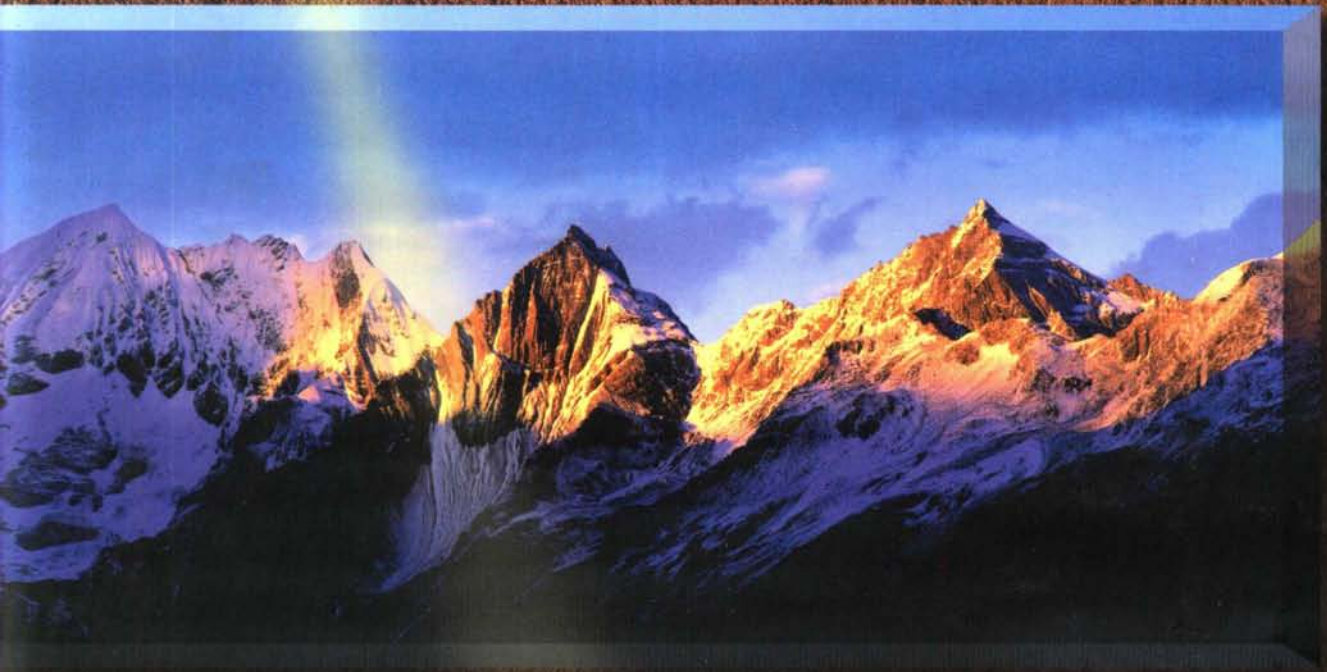


青藏高原的构造演化与隆升机制

Tectonic Evolution and Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau

肖序常 李廷栋 主编

Chief Editors Xiao Xuchang Li Tingdong

广东科技出版社

Guangdong Science & Technology Press

青藏高原的构造演化与隆升机制

Tectonic Evolution and Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau

肖序常　李廷栋　主编

广东科技出版社

图书在版编目（CIP）数据

青藏高原的构造演化与隆升机制/肖序常，李廷栋主编 .—广州：广东科技出版社，2000. 5
ISBN 7－5359－2182－5

Ⅰ. 青… Ⅱ. ①肖…②李… Ⅲ. ①青藏高原-大地构造学②青藏高原-隆起带-造山运动 Ⅳ. P548.27

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2000）第 10217 号

Qing－Zang Gaoyuan De Gouzao Yanhua Yu Longsheng Jizhi

出版发行：广东科技出版社
（广州市环市东路水荫路 11 号　　邮码：510075）
E-mail：gdkjzbb@21cn. com
出 版 人：黄达全
经　　销：广东新华发行集团股份有限公司
排　　版：广东科电有限公司
印　　刷：广东省佛山市印刷公司
（佛山市普澜公路石头乡　邮码：528041）
规　　格：787mm×1 092mm　1/16　印张 20.75　插页 1　字数 410 千
版　　次：2000 年 5 月第 1 版
2000 年 5 月第 1 次印刷
印　　数：1～400 册
定　　价：100.00 元

如发现因印装质量问题影响阅读，请与承印厂联系调换。

Tectonic Evolution and Uplift of the Qinghai - Xizang (Tibet) Plateau

Chief Editors Xiao Xuchang Li Tingdong

Guangdong Science & Technology Press
Guangzhou China

本书承广东优秀科技专著出版基金会推荐与资助出版

广东优秀科技专著出版基金会

广东优秀科技专著出版基金会

顾问：钱伟长

（以姓氏笔画为序）

王　元　卢良恕　伍　杰　刘　杲
许运天　许学强　许溶烈　李　辰
李金培　李廷栋　肖纪美　吴良镛
汪家鼎　宋木文　宋叔和　陈元直
陈幼春　陈芳允　周　谊　钟南山
钱迎倩　韩汝琦　焦树德

名誉会长：（以姓氏笔画为序）

马万祺　任仲夷　庄世平　刘皇发
何克勤　余国春　柯正平　梁广大
曾宪梓　黎子流

评审委员会

主任：谢先德

委员：（以姓氏笔画为序）

邓铁涛　卢永根　卢明高　伍尚忠
刘振群　刘颂豪　李任先　李岳生
李宝健　张士勋　张展霞　陈兴业
赵元浩　高惠广　容柏生　黄达全
黄衍辉　彭文伟　傅家谟　谢先德
蔡荣波　欧阳莲

鸣　　谢

广东优秀科技专著出版基金捐助者

中共广东省委、广东省人民政府
广州市人民政府
广东省科学技术委员会
广东省新闻出版局
中共深圳市宝安区委
广东省财政厅
中共珠海市委、珠海市人民政府
深圳市人民政府
广东省交通厅
广东省农业委员会
广东省建筑设计研究院
广东省东莞市人民政府
广东岭澳核电有限公司
广东省五金矿产进出口公司
新发塑料染料公司
广东省东莞市五金矿产公司
广东省广州市钢铁有限公司
广东省中国旅行社
广东省陶瓷公司
广东外语外贸大学企业管理系
广东省社会福利(集团)公司
澳门南方建筑置业有限公司
香港旅港南海商会有限公司
香港裕华国产百货有限公司
香港珠江船务有限公司
香港南洋商业银行
马万祺
曾宪梓
庄世平
刘皇发
余国春
陆明机
黄幼桐

广东优秀科技专著出版基金会

内 容 简 介

本书分析研究了近10多年来有关青藏高原地质、地球物理以及地球化学等资料，并结合作者的实践，对国内外关注的有关青藏高原形成演化的重大问题进行了探讨；特别是对青藏高原构造格局、特提斯演化、高原岩石圈结构、隆升机制及效应作了论述。青藏高原具有独特的地壳结构和处于冈瓦纳古大陆与欧亚大陆碰撞造山带的关键地带；它是世界上最高、面积广阔、形成最晚的高原；是当今地球科学研究领域热点之一；青藏高原也是我国研究程度相对较低的地区。因此，本书的出版对岩石圈结构、造山带演化、大陆动力学乃至全球变化的深入研究均有着重要意义和积极作用；对开展区域地质调查、科学研究以及边陲地区开发也具有重要的参考价值。

前　言

岩石圈结构、演化及动力学是当代地球科学的重要前沿领域。青藏高原以其独特巨厚的地壳结构和处于冈瓦纳古大陆与欧亚大陆碰撞造山带的关键地带，是世界上最高、最新和最广阔的高原。不言而喻，对其深入详细的剖析，将为岩石圈深部结构、造山带演化以及大陆动力学等方面提供重要信息，它是当今岩石圈研究中的理想地区和国际上公认的大陆动力学“野外实验室”。同时，对其演化和隆升的研究，还涉及全球在气候变化、自然灾害、能源、矿产和生态环境等人类赖以生存的若干重大问题。为此，地质矿产部把“青藏高原岩石圈结构、隆升机制及其效应”列为“八五”计划期间重点基础项目，本书较系统地报导该项目的研究成果。近十多年来，青藏高原形成、演化和隆升是国际地学界讨论的热点，对青藏高原的调查研究处于“竞争势态”，论著和讨论会之多，可能在地球科学中名列前茅。但纵观现有主要论述，大多侧重从各自专业学科出发，多学科、多方法、多手段结合的综合研究为数不多，因而，本项目目的是：试图围绕青藏高原的形成演化进一步深化多学科的综合研究。

“八五”计划期间，作者在分析研究现有地质、地球物理，特别是深部地球物理探测和地球化学等资料、数据的基础上，结合关键地段考察，对青藏高原演化历史，特别是晚古生代以来不同地体时空演化特征、冈瓦纳古大陆及东特提斯域演化过程等进行了论证，对高原隆升机制及效应作了探讨。

进行该项目研究工作时，作者强调构造历史分析与构造动力学结合，力图避免繁冗的描述；强调运用新技术方法提供定量—半定量数据，但避免纯“数学化”的模拟；强调微构造与宏观区域构造结合，以及深部地球物理探测与高温高压试验结合的研究。但由于青藏高原自然条件和研究程度以及作者水平所限，上述思路还要在今后进一步深化。有关青藏高原形成的大量资料、数据有待研究深化的今天，本书论述仅根据近年有关著述和短期考察，显然在综合分析研究资料方面，难免有所疏漏，可能挂一漏万；在认识上恐有片面，可能以偏概全，尚希读者不吝指正。

本书主要报导上述项目“八五”计划期间工作进展及取得的成果，包括以下几方面：

(1) 结合已有大量地层古生物和沉积学方面资料，较系统地论述了高原及邻区、不同地体、不同时期沉积特征、古地理面貌和古构造格局，对高原整体的构造演化提供了沉积上依据；首次编制了高原及邻区小比例尺的自早古生代—新近纪的岩相古地理图，进一步分析研究高原全区自寒武纪—新生代的古生物区系，进行了4级生物古地理分区，首次建立了一个新的一级生物古地理分区和编制了全区小比例尺生物古地理分区图，为高原演化特别是新生代以来高原隆升和阶段划分提供了依据。

(2) 关于特提斯演化和规模问题，对青藏高原古生代—新生代沉积相、古生物群

落、古地磁以及蛇绿岩现有资料作了分析研究，对晚古生代—中生代几类具代表性的古生物群落作了分异度统计，参考前人对高原地区晚古生代古生物多变分析的吝啬分析（Parsimony analysis of endemism）以及参考蛇绿岩粗略推算洋盆规模提供的半定量数据等，说明晚古生代—早中生代不存在6 000km ~ 7 000km 宽阔无际的特提斯大洋；也不存在广阔的“新特提斯大洋”，它们具有微古陆与洋盆和海湾相间的构造格局。所谓青藏高原是由“冈瓦纳古大陆北缘不断解体的块体组成”，“大洋、大漂移”的论点，是值得商榷的。

（3）对高原及邻区构造单元划分，重新作了对比研究；编制了包括深部地质剖面和构造演化流程图的 1:500 万青藏高原大地构造图（拟另单独出版）；通过喜马拉雅山中段及藏南路线考察，对变质基底变质、变形作用进行了研究；对喜马拉雅中段结晶岩系重新厘定。将青藏高原造山带进行了分类。

（4）对青藏高原晚新生代地质构造，主要包括沉积盆地形成演化、岩浆活动以及变形特征等作了较详尽论证，特别是对近年取得的 GPS 及效应的新成果作了报导。

（5）关于青藏高原隆升机制及效应问题，对高原隆升的各方面地质依据作了重新审定；在综合现有国内外对青藏高原及邻区裂变径迹（FTA）为主的同位素测试和 GPS 测量及本项目测试结果的基础上，对高原隆升速率提出了半定量依据，划分了高原隆升阶段和探讨了高原隆升规律性。在综合分析近几年有关深部地球物理成果基础上，着重对地学界提出的高原地壳缩短、加厚及隆升机制和模式进行了评述；进一步提出高原隆升“多层次、多阶段、多因素”的依据，并论证了隆升机制。对高原陆内新生代以来构造变形、构造动力学特征作了综合分析研究，认为：新生代以来，来自印度洋扩张的挤压应力，大部分为高原内部各类变形构造吸收；高原北部阿尔金走滑断裂起到较强的吸收和阻挡作用，高原东部 102°E 构造带也起到阻挡作用，南来的挤压应力对天山及其以北和 102°E 以东，不可能产生强烈影响。

（6）根据力学上的叠加原理和各地体的应力分布特征，探讨了青藏高原的大陆动力学，认为重力和印度板块与欧亚板块汇聚的挤压力的共同作用，是导致高原隆升和伴随而来的一系列地质构造现象的主要因素。

本书共分 9 章，撰写情况如下：第一章由刘训、王永负责；第二章由姚培毅负责；第三章由陈炳蔚、任留东、王彦斌负责；第四章由肖序常负责；第五章由鲍佩声、王军负责；第六章由陈智梁、潘桂棠负责；第七章由肖序常、李廷栋、王军负责；第八章由郑英龙负责；第九章由李廷栋负责；前言、结语由肖序常负责；全书编排和校订主要由鲍佩声、王军承担；全书审定主要由肖序常承担。

本书系地质矿产部资助的“八五”计划重大基础项目的科研成果；项目负责人：肖序常、李廷栋；课题负责人：刘训、姚培毅、陈炳蔚、鲍佩声、陈智梁。

目　　录

第一章　青藏高原的地层分布、沉积特征和岩相古地理……（1）
第一节　前震旦纪时期……（3）
第二节　震旦纪—早古生代时期……（10）
第三节　晚古生代—三叠纪时期……（24）
第四节　侏罗纪以后的中新生代时期……（46）
参考文献……（57）

第二章　青藏高原及邻区生物古地理……（61）
第一节　早古生代青藏高原及邻区生物古地理……（63）
第二节　晚古生代青藏高原及邻区生物古地理……（67）
第三节　中生代青藏高原及邻区生物古地理……（72）
第四节　新生代青藏高原及邻区生物古地理……（77）
参考文献……（80）

第三章　青藏高原及邻区大地构造及有关的变形特征……（83）
第一节　青藏高原岩石圈结构概述……（85）
第二节　青藏高原及邻区变质基底的构成……（87）
第三节　主要构造单元的基本特征……（94）
第四节　青藏高原主要造山带构造变形的某些特征……（105）
第五节　青藏高原北部及相关造山带的演化特征——古陆壳内部的裂陷与拼合……（113）
第六节　青藏高原南部特提斯演化……（117）
参考文献……（121）

第四章　不同地质时期特提斯洋形成和消减……（123）
第一节　晚古生代—早中生代印度大陆与欧亚大陆之间不存在广阔的“古特提斯大洋”……（125）
第二节　中生代印度大陆与亚洲大陆之间也不存在广阔深邃的“新特提斯大洋”……（127）
第三节　从古地磁资料评论特提斯洋……（131）
参考文献……（134）

第五章　青藏高原缝合带的岩石学、地球化学及其构造意义 …… (137)
第一节　班公错—东巧—丁青—怒江缝合带 …… (139)
第二节　雅鲁藏布江缝合带 …… (165)
参考文献 …… (188)

第六章　青藏高原陆内造山作用——晚新生代地质构造 …… (191)
第一节　晚新生代沉积盆地特征 …… (193)
第二节　晚新生代岩浆活动 …… (204)
第三节　晚新生代构造形变 …… (209)
第四节　青藏高原隆升 …… (222)
第五节　青藏高原东部地壳形变和 GPS 测量 …… (227)
参考文献 …… (232)

第七章　青藏高原大陆动力学 …… (237)
第一节　青藏高原隆升的地质依据 …… (239)
第二节　青藏高原隆升的半定量—定量依据 …… (242)
第三节　青藏高原地壳加厚、缩短和隆升的构造动力学及其效应 …… (252)
参考文献 …… (267)

第八章　青藏高原区域应力场的探讨 …… (271)
第一节　岩石圈模型应力计算的数理方法 …… (274)
第二节　青藏高原岩石圈应力分布特征及其地质意义 …… (280)
参考文献 …… (293)

第九章　青藏高原地质调查研究历史 …… (297)
第一节　启蒙阶段的地质调查 …… (299)
第二节　奠基阶段的地质调查研究 …… (301)
第三节　大发展阶段的地质调查研究 …… (304)
第四节　深化阶段的地质调查研究 …… (306)
参考文献 …… (309)

结语 …… (312)

CONTENTS

Chapter 1 Stratigraphy, features of sedimentation and paleogeography of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau ..... (1)

1. Pre-Sinian period ..... (3)
2. Sinian to Early Paleozoic period ..... (10)
3. Late Paleozoic to Triassic Period ..... (24)
4. Meso-Cenozoic period since Jurassic ..... (46)

References ..... (57)

Chapter 2 Paleobiogeography of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and adjacent area ..... (61)

1. Early Paleozoic Paleobiogeography division ..... (63)
2. Late Paleozoic Paleobiogeography division ..... (67)
3. Mesozoic Paleobiogeography division ..... (72)
4. Cenozoic Paleobiogeography division ..... (77)

References ..... (80)

Chapter 3 Characteristics of tectonics and deformation of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its adjacent regions ..... (83)

1. Lithospheric structure of the Qinghai – Xizang (Tibet) plateau ..... (85)
2. Formation of the metamorphic basement of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau and its adjacent regions ..... (87)
3. Characteristics of the main tectonic units ..... (94)
4. Characteristics of the tectonic deformation of the main orogenic belts in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (105)
5. Disintegration and amalgamation of the paleocontinent crust——the evolution characteristics of the north part of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau and its adjacent orogenic belts ..... (113)
6. The Tethys evolution of the south part of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (117)

References ..... (121)

Chapter 4 Formation and subduction of Tethys Ocean during various geological periods ..... (123)

1. Lack of geological evidences from the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau for the existence of the "vast Late Paleozoic Tethys Ocean" ..... (125)

2. Lack of geological evidences from the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau for the existence of the "wide Meso-Neo Tethys Ocean" ..... (127)
3. A brief view of Tethys Ocean from the basis of paleomagnetic data ..... (131)
References ..... (134)
Chapter 5 Petrology and geochemistry of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau suture zone and its tectonics significance ..... (137)
1. Bangongcuo-Dongqio-Dingqing-Nujiang suture zone ..... (139)
2. Yaluzangbu River suture zone ..... (165)
References ..... (188)
Chapter 6 Orogenesis and Neotectonics (tectonics of Late Cenozoic) of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (191)
1. Characteristics of the Late Cenozoic basin ..... (193)
2. Characteristics of the Late Cenozoic magmatism ..... (204)
3. Characteristics of the Late Cenozoic tectonic deformation ..... (209)
4. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (222)
5. The result of the GPS and crust deformation in the eastern part of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (227)
References ..... (232)
Chapter 7 Continental dynamics of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (237)
1. Geological evidences of the uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (239)
2. Semiquantitative-quantitative estimation for the uplift rate of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (242)
3. Mechanism of the crustal thickening, Shortening and uplifting of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau and its effects ..... (252)
References ..... (267)
Chapter 8 An approach to the regional stress field of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (271)
1. Numerical modeling of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau's lithosphere ..... (274)
2. Stress distribution in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau's lithosphere ..... (280)
References ..... (293)
Chapter 9 The history of geological investigation in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (297)
1. Initial period of geological investigation in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau

..... (299)
2. Foundation period of geological investigation in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (301)
3. Development period of geological investigation in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (304)
4. Deepening period of geological investigation in the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau ..... (306)
References ..... (309)
Epilogue ..... (312)

第一章

青藏高原的地层分布、沉积特征和岩相古地理

刘 训 王 永

地域辽阔的青藏高原，是由原来不同的板块（或地体）拼合而成的（王鸿祯，1985；王鸿祯等，1990；吴功建等，1989；Hsu *et al*.，1995）。在不同的地质历史时期中，这些板块（或地体）上发育了不同类型的沉积盆地，接受了不同的沉积物（李春昱等，1982）。这些盆地的分布和性质明显受控于当时的古地理面貌和古构造状态，后者又直接控制了盆地内沉积物的特征。通过系统地研究盆地内的沉积物，就可以确定这些沉积物形成时的古地理面貌和古构造背景，从而恢复这些沉积物形成时盆地的板块构造配置，进而再造它们的发展演化过程。现代的青藏高原上所保存下来的不同地层就是高原发展演化的历史见证。通过对高原不同板块（或地体）上地层和沉积物的研究，就可以再造这些板块（或地体）在地质历史时期中的面貌，认识它们的发展历史。

根据已有的资料，本章将所涉及的青藏高原划分为以下不同的单元。

塔里木板块：包括塔里木地体，西昆仑地体。

祁连构造带：包括酒泉—北祁连地体，中祁连地体，南祁连地体。

柴达木地块：包括柴达木北缘地体，柴达木地体，北昆仑地体和南昆仑地体。

扬子—羌塘板块：包括巴颜喀拉地体，羌塘地体，喀喇昆仑地体。

冈底斯—印度板块：包括冈底斯地体，喜马拉雅地体和印度克拉通地体。

关于青藏高原上不同时期的地层分布，几十年来的研究已经取得了很大的进展，初步建立了各个构造单元上的地层层序以及它们的划分对比（徐宪等，1982；中国科学院南京地质古生物研究所等，1984；林宝玉等，1989）。近年来，高原及相邻各省区在1:100万和1:20万区域地质调查基础上编写了各省区的区域地质志，对有关地层等问题进一步进行了系统的总结。所有这些，虽然还有很多争论和分歧，但还是为认识青藏高原的发展演化打下了基础。

本章对于地层的划分对比不作详细讨论，而着重于通过对不同单元上沉积特征的初步分析，来探讨它们在不同地质历史时期中的沉积—构造面貌和它们的演化过程。以下按几个不同的阶段分别进行讨论：前震旦纪时期，震旦纪—早古生代时期，晚古生代—三叠纪时期，侏罗纪以后时期。

第一节　前震旦纪时期

青藏高原上前震旦系有广泛的出露。目前已知，前述的各个板块上都见有前震旦系分布（如表1-1）。从时间上又可以将前震旦纪的发展分为两个阶段：前长城纪阶段和长城纪到青白口纪阶段。这两个阶段的构造发展面貌和特征均有明显的不同，因而所形成的产物也有明显不同的特征。其基本特征可归纳为：早期（太古宙至古元古代时期）为地壳普遍活动的时期，尚无明显的稳定块体存在，各地区的基本面貌较为相似；后期（中元古代开始）出现有相对稳定的陆壳块体，在不同块体之间及块体的内部（稳定地区）和边缘（活动带）之间均出现有明显的差异。

表 1-1　　青藏高原及邻区前寒武系对比简表

				塔里木				祁连		昆仑—柴达木			冈瓦纳		扬子—羌塘	
				西昆仑	铁克里克	柯坪塔格	库鲁克塔格	中—南祁连	北祁连	阿尔金山	东昆仑	柴北缘	喜马拉雅	冈底斯	喀喇昆仑	羌塘
上覆地层				O	O	$Є_1$	$Є_1$	O	$Є_2$	O	Pzl	Є－O	Є	O	Є－O	D
元古宇	新元古界	震旦系	上统	塞图拉群	克孜苏胡木组 库尔卡克组	奇格布拉克组 苏盖特布拉克组	汉格尔乔克组 水泉组 育肯沟组 扎摩克提组	多若诺尔群 查干布尔嘎斯组	白杨河群	环藻山组 石英梁组		环藻山组 石英梁组	震旦系	念青唐古拉群		阿木岗群下部
			下统		恰克力克马克群	尤尔美那克组 巧恩布拉克组	特瑞爱肯组 阿勒通沟组 照壁山组 贝义西组	麻黄沟组 石板墩组		枯柏木组 麻黄沟组		枯柏木组 麻黄沟组				
		青白口系			苏库罗克组		帕尔岗塔格群	龚岔群	大柳沟群	索尔库里群	丘吉东沟组		聂拉木群			
	中元古界	蓟县系		塔昔达坂群	苏玛兰组 博查特塔格组		爱尔基干组	托莱南山群	镜铁山群	塔昔达坂群	冰沟组	蓟县系				
		长城系		巴什考贡群	布卡吐维组 拉依勒克组 卡拉克尔组		波瓦姆群	党河群	朱龙关群	巴什考贡群	小庙群	长城系			甜水海群	
	古元古界			库浪那古群	塞拉加兹塔格组 埃连卡特群	阿克苏群 木扎尔特河群	兴地塔格群	野马南山群	北大河群	兴地塔格群	金水口群	达肯达坂群			古元古界	
太古宇					赫罗斯坦群		托格拉克布拉克杂岩			米兰群						

一、太古宙—古元古代

（一）塔里木板块

目前已知，在塔里木的南北两侧均有太古宇和古元古界分布。北侧主要分布在库鲁克塔格地区，太古宇称为托格拉克布拉克杂岩（高振家等，1993）。其岩性可分为上、下两段。下段为片麻岩段，以钠长片麻岩为主，并以含绿帘石和白云母为特征，原岩可能是一套富钾高铝的中酸性岩浆岩—火山岩；上段为变粒岩段，以二云钠长变粒岩、白云钠长变粒岩以及不同的石英片岩为主，夹黑云母片岩、钠长片麻岩等，推测其原岩为陆源的杂砂岩等。目前已知该群最大的年龄为3 263Ma（Sm－Nd，全岩）（胡霭琴等，1992），此外，以前还报导过其年龄为（2 810±17）Ma（U－Pb，锆石），侵入于该群中的TTG花岗岩的年龄为（2 487.7±10.2）Ma和（2 582±11）Ma（高振家等，1993），这些年龄值都证明了本区太古宇的存在，可能还有中太古界存在。

古元古界在塔里木北侧的库鲁克塔格地区称为兴地塔格群。该群不整合在太古宇托格拉克布拉克杂岩之上，其岩性可分为3个亚群。下亚群主要为黑云石英片岩、矽线黑云石英片岩夹石英岩；中亚群以大理岩为主，镁含量较高；上亚群以云母片岩和石英片岩为主，夹石英岩和大理岩。该群总厚可达4 000m，其原岩是一套砂泥质组成的近源复理石浊流沉积，反映了大陆岛弧和安第斯型活动陆缘的构造环境。其上被以石英岩为特征的波瓦姆群所不整合覆盖。

库鲁克塔格地区的太古宇和古元古界总体上反映了一种地壳普遍活动的状态，虽然有一些古老的陆核，但也还没有稳定的陆块出现。塔里木板块南侧也出露有一些古元古代的地层，分别称为赫罗斯坦群和埃连卡特群，也是一套深变质岩系，混合岩化较强，已报导的年龄为（2 261＋95）Ma～（2 261－76）Ma，表明也是属于这一时期的产物，并反映了一种不稳定的构造状态。

在塔里木东缘的阿尔金山北段，已发现有一套相当于太古宇的地层，称为米兰群。其岩性为黑云角闪钾长变粒岩、含辉石钾长变粒岩、钾长麻粒岩和紫苏麻粒岩等，均有明显的混合岩化。根据青海区域地质调查资料①，其中斜长角闪岩的年龄为2 462.5Ma（U－Pb），此外还测得1 666.6Ma和1 469.6Ma两个年龄值（K－Ar，角闪石），因而被认为属太古宙的产物，后两个年龄代表了一次后期的构造—热事件。该地区的下元古界也称兴地塔格群，和库鲁克塔格地区具有相似的面貌。

（二）祁连构造带

已有资料表明，在中祁连和北祁连等地均有古元古界出露，而且有的还可能包括了太古宇的成分。中祁连的古元古界称野马南山群，下部以黑云斜长片麻岩等片麻岩为主，上部以片岩为主，包括黑云片岩、角闪片岩、石英片岩夹大理岩、白云岩等。其原

① 青海区域地质调查队．1985．俄博梁幅（J－46－Ⅸ）1:20万区域地质调查报告

岩主要是砂泥质复理石夹海相中基性火山岩。在青海湟源一带的湟源群，以中深变质和混合岩化为特征，其中已测得锆石 U－Pb 年龄为2 469Ma（王云山，1991），说明其中还可能有太古宙的成分。北祁连的古元古界为北大河群，岩性特征与中祁连相似，主要是一套以片岩、片麻岩为主的变质岩系，上部夹大理岩和白云岩，具强烈混合岩化，也是地壳强烈活动状态下的产物。

（三）柴达木地块

柴达木北缘的达肯大坂群也具有类似的面貌，变质深，并有强烈的混合岩化，其下部以碎屑岩及海相火山岩为主，上部夹有较多的碳酸盐岩。目前对其年代尚有争议，青海省地质矿产局（1991）根据其中的锆石 U－Pb 年龄（1 429Ma～2 205Ma）将其归入古元古界，但可能其时间跨度更长。

北昆仑地区的古元古界称金水口群，主要由片麻岩、片岩、麻粒岩、角闪岩和大理岩所组成，原岩是一套复理石型的碎屑岩和海相中基性火山岩，目前已测得最大的年龄数值为（1 846±109）Ma，因而也被视为古元古代的产物。

（四）扬子—羌塘板块

该板块过去被认为其特征是以中新元古界为基底，然而近年来已陆续报导有太古宇—古元古界的存在。在青藏高原的范围内，目前已报导的古元古界仅见于最西端的喀喇昆仑地区。该区古元古界主要由一套深变质岩系组成，包括片麻岩、片岩、大理岩，含硅线石云母片岩和石英片岩等，常夹有各种混合岩，在世界第二高峰——乔戈里峰附近有大面积分布，目前尚无直接的时代依据，新疆区域地质调查队①通过对比认为其属于古元古界。

羌塘地区尚无这一时期地层的可靠资料。

（五）冈底斯—印度板块

本区属印度—冈瓦纳古板块的一部分，而印度板块新太古宇的分布是人们共知的。青藏高原这部分的太古宇—古元古界目前尚无肯定的资料，但肖序常等（1988）报导的珠穆朗玛峰地区锆石中继承性铅的年龄为2 200Ma，可以认为它们和印度板块一样具有这一时期的古陆核。

总体来看，在目前青藏高原的不同块体上，都已发现了这一时期的产物，而且都已经发生了强烈变质。从已有的原始沉积特征来看，都是属于一些活动状态下的沉积，尚未发现这一时期有相对稳定状态下的产物，反映当时整个地区还没有稳定的陆块出现。这些不同的块体大体上处于相似的构造活动状态之下，反映了这时地壳普遍活动的特征。

---

① 新疆区域地质调查队．1984．西昆仑山叶尔羌河上游地区 1:100 万区域地质调查报告

二、中 元 古 代

这里主要包括了长城纪和蓟县纪时期。这一时期的沉积记录在青藏高原的各个板块上的分布仍然比较零星，只是在一些古老的块体上有所见及。

（一）塔里木板块

塔里木板块上这一时期已开始有明显的稳定类型沉积出现，并形成了塔里木的第一套盖层。在塔里木板块北缘的库鲁克塔格地区，长城系称波瓦姆群，可分为上、下两个亚群：下亚群具有4个由石英岩、片岩和大理岩等组成的旋回，每个旋回底部都有成熟度较高的石英质砾岩或石英岩，每个旋回厚数百米。上亚群为石英岩和云母片岩的互层，夹大理岩，局部有火山岩（高振家等，1985）。整个剖面的结构类型和华北蓟县剖面非常相似，代表了一种浅水稳定环境下的沉积。

同样，在塔里木板块南部的铁克里克地区，已报导有一套地台型的长城系（马世鹏等，1991）。这表明从长城纪开始，塔里木开始形成为一个古老的稳定陆块——古塔里木地台。

与之成明显对照的是在塔里木板块周缘，这一时期还有一些明显不同类型的沉积，例如阿尔金山北侧的长城系巴什考贡群和中天山地区的星星峡群。这些变质岩系的原岩，前者主要是一套含火山岩的砂泥质复理石沉积；后者也是一些砂泥质的复理石夹中基性火山岩。它们都是一种大陆边缘的沉积，反映了大陆边缘不稳定的状态。由此可以看出，在长城纪时期，古塔里木地台及其周缘地区，稳定与活动的分异已经开始出现了。

蓟县纪时期，塔里木板块及其相邻的地区普遍出现为碳酸盐岩沉积，稳定类型的沉积范围明显扩大，仅阿尔金山地区的蓟县系塔昔达坂群为一套砂泥质复理石夹火山岩的沉积，并夹有碳酸盐岩和硅质岩，表明仍然属于一种大陆边缘的活动状态。

（二）祁连构造带

北祁连地区的长城系称为朱龙关群，它由下岩组的含铁复理石建造和上岩组的碳酸盐岩—火山岩—复理石建造所组成，其总体特征表现为：碎屑岩成分复杂，成熟度低，常以硬砂质为主；碎屑岩中常见复理石韵律；火山岩发育，以辉石玄武岩、拉斑玄武岩为主，属于一种强烈拉张状态下的深水裂陷槽中的沉积。

北祁连的蓟县系称镜铁山群，其下岩组是一套具复理石韵律的粉砂岩和千枚岩，夹玄武岩和火山碎屑岩，上岩组以碳酸盐岩为主夹千枚岩和板岩等，其沉积特征反映了一种大陆斜坡环境下的沉积，表明在蓟县纪时期北祁连仍处于一种强烈拉张下陷的构造环境之中。

但是在中祁连地区，长城系的党河群，不整合在古元古界之上，其岩性是一套碎屑岩—碳酸盐岩，包括中粗粒石英砂岩、含砾石英砂岩、粉砂岩、板岩等，向上变为以碳酸盐岩为主，总厚3 000m左右。岩性和厚度变化都很大，可能是早元古代基底固结以后的陆块上的地形起伏所造成，其中基本不含火山物质，碎屑岩以石英质为特征，反映的是一种相对稳定的陆块上的滨海、浅海沉积。向东到青海湟源地区的湟中群，也以巨厚、纯净的石英岩为特征。

由此可见，从长城纪时期开始，祁连已经出现了明显的活动与稳定的分异，稳定地区如中祁连，其面貌和华北、塔里木等稳定地体非常相似；而其周边的北祁连则为裂陷大陆边缘的活动地区。

（三）柴达木地块

在柴达木的南侧，北昆仑地区的长城系称小庙群，下部为石英岩、长石石英岩等夹片岩和片麻岩，上部以石英片岩为主，夹石英岩和大理岩，总厚 800m 左右，属于一种稳定环境的浅海陆棚—碳酸盐台地的沉积，代表了该地区最早的一次盖层沉积。蓟县系冰沟群主要是一套碳酸盐岩，延续了长城纪时期的稳定环境。

由此可以看到，在现今的青藏高原北部，由于祁连的强烈拉张、开裂，将稳定的华北板块与柴达木分开了，从而形成为两个不同的块体；而祁连地区从中元古代开始发生开裂和扩张，直到新元古代—早古生代初形成了一个新的小洋盆。

（四）扬子—羌塘板块

羌塘地区的长城系主要分布在喀喇昆仑地区，称为甜水海群（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。在阿克塞钦、甜水海至天神大坂一带，甜水海群是一套浅变质的碎屑岩和碳酸盐岩。可分为 3 部分：下部石英砂岩、石英岩夹变质砂岩和粉砂岩；中部为长英质砂岩及钙质粉砂岩；上部为变质钙质砂岩、千枚岩、硅质灰岩和大理岩，其中并产有叠层石和核形石，总厚可达4 200m。总体上组成了一个海进序列，反映了一种相对稳定状态下的盖层沉积，但和华北的序列有所不同，属不同板块上的产物。羌塘往东的地区，这一时期的地层没有明确的时代依据，后面不再讨论。

（五）冈底斯—印度板块

由于这个板块上的中元古代地层尚无明确的资料，这里不作讨论。

三、新元古代早期

这里所指的是青白口纪时期。在青藏高原各个块体上，这一时期的沉积已有较广泛的分布，但也是以北部地区研究较为详细，故仍以塔里木板块和祁连构造带作为讨论的重点。

（一）塔里木板块

和前一个时期相比，塔里木板块上青白口系的活动与稳定的分异已经不那么明显了。在库鲁克塔格，青白口系称帕尔岗塔格群，其下亚群主要是石英岩、石英片岩和千枚岩，上亚群为大理岩、白云岩、白云质灰岩夹千枚岩，富含叠层石，总厚约1 100m，是一种典型的稳定浅水沉积。同样的面貌见于塔里木南侧的铁克里克地区。更往南的西昆仑地区，已无青白口纪的沉积，表明塔里木南缘于这一时期已经开始隆起。

阿尔金地区的青白口系索尔库里群，也以石英质碎屑岩和钙镁质的碳酸盐岩为主[①]，表明此时的阿尔金山也已进入了稳定的状态。这些说明塔里木板块到了青白口纪时已经大部分成为稳定的地区。

（二）祁连构造带

北祁连地区的青白口系称大柳沟群。总的是一套由泥质灰岩、钙泥质粉砂岩、白云质灰岩、白云岩和千枚岩等所组成的互层，总厚可达5 000m。属于一种外陆棚—大陆斜坡的沉积。值得注意的是，在中祁连地区可见到青白口系龚岔群不整合在蓟县系的碳酸盐岩之上。龚岔群总体来说是一套碎屑岩—碳酸盐岩的旋回，下部是岩屑质的砂岩和粉砂岩，杂基支撑为主，并具有一定的粒序层，还见有同沉积的水下滑动构造。反映了这是一种大陆斜坡海底扇的沉积（刘训等，1995）。中祁连西部的龚岔组中还见有火山岩，变质程度有所提高。所有这些表明，到青白口纪时期，受北祁连开裂的影响，中祁连也开始裂陷，接受了一套活动型的沉积。

（三）柴达木地块

在这一地块上，青白口系主要分布在柴达木南部的北昆仑地区。青白口系丘吉东沟组是以细碎屑岩为主的沉积，有长石石英砂岩、粉砂岩、石英粉砂岩和粘板岩，下部夹白云岩和硅质板岩。代表了一种稳定型的板块内的滨海、浅海沉积。

南昆仑地区的青白口系是另一种类型的活动型沉积。该区青白口系称万宝沟群。总的来说，这是一套变质的碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩的组合，厚度可达6 000m。其中的碎屑岩均为成熟度较低的岩屑砂岩、长石岩屑砂岩；其中常夹有巨厚的火山岩，主要为拉斑系列的玄武岩，可能是与海底扩张有关的地壳不稳定状态下的产物（朱志直等，1985）。从万宝沟群的沉积特征及其所处的构造位置来看，它们可能是一种裂陷大陆边缘的沉积，表明了柴达木地块南侧大陆边缘位置的所在。

（四）扬子—羌塘板块和喜马拉雅地区

扬子—羌塘板块上这一时期的面貌不清楚。羌塘地区阿木岗群下部的变质岩系和安多片麻岩有可能是这一时期的产物。

在喜马拉雅山北坡分布的聂拉木群，岩性为一套片岩、片麻岩、变斑晶混合岩、板状大理岩和千枚岩等，其原岩可能是一套含长石和岩屑的硬砂岩或砂泥质碎屑岩建造（西藏自治区地质矿产局，1993）。它们是印度—冈瓦纳板块的一部分。

（五）综　　述

综上所述，在青藏高原的不同地区都有前震旦系的分布，它们的面貌虽然有所不同，但仍可看出：①它们和周缘相邻板块的面貌基本可以对比，因而也是我们划分板块

---

① 新疆区域地质调查队．1981．索尔库里幅（J－46－Ⅶ）和巴什考贡幅（J－46－Ⅷ）1:20万区域地质调查报告

的依据之一；②从已出露的地层资料可以看到，太古宙—古元古代时，本区和其他地区一样，地壳处于普遍活动的状态。从中元古代开始，本区也出现了活动与稳定的分异，开始出现古老的稳定地体和周缘的活动地区。继而，在老的稳定地区又可以发生新的开裂，形成新的活动带，造成了地壳结构的改组。古生代时期，本区就是在这一基础上进一步发展的。

第二节　震旦纪—早古生代时期

这一时期的地层在青藏高原上分布较广，研究也略为详细些，特别是这一时期的沉积特征也具有比较明显的差别，为讨论该时期的沉积—构造演化提供了一定的条件。在这一时期内，前述不同板块的特征及相互的差异也比较清楚，以下分不同时期简述之。

一、震　旦　纪

震旦系在青藏高原的分布相对要少一些，主要见于塔里木板块上及其相邻地区，在柴达木北缘、阿尔金山、祁连山北部和中部也都有分布，其他地区较少或时代不确切。

（一）塔里木板块

塔里木及其周缘的震旦系可分为3种类型：板块内的稳定型浅海沉积；板块内的裂陷槽沉积和板块边缘的活动型沉积。

板块内的稳定型浅海沉积主要见于塔里木北缘的柯坪塔格和南侧的铁克里克等地，这里的震旦系已有较多的研究和报导。目前地震和钻孔资料证明了盆地内也有震旦系广泛分布，总体上来看，下统主要为碎屑岩并含冰迹层和火山岩，上统主要以碳酸盐岩为特征。厚度一般在1 000m～3 000m左右。现以塔里木南缘的铁克里为例（图1-1）。该区震旦系分为：下统牙拉古孜组和恰克马克力克群；上统库尔卡克组和克孜胡苏木组（马世鹏等，1989）。牙拉古孜组是一套山麓洪积相的粗碎屑岩。恰克马克力克群底部的波龙组是以冰碛物为主的沉积，包括有冰湖相的泥质岩、硅质岩等；其上还有滨岸带含冰迹砾石的混碛砾岩，其上的克里西组是一套间冰期的沉积，从河湖相的细碎屑岩到滨岸带的粗碎屑岩都有出现；该群上部的雨塘组是又一套冰川沉积，见有含冰碛砾石的杂砾岩、杂砂岩和泥质硅质岩等，上部有滨岸带粗碎屑岩。上统的两个组基本上是由滨岸—浅海—潮坪带的石英质碎屑岩和碳酸盐岩所组成。总体上这套震旦系属于一种稳定台地型的板内盆地沉积，厚度不大，也没有强烈的火山活动。

北侧阿克苏以西的柯坪塔格震旦系具有类似的面貌，仅其上部夹有少量的基性火山岩，总体上也是一种稳定的滨岸—浅海沉积。

塔里木东北缘的库鲁克塔格地区震旦系则是另一种类型。据高振家等（1985）资料，该区震旦系特征可归纳为：①厚度巨大，可达5 000m以上，不同剖面组段厚度变化都很大。②积物在下部以深水的复理石为特征，向上出现闭塞台地的碳酸盐岩，表明其

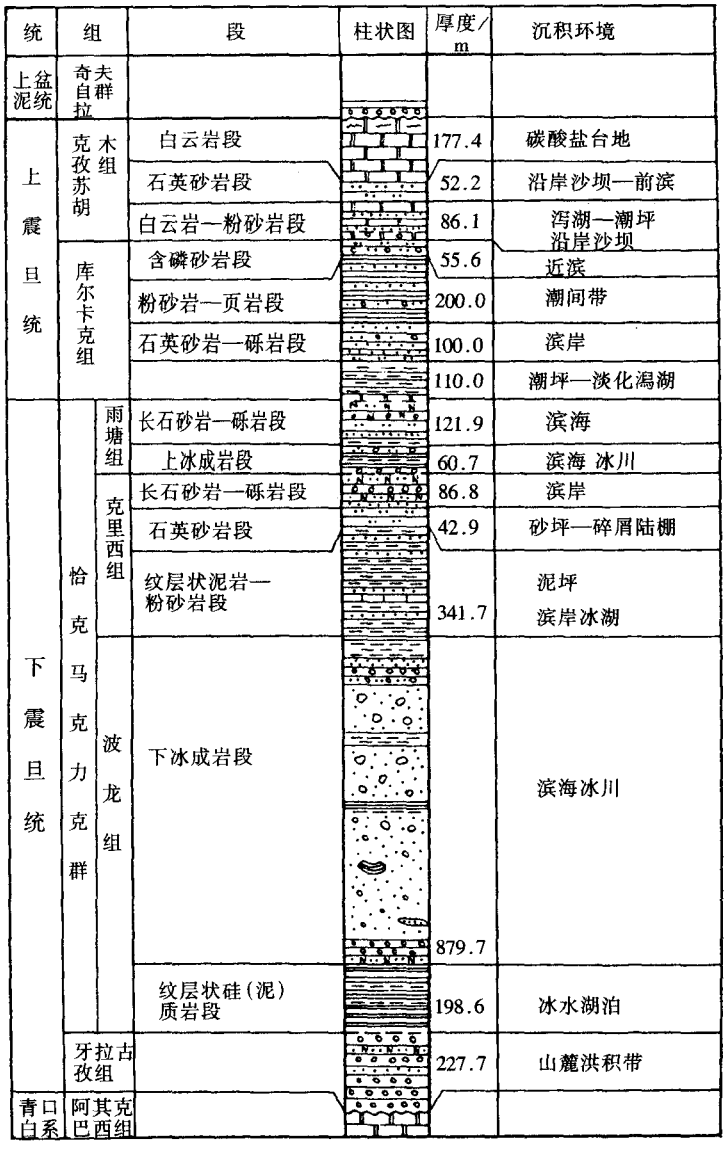


图 1-1　塔里木南缘铁克里克地区震旦系地层柱状剖面图

(引自马世鹏等,1989)

初期有强烈的下陷。③出现有 3 套冰川沉积，而且具有不同类型的冰川沉积物。④火山活动强烈，以中基性为主，下部为偏碱性系列，上部为铝过饱和系列。这些反映了库鲁克塔格地区在震旦纪时具有强烈的开裂活动，被许多人认为是一个震旦纪形成的裂陷槽(康玉柱等，1992；高振家等，1993)。

另外，在塔里木板块的外围，相当于中天山和西昆仑中部等地，还有一些时代尚未确定的震旦系，且均已变质，其原岩为含火山岩的复理石型沉积，表明这是活动环境下的产物，推测可能是当时塔里木板块的大陆边缘所在。

（二）祁连构造带

震旦纪时，中、北祁连处于基本相似的构造环境之下。可以简单地说，北祁连继续其青白口纪时期的裂陷活动，有扩张不断加强的趋势。北祁连的震旦系称白杨沟群，下部是砾岩、含砾千枚状板岩，夹硅质灰岩，有人认为这些砾岩属冰川沉积；上部为钙质板岩和硅质灰岩、夹砂岩，总厚约1 000m。而在中祁连，从青白口纪开裂以后，震旦纪是又一次强烈活动的时期。中祁连震旦系称多若诺尔群，总体上以火山岩和复理石型的碎屑岩为主，夹有少量硅质岩和碳酸盐岩（甘肃省地质矿产局，1989），反映了强烈开裂并沉陷的构造环境。因此，到震旦纪时祁连地区北部和中部已经形成为一个统一的深水海槽。肖序常等（1978）认为从震旦纪开始，祁连已经形成为一个具有一定规模的小洋盆。

（三）柴达木地块

震旦系在柴达木北缘的全吉山等地发育较好，也有较详细的研究（青海省地质矿产局，1991）。该区震旦系称全吉群，下部为石英质碎屑岩，上部为碳酸盐岩，并夹有冰碛层，属典型的稳定型地台盖层沉积。目前在其南侧的昆仑地区尚无确切的震旦系报导。

以上说明，青藏高原的北部地区，在震旦纪时基本上还是继承了新元古代早期的构造面貌，在华北和柴达木两个稳定的地体之间，祁连强烈开裂下陷形成一个新的洋盆。

（四）扬子—羌塘板块

青藏高原上目前已在巴颜喀拉地体周缘见到震旦纪沉积。在四川西部的义敦—乡城一带，震旦系为一套片岩，包括云母片岩、钠长片岩和绿泥片岩等，夹有千枚岩，钙质千枚岩和结晶灰岩，有时夹蚀变火山岩和火山角砾岩，厚度大于2 000m，被认为是一套海相火山—沉积建造。

在其他地区，震旦系面貌尚不清楚。

（五）冈底斯—印度板块

冈底斯地体上目前尚没有确切的震旦系存在。而对喜马拉雅地区已有若干震旦系报导，主要是一套碳酸盐岩，其下和前震旦系聂拉木群为不整合接触，向上和寒武系肉切村组为连续沉积。其特征表现了一种地台型的稳定沉积，和南侧印度—冈瓦纳古大陆的面貌是一致的。

由以上论述可以看出，震旦纪时青藏高原的各个块体上，都具有一定的稳定型沉积，表明这些块体当时已经成为具有稳定陆壳的板块，只是在这些陆壳板块之间、或是板块内新形成的裂陷槽内出现有不同类型的活动型沉积。这一状态到了古生代时得到了更好的发展。

二、寒　武　纪

寒武纪时，青藏高原总体上继承了震旦纪的古地理和古构造格局。在大部分块体上，寒武系与其下的震旦系之间没有明显的角度不整合，而是一些平行不整合，有的地

方甚至是连续沉积。看来，在震旦纪末到寒武纪开始时，没有发生过大规模的碰撞和拼合事件。因而，在青藏高原上几大板块的构造格局基本上没有变化，甚至可以说，由于变质程度相对较浅，沉积和生物特征更为清楚，前述板块的构造面貌也更清楚了。表1-2简单表示青藏高原及邻区下古生界的划分与对比。

（一）塔里木板块

塔里木板块上的寒武系主要分布在板块北部的柯坪地区和库鲁克塔格地区，两地的沉积类型还有一定的差别。

在柯坪地区，寒武系底部为一套以含磷硅质岩为特征的岩系，反映了在震旦纪末的短期海退之后一次新海侵的开始。其岩性特征和华南地区甚为相似。向上，从下寒武统上部到中寒武统—上寒武统均以含镁质碳酸盐岩为主，属稳定地体上的碳酸盐台地沉积。但在库鲁克塔格地区，除了寒武系底部也有一套含磷硅质岩以外，中寒武统—上寒武统开始出现有较深水的细碎屑岩和硅质岩，整个地层的厚度较大，反映了寒武纪时这里发生的是较活动状态下的沉积，陈发景等（1991）、康玉柱等（1992）以及其他一些研究者均认为这是一种裂陷槽的产物。目前已有的地震和钻孔资料证实，在塔里木盆地内部，寒武系有广泛分布。塔北坳陷的东部为一深水坳陷，以深水碳酸盐岩为主，厚度较大，向西水体变浅，厚度也变小。但总体来说是一种稳定型的板内盆地的沉积。

塔里木南侧的寒武系发育较差，而且均已浅变质。目前主要见于铁克里克南部地区，称阿拉交依群①，是一套浅变质的碎屑岩系，目前尚无可靠的时代依据。

（二）祁连构造带

中—南祁连未见有寒武系出露。而在北祁连寒武系发育充分，主要是一套复理石—硅质岩—火山岩组合，厚度、岩相类型变化都很大。目前，甘肃省地质矿产局（1989）和青海省地质矿产局（1991）都认为祁连山地区缺失下寒武统，而肖序常等（1978）、左国朝等（1987）认为北祁连地区还是有下寒武统存在。中寒武统分布较广泛。在中部的肃南县一带，主要是一套火山岩和复理石的互层，火山岩包括安山岩、玄武岩、火山碎屑岩等，常夹有硅质岩薄层。中寒武统上部为灰黄、灰绿色的砂泥岩组成的复理石层，代表了一种海底扇的浊流沉积。而在北祁连西部的昌马一带，中寒武统下部是变质火山岩夹灰岩、细砂岩和粉砂岩，上部主要是一套含锰硅质岩，反映了一种较深水状态下的沉积。上寒武统主要见于西部的昌马二道沟，是大套砂板岩的互层，具粒序层，是一种陆坡下部—盆地平原（basinplain）环境的浊流沉积。许多研究者据此将北祁连的寒武系归于洋壳上的沉积。近年来还有人提出了北祁连寒武纪时发育了几期岛弧并在不断迁移（许志琴等，1994）。

另外，在嘉峪关西北的榆树沟山—宽滩山一带，也有一套寒武系出露。主要是中寒武统，下部为硅质灰岩、硅质板岩及变质砂岩；上部为中基性火山岩、凝灰岩、砂岩夹灰岩，其中无化石，据对比被划归寒武系，为一种洋壳盆地及与岛弧有关的沉积。

---

① 新疆自治区第二地质大队．1985．新疆南部西部地区 1:50 万地质图及说明书

表 1-2　　青藏高原及邻区下古生界地层对比简表

		塔里木					祁连		昆仑—柴达木			扬子—羌塘				印度—冈瓦纳	
		铁克里克	柯坪		库鲁克塔格	阿尔金山	中—南祁连	北祁连	南昆仑	北昆仑	柴北缘	喀喇昆仑	西羌塘	双湖	昌都	珠穆朗玛	拉萨
上覆地层		D_2	D_1		D_1	J		D_1	D_3	D_3	D_3	D_2	D	D_2		D	D
志留系	上统		塔塔埃尔塔格组					旱峡群 泉脑沟群				达坂沟群				极久组	门德俄药组
	下统		柯坪塔格组		土什布拉克组		下统	肮脏沟组 小石户沟群				温泉沟群	普尔错群		下统	科亚组 荣吉嘎组 鹅那组	扎弄鹅玛组 德悟卡夏组
奥陶系	上统	库维希组	印干组		乌里格孜塔格组			妖魔山组	纳赤台群	祁漫塔格群	滩间山群			上—中奥陶统		红山头组	日阿觉阿布多组 申扎组 刚木桑组
	中统	博塔干组	其浪组 坎岭组 萨尔干组		塞力克达坂组	环形山组	盐池湾群	中堡群				那克十七江组	落石沟组		青泥洞组	甲曲组	柯尔多组
	下统	坎地里克组 恰特组	丘里塔格群	上亚群	巷古勒塔格组	额兰塔格组	吾力沟群	阴沟群				冬瓜山组	阿克萨依湖组			甲村组 日嘎波组	桑曲组
寒武系	上统			下亚群	突尔沙克塔格组			香茅山群				上寒武统				肉切村组	
	中统		阿瓦塔格组		莫合尔山组		毛家沟群	黑茨沟群									
	下统		吾松格尔组 肖尔布拉克组 玉尔吐斯组		西大山组 西山布拉克组												
下伏地层		Z_2	Z_2		Z_2	Pt_2	Z	Z	Pt		Pt_1	Pt_1				Z	AnZ

（三）柴达木地块

在柴达木地块，目前仅有柴达木北缘的全吉山等地寒武系发育较好，这是一套稳定型的台地碳酸盐岩夹少量碎屑岩。其下与震旦系之间为平行不整合接触。底部见有冰碛层，向上以灰岩为主，整个厚度不大，富含各种生物化石。柴达木南侧的昆仑地区，目前尚无确切的寒武系报导，但以前所划的奥陶系纳赤台群下部可能包含部分寒武系，有待进一步研究。

（四）扬子—羌塘板块

在寒武纪时，扬子—羌塘板块整体上属于一个稳定的块体，目前仅在其边缘地区见有少量寒武系出露。在四川西部的义敦—乡城一带，寒武系的中寒武统—下寒武统是以片岩为主的变质岩系，见有较多的千枚岩，特别是其下部含大量炭质千枚岩，为一种裂陷大陆边缘斜坡上的滞流盆地的沉积。

羌塘地区目前尚未发现可靠的寒武系。藏北阿木岗群上部的一套浅变质岩系，包括石英岩、炭质板岩等，其时代可能有一部分为早古生代，总体是一种大陆边缘的产物。

然而，向西到喀喇昆仑地区，却有一些未变质的寒武系发育。在新疆叶尔羌河上游的阿克塔格以南，有一套厚层灰黑色的块状灰岩，厚 700m，含三叶虫 *Pagodia kunlunensis*，其上被含早奥陶世化石的冬瓜山组整合覆盖①，显然是一种稳定块体内部的沉积。

再往西，到帕米尔的朗库里湖附近，寒武系为一套绿岩化的粗面安山岩、安山玄武岩、辉绿岩、英安质凝灰岩、流纹岩等夹有千枚状的页岩、砂岩，厚达千米以上②，完全是一种活动状态下与岛弧活动有关的沉积。现在来看，这里可能已经是另外一个地体上的产物了。

（五）冈底斯—印度板块

班公错—怒江缝合带以南的这一块体在寒武纪时还是一个完整的块体，但寒武系主要出露在南面的喜马拉雅山北坡，在冈底斯山以北目前尚未发现有可靠的寒武系。在聂拉木附近，寒武系称肉切村组。其下部为石英质碎屑岩，上部为结晶灰岩、含砂灰岩，厚 40m ~ 160m。这套岩石均已变质，成为石英片岩、石英岩和燧石大理岩等，但从其原岩来看，仍然是一种稳定状态下的滨岸—潮坪的沉积。从其沉积特征和所含生物化石来看，则与其南面印度的高喜马拉雅带具有很大的相似性。

近年，朱伟元等（1993）报导在藏东波密县附近发现一套寒武纪地层，由碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩所组成，厚度近百米，并有一定的变质。其中发现了大量微古植物化石，鉴定认为属寒武纪的典型分子，并可与峡东地区的水井沱组和石牌组相对比，从而将这套地层划归寒武系。但这些尚值得进一步研究。

---

① 新疆区域地质调查队．1984．西昆仑山叶尔羌河上游地区 1:100 万区域地质调查报告

② 新疆第二地质大队宋志齐．1991．新疆北帕米尔地质矿产资料综合研究报告

三、奥　陶　纪

奥陶系在青藏高原及其周边发育比寒武系要多得多，因而研究也相对详细一些。在已有的几个板块上都有不同程度的发育，而且具有不同的特征，可以区分出不同的沉积类型，其大致的古地理面貌见图 1-2。

（一）塔里木板块

奥陶系在塔里木板块及其周缘地区有广泛的分布。

塔里木盆地下奥陶统为一套厚度较大的碳酸盐岩沉积，以泥晶—微晶灰岩、泥质灰岩、瘤状灰岩等为主。在北部的柯坪地区下奥陶统为一套白云岩、灰岩、泥灰岩等，富含头足类及三叶虫等化石；中统为黑色页岩夹少量硅质岩，产笔石、头足类等化石，反映水体相对较深；上统为红色瘤状灰岩、粉砂岩，局部见有风暴沉积的标志，说明盆地水体再度变浅。盆地内的面貌基本相似，在东部的满加尔坳陷厚度较大，沉积环境也较深，向西变浅变薄。总体来说，塔里木盆地及其周缘是一种典型的稳定板块内部盆地的浅水陆棚—台地环境下的沉积，仅局部有些变深。

东部的库鲁克塔格地区奥陶纪时发育有一个近东西向的裂陷槽，其中沉积有巨厚的复理石和硅质岩等，并有基性火山岩出现。

此外，在塔里木南缘的铁克里克南坡的玛列兹肯有一套奥陶系分布，以碎屑岩和碳酸盐岩为主，应是当时塔里木板块南侧大陆边缘的产物。

在塔里木东延的北山地区，奥陶系分布广泛，由于其特殊的构造环境形成了一些特殊的沉积类型。在其南部的红柳河一带，中下奥陶统以碳酸盐岩和碎屑岩为主，夹硅质岩，是深水陆棚—大陆斜坡的沉积。左国朝等（1990）认为沿磁海—柳园—白山堂有一个奥陶纪发展起来的陆缘裂谷带，其南侧则继承了寒武纪时的稳定状态，在方山口—双鹰山一带为陆棚—浅海沉积区。

更往北，沿石板井—小黄山发育有典型的古洋壳蛇绿岩套，为早古生代的洋壳分布区（左国朝等，1990；刘训等，1995）。

其北的北山北部地区，出露以中奥陶统、上奥陶统为主，主要由碎屑岩和硅质岩所组成，上部夹有大量火山岩，厚度可达3 000m以上。火山岩以安山质、英安质为主，夹玄武岩，属弧后盆地的沉积，显然和其北侧古亚洲洋的俯冲活动有关。然而，值得注意的是，其中的生物面貌和华南较为相似，而与华北同期的生物群具有不同的特征，详见第二章。

（二）祁连构造带

该地区奥陶纪沉积类型多，岩性组合复杂。

北祁连奥陶系以深水复理石和火山岩发育为特征，过去将它作为优地槽的典型代表。下奥陶统称阴沟群：下部为基性火山岩、火山碎屑岩；上部出现砂页岩和灰岩、硅质岩，形成由火山角砾岩和砂板岩组成的互层沉积；中奥陶统称中堡群，也主要是一套海相火山岩、火山集块岩、硅质岩和砂页岩，砂页岩具明显粒序层，并有泄水构造，代

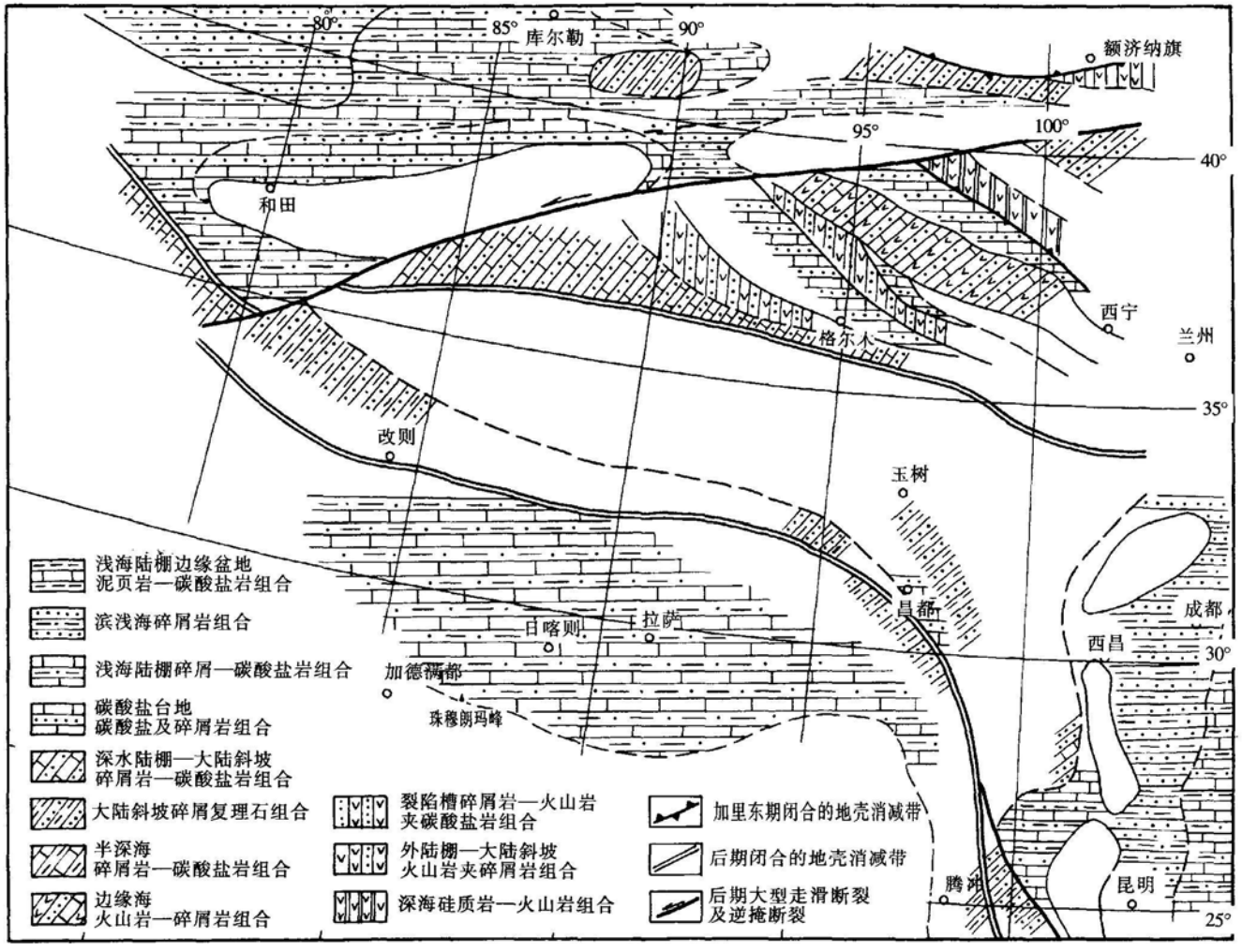


图 1-2　青藏高原奥陶纪古地理图

表了大陆坡—盆地平原环境下的浊流沉积。中下奥陶统常有超镁铁岩混杂于其中，代表北祁连地区在这时强烈拉张，出现了洋壳，同时也因俯冲而形成了有关的混杂堆积和蓝片岩带。上奥陶统下部称妖魔山组，为厚层灰岩及少量黑色板岩，局部地区（昌马一带）夹有薄层硅质岩；上部称南石门子组或扣门子组，也是一套暗色细碎屑岩，夹火山岩、硅质岩和灰岩，相当于外陆棚—陆坡上部的沉积（刘训等，1995）。

在酒泉盆地周缘，嘉峪关西北的榆树沟山—宽滩山一带见有少量下奥陶统分布。该地区下奥陶统也称阴沟群，下部是细碧岩、辉石玢岩，角斑岩等中基性火山岩夹大理岩，上部为砂岩与板岩互层，夹砾岩、灰岩和少量火山岩，总厚可达3 000m，为深水活动型沉积（甘肃省地质矿产局，1989）。

中祁连地区奥陶系是以白云岩为主的碳酸盐岩层，夹有砂岩和砂质页岩等，厚度可达1 000m。属稳定型碳酸盐台地上的沉积。也有人认为该区奥陶系代表弧后盆地的浅海相碎屑岩—碳酸盐岩沉积（张新虎等，1993）。

南祁连地区奥陶系分布零星。下统以长石砂岩、中酸性火山岩、火山碎屑岩及结晶灰岩、泥灰岩为主。中统称盐池湾群，厚度较大，以硬砂岩为主，夹砾岩、砂板岩及泥灰岩，上部砂板岩具复理石韵律。上奥陶统为中性火山岩夹砂板岩。从火山岩的岩石化学资料来看，钙碱性系列为主，可能是一套弧后盆地的产物。张新虎（1993）认为南祁连中西段中奥陶统是一套典型的海沟带沉积，其上不整合有上奥陶统的岛弧型沉积。

（三）柴达木地块

柴达木北缘的中奥陶统—下奥陶统为一套以碳酸盐岩为主夹碎屑岩的沉积，代表稳定的浅海沉积环境，为从震旦纪以来的稳定台地环境的继续。其北在柴达木北缘与南祁连之间的滩间山—绿梁山地区，有一套变质的上奥陶统，称滩间山群，主要是大套火山岩及火山碎屑岩，夹变质砂岩、板岩和结晶灰岩等；火山岩以安山质为主，并有玄武岩；其中的灰岩透镜体产珊瑚等化石。该群总厚3 500m以上。是一种裂陷槽或拉分盆地的沉积。

在柴达木西南部的祁漫塔格一带，奥陶系为一套海相碎屑岩、大理岩及硅质岩，上部夹有大量火山岩，称祁漫塔格群（刘训等，1992；姜春发等，1992），是一套裂陷槽的沉积，或是沿早期阿尔金洋盆边缘形成的拉分盆地的沉积。

南昆仑的纳赤台群是一套浅变质的碎屑岩—碳酸盐岩并含火山岩，可能是一种活动大陆边缘上的深水陆棚—大陆斜坡环境下的沉积。

（四）扬子—羌塘板块

1．巴颜喀拉地体

巴颜喀拉区仅在四川义敦—乡城等地发现了奥陶系沉积，主要是白云岩、白云质灰岩及豹皮状泥质灰岩等，是一种活动陆棚上的碳酸盐岩—碎屑岩沉积。

中甸及扬子区西南边缘的大理、金平一带的奥陶系，是一套冒地槽型的砂泥质类复理石建造，生物群中底栖和浮游的种类混生①，是扬子地台西缘的过渡型沉积。

---

① 熊家镛．1989．云南地区概述．云南区域地质，总第7期：10～31

姚冬生[①]认为扬子西缘木里地区的奥陶系为一套冒地槽型杂砂(页)岩—碳酸盐岩建造。

2. 羌塘地体

藏东地区下奥陶统青尼洞组下段为杂色板岩夹砂岩，中段为灰色、灰绿色和黑色薄层灰岩、板岩及砂岩；上段为深灰色石英砂岩夹板岩，含笔石、三叶虫化石。具复理石韵律，属地槽型沉积（四川省区域地质调查队等，1982）。

张以茀（1991）把巴塘滩南（桑知阿考）下古生界分上、下两个岩组：下部为砂岩夹板岩及硅质岩层，上部砂板岩夹结晶灰岩。认为其属黄汲清等所划的三江褶皱系北部边缘，与江达—青尼洞—海通的下奥陶统属同一个分布带，是浅海—半深海、稳定—半稳定型沉积，不属地槽型沉积。

陈炳蔚等（1987）认为金沙江、红河缝合带以西地区，早古生代为扬子准地台西侧的边缘地槽。昌都—囊谦一带下奥陶统为复理石砂板岩。昌都陆块下奥陶统为稳定型浅海陆棚碎屑岩—碳酸盐岩盖层沉积。

滇西腾冲—保山地区的奥陶系发育于怒江断裂与澜沧江断裂之间的区域。其沉积类型与生物群为扬子型与东南型之间的过渡类型[②]。下统以砂岩、页岩为主，局部夹有泥质灰岩，含笔石丰富；中统称下蒲缥组，为泥岩与泥灰岩互层，底栖生物与浮游生物均有出现；上统下部为钙泥质粉砂岩、泥岩夹泥灰岩，上部为灰黑色笔石页岩、粉砂质页岩。为大陆斜坡复理石沉积。

藏北双湖地区的阿木岗群上部为一套变质的砂泥岩，总体上阿木岗群属下古生界，其中完全可能包含了部分奥陶系的成分。向西，龙木错—拉竹笼地区发育有中奥陶统—上奥陶统（吴瑞忠等，1989）。中奥陶统为灰色、灰绿色细粒石英砂岩、岩屑砂岩、砂质页岩和粉砂岩，应属“冒地槽型”的深水陆棚—斜坡上部的复理石沉积。上奥陶统以深灰色粉砂质板岩、粉砂岩夹千枚岩为主，向上夹结晶灰岩。上述沉积代表了活动型较深水台地边缘—斜坡深凹陷带的砂质碎屑沉积，上部的碳酸盐岩是一种水体较深的碳酸盐盆地相沉积。

3. 喀喇昆仑地区

在西部喀喇昆仑山地区，出露有一套以灰岩为主的奥陶系。据新疆1:100万区域地质调查报告[③]，在天神大坂一带，下奥陶统称为冬瓜山组，中奥陶统称那克十七江组，都是一套灰岩、粉砂岩和页岩，富含头足类和三叶虫化石，厚度不大，属于稳定型的潮坪—浅水陆棚环境下的沉积。从其沉积类型和生物面貌认为它们是华南—扬子板块的一部分。

（五）冈底斯—印度板块

该板块上奥陶系有所发育。北部在拉萨—冈底斯地体上从东到西均有奥陶系分布，南部在喜马拉雅山北坡也已见有奥陶系出露。

拉萨—滇西区，奥陶纪时为一较稳定的沉积区，属冈瓦纳古大陆的大陆边缘。在拉

---

① 姚冬生.1986.木里—盐源地区的地质构造问题。川西区测,第1期(总第10期):55~60

② 熊家镛. 1989. 云南地区概述. 云南区域地质，总第7期：10~31

③ 新疆区域地质调查队. 1984. 西昆仑山康西瓦—喀喇昆仑山河尾滩地区1:100万区域地质调查报告

萨—冈底斯地体东部，奥陶系主要出露在申扎、波密和察隅等地。察隅地区的下奥陶统桑曲组，下部为生物碎屑瘤状灰岩，中上部为薄层细砂岩、页岩互层，夹角砾灰岩。中上奥陶统在申扎一带发育较好，主要为生物碎屑灰岩及泥质条带灰岩，夹笔石页岩。总体表现为台地—浅海陆棚碳酸盐岩沉积。

四川省区域地质调查队等（1982）将昌都—察隅地区的奥陶系作为一个统一的沉积区，并认为属地槽沉积，环境为浅水深凹陷带。从剖面描述来看，察隅县古琴剖面为一套灰黑色含生物碎屑灰岩、结晶灰岩，含较丰富的腕足类化石，沉积类型与青尼洞剖面有明显的不同，应属一种较稳定型的浅海相沉积。察隅—腾冲台型奥陶系沉积组合及生物群面貌能与申扎等地相对比，为冈瓦纳古大陆北东缘的浅海盆地。

在喜马拉雅山北坡，奥陶系为厚度不大的碳酸盐岩和少量砂岩、粉砂岩。在聂拉木附近，奥陶系下统分为日嘎波组和甲村组，为灰岩夹砂岩和粉砂岩，中统甲曲组为紫红色泥灰岩和生物碎屑灰岩，反映沉积环境略有变深。上统红山头组为钙质、砂质页岩。奥陶系总厚不超过200m，显示了一种稳定环境下的浅水沉积，其沉积面貌和生物群特征完全可以和南面印度 Spiti、Zanskar 和克什米尔等地的奥陶系相对比，表明当时这里还是印度—冈瓦纳板块的一部分。

四、志　留　纪

奥陶纪末，在青藏高原及其相邻地区均发生了一系列强烈的构造事件，包括北侧一些裂陷槽的关闭，如柴达木北缘的滩间山、东昆仑西段的祁漫塔格和塔里木北部的库鲁克塔格等；特别是北祁连等小洋盆的闭合，导致全区的构造古地理面貌发生了重大的变化。这主要表现在各个板块上都发生了明显的海退，仅在板块边缘和一些海槽内继续保存有海相沉积。以下分别作简述。

（一）塔里木板块

志留系在塔里木板块上有较广泛的分布，主要是一套滨岸—浅海至非海相的沉积。在柯坪地区，志留系为灰绿—灰红色的细砂岩、粉砂岩和泥岩的互层，具有各种滨岸至三角洲的沉积特征。其下和奥陶系为微角度不整合接触，反映了从奥陶纪末开始，塔里木的这一地区逐渐隆起，海水退出。向上并出现以红色为主的非海相砂泥岩沉积，表明海水已经完全从这一地区退出。在东侧的库鲁克塔格地区，志留系以浅海相沉积为主，但到志留纪末期，也出现了非海相的产物。

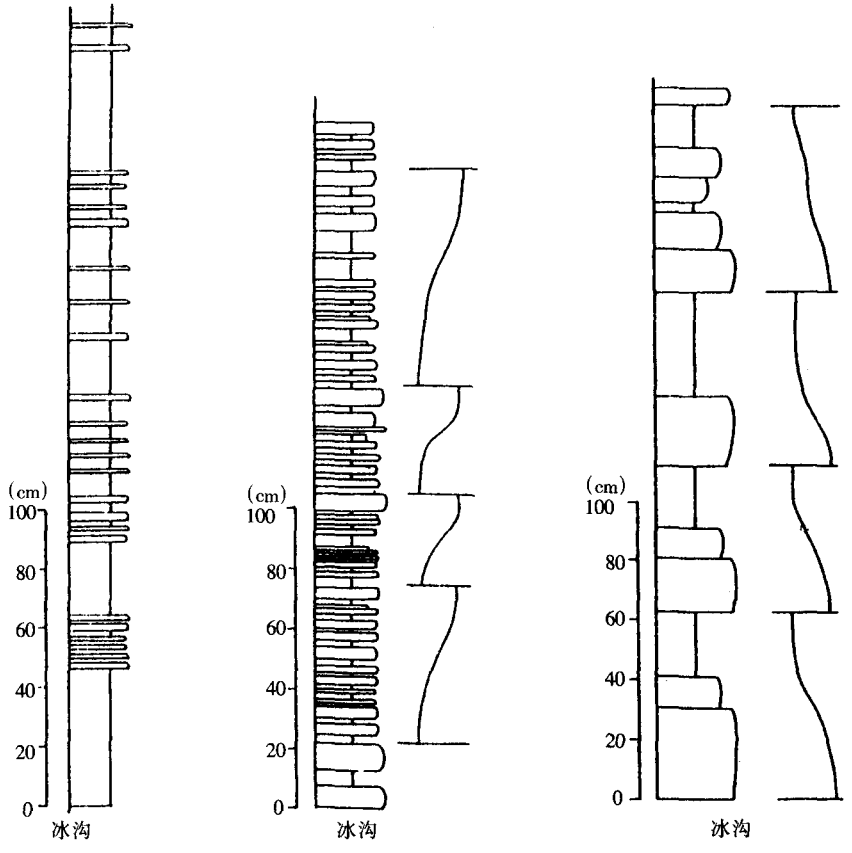
塔里木南部地区基本上没有志留纪沉积，泥盆纪的海侵超覆在不同的前古生代地层之上，表明志留纪时这里一直是个隆起的地区。

但是在塔里木北侧的南天山地区，见有一套巨厚的志留纪复理石沉积，且已发生了浅变质，是塔里木板块的北部大陆边缘。

南侧在康西瓦断裂以北的昆仑山地区，目前尚无可靠的志留系报导，向东一直到阿尔金山地区，构成了塔里木南侧早古生代晚期的一个隆起区。

（二）祁连构造带

奥陶纪时的祁连小洋盆到志留纪时已碰撞闭合，华北和柴达木重新拼合成一个统一的陆壳板块，这时只是在南北祁连尚有巨厚的陆源碎屑复理石出现。从已有的研究成果来看，北祁连下志留统有一套巨厚的复理石岩系，称为肮脏沟群，厚度可达3 000m，具有各种典型复理石的构造特征。值得注意的是，①这套复理石是一些典型的海底扇的浊流沉积，其中可以看到从内扇—中扇—外扇直到深水盆地平原等不同相带的产物（图1-3）；②图内3个柱状图所示地层位置由下往上，韵律结构特征显示由盆地平原向中扇的变化，反映了海底扇不断向前推进的演化过程。从所测量的水流方向主要为北东向和北北西向来看，表明其物源主要来自南面刚升起的祁连山；③在这套复理石中还可以见到许多砾岩，过去被看作为滨海相沉积，是海水变浅的产物，而我们认为这套砾岩是海底扇中的水道沉积，其中的许多砾石都是再沉积的产物；④从区域资料来看，前述的祁连洋盆主体在奥陶纪末已经闭合，志留纪时已不再见有洋壳的产物。因此，可以认为北祁



冰沟地区下志留统上段（S_1^2）下部盆地平原沉积柱状结构图　冰沟地区下志留统上段（S_1^2）中部外扇沉积柱状结构图　冰沟地区下志留统上段（S_1^2）上部中扇沉积柱状结构图

图1-3　北祁连冰沟地区志留系复理石韵律结构图

连的志留纪复理石是祁连和华北碰撞以后的前陆盆地内的海底扇浊流沉积（图 1-4）。北祁连的上志留统是一套逐渐变浅的沉积，到上志留统的旱峡群已经完全是一种滨岸—浅海陆棚的红色碎屑岩系了（刘训等，1994）。

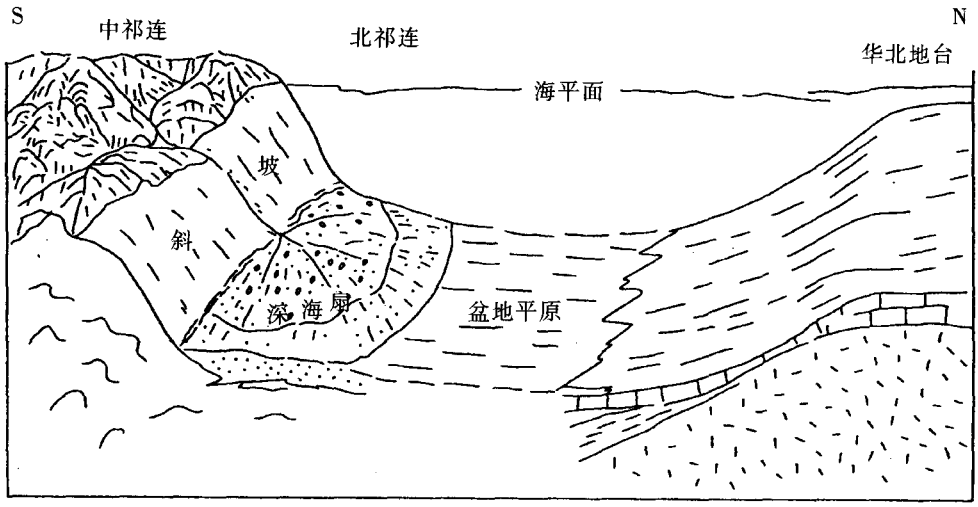


图 1-4　北祁连志留系复理石沉积模式示意图

南祁连的志留系具有大体相似的面貌，也是一套海底扇的浊流沉积（图 1-5），所测水流方向表明其物源既有来自北侧的中祁连，也有来自南面的柴达木，表明志留纪时的南祁连是一个夹持在中祁连和柴达木之间的深水海槽。

（三）柴达木地块

柴达木地区亦普遍缺失志留系。

（四）扬子—羌塘板块

青藏高原的扬子—羌塘板块上志留系分布于两个地区：一是羌塘西部；另一个是在喀喇昆仑山地区。前者主要在西部的日土兽形湖一带出露有一些浅水的石英砂岩、粉砂岩和碳酸盐岩，产腕足、头足、三叶虫和海百合茎化石，厚数百米（饶靖国等，1988），反映了一种稳定的浅海陆棚—碳酸盐台地的沉积。在喀喇昆仑地区，据新疆区域地质调查队[①] 1:100 万区域地质调查资料，志留系可分为下统温泉沟群和上统达坂沟群。温泉沟群主要是浅变质的暗色细砂岩和粉砂岩互层，含黄铁矿晶体；下部并夹有炭质页岩、硅质页岩，偶夹灰岩，总厚可达1 000m～3 000m，是一套较深水的沉积，有时还有少量火山岩出现。达坂沟群下部为碎屑岩，上部为碳酸盐岩，局部出现砾岩和石膏等，反映海水到了晚志留世时已明显变浅。从其沉积特征，特别是生物面貌来看，它们和扬子地区较为相似。

---

① 新疆区域地质调查队．1984．西昆仑山康西瓦—喀喇昆仑山河尾滩地区 1:100 万区域地质调查报告和西昆仑山叶尔羌河上游地区 1:100 万区域地质调查报告

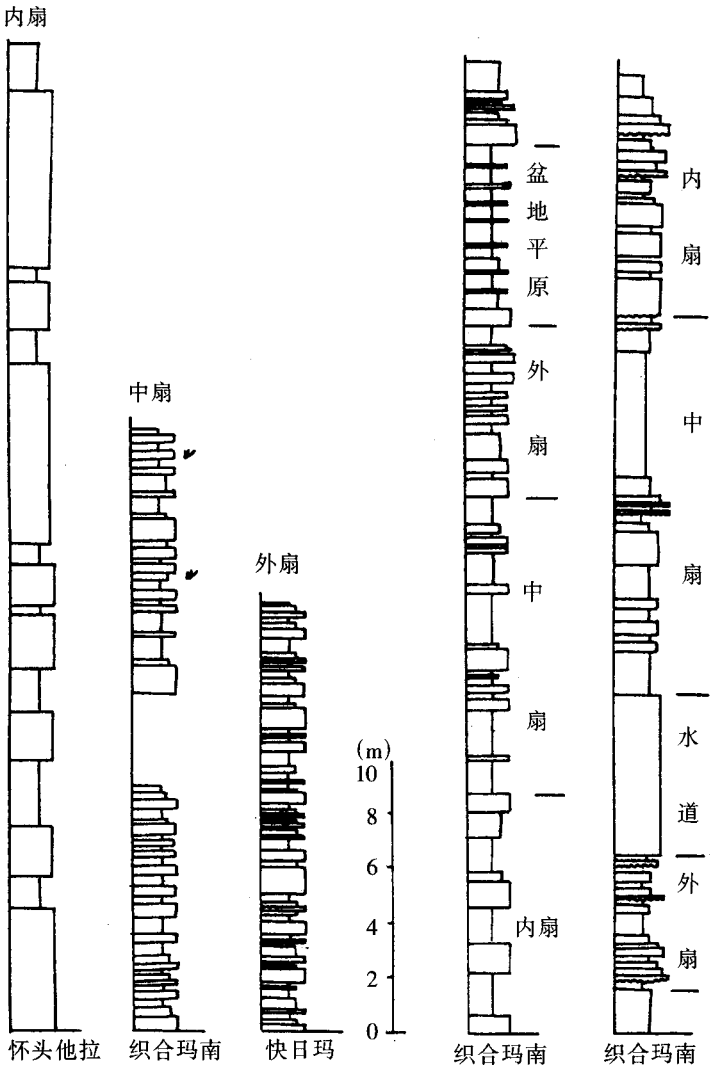


图 1-5　南祁连志留系复理石韵结构特征示意图

（五）冈底斯—印度板块

在雅鲁藏布江以北的印度板块上，志留系发育较完整，化石丰富，研究程度也相对较高。在申扎至班戈一带，下志留统分为德悟卡夏组和扎弄俄玛组。德悟卡夏组为灰色页岩，富含笔石，并含黄铁矿晶体，厚约 170m ~ 360m，反映了一种水体相对较深的沉积；扎弄俄玛组以碳酸盐岩为主，有灰岩、白云质灰岩夹砂质灰岩等，厚 32m ~ 76m，富含头足类和牙形石，反映此时水体已开始变浅、环境趋于稳定。上志留统为门德俄药组，也主要是一套碳酸盐岩，有生物碎屑灰岩、结晶灰岩夹白云质灰岩和泥灰岩，厚 26m ~ 170m，其中产丰富的牙形石，反映了环境进一步趋向于稳定。

在雅鲁藏布江以南的喜马拉雅山北坡，志留系也发育较好。从聂拉木到定日一带，下志留统包括：鹅那组、荣吉嘎组和科亚组，上志留统称极久组。总厚约 80m。下志留

统下部以石英砂岩为主，向上为中薄层含笔石的页岩和粉砂岩；上志留统为中薄层泥灰岩，富含牙形石。总体上可以看出，喜马拉雅山北坡的志留系是一套典型的稳定型沉积，偶尔海水有所变深，但均以浅水沉积为特征。它们和雅鲁藏布江以北的志留系一样，都是古印度—冈瓦纳板块的一部分。

综上所述，在震旦纪到志留纪期间，现代青藏高原上的几个板块已经具有各自的特征，具有不同的沉积类型和生物面貌，结合其间的构造关系，参考古地磁的资料，可以认为，早古生代时这些板块尚处于不同的纬度上，大部分还在南半球，其间尚有规模不等的洋盆将它们分隔开，其位置及相互关系和现代所见有很大的不同。

第三节　晚古生代—三叠纪时期

这一时期是青藏高原构造发展经历重大变革的时期，突出表现在板块之间的相互碰撞、拼合以及已有板块的开裂，老的洋盆的消失和新洋盆的形成，使这一时期的构造演化显得格外丰富多彩。而这些活动的记录均保存在这一时期不同盆地的沉积物之中。

表 1-3 为青藏高原及其相邻地区上古生界对比简表。

一、泥　盆　纪

泥盆纪是青藏高原发展历史上的一个重要的过渡时期。在现代青藏高原的不同块体上，泥盆系的分布有很大不同，表明它们的发展及所处的构造背景均有很大不同。以下仍按不同板块作简述。

（一）塔里木板块

在塔里木板块及其周缘地区的泥盆系，除了南天山以外，主要都是一套稳定的板内盆地的滨岸—浅海碎屑岩—碳酸盐岩沉积，而南天山为一套弧后盆地的活动型沉积，此处不再讨论。

在塔里木板块内部，泥盆系的发育和分布都和志留系密切相关。在柯坪地区以及盆地内部均可见到一套红色碎屑岩系，主要是曲流河—三角洲的沉积，在塔里木盆地内常形成为良好的储油层。

但是在塔里木南缘，早泥盆世继承了志留纪的隆起状态，昆仑山前以及铁克里克一带都没有下泥盆统分布。中泥盆世开始，海水从西向东沿着昆仑山北坡入侵，在塔里木南缘形成了一套滨岸—浅海相的碎屑岩—碳酸盐岩。泥盆系的海相最低层位可见由西向东逐渐升高，在昆仑山西段的盖孜—布仑口一带，最底部为中泥盆统布拉克巴什群覆于前寒武系之上，该群为一套滨岸—浅海的粗碎屑岩沉积，厚度可达数千米；向东至和什拉甫—阿尔塔什一带，则见为上泥盆统奇自拉夫组超覆于震旦系之上，为一套滨岸带的石英质碎屑岩，上部为厚层灰岩等碳酸盐岩。总体来看，这里的泥盆系都是一种稳定型的滨岸—浅海陆棚相沉积，反映了塔里木南侧这时仍处于相对稳定的状态之中。

表 1-3　　青藏高原及邻区上古生界对比简表

		塔里木			祁连		昆仑—柴达木			扬子—羌塘				印度—冈瓦纳			
		铁克里克	柯坪	阿尔金	中南祁连	北祁连	南昆仑	北昆仑	柴达木北缘	喀喇昆仑	日土	双湖	昌都	聂拉木	定日	拉萨	申扎
上覆地层		T	Kz	J	T1	T3	T1	T1	T3	T1	J	T	T1	T1	T1	T1	J
二叠系	上统	杜瓦组	沙井子组		诺音河组	肃南组 窑沟组	哈拉山群				吉普日阿组	热觉茶卡组	卡香达组 妥坝组			列龙沟组	
	下统	达里约尔组 棋盘组 克孜里奇曼组	卡伦达尔组 巴立克立克组 乌坦库勒组		巴音河组	大黄沟组 山西组	姜路岭群			空喀山口组 加温达坂组	龙格组 吞龙共巴组 曲地组	甘尔宝组	交嘎组 莽错组	曲布日嘎组 曲布组	白定浦组 康马组	洛巴堆组 乌鲁龙组	下拉组 日阿组 昂杰组
石炭系	上统	塔哈奇组 阿孜干组 卡拉乌依组	康克林组 扎尔加克组 比京他乌组	因格布拉克组	宗务隆山群	太原组 靖远组	浩特洛哇组 捎斯兰干垅组	四角羊沟组 缔敖苏组		恰提尔群	展金组 檫蒙组	冈玛错群	查然宁组 俄嘎群组	基龙组	柯窝西嘎组 比聋组 坡林浦组 雇孜组	旁多群	拉嘎组
	下统	和什拉甫组 克里塔格组 卡拉巴西塔格组	野云沟组 干草湖组			臭牛沟组 前黑山组	哈拉郭勒群	大干沟组	怀头他拉组 城墙沟组	帕斯群		日湾茶卡组	那容浦组	纳兴组 亚里组			永珠工新组 洛工组 朋嘎组
泥盆系	上统	奇自拉夫组	克孜勒塔格组		沙流水群	沙流水群		契盖苏群	牦牛山组	上泥盆统	拉竹笼组	碱湖组		章东组			多那个里组 木纠布曲组
	中统	阿尔他西组 布拉克巴什群		红柳沟群		雪山群				落石沟组	雅尔西群	夏茹错组		波曲群			朗玛组
	下统		依木干他乌组											凉泉群	巨日桑组		德日昂玛组 达尔东组
下伏地层		Z，Pt2	S	Pt	S	S	Pz1	Pt	Pz1	O-S	S	Pz1	O	S	S	Pt	S

（二）祁连构造带

由于祁连小洋盆在奥陶纪末已经闭合，华北和柴达木又重新拼合成一个统一的陆壳板块，志留系在南、北祁连都是一种陆壳上的前陆盆地复理石沉积，其后并有明显隆升，海水一度从这一地区退出。泥盆纪时期，只在北祁连地区接受了一些前陆盆地的磨拉石沉积，中、南祁连和柴达木周缘均只有零星分布。

北祁连的泥盆系可分为：下泥盆统—中泥盆统雪山群和上泥盆统沙流水群。它们由紫红色角砾岩、砾岩、砂砾岩、砂岩和粉砂岩、泥岩等所组成，向上颜色变杂，粒度变细，总体上显示为一个由粗变细的旋回。砂泥岩等具有大量浅水沉积的结构构造，如斜层理、波痕等，结合碎屑组分，显示出明显的近源沉积的特征；整个泥盆系沉积表现出一个由山麓洪积—辫状河—曲流河的发展过程，近顶部还具有河口三角洲的特点。泥盆系上部还见有层数不等的中基性火山岩夹层。所以，从整体上来看，北祁连的泥盆系是一套典型的前陆盆地磨拉石沉积，并具有明显的正向旋回。

中、南祁连地区泥盆系仅有零星分布，也为陆相粗碎屑磨拉石沉积，表明该地区在志留纪以后的隆起在继续。

（三）柴达木地块

在柴达木盆地北缘，分布有一套上泥盆统的磨拉石，称为牦牛山组。主要是巨厚的山麓洪积—辫状河的粗碎屑岩，常超覆在不同的老地层之上，表明早古生代后期柴达木边缘有过一次较强的构造事件，导致了这些磨拉石的出现。

在北昆仑地区，也有一套上泥盆统的粗碎屑岩，称契盖苏群。局部受后期热变质而角岩化。该群上部为大套火山岩，据青海区域地质调查队资料，其下部为安山岩、玄武岩，上部为流纹岩夹火山角砾岩、凝灰岩及少量粉砂岩和页岩，形成一个完整的火山喷发旋回。但其岩石化学组分表明为钙碱系列的产物，故认为这些火山岩可能是由于南侧的古特提斯洋向北俯冲而产生的岛弧火山岩。

（四）扬子—羌塘板块

泥盆纪是扬子—羌塘板块发展历史上的一个重要的转折时期。统一的扬子—羌塘板块开始发生一系列开裂活动，形成一些分裂出来的小地体，如巴颜喀拉、羌塘和喀喇昆仑等。因此，在该板块上的泥盆系就以这些开裂活动的产物为特征，在上述一些地体边缘均可见到这些活动的产物。

巴颜喀拉地体上，在川西的义敦—巴塘一带，泥盆系发育良好，除底部有少量砂岩外，主要是一大套灰岩、结晶灰岩、白云质灰岩、礁灰岩等，有时含燧石和炭质页岩。厚约1 000m。下与志留系为整合接触，主要是一套碳酸盐台地—台地边缘的沉积，其面貌和四川地区扬子板块内部的浅水盆地基本相似，反映了当时这里仍然和扬子板块主体连在一起。

而在羌塘地体周边及其内部都有泥盆系零星分布，而且反映了不同的构造面貌。在青海南部的小唐古拉山，有一套中晚泥盆世的碎屑岩—火山岩夹碳酸盐岩，分别称为桑

知阿考组和汹钦组。中泥盆统桑知阿考组为变质砾岩、砂砾岩夹安山岩和角砾熔岩，代表了加里东运动后的磨拉石建造，厚约 500m。汹钦组属晚泥盆世，为厚度不大的砂页岩、灰岩，是一套浅水陆棚的沉积，反映了一种相对稳定的环境。再向南，在金沙江西侧，上泥盆统为一套厚达千米的粘板岩夹中酸性火山岩，代表了一个可能是新出现的裂陷槽，它们和该地区以金沙江结合带为代表的新洋盆的打开有着直接的关系。

然而，在藏北的羌塘地区，有一套中泥盆世的碳酸盐岩，总厚大于 800m。主要岩性为粗晶灰岩、微晶灰岩、生物碎屑灰岩和角砾灰岩等，生物发育，属潮坪—碳酸盐台地的沉积（胡承祖等，1986）。值得注意的是，在羌塘的查桑—茶布一带，发育了一套泥盆纪的火山岩，有人认为代表了中泥盆世发育的一个新的裂谷带（王成善等，1987）。

在喀喇昆仑地区，也有零星的泥盆系分布。中泥盆统称落石沟组，为滨岸—浅海相的碳酸盐岩，其中夹少量的碎屑岩，属地台上潮上带—潮间带低能环境下的产物。上泥盆统分布更为零星，不整合在中泥盆统之上，为灰紫色砂岩、砂砾岩，夹石英长石砂岩，上部含煤线和植物化石茎干，反映为不稳定状态下的滨岸—河口三角洲的沉积①。

（五）冈底斯—印度板块

在冈底斯—印度板块，泥盆纪是其继续稳定发展的时期，在雅鲁藏布江以北的冈底斯地块上以及在喜马拉雅地区都发育有一套稳定型的碳酸盐台地的沉积物。

冈底斯地体在申扎—色林错一带，早泥盆世开始一次新的海侵。申扎地区的下泥盆统下部达尔东组为一套碳酸盐岩，厚约 550m。中上部德日昂玛组为灰岩与页岩互层，厚约 200m ~ 680m。中泥盆统朗玛组底部有 30m ~ 60m 砂岩、钙质砂岩，其上为碳酸盐岩沉积，总厚 380m，向上出现页岩，表明水体不断加深。上泥盆统木纠布曲组为白云岩、灰岩夹豆状灰岩、竹叶状灰岩，厚度可达到1 120m，反映了海水有所加深，并处于不断快速下沉的状态之下，相当于一种活动陆棚环境下的沉积。向东，在波密—察隅一带，下泥盆统春节桥组以滨岸带的紫红色粗碎屑岩为主，反映了冈底斯地体的东部地区在志留纪后期有一次较强烈的隆起，造成了该区早泥盆世的磨拉石沉积。该区中泥盆统—上泥盆统松宗群又是一套碳酸盐岩，为继续海侵的产物，表明该区仍然保持为一种稳定的浅海—陆棚环境。

喜马拉雅地区在志留纪末有一次海退，泥盆纪开始新的海侵，形成一套稳定的海进层序，生物茂盛，地层学研究也比较详细。在聂拉木地区，下泥盆统凉泉群以深灰色粉砂岩、砂质泥岩和页岩为主，夹少量泥质灰岩，厚 40m ~ 290m，具微细水平层理，含浮游生物，表明为一种较深水的盆地相的沉积。向东到亚东一带，下泥盆统以碳酸盐岩为主，属碳酸盐台地的沉积，说明向东海水有所加深。中泥盆统波曲群为一套较纯的石英砂岩，厚约 250m，为滨岸带的沉积。上泥盆统主要为灰色和杂色的页岩间夹灰岩、泥灰岩和砂岩等，反映了一种盆地相的沉积。该地区整个泥盆系反映了两个海进—海退的旋回，均为稳定环境下板块内部盆地的沉积。

总体来看，本区泥盆系为一套稳定环境下的产物，和喜马拉雅山南面冈瓦纳板块上

---

① 新疆区域地质调查队．1984．西昆仑山康西瓦—喀喇昆仑河尾滩地区 1:100 万区域地质调查报告

泥盆系的面貌是一致的，从所含的古生物来看也具有同一板块的特征，将在下文进一步讨论。

二、石　炭　纪

石炭系在青藏高原的不同地区均有分布。从现有资料来看，青藏高原不同板块上的石炭系具有各自不同的面貌，特征比较清楚，这也和石炭系研究程度相对较高有关。以下仍按不同板块分别作简述。

（一）塔里木板块

石炭纪在塔里木板块是一个新的海侵时期，在塔里木北部和南部都可以见到石炭系呈海侵超覆在不同的老地层之上。

在塔里木板块上，石炭系主要是一套浅海陆棚—碳酸盐台地的碎屑岩—碳酸盐岩沉积，并由于局部的阻隔，形成了封闭—半封闭的海湾—潟湖盆地，堆积了一套富含膏盐的沉积。在塔里木盆地边缘，这些沉积可见于柯坪—巴楚一带，钻井及地震资料均已证实，在盆地内部也有这套沉积广泛分布，成为塔里木盆地内的重要含油层系。

同时，在塔里木周缘还可以见到石炭纪时不同类型的大陆边缘。在南天山地区，由于南天山西段在晚古生代的再度打开而形成一个再生的小洋盆（肖序常等，1992），在塔里木北缘形成了一个被动大陆边缘，成为其特征。从前述巴楚地区的板内碳酸盐台地—潟湖相沉积，向西到乌什地区，出现为一套碎屑岩—碳酸盐岩的海进层序。向上，出现碎屑灰岩、角砾灰岩等，属台地边缘—斜坡上部的滑塌沉积。上石炭统为厚达2 000m的碎屑浊流沉积，是一种大陆斜坡海底扇环境的反映。再往西北方向到托云地区，可见到上石炭统喀拉治尔加组由巨厚的细碎屑岩所组成，具明显的粒序层和韵律结构，可见到不同类型的鲍马序列，还有特征的构造如重荷模、铸型等，代表了一套典型的大陆斜坡的海底扇复理石沉积。从塔里木内部的巴楚到托云剖面，总体上显示出塔里木板块西北侧为一个向西倾斜变深的被动大陆边缘。

在塔里木南侧，亦具有相似的面貌。在中巴公路附近的柯岗—乌依塔克一带，可以看到一套逐渐变深的沉积物，上部出现为复理石，并夹有大量中基性—中酸性火山岩，代表了一套弧后盆地的产物（姜春发等，1992；刘训等，1994）。在铁克里克南侧，石炭系他龙群和库尔良群总体上代表了一种大陆边缘斜坡上的产物，但是在这里没有见到很多火山岩，也没有见到相当于弧后盆地的沉积，因此，我们把这里看成是一个被动大陆边缘。

（二）祁连构造带

中—北祁连地区石炭纪时继承了泥盆纪的构造格局，并开始了一次新的海侵。在北祁连，石炭系可分为下石炭统臭牛沟组、上石炭统靖远组和太原组。臭牛沟组是一套滨岸相的碎屑岩，夹薄层灰岩和煤线，含丰富的海相化石，代表了石炭纪新海侵的开始。靖远组是石英砂岩、灰黑色泥岩和泥灰岩的互层，产腕足、珊瑚和少量植物化石，属滨

岸—潮坪带的沉积。太原组也是一套碎屑含煤岩系，夹少量灰岩层，含丰富的植物和海相生物化石，总体属以滨海沼泽为主的滨岸带沉积。但在东段的靖远附近，下石炭统出现石膏等盐类沉积，说明该处早石炭世时具有一个封闭至半封闭的海湾—潟湖环境。

（三）柴达木地块

该地块范围内，石炭系有较广泛的分布，而且在不同地区见有不同的沉积类型。主要可见到的包括：柴达木北缘的一套板内稳定型沉积；北昆仑的岛弧海沉积和宗务隆山地区的裂陷槽沉积等。

在柴达木盆地周缘有一套稳定型的石炭纪沉积，尤以下石炭统发育最好。该地区下石炭统称城墙沟组，是一套台型的滨岸—浅海陆棚相碎屑岩和碳酸盐岩，含有丰富的底栖性动物化石，如腕足和珊瑚等化石；但该组厚度巨大，可达3 000m左右，表明这里是一个沉陷强烈的活动陆棚。

在柴达木南侧的北昆仑地区，石炭系发育比较完整，各统均有出露。下石炭统称大干沟组，其下部为杂色砂砾岩和长石砂岩、粉砂岩等组成的韵律层。下部与上泥盆统为平行不整合接触。这是一种快速堆积的山麓洪积扇—洪积平原的沉积。下石炭统中上部的碎屑岩粒度开始变细，成熟度有所提高，向上变为以生物灰岩和生物碎屑灰岩为主，属一种物源补给充足的滨岸—碎屑陆棚—生物滩礁的沉积。所以总体上，北昆仑地区的下石炭统代表了一个完整的海进序列。上石炭统下部称缔敖苏组，由石英砂岩、灰黑色碳质页岩、粘土质页岩、灰岩和生物灰岩所组成，总体来看属于一套海陆交互相的碎屑含煤建造。上石炭统上部为四角羊沟组，其下部为石英砂岩、碳质页岩、生物灰岩、燧石条带灰岩等，含有丰富的珊瑚、腕足和䗴科化石；其上部则出现大量火山岩，包括辉石安山岩、玄武安山岩、火山质砂砾岩等。北昆仑地区石炭系的这一套沉积物以及在北昆仑地区大量发育的石炭纪花岗岩，显示了该地区在石炭纪后期受到南侧古特提斯洋盆向北俯冲的影响，已形成了一个特征的岩浆岛弧带，而就在这一岛弧带前缘的弧前海盆中堆积了上述巨厚的石炭系。

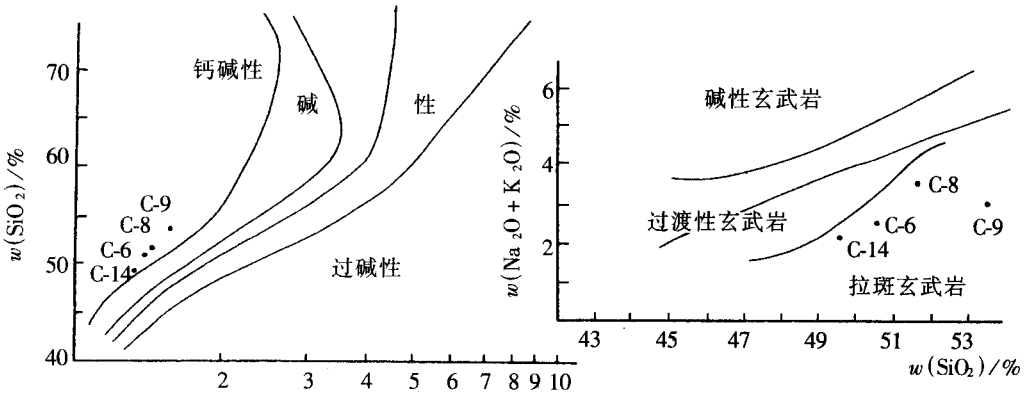
这套弧前海盆的沉积在南昆仑地区发育更为典型。据青海省地质矿产局（1991）资料，南昆仑地区的石炭系可分为下统哈拉郭勒群，上统捎斯兰干垅组和浩特洛哇组。总体来说，它们都是一套盆地—盆地边缘相的碎屑岩与碳酸盐岩，夹有较多的火山岩。火山岩包括玄武岩、安山岩和英安岩等，以钙碱系列为特征。南昆仑地区石炭系厚度巨大，可达3 000m～5 000m，反映了该地区强烈沉陷并有大量陆源及火山物质补给的状态，也说明南昆仑在石炭纪时可能和北昆仑属于同一个沟—弧—盆系统的组成部分。

这里还要提到的另一种类型的石炭系是柴达木北缘宗务隆山地区的宗务隆山群。据青海省地质矿产局（1991）资料，宗务隆山群是从南祁连的志留系中因发现了石炭纪的化石而后划分出来的。其下部是一套砂泥质的复理石，属海底扇的浊流沉积，在宗务隆山一带可见地层均已倒转；中部夹有数层玄武岩和安山岩，与变质砂泥岩成互层出现，火山岩的岩石化学分析表明，这是一些过渡型拉斑玄武岩系列的产物（见表 1-4 和图 1-6）；上部为砂泥岩及结晶灰岩的互层，已报导其中发现了石炭纪的䗴科化石。该地区宗务隆群山总厚达4 000m。因而被认为是一种地壳拉张状态下形成的裂陷槽沉积（刘训等，

1995)。

表 1-4　　柴达木北缘石炭系宗务隆山群玄武岩岩石化学分析数据　　%

	$w(Na_2O)$	$w(MgO)$	$w(Al_2O_3)$	$w(SiO_2)$	$w(P_2O_5)$	$w(K_2O)$	$w(CaO)$	$w(TiO_2)$	$w(MnO)$	$w(Fe_2O_3)$	$w(FeO)$	$w(H_2O)$	$w(CO_2)$
C-8	3.36	8.01	13.44	51.76	0.09	0.21	7.98	0.99	0.2	3.18	7.99	3	0.04
C-14	2.05	6.4	13.66	49.58	0.11	0.04	10.42	1.24	0.21	4.87	8.48	2.46	0.16
C-6	2.52	7.19	15.07	50.68	0.1	0.07	6.83	1.22	0.15	2.89	7.71	4.6	0.88
C-9	3.04	6.16	12.83	53.24	0.08	0.05	10.45	0.92	0.18	3.47	3.47	2.98	0.04



A · R = $(Al_2O_3 + CaO + ALK)/(Al_2O_3 + CaO - ALK)$　　(引自 D W Hyndman, 1985)

碱度率图解(引自 J B Wright, 1969)

图 1-6　柴达木北缘宗务隆群火山岩岩石化学分析成果

(四) 扬子—羌塘板块

青藏高原上的羌塘—扬子板块到石炭纪时已经分裂成若干个不同的地体，由于西金乌兰—金沙江带的打开，分隔了巴颜喀拉地体和羌塘地体，西面还有一个喀喇昆仑地体，它们在石炭纪时的面貌既有所不同又有一定的相似之处。

巴颜喀拉地体在四川西部的白玉—中甸一线断续有石炭系分布，主要是一套碳酸盐岩，有结晶灰岩、鲕状灰岩、生物碎屑灰岩和白云质灰岩等，反映了一种陆棚上的碳酸盐台地—生物滩的环境与较深水的盆地相交替出现的古地理状态。但在该地体北侧的花石峡以东的石炭系，含有大量火山岩，厚度也增加到2 300m，反映了地体边缘的活动状态。其南侧的羌塘地体上，石炭系有较为广泛的分布。在东段的小唐古拉山，石炭系称杂多群，四川省区域地质调查队将其划分为 3 个组：那容浦组、俄嘎群组和查然宁组，它们总体上构成了两个由碎屑岩—碳酸盐岩组成的旋回（图 1-7)。每个旋回底部的碎屑岩主要是杂砂质的，粗细不一，其中常夹有中基性火山岩；纵向、横向变化强烈，局部夹有石膏层。上部碎屑岩组中并夹有煤线。该群总厚可达到1 700m，反映了一种强烈拉张沉陷的环境。

在藏北的羌塘地区，石炭系出露良好但又和其东部地区有明显的不同。羌塘地区下石炭统称日湾茶卡组，下部为灰黑色细砂岩、粉砂岩与灰岩互层，夹生物灰岩、页岩和

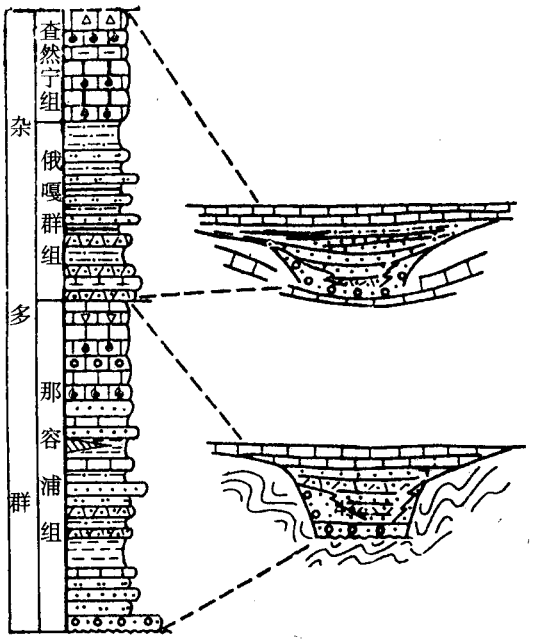


图 1-7　羌塘东部小唐古拉山下石炭统地层及沉积柱状图

砾岩等；上部以灰岩为主，夹粉砂岩，厚度仅 170m，显然是一种稳定状态的陆棚—台地相的沉积。上石炭统在改则附近称冈玛错群，为一套暗色浅变质的碎屑岩和火山岩。特别是在其西部的拉竹笼等地发现了含砾板岩和以 *Stepanoviella* 和 *Eurydesma* 为代表的冷水动物群，这些都是当时的冈瓦纳岩系的典型代表，它们在这一地区的被发现，表明了它们和南方冈瓦纳古大陆之间的联系（杨遵仪等，1984）。

更往西，在喀喇昆仑地区也有相当的石炭系分布。据新疆区域地质调查队的资料，在阿克塞钦湖附近，石炭系为一套变质砂岩、细砂岩、粉砂岩和绢云母板岩的互层，夹有灰岩，向西见有火山岩夹层。另外在叶尔羌河上游，石炭系下统称帕斯群，由白云质灰岩、块状灰岩和燧石灰岩组成，厚约 700m；上石炭统称恰提尔群，为一套细碎屑岩与生物灰岩的互层，厚度不大，约 320m～570m。本区石炭系中均富含化石，包括腕足、珊瑚及䗴科等化石。总体来看，这是一套沉陷陆棚上的碎屑岩—碳酸盐岩沉积，其沉积面貌及生物特征均与华南地区具有一定的相似性。

由上可见，青藏高原的这一部分，沉积上和生物上都有其特征，表现在块体内部具有稳定型的板内盆地沉积，生物丰富，和华南地区具有较大的相似性；而在其边缘则可见到不同类型的活动型沉积。

（五）冈底斯—印度板块

总体来说，青藏高原这一部分的石炭系具有两个主要的特征：一是继续保持其板内盆地稳定发展的特色；二是从晚石炭世开始，出现有冈瓦纳特征的冰水沉积和冷水动物群，因而可以说，和前述地区均有所区别。

在冈底斯地体上，石炭系从东到西都发育较好。在拉萨附近，石炭系称旁多群。它

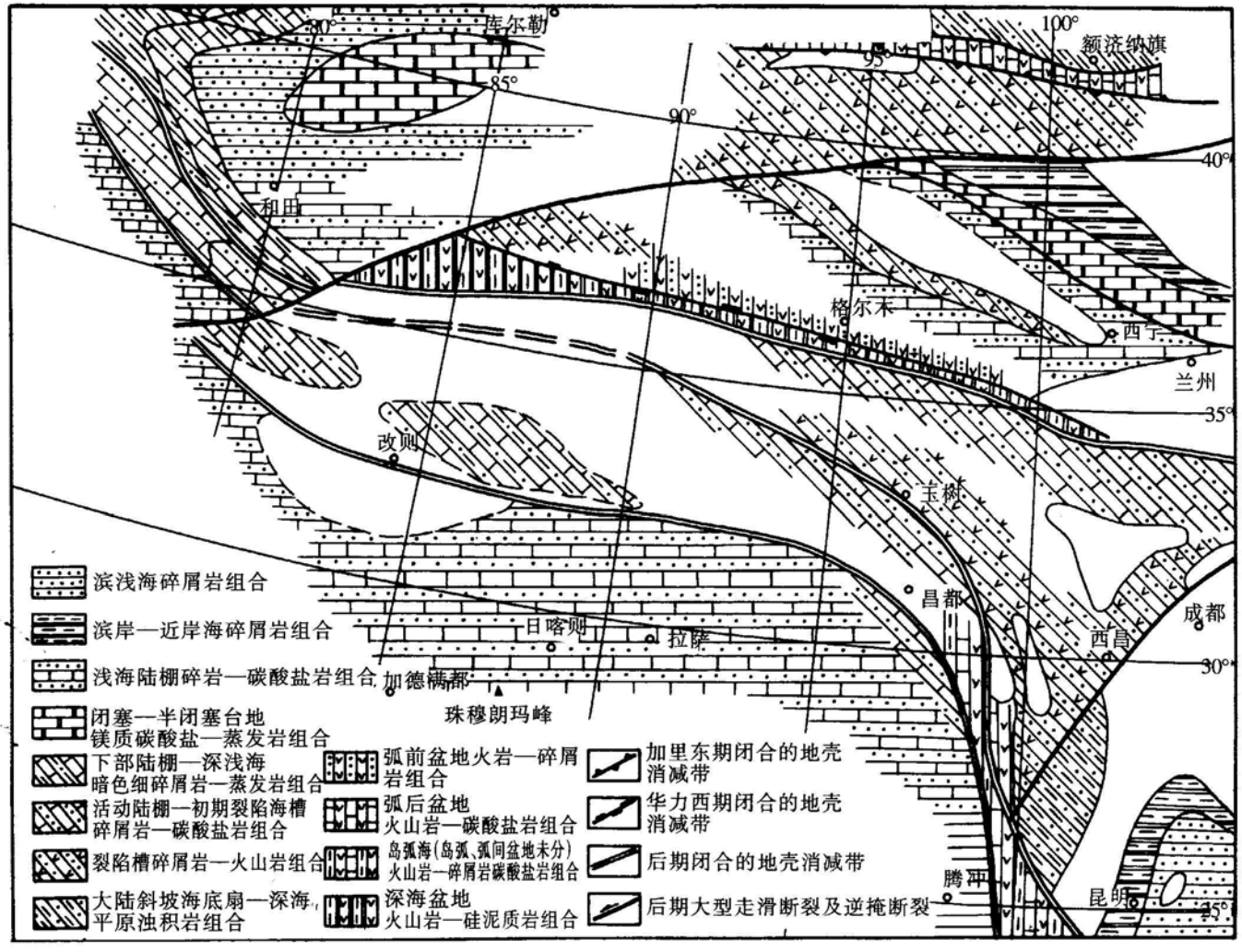


图 1-8　青藏高原石炭纪古地理略图

主要由混积岩所组成，为含砾砂泥岩夹粉砂岩和砾岩透镜体，厚度大于1 000m。许多研究者认为是一套冰水沉积物，Leeder *et al*.（1988）认为是较深水的海底重力流沉积。向东至察隅、八宿，向北至申扎、改则，均有石炭系分布，以碳酸盐岩为主，也夹有前述的冰水沉积及冷水动物群化石，局部并见有少量中基性火山岩，沉积厚度约 700m ~ 1 500m。因此它们总体上是一套活动陆棚的沉积，可能在冈瓦纳古大陆的这些边缘地区已经开始了一定的开裂活动。

在喜马拉雅山北坡，石炭系发育良好，厚度不大，生物化石种类繁多，因而生物地层学的研究程度较高。概括起来说，它们也是一套滨岸—浅海—碎屑陆棚的碎屑岩和碳酸盐岩沉积，其中含有典型的冰水沉积和冷水动物群，具有和冈瓦纳相似的面貌，这些都已有较多的报导，此处从略。

综上所述，在此以图 1-8 概略地表示石炭纪时的古地理架构和不同沉积类型的分布状态。

三、二　叠　纪

二叠纪是青藏高原古地理和古构造格局发生变化的一个重要的转折时期。一系列板块之间的碰撞、拼合及板块上的开裂活动使已有的构造面貌发生了重大的变化，表现在：①北方的哈萨克斯坦、西伯利亚、华北以及塔里木等板块在二叠纪后期拼合成统一的欧亚大陆，使现今青藏高原北部成为该大陆南缘的一部分，海水从这里退出，自此以后，这里以陆相沉积为主；②南面的冈底斯—印度板块在二叠纪后期沿雅鲁藏布江发生了强烈的开裂活动，开始将冈底斯地体从古印度—冈瓦纳板块上分离出去，但此时雅鲁藏布江缝合带尚未形成开阔的洋盆；③这两大陆块之间为古特提斯洋盆的活动地区。就是这些活动控制了青藏高原古生代后期至中生代早期的古地理和古构造面貌。图 1-9 表示了早二叠世时青藏高原的古地理概况。以下仍按各个板块予以简单介绍。

（一）塔里木板块

如前所述，二叠纪时，由于塔里木板块和北侧的哈萨克斯坦板块的碰撞，古地理和古构造面貌发生了巨大的变化，早、晚二叠世时就有很大的不同。

早二叠世时，塔里木的北缘和西侧还存在着不同规模的洋盆，塔里木本身继承着石炭纪时的状态，盆地内部和西南部继续保留有稳定的浅海陆棚环境，但是到早二叠世后期即开始海退。如柯坪—巴楚地区，下二叠统下部还是一套浅海陆棚—碳酸盐台地相的碎屑岩和碳酸盐岩，向上出现陆相的红色碎屑岩；而往西，则海相层位增多，表明海水是由东往西退出的。在塔里木南缘也可见到同样的情况，在铁克里克西段的阿尔塔什等地，下二叠统有较多的海相碳酸盐岩，而在其东段的和田—阿其克等剖面上，下二叠统则以非海相的曲流河沉积为主，偶有海侵形成的灰岩夹层出现，表明这里海退更早。上二叠统在塔里木板块上均已为红色的陆相碎屑岩系了。

这里特别值得提到的是，早二叠世时，在塔里木的西部发生了大规模的基性火山喷发，形成了广泛分布的玄武岩流，从柯坪以西一直到盆地内部均有出现。岩石化学分析

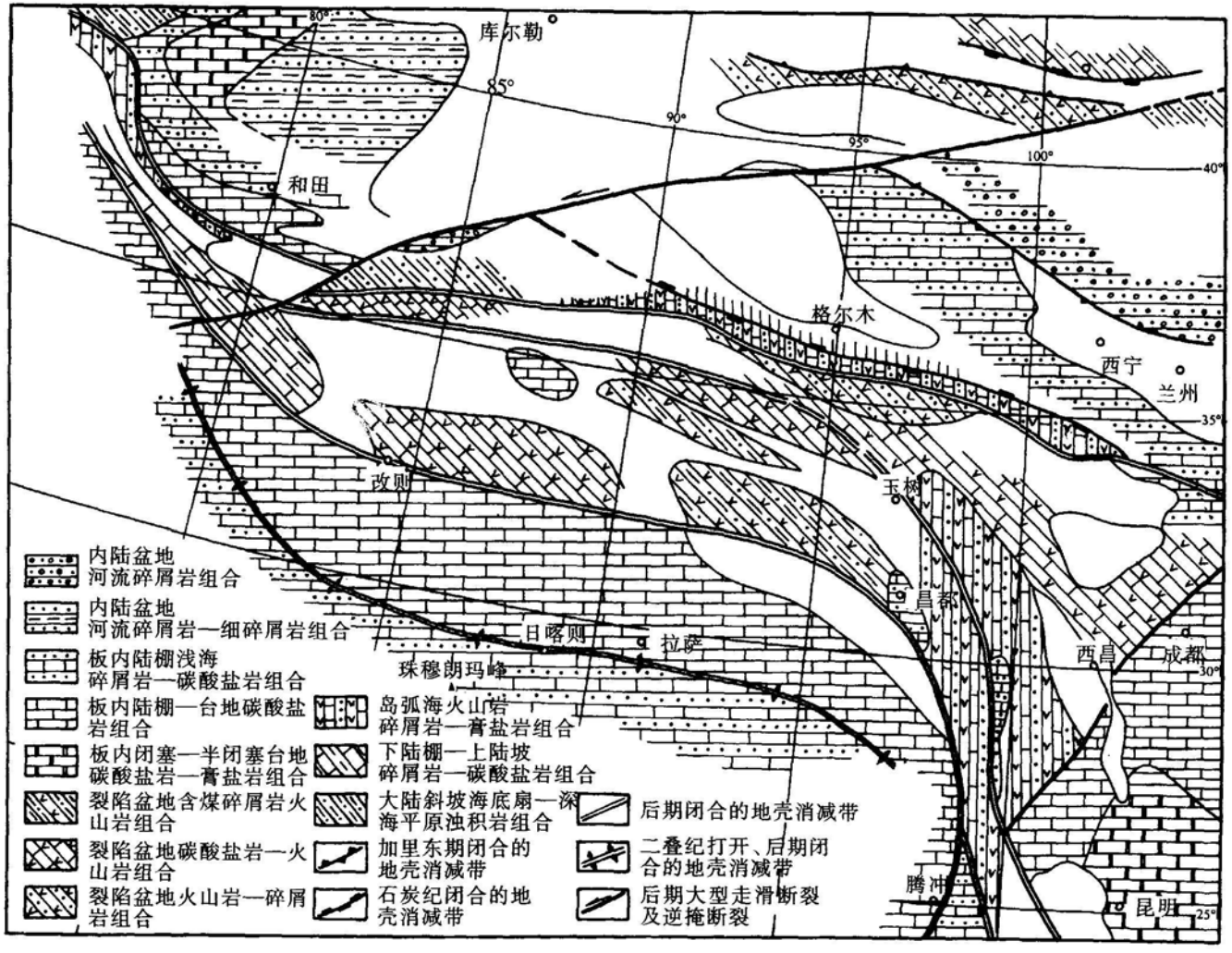


图 1-9　青藏高原早二叠世古地理略图

表明是一种碱性为主的大陆玄武岩，是地壳开裂状态下的产物（王廷印等，1991；Liu Jun *et al*.，1994）。

在塔里木以南，虽然有古特提斯洋盆的俯冲活动（表现在西昆仑地区的一系列晚华力西期的花岗质侵入岩），但是没有明显的二叠纪沉积，说明这里可能是一个安第斯型的活动大陆边缘，没有形成典型的弧后盆地（刘训等，1994）。

（二）祁连构造带

在中、北祁连地区，二叠纪的面貌和华北地区总体是一致的。下二叠统为海陆交互相的碎屑含煤岩系，向上变成以陆相为主，发育一套三角洲—曲流河的碎屑岩系。到晚二叠世，随着气候的变化以及南北陆块碰撞以后造成的地形隆升，形成了上二叠统的红色碎屑岩，以曲流河—辫状河的沉积为主要特征。

南祁连地区，二叠纪时因受其东面昆仑—秦岭海槽的影响，形成了一套滨岸浅海沉积，常可见直接覆盖在志留系之上，以滨岸—浅海陆棚相的砂页岩为主，夹有少量的灰岩，含腕足和珊瑚等化石，厚度不大，反映了一种稳定构造环境下的沉积。进入上二叠统则以曲流河的碎屑岩为主。可见，南祁连的二叠系总体属于一种稳定环境下的产物，仅因受东面的海水入侵而于早二叠世时形成了一些海相沉积（王永等，1995）。

（三）柴达木地块

柴达木地块上二叠系不发育，表明可能是一个隆起地区。

在柴达木南缘的昆仑地区，二叠系见于南昆仑地体的纳赤台附近。其下部碎屑岩组为不同成分的砾岩、砂岩、板岩和千枚岩等，碎屑岩成熟度低，具复理石的韵律结构，并夹有较多的火山岩，据青海省地质矿产局（1991）资料，这些火山岩主要属拉斑玄武岩系列的产物。上部以碳酸盐岩为主。所以总体来看，该区二叠系属岛弧海的沉积，显然与其南侧古特提斯洋的向北俯冲有直接的关系。

（四）扬子—羌塘板块

二叠纪时，该板块已明显的分成了几个不同的地体，以下仍将按巴颜喀拉、羌塘和喀喇昆仑等不同地体分别论述。

巴颜喀拉地体仅在其边缘地区有二叠系出露。东部，在四川的义敦—中甸地区，二叠系为厚层灰岩夹硅质岩和千枚岩，接近金沙江带的地方有大量火山岩，主要为玄武岩和熔结凝灰角砾岩，到上二叠统更以火山岩为主，也是一种大陆边缘的岛弧海环境。在该地体北侧的布青山等地，二叠系也为巨厚的火山岩夹碎屑岩和碳酸盐岩。反映了巴颜喀拉地体从扬子板块分裂出来以后，仍处于一种强烈活动的状态，这也和当时古特提斯洋的俯冲有关。

羌塘地体上二叠系分布较广泛，而且具有不同的类型。在青藏公路以东，板块边缘出露的二叠系，下统称开心岭群，分为尕笛考组和扎格涌组，上统称乌丽群。尕笛考组下段为紫红色粗细不等的碎屑岩夹不纯灰岩，局部夹有较多的火山岩，最大厚度可达1 800m，上段以碳酸盐岩为主，含角砾灰岩、生物碎屑灰岩，夹燧石条带和燧石结核灰

岩。扎格涌组下部也是碎屑岩夹火山岩，不同地区或夹有石膏，或夹有煤线，上部以碳酸盐岩为主。总体来看，这是一些地壳处于拉张状态下的沉积，其中反映了两个由较强烈扩张至缓和的旋回过程。上二叠统乌丽群在青藏公路附近是一套砂页岩夹灰岩和煤层，属海陆交互相的沉积，形成了本区主要的可采煤层，反映了当时环境已经渐趋稳定。但向东，它们为大套火山岩所代替，主要是巨厚的玄武岩，和扬子地台西部晚二叠世的峨眉山玄武岩大体相当。

在青藏公路以西的羌塘地区，二叠系零星分布。据吴瑞忠等（1985）资料，该地区下二叠统主要是碳酸盐岩和火山岩的互层，上部有砂页岩，其面貌总体上和东部是一致的，也反映了一种地壳拉张开裂的状态。

值得一提的是在西部日土—拉竹笼地区的二叠系。据梁定益等（1983）资料，该区下二叠统下部是一套深水陆棚的砂泥质碎屑岩，具有一些复理石的特征；上部为碳酸盐岩。其下部含有冷水动物群的䗴科和双壳类化石，向上则含有暖水型的生物组合，反映了南北生物过渡的面貌。

在西部的喀喇昆仑地区，二叠系有较广泛的分布（图 1-10）。据新疆区域地质调查队资料①，该区下二叠统下部称加温达坂组，是一套外陆棚较深水的暗色细碎屑岩，夹

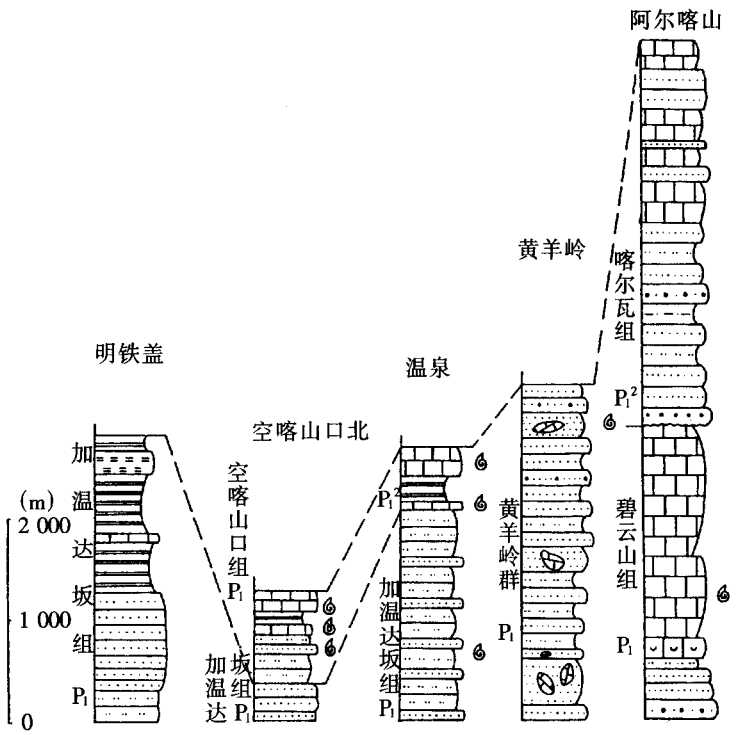


图 1-10　喀喇昆仑—西昆仑地区二叠系柱状对比图

有硅质岩和硅质灰岩，其中并含有放射虫。局部地区夹有中基性火山岩。所以也是一种

① 新疆区域地质调查队．1984．西昆仑山康西瓦—喀喇昆仑山河尾滩地区 1:100 万区域地质调查报告

裂陷状态下的产物。本区下二叠统下部含有暖水型的䗴科化石，和其南侧空喀山口断裂以南明铁盖地区的下二叠统加温达坂组有明显的不同。上部以碳酸盐岩为主，称空喀山口组，含丰富的暖水型䗴科化石。因此，总体来看，本区二叠系和羌塘—扬子地区比较相似，而和其南侧空喀山口断裂以南的地区有所不同。

（五）冈底斯—印度板块

二叠纪时，该板块上最主要的特征在于：随着雅鲁藏布江缝合带的打开，冈底斯地体从古冈瓦纳板块上分裂出去，成为一个独立的块体，从而具有不同于喜马拉雅等地的二叠系：该地区二叠纪时另一个特点是在藏南许多地方缺失上二叠统，因而有的学者提出了“藏南运动”一名（郭铁鹰等，1990）。

在冈底斯地体上，二叠系主要还是一套浅水陆棚—台地相的碎屑岩和碳酸盐岩沉积，反映了总体上还是处于一种板内盆地的稳定状态。例如在申扎地区，下二叠统分为昂杰组、日阿组和下拉组。昂杰组为灰黑色粉砂岩夹生物碎屑灰岩、页岩，厚 119m；日阿组为紫红色、灰色薄—中厚层状生物碎屑灰岩，厚 224m；下拉组为灰、深灰色灰岩、生物灰岩，厚度大于 299m。下二叠统各组都含有丰富的腕足、珊瑚等化石，其生物面貌在靠上部已经比较接近于华南—扬子的类型了。在该地块的拉萨地区，二叠系的面貌基本相似，仅在下二叠统中出现有一些炭质板岩和燧石，表明可能出现有相对较闭塞和较深水的环境，同时在拉萨地区下二叠统上部并出现有中基性的火山岩，可能和雅鲁藏布江缝合带的开裂活动有一定的关系。

上二叠统在申扎地区不发育，而在拉萨地区称列龙沟组，是一套厚层硅质岩夹砂页岩，厚 181m，其上与三叠系为连续沉积，显然也是和雅鲁藏布江缝合带的开裂活动有关的产物。

在藏南的喜马拉雅地区，二叠系是典型的稳定型台地相的沉积，为大套的碳酸盐岩和碎屑岩。在聂拉木地区称色龙群，在康马地区下部称康马组，上部称白定浦组，岩性特征基本相似，厚度一般不大，在 100m ~ 300m 左右。下二叠统中也见报导含有冷水型的生物组合，表明了它们和南方冈瓦纳古大陆的关系。以前报导在喜马拉雅北坡均缺失上二叠统，并有人认为是一个大的隆起间断时期。近年来虽然有一些关于上二叠统的报导，但仍然是一个有争论的问题。

四、三　叠　纪

如前所述，在二叠纪后期，尽管北方大陆已经拼合成一个统一的大陆，但青藏高原仍属于特提斯洋活动的影响范围，因此除了华北—柴达木和塔里木已经成为统一的陆块，其上为陆相的上二叠统—三叠系沉积外，青藏高原其他地区仍为特提斯的海水所覆盖，并在不同地区具有不同的沉积类型。特别是在青藏高原的范围内，由于西金乌兰—金沙江带和雅鲁藏布江缝合带在三叠纪时均已扩张成具有一定规模的洋盆，因而高原此时的构造格局和古生代时已有很大的不同，以下将按不同的地区分别叙述之。

表 1-5 为青藏高原及邻区中新生代地层对比简表，简单介绍不同地体上有关地层的分布和对比。

表 1-5　　青藏高原及邻区中新生代地层对比简表

		塔里木		祁连			昆仑—柴达木		扬子—羌塘				喜马拉雅—冈底斯				
		塔西南	塔北	中南祁连	北祁连	走廊盆地	东昆仑	柴北缘	喀喇昆仑	唐古拉	怒江中游	巴颜喀拉	喜马拉雅	拉轨岗日	雅鲁藏布江	拉萨	班戈
上覆地层		Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q	Q
第三系	新近系	阿图什组 乌恰群	康村组 吉迪克组	疏勒河组	疏勒河组 白杨河组	疏勒河组 白杨河组		狮子山组 油沙山组		查保马群						乌郁群	丁青组
	古近系	喀什群	苏维依组 库姆格列木群			火烧沟组		干柴沟组 路乐河组	E_3-N_1 E_{1-2}	风火山群	贡觉群	风火山群	遮浦惹组 宗浦群		大竹卡组 秋乌组	林子宗组	牛堡组
白垩系	上统	英吉莎群	巴什基奇克群	民和组				犬牙沟群	铁隆滩群				基堵拉组 宗山组	宗卓群	日喀则群	设兴组	红崖山组 砰塔波洛组 波波雅拉组
	下统	克孜勒苏群	卡普沙良群	河口组	新民堡群	新民堡群					香堆群		岗巴群	加不拉群		塔克那组 楚木龙组 林布宗组	朗山组 多巴组
侏罗系	上统	库孜贡苏组	喀拉扎组 齐古组	大通河群	赤金桥组	赤金桥组		红水沟群	红其拉甫组	雪山组 羌姆勒曲组	多尼组 拉贡塘组		古错村组 门卡墩组 门布组	维美组	卡东组 巴纠淌组	多底沟组	夏琼错组 龟山组 卧荣沟组
	中统	塔尔尕组 杨叶组	恰克马克组 克孜勒努尔组	享堂组 木里组	新河组 中间沟组	博罗群		采石岭组 大煤沟组	龙江组	温泉组 塞瓦组	柳湾组	下—中统	聂聂雄拉群	日当群	夏西组 郎久组	曲桑温泉组	大黄山组
	下统	康苏组 沙里塔什组	阳霞组 阿合组	大西沟组	大山口组	大山口组	小煤沟组	小煤沟组	巴贡布兰莎组	扎姆那曲组			普普嘎组		陆热组 扎日组		尖山组
三叠系	上统	上三叠统	塔里奇克组 黄山街组	默勒群	南营儿组		八宝山群	鄂拉山群	克勒青河群	土门格拉组 西雅尔岗组	夺盖拉组 阿堵拉组 波里拉组 甲丕拉组	巴颜喀拉群	德日荣组 曲龙共巴组 达沙隆组 扎木热组	涅如群	吉隆群	麦隆岗组	巫嘎组
	中统		克拉玛依组	郡子河群	西大沟群	西大沟群	闹仓坚沟组		上河尾滩组	康南组	丛拉组 瓦拉寺组		赖布西组	吕村群	穷果群	查曲浦群	
	下统	下三叠统	俄霍布拉克群	阳康组			洪水川群	隆务河群	下河尾滩群	硬水泉组 康鲁组	色容寺组 普水桥组		康沙热组				
地层		P_2	P	P_2	P	P	C－P	C	P_1	P_2	P_2	P	P_2	P	P	P_2	P

（一）北方大陆区

这里包括了古生代时的华北—柴达木和塔里木两个板块。它们在二叠纪晚期已经完全拼合成一体，同时海水也已经从该陆块的主体部分退出，从此成为以陆相沉积为主的地区，仅局部有短暂的海泛出现。

在祁连地区，南北具有不同的面貌。在北、中祁连，三叠系为一套红色的粗碎屑岩，反映了受古生代末期北方板块碰撞的影响而形成的一套前陆盆地的沉积。而南祁连则继承了二叠纪时来自东侧秦岭海槽的海水，三叠纪仍然为浅海陆棚—台地型的碎屑—碳酸盐沉积，特别是中三叠世时期，海水曾一度有所变深，出现有特殊的碳酸盐碎屑流沉积；其后海水很快退出，形成了晚三叠世的海陆交互相—陆相的含煤沉积。

只是在柴达木北缘，早三叠世时受东南侧秦岭—巴颜喀拉海槽的影响，形成了一个深水海槽，其中堆积了以隆务河群为代表的一套复理石沉积。

在柴达木盆地内，目前尚无可靠的三叠系报导，反映了当时柴达木还处于南北地体碰撞后的隆升状态之中。仅到晚三叠世时，其边缘可见有巨厚的粗碎屑岩夹中酸性火山岩，称八宝山群，为一套前陆盆地中的磨拉石，将在下面讨论。

从三叠纪开始，塔里木地区，成为一个板内的大型内陆盆地。在塔里木北缘的南天山山前，堆积了巨厚的山麓洪积—河流相的粗碎屑岩，代表了天山在二叠纪碰撞隆升后产生的前陆盆地磨拉石沉积。向盆地内部，沉积物逐渐变细，为大面积的河湖相沉积所代替。在塔里木盆地北侧的拗陷中，目前已经发现有一些与海水有关的疑源类化石，许多学者因此而提出三叠纪时曾有海水入侵到塔里木盆地中来。

在该大陆的南部边缘，由于三叠纪时特提斯洋盆的活动，出现了一些不同类型的大陆边缘。在东昆仑地区，下、中三叠统有一套海相的火山—碎屑沉积。下统称洪水川群，中统为闹仓坚沟组。其中的碎屑岩成熟度低，具复理石的韵律结构；火山岩成分的纵向、横向变化都很大，反映了其构造状态及构造活动性的差别都很大；其中还夹有厚度不等的碳酸盐岩。总体来看，可以认为这是一套岛弧海—弧间盆地的沉积，是由于南侧的特提斯洋盆向北俯冲所引起的产物。在东昆仑地区，上三叠统八宝山群是一套典型的陆相磨拉石，巨厚的粗碎屑岩并夹有中酸性火山岩，代表了一套前陆盆地的产物。它们在柴达木盆地南缘的许多地方均可见及，反映了三叠纪晚期特提斯洋盆的一次闭合和碰撞事件。

但是在北方大陆西段，这一活动的产物变化较大。在塔里木盆地的南缘，目前只有少量的三叠系发现，陆相为主，尚未报导有火山岩出现，但也有少量疑源类的化石，被认为有海水的入侵。而更往南的铁克里克以南地区，直到康西瓦断裂所代表的特提斯洋盆之间的西昆仑范围内，目前没有和东段相当的沉积物出现，反映在西段特提斯的俯冲没有形成典型的沟—弧—盆结构，因而可能是一个安第斯型的活动大陆边缘。

但是再往西，到塔什库尔干断裂以西，面貌又有所不同，简言之，该处有一系列三叠纪的火山岩和陆相的粗碎屑岩，还可能有一些三叠纪的混杂堆积，说明这里的俯冲活动比较明显，可能还形成了一些弧后盆地的产物。

北方大陆南缘的这些差别是如何产生的？尚属争论的问题。

（二）扬子—羌塘板块

随着特提斯洋活动的继续，现代青藏高原上的金沙江—西金乌兰接合带和雅鲁藏布江缝合带到三叠纪时均已成为具有一定规模的洋盆，它们和原已存在的班公错—怒江缝合带一起，分隔了巴颜喀拉、羌塘、喀喇昆仑、冈底斯和喜马拉雅等不同的地体。使这些地体成为散布在特提斯洋盆中的一些相距不一定很远但又是孤立的地体。从而使其上的三叠系沉积又具有各自的特征。

1. 巴颜喀拉地体

该地体上的三叠系发育良好，早已为人们所了解。该地区三叠系厚度巨大，是一套典型的复理石建造。在整个地体上分布广泛，从东面的松潘—甘孜地区一直到西面的木孜塔格等地，均有这样一套特征的三叠系复理石。近年来，对其东部的三叠系已有了一些研究，如饶荣标等（1987）、Yin Jixiang *et al*.（1988），使人们对这一套巨厚的岩系有了一些认识。

现有资料表明，该地体上的三叠系主要是一种海底扇的浊流沉积，其中还划分出了不同类型的鲍马序列层序，这里不再详述。值得提到的是：

（1）关于本区的三叠系已为世界各国的学者所注意。有的外国学者曾提出这是一套洋壳上的沉积（Sengor，1984）。饶荣标等（1987）则认为本区三叠系巴颜喀拉群实际上是古特提斯北侧岸进型活动大陆边缘的一部分。

（2）据饶荣标等（1987）等的研究，本区早、晚三叠世的沉积物源有所不同，概略地说就是，早、中三叠世时的碎屑物源主要来自南面，而晚三叠世时的碎屑物源则主要来自北侧。由此可以作出这样的解释：由于以昆仑南缘地壳结合带为代表的古特提斯洋盆在早、中三叠世末闭合并而与北侧的北方大陆碰撞，巴颜喀拉地体成为北方大陆南缘的一部分，从此开始接受来自北侧的碎屑物质。

（3）现有资料表明，在该地体北侧的三叠系中，已经发现了许多不同类型的混杂堆积，东面到阿尼玛卿—布青山以南，西面到木孜塔格以西的黄羊岭等地均有见及（张志德等，1987）。许多地方见到有石炭—二叠系的岩块掉在三叠纪的基质之中，包括在东昆仑纳赤台等地所见，还有一些更老的岩块混杂在三叠纪的杂基之中。表明了三叠纪时以昆仑南缘地壳结合带为代表的古特提斯洋盆有过明显向北的俯冲活动。

（4）该地区三叠系的厚度巨大，已知最大厚度可达 20km 左右。但是，已有的航空磁测资料表明，该地区磁性基底的埋深一般仅 10km 左右（余钦范等，1993）。沉积厚度远远超过了基底的深度，表明该厚度不代表三叠纪时该地区的地壳沉陷幅度，这一厚度在很大程度上是由于海底扇的向前推进，沉积物横向加积所造成的。

2. 羌塘地体

羌塘地体上三叠系分布广泛，各地具有明显的差别，表现出该地体三叠纪时的复杂构造面貌，尤以晚三叠世更为典型。

下、中三叠统在藏东的昌都等地发育较好，可分为：下三叠统普水桥组和色容寺组，中三叠统瓦拉寺组和丛拉组。总体上是一套特征的杂砂岩、碳酸盐岩和火山岩的组合，厚度巨大，已有许多学者提出了这里具有一种岛弧和弧间海相间的构造格局。在这

些地区的三叠系中还可见到混杂堆积。表明这里特提斯洋的俯冲大致具有向东的极性。

而在羌塘中部的双湖地区，下三叠统分为康鲁组、硬水泉组和西双湖组，总体上是由海陆交互相含煤沉积向浅海陆棚沉积发展的一套海进序列。到中三叠统康南组继续了这一发展进程，水体有所变深。这里的下、中三叠统厚度都不大，基本没有火山活动，反映了在羌塘的这些地区基本上是以稳定型的沉积为主的。由双湖向东至色哇地区，早三叠世时的海水较深，并且具有某种程度的闭塞还原环境，从而出现了碳质页岩、油页岩等的沉积。

上三叠统在羌塘地体上的分异更为明显。在羌塘东部的小唐古拉一带，可见到上三叠统，在北侧称为巴塘群，南侧称结扎群。据青海省地质矿产局（1991）的资料，巴塘群可分为5个组，总体上构成两个由碎屑岩至碳酸盐岩的旋回；各组中均含有大量火山岩和火山碎屑岩；整个巴塘群厚度可达万米，岩性、岩相和厚度在横向上变化都极大。其中的碎屑岩成熟度低，并具重荷模、粒序层等构造，被认为是一种高密度的碎屑流沉积。其中的火山岩以铝过饱和的钙碱系列为主，属岛弧型的火山岩。因此，Leeder *et al*.（1988）认为是一套成熟岛弧的产物。

其南侧的结扎群与之为断层接触。结扎群总体上是一套滨岸—浅海陆棚的碎屑岩—碳酸盐岩沉积，形成一个完整的海侵—海退的旋回；其沉积厚度可达5 000m，反映了虽然沉积时水体不深，但是物源补给充足。Leeder *et al*.（1988）认为是弧后盆地的沉积，从其中火山岩很少看来，我们认为更可能是羌塘地体北侧的一个沉陷被动大陆边缘。

在羌塘中部的双湖—西雅尔岗一带，上三叠统也有良好的发育，吴瑞忠等（1985）将出露在东部的称为西雅尔岗组，以黑色碳酸盐岩为主，夹黄灰色砂质泥岩；西部在查桑—茶布一带的称菊花山组，也是以碳酸盐岩为主夹少量细碎屑岩。两者岩性相似，实际上时代也相近，都是一套板块内的稳定陆棚沉积。上三叠统上部的土门格拉组是一套滨岸—海陆交互相的煤系沉积，属羌塘地体晚三叠世海退期的产物。

由上述可以看出，晚三叠世时在羌塘的北缘具有从板内到大陆边缘的变化，而且可以看出，这里以西金乌兰—金沙江地壳接合带为代表的特提斯洋的俯冲具有向南的极性。

3. 喀喇昆仑地体

通过近年来的区域地质调查发现，在新疆南部的喀喇昆仑地区三叠系有广泛的分布（杨志荣等，1990；新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。下、中三叠统称为河尾滩群，为一套碳酸盐岩和碎屑岩夹少量硅质岩，时常可以见到白云质灰岩、砂质灰岩、角砾灰岩及炭质粉砂岩和硅质页岩等，富含双壳类和头足类化石，反映了碳酸盐台地—盆地相一直到深水陆棚的沉积。其沉积厚度可达2 000m左右，说明也具有强烈沉陷、充分补给的特点。

在该地区，上三叠统称克勒青河群。在大红柳滩附近，本群是一套浅变质的碎屑岩系，由砂岩、粉砂岩和板岩组成韵律互层，可见明显的鲍马序列，属海底扇的浊流沉积。其中有时还夹有硅质粉砂岩和大理岩等。产有双壳类、珊瑚等化石。在康西瓦断裂附近变质程度加深。特别是，在康西瓦断裂附近还常可见到有许多混杂堆积的产物，在晚三叠世的基质中混有大小不等的早、中三叠世甚至石炭—二叠纪的岩块（Wang Don-

gan *et al*., 1994；李永安等，1995），从而为特提斯洋在晚三叠世的俯冲活动提供了佐证。

（三）冈底斯—印度板块

由于雅鲁藏布江缝合带在二叠纪后期开始打开，到三叠纪时形成了一个规模不大的洋盆，并推动冈底斯地体从印度—冈瓦纳古板块上分裂出来，成为一个独立的地块而快速向北漂移。这样，在冈底斯和喜马拉雅这两个地体上形成了完全不同类型的三叠系。

1．冈底斯地体

在该地块上，三叠系分布于拉萨附近以及雅鲁藏布江缝合带的北侧，而且具有不同的面貌。

在拉萨以北的曲桑寺附近，出露的三叠系三统俱全。下三叠统—中三叠统称查曲浦群，与下伏的上二叠统列龙沟组为整合接触。该群下部为泥晶灰岩夹硅质岩，主要是一些较深水的沉积，其上有少量的粉砂岩和泥岩等碎屑岩。碎屑岩一般成熟度较低。其上部是大套中基性—中酸性的火山岩，包括流纹岩、流纹质晶屑凝灰岩、流纹质熔结凝灰岩和玄武岩等。上三叠统分布在拉萨—林周一带，称麦隆岗组，主要是由碎屑岩和灰岩组成的韵律层。该地区三叠系总体上具有以下的特点：

（1）分布范围狭窄，但沉积厚度巨大，上统麦隆岗组厚可达1 699m。

（2）早、中三叠世以深水海槽的沉积为主，晚三叠世则为潮坪—台地相的较浅水的沉积，反映了海槽被填满的过程。

（3）陆源碎屑具有近距离搬运、快速堆积的特点，碎屑成熟度低，以杂基支撑为特点。

（4）火山活动强烈，岩性从中性、中基性到酸性都有，岩石化学分析结果表明主要属碱性玄武岩系列的产物，反映了一种拉张的构造背景。综上可见，拉萨地区的三叠系主要是一种强烈扩张环境下的裂陷海槽的沉积，该海槽的扩张，可能和雅鲁藏布江缝合带的打开有一定的联系，但这里的扩张活动没有继续下去，而是到晚三叠世就已经减弱。

2．喜马拉雅地体

在喜马拉雅山北坡，三叠系分布较为广泛，近年来也已有了较多的研究。本区的三叠系属于北特提斯的一部分，它们的沉积类型、生物群面貌都和南面印度喜马拉雅 Spiti 等地基本一致，表明三叠纪时这里仍然是印度—冈瓦纳板块的一部分。本区的三叠系具有明显的分带性，由南往北可分为高喜马拉雅带、拉轨岗日带和雅鲁藏布江缝合带。

（1）高喜马拉雅带。高喜巴拉雅带的三叠系可以聂拉木北面的土隆剖面为例。该剖面三叠系发育完整，层序清楚，化石丰富。由下而上划分（见图 1-11）为：

下统康沙热组：为紫红色白云质灰岩夹灰白色生物碎屑灰岩，其下与下二叠统之间为一沉积间断面，厚 103m。灰岩中陆源碎屑含量较多，反映了当时一种物源补给充分的台地—台地边缘环境下的沉积。

中统赖布西组：下部主要是灰黄、灰绿色砂质页岩与砂质灰岩、含砂灰岩的互层，向上变为生物碎屑灰岩、鲕粒灰岩，反映为一种台地边缘—生物滩（鲕滩）环境下的沉

积。该组上部是含生物碎屑的泥晶灰岩与灰绿色粉砂岩、页岩的互层。该组总厚 259m，属一种低能的潮下带—泥坪的沉积。

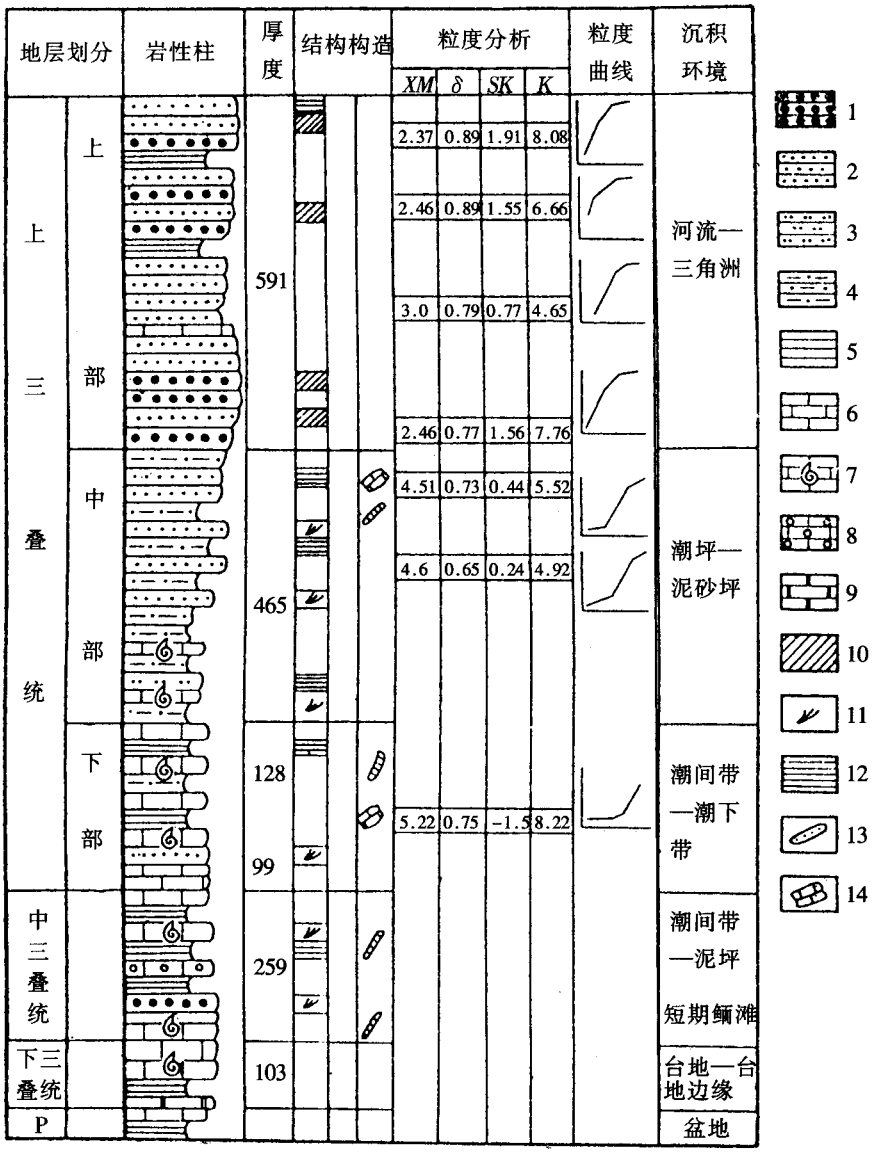


图 1-11　西藏聂拉木土隆三叠纪沉积柱状图

1. 中粗粒砂岩；2. 细砂岩；3. 粉砂岩；4. 砂质页岩；5. 页岩；6. 灰岩；7. 生物碎屑灰岩；8. 鲕状灰岩；9. 白云质灰岩；10. 直线型斜层理；11. 波状斜层理；12. 水平层理；13. 虫迹；14. 钙质结核

上统在土隆剖面分为 4 个组，总厚可达1 000m以上。下部包括扎木热组和达沙隆组，主要是一套灰岩，包括泥晶灰岩、生物碎屑灰岩等与钙质细砂岩的互层，其中常含丰富的陆源碎屑和钙质结核，具微细水平层理和爬升层理，层面上并可见大量遗迹化

石。总体来看是一种潮下带的沉积，水动力状态较微弱，但出现有短时间的生物滩等。上统中部的曲龙共巴组以页岩为主，近下部夹有少量泥晶灰岩和鲕状灰岩，属潮下砂泥坪—潮间带的沉积。上统上部的德日荣组是大套的石英砂岩和长石石英砂岩等，夹有少量砂质页岩和碳质页岩。砂岩中具有大型斜层理，属于一种河流三角洲的沉积。

综上所述，高喜马拉雅带的三叠系属一种稳定型的台地沉积，厚度不大，总体上反映了一个海退的过程。可能是在晚三叠世雅鲁藏布江缝合带扩张的时侯，对本区有一个相对的挤压，导致了短暂的隆起和抬升，其后，随着新特提斯的强烈扩张，这里也发生了新的沉降。

(2) 拉轨岗日带。本带是高喜马拉雅带与雅鲁藏布江缝合带之间的过渡地带，在康马和羊卓雍错地区三叠系均有大面积分布。在康马附近，下三叠统—中三叠统称吕村群，是一套深灰色的变质砂岩、板岩和千枚岩，夹薄层灰岩，形成不规则的韵律互层，含双壳类和菊石化石。上三叠统涅如群为大套斑点状（含黄铁矿）板岩、千枚岩，夹变质砂岩和薄层灰岩，中部并夹有硅质岩，属较深水还原环境下的沉积，是外陆棚—陆坡上的产物。

在羊卓雍错以南，有一套变质程度不同的三叠纪地层，王乃文等（1983）、林宝玉等（1989）将其归于上三叠统嘎波群。其岩性为黑色板岩、千枚岩及片岩，并夹大理岩等，化石以菊石为主，属半深海—深海的沉积。

(3) 雅鲁藏布江缝合带。在雅鲁藏布江蛇绿岩带的南侧，分布有大面积的三叠系。西藏区域地质调查队将其下、中统称为“穷果群”，上统称“修康群”①。其总体特点可归纳为：①本带三叠系是一套细碎屑岩，以页岩、板岩为主，夹砂岩和泥灰岩等，时有硅质岩夹层出现，代表了一种陆坡—陆隆上的半深海—深海沉积；②它的许多层位中夹有火山岩，以安山质火山岩和火山碎屑岩为主；③在此带的三叠系中见有许多外来岩块，大小不等，时代不同，有许多是二叠系的灰岩块体，混杂在三叠系的细碎屑杂基中，是一种斜坡上的滑塌堆积；④此带的三叠系也已普遍受到浅变质作用，有的甚至达到了片岩的程度。由上可见，雅鲁藏布江缝合带的三叠系是一套陆坡—陆隆上的沉积物，代表了三叠纪时已经打开了的盆地，但目前其中尚未发现有三叠纪的洋壳或洋壳上的沉积物，说明当时该盆地虽然已经打开，但尚未成为一个开阔的大洋盆。同时也可以看出，上述3个带反映了三叠纪时印度板块北缘的一个大西洋型被动大陆边缘的构造面貌，从喜马拉雅带—拉轨岗日带—雅鲁藏布江缝合带整个反映了一个从陆棚—陆坡—深水盆地的构造面貌。

图1-12综合表示了晚三叠世时青藏高原的构造古地理格局及不同类型沉积物分布的主要特征。

---

① 西藏区域地质调查队．1983．日喀则幅1:100万区域地质调查报告

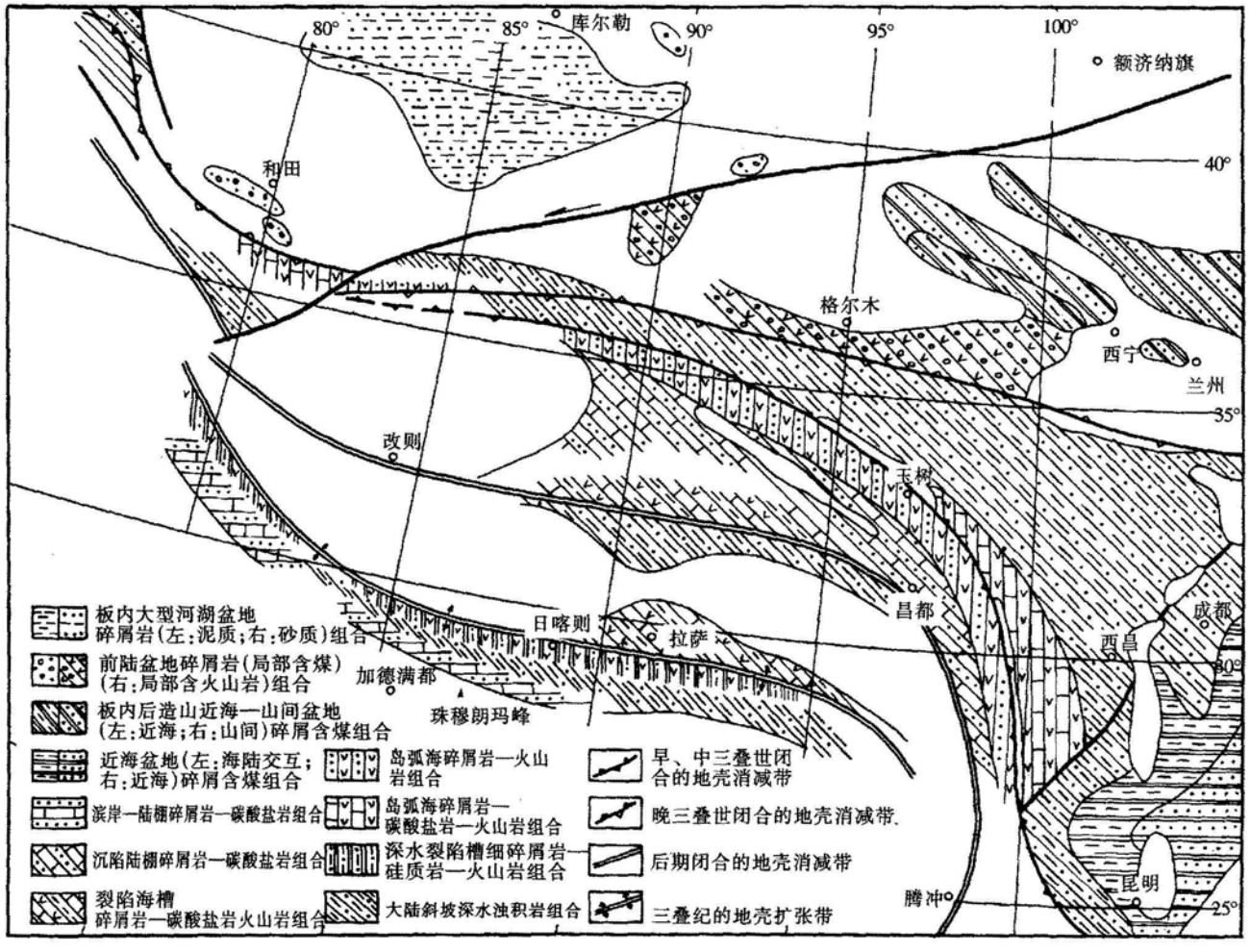


图 1-12　青藏高原晚三叠世古地理图

第四节　侏罗纪以后的中新生代时期

三叠纪末，古特提斯洋盆的闭合，导致了北方欧亚大陆和扬子—羌塘板块的拼合，在东段形成了西金乌兰—金沙江和昆仑南缘结合带，西段则是以康西瓦断裂为代表的结合带；其两侧的板块拼合形成了一个新的大陆块体。从侏罗纪开始，在原来的青藏高原范围内，海陆分布及沉积特征均发生了明显的变化。高原北部已形成为统一的大陆，侏罗纪开始以陆相沉积为主；而高原南部则属新特提斯的影响范围，新特提斯的形成、发展和演化控制了青藏高原的最终形成和发展。直到晚白垩世，特提斯洋盆闭合，印度板块和欧亚板块碰撞，青藏高原隆起成为世界屋脊。由于侏罗纪以后的沉积保存相对较好，有助于恢复它们所反映的构造面貌，因而对侏罗纪以后的古地理和古构造的讨论也就相对要多一些。以下将对这一段时期的沉积面貌分别进行简单的描述。

一、侏　罗　纪

（一）北方大陆上的陆相盆地

从侏罗纪开始，在已拼合的北方欧亚大陆上主要发育的是陆相沉积，尤其是早、中侏罗世，以广泛分布的含煤沉积为特征。在这个大陆上，侏罗纪的含煤盆地，北自祁连南北两侧，南至巴颜喀拉—可可西里一带，西到塔里木西南缘，均可见到早中侏罗世的含煤盆地，而且往往成为当地的主要可采煤层。其含煤特征也非常相似，反映了该时期整个地区是处于一种较为潮湿温暖的气候条件之下。从盆地的构造类型来看，我们曾将本区的早侏罗世—中侏罗世盆地分为三类①。

（1）前陆盆地。由于三叠纪末的碰撞和拼合，在地壳叠置、构造负荷的作用下，形成了一系列侏罗纪的前陆盆地。它们主要分布在塔里木的南北两侧、天山和昆仑山的山前地带，柴达木南侧的昆仑山前，可可西里等地。至于祁连山两侧的侏罗纪含煤盆地，亦可能是这类前陆盆地，但其南北两侧煤盆地的相似性使人们又怀疑侏罗纪时是否可能是一个统一的大盆地，只是后来祁连山的上隆将它们分隔开了。

（2）拉分盆地。目前比较确定的拉分盆地是指沿着阿尔金断裂和塔里木西侧的塔拉斯—费尔干纳断裂分布的一系列侏罗纪含煤盆地。它们的形成、盆地的展布、沉积物的堆积都明显地受到了这些大型平移走滑断裂活动的控制。

（3）板内大型盆地：主要是指塔里木、柴达木等板块内部的大型内陆盆地。其中除了含煤沉积以外，常常还形成为大型的湖盆，堆积了相当数量的湖相沉积物，成为重要的生油岩系。

这里还要提到的是，侏罗纪时，在该大陆南缘受到来自南面和西面的海水入侵的影

---

① 刘训等．塔里木板块周缘的沉积—构造演化（手稿）

响，形成了大面积的浅海陆棚—碳酸盐台地—生物滩礁环境下的碳酸盐岩和碎屑岩沉积。这套海相沉积，西面在西昆仑南部和喀喇昆仑地区出露良好，该地区下侏罗统称为巴工布兰莎群，中统称龙江群，总体是一套海相的碳酸盐岩和碎屑岩，富含海相的双壳类、菊石和珊瑚等化石，其中有时夹有石膏，局部地区夹有火山岩，它的厚度较大，有时可达3 000m以上。这显然已经是一些陆壳上的盆地沉积，但其巨大的厚度和火山岩的出现，反映了这里是一个活动强烈、快速沉陷而又有充分补给的浅水盆地。向东，一直扩展延伸整个羌塘南部地区，形成广泛分布的中侏罗世、晚侏罗世的雁石坪群和吉日群的海相沉积。由于呈海湾状深入内陆而受到一定的阻隔，后期成为一个半封闭的潟湖，形成了大量石膏等盐类沉积，其中的生物也发生了明显的异化（阴家润，1989）。

在这个陆块上，从晚侏罗世开始又进入了一个新的盆地发展阶段。特别是在该陆块南侧，常可见上侏罗统和下伏中侏罗统—下侏罗统的含煤沉积之间具有明显的角度不整合接触关系，而和其上覆的下白垩统之间则常为连续沉积或仅有不明显的间断。在塔里木北面，天山山前上侏罗统喀拉扎组是一套粗碎屑岩组成的磨拉石，被认为是冈底斯地体和欧亚大陆碰撞的远程效应（Hendrix *et al*., 1992）。在昆仑山及其北侧的塔里木盆地周缘，上侏罗统称库孜贡苏群，是一套巨厚的山麓洪积—辫状河沉积的红色粗碎屑岩。其下与前述的下、中统煤系地层之间为不整合接触，并超覆在不同的老地层之上，亦属早、中侏罗世冈底斯地体与欧亚大陆碰撞以后又一个新的前陆盆地内的沉积（刘训等，1994）。

（二）冈底斯地体及其周缘的盆地

侏罗纪时，随着雅鲁藏布江缝合带打开形成为一个新的洋盆，并将冈底斯地体快速向北推移，此时的冈底斯已成为新特提斯洋中的一个孤立的小陆块，同时强烈地受到其两侧洋盆活动的影响。因此，该地体内及其周边的侏罗系有着一定的差别。

近年来研究较多的是地体北侧沿班公错—怒江缝合带分布的一系列侏罗纪盆地。在这些盆地中具有大量的深水沉积，包括复理石、放射虫硅质岩等，这些深水沉积常和该地区的蛇绿岩、滑塌堆积等在一起出现，反映了沿该带有洋盆分布（苟宗海等，1993）。余光明等（1990）认为沿班公错—怒江缝合带的这一系列盆地属具有走滑性质的拉分盆地，并归纳了以下的5个特征：①各中心盆地内均为深水沉积物，沉积厚度巨大，而且变化也大；②纵向和横向的岩相变化都很大；③含有大量的砾岩类沉积；④海相的扇三角洲、浊积扇、滑塌堆积发育充分，反映盆地具有陡岸的特点；⑤侏罗纪地层内部不整合发育。在班公错—怒江缝合带东段的藏北安多—丁青一带，下侏罗统称木嘎岗日群，也是一套海底扇的复理石沉积。值得注意的是该带南侧的中侏罗统、上侏罗统柳湾组和拉贡塘组，已经是一些浅海陆棚—滨岸—海陆交互相的碳酸盐岩—碎屑岩沉积。过去已有报导，柳湾组中有铬尖晶石的碎屑，而拉贡塘组开始出现大套砾岩，反映了它们都是在该带洋盆闭合、两侧的陆块碰撞以后所形成的陆壳盆地内的沉积，相当于碰撞以后前陆盆地内的磨拉石。

其南侧申扎—措勤地区，中上侏罗统称达雄组，是一套海相碎屑岩夹火山岩，厚度

可达3 000m。他们可能和北侧洋盆的活动有关，周详等（1989）将它们归为藏北弧后盆地的产物。

在拉萨附近下侏罗统不发育，中统可见于曲桑温泉一带，称曲桑温泉组，为石英砂岩、砂页岩等，属潮坪—台地边缘的沉积。在拉萨以北，有一套中侏罗统、上侏罗统的灰岩、条带状灰岩和大理岩等，称多底沟组，余光明等（1990）将其归之为正常盐度的海湾沉积。这套灰岩厚度也可达 700m，反映了具有一定幅度的沉陷，它们可能代表了一个由南面特提斯洋盆向北俯冲而产生的弧后盆地的雏型（刘训等，1992）。

（三）喜马拉雅地体及其北侧的新特提斯洋盆

在喜马拉雅山北坡，侏罗系分布广泛，由南向北可见明显的分带性（王乃文等，1983），近年来对其也有了较多的研究。

1．高喜马拉雅带

定日以南的门市—聂聂雄拉附近侏罗系出露完整，层序清楚，化石丰富，因而一直是被重视的地区。该地区下侏罗统普普嘎组是一套砂页岩和灰岩的互层，夹砂质灰岩等，其中产丰富的菊石、双壳类和有孔虫化石，厚 495m；中侏罗统聂聂雄拉组下部以灰岩为主，夹砂岩、泥灰岩和煤层，上部出现石英砂岩和黄绿色砂页岩，厚度可达1 500m以上，代表了一种物源补给充足的碎屑陆棚环境。上侏罗统下部称门卡墩组，以黄绿色、灰绿色的石英砂岩、砂岩和页岩为主，富含以菊石为核心的结核，向上变为以碳酸盐岩为主，是一种盆地—盆地边缘相的碳酸盐沉积，表明海水相对有所变深；上部称古错组，以碎屑岩为主，含丰富的菊石和双壳类化石，具各种浅水沉积的标志，属潮坪—滨岸带的沉积。反映了晚侏罗世时盆地内的水体有所变浅，这可能和当时的海平面下降有关（图 1-13）。总体来看，高喜马拉雅带的侏罗系是一套稳定陆棚—盆地环境下的沉积，后期更见海水变浅。

2．拉轨岗日带

此带下侏罗统—中侏罗统称日当群，以细碎屑岩为主，包括页岩、粉砂岩和石英细砂岩，夹灰岩和板岩，并含有大量中基性火山岩，厚度可达1 600m。上统称维美组，为灰黑—灰绿色粉砂岩、页岩和泥岩，夹结晶灰岩和硅质岩，化石以菊石、箭石和放射虫为主，反映了一种较深水环境的沉积。其中的碎屑岩分选性差，并可见粒序层，属大陆斜坡—海底扇的沉积。

3．雅鲁藏布江缝合带

此带内至今未见有下侏罗统—中侏罗统的报导。在雅鲁藏布江蛇绿岩带的附近有一套晚侏罗世—早白垩世的沉积物，主要是一些细碎屑岩、火山碎屑岩和放射虫硅质岩，其中常可见到不同的岩块，特别是蛇绿岩的岩块，因此王东安等（1986）就提出了是一套蛇绿混杂岩。结合其中的深水沉积物，有人认为是一种洋壳上的产物，尹集祥（1988）则认为是海沟内斜坡的复理石沉积。

由上可以看出，从喜马拉雅山北坡一直到雅鲁藏布江，整个是一个从陆棚—陆坡—海沟的发展过程，反映了雅鲁藏布江缝合带南侧的一个被动大陆边缘的结构面貌。而且也反映侏罗纪时洋盆不断扩张，海水不断加深的过程。

早侏罗世—中侏罗世青藏高原的古地理概况见图 1-14。

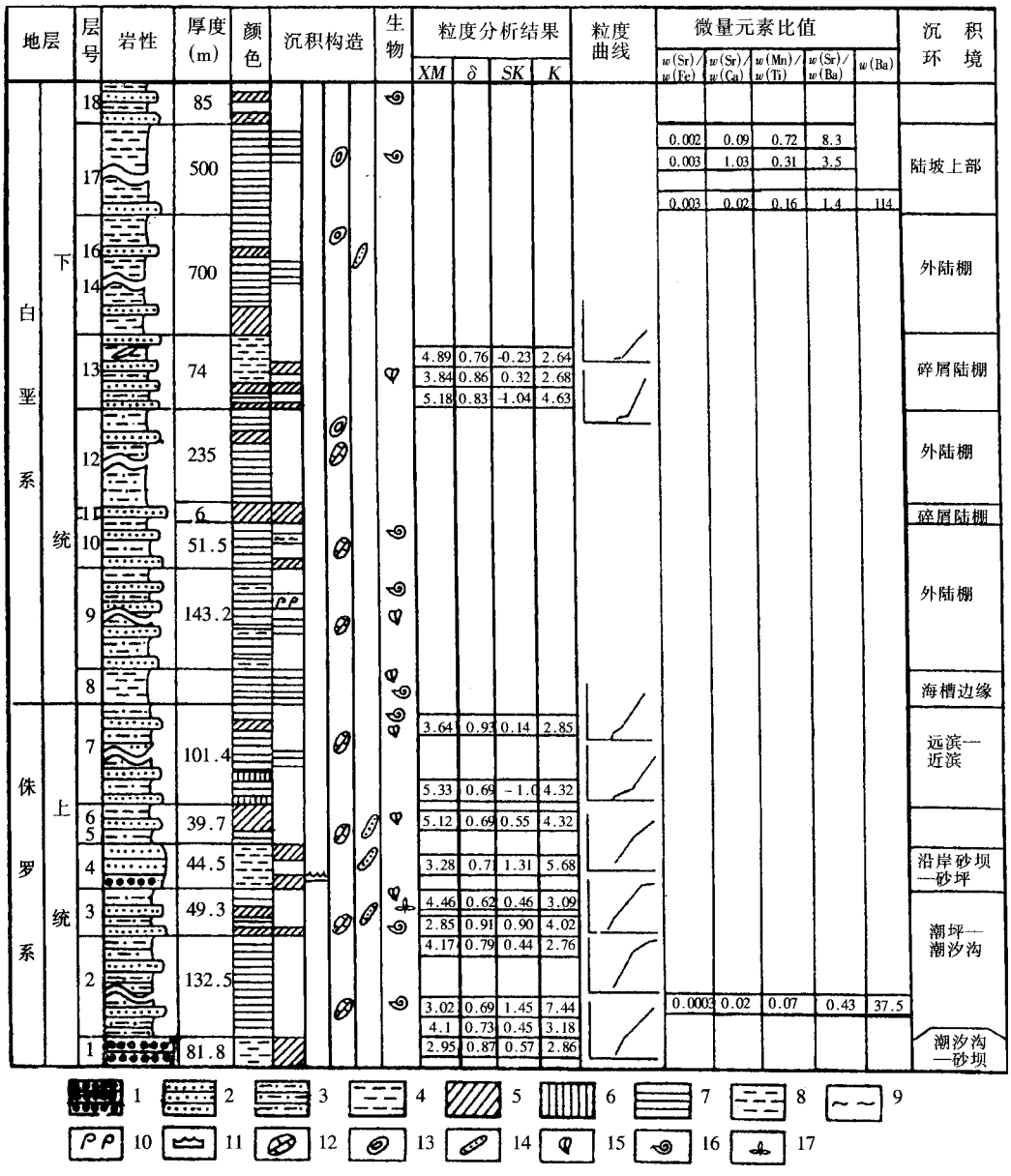


图 1-13　喜马拉雅北坡聂拉木－古错地区上侏罗统－下白垩统沉积柱状图

1. 中粗粒砂岩；2. 细砂岩；3. 砂质页岩；4. 页岩；5. 黄绿—灰绿色；6. 紫红色；7. 灰黑色；8. 灰白色；9. 波状交错层理；10. 扰动层理；11. 波痕；12. 钙质结核；13. 铁质结核；14. 遗迹化石；15. 双壳类化石；16. 菊石；17. 植物化石；

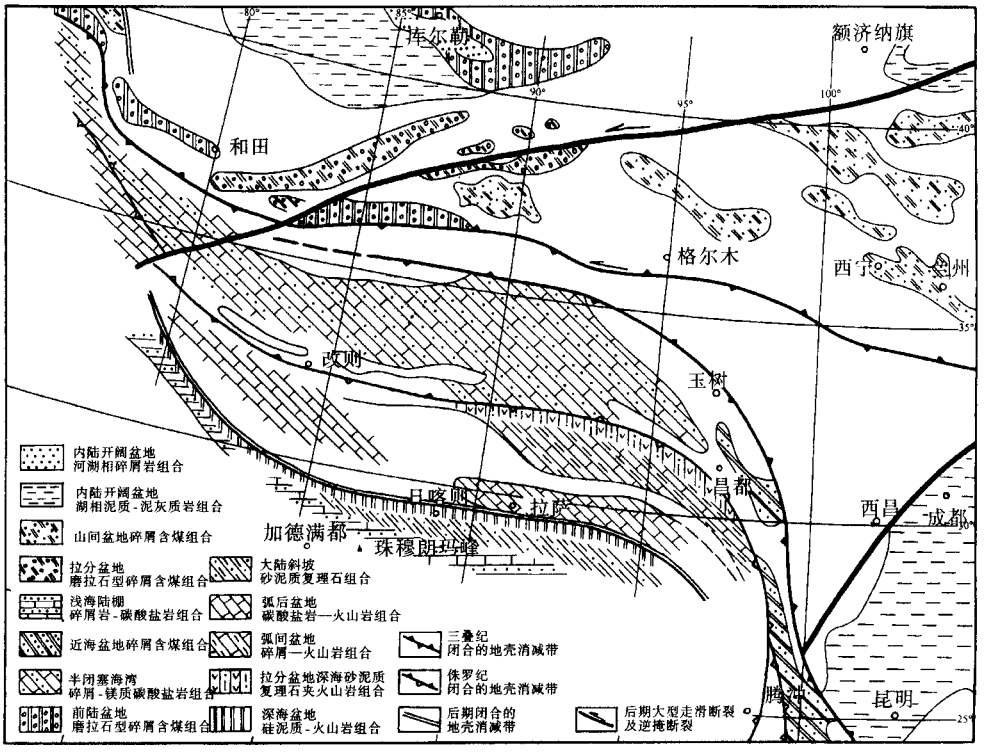


图 1-14　青藏高原早—中侏罗世古地理图

二、白　垩　纪

由于以班公错—怒江缝合带为代表的洋盆在早侏罗世—中侏罗世后期闭合，导致冈底斯地体和欧亚大陆的拼合，到白垩纪时，现在的青藏高原已经形成了欧亚大陆和南亚（印度）大陆对峙的构造格局，两大陆之间被以雅鲁藏布江缝合带为代表的新特提斯洋盆所分隔。这时，在已拼合的欧亚大陆上，白垩系以不同类型的陆相沉积为主，仅南侧受特提斯洋活动的影响，在冈底斯形成了一个弧后盆地。此外，在塔里木西南缘和喀喇昆仑地区晚白垩世时有特提斯海水入侵，形成了一些海湾型的海相沉积。而在雅鲁藏布江缝合带的南侧，则为南亚（印度）板块的北部被动大陆边缘。从晚侏罗世开始，新特提斯洋盆明显的向北俯冲，进一步造成了白垩纪时洋盆两侧不同类型的大陆边缘。以下分别予以简单的讨论。

（一）大型内陆盆地

白垩纪时，在已拼合的欧亚大陆上，发育有一系列的大型内陆盆地，本区所涉及的主要是塔里木盆地、柴达木盆地和河西走廊盆地。

塔里木盆地南部早白垩世时沉积有一套红色的粗碎屑岩，称为克孜勒苏群。该群主要是巨厚的角砾岩、砾岩、粗砂岩和砂泥岩的互层，属山麓洪积—辫状河的沉积。从山

麓向盆地内部则可见到其岩性有所变细。盆地内的资料表明，下白垩统主要是曲流河—滨湖相的沉积，岩性、厚度的变化相对小一些。

上白垩统在塔里木西南部，受来自特提斯海水的影响，接受了一套碳酸盐岩—膏盐岩—碎屑岩的沉积，称为英吉莎群。由于这是我国境内不多的中生代海相沉积区之一，同时又和塔里木的油气生成有密切的联系，因而近年来对其有较多的研究（郝贻纯等，1987；唐天福等，1989）。该群由下而上可分为4个组：库克拜组、乌依塔克组、依格孜牙组和吐依洛克组。总体上，它们由灰岩、生物灰岩、生物碎屑灰岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩、含膏泥岩和厚层石膏所组成，灰岩中富含不同门类的生物化石，总厚度在500m～1 000m左右。其有关的各种沉积特征均表明它们是一套稳定型的潮坪—碳酸盐台地—潟湖相的沉积。这些海水的入侵，显然和其西侧的特提斯有直接的联系，并和晚白垩世时世界性的海平面上升有关（丁孝忠等，1993）。值得注意的是，过去认为塔里木西南部的海侵开始于晚白垩世赛诺曼期（Cenomanian），近年来的研究表明，从早白垩世后期开始已经有海水到达塔里木盆地的西部，海侵可能是从阿普特期（Aptian）或阿尔比期（Albian）就已经开始（郭宪璞，1991）。

白垩纪时的柴达木盆地具有类似的面貌（狄恒恕等，1991）。在盆地边缘，可见到下白垩统出露，称为犬牙沟组，是一套紫红—棕红色的粗碎屑岩，包括砾岩、含砾粗砂岩等，形成和砂泥岩的互层，厚度变化大，从数十米到1 500m，主要属于山麓洪积—辫状河的沉积。柴达木地区缺失上白垩统，但盆地内从地震解释认为还是有上白垩统存在。

另外一个较大的白垩纪盆地为祁连山以北的河西走廊盆地。现有资料来看，该盆地内的白垩纪沉积受两侧张性正断层的明显控制，其岩相带的分布和祁连山有密切联系。盆地内的下白垩统称为新民堡群，分为下部低窝铺组和上部中沟组，总体来说都是一套河流相的砂砾岩、砂岩和湖泊相的细砂岩—粉砂岩、泥岩和泥灰岩的韵律互层，其下部有时含煤线，上部时常夹有石膏层。低窝铺组内湖相沉积发育较好，较多的油页岩具有一定的生油能力，因而一直是该盆地石油勘探的目的层之一。中沟组以河流相为主，颜色更变红，表明了气候开始变干旱，水分补给减少，原来的深水湖盆变浅并开始出现石膏沉积。从其整体的沉积特征来看，和塔里木、柴达木有很大的相似之处，表明白垩纪早期在这个拼合的欧亚陆块上还没有高大的山系能使这些地区之间的环境有很大差别。

从这几个盆地来看，盆地边缘的粗碎屑岩的形成，和两侧山系的隆升直接有关，反映了盆地的边缘具有前陆盆地的性质。而向盆地内部，则以河湖相为主，盆地规模大，沉积类型相对比较稳定，属板内盆地的沉积。

此外，在这个拼合后的欧亚陆块上，白垩纪时还分布有大量中小型的山间盆地，北起祁连山，南至羌塘北部，均以红色陆相洪积—辫状河的沉积为主。如西宁—民和盆地、风火山盆地等等，均具有相似的特征。

（二）拉分盆地

这里还要提到的是白垩纪时，由于一些大型断裂的走滑运动，形成了一些特殊的走滑—拉分盆地，比较典型的见于塔里木东西两侧。其西侧主要是沿塔拉斯—费尔干纳断

裂分布的一些盆地，如托云盆地、康苏盆地；东侧是沿阿尔金断裂分布的一些盆地，其沉积类型主要是大套山麓洪积—辫状河—曲流河的碎屑岩，厚度可达1 000m以上，它们的沉积分布受断层的走滑运动所控制，岩相及厚度的分布也与此有关。有人认为前述河西走廊盆地也是一个沿祁连山前断裂走滑而形成的拉分盆地（王同和，1987）。

另外，沿西金乌兰—金沙江带和班公错—怒江缝合带有一些白垩纪盆地，和这些构造带的走滑—平移运动有关，应该也属于这类拉分盆地，但目前对它们的详细研究还很不够。白垩纪时，由于新特提斯洋盆的俯冲活动，在现代的雅鲁藏布江缝合带两侧形成了明显不同的两种大陆边缘，其上又可见到不同类型的沉积盆地。近 10 年来，国内外的学者对它们进行了较为广泛的研究，但有的也还有不同的认识（余光明等，1990；刘训等，1992；Liu Guanghua，1992；徐强等，1993）。

从现有的资料来看，雅鲁藏布江缝合带的北侧从侏罗纪开始就形成了一个西太平洋型的主动大陆边缘，它包括了：雅鲁藏布江南侧的蛇绿岩带，日喀则的弧前盆地，冈底斯岩浆弧和其北侧的弧后盆地。以下主要介绍有关盆地内的沉积特征。

（三）弧后盆地

在拉萨附近，白垩系发育较好。下白垩统可分为下部林布宗组、中部楚木龙组和上部塔克那组。总体是一套滨岸—浅海陆棚环境下的产物。下部林布宗组为一套砂泥岩互层夹页岩和灰岩，碎屑岩分选差，成分复杂，波状层理、楔状层理均有所发育，是一套滨岸沼泽—三角洲的沉积。中部楚木龙组是浅灰—深灰色的中粗粒碎屑岩，其中的砂岩明显比下伏林布宗组变粗，层厚加大，碎屑岩的分选度和成熟度都有明显提高，其沉积构造的特征及海相生物碎屑的大量出现，均反映了一种高能的近滨—滨岸带的沉积。上部塔克那组的面貌总体上是继承了早期的海岸环境，其下部为中细粒长石岩屑砂岩、粉砂岩和泥岩的组合，仍为高能滨岸带的产物；上部出现为泥页岩、瘤状灰岩和有孔虫灰岩，富含有孔虫、双壳、腕足、菊石和海胆等化石，反映了海水有所加深，形成了这样一套低能的远滨—陆棚的沉积。上白垩统为设兴组，以紫红色泥岩、粉砂岩为主，沉积构造发育较好，砂岩中有大型楔状层理，底部有冲刷面，粉砂岩中有微细水平层理、砂纹层理和生物扰动层理，总体上属于一种砂坪—泥坪之间的混合坪的沉积。其上为古近系林子宗组的火山岩不整合覆盖。

向西，在纳木错至班戈一带，白垩系也发育较好。沉积特征与拉萨地区相比略有变化。表现为：海相沉积增加，出现有较多的灰岩和海相碎屑岩，特别是上白垩统，出现含大量有孔虫 *Orbitolina* 的灰岩；另一个特点是火山物质含量增加，如班戈地区下白垩统的卧荣沟组，含有大量不同成分的火山岩与火山碎屑岩；三是沉积厚度急剧增大，白垩系厚度可达2 000m～3 000m。以上特征反映，在冈底斯岩浆弧的北侧，存在一个从侏罗纪开始形成的弧后盆地，它们是由于南面特提斯洋的向北俯冲而造成的，并随着俯冲在晚白垩世的结束而结束。

（四）弧前盆地

在日喀则附近，分布有一套以复理石为特征的碎屑岩系，即著名的日喀则群。其下

不整合在时代为晚侏罗世—早白垩世的蛇绿岩之上。近年来的详细研究已经证明，该群除底部有一套粗碎屑岩以外，主要是厚层的复理石，属于弧前盆地内的海底扇沉积（Einsele *et al*.，1993）。其中还包括了海底扇的不同部位（Liu Guanghua，1992；徐强等，1993）。其物质来源主要是北侧的冈底斯岩浆弧，故沉积物中富含火山碎屑物质。

日喀则群的时代属晚白垩世，已为其中所含的有孔虫等生物所证实。这里还要提到的是，现有的研究也已证明，日喀则群的上部已经出现有浅水沉积的标志，反映了到晚白垩世后期该弧前盆地已经变成了一个浅水盆地（图 1-15）（刘训等，1992；徐强等，1993）。这一过程的出现，说明此时特提斯洋的洋盆已经关闭，在拼合而成的陆壳上形成了上述日喀则群上部的浅水沉积。这时沿雅鲁藏布江缝合带分布的海相沉积就已经属于后面所述的残余盆地的范畴了。

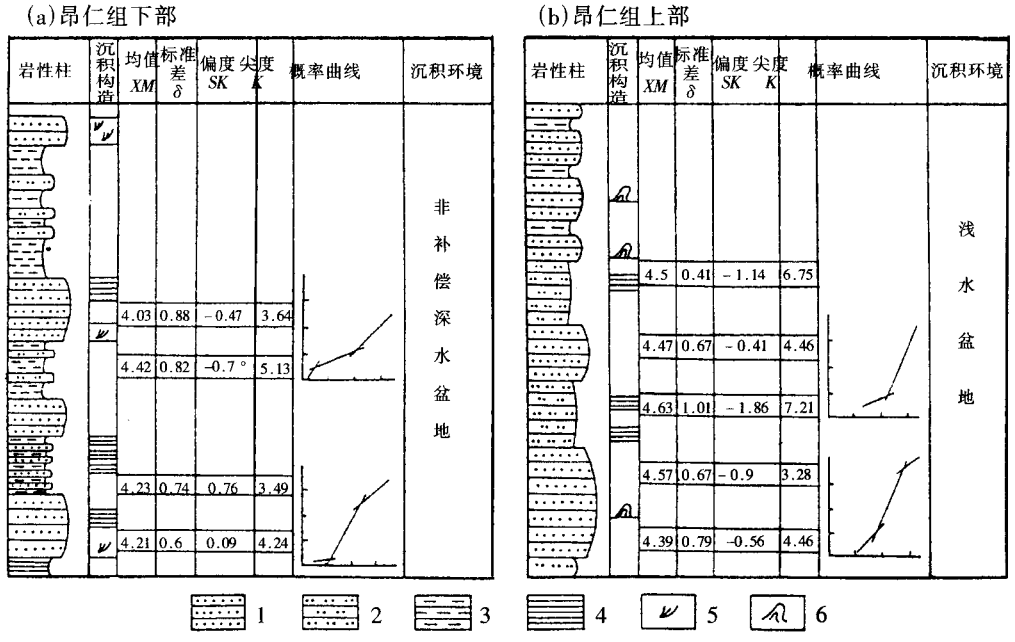


图 1-15　日喀则地区上白垩统昂仁组下部(a)与上部(b)沉积特征对比

1. 细砂岩；2. 粉砂岩；3. 页岩；4. 水平层理；5. 波状斜层理；6. 风暴型扰动层理

（五）裂陷陆缘盆地

这里所说的实际是指雅鲁藏布江缝合带以南，北喜马拉雅到拉轨岗日地区广泛分布的白垩系。前面已经提到，白垩纪时这里属于印度板块北侧的被动大陆边缘的一部分，其中又可分出两个不同的沉积相带。南部为北喜马拉雅的浅水陆棚相带，为一套稳定型的陆棚—碳酸盐台地—深水盆地的沉积，可以聂拉木—定日之间的剖面为典型代表。在中尼公路沿线的古错剖面上，白垩系底部是一套灰黑色页岩、钙质页岩、粉砂质页岩，向上变为砂页岩互层，是一种海槽边缘—外陆棚的沉积；向上是大套黑色页岩、砂质页岩，具微细水平层理，含大型铁质结核，表明早白垩世时海水有明显的加深，这可能和该时期的全球海平面上升有关。该剖面上白垩统下部为灰岩，上部为碎屑岩，反映了海

水又一次变浅，这显然是前述特提斯洋盆在晚白垩世闭合所造成的。

在它们和雅鲁藏布江缝合带的洋盆之间，是拉轨岗日带的深水陆棚—大陆斜坡带的沉积。在江孜以北的剖面上，下白垩统甲不拉组以黑色页岩、砂质页岩和硅质页岩为主，夹细砂岩和粉砂岩，含钙质结核；向上硅质页岩增多，并含大量黄铁矿，其中还可见到水下滑动构造，表明是一种大陆斜坡环境下的沉积。上白垩统宗卓组开始时可见继续保持了这一沉积环境，向上砂岩开始增加，粒度也有所变粗，表明了同样一个海水变浅的过程。这一大陆斜坡的环境，在羊卓雍错附近也可见到。

由上述可见，白垩纪时，在雅鲁藏布江缝合带两侧可以见到两种不同类型的大陆边缘，这正是特提斯洋向北俯冲的产物。已有资料表明，这一俯冲活动从侏罗纪时已经开始，晚侏罗世至早白垩世是其俯冲最强烈的时期，到晚白垩世时，洋盆闭合，两侧陆块碰撞，仅在雅鲁藏布江缝合带及北喜马拉雅有一些残留的海相古近纪—新近纪盆地。

（六）残余海盆

这里所指是特提斯洋盆闭合、两侧陆块拼贴成一个统一的陆块以后残留海水分布的地区。主要见于前述喜马拉雅山北坡的海盆以及雅鲁藏布江河谷。

此外则是在喀喇昆仑山地区，该处有广泛分布的浅海相沉积。其中的岩相类型、生物群面貌和塔里木西缘的浅海沉积均具有一定的相似性。从喀喇昆仑西部的克孜勒接以克山口向东一直到罗克宗山，甚至可能到了唐古拉山地区，均有一套厚度不大的碳酸盐

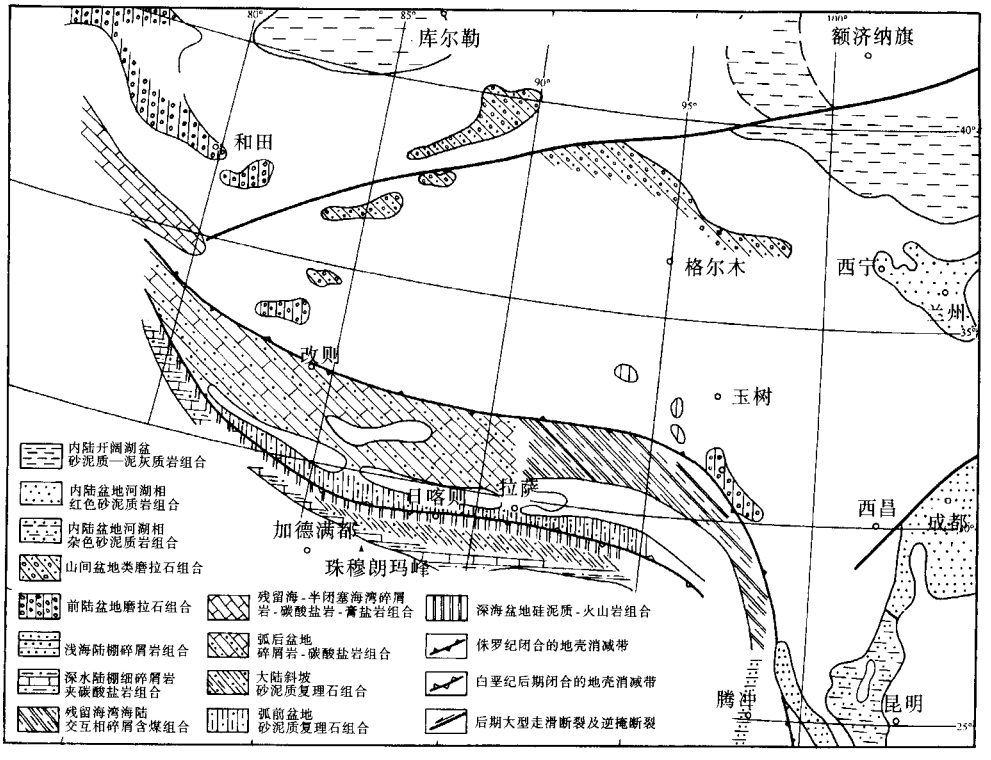


图 1-16　青藏高原早白垩世古地理图

岩和粉砂岩组合，有时并夹有石膏层，生物以大量双壳类为主，同时有珊瑚等。因此，总体来说，它们和侵入塔里木西缘的海水可能形成了同一个海湾，也应属特提斯的一部分。

以上在图 1-16 中反映的表示早白垩世时青藏高原的古地理概貌。

三、古　近　纪

古近纪是青藏高原地质历史上一个重要的过渡时期。这一时期，现代的青藏地区已经形成了一个完整的大陆地块，仅局部残留少量海水，大部分地区已经成为陆相沉积区或剥蚀区，但此时的青藏尚未形成像现代的雄伟高原。以下将分别就海相沉积区和陆相沉积区来讨论它们的沉积特征和构造状态（见图 1-17）。

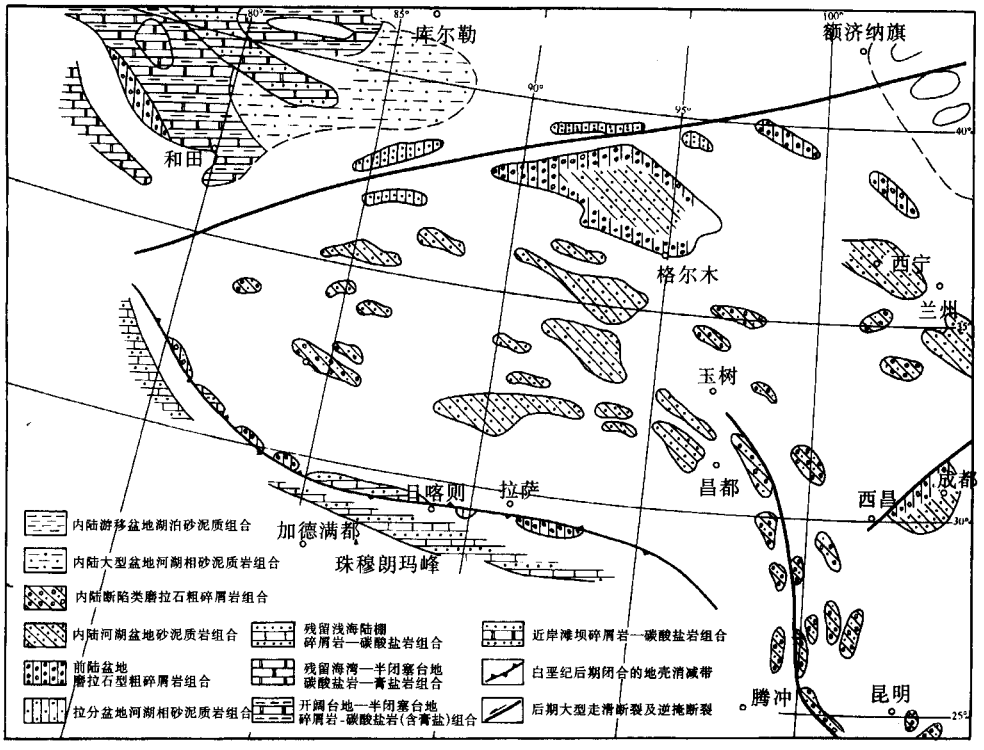


图 1-17　青藏高原古近纪古地理图

（一）海相沉积区

如前所述，由于以雅鲁藏布江缝合带为代表的特提斯洋在晚白垩世闭合，到古近纪—新近纪时海水已经从拼合后的欧亚陆块大部分地区退出，仅在两个地方还残留有少量海相沉积，其一是雅鲁藏布江的河谷地带，在错江顶等地见有少量古新世—始新世的海相砂泥岩及灰岩，含有孔虫化石（刘成杰等，1988）。余光明等（1990）认为是扇三角洲的沉积。该地区海相沉积的最高层位是下始新统；另一个地方是喜马拉雅山北坡的

岗巴—定日地区，该区古近系可分为古新统宗浦组和始新统遮浦惹组。宗浦组下部是厚层灰岩，上部是灰岩夹页岩，与下伏白垩系为连续沉积，其中含大量有孔虫和介形类、腹足类等化石，厚度不足 400m。遮浦惹组下部为灰绿色页岩夹少量泥岩，上部为厚层灰岩，厚可达1 200m，根据其中的有孔虫化石其时代向上可延续到始新世晚期。沉积特征表明都是浅海陆棚—碳酸盐台地的沉积，属陆壳上的浅海盆地，是雅鲁藏布江缝合带闭合以后的产物。而两地最后的海退时间还不完全一致。

这里还要提到的是在古近纪时，塔里木盆地的西南部继续了晚白垩世时的海相沉积。塔里木西南的古近系称为喀什群，可分为阿尔塔什组、齐姆根组、卡拉塔尔组、乌拉根组和巴什布拉克组，主要是一大套碳酸盐岩、碎屑岩和膏盐岩的沉积组合，总体上组成了一个由潮坪—生物滩—滨岸的沉积过程，最后海水从该地区退出，形成巨厚的洪泛平原—三角洲的沉积。这次海侵规模比白垩纪时更大，向北一直到了塔里木盆地的北缘，在塔里木盆地北部的库车等地均发育有古近纪的海相沉积，甚至形成了重要的膏盐沉积。塔里木的海退主要是在渐新世末期，大部分地区出现滨岸—三角洲的沉积，局部有残留的海水直到中新世时才完全退出。

另外，在喀喇昆仑地区，据 1:100 万区域地质调查资料，在新藏公路以西的阿克塔格一带，有一套海相的古近系，其下部为砖红色砾岩、紫红色钙质砂岩，向上有结核状灰岩、页岩和砂岩，具交错层和波痕等构造，含群体珊瑚化石，时代大体上相当于早始新世—中始新世（新疆自治区地质矿产局，1993）。它们显然也是该地区白垩纪海侵后的残余盆地，而且和前述塔里木西南的海湾可能是相连的同一海域，只是后来昆仑山的上隆将它们分隔开了。

（二）陆相沉积区

本区古近纪的陆相沉积分布广泛，除了塔里木和柴达木两个大型盆地以外，有更多的中小型盆地遍布于整个高原地区，它们的沉积特征及生物面貌为研究高原的隆升和演化提供了很多重要的依据。

柴达木盆地在古近纪时广泛发育了一套河湖相沉积。古新统—始新统称为路乐河组，是一套红色—紫红色的砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩，底部一厚层砾岩不整合在白垩系之上，以山麓洪积—辫状河的沉积为主；向上的砂泥岩主要是曲流河的产物，向盆地内有所变细，总体来看属于一种前陆盆地的沉积，可能是印度板块碰撞以后所产生的挤压作用造成的。路乐河组厚度可达 830m。向上为渐新统的干柴沟组，其分布较下部的路乐河组更为广泛，而且向盆地内变得更细，出现有湖泊相的泥岩、钙质泥岩、泥灰岩等，有时并见有油页岩，成为重要的生油岩系；仅在盆地边缘较粗，以砂砾岩为主。干柴沟组厚 180m ~ 1 300m。它们反映了一个大型内陆盆地的沉积特征。

西宁—民和盆地古近系发育良好，也有一定的研究。其古近系可分为：古新统祁家川组，始新统洪沟组和渐新统马哈拉沟组。其下不整合在白垩系之上。也以河湖相沉积为主，其中含有较多的泥岩、膏泥岩和石膏层，反映了这里干旱气候下的湖相沉积特征更为明显。至于它们当时和柴达木盆地是不是同一个盆地，尚有不同看法，但从沉积面貌和膏盐沉积的特征来看，我们认为有这种可能，正因为有柴达木这个盆地作为它的母

体，西宁—民和盆地才可能在这个不大的盆地内形成如此之多的膏盐沉积。

在青藏高原南部，除了前述的海相沉积发育以外，在雅鲁藏布江缝合带沿线及其以北地区还发育了许多小型的山间盆地，其中形成了河湖相的古近系，而在南部还出现有含煤沉积。

藏北羌塘地区的伦坡拉盆地，古近系发育较好，称牛堡组，是一套山麓—河湖相的沉积。其下段为紫红色砂砾岩、砾岩、局部夹泥岩；中段为灰绿、深灰色泥岩和页岩互层夹砂岩、晶屑凝灰岩和油页岩；上段为杂色泥岩夹薄层泥灰岩，粉砂岩等。该组总厚度为 450m ~ 3 000m。该盆地沿已闭合的班公错—怒江缝合带分布，过去认为是一个断陷盆地，现今的调查表明，它更可能是一个沿着古老的断裂分布的走滑拉分盆地。

在羌塘北部，青藏公路沿线，直到可可西里，分布有一套胶结疏松的红色岩系，称为风火山群，也是巨厚的山麓洪积—辫状河的碎屑岩系，过去划为古近系，但目前许多人已将其归为白垩系。

向南，在冈底斯山链的南侧，在古近纪时随着雅鲁藏布江缝合带两侧板块的碰撞，海水退出以后形成了一系列陆相的含煤盆地。在昂仁—日喀则一带，形成了以秋乌组为代表的含煤沉积。在日喀则以西的恰布林剖面上，秋乌组底部为一套砾岩，厚数十米，砾石大小不一，成分主要是安山岩、辉绿岩和硅质灰岩等，为盆地形成初期的山麓沉积；向上划分出了下含煤段、上含煤段和上部砂页岩段，是一套山间盆地河流—沼泽相含煤沉积，富含植物和淡水双壳类化石，其中的植物化石反映了温暖湿热的气候环境。钱定宇（1985）认为秋乌组时代主要为始新世，但也可能含有部分古新世的成分。向上为始新世—渐新世的大竹卡组所不整合覆盖。大竹卡组以粗碎屑岩为主，夹有少量粉砂岩和泥岩，并可见夹有凝灰岩，反映这时青藏地区开始上隆，这些地区形成了以河流冲积—山麓洪积为主的沉积。

再向西，到阿里地区的噶尔附近，相应地层称为门士组，基本是一套类似的含煤岩系，钱定宇（1985）也将其归为同一构造带的产物。

值得提出的是，冈底斯—拉萨地块上在古近纪时出现有大量中基性—中酸性的火山活动，其中包括在拉萨附近可见到的林子宗火山岩。这是一套以酸性为主的火山熔岩和凝灰岩，不整合覆于其下的白垩系红色砂泥岩之上，它主要由紫红色安山斑岩、流纹岩及火山集块岩组成，夹薄层粉砂岩。

目前已知，在高原内部还见有零星分布的古近纪火山岩，主要出现在一些断陷盆地中，显然和当时的断裂活动有直接的关系。

参 考 文 献

陈炳蔚，王铠元，刘万熹等．1987．怒江—澜沧江—金沙江地区大地构造．北京：地质出版社，1 ~ 204

陈发景，陈全茂，孙家振等．1991．塔北地区盆地构造演化及其与油气关系．见：贾润胥主编．中国塔里木盆地北部油气地质研究（第二辑）．北京：中国地质大学出版社，29 ~ 38

狄恒恕，王松贵．1991．柴达木盆地北缘中、新生代构造演化探讨．地球科学—中国地质大学学报，16（5）：533～539
丁孝忠，刘训，吴绍祖等．1993．塔里木盆地西部库孜贡苏地区白垩—早第三纪沉积特征及沉积环境探讨．新疆地质，11（3）：179～191
甘肃省地质矿产局．1989．甘肃省区域地质志．北京：地质出版社，1～690
高振家，陈晋镳，陆松年等．1993．新疆北部前寒武系—前寒武纪地质（第6号）．北京：地质出版社，1～171
高振家，王务严，彭昌文等．1985．新疆震旦系（新疆地层总结之一）．乌鲁木齐：新疆人民出版社
苟宗海，王全海．1993．西藏早侏罗世地层及生物群特征．西藏地质，(2)：3～18
郭铁鹰，梁定益．1990．青藏高原地区古生代—始新世的大陆“开”“合”演化．见：王鸿祯等编．中国及邻区构造古地理和生物古地理．武汉：中国地质大学出版社，187～205
郭宪璞．1991．新疆克孜勒苏群的沉积环境—兼论塔里木盆地西部白垩系最低海相层位．地质学报，(2)：188～198
郝贻纯，曾学鲁，郭宪璞．1987．新疆塔里木盆地西部海相白垩纪及其沉积环境探讨．地质学报，61（3）：205～217
胡霭琴，格雷姆，罗杰斯．1992．新疆塔里木北缘首次发现33亿年的岩石．科学通报，37（7）：627～630
胡承祖，吴瑞忠，张懋功等．1986．藏北双湖地区地质构造特征．青藏高原地质文集（9）．北京：地质出版社，41～56
姜春发，杨经绥，冯秉贵等．1992．昆仑开合构造．北京：地质出版社，1～224
康玉柱，黄有元，张忠先等．1992．塔里木盆地古生代海相油气田．武汉：中国地质大学出版社，1～176
李春昱，王荃，刘雪亚等．1982．亚洲大地构造图及说明书（1∶800万）．北京：中国地图出版社，1～45
李永安，李向东，孙东江等．1995．中国新疆西南部喀喇昆仑羌塘地块及康西瓦构造带构造演化．乌鲁木齐：新疆科技卫生出版社，1～107
梁定益，聂泽同，郭铁鹰等．1983．西藏阿里喀喇昆仑南部的冈瓦纳—特提斯相石炭—二叠系。地球科学—武汉地质学院院报，(1)：9～28
林宝玉，王乃文，王思恩等．1989．喜马拉雅岩石圈构造演化—西藏地层．北京：地质出版社，1～278
刘成杰，尹集祥，孙晓兴等．1988．藏南日喀则弧前盆地非复理石型海相上白垩统—下第三系．见：中国科学院地质研究所集刊（第3号）．北京：科学出版社，130～157
刘训，傅德荣，韦光明等．1995．从沉积特征研究格尔木—额济纳旗地学断面走廊域地体的构造演化史．地球物理学报，38（增刊II）：114～129
刘训，Graham S，Chang E等．1994．塔里木板块周缘晚古生代以来的构造演化．地球科学—中国地质大学学报，19（6）：715～726
刘训，傅德荣，姚培毅等．1992．青藏高原不同地体地层、生物区系及沉积—构造演化．北京：地质出版社，1～169
马世鹏，汪玉珍，方锡廉．1989．西昆仑山北坡的震旦系．新疆地质，7（4）：68～79
马世鹏，汪玉珍，方锡廉．1991．西昆仑山北坡陆台盖层型元古宇的基本特征．新疆地质，9（1）：59～71
钱定宇．1985．论秋乌煤系及拉达克至冈底斯陆缘山链磨拉石的时代．青藏高原地质文集（16）．北

京：地质出版社，229～241
青海省地质矿产局．1991．青海省区域地质志．北京：地质出版社，1～606
饶靖国，张正贵，杨曾荣．1988．西藏志留系、泥盆系及二叠系．成都：四川科学技术出版社，1～121
饶荣标，徐济凡，陈永明等．1987．青藏高原的三叠系．北京：地质出版社，1～239
四川省区域地质调查队，中国科学院南京地质古生物研究所．1982．川西藏东地区地层与古生物（第一分册）．成都：四川人民出版社，1～341
唐天福，杨恒仁，兰琇等．1989．新疆塔里木盆地西部白垩纪至早第三纪海相地层及含油性．北京：科学出版社，1～155
王成善，胡承祖，吴瑞忠等．1987．西藏北部查桑—茶布裂谷的发现及其地质意义．成都地质学院学报．14（2）：33～46
王鸿祯，刘本培，李思田．1990．中国及邻区大地构造划分和构造发展阶段．见：王鸿祯等．中国及邻区构造古地理和生物古地理．武汉：中国地质大学出版社，3～34
王鸿祯主编．1985．中国古地理图集．北京：中国地图出版社，1～143
王东安．1986．西藏南部白朗—吉定一带深海蛇绿质沉积岩系．岩石学报，2（3）：38～48
王乃文，王思恩，刘桂芳等．1983．西藏拉萨地区的海陆交互相侏罗系与白垩系．地质学报，57（1）：83～95
王廷印，刘金坤．1991．塔里木盆地成盆期及裂谷作用初探．见：贾润胥主编．中国塔里木盆地北部油气地质研究（第二辑）．武汉：中国地质大学出版社，115～124
王同和．1987．河西走廊拉分盆地的构造演化与油藏分布．石油与天然气地质，8（3）：271～280
王永，刘训，傅德荣等．1995．南祁连地区二叠—三叠纪沉积构造演化．中国区域地质，（3）：243～251
王云山．1991．青藏高原北部构造发展的主要阶段．青海地质，（2）：14～24
吴功建，肖序常，李廷栋．1989．青藏高原亚东—格尔木地学断面．地质学报，63（4）：285～296
吴瑞忠，杜思清．1989．喀喇昆仑东段天神大坂—拉竹笼地区的奥陶系．成都地质学院学报．16（3）：10～19
吴瑞忠，胡承祖，王成善等．1985．藏北羌塘地区地层系统．青藏高原地质文集（9）．北京：地质出版社．1～32
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，1～707
肖序常，陈国铭，朱志直．1978．祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义．地质学报，（4）：281～295
肖序常，李廷栋，李光岑等．1988．喜马拉雅岩石圈演化　总论．北京：地质出版社，1～236
肖序常，汤耀庆，冯益民等．1992．新疆北部及其邻区大地构造．北京：地质出版社，1～169
新疆自治区地质矿产局．1993．新疆维吾尔自治区区域地质志．北京：地质出版社，1～847
徐强，刘宝珺，E Einsele 等．1993．雅鲁藏布中新生代深水沉积盆地形成和演化（Ⅲ）—喜马拉雅被动大陆边缘构造沉降分析．岩相古地理，13（1）：58～65
徐宪，魏家声，陈国恩等．1982．青藏高原区域地层简表．北京：地质出版社，1～163
许志琴、徐惠芬，张建新等．1994．北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学．地质学报．68（1）：1～15
杨志荣，龙能礼．1990．新疆喀喇昆仑山及东昆仑山海相三叠系研究．新疆地质，8（3）：321～332
杨遵仪，梁定益，郭铁鹰等．1984．西藏及邻区的下冈瓦纳岩系及古地理古构造意义．国际交流地质学术论文集，（1）：111～122
阴家润．1989．唐古拉山侏罗系沉积的若干特征及沉积盆地背景条件的探讨．现代地质—中国地质大

学研究生院院报，3（2）：155～164
尹集祥．1988．青藏高原南特提斯区地层地质演化轮廓．中国科学院地质研究所集刊．（3）：1～25
余光明，王成善．1990．西藏特提斯沉积地质．北京：地质出版社，1～185
余钦范，孙运生，楼海等．1993．青藏高原磁力测量与地壳结构研究．北京：地质出版社，1～101
张新虎．1993．甘青蒙祁连山、北山造山带构造地层演化史．甘肃地质学报，2（1）：80～86
张以茀．1991．可可西里—巴颜喀拉及邻区特提斯海的特征．青海地质，（1）：1～10
张志德，李长河．1987．新疆西昆仑山南坡中—晚三叠世地层的发现及其意义．中国区域地质，（2）：142～144
中国科学院南京地质古生物研究所，中国科学院南京地质研究所，中国科学院南京植物研究所．1984．西藏地层—青藏高原科学考察丛书．北京：科学出版社，1～405
周详，曹佑功，朱明玉等．1989．西藏板块构造—建造图（1:150万）．北京：地质出版社
朱伟元，党运鸿．1993．波密寒武系发现及其意义．西藏地质，（2）：1～2
朱志直，赵民，郑健康．1985．东昆仑中段“纳赤台群”的解体与万宝沟群的建立．青藏高原地质文集（16）：1～14
左国朝，刘寄陈．1987．北祁连早古生代大地构造演化．地质科学，（1）：14～24
左国朝，何国琦．1990．北山板块构造及成矿规律．北京：北京大学出版社，1～226
Einsele G，Durr S，刘宝珺等．1993．西藏日喀则白垩纪弧前盆地：沉积物和盆地演化．岩相古地理，13（1）：3～31
Hendrix M S，Graham S A，Carroll A R，*et al*．1992．Sedimentary record and climate implications of recurrent deformation in the Tian Shan from Mesozoic strata of north Tarim，south Junggar and Turpan basins，Northwest China．Geological Society of America Bulletin，104：53～79
Hsu K J，Pan Guitang，Sengor A M C，*et al*．1995．Tectonic evolution of the Tibetan Plateau：a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis．International Geology Review，37：473～508
Leeder M R，Smith A B，Yin Jixiang．1988．Sedimentology，paleoecology and paleoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud geotraverse．In：Chang Chengfa *et al*．eds．The Geological evolution of Tibet．Beijing：Science Press，107～143
Liu Guanghua．1992．Permian to Eocene sediments and Indian passive margin evolution in the Tibet Himalayas．Herausgeber，Institut und Museum Fur Geologie und Palaontologie der Universitat Tubingen．Geowiss．Arb．A13，268
Liu Jun，Graham S A，Zhou D，*et al*．1994．Early Permian continental rift in NW Tarim．Stanford－China Geosciences Industrial Affiliaties Program．1994 Annual Review．96～98
Sengor A M C．1984．The Cimmerides orogenic system and the tectonics of Eurasia．Geol．Soc．Amer．，Special Paper，195
Wang Dongan，Chen Ruijun．1994．Saliyak melange and it's geological significance．In：Zhen Du *et al*．eds．Proceedings of international symposium on the Karakorum and Kunlum Mountains．Beijing：China Meteorological Press，89～95．
Yin Jixiang，Xu Juntao，Liu Chenjie，*et al*．1988．The Tibetan Plateau：Regional stratigraphic context and previous work．In：Shackeleton R M *et al*．eds．The geological evolution of Tibet．Beijing：Science Press，5～52

第二章
青藏高原及邻区生物古地理

姚培毅

生物古地理是研究板块、地体等构造演化的基础，也是检验构造单元划分是否合理的主要标准之一，它与古气候学和古地磁学一起构成现代古地理学的3大支柱。换句话说，生物古地理研究程度的高低直接关系到构造单元的划分。目前对生物古地理的划分，各家名称术语、划分原则自成体系，众说纷纭。其主要分歧在于究竟哪一种因素对生物古地理分区起主导作用。我们认为除寒武纪以外，地球上纬度控制气候带的分布是生物古地理分区主导控制因素之一。现代生物群的气候类型表现为以赤道为中心具有双极性，与气候带轮廓近一致。反过来，也可以地质时期生物古地理分布的对称性推断有关地区的古纬度①。其次是山脉和大洋对陆生、海生生物辐射通道阻隔可形成一定的生物地理区系。

截止到1995年底，我们所收集到的青藏高原及邻区古生物资料，各时代、各门类和各地段研究程度都存在着相当大的差异，极不均衡。而且研究程度普遍偏低。所以在讨论分异度时，一般只简单地做属种统计，进行门类比较。在生物古地理区划上，采用国内外较普遍采用的生物地理单元，即大区（Realm）、区（Region）、省（Province）、亚省（Subprovince）。

下面按地质时代，结合生物古地理分区，分别予以叙述。

第一节　早古生代青藏高原及邻区生物古地理

一、寒　武　纪

寒武纪各大板块、地体群，除少数例外，均位于赤道两侧附近的低纬度范围内。这是多数研究生物古地理学者所取得的共识（Ziegler *et al*., 1979；Palmer，1981；杨家禄，1990）。由于世界各地寒武系古地磁资料少，精度较低，对于一些板块、地体群相对位置的配置以及板块划分等仍存在着意见分歧。但这并不妨碍对生物古地理大区（Realm）一级单元的划分。寒武纪世界性生物古地理分区主导控制因素是深海、洋盆的阻隔，而纬度决定的全球性气候带因板块和地体群位置均处于低纬度范围内，因此退居次要地位。根据杨家禄（1987；1990）对三叶虫的研究，我们认为寒武纪可划分为3个生物大区：北美—西伯利亚生物大区，中轴生物大区，冈瓦纳生物大区（姚培毅，1999）。

我国大致以额尔齐斯河、克拉美丽、贺根山为界，以南属中轴生物大区，亚澳生物区；以北是北美—西伯利亚生物大区，西伯利亚生物区。本研究区内均属亚澳生物区，进一步可划分为塔里木生物省，北山—雅干生物亚省；华北生物省，祁连生物亚省，柴达木生物亚省；扬子生物省和南方生物省。

---

① 王乃文．1982．中国古生物地理与板块构造．见：李春昱等．“板块构造”（讲稿）．中国地质科学院）

通过对本研究区的讨论，我们可以归纳以下两个特点。

(1) 早寒武世塔里木板块的东北缘马宗山地体以及雅干地区存在一套深水陆坡沉积物及相应的三叶虫动物群。三叶虫动物群面貌具西伯利亚生物区与亚澳生物区两者混生的特点。这表明早寒武世塔里木板块东北缘与西伯利亚生物区一度有过沟通。中寒武世、晚寒武世环境未发生大的改变，仍为深水陆坡环境，而生物均是亚澳生物区的三叶虫分子。整个寒武纪沉积环境稳定，没有火山活动以及三叶虫，面貌相近于华南生物省而不同于华北生物省。需要说明的是，在中寒武世、晚寒武世有少数华北生物省三叶虫分子混入塔里木生物省北山—雅干生物亚省中。很可能当时塔里木板块东北缘与华北板块西北缘位置上一度比较接近。

(2) 在本研究区内的华北板块西北缘，从沉积特点上可分为稳定性环境（台地）和非稳定性环境（大陆边缘裂陷槽）。与此相应，华北生物省又可分为柴达木生物亚省（稳定性环境）和祁连生物亚省（非稳定性环境）。柴达木生物亚省，早寒武世为潮间带，至中寒武世、晚寒武世转变为碳酸盐台地相环境。三叶虫均为底栖类型，与华北生物省本部几乎一致。祁连生物亚省缺乏可靠的早寒武世沉积。中寒武世、晚寒武世三叶虫动物群总体上以华北型为主，江南型次之。但在东西向上分布有差异，如东段香山地区以华北型为主，江南型为辅；中段天祝黑茨沟、肃南西南部是华北型与江南型分子，在种属和数量上差不多；西段格尔木是以江南型分子为多。总体特点上，祁连生物亚省的三叶虫动物群属过渡类型。

青藏高原东部的化石记录始自晚寒武世，目前仅见于云南西部保山、龙陵一带（罗惠麟，1983）。此区三叶虫分异度和丰度较高，共计 27 属，63 种，这里既有大量底栖形，又有漂游形球接子和其他游泳类形。它们组合在一起代表着一种台缘环境。它们的总貌和生活环境与扬子地区同期三叶虫相近，同属亚澳生物区，南方生物省。

二、奥　陶　纪

寒武纪以后，各大板块和地体群位置均位于低纬度范围内的局面已发生较大改变，形成多数位于低纬度，但中高纬度也有分布的格局。这种分布格局使得大洋阻隔控制生物大区划分的主导因素退居次要地位，而以纬度控制全球性气候带起主导作用（李自明，1988；姚培毅等，1992）。关于奥陶纪生物古地理分区，我们在李自明（1988）划分方案的基础上做了一些修改，即将世界划分为北美—西伯利亚生物大区、中轴生物大区、亚澳生物区和冈瓦纳生物大区。我国大致以克拉美丽—贺根山一线为界，以北属北美—西伯利亚生物大区、西伯利亚生物区，以南是中轴生物大区，亚澳生物区。

在本研究区内，可进一步划分为华北生物省、柴达木生物亚省和祁连生物亚省、塔里木生物省、北山—雅干生物亚省、扬子生物省、藏南生物省（图 2-1）。

现将奥陶纪生物古地理特征小结如下。

(1) 早奥陶世华北生物省柴达木生物亚省的三叶虫已不像寒武纪是一个单一的华北类型动物群，而是一个混有不少扬子区漂游类型的三叶虫动物群。头足类动物群则显示出浓厚的华北生物省色彩。此时，祁连生物亚省也表现出与柴达木生物亚省类似的生物

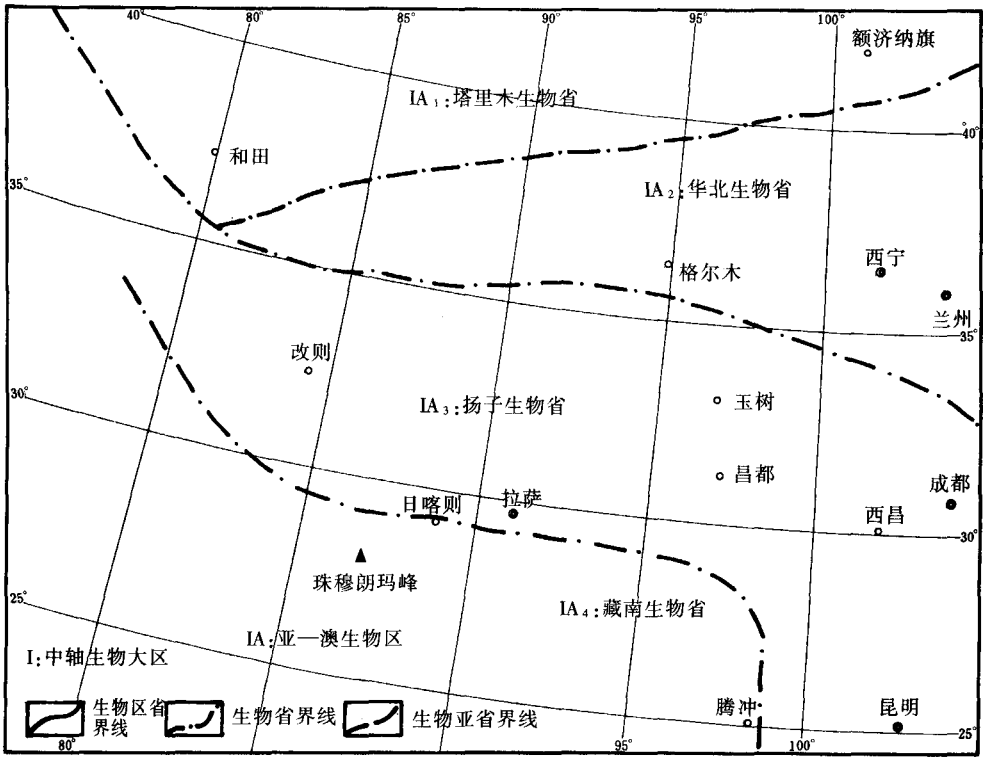


图 2-1　青藏高原及邻区中奥陶世、晚奥陶世生物古地理分区

特征。中奥陶世、晚奥陶世柴达木生物亚省头足类也出现了华北生物省与扬子生物区的分子发生混生现象。祁连生物亚省中，三叶虫和头足类以扬子区分子所占比重偏大，而珊瑚是以北美—西伯利亚生物大区的分子居多，扬子区的分子次之。

(2) 塔里木生物省北山—雅干生物亚省早奥陶世生物面貌与我国东南区生物很相似。中晚奥陶世，无论是头足类还是珊瑚动物群都表现出与新疆库鲁克塔格、扬子地区以及华南区浙赣地区的头足类和珊瑚动物群关系非常密切，而与华北生物省的生物状况有着很大的不同。

从上述生物亚省的总结中，我们可以得出以下结论：华北生物省中的柴达木生物亚省和祁连生物亚省自早奥陶世晚期以后，混生现象越来越显著，生物分区界线趋于模糊。表明柴达木和祁连生物亚省与我国扬子区在古地理位置上相距较近，已达到足以使两地生物发生交流的程度。相反，塔里木生物省北山—雅干生物亚省自始至终保持着我国南方生物群的本色，几乎没有混生现象。这说明在奥陶纪时，北山—雅干生物亚省与华北生物省相距较远，两地生物难以进行交流。

(3) 在青藏高原本部江孜地体，早奥陶世头足类、腕足类动物群在总貌上与华北最为密切，同时又具自身特点。因此，可视江孜地体为一独立的生物分区——藏南生物省。中奥陶世江孜地体和拉萨地体头足类有所差异，但不明显。后者除具有直壳头足类外，还有旋壳和弯壳头足类。这些差异还不足以构成生物古地理划分的条件。晚奥陶

世，雅鲁藏布江两侧差异明显，藏南只具头足类 1 个种，藏北申扎具扬子生物省 Hirnantia – Dalmanitina 动物群。

三、志　留　纪

志留纪仍是全球古大陆及其周边地体群位置处于较大变动的时期。最重要的变化是西伯利亚—蒙古及欧洲向北不断移动，进入高纬度地区（王鸿桢等，1989）。这样就造成分布在不同纬度上的生物出现差异。最显著的是有凉、暖水动物群之分。以腕足为例，在北半球高纬度地区志留纪发育有凉水性的 *Tuwaella* 腕足动物群；在南半球高纬度地区发育有凉水性的 *Clarkeia* 腕足动物群，其性质与 *Tuwaella* 动物群相近。热带—亚热带以小嘴贝类 *Eocoelia*、五房贝类 *Pentamerus* 和 *Stricklandia* 等为特色。另外，在俄罗斯图瓦、蒙古地区早志留世出现许多单体、单带型和隔壁较厚的扭心珊瑚，如：*Tungusselasma*、*Densiphyllum* 和 *Pterophrentis* 等均被认为是凉水性的珊瑚（何心一，1988）。因此，纬度控制气候因素对生物古地理分区仍起着主导作用。在生物古地理分区上，我们赞同珊瑚和腕足类研究者的意见，将全球划分为 3 个大区、即北方生物大区、中轴生物大区、东中轴生物区、西中轴生物区、南方生物大区或马尔维诺—卡弗列克生物大区。

我国大致以克拉美丽、贺根山一线为界，以北属北方生物大区，准噶尔—兴安生物区，以南均属中轴生物大区。在本研究区内，大致以阿尔金断裂为界，以北是北方—中轴生物过渡区、北山—雅干生物省，以南是中轴生物大区、东中轴生物区、祁连生物省、塔里木生物省、青藏—川西生物省、藏南—滇西生物省（图 2-2）。

通过讨论和分析，我们得出以下的结果：

青藏高原北缘早志留世，北山—雅干生物省和祁连生物省与扬子区相距较近，只是所处的纬度带略高于扬子区。但基本上都位于亚热带—热带范围内。所以在笔石面貌上表现出很大的相似性。中志留世，祁连生物省的珊瑚属一级单位与扬子区近乎相同，并产扬子区特有的头足类 *Sichuanoceras* 和三叶虫 *Coroncephalus*，但缺乏扬子区典型的珊瑚属，而且地方性种约占 90% 以上，分异度也低于扬子区，因此可单独构成一个三级生物区。北山—雅干生物省珊瑚分异度低（只有 9 个属）并见有北方生物大区的重要分子 *Tungussophyllum*。晚志留世，珊瑚分异度仍很低，北方生物大区的分子已占到北山—雅干生物省的三分之一。考虑到早、中志留世生物面貌以东中轴生物区色彩较浓，所以将北方—雅干生物省归中轴生物大区和北方—东中轴生物过渡区中。

这些情况表明，志留纪时期扬子区未发生过大的位移，基本上在亚热带—热带低纬度范围内。祁连生物省中志留世、晚志留世已由热带—亚热带移置亚热带—温带的气候带内。北山—雅干生物省则自早志留世至晚志留世从亚热带范围位移至温带气候带范围内。

青藏高原本部，由于纬度控制气候因素对生物古地理分区起着主导作用。所以在生物分区的面貌，无论是在海生生物群特征上，还是生物分异度和丰度上皆有表现。藏南—滇西生物省的位置近极一侧，头足类动物群以米氏角石大量繁衍为特征，笔石和珊瑚的分异度和丰度都较低；青藏—川西生物省位近赤道一侧，头足类以扬子区四川角石

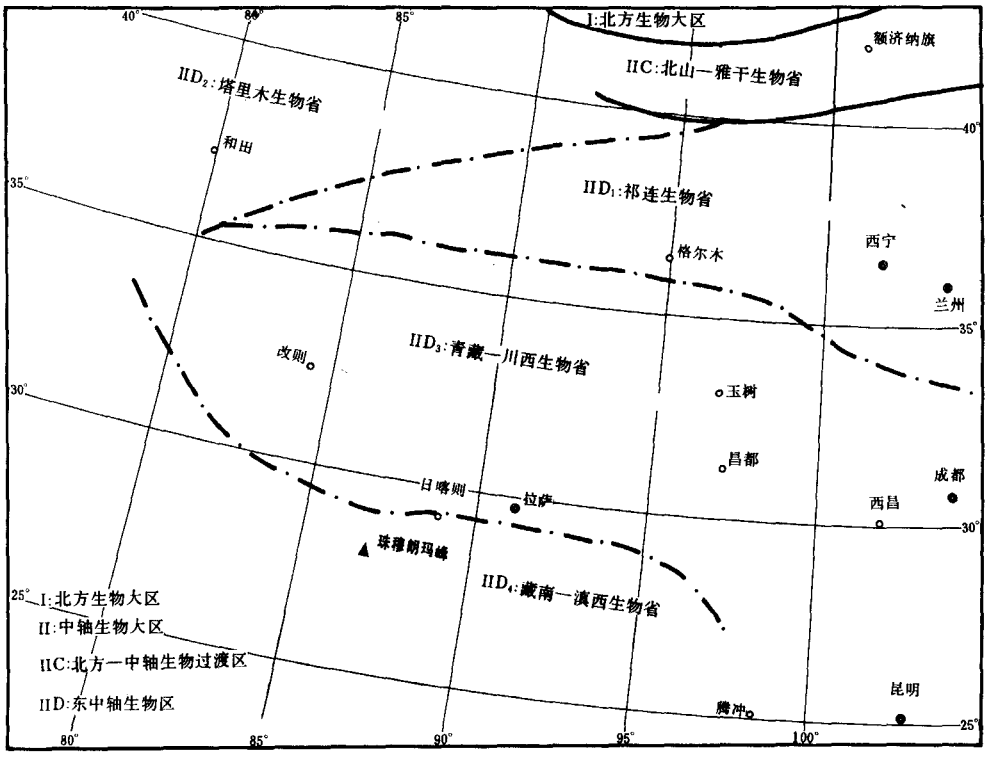


图 2-2　青藏高原及邻区志留纪生物古地理分区

及伴生许多珠角石类为代表，笔石和珊瑚分异度和丰度明显高于藏南—滇西生物省。但这两个生物省生物群组成成分上还有一定共性，因此不能设想它们两个距离相距很远，而应是区域上很相近的两个生物区，同属中轴生物大区。

第二节　晚古生代青藏高原及邻区生物古地理

一、泥　盆　纪

由于受志留纪晚期加里东构造运动的影响，全球古地理格局发生了明显变化。泥盆纪在生物古地理分区上，可将全世界分为 3 个生物大区：北方生物大区，中轴生物大区和马尔维诺卡弗列克生物大区。

青藏高原北部生物区界线由志留纪时期阿尔金断裂北移至泥盆纪石板井—小黄山断裂。以北是中轴生物大区、北方—中轴生物过渡区、北山—雅干生物省，以南是中轴生物大区、东亚生物区、华南生物省、西藏—滇西生物省、冈底斯生物亚省、珠穆朗玛—滇西生物亚省（图 2-3）。

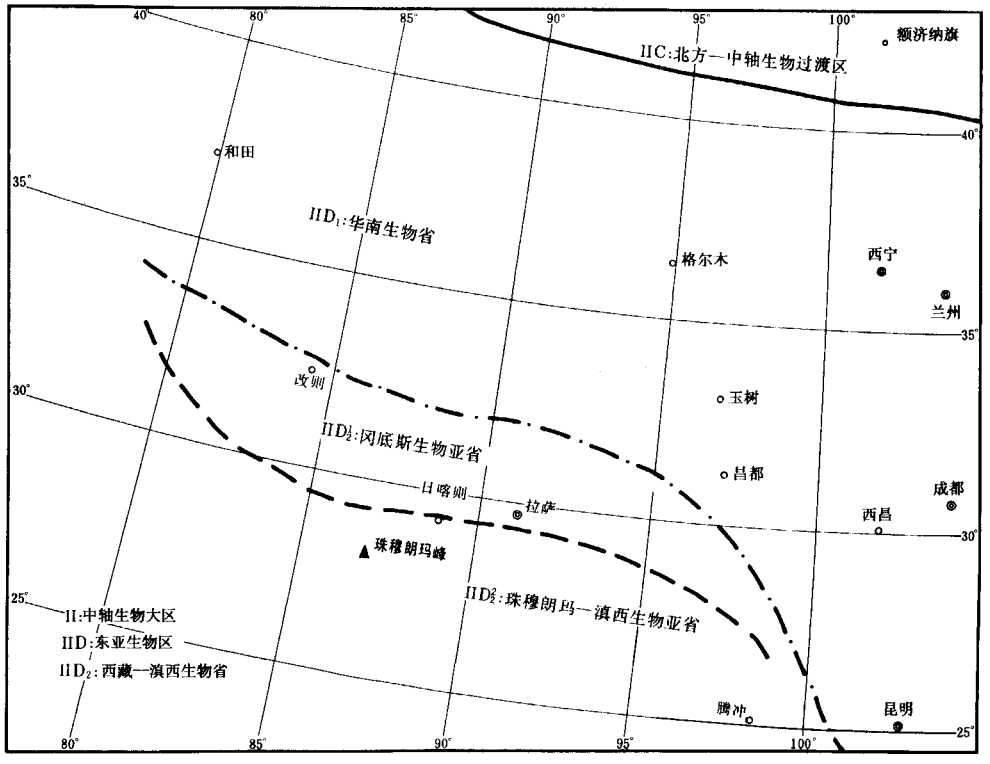


图 2-3　青藏高原及邻区早泥盆世生物古地理分区

东亚生物区华南生物省广大地区受加里东运动的影响，北祁连残留海消失上升成陆，与原中祁连古隆起和柴达木地块联合成一陆块。北祁连以北至石板井—小黄山断裂以南为海陆交互相沉积。在北祁连，泥盆系主要分布在东部，为一套陆相红色碎屑岩沉积，局部有中基性火山岩，产植物和鱼类化石。在祁连山以南主要是晚泥盆世沉积，可分为 3 种沉积类型：①陆相红色碎屑岩沉积；②以陆相为主夹海相层沉积；③以海相为主夹陆相层沉积。上述陆相碎屑岩总的沉积特征是下部为磨圆度较好、大小基本均一的砾岩，中部和上部均是中细粒砂岩和泥岩。从沉积特点及生物分布情况来看，在祁连海结束后，似乎没有发生大规模的隆升而阻断两侧生物的交流。如果有轻微的上升，也只是达到低丘陵的状态。北方—中轴生物过渡区北山—雅干生物省基本上是海相沉积，但东西部在岩相上有差异。西部为中基性火山岩夹正常沉积岩，东部自寒武纪至泥盆纪一直是正常沉积岩。生物特点是，早泥盆世北方生物大区和北美东部成份偏多，中泥盆世、晚泥盆世北方生物大区成份减少，西欧成份增多。东亚生物区西藏—滇西生物省，珠穆朗玛—滇西生物亚省生物以漂游生物笔石和深水底栖竹节石为特点，代表着一种较深水环境。冈底斯生物亚省以灰岩为主含丰富的底栖生物珊瑚、腕足类、头足类和漂游或底栖的竹节石，代表着一种浅水碳酸盐台地环境。

通过分析和讨论，我们可以得出以下结果：本研究区内的华南生物省在泥盆纪时，除以祁连山为中心，南北两侧边缘有零星海陆交互相沉积外，绝大部分地区已成为陆相分布区，并表现出西高东低的古地势。相应地，中泥盆世、晚泥盆世沉积主要分布在东

部。生物面貌与华南生物省本埠基本一致，只是分异度和丰度要低于后者。北方—中轴生物过渡区北山—雅干生物省早泥盆世的生物面貌，如腕足类、珊瑚、三叶虫等均表现出以北方生物大区色彩较浓厚，中轴生物大区次之，以及生物种类丰富等为特点。中泥盆世在本生物省东部区，珊瑚和腕足类均以东亚生物区分子占主导地位，北方大区生物分子急剧减少，甚至消失等为此时期的特点。晚泥盆世珊瑚和腕足类仍以东亚生物区分子为主，但北方生物大区的分子有所增加。这些特点使我们可以想象出整个泥盆纪时，本生物省东部区一直漂泊在亚热带至温带之间。而西部区在早、中泥盆世可能位于温带范围内。以上的结论只是根据目前现有的资料做出的，有些问题还没有给出令人满意的答案。如沿着柴达木北缘一线局部地区有海相夹层，并含有典型的海相化石，那么，当时的海水来自何方？有关这一问题，我们有一个大胆的假设，晚志留—早泥盆世北祁连残留海消失，上升成陆。中祁连与华北板块成为一体。而在南祁连仍存在着一个残留海并与秦岭海有联系，这种状态一直持续到三叠纪。

二、石　炭　纪

石炭纪，由于南半球冈瓦纳古大陆高纬度地区发生了大规模的冰川活动，相应地出现了冰水沉积物和寒冷气候条件下的动植物群。其生物群特点是分异度和丰度都低。北半球中高纬度地区虽没有发生大规模冰川活动，但其所在的纬度带已决定了是温凉性气候。生物群面貌相似于南半球高纬度地区的生物，这就是两极分布（Bipolarity）对称现象。在赤道附近，也就是说在暖水区中的生物如珊瑚、腕足、菊石和䗴十分昌盛，并且有些底栖生物如层孔虫、苔藓虫和珊瑚已成为此时期主要造礁生物。不言而喻，从南、北半球中高纬度和赤道附近的生物分布特点上看，纬度控制气候因素对生物大区一级的划分仍起着主要作用。因此可将世界分为 3 个生物大区：北方生物大区，中轴生物大区，冈瓦纳生物大区（姚培毅等，1992）。

青藏高原及北部在早石炭世，自北而南可划分为中轴生物大区，中亚蒙古—中轴生物过渡区，柴达木—祁连生物省。大致以阿尔金断裂为界，又可分为两个亚省：北山生物亚省和柴达木生物亚省；冈瓦纳—中轴生物过渡区，藏北—滇西生物省；东冈瓦纳生物区，喜马拉雅—冈底斯生物省。晚石炭世，可划分为中轴生物大区，华夏生物区，华北—祁连生物省，北山生物亚省和昆仑—祁连生物亚省。

现将石炭纪生物古地理特征小结如下。

从讨论中，我们能够形成这样的印象：早石炭世早期，北方生物大区和中轴生物大区的生物在北山、柴达木盆地南、北缘等地发生混生，而冈瓦纳生物大区与中轴生物大区的生物在藏北和滇西一带也发生混生。东冈瓦纳区，喜马拉雅—冈底斯生物省生物群的特点是：①江孜地体生物分异度和丰度明显低于拉萨地体，反映出它们所在位置的纬度有一个梯度递变。也就是说，江孜地体靠近南半球高纬度，拉萨地体则靠近暖水区；②拉萨地体所产的珊瑚为小型单体，大多数无鳞板，分异度偏低，非造礁型；③本生物省整个生物面貌表现出非热带气候，而是低温环境。早石炭世晚期至晚石炭世早期，除东冈瓦纳生物区外，几乎均为中轴生物大区的生物所占据。晚石炭世晚期，北山地区继

早石炭世早期之后，再次发生混生现象。而其他地区（除昆仑南缘断裂以南地区之外）的生物如珊瑚、双壳类，蜓和腕足类表现出与乌克兰顿涅茨盆地、莫斯科盆地和北美地区以及我国华北等地区的生物面貌相近，但总的生物面貌仍属中轴生物大区的面貌。上述这样的印象，使我们可以做出推测，昆仑山南缘以北地区一直漂泊于北温带至亚热带纬度范围内。这一推测与李燕平（1989）所做出的古地磁数据基本吻合。青藏高原本部在晚石炭世，由于受冈瓦纳古大陆冰川的影响，在班公错、改则以北发生了冰海沉积。这些冰海沉积物是一些具冰川擦痕无分选的漂砾堆积。在这种寒凉气候下应运而产生了以双壳类 *Eurydesma* 腕足类 *Stepanoviella*，*Attenuatella* 和 *Trigonotreta* 为代表的冷水型动物群。此时期在冈瓦纳大区各生物种类数量急剧减少，分异度降低。这些特点与中轴暖水区中海相生物依然是生机盎然，蜓科十分繁盛等特征形成鲜明对比。这表明它们所处的古纬度不同，也就是说，冈瓦纳生物大区处于寒冷—寒凉气候带，中轴生物大区主要位于亚热带—热带。

三、二 叠 纪

二叠纪全球古生物分区仍主要受纬度气候带控制，其分区延展方向基本上与纬向一致。生物大区一级，可划分为冈瓦纳生物大区，中轴生物大区和北方生物大区。青藏高原北部早二叠世大致以敦煌、安西、金塔、合黎山—龙首山一线为界，以北属北方生物大区，西伯利亚—蒙古生物区，北山—巴丹吉林生物省。以南至修沟—玛沁一线，是中轴生物大区，东中轴生物区，华北—祁连生物省，北祁连生物亚省，南祁连—昆仑生物亚省。青藏高原本部早二叠世早期以班公错—改则—澜沧江一线为界，以南为冈瓦纳生物大区，印度—澳大利亚生物区，喜马拉雅—冈底斯生物省，以北为冈瓦纳—中轴生物过渡区，藏北—滇西生物省。早二叠世晚期羌塘、巴颜喀拉地区由冷、暖水生物过渡区转变成暖水生物分区。晚二叠世，由北而南可划分为西伯利亚—蒙古生物区，北山—巴丹吉林生物省；西伯利亚—蒙古—中轴生物过渡区，塔里木—祁连生物省；东中轴生物区，华夏生物省；印度—澳大利亚生物区，喜马拉雅生物省（图 2-4 和图 2-5）。需要指出的是上述生物区界线并非一成不变。由于受板块运动和早二叠世晚期暖湿气候扩张等因素的影响，始终处于变动之中。

现将二叠纪生物古地理特征小结如下：

青藏高原及其北部在二叠纪发生了较大的变化，其表现在：①北山—巴丹吉林生物省在早二叠世，北方生物大区海生无脊椎动物发育十分好；晚二叠世，除局部地方有残留海外，大部分地区已成为陆地，产北方生物大区安加拉植物群；②北祁连生物亚省早二叠世产丰富的华夏植物群；晚二叠世华夏植物群衰退，安加拉植物群南侵，从而构成了特殊的华夏、安加拉混生植物群；③南祁连—昆仑生物亚省在整个二叠纪时期一直为中轴生物大区的生物所占据，只是在晚二叠世晚期，有少量北方生物大区的淡水双壳类迁入本区。

以上的资料证实，如果在正常的情况下，晚石炭世至早二叠世在青藏高原北部，北方生物大区与中轴生物大区间应有一个生物混生过渡带，然而事实并非如此。现在我们

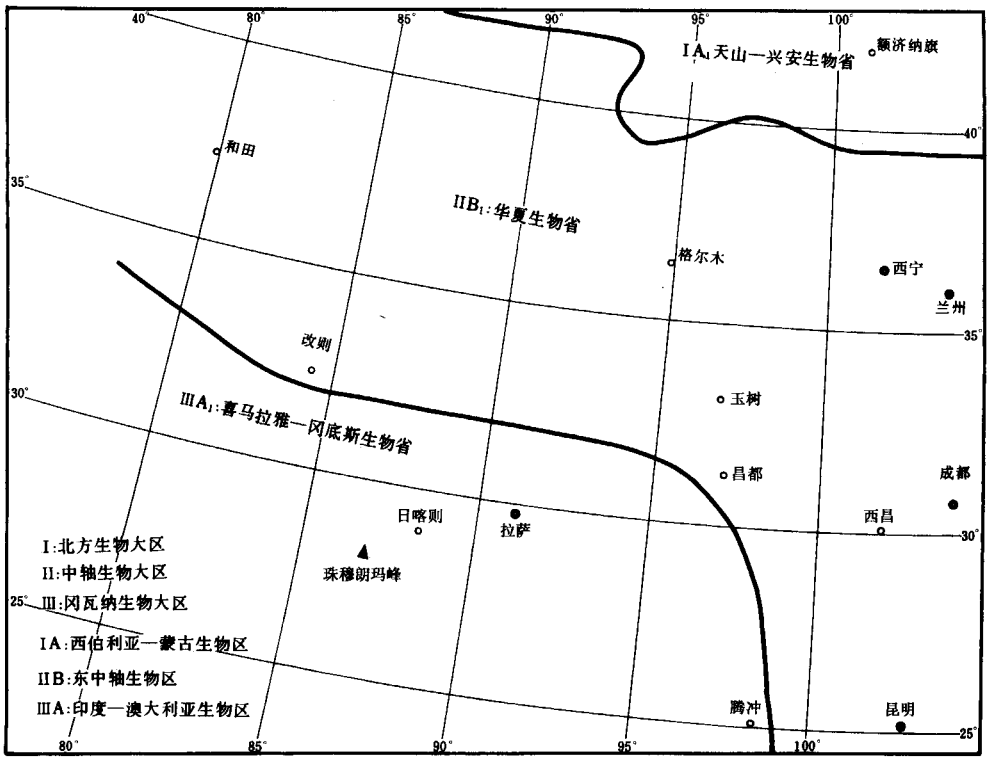


图 2-4　青藏高原及邻区晚石炭世—早二叠世生物古地理分区

所看到的两大生物区之间只是一条不正常的界线。有关这一问题，我们的设想是：①两大生物区所在的地块相互作用，发生地壳消减，混生生物群随着地壳的消减而消失；②两大生物区间存在着一个生物难以逾越的洋盆。更确切地说，是在北山—巴丹吉林生物省与华北—祁连生物省间。目前设想的洋盆性质、规模和位置均不清楚，还有待于进一步工作。上述两种假设中究竟哪一种是主要的？我们的意见趋向于第一种。③晚二叠世，由于两个生物省所在的地块相互作用的结果，海水消失成为陆地以及安哥拉植物群所在地块整体北移，从而使大量的安加拉植物群分子从北山—巴丹吉林生物省南下，进入原华夏植物群分布区，构成了特殊的混生植物群。④青藏高原二叠纪生物古地理分区界限随着时间推移而不断发生变化。早二叠世早期江孜地体和拉萨地体含典型的冷水型动物群和舌羊齿植物群，属印度—澳大利亚生物区；羌塘地体则含冷暖水混合动植物群，属冈瓦纳—中轴生物过渡区。早二叠世晚期，发生了明显生物地理单元界线迁移。羌塘地体早二叠世晚期动物群由冷暖水混合转变成中轴生物大区暖水动物群，就是说原属冈瓦纳生物大区，冈瓦纳中轴生物过渡区转属中轴生物大区。晚二叠世羌塘地体植物群基本是华夏植物群分子。而处于班公错—改则—澜沧江一线与雅鲁藏布江之间的拉萨地体，此时成为冷、暖水动物群混合的过渡生物区，换句话说，中轴生物大区界线明显南移。

引起二叠纪生物地理界线南移的主要因素大致有两个：①全球气候缓解（它导致喜温暖生物的南、北双向扩展或南、北寒冷生物区向高纬度退缩）；②有关地体的北向移

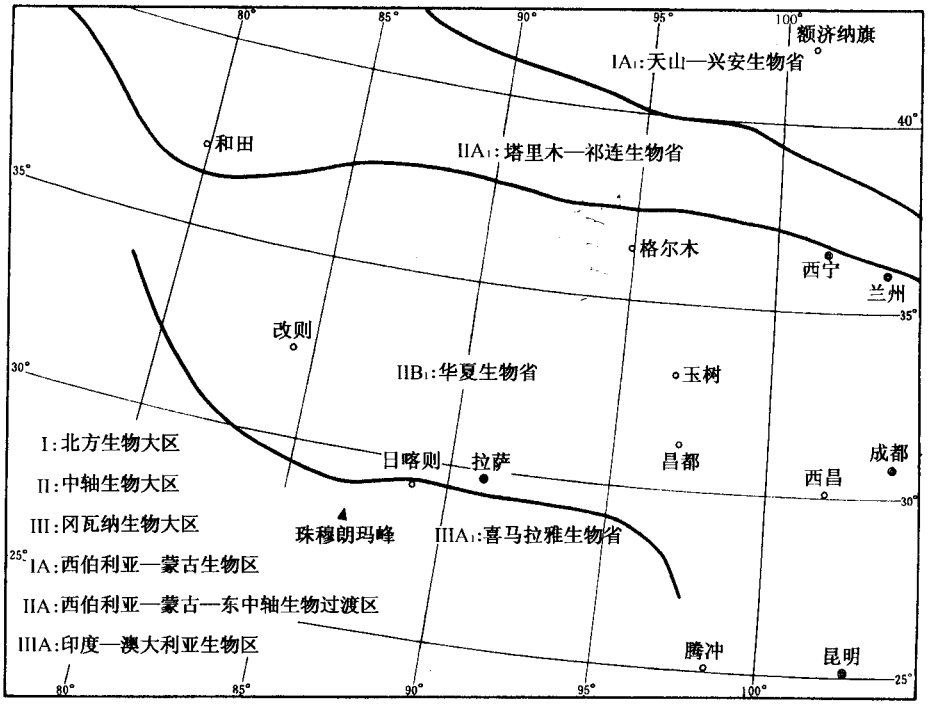


图 2-5　青藏高原及邻区晚二叠世生物古地理分区

动（它导致全部生物地理界线的南向迁移）。我们这里看到的是生物地理界线的整体南移。所以可断定，有关地体的北向漂移是这时生物地理单元变动的最直接因素①。

第三节　中生代青藏高原及邻区生物古地理

一、三　叠　纪

二叠纪、三叠纪之交，是古生代与中生代之交，也是生物发生巨大变化的时期。晚古生代兴盛一时的蜓、四射珊瑚、原始菊石类、腕足长身贝类、蕉叶贝、华夏植物群、舌羊齿植物群和安加拉植物群以及其他一些门类的许多目甚至科一级的生物在二叠纪末消失绝迹，而面貌一新的生物出现了。

根据三叠纪动植物群和纬度气候带仍起着主导作用等综合分析，全球基本上可分为3个生物大区，即冈瓦纳生物大区、特提斯生物大区和北方生物大区。青藏高原北部由于大部分地区进入北暖温带内，所以由南至北温凉与暖水生物混生程度有一个梯度上的

① 王乃文．1982．中国古生物地理与板块构造。见：李春昱，郭令智，朱夏等．板块构造（讲稿）．中国地质科学院

变化。因此，我们将该地区划分为北方特提斯生物过渡区华北—西北生物省，布尔汗布达生物亚省，南祁连生物亚省和北山—北祁连生物亚省。青藏高原由北而南可划分为特提斯生物大区、冈底斯—巴颜喀拉生物省、巴颜喀拉生物亚省、冈底斯—羌塘生物亚省、冈瓦纳生物大区、冈瓦纳—特提斯生物过渡区、喜马拉雅生物省，珠穆朗玛生物亚省，雅鲁藏布生物亚省（图 2-6）。

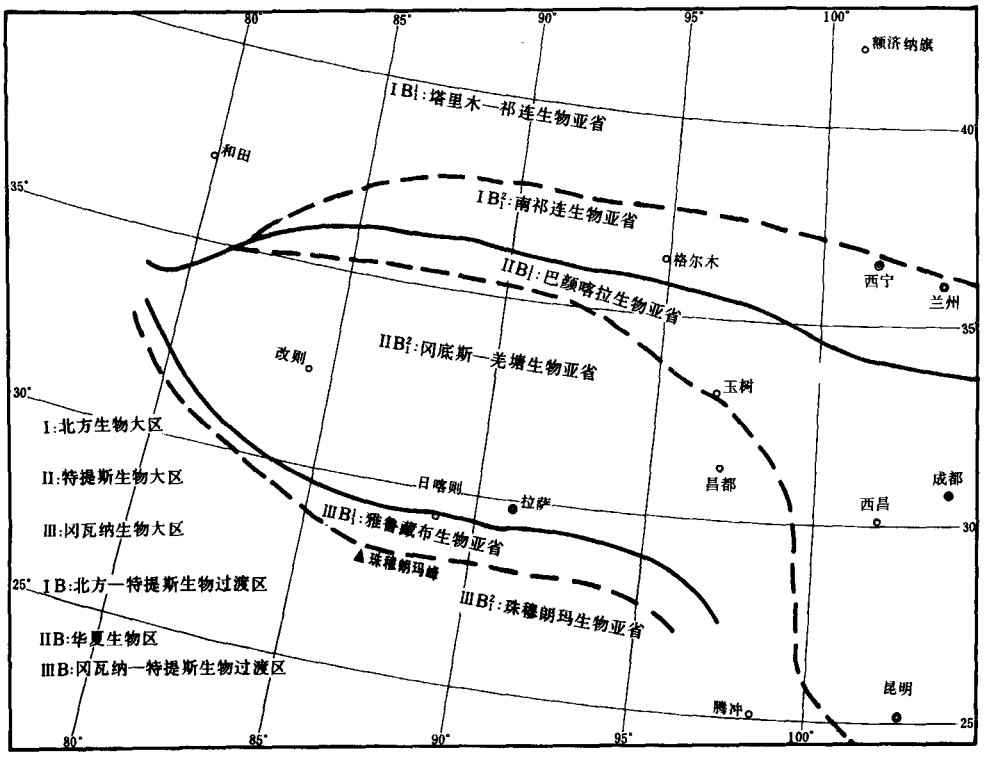


图 2-6　青藏高原及邻区晚三叠世生物古地理分区

现将三叠纪生物古地理特征小结如下：

1．青藏高原北部的特点

（1）与晚二叠世比较，北祁连地区的植物群由安加拉与华夏植物群混生发展为清一色的北方型植物群。这说明生物地理界线在三叠纪发生了整体南移。这一点很可能与塔里木—华北地块北移有关。

（2）布尔汗布达生物亚省晚三叠世植物群以南方型植物群分子占主导地位，北方型植物群分子锐减为特征，以及南祁连生物亚省晚三叠世晚期特提斯型的 *Burmesia* - *Yunnanophorus* 双壳类动物群的存在，均反映了暖潮湿气候带的扩张。

（3）三叠纪生物地理区明显地受到纬度气候带的影响。在正常的情况下，两大生物区间应存在着一个生物混生过渡带，这是因为气候是按纬度发生梯度性变化的。目前在本研究区所看到的是北方生物大区与特提斯生物大区存在着一条较宽的和正常的生物混生过渡带，说明三叠纪时，青藏高原北部已进入板内阶段，再没有出现因地体间拼贴和挤压，致使过渡带地壳大规模的缩短和消减贻尽的现象。

2. 青藏高原的特点

(1) 在早、中三叠世，雅鲁藏布江以南的江孜地体与印度地体一起仍位于冈瓦纳古大陆北部。这一时期冈瓦纳古大陆冰川大面积消融，导致气候变暖与生物分异度的升高。虽然如此，生物面貌仍与特提斯生物大区不同。表现在：①生物分异度显著低于特提斯生物大区，如双壳类种数不到后者的十分之一；②缺乏造礁生物；③以非热带生物为多。

(2) 晚三叠世，由于板块运动和暖潮湿气候的扩张，使特提斯生物继续向冈瓦纳大陆方向发展。此时期生物分异度和丰度远较早、中三叠世高，特别是植物最为繁盛，并成为青藏高原一重要成煤期。

二、侏 罗 纪

青藏高原北部侏罗纪古地理格局有所改变，明显变化有两点：①海水基本上从本区内消失，本区均上升为陆地；②古地貌景观，北山地区是北高南低，西高东低的山地。祁连山地区有资料证实存在着两条以大雪山—冷龙岭和宗务隆山—青海南山为脊线的山脊，其间是宽阔的河谷、低地。祁连山地区地势总体特征是西高东低（甘肃省地质矿产局，1989；李佩绢等，1988）。

青藏高原古地理显著变化表现在，西金乌兰—金沙江结合带于三叠纪末闭合，南侧的羌塘地体与北侧的欧亚大陆相拼贴，成为北方大陆一部分。拉萨地体北与羌塘地体间被特提斯洋盆所隔，南与江孜地体隔新特提斯洋相望。

侏罗纪全球大气温度明显高于现代，温暖潮湿的气候带很宽，气温按纬度变化要小于现代。因此古地理生态阻隔在某种程度上对生物古地理分区起着一定作用（姚培毅等，1992）。根据古生物面貌的差异性，青藏高原北部在早侏罗世、中侏罗世属北方生物大区，中国生物区北方生物省。晚侏罗世属北方生物大区华南—西北过渡生物省。青藏高原可分属冈瓦纳生物大区，冈瓦纳—特提斯生物过渡区，喜马拉雅生物省；特提斯生物大区，华夏生物区，藏北—羌塘生物省，唐古拉生物亚省，冈底斯生物亚省（图2-7）。

现将侏罗纪古生物地理的特征小结如下。

1. 青藏高原北部生物古地理特征

(1) 从沉积记录上，反映出本研究区古地貌景观是北山地区北高南低，祁连山地区存在着两条山脊。一条是以大雪山—冷龙岭为脊线，另一条是以宗务隆山—青海南山为脊线的山脊，其间是宽阔的河谷、低地，总体特征上是西高东低（徐福祥，1983；李佩娟等，1988；甘肃省地质矿产局，1989）。

(2) 从古植物特征上，反映出前述的山脊并没有隆升至足以阻挡两侧生物交流的高度。

(3) 本地区早侏罗世植物面貌与我国南方相比，差异性较大，主要表现在种类单调、贫乏，苏铁类和种子蕨缺乏，与中亚地区同期面貌相近。中侏罗世属种分异度和丰度剧增，尤以银杏类和松柏类突出。但与同期热带、亚热带植物组合相比，仍有所不

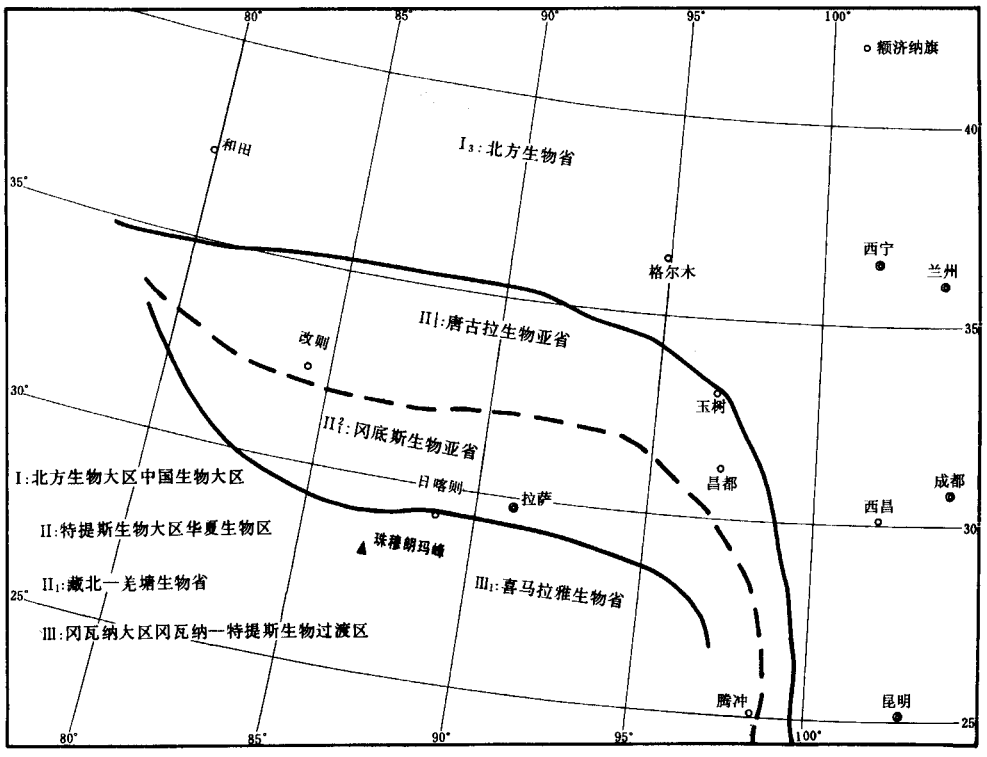


图 2-7　青藏高原及邻区早、中侏罗世生物古地理分区

及。这种现象和现代热带、亚热带与温带植物群的差别是一样的（李佩娟等，1988）。这些特点可以证明本区在早、中侏罗世位于暖温气候带内。晚侏罗世，本地区岩性多呈紫红色，植物化石记录稀少，可能反映出气候较为炎热干旱，对植物生存产生了一定的不利影响。

（4）古动物化石方面，所发现的早侏罗世化石较少，中晚侏罗世则非常丰富。除了在中侏罗世，有属于南方喜热型双壳类 *Lamprotula*、*Eolamprotula*、*Cuneopsis*、*Psilunio* 和脊椎动物 *Mamenchisaurus hochuanensis* 进入本区外，其他化石基本上属于北方类型，但总貌上属南、北方混生类型。

2. 青藏高原生物古地理特点

（1）早侏罗世雅鲁藏布江以南的江孜地体虽仍属印度大陆北缘的一部分，但其生物内容大部分为特提斯大区分子，只是缺乏一些特征属种而已。雅鲁藏布江以北，拉萨地体呈岛屿状态位于新特提斯洋盆之北，其北面隔特提斯洋盆与羌塘地体相望，这种状态一直持续到侏罗纪末，与羌塘地体拼合为止。此时期羌塘地体南侧是华夏古陆南缘的陆缘海。

（2）中侏罗世古地理与早侏罗世比较，海侵范围明显扩大，生物分异度和丰度增高。就双壳类而言约 125 种，反映出此时期青藏高原大部分地区处于热带气候范围内。

（3）地质历史进入到晚侏罗世，本生物省古地理环境未发生根本性的变化。生物最显著的特点是原产于北方区的双壳类 *Buchia* 也出现于雅鲁藏布江以南的地区，使得晚

侏罗世晚期区域性生物面貌趋向不明显，再一次显示出两极对称分布现象。此时期冈底斯低地大部分已被海水淹没，形成一系列岛弧间盆地。羌塘地体大部分仍为海陆交互相沉积。

三、白　垩　纪

青藏高原北部的大部分地区在白垩纪时仍为大陆剥蚀区和内陆盆地沉积区。由于受白垩纪全球性多次降温事件的影响，导致潮湿暖温带向南扩张，升温事件则引起热带干旱带向北迁移（殷鸿福等，1988）。这种全球性反复的升降温事件对陆生生物的演化、迁移产生了很重要的影响。换句话说，对大陆生物的分区起着主导作用，白垩纪青藏高原北缘生物古地理分区，在晚侏罗世末期至早白垩世早期有一次大的降温事件，北半球暖潮湿带向南扩张至天山—祁连山—秦岭一线附近（殷鸿福等，1988）。大致以上述山系的北线为界，以北属北方生物大区、中国北方生物区、华北—准噶尔生物省；以南属劳亚—特提斯生物大区、中国南方生物区、塔里木—柴达木生物过渡省。晚白垩世升温事件占主导地位，干旱热气候带向北扩大，此时期本研究区均被干旱热带所覆盖，在生物分区上表现为属欧亚—特提斯生物大区，中国南方生物区，西南—西北生物省（图 2-8）。

青藏高原在晚侏罗世，拉萨地体与羌塘地体已拼合，从而结束了特提斯洋盆的历史，羌塘地体成为陆地。白垩纪青藏高原海域主要限于新特提斯洋盆两侧，并发育有复杂的沉积类型和丰富多彩的生物，尤以造礁生物出众，反映出大洋两岸均位于热带、亚热带气候范围内，白垩纪青藏高原生物古地理分区，可分为劳亚—特提斯生物大区中国南方生物区、西藏—塔里木生物省、西藏生物亚省和塔里木生物亚省（见图 2-8）。

现将白垩纪古生物地理特征小结如下：

青藏高原北部大陆区在早白垩世，由于受降温事件的影响，使北半球暖潮湿带向南扩张至天山—祁连山—秦岭一线附近。在生物分区上也有表现。祁连山以北生物表现出中国北方生物区的特点，以南则表现出南、北生物混生特点。中国北方生物区中，动植物化石十分丰富，有叶肢介、昆虫、双壳类、腹足类、鱼化石、鸟化石、爬行动物、介形虫、轮藻和孢粉。属中国南方生物区中无脊椎和脊椎动物的化石很少发现，介形虫和孢粉、轮藻化石很丰富。以介形虫为代表呈现出中国南北方生物混生特点。孢粉组合特点在古气候方面则反映出我国南方生物区在早白垩世地处热带、亚热带偏干旱性气候范围内。在晚白垩世，炎热干旱性气候带不断向北扩展，沉积区范围不断缩小，生物总体特征是中国南方生物区的特点。通过对西宁附近的晚白垩世孢粉研究表明，在西宁盆地周围为低山或丘陵所环绕。在低山上，植物表现出一定的垂直分带。从几十米至 500 米左右分布着亚热带落叶阔叶—常绿阔叶混交林，林下地被层为与伞形花科某些属有关的草本植物，麻黄以及少量的蕨类等耐旱植物所构成。500m ~ 1 000m 以上为松—杉混交林。总体古气候特征是亚热带干旱气候（孙湘君，1979；王大宁等，1990）。

青藏高原在早白垩世，珠穆朗玛峰北坡定日—岗巴一带为印度大陆北缘陆棚浅海，各类生物丰富。其北是洋盆南侧的大陆坡沉积，以羊卓雍地区砂泥质复理石夹生物灰岩

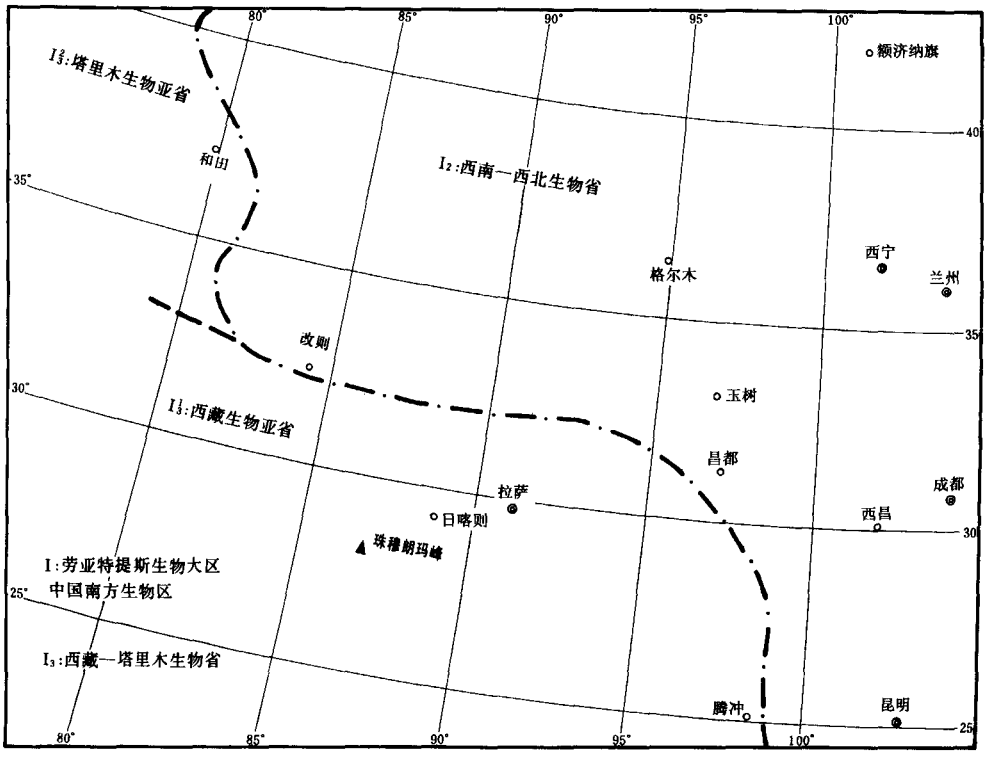


图 2-8　青藏高原及邻区晚白垩世生物古地理分区

和安山岩为特征。洋盆北侧为冈底斯岩浆岛弧，在其向洋一侧发育一套弧前复理石沉积，弧后为陆棚浅海沉积，含丰富的化石。在晚白垩世，珠穆朗玛峰北坡定日—岗巴一带仍属印度大陆北缘陆棚浅海，生物繁盛，尤以有孔虫和固着蛤最为特征。冈底斯岛弧在晚白垩世已大部分暴露出海面，其向洋一侧昂仁至仲巴一带复理石沉积结束，转成较稳定的浅海沉积，生物种类繁多。

第四节　新生代青藏高原及邻区生物古地理

一、古近纪—新近纪

在我国，古近纪除藏南岗巴、定日地区有海侵外，其他大部分地区均为陆地，地势起伏平缓，沉积物以碎屑物为主。气温和大气温度均高于现代，许多地区都可见到一套含石膏的红色沉积物。生物类型繁复多样，以被子植物和哺乳动物高度发展为特点。

古近纪，我国大致以冈底斯山、横断山和南岭为界，以北属北方生物大区中国生物区，以南属亚洲南方生物区西部太平洋生物区。中国生物区又可以秦岭—昆仑山一线为界分为北部西北—华北生物省，南部南方生物省以及喜马拉雅生物省。新近纪，除冈底

斯山以南归属北方生物大区外，南方生物大区西部太平洋生物区界线基本上未发生大的变化。北方生物大区中国生物区仍大致以秦岭—昆仑山为界，以北属西北—华北生物省、东北生物省，以南属南方生物省、青藏生物省。这些生物省进一步可根据生态环境的差异性划分出若干个生物亚省。青藏高原北部整个古近纪—新近纪均属北方生物大区中国生物区西北—华北生物省，因研究程度的关系，暂不进行亚省一级的划分（图 2-9）。

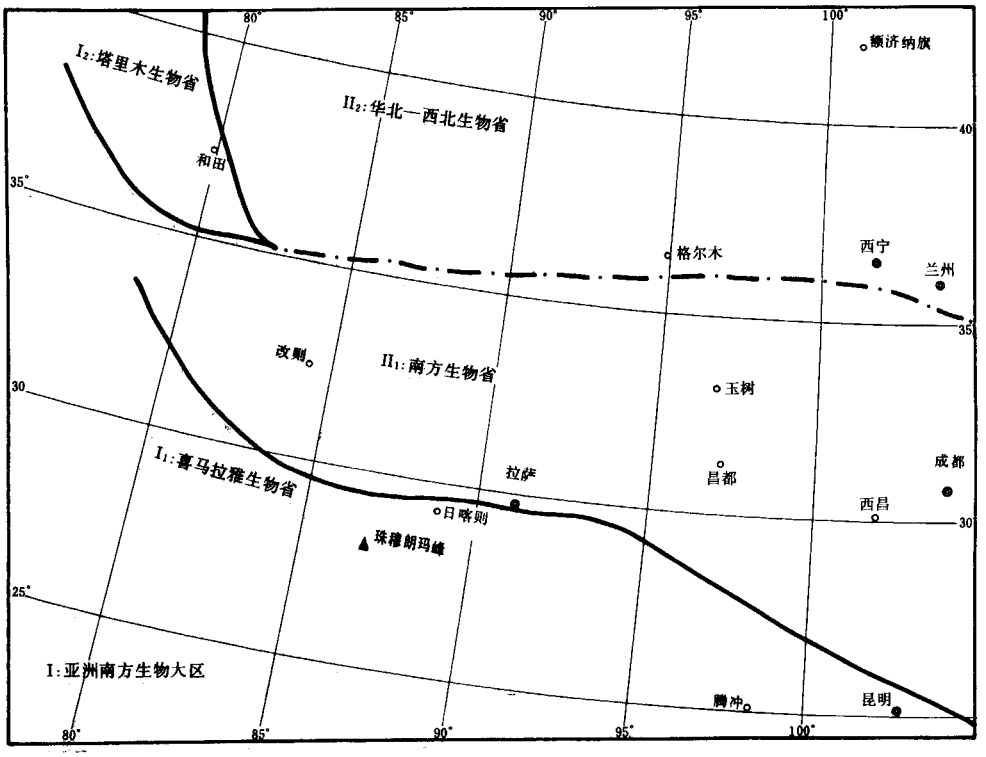


图 2-9　青藏高原及邻区造古近纪—新近纪生物古地理分区

现将古近纪—新近纪生物古地理特征小结如下：

通过对青藏高原及其北部古近纪—新近纪生物群的讨论，我们可归纳为如下几个特点：

(1) 秦岭—昆仑山一线以北地区始终处在北亚热带北部范围内，大气湿度一直很低，并向干旱草原化方向发展。

(2) 孢粉研究结果表明，柴达木和西宁、民和盆地周围山体的隆升，自始新世已经开始。隆升的方式为脉动式，区域上表现为不均一隆升，现以柴达木盆地为例：①始新世晚期，柴达木盆地周围山体植被垂直分带已初步形成，低山区以亚热带落叶阔叶林和常绿阔叶林占优势，海拔高度约在 500m ~ 1 000m。高山区适宜云杉林生存的高度在 2 000m 以上；②渐新世，亚热带的高山区树种为云杉、冷杉以及雪松和罗汉松。虽数量不多，但种类有所增长。推测海拔高度在2 000m 以上；③中中新世，山地植被垂直分带由低至高依次是落叶阔叶林，阔叶—针叶混交林，云杉—铁杉林（估计海拔高度在

2 500m左右)；④最晚中新世，亚热带高山针叶植物云杉、铁杉、油杉以及雪松和罗汉松等持续发展，同时考虑到总体气候向干旱和凉爽方向变化等特点，推测海拔高度在2 500m，这一高度与闵隆瑞（1987）根据地貌分析得到的海拔高度2 200m相近；⑤柴达木古湖盆雏形形成于渐新世晚期，早中新世—晚中新世早期为古湖盆全面发展阶段，晚中新世晚期为古湖盆衰亡阶段；⑥西宁、民和古湖盆大致形成于渐新世，中中新世中期达到全盛时期，中中新世晚期水体面积明显缩小。

青藏高原古近纪—新近纪的古地理与中生代末有较大的不同。由于印度板块向北漂移，新特提斯洋消失，海域渐由西向东退缩。新特提斯海域仅限于藏南岗巴、定日及西部仲巴。可见古近纪海侵已越过雅鲁藏布江缝合带，进入拉萨地体南侧，但具体海侵范围有待进一步工作。

古近纪（仅限古新世至始新世）岗巴、定日一带为浅海灰岩相沉积环境，气候温暖湿润，生物繁盛。有孔虫有111种之多，以大型底栖有孔虫为主，未见浮游类型。典型属有 *Nummulites*，*Canalifera*，*Orbitolites* 等，它们属南亚、中东和新特提斯海中常见分子。腹足类38个属51个种，与巴基斯坦信德地区所产的种30%相同，20%极为相似，说明这两个地区关系密切。另外还有双壳类、珊瑚、鹦鹉螺、海胆和钙藻。除上述海区外，古近纪陆区植物主要分布于雅鲁藏布江缝合带北缘，拉萨地体南缘的日喀则扎西林、恰布林、昂仁加拉共巴、萨迦嘎龙村、噶尔门士和拉孜柳区等地。以拉孜柳区植物为例，有25个属32种，以桃金娘科、樟科、木兰科、桑科的榕属和棕榈科较繁盛。它们组合在一起，代表着当时气候热而潮湿，属热带、亚热带气候（耿国仓等，1982）。新近纪海水已从青藏高原全部退出，本区成为陆地。此期生物是以吉隆和布隆盆地产三趾马动物群为特征，并相近于华北、欧洲的三趾马动物群。植物方面，早期植物组合 *Betulaceae – Quercus – Ulmaceae – Juglandacea* 为温带阔叶林，晚期向温凉干旱气候转化，以高山栎类及杨柳科的植物为代表的落叶阔叶森林（童林芳，1988）。

二、第　四　纪

第四纪青藏高原及其北部正处于“多事之秋”的时期。高原及周边山系不断隆升，冰期与间冰期气候交替出现，使得植被分化更趋于复杂化，动物分异度显著下降。青藏高原北部在生物古地理分区上与现代生物地理区大致相似，属北方大陆生物区（或全北界）、中国北方生物区、西北生物省。在青藏高原北部，第四纪沉积物主要分布在祁连山北麓的额济纳旗盆地、酒泉和雅布赖盆地，祁连山南部的敦煌和昌马盆地以及柴达木盆地、共和盆地和兰州等地区。

早、中更新世，祁连山北麓总体特点是一望无际的大草原，草原上点缀着一些河流和湖泊。祁连山北麓的植被具垂直分带，中、低山区为落叶阔叶林，落叶阔叶—针叶混交林，高山区为云杉林。总体气候特点是向干、冷气候方向发展。祁连山南麓敦煌和昌马盆地的植被是以草原为主的稀疏阔叶林景观。柴达木盆地孢粉特点反映出早更新世湖盆分布面积较大，水生植物发育。中更新世湖盆面积渐收缩，草原面积渐增加。另外，在冷湖镇一带产有我国华南中更新世剑齿象—大熊猫动物群分子的东方剑齿象 *Stegod –*

orientalis（青海省地质矿产局，1991）。这很可能代表着中更新世某个时期气候一度相当温暖。在兰州地区所分布的第四纪沉积物与本研究区中部明显不同，是黄土沉积。据王睿（1991）对兰州市南部早更新世黄土中孢粉的分析研究表明：①早更新世早期花粉很少，主要是一些喜冷的木本植物松、柏和耐干旱的藜科、蒿属草本植物，代表稀疏灌木丛草原植被景观，气候干冷。②早更新世晚期，木本植物明显增加，针叶树种主要是Pinus，其次为Picea、Abies、Tsuga，阔叶树种主要是喜暖的山毛榉、桦、槭和榆等。草本和蕨类植物也相应增加，代表针阔叶混交的森林草原，气候干暖。

晚更新世和全新世，在祁连山北麓所产的孢粉化石表明，气候干冷，植被呈现为：山下是以蒿为主的干旱草原，高山区因湿度大而生长着针叶林，代表多云雾较凉的环境。祁连山南麓晚更新世孢粉以草本植物总含量达90%为特点，其中蒿属50%，禾本科20%，藜科10%，其次还有豆科、茄科、麻黄科以及喜水或喜湿的莎草科和香卜属。木本植物只有少量的桑科、榆、桦、朴和松属。其植被类型是稀疏灌木丛草原。全新世孢粉，草本植物约占总含量的80%，主要成分是蒿属30%、禾本科20%、藜科10%，另外还有毛茛科、黑三棱，所反映的气候近似于现代气候。柴达木盆地的小柴旦湖附近产距今3万年左右的晚更新世的石器。该石器具华北旧石器文化两大系统之一的周口店第一地点（北京人遗址）的特点。反映当时柴达木地区与华北地区的古人类在文化方面有联系。此外，在诺木洪还产春秋战国时期的古文化遗迹，年代为青铜器时代。碳同位素年龄距今2 000年（青海省地质矿产局，1991）。兰州地区晚更新世黄土中孢粉经唐领余等（1991）研究表明，孢粉组合明显地归纳为3种植被类型：①暗针叶林植被（主要发现于古土壤中），以云杉、冷杉和松属为主，可占总含量的50%以上。木本植物占50%～80%，草本植物占15%。这种植被类型指示当时为气温较低，湿度较大的间冰期环境。②森林草原植被（发现于古土壤层或靠近古土壤层的黄土层中），草本植物花粉多，以蒿属、菊科和杂草为主。木本植物占孢粉总含量的5%～30%，主要是松属和落叶阔叶植物反映气候温暖湿润，相当于间冰期。③草原植被（发现于黄土中），草本植物花粉多，占总含量的50%以上。以干旱植物蒿属等为主，木本植物小于20%。整个植被表现出干旱草原或亚高山草原景观，反映寒冷干旱的冰川环境。上述这3种植被呈现出两次有规律的变化，则为：森林草原→针叶林→干旱草原。反映在气候变化方面，即温湿→凉湿→寒冷干旱。全新统沉积物多为冲积和沉积。在临夏新庄和临洮毛王家村Ⅱ级阶地堆积物中含有陶器、石斧等新石器时代的遗迹（甘肃省地质矿产局，1989）。

参 考 文 献

甘肃省地质矿产局．1989．甘肃省区域地质志．北京：地质出版社，1～692

耿国仓，陶君容．1982．西藏第三纪植物的研究．见：中国科学院南京地质古生物研究所等主编．西藏古生物（第五分册）．北京：科学出版社，110～125

何心一．1988．志留纪．见：殷鸿福等．中国古生物地理学．武汉：中国地质大学出版社，111～133

李佩娟，何元良，吴向午等．1988．青海柴达木盆地东北缘早、中侏罗世地层及植物群．南京：南京

大学出版社，1～231
李燕平，McWilliams M，谭承泽等．1989．柴达木地块晚石炭世的古地理位置．现代地质，3(1)：27～32
李自明．1988．奥陶纪．见：殷鸿福等．中国古生物地理学．武汉：中国地质大学出版社，90～110
罗惠麟．1983．云南西部晚寒武世新三叶虫．见："三江"专著编辑委员会编．青藏高原地质文集(11)．北京：地质出版社，1～30
闵隆瑞．1987．青藏高原的崛起对中国古地理面貌的影响．见：《岩相古地理文集》编辑部编．岩相古地理文集（3）．北京：地质出版社，139～146
青海省地质矿产局．1991．青海省区域地质志．北京：地质出版社，1～622
孙湘君．1979．中国晚白垩世—古新世孢粉区系的研究．植物分类学报，17（3）：8～22
唐领余，康建成，冯兆东．1991．兰州地区黄土剖面气候旋回的孢粉记录．见：中国第四纪冰川与环境研究中心等编．中国西部第四纪冰川与环境．北京：科学出版社，237～243
童林芳．1988．第三纪．见：殷鸿福等著．中国古生物地理学．武汉：中国地质大学出版社，271～291
王大宁，孙秀玉，赵英娘等．1990．见：中国地质科学院地质研究所编著．青海、新疆部分地区晚白垩世—第三纪含油盆地微古植物群的研究．北京：中国环境科学出版社，1～158
王鸿祯，何心一，陈建强．1989．中国古生代珊瑚分类演化及生物古地理．北京：科学出版社，1～391，图版1～81
王睿．1991．兰州地区早更新世的孢粉组合及古气候．见：中国第四纪冰川与环境研究中心等编．中国西部第四纪冰川与环境．北京：科学出版社，244～248
徐福祥．1983．祁连山侏罗纪成煤期古地理初探．兰州大学学报（自然科学版），(4)：133～143
杨家禄．1987．试论中国寒武纪生物地理分区．见：《岩相古地理文集》编辑部编．岩相古地理文集(3)．北京：地质出版社，99～114
杨家禄．1990．中国及邻区寒武纪生物古地理和古大陆再造．见：王鸿祯等编著．中国及邻区构造古地理和生物古地理．武汉：中国地质大学出版社，265～285
姚培毅，王乃文．1992．青藏高原古生物地理区系．见：刘训等编著．青藏高原不同地体的地层、生物区系及沉积构造演化史．北京：地质出版社，38～67
姚培毅．1999．青藏高原北部生物古地理．北京：地质出版社，1～97
殷鸿福主编．1988．中国古生物地理学．武汉：中国地质大学出版社，1～329
Palmer A R．1981．London：Cambrian．lnr．C．Treatise on lnvertebratepaleotology．Part A，Introduction，119～135
Ziegler A M ed．1979．Paleozoic paleogeography．Ann．Rev．Earth planet．Sci.，7：473～502

第三章
青藏高原及邻区大地构造及有关的变形特征

陈炳蔚　任留东　王彦斌

第一节　青藏高原岩石圈结构概述

继20世纪80年代初，中法喜马拉雅合作考察以后，中美合作“喜马拉雅和西藏高原地震测深剖面（INDEPTH）”项目及中法东昆仑合作项目都进行了大量的工作，用各种方法、手段进行了地球物理探测。我国也先后实施完成了亚东—格尔木及格尔木—额济纳旗这一贯穿整个青藏高原的南北大剖面测定工作。这一地学断面的资料可以勾画出青藏高原腹部地区岩石圈结构的初步模型。

现根据这一地学断面的部分地质、地球物理资料（地质科学院岩石圈中心等，1996；1997），将本区岩石圈结构的概略特点初步归纳如下（图3-1）。

一、岩石圈分层

根据地震波速（vp）及视电阻率特征分析，自上而下大体可以分为如下诸层：

（1）上地壳：地震波速（vp）为5.30km/s～6.20km/s，以分层清晰、速度结构复杂和横向变化较大为特征，厚度一般20km～25km；在喜马拉雅山北部及拉萨地块最厚可达35km；在柴达木盆地最厚达29km，柴达木盆地向山区延伸可增厚到34km。推测上地壳的物质主要由沉积盖层和前寒武系变质基底组成。

（2）上低速低阻层：在深15km～25km的上地壳底部或中下地壳之间，普遍出现厚约3km～10km、波速为5.60km/s～5.90km/s、视电阻率1Ωm～10Ωm的低阻层，该低速低阻层在地学断面上基本连续，产状近于水平，至高原北邻的北山地区大地电磁测深反映出一个厚约7km～9km的低阻层，但该层的速度差不大，为6.00km/s。对它的成因尚有不同的推测，一般认为可能与区域滑脱层所引起的局部熔融及水溶液的灌入有关。

（3）中地壳：波速6.30km/s～6.60km/s，视电阻率为1 000Ωm～3 000Ωm。在地学断面中，南、北两端薄，约10km～20km；中间广阔的高原面之下厚约30km～40km。它以厚度大、地震波速稳定和横向变化小、电性分层不清晰和视电阻率高为特征。推测中地壳的物质以花岗质、闪长质岩石为主。

（4）下低速低阻层：仅出现在怒江缝合带以南地区，埋深50km左右，层速度6.00km/s～6.10km/s，视电阻率一般10m～20m，推测与下地壳局部熔融有关。

（5）下地壳：层速范围6.60km/s～7.40km/s，视电阻率1 000Ωm～3 000Ωm。它以波速和厚度变化大、高视电阻率为特征。自喜马拉雅北部至羌塘地体以及柴达木北缘至祁连山，下地壳厚度20km～30km；喜马拉雅南部、巴颜喀拉、昆仑及青藏高原北邻的北山地区，下地壳仅为10km左右的厚度。值得注意的是，在喜马拉雅北部至祁连山的高原主体部位，下地壳下部普遍存在厚度不一的“壳幔混合层”或“壳幔过渡层”，在南段其底界面多有错断。一般认为，下地壳物质可能由麻粒岩和榴辉岩组成。

（6）上地幔：一般认为上地幔顶部的速度为8.10km/s。厚度变化很大，总的趋势是，在该地学断面中，两边薄、中间厚。拉萨及喜马拉雅块体为50km；羌塘至巴颜喀

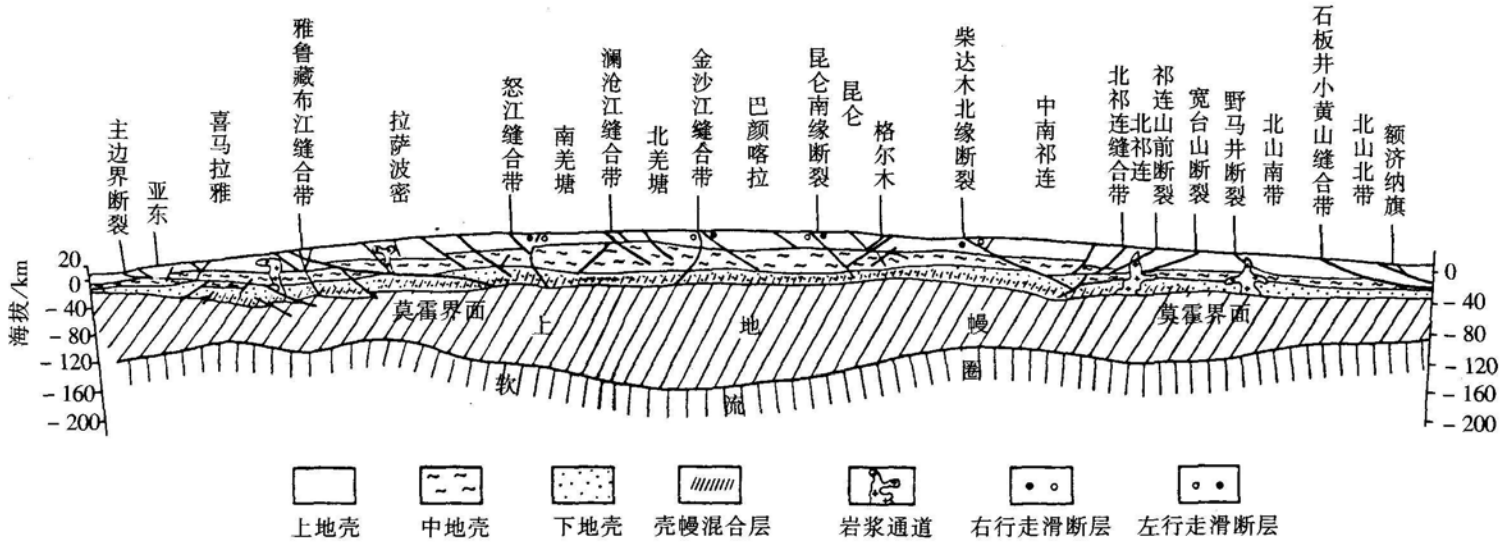


图 3-1　青藏高原岩石圈结、构造剖面图

（据亚东－格尔木及格尔木－额济纳旗两条地学断面资料简化、缩编）

拉及昆仑，厚达 120km ~ 140km；柴达木厚约 40km ~ 70km；祁连山厚约 120km 左右，且往北山逐渐减薄。一般认为上地幔物质主要由方辉橄榄岩、二辉橄榄岩等地幔岩组成。

青藏高原以巨厚的地壳厚度而闻名于世，但在各段表现有所差异。南端高喜马拉雅仅为 55km；冈底斯至巴颜喀拉厚度为 70km ~ 80km，这里厚度大变化小；冈底斯北侧最厚达 85km；昆仑山厚约 63km；柴达木厚约 50km ~ 53km；祁连山的地壳厚一般大于 60km，最厚处为南祁连的哈拉湖地区为 70km 左右；北邻的北山地区厚度则变薄，减至 40km ~ 43km。

二、壳、幔热结构特征

据沈显杰等（1992）对亚东—格尔木段地学断面的研究结果表明，在昆仑、巴颜喀拉及羌塘等地区，地表热流值 $40mW/m^2 \sim 47mW/m^2$，为正常壳幔热结构，具稳定冷地块特征；往南冈底斯带热流值最高，一般在 $100mW/m^2 \sim 300mW/m^2$，为热壳热幔型异常热结构；雅鲁藏布江缝合带以南热流值也较高，为 $91mW/m^2 \sim 146mW/m^2$，属热壳冷幔特殊热结构。沈氏进一步归纳，大致以班公错—怒江缝合带为界，羌塘至昆仑，地壳较稳定，结构简单为冷地壳；拉萨地体及冈底斯，厚壳薄幔，地壳结构复杂，活动性强，为热地壳。

沈显杰等（1995）又通过格尔木—额济纳旗段地学剖面的研究认为，区域热流的分布可分为 3 段：①柴达木盆地东部的低热流带；②柴达木北缘至整个祁连山区的高热流带；③河西走廊的低热流带。在祁连山造山带内，山根型加厚地壳与地形高度对应关系很好，岩石圈却是相对较薄，从而形成“厚壳薄幔”的特殊壳幔结构。就温度分布而言，厚壳薄幔区同时具有“热壳热幔”型异常壳幔热结构，其形成机制很可能与亚东—格尔木段断面中拉萨—冈底斯块体的厚壳薄幔和热壳热幔特殊壳幔热结构的形成机制十分相似。

青藏高原巨厚的地壳以及多层分块段的岩石圈结构是长期各种地质作用并叠加至今的演化结果，特别是新生代以来与高原的演化、强烈不均匀的隆升有着更密切的关系。

第二节　青藏高原及邻区变质基底的构成

青藏高原被邻区几个刚性地块所围限（如图 3-2），刚性地块的性质受到它们基底岩层的控制。高原的东北邻区为早元古代固结形成的中朝地台基底；东南邻区为晚古元代固结形成的扬子地台基底；南部邻区亦为早元古代固结形成的印度地台基底；西北部邻区为中元古代固结形成的塔里木地台基底。程裕祺（1994）对地台沉积盖层之下的变质岩系作了规律性的总结，认为构成基底的岩层一般可包括变质程度深、结晶程度高、具刚性的结晶基底和变质程度浅、具塑性的褶皱基底。青藏高原外围地块的变质基底以结晶基底为主，有的具双层结构，即下部为结晶基底；上部为褶皱基底。

青藏高原本身的基底则是由外围各地块的边缘延伸拼接在一起的，含各地块的基底

成分。

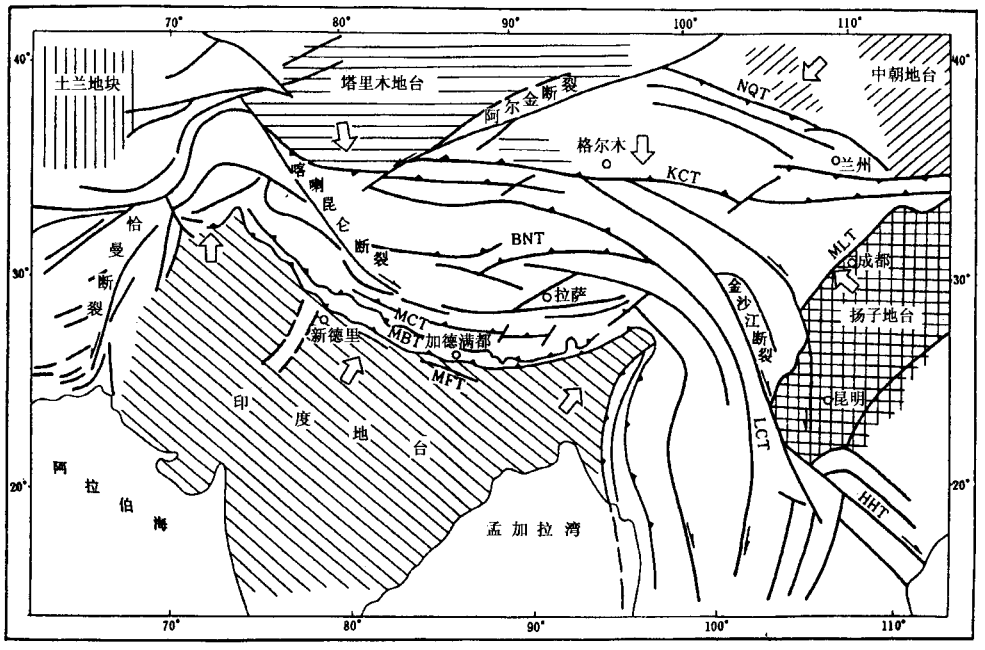


图 3-2　青藏高原及邻区构造纲要图

（引自甘塞尔，1980；李廷栋等，1986）

MCT：喜马拉雅中央主断裂；MBT：喜马拉雅边缘主断裂；MFT：喜马拉雅前缘主断裂；KCT：昆仑中央主断裂；NQT：北祁连断裂；MLT：龙门山主断裂；HHT：红河断裂；LCT：澜沧江断裂；BNT：班公错—怒江断裂

一、外围刚性地块的变质基底

（一）印度地台的变质基底

印度地台的变质基底与青藏高原直接相接壤的部分是印度地台的北部，并以主边界断裂与喜马拉雅为界。那里前寒武纪变质岩系主要分布在阿拉瓦利山及温德亚山一带，地层顺序由上而下大体如下（亚洲地质图编图组，1982）。

上石炭统—下三叠统（冈瓦纳下亚群）

——————————————————————不整合——————

马拉尼流纹岩，同位素年龄 745Ma.

上元古界　上温德亚群：砂岩、页岩及少量灰岩，同位素年龄 910Ma～940Ma.

下温德亚群：以碳酸盐岩为主，底界年龄 1 400Ma

——————————————————————不整合——————

中元古界　德里群：板岩、千板岩、砂岩、大理岩，同位素年龄 1 660Ma

——————————————————————不整合——————

古元古界　阿拉瓦利群：变质基性火山岩云母、石英质片岩，
少量大理岩，岩层褶皱强烈，侵入其中的花岗岩年龄 2 000Ma

——————————————————————不整合——————

上太古界、比尔沃拉群：条带片麻岩，侵入的花岗岩年龄 2 550Ma

从上述剖面分析，印度地台北部，基底是经晚太古代末及早元古代末的两次重要的变质作用和构造运动固结形成的。这里基底也由上、下两种成分构成，即晚太古代比尔沃拉群结晶基底；早元古代阿拉瓦利群褶皱基底。

中元古代以后已形成稳定的沉积盖层。晚元古代的酸性喷发岩以及西隆块体所出现的 700Ma ~ 800Ma 和 500Ma ~ 600Ma 花岗岩类的侵入仅是地台固结后的构造—热事件，它可能与更北部的边缘（伸向高原内部）泛非期基底的形成（陈炳蔚等，1991）有着直接的关系。

（二）中朝地台的变质基底

位于青藏高原的东北邻区，按任纪舜等（1980）描述，中朝地台是我国最老的地台，最初之陆核可能形成于3 000Ma 以前，经阜平运动（2 500Ma），五台运动（约2 000 Ma）主体部分基本固结，但基底最终形成于1 700Ma ~ 1 800Ma（中条运动）。与青藏高原直接接壤的中朝地台部分，是龙首山断裂以北及以东两部位，任纪舜等（1980）称其为阿拉善台隆。这里分布的龙首山群为1 786Ma、1 719Ma 的花岗岩侵入，其上为晚元古代浅变质岩墩子沟组不整合覆盖。不难看出与青藏高原相接壤的阿拉善台隆的基底最终固结的时代也在早元古代末，与印度地台大体同期。

（三）塔里木地台的变质基底

位于西昆仑以北，阿尔金以西的塔里木盆地分布区，最近的一些研究资料表明（陈炳蔚等，1995），塔里木地台基底的固结年代主体发生在中元古代末，由于这种基底是青藏高原北部的重要成分，将在下文“高原北部古西域地台的变质基底”一节中论述。

（四）扬子地台的变质基底

位于青藏高原东南邻区，它们的分界线是红河断裂，龙门山—锦屏山断裂（MLT）。与高原直接接壤的是扬子地台的西缘“台褶带”。构成这里的基底岩系，如昆阳群、会理群、康定群、宝兴杂岩及彭灌杂岩等下部的结晶基底，主要构造运动称晋宁运动，时限为 800Ma 左右，表现为昆阳群与其上覆澄江砂岩之间的不整合，后者是造山后的磨拉石沉积；另一次重要的运动称澄江运动，指澄江砂岩与南沱冰碛层之间的不整合，年龄值为 700Ma 左右（任纪舜等，1980）。扬子地台的西缘“台褶带”广大地区为灯影期灰岩超覆，上部的褶皱基底出露不全，没有扬子地台本部的“双重基底结构”清楚。由此可见，扬子地台的变质基底是通过晚元古代晚期的两次重要构造运动固结而成的。

二、青藏高原内部的变质基底

在青藏高原内部，有两条大的地质界线划分出 3 种基底的类型。第一条界线为昆仑

中央断裂（KCT），这是高原内部最重要的一条长期发展的断裂。姜春发等（1992）称之为基底缝合带。断裂以北，变质基底的固结形成发生在中元古代，大体与塔里木地台基底相同，我们暂称它为“古西域地台”的基底；第二条界线为澜沧江缝合带（LCT），处于昆仑中央断裂与澜沧江缝合带之间的地区，基底可能是扬子地台西缘向高原内部的延伸部位，大体在晚元古代晚期固结而形成的。澜沧江缝合带以南的青藏高原广大地区，其基底可能是印度地台北缘向高原内部延伸的部分。印度地台北缘喜马拉雅块体（H）、拉萨波密块体（LS）以及唐古拉块体（TG）的南羌塘等部分，晚元古代晚期至寒武纪早、中期作为印度地台的边缘活动型（主要是冒地槽型）沉积，至晚寒武世及奥陶纪前的构造—热事件（大体在 500Ma ~ 600Ma）固结形成，我们称之为“泛非期变质基底”（陈炳蔚等，1991）。

（一）高原北部古西域地台的变质基底

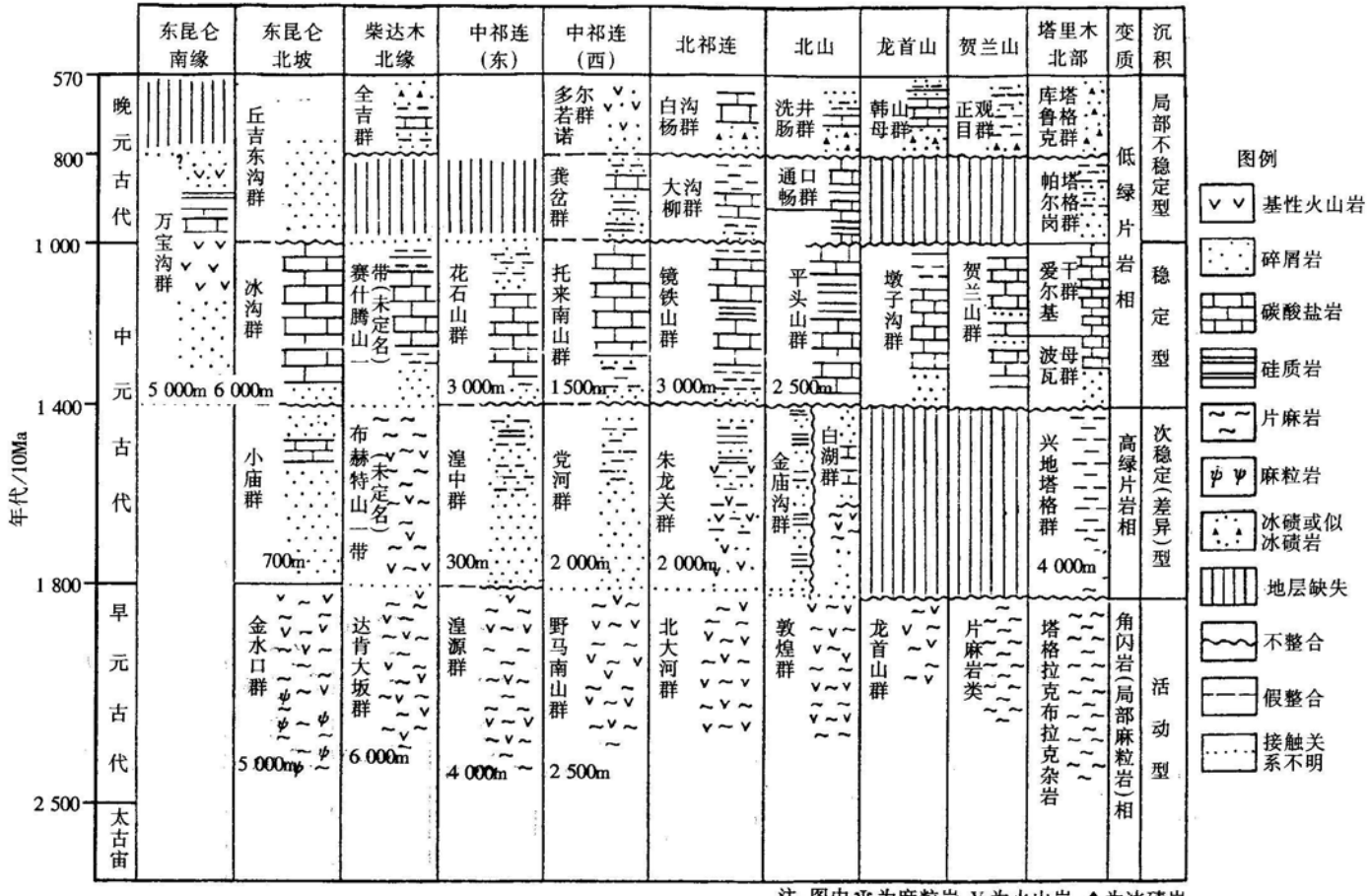
处于昆仑中央断裂以北的高原地区，经我们研究发现，在昆仑北带、柴达木、阿尔金、祁连等地区所发育的前寒武纪变质岩系，除个别地段可能存在晚太古代地层外，主体是可以相互对比的元古宙地层（如图 3-3）。

这里地层的下部变质作用强、结晶程度较高，属角闪岩相，仅昆仑北带（及阿尔金局部地区）达麻粒岩相，以活动型沉积及大量基性喷发物为特征，时代为早元古代。中部属高绿片岩相，沉积环境差异性明显，除部分地段仍为活动型沉积外，如柴达木北缘布赫特山一带的片岩、片麻岩夹变基性火山岩组合；北祁连朱龙关群的基性熔岩、硅质岩、碎屑岩组合等，还出现次稳定型和稳定型沉积，如昆仑北带的小庙群，中祁连的湟中群及党河群等。次稳定型及稳定型沉积以石英岩为主体的碎屑岩组合为特征。时代属中元古代早期（相当于长城纪）。上部为逐渐趋向稳定的含白云质碳酸盐岩层，时代为中元古代晚期（相当于蓟县纪）。顶部的晚元古代地层属盖层沉积，青白口系（晚元古代早期地层）或在一些地区缺失或在一些地区为稳定型沉积，至于震旦系（晚元古代晚期地层），除在局部地段（如中祁连）在早期稳定型沉积的基础出现基性喷发（多若诺尔群）外，绝大部分地区皆为稳定型沉积，地层中并以出现冰碛或似冰碛岩为特征。

同位素地质年龄的高峰值与构造—热事件是对应的。我们初步统计了现有同位素年龄数据可以发现 3 个峰值，即1 800Ma、1 400Ma 及1 100Ma（陈炳蔚等，1995）。不难看出，青藏高原北部的基底是经历了 3 次重要构造运动不断固结形成的，即在早元古代末（1 800Ma）初步固结的基础上，中元古代通过两次大的变动（1 400Ma、1 100Ma）全面固结而形成的。为此，我们沿用“西域准地台”这一术语，“西域准地台”是由李天德等人①提出的，他们强调的“西域准地台”原始概念是由于阿尔金断裂两侧地质构造发展基本相同，且基底变质岩系分别延伸进入柴达木和塔里木盆地之中，因而把塔里木地块和柴达木地块以及联结它们的阿尔金山归属一个地台。他们还认为“西域准地台和中朝准地台、扬子准地台具有三足鼎立之势，同是古中国地台解体的结果”。

由于资料的不断充实，我们在引用这一术语时，对它的含义作了必要的修改。第

① 李天德等．1983．阿尔金山地质构造基本特征．见：青藏高原第二次学术讨论会摘要



注:图中Ψ为麻粒岩,V为火山岩,▲为冰碛岩

图 3-3　青藏高原北部及邻区前寒武系构造—建造对比图

一，“西域准地台”的范围已不仅是限制在塔里木、柴达木和阿尔金地区，实际上还包括昆仑中央断裂以北的青藏高原北部地区，除上述3个地区外还包括祁连—酒泉盆地，甚至西秦岭北带。第二，地台内部在早古生代时出现数条具优地槽型的裂陷槽带（甚至小洋盆），如祁曼塔格、阿尔金、柴达木北缘、北祁连等，构成本区条、块相嵌的构造格局。因此，我们觉得用“古西域地台”这一名称更为确切。古西域地台既有别于中朝地台（结晶基底形成于早元古代），也有别于扬子地台（结晶基底形成于晚元古代），但古西域地台形成的早期与中朝地台十分接近，在演化的晚期，甚至进入古生代与扬子地台的关系更为密切了，此三者共同构成了古中国地台这一大的地壳单元。

（二）高原中部扬子地台西缘延伸的变质基底

处于昆仑中央断裂与澜沧江缝合带之间的青藏高原中部地区，最近的研究不断证实有晚元古代晚期结晶基底的踪迹。最为明显的是在松潘甘孜（SG）和巴颜喀拉（BH）构造带之中，那里巨厚的三叠系复理石层之下存在有众多由前寒武纪变质岩组成的小块体，主要的实例如下：

东昆仑南带的万宝沟群（姜春发等，1992）：主要岩性为白云质灰岩、基性火山岩，据叠层石化石鉴定，时代为中元古代晚期至晚元古代早期，同位素年龄1 057Ma（K－Ar法），最近中法昆仑合作队测得年龄660Ma（Ar/Ar法）①。据吴向农②口头介绍，在东昆仑南带的东段，一部分原定的早古生代绿片岩、大理岩，Sm－Nd年龄值为1 600Ma～1 700Ma（显然层位应在万宝沟群之下），再往东即西秦岭及摩天岭碧口群，变质火山岩（刘家坪组）年龄为1 331Ma，并为含化石的震旦系乔庄白云岩不整合（赵友年等，1984）。

在若尔盖地区，三叠系复理石层之下，也可能存在变质基底，这里三叠系（巴颜喀拉山群）厚度薄、灰岩夹层多、构造简单、缺少变质作用、岩浆活动也十分微弱、邻区的大断裂到此区边界消失、航空磁测表现为正磁场区，而周边为负异常。据此，赵发年等认为若尔盖地区之下可能存在一个具相当规模、埋藏较浅的硅铝质基底，并推测可能是摩天岭隆起的西部延伸。

甘孜理塘缝合带西侧的恰斯群，主要为变质基性火山岩，据四川省区域地质调查资料，同位素年龄为1 972Ma（Rb/Sr法）、638.4Ma（K－Ar法），其上为含化石的震旦纪晚期白云质灰岩不整合覆盖。

金沙江缝合带西侧，青海省区域地质调查资料（郝太平等，1991），反映有一套变质地层属元古代，即雄松群，以条带片麻岩和条带大理岩为主，同位素年龄有1 600Ma（Sm－Nd法）、650Ma（Rb/Sr法）两组。

上述青藏高原中部的变质基底以小块结晶基底的零星出露为特征，它们的时代从早元古代晚期至晚元古代晚期，最终固结的时期在600Ma以前，要比扬子地台本部的基底形成稍晚。

---

① 许志琴等．1994．私人通信

② 吴向农．1993．私人通信

值得指出的是，这种变质基底在西昆仑南带也有零星分布，再往西达到西昆仑中央断裂以南的帕米尔构造结（PM）北部或北帕米尔。

（三）青藏高原南部泛非期变质基底

澜沧江缝合带西南的高原地区，中元古代、晚元古代作为印度地台的边缘沉积带，以复理石或类复理石层为特征，经重要的一期（500Ma～600Ma）构造—热事件的变质作用，形成角闪石相和绿片岩相。具代表性的地层单位有：喜马拉雅（H）的珠穆朗玛群、拉萨波密（LS）的念青唐古拉群和古琴群，中缅地块的公养河群、澜沧群、西盟群、昌马支群等（陈炳蔚等，1991），它们上覆的地层自晚寒武世或早奥陶世地层开始至整个古生界，皆为稳定型浅海或陆棚海沉积，青藏高原南部的变质基底以褶皱基底为主。结晶基底仅在高喜马拉雅分布，拉萨地块的念青唐古拉群为零星出露。

从上面对青藏高原内部3种变质基底的描述可以看出，它们的固结时代及固结程度各不一样。姜春发等（1992），以昆仑中央断裂为界，把昆仑构造带分出两种类型的基底，即南面的称昆南型基底，由于出露零星、整体性差、硬化程度低，表现为柔性，或称之为软基底；昆仑中央断裂之北，基底广泛出露、整体性好，虽有断裂切割，基底并未碎裂成无数孤立小块，硬化程度高，表现为刚性，或称之为硬基底。姜氏等人的这一总结，在整个青藏高原也大体适用。

昆仑中央断裂以北的青海、甘肃、新疆的一些地区，经早元古代部分固结或初步固结，至中元古代全面固结，成为相对稳定的地壳单元，即我们所称的古西域地台。由于结晶基底演化时间长、固结程度高、显示为刚性，这就是姜氏等人提出的硬基底。

昆仑中央断裂以南的巴颜喀拉（BH）及唐古拉（TG）的一些地区，越来越多的资料表明，是扬子地台西缘向高原内延伸的部位，但总体而言，它们基底的结晶程度比扬子地台的更具柔性，固结时代也稍晚（600Ma～700Ma），并多以小块体的形式存在。更南（澜沧江缝合带以南）的藏北湖区，包括南羌塘、拉萨波密、喜马拉雅及滇西保山等地，则是500Ma～600Ma固结的基底。由于它们结晶程度低、演化时间短（固结时代晚）、显示柔性，可统称为软基底。

青藏高原及邻区，基底成分和性质的不同，控制了所在地区的构造发展，后期的发展对基底有着明显的继承性，这也是对青藏高原划分出一级构造单元的重要依据。除此之外，就整个青藏高原而言，麻粒岩相出露十分零星，麻粒岩相的岩石多以小包裹体形式被捕掳于角闪岩相的岩层之中。表明青藏高原虽然经历长期复杂的演化过程，但下地壳岩石基本上未折返到地表，或青藏高原虽然新生代的隆升很强烈，但剥蚀程度并不强烈。

各种变质基底在高原的出露规模和理藏深度，对高原的分块断分层的地壳结构可能有一定的联系。

第三节　主要构造单元的基本特征

一、喜马拉雅块体（H）

图 3-4 为青藏高原及其邻区构造分区略图，以下分别介绍主要块体的特征。

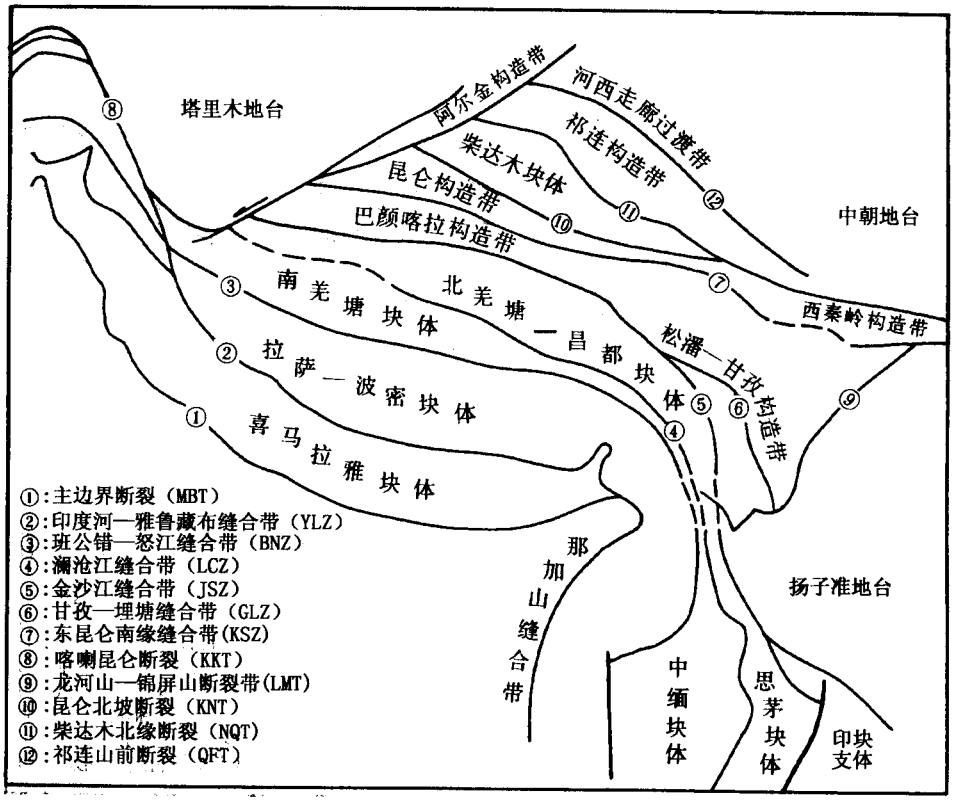


图 3-4　青藏高原及其邻区构造分区略图

其北以雅鲁藏布江缝合带与拉萨波密（冈底斯）块体为界，南与锡伐利克山前拗陷与印度地台接壤。由北往南大体可划分出以下几个次级构造单元。

拉萨波密块体

————————————雅鲁藏布江缝合带（YLZ）

低分水岭被动边缘带

————————————拉轨岗日断裂（LGT）

北喜马拉雅陆棚带

————————————主北坡断裂（MNT）

高喜马拉雅结晶岩带

————————主中央断裂（MCT）

低喜马拉雅推覆带

————————主边界断裂（MBT）

锡伐利克山前拗陷带

————————主前沿断裂（MFT）

印度地台

现将这些次级构造单元主要特征由南往北叙述如下。

（一）锡伐利克山前拗陷带

该带从克什米尔至阿萨姆，东西延长2 500km，平均宽约 20km，在锡金、不丹境内变窄，断断续续出现。充填这个拗陷的沉积物，主要是木里群和锡伐利克群。木里群主要是半咸水至淡水沉积物，厚达2 000m 以上。木里群的物质来源于印度地台（Gansser，1964），不是磨拉石建造，时代为早中新世—中中新世。锡伐利克群及上覆的下更新统，总厚5 000m 以上，为粗碎屑沉积，碎屑物粒度很粗大，而且由下往上有愈来愈粗的趋势。这些碎屑物基本上来源于上升的喜马拉雅山（黄汲清等，1980）。在这一山前拗陷磨拉石层中存在 3 个显著的不整合，即上新统与下更新统之间、下更新统内部及下更新统与中更新统之间。山前拗陷形成时代虽新，但构造相当复杂。可分为两个亚带：北亚带以向北陡倾的逆断层和向南倒转的褶皱为特征，它与低喜马拉雅以主边界断裂为界，主边界断裂和北亚带的这类构造形成于上新世以来；南亚带以平缓且不对称背斜、向斜为特征，它的南界断裂（主前沿断裂 MFT）形成时代更晚，为更新世以后产物，但因大部分被恒河平原全新世冲积层所掩盖而辩别不清。

（二）低喜马拉雅推覆带

处于主中央断裂（MCT）与主边界断裂（MBT）之间的地区，主要出露的是中元古界、上元古界变质岩系，下古生界在加德满都一带有所出露，化石丰富，属稳定型沉积。石炭系—二叠系为冈瓦纳相沉积，在本带的东段和西段夹有基性火山岩。500Ma～600Ma 花岗岩的侵入及区域变质作用，即泛非构造—热事件在本带有着显著的表现（谢广连，1993）。主要的构造变动期为中新世以后，主中央断裂以南在本带中一系列的推覆构造和与之相伴的倒转褶皱、飞来峰、构造窗，并有相当规模的淡色花岗岩的侵入，即是这一时期的产物。

（三）高喜马拉雅结晶岩带

此带处于主中央断裂（MCT）与主北坡断裂（MNT）之间，主要出露中元古界、上元古界（可能包括部分寒武系）的变质岩系及少量的古生代稳定沉积盖层。变质岩系主要自下而上由蓝晶石片岩、黑云母片麻岩—变粒岩、变粒岩—变质碳酸盐岩等，并保留复理石韵律及递变层理等原始结构。同位素年有 3 组：1 250Ma、500Ma～600Ma 及 10Ma～20Ma。前两者以区域变质作用为主，后者以热变质作用为主，具深熔为主的混合岩化特征。北坡主断裂多发生在变质岩系与沉积盖层之间，活动时期亦为中新世以后，具北

倾斜、正韧性剪切带的特征，与此相应地，在高喜马拉雅北缘，近北坡主断裂带有大量淡色花岗岩的侵入。

（四）北喜马拉雅陆棚带

此带处于主北坡断裂（MNT）与拉轨岗日断裂（LGT）之间，主要出露的是稳定的地台盖层沉积，从上寒武统或下奥陶统开始至古近系始新统，皆为浅海相碎屑岩、碳酸盐岩组合（石炭系—二叠系亦具冈瓦纳型），总厚10 000m左右，总体上属连续沉积，没有出现大的构造运动间断面和不整合面。本带岩浆活动、变质作用也很微弱，褶皱作用发生在中新世以后，表现为沉积盖层的等厚褶皱。断裂以脆性的正、逆断层为主。拉轨岗日断裂作为分界断裂，可能活动时代在始新世以后，向北倾，具逆冲断裂性质。

（五）低分水岭被动边缘带

在拉轨冈日断裂以北，雅鲁藏布江缝合带（YLZ）以南的地带，前寒武系变质基底及古生界沉积盖层主要发育在沿低分水岭分布的东西向各个穹隆部位，沉积特点与低、高、北3个喜马拉雅带相同，但三叠系开始的中生界，表现为由浅海相至次深海相的复理石沉积。本带的北侧面对雅鲁藏布中特提斯洋，那里晚三叠世、晚侏罗世—早白垩世均构成由细碧岩、玄武岩、放射虫硅质岩、混杂岩、超基性岩构成的蛇绿岩套。雅鲁藏布洋的俯冲闭合主要发生在晚白垩世晚期，导致分开印度板块与欧亚板块的雅鲁藏布江缝合带形成。这里地层的全面褶皱发生在晚始新世以后的喜马拉雅运动，并沿缝合带两侧出现冈底斯磨拉石和柳区砾岩与下伏地层及蛇绿岩套的不整合。

雅鲁藏布江缝合带西延进入帕米尔南缘，沿巴基斯坦的苏来曼山再向西延伸。在帕米尔南受到中新世以后向北推覆构造的破坏，并使整个帕米尔地壳强烈地压缩形成帕米尔构造结。东延在西藏察隅北，由东西向急转南下进入缅甸的阿拉干山脉。

以上对喜马拉雅块体的论述，可以参阅图3-5："青藏高原南部沉积序列—岩浆活动—构造运动对比图"。

二、拉萨波密（冈底斯）块体

处于雅鲁藏布江缝合带以北及班公错—怒江缝合带（BNZ）以南的广大地区，它所分布的前寒武系变质岩及古生界沉积盖层与南面的喜马拉雅块体相似。中生代特别是晚中生代以措勤申扎断裂为界分南、北两个亚带。断裂以南的南亚带由日喀则弧前盆地、冈底斯岛弧侵入岩、安底斯型火山弧、念青唐古拉前寒武系断块组成，它们属于南面雅鲁藏布洋的活动边缘。断裂以北的北亚带其北为当时班公错—怒江洋盆的那曲被动边缘。以上两个亚带的沉积序列、岩浆活动、构造运动情况亦可参考图3-5。

在班公错—怒江缝合带南侧上三叠统至侏罗系为一套复理石沉积，夹硅质岩、中基性火山岩、并有混杂岩，与超基性岩一并组成蛇绿岩套。由于在东段安多、东巧等地早白垩世—晚侏罗世地层不整合在蛇绿岩套之上，垫底变质岩的角闪石年龄为179Ma（王希斌等，1987），所以班公错—怒江洋盆的时代为晚三叠世至中侏罗世，洋盆封闭时代

要早于雅鲁藏布洋盆，但在西段班公错附近封闭时期与雅鲁藏布洋盆相近。洋壳封闭后，沿缝合带附近挤压变形作用十分显著，形成一系列叠瓦构造，同时由于所夹的小块体在挤压运动过程中的旋转，走滑断层尤为突出，缝合带南侧的伦坡拉含油盆地可能就是在这种拉分背景中形成的。

拉萨波密块体东延经云南腾冲进入缅西北高原。西部延伸为塔什库尔干走滑断层所切割，它西部对应部分应是喀喇昆仑构造带，再西延可能为中、南帕米尔。

三、唐古拉块体（或羌塘地体）

此块体位于班公错—怒江缝合带与金沙江缝合带之间的藏北和青海南部地区，这一块体又被切割在其中的澜沧江缝合带分成南、北两部分，即南羌塘保山和北羌塘昌都。它们的沉积序列、岩浆活动、构造运动的对比见图 3-5。南羌塘保山处于澜沧江缝合带之南，前寒武系变质基底及古生代沉积盖层，与喜马拉雅块体、拉萨波密块体相似。这样，喜马拉雅、拉萨波密、南羌塘保山这 3 个块体自然是印度地台北缘冈瓦纳古大陆的组成部分。北羌塘昌都：处于澜沧江缝合带与金沙江缝合带之间，从金沙江西侧发现的前寒武系变质岩层具扬子地台西缘结晶基底的性质和其上被白云质灰岩不整合覆盖（灯影期超覆）来看，本块体具扬子地台的某些特点。然而，这里零星出露的奥陶系—志留系（特别是昌都地区）具复理石沉积，上覆不整合的泥盆系、石炭系、二叠系沉积盖层都可与华南早古生代冒地槽褶皱相对比，它又具华南型的特征。

需要指出的是，澜沧江缝合带作为冈瓦纳古大陆与欧亚大陆的大的分界，即是古生代特提斯主洋盆的部位，不少资料（陈炳蔚等，1991）反映，洋盆发生于石炭纪初；晚石炭世—早二叠世为洋盆发展的盛期，至晚二叠世洋盆封闭形成缝合带。在缝合带北侧及东侧出现碰撞花岗岩带，变质带及滞后的陆缘火山岩带（莫宣学等，1991），沿缝合带在早中生代的陆内变形阶段出现韧性平移剪切带（左旋）。该缝合带东南延伸在滇西经保山东侧南延出国境，西段虽为塔什库尔干断裂切割，但对应部位仍可在中帕米尔北侧继续西延。金沙江缝合带，代表古特提斯北支更小的洋盆，发生和封闭时期与澜沧江带相似，但它的碰撞（及俯冲）花岗岩带、滞后的陆缘火山岩带在缝合带的西侧及南侧，沿缝合带在早中生代亦出现韧性平移剪切带（左旋）。它东南延在滇西哀牢山变质带西侧进入越南与马江蛇绿岩带相连（Chen Bingwe *et al.*，1994），西延在龙木错附近与澜沧江带汇合一起。

唐古拉块体由于受特提斯复杂的开、合构造作用的影响，在二叠纪—三叠纪时期，出现复杂的沉积背景：表现在缝合带附近为活动型沉积，岩浆活动及变质作用强烈，远离缝合带的部位仍为稳定型浅海及海陆交互相沉积。进入中生代中期，特别是中侏罗统—上侏罗统，称雁石坪群，为最广泛出露的地层。雁石坪群与下伏地层为不整合接触，雁石坪群厚达5 000m 左右，以浅海相碎屑岩、泥质碳酸盐岩为主。碎屑岩中主要为硬砂岩、复矿砂岩，成熟度较低，具复理石的某些特点。但这里构造简单、褶皱开阔，我仍把它作为地台盖层沉积看待，即当时是处于稳定的构造环境。对应于雁石坪群的地层单位东部延伸进入昌都地区则为红色的陆相碎屑沉积。中生代晚期至古近纪以后，全区则为陆相红色盆地建造。

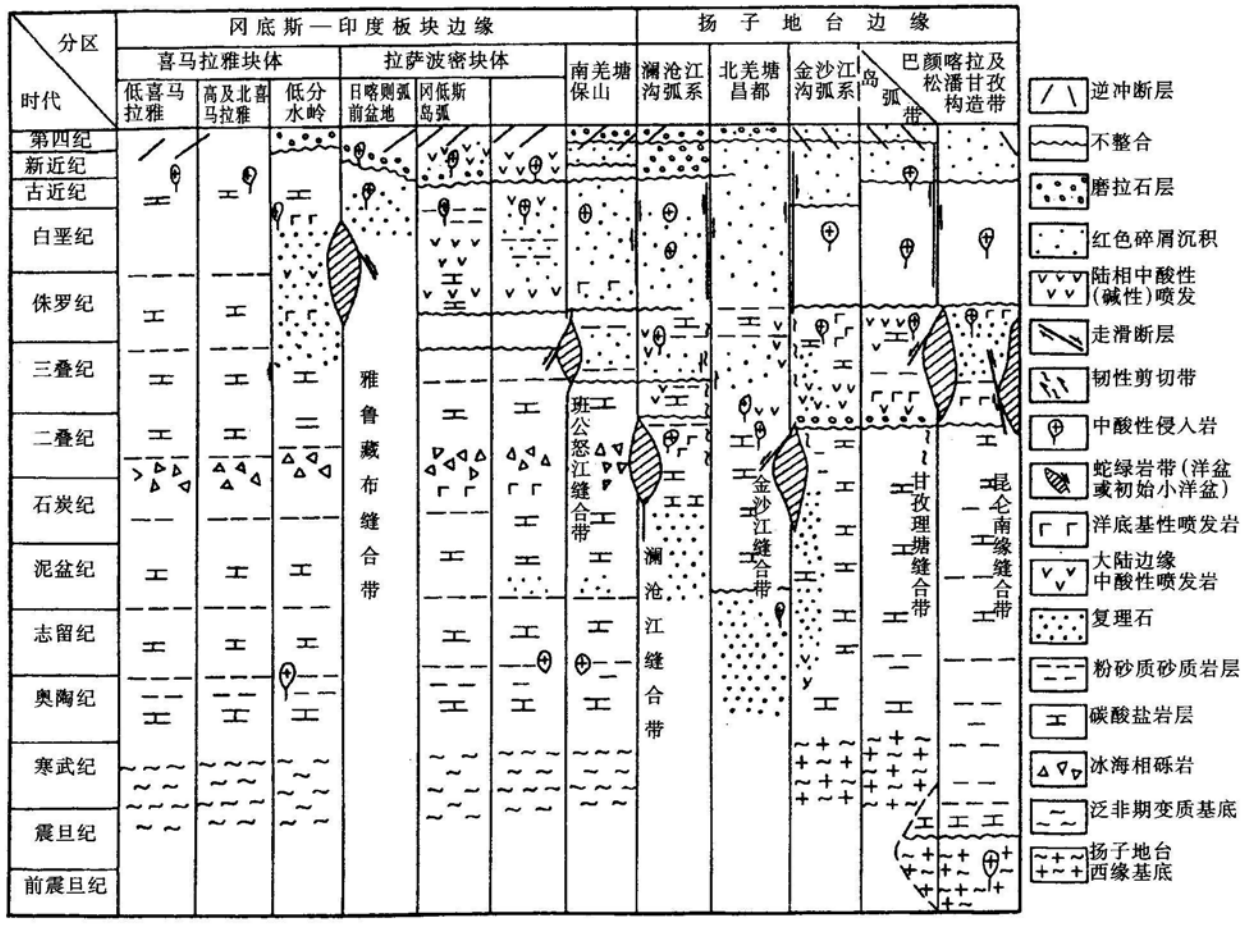


图 3-5　青藏高原南部沉积序列—岩浆活动—构造运动对比图

四、巴颜喀拉和松潘甘孜构造带

此构造带位于金沙江缝合带（JSZ）以北，昆仑南缘缝合带（KSZ）以南及龙门山—锦屏山断裂（LMT）以西的广大三角形地区。该区西部为巴颜喀拉构造带，西延经西昆仑进入北帕米尔；东部为松潘甘孜构造带，是三角区的主体；两者实为一体，没有明显的分界。它们几乎全为巨厚的三叠系复理石层所充填和覆盖。对这一地区的构造演化历史，目前尚有两种不同的看法：一种认为（Sengor，1985），本区在三叠纪以前一直为海洋环境，巨厚的复理石层是在洋壳之上发育而成的，到印支晚期甚至燕山期才褶皱隆起；另一种观点认为（黄汲清等，1987），在三叠纪以前，本区有一个较长的陆块性质的稳定时期，且这里的复理石层是在陆壳拉张时所形成的坳陷背景上发育成的（特别是新元古代末至古生代），并没有经历洋壳发展的阶段。从在本区不断发现扬子地台西缘中元古代、新元古代基底及古生代盖层，我们支持第二种观点，并提供一张“青藏高原东部地质构造剖面”（如图 3-6），它足已充分说明问题了。

从图 3-6 及图 3-4 中可以看出：本区在复理石层充填的同时，东南侧沿甘孜理塘一线出现了由于较强烈的拉张而产生的初始小洋盆，晚三叠世诺利克期洋盆向西俯冲产生“沟—弧—盆”结构，三叠纪末形成缝合带（GLZ），并出现陆内变形的韧性平移（左旋）剪切带。在北侧的东昆仑南缘缝合带（KSZ），特别是沿阿尼玛卿一线出现晚二叠世至中三叠世的小洋盆，晚三叠世洋盆向北俯冲封闭形成缝合带，洋壳消减后的陆内变形除形成韧性平移剪切带外，还出现明显的推覆构造。东界的龙门山—锦屏山断裂是一条更晚活动的断裂，它形成于新生代，是印度板块不断向北推挤时所产生的效应，表现为由西往东挤压的一系列推覆构造带。

还需指出的是，松潘甘孜构造带三叠复理石沉积向东可深入到秦岭与西秦岭南部相接，往北顺瓦洪山断裂经青海南山可能插入到南祁连。

五、昆仑构造带

该构造带的南界为昆仑南缘缝合带与巴颜喀拉及松潘甘孜构造带相接，北邻柴达木块体及塔里木地台。姜春发等（1992）在《昆仑开合构造》一书中作了较全面的总结，近期研究又称“中国中央造山带”。昆仑构造带被阿尔金断裂切割被分成东、西两部分。东昆仑与西昆仑的构造演化总体上是相同的，但又有某些差异。

（一）东、西昆仑的共同点

（1）都可以分出北、中、南 3 个亚带。

（2）中央亚带由“昆北型”（固结于中元古代）结晶基底组成。

（3）“昆北型”结晶基底的南侧是一条重要的深断裂，称昆仑中央断裂（KCT），它经历了长期的演化过程，控制了南北两侧结晶基底的形成。据姜春发等（1992）研究，昆仑中央断裂经历了多旋回开、合的演化过程：中、新元古界的万宝沟群中有一套枕状基性熔岩与辉长岩、硅质岩、复理石层相伴的组合，岩石化学属拉斑玄武岩，显示洋岛、洋盆的一些特征，上覆地层大面积缺失震旦系，反映第一次开、合旋回。早古生代

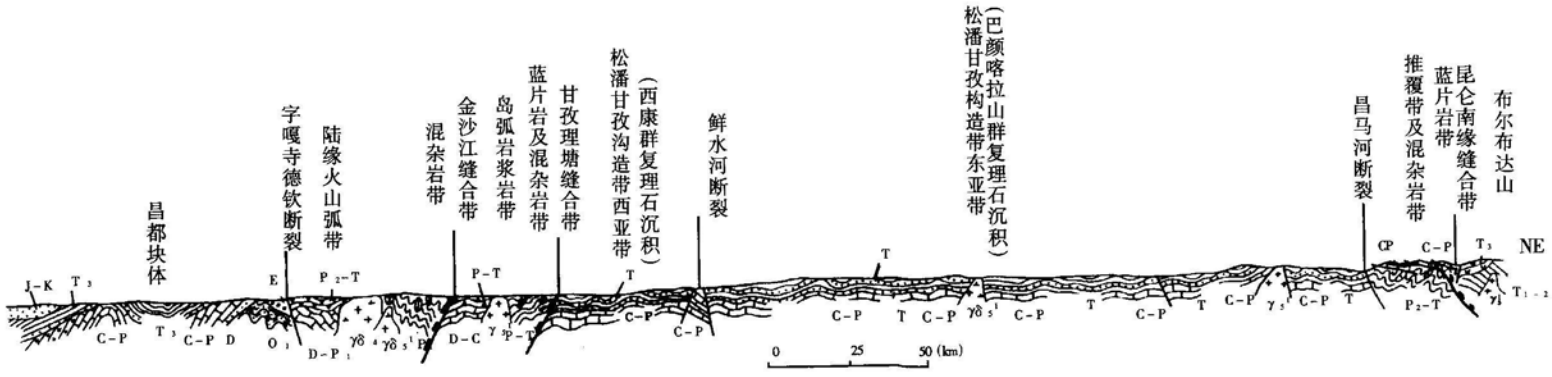


图 3-6　青藏高原东部地质构造剖面

北侧的祁曼塔格裂陷槽的扩张与褶皱，反映第二次开、合旋回。晚古生代的扩张形成以清水泉为代表的蛇绿岩带①，晚石炭世至早二叠世褶皱属第三次开、合旋回。上三叠统八宝山群的广泛不整合，形成大面积重熔花岗岩带，进入陆内演化阶段。所以姜氏等亦命名它为基底缝合带。

(4) 北部亚带主体为卷入古生代褶皱的“昆北型”基底及花岗岩带。花岗岩的时代以晚古生代为主，并有早古生代，但早中生代（印支期）也不可忽视。

(5) 南部亚带，以晚古生代褶皱为主，并经历了早古生代、晚古生代、早中生代多旋回褶皱，花岗岩除发育有晚古生代以外，早中生代（印支期）、晚中生代（燕山早期）的花岗岩都有较大量的分布。

（二）东、西昆仑的差异

(1) 东昆仑“昆北型”结晶基底局部出现麻粒岩相，西昆仑没有发现，说明东昆仑下地壳成分局部已折返到地面以致裸露地表，西昆仑下地壳物质是否全埋藏在深部，尚待研究。

(2) 东昆仑“昆南型”结晶基底出露地表的为中元古界、上元古界，而西昆仑为下元古界，说明西昆仑这种基底比东昆仑抬升高，情况与“昆北型”相反。

(3) 东昆仑北部中奥陶世出现的祁曼塔格裂陷槽带属优地槽特点。这里的奥陶系称祁曼塔格群，由碎屑岩、灰岩夹较厚的基性火山岩组成，总厚达万米。晚奥陶世末褶皱封闭，泥盆系与石炭系为稳定型海相、海陆交互相沉积（缺失志留系），并与下伏祁曼塔格群及更老地层为不整合接触。属早古生代褶皱，并向北延伸入柴达木盆地。而西昆仑北部出现的是晚古生代褶皱，并以断裂作为与塔里木盆地的分界。

(4) 东昆仑花岗岩时代以晚古生代为主，其次是早中生代，而西昆仑除有不少晚古生代花岗岩外，其时代以早中生代为主，更西至北帕米尔则为晚中生代（燕山晚期）及新生代早期（喜马拉雅期）的花岗岩。

(5) 东昆仑南缘缝合带，特别沿阿尼玛卿一线在二叠纪—三叠纪出现过洋盆的拉张闭合现象，而在西昆仑南缘只以深断裂的形式出现。

六、阿尔金构造带

此构造带主体部分处于塔里木与柴达木之间，它是沿阿尔金断裂分布的断裂隆起构造带，此带广泛出露中元古代固结的结晶基底。在部分地段缺失晚元古代早期的青白口系。愈来愈多的资料表明，阿尔金构造带，不但出现有类似东昆仑结晶基底的麻粒岩相，而且出现有少数老地质年龄的数据，例如，在甘肃原敦煌隆起东西两侧的一套片麻岩、片岩混合岩中，角闪石 Sm－Nd 同位素年龄为2 936Ma②，说明有晚太古代岩层的存在。

---

① 据杨经绥 1995 年的研究，清水泉蛇绿岩带具岛弧蛇绿岸的特点，时代为 513Ma（锆石年龄）。因此有可能此次扩张是在早期岛弧裂陷部位的再次拉开。

② 李志深．1992．甘肃西部变质岩系时代的厘定及意义．甘肃地质科学情报，(3)：1～50

还需指出的是，阿尔金构造带在老结晶块体的基础上，和祁曼塔格一样于早古生代发生张裂，出现优地槽性质的裂陷槽，但它的裂陷时期发生在早奥陶世，并在中奥陶世末期褶皱封闭，它的开、合旋回比祁曼塔格要早一个世。根据东、西昆仑在构造演化过程中存在的差异，可以推测阿尔金断裂发生较早（至少在古生代前），为长期活动的断裂，现有的资料表明，进入陆内变形阶段，它在中生代（燕山早期）具右旋平移的特点，至新生代由于印度板块向北的强烈推挤才显示左旋平移最显著的特征。

七、柴达木块体

柴达木块体处于东昆仑构造带以北，宗务隆断裂以南的广大盆地分布区。前人对本区大地构造性质认识不一，最重要的问题是：柴达木盆地之下是由前寒武系结晶基底组成的，还是由周边各古生代褶皱延入盆内拼合而成的。现有资料表明：柴达木盆地周边的前寒武系变质岩层，如北缘的达肯大坂群、昆仑北部的金水口群等都自然延入盆地中。据青海省地质矿产局（1991）报导：阿尔金于87°E自昆仑山脉分出，那里元古宙变质岩系延入盆地之中的咸水泉、俄博梁一带，在重力图上表现为高重力带，并继续延至冷湖带。此外盆地中9口深井钻孔，终止于元古宙结晶片岩，表明盆地基底主要是元古宙。基底之上震旦系至中奥陶统岩相及厚度稳定，具地台型盖层沉积特征。柴达木盆地主要充填的是中新生代陆相地层（早中生代三叠系缺失）。陆相盆地沉积始于侏罗纪，它由碎屑岩及含煤岩系组成，与下伏地层不整合。白垩系—新近系为红色膏盐碎屑岩组合夹多层砾岩，最大厚度达9 000m，第四系沉积中心在盆地东部湖泊区，最厚达315m。古近系—新近系褶皱为明显短轴背斜呈反S型排列，盆地北侧山体向盆内推覆，形成紧密倒褶皱和逆冲—推覆构造。处于柴达木盆地北缘有一条重要的断裂带，通称柴达木北缘断裂（NQT）。据报导该断裂沿现今的赛什腾山、绿梁山、锡铁山南侧，呈北西西向延伸，由若干条断裂组成深断裂带。沿断裂带广泛发育基性—超基性岩（K－Ar同位素年代为490Ma），多与围岩呈断层接触，围岩以石英片岩、斜长角闪岩、硅质岩、绿泥片岩为主，岩层的最高层位是上奥陶统变质火山岩，但火山岩以中性为主，硅质岩少量，不具典型的蛇绿岩套组合特征。因此，可以认为它主体是由奥陶纪强烈扩张运动、硬块基底解体而成的裂陷槽部位，晚奥陶世末裂陷槽褶皱被封闭。晚古生代不整合覆盖有上泥盆统至石炭系海陆交互相盖层沉积，造山期后的陆内阶段（中生代早期）出现北陡倾逆冲韧性平移剪切带。新生代出现由北往南的推覆构造。

欧龙布鲁克处于柴达木北缘断裂之北，宗务隆断裂之南，由于南、北两侧均为断裂所限，故称欧龙布鲁克断块，以全吉山、欧龙布鲁克为代表，古元古界结晶基底（达肯大坂群）广泛出露，并为稳定型的震旦系—寒武系及下、中奥陶统连续沉积的海相碎屑岩、碳酸盐岩组合不整合覆盖，缺失上奥陶统及志留系；上泥盆统为红色砂砾岩夹中酸性火山岩，不整合于下古生界之上。石炭系为海陆相交互相含煤沉积，二叠系缺失。中新生代、新生代为陆相碎屑岩。该断块构造变形不强烈，岩浆活动与变质作用微弱，古生代地层多以单斜断块或剥蚀窗口出现在上叠的中新生代、新生代盆地沉积之中。

八、祁连构造带

祁连构造带位于青藏高原的北部边缘，南以宗务隆断裂与柴达木块体为界，北以祁连山前断裂与酒泉盆地（走廊过渡带）为界，西端被阿尔金断裂切断而终止。往东是否汇入北秦岭还有争议。它由北往南大体可分如下几个次一级构造单元：

河西走廊过渡带

——————————————祁连山前断裂

北祁连洋、陆残块混杂带

——————————————北祁连缝合带

中祁连：结晶岩带（大陆碎块）

——————————————中祁连南缘断裂

南祁连：被动边缘带

——————————————宗务隆断裂

柴达木块体（欧龙布鲁克断块）

现由南往北将各次级构造单元特征分述之。

（一）南祁连构造带

南祁连构造带位于宗务隆断裂与中祁连南缘断裂之间的广阔地带。这一地带，前寒武系出露零星，主要分布在青海湖东部，并出现青白口系与下伏蓟县系的不整合。奥陶系和志留系为连续沉积，主要分布在西部，并以不整合超覆于东部的前寒武系之上。奥陶系总厚近1 000m，下奥陶统以中基性—中酸性火山岩系为特征；中奥陶统、上奥陶统则以陆缘碎屑岩为特征。志留系是南祁连分布最广的地层，主体以复理石层为特征，总厚7 000m。刘增乾等（1990）根据这里志留系复理石西南厚、东北薄，在西南部见到棱角状花岗岩碎屑，以及其粒度从西南往西北变细等特征，认为其物源为柴达木、阿尔金及塔里木。根据沉积—构造特征，南祁连早古生代具大陆边缘的特点。南祁连的上古生界及三叠系均为稳定的浅海相至海陆交互相沉积，其侏罗系、白垩系则在大部分地区缺失。古近系—新近系分布在东、西两端，形成规模不大的山间盆地。该区地层在构造变形上，表现为下古生界为紧密褶皱，并经轻度变质。上古生界至三叠系，一般褶皱平缓、断裂不发育。南祁连基性、超基性岩分布极少，但中酸性侵入体大量分布，以同造山期的早古生代侵入体为主，造山期后亦有早中生代（印支期）花岗岩类的侵入。

宗务隆断裂作为祁连构造带的南边界断裂，早古生代表现为强烈的活动，控制了其南、北两侧的构造演化。进入晚古生代，特别是二叠纪—三叠纪，沿断裂附近的南祁连出现类复理石层及滑塌堆积。沿断裂带还出现了一些片麻岩、混合岩，大部分是糜棱岩，代表了韧性剪切带通过的部位，由于它切割了早中生代花岗岩及三叠纪地层，韧性剪切带可能发生在中生代早期，韧性剪切作用主要表现在先为向北陡倾的逆冲，后为右旋平移性质。古近纪—第四纪的山间盆地也沿断裂分布，说明它在新生代以后仍在活动（青海省地质矿产局，1991）。

（二）中祁连构造带

中祁连构造带位于中祁连南缘断裂与北祁连缝合带之间的地带，大面积裸露地表的是前寒武系结晶基底及各时期岩浆岩侵入体。下古生界分布零星，仅见西段有中寒武统和下奥陶统，以浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合为主，局部夹玄武岩及安山岩，不整合覆于结晶基底之上。上古生界亦见于西段，仅南、北边缘出露，由陆相红色粗碎屑岩至海陆交互相碎屑岩及碳酸盐岩组成，不整合于下伏地层之上。构造变形表现为前寒武系褶皱紧密，古生界一般比较开阔。中生界、新生界以陆相沉积为特征，各系、统之间的沉积间断明显，并以下白垩统的不整合及普遍超覆最为显著。因此，它是祁连构造带中相对稳定的陆壳残块。

中祁连南缘断裂的主要活动时期发生在早古生代，并控制了两侧的构造演化，沿断裂带有零星的基性、超基性岩分布，东段可能进入到拉脊山裂陷槽带内。晚古生代继续活动，控制了哈拉湖至青海湖一带的沉积，使那里二叠系—三叠系发育有巨厚的类复理石沉积。早中生代至中中生代早期，出现由北往南逆冲的片理化和挤压破碎现象，晚中生代以来控制了哈拉湖、青海湖及疏勒河谷地的形成（青海省地质矿产局，1991）。

（三）北祁连构造带

北祁连构造带位于北祁连缝合带与祁连山前断裂之间的地带，文献中（任纪舜等，1980）习惯称之为北祁连优地槽褶皱带。带内构造十分复杂，断裂发育很充分，致使各地层单位断层接触，并呈现特征明显的垒、堑相间的构造格局。如此格局，一方面使得前寒武系结晶基底裸露成隆起的断块，另一方面在深切的拗陷内发育有超基性岩、基性枕状熔岩、放射虫硅质岩及深海复理石层，构成中寒武世、晚寒武世和早奥陶世、中奥陶世两期蛇绿岩套。刘增乾等（1990）根据该蛇绿岩套总体具低钙、低镁、低钾等特征，并可与纽芬兰加里东蛇绿岩相对比，故认为是初始洋盆的产物。

中奥陶世末的强烈构造运动使上奥陶统不整合于蛇绿岩套之上。志留系主要为复理石至类复理石沉积，具有残余海盆特征。泥盆系—三叠系属地台型稳定沉积盖层。侏罗系为陆相碎屑岩，白垩系—新近系主要分布在东段，为含盐碎屑岩的断陷盆地沉积。构造变形表现为下古生界为紧密褶皱，上古生界及中生界、新生界以断裂为主，最显著的特征是早中生代末至中中生代出现由北往南推挤的高角度逆冲断层，新生代出现由南往北推挤的逆冲推覆构造，祁连山前断裂就是新生代的磨拉石层倒转变形、推覆带。

北祁连是在古陆壳基底上裂解，由裂陷槽进一步发展而成的小洋盆，洋盆内残留有数条前寒武系结晶基底碎片，洋盆的封闭形成洋、陆残块交替的混杂带，并在它们挤压强烈的交替接触部位形成蓝片岩及蛇绿混杂岩。

祁连山前断裂是分开北祁连与酒泉盆地的重要分界断裂。晚中生代至新生代活动尤为突出，它控制了以酒泉盆地为代表的一系列山前盆地的发育。在祁连山前，上新世至第四纪磨拉石很典型，出现上新统与下更新统、下更新统内部（上下玉门组之间）、下更新统与中更新统（酒泉砾岩）之间的 3 个重要不整合。祁连山前断裂又是新生代的重

要推覆构造带[①]（图 3-7），出现山前磨拉石层的直立和倒转。这种新生代以来的推覆构造，表现为由南往北的挤压作用，致使祁连山体侧压在北部盆地之上。新生代地层的三次重要不整合，可能是推覆作用的 3 个激发期。

处于祁连山前北面的酒泉盆地分布区，其大地构造性质以往被文献称“走廊过渡带”（任纪舜等，1980）或“河西走廊陆缘带”（刘增乾等，1990）。带内有少量前寒武系出露，古生代大部分伏于中生代、新生代陆相沉积之下。整个早古代沉积从南往北，厚度和岩相具有由活动型向稳定型变化的趋势。泥盆系—三叠系也属稳定盖层沉积，并以底部的磨拉石层不整合于古生界之上，这里大面积上叠的中生代、新生代陆相盆地，除边缘出露有侏罗系外，主体为白垩系—新近系的湖相泥页岩、砂砾岩及河湖相砂页岩[②]。盆地构造总体为一复式向斜，南陡北缓，南部发育老君庙背斜，走向北西西，背斜北翼近于直立或倒转，并相伴一系列由南往北逆冲的叠瓦构造（如图 3-7），显然，这一构造格局与祁连山前断裂的强烈活动有着直接的联系。

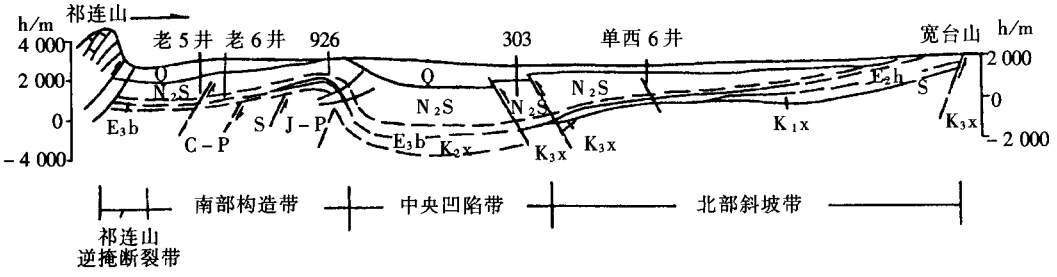


图 3-7　酒西盆地老 5 井—单西 6 井横剖面图

（引自霍永录、曾晓明，1986 资料[①]）

第四节　青藏高原主要造山带构造变形的某些特征

对青藏高原构造变形的研究起步较晚，但近年来已有一些重要的成果，其中包括许志琴等（1992）“中国松潘—甘孜造山带的造山过程”、许志琴等（1994）“北祁连走廊南山加里东俯冲增生地体及其动力学”以及“七五”计划期间中国科学院“滇西特提斯演化”、地质矿产部“三江地区构造、岩浆、成矿带”等重大项目的成果。20 世纪 80 年代末至 90 年代初，中美合作“喜马拉雅构造变形的研究”及中英合作“格尔木至拉萨路线地质考察”等，都对一些重要造山带的变形做了相应的研究工作，特别是最近中法合作“东昆仑及邻区岩石圈缩短机制”的科学考察项目取得了更大的进展。

本节对前人的成果不作更多的重复，重点对我们在此项研究中所获得的一些新资料

---

① 霍永录等．1986．酒泉西部盆地油藏形成及分布规律．玉门石油科技动态，(1)

② 宋立勋．1986．甘肃西部地质构造和油气评价．玉门石油科技动态，(2)

进行分析和论述，并对照前人的资料对青藏高原构造变形及动力学问题进行讨论。

一、青藏高原北邻地区构造变形的观察

处于祁连山构造带以北的青藏高原北邻地区，主要为北山构造带所占据，在北山造山带的演化过程中，石板井—小黄山断裂起着控制作用。它是南、北两大板块的重要分界，即断裂北面属哈萨克斯坦板块，南面属塔里木地台的范畴。在小黄山剖面中，其南端出露的浅色辉长岩岩片向北逆冲在超基性岩块之上。剖面北侧，黄褐色硅质灰岩呈断片产出，推覆在大陆性质的结晶岩系之上，形成飞来峰。在石板井一带，不少蛇绿岩层因后期花岗岩侵入被改造殆尽，仅在局部地段残留有远洋沉积的硅质岩、火山岩等岩片。因此，可以认为它是一条被肢解的蛇绿岩带。根据其南侧东七—山岛弧、洗肠井弧后次生扩张等蛇绿岩的存在，推测洋盆的时代为震旦纪至志留纪，晚志留世洋盆向南俯冲产生沟—弧—盆格局，中晚泥盆世碰撞作用后进入陆内演化阶段。以下所叙述的是板内阶段所反映出来的变形特征。

（一）北山构造带的韧性剪切带

本次研究，我们在北山构造带的路线考察中见到 4 条韧性剪切带（如图 3-8）。

1．红石山韧性剪切带

红石山韧性剪切带（如图 3-8 中 1）发育在红石山断裂附近，反映早、中石炭世时期这一带的裂陷槽闭合期间或稍后发生在上地幔内部的高温韧性剪切作用。

红石山超基性岩呈纺锤形侵入于下石炭统，近东西向延伸，长达 13.7km，最宽处约 2.9km，四周镶嵌辉长岩边。北倾的逆冲断裂常见糜棱岩，岩体中纯橄岩铬铁矿定向排列。斜辉橄榄岩中辉石定向排列具流面构造，其叶理走向近东西，向北陡倾约 75°倾角。我们对红石山岩体橄榄岩糜棱岩中的橄榄石和尖晶石作了透射电子显微镜观察，所获得的位错构造图像有：位错环、位错排、网状位错、直线位错、钉扎构造、短线位错等（陈炳蔚等，1995）。橄榄石依位错形态及其交切关系反映有两期剪切作用。早期产生高温位错，按位错图像可计算出平均位错密度为 $3.94 \times 108/cm^2$，古应力 $\triangle\sigma = 185MPa$，为上地幔高温蠕变条件下形成的。晚期产生低温位错，平均位错密度为 $8.8 \times 107/cm^2$，古应力 $\triangle\sigma = 88MPa$，推测幔源物质因构造抬升进入陆壳而形成。铬尖晶石的超微构造同橄榄石的结果一样，也产生早期的高温位错和晚期的低温（长直线）位错，同时还出现反晶畴，说明冷却速度较慢（陈炳蔚等，1995）。

2．石板井—小黄山断裂南侧韧性剪切带

该剪切带（图 3-8 中 2）所切割的地层为奥陶系、志留系及石炭系，部分华力西期晚期的花岗岩也遭强烈变形出现糜棱岩化，剪切带宽一般 1km ~ 2km。野外观察，岩层发生过由北往南的逆冲作用，但最强的变形是沿走向平移剪切的叠加作用。对所采的 5 块定向标本进行石英组构测定，大致结果如下（如图 3-9）。

标本 B_{4-1}和 B_{4-2}位于剪切带北部。石英组构图出现（$11\bar{1}1$）〈a〉菱面组构，反映在中温（350℃ ~ 450℃）条件下形成，剪切方向右行平移。

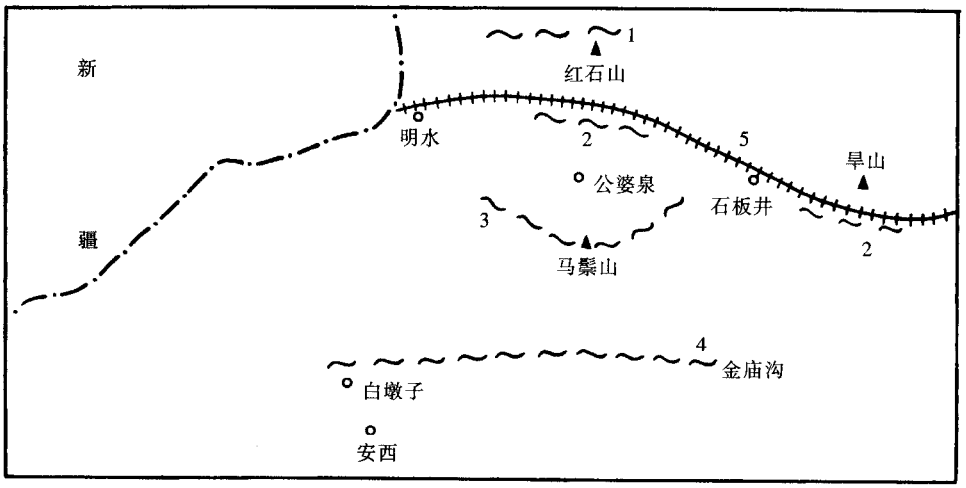


图 3-8　北山地区韧性剪切带分布示意图

1:韧性剪切带;2:石板井—小黄山主缝合带

标本 B_{4-4}和 B_{4-5}位于剪切带中心部位。石英组构图表现为近高温的极密连线组构，反映早期高温条件下形成的反扭（逆冲）剪切作用。

标本 B_{4-6}位于剪切带南部，石英组构图出现（$11\bar{1}1$）〈a〉菱面组构，也反映中温条件下形成的右行平移剪切作用。由于部分石炭纪花岗岩强烈变形和糜棱岩化，且为上侏罗统—下白垩统不整合覆盖，以及用 K－Ar 稀释法测得公婆泉北糜棱状花岗岩年龄值为（206.4±0.3）Ma①，因此可推测剪切带形成于晚三叠世—早侏罗世。

3．公婆泉南韧性剪切带

公婆泉南韧性剪切带（图 3-8 中 3）西自牛圈子经马鬃山往北东延伸，呈向南凸出的弧形，总体产状北倾 70°，常见 S－C 结构，不对称眼球结构，带状石英、云母鱼、长石多米诺结构等，显示由北往南的逆冲剪切作用。对其中石英组构分析（如图 3-10 中之 B29－1），显示出极密，环带较多，最高极密不突出而且环带不对称，因而所引起的原因还需进一步研究。根据尖山南花岗糜棱岩中白云母 K－Ar 年龄为（228.7±0.4）Ma②，可推测此剪切带亦形成于晚三叠世—早侏罗世。

4．北山南缘韧性剪切带

北山南缘韧性剪切带（图 3-8 中 4）发育在“北山杂岩”的变质岩系中，主要为云母片岩，糜棱状片麻岩等。所观察到的变形现象，以渗透性线理，鞘褶皱为典型。线理总体指向 140°，石英被拉长，长石碎斑构成带尾眼球体，呈右旋方向具平移剪切特征。所做的石英组构（如图 3-9 中 B34）出现（$10\bar{1}1$）〈a〉菱面组构，显示在中温（350℃～450℃）条件下形成。从极密环带分析亦为右行，与野外观察一致。在金庙沟的糜棱状片麻岩 K－Ar 年龄值为（201.1±0.2）Ma③，说明韧性剪切带形成时代在燕山早期。

---

①、② 左国朝等．1992．私人通信

③ 左国朝．1992．私人通信

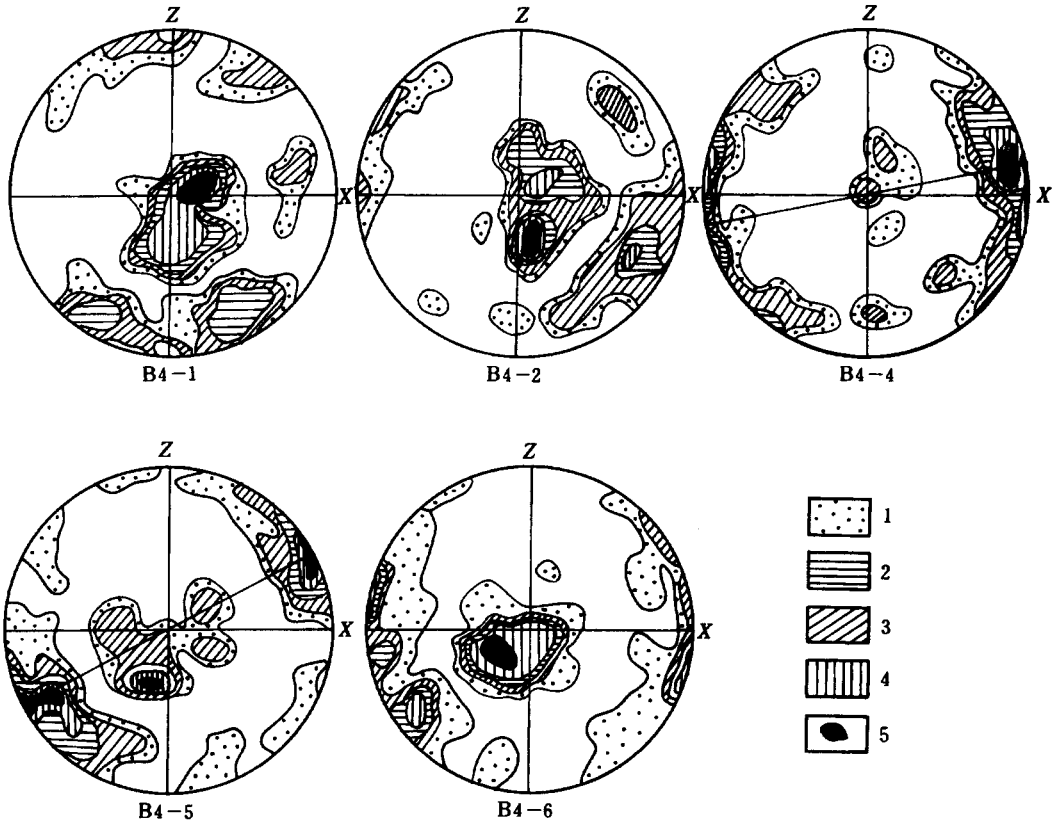


图 3-9　主要韧性剪切带石英组构图，（XZ 面，下半球投影）

1：等密线区间 1%～2%；2：等密线区间 2%～3%；3：等密线区间 3%～5%；4：等密线区间 5%～7%；5：等密线区间大于 7%

（二）北山构造带的推覆构造

在青藏高原内部，我们所叙述过的一些构造单元的重要边界断裂，发展到后期出现特征显著的推覆构造。例如，低喜马拉雅推覆带、班公错—怒江缝合带南侧的蛇绿岩推覆叠瓦带、柴达木北缘断裂、祁连山前断裂、龙门山断裂等，它们都是发生在新生代，为与青藏高原隆升直接有关的推覆作用。本节我们叙述的是另一种性质的推覆构造，即在北山构造带所发育的推覆（滑覆）构造群。它们发生的时代较老（侏罗纪早期），在动力学上与青藏高原隆升无关，是高原隆升前，青藏高原北部演化中的另一种动力体制。

左国朝[①]通过野外的实地考察，将北山构造带的推覆构造由北往南划分为 5 个带，它们是：破城山推覆带（A）、玉石山推覆带（B）、红山推覆带（C）、黑山梁推覆带

① 左国朝．1993．私人通信

(D) 和金庙沟推覆带 (E)。

上述 5 个推覆带中，老地层推覆至中侏罗世煤系地层，而又被晚侏罗世—早侏罗世红层不整合覆盖，据此可确定其形成时代，与北山构造带发育的韧性剪切带同属一个大的时期，由于推覆体切割逆掩于糜棱岩带，这样推覆带的发生要比韧性剪切带稍晚。还需进一步强调的是，这些推覆构造群，在野外观察，大多数滑动方向是由南往北，这似乎与大体同期发生的韧性逆冲作用由北往南的推挤不一致。但我们根据这些推覆构造群的变形特征，并缺少同期岩浆活动，认为它们是地壳浅层的滑动构造（难以产生岩浆房），这就可以解释为：首先是由北往南强大的推挤作用，地壳深部的物质逆冲于地表（以韧性剪切带表现出来），原来处于浅层部分的岩层被抬到很高的位置，再由南往北下滑到现在的位置上。这也可由这些推覆带的滑距由北往南，分别从 60km、减为 40km 再到 20km 的事实得到佐证，即总的挤压应力是自北往南，由先而后，从强变弱的运动过程。

二、青藏高原北部的韧性剪切变形

（一）关于北祁连的韧性剪切带

许志琴等（1994）曾对北祁连蓝闪石片岩带俯冲型韧性剪切带的构造变形及动力学进行了详细的研究。我们在许志琴等的研究区北侧吊大板一带也发现一条大致与蓝片岩带平行的中温条件形成的韧性剪切带。该剪切带穿过的地层为前寒武系变质岩及部分寒武系浅变质岩。由北祁连中南部的吊大板往北至祁连山前断裂，岩层的变质、变形程度逐渐过渡并变微弱，可见由中南部的韧性变形往北出现寒武系—奥陶系无劈理（或稀疏“B 型”劈理）的等厚褶皱，再北至祁连山前断裂南侧为脆性变形，那里与脆性变形相伴的逆冲断层出现奥陶系—志留系逆冲在石炭系之上，石炭系又逆冲在二叠系—三叠系之上。因此我们推测这种构造变形发生在造山期后（显然要比蓝片岩带的韧性变形要晚得多）。按地层间逆冲和掩覆关系可能发生在三叠纪末或稍后。吊大坂一带，韧性变形的主体岩性为云母石英片岩、石榴石云母片岩、角闪片岩等。剪切带走向近东西向，陡倾斜，变形岩层出现密极片理和剪切褶皱（A 型褶皱及鞘褶皱等），韧性逆冲作用总体是由北往南，局部构造转折端显示由南往北逆冲。所做的石英组构（图 3-10 中 B16－2）出现（$10\bar{1}1$）〈a〉菱面结构，显示中温条件下形成的右行平移作用，而标本 B16－5（图 3-10）的石英组构显示出最高极密的中温组构，从极密环带判断出由北往南逆冲的运动。

（二）南祁连南部的一条韧性剪切带

位于大柴旦北的花岗糜棱岩沿北宗务隆断裂分布，呈北西西（310°）走向分布，向北陡倾，石英、长石定向拉长，拉伸线理方向为 130°，所做石英组构（如图 3-10 中 B60－4）显示 C 轴极密连线组构，温度 $t > 650℃$，为高温条件下形成的右行韧性平移剪切带。由于剪切带切割石炭系地层及印支期花岗岩，并出现糜棱岩，所以其时代为印支晚

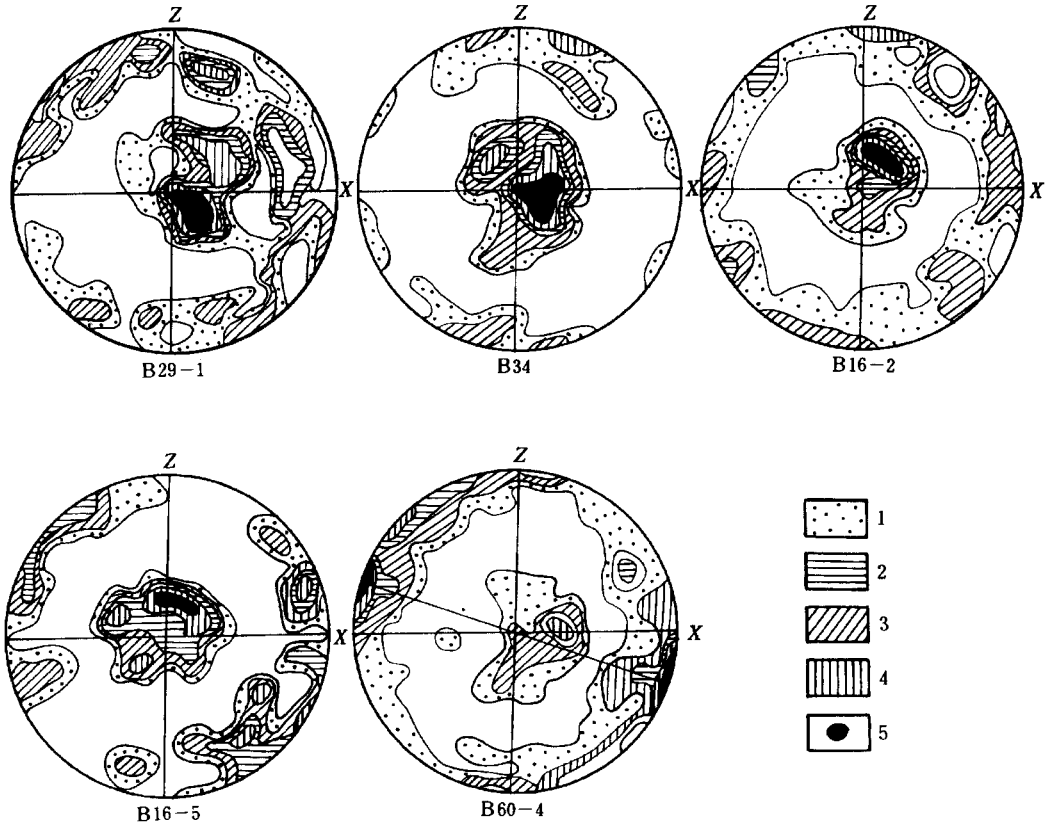


图 3-10　主要韧切带石英组构图（XZ 面，下半球投影）

1：等密线区间 1%～2%；2：等密线区间 2%～3%；3：等密线区间 3%～4%；4：等密线区间 4%～8%；5：等密线区间大于 8%

期或稍后。

（三）柴达木北缘韧性剪切带

赖绍聪等（1993）报告柴达木北缘发现大型韧性剪切带。我们在锡铁山矿区的调查工作证实了该韧性剪切带的存在。锡铁山地区发生变形的岩层主体为上奥陶统变质火山岩，走向 325°，倾角 45°，发生较典型的剪切变形，S－C 组构，粘滞型石香肠及剪切透镜体，显微变形组构有：带状石英、云母鱼、膝折构造，拉伸线理指向由北往南的逆冲作用，并具右行平移特点。

（四）昆仑中央断裂附近的韧性剪切带

青藏公路从水泥厂至石灰厂出现 50m 宽的糜棱岩带，受变形的岩层主体为纳赤台群，褶皱的大理岩中含绿色安山质碎屑岩，常被剪切拉长成构造透镜体，大理岩残留的鲕状结晶也被拉成椭球状，拉伸线理指向由北往南的逆冲作用。纳赤台群中的混杂堆积

层，其中的沉积岩块（火山岩、花岗岩、大理岩等）也在剪切变形中拉伸、旋转；旋转砾石的末端发育由碳酸盐充填的压力影，并指向110°的左行平移剪切。糜棱岩带总体为三叠系不整合覆盖，但部分地段的糜棱岩化切穿到三叠系砂砾岩层之中。因此推测这种变形发生在晚三叠世末或稍晚。

三、青藏高原南部的构造变形

崔军文等（1992）在实施亚东—格尔木地学断面（GT）时，对青藏高原的地壳变形做了较系统的研究，他们由南往北描述了高喜马拉雅韧性推覆剪切带、康马韧性推覆剪切带、雅鲁藏布江高温韧性推覆剪切带及脆—韧性剪切带、西大滩韧性剪切带。中英青藏高原综合地质考察队（1990）描述了五道梁至风火山一带古近系—新近系变形构造及怒江缝合带附近的推覆构造和叠瓦构造。许志琴等（1992）对松潘地区剪切带及滑脱带进行了深入研究。陈炳蔚等（1991）对横断山地区数条印支期左行韧性平移剪切带及新生代推覆构造、右行走滑构造进行了研究。对于上述内容已有公开出版的文献记载资料不再重复叙述。

我们对喜马拉雅南、北两条变质、变形带（如图3-11）又进行了观察，现将所获得的新认识简述如下。

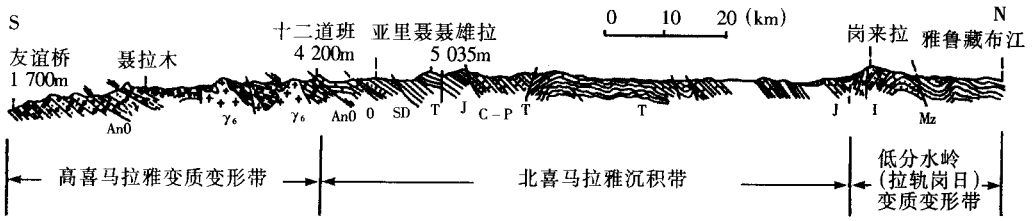


图3-11　聂拉木友谊桥至雅鲁藏布江地质剖面

（一）高喜马拉雅变质、变形特征的观察

这方面的研究已有不少研究者进行了工作。就变形方面而言，有着较大的争议：①崔军文等认为，主体为韧性推覆剪切变形；②Burchfiel *et al*.（1992）认为是正韧性剪切变形。我们自友谊桥至原12道班进行了全面的观察，认为上述的变形作用应是同一阶段（中新世）的两次变形，前者为推覆剪切（伴有花岗岩的侵入），后者大量出现的则为正韧性剪切（前次侵入的花岗岩发生变形，产生花岗质糜棱岩，正韧性剪切变形后出现未经变形的淡色花岗岩的侵入）。在变质作用方面争议最大的是倒转变质作用的起因。前人提出与MCT有关（Le fort，1975），上部岩浆注入或原地熔融（Hodges *et al*.，1988）以及构造S-C组构的作用等多种解释。这些模型均把结晶系作为一个整体，共同经受了一期或多期的变质变形事件的改造，由于热能的局部（上部高温）叠加或差异隆升造成了空间上倒转的变质梯度。

实际上，友谊桥至原十二道班的剖面，自南往北可划分出蓝晶石带、细矽线石带和矽线石带3个变质带。其中蓝晶石带限于樟木以南，S_1（一期片理），两期以上的变形

和变质作用。M_1（第一期变质）遍及整个剖面：黑云母—白云母—长石±石榴石；M_2（第二期变质）：石榴石—蓝晶石—黑云母，石榴石和蓝晶石基本同时结晶，自樟木向北至曲乡—康山桥之间的位置相当于细矽线石（fibrokite）带，除 S_1 外，由毛发状、晶簇状细矽线石组成的 S_2（二期片理）劈理开始再现；M_2：细矽线石—石榴石—白云母±蓝晶石±十字石，蓝晶石略早于石榴石，但基本同时结晶，且晚于 S_2。自曲乡稍北开始演变为矽线石（Sillimanite）带，对应 M_3（第三期变质）：矽线石—石榴石—钾长石—斜长石±堇青石，特征是在细矽线石劈理（S_2）基础上又叠加了长柱状矽线石（劈）片理，即 S_3（三期片理），石榴石进一步加大，并使残存的蓝晶石、十字石消失殆尽，局部出现堇青石，开始大量出现眼球状片麻岩，张多附近甚至出现更进一步的片理叠加，表现为侵入于眼球状片麻岩的晶脉片理化，即 S_4（四期片理），同时大量产出（电气石）白云母花岗岩。

据上研究可以认为：

（1）剖面中可划分出两种矽线石，并各具特定的空间分布范围，即细矽线石的分布范围较广，暗示了其形成温压条件比柱状矽线石稍低。

（2）蓝晶石和矽线石不是简单的同期变质或先后叠加问题，蓝晶石与细矽线石基本同期且稍晚，柱状矽线石形成则较晚。蓝晶石主要是动力热变质的结果，而矽线石则主要是与非均匀剪切有关的动力变质产物。

（3）除了最早期变质（M_1）可能单独为一期以外，其余变质（M_2、M_3）均为同一期不同次的，即蓝晶石、矽线石同属一期，据有关年代测定结果，相当于 10Ma～20Ma，即中新世的变质。形成的顺序应为剖面中间的细矽线石带最早，南部的蓝晶石带次之，北部（柱状）矽线石带最晚。

（4）构造（伴随变质）的叠加随时间向北迁移，即在结晶岩系中愈向北，构造变形次数愈多，每次变形产生的变质梯度基本正常，但剖面上自南而北叠加次数及其热效应的差异造成了南北方向上表观上倒转的变质梯度。

（二）低分水岭（拉轨岗日）变质、变形特征的观察

拉轨岗日变质带中分布有大小不同的花岗岩体（穹隆），由于交通原因，对这一地区的变质变形作用研究程度较低。到目前为止，研究较为详细的是康马岩体（穹隆）。

这里只对康马以西的岗来拉地区变质变形作用进行讨论。该剖面北自雅鲁藏布江，南至岗来拉南的停普，全长 40km 左右，与南面的高喜马拉雅（友谊桥至原十二道班）剖面仅为北喜马拉雅沉积带所隔（如图 3-11）。北喜马拉雅构造简单，主要体现的是未变质岩层的脆性变形，局部地区（遮普惹山）出现始新统货币灰岩向南倒伏的同斜褶皱。

岗来拉剖面以朗穹断裂为界可分南北两部分。北部以二云石英片岩、眼球状片麻岩，电气石花岗岩以及矽线石—蓝晶石—十字石片岩为主，并有少量的透辉大理岩。片理走向以北东—南北向为主，变质级序自黑云母带到矽线石带，地表出露宽 20km 以上。南部以千枚岩、变粉砂岩、变（泥）灰岩、大理岩、十字石榴二云片岩为主和少量花岗岩，伟晶岩脉和变辉绿岩脉，向南端逐渐过渡到沉积岩，片理以北西—东西向为

主，最高级达十字石带。

在每一部分的中间，变质叠加的形式及其空间上的变化完全不同。北部可明显识别出3期变质作用：早期变质一般达黑云母带，仅在南侧见绿泥石夹层；第二期变质达角闪岩相（矽线石带），表现为强烈的混合岩化，向南北两侧降低为铁铝榴石带和黑云母带，表现为细粒云母沿劈理定向结晶（S_3）；第三期变质（M_3）低绿片岩相（绿泥石—绿帘石—绢云母）普遍有所发育，其中第一、第二期较为显著，而第二期变质作用（M_2）又可根据矿物之间的结构关系划分出4个小阶段：M_2^1：矽线石（1）、石英；M_2^2：石榴石，十字石，蓝晶石，斜长石；M_2^3：矽线石（2）、石榴石钾长石，石英；M_2^4：黑云母，白云母，磁铁矿。

以上矽线石具两种类型，毛发状（针状）和长柱状。毛发状矽线石总是沿片（麻）理分布，而长柱状矽线石虽与片理有关，但也可不受片理限制。结合与其他矿物的包裹关系可知，毛发状矽线石形成较早（Sil_1），长柱状矽线石（Sil_2）的出现稍晚。石榴石、十字石和蓝晶石等特征矿物的形成顺序则介于二者之间，即一般认为的中压变质矿物十字石、蓝晶石在矽线石之后形成。

南部三期变质区分很显著，早期变质作用（M_1）强度较低，主要表现为绿泥石带，局部可达铁铝榴石带，但变形显著，形成千枚岩，绿泥石片岩，结晶灰岩类；第二期变质作用（M_2）偏北部出现若干十字石榴二云片岩，未见混合岩化，并识别出两阶段矿物结晶：M_2^1：Bt—Mus—Ab—Qtz；M_2^2：Grt，st，pl；第三期变质作用（M_3）低绿片岩相，极其轻微。

在岗来拉地区，不论是南部或北部，有一个共同的现象，就是其中的变质级序不是朝同一个方向单调递增或递降的。北部以矽线石带为最高变质级，在向南降为铁铝榴石带的过程中，出现了黑云母带甚至绿泥石带的较低级序，即矽线石带—铁铝榴石带—黑云母带（绿泥石带）—铁铝榴石带—黑云母带。南部尤为明显，十字石带和绿泥石带（黑云母带）可交替出现，用地层的褶皱重复很难解释这种变质级高低的突然变化。

拉轨岗日变质带与高喜马拉雅变质带尽管在规模上有所不同，但两者的诸多变质特征十分相似。推测两处的结晶片岩要么是在不同地区相同环境下形成，要么是同一地质体不同出露部分，这需要同位素年代测定等方面的进一步工作。

第五节　青藏高原北部及相关造山带的演化特征—古陆壳内部的裂陷与拼合

一、早古生代古陆壳的裂陷与拼合

如上所述，青藏高原的结晶基底是中元古代经过两次重要的构造运动固结形成的，它与塔里木地台一起构成了古西域地台。古西域地台经过相当长时期（晚元古代）的稳定后，在晚元古代末至早古生代发生了重大的变革，即在青藏高原北部的古西域地台部

位，出现了全面的解体，产生了一系列的裂陷槽带。例如祁曼塔格、阿尔金、柴达木北缘、拉脊山、北祁连等就是这一时期在古陆壳内部的裂陷槽带（图 3-12）。

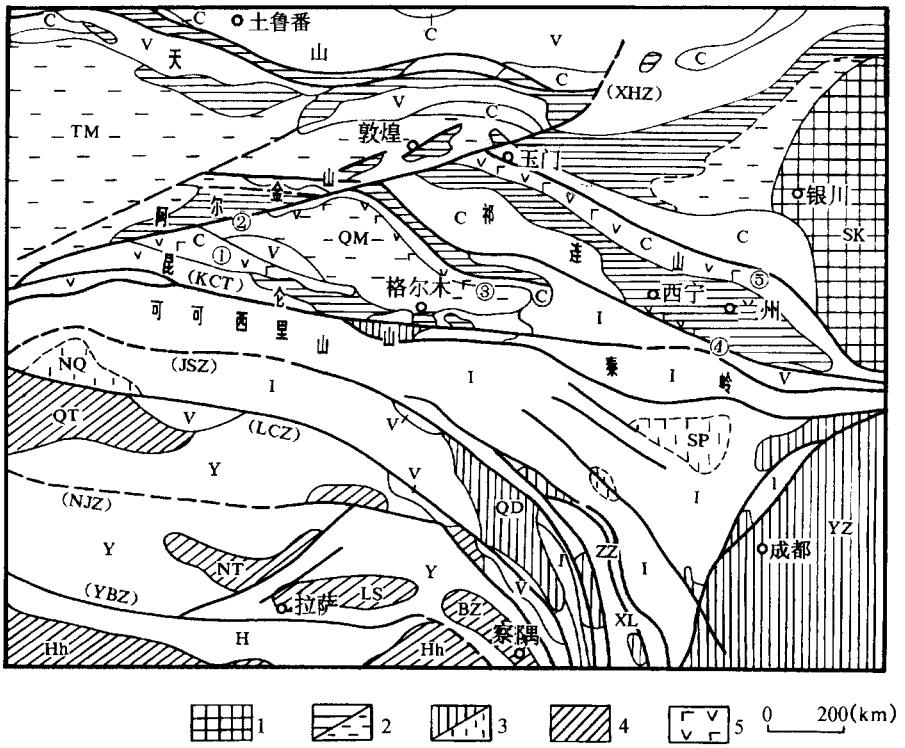


图 3-12 青藏高原及邻区构造略图

1. 华北地台（中朝地台）褶皱基底及盖层；2. 西域地台基底及盖层（虚线代表隐伏在新地层之下部分）；3. 扬子地台基底及盖层（虚线代表隐伏在新地层之下部分）；4. 泛非褶皱及盖层；5. 早古生代裂陷槽；SK：中朝地台；YZ：扬子地台；C：加里东褶皱；V：华力西褶皱；I：印支褶皱；Y：燕山褶皱；H：喜马拉雅褶皱；TM：塔里木块体；QM：柴达木块体；SP：松潘块体；ZZ：中咱块体；XL：水洛河块体；QD：昌都块体；BZ：波密察隅块体；Hh：高喜马拉雅块体；L：拉萨块体；QT：羌塘块体；NQ：北羌塘块体；KCL：昆仑中央断裂；XHZ：黄山蛇绿岩带；JSZ：金沙蛇绿岩带；NJZ：怒江蛇绿岩带；LCZ：澜沧江蛇绿岩带；YLZ：雅鲁藏布江蛇绿岩带；①祁曼塔格裂陷槽；②阿尔金裂陷槽；③柴达木北缘裂陷槽；④拉脊山裂陷槽；⑤北祁连裂陷槽。

这些裂陷槽带的共同特点是：①沿这些带内，中基性、中酸性火山岩发育特别好；②沉积物以复理石为主，具少量深海相硅质岩沉积；③基性、超基性岩断续出露，部分地段出现基性岩墙、基性及超基性堆晶岩。除北祁连出现小洋盆或初始洋盆性质的蛇绿岩套剖面外，大部分地带不具典型蛇绿岩套剖面；④从中祁连北缘多若诺尔群出现的基性枕状熔岩表明，裂陷在北祁连开始出现，并发育于震旦纪（?）。从多条裂陷槽沉积组合特点分析，寒武奥陶纪为裂陷的高峰期。志留纪出现大量的复理石、类复理石，表明

沉积环境愈来愈浅，并趋向稳定，成为裂陷槽的收缩期和充填期。

以上所述，数条裂陷槽在早古生代同时出现，且性质相似，反映这个古陆壳解体是受到统一拉张的应力作用。它的动力学问题是否与北面西伯利亚板块的增生（形成萨拉伊尔褶皱），及南面印度—冈瓦纳北缘的泛非期构造—热事件有联系？南、北两大陆块的增生和褶皱固结，使处于两者之间的本地区成为引张拉伸区。早古生代末的加里东运动，使这些裂陷槽内的沉积层褶皱成山，泥盆系的陆相沉积及磨拉石的不整合覆盖，标志着裂陷槽的全面封闭。本区裂陷槽的封闭大体有两种形式：①大多数裂陷槽，如阿尔金、祁曼塔格、柴达木北缘、拉脊山等，由于裂陷扩张规模不大，没有明显的大陆边缘沉积和增生作用，它们的封闭过程为两侧块体向裂陷方向挤压而产生的简单拼合过程。②北祁连裂陷较深，扩张规模较大，已达到洋盆阶段，它的封闭起初是小洋盆主体向北

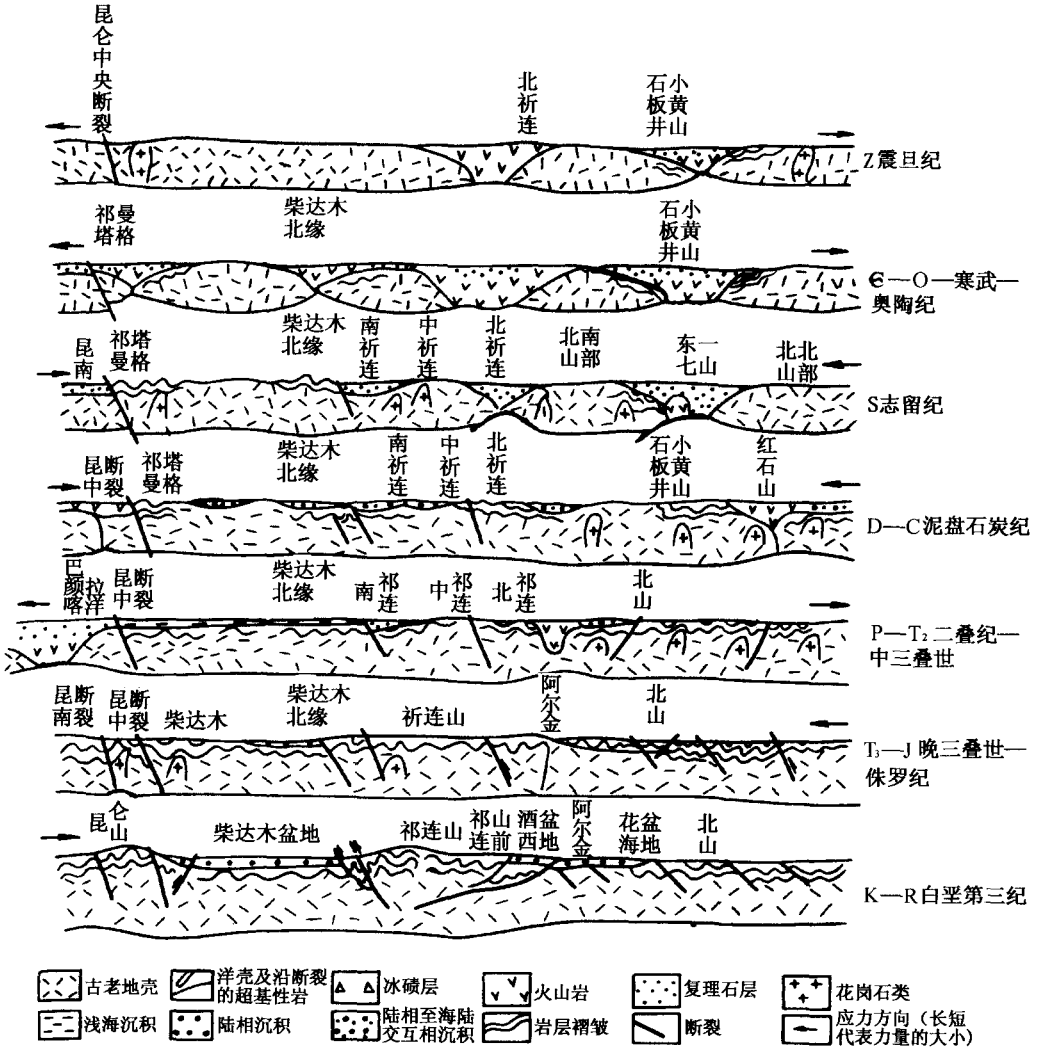


图 3-13　青藏高原及北邻构造演化示意图

侧大陆边缘的俯冲消减作用，同时也有向南侧的小俯冲。志留纪末，最后碰撞褶皱成山（如图 3-13）。各裂陷槽的拼合、褶皱成山，使这一地区产生活动的褶皱带与稳定的小块体交互相嵌，呈现出条、块相间的特殊构造格局，也使本区进入陆内演化阶段。裂陷槽封闭的动力机制，与本区北邻南蒙古洋的扩张，使石板井—小黄山洋盆向南俯冲所产生强大的挤压作用，有着一定的联系（如图 3-13）。

二、晚古生代相对稳定及特提斯的插入

在青藏高原北部，泥盆纪时形成以陆相为主的粗碎屑沉积（磨拉石层）和滨岸—浅海相沉积，同时还有不同规模的火山活动，形成厚度不等的火山岩。至早石炭世开始才真正进入稳定的沉积环境。从早石炭世维宪期开始，大面积由南往北的海侵值得重视，它产生了一片含喜暖生物及造礁珊瑚的滨岸—浅海区域。这种水浅、温暖的特提斯性质的海相环境，由松潘甘孜及南昆仑经青海南山往北插入，并到达南祁连。二叠纪—三叠纪时这支由南往北插入的特提斯活动性显然增强，在它所通过和到达的地带形成较深水环境的复理石沉积。这与中祁连及更北的二叠系—三叠系陆相沉积是一个明显的对照。

三、中生代、新生代叠覆构造作用及青藏高原的隆升

中三叠世晚期（拉丁尼克期），现今青藏高原北部地区有一次普遍抬升，海水沿原来插入的路线又退缩到松潘甘孜及巴颜喀拉地区。晚三叠世的印支运动。使早三叠世、中三叠世地层全面褶皱。并与上覆地层出现显著不整合的现象，致使本区进入到另一种构造体制的演化阶段，即表现为受到两个时期，两次不同方向构造应力的冲击、叠加和改造。

（一）中生代来自北方侧压力的冲击、叠加和改造

青藏高原及北部近邻，由北往南，自北山、祁连经柴达木北缘，直至昆仑中央断裂附近。都发育了向北陡倾（向南逆冲）的韧性剪切带。它们叠加改造了区内所有早古生代由裂陷槽褶皱形成的造山带及其相嵌的块体。从韧性剪切带后期转为右旋平移走滑的特性，可推测出相嵌块体出现有反时针的旋转。由此可以推断，阿尔金平移断层在中中生代曾有过右旋平移的作用。新生代以来，阿尔金断裂由于南来的侧压力的作用才出现了我们所见到的左旋走滑作用。

（二）新生代以来，来自南方侧压力的冲击、叠加和改造

经中生代叠覆作用后，本区在晚侏罗世到古近纪，仍处于不均匀升降和剥蚀夷平状态，并在干燥、炎热的气候环境下出现膏盐碎屑沉积和杂色细碎屑沉积。

青藏高原整体隆升和地壳显著缩短、加厚是从上新世晚期开始的。上新世早期，喜马拉雅的吉隆盆地、藏北的布隆盆地、柴达木北端及祁连东、西两端等地产有三趾马化石及相应的生物组合（邓平太，1987），表明当时这一广大地区处于森林草原环境，推

测地形高度约在1 000m左右。上新世晚期以来，喜马拉雅山前、昆仑山前、祁连山前等发育时代相同、性质相似的磨拉石沉积，说明青藏高原的隆升经受了统一的应力场作用。磨拉石层的厚度由南往北有减薄的趋势，即自喜马拉雅山前的4 300m厚减至祁连山前的2 100m厚。构造变形程度也反映由南往北减弱的趋势，充分证明这统一的应力场是来自由南往北的推挤作用，即来自印度地台向北快速漂移所产生的强大侧压力（黄汲清等，1980）。

分布于青藏高原以北的著名大山系（如祁连山、昆仑山、阿尔金山等）的崛起是更新世以来发生的，这些山系原始状态是古陆壳内部的裂陷槽褶皱山系，经晚古生代剥蚀夷平、中生代叠加改造，随着新生代高原的隆升再度崛起的。这些山系的几何形态是：山系的两侧均以逆冲断层和推覆构造与相邻盆地（古陆壳残块）为界，表现为大致对称的扇形冲断剖面结构。这类随着青藏高原隆升，由老褶皱带活化再生的造山带，我们称之为陆内叠覆—再生造山带。但阿尔金造山带的新生代左旋走滑作用很突出，可称为陆内再生—走滑造山带。

第六节　青藏高原南部特提斯演化

青藏高原是特提斯域发育最好的地区。黄汲清（1987）对晚古生代特提斯各地质构造单元进行了初步划分，将青藏高原南部作为特提斯本部，并划分出南特提斯、互换构造域；北特提斯及特提斯本部3个单元。南特提斯以南则与非洲—阿拉伯地台、印度地盾（地台）相接壤。北特提斯以北的广大地区，则被认为是特提斯外围的海槽及盆地，它们包括俄罗斯地台特提斯、中亚特提斯、塔里木特提斯、蒙古—锡霍特特提斯、孤立特提斯、扬子特提斯、华南特提斯等。黄汲清等又进一步根据岩相古地理、古地磁、古生物地理等资料，把中国及邻区的特提斯与泛大陆及各陆块之间的关系进行了再造（黄汲清等，1987）。

在黄汲清划分的基础上，我们结合近年来在青藏高原南部（特提斯本部）的研究资料，对特提斯演化及依据作如下简述。

一、重要蛇绿岩带的基本特征

青藏高原南部，出露5条重要的蛇绿带，它们由北东往西南大体是：甘孜理塘蛇绿岩带、金沙江蛇绿岩带、澜沧江蛇绿岩带、班公错—怒江蛇绿岩带、雅鲁藏布江蛇绿岩带。这些重要的蛇绿岩带代表了晚古生代及中生代各个时期不同规模的洋盆环境。洋盆闭合后形成缝合带（如图3-5及下文）。

（一）甘孜理塘蛇绿岩带

本带有较完整的基性枕状熔岩、放射虫硅质岩剖面。剖面下部是基性—超基性杂岩，常与灰岩、砂板岩等外来岩块组成混杂岩，出现有辉长岩、辉绿岩和基性火山岩相互穿插的过渡现象，火山岩中有基性岩墙群。根据化石及同位素地质年代资料，本蛇绿

岩带属晚二叠世到三叠纪。在本带以东及以北还发育了数条与之时代相当、性质相似的蛇绿岩带，如沿鲜水河断裂发育的鲜水河带、沿昆仑南缘缝合带东段发育的阿尼玛卿带、滇西哀牢山变质带西侧的金平带等，它们都分布在扬子地台西缘向高原的延伸部位上（主要在松潘甘孜构造带中）。甘孜理塘及其以东、以北的数条蛇绿岩带，它们延伸都不长，各不相连，平面上呈现向南东方向撒开的掌状分布状态。各个蛇绿岩带中铁质超基性岩占有很大的比例，具小洋盆或初始洋盆的特征。它们的形成与板内峨眉山玄武岩的溢出同属一个统一的拉张背景。甘孜理塘带及阿尼玛卿带于晚三叠世分别发生由西向东（前者）及由南向北（后者）的俯冲消减作用，特别是前者，发育成较好的沟、弧、盆结构，并形成缝合带、蛇绿混杂岩带及蓝片岩带。

（二）金沙江蛇绿岩带

金沙江蛇绿岩带沿金沙江缝合带断续分布。超镁铁岩与早二叠世基性熔岩、放射虫硅质岩组成蛇绿岩套。早、晚二叠世之间的构造运动使洋盆封闭并褶皱成山，形成与之相应的变质带及俯冲—碰撞花岗岩带。对它的北延部分争论不大，即是黄汲清（1987）所称的代表古特提斯的“北主缝合带”的北段。最近可可西里考察队（张以茀等，1994）在西金乌兰湖附近也发现有类似的剖面，出现稳定沉积的晚二叠世—早三叠世地层与下伏早二叠世放射虫硅质岩、枕状基性熔岩的不整合，后者与超镁铁岩组成蛇绿岩套。它的南延部分由于盐源推覆体的叠覆而难以判断，很可能与藤条江带相接，那里超镁铁岩主要侵位于石炭系—二叠系，个别侵位于早古生代，上限不清，多为上三叠统不整合覆盖，再南延至越南马江带。在马江带情况更复杂，还出现泥盆系不整合于蛇绿岩之上的现象（Hutchison，1989）。金沙江蛇绿岩带的南延问题还有待更进一步的工作。

（三）澜沧江蛇绿岩带

它的南段在滇西，即是所谓的昌宁双江蛇绿岩带，黄汲清称它为“北主缝合带”的南段。现在看来北段应进入西藏和青海境内，沿澜沧江缝合带延伸。由于它受后期断裂的破坏，再向北延伸被唐古拉地区巨厚的中侏罗统沉积层所覆盖。据周详等（1985）研究，认为在澜沧江北段及西藏的木塔和青海和觉木错一带，零星分布的超镁铁岩体可能就是洋壳蛇绿岩残片，再往西出现在羌塘地区查桑—察布断裂以北的江爱达日山和长梁山一带，那里石炭系、二叠系中含有大量基性火山岩，并有地幔橄榄岩侵位，目前已在冈玛错—西亚尔冈一线的变质火山岩中发现蓝闪石片岩，它的特征与昌宁双江带十分相似。澜沧江蛇绿岩带过南、北羌塘之间再西延可能在龙木错附近与金沙江蛇绿岩带汇成一支。该带的产出状态性质、时代大体与金沙江带相同。

班公错—怒江蛇绿岩带及雅鲁藏布江蛇绿岩带见第五章。

二、冈瓦纳相地层及它们的北界

在青藏高原南部不断发现与冈瓦纳系，特别是下冈瓦纳系有关的地层。它们的特点是：①底部及下部（相当于阿赛尔阶和萨克马尔阶）具冰海相含砾板岩，含 Eurydesma

冷水动物群；②中部碎屑岩及碳酸盐岩相（相当于栖霞阶），含 *Stepanovilla*、*Lytvolasma*、*Monodiexodina* 等凉水动物群，出现舌羊齿与大羽羊齿植物群混生现象；③上部（相当于茅口阶）亦为碎屑岩和碳酸盐岩相，出现 *Neoschwagerina*、*Yabeina* 等与华南相同的典型暖水动物群。

由上述特点不难看出：①底部至下部地层的沉积与冈瓦纳古大陆的冰川气候有着密切的联系，它们实际上是印度地台北缘，一个广阔浅海沉积区中的沉积组合。古地磁资料反映当时处于南半球 30°～40°的经度上（Chen Bingwei，*et al*.，1994）。②上部地层（自茅口阶开始，还包括上二叠统）沉积物出现典型暖水动物群。这可能由于自栖霞期（出现凉水动物群及舌羊齿与大羽羊齿混生）开始冈瓦纳古大陆（主要是印度地台）连同它的浅海区迅速向北漂移，至茅口期浅海区已达到赤道附近并和欧亚古大陆（华南）靠得很近。

许多的研究资料证实（陈炳蔚等，1991；刘增乾等，1990），青藏高原的冈瓦纳相地层，它们的北界被限制在澜沧江蛇绿岩带（或缝合带）以南地区，其分布包括中帕米尔以南、喀拉昆仑、拉萨波密、南羌塘保山及喜马拉雅地区。

三、特提斯演化的几点小结

在上述实际资料论述的基础上，结合邻区的对比有可能对青藏高原南部及邻区的特提斯演化作如下的小结：

（1）在青藏高原南部存在有两条代表晚石炭世至早二叠世的洋壳蛇绿岩带（黄汲清称古特提斯洋或称古生代特提斯）：一条是南支（主支）澜沧江带，另一条是北支金沙江带，共同组成“北主缝合带”。处于两者之间的北羌塘—昌都块体可看作为这个时期洋盆中的中间地块。此中间地块之上的古生物化石以暖水型为特征，整个古生界地层属华南型，因而中间地块原始状态的地理位置与金沙江带靠得很近。

（2）印度地台北缘广阔的浅海沉积区，自早古生代至早石炭世杜内期，皆为浅海相沉积，特别是泥盆纪至杜内期，它们的沉积组合及生物面貌与华南—扬子区是相沟通的。那时的扬子地台与印度地台，实际上是被上述浅海区联接在一起的统一大陆（古纬度处于南纬 30°～40°）。这一统一的陆壳自维宪期开始，才发生裂解，出现基性喷发等陆壳拉张的构造事件。到晚石炭世末至早二叠世初，才出现分开南、北两个大陆的短暂的“古特提斯洋盆”。因而所谓的冈瓦纳相地层及冈瓦纳古大陆，仅是在晚石炭世末至早二叠初这段时期开始出现的产物。这一理解与休斯（Suess）所厘定的冈瓦纳古大陆的概念是一致的。因为休斯（Suess）首先强调了古老的冈瓦纳植物群及其与冰川有关的沉积物为这个陆块各部分共有的重要性（黄汲清等，1987）。我们所提到的，在青藏高原南部的舌羊齿，冷水动物群及其与冰川有关的沉积物，也是由晚石炭世末至早二叠世初才开始出现的。

（3）两条“古特提斯洋”带几乎在同一时期，面对着它们之中的中间地块碰撞而封闭。此次板块碰撞的构造运动以早、晚二叠世之间的不整合为代表。“古特提斯洋盆”的关闭，导致金沙江缝合带以东的广大地区（扬子地台西缘）发生的拉张背景，形成松

潘甘孜复理石沉积盆地、发生数条（甘孜理塘、阿尼玛卿等）晚二叠世—中三叠世小洋盆的切割及扬子地台板内峨眉山玄武岩的喷溢。

(4) 晚三叠世晚期，金沙江带以东地区全面褶皱，形成世界最大的印支（早中生代）褶皱带，并沿一些重要的缝合带及深断裂带在早中生代末期形成左旋的韧性平移剪切带。结合这一地区甘孜理塘小洋盆由东往西俯冲，及韧性平移剪切具左旋的特点，反

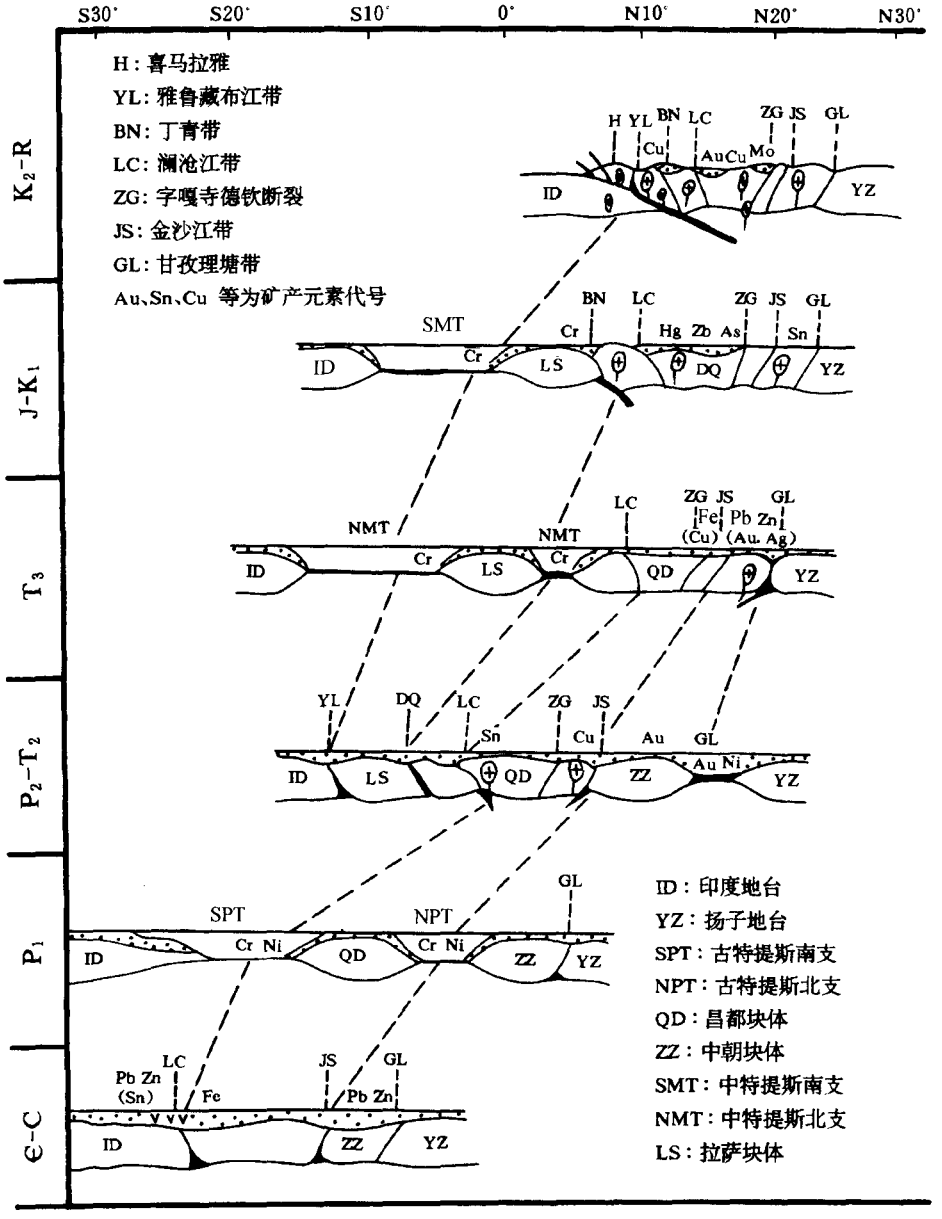


图 3-14　青藏高原南部特提斯演化示意图

（图中纵坐标为地质年代，横坐标为古纬度）

映当时板块的活动是扬子地台对它产生的强大挤压，扬子地台向西挤压的同时还有顺时针旋转运动。这与扬子地台上的古地磁资料结果是一致的。

由于受晚三叠世两条洋盆的打开，金沙江带以东的广大印支褶皱还受到来自西面冈瓦纳相地层分布区对它的挤压作用。

(5) 以上提到的在澜沧江带以西冈瓦纳相区内晚三叠世开始出现的两条洋盆，黄汲清称之为“中特提斯洋”(或称中生代特提斯)，即一条是南面具一定规模的雅鲁藏布洋盆；另一条是班公错—怒江小洋盆。这两个洋盆于晚白垩世晚期最终关闭，形成缝合带。其后的新生代，在青藏高原再没有洋盆的沉积，只残留零星的浅水沉积盆地。雅鲁藏布带至澜沧江带之间的地区在“古特提斯”时期属冈瓦纳古大陆的边缘。古特提斯的关闭，南、北大陆连成一体，“中特提斯”打开成为欧亚古大陆的南缘，它在特提斯演化中起着互换作用，即黄汲清所命名的互换构造域（黄汲清等，1987)。“互换构造域”这一术语看来要比“基木里大陆”或“基木里造山带”及“中间板块”的含义要确切些。

(6) 图 3-14 反映出青藏高原南部特提斯的发生，及“古特提斯”、“中特提斯”在晚石炭世至中生代末期间的演化过程。在空间上，特提斯洋发生的古地理位置大体在赤道附近，由于块体总体由南往北的漂移，板块间的碰撞、陆内的强烈挤压发生在北纬30°左右。

雅鲁藏布江缝合带形成后，随着印度洋的扩张而引起的印度地台仍以较大的速度向北漂移，至使整个青藏高原产生强烈的陆内变形，地壳缩短、增厚和高原的隆升。

(7) 从晚古生代至早中生代的生物群落、沉积相、蛇绿岩及古地磁各种资料分析，虽然总体上认为分开南、北大陆的古特提斯洋盆的产生及其消减过程是存在的，但以往众多文献中所想象的宽阔大洋大概是不存在的。古特提斯洋盆可能是在空间上和时间上时而出现沟通，时而闭合、闭塞，被微陆块穿插的一些小洋盆。

参 考 文 献

陈炳蔚，王彦斌，左国朝．1995．青藏高原北部地体划分及其构造演化．地球物理学报，38（增刊Ⅱ)：98～113

陈炳蔚，李永森，曲景川等．1991．三江地区主要大地构造问题及其与成矿的关系．北京：地质出版社，1～110

程裕祺主编．1994．中国区域地质概论．北京：地质出版社，1～517

崔军文，朱红，武长得等．1992．青藏高原岩石圈变形及其动力学．见：地质矿产部主编．地质矿产部地质专报（五之十七)．北京：地质出版社，1～135

邓平太．1987．青海北部的三趾马动物群研究及地质意义．青海地质，(2)：29～33

地质科学院岩石圈中心，地质矿产部地质研究所，1996（中文)，1997（英文)．格尔木—额济纳旗地学断面图及说明书．北京：地质出版社

郝太平，谭正义．1991．金沙江中段波密—巴塘元古代地层的确定及主要地质特征．西藏地质，(6)：1～7

黄汲清，陈炳蔚．1980．特提斯—喜马拉雅构造域上新世—第四纪磨拉石的形成及其与印度板块活动的关系．见：26届地质大会组委会主编．26届国际地质大会学术论文集．北京：地质出版社，1～14

黄汲清，陈炳蔚．1987．中国及邻区特提斯海的演化．北京：地质出版社，1～109

任纪舜，姜春发，张正坤等．1980．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社，1～124

姜春发，杨经绥，冯秉贵等．1992．昆仑开合构造．北京：地质出版社，1～224

刘增乾，徐宪，潘桂裳等．1990．青藏高原大地构造与形成演化．北京：地质出版社，1～174

莫宣学，路凤香，赵崇贺等．1991．三江地区碰撞后弧火山作用及成矿作用—学术讨论会文集．成都：成都科技大学出版社，187～188

青海省地质矿产局．1991．青海省区域地质志．北京：地质出版社，1～662

沈显杰，张文仁，杨淑贞等．1992．青藏热流及地体构造热演化．见：地质矿产部主编．地质部地质专报（第14号）．北京：地质出版社，1～94

沈显杰，杨淑贞，沈继英等．1995．格尔木—额济纳旗地学断面热流研究分析．地球物理学报，38（增刊Ⅱ）：86～97

王希斌，鲍佩声，邓万明等．1987．西藏蛇绿岩．北京：地质出版社，1～336

谢广连．1993．喜马拉雅及邻区特提斯构造带前中生代的几个构造事件．见：IGCP第321项中国工作组编．亚洲的增生．北京：地震出版社，73～76

许志琴，侯立伟，王宗秀等．1992．中国松潘—甘孜造山带的造山过程．北京：地质出版社，1～190

许志琴，徐惠芬，张建新等．1994．北祁连走廊南山加里东俯冲增生地体及其动力学．地质学报，60（1）：1～15

亚洲地质图编图组．1982．亚洲地质图．北京：地质出版社，10幅～14幅

张以弗，郑健康，郑祥身等．1994．青海可可西里及邻区地质概论．北京：地震出版社，6～155

赵友年，李春生，赖祥符等．1984．四川省大地构造及其演化．中国区域地质，（8）：1～22

中英青藏高原综合地质考察队．1990．青藏高原地质演化．北京：科学出版社，384～410

周详，曹佑功．1985．西藏高原古板块构造与地壳发展．西藏地质，（1）：33～44

Burchiel B C, Cheng Zhiliang, Hodges kip \ *et al*, 1992, The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen Extensional Contempora neous with and parallel to shortening in acollisional Mountain Belt. Geol. Soc. of Amer. Spec. Paper 269, 1～41

Chen Bingwei, Xie Guanglian. 1994. Evolution of the Tethys in Yunnan and Tibet. Jour. of southeast Earth Sciences, 9 (4): 349～354

Gansser A. 1964. Geology of the Himalaya, London, Newyork & Sydney: Interscience Publisher, 1～289

Hodges K V, Habbard m s, Silverberg D S. 1988. Metamorphic constraints on the thermal evolution of the central Himalayan orogen. Philosophical. Transactions of the Royal Society of London Series, A 326: 257～280

Hutchison C S. 1989. Geological Evolution of south－east Asia. Oxford: Clarendonpress, 1～368

Le Fort p. 1975. Himalaya: the collided range. present knowleage of the continental arc. American Journal of Science 275A, 1～4

Nicolas A, Poivicr J P. 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. France: John Wiley and Sons, 174～177

Sengor A M C. 1985. The Story of Tethys: How many wives did oceans have? Episodes, 8 (1): 3～72

第四章
不同地质时期特提斯洋形成和消减

肖序常

“特提斯”一名是休斯（Suess）1893 年提出的，板块构造学兴起后，对特提斯洋的形成演化的讨论已成为地学界讨论热点之一。20 世纪 70 年代以来，很多地质学家从板块构造观点出发，对“特提斯洋”和“联合古大陆（Pangaea）”解体、演化模式作了论述（Dietz *et al*.，1970；Dewey *et al*.，1990；Molnar *et al*.，1977），他们认为：晚古生代—早中生代时期，“冈瓦纳（Gondwana）古大陆”与欧亚大陆之间存在一个向东张开、深邃浩瀚、宽约7 000km 的“特提斯大洋”；青藏高原是从包括印度大陆在内的冈瓦纳古大陆北部分裂出来，并自高纬度跨越这一“特提斯大洋”，相继增生到欧亚大陆的地体所组成；以上，我们称之为“大洋、大漂移”观点。10 多年来，已有不少地学家对这一观点提出质疑（Owen，1976；Ahmad，1978；1982；Crawford，1974；Xiao Xuchang，1980；Stocklin，1989；Chattergee，*et al*.，1992；Saxena，1986；Smith *et al*.，1990；林金录等，1990）；但直到近几年，国内外仍有不少地学家沿用、推崇“大洋、大漂移”论点，分歧焦点和地区是在青藏高原—东特提斯地带。因而，本章拟就我们近年部分工作，结合中外有关青藏高原考察资料对地学界关注的所谓“特提斯洋之谜（The Myth of Ocean Tethys）”作一剖析，这不仅可深化对青藏高原本身形成、演化的认识，还对古大陆重建以及大陆动力学特征等有着重要意义。

第一节　晚古生代—早中生代印度大陆与欧亚大陆之间不存在广阔的“古特提斯大洋”

古地磁学近 20 年～30 年的进展，为板块构造学提供了信息和依据。但是由于实验技术不尽完善以及强烈热事件等，对漫长地质年代板块构造演化、各板块的位移、板块的时空分布特征等，还必须结合古生物、古地理进行全面分析研究，才可能得到接近于实际的认识；本节拟从古生物、沉积古地理、蛇绿岩以及古地磁诸方面提供的资料，对以上问题作初步论证。

（一）古生物方面论据

古生物方面的论据问题可参见表 4-1、图 4-1。20 世纪 70 年代初到近年，在青藏高原已有多处发现晚石炭世—二叠纪具有印度地区特征的冈瓦纳冷温型动物群及植物群，对此我们作了归纳、统计（表 4-1），从表 4-1 中可看出，具有印度大陆代表性的冈瓦纳动物及植物群为主的分异度指数在拉萨和羌塘地体高达 80。还值得提到的是，早二叠世在喜马拉雅地体（与印度大陆不可分割）、拉萨地体、羌塘地体内出现了较多代表陆棚、浅海和温暖型的䗴类——*Verbeckina* sp.，*Neoschwagerina* sp. 及 *Schwagerina* sp. 等（西藏自治区地质矿产局，1993），以上䗴类已属华夏动物群。

表 4-1　　晚石炭纪—二叠纪“冈瓦纳相”动植物群落对比

古生物 \ 地区		印度次大陆	青藏高原		澳大利亚	南极洲
			南部	北部		
植物	*Glossopteris*	+	+	+	+	+
	Gangamopteris	+	+	+		
	Schizoneura	+	−	+		
	Sphenophyllum	+	+	+		
	Cordaites	+	−	+		
	Tizygia	+	−	−		
动物	*Eurgdesma*	+	+	+		
	Stepanoviellia	+	+	+	+	
	Monodiexodina	+	−	+		
	Lytvolasma	+	+	+		
	百分率	100	50	80		

印度次大陆以冷水型为主的动植物化石主要据 F. Ahmad, *et al*. 1978. 青藏高原冷水化石资料据；Xu Juntao and A. B. Smith. 1990 等

古生物群落的时空分布最能说明古地理及当时的环境、气候特征。腕足、珊瑚、蜓和古植物一样，不可能是远距离漂洋过海（“古特提斯大洋”）而来的，所谓“平行演化(Parallel Evolution)”也必须具有相近的古地理环境等条件。近年中英合作西藏考察，Smith 和徐均涛对晚古生代（尤其是早二叠世古生物）采用“分布吝啬分析（Parsimony analysis of endemism)”法，进行了更为精确统计。指出晚古生代不存在阻止生物交换的大洋障碍（Smith *et al*., 1990)。

（二）沉积相特征

从喜马拉雅山到昆仑山，晚石炭世—二叠纪不具有广泛典型的深海沉积和确切的蛇绿岩，主要是滨岸—浅海相和海陆交互相沉积，只在局部狭长地带形成较深裂陷槽（西藏自治区地质矿产局，1993)。对此，在中英合作西藏考察中也有明确结论：“在青藏高原没有任何晚古生代隆升和大洋沉积的证据”（Smith *et al*., 1990)。

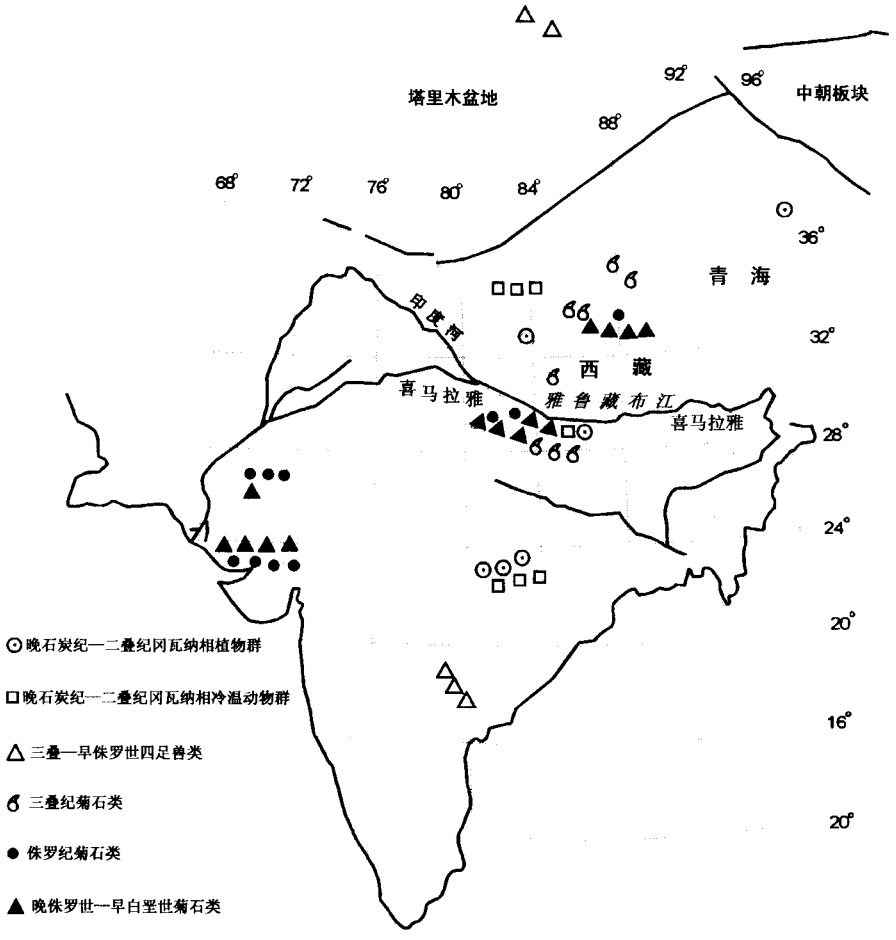


图 4-1　印度大陆与欧亚大陆南缘（青藏高原及邻区）晚古生代—晚中生代动植物化石分布对比图

第二节　中生代印度大陆与亚洲大陆之间也不存在广阔深邃的“新特提斯大洋”

现有中生代的古生物和沉积相的特征资料，表明印度大陆与青藏高原只出现过小洋盆、较深裂陷槽（见第五章第二节和第六节）、海湾以及陆表海。Chatterjee（1987）提出，晚三叠世陆生的印度四足兽群落在北美、亚洲均有发现；在中国新疆和云南也有多处发现，其分异度指数高达 71（表 4-2）。Chatterjee 认为这些陆上四足兽是不可能越海过洋的。

表 4-2　　晚三叠世—早侏罗世四足兽分布特征

Indian Genera and Families	N. America	Europe	Africa	China	E. Asia	S. America
Metoposaurus Metoposauridae	+	+	+	+ (T_3)	+	−
Paradapedon Rhynchosauridae	+	+	+	+ (J)	−	+
Parasuchus Paraschidae	+	+	+	−	+	−
Typothorax Stagonolepididae	+	+	−	−	+	+
Exaeretodon Traversodontidae	+	+	−	+ (T_{2-3})	−	+
Malerisaurus Protorosauridae	+	−	−	+ (T)	−	−
Walkeria Podokesauridae	+	+	+	+ (J_1)	−	−
指数	100	86	57	71	43	43

（引自 Chatterjee，1987；Sun Ailing *et al*.，1992）

表 4-3　　三叠纪青藏高原及南邻区菊石分布对比

时　代	地　区 / 菊　石	泥泊尔和喜玛拉雅	拉　萨	藏北青海高原	
				羌　塘	巴颜喀拉及喀喇昆仑
T_1	*Owenites*	+	+	+	+
	Flmingites	+	+	+	+
	Proptuchites	+	?	+	?
	Anotocerao	+	?	?	+
T_2	*Gymnites*	+	+	+	+
	Hollandites	+	+	+	+
	Leiophyllites	+	+	+	+
	Japonites	+	+	+	+
	Ptychites (*ragifer*)	+	+	+	+
	Paraceratian	+	?	?	?
	Balatonites	+	+	+	+
	Procladiscites	+	?	+	+
	Sturia	+	+	?	?
T_3	*Protrachyceras*	+	?	+	+
	Trachceras	+	?	+	+
指数		100	60	80	80

显然，这一时期印度和欧亚大陆，非洲和北美之间无广阔大洋，“联合古陆”未曾解体。

我们以代表“新特提斯洋”消减的雅鲁藏布江缝合带为界，对南面喜马拉雅—印度大陆和北面藏北拉萨（或冈底斯、羌塘、巴颜喀拉）以及昆仑地体等的三叠纪到早白垩世的菊石群落作统计对比（表 4-3 和表 4-4，图 4-1）。从表中可看出在喜马拉雅—尼泊尔（印度大陆北缘）的三叠纪菊石群落，在藏北羌塘及更北巴颜喀拉以及昆仑地带，指数高达 80；到中侏罗世下降到 28（表 4-4）；但到晚侏罗世到早白垩世藏北菊石指数高达 87（表 4-5）。菊石尽管善于漂游，但多生存在浅海、温暖海域；而晚侏罗世—早白垩世的菊石 *Himalayites* sp.，*Spiticeras* sp.，*Indocephalites* sp. 以及 *Virgato sphinetes* sp. 等又是具有印度大陆北缘地区性特征的菊石群。因此，我们认为三叠纪—早白垩世青藏高原不存在广阔、足以阻碍生物交往的大洋。还值得一提的是，近几年一些地质学家先后提到，侏罗纪—早白垩世“雅鲁藏布江缝合带当时应为开阔的（新）特提斯，成为南北大陆陆上动、植物不可逾越的巨大障碍，它们保持着彼此迥然不同的面貌”（文世宣等，1992）。然而在雅鲁藏布江以北，在拉萨地体内大体相当于中晚侏罗世的多底沟群中，已发现代表上冈瓦纳群的典型植物化石：*Ptilophyllum* 植物群（西藏自治区地质矿产局，1993）；而更北到东巧及其以北羌塘地体南的中侏罗世（可能包括上侏罗世）的木嘎岗日群所产植物 *Cladophlebis* sp.，在雅鲁藏布江以南定日区也有产出并与 *Ptilophyllum* sp.（西藏自治区地质矿产局，1993）共生，从上述植物的分布，表明雅鲁藏布江缝合带不可能成为“不可逾越的巨大障碍”。

表 4-4　　中侏罗世印度大陆与青藏高原菊石群落对比

地区 / 菊石	印度次大陆			尼泊尔	青藏高原	
	Kachchy	Jaisalmer	Spiti		南部	北部
Macrocephalites	+	+	+	+	+	−
Indocephalites	+	+	−	+	−	+
Kamptokephalites	+	+	+	−	+	+
Nothocephalitrs	+	+	−	−	−	−
Dolikephalites	+	+	+	−	−	−
Kheraiceras	+	−	−	−	−	−
Epimorphoceras	+	+	−			
指数	100	85	43	28	28	28

（印度次大陆菊石组合资料，引自 Jai Krishna，1981；青藏高原资料，引自刘桂芳资料①）

① 刘桂芳．印刷中．中国地层典——侏罗系、白垩系．北京：地质出版社

表 4-5　　晚侏罗世—早白垩世晚期印度大陆与青藏高原菊石群落对比

地区 / 菊石	印度次大陆			尼泊尔	青藏高原	
	Kachchy	Jaisalmer	Spiti		南部	北部
Vigatosphinectes	+	+	+	+	+	+
Aspidoceras	+	+	−	+	−	+
Berriadla sp.	+	+	+	+	+	+
Himalayites	+	−	+	+	+	+
Spiticeras	+	−	+	+	+	+
Neocomites	+	−	−	+	+	+
Lytoceratinae	+	−	−	+	−	−
Acanthohoplites sp.	+	−	−	+	−	+
指数	100	37	50	100	63	87

（印度次大陆菊石组合资料，引自 Jai Krishna，1981；青藏高原资料，引自刘桂芳资料①）

从本书以上有关章节以及近年有关青藏高原沉积相、古地理资料说明：中生代（晚白垩世前），沿班公错—怒江缝合带和雅鲁藏布江狭长地带确实存在海相复理石、放射虫硅质岩以及典型洋壳—上地幔的蛇绿岩组合；但在前者之北羌塘—唐古拉地区以浅海—陆棚海沉积为主，向东至昌都一带，侏罗系则多为海陆交互相和陆相沉积，其南雅鲁藏布江之北为冈底斯—念青唐古拉（拉萨）地体，侏罗系—下白垩世沉积主要为滨岸—浅海相及海陆交互相沉积，晚期白垩纪则出现大量火山岛弧钙碱性喷发岩；雅鲁藏布江之南的北喜马拉雅地带则是众所周知的被动陆缘或稳定型沉积。因而，侏罗纪到晚白垩世前不存在所谓“新特提斯大洋”，班公错—怒江缝合带和雅鲁藏布江蛇绿岩缝合带仅是狭长的裂陷槽或小洋盆，不具有广阔浩翰的大洋（见第五章第二节和第六节）。

为说明上述问题，我们从蛇绿岩提供的信息，对洋盆规模作了估算，尽管在古扩张速率和洋盆演化时限等方面，目前还难得到精确参数，但洋盆规模大体上可得到一半定量数值，根据已有数据，班公错—怒江缝合带所代表洋盆宽度估算为1 300km 左右。雅鲁藏布江缝合带所代表洋盆宽度也为1 200km 左右（详见第五章第六节）。

还值得一提的是，近年根据 Chatterjee，Hotton 和 Smiley 等对晚古生代、中生代陆生植物，四足类及海生动物群分特征的详细对比研究认为：从古生代到现代印度和欧亚大陆等板块没有较大漂移，不支持板块曾大规模移动的观点；从古生物特征看，印度不存在独有的生物群，而澳大利亚在古生物方面却具有独特的属性，认为目前公认的印度大陆曾漂过南部大洋（Tethys），以及澳大利亚、印度曾与冈瓦纳古大陆相接等观点是与实际资料不符的（Chatterjee S *et al*.，1992）。

在本章节编写完成之际，读到 Chatterjee 及 Hotton 等的上述研究成果，与我们的认

① 刘桂芳．印刷中．中国地层典——侏罗系、白垩系．北京：地质出版社

识不谋而合；看来 20 世纪 70 年代 Dietz 和 Holden 以及沿袭至今、影响深广的“大洋（Tethys 大洋）、大漂移”的论点是值得重新评价的。

综上所述，从古生物、沉积古地理以及蛇绿岩所提供的资料和数据，6 000km ~ 7 000km 的特提斯大洋是不存在的，印度大陆与青藏高原—亚洲南缘之间，未曾出现过广阔海洋分隔。

第三节　从古地磁资料评论特提斯洋

近 10 多年来，中外地学家在青藏高原进行了古地磁测定，其中如中法合作、中英合作及 GT 断面等项目都作了较系统的专题研究，积累了一定资料，对青藏高原构造演化、格局作出了解释。但遗憾的是，一些数据出入较大、相互矛盾，甚至在同一地点或地区、同一时代，测定结果殊异，误差超过纬度 10°以上，地体之间在短时期内出现位置上倒置以及喜马拉雅地体在白垩纪还向南远程漂移到 29.2°S 等；这些矛盾，特别使地质学家困惑不解，我们期待着对特提斯洋演化、规模等，能有古地磁方面较为确切数据，但就现有资料，只能进一步结合地质情况，选择性地运用古磁数据了。

这里有必要回顾一下历史，印度大陆向北漂移、跨越6 000km ~ 7 000km 的特提斯大洋的观点，很可能受到 20 世纪 50 年代英国 Blackett 地球物理学家等的影响，Blackett 对印度侏罗纪—古近纪的德干高原玄武岩进行了测定（未考虑磁极倒转等），提出在侏罗纪磁倾角为向上 64°，古近纪向上 26°，到古近纪末期向下磁倾角为 17°，这就是说印度大陆自侏罗纪到现在，向北大约漂移了约6 000km ~ 7 000km。但是，这一结果是假定地球偶极子场和地球地理极保持不变条件下得出的；目前地学家共识是，只是在新近纪以来磁极与地理极大致重合并相对不变。因而 Blackett 等提出的侏罗纪—古近纪，印度大陆向北漂移6 000km ~ 7 000km 的结论，需要进一步核证。

Klootwijk（1979）、林金录等（1990）、Owen（1976）特别是亚东—格尔木 GT 断面（董学斌等，1990）对青藏高原及邻区的古地磁资料，作了较系统对比研究，Klootwij 等编制的晚古生代—中生代古构造再造图大体近似，他们的上述图件（图 4-2）与当年 Wegener 所编的（图 4-3）也是近似的，从图 4-3 中可看出：①二叠纪时期印度大陆大部或全部位于 30°S ~ 60°S 之间；二叠纪—三叠纪印度部分位于 30°S ~ 45°S 之间，部分位于 30°S ~ 15°S；值得注意的是，直到中侏罗世，印度大陆未与其南的南极洲和澳大利亚等分离而向北漂移（图 4-2）；②根据我们近几年进行的亚东—格尔木大断面的古地磁专题组较详细的古地磁测定（表 4-6），印度大陆北缘雅鲁藏布江缝合带以北，在二叠纪—三叠纪时期：冈底斯（或拉萨）地体平均位于约 21°S（图 4-2 中圆点 1），再北羌塘地体约位于 16°S（图 4-2 中圆点 2），更北的昆仑地体约位于 11.3°S（图 4-2 中圆点 3），如果我们将以上数据投放于 Klootwjk 图 4-2 上，可以看出南自冈底斯地体—羌塘地体，北到昆仑地体，即青藏高原在此期间，基本与印度大陆相连为一整体，其间未出现“特提斯大洋”，仅可能出现裂陷槽、海湾、小洋盆以及浅海域。③从图 4-2 下可以看出到侏罗纪（J_2）印度大陆与澳大利亚和南极洲仍相连在一起，但已一同向北移，基本处于南纬60°S

以北地区，而印度大陆大部分已北移到 30°S 以北的温暖地区；冈底斯侏罗纪移到 7°S（圆点 4）。从以上资料，印度大陆与澳大利亚和南极洲的分离应在侏罗纪之后，很可能在白垩纪—古近纪时期。④青藏高原—印度—澳大利亚乃至南极洲晚古生代到侏罗纪相距不远或基本相连。它们之间古生物群落的类同和不同时期的变化，主要受古纬度带和

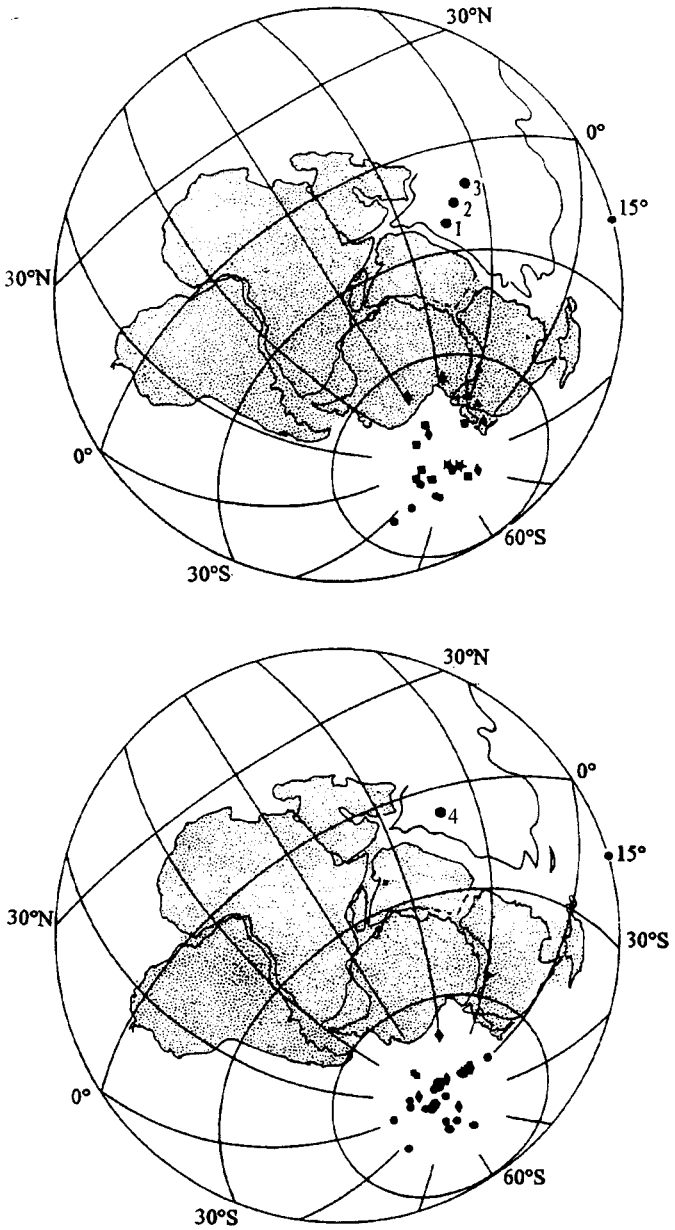


图 4-2　（上）：二叠纪—三叠纪南半球（冈瓦纳）大陆再造图
（下）：三叠纪—侏罗纪南半球（冈瓦纳）大陆再造图

（底图引自 Klootwijk C T，1979，曲线为亚洲大陆轮廓，1、2、3、4 圆点位置根据表 4-6　近年中国古地磁资料）

表 4-6　　亚东—格尔木岩石圈断面古地磁数据表①

地体	采样地点及岩性	时代	采样位置		样品数	退磁	剩磁方向		置信角 α95	经度参数 K	古地磁极		极误差		古纬度	备注
			经度	纬度			偏角	倾角			经度	纬度	dp	dm		
昆仑地位	纳赤台轻变质砂岩	T2	95°14′	35°48′	22	AF	5.6	-24.4	11.7	8.0	266.2°	38.5°	6.7	12.6	-12.8°	图 4-2
	诺木洪安山岩	T1	96°51′	36°18′	14	AF	40.1	-19.6	5.6	50.7	229.3°	30.2°	3.1	5.9	-10.1°	中 3 点
	纳赤台绿泥长岩	P1	94°50′	35°57′	20	AF	170.0	22.9	8.1	17.1	288.3°	41.4°	4.6	8.6	-11.9°	
羌塘地体	开心岭煤矿炭质砂岩	P1	92°11.7′	34°09.3′	13	T	141.8	25.3	14.4	7.3	340.0°	49.6°	8.3	15.5	-13.3°	图 4-2
	沱沱河玄武岩	P1	92°21.2′	34°06.7′	15	T	135.2	30.0	12.1	9.0	349.6°	46.1°	7.4	13.4	-16.10°	中 2 点
冈底斯地体（拉萨地体）	达孜酱达石英砂岩	J2-3	91°26.6′	29°44.0′	13	AF.T	346.5	-13.8	10.1	17.5	293.1°	51.0°	5.3	10.4	-7.0°	图 4-2
	桑雄杂砂岩	J3	91°48.1′	31°12.1′	32	AF.T	348.3	-13.8	7.7	20.2	290.1°	50.2°	4.0	7.8	-7.0°	中 4 点
	达孜大桥火山碎屑岩	T3	91°25.8′	29°41.4′	22	AF.T	66.4	-37.9	6.0	32.5	211.6°	8.2°	4.0	7.0	-21.3°	图 4-2
	申札灰岩	P1	88°42.9′	30°56.8′	7	AF	177.8	39.5	9.7	39.4	271.2°	36.8°	7.0	11.7	-22.40°	中 1 点

①引自董学斌等

古气候带变化的控制。⑤白垩纪—古近纪以来，印度大陆与澳大利亚和南极洲分离，其发生机制和驱动力源如何？这是一个复杂的、至今未得到统一认识的问题。印度洋近南北向“扩展”，是由板块构造说的地幔对流引起的？抑或是地球膨胀说——出现裂谷、裂陷槽的引张力所致？从 Owen 等根据印度洋磁异常及海底扩张速率等估计，从中生代中晚期到现在地球直径增长最快，约增大了 20%，这意味着晚中生代以来，地球膨胀速度加快，因而导致海洋扩张增大，而陆地受到挤压，这一膨胀动力，在时空上显然是不均匀和不对称的；用膨胀说来解释特提斯的演化，联合古大陆和冈瓦纳古大陆的离散以及青藏高原的形成和演化的动力源是值得考虑的；限于篇幅和非本章节重点，这里不作进一步论证。

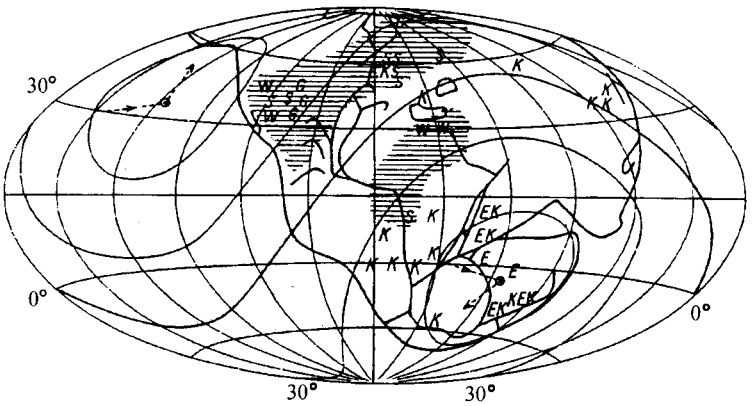


图 4-3　二叠纪南半球为主的岩相古地理再造图

（引自 Wegener，1924）

E. 川；K. 系；G. 膏层；W. 漠戈壁；横线条：干燥地带

参 考 文 献

董学斌，王忠民，谭承泽等．1990．亚东—格尔木地学断面古地磁新数据．中国地质科学院院报（21）：139～148

林金录，Watts D R．1990．青藏高原的古地磁研究．见：中英青藏高原综考队主编．青藏高原地质演化．北京：科学出版社，242～282

文世宣．1992．青藏高原大陆漂移的古生物新证据．见：青藏高原研究会主编．中国青藏高原研究会第一届学术讨论会文选．北京：科学出版社，308～313

西藏自治区地质矿产局．1993．西藏区域地质志．北京：地质出版社，170～171

Ahmad F．1978．Gondwanaland，the concept that failed．Birbal Sahni Institute of Paleobotany，17（1）：3～27

Ahmad F．1982．The myth of oceanic Tethys．Bolletino della societa，Paleontogica Italiana，21（2－3）：153～168

Crawford A D．1974．The Salt Range，the Kashmir Syntaxis and the Pamir Arc．Earth & Planet Sci．Letter，22：371～379

Chatterjee S. 1987. A new Theropoda Dinosaur from India with Remark on the Gondwana - Laurasia connection in the late Triassic. Volume% Gondwana 6 - Stratigraphy, sedimentary and Palaeontology. Am. Geophys. Union. 183.~ 188

Chatterjee S, Hotton N. 1992. New concepts in Global tectonics. Lubbock Texas: USA Texas Tech. University Press, 9 ~ 12

Dewey J F, Shackleton R M, Chang Chengfa *et al*. 1990. The tectonic evolution of the Tibetan plateau. In: Chang Chengfa *et al*. eds. The Geological evolution of Tibet. London: Royal Society, 379 ~ 407

Dietz R S, Holden J C. 1970. The breakup of Pangaea. In: Wilson J T. ed. Continent adrift. Freeman, 116 ~ 129

Klootwijk C T. 1979. A review of paleomagnetic data from the Indo - Pakistan fragment of Gondwanaland. Geodynamics of Pakistan. 1 (1): 45 ~ 80

Krishna J. 1981. Callovian - Albian Ammonoid stratigraphy and palaeobiogeography in the Indian subcontinent with special reference to the Tethys - Himalaya. Himalayan Geology, 11: 44 ~ 70

Molnar P, Tapponnier P. 1977. Relation of the tectonics of eastern China to the India - Eurasia collision: application of slip - line field theory to large scale continental tectonics. Geology, (5): 212 ~ 216

Owen H G. 1976. Continental displacement and expansion of the earth during the Mesozoic and enozoic. Phil. Trans. R. Soc. 281A: 223 ~ 291

Saxena M N. 1986. Geodynamic synopsis of the Decan Traps in relation to epochs of volcanic activity of the Indian shield drift of the sub - continent and the tectonic development of S. and SE. Asia. Jour. of SE. Asian Earth Sciences, 1 (4): 205 ~ 213

Smith A B., Xu Juntao. 1990. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse. Lhasa to Golmud. In: Chang Chengfa *et al*. eds. The Geological evolution of Tibet. London: Royal Society, 49 ~ 107

Stocklin J. 1989. Tethys evolution in the Afghanistan - Pamir - Pakistan region. In: Sengor A M C ed. Tectonic evolution of the Tethys region. Kluwer Acad. publishers, 241 ~ 261

Sun Ailing. 1992. The Chinese fossil reptiles and their kins. Beijing: Science press, 231 ~ 232

Wegener A. 1924. The origin of continents and oceans. London: Methuen Co. 5 ~ 12

Xiao Xuchang 1980. Ophiolites of the Tethys - Himalayas of China and their tectonic significance. In: Aubouin J ed. Geology of the Alpine chain born of the Tethys. Bureau de recherches geologiques et miniieres. Orleans, 149 ~ 151

第五章
青藏高原缝合带的岩石学、地球化学及其构造意义

鲍佩声　王　军

青藏高原上出露几条近东西向缝合带，一般被视为代表洋盆的残留体，是分隔不同地体的缝合带，自北向南依次为：北祁连缝合带、阿尼玛卿缝合带、金沙江缝合带、班公错—东巧—丁青—怒江缝合带和印度河—雅鲁藏布江缝合带。班公错—东巧—丁青—怒江缝合带和印度河—雅鲁藏布江缝合带为青藏高原上的两条主要缝合带。前者为唐古拉地体和冈底斯—念青唐古拉地体（现为南羌塘地体和拉萨波密块体）之间的构造碰撞带，班公错—怒江洋盆形成于三叠纪—早中侏罗世，闭合于中晚侏罗世；后者为冈底斯—念青唐古拉地体与喜马拉雅地体间的构造碰撞接合带，印度河—雅鲁藏布江洋发育于中生代白垩纪早期，闭合于晚白垩世末期至古近纪早期，缝合带均有蛇绿岩带相伴产出（如图 5-1），稍晚于前者，两者分别为燕山期造山运动和燕山—喜马拉雅山期造山运动的产物。

本章主要结合“八五”计划期间两次对关键地带的考察，论述代表“新特提斯洋盆”闭合、俯冲消减和折返后残留的蛇绿岩、蛇绿混杂岩以及高压变质带的岩石学、地球化学及其构造意义。

第一节　班公错—东巧—丁青—怒江缝合带

该缝合带横亘西藏中部，西起班公错，向东经改则、东巧、丁青，继而向南东拐折沿怒江进入滇西，在西藏境内全长约2 800km。该带西延至印度克什米尔，东延进入缅甸。该缝合带具明显的地球物理标志，除作为岩相构造分界线以外，尚发育有侏罗系蛇绿岩及与之相伴产出的蛇绿混杂岩和构造混杂岩等，在冈底斯—念青唐古拉地体北缘的一套陆相中酸性—中基性火山岩、火山碎屑岩，以及在班戈—比如一带的燕山期 S 型花岗岩的出露均为班公错—怒江缝合带聚敛过程中岩浆活动的反映（西藏自治区地质矿产局，1993）。大量资料证明，它是一条标志明显的巨型缝合带。

一、缝合带内蛇绿岩的组合及其特征

沿班公错—怒江缝合带分布着 80 多个蛇绿岩体（群），总面积约1 470km^{2}蛇绿岩集中分布于西、中、东三段。西段自班公错—那屋错及改则—色哇一带，包括 35 个岩体（群），岩体面积一般几千米^2 至十几千米^2，其中以拉果错（长约 25km ~ 27km，宽数百米至 5km）及洞错（长约 25km，宽由数百米至 6km）岩体规模最大。中段由东巧以西的扎楚藏布—安多，南至申扎—纳木错一线以北的藏北湖区，岩体较集中。王希斌等（1982）曾将其划分为 4 个等地蛇绿亚带（区），约 30 个岩体，面积一般 1km^2 ~ 10km^2 不等，最大者为扎楚藏布岩体（128km^2）。东段由索县—丁青—加玉桥—下林卡一带，其中以丁青和类乌齐等地岩体为代表，丁青岩体面积最大，东岩体为 400km^2，西岩体为 150km^2，丁青以东出露的岩体多为单一的超镁铁岩，缺少蛇绿岩组合。在岩带西段南侧的狮泉河—扎西冈—噶尔（狮泉河镇）一带尚有少数岩体出露，前人（西藏自治区地质矿产局，1993）将其划归为南亚带，其中以狮泉河岩体规模较大，面积约 22km^2。

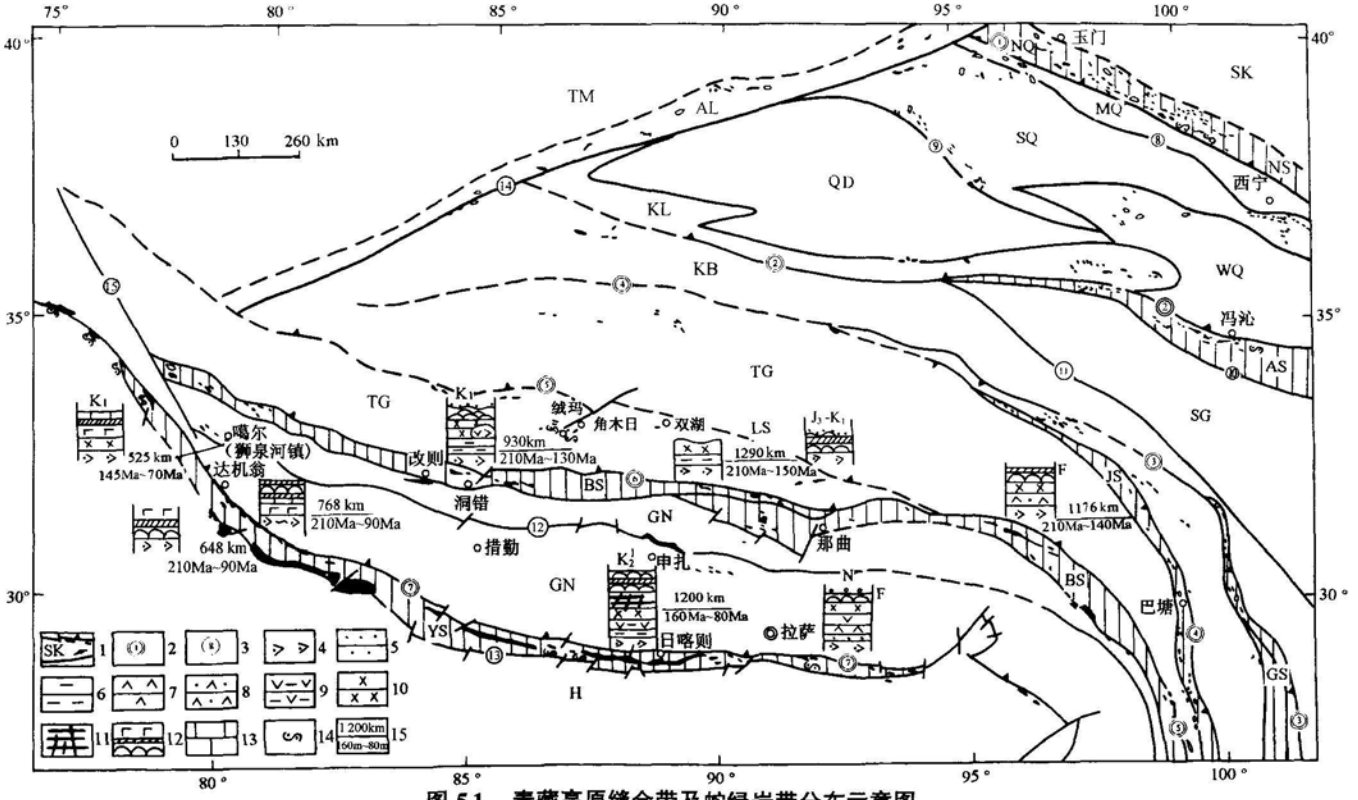


图 5-1　青藏高原缝合带及蛇绿岩带分布示意图

1：缝合带蛇绿岩带及代号　NS 北祁连缝合带及蛇绿岩带，AS 阿尼马卿缝合带及蛇绿岩带，GS 甘孜理塘缝合带及蛇绿岩带，JS 金沙江缝合带及蛇绿岩带，LS 澜沧江缝合带及蛇绿岩带，BS 班公错—怒江缝合带及蛇绿岩带，YS 雅鲁藏布江缝合带及蛇绿岩带；

2：缝合效应断裂带　①北祁连断裂带，②阿尼玛卿断裂带，③甘孜理塘断裂带，④金沙江断裂带，⑤澜沧江断裂带，⑥班公错—怒江断裂带，⑦雅鲁藏布江缝合带；

3：断裂　⑧中祁连南缘断裂，⑨柴达木北缘断裂，⑩阿尼玛卿南断裂，⑪鲜水河断裂，⑫措勤申扎断裂，⑬扎达拉孜邛多江断裂，⑭阿尔金断裂，⑮塔什库尔干断裂；

4：地幔橄岩；5：堆晶纯橄岩；6：橄长岩、长橄岩；7：单辉辉石岩；8：斜方辉石岩；9：含长单辉橄榄岩；10：堆晶辉长岩；11：席状岩床（墙）；12：枕状及块状熔岩夹硅质岩；13：灰岩；14：蓝片岩；15：估算的洋盆宽度/洋盆演化时限；

SK：中朝地台；QD：柴达木地台；TM：塔里木地块；H：喜马拉雅地体；TG：唐古拉地体；GN：冈底斯念青唐古拉地体；NQ：北祁连构造带；MQ：中祁连中央隆起带；SQ：南祁连构造带；AL：阿尔金构造带；KL：昆仑构造带；WQ：西秦岭构造带；KB：可可西里巴颜喀拉构造带；SG：松潘甘孜构造带

沿班公错—怒江缝合带出露的蛇绿岩大多被肢解，常具蛇绿混杂岩特征。蛇绿岩各单元均有发育，但因被构造肢解，蛇绿岩剖面通常由 1 个至 3 个单元组成，完整的蛇绿岩剖面很罕见，如岩带西段的日土县西侧蛇绿岩（图 5-2），由地幔橄榄岩、辉绿岩、玄

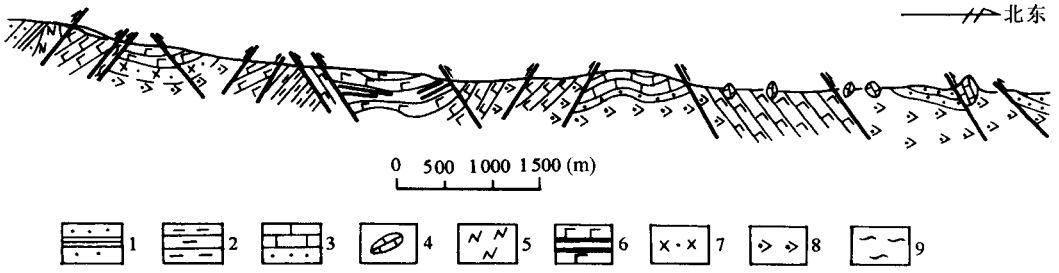


图 5-2 日土县西侧蛇绿岩剖面

（引自日土幅 1:100 万区域地质调查报告）

1：中侏罗统木嘎岗日群砂岩、千枚岩；2：中侏罗统木嘎岗日群泥砂质板岩；3：下白垩统玉多组灰岩、砂岩；4：外来岩块（灰岩）；5：斜长角闪岩；6：玄武岩夹硅质岩；7：辉绿岩；8：方辉橄榄岩；9：蛇纹岩

武岩夹硅质岩组成，但多被断层所肢解。日土县班公错蛇绿岩较完整，由蛇纹岩、地幔橄榄岩、层状辉长岩、基性熔岩（枕状及块状玄武岩）及放射虫硅质岩组成。日土县达布乌如蛇绿岩由蛇纹岩和基性熔岩两个单元构成。日土县哥界拉蛇绿岩由地幔橄榄岩和均质辉长岩等组成。西段改则县洞错蛇绿岩包括地幔橄榄岩、堆晶杂岩、基性岩墙（床）、基性熔岩及硅质岩 5 个单元，但已被构造肢解。中段蛇绿岩多由一二个单元构成，或为单一的地幔橄榄岩，如申扎永珠、东巧、东风、阿多的岩体等；或为单一的枕状熔岩（可含硅质岩），如察曲山和罗布中的岩体；也可由地幔橄榄岩和堆晶杂岩组成（如白拉、依拉山、蓬湖西、切里湖、雄前乡、姜索日等的岩体）；或由基性熔岩和岩墙群组成，如安多东南捷日窝玛和安多桥头等的岩体。东段丁青一带色扎区的加弄沟、宗白—亚宗蛇绿岩各单元均有发育，但亦被肢解，具有混杂岩特征。噶尔（狮泉河镇）一带的甲岗蛇绿岩也较完整，由方辉橄榄岩、层状辉长岩、均质辉长岩、基性熔岩及放射虫硅质岩组成，但各单元之间多为断层接触（图 5-3）。

该带蛇绿岩大多构造侵位于中侏罗统—下侏罗统木嘎岗日群复理石建造中，如西段日土岩体、洞错岩体，中段东巧、安多及觉木错岩体等、部分岩体可侵位于上三叠统中（如江错、白拉、阿多的岩体等），侵位于下白垩统（如拉弄岩体）、上古生界（如东巧东岩体）及古生界变质岩系中（如东段加玉桥岩体）的情况亦可见。丁青岩体侵位于上三叠统和中侏罗统地层中。噶尔（狮泉河镇）一带的岩体侵位于石炭系—二叠系地层中；永珠—纳木错一带的岩体侵位于上古生界、晚侏罗世—白垩纪及早白垩世地层中（如永珠、安自日不扎、阿日等的岩体）。岩体与围岩均为构造接触，有的接触关系则为多次构造变位的结果。蛇绿岩侵位地层的时代变化较宽也可能与其多期构造侵位有关。

现将蛇绿岩各单元的岩石学特征简述如后。

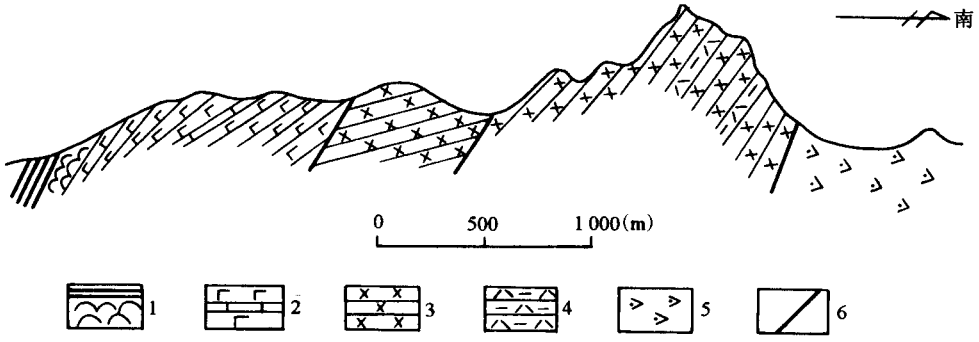


图 5-3 噶尔（狮泉河镇）一带甲岗蛇绿岩剖面

（引自郭铁鹰等，1992）

1：硅质岩及枕状玄武岩；2：块状玄武岩夹灰岩；3：层状辉长岩；

4：斜长角闪岩；5：方辉橄榄岩；6：断层

（一）地幔橄榄岩

地幔橄榄岩为蛇绿岩的主要构成成分，可单独产出，通常与一二个其他蛇绿岩单元共存。就整个岩带而言，大多数蛇绿岩中的地幔橄榄岩均以方辉橄榄岩为主，当斜方辉石含量较高（15%～25%）时，称高辉方辉橄榄岩，此时常含少量单斜辉石，或出现二辉橄榄岩，如见于丁青岩体中。当斜方辉石含量较低（5%～15%）时，称低辉方辉橄榄岩，此时常见少量纯橄榄岩呈分凝体产于其中。这类岩体常具铬铁矿矿化，如岩带西段日土一带的岩体，中段东风、切里湖等的岩体及南亚带森格藏布—扎西岗—噶尔（狮泉河镇）一带的岩体等属于这一类。

需指出，岩带中段藏北湖区一带蛇绿岩中的地幔橄榄岩，多以低辉方辉橄榄岩为主，常见纯橄岩，且两者组成含矿杂岩带，显示出地幔橄榄岩熔融程度偏高的特点，如东巧西岩体、依拉山等岩体，其中常伴有规模不等的铬铁矿矿床。方辉橄榄岩常因辉石定向排列而呈现叶理，尤以丁青岩体最典型，叶理延伸较远，犹如沉积岩的层理，会被人误认为是堆积岩。地幔橄榄岩常因强烈剪切而变为蛇纹岩，并伴有碳酸盐化、硅化形成菱镁岩、风化壳等，尤以岩带西段班公错一带以及南亚带噶尔（狮泉河镇）等地的地幔橄榄岩为甚。

洞错去申拉沟蛇绿岩中地幔橄榄岩比较新鲜，出露宽度近 2km（图 5-4），由两部分组成，一部分以低辉方辉橄榄岩为主，纯橄岩呈小透镜状分凝体产于方辉橄榄岩中的情况很少见，另一部分为高辉方辉橄榄岩，但显微镜下尚未发现单斜辉石。地幔橄榄岩与基性熔岩呈构造接触，沿接触部位的方辉橄榄岩片理化。

地幔橄榄岩普遍发育了地幔岩特有的组构，如原粒结构、后成合晶结构、熔融残构、不一致熔融相转变结构等，这是它们的熔融残余的标志。

地幔橄榄岩中单斜辉石的多寡直接反映了其熔融程度，因此，在地幔橄榄岩平均成分中易熔组分 Al_2O_3、CaO 的相对含量可用以判别其部分熔融程度，如 Al_2O_3 - CaO - MgO（如图 5-5）。

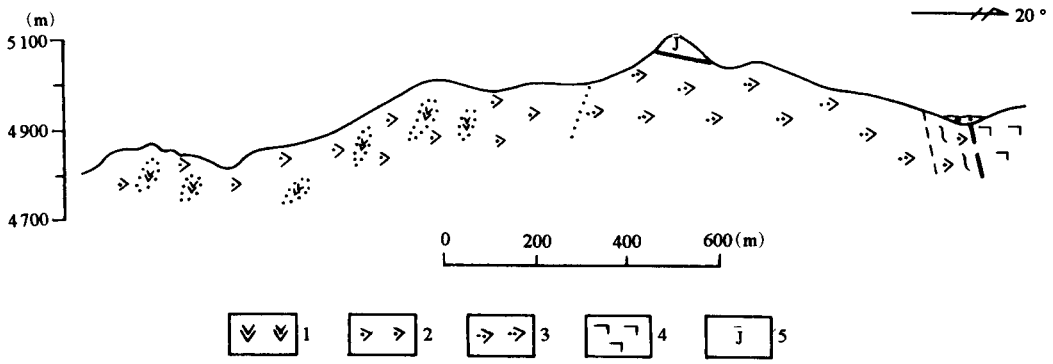


图 5-4　洞错去申拉地幔橄榄岩剖面

1：纯橄岩；2：低辉方辉橄榄岩；3：高辉方辉橄榄岩；4：块状玄武岩；5：侏罗系地层

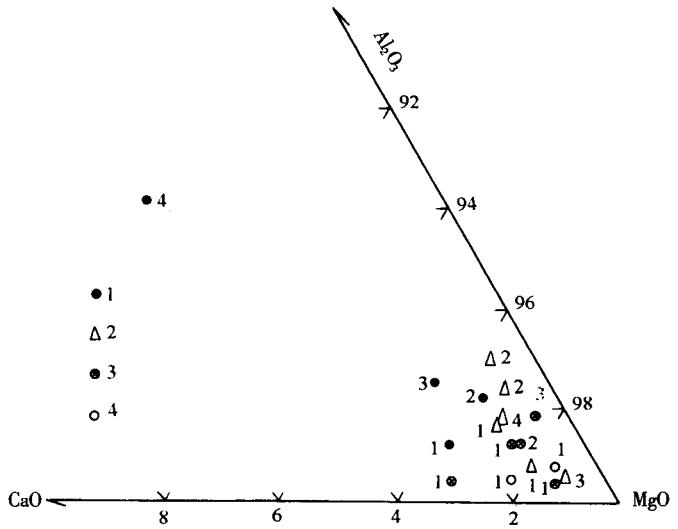


图 5-5　班公错—怒江蛇绿岩带地幔橄榄岩的 Al_2O_3—CaO—MgO 图

● 岩带西段　1:洞错；2:直若错；3:日土；4:赞宗错

△岩带中段　1:东巧；2:依拉山；3:切里湖；4:江错

⊗岩带东段　1:丁青；2:林卡；　3:加玉桥；

○南亚带　1:永珠

不难看出：①班公错—怒江蛇绿岩带地幔橄榄岩的 CaO、Al_2O_3 相对含量明显偏低，故成分点多靠近 MgO 端元，且低于雅鲁藏布江蛇绿岩带中的地幔橄榄岩（见图 5-25），显示本带地幔橄榄岩的熔融程度偏高；②本岩带相比，西段地幔橄榄岩（图 5-5 中编号 •1～•4）的熔融程度相对低于其他地段，岩带中段地幔橄榄岩的熔融程度也不一致，如东巧西岩体（图中编号△1）、切里湖（编号△3）的熔融程度高于中段的依拉山岩体（图中编号△2），岩带东段的丁青（图中编号⊗1）及南亚带的永珠（编号○1）等地幔橄榄岩的熔融程度相对偏高，故它们的成分点更接近于 MgO 端元。

（二）堆晶杂岩

沿班公错—怒江缝合带的蛇绿岩多已被肢解，但堆晶杂岩仍断续可见，多与地幔橄榄岩相伴产出，厚度通常为数十米至百余米，少数达数百米，超过千米者集中于西段洞错一带。岩带西端班公错南岸及日土县达布乌如一带均有均质辉长岩出露，据报导向东至哥介拉，堆晶杂岩中层状超镁铁岩厚约达 570m，并有厚达 70m 的均质辉长岩（西藏自治区地质矿产局，1987）。

洞错一带的去申拉、扎西错、尖穹、直若错、赞宗错等地均有保存较好的堆晶杂岩，其中洞错舍拉玛沟的堆晶杂岩厚达 4km，可能为班公错—怒江缝合带中厚度最大者，其次为那格沟堆晶岩，厚度近1 000m。这些堆晶杂岩由一套含长石的超镁铁岩—含长纯橄岩、长橄岩、橄长岩、含长异剥橄榄岩及镁铁堆晶岩—层状橄榄辉长岩组成，具明显的层状构造，但缺失韵律，均质辉长岩较常见，此类型堆晶杂岩属地幔橄榄岩（P）—橄长岩（T）—橄榄辉长岩（G）系列（即 PTG 系列）。在札西错等地堆晶杂岩厚达1 000m以上，由橄榄单辉辉石岩、二辉辉石岩和辉长岩组成（西藏自治区地质矿产局，1987），属地幔橄榄岩（P）—辉石岩（异剥橄榄岩）（P）—辉长岩（G）系列（即 PPG 系列）。在拉果错北蛇绿岩中均质辉长岩厚达 3km。据前人资料，在去申拉北及拉果错可见高层位的浅色分异体（西藏自治区地质矿产局，1986）。

洞错舍拉玛沟堆晶杂岩的剖面简图如图（图 5-6），堆晶杂岩出露宽度达 4km，其下部主要以橄长岩及层状辉长岩为主，有少量的均质辉长岩，上部以均质辉长岩为主，有

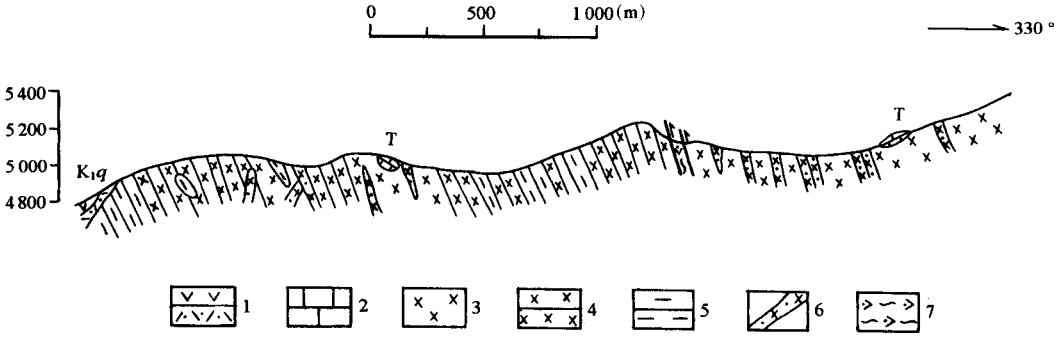


图 5-6　洞错舍拉玛沟堆晶杂岩剖面图

1：去申拉组凝灰岩及英安岩；2：三叠纪岩块；3：均质辉长岩；4：层状辉长岩；5：橄长岩；6：辉绿岩岩墙；7：片理化方辉橄榄岩

少量的层状辉长岩夹层及团块状橄长岩，层状构造有所发育，橄长岩中的斜长石多蚀变成绿泥石，在手标本的灰黑色基底上散布着灰黑色填间状集合体（蚀变斜长石），常可见粗大单斜辉石中包有橄榄石，构成特征的异补堆积结构，局部构成含长异剥橄榄岩，镜下可见少量新鲜基性斜长石。层状辉长岩具层纹状构造，常含橄榄石残晶。均质辉长岩可具中粗粒结构或伟晶结构，块状构造。需指出，层状辉长岩或均质辉长岩中常见辉绿岩、粒玄岩呈岩墙产出，在均质辉长岩中平行产出的岩墙尤为常见，并可见方向不同

的岩墙相穿插。在舍拉玛沟东山坡见早白垩世凝灰质砂岩及安山岩不整合于层状堆晶辉长岩之上，并见少量外来岩块产于均质辉长岩中。

在岩带中段东巧以西至安多以东，南至班戈、那曲一线以北的藏北湖区一带，堆晶杂岩频繁出现，厚度不大，由数十米至500余米不等，尤以PTG型堆晶杂岩最常见，如蓬湖西堆晶杂岩（厚约500余米）、姜索日、依拉山堆晶杂岩（厚不足100m）；PPG型堆晶杂岩以白拉为代表（厚达400m），雄前乡堆晶杂岩主由橄长岩和含长异剥橄榄岩组成，夹少量不含斜长石的异剥橄榄岩和辉石岩，属PTG－PPG系列的过渡型堆晶杂岩。安多以北的多普尔曲堆晶岩岩块由单一典型层状辉长岩组成（厚约100m）。岩带东段丁青东岩体的堆晶杂岩厚约260m，依次由辉长苏长岩、二辉岩、角闪辉石岩和辉长岩组成，并含石英闪长岩酸性分异脉岩（郑一义，1983）。据张旗等（1992）报导，由底部向上依次为古铜辉石岩、苏长岩和二辉辉长岩，另有酸性分异脉岩。尽管上述层序不尽相同，但均以含斜方辉石为特征，代表了高压岩浆房（Mcbirney，1984）。丁青以东未见有堆晶杂岩的报导。

不难看出，沿班公错—怒江缝合带，堆晶杂岩发育及保存程度大不相同，且类型不一，西段的去申拉及札西错等地，堆晶岩厚度较大，但类型不同，前者属PTG系列，后者属PPG系列，反应了岩浆房压力的差异。尤其是在藏北湖区不大的区域内，两种类型的堆晶杂岩均有产出，且厚度均不大，丁青一带的堆晶杂岩别具特色，代表了高压岩浆房。上述事实提示了它们均形成于各自孤立的小岩浆房中。

缝合带以南的噶尔（狮泉河镇）—昂龙岗日一带的爬里革砸蛇绿岩岩块，堆晶杂岩厚约300余米，由单辉橄榄岩、橄榄辉石岩和层状辉长岩组成（西藏自治区地质矿产局，1993），属PPG系列堆晶杂岩（图5-7）。向东至永珠—纳木错一带，仍见堆晶杂岩，如阿日、尼昌等蛇绿岩岩块中者，厚160m～280m不等，属PTG系列堆晶杂岩，由橄长岩、长橄岩、含长异剥橄榄岩和橄榄辉长岩组成。

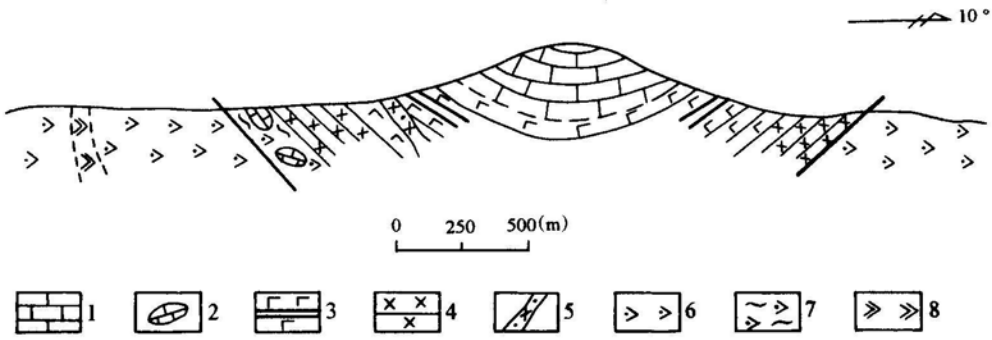


图5-7 噶尔（狮泉河镇）爬里革砸蛇绿岩剖面

（引自日土幅1:100万区域地质调查报告）

1：下白垩统灰岩（K_{1-2y}）；2：外来岩块（灰岩）；3：玄武岩夹硅质岩；4：层状辉长岩；5：辉绿岩；6：方辉橄榄岩；7：片理化方辉橄榄岩；8：纯橄岩

班公错—怒江蛇绿岩带各段具代表性的堆晶杂岩如图所示（图5-8）。

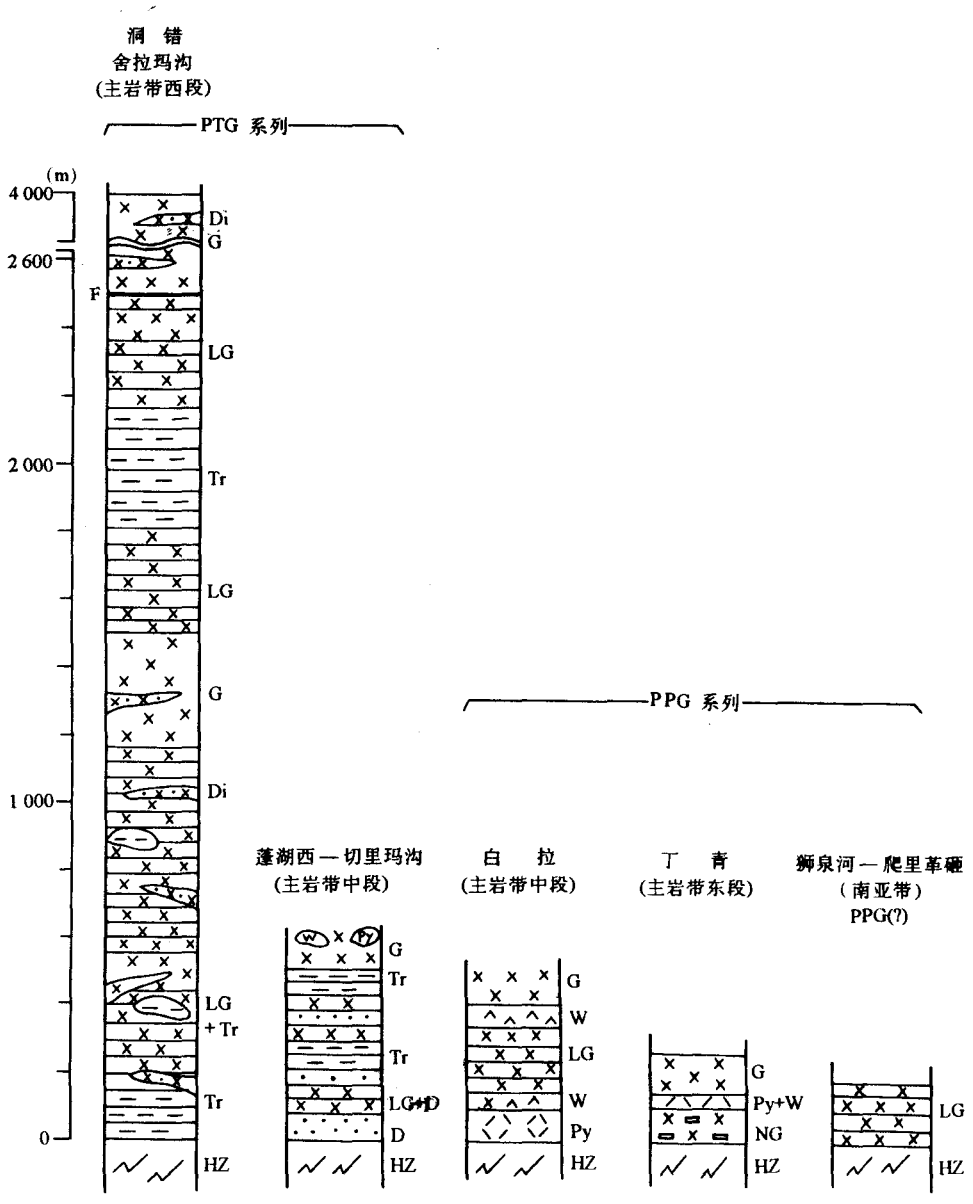


图 5-8 班公错—怒江蛇绿岩带代表性堆晶杂岩柱状对比图

HZ：方辉橄榄岩；D：纯橄岩；Tr：橄长岩；W：异剥橄榄岩；Py：单辉辉石岩；NG：苏长岩；LG：层状辉长岩；G：均质辉长岩；Di：辉绿岩

（三）席状岩床（墙）杂岩

班公错—怒江蛇绿岩带内的岩床（墙）杂岩发育差，仅零星可见，在该岩带西段，主要见于琅李唐、班公错东岸以及界哥拉等地，岩床（墙）产于基性火山岩与下覆地幔橄榄岩或辉长岩之间，或穿入地幔橄榄岩及基性火山岩内部。一般宽几米至几十米，长

几十米至几百米。在琅李唐一带，产于基性火山岩与地幔橄榄岩之间的一组岩床宽近百米，延长约2km，其产状与火山岩大体一致，岩床（墙）的主要由辉绿岩、石英辉绿岩、辉绿玢岩等组成（王希斌等，1987）。

在洞错一带的舍拉玛沟及那格沟，在宽约500余米，长数千米的范围内见辉绿岩、粒玄岩的方向大体平行，其间有其他方向频繁地穿入的堆晶杂岩、均质辉长岩。在去申拉沟见辉绿岩、粗玄岩穿入基性熔岩中，具不对称的冷凝边。单个岩墙通常宽1米至数米不等。

岩带中段出露的岩墙群以安多东南的捷日窝玛和安多桥头一带为代表，均呈孤立的岩块产出，捷日窝玛岩墙群为班公错—怒江缝合带唯一的一个单一岩墙群，构成厚达500m的岩块，由100%的岩墙组成，其间无间隔物，单个岩墙宽由1米至数米不等，具明显的冷凝边。冷凝边为石英粒玄岩，中央相为辉绿岩。安多桥头见数条大体平行的岩墙穿入基性熔岩中，单个岩墙宽1m左右，均具冷凝边。边缘相为粒玄岩，中央相为辉绿岩（图5-9）（王希斌等，1987）。

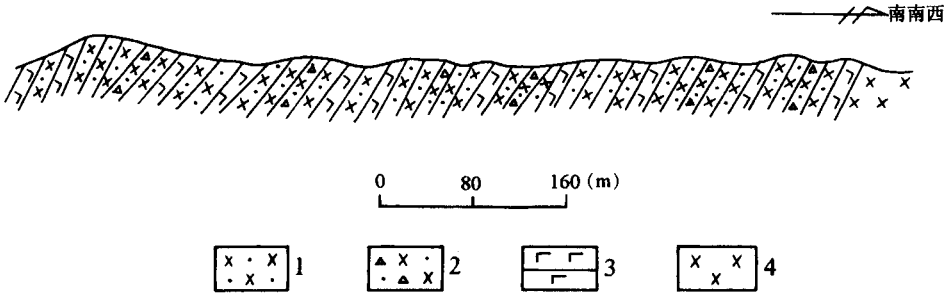


图5-9　安多东捷日窝玛席状岩墙群示意剖面

1：辉绿岩；2：角砾状辉绿岩；3：石英粒玄岩；4：辉长岩

岩带东段丁青一带的辉绿岩未构成独立的岩墙单元，仅在丁青东岩体见数条石英辉绿岩大体平行地穿入地幔橄榄岩及玄武岩中，其出露宽约数十米，具不对称冷凝边（图5-10）。

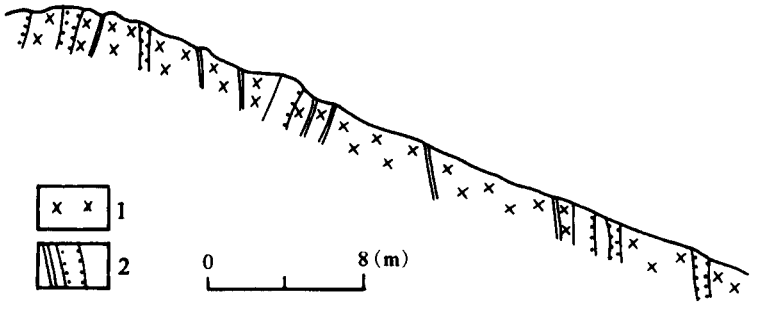


图5-10　丁青东岩体岩墙群剖面

（引自张旗等，1992）

1：辉长岩；2：辉绿岩岩墙（点线示冷凝边）

南亚带的噶尔（狮泉河镇）一带，在基性火山岩的底部和顶部常见数条辉绿岩穿入其中，其产状与火山岩大体一致。

（四）基性熔岩

基性熔岩为班公错—怒江蛇绿岩带的主要组成单元之一，沿岩带断续出露，西段发育较好，常与地幔橄榄岩一起组成不完整的蛇绿岩剖面，也可呈单独的岩块产出。

岩带西段的基性熔岩集中出露于日土西侧的喀纳、董吉日、哥界拉及巴尔穷等地以及改则县洞错一带。如日土西侧的基性熔岩厚达1 000m，与地幔橄榄岩同时产出，辉绿岩分布于两者之间。基性熔岩由玄武岩、杏仁玄武岩、粒玄岩及细碧岩等组成，枕状构造不发育。火山岩中常夹有厚薄不等的紫红、黑、白色的硅质岩夹层或透镜体，一般厚20m～40m，最厚70m，含丰富的放射虫（西藏自治区地质矿产局，1987）。据已有化学分析资料，此处基性熔岩在（$FeO^* + TiO_2$）－Al_2O_3－MgO含量关系图及TiO_2－Zr/P_2O_5含量关系图上均属拉斑玄武岩系列，部分岩石含Al_2O_3偏高，属高铝玄武岩，在SiO_2－（$Na_2O + K_2O$）含量关系（硅-碱）图上（图5-11），属碱性玄武岩和玄武岩，前者可能与岩石的细碧岩化有关。

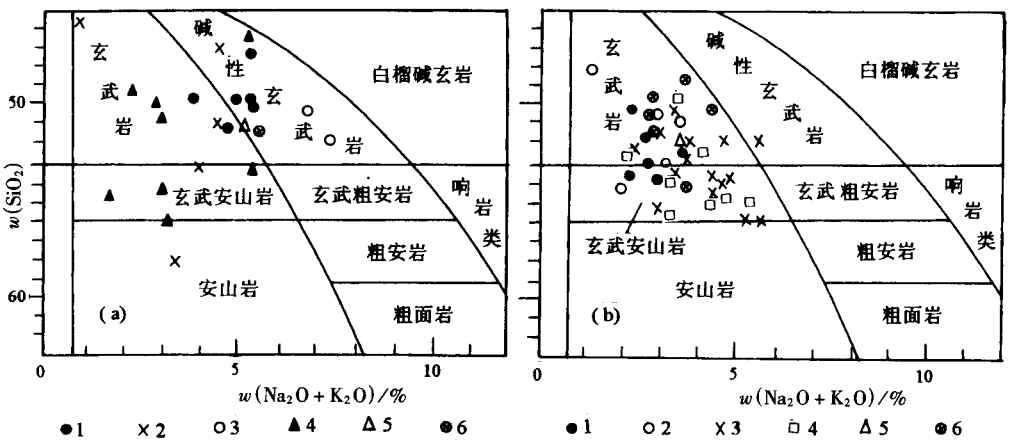


图5-11　班公错—怒江蛇绿岩玄武岩的SiO_2－（$Na_2O + K_2O$）含量关系图

（a）岩带西段　1:洞错；2:班公错—日土；3:董吉日；南亚带；4:噶尔（狮泉河镇）—拉梅拉；5:且坎；6:永珠；

（b）岩带中段　1:察曲山；2:安多；3:罗布中；4:拉弄；5:江错东段；6:丁青

洞错一带的去申拉、札西错、八布错、赞宗错等地均有基性熔岩出露，去申拉沟的基性熔岩厚达1 000m以上（图5-12），由枕状玄武岩、块状玄武岩、杏仁玄武岩、气孔玄武岩、角砾状玄武岩及粒玄岩组成。枕状构造发育，单枕大者为40cm×60cm，最大者长轴可达140cm，小者大小为（10cm×20cm）～（5cm×10cm），较常见。枕体四周常发育有定向排列的小气孔，显示同心环状构造。杏仁玄武岩中的杏仁体由斜长石、石英、碳酸盐、绿泥石组成。显微镜下可见玄武岩均较新鲜，具斑状结构，斑晶为细粒单

斜辉石，常显聚晶状，基质由斜长石斑晶、细小单斜辉石及部分隐晶质组成，并见斜长石的球颗结构。有时基质为粒玄结构。具块状构造的玄武岩为粒玄岩，斜长石微晶组成的构架中充填细小单斜辉石、少量绿泥石及极少量石英、构成典型的粒玄结构。顺便指出，石英辉绿岩、粒玄岩常呈数米宽度不等的岩墙穿入基性熔岩中，岩墙两侧的冷凝边不明显。

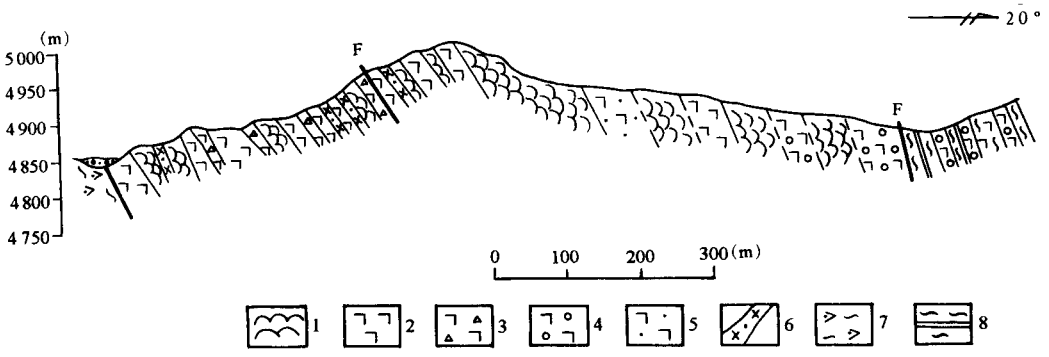


图 5-12　洞错去申拉基性熔岩剖面

1：枕状玄武岩；2：块状玄武岩；3：角砾状玄武岩；4：气孔玄武岩；5：杏仁玄武岩；6：辉绿岩岩墙；7：片理化方辉橄榄岩；8：片理化火山岩地层

笔者的化学分析表明，去申拉玄武岩以碱（Na_2O+K_2O 含量为 3.84% ~ 5.34%）钛（TiO_2 含量为 2.8% ~ 3.32%）及磷（P_2O_5 含量为 0.33% ~ 0.40%）偏高为特征，在 TiO_2-Zr/P_2O_5 图上，均落入碱性玄武岩区，在硅—碱图上（见图 5-11a）大多数属碱性玄武岩，少数为玄武岩（接近碱性玄武岩区），这与其 LREE 富集的分配形式相一致（见图 5-14）。

需指出，在岩带西段硅质岩不发育，但在八布错、赞宗错等地，见厚达 100m ~ 150m 的硅质岩与枕状熔岩伴生或呈构造岩片产出。

南亚带的基性熔岩见于噶尔（狮泉河镇）—拉梅拉、札西岗、且坎一带，由枕状玄武岩、气孔玄武岩、杏仁玄武岩及细碧岩等组成（见图 5-7），且坎附近枕状构造有所发育，岩枕长约 30cm ~ 40cm，最大达 80cm，枕体具冷凝边及同心层状构造，且坎基性熔岩厚约 250m，其上部夹有多层厚薄不等的紫红及灰白色硅质岩层（厚约 200m 以上）或透镜体，前者中富含放射虫（西藏自治区地质矿产局，1987）。据现有资料，噶尔（狮泉河镇）一带的火山岩多属拉斑玄武系列，少数为碱性玄武岩系列。在硅—碱（如图 5-11a）上，分别属碱性玄武岩、玄武岩或玄武安山岩。

南亚带东段的永珠一带玄武岩为碱性玄武岩。岩带中段藏北湖区一带，基性熔岩发育状况不如西段，基性熔岩仅见于安多桥头、罗布中、拉弄及察曲山等地，并呈零星小岩块产出，缺失其他蛇绿岩组合。其中规模最大者为察曲山，枕状玄武岩及块状玄武岩中夹有辉绿岩，出露宽度约 600m ~ 700m，东西延长约 10km，枕状构造发育好。其余几

处基性熔岩厚度不足百米，如罗布中枕状玄武岩厚约 70m，上覆一套厚约 150m～200m 的深海沉积物（由放射虫硅质岩、页岩及粉砂岩组成）相伴生（王希斌等，1987）。

据（$FeO^* + TiO_2$）－Al_2O_3－MgO 含量关系图及 TiO_2－Zr/P_2O_5 含量关系图可知，岩带中段的基性熔岩几乎均属拉斑玄武岩，在硅—碱图（见图 5-11b）上，属玄武岩或玄武安山岩，个别为碱性玄武岩（罗布中部分样品）。

岩带东段基性熔岩见于丁青岩体，由枕状玄武岩、块状玄武岩及角砾岩玄武岩组成。其中丁青西岩体热昌纳雍弄及宗白乡多荣卡的基性熔岩枕状构造发育良好，枕体大者 20cm×50cm，气孔、杏仁构造颇为常见。基性熔岩厚仅数十米，并见与火山碎屑岩及硅质岩互层产出，显示去几个喷发旋回。丁青东岩体基性熔岩的枕状构造不发育，由块状玄武岩、杏仁状玄武岩组成，并见枕状及块状熔岩与灰白色薄层硅质岩互层产出，呈现出几个喷发旋回（邹光富，1993）。据仅有的两个化学分析结果，丁青基性熔岩属拉斑玄武系列的玄武岩和玄武安山岩（如图 5-11b）。从火山岩的 Zr/Y－Zr 含量关系图（如图 5-13）可知，班公错—怒江蛇绿岩带，各地段的玄武岩可能来源于不同亏损程度的幔源区。岩带西段的洞错玄武岩及南亚带的永珠玄武岩来源于富集的幔源区，其中大约 15%为熔融的产物，班公错—日土及噶尔（狮泉河镇）的玄武岩来源于亏损幔源区，代表了大约 15%～20%的部分深融产物（如图 5-13a）。岩带中、东段的玄武岩大多来源于亏损幔源区，且代表了不同程度（15%～30%）的部分熔融，如拉弄火山岩大多来自亏损幔源区，代表了约 20%的部分熔融，少数来源于富集幔源区，如罗布中玄武岩。虽分析数据有限，但能提供玄武岩幔源岩的有关信息。

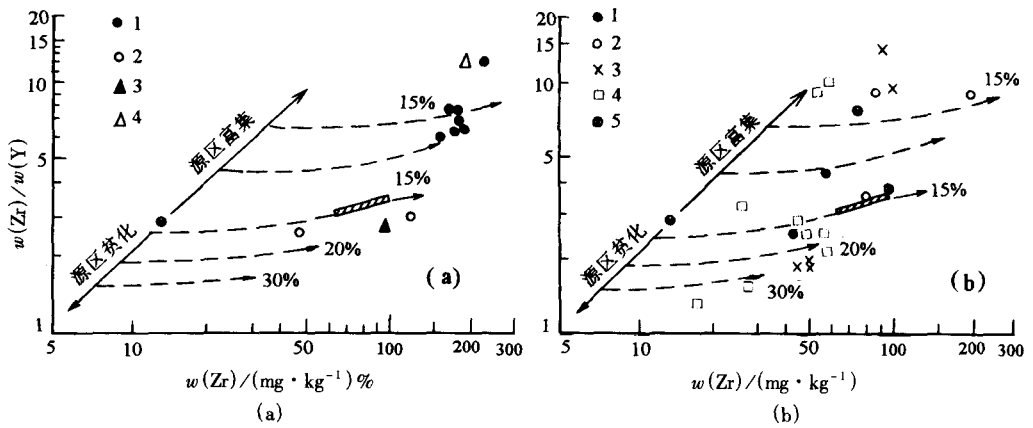


图 5-13　班公错—怒江蛇绿岩中玄武岩的 Zr/Y－Zr 含量关系图

(a)　1:洞错；2:班公错—日土；3:噶尔(狮泉河镇)；4:永珠；

(b)　1:察曲山；2:安多；3:罗布中；4:拉弄；5:丁青

二、蛇绿岩的时代

确定蛇绿岩时代最可靠的方法是硅质岩中的放射虫时代的测定，并可结合蛇绿岩单

元中锆石的 U－Pb 同位素测定年代。蛇绿岩套之上沉积盖层的时代也可提供蛇绿岩形成的上限。

班公错—怒江蛇绿岩中的放射虫硅质岩虽发育程度低，但多呈夹层产于基性熔岩中，并沿岩带断续出露，由于研究程度不够以及硅质岩重结晶等因素致使放射虫年龄资料不多。

据日土幅 1:100 万区域地质调查报告（西藏自治区地质矿产局，1987），在岩带西段日土西侧董吉日及巴尔穷等地，夹于基性熔岩中的硅质岩富含放射虫，但未提及其时代，改则县达布乌如和班公错南岸蛇绿岩中硅质岩的放射虫时代为侏罗纪。据郭铁鹰等（1992）采自日土县门曲囊蛇绿岩中硅质岩的放射虫为 *Canellipsis*、*Lithamitro*，在其附近相应地层中含珊瑚 *Diplaraea* sp. 和固着蛤 *Toucoria* sp. 等，认为其时代为早白垩世（K_1），并指出本带蛇绿岩为晚白垩世（K_2）不整合覆盖，故推测其侵位时代为 K_1 末（与日土幅 1:100 万区域地质调查报告中提及的盖层时代不一致）。

洞错去申拉北（及直若错一带）紫红色硅质岩中的放射虫时代为侏罗纪（西藏自治区地质矿产局，1986）。据夏斌资料，不整合于蛇绿岩之上的陆相火山岩的全岩 K－Ar 同位素年龄为 141Ma①。日土及洞错一带的蛇绿岩均侵位于侏罗系木嘎岗日群中（改则幅 1:100 万区域地质调查报告认为该群包括了整个侏罗纪沉积，而日土幅 1:100 万区域地质调查报告将其划分为中侏罗世）。木嘎岗日群在念青—唐古拉一带为一套砂、泥质为主的复理石建造，其中夹基性火山岩，故蛇绿岩岩块中的基性熔岩被视为木嘎岗日群中的一个火山岩段。该套地层化石稀少，仅产双壳类、腹足类、腕足类化石。在洞错以东色哇一带仅出露的中统、下统，为一套砂泥质夹钙质的复理石建造，化石丰富，其底部与三叠系的接触关系清楚，说明木嘎岗日群属侏罗纪无疑，从而推测洞错一带蛇绿岩应形成于侏罗纪，与放射虫时代相符合。

岩带西段的蛇绿岩均为下白垩统所不整合覆盖，如日土西侧蛇绿岩被下白垩统玉多组（灰岩、生物灰岩，底部是砾岩）所不整合覆盖；又如在去申拉、拉果错见下白垩统去申拉组（安山岩、英安岩、凝灰岩等）不整合覆盖于堆晶辉长岩之上（如图 5-2 和图 5-6），从而确定了蛇绿岩时代的上限。此外，据改则幅 1:100 万区域地质调查报告，在日阿色木嘎岗日群中玄武岩的 K－Ar 同位素年龄为 167.5Ma，为侏罗纪。

综上可知，班公错—怒江缝合带西段日土及洞错一带蛇绿岩形成于侏罗纪，早白垩世以前发生构造侵位。

岩带南亚带噶尔（狮泉河镇）、且坎、爬里革砸等地均有硅质岩呈夹层产于基性熔岩中，含丰富的放射虫，但无时代资料。然而，从爬里革砸蛇绿岩剖面可知，玄武岩与其上的下白垩统玉多组灰岩呈过渡关系（如图 5-7）。该灰岩中含园笠虫及藻类化石，其与下伏维思组（含植物化石的页岩、泥灰岩）整合接触，两组均不整合于侏罗纪木嘎岗日群之上。可见，此处蛇绿岩形成于晚侏罗世—早白垩世初。在且坎同样可见玉多组不整合覆盖于蛇绿岩套地幔橄榄岩及玄武岩之上（西藏自治区地质矿产局，1987）。

在甲岗—噶尔（狮泉河镇）以南地区的蛇绿岩，大多侵位于下白垩统中，其上又被

---

① 夏斌．1992．西藏西南部蛇绿岩及其地体构造（博士论文）

日康巴组（$E_2^{2-3}r$）夹有货币虫灰岩的海相磨拉石建造、狮泉河群（$E^3-N_1^2Sh$）陆相磨拉石建造以及门土组（E_2^1m）陆相含煤岩系、狮泉组（$K_2^2-E_1sh$）钙碱性中酸性火山岩等不整合覆盖，可知蛇绿岩形成时代为早白垩世（郭铁鹰等，1992）。

班公错—怒江缝合带中段的藏北湖区一带，拉弄、罗布中、安多等地硅质岩中放射虫时代经王乃文鉴定为侏罗纪。另在罗布中枕状熔岩之上整合覆盖着一套复理石建造，其上部的中厚层隐晶质灰岩中产有大量六射珊瑚、水螅、层孔虫等化石，经汪明洲等（1980）鉴定，其时代为晚侏罗世，故可推知蛇绿岩的形成略早于晚侏罗世。

东巧、赞中湖和阿日等十余个岩体均被下白垩统不整合覆盖，其底部砾岩中砾石成分主要为镁铁—超镁铁岩。东巧西岩体峰腰处有一套海陆交互相沉积地层，不整合于地幔橄榄岩之上，其下部为砂砾岩，砾石成分有硅化橄榄岩、辉长岩及铬铁矿矿砂等，砾岩之上有四层薄层含铬砂岩，向上过渡为石英砂岩、砂质灰岩和灰岩。砂岩及灰岩中含大量动物和植物化石，经汪明洲（1980）鉴定，其时代多限于早白垩世，有人认为这套盖层时代相应于晚侏罗世—早白垩世。东巧西岩体北侧围岩中发育有薄层的角闪岩动热变质晕圈，其中角闪石的 K－Ar 年龄为 179Ma，代表中侏罗世洋内俯冲的时代。另在安多县东巧错南穷纳一带见早白垩世角度不整合覆盖于上古生界砂板岩及超镁铁岩体之上，早白垩世下部为砾岩、砂砾岩，砾石成分在穷纳一带主要为超镁铁岩，次为石英岩及铬尖晶石，中部为砂页岩，上部为灰岩，总厚度大于 200m，灰岩中采到瓣鳃类化石：*Trigonidae*，*Prorocardia* sp.，*Cyrene* sp. 及植物化石 *Ptylophyum* sp.，属侏罗纪—白垩纪。可见蛇绿岩之上的盖层属晚侏罗世—早白垩世更可靠些，蛇绿岩应形成于早侏罗世—中侏罗世（王希斌等，1987）。

岩带东段丁青岩体硅质岩中放射虫时代为侏罗纪（郑一义，1983；邹光富，1993）。在丁青岩体南侧的色扎与丁青之间分布着一套紫红色砂砾岩，砾石成分为超镁铁岩、硅质岩，据拉萨幅 1:100 万区域地质调查报告（西藏自治区地质矿产局，1979），该砂砾岩中所采的瓣鳃及腹足类化石，由西藏自治区地质科学研究所杨胜秋鉴定，属早侏罗世特征分子。而西藏自治区地质矿产局（1993）提及，丁青岩体南侧上侏罗统底部砾岩中含超镁铁岩及硅质岩砾石，故推测丁青岩体侵位时限为中三叠世—晚三叠世（T_2-T_3）之间。显然上述两资料对盖层时代看法不一，即对蛇绿岩侵位时代的上限（晚侏罗世或早侏罗世）意见不一。根据地层资料，在索县一带缺失早三叠世—中三叠世（T_1-T_2）沉积，晚三叠世时，在古生界剥蚀基底上，超覆沉积了一套浅海相—海陆交互相地层，以珊瑚类、腹足类、瓣鳃类化石为主。晚三叠世晚期为海陆交替环境，沉积了紫红色、黑灰色含煤碎屑岩地层，具丰富的海相瓣鳃、腹足、菊石及陆相植物化石（厚达1 200 m），可见晚三叠世不具备洋壳发育的环境。据此，可推知丁青蛇绿岩的形成时代不会早于早侏罗世，看来其盖层时代应为上侏罗统（与《西藏地质志》意见一致）更为合理。

三、班公错—怒江蛇绿岩形成环境

班公错—怒江缝合带自西而东，其蛇绿岩的形成环境具多样性，表现为基性熔岩的

地球化学特征有显著差异。

岩带西段洞错蛇绿岩中基性熔岩以 TiO_2（含量 2.80% ~ 3.32%）、P_2O_5（含量 0.33% ~ 0.40%）、$Na_2O + K_2O$（含量 3.84% ~ 5.34%）偏高为特征，在硅—碱图上（见图 5-11a），主要为碱性玄武岩，少数为玄武岩，但在 $TiO_2 - P_2O_5$ 图上，均属碱性玄武岩。REE 分配形式为 LREE 富集（图 5-14a），$[La/sm]_N = 2.25$，$\sum REE = 163.3 \times 10^{-6}$，大离子亲石元素（Nb、Ta、Rb、Sr、Ba、Th）明显富集，分别为 MORB 中相应元素的 2 倍 ~ 18 倍，故明显不同于 MORB 玄武岩。在 $Logw(Ti) - Logw(Zr)$ 图上，洞错玄武岩的成分点落入板内玄武岩区，在 $TiO_2 - FeO/MgO$ 含量关系图上（图 5-15），其成分点落入洋岛玄武岩 OIB 区。结合洞错玄武岩的大洋玄武岩属性，从 $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ 含量关系图，可以认为洞错蛇绿岩可能形成于初始拉张洋盆环境，碱性玄武岩可能是较深处幔源岩石低度部分熔融作用的产物。

岩带西段班公错—日土、董吉日一带的碱性玄武岩、玄武岩，其 $Na_2O + K_2O$ 含量多介于 4.01% ~ 7.29%，明显高于洋脊玄武岩的平均含量（< 3%），但 TiO_2 含量（多为 0.79% ~ 1.43%）、P_2O_5 含量（0.11% ~ 0.24%）接近于洋脊玄武岩的平均成分（分别为 1.50%和 0.14%）。据日土两个玄武岩的 REE 分析，$\sum REE = 17.77 \times 10^{-6}$，其分配形式为平坦型（见图 5-14a），$[La/Sm]_N = 1.20$，$[La/Ya]_N = 0.89$。在 $TiO_2 - FeO^*/MgO$ 含量关系图上（见图 5-15），玄武岩的成分点多数落入 MORB 区，个别落入岛弧玄武岩和洋岛玄武岩区，与在 $P_2O_5 - TiO_2$ 含量关系图上的判别结果一致。综上可推知，班公错—日土一带蛇绿岩可能为洋盆扩张环境的产物，玄武岩中碱含量明显偏高可能与玄武岩的细碧岩化有关。

南亚带噶尔（狮泉河镇）—拉梅拉、且坎一带 23 个基性熔岩的分析结果引自不同资料，故其成分变化较大：$Na_2O + K_2O$ 含量为 1.64% ~ 5.42%，TiO_2 为 0.23% ~ 2.25%，P_2O_5 含量为 0.02% ~ 0.36%，在硅—碱图（见图 5-11a）上以玄武岩为主，其次为玄武安山岩，并偶见碱性玄武岩。在 $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ 含量关系图上，多属大陆玄武岩，少数为大洋玄武岩。从而给构造环境分析带来一定困难。为此，仅以夏斌等①对噶尔（狮泉河镇）的 15 个常量及痕量元素分析结果及对 5 个样品的 REE 分析结果为基础进行讨论，噶尔（狮泉河镇）基性熔岩在 $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ 含量关系图上属大陆玄武岩，5 个 REE 分析为 LREE 明显富集，$\sum REE = 103.4 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 3.23$，其分配形式与洞错大体相同，仅以其 $\sum REE$ 偏低及具 - Eu 异常与之区别，在 $TiO_2 - FeO^*/MgO$ 含量关系图（见图 5-15a）上，其成分点多介于 MORB 和 IAT 之间，其部分为钙碱性玄武岩，与在 $TiO_2 - MnO - 10P_2O_5$ 含量关系图上的判别结果相一致，结合其低碱（$Na_2O + K_2O$ 含量为 2.96%）、低 TiO_2（其含量为 0.67%）、P_2O_5（其含量为 0.13%）等地球化学特征和高的 $[La/Sm]_N$ 值，噶尔（狮泉河镇）玄武安山岩形成于岛弧环境中。

岩带中段藏北湖区一带火山岩的地球化学特征变化较大，察曲山、安多玄武岩的火山岩据硅—碱图（见图 5-11b）结合 $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ 含量关系图可知多为大洋玄武岩，

---

① 夏斌等．1989．西藏自治区蛇绿岩分布图说明书

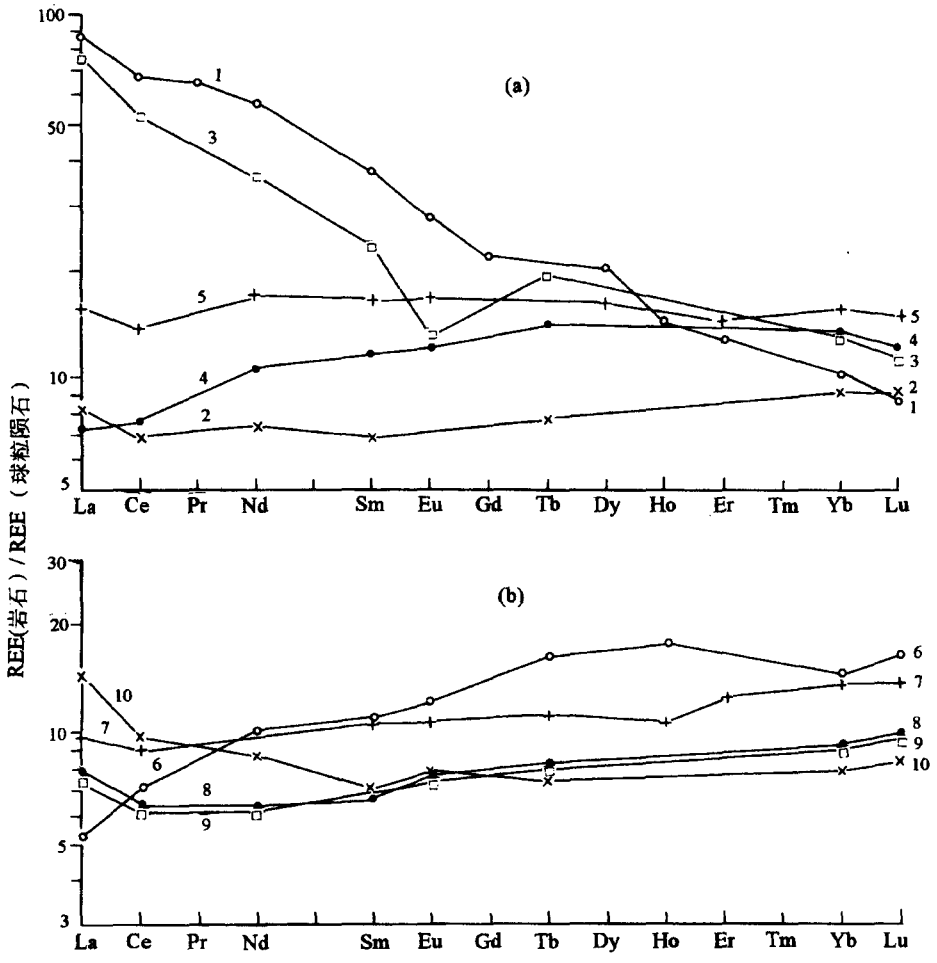


图 5-14 班公错—怒江蛇绿岩带基性熔岩的 REE 分配形式

1：洞错；2：日土；3：噶尔（狮泉河镇）；4：永珠；5：丁青；6：安多；7：察曲山；8：拉弄；9：江错；10：罗布中

少数为大洋玄武安山岩；罗布中火山岩为大陆玄武安山岩和玄武岩，个别为碱性玄武岩；拉弄火山岩则为玄武安山岩，次为玄武岩，且分别具大陆及大洋两种属性。

上述火山岩的 REE 分配形式有 3 种（见图 5-14b）：①安多玄武岩为 LREE 亏损，$[La/Sm]_N = 0.48$，与 MORB 相同；②察曲山、拉弄、江错的火山岩为平坦型，$[La/Sm]_N$ 分别为 0.89，1.16 和 1.09；③罗布中火山岩则为富集型，$[La/Sm]_N = 2.140$。在 TiO_2 - FeO^*/MgO 含量关系图（见图 5-15b）上，安多及察曲山的玄武岩均落入 MORB 区，罗布中火山岩的成分点介于 MORB 和 IAT（岛弧拉斑玄武岩）之间，而拉弄火山岩均位于钙碱性火山岩一侧，在藏北湖区不大的范围内，火山岩的 REE 分配形式及形成环境具样性，提示了它们并非单一成因模式。

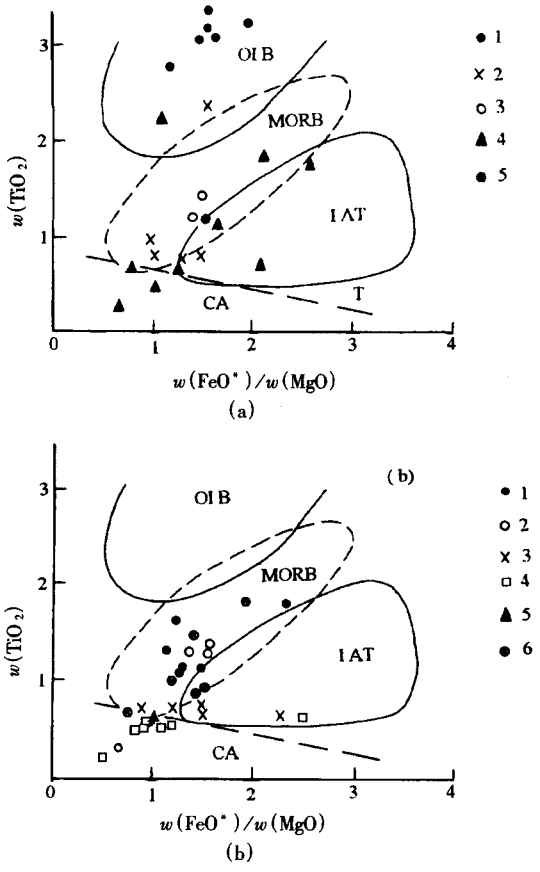


图 5-15　班公错—怒江缝合带玄武岩的 TiO_2 - FeO^*/MgO 图

(a)　岩带西段　1:洞错；2:班公错—日土；3:董吉日；南亚带；4:噶尔(狮泉河镇)—拉梅拉,且坎；5:永珠；

(b)　岩带中、东段　1:察曲山；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

王希斌等（1984）曾用前人（Schilling，1975；Sun *et al*.，1979）对北大西洋 Reykjanes 脊—冰岛和红海—亚丁湾 Afar 的热地幔柱成因模式对比加以解释。上述两地区的火山岩，其 $[La/Sm]_N$ 比值随着距热点由近而远，依次由 > 1 至 = 1 至 < 1 作规律变化，该成因模式包括了两种性质不同的地幔来源：一个来源于低速层之下的原始热地幔柱，形成了富集 LREE、LIL（大离子亲石元素 K、Rb、Sr、Ba、Th 等）及 $[La/Sm]_N < 1$ 的玄武岩，如罗布中玄武岩；另一种来源于枯竭不相容元素的低速层，形成了枯竭 LREE 及LIL、$[La/Sm]_N < 1$ 的玄武岩，如安多玄武岩；察曲山、拉弄、江错的火山岩则是介于上述两类之间的过渡类型。藏北湖区火山岩的上述地球化学特征亦见于印度洋中脊和某些非扩张脊，如 Ninetyeact 脊以及南大西洋 Scotra 海的岛弧及弧后盆地拉斑玄武岩（王希斌等，1984）。

岩带东段丁青一带的玄武岩仅有6个分析样品，其中5个为大洋玄武岩，1个为大洋玄武安山岩（见图5-11b）。在 TiO_2-FeO^*/MgO 含量关系图（见图5-15b）上，其成分点多落入MORB与IAB的过渡区。据一个样品的REE分析，其分配形式为平坦型，$[La/Sm]_N=0.94$，$\sum REE=80.9\times10^{-6}$。现代大洋以出现一套含长石的超镁铁岩—含长橄榄岩、含长纯橄岩、橄长岩为特征，从未见到辉石岩组合（Dick *et al*.，1984）。结合丁青蛇绿岩中以斜方辉石为代表的堆晶杂岩的出现，是高压岩浆房的标志。因此，可以认为丁青蛇绿岩应形成于岛弧环境中。

四、蛇绿混杂岩

沿班公错—怒江缝合带发育有一条长达1 800km的巨大混杂岩带，蛇绿混杂岩为其重要组成部分，兹简述如下：

沿班公错—怒江缝合带出露的蛇绿岩大多被构造肢解，具有混杂特征，构成蛇绿混杂岩，包括以蛇纹岩（或片理化地幔橄榄岩）为基质，以蛇绿岩自身块体及围岩块体所组成的混杂岩。

班公错—怒江缝合带西段的蛇绿混杂岩很典型，如日土县巴尔穷混杂岩（图5-16），出露的蛇绿岩单元有方辉橄榄岩、辉绿岩及基性熔岩。其混杂特征不仅表现为它们被肢解呈断块，与不同时代的围岩断块间杂产出，而且方辉橄榄岩中包有蛇绿岩自碎块体如硅质岩块体及灰岩块体，基性熔岩中包有辉绿岩块体，辉绿岩中包有闪长玢岩块体等。块体大小悬殊，形态各异，灰岩块体多为二叠系或时代不明者（西藏自治区地质矿产局，1987）。

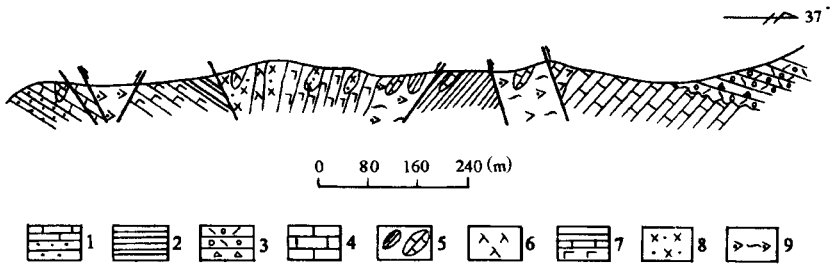


图5-16 日土县巴尔穷蛇绿混杂岩剖面

（引自日土幅1:100万区域地质调查报告）

1：早白垩世灰岩砂岩（K_{1-2g}）；2：早白垩世页岩（K_{1-2y}）；3：晚白垩世含火山角砾凝灰岩、火山角砾岩；4：二叠系灰岩；5：外来岩块（灰岩、页岩）；6：闪长岩；7：玄武岩、页岩、灰岩；8：辉绿岩；9：片理化方辉橄榄岩

又如日土县西侧蛇绿岩，其中的蛇纹石化方辉橄榄岩、辉绿岩及基性熔岩、硅质岩均呈断块产出，而且都包有许多大小不等的灰岩岩块。

班公错一带蛇绿岩的混杂特征也较常见，可见蛇纹岩或片理化方辉橄榄岩中含有基性熔岩、辉长岩、硅质岩等自碎岩块及砂岩、灰岩岩块构成的蛇绿混杂岩；如在班公错门曲囊见蛇纹岩基质中包有基性火山岩自碎块体，后者之中又包有灰岩及硅质岩块体（郭铁鹰等，1992）。

洞错一带蛇绿岩也具有混杂特征，如洞错北蛇绿岩的片理化方辉橄榄岩中包有巨大的侏罗系砂页岩岩块及三叠系灰岩岩块；日阿色蛇绿混杂岩较典型。碎裂的基性熔岩、硅质岩及辉绿岩多被肢解成数十米宽的断块，与碎裂硅质岩、碧玉岩断块混杂产出，而且基性熔岩和辉绿岩中常含有三叠系硅质岩岩块。

岩带中段藏北湖区一带的蛇绿混杂岩以安多东的玉多贡玛、江错拉弄沟为代表，前者在蛇纹岩基质中包有放射虫硅质岩岩块；后者在蛇纹岩基质中包有枕状熔岩及辉长岩岩块，且枕状熔岩仍显示枕状构造及球颗结构；在东巧岩体见强烈片理化的方辉橄榄岩中包有橄榄辉长岩及角闪岩岩块，或蛇纹岩中包有角砾岩化方辉橄榄岩自碎岩块；另在东巧以西—安多之间的地幔橄榄岩中巨大的灰岩块体屡见不鲜。

岩带东段丁青亚宗蛇绿岩为典型的蛇绿混杂岩（图 5-17），蛇绿岩单元地幔橄榄岩（方辉橄榄岩夹纯橄岩）、基性熔岩（块状熔岩、枕状熔岩）、放射虫硅质岩均呈断块产于围岩断块（即中侏罗统砂板岩、灰岩、上侏罗统砂板岩、泥岩及古近系—新近系砂砾岩等）之间。蛇绿岩断块似为外来岩块，并可见以砂页岩为基质的构造混杂岩，砂页岩中包有辉长岩、辉绿岩及球颗玄武岩的蛇绿岩块体，块体宽十几米至几十米，砂页岩基质强烈剪切揉皱。此外，在丁青也可见超镁铁岩、辉绿岩岩块混杂在复理石建造中（郑一义，1983）。

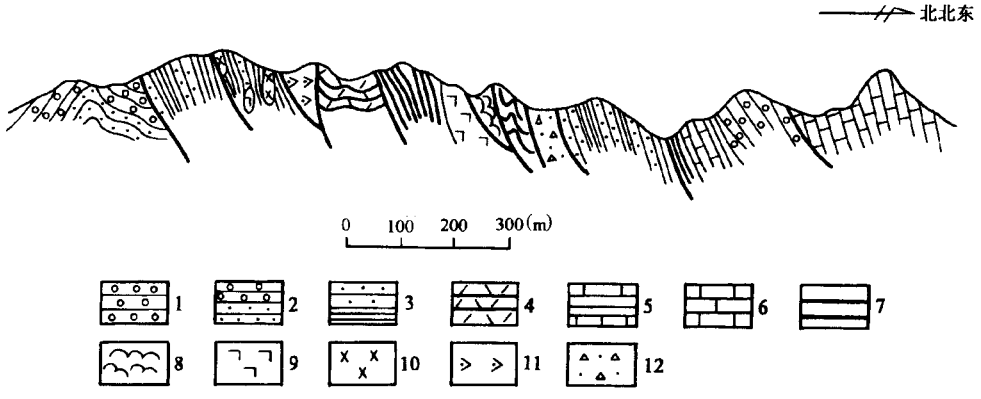


图 5-17 丁青亚宗蛇绿混杂岩剖面

（引自潘桂棠，1983）

1：古近系砾岩；2：古近系砾岩、砂岩；3：上侏罗统砂板岩；4：上侏罗统凝灰质硅质板岩；5：中侏罗统灰岩夹泥岩；6：中侏罗统生物灰岩（含瓣鳃及腕足）；7：放射虫硅质岩；8：枕状玄武岩；9：块状玄武岩；10：辉长岩；11：方辉橄榄岩；12：构造破碎带

南亚带噶尔（狮泉河镇）一带蛇绿岩也具混杂特征。在扎果见蛇纹岩及基性火山岩呈断块产于早白垩世灰岩、中基中酸火山岩及凝灰岩断块中间，前者似外来岩块，且坎

的蛇绿混杂岩更为典型（图 5-18），蛇纹岩或蛇纹石化方辉橄榄岩、辉长岩及微晶辉长岩、辉绿岩及玄武岩、硅质岩均呈大小不等的断块产出，其中还见灰岩及页岩的外来岩块。

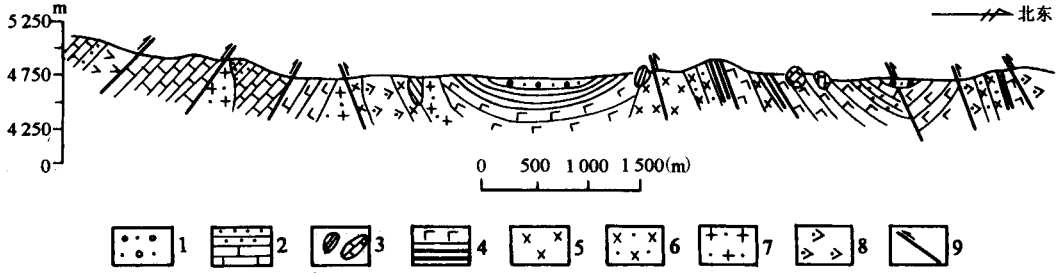


图 5-18 且坎蛇绿混杂岩剖面

（引自日土幅 1:100 万区域地质调查报告）

1：第四系；2：早白垩世砂岩、灰岩；3：外来岩块（灰岩、页岩）；4：基性熔岩夹硅质岩；5：辉长岩；6：辉绿岩；7：中酸性岩；8：方辉橄榄岩及蛇纹岩；9：断层

五、高压变质带

沿班公错—怒江缝合带至今尚未发现蓝片岩，在该带以北的双湖一带曾有蓝片岩的报导，李才等（1992）在双湖以西的恰格勒拉、纳若、嘎错、角木日、冈塘错、玛依岗日及果干加年山及其以西的冈玛错等地均发现蓝片岩，它们呈构造岩块产出，近东—西向断续长达 300km。蓝片岩岩块产于冈瓦纳大陆北缘一套碎屑岩—基性火山岩、冰海杂砾岩组合（C_2-P_1）中。该组合主要由含砾砂岩、砂岩、泥质砂岩、泥质灰岩、玄武岩及含冰碛石的杂砾岩组成。冰海杂砾岩的砾石成分因地而异，由大小不一、成分不同的砾石、砂、粉砂及泥质混杂堆积而成，层理不发育。砾石成分复杂，除超镁铁岩及玄武岩外，尚有变质砂岩、石英岩、大理岩、花岗岩等，特征是大砾石多见冰川擦痕、刻槽，或一组平行的压裂面，或砾石呈马背状、哑铃状，且冰海杂砾岩与 *Eurydesma* 等冷水型动物群一起产出，说明该砾岩经冰川或冰筏搬运而形成的，后经历了高压低温变质作用。电子探针分析得知，典型变质矿物为钠质角闪石中的青铝闪石和镁钠闪石，少量钠钙质角闪石中的蓝透闪石，并伴有黑硬绿泥石、石榴石、绿帘石、绿泥石、钠长石、方解石、绢云母、石英等。未见典型的低温高压变质矿物（如硬玉、硬柱石等）。依据其矿物组合和成分特征，其变质相介于蓝闪片岩相和绿片岩相之间。Maruyama *et al*.（1986）将类似组合称为过渡组合（Buffer assemblage 或 Transitional assemblage）。据钠质角闪石所估算的变质压力为 670MPa ~ 740MPa，变质温度约为 410℃ ~ 470℃。双湖一带有代表性的蓝片岩剖面如图 5-19、图 5-20 所示。

咸水泉剖面主要成分为：①含冰碛石绿泥蓝闪片岩；②含蓝闪石绿泥石冰海杂砾岩，其中夹少量泥质灰岩；③含冰碛石榴石黑硬绿泥石绿帘蓝闪片岩；④蓝闪石大理

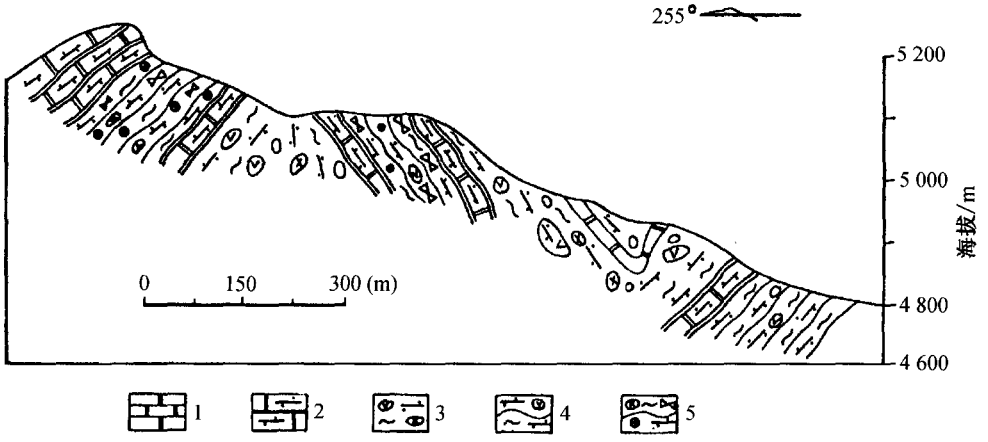


图 5-19　文部办事处绒玛区咸水泉西蓝片岩剖面

（引自李才等，1995）

1：结晶的泥质灰岩；2：蓝闪石大理岩；3：含蓝闪石、绿泥石冰海杂砾岩；4：含冰碛石绿泥蓝闪片岩；5：含榴石黑硬绿泥石片岩、绿帘蓝闪片岩（含冰碛石）

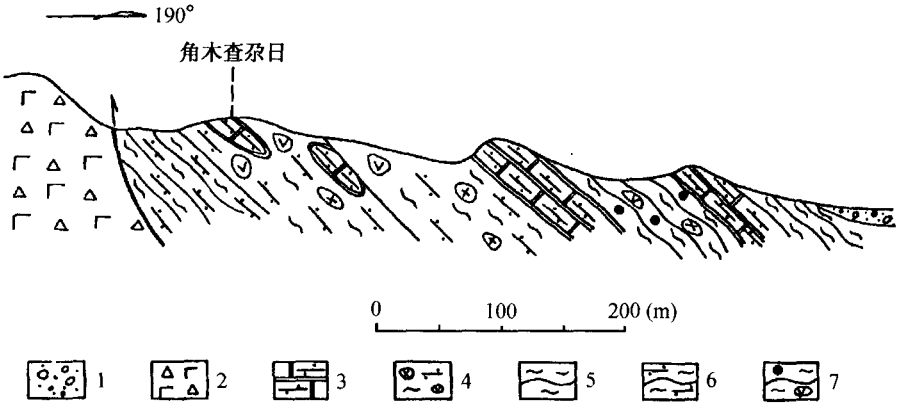


图 5-20　文部办事处绒玛区角木查尕日剖面

（引自李才等，1995）

1：第四系；2：角砾状玄武岩；3：蓝闪石大理岩；4：蓝闪石冰海杂砾岩；5：绿泥片岩；6：绿帘绿泥蓝闪片岩；7：含冰碛石榴石绿泥片岩

岩，其岩石变形强烈。不难看出，除蓝闪石大理岩外，其余岩石均为冰海杂砾岩和含冰碛石的泥砂质岩石变质的产物。含蓝闪石冰海杂砾岩层理不发育，砾石约占 60% ~ 70%，其成分包括超镁铁岩、辉长岩、玄武岩及少量变质砂岩、片麻岩等，基质为上述组分的细粒碎屑和泥质、碳酸盐等，含有大量蓝闪石类矿物。

角木查尕日剖面中含蓝闪石的岩石为：①含蓝闪石大理岩；②富含蓝闪石冰海杂砾岩（其中可夹蓝闪石大理岩）；③绿帘绿泥蓝闪片岩。此外，尚有绿泥片岩及含冰碛石的榴石绿泥片岩。剖面北段与角砾状玄武岩呈构造接触。显然，3 种含蓝闪石的岩石其

原岩分别为泥质灰岩、冰海杂砾岩及玄武岩（或辉长岩）。

笔者对双湖一带的考察发现，在双湖恰格勒拉南西发现了含蓝透闪石的变质基性岩，其路线地质剖面如图 5-21 所示。

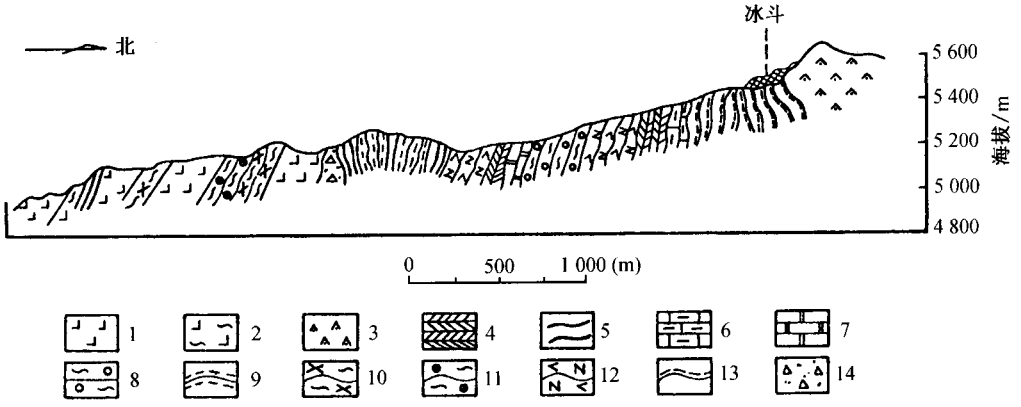


图 5-21　双湖恰格勒拉南西路线地质剖面

1：基性煌斑岩；2：片理化基性煌斑岩；3：橄榄辉石岩；4：灰色硅质岩；5：黑色板岩；6：结晶灰岩；7：大理岩；8：变质砂岩；9：绢云石英片岩；10：阳起绿泥片岩；11：榴石云母片岩；12：斜长角闪岩；13：黑云片麻岩；14：破碎带

蓝透闪石产于剖面西段强烈片理化的基性煌斑岩中，剖面东段由一套变质岩系和橄榄辉石岩组成。基性煌斑岩为辉石煌斑岩，灰黑色致密，外貌极似玄武岩。显微镜下可见似斑状结构，斑晶主要为单斜辉石，部分已蛇纹石化，少量斑晶为新鲜橄榄石，其质由粒状单斜辉石、长柱状褐色角闪石、阳起石、透闪石组成，少量次生石英，并可见单斜辉石被褐色角闪石所置换。辉石煌斑岩穿入上述变质岩系中，局部挤压变形、片理化强烈，从而形成含蓝透闪石阳起绿泥片岩。其变质组合为方解石、阳起石、绿泥石、蓝透闪石及单斜辉石残晶。

该剖面东段的变质岩系包括绢云石英片岩、变质砂岩、黑云母片麻岩、斜长角闪岩夹板岩、灰色硅质岩及结晶灰岩、大理岩，局部变形强烈。推测其时代为晚古生代。剖面东端的橄榄辉石岩由橄榄石（均已蛇纹石化）、单斜辉石（大多新鲜）及少量黑云母、斜绿泥石组成。暗褐色黑云母及绿泥石均呈填间状，副矿物磷灰石常见，岩石为半自形粒状结构。

显然，含蓝透闪石的阳起透闪绿泥片岩属绿片岩相，依其成分所估测的变质压力偏低，为 620MPa ~ 660MPa。

综上可知，双湖一带含蓝闪石类矿物的变质组合不同，根据岩石中变余结构和构造特征得知其分属于四种不同原岩的变质产物，归纳于表 5-1。

表 5-1　　蓝片岩的岩石类型组合及其原岩

岩石类型	矿物组合	原岩
绿帘蓝闪片岩 绿帘绿泥蓝闪片岩 含榴石绿泥蓝闪片岩 含青铝闪石绿泥片岩	青铝闪石 + 绿帘石 + 绿泥石 + 钠长石 青铝闪石 + 绿帘石 + 绿泥石 + 钠长石 青铝闪石 + 绿泥石 + 绢云母 ± 石榴石 绿泥石 + 绿帘石 + 钠长石 ± 青铝闪石	基性火山岩（玄武岩、火山碎屑岩）
含镁钠闪石千枚岩 含黑硬绿泥石石英片岩	绢云母 + 绿泥石 + 石英 + 斜长石 + 镁钠闪石（+ 蓝透闪石） 绢云母 + 石英 + 黑硬绿泥石	泥质砂岩
含青铝闪石大理岩 含青铝闪石绿帘石大理岩	方解石 + 青铝闪石（± 镁钠闪石） 方解石 + 青铝闪石（± 镁钠闪石）+ 绿帘石	泥质灰岩
变基性煌斑岩	方解石 + 阳起石 + 绿泥石 + 蓝透闪石 + 单斜辉石（残晶）	基性煌斑岩

含钠质角闪石（青铝闪石、镁钠闪石）的各类片岩分别为基性岩、泥砂质岩石和含泥质碳酸盐岩变质而来，即蓝片岩的主要原岩为冈瓦纳古大陆北缘的一套碎屑岩—基性火山岩—冰海杂砾岩组合，该组合普遍受轻度变质作用，部分地区为绿片岩相，最高达高绿片岩相，并发育蓝闪片岩。

对冰海杂砾岩中花岗岩砾石的同位素（K-Ar）测年（277.0Ma，376.1Ma，399.4Ma）（郭铁鹰等，1991）和泥灰岩砾石中所含生物碎屑得知，冰海杂砾岩应为早古生代沉积岩（李才等，1995）。对查桑东纳若蓝闪大理岩样品中青铝闪石的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄为(222.5 ± 3.7)Ma,为蓝片岩的形成时代,相当于早三叠世—中三叠世(中生代印支早期)。

与蓝片岩相伴产出的尚有橄榄岩、辉石岩、辉长岩、辉长辉绿岩及玄武岩等。缺失有证据的地幔橄榄岩及放射虫硅质岩，故未见典型蛇绿岩。地球化学研究查明，上述玄武岩以 K_2O 含量偏高（多大于 1%，高达 3.89%）。且以富集 LIL（Sr、Ba、Rb、Nb）及 LREE 为特征。从判断图得知，该玄武岩为洋岛碱性玄武岩和洋岛拉斑玄武岩，代表陆壳初始拉张裂谷阶段原始地幔岩低度部分熔融的产物。

需指出，龙木错—双湖一线地处冈瓦纳古大陆北缘（羌南地区）与欧亚大陆南缘（羌北地区）的分界线，分界线两侧在生物组合及沉积特征上均有一定差异。冈瓦纳一侧早石炭世以后发育有冷水动物群（如双壳类、腕足类、珊瑚和方锥石等）、舌齿植物群，晚石炭世晚期局部地区沉积了碳酸盐岩，发育有暖水型动物群（如䗴、珊瑚等），故可见冷、暖型生物混合叠覆。特别是晚石炭世时，羌南地区的冰海杂砾岩、含冰碛石板岩厚度大，生物稀少单调。与之对应的是，在欧亚大陆一侧的羌北地区早石炭世晚期发育浅海相碳酸盐—碎屑岩沉积，含大量暖水型生物群（主要为珊瑚、腕足类，次为双壳类和菊石），晚石炭世发育暖水型䗴类和腕足类，直到晚二叠世均以发育华夏植物为特征，反映了浅海的暖水环境，加之缺失冷水动物群和冰水沉积，故与羌南地区形成鲜明对照。从而说明龙木错—双湖一线应为重要的构造分界线。特别是沿此线在双湖恰格勒拉及其以西一带构造混杂岩的产出，揭示了龙木错—双湖一线似应代表班公错—怒江新特提斯缝合带北侧的另一条古特提斯缝合带。

六、班公错—怒江缝合带的演化特征

班公错—怒江缝合带为唐古拉地体与冈底斯—念青唐古拉地体之间的构造分界线。鉴于石炭纪—二叠纪时南北两侧的生物面貌和建造特点十分相似，可知两者之间的裂离应发生在晚古生代以后（西藏自治区地质矿产局，1993）。如前所述，该带蛇绿岩大多侵位于侏罗系木嘎岗日群中，蛇绿岩基性熔岩被视为该群中的一个火山岩段。该带各地段硅质岩中的放射虫时代均为侏罗纪。西段班公错—日土一带的蛇绿岩被早白垩世地层不整合覆盖；中段蛇绿岩分别被晚侏罗世—早白垩世或早白垩世地层所不整合覆盖，结合动热变质圈中角闪石的 K－Ar 年龄为中侏罗世（179Ma）；东段蛇绿岩被早白垩世不整合覆盖。综上所述，可推测班公错—怒江蛇绿岩形成于早侏罗世，构造侵位于中侏罗世（中段）或中侏罗世—晚侏罗世（西、东段），故洋壳发育时限短暂（中段为早侏罗世—中侏罗世，东、西段为早侏罗世—晚侏罗世）。南亚带甲岗—噶尔（狮泉河镇）一带蛇绿岩无放射虫时代依据，可能形成稍晚，为早白垩世，蛇绿岩盖层的最新时代为狮多组（$K_2^2-E_1Sh$），同时具有洋盆发育短暂（早白垩世—晚白垩世）之特点。

根据玄武岩的 K_2O 含量、Na_2O 含量及 θ 值（Sugisaki，1976），以及部分 Zr/Y－Zr 含量关系值所估算的洋盆扩张速率如图（图 5-22）及表（表 5-2）所示，可以看出：①班公错—怒江缝合带各地段洋盆的最大扩张速率为 1.15cm/a～2.56cm/a，最小扩张速率低于 0.5cm/a，具慢速扩张特点；②缝合带各地段的扩张速率不同，以中段稍高，中段玄武岩稍高的 θ 值反映了其形成深度较浅，这与其拉斑玄武岩属性、来自亏损幔源区（见图 5-13）及稍高的部分熔融程度相符合（见图 5-24），故中段拉斑玄武岩可归属于挤压区火山岩（Compression-area voleanic）（Sugisaki，1976）。

西段玄武岩的 θ 值最低，与其碱性玄武岩的属性、LREE 富集（见图 5-14）等特点相一致，反映了其形成深度较大以及部分熔融程度偏低的特点（见图 5-24）。碱性玄武岩出现在板块运动的低速区（Sugisaki，1976），故西段玄武岩属低应力区火山岩（Low-stress-area volcanic）（Sugisaki，1976）。

表 5-2　　利用玄武岩估算的洋盆扩张速率及估算的洋盆最大宽度

	班公错—怒江缝合带				雅鲁藏布江缝合带		
	西段	中段	东段	南亚带	西段	中段	南亚带
$w(Na_2O)$	0～1.15	0～1.15	0.77～1.0	0.24～1.12	0.46～1.15	0.31～1.46	0.33～1.08
$w(K_2O)$	0.24～0.45	0～2.56	0.23～0.31	0.16～0.96（个别 3.38）	0.31～1.88	0.23～0.56	<～0.31
θ	0～0.48	0.46～2.15	0.48～1.68	0.48～0.70	0.48～0.64	0.54～1.00	0～0.54
$w(Zr)/w(Y\text{-}Zr)$	0.8～3.0	–	–	–	–	0～2	–
选用的扩张速率/($cm\cdot a^{-1}$)	1.24	2.15	1.68	0.70	0.64	1.50	0.54
时限/Ma	210～135	210～150	210～140	145～70	210～90	160～80	210～90
估算的洋盆最大宽度/km	930	1 290	1 176	525	768	1 200	648

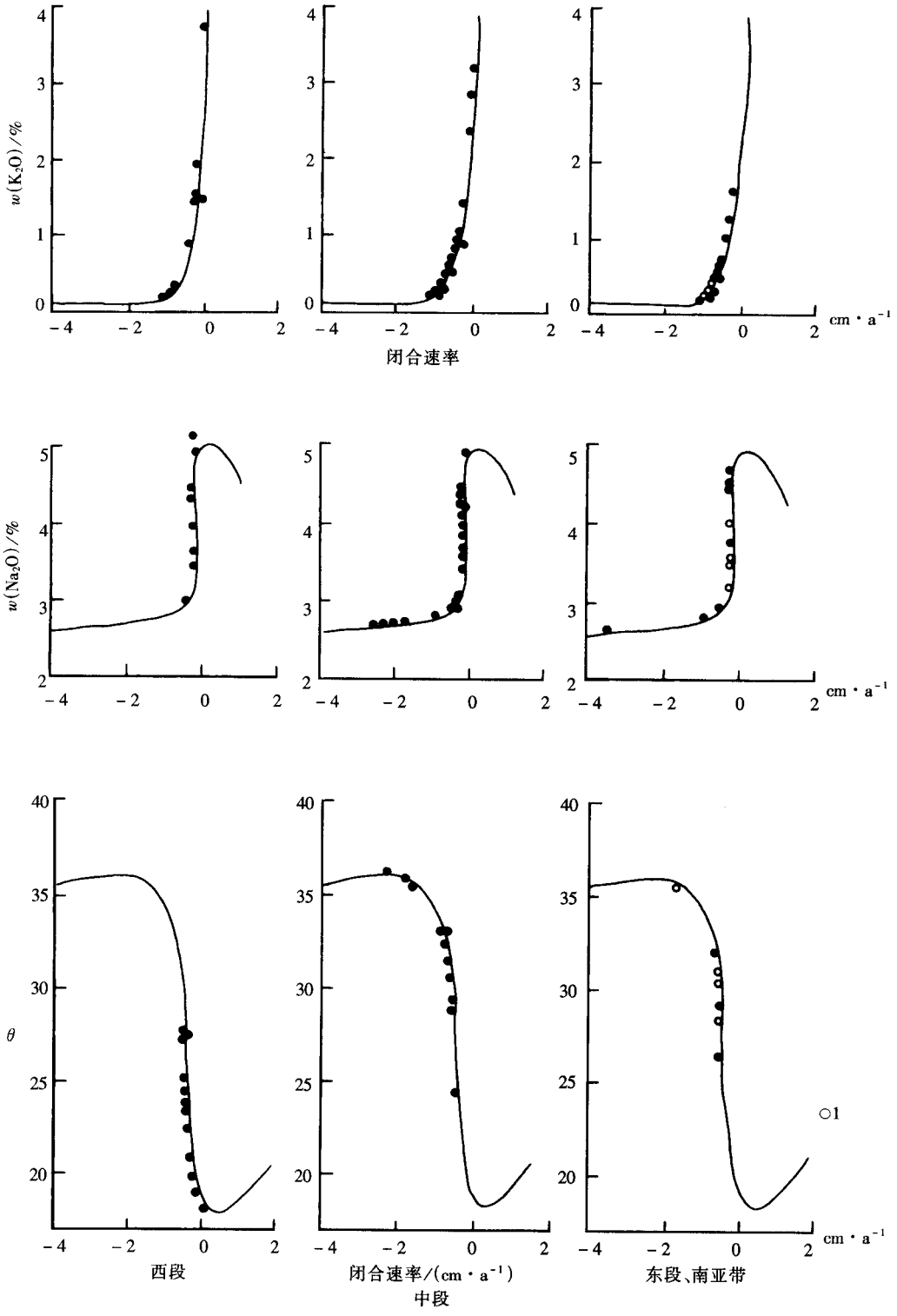
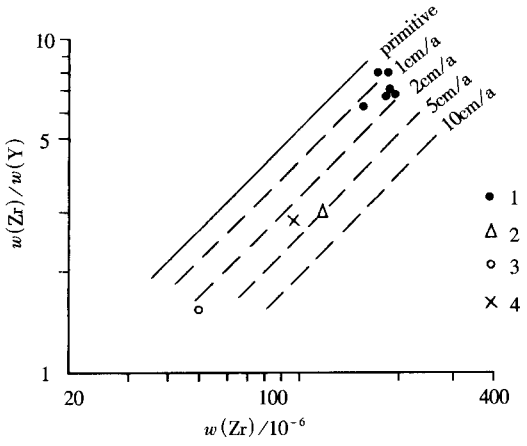


图 5-22　班公错——怒江蛇绿岩带玄武岩的 $w(K_2O)$、$w(Na_2O)$、θ 值图

顺便说明，利用 w（K_2O）、w（Na_2O）和 θ 值所估算的扩张速率相差较大，故在估算洋盆宽度时均以 θ 值为准。

由于玄武岩的 w（Zr）、w（Y）分析数据有限，且资料来源不同，故利用 w（Zr）/w（Y）－w（Zr）值估算扩张速率时往往投点分散或稀少，可利用者仅为岩带西段（图 5-23），可见其扩张速率变化于 0.8cm/a ~ 3cm/a 之间，高于用 w（Na_2O）、w（K_2O）和 θ 值估算的数据。



5-23　班公错—怒江蛇绿岩带西段玄武岩的 Zr/Y－Zr 图

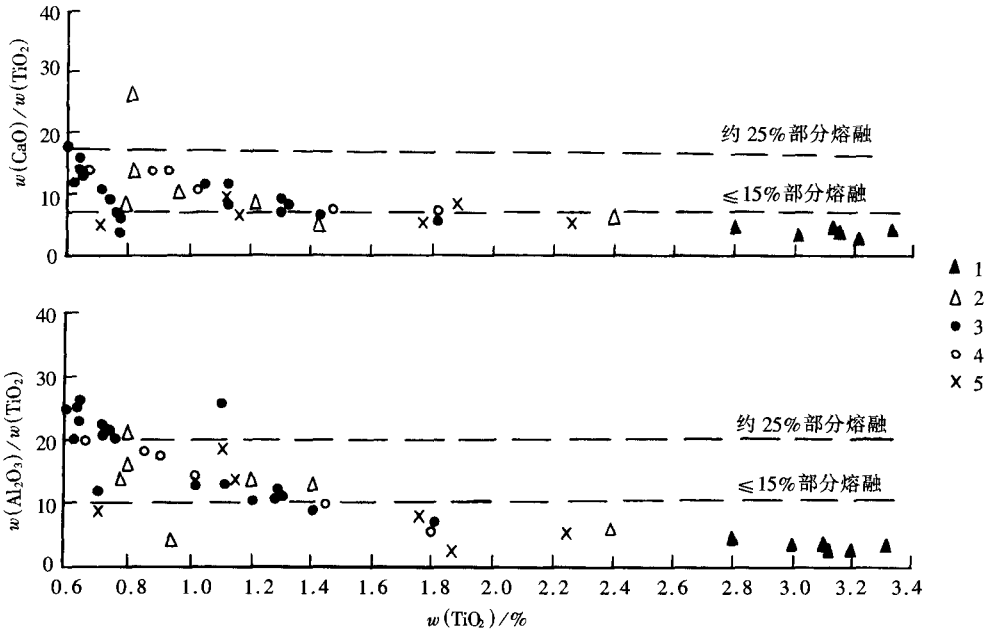
1:洞错；2:班公错；3:日土；4:噶尔(狮泉河镇)

因此，在估算洋盆宽度时，可将两种方法的估算加以平均。

根据估算的扩张速率及洋盆发育时限可估算洋盆宽度。以岩带西段为例，扩张速率选用 1.24cm/a（0.48cm/a 与 2cm/a 的平均值），洋盆扩张始于早侏罗世（210Ma），考虑早白垩世盖层（135Ma）的存在，可知洋盆发育时限为 210Ma ~ 135Ma。据此估算的洋盆最大宽度为 930km；同法对岩带中段选用扩张速率为 2.15cm/a，洋盆发育时限为 210Ma ~ 150Ma，则估算的洋盆最大宽度为1 290km。从表 5-2 明显可知，岩带中段的洋盆宽度最大（1 290km），次为岩带东段（1 176km）及西段（930km），南亚带宽度最小（525km）参见概述中缝合带及蛇绿岩带分布图。尽管所估算的洋盆宽度不准确，但可得出结论，即班公错—怒江蛇绿岩带由若干小洋盆俯冲消减的洋壳残体构成。

缝合带内蛇绿岩中普遍缺失岩墙床群，洋壳厚度小，除洞错、赞宗错一带洋壳厚度超过千米之外，其余多不足 700m ~ 800m。堆晶杂岩在类型、岩石组合、成分上的明显差异，均反映了它们为孤立岩浆房中基性熔体分离结晶作用的产物。熔体的成分既有拉斑质，也有偏基性的成分。从玄武岩的 CaO/TiO_2 含量、Al_2O_3/TiO_2 含量比值（图 5-24）可知，各地段的玄武岩代表了不同程度部分熔融的产物。中段的拉斑玄武岩代表了 15% ~ 25%以上的熔融程度；而西段洞错碱性玄武岩及南亚带部分碱性玄武岩则代表了小于 15%的部分熔融，正如前面指出的它们的形成深度也不一致。

班公错—怒江缝合带内蛇绿岩的带状展布特征不明显，该带不具有明显的弧盆结构，双变质带的发育特征及俯冲极性不明显。因此，班公错—怒江缝合带的闭合过程应



5-24 班公错—怒江蛇绿岩带玄武岩的 CaO/TiO_2—TiO_2 含量关系和 Al_2O_3/TiO_2—TiO_2 含量关系图

1:岩带西段洞错；2:岩带西段班公错—日土,董吉日；3:岩带中段；4:岩带东段丁青；5:南亚带

为盆内聚敛作用所致（西藏自治区地质矿产局，1993）。

第二节　雅鲁藏布江缝合带

该缝合带大体沿雅鲁藏布江河谷分布，在西藏境内全长约1 500km,西起阿里扎达县阿依松日居主脊，西与克什米尔印度缝合带相连，向东沿雅鲁藏布江北岸经噶尔县、仲巴、萨嘎、桑桑、昂仁，到拉孜后转为沿雅鲁藏布江南岸分布，经日喀则、大竹卡、仁布、至乃东、米林，后折向南东延伸至缅甸境内。沿该缝合带蛇绿岩岩块及其推覆体（群）约 88 个，出露面积达1 600km^{2}以上，且完整的层序剖面较常见。高压变质蓝片岩带的发育以及与蛇绿岩带平行展布的两条规模巨大的蛇纹质混杂带和泥砂质混杂带均证明它是一条较完整的板块构造缝合带，为喜马拉雅—特提斯海最终闭合的一次大规模板块俯冲事件的产物。

一、缝合带内蛇绿岩的组合及其特征

雅鲁藏布江蛇绿岩由主带和南亚带两部分构成，蛇绿岩出露总面积3 600km^2,主带蛇绿岩分西、中、东三段。西段西起札达县拉吾且，经噶尔县达机翁、门士、普兰县冲

多沟至马攸木山口，总长约 270km，宽 1km～2km。该段约有 12 个岩体群，总面积不足 200km^2，岩体一般长 10km，宽 1km～2km，面积最大者达 60km^2，代表岩体为达机翁、加纳朋、冲多沟、马攸木及日康巴等。中段西起仲巴县罗布岗日、经萨嘎、昂仁、柳区、大竹区至仁布，总长近 300km，包括 15 个岩体群，出露面积1 159km^2。中段蛇绿岩连续性好，剖面较完整，其中最大的岩体为柳区—日喀则岩体（长 150km，宽 3km～8km）。东段由曲水经泽当、朗县至林芝，长约 600km，共 31 个岩体（群），总面积约 280km^2，以罗布沙、泽当岩体规模最大。

位于主带南侧且与之大体平行展布的南亚带蛇绿岩规模最大，西起札达县达巴，经东波、普兰县拉昂错，东至仲巴县休古嘎布，全长 350km，南北宽约 10km～20km，呈北西西向展布。该亚带岩体规模最大，总出露面积的各资料不一致，估计近2 000km^2，其中拉昂错岩体出露面积达 945km^2，休古嘎布南、北两岩体达 400km^2 以上。

雅鲁藏布江缝合带西段蛇绿岩体呈透镜状产于断裂南侧，常由 1 个～3 个单元组成蛇绿岩剖面，但多被肢解，普兰仲多沟、马攸木等岩体由单一的地幔橄榄岩组成；达机翁及加纳朋岩体由地幔橄榄岩、枕状玄武岩及硅质岩组成，各单元之间多为断层接触；札西岗岩体由地幔橄榄岩、均质辉长岩及枕状玄武岩组成。较完整的剖面以日康巴蛇绿岩为代表，总厚约 800m，由地幔橄榄岩、堆晶杂岩、枕状玄武岩及硅质岩组成，可与主岩带中段日喀则一带蛇绿岩剖面相对比（图 5-25）。

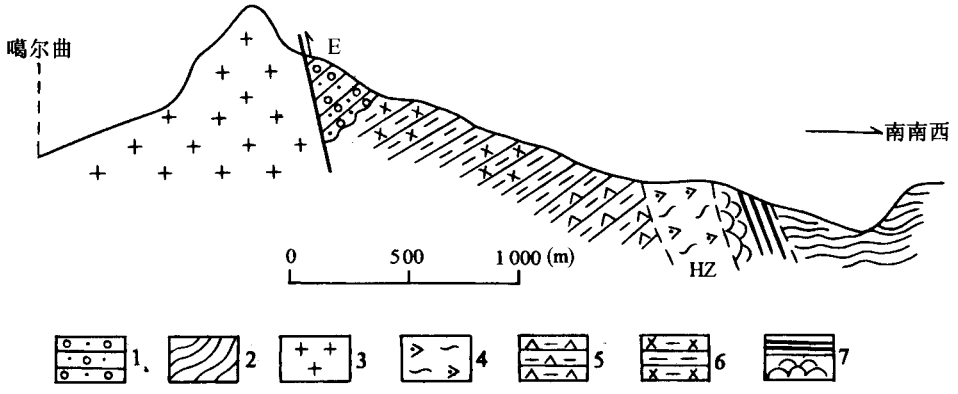


图 5-25　噶尔县日康巴蛇绿岩剖面

1：古近系—新近系砂砾岩；2：枚岩、千枚岩；3：喜马拉雅早期花岗岩；4：片理化方辉橄榄岩；5：含长异剥橄榄岩；6：层状辉长岩夹橄长岩；7：枕状熔岩及硅质岩

中段蛇绿岩为全带保存最好的蛇绿岩，从柳区—大竹区长约 140km 的范围内层序剖面完整，通常由地幔橄榄岩、堆晶杂岩、高层位均质辉长岩、席状岩床（墙）杂岩组成，如大竹区、白岗蛇绿岩。层序最齐全的吉丁也弄蛇绿岩剖面，除上述单元外，尚发育有枕状熔岩及硅质岩（图 5-26）。有的缺失堆晶杂岩，由地幔橄榄岩、席状岩床（墙）、枕状熔岩组成，以路曲及得几乡剖面为代表。达吉岭、昂仁等蛇绿岩多被肢解，

由单一的地幔橄榄岩组成。

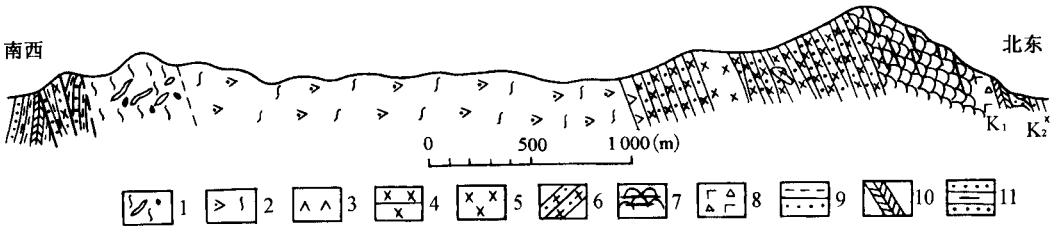


图 5-26　吉定也弄蛇绿岩剖面

1：蛇绿混杂岩；2：方辉橄榄岩，上部含少量纯橄岩；3：异剥橄榄岩＋橄榄辉石岩；4：层状辉长岩；5：均质辉长岩；6：辉绿岩岩床（墙）群；7：枕状玄武岩；8：角砾状玄武岩；9：上侏罗统—下白垩统砂页岩、硅质岩、千枚岩夹粒玄岩；10：早白垩世放射虫硅质岩；11：上白垩统复理石

东段蛇绿岩以罗布沙及泽当为代表，前者由地幔橄榄岩及堆晶杂岩组成，后者由地幔橄榄岩和辉石岩组成。

南亚带蛇绿岩也缺失完整剖面，但地幔橄榄岩规模很大，如拉昂错岩体由地幔橄榄岩和基性熔岩夹硅质岩组成，地幔橄榄岩出露宽度达 20km。休古嘎布岩体由地幔橄榄岩、均质辉长岩及斜长角闪岩（可能为辉绿岩蚀变产物）组成。

雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩与围岩均属断层接触，但侵位的地层及侵位方式不同。主岩带中、东段大多数岩体的南界与上三叠统修康群（T_3）、上侏罗统—下白垩统嘎学群（T_3-K_1）为断层接触，岩带北界多为上白垩统日喀则群（K_2^1），其底部发育厚仅数米的蛇绿岩质砂砾岩、硬砂岩与蛇绿岩顶部的放射虫硅质岩接触，表明两者之间有一沉积间断。有时北界与古近系—新近系呈断层接触，在日喀则一带可见古近系—新近系大竹组砾岩不整合覆盖于蛇绿岩之上。主岩带西段岩体的南界为震旦系—古生界，蛇绿岩可推覆于古近系及燕山喜山花岗岩之上；北界围岩地层可推覆于三叠统、古新世—始新世（E_{1-2}）、渐新世—中新世（E_3-N_1）或花岗岩之上，可能与其多期构造侵位有关。南亚带岩体多呈构造岩片被推覆于不同时代地层之上，如拉昂错岩体南界为前震旦系片岩、片麻岩及白垩系硅质岩、火山岩，北侧推覆于上三叠统、上侏罗统或侏罗系—白垩系之上；休古嘎布岩体南侧推覆于侏罗系—白垩系变玄武岩及硅质岩之上，北界则与上三叠统修康群呈断层接触，说明南亚带岩体为移置推覆体（西藏自治区地质矿产局，1993）。

在公珠错、加查、朗县及泽当等地见古近系—新近系砾岩中含大量超镁铁岩砾石及铬尖晶石，它又被蛇绿混杂岩推覆其上；另在阿依松日居老支山口见蛇绿混杂岩中有古近纪的货币虫灰岩，均说明蛇绿岩多期侵位的特征，其早期侵位在燕山晚期—喜马拉雅山早期，第二期侵位应在大竹组沉积之后（西藏自治区地质矿产局，1993）。

雅鲁藏布江蛇绿岩带尤以中段保存较完整，各单元由南向北依次由地幔橄榄岩、堆晶杂岩、席状岩床（墙）杂岩、基性熔岩、放射虫硅质岩组成。现将蛇绿岩各单元的特征简述如下：

（一）地幔橄榄岩

地幔橄榄岩沿整个岩带连续出露，最宽可达10余千米。在雅鲁藏布江缝合带中段昂仁—仁布一带地幔橄榄岩常与其他蛇绿岩单元组成较完整的剖面，在主岩带西段的蛇绿岩常由单一的地幔橄榄岩及其蚀变产物蛇纹岩组成，如普兰岩体、达巴岩体、冲多沟岩体。也可见地幔橄榄岩与堆晶杂岩、基性熔岩、放射虫硅质岩组成的较完整的剖面，如日康巴蛇绿岩（见图5-25）。在岩带东段，地幔橄榄岩与堆晶杂岩（如罗布沙岩体）、或与放射虫硅质岩（如泽当岩体）组成蛇绿岩剖面。南亚带蛇绿岩推覆体中地幔橄榄岩的规模很大，可与基性熔岩组成蛇绿岩，如拉昂错（图5-27），或与均质辉长岩、辉绿岩组成蛇绿岩，如休古嘎布。因此，地幔橄榄岩为各蛇绿岩的重要组成部分。

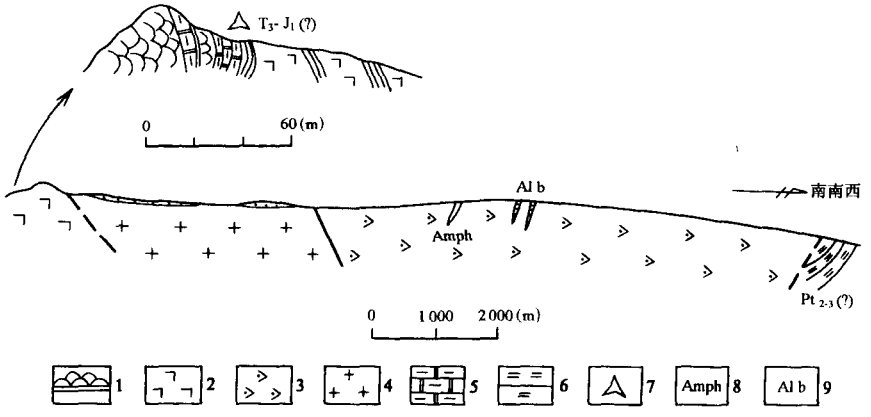


图5-27　普兰拉昂错蛇绿岩剖面

1：枕状玄武岩；2：块状玄武岩；3：方辉橄榄岩；4：花岗岩；5：泥灰岩；
6：黑云母片麻岩；7：放射虫；8：斜长角闪岩；9：斜长岩；Pt_{2-3}：中晚元古界

就整个岩带而言，大多数地幔橄榄岩主要由方辉橄榄岩、含单辉方辉橄榄岩组成，常见少量二辉橄榄岩，可含少量纯橄岩（如大竹区、昂仁、恰札嘎、达机翁岩体等），反映大多数地幔橄榄岩代表了较低度的部分熔融。有的岩体缺失单斜辉石，由高辉及低辉方辉橄榄岩组成，并含少量纯橄岩，如得几乡、吉定也弄、昂仁岩体等。仅罗布沙岩体含纯橄岩较多，并与低辉方辉橄榄岩组成含矿杂岩带，赋存大型铬铁矿床，代表了高度部分熔融的产物。需指出，地幔橄榄岩常显示上部偏基性、下部偏酸性的熔融分带现象，如罗布沙岩体地幔橄榄岩出露厚度500m～900m不等，但均表现出上部为数十米厚的纯橄岩，下部为低辉方辉橄榄岩（可含少量单斜辉石）；又如大竹区地幔橄榄岩，出露厚度约为12km，上部为方辉橄榄岩含少量纯橄岩分凝体，下部以含单辉辉石的方辉橄榄岩为主，并见少量二辉橄榄岩；路曲地幔橄榄岩亦然，上部为低辉或高辉方辉橄榄岩，下部为含单斜辉石的方辉橄榄岩、或以方辉橄榄岩为主，并出现二辉橄榄岩。此外，在地幔橄榄岩中常见灰白色异剥钙榴岩的不规则团块，代表了未被抽出的基性熔体蚀变的产物。南亚带普兰县仲多沟地幔橄榄岩全已蛇纹石化，且含许多外来岩块，属蛇绿混杂岩。

该带内的地幔橄榄岩普遍较新鲜，故地幔橄榄岩特有的结构构造普遍可见，如二辉橄榄岩及含单辉方辉橄榄岩中的原粒结构、三联点结构，方辉橄榄岩中的不一致熔融相转变结构、熔融残余结构，橄榄石的扭折带，辉石与铬尖晶石的后成合晶结构等屡见不鲜。地幔橄榄岩常因塑性流变而表现出明显的叶理。地幔橄榄岩中的 CaO、Al_2O_3 含量反映了其中单斜辉石的含量多寡。因此，为了对比地幔橄榄岩的熔融程度，现将各岩体中最低熔岩石的成分投在 Al_2O_3 - CaO - MgO 关系图（图 5-28）上，可看出：①雅鲁藏布江缝合带地幔橄榄岩的熔融程度普遍低于班公错—怒江缝合带（见图 5-5）；②岩带各地段地幔橄榄岩的 Al_2O_3、CaO 含量不同，说明其部分熔融程度高低不一，如岩带西段以达机翁岩体较高（符号 • 2），岩带中段以路曲、布马岩体偏高（符号△1，△2），而以大竹区、达吉岭岩体偏低（符号△6，△7）；岩带东段以罗布沙岩体较高（符号□1），而泽当岩体较低（符号□2）；南亚带的熔融程度介于较高熔和较低熔岩体之间；③靠近 MgO 端元的罗布沙岩体含有大型铬铁矿，达机翁岩体则具有铬铁矿矿化，说明熔融程度较高的岩体有利于豆荚状铬铁矿的形成。

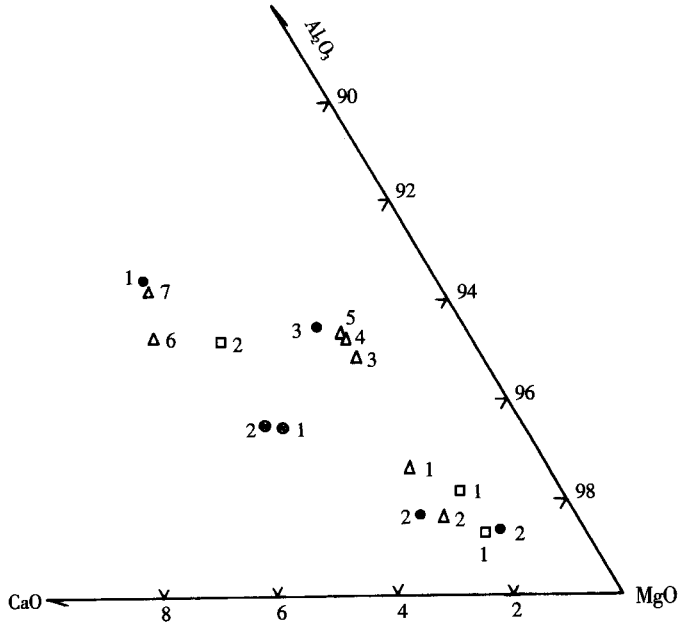


图 5-28　雅鲁藏布江蛇绿岩地幔橄榄岩的 Al_2O_3 - CaO - MgO 关系图

●岩带西段　1：公珠错；2：达机翁；3：加纳朋

△岩段中段　1：路曲；2：布马；3：昂仁；4：柳区；5：昂仁—拉孜；6：大竹区；7：达吉岭

□岩带东段　1：罗布莎；2：泽当

⊗南亚带　1：拉昂错；2：休古嘎布

从图 5-28 可清楚地看出，岩带各地段岩体的熔融程度均有差别，故其成分点较分散，但总体以富耐火组分 MgO 为特征。

（二）堆晶杂岩

雅鲁藏布江蛇绿岩带的堆晶杂岩以岩带中段保存较完整，如吉定、也弄、白岗、大竹区堆晶杂岩为代表（见图 5-26），但厚度不足1 000m，得几乡堆晶杂岩仅出露数十米。在岩带西段噶尔县日康巴蛇绿岩中堆晶岩厚达1 000m（见图 5-25），达机翁堆晶杂岩厚约 600 余米。岩带东段的堆晶杂岩以罗布沙为代表，最大厚度约 900m。某些缺失堆晶杂岩的蛇绿岩仅有均质辉长岩出露，如休古嘎布蛇绿岩，或在地幔橄榄岩中含有纯橄岩、异剥橄榄岩及单辉辉石岩岩块，如昂仁及泽当蛇绿岩。堆晶杂岩由底部向上依次由超镁铁堆晶杂岩、层状辉长岩和均质辉长岩 3 部分组成。超镁铁堆晶杂岩有两种不同的岩石组合：一种以含斜长石为特征，由含长纯橄岩、长橄岩、橄长岩、含长异剥橄榄岩组成，且层状辉长岩及均质辉长岩中常含橄榄石，以日康巴、白岗、大竹区堆晶杂岩为代表，属 PTG 系列蛇绿岩；另一种由纯橄岩、含辉纯橄岩、异剥橄榄岩、橄榄辉石岩、及单辉辉石岩组成，且层状辉长岩及均质辉长岩中无橄榄石出现，岩带西段的达机翁、中段的吉定也弄及东段的罗布沙堆晶杂岩属这一类，属 PPG 系列蛇绿岩（王希斌等，1987）。岩带各地段堆晶杂岩的比如图 5-29 所示。

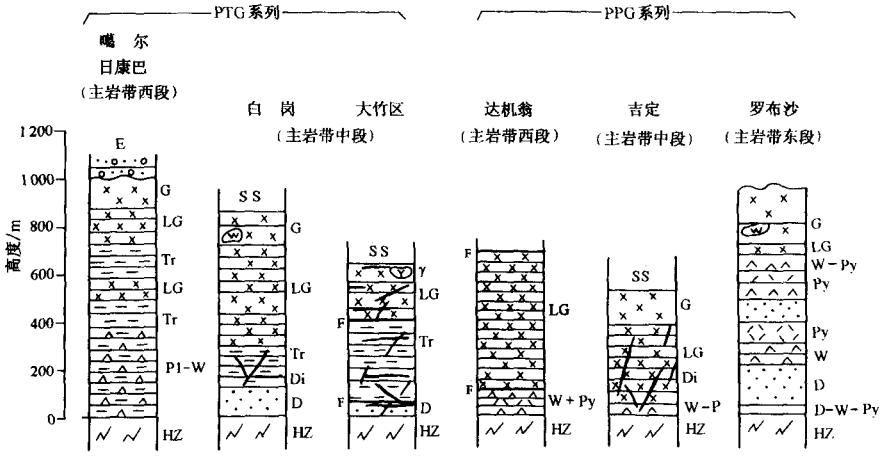


图 5-29 雅鲁藏布江蛇绿岩带代表性堆晶杂岩柱状对比图

E：古近系—新近系砾岩；SS：席状岩床（墙）群；G：均质辉长岩；LG：层状辉长岩；Tr：橄长岩；W：异剥橄榄岩；Pl-W：含长异剥橄榄岩；PY：单辉辉石岩；D：纯橄岩；Di：辉绿岩；HZ：方辉橄榄岩；Y：钠长花岗岩

罗布沙堆晶杂岩除底部纯橄岩外，尚有上部杂岩及下部杂岩（简称“上杂”、“下杂”），上部杂岩带厚度不稳定，由 10 余米至 30 米不等，由含辉纯橄岩、异剥橄榄岩、单辉辉石岩组成，夹少量辉长岩分异体；下部杂岩带最大宽度 400m，由辉长岩、单辉辉石岩和异剥橄榄岩组成。

岩浆房中的酸性分凝体仅见于主岩带中段的得几乡及大竹区堆晶杂岩中，均呈不规则囊状体产出。前者由石英闪长岩组成，出露宽度约 100 余米，且与均质辉长岩过渡；

后者为钠长花岗岩，产于均质辉长岩顶部，并被辉绿岩墙所穿插。

综上不难看出，该岩带蛇绿岩中岩浆房较小，且发育不普遍。堆晶杂岩具有岩浆作用的结构构造，韵律构造、层状构造有所发育，橄长岩、长橄岩、橄榄辉石岩中的中堆积结构、正堆积结构、异补堆积结构等，均说明它们是岩浆堆晶作用的产物。

（三）席状岩床（墙）群

雅鲁藏布江蛇绿岩带中段西起吉定东至大竹区长约 100km 的范围内，席状岩床（墙）群断续出露，其他地段缺失岩床（墙）群，仅呈单个辉绿岩脉产出，未构成独立单元。在大竹区以西的札嘎甫一带席状岩床（墙）群的最大出露宽度为 3.5km，一般出露宽为数百米至 1km 左右。席状岩床（墙）群有两种不同的产状特征和产出部位：一是构成独立的单元，当有堆晶杂岩发育时，产于堆晶杂岩的顶部，且与其顶界面平行，向上随席状岩床中枕状玄武岩隔开物的逐渐增多而过渡为枕状玄武岩，两者之间无截然界线，其产状大多与岩枕产状大体平行，少数与之斜交，故称席状岩床群，也可称上部席状岩床（墙）群，以得几乡、白岗蛇绿岩剖面为代表。当缺失堆晶杂岩时，该岩床（墙）群单元直接位于地幔橄榄岩和枕状玄武岩之间；另一种产出部位是席状岩床（墙）群进入到堆晶杂岩中，如大竹区及吉定也弄蛇绿岩（见图 5-26），故称下部岩床（墙）群，下部岩床（墙）群也可进入地幔橄榄岩中，最大可达 600m ~ 700m 深处，如路曲及日喀则南塔杰南沟蛇绿岩（图 5-30）。

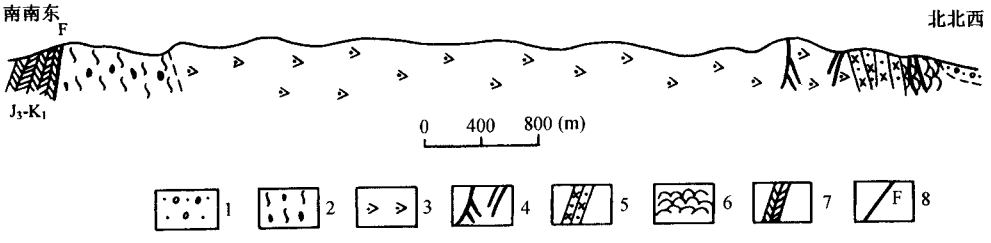


图 5-30 路曲蛇绿岩剖面

1：第四系；2：蛇绿混杂岩；3：方辉橄榄岩；4：辉绿岩岩墙或岩床；
5：辉绿岩岩床群；6：枕状细碧岩；7：硅质岩夹层；8：断层

席状岩床（墙）群中单个岩床（墙）的宽度由数十厘米至数米不等，单个岩床通常可见几厘米宽的冷凝边，但席状岩床群内部未见共轭岩墙群特有的冷凝边，可能反映了单个岩床形成时间无明显差别。下部岩床（墙）群中单个岩床厚由几十厘米至几米，与地幔橄榄岩介线截然，岩床常具清晰的冷凝边。

席状岩床（墙）的组成岩石主要为辉绿岩、石英辉绿岩、辉绿玢岩、粒玄岩，后者常构成冷凝边，并可见辉石玢岩、细碧岩呈岩墙产出（王希斌等，1987）。

（四）基性熔岩

基性熔岩为雅鲁藏布江蛇绿岩的主要组成单元之一，仅次于地幔橄榄岩。在主岩带

中段较完整的蛇绿岩剖面中，基性熔岩单元位于席状岩床（墙）群之上，两者无截然界线，随席状岩床（墙）群顶部基性熔岩隔开物的增多而过渡为基性熔岩单元。其上为放射虫硅质岩，也可含硅质岩夹层，以大竹区、吉定也弄蛇绿岩为典型代表，（得几乡基性熔岩之上缺失硅质岩）。基性熔岩出露宽度由 400m ~ 1 000m不等，最宽者为大竹区基性熔岩，路曲及日喀则南的塔杰南沟基性熔岩宽度仅 100 余米。缺失岩浆房的蛇绿岩，基性熔岩与地幔橄榄岩呈断层接触，以岩带中段桑桑东南及恰札嘎蛇绿岩为代表，基性熔岩出露宽度为 600m ~ 800m。在岩带西段达机翁（图 5-31）及日康巴蛇绿岩中均见基性熔岩。据现有资料，其出露宽度 100m ~ 200m 不等（见图 5-25 和图 5-27）。

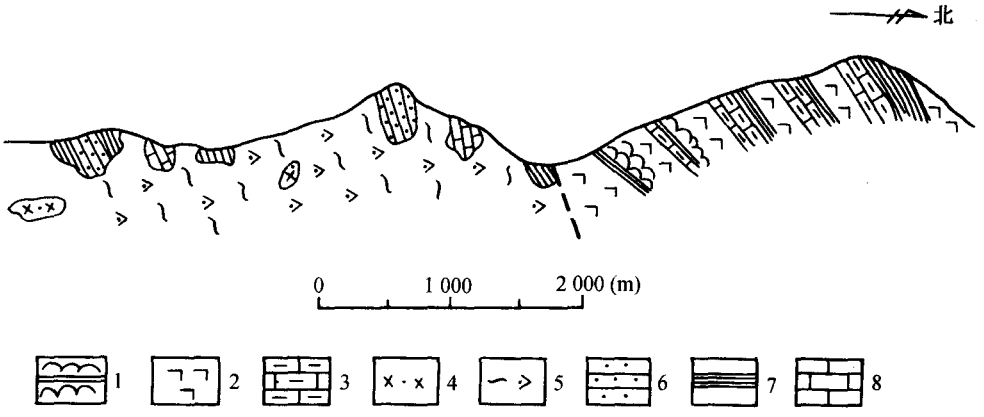


图 5-31　噶尔（狮泉河镇）达机翁蛇绿岩剖面图

1：枕状玄武岩夹硅质岩；2：块状玄武岩；3：硅质灰岩；4：辉绿岩；
5：片理化方辉橄榄岩；6 ~ 8：岩块（砂岩、页岩、灰岩）

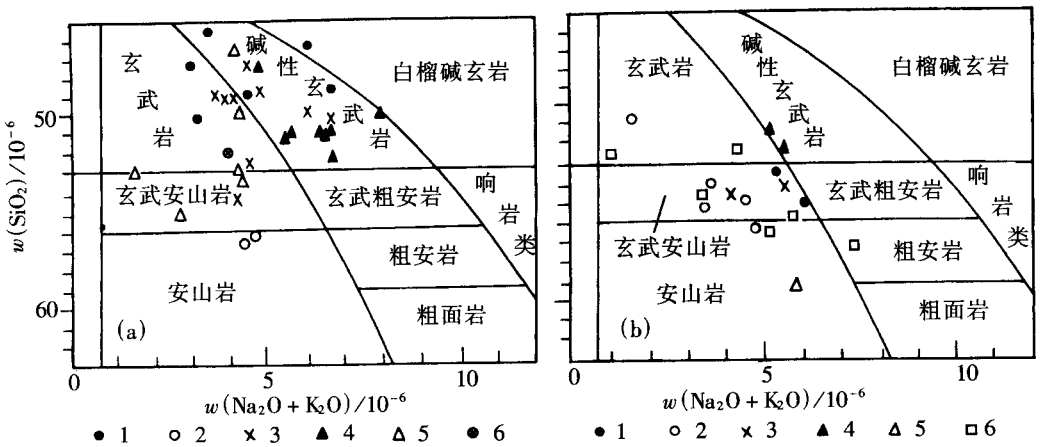
基性熔岩几乎全由枕状玄武岩、球颗玄武岩组成，有时可见少量块状玄武岩及角砾状玄武岩，并可见少量细碧—角斑岩类，如加纳朋及路曲所见。有时在枕状及块状熔岩的顶部见数十厘米的玄武岩岩流，如得几乡剖面。枕状构造发育，其次为块状、杏仁状、气孔状及角砾状构造。杏仁体为绿泥石、方解石、石英。岩枕大小一般数十厘米，最大者达 1m 以上。各种玄武岩均以无斑或少斑结构为特征，斜长石的球颗结构及中空骸晶结构发育。部分枕状玄武岩中尚可见单斜辉石的鬣刺结构，如得几乡及桑桑南的玄武岩。达机翁见枕状玄武岩与泥灰岩、放射虫硅质岩间层产出。在大竹区枕状玄武岩的顶部有一层蛇绿岩质沉积角砾岩，角砾为玄武岩，胶结物为矿物（角闪石、辉石）碎屑、泥质、硅质等并含放射虫化石，砾石的磨园度极差，说明为海底就地剥蚀沉积而成。南亚带基性熔岩分布不广，在公珠错以东较多见，拉昂错的基性熔岩厚仅百余米，其中夹有泥灰岩及硅质岩。

雅鲁藏布江蛇绿岩带内的基性熔岩几乎全为拉斑玄武系列，主岩带西段加纳朋的枕状玄武岩以碱、TiO_2、P_2O_5 偏高为特征，$Na_2O + K_2O$ 含量多在 4.08% ~ 6.86% 之间，TiO_2 多为 2.79% ~ 4.29%，P_2O_5 多在 0.33% ~ 0.71% 之间，故在硅—碱图（图 5-32a）

上属碱性玄武岩和玄武岩，个别为大陆玄武岩①。达机翁的火山岩因 SiO_2 偏高，故落入安山岩区，可能与蚀变有关。据 $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ 判别图，绝大数为大洋玄武岩，个别为大陆玄武岩。

南亚带拉昂错、公珠错和西兰塔、休古嘎布的基性熔岩有明显差别，其中拉昂错玄武岩的碱（Na_2O+K_2O 含量为 4.9%～7.98%）、钛（TiO_2 含量多为 2.34%～3.59%）、磷（P_2O_5 含量为 0.48%～0.89%）明显偏高。公珠错玄武岩的碱含量多在 4.08%～6.78%之间、TiO_2 含量为 2.31%～3.86%、P_2O_5 含量为 0.29%～0.71%。据 TiO_2-Zr/P_2O_5 含量关系图及 $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ 图，拉昂错及公珠错分别属大陆碱性玄武岩及大洋碱性玄武岩；在硅—碱图（见图 5-32a）上，拉昂错玄武岩的成分点均落入碱性玄武岩成分区，公珠错玄武岩的成分点几乎全落入碱性玄武岩区。西兰塔玄武岩则以碱（Na_2O+K_2O 含量为 0.36%～4.27%）、钛（TiO_2 含量为 0.95%～1.48%）、磷（P_2O_5 含量为 0.03%～0.10%）偏低为特征（西藏自治区地质矿产局，1987），据上述有关判别图，西兰塔玄武岩与休古嘎布玄武岩类似，均属拉斑玄武岩系列的大洋玄武岩。

主岩带中段枕状熔岩，据（FeO^*+TiO_2）$-Al_2O_3-MgO$ 含量关系图、TiO_2-Zr/P_2O_5 含量关系图以及火山岩中单斜辉石的 $TiO_2-Al_2O_3$ 含量关系图判别结果均为拉斑玄武岩，SiO_2 轻度过饱和，故玄武岩基质中常出现少量石英。枕状熔岩以低 K_2O（0.08%～0.73%）、P_2O_5（均小于 0.17%）为特征，TiO_2 多大于 1%，大离子亲石元素（K、Rb、Ba、Th 等）的丰度均明显低于洋脊玄武岩。在硅—碱图（见图 5-32b）上，几乎全属玄武岩及玄武安山岩，个别落入安山岩区，可能为玄武岩细碧岩化后 SiO_2、NaO 增高所致，故在 $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ 图上，中段部分玄武岩落入大陆玄武武岩区。



5-32 雅鲁藏布江蛇绿岩火岩的 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 含量关系图

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

b 中段 1：大竹区；2：桑桑南；3：江当；4：吉定；5：路曲；6：得几乡

① 夏斌．1992．西藏西南部蛇绿岩及其地体构造（博士论文）

需指出，雅鲁藏布江缝合带中段蛇绿岩剖面中各单元均位于地幔橄榄岩的北侧，剖面顶部与日喀则群呈渐变过渡，而非不整合接触关系（部分为断层接触除外），而在蛇绿岩剖面的南侧（地幔橄榄岩南侧）尚有一套浅变质的沉积—火山岩建造，厚可达数千米，其时代为 T_3-K_1，其中的基性熔岩以厚度巨大，浅变质以及缺失枕状构造等为特征，从而可与完整蛇绿岩剖面上部的枕状玄武岩区别。这套变质玄武岩主要由蚀变玄武岩、片理化玄武岩、绿色片岩等组成，显微镜下可见变余斑状结构、变余球颗结构和变余粒玄结构。变质玄武岩的 P_2O_5 含量平均为 0.41%，明显高于枕状玄武岩的 0.12%，TiO_2 含量平均为 1.37%，低于碱性玄武岩的相应值（1.50%）而高于枕状玄武岩的平均含量（1.06%），且以大离子亲石元素（K、Ba、Nb）偏高、较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值以及 LREE 具有平坦及富集两种分配形式等，明显区别于 LREE 亏损的枕状玄武岩（王希斌等，1987）。

雅鲁藏布江蛇绿岩带各地段均常见蛇绿岩剖面与上述变沉积—火山岩建造呈断层接触，根据玄武岩的 Zr/Y－Zr 含量关系图（图 5-33）可知，主岩带西段的加纳朋及南亚带公珠错玄武岩明显地来源于富集的地幔源区（图 5-33a），而岩带中段的玄武岩大多来自于亏损幔源区，仅江当和大竹区玄武岩可能来自于富集幔源区（图 5-33b）。

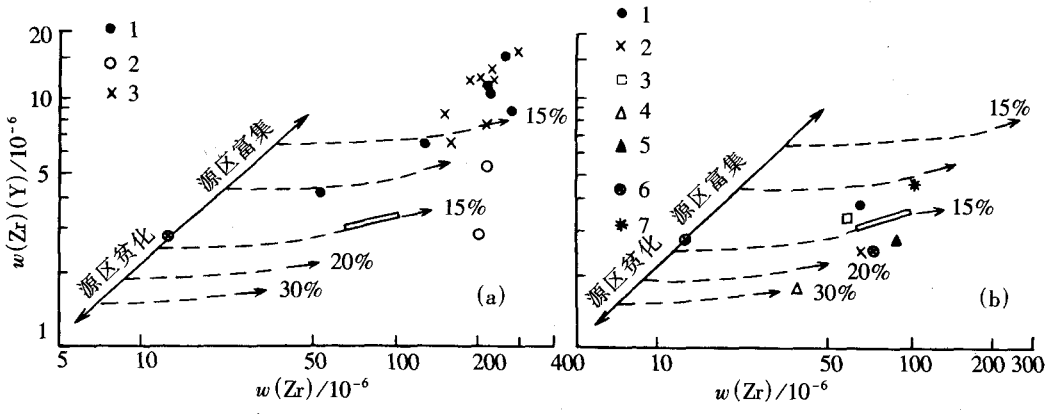


图 5-33　雅鲁藏布江蛇绿岩玄武岩的(Zr)/(Y)－Zr 关系图

a 西段　1：加纳朋；2：达机翁；3：公珠错；

b 中段　1：大竹区；2：江当；3：得几乡；

4：路曲；5：吉定也弄；6：桑桑南；7：然嘎

（五）硅　质　岩

与基性熔岩相伴生的硅质岩单元仅见于部分蛇绿岩中，如岩带西段达机翁、日康巴、加纳朋蛇绿岩，岩带中段的大竹区、吉定也弄蛇绿岩及岩带东段的泽当郎舍岭蛇绿岩和南亚带的公珠错蛇绿岩等。硅质岩呈薄层状夹于基性熔岩中，或呈独立的硅质岩单元产于基性熔岩之上。基性熔岩顶部的硅质岩厚度大多为数十米，日康巴硅质岩厚达 100 余米，硅质岩的颜色有青灰色、紫红色、灰白色等，特别是含泥质的紫红色硅质岩常含较多的放射虫，经鉴定其时代为侏罗纪—白垩纪（王希斌等，1987），或早白垩世

（西藏自治区地质矿产局，1993）。在硅质岩之上可见其与日喀则群复理石建造（K_2^1）的过渡关系，如在大竹区和吉定也弄蛇绿岩剖面中（见图 5-26），可见日喀则群底部有数米厚的蛇绿岩质硬砂岩，该砂岩向上过渡为复理石的砂岩及页岩建造。

也应指出，除蛇绿岩剖面顶部的硅质岩之外，在地幔橄榄岩的南侧尚有一套厚度巨大的硅质岩，以浅灰色、紫红色为主，其中也含放射虫化石，与之间层的有少量硅质页岩及粉砂岩。就放射虫时代而言与北侧的硅质岩无明显区别，但这些硅质岩为浅变质沉积—火山岩建造的一部分。如前所述，与硅质岩相间产出的为浅变质玄武岩，具有许多不同于枕状玄武岩的地球化学特征，故区别于蛇绿岩套顶部的放射虫硅质岩，应稍早于北侧硅质岩，故暂划为晚侏罗世—早白垩世（王希斌等，1987）。

二、蛇绿岩的时代

如前所述，雅鲁藏布江中段较完整的蛇绿岩带，其南界为一套浅变质的沉积—火山岩建造，时代为 J_3-K_1，其北界为日喀则群复理石建造（K_2^1）。复理石沉积下部近蛇绿岩地带的粉砂岩中采到了不太完整的体小菊石，经鉴定为 *Brancoceratitae*（?），属白垩纪阿尔必阶—赛诺曼阶（肖序常等，1988）。日喀则群底部有一层厚数米的蛇绿岩质硬砂岩，在桑桑东南恰扎嘎一带及大竹区的基性熔岩顶部均可见到，表明日喀则群与蛇绿岩之间有一短暂的沉积间断，并非不整合接触关系，由此可知蛇绿岩的形成应稍早于日喀则群（王希斌等，1987）。

蛇绿岩顶部硅质岩中的放射虫化石，时代为侏罗纪—白垩纪，且以早白垩世为主。

采自大竹区蛇绿岩中钠长花岗岩（酸性分异体）的锆石，其 U-Pb 年代测定结果为 139Ma，进一步确定了蛇绿岩的形成时代为早白垩世（王希斌等，1987）。

雅鲁藏布江缝合带中段罗布桑地幔橄榄岩底部蛇绿混杂岩中石榴石角闪岩内的角闪石，其 K-Ar 法年代测定结果为 81Ma，该年龄表明蛇绿岩的构造侵位发生于晚白垩世末期。

在蛇绿岩带南、北两侧的断陷盆地中，零星分布着古近系—新近系柳区砾岩，在柳区一带的下鲁及然嘎东可见含地幔橄榄岩砾石的柳区砾岩不整合覆盖于地幔橄榄岩和枕状熔岩之上。在泽当、加查和朗县一带见古近系—新近系大竹卡组砾岩不整合覆盖于岩体之上，砾岩中含有镁铁岩、超镁铁岩砾石及铬尖晶石碎屑，从而说明蛇绿岩的构造侵位发生于古近系—新近系之前（西藏自治区地质矿产局，1993）。

综上可以认为，雅鲁藏布江缝合带中段的蛇绿岩形成于早白垩世，在晚白垩世（古近纪之前）发生构造侵位。

对南亚带蛇绿岩的形成时代尚有不同看法，据郭铁鹰（1992）报导，在公珠错以东基性熔岩中一层硅质岩的放射虫种属为 *Rhopalaslrum* sp.，*Tricolocapsa* sp.，*Dicolocapsa* sp.，时代属晚三叠世。岩带西段日康巴一带蛇绿岩侵位于上三叠统含放射虫硅质岩的复理石建造中，复理石层中见有双壳类 *Halobia*，硅质岩中见有 *Rikivatella* 等放射虫化石，其层位相当于晚三叠世。在达巴见紫红色放射虫硅质岩覆盖于蛇纹岩之上，两者又被中新统—下更新统砂砾岩不整合覆盖。因此西段及南亚带蛇绿岩的形成时代为晚三叠世—早侏罗世期间，而侵位于晚中新世之前。据郭铁鹰等（1992）报导，在南亚带普兰

县北西的姜叶马硅质岩中含放射虫 *Rikivatella* 组合，从层位看，应属晚三叠世晚期，在其东部的玛旁雍错蛇绿岩硅质岩中，也含有相同的放射虫化石，其时代为晚三叠世晚期，也可能延至早侏罗世。

笔者 1993 年所采拉昂错蛇绿岩中硅质岩，其中放射虫经王乃文等鉴定，有 4 种放射虫和一种硅壳有孔虫，放射虫：*Archaeospongoprunum imlayi Pessagno*、*Cryptohorella cf. conara*（*Foreman*）、*Archaeodictyomitra sixi Yang*、*Higumastra cf. inflata Baumgartner*；硅壳有孔虫：*Miliammina* sp.，其时代为上提唐阶（晚侏罗世末）—赛诺曼阶（晚白垩世早期），明显地晚于郭铁鹰等（1992）年提供的资料（南亚带蛇绿岩形成于 T_3 晚期—J_1）。需指出，拉昂错岩体内伟晶辉长岩、斜长岩脉中钙斜长石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年龄为 127.85Ma，相当于早白垩世。此外，休古嘎布岩体内变辉绿岩中角闪石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年龄为（125.21 ± 5.33）Ma，亦相当于早白垩世。这些脉岩的形成无疑应稍晚于其相应的壳层岩石，结合区内岩浆活动特点，这些脉岩的时代应接近于壳层岩石的形成时代。因此，上述同位素年龄也补充说明拉昂错、休古嘎布蛇绿岩的形成时代可能为侏罗纪。据此，可认为南亚带蛇绿岩的形成时代较主岩带中段蛇绿岩的形成时代（早白垩世）范围更宽，更确切的时代难于确定。然而，岩体被札达群砾岩不整合覆盖，故其侵位应发生在晚白垩世—上新世之前的期间（郭铁鹰等，1992）。

三、蛇绿岩形成环境的讨论

如前所述，主岩带西段基性熔岩以碱、钛、磷偏高为特征，分别属于玄武岩或碱性玄武岩（见图 5-32a），据 $K_2O-P_2O_5-SiO_2$ 含量关系图判别，大多数属大洋玄武岩。它们的 REE 分配形式均以 LREE 富集为特征，如达机翁玄武岩，其 $\sum REE = 158.96 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 2.02$；加纳朋的 $\sum REE = 154.41 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 2.36$（图 5-34a 中，曲线 1 和 4）。在 TiO_2-FeO/MgO 含量关系图（图 5-35a）上，其成分点几乎全落入洋岛玄武岩（OIB）区。在 Log w(Ti) - Log w(Zr)图（图 5-36a）上，几乎均落入板内玄武岩（WPL）区。结合其痕量元素特征，主岩带西段玄武岩似应为初始洋盆（裂陷槽）环境下的产物。

南亚带基性熔岩的 REE 分配形式不同，西兰塔和休古嘎布玄武岩为平坦型分配形式，如西兰塔的 $\sum REE = 39.41 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 1.24$；休古嘎布的 $\sum REE = 33.75 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 1.17$（图 5-34 中曲线 3 和 5），而拉昂错及公珠错玄武岩则以 LREE 富集为特征，如拉昂错玄武岩的 $\sum REE = 206.69 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 3.14$；公珠错玄武岩的 $\sum REE = 110.04 \times 10^{-6}$，$[La/Sm]_N = 2.51$，明显不同于西兰塔及休古嘎布玄武岩。在 TiO_2-FeO^*/MgO 含量关系图（图 5-35b）上，南亚带基性熔岩的成分点落入不同区间内，具 REE 平坦分配形式的西兰塔及休古嘎布玄武岩的成分点落于 MORB 区，而具有 LREE 富集型分配形式的拉昂错及公珠错玄武岩成分点均落入 OIB 区，在 Lg w（Ti）－Lg w（Zr）图（图 5-36b）上，判别结果大体相同，西兰塔玄武岩为 MORB 属性，而休古嘎布玄武岩近于 MORB 区，可能与常量元素分析及稀土元素分析不是同一样品所致。西兰塔与休古嘎布玄武岩的 MORB 成因与其低碱、钛、磷的特征及大洋玄武岩的属性相

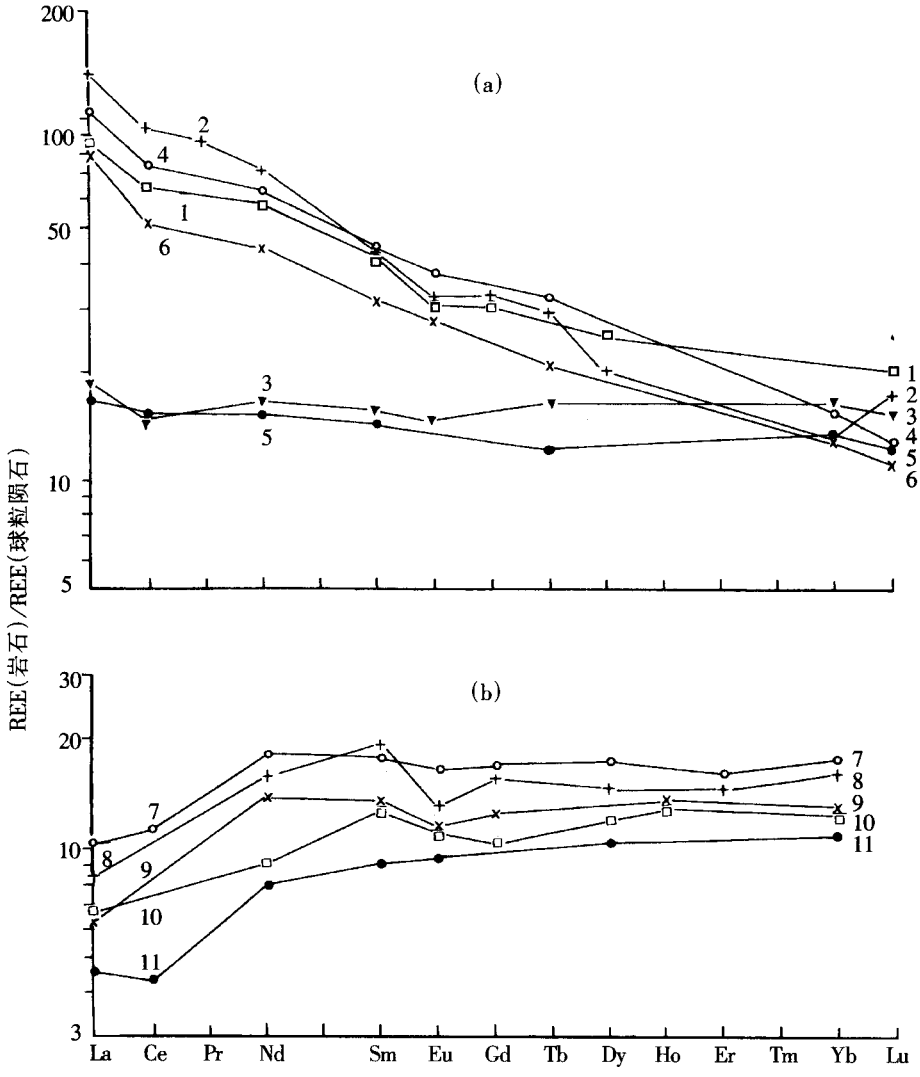


图 5-34　雅鲁藏布江蛇绿岩玄武岩的 REE 分配模式

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

一致，而拉昂错及公珠错玄武岩的成分点全落入板内玄武岩区，这与拉昂错基本为大陆碱性玄武岩（从 $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ 含量关系图可知）及在 $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ 含量关系图（见图 5-32a）上属碱性玄武岩的特点相符合。因此，南亚带玄武岩为不同构造环境下形成的产物，西兰塔及休古嘎布代表 MORB 环境，而拉昂错及公珠错似应为洋岛环境下的产物。

雅鲁藏布江缝合带中段蛇绿岩中的基性熔岩均为低 K_2O 的拉斑玄武岩，其 REE 分配形式均以 LREE 亏损为特征（见图 5-34b 中 7—11 线），其 $[La/Sm]_N$ 变化于 0.44～0.58 之间，与典型的洋脊玄武岩的相应值一样。在 TiO_2-FeO^*/MgO 含量关系图

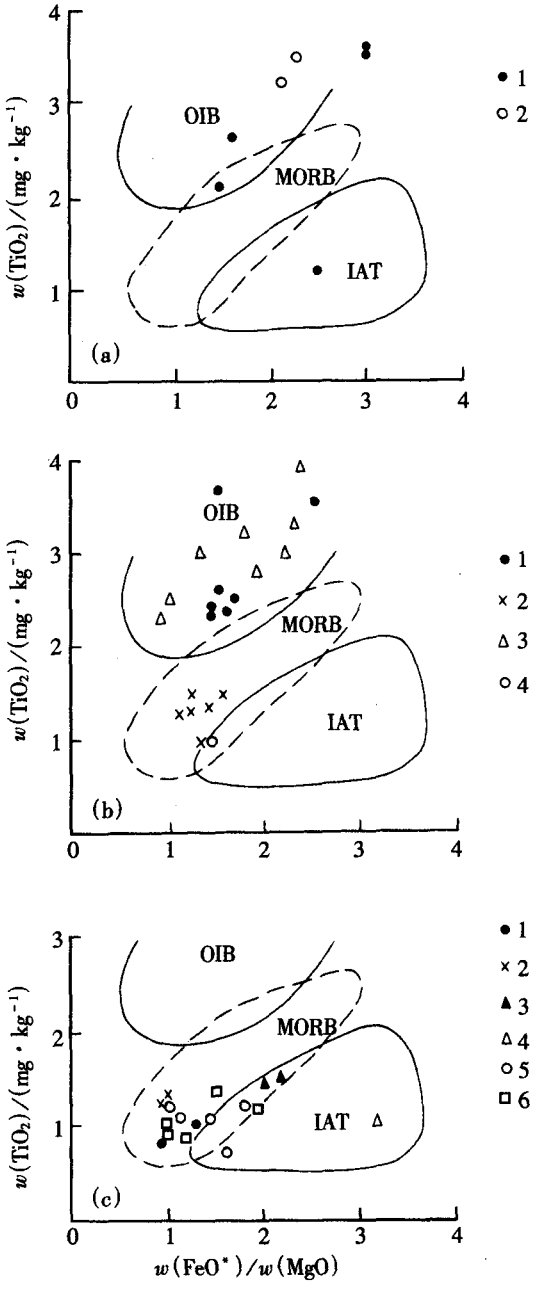


图 5-35　雅鲁藏布江蛇绿岩玄武岩的 TiO_2-FeO^*/MgO 含量关系图

(a)西　段　1：加纳朋；2：达机翁

(b)西亚带　1：拉昂错；2：西兰塔；3：公珠错；4：休古嘎布

(c)中　段　1：大竹区；2：江当；3：吉定也弄；4：路曲；5 桑桑南；6：得几乡

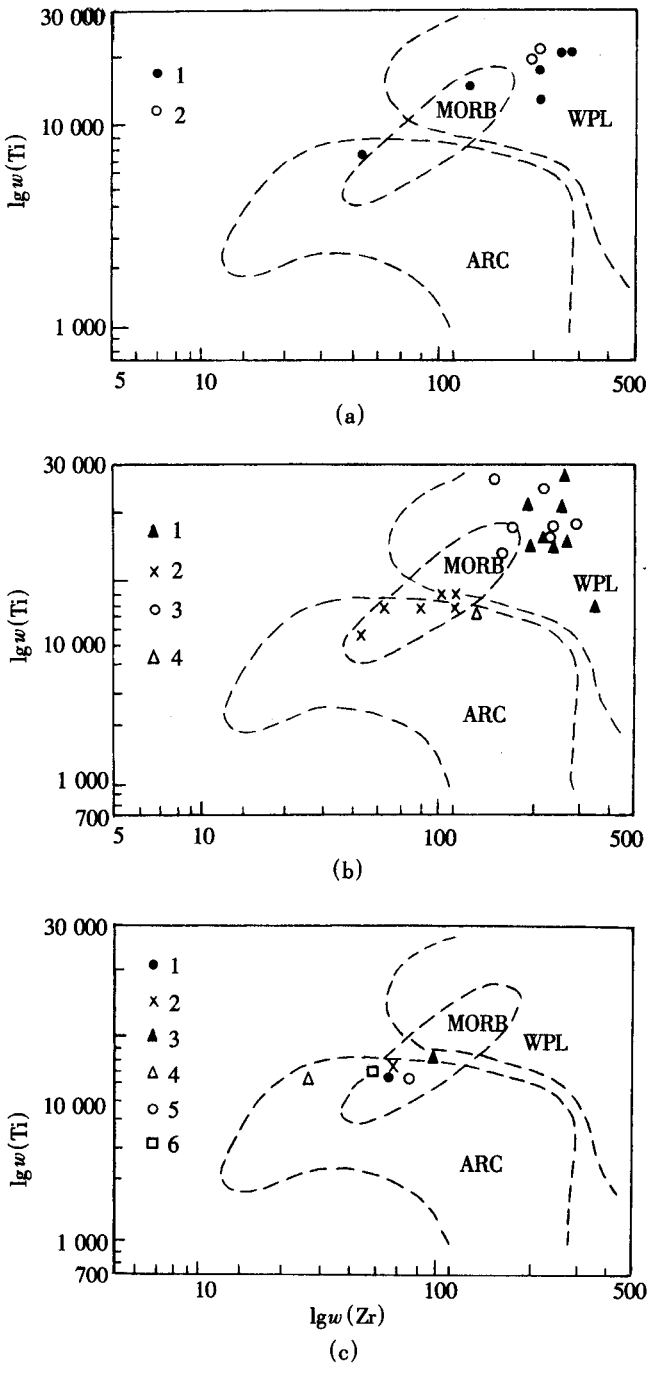


图 5-36　雅鲁藏布江蛇绿岩带中玄武岩的 lgw(Ti) – lgw(Zr)图

(a)西　段　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　1：大竹区；2：江当；3：吉定也弄；4：路曲；5：桑桑南；6：得几乡

（图 5-35c和 Lg w（Ti）－Lg w（Zr）图（见图 5-36c）上，它们的成分点几乎均落入 MORB 区（仅路曲一个成分点例外，落入岛弧拉斑玄武岩区，可能与其蚀变有关）。显然，主岩带中段蛇绿岩应为洋盆扩张环境下的产物。

四、蛇绿混杂岩

在雅鲁藏布江缝合带中段昂仁—仁布一带，不仅蛇绿岩保存较完好，而且蛇绿混杂岩也发育较好，蛇绿混杂岩带沿蛇绿岩带南侧（底部）产出，断续长约 400km 以上，宽度不超过 3km。该带北界与蛇绿岩基底地幔橄榄岩单元逐渐过渡，有时为断层接触，该带南界为缝合带主断层，与上侏罗统—下白垩统地层或与泥砂质混杂岩呈断层接触。沿此蛇绿混杂岩两端向东、西延伸仍有蛇绿混杂岩断续出露。

蛇绿混杂岩以蛇纹石化方辉橄榄岩或蛇纹岩为基质，强烈挤压剪切变形、片理化、石香肠化，从而形成扁豆状、菱形地幔橄榄岩和异剥钙榴岩岩块，这些原地岩块一般一二米左右，最大不超过 3m～5m。外来岩块有蛇绿岩成分的岩块—硅质岩、玄武岩、辉绿岩、角闪岩、异剥钙榴岩等及围岩岩块—灰岩、结晶灰岩、板岩、片岩等。岩块大小悬殊，最大可达近 1km^2，小者仅数十厘米，一般为 1m～10m 之间，形态复杂。岩块与基质均为构造接触，大岩块周围的碎裂、挤压和拖曳褶皱等变形现象以及小岩块因滚动而形成的基质包裹岩块的包卷构造等均较特征化，岩块常因脆性变形而定向排列（肖序常等，1988）。

白岗蛇绿混杂岩、白朗县一带的蛇绿混杂岩及昂仁县附近的蛇绿混杂岩均较典型，如白岗蛇绿混杂岩见于白岗蛇绿岩剖面之底部，其北界与蛇绿岩套中挤压变形较好的方辉橄榄岩为渐变过渡，其南界与上侏罗统—下白垩统凝灰质火山岩—硅质岩系地层呈断层接触。混杂岩基质为墨绿色蛇纹岩、蛇纹片岩，挤压变形强烈，其中夹有扁豆状或菱形方辉橄榄岩及浅色异剥钙榴岩团块，它们常呈串珠状定向排列，这些原地岩块为挤压和剪切挤压作用的产物。外来岩块除少量辉长岩外，尚有巨大的变沉积岩岩块，如石英岩、石英云母片岩、角闪片岩等。白朗县一带的蛇绿混杂岩分布于罗卜桑公社—罗卜江孜一带。这里的混杂岩其基质成分与白岗混杂岩相似，仅挤压剪切、片理化和“石香肠”化作用更为强烈，岩块边部的“包卷构造”普遍可见。数量很大的原地岩块和破碎不堪的基质组成了混杂体的主体、外来岩块有硅质岩、辉长岩、角闪岩、蛇绿岩质砂页岩夹薄层砂砾岩及玄武岩组成的巨大岩块。最大的硅质岩外来岩块长达 1km，最小者仅 1m，形态复杂，长轴与区域构造线大体平行。各种岩块均表现出混杂期后的变形作用。

蛇绿混杂岩带常与泥砂质混杂岩相伴产出构成构造混杂岩带，如昂仁县附近的路线剖面所示（图 5-37）。泥砂质混杂岩的基质为蛇绿岩南侧上侏罗世—下白垩世复理石沉积地层，因受挤压、剪切、破碎强烈，其中混有二叠系结晶灰岩外来岩块（肖序常等，1988）。

前已提及，昂仁—仁布之间的蛇绿混杂岩带其两端向东、西延伸仍断续可见蛇绿混杂岩，如岩带西段的阿依松日居老支山口附近有蛇绿混杂岩分布，其中发现有古近纪中期货币虫灰岩块体；又如仲多沟蛇绿混杂岩由片状蛇纹岩及许多大小不一的灰岩、泥灰

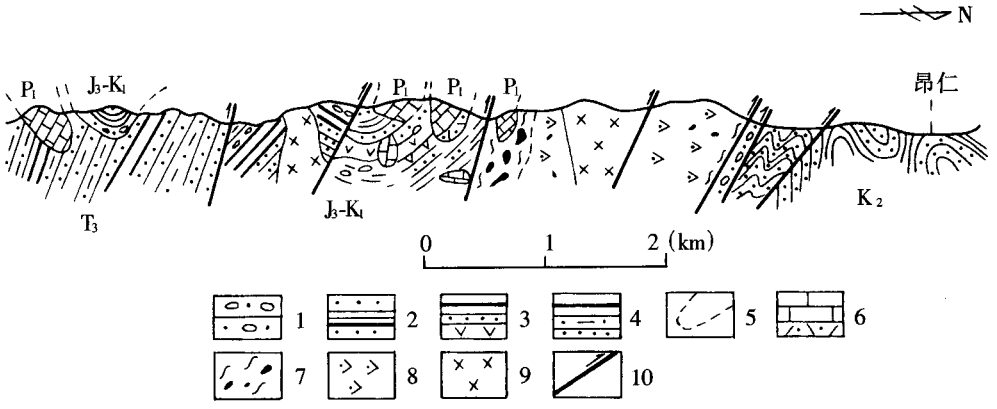


图 5-37　昂仁县附近横穿缝合带的路线地质综合剖面图

（引自肖序常等，1988）

1：古近系—新近系柳区砾岩；2：上白垩统昂仁组复理石；3：上侏罗统—下白垩统硅质岩、凝灰质页岩夹基性火山岩；4：上三叠统砂板岩、千枚岩、混杂体基质；5：岩块；6：灰岩、凝灰质砂岩；7：蛇纹质混杂体；8：方辉橄榄岩、边缘为片理化带；9：辉长岩；10：断层

岩、千枚岩、砂砾岩外来岩块组成。

南亚带达巴一带的岩体均由蛇绿混杂岩组成，混杂岩的基质为片理化蛇纹岩，块体由大小不等的大理岩、辉长岩、蚀变玄武岩、杂色硅质岩及异剥钙榴岩组成。此外，在公珠错北见蛇绿混杂岩推覆于古近系—新近系砾岩之上，而砾岩中含有蛇绿岩组成的砾石。在札达县达巴至仲巴县拉赛拉一带长约 450km 的范围内分布着蛇绿岩推覆体，如拉昂错及休古嘎布蛇绿岩推覆体等，它们呈岩片状平卧于一系列不连续的山峰之上。混杂岩块最常见含早二叠世腕足类蜓及造礁珊瑚的灰岩及白垩纪放射虫硅质岩、基性熔岩，其次为三叠纪复理石岩块，这些块体与镁铁、超镁铁岩构成岩片平卧于各时代地层之上，构成了巨大的构造混杂带（西藏自治区地质矿产局，1993）。

主岩带东段如泽当岩体南部，在与上侏罗统—下白垩统接触界线上发育了蛇绿混杂岩带，古近系—新近系大竹卡组砾岩被该岩体逆冲超覆；又如罗布沙岩体侵位于上三叠统修康群与上白垩统复理石或古近系—新近系大竹卡组之间，北界接触面倾角缓，岩体推覆于上白垩统和大竹卡组之上，沿推覆面出现含多种外来岩块的蛇绿混杂岩（西藏自治区地质矿产局，1993）。

不难看出，沿雅鲁藏布江缝合带蛇绿混杂岩的广泛发育与其多期构造侵位密切相关。

五、高压变质带

高压变质带与雅鲁藏布江蛇绿岩带和蛇绿混杂岩带在空间上相伴产出，且位于蛇绿岩带的南侧，为雅鲁藏布江缝合带的重要组成部分。高压变质带为俯冲带上高压低温变

质作用的产物，以含蓝闪石、黑硬绿泥石、绿纤石等变质矿物为特征。蓝闪片岩带为缝合带的典型标志之一。

需强调指出，沿雅鲁藏布江缝合带，西延进入印度拉达克（Ladakh）蓝片岩带的证据不多。少量蓝片岩成冲断岩片或在混杂岩中成岩块产出。Shams（1972）首次报导了Swat区Nanga Parbat Syntaxis以西的蓝片岩，其矿物组合为蓝闪石/青铝闪石、硬柱石、霰石和多硅白云母。蓝闪石的同位素年龄为（100±20）Ma，白云母的同位素年龄为（83.5±2）Ma和（84±1.7）Ma。随后Frank *et al*.（1977）报导了Nanga Parbat以东，近Kargil一带的Paskhyum冲断层有蓝片岩产出。Virdi等（1977）描述了拉达克以东蛇绿混杂岩带内构造岩块中的相同矿物组合。拉达克蓝片岩的矿物组合为青铝闪石+钠长石+绿帘石+绿泥石+黑硬绿泥石+石英，以及蓝闪石+硬柱石+石榴石+绿泥石+钛铁矿+石英（Honegger，1989）。

沿雅鲁藏布江缝合带，高压变质带断续分布于从仲巴向东经加加、昂仁、拉孜、日喀则、仁布，并可能延至泽当附近长达数百千米的狭长范围内。肖序常等（1984）研究指出，西起加加县达吉岭、桑桑、昂仁县西、萨迦县孜松区、及乃东等处的蛇绿岩南侧找到了含蓝闪石类、硬柱石（?）、黑硬绿泥石等特征矿物的蓝片岩。根据变质矿物组合、岩石类型、空间分布和变质作用特征可划分出两个变质带—含蓝闪石类、黑硬绿泥石的蓝闪片岩带和含硬绿泥石的绿片岩带。

蓝闪片岩带伴随蛇绿岩带分布于东西长达400km以上，宽度不超过5km的范围内。其原岩为上侏罗统—下白垩统硅质岩夹基性火山岩、杂砂岩为主，个别为上三迭统千枚岩。指示矿物为蓝闪石类、黑硬绿泥石、硬柱石（?）、霰石、绿纤石；组合矿物为绿泥石、绿帘石、阳起石、蓝绿色角闪石、云母、方解石、斜长石。代表的岩石以变基性火山岩、凝灰岩为主，如蓝闪石类片岩，含蓝闪石类黑硬绿泥石片岩、绿纤石片岩、含黑硬绿泥石硅质岩等。尽管目前尚未找到蓝闪石—硬柱石—硬玉—石英—霰石的矿物组合和相应岩石类型，但上述指示矿物的出现反映了高压低温变质作用特征。昂仁县日吾其公社一带及萨迦县孜松一带的蓝片岩产于晚侏罗世—早白垩世变基性火山岩中，代表岩石为蓝闪石类片岩、黑硬绿泥石片岩、含蓝闪石类黑硬绿泥石绿泥石片岩、阳起石绿帘绿泥片岩等。显微镜下可见两期片理构造及变余杏仁构造。对此处蓝片岩中单矿物的电子探针分析结果，按国际矿物协会闪石分类标准，属于碱性闪石组的镁钠闪石和钠钙闪石组的冻蓝闪石。至今尚未发现典型的蓝闪石类矿物。

绿片岩带分布于蓝片岩带的南侧，西起加加县，经拉孜县南、萨迦县、康马北至江孜一带长达650km，宽约30km的范围内，南界与拉轨冈日中酸性岩带和高温变质带叠加。其原岩为上三迭统—中侏罗统复理石、类复理石砂页岩，指示矿物为硬绿泥石和黑硬绿泥石，组合矿物为绿泥石、绿帘石、绢云母、白云母、石榴石、白云石、磁铁矿。代表岩石类型以变泥质岩为主，例如含硬绿泥石千枚岩、硬绿泥石炭质板岩、含石榴石硬绿泥石云母片岩、含硬绿泥石变质粉砂岩等。研究表明，含硬绿泥石的岩石为含铁的泥质、钙质粘土岩、泥质砂岩和复矿砂岩变质作用的产物。根据该带中硬绿泥石矿物的大量出现，绿泥石、绿帘石、黝帘石、白云母等的普遍存在，以及普遍缺失黑云母等特征，应归属于高压相系的绿片岩相。

因此，雅鲁藏布江中段的区域变质作用应属于绿片岩相—蓝片岩相组成的高压低温相系，且由南向北具有压力增大、温度降低的趋势。从而暗示了印度板块由南向北的俯冲和古俯冲带的位置。

随后，在拉达克地区发现几处蓝片岩。Honegger（1989）详细研究了拉达克区 Shergal 的蓝片岩，并指出蓝片岩沿印度缝合带作为构造冲断岩片、混杂岩中的孤立岩块、或大陆碎屑岩中的砾石产出。如 Shergol-Baltikar 剖面中的蓝片岩产于混杂岩内，混杂岩的北界为 Dars-Naktul-Nindam 推覆体，南为 Lamayuru 单元（图 5-38），与蓝片岩成叠瓦状产出的混杂岩其时代可能为晚白垩世。它们均为晚始新世或渐新世—中新世的 Shergol 砾岩所不整合覆盖。蓝片岩的原岩以变基性火山岩为主，次为燧石和少量碳酸盐岩夹层。主要变质矿物组合为硬柱石 + 蓝闪石/青铝闪石 + 钠辉石 + 绿泥石 + 多硅白云母 + 钛铁矿 ± 钠长石 ± 黑硬绿泥石。在含石英的矿物组合中出现石榴石，而缺失绿辉石。变质作用的最高温度为 350℃ ~ 420℃，最大压力为 9×10^8Pa ~ 11×10^9Pa。对硬柱石相中蓝片岩所作的全岩或单矿物 K – Ar 同位素年代测定结果均为早白垩世，故与 Dras 岛弧的发育是准同时的。蓝片岩的地球化学研究具有原始碱性特征，提示了其洋岛或一过渡型 MORB 的原始构造部位。作者设想 Shergol 蓝片岩为原岩受榴石—硬柱石蓝片岩相变质作用和挤压变形作用的产物（Honegger，1989）。

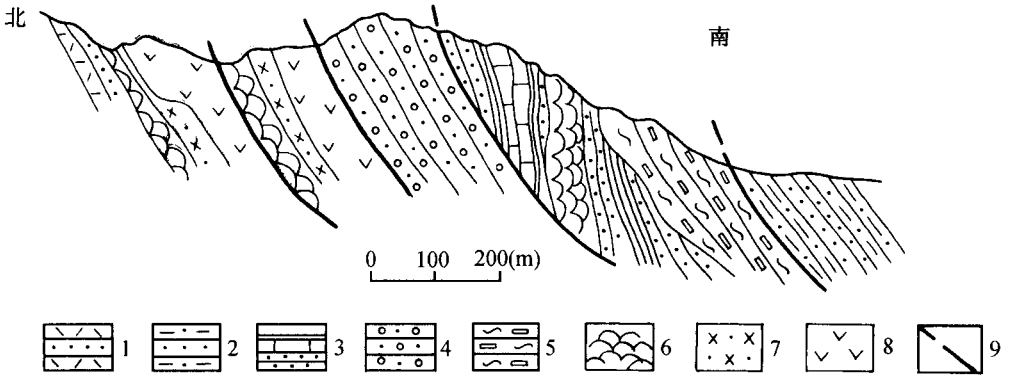


图 5-38 印度拉达克区 Shecgol-Baltikar 蓝片岩剖面

（据 Honegger，1989 简化）

1：Naktul-Nindam 推覆体中火山沉积系；2：Lamayarn 单元沉积火山岩系；3：复理石（含枕状熔岩、灰岩岩块）；4：Shergol 砾岩；5：蓝闪片岩；6：枕状熔岩；7：粒玄岩；8：辉长岩、超镁铁岩；9：断层

最近，Guillot *et al*.[①] 详细研究了印度拉达克东部 Tso Morari 穹隆北翼变质基性榴辉岩中的蓝片岩。Virdi *et al*.（1977）和 Honegger（1989）先后对其进行了鉴别确定。Tso Morari 穹隆属喜马拉雅带内的结晶地块，其北界为印度缝合带，南部为轻微变质的特提

① Guillot S, Mascle G, Lardeaux J M *et al*. 1995. A New discovery of eclogites from the Himalaya, Tso Morari dome unit (Northeastern India), 10th Himalaya Karakoram Tibet Workshop, Abstract Volume No. 298

斯沉积盖层。该穹隆由寒武系—奥陶系眼球片麻岩为基底，其上覆盖有寒武系—泥盆系石英岩、片岩、变质砾岩及下石炭统—三叠系海相沉积物—大理岩、白云质大理岩及变泥岩等。在上二叠统沉积物中，变玄武岩成数米长的透镜体产出，相当于二叠系 Panjal Trap 火山岩，按沉积学和构造资料，该区属二叠纪—三叠纪扩张期减压的印度大陆边缘。该穹隆北翼的榴辉岩呈 1m 大小的透镜体与含透辉石的角闪岩共生。可能起源于 Panjal Trap 火山岩的变质作用。榴辉岩为中细粒，由钠辉石 + 石榴石 + 石英 + 金红石 + 多硅白云母 + 黝帘石 + 角闪石组成。该榴辉岩以经历了粒变岩相和角闪岩相的退变质作用为特征。早期变质作用表现为斜长石和钙钠辉石组成后成合晶，围绕钠辉石分布，角闪石 + 钠长石围绕石榴石分布；晚期退变质作用表现为绿纤石 + 阳起石 + 绿泥石 + 黑云母 + 黝帘石置换了早期矿物。钠辉石中的硬玉分子含量高（$0.40 < Xjd < 0.49$）。角闪石的成分与其显微构造部位有关：在石榴石中角闪石含铁契尔马克分子和冻蓝闪石（barroisite），按 Leak 分类（Leake，1978），在基质中则为镁冻蓝闪石和镁角闪石。

榴辉岩的温压计算表明，它经历了 5 个阶段的变质作用：（A）榴辉岩阶段：平均 T = （650 + 50）℃，其对应 $P = 15 \times 10^9 Pa \sim 16 \times 10^9 Pa$，T = （670 + 30）℃，钠辉石中硬玉最大含量为 Xjd = 0.49；（B）上部角闪岩化阶段：起始退变质的 $P = 9 \times 10^8 Pa \sim 11 \times 10^9 Pa$，T 为 550℃ ~ 600℃；下部角闪岩阶段：$P \approx 8 \times 10^8 Pa \sim 6 \times 10^8 Pa$，T ≈ 550℃；（利用角闪石—斜长石温度计）或 T 为 525℃ ~ 580℃（利用石榴石—角闪石温度计）；（D）-（E）绿片岩阶段：T 为 550℃ ~ 300℃，$P = 5 \times 10^8 Pa \sim 3 \times 10^8 Pa$（Moody *et al*.，1983），出现阳起石 + 斜长石 + 绿泥石 + 镁铝榴石围绕石榴石，及绿纤石 + 绿泥石 + 阳起石集合体，结束退变质作用。

上述共生组合及 P - T 变化途经近似于巴基斯坦 Kagha 谷变基性榴辉岩的 P - T 特征（Pognante *et al*.，1991）。从而说明印度—西藏板块汇聚时，印度大陆边缘北东部的早期俯冲。榴辉岩的压力范围提示了印度大陆边缘的埋深达 55km，榴辉岩的形成可能与俯冲有关。榴辉岩的年龄不详，可能接近于（49 ± 6）Ma（Tonarini *et al*.，1993），即相当于始新世早期。

六、雅鲁藏布江缝合带的演化特征

雅鲁藏布江缝合带具有明显的弧—盆—沟构造格局，为一条典型的构造结合带，自北向南由①冈底斯火山岩浆弧；②巨厚的陆源碎屑复理石建造（K_2^1）；③雅鲁藏布江蛇绿岩带（K_1）；④晚侏罗世—早白垩世变玄武岩—硅质岩—凝灰质砂岩建造，并叠加高压低温蓝片岩相变质带；⑤混杂岩带；⑥上三叠统复理石带。

研究表明，缝合带内包括了两套时代不同的基性熔岩，一为晚侏罗世—早白垩世变玄武岩，为碱、钛、磷含量高，富集大离子亲石元素的偏碱性拉斑玄武岩，代表洋盆发育早期以沉降为主，拉张速度缓慢阶段间歇性喷发所形成的板内玄武岩，与厚层放射虫硅质岩间层产出，反映了上地幔低度部分熔融及间歇性拉张的特点。随后，洋盆进入了扩张阶段，形成了另一套早白垩世洋壳，洋壳内基性熔岩的地球化学特征均具有 MORB 属性。可见，缝合带中的两套火山岩分别代表了洋盆演化初始阶段及扩张阶段的洋壳残

体。蛇绿岩完整剖面中硅质岩的放射虫时代（以早白垩世为主）、酸性分异体钠长花岗岩中锆石 U－Pb 同位素年龄（139Ma）均提示了洋壳形成于早白垩世的证据。混杂带中榴石角闪岩的角闪石 K－Ar 年龄（81Ma）及蛇绿岩新近系盖层的存在，提供了蛇绿岩构造侵位的时代为晚白垩世早期至古近纪早期。因此，洋盆发育时限应为早白垩世—晚白垩世早期（王希斌等，1987）。

从早白垩世玄武岩的 K_2O 含量、Na_2O 含量、θ 值（图 5-39 并见表 5-2）可知，缝合带中段玄武岩（与其他地段相比）θ 值偏高，显示其形成深度较浅，这与该段石英拉斑玄武岩发育及其形成于具高热流扩张脊的构造环境相符合，应属拉张区火山岩（Sugisaki，1976）。缝合带中段席状岩床代替席状岩墙群，为慢速扩张的另一佐证。岩带西段部分玄武岩的 θ 值低于 17，南亚带玄武岩的 θ 值变化范围较宽，其中拉昂错、公珠错玄武岩的 θ 值低于 25，与其碱性玄武岩属性相符合。上述 θ 值较低的玄武岩似应形成于低速板块运动边界，且来源于较大深度，代表了较低度部分熔融。

从表 5-2 中可看出，缝合带各地段洋盆的扩张速率不同，表现出非均衡扩张的特点。扩张速率的最大值变化于 1.08cm/a～1.88cm/a 之间，且西段略高，南亚带则偏低，具慢速扩张的显著特征。由于玄武岩中 Zr、Y 分析数据所限，仅岩带中段的 Zr/Y－Zr 图（图 5-40）可选用。不难看出，中段扩张速率变化于 0cm/a～2cm/a，近似于用 θ 值估算的扩张速率（1.0cm/a）。

根据缝合带各地段的扩张速率及洋盆发育时限可估算出洋盆宽度，按岩带中段的扩张速率 1.5cm/a（1.0cm/a 与 2.0cm/a 的平均值）计算，洋盆扩张始于晚侏罗世（约 160Ma），考虑到蛇绿岩底部动热变质晕圈中角闪石的 K－Ar 同位素年龄（81Ma），得出洋盆发育时限为 160Ma～80Ma，所估算的洋盆最大宽度为 1200km。缝合带西段及南亚带所估算的扩张速率偏低（分别为 0.64cm/a 和 0.54cm/a），岩带西段蛇绿岩的时限较宽（晚三叠世—早侏罗世），扩张约始于 210Ma。南亚带蛇绿岩时代尚有争议，但考虑到拉昂错岩体的放射虫时代（提塘阶—赛诺曼阶），则洋盆发育的上限选为早白垩世早期（约 90Ma），故洋盆发育时限为 210Ma～90Ma，可得知洋盆最大宽度西段为 768km，南亚带为 648km（参见表 5-2 及图 5-1）。

扩张速率低、洋盆规模小，故洋壳厚度较薄，现今保存的洋壳厚度约为 2km～3km，仅为世界典型地壳的 1/2～1/3，结合堆晶杂岩在岩石系列、组合特征及成分上的明显差异，均提示了早白垩世洋壳代表若干孤立小洋盆中扩张、消减的产物。从玄武岩的 CaO/TiO_2、Al_2O_3/TiO_2 含量关系图（图 5-41）上，可进一步了解到它们代表了不同程度部分熔融的基性熔体分异演化的产物，且来源于不同深度的幔源区。中段玄武岩的部分熔融程度偏高，介于 15%～25%之间，其次为南亚带的西兰塔及休古嘎布玄武岩，约代表 15%～20%的部分熔融，均为拉斑玄武岩，且形成于洋脊扩张环境。其余地段玄武岩的熔融程度均低于 15%，且多为碱性玄武岩，与其形成于洋岛及大陆边缘等构造环境有关。

雅鲁藏布江蛇绿岩带北界的日喀则群陆源碎屑复理石建造为仰冲板块边缘的弧前盆地沉积，两者间仅表现为一短暂的沉积间断。其北冈底斯火山岩浆弧的存在标志着俯冲带倾向北，晚侏罗世—早白垩世变玄武岩—硅质岩—凝灰质砂岩建造上叠加的蓝片岩相

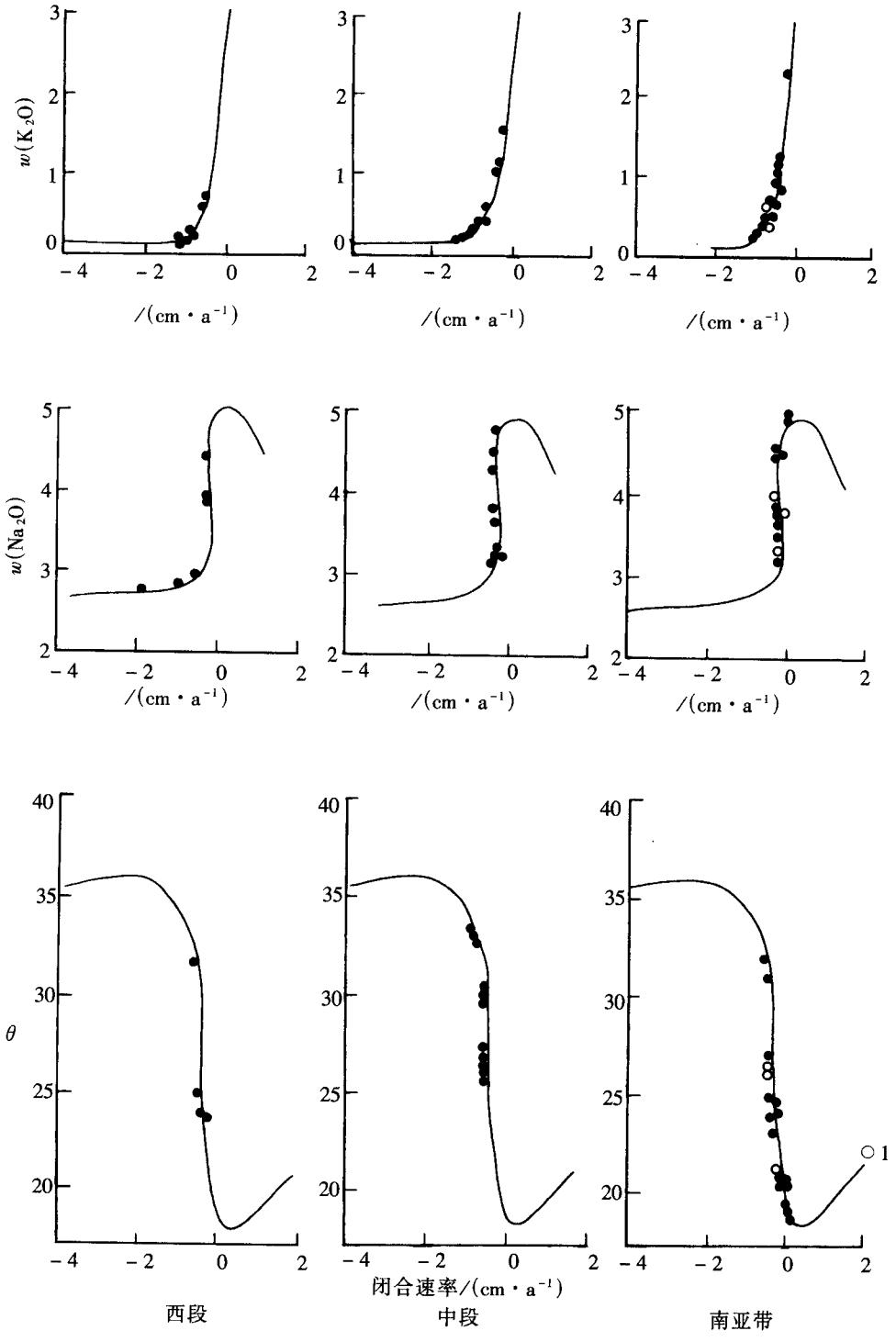


图 5-39　雅鲁藏布江蛇绿岩带玄武岩的 $w(K_2O)$、$w(Na_2O)$、θ 值图

1. 西兰塔

变质作用表明俯冲带应位于蛇绿岩带南侧，早白垩世洋壳居于俯冲带上盘，故得以保存较完整（王希斌等，1987）。

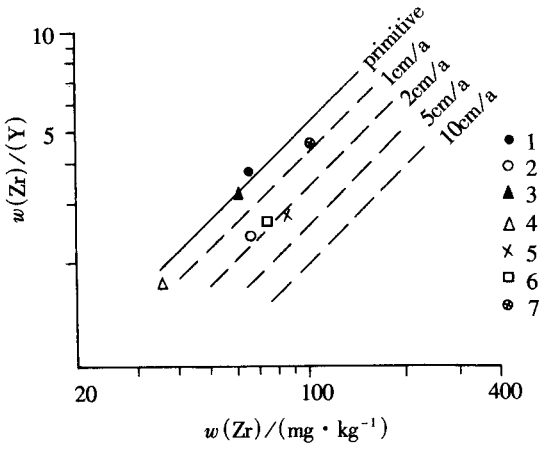


图 5-40　雅鲁藏布江蛇绿岩带中段玄武岩的 Zr/Y－Zr 含量关系图

1:大竹区；2:江当；3:得几乡；4:路曲；5:吉定；6:桑桑南；7:然嘎

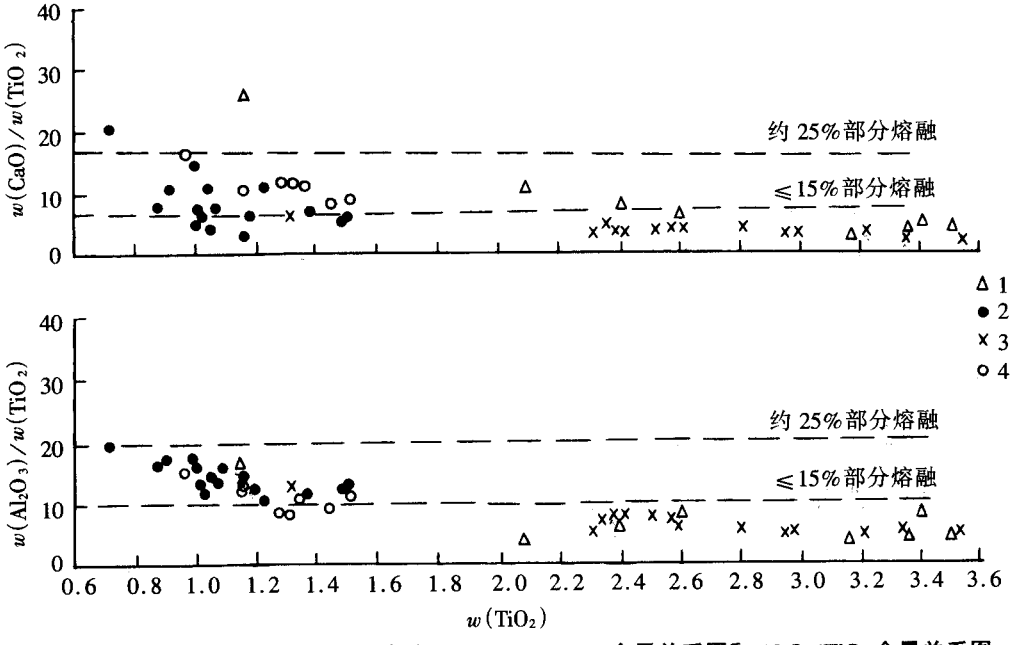


图 5-41　雅鲁藏布江蛇绿岩带玄武岩的 CaO/TiO_2-TiO_2 含量关系图和 Al_2O_3/TiO_2 含量关系图

1:岩带西段达机翁，加纳朋；2:岩带中段；3:南亚带公珠错，拉昂错；

4:南亚带西兰塔，休古嘎布

参考文献

郭铁鹰，梁定益，张宣智等．1992．阿里地质．武汉：中国地质大学出版社，205～214

李才，程立仁，胡克等．1994．西藏龙木错—双湖古特提斯缝合带研究．北京：地质出版社，45～60

王希斌，鲍佩声，郑海翔等．1984．构造肢解的藏北湖区蛇绿岩及其地球化学研究．见：喜马拉雅地质Ⅱ．北京：地质出版社，115～139

王希斌，鲍佩声，邓万明等．1987．西藏蛇绿岩．北京：地质出版社．1～124

汪明洲，程立仁．1980．藏北东巧—江错地区中生代地层的新发现和新认识．长春地质学院学报，3：14～20

西藏自治区地质矿产局．1993．西藏区域地质志．北京：地质出版社，562～566

西藏自治区地质矿产局．1979．拉萨幅 1∶100 万区域地质调查报告．北京：地质出版社，51～75，123～147

西藏自治区地质矿产局．1986．改则幅 1∶100 万区域地质调查报告．北京：地质出版社，116～211

西藏自治区地质矿产局．1987．日土幅 1∶100 万区域地质调查报告．北京：地质出版社，281～307，368～408

肖序常，李廷栋，李光岑等．1988．喜马拉雅岩石圈构造演化．北京：地质出版社，62～75

肖序常，高延林．1984．西藏雅鲁藏布江缝合带中段高压低温变质带的新认识．见：喜马拉雅地质Ⅱ．北京：地质出版社，1～18

张旗，张魁武，李达周等．1992．横断山区镁铁超镁铁岩．北京：科学出版社，9～11

邹光富．1993．西藏丁青蛇绿岩岩石地球化学特征及其成因意义．西藏地质，(2)：46～58

郑一义．1983．西藏丁青地区蛇绿岩—混杂岩的发现．见：地质矿产部青藏高原地质文集编委会主编．青藏高原论文集（13）．北京：地质出版社，177～188

Dick H J B, Bullen T. 1984. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Cont. Miner. Petrol, (86): 54～76

Frank W, Gansser A, Trommsdorff V. 1977. Geological observations in the Ladakh area (Himalayas). Schw. Miner. and Petrol. Mitt. 57: 89～113

Honegger K. 1989. The blueschists along the Indus Suture Zone in Ladakh, NW. Himalaya. Jour. Metamorphic Geol., (7): 57～72

Maruyama S, Cho M, Liou J G. 1986. Experimental investigation of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al_2O_3 contents in sodic amphiboles. In: Evans *et al*. eds. A new geobarometer: Blueschists and Eclogites. The geological Society of America Memoir, 164, 1～16

McBirney A R. 1984. Igneous Petrology. San Francisco: Freeman Cooper, 504

Moody J B, Meyer D, Jenkins J E. 1983. Experimental characterization of the greenschist-amphibole boundary in mafic system. Amer. J. Sci., 28: 48～92

Pognante U, Spencer D A. 1991. First record of ecologites from the high Himalayan belt, Kaghan Valley (northern Pakistan). Eur. J. Mineral, 3 (3): 613～618

Schilling J G. 1975. Rare earth variation across normal segment of the Reykjanes Ridge, 60°N～53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°S～19°S, and evidence on the composition of the underlying Lower-Velocity Layer. J. Geophys. Res., 80 (11): 1459～1472

Shams. 1972. Glaucophane-bearing rocks from near Topsin, Swat-First record form Pakistan. Pakistan: J. Sci. Res. 24: 343 ~ 345

Sugisaki R. 1976. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements. Lithos, (9): 17 ~ 30

Sun S S, Nesbitt R W. 1979. Geochemical characteristics of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 44: 119 ~ 138

Tonarini S, Villa I, Oberli M *et al*. 1993. Eocene age of ecologite metamorphism in Pakistan Himalaya. Terra Nova, 5: 13 ~ 20

Virdi N S, Thakur, V G et Kumar S. 1977. Bluschist facies metamorphism from the Indus suture zone of Ladakh and its significance. Himalayan Geol. Dehra Dun, 7: 479 ~ 482

第六章
青藏高原陆内造山作用
——晚新生代地质构造

陈智梁　潘桂棠

地质和地球物理、地球化学的证据，尤其是陆上岩石的古地磁和海底磁异常的推算表明，中始新世时，印度和古欧亚大陆的南缘发生了碰撞，导致了新特提斯闭合，青藏地区进入了陆内发展的新阶段（文世宣，1981；Patriat *et al*.，1984；肖序常等，1988；Dewey *et al*.，1989）。尔后，晚新生代时期的造山作用，最终造就了一个平均海拔45km、面积约 $260\times10^4km^2$ 的巨大高原——青藏高原。青藏高原的出现，无疑是地质历史上重大的事件，它对我国乃至全球环境和资源的作用，以及对社会发展的影响，已引起了极大的重视，但尚有大量研究工作要做。理解这个过程和它的动力机制，对这个重大的事件及对其与全球地质构造变化的耦合关系的研究，推动地球动力学的发展，一直是我们地学工作者的目标和任务。

青藏地区的陆内造山作用是在碰撞后会聚状态下发生的。地层证据表明，直到始新世晚期，才全部结束了海水浸漫青藏的历史，特提斯海最终消亡。在冈底斯—拉萨岩浆岩带，解释为与海洋板块俯冲有关的钙碱性岩浆活动也一直持续到始新世，其中出现大量年龄为 50Ma ~ 40Ma 的侵入岩体（Copeland *et al*.，1995），以及分布广泛、一直持续到始新世的林子宗群等安山质和流纹质火山岩，至上新世乌郁群还含有陆相钙碱性中酸性火山岩系（西藏自治区地质矿产局，1993）。另外，以喜马拉雅的主中央逆冲断裂为代表的陆内会聚作用也集中在中新世；青藏高原南北两侧的前陆盆地西瓦里克盆地和昆仑山前的莎车盆地，祁连山前的河西盆地的主要沉降期也在中新世和上新世。因此，总体上看，青藏地区的陆内造山作用应该主要是新近纪以来的事件，而把渐新世、还有始新世末期看作碰撞构造期到碰撞后陆内造山期的过渡时期。

第一节　晚新生代沉积盆地特征

青藏地区的晚新生界陆相地层分布不连续，研究程度也不平衡。沉积盆地相对较小，由于所在构造位置的不同，盆地的类型比较复杂，盆地的发育史也很不相同（图6-1）。在高原腹地和深切割的边缘山区，受自然条件的限制，沉积盆地的研究工作才刚刚开始，而且举步维艰。对于第四系的工作，过去主要集中在冰川沉积和间冰期沉积的气候地层学方面。因此，许多沉积纪录的地质构造意义还很不清楚。

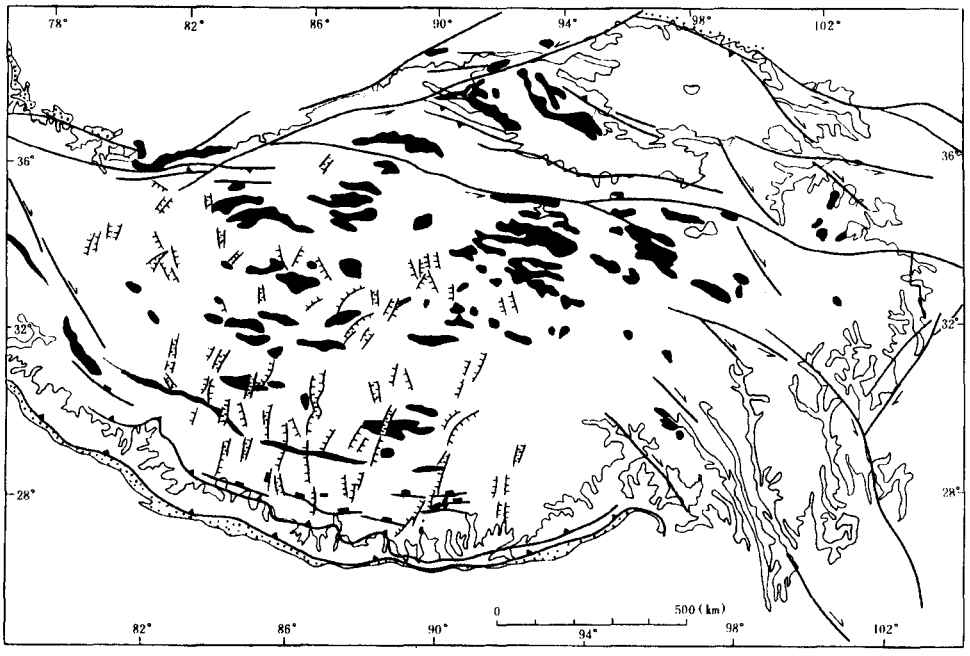


图 6-1 青藏高原晚新生代沉积盆地

黑色区为古近纪—新近纪盆地；齿线为控制裂谷盆地（主要为第四纪盆地）的正断层；高原南北两侧的黑点区为前陆盆地。高原边界由3 000m等高线（细线）及有关边界断裂分布指示。各种主要断层符号皆以习惯用法表示

一、喜马拉雅区的沉积盆地

（1）位于喜马拉雅主边界逆断层（MBT）和前缘逆断层（HFT）之间的前陆盆地是喜马拉雅地区最重要的晚新生代沉积盆地。充填盆地的西瓦里克群主要是一套山前河流相为主的碎屑岩，属磨拉石建造。总厚可达4 000m以上，时代为中新世中期—中更新世。因此，西瓦里克前陆盆地主要沉降期为中新世中期和上新世。

地层的古地磁特征表明西瓦里克群可分为三个亚群。上亚群（6.5Ma～0.5Ma）不整合或假整合在中亚群（10.1Ma～6.5Ma）或下亚群（18Ma～10.1Ma）之上。这种地层接触关系纪录了前陆盆地及其有关的冲断山系的一次重要的变革，可能以此为转折，主中央断裂（MCT）的强烈活动已趋于停息，主边界逆冲断层（MBT）成为前陆盆地继续受载沉降的主因。这样，盆地及其沉降中心也随之向南迁移。这就解释了为什么上亚群的物质普遍要比中亚群、下亚群的粗，因为中亚群、下亚群以及更老的近源粗碎屑物质一部分可能被掩埋到 MBT 之下，一部分可能被抬升而再次剥蚀搬走，目前只能见到较细的较为远源的沉积物了。

显然，盆地至第四纪时期已为晚期阶段。根据来自巴基斯坦北部的资料（Gansser，1964），西瓦里克群的中部和下部由从印度地块和低喜马拉雅来的碎屑物组成，直到上

新世晚期才出现从高喜马拉雅来的粗碎屑物。但是，Cerveny *et al*.（1988）对同一地区的西瓦里克群中的锆石裂变径迹的测定，得出结论认为18Ma以来西瓦里克群的源区海拔和地形起伏基本稳定，和印度河现代沉积条件相类似，碎屑物应该来自喜马拉雅为主。再考虑到孟加拉湾和阿拉伯湾规模巨大的中新世海扇，其快速沉积特征表明它们来自喜马拉雅和西藏。与喜马拉雅近在咫尺的西瓦里克前陆盆地中同时代沉积物应来自喜马拉雅。据此推测西瓦里克群的沉积体系是基本稳定的。只是在上新世晚期，可能由于MBT的活动，使古水系得以加强溯源侵蚀而切过断裂本身，深入到高喜马拉雅带，为西瓦里克群提供了新的物源区（Stocklin，1980）。

最近几年，Burbank *et al*.（1996）在巴基斯坦北部和印度西北部的工作支持了这些看法。厚度可达数千米的古近系穆里群近源堆积的发现，其粒度向北变粗，由来自喜马拉雅的碎屑物质组成，说明喜马拉雅前陆盆地始于古近纪。约至11Ma，堆积速率加快，河流卸载增加，砂岩增多，表明MBT明显活动，使前陆盆地加载。另外，在4Ma～5Ma时，可能由冰川扩展，剥蚀卸载加强。

我国境内邦迪拉—勒林以南，西瓦里克群由底部卵石层和下段粗砂岩及页岩（厚2 500m）、中段砾岩夹砂岩（厚2 000m）以及上段砂岩夹粘土或页岩（厚2 000m）组成（西藏自治区地质矿产局，1993）。分别可与国外西瓦里克群三个亚群对比。值得强调的是，第四纪期间的西瓦里克前陆盆地是继承了中新世以来格局的。而且，大约至中更新世晚期由盆地转变为山地，以不连续的前缘逆冲断层（HFT）为界，向现代前陆恒河平原逆冲，结束了西瓦里克前陆盆地的演化过程。

（2）与前陆盆地相比，喜马拉雅的后陆盆地发育很差，成盆时间也比较晚，常不为人们所注意。

札达—普兰盆地，平行于喜马拉雅西段的主构造线呈北西展布，位于喜马拉雅同期逆冲推覆构造的后缘。其中，堆积的札达群时代为中新世末期至早更新世，它们不整合地分布在喜马拉雅北坡特提斯带和雅鲁藏布江缝合带之上。因此，札达—普兰盆地可以归属为喜马拉雅后陆盆地。

钱方等（1982）将札达群分为两组。下部称托林组，为一套半固结的河湖相砂砾层，或者钙质细砂、粉砂，部分地区见煤线，还见有淡水灰岩。底界时代对比为6.2Ma。厚1 500m。产三趾马、双壳类、腹足类及莎草化石。上部称香孜组，岩性为陆相砾石、砂和粘土。其1段～3段的磁性特征属高斯正向—松山逆向极性期，时代估计为2.1Ma～3.4Ma（西藏自治区地质矿产局，1993）。因此香孜组的上部3段～5段属下更新统问题不大。这样，在香孜农场剖面上，第四系厚度430m左右。据报导，香孜组已发育多层融冻褶皱，甚至香孜组下部已有融冻层，属早期冰期产物。而且它和“香巴砾岩”过渡，后者被认为是冰碛砾岩。

类似的情况还出现在吉隆的沃马盆地以及聂拉木野博康加勒和聂聂雄拉盆地等。以产三趾马化石群闻名的晚中新世—早更新世沃马组河湖相沉积，以不整合和断层接触关系叠置在喜马拉雅特提斯带中生代海相沉积之上，厚约400m。沉积起始于7Ma，上部为具马莫斯—留尼旺事件的磁性特征的河湖相砾、砂和粘土，应属第四纪早更新世。向东，在定日、聂拉木、亚东帕里等地都有早更新世的露头，特别在希夏邦马地区的新近

系野博康加勒群早已为科学考察发现。

对藏南析离系（STDS）的研究表明，吉隆沃马盆地的形成与北倾正断层作用有关（Burchfiel *et al*.，1992）。野博康加勒盆地的构造位置，也表明与STDS有成因上的联系。虽然STDS西延的情况比较复杂，但推测札达—普兰盆地的形成应与喜马拉雅北坡古近纪—新近纪的地壳伸展作用有关。盆地的主要沉降时期为晚中新世到上新世，早更新世已是盆地的晚期。尔后，由于青藏高原的进一步差异性隆升和南北向地堑盆地进一步叠加，后陆盆地原型已面目全非，特别是东段很难辨认。

在喜马拉雅山北坡，还有一类近南北向的地堑—半地堑盆地。它们的开始发育时间可能稍晚于喜马拉雅后陆盆地，但它的延续时间长得多，而且主要沉降期大多为第四纪，更多地表现出第四纪盆地的特征。因而，完全不同于主要沉降期为上新世的后陆盆地。为叙述方便，一并归入第四纪盆地讨论（见本节第三的“（二）青藏本部的第四纪盆地”）。

二、青藏地区北部及其边缘盆地

青藏北部及其边缘地区的晚新生代盆地，都是在先成陆壳基础上形成的。因为这个地区的地壳的块断性质十分突出，盆地发育受到这种不均一性的制约，既表现在盆地的几何形态上，也反映在盆地发育的差异性上。

西昆仑—阿尔金—祁连为青藏高原北部边缘山系，在边缘山系前缘逆冲断裂的作用下，塔里木、河西走廊前陆地壳加载挠曲，在邻近高原的地带发育了不对称的压陷盆地，应该归属为前陆盆地，由于上新世以来阿尔金断裂的左移活动十分显著，对前陆盆地的发育有着重要影响。同时，也把柴达木这样的山间盆地围限到高原内部的边缘地带，使它成为既受南北边缘山系对冲的约束，又受到西侧阿尔金断裂的影响。类似的盆地还有库木库里盆地。

（一）塔里木南缘的盆地

在靠近高原边缘山系的一侧，有一系列倾向高原的逆冲断层组成的边界断裂带。盆地的发育具有不对称性，与边界断裂带有成因上的联系。但是，当远离高原时，由山区渐进式隆升、逆冲引起的地壳挠曲作用的影响越来越小，前陆盆地的特征逐渐淡化，或过渡为克拉通盆地，或过渡为另一山系的前陆盆地，形成复合类型的盆地。

（1）莎车盆地位于塔里木的西南部，晚新生代盆地是在古近纪残余海拗陷的基础上发展起来的，成为西昆仑北侧的前陆盆地。

中新统乌恰群以河湖相含有机质的碎屑岩系为主，具膏盐沉积，并夹少量海相层。地层厚度很大，最厚可达6 000m。其上，为上新统阿图什组不整合覆盖，后者主要为河流相碎屑沉积，厚度最大为3 400m。盆地中第三套最主要沉积为下更新统西域组粗碎屑岩系，最厚的剖面厚度也达到3 200m，并与下伏地层不整合地接触。所以，中新世—早更新世是莎车盆地发育的全盛时期，这个时期的山前磨拉石组成前陆盆地楔状体的主体。

（2）阿尔金北缘没有隆起，人工地震显示为一个向北逆冲的冲断层带。在断裂逆冲

的前方为下古生代、上古生代与中生代 3 个时期的沉陷盆地，晚新生代转化为压陷盆地，逆冲断层带下是探寻古油气藏的有利场所。从基底埋藏等深线资料看，阿尔金北侧沉降的幅度没有西昆仑北侧盆地大。而且，阿尔金北侧盆地基本呈斜坡状，向塔里木中心下降，并不具有明显的前陆盆地不对称楔状特征（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。这可能与阿尔金断裂带在晚新生代以左移走滑的方式运动有关。

（二）河西走廊盆地

河西走廊盆地是在侏罗纪—白垩纪裂谷盆地的基础上发展起来的。新近纪时虽仍继承了原有盆地的轮廓，但已具有明显的前陆盆地特征，早更新世时进入了前陆盆地的晚阶段。

河西走廊盆地的中新统白杨河组也仍为河湖相含有机质的碎屑岩系和膏盐沉积；中新统—上新统疏勒河组也仍为河流相的碎屑岩系。最后，下更新统玉门组粗碎屑岩系不整合地覆盖其上。这样，3 套前陆盆地的主要岩系和莎车盆地相类似。但是，盆地的全盛时期较晚，为晚中新世—早上新世（图 6-2）。

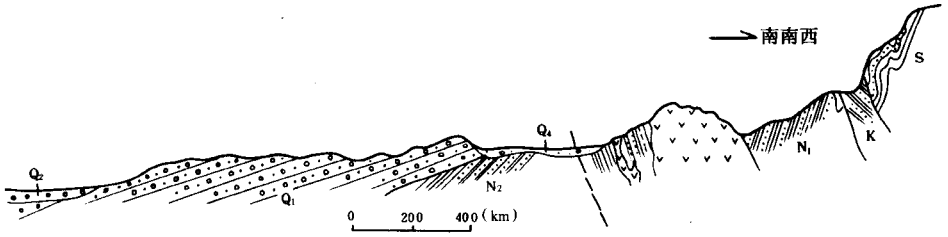


图 6-2 玉门市旱峡构造剖面

S：志留系砂板岩；K：白垩系杂色砂岩；N_1：中新世砂泥岩；

N_2：上新世砂页岩；Q_1：玉门砾岩层；Q_2：中更新统酒泉

河西走廊盆地可以进一步分解为玉门、酒泉、张掖和武威等次一级盆地，呈左阶斜列分布，表现了比较突出的斜向挤压特征。递进斜向挤压作用也造成盆地充填物的多期变形和组段之间的多次不整合或假整合接触关系。

（三）柴达木盆地

柴达木盆地非常特殊，这样的大型盆地出现在青藏高原内部，是绝无仅有的。它经历了古生代和三叠纪隆起剥蚀、中新生代压陷，特别是新近纪和早更新世由柴达木北缘逆冲断裂和昆仑山北缘逆冲断裂的对冲制约，成为典型的高原内缘受山地夹持的压陷盆地。

盆地自渐新世开始整体下沉，渐新世—上新世中期为连续的快速沉降期。尔后，上上新统不整合叠覆其上；中下更新统又再次不整合覆盖上去，显示为幕式沉降。

中新统上干柴沟组、下油砂山组及上新统上油砂山组、狮子沟组皆为河湖相沉积。沉积物变化的总趋势为盆缘多粗碎屑，盆地中部颗粒变细，常出现泥岩及泥灰岩，甚至

白云岩和石膏。

中下更新统七个泉组在盆缘为粗碎屑岩系，厚度不大，为河湖相沉积。钻孔揭示的盆地中心的湖相更新统，颗粒细，下部以砂岩和粉砂岩为主，中部为粉砂岩夹泥岩，上部粘土夹粉砂，总厚逾千米。与上下地层皆为连续过渡。

除了盆缘发育一系列逆冲断层外，盆地总貌为南北高、中间低，中央凹陷呈北西走向，与盆地总的延伸方向一致。它的沉降中心居于盆地中轴部位，不像前陆盆地一般按前陆逆冲带运动方向迁移，而是沿着盆地中轴发生迁移。古近纪—新近纪沉降中心偏西，位于一里平和茫崖，盆地西深东浅。但在趋近阿尔金山的斜坡带时，地层超覆以至尖灭现象频繁出现，似乎表明阿尔金断裂的影响很明显。至更新世，沉降中心东移，至东台吉乃尔湖—达布逊湖—霍鲁逊湖一带（图 6-3）。

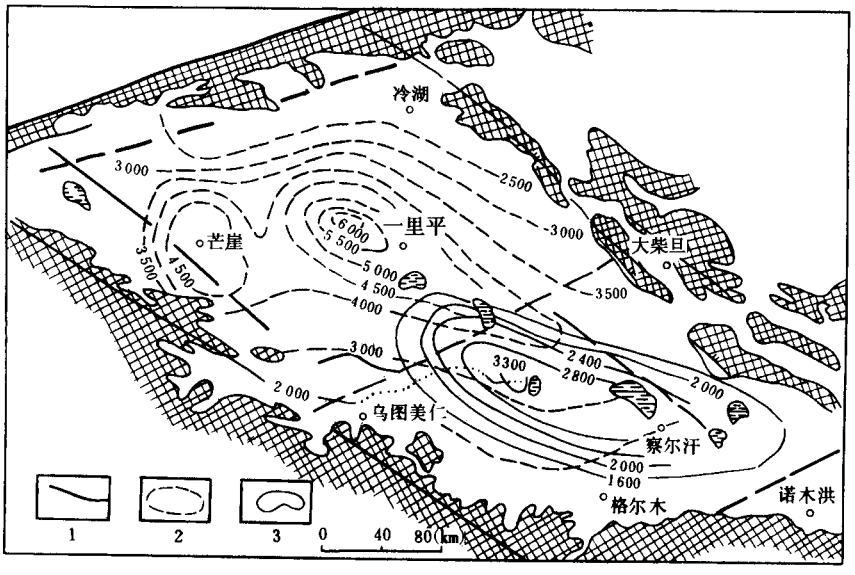


图 6-3　柴达木盆地区域活动构造分布图

1：活动断裂；2：古近系—新近系等厚线；3：第四系等厚线

（四）西宁盆地和化隆盆地

西宁盆地和化隆盆地是上叠在祁连山构造东端的中新生代盆地，古近系不整合在白垩系之上。中新世谢家组、车头沟组、咸水河组又不整合其上，为一套湖相为主的细碎屑岩系，夹石膏，厚数百米。上新统以粗碎屑的山麓堆积为主，再次不整合在中新统之上。化隆盆地的上新统中湖相沉积的成分增多，夹泥灰岩和膏盐，厚度数百米至千余米。最后，中更新统北山寺组又不整合叠覆上去。

西宁盆地和化隆盆地可能原本为一个统一的盆地，后被拉鸡山断裂带一分为二。盆地起始时间早（侏罗纪），晚新生代时位于青藏高原的东北角，处于走滑—逆冲转换带的内侧（详见本章第三节的“三、青藏东部及其边缘地区”），地应力状态复杂多变。地层序列中多次出现不整合接触和超覆关系反映了频繁的掀斜和升降的幕式构造变形。

位于高原东北缘的临夏盆地，在古近纪的古夷平面上，堆积了自渐新世晚期（30Ma）以来几乎连续的沉积序列，研究甚详，受到重视（李吉均等，1996）。这套地层底部为厚达30m的砂砾石层，向上含多个由粗变细的韵律沉积，总体为向上变细，岩性以湖相泥岩为主。至中新世晚期出现砾石层。稍后，在3.4Ma～2.48Ma堆积了主要的砾石层（积石组），厚30m～60m，并分别以微角度和显著角度不整合与上下地层接触。表明这个时期是主要的构造活动期和物源区抬升期。其后，在约1.6Ma时结束湖相沉积，出现现今黄河水系沉积。十分有意义的是，盆地南侧美武高原，现在比盆地高约1.5km，仍保留有相通的新近纪沉积。而且，从地质图上看，还可以追溯到西秦岭。进一步研究盆地原型，将为青藏高原东北部的形成、演化提供确切的证据。

三、青藏地区内部的盆地

青藏内部的晚新生代盆地，虽然都是山间盆地，而且规模也不大，但无论在空间分布和时间演化方面都表现得多姿多彩。首先，存在明显东西差异。两者之间的过渡分界带大约从阿萨姆“犄角”以北开始，沿着印度板块向北北东会聚的方向，至青海湖一带。在这个带两侧，即使是具有同一地质历史的构造分区的晚新生代盆地，常有明显不同的地质背景和特征。这个带以东，为青藏东部，晚新生代盆地发育不好或保存不佳，以走滑拉分盆地为特色。这个带以西，为青藏本部，新近纪盆地以挤压总背景下的各种山间盆地为主，尤其以第四纪裂陷盆地最为引人注目。其次，由于组成青藏地区的地壳块体的不同，在南北方向上也表现出相当的差异，特别是在青藏本部表现出一系列各具特色的晚新生代盆地。同时，在时间演化方面，盆地的格局和性质从新近纪到第四纪，经历了一个明显的变化。

（一）青藏本部的新近纪盆地

1．冈底斯—拉萨地块的山前盆地和山间盆地

（1）在雅鲁藏布江缝合带闭合以后，由陆缘火山弧演变而来的冈底斯—拉萨地块继续处于会聚和收缩的状态之中，在冈底斯逆冲断层系向南运动的同时，深部岩浆活动也没有一下子停息，在新近纪仍有延续性的火山活动。所以，在冈底斯和拉萨地块的南缘堆积了一套火山—沉积岩系，即渐新统—中新统大竹卡组。其下部以粗碎屑砂砾岩为主，上部具凝灰岩和火山质砾岩，岩性和厚度在空间上变化很大，最厚可近千米。它们假整合或不整合在早期始新统山前磨拉石（秋乌组）或中生代—古近纪花岗岩之上，成为冈底斯—拉萨南缘磨拉石主体。

限于目前研究程度，渐新统和中新统还不能划分开来。

（2）冈底斯—拉萨地块内部山间盆地可以南木林的乌郁盆地为例。其中，渐新统日贡拉组、中新统芒乡组和中新统—上新统乌郁群发育充分，形成了河湖相碎屑沉积和安山质火山沉积交替的建造系列，总厚可达1 500m左右。乌郁群下部的火山建造发育得最好，除火山碎屑岩以外尚有安山岩和英安岩等，已测得的凝灰岩同位素年龄为23.1Ma和19Ma（西藏自治区地质矿产局，1993）。它分别以不整合和假整合接触关系，与下伏

和上覆地层分开。正如冈底斯—拉萨南缘山前盆地一样，内部山间盆地的建造同样表明陆缘弧的构造—古地理的变更，并不能立即改变构造应力场和中止深部岩浆活动的性质。

这样的火山—沉积盆地还在冈底斯—拉萨地块的其他地段出现，特别是在冈底斯地区火山活动比较明显。它们的总体特征相似，但各个盆地规模不大，且各不相连，发展过程也不尽相同，成为这个地区新近纪发展的特色。

一系列的证据表明，冈底斯—拉萨地块总体上一直处于挤压隆升的状态。潘桂棠等（1990）把这个地区的沉积盆地解释为隆起区上部构造层轴向地堑—地垒式裂陷盆地，在裂陷沉降之后相继有断块掀斜抬升，最后盆地边缘出现反转的逆冲断层而盆地萎缩封闭。

（3）在冈底斯—拉萨地块的北缘，即早已闭合的班公错—怒江缝合带附近，在古近纪时处于岩浆弧后位置，发育了以伦坡拉盆地为代表的地堑—半地堑型盆地。这种情况，与安第斯陆缘岩浆弧东麓出现正断层和伸展作用相似。盆地沉降时期主要为古新世—始新世，沉积物以湖相细碎屑为主，其晚期沉积丁青湖组主体为渐新统，但可能延续到中新世。岩性为一套深湖相细碎屑岩及生物碎屑灰岩，上部出现纸状页岩和油页岩。盆地中央厚逾千米，向盆边减薄（图 6-4）。

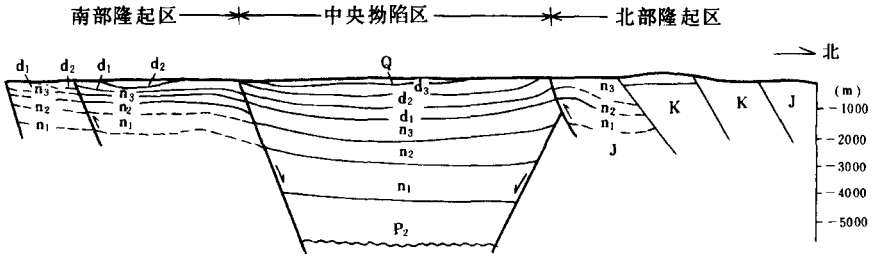


图 6-4　西藏伦坡拉盆地南北向构造剖面示意图

（引自地质部第四普查大队资料）

n_1、n_2、n_3：分别为牛堡组下、中、上段；d_1、d_2、d_3：分别为伦坡拉群下、中、上段

向东，如在布隆盆地为晚中新世至上新世的小型山间盆地，堆积了布隆组河湖相杂色砂砾岩夹泥岩，产三趾马化石。地层厚度小，仅数十米，反映此时已不存在发育伦坡拉盆地那种构造背景，至少伸展作用已不明显。

2．藏北红色山间盆地

羌塘地区包括喀喇昆仑及巴颜喀喇，新近纪的沉积盆地也是山间盆地类型，但盆地规模比冈底斯—拉萨地区的要大，沉积物也很不相同，以中新世产膏盐的红色碎屑岩建造为特色，表明它们的构造背景和自然地理环境有很大的差异。

整个地区的中新世盆地堆积物南北也有差别。南部以粗碎屑河湖沉积为主，并且下粗上细，上部含石膏层，称康托组，典型剖面厚度为2 500m。北部多为含油页岩的湖相细碎屑岩，其中夹多层石膏，称唢呐湖组，典型剖面厚度为4 300m。它们都不整合叠覆在渐新世盆地或中生代基底岩系之上。可可西里山麓的若拉错盆地中新世沉积厚达

6 200m,为青藏地区厚度最大的中新世堆积体。

藏北山间盆地的另一个特征是在中新世晚期（可能还包括上新世），还发育一套碱质基性—中酸性火山岩系，称石平顶组，不整合覆盖在红色岩系之上。这一点在巴颜喀拉尤为明显。

可可西里和唐古拉的情况也类似。相应的中新统称查保马群，也为下部碎屑岩，上部中基性火山岩。后者测得同位素年龄为 10Ma ~ 24.6Ma。

前所述及的藏北山间盆地沉积物的南北差异，以及整个藏北地区甚至更北的塔里木和河西走廊在中新世中期都出现干盐湖沉积，且自南而北干旱程度有所增加，这些都反映当时南侧已有重要的山系或高原出现，分隔了两种不同自然环境的山地，阻挡了来自印度洋的湿润气流，并提供了碎屑物质。对比冈底斯—拉萨地区的中新世芒乡组产丰富植物化石的杂色煤系含油页岩地层，似乎当时主要的山脊线应在这两个地区之间，同时藏北地区本身也上升到相当高度，得不到南来气流的湿润，使其中的山间盆地变得干旱起来。

藏北地区盆地，北缘常受断裂所围限，南缘则表现为盆地沉积物超覆在基底岩系之上，呈不对称几何形态。因此，盆地明显受北东东、北西西和近东西断裂的控制。目前，地表所见到的断裂皆为逆冲断层或走滑逆冲断层，但盆地沉降幅度并非这些边缘断层所能解释。另外，盆地发育过程中又出现具双峰式特征的火山岩系，而且碱含量较高，这也不是压陷盆地的特征。对火山岩系的研究，也认为受地块内部次级拉张断裂控制（邓万明，1992）。因此，潘桂棠等（1990）解释这些盆地为多米诺式的裂陷盆地。盆缘正断层在后期转化为逆冲的反转构造。这样的认识无疑对这个地区隆升历史复原是十分重要的。

（二）青藏本部的第四纪盆地

青藏高原内部的第四纪盆地，可以分为 3 种类型，即近南北向地堑盆地，北西和北东方向的 X 型盆地和近东西方向的盆地（图 6-1）。

（1）近南北向的地堑盆地，集中分布于高喜马拉雅北坡至班公错—怒江断裂带之间。盆地常追踪北东和北西两组断裂，形成近南北向的锯齿状地堑带。这些地堑带按一定的间隔纵列成行，自东而西包括桑日—错那带、当雄—羊八井—多庆错带、申扎—谢通门—定结带、当惹雍错—古错带、夏冈江—杰萨错带、仓木错—帕龙错带和阿鲁错—错那错—阿果错带等。它的形成显然受近东西向地壳引张作用的控制。在接近东西向雅鲁藏布断裂带和班公错—怒江断裂带时，盆地一方面超覆在东西向断裂带之上，另一方面又受到这些东西向断裂带后期活动的牵动。

在地堑盆地中，第四系以中更新世以来的河湖相和冰川沉积物为主，厚度一般不大。

在高喜马拉雅北坡，南北向地堑盆地叠压在东西向喜马拉雅后陆盆地之上，表现为水平的中晚更新世河湖相沉积不整合在早更新世湖相沉积之上，后者已被掀斜。

（2）X 型第四纪断陷盆地，主要发育在羌塘地区，或直接受北东和北西两组断裂控制，或由这两组断裂控制的地形所制约。它们的分布比较散漫，第四系厚度也不大，为

中更新世以来的冰期、间冰期沉积。

(3) 近东西向断陷盆地主要分布在几条近东西向断裂带内。研究稍详的是昆仑断裂带的第四纪盆地羌塘组（吴锡浩等，1982)。

羌塘组总厚536m，由细砂—粗粉砂—细粉砂的多个韵律组成，沉积环境为稳定的流水和静水交替的河流和湖泊。磁性地层特征测定，表明地层年代为早更新世（约2.7Ma~1.4Ma)。在羌塘组上部发现有多层冻融褶皱，为冰缘期的产物，且被认为与上新世晚期的冰川沉积整合过渡，但常超覆在更老的地层之上。值得提出的是，它的沉积环境大致和札达盆地的香孜组相似，气候寒冷，与冰川活动有密切的关系。沉积盆地也和札达盆地一样，定位于逆冲断裂带的后缘。

羌塘组分布于青藏公路昆仑山口两侧，向东到玛多扎陵附近，长400多千米，宽20km~40km。它的相当地层很可能向西分布很远。羌塘组已被掀斜，成为向南缓倾的单面山，并为断层所破坏。从它的分布和沉积特征推测，盆地可能与柴达木南缘逆冲断裂后缘的伸展作用有成因上的联系。

另一条近东西向的第四系断裂带沿班公错—怒江断裂带中段改则—安多一线分布。安多地区的钻孔显示，早更新世沉积厚度不大，粒度粗，相变大。由河湖相砂砾层组成，仅厚数米。向西迅速转变为以粘土为主。与下伏上新统连续过渡。

在上述三类第四纪盆地中，最受研究者注意的是近南北的地堑盆地，因为它居于高原的核心部位，发育最好。特别是它横跨在古近纪—新近纪及更老的东西压性（或张性）构造之上，显示了两种构造体制之间发生的重大变化，进而被认为是高原地壳增厚、隆升到重力垮塌，达到动态平衡的一个标志（England *et al*., 1990; Armijo *et al*., 1986)。

目前已知最老的近南北地堑为尼泊尔北部的Thakkhola地堑（属仑木错—帕龙错带的南延)，盆地中时代可靠的沉积物为上新世到全新世（Colchen *et al*., 1986; Searle, 1995)。最近，Coleman（1995）和Hodges（1988）在地堑东侧断裂中找到充填的热水云母，年龄为14.2Ma~14.3Ma，认为地壳引张作用从中中新世开始，青藏高原的厚地壳和高原地貌至少在那时已基本达到目前的状态，甚至可能早到古近纪。对羊八井地堑西侧念青唐古拉剪切带的研究，认为伸展性质的剪切活动发生在11Ma~5Ma之间（Pan *et al*., 1992)。在进一步加强了同位素热—年代学研究以后，Harrison *et al*.（1995）得出结论，认为存在一个由山体核部为8Ma扩展到边缘糜棱岩剪切带为4Ma的快速冷却事件，进而推断大约在（8±1）Ma时，青藏地区已接近目前这样的厚地壳和高程。但目前尚缺乏盆地充填方面的证据，因为羊八井地堑还没有证实存在古近系—新近系。一种自然的解释可能是，盆地早期的沉积物主要保存在盆地的中心，没有出露在地表。

四、青藏东部及其边缘地区的晚新生代盆地

川西成都平原为更新世以来的断陷盆地，青海共和盆地为上新世—早中更新世断陷盆地，除这两盆地规模较大外，本区其他晚新生代沉积盆地规模都较小，分布零散。特别是没有像样的中新世盆地的发育，这是十分有趣的现象。

(1) 在青藏东部地区仅在白玉昌台区有不很可靠的中新世沉积，为一套砂、泥、砾碎屑岩夹泥灰岩以及玄武岩，称昌台群。它们构成小型山间盆地的堆积体不整合在中生代基底岩系之上。盆地东缘为断层所限定，西缘表现为超覆。岩性和盆地形态与藏北的新近纪盆地一致，也推测为半地堑式的裂陷盆地。

(2) 高原东部的第四纪盆地没有发育，研究程度低。若尔盖盆地为其中较大的盆地，下更新统深埋地下，中更新统—上更新统为河湖或沼泽堆积。60kaBP ~ 30kaBP 期间，河流沉积逐渐占优势，被解释为黄河袭夺若尔盖古湖的记录（王云飞等，1995）。其次为理塘甲洼盆地，充填物主要是早更新统—中更新世甲洼组河湖相沉积，夹菱铁矿透镜体和褐煤，厚 118m，与上、下地层皆不整合接触（四川省地质矿产局，1991）。钱方等（1982）报导，甲洼组为松山反向期后期到布容正向期早期的沉积物，对比和推算年龄为 0.437Ma ~ 1.246Ma。在甲洼组之下，局部地段保存有零星的古近系—新近系，可对比为中新统昌台组。很多研究者推测，这些盆地的成因与断层的走滑—拉伸作用有关。甲洼盆地为义敦—理塘断裂的拉分盆地，受断裂带的分枝复合的几何关系和左移走滑运动的控制。

(3) 许多研究者把“大邑砾岩”看作青藏高原东缘早更新世磨拉石，甚至有人把川西成都平原第四纪盆地看作青藏高原东缘的前陆盆地。但是，详细工作表明高原东缘第四纪地壳形变和沉积纪录和高原南北缘有很大的差异。龙门山断裂带在渐新世—中新世(?) 有强烈的逆冲推覆运动，但此后就基本停止大规模的挤压收缩活动，以致中新统和上新统在四川西部基本缺失。然后，直到第四纪成都平原盆地才开始沉降。而且，最初时堆积物“大邑砾岩”分布范围非常局限，厚度也不大。即使川西成都平原的第四系也仅限于分布在绵阳至邛崃一线。控制盆地沉降的断裂是新生的，其长度大约只有龙门山构造带的一半，两者不相匹配。因此，盆地的几何形态及构造架构很难和龙门山逆冲断裂带联系起来，不能把成都平原的第四系看作龙门山冲断带的前陆盆地堆积体。

(4) 位于青藏高原东北部的共和盆地，为四周边界受新生代断裂控制的菱形断陷盆地。盆地的主要沉降期在上新世，早更新世—中更新世又再次沉降，成为青藏东部地区最重要的晚新生代盆地。

上新统在共和地区称曲沟组，厚度约 821m。主要是一套湖相为主砂泥质沉积，其中夹少量石膏，还普遍产三趾马动物群化石。不整合其上的中更新统—下更新统，也是一套河湖相砂泥质沉积，地方性名称为共和组，总厚 226m。有趣的是，盆地在晚更新世还继续沉降，在盆地边缘堆积了洪积相的砂砾等粗碎屑物，厚度可达 20m；在盆地中部堆积物颗粒变细，以粉砂、细砂为主，厚度则仅 0.5m。显然，沉降得不到补偿构成非补偿盆地，其成因值得研究。

共和盆地向北，越过青海南山构造带，为青海湖地区最新的第四纪—现代盆地。共和盆地和青海湖盆地，都是鄂拉山断裂和日月山断裂及其南延的断层带之间的盆地。它们又恰好位于分界青藏高原本部地区和东部地区的北北东向地壳错移带的北端（详见本章第三节的“三、青藏东部及其边缘地区”），是变形条件复杂的地壳引张区。

第二节　晚新生代岩浆活动

晚新生代岩浆活动，在青藏地区包括花岗岩侵入和各种火山喷溢。在地域分布上，火山活动比深成活动广泛。花岗岩都是陆壳重熔类型的，与造山作用有关。火山岩的种类繁多，酸性到超基性都有表现，普遍碱质含量高，属造山带及其源生的火山岩（图6-5）。这些岩浆活动具有明显的分带性。主要集中在三个大带，即喜马拉雅带、冈底斯带和藏北—昆仑带。另外，在青藏东部地区还有零星的深成活动和火山活动。

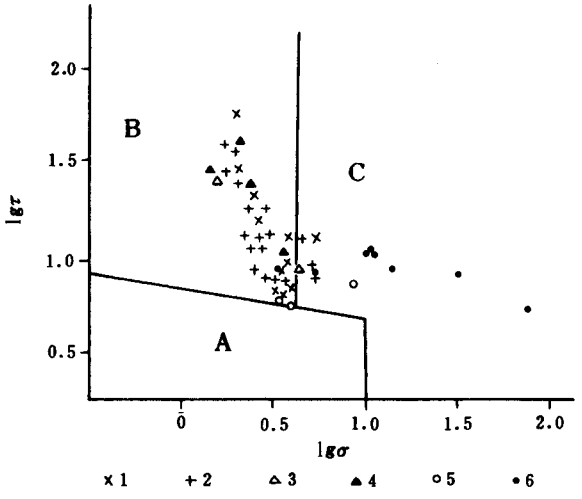


图6-5　青藏地区晚新生代火山岩戈蒂尼—里特曼指数图解

（引自西藏自治区地质矿产局，1993）

$\tau = w\ (Al_2O_3 - Na_2O)\ /w\ (TiO_2)$；$\sigma = w\ (Na_2O + K_2O)^2/w\ (SiO_2)\ - 43$

1：石平顶组上段；2：石平顶组下段；3：芒乡组；4：乌郁组；5：鱼鳞山组；6：黑石北湖组

A：非造山带火山岩区；B：造山带火山岩区；C：A和B派生的碱性火山岩

一、喜马拉雅淡色花岗岩带

喜马拉雅岩浆岩带以中新世淡色花岗岩的贯入为特征，可分为高喜马拉雅和拉轨岗日（北喜马拉雅）两个亚带。

（1）高喜马拉雅淡色花岗岩主要分布在结晶岩系的上部，多数接近藏南析离系（STDS）。岩体的定位年龄集中在25Ma～10Ma。岩石类型以二云母花岗岩、白云母花岗岩和电气石花岗岩类为主。岩石化学特点十分突出，富硅、总碱量高、铝过饱和；锶同位素初始比值高，一般大于0.733，告乌电气石白云母花岗岩的锶同位素初始比值的范围为0.747 8～0.745 8；稀土元素总量不高（其质量分数为71.00×10^{-6}～76.70×10^{-6}）、轻稀土中等富集、具铕的负异常（西藏自治区地质矿产局，1993）。

(2) 拉轨岗日的淡色花岗岩以二云母花岗岩类为主，其次为白云母花岗岩。主要产于一系列的穹隆体内部。同位素年龄较分散，其值介于 35Ma ~ 7Ma，主要仍集中在 20Ma ~ 11Ma，略比高喜马拉雅亚带年轻。岩石化学特征与高喜马拉雅亚带相似，稀土元素总量稍低，负铕异常不甚明显。

(3) 喜马拉雅带的花岗岩体多数呈整合的岩床贯入产出，也有岩株和岩脉。岩体的定位背景与 STDS 正剪切活动有关。早期贯入的岩体大多为规模大的岩床，其上部岩石遭受糜棱岩化，顶部糜棱岩化最强。在高喜马拉雅淡色花岗岩的顶部糜棱岩带为 STDS 主剪切面的底板。晚期以岩株、岩脉为主，未糜棱岩化，穿插到已糜棱岩化的岩体中 (Burchfiel *et al*., 1992)。拉轨岗日的岩体片麻状构造明显，其顶部也为主剪切面的底板，但后期成穹作用使其弯曲成穹隆状 (Chen *et al*., 1990)。

(4) 喜马拉雅淡色花岗岩属 S 型花岗岩。岩浆为陆壳低程度部分熔融的产物，被认为与 MCT 陆内逆冲推覆所引起的地壳堆垛增厚有关 (Le Fort, 1988; 刘宇平等, 1994)。

二、冈底斯带

冈底斯地区目前尚未发现晚新生代可靠的岩浆深成活动证据，只有火山活动，主要出现在渐新统—中新统大竹卡组、中新统芒乡组及中新统—上新统乌郁群。但是，在它东延地区波密—察隅和西延地区喀喇昆仑都发现有中新世的深成岩体。作为性质相同地质背景的冈底斯带 (或外喜马拉雅带)，应该作统一的考虑。

(1) 冈底斯地区的火山活动，在上文也作了叙述。大竹卡组和芒乡组主要是一套陆相中心式爆发的中酸性、部分碱性火山碎屑岩，在芒乡组中见有少量安粗岩和流纹岩。乌郁群则以中心式爆发和喷溢交替活动及火山碎屑岩和熔岩韵律性火山岩序列为特征。在塔若错附近，乌郁群自下而上由流纹质凝灰岩—安山玄武岩、英安质凝灰岩—安山质凝灰岩、安山玄武岩—流纹质熔结凝灰岩组成多个韵律，厚约 300m。在乌郁盆地下部为流纹质凝灰岩、流纹岩及安山岩，上部为砾岩、砂岩夹凝灰质砂岩和凝灰岩，总厚度 900m 左右 (西藏自治区地质矿产局, 1993)。

(2) 喀喇昆仑地区年轻的岩基可以 Baltoro 岩体为代表。它由二长花岗岩、石榴子石二云母淡色花岗岩及淡色花岗岩、伟晶岩脉、细晶岩脉组成。二长花岗岩似乎为淡色花岗岩所穿插，表明不同成分的岩浆活动时代相近但并不连续的。岩体的 U - Pb 年龄为 (21 ± 0.5) Ma，云母的 K - Ar 冷却年龄为 11.7Ma ~ 5.25Ma。二长花岗岩的锶同位素比值变动在 0.707 648 ~ 0.711 115 范围内，淡色花岗岩为 0.711 438，显然比喜马拉雅带的淡色花岗岩的锶同位素比值要低。另外，电气石的缺乏，表明挥发组分的亏损，这与喜马拉雅带明显不同 (Searle *et al*, 1993)。

糜棱岩结构和片麻状构造在 Baltoro 岩体中没有发现，以各种岩浆岩结构和构造为特征。

(3) 随着近年来工作的深入，在波密—察隅地区，发现越来越多年轻的深成岩体。波密花岗闪长岩、林芝花岗岩、察隅钾长花岗岩等都测得中新世的 K - Ar 年龄值 (24Ma ~ 8Ma)，因此它们都可能是晚新生代岩体或复合岩体。西藏自治区地质矿产局

（1993）的综合研究中，根据对比已在这个地区找出了大量的晚新生代花岗岩类岩体。

王增等（1995）总结藏东花岗岩时，把地通弄巴的米古二云母花岗岩（云母的 K－Ar 同位素年龄为 19Ma～24Ma）和波密的索通片麻状黑云母花岗岩（云母和全岩的 K－Ar 同位素年龄为 16Ma～18Ma）作为这个地区中新世花岗岩体的代表。后者黑云母和角闪石定向排列形成片麻状构造。另外，察隅灵灵通二云母花岗岩、此坝二云母花岗岩和察隅复合岩体的一部分黑云母花岗岩等都是中新世花岗岩类岩体。它们的稀土元素质量分数为 $122.57\times10^{-6}\sim166.93\times10^{-6}$，轻稀土元素明显富集，具铕负异常。

（4）虽然很多研究者都同意把喀喇昆仑、波密—察隅和冈底斯联系起来，看作同一个岩浆岩带，但是，要把前者的深成体和后者的喷出岩的关系搞清楚，还需进一步工作。所以，认为在冈底斯地下深处还有类似于喀喇昆仑和波密—察隅那样的中新世花岗岩类岩体，或者在冈底斯带的东、西段古地表应有火山岩出露，仅仅是一种推测。中美合作项目 INDEPTH 的工作发现在冈底斯地区有水平产出的强反射，许多人认为是浅部岩浆岩的反映①，这种推测有一定道理。

如果上述推测能成立，那么喀喇昆仑、波密—察隅这两个“犄角”地区中新世以后的隆升和剥蚀速率显然要高得多，因为这两个地区在地表出露的喷出相物质已剥蚀殆尽。这是青藏高原不均衡隆升的一个特例，据此可估计喀喇昆仑的平均隆升速率比冈底斯高（0.68 ± 0.18）mm/a，波密—察隅地区的平均隆升速率比冈底斯高（0.42 ± 0.2）mm/a。

三、藏北—昆仑岩带

藏北—昆仑带的新生代岩浆活动包括新近纪和第四纪两个时期（图 6-6）。整个青藏高原的第四纪岩浆活动主要是昆仑山主脊两侧的火山活动。新近纪岩浆活动有一定的规模，但第四纪火山岩分布面积有限。

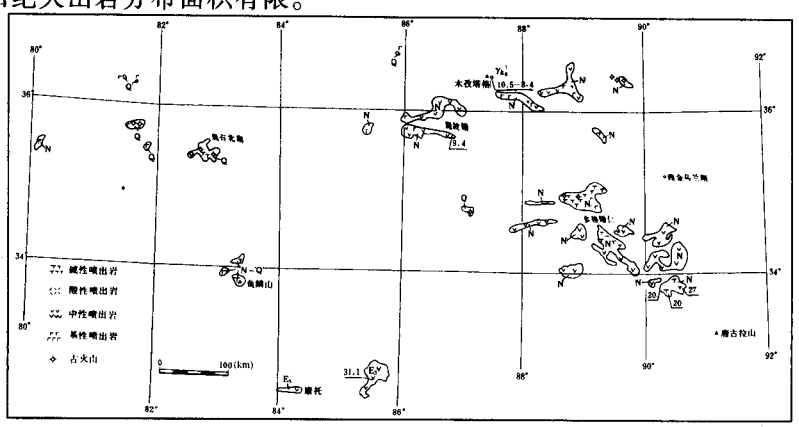


图 6-6　藏北火山岩分布

① 引自赵文津未发表的资料

(1) 在西昆仑山南坡的大红柳滩、泉水沟一带，发育有很好的熔岩流和火山机构。大红柳滩滚石河附近，中基性粗面岩和玄武岩覆盖于第四纪阶地砾石层之上，具两次喷发旋回。下旋回以爆发开始，喷溢告终。以角砾状石英橄辉粗面岩为主，厚 3m ~ 10m，含火山弹，上旋回以喷溢为主，主要为气孔状碱性橄榄玄武岩，厚 10m ~ 20m，夹角砾状熔岩、火山弹及河流沉积。岩石高碱性，且 K_2O 含量大于 Na_2O 含量，属碱性岩系列富钾质亚系列。

泉水沟一带具三次喷发旋回，各厚 30 余米，彼此以砂泥沉积相间。第一旋回为气孔状橄榄玄武岩；第二旋回岩性组合较杂，以各种玄武岩和安山岩组成基性—中性—基性的次级旋回变化；第三旋回为玄武安山岩—玄武岩喷溢。除熔岩覆盖在阶地之上外，尚有火山颈相的英安斑岩、玄武安山岩、火山角砾岩等组成的火山机构，并保留至今。上部玄武岩曾测得 K - Ar 年龄 5.84Ma，显然过大。从地质关系判断，以中更新世—晚更新世比较恰当。

(2) 西昆仑北缘的普鲁—阿什库勒—乌鲁克库勒一带的近代火山群，火山锥体保存完整。以玄武岩和流纹岩为端元的岩石组合为特征，显示了双峰式火山岩（Bimodal）组合。属亚碱质钙碱系列，钾质偏高，K_2O 和 Na_2O 含量接近。K - Ar 年龄一般为 0.1Ma ~ 1.2Ma，即中更新世—晚更新世。

(3) 西藏自治区地质矿产局（1993）把改则茶布区北部的第四纪火山岩称黑石北湖组，列入上新统至全新统，主要由玄武岩、安山岩、玄武粗安岩等组成。

这套岩石碱总含量较高，Na_2O 含量高于 K_2O 含量，属碱性系列，具碱质向亚碱质过渡性质。

类似的岩石，沿中昆仑山主脊线南坡继续分布，直到青藏公路以西，似存在一个岩带。但西藏区域地质调查队依据其中的流纹晶屑凝灰岩的年龄 10.6Ma（K - Ar），将中昆仑的新生代火山岩列入中新世中期、晚期，命名为石平顶组。它们不整合在中新统湖相沉积之上或超覆在中侏罗统之上，没有发现表明时代更新的接触关系。

另外，在羌塘巴毛穷宗、卡条错等地还有一套白榴石响岩、霓辉粗面岩及其火山碎屑岩等，组成典型的富钾碱性火山岩系。其中，曾发现深源石榴石捕虏晶（邓万明，1992）。它产于古近系和更新世阶地沉积之间，已遭受过构造变动，已知 K - Ar 年龄为 20Ma ~ 30Ma（邓万明，1992）。虽然西藏地质志把它列入第四系，称“鱼鳞山组”，但至少主体应归入中新统较为恰当。

(4) 综观青藏高原北部的火山活动记录，第四纪火山岩主要集中分布于西昆仑地区。北坡为钙碱性系列，南坡主要是碱性系列，钾质北高南低。按现在的看法，中昆仑及其以南地区的新生代火山岩应归入中新世，至少不晚于上新世。有趣的是，中昆仑及其以南地区，北带“石平顶组”火山岩为钙碱性系列，南带“鱼鳞山组”为碱性系列，钾质南高北低。岩性和岩石地球化学变化趋势与西昆仑地区相似。

在阿尔金断裂带和祁连山前断裂交接转换部位，还有上新世—第四纪的碱性玄武岩和粗面岩，主要属碱性系列钾质亚系列。但是，分布非常有限。有人把它和西昆仑北缘的火山岩系相对比，认为原来可能是一个岩带，只是由于阿尔金断裂的左移运动把它错开到了北方。这尚需进一步研究。

(5) 在木孜塔格峰地区，近年来发现了一套中新世中晚期的侵入岩和上新世火山岩，引起人们的广泛注意（Burchfiel *et al*.，1989）。

侵入岩由深成—半深成的石英二长斑岩、花岗闪长斑岩、电气石花岗岩、英云闪长斑岩等组成。Ar/Ar 同位素年龄为 10.5Ma ~ 8.4Ma。火山岩是一套流纹质熔接凝灰岩，厚数百米。火山岩通过一层沉积底砾岩不整合覆盖在三叠纪砂岩之上。由于底砾岩中有侵入岩的砾石，所以火山岩明显晚于侵入岩，所获得的火山岩 Ar/Ar 同位素年龄为 4Ma，也证实这一点。

侵入岩和火山岩的化学成分大致相同，它们都是陆壳部分熔融的产物。已有的资料分析推断侵入岩是在 10Ma ~ 12Ma 时侵入到地壳 10km ~ 12km 处，在 4Ma 火山岩覆盖上去之前，已暴露地表。而火山岩至今仍很好保存下来了。

四、青藏东部的岩浆活动

青藏东部地区，整体而言，晚新生代的岩浆活动并不活跃。近年来有些新的发现和进展，特别是一些重要构造部位上查明了晚新生代岩浆活动，不能不予以重视。

(1) 鲜水河断裂在邻近扬子地块西缘时，其走向由北西逐渐转为北北西。在这转折部位的内侧，产出贡嘎山花岗岩基。采自这个岩基的样品，至少测得一个 Rb - Sr 等时线年龄（8Ma）和 6 个云母的 K - Ar 年龄（集中在 18Ma ~ 8Ma）。但是，由于它侵入于三叠系砂板岩之中，又没有沉积顶盖限定，有人仍把它看作中生代侵入体（四川省地质矿产局，1991）。

最近，Roger *et al*.（1995）又对该岩体作了同位素年代学研究，对其中的锆石晶粒的 U - Pb 年龄测试得出（12.8 ± 1.4）Ma 的结果，两个样品的 Rb/Sr 等时线法成果为 12Ma ~ 10Ma。这些数据证实了过去的分析结果，贡嘎山花岗岩应该是中新世的深成岩体，或至少主体是中新世的复合岩体。

野外观察表明在岩体的东部有不强的糜棱岩化，在岩体的西部矿物具流动定向排列的结构，启示岩体的结晶过程和固化以后都遭受到构造应变。

该岩体全岩锶同位素比的变化范围为 0.709 ~ 0.732。稀土元素总量变化大（其质量分数为 $27 \times 10^{-6} \sim 539 \times 10^{-6}$），轻稀土元素富集程度中等，铕异常不明显。铝过饱和，属板内花岗岩，与元古代陆壳的重熔作用有关。

据上述资料推断，鲜水河断裂在中中新世已有明显的左移活动。

(2) 对青藏高原东北边缘甘肃礼县—宕昌地区新生代钾质碱性超基性火山岩的进一步工作，发现了深源尖晶石相和石榴石相橄榄岩包体及数种高压巨晶，对具代表性岩体的 K - Ar 同位系年龄测定表明，除管界岩体为晚白垩世（108.8Ma）的产物外，其他岩体的年龄值均在 7.1Ma ~ 18.9Ma 范围内变化，为中新世中期、晚期火山作用的产物（喻学惠，1994）。

该区火山岩多呈管状产出，少数为岩墙状产出的次火山岩。在礼县和西和县境内，产出于高于2 500m的高夷平面上，切穿或不整合在古近系砂砾岩之上。火山岩岩石类型介于金伯利岩、煌斑岩和副长石岩之间，与我国东部新生代碱性火山岩具显著差别。火

山岩中的深源橄榄岩包体化学成分暗示源区卷入了古老大陆岩石圈和大洋岩石圈的物质。推断火山岩系的形成与局部热上隆和部分熔融作用有关。

(3) 新近纪玄武岩分布于川西白玉昌台地区的昌台组，夹在断陷于盆地的河湖沉积中，仅十余米厚。岩性为橄榄玄武岩和玄武岩、安山玄武岩，属拉斑系列向钙碱性系列过渡的板内玄武岩。稀土元素总量极高，轻稀土元素强烈富集。这些特点表明，它可能是藏北岩带向东的延续。

(4) 在川西和滇西地区，发现了很多年轻的小岩体，其中花岗质斑岩稍早，K－Ar同位素年龄45Ma～40Ma；钾镁煌斑岩稍晚，K－Ar同位素年龄40Ma～20Ma。在宁蒗、盐源地区，这些小岩体侵入最新地层为渐新统丽江组红层。由于这些地区都缺乏更新的古近系—新近系沉积纪录，所以无法确切地约束它们的地质关系。

另外，在扬子地块西缘也发现有新近纪小岩体，紧靠着安宁河断裂的牦牛坪碱性杂岩工作比较多，K－Ar年龄为40.3Ma～27.8Ma；其中碱性花岗岩的锆石U－Pb年龄为(12±2) Ma。

第三节　晚新生代构造形变

由于青藏高原广泛地发育第四纪正断层活动和地堑盆地，很多研究者意识到从古近纪到第四纪构造形变的总格局有一个大的转变，例如，Mercier *et al*. (1987)。但是，在具体分析中，往往囿于研究程度，缺乏约束，不能将它们明确地区分开来。而且，因地域上的差异，这种转变也是穿时性的。再加上许多重要的地质构造有继承性，不同层次构造又有不协调性，形成很复杂的调节系统（图6-7)。

当前，越来越多的研究者认识到，除了印度和亚洲南缘在碰撞后继续会聚作用是青藏地区陆内构造形变的一个主要动力因素以外，来自北方塔里木、阿拉善地块等的作用以及来自东方的扬子地块、华南地块甚至太平洋的作用也起到一定的作用。

一、青藏高原本部的构造形变

一般说来，青藏高原虽然夹持在印度地块、塔里木—阿拉善地块以及扬子地块之间，但它的本部不像它的边缘地带直接接受来自邻近地块的构造作用力而表现出强烈的构造形变，广袤的青藏本部似乎应该没有强的形变。但是，青藏高原是由不同地质经历的块体拼接起来的，地壳的不均一性十分显著。因此，青藏高原除了边缘构造带强烈形变外，青藏本部一方面要作整体的弹性挠曲并传递应力，另一方面在许多软弱带也发生强烈的形变。

从布格重力和地形资料的数理模拟，得出青藏地区在挤压状态下其地面和地壳密度层界面会有南北两边隆起、中间拗陷的低缓挠曲。隆起和拗陷的波长分别约为150km和500km，走向平行青藏南北边界。有意思的是，这样的模拟也得出了青藏地壳和上地幔之间的微弱析离。强度相对较弱的下地壳物质成为调节这种析离空间的主要介质。因

此，物质流在地质演变过程中的重要意义必须重视。

在中、上地壳，构造形变主要集中在软弱部位。一系列不同年代的地质分区的重要边界，在陆内造山阶段仍是重要的构造带，虽然各个时代的活动形式常常发生变化，但这种继承性在青藏地区是很突出的。

（一）雅鲁藏布缝合带

对断裂带中段冈底斯逆冲系（GT）和仁布—泽当逆冲系（RZT）的工作，使它们的活动时期的限定有了比较明确的概念（An Yin，1994）。GT 在渐新世末到中新世早期的活动，引起了冈底斯岩基向日喀则弧前盆地逆冲，造成了冈底斯的抬升和山前盆地的沉降，并接受粗磨拉石堆积，这就是前文所述的渐新统—中新统大竹卡组山麓沉积的构造背景。

RZT 是南倾的反向逆冲系，明显比 GT 要晚，因为有些地方可以看到这种先后切割关系。它的活动方式是与 STDS 一致的，不管它的最初形成原因是什么，它的大规模活动都和 STDS 联系在一起，因为我们在它南面不远的拉轨岗日已经证实在早中新世—中中新世开始了向北方向的析离运动（Chen *et al*.，1990）。RZT 最后活动时间可以用大竹卡组的上限年龄来约束，因为 RTZ 的活动促成了大竹卡组所堆积的山前盆地的闭合。最终还使日喀则群叠置在冈底斯岩基之上，使大竹卡组向东消失。因此，RZT 的活动时间可限定在中新世末以前。

上新世很关键，但是没有这方面的岩石记录。这种情况，反过来使我们推测中新世晚期到上新世应该是这个地区重要的整体抬升期和剥蚀期。中新世以前，至少渐新世开始，冈底斯已成山地，剥蚀强烈。大约到中新世晚期山前盆地消亡，地形已削平补齐，然后一起抬升和剥蚀。

念青唐古拉韧性剪切带的研究表明，那里深部正断层活动时期为 8Ma ~ 4Ma（Harrison *et al*.，1995）。这和我们对雅鲁藏布江缝合带逆冲活动推定的终止时期很吻合，也就是说，在新世晚期到上新世初期，冈底斯及其南缘总体的南北向缩短已经让位给东西向的伸展。按照潘桂棠等（1990）的意见，冈底斯地区中新世的沉积盆地是伸展体制下的裂陷盆地，那么伸展状态可能更早，至少从中新世的中期开始。因为乌郁群的底界的穿时性和下伏地层的不整合关系可能就是这种构造状态转变的反映。这还需进一步工作。

北西向的噶尔藏布断裂是公认的一条右旋走滑断裂，它实质上是雅鲁藏布江缝合带的西北延伸部分。向北大致与喀喇昆仑右旋走滑断裂带相接或右阶斜列的形式相连。在扎西岗区玛灵沟剖面上，白垩纪—新近纪花岗闪长岩以陡倾断层接触叠在札达群相当地层粉砂岩和泥岩之上。如前所述，后者的时代为上新世—早更新世。但无明显挤压变动，主要是右行平移活动。据刘庆、肖序常估计右移运动速率大于（18 ± 8）mm/a、拉张速率为（4.5 ± 2.5）mm/a。在昂仁剖面上，雅鲁藏布江缝合带表现为蛇绿岩和早更新世砾石层断层接触；在桑日章噶和加查沃卡表现为白垩纪花岗岩和更新世砾岩断层接触，断面陡倾。显然，这个断裂带在第四纪期间不发生明显的地壳南北方向上的缩短，但在高原总的南北挤压背景下，断裂带会产生局部地段的挤压和引张，还会产生断裂带

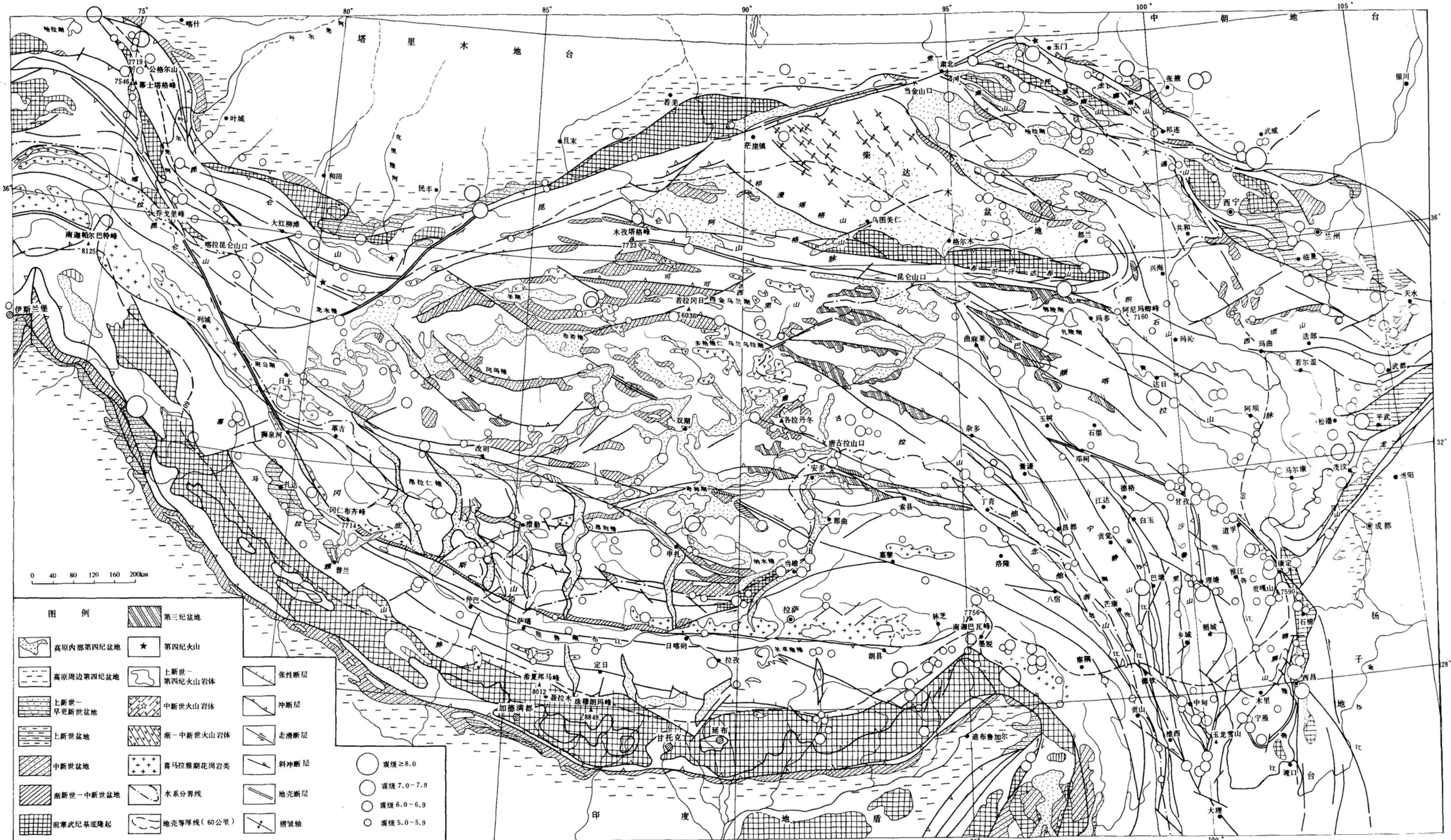


图 6-7　青藏高原晚新生代构造

的滑动磨蚀作用，估计磨蚀速率为 5mm/a。

（二）班公错—怒江断裂带

上文已述，伦坡拉盆地的资料表明，新近纪早期，班公错—怒江断裂带作为冈底斯岩浆弧后的状态已消失。原先由弧后伸展作用所引发的正断层活动也就停止，融合到普遍的挤压收缩状态之中。新近纪的逆冲断层出现在伦坡拉盆地的两侧，白垩系和侏罗系逆冲到古近纪—新近纪湖相沉积之上；也发生在盆地内部，使古近系逆冲到新近系之上。根据中英考察队的图件（Chang *et al*.，1988），这些逆冲断层向东顺断裂带延伸到安多以东，仍然看到断面南倾的低角度的逆冲断层使古近系到侏罗系组成的背斜向北逆冲到新近系红层之上。这些褶皱的轴面也向北倾斜，和逆冲断层的运动方式是协调的。因此，褶皱的时间也是新近纪的。在安多以西，这些包括古近系的褶皱又被北倾的逆冲断层所围限，作为它的南部边界。因此，整个班公错—怒江缝合带在这里表现为开花构造（pop-up structure）。伦坡拉盆地以西，这些逆冲断层仍然存在，但因为新近系的露头越来越少，识别它们就困难了。

断裂带第四纪的变形可能是继承了新近纪以来的格局，即在南北方向的挤压下产生了东西向的逆冲断层，但强度大为减弱。安多、东巧和伦坡拉一带，古近系—新近系的褶皱和断裂是显著的，但牵涉到第四系的断裂地段主要在地貌上表现为谷地边缘的陡坡立崖。逆冲断层上盘的岩石有较强的变形破碎，而位于下盘的第四系变形很弱。如东巧泽格当错南岸的逆冲断层，使上盘的中生代片岩破裂，逆冲在早更新世砾岩之上，而后者的变形很弱。推测断层活动主要在古近纪—新近纪，以后或有所继承而已。一系列的高温热泉沿断裂带呈东西向展布，也说明至今仍有所活动。

安多东南错那错断层、沿扎加藏布的活动断层等都是近东西走向，为班公错—怒江断裂带的组成部分，错断地貌表明它们是左行走滑断层。

班公错—怒江断裂带以南地区，是南北向地堑构造的主要分布地区。东西向的班公错—怒江断裂带对南北地堑构造起了某种限制作用。两者相互调节彼此的形变。

（三）昆仑断裂带

在可可西里的西金乌兰湖和风火山一带，是古金沙江缝合带的所在位置。在新生代时期，发生过强烈的古近纪—新近纪叠瓦冲断作用，并继续延续到第四纪。一种情况是古近系逆冲叠覆在新近系泥灰岩、砂岩和淡水灰岩之上。后者很可能包括了早更新统在内，推测构造变动发生在新近纪一直到第四纪早期。另一种情况是古近系红层直接向南逆冲到第四系之上，后者以中晚更新统为主。这种冲断作用当然影响到古近系—新近系以下的地层。在风火山剖面上，古近系因褶皱、断裂引起的缩短率大约 50% 左右（Coward，1988；常承法，1992）。但是，不清楚古近纪—新近纪和第四纪变动可各占多少份额。因为这个地区古近纪—新近纪与早更新世都有过构造变动，彼此叠置在一起。

在若拉岗日以东，五泉河北岸西金乌兰湖—多格错仁强玛错断层，使北侧的三叠系若拉岗日群高角度逆冲到第四纪砂砾层之上。在下部砾石层中，有粗面质玄武岩砾石，很可能是中新世中晚期火山岩的剥蚀产物。因此这层砂砾层不会早于中新世，列入更新

统较为恰当。沿断层也有一系列温泉群分布，说明地壳变动是比较新的。但是，第四纪以来的地壳缩短量很难估计，显然不会比古近纪—新近纪大。

中、东昆仑山的南坡有比较明显的第四纪变动。吴锡浩等（1982）指出，昆仑山南坡的构造变动主要发生在“羌塘组”沉积之后（<1.4Ma），使“羌塘组”掀斜为南倾的单斜层。以后又剥蚀成高台地，其上发育为冰碛台地（望昆冰期）。由于昆仑山南北坡地形高差的变化，使北坡河流向南溯源侵蚀，分水岭南移。而且，“羌塘组”不仅因差异性抬升被掀斜，而且被断层所切割。Kidd（1988）和 Molnar（1987a）根据“羌塘组”中辉石岩砾石等标志，推算在第四纪期间，昆仑山南缘西大滩断层左移速率为10mm/a～20mm/a，平均为 13mm/a。

昆仑山南缘断裂带向东可延伸到玛曲。错断地貌和地震机制解析都表明断裂活动主要是左移走滑。沿断裂带发育有拉分盆地和挤压断块，表明具有复杂的断裂排列组合和可观的走滑运动。但是，断裂带向西到库木库里盆地南缘，变得比较散漫。Burchfiel *et al*.（1989）在木孜塔格地区考察中，在木孜塔格峰的东侧发现了一套年龄为 4Ma 的流纹质熔接凝灰岩，已被掀斜和断裂切割。构造变动的时代应晚于上新世早期，但不能确定上限。另外，顶峰北侧有一套时代不明的红色砂砾岩，不整合在二叠纪复理石至含煤建造和蛇绿混杂岩之上。它被强烈褶皱成东西向紧密倒转褶皱，推测也是新近纪构造变形的产物，因为这套红色砂砾岩，推测属新近系。两者相比较，推测晚新生代的构造变动是逐渐减弱的。

（四）冈底斯—拉萨地块和羌塘地块的形变

青藏高原本部的晚新生代构造变形，除了上述断裂带外，在广大的地域内表现为两种非常特殊的形式，即由东西伸展作用造成的南北地堑系，以及由北东、北西走滑断裂组成的共轭剪切系。

如前所述，南北地堑系在雅鲁藏布江缝合带和班公错—怒江断裂带之间发育最好。它们不仅对地表水系和湖泊有控制作用，形成第四纪盆地，而且断裂本身往往是地震活动带，因而也是具有一定深部背景的构造带。震源机制解析资料表明，地震都表现为正断层型和走滑正断层型。在念青唐古拉以西的冈底斯断块内，15 次近代地震中有 12 次地震的震源机制解析为正断层型，节面方向为南北、北东和北西，其张应力轴方位为东西至北西—南东。其他 3 次地震为走滑正断层型（Verma *et al*.，1988）。在申扎—谢通门—定结带南端，近南北的正断层不但切断了藏南析离系（STDS），也切断了6 000m 以上高程的古夷平面和冰碛物，成一系列三角面山。地堑西界断层下盘的前寒武纪杂岩强烈糜棱岩化，面理发育，S/C 组构指示它是中等倾角向东倾斜的正断层（Burchfiel *et al*.，1991）同时也表明地堑系断层至少可达地壳中部。

地堑系边界断层排列组合多样，除了单纯的地堑和半地堑外，往往斜列成行，形成很多拉分盆地。特别当地堑系追踪北东和北西两组张剪性断层时，往往北东向左行张剪性断层以左阶斜列为主，北西向右行张剪性断层以右阶斜列为主。这样有利于调节东西向引张作用，形成拉分盆地，诱发地震。

越过班公错—怒江断裂带向北，从比较规则的南北地堑系已过渡到比较散漫的北

东、北西张剪共轭断裂系。虽然仍处于东西向引张作用的制约下，单个断裂的性质和地堑系也有所类同，但显然第四纪的引张活动强度有所下降。相应的，地震震源机制解析表明变形以走滑断层和正断层两种形式为主（Verma *et al*.，1988）。

对断层第四系和基底岩石中微构造测量推算，这些引张地区的最大主应力是垂直的，最小主应力接近东西的（Armijo，1986），表明地块的形变方式主要是地壳近东西方向的扩张。南北方向的会聚挤压是许多研究者引用来解释地堑系的理论模式。但是，应力状态暗示重力作用和深部物质粘性流动是不可忽视的因素。另外，发育最好的地堑系当雄—羊八井—多庆错带位于偏东部位，而不是地块中央，而且居于喜马拉雅弧形山系向南突出最大的部位的经度带上，这个带的南北挤压缩短不会是最大的。同时，非常有意义的是，高原地势大致由此带东侧向东渐次下降。高原内陆水系区也大致由此带东侧变为开放性太平洋水系区或印度洋水系区。这些都是值得考虑的重力和深部因素的反映。

上文已经提及，南北向地堑为代表的伸展作用在喜马拉雅地区起始时间早，约14Ma；在念青唐古拉地区，起始时间约为 8Ma ~ 4Ma。看起来，这些构造在不同地区是穿时性的，而且可能是南早北晚。当然，还有一个趋势，就是由深层次到浅层次的扩展，所经历的时间可以延续几百万年。但是，它们都是在大规模逆冲推覆、地壳南北缩短增厚之后发生的。例如，在冈底斯 GT 和 RZT 的活动时期是渐新世末期到中中新世，甚至中晚中新世；南北向正断层所代表的东西向伸展，即使念青唐古拉正剪切活动的起始时间可能和 RZT 终止活动时间前后衔接，但地堑系强烈活动又要推迟好几百万年。

二、青藏周边地区的构造形变

（一）喜马拉雅地区

新近纪时期，喜马拉雅地区最重要的构造活动是主中央逆冲断层（MCT）的向南运动。MCT 分隔大喜马拉雅和小喜马拉雅，为厚度可达 10km 的复杂构造带。在某些地段，MCT 表现为重要的变质突变带，上盘岩石的矽线石带叠置在下盘岩石的绿泥石带之上。在某些地段，下盘小喜马拉雅岩石的变质程度，由下部的绿泥石带向上系统地增高到达 MCT 附近为蓝晶石十字石带，即所谓的“倒转变质”现象。

多数研究者把大喜马拉雅淡色花岗岩的形成和 MCT 联系起来，并以此为前提用淡色花岗岩的深部熔融的时间来约束 MCT 的活动年代。这样，MCT 的活动时间限定在中新世的早中期，即约 24Ma ~ 11Ma。这和从 MCT 卷入的小喜马拉雅地层判断，MCT 的活动年代下限为早始新世以后是相符的。但是，如果仅把西瓦里克群作为喜马拉雅山的前陆盆地沉积的话，那么其时代应约束在 18Ma 以后，显然差值比较大。所以，我们赞同把西喜马拉雅的穆里群作为前陆盆地沉积最老层位（Coward *et al*.，1988）。它的时代是晚始新世到中新世，这个年代可以作为 MCT 开始活动的下限。这样，MCT 的活动时期比较长，但强烈活动时间在中新世的早中期。

主边界逆断层（MBT）是分隔前陆盆地和小喜马拉雅的断裂带，由一系列北倾的逆

断层组成。断层错位量达几十千米，甚至可能几百千米或更大。我们把上西瓦里克群和中西瓦里克群、下西瓦里克群之间的不整合和碎屑物之间差别，看作是 MBT 开始活动并代替 MCT 成为主要的陆内构造带的标志。这样，11Ma 是 MBT 明显的启动时间。但是，MBT 的活动也是长期的，可能持续到现代。因此，MBT 的向南逆冲运动是喜马拉雅地区新近纪时期的第二个构造事件。

第三个重要的构造事件，是藏南析离系（STDS）的活动。STDS 的主析离面在高喜马拉雅结晶岩系和特提斯喜马拉雅沉积岩系之间；STDS 还包括拉轨岗日带的一系列变质核杂岩以及它们到主析离面之间至少约 100km 宽的正断层带（Chen *et al*., 1990; Burchfiel *et al*., 1992）。再向北，它和雅鲁藏布江缝合带的 RZT 反向逆断层带连接起来，形成自喜马拉雅北坡直到缝合带的向北运动的新近纪构造带。

STDS 的活动大致和 MCT 同时并且走向相互平行（Chen *et al*., 1992）。由 MCT 作为底面和以 STDS 为顶面的地壳块体向南向上挤出，以及特提斯喜马拉雅带沿着 STDS 向北向下的滑落，成为 STDS 的两种重要作用。这两种作用的相互制约和调节是喜马拉雅新近纪造山过程中的自组织现象。即在山体建造未超过由于它上升所引起的势能增长的临界值时，在挤压状态下，地壳缩短和山体的上升势头得以保持；当山体建造引起的重力势能达到临界值时，进一步的挤压会使过程向相反的方向发展，山体再上升就会破坏它本身的稳定性，而是表现为向外扩展，总体的挤压状态反而触发上部构造层的伸展滑落。另外，地壳增厚所引起的部分熔融热事件，也是伸展滑落的一个诱发因素。在高喜马拉雅至少可发现三次正断层作用，自南而北有变新扩展的趋势，它们的时限约为 20Ma ~ 19.5Ma 到 11.4Ma ~ 10.7Ma。

最后，上文已提到，Thakkhola 地堑的早期正断层的活动时间是中中新世（14Ma）。以后进一步的发展，使地堑内堆积了上新世、更新世和全新世的沉积物，明白无误地指示地堑断裂系一直延续了很长时间。

喜马拉雅的第四纪形变集中在低喜马拉雅带，可以划分为两个时期。

（1）早更新世到中更新世中期，喜马拉雅主边界逆冲断层（MBT）持续向南逆冲，西瓦里克山前磨拉石盆地也同时向南推进。上新世晚期以来的上西瓦里克群，厚度大，颗粒粗，揭示了主边界逆冲断层（MBT）的活动对西瓦里克前陆盆地的演化有强烈的影响，可能产生可观的地壳缩短。在西喜马拉雅，Ni *et al*.（1984）根据观测到的地震构造，认为印度地壳就是通过向下变缓的 MBT 俯冲到西藏之下的。中美合作地震深反射研究初步成果表明，在我国藏南也发现类似的俯冲构造，使得莫霍界面在喜马拉雅北坡的深度下降到 80 多千米之下。这样，该俯冲构造现已追踪到喜马拉雅北坡，规模非常巨大①。但是，上地壳的构造还不很清楚，不知道地表出现的一系列逆冲构造和大的俯冲构造的关系。在巴基斯坦，一般认为地表重要的逆冲断裂都是俯冲构造的分枝断裂，以背驮式向南推进。

虽然上述地震观测看起来有利于阿尔冈模式，即双层地壳模式，但是问题远没有解决，因为印度地壳俯冲到西藏之下尚未取得直接资料，也许这种俯冲作用不能达到雅鲁

① 北京 INDEPTH 学术讨论会文件．1994

藏布江以北，仅在印度地壳内形成地壳的堆垛，西藏地壳的增厚还有另外的机制。

（2）中更新世晚期以来，低喜马拉雅磨拉石褶皱成山，在其南缘发育了断续延伸的前缘逆冲断层（HFT），使变形的西瓦里克群逆冲到现代前陆之上。在 MBT 和 HFT 之间的西瓦里克带也以 0.8mm/a 的速率抬升，例如 Dehradan 谷地（Valdiya，1988）。另外，有强度不大的右行走滑断层发生在一些活断层上。

（二）阿尔金和西昆仑地区

阿尔金和西昆仑构成了青藏高原的西北边界，成为塔里木地块和高原的分界。

阿尔金断裂带的现代面貌形成较晚。历史上，阿尔金可能是塔里木、阿拉善和柴达木之间互相会聚和碰撞的结果。阿尔金断裂带斜向插入，使昆仑山分为西昆仑和中、东昆仑两段。塔里木南缘的且末河隐伏断裂带是向南陡倾的新生代断裂，南盘的前寒武系直接逆冲在古生代和新生代岩石之上。现有资料表明，阿尔金断裂带左移走滑运动主要是上新世到晚更新世的事件，活动强度以早更新世最大（国家地震局地质研究所，1992）。Dewey *et al*.（1989）和 Molnar *et al*.（1987b）估计阿尔金断裂带的左移速率为（30 ± 20）mm/a。国家地震局（1992）估算自上新世以来阿尔金水平左移速率为 10.16mm/a，早更新世以来的水平左移速率为 12.8mm/a。根据中新统至第四系中断层擦痕求得的应力场：第一期以近南北挤压为主，最大主应力与水平面夹角约为 30°，最小主应力轴近直立。第二期以北东—南西挤压为主，最大主应力近水平，最小主应力近直立。由于第一期应力场的推算大都是根据早更新统及其以前的岩石中的擦痕求得的。对照野外露头的岩石变形（如前述木孜塔格地区的东西向褶皱，以及柴达木盆地内近东西向褶皱），推测早更新世及其以前时代的主压应力以南北为主，以后由于断裂的左移运动而发生的递进形变，应力场表现为以北东为主压应力。这与沉积记录反映柴达木盆地在新近纪时，受到过来自阿尔金断裂带的挤压和影响，至少其西部显示出前陆盆地的性质是相符合的。同时，最小主应力轴的直立程度，也从第一期到第二期变陡。显然，这种应力场反映了挤压缩短的地质背景。

构成高原西北边缘山系的西昆仑带，是帕米尔构造结的东翼，也是地壳活动剧烈的地段。莎车盆地的发育历史表明塔里木地块在中新世—早更新世时向西藏强烈的俯冲；西昆仑主脊附近的康西瓦断裂将属于塔里木地块的元古代基底逆冲到西藏北部古生代和中生代褶皱岩系之上，表明这种陆内俯冲呈“鳄鱼式”套叠形式。第四纪时，塔里木地块的俯冲角度可能变大，进一步扰动了地幔的深部过程，引起了岩浆活动。在阿什库勒湖和乌鲁克库勒湖地区的第四纪卡尔达西火山群及熔岩流表明中更新世以来的深部构造活动。同时，由于阿尔金断裂的平移运动。在西昆仑的东端出现伸展运动，在西昆仑带的前缘出现了充填晚更新世到全新世堆积的穿珠状断陷小盆地。据报导，沿断裂带曾多次发生 6 级以上的地震，地震机制亦具有左行走滑的特征（丁国瑜，1991）。

西昆仑山前的堆积物不但厚度大，同时又挤压褶皱成不对称褶曲（吴锡浩，1992）。形变的不对称性也表明塔里木地壳向下挠曲和向山区俯冲．西昆仑的西南翼是一组北西向的断裂，其中包括阿格勒达坂断层、喀喇昆仑断层、森格藏布—噶尔藏布断层等，把西昆仑、喀喇昆仑和青藏高原分开。它们组成右行走滑断裂带，和阿尔金断裂带配套，

调节塔里地块向南的相对运动。

三、青藏东部及其边缘地区

青藏高原东部及其边缘的晚新生代构造形变可能是最复杂的。所以，将其单独剖析。高原东部在南北方向上可以分为三个带，带与带之间界线为昆仑断裂带和鲜水河断裂带。这三个带的构造形变是有很大差异的。

前已叙述，在当雄—羊八井—多庆错地堑带的东侧，“世界屋脊”的高原地貌逐渐变化，由大面积5km高程的高原向东逐渐降低，进入破碎高原和平行岭谷山地区域。特别地，高原内部的东西向主构造线渐渐转为北西方向。其北带最终消失在龙门山逆冲推覆带以西，南带则继续转向成近南北方向，成为三江构造带，延伸到高原以外遥远的地区。

因此，高原的东部及其边界，无论地形或地质构造都具有渐变的特征，不像高原北部和南部边缘那样具有明确的分划。

作为地质构造单元来说，龙门山—锦屏山—小金河—玉龙雪山—哀牢山巨型断裂带，是扬子地块的西缘和西南缘。但是，对高原东部的地貌区划和现代地球物理场来说，并不总是以此为分界的。甚至彼此的延伸方向都不平行或穿插切割。这种复杂性的历史根源，首先在于扬子地块和青藏高原一些组成部分有共同的“亲缘”关系，即扬子地块与柴达木地块、羌塘地块及昌都地块、中咱地块等都可能是华夏陆块群的组成部分（陈智梁等，1987），由于特提斯的发展演化，除扬子地块以外其他各地块都分别卷入了青藏高原的历史进程（陈智梁，1994）。这种复杂性还在于，东部的形变条件与南部和北部有很大的差别，前者在青藏高原的形成过程中处于顺时针的剪切转换状态，后两者分别处于挤压俯冲状态。

青藏东部及其边缘地区的晚新生代地质构造的复杂性还表现在新近纪时隆升和剥蚀占主导地位，地质构造形迹很难保存，很难辨认。特别缺乏可靠的中新世纪录。所以，只能先从第四纪着手。

1. 高原东部地区的第四纪构造

高原东部地区最显著的第四纪构造是一套北西西至北西向的剪切断裂，其中包括昆仑南缘断裂（东段）、鲜水河断裂、义敦—理塘断裂和德钦—中甸断裂。

昆仑南缘断裂是重要的左移断层，它可东延到玛曲以西。很有意义的是，在布尔汗布达山的东麓走向逐渐偏向南转，至积石山一带显著地折转成北西，形成向南突出的弧形，弧凹恰好位于北北西向鄂拉山断裂南端所指的地方。昆仑南缘断裂在走向上的折转可以解释为受鄂拉山断裂右行走滑的干扰。鄂拉山断裂两侧地质体的对比表明它的走滑量大约30km～50km，昆仑南缘断裂向南偏移的距离和这个估算值相一致。另外，当昆仑南缘断裂在玛曲附近终止时，在它的北侧出现西倾山断裂，组成左阶斜列。在这两个左行平移断层阶步之间为拉分引张区，形成窄长状的玛曲第四纪盆地，正是黄河第一个大拐弯的通道所处位置。

广义的鲜水河断裂包括西段邓柯—甘孜断裂和东段甘孜—康定断裂（狭义的鲜水河

断裂)。两段之间也是左阶斜列关系，阶步之间为甘孜拉分盆地。在玉树以西，断裂带似可与西北方向上的可可西里断裂相连，但后者在第四纪期间主要表现为强度不大的逆冲作用，走滑运动并不明显。所以，值得注意的是它们之间的北北西向的北澜沧江断裂，正是它限定了鲜水河断裂的西延。北澜沧江断裂由一系列右阶斜列的右行走滑断层组成，从囊谦以北经过昌都附近延伸到芒康、左贡之间。在大区域上，北澜沧江断裂和怒江断裂以及缅甸的实皆（Sagaing）断裂相呼应，组成规模巨大的近南北向的右行走滑断裂带。

鲜水河断裂向东南，可与安宁河—则木河—小江断裂带相连，是少有的插入到扬子地块的青藏断裂系。

甘孜—康定断裂是重要的地震断层，第四纪活动遗迹十分明显。估算晚更新世以来，其左移走滑速率为 5mm/a ~ 15mm/a，但有分段性。北段炉霍—道孚段运动速率最大，为（15 ± 5）mm/a；中段乾宁段居中，为（9 ± 1）mm/a；南段色拉—康定段较小，为 4mm/a ~ 6mm/a。邓柯—甘孜断裂活动性相对稍弱，左移走滑速率约（5 ± 0.5）mm/a（唐荣昌等，1993）。从明显受左旋平移运动控制的盆地中的沉积纪录来看，断裂带至少中更新世已有明显活动。古近系红层已被断层抬升破坏，但没有新近系的记录，所以断裂活动的起始时间还不明确。如果竹庆雀儿山花岗岩和邓柯的高贡花岗岩可以对比的话，那么邓柯—甘孜断裂左移运动量达 76km。如果断裂活动速率恒定为 5mm/a，那么断裂活动的时间延续了约 15Ma，即推测中新世中期已有明显的左移活动。

义敦—理塘断裂也是大的地震断裂。它具有复杂的分枝复合和斜列结构。沿断裂带有一系列的小型第四纪盆地发育。理塘盆地的甲洼组前已述及，其下有一套砂泥岩夹砾岩和褐煤层，产新近纪植物化石，称“木拉组”，对比为上新统。在甲洼—藏坝盆地，甲洼组和“木拉组”以下为红色碎屑岩系夹石膏，还有泥灰岩和泥质白云岩等，产古近纪桉属为主的植物群和轮藻化石，被认为属始新统—渐新统。但是，这些盆地与断裂带活动的关系还不能很好确立。推测断层构成了古近纪山间湖盆的边界，在其西侧义敦地区出现较为开阔的湖泊。尔后湖盆退缩消亡，在发育中新世夷平面的同时，在断陷盆地内保存了古近系。然后在夷平面的基础上沿断裂带再次形成上新世以来的小盆地，其中堆积了河湖相的新近系。毛娅坝盆地、德巫盆地等都是第四纪断裂左移运动形成的拉分盆地，甲洼组沉积纪录了中更新世的断裂活动。理塘—德巫段的明显第四纪活动按错断地貌估计左移速率为 5mm/a（唐荣昌等，1993）。

沿断裂带分布的窄长状第四纪断陷盆地和地震表明，德钦—中甸断裂带也是第四纪活动构造。但是，断裂的运动量和速率不能很好确定，因为它所切割的中新生代褶皱冲断带构造非常复杂，自身就有很大的右旋走滑运动，两者之间的几何关系和运动学关系未研究清楚。按断裂两侧相应的地质体来判断，德钦—中甸的运动量为 20km ~ 70km。因为奔子栏一带断裂两侧的上二叠统玄武岩左移错开了约 20 多千米；断裂两侧的古近系—新近系红层则左移错开了约 30km。云南区测队近年在德钦几家顶发现了海相侏罗系，它们相距断裂另一侧最近的海相侏罗系远达 70km。现代地震资料表明，德钦—中甸断裂为右移断层。沿断裂带分布的中甸、小中甸第四纪盆地及其组合特征（右阶斜列）推侧为第四纪拉分盆地。

2. 高原北部地区的构造

如前所述，青藏高原的北缘山系是西昆仑和阿尔金。向东，北东向的阿尔金断裂带的东端折转向北东东向直至近东西向，然后过渡到北西向的祁连山构造带，并进一步向东，先转为东西走向后又转为南东走向，成为和缓波状起伏的高原东北边缘，最终插向六盘山构造带，与之会合。

在构造上，阿尔金断裂自上新世以来明显的左移运动，使祁连山再次复活发育成扇状山链向河西走廊和柴达木逆冲推覆，也使这两个盆地分别成为前陆盆地和山间盆地，形成了高原东北边缘两盆夹一山的特殊的构造格局。

阿尔金断裂在东端转向的同时，其走滑运动越来越不明显，挤压性质随之越来越突出，转化为祁连山的逆冲断层系。据报导，嘉峪关断层南西盘在第四纪期间向北逆冲了400m～500m垂直断距，同时在前陆盆地内形成了平缓的第四纪褶皱（图6-8）。在酒泉附近奥陶系向北逆冲于渐新统之上，后者与中新统、上新统一起组成南陡北缓的向斜。走廊南山山前断裂，表现出强烈的向北逆冲，石炭系砂页岩强烈逆掩推覆到上新世含盐砂泥岩之上（1:20万玉门幅区域地质调查报告）。在张掖西武当断裂，把奥陶系复理石及中基性火山熔岩逆冲到中新统砂泥岩夹砾岩之上，近断层的中新统表现出明显的褶曲构造。问题是，其中有多少位移是第四纪活动所造成的，还没有估计出来。另外，逆冲和走滑运动量的分配也不清楚，因为祁连山和河西走廊的运动很可能是斜向挤压的，即逆冲兼左移。

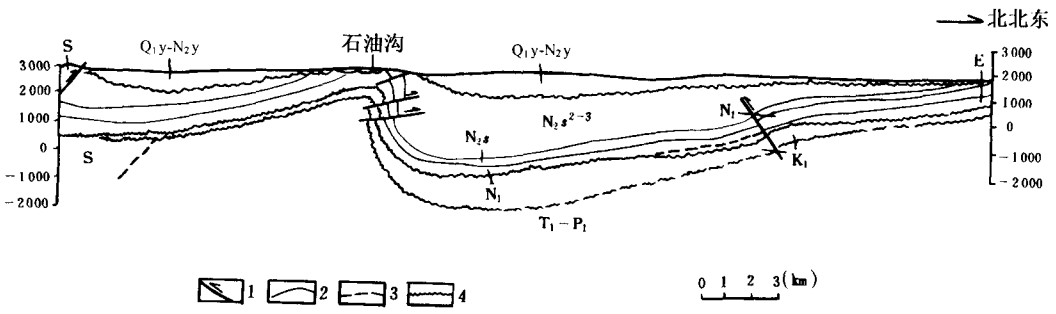


图6-8 祁连山前酒泉西部盆地现今构造横剖面

（引自玉门石油局资料，1979）

1：冲断层；2：地层界线；3：假整合线；4：不整合线

但是，从祁连山向东，情况就有了变化。已有的工作表明，东西向的海原断裂在最近2Ma内大约以（8±2）mm/a速率左旋走滑运动。其中，主断层大约产生14km～16km的左移错断，北侧的天井山断层产生3km的左移错断。这些断层进入宁夏地区，又转向南东和南南东，同时又表现为向东逆冲，伴随了一系列同走向的褶皱。情况很清楚地表明在高原东北边缘有复杂的调节机制，和阿尔金和祁连山的情况相类似，一个方向上的左移走滑运动由另一方向上的挤压收缩所吸收。这种形变方式的改变，是和高原东北边缘形成向北突出的弧形构造分不开的。

需要提一下青海湖东侧的北北西向日月山断裂。它是右移的第四纪断层，沿断层还有地震发生（国家地震局“阿尔金活动断裂带”课题组，1992）。日月山断裂的右移活动也是上述走廊南山构造线向南弯曲相协调一致的。日月山断裂和鄂拉山断裂平行，彼此在空间上组成一对宽阔的右阶斜列的走滑断层，其间正好是共和—青海湖上新世至第四纪盆地，其内在的成因联系值得进一步研究。这样，日月山断裂、鄂拉山断裂、北澜沧江断裂，还有雅鲁藏布江大转弯地区的北西向帕隆断裂，这些右旋断裂组成了一个北北东方向的大型地壳错移剪切带。这个剪切带的南端起始于印度和欧亚板块的东衔接点——东喜马拉雅构造结阿萨姆“犄角”以北，剪带的方向大致同于印度和欧亚之间相对运动的矢量方向，仅稍向东偏离。青藏高原本部的近东西主要断裂自西而东通过这个剪切带时都向南偏移，同时在它的东侧都表现为北西西方向的左旋走滑断裂。这个大型剪切带的出现，表明高原本部和高原东部之间发生了相对的右旋剪切运动。剪切带南端起始于印度板块和欧亚板块的东衔接点是非常值得注意的，表明剪切带的存在和右旋剪切运动的发生都是和印度向欧亚板块的嵌入会聚有因果关系。剪切带方向也证明剪切带是这种嵌入会聚作用的产物。最近，余钦范等在总结青藏地区重磁资料时，也在这条剪切带位置上发现了一条北北东向的低磁异常带，在长波异常图上表现为梯度带，他们认为这可能对地壳物质东移的途径与规模有控制作用。

3. 高原东部的边界

青藏高原的东界，在很多地段是很难圈定的。很多研究者把扬子地块西缘的龙门山—锦屏山—小金河—玉龙雪山—哀牢山巨型断裂带作为高原东界，但是这条界线基本上是古近纪—新近纪定型的（陈智梁等，1987）。另外一部分研究者把海拔3 000m等高线作为圈定青藏高原东界的标志，那么，其东界大致符合这样一条折线，即岷江断裂—龙门山断裂中南段—锦屏山断裂—小金河断裂—丽江断裂。这条界线与重要的地球物理场的界线或陡变带是符合的。例如布格重力异常陡变带圈定的高原范围和3 000m高程的等高线圈定的范围是一致的。顺便说，这样圈定的东界，在南北两端是和地表的地质构造相切的，形成秦岭和三江两个“立交桥”构造，因为地球物理场陡变带显然反映了深部构造，上、下构造不协调和相互析离，形如“立交桥”一样。秦岭“立交桥”构造，地震资料揭示得比较清晰，中国南北地震带潜入秦岭之下穿越通过，和秦岭地表主构造线近乎直角相交。三江“立交桥”构造，情况更复杂，资料更少，值得进一步研究。

因此，青藏高原东缘的第四纪构造形变是复杂多变的，学者们对此也有很不相同的意见（Tapponnier *et al*., 1986; England *et al*., 1990; Burchfiel *et al*., 1991）。

岷江断裂及其东侧虎牙断裂是南北走向的地震断裂带，表现为陡倾角的逆冲作用。在这两断裂之间，形成窄长的近代强烈隆升区。据报导，这个地区最近 20 年的隆升速率竟高达 20mm/a（王士天等，1985）。错断地貌指示断裂的逆冲作用兼有平移的特点，虎牙断裂中段的左行平移尤为明显。龙门山断裂中南段的第四纪活动以右行走滑为特征。这种走滑运动，在鲜水河断裂以北，通过近南北向冷碛—二郎山断裂带的平移逆冲运动，逐渐转为北西向的逆冲断层和同方向的褶皱，即平移运动为挤压缩短所吸收，形成大相岭地区的北西向逆冲断层和褶皱。

鲜水河断裂自康定以南插入扬子地块，和安宁河断裂—则木河断裂—小江断裂等连

接，组成扬子地块西缘南段的近南北向左移断裂系。该断裂系直达红河断裂北侧，使红河断裂及其以北的峨山—通海、石屏—建水断裂都呈向南突出的弧形。第四纪以来鲜水河—小江断裂系的错断总量和这些弧形构造的突出距离大致协调，为 60km 左右①。峨山—通海—建水断裂地震的频繁发生也是这种作用的反映。

锦屏山断裂是北北东向的逆冲断层，略兼有左行平移运动特征。地形变测量的资料表明断裂带两侧有差异性升降活动，西侧的抬升速率约为 2.5mm/a 左右②。但是断裂活动的速率还没有这样大。锦屏山断裂的南端又折转为向南突出的小金河断裂，断裂活动以逆冲为主要特征。然后是左移运动为特色的北东向丽江断裂。

毋庸讳言，除了岷江断裂、鲜水河断裂有强烈的第四纪活动，以及一些断裂的某些段有较明显的第四纪活动外，青藏高原东缘的断裂活动强度并不很大。例如，汶川断裂（龙门山后山断裂），草坡一带水系和小山脊的右行错移还是比较明显，最大错移量为 500m ~ 700m，估计错断的水系和小山脊都在第四纪初期低准平面化时期以后发育起来，时代约为 50Ma，则滑移速率为 1.1mm/a ~ 1.4mm/a。龙门山断裂带的其他活动地段的第四纪活动速率不会超过这个值。

有的研究者把“大邑砾岩”甚至整个成都平原之下的第四系作为前陆盆地的堆积。但是，前者只是很局部的现象，已掀斜但无褶皱，仅分布在大邑、邛崃等地；后者虽分布较广，但仍不能与龙门山冲断带相匹配，既无前陆沉积楔的几何形态，亦不能证明盆地的沉降和冲断带的成因联系。“大邑砾岩”和成都平原的第四系是差异性沉降背景下断陷盆地的堆积物。在近断层的地段，“大邑砾岩”可以产状陡立，但一般情况下为中缓角度倾向盆地中心；而且，第四系层位越高地层倾角越缓，反映了盆地沉陷的过程。

高原东缘的第四纪构造形变，除了逆冲挤压外，主要是复杂的水平错移。这种错移显示了扬子地块相对向南运动，其主要是龙门山断裂带的右行平移运动和红河断裂的右行平移运动。鲜水河—小江左移运动导致了红河断裂等向南弧形突出，既强化了扬子地块西缘向南运动，又调节了扬子地块向南运动和鲜水河断裂左行平移之间的关系。有趣的是夹持在秦岭南缘断裂带（玛沁—略阳断裂）和青川断裂之间的摩天岭地块，它的两条边界断裂左移和右移运动，表明三角形的摩天岭地块是向东运动的，协调和补偿了扬子地块的向南运动，犹如“平衡器”。此外，高原东缘许多断块的向南运动也是这种应变场的表现，例如夹持在右移的陈支断裂（包括合合海子、八窝龙、三岩龙等断层）和左移的锦屏山断裂（包括马头山断层）和安宁河断裂之间的小断块相对向南运动，和木里弧、小金河弧形断裂向南突出和向南的逆冲作用相协调。

4. 高原原东部的第四纪构造形变

青藏高原东部的第四纪构造形变，可以概括为由扬子地块和高原之间右行剪切运动引起宽阔的地壳剪切带。它和由日月山、鄂拉山、北澜沧江、帕隆等北西断裂组成的北北东向地壳错移剪切带相呼应，组成青藏高原东部东西两翼的地壳剪切带，反映了高原本部和扬子地块之间大区域的右行剪切运动。不过，高原东缘的地壳剪切带的结构更为

---

① 王二七．MIT 博士论文

② 地质力学研究所，内部报告

复杂。在这两条巨型右移剪切带之间，则由一系列近东西到北西西向大的左移走滑断裂，例如鲜水河断裂等，把高原东部分割成一系列北西西向的地壳条块，相互错移（图6-9）。显然，这种构造形变模式，既不同于逃逸模式，也有别于剪切旋转模式。粗略地看，摩天岭地块的向东楔入和红河断裂右行走滑的向东分量，似乎是符合逃逸模式的。同样的，鲜水河断裂插入扬子地块西缘后转向南北，仍保持左移特征，似乎又符合剪切旋转模式。但是，龙门山断裂的右移运动，这两种模式都很难解释，而这种右移运动是地质、地震和地形变测量所反复证实的。另外，红河断裂也有向南运动的分量；尤其是峨山—通海和石屏—建水弧及其地震活动，说明向南运动是强烈的，尽管它的北侧的鲜水河—小江断裂系主要表现为左移运动。显然，把青藏高原东部的地壳剪切带看作由一系列断片和断块组成的开放性自组织系统，而不拘泥于一种简单的力学模式，更能符合地质客观实际。这样，也避免了上述两种模式之间的不相容性所反映的彼此的片面性。

显而易见，高原东部地壳运动的自组织调节系统的几何结构主要受控于地质历史中发展起来的线性要素，尤其是规模较大的断裂。它们在新的条件下复活再生，相互调节平衡形成了第四纪活动构造系统。

最近，研究者不但注意到印度—欧亚碰撞后的会聚作用以及北方塔里木—阿拉善地块的陆内俯冲会聚作用对高原形变的动力学关系，而且也把注意力也投向了东方，不但注意到与扬子地块的关系，还更远地注意到太平洋板块运动对青藏高原东部形变的影响（Burchfiel *et al*.，1991）。

许多事实表明，在上述第四纪构造中，有一些重要的构造形迹在新近纪时已经开始活动。

（1）从共和盆地和西宁盆地来看，它们的主要沉降期分别为上新世和中新世—上新世。它们是受青藏东部地区的北北东向地壳错移带的构造成分控制的。因此，后者最迟在上世已经有明显的活动。

（2）贡嘎山花岗岩的同位素年代学的研究，指示鲜水河断裂带在中中新世已有明显的左移活动。这一点在云南滇池的研究中也得到反响，滇池的形成是受鲜水河断裂南段的分枝断裂所控制的，钻探揭示在滇池湖底有河流相上新世沉积物（刘宝珺等，1990）。另外，与小江断裂活动有关的沉积盆地中，也不乏有中中新世晚期的沉积（小龙潭组），例如云南宜良马街盆地。因此，可以认为成盆的构造过程始于中中新世。值得进一步研究。

（3）前已述及，在义敦—理塘断裂带中，出现保存有古近系—新近系的断陷小盆地，由此推测断裂带在古近纪—新近纪时已有活动。

（4）哀牢山糜棱岩的同位素年代学资料表明，在21Ma～19Ma时红河断裂带具有左移活动特征。而且，在点苍山也发现古近纪—新近纪韧性走滑剪切带。虽然红河断裂带以后的运动方式以右移为特征，表明在青藏高原东缘块体走滑运动的主次有变化（Tapponnier *et al*.，1986），但整个调节系统的架构没有变。

综上所述，可以推测最迟自上新世以来，青藏高原东部及其边缘地区，受控于印度和华南两大块体之间的右移剪切而产生了现今复杂的构造形变系统。

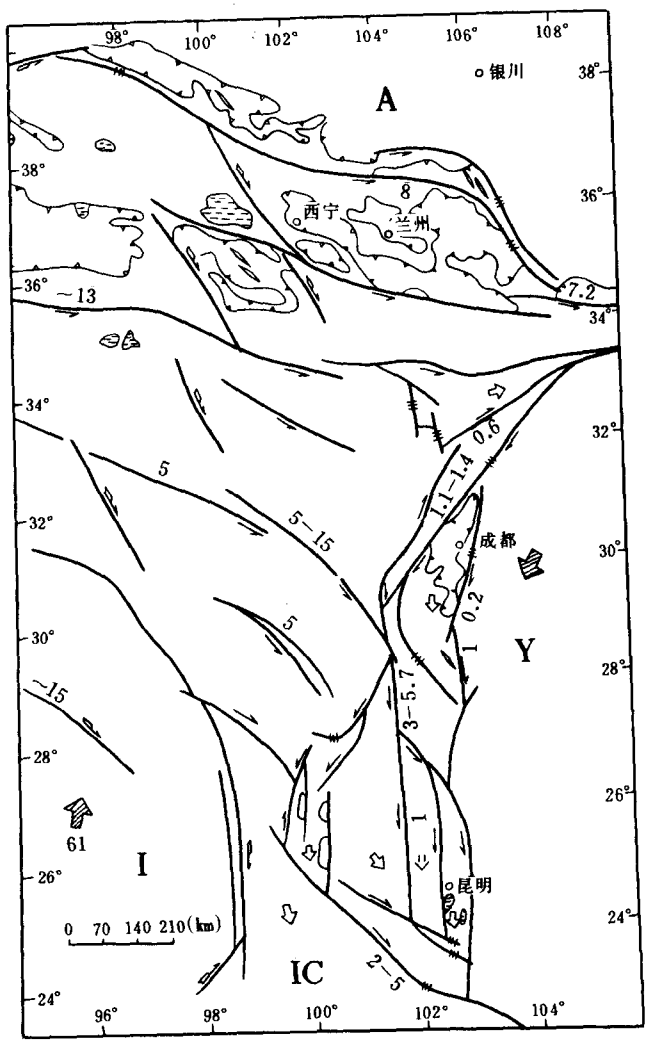


图 6-9 青藏东部地区构造纲要图

数字表示地壳运动速率（mm/a）

第四节 青藏高原隆升

青藏高原本部的平均海拔约 5km，与周围地区相比，它高出印度地形基准面约 4.5km，高出塔里木盆地约 4km，高出河西走廊 4km～3.5km。青藏高原东部过渡为稍低的川西高原和横断山脉，川西高原和四川盆地之间大约有 3km 的高差。青藏高原地形的另一个重要特点是高原内部的平坦性。在高原上，地形起伏很小，高原内陆水系和湖泊群广泛发育。高原的平坦，与高原边缘山系的陡峻挺拔和穿越其间奔腾直泻的河流形

成了强烈的对比。青藏高原不但规模大，其他高原只能望其项背；而且它的高而平的景观称雄全球，无可比拟。这些地形地貌正反映挽近构造运动的特征。

资料表明，青藏高原发育和保存了很好的面状地貌，正是夷平面或准平原面构成了高原本身的原始地面。在高原内部发育最好的夷平面高程约5 000m，在冈底斯上升到6 000m。在喜马拉雅夷平面仍保存完好，高程达到6 000m以上。在整个青藏地区，夷平面的高差大约不超过1.5km，这包括了夷平面的原始倾斜和夷平面形成以后改造。这和青藏高原的高程以及它和邻近地区的高差相比，是不大的。由不同地质经历的地壳块体拼合而成的青藏地区，其不均一性是明显的，要发育成为统一的具“高、大、平”特征的高原，肯定要经历一个复杂的调整、平衡的过程。夷平面就是达到这种临界状态的标志。

青藏高原最显著的内在特征，是具有巨厚的地壳，这在全球也是独一无二的。高原本部地壳平均厚度约65km～70km，最厚的可能会到80km左右，一般不小于60km。因为地壳的增厚，会直接引起均衡抬升，所以常常把地壳的增厚看作高原形成的过程。当地壳增厚和因增厚引起的重力扩展、垮塌达到动态平衡时，就形成了高原。对于青藏高原来说，还有一种情况。在羌塘中部，地壳明显的减薄，大约只有50km～60km（Brandon *et al*., 1986）。而且，在几乎相同的地区存在Sn的衰减（Lyon-Caen, 1986），表明存在另一种深部壳剥蚀的作用，这种热过程会引起地壳的快速抬升或支撑高地形。我们相信，地壳无论增厚或减薄都会表现出某种相应的地质过程，可以在地质演化的各种作用中发现和研究青藏高原的形成、隆升过程和机制。

一、地壳增厚和减薄

（一）喜马拉雅地区

碰撞后的地壳缩短主要出现在高喜马拉雅地区，逆冲堆垛作用发生在中新世。然后，向南迁移，一直到现代仍有活动。

根据西部巴基斯坦穆里群前陆盆地的出现来推测，地壳增厚过程首先发生在喜马拉雅地区西部，最迟自渐新世已开始。因此，早期的山脉抬升发生在渐新世。STDS的发育，表明在中新世早中期就发生了析离和变质体的快速冷却。然后作为造山带，喜马拉雅开始地壳上部的伸展和减薄，这种过程开始时间也可以用RZT的活动时间来限定（约18Ma）。但是，随着山体的冷却，地壳的强度也会变大，支撑山脉的能力也会增强，所以可以推测喜马拉雅仍然缓慢地、可能是间歇性地抬升。大约到中新世的中期，高喜马拉雅的地壳增厚达到了临界状态，Thakkhola地堑盆地开始发育是一个标志。但是，MBT和HFT的逆冲活动仍然在向前推进，喜马拉雅南坡成为地壳增厚和抬升的主要场所。

看来，中新世是高喜马拉雅地壳变化的主要时期，抬升也到了相当高度。因此，在随后发育的后陆盆地三趾马动物群化石中已找不到象类化石，而在印度和我国华北，象类化石是三趾马动物群的重要组分。

（二）冈底斯带

冈底斯带的地壳增厚历史较久。作为陆缘火山弧，它接受了大量白垩纪到渐新世的岩浆岩贯入，贯入年龄为94Ma～92Ma（Copeland *et al*.，1995）。同时，在这个期间也有岩片的逆冲堆垛。岩浆贯入和挤压缩短导致地壳的很快增厚，也引起高速的抬升。徐仁（1981）早就指出，冈底斯在早始新世已升出海面，对以后的岩相古地理有控制作用。冈底斯山的出现比喜马拉雅山要早。

Copeland *et al*.（1987；1995）估算出曲水岩体在20Ma～18Ma期间，抬升剥蚀速率最高（大于2mm/a）；有的岩体快速冷却过程持续时间为15Ma～13Ma。沉积纪录指示在中新世时冈底斯地区已有高大山体，导致南北沉积物的环境有很大的差异。徐仁（1981）甚至估算出当时的念青唐古拉已高达4 000m以上。推测冈底斯的地壳物质调整因受岩浆的贯入及其随后的冷却有关，调整系统复杂，尺度相对不大。因而，这个阶段的盆地发育也具有规模不大，各不相连和各具特色的形式。其后岩浆活动基本停熄下来，至中新世中晚期（约10Ma），达到了地壳物质的平衡临界状态，发育了很好的古夷平面（崔之久等，1996）。

很有意思的是，不像高喜马拉雅地区那样，在高原原始面形成的同时就开始了地壳的东西方向伸展，而推迟到9Ma～8Ma才开始。可能有两个原因，其一是因为冈底斯的岩浆活动一直持续到大约10Ma，高地热增温率持续时间很长，不利于新的断裂系统的形成；其二正如潘桂棠等（1990）推测的那样，冈底斯在中新世时正是上构造层轴向地堑—地垒发育时期，限制了其他伸展构造的发育。

最近INDEPTH第Ⅱ期工作披露，在雅鲁藏布江以北深反射追踪不到莫霍界面，在地下深达90km处还发现断续的强反射层，似乎暗示地壳物质和结构尚未最终调整好。

（三）藏北地区

由于地壳结构在藏北最复杂，所以地壳的增厚和减薄的关系也最复杂。

班公错—怒江断裂带在新近纪发育了明显的挤压逆冲断裂系，风火山地区强烈的晚新生代褶皱和冲断，以及木孜塔格、阿牙克库木等地新近纪褶皱，还有木孜塔格地区的淡色花岗岩和流纹岩等，表明这个地区在晚新生代时期地壳是在缩短增厚。

另一方面，藏北地区一系列晚新生代含膏盐红色盆地的发育，特别是“石平顶组”和“鱼鳞山组”火山岩的出现，推测它们是与地壳伸展有关。因此，很有可能这个地区在晚新生代发生了地壳增厚—减薄的多旋回活动。

更重要的是，这些火山岩是地下深部活动的产物。从地质背景分析，火山活动与柴达木盆地和库木库里盆地的渐新世—中新世强烈沉陷有关。柴达木盆地在渐新世—中新世时沉降中心位于盆地西南边缘，库木库里盆地新近纪时急骤沉降，并且直到上新世早期，沉降速度有加快的趋势，分别都堆积了几千米的碎屑物。在上新统内部有明显的角度不整合，其下伏地层强烈挤压成东西向线性紧闭倒转褶皱，指示运动方向为向北。因此，可以推断柴达木盆地和库木库里盆地的基底在新近纪时是向西藏之下俯冲的。木孜塔格陆壳重熔的花岗岩启示，这种的俯冲有相当的规模和深度。再向南就是藏北主要的

钙碱性—碱性火山岩带，后者就是这种陆内俯冲扰动了地幔产生部分熔融的岩浆且受到陆壳的强烈混染后的产物。

不仅如此，应该把藏北的火山活动和地震波 Sn 的衰减延迟联系起来。Beghoul *et al*.（1993）用印度俯冲前缘的岩石圈部分拆沉来解释藏北的地壳减薄和 Sn 的衰减以及青藏高原相对平坦的地形。但是，印度能否在西藏之下俯冲运动得那么远是个疑问，它得不到地质、地球物理方面的支持。用来自北方的陆内俯冲（邓万明，1992）来代替印度的长距离俯冲运动，可以克服这方面的困难。然而，仍然要作一个修正，因为塔里木的俯冲达不到新近纪火山岩带的下方，除非俯冲方向大幅度地向东偏斜。这样的偏斜现在不能证明。所以，应该是柴达木和库木库里的基底向南俯冲来解释藏北新近纪出现的许多地质问题。

藏北地区的古老夷平面在地质上有较多的证据。在昆仑山垭口，夷平面位于“惊仙谷组”和“羌塘组”之下，时代为中新世中期、晚期。木孜塔格的淡色花岗岩，在 12Ma ~ 10Ma 期间侵位到 12km ~ 10km 深度结晶，然后在 4Ma 以前就已暴露地表遭受剥蚀，说明结晶后的抬升剥蚀速率是超乎寻常的高，可能会大于 5mm/a。

（四）青藏东部地区

青藏东部几乎完全缺乏新近纪的岩石纪录，很难追索出地壳增厚的过程，但从这个事实本身可以认为，新近纪是古老夷平面的发育时期，亦即是当地地壳物质和结构是趋于平衡临界状态的。

正如前文所述，由于印度相对欧亚作北北东方向的运动，并以东喜马拉雅构造联结阿萨姆“犄角”强烈向青藏东部推挤，而扬子地块则相对向南运动。因此，青藏东部不同于高原本部，并没有新近纪以来的强烈挤压收缩，而是代之以平移走滑为特征的断裂系。而且，相应地，东缘的前陆盆地在始新世以后就终止了。在这样的“剪切”式会聚下，青藏东部的地壳增厚也是以下地壳物质流为主的方式来进行的。因为下地壳的物性相对强度较弱，在青藏会聚挤压的总背景下，容易发生流动（Royden *et al*. 1997）。黑水—台湾 GGT 资料，显示川西高原地壳增厚的主要方式就是下地壳的增厚，以及在上地壳中出现软弱的低速层（张洪荣等，1993）。这种情况也在滇西出现，自东南向西北，地壳厚度随着下地壳的增厚而增厚，而上地壳的厚度很少增加。

在高原东缘，存在地壳厚度的陡变带；但整个高原东部地区都是逐渐向西增厚的，向高原本部的厚地壳过渡。

二、高 原 隆 升

（1）从 20 世纪 60 年代起，人们用古生物作为环境的标志，特别是以古植物和现代植物对比来判别产出地的高程，来讨论青藏高原的抬升趋势、幅度和过程成为热门的课题（徐仁，1981；李廷栋，1995）。还可通过古土壤、古冰川、古雪线及古喀斯特等的研究，以探讨高原的抬升。但是，这些环境标志本身，都处于变化过程中，作为全球变化课题的内容，对它们变化过程的研究尚处于积累资料阶段。因此，必须谨慎从事，多

方印证，来讨论高原的隆升问题。

例如，气候因素。大家熟知上新世以来，尤其是第四纪期间“冰期”、“间冰期”反复出现，气候呈现周期性变化。现代海洋钻探表明，从白垩纪湿热气候开始，经历了古新世、渐新世和晚中新世以来三次大的降温和其间两次大的复苏，也呈现了反复多次的变化。所以新生代以来气候的巨大变化，可迫使植物分带性在垂直方向上移动至少2 000m～3 000m之多。为了更准确地对比，需要搞清楚这种全球变化，而且还需要确定这些环境标志的年代。目前要做到这些很困难。

还有一个“高原增热效应”问题，即高原的地表面加热了大气，使高原附近的气温显著地高于两侧地区同海拔的气温（张青松等，1991），这是很重要的。因此，如果高原夷平面主要是新近纪末的，强烈隆起也是从新近纪末开始，那么以现代高原为标准，推算高原形成以前的上新世或者更早年代的气候带分布高度时，似应考虑减去1 000m～1 400m或更多。但是，如果高原夷平面的形成时代要早得多，高原隆起的历史要长得多，例如中新世，那么这种校正只能适用于更早的时代，例如始新世和渐新世。而且，如果用高原产出的植物和其他地区对比，还要加上而不是减去这种校正值了。顺便说，如果用孢粉组合分析来推论植被的话，必须考虑各种植物不同的孢粉生产率，否则也会发生不确定性，而难以估计它的可信度。

（2）郑度（1992）对喀喇昆仑山—昆仑山的自然环境研究，展现了现代环境垂直自然带结构。例如，不同类型环境的雪线，高程变化区间约为4 200m～6 000m，变化幅度约1 800m。高山草原带和高山荒漠草原带的高程变化约为3 500m～5 000m以上，幅度在1 500m以上。如果再加上山地草原带和山地荒漠草原带，其高程约1 800m～4 000m，草原的高程下限可降到2 000m以下，即草原的高程变化幅度超过3 000m（图 6-10）。因此，即使环境在时间轴上的变化不计，也很难根据草原的动物化石，如三趾马，来估算出产地当时的高程，或者估计的高程误差可达3 000m。即使已知草原的类型，也难以达到估算和对比隆升幅度和速的目的。

另一方面，还要考虑生物的变异和组合等复杂因素。如藏南三趾马动物群不同于甘肃、云南的，也不同于印度、巴基斯坦的（徐钦琦，1992），其环境的意义尚待进一步研究，目前要定量估计当时生物群生活的地形高程，至少是没有什么把握的。

（3）矿物的裂变径迹年龄的测定，由于方法的物理学原理比较确定，用它来推算其冷却历史作为研究高原抬升的手段似乎是可行的。但是自然条件比较复杂、方法的适用性比较局限。尤其是目前资料有限，代表性不足，难以排除局部性因素的干扰，得到满意的结论。尽管如此，我们将在第七章第二节予以综合论述。

现仅将近年来在高原东部地区开展裂变径迹研究的工作作一小结。样品分别来自中生代花岗岩、前震旦纪杂岩和古生代变质岩系，可惜大多是单个样品的成果，只能粗略估计抬升速率。

（1）松潘甘孜造山带北部渐新世以来，抬升速度约为 0.1mm/a。造山带南部中新世晚期以来抬升速率较高，为 1.0mm/a～0.5mm/a，似乎有从老到新逐渐加速的趋势。

（2）龙门山中带中新世以来，抬升速率较高，为 0.2mm/a～0.9mm/a，但其北段稍低。龙门山东带中新世中期以来，其南段的抬升速率亦偏高，约为 0.3mm/a。

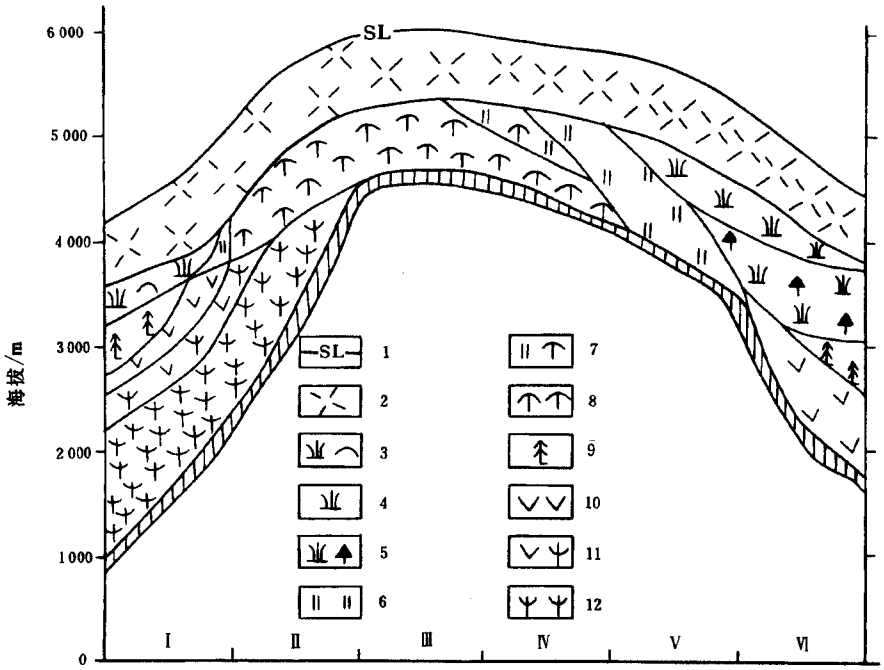


图 6-10　喀喇昆仑山、昆仑山区垂直自然带结构类型分布模式图

（引自郑度，1992）

结构类型组：Ⅰ：干旱；Ⅱ：极干旱；Ⅲ：高寒极干旱；Ⅳ：高寒干旱；Ⅴ：高寒半干旱；Ⅵ：半干旱

1：雪线；2：亚冰雪带；3：高山草甸座垫植被带；4：高山草甸带；5：高山灌丛草甸带；6：高山草原带；7：高山荒漠草原带；8：高山荒漠带；9：山地针叶林带；10：山地草原带；11：山地荒漠草原带；12：山地荒漠带

（3）摩天岭地块，至少古近纪—新近纪以来抬升速率偏低，平均为 0.06mm/a，似乎垂直升降很少。对比藏南地区的资料，青藏高原东部的裂变径迹年龄普遍偏小，多数为中新世中晚期到上新世早期，但摩天岭地块已达到白垩纪末，在西秦岭南缘则为古近纪年龄。而且，也没有藏南地区那种随构造迁移而逐渐变新的趋势，而显示了复杂的不均衡抬升过程。这与前述高原东部地区的构造特征是一致的。

第五节　青藏高原东部地壳形变和 GPS 测量

青藏高原东部是高原不可分割的一部分。但是，无论是它所处的全球构造位置，还是地质构造特征，或是地形、地貌的特色都有自身的特殊性。因此，几乎对每一种主要的青藏高原模式的认识都必然会涉及到对高原东部的解释和演绎。有的模式，例如塔布尼亚等的滑线性理论（Tapponnier *et al*.，1976）和向东逃逸的模式（Tapponnier *et al*.，1982；1986），则更把研究基点放在高原东部的构造形变上。可以说，认识高原东部及

其邻近地区地质构造的运动学方式和动力学过程，是理解青藏高原形成和演化的关键。

GPS（全球定位系统）有可能直接测量地壳形变的速度，求得相对应变和旋转变形的分布，从而为地壳形变的地质模式和物理模式提供好的约束。为此，在地质矿产部和美国科学基金会的支持下，分别设置了地质矿产部“八五”科研项目“应用GPS技术监测滇中地壳形变”和中美合作项目“龙门山构造带及其前陆盆地”。在1991年～1995年期间，在青藏高原东部分别建立了“云南网”和“龙门山网”，进行了地壳四维时空动态GPS监测，取得了有关地区现代地壳运动的第一手定量数据①。

一、数据的采集和处理

龙门山GPS网的测量始于1991年9月。该网由11个测场组成。云南网测量始于1993年，由13个测场组成。两网系连续野外作业，且进行了交接联网测量，所以自1993年实际上两网构成了一个总的青藏高原东缘GPS网。野外作业一般每隔一年实施一次，用4台以上的接收机同时在四个测场上进行蠕动式布网，接连同步观测二三天，每天一二个时段，每个时段长4h～24h。在整个野外作业期间，在成都开设一固定的观测站位，进行24h连续观测。1991年和1993年在野外每一测场进行了短边联测，即主测站（点）依次和3个辅测站（点）进行了每时段1.5h～2h的联测，以保证主测标遭到破坏时，可用辅测标来恢复或接续网站的位置计算。1994年还对主测标遭破坏的测场进行了24h时段的强化短边测量。1995年整个GPS网内所有的基线均进行了3天左右每天24h的连续测。计算中使用了全球GPS追踪站的数据以获得更精确的轨道参数。

数据分析按两步进行。第一步，用GAMIT分析载波相位观测量（Bock *et al.*, 1986; King, 1993）。GAMIT使用卫星星历，测点坐标，地球转动参数和进动、章动的标准公式，为L1和L2频段每一站—星组合的载波相位观测值解算其理论值。然后，将这些理论值与观测值相减得到相位残差，从而组合形成二阶差分，以进行最小二乘分析，估算卫星轨道参数，测点坐标和大气参数。考虑到相位残差的时间相关性，我们对相位观测量的30秒采样预给了较大的不定度，即L1、L2载波相位测量预给了10mm的不定度，相当于二阶差分无电离层效应的组合量（LC）64mm的不定度。用这样的数据的权重，就一个时段来计算位置的扩大了的不定度。在求解了相位模糊度以后，把每一时段的解以松散约束条件下的计算值形式，连同其协方差矩阵保存下来。

第二步，用GLOBK来综合处理这些单时段的解（Herring, 1994）。GLOBK用卡曼滤波合并处理由第一步得到的参数及其协方差矩阵，以计算测点平均坐标，测点速度和多时段的轨道参数。GLOBK可以有效地检验不同约束条件的影响。因为单时段分析使用了非常松弛的约束条件，在GLOBK中就可以对任一参数强化约束。在GLOBK中试用了两种方法综合处理单时段数据：一种是把区域测站和少数几个全球站的数据相组合，一种则与所有可用的全球追踪站的数据相组合。区域和全球站数据的组合改进了轨道参数

---

① 项目的主要研究人员为陈智梁、张选阳、赵济湘、沈凤、刘宇平、唐文清和李毓麟（测绘研究所），美方的主要合作者为麻省理工学院B. C. 伯奇费尔、R. W. 金和L. H. 罗伊登

的估值，并有效地把区域网和全球网紧密地联结起来。

二、测站速度值和均匀应变速率

相对于成都，即扬子地块的西部，青藏高原东部各测站的地壳形变速度值列于表6-1。为反映计算值的分散度和可能存在的系统误差，速度值的不定度扩大了一倍。龙门山网测站的位移速度的精度一般高于2mm/a，且南北方向上的精度明显优于东西方向上的精度。云南网测站的位移速度的精度一般高于4mm/a，南北方向上的精度也明显优于东西方向上的精度。预计对云南网进行再次观测后，其精度将会提高。

表6-1　　龙门山—云南GPS各测点相对于成都的水平速度分量

观测网	测站	测站坐标		东向分量/（mm·a⁻¹）		北向分量/（mm·a⁻¹）	
		经度/（°）	纬度/（°）	测算值	不定度	测算值	不定度
龙门山GPS网	TJP	105.463	32.016	-6.34	1.83	-2.49	0.61
	CGP	105.306	32.607	-1.29	2.08	-2.78	0.87
	JSP	104.558	31.368	-4.81	1.30	-0.71	0.57
	ZHM	104.497	32.465	-0.24	2.15	-4.29	0.86
	MJZ	103.725	32.396	-1.60	1.60	-1.04	0.63
	SBP	103.480	32.884	0.34	4.38	-0.07	0.87
	ZGL	103.170	31.461	-3.91	1.53	-0.85	0.65
	RJJ	102.744	30.703	-0.63	1.73	-0.17	0.52
	SWP	103.486	31.140	0.15	1.39	-1.32	0.62
云南GPS网	TAC	99.730	27.684	6.70	6.46	-9.19	0.97
	BHC	99.995	26.783	8.66	3.05	-13.20	0.66
	SZS	99.712	26.526	8.28	4.79	-13.09	0.87
	SXD	100.456	25.432	9.53	3.35	-4.39	0.78
	DLH	100.583	24.924	-5.86	2.41	-11.27	0.72
	THZ	102.097	27.874	19.24	4.15	-7.46	0.73
	SLW	104.660	28.857	-4.49	5.02	-0.66	0.73
	SWB	103.569	27.109	-1.57	3.51	-7.13	0.66
	XSX	103.015	25.170	2.91	3.10	-7.83	0.72
	LSC	102.757	24.073	1.80	3.58	-2.26	0.89
	KFZ	103.151	23.292	-0.37	2.72	-0.16	0.92
	BSC	101.688	23.517	-4.15	2.89	-5.15	0.98

青藏高原东部地壳形变的速度场图（图6-11）显示，川滇地块是测区地壳运动最活跃的地段，相对于成都的平均速度约为10mm/a，且有可观的南北向会聚作用。就通

甸—乔后断裂和红河断裂而言，前者南北向速度约为 12mm/a，后者则小于 6mm/a。THZ 和 SWB 测站的速度差表明，鲜水河—小江断裂带那一段的左行走滑位移为 8mm/a ~ 10mm/a。川滇地块南段的速度位移形式，特别是相邻的印支地块的地壳运动方向，证实了在东喜马拉雅构造结的东南地区，产生显著的顺时针旋转。这和前文所述的由地质观察所得的结论相吻合。

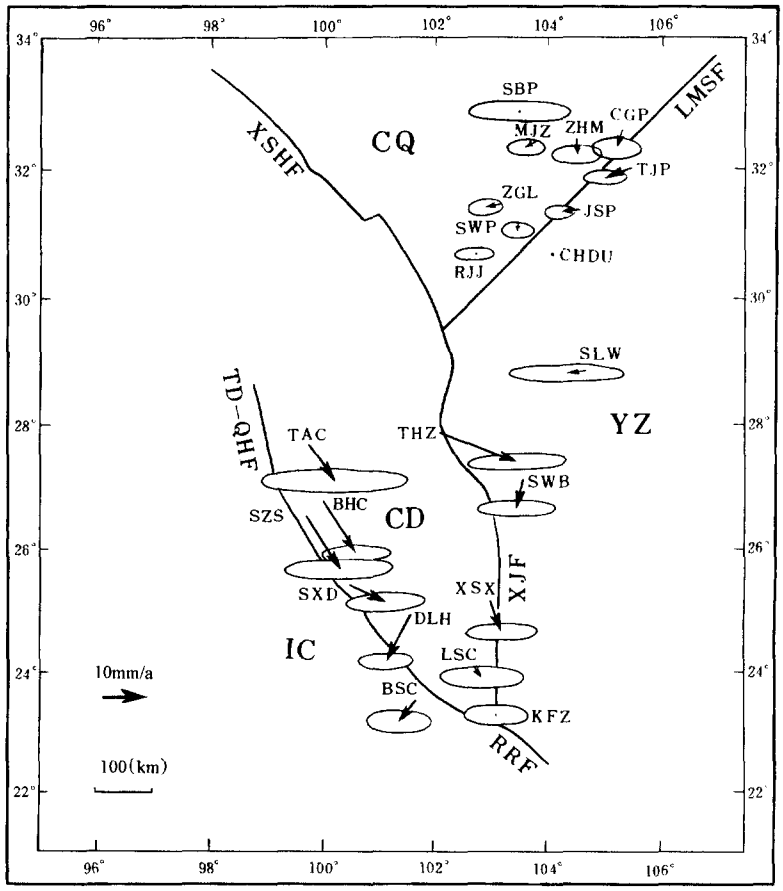


图 6-11　根据 GPS（1991 年 ~ 1995 年）观测数据所解算的各测站相对于成都站的速度

LMSF：龙门山断裂；CQ：川青地块；XSHF：鲜水河断裂；CD：川滇地块；XJF：小江断裂；IC：印支地块；TD - QHF：通甸—乔后断裂；YZ：扬子地块；RRF：红河断裂

龙门山网的测站，包括龙门山断裂两侧的川青地块和扬子地块在内，相对于成都，地壳形变是微弱的。它们的速度值一般在 3mm/a 以下。不但表明这个地区没有显著的会聚作用，而且在它的中部和南部尚有伸展的趋势。这和有的研究者认为龙门山断裂的逆冲推覆过程持续至今的看法相悖。

图 6-12 示区域的应变速率，系据 GPS 测算的速度用 FONDA 解算而得（Dong, 1993）。在每个单元内，假定应变场是均匀的，对站位速度及其协变量进行了最小二乘反演（Feigl *et al*., 1993）。速度梯度张量之对称部分即应变速率张量。表 6-2 列出了每

一定义子网的应变 。沿鲜水河和红河断裂计算了平均主应变速率和方向。最大压应变速率的方向大致垂于青藏高原的边缘（图 6-12）。SZS-DLH-SXD 网的解算结果与沿红河断裂的右行走滑的分布相一致。沿断裂分布的应变速率高于平均速率，水平应变速率张量的主轴的方向随断层方向而变化。这表明沿断层的应变受地区性断层方向变化的制约。

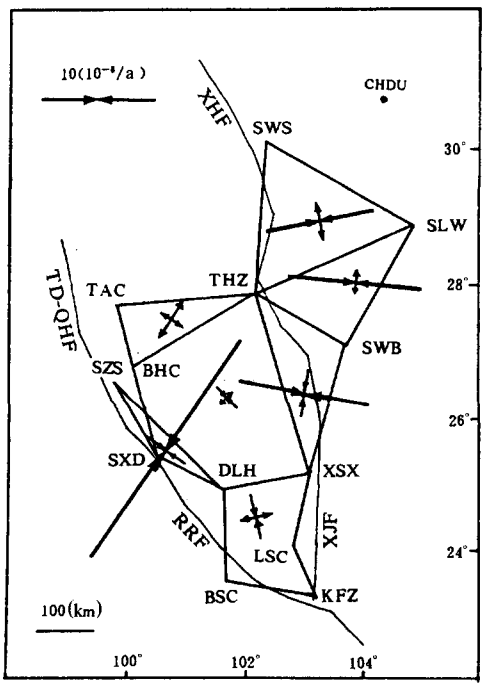


图 6-12　云南 GPS 网测量解算得到的水平应变速率张量的主轴分布

由图 6-11 所示的速度场解算，代号同前

表 6-2　　云南 GPS 网各子网的速度梯度张量值

计算用的子单元	压性轴特征值		张性轴特征值		方位角	
	测算值	不定度	测算值	不定度	测算值	不定度
SZS－SXD－DLH	－3.99	4.04	22.70	19.0	36.91	36.81
SWS－SLW－THZ	3.45	2.69	－9.04	6.28	77.94	28.33
THZ－SWB－XSX	－4.39	0.866	－11.0	9.08	99.22	12.13
DLH－XSX－LSC－KFZ－BSC	2.94	4.44	－4.07	1.37	－15.29	13.77
TAC－BHC－SXDDLH－THZ－XSX	1.48	2.98	－2.05	1.54	－40.54	17.62
SWS－SLW－THZ	1.98	1.61	－11.5	6.61	94.24	18.38

参考文献

常承法．1992．青藏高原地质构造演化．见：中国青藏高原研究会编．中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选．北京：科学出版社，243～255

陈智梁．1994．特提斯地质一百年．特提斯地质，(18)：1～22

陈智梁，陈世瑜．1987．扬子地块西缘地质构造演化．重庆：重庆出版社，172

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

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，229

邓万明．1992．青藏高原的陆内俯冲带及其岩浆活动．见：中国青藏高原研究会编．中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选．北京：科学出版社，256～262

丁国瑜．1991．中国岩石圈动力学概论．北京：地震出版社，600

国家地震局“阿尔金活动断裂带”课题组．1992．阿尔金活动断裂带．北京：地震出版社，319

李吉均．1995．青藏高原隆升的过程和机制．地球学报，(1)：1～9

李吉均，方小敏，马海洲等．1996．晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起．中国科学（D辑），26（4）：316～322

李廷栋．1995．青藏高原隆升的过程和机制．地球学报，(1)：1～9

刘宝珺，肖永林，罗建宁等．1990．昆明盆地晚新生代地质与沉积演化．重庆：重庆出版社，203

刘宇平，陈智梁．1994．喜马拉雅造山带南北向伸展构造变质岩的压力—温度（p-T）轨迹证据．特提斯地质，(18)：52～60

潘桂棠，王培生，徐耀荣等．1990．青藏高原新生代构造演化．北京：地质出版社，190

钱方，马醒华，吴锡浩等．1982．羌塘组和曲果组磁性地层的研究．见：青藏高原地质文集（4）．121～130

四川省地质矿产局．1991．四川省区域地质志．北京：地质出版社，730

唐荣昌，韩谓宾．1993．四川活动断裂与地震．北京：地震出版社，192

王士天，黎克武，叶荣欣等．1985．龙门山北段及其邻近区域的地应力场和现代构造活动的基本特征．构造地质论丛，(4)：89～97

王云飞，王苏民，薛滨等．1995．黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学依据．科学通报，40（8）：723～725

王增，申屠保涌，丁朝建等．1995．藏东花岗岩类及其成矿作用．成都：西南交通大学出版社，150

文世宣．1981．以地层古生物资料讨论西藏地区的隆起的一些问题，见：中国科学院青藏高原综合科学考察队编．青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社，1～7

吴锡浩，钱方，浦庆余．1982．昆仑山第四纪冰川地质．见：青藏高原地质文集（4）．1～18

吴锡浩，祝一志．1992．青藏高原边界的新构造格局．见：中国青藏高原研究会编．中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选．北京：科学出版社，272～279

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，707

肖序常，李廷栋，李光岑等．1988．喜马拉雅岩石圈构造演化．总论．北京：地质出版社，236

新疆维吾尔自治区地质矿产局．1993．新疆维吾尔自治区区域地质志．北京：地质出版社，841

徐钦琦．1992．青藏高原首次出现的古生物证据及其对全球的影响．见：中国青藏高原研究会编．中

国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选．北京：科学出版社，296～301
徐仁．1981．大陆飘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科学考察队编．青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社，8～18
喻学惠．1994．甘肃礼县—宕昌地区新生代钾质碱性超基性火山岩的特征及成因．特提斯地质，(18)：114～129
张洪荣，黄秀英．1993．四川阿坝—秀水地学断面．四川地质学报，13（2）：94～109
张青松，周耀飞，陆祥顺等．1991．现代青藏高原上升速度问题．科学通报，36（7）：529～531
郑度．1992．喀喇昆仑山—昆仑山区自然环境及其利用和保护．见：中国青藏高原研究会编．中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文选．北京：科学出版社，72～78
An Yin Harrison T M, Ryerson F J *et al*. 1994. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, southeastern Tibet. JGR, 99: 18175～18201
Armijo R., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implication. JGR, 91: 13803～13872
Beghoul N, Barazabgi M, Isacks B. 1993. Lithospheric structure of Tibet and western North America: Mechanisms of upliftand a comparative study. JGR, 98: 1997～2016
Bock Y, Gonrevitch S A, Counselman C C. 1986. Interferometric analysis of GPS phase observation. Manus. Geod., 11: 282～288
Brandon C, Romanowicz B. 1986. A "no lid" zone in the central Chang Tang platform of Tibet: evidence from pure path phase velocity measurements of long period Rayleigh waves. JGR, 91: 6547～6564
Burbank D W, Beck R A, Mulder T. 1996. The Himaloyan foreland basin. In: An Yin, Harrison T M eds. The Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge Univer sity Press, 149～188
Burchfiel B C, Molnar P, Zhao Z *et al*. 1989. Geology of the Ulugh Muztagh area, northern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 94: 57～70
Burchfiel B C, Royden L H. 1991. Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. Eclogae. Geol. Helv., 84: 599～629
Burchfiel B C, Chen Z, Hodges K V *et al*. 1992. The south Tibet detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneuos with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. Borlder: The Geolo Sec. Amer. Inc., 41
Cerveny P F, Naeser N D, Zeitler P K *et al*. 1988. History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 million year: evidence from fission track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group, In: Kleinspehn K L *et al*. eds. New perspective in basin analysis. New York: Springer-Verlag New York Inc, 43～61
Chang C, Shackleton R M, Dewey J F *et al*. 1988. The Geological evolution of Tibet, Report of the 1985 Royal Society Academia Sinica Geotraverse of the Qinghai Xizang Plateau. Philos. Trans. R. Soc. Lond., A327: 1～413
Chen Z, Liu Y, Hodges K V *et al*. 1990. The Kongmar dome: A metamorphic core complex in southern Xizang (Tibet). Science, 250: 1552～1556
Chen Z, Liu Y, Deng C *et al*. 1992. The south Tibet detachment system, China. Newsletter, Himalayas Regional Co ordinating Committee (ILP), (1): 2
Colchen M., Lefort P., Pecher A., 1986, Annapuma-Manaslu-Ganesh Himal, Paris: Centre Natl Rech. Sci.
Coleman M, Hodges K V. 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a newminimum age for east west extension. Nature, 4: 49～52
Copeland P, Harrison T M, Kidd W S F *et al*. 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdise

Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India Asia collision. Earth Planet. Sci. Lett., 86: 240 ~ 252

Copeland P, Harrison T M, Yun P *et al*. 1995. Thermal evolution of the Gangde se bathlith, southern Tibet: A history of episodic unroofing. Tectonics, 14: 223 ~ 236

Coward M P, Kidd W S F, Pan Y *et al*. 1988. The stroucture of the 1985 Tibet geotr averse, Lhasa to Gulmud. Philos. Trans. R. Soc. London, A327: 307 ~ 336

Dewey J F, Cande S, Pitman Ⅲ W C *et al*. 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. Eclogae. Geol. Helv., 82: 717 ~ 734

Dalmayrac B, Molnar P. 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. Earth and Planetary Science Letters, 55: 473 ~ 481

Dong D N. 1993. The horizontal velocity field in south California from a combination of terrestrial and space-geodetic data, PhD thesis, Mass. Inst. of Tech nol.

England P C, Molnar P. 1990. Right leteral shear and rotation as the explanation for strike slip faulting in eastern Tibet. Nature, 334: 140 ~ 142

Gansser A. 1964. Geology of the Himalayas. London: Wiley-Interscience, 289

Feigl K L, Agnew D C, Bock Y *et al*. 1993. Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California (1984 ~ 1992). JGR, 98: 21677 ~ 21712

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F *et al*. 1995. Activation of the Nyainqent anghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. Tectonics, 14: 658 ~ 676

Herring T A. 1994. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program version. Boston: Mass. Inst. of Technol.

Hodges K V, Habbard M S, Silverberg D S. 1988. Metamorphic constraints on the thermal evolution of the central Himalayan orogen. Philos. Trans. R. Soc, Lond., A326: 257 ~ 280

Kidd W S F, Molonar P. 1988. Quaternary and active fanlting observed on the 1985 Academia Sinica-Royal Society of Geotraverse of Tibet. Philos. Trans. R. Soc. Lond., A327: 337 ~ 364

King R W. 1993. GAMIT: Documentation for the MIT GPS analysis software. Boston: Mass. Inst. of Technol.

Le Fort P. 1988. Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet. Philos, Trans. R. Soc. Lond., A326: 281 ~ 299

Lyon-Caen H. 1986. Comparison of the apper mantle shear wave velocity structure of the Indian Sheild and the Tibetan Plateau and tectonic implications. Gephys. JL. R. astr. Soc., 86: 727 ~ 749

Mercier J L, Armijo R, Tapponnier P *et al*. 1987. change from Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. Tectonics, 6: 275 ~ 304

Molnar P, Burchfiel B C, Zhao Z *et al*. 1987a. Geologic evolution of northerm Tibet: Results of an expedition to Ulugy Muztagh. Science, 235: 299 ~ 305

Molnar P, Burchfiel B C, K'uangyi L *et al*. 1987b. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. Geology, 15: 249 ~ 253

Ni J, Barazangi M. 1984. Seismotectonics of the Himalayan cllision zone: geometry of the underthrusting Indian Plate beneath the Himalaya. JGR, 89: 1147 ~ 1163

Pan Y, Kidd W S F. 1992. Nyainqentanghla shear zone: A late Miocene extensional detachment in the sauthern Tibetan Plateau. Geology; 20: 775 ~ 778

Patriat P, Achache J. 1984. The chronology of the India Eurasia collision, Implications for crustal shortening and

the driving mechanism of plates. Nature, 311: 615 ~ 621

Roger F, Calassou S, Lancelot J *et al*. 1995. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications. Earth Plane. Sci. Letters, 130: 201 ~ 216

Royden L H, Burchfiel B C, King R W *et al*. 1997. Surface deformation and lower crastal flow in eastern Tibet. Sceince, 276: 788 ~ 790

Searle M. 1995. The rise and fall of Tibet. Nature, 374: 17 ~ 18

Stocklin J. 1980. Geologic structure of Nepal and vicinity. Jour. Geol. Soc., 137: 1 ~ 34

Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. Nature, 264: 319 ~ 324

Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M P, Ries A C eds. Collision Tectonics. London GS Spec. Publ., 19: 115 ~ 157

Taponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y *et al*. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611 ~ 616

Verma R K, Reddy Y S K. 1988. Seismicity focal mechanisms and their correlation with the geological/tectonic history of Tibetan Plateau. Tectonophysics, 156: 107 ~ 131

Valdiya K S. 1988. Tectonics and evolution of the central sector of the Himalaya. Philos. Trans. R. Soc. Lond., A326: 151 ~ 175

Zeitler P K. 1985. Cooling history of the NW Himalaya. Tectinics, 4: 127 ~ 151

Zhang P, Molnar P, Burchfiel B C *et al*. 1988. Bounds on the Holocene Slip rate along the Haiyuan Fault, north-Central China. Quaternary Reseach, 30: 151 ~ 164

第七章
青藏高原大陆动力学

肖序常　李廷栋　王　军

第一节　青藏高原隆升的地质依据

青藏高原隆升是一个在时间和空间上不均匀的复杂演化过程，目前对这一过程的认识不尽一致；但高原进入陆内变形为主阶段始于始新世前后（60Ma～50Ma），并在上新世以后急剧地抬升，对此各家认识基本一致。高原隆升的事实，有着各方面地质依据，可归纳如下。

一、古生物方面证据

首先是高原从南到北多处发现三趾马动物群化石：如在喜马拉雅北坡札达盆地、吉隆盆地、那曲布龙盆地、柴达木盆地、祁连山南麓等，代表的地质时代是上新世为主（计宏祥等，1981；徐钦琦，1992）。该动物群在高原广泛出现，说明当时高原抬升不局限于狭窄地带，而是具有较广阔抬升面的。据近 10 多年的研究（计宏祥等，1981；徐钦琦，1992），从三趾马动物群生活习性及与之共生的古植物和沉积特征，当时高原海拔高度达1 500m～2 500m，值得注意的是，在高原本部吉隆盆地、布龙盆地等处的三趾马动物群中，至今尚未发现与之共生的象类化石，而在高原周边东北陕甘、东南云南及南缘印度和尼泊尔等则出现相当多的象类化石（如 *Tetralophodonexoletus*，*Gomphotherium* sp.，*Deinotherium* sp.）（徐钦琦，1992）与三趾马动物群共生。此外，高原本部与三趾马动物群共生的哺乳类动物化石种类，也较周缘地带单调（计宏祥等，1981；徐钦琦，1992）。动物地理学家认为，随着纬度和海拔的增加、气温的下降，动物种类将随之减少（计宏祥等，1981；徐钦琦，1992）。以上充分反映了当时喜马拉雅—青藏高原已隆起，并高于其周边地带。

高原东部贡觉盆地，南部喜马拉雅山地区、冈底斯山南缘札达盆地、昂仁盆地以及柳区盆地等的始新世—渐新世沉积中，均发现以棕榈科、榕属为主的植物群；高原中部、北部伦坡拉盆地乃至更北的布尔汉布达山南缘盆地及柴达木盆地等处，均发现栎、松、杉、麻黄为主的孢粉组合以及杨、柳、旱梅等温带落叶阔叶植物群化石。这些植物群面貌特征，说明当时高原大部分地区处于热带—亚热带雨林的温热环境，推测海拔高度 500m～1 500m。以上的古植物特征，说明中新世、上新世前，高原尚抬升不高。之后，新近纪时高原主要生长着常绿型高山栎类植物，伴有针叶、阔叶植物以及部分地区孢粉组合等反映当时为草原—森林型植被面貌，海拔高度约2 000m～3 000m（李廷栋，1995）。

二、沉积建造方面证据

新生代以来高原出现不同时期陆相沉积，反映了高原的隆升过程。

晚白垩世晚期—渐新世，继新特提斯洋盆闭合，陆—陆拼合，地壳开始压缩抬升，

沿雅鲁藏布江南、北出现陆相磨拉石带（我们曾称为雅鲁藏布江磨拉石带，某些学者称为双磨拉石带）；北带展布于冈底斯山南缘，向西与印度河磨拉石沉积相当，前者以秋乌和大竹卡组为代表，厚度约2 000m～2 500m；南带以柳区红色砂岩和砾岩为代表，厚约2 000m。以上磨拉石堆积，是典型造山期地壳隆升的山麓相堆积或山间盆地堆积，反映了这一地带地壳开始抬升。

与上述磨拉石沉积大体同时或稍后，雅鲁藏布江缝合带东段的罗布沙群，也是典型磨拉石相沉积，在加查—曲松康金拉一带厚度非常大，多为分选不好的粗碎屑沉积，至今未发现生物化石，反映了经历过较强烈的抬升和较快的剥蚀作用；而同期的沉积在罗布沙和朱麦莎等地则为泥砂质、砂质为主的山间小湖盆沉积。以上特征说明，即使在同一地带，同一时期，地壳的隆升和剥蚀程度是不均一的。

渐新世到中新世，除高原北部和东部出现以贡觉盆地为代表的山间盆地型红色碎屑岩建造外，高原内部大部分为河湖相细碎屑沉积及含煤、含油岩系，代表了温暖潮湿气候条件和较稳定的沉积环境；地势高差不大，东北部高，山脉海拔不超过2 000m～3 000m，其余地区低，山区海拔一般500m～1 000m，未出现典型磨拉石相沉积。

上新世开始，高原内部大部分盆地消失，在高原南北边缘出现巨厚的上新世—早更新世乃至中更新世的磨拉石相沉积；它们分别是：喜马拉雅山前的锡伐利克群及卡利瓦组，锡伐利克群大体呈东西向延展约2 000多千米，厚达5 000m～6 000m，昆仑山前的阿图什组（N_2）及西域组（Q_1）磨拉石沉积，共厚约4 600m；祁连山前的疏勒河组（N_2）和玉门组（Q_1）磨拉石沉积，厚约2 000多米。这些巨厚的磨拉石沉积，标志着上新世—更新世时期青藏高原大幅度的抬升。

这里顺便提及高原山区河湖相沉积特征也反映了高原隆升，喜马拉雅地区上新世—早更新世河湖相沉积顶面海拔高程多在4 200m～4 600m，希夏邦马北坡野博康加勒群河湖相沉积，海拔高程约5 700m～5 900m，卓奥友峰东北加布拉湖相沉积海拔高达5 900m～6 000m。依据古生物等证据，可推断这些河湖相沉积是早更新世以后抬升到现在高度的（肖序常等，1988）；据研究（陶君容，1984），西藏热久藏布河西岸5 000m～5 200m的加布拉林附近的中更新世湖相沉积中产曲枝柏（Sabinarecurva）化石，而目前这类植物仅生长在喜马拉雅北坡2 700m～3 900m高度，一般多集中在3 000m左右高度，据此说明，中更新世以来，这一地区抬升约2 000m。此外，在聂拉木亚里波曲河第一阶地，海拔4 300m处的全新世石灰华中发现的植物印痕化石，一般是生长于3 400m～3 800m的高山灌木丛，这意味着该地区全新世期间抬升约1 000m。

三、古地貌、岩溶方面证据

高原的急剧隆升，必然会引起山地面貌的变化，因而新生代以来青藏高原古地貌、岩溶及夷平面等的变化特征，是高原隆升重要证据之一。但目前高原岩熔和夷平面等发育的确切时限的资料数据较少，且认识不尽一致（崔之久，1981）。

综合崔之久和徐叔鹰等（1981）研究青藏高原唐古拉山及其邻区在上新世发育了第一期石墙为代表的岩溶地貌情况得出：上新世或稍前，较广泛发育的岩溶地貌在高原南

部尤为显著，而北部阿尔金—昆仑地带与之相比大为逊色，这意味着高原隆升，南北地带时空上是不均匀的。一般来说，石墙岩溶是在温暖气候条件下，在古夷平面和剥蚀面上形成的，海拔高度不大，因而很可能适宜三趾马动物群等的生存。其后，早更新世初期，高原经历了一次较剧烈的构造抬升，之后有一相对稳定的第二期夷平面，在谷坡上形成第二期以峰林为代表的岩溶地貌。中更新世晚期，是山地现代地貌与水系格局形成时期，一方面是构造运动强烈抬升，一方面导致河流急剧下切，夷平面遭受重大破坏，为晚更新世山谷冰川地貌的发育提供了条件。强烈构造抬升的进一步发展，喜马拉雅山的隆升已成为印度洋季风的屏障，从而阻碍了水汽深入高原内部，随着气候大陆度的增加，冰川规模缩小，冰缘带范围扩展（徐叔鹰等，1981）。

四、古地磁证据

古地磁资料，主要提供自始新世以来青藏高原地壳缩短、加厚的依据，就现有数据（周姚秀等，1984；董学斌等，1990），归纳如表 7-1。从表中可看出，各地体古近纪—新近纪向北位移量，从南向北越来越小：南面喜马拉雅地体位移量最大达2 664km，向北冈底斯为1 980km，羌塘为 550km，柴达木仅 110km。从地壳缩短量来看，冈底斯对羌塘地体之间，缩短量最大为 990km；次为喜马拉雅地体对冈底斯地体，为 554km；而羌塘地体对柴达木地块之间出现了负值（－40km）。以上数值，与深部地球物理资料大体一致：即冈底斯以北存在反映压缩量大的较厚岩石圈；而羌塘地体与柴达木地块之间出现负值。说明柴达木新生代以来，对南来的挤压很可能起到阻挡作用，并向羌塘地体北面下插。

表 7-1　　青藏高原古地磁及地壳缩短

地　体	年　代	古纬度 D_1/°	现代纬度 D/°	向北位移度数 $(D-D_1)\times 110$	现在二地体间距/km	地壳缩短/km	资料来源
喜马拉雅	古近纪—新近纪	4.5°N (2.5°～5°，4.6°)	28.5°N	2 664km			A
冈底斯	古近纪—新近纪	12°N (10°～13.8°)	30°N	1 980km	130	2 664－(1 980＋130)＝554	B
羌　塘	古近纪—新近纪	27.5°N (25.4°～29.5°)	32.5°N	550km	440	1 980－(550＋440)＝990	C
柴达木	古近纪—新近纪	37°N (34°～40°)	38°N	110km	480	550－(110＋480)＝－40	D

A：周姚秀等，1984；1990；董学斌等，1990。

B：周姚秀等，1984；董学斌等，1990。

C：周姚秀等，1984；董学斌等，1990；周姚秀等，1990。

D：董学斌等，1990。

第二节　青藏高原隆升的半定量—定量依据

上文已提及青藏高原隆升是一个长时期的在时间和空间上不均匀的演化过程；高原的隆升幅度和隆升速率，无论采用何种方法，目前只能得到概略的平均数据。从古生物、古气候、沉积—古地理，古地貌、岩溶、夷平面以及 PTt 轨迹等探讨高原隆升幅度和速率等方面，近 10 多年已有一定报导；针对高原地质特征，近 10 年来在高原南部及喜马拉雅周边，采用热年代学研究高原隆升的报导逐渐增多；此外，近期高原隆升，在我国（或与国外合作）已开展了 GPS、SLR、VLBI 以及常规精密水准测量，取得了一定成果［详见本节第一的（七）］。下文侧重对现有热年代学研究成果以及我们运用裂变径迹法所获结果进行综合阐述。

一、热年代学法对青藏高原隆升的估算

热年代学中对构造隆升估算，近 10 多年来采用较多的是裂变径迹法。主要是用磷灰石、锆石及黑云母等矿物进行裂变径迹法的估算，特别是磷灰石，由于其封闭温度很低，能较灵敏反映晚近地质史中岩体的热历史和隆升历史。通常对隆升速率估算，采用方法主要如下。

（1）矿物年龄—地形高差法：运用此法应注意的先决条件是，确认冷却温度（“径迹保留温度”）是在岩体侵位以后，由于构造抬升和剥蚀的结果，因而必须同时考虑岩体所在地区的构造演化，隆升历史和构造—热事件等。我们的操作是：野外取样是用校正后的气压高程仪，在不同海拔高度的岩体中采取样品；室内选取磷灰石作裂变径迹年代测定。设两高程采点裂变径迹年龄差为 Δt，一般说，裂变径迹年龄随海拔高度增加而加大，如两高程采样点高差为 ΔH，则该地质体隆升速率（V_a）应是：$V_a = \Delta H/\Delta t$。

（2）矿物对封闭法：方法同上，先决条件是应结合岩体所经历的构造演化、隆升历史和构造—热事件进行考虑。由于不同矿物同位素年代测定的“封闭温度”不同，因而地质体在其被抬升冷却过程中，通过其封闭等温面的时间也不相同；如上述，锆石、榍石等封闭温度较高矿物通过等温面必然较早，故较早计时；而磷灰石封闭温度低，通过等温面晚，计时也晚；据此可估算出冷却速率（V_c）。设两矿物封闭年龄差为 Δt，封闭温度差为 ΔT，则冷却速率 $V_c = \Delta T/\Delta t$，假设冷却是由于隆升引起的，地温梯度设为 $\Delta T_c/\Delta h$，则隆升速率（V_a）可求出：

$$V_a = \frac{V_c}{\Delta T_c/\Delta h} = \frac{\Delta T/\Delta t}{\Delta T_c/\Delta h}$$

隆升幅度（H）则为：

$$H = V_a \cdot \Delta t$$

青藏高原应用热年代学估算隆升速率，大都在高原南部喜马拉雅山地区，按现有资料，高原隆升速率在时空上具较明显的规律性。

（一）喜马拉雅山西段

20世纪80年代初中期，Zeitler等对喜马拉雅山西段南迦巴尔巴特（Nanga Parbart）地区进行了较多采样（包括混合岩化变质岩、变质火山岩及岩浆岩），作了裂变径迹测试研究（Zeitler *et al*.，1982）。主要用锆石—磷灰石矿物对方法估算结果：在2.0Ma～0.5Ma期间，该区隆升速率① 为5mm/a，0.5Ma至现在，隆升速率高达10mm/a左右。

继上述工作之后，Burbank *et al*.（1983）在南迦巴尔巴特区东克什米尔盆地根据对沉积、磁地层对比和裂变径迹的研究，提出比尔本贾尔山自中更新世0.5Ma以来上升了1 400m～3 000m，隆升速率高达4mm/a～10mm/a。

20世纪80年代中期Zeitler又在南迦巴尔巴特山及其以西地带较大范围内——西北到巴基斯坦吉德拉尔（Chitral），南到巴基斯坦赫扎拉北部（N.Hagara），东到南迦巴尔巴特山峰等区，再一次进行了喜马拉雅山西段隆升速率的研究，作了较多磷灰石—锆石矿物对方法的裂变径迹测试及黑云母、白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$同位素年代测定。样品采自该区片麻岩、中酸性岩浆岩（花岗岩类为主）以及少量麻粒岩和片岩；采样范围见图（图7-1）。从Zeitler的裂变径迹测试结果看来，不同方法所得数据有些差异，但经归纳仍可得出一定规律（表7-2），可概略分出A、B、C、D四组；从上表可看出，年龄越老，隆升速率越慢，反之，上新世、更新世以来隆升速率增快（表7-2，图7-2）。年龄随高程增加而增大（图7-3）。

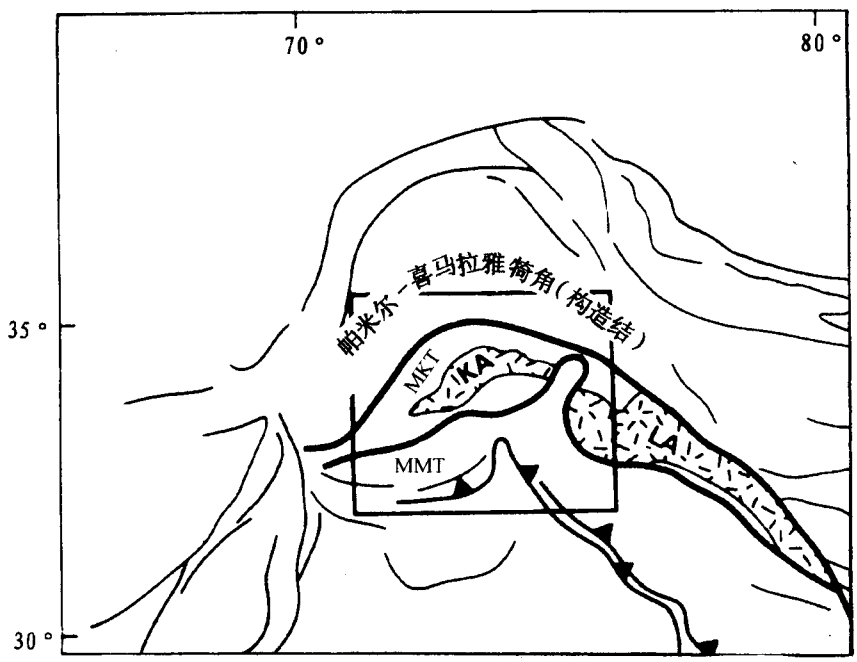


图7-1　喜马拉雅西段构造结地带南迦巴尔巴特区裂变径迹采样范围略图

① 为视隆升速率（apparent uplift rate）

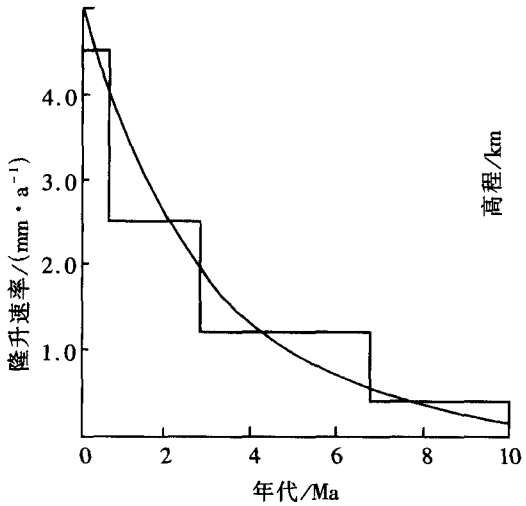


图 7-2　南迦巴尔巴特区隆升速率示意图

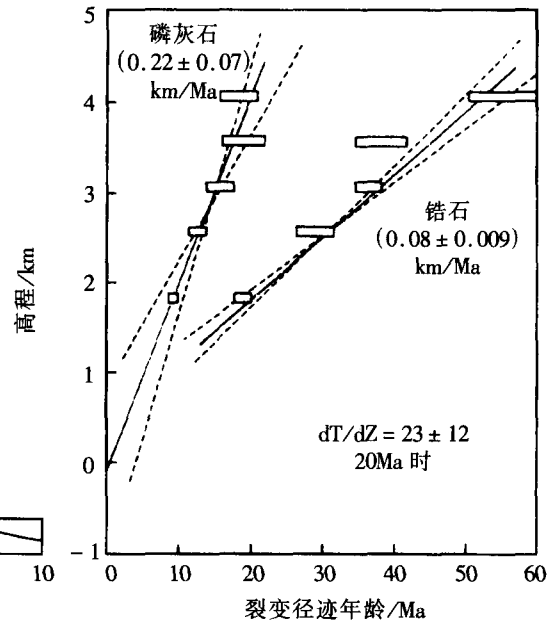


图 7-3　南迦巴尔巴特区裂变径迹年龄与高程关系

表 7-2　　据 Zeitler (1985) 进行南迦巴尔巴特区裂变径迹测试结果综合归纳

地　区	方　法	隆升速率/ (mm·a⁻¹)	年代期间/Ma
(A) 南迦巴尔巴特区 (55Ma ~ 20Ma)	锆英石高差法	0.08 ± 0.01	55 ~ 20
	锆英石—磷灰石矿物对法	0.07 ± 0.04 0.07 ± 0.03 0.18 ± 0.09	44.5 ~ 15.9 41.8 ~ 15.6 19.7 ~ 9.4
	磷灰石高差法	0.22 ± 0.07	20 ~ 10
(B) 南迦巴尔巴特区 (23Ma ~ 11Ma)	锆英石—磷灰石矿物对法	0.39 ± 0.24 0.13 ± 0.07 0.19 ± 0.10 0.20 ± 0.11 0.18 ± 0.09 0.20 ± 0.10	22.8 ~ 18.1 19.2 ~ 5.4 18.2 ~ 8.7 16.3 ~ 7.3 15.0 ~ 4.9 13.6 ~ 4.2
	磷灰石—地表年代法	0.20 ± 0.03 0.22 ± 0.03 0.24 ± 0.03	18.1 ~ 0 15.9 ~ 0 15.6 ~ 0

续表

地　区	方　法	隆升速率/（mm·a^{-1}）	年代期间/Ma
（C）南迦巴尔巴特区（10Ma～3Ma）	磷灰石—地表年代法	0.39±0.07	9.4～0
		0.42±0.07	8.7～0
		0.50±0.15	7.3～0
		0.68±0.20	5.4～0
		0.75±0.10	4.9～0
		0.87±0.15	4.2～0
	黑云母—锆英石矿物对法	1.1±0.8	3.4～2.0
	白云母—黑云母矿物对法	0.3±0.4	6.8～3.4
（D）南迦巴尔巴特区（2.0Ma～0.5Ma）	磷灰石—地表年代法	4.5±0.7	0.7～0
	锆英石—磷灰石矿物对法	1.6±0.16	2.0～0.7

由表可见，各时期的隆升速率范围为：（A）项（55Ma～20Ma），0.07mm/a～0.22mm/a；（B）项（23Ma～11Ma），0.13mm/a～0.39mm/a；（C）项（10Ma～3Ma），0.30mm/a～1.10mm/a；（D）项（2.0Ma～0.5Ma），1.6mm/a～4.5mm/a；而0.5Ma至现代，则大于4.5mm/a。

据Cerveny（1988）报导，在印度河（Indian River）锡伐利克沉积中可分出早、晚两期锆石，从共生沉积特征看，早期锆石代表慢速隆升产物；晚期锆石出现于锡伐利克上部碎屑岩、砂岩中，其年代测定结果为1Ma～5Ma，是快速隆升产物，被认为来自南迦巴尔巴特山区；以上同样说明，更新世以来，喜马拉雅山西北段出现快速隆升。

（二）喜马拉雅山中段

近年日本及挪威地质学家在尼泊尔高喜马拉雅山结晶基岩中作了10多个锆石裂变径迹测定（Kazunori Arita，1995），同样可看出隆升愈晚愈快的规律；上新世晚期（约2.8Ma）的隆升速率为2.3mm/a，到更新世早、中期（0.6Ma），隆升速率急剧增到12mm/a。这一特征与喜马拉雅山西段的隆升是一致的。

（三）喜马拉雅山中、东段

1．东部亚东地区

刘顺生等对喜马拉雅北缘亚东北告乌岩体中磷灰石作了裂变径迹测定，用矿物年龄—地形高差法求得8.06Ma～9.19Ma间隆升速率为0.49mm/a（刘顺生等，1987）。岩体很可能与其相邻的电气石白云母花岗岩是同期产物，而后者一般认为是伴随早期喜马拉雅运动侵位，大约发生在中新世中期、晚期（10Ma～14Ma），常为中锡伐利克群覆盖，因而8Ma～9Ma是岩体抬升达地表受剥蚀的时期。

此外，刘顺生等对喜马拉雅北坡康马岩体以及冈底斯地体内拉萨岩体的磷灰石也用矿物年龄—地形高差法求得：康马岩体在10.7Ma～11.5Ma之间，隆升速率为0.45mm/a；拉萨岩体在25.5Ma～27.2Ma之间，隆升速率为0.25mm/a。上述告乌岩体的0.49mm/a

基本上代表喜马拉雅中东段、中新世晚期的隆升速率，它是与喜马拉雅西段同期隆升速率大体一致的。

2. 聂拉木地区

近年我们在南自喜马拉雅北坡，北到东昆仑对新生代为主的具有代表性的花岗岩类进行了取样测试（由地质科学院地质研究所王彦斌主持），作了以磷灰石为主的裂变径迹测试（由中国科学院高能物理研究所新技术方法部王世称教授指导测试，提供数据），表 7-3 是自高喜马拉雅聂拉木地区江林一带的淡色花岗岩及其毗邻的混合花岗岩磷灰石裂变径迹分析结果。

表 7-3　　聂拉木地区淡色花岗岩（L_{1-4}）及混合花岗岩（M_{1-4}）磷灰石裂变径迹分析

样品号	高程/m	ρ_s/（$10^5 \cdot cm^2$）（Ns）	ρ_i/（$10^5 \cdot cm^2$）（Ni）	γ_{si}	P（x^2）/%	T/Ma（±10）	L/μm（N）
L1	4 200	2.00（264）	47.44（6 272）	0.77	>10	8.17±0.47	12.8±2.7（44）
L2	4 010	0.84（108）	12.89（5 537）	0.83	>10	3.79±0.34	
L3	3 980	0.82（134）	29.29（4 803）	0.84	>10	5.42±0.43	10.1±2.9（107）
L4	3 950	0.74（275）	29.57（10 975）	0.84	>10	4.87±0.28	9.9±2.8（36）
M1	3 720	0.39（105）	58.90（15 792）	0.47	<0.1	1.71±0.34	11.7±3.3（46）
M2	3 580	0.27（49）	56.90（10 444）	0.80	>50	0.91±0.13	10.6±3.9（52）
M3	3 480	0.32（95）	73.07（21 778）	0.46	>10	0.85±0.09	10.7±3.2
M4	3 260	0.19（62）	43.53（13 963）	0.68	>80	0.86±0.11	12.2±3.26（30）

表中，ρ_s 为自发裂变径迹密度，N_s 为 ρ_s 测得的径迹数，ρ_i 为诱发裂变径迹数，Ni 为 ρ_i 所测得的径迹数，γ_{si}为相关系数，T 为裂变径迹测年（采用 Zeta 常数法），L 为径迹长度

如果将上述聂拉木地区花岗岩的侵位冷却看成是由于构造抬升和剥蚀的结果，则可估算出采集处岩体的抬升速率。磷灰石的封闭温度和地温梯度按一般依据参数，并参照邻近山区南迦巴尔巴特等处分别采用 130℃/km 及 40℃/km（Zeitler *et al*., 1982; Zeitler, 1985），地表平均气温按 10℃计算，则抬升速率估算如表 7-4。

表 7-4　　聂拉木地区淡色花岗岩及混合花岗岩裂变径迹年龄及抬升速率估算

样品号	海拔高程/m	颗粒数	年龄/Ma（±1σ）	L/μm（N）	抬升速率/（$mm \cdot a^{-1}$）
L-1	4 200	18	8.17±0.47	12.8±2.7（44）	0.37
L-2	4 010	11	3.79±0.34		0.79
L-3	3 980	18	5.42±0.43	10.1±2.9（107）	0.55
L-4	3 950	18	4.87±0.28	9.9±2.8（38）	0.62
M-1	3 720	13	1.71±0.34	11.7±3.3（46）	1.8
M-2	3 580	12	0.91±0.13	10.0±3.9（52）	3.3
M-3	3 480	15	0.85±0.09	10.7±3.2（101）	3.5
M-4	3 260	21	0.86±0.11	12.2±2.3（30）	3.5

从表 7-3 及图 7-4 中可以清楚看出除4 010m 处（L_2）采样稍有偏离外而未表示外，其余样品具有随高程增加裂变径迹年龄随之增大的规律性，从图 7-5 也清楚表明 1.71Ma（上新世）以后抬升速率和剥蚀速率显著增快。

从图 7-4 及表 7-3 中可看出径迹平均长度小于 12.5μm，长度分布较宽，偏差平均大于 3，表明具有较强退火带特征，该岩体保持了一个相对稳定、慢速抬升阶段。但到采样最高点4 200m 处，径迹长度已近 13μm，偏差减到 2.7，这是否意味着如在更高程（>4 200m)取样，径迹长度将趋于变窄、集中，达到退火带的上限温度？出现较快隆升？有待今后进一步的工作。

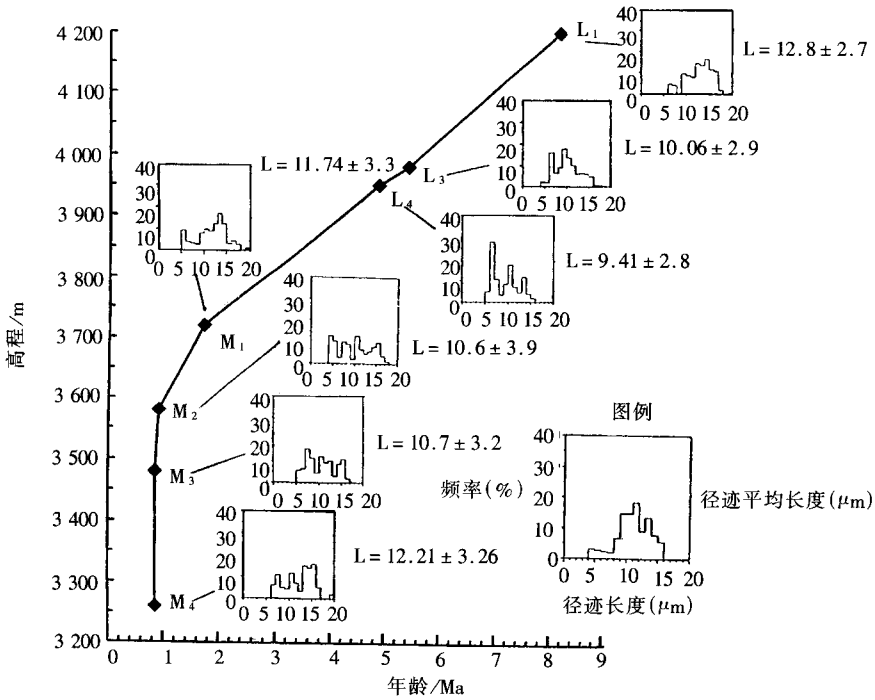


图 7-4　喜马拉雅山区聂拉木花岗岩、混合花岗岩磷灰石裂变径迹年龄——示高程随年龄增加

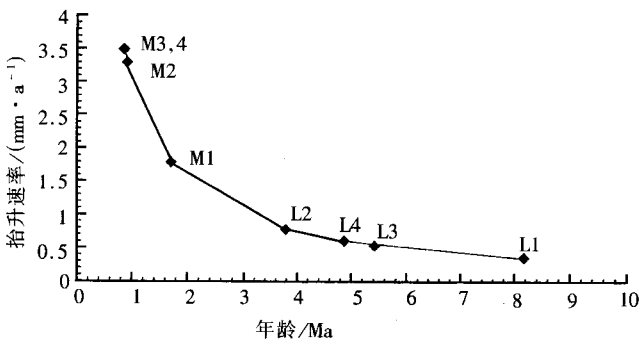


图 7-5　喜马拉雅山区聂拉木花岗岩、混合花岗岩磷灰石裂变径迹年龄与抬升速率相关图

喜马拉雅最东段南迦巴瓦地区，自然条件艰险，详细地质工作不多，但近年丁林、钟大赉、潘裕生等在察隅—波密一带进行了裂变径迹采样和测定工作（丁林等，1995）；他们主要采用矿物年龄—地形高差法，对不同高度的花岗岩体的磷灰石进行测定，其结果综合如下：

25Ma 左右，隆升速率为 0.31mm/a

11.25Ma ~ 3.82Ma，隆升速率为 0.62mm/a ~ 1.14mm/a

3.82Ma ~ 0.31Ma，隆升速率为 1.14mm/a ~ 14.19mm/a

他们还对冈底斯东端德母花岗岩体和波密花岗岩体中锆石作了裂变径迹测定，仍采用矿物年龄—地形高差法，结果如下：

德母岩体：

25Ma ~ 11Ma，隆升速率为 0.06mm/a

11Ma ~ 8Ma，隆升速率为 0.18mm/a

8Ma ~ 1Ma，隆升速率为 0.07mm/a

1Ma 以来，隆升速率为 6.53mm/a

波密岩体：

3.13Ma ~ 0.97Ma，隆升速率为 0.23mm/a

0.97Ma ~ 0.31Ma，隆升速率为 1.21mm/a

0.31Ma ~ 现代，隆升速率为 14.19mm/a

以上总的情况是：中新世、上新世以来，喜马拉雅东段隆升速率逐渐加快，而在上新世、更新世之后出现快速隆升，这一事件与上述提到的较晚的上新世锡伐利克、罗布沙磨拉石沉积以及地貌、古生物上依据基本一致。冈底斯东段 8Ma ~ 1Ma 隆升速率突然减慢，原因是测试数据的误差还是岩体采样以及构造变动等，尚需进一步研究。

章振根等在南迦巴瓦峰也作了同位素年代学的研究（章振根等，1987），主要对变质岩及其内矿物进行了钾—氩年龄跨度较大的测定，从 141.70Ma ~ 1.23Ma 中 14 个样品的估算，提出 3 组隆升速率：

主要构造期（渐新世—中新世），隆升速率为 2.31mm/a ~ 3.47mm/a

高峰期（26.73Ma），隆升速率为 7.5mm/a ~ 8.03mm/a

碰撞后高原隆升整个演化期，隆升速率为 0.68mm/a ~ 0.7mm/a

以上章振根等估算数据与用裂变径迹估算有一定差异，即高原东南快速隆升高峰期较早，时间为中新世早期，究其原因，可能是因南迦巴瓦处于构造特殊地带—犄角或构造结。是更早遭受南来挤压，还是在测试方法中引用矿物封闭法的各参数不同所致，还有待进一步研究。

（五）冈底斯地体

我们在冈底斯地体北缘有名的班戈黑云母花岗岩体进行采样，作了磷灰石的裂变径迹测试，取得各项测试数据。表 7-5、表 7-6 和表 7-7 是矿物年龄—地形高差法结果。

参照 Zeitler 在高原西段南迦巴尔巴特采用的磷灰石封闭温度和地表气温以及地温梯度分别为：150℃/km、10℃/km 及 40℃/km(Zeitler *et al*.,1982)。估算隆升速率见表 7-7。

表 7-5

样品号	井深 /m	ρ_s (Ns) / ($10^5/cm^2$)	ρ_i (Ni) / ($10^5/cm^2$)	γ_{si}	ρ (x^2) /%	T/Ma ($\pm 1\sigma$)	$L/\mu m$ (N)
940803	4 758	21.33 (1 222)	70.82 (4 058)	0.94	>2	61.6±3.4	12.1±2.8 (83)
940802	4 727	21.36 (957)	72.30 (3 239)	0.97	>50	57.1±1.7	10.6±3.0 (105)
940801	4 643	11.76 (1 590)	42.17 (5 702)	0.89	<0.1	54.9±2.8	11.8±2.7 (131)

表 7-6

样品号	高程/m	裂变径迹年龄/Ma	隆升速率/ ($mm \cdot a^{-1}$)	采样地区及岩性
940803	4 758	61.6±3.4	0.007	班戈黑云母花岗岩
940802	4 727	57.1±1.7	0.012	
940801	4 663	54.9±2.8		

表 7-7

样品号	高程/m	封闭温度/℃	年龄/Ma	冷却速度/ (℃·Ma^{-1})	隆升速率/ ($mm \cdot a^{-1}$)	采样地区及岩性
940803	4 758	150	61.1	(150-10) /61.6=2.27	0.057	班戈黑云母花岗岩
940802	4 727		57.1	(150-10) /57.1=2.45	0.062	
940801	4 663		54.9	(150-10) /54.9=2.5	0.064	

以上隆升速率极低（0.007mm/a～0.064mm/a），可以说明早期 50Ma～60Ma 印度板块向亚洲大陆刚开始拼接、小洋盆闭合阶段，不可能出现隆升，或隆升是极慢速的。

（六）高原东部松潘甘孜及龙门山

高原东部松潘甘孜及龙门山一带，近年刘树根等的裂变径迹测试估算（刘树根等，1995）：松潘甘孜 10Ma 以来最低隆升速率为 0.3mm/a～0.4mm/a；龙门山中带中新世（20Ma）以来，隆升速率为 0.2mm/a～0.9mm/a；但摩天岭地块古近纪—新近纪以来几乎未大变动，平均隆升速率为 0.06mm/a。

（七）高原近数十年直接测量的隆升速率

张青松等（1991）对 1959 年～1961 年和 1979 年～1981 年两期精密水准测量资料进行了分析整理，提出南部、拉萨—邦达平均隆升速率最高为 10mm/a，向西北，噶尔（狮泉河镇）—萨嘎一带为 8mm/a～9mm/a，昆仑—喀喇昆仑一带为 6mm/a～9mm/a。根据邻区印度在 1972 年～1973 年和 1977 年～1978 年两次精密水准测量结果提出①：喜马

① 据王文颖等 1992 年的报告

拉雅南坡平均上升速率为 2mm/a ~ 18mm/a；尼泊尔也于 1974 年和 1990 年两次从加德满都到友谊桥喜马拉雅南坡进行了精密水准测量，经过 Roger Bilham 的研究处理提出：从加德满都到高喜马拉雅的科达里平均上升速率为 6mm/a ~ 7mm/a。王文颖等根据上述数据提出，现代喜马拉雅山区约以 10mm/a 的平均速率上升。

20 世纪 90 年代以来，我国（或与国外合作）开展了珠穆朗玛峰及邻区和龙门山及邻区等 GPS 测量，前一地区并结合 1966 年和 1975 年的大地测量资料进行了研究处理，陈俊勇等（1994）对珠穆朗玛峰及邻区垂直位移和上升速率推算结果如下（表 7-8 和表 7-9）。

表 7-8　　珠穆朗玛峰地区垂直位移及上升速率（1966 年 ~ 1992 年）

点　名	距珠穆朗玛峰/km	1966 年 ~ 1992 年/mm	上升速率/（$mm \cdot a^{-1}$）
邦城 15	32	105	4.0
Tv 支 1	21	87	3.3
平均	26	96	3.6

表 7-9　　珠穆朗玛峰垂直位移及上升速率（1966 年 ~ 1992 年）

年　　份	1992 年 ~ 1975 年	1975 年 ~ 1966 年	1992 年 ~ 1966 年
高程变化/m	0.59	0.37	0.96
上升速率/$mm \cdot a^{-1}$	35	41	37

以上看出，30 年来珠穆朗玛峰隆升速率异常快，达 37mm/a，而珠穆朗玛峰地区为 3.6mm/a ~ 4.0mm/a。

二、结束语和问题

从广袤的高原来说，以上隆升速率的定量—半定量数据有较大局限性。但就以上有限数据，在时空上也可粗略得出高原隆升的一些规律性（如图 7-6）。

（1）高原隆升速率有愈来愈快趋势，大体归纳如下：

I_1 早期(60Ma ~ 50Ma)为极慢速隆升期：隆升速率主要在 0.016mm/a ~ 0.068mm/a 之间。

I_2 早期（50Ma ~ 40Ma）慢速隆升期：隆升速率主要在 0.07mm/a ~ 0.08mm/a 之间。

II_1 中期（23Ma ~ 11Ma）中等速率隆升期：隆升速率在 0.13mm/a ~ 0.09mm/a 之间。

II_2 中期（10Ma ~ 4Ma）中等速率隆升期：隆升速率在 0.30mm/a ~ 0.75mm/a 之间。

Ⅲ晚期（2Ma ~ 0.5Ma）快速隆升期：隆升速率在 1.6mm/a ~ 4.5mm/a 之间。

Ⅳ近期（0.5Ma 以来）极快速隆升期：隆升速率大于 4.5mm/a（南部喜马拉雅可达 10mm/a ~ 12mm/a，现代更大于 12mm/a）。

以上速率可看出上新世或中新世末和更新世（2Ma）以来，隆升速率有突然加快趋势（如图 7-6）。

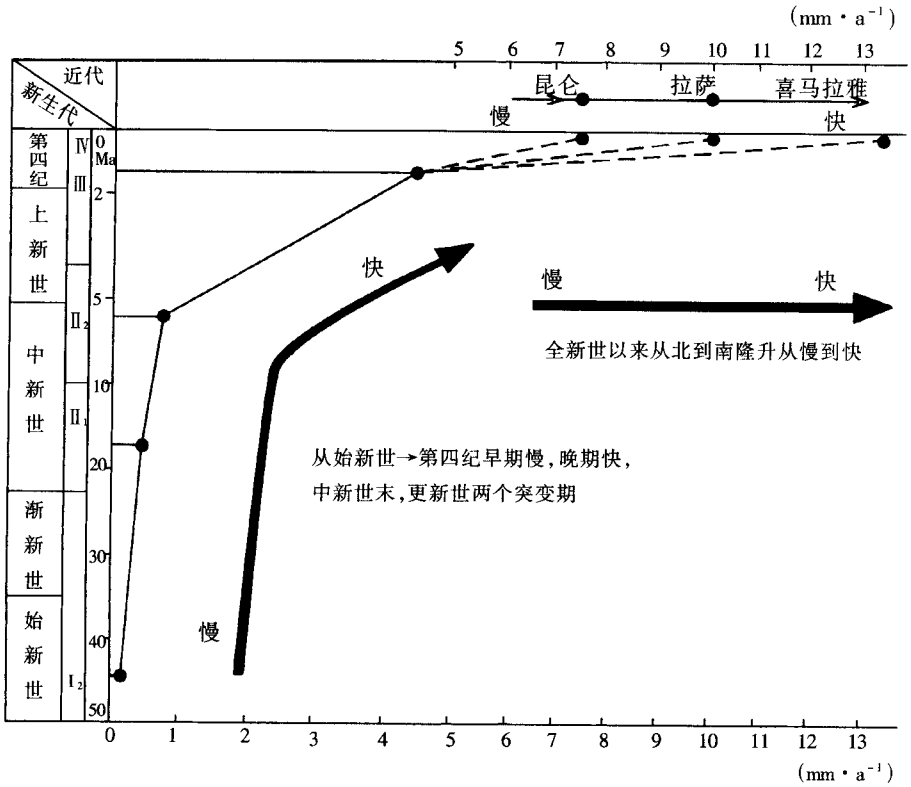


图 7-6　青藏高原新生代以来隆升速率示意

(2) 高原隆升速率，上新世以来从南到北有愈来愈慢的趋势。从现有零星数据看：喜马拉雅自上新世以来，隆升速率从几毫米/年到十多毫米/年，而向北到阿尔金山区则减到 0.42mm/a；如果按近几十年隆升速率直接测量，这一规律性更为明显：南边喜马拉雅珠穆朗玛峰地区隆升速率高达 37mm/a，向北拉萨—邦达为 10mm/a，稍北噶尔（狮泉河镇）—萨嘎一带为 8.9mm/a，再北到喀喇昆仑一带减至 6mm/a ~ 9mm/a，再北到阿尔金断裂北缘阿克塞一带减到小于 5.2mm/a（阿尔金活动断裂带课题组，1992）。

(3) 以上的高原隆升数据，与其构造演化、沉积、古生物等方面提供的依据是一致的；新特提斯洋盆的逐步闭合，始于晚白垩世—始新世（65Ma ~ 40Ma），此时不可能隆升或隆升十分有限；其后出现的沉积建造，古生物以及岩浆活动特征，与上述从慢速到快速隆升速率基本一致，相互映证。

(4) 高原约自上新世晚期—更新世以来，出现快速隆升，从高原南部喜马拉雅地体（含高喜马拉雅）隆升速率来看，如不考虑近数年直接测量数据，东段：隆升速率从 1.14mm/a 到 14.19mm/a，中段为 0.175mm/a ~ 4.67mm/a，西段为 1.6mm/a ~ 5.0mm/a。如我们取数据较多的西段，估算出平均隆升速率为 3mm/a，则 2Ma 以来该区隆升幅度约 6km，这一幅度与剥蚀沉积和目前高程大体接近。显然，整个高原演化中，隆升速度是非线性的，很可能存在平静期和突然期（如近数十年珠穆朗玛峰地区），较精确的隆升速率估算仍有待今后深化研究。

(5) 方法方面：①采用各参数也有待更多工作予以校正；如地温梯度，由于高原特殊地质情况、高山地区、高热流值采用何数值为宜等，目前只好参照西段南迦巴尔巴特山区较高的地温梯度 40℃/km，磷灰石封闭温度也采用该区高值 130℃，以上参数是否也适用于高原中段？有待进一步校正。②一个地区冷却历史和温度与一个岩体中矿物的冷却历史和温度，一般可视为一致或正相关关系，但两者适用范围大小、规模很可能有差异，这方面，目前未见确切论证。③我们测试样品，部分尚未获得结果，采样数量也不够多；此外，限于篇幅未全附裂变径迹长度统计，部分磷灰石退火带下限径迹长度不集中在标准的 14μm ~ 18μm 区内等，均影响文中提供数据的代表性，有待今后工作补充、修正。

第三节　青藏高原地壳加厚、缩短和隆升的构造动力学及其效应

众所周知，青藏高原具有世界上独特巨厚的地壳，厚度约为正常地壳的两倍，同时又是世界上隆升最高的高原；地壳的加厚、缩短和隆升三者有着密切成因上联系。高原的形成和隆升机制，近 10 多年国内外地学家已有较多论述，并提出了不少模式，本文不一一详细评述。数年来，中外地学家在青藏高原进行了较以往为多的地学考察，特别是多学科的考察，对高原深部结构、构造和演化提供了许多信息，使我们对当前有关高原地壳加厚、缩短和隆升的讨论有了一定依据。

一、高原形成机制和模式评述

在地学界流行和有影响的高原形成机制和模式大体归纳为以下几方面。

(1) 沿袭早年 Argand (1924) 的观点：印度大陆向欧亚大陆远距离俯冲是青藏高原地壳加厚、缩短和隆升的主要原因。对比 Bird (1978)，以及直到近年 Molnar *et al*. (1993) 和 Beghoul *et al*. (1993) 等仍持有类似观点。但是根据近几年中法合作考察和亚东—格尔木大断面 (GT 断面) 等地球物理资料，包括地震、大地电磁测深和重力等在高原的探测结果，特别是清晰的震相表明，除 15km ~ 25km 普遍具有低速层外，波速从上地壳到莫霍界面具有从小到大的特征 (从上地壳表层 4.70km/s 向下逐渐加大到莫霍界面的 8.0km/s ~ 8.2km/s)。这与一般正常大陆地壳速度分布是一致的，并未见因地壳重叠而引起的速度差别 (肖序常等，1988；吴功建等，1991；崔作舟等，1992)，近年 Hirn *et al*. 对地震各向异性的研究，也说明印度大陆岩石圈未长距下插超越 ITS (雅鲁藏布江缝合带) 很远 (Hirn *et al*., 1995)。

从地质角度，如果印度大陆发生长距离、长时期 (始新世—渐新世—全新世) 的俯冲，在俯冲前缘应当会出现多期的、更为广泛的磨拉石沉积，但实际上某些沉积如锡伐利克 (Siwalik) 沉积，却主要是新近系—早更新统，而且在高原周边如祁连山北麓、龙门山前缘以及昆仑山前缘，也有同期类似沉积，与其说它们是板块俯冲的堆积，倒不如

说是高原隆升产物。从岩浆活动特征来看，如果印度大陆确是长期、远距离较大面积向北俯冲，在藏北应出现较多喷发岩，但实际冈底斯地体以北岩浆活动相对贫弱；对藏北昆仑以南可可西里一带新近纪到近代的碱性火山岩，近年地学家倾向于认为它是受塔里木短距离俯冲引起的（Pearce *et al*.，1990）。此外，印度大陆长达约2 000km 缓倾斜俯冲，从力源、地壳组成、结构以及时空条件等方面均难于模拟。由此可见，高原地壳缩短、加厚和隆升，用长距离俯冲模式来解释是不易被接受的。

（2）20 世纪 70 年代后期到 80 年代中后期，以 Tapponnier 和 Molnar 为首的地质研究者运用了塑性材料实验模拟的滑移线场论来解释青藏高原地壳加厚、缩短和隆升以及东南亚构造演化。他们在青藏高原及邻区进行过实际调查，对新构造、震源机制、断裂，特别是走滑断裂滑移量以及应力估算等方面提供了可贵的参考数据；但 Tapponnier 等在塑性模拟方面，采用材料、各项参数、操作过程以及时间因素等未作具体、详细阐明（Tapponnier *et al*.，1986）。更重要的是，Tapponnier 过于强调走滑断裂，而忽视了近南北向压应力对高原地壳加厚、缩短所起的作用；特别是近年在高原北部的区域地质调查证实，像喜马拉雅南部等地区，由强烈显著的近南北向挤压造成的冲断、逆掩构造在高原北部也存在（潘桂棠等，1990），它们对高原地壳加厚、缩短起重要作用。Tapponnier 及其同行，对印度大陆向北挤压、青藏高原隆升以及对东南亚产生的影响效应，于 20 世纪 80 年代通过实验模拟和部分地区实际调查认为：新生代印度板块连续向亚洲挤压，并作顺时针转动，介于红河走滑断裂与阿尔金走滑断裂之间的华南—扬子地块，被迫向东逃逸达数百千米至千多千米；由于红河走滑断裂的影响，桑达兰德地块左旋挤出，同时造成其东的南海的拉开（Tapponnier *et al*.，1986）。然而，中国地学家多年来根据实际资料的共识是：邻近青藏高原东部的“扬子准地台”新生代以来受到北西向的挤压，因而造成北东向大型龙门山逆冲推复带，发生时间可能自印支期延续到新生代的多期（多旋回）的逆冲推复带，据现有深部地质、地球物理资料，“扬子准地台”下地壳已向北西下插；因而，只有当“扬子准地台”作为一个阻挡或相对向北西，而不是南东的“逃逸”运动，才可能发生上述强烈显著的逆冲推复构造。

来自近几年较详细古地磁资料说明：“扬子准地台”与“华南陆块”于中生代末与“中朝（或华北）准地台”在东部已拼接，之后“中朝准地台”以较快速率作逆时针转动约 57°，而华南陆块作顺时针（向北西）转动约 28°，并非逆时针转动（Avouac *et al*.，1993），最后华南地块和中朝准地台一并向北移数百千米（Maurice，*et al*. 1995），以上古磁资料有力说明新生代以来，扬子与华南地块未曾向东、南“逃逸”，相反，它们总趋势是向北移动。而周兵等三维层析成像著述中（周兵等，1991）则提出与 Tapponnier 相反认识：高原地壳缩短和加厚是“与来自东边大陆块体向西漂移的水平挤压有关”，而不是向东“逃逸”。近年张连生等（1996）在红河断裂带的较详细研究也指出“由于华南板块向北西推挤，印度板块的移出不像 Tapponnier *et al*.（1986）模式中，仅是印度板块碰撞挤压结果，它是华南板块和印度板块同时挤压而产生的……”。

此外，关于南海形成也受到高原东南红河走滑断裂和桑达兰德地块向东南运动的影响，根据近年中日合作南海地球物理调查结果，南海的形成和演化及拉开机制，除与北部湾莺歌海盆及红河走滑断裂有关外，南海北部拉开的主要三阶段（早白垩世末—晚始

新世、渐新世—早中新世和中新世以来）主要受西南太平洋板块活动的制约。

近年 Tapponnier 及其同行在西藏、特别是藏东、藏北等地区进行了较详细考察，提供了高原某些较典型地带应力场半定量数据等，对研究高原地壳缩短、加厚和隆升机制及其效应等方面都有重要意义；同时他也力图在以上考察中，证实他的模拟实验以及滑移线场观点（Tapponnier *et al*., 1976）。但从思想方法上说，他采用的模拟实验材料、条件参数过于简化和理想化。青藏高原地壳缩短、加厚及隆升过程，在时间和空间上都是不均匀、非线性的，单就新生代以来，高原应力场的变化在时空上就复杂、多变，而模拟实验只能得到最后大体的构造形迹；加之地壳物质结构不均匀性，边界条件的非线性等，单凭模拟实验是难以反映高原地壳应力场特征和演化过程的。

（3）20 世纪 70 年代初期以 Dewey、Bird 和 Burke 为主，提出青藏高原隆升、地壳加厚是由于印度大陆像“推土机”一样向北挤压，使亚洲地壳发生水平方向缩短和垂直方向拉伸，其后又为岩石圈“突发性”平流减薄作用（Dewey *et al*., 1990）——岩石圈底板剥离、热底板作用，使高原快速隆升；显然，Dewey 等已注意到热动力对高原隆升起到较重要作用；以上论点，目前得到较多地学家支持，与我们认识也有许多相似之处[详见本章第三节的（二）]。但 Dewey 等提出的模式似乎太理想化，首先将青藏高原地壳—岩石圈视为均匀一体，然而不同深度的应力场变形特征是不均匀的，同在印度大陆向北的挤压下，对下地壳、壳幔过渡带以及上地幔，可能以塑性流变为主，地表及上地壳则不以塑性变形为主，因而推土机模式作为高原地壳缩短、加厚和隆升的动力因素，还需进一步结合现有深部地质、地球化学和地球物理资料，作详细论证。

（4）20 世纪 80 年代中期 Zhao、Morgan 及我国学者曾融生等提出印度地壳向青藏高原下地壳挤入的模式，他们都具有一定地球物理资料为依据；但这一模式似乎补充了 Argand 等学者提出的第一类观点；上文已作了评述，主要问题是，这样长距离的俯冲、挤入，反映的构造变形、岩浆活动和沉积建造等地质作用，在时空上未能得到相应的证实。

（5）近 3 年～5 年，中外地学家有关喜马拉雅—青藏高原地壳缩短、加厚和隆升机制论述很多，讨论异常热烈，提出模式也多（Zhao *et al*., 1985；Harrison *et al*., 1992；曾融生等，1992；Molnar *et al*., 1993；Beghoul *et al*., 1993；Willett *et al*., 1994；Nelson *et al*., 1995；肖序常，1995；李廷栋，1995；许志琴等，1996）本文不可能一一列举；总的说，较多地学家的共识是：高原隆升力源和机制，是由于印度大陆向北的推挤和俯冲（包括长、短距离的俯冲）所引起的。值得提到的是，Willett 等近年对青藏高原形成和演化模式（Willett *et al*., 1994），他们提出与众不同的观点：喜马拉雅—西藏高原的形成和隆升主要是由于北面亚洲“岩石圈上地幔”向南面青藏高原下插所引起的，印度大陆的向北俯冲，至多只能影响藏南地壳的变形、缩短。他们主要论据是：①目前从造山带深部地球物理资料证实，地壳与“岩石圈上地幔（Mantle lid）”之间存在较长的折离滑移面①，沿此面岩石圈上地幔可以长距离运移；②亚洲岩石圈上地幔的向南推进受到印度大陆的阻挡，从而发生滞后和反弹作用（Slab retreat）（图 7-7），造成一定空间，

① 可能相当于壳—幔过渡带

在藏北不存在岩石圈上地幔，因而热地幔得以上涌，认为高原北部、昆仑山以南的新生代火山喷溢可说明这一论点；③据以上观点作了低温塑性地壳的有限单元数学模拟，予以说明高原地壳缩短、加厚和隆升特征。

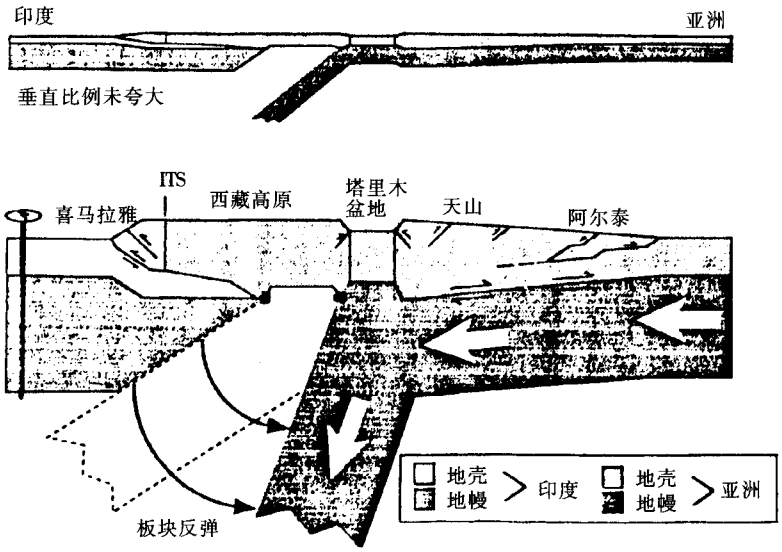


图 7-7　亚洲大陆向青藏高原俯冲模式

（引自 Willett S D *et al*.，1994）

以上藏北热地幔上涌，缺失岩石圈上地幔的观点，近几年 Molnar 等也有类似的论述（Molnar *et al*.，1993）。

以上观点，将高原地壳缩短、加厚和隆升归因于欧亚大陆岩石圈上地幔向南面的西藏高原长距离俯冲，与 Argand（1924）等印度大陆向北作长距离俯冲的观点相反，具有一定新意，但据中国现有实际资料，有不少问题值得商榷：①亚洲岩石圈上地幔长距离向南运移俯冲和西藏高原北部岩石圈上地幔的缺失，缺乏较确切深部地球物理资料，与我国 GT 断面大地电磁测深等资料不符，甚至相反，从图 7-8 喜马拉雅亚东—格尔木断面二维大地电磁测深（郭新峰等，1990）可以清楚看出：高原岩石圈上地幔最厚地带恰好是在 35°N ~ 33°N 之间，在昆仑山以南—唐古拉山以北的西藏高原以北地区，而最薄地带不是藏北，而是藏南冈底斯拉萨、羊八井一带，以上实际资料，无法说明 Willett 等的观点。②青藏高原北部出现新生代碱性—偏碱性火山岩，很可能由于柴达木—塔里木地块向南短距离下插—A 型俯冲，导致地壳内乃至上地幔顶部滑脱、错断所引起的重熔喷溢；以上断面已清楚显示藏北存在较厚的岩石圈上地幔，因而也不可能用折层作用（Delamination）解释火山岩的喷溢；同时，在高原东南三江地带，也存在与走滑、冲断构造有关的、大致与藏北同期的碱性—偏碱性火山岩。③如果亚洲大陆岩石圈上地幔向南作长距离俯冲，也难于说明高原及邻区地壳变形和应力场特征，如阿尔金、昆仑、喀喇昆仑、横断山和红河等早期多以冲断构造、后期以走滑断层为主的构造，以及无可相比的喜马拉雅冲断和逆掩断层的构造特征；据现有资料（阿尔金活动断裂带课题组，

1992)，亚洲大陆南缘—阿尔金、塔里木以及天山等地带，第四纪以来断裂错动速率逐渐降低，如果亚洲大陆向南俯冲，与其前缘地带错动速率相应增大是相互矛盾的。④高原地壳—上地幔结构、构造是非均匀块体，对其演化、地壳缩短、加厚隆升，以及低温塑性体的有限单元模拟，在时空上，高原不均匀的复杂变形特征是难得到真实反映的。

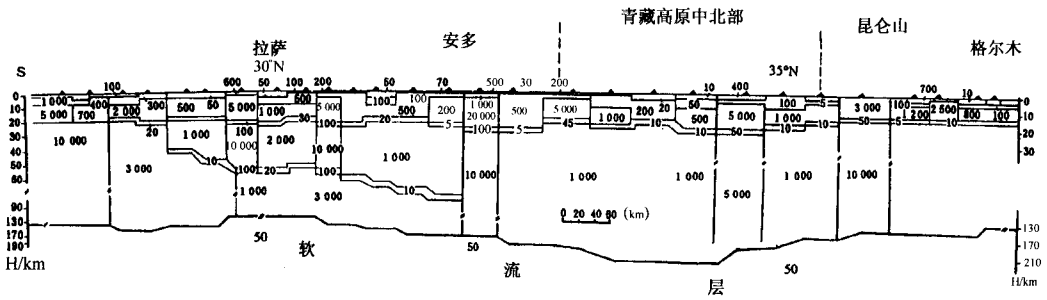


图 7-8　亚东—格尔木大地电磁测深二维地电模型

（引自郭新峰，1990）

二、青藏高原形成的构造动力学及其效应

以上可以看出，地学家对青藏的形成、隆升机制和模式，多侧重从各自专业、学科以及所掌握资料出发予以论述，各有千秋。根据近 10 多年来中国地学家以及中外合作考察的大量实际资料，关于青藏高原的形成和演化，简而言之是多层次、多阶段和多因素所决定的。从以上沉积、古生物、古地磁以及热年代学等提供的资料，中外地学家一致认为：印度大陆与欧亚大陆拼接时期，是在白垩纪末—始新世，其后进入高原地壳缩短、加厚和隆升阶段，据以上有关章节，我们将高原形成和演化分为三大阶段：①始新世—早渐新世的慢速隆升期；②渐新世—上新世的中快速隆升期；③晚上新世—更新世—全新世的快速、主隆升期；由于晚新生代以来高原隆升的显著增快，还可分出全新世特快隆升期。各期主要地质依据和特征简化如表 7-14。

（一）高原地壳构造变形特征及其效应

青藏高原处于北面塔里木—中朝地块、东面扬子地块、南面印度地块之间，据目前古地磁以及应力场特征（林金录等，1990；翟永建等，1989；阿尔金活动断裂课题组，1992），高原所受挤压是以南来印度地块向北的推挤，扬子地块无向东大规模位移，只有顺时针向北转动的挤压（翟永建等，1989），塔里木白垩纪之后向北位移不大（李燕平等，1989）；因而，这三大刚性块体向高原内不均一的汇聚、挤压及其促使高原本身各块体向北为主的移动速率的差异，是控制高原地壳缩短、加厚和隆升的基本因素。我们可以划分为以下阶段和类型。

表 7-14

隆升阶段			喜马拉雅区			青藏高原		
			地质依据	构造事件	古生物依据及推断高度/m	地质依据	构造事件	古生物依据及推断高度/m
均衡调整、热动力	全新世	Q_4 0.01Ma	冰川、冰水及河湖相沉积	强烈隆升	5 000 高峰 7 000～8 000		快速隆升 班公—丁青高原盐湖带形成走滑拉分盆地，河流深切，袭夺普遍，阿尔金山急剧隆升	4 000～5 000 (昆仑山北坡高峰)
快速—强烈隆升	更新世	Q_3 Q_2	阶地冰碛—洪积，花岗岩侵位	快速隆升 锡伐利克群褶皱，MFT 开始活动	4 000 高峰 5 000～6 000	可可西里碱性火山岩喷发，广泛冰碛沉积 ～～羌塘(西域)运动～～		
		Q_1 2.0	卡利瓦组磨拉石，孟加拉湾快速沉积 ～～喜山Ⅲ幕～～	快速隆升，走滑断裂发生。区域变质、混合岩化作用	2 000±	昆仑山前、祁连山前巨厚磨拉石建造，山间盆地河湖相沉积，柴达木为河湖相红色碎屑岩，下细上粗，反旋回	原始高原面形成，快速隆升，高原地壳向周边盆地强烈逆冲和走滑断裂发生，高原内部活动构造体系形成；古岩溶广布，红土层风化壳形成	2 000± 三趾马、落叶、阔叶林，高山栎、黄麻粉属、嵩、蕨类孢粉组合
陆内汇聚挤压、热动力隆升	上新世	N_5 3.40 N_4 5.20	中上锡伐利克群磨拉石，淡色花岗岩侵位 ～～喜山Ⅱ幕～～		三趾马、高山栎、常青型植物群，黄麻粉属，嵩、蕨类孢粉组合			
	中新世	N_3 10.40 N_2 16.30 N_1 23.30	穆里群、下锡伐利克群沉积，孟加拉湾快速沉积，形成冲积扇，淡色花岗岩广泛侵位，帕米尔花岗岩及碱性岩侵入，缅甸抹谷带花岗岩侵入	隆升、剥蚀，大规模冲断、推复滑脱系形成，MCT、MBT 相继发生、区域变质、混合岩化、正断层活动	1 000± 高山栎为主 喜山主峰 2 000～3 000	罗布沙群磨拉石，河湖相含煤、油碎屑岩建造，中基性火山岩，伦坡垃盆地发育期	大面积缓慢上升，裂陷作用导致裂陷盆地及火山喷发，横断山逆冲—走滑断裂活动形成龙门山等推覆构造群	1 000～2 000
	渐新世	Oli 35.40				西南帕米尔苏格拉岩基侵入(32Ma～21Ma)		
碰撞挤压、缓慢隆升	始新世	E_2 56.50	雅鲁藏布江磨拉石，淡色花岗岩侵位，区域变质 恒河盆地海相—陆相碎屑岩碳酸盐岩	新特提斯洋盆封闭，印度板块向欧亚板块碰撞俯冲开始，雅鲁藏布江蛇绿岩仰冲侵位，沿雅鲁藏布江发生冲断逆掩构造	0～100 山地达 500± 棕榈、榕树	冈底斯磨拉石、岛弧火山岩、花岗岩	冈底斯开始隆升，东北部冲断伴走滑断裂发生，产生拉分盆地	0～500
	古新世	E_1 65.00				山间盆地，河湖相含膏盐红色岩建造	柴达木沉降为大陆湖盆	
	晚白垩世	K_2						

(1) 非对称和对称山链的冲断和逆掩推复构造，是早期地壳缩短、加厚和隆升的主要因素：它们包括高原周边喜马拉雅山、龙门山、阿尔金山和祁连山及高原内部冈底斯山、藏北、昆仑山等上新世—更新世前的冲断、逆掩推复带，它们对高原地壳缩短、加厚及隆升速率的影响，这在前后章节已叙述，此不赘叙。

(2) 后期走滑断层对高原地壳缩短、加厚和隆升的控制作用为：高原内走滑断层与冲断、逆掩推复构造在时空上相互依存、相辅相成，一些主要走滑断层一般出现在更新世前后，此时高原地壳缩短、加厚和隆升达到一定程度。如昆仑走滑断裂带、藏北可可西里—金沙江走滑断裂带、阿尔金走滑断裂带、雅鲁藏布江走滑断裂带以及红河—横断山走滑断裂带等，均具有早期冲断和逆掩推覆构造为主，后期转化为走滑断裂带为主的特征。如昆仑断裂带，强烈的冲断和逆掩推覆构造使古近系叠覆于新近系泥灰岩和淡水灰岩之上（本书第六章；阿尔金活动断裂带课题组，1992），该带之南，西大滩断裂带内清楚地见到早、中更新世羌塘组为左旋走滑断裂切割（本书第一章），据估算，该走滑断裂左滑速率为：10mm/a ~ 20mm/a，平均为 13mm/a（本书第六章）；该断裂东延到玛曲一带，从错断地貌和震源机制分解，均说明后期已转化为左旋走滑断层（本书第六章）。

雅鲁藏布江—冈底斯断裂带具有同样特征，冈底斯冲断—逆掩推覆构造（GT）和仁布—泽当冲断—逆掩推覆构造（RZT）产生于早中新世（本书第六章；An Yin 1994），但到上新世—更新世其西北段和东段则发展为右旋走滑断裂带，据估算右移速率约 18mm/a①。

这里值得强调的是，高原北部阿尔金和东南部红河走滑断裂带对高原形成的重要作用；它们都具有早期以挤压冲断构造为主、后期转化为走滑断裂带的特征。

阿尔金走滑断裂带：该断裂带现代应力场是一显著左旋走滑断裂带。但在上新世—更新世前，阿尔金断裂存在向塔里木盆地逆冲推覆构造，结晶基底普遍逆冲推覆于上新世—更新世沉积之上（崔军文等，1990）。近几年国家地震局阿尔金活动断裂带课题组（1992）的较系统调查研究同样表明，特别是在该断裂南段，早期更新世前的逆冲推覆构造强烈。此外，在该断裂北盘出现隆起剥蚀堆积较厚的早更新世玉门组磨拉石建造，也说明早期存在较强烈挤压逆冲活动。但自晚更新世以来，该断裂带则转化为显著的左旋走滑活动，根据上述课题组的研究，该断裂带自上新世以来最大位移量约为 75km，认为一些地学家提出的，最大位移量为 120km 乃至1 200km（Tapponnier *et al*., 1981）是不可思议的。课题组根据水系错断数据、^{14}C 及热释光年代测定等大量数据估算出阿尔金断裂带活动速率：上新世以来南段平均水平活动速率为 5.8mm/a，北段为 5.0mm/a ~ 5.8mm/a；早更新世以来增大，南段平均水平活动速率为 6.40mm/a，北段则大致与上新世以来相近；垂直抬升速率明显小于水平速率，早更新世以来断裂南段为 0.56mm/a，北段为 0.45mm/a，全新世以来南、北段垂直抬升速率为 0.17mm/a ~ 0.53mm/a。课题组还对阿尔金断裂及其昆仑山邻区第四纪沉积进行了热释光法及 ^{14}C 年代测定，估算出堆积速率，前者结果为（0.08 ± 0.02）mm/a，后者为（0.49 ± 0.09）mm/a，尽管二法数据

① 刘庆. 1993. 西藏西部新构造运动（博士论文）

相差较大，但可看出阿尔金山及昆仑山邻区，第四纪以来隆升速率明显低于高原南部。此外，课题组还对阿尔金山及其山前槽地上新世以来的堆积，进行了隆起幅度与堆积厚度的研究，计算得出阿尔金山于上新世以来的最大抬升速率平均为 0.42mm/a。如按此估算，早第四纪以来，阿尔金山及其邻近抬升量约为 0.6km ~ 0.8km。另外，据新疆地震局近 30 年在阿尔金山两期水准复测，提出其东北阿克塞及其西部为最大隆升地带，可达 5.1mm/a，但仍然低于高原南部喜马拉雅区的近代快速隆升。

以上资料和数据大体可说明：①高原北部阿尔金山一带上新世以来，抬升速率低于高原南部；阿尔金山相对较快隆升期可能在上新世前后和近代；②第四纪以来阿尔金山平均抬升量不大，为 0.6km ~ 0.8km，而现在阿尔金高峰山脉地带达6 000km 左右，因而上新世及其之前（渐新世—上新世时期）是否有过快速隆升？目前还缺乏数据予以说明，尚待今后研究；但似可说明早期向高原内部冲断、逆掩构造，对高原地壳缩短、加厚和抬升起到一定作用。③以上同样可说明，高原隆升的不均一性，北部隆升较早，且速率不快，高原南部隆升相对较晚（更新世以来）、较快，抬升较高；上文从高原南、北古岩溶地貌已论述了这一问题，上新世或稍前，高原南部古岩溶广泛发育，而阿尔金及其邻区则贫乏鲜见，这说明高原南部相对处于低海拔地带，气候温湿，易于形成古岩溶，而高原北部由于较早隆升，已不具有发育广泛岩溶地貌条件。

红河走滑断裂带：近年国内、外地学家已有较多论述（Tapponnier *et al*., 1993；张连生，1996），此不赘叙。它与阿尔金走滑断裂带，在青藏高原形成和演化中起到重要作用；同是在多期、不同变形构造作用下，将古老基底——元古界为主的变质岩系抬升到地表，在新生代中期、后期发生强烈、大规模走滑断裂。据钟大赉、Tapponier 等研究（钟大赉等，1989），早期左旋走滑断裂带内斜长角闪片麻岩等的角闪石、黑云母的 K－Ar 和$^{40}Ar/^{39}Ar$ 的年代测定结果均在 30Ma ~ 20Ma 内，断裂带东侧新近纪串珠状盆地的存在等，说明该断裂早期左旋滑移发生在渐新世—中新世。据钟大赉及云南地质矿产局报导，该断裂左旋错移达 320km ~ 350km。沿该断裂带新近系和第四系长条菱形（右旋指向）盆地的展布以及第四系又有显著次级断裂的割切等，充分说明后期、上新世—更新世以来，该断裂已转化为右旋走滑，从长条、菱形串珠状盆地内较厚的新近系和第四系包括磨拉石在内的巨厚堆积，说明更新世以来，哀牢山一带处于强烈构造活动，是该地带主要隆升时期，直到近代仍是地震多发区。

显然，红河走滑断裂的发生和发展与怒江、澜沧江横断山断裂系的演化分不开，它们自始至终受到“印缅犄角（构造结）”向北挤压的影响，这里顺便提及：以上断裂地带除早有报导的蛇绿混杂岩、高压变质岩外，近年在大拐弯南迦巴瓦山地区，已有高压麻粒岩报导（钟大赉等，1989）。“印缅犄角”早期的挤压，在横断山断裂系和红河走滑断裂带北端三江口一带，同样存在早期（上新世—中新世、渐新世?）来自“犄角”挤压造成的冲断构造（云南地质矿产局，1990）。因而，青藏高原东部地壳缩短、加厚和隆升，受到早期冲断—逆掩构造和晚期大规模走滑断裂构造的双重影响，致使高原东部横断山地带，很可能是高原地壳缩短、加厚和隆升最强烈的地区。

喀喇昆仑走滑断裂带：该断裂带是雅鲁藏布江缝合带的西北延伸，是高原西南重要而显著的一条右旋走滑断裂，但研究程度相对较差，向西北它可能与“帕米尔—兴都库

什犄角（构造结）”的东南右旋走滑断裂相连，向东南与雅鲁藏布江缝合带相接后，如上述，早期它可能具俯冲、逆掩构造性质，后期更新世以来转化为右旋走滑断裂。

刘庆[①] 沿班公—扎西岗—噶尔—门士一带作过调查研究。他通过错动断距的精细测量，利用古气候资料估算错动地貌标志的年龄，然后推断后冰期断裂运动速率，提出全新世以来作为高原西南边界的喀喇昆仑右旋走滑断裂，具有快速平移特征：①北段班公—扎西岗右旋速率为（35±10）mm/a；②中段噶尔盆地断裂则兼有走滑和正断层两性质，平移速率为（18±8）mm/a，拉张速率为（4.5±2.5）mm/a；③南段门士盆地右旋平移速率为（30±10）mm/a；④最北段（喀喇昆仑以北），右旋平移速率为（17.5±7.5）mm/a，垂直抬升速率较低，为4mm/a～5mm/a。

此外，在自然条件极为艰难条件下，刘庆对高原西北部龙木错一带也进行了新构造研究，提出龙木错—郭扎错断裂以左旋走滑为主，全新世平均位移速率为（8.5±15）mm/a，垂直速率较低，为0.5mm/a～1.7mm/a。

从上述数据，大致也可看出高原北部喀喇昆仑北段与昆仑交接地段以及高原西北龙木错—郭扎错一带全新世以来垂直抬升速率较高原南部低。

关于早期以冲断和逆掩断裂为主与晚期以走滑断裂为主的发生机制，洪汉净作了简明的解释[②]，这里稍加补充：早、晚期应力场转变，是与高原隆升先慢、后快分不开的，两者相辅相成。可以设想，早期上新世前，高原隆升速率很低情况，反映了垂直应力不大，向上是自由空间，地壳底界也不存在较大浮力，而南、北向挤压必然造成近东、西向近直立的应变椭球体（图7-9），最大应力轴 σ_1 与最小应力轴 σ_3，均位于垂直面上，而最大剪应力则发生在 σ_1 与 σ_3 之间（$\tau_{1max}=1/2(\sigma_1-\sigma_3)$），从而出现冲断、逆掩推覆为主的构造；晚期（约在上新世以来），随着高原隆升的加快，垂直应力强度增大，最大应力轴 σ_1 和最小应力轴 σ_3 将接近于水平面内，因而最大剪应力（τ_{2max}）以近于水平应力的走滑断裂为主（图7-9）。以上是假设高原整体作为一均一块体来考虑，实际上不同地段应力场的转换是复杂的，这里只能作一原则性解释，接近实际的解释要留待今后工作作出。

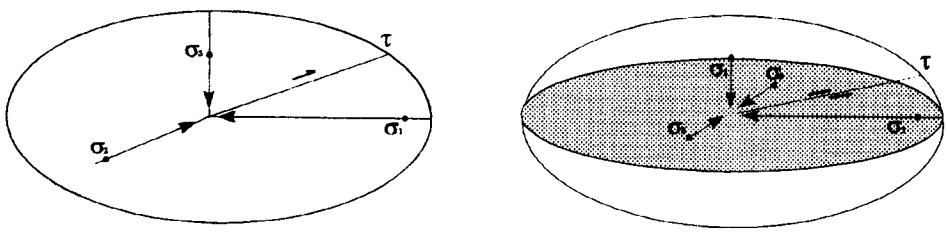


图7-9 青藏高原隆升早晚期应力场转换示意图

（据洪汉净图修改）

① 刘庆．1993．西藏西部新构造运动（博士论文）

② 洪汉净．1991．祁连山地区地震活动与青藏高原隆起关系（科研报告）

（二）周边刚性块体对高原地壳缩短、加厚和隆升的影响

以上提到，印度、扬子和塔里木—中朝三大刚性块体的挤压作用，是高原地壳缩短、加厚和隆升的重要因素，而印度板块的向北推挤起到主导作用。有关三大块体向高原的推挤应力场特征，目前只有印度板块向北挤压提供较多定量—半定量数据。主要是从古地磁以及 Cande、Pitman 和 Molnar 等的研究提供出的一些推算：约于更新世以来，印度板块向欧亚大陆以平均速率 50mm/a ~ 60mm/a 的推挤，而印度洋大体沿欧文（Owen）断裂带向“帕米尔犄角（构造结）”的推挤平均速率为 43mm/a；沿 90°E 断裂带向“印缅犄角（构造结）”的推挤平均速率较高，达 64mm/a（阿尔金活动断裂带课题组，1992）。但以上印度板块向北的推挤，对亚洲南部产生的效应各家认识不尽一致；Molnar 等的估算是：这一南来的挤压一直可影响到天山乃至阿尔泰。挤压力为高原南北逆冲作用所吸收，在天山吸收量达（13 ± 7）mm/a，阿尔金—昆仑山逆冲作用吸收量为（6 ± 4）mm/a，阿尔金走滑断裂带上的南北挤压分量的吸收量为（11 ± 7）mm/a，南边喜马拉雅逆冲作用吸收量较大，达 18mm/a。以上给出南北向缩短率为(48 ± 25)mm/a，与 Cande 和 Pitman 的推断接近（Dewey *et al.*，1990）。

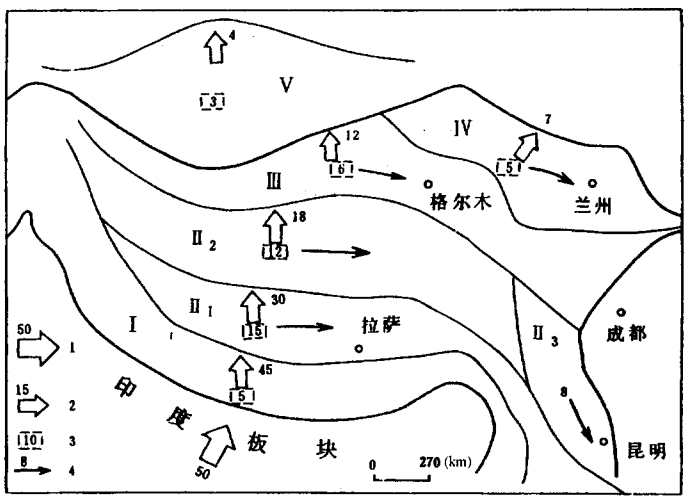


图 7-10　青藏高原各块体变形吸收量示意图

（引自阿尔金活动断裂带课题组）

1：印度板块运动矢量(mm/a)；2：高原各块体运动矢量(mm/a)；

3：各块体吸收量；4：块体滑移速率

但是阿尔金活动断裂带课题组的研究认为：这一南来的强大压力，使亚洲大陆南部发生纵向压缩变形和横向走滑运动；而阿尔金左旋走滑断裂，对南来挤压力起到阻挡作用，使之转换为北东向水平应力，因而向北传递到塔里木和天山的压应力已大大减弱，吸收量仅 3mm/a ~ 4mm/a，课题组按印度板块向北挤压为 50mm/a 计算，认为高原内的滑移变形运动是抵消（吸收）南来挤压应力的主要因素，因而与 Molnar 等认识和估算不一致。课题组估算值为：喜马拉雅块体滑移不明显，以挤压吸收量为主，约为 5mm/a，

其余各块体以滑移吸收量为主，分别为：冈底斯块体为 15mm/a，羌塘块体为 12mm/a，昆仑—柴木块体为 6mm/a，祁连块体为 5mm/a。传递到北面塔里木—天山仅有压应吸收量 3mm/a ~ 4mm/a（图 7-10），课题组强调向北挤压的缩减，认为与他们在天山和准噶尔调查估算这两地区向北运动速率分别为 3mm/a ~ 6mm/a 和 3mm/a 是一致的。总之，印度板块向北挤压应力在高原内部已被大量吸收，不是影响其北亚洲南部（新疆等地区）以及中国东、北部等的主要力源。

三、促使青藏高原地壳缩短、加厚和隆升的深部地质作用

继中法合作喜马拉雅考察地球物理探测之后，近 10 年来在高原开展了较多地球物理测深的研究，主要有：①亚东—格尔木断面综合地质、地球物理的调查；②中美合作宽频带数字化地震测深；③中美等合作 INDEPTH 第Ⅰ期和第Ⅱ期研究；④中法合作天然地震岩石圈探测；⑤中美加 MT 探测等。此外，国内外地球物理学家还在高原及邻区进行了三维地震层析成像探测等工作。以上工作对了解高原地壳—岩石圈上地幔结构、新构造特征等有着重要意义。但就现有掌握资料，各家数据和提供模式存在分歧，甚至有较大差异，如莫霍界面的深度、低速层（地壳分层）的划分等。藏北岩石圈上地幔是否存在等重大问题，至今认识分歧，无足够资料予以论断。因而本节仅根据已掌握的部分地球物理测深资料，从“多阶段、多层次、多成因”角度，论述高原地壳缩短、加厚和隆升机制及模式。

（一）不同层次构造变形，对高原地壳缩短、加厚和隆升的控制作用

中法合作调查队在较大范围内爆破地震测深结果表明：在 10km ~ 30km 处（P 波 5.6km/s ~ 5.7km/s）和 50km ~ 60km 处（P 波为 6.0km/s ~ 6.1km/s）有两个低速低阻层，它们分别作为高原上、中、下地壳分界；这一结果与天然地震低 Q 值特征基本一致；据报导（冯锐等，1985）高原地壳内存在两个显著的衰减层，分别于 13km ~ 33km（QR 为 65 ~ 130）和 45km 以下（QR 为 18 ~ 110）。上面数据表明：10km ~ 30km 的低速、低阻层和低 Q 值层作为地壳内（上、下或中地壳）的分界已无问题；而 50km ~ 60km 处的低速、低阻层和 45km 以下的低 Q 值层，是否看作同一层，认识不一致；目前我们暂采用前者为上、下地壳分界。中法合作爆破地震结果还显示高原存在数千米到十数千米厚的壳幔过渡层。第一低速层，反映了上地壳底部存在折离面（decoupling level），上地壳各断裂带归并、终止于此面内；上地壳是通过脆性变形为主的冲断、逆掩叠覆等构造促使地壳缩短、加厚和抬升的。

近几年，中、下地壳和上地幔流变学以及岩石组构与地震波速的实验测试和对比研究表明：20km 以下到莫霍界面，V_p 平均数值为 6.11km/s ~ 7.5km/s，大体相当于片麻岩相和麻粒岩相组成的中、下地壳；这一波速与高原各家测深数据，即 20km ~ 30km 以下 V_p 为 6.1km/s、6.2km/s、7.2km/s、7.42km/s（肖序常等，1988）大致相当，代表高

原地壳的中、下部位。上述实验测试和对比研究指出，随着围压和温度的升高，中、下地壳的应变速率（S^{-1}）和泊松比也将增大，促使该层以韧、塑性变形为主。因而促使高原地壳缩短、加厚，必然也是以塑性变形构造为主。

（二）深部热效应对高原地壳加厚和隆升的控制作用

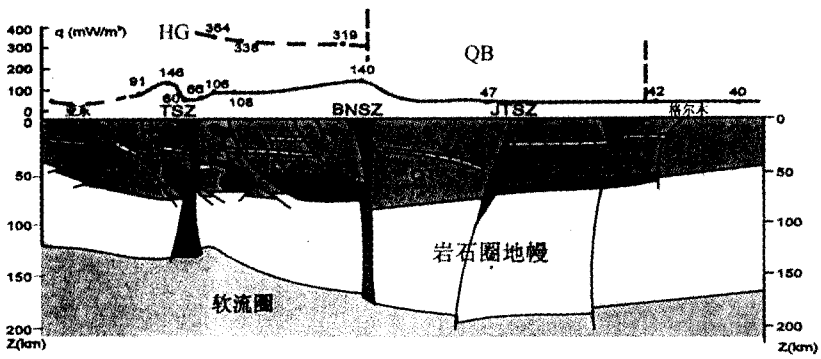
（1）热源直接信息：20 世纪 80 年代中法合作考察及亚东—格尔木断面综合考察，提供了较详细高原热流值数据（沈显杰，1992），高原本部具有较高热流值，特别是中南部：q 为 91mW/m^2 ~ 146mW/m^2，最高值可达 364mW/m^2，但往南尼泊尔加德满都地区和往北柴达木地区分别降低到 71mW/m^2 和 70mW/m^2，低值乃至 40mW/m^2（图 7-11a）。沈显杰强调，高原岩石圈底熔减薄和底部增热效应，促使地壳重融和岩浆形成，是高原地壳加厚和隆升的因素之一。

（2）热源间接信息：除上述提到高原两个低 Q 值层外，利用高原天然地震资料求得的 Q 值，无论是 P 波或 S 波或面波的 Q 值都非常小，$Q_s = 25$，$Q_p = 150$，面波得出的 QR 值，10s ~ 15s 为 150 ~ 30，40s ~ 100s 为 10 左右，而东北辽宁海城和邻区四川石棉地区所得出的 Q_p 值高达 620 和 560（冯锐等，1985）。

近几年，国内外进行了地震层析成像的研究（刘福田等，1989；周兵等，1991；曾融生等，1992；Francis *et al*.，1994），特别是 Francis、Wu（吴大铭）利用瑞利波和乐甫波提供的资料，清楚表明在 30s ~ 70s 内的波速（大体相当于高原地壳—上地幔）与其周边以及亚洲其他地区相比，显著偏低，平均低于地壳内波速 15%左右，但向南到喜马拉雅山及其以南地区，波速又显著升高①。

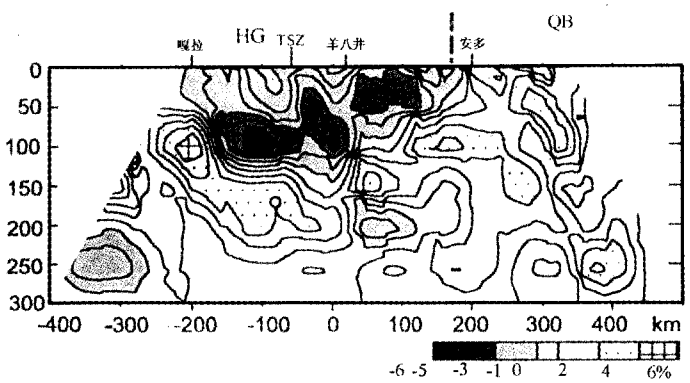
近年中法合作中地震层析成像探测研究也显示了高原低速、高导层（许志琴等，1996），特别是西藏中、南部也显示较大范围的低速、高导层（图 7-11b）。

值得提到的是，根据近年大地电磁测深结果（郭新峰等，1990；Chen Leshou *et al*.，1996），在西藏高原中、南部也出现了较大范围的低阻层，莫霍界面以上均小于 50Ωm（图 7-11c），较好的解释只能是这些地带存在大范围的热熔层。

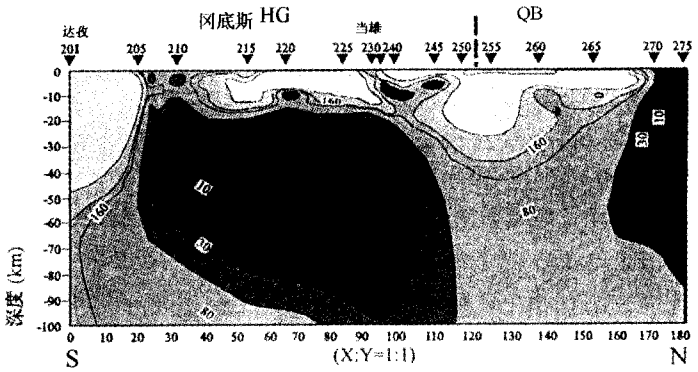


a. 青藏高原中南部热流值 q 分布（引自沈显杰等，1992）

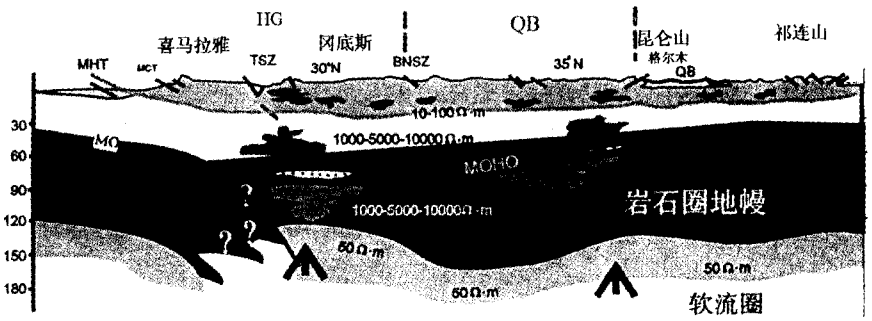
① Francis，Wu. 1996. 个人交流及手稿



b. 青藏高原中南部地震层析图（引自许志琴等，1996）



c. 青藏高原中南部 MT 探测
（引自 Chen Leshou *et al*，1996）



d. 青藏高原地壳-岩石圈上地幔结构与地壳缩短、加厚和隆升示意模式
（说明详见正文）

图 7-11　青藏高原地壳—岩石圈上地幔结构与地壳缩短、加厚和隆升示意模式

此外，据报导（滕吉文等，1985），天然地震 Lg 波穿过青藏高原时能量突减乃至消失。

以上异常高的热流值、显著低的 Q 值、三维地震层析成像清晰的极低波速、MT（大地电磁测深）大范围低阻层，以及 Lg 波的消失等充分说明：高原深部存在广泛低粘滞性层和高熔融热流的强烈活动，它们在高原形成过程中，不仅能增强地壳的蠕动变

形，造成地壳的缩短加厚，而且地壳的重融、热扩散将产生低密度空间，为上地壳的上浮、隆升提供有利条件。

（三）均衡调整对高原地壳缩短、加厚和隆升的控制作用

古近纪—新近纪以来高原通过上述各种变形构造、热力作用等，特别是在羌塘北部—可可西里地带形成了较厚地壳和岩石圈上地幔，具有强大的静载荷压，即令高原等效弹性板厚度巨大，也抗衡不住这一巨大静载荷作用，因而造成岩石圈的向下弯曲，呈现不均衡状态——软流层内“下沉山根”的形成，与“地表山隆”互成镜像形态；但到后期（上新世之后），印度板块向北挤压相对减弱（肖序常等，1988；Wyllie，1975）应力松弛，则引起均衡调整，“下沉山根”将逐渐抬升，高原呈现隆升；但这里要强调的是，高原地壳—岩石圈结构的不均一性、热扩散存在的差异等，在时间和空间上将出现隆升不一致。如喜马拉雅山区，现处于其北部隆升快的地区，出现大型正重力异常 $60\times10^5m/s^2\sim80\times10^5m/s^2$，引起许多地学家兴趣和关注；近年地震资料（包括 INDEPT 第Ⅰ期和第Ⅱ期），喜马拉雅山链的地壳厚度从 45km～75km，与高原中南部相比，不是最厚地区，但它隆升的快（见上文）和高，各家解释不一。我们认为：上新世以来一是南来挤压应力的减小，二是印度洋的向北挤压，主要应力强度指向东部“印缅犄角”地带和西部“帕米尔犄角”地带，喜马拉雅山带处于相对张弛地带，因而地幔深部物质（高重力）向上涌，壳下玄武岩层和镁铁—超镁铁物质增多，导致高正重力异常和山带的快速上升。但一些学者认为，由于印度板块继续向北下插，这一运动力不仅可支撑住喜马拉雅山带质量过剩，而且使之快速上升，对此目前认识不一，尚待今后工作修正。又如西藏高原中部冈底斯地体，较长期经受热作用，那里隆升可能以热扩散效应为主。向北西藏高原以北到昆仑以南地带，具有较厚岩石圈上地幔，似乎处于相对较慢隆升的均衡调整阶段。根据近年中法合作的地震层析成像结果，在这一带的昆仑山南存在远较高原中、南部为小的冠状低速层（许志琴等，1996），目前一般解释是，柴达木—塔里木地块以高角度作陆内俯冲，导致上地幔低度熔融，因而出现小范围低速层，可可西里地带碱性火山岩的喷溢可能与此有关。

四、结　　论

尽管目前对青藏高原地壳加厚、缩短和隆升尚有不少问题有待进一步深入研究，但我们将所获得的各项地质、地球物理资料，特别是大地电磁测深、深地震测深、地震层析成像、热流测量和地质资料进行综合对比研究后，对一些受关注问题可以得出以下几点认识（见图 7-11）。

（1）关于印度板块与青藏高原拼接碰撞带的结构、构造以及动力学特征，根据 20 世纪 80 年代初期和中期，20 世纪 90 年代初中期两轮地球物理探测，特别是近年 INDEPTH 的实施，从深反射探测和大地电磁测深以及动力反演等（Zhao *et al*.，1993；Chen Leshou *et al*.，1996），可以初步推断，印度板块未长距离向北楔入，而是受阻于雅鲁藏布江以北的热熔层，印度板块岩石圈—上地幔，于雅鲁藏布江以南约以 30°倾角向

北下插（INDEPTH 中重力初步资料等）（参阅图 7-11d）。

（2）关于青藏高原地壳缩短、加厚和隆升机制，作者再次强调在时空上具有“多阶段、多层次和多因素”的特征；其动力学机制受到三大力源的制约：

一是来自南面印度板块为主的挤压及其周边塔里木地块、扬子地块和中朝地块（地台）的滞后阻力，产生向高原内不均匀的汇聚挤压，导致高原内各块体位移速率的差异以及在空间上出现不同类型、层次的构造变形，是控制高原地壳缩短、加厚和隆升的基本因素。

二是高原内的热力作用、热效应，根据近年 MT 热流测量、深地震测深和层析成像等资料，可以清晰看出在高原中、南部的冈底斯及羌塘、唐古拉地体以南深部存在低阻（参阅图 7-11c）、低速和高导层（参阅图 7-11b）及高热流值（参阅图 7-11a），即这一带具有“热壳、热幔、厚壳”特征（参阅图 7-11d）。热力作用不仅能增强地壳的蠕动变形、造成地壳的缩短和加厚，而且可促使地壳发生重熔、热扩散，从而产生低密度空间，为地壳上浮、隆升提供有利条件。

三是均衡调整对高原的控制作用，新近纪以来高原通过上述各种变形构造以及热力作用，特别是在羌塘北部—可可西里地带形成了较厚地壳和岩石圈上地幔，具有强大的静载荷压，即令高原等效弹性板厚度巨大，也抗衡不住这一巨大静载荷压作用，因而造成岩石圈的向下弯曲，呈现不均衡状态，在软流圈内形成“下沉山根”与“地表山隆”互成镜像形态；但到后期上新世和更新世以后，除东面印缅犄角和西面帕米尔犄角仍保有较强挤压外，印度板块向北挤压相对减弱，压应力相对松弛，从而引起均衡调整，“下沉山根”将逐渐抬升，促使地壳上隆。

以上论据说明，青藏高原地壳缩短、加厚和隆升，既非“长距离楔入模式”、“推土机模式”，与 Zhao、Morgan 等所提模式也不一致，更非近年 Willett 等的“亚洲大陆以缓倾长距离向高原俯冲”模式。

（3）根据以上资料，对高原的形成和演化我们的设想是（参阅图 7-11d）：①早期（晚白垩世—渐新世）高原呈现拼接碰撞期缓慢隆升阶段；印度板块以缓倾角向北俯冲，受阻于雅鲁藏布江以北冈底斯一带低速、熔融层（参阅图 7-11d）。②主要在渐新世—中新世，高原以中等速率抬升，地壳缩短、加厚和隆升量不大；地壳上部脆性变形（以冲断、逆冲叠覆为主），促使地壳缩短和加厚。③上新世—更新世以来，高原隆升速率加快，是高原地壳缩短、加厚和隆升的主要时期；地壳出现脆性和脆韧性大型走滑断裂为主；地壳中、下部表现为韧性、塑性变形构造为主，促使高原地壳缩短、加厚和隆升。④在空间上，冈底斯—羌塘地带的隆升，受到较强热力作用的影响为主（参阅图 7-11）；晚期更新世以来，高原北部可可西里—昆仑山以南，山根的抬升、均衡调整，对隆升起到一定作用。

（4）青藏高原处于印度洋向北扩张的前沿地带，自古近纪—新近纪以来，一直受到南来为主的挤压应力的影响，同时它又对邻区产生一定影响；但南来的压应力分别为高原各块体间不同变形构造所吸收，特别是阿尔金走滑断裂，对南来挤压起到阻挡和转换作用，使南来挤压转变为北东水平力，而中国中东部（102°E）南北向构造带对南来的北东向挤压也起到阻挡作用；因而我们认为来自印度板块或印度洋向北扩张所产生的推

挤作用，对天山以北和 102°E 以东可能影响不大。联系到塔里木以北，天山—阿尔泰山至今尚未有确切的中新生代侵入岩（或较多岩浆活动）的报导，也间接说明南来挤压对天山无强烈影响。

（5）青藏高原地壳的缩短、加厚和隆升是几千万年来的地质历史演化，非线性演变过程；本章讨论中，地球物理资料、数据占有重要地位，但它们可能只反映新生代后期以来千百万年的深部地球物理状况，尚不可能确切地反映各地质时期高原地壳—岩石圈上地幔结构、构造演化的实际情况；因而有待于今后地球物理、地球化学、同位素年代学以及高温、高压试验技术等多学科相互渗透，提供更多数据和更接近于实际的深部地质过程的模拟。

参 考 文 献

阿尔金活动断裂带课题组．1992．阿尔金活动断裂带．北京：地震出版社，1～135

陈俊勇，张骥，刘允诺等．1994．珠峰及其北毗邻地区的地壳运动—重力场和大气折光．科学通报，39（13）：1204～1207

崔军文，武长得，朱红等．1990．青藏高原岩石圈变形及动力学．地质矿产部地质专报（19）．北京：地质出版社，100～102

崔之久．1981．古岩溶与青藏高原抬升．见：中国科学院综合地质考察队主编．青藏高原隆升时代，幅度和形式问题．北京：科学出版社，40～76

崔作舟，尹周勋，高思元等．1992．青藏高原速度结构与深部构造．见：地质专报五（第 15 号）．北京：地质出版社，60～92

翟永建，周姚秀．1989．华南和华北陆块显生宙的古地磁及构造演化．地球物理学报，32：292～307

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）：1497～1501

董学斌，王忠民，谭承泽等．1990．亚东—格尔木地学断面古地磁数据与青藏高原地体演化模式的初步研究．地科院院报，（21）：139～144

冯锐，周海南．1985．青藏高原地壳 Q 结构．地理物理学报，28（增刊 1）：174～184

郭新峰，张元丑，相淑贞．1990．青藏高原亚东—格尔木地学断面岩石圈电性研究．中国地质科学院院报，（21）：191～202

计宏详，黄万波，陈万勇等．1981．西藏三趾马动物群的首次发现及其对高原隆起的意义．见：中国科学院综合地质考察队主编．青藏高原隆起时代、幅度和形式问题．北京：科学出版社，19～25

李廷栋．1995．青藏高原隆升的过程和机制．地球学报，（1）：1～9

李燕平，李永安，张正坤等．1989．中国塔里木地块的视极移曲线．地质学报，（3）：193～202

林金录，D R Watts．1990．青藏高原的古地磁研究．见：中英青藏高原综合地质考察队主编．中英青藏高原综合地质考察专著．北京：科学出版社，242～281

刘福田，曲克信，吴华等．1989．中国大陆及其邻近地区地震层析成像．地理物理学报，32(3)：281～290

刘树根，罗志立，戴苏兰等．1995．龙门山冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降．地质学报，69（3）：203～213

刘顺生，张峰．1987．西藏南部地区的裂变径迹年龄和上升速度的研究．中国科学，B（9）：1000～1011
潘桂棠，王培生，徐耀荣等．1990．青藏高原新生带构造演化．地质专报，（9）：162
沈显杰．1992．青藏热流和地体构造热演化．地质专报，（14）：73～86
陶君容．1984．西藏第三纪植物群的演变和喜马拉雅区隆起活动的关系．见：喜马拉雅国际讨论会组委会主编．喜马拉雅地质．北京：地质出版社，9～11
腾吉文．1985．青藏高原地壳与上地幔地球物理研究概论．地球物理学报，28（增刊1）：1～15
吴功建，高锐，余钦范等．1991．青藏高原亚东—格尔木断面综合地球物理调查研究．地球物理学报，34：555～562
肖序常，李廷栋，李光岑等．1988．喜马拉雅岩石圈构造演化．北京：地质出版社，49～184
肖序常．1995．喜马拉雅—西藏高原的构造演化和隆升．见：Spencer D A *et al*．第10届HKT讨论会论文摘要．瑞士理工学院出版社，2（45）
徐钦琦．1992．青藏高原首次出现的古生物证据及其对全球的影响．见：中国青藏高原研究会主编青藏高原学术讨论会论文集．北京：科学出版社，296～302
徐叔鹰，张林源．1981．利用地貌分析法探讨唐古拉山地区隆升幅度和时代．见：中国科学院综合地质考察队主编．青藏高原隆升时代幅度和形式问题．北京：科学出版社，64～77
许志琴，姜枚，杨经绥．1996．青藏高原北部隆升的深部构造物理作用．地质学报，70（3）：195～206
云南地质矿产局．1990．云南省区域地质志．北京：地质出版社，44～70
曾融生，丁志峰，吴庆举等．1992．青藏高原地壳上地幔结构以及地球动力学的研究．地震学报，14（增刊）：522～533
章振根，成忠礼，赵劲松等．1987．西藏南迦巴瓦峰地区的变质岩年代学研究．科学通报，（2）：133～137
张连生，钟大赉．1996．从红河剪切带走滑运动看东亚大陆新生带构造．地质科学，31（4）：327～341
张青松，周耀飞，陆祥顺等．1991．青藏高原上升速度问题．科学通报，36（7）：529～531
钟大赉，Tapponnier P，吴海威等．1989．大型走滑断裂—碰撞后陆内变形的重要形式．科学通报，24（7）：562～569
周兵，朱介寿，秦建业．1991．青藏高原及邻区的S波三维速度结构．地理物理学报，34（4）：426～440
周姚秀，库尔提约，鲁连仲等．1984．西藏古磁研究的新结果．见：中法合作喜马拉雅考察队主编．喜马拉雅地质Ⅱ．北京：地质出版社，279～299
周姚秀，鲁连仲，韦斯特法尔等．1990．西藏古地磁研究与构造演化初步探讨．见：中国地质科学院主编．喜马拉雅岩石圈构造演化地质专报6号．北京：地质出版社，82～96
An Yin *et al*．1994．Tertiary structural evolution of the Gangdisethrust system SE Tibet．JGR，99，18157～18201
Argand．1924．La tectonique de l'Asie Proc．13th Int．Geol．Congr．Brussels，7，171 ～372
Avouac J P．1993．Kinematic model of active deformation in central Asia．Geophys Res．Letters，20(10)：859～898
Beghoul M，Barazangi M，lsacks B L *et al*．1993．Lithospheric structure of Tibet and WN America：Mechanism and a comparative study．J．Geophys．Res．，98：1997～2016
Bird P．1978．Initiation of Intracontinental subduction in the Himalayas．J Geophys．Res．，83：4975～4987
Burbank D W．1983．The Late cenozoic chronologic and Stratigraphic development of Kashimir intermontane basin，

NW Himalaya. Paleoclimatoloy, Paleoecology, 43, 205 ~ 243

Cerveny P F. 1988. History uplift and relief of the Himalaya during the past 18Ma. In: Cerveny P F *et al*. eds. New perspectives in basin analysis. New York: Springer-Verlag, 43 ~ 61

Chen Leshou, Booker J R *et al*. 1996. Colliding continents: Electrical conductivity structure of the Asia/India collision. 30th IGC Abst. (1): 196

Dewey J F, Chang Chengfa, R M Shackleton *et al*. 1990. The tectonic evolution of the Tibet plateau. In: Chang Chengfa *et al*. eds. Geological evolution of Tibet. Beijing: Science Press, 384 ~ 411

Francis T, Wu, A Levshin *et al*. 1994. Surface wave group velocity tomography of E. Asia. Physics of the Earth- and Planet Interiors, 84: 59 ~ 77

Harrison T M Copeland P, kidd W S F *et al*. 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663 ~ 1670

Hirn A, Jiang M, Sapin M *et al*. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. Nature, 375: 571 ~ 574

Kazunori Arita. 1995. Accelerating uplift since the Miocene and tectonics of the Nepal Himalayas. In: Spencer D A *et al*. eds. 10th Himalaya-Karakkoram Tibet Workshop. Switzerland: ETH Zurich, 11 ~ 14

Maurice K S, Zhai Yongjian. 1995. Paleomagnetic evidences from Sino-Korean and Yangtse platform. Acta Geophys. Sinica, 38: 34 ~ 45

Molnar P, England P, Martinod J 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. Rev. Geophys, 31 (4): 357 ~ 396

Nelson K D, Brown L D, Hauck M L *et al*. 1995. Initial results of INDEPTH Ⅱ (1994) deepcrustal profilling S. Tibet. In: Spencer D A *et al*. eds. 10th HKT Himalaya-kara koram Tibet Workshop. Switzerland: ETH zurich, 8 ~ 9

Pearce J A, Mei Houjun. 1990. Volcanic rocks of the Tibet Geotraverse. In: Chang Chengfa *et al*. eds. The Geological evolution of Tibet. Beijing: Science Press, 194 ~ 204

Tapponnier P, Proust F, Mercier J L *et al*. 1981. The Tibetan side of the India-Eurasia collision. Nature, 294, 405 ~ 410

Tapponnier P, Molnar P. 1976. Slip-line field theory and large-scale tectonics. Nature, 264, 319 ~ 324

Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H *et al*. 1993. The Ailao Shan/Red R. metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and S. China. Nature, 343 (6257): 431 ~ 437

Tapponnier P, Petzer G, Armijo R. 1986. On the mechanism of the collision between India and Asia. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 19: 115 ~ 157

Willett S D *et al*. 1994. Subduction of Asian lithospheric mantlebeneath Tibet inferred from models of continental collision. Nature, 369 (23) June: 642 ~ 645

Wyllie P J. 1975. The way the earth works: an introduction to the new global geology and its revolutionary development. New York: John Wiley & Sons Pub., 1 ~ 154

Zeitler P K *et al*. 1982. Fission-track evidence or Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. Nature, 298: 255 ~ 275

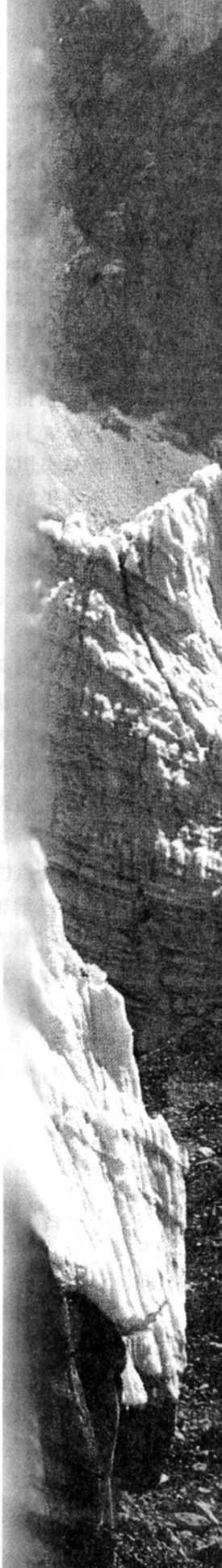
Zeitler P K. 1985. Cooling history NW. Himalaya. Tectonics, 4: 127 ~ 151.

Zhao W J, Project INDEPTH Team. 1993. Deep seismic reflection evidence for continental underthrusting beneath S. Tibet. Nature, 366: 557 ~ 559

Zhao W L, Morgan W J. 1985. Uplift of Tibetan Plateau. Tectonics, 4 (4): 359 ~ 369

第八章
青藏高原区域应力场的探讨

郑英龙



长期以来，青藏高原一直是国内外地质、地球物理学家们竞相研究的对象。近年来，取得愈来愈丰富和系统的实际资料，提出了各式各样的推论、假说或模式。这些模式按力学机制主要可分为三类：①以印度板块挤压力为动力源的俯冲、碰撞模式。如滑线场模式（Tapponnier *et al*., 1976）、推挤模式（England *et al*., 1982; Vilotte *et al*., 1982; 钟嘉猷，1988）、菱形块体模式（Rothery *et al*., 1984）及俯冲和俯冲碰撞模式（Powell *et al*., 1973; Bird, 1978; Seeber *et al*., 1981a; 常承法等，1982; 李廷栋等，1985; 滕吉文，1985）。②以垂直方向负荷力为动力源的重力作用模式。如重力流扩展模式（周玖等，1983）、深源力作用模式（Zorin *et al*., 1979）。③注重水平向挤压又考虑垂直方向负荷作用的双向挤压模式。如 Burchfiel 的双向挤压模式（Burchfiel *et al*., 1985）。这些模式都在不同程度上以其自身所持有的观点对青藏高原内部及其周边复杂的地质构造现象发挥了其解释作用，同时也因存在这样、那样的缺点，其解释结果尚不能完全为人们所接受。

持第一类模式的学者或多或少地忽视垂直方向负荷力的作用。其实，对于青藏高原这样高的海拔地区，仅地形引起的负荷便可达 100MPa 以上，若考虑地壳的上浮力，虽然上下夹挤负荷作用下在高原内部产生的扩展应力较小，但在高原边缘却可产生高达 100MPa 以上的水平挤压应力。而来自印度板块的挤压应力据估计不足 50MPa（Artyushkov, 1973; 汪素云等，1980），而且这种侧向挤压力传递的距离有限（罗焕炎等，1982）。因此，忽视垂直方向负荷力的影响是不适宜的。持第二类模式的学者忽视印度板块挤压力的作用。这种挤压力现今对高原所起的作用虽小于负荷力的作用，但上新世晚期之前在高原隆起高度不大的情况下，其作用远胜过负荷力的作用。因此，能否忽略印度板块挤压力的影响还应考虑其作用历史，加之近期仍不能不考虑这种挤压力，这样忽视这种力也是不适宜的。持第三类模式的观点较为客观，因为这两种力点是同时存在的。但主张这种模式的研究者为数不多。Burchfiel 等提出这一模式企图解释高喜马拉雅地区以北中新世至早上新世产生的正断层，他们利用 5km 的高度作为青藏高原的海拔，但当时海拔高度不足千米，不可能由重力滑塌作用形成这类断层。因此，他们的解释并不成功。

鉴于上述特点，我们认为对这两种力长期以来一直没有较满意地综合考虑。另外，前人所建立的力学模式更注意高原面上的应力分布的讨论，对应力随深度的变化问题无从讨论或最多只是定性地描述。这不仅为应力的空间分布及其与层状介质变形特征的研究留下问题，对于确定地震活动的强弱程度、地震集中分布的可能位置也不可能达到更可靠的程度。而且浅层的地质现象除与自身的应力分布关系密切外，与深层的应力也有一定联系，深层的地质现象也同样如此。因此，研究青藏高原应力随深度的变化情况，有助于说明地质构造现象的动因，也有助于确立一种能较完满地解释高原地壳缩短、增厚、隆升及伴随的一系列复杂现象的模式。

本章从传播矩阵原理出发，以青藏高原垂直方向受夹挤负荷作用为边界条件，根据力学上的叠加原理，将传播矩阵解与弹性受压的薄板理论解相叠加作为岩石圈应力的实际结果。依据各地体的应力分布特征讨论青藏高原的地震活动性、地震集中分布与介质的变异带、低速低阻层的关系及其他地质问题，并给出高原成因的一种可能模式。

第一节　岩石圈模型应力计算的数理方法

青藏高原岩石圈应力分布受四个方面的影响。其一，为垂直方向上的负荷作用引起；负荷作用考虑其两种情况：一为地形施加的负荷及岩石圈上面物质的负荷。一为岩石圈底层所承受的上浮力。这两种负荷力相对高原内部岩石圈密度不均匀体引起的外加负荷力要大得多。因此不考虑高原内部密度不均匀体不至于对结果产生太大的影响。由垂直方向夹挤负荷产生的应力可以借用传播矩阵法确定其应力分布。其二，为来自印度板块的挤压力作用引起。此类力引起高原内部的应力分布可根据弹性板理论确定其解。其三，为青藏高原岩石圈弯曲产生的应力。这种应力还与岩石圈原始弯曲有关，但原始弯曲较现今巨大的负荷力和印度板块挤压力作用造成的弯曲要小得多，因此可忽略其影响而只考虑后两种因素引起的应力。其四，为热作用引起。后两种因素引起的应力目前考虑的尚少，这里忽略其影响。

另外，软流圈对流或岩石圈与软流圈的相互运动可在岩石圈底部引起剪切应力。岩石圈在剪切应力作用下产生的最大应力可示为（Bott *et al*.，1979）：

$$\delta_{\max} = \frac{\tau D}{L}$$

其中 τ 为软流圈由于对流或岩石圈相互运动在岩石圈底部产生的剪切应力，D 为对流圈的水平距离（对流圈的宽度或大小），L 为岩石圈厚度。对于青藏高原，若假定软流圈的对流环宽度 D 为2 000km，岩石圈厚度 L 为 140km，岩石圈底层剪切应力为 1MPa（Schubert *et al*.，1978），则由软流圈作用引起的最大应力为 14MPa。显然，这种应力量值较小。事实上如此大规模的对流能否存在是值得怀疑的。若对流环规模较小，则产生的应力也要相应减小。因此，可忽略这种剪切应力对岩石圈所施加的影响而只考虑软流圈的上浮力作用。在计算中将不考虑岩石圈底层的剪切应力的作用。

一、传播矩阵解法确定夹挤负荷作用下的应力

弹性介质在引力场中的运动方程可表示为（Dahlem，1968）：

$$\nabla \cdot \boldsymbol{T} = [\rho(x,y,z)\cdot \boldsymbol{g}(x.y.z)\nabla \cdot - \boldsymbol{u}(x,y,z)]\cdot \nabla[\boldsymbol{g}(x,y,z)\cdot \boldsymbol{u}(x,y,z)] \tag{1}$$

其中 $\boldsymbol{g}$（$x.\ y.\ z$）为重力加速度矢量，$\boldsymbol{u}$（$x.\ y.\ z$）为变形位移，ρ（$x.\ y.\ z$）为介质密度，$\boldsymbol{T}$（x，y，z）为变形应力张量。(1) 式的分量形式为：

$$T_{ij,i} = \rho g u_{i,j}\delta_{3,j} - \rho g u_{3,j} \tag{1'}$$

弹性介质满足胡克定律

$$T_{i,j} = \lambda u_{k,k}\delta_{i,j} + \mu\ (u_{i,j} + u_{j,i}) \tag{2}$$

$\boldsymbol{T}$ 为变形应力张量；i、j、k 为单位矢量；λ、$\boldsymbol{u}$ 为位移分量；μ 为弹性参数；ρ 为介质密度。

傅氏变换形式可表为：

$$f(k_x, k_y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty}\int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y, z)\mathrm{e}^{-ik_x x}\mathrm{e}^{ik_y y}\mathrm{d}x\mathrm{d}y$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = ik_x f \qquad \frac{\partial f}{\partial y} = ik_y f$$

对(1′)、(2)取傅氏变换可得微分矩阵方程

$$\frac{\partial}{\partial_z}\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \\ T_{xz} \\ T_{yz} \\ T_{zz} \end{bmatrix} =$$

$$\begin{bmatrix} 0 & 0 & -ik_x & -\mu^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -ik_y & 0 & \mu^{-1} & 0 \\ -\dfrac{\lambda k_x i}{\lambda+2\mu} & \dfrac{\lambda k_y i}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & 0 & \lambda+2\mu \\ \dfrac{4\mu(\lambda+\mu)k_x^2}{\lambda+2\mu}+\mu k_y^2 & \dfrac{\mu(3\lambda+2\mu)k_x k_y}{\lambda+2\mu} & -\rho g k_{xi} & 0 & 0 & -\dfrac{k_x\lambda_i}{\lambda+2\mu} \\ \dfrac{\mu(3\lambda+2\mu)k_x k_y}{(\lambda+2\mu)} & \dfrac{4\mu(\lambda+\mu)k_y^2}{\lambda+2\mu}+\mu k_x^2 & -\rho g k_{yi} & 0 & 0 & -\dfrac{k_y\lambda_i}{\lambda+2\mu} \\ \rho g k_{xi} & \rho g k_{yi} & 0 & -ik_x & -ik_y & 0 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} \mu_x \\ \mu_y \\ \mu_z \\ T_{xz} \\ T_{yz} \\ T_{zz} \end{bmatrix} \tag{3}$$

若为二维情况则：

$$\frac{\partial}{\partial z}\begin{bmatrix} u_x \\ u_z \\ T_{xz} \\ T_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -ik & -\mu^{-1} & 0 \\ \dfrac{-\lambda k i}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & (\lambda+2\mu)^{-1} \\ \dfrac{4\mu(\lambda+\mu)\mu k^2}{\lambda+2\mu} & -\rho g k i & 0 & \dfrac{\lambda k_i}{\lambda+2\mu} \\ \rho g k_i & 0 & k_i & 0 \end{bmatrix}\begin{bmatrix} u_x \\ u_z \\ T_{xz} \\ T_{zz} \end{bmatrix} \tag{4}$$

$\omega = (iu_x,\ u_z,\ iT_{xz},\ T_{zz})^T$，(4) 式则为：

$$\omega^1 = Mw \tag{4′}$$

其中 w 为：

$$\begin{bmatrix} 0 & k & \mu^{-1} & 0 \\ -\dfrac{k\lambda}{\lambda+2\mu} & 0 & 0 & \dfrac{1}{\lambda+2\mu} \\ \dfrac{4\mu k^2(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu} & k\rho g & 0 & \dfrac{k\lambda}{\lambda+2\mu} \\ k\rho g & 0 & -k & 0 \end{bmatrix}$$

(4′) 式的解为：

$$w\ (k,\ z)\ = e^{M(z-z_0)}w\ (k,\ z_0)$$

对于多层介质解可表为递推公式形式（图 8-1）：

$$w\ (k,\ z_0)\ = e^{M_1(z_0-z_1)}e^{M_2(z_1-z_2)}\cdots e^{M_n(z_{n-1}-z_n)}w\ (k,\ z_n) \tag{4''}$$

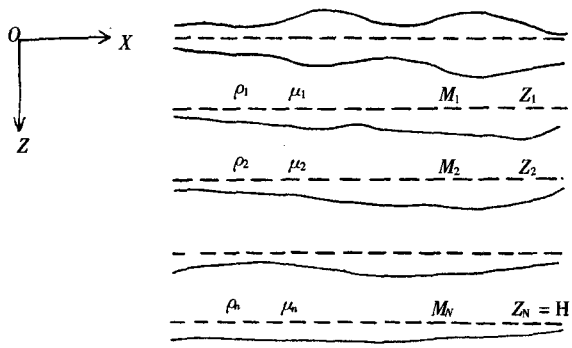


图 8-1　多层介质变形示意图

其中 M_1、M_2……M_n 分别为不同层的常数矩阵（$z_i - z_{i-1}$）为第 I 层的厚度。用插值多项式表示指数项，则：

$$Q = e^{M(z-z_0)} = \frac{(M-\lambda_2 I)(M-\lambda_3 I)(M-\lambda_4 I)}{(\lambda_1-\lambda_2)(\lambda_1-\lambda_3)(\lambda_1-\lambda_4)}e^{\lambda_1(z-z_0)} + \frac{(M-\lambda_1 I)(M-\lambda_3 I)(M-\lambda_4 I)}{(\lambda_2-\lambda_1)(\lambda_2-\lambda_3)(\lambda_2-\lambda_4)}e^{\lambda_2(z-z_0)} + \frac{(M-\lambda_1 I)(M-\lambda_2 I)(M-\lambda_4 I)}{(\lambda_3-\lambda_1)(\lambda_3-\lambda_2)(\lambda_3-\lambda_4)} \cdot e^{\lambda_3(z-z_0)} + \frac{(M-\lambda_1 I)(M-\lambda_2 I)(M-\lambda_3 I)}{(\lambda_4-\lambda_1)(\lambda_4-\lambda_2)(\lambda_4-\lambda_4)}e^{\lambda_4(z-z_0)} \tag{5}$$

其中：

$$\lambda_{1,2} = \pm\left[k^2 + \frac{k\rho g(1+v)}{E}\left(\frac{2(1-2v)}{(1-v)}\right)^{0.5}\right]^{0.5}$$

$$\lambda_{3,4} = \pm\left[k^2 + \frac{k\rho g(1+v)}{E}\left(\frac{2(1-2v)}{(1-v)}\right)^{0.5}\right]^{0.5}$$

应用插值多项式（5），并取 $z_0=0$，对于多层介质则：

$$W(K,0) = Q_1\ Q_2\cdots Q_n W(K,H) \tag{6}$$

对于岩石圈二、三、四层模式，（6）式分别成为：

$$\begin{aligned} W(K,0) &= Q_1\ Q_2\ W(K,H) \\ W(K,0) &= Q_1\ Q_2\ Q_3\ W(K,H) \\ W(K,0) &= Q_1\ Q_2\ Q_3\ Q_4\ W(K,H) \end{aligned} \tag{7}$$

对于青藏高原承受夹挤负荷作用下的边界条件可规定为：

$$\begin{cases} \bar{T}_{xz}(K,0)=0 \\ \bar{T}_{xz}(K,H)=0 \\ \bar{T}_{zz}(K,0)=-\rho_t\int_{+\infty}^{+\infty}(f(\chi)+u_2(\chi_1 o))\rho^{-ikx}dx \\ \bar{T}_{zz}(K,H)=-\rho_m g\bar{u}_z(K,H) \end{cases} \tag{8}$$

其中：$f(\chi)$ 为负荷函数，ρ_t 为负荷物质密度，ρ_m 为软流层物质密度。(8) 式中的前两项表岩石圈的上、下表面剪切应力为 0，后两式表示岩石圈上表面所承受的地形负荷及岩石圈下凹部分物质负荷引起的垂向应力和下表面所承受的地幔浮力作用产生的垂向应力。

由 (7)、(8) 两式可求得二、三、四层介质情况下的位移和应力。根据傅氏逆变换式：

$$f(x,z)=\frac{1}{2\pi}\int_{+\infty}^{+\infty}f(k,z)e^{ikx}dx$$

可将计算的位移和应力作傅氏逆变换（计算时取离散形式），得到岩石圈受夹挤负荷作用下的最终结果。

二、弹性板理论确定水平挤压作用下的应力

表述岩石层受水平和垂向载荷作用下的弯曲方程式为（Turcotte，1982）（图 8-2）：

$$D\frac{d^4 l}{d\chi^4}+P\frac{d^2 l}{d\chi^2}=\Delta\rho gl=q_a(\chi) \tag{9}$$

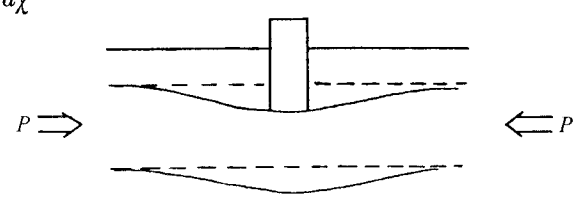


图 8-2　岩石圈受水平、垂直力作用弯曲图

方程 (9) 其中 l 为弹性板偏离水平位置的值，$q_a(\chi)$ 为外加负荷，P 为水平挤压力，$\Delta\rho$ 为弹性板之下与之上物质的密度差，$D=\frac{Eh}{12(1-\upsilon)}$ 为弹性板刚度，h 为弹性板厚度，υ 为泊松比。

对于弹性板板缘受力和力矩作用的弯曲方程 (9) 式的解为：

$$l=e^{-\alpha x}(c_3 c\cdot s\beta\chi+c_4\sin\beta\chi)$$

其中：

$$\alpha=\sqrt{\frac{2\sqrt{\Delta\rho Dg}-P}{4D}}$$

$$\beta=\sqrt{\frac{2\sqrt{\Delta\rho Dg}-P}{4D}}$$

$$C_3 = -\frac{N}{D}\cdot\frac{\beta(D\beta^2 - 3\alpha^2 D - P)}{2\alpha^2\beta^3 D + \alpha^4\beta P - \alpha^2\beta P - P\beta^3 + D\beta^5}$$

$$C_4 = \frac{N}{D}\frac{\alpha(D\alpha^2 - 3\beta^2 D + P)}{2\alpha^2\beta^3 D + \alpha^4\beta D - \alpha^2\beta P - P\beta^3 + \beta D^5}$$

其中 N 为外加力矩。弹性板弯曲应力为：

$$\sigma_{xx} = -\frac{E}{1-\upsilon^2}z\frac{d^2 l}{d\chi^2} \tag{10}$$

对于多层弹性板，杨氏模量和泊松比可表示为（Zhang *et al.*，1988）：

$$\begin{cases} E = \sum_{j=1}^{n} h; E; / \sum_{j=1}^{n} h \\ v = \sum_{j=1}^{n} h; v; / \sum_{j=1}^{n} h \end{cases} \tag{11}$$

由于弹性板理论不考虑自重的影响，所以弹性板模拟实际岩石圈模式不够准确。传播矩阵解可弥补这一缺陷，但它对水平挤压力作用的情况不能在矩阵方程中表现出来，而弹性板模式却能解决此点。因此，若将两种方法结合使用，可取长补短。结合或联系两种方法的纽带是应力的叠加原理。根据应力的叠加原理，可将传播矩阵解与弹性板理论解进行叠加作为接近实际的结果。

三、确定岩石圈的最大剪切应力和破裂应力

根据岩石破裂的最大剪应力的准则，最大剪应力为：

$$T_{ss} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \tag{12}$$

其中：

$$\sigma_1 = \frac{T_{xx} + T_{zz}}{2} + \left[\frac{(T_{xx} - T_{zz})^2}{4} + T_{xz}^2\right]^{0.5}$$

$$\sigma_2 = \frac{T_{xx} + T_{zz}}{2} + \left[\frac{(T_{xx} - T_{zz})^2}{4} + T_{xz}^2\right]^{0.5}$$

根据库仑破裂准则：$|\tau_f| = \tau_0 + f\sigma_n$

其中$|\tau_f|$为岩石剪切面的抗剪强度，τ_0 为岩石固有剪切强度，f 为岩石内摩擦函数，δ_n 为剪裂面上的正应力。破裂应力 τ_0 可表为：

$$\tau_0 = \frac{\delta_1}{2}[(f^2+1)^{1/2} - f] - \frac{\sigma_3}{2}[(f^2+1)^{1/2} + f] \tag{13}$$

库仑破裂准则较最大剪应力准则更接近实际，因为岩石受力时并不是沿着剪应力达到最大值时破裂的，而是沿着剪应力与正应力达到最不利组合的某一面产生破裂。

地震的发生取决于地壳或地幔物质剪切破坏的物理条件（本构关系）以及该处的应力条件。一般认为，同一深度的物理条件大致不变，因而最大剪切应力大的部位容易发生破裂。我们可根据所求得的最大剪切应力的相对大小来判别最可能发生地震的部位和地震可能达到的强度。实际上库仑破裂准则较最大剪应力准则更接近真实情况，因为岩石受力时并不沿剪切应力达到最大时破裂的，而是沿着剪切应力与正应力达到最不利组合的某一面产生破裂（存在内摩擦问题）。因此，相对来说更应利用库仑破裂准则求得

的结果作为判断之用。但事实上两者差别不大，这样我们可以利用两种结果结合考虑。

四、方法的实施

根据边界条件（8），并将其代入矩阵方程（6）则：

$$\begin{bmatrix} iu_x(k,0) \\ u_z(k,0) \\ -\rho g\int_{-\infty}^{+\infty}(fx)+u_z(k_10))e^{-ikx}dx \end{bmatrix} = Q_1Q_2\cdots Q_n\begin{bmatrix} iu_x(K,H) \\ u_x(K,H) \\ 0 \\ -\rho_m g u_z(K,H) \end{bmatrix} \tag{14}$$

为求得位移 u_x（k，0）、u_z（k，0）、u_x（K，H）、u_z（k，H）可分出实部与虚部分别进行求解：

$$u_x(k,0)=u_{x1}+u_{x2} \qquad u_x(k,H)=u_xH_1+u_xH_2i$$

$$u_x(k,0)=u_{z1}+u_{z2}i \qquad u_z(k,H)=u_zH_1+u_zH_2i$$

$$\int_{+\infty}^{+\infty}f(\chi)e^{-ikx}d\chi=F_1+F_{2i}$$

则（14）式成为以下两式：

$$\begin{bmatrix} -ux_2 \\ uz_1 \\ 0 \\ -g\rho_tF_1-g\rho_tuz_2 \end{bmatrix} = Q_1Q_2\cdots Q_n\begin{bmatrix} -uxH_2 \\ uxH_1 \\ 0 \\ -\rho_m g u_zH_1 \end{bmatrix} \tag{15}$$

$$\begin{bmatrix} -ux_1 \\ uz_2 \\ 0 \\ -g\rho_tF_2-g\rho_tuz_2 \end{bmatrix} = Q_1Q_2\cdots Q_n\begin{bmatrix} -uxH_1 \\ u_zH_2 \\ 0 \\ -\rho_m g u_zH_2 \end{bmatrix} \tag{16}$$

设 $Q_1Q_2\cdots Qn$ 为：

$$Q_1Q_2\cdots Q_n=\begin{bmatrix} a_{11}a_{12}a_{13}a_{14} \\ a_{21}a_{22}a_{23}a_{24} \\ a_{31}a_{32}a_{33}a_{34} \\ a_{41}a_{42}a_{43}a_{44} \end{bmatrix}$$

则（15）、（16）式成为：

$$\begin{bmatrix} a_{11}(a_{12}-a_{14}\rho_mg) & -1 & 0 \\ a_{21}(a_{22}-a_{24}\rho_mg) & 0 & -1 \\ a_{31}(a_{32}-a_{34}\rho_mg) & 0 & 0 \\ a_{41}(a_{42}-a_{44}\rho_mg) & 0 & \rho_t \end{bmatrix}\begin{bmatrix} u_xH_2 \\ u_zH_1 \\ u_{x1} \\ u_{x2} \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ -\rho_tgF_2 \end{bmatrix} \tag{17}$$

$$\begin{bmatrix} a_{11}(a_{12}-\rho_mga_{14}) & -1 & 0 \\ a_{21}(a_{22}-\rho_mga_{24}) & 0 & -1 \\ a_{31}(a_{32}-\rho_mga_{34}) & 0 & 0 \\ a_{41}(a_{42}-\rho_mga_{44}) & 0 & g\rho t \end{bmatrix}\begin{bmatrix} uxH_1 \\ u_zH_2 \\ ux_2 \\ uz_1 \end{bmatrix}=\begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ -\rho_tgF_1 \end{bmatrix} \tag{18}$$

根据（17）、（18）式可求出傅氏变换的位移的实部和虚部，由此位移可求得应力的傅氏变换式（根据传播矩阵）。对位移和应力作傅氏逆变换后即得所需要的结果。然后由各分量应力求最大剪应力和破裂应力。

第二节　青藏高原岩石圈应力分布特征及其地质意义

借用现有的地球物理资料特别是地震测深资料，根据：

$$\begin{cases} v_s = \sqrt{\dfrac{\mu}{\rho}} \\ v_p = \sqrt{\dfrac{2\mu + \lambda}{\rho}} \\ \lambda = \dfrac{E\upsilon}{(1+\upsilon)(1-2\upsilon)} \\ \mu = \dfrac{E}{2(1+\upsilon)} \end{cases}$$

式中 v_s、v_p 分别为横纵波波速，μ 为刚性模量，λ 为拉梅常数，可获得各弹性层的弹性常数。又采集已知的地形高度值作为表层负荷资料，根据上述方法可编制计算和绘图程序进行计算和绘图。

一、青藏高原岩石圈应力分布特征

岩石圈应力分布情况我们分别按受垂向夹挤负荷、垂向夹挤负荷加青藏高原雅鲁藏布江俯冲端受外力矩（Molnar，1984）、垂直方向夹挤负荷加青藏高原南缘受挤压力和外加力矩作用的 3 种情况进行考虑。又按总厚度为 80km 和 115km 的层状弹性介质而归为两大类。规定附图中 3 个应力分量偏虚线左为挤压应力，偏虚线右为拉张应力。

据地震测深及面波资料，四层模式更符合实际情况，模型所得到的岩石圈应力分布应更合理。但对于岩石圈的不同分层及厚度，求得的应力分布特征不失为一般性。有鉴于此，我们仍对厚度为 80km 的模式进行简单描述，图件从略。

（一）岩石圈厚度为 80km 时各模式应力分布特征

（1）垂直方向夹挤负荷作用下，二层、三层、四层模式的剪应力分量 T_{xz1}，垂直方向正应力分量 T_{zz}的特征相同，剪应力分量在岩石圈顶和下底为 0，中层内部达极大值，但量值小并从南到北不断改变方向。垂直方向正应力分量总体上随深度变化均匀，剖面南端挤压应力小，直至转变为拉张应力，向北逐渐增大，表层达到最大值，这主要由夹挤负荷大小的变化决定。从分量 T_{xz1}、T_{zz}反映不出介质性质的差别及各模式的不同特点，因而地质意义不大。

（2）水平正应力分量 T_{xx}介质的响应敏感，各模式差别较大。二层模式的水平正应力在剖面南北以拉张为主，中部上层挤压下层拉张，弹性介质的分界面及上表层是岩石

圈受挤压或拉张的极大位置。三层模式的水平正应力总体上仍是剖面南北以拉张为主，中部上层挤压下层拉张，但量值与二层模式差别较大，且形态明显表现为三层在两弹性介质的分界面及上表面是应力的极大值位置。四层模式的水平正应力总体特征与二、三层同，但量值和形态存在较大差别，四层模式的形态主要表现为4层在三个弹性分界面及上表面是应力的极大位置，低速低阻层内部是应力极小值位置。

（3）最大剪应力与破裂应力对于同一模式形态接近，不同模式则差异较大。各模式的共同特点是，在弹性介质的分界面及岩石圈上表面是应力取得极大值位置，不同点是各模式的弹性分界面个数不同，出现极大值的个数也不同。另外，四层模式的低速低阻层内部是两种应力出现极小值的位置。

（二）岩石圈厚度为115km的四层模式应力分布特征

（1）剪切力分量 T_{xz} 垂直方向正应力分量 T_{zz} 形态特征与上述情况相似，进一步说明此两分量地质意义不大。水平应力分量则差别较大。对于俯冲模型（图8-3、表8-1），弹性分界面和上表面应力的极大值更大，曲线清晰显示弹性介质的四个分层，低速低阻

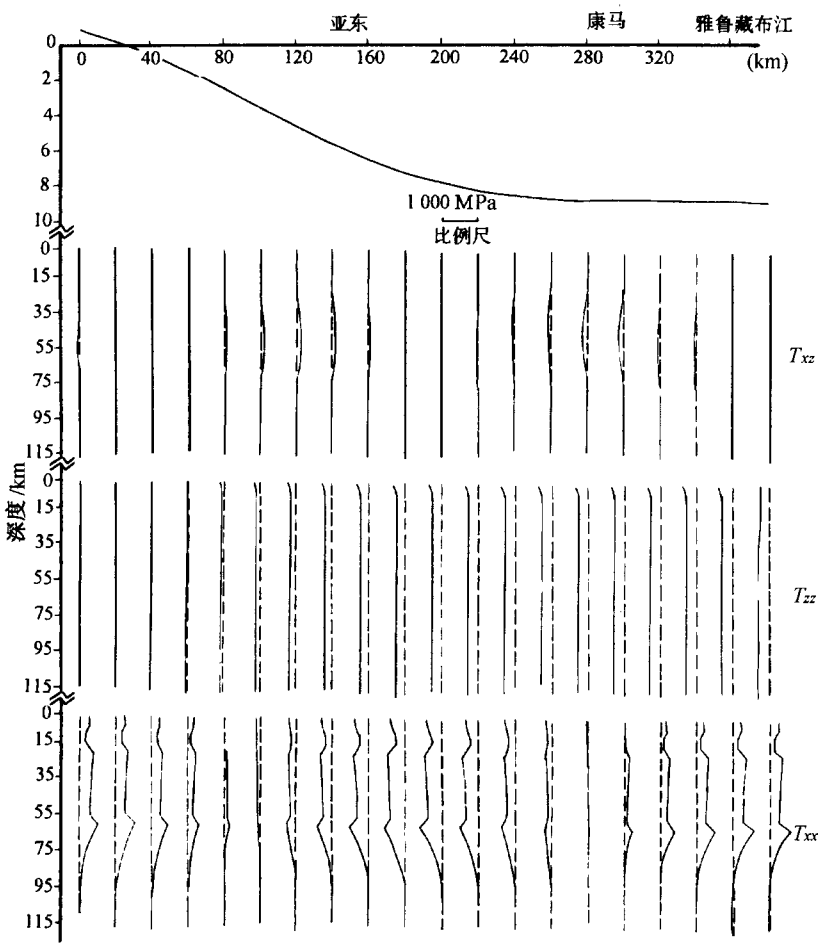


图8-3 藏南及喜马拉雅岩石圈应力分布图

表 8-1　　俯冲模型（说明图 8-3）

模式 \ 层号		1	2	3	4
参数	波速 V_p/（km·a^{-1}）	3.5	2.7	3.88	4.8
	密度/（g·cm^{-3}）	2.7	2.8	2.9	3.35
	杨氏模量/GPa	81	51	109	193
	泊松比	0.25	0.25	0.25	0.25
	厚度/km	10	10	40	55
计算机绘图程序编制者				郑英龙	

层内部应力达到极小，更大的应力集中在与其相邻的过渡带并偏向高度介质的一侧。第三、四层介质的分界面取得应力的最大值并偏向更高强度的介质一侧，这是因为第四层为弹性强度的最大层。对于整体性模式（图 8-4、表 8-2），水平正应力分量 T_{xx}，总体上边缘受力大且变化大，内部受力小且变化小。岩石圈底层完全呈拉张性质，上、中层内自南到北由拉张、挤压交替变化，与岩石圈表层弯曲的凸凹变化呈一定的对应关系。这否决了高原内部由垂直方向夹挤负荷作用下仅产生水平方向拉张的简单结论。事实上，仅在岩石圈底部才出现拉张应力。

（2）图 8-4 中的水平正应力值较图 8-3 要大，低速低阻层的位置显示的不如图 8-4

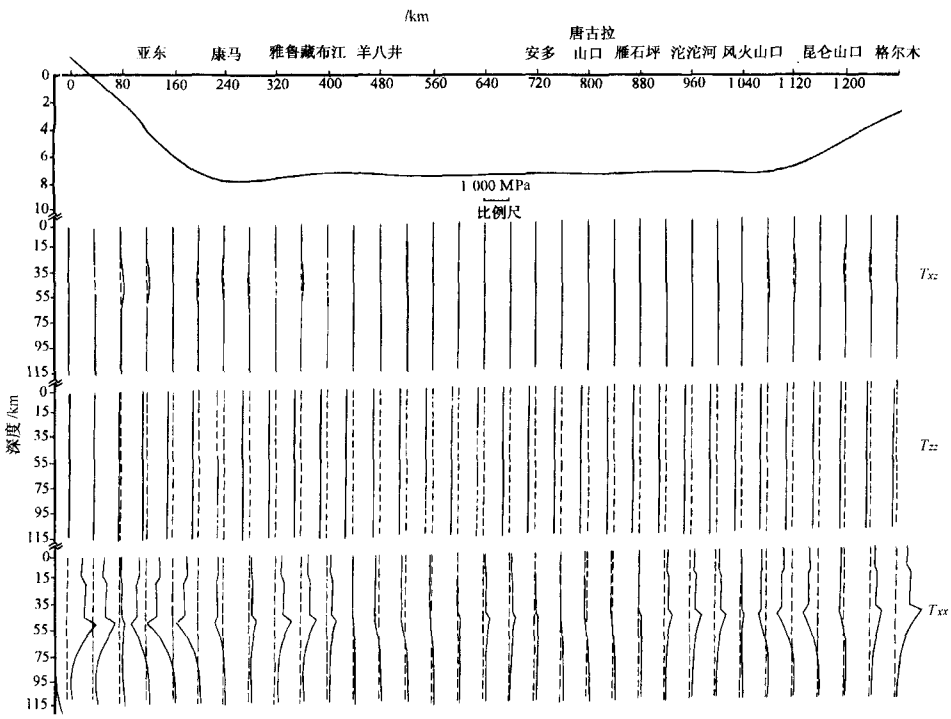


图 8-4　青藏高原岩石圈应力分布图

表 8-2　　整体模型（说明图 8-4）

模式 \ 层号		1	2	3	4
参数	波速 V_p/（km·a^{-1}）	6.06	5.7	6.6	8.0
	密度/（g·cm^{-3}）	2.7	2.8	2.9	3.35
	杨氏模量/GPa	81	76	105	178.7
	泊松比	0.25	0.25	0.25	0.25
	厚度/km	10	10	30	65
计算机绘图程序编制者				郑英龙	

明显，但形态两图相近（与剖面南部比较）。两者的差异点主要是由于弹性介质常数的取值不同造成。因此，俯冲模型与整体性模式差别不大，而且整体性模式可显示雅鲁藏布江以北整个青藏高原的应力分布。

（3）南端施加水平挤压力和力矩作用下的结果表明，岩石圈表层南端弯曲抬升（图 8-3）；水平正应力表现为岩石圈上层挤压增大，下层拉张增大，但自南向北水平挤压力的作用衰减很快，至中部作用已不明显。这与罗焕炎等（1982）的结果相似。

（4）最大剪应力下破裂应力形态相似，其主要特征仍是在弹性分界面及上表面应力达极大值，低速低阻层内部应力达极小值，表现为不能积累应力的特点。

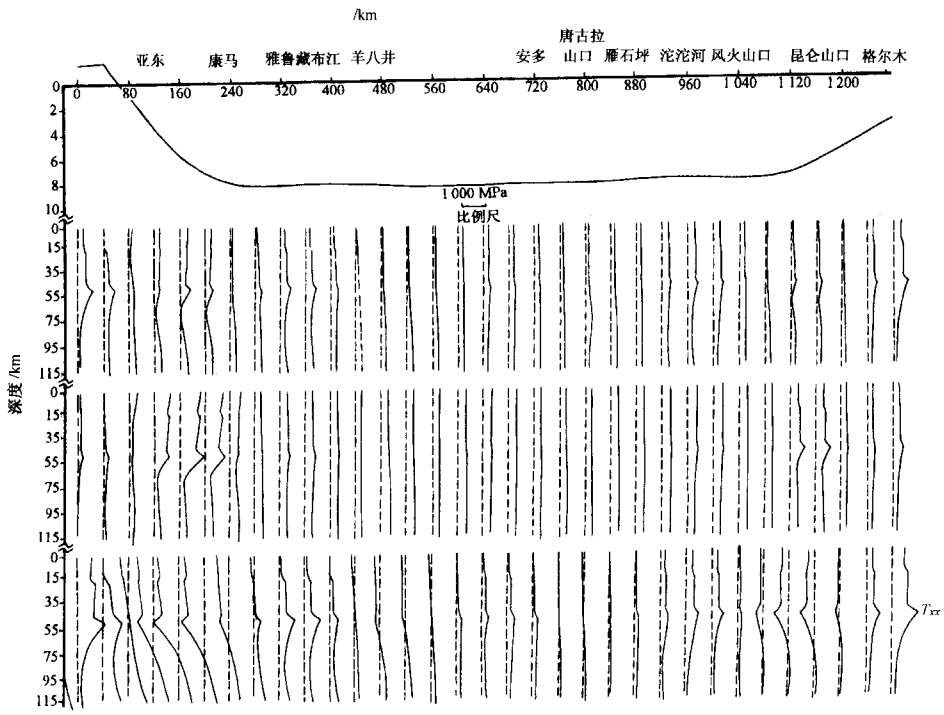


图 8-5　青藏高原岩石圈应力分布图

(5) 由重力作用下的岩石圈应力大小分布与印度板块的挤压力作用下的岩石圈应力大小分布对比可以看出，重力所起的作用在高原中、北部大于侧压力所起的作用。因此，应力的分布在中北部主要由重力作用决定。

(6) 各地体内部的应力分布总体上（图 8-5，表 8-3）有自南向北逐渐减小之特点。喜马拉雅一带挤压应力、剪切应力、破裂应力量值大，向北逐渐减小，特别是挤压应力 T_{xx}，其衰减速度相当快。但至昆仑山一带应力又明显增大，各地体底部（根部）应力分布以拉张为特征，其量值仍是自南而北逐渐减小。剪切应力和破裂应力也存在此特点，但量值变化相对较小。

表 8-3　　整体模型（说明图 8-5）

模式 \ 层号		1	2	3	4
参数	速度/（$km \cdot a^{-1}$）	6.05	5.7	6.6	8.0
	密度/（$g \cdot cm^{-3}$）	2.7	2.8	2.9	3.35
	杨氏模量/GPa	81	76	105	178.7
	泊松比	0.25	0.25	0.25	0.25
	厚度/km	10	10	30	65
	挤压力/（GPa·km）	0.16	0.16	0.16	0.16
	力矩/（N·m）	805（南端受力矩）			
	平均杨氏模量/（GPa）	147			
计算机绘图程序编制者				郑英龙	

二、青藏高原岩石圈应力分布特征与地震活动性

青藏高原地震震中分布受一定的构造控制而成带分布。一般高原的地震分布具有近东西和南北两个优势方向（吕德微，1983；韩同林，1987）。南北分布的地震与高原内部活动构造展布方向大体一致，地震的力学机制表现为逆断性质为主，其主压应力轴也为近南北向，就高原地震活动性的整体来看，高原地震活动频度高、强度大，是全国范围内地震最活动的地区之一。而高原边缘地震活动性又较高原内部强得多。据统计（国家地震局，1977），自 19 世纪末至今青藏高原及其邻区 8 级以上地震发生 7 次，有 6 次位于高原边缘，本世纪以来高原及其边缘共发生 7.0 级～7.9 级地震 33 次，其中边缘 27 次，内部 6 次。这是高原地震活动性差异的第一个特征。第二个特征是高原边缘浅震深度较内部大。喜马拉雅区浅震深度大，深度一般为 10km～60km，多数最深可达 70km；高原内部浅震深度一般小于 55km，多数为 10km～35km。第三个特征是高原边缘喜马拉雅区浅震力学机制主要表现为逆断层性质，高原内部则主要表现为以张扭性为主的正断层性质。第四个特征是出现在喜马拉雅山以南恒河平原内的近南北向拉张性质的地震。因为这样的地震有许多分布于恒河平原内（Molnar *et al*.，1977；Ni *et al*.，1984），因此

完全可以确定。如 1966 年 8 月 15 日发生于 28.17°N、78.93°E、震源深度为 53km 的 5.6 级地震和 1976 年 6 月 19 日发生于 87.48°E、纬度 26.74°N、震源深度为 24km 的 5.2 级地震都是拉张的正断层性质的地震。

另外，对于喜马拉雅区的地震的起因可归为三类：一为与 MBT 和 MCT 断层活动有关的地震，此类地震主破裂面与断层面大体一致，倾角一般为 10°~30°；二为与印度板块俯冲析离作用所遗留下来的断层活动有关的地震，此类地震主破裂面也与断层面近于一致，倾角小，地震分布相对偏南；三为印度板块的挤压力和垂直方向负荷力共同作用产生的新破裂引起的地震，此类地震主破裂面为新生的破裂面，倾角较大，为 30°~50°，有的甚至更大（Kaila，1980；Seeber *et al*.，1981a）。

高原的应力分布特征可解释上述地震活动的规律性。由上图 8-5 可见，高原边缘喜马拉雅区水平正应力分量 T_{xx} 以挤压为特征，量值相当大，是整条剖面水平挤压力达到最大的区域，是高原内部水平正应力分量 T_{xx} 的 3 倍~6 倍。最大剪应力和破裂应力也较高原内部大，特别是破裂应力可较高原内部大 1 倍以上。巨大的最大剪应力和破裂应力是造成高原边缘地震活动强度和频度都较高原内部大，地震的力学机制表现为以逆断层性质为主的原因。

原已存在原断层脆弱带可否重新活动或一直保持活动及对地震活动起什么作用是有条件的，并非在应力的作用下总是使断层重新活动。事实上，断层的重新活动与否受多方面因素的控制。如断层面和它的受力方位、断层面倾角、断层所处的深度、断层是否为松滑物质所充填等。理论上使一条断层重新活动所需的剪应力为断层面所承受的正应力和摩擦系数的乘积，这称为摩擦定律。因此，当断层面所承受的正应力足够大时，摩擦定律与库仑破裂准则等价。也就是说，在地壳深部断层或其他间断面的存在在力学上已失去意义。实验表明，在地壳深部 40km~50km 左右，断层本身对地震活动不起作用（陈喁，1988）。所以大于 40km 深度的浅震，其主破裂面与断层面无关，是新生的。当然，断层面上下介质的差异可能会对介质的变形产生影响，但是介质的变形产生甚至破裂产生地震时，其破裂面与断层面无关，应按库仑破裂准则加以确定。对于喜马拉雅地区，40km 以下的地震主破裂面倾角应比 MBT、MCT 断层面大，为 30°~50°之间，40km 以上的地震则可能主要受 MBT、MCT 断层的控制，但也应有破裂面大于 MBT、MCT 断层面的地震，因为挤压应力足以使岩石破裂。对于与析离面有关的地震，其主破裂面应与析离面接近，因为析离面深度不大（Seeber *et al*.，1981b），地震主要受其控制。

喜马拉雅地震带的横向宽度和浅震深度与应力分布特征对应明显。喜马拉雅地震带横向宽度约为 100km~160km。水平正应力最大剪应力和破裂应力（见图 8-5）的最大应力分布区以三条明显突出的高挤压应力区别于邻侧，每条曲线之间相隔 40km。因此，最大应力分布区的分布宽度约与地震带横向宽度一致。浅震可达到的深度为 70km，最大应力分布区的挤压应力保持的深度约为 60km，加上地表海拔高度及岩石圈表层弯曲，也可达 70km 左右。而高原内部不但应力量值小，所达到的深度也小，因而浅震所达到的深度相对为小，如图 8-6。

上图 8-5 中的水平正应力分量 T_{xx} 在剖面南端的第一条曲线代表恒河平原内的应力分布。此应力曲线全部偏向虚线右边，代表的是拉张应力。应力分布特征是上层拉张应

力大，最大值在 50km 深度出现，下层拉张应力小，到岩石圈底部逐渐减为 0。最大剪应力和破裂应力与之对应，也是上层应力大且在 50km 深处达最大值，下层应力小，至底部减为 0。应力的分布特征既然如此，那么该区地震活动所表现出的特点就是必然的了。前已述及，该区地震呈南北向拉张性质，浅震深度可达 50km 以上，由于更南的应力分布没有进行计算，因此对拉张应力的分布范围未能给予考虑，也不能根据应力分布讨论该区的地震活动范围。

从南北剖面的岩石圈底层应力分布特征推测，岩石圈底层东西向可能受很大的拉张应力作用，1976 年 8 月 14 日发生在拉萨附近震源深度为 107km 的地震属具走滑分量的正断层性质，其主压应力轴方向近南北，主张应力轴方向近东西，表明岩石圈底部确实受东西向的拉张应力的作用。

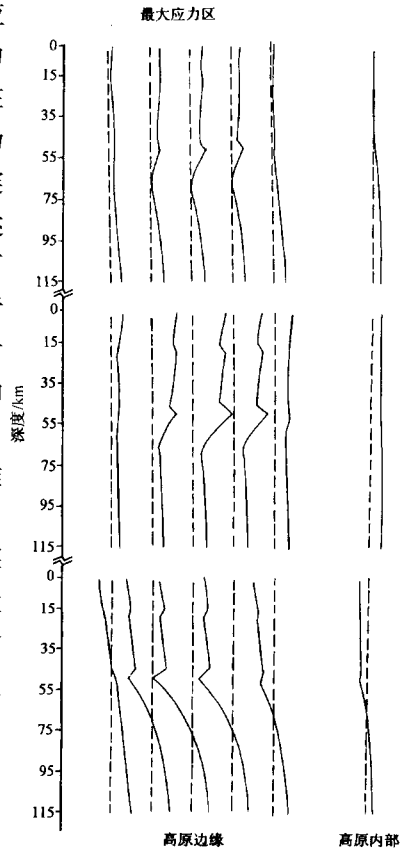
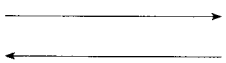


图 8-6　高原边缘与内部应力分布特征对比图

事实上，高原南缘强的地震活动特征也可从地球物理资料加以说明，这里是重力布格异常、重力均衡异常、大地水准面高度和莫霍界面的最大梯度部位，对应的地表地形也基本是一等高线梯度最大的位置。位于这些表征量的梯度带两侧其量值大小差别相当大，这与高原内部重力场变化平缓和量值差别小，大地水准面及莫霍界面甚至地表地形相对量值差别不大且变化平缓而相区别。莫霍界面的变异带通常是阻滞物质流动的最大部位，因而也是受力的最大位置，这已为前人（周玖，1983）的研究所证实。因此，如下的对应关系或许具有一定的代表性。

浅震深度增大方向



布格异常增大方向

莫霍界面深度减小方向

均衡异常减小方向（可能仅适用于喜马拉雅区）

地球物理资料所显示的特征与应力分布特征是一致的。均衡重力正或负异常意味着存在垂直方向负荷，负荷的大小与均衡异常的量值有关，一般两者应存在正比关系。对于正均衡异常，表示地壳或岩石圈补偿不足，均衡力垂直向下。负均衡异常表示地壳或岩石圈补偿过剩，均衡力垂直向上。均衡力对岩石圈施力作用还要考虑引起均衡异常体所处的部位。若引起正均衡的介质位于地壳或岩石圈下部，则对下层的施力作用应是主

要的。若引起负均衡异常的介质位于地壳或岩石圈某一层的下部，则均衡对上层的施力作用是主要的。由于异常体所处的位置不同，有时即使所得到的均衡异常为0，也并不意味着存在构造力。因为均衡异常是由各种异常源产生的重力异常的叠加，这些异常体分布位置可以相差很大，因此即使产生的均衡异常为零，仍存在构造力、喜马拉雅地区巨大的正均衡异常意味着补偿严重不足，而造成这种不足的因素是多方面的。但主要应是：一为岩石圈本身具有弹性，具备一定的承载能力，可以承受一定的均衡作用而引起均衡异常。二为印度板块的挤压作用可使岩石圈向上抬升，导致山根不易完全形成而引起均衡异常。巨大应力分布特征及岩石圈弯曲特征均说明均衡异常的存在是必然的。

三、高原内部的应力、地震与低速带

陆壳是个多层的组合体，内部一般存在低速低阻层，若以其为界，则通常将地壳分为上下两层。有时也将低速低阻层视为中层的一部分而将地壳分为上、中、下三层。一般，上层厚10km～20km，温度和压力低，岩石以脆性变形为主，是地震活动的主要层；中层温度压力增大，陆壳发生由脆性到塑性的转变，岩石有时呈局部熔融状态，通常包含低速低阻层或高、低速夹层或仅为低速低阻层，地震活动性弱；下层温度压力增高，基本以塑性变形为主，地震活动性也弱。由于地壳内部低速层的存在，使与其相邻的介质受力时更容易滑动，当壳内存在断层且断至低速层时，介质的滑动受阻，在断层部位便积累起应变能。应变能积累期相当于地震活动的平静期。逐渐积累的应变能达到一定程度，导致岩层无法承受，地震便可发生。通常应力的积累不是在低速低阻层内部，而是发生在与低速低阻层相邻的介质内，因为低速低阻层相对容易变形而释放应力，不利于应力的积累。地震最集中的位置是地震波速变异带，也是地壳分层的界限，低速层内部则地震活动相对较弱。这一现象可由唐山等大地震震源分布说明（孙武城等，1988）。因此，上下地壳之间的低速层可由两个强的地震集中分布带加以确定。而中部地壳的若干地震的局部集中可视为次级的介质变异带。据此，可进行层次的细分。这可能是地震沿深度集中成层分布的规律性。

西藏高原内部的地壳划分也可依据地震、低速带与应力分布的关系加以确定。首先，我们从应力分布特征的讨论中总结出高原内部的应力的几点主要特征：(1) 低速低阻层是应力的极小层，量值小（与高原边缘不同，在那里低速低阻层虽也是应力的极小层，但数值相对较大，仍有可能引起地震），此层不易积累应力，但有利于邻层的应力积累。因此，在与低速低阻层相邻的位置应力达到极大值，该处是地震发生的位置；(2) 弹性介质的分界面是应力积累的最佳位置，该处应力达到极大值并偏向强度介质的一侧，因此也是地震发生的可能位置。

西藏高原内部的地震随深度分布如图8-7所示。图上每条剖面都是由两侧约0.5°范围内的地震随深度分布投影至剖面上而成。5条剖面显示地震成层性明显，可分出三四个地震集中层：第一个集中分布层深度约15km～20km，第二个集中分布层深度约31km～34km，第三个集中分布层深度为50km左右，第四个集中分布层深度约60km。其中第

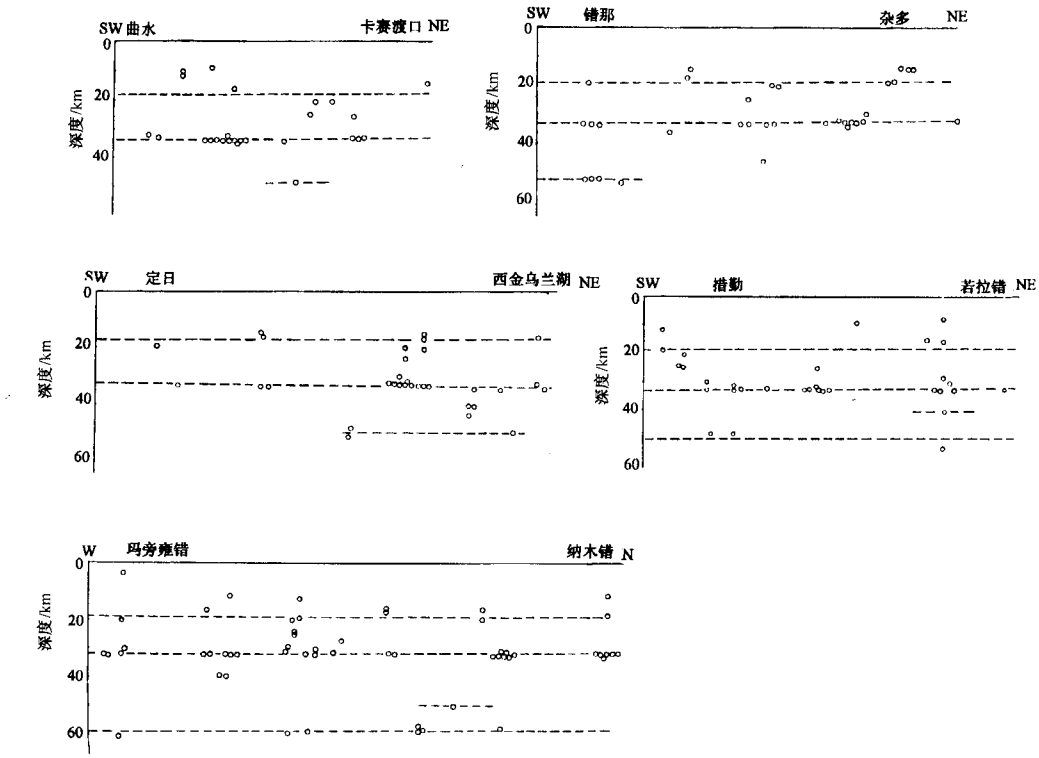


图 8-7 西藏地区震源深度分布剖面图

二个集中分布层显示得最清晰，对其分层及层位深度的确定可确信无疑。这些地震集中分布层是应力积累的最大部位。根据高原内部的应力分布特征及前述的一般性结论，可以将地震集中分布层作为介质及波速变化的分界面。据此，可以确定出低速低阻层的位置应处在 15km ~ 33km 内。此结果可与文（冯锐等，1985）中的第一地壳衰减层的深度（13km ~ 33km）相比拟。低速层的底板埋深约为 33km，该位置的地震相当集中，各条剖面变化不大。但顶板埋深变化较大，变化范围为 10km ~ 25km，不同地点的地震集中深度不同，这可能标志着各地体构造活动的相对强弱程度。第三个地震集中分布层之上或之下可能是第二个低速低阻层的位置，因为第二个低速低阻层的存在才更有利于 50km 深处地震活动的集中。根据第四个地震集中分布层的位置，第二个低速低阻层的深度应约为 50km ~ 59km，但第二个低速低阻层的存在比较模糊，或者在某处存在，在另一处则可能不存在。因此，此层未必连续存在于各地体内部。此层的存在与否是与构造活动有关系及关系多大，目前还是个未知数。至此，可将西藏地壳强度随深度的变化及与地震集中分布的关系。暂作如下的分层：第一层厚约 10km ~ 20km，强度较大，岩石以脆性变形为主，地震活动性强；第二层为低速低阻层厚约 15km，强度低，岩石以塑性变形为主，地震活动强度低或为无震层；第三层厚约 17km，强度增大，岩石以脆性变形为主，地震集中分布在 31km ~ 35km 范围内，是地震活动最强的一层；第四层厚度约 5km ~ 10km，是第二个低速低阻层，强度低，为无震层，以塑性变形为主；第五层厚约 10km ~ 15km，变形仍带有脆性，强度大，在 60km 深处为地震集中分布的深度。

低速低阻层的存在为地震的形成提供了更大的应力积累的可能性，但是构造作用才是控制地震活动的根本原因。西藏高原内部由于主要存在东西和南北两个优势方向的断裂和活动构造，才导致高原内部的地震沿这两个优势方向展布成带，并且南北向的活动构造对地震活动起主要的控制作用（韩同林，1987）。活动构造是高原隆升的最后阶段形成的。在此之前，高原经历了晋宁—加里东、加里东—海西、海西—燕山和喜马拉雅期各运动阶段（李廷栋等，1980）形成了准高原，此时高原除山区以外大部分地区海拔不足千米（新近纪末）。高原的大幅度隆升主要发生在第四纪以来。由于高原的隆升造成海拔高度的增大，均衡力的调整补偿了上升的海拔，导致地壳厚度的急剧增大，从而造成高原内部应力场条件可能发生变化。巨大的夹挤负荷有可能引起高原内部出现拉张应力，拉张应力的作用可导致岩石破裂，这可能是造成高原内部的地震沿活动构造带分布且呈拉张的正断层性的原因。

四、青藏高原岩石圈应力分布的地质意义及高原隆升讨论

青藏高原除其边缘地震活动较内部强烈外，在地质上，边缘呈现的复杂性及构造活动强度也是内部所没有的。一方面，由于垂向负荷（或重力作用）作用（近期）导致高原边缘强裂的挤压，产生的应力较高原内部大得多（3倍～6倍），纵使不存在来自印度板块的强烈挤压，高原边缘巨大的挤压也可引起岩石破裂，地壳推覆、逆冲与走滑等现象。这种情况正是重力流在高原边缘产生最大扩展时受到周围相对刚性的块体诸如印度块体、塔里木块体、四川盆地等的阻滞在高原边缘所呈现的一系列复杂现象。据估计（周玖，1983），青藏高原壳内现今贮存的重力位能值达 10^{25}J，可与100万年全球地震活动释放的能量相当。如此巨大的能量不仅是地震活动的动力源，也是构造运动的动力源。另一方面，由于印度板块的强烈挤压，但挤压力的传递衰减迅速，从而产生的挤压应力更多地集中在高原的南缘。因此，在高原南缘晚近时期产生了活动最强烈的地质构造现象。不但在早期构造的薄弱地带发展或改造已形成的构造，而且还不断产生新构造，出现大规模的逆冲、推覆构造。在尼泊尔，主边界逆冲带使前寒武纪浅变质岩逆冲到中新世下锡瓦利克群之上；沿主顿逆冲带，下锡瓦利克群逆冲于中、上锡瓦利克群之上；沿主锡瓦利克逆冲带，中、上锡瓦利克群又逆冲到恒河平原年轻的第四纪沉积之上（李廷栋，1988）。高原北缘受邻区块体的挤压作用程度相对较低，可能主要是重力作用，因此边缘山脉高度也较低，但仍存在大量的逆冲走滑现象。在昆仑山、祁连山的西北端，方向相同的断裂和褶皱很多，至多为逆断层性质，断层南倾，倾角一般在50°以上。断层活动影响到古近纪—新近纪和第四纪沉积。阿尔金山东北端有较大的向北推进，使塔里木块体顺阿尔金北缘向南西西作左行滑动，同时老地层与古近纪—新近纪地层呈断层接触，第四系地层被错断并向北逆冲于早更新统砾石层之上。还可见一些地质现象，如阿尔金断裂中段的索尔库里—拉配泉走滑拉分槽谷、全新世的湖沼地被断层错开及库尔臣河水系拐折等。而祁连山西北端不仅存在逆冲，也存在右旋走滑现象。高原东缘由于受到来自四川盆地的阻挡，在龙门山与四川盆地第四纪冲积平原之间形成了一

组冲断层，其总体走向北东 50°、倾向西北，倾角为 25°～50°①。该断裂带除表现为古生界、中生界的地层被冲断及老地层冲断推覆在古近系—新近系红层之上外，第四系的最新地层也受影响，如在灌县玉堂场可见古近系—新近系红层逆冲于早更新世大邑砾岩层之上。这说明近期重力作用（为主）在高原东缘扩展产生的挤压是相当大的。高原的所有这些特征都是两种力的共同作用的结果。

青藏高原边缘外侧磨拉石建造的发育、分布也是高原边缘活动性特征的一种表现。上新世初期开始，至更新世过程中形成于高原周缘（喜马拉雅山麓、昆仑山麓以及祁连山麓等）的磨拉石建造，发育良好，分布广泛，具有几个特点：①各山麓的磨拉石建造，都具下细上粗，愈上愈粗之特点，这与阿尔卑斯山前的标准磨拉石建造所具有的特点（下粗上细）相反；②在磨拉石拗陷中发育一系列不对称的长轴或线形背斜、向斜构造。靠近高原（即各大山脉）的部位，背斜、向斜比较紧密，逆断层也特别多，且一般出现在背斜的陡翼；逐渐远离高原周缘山脉，褶皱愈趋于平缓乃至消失；③磨拉石山前拗陷与高原边缘山脉间一般都以断裂为界，这些断裂毫无例外地倾向高原区且具逆冲性质。这些特征表明：山脉上升的速度开始缓慢，逐渐加快，至更新世，上升速度变得更快，这还可能表明促使山脉上升的动力愈来愈大；既反映来自青藏高原特别是边缘重力作用产生向山前拗陷所施加的强烈水平挤压应力（扩展作用），也应反映印度板块向北的推挤在高原边缘所造成的巨大的挤压应力；高原南缘喜马拉雅山前磨拉石建造的分布相对于高原边缘（北缘）其他山脉的分布更为广泛，厚度也更大，说明高原南缘所积累的水平应力应更大，这可能正是高原南缘晚近时期构造活动相对更为强烈的一重要原因。

从地球物理资料来看，青藏高原边缘重力异常变化大，为梯级带环绕的位置；高原内部变化小。为大范围的高负异常（布格异常）。莫霍界面特征也是边缘梯度大，内部变化平缓，喜马拉雅以北莫霍界面深达 70km，向南急剧抬升到喜马拉雅山之下的 50km 左右。莫霍界面的最大弯曲部通常是阻滞地壳运动的最大部位，因此反映受力最大的位置，这已由计算结果得以证实。这正是边缘复杂的地质构造现象的深部表现。另外，由于岩石圈本身具有弹性，具备一定的承载能力，同时由于印度板块的挤压作用，这种挤压力传递的距离不远。因此力的作用主要集中在高原南缘，促使地壳抬升。这是导致巨大的喜马拉雅山负荷之下并不存在相应的山根且上升速率、幅度都相对较大的原因。

那么青藏高原所承受的这两种力究竟哪种力起主导作用呢？根据重力作用引起的水平应力公式：

$$\delta_x = \rho_c g h$$

其中 x 为平水平应力值，ρ 为地壳平均密度，h 为地形高度，估计，青藏高原边缘（第四纪）由重力作用引起的水平应力可达 100GPa 以上，而高原南缘应力将更大。但印度板块的挤压力据估计仅为 20GPa～30GPa，在喜马拉雅弧中部最大不超过 50GPa，端部最大不超过 120GPa（Artyushkov，1973；汪素云等，1980）。这说明重力的作用应起主导作用。不过，现今高原所达到的巨大高度只是上新世晚期以来的事件。在此之前，海拔

① 成都地质矿产研究所．1988．青藏高原形成演化

不过千米，当时的重力作用量级应小得多（按1 000m 海拔估计，水平应力为 27GPa），这样印度板块的挤压力应起主导作用（假定当时来自印度板块的水平应力不变）。由此说明两种不同方向的力对青藏高原所起的作用随时间在逐渐地改变。印度板块与欧亚板块汇聚碰撞的早期，挤压力起主导作用，其时间界限取决于海拔高度的大小，应约为上新世晚期；印度板块与欧亚板块碰撞的晚期，高原海拔高度的急剧增大和均衡的调整促使莫霍界面深度的相应增大（或者仅是海拔高度的增大造成地壳与地幔的相互作用，从而引起莫霍界面的必然下降（Artyushkov *et al*.，1980）），导致夹挤负荷的快速增长，这时的重力作用可能上升为主导地位。青藏高原可能就是在承受这样的两种力作用的矛盾转化中完成其隆升的。

尽管这种力对青藏高原所起的作用的地位在改变，但也不能忽视起次要作用的另一种力，特别是碰撞的晚期。由于印度板块的挤压力传递距离不远，促使所起的作用更多地集中在高原的南缘，在南缘积聚了更大的挤压应力，但重力作用引起的挤压应力大于印度板块的挤压力作用所引起的应力，从而导致向南的大规模、普遍的逆冲运动及喜马拉雅相对更大幅度的抬升。总之，持高原受单方面的重力作用的观点或印度板块挤压力作用的观点都是不全面的。

高原内部的活动构造是伴随第四纪以来高原大幅度隆升而形成的。巨厚的地壳和海拔高度导致重力作用大于侧向挤压力作用，从而应力场条件发生了变化。根据上图 8-4 及表 8-2 的计算结果推测，西藏高原内部从东到西应力分布特征应为拉张、挤压相间排列。由于岩石在同量级应力作用下拉张应力更易使其破裂，因此地壳在受到最大拉张应力作用的部位首先破裂，形成了活动构造，而受挤压的部位则可能因应力达不到使岩石破裂的量级，在地表便未能表现出来。这就在高原内部展现一条条近乎平行的活动构造带，而其间则实际上是挤压带。高原北部活动构造表现相对较弱，原因可能与海拔高度和莫霍界面深度的减小及南北向水平挤压力大大减小有关。一般，拉张带应与负向地形形态诸如河谷、湖泊、浅海等在空间上相符合。当拉张带呈稳定的线性分布时，就有可能出现一条沿拉张带而形成的峡谷或低凹盆地。与其相反，正向地形则更可能与挤压带密切联系。西藏高原内部的活动构造带也具备一定的此类特点。地球物理资料还表明，活动构造带表现为莫霍界面明显上拱、低速层埋深相对较小，重力异常延伸方向与其一致及地震活动受其控制等特点（韩同林，1987），体现了活动构造的拉张变薄性质。两活动构造之间则正好相反。

总之，两种力的共同作用是造成高原隆升和伴随而来的一系列地质构造现象的主要因素。在印度板块与欧亚板块汇聚碰撞的早期（板块俯冲期），由于俯冲作用，有大量的洋壳物质被带到欧亚板块之下，这些相对周围较冷的物质一方面在经历长距离的摩擦过程中吸收了一定量的热，另一方面随着俯冲速度的减慢，处在数百千米深度之下的这些物质更多地接受地幔的加热作用及高压作用。受热和受压的俯冲物质可能存在几种情况的变化；①榴辉岩受热膨胀，膨胀量可达 10%，并转化为辉长岩；②斜方晶系的 α-橄榄石转变为致密的立方晶系 β-橄榄石或尖晶石（袁学诚等，1987）。在转变过程中，它的密度增大约 10%。加重的物质产生重力分异作用而下沉，下沉的过程又释放能量并转化为热，新释放的热进一步加热了俯冲物质，也加热了上覆的岩石，引起岩石升温

膨胀及密度降低；③俯冲还带来了水分及某些水化矿物（如蛇纹石）的脱水作用及挥发性物质向上运移，促使上地幔顶部物质可能发生部分熔融，引起膨胀而密度降低和体积增大。另外，还可能由于俯冲的物质在逐渐前进的过程中被同化及本身的插入而增大了底部向上的推动力。此过程所经历的时间远不止在汇聚碰撞的早期。这些都可能是汇聚碰撞早期促使高原隆升的主要原因。这时隆升幅度较小，印度板块的挤压力起主导作用。印度板块和欧亚板块汇聚碰撞的中期（碰撞期），由于俯冲物质属于陆壳而非洋壳，因而俯冲物质密度降低，从而俯冲深度变浅，俯冲前沿受到极大的阻碍，可能有部分物质被挤入高原地壳之内，使地壳皱缩加厚及均衡作用而隆升。这时隆升高度可能已达一定幅度，但还不很大，印度板块的挤压力仍起主导作用或已达到均衡阶段。这个阶段由于俯冲前沿受到极大阻碍，前沿部分必是受力的最大位置，因而有可能因过大的应力积累而引起岩层滑脱破裂。喜马拉雅中央逆冲断层可能就是由此而逐渐形成。根据分布于主中央逆冲断层附近的一系列壳内重熔型淡色花岗岩及与其同期的古近纪—新近纪变质作用的年龄（一般认为形成于中新世），说明中新世主中央逆冲断层的活动已达到十分强烈的程度。逆冲剪切带附近大量花岗岩的分布意味着有相当的热量和积聚，也表明了局部深融的可能性，这必然为逆冲断层的大规模滑移提供了更有利的条件。但据现有资料分析，中新世晚期喜马拉雅以南的磨拉石建造尚未成山或山脉高度不大，说明上新世时期主中央逆冲断层仍应强烈活动。印度板块与欧亚板块碰撞的晚期，高原的负荷作用已达到相当的量级，导致高原岩石圈下层受较大的拉张应力作用，拉张的环境促使上升的挥发物带同热量更容易进入岩石圈底部甚至下地壳。较低密度的物质首先引起高原均衡隆升，其次引起岩石圈底层甚至下地壳物质受热膨胀隆升，并降低了物质密度，形成了异常地幔（图 8-8），进一步引起均衡隆升。与此同时，青藏高原则由于遭受高度集中于南缘的印度板块的挤压作用，并叠加在夹挤负荷作用之上，导致极大的挤压应力，促使高原南缘更大幅度和更大速率的隆升（逆冲隆升无疑也是一种隆升形式），这便是喜马拉雅山隆升幅度、速率更大的原因。显然，侧向挤压作用引起的隆升应属差异隆升，且在碰撞晚期可能是次要的。而膨胀和异常地幔等因素引起的隆升应是整体隆升，在碰撞的晚期可能是主要的（见图 8-8）。因此，我们认为，由水平挤压力和垂向负荷力的共同作用产生的膨胀力和异常地幔导致的均衡力及增加的俯冲物质引起高原之下更大的向上推动力是造成高原隆升的根本原因，而碰撞晚期水平挤压力，则是引起高原南缘产生

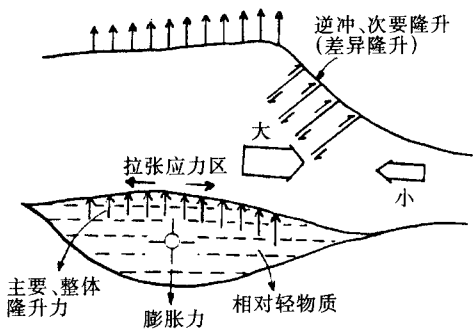


图 8-8　青藏高原隆升图

更大幅度隆升及差异隆升的主要原因。

我们可以从地球物理资料简单论证所提出的高原隆升机制的合理性。在 1°×1°的自由空气重力异常图上，高原中部相对其周边为自由空气低异常；1°×1°的均衡重力异常图上，高原边缘表现为巨大的正均衡异常，喜马拉雅山均衡异常可达 $10^{-3}m/s^2$ 以上，高原内部均衡异常强度小，但表现为广大区域的平缓负异常；5°×5°和 10°×10°的自由空气重力异常及卫星重力异常则相反，高原中部相对边缘为孤立的正异常，这三种重力异常所反映的深度至少 200km 以上。由此表明，重力场反映的是高原内部地壳及上地幔（200km 之上）密度相对周边为低。地震资料也证实这一点。在高原内部 Lg 波震相微弱或消失（Vinnik，1976；王淑贞，1981），Q 值也低。Q 值反映地壳底部自 60km 开始明显降低，并一直延续到上地幔，达到的深度约为 150km（Vinnik，1976）。磁力异常也反映上述特点。高达 400km 的卫星磁异常图表明，青藏高原显示为一完整的负磁异常，异常源中心埋深在上百千米以上，负异常的产生系由热的深部物质发育并向上推移引起（杨华，1986），这些都可说明这里所提出的高原隆升机制的合理性。

以上工作在李廷栋、吴功建教授指导下进行，全文完成后并得到二位教授的审阅，并将该项研究附入“八五”期间青藏高原科研成果，谨此致以谢意。

参 考 文 献

陈颙．1988．地壳岩石力学性能．北京：地震出版社，59～61

常承法，潘裕生，郑锡澜等．1982．青藏高原地质构造．北京：科学出版社，1～82

冯锐，周海南．1985．青藏高原的地壳 Q 值结构．地球物理学报，28（增刊 1）：174～184

国家地震局．1977．中国地震烈度区划图（附说明书）．北京：地震出版社

韩同林．1987．西藏活动构造．北京：地质出版社，1～163

黄汲清，陈炳蔚．1980．特提斯喜马拉雅构造域上新世—第四纪磨拉斯的形成及其与印度板块活动的关系．见：26 届国际地质大会中国筹备办公室主编．国际交流地质学术论文集（1）．北京：地质出版社，1～14

李廷栋．1988．青藏高原的深部构造和隆升机理．见：中国地质科学院主编．喜马拉雅岩石圈构造演化总论．北京：地质出版社，174～184

李廷栋、韩同林．1980．青藏高原地质构造特征的地质发展历程．见：26 届国际地质大会中国筹备办公室主编．国际交流地质学术论文集（1）．北京：地质出版社，153～162

李廷栋，肖序常，李光岑等．1985．略论青藏高原的地壳结构和地壳演化．大自然探讨，4(12)：61～66

吕德微．1983．青藏高原的板块构造与强震活动．西北地震学报，5（1）：1～8

罗焕炎，徐煜坚，宋惠珍等．1982．青藏高原近代隆起原因及其与地震关系的有限单元分析．地震地质，4（1）：31～38

孙武城，祝治平，张利等．1988．对华北地壳上地幔的探测与研究，见：中国大陆深部构造研究与进展文集．北京：地质出版社，19～37

滕吉文，尹周勋，熊绍柏等．1985．西藏高原北部地区色林错—蓬错—那曲—索县地带地壳结构与速度分布．地球物理学报，28（增刊 1）：28～42

汪素云，陈培善．1980．中国及邻区现代构造应力场的数值模拟．地球物理学报，23（1）：35～45
王淑贞．1981．青藏高原地区 Lg 波特征．地震研究，4（4）：408～420
杨华．1986．青藏高原地球物理特征分析．物探与化探，10（5）：321～331
袁学诚，王式，李立等．1987．青藏高原地壳上地幔形成与演化的地球物理研究．物探与化探，11（1），1～11
钟嘉猷．1988．青藏高原构造特征与邻区受力状态．地震地质，103（3）：67～87
周玖，黄修武，王学昌．1983．青藏高原重力构造．地质科学，（4）：345～354
Artyushkov．1973．Stresses in the Lithosphere caused by crustalthickness inhomogeneities．J geophys．Res.，78：7675～7708
Artyushkov E V．Shesinger A．E．& Yanshin A．L．*et al*.，1980．The origin of Vertical crustal movement within Lithospheric plates．In Geodynamics serires：dynamics of plate interiors，（1）：1～10
Burchfiel B C，Royden L H．1985．North-South extension within the convengent Himalaya Arc：Large-scale continental subduction，Oroclinalbending and back arc Spreading．Earth Planet．Sci．Lett.，75，167～183
Bird P．1978．Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya．J．Geophys．Res.，83，4975～4987
Bott M H P，Kusznir N J．1979．Stress distribution associated with compensated plateau-uplift structuvres with application to the continental splitting Mechanism．Geophys．J．R．Astr．Soc.，56：451～459
Dahlem．1968．The normal modes of a rotating elliptical Earth．Geophys．J．R．Astr．Soc.，16：329～367
England P，Mckenzie D．1982．Thin viscous sheet madel for continental deformation．Geophys．J．R．Astr．Soc.，70：295～325
Kaila K L．1980．strueture and seismotectonics of the Himalaya-Pamir-Hindukush．region and Indian plate boundary．Am．Geophgs．Union，Geodynamics Ser.，3：1～50
Molnar．1984．Structure and tectonics of the Himalaya：Constrained and implications of geophysical data．Ann．Rev．Earth Planet．Sci.，12：489～518
Molnar P，Chen W P，Fitch T J et al．1977．Structure and tectonics of the Himalayas：A Internationaux du CNRS，in Himalaya．Sciences de la Tarre：269～294
Ni J，Barazangi M．1984．Seismotectonics of the Himalayan collisionzone：geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya．J．Geophys．Res.，89：1147～1163
Powell C M，Conaghaw P J．1973．Plate tectonics and the Himalayas．Earth Planet．Sci．Lett.，20：1～12
Rothery D A，Prury S A．1984．The neotectonics of the Tibet plateau．Tectonics，3：19～26
Schubert G，Yuen D A，Froidevaux C et al．1978．Mantle Circulation with partial shallow return flow：effects on stresses in oceanic plates andtopography of the sea floor．J．Geophys，Res.，83：745～758
Seeber L，Armbruster J G，Quittmeyer R C．1981a．Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc．Am．Geophys．Union，GeodynamicsSer.，5：1～14
Seeber L，Armbrusfer J．& Quftme yer R．*et al*．1981b．Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc．Am．Geophys．Union，Geodynamics Ser.，3：215～242
Tapponnier P，Molnar P．1976．Slip-line field theory and large-scale cortinental tectonics．Nature，264：319～324
Turcotte D．1982．Driving mechanisms of the mountain building．In：Mountain Building processes．Hsii K．J．ed．London，Academic press，p．263
Vilotte J P，Diagnieres M，Madariaga R．1982．Numerical modeling of intraplate deformation：Simple mechanical models of continental collision．J．Geophys．Res.，87：10709～10728
Vinnik L P．1976．Exploration of the mantle by seismic methods．Moscow：Nauka，197

Zhang J E, Wong T F. 1988. Lithosphere flexure and deformation-induced gravity changes effect of elastic compressibility and gravitation on a multilayered, thick-plate model. Geophys. J., 92: 73 ~ 88

Zorin Y A, Florensov N A. 1979. On geodynamics of cenozoic upliftsin the central Asia. Tectonophysics, 61: 271 ~ 283

第九章
青藏高原地质调查研究历史

李廷栋　郑英龙

科学研究需要继承。充分汲取前人对一个地区的研究成果和经验，是深化这一地区地质规律认识的基础。基于这种考虑，用较大篇幅分析一下青藏高原地质调查研究史，可能是有益的。

青藏高原的地质调查研究已经有150多年的历史。尽管青藏高原山高谷深，交通不便，工作条件十分艰难，但由于其独特的自然地理景观和复杂的地壳结构，特别是有世界上最高的山脉——喜马拉雅山，因此，自古以来成为各国众多大地测量、地理、地质、地球物理等地学科学家竞相探索的对象。特别是20世纪60年代板块构造学说兴起以来，这里更被视为研究、解决造山带地质演化和大陆板块岩石圈发展模式的理想地区，是解决亚洲乃至全球构造问题的一个关键地区，从而再一次掀起“青藏高原研究热”。1989年美国大陆动力学研究的国家计划把“印度—西藏地区陆陆碰撞”作为其8个全球性“野外实验室实例”之一①。

青藏高原是世界上地质调查研究起步较早的地区之一，但是由于自然环境与社会条件诸原因，在很长一段历史时期内调查研究工作的进展十分缓慢，其研究程度远远落后于欧洲的阿尔卑斯山和美洲的阿巴拉契亚山。综观高原的地质调查研究史，可以大致划分为4个阶段：即下面分述的19世纪的启蒙阶段，19世纪末叶到20世纪40年代的奠基阶段，20世纪50年代到70年代的大发展阶段以及20世纪80年代至今的深化阶段。限于篇幅，本文将着重阐述地质调查研究的史实和起关键作用的调查研究事件及成果。

第一节　启蒙阶段的地质调查

这一阶段从19世纪初叶开始差不多延续了一个世纪，这个时期主要是由西方一些国家和印度等国地球科学家及探险家在高原西、南边缘开展地形测量及点、线的粗略地质调查，研究地区主要集中在喜马拉雅山、喀喇昆仑山、克什米尔及帕米尔等地，其中重要的调查研究工作至少包括以下3个方面。

(1) 喜马拉雅山的大地测量工作为地壳均衡论提供了重要例证。19世纪前半期，法国、英国、美国相继开展了遍及喜马拉雅地区的三角测量工作。其中以英国所做的大地测量工作最多，于1818年～1843年期间布置并完成印度及毗邻的喜马拉雅地区的大地测量。这一阶段大地测量工作的领导人之一埃佛勒斯特（Everest）首先意识到喜马拉雅山地球引力对三角测量的影响（Hunter，1929）。为了证实这种引力对垂线偏差的影响，他邀请当时有关的数学家进行计算，结果表明某些点的垂直线偏差计算值比实测值多出3倍，认为这可能是由于印度地区椭球体扁率与选择的参考椭球体扁率存在较大差异造成的。当时，著名天文学家、测量学家埃利对普拉特的解释提出了不同的意见（Airy，1855），他认为山地突起部分由于重力作用而沉入密度更高的岩浆中并保持静态平衡，从而使山地突起部分的质量得到补偿。普拉特受到埃利假说的启示，也提出一个

① 李晓波，白星碧，刘树臣．1993年．美国大陆动力学的国家计划．中国地质矿产信息研究院资料，7～8

补偿模式，认为地下均衡面是个水平面，山脉高出部分密度较邻区小而可获得自我补偿。测量学家的这种均衡思想获得地质学家的赞赏，美国地质调查所的达顿（Dutton）首先把“均衡”（Isostasy）一词引入地质学，并对长期形成的均衡概念进行了概括和总结（Oldham，1917），于1889年提出均衡说（Isostasy Hypothesis），作为查明地壳垂直运动的一个假说。这是早期测量学家在喜马拉雅山进行大地测量对地质学发展所作的重大贡献。

（2）开展了生物地层研究，初步进行了古生界—中生界的地层划分。19世纪初叶生物地层学已有相当的发展，一些欧洲及印度探险家在喜马拉雅地区采集到一些古生物化石，并进行了地层时代研究（Fraser，1821；Gerard，1831；Colebrooke，1824）。到19世纪中末叶，欧洲地质学家已逐渐建立了地质年代表，生物地层学已发展到接近成熟阶段。当时在喜马拉雅地区从事探险的地学工作者应用地层学的基本方法进行了大量地质调查，仅对喜马拉雅中部斯彼提，西部克什米尔、拉达克，及东部库蒙、加尔瓦尔等地的研究就有百余篇论文发表，其中多数是有关地层划分的论文，事实上到1900年，喜马拉雅地区古生界—中生界一系列地层已依据所含化石进行了基本划分。这一时期在喜马拉雅地区从事调查研究的著名地质学家包括斯托里兹卡（Stoliezka），迈克马洪（A. Mcmahon），欧德海姆（Oldham），莱德克（Lydekke），格里斯巴赫（Griesbach），海登（Hayden）等。这一时期有关喜马拉雅地区的地质学论文大多属于地层古生物的论文，涉及岩石学的论文很少，有关经济地质的论文就更少（Mallet，1865；Mallet，1881；Oldham，1882；Oldham，1887）。

（3）测制了地质剖面，识别出大型倒转褶皱的存在。第一位在喜马拉雅山中部测制地质剖面图并进行地质描述的是孟加拉国的斯特拉奇（Strackey）工程师（Strackey，1851），他受印度政府的雇用，于1848年～1849年横穿喜马拉雅山中部测制一条长193.1km的地质剖面，剖面不但区分出喜马拉雅地区各时代的地层分界，而且清晰地显示这些地层全部向北倾斜。虽然此剖面没有标示任何逆冲带的存在，但当时测制出这样的剖面是很可贵的，并为后来的地质构造学家所采用。1878年夏，匈牙利地质学家洛采（Loczy）进行了横穿喜马拉雅地区东部的调查研究，后于1907年绘制了第一条著名的地质构造剖面（Loczy，1907）。该剖面显示出大型倒转褶皱的存在，倒转褶皱向印度方向逆冲距离达150km～200km，形成所谓的“倒转系列逆冲断裂”（reversed series thrust）。在此之前，印度著名地质学家迈里科特（Medlicott）也在喜马拉雅地区进行了大量地质调查工作，并于1865年赴瑞士阿尔卑斯山进行了为期半年的地质旅行，获得可与喜马拉雅地质进行对比的资料，但他只指出喜马拉雅南界断层的存在，及其山前产生的磨拉石沉积与阿尔卑斯的相似（Medlicott，1868）。后来，格里斯巴赫在喜马拉雅地区进行地质调查时进一步证实逆冲断裂和倒转褶皱的存在，并于1891年在印度地质调查回忆录上发表了其调查成果（Griesbach，1891）。以上就是这一时期在构造地质方面所取得的主要地质成果。

第二节　奠基阶段的地质调查研究

这一阶段从19世纪末开始持续到20世纪40年代。这个时期是地质学蓬勃发展的时期，地层学、岩石学、矿物学等学科得到长足发展；尤其是构造学领域学术思想十分活跃，提出了各式各样的大地构造假说，如地槽—地台说、大陆漂移说、放射性旋回说、对流说、脉动说等，都是在这一期间提出或确立的。在我国则由李四光与黄汲清先后提出地质力学与多旋回构造运动的学说（程裕淇等，1993）。基于这样的历史背景，对青藏高原的地质调查研究也向前迈进了一大步，除在喜马拉雅地区、克什米尔地区、帕米尔地区进行更详细的调查研究，厘定了前寒武系至古近系—新近系地层系统，并与阿尔卑斯地区进行对比研究外，在构造研究上也获得巨大进展，基本上奠定了喜马拉雅山的构造格局。此外，调查研究已深入到喀喇昆仑、藏东、川西、滇西以及腹地部分地区，而且我国许多地质学家已开始进行青藏高原的地质调查研究。

19世纪末到20世纪初，各国地质学家在喜马拉雅地区、喀喇昆仑地区等的地质考察仍然以古生物地层调查研究工作为主，只不过调查的地区、路线更多，工作更详细，较详细地研究、划分了前寒武纪至新近纪各时代地层，并与阿尔卑斯地区进行了对比。这一时期对喜马拉雅地区地质调查贡献最大的科学家包括海登（Hayden）、克拉福特（Krafft）、迈克马洪（Mcmahon）、诺特林（Noetling）和戴尼尔（Diener）等（Hayden，1912；Diener，1912）。特别是奥地利著名地质学家休斯（Suess）接受了地槽学说思想，提出地台概念，较深入地分析研究和对比了喜马拉雅山与阿尔卑斯山的地质特征，发现这两个相距甚远的山系具有相似的构造特点和排列规律，于1893年提出“特提斯”的概念，以代表地质历史时期存在于欧亚大陆与非洲、印度大陆之间横亘于赤道附近的一个大洋，它从苏门答腊、东帝汶经云南至喜马拉雅、帕米尔、兴都库什达小亚细亚（黄汲清等，1987）。1901年，休斯又把特提斯海的消亡归因于安加拉古大陆与冈瓦纳古大陆的拼合，认为正是这种拼合形成了西藏、喜马拉雅及阿尔卑斯等褶皱山系（Suess，1908）。他认为喜马拉雅山系是由自北而南的侧压力作用形成的，亚洲中部其他山系也是向南运动的。所以在他的名著《地球的面貌》一书中强调指出：“整个欧亚大陆南缘以一系列的大褶皱带朝印度—非洲方向推进；这些褶皱一个挨一个地形成紧密弧形构造，而长距离地向印度—非洲陆块逆掩”（黄汲清等，1987）。从这些阐述中不难看出，休斯虽主张槽—台学说，强调垂直运动的重要性，但他实际上承认了水平运动的存在，肯定了大陆块体远距离的漂移和逆冲推覆构造的存在，承认垂直运动与水平运动的联合作用是形成喜马拉雅、阿尔卑斯复杂构造带的主因，这在认识喜马拉雅构造特点及成因上不能不说是一个巨大的进步。

斯文赫定（Sven Hedin）于1899年～1902年、1906年～1908年以及1918年～1922年3次对西藏西部、北部和南部进行了考察，发表50余篇有关青藏高原的论著，其中9卷本的《藏南》一书较全面地描述了西藏的自然现象，特别是地质、地貌的情况和特点（孙鸿烈等，1996）。他详细测量了许多湖盆的湖区面积、海拔高度、盐度等，记述了湖

泊展布特点、湖泊退缩岸线、阶地及沉积物（郑绵平等，1989），并根据近百个湖泊海拔高度的实测资料，得出高原地势总的倾斜特点，绘制了纵贯高原西部的6幅南北向剖面图；首次描述了冈底斯—念青唐古拉山系，并将其命名为“外喜马拉雅”（孙鸿烈等，1996）。同时在喀喇昆仑山发现白垩纪化石（Huang T K，1945）。

20世纪20年代，阿尔冈（Argand，1924）在讨论喜马拉雅山成因时，提出了印度大陆大规模地向亚洲大陆之下俯冲导致喜马拉雅山的形成和相对向南运动的观点。这种接近现代认识水平的比较先进的观点，在当时却遭到地质学家的普遍反对，认为这样大规模的运动缺乏力学上的依据。后来，印度地质学家瓦迪亚（Wadia，1926；1931）把喜马拉雅造山过程归因于来自北面的压力，认为这种压力导致山南的逆冲抬升及喜马拉雅弧的向南弯曲。地理学家雷克（Lake）则认为是由于逆冲在与地球面相交切和地球不等面弧形弯曲本身即可造成喜马拉雅山向南弯曲。在此期间，台克曼（Teichman）在藏东昌都等地进行了地质调查；格里戈里（Gregory）等在滇西开展了地质调查研究，在石鼓附近可能属泥盆纪的灰岩中发现层孔虫，在上三叠统发现六射珊瑚化石（黄汲清，1945）。

20世纪30年代，赴高原南部边缘进行地质考察者甚众。瑞士地质学家汉谟（Heim）凭借他在阿尔卑斯地质研究之经验以及在扬子地区（1929年～1931年）和印度（1935年）进行地质调查的实践，于1936年横穿喜马拉雅山进行了比较性地质研究。当时与他同行的，一位是登山家威克尔特（Weckert）（因病退出喜马拉雅山探险），另一位即著名的研究喜马拉雅山专家甘塞（Gansser）。1939年汉谟与甘塞合著出版了《1936年瑞士中喜马拉雅地质观测》一书（Heim *et al*.，1939）。书中将喜马拉雅区划分为几个构造带，并认为叠瓦状构造导致喜马拉雅构造带的形成，这种叠瓦片一个压在另一个之上。整个喜马拉雅地区的小型叠瓦构造被几条向北倾斜的主要逆冲带（如主中央逆冲带）所切割。他们还认为，由于逆冲带底部的摩擦作用，终于使深部温度达700℃以上，使岩石熔融，可促进岩片的滑动，并产生地震。这些观点已接近当前的看法，仍具有很大的借鉴意义。他二人还继格里斯巴赫、迪乃尔、克拉福特之后到西藏西部札达县与库蒙地区奇底宗（Chitichum）—奇尔卡尔（Kiogar）一带进行调查，除记述二叠系、三叠系、侏罗系存在“喜马拉雅相”和“西藏相”的区别外，并认为“西藏相”属于“外来体”系统，从而使奇底宗—奇尔卡尔地区成为举世瞩目的“外来体”的“典型地区”（杨遵仪等，1990）。

那琳（Norin）于1931年～1935年曾多次赴阿里地区西部至昆仑山进行地质调查，研究了这些地区的地层古生物，在阿里地区的窝尔巴错发现与克什米尔集块板岩类同的窝尔巴错（Horpatso）岩系（杨遵仪等，1990）。同时进行了盐湖的调查研究，首次发现西藏盐湖中存在镁硼酸盐（郑绵平等，1989）。

在此期间，金顿华尔德（Kingdon Ward）于1934年在东喜马拉雅地区进行了调查，注意到察隅一带存在花岗岩和片麻岩。洛采在川西调查，在雅陇江一带西康群中发现可能属二叠纪—三叠纪的化石。戴特拉（De Terra）在喀喇昆仑及昆仑山进行了地质调查，并研究了喜马拉雅山及阿尔卑斯山的造山作用。里德（Cowper Reed）在藏南、滇西进行调查，在滇西肯定海相侏罗系存在，命名为“柳湾层”，与缅北“南瑶系”对比。米士

(Misch)、布朗（Coggin Brown）等在滇西作了地质调查，布朗在滇西首次发现海相侏罗系，误认为“石炭系—二叠系”；将保山一带浅变质岩系称“高良系”，时代定为前寒武纪（Huang T K，1945）。

进入20世纪40年代，虽然又进行过多次探险活动，除地质调查外，伴随大地测量及自然灾害探测开展了少量重力学、地震学及磁学研究，但从总体看在地质理论上未能取得突破性进展。

对这一阶段喜马拉雅地质调查起重大促进作用的是20世纪20年代晚期印度喜马拉雅俱乐部的成立。这种俱乐部最早是由孟加拉国的德鲁（Drew）和姜逊（Johnson）于1866年倡议的。后来弗里士费德（Freshfied）结合他们的设想起草成文，于1884年发表在《阿尔卑斯杂志》（《The Alpine Journal》）上。但直到1927年10月6日俱乐部才诞生，并于1928年2月17日举行了成立仪式。俱乐部的宗旨是鼓励、支持喜马拉雅的旅行及调查，通过科学、艺术、文学、体育等活动增进和提高对喜马拉雅山及邻区山脉的认识。俱乐部每年出版一期《The Himalayan Journal》。俱乐部对推动喜马拉雅山的调查研究确实发挥了重要作用，支持和参与了喜马拉雅山的探险活动和地学调查，开展了学术交流活动。

俱乐部成立前后的数十年中，包括印度、英国、瑞士、奥地利、意大利、法国、荷兰、美国、波兰等各国组织了几十次地质探险、气象及动植物学考察、登山、旅游、滑雪等活动，吸引了数以百计的地质学家、地理学家、测量学家、地球物理学家、气象学家、动植物学家、登山家、新闻记者及学生等参加考察和探险。最著名的几次探险是：1913年、1914年及1930年由意大利地质学家菲利浦（De Fillippi，1932）领导的探险；1922年、1925年、1929年～1930年及1935年由荷兰地质学家维塞尔（Visser）领导的探险；1927年～1928年由德国特林克雷尔（Trinkler）和1932年由德国戴特拉（De Terra，1936）领导的探险；以及英国探险家于1937年在施普顿（E Shipton）领导下的探险等。最著名的地质学家包括印度的瓦迪亚（Wadia）、奥登（Auden，1935）；德国的戴特拉（De Terra）、米士（Misch），还有瑞士的汉谟（Heim），意大利的戴索（Desio）等。探险地区除喜马拉雅外，包括喀喇昆仑山、帕米尔高原、克什米尔地区以及青藏高原内部某些地区。探险考察项目包括地质学、冰川学、地貌学、测量学、气象学、动植物学以及地球物理学等。

在这一阶段，我国地质学家已经涉足于高原的地质调查，并已在高原东部进行了大量工作。1929年谭锡畴、李春昱赴川西进行地质调查，编制了四川和西康东部地质图，出版《西康东部地质矿产志略》（1931年出版）和《四川西康地质志》（1959年出版），命名了“康定片麻岩”和“西康系”，并首次在雅江一带“西康系”中发现 *Podozamites* sp.，否定了洛采将其划归元古界的推断，当时误定为侏罗系①。1935年，尹赞勋、路兆洽在滇西北维西、丽江一带进行调查，发现大量三叠纪化石，创建下三叠统“洗马圹页岩”、上三叠统“蚌螂页岩”等名称②。此外，张兆瑾等曾在金沙江一带调查，罗文

① 成都地质矿产研究所．1980．西南地区地层总结　三叠系、寒武系

② 成都地质矿产研究所．1980．西南地区地层总结　三叠系

柏在昌都—玉树一带进行了地质调查。

抗日战争期间，由于众所周知的历史原因，我国地质学家云集西南地区，深入青藏高原，特别是川西、滇西进行地质调查的地质学家显著增多。1937 年，盛莘夫、阮维周、崔克信等在大渡河流域进行了地质调查；同年地理学家徐近之赴纳木错调查盐湖；1938 年孙健初在青海湖一带进行了路线地质调查；1941 年熊永先在松潘一带从事地质调查，把分布于本区的一套浅变质岩系命名为“草地系”，时代定为石炭纪—二叠纪（实为三叠纪）；1942 年程裕淇等在康定、泸定、道孚一带开展调查研究，首次肯定“康定片麻岩”属前寒武纪；黄媛堂（1939 年）、黄元宗（1941 年）、王鸿祯（1942 年）、边兆祥（1943 年）、孙云铸（1945 年；1947 年）、路兆洽、白家驹（1945 年）、司徒穗卿（1947 年）等先后赴滇西开展以地层为主的调查研究。孙云铸等在保山一带发现三叠系，采获晚寒武世三叶虫化石，将其命名为“孔雀寺层”及“保山层”①。1944 年叶连俊、关士聪将川甘陕交界一带不整合于泥盆系之下的一套变质火山—碎屑岩系命名为“碧口系”，时代划归震旦纪、志留纪②。特别值得指出的是，黄汲清在其 1945 年发表的名著《中国主要地质构造单位》中，对青藏高原的地质构造作了集大成的深刻分析，划分了构造单元，论证了包括昆仑山、祁连山、康滇、松潘、喀喇昆仑、喜马拉雅、冈底斯山等在内的各构造带的造山旋回，指出喜马拉雅地槽以寒武纪至始新世连续海相沉积为特征，喜马拉雅运动存在 3 个主要造山运动幕，以及从喀喇昆仑山到喜马拉雅山再到恒河平原的构造“迁移”现象。书中论及的许多观点至今仍有重要的借鉴价值（Huang T K，1945）。

第三节　大发展阶段的地质调查研究

20 世纪 50 年代到 20 世纪 70 年代是青藏高原地质调查研究的大发展时期，调查地区已遍及整个高原。这一阶段的基本特点是，区域地质调查、矿产普查勘探与地质科学研究相结合，重点地区的详细调查研究与广大地区的路线地质调查研究相结合，并已开始进行部分方法的地球物理调查。中国境内的地质调查几乎全部是由中国科学家进行的。

进入 20 世纪 50 年代以后，我国政府和各有关地质部门十分重视青藏高原的地质调查研究和矿产资源勘查工作。在 20 世纪 50 年代初期（1951 年 ~ 1953 年），以李璞为首的西藏工作队地质组在西藏东部、中部和南部进行了路线地质调查，编写有《西藏东部地质及矿产报告》等专著，新发现和命名若干地层名称，对所到地区的地层、侵入岩、构造等均做了概略的调查研究和论述（西藏自治区地质矿产局，1993）。为了解决国家能源供给问题，从 1954 年开始，燃料部石油地质总局、石油部青海石油勘探局和地质部柴达木石油普查大队（632 队）先后在柴达木盆地开展了以石油为主的地质及地球物

① 成都地质矿产研究所．1980．西南地区地层总结　寒武系、三叠系

② 成都地质矿产研究所．1980．西南地区地层总结　震旦系

理勘查工作。次年，孙殿卿（1993）等与地质部632队合组专题研究队，对盆地、特别是北部古近纪—新近纪地层、构造进行了调查研究，提出“水鸭子墩等地‘反S型’和雁行状构造以及扭动构造控制油气聚集和分布”的见解，著有《柴达木盆地北部第三纪地层及构造特征》（黄汉纯等，1996）。1956年～1958年，由中国科学院地质研究所等单位组成祁连山地质队，以路线地质与专题研究相结合，找矿与科研相结合的方法，对祁连山及柴达木盆地北缘进行了地质调查，特别是对北祁连山和欧龙布鲁克地区的地层做了较深入的研究，并于1960年～1963年陆续出版了一套《祁连山地质志》专著，为祁连山地区以后的地质调查研究工作奠定了基础（青海省地质矿产局，1991）。在此期间，地质部组织地质队伍在川西、藏东、藏南等地开展了区域地质矿产调查研究工作。中国科学院综合考察委员会和海西地质队在柴达木盆地开展了盐湖地质及盐类矿产调查和勘探工作；地质部及中国科学院有关单位还在西藏班戈湖、杜佳里湖等湖区进行了盐类矿产的调查研究（郑绵平等，1989）。

青藏高原大规模地质调查研究始于20世纪60年代初。20世纪50年代末期，甘肃、四川、云南、青海、西藏等省、自治区相继在青藏高原开展了中、小比例尺地质调查和矿产普查勘探工作，在祁连山、龙门山、滇西等地开展了1:20万地质调查。由地质部地质科学研究院组织有关省、区地质局和高等院校完成了1:100万温泉幅、玉树幅、昌都幅、重庆幅、昆明幅、下关幅等地质、矿产图件的测编工作。在区域地质调查成果基础上，青海、四川等地质局编制出版了全省（区）地质图，矿产图等图件。1960年～1961年、1963年和1966年～1968年，中国科学院3次组织综合考察队和科学考察队，对西藏和希夏邦马峰、珠穆朗玛峰以及毗邻地区进行了地层古生物、岩石、构造等多学科的地质考察，建立了喜马拉雅地区地层系统和构造格架，出版了《青藏高原科学考察丛书》。1965年～1968年，四川省地质局第三区域地质测量大队与中国科学院南京地质古生物研究所合作，对昌都地区的地层进行了较为系统的调查研究（西藏自治区地质矿产局，1993）。1965年～1968年，由地质部地质研究所、地质部成都地质矿产研究所和四川省地质局第三区域地质测量大队共同组成的地质部川西综合地质研究队，在四川西部开展了区域地质构造的综合研究，重新厘定了川西地区地层系统及侵入岩分期；在宝兴一带首次发现早泥盆世布拉格期单笔石［镰形新单笔石 Neomonograptus falcarius（Koren）］，成为我国最早发现“志留系—泥盆系过渡层”地点之一，为研究我国志留系—泥盆系界线及泥盆纪古地理提供了重要资料；第一次测得“宝兴杂岩”7亿年年龄数据，为进一步研究、厘定扬子地台西缘一些“变质杂岩”时代发挥了作用。在此期间，中国地质科学院与四川、青海、云南、新疆等省、自治区地质局在青藏高原开展了以石油、煤、有色金属矿产及铁矿为主的矿产普查评价和科学研究工作。

20世纪70年代，除各有关省、自治区地质局、队继续在更大范围内开展1:20万地质调查和若干矿种的普查、勘探以及水文地质、工程地质勘查工作以外，还进行了拉萨幅、日喀则幅及西昆仑山等地1:100万地质填图工作。经过自50年代末期以来20余年的努力，祁连山、东昆仑山中东段、柴达木北缘、唐古拉山东段、龙门山、川西、滇西等地区，完成或基本完成1:20万区域地质调查，出版一系列区域地质调查报告和地质专著。地质部航空物探大队于1969年～1984年完成了除西藏西部以外（88°E～94°E，

29°N～33°N）航空磁测工作，编制出14幅1:100万航空磁测图及其他一系列地质、地球物理图件（杨华等，1991），为研究高原地质构造特征和某些矿产预测提供了珍贵资料。通过区域地质调查，不但消灭了青海南部、川西藏东、西昆仑山、阿尔金山以及藏南等地的地质研究“空白区”，大幅度地提高了高原的地质研究程度，而且初步查明了高原各时代地层、岩浆岩时空分布状况和特点以及基本的构造格局，解决了若干长期悬而未决的地质问题，例如，祁连山“南山系”之解体，东、西昆仑山上古生界各系层序的建立，川西高原奥陶系及理塘县热鲁盆地古近纪桉树植物群的发现，西康群、草地群、义敦群同期异相之确定等。在区域地质调查成果及其他地质资料基础上，一些省、自治区地质局编制了本省（区）不同比例尺的地质矿产图及其说明书。20世纪70年代中期，地质部地质科学研究院负责组织全国各有关勘查、科研、教学单位，以6个大区为单位进行了全国区域地层表和古生物图册的编纂工作，涉及青藏高原的新疆、甘肃、青海、四川、云南等省、自治区均编制了区域地层表分册及古生物图册，分册分别纳入西北地区及西南地区区域地层表及古生物图册，中国科学院于1973年～1980年再次组织综合考察队，在藏南、藏北更广泛地区进行了地质、地热、第四纪地质、地貌、冰川、湖泊考察，并沿亚东—安多一线开展了以爆破地震为主的地球物理调查。特别是自1973年组建的中国科学院青藏高原综合科学考察队，开展了各有关学科和专题的区域性研究，基本覆盖了青藏高原的主体，揭示了高原区域宏观尺度的自然规律（孙鸿烈等，1996）。中国地质科学院会同有关地质局、地质队在西藏、祁连山等地开展了以基性、超基性岩及铬铁矿为主的专题研究，进行了格尔木—拉萨沿线以冰川、冻土、第四纪地质为主的路线地质调查以及青海、川西、藏东铁铜矿产的专题研究。

这一阶段国外学者也以地质调查为主兼用地球物理学方法对喜马拉雅山、帕米尔高原、克什米尔等高原周边地区进行了考察研究。在这些地区从事调查研究的包括印度、尼泊尔、日本、奥地利、瑞士、法国、意大利、前苏联、美国、澳大利亚等国的科学家。到20世纪70年代，他们以地质、地球物理、古地磁等资料为依据，逐渐应用板块构造的俯冲、碰撞模式解释青藏高原成因，并探索喜马拉雅山上升速率问题和印度板块向北漂移速率问题。

第四节　深化阶段的地质调查研究

进入20世纪80年代以来，随着科学技术的蓬勃发展和我国改革开放政策的实施，青藏高原成为国际上发展地球科学的汇聚点和验证当代若干地球科学理论的试金石，特别是板块构造学说问世后，国内外地球科学界研究探讨青藏高原的积极性空前高涨。这一阶段的主要特点是，以岩石圈结构构造及其动力学以及高原隆升机制的研究为主题，采用重点地区、重要科学问题的详细研究与整个高原的综合研究相结合，地质、地球物理、地球化学相结合，定性研究与定量、半定量观测相结合的方法，开展了高层次、多学科的综合研究，并以多种形式开展了国际合作研究和交流。

继续进行并完成大面积的各种比例尺区域地质调查。随着西藏1:100万比例尺亚东

幅、改则幅、日土幅及噶大克幅地质调查的完成，整个青藏高原完成了1:100万区域地质调查工作。高原范围内云南、四川、甘肃、青海北部及南部部分地区以及藏东昌都地区的部分地区完成1:20万区域地质调查，面积共约120万km^2，约占高原总面积的50%。同时，在一些主要成矿带完成若干幅1:5万区域地质调查工作。与此同时，在西南三江地区、龙门山、滇西、昆仑山、祁连山等地区多次开展了以基础地质或矿产分布规律为主的综合研究或专题研究。在区域地质调查、科学研究及矿产资源勘查成果基础上，有关各省、自治区先后编制完成了分省（自治区）地质志及相关地质图件，使高原地区地质研究程度得以大幅提高。

这一时期青藏高原地质调查研究工作的重要特点之一是，加强了地球物理勘查和深部地质的研究。继1980年~1982年中法合作在藏南完成佩古错—普莫雍错、藏北色林错—蓬错—雅安多爆破地震测深剖面和洛札—那曲大地电磁测深剖面，以及中国地质科学院实验地震队于1983年完成的沱沱河—格尔木爆破地震剖面之后，从20世纪80年代后期开始，地质矿产部陆续组织实施了亚东—格尔木、黑水—花石峡—当金山口—阿尔泰、格尔木—额济纳旗地学断面研究，开展了以爆破地震为主的地球物理探测和与地质相结合的综合研究。中国科学院在阿里地区进行了以爆破地震为主的剖面研究。在青藏高原以爆破地震为主的地球物理剖面总长度约达4 500km。这些地学断面的完成，对于揭示青藏高原岩石圈结构、构造，研究板块构造特征及碰撞性质，探讨高原隆升机理和动力学特征等，都发挥了重要作用。

这一时期青藏高原地质调查研究的另一个重要的特点是，加强了多学科相互渗透的综合研究，把重点地区精细调查研究与区域性综合研究相结合。1980年~1985年，地质矿产部青藏高原地质调查大队承担了“青藏高原形成、演化及主要矿产分布规律”科研攻关项目，对高原及其周边地区进行了全面的地质矿产调查研究，进一步完善或建立了各地区地层系统，编纂出版了《西藏古生代地层及古生物》、《青藏高原三叠系》等专著；以西藏为重点进行了不同时代岩浆岩、沉积岩、变质岩研究，补充了典型成岩、成矿资料；进行了构造地质、第四纪地质、地貌的调查研究，探讨了高原隆升的过程和机制；对阿里、羌塘地区进行了综合考察，填补了该区地质研究的“空白区”，编纂出版了《西藏阿里地质》及《西藏阿里古生物》等专著（郭铁鹰等，1991；杨遵仪等，1990）；进行了主要成矿带、重点矿种成矿地质背景的研究；在综合研究基础上编制了1:150万《青藏高原及邻区地质图》，1:400万青藏高原大地构造图及矿产图，1:250万青藏高原构造体系图，以及一些地质专著，系统论述了青藏高原地质及其演化，以及主要矿产分布规律，大幅度地提高了高原全区地质研究程度（刘增乾等，1990）。1973年开始，中国科学院青藏高原综合科学考察队以“青藏高原的隆起及其对自然环境和人类活动的影响”为主题，对高原进行了多学科综合考察。1973年~1992年，先后完成西藏自治区、横断山、喀喇昆仑山与昆仑山、可可西里山等4个地区的考察任务，积累了丰富的科学资料，开展了理论研究。1993年青藏高原研究被纳入国家攀登计划，“青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究”被列为国家重大基础研究项目（孙鸿烈，1996）。经过4年的研究，在地质方面取得许多重要成果：首次在高原西部沿吉隆—鲁谷—三个湖进行了综合地球物理剖面探测，揭示了本区岩石圈结构特征，表明本区雅鲁

藏布缝合带深部构造与高原东部明显不同，班公错—怒江缝合带地壳、岩石圈有明显错断；详细研究了昆仑山加里东构造带，证明本区早古生代地层发育齐全，构造—岩浆活动强烈；在喜马拉雅山东端南迦巴瓦峰地区发现高压基性麻粒岩、高压富铝麻粒岩包体，其围岩为麻粒岩相片麻岩，探讨了高压麻粒岩原岩性质及形成构造环境（孙鸿烈，1996）。1990年，国家科委、中国科学院、国家环保局和青海人民政府共同组成可可西里综合科学考察队，在地质方面重点考察了本区地质特征和演化，晚新生代以来高原隆升对自然环境影响，自然资源开发利用前景评价等，编著了包括《青海可可西里地区地质演化》在内的4本专著和1部画册，并附有1:50万的《青海可可西里及邻区地质图》（张以茀等，1996）。在此期间，地质矿产部和中国科学院等单位还在滇西、西南三江（横断山脉）、松潘—甘孜、昆仑山、阿尔金山、柴达木盆地等地区开展了较详细的地质矿产调查研究，取得一些重要新成果。地质矿产部为总结几十年青藏高原地质矿产调查研究成果，为科研、勘查工作提供资料，编纂出版了20余集的《青藏高原地质文集》。

这一时期青藏高原地质调查研究的第三个特点是，1980年以来，先后实施了一系列规模不等的中外合作研究项目。1980年～1984年由地质矿产部、中国科学院与法国科研中心联合实施的“喜马拉雅地质构造与地壳上地幔的形成演化”中法合作研究项目，完善了喜马拉雅及藏北申扎地区古生代地层系统，深入研究了石炭二叠纪冰海相沉积和冷水型动物群，特别是冷水型珊瑚群；详细研究、建立了雅鲁藏布江完整的蛇绿岩剖面以及雅鲁藏布高压低温蓝闪石片岩带及冈底斯高温变质带；爆破地震、大地电磁及地磁差分测深揭示了高原地壳厚度及结构特征。中国科学院与英国皇家学会联合组织的中英青藏高原综合地质考察队，于1985年沿拉萨—格尔木公路横穿青藏高原进行了综合地质考察，并在5个地区进行了较详细的地质填图，开展了地层、岩石、构造、古地磁、同位素地球化学及活动断层等的研究，出版了《青藏高原地质演化》一书，总结报导了科学考察的主要成果（常承法，1990）。由地质矿产部、美国国家科学基金会与中国自然科学基金委联合资助，由中国地质科学院与美国康奈尔大学、锡拉丘兹大学、哥伦比亚大学共同承担实施的“国际喜马拉雅和西藏高原深剖面及综合研究”（INDEPTH）项目，于1992年和1994年进行了两期深地震反射剖面探测。第一期试验剖面帕里—荡拉—萨马达，长约100km，在地壳中部发现一向北缓倾的强反射带，可能代表一逆冲断裂或巨大拆离带，显示了印度地壳整体或下地壳沿此拆离带俯冲于藏南之下，并将其命名为主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）；上地壳反射丰富，显示大规模叠瓦状结构，下地壳反射同相轴呈短而有规律分布，显示塑性流变特征；剖面南部莫霍反射明显，显示双莫霍的存在；莫霍层以下多条反射反映了上地幔的成层结构和变形特征（赵文津等，1996a；赵文津等，1996b）。由中国地质科学院与法国国家科研中心联合进行的“东昆仑及邻区岩石圈缩短机制”的中法合作研究项目，经1992年～1994年的合作研究，利用岩石圈探测仪（Lithoscope）完成目前世界上最长的一条天然地震监测剖面：定日—嘎拉—格尔木—锡铁山剖面（全线长约2 000km）。探测结果表明：各构造单元地震多向异性有明显变化，上地幔多向异性方向与地表构造走向不完全一致；在雅鲁藏布江缝合带、崩错—嘉黎断裂、昆仑断裂两侧，各向异性强度、方向有明显变化，而金沙江缝合

带和班公错—怒江缝合线南、北两侧则没出现多向异性的变化；金沙江缝合带200km深度以下存在一个长250km以上，延伸150km的巨大低速体，推测为一地幔柱（姜枚等，1996）。在地质调查研究上，也有许多新发现、新认识，提出若干新观点。此外，还开展了中法喀喇昆仑地区的合作研究，中德雅鲁藏布江喜马拉雅沉积地质合作研究，中日西藏高原合作研究，中意西藏地热勘查研究，中美龙门山—滇中GPS测量地壳形变的合作研究，中德意合作进行的喜马拉雅及青藏高原大地水准测量，以及其他一些小规模的合作研究。

通过以上我国各部门和广大科学家的潜心研究和国际合作研究，在颇大程度上完善了青藏高原的地层系统和侵入岩分期序列，较深入地研究了若干重要地段的地质构造，揭示了高原地壳、岩石圈结构、构造及其演化特征，论证了高原隆升过程、机制及其动力学特征。近年的研究工作还表明：当前青藏高原研究的重点已经转向岩石圈各层圈及软流圈相互作用，碰撞后造山过程和高原隆升及地壳变形的定量、半定量研究。

对青藏高原形成、演化和隆升机制的认识，目前国内外学者仍然众说纷纭，提出了各式各样的模式。按力学机制，这些模式似乎可分为三大类：一类是以印度板块挤压为动力源的俯冲、碰撞模式，包括滑线场模式、推挤模式、菱形块体模式、俯冲碰撞模式等；第二类以垂向负荷力为动力源的重力作用模式，包括重力流扩展模式、深源热动力、热效应力作用模式等；第三类是以水平挤压和垂直方向负荷为力源的双重挤压模式，包括双向挤压模式、岩石圈深层扩张模式等。

人们对青藏高原科学探索的热情方兴未艾，已经积累的丰富地质、地球物理、地球化学资料和研究成果，未来将要获得的新发现、新成果，必将为青藏高原隆升机制、深部作用过程及大陆动力学的解释作出新的贡献。青藏高原作为全球诞生地球科学新理论、新模式的圣地之一，为期也许不远了。

参 考 文 献

常承法．1990．青藏高原地质演化．北京：科学出版社，7～9

程裕淇，王鸿祯．1993．中国大百科全书地质学卷．北京：中国大百科全书出版社，152，186

郭铁鹰，梁定益，张宜智等．1991．西藏阿里地质．武汉：中国地质大学出版社，1～393

黄汉纯，黄庆华，马寅生．1996．柴达木盆地地质与油气预测—立体地质、三维应力、聚油模式．北京：地质出版社，Ⅲ～Ⅳ

黄汲清，陈炳蔚．1987．中国及邻区特提斯海的演化．北京：地质出版社，1～109

姜枚，吕庆田，史大年等．1996，用天然地震探测青藏高原中部地壳上地幔结构．地球物理学报，39（4）：470～482

姜春发．1993．多旋回构造运动说．见：程裕淇等主编．中国大百科全书地质学卷．北京：中国大百科全书出版社，186～187

刘增乾，徐宪，潘桂棠等．1990．青藏高原大地构造与形成演化．北京：地质出版社，1～7

青海省地质矿产局．1991．青海省区域地质志．北京：地质出版社，1～6

孙鸿烈．1996．青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊（1995）．北京：科学出版

社，1～2
孙鸿烈，郑度．1996．青藏高原的形成演化．上海：上海科学技术出版社，1～3
孙殿卿．1993．地质力学．见：程裕淇等主编．中国大百科全书地质学卷．北京：中国大百科全书出版社，152
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，1～5
杨华，梁月明．1991．青藏高原东部航磁特征及其与构造成矿带的关系．北京：地质出版社，Ⅰ～Ⅳ
杨遵仪，聂泽同，张宜智等．1990．西藏阿里古生物．武汉：中国地质大学出版社，1～15
张以弗，郑祥身．1996．青海可可西里地区地质演化．北京：科学出版社，Ⅰ～Ⅳ
赵文津，冯昭贤．1996a．青藏高原大陆动力学研究．地球学报，17（2）：119～128
赵文津，Nelson K D，车敬凯等．1996b．深反射地震揭示喜马拉雅地区地壳上地幔的复杂结构．地球物理学报，39（5）：615～628
郑绵平，向军，魏新俊等．1989．青藏高原盐湖．北京：北京科学技术出版社，3～6
喜马拉雅地质文集编辑委员会．1984．喜马拉雅地质Ⅱ（中法合作喜马拉雅地质考察 1981 年成果之一）．北京：地质出版社，1～328
Airy G B．1855．On the copulation of the effect of the attraction of mountain-masses，as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys．Phil Trans R Soc London，145：101～104
Argand E．1924．La tectonique de I' Asie．Proc．13th Int．Geol．Congr.，7：171～372
Auden J B．1935．Transverses in the Himalaya．Rec Geol Survey of India，XIX：123～167
Colebrooke H T．1824．On the valley of the Sutluj River in the Himalaya Mountains．Trans Geol Soc London 2nd ser．I：124
De Filippi F．1932．The Italian Expedition of the Himalaya．London：Karakoram and Eastern Turkestan，1913～1914
De Terra H．1933．Himalayan and Alpine orogenesis．Proc．16th Intern．Geol．Cong．Vol．2：859～871
Diener D．1912．The Trias of the Himalayas．Mem Geol Surv India，16（3）：1～176
Fraser J．1821．Notes accompanying a set of specimens from the Himalaya Mountains．Trans Geol Soc London，60
Gerard J G．1831．Fossil shells in the snowy mountains of Tibet．Edinb New Phil Journ.，X：179
Griesbach C L．1891．Geology of the central Himalayas．Mem Geol SurvIndia，（23）：1～232
Hayden H H．1912．The geology of Spiti．Mem Geol Surv India，36（1）：1～144
Heim A，Gansser A．1939．Central Himalaya，Geological observations of the Swiss Expedition 1936．Mem Soc Helv Sci Nat，73（1）：1～245
Huang T K．1945．On Major Tectonie Forms of China．Geol．Memoirs，series A（20）：165
Hunter D G．1929．The attraction of the Himalaya．The Himalayan Journal，1：59～66
Loczy L V．1907．Beobachtungen in ostlichen Himalaya．Foldrajzi kozlemenjek，28（35）：9
Medlicott H．1868．The Alps and Himalayas，a geological comparison．London：Quat Journ，1～45
Mallet F R．1865．On the gypsum of Spiti．Mem Geol Soc India，13：2
Mallet F R．1881．On oligoclase granite at Wangtu on sujlej．Rec Geol Soc India，14：238～240
Oldham R D．1882．The thermal springs of India．Mem Geol Soc India，19：99～162
Oldham R D．1887．The gneissose rocks of the Himalaya．Geol Mag，3（4）：461
Oldham R D．1917．The structure of the Himalaya and of the Gangsetic Plain，as elucidated by geodetic observations in India．Mem Geol．Surv．India，8（2）：1～153
Strackey R．1851．On the geology of a part of the Himalaya Mountains and Tibet．Quat Journ Geol Soc，Ⅷ：292
Suess E．1908．The face of the earth．Oxford：Clarendon Press，1～400

Wadia D N. 1926. Geology of India. New Delhi: Tata McGraw-Hill publishing compang Limited, 391 ~ 411
Wadia D N. 1931. The syntaxis of the North-West Himalaya: Its rocks, tectonics and orogeny. Rec Geol Surv India, 65 (2): 189 ~ 220

结　　语

尽管目前有关青藏高原论著很多，但由于高原岩石圈的结构、构造复杂，广大地区尚缺乏较详细、系统的区域地质调查，有关深部地质、地球物理和地球化学的调查、探测研究，只局限于一些地段，多学科联合攻关不多；加上高原自然条件、交通不便等因素，不少问题尚待今后若干年内逐步解决；在认识青藏高原形成和演化的过程中，尚有艰巨的路程；让我们以百年前地学先驱 E. 休斯（E. Suess 1893）对研究特提斯—喜马拉雅时提出的格言共勉："未来学者当胜过我们对特提斯—喜马拉雅的认识，让我们继续顽强地工作，并寄期望于未来科学家朋友们"（Our scholar will some day know more than their masters do now, so let us patiently continue our work and remain friends）。

结合"八五"期间工作中存在的问题，建议今后加强以下几方面的工作：

1. 开展多学科综合考察

近 10 年大断面（GT）的编测有可取之处，但仅一线之测，解决问题不集中，"九五"期间应点、线、面、体结合，在关键地带如东西犄角地段及其邻区、高原周边造山带和断裂带、高原内部几条缝合带开展多学科综合调查，了解以上地带构造演化和深部演化过程。

2. 区域地质调查

区域地质调查是地学工作的基础，"九五"期间结合矿产、能源、水源及灾害，在羌塘—可可西里等地质研究程度较差地区开展 1:25 万 ~ 1:50 万区域地质调查，对能源、矿产及基础地区关键地段，可先开展先导性路线地质调查或专题研究。

3. 关于运用新方法技术及新理论的研究

关于新方法手段的运用应结合青藏高原实际，针对高原地质特点开展。

（1）关键地带综合地球物理探测，特别是深地震测深（DSS）大地电磁测深以及地震层析成像的继续探测研究。

（2）高温高压岩石地球物理特征的研究，包括岩石组构、地震波速、各向异性、流变特征以及熔融流体状态特征的研究。

（3）关于高原隆升过程、隆升速率等方面：除采用活动构造有关研究方法，如变形测量、震源机制、构造模拟以及热释光、^{14}C 测定等外，进一步开展 GPS 结合精密水准测量；运用同位素地球化学如裂变径迹（FTA），$^{39}Ar/^{40}Ar$ 以及多重扩散法（MDD），并结合古生物、构造地貌、沉积建造、岩相古地理等的综合对比研究以期对高原隆升提供定量—半定量数据。

（4）结合青藏高原地质特点，重点地开展流体和流体包体在构造、沉积和变质作用中的应用。

4. 关键地带及某些专题性的研究

（1）东、西犄角构造结地带（南迦巴瓦和南迦巴尔巴特）、阿尔金、雅鲁藏布江西段—喀喇昆仑、西昆仑以及三江—红河等大型走滑断裂带的形成、变形变质特征（注意

UHPMR 的发现及折返机制）的研究。

（2）几条缝合带蛇绿岩、H. P/T 变质带岩石学、地球化学、变形构造特征以及折返机制、PTtD 轨迹的研究，视条件开展可可西里地带基性—超基性岩、碱性火山岩及西金乌兰湖一带可能存在 H. P/T 变质岩的研究。

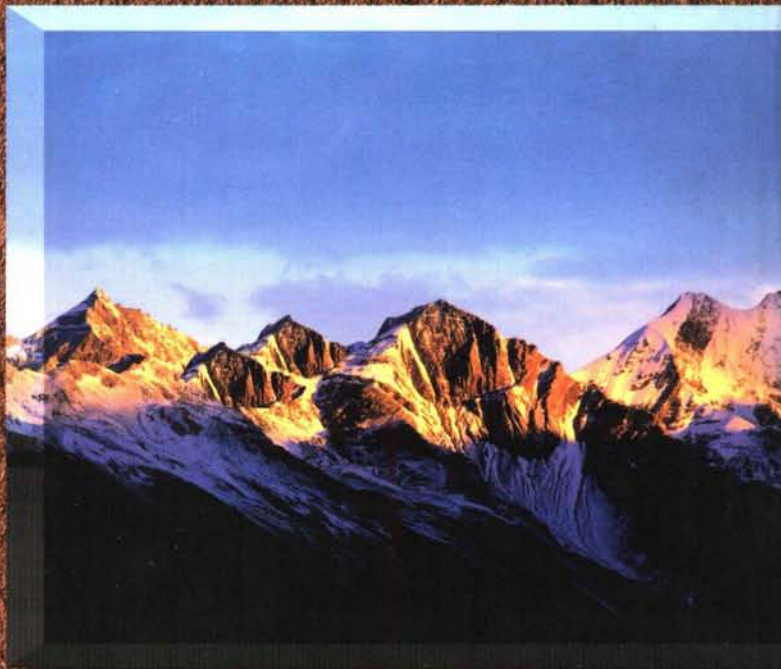
（3）新生带以来前陆盆地、走滑—拉分盆地等沉积相特征以及碰撞造山过程与盆地形成和演化关系的研究。

（4）晚古生代以来为主古地理和古生物区系特征的对比研究。

5. 进行较大范围的学术交流

“八五”计划期间由于经费等原因未进行较大范围学术交流会，“九五”计划期间应争取组织安排“喀喇昆仑—喜马拉雅—西藏高原”国际惯例学术讨论会在中国召开（该会议已召过 11 次，但从未在占有最大面积的中国开过）。

致谢：本项目由地质矿产部科技司资助，并予组织中期评议和各方面指导；地质科学院、地质矿产部地质所和西藏、青海地质矿产局等给予各方面支持；高俊博士为本册出版校订等，给予大力协助；中科院高能所新技术部王世成教授为 FTA 加班测试样品，地质矿产部地质所刘桂芳教授提供了大量青藏菊石鉴定资料，中科院地质所吴浩若教授加班测定放射虫，郭宪璞同志、王乃文教授提供了放射虫鉴定；崔军文，高锐研究员和管烨同志等提供了近年有关青藏高原构造变形和地球物理具体资料；地质矿产部地质研究所计算机制图中心、绘图室同志等承担了本书图表清绘、制作；有关超微构造、透射电镜测试由陈方远同志承担。由于项目侧重综合研究，故引用中、外地学家著述和资料较多（包括面叙），此不一一列举，对以上诸位给予的支持帮助，在此一并致以衷心谢意。



责任编辑/黄铸　李鸿明

封面设计/曹磊　版式设计/陈毅华

定价：100.00元

ISBN 7-5359-2182-5/P·52

ISBN 7-5359-2182-5

9 787535 921826 >