序

青藏高原在大地构造上是环球著名的东西向特提斯-喜马拉雅构造域的主体部分之一，是古生代以来的地质活动区，具有多类型的沉积建造、频繁的岩浆活动和变质作用以及复杂的地质构造格局。由于其地势高耸，边缘河流切割剧烈，上部地壳有较多的裸露，被国内外地质学者所瞩目，被誉为“打开地球奥秘的金钥匙”。

在1950年以前，仅有少数中外地质学者到青藏高原考察。从新中国建立以来，地质矿产部及其它有关部门进行了大量地质矿产调查工作，已完成了全区 1:100 万区域地质调查和东部地区的1:20万区测填图工作。普查找矿工作已基本遍及全区。与此同时，进行了部分矿床的勘探、大面积的航磁、水文地质和重点地区的物化探、工程地质等工作，从而基本掌握了全区地质矿产概貌。

从1979年起地质矿产部为进行全区地质矿产资料的综合研究和提高研究程度，建立了高原地质研究所，负责将高原范围内各省（区）地质矿产局及中国地质科学院有关所、队以及各地质学院联合组成青藏高原地质调查大队，承担国家下达的科 研攻关 项目“青藏高原形成、演化及主要矿产分布规律”的研究。1984年高原所并入成都地质矿产研究所，从此该项目由成都所直接领导。

通过1980—1985年分学科和课题的野外及实验研究，从1984年起，陆续提交了课题成果，至1988年底项目工作完成。项目的主要研究成果是：

1．分区补充和建立了昆仑山及其以南地区的地层系统，在地层划分及古生物研究方面有较大的突破。

2．进行了以西藏为重点地区的不同时代的岩浆岩、沉积岩及变质岩的专题研究，补充了典型成岩、成矿资料，为区域大地构造与构造成矿的研究提供了依据。

3．对全区构造体系与分区构造，主要断裂带与表皮构造、地球物理场与深部构造，地貌与第四纪地质及高原地质发展与抬升进行了专题研究，提出了新的认识。

4．配合1:100万区域地质填图，对阿里、藏北羌塘地区进行了 综合考 察，填补了我国最后一片地质空白，发现了新的有找矿前景的铬、金、铜、铁及油页岩等矿产地。

5．对重点矿产盐类、斑岩铜矿、藏北铬矿及三江、巴颜喀拉、昆仑山等地区主要成矿带的成矿地质背景进行了专题研究，在成矿和找矿理论及认识上有所提高；发现了具有巨大找矿远景的钾盐及锂、硼的新产区，提出了这些盐类开采加工的实验结果及可资利用的储量；另外，发现了大量嗜盐菌藻，并获得培养利用的初步结果。

6．以过去区调、普查及科研成果为基础，结合我们实际考察及研究的成果，对全区地质及重点矿产较全面地作了综合研究，编制了1:150万地质图，1:400万矿产图、大地构造图和 1:250 万构造体系图，系统地论述了青藏高原地质及其形成发展与主要矿产分布规律及找矿方向，探讨了全区地质工作存在的主要问题，并据此提出了今后的工作方案，提高了全区地质研究程度。

本项目有下列22项研究报告及图件：

《1:150万青藏高原及邻区地质图及说明书》
《青藏高原大地构造与形成演化》，附1:400万大地构造图
《青藏高原主要矿产及分布规律》，附1:400万矿产图
《青藏高原构造体系》，附1:250万构造体系图
《西藏古生代地层及古生物》
《西藏特提斯沉积地质》
《西藏阿里地区地质》
《青藏高原三叠系》
《青藏高原盐湖及钾、硼、锂成盐环境》
《藏北地质构造与铬铁矿分布规律》
《藏东玉龙斑岩铜矿成矿地质条件与找矿远景》
《怒江-澜沧江-金沙江地区重要金属矿产成矿特征及分布规律》
《怒江-澜沧江-金沙江地区大地构造》
《昆仑开合构造》
《巴颜喀拉褶皱系地质构造与形成演化》
《喜马拉雅前寒武系地质构造与变质作用》
《青藏高原地球物理场及深部构造》
《青藏高原新生代构造演化》
《青藏高原第四纪地质与环境》
《青藏高原遥感资料综合研究》
《西藏花岗岩类地球化学及成矿》
《青藏高原地质景观图册》

上列前三项为项目总报告的内容，其他为课题研究成果。按照项目总体设计的安排，上述研究成果已经或将要纳入地矿部地质专报系列出版。

从1980年以来，地质矿产部参加高原地调大队从事课题研究的单位有：西藏自治区地质矿产局第一、二地质大队，区域地质调查大队；青海省地质矿产局科研所，第一、二地质大队，第一水文队，区域地质调查大队；四川省地质矿产局科研所，108队，区域地质调查队；甘肃省地质矿产局区域地质调查大队；新疆维吾尔自治区地质矿产局区域地质调查大队；中国地质科学院地质所、矿床所、力学所、成都所、562队、高原所；航空物探总队；地质矿产部遥感中心；中国地质大学（武汉）；中国地质大学（北京）；成都地质学院地质系、沉积岩研究所和长春地质学院地质系。

在编写项目报告阶段，参加工作的单位有青海省煤炭局及地质矿产部石油地质研究所。

从1980年起先后参加高原项目工作的人员总数达204人。其中地质人员150人，行管后勤干部11人，驾修人员45人（包括原高原所在编人员），共组成20个课题分队，分别担任各课题及全区地质矿产资料综合研究工作。在项目及各课题报告编写阶段，由项目及课题负责人组成的"青藏地质专著编辑委员会"负责项目和课题报告编写及出版的组织工作。

高原项目是在中国地质科学院及成都地质研究所直接领导下进行的。在工作中我们得到了地质矿产部科技司、地矿司、计划司、地质出版社及西藏、青海、四川、新疆及甘肃

省（区）科委与地质矿产局的大力支持以及承担课题单位的密切合作，谨向各级领导单位和兄弟单位致以衷心感谢！在工作过程中还得到黄汲清、李春昱、杨遵仪、程裕淇、张炳熹、王鸿祯、郭文魁、宋叔和、池际尚、郝贻纯、马杏桓、李廷栋诸位教授专家的指导，在各专著或报告评审中得到更多同行专家的帮助，谨致诚挚的感谢！

本专报的编写工作是在30余年来战斗在高原上的广大地质职工辛勤劳动成果的基础上进行的，因限于篇幅未能全面体现这些宝贵的成果，在引用和论述方面难免有所遗误，望大家谅解。希望在高原工作的同行及读者对本专报的错误和缺点给予批评指正。

最后，我们以沉重的心情永远怀念1979—1980年在项目野外工作中不幸遇难的宁奇生副研究员、王国荣讲师和1986年在编写课题报告中因病逝世的张启华讲师。他们曾为青藏地质科学研究勤奋工作，并作出了积极贡献。他们为发掘祖国边疆地下资源艰苦奋斗的精神永垂不朽！

地质矿产部成都地质矿产研究所　刘宝珺　1989年3月

目　录

绪论 ……（刘增乾）（1）
第一章　大地构造单元划分 ……（刘增乾、徐　克）（7）
一、秦祁昆微板块 ……（9）
二、可可西里-巴颜喀拉微板块 ……（23）
三、喀喇昆仑-三江微板块 ……（34）
四、喜马拉雅-冈底斯微板块 ……（44）
五、主要断裂格局 ……（50）
第二章　沉积建造、岩浆活动与变质作用 ……（58）
一、沉积岩与沉积建造 ……（余光明、王成善）（58）
二、岩浆岩与岩浆活动 ……（李森钊、余希静）（69）
三、区域变质岩与变质作用 ……（卫管一）（103）
第三章　地质发展与青藏陆壳的形成 ……（刘增乾、蒋兴治）（106）
一、新太古至老元古巨旋回 ……（106）
二、新元古巨旋回 ……（107）
三、兴凯至加里东旋回 ……（108）
四、海西旋回 ……（113）
五、阿尔卑斯旋回 ……（117）
六、板块的运移 ……（122）
第四章　新生代构造演化与高原的形成 ……（潘桂棠）（128）
一、新生代构造演化 ……（128）
二、构造格局 ……（131）
第五章　主要大地构造问题及对地质构造发展规律的讨论 ……（143）
一、青藏高原巨厚地壳与高原形成机制 ……（潘桂棠）（143）
二、关于冈瓦纳古陆北界问题 ……（徐　克）（150）
三、关于青藏陆壳发展形式问题 ……（刘增乾）（154）
四、关于青藏地区的地质发展与全球构造发展的关系 …（徐　克、刘增乾）（158）
后记 ……（161）
参考文献 ……（163）
英文摘要 ……（165）

CONTENTS

PREFACE ..... (1)

Ⅰ. THE DIVISION OF TECTONIC UNITS... *Liu Zengqian, Xu Xian* (7)

1. Qingling-Qilian-Kunlun Microplate ..... (9)
2. Hoh Xil-Bayan Har Microplate ..... (23)
3. Karakorum-Sanjiang Microplate ..... (34)
4. Himalaya-Gangdise Microplate ..... (44)
5. Main Faults ..... (50)

Ⅱ. SEDIMENTARY FORMATIONS, MAGMA ACTIVITIES AND METAMORPHISMS ..... (58)

1. Sedimentary Rocks and Sedimentary Formations ..... *Yu Guangming, Wang Chengshan* (58)
2. Igneous Rocks and Magma Activities ..... *Li Taizhao, Yu Xijing* (69)
3. Regional Metamorphic Rocks and Metamorphisms ..... *Wei Guanyi* (103)

Ⅲ. GEOLOGIC EVOLUTION AND THE FORMATION OF QINGHAI-XIZANG CRUST ..... *Liu Zengqian, Jiang Xingzhi* (106)

1. Late Archaean to Early Proterozoic Huge Cycle ..... (106)
2. Late Proterozoic Huge Cycle ..... (107)
3. Caledonian Cycle ..... (108)
4. Variscan Cycle ..... (113)
5. Alpine Cycle ..... (117)
6. The Motion of Plates ..... (122)

Ⅳ. TECTONIC EVOLUTION OF CENOZOIC AND THE GENETIC MECHANISM OF PLATEAU ..... *Pan Guitang* (128)

1. Tectonic Evolution of Cenozoic ..... (128)
2. The Distribution Pattern of Geologic Structure ..... (131)

Ⅴ. THE MAIN PROBLEMS OF TECTONICS AND DISCUSSIONS ABOUT THE REGULARITIES OF TECTONIC EVOLUTION ..... (143)

1. Genetic Mechanism of Plateau and Thick Crust ..... *Pan Guitang* (143)
2. Northern Bouder of Gondwanaland ..... *Xu Xian* (150)
3. Evolutive Shapes of Continental Crust ..... *Liu Zengqian* (154)
4. Relationship of Tectonic Evolution between the Qinghai-Xizang Plateau and the Earth ..... *Xu Xian, Liu Zengqian* (158)

SUPPLEMENTARY EXPLANATIONS ..... (161)

REFERENCES ..... (163)

ENGLISH ABSTRACT ..... (165)

绪　论

一、青藏高原的位置与研究意义

青藏高原位居全球之巅，平均海拔在4500m以上，以“世界屋脊”著称。在地理上位于亚洲大陆中部偏南部位，大致介于东经75°—104°，北纬25°—40°之间。北以昆仑山、阿尔金山、祁连山为界，与塔里木盆地及河西走廊相邻。南以喜马拉雅山、锦屏山、龙门山与印度平原、云贵高原及四川盆地相邻。高原东、西分界不明显，向西大致以喀喇昆仑山与兴都库什山相接处为界，向东以乌鞘岭至岷山南北一线为界。面积约300万 km^2。青藏高原的主体部分在我国境内，包括西藏自治区及青海省全域，新疆维吾尔族自治区南部山区，四川省西部及云南、甘肃省的局部。青藏高原南部的喜马拉雅山及西部的帕米尔区跨缅甸、印度、不丹、锡金、尼泊尔、巴基斯坦、阿富汗及苏联等国境。

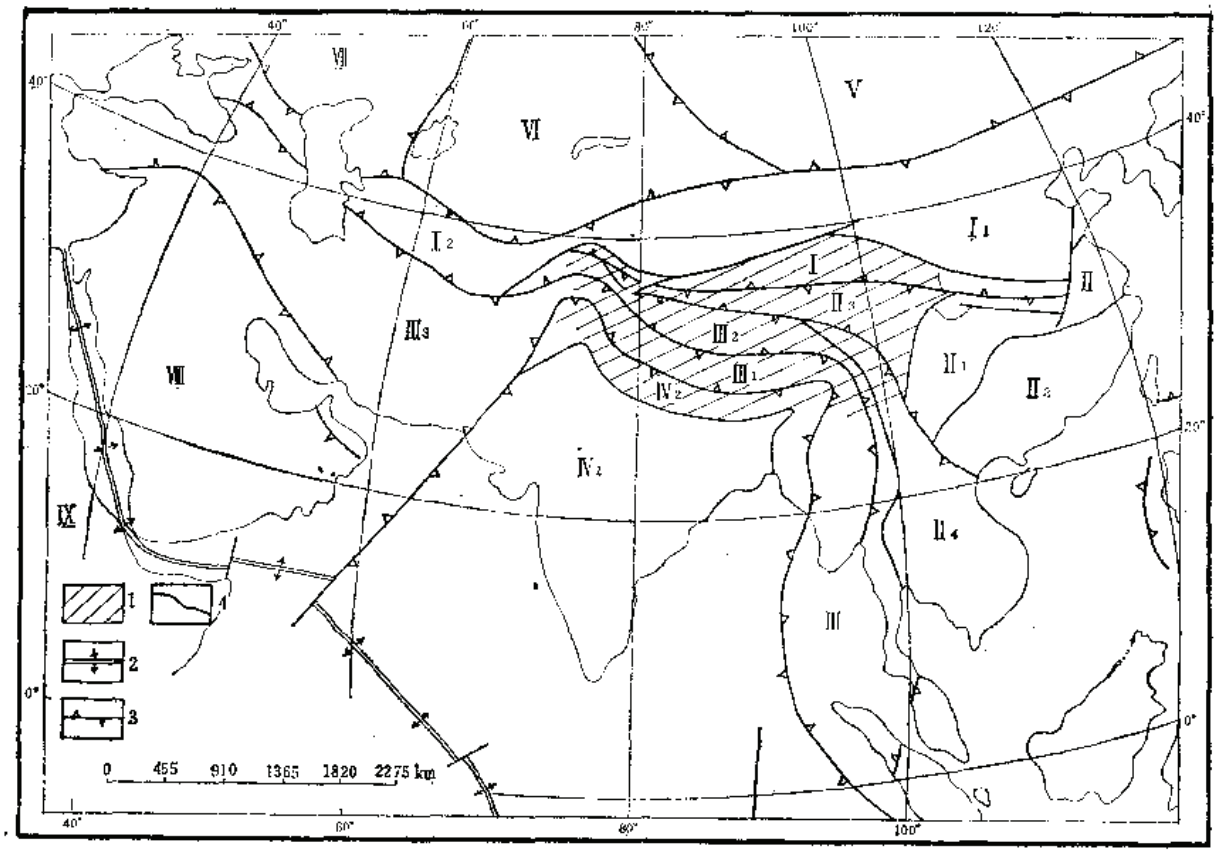
青藏高原在大地构造上位于横跨全球的巨大构造带——特提斯-喜马拉雅构造域的东段向南转折部位，夹持在稳定的塔里木-中朝、扬子及印度地块之间。其形成发展，从显生宙以来，经过了多期离散与汇聚，既有活动的特殊性，又有与相邻地区及广泛的特提斯或全球构造的相关性。

青藏高原由一系列微板块及板片组成。它们之间以深海沉积残体、蛇绿岩和混杂岩等共同组成的板块消减带的前缘缝合线或深断裂为分界，显示出高原地壳的破损镶嵌结构。拉张与汇聚、隆起与坳陷是两对贯穿着高原形成演化始终的基本矛盾。高原构造演化过程可以划分为三个主要阶段，即各微板块结晶及褶皱基底的形成阶段、青藏统一陆壳的形成阶段及高原的形成阶段。

在三度空间上，青藏高原以活动的条与稳定的块相间，主体呈东西向展布，东段向南转折，中段比较开阔。高原内发育有一系列向南逆冲的断层和突出的弧形构造带。这些逆断层和弧形构造带在南东端和南西端紧缩成横断山及帕米尔两个构造结，并出现一系列左旋或右旋的走滑断层。高原周边被向内倾伏的断层所围绕，表现出边缘柔性地壳受外围压力影响而向外围地块推覆的趋势。

可以明显三分的巨厚地壳是青藏高原的另一地质构造特征。它与新生代阶段高原的形成密切相关。地球物理探测表明，高原内部呈完整的负异常，高原边缘具重力梯度带，证明高原地壳很厚且具有明显的边界。

上述有关青藏高原地质构造与形成发展的基本特点，通过复杂而多样化的沉积建造、古生物群、岩浆活动、变质作用及突兀的地貌、多期构造活动而体现出来。它们记录了大量反映全球地质构造演化的信息。因此，进行青藏高原地质构造与形成演化的研究，除具有提高区域地质研究程度，有利于矿产的探寻及解决与国民经济建设有关的问题（如地震、地热、水文地质、工程地质）以外，还有助于全球重大地球科学理论问题的解决。所以，



青藏高原大地构造位置略图（据李春昱等1982年资料，作者做了补充）

1—青藏高原范围；2—印度洋中脊；3—板块界线；4—板内界线。Ⅰ—塔里木-中朝板块；Ⅱ—华南-东南亚板块；Ⅲ—土耳其-中伊朗-冈底斯板块；Ⅳ—印度板块；Ⅴ—西伯利亚板块；Ⅵ—哈萨克斯坦板块；Ⅶ—东欧板块；Ⅷ—阿拉伯板块；Ⅸ—非洲板块

Sketch map showing the tectonic location of Qinghai-Xizang Plateau

1—Location of Qinghai-Xizang Plateau; 2—Mid-Indian Ridge; 3—Borderline of plates; 4—Inplate boundary. Ⅰ—Tarim-Sinokorean Plate; Ⅱ—South China-Southeast Asian Plate; Ⅲ—Turkey-Central Iran-Gangise Plate; Ⅳ—Indian Plate; Ⅴ—Siberian-Plate; Ⅵ—Kazakhstanian Plate; Ⅶ—East European Plate; Ⅷ—Arabian Plate; Ⅸ—African Plate

青藏高原地质研究工作被国内外地质学家所瞩目，并被誉为“解决地球动力学的金钥匙”。限于目前工作程度，若干重大地质问题还处在探索和推论阶段。

从1960年以来，国际地质学者以海洋地质研究为基础，用新兴的板块构造学说来探索全球构造的发展已初见成效。1970年以来，国内外地质学者把特提斯-喜马拉雅构造域的研究列为重点科研对象之一。1980年，第26届国际地质会议把特提斯构造带作为重点进行讨论，并以专辑出版了主要论文，基本反映了国际著名地质学家用板块学说对西起加勒比海，向东经地中海、喜马拉雅山到印度尼西亚整个特提斯喜马拉雅构造域进行研究的新成果。从1980年以来，国内地质学者与国外学者合作，对青藏高原区域地质进行了较系统的研究，以丰富的实际资料补充了过去对本区特提斯发展推论的不足，并提出了对青藏高原形成发展的新见解。李春昱等的《亚洲大地构造图》及说明书（1982）、黄汲清等的《中国及邻区特提斯海的演化》（1988）、王鸿祯等的《中国古地理图集》（1986）和周详等的《西藏板块构造图》（1988）是我国近期用板块学说论述区域构造、探讨青藏高原形成发展的比

较全面的、具有指导意义的著作及图件；而近期陆续发表的中国地质科学院喜马拉雅地质研究队关于西藏研究的成果、地质矿产部高原地质调查大队关于青藏高原的地质论文和专著以及与青藏地区有关的各省（区）地质矿产局所编的地质志，材料新颖丰富，更具有实际意义。

二、研究的依据与方法

本文的编写是在1980—1986年地质矿产部高原地质调查大队各课题分队研究成果的基础上，参考有关各省1:100万及1:20万区域地质调查资料及国内外有关论述，以板块构造理论为指导进行的。值得特别提出的是当文成之际，青海及四川省地质志底稿亦已完成，使文中若干不足之处得以修改完善。

李春昱（1985）认为，“槽台与多旋回学说和板块学说是可以相辅相成的。特别是有关地槽的许多问题，只有借助于板块理论才能说清楚。而研究板块构造，也离不开各种有关基础地质现象的时、空与质、量变化的分析”。在本文中为了避免与槽台学说相混，对构造单元的划分和命名是按板块构造理论进行的。

青藏大陆由不同规模的微板块及板片组成。微板块的组成形式有三种，其中主要的一种一般分为三个部分：（1）大面积的古老结晶或褶皱岩系构成的基底长期裸露于地表的地区，或在基底之上有较薄的稳定型盖层、后期岩浆活动及变质作用比较微弱的地区，称为地块；（2）在地块边缘倾向海洋的海域（包括陆棚外侧的斜坡）具有陆壳基础，其中的沉积物以稳定型或过渡型浅海至次深海的陆缘碎屑或碳酸盐为主，局部形成巨厚的复理石，无火山或少火山活动，称陆缘带；（3）在陆缘带外侧，距大陆远近不一，无陆壳基础的地区，称为洋盆。在洋盆中比较活动的地带，岩浆大量喷溢，形成以基性-超基性岩及基性熔岩为主组成的洋壳。洋盆中的沉积物质有硅质岩、浊积岩、碳酸盐岩、火山碎屑岩及部分陆缘碎屑沉积。在板块的汇聚过程中，洋壳俯冲，洋盆消失，洋壳的残片与在碰撞过程中形成的沉积、岩浆及变质物质发生形变，形成板块消减带。消减带的前缘界线，亦即两个板块汇聚的界线，称板块缝合线。上述不同性质的构造带，在青藏地区内从边缘向内，或者从内部的地块向边缘形成有序的展布。微板块的第二种组成形式，是在地块的基础上，由于张裂形成一条或数条各种裂谷带。经过汇聚作用，裂谷带转变为造山带。微板块的第三种形式，是在地块边缘由于拉张作用影响，在形成边缘坳陷的基础上，出现过渡型至活动型海相沉积。在板块碰撞过程中，坳陷带褶皱隆起，形成陆缘火山岩浆弧。

裂谷是青藏大陆在地质发展中形成的重要地质构造单元之一。由于拉张作用使整个岩石圈发生破裂，因此可认为这种拉张作用是深部构造作用引起的。所谓拉张，是指在地幔地质作用支配下产生的热构造运动，即通常所说的热点和地幔柱的热效应。这里所说的破裂，是指岩石圈在热流的侵冲下，不断发生物质的扩散、相变、隆起、变薄和断陷的过程。根据裂谷所在的构造位置可将其概括分为四类，即陆内裂谷、陆间裂谷、大陆边缘裂谷及大洋中脊裂谷。它们之间往往有互相联系的演化关系。其从发生到消亡的过程可以和威尔逊构造旋回有直接联系（Burke & Dewey，1973；I.Ramberg，1978；唐连江，1985）。不同类型的裂谷有不同的沉积-火山建造。大陆裂谷在发展过程中没有达到岩石圈破裂的程度，被称为裂陷带或夭折裂谷。

板块在碰撞时出现的消减带的主要地质标志是残留的蛇绿岩带、构造混杂岩带、高压低温变质带和作为洋壳主要组分之一的深海沉积。在青藏大陆，不少消减带由于受后期构造影响，这些标志已残缺不全，或被掩盖，所以辨别板块消减带有时只能从缝合线两侧沉积和其他基础地质现象的差异和区域地质发展趋势来判别。

大陆板块通过前缘的海相沉积和在板块碰撞中通过岛弧的建设向海洋方向发展。碰撞挤压导致陆缘带发生褶皱，并出现增生陆地，其后又在增生陆地的前缘形成新的陆缘活动带。这种现象李春昱（1985）称之为"地槽迁移"，亦即构造迁移的主要表现形式之一。由于多次迁移，便形成多旋回的褶皱。因此，多旋回的构造发展，是板块活动的必然结果。

用板块学说来详细论述青藏高原地壳的形成与发展，从目前掌握的材料看，尚有一定的困难，主要是因为板块消减带及陆缘带残存的证据欠充分（它们被后期构造破坏而复杂化）。另一困难是地质研究程度较低，较多的区域地质研究是以传统的"槽台"理论为指导而进行的，因此，难以用这样的研究成果来鉴别象近代海洋及大陆边缘消减带通常存在的一些构造单元。有的构造单元只能根据现有的材料来归纳推断。

本文大地构造单元的划分和命名按下列方案进行。

1．根据青藏高原总体发展情况，可将其划分为四个明显的构造区，其中三个分别是塔里木-中朝板块、华南-东南亚板块、印度板块（包括土耳其-中伊朗-冈底斯中间板块）的延伸部分，还有一个是由它们分离出来的残块拼合而成的。由于这四个部分的结晶和褶皱基底以及后期地质发展存在差异且它们之间有明显的拉张与汇聚关系，因此可将这四个一级构造单元看成四个微板块。

2．在微板块内，根据显生宙以来主要构造活动时期和性质的差异划分二级构造单元，称板片。

3．在板片内根据主要构造活动时期所形成的地质环境划分三级构造单元。划分的依据基本上与Dickinson(1974)、Reading(1985) 所拟定的标准一致。

（1）地块　其性质如前所述。它是与板片内相对沉降的地带而言的部分，称隆起带。地块或隆起带可局部沉降形成陆内盆地，接受海相或河湖相沉积。

（2）陆缘带及离散边缘盆地　如前所述，陆缘带是海底扩张前期在地块边缘形成的陆缘盆地。离散边缘盆地的另一形式是在离散大陆边缘或地块内形成的裂谷或裂陷带。

（3）汇聚边缘盆地　是在板块或板片汇聚的环境下，形成的与火山弧（岛弧）有关的盆地，如海沟、弧前盆地、弧间盆地、弧后盆地及退弧盆地。

（4）和转换断层或剪切作用相联系的盆地。

（5）发育在大陆板块或板片碰撞和缝合阶段的盆地和增生体。

上列一、二级构造单元均以板块缝合线或深断裂作为分界。各级构造单元在本文中主要以构造性质命名，并冠以山脉、水系或地方名称。

青藏高原内断裂发育，有些断裂规模较大，具深断裂性质，其中多数由板块缝合线演变而成。它们具系统性和多期活动的特点，与区域地质构造相互关联。这里仍沿用黄汲清、任纪舜（1980）的分类方案，将断裂分为超岩石圈断裂、岩石圈断裂及壳断裂。据其力学性质。可进一步将它们分为压性、扭性及压扭性断裂。通过专题研究（杨华，1988；费鼎、蔡振京，1984）及地球物理工作，对深断裂的延深已有基本了解。在高原周边或某些构造单元边缘，推覆构造发育，并伴随有伸展构造；在各级构造单元内不同程度地存在剪

切断裂，与花样繁多的褶皱共同组成错综复杂的表皮构造。以上所述断裂将在文中分别择要叙述。对主要断裂也将分别按性质命名，并冠以地方名称。

在构造发展的时间方面，仍沿用黄汲清的多旋回方案。构造旋回从老到新依次为：（1）太古至老元古旋回（>1700Ma），因太古界与下元古界在高原未发现明显分界，故予合并。（2）新元古旋回（1700—820Ma），包括中元古代的长城纪、蓟县纪及上元古代的青白口纪；（3）兴凯至加里东旋回（820—400Ma），包括震旦纪至志留纪，其中兴凯旋回在青藏地区北部表现明显，在南部与加里东旋回无明显分界；（4）海西旋回，包括上古生代；（5）阿尔卑斯旋回，包括印支、燕山及喜马拉雅三个亚旋回，即三叠纪至现代。各旋回或亚旋回以反映构造运动的不整合面作为分界。在旋回或亚旋回内可划分出不同期次。

本文所叙沉积建造基本上是按照王鸿祯等（1986）的意见划分的，包括海相（深海、次深海、浅海、滨海）、陆相、海陆交互相，可进一步划分为稳定型、过渡型及活动型。文中按刘宝珺、曾允孚等（1985）的意见区分沉积环境及岩石组合。岩浆岩按常规区分为火山岩与侵入岩，按超基性至酸性及碱性划分岩类、旋回、期次及成因。变质作用引用董申保等（1987）的方案划分相、带及成因类型。古生物群是构造层划分对比的主要依据之一，也是供划分构造单元参考的一个方面。在文中主要对一、二级构造单元的关键性的古生物群或组合分时代作初步分析。

古地磁数据是研究板块或板片运移的关键性的依据。由于青藏地区的前寒武纪及早古生代地层多已变质，目前所取得的数据多限于上古生界至第三系，因此，本文着重对晚古生代以来的板块及板片的活动进行描述。

本文的叙述，从大地构造单元的划分开始，详细地介绍了各构造单元的地质情况及其所处的构造环境，继之分旋回概述了沉积建造、岩浆活动与变质作用的特点及与大地构造的关系。在论述地质发展时，划分了两个部分，即青藏统一大陆的经历与青藏高原的形成。

通过对青藏高原大地构造的研究，发现了一些存在的主要问题和一些具有特殊意义的活动构造。本文对主要问题作了较系统的讨论，对具有特殊意义的活动构造如裂谷、碰撞造山带、推覆构造以及对巨厚地壳的形成和高原的抬升等问题作了理论性探讨。

青藏科研项目基础地质总报告是一个集体写作成果，共分十一章，约100万字。参加编写的人员（以章节先后为序）有：刘增乾、武奇龄（前言、自然地理）；焦淑沛、张伯南、李善姬、梁定益、聂泽同、杨增荣、饶靖国、范影年、张正贵、饶荣彪、张启华、徐钰林、万晓樵、钱方（地层）；余光明、王成善（沉积岩）；刁志忠、李泰钊、徐宪、王培生、刘朝基、余希静、冯秉贵、戴丙春、王洁民（岩浆岩）；卫管一、王云山（变质岩）；杨华、陈炳蔚（地球物理、深部地质）；郑海翔、彭耀全、张选扬（区域构造及地质发展）；潘桂棠、吴锡浩（新生代构造）；刘增乾、潘桂棠、饶荣彪、徐宪（问题的讨论、今后工作建议，并收尾）。

本文是在青藏科研项目报告（1987）“青藏高原地质与形成演化”的基础上压缩改写而成的。在改写过程中得到了黄汲清、李春昱、张炳熹、马杏垣、刘宝珺诸教授的指导，肖序常、任纪舜、王乃文、汤耀庆、李光岑、张以弗及成都地矿所诸同志的帮助，地质矿产部高原地质调查大队各分队的协作配合。在验收中又蒙王鸿祯、宋叔和、李廷栋、常承

法、陈鑫诸教授提出宝贵意见。最后得到地质矿产部科技委员会及地质出版社的支持，得以顺利出版。在此，谨向上述单位和个人致以衷心感谢。

本文执笔人员见文前目录。全文由刘增乾统稿。英文摘要由俞如龙翻译。图件清绘工作由罗异常、孙燕鸣、徐丽玲、吴剑担任。

第一章　大地构造单元划分

青藏高原的广大地区内除了具有板块消减带外，还具有太古代(?)至元古代结晶及变质褶皱基底。高原在地质发展中有明显的分区性、系统性与多旋回性。分区性体现在各级构造单元之间有各自的特性上。系统性是指在一级单元内二、三级单元之间有不可分割的成因联系。多旋回性表现为构造层的多元叠覆、岩浆活动、变质作用和构造运动、变形的多期性。

根据地质发展和区域地质情况，青藏高原划分为四个一级构造单元，即祁连-昆仑-西秦岭（简称秦祁昆）微板块、可可西里-巴颜喀拉微板块，喜马拉雅-冈底斯微板块及喀喇昆仑-三江微板块。前三者分别是相邻的塔里木-中朝板块、华南-东南亚板块和印度板块的延伸部分；后者是由华南-东南亚板块及印度板块的离散部分发展汇聚而成的。它们都以具板块缝合线性质的深断裂作为分界。在一级构造单元之下可划分出12个二级构造单元和41个三级构造单元（图1-1，表1-1）。

表 1-1　青藏高原大地构造单元划分表

Table 1-1 Tectonic units of Qinghai-Xizang Plateau

一级	二　级	三　级
Ⅰ、秦祁昆微板块	Ⅰ₁ 祁连加里东板片	Ⅰ$^{1}_{1}$河西走廊陆缘带
		Ⅰ$^{2}_{1}$北祁连裂谷带
		Ⅰ$^{3}_{1}$中祁连隆起带
		Ⅰ$^{4}_{1}$疏勒南山—拉鸡山裂谷带
		Ⅰ$^{5}_{1}$南祁连陆缘带
		Ⅰ$^{6}_{1}$欧龙布鲁克隆起带
	Ⅰ₂柴达木-东昆仑加里东板片	Ⅰ$^{1}_{2}$柴北缘裂谷带
		Ⅰ$^{2}_{2}$柴达木地块
		Ⅰ$^{3}_{2}$祁曼塔格裂谷带
		Ⅰ$^{4}_{2}$东昆仑隆起带
	Ⅰ₃西秦岭海西-早印支板片	Ⅰ$^{1}_{3}$宗务隆山裂陷带
		Ⅰ$^{2}_{3}$兴海-卓尼沉降带
	Ⅰ₄西昆仑-北帕米尔海西板片	Ⅰ$^{1}_{4}$塔里木南缘隆起带
		Ⅰ$^{2}_{4}$西昆仑北缘裂谷带
		Ⅰ$^{3}_{4}$西昆仑隆起带
Ⅱ、可可西里-巴颜喀	Ⅱ₁昆仑山南缘-西倾山海西板片	Ⅱ$^{1}_{1}$昆仑南缘裂谷带
		Ⅱ$^{2}_{1}$西倾山隆起带
	Ⅱ₂可可西里-雅鲁藏布江晚印支板片	Ⅱ$^{1}_{2}$阿尼玛卿裂谷带
		Ⅱ$^{2}_{2}$曲麻莱-松潘陆缘带
		Ⅱ$^{3}_{2}$龙门山-磨盘山边缘隆起带
		Ⅱ$^{4}_{2}$甘孜-理塘板块消减带
		Ⅱ$^{5}_{2}$炉霍-道孚裂谷带
拉微板块	Ⅱ₃羊湖-义敦晚印支板片	Ⅲ$^{1}_{3}$多格错仁强玛错-白玉岛弧带
		Ⅲ$^{2}_{3}$木里隆起带
		Ⅲ$^{3}_{3}$中咱微地块
Ⅲ、喀喇昆仑-三江微板块	Ⅲ₁昌都印支板片	Ⅲ$^{1}_{1}$昌都地块
		Ⅲ$^{2}_{1}$江达-德钦陆缘火山弧及金沙江板块消减带
	Ⅲ₂羌塘-唐古拉早燕山板片	Ⅲ$^{1}_{2}$羌塘地块
		Ⅲ$^{2}_{2}$唐古拉陆缘带
		Ⅲ$^{3}_{2}$左贡微地块
		Ⅲ$^{4}_{2}$龙木错-依布茶卡陆缘带
		Ⅲ$^{5}_{2}$班公湖-怒江板块消减带
	Ⅲ₃中、南帕米尔-喀喇昆仑早燕山板片	Ⅲ$^{1}_{3}$中帕米尔地块
		Ⅲ$^{2}_{3}$喀喇昆仑-林济塘陆缘带
		Ⅲ$^{3}_{3}$南帕米尔板块消减带
Ⅳ、喜马拉雅-冈底斯微板块	Ⅳ₁冈底斯-念青唐古拉晚燕山-早喜马拉雅板片	Ⅳ$^{1}_{1}$措勤-念青唐古拉隆起带
		Ⅳ$^{2}_{1}$川巴-比如复合陆缘盆地带
		Ⅳ$^{3}_{1}$冈底斯陆缘火山岩浆弧带
	Ⅳ₂喜马拉雅板片	Ⅳ$^{1}_{2}$高喜马拉雅隆起带
		Ⅳ$^{2}_{2}$北喜马拉雅陆缘带
		Ⅳ$^{3}_{2}$印度河-雅鲁藏布江板块消减带

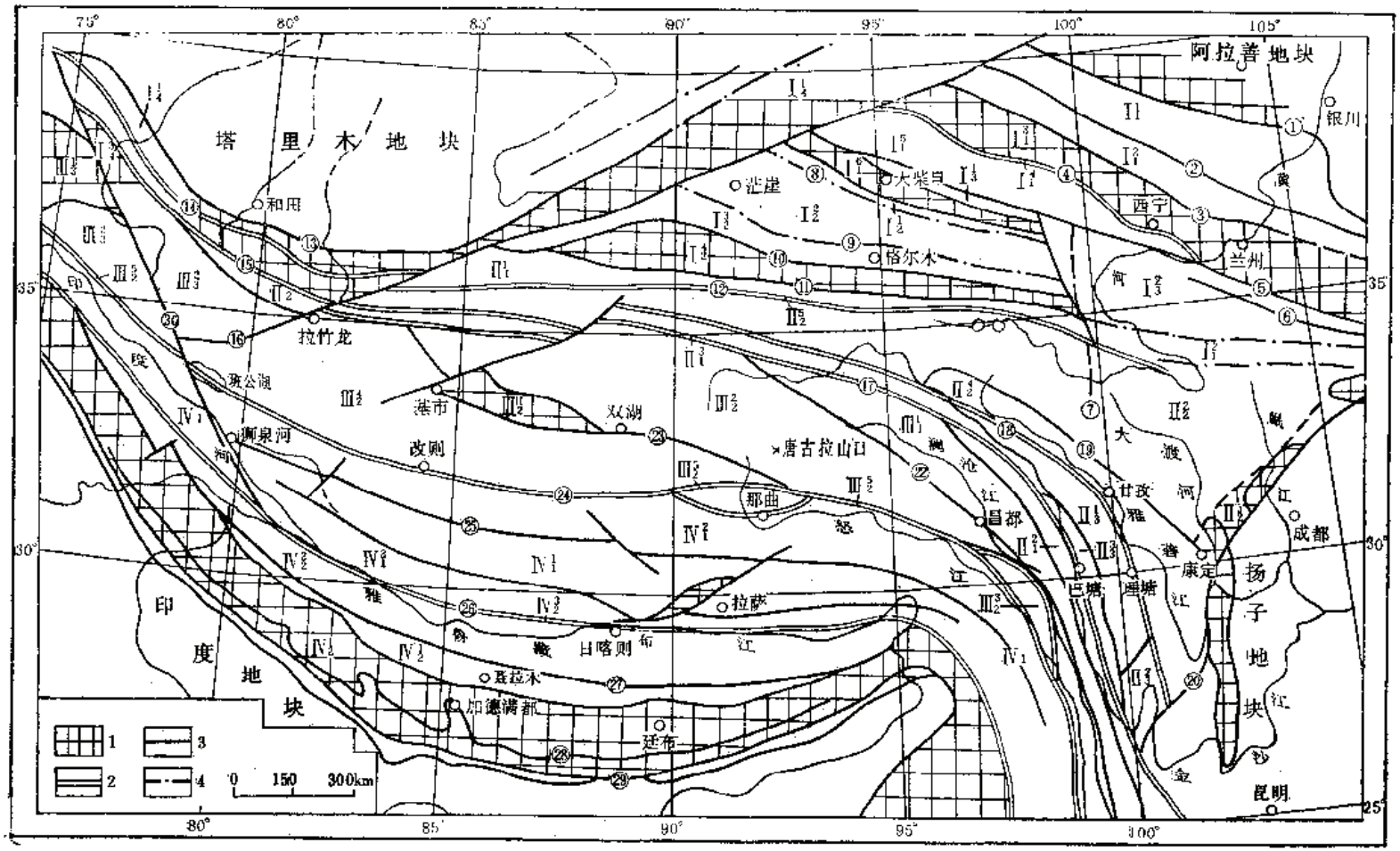


图 1-1 青藏高原大地构造单元划分略图

1—前寒武系结晶及褶皱基底；2—板块消减带或深断裂；3—主要断裂或构造单元界线及编号；4—隐伏断裂（注：构造单元名称见表1-1，主要断裂名称见表1-8）

Fig 1-1 Sketch map showing tectonic units of Qinghai-Xizang Plateau

1—Pre-Cambrian Crystalline or folded basement; 2—Subduction zone or deep fracture; 3—Main fault or boundary of tectonic units; 4—Covered fault

Explanation: Refer to table 1-2 and 1-8 to get the names of tectonic units and main faults

一、秦祁昆微板块

秦祁昆微板块介于西昆仑北缘深断裂、河西走廊北缘深断裂与昆仑山中间隆起南缘深断裂之间。微板块内出露的最老地层（太古代至元古代中、深变质岩系）构成了陆壳的结晶和褶皱基底。陆壳的盖层由兴凯、加里东至喜马拉雅旋回海相至陆相稳定型至过渡型沉积组成。加里东旋回以后的洋壳局限在各裂谷带中，除蛇绿岩以外，主要由深海至浅海相厚度巨大的活动型至过渡型火山岩、碎屑岩及碳酸盐岩组合而成。全区岩浆活动及变质作用比较强烈，连同构造活动均有从南而北时代逐渐变新的趋势。微板块内总体上具有地块或陆缘带与裂谷带相间的构造格局。

本区太古界及元古界分布面积较广。其概况见表1-2。

表 1-2 基本说明，太古界以片麻岩为主，局部出现麻粒岩；下元古界以片岩为主，夹变质火山岩，变质程度达到绿帘角闪岩相及角闪岩相。太古界与下元古界之间未发现明显的地质界线。从已知的最老同位素年龄资料来看，湟源群混合岩及达肯大坂群下部片麻岩锆石铀铅法数据仅分别为2469Ma及2250Ma。❶因此，所称的太古界，只是根据较深的变质程度来划分的，有待进一步工作证实。这些地层据王云山、陈基娘（1984）的原岩恢复工作，总体属于具复理石特征的海相过渡型至活动型以碎屑岩为主的夹火山岩、碳酸盐岩的岩石组合。

中、上元古界出露的范围远较下元古界广泛。中元古界与下元古界之间也未发现明显的分界。中、上元古界主要是根据各系所含古生物及地层间的沉积关系来确定的，其时限已据少量同位素年龄数据初步拟定。欧龙布鲁克的全吉群石英梁组 海绿石砂岩 钾-氩法年龄为683Ma，炭质页岩铷-锶法年龄为590±26Ma。

从表1-2所列各系岩性及厚度可以初步推论，长城系为次深海相至 深海相 活动型火山岩、碎屑岩组合，局部有较多碳酸盐岩；蓟县系为浅海相至次深海相过渡型至活动型碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩组合；青白口系为以浅海相过渡型为主的碳酸盐岩、碎屑岩组合；震旦系主要为滨海至浅海相碳酸盐岩、碎屑岩组合，下部及中部出现陆相沉积，并具冰碛岩及含磷沉积❷。上述各系之间呈不整合或假整合接触。它们与下元古界在变质程度上有较大差异，一般仅达到低绿片岩相。

中、上元古界的碳酸盐岩主要为白云岩、白云质灰岩，与华北相似。碎屑岩中有较多的复陆屑，并常出现火山岩。其岩性变化较大，表明形成于复杂构造环境。震旦系的岩石组合包括冰碛岩和含磷沉积，与扬子及塔里木地区相似。

前震旦纪古生物群以微古植物及叠层石为主。长城纪以蓝藻*Leiominuscula pellucentis- Dictyosphaera sinica*组合占优势，叠层石以*Kussiella-Conophyton*组合为代表。蓟县纪以绿藻为主，如*Asperatopsophosphaera*,*Quadratimorpha*,*Nucellosphaeridum*等；叠层石次之，为*Collonella-Baical*组合。青白口纪以褐藻大量出现为特征，代表属种有*Leiopsophaera infriata*, *Trachysphaeridium chihsienense*；叠层石有 *Gymonosolen-Jurusania*组合。上述各时代古生物面貌基本与华北蓟县剖面相似。

---

❶ 秦祁昆微板块内地层及岩石同位素年龄数据均系青海省地质矿产研究所测定。

❷ 青海省地质志将冰碛岩与含磷组时代均划归下寒武统。

表 1-2 秦祁昆微板块内太古界及元古界地层

Table 1-2 The Strata of Archean Group and Proterozoic Group in Qinling-Qilian-Kunlun Microplate

地区 / 地层		北祁连	中祁连	南祁连	阿尔金	柴北缘欧龙布鲁克	东昆仑	西昆仑塔里木南缘
上覆地层		ϵ_2	ϵ_2	O	ϵ_1（欧龙布鲁克）		O_{2-3}、D、C、P	D_3
上元古界	震旦系	白杨河群：上部钙质板岩、灰岩夹石英岩及铁矿；下部砾岩、砂岩、板岩。500—1260m	多诺尔群：结晶灰岩、大理岩、白云石大理岩、板岩、中基性火山岩、底砾岩。3266—7919m		全吉群（阿尔金缺上三组）：7. 皱节山组：下部白云岩，上部碎屑岩，22—56m。6. 红铁沟组：冰碛层。17—110m。5. 黑土坡组：碳质板岩。50—124m。4. 红藻山组：白云岩。119—1401m。3. 石英梁组：碎屑岩夹玄武岩。117—230m。2. 枯柏木组。碎屑岩为主含磷。128—358m。1. 麻黄沟组：砾岩砂岩。430—668m		万宝沟群（冰沟群或狼牙山群）：上部碎屑岩组，157—220m；中部白云质大理岩结晶灰岩，50—350m。下部中基性火山岩。500—1000m。	叶城南：4. 克孜胡苏组：白云岩含磷。3. 库尔卡克组：砂砾岩，底部含磷。2. 恰克马力克组：冰碛岩。1. 牙拉古孜组：砂砾岩
	820±50 青白口系	大柳河群：碳酸盐岩、局部夹中基性火山岩 >2967m	龚岔群：碎屑岩与碳酸盐岩互层		索尔库里群：下部砂岩，中部灰岩白云岩，上部砂岩、粉砂岩夹灰岩。476—1990m。塔昔大板群：上部大理岩，绿片岩夹变质砂岩，下部变质砂岩夹火理岩，底砾岩。13370—14000m。巴什考供群：火山岩、碎屑岩夹硅质岩、碳酸盐岩（西段）。>4673m。泊湖群：斜长黑云片岩、红柱石片岩、角闪片岩、片麻岩（东段）。1137—1584m		祁漫塔格狼牙山群：碎屑岩、碳酸盐岩互层。2390m	桑珠塔格群：上亚群：大理岩、石英岩、片岩、角闪岩。396—600m。中亚群。片岩、石英岩、硅质岩。2500—3000m。下亚群：片岩类石英岩、千枚岩、大理岩。1500—3000m
中元古界	1000±50 蓟县系	镜铁山群：浅变质碎屑岩、碳酸盐岩夹火山碎屑岩及铁矿。>2291m	托莱南山群（花石山群）：砂岩、板岩、白云岩，西部夹中基性火山岩。413—2455m					
	1400±50 长城系	朱龙关群：浅变质基性火山岩夹碎屑岩、铁矿。>3179m	党河群（西部）兴隆山群（东部）：浅变质碳酸盐岩为主，西部下部为中基性火山岩、碎屑岩。495—4049m					
下元古界	1900±50	北大河群：片岩、大理岩、白云石大理岩、片麻岩。>600m	Pt_1-Ar_1 马嘴山群（渣源群或皋兰群）：片麻岩、片岩、大理岩、变质火山岩、角闪岩。>7713m	Pt_1-Ar_1 黑云斜长片麻岩、花岗片麻岩、片岩、夹大理岩、石英岩。>4714m	Pt_1-Ar_1：卡拉塔什塔格群（西）、敦煌群（东）：片麻岩、麻粒岩、变质火山岩、大理岩、石英岩。>13000m	Pt_1-Ar_1：达肯大坂群：上亚群：大理岩、白云质大理岩、上部夹碎屑岩。2235m；下亚群：片麻岩、混合岩夹片岩、大理岩。2365—>74822m	Pt_1-Ar_1：金水口群：片麻岩、混合岩、变粒岩、石英岩。>13280m	Pt_1-Ar_1：埃连①卡特群（阿克苏群）：上部：片岩、千枚岩、石英岩；下部：片岩夹大理岩。共7000—10000m
太古界	2500±50	眼球状片麻岩、二云石英片岩、绿泥片岩						喀拉喀什群（喀拉那古群）：片麻岩、变粒岩片岩类大理岩。>8000—14700m

①在西昆仑埃连卡特群之下，尚有一套片麻岩、变粒岩，前人称喀拉克什群或库拉那古群。

震旦纪的古生物群以古植物为主。早震旦世为*Trematosphaeridium minutum-Asperatopsophosphaera*组合；晚震旦世为*Pseudozonosphaera-Trachysphaeridium rude*组合。大多数为扬子区主要分子，部分为华北区及塔里木区分子。上述情况说明祁连山区及柴北缘下震旦统兼有扬子区与华北区的色彩，而上震旦统与扬子趋于一致。

秦祁昆微板块各地区古生代及中生代地层系、统的划分对比及岩性见表1-3。表中反映出如下情况。

1．地层发育情况与所在的构造位置密切相关。这点特别表现在下古生界在北祁连、拉鸡山、柴北缘、祁漫塔格及西昆仑北带诸构造单元中，以深海至次深海相活动型至过渡型碎屑岩、火山岩组合为主，而在其他构造单元中则以浅海至深海相过渡型至稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合为主。

2．泥盆至三叠系，特别是上泥盆统至中三叠统在本区分布广泛。除西秦岭为次深海相或深海相过渡型至活动型以碎屑岩、火山岩为主的沉积外，大部分地区以浅海至海陆交互相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合为主。柴达木及以北地区下、中侏罗统为陆相碎屑岩含煤组合。上侏罗统至第三系为陆相红色碎屑岩含膏盐组合。西昆仑局部侏罗至第三系为海相沉积。

秦祁昆微板块的古生物群，寒武纪以底栖爬泳类*Damesella*，*Solenoparia*，*Dorpyge*等及飘浮三叶虫*Olenus*，*Parabolina*，*Ptychanostus*等为代表。前者（爬泳类）为华北型，后者（三叶虫）为南方型。在祁连山中、西部尚出现两者的混合型。奥陶纪的动物群以头足类为主，早期为*Dakeoceras-Walcottoceras*组合，中晚期为*Hepioceras-Manchuroceras*组合，均属华北型。志留纪的底栖动物以珊瑚、腕足为主，以*Favosites*，*Mesofavosites*，*Eospirifer*为代表，属西南型；早期以笔石动物群为主，属欧洲型。泥盆纪以陆相生物群为主：中泥盆世以植物*Protolepidodendron scharyanum*为代表；晚泥盆世出现*Leptophoem rhombicum*。前者具世界性，后者为华南型。所产鱼类具地方特色。石炭纪底栖动物具浓厚的地方色彩。早石炭世珊瑚以*Qinghaiphyllum*，*Gangamophyllum*，*Siphonophyllia*等为代表；腕足主要有*Giganioproductus edelburgensis*，*G.giganteus*，*Kansuella*等，在较冷环境中生存的*Neospirifer*，*Marginifera*次之。晚石炭世生物群以籐为主，有*Pseudoschwagerina*，*Triticites*，*Profusulinella*等，与华南相似。二叠纪动物群也基本与华南一致。三叠纪动物群以特提斯型为主。石炭、二叠及三叠纪植物群均属于北方型。

本区的岩浆侵入活动，从前震旦纪至第四纪均有出现。其中基性-超基性岩与基性熔岩大多在裂谷带内组成蛇绿岩套，少量沿深断裂带零星分布。花岗岩类主要分布在河西走廊、中祁连、南祁连、东昆仑及西昆仑等陆缘带或隆起带内，常呈复式岩基产出。

本区变质作用也与区域构造背景密切相关，将在各级构造单元中与沉积建造、岩浆活动一起综合叙述。

（一）祁连加里东板片

介于阿拉善地块与柴达木地块之间，是元古代褶皱基础上发育起来的早古生代隆起与坳陷相间的构造系统，划分为六个次级构造单元。

1．河西走廊陆缘带　位于青藏高原北侧，北邻的阿拉善地块中出露的最老地层为太古代—下古生代深变质岩系，其中有侵入年龄（钾-氩法）为1786—1719Ma的花岗岩体。其上被中、上元古代浅变质岩系不整合覆盖。早古生代地层分布零星。寒武系至中奥陶统

为浅海相稳定型沉积。可能缺失上奥陶统及志留系。上古生界至白垩系主要为陆相沉积。阿拉善地块是河西走廊陆缘带的物源区。

在河西走廊陆缘带，晚元古代变质岩系出露甚少，缺失下、上寒武统，西段缺失上奥陶统，东段缺失下奥陶统。中寒武统及下、中奥陶统为浅海相过渡型至稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，共厚约8000m。在中奥陶统内部见到角度不整合。中统上部及上奥陶统为滨、浅海相碎屑岩、碳酸盐岩组合，局部夹火山岩。志留系仅见下统，为浅海至次深海相黑色碎屑岩、火山岩组合，具浊流沉积特征，厚近2000m，假整合于上奥陶统之上。泥盆系与下古生界呈超覆不整合接触。石炭系至三叠系以陆相复成分碎屑岩为主，累计厚度大于4000m。侏罗系至第三系为陆相红色碎屑岩，累计最大厚度近万米，各系、统之间均出现不整合。下第三系渐新统及第四系下更新统具磨拉石性质。

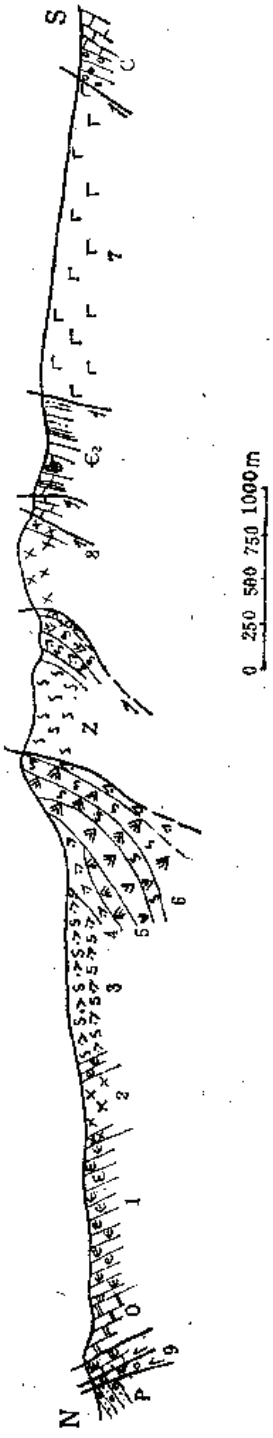


图 1-2 玉石沟蛇绿岩及蛇绿混杂岩剖面图（据董必谦等，1984）

P—二叠系紫红色砂岩夹砾岩；C—石炭系砾岩、灰岩；O—奥陶系白云岩；ϵ_3—中寒武统板岩，灰岩，砂岩，硅质岩；Z—震旦系石英云母钠长片岩、白云岩；1—片理化蛇纹岩；2—蚀变辉长岩；3—蛇纹石化斜辉辉橄岩；4—斜辉辉橄岩；5—纯橄岩；6—蛇纹石化纯橄岩；7—枕状玄武岩；8—斜长花岗岩；9—蛇绿混杂岩

Fig.1-2 Profile of ophiolite and ophiolitic me lange of Yushigou(after Dong Biqian et al).

P—Permian violet-red sandstone intercalated with conglomerate; C—Carboniferous conglomerate and limestone; O—Ordovician dolomite; ϵ_3—M. Cambrian slate, limestone, sandstone and siliceous rock; Z—Sinian quartz-mica-albite schist and dolomite. 1—Schistositizational serpentine; 2—Allalinite; 3—Serpentinizational enstenite augite-peridotite; 4—Enstenite augite-peridotite; 5—Dunite; 6—Serpentinizational dunite; 7—Altered pillow basalt; 8—Plagioclase granite; 9—Ophiolitic melange

早古生代火山岩主要有中奥陶统、下志留统两个层位。中奥陶统火山岩在西段富碱，以细碧岩为主，夹角斑岩、碧玉岩及火山角砾岩，约占该统厚度的26%；东段以中酸性斑岩、玢岩及凝灰岩为主，占该统地层厚度最高达98%。下志留统火山岩仅见于东段，以安山集块岩、流纹岩为主，少量为安山玄武岩，共厚约1700m。火山岩具有自北向南逐渐增多的趋势，主要分布在祁连北缘深断裂附近。岩浆侵入活动主要发生在加里东中、晚期，形成的岩浆岩以花岗岩类为主，集中分布在金昌及高台一带。

2．北祁连裂谷带　以祁连北缘深断裂与河西走廊陆缘带为界。裂谷带可能开始在震旦纪，包括整个下古生代，在晚震旦世可能短暂封闭过。中寒武统至上志留统基本齐全，累计厚度在二万米以上。火山岩极发育，占地层总厚一半以上，主要有四个喷发旋回，与基性-超基性侵入岩一起组成不典型的蛇绿岩套（图1-2）。结合深海至次深海活动型沉积，肖序常（1980）划分了四期“含蛇绿岩火山复理石构造相”。

第一期：震旦系以基性火山岩为主。岩石类型有辉石拉斑玄武岩、细碧岩及安山玄武岩，夹碳酸盐岩、硅质岩，与辉长岩和超基性岩共生。

第二期：中寒武统下部为细碧岩和玄武岩夹板岩，底部为绿片岩；上部以拉斑玄武岩为主，夹中酸性火山岩。

第三期：下奥陶统下部为细碧岩和玄武岩，上部以拉斑玄武岩为主，夹中酸性火山岩。沉积岩以已变质为砂板岩的砂泥质岩石为主。共厚约3000m。

第四期：赋存于中奥陶统至上奥陶统中。中统为砂板岩夹碳酸盐岩及中基性火山岩，被斜长花岗岩侵入。上统以基性火山岩为主，夹板岩、放射虫硅质岩。总厚度大于7000m。火山岩主要为拉斑玄武岩、细碧岩、角斑岩、石英角斑岩及中基性火山集块岩，与辉长岩、橄榄岩共生。

上列玄武岩及细碧岩具枕状构造，砂板岩具复理石特征。火山岩浆喷发的顺序为基性→中性→酸性→基性。超基性岩大部分已蛇纹石化，多位于基性熔岩之下。砂板岩复理石主要出现在火山序列的上部或顶部。超基性岩以镁质为主，属阿尔卑斯型橄榄蛇纹岩组合。肖序常（1980）对蛇纹岩常量地球化学成分进行研究后指出，各期蛇纹岩在不同地段差异较大，分别形成于深海盆（玉石沟）、洋岛及岛弧环境，总体具低钙、低镁、低钾特征。可同纽芬兰加里东期蛇绿岩对比，应是初始洋壳产物。

在裂谷带中的另一种基性-超基性岩为辉石岩-异剥橄榄岩-二辉橄榄岩组合，属铁质岩类，常侵入于寒武-奥陶系中基性火山岩中，沿断裂或背斜轴部出露，是加里东晚期产物。

据董必谦、邱凤歧（1982）研究，在托莱山断裂北侧及北祁连山南坡有两条平行出现的断续的蛇绿混杂岩带，它们由蛇纹石化超基性岩、辉长岩、斜长花岗岩、片岩及基性枕状熔岩组成。岩带宽数百米，以玉石沟最为典型（图1-3）。在祁连县野牛沟至峨堡以西这段长度大于100km的地带，见到与混杂岩共生的蓝闪石片岩，说明存在低温高压变质带。其中蓝闪石、多硅白云母的$^{39}Ar/^{40}Ar$年龄为425，460Ma。

带内泥盆系为红色磨拉石建造，厚数十至数百米，夹中、基性火山岩。石炭至侏罗系为陆相稳定型碎屑岩组合，局部含煤。白垩纪及第三纪时在东部形成了断陷盆地，其中沉积了陆相含膏盐红色碎屑岩组合。

带内各时代地层的岩相和厚度变化较大，系、统之间不整合或不连续的现象甚多。在下古生界中，区域性的不整合有三个，即ϵ_3/ϵ_2，O_2/O_1及S_1/O_3之间的角度不整合，分别代表加里东运动（青海区调队称之为祁连运动）三个主幕。

裂谷带内花岗岩类的侵入时代分为早、晚两期。早期主要有斜长花岗岩、二长花岗岩、石英闪长岩，钾-氩法同位素年龄为526—460Ma，介于早奥陶世初至中奥陶世末之间。晚期数量较少，以闪长岩、石英闪长岩为主，年龄在430Ma±。上述各岩类以小岩基或岩株产出。

早古生界区域变质相属低绿片岩相。晚古生界变质程度轻微。

裂谷带内走向断裂发育。除边缘两条深断裂外，其间常有延续较长的2-3条平行逆断层，是后期岩浆活动的通道。下古生代地层呈紧密线型褶皱。

北祁连裂谷带是在前寒武纪的陆间裂谷基础上发展起来的，它在下古生代经历了扩张至闭合的地质过程。赵以汉（1984）、邱凤歧(1984）指出，本带前震旦系基底断裂曾呈拉张状态，致使地幔枕上涌，分熔出幔源相岩石；其后张力减弱，幔源物质减少，陆源碎屑增多；晚期拉张停止，以陆源物质占优势。在陆间裂谷的形成发展过程中，曾伴随三次间

隙性的挤压。因此，在岩石记录上有代表拉张构造环境的蛇绿岩，也有挤压构造环境下的钙碱性岩类。显然，它不同于板块消减带，也不同于一般裂谷。最后一次挤压使裂谷闭合并全面褶皱隆起。值得指出的是，在裂谷带内存在有大小不同的前震旦系变质岩残块，形成离散边缘楔，其中最大的一块构成祁连山主峰，长近100km，宽约15km。

裂谷带的重力场，以负布格重力异常为主，北侧边缘显示明显的重力梯度带。沿北缘深断裂有较高的现代地震发生率（青海省地质志底稿，1988）。

3．中祁连隆起带　北邻北祁连裂谷带。前寒武系大面积出露，包括下元古代的中、深变质岩系和以不整合或假整合覆于其上的中、上元古界浅变质岩系。下元古界主要为片麻岩、混合岩及片岩；中、上元古界主要为浅海相碎屑岩组合，其中石英砂岩厚达千米以上，局部类中基性火山岩。震旦系缺失。在湟源以东，前寒武系直接被陆相侏罗、白垩系和新生界不整合覆盖。

下古生代地层见于西部、分布零星。缺失上寒武统，中、上奥陶统及上志留统。有化石依据的中寒武统和下奥陶统以滨、浅海相稳定型至过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合为主，局部夹玄武岩及安山岩，不整合于前寒武系之上。上古生界仅在西部南、北边缘出露。泥盆系缺失下、中统，为内陆盆地红色粗碎屑岩沉积。石炭、二叠系为海陆交互相碎屑岩组合，局部夹碳酸盐岩，分别与较老地层呈不整合接触。上二叠统与中生界与北祁连的相似，但厚度较薄。在东部西宁、民和有较大面积的白垩至第三纪红色盆地，红层总厚达数千米。上古生界、中生界及新生界各系、统之间的不整合现象普遍，以下白垩统的不整合尤为明显。

岩浆活动以前寒武纪至加里东早期的为主。花岗岩类分为两期，第一期时限大于870Ma❶，主要岩石类型有富斜花岗岩、花岗岩及闪长岩，以普遍具片麻状构造为特征，片麻理有从中心向边缘逐渐明显的趋势；第二期时限为608—544Ma❶，侵入于下元古生界及第一期花岗岩中，主要岩石类型有钠铁型二长岩、角闪正长岩、富斜花岗岩及二长花岗岩等，多层重熔型。两期岩体规模均小，呈小岩基及岩株产出。其他侵入岩有零星分布的前寒武纪超基性岩及加里东晚期、海西期、印支期花岗岩株。

变质作用在下元古界递增变质带中表现得比较明显，形成的变质相最高达角闪岩相。中、上元古界变质程度相当于低绿片岩带（王云山、陈基娘，1987）。

本带断裂不发育。褶皱除南、北边缘的及下元古界中的以外，一般比较开阔，呈明显的断块构造。

残存的下古生界海相沉积及上古生界海陆交互相沉积表明本带西部在当时属于升降频繁的陆缘或陆表海环境，东部是长期裸露地表的隆起区。

4．疏勒南山-拉鸡山裂谷带　裂谷带在早寒武世末开始形成。中寒武统至上奥陶统主要为深海至次深海活动型火山岩、碎屑岩组合，夹有硅质岩，基本与北祁连相似。下志留统为浅海至次深海红色碎屑岩组合。缺失中、上志留统及下、中泥盆统。上泥盆统为陆相红色碎屑岩组合。石炭系缺失。二叠至三叠系及第三系不整合覆盖于较老地层之上。

岩浆活动在加里东早、中期比较剧烈，形成层序较为完整的蛇绿岩组合。组合中的岩浆岩类型有纯橄岩、斜辉辉橄岩、橄榄辉石岩、橄榄辉长岩及玄武岩。辉长岩被钾-氩法同

❶ 据青海省地质矿产研究所钾-氩法同位素年龄资料（1980）。

位素年龄为443Ma的花岗闪长岩所侵入。拉鸡山地区的火山岩在中寒武统至晚奥陶统中均甚发育，主要为安山岩、安山玄武岩、玄武岩及火山角砾岩，由裂隙至中心式喷发形成。中奥陶世火山活动较弱。晚奥陶世火山活动呈间歇性喷溢式至爆发式。

本带中酸性侵入岩以加里东中、晚期花岗闪长岩、闪长岩为主。它们侵入于奥陶系中，呈岩株状。五道岭岩体钾-氩法同位素年龄为443Ma。

从拉鸡山沿南祁连北缘深断裂向北西西延展至木里、疏勒南山一带，下奥陶统为深海相活动型火山岩夹碳酸盐岩、碎屑岩组合、火山岩为基性至酸性岩，具完整旋回，总厚达4800m。未发现蛇绿岩套或蛇绿混杂岩带，但有零星的加里东期基性超基性岩出露。另从奥陶系岩层性质推测，这一带可能与拉鸡山裂谷带顺走向相连。

拉鸡山裂谷带在奥陶纪末至早志留世闭合，形成线型紧密褶皱的造山带。拉鸡山为明显的磁异常区，ΔT极化上延60km仍有显示。

5．南祁连陆缘带　前寒武系主要在青海湖以东出露。奥陶系及志留系为连续沉积，超覆不整合于前寒武系之上，分布在西部。奥陶系下统为海相活动型火山岩、碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚近5000m。中、上统为浅海相过渡型碎屑岩夹碳酸盐岩组合，厚约5000m。由下而上，由北而南碎屑岩颗粒由细变粗，碳酸盐岩递减，出现玄武岩及凝灰岩。志留系为浅海相稳定型至过渡型碎屑岩组合。粒度变化情况与奥陶系相似。下统下部呈红色；中、上统夹凝灰岩，上部出现硅质白云岩及安山岩，共厚达7000m以上。

上古生界均为稳定型浅海至滨海相或海陆交互相沉积。缺失下、中泥盆统。上泥盆统及石炭系分布零星。上泥盆统为复陆屑碎屑岩组合，底部为石英砾岩，不整合于下古生界之上，厚约200m。石炭系为碎屑岩、碳酸盐岩组合，中、上统含煤，厚数百或千米。二叠系以紫红色碎屑岩为主，夹生物灰岩，厚约1300m。二叠系在北部与三叠系或泥盆、石炭系一起形成统一的陆表海盆地，局部与下古生界呈超覆不整合接触。

中生代三叠系下、中统为滨、浅海相碎屑岩、碳酸盐岩组合。下统下部为紫红、杂色砂、泥岩。下统上部及中统夹生物灰岩、瘤灰岩及鲕状灰岩。上统为碎屑岩夹碳质页岩。总厚一般近千米，但在哈拉湖至青海湖一带可达2300m。侏罗、白垩系在较多地区缺失。第三系出现在内陆盆地东、西两端，范围不大。

花岗岩类以晚加里东期为主，主要有黑云母花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩及斜长花岗岩，呈岩基侵入于奥陶、志留系中。大型岩基周围出现百米或近千米宽的混合岩化带，与围岩接触现象不清楚，属重熔型。海西期花岗岩仅见于青海湖东侧，呈岩株或岩脉状。

本带断裂不发育。下古生界褶皱比较紧密，并已轻微变质。上古生界至三叠系一般褶皱平缓，具隔档式特征。航磁异常以平静的块状为特征。

6．欧龙布鲁克隆起带　西北部与南祁连陆缘带相邻。全带包括达肯大坂山南坡、全吉山至毛牛山一带。带内下元古界结晶基底广泛出露。东南部被滨、浅海相稳定型连续沉积的震旦系、寒武系及下、中奥陶统碎屑岩、碳酸盐岩组合不整合覆盖。震旦系或下寒武统以含磷及夹冰碛层为特征❶。中奥陶统下部出现紫色碎屑岩。缺失上奥陶统及志留系。下古生界共厚约4000m。上古生界泥盆系缺失下、中统。上泥盆统以陆相红色砂砾岩为主，局部地段夹中酸性火山岩及火山碎屑岩，最厚仅百余米，不整合于下古生界之上。石炭系为海陆交互相含煤碎屑岩组合，厚约2700m。二叠系缺失。中、新生界为陆相碎屑岩组

合。在T与C_3，J_1与T之间出现明显的不整合。

隆起带内从显生宙以来，岩浆活动与变质作用微弱。古生代地层多以单斜断块或构造窗形式出现在中、新生代盆地之中。

上列六个三级构造单元以中祁连隆起带为中间地块，以北从阿拉善地块→河西走廊陆缘带→北祁连裂谷带，以南从欧龙布鲁克隆起带→南祁连陆缘带→疏勒南山-拉脊山裂谷带出现两个从稳定到活动的构造单元系列。

（二）柴达木、东昆仑加里东板片

板片的地质发展与柴达木地块的活动密切相关。板片在晚奥陶世至晚三叠世具有以陆内或陆缘拉张、汇聚和升降相辅的特征。从北而南，可划分为五个次级构造单元。

1．柴北缘裂谷带　北以大柴旦-乌兰断裂与欧龙布鲁克隆起带为界，南以柴达木北缘隐伏深断裂与柴达木地块相邻，西起红柳沟经赛什腾山、绿梁山至沙柳河以北，呈北西走向。

下元古代结晶岩系在西部呈断块状出现。中、上元古界缺失青白口系，未见震旦系。下古生界缺失寒武系至中奥陶统。上奥陶统为深海相活动型火山岩、碎屑岩组合，夹碳酸盐岩及硅质岩，是裂谷带的主体。火山岩以玄武岩为主，其中的枕状构造与杏仁状构造仍依稀可辨。玄武岩与辉橄岩、纯橄岩、榴辉岩及辉长岩伴生，说明存在蛇绿岩。蛇绿岩厚度大于3500m。上泥盆统为陆相及海陆交互相火山岩、碎屑岩组合，最大厚度近5000m，不整合于上奥陶统之上。缺失下、中泥盆统。石炭系最大厚度超过4000m，为浅海至海陆交互相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合（上统夹中酸性火山岩），与泥盆系呈假整合或不整合关系。二叠系缺失。

三叠系下统在东部出露，为浅海至次深海相过渡型火山岩、碎屑岩组合，厚度大于1800m；中统缺失；上统为陆相火山岩、碎屑岩组合，厚度大于3500m，与下伏地层不整合接触。侏罗、白垩及第三系为河湖相含膏盐红色碎屑岩组合。

本带中酸性侵入岩主要有四期。加里东晚期以闪长岩、二长花岗岩为代表，侵入于上奥陶统中，被上泥盆统覆盖，均已片理化。海西早、中及晚期主要有花岗闪长岩、石英闪长岩、斜长花岗岩及斑状花岗岩，侵入于元古界、中奥陶统中，有的被石炭系覆盖，有钾-氩法306—247Ma等年龄数据。

本带断裂发育。上奥陶统分布于不连续的线型褶皱中。上古生界至新生界构成了开阔、残缺的褶皱。上奥陶统变质相为低绿片岩相。本带应属在元古界地块基础上，在晚奥陶世初期张裂，晚期封闭的裂谷带。本带在晚泥盆世及晚石炭世曾大幅度沉降。中生代以后的发展基本与柴达木地块同步。

2．柴达木地块　介于柴达木盆地南、北隐状断裂及阿尔金深断裂、乌兰一苦海断裂之间。据边缘地质及石油钻井资料，地块主要由下元古界深变质岩（片麻岩、麻粒岩、花岗片麻岩、混合岩等）组成，但在边缘不排斥有下古生界的存在。

据石油重力测量，柴达木盆地基底埋深一般介于7500—8500m之间，在一里坪最深达15000m。盆地被北西及北东两组断裂切成断块。它们控制了中、新生代沉积。中、新生界从侏罗系至第四系均为河湖相至山麓堆积相，其中侏罗系主要发育在南北边缘两个带状坳陷中，为含煤碎屑岩组合。白垩系至第三系为红色含膏盐碎屑岩组合，夹多层砾岩，最大厚度累计达9000m。第四系沉积中心在盆地东部三湖地区，最厚达3150m。

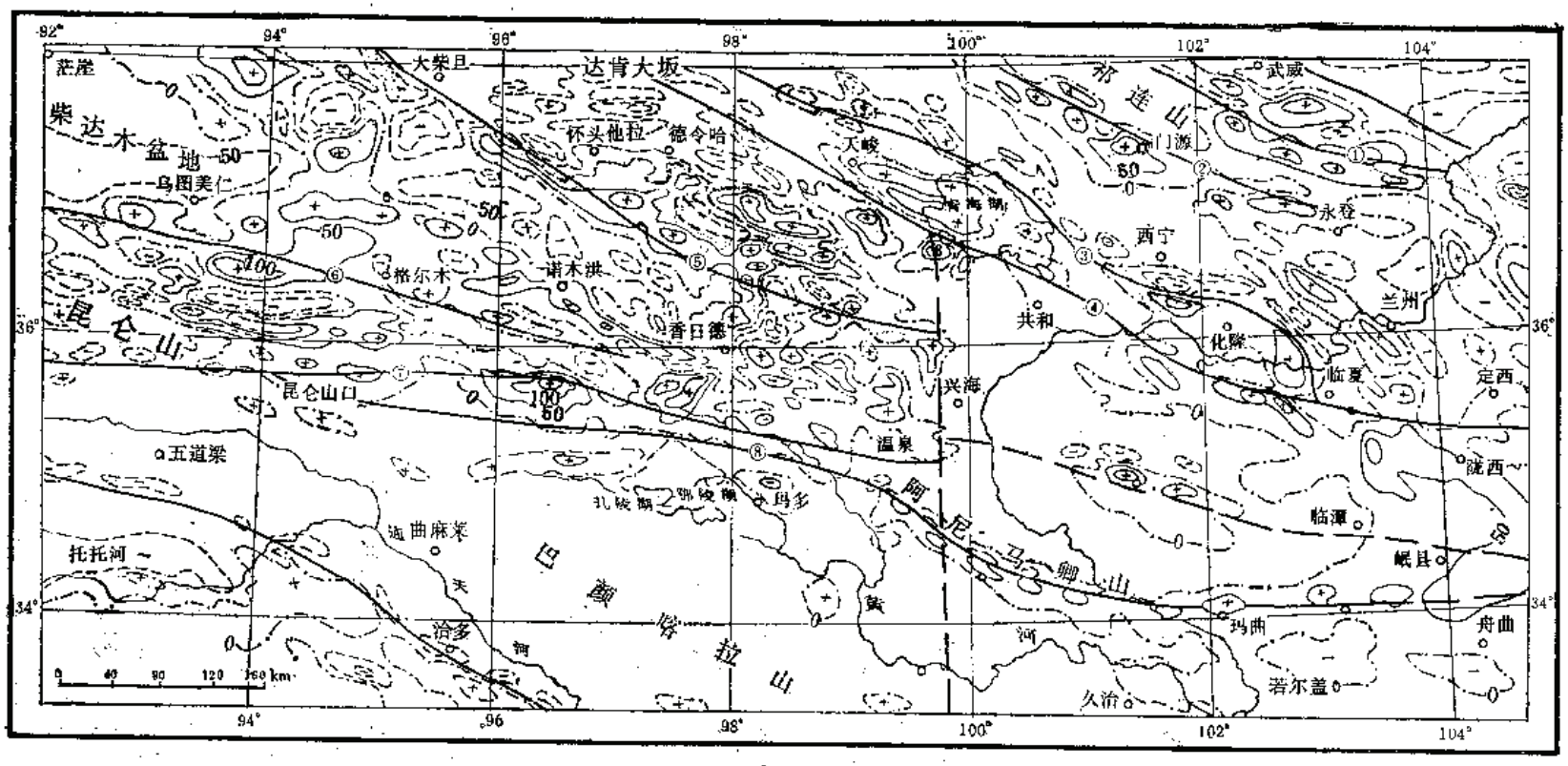


图 1-3 柴达木-西秦岭地区航空磁侧△T略图（据地矿部航空物探遥感中心，1988）

①—祁连山北缘深断裂；②—北祁连深断裂；③—南祁连北缘深断裂；④—宗务隆山-青海南山深断裂；⑤柴北缘深断裂；⑥—柴南缘深断裂；⑦—东昆仑隆起南缘深断裂；8—昆仑山南缘深断裂

Fig.1-3 Sketch map showing the airbome magnetic $\triangle T$ of Qaidom-W.Qingling region

Deep faulf;①—Northern margin of Qilian Mt.; ②—North Qilian; ⑧—Northern margin of south Qilian; ④—Jun Ul-southern Mts#of Qinghai;⑤—North marginal Qaidam; ⑥—South marginal Qaidam; ⑦—Southern margin of East kunlun uplift; ⑧—Southern margin of Kunlunshan

地块表层第三系褶皱呈反S型平缓短轴状背斜平行排列。在东北部褶皱呈NW至NWW向，被NNW向较密集雁行排列的短小张扭性断裂所破坏。西南部褶皱呈NW向，其中出现NE及NW向两组断裂。

前人对柴达木地块基底的认识不一，但都倾向性于认为其由前寒武纪结晶变质岩组成。张以弗认为其可能是南、北两侧出露的加里东褶皱带的内延部分。

航磁工作表明，柴达木地块周围均具有向内倾斜的梯度带。在ΔT化极上延60km异常等值线图上，柴达木与阿尔金、柴北缘、昆仑诸山系汇集成一个整体，其北、东、南三面被平静磁场包围，轮廓清楚。异常形态多样，有正有负。以东经95°30′为界，西为北西向椭圆环带状异常，环心为平静负异常；东为近东西向的平行的三条高异常带，中间被北西向负异常隔开。推测在基底可能有较大的南北走向断层存在（图1-3）。

3．祁漫塔格裂谷带　即柴达木南缘裂谷带，介于柴达木南缘隐伏断裂、东昆仑中间隆起北缘深断裂、阿尔金深断裂与乌兰-苦海断裂之间。

带内出露最老地层为中、上奥陶统，其下部为碎屑岩，中部为火山岩，上部为碳酸盐岩，属次深海至深海相过渡型至活动型沉积，总厚3015—10000m。其中火山岩包括枕状玄武岩、安山玄武岩、辉绿岩及细碧岩，厚仅数百米。其变质相为绿片岩相。其上被海陆交互相上泥盆统粗碎屑岩、火山岩组合不整合覆盖。上泥盆统之上为零星分布的滨、浅海相稳定型石炭系及下、中二叠统碳酸盐岩及碎屑岩连续沉积。缺失上二叠统及下、中三叠统。上三叠统与下伏地层呈不整合接触，由陆相中酸性火山岩及凝灰岩组成。带内未见到侏罗、白垩系。第三系仅见于西北部。

带内未发现成套的蛇绿岩。基性-超基性岩主要分布在那棱郭勒至都兰以南一带，为辉长岩、苏长岩、辉石岩、橄榄岩及角闪岩。它们除少量呈脉状夹在中、上奥陶统外，多呈透镜状、团块状俘掳体产于海西期中酸性侵入岩中。

中酸性侵入岩以加里东晚期及海西期为主，主要岩类为闪长岩，其次为石英闪长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩及二长花岗岩。加里东晚期岩体侵入于上奥陶统，又被海西期岩体侵入。岩体相带一般不明显，多具片麻状构造。笔架山岩体钾-氩法同位素年龄为417Ma。海西期岩体侵入于上奥陶统，被不同层位的石炭系覆盖，有386—376Ma，322—293Ma，244—230Ma三组钾-氩法年龄数据。其特点是与围岩界线清楚，含大量浮掳体和具有强烈的围岩蚀变。另外，有少量印支期花岗岩侵入。上述各期岩体以海西期规模较大，呈岩基产出。

裂谷带内中、上奥陶统呈线型紧密褶皱（多呈NWW至SWW向）。走向断裂发育，两侧以逆冲型为主，被NEE向断裂破坏。在重力和航磁图上为低缓变化的负值场区。

4．东昆仑隆起带　分布在祁漫塔格裂谷带之南，向南经深断裂与可可西里-巴颜喀拉微板块为界，向西与西昆仑隆起带被阿尔金深断裂切割，向东仍止于乌兰-苦海断裂。

带内元古代变质岩系广泛出露，可能局部包括太古界。岩系下部为片麻岩、混合岩，中部为片岩，上部为微轻变质的碳酸盐岩、碎屑岩。局部被海陆交互相泥盆系火山岩、碎屑岩及下石炭统滨、浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合不整合覆盖。在东部都兰至夏日哈一带，以陆相为主的上三叠统火山岩、碎屑岩不整合于上古生代地层之上。在西部阿牙库木湖、库木库勒一带有分布较广的第三纪内陆盆地沉积，其岩石组合与柴达木地块相似；第四系也较发育。

侵入岩以海西期花岗岩为主，岩石类型与祁漫塔格裂谷带相似，往往形成巨大的复合岩基。带内有少量加里东及印支期花岗岩岩株或小岩基。

隆起带内的构造主要呈NWW向。上古生界至第三系盖层褶皱一般平缓，其中第三纪盆地呈东西走向。隆起带在航磁图上为正值场区。沿南侧深断裂有明显的重力梯度带（图1-3）。

（三）西秦岭海西、早印支板片

位于秦祁昆微板块的东南部，包括西秦岭及宗务隆山地区。北以宗务隆山-青海南山北缘深断裂为界。元古界及下古生界仅在北部及西部边缘有零星出露。以上古生代至中三叠世大幅度沉降，下、中三叠统的广泛分布为特征。划分为两个次级构造单元。

1．宗务隆山裂陷带　分布在土尔根大坂、宗务隆山至青海湖南山的黑马河一带。呈NWW走向的窄条楔入南祁连陆缘带与欧龙布鲁克隆起带之间，并以断层作为分界。出露最老地层为石炭系，是一套浅海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，最大厚度达5000m。在宗务隆山上石炭统中部出现中基性火山岩及凝灰岩，最大厚度大于1000m。二叠系缺失上统，不整合于石炭系之上，为滨、浅海相稳定型至过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，具多层砾岩，厚达4000m。三叠系与二叠系呈不整合接触。三叠系下、中统为浅海至次深海相碎屑岩夹碳酸盐岩组合，具复理石特征，夹砂砾岩，局部具底砾岩，厚近4000m；上统仅局部地区见到，以陆相紫红色碎屑岩为主，与中统可能呈不整合接触。

本带侵入岩不发育，以岩株或岩脉形式产出。中酸性岩有花岗岩、闪长岩、石英闪长岩等，分属于海西中、晚期，少量为印支期。另有少量的基性-超基性岩体沿断裂分布。岩体以辉长岩为主，辉石岩次之，侵入于二叠系及下、中三叠统中（青海省地质志底稿，1988）。

2．兴海-卓尼沉降带　出露的最老地层为中元古界及志留系，见于乌兰-苦海断裂东侧及青海南山深断裂南侧(青海省地质图，1988)。二叠系零星分布在北部及西部，下、中统为浅海相稳定型至过渡型碳酸盐岩组合夹碎屑岩，在西北部厚度大于4300m，东部厚度约为300m，局部夹酸性火山岩及凝灰岩，不整合于志留系之上。上统为滨、浅海相红色碎屑岩组合，砾岩组分较多，具磨拉石特征，厚度大于500m，局部以碳酸盐岩为主，与下统呈整合或假整合关系。三叠系下、中统为浅海至次深海相碎屑岩夹碳酸盐岩组合，具复理石特征，在东北部夹较多泥盆及石炭系滑塌沉积岩块，共厚7800—19000m。上三叠统主要为海陆交互相或陆相火山岩、含煤碎屑岩组合，不整合于中统之上，厚775—3100m。上三叠统中的火山岩以基性、中基性为主。局部基性熔岩具明显柱状节理。侏罗、白垩系分布零星，第三系分布较广，分别形成不同规模的内陆盆地，受断裂控制明显。各系与下伏地层均呈不整合关系。第四系在西北部有较大面积分布。

本带的侵入岩以印支期花岗岩类为主，集中分布在北缘及西缘，主要有花岗岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩，局部见到闪长岩及花岗斑岩。岩体呈小岩基、岩株或岩脉产出。在断裂近旁局部见到燕山期花岗岩。基性-超基性岩零星分布在甘谷、临江及夏河沿走向断裂近旁，时代为印支期。在黑马河及拉木科尔的石英闪长岩体的钾-氩法同位素年龄为229—226Ma及211—209Ma，属于海西晚期至印支早期。

西秦岭板片总体为一复向斜构造。其中的主要构造线呈NWW向。板片中间宽大，向西端收敛。中间被走向NNW的剪切断裂切割。

据航磁资料，兴海-卓尼一带为平缓磁场区，区域场值在0左右。东昆仑东段高磁异常带东延至兴海迅速消失。兴海-卓尼平静磁场在共和附近出现深度仅14km的磁性界面，说明共和附近是坳陷带的相对隆起部位。其西侧黑马河至苦海一线异常群的展布形式多样（东经99°30′左右），各异常均转为南北向，其西界整齐，说明存在深部断裂（在地表应是乌兰-苦海断裂），也是柴达木、东昆仑与西秦岭地区基底不连续的佐证（图1-3）。据杨华（1988）研究，在柴达木盆地北侧达肯大坂至青海南山以东，冷湖至德令哈一带有两条平行的线性负磁异常带，中间为团块及条状正磁异常带。线性负磁场带伴随着次级异常的波动跳跃，主要对应着宗务隆山裂陷带至青海南山深断裂带以及前述的欧龙布鲁克隆起带及柴北缘裂谷带。

关于西秦岭板片的范围，过去曾有多人认为应包括西倾山隆起带，其南界应划在西倾山南坡，并应隶属于可可西里-巴颜喀拉微板块。笔者认为西秦岭板片应属于在元古代至加里东褶皱基底上发育起来的海西至早印支期陆缘沉降盆地。这里的下古生代沉积——布赫特群（表1-3）为厚近万米的浅海至次深海相以过渡型为主的沉积，与相邻的祁连板片相似，与西倾山以浅海相稳定型沉积则区别较大。故该板片与祁连、昆仑板片属于同一微板块。据肖序常、汤耀庆（1986）研究，东昆仑隆起南缘深断裂具有板块缝合带性质，它向东经共和、泽库到天水，与北秦岭南侧的唐藏-沙沟街-丹凤-商南深断裂相接，应是秦祁昆微板块或西秦岭板片南界。笔者认为这一界线以从东昆仑隆起南缘深断裂向东沿西倾山北缘隐伏断裂，经徽成盆地，再与丹凤、商南深断裂相接或较合适。通过近期研究，发现丹凤-商南深断裂为一壳幔型向南推覆的剪切带，其中糜棱岩宽度达2000m。沿断裂出现下古生代蛇绿岩。北秦岭造山带及推覆构造发生在360—340Ma（许志琴，1988）。

对于秦祁昆微板块内部构造单元的划分，王泽汶等（1982）提出过环柴达木地槽方案，即狭义的柴达木地块被柴北缘、柴南缘（祁漫塔格）两个在东部相连的半环形地槽包围。青海省地质志（1988）更提出所谓广义的柴达木地块（包括北侧的欧龙布鲁克隆起带，南侧的东昆仑隆起带）被海西期宗务隆及布尔汉布达地槽包围的意见。笔者认为王泽汶等意见与本文设想矛盾不大。肖序常、汤耀庆（1984）认为柴达木地块南、北部的地槽与西秦岭加里东至印支海盆相连，均属于秦祁昆洋的一部分。

（四）西昆仑-北帕米尔板片

板片位于塔里木地块南侧，以阿尔金深断裂为界与祁连板片、柴达木东昆仑板片相邻，隔西昆仑南缘深断裂与可可西里-巴颜喀拉微板块、喀喇昆仑-三江微板块相接。前寒武系大面积出露、构成板片主体。以海西中、晚期构造及岩浆剧烈活动为特征。主要构造走向北西，呈反S型，中间被NNW走向的塔什库尔干断裂切割为东西两部分。划分为三个次级构造单元。

1．塔里木南缘隆起带　包括东部的阿尔金山区，中部的西昆山南坡及西部的帕米尔北部的地区。元古界（可能包括太古界）大面积裸露。

在东段红柳沟至安南坝一带，据青海区调队1:20万填图资料，有与北祁连相似的早古生代次深海至深海相活动型至过渡型沉积，并有夹持在元古界形成的隆起之间，两端均倾没在近代沙漠之下的加里东中、晚期基性-超基性岩与花岗岩类。元古界局部被上泥盆统及石炭系浅海相稳定型至活动型碎屑岩夹火山岩、碳酸盐岩不整合覆盖。中段且末至于田以南地区，仅见下元古界及蓟县系，青白口系至中生界缺失。西段和田至喀什以南一带，

元古界比较完整，并可能有太古界存在。古生界为滨、浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，与元古界接触关系不明。中段的下元古界及西段的古生界都局部直接被陆相或海陆交互相的侏罗、白垩或第三系不整合超覆。其中第三系古新统至渐新统具磨拉石特征。

本带岩浆岩除下元古代及东段下古生代火山岩以外，侵入岩仅见于东段，以海西中、晚期花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩及石英闪长岩为主，呈小岩基至岩株状。前寒武纪花岗岩类规模更小，分布零星。基性-超基性岩有加里东及海期两期，前者见于东段，后者见于中段。在西段很少见到岩浆岩，仅局部有元古代超基性岩出露。

隆起带东段及中段主要构造线走向为NEE。南缘的阿尔金深断裂对区域构造影响显著。在深断裂北侧出现几条走向NE及WE的两组断裂，与阿尔金深断裂斜交。在南侧出现NW—NWW走向的褶皱与断裂，形成锐角指向西的一组人字型构造，说明阿尔金深断裂具左旋剪切性质。王云山（1984）称之为阿尔金构造剪切带。根据本带东段加里东地槽的出现及上元古代至古生代地层的大面积缺失，推测深断裂及隆起带在蓟县纪即已形成（李天德，1983）。隆起带西段为一向南突出，向北东倾斜的较平缓的弧形复式单斜构造，以断续出露小型穹窿及次级背、向斜为特征。

2．西昆仑北裂谷带　介于塔里木南缘隆起带与西昆仑隆起带之间。总体走向北西，呈向南西突出的弧形。出露最老地层为中、上泥盆统，为滨、浅海至次深海相多陆屑碎屑岩夹碳酸盐岩组合，厚近万米。石炭系下统为浅海至深海相过渡型至活动型碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，最大厚度超过一万米。火山岩以基性为主，有较多的火山碎屑岩，夹放射虫硅质岩。具枕状构造的玄武岩与超基性岩、辉长岩等组成蛇绿岩套(姜春发等，1988)❶。碎屑岩具复理石特征，含较老地层滑塌岩块。上石炭统为浅海相过渡型碳酸盐岩、碎屑岩及中酸性火山岩组合，厚1400—3300m，不整合或假整合于下石炭统之上。在西部帕米尔一带，上石炭统为浅海相稳定型沉积，也与下石炭统蛇绿岩及复理石呈不整合关系（Pyшcнуев，1977）。本带中生界缺失甚多，仅见零星分布的海陆交互相上三叠统含煤碎屑岩。第三系为小型陆相盆地沉积。在阿其库勒出现第四纪火山岩。

本带侵入岩以花岗岩、花岗闪长岩为主，时代为海西晚期。

泥盆系及下石炭统呈线型褶皱，上石炭统褶皱平缓（图1-4c）。

3．西昆仑隆起带　即姜春发所称的西昆仑中带❷。早、中元古代绿片岩相至低角闪岩相变质岩大面积裸露。含叠层石的蓟县系与长城系呈角度不整合接触。其上被下古生界浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩不整合覆盖。陆相泥盆系仅见于东部。浅海相稳定型石炭、二叠系见于西部，为碳酸盐岩夹碎屑岩组合，厚200—300m，均不整合于元古界之上。

花岗岩类呈巨大的岩基产出，主要分布在慕士塔格、公格尔山及阿克阿孜山一带，以海西期为主。早期侵入最高层位为泥盆系，被下石炭统不整合覆盖。岩性为片麻状黑云母斜长花岗岩及黑云母花岗岩，在明显的蚀变带，最宽达3000m。晚期侵入最高层位为下二叠统。岩性主要为花岗闪长岩及斜长花岗岩。阿克阿孜山岩体钾-氩法同位素年龄为278—274Ma（新疆区调队，1984）。霍尔峡岩体锶-锶法同位素年龄为296.49Ma（姜春发等，1988）。此外、本带有中、晚元古代及加里东期花岗岩类侵入，规模都较小，多以岩株或岩脉形式产出。仅见个别海西中、晚期的岩株状基性-超基性岩体。

❶ 地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告称本带为西昆仑北带。

❷ 地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告。

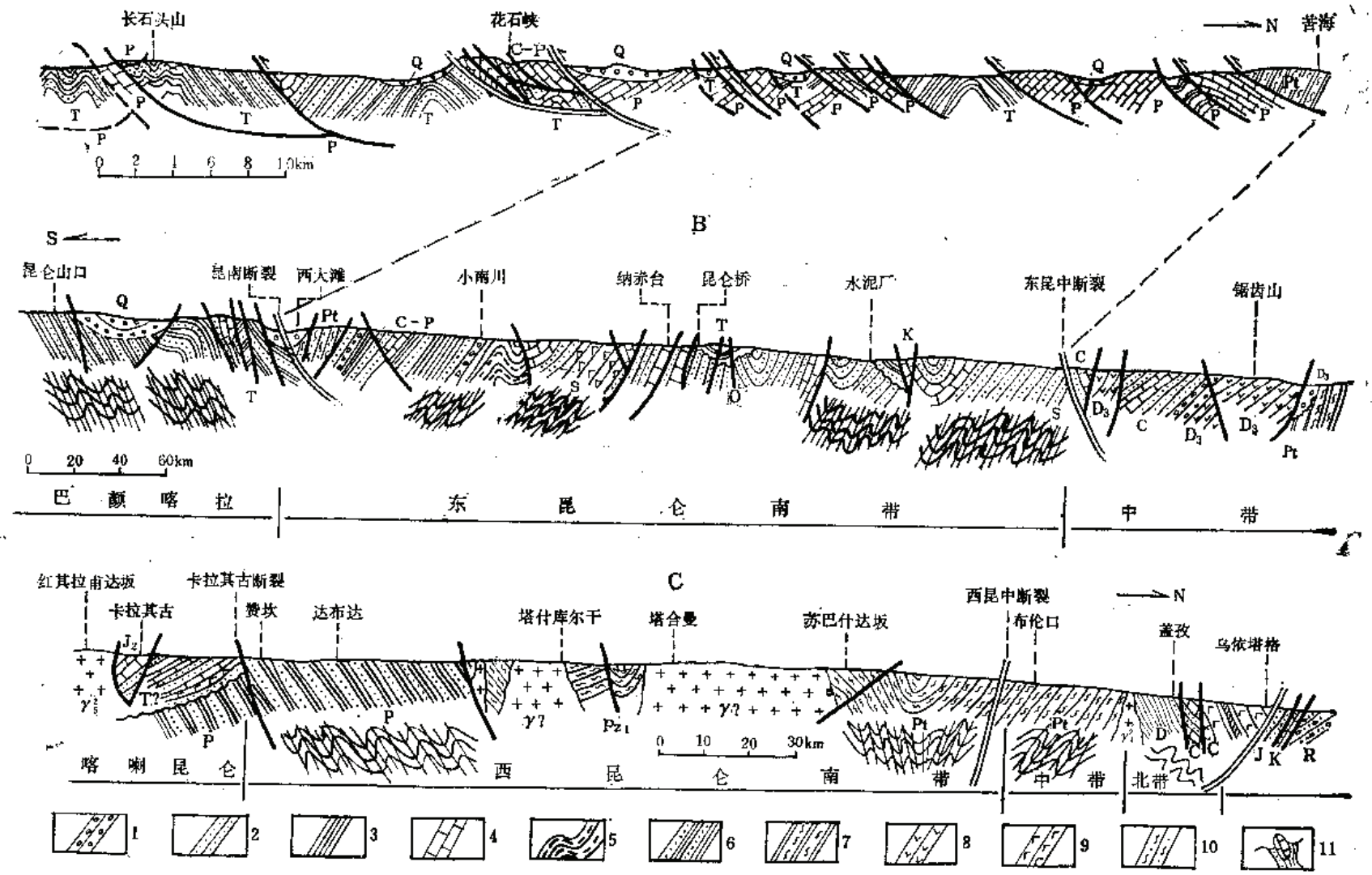


图 1-4 昆仑山及其邻区构造剖面图（据姜春发等，1988）

A、B—东昆仑南带（布尔汗布达亚带）至阿尼玛卿裂谷带；C—西昆仑北带（裂谷）至南带（隆起带）1—砾岩；2—砂岩；3—页岩或泥岩；4—灰岩；5—粉砂岩；6—砂板岩（复理石）；7—片岩；8—酸性火山岩；9—基性火山岩；10—片麻岩；11—混杂堆积

Fig.1-4 Tectonic section of Kunlun Mountains and its adjacent regions

A,B—Southern belt of East Kunlun to Anyemaqen Rift; C—Northern(rift) to southern (uplift) belt of West Kunlun. 1—Conglomerate; 2—Sandstone; 3—Shale or mudstone; 4—Limestone; 5—Silt.tone; 6—Metasandstone and slate(flysch); 7—Schist; 8—Acidic volcanics; 9—Basic volcanics; 10—Gneiss; 11—Melange.

小　结

1．秦祁昆微板块的地壳结构有下列三种不同情况。

陆缘带具有四层结构，最底层为前寒武系结晶或褶皱基底，之上依次为加里东期浅海至次深海相过渡型沉积盖层，海西至印支期滨、浅海至次深海相稳定型至过渡型沉积盖层（局部为海陆交互相或陆相）及燕山至喜马拉雅期陆相为主的河、湖相沉积盖层。它们之间均被明显的不整合面分开。

在地块或隆起带，前寒武系大面积裸露，盖层不完整。

在裂谷带或裂陷带内，地层具有深海至次深海相活动型至过渡型的沉积特征，常见到沉积间断和局部不整合以及以残块形式出现的古老岩块。在裂谷带内，火山岩局部具双峰式特征，蛇绿岩套一般不完整。

2．秦祁昆微板块各级构造单元的水平展布形式有三种。

一为裂谷式，即裂谷出现在隆起带或地块之间。

二为离散大陆边缘式。如河西走廊陆缘带及北祁连裂谷带属于阿拉善地块的离散大陆边缘，即从阿拉善地块→河西走廊→北祁连与从大陆→陆缘海→裂谷盆地相对应。另据1:20万区调资料，南祁连陆缘带的奥陶及志留系的碎屑岩沉积有南粗北细的趋势。如果上述现象属实，则从欧龙布鲁克→中祁连→木里、拉鸡山对应于从地块或大陆→陆缘海→裂谷盆地。

其三，从地质发展看，昆仑隆起带（包括东昆仑及西昆仑）具有汇聚大陆边缘特征，主要体现在多期次的岩浆活动、变质作用与升降活动上。

3．在秦祁昆微板块的构造活动不具明显的岛弧性质。其中各裂谷带的发展仅达到初始洋壳规模。裂谷在封闭时只形成了褶皱带或造山带，没有俯冲现象发生。

二、可可西里—巴颜喀拉微板块

可可西里-巴颜喀拉微板块位于秦祁昆微板块之南，北以昆仑山隆起南缘深断裂为界，东南侧以龙门山-锦屏山深断裂与扬子地块相邻，西南以拉竹龙-金沙江深断裂与喀喇昆仑-三江微板块为界，是在前震旦系变质基底上发育起来的以印支褶皱为主的构造区。这里除北缘及西南缘以外，加里东至海西期活动不显著。全区被三叠系大面积覆盖；古生界至三叠系基本为连续沉积，侏罗至第三系发育不完整，仅有零星分布。

本区前震旦系出露在东南及西南边缘，在南秦岭松潘以东称郧县群（邢裕盛，1982）或碧口群，龙门山区称黄水河群、盐井群，锦屏山至木里一带称恰斯群，金沙江一带称茶马山群。各群之上被不同层位的震旦系不整合覆盖，其岩性及厚度如表1-4。

前震旦系主要由变质碎屑岩组成。火山岩由基性至酸性，在东南边缘以基性富钠为主，变质程度一般为低至高绿片岩相，出露厚度一般在8000m以上，最厚达12000m。据在南秦岭发现的藻类与古孢子研究，其层位为长城系至蓟县系，缺失青白口系（向鼎璞，1982）。在木里一带的恰斯群上部可能包括下震旦统，其中的火山凝灰岩钾氩法同位素年龄为688Ma（四川省地质志底稿，1988）。

表 1-4 可可西里-巴颜喀拉微板块中的震旦系及前震旦系岩性

Table 1-4 Strata of Pre-Sinian and Sinian in Hoh Xil-Bayan Har Microplate

	南秦岭（甘肃）	南秦岭（四川）	龙 门 山		碧城，木里	金沙江东侧
上覆地层	D	O、S、	ϵ_1		ϵ—O	ϵ
震旦系	关家沟群：灯影组：白云岩、白云质灰岩、硅质岩。150—800m。陡山沱组：硅质、白云质泥灰岩、页岩。20—350m	上统：结晶白云岩、白云质灰岩、千枚岩变粒岩。85—639m	上统：上部白云岩。中、下部：板岩、千枚岩、砂岩、砂砾岩。数百米—2516m		灯影组：白云岩为主。陡山沱组：石英砂岩为主。30—340m	?
	南沱组：冰碛岩、含砾砂板岩。0—100m	下统：变粒岩、千枚岩互层。0—3536m			?	
前震旦系	上部：变质砂岩、基性至酸性火山岩夹硅质灰岩。中部：细碧岩、角斑岩、凝灰岩夹砂岩、板岩。下部：砂岩、板岩、砂砾岩夹火山碎屑岩。7575—>12000m	上部：变质中酸性火山岩、千枚岩、凝灰质砂岩。中部：变质中、基性火山岩、凝灰岩、千枚岩、变质粉砂岩。下部：绢云石英千枚岩、夹变质砂岩、阳起石片岩。833—>3000m	通木梁群(平武) 上部：变质石英角斑岩、中酸性凝灰岩。下部：变质细碧岩、角斑岩及凝灰岩。1941—>3690m	盐井群（宝兴）上部：板岩、千枚岩、片岩、变质砂岩。中部：变质流纹岩、英安岩、安山玢岩、玄武岩、凝灰岩。下部：变质砂岩、大理岩、粗面岩、火山角砾岩。4850—>8050m	恰斯群：上部：变质基性火山岩，中性火山岩，火山角砾岩、凝灰岩、千枚岩。下部：钠长片岩、石英片岩、变粒岩、千枚岩夹大理岩。2600—>4183m	茶马山群：上部：绿泥绢云千枚岩。中部：火山角砾凝灰岩、片岩、千枚岩夹大理岩。下部：硅质白云大理岩、灰绿色片岩、变质基性火山岩。>3140m

不整合于前震旦系之上的震旦系的岩性基本与扬子地块的相似，但其下统仅在南秦岭出现冰碛岩及碎屑岩。上统分布较广，下部以石英砂岩为主，上部以白云岩、白云质灰岩为主，其层位分别与扬子地块陡山沱组及灯影组相当。四川区调队在若尔盖以北建立的白衣沟群的下段为火山岩组，主要由酸性凝灰岩组成；上段上部为正常沉积的碎屑岩，下部为凝灰质灰岩。全岩铷锶法年龄为738.6Ma。白衣沟群的层位可以与扬子地块西缘的苏雄组及开建桥组对比，应属下震旦统（四川省地质志1988）。上述资料及恰斯群年龄数据说明存在下震旦统。

本区古生界主要在边缘一带出露。其与三叠系的基本情况如表1-5所示。

本区古生代至中生代地层情况总结为下列各点。

1．寒武系发育欠完整，在西倾山及南秦岭缺失。在龙门山仅见下统，为浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合。西南部及金沙江一带为浅海至次深海相稳定型至过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，夹基性火山岩，厚度较大。

2．奥陶系至泥盆系发育比较完整，主要为滨、浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合，仅龙门山、南秦岭的志留系出现次深海相过渡型沉积。东昆仑南缘下志留统可能属活动型沉积。

3．石炭、二叠系主要为浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合。在北部边缘出现次

深海至深海相活动型碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合。在西部二叠系出现次深海相过渡型沉积。两系最大厚度均达到5000m，在北部个别地区达到10000m以上。北部上二叠统缺失或为较薄的陆相红色碎屑岩沉积。

4．三叠系分布广泛，以浅海至深海相过渡型至活动型碎屑岩组合或火山岩、碳酸盐岩、碎屑岩组合为主，具浊流或复理石特征。局部上三叠统或上三叠统上部为海陆交互相或陆相碎屑岩含煤组合或碎屑岩、火山岩组合。厚度一般大于10000m，最厚处超过20000m。

5．侏罗、白垩及第三系分布在北部。侏罗系为含煤碎屑岩组合。白垩及第三系以陆相红色碎屑岩含盐组合为主，局部含煤或有较多火山岩。在南部仅有第三系零星分布。

6．地层接触关系从古生界至三叠系以整合及假整合为主。北部的石炭系至中、新生界各系、统之间出现较多的不整合或假整合。在义敦以南地区的P_2与T_1，T_3与T_2之间局部出现不整合。

7．在古生物方面，古生代为南方型，三叠纪以特提斯型为主，西倾山及义敦地区兼有浓厚的地方色彩，但大部地区以单调的双壳类为主，其中晚三叠世海相层以海燕蛤比较突出。陆相植物群在西倾山北侧为北方型，以南为扬子型。

本区岩浆活动频繁。从前震旦纪至三叠纪及早白垩世地层中均有火山岩，但多分期集中在构造活动比较剧烈地带。花岗岩类以花岗岩、花岗闪长岩为主，时代主要为印支及燕山期，在北部边缘有海西晚期。基性、超基性岩类主要出现在板块消减带或裂谷带中，与基性火山岩组成蛇绿岩套；沿主要断裂亦有零星分布，时代为海西及印支期。

区域变质作用除前震旦系达到角闪岩相及高绿片岩相以外，古生界至三叠系一般为低绿片岩相，但在西南及东南边缘达到高绿片岩至角闪岩相或更高。变质作用一般以区域动力作用为主，变质程度较高地区或层位以区域动力热流为主。

本区划分为三个二级构造单元。

（一）昆仑山南缘-西倾山海西板片

板片介于昆仑山隆起南缘深断裂与昆仑山南缘深断裂之间，东西走向，呈窄条状，分布在微板块的北部边缘。板片可划分为两个次级构造单元。

1．昆仑山南缘裂谷带　包括前人所称的布尔汗布达优地槽褶皱带和南昆仑褶皱带（任纪舜等，1980），中间被阿尔金及塔什库尔干断裂切割成三段，即三个亚带（图1-4A、B）。

（1）布尔汗布达亚带　通过近年来的区调及科研工作，在原下古生界中发现了化石，并从其中分出前寒武系及上古生界，从而改变了对大地构造发展的认识。姜春发等(1988)❶将本带顺走向由东向西划分为三段：托索湖至秀沟为东段，秀沟至昆仑湖为中段，昆仑湖至苦牙克（阿尔金断裂）为西段。本带元古界仅在东段见到，岩性与东昆仑隆起带相似。下元古界主要分布在中段，包括新厘定的奥陶系纳赤台群，为浅海至深海相碎屑岩夹碳酸盐岩组合，具复理石特征，厚度大于2200m，与元古界呈断层接触，被泥盆系不整合复盖。上古生界下、中泥盆统出露在西段，为深海相活动型火山岩、碎屑岩夹碳酸盐岩组合，

❶ 地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告。

厚2850—7500m。火山岩有基性的及中酸性的，以中酸性爆发型岩石占优势，局部碎屑岩占较大比例。石炭、二叠系分布广泛。石炭系下统为次深海相至深海相活动型火山岩、碎屑岩、碳酸盐岩组合夹硅质岩，厚度大于3210m，并与蛇绿岩共生；上统为滨、浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚约400m。石炭系在东段及西段最厚达到10000m，中带较薄。二叠系下、中统为浅海至次深海相过渡型碎屑岩、火山岩夹碳酸盐岩组合。在东段厚1743—4918m，西段以碎屑岩为主，厚8000—9600m，均具复理石特征。上二叠统出露在中段东部与东段，为滨海相或海陆交互相碎屑岩夹火山岩组合，具磨拉石性质，由西向东颗粒变细，并出现凝灰岩，厚900—3200m。三叠系下、中统分布在中段及东段，为滨海至次深海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合；东段夹火山岩，厚2700—6800m，其中下统呈紫红色，有较厚的砾岩。上三叠统为滨海相至陆相碎屑岩、火山岩组合，厚1323—5950m；底部砾岩，具磨拉石特征。侏罗至第三系为陆相碎屑岩。侏罗系中、上统含煤。白垩及第三系呈红色，含膏盐。上述地层在接触关系上D与Pz_1，C与D，T_1与P_3，T_3与T_2，J与T_3，K与J，K_2与K_1及R与K_2之间均呈不整合关系。新地层常超覆于较老地层之上。

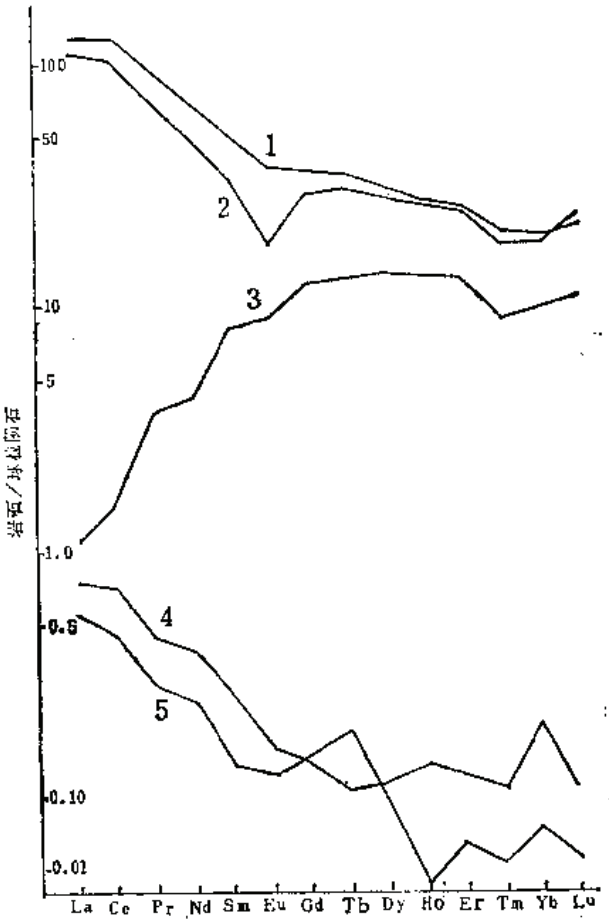


图 1-5 清水泉基性-超基性岩体的稀土元素分布模式
1—块状玄武岩；2—橄榄辉长岩；3—榴辉岩；4—块状斜辉辉橄岩；5—层状辉橄岩

Fig. 1-5 Diagram showing the distributive model of rare earth elements in ultrabasic-basic rocks of Qingshuiquan

1—Massive basalt; 2—Peridotitic gabbro; 3—Eclogite; 4—Massive plagio-pyroxene-peridotite; 5—Bedded pyroxene-peridotite

亚带基性、超基性侵入岩以超基性岩为主，多以孤立的岩体分布在昆仑山隆起南缘深断裂附近，夹于泥盆、石炭系中。以清水泉、乌妥一带较为集中，主要有斜辉橄榄岩、二辉橄榄岩及纯橄榄岩，均已蛇纹石化。在清水泉，斜辉橄榄岩与层状橄榄辉长岩、辉长岩及下石炭统玄武岩组成不完整的蛇绿岩套[1]。据高延林（1986）的研究，层状辉长岩及玄武岩均为轻稀土富集型，稀土元素丰度明显高于辉橄岩，显示为同一岩浆分离结晶产物。玄武岩不具洋脊特征，而近似于裂谷型拉斑玄武岩或碱性玄武岩（图1-5）。由此认为其是在古陆或陆缘环境中形成的，受深断裂活动（裂谷作用）控制。

中酸性侵入岩有海西晚期及印支早期两期，它们的钾-氩法年龄分别为259—249Ma及239—231Ma。主要岩类为花岗闪长岩、二长花岗岩、富斜花岗岩及花岗岩。侵入于元古界、石炭系、下中三叠统中，被上三叠统覆盖。除个别小岩基外，均以岩株或岩脉产出，与围岩

接触面清楚，有较强的围岩蚀变，含少量捕掳体。

上古生界至中三叠统的变质相均为低绿片岩相，但上古生界属绢云母绿泥石带，下、中三叠统仅达板岩、千枚岩级。

亚带中走向断裂发育，褶皱剧烈。亚带经多次变形迭加，以印支期为最。二叠纪砾石沿片理方向拉长，呈定向排列。早、中三叠世砂板岩因片理化而不显层理。断层及褶皱近东西向，被少量北西及北东向断裂切割。褶皱紧密，局部倒转或平卧。北侧深断裂断面北倾，北盘元古界逆冲到南盘较新地层之上，沿断裂挤压破碎带发育，最宽达500m。

（2）西昆仑南亚带❶ 南以昆仑山南缘深断裂（库地-康西瓦断裂）在东段与可可西里-巴颜喀拉微板块为界，西段与喀喇昆仑-三江微板块为界。东段主要为中、上石炭统浅海至次深海相，稳定型至过渡型碎屑岩夹硅质岩、碳酸盐岩组合，具复理石特征。局部见到下、中二叠统浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合，与上石炭统关系不明。有小面积海西中期花岗岩类分布。在南缘断裂附近有第四纪中基性熔岩❶。

西段帕米尔地区石炭、二叠系大面积分布，不整合于前寒武系及下古生界之上。下古生界缺失上奥陶统，除下志留统局部为次深海相过渡型碎屑岩夹火山岩、碳酸盐岩组合且厚度较大以外，其它均为浅海相稳定型以碳酸盐岩为主的沉积。上古生界泥盆系缺失下统，中、上统分别为浅海相碳酸盐岩夹碎屑岩及陆相红色粗碎屑岩组合，厚度分别为1000m与350m，不整合覆于下古生界之上。石炭系为浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚约1000m。二叠系不整合在石炭系之上，以次深海相过渡型碎屑岩为主，夹火山岩，厚达6500m。仅见印支期花岗岩。

亚带中的地质构造呈S型，走向北西，以塔什库尔干断裂为界，形成两个弧形。东段向南西突出，西段向北东突出。走向断裂多为逆冲性质，逆冲方向与弧形构造突出方向一致。古生界褶皱紧密；上覆的侏罗、白垩及第三系褶皱平缓。

2．西倾山隆起带　在布尔汗布达裂谷带以东，分界不明显。向东与白龙江-西汉水隆起带连接。在白龙江-西汉水隆起带出露的最老地层为碧口群，其时代可能与长城、蓟县及青白口系相当。向上为与其呈不整合接触的与扬子地块相同的震旦系。在西倾山，过去认为最老地层为奥陶系，通过近期工作，测得原属奥陶系的白衣沟群中、酸性火山岩系中的英安质凝灰岩全岩铷锶等时线法年龄为739Ma（李建林等，1986），可与扬子地块西缘的下震旦统相对比（四川省地质志底稿，1988）。志留系为浅海至次深海相过渡型碎屑岩夹碳酸盐岩、硅质岩组合，厚达7500m。上古生界不整合于志留系之上，基本为浅海相稳定型连续沉积。其中泥盆系为碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚达5500m，中统含铁矿及磷矿。石炭、二叠系以碳酸盐岩为主，共厚2000—6760m。三叠系分布在南北两侧，为浅海相以稳定型为主的碎屑岩、碳酸盐岩组合，最厚仅3000m余。在武都及迭部附近有侏罗、白垩及第三纪小型陆相盆地沉积，其岩性基本与兴海-卓尼陆缘带相似。白垩系仅见下统，夹较厚的橄榄辉石玄武岩及安山玄武岩。

带内未见基性、超基性岩体，仅见花岗岩及花岗闪长岩呈岩株侵入于古生代地层中的。它们的时代为加里东晚期及海西期，个别为印支期。

本带为一复背斜构造，走向断裂密集，被北东及北西向两组剪切断裂切割，形成大小不一的断块。

---

❶ 据地质矿产部高原地调大队一分队课题报告，1988。

据航磁资料，西倾山为高磁场区。异常轴心位于东经101°以东，向南跨入若尔盖地区，其西为平静磁场区。在西倾山与若尔盖之间被东西向的线性高磁异常分开（图1-6）。

从西倾山一带出现较厚的古生界，估计在加里东至海西期，特别在志留纪这里曾为海槽，而在印支期则是相对的隆起带。

关于昆仑山南缘裂谷带的性质及时代有不同意见。肖序常、汤耀庆（1986）认为是加里东期向北俯冲的板块消减带。高延林（1987）认为具裂谷性质，从整体看，它是加里东至海西早、中期长期发展的海槽，向东包括西倾山海槽。从沉积建造及岩浆活动情况来看，东部布尔汗布达一带可能达到初始洋盆规模，而西段可能只达到裂陷槽规模。据带内上二叠统的普遍缺失和北侧昆仑山隆起带内海西晚期花岗岩类的大规模出现，可以认为海槽是在海西晚期封闭并全面褶皱隆起的。

（二）可可西里-雅江晚印支板片

位于昆仑山南缘-西倾山海西板片的南侧，在西南方向以甘孜-理塘深断裂与羊湖-义敦板片相邻，向西越过阿尔金深断裂伸入到喀喇昆仑以北地区。以具浊流沉积的上三叠统巨厚碎屑岩组合的广泛分布为特征。可划分为四个次级构造单元。

1．阿尼玛卿裂谷带（图1-4A、B） 位于板片的东北边缘，西起昆仑山口以东，东至玛曲，被第四系掩盖。以小南川为界分为东西两段。❶

东段 姜春发等(1988)将其由北而南划分为四个亚带。（1）断陷带，宽1—2 km，南北被断层所限，呈负地形，其中充填较厚的第四纪沉积物。(2)推覆带，宽几km—20km，石炭、二叠系灰岩与砂板岩向南推覆在中、上三叠统复理石或蛇绿岩之上，断层倾角20°—70°。(3) 蛇绿混杂岩带，宽1—5 km，由蛇绿岩、放射虫硅质岩、三叠系砂板岩、二叠系灰岩等岩块组成。蛇绿岩包括以斜辉橄榄岩、二辉橄榄岩为主的超基性岩，堆晶辉长岩、枕状玄武岩及辉绿岩等。放射虫经王乃文鉴定，时代为早、中三叠世。(4) 滑塌堆积带，宽数至数十公里，由下、中三叠统砂板岩构成基质，二叠与石炭系灰岩、砂板岩形成岩块。岩块以长方形块体为多，密集程度由北向南减少，南侧被走向断层分割，与正常的三叠系砂板岩相接触，并被印支期花岗岩及其他岩脉侵入。本段是消减带的主体，向东被南北走向的横断层切断，为第四系所掩盖。

西段 由北而南仅见到断陷带、断裂破碎带和滑塌堆积带。断陷带与滑塌堆积带情况与东段相似。构造破碎带是滑塌堆积又经构造挤压破裂、混杂而成，宽一至数公里。西段以西，构造破碎带断续沿昆仑山南缘深断裂分布，在昆仑山口、鲸鱼湖等地均可见到。

目前，人们对阿尼玛卿裂谷带的时代、性质及归属等问题有不同认识。青海地质矿产研究所在编制青海地质图（1985）及青海省地质志底稿（1988）时，根据在含滑塌岩块的黑色砂板岩中发现鲢科化石这一事实，确定基质地层时代为二叠纪，并进一步推论消减带的主构造旋回为海西晚期。姜春发等认为鲢科化石产于岩屑之中，而基质的地层时代根据其它化石应划归早、中三叠世，则裂谷带的封闭时间应为印支早期。笔者倾向于姜春发等人的意见。

❶ 据地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告，1988。

关于阿尼玛卿裂谷带的延展问题，通过航磁工作（图 1-6 ）认为其向东可能被掩盖在西倾山南侧上三叠统之下。据航磁反映，沿西倾山南缘存在东西走向串珠状线性异常，与玛曲以西消减带地表反映的现象基本相似。邢无京（1988）认为裂谷带北缘边界为玛沁-略阳断裂，南界为玛曲-荷叶断裂。关于阿尼玛卿带划为裂谷的理由，笔者认为除上述具有蛇绿混杂岩带和深海复理石沉积（说明在早、中三叠世已达到初始洋盆或洋盆规模）以外，在带内并无较老基底岩系出现，且两侧没有见到作为俯冲证据的岛弧或火山岩浆弧。笔者认为，在昆仑山口以西，裂谷带内的蛇绿混杂岩带因构造运动或被掩盖，或被侵蚀无余。

2．曲麻莱-松潘陆缘带　是微板块内面积最大的次级构造单元，可划分为北、中、南三个亚带：炉霍-道孚裂谷带为中带，东北侧为北带，西南侧为南带。

北亚带　在早、中三叠世大致以马尔康为中心，为一向心断陷海盆。海盆北缘出现陆缘冲积砂砾岩；东北边缘为滨岸碎屑岩、台地碳酸盐岩，底部夹火山碎屑岩；中心为浅海陆棚复理石砂板岩。晚三叠世早、中期从昆仑山南缘的陆棚三角洲相向南西过渡到浅海、次深海海底浊积扇沉积。晚三叠世晚期沉积为以滨海相为主，滨岸沼泽相及河流冲积相为次的含煤碎屑岩（邓永福，1985）❶。在东北边缘，据饶荣标等（1986）人的研究，由于若尔盖隆起的存在，可能缺失诺利期至瑞替期沉积。

北亚带的东界以南北走向岷江断裂为界。在岷江断裂以东出现“黄龙微地块”。微地块位于武都、松潘、平武之间，南、北、西被断层所围限。微地块在构造上位于印支褶皱带中，由元古界、古生界至中生界地层组成，其中古生界与中生界的岩性与四川盆地中同层位地层的岩性相似。微地块中的褶皱平缓。

南亚带　在早、中三叠世以雅江为中心的海盆向北西方向延伸，大致从北东向南西岩性由滨海相碎屑岩、碳酸盐岩过渡到次深海黑色砂泥岩和硅质岩。晚三叠世早、中期，西北方向浅海相向西南过渡到次深海相。晚三叠世晚期沉积与北亚带相似。

中亚带　炉霍-道孚裂谷带夹在两条北西走向平行断裂之间，宽 1 — 5 km。在其间的三叠系浊积岩中见到由基性超基性岩与枕状玄武岩共生的蛇绿岩（邓永福，1984），这点进一步得到了莫玄学、罗建宁等（1987）❷的证实。另在侏倭一带下二叠统中出现橄榄玄武岩、火山角砾岩及灰岩、砂板岩，下三叠统中见到砂板岩、硅质岩浊流沉积（邢无京，1988），这些现象可以基本说明裂谷带的张裂程度已达到形成初始洋盆的规模，且张裂开始于早二叠世，盆地封闭于晚三叠世晚期。

据卫片解译，由裂谷带封闭形成的深断裂带向北西延伸达长须贡玛，向南东经过康定延至扬子地块。笔者通过野外工作认为，在新都桥以南、城子以西出现的火山变质岩系和呈南北走向的一组平行断裂可能是裂谷带向南转折的延续部分。

在陆缘带内花岗岩类岩体较多。在炉霍-道孚裂谷带东南段近旁，岩体主要为二长花岗岩，其次为花岗闪长岩及石英闪长岩。岩体一般分带不明显，在内外接触带以多伟晶岩脉为特征，以同熔型为主。钾氩法同位素年龄除甲基卡岩体为187Ma外，多数为 41—35Ma。南亚带放马坪至九龙地区岩石类型复杂，岩体中心一般为花岗岩，边部为石英闪长岩、闪长玢岩或斜长岩，局部见到正长岩及石英二长岩。围岩蚀变一般显著，以陆壳改造型为

❶ 四川省地质局区调队川西三叠系研究课题报告，1985。

❷ 西南科技情报第二期（1988）。

主。有176—162Ma,140—130Ma及87—68Ma三组钾-氩法同位素年龄。北亚带可划分为南、北两部分。北部西起扎陵湖，东到巴颜喀拉山及阿坝一带，呈南东方向展布，以花岗闪长岩及花岗岩为主。岩体有207、165、163Ma等年龄数据，呈岩株或小岩基产出。南部主要分布在小金弧形构造中，以钾长花岗岩、二长花岗岩及花岗闪长岩为主，并常与中性岩伴生。岩体边部伟晶岩脉发育，有较多围岩捕掳体，岩石化学特征近似同熔型岩石，年龄有113—109Ma及183—150Ma两组。上述年龄系用钾-氩法测定，比实际年龄偏小。总体上陆缘带内的花岗岩类时代为印支晚期至燕山期，有北老南新的趋势。

陆缘带构造走向，在西部为东西向，东部转为南东向至北东向。地表由三叠系的紧密线型褶皱组成。陆缘带内走向断裂发育，以逆断层为主，被北西及北东向断裂切割。以炉霍-道孚裂谷带组成的深断裂带为界，北侧分别以若尔盖及小金为中心，形成向南突出的两个弧形构造。陆缘带东缘受南北走向的岷江断裂影响，局部构造转为南北向。南侧以雅江为中心，形成向东突出的弧形推覆构造，弧顶被南东及北西走向的剪切断裂所挟持。在九龙一带出现走向南北，向南西斜列的褶皱，且在背斜中出现以前志留系为核心的穹隆构造。

3．龙门山-磨盘山边缘隆起带　本带北起摩天岭，经龙门山、康定、磨盘山至盐源以南，是青藏高原向扬子地块过渡的一个构造单元。在横向上大体分为西、中、东三带，主体是中央结晶变质带，西侧为陆缘过渡带，东侧为山前拗陷带。以康定为界，又分为南、北两段。

中央结晶变质带主要由太古代、下元古代结晶变质岩组成。其中片麻岩属灰片麻岩及副片麻岩类，基本由基性岩及碎屑岩变质而成，并被多期岩浆活动迭加，成为巨大的复合结晶岩带（贺节明等，1988）。中、晚元古界为变质火山岩、碎屑岩组合，厚2000—4000m，其上被具冰碛层的震旦系不整合覆盖。古生界在西带为浅海至次深海相过渡型或稳定型沉积，东带为浅海相稳定型沉积。西带缺失上奥陶统，可能缺失部分寒武系。志留、泥盆系总厚度大于3000m，为碎屑岩夹火山岩、碳酸盐岩组合。泥盆系含磷矿或铁矿。在西带的宝兴及南段的磨盘山两侧的二叠系中均见到玄武岩，并由北向南变厚。中生界三叠系东、西差异较大，侏罗、白垩系仅出露在东带。

边缘隆起带的岩浆侵入活动在寒武纪之后以海西、印支期最为强烈，从酸性到超基性及碱性均有，主要集中分布在中央结晶变质带内或两侧断裂近旁。

区域变质作用强度在中央结晶变质带内的太古界及下元古界中最高达麻粒岩相及角闪岩相，在中、上元古界中仅达绿片岩相至角闪岩相。古生界变质程度一般达绿片岩相，可划出绢云母绿泥石带及黑云母带。在丹巴、茂汶一带发育有完好的递增变质带，其中出现角闪岩相的十字石-蓝晶石带或矽线石带。变质作用以区域动热流变质为主。

区域构造运动在印支晚期比较强烈，在燕山及喜马拉雅期亦有明显反映。中央结晶带的隆起与两侧不同类型海盆不同程度的沉降，以及西侧褶皱隆起和东侧陆盆的形成相对应。

龙门山-锦屏山深断裂是隆起带的主中央断裂，大体呈S形，总体为北东走向。其东北段为龙门山主断裂，通过中央结晶变质带东侧。在康定附近切过中央结晶变质带，向南在边缘隆起带的西侧延展。在锦屏山以南成为曲麻莱-松潘陆缘带与扬子地块的盐源边缘凹陷带的界线。沿断裂在彭县、宝兴、康定、丹巴等地见到蛇纹石化超基性岩及宽数百米的糜棱岩带与剪切片理带。断裂具向南东逆冲性质。在龙门山前缘、锦屏山及盐源一带出

现的推覆构造与该深断裂的活动有关。据沿断裂出现黄水河群、盐井群及盐边群等元古代变质岩以及它们与变质超基性岩共生这些事实，推测深断裂形成于早元古代并具长期活动性质。该断裂也可能是可可西里-巴颜喀拉微板块与扬子地块之间的古裂谷带或古板块消减带的遗迹（陈智梁、陈世瑜，1987）。

4．甘孜-理塘板块消减带　位于曲麻莱-松潘陆缘带西南侧。其走向在西部为东西向，向东至玉树转为南北向，向南经甘孜、理塘到雅砻江口与龙门山-锦屏山深断裂相接。西段工作程度较低，情况不明。消减带在玉树以南介于两条平行走向断裂之间，宽数公里至二十余公里，出露地层主要为三叠系。据侯立玮等（1986）❶研究，在甘孜以北以巨厚的基性火山岩为主，间夹砂岩、板岩及放射虫硅质岩；在甘孜至理塘一带为深海相泥硅质浊积岩，其中混入大小不等的枕状玄武岩、砂岩及基性、超基性岩块。据刘宝田等（1984）研究，在甘孜及理塘剖面（图1-6）三叠系深海沉积近旁有蛇绿岩分布，蛇绿岩主要由橄榄岩、辉石橄榄岩、辉长岩、辉绿岩及枕状玄武岩组成。剖面中可见到蓝闪片岩。通过追索，发现消减带从甲洼向南分为两支，一支向南到木里丁央，一支顺无量河至三江口。近期莫宣学（1988）❷在理塘附近发现属于下、中三叠统且层序比较完整的蛇绿岩套，并在上三叠统下、中部见到与二叠系灰岩巨块混杂的中性火山岩。在玉树以北的通天河一带，基性、超基性岩密集，构成巨型北西走向岩带。在长达70km的地段可见百余个长100—700m的岩体（青海省地质志底稿，1988）。在甲洼以南还见到属于上二叠统的深水浊流沉积及蛇绿岩（姚冬生，1983）。

上述情况基本可以说明甘孜-理塘带在消减前已达到洋盆规模；洋盆拉张开始于早、中二叠世，封闭于晚三叠世晚期；洋壳向南西方向俯冲。

据航磁资料（图1-6），可可西里-雅江板块为一降低磁场区，强度0—50nt。形成低磁场的原因是三叠系非磁性沉积厚度大且地表又仅分布印支及燕山期花岗岩类。深部岩层磁性较弱亦是原因之一。局部异常强度不大，一般仅50—150nt，在昆仑山南缘（包括布尔汗布达及阿尼玛卿一带）、甘孜-理塘、炉霍-道孚诸裂谷带或板块消减带均有显示。昆仑山南缘串珠状线性异常呈东西走向，指示了昆仑山南缘深断裂的延展情况。图1-6可以基本说明以炉霍-道孚深断裂为界，东北侧基底走向大致为东西向，埋深较浅；西南侧为南北向，与地表构造线走向基本一致。

以阿坝、若尔盖为中心的平缓磁异常，通过上延20km磁场计算，与以北的西倾山区以至西秦岭的同仁、天水一带的磁异常连成一片，成为统一的平缓正磁异常区。异常中心在天水乃康县附近，推测这里是前震旦纪的古隆起区。西倾山复背斜可能属表层褶皱。

在龙门山-锦屏山线性磁场带的东北段（北川、茂汶、宝兴至康定一线）在图1-6上显示为一条宽30—40km，长400km的扭曲负磁场。其西南侧呈现一条由元古代结晶基底及基性超基性岩体凸起所形成的正负异常成对伴生的磁场区。在西南段即康定以南，分布着南西走向正负伴生的线性异常，与地面出露的中基性岩体或二叠纪玄武岩带相对应。这一线性异常是可可西里-巴颜喀拉微板块的东界，亦即龙门山-锦屏山古板块缝合线或深断裂之所在。

综上所述，可以推论可可西里-雅江板片在历史发展过程中应属于扬子地块的离散大

---

❶ 地质矿产部高原地质调查大队五分队课题研究报告。

❷ 三江科研项目1987年工作总结。

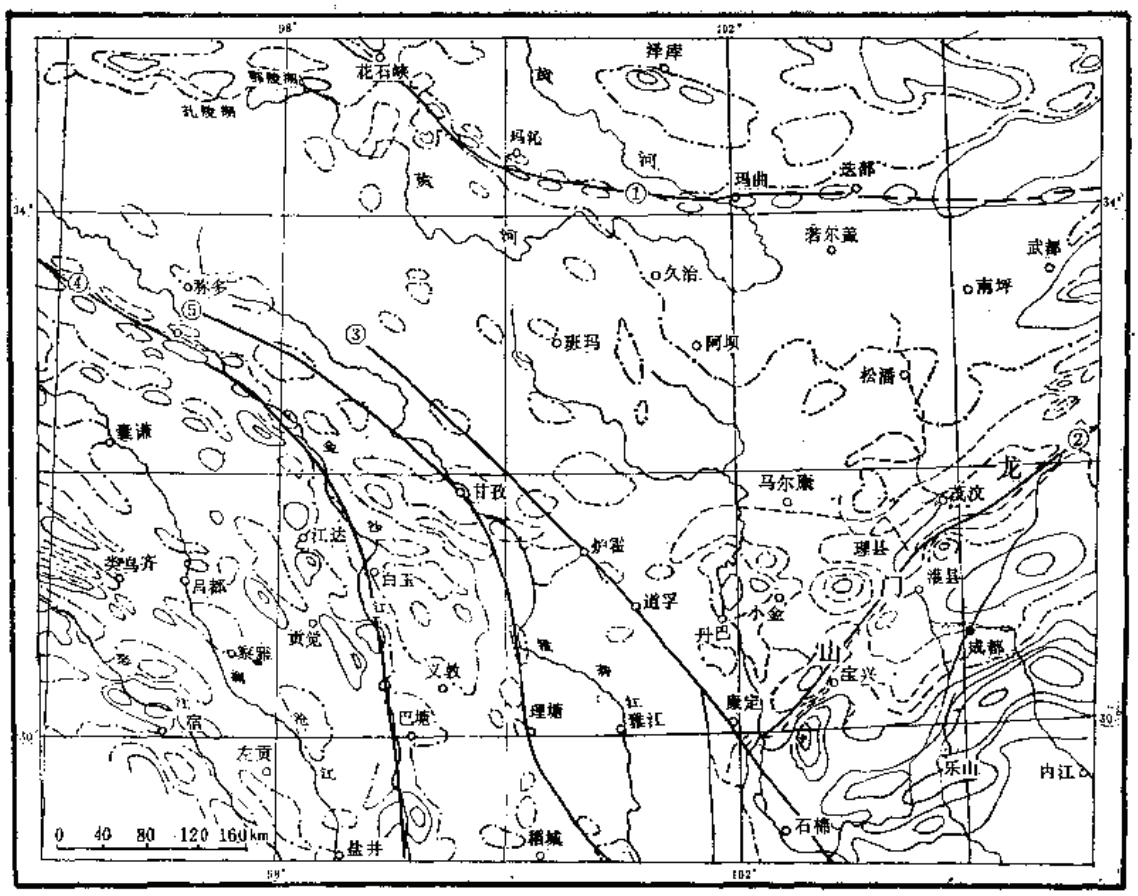


图 1-6 松潘-甘孜区域航磁ΔT略图(据地矿部航空物探遥感中心，1988)

①—昆仑山南缘深断裂；②—龙门山深断裂；③—炉霍-道孚深断裂；④—甘孜-理塘深断裂；⑤—金沙江深断裂

Fig. 1-6 Sketch map showing the airborne magnetic ΔT of Songpan-Garze region

Deep fault: 1—Southern margin of Kunlunshan; 2—Longmenshan; 3—Luhuo-Daofu; 4—Garze-Litang; 5—Jinshajing

陆边缘。从龙门山-磨盘山边缘隆起带—曲麻莱-松潘陆缘带—甘孜-理塘板块消减带或阿尼玛卿裂谷带显示扬子地块边缘向西侧海盆增生的现象，亦显示出一个从稳定—活动的构造系列。其中曲麻莱-松潘陆缘带为古生代至三叠纪大陆边缘海盆。炉霍-道孚裂谷带是印支期大陆边缘海盆内部的裂谷盆地。阿尼玛卿裂谷带及甘孜-理塘消减带分别代表在印支早期及晚期封闭的洋盆和与相邻板片碰撞的遗迹。

（三）羊湖-义敦晚印支板片

位于甘孜-理塘与拉竹龙-金沙江断裂之间，包括西段的羊湖、多格错仁强玛错，中段的通天河及南段的白玉至义敦以南的乡城地区。以南段的蒙自-中甸北东向断裂为界，北面的广大范围内浅海至深海相过渡型至活动型三叠纪火山岩、碎屑岩、碳酸盐岩组合岩系发育，中酸性侵入岩大面积分布；南面的木里至玉龙雪山一带，元古代及古生代地层出露面积较大。西缘沿金沙江断裂，出现变质程度较深的微地块。该板片少，划分为三个次级构造单元。

1．多格错仁强玛错-白玉岛弧带 是羊湖-义敦板片的主体部分。分布在西段的若拉岗日群为西藏区调队新建的地层单位（1984），为晚三叠世复理石碎屑岩夹火山岩组合，厚

度大于5000m。其中含二叠系灰岩滑塌岩块。火山岩以具枕状构造的玄武岩为主，可见到少量基性、超基性岩。中段为通天河群分布区。该群原划归二叠纪，后来青海区调队（1984）在其中发现早二叠世及晚三叠世化石，故其应包括二叠至三叠系。上三叠统也是一套具复理石特征的碎屑岩、火山岩夹碳酸盐岩、硅质岩组合。在火山岩中见到枕状玄武岩；在砂板岩中有二叠系滑塌碎块。南段白玉至乡城一带，据侯立玮等（1987）❶研究，下、中三叠统为浅海至深海相过渡型碳酸盐岩、碎屑岩组合，下部夹火山岩，共厚约2500m；上三叠统下部为碎屑岩、碳酸盐岩组合，属复陆屑近源浊积岩，上部为火山岩夹碎屑岩、碳酸盐岩组合。火山岩似呈岛链状，呈南北向分布，厚度变化大。浊积岩及火山岩总厚度大于10000m。晚三叠世诺利期至瑞替期为浅海至次深海相过渡型含煤碎屑岩组合，厚达数千米。通过近期工作（1988）❷，发现火山岩带的火山岩主要属钙碱性系列及岛弧拉斑系列且带内有昌台-赠科与乡城两个火山盆地。火山活动中心随时间的发展自东向西迁移。在构造性质上盆地显示张压交替的特征。

上二叠统出露，在岛弧带西缘白玉欧巴纳至义敦波戈西一带，为火山岩、碎屑岩夹碳酸盐岩组合。覆于其上的上三叠统火山岩主要有钙碱性玄武岩、碱钙性苦橄岩、碱性玄武岩及碱性黄长玄武岩及苦橄岩，产于浅海槽沟环境。

据侯立玮等（1987）研究，以柯罗硐-乡城断裂为界，东西两侧的上三叠统有显著区别。在西侧，早、中期（曲嘎寺组及图姆沟组）以碎屑岩为主，间夹多层粗碎屑岩及碳酸盐岩，向东近柯罗硐-乡城断裂处碎屑岩颗粒变细，碳酸盐岩夹层增多，并出现少量硅质岩；中基性火山岩主要见于乡城、得荣一带，呈面型分布，以中心式喷发为特征；北部白玉一带火山岩以碱性系列基性岩、钙性与钙碱性系列酸性岩为主，其中早期玄武岩属于大陆碱性、钙碱性岩，产于造山区岛弧环境；一部分玄武岩可能属于大洋拉斑玄武岩系列。在东侧，晚三叠世早、中期火山岩在昌台至曲登一带较发育，早期以基性为主，中期为中酸性，共厚达2000m，具中心式喷发特征，以钙性、钙碱性系列的中性至酸性岩为主，亦有部分岛弧环境的碱性玄武岩。上述火山岩的特点是：（1）具有受陆壳混染改造的非均一性；（2）岩石类型随地质时代演变，从T_1至T_2，T_1^1至T_3^3总趋势是从超基性→中基性→中酸性。

2．木里隆起带　分布在板片南部边缘的蒙自-中甸断裂以南地区。总体构造面貌是在上三叠统复理石沉积之间出露以上元古界至古生界为核心的穹窿群及不完整的短轴背斜构造，它们被南北、北西及北东向三组断裂切割，形成破碎支离的外貌。

前志留系为浅海至次深海相过渡型碎屑岩组合，出露厚度在5000m以上，其中已发现下奥陶统化石。志留系发育不完整，仅见下统，为浅海相稳定型碎屑岩夹碳酸盐岩组合，假整合于前志留系之上，厚50—200m。上古生界主要为浅海相稳定型沉积，以普遍具角砾状灰岩为特征。可能缺失上泥盆统或泥盆系。石炭系为碳酸盐岩夹碎屑岩组合，厚约800m。二叠系下、中统为碎屑岩、碳酸盐岩组合；上统以火山岩为主，包括基性熔岩、中酸性熔岩及火山碎屑岩，厚1000—3000m。上、下统之间局部呈不整合关系。下统与石炭系整合接触。三叠系下、中统为浅海至次深海相稳定型至过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，共厚约2700m，与上二叠统整合接触。上三叠统与北侧乡城、义敦地区的基本相似，

❶ 地质矿产部高原地质调查大队十二分队课题研究报告。

❷ 莫宣学等：三江科研项目1987年工作总结（火山岩组）。

厚达11800m，与中统之间有沉积间断，局部超覆在古生界之上，厚度由北向南变薄，同时火山岩减少（姚冬生，1986）。

本带有少量印支期花岗岩及花岗闪长岩分布。变质相以上二叠统底为界，以下为绿片岩相，具有绢云母带至石榴石带的递增变质带，由区域动力热流变质作用形成。上二叠统至三叠系为低绿片岩相，最高只相当于前者的绢云母带，以区域动力变质为主（姚冬生，1986）。

隆起带的南界在锦屏山-小金河断裂一线，即龙门山-锦屏山断裂的延续部分，与扬子地块的盐源边缘坳陷带相邻。南界中出现一系列向南东方向的推覆构造，它们将在本文第四章中叙述。

3．中咱微地块　即郝子文（1982）所称的中咱微大陆。位于白玉-得荣断裂与巴塘日雨断裂（金沙江主断裂）之间，多格错仁强玛错-白玉岛弧带西侧。北起德格以西，南到石鼓、点苍山一带。

在微地块中前泥盆系及古生界出露较多。在中咱剖面，寒武系为碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，厚度大于5500m。奥陶系仅见下统，假整合于寒武系之上，为碳酸盐岩沉积，厚1570m。志留系至石炭系均为碳酸盐岩组合夹少量碎屑岩，为连续沉积，共厚3165m。志留系夹较多疙瘩状泥灰岩。泥盆系中出现礁灰岩及生物碎屑灰岩。石炭系以具较多鲕状灰岩为特征。二叠系仍以碳酸盐岩为主，中、上统均夹玄武岩及紫红色泥岩，共厚779m。中咱剖面基本可以说明微地块在寒武纪时处于深海至次深海过渡型环境；从奥陶纪起逐渐趋于稳定，沉积相由浅海台地斜坡相向生物礁相、浅滩相发展；从二叠纪起构造活动开始加强，至中二叠世末，微地块出露地表，并出现褶皱。从中咱向南，古生界各系中碎屑岩所占比例增加，厚度增大，局部出现数量不等的火山岩；在泥盆系与下伏地层之间出现不整合。在微地块中缺失三叠系及中生界。

区域变质程度各地不一，一般前泥盆系变质较深，上古生界较浅，这一现象在石鼓以南尤为显著。在中咱，下古生界一般以低绿片岩相为主，向南至石鼓达到低角闪岩相。沿巴塘-日雨断裂岩层形变剧烈，劈理、褶曲发育。

微地块的古生代地层及古生物面貌基本可以与滇西思茅和绿春一带的对比。据此并结合木里隆起带的地质情况，可认为在古生代时两地区可能同属于一个整体。微地块与多格错仁强玛错-白玉岛弧带具有统一的汇聚大陆边缘性质。

三、喀喇昆仑-三江微板块

微板块介于拉竹龙-金沙江深断裂与班公湖-怒江深断裂之间，为一向北东突出的弧形体，由三个不同性质的板片和其间的板块消减带或裂谷带拼接而成。

微板块的沉积建造与古生物组合的特征介于扬子地块与印度板块之间。各板片都出露前奥陶系或前泥盆系变质基底，但面积较小。变质基底在喀喇昆仑主要由绿片岩、片岩、片麻岩、大理岩、石英岩及角闪岩等组成，在昌都地区主要为云母片麻岩、石榴云母片麻岩及花岗片麻岩，时代可能属中、晚元古代，其上被奥陶系不整合覆盖。在羌塘地区出露的前泥盆系由绿片岩、石榴角闪片岩、石榴二云片岩、白云钾长片麻岩组成。据改则幅资料，其上部尚有变质程度较低的板岩、含砾板岩、砂质页岩、结晶灰岩、蚀变玄武岩。笔

者认为，片岩、片麻岩可能属元古界，变质程度较低的岩层以划归下古生界为宜，其中含砾板岩可能属石炭、二叠系。

本区奥陶纪至第三纪地层基本情况如表1-6，有下列特点。

1．本区未发现寒武系。奥陶、志留系发育欠完整，主要分布在喀喇昆仑一带。在昌都地区仅见下奥陶统，为浅海相稳定型沉积，古生物面貌为扬子型。

2．泥盆系普遍缺失下统，均以浅海相稳定型碳酸盐岩组合为主。介壳及浮游古生物基本为华南型，其中羌塘、拉竹龙一带腕足类为*Teticospirifer murchisoniana-Whibornella rugae*组合，与中帕米尔相似。

3．石炭系的岩相划分为两种类型：一种为滨、浅海相稳定型碳酸盐组合或碎屑岩含煤组合，见于羌塘、唐古拉及昌都地区；另一种为浅海至次深海相过渡型砂板岩、火山岩含砾组合，具复理石特征，见于喀喇昆仑地区。古生物群主要为暖水型或称古特提斯型，以中国地方型的皱纹珊瑚为主体，伴生腕足、鲢、菊石等。中国常见或典型分子都可以找到，如：C_1的*Cystophrentis, Yanophyllum, Aulina, Gigantoproductus, Stratifera*；C_2的*Fusulinella, staffella, Triticites, Rugosofusulina, Schwagerina*等。但以拉竹龙一茶布一索县一丁青一北澜沧江一线为北界，在上述的C_2暖水动物群中有*Oriocrassatella, Stepanoviella, Subanoviella*等混入（郭铁鹰、梁定益、范影年等，1985）❶。

4．二叠系　下、中统以普遍出现基性至中基性火山岩为特征。在羌塘与昌都地块上为滨、浅海相碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩组合；在地块之间的活动带中，以浅海、次深海相过渡型沉积为主，下部为火山岩、碳酸盐岩组合，上部为碎屑岩、火山岩组合。上统为滨、浅海相或海陆交互相碳酸盐、碎屑岩组合，局部夹火山岩及煤。所含化石以暖水动物群与温热带植物群为主，均属南方型。仅早、中二叠世在晚石炭世出现冷水动物群的地区见到以*Eurydesma, Lytovolasma*为代表的冷水分子与暖水动物群混生。

5．三叠系　岩相变化较大。喀喇昆仑、羌塘地区以滨、浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩连续沉积为主；在昌都及唐古拉地区局部缺失下、中统，以浅海至次深海相过渡型沉积为主，以普遍出现红层、夹砾岩、火山岩或煤层及沉积间断为特征。

6．侏罗、白垩及第三系　除在班公湖至怒江一带出现侏罗系次深海至深海相过渡型及活动型沉积以外，全区侏罗、白垩系从东向西陆相红色盆地沉积出现的层位逐渐升高。早第三纪时全区均为陆相盆地沉积，至晚第三纪，各地均出现碱性至中基性火山岩。

7．中生代海相古生物群均为特提斯型。据饶荣标等（1988）❷研究，在昌都地区下三叠统中所特有的*Claraia wangi, Oxytoma acythieum*不越过金沙江，*Eumorphotis*过金沙江后骤然减少。晚三叠世的植物群与巴颜喀拉地区相似，以苏铁类占绝对优势。羌塘、唐古拉地区的三叠系，下统以含双壳类为主，为*Claraia aurite-C. stachei, Eumorphotis inaequicostata*组合；中、上统有菊石、腕足、双壳类等化石，大部分与中国南方相似，也出现喜马拉雅上三叠统中常见分子，如*Rhaetina* cf. *taurica*及*Halobia* cf. *disticta*（吴瑞忠等，1986）。侏罗系所含化石，中统以*Protocardia, Lisotrea, Astarte, Entolium, Burmirhnchia*动物群为主；上统为*Chlamys, Arcomytilus, Inoperna*动物群，与喜马拉雅、冈底斯地区不同，但与滇西和平乡组、柳湾组及北阿富汗地区可以对比。下侏罗统未发现化石。

---

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四、九分队科研报告，1985。

❷ 地质矿产部高原地质调查大队十分队课题研究报告，1985。

本区岩浆活动在前泥盆纪及石炭纪较弱，在早二叠世至晚三叠世较强，在晚第三纪有较多陆相喷发活动。花岗岩类以燕山期为主，主要分布在本区西南部；海西期、印支晚期及喜马拉雅期规模较小，分布在金沙江、澜沧江一带。基性、超基性岩体见于金沙江带、班公湖-怒江带，前者形成于海西晚期至印支晚期，后者形成于燕山早期；此外，沿北澜沧江深断裂及羌塘地块南侧也有少量分布。

本区区域变质作用以前寒武系较强，达到绿帘角闪岩相、角闪岩相铁铝榴石带至矽线石带。古生界变质级最高达绿片岩相绢云母带至绿泥石带。变质作用以动力热流变质作用为主，石炭、二叠系局部出现区域动力变质作用。

本区划分为三个次级构造单元。

（一）昌都印支板片

介于拉竹龙-金沙江深断裂与北澜沧江深断裂之间的昌都地区，以昌都地块为主体，包括治多-德钦陆缘火山弧及金沙江板块消减带。

1．昌都地块　介于北澜沧江深断裂与字嘎寺-德钦断裂之间，是在前兴凯至加里东褶皱基础上发展起来的较为稳定的上古生代以来的沉积区。出露最老地层为下奥陶统浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，最大厚度大于1954m。缺失中奥陶统至下泥盆统。中、上泥盆统不整合于下奥陶统之上，以滨、浅海相碳酸盐岩为主，夹碎屑岩，厚约1000m。石炭系发育基本完整，为浅海相碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚约2000m，西部夹火山岩，下、中统含煤。二叠系属浅海至滨海相，下统为碳酸盐岩、碎屑岩组合，厚约1286m；上统以滨、浅海相碎屑岩含煤组合为主，厚达2500m。二叠系各统均夹火山岩。上统与中、下统为假整合或不整合关系。三叠系为浅海至海陆交互相稳定型至过渡型碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩组合，以夹红色碎屑岩及多层砾岩为特征。下、中统局部缺失。各统与下伏地层之间呈不整合或超覆不整合接触。侏罗系与三叠系为连续沉积，与白垩系构成较大面积的陆相红色碎屑岩沉积盆地，合计厚度大于3000m。上白垩统缺失。下、上第三系与下伏地层均为超覆不整合关系。下第三系为陆相含膏盐、含铜砂岩沉积，厚度较大；上第三系为陆相火山岩、红色火山碎屑岩沉积，厚度较小。

本区花岗岩类有角闪花岗岩、黑云母花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩，呈小岩基或岩株状，顺走向断裂或背斜轴部侵入于三叠系或侏罗系中，时代为燕山期。

上述情况基本可以说明昌都地块在中奥世至早泥盆世曾隆起为陆，中泥盆世起沉降为海，但仍处在比较稳定的滨、浅海环境，在石炭纪至晚三叠世区域升降作用频繁，到晚三叠世晚期全部隆起成陆。

2．江达-德钦陆缘火山弧及金沙江板块消减带　即陈炳蔚等（1987）所称结隆、德钦褶皱束。介于昌都地块与中咱微地块之间，分别以字嘎寺-德钦断裂与金沙江深断裂为边界。

在金沙江深断裂附近的深海至次深海相活动型至过渡型沉积，主要由二叠系砂、泥岩及碳酸盐岩复理石组成，厚度大于4000m❶。在金沙江以西至西渠河桥一带，二叠、三叠系由枕状基性熔岩、细碧角斑岩及浊积岩组成，厚逾万米。前人有争议的上、中二叠统之间的不整合，经详细追索后，被否定了（潘桂棠等，1988）。

---

❶ 前人对地层时代认识不一，多划归下古生界至泥盆系，通过四川区调队1:20万义敦幅填图，确定为下二叠统，称额阿庆群。

在江达至德钦一线，三叠系不整合于二叠系之上，为滨、浅海相过渡型沉积。下统为紫红色碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，厚度大于1000m。中统为火山碎屑岩、碎屑岩组合，厚约2500m。上统从下到上依次为磨拉石砂砾岩、红色碎屑岩、火山岩、碳酸盐岩及含煤碎屑岩（宁奇生、陈炳蔚等，1980），厚739—5623m。各统碎屑岩沉积颗粒有从西向东变细的趋势。在德钦以北，下、中三叠统下部为流纹斑岩、石英角斑岩、基性火山碎屑岩、熔岩夹少量硅质岩，厚1200m；中部为枕状玄武岩、安山玄武岩，厚300m；上部为典型复理石砂板岩（陈炳蔚等，1987）。

在江达一带，下三叠统普水桥组及中三叠统瓦拉寺组中的火山岩为钙碱系列的英安岩及英安流纹岩。上三叠统甲丕拉组火山岩含有拉斑系列安山岩、石英安山岩及流纹岩，钙碱系列玄武岩及玄武粗面岩。上述诸火山岩在里特曼-戈蒂利图解中主要投影在造山区（郝子文等，1982）。莫宣学（1988）认为江达出现的陆缘火山弧的主弧带在东独至加多岭一带，以西的车所为弧后扩张带。在扩张带中发现三叠系中有深水灰岩、硅质岩及伴生的枕状玄武岩❶。

区内基性、超基性岩主要分布在沿金沙江的洛麦、徐麦及奔子栏二叠系变质岩中，主要岩类有辉长岩、辉长辉绿岩、斜辉辉橄岩、纯橄榄岩、辉石橄榄岩及辉石岩。在奔子栏及同普以东见到由枕状玄武岩、辉绿岩脉、硅质岩及浊积岩组成的较为完整的蛇绿岩套。

区内的花岗岩类分海西晚期及印支晚期-燕山期两期。前者侵入于上古生界，被上三叠统不整合覆盖，岩石偏基性，以石英闪长岩、花岗闪长岩及闪长岩为主，钾氩法同位素年龄值为305、234—217Ma；后者主要有花岗闪长岩、角闪花岗岩，侵入于三叠系，达到的最高层位为上三叠统，钾-氩法同位素年龄为155—147Ma。

上述各岩类均属同熔型，个别为幔源型（杨大雄，1983）❷。

从上述情况分析，本区深海域应在金沙江一线。对此深海域的构造性质有不同意见，郑海翔等（1982），侯立玮等（1986）❸认为具裂谷性质；陈炳蔚等（1987）、黄汲清等（1988）认为金沙江一带的二叠、三叠系及有关蛇绿岩具洋壳性质，并向西俯冲。笔者同意黄、陈等人的意见，认为金沙江带可能是晚海西期陆克拉张形成洋壳继而发展起来的海槽，该海槽在晚海西期曾受挤压而发生褶皱变质，继之拉张，至晚三叠世开始向西俯冲，形成治多陆缘火山弧，结束于晚三叠世晚期。

据航磁工作，金沙江带是一个巨大的正负相对的串珠状线性磁异常带（图1-7），是一条重要的大地构造界线。

（二）羌塘一唐古拉早燕山板片

介于北澜沧江、阿尔金与班公湖-怒江三条深断裂之间，以羌塘地块为中心，包括有关陆缘带和板块消减带。

1．羌塘地块　由前泥盆系变质岩组成，为一东西走向的复背斜构造。前泥盆系包括元古界及下古生界，原岩以碎屑岩为主，变质程度不一，最深达角闪岩相。南侧被上泥盆统、石炭系不整合覆盖，或与其呈断层接触，北侧被中生界超覆。上古生界及中生界仅发

---

❶ 西南科技情报，1988，第二期。

❷ 地矿部成都地质矿产科学研究所资料。

❸ 地矿部高原地质调查大队七分队科研报告。

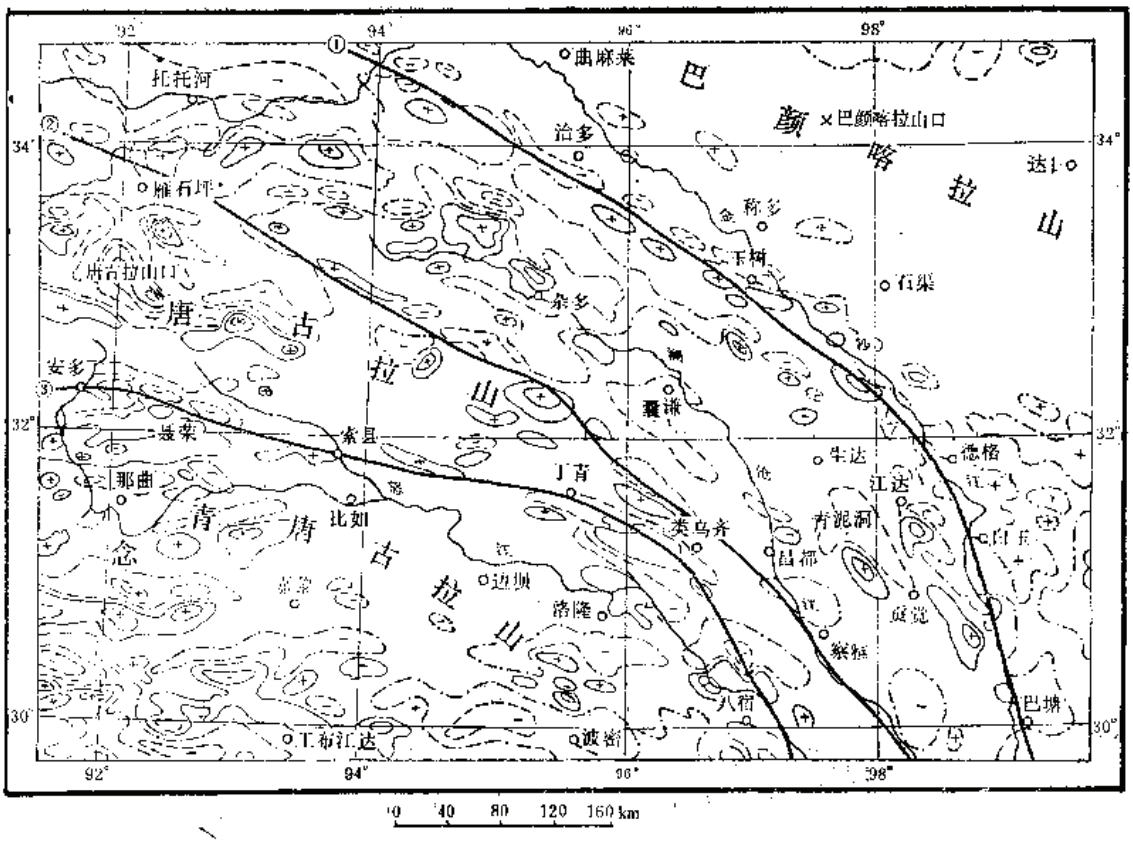


图 1-7 昌都地区区域航磁ΔT略图(据地矿部航空物探遥感中心，1988)

深断裂：①—金沙江；②—北澜沧江；③—班公湖-怒江

Fig. 1-7 Sketch map showing the airborne magnetic ΔT of Qamdo region

Deep faults: 1—Jinshajiang; 2—North Lancangjiang; 3—Bangong Lake-Nujiang

生轻微变质或未变质（吴瑞忠等，1986）❶。

据西藏区调队日土幅（1987）资料，在羌塘地块西北近旁的拉竹龙一带出露的奥陶、志留系仅发生轻微变质，由此可以进一步推断羌塘地块的前泥盆系变质岩可能全部为前寒武系。

区内泥盆及石炭系分布零星，缺失下、上泥盆统。中泥盆统及石炭系均为浅海相稳定型以碳酸盐岩为主的沉积岩。特点是具有红色层、生物碎屑灰岩及砾状灰岩。各统一般厚数十米至大于200m。二叠系与石炭系整合接触，为滨、浅海相稳定型碳酸盐岩及碎屑岩组合。部分下、中二叠统为次深海相，其中可见基性、中基性火山岩；上二叠统夹煤层。二叠系最厚达数千米。中生界仅见上三叠统及中侏罗统，均超覆在前泥盆系或较老地层之上，为滨、浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，常有残缺，区内未见到白垩系。第三系为红层沉积，分布零散。

区内侵入岩仅有花岗岩及闪长岩，呈岩株状，时代为燕山早期。

2．唐古拉陆缘带　位于羌塘地块的东北侧，为中生界大面积分布区。石炭、二叠系仅在东南边缘出现，为滨、浅海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩含煤组合，共厚达9000m。三叠

❶ 地质矿产部高原地调大队第十一分队工作成果。

系在东部澜沧江与怒江之间仅见中、上统，为浅海至海陆交互相稳定型至过渡型以紫红色为主的碎屑岩、碳酸盐岩组合，局部含煤及火山岩，厚3000—5000m，与二叠系呈不整合接触。侏罗系局部缺失下统，为浅海相至海陆交互相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，具类复理石特征，厚3800—9300m，不整合于三叠系之上。白垩系仅见于西部羌塘地块边缘。第三系为红色陆相盆地沉积，以碎屑岩为主，局部夹碳酸盐岩、油页岩、煤、膏盐或火山岩，厚度变化大，最厚达7600m。上第三系局部以基性一酸性火山岩为主，形成较大面积的岩被，厚度大于200m。第三系与下伏地层呈超覆关系，各统之间多为不整合接触。在区内还有第四纪碱性、基性至酸性火山岩分布，局部有残留火山口。

本区花岗岩类以花岗岩、花岗闪长岩为主，有少量闪长岩，集中分布在东南部，呈小岩基或岩株状，侵入于三叠系及中侏罗统中，时代为燕山早期。

区域地质构造呈北西走向，为一复向斜。表层褶皱由中生代地层组成，比较开阔。断裂不发育，以走向断裂为主，被北东向断裂切割，局部形成菱形断块。

3．左贡微地块　介于班公湖-怒江与北澜沧江深断裂之间，沿他念他翁山脉分布。陈炳蔚等(1987)将微地块与滇西保山褶皱带、西盟褶皱带一起合称为左贡-耿马褶皱系。

微地块主要由吉塘群板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、大理岩及变质基性火山岩系构成褶皱基底，时代可能以上古生代为主。其上被上三叠统或侏罗系不整合覆盖。陈炳蔚等认为吉塘群当属优地槽沉积。上三叠统为浅海至滨海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩含煤组合，在南部夹较多基性至中酸性火山岩及火山凝灰岩，厚1400—3000m。侏罗系仅见中、上统，与下白垩统难以划分，为海陆交互相或陆相，均以碎屑岩为主。中侏罗统为紫红色碎屑岩夹介壳灰岩及个别海相层位。上侏罗统及下白垩统呈黑色至灰黑色，在砂页岩中产植物化石，局部夹海相透镜状灰岩。侏罗、白垩系共厚达3000m左右。

地块内花岗岩类呈巨大的岩基在北澜沧江西侧分布，主要为花岗闪长岩，侵入于吉塘群及上三叠统中，时代为印支至燕山期。

从上述情况可知左贡地区应属晚古生代末期形成的地块。近期罗建宁等（1988）❶在吉塘、竹卡等地的北澜沧江深断裂附近，发现构造破碎带。结合昌都幅地质资料❷及类乌齐以北的基性超基性岩体和具"优地槽"性质的上古生代沉积，可以初步推断北澜沧江深断裂带可能具板块缝合线性质。板块碰撞时间根据吉塘群变质情况及丁青以北石炭、二叠系过渡型沉积的出现时间，推测在早、中二叠世。

据航磁反映，沿北澜沧江深断裂带出现正负值相对映的串珠状线性磁异常带，但异常的幅度较小（图1-7）；另外，断裂两侧磁场面貌有差异，东侧负磁场绝对值较小，西侧负磁场绝对值明显增大。前者说明沿深断裂有基性、超基性岩分布，后者说明两侧基底性质的差异。

4．龙木错-依布茶卡陆缘带　在羌塘地块南侧。西北部沿阿尔金断裂南侧出现奥陶、志留系，为浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，共厚达4900m。泥盆系仅见上统，为浅海相稳定型碳酸盐岩、碎屑岩组合，最厚达850m，与志留系呈假整合接触。石炭系与下、中二叠统为浅海至次深海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩夹火山岩组合，具复理石特征，夹含砾板岩多层，共厚约4500m。上二叠统分布局限，不整合于中二叠统之上，为滨、浅海相稳

❶ 西南地质科技情报，第二期，1988。

❷ 1:100万昌都幅地质图及说明书，四川区调队，1974。

定型碳酸盐岩组合，厚500—1200m。三叠系与上二叠统整合接触，沉积类型相似，仅局部夹硅质岩及基性火山岩，厚2670m。下、中侏罗统与三叠系为连续沉积，为浅海至滨海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，厚近9000m。白垩系缺失。下第三系和上第三系与下伏地层均呈超覆不整合接触。前者主要由中酸性火山岩及凝灰岩组成，厚2100m；后者下部为滨、浅海相，上部为陆相，均以碎屑岩为主，夹碳酸盐岩及火山岩，厚近一万米。

带内岩层仅古生界发生区域变质。变质相一般属低绿片岩相。

侵入岩以燕山早期花岗岩类为主，集中分布在多玛以南及羌塘地块西南侧。主要岩类有角闪黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩、二云母花岗岩、花岗闪长岩及石英二长岩。多数岩体侵入于石炭、二叠系中，部分侵入于中侏罗统中，呈岩基或岩株状，同位素年龄值为302—80Ma，属海西晚期至燕山期（1∶100万日土幅，1987）。

陆缘带区域构造走向总体呈北西西向。陆缘带具明显的双重盖层褶皱，下为较紧密的上古生界褶皱，上为较平缓的中、新生界褶皱。主要断裂呈北西西走向，为向北倾斜的逆断层，被北西和北东走向剪切断裂切割。剪切断裂同时还控制了第三纪沉积盆地的发展（郭铁鹰等，1986）❶。

根据陆缘带北缘（即羌塘地块南侧）石炭系及早、中二叠世的沉积及其与枕状玄武岩和基性、超基性岩的共生情况，胡成祖（1987）❶认为存在"查桑裂谷"，但裂谷的范围还不清楚。据梁定益等(1984)❶工作，在本区C_1^3—P_1地层中发现冷、暖水动物群。经范影年等（1984）❶追索，在羌塘地块南缘的茶布发现上述混生动物群已全部被暖水动物群所代替，并初步认为罗燕布错—茶布—索县一线为冈瓦纳型冷水动物群的北界。这一界线可能是"查桑裂谷"的北界。

5．班公湖-怒江板块消减带　从班公湖向东，经洞错、东巧至丁青，转向南至八宿以南一线，为一由中生界构成的复向斜褶皱带。中、上侏罗统被下、上白垩统及第三系不整合覆盖，形成不同性质和规模的叠置盆地。复向斜两侧被两条平行的深断裂所限。沿深断裂断续出露不同规模的蛇绿岩带、构造混杂岩带和时代较老的断块。郑一义等（1981）以及郑海翔等（1983）均认为蛇绿岩与侏罗系碎屑岩复理石构成洋壳。郑海翔、郭铁鹰等（1986）在班公湖、日土一带见到蛇绿岩与中侏罗统深海相浊流沉积以及放射虫硅质岩共生的现象。在洞错，中、上侏罗统底部为底砾岩，往上为深海相活动型碎屑岩、碳酸盐岩及火山岩组合，厚达14700m。碎屑岩粒度由南北两侧向中心变细。在东巧至丁青一带见到中、上侏罗统浊积岩、放射虫硅质岩沉积在枕状玄武岩之上的现象，并在浊积岩中见到古生代结晶灰岩、燧石灰岩碎块形成的滑塌沉积。在八宿一带见到侏罗系复理石中的瘤状灰岩、硅质板岩夹层及蛇绿岩块（图1-8）。

消减带内的蛇绿岩发育程度基本与雅鲁藏布江带的相似，由于构造破坏影响而破碎支离，缺少完整剖面。前人对它的认识不一。在层序上仍然可以恢复正常的蛇绿岩套顺序，并由此认为它们属于初始洋壳产物（鲍佩声，1983）。侏罗系复理石沉积于其上。放射虫硅质岩见于两个层位，在丁青属中侏罗统，在日土为上侏罗统牛津阶(杨丙中，1988)❷。

在消减带中出现的古生代断块，呈岛链状分布，由西到东有木嘎里甫断块、东嘎错断块、聂荣断块及嘉玉桥断块，均已不同程度变质。露出的地层以聂荣断块最老，其中片麻

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队、九分队、十一分队课题研究报告（送审稿）。

❷ 地质矿产部高原地质调查大队三分队科研报告。

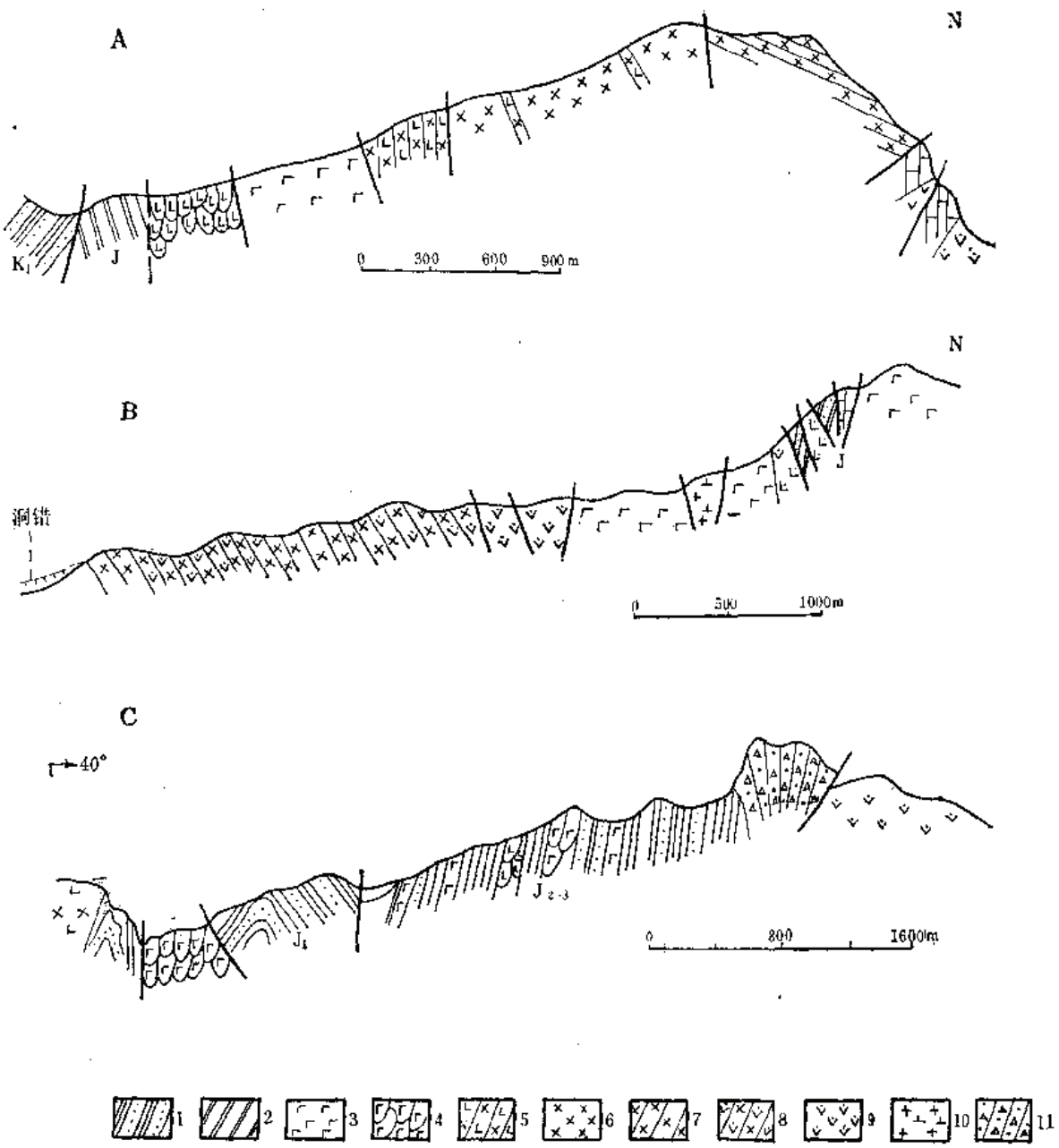


图 1-8 班公湖-怒江地区蛇绿岩剖面（据郑海翔等，1987）

A—班公湖；B—洞错；C—丁青松卡加弄。1—砂岩；2—硅质岩；3—玄武岩；4—枕状玄武岩；5—层状辉长-辉绿岩；6—层状橄长岩；7—辉长岩；8—席状辉绿岩床；9—橄榄岩；10—花岗闪长岩；11—混杂岩

Fig. 1-8 Profile of ophiolite in Bangong Lake-Nujiang

A—Bangong Lake; B—Dongco; C—Songkajiala, Dengqeng. 1—Sandstone; 2—Siliceous rock; 3—Basalt; 4—Pillow basalt; 5—Bedded gabbrodiabase; 6—Bedded troctolite; 7—Gabbro; 8—Sheeled diabase; 9—Peridotite; 10—Granodiorite; 11—Melange

岩的钐-钕法同位素年龄为590Ma。嘉玉桥断块面积最大，主要由石炭-二叠系变质岩组成，但不排斥有前石炭系的存在，因艾长兴等在其中找到与南半球高纬度地区相当的多种石炭纪冷气候孢子化石。据杨丙中等的（1988）❶工作，在丁青以北出现的古生界变质岩

❶ 地质矿产部高原地质调查大队三分队科研报告。

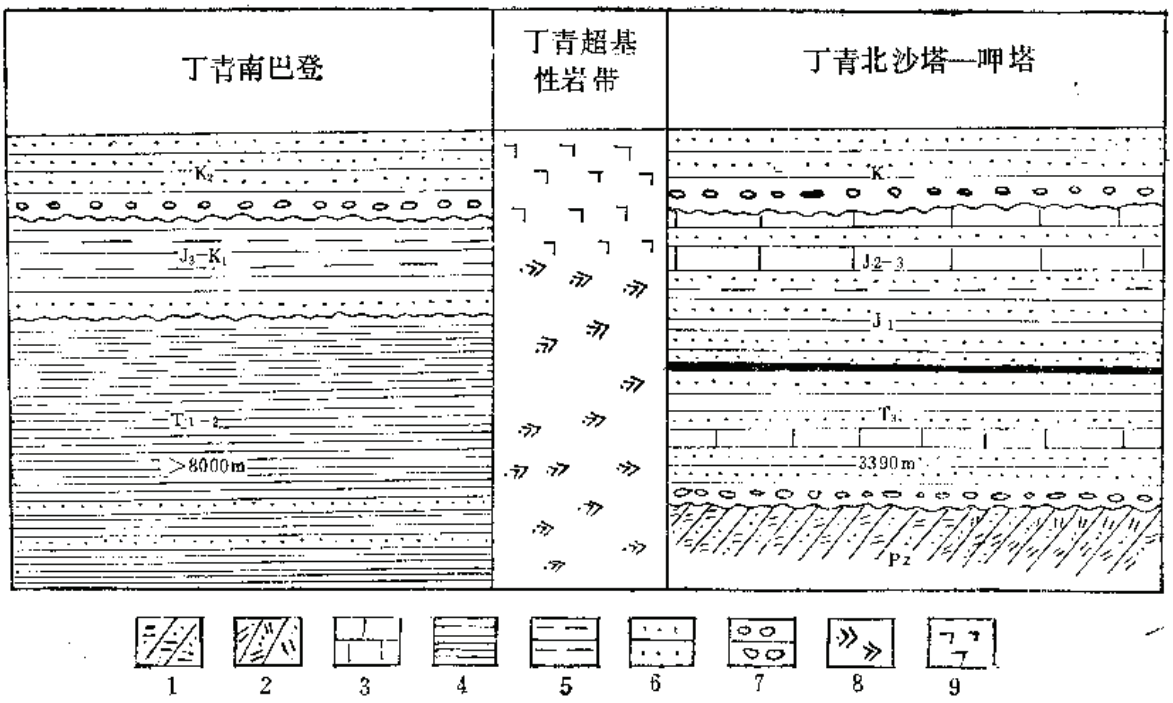


图 1-9 班公湖-怒江板块消减带丁青一带南北中生代地层对比（据杨丙中）

1—板岩、千枚岩；2—片岩；3—灰岩；4—碎屑岩复理石；5—粉砂岩、页岩；6—砂岩；7—砾岩；8—超基性岩；9—玄武岩

Fig. 1-9 Correlation of Mesozoic across Bangon Lake-Nujiang Crustal Consumption Zone in Dingqing

1—Slate, Phyllite; 2—Schist; 3—Limestone; 4—Clastic flysch; 5—Siltstone, shale; 6—Sandstones; 7—Conglomerate; 8—Ultrabasic rock; 9—Basalt

与南侧嘉玉桥一带的古生界变质岩岩性及变质程度相似，但中生界三叠系至下白垩统在丁青以南及以北有较大区别（图1-9）。

前人对消减带的构造性质有不同见解。跨班公湖-怒江带所形成的侏罗系盆地，可能存在若干分散的、规模不大的扩张中心（邓万明，1984；戴文志，1988❶）。余光明、王成善等（1986）❶认为盆地是在张扭应力状态下产生的，亦即断裂带具转换断层性质。笔者认为盆地及断块是拉张环境的产物，在板块碰撞期后发生过扭动。如果进一步讨论班公湖-怒江断裂带与拉竹龙-金沙江断裂带的关系，就可以弄清喀拉昆仑-三江微板块中各次级构造单元呈右行斜列展布的主要原因。

关于班公湖-怒江洋盆拉张的时间，据南侧沙丁一带出现下、中三叠统复理石这一事实，推测在早三叠世。洋壳在早侏罗世开始形成。下白垩统与侏罗系的不整合关系和下白垩统底砾岩中有蛇绿岩砾石这两点说明洋壳俯冲结束在晚侏罗世晚期。另据郭铁鹰等资料（1986），在班公湖地区下白垩统与上侏罗统整合接触，上白垩统与下白垩统及侏罗系呈不整合接触，说明在西部地区俯冲结束时间可能较晚。据消减带南侧冈底斯-念青唐古拉板片东北边缘存在燕山早期花岗岩带及中、晚侏罗世火山岩带这二个事实，推测洋壳向南

❶ 十一分队科研报告。

或南西方向俯冲。消减带南侧侏罗系推覆体的存在反映洋壳有向南或南西仰冲的可能。笔者认为，上述两种可能并不矛盾，应以前者为主，后者应是俯冲后期挤压向上推覆的结果。近期戴文志（1988）通过对消减带及邻区花岗岩类的研究，认为班公湖-怒江带及羌塘-唐古拉带为改造型，念青唐古拉带为同熔型。上述结论也说明洋壳向南或南西俯冲。

（三）帕米尔-喀喇昆仑早燕山板片❶

位于麻扎-甜水海断裂与喀喇昆仑南缘断裂之间及阿尔断裂以西。以中帕米尔地块为中心，包括其南东侧的喀喇昆仑-林济塘陆缘带和南帕米尔板块消减带。板片中间被塔什库尔干断裂切割为东、西两部分。

1．中帕米尔地块　在塔什库尔干断裂以西。前震旦纪下元古界至上元古界结晶变质岩系大面积出露，厚近万米。震旦系至下石炭统为浅海相稳定型连续沉积的碳酸盐岩及碎屑岩组合，共厚8200—10700m。中奥陶统及上石炭统夹火山岩。上石炭统与下、中二叠统为稳定型浅海相碳酸盐岩组合，共厚约1500m。上二叠统与中二叠统呈不整合接触。二叠系、三叠系及侏罗系为浅海相碳酸盐岩、碎屑岩组合，共厚3000—4000m。上白垩统及第三系都不整合在较老地层之上。上白垩统为浅海相碳酸盐岩夹碎屑岩组合，厚50—6000m。第三系为陆相红色碎屑岩组合，夹中、基性火山岩，厚300—3500m。上述中生界均为稳定型沉积。

在地块西部有较多燕山期花岗岩分布。东部沿塔什库尔干断裂出现喜马拉雅期中酸性岩株或岩脉。

2．喀喇昆仑-林济塘陆缘带　在中帕米尔地块东南侧。东南以阿尔金断裂与龙木错-依布茶卡陆缘带为界。带内未见到寒武系至中志留统。前寒武系中浅变质岩及上志留统在泉水沟以南及乔戈里峰西北一带有少量分布。上志留统为浅海相碳酸盐岩、碎屑岩组合。上古生界缺失泥盆系及上二叠统。石炭系及下、中二叠统为海相过渡型碳酸盐岩组合，夹火山岩及硅质岩，共厚4100—5700m。三叠系不整合于中二叠统之上。下、中三叠统为浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，厚80—1200m；上三叠统为次深海相过渡型碎屑岩组合，具复理石特征，厚约4000m。侏罗系不整合在三叠系之上，在下统局部见到陆相层位，主要为浅海相碳酸盐岩组合，厚3800—4600m。白垩系缺失下统，上统超覆于老地层之上，下部为浅海相碳酸盐岩组合，上部为滨海泻湖相碎屑岩组合，有底砾岩，厚800—1250m。侏罗、白垩系均属稳定型沉积。第三系仅见渐新统-古新统，为陆相山间盆地红色粗碎屑岩组合。

陆缘带与中帕米尔地块无明显分界，总体为一向南东方向倾伏的褶皱构造。陆缘带内古生界及三叠系褶皱紧密，侏罗、白垩系褶皱平缓。区域走向断裂发育。燕山期花岗岩及花岗闪长岩岩基沿断裂分布，呈长条状。

陆缘带的古生物群在古生代为南方型，在中生代为特提斯型。在阿尔金断裂北侧空喀山口的上石炭统中曾发现冷暖水环境均可生存的单通道筵（姜春发等，1986）。石炭系与下二叠统沉积建造基本与龙木错-依布茶卡陆缘带的相似，说明两个陆缘带具有相同的构造环境。

3．南帕米尔板块消减带　在喀喇昆仑-林济塘陆缘带西南侧，沿喀喇昆仑断裂西段

---

❶ 本节以地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告为主要资料来源。

北侧分布。部分相当于喀布尔-阿尔蒂莫尔蛇绿混杂岩带(P. Tapponnier等，1981)。出露地层主要为石炭至侏罗系。石炭系及下二叠统为浅海至次深海相过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合，厚度大于1000m。上二叠统及三叠系为浅海至深海相过渡至活动型火山岩、碎屑岩组合，夹放射虫硅质岩及碳酸盐岩。火山岩包括玄武岩、安山玄武岩、角砾熔岩及凝灰岩，有五个层位，即P_3、T_2安尼阶、拉丁阶，T_3卡尼阶、瑞替阶。在上三叠统底部出现超基性岩及辉长岩。放射虫硅质岩以卡尼阶最发育。侏罗系以含大量具有古生界化石的深水浊积岩外来岩块为特征。上二叠统至侏罗系总厚度大于2500m。白垩系以明显的角度不整合覆于侏罗系之上，为陆相碎屑岩组合，厚约800m。石炭、二叠系化石以南方型为主，三叠、侏罗系以特提斯型为主，具浓厚的地方色彩（姜春发等，1988）。

自本带西延的喀布尔—阿尔蒂莫尔蛇绿混杂岩带的宽度达2000m，由洋壳的残片橄榄岩、枕状玄武岩、粗玄岩、火山凝灰岩、硅质岩等组成，被喀布尔地块向南推覆，大部分被掩盖。混杂岩带的层位可能与消减带的上三叠统及侏罗系相当。

据上所述，南帕米尔洋盆是在晚二叠世随地壳拉张而开始发展的，至晚三叠世形成，在晚侏罗世封闭。根据北侧喀喇昆仑-林济塘陆缘带南缘早燕山期花岗岩成带出现这一现象，估计南帕米尔洋壳可能向北俯冲。消减带是班公湖-怒江消减带的西延部分。

四、喜马拉雅-冈底斯微板块

喜马拉雅-冈底斯微板块北以班公湖-怒江深断裂为界，南与印度地块相邻。前寒武系中、深变质岩系构成结晶基底，在南部的喜马拉雅山区大面积出露。盖层之上为海相稳定型为主的古生代至早第三纪连续沉积的盖层。沿印度河至雅鲁藏布江一带，出现中生代为主的深海活动至过渡型沉积。在北部地区中生界发育不完整，但岩浆活动剧烈。前寒武系已普遍变质，其他时代岩层仅局部变质。区域构造活动以喜马拉雅期为主，海西晚期及燕山期次之（仅有局部影响）。

微板块的地层系统如表1-7，其基本特点是：

1．前寒武系在喜马拉雅山北坡聂拉木一带的剖面研究中(卫管一、茅燕石等，1984)❶被定为聂拉木群，主要由变质碎屑岩组成。在西部普兰地区称纳木那尼群，在冈底斯地区称念青唐古拉群。同位素年龄最老为2018Ma（郭铁鹰等，1986）❷，其次有1830Ma（肖序常等，1984），1270—1250Ma（中法队，1984）。各地岩性不一，变质程度达绿片岩相或角闪岩相的黑云母带至矽线石—蓝晶石带（属中压相系）。变质年龄有900Ma，730—728Ma，660—640Ma及20—10Ma等几组数据（卫管一、茅燕石等，1987）。出现广泛的区域变质作用和混合岩化作用，局部有退变质作用。

2．古生代至早第三纪地层在喜马拉雅山北坡聂拉木至定日一带构成完整的剖面，为以浅海至滨海相稳定型为主的碎屑岩、碳酸盐岩组合。地层总厚达12500m。海相最高层位在全区为下第三系始新统。

3．岗巴-定日深断裂为界，向北至印度河—雅鲁藏布江以南地区，三叠系至白垩系

❶ 地质矿产部高原地质调查大队十六分队科研报告。

❷ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告。

为次深海相至深海相过渡型至活动型碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合。在印度河—雅鲁藏布江以北的局部范围，出现早二叠世至中生代次深海相过渡型较厚的碎屑岩或火山岩、碎屑岩沉积。但晚二叠统在全区一般很薄，连同中生界在北部地区有不同程度缺失。

4．全区下石炭统大塘阶至下二叠统以普遍出现黑色板岩、含砾砂板岩及含冈瓦纳型以*Cyathaxonia*, *Wannerophyllum*, *Eurydesma*, *Lytovolasma*, *Stepanovella* 等为代表的珊瑚、双壳类、腕足冷水动物群及以舌羊齿为代表的冷气候植物群化石为特征。

5．下古生界至下石炭统岩关阶古生物类型与南方型及部分东欧型相似；中二叠统至下第三系为特提斯型，局部具浓厚的地方色彩。

如不考虑前寒武系，火山岩最老层位见于下石炭统（以基性、中基性岩为主），最新层位为上第三系上新统。最大厚度的火山岩系见于上白垩统至下第三系古新统，从基性至酸性，包括火山碎屑岩，厚度在3000m以上。基性、超基性岩以印度河—雅鲁藏布江一带最发育，多与基性熔岩等组成蛇绿岩套，沿狮泉河-纳木错深断裂带也有零星出露，时代以燕山期为主。中酸性侵入岩以花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩为主，在冈底斯—念青唐古拉地区构成巨大的岩基或复合岩基，呈明显的带状分布，以同熔型为主，部分为改造型，时代为燕山晚期至喜马拉雅期。

区域变质作用除前寒武纪外，主要沿印度河-雅鲁藏布江板块消 减 带出现。变质相为蓝闪石片岩及低绿片岩相。在波密至察隅一带出现较大规模的混合岩化，时代以喜马拉雅期为主。

微板块以印度河-雅鲁藏布江深断裂为界，划分为两个二级构造单元。

（一）冈底斯-念青唐古拉晚燕山、喜马拉雅板片

属于土耳其-中伊朗-冈底斯中间板块（李春昱等，1982）的东部。呈东西走向，西段转为北西，东段转为南东、垂直走向划分为北、中、南三个构造带。

1．措勤-念青唐古拉带　即中带。以措勤、申扎及念青唐古拉山为中心，向西延过隆格尔，向东延至察隅。前寒武系中、深变质岩在念青唐古拉山主峰及察隅一带分布，在察隅被奥陶系不整合覆盖(陈炳蔚等，1981)。古生界在申扎一带出露较全。志留系至泥盆系为浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，厚度较薄。石炭、二叠系分布面积较大，在当雄-谢通门断裂以东，为浅海至次深海相过渡型碎屑岩组合，局部含砾石，夹中基性火山岩及碳酸盐岩，具复理石特征，一般厚数百米。在墨竹工卡一带仅石炭系就厚达10000m。当雄-谢通门断裂以西的C_1^2—P_2为浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合，其中含砾砂板岩较薄，无火山岩，厚度大于3000m。本带缺失上二叠统至侏罗系。三叠系仅在个别地段见到。古生界往往直接被含火山岩的白垩及第三系陆相红色碎屑岩超覆，这说明本带在中二叠世末即已隆起。

2．川巴-比如复合陆缘盆地带　即北带。南以狮泉河-纳木错深断裂与中带为界。以巨厚的中、新生代地层大面积分布为特征。大致以吉瓦及盐湖为界，分为东、中、西三段。吉瓦以东为东段。三叠系在东段发育基本完整，以浅海至次深海相过渡型碎屑岩复理石沉积为主，夹碳酸盐岩。上统具较厚的底砾岩。在洛隆、比如一带的厚度大于7000m，向西减薄。侏罗系可能缺失下统，与下白垩统呈假整合接触。侏罗、白垩系均以浅海相碎屑岩复理石沉积为主，夹碳酸盐岩、硅质岩及中基性火山岩。二者厚度之和大于7000m。上白垩统及第三系分布在陆相红色或杂色碎屑岩盆地中，分别不整合覆于较老地层之上。中段白

垩系大面积分布。下统为浅海至滨海相碎屑岩组合，夹碳酸盐岩及中酸性火山岩，最厚达4700m。上统为海陆交互相至陆相火山岩、碎屑岩组合，最大厚度4127m，不整合于下统之上。西段狮泉河至日土一带，侏罗系为次深海复理石碎屑岩沉积。白垩系为浅海相火山岩、碳酸盐岩、碎屑岩组合，不整合于侏罗系之上。

在本带东北边缘丁青至索县一带长约360km，宽约60km的地带中出露的原"沙丁板岩"近期已被分出下、中三叠统，由深灰、黑色中细粒杂砂岩、粉砂岩和页岩组成，具有明显的鲍马序列和浊积岩特征，厚度大于1400m，被上三叠统不整合覆盖（饶荣标等，1987；徐开志等，1988）❶。

上述情况可以说明本带中、新生代盆地具有不同的地质发展背景。侏罗纪及三叠纪复理石盆地主要属于班公湖-怒江初始洋盆的南侧陆缘盆地，其中晚侏罗世中酸性火山岩带可能是初始洋壳向南俯冲的结果，似具有陆缘火山弧性质。带内白垩系及下第三系下部火山岩、碎屑岩沉积可能与板片南侧的印度河-雅鲁藏布江板块消减带的俯冲活动有关。白垩系及第三系下部，包括覆盖在措勤-念青唐古拉隆起带之上的沉积，具有弧后盆地性质。上第三纪盆地沉积与该时期的局部沉降有关。三种不同性质的盆地形成了本带的叠置盆地。

带内中酸性侵入岩在东段及中段顺构造走向呈平行的带状分布，构成念青唐古拉-伯舒拉岭山脉。岩体呈岩基或岩株状侵入古生界。岩体接触带常见矽卡岩化、角岩化或混合岩化。岩石类型主要为黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩，次为钾长花岗岩。随远离班公湖-怒江消减带有由北向南岩石类型由酸性变碱性及K_2O含量增高的趋势。岩体同位素年龄为125—104Ma，个别为145Ma，属燕山早、中期。锶同位素比值为0.7076—0.7080，略受陆壳物质混杂，但仍低于上部陆壳比值，属同熔型或半原地改造型（余希静，1985）。中酸性侵入岩带的形成显然与北侧班公湖-怒江洋壳的俯冲有关。

沿狮泉河-纳木错深断裂，从甲岗到申扎以东有超基性岩分布，多数侵入在早白垩世浅海相地层中，有少数岩体与中基性火山岩和硅质岩共生。周详、曹佑功等（1988）认为虽然没有发现较完整的蛇绿岩剖面，但火山岩的岩石化学特征具有岛弧边缘海性质。因此，这个超基性岩带可能是弧后盆地扩张中心的遗迹。

3．冈底斯陆缘火山岩浆弧带　即南带。以上白垩统至始新统火山岩地层及花岗岩类大面积分布为特征。出露在拉萨以东的上二叠统最大厚度达6000m，为碎屑岩、硅质岩夹碳酸盐岩组合，三叠系与侏罗系为碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，似均为连续的浅海至次深海相过渡型为主的沉积。火山岩均为玄武岩-安山岩-英安岩组合，为典型的钙碱性系列，形成于长期发展的陆缘斜坡至海槽环境。

下白垩统为浅海相稳定型碎屑岩组合夹碳酸盐岩，与侏罗系呈假整合关系。上白垩统不整合于下白垩统之上，与下第三系古新统至始新统一样为中酸性火山岩、火山碎屑岩或火山岩、碎屑岩夹硅质岩组合。火山岩以安山岩、英安岩及流纹岩为主，均属钙碱系列，并含大量的熔结凝灰岩，构成陆相火山弧的主体部分。渐新统至上第三系中新统为粗碎屑岩组合，局部夹火山岩，属陆内沉降盆地沉积，超覆于较老地层之上，应属岩浆弧的晚期建造。上新统缺失。

---

❶ 地质矿产部高原地质调查大队、十三分队科研报告。

本带南部出现巨大的复合中酸性岩带，其东段为郭喀拉日山，西段为拉达克山。岩体侵入最高层位为上白垩统。上白垩统局部被下第三系不整合覆盖。岩体同位素年龄为130—20Ma（金城伟，1984），属燕山晚期至喜马拉雅期。岩浆岩岩石类型较多，具有多阶段侵入特点。早期为规模不大的闪长岩、石英闪长岩及少量紫苏辉长岩等，多见于岩带的南缘。中期形成复合岩基的主体，包括石英闪长岩、石英二长岩-石英闪长岩及花岗闪长岩-花岗岩三类组合。晚期以花岗岩为主，包括黑云母花岗岩、二云母花岗岩及少量花岗闪长岩等。上述三期岩类组合之间主要呈穿插关系，其中花岗闪长岩多呈单独岩体存在，常沿南北走向的构造裂隙发育。上述花岗闪长岩中可见到伟晶岩脉。据金城伟等（1984），余希静（1985）研究，本带中期岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.7040—0.7057，一般δEu为0.47—0.97，少量$\delta Eu>1$，具轻度至中度负Eu异常，应属上部地壳部分熔触和下部地壳重熔产物。晚期的花岗岩具有“S型”特征，似与上部地壳重熔有关。

本带火山岩与侵入岩的活动，显然反映了活动大陆边缘深成岩带的复式成因模式，与俯冲—碰撞—横向挤压的构造发展过程是相应的（周详、曹佑功等，1988）。另在岩带南缘门士—秋乌—罗布萨一线，有上第三系含煤磨拉石沉积，标志着北侧岩带山链的隆起。

需要指出，在板片东南部的波密至察隅一带，上述南北构造分带现象不显著。北带的中酸性侵入岩带依然存在；中带前奥陶系古琴群基底结晶变质岩系与念青唐古拉地区的相似，下古生界及石炭系含砾板岩均有发现；南带被大面积混合岩化岩石所代替。根据找到的石炭、二叠纪化石（宁奇生、李永森等，1981）●分析，混合岩化岩层可能包括上古生界至中、新生界及燕山期至喜马拉雅期岩浆活动产物。该混合岩带是冈底斯-念青唐古拉板片古生代以来区域变质程度最深的代表。其他地区古生界至中生界变质程度一般轻微。

板片的区域构造总体为一复背斜。走向断裂发育，以北、中、南三带之间的断裂为主干，具高角度向南逆冲性质，其间被北东、北西及南北走向的剪切及张性断裂所切割，形成钝角指向南北的菱形断块构造。北东向断裂以当雄-谢通门断裂为代表，北西向以塔什库尔干断裂的东南延伸部分为代表，南北向断裂均甚短小。在褶皱方面，古生界倾角一般较陡，往往以不同规模的构造窗出现在中生代平缓褶皱之中。另在北部的达如错一带，出现规模不大的向南推覆构造。

（二）喜马拉雅板片

板片包括喜马拉雅山全域，南缘的锡伐利克山区及印度河—雅鲁藏布江以南地区。板片以大面积出露的前寒武纪结晶变质岩系，发育完整的古生代至中生代地层，巨厚的第三纪磨拉石堆积，大规模的推覆构造及显著的中生代深海、次深海相活动型至过渡型复理石沉积与完整的蛇绿岩套为特征。板片可被划分为三个次级构造单元。

1．高喜马拉雅隆起带　位于板片的南部，介于喜马拉雅主边界断裂与定日-洛扎断裂之间，划分为北、中、南三个亚带。

北亚带为以古生界至中生界为主的分布区，大致以珠穆朗玛峰为界，分为东西两段。东段寒武系与古老结晶变质岩系无明显界线；古生界至下第三系基本为浅海相至次深海相稳定型至过渡型碎屑岩、碳酸盐岩组合。从寒武系到下第三系为连续沉积，总厚度超过一万米。其上被上第三系陆相含煤碎屑岩不整合覆盖。西段古生界至中生界基本与东段相似，差异在于：寒武系与古老结晶岩系呈明显的角度不整合；在古生界中出现火山岩，碳酸盐岩组分

● 地质矿产部高原地质调查大队八分队1981年科研总结。

增多，地层厚度增大；在中、下侏罗统之间出现角度不整合；在扎达一带古生界多已变质（梁定益、聂泽同等，1986）❶。

前寒武纪结晶变质岩系在中亚带大面积裸露。据卫管一、茅燕石(1985)❷研究，自下而上划分为蓝晶石片岩建造，黑云母片麻岩-变粒岩建造及变粒岩-变质碳酸盐岩建造，具复理石韵律及递变层理。原岩属过渡型碎屑岩及碳酸盐岩组合，经历了中晚元古代和喜马拉雅两个主要变质期（前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）。喜马拉雅最晚期出现退变质作用。在岩系中有海西晚期基性岩脉及中新世电气石花岗岩侵入，后者属重熔型（余希静，1985）。在西段有较大面积的古生界及少量中生界分别超覆在前寒武系之上，岩性基本与北亚带相似。

南亚带即锡伐利克新生代拗陷带。新生代E_3—Q_1磨拉石沉积厚度大于8000m（未见底），从克什米尔至阿萨姆东西延长约2000km，一般宽20km，在锡金与不丹境内变窄。

Fuchs等（1985）把高喜马拉雅及低喜马拉雅地区划分为三个亚带，由北而南分别为Cheil亚带、准原地亚带及锡伐利克亚带，大致与上述三个亚带相当。

喜马拉雅隆起带的地质构造，在北亚带古生代至中生代盖层为向北倾斜的单斜或复向斜。中亚带及南亚带向南推覆的低角度逆掩断层发育，形成规模巨大的推覆构造，其主要情况详见第四章。通过近期工作证实，前人所称的希夏邦马—珠穆朗玛低角度推覆断裂，为一巨大的正断层（陈志梁等，1987）❸。

2．北喜马拉雅陆缘带　以定日-洛扎深断裂及那木扎拉-曲松断裂分别与南侧的喜马拉雅隆起带和北侧的印度河-雅鲁藏布江板块消减带相邻，为一呈东西走向、微向东斜列的褶皱带。地表主要为浅海至次深海相过渡型中生代碎屑岩复理石沉积，次为分布在背斜或穹窿轴部的古生界。在西藏境内分东、中、西三段。东段为以拉轨岗日穹窿群为核心的复背斜构造。在核部出露晚古生代地层及前石炭系（可能为前寒武系）中、深变质岩及片麻状花岗岩。在隆子一带出现活动型以复陆屑为主的侏罗系碎屑岩、火山岩组合，厚达7000m。在洛扎以南的三叠系中局部出现较多的辉绿岩脉。沿洛扎-定日断裂见到少量超基性岩体。中段定日至萨嘎为一向斜构造。其中中生代沉积与东段相似，在北部的三叠系中含较多上古生界岩石滑塌碎块。由北而南，由东向西，三叠系中碳酸盐岩夹层增多。萨嘎以西为西段，为一背斜构造。轴部出露奥陶系至二叠系，岩性与喜马拉雅带相似，但厚度较大，已不同程度地变质。

中酸性侵入岩规模一般较小，主要分布在洛扎-定日深断裂附近的东部穹窿轴部及西部曲松一带。岩体形成于喜马拉雅期。岩石主要类型有似斑状黑云母花岗岩、似片麻状花岗岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩。属同熔型。有30—40Ma铷锶法同位素年龄数据(余希静，1985；刘振声，1988)。

3．印度河-雅鲁藏布江板块消减带　消减带被两条平行的东西向深断裂所挟持。北侧深断裂具板块缝线性质。消减带主要由上侏罗统—下白垩统深海相至次深海相活动型碎屑

---

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告。

❷ 十六分队科研报告。

❸ 中美合作喜马拉雅正断层研究成果报导。

岩、火山岩及蛇绿岩组成，上白垩统碎屑岩复理石及第三纪磨拉石分别不整合覆于其上。分区叙述如下。

中段日喀则地区　见到具复理石特征的J_3—K_1及K_2两套不同的岩石组合。J_3—K_1为碎屑岩、硅质岩、基性熔岩组合。在剖面上完整的蛇绿岩套与碎屑岩、硅质岩复理石呈断层接触，与南侧的三叠系呈过渡关系。K_2为次深海相过渡型碎屑岩、硅质岩组合；底部砾岩含蛇绿岩砾石，与下伏的枕状玄武岩呈沉积接触。蛇绿岩套在剖面上顺序完整，橄榄岩在下，堆晶辉长岩居中，枕状玄武岩在上，玄武岩之上为放射虫硅质岩、浊积岩或砾岩（图1-10）。

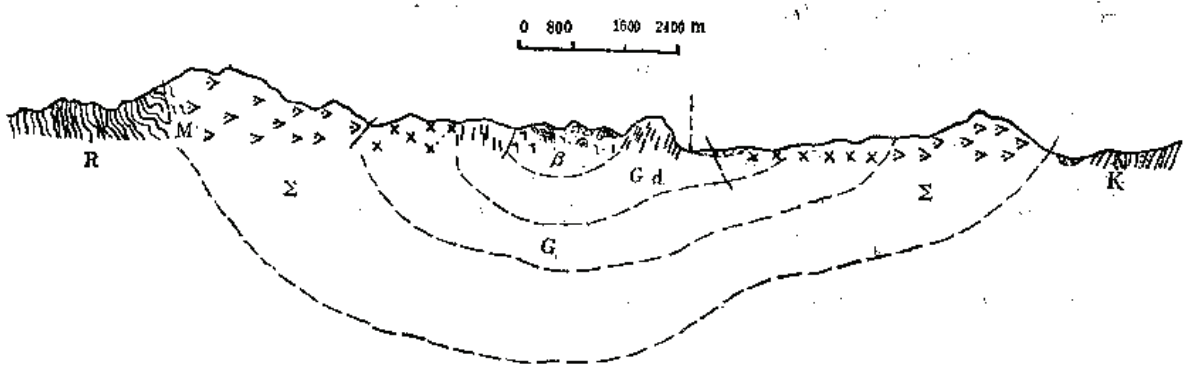


图 1-10　日喀则南冲堆蛇绿岩"向斜"剖面（据肖序常，1980）

Σ—蛇纹石化橄榄岩，G—辉长岩，Gd—辉绿岩墙群，β—基性枕状熔岩，M—蛇纹石化混杂岩；R—放射虫硅质岩，K—白垩系（日喀则群）

Fig. 10　Cross section showing the "syncline" structure of the ophiolite in south of Xigaze (after Xiao Xuchang)

Σ—Serpentinized peridotite; R—Radiolarite; G—Gabbro; Gd—Diabase dykes; B—Basic Pillow lava; M—Serpenttinized melange; Z—Xizang group (K_2)

西段仲巴-噶尔地区　在仲巴仅见到上白垩统至上第三系的连续沉积。上白垩统为具磨拉石性质的滨海相粗碎屑岩组合，上部夹碳酸盐岩。超镁铁质岩断续出露，与上白垩统呈断层接触。向西在门士至噶尔一带见到侏罗系及下白垩统互层状基性熔岩、放射虫硅质岩、碳酸盐岩及碎屑岩与蛇纹石化橄榄岩、辉长岩、辉绿岩呈断层接触的现象。在普兰一带有较大的超基性岩体出露。岩体被三叠系放射虫硅质岩覆盖（郭铁鹰等，1985）❶，不是来自北侧根部的推覆体（Gansser，1964）。

东段泽当地区　为一复向斜构造。向斜两翼出露上侏罗统至上白垩统，但沉积组合不同：南翼为砂板岩复理石；北翼为碎屑岩夹火山岩。轴部为上白垩统，其下部为火山岩，上部为碎屑岩与硅质岩组成的复理石。基性、超基性岩侵入于上白垩统及不整合于上白垩统之上的第三系中。在橄榄岩体边缘见到外蚀变带，宽达10m（西藏第二地质大队，1980）。

在西部国外印度河流域的Kohistan地区有侏罗至白垩世蛇绿岩套分布，并伴生有蓝闪石片岩带。

综上所述，可以认为在日喀则地区由王希斌等(1980)所建立的蛇绿岩套是组成J_3—K_1

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告。

的洋壳的基础。泽当所见的基性超基性岩形成较晚，普兰所见的形成较早，都应属于底辟成因。

在消减带内断续延长达数百公里的混杂岩带出露在蛇绿岩带的南侧。据陈国铭、李光岑(1984)等人的研究，它的形成可分为下述两个阶段：①早期三叠纪的斜坡相滑塌堆积，以复理石砂板岩为基质，混入以下、中二叠统灰岩为主的岩块；②晚期剪切改造，形成构造混杂岩（包括蛇绿混杂岩）可能与第三纪砾岩褶皱变形同期。构造混杂岩带的宽度一般在3 km以上。

据刘国惠（1984）❶及肖序常、高延林（1984）的研究，在消减带内存在与构造混杂岩带平行的高压低温相系蓝闪石片岩带及包括J_2—K_2地层和蛇绿岩带在内的高温低压相系绿片岩带。上述双变质带在昂仁至日喀则之间较发育，并与高压带以南的T_3—J_2复理石沉积相伴随。

从构造的整体看，印度河-雅鲁藏布江板块消减带地层的沉积组合与北侧的冈底斯-念青唐古拉板片的差异较大，分界明显，与南侧的北喜马拉雅陆缘带呈渐变过渡关系。中法队（1984）❶认为喜马拉雅隆起带的北亚带为离散大陆边缘的陆棚区。北喜马拉雅陆缘带为大陆坡环境，主要是T—J_2浊积岩沉积区。印度河-雅鲁藏布江消减带蛇绿岩带之南，出现J_3—K_1沉积，说明这里属大陆基环境。大陆基以北发育较典型的沟-弧-盆体系。沟是蛇绿岩带、高压变质带及构造混杂岩带所组成的海沟俯冲带。弧系指北面冈底斯山钙碱系列火山-岩浆带。盆是冈底斯山北侧以K_2—E_1海相至陆相碎屑岩、火山岩沉积为主的弧后盆地。该体系与现代西太平洋岛弧-苏门答腊-爪哇沟-弧-盆体系相似。

五、主要断裂格局

青藏高原内断裂发育，以顺区域构造走向发育的断裂为主，它们往往是划分各级构造单元的界线——有的是裂谷带的边界，有的由板块缝合线演化而成。多数断裂以压性为主（一般具逆冲性质），有的兼扭性。推覆构造在某些地区发育。剪切断裂虽多，但一般规模较小，仅个别规模较大，往往切割走向断裂。由于主要断裂对区域构造的发展、岩浆活动、沉积建造及变质、成矿作用有重要影响，故作专节叙述。

青藏高原主要断裂按割切深度划分为深断裂（超岩石圈断裂、岩石圈断裂）及壳断裂。在力学性质上以压性、剪性及压剪性为主，张性及张剪性次之，但后者常属一般断裂，规模小，深度小。

本节主要断裂体系及系的划分，是以区域大地构造背景为依据，结合断裂的形成原因及主要活动期以及构造单元的划分原则而进行的。共划分出古亚洲及特提斯-喜马拉雅两个体系（任纪舜等，1980）和十三个系，共有主要断裂30条（表1-8，图1-2）。

（一）古亚洲体系

古亚洲体系包括秦祁昆微板块范围内的诸断裂。主要断裂形成于上元古代至古生代，隶属于三个断裂系。断裂总体走向为北西西。

1．祁连断裂系　西端止于阿尔金深断裂，向东与北秦岭断裂系相连接，形成于晚元古代至下古生代。

❶ 中法合作喜马拉雅地质研究队最终报告送审稿，1984。

（1）河西走廊北缘深断裂　位于龙首山—合黎山南侧，是阿拉善地块与河西走廊陆缘带之间的界线。据张长华等（1986）❶研究，断裂带西起敦煌南，经火焰山、桥湾、双桥堡、营盘堡至龙首山南麓，走向作北西西—近东西—北东东弯转变化，构成较为完整的弧形（弧顶在桥湾附近）。断裂延伸长度大于800km。在桥湾以西，断裂切割元古界和海西花岗岩体，局部控制侏罗系沉积。桥湾一带大部被第四系掩盖，但温泉呈弧形排列，反映该地断裂的存在。在桥湾以东金塔至营盘堡一带，断裂断续出露，再东向隐伏于第四系之下，但卫片影象尚有显示。沿断裂有Σ_3、δ_4^2、γ_3^2、γ_4^2等岩体分布。断裂形成于加里东晚期，在海西、燕山期仍有活动，近代有强震出现。据在西部的观察，断裂具压扭性质，属岩石圈断裂。

（2）祁连山北缘断裂带　是青藏高原东北侧主边界断裂，介于河西走廊陆缘带与北祁连裂谷带之间，大体是两个构造单元的分界线，属壳断裂，其情况见第四章第二节。

（3）北祁连深断裂带　包括两条深断裂，一在北祁连山南麓，一在托莱山—大坂山南坡。后者是北祁连裂谷带与中祁连隆起带的分界线。沿两条断裂均有早古生代蛇绿岩及构造混杂岩分布。在北断裂西段见到晚元古代蛇绿岩，东段见到低温高压变质带。在两条深断裂之间尚有数条密集的平行走向断裂，它们被若干短小的剪切断裂切割。深断裂除影响了下古生界的沉积以外，还控制了上古生界及中、新生界的分布。深断裂形成于晚古生代至早古生代，在这之后仍有活动，属压性超岩石圈断裂。

（4）南祁连北缘深断裂带　即疏勒南山-木里-拉鸡山深断裂带，是南祁连陆缘带与中祁连隆起带的界线。该断裂带西段具板块缝合线性质及强烈的压性特征（北盘兼具顺钟向扭动特征）。西段糜棱岩发育，岩石强烈片理化，破碎带最宽达200m。东段木里以东至拉鸡山一带出现两条相对倾斜的高角度平行逆断层，其间为拉鸡山裂谷带或复背斜带。见到与北祁连相似的下古生界蛇绿岩。该断裂属超岩石圈断裂。

2．西秦岭断裂系　包括西秦岭板片内的诸断裂。

（1）宗务隆山-青海南山北缘深断裂带　即青海湖-北淮阳深断裂带（任纪舜等，1980）的西段。其西部是南、中祁连构造带与西秦岭板片的分界线，东部为北秦岭褶皱带与礼县柞水褶皱带的分界线。北侧的元古界及下古生界逆冲于南侧的上古生界及三叠系之上，断层面倾向北。沿断裂有海西晚期至燕山早期花岗岩、花岗闪长岩分布。在青海湖橡皮山以东的断裂南侧的三叠系中出现混杂堆积及少量超基性岩体。在西段宗务隆山由两条平行断裂组成，其间为宗务隆山裂陷带。刘本培等（1987）认为该断裂带形成于板块缝合带环境中，属岩石圈断裂。

（2）乌兰-同仁深断裂　即临潭-山阳断裂（任纪舜，1980）的西段，是西秦岭板片内部次级构造单元的界线，下、中三叠统向北逆冲于上古生界之上，沿断裂断续出露构造混杂岩带，有少量海西晚期超基性岩及印支期花岗岩，分别在断裂北侧及两侧出露，属压性岩石圈断裂，可能形成于海西晚期，在印支期及燕山期仍有活动。

（3）黑马河-达日断裂　北起青海湖西北侧的泉吉，向南经黑海河、阿尼玛卿到达日以东，可能继续延伸。南段是掩覆在三叠系之下的隐伏断裂。在玛沁以北的乌兰-苦海

❶ 地质矿产部高原地质调查大队二分队科研报告。

北西向断裂可能是它在地表的反映。沿断裂带海西及印支期花岗岩发育。断裂带是柴北缘、柴南缘及柴达木诸构造单元的东界，是青藏高原东北部重要的南北向断裂，主要是根据重磁物探成果确定的（青海省地质志底稿，1988）。在青海省布格剩余异常图上，此断裂是青海湖隆起和兴海隆起的西界。重力梯度带呈南北向展布。断裂带在航磁图上也有明显反映——鄂拉山以北，断裂以西为强度较高、大小不等的航磁异常密集区，以东为平静异常区；阿尼玛卿以南，断裂以东是南北向高磁异常区，以西是东西向负磁异常区；在甘德以南，在上延40km磁场图中，断裂仍反映为线性梯度带，是分割两侧磁性块体的界线。在磁性块体上，断裂是北段西侧柴-昆隆起和东侧西秦岭凹陷的界线，也是南段西侧花石峡-巴颜喀拉山口隆起和东侧凹陷的界线（图1-6）。

3．昆仑深断裂系　包括柴达木-东昆仑板片及西昆仑-北帕米尔板片有关诸断裂，以阿尔金深断裂为界划分为东、西两部分。东部自北而南有柴北缘深断裂带、柴南缘深断裂、东昆仑隆起北缘深断裂、东昆仑隆起南缘深断裂。西部自北而南有西昆仑山北缘断裂及与东昆仑相对应的中间隆起南、北缘两条深断裂。此外，尚包括板片北侧的阿尔金深断裂带。

（1）柴北缘深断裂带　由两条平行的深断裂组成，是柴北缘裂谷带的边界断裂，属压性超岩石圈断裂。断裂之间的下古生界与两侧元古界相接触。沿断裂有加里东期基性超基性岩及海西期中酸性岩体分布。断裂带在东段沙柳河以东被乌兰-苦海断裂切断。断裂带形成于加里东期，在海西至燕山期仍有活动。北侧深断裂多被柴达木地块第四系所掩覆，具明显的重力梯度带。

（2）柴南缘深断裂　是柴达木地块与祁漫塔格裂谷带的界线，被掩盖在第四系之下具明显的重力梯度带及磁异常，垂直断距达数千米。可能形成于加里东期，在海西至喜马拉雅期仍有活动。属压性岩石圈（？）断裂。

（3）东昆仑隆起北缘深断裂　是东昆仑隆起带与祁漫塔格裂谷带的界线。南侧的元古代结晶岩系向北逆冲到加里东-海西褶皱之上。沿断裂有大量加里东期、海西晚期及印支期中酸性岩侵入，局部见到少量超基性岩。断裂可能形成于加里东期，在海西、印支期仍有活动，属压性岩石圈断裂。

（4）东昆仑隆起南缘深断裂　与西昆仑隆起南缘深断裂合称昆仑山中央深断裂。该断裂中部被阿尔金深断裂切割（错开约300km），是东昆仑隆起带与布尔汗布达裂谷带的界线。北侧的元古代结晶岩系与古生界向南逆推在南侧加里东-海西褶皱之上。沿断裂见到基性、超基性岩，在断裂北侧有海西期花岗岩侵入。断裂向东隐伏在西倾山隆起带北缘三叠系之下。昆仑山中央深断裂是中国南、北陆块在青藏范围内的分界（肖序常、汤耀庆等，1986），主要形成于海西晚期。

（5）西昆仑山北缘深断裂　是青藏高原西北部与塔里木地块的界线，呈北西至北东东走向的弧形。南西侧的元古界或古生界逆冲到北东侧的古生界及中、新生界之上。该断裂又称西昆仑山前边界大断裂，在第四章中另有叙述。

（6）西昆仑中间隆起北缘深断裂带　走向北西至东西，大致呈向南西突出的弧形。由两条平行的深断裂组成，中间为西昆仑北裂谷带，被元古界结晶变质岩系所挟持。主断裂在北东侧。沿断裂出现海西晚期蛇绿岩、花岗岩、花岗闪长岩及构造混杂岩。断裂具逆冲性质，倾向南西，高角度。顺走向向东被阿尔金深断裂所限，向北西与西昆仑中间隆起南缘深断裂相交。

（7）西昆仑中间隆起南缘深断裂　走向北西至东西，亦呈向南西突出的弧形，是西昆仑中间隆起带与西昆仑南缘裂谷带的界线，又称库地-康西瓦断裂。沿断裂出现宽数百至千米的破碎带以及海西期超基性岩、花岗岩及喜马拉雅期碱性火山岩。向西经塔什库尔干断裂呈向北突出的弧形，进入帕米尔地区。

（8）阿尔金深断裂带　基本是青藏高原北侧与塔里木地块的边界断裂带，由几条走向北东至北东东的断裂组成，向南西切穿昆仑、可可西里-巴颜喀拉、喀喇昆仑-三江诸构造单元。西南端与塔什库尔干断裂相交。东端没入巴丹吉林沙漠。主断裂在南东侧。沿断裂有蓟县纪岩浆活动，说明断裂形成时间较早，对早古生代的沉积，基性、超基性岩及中酸性的侵入以及中、新生代断裂盆地的形成也有显著影响。该带是一个长期活动的断裂带，特别是在新生代断裂活动更为明显。主断裂断面向北倾斜65—85°。北盘明显向西反扭（李天德，1983）❶。两盘错动距离达300km（张治洮，1983）❶。沿断裂在现代有中强度地震。主断裂以北诸断裂分东西及南西两组，均与主断裂呈锐角相交。沿这些断裂海西期花岗岩发育，未见超基性岩。主断裂在卫片上影象特别显著。

在断裂以北的塔里木盆地沙漠以下，有两条北东走向的隐伏断裂，被航磁所确定。

（二）特提斯-喜马拉雅体系

特提斯-喜马拉雅体系包括可可西里-巴颜喀拉、喀喇昆仑-昌都及喜马拉雅-冈底斯三个微板块中的诸断裂系、带。主要断裂总体走向为东西向，延长较远，并以弧形转折为特征。一般形成时间较晚，除拉竹龙-金沙江深断裂外，均为海西至喜马拉雅期。

1．可可西里-巴颜喀拉断裂系　为一以昆仑山南缘深断裂及拉竹龙-金沙江深断裂带为主干，从西向东南撒开的帚状断裂系，在东南边缘被龙门山-锦屏山断裂带所限，在内部被走向北东的剪切断裂切割。

（1）昆仑山南缘深断裂带　是昆仑山南缘裂谷带与曲麻莱-松潘陆缘带的界线，呈东西走向。东段包括阿尼玛卿板块消减带的南缘断裂。在昆仑山口至玛曲一带，沿断裂出现数百米宽的破碎带及蛇绿混杂岩带，北盘以20—70°倾角向南推覆，并有少量印支期中酸性岩株零星分布。在玛曲附近，该带被北西向断裂切断，沿西倾山隆起带北缘延伸，隐伏在三叠系之下。西段昆仑山口至鲸鱼湖一带糜棱岩带发育，沿断裂见到始新至更新世火山口多处及燕山期石英斑岩（赵子允、童希仁等，1983）。再向西经阿尔金深断裂，走向转为北西。在西段，断裂北侧的石炭、二叠系逆掩在三叠系之上。沿断裂出现印支及燕山期花岗岩（见附图）。

从总体看，晚三叠世复理石沉积向北不越过深断裂带。深断裂形成于海西晚期到印支期，在燕山至喜马拉雅期仍有活动，为压扭性超岩石圈断裂。

（2）拉竹龙-金沙江深断裂带　介于可可西里-巴颜喀拉及喀拉昆仑-昌都两个微板块之间，由跨金沙江的巴塘-日雨断裂及与金沙江东侧相平行的白玉-得荣断裂组成，大致呈南北走向的缓S型。以巴塘-日雨断裂为主干，向北经玉树西侧转为东西向，过拉竹龙被阿尔金深断裂切断，仍继续向西延展，与昆仑山南缘深断裂相交。向南伸入滇西，在剑川以南与龙门山-锦屏山深断裂相交。延长达2400km。沿断裂带分布着海西、印支及燕山期中

❶ 青藏高原第二次地质学术讨论会论文摘要汇编（1983）。

酸性侵入体，亦有零星分布的海西期基性、超基性岩。沿断裂火山活动强烈，主要形成早二叠世及晚三叠世细碧岩和细碧角斑岩系列。在白玉-得荣断裂近旁，岩浆活动以晚三叠世的为主。南段沿两条断裂都出现混杂岩带。其中白玉-得荣断裂以泥砾混杂岩为主。两条断裂之间为中咱微地块，由古生界及前寒武系变质岩组成。从断裂带对两侧沉积的影响及岩浆活动情况，推测断裂可能形成于早二叠世，至晚三叠世时活动达到高潮，在燕山至喜马拉雅期仍有活动。鉴于它与喀喇昆仑-昌都微板块诸构造单元呈右行斜交，可认为其为一压扭性超岩石圈断裂带。

（3）甘孜-理塘深断裂带　介于可可西里-雅江与羊湖-义敦两个板片之间，与拉竹龙-金沙江断裂平行。在甘孜至理塘甲洼一段呈南北走向，由2—3条间距数公里至二十余公里的平行断裂组成。这一带便是甘孜-理塘板块消减带所在。在断裂之间，出现比较完整的蛇绿岩套及混杂堆积（刘宝田、曲景川等，1984）。断裂带向北过玉树后向西延伸（原认为与拉竹龙-金沙江断裂带相交），西端在拉竹龙附近与阿尔金深断裂相会。断裂带向南过通坝后向南及南西方向叉开，与龙门山-锦屏山深断裂相交。断裂带具高角度逆冲特征，主要倾向南西。断裂活动开始于二叠纪（拉张期），在晚三叠世中期最强烈（俯冲期），在侏罗纪仍有活动（陈炳蔚等，1987）。属超岩石圈断裂。

（4）炉霍-道孚深断裂带　位于可可西里-雅江板片中部，即炉霍-道孚裂谷带所在。走向北西，向北西可能延至昆仑山口与昆仑山南缘深断裂带相交。断裂长度在900km以上。该带由两条平行断裂组成，在道孚西北变为多条平行断裂。沿断裂出露二叠纪及晚三叠世火山岩，基性、超基性岩，燕山期中酸性侵入岩，构造混杂岩（邓永福，1984）。近期工作证实存在完整的蛇绿岩套（莫宣学等，1988）❶。据卫片资料，断裂带向南东过康定后继续向扬子地块延伸。据笔者野外观察，断裂似有在乾宁以东沿折多山西侧向南延向九龙的趋势。在城子以西至木居的两条南北走向平行断裂之间，见到火山岩、绿片岩和较多泉华。断裂活动可能开始于二叠纪，晚三叠世早、中期最为强烈，其后在燕山期至喜马拉雅期乃至现代仍在继续。深断裂带北东盘具反扭特征。应属压扭性超岩石圈断裂带。

（5）龙门山-锦屏山深断裂带　是青藏高原东南边缘断裂带。详情见第三章。

在可可西里-巴颜喀拉断裂系中尚有三条重要断裂带。其一是柯罗洞-乡城断裂。该断裂北起邓柯，经柯罗洞、安孜、乡城，过格咱与金沙江深断裂相会，长约800km。主要为南北走向。在北段柯罗洞以北有十几个超基性岩体沿断裂分布。中段是西侧T_{1-2}复背斜与东侧T_3^1—T_3^2火山沉积盆地的界线。该断层倾向不定，属高角度冲断层。南段是东侧古生界与西侧三叠系的界线。上二叠统在东侧有火山岩，在西侧无火山岩。沿断裂有数十米宽的破碎带。可能形成于海西晚期，在印支至喜马拉雅期均有活动（陈炳蔚，1987）。其二为岷江断裂带，包括南北向的岷江断裂、虎牙断裂与东西向的雪山断裂及古城断裂（邢无京，1980）。上述断裂合称为岷江虎牙锯齿状大断裂。它是摩天岭及黄龙地块与曲麻莱-松潘陆缘带的界线，亦即青藏高原东界的一部分。岷江断裂为大断裂的主干，向北与玛曲东延的断裂相交，向南经松潘构造形迹不明。该断裂属于印支期褶皱的伴生断裂，早期具逆冲性质。在早第三纪末随着青藏高原抬升，在断裂带中出现下第三系红色砾岩堆积，因此，推断岷江断裂后期以张性为主。沿断裂现代仍有强震发生。该带附近是四川著名的九寨沟、黄龙寺旅游区（四川省地质志底稿，1988）。其三为龙门山-锦屏山断裂带，是青藏高原东缘断裂带。详情见第四章。

2．喀喇昆仑-三江断裂系　包括四条深断裂带和多条比较发育的NE及NW向两组剪切断裂，形成明显的菱形网状断裂格局。

（1）宇嘎寺-德钦深断裂带　是昌都地块的东界。呈南北走向，向北止于拉竹龙-金沙江深断裂，向南经海通、德钦伸入滇西，延长在850km以上。在宽约10—30km范围内由多条相互平行的断裂组成。在北段及中段沿断裂带出现海西晚期、印支期及燕山期中酸性深至浅成岩体。东侧晚三叠世火山活动强烈，形成以碱性岩为主的火山岩（具岛弧性质）。在南段奔子栏附近有基性、超基性岩分布，与基性熔岩一道组成不完整的蛇绿岩套。断裂可能形成于海西晚期，在印支至喜马拉雅期均有活动，属压性岩石圈断裂。

（2）北澜沧江深断裂带　断裂带走向北北西至北西，从德钦的朵仲向北分为两支。东支称囊谦-昌都断裂，大致顺澜沧江延伸。沿断裂岩浆活动微弱，仅在昌都与囊谦附近见到侵入于上古生界及中生界中的中酸性至碱性小岩株。断裂对上古生界及中生界沉积有局部影响，可能形成于海西晚期。断裂的切割深度不大。

西支称阿保-朵仲断裂，以朵仲向西北经吉塘、类乌齐之东至乌兰乌拉湖与拉竹龙-金沙江深断裂相会，延长达1300km，是北澜沧江主断裂。沿断裂多处出现海西、印支及燕山期中酸性侵入岩。在北段有少数基性、超基性岩体分布。近期在吉塘等地沿断裂发现延长较远的构造破碎带。在断裂西侧的吉塘变质岩系也可能是断裂活动的结果。断裂两侧石炭、二叠系及中生界沉积有明显的差异，可能具板块缝合线性质。断裂在卫片及航磁图上均有明显反映。在原始磁场图上北段以疏稀的右行斜列分布的串珠状异常显示出断裂的踪迹，但在上延40km的磁场图上已无反映，证明切割不会很深（费鼎，1987）。可能属压扭性岩石圈断裂。

对于北澜沧江断裂带的南延问题有两种意见，其一认为与昌宁-双江断裂相接（陈炳蔚等，1987），另一认为与南澜沧江断裂相接（范承钧，1983）。笔者趋向前一意见。

（3）拜惹布错-索县深断裂　北起拉竹龙附近的拜惹布错，向南东及向东经改则茶布区、查桑及索县与班公湖-怒江深断裂带相接，延长约850km。是羌塘地块、唐古拉陆缘带与龙木错-依布查卡陆缘带的界线，亦即"查桑裂谷"之所在（胡承祖等，1986）。断裂大部分被新生代地层掩盖。在双湖以西，断裂出现在前泥盆系与上古生界之间，被北东向断裂多次切断，并顺次向南西错动。在双湖以东，断裂出现在中生代地层之间。在依布茶卡以北的断裂两侧发现几个超基性岩体，其时代在改则幅资料中为前泥盆纪，吴瑞忠等（1987）认为与早二叠世玄武岩同为海西晚期裂谷带产物。深断裂带应属压性岩石圈断裂带。

（4）班公湖-怒江深断裂带　在本章第三节中已作叙述。

3．喜马拉雅-冈底斯断裂系　主要断裂走向与区域构造走向一致，大致呈东西走向，两端向南转折。北部北西及北东走向的断裂发育，使前期形成的走向断裂被切割错动。

（1）狮泉河-纳木错深断裂　是冈底斯-念青唐古拉板片中带与北带的界线，延长在1000km以上。西段位于白垩系之间，两侧未发现差异，但沿断裂出现串珠状超基性岩体，称拉梅拉岩带（郭铁鹰等，1986）❶。向东过累果，断裂北侧中生界与南侧古生界相接触。

---

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告。

在拉果错及果忙错有个别超基性岩体及喜马拉雅期花岗岩株分布。断裂具高角度逆冲性质，以向南逆冲为主，应属压性岩石圈断裂。断裂形成于燕山早期，东段在喜马拉雅期有强烈活动。沿断裂现代仍有强烈地震。

断裂向东可能与嘉黎-伯舒拉岭断裂相接。该断裂近旁岩浆活动强烈，形成规模较大的中酸性岩基。断裂对白垩纪及第三纪沉积盆地有显著影响。

（2）印度河-雅鲁藏布江深断裂带　已在本章第四节中叙及。

（3）定日-洛扎深断裂　是北喜马拉雅陆缘带与喜马拉雅隆起带的界线。西起普兰以北的那木扎拉，经曲松、定日至洛扎以东，延长近800km。两侧中生界海相沉积有显著区别，南侧为稳定型，北侧为过渡至活动型。沿断裂岩浆活动微弱。在东段出现喜马拉雅期中酸性岩株及印支期辉绿岩脉在断裂附近出现。在措美至嘉玉之间，出现侏罗系活动型沉积及个别超基性岩体，这说明在侏罗纪局部曾出现裂陷槽。断裂具高角度向南逆冲性质。也可能形成于印支期，在燕山至喜马拉雅期仍有活动。属压性壳断裂，局部地段属岩石圈断裂。

（4）喜马拉雅推覆断裂带　分布在喜马拉雅隆起带内，主要包括主中央和主边界两条推覆断裂。另在喜马拉雅山北坡也有一条主要断裂，近期中美合作专题研究表明其为正断层。这些断裂的详情见第五章。

（5）塔什库尔干断裂　呈北西走向，斜切西昆仑-北帕米尔、中南帕米尔-喀喇昆仑及冈底斯-念青唐古拉三个板片。东南端与印度河-雅鲁藏布江深断裂带相会。在青藏高原内延长达700km。沿断裂北西段形成塔什库尔干新生带断陷盆地。盆地西南部喜马拉雅期花岗岩发育。北东盘具反扭性质。断裂形成于喜马拉雅早期。

（6）当雄-谢通门断裂带　由北东东及北东向两组断裂组成。在东北端与嘉黎-伯舒拉岭断裂相交。南西端可能与印度河-雅鲁藏布江深断裂带相交。延长约300km。西北侧是由前寒武纪变质岩组成的念青唐古拉山主峰，东南侧是羊八井地热田。沿断裂出现的喜马拉雅期中酸性侵入岩体及上第三系被断层错断，南东盘向北东方向位移约五公里。断裂带形成于喜马拉雅晚期。

小　结

从上列青藏高原主要断裂带的分布和地质情况，总结其特征如下。

1．青藏高原周边被向外逆冲或推覆的断裂所围限，断层面均向高原内部倾斜。北缘断裂带以逆冲及剪切断裂为主，倾角较陡。南缘以推覆断裂为主，水平断距较大，倾角较缓，局部出现后期反向滑动的正断层。

2．高原内部主要断裂带大部分属于各级构造单元的界线。其中具有板块缝合线或裂谷带边界性质的属于超岩石圈断裂；沿断裂有超基性或大量中酸性岩浆侵入活动的属岩石圈断裂；延长较远、缺少岩浆活动的属壳断裂。这些断裂与所在构造单元的沉积建造有密切关系，往往出现在古地理环境或沉积建造类型的变换部位。在主要断裂近旁也往往出现明显的变质作用。

3．各主要断裂有长期活动的特点，特别是作为一级构造单元界线的断裂带，如昆仑山南缘深断裂带、拉竹龙-金沙江深断裂带及阿尔金断裂带的活动时间更长。活动的特征

是多期次的岩浆活动，变质作用与构造变形。有较多的走向深断裂具压扭性质，扭性往往是后期叠加的。有些断裂的拼接延长和被切割，也是后期构造叠加的。后期叠加的构造作用也可以改变原来作为板块缝合线的面貌，如班公湖-怒江深断裂及印度河-雅鲁藏布江深断裂的断面均为近垂直状（据物探测量），显然是后期影响所致。

4．主要走向深断裂带多由两条至多条平行断裂组成，断裂密集程度与所在地质构造位置有关，一般在板块缝合带、裂谷带或地块的边缘比较密集，而在具有稳固基底的陆缘带或地块内比较疏稀。区域剪切断裂在地块和陆缘带内比较发育。在板块缝合带及裂谷带内的断裂一般较短小，并被这些构造单元的边界断裂所限。

5．目前沿主要断裂带及断裂交叉部位出现的温泉、地震及火山活动，是该断裂带现代仍在活动的体现，也说明有较多的断裂带受新生代构造的改造。部分断裂是随高原的隆升形成的。新生代构造将作为重点在第四章中予以讨论。

6．沿主要断裂及近旁的次级断裂或褶皱中有不同数量的矿产分布，说明成矿活动与断裂密切相关。成矿的类型和规模与断裂所在的其他地质背景或环境密切相关。

7．各主要断裂在卫星照片上有不同程度的显示。超岩石圈及岩石圈断裂在航磁及重力探测中均有反映，一般形成明显的串珠状或正负相对的线性磁异常，或显示密集的梯度带。在上延20—40km磁异常计算中一般仍有反映，说明断裂切割深度大于20—40km。

第二章　沉积建造、岩浆活动与变质作用

青藏高原的沉积作用、岩浆活动与变质作用从太古代开始至新生代均有表现，它们的产物组成了巨厚的上地壳。相对连续的沉积作用与间歇性的岩浆活动、变质作用频繁发生，均具有多类型、多旋回的特点。随各区所处大地构造环境的不同，在岩类及岩石组合方面有不同程度的差异，因此，进行沉积建造、岩浆活动与变质作用的综合研究，对鉴别各分区大地构造性质及其演化具有重要意义。另一方面，不同构造条件下形成的岩石组合，具有不同的成矿专属性，这有助于对成矿条件的了解。

本章主要是根据地质矿产部高原地调大队青藏科研项目报告有关章节缩写而成的，并补充了1987—1988年的部分新材料。本章着重论述了大地构造，并简要说明了其与成矿的关系。

一、沉积岩与沉积建造

青藏高原沉积岩覆盖面积达75%以上。自前寒武纪到第四纪沉积了巨厚的海相、陆相及海陆交互相地层，其中石炭-二叠纪冈瓦纳相及侏罗、白垩和第三纪海相地层，在我国仅见于青藏高原。

青藏高原沉积岩类型齐全，大多数属于活动型和过渡型，形成颇有特色的沉积建造与岩石组合，本节着重对下古生代以来的沉积岩的类型和特征进行叙述，并结合成岩大地构造环境对主要建造类型与岩石组合举例加以说明。

（一）沉积岩类型划分

青藏高原(以下简称本区)沉积岩类型主要有陆源碎屑岩、碳酸盐岩、混积岩及硅质岩四个岩类。

1．陆源碎屑岩类　包括砾岩、砂岩和细屑岩。细屑岩是指粒度＜4 ϕ的陆源碎屑岩，即通常所称的粉砂岩、泥岩及其过渡岩类。

砾岩（包括角砾岩）类：分布广泛。鉴于目前没有令人满意的砾岩分类，余光明等（1986）● 提出新的成因类型方案如表2-1。

砾岩除上列者外，本区还发育有泥砾岩、岩溶及盐溶角砾岩等，但分布局限。

砂岩类：是本区分布最广的岩类之一，主要岩石及情况见表2-2。

细屑岩类：包括粉砂岩、泥岩及二者之间的过渡岩类。详情见表2-3。

除上列细屑岩外，区内尚有与煤系共生的碳质页岩、油页岩、笔石页岩等。

2．碳酸盐岩类　是本区分布最广的沉积岩类之一，以海相为主，陆相较少，概况如表2-4。

3．混积岩类　由碳酸盐与陆源碎屑组分形成的混积岩是本区沉积岩的一个显著的特

● 地质矿产部高原地调大队十一分队科研报告。

表 2-1 青藏高原内各种砾岩的特征

Table 2-1 Characteristics of Various Conglomerates in Qinghai-Xizang Plateau

岩　石	特　　征	层位（举例）	沉积环境
残、坡积角砾岩	砾石分选程度差，大小悬殊，磨圆度极差，出现在地层不整合面之上，厚度变化大，泥砂质胶结为主	羌塘K_2，江达T_1普水桥组底部，现代河谷及冰雪覆盖区	风化侵蚀作用
正砾岩（普通砾岩）	主要为岩块砾岩（如石灰岩砾岩、石英岩砾岩、岩浆岩砾岩等），砾石圆度好，杂基含量<15%，成分单一至复杂，有一定分选性，厚度往往巨大，多种物质胶结	怒江J_1，藏北T_3浊积砾岩，西雅尔岗冲积扇砾岩，锡伐利克E—Q_1	高速水流强烈波浪作用，往往出现在强烈造山带边缘
副砾岩	砾石级碎屑含量为5—30%，杂基>15%，泥石流砾岩（无分选性、圆度差、无定向），冰碛砾岩，冰海含砾板岩（砾石分选差，一般粒径5—10cm，圆度变化大，有冰川磨蚀现象，与层纹斜交）	泥石流砾岩，如藏北K—R 冰碛砾岩，如现代冰川。冰海含砾板岩，如藏南C—P	母岩有较多泥砂组分。充足雨量或地下水，陡地形 冰川成因
滑塌角砾岩	呈混杂堆积状，岩块大小悬殊，无规则嵌于基质岩石中，基岩主要为浊积岩	雅鲁藏布江T_3、K_1，阿尼玛卿T_{1-2}	重力滑塌作用

表 2-2 青藏高原内各种砂岩的特征

Table 2-2 Characteristics of Various Sandstones in Qinghai-Xizang Plateau

岩　石	特　　征	层位（举例）	沉积环境
石英砂岩	岩屑组分为石英，圆度及分选性较好，胶结物主要为硅质或钙质	藏南O、S、C、T、J、K，普普嘎组为中细粒石英砂岩（为净砂岩）	海相，大部为滨海环境
长石石英砂岩	结构和成分成熟度都较低，泥质胶结，杂基支撑结构，紫红色或灰绿色	藏南J_1，K_1，阿里$\in$，O，秦祁昆J—R	河流相或浅海陆棚相
岩屑长石砂岩或长石砂岩	含较多的长石及岩屑，其他特征与长石石英砂岩相似	藏南岗巴K_1，阿里P_1、T、K_1	同上
岩屑砂岩	岩屑成分复杂，次棱角至次圆，分选中等，填隙物为泥质、铁质或方解石泥晶，杂基15—20%	藏北西雅尔岗 K—R，阿里T、K	大陆环境的坳陷区，部分海相，快速剥蚀与沉积

表 2-3 青藏高原内细屑岩类的特征

Table 2-3 Characteristics of Various Fine-grained Stones in Qinghai-Xizang Plateau

岩　石	特　　征	层位（举例）	沉积环境
粉砂岩及粉砂质泥岩	两种岩石常常共生，组成过渡类型；海相以石英质为主，次为长石石英质；陆相以岩屑质为主	海相藏南J、K；陆相藏北K—E	浅海陆棚、次深海广海及大陆湖泊
菊石细屑岩	含丰富的菊石化石，灰黑色粉砂岩—粉砂质页岩—页岩组合	藏南隆子达卡J_{2-3}、K_1及T	次深海至深海
黑色页岩	矿物成分主要为水云母，有时含较多黄铁矿颗粒	藏南T_3、K_1上部，秦祁昆S，川西T	次深海至深海低能环境

表 2-4 青藏高原内各种灰岩的特征

Table 2-4 Characteristics of Various Limestones in Qinghai-Xizang Plateau

岩石		特征	层位（举例）	沉积环境
颗粒灰岩	鲕粒灰岩	鲕屑以真鲕粒为主，粒径0.2—0.7mm，白云石胶结	藏南T、J、K_1，川西T_{1-2}	碳酸盐台地浅滩及其它浅海高能环境
	核形石灰岩	核形石为藻类包壳颗粒，呈椭圆或不规则状。粒径0.5—30mm。核心主要为内碎屑或生物碎片。核形石含量为30—50%，填隙物为泥晶方解石	藏北多玛P_1，董布拉T	
	内碎屑灰岩	分粒屑灰岩及砂屑灰岩，常为过渡类型。粒屑一般以骨屑或砂屑构成核心，核心外部为泥晶方解石。粒屑圆度高，填隙物为细碎屑，假鲕粒及亮晶方解石。砂屑灰岩分亮晶及微晶灰岩两种，亮晶由方解石组成。前者碎屑粒径>0.5mm。碎屑圆度好，边部为藻包壳。填隙物主要为泥晶方解石或铁质杂基	藏南K_2中夹内碎屑灰岩及过渡类型。拉萨K_1见到夹层	滨海浅滩或其它复杂成因
	骨屑灰岩	由多种化石骨屑组成，混有陆源石英粉砂和砂屑，具发育的纹层理及窗状构造	藏南K，E	台地浅滩
泥晶灰岩		由方解石泥晶基质组成，含大量陆源粉砂，具薄层纹，含不同化石或化石碎屑，常与硅质岩、黑色泥岩、页岩、泥晶灰岩共生	藏南K、E，江孜K_1。藏东江达T_3	深海低能盆地或浅海、陆相
生物骨架灰岩	珊瑚礁灰岩	珊瑚化石形成生物层或透镜体，被泥晶方解石充填	藏南K、E，藏北P_1	浅海陆棚—潮坪环境
	厚壳蛤礁灰岩	厚壳蛤碎片呈棱角状，无分选性，夹大量有孔虫，呈不连续透镜状，中间充填泥晶方解石基质	藏北改则K_1，藏南岗巴K_2	浅海陆棚边缘次深海—滨海相环境
	有孔虫礁灰岩	礁灰岩体呈丘状隆起，礁核部主要由圆笠虫或圆片虫组成，含量50%。有孔虫呈紧密原地生长状态，与藻类、双壳类共生，礁翼过渡为有孔虫碎屑灰岩	藏南岗巴K_1	滨外沙坝环境
	牡蛎礁灰岩	造礁生物为个体较大的牡蛎，它们呈原地生长状态，层叠生长，具泥晶粘结结构，明显丘状，高约2m，延伸6—7m，与黑色页岩、泥晶骨屑灰岩共生	藏南岗巴K_1	外陆棚水下海山
	藻灰岩	藻显示原地堆积，充填泥晶方解石	藏北羌塘P_1	正常陆棚藻滩
白云岩及白云质灰岩	同生白云岩	一般层薄，厚度不大	藏南T_1，藏北J_2	潮坪—泻湖环境
	成岩白云岩	由灰岩经白云石化形成，局部具豹皮状构造	珠峰J_2	潮坪

点，可分为三类七种。（1）砂岩类：有纯砂岩（如石英砂岩），泥晶-颗粒-陆屑砂岩（如泥晶砂质石英岩）及泥晶-含颗粒-陆屑砂岩（如泥晶含砂屑石英砂岩）；（2）颗粒灰岩类：有颗粒灰岩（如鲕状灰岩）及泥晶-陆屑-颗粒灰岩（如泥晶石英鲕粒灰岩）；（3）泥晶灰岩类：有泥晶灰岩（如泥晶灰岩、微晶灰岩）及陆屑-颗粒-泥晶灰岩（如含石英骨

屑泥晶灰岩）。混积岩在本区的典型实例有：藏北董布拉三叠系中的"亮晶石英砂骨屑鲕粒灰岩"；藏南侏罗系中的"亮晶含砂屑中粒石英砂岩"，泥晶砂质细粒石英砂岩，亮晶石英砂鲕粒灰岩，含石英砂介屑泥晶灰岩；藏南白垩系中的泥晶石英粉砂岩、泥晶石英粉砂骨屑灰岩及含石英砂微晶灰岩。藏南侏罗、白垩系中混积岩的大量出现，反映了其特殊形成条件——喜马拉雅花岗质基底形成砂质为主的沉积物，这种沉积物对生物的抑制作用较泥质为弱，可以出现一定的碳酸盐组分的沉积；该区有一定的沉降速度，利于碳酸盐组分的保存。

4．硅质岩及其他岩类　硅质岩在本区占有重要地位，按成因划分为生物化学成因的放射虫硅质岩和与火山作用有关的硅质岩及硅质页岩。前者见于雅鲁藏布江带，班公湖-怒江带及义敦带；后者见于藏南三叠系中。硅质页岩常与火山岩共生。余光明、王成善（1986）认为在板块消减带蛇绿岩套中的硅质岩应是生物化学-火山沉积成因的。

其他沉积岩类在本区还有膏盐岩、铁锰质岩、有机岩以及附生岩类的海绿石质岩、鲕绿泥石岩等。

（二）沉积建造与岩石组合

沉积建造是沉积岩的一种共生组合。其共生组合的规律性决定于物质来源、地理环境及沉积作用的特征等。这些因素又反映了沉积建造形成时的古大地构造环境与古气候状况。本区的沉积建造类型按孟祥化（1979）的分类，主要属于非稳定型（活动型）建造系列及次稳定型（过渡型）建造系列，局部为稳定型建造系列。本区最主要的建造类型有复理石建造、磨拉石建造、混杂式建造、火山硅质建造、灰色复陆屑建造、造礁碳酸盐建造、蒸发盐建造、单陆屑建造、异地碳酸盐建造、含煤建造、油页岩建造等。这些建造类型说明了青藏高原的复杂地质历程中的多样化构造变动。下面就本区的主要建造类型作概括介绍。

1．复理石建造　复理石是活动带的典型海相沉积。在秦祁昆的下古生界，南秦岭中、上元古界碧口群，羌塘南部的石炭、二叠系，巴颜喀拉区的三叠系，班公湖一怒江一带及藏南三叠至白垩系中均有发现。近年来，把复理石作为一种浊流沉积的想法已得到广泛的承认。鲍玛层序的确定，促进了对复理石成因的深入研究。

南巴颜喀拉山三叠系的复理石建造为一套上万米的砂、板岩韵律性沉积，是一套典型复理石沉积组合。据邹定邦等（1984）❶研究，其砂岩主要为岩屑长石砂岩，成分复杂，碎屑组分中长石多数是基性斜长石、正长石和少量的奥长石、微斜长石，岩屑为板岩岩屑及部分中性—基性火山岩岩屑。石英的含量较少，约25—47%，基本上都是单晶石英颗粒，杂基含量很高，达25—42%，故岩石为典型的杂砂岩类。粒度分布的概率累积曲线具有明显的浊流沉积特征，如悬移载荷高、粒度区间宽、没有S截点、分选不好、斜率较小（20—40°）。用Sahu环境判别式判别，亦属浊流沉积。底模发育，主要有沟模、槽模及重荷模。根据底模所测得的古流向为东南方向。邹定邦等将这套复理石沉积划分为4个岩相（图2-1）。即B相块状砂岩相与C相、D相、G相。C相按复理石韵律特点分为三种鲍玛序列：a—b—c—d—e、a—c—d—e及a—e。D相也可有三种层序：b—c—d—e、c—d—e及d—e。G相为次深海到深海的泥质岩。B、C、D三个岩相代表了海底扇环境的中扇叠覆扇舌沉积，被认为形成于同开阔海相连通的陆缘斜坡坡

❶ 地质矿产部高原地调大队十分队科研报告（送审稿）。

脚海底扇环境。其物源区为北面的柴达木-东昆仑-西秦岭古造山带。对三江地区上三叠统雅江组砂岩的骨架颗粒研究也表明该构造带亦为再旋回造山带的迅速沉降带。

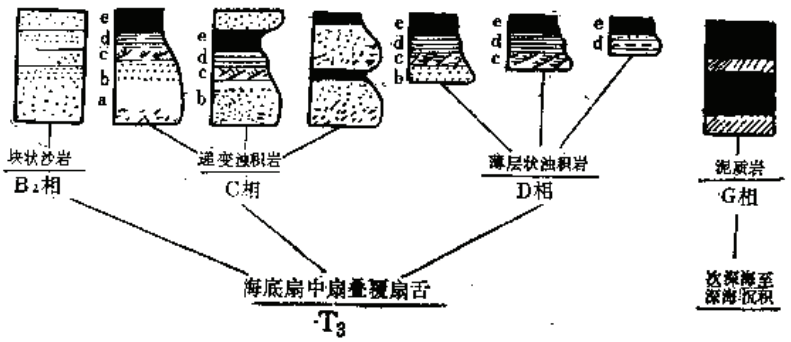


图 2-1 南巴颜喀喇山T_3浊积岩层序（邹定邦，1984）

Fig. 2-1 Sequence of Upper Trassic turbidite in Sourthern Baryanhar Mts.

怒江改则地区侏罗系复理石建造是紧邻蛇绿岩的海底扇组合，为绿灰色的岩屑杂砂岩同黑灰色泥页岩的复理石韵律层。砂岩中可见到平行层理、沙纹层理、包卷层理、重荷模、刷模、槽模等构造。生物化石极少，可见植物化石碎片、菊石碎片、瓣鳃碎片等。砂岩单层厚度为20—100cm，页岩为20—30cm。这套地层岩石粒度自下而上变细，下部可出现砾岩夹层，向上则变为深灰色泥页岩与粉砂岩的互层。岩石单层厚 20—50cm。粉砂岩具沙纹层理，砂、页岩之比>3，无生物化石产出。整套复理石砂页岩沉积厚逾 3000m。其鲍玛层序可分为三种类型。下部的砂页岩为a—c—e—c—e及b—c—e—c—e型，其特点是主要韵律层序是c—e，但在一个大的旋回底部还可出现a、b层。这两种层序类型相当于Mutti和Ricci、Lucchi（1973）所划分的C相浊积岩及D相浊积岩，为海底扇中部的叶状体沉积，沃克（1967）称之为近基浊积岩。底部的含砾砂岩的砾石主要为泥质岩块，直径约30—50cm，无分选性，也无一定排列方向，基质为砂(岩)，不见绕砾石的层纹现象。其特点表明其形成于海底扇的近基的内扇环境，相当于A相浊积岩，朱林斯基(1959)称为滑动浊积岩。上部的粉砂岩、页岩韵律层为c—e层序的浊积岩，属远基浊积岩，位于海底扇下部，是典型的D相浊积岩。层理测量的结果表明这套复理石沉积的物源应在沉积区的东南方向。复理石沉积的下伏岩层为具杏仁状构造的安山岩、安山质火山碎屑岩（凝灰岩、角砾岩）夹黑色页岩及黄灰色粉砂岩薄层。对这套复理石砂岩的骨架颗粒成分研究表明其大地构造背景为再旋回的碰撞造山带。

雅鲁藏布江地区白垩系的复理石建造最为发育，东起日喀则、仁布，西迄仲巴，延伸约500km，总厚度在5000m以上。该复理石建造的岩石组合是复成分的砾岩、砂砾岩、岩屑杂砂岩、黑色页岩及泥质灰岩等，主要为一套较粗粒的复理石建造。砂岩的碎屑组分主要为花岗岩及中酸性火山岩屑以及部分粉砂岩、板岩、灰岩岩屑和石英、长石碎屑等。岩石组合的特点同德莎-查嘎地区的晚白垩世沉积，可以分为四个岩性段（据王连城、王东安，1981），即千枚岩段、硅质岩段、砂泥质及泥钙质韵律层复理石段、块状及层状灰岩段。千枚岩段主要为薄层的砂质泥岩沉积，代表了前复理石相沉积。硅质岩段常含凝灰质，总厚超过1000m，其成因同生物成因的硅质（放射虫）有关，也同火山来源的硅质有关，代表了深海沟的硅质岩沉积。复理石段沉积厚度巨大，鲍玛层序为a—e—b—e—c—e，是一套陆源的粗复理石沉积物。该复理石建造北界多与更晚的磨拉石建造呈断层相

接，向南终止于超基性岩体或被第三系磨拉石沉积所覆盖。这套复理石具有近源的特点，为海底扇环境的产物。在江孜地区，早白垩世的复理石建造具有c—e层序，为远基浊积岩相。其相组合特点是下伏岩石为次深海环境的菊石细屑岩相及滑塌角砾岩堆积相，不具有海底扇的特点。其构造背景为拉张构造环境。

上述诸复理石建造中，雅鲁藏布江一带白垩系复理石沉积之前的沉积主要为斜坡沉积的细屑岩相、滑塌角砾岩相，有时有蛇绿岩；之后的沉积则为碳酸盐岩相或磨拉石相。在该复理石砂岩中常含有中酸性岩浆岩（包括火山岩）碎屑。这套复理石建造可能代表了安第斯型的火山弧型大地构造环境的产物。班公湖—怒江一带的侏罗系复理石建造分布比较局限，仅在班公湖、改则等地区见到。在班公湖、改则、东巧一带以南缺失中三叠统—下侏罗统，早白垩系为含煤沉积、浅海陆棚碳酸盐沉积；这一带以北缺失三叠系，侏罗系主要为一套砂岩、粉砂岩、泥岩夹灰岩的浅海陆棚沉积，向西则渐变为灰岩、泥灰岩。上述岩相特点表明该区自三叠纪以后沉积相变极快，即从缺失沉积直接过渡为深水复理石相，然后又相变为浅海陆棚环境，表现了一种快速的垂向构造运动的特点。按相律来说，在这套复理石之下应当有一套代表急剧相变的粗碎屑沉积，但事实正好相反，这可能是由于研究程度不够或构造变动而引起的。上侏罗统整体上为一套灰黑色、灰绿色的粉砂质泥岩、页岩、细砂岩的互层，但无论上部、中部及下部都夹有粗砾岩、含砾的粉砂岩或含砾泥岩、层状砾岩等，尤以中部岩性最粗，出现了紫红色砾岩夹粉砂岩、泥页岩、凝灰岩、安山岩的岩段，其中产海相的头足类、腹足类及瓣鳃类化石，应为一套海相磨拉石建造。上侏罗统厚度达2380m，其沉积特点可能表现了一种复理石建造夹磨拉石建造的沉积状况，反映了一种具有强烈垂向构造运动、快速堆积作用的深水沉积盆地环境。班公湖-怒江带的侏罗系复理石建造紧接蛇绿岩或为蛇绿岩的基质岩石，并具有复理石夹海相磨拉石的沉积特点。周祥等（1988）认为"该板块边缘带发育时间不长"且"扩张的同时带有俯冲的性质"。这显然说明班公湖-怒江带侏罗系复理石建造的大地构造环境可能为转换或走滑断陷盆地。

2．磨拉石建造　磨拉石建造在本区十分发育。由于磨拉石建造是同造山期或晚造山期的产物，因而受到构造地质学家和沉积学家的重视。高原内部主要的磨拉石建造有西昆仑地区的奇自拉夫群（D—C）、昌都中泥盆统海通组、昌都—开心岭一带上三叠统、羌塘地区和冈底斯地区的晚白垩世—第三纪的红色磨拉石沉积以及雅鲁藏布江地区的第三系含煤磨拉石建造（门士、秋乌、罗布莎一带）和蛇绿岩磨拉石建造（柳区盆地）等。

雅鲁藏布江地区发育了高原上最好的磨拉石建造。该建造西起狮泉河，经冈仁波齐峰、昂仁，东止桑日、白朗一带，断续发育，延伸逾千多公里，厚度最大可达3000m以上，时代为晚白垩世到中新世。按其特征可分为大体平行的南北两套磨拉石建造：北边的称为冈底斯陆缘山链磨拉石建造；南边的主要沿蛇绿岩带发育，并不整合盖于其上，为蛇绿岩质磨拉石建造。

冈底斯陆缘山链磨拉石建造大都不整合于花岗岩体之上，时代为晚白垩世到中新世。砾石成分主要为花岗岩，上部还出现较多的中酸性火山岩砾石。砾石大小不一，分选很差，砾径一般为5—20cm，常含有较多的岩块和巨砾，呈次圆—次棱角状。岩体呈巨厚的透镜体产出，相变很快，主要为一套山前洪积扇—游荡河流沉积组合，常有海相岩石夹层和湖相沉积层。王连城、王东安（1981）根据其岩相特点将其分为如下四种类型。（1）底砾岩型。砾石粒径最粗，以巨砾、岩块为主；砾石成分单一，主要为下伏的花岗岩，分选

不好；没有层理构造。（2）成层砾岩型。这是该磨拉石建造的主体部分；砾石有一定的排列方向。（3）层间砾岩型。主要分布于砂岩的夹层中。（4）砂砾岩型。本带的磨拉石建造形成时间较长，形成了自晚白垩世以来大陆边缘弧（山）前或弧内（山间）拗陷盆地内巨厚的粗碎屑磨拉石岩系。

南带的蛇绿岩质磨拉石建造形成时间较晚，始于中新世。其基底为蛇绿岩。砾石成分以硅质岩为主，基性岩、基性火山岩次之。砾石以中、细砾者居多，分选性及磨圆度均差，呈半固结状态。砾岩层中常夹有薄层状或透镜状的砂岩、砂质泥岩、页岩、泥灰岩层。蛇绿岩质磨拉石建造厚度较小，最厚者亦可达1000m。这套磨拉石建造显然代表了两个板块碰撞后，在残余的洋壳上所产生的沉积。蛇绿岩磨拉石建造东西延伸虽逾1000km，而南北仅宽4km，为一狭长的、局部发育的蛇绿岩质磨拉石建造。

藏北西雅尔冈地区晚白垩世到第三纪，也发育了一套3000m巨厚的红色磨拉石建造。该磨拉石建造主要是冲积扇、扇三角洲、湖泊及河流环境的沉积组合。岩性主要为碎屑岩，以砾岩、砂岩为主，粉砂岩、泥岩次之，夹少量淡水湖泊微晶灰岩。砾岩成分复杂，按成因划分为坡积角砾岩、湖滨岸砾岩、筛积砾岩、河边滞留砾岩、泥石流砾岩等。自下而上砾石成分出现明显变化，即下部主要为灰岩砾石及变质岩砾石，向上变质岩及火成岩砾石增加。区域地质资料表明灰岩砾石主要来自盖层沉积，变质岩及火成岩砾石来自基底岩系。砾石成分的这种变化反映了地层岩性的反剖面，表明该磨拉石建造沉积时具有比较强烈的构造背景，并造成了切割较深的古地理面貌。

陈国铭(1984)将西藏的磨拉石建造划分为三个主要时期。第一期是早白垩世晚期至晚白垩世，主要分布在唐古拉山、念青唐古拉山、冈底斯山一带。岩性为红色砂砾岩、砾岩、泥页岩、灰岩及中性火山岩等。第二期是始新世到中新世，分布于唐古拉山南坡怒江上游、念青唐古拉山南麓、雅鲁藏布江沿岸和喜马拉雅山南麓四个带。岩性亦为紫红色、灰绿色的砾岩、砂岩、泥岩、中酸性火山碎屑岩等。第三期是上新世至第四纪，分布于昆仑山北缘、唐古拉山南坡、念青唐古拉山南麓、雅鲁藏布江沿岸及喜马拉雅山南麓等地。陈国铭还认为三个时期的磨拉石建造反映了特提斯海洋板块不同缝合带的碰撞阶段和高原隆起的不同阶段。第一期磨拉石建造是在雅鲁藏布江缝合带俯冲作用和班公湖-怒江等缝合带碰撞作用下形成的。第二期则是在雅鲁藏布江缝合带碰撞作用和班公湖-怒江缝合带仰冲推覆作用下形成的。第三期是主边界断裂俯冲作用造成的，也同班公湖-怒江缝合带、雅鲁藏布江缝合带的仰冲作用有一定关系。

低喜马拉雅南部，南邻恒河平原的晚第三系锡伐利克岩系是著名的磨拉石建造，构成了宽20—30km的热带丛林山麓丘陵地带。岩系厚度超过5000m以上。主要为一套冲积相沉积组合，在尼泊尔一带可分为三段。下部为粘土质—砂质的下锡伐利克层；中部为中锡伐利克层，以砂质沉积为主；上部为上锡伐利克层，为砾岩沉积。三段组成了一个向上变粗的沉积旋回，反应了自中新世到更新世构造活动明显增强的趋势。向西到阿富汗，中新统亦为一套红色、紫色的含砾石及膏盐层的砂、泥岩沉积，厚度可达3000m，时代为晚第三纪。

3．滑塌建造　在比较活动的构造背景和重力构造比较发育的沉积环境常与深海沉积、次深海沉积、复理石沉积共生组成滑塌沉积。滑塌沉积也有人称为野复理石、滑塌复理石或沉积混杂岩、泥砾岩。

本区滑塌建造发育，最著名的是雅鲁藏布江地带白垩纪的深海滑塌堆积。该滑塌堆积东起浪卡子，西到仲巴，断续绵延达一千多公里。这套深海滑塌建造在江孜地区发育最好，主要是一套黑色泥页岩、泥晶灰岩、硅质页岩、硅质岩和泥砾岩组合。泥砾岩为滑塌堆积岩相，据沉积构造及岩块的岩性特点可划分为两种类型。第一种的岩块是灰岩及砂岩，灰岩主要是泥晶灰岩（含浮游有孔虫、放射虫化石）及少量的颗粒灰岩和球粒灰岩块，砂岩是岩屑杂砂岩块。灰岩块还常有一层岩屑砂岩质的外壳，形成了一种特殊的枕状构造，显示了海底滑坡作用的成因特点。第二种的岩块中除灰岩及砂岩外，还有硅质岩、中基性火山岩，以砂岩岩块为主。岩块大小不一，所见最大者块径在20m以上。岩块具有一定的层位，层厚20—200m。在同滑塌堆积共生的岩层中，泥晶灰岩呈灰红—灰白色，含大量浮游有孔虫(最高达20%)、放射虫，并夹有含放射虫的燧石结核；黑色、灰黑色泥页岩夹硅质岩，含较多的放射虫及浮游有孔虫。这些泥晶灰岩和黑色泥页岩属深海沉积，为前复理石相。滑塌堆积层系之上是复理石浊积岩，按其特点可分为砂质浊积岩及细粒浊积岩两种类型。砂质浊积岩具有完整的鲍玛层序，最常见的是a—e—c—e组合。从上述岩石的共生组合来看，这套滑塌建造应为深海环境的产物，具有向上变细的特征（图2-2）。其沉积特点及层序表明这套滑塌建造形成时的古水下地貌应具有断崖式的特点，大地构造背景则应与前复理石期的转换-拉张盆地有关。

王乃文（1983）将“北喜马拉雅中央特提斯白垩纪复理石混杂岩”划分为三种类型，即沉积混杂岩、火山喷发混杂岩及构造混杂岩。沉积混杂岩的特点是以复理石沉积为基质的岩石中夹有年代较老的外来岩块。晚白垩世羊卓雍群和兰嘎错—冈仁波齐一线的上、下复理石层都属此种类型，其中的岩块为二叠纪、三叠纪及里阿斯期的灰岩。这种沉积混杂岩属复理石-滑塌建造。饶荣标、周详等（1985）● 认为，在中贝的复理石混杂组合(消减组合)中包含有滑塌堆积。中贝滑塌堆积的基质是三叠系复理石沉积，成层性良好。岩块都是二叠纪灰岩。周详将雅鲁藏布江带的“消减混杂组合”分为三个组成部分，即地壳裂块及其相应的滑塌混杂堆积、三叠纪里阿斯期陆基复理石和晚白垩世构造混杂岩。前述中贝滑塌建造属第一、二部分，代表了地壳张开时期的复理石-滑塌沉积建造。

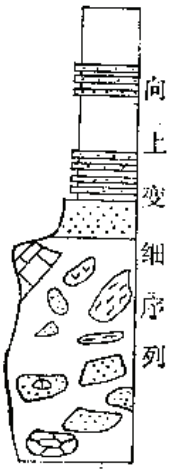


图 2-2 江孜K_1断崖式滑塌建造堆积序列

Fig. 2-2 Early Cretaceous cliff type of olistostrome of Garzê area

汪明洲等（1985）认为东巧-江错地区中侏罗统中亦有陆坡环境的滑塌堆积建造，其岩石组合为一套灰黑色千枚状泥质板岩，夹灰绿、青灰色的砂岩、硅质岩透镜体及滑塌角砾岩。含有丰富的瓣鳃类化石。厚度在4500m以上。汪明洲认为这套滑塌堆积建造代表了东巧盆地急剧张裂作用的产物。

4．火山复陆屑建造　在本区也比较发育，主要由一套火山岩、火山碎屑岩及正常沉积碎屑岩组成，与火山作用有密切关系。本区主要的火山作用时期是加里东期、印支期、燕山期及喜马拉雅期，以后二者最为广泛。晚三叠世涅如群中的火山复陆屑建造分布于仲巴、萨嘎一带，为一套杂色的砂页岩夹安山岩及安山质火山碎屑岩(火山角砾岩、凝灰岩)。安

● 地质矿产部高原地调大队十分队科研报告（送审稿）。

山岩具有杏仁状构造，呈透镜体状产出，岩体厚300—500m。凝灰岩已绿泥石化及碳酸盐化，具变余凝灰结构和条带状构造，厚 50—100m 左右。在仲巴县穹果一带，这套夹安山岩、安山质火山碎屑岩的砂页岩层总厚逾2000m。其下为含有早二叠世大理岩"外来岩块"的灰色板岩夹泥灰岩。向上变为一套巨厚的灰色板岩夹微晶灰岩、泥灰岩、紫红色薄层硅质岩、中细粒长石石英砂岩、岩屑砂岩、凝灰质砂岩以及安山岩、安山质角砾凝灰岩、凝灰岩等，厚逾千米。在这套火山复陆屑建造之上是一套厚度大的(约 500m)灰、灰白色中细粒长石石英砂岩、石英砂岩，下部还夹有不厚的紫红色钙质千枚岩和绿色千枚岩层。这是一套向上明显变粗的沉积序列。下部的含外来灰岩岩块的灰色板岩层应为深海陆坡脚的滑塌沉积建造；中部的含火山岩、火山碎屑岩的板岩、砂岩层则代表了火山复陆屑建造，属于次深海环境沉积；上部的长石石英砂岩、石英砂岩为浅海陆棚环境产物，属于不太典型的单陆屑建造。

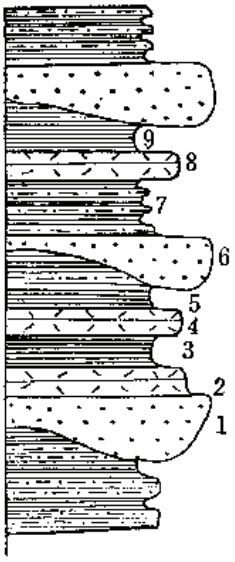


图 2-3 拉萨地区上白垩统火山复陆屑建造沉积模式

Fig. 2-3 The complex volcanic terrigenons detritus formation of Upper Cretaceous, Lhasa

拉萨地区上白垩统设兴组也为一套含安山岩、安山质凝灰岩、凝灰质砂砾岩的火山复陆屑建造。其岩石组合可分为如下两类（图2-3）：砂岩-凝灰岩-黑色页岩-凝灰岩-黑色页岩（1—5层）、砂岩-黑色页岩与杂色粉砂岩互层-凝灰岩-黑色页岩（6—9层）。整个是一套泥页岩、粉砂岩夹砂岩及火山碎屑岩沉积组合。砂岩主要为岩屑砂岩，层厚在 2 m以上，呈透镜体状或似层状产出，层理构造发育，如人字型层理、大型单斜层理、楔状层理、平行层理，底部常有冲刷面及泥砾。泥砾顺斜层理层面排列。粉砂岩及泥页岩中层理极为发育，尤其是粉砂岩，常见的沉积构造有沙纹层理、流水波痕、平顶尖谷波痕、皱痕、干裂、钙质结核、包卷层理、重荷模、蠕状构造、泄水构造等。在上部的黑色页岩中还夹有煤线（10层）。上述特征表明，这套沉积无疑属海岸带的潮坪环境，其沉积模式为潮坪-潮沟体系。火山碎屑岩主要为安山质凝灰岩及部分安山质火山角砾岩，还有少量杏仁状安山岩。整个建造厚约1000m。向上火山岩及火山碎屑岩都明显增加。

上述特点表明拉萨地区上白垩统设兴组火山复陆屑建造应为有障壁海岸的海盆沉积序列。

5．火山硅质沉积建造　本区发育最好的火山硅质沉积建造分布于雅鲁藏布江一带。据王连城、王东安（1981）研究，这套巨大的火山硅质沉积建造产于超基性岩带的南侧，呈东西向沿大竹卡、白朗、昂仁、仲巴到喀尔曲延伸，延伸长度达 1000km 以上；岩系厚度从数十米到千余米；岩系同基性火山岩关系密切，常为超基性岩体侵入切割，或与基性火山熔岩交互成层。硅质岩层色彩鲜丽，有淡灰、灰绿、深绿、淡紫、绛红及灰黑等色。岩层多呈中厚层状至块状，也有一种呈薄层状的硅质页岩。硅质岩中的氧化硅矿物主要是低温石英，未发现含水氧化硅矿物及高温的氧化硅（鳞石英）。岩石中含有凝灰质、泥质、铁质、有机质等杂质。硅质岩的化学成分主要为SiO_2（89%）、Fe_2O_3+FeO(7%)、K_2O+Na_2O（有时可达 1.5—2.0%），显示了火山成因的影响。微量元素仅有 Cr、Ni、

Cu、Ba等，与深源的基性-超基性岩组合相似。本区硅质岩的平均原子量为20.7，最高为21.4，较大陆壳上部的沉积岩层、浅变质岩及花岗岩(18.5—20.5)为高，接近于大陆壳下部和上部地幔顶部岩石的平均原子量（21—21.2），反映了同深海洋壳有关的硅质沉积作用。硅质页岩的特点是含有大量的放射虫化石，并随SiO_2含量的增加而成为薄层状硅质岩。此外，硅质岩中也含有较多的泥质、凝灰质、细粉砂等。硅质岩同硅质页岩的成因具有二元性，即同时与火成来源及生物化学来源有关，但又各有侧重。按层序特点可分为两类。第一类火山硅质沉积建造的特点是厚层状的硅质岩夹硅质页岩层（如仁布至萨嘎一带），硅质岩的厚度特别大，硅的含量也很高，也含有较多的放射虫化石残骸，同超基性岩的关系十分密切。靠近超基性岩体的硅质岩、硅质页岩都有较明显的蚀变现象。有时在超基性岩体中也可以见到硅质岩块体。如白朗地区同这种硅质沉积有关的层序为：纯橄榄岩、含长橄榄岩→层状橄榄岩→层状辉长岩→均质辉长岩、闪长岩、斜长花岗岩→席状岩墙群→枕状熔岩→硅质岩、硅质页岩，构成典型的蛇绿岩套，表明该火山硅质沉积建造应为深海洋壳沉积环境。第二类以含放射虫、有孔虫的硅质页岩为主，夹薄层硅质岩及泥晶灰岩，分布于萨嘎、仲巴至归桑一带。在第一类组合中，硅质岩较少，呈透镜体状断续分布，与基性熔岩呈互层状产出。上述两类块状硅质岩与硅质页岩在横向上逐渐过渡。

在班公湖-怒江带也有火山硅质沉积，如班公湖一带见到侏罗系薄层硅质沉积与浅红色泥灰岩薄层互层，二者层厚约为5—20cm。硅质岩之下为铁锰质岩层。铁锰层厚约50—100cm，不整合覆盖在辉长岩之上。该火山硅质建造的层序是：辉长岩→铁锰质岩层→薄层状硅质岩同泥灰岩的互层。三者组成一个巨大的岩块见于蛇绿混杂岩带之中。混杂岩的基质为晚侏罗世的复理石沉积。复理石的层序是a—e—b—e—c—e。a、b段发育，具有近基浊积岩的特点。上述特点表明班公湖火山硅质岩建造代表了深海盆地的沉积物。

6．造礁碳酸盐建造　本区造礁碳酸盐建造有珊瑚礁灰岩建造、厚壳蛤礁灰岩建造、牡蛎礁灰岩建造、圆笠虫及圆片虫礁灰岩建造。

珊瑚礁灰岩建造主要发育在侏罗系地层内。藏南上侏罗统门布组珊瑚礁灰岩建造的相模式为岸礁沉积模式见图2-4。建造的岩相组合由下而上是：次深海菊石细屑岩相→陆棚边缘球粒泥晶灰岩相→礁前塌砾岩相→珊瑚礁灰岩相→礁后骨屑灰岩相→鲕粒石英砂岩相→潮汐沙坝、砂坪、砂泥坪相。从层序上看，这是个典型的海退层序。根据骨屑灰岩及鲕粒石英砂岩的颗粒一般都有泥晶包壳，推测海退不是因沉积堆积作用所造成的岸进而引起的，而是因海底扩张引起的海面下降所造成的。从世界范围来看，晚侏罗世是一个成礁期。本区的珊瑚礁灰岩建造可同古地中海西段对比。阿尔卑斯地区侏罗纪的生物礁主要出现在晚侏罗世牛津期，与本区一致，其礁建造的岩相序列是深水碳酸盐岩及页岩相→生物礁岩相→泻湖相，同样为一海退层序。

白垩纪厚壳蛤礁灰岩建造具有全球性的成礁意义。本区厚壳蛤礁灰岩建造在藏北为早白垩世、藏南为晚白垩世。藏南岗巴地区厚壳蛤礁灰岩建造的岩相序列是：次深海微晶灰岩、抱球虫灰岩相→礁前塌砾岩相→厚壳蛤礁灰岩相→礁后亮晶圆片虫灰岩、亮晶粟粒虫灰岩、骨屑灰岩相→钙质石英砂岩相。整个层序为一海退序列。层序顶部为亮晶颗粒灰岩及石英砂岩，反映了强烈的波浪改造作用，故其海退可能与构造所引起的抬升有关。

本区厚壳蛤礁灰岩建造的发现，表明古地中海东段同西段一样，也是重要的厚壳蛤成礁环境。两者的成礁特点也可对比，如波斯湾白垩纪舒艾巴灰岩亦为厚壳蛤礁灰岩建造，

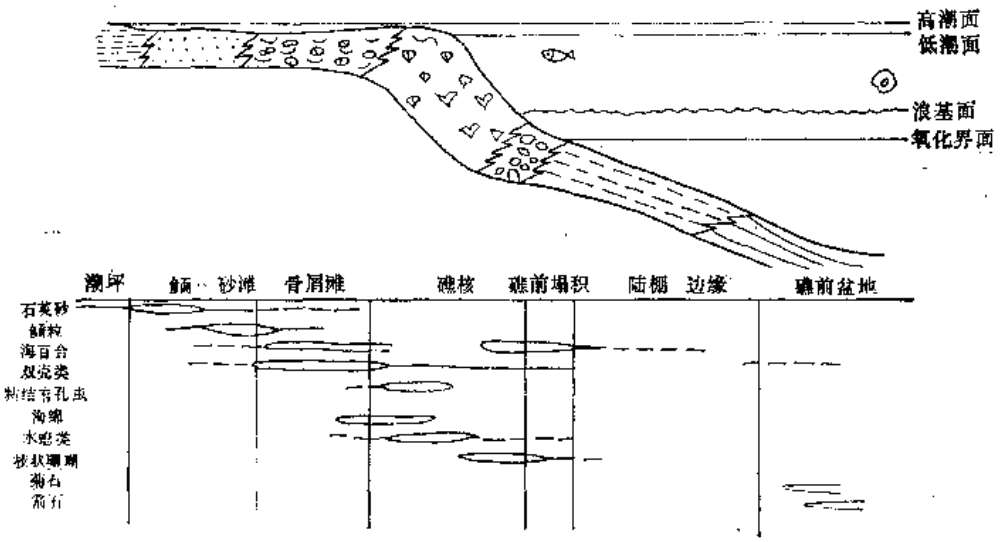


图 2-4 藏南侏罗纪门布组珊瑚礁灰岩建造的岸礁沉积模式

Fig. 2-4 The model of coast reef deposition of Jurassic reef limestone formation, South Xizang

其相序是：抱球虫泥岩相→白垩状灰泥岩相→*Orbitolina* 灰岩相→礁前塌砾岩相→厚壳蛤礁灰岩相→*Orbitolina*灰岩及粟孔虫灰岩相。

有孔虫礁灰岩建造可分为两种类型，即圆笠虫礁灰岩和圆片虫礁灰岩，时代均属晚白垩世。圆笠虫礁灰岩建造主要分布于藏北班公湖-怒江一带，圆片虫礁灰岩则分布于藏南一带，形成两个明显不同的生物分区。由于圆笠虫和圆片虫都是底栖生物，它们的分区就明显地反映了白垩纪时雅鲁藏布江地区特提斯大洋的存在。圆笠虫及圆片虫礁灰岩建造的岩相序列通常是海岸长石石英砂岩、石英砂岩相→泥晶圆片虫或圆笠虫灰岩相→骨屑灰岩滩相，为滨、浅海环境沉积序列。

7．陆屑-内屑混合沉积建造　陆屑-内屑混合沉积建造是本区沉积特色之一。其主要岩石类型有：亮晶含砂屑中粒石英砂岩、泥晶砂屑细粒石英砂岩、亮晶石英砂粒灰岩、亮晶石英砂屑骨屑粒灰岩、含石英砂屑介屑泥晶灰岩、泥晶石英粉砂岩、石英粉砂泥晶灰岩等等。其岩性特点可以是在一种岩石内陆屑同内屑随机混合，也可以是陆屑或内屑为主的两种岩石形成互层。

陆屑-内屑混积岩建造可有两种岩相序列。一种是广海海岸混积岩型沉积序列（图 2-5），包括具低角度双向缓倾斜交错层的前滨亮晶砂屑细粒石英砂岩相、具大型楔状层理的近滨亮晶含石英砂屑粒灰岩相和具沙纹层的近滨带含球粒泥晶灰岩相。这种混积的广海海岸沉积建造，反映了古海岸较陡的坡度以及沉积物较快的埋藏速度，为离散大陆边缘环境的产物。另一种相序是障壁海岸沉积序列。其层序是：深潮道的介屑砾屑粗粒石英砂岩及亮、泥晶含团粒骨屑细粒石英砂岩相→浅潮道的微晶石英砂球粒灰岩相→潮坪泥晶灰岩相及冲溢扇沉积。该层序具有明显的障壁岛体系的特征。此外，还有一种障壁型海岸环境，其层序是：潮汐沙坝中粒石英砂岩相→沙坪细粒石英砂岩夹薄层微晶球粒石英砂岩相→泥沙坪薄层含石英砂微晶灰岩与微晶球粒细粒石英砂岩互层沉积→沙泥坪薄层微晶灰岩夹薄层细粒石英砂岩相。这是一种具有发育完整的沙泥坪潮汐沉积，代表了广海与海湾混合的沉积组合。

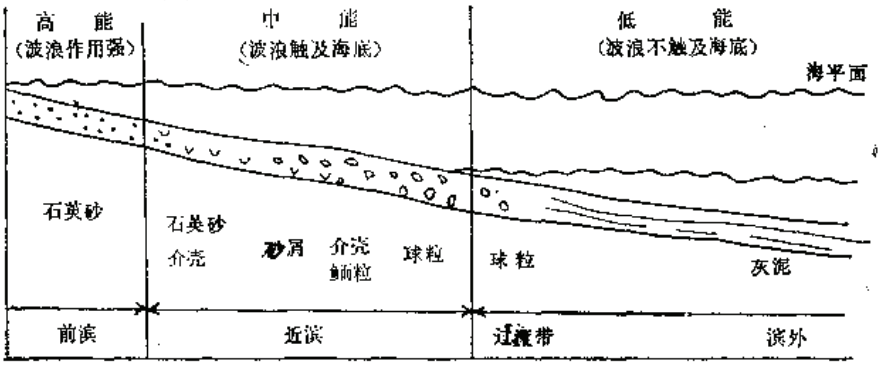


图 2-5 藏南侏罗系广海海岸混合沉积建造的沉积模式

Fi . 2－5 The model of the mixed depositional formation on open seacoast of Jurassic, south Xizang

侏罗系陆屑-内屑混合沉积建造常夹于浅海陆棚沉积建造之中。其沉积特点是厚度很大、沉降速度较快，因此不能简单地将其看为稳定的建造序列，因其具有过渡型的性质，即形成于离散陆缘的构造环境。

二、岩浆岩与岩浆活动

本区岩浆活动剧烈，从加里东旋回到阿尔卑斯旋回、喜马拉雅亚旋回有由北而南逐渐加剧的趋势。出现的岩类从超基性至酸性都有，按常规划分为火山岩、基性-超基性岩、花岗岩等三类。由于本区由不同性质的微板块及板片组成，因而在众多的板块消减带及裂谷带中，出现以基性-超基性岩与某些火山岩为主体组成的一种突出的混生岩类——蛇绿岩。本节将对这四种岩类分别予以叙述。

本区岩浆旋回划分的时限，主要以1980年任纪舜所使用的年表为准，在此基础上参考1986年国际地质年会推荐的年表及本区资料作了局部修改（见本文附图3-7）。

本区前寒武纪岩浆活动在太古及元古旋回均有出现。在东侧的扬子地块西缘出露的康定群中，火山岩以中基性为主，有玄武岩、安山岩等；基性-超基性岩有纯橄岩、辉橄岩、辉石岩等；花岗岩类以花岗闪长岩、英云闪长岩、石英闪长岩、黑云母花岗岩为主。上述岩石的成岩年龄时限为2957—1700Ma（王忠实，1988）❶。在秦祁昆微板块中，早元古代火山岩以高铝玄武岩及碱性玄武岩为主，中元古代以安山岩和粗安岩为主。所见基性-超基性岩以角闪岩、辉石岩、辉长岩为主；花岗岩类主要为闪长岩及花岗岩。它们的形成时代大于870Ma❷。

在可可西里-巴颜喀拉微板块中，东部及西南边缘出露的中、晚元古界火山岩以基性岩为主，细碧角斑岩及中、酸性火山岩次之。基性-超基性岩有辉石岩、辉长岩及苏长岩。有少量闪长岩、花岗岩。上述岩石的时限为1000—800Ma。在喜马拉雅-冈底斯微板块的基底

❶ 四川省地质矿产局：四川省地质志（送审稿）。

❷ 青海省地质矿产局：青海省地质志（送审稿）。

岩系中，仅有基性火山活动报导。在普兰一带有花岗岩侵入，时限为2018Ma（郭铁鹰，1986）❶。

由于本区前寒武纪岩浆活动资料较少，而且部分元古界地层的划分对比有一定困难，因此，本节的以下叙述中予以省略。

（一）蛇绿岩与基性-超基性侵入岩

蛇绿岩是指在地质历史中，在大洋中脊形成的具有一定顺序的岩浆侵入岩、火山岩及远洋沉积物的岩石组合，从下而上为超镁铁杂岩、镁铁杂岩、镁铁席状岩墙杂岩、镁铁火山杂岩及远海或深水沉积物（浊积岩等），与铬铁矿矿床、钠长英质侵入岩或喷出岩相伴生。由于海底扩张，它向大陆边缘迁移，在大陆边缘俯冲进入地幔，或仰冲到大陆之上，作为板块消减带的重要组成部分之一。因此，它是鉴别板块消减带的主要依据。

在青藏高原内除形成洋壳的蛇绿岩以外，尚有沿深断裂形成的基性-超基性侵入岩呈带分布，它们和火山岩及深水沉积无共生关系，而与不同时代的地层呈侵入接触，往往和蛇绿岩带并存。它们和蛇绿岩的区别之一是在岩体内部或外缘有热蚀变晕圈，是深断裂活动时的产物。

1．蛇绿岩带的划分及一般规律

全区可划分为十五条岩带，其中11条为蛇绿岩带及基性-超基性岩带，4条为基性-超基性岩带；其名称与所在构造单元深断裂带的名称一致，故岩带位置可参看大地构造图或图1-2。

（1）北祁连蛇绿岩带及基性-超基性岩带　本带是古蛇绿岩发育的典型地区，产于北祁连裂谷带内，主要位于走廊南山、托赖山地区，沿黑河、祁连河一带分布，呈北西西向延展，长约1300km，宽30—60km。肖序常等（1978）将其划归为三个时期。①震旦纪朱龙关河一带的蛇绿岩（即现在称为长城系朱龙关群熬油沟组中的蛇绿岩剖面）是一套以基性岩为主的火山岩（辉石拉斑玄武岩、细碧岩、安山玄武岩等），夹有灰岩、白云质灰岩、砂板岩及薄层硅质岩，被辉长岩和超基性岩侵入。②中寒武世蛇绿岩带，是在玉白沟、朱龙关河祁青公社、百经寺等地剖面的基础上建立起来的。它的上部以拉斑玄武岩为主，夹中酸性火山岩；下部为以细碧岩和玄武岩、板岩为主的海相复理石建造，底部夹绿片岩。这套岩石组合中有铅、锌、铜、铁矿和铬、铂矿化。③晚寒武世到早奥陶世蛇绿岩带，分布在北祁连西段吊大坂一带。以中基性火山岩、拉斑玄武岩、细碧岩为主，夹砂板岩。有铅、锌、铜、铁矿化。

根据肖序常等对其某些岩石化学特征的研究，玉石沟一带早古生代基性熔岩为古海洋（或中脊）型拉斑玄武岩，熬油沟一带的基性熔岩相当于洋岛-岛弧型拉斑玄武岩，总体上具有低钾、低钙、低镁的特征，可同纽芬兰加里东期蛇绿岩对比，是初始洋壳产物。

该带镁质超基性岩由纯橄岩和方辉橄榄岩组成，与其伴生的镁铁质基性-超基性岩主要由辉长岩、辉石岩、异剥及二辉橄榄岩、含单辉的纯橄榄岩组成。

（2）疏勒南山-拉鸡山蛇绿岩带　蛇绿岩主要集中在东段拉鸡山裂谷带中，在湟中县三岔、上庄、元石山、化隆县马阴山等地均有发现。基性-超基性岩体与基性火山岩共生，以镁质超基性岩为主，伴有辉长岩、辉绿岩等。时代属中寒武统至奥陶系。其基本情况与北祁连岩带的相似。

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告，1986。

（3）宗务隆山-青海南山基性-超基性岩带　呈北西西向分布于德令哈、乌兰、天峻、共和、化隆、循中以南一带，长约700km。共和以东，岩体产于前寒武纪变质岩系中，以西主要侵位于下古生界石炭系中。岩体均属铁质基性-超基性岩，以辉长岩、单斜辉石岩及角闪石岩为主，并出现单辉橄榄岩。

（4）柴北缘基性-超基性岩带　沿柴达木盆地北缘裂谷带分布，呈北西西走向，已知有绿梁山、全吉山、灰狼沟、红柳沟等110个岩体，其中除大柴旦等地区的少数岩体产于前寒武纪变质岩系以外，大多数产于茶卡及沙柳河地区的下古生界绿色岩系中。岩体主要由镁质超基性岩组成，以纯橄榄岩为主，次为方辉橄榄岩，有铬铁矿化。

（5）祁漫塔格蛇绿岩带　在柯岗、乌依塔格等地见到的蛇绿岩，分别侵位于古生代及前寒武纪地层中，由基性熔岩、辉长岩、方辉橄榄岩组成。基性熔岩为拉斑玄武岩，其$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.7049—0.7057，属大洋拉斑玄武岩（姜春发等，1988）❶。

（6）阿尔金山—西昆仑北缘蛇绿岩及基性-超基性岩带　主要沿阿尔金山北缘及西昆仑山中间隆起北缘两条深断裂及其次级断裂分布，大致划分为南、北两个亚带。北亚带位于若羌至安西一带，呈北东东向沿阿尔金山北坡分布，受阿尔金山北坡深断裂控制，以基性岩类为主；南亚带沿昆仑山中间隆起北缘分布，呈北东东走向，西起新疆于田县南东，东至若羌以东。岩体均属镁质超基性岩，伴生辉长岩等，主要由纯橄榄岩、方辉橄榄岩组成，全蛇纹岩化（姜春发等，1988）❷。

（7）布尔汉布达蛇绿岩带　主要集中见于清水泉一带，由镁质斜辉辉橄岩、二辉橄榄岩、斜辉辉长岩、玄武岩组成。辉长岩稀土元素丰度比球粒陨石低1—2个数量级，为轻稀土富集型（图1-5）。

（8）阿尼玛卿蛇绿岩带及基性-超基性岩带　本带西起东昆仑西段的鲸鱼湖，向东经西大滩、东大滩、布青山至积石山，被东大滩-花石峡-玛沁断裂和玛多-甘德断裂所夹持。岩体以镁质超基性岩为主，主要由斜辉橄榄岩、橄榄岩和方辉橄榄岩组成；火山岩在玛积雪山为玄武岩-安山岩-流纹岩组合。

（9）炉霍-道孚蛇绿岩带　见于炉霍-道孚裂谷带中段，即炉霍侏倭—道孚之间，由二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、辉长岩、玄武岩及辉长岩组成。火山岩为玄武岩-橄榄玄武岩组合。玄武岩局部具枕状构造。

（10）甘孜-理塘蛇绿岩带及基性-超基性岩带　沿雅砻江西侧甘孜-理塘板块消减带呈弧形展布，北西起自青海治多以西，往南经歇武、甘孜、理塘达木里。超基性岩以苦橄岩及单辉橄榄岩为主，基性岩主要为辉长辉绿岩。火山岩为细碧岩及粒斑玄武岩，局部出现安山玄武岩及安山岩，具洋壳火山岩特征。

（11）金沙江蛇绿岩带及基性-超基性岩带　自青海通天河以西起，沿金沙江深断裂带，向南达云南德钦以南，长达1000km以上，主要由二辉橄榄岩、异剥橄榄岩、橄长岩、辉长岩等组成。火山岩在晚二叠世以拉斑玄武岩为主，三叠纪以中酸性火山岩为主。蛇绿混杂岩含异剥钙榴岩、绿辉石榴辉岩等构造包体，其中可见绿纤石、黑硬绿泥石、硬玉等高压低温变质矿物（侯立玮等，1987）❸。

---

❶ 地质矿产部高原地调大队一分队科研报告；

❷ 青海省地质志底稿（1988）。

❸ 地质矿产部高原地调大队十二分队科研报告。

（12）北澜沧江蛇绿岩及基性-超基性岩带　主要沿澜沧江流域分布，受北澜沧江断裂带的控制，北西起自青海觉木错以西，经西藏木塔、云南维西。带内岩体不多，主要是橄榄岩及辉长岩岩体。

（13）班公湖-怒江蛇绿岩带及基性-超基性岩带　岩带沿班公湖-怒江板块消减带分布，从底部向上依次可见到橄榄岩和堆积橄榄岩、堆积辉长岩及辉长-辉绿岩、枕状玄武岩、细碧岩、远海深水沉积的放射虫硅质岩、碳酸盐岩及页岩。该带西部、中部及东部的三条主要剖面有如下两个共同特点（郑一义、杨丙中等,1988）❶：第一，蛇绿岩带分布于东西向的班公湖-丁青构造带上，因而其中各蛇绿岩剖面的地质特征及构造变形是相似的，产状要素也基本一致，类同于阿尔卑斯型蛇绿岩——各岩石组合经过多次构造变形并多被肢解位移。第二，蛇绿岩套组合全带可以多寡不一，或残缺不全，但其综合岩性序列及地球化学特征基本一致，其组合层序完全可以与世界比较典型的实例进行比较（图 2-6）❷。

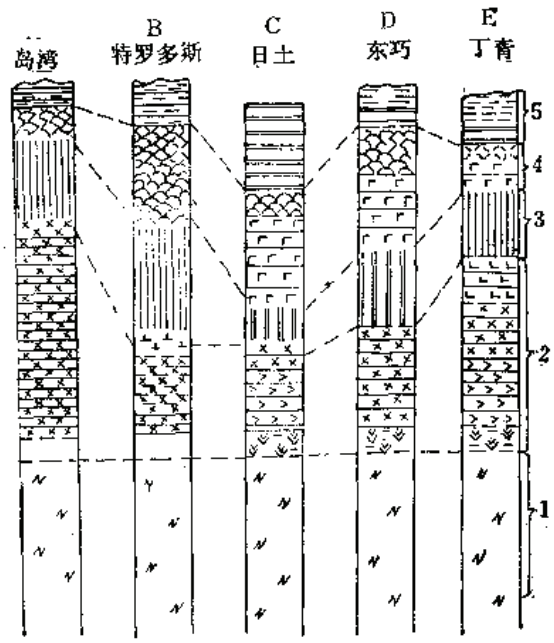


图 2-6　藏北蛇绿岩综合剖面与典型蛇绿岩剖面对比（戴文志，1988）

1—地幔岩；2—堆积岩；3—席状岩墙杂岩；4—枕状熔岩；5—浊积岩

Fig. 2-6 Comparison of Nothern Xizang ophiolite with typical ophiolites sections

1—Mantle rock; 2—Cumulite; 3—Sheeted dykes; 4—Pillow lava; 5—Turbidite

戴文志（1988）❷ 对藏北日土蛇绿岩中稀土元素的研究（图 2-7）表明，底部超镁铁岩的稀土丰度最低，配分曲线变化较大——在Eu、Gd和Dy处强烈亏损，出现 Eu 负异常，Eu/Eu* 为0.381；辉长岩的配分曲线为平坦型，有较高的正 Eu 异常，Eu/Eu* 为 1.482；角闪辉绿岩的配分曲线也为平坦型，但Eu正异常较小，Eu/Eu*为1.069，ΣREE 较辉长岩高 4 倍；玄武岩配分曲线仍为平坦型，有很小的Eu负异常，Eu/Eu*为0.989，ΣREE 较角闪辉绿岩高 1.2 倍。由此可见，从下而上，不同岩石的稀土配分曲线呈有规律的变化——除底部橄榄岩的配分曲线变化较大外，其余三条配分曲线均为平坦型；Eu 异常呈有规律的变化，并出现互补的趋势；稀土总量由下往上逐渐增加。上述稀土模式的特征表明，橄榄岩、辉长岩、角闪辉绿岩及玄武岩是同源的。辉长岩、角闪辉绿岩和玄武岩可能由地幔橄榄岩类经部分熔融而成。

（14）狮泉河-纳木错蛇绿岩带及基性-超基性岩带　岩带沿狮泉河-纳木错深断裂分布。岩体集中分布在东西两端，中段仅有个别岩体。西端称狮泉河蛇绿岩带，东端称永珠桥-果忙错超基性岩带。

狮泉河蛇绿岩带位于甲岗、拉梅拉山口、狮泉河、江巴至革吉县扎果一线，延长200km

❶ 地质矿产部高原地调大队三分队科研报告。

❷ 地质矿产部高原地调大队三分队科研报告。

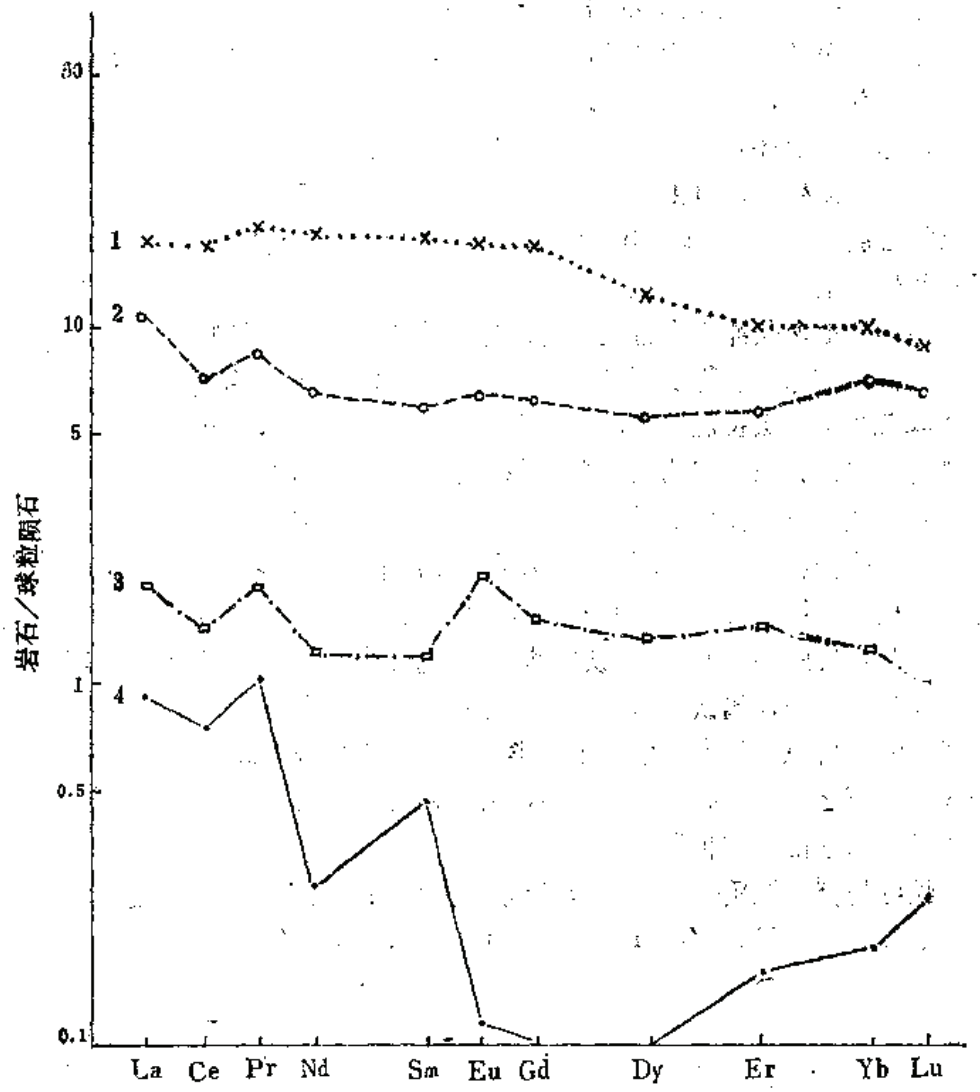


图 2-7 藏北日土蛇绿岩稀土配分模式图（戴文志，1988）

1—玄武岩；2—角闪辉绿岩；3—辉长岩；4—橄榄岩

Fig. 2-7 REE distribution patterns of ophiolite in Northern Xizang

1—Basalt; 2—Hornblende diabse; 3—Gabbro; 4—Dunite

以上。在甲岗附近，其剖面由变质橄榄岩（已变质为蛇纹岩）、层状辉长岩、枕状基性熔岩、含放射虫硅质岩组成。剖面层序不连续。基性熔岩除玄武岩外，还有辉石安山岩、安山玄武岩等偏中性的火山岩。超镁铁岩主要为方辉橄榄岩，其镁铁比值为8.54—12.59(郭铁鹰、梁定益，1986)❶。

永珠桥-果忙错超基性岩带（日喀则幅，1986）由甲岗、郎么嘎、洛岗、俄且、压日玛果、普强、扎巧、安自日不扎等超基性岩体组成，延长约70km，宽3—5km，产于上古生界及中、上侏罗统中。带中主要岩石有斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩、纯橄岩及辉石岩。前二者分别位于边缘相带及中心相带，后二者呈脉状穿插于岩体之中。岩体镁铁比值为8.91—10.71，均贫碱（<0.2%），基性度1.5—1.85。

❶ 地质矿产部高原地质调查大队四分队科研报告。

（15）印度河-雅鲁藏布江蛇绿岩带及基性-超基性岩带　大致沿印度河-雅鲁藏布江深断裂带分布，在西藏境内已发现基性-超基性岩体40余个。从蛇绿岩研究角度看，以日喀则地区的露头最为完整，研究程度也最高（鲍佩声、王希斌，1984）。

日喀则蛇绿岩的层序自下而上依次为变质橄榄岩、堆积基性-超基性杂岩、席状辉绿岩床群、基性熔岩、伴生的放射虫硅质岩，可与世界典型蛇绿岩层序对比。日喀则蛇绿岩中堆积岩以上的岩层厚约2km，较其他典型蛇绿岩剖面上之相应层薄约 5 — 7 km。

镁质超基性岩主要由方辉橄榄岩及纯橄榄岩、二辉橄榄岩组成，是构成蛇绿岩套的主体成分。堆积杂岩由含长纯橄岩、橄长岩、辉长岩等组成，具有明显的堆积结构和层状构造。席状岩床群由辉绿岩及辉长辉绿岩、粒玄岩组成，呈近水平状产于主岩体内，彼此平行，密集分布。单个岩床长数百米，厚数十厘米至五米，具冷凝边。基性熔岩主要由枕状及块状玄武岩组成，具球颗结构及显微鳞刺构造，反映了其水下骤冷的生成环境。此外，可见到脉状斜长花岗岩。伴生放射虫硅质岩直接覆于基性熔岩之上。

日喀则蛇绿岩套各类基性-超基性岩化学成分自下而上作有规律的变化——下部的纯橄岩和方辉橄榄岩的镁铁比值为8.9—10.8，属镁质超基性岩；中部超基性岩的镁铁比值为6.1—6.6，基性岩的为3.9，属镁铁质基性-超基性岩；上部的辉绿岩床群和枕状玄武岩的镁铁比值为1.3—1.4，属铁质基性岩。由此可知自下而上镁铁比值依次减少，基性程度也依次降低。蛇绿岩组合的上、中、下三类岩石的化学成分之间有着突变的特点，而各类岩石内的各种岩石之间则具有渐变的性质，表明同类岩石具有相似成因，而各类岩石间则具有各自的较为独立的形成机制。

日喀则蛇绿岩套中镁质-超基性岩与原始地幔岩相比稀土元素高度贫化（图 2-8），贫 K、Nb、Sr、Ba、U、Th、Zr、P、Ti，富 Cr、Ni，并且自二辉橄榄岩至纯橄岩、斜辉

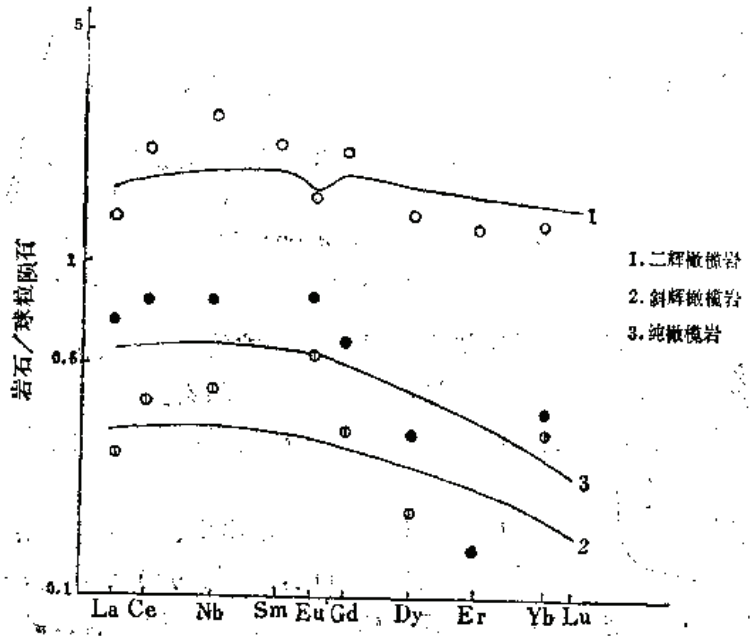


图 2-8　日喀则变质橄榄岩的稀土配分曲线（据鲍佩声等，1984）

Fig. 2 - 8　REE patterns for metamorphic peridotites, Xigaze

1—Lherzolite; 2—Harzburgite; 3—Dunite

橄榄岩稀土元素亏损程度依次增加。如二辉橄榄岩稀土元素丰度为球粒陨石的1.3—2.8倍，略低于地幔岩（后者为球粒陨石的1.4—3.6倍），而斜辉橄榄岩和纯橄岩的稀土元素丰度则明显低于地幔岩；二辉橄榄岩具Eu负异常，稀土分布模式近于平坦型，而斜辉橄榄岩和纯橄岩的稀土分布模式则显示轻稀土相对富集。

堆积杂岩下部的纯橄岩、层状辉长岩和上部的均质辉长岩的稀土分布模式相近，但丰度有明显差异（图2-8，9），自下而上丰度增加。均质辉长岩的稀土丰度与辉绿岩床群及基性熔岩的稀土丰度相近，比层状辉长岩丰度高5—24倍；痕量元素丰度也明显高于层状辉长岩。纯橄岩和层状辉长岩具正Eu异常，而均质辉长岩缺失正Eu异常。

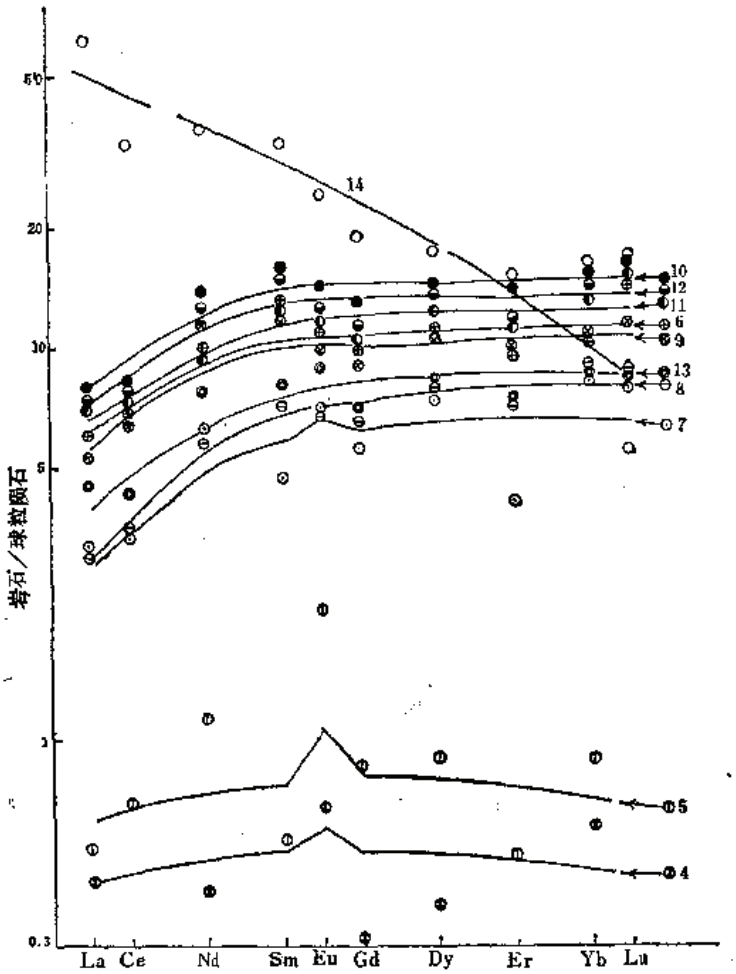


图 2-9 日喀则蛇绿岩各岩石组合稀土元素配分模式（据鲍佩声，1984）

堆积杂岩：4—纯橄岩；5—层状辉长岩；6—均质辉长岩。下部岩墙（床）杂岩：7、8—辉绿岩。上部岩床（墙）杂岩：9—粒玄岩；10—辉绿岩。白垩纪基性熔岩：11—细碧岩；12—块状玄武岩；13—枕状玄武岩；14—J—K火山熔岩

Fig. 2-9 REE patterns of the assemblages of Xigaze ophiolite

Cumulate complex: 4—Dunite; 5—Layered gabbro; 6—Isotropic gabbro. Lower dike (sill) complex: 7、8—Diabase. Upper sill (dike) complex: 9—Dolerite; 10—Diabase. Cretaceous basic lavas: 11—Spilite; 12—Massive basalt; 13—Pillow basalt; 14—J—K lavas

辉绿岩床群和基性熔岩具有相同的稀土元素分布模式，均以亏损稀土元素为特征。基性熔岩为低镁高钛拉斑玄武岩，稀土元素丰度为球粒陨石的8—17倍，其稀土分布模式与

大西洋中脊玄武岩相同，仅丰度值偏低。枕状玄武岩较块状玄武岩稀土元素和痕量元素丰度低。

蛇绿岩组合自下而上稀土元素丰度的增加，反映了地幔岩浆垂直分异的特点，而镁质超基性岩、堆积基性-超基性杂岩和辉绿岩床群、基性熔岩三者稀土元素分布模式的差异，则表明它们形成于地幔岩浆演化的不同阶段。

此外，对日喀则蛇绿岩铅同位素的研究表明，其比值与印度洋蛇绿岩铅同位素比值相似（图2-10），应属大洋中脊产物。

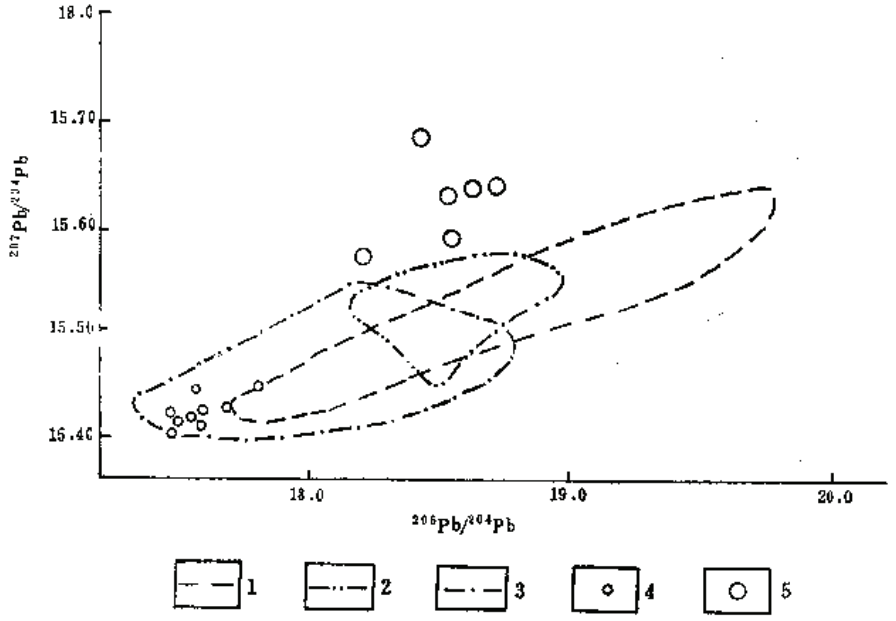


图 2-10 蛇绿岩与大洋玄武岩的铅同位素比值对比图

1—大西洋中脊玄武岩；2—太平洋蛇绿岩；3—印度洋玄武岩；4—日喀则蛇绿岩；5—东巧蛇绿岩

（据C. H. 杜波尔等，1982）

Fig. 2-10 Comparison of ocean basalts with ophiolites in isotopic variation(after C. H. Gopehn et al. ,1982)

1—Mid-Atlantic ocean basalt; 2—Pacific oceanic ophiolite; 3—Indian oceanic basalt; 4—Xigaze ophiolite; 5—Donqiao ophiolite

根据罗布莎及日喀则所见的放射虫主要属于晚白垩世，可知蛇绿岩带的形成时期主要为燕山晚期—喜马拉雅期。

往西至阿里地区，分为两个平行的岩带，靠北面的是扎西岗-噶尔蛇绿岩带，靠南面的是老武起拉-巴嘎蛇绿岩带。扎西岗-噶尔岩带包括约拉山口、噶尔底、扎西岗和噶尔附近的蛇绿岩。由于构造破坏，该岩带出露不全，主要由超镁铁岩（全部变为蛇纹岩）、均质辉长岩和中性火山岩组成，未见含放射虫硅质岩。围岩为下白垩统含固着蛤灰岩。岩体沿背斜轴部侵位。未见接触变质现象。在超镁铁岩体内有原生铬铁矿体产出。在扎西岗岩体内见有辉长岩的块体。与超镁铁岩体共生的还有辉石岩和石英菱镁碳酸岩脉。老武起拉-巴嘎蛇绿岩带包括日康巴、巴尔、龙嘎拉、莫洛江、卓瓦克、重多、昂旺等处的蛇绿岩。多数地点的蛇绿岩出露不全。较完整的蛇绿岩剖面见于日康巴，其组成单元有方辉橄榄岩、纯橄榄岩（含铬铁矿）、含长纯橄岩、长橄岩、橄长岩、辉长岩、斜长岩、枕状基性熔岩、放射虫硅质岩，估计厚度约800m。这个较完整的剖面，可与同一带的日喀则蛇

绿岩剖面对比。根据地层时代，推测其可能形成于三叠纪（郭铁鹰等，1986）❶。

位于北喜马拉雅构造带的札达县达巴-普兰蛇绿岩带，是雅鲁藏布江蛇绿岩带南边的又一蛇绿岩带，包括达巴、普兰、拉尤日、独日、霍尔巴等地的蛇绿岩。据郭铁鹰等❶（1986）对达巴和普兰等地剖面的研究，此带蛇绿岩是由变质橄榄岩、均质辉长岩和含放射虫硅质岩所组成的。本带西段喷出岩很少，仅在玛旁雍错见有少量基性火山岩，而且硅质岩直接沉积覆盖在变质橄榄岩之上。放射虫时代属晚三叠世。在印度河一带的那加-卢复蛇绿岩带中的超基性岩以橄榄岩、方辉橄榄岩为主，其中有镍钴磁铁矿及铬铁矿矿床产出。

青藏高原蛇绿岩带自北而南时代基本由老到新：北祁连岩带及木里-拉鸡山岩带形成于加里东早、中期；柴北缘岩带及祁漫塔格岩带形成于加里东中期；布尔汗布达岩带形成于海西晚期；阿尼玛卿岩带形成于印支早期；甘孜-理塘岩带、金沙江岩带形成于海西至印支晚期；怒江岩带形成于燕山早期；狮泉河-纳木错岩带和印度河-雅鲁藏布江岩带主要形成于燕山晚期至喜马拉雅山期。

详细研究表明印度河-雅鲁藏布江带，班公湖-怒江带及北祁连带中的蛇绿岩套是组成洋壳的主体部分之一，位于洋壳的底部。其层序或结构基本可以和纽芬兰、塞普路斯典型蛇绿岩套相对比，从而证明各带具有洋壳或板块消减带性质。沿主要裂谷带及板块缝合带，如布尔汗布达、阿尼玛卿、西昆仑北缘、金沙江、甘孜-理塘诸带均已发现蛇绿岩，但有的层序不清，有的不够完整，但都与放射虫硅质岩、滑塌堆积、浊流沉积共生，这也可以说明相应地区的地壳在历史发展中曾经历拉张→封闭的过程。

在某些深断裂带如阿尔金、宗务隆-青海南山北缘、北澜沧江、狮泉河-纳木错东段，仅见到基性-超基性岩，这也可以说明断裂割切深度已达到岩石圈。

在各蛇绿岩带中均有底辟型基性-超基性岩。岩体的主要标志是岩体与不同层位的地层相接触及岩体内外接触带具有明显的蚀变带。岩体形成时间一般晚于蛇绿岩带，即蛇绿岩带形成于板块拉张阶段，而底辟型基性-超基性岩主要出现在板块碰撞或挤压阶段。

2．基性-超基性岩的类型及岩石化学特征（表2-5）

青藏高原基性-超基性岩体，根据物质组分特征，可划分为镁质超基性岩、镁铁质基性-超基性岩、铁质基性-超基性岩和碱性超基性岩四类，并以镁质超基性岩最多，碱性超基性岩最少。

镁质超基性岩主要由纯橄榄岩和（或）方辉橄榄岩组成，含少量方辉橄辉岩、辉石岩；根据岩相组合特征可分为纯橄榄岩型，纯橄榄岩-方辉橄榄岩型和方辉橄榄岩型。岩石镁铁比值一般为7—12。富镁、铬、镍。

镁铁质基性-超基性岩常与镁质超基性岩伴生，一般早于镁质超基性岩侵位，主要由辉长岩、苏长辉长岩、辉石岩、异剥橄榄岩、二辉橄榄岩等组成。其镁铁比值，基性岩为2—4，超基性岩为5—7。铁质基性-超基性岩主要由辉长岩、单斜辉石岩、单辉橄榄岩等组成，其镁铁比值，基性岩为1—2，超基性岩为2—5。

碱性超基性岩仅见于拉鸡山带的上庄岩体，主要由黑云母单斜辉石岩组成，以富钾为特征。其镁铁比值变化范围较大，为0.7—7。

---

❶ 地质矿产部高原地调大队四分队科研报告。

从表 2-5 可以看出，从镁质超基性岩到铁质基性岩有如下变化趋势：①镁铁比值及 $m/(m+f)$比值依次减少，反映了该岩类的本质特征；②$(m+f)$/Si 比值，超基性岩的为 0.8—2，基性岩的为0.3—0.6，反映了岩石的基性度；③从碱、铝含量（%）和碱硅及铝硅比值看，碱质依次递增，碱含量随硅含量的增加而增高，铝含量也随酸性程度增大而增加。总之，超基性岩与基性岩岩石化学特征互不相同，但相互间存在规律性的变化，即自镁质超基性岩→镁铁质基性-超基性岩→铁质基性-超基性岩，镁、镍、铬含量递减而铝、钙、钠、钾、磷及铁、钛、锰含量递增。

从基性-超基性岩（表2-5）的岩石类型看，镁质超基性岩主要为洋中脊型，铁质超基

表 2-5 基性-超基性岩的类型及岩石化学特征

Table 2-5 The types and characteristics in petrochemistry of basic to ultrabasic rocks

岩类 / 数值	镁质超基性岩	镁铁质超基性岩	铁质超基性岩	镁铁质基性岩	铁质基性岩	钾质碱性超基性岩
镁铁比值 m/f	7—14（一般为8—11）	5—7	3—5	2—4	<2	0.7—7
$m/(m+f)$	0.87—0.93（一般为0.90—0.92）	0.82—0.87（一般为0.85—0.87）	0.75—0.82	0.70—0.80	0.45—0.65	
Na_2O+K_2O	<0.5%	<0.5%	1%	0.5—3.5%	3.5—4.5%	2—3.5%
$\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2}$	<0.01	0.01—0.02	0.02—0.08	0.04—0.07	0.07—0.09	0.05—0.08
Al_2O_3	1.5%	0.5—15%	5—6%	16—21%	12—16%	2—6%
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0.01—0.04 0.02—0.43	0.02—0.43	0.13—0.19	0.22—0.45	0.23—0.34	0.07—0.13

性岩出现在裂谷带和深断裂带中，而碱性超基性岩则为深断裂带的产物。两者化学性质的不同决定了它们有不同的含矿性。

（1）与镁质超基性岩有关的矿产主要是铬铁矿、石棉及伴生的铂族矿产。铬铁矿按其在岩体中产出的部位或产出的相带以及产状可进一步分为如下三种：第一种是岩浆熔离型铬铁矿，其成矿部位主要在方辉橄榄岩相与纯橄榄岩相接触带的方辉橄榄岩一侧，往往构成工业铬铁矿床，如罗布莎铬铁矿床；第二种是岩浆分异型的，它产在上述接触带的纯橄榄岩一侧，如在伊拉山、徐麦、大道尔吉、绿梁山等地所见即属此类；另一种为产在方辉橄榄岩相中的岩浆熔离-贯入型的铬铁矿，如徐麦、洛绒等铬铁矿床。上述三个成矿部位可出现在同一岩体中，也可以出现于不同岩体。在斜辉辉橄岩的岩体上部或顶板接触带附近可产有含贵金属铜矿床，如布尔汗布达带中的德尔尼岩体。

（2）与铁质基性-超基性岩有关的矿产主要是硫化铜镍铂矿。该矿主要产于岩体较基性的单斜（及二辉）橄榄岩相或角闪石岩相中，如南祁连的裕龙沟岩体。

（3）与碱性超基性岩有关的矿产有磷灰石、磁铁矿和稀土元素。这类岩体主要由黑云母单斜辉石岩组成，伴生碳酸盐岩脉、碱性长石岩脉。以拉鸡山的上庄岩体为例，磷灰石和稀土元素产于岩浆相对富铁钛阶段生成的黑云母次透辉石岩中；稀土元素以 Ce、La 为主，其次为Sm及Y，多呈类质同像赋存在磷灰石中；磁铁矿产在黑云母次透辉石-铁次透辉石岩中。

（二）火山岩与火山活动

在青藏高原，从元古代到新生代皆有火山活动。三叠纪以前以海相喷发为主，其中晚泥盆世和晚三叠世局部有陆相喷发。侏罗纪以来，主要为陆相喷发，但在班公湖-怒江、印度河-雅鲁藏布江两带及其邻区以海相喷发为主。

从古生代至新生代的火山岩可分为五大喷发旋回。各喷发旋回形成于不同的构造环境，有着各自的喷发特征、岩石类型、岩石组合、岩石化学特点、以及分布位置和矿产。

1．加里东旋回　分为早、晚两个亚旋回。

早期亚旋回（ϵ_2—O_2）主要分布在北祁连、拉脊山裂谷带，以火山爆发、喷溢和间歇性沉积为特征，还可细分为两个更次一级的喷发旋回——时代为ϵ_2—O_1及O_2。前者以基—中酸性岩类为主，属钙性—钙碱性拉斑玄武岩系列；后者以安山岩为主（其中产有黄铁矿型铜矿），碱性火山岩（包括碱性玄武岩、假白榴石粗安岩、粗安岩等，属碱性玄武岩系列）次之。与碱性玄武岩共生的硅质岩中产有赤铁矿、菱铁矿、锰矿等矿产。

在裂谷带内见到早期亚旋回阶段形成的直河和潘家河两个破火山口。前者位于门源冷龙岭北坡，后者在祁连县之北。

晚期亚旋回（O_3—S_1）主要分布在北祁连、拉鸡山、柴北缘及祁漫塔格裂谷带，具爆发—喷溢特征，以基性或中性岩类为主，属钙性—钙碱性系列。在晚期（S_1）即裂谷盆地封闭阶段，主要为安山岩，属钙碱系列。在晚奥陶统中有与细碧角斑岩共生的黄铁矿型铜矿产出。

2．海西旋回　可分D_3、C、P_{1-2}三个亚旋回。

晚泥盆世火山岩主要分布在柴达木地块东北侧和西南侧的加里东造山带中，为陆相或海陆交互相，产于D_3的中上部。中部以中基性熔岩为主，多呈北西西向的长条状、串珠状分布，具裂隙—中心式喷发特点；上部以中—酸性熔岩及火山碎屑岩为主，多呈透镜状，具中心式喷发特点。岩类属碱性—钙碱性系列，富钾贫钠；早期以碱性玄武岩及少量粗面岩为主，晚期以钙碱性的流纹岩、英安岩及少量的安山岩为主。岩石化学特征的变化反映构造作用有逐渐增强的趋势。晚泥盆世古火山构造类型主要有火山-构造洼地、破火山及火山通道构造。这些类型在阿木尼克一带都能见到（青海地质志底稿，1988）。

此外，在可可西里-巴颜喀喇微板块西部有D_1火山活动，表现为基性岩浆溢流即格统组局部所含火山岩地层。D_{2-3}的岩浆活动形成了玄武岩、安山岩、流纹岩及凝灰岩类，它们与海相、海陆交互相碎屑岩、碳酸盐岩一道形成塔利坡组火山岩系地层。

石炭纪火山岩分布于柴达木地块外围的宗务隆山裂陷带、昆仑山南缘裂谷带及西昆仑北缘裂谷带，以中—基性为主，属钙碱性拉斑玄武岩系列。岩浆在裂陷早、中期喷发强烈，具富钾、富钠特点。在晚期趋于封闭的环境中，形成了岛弧拉斑玄武岩。在喀喇昆仑-三江微板块中，石炭系里查群的火山岩（安山玄武岩、凝灰岩）与海相碳酸盐岩、碎屑岩呈互层状产出。

早、中二叠世火山岩主要分布在昆仑山南缘裂谷带及金沙江消减带。前者以中—基性熔岩为主，有玄武岩、细碧岩及英安岩，属钙碱系列，相应的火山活动以裂隙式为主；后者以基性火山岩为主，有少量酸性火山岩，主要岩石为细碧岩及球粒玄武岩，属碱性系列及拉斑玄武岩系列。此外，在唐古拉东北沿北澜沧江断裂带分布的火山岩以中—基性熔岩为主，并有较多的酸性火山碎屑岩，中下部以中酸—中基性熔岩及火山碎屑岩为主；上部

为中基性至基性熔岩及火山碎屑岩。主要岩石类型有玄武岩、碱性玄武岩、玄武安山岩、安山岩、钠长粗安岩等，属碱性至钙碱性系列。在羌塘地块及其南侧的龙木错-依布茶卡陆缘带之间的"查桑裂谷带"中沿玛依岗日-阿木岗断裂带，在P_{t-2}中出现基性火山岩，典型岩石有碱性玄武岩、玄武安山岩、苦橄岩及辉绿岩。

在喀喇昆仑-三江及可可西里-巴颜喀喇微板块中，晚二叠世火山岩相当发育。分布在金沙江带巴塘格绒纳地区的火山岩以中酸性为主，有英安玢岩、流纹斑岩及凝灰岩。义敦岛弧带火山岩在治多—木里一带以中酸性—基性岩为主，有辉斑及橄斑玄武岩、火山角砾岩、集块岩及凝灰岩；在巴塘—日雨一带，为基性—酸性岩，有细碧岩、玄武岩、流纹岩、英安岩及凝灰岩，总体属拉斑玄武岩系列。火山活动受南北向断裂控制，以中心式喷发为主。沿龙门山-锦屏山断裂有大量玄武岩喷溢，时代以晚二叠世为主，可能始于早二叠世。在甘孜-理塘带，炉霍-道孚带以及岷江带，也有晚二叠世以基性为主的火山活动。由于晚二叠世火山活动在可可西里-巴颜喀喇微板块各构造活动带普遍出现且与三叠纪火山活动是连续的，因而四川省地质志（1988，待出版）将晚二叠世岩浆活动划归印支亚旋回。

在高喜马拉雅山区的石炭、二叠系中有火山岩分布——西部为旁遮尔暗色岩，东部为阿波尔火山岩（甘塞尔，1980）。

3．阿尔卑斯旋回

（1）印支亚旋回　分T_{1-2}及T_3两个阶段。

早、中三叠世火山岩集中分布在可可西里-巴颜喀喇微板块昆仑山南缘裂谷带及阿尼玛卿消减带内。裂谷带火山岩产于下三叠统洪水川群中上部及中三叠统闹仓坚沟组下部，为碱钙系列的玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合。此外，还有较多火山碎屑岩，以基性、中基性为主，主要岩石有细碧岩、玄武安山岩、安山岩及相应的火山角砾熔岩、凝灰岩，属钙性—钙碱性拉斑玄武岩系列。

在义敦岛弧带南部乡城、木里一带的下、中三叠统中，也有以基性为主的火山岩夹层出现。在昌都地块东缘的江达-德钦陆缘火山弧及西侧沿北澜沧江断裂出现的早三叠世至晚三叠世火山岩形成于中三叠世晚期至晚三叠世中期，以中性岩类为主，酸性岩类次之，基性岩类少见。以出现大量中基性及中酸性火山碎屑熔岩为其特征。主要岩石有安山岩、玄武安山岩、英安岩、流纹岩及相应的碎屑熔岩、凝灰岩，与海相及陆相沉积岩互层，构成多期次的爆发-喷溢-沉积旋回。

晚三叠世火山岩分下述六个主要岩带。

①柴达木地块南侧陆相火山岩带　是指祁漫塔格裂谷带中晚三叠世在阿拉南山至都兰一带形成的构造火山盆地沉积，以中至酸性熔岩及火山碎屑岩为主。岩石类型有流纹岩、英安岩、安山岩及少量玄武岩，主要属钙碱性系列，富钾贫钠。火山喷发形式为中心—裂隙式。可大致划分出五个火山喷发中心，仍保留有火山锥的形态（青海省地质志底稿，1988）。

②黄南陆相火山岩带　位于西秦岭板片西部同仁—库泽一带，产于麦秀群中，不整合于下、中三叠统之上，以中—中基性熔岩为主。主要岩石类型有安山岩、玄武安山岩、中性角砾熔岩及凝灰熔岩等，均属钙碱性系列。具多中心裂隙式喷发特点，局部见破火山构造。

③东昆仑南坡海陆交互相火山岩带　位于昆仑山南缘裂谷带中，在八宝山及爱拉山集中分布，主要岩石类型有碱性玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩、碱性流纹岩及安山质火山弹集块岩、凝灰岩等。属碱性-钙碱性系列，早期富钠，晚期富钾。古火山构造保存良好，

④羊湖-义敦火山岩带　在通天河一带分南、北两个亚带。南亚带以中—基性熔岩为主，产于巴塘群中、上部；岩石类型有碱性玄武岩、玄武安山岩、粗面岩、安山岩、英安岩、流纹岩、凝灰岩和火山角砾岩，属碱性玄武岩系列。北亚带火山岩产于克南群中、下部，属钙碱性系列的拉斑玄武岩；岩石类型有玄武岩、玄武安山岩、安山岩、细碧岩、角斑岩、英安岩、流纹岩、凝灰岩及火山角砾岩（青海地质志底稿，1988）。向南至义敦一带，大致以德格-义敦断裂和柯罗洞-昌太-乡城断裂为界，可划分出西、中、东三个亚带。西亚带火山岩产于曲嘎寺组中，以玄武岩及其火山碎屑岩为主；中亚带产于图姆沟组及曲嘎寺组中，以安山岩为主，其次有玄武岩、英安岩、流纹岩及相应的火山碎屑岩；东亚带主要产于曲嘎寺组及图姆沟组下部，以安山岩、流纹岩为主，并与雀儿山-贡巴纳岩体呈过渡关系。三个带的岩石总体上都属钙碱系列。与火山岩有关的矿产，在西亚带有赤铁矿、磁铁矿、铜矿；在中亚带与东亚带交界部位，出现多金属矿。在西亚带上三叠统上部的拉纳山组中，有少量安山质火山角砾岩、熔岩及玢岩出现（四川地质志底稿，1988）。

⑤昌都火山岩带　出露在金沙江断裂与北澜沧江断裂之间，以江达地区上三叠统甲丕拉组中的火山岩为代表。下部为玄武质安山岩、安山岩及凝灰岩；中部为中性凝灰岩夹角砾安山岩；上部为中酸性角砾状熔岩夹英安凝灰岩、流纹岩及熔结凝灰岩，产玢岩型铁矿。

⑥拉萨火山岩带　是指出露在冈底斯-念青唐古拉板片南部拉萨附近邱桑寺、多吉扎、普下一带中三叠统且巴日孜组及达孜一带上三叠统叶巴组和印度河-雅鲁藏布江消减带上三叠统郎杰学组中的火山岩。这些层位中的火山活动以爆发型为主，伴随岩浆喷溢。岩石类型主要有玄武凝灰质熔岩、流纹质火山角砾岩、辉石安山岩、安山岩及英安质凝灰岩等。

除上述岩带外，在可可西里-巴颜喀喇微板块及甘孜-理塘、炉霍-道孚及岷江等构造带中均有晚三叠世火山岩出现，情况与羊湖-义敦火山岩带中的相似。

（2）燕山亚旋回

①侏罗纪　成带的火山岩分布在冈底斯-念青唐古拉板片南北两侧，即班公湖-怒江岩带及雅鲁藏布江岩带。

班公湖-怒江火山岩带　早侏罗世火山岩在绒果错出露，从基性到酸性都有。中下部以玄武岩、安山岩为主，夹霏细岩、流纹岩及火山角砾岩；上部为火山角砾岩、凝灰岩及火山质砾岩。中侏罗世火山岩见于丁青北阿龙格的雁石坪群下部，为夹在灰岩、砂岩之间的火山角砾岩、霏细岩、安山岩、英安岩及流纹岩。中、晚侏罗世火山岩见于班戈江马接奴山一带，为中性熔结含砾凝灰岩，夹于接奴群底部砂岩中。另在绒果错同层位地层中有安山岩及凝灰岩。晚侏罗世火山岩夹于怒江一带拉贡塘组黑色板岩中，各地均以安山岩为主，其次为中基性凝灰岩，局部见到玄武岩。

雅鲁藏布江火山岩带　西起仲巴，东至朗县，为一套侏罗、白垩系火山岩，长达数百公里，由玄武岩、细碧岩、安山岩及中酸性火山凝灰岩组成。玄武岩枕状构造发育。属钙碱—碱钙系列。

岩带分布在西秦岭板片及可可西里-雅江板片北部的侏罗系盆地中。火山岩均为陆相，岩石类型有安山岩、安山玄武岩及安山质凝灰岩、角砾岩等，属钙碱性系列。

②白垩纪　主要分布在冈底斯-念青唐古拉板片中，分为北部的措勤-申扎岩带和南部的尼木-米拉山岩带。

措勤-申扎火山岩带　是指分布在早白垩世则弄群中的火山岩。岩石类型主要有安山岩、流纹岩、英安质凝灰熔岩、石英角斑岩及流纹斑岩等。局部向西延至狮泉河一带，在日松群和甲岗群中有玄武岩、辉石玄武岩、安山玄武岩、橄榄钛辉粗玄岩及辉石安山岩等。

尼木-米拉山火山岩带　是指分布在拉萨附近上白垩统狮多群（林子宗组）中的火山岩，主要岩石类型为英安岩、霏细岩、英安质流纹岩及集块岩，属钙碱系列。

在青藏其它地区如西秦岭的同仁多福屯，唐古拉的囊谦等地，在受断裂控制的陆相盆地中也有白垩纪火山岩出现，以基性—酸性熔岩为主，多属碱性玄武岩系列。

（3）喜马拉雅亚旋回　随着青藏高原的强烈上升和陆内汇聚作用的加强，有大量中性、酸性和部分碱性熔岩沿裂隙带溢出。

①冈底斯-念青唐古拉板片新生代火山岩与部分晚白垩或第四纪火山岩连为一片，分为林周岩带（K_2—E_2），冈底斯岩带（E_1—N_2）及狮泉河岩带。

林周岩带　分布在羊八井、拉萨及林周一带，部分与白垩纪尼木-米拉山带火山岩相连。上白垩统林子宗组顶部的中酸性火山岩可能属下第三系。

冈底斯岩带　分布在冈底斯至措勤以东，包括下第三系达多群及上第三系芒多组与乌郁组火山岩，以中性—酸性岩为主。岩石类型有英安质至流纹质熔岩、凝灰岩、火山角砾岩、熔结凝灰岩，局部见到粗面岩、富钾粗玄岩及玄武岩。

狮泉河岩带　分布在狮泉河至噶尔一带，由基性、中性及酸性火山岩组成。主要岩石类型有粗安质火山角砾熔岩、酸性晶屑凝灰岩、辉石橄榄玄武岩、石英粗安岩、安山岩、英安岩、流纹岩等。

据初步统计，上述三个岩带中60%的岩石属钙碱系列，20%属碱钙系列。在里特曼-戈蒂利图解上，这些岩石为造山带和陆缘弧火山岩（王培生等，1984）。

②在青海西南部唐古拉山区的第三纪陆相火山岩比较发育，层位上属于晚第三系中新统查保马群，主要分布在雪莲湖、饮马湖周围，以角度不整合覆盖在海相三叠系、侏罗系和陆相早第三系之上，被晚第三系上新统不整合覆盖，常形成熔岩被、熔岩穹等火山地貌。熔岩被在区内普遍可见，以雪莲湖一带最为发育，其在遥感图片上的波纹、流向构造清楚。喷出的中酸性熔岩范围达几十平方公里。厚度、成分比较均一的熔岩组成平缓的熔岩台地。熔岩穹比较少见，以溢流产物为主，按形态可分为岩锥、岩针。火山通道近于直立，位于侏罗纪地层之中。熔岩类型有粗面岩、英安流纹岩、流纹岩，多属碱钙性系列（青海省地质志底稿，1988）。

③西秦岭新第三系火山岩分布在甘肃礼县白关一带。超基性岩下部为玻基橄辉凝灰质火山角砾岩，上部由普遍含单斜辉橄岩包体的苦橄玻基橄辉岩、霞石方辉沸橄辉岩、白榴方沸橄辉岩组成。岩体以角度不整合覆于陆相红色砾岩夹板岩、粉砂岩、粘土岩之上，其上又被红色泥岩夹砾岩所覆盖。

④在西昆仑沿麻扎-康西瓦断裂带，从于田阿什库勒、琼木孜塔格向西至泉水沟、大红柳滩一带分布有第四纪中更新世—全新世的火山岩。沿断裂见到八个喷发中心及玄武岩岩被。阿什库勒火山在1951年5月27日还喷发过，形成的岩石类型比较简单，主要为玄武岩和流纹岩。泉水沟火山在新藏公路东约50km处，保存有较好的火山颈、喷发相和溢流

相；火山颈从中心向边缘依次出露辉石英安斑岩、辉石玄武安山岩和玄武岩；溢流相呈熔岩被覆盖在晚更新世的砂泥质岩石构成的阶地之上，主要由玄武岩、玄武安山岩组成，喷溢时间属晚更新世晚期。碱性粗面岩见于大红柳滩，露头长数公里，覆盖在河床相阶地砾石层之上，形成于中更新世晚期。

⑤在北祁连北缘和阿尔金深断裂的交接部位，在玉门以西，旱峡与红柳峡之间，有第四纪的基性岩浆沿断裂喷溢，形成由粗玄岩构成的火山颈以及由橄榄玄武岩组成的岩流（覆盖在白垩至第三纪砂页岩之上）。典型岩石为橄榄玄武岩和粗玄岩，属碱性系列。

⑥在昆仑山南缘深断裂南侧全新世的火山岩分布在涌波湖强巴欠至可可西里湖巴毛穷宗一带。涌波湖、强巴欠附近的辉石安山岩覆于第四纪河湖相砂砾岩之上，厚数米至30m。在巴毛穷宗有保存完整的火山口，直径230m，深20余米，高出地面150m，面积达300km²；主要岩石有霞霓岩、橄辉白榴岩、霞石正长岩、黝方石响岩、假白榴石斑岩及粗面岩等，属钙碱系列。

⑦沿班公湖-怒江深断裂南段八宿一带的新第三纪火山活动，形成了与砂岩、凝灰质砂岩互层产出的安山玄武岩、安山岩、英安岩及流纹岩。上述岩石呈角度不整合覆于下白垩统多尼组或中侏罗统柳塘组之上。在金沙江断裂以西的玉龙芒康一带出露的石英安山岩、黑云母粗面安山岩、英安岩及流纹岩整合覆盖于老第三纪紫红色砂砾岩层之上，据初步研究，均属钙碱系列。

以上各构造旋回火山岩及火山活动特点可总结为下列各点。

1．青藏高原自古生代起到第四纪的火山活动的频度和烈度有由老到新逐渐增强的趋势并有三个高峰期。在秦祁昆微板块从中寒武世到中志留世，在O_2—O_3达到首次高峰。泥盆至石炭纪虽有一些活动，但趋于宁静。随二叠纪的全区构造拉张作用，火山活动又逐渐加强，到中、晚三叠世，在西秦岭板片至可可西里-巴颜喀喇微板块达到第二次高峰。从侏罗纪开始到早第三纪初，在喜马拉雅-冈底斯微板块及其北部邻区形成第三次高峰。高峰的活动中心是向南逐步迁移的，影响的范围逐渐由局部波及全域。

2．青藏高原火山活动有线型和面型两种形式，以线型为主。所谓线型是沿断裂走向形成较长距离的喷溢，各裂谷带及板块消减带的火山岩均属这一类型。面型常常出现在地块或隆起带的剪切断裂发育部位，具有多个喷发中心，大面积的如晚白垩世至早第三纪早期的冈底斯岩带，小面积的如分散的各陆相中生代火山盆地以至第四纪多火山口的岩被分布区。在青藏东部边缘的二叠纪玄武岩也呈面状分布。

3．青藏高原火山岩可划分为如下六种主要组合。

（1）细碧岩-安山岩组合。岩石化学特征为：SiO_2 45—59%，Na_2O+K_2O 1.4—5.33%，Na_2O/K_2O 1.22—1.26。北祁连带为其代表。

（2）细碧岩-枕状玄武岩组合。岩石化学特征：SiO_2 42—53%，$Na_2O+K_2O>4\%$，$Na_2O/K_2O>6$。以雅鲁藏布江带为代表。

（3）玄武岩-安山岩-流纹岩组合。岩石化学特征：SiO_2 58—73%，Na_2O+K_2O 4.94—8.2%，Na_2O/K_2O 1—1.3，以义敦带为代表。

（4）安山岩-流纹岩组合或粗安岩-英安岩-流纹岩组合。岩石化学特征：SiO_2 58—73%，Na_2O+K_2O 3.37—8.2%，Na_2O/K_2O 1左右。以冈底斯-念青唐古拉带及布尔汗布达带及玉龙芒康带为代表。

（5）碱性玄武岩-粗面岩-碱性流纹岩组合。岩石化学特征：SiO_2 49—73%，Na_2O+K_2O 7—9%，$K_2O>Na_2O$，以金沙江带K_2—E火山岩为代表。

（6）玻基辉橄岩-白榴岩-响岩组合。以大红柳滩及藏北等地第四系火山群为代表。

4．青藏高原火山岩稀土配分曲线可概括为四种模式。

（1）平坦型：稀土总量较低，<50ppm，重稀土不超过5 ppm，La/Yb比值为1.06—2.91，如雅鲁藏布江带侏罗、白垩系玄武岩。此外，怒江带侏罗系玄武岩亦为此型，但稀土总量较高。

（2）左倾斜型：稀土总量呈逐渐增高趋势，但重稀土量仍然很低，如北祁连带的安山岩、安山玄武岩，布尔汗布达带、昌都带以及玉门旱峡、小红柳滩中基性火山岩均属此型。

（3）右倾斜型、平坦折线型：稀土总量高，轻稀土量激增，如冈底斯-念青唐古拉区的粗安岩及英安岩，金沙江带K_2—E火山岩。

（4）右倾斜V型：稀土总量高，轻稀土较重稀土含量高，Eu亏损明显，La/Yb比值高，如北澜沧江T_3流纹岩、祁漫塔格T_3流纹岩。

据上述火山岩稀土配分模式及岩石组合特征可对火山岩岩浆源作如下推论。①细碧岩-安山岩组合及细碧岩-枕状玄武岩组合的稀土配分模式为平坦型。它们与形成蛇绿岩套的其他岩类密切共生这一现象说明它们属于洋壳或裂谷拉张环境的产物，其中细碧岩的曲线呈起伏状是由于后期变质作用影响所致；安山岩的曲线中重稀土部分向右倾斜，可能是成岩过程中岩浆分异的结果。它们都应是深源岩浆产物。②玄武岩-安山岩-流纹岩组合或安山岩-流纹岩组合、粗安岩-安山岩-流纹岩组合的曲线中仅部分玄武岩稀土模式为平坦型，其它曲线变化多样，有右倾斜、左倾斜或右倾斜Eu亏损型。平坦型的玄武岩的岩浆源似与前述的细碧岩-枕状玄武岩组合的岩浆源一致。其它火山岩根据具体情况及地质环境可作多种解释，如右倾V型即Eu亏损型与重熔花岗岩类相似。总体说，这些组合多系高原岛弧带或陆缘岩浆带（陆缘火山弧）的产物，形成于板块碰撞阶段，往往与重熔型花岗岩带共生。③其它各类组合如碱性玄武岩及碱性火山岩等组合，大多是在深断裂带及构造剪切带活动时形成的，是深源岩浆产物。

（三）花岗岩类与对花岗岩带

通常认为花岗岩类是地壳重要组成部分之一。它在青藏高原各构造单元内均有分布。以一至二级构造单元为单位可将其划分出六个岩区，下分亚区和岩带。其形成时代从元古代至第四纪，即元古旋回至阿尔卑斯旋回中的喜马拉雅亚旋回。

1．祁连岩区　包括祁连板片全域。岩体时代以加里东旋回为主，前加里东旋回、海西旋回及印支亚旋回仅局部出现。

前加里东旋回的岩体局限在中祁连隆起带东部，侵入于下元古界湟源群中，规模均小。主要岩石有黑云母花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩。以具片麻状构造及围岩已不同程度的混合岩化为特征。

加里东旋回岩体占全区花岗岩类面积的90%，可分三个岩带。（1）北岩带　跨北祁连裂谷带及河西走廊陆缘带，分布在祁连山、托来山至冷龙岭一带，以斜长花岗岩、二长花岗岩、石英闪长岩、闪长岩为主。岩体规模均小。围岩普遍混合岩化或硅化。同位素年

龄为526—460Ma及430Ma❶。（2）中岩带　包括中祁连隆起带的党河南山、野马南山、疏勒南山、湟源北山及大坂山诸岩体。岩石类型复杂，主要为黑云母花岗岩、花岗闪长岩，另有石英闪长岩、二长花岗岩、富斜花岗岩、正长岩等。白河套石英闪长岩的同位素年龄为487Ma，其它有413—322Ma等数据。（3）南岩带　即南祁连陆缘带所在。主要岩类有黑云母花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩。岩体规模较大，如土尔根大坂山、柴达诺山、刚察、化隆、日月山、拉鸡山诸岩体，侵入于元古界及下古生界中。刚察泉吉沟花岗闪长岩被年龄为307Ma的肉红色斑状花岗岩侵入。各带副矿物组合有磁铁矿-锆石-榍石或磁铁矿-锆石-磷灰石两个组合，其组分复杂，以富黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿、白钨矿等为特征。

海西旋回的岩体规模较小，多集中在南祁连陆缘带南缘日月山及土尔根大坂西段，主要为黑云母花岗岩，边缘过渡为二云母花岗岩，其次为花岗闪长岩。日月山岩体年龄为306Ma。

印支亚旋回的岩体也分布在南祁连陆缘带南缘，主要有德令哈东北布热格斯坦花岗闪长岩体及大柴旦北塔塔楞河花岗岩体。它们分别侵入于下、中三叠统及上三叠统中。后者内部相为巨斑状花岗岩，边缘相为中、细粒斑状花岗岩，围岩蚀变以云英岩化、萤石化为主，副矿物组合为电气石-锆石-磷灰石组合，B_2O_3在边缘相高达4000ppm。此外，在北祁连冷龙岭有石英斑岩、闪长玢岩、闪长岩及斜长花岗岩分布，其中发现铜矿化。

前加里东及加里东期花岗岩及花岗闪长岩SiO_2及Al_2O_3平均含量与戴里❷值相似，里特曼指数❸均大于1，属铝过饱和系列。其它参数包括K、$ANKC$、F及Al'值❹。中性及中酸性岩石的$ANKC$及K值均小于1，酸性岩石均大于1。中酸性及酸性岩石的F值比较接近，均在0.19—0.30之间。据余希静（1987）资料，闪长岩的Al'值均为负数，花岗闪长岩的为16—34，花岗岩的为4—48。据上述诸参数分析，闪长岩与华南幔源型相似，花岗岩与华南改造型相似，花岗闪长岩兼有同熔与改造型的部分特征。

岩区花岗岩类的稀土元素含量于不同时代有显著差异。据几个样品分析，前加里东片麻状黑云母花岗岩的ΣREE为245.96ppm，加里东早期花岗岩类的ΣREE平均为106.76ppm，前者略高于上部地壳平均值，后者与华南未受混染的同熔型花岗岩类相近。稀土配分模式（图2-11）呈右倾斜轻稀土富集型，重稀土呈现不同程度亏损，其中加里东期花岗闪长岩亏损最强烈，不同时代的花岗岩Eu均强烈亏损，而花岗闪长岩则相对轻微。从上述特征推测前加里东片麻状花岗岩可能由相当于上部地壳的硅铝层经混合岩化、花岗岩化作用局部重熔改造而成。这一结论与宏观地质和岩石化学特征基本相符。加里东早期的花岗岩类具有稀土元素丰度低的特点，其中的花岗闪长岩和似斑状黑云母花岗岩可能是因下部地壳的部分熔融形成的，并不同程度地受到了上部地壳物质的污染。

---

❶ 本节同位素年龄未注明方法者，均为青海省地质矿产研究所、各省（区）区调队或有关科研单位所作钾-氩法数据。

❷戴里（S. R. Taylor，1979）值即世界花岗岩类平均值。

❸ 里特曼指数即δ值：$\delta=(Na_2O+K_2O)^2/SiO_2-43$。以$\delta>1$或$\delta<1$，区别正常或铝过饱和系列。

❹$K=K_2O/Na_2O$，K值亦称钾钠比值，该值越大越接近壳层；$ANKC=Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO$，$ANKC<1$为正常系列，$>1$为铝过饱和系列；$F$值亦称氧化指数，$F=Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$，用以区别蚀变强度，越大蚀变越强烈或趋向地表；$Al'=Al-K-Na-2C$，以$Al'<$或$>0$作为区别同熔型或改造型花岗岩的依据之一。

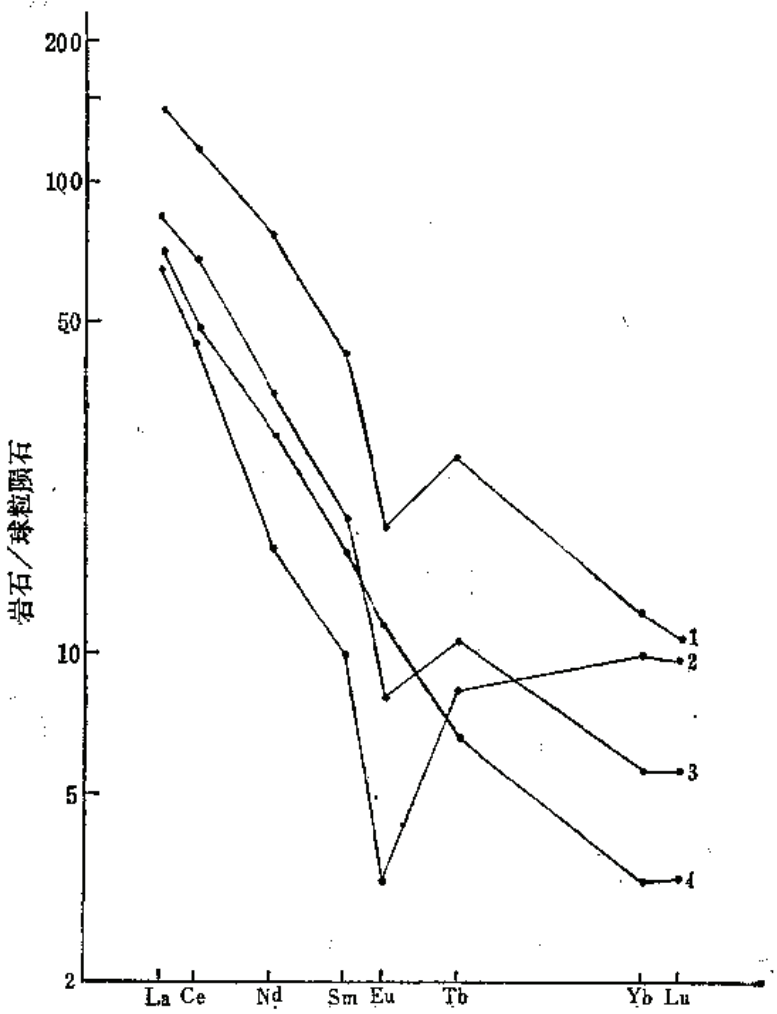


图 2-11 祁连岩区花岗岩类稀土配分模式图

1—前加里东黑云母花岗岩；2—加里东旋回钾长花岗岩；3—加里东旋回黑云母花岗岩；4—加里东旋回花岗闪长岩

Fig. 2-11 Diagrams showing the distributive model of rear earth elements in granite of Qilian Mts.

1—Muscovite granite of Pre-Caledonian; 2—Kaligranite of Caledonian; 3—Muscovite granite of Caledonian; 4—Granodiorite of Caledonian

总之，祁连岩区花岗岩类主体为加里东运动的产物，在构造旋回晚期的陆缘带内较为发育。其成岩时期由北向南递次变新。在各岩类中，中性岩形成时间相对较早，岩体规模较小，多发育在裂谷带内或走向断裂附近；中酸性至酸性岩形成时间稍晚，岩体规模较大，多发育在陆缘带复背斜轴部或侧翼，常叠加在中性岩中。各时代的岩体都具有由中性→中酸性→酸性及由小→大→较小的演化趋势。

在宏观上，岩区内的岩体的围岩间多具显著的接触变质特点。外接触变质带局部由交代或混合岩化、花岗岩化作用形成。中性岩可能直接由上地幔熔浆或下部地壳局部熔融形成；中酸性及酸性岩主要是由下部地壳局部熔融并不同程度地被上部地壳硅铝层混染后而形成的。部分酸性岩则为上部地壳硅铝层经混合岩化和花岗岩化作用重熔改造而成。

2．昆仑、柴达木岩区　包括与柴达木-东昆仑、西昆仑-北帕米尔两个板片相对应的

两个亚区。时代主要为海西旋回，前加里东至加里东旋回及阿尔卑斯旋回的印支、燕山亚旋回的岩体仅局部出现。

（1）柴达木-东昆仑亚区　前加里东旋回的总体主要有黑云母花岗岩、花岗闪长岩，多分布在阿尔金边缘隆起带中部，侵入于元古界蓟县系中。岩体规模均小，具片麻状构造，含不同数量俘虏体，被围岩强烈混染。加里东旋回岩类以花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩为主，分布在祁漫塔格裂谷带与阿尔金隆起带南缘，侵入于上奥陶统及下元古界达肯大坂群中。其它情况与前加里东岩体相似。

海西旋回花岗岩类分布在柴北缘、祁曼塔格、阿尔金及中昆仑三个构造单元中。柴北缘带中以石英闪长岩、花岗闪长岩及斜长花岗岩为主，有少量富斜花岗岩及斑状花岗岩，分别侵入于元古界、上奥陶统、泥盆系及石炭系中，呈岩株或岩脉状产出。石英闪长岩及花岗闪长岩岩性单一，与围岩接触界线清楚，时代属海西早期。斜长花岗岩及富斜花岗岩的相带清楚，边部同化混染作用强烈，内接触带中含围岩俘虏体，年龄为268—247Ma，属海西晚期。在祁漫塔格带及东昆仑隆起带，海西早期岩石主要为二长花岗岩及花岗闪长岩，侵入在元古界、上奥陶统或泥盆系中，被中石炭统覆盖。二长花岗岩多呈岩基产出，分异较好，边缘相带为花岗闪长岩，局部具片麻状构造，副矿物组合复杂，含较多稀有、W、Mo等矿物。海西中期岩石主要为闪长岩及石英闪长岩，集中分布在祁漫塔格带东缘及东昆仑隆起带南缘，侵入于元古界金水口群及石炭系中，呈小岩基及岩株产出。岩石组分简单，相带不明显，与围岩界线清楚，有310、293Ma两个年龄数据。海西晚期主要岩石有花岗闪长岩、斜长花岗岩、富斜花岗岩及二长花岗岩等，侵入于金水口群、蓟县系及石炭系中，多以岩基产出。花岗闪长岩集中分布在祁曼塔格带东段，岩体分异作用差，其中大山、低山头岩体年龄为322Ma。斜长花岗岩岩体出露在昆中隆起带灶火河一带，被印支期岩体侵入，年龄为244—230Ma，分带明显。富斜花岗岩及二长花岗岩分别分布在昆中隆起中段及西段，其中开木棋河二长花岗岩被下二叠统覆盖，年龄为259Ma。海西晚期各岩体围岩蚀变强烈，岩体内或边缘有较多围岩俘虏体，局部见片麻状构造及混合岩化。副矿物组合均为磁铁矿-锆石-磷灰石型。

印支亚旋回　岩体主要分布在祁曼塔格及昆中隆起带两端。东端与西秦岭板片相邻处，以花岗闪长岩为主（以都龙岩体为代表），侵入于上三叠统中；西端在阿尔金断裂近旁，以二长花岗岩为主，岩体规模较大。印支期各岩体相带明显、围岩蚀变强烈，出现混合岩化、矽卡岩化及角岩化。花岗闪长岩副矿物组合复杂，为白钨矿-萤石-锆石组合。花岗闪长岩中见有Cu、Zn矿化。

燕山亚旋回　岩体集中分布在祁曼塔格带格尔木以东及阿尔金深断裂南侧。前者为花岗斑岩，后者为斜长花岗岩及碱长花岗岩，年龄为90—160Ma，均以岩株或岩脉形式产出。副矿物以含多种金属矿物为特征。有Cu、Mo、Au等矿化。

（2）北帕米尔-西昆仑亚区　岩体时代主要为加里东、海西旋回，局部属阿尔卑斯旋回。

加里东旋回　主要分布在西昆仑北带，规模均小，分早、中两期。早期以新藏公路132km附近的岩体为代表，由花岗闪长岩及石英二长岩组成，呈岩墙侵入在下古生代火山岩中，年龄为517.2Ma。副矿物榍石含量达2757g/t。中期以库地岩体为代表，呈小岩基侵入于元古界中，围岩蚀变明显，由黑云母钾长花岗岩及黑云母二长岩分别组成中心及边

缘相带。副矿物中稀土含量均高。岩体年龄为445Ma。

海西旋回　集中分布在西昆仑中带，在主峰一带为巨大岩基。东段小岩基及岩株成群出现，分早、晚两期。早期有慕士塔格及公格尔山两大岩基，由黑云母花岗岩及花岗闪长岩组成，侵入于元古界、下古生界及泥盆系，被下石炭统覆盖。外接触带有明显的石榴石-透闪石角岩化及矽卡岩化，宽达3000m。副矿物中含较多稀土矿物及白钨矿。晚期分两个岩带。一为阿克阿孜山带，最高侵入层位为石炭系，由花岗闪长岩及石英二长岩组成，年龄为278—274Ma。阿克阿孜山岩体，出露在西昆仑山主峰，东西延长达200km，含较多W、Mo矿物。另一个为乌依塔格带，侵入于二叠系中，以斜长花岗岩岩体（普遍绿泥石或绿帘石化）为主。霍尔峡岩体的铷-锶法年龄为296.69Ma。

北帕米尔一带研究程度较低，据冯秉贵（1988）●资料，在塔什库尔干断裂西侧的国境内，岩体呈小岩基状作北北西向雁行排列，侵入于元古界及下古生界中；主要岩石有斑状二长花岗岩、黑云母二长花岗岩，其次为闪长岩及霓辉正长岩；岩石均已变质，具片麻状构造；二长花岗岩围岩蚀变强烈，边缘见围岩俘虏体；微量元素U、Rb、Sr、Be含量高。新疆区调队将这些岩体划归海西旋回。岩体同位素年龄有76.88及18.05—10.95Ma等数据，可能代表变质时期。根据国外资料，上述岩体在1:150万青藏高原及邻区地质图（1989）中被划归阿尔卑斯旋回。

据初步统计，海西旋回花岗岩及花岗闪长岩的SiO_2及Al_2O_3平均含量与戴里值相近，而印支亚旋回的则显示SiO_2较高，Al_2O_3较低或相近；$ANKC$均＞1；里特曼指数在东昆仑-柴达木亚区为1.92—2.00，西昆仑为1.41—2.10；花岗岩的K值大于1，花岗闪长岩的也大于1，闪长岩的则小于等于1；F值除印支亚旋回为0.22—0.25外，其它均在0.3左右或以上。

岩区地球化学资料较少，目前仅有姜春发等（1988）在东、西昆仑隆起带所采四个海西旋回稀土样的数据。ΣREE在西昆仑高达526.37ppm；东昆仑的相当于西昆仑的三分之一左右。如图2-12所示，各岩类均为右缓倾斜型，轻稀土较富集，重稀土为平滑型，Eu微有亏损。$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值西昆仑为0.71125、0.71614；东昆仑为0.7094、0.72472。

总之，岩区范围广，岩体形成环境有较大差异。在时间上，东昆仑以海西及印支旋回的岩体为主，西昆仑以海西旋回的岩体为主，大部分分布在各自的隆起带内。在岩石类型方面，西昆仑以二长花岗岩及花岗闪长岩为主，多呈片麻状，规模较大；东昆仑岩类比较复杂，花岗闪长岩、石英闪长岩及闪长岩占较大比重，岩体规模较小。岩石化学方面虽多数属铝过饱和系列，但东昆仑为钙碱性，西昆仑为碱钙性至钙性。在加里东旋回及印支亚旋回岩石的主要化学成分含量及有关系数的变化方面，东、西昆仑具有相反的演化趋势——Al_2O_3在东昆仑由高到低，在西昆仑则由低到高；里特曼指数及Na_2O+K_2O含量在东昆仑由低到高，在西昆仑则由高到低。稀土模式分布图说明东、西昆仑隆起带花岗岩类有近似的成因（姜春发等，1988）●，两地既有改造型，也有同熔型，但东昆仑似以同熔型为主，西昆仑似以改造型为主。值得指出的是阿尔卑斯旋回诸岩体多沿主要断裂分布，均属构造期后产物，常叠加在前期岩体之中。它们是多旋回构造及岩浆活动的证据，也为矿液的形成和矿化创造了有利条件。

● 地质矿产部高原地质调查大队一分队科研报告，1988。

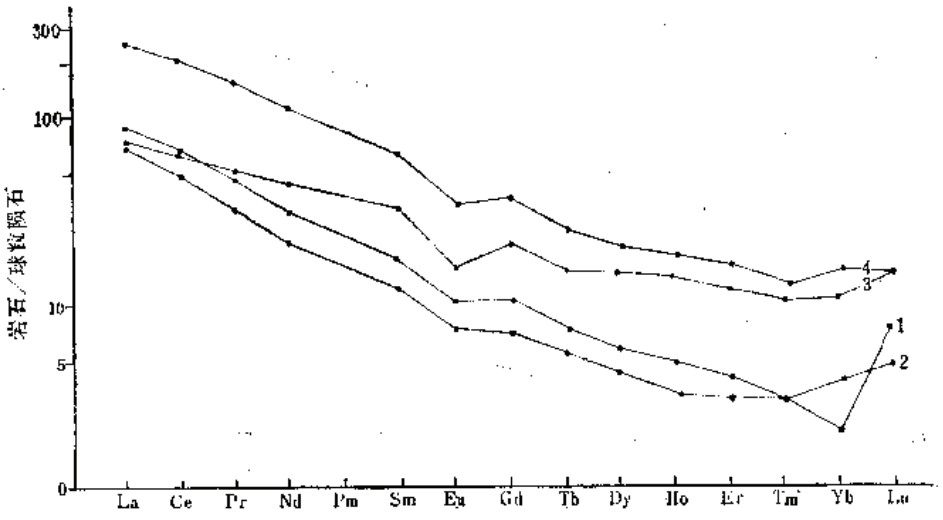


图 2-12 东、西昆仑中间隆起带花岗岩类稀土配分模式图(据姜春发等,1988)

1—二长花岗岩；2—花岗闪长岩；3—石英闪长岩；4—石英二长岩（1、3为东昆仑，2、4为西昆仑）

Fig. 2-12 Diagrams showing the distributive model of rare elements in granite of Kunlun Mid—Uplift

1—Monzonitic granite; 2—Granodiorite; 3—Quartz diorite; 4—Quartz monzonite (1、3—East Kunlun; 2、4—West Kunlun)

3．西秦岭岩区 包括西秦岭板片全域，主要是印支亚旋回花岗岩类分布区。海西旋回及燕山亚旋回岩体数量较少。

印支亚旋回岩体大致分为两个岩带，即北部的宗务隆山-青海南山岩带及中部的兴海-库泽岩带。主要岩石类型为花岗闪长岩及二长花岗岩，其次为闪长岩及石英闪长岩。前者规模稍大，后者呈岩株或岩脉产出。岩体主要侵入于二叠系及下、中三叠统中，属印支晚期产物。黑马河岩体为花岗闪长岩的代表，分带清楚，围岩蚀变强烈，宽达1000m。兴海莫日岩体为二长花岗岩的代表，侵入于上三叠统中，分异显著，含较多围岩俘虏体，围岩蚀变显著。

海西旋回岩体分布在宗务隆山-青海南山深断裂南侧德令哈以北至黑马河一带。闪长岩及石英闪长岩呈小岩株侵入于石炭系中，局部被下、中三叠统覆盖。

燕山亚旋回岩体主要集中分布在同仁过马营一带，以花岗闪长岩、二长花岗岩为主，花岗斑岩次之，侵入于三叠系及下、中侏罗统中，局部被白垩系覆盖，同位素年龄为91.5—164Ma。最大的阿米夏隆岩体，为一小岩基，由花岗闪长岩及斑状花岗岩组成，分带清楚，含少量俘虏体；围岩蚀变以硅化、角岩化为主；宽数百至2000m。二长花岗岩及花岗斑岩分异不明显，有微弱的围岩蚀变。后者由不同期次的花岗斑岩、斜长花岗斑岩及闪长玢岩顺序穿插组成；微量元素Cr、Co、Cu、Pb含量较高。上列花岗岩类副矿物组合多为钛铁矿-磷灰石-锆石组合，其中二长花岗岩、花岗闪长岩副矿物组分复杂，含较多Cu、Pb、Cr、Co金属矿物及稀土矿物。江西沟之南的似斑状花岗岩中含Cu达113ppm。兴海莫日二长花岗岩含Co量是维氏值的13.6倍。

根据青海省地质志底稿（1988）材料，燕山亚旋回岩体中的氧化物平均含量与戴里数值基本相似，但海西旋回岩体的SiO_2值偏低。*ANKC*值除闪长岩、石英闪长岩的为0.81—

0.86以外，花岗岩及花岗闪长岩的均在1左右。δ值除石英闪长岩为0.96以外，其他均>1。印支亚旋回闪长岩、石英闪长岩的K值均为0.47，花岗闪长岩及花岗岩的分别为0.91及1.07；燕山亚旋回花岗闪长岩及花岗岩的分别为1.17及1.39。印支亚旋回岩体的F值为0.22—0.25；燕山亚旋回的为0.12—0.16。

岩区花岗岩类的基本特点有下列几个。

（1）各时期岩石主要属铝过饱和系列，其中花岗岩、花岗闪长岩富碱，印支亚旋回闪长岩、石英闪长岩贫碱。

（2）印支亚旋回花岗岩类为同构造期产物，岩浆源较深，各岩石可能同源，并受到上部地壳强烈同化混染，应属同熔型；燕山亚旋回为构造期后产物，岩浆源较浅，可能属陆壳改造型。

（3）两个时期的花岗岩及花岗闪长岩对Cu及Pb等的成矿有利。

4．可可西里-巴颜喀拉岩区　岩区范围与同名微板块的一致，划分为两个亚区，亚区的范围与相应的板片范围相同。

（1）昆仑山南缘-西倾山亚区　亚区岩体时代主要为海西旋回晚期及印支、燕山亚旋回。

海西旋回岩体集中在东段布尔汗布达山一带，主要为石英闪长岩及花岗闪长岩，呈岩株侵入于石炭系及下、中二叠统中，局部被上二叠统覆盖。分布在西段及西昆仑大红柳滩以东的岩体，主要为呈小岩基或岩株侵入于上古生界中的花岗闪长岩及黑云母花岗岩，此外，还有零星出露的闪长岩。

印支亚旋回花岗岩类在东段以纳赤台以南的岩体为代表，在西大滩为二长花岗岩体，在东大滩为斜长花岗岩体。上述岩体均侵入于石炭-二叠系中，含大量围岩俘虏体和残留体（残留体大者延长数公里）。岩体与围岩渐变过渡。岩体具明显的片麻理（其发育程度具自南向北减弱的趋势）。岩体有两组同位素年龄：黑云母花岗岩的铷-锶法年龄为236.8 Ma；片麻状黑云母花岗岩的钾-氩法年龄为170Ma。青海地质志底稿归之为海西晚期，但柴耀楚（1984）归入印支亚旋回。分布在西段的岩体主要为石英闪长岩和二长花岗岩，以新藏公路麻扎岩体为代表。该岩体侵入于上古生界中，同位素年龄为211.4Ma。

燕山亚旋回岩体见于东段纳赤台附近。主要岩石为二长花岗岩，其次为花岗闪长岩，呈岩基侵入于石炭系及下、中二叠统中。围岩蚀变较弱，以角岩化为主。岩体内含少量围岩俘虏体。小南川岩体年龄为140Ma。

在西倾山一带的花岗岩类岩体的规模均小，呈岩株或岩脉形式产出，侵入于志留、泥盆、石炭及二叠系中，有闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩及花岗岩岩体。时代为海西晚期至印支早期。

根据姜春发等（1988）的分析数据，各时代岩体的主要氧化物含量除西段燕山亚旋回大红柳滩岩体的数值与戴里值相近以外，其它各时期岩体的SiO_2含量均比较低，其中东部在69%左右，西部仅56.55%。亚区各时期岩体的$ANKC$值为1.56—1.73，δ值为1.50—1.75，K值除东段印支亚旋回岩体的为0.49以外，其它均在0.82—0.87之间。

在稀土元素方面，印支亚旋回西大滩岩体（花岗闪长岩）的ΣREE为353.90ppm，比东大滩岩体高65.76ppm。δEu分别为0.7、0.8。燕山亚旋回磨石沟花岗闪长岩的ΣREE最低，为112.4ppm；木头山碱性花岗岩的ΣREE为175.58ppm；万宝沟二长花岗岩的

ΣREE最高，为417.59ppm；麻扎二长花岗岩的ΣREE为148.97。万宝沟岩体的δEu为0.33，其它岩体的为0.69—0.77。各岩体的稀土配分模式见图 2-13。曲线均为右倾斜 轻 稀土富集、重稀土平滑型。Eu多微有亏损，只万宝沟岩体亏损 较 多。西大滩及磨石沟岩体的Lu含量较高。

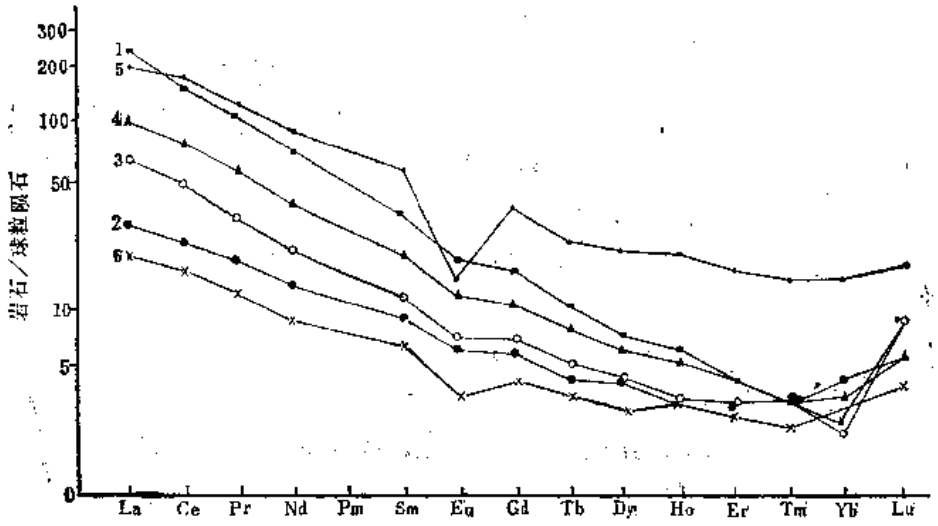


图 2-13 昆仑山南缘花岗岩类稀土元素配分模式图

1—西大滩花岗闪长岩；2—东大滩花岗闪长岩；3—磨石沟花岗闪长岩；4—木头山碱性花岗岩；5—万宝沟二长花岗岩；6—麻扎石英闪长岩

Fig. 2-13 Diagrams showing the distributive of rare elements in granites, southern margin of Kunlun

1—Granodiorite of Xi—Datan; 2—Granodiorite of Dong—Datan; 3—Granodiorite of Moshigou; 4—Alkali granite of Mutoushan; 5—Monzonitic granite of Wanbaogou; 6—Quartz diorite of Mazha

在微量元素方面，东、西大滩岩体总量为1851ppm，其中V、Ga、Sr、Ba 含量较高，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7110$。磨石沟、木头山、万宝沟三个岩体的总量平均为 2188.16ppm，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7105$。大红柳滩岩体的总量为1628ppm，Cr、Ta约相当于标准值的 3 倍，Ni高达10倍，$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7113$。

据上述亚区花岗岩类地质、岩石化学及地球化学特点，认为花岗岩类均属铝过饱和系列，均趋向于同熔型；从地质特征及稀土模式看，西大滩花岗闪长 岩 体应属 于 陆壳改造型。这些岩体应为昆仑山南缘裂谷带褶皱后期及期后构造活动的产物。

（2）可可西里-雅江亚区 划分为北、中、南三个岩带。时代以印支晚 期 至燕山晚期为主。

北带 分布在郭扎错、五道梁、扎陵湖、巴颜喀拉山至阿尼玛卿一带。岩体沿走向断裂侵入于三叠系中，呈岩株或小岩基状，以花岗闪长岩、二长花岗岩为 主。同 位 素 年龄为207、165及153Ma(青海省地质志底稿)，相当于印支晚期至燕山早期。在郭扎错以西有花岗岩出露。岩体的中心相为花岗岩或似斑状花岗岩，边缘相为花岗闪长岩或闪长岩。围岩蚀变不强烈。副矿物为磁铁矿-锆石-榍石组合。

中带 分布在道孚、金川至松潘一带。岩体呈岩基或岩株侵入于古生界至三叠系中。岩石以钾长花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩为主。酸性岩体大部分岩性单一，中性岩体

具明显相带。围岩蚀变强烈。岩体边缘具流层状构造，有较多暗色矿物异离体及围岩俘虏体。副矿物以磷灰石、榍石、锆石、褐帘石为主。局部见Cu、Mo、W、Sn及Pb、Zn矿化。岩体内部或围岩中，伟晶岩脉发育，其中富含锂辉石、绿柱石，并伴生云母及稀有金属矿物。有164、183、109Ma等同位素年龄数据，相当于燕山亚旋回。

南带　介于炉霍-道孚与甘孜-理塘深断裂之间。岩体呈岩基或岩株侵入于三叠系中。主要岩石类型为二云母二长花岗岩，次为石英闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩及斜长花岗岩。较大岩体的相带分异明显，围岩蚀变以角岩化为主，局部出现混合岩化。中酸性岩体的副矿物以榍石、磷灰石、锆石、金红石为主，常见Sn、W、Cu、Pb、Zn及稀有或稀土矿化。岩体附近常有伟晶岩脉伴生。道孚、乾宁一带岩体的同位素年龄为184—114Ma，折多山、九龙一带岩体的为176—162及130—104Ma，南端岩体的为87—67Ma。时代为燕山至喜马拉雅亚旋回。

北带及南带的九龙一带的中酸性岩的SiO_2平均含量在68%左右，*ANKC*值大多数大于1，δ值为1.98—2.23，*K*值平均大于1.33，总体上显示低硅、高钾富铝的特点，属于铝过饱和系列。北带中性岩体以玛沁下仓界及羊让岩体为例，岩石δ值为1.56—2.50，*K*值为0.94—1.60，羊让岩体$K_2O>Na_2O$，$K_2O+Na_2O=7.90\%$，具碱性组分含量高和富钾的特点。南带鲜水河、折多山至里庄一带酸性岩类的SiO_2含量为58.68—72.30%，CaO、MgO偏高，*ANKC*值多数大于1.30，δ值平均值为2.45，*K*值平均为1.28，与同带中酸性岩性质相近，具低硅富钙特点。

亚带稀土元素资料甚少。据成都地矿所资料，里庄岩体中的碱性花岗岩的HREE=53.41ppm，轻重稀土比值为5—9.22，δEu平均为0.30，Eu强烈亏损。

综上所述，分布在北带的印支晚期中性及中酸性岩体属构造晚期同熔型；中带燕山亚旋回岩体为构造期后陆壳改造型；南带沿炉霍-道孚深断裂及雅江至九龙一带各时期的岩体均为构造期后产物，前者以同熔型为主，后者以陆壳改造型为主。

3．羊湖-义敦亚区　划分为东、中、西三个岩带。时代为印支晚期至喜马拉雅旋回。

东带　又称措交玛-贡巴纳带。岩体呈巨大的岩基侵入于三叠系中。其中冬措岩体、措交玛岩体的铷-锶法同位素年龄分别为208±2Ma及206±15Ma，另有199—148Ma及138—60Ma两组钾-氩法年龄数据(张能德等，1988)，分别代表印支亚旋回晚期及燕山亚旋回。岩体主要由二长花岗岩及花岗闪长岩组成，相带清楚，围岩蚀变明显。其中措交玛岩体边缘相流纹斑岩、英安斑岩与花岗闪长岩及围岩（上三叠统砂板岩）互层，形成混染状岩石；过渡相花岗闪长岩具似斑状结构。岩性单一的花岗闪长岩体见于岩带东侧的甘孜-理塘板块消减带中，以甘孜加多措及理塘霞坝岩体为代表。岩体中钾长石属高温长石，具火山、次火山长石特点。本带燕山早期岩体一般呈岩株或岩脉侵入于印支晚期岩体中；岩石类型单一，以二长花岗岩为主；斑状结构明显，具浅成至次火山相特征；与印支晚期岩石形成复式岩体，常具W、Sn及多金属矿化。

中带　又称雀儿山-格聂岩带。岩体呈岩基、岩株侵入于二叠、三叠系中。北段以雀儿山岩体为主，由燕山早期及晚期两次侵入形成的复式岩基组成，有167.5Ma及112.6Ma两组年龄数据。两期岩体均具相带，由中心向边缘岩性由二长花岗岩变为花岗闪长岩，边缘局部出现花岗闪长斑岩及石英闪长岩。围岩普遍角岩化、硅化，并具Cu、Fe、Mo、W、

Sn及多金属矿化。南段以拉日阔-格聂岩体为主，主要岩石为钾长花岗岩，局部相变为二长花岗岩或花岗斑岩。拉日阔岩体由中心至边缘岩性由斑状钾长花岗岩变为斑状黑云母花岗岩，接触带矽卡岩化地段具Sn、W多金属矿化。聂格岩体以黑云母钾长花岗岩为主，不具相带，糜棱及似片麻状构造发育，局部混合岩化及交代作用强烈。

西带　即中咱岩带，由几个侵入于下古生界至下二叠统中的岩株组成，部分被下三叠统覆盖。主要岩石为石英闪长岩、斜长花岗岩及钾长花岗岩，其次为闪长岩、石英正长岩。蒙古山斜长花岗岩体的年龄为244Ma，相当于海西旋回晚期。

海西旋回花岗岩类SiO_2平均含量为61.67%。中性岩全碱含量偏低，CaO偏高；酸性岩富钠、钙。岩石化学参数δ值为2.61，$ANKC$值为0.66—1.01，K值仅个别大于1，F值多大于0.2，个别达0.30—0.41。印支亚旋回酸性岩体的SiO_2平均含量为70.37%，全碱量略低，δ值多数大于1.8，$ANKC$值多数大于1(平均为1.07)，K值为1.2±，F值平均0.18；中性岩体SiO_2平均含量为55.75%，具贫硅、铝、钙，富钠的特点。燕山亚旋回花岗岩类以高硅、富钾、贫钠为特点，SiO_2平均含量为71.35%，δ值为2.07，$ANKC$值在1左右，K值多大于1.4。

据张能德等(1988)的材料，三个岩带的K/Rb比值有明显区别，东带变化范围为150—300，中带为90—180，西带为210—300。F/Cl比值，东带为1.6—4.9，中带为10.7—49.2（仅措莫隆岩体为4.7），西带为3.2—5.8。

根据张能德等（1988）的工作及所编模式图（图2-14），可知三个岩带的稀土元素含量亦有明显差别：东带及中带主岩体的稀土模式为右倾斜轻稀土富集重稀土平滑型，Eu于东带较中带亏损少；西带ΣREE含量较高，呈右倾斜型，Eu亏损不明显。

综上所述，各岩带花岗岩类属正常系列及铝过饱和系列。东带及西带属同构造期或构造后期产物，以同熔型为主；中带为构造期后产物，以陆壳改造型为主。在西带的海西旋回晚期，部分中酸性岩体往往与同期基性-超基性岩体共生。岩体内局部可见磁铁矿异离体；岩体基性组分偏高、富钠，与地幔物质可能有密切联系。此外，东带贡巴纳复式岩基与相接触的晚三叠世酸性火山岩具有由钙碱性向碱性演化的趋势；两者似有亲缘关系。

5．喀喇昆仑-三江岩区　岩区范围与同名微板块一致。以北澜沧江为界，划分为东侧昌都亚区及西侧喀喇昆仑-羌塘亚区。

（1）昌都亚区　花岗岩类多分布在东部，在金沙江东侧顺区域构造走向成带分布。在金沙江板块消减带内以海西旋回岩体为主，呈岩基或岩株侵入于上泥盆统至下二叠统中，局部被三叠系覆盖。主要岩石有花岗闪长岩、二长花岗岩，以古色及加仁花岗闪长岩体为代表。二个岩体的相带均不显著，围岩已不同程度角岩化或混合岩化，岩体内具围岩俘虏体。年龄分别为297.2Ma及228.7—259.0Ma。亚区印支亚旋回花岗岩体较少，出现在治多-德钦陆缘弧范围内，呈小岩基或岩株状。主要岩石为花岗闪长岩及石英闪长玢岩。前者以宗巴复岩体为代表，侵入于下三叠统中，被上三叠统覆盖；中心相为黑云母花岗闪长岩，边缘相为黑云母二长花岗岩；副矿物组合为锆石-独居石-磷灰石组合。后者以豆扎岩体为代表，侵入于中、上三叠统中，局部强烈钠长石化、磁铁矿化及碳酸岩化。外接触带已角岩化、硅化和赤铁矿化，局部形成玢岩铁矿。喜马拉雅亚旋回岩体出现在昌都地块东缘觉拥断裂西侧，北起恒星错，南到芒康，即以产铜、钼著称的斑岩带。岩体呈岩株侵入于三叠系不同层位中。岩石主要有黑云母二长花岗斑岩，部分为花岗闪长斑岩及石英二长斑岩。岩体

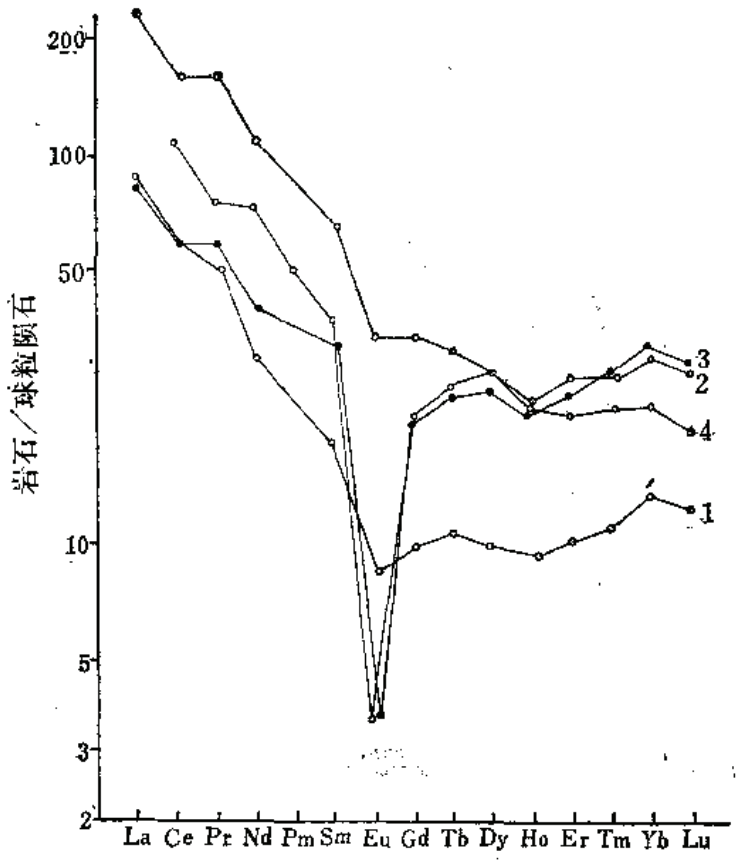


图 2-14 羊湖-义敦亚区花岗岩类稀土元素配分模式图（据张能德等，1988）

1—措交玛二长花岗岩；2—雀儿山二长花岗岩；3—措莫隆钾长花岗岩；4—贝拉石英正长岩

Fig. 2-14 Diagramis showing the distributive of rear elements in granites of Yanghu-Yidum

1—Monzonitic granite of Cuojiaoma; 2—Monzonitic granite of Que'ershan; 3—Kaligranite of Cuomolong; 4—Quartz syenite of Beila

蚀变显著，主要为钾化及硅化，通常由中心向边部减弱。围岩具有青磐岩化、大理岩化或矽卡岩化。在蚀变叠加部位，矿化作用强烈。玉龙岩体锶-锶法同位素年龄为41Ma（芮宗瑶等，1984）❶。

（2）喀喇昆仑-羌塘亚区　岩体主要分布在北澜沧江深断裂西侧与班公湖-怒江深断裂之间，呈带状分布（称他念他翁岩带），但在其他地区往往成群分布。主要属燕山亚旋回，次为喜山旋回。他念他翁岩带岩体呈岩基或岩株侵入于上古生界及上三叠统中，主要为黑云母花岗闪长岩及黑云母花岗岩。围岩蚀变有角岩化、矽卡岩化，局部混合岩化或铁、多金属矿化。常见围岩残留顶盖。东达山及郭清岩体的年龄分别为215.5及123.4Ma。

唐古拉岩群　沿唐古拉山脊呈北西西向分布。岩体呈岩株或小岩基侵入于上三叠统至中侏罗统中，局部被白垩系或第三系覆盖。岩石主要为黑云母二长花岗岩。较大岩体的边缘相为黑云母花岗闪长岩。岩体蚀变强烈，出现高岭石化、绢云母化和绿泥石化。围岩蚀变有显著的硅化、角岩化，局部有大理岩化、混合岩化或矽卡岩化等。

江爱山-玛威山-阿木岗日岩群　分布在羌塘地块及其外围，呈岩基、岩株侵入于前泥盆系、上古生界至侏罗系中，年龄为186.3及135.5Ma。岩石类型复杂，主要为黑云母花

❶ 地质矿产部高原地调大队八分队科研报告。

岗闪长岩、黑云母二长花岗岩和黑云母花岗岩，其次为花岗闪长斑岩、黑云母花岗斑岩及少量闪长岩、石英闪长岩。岩体多由两次以上岩浆活动形成。绢云母化、高岭石化及绿泥石化显著。副矿物组合以磷灰石-榍石-磁铁矿组合为主。东部岩体形成于燕山早期，以中酸性岩为主；西部岩体主要形成于燕山晚期，岩石偏酸性。这一变化反映岩浆活动有由东向西演化的趋势。

安多-聂荣岩群　分布在班公湖-怒江消减带内的聂荣岩块及其近旁。岩体侵入在古生界变质岩及侏罗系中，为似斑状黑云母花岗闪长岩及似斑状黑云母二长花岗岩。围岩蚀变有大理岩化、矽卡岩化及角岩化。铷-锶法同位素年龄为133.6±16.4Ma。

喀喇昆仑-帕米尔岩群　分布在塔什库尔干断裂以西，卡拉其古以南，有明铁盖、罗布盖孜、红其拉甫诸岩体。各岩体分别侵入于二叠系或侏罗系中。分别获有75.11Ma，95.61Ma及110.90Ma等年龄数据（姜春发等，1988），属燕山晚期。主要岩石为二长花岗岩，次为石英二长岩。三个岩体的情况大致相似——相带清楚，局部见巨斑晶结构，具片麻状构造及围岩俘虏体。

岩体的SiO_2平均含量在66%左右，各时期变化不大，$ANKC$值小于1，Al'为负值，与华南同熔型花岗岩相似。但恒星错-芒康岩带及他念他翁岩带的$ANKC$值大于1，Al'为正值，K值大于1，为富钾型，可能与成岩期后强烈的钾长石化、高岭石化及绢云母化有关。岩区花岗岩类岩石化学兼有正常系列和铝过饱和系列；在一个岩体的不同相带也有差异，由于复杂的继承和叠加，往往具有同熔型和部分改造型的岩石化学特点。

岩区内仅有少数岩体作过稀土取样分析●，其配分模式如图2-15所示。其中燕山亚旋回岩体的ΣREE平均含量为241.66ppm，高于上部地壳平均值，与华南改造型花岗岩相近；喜马拉雅亚旋回岩体的ΣREE平均含量为167.45ppm，接近于华南同熔型花岗岩平均值。岩区花岗岩类稀土元素模式均为右倾斜轻稀土富集、重稀土亏损型。其中燕山亚旋回$(Ce/Yb)_n$为5.22—21.5，喜马拉雅亚旋回为16.19—18.18，说明两个亚旋回花岗岩类具有上部陆壳特性，兼有下部陆壳性质。

6.喜马拉雅-冈底斯岩区　划分为冈底斯-念青唐古拉及喜马拉雅两个亚区。其范围基本与同名板片一致，但印度河-雅鲁藏布江板块消减带划入冈底斯-念青唐古拉亚区。岩区花岗岩类形成于燕山—喜马拉雅亚旋回。

（1）冈底斯-念青唐古拉亚区　划分为北、南两个岩带。

北带　岩体出露在板片北部中生代坳陷区和中部晚古生代隆起区。在东段有三条大致平行的三条岩群。岩群呈南东东-北西西向延伸，分别以扎西则、德姆拉及阿扎贡拉岩体为代表。三个岩体的延伸长度均在230km以上；扎西则岩体达460km，宽数至数十公里。岩石组合主要有石英闪长岩、黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩及黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩两种组合。扎西则岩体属前一组合，德姆拉及阿扎贡拉岩体属后一组合，反映由东北向西南岩石的酸度增大。三个岩体的年龄分别为125—112Ma、107—79Ma及125Ma，属燕山亚旋回中期。围岩蚀变主要有角岩化、大理岩化。蚀变带宽0.5—2km。岩体边缘有较多围岩俘虏体。中段由北而南以班戈、冷拉及太昭三条大致平行，呈东西走向的岩体为代表。延长均在180km以上。主要有黑云母二长花岗岩、花岗闪长岩、

● 地质矿产部高原地质调查大队综合组资料，1984。

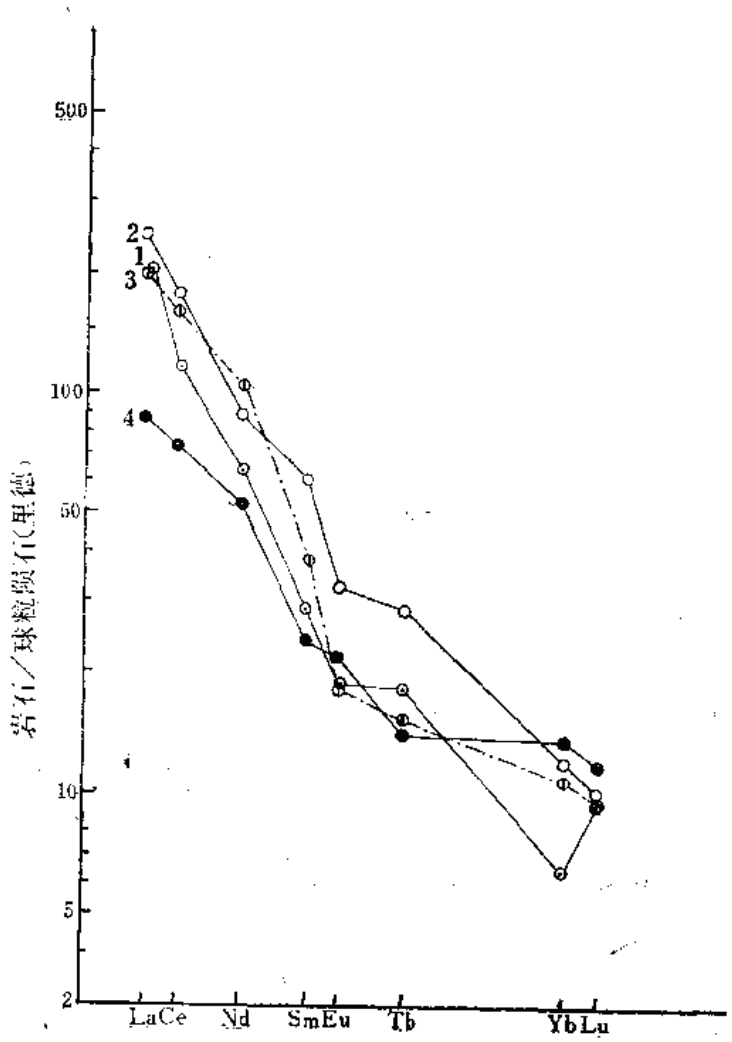


图 2-15 羌塘、昌都地区花岗岩类稀土元素、配分模式图（据余希静）

1—玉龙二长花岗斑岩；2—郭清花岗闪长岩；3—东达山黑云母闪长花岗岩；4—聂荣黑云母二长花岗岩

Fig. 2-15 Diagrams showing the distributive of rare elements in granites, of Qiangtang and Qamdo

1—Mozonitic granite porphyry of Yulong; 2—Granodiorite of Guoqing; 3—Muscovite granodiorite of Dongdashan; 4—Muscovite mozonitic granite Nierong

英云闪长岩及黑云母钾长花岗岩、二云母碱长花岗岩两种组合。围岩蚀变与东段岩体相似，但局部出现混合岩化及红柱石角岩化。以广泛出现片麻状构造、碎斑状结构为特征。班戈岩体的铷-锶法年龄为126.1Ma；太昭岩体的铀-铅法年龄为136Ma。西段包括念青唐古拉主峰至日土一带。该带岩体呈小岩基或岩株状零星分布，以申扎及日土两个岩体为大。上二岩体由黑云母二长花岗岩及花岗闪长岩组成，相带明显，围岩有显著角岩化，局部见磁铁矿化。二个岩体的年龄分别为90—80.8Ma及116—32Ma，说明岩体形成于燕山旋回晚期，并被喜马拉雅亚旋回的岩浆活动叠加。

南岩带　位于板片南缘，以拉萨河及萨嘎为界，分为东、中、西三段。岩体侵入于古生界及中生界中，局部被下第三系覆盖。东段岩体构成郭喀拉日山脉。岩石类型复杂，南部边缘为石英闪长岩、辉石闪长岩、花岗闪长岩，向北过渡为黑云母二长花岗岩，北缘为二

长花岗岩和花岗闪长岩，其中见黑云母钾长花岗岩岩脉及含电气石、石榴石的二云母碱长花岗岩岩脉。岩体内含较多暗色俘虏体。围岩蚀变以角岩化为主，东部出现大范围混合岩化。花岗闪长岩的同位素年龄为95—73Ma，黑云母钾长花岗岩的为88—57Ma，碱长花岗岩的为27.8Ma，表明岩体形成于燕山亚旋回晚期至喜马拉雅亚旋回，经多期次岩浆活动形成。中段岩体局部侵入于下第三系火山岩中，或与火山岩呈渐变过渡关系(拉萨幅，1984)。围岩具角岩化及矽卡岩化。岩体边缘常见相当于闪长岩的包体。南部主要岩石为石英闪长岩、辉石闪长岩、石英二长闪长岩，在南缘可与辉长岩呈渐变过渡关系；中部主要为黑云母花岗闪长岩和角闪黑云二长花岗岩；北部见黑云母钾长花岗岩侵入在黑云母花岗闪长岩中。辉石闪长岩及花岗闪长岩的铷-锶法同位素年龄为250±28Ma，花岗岩的有183±28Ma、135—70Ma及60—20Ma多组数据（王文俊等，1984）。前两组与钾-氩法取得的111Ma及95—66.3Ma（拉萨幅，1984）有较大出入。西段狮泉河以东，岩体规模均小，岩石以似斑状石英二长闪长岩、花岗闪长岩为主，通常在岩体北部出现黑云母钾长花岗岩脉。围岩蚀变与中段相似。花岗闪长岩的同位素年龄为111Ma，黑云钾长花岗岩的为45Ma。在狮泉河以西，岩体构成巨大的拉达克山脉，延长达500km，最宽达75km，侵入于石炭、二叠系中，局部被渐新统—上第三系覆盖。岩石组合与东段郭喀拉日岩体近似，但含较多辉长岩残体。时代为燕山旋回晚期至喜马拉雅旋回。

用余希静（1987）所统计的109件岩石化验资料，对岩类进行了平均参数计算。两带中性岩的$ANKC$值为0.77—0.91，中酸性岩的为0.98—1.00，酸性岩的为0.99—1.13。中性岩的Na_2O/K_2O比值为1.98—2.43，中酸性岩的为1.13—1.39，酸性岩的为0.67—0.92。中性岩的Al'值小于0，中酸性及酸性岩的多大于0。据此，推测亚区中性岩石均属正常系列，同熔型；中酸性及酸性岩石多属铝过饱和系列，同熔型或改造型。南、北岩带在岩石特征及岩石化学特征方面有一定区别。在空间分布上，南带有显著的规律性——南缘东段从南木林至朗县基本均为正常系列，往北从羊八井至林芝则趋向于铝过饱和系列。北岩带规律性较差，两个系列岩石或岩体分带性不明显。就Na_2O/K_2O比值看，南岩带高值点多分布在南缘，向北降低；北岩带则相反。该结果与亚区岩体从南、北向中部由中性或中酸性向酸性演变的趋势相符合。

亚区稀土元素样品集中采于中、东部。北岩带花岗岩类ΣREE平均为141.6ppm，南岩带的为112.5ppm。从岩石类型来看，二长花岗岩稀土元素丰度最高：南岩带平均达136.40ppm；北岩带平均达159.68ppm。花岗闪长岩、闪长岩较低，平均值在南岩带为91.25ppm，北岩带为131.52ppm。碱长花岗岩、钾长花岗岩介于二者之间，平均值为141.11—142.75ppm。南、北岩带ΣREE平均值介于S. R. Taylor（1979）所提出的上部陆壳与下部陆壳平均值之间，南岩带稍接近于下部陆壳的78.71ppm，北岩带稍接近于上部陆壳的210.07ppm。

亚区花岗岩类的稀土配分模式见图2-16、17，均为右倾斜轻稀土富集型。碱长、钾长花岗岩具强烈Eu亏损，图形显深V型。花岗闪长岩及闪长岩在南、北岩带有一定差异，北岩带LREE为一组密集的平行线，仅沿狮泉河-纳木错深断裂的门巴花岗闪长岩具显著的Eu正异常。南岩带为一组向右倾斜程度不一的离散曲线，可分为两种——一种倾斜平缓，$(Ce/Yb)_n$为2.74—3.97，比值变化较小，如岩带中部诸岩体；另一种呈向右陡倾斜，$(Ce/Yb)_n$为12.7—33.71，比值变化较大，如岩带南部诸岩体。岩区二长花岗岩稀土配分

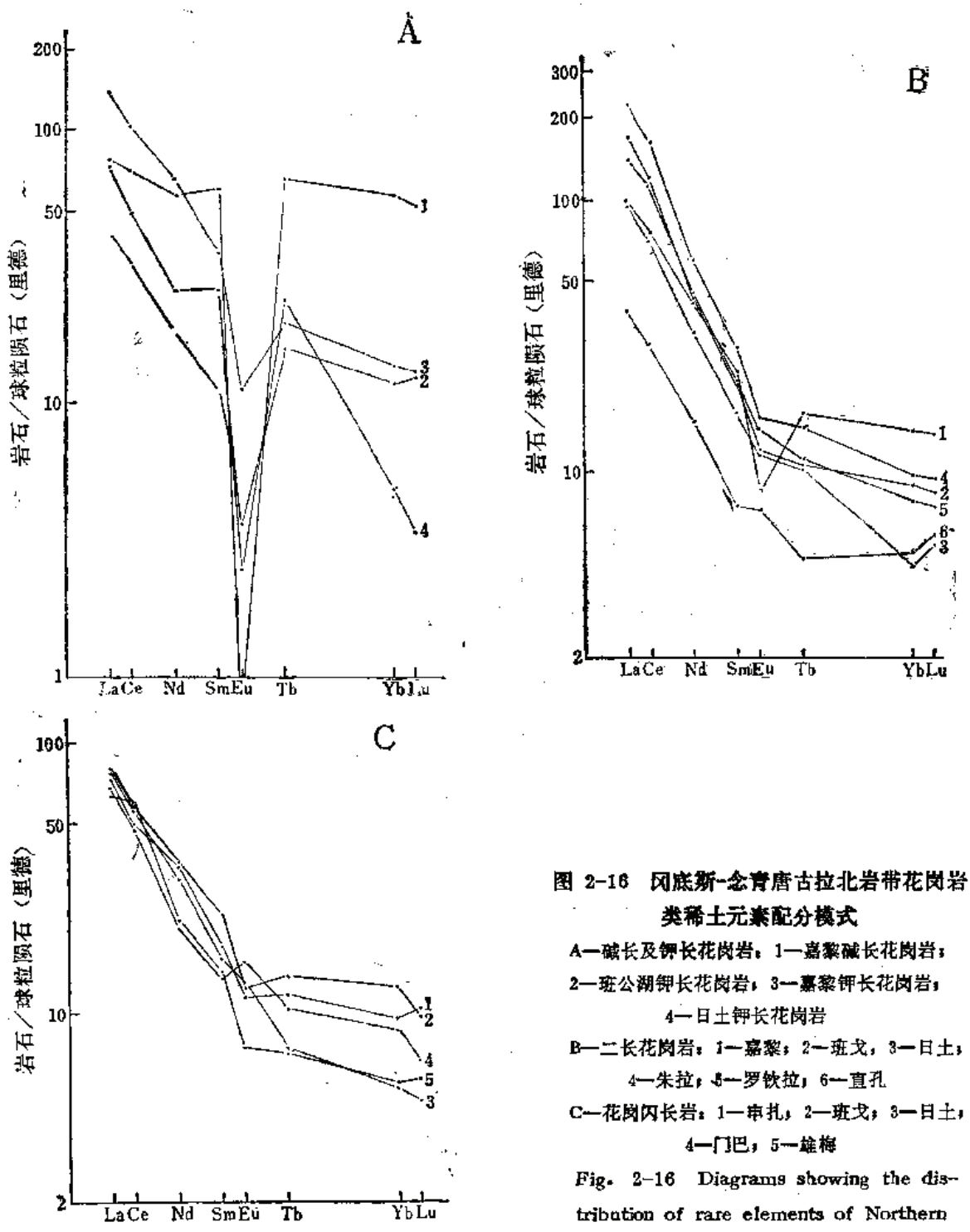


图 2-16 冈底斯-念青唐古拉北岩带花岗岩类稀土元素配分模式

A—碱长及钾长花岗岩：1—嘉黎碱长花岗岩；2—班公湖钾长花岗岩；3—嘉黎钾长花岗岩；4—日土钾长花岗岩

B—二长花岗岩：1—嘉黎；2—班戈；3—日土；4—朱拉；5—罗钦拉；6—直孔

C—花岗闪长岩：1—申扎；2—班戈；3—日土；4—门巴；5—雄梅

Fig. 2-16 Diagrams showing the distribution of rare elements of Northern Gandise-Nyainqentanglha

A—Alkali-granite and kaligranite;

1—Jiali alkli-granite; 2—Bangon Coalkali-granite; 3—Jiali kaligranite; 4—Rutog kaligranite

B—Monzonitic granite;

1—Jiali; 2—Bange; 3—Rutog; 4—Zhula; 5—Luoqinla; 6—Zhekong

C—Granodiorite;

1—Xainza; 2—Bange; 3—Rutog; 4—Menba; 5—Xiongmei

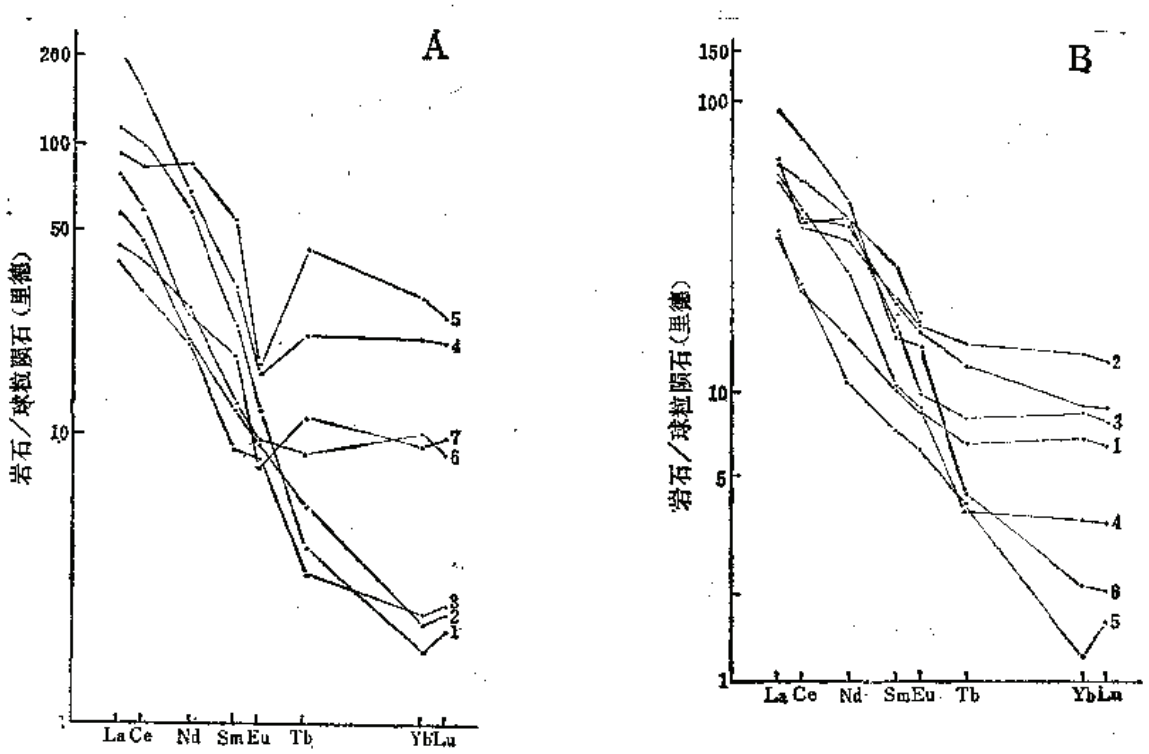


图 2-17 冈底斯-念青唐古拉南岩带花岗岩类稀土元素配分模式

A—二长花岗岩：1—嘎尔曲；2—尼木；3—曲水；4—羊八井；5—多拉八卡；6—拉萨勒则岗；7—达孜

B花岗闪长岩：1—南木林；2—古荣，3—朗县；4—甲格；5—朗县吉吉河口；6—林芝

Fig. 2-17 Diagrams showing the distribution of rare elements in granite of Southern Gandise-Nyainqentanglha

A—Monzonitic granite; 1—Geerge; 2—Nimu; 3—Qushui; 4—Yangbajing; 5—Duolabaka; 6—Lezengang, Lhasa; 7—Daizhi

B—Granodiorite; 1—Nanmulin; 2—Guri; 3—Langxian; 4—Jiege; 5—Jiejiehekou, Langxian; 6—Nyingchi

模式较为复杂，兼有前述各岩类的某些特性，在北岩带基本为一组轻稀土密集平行，而重稀土稍显离散的右倾轻稀土富集型曲线，具中等Eu负异常；在南岩带为一组离散的右倾曲线，分为三种模式。其一，$(Ce/Yb)_n$为13.04—19.77，比值差异较大，δEu 值较高；其二，$(Ce/Yb)_n$为2.8—6.6，具显著Eu 负异常；其三，$(Ce/Yb)_n$ 为2.81，比值较小，Eu 负异常微弱。

上述稀土元素丰度和配分模式的多样性表明本区花岗岩类的成岩物质来源和成岩作用的形式有多种，但主要是由相当于地壳、洋壳底部或上地幔衍生物组分等物质经过低度局部熔融而形成的。稀土总量低、显微弱Eu负异常或正异常及右倾平缓或陡斜的曲线反映熔体少受或未受陆壳混染，南岩带南部和北岩带中部深断带附近岩体均属于此一类型；稀土总量大、Eu 负异常强、重稀土富集的V形曲线，反映岩体系高度分离作用或陆壳局部重熔一再造熔浆的产物。

亚区花岗岩类微量元素与世界平均值对比，普遍富Hf贫Ta和Cr。随岩石类型由中性→酸性和碱性，Co、Sc、Cr过渡元素由高到低，U、Th、Cs、Rb 等放射性和大离子亲石

元素由低到高，Zr、Ba、Sr等则出现由低→高→低的演化趋势。这些趋势表明熔融程度逐渐增强。在空间分布上，北岩带相对富集Cs、Rb、U、Th、Ta、Cr、Co、Sc等大离子亲石元素，放射性和过渡元素也高于南岩带，但Zr、Ba相对贫化，表明北岩带花岗岩类较南岩带更趋近于上部地壳。Rb/Sr比值，南岩带除二云母花岗岩外均小于0.5，接近于华南地区同熔型或澳大利亚I型花岗岩；北岩带大于等于0.5，近似于上述两地改造型或S型花岗岩。

从上述诸方面情况来看，本区花岗岩浆活动有两个高峰期，一为晚侏罗世至早白垩世（北带），另一为晚白垩世至始新世（南带）。结合岩石类型由南、北部向中部由中性向酸性、碱性的演变，以及岩石化学、微量元素及地球化学相应的变化，可认为各岩带的形成显然与班公湖-怒江及印度河-雅鲁藏布江板块消减带的形成，亦即岩区北南两侧的板块（片）的碰撞活动密切相关。

（2）喜马拉雅亚区　亚区花岗质岩浆活动微弱，多形成小岩株。主要岩体形成于喜马拉雅亚旋回，少数形成于加里东及海西旋回。以定日-洛扎深断裂为界，划分为高喜马拉雅与拉轨岗日两个岩带。

高喜马拉雅岩带　岩体多数侵入于前寒武系中，局部侵入于古生界至中生界中。岩石主要为二云母花岗岩、二云母二长花岗岩和白云母花岗岩，以普遍含电气石为特征。围岩蚀变程度不一，以角岩化、混合岩化为主。侵入于片麻岩者，由于混合岩化所形成的混合岩与围岩分界不明显，常有长英质岩脉沿围岩片理贯入。岩体相带不清楚。副矿物主要为磷灰石、石榴石、锆石及磁铁矿，局部电气石较密集。成岩晚期钾质交代显著，常形成伟晶岩脉。岩石碎裂结构及似片麻状构造发育。绒布寺白云母花岗岩体的铷-锶法年龄为235Ma（刘秉光等，1979）；错那亚荣、亚东告乌、聂拉木塔吉岭及曲松二云母二长花岗岩体的则为12—22.6Ma。

拉轨岗日岩带　岩体主要沿东部拉轨岗日穹隆背斜带及西部普兰那木那尼—伊米斯山口一带分布。侵入最高地层层位为下侏罗统。岩石主要为二云母花岗岩。以康马岩体时代最老。前奥陶系围岩受岩体影响，具前进变质热效应。岩性由围岩向岩体有如下变化：板岩—千枚岩—绿泥白云母片岩—二云母片岩—石榴云母片岩—蓝晶石—十字石云母片岩。岩体边缘具围岩俘虏体。由边缘向中心矿物颗粒由细变粗，黑云母含量增高。岩体内片麻理发育。铷-锶法年龄为484.55Ma；铀-铅法锆石年龄为226Ma(F. 蓬德，1981)；钾-氩法年龄为31.8Ma。上述数据说明岩体形成于加里东旋回，并受到了海西旋回及喜马拉雅亚旋回的影响。其他岩体如隆子俗坡达拉二云母二长花岗岩体、吉隆马拉山白云母二长花岗岩体、纳木纳尼电气石二云母花岗岩体等的共同特性是：①围岩热蚀变显著，形成红柱石角岩带或矽卡岩带；②岩体中黑云母含量高于白云母；③普遍具片麻状构造及碎裂结构；④主要副矿物为磷灰石、榍石、磁铁矿；⑤同位素年龄有41.9—30.3Ma及13.4—12.7Ma两组，属渐新世至中新世。

27件样品的分析结果表明，岩体的SiO_2平均含量大于70%。高喜马拉雅岩带中部和西部岩体的*ANKC*值大于1，属铝过饱合系列；东部为0.93—0.98，属正常系列。拉轨岗日带西段岩体的*ANKC*值大于1，东段的小于等于1，分别为铝过饱和及正常系列。亚区岩体的Na_2O/K_2O比值多小于1，仅东部错那亚马荣及隆子打拉岩体大于1；前者类似于华南改造型，后者近似于同熔型。

喜马拉雅带岩体的ΣREE仅13—59.3ppm，较克拉克值低2—9倍，较下部地壳平均值（S.R.Taylor，1979）低1.3—6倍，近似于日喀则地区蛇绿镁铁质岩墙的16.8ppm（邓万明，1988）。拉轨岗日带ΣREE为150—180ppm，介于上、下地壳平均值之间。两带稀土配分模式均为右倾斜轻稀土富集、Eu亏损型，拉轨岗日带亏损较显著。亚区岩体的$^{86}Sr/^{87}Sr$有两个数值，其一为0.7186（王俊文，1981），另一为0.7458（伍勤生，1982）。

亚区微量元素以富大离子半径的亲石元素为特征，局部地段Th、Hf、Ta、Sn、W、Li、Ba比较集中。

上述诸材料基本可以说明亚区花岗岩类岩石类型简单，以高硅、富铝、富碱、多挥发份为特点，大多数属陆壳改造型，是地壳局部熔融后，熔浆借助于构造反复多期次的活动不断加深其重熔、混合分馏作用进程的结果。

通过对花岗岩类的研究（余希静，1986；刘振声等，1988；吴向农等，1988），在青藏花岗岩类成因类型及其与大地构造和成矿的关系几方面获得如下认识。

（1）成因类型包括改造型、同熔型及幔源型，但以前两类为主。$^{87}Sr/^{86}Sr$在岩石中的初始比值和氧同位素$\delta^{18}O$数值是目前被认为划分花岗岩类成因类型的重要依据，岩石化学分析参数等属于参考性材料。据刘振声对青藏高原南部22个主要岩体的研究，并参考王文俊、余希静、伍勤生、许荣华、刘宝田、Debon及P. Blattn（1981—1987）的资料，认为改造型与同熔型$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值的分界值为0.7090，$\delta^{18}O$的分界比值为+10‰。

（2）改造型花岗岩类主要出现在陆缘带或地块中，与基性、超基性侵入岩或火山岩没有共生关系。岩石一般以正常花岗岩为主，但也出现非正常系列的二长花岗岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩等。喜马拉雅、羌塘、昌都、巴颜喀拉及西秦岭等岩区的花岗岩主要属于这一类型。

改造型花岗岩类可进一步划分为花岗岩化交代型和重熔型。花岗岩化交代型一般是在板块俯冲阶段或陆缘带褶皱时形成的同构造岩体。前者是洋壳或陆壳受强烈挤压导致温度增高、物质活化，从而发生交代作用而形成的；后者是由来自下地壳的中酸性岩浆上侵而形成的，有时伴有同源、同性质火山岩。由于两者形成的构造背景基本相似，所以岩体形态多呈带状，其延长方向与区域构造走向一致。

重熔型花岗岩一般形成于陆壳碰撞期或构造后期或期后阶段。重熔花岗岩浆形成的岩体多为圆形或椭圆形，如藏南的拉轨冈日及中祁连带岩体。

据刘振声（1988）● 对西藏改造型花岗岩岩石化学及微量元素研究，可将其分为富铁镁型和富钾硅型。前者由夹中基性物质的沉积岩或基性岩变质改造而成，为富角闪石黑云母花岗岩、二长花岗岩，典型岩体如藏北聂荣和巴颜喀拉康定等。它们以富含微量元素Ba、Sr、Zr、Th、Sc、Cr、Ni、V、Co为特征。富钾硅型由砂、板岩变质重熔而来，有黑云母花岗岩或浅色花岗岩，如巴颜喀拉可尔因、雀儿山、藏北雅安多等岩体。其微量元素特点是Li、Be、Sn、Ga、Rb含量高。

（3）同熔型花岗岩类是地幔岩浆（包括洋壳因俯冲进入地幔从而发生熔融形成的岩浆）侵入到陆壳硅铝层中，由于热流或地热梯度的升高，引起上部地壳物质发生活化转移、熔化和交代作用（包括混岩化、花岗岩化），并与来自地幔的岩浆混染、同化所形成的花岗

● 地质矿产部高原地质调查大队综合组科研报告，1988。

岩类。按原岩浆性质的不同，徐克勤等（1981）将中国南岭花岗岩分为闪长岩-花岗岩系列及辉长岩-花岗岩系列。在青藏高原，前者分布在大陆边缘拗陷带、岛弧带等安山质岩浆岩的分布地带，为闪长岩-石英闪长岩-花岗闪长岩-石英二长岩系列，与安山岩-英安岩-流纹岩火山岩带共生，从而构成巨大的复式花岗岩带，如冈底斯-念青唐古拉亚区的南岩带及羊湖-义敦亚区的错交玛-贡巴纳岩带；后者出现在裂谷带、板块消减带中，如北祁连、拉鸡山、祁曼塔格、班公湖-怒江等岩带。其岩石组合基本与前者相似，但闪长岩中常富含辉石，并与角闪闪长岩、花岗闪长岩呈过渡关系。

同熔型花岗岩在微量元素方面以富Mo、Cu、Pb、Zn、Cr、Ni、V、Co为特征，如藏北的班戈、日土等岩体。

（4）通过研究，刘振声、王洁民（1988）提出了青藏南部存在"对花岗岩带"的新看法。青海省及四川省地质志底稿（1988）也提出了花岗岩带成因与大地构造发展两者之间关系的意见。笔者根据实际材料总结如下：

①在板块构造活动中，威尔逊提出："一个完整的构造旋回（威尔逊旋回）密切伴生一个完整的花岗岩旋回"。花岗岩旋回即早期交代花岗岩（改造型）→中期同熔和幔源型花岗岩→晚期碰撞改造型花岗岩。青藏高原板块内部的不同地段的活动性质与时、空的差异导致各构造旋回发育程度不同，花岗岩旋回也不均衡，有的两带混生，有的缺失一个带。这种情况在青藏北部常常出现。

②所谓"对花岗岩带"系指在板块缝合带两侧成对出现的改造型与同熔型花岗岩带，即：同熔型花岗岩带分布在俯冲盘，距缝合带较近；改造型花岗岩带在背向俯冲的一侧，距缝合带远近不一。前者属同构造期，后者形成于构造晚期。青藏高原可以确认的"对花岗岩带"有五对：

喜马拉雅改造型岩带-冈底斯同熔型岩带；

羌塘、唐古拉改造型岩带-念青唐古拉同熔型岩带；

金沙江改造型岩带-昌都江达同熔型岩带；

雅江、九龙改造型岩带-错交玛、贡巴纳同熔型岩带；

巴颜喀拉北改造型岩带-东昆仑中央同熔型岩带。

在上列五对花岗岩带之间，大致按从西到东的顺序分别为印度河-雅鲁藏布江、班公湖-怒江、金沙江、甘孜-理塘及阿尼玛卿等板块缝合带。

③在青藏北部的多条裂谷带及裂谷带之间的地块或隆起带中，同熔型与改造型花岗岩均有出现，难以划出成因类型的界线。一般沿裂谷带边缘断裂分布的岩体为同熔型，在地块或隆起带中的岩体为改造型。

④在理论上，幔源型花岗岩应出现在板块消减带中，但该类岩体仅在印度河-雅鲁藏布江带见到，在金沙江带仅有个别岩体，在其他带中未见报导。

⑤花岗岩的含矿性与岩石类型、酸碱度、后期蚀变及围岩蚀变情况密切相关。ⓐ含钾量高的钾长花岗岩、二长花岗岩、钾化的黑云母花岗岩，如果其围岩发生硅化、矽卡岩化，往往形成Sn、W、Cu、Fe矿化，或形成稀有金属矿化。ⓑ含SiO_2较高的石英闪长岩、花岗闪长岩、闪长岩的围岩如出现矽卡岩化，则其往往与Cu、Mo、Pb、Zn等成矿有关；如在后期发生钠化或被钠质伟晶岩脉穿插，则出现Li、Be、Ne、Ta矿化；如伟晶岩含较高挥发分，并在围岩中出现云英岩化、电气石化，则可能富含云母。ⓒ二长斑岩、

花岗斑岩、花岗闪长斑岩中的钾化常与Cu、Mo、Au等成矿有关。

青藏高原中一批重要金属矿床的形成，常与时代较新的岩体，特别是复合性岩体密切相关。不同类型岩体相比，以同熔型岩体的成矿条件较好，如其分异程度高，并有多期作用叠加，则对成矿更为有利。

三、区域变质岩与变质作用

青藏高原的变质岩十分发育。区域变质作用几乎遍及全区，形成了相应的变质地体，每个地体反映了不同的地壳活动特征。从元古代至新生代，地壳运动总的规律是从历史发展长期复杂的活动阶段向稳定阶段转化。据初步综合研究，高原可被划分为六个变质地区和十三个变质地带❶。所谓"变质地区"系指具有相同经历的地质发展阶段和相同变质作用演化历史的变质地体组合。在一个变质地区内，有一个或几个变质地体，它们分别代表了由不同变质作用形成的变质岩系，称变质地带。青藏高原内可划分出六个变质旋回，其中较为重要的是元古代、加里东、印支和喜马拉雅四个旋回或亚旋回。

青藏高原变质地区、地带的岩石组合及变质作用特征见表2-6及图2-18。

表2-6、图2-18可以基本说明青藏高原大部分地区的变质作用主要发生在元古代旋回至印支亚旋回。喜马拉雅及冈底斯-念青唐古拉变质地区的区域变质作用，主要发生在兴凯及海西旋回、燕山及喜马拉雅亚旋回。变质作用类型主要有区域动力热流、区域动力及埋深变质作用三种。其中区域动力热流变质作用主要出现在各变质地区的以元古界为主的基底岩系中，还可出现在可可西里-巴颜喀拉变质地区及金沙江变质地带的古生界，拉轨岗日变质地带的上古生界和冈底斯-念青唐古拉变质地区的上白垩统至下第三系。动力变质作用几乎在每个变质地区均有出现，以昆仑-柴达木变质地区最为突出；其发生时间在不同变质地区之间差异较大。埋深变质作用主要发生在祁连变质地区的下古生界中，亦可发生在羌塘-三江变质地区的中生界中。羌塘-三江变质地区的前泥盆系基底岩系和沿怒江变质地带的古生界变质岩系可能是由区域动力热流变质作用形成的。

在变质程度方面，以低绿片岩相比较普遍，分布面积最广，从晚元古界到中生界都有，主要由区域动力及埋深变质作用形成。变质程度最深的相是麻粒岩相，仅出现在柴达木边缘的下古生界（王云山、陈基娘，1982）及可可西里-巴颜喀拉东部边缘的太古界中（贺节明等，1988）。角闪岩相及绿片岩相在各变质地区多局部出现，形成于元古代至加里东旋回，均由区域动力热流变质作用形成。此外，在某些裂谷带、板块消减带出现蓝闪石片岩相，往往与低绿片岩相共生。

1．区域变质作用与地壳演化的关系

从表2-6、图2-18中还可以看出，无论那一个变质地区都经历了多旋回的区域变质作用，这是青藏高原地壳演化的多旋回特点所决定的。这种变质作用多旋回的发展总趋势都表现为区域动力热流变质作用与随后的区域动力变质作用以及埋深变质作用的变化。有的变质地区或变质地带未发生埋深变质作用，但经历过多次区域动力变质作用的改造。Zwart(1967) 在总结造山带变质作用时指出："一个地区的变质作用，可以有以埋深变质

❶ 地质矿产部高原地质调查大队十七分队科研报告，1986。

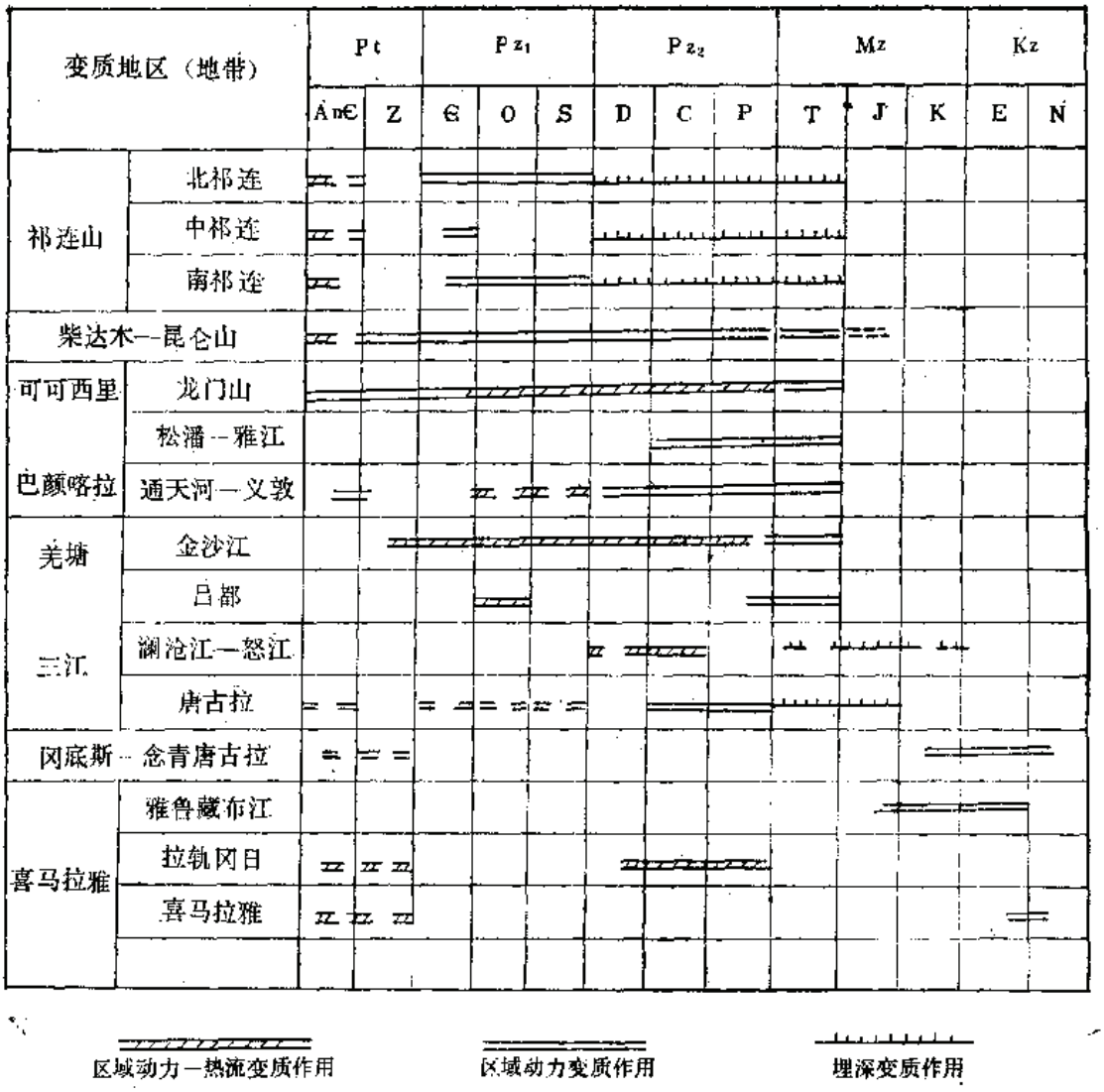


图 2-18 青藏高原变质作用及其演化示意图

Fig. 2-18 The evolution of Metamorphism in Qinghai-Xizang Plateau

作用为主和以地幔热流变质作用为主的交替变化"。上述交替变化特征称之为造山带变质作用的二重性。青藏高原的区域变质作用演化反映出的总趋势是先以地幔热流为主，继之以应力为主的变化，也是一种二元变化。这说明在整个高原地壳演化历史过程中，地幔热流与造山应力先后起了十分重要的作用。在区域动力热流变质作用中，既有中压型，也有低压型。区域动力变质作用地带还有高压型。所以变质作用的多旋回性、变质作用类型的多样性，以及变质作用条件由以热流为主变至以应力为主的阶段性，构成了全区复杂多变的区域变质作用景观。

2．区域变质作用与区域构造的关系

表2-6及图2-18反映了区域变质作用的变化，即热流及应力的相继作用，是与高原各变质地区、地带的由活动带变为稳定区的固结进程相一致的，具有明显的纵向迁移性（黄汲清、任纪舜等，1980）。所以各变质地区显示出与相应的变质旋回相关联的横向迁移特点。加里东变质旋回使祁连、柴达木、昆仑山变质地区发生固结。上述变质地区在空间上作大致平行的条带状展布，时间上由北向南迁移，反映了青藏地壳不断增生的特点。这种

带状增生，主要受深断裂控制，它一方面作为不同变质地区的重要边界条件，另一方面还控制了各变质地区不同时期变质旋回的范围和演化特点（包括热流、应力条件）。在同一应力场作用下，同一条深断裂带的不同地段的变质作用特点（区域变质类型、强度等）也有差别。如拉竹龙-金沙江断裂带的走向在德格以北一带由北北西向转为南北向，导致了古生代晚期因金沙江海槽的扩张，地幔分异热流上升，火山、岩浆活动强烈，在断裂带的东南侧发育了低压型区域动热变质作用为特点的海西变质旋回，而在西北侧则不发育。另如沿后龙门山断裂，西南段出现递进变质带，东北段则没有。

在地壳形成发展过程中，变质作用是一种重要的地质作用。印支变质旋回具有重要作用，因为除喜马拉雅-冈底斯变质地区以外，其余各变质地区都受到印支变质旋回的影响（图2-18）。这很可能与三叠纪末，班公湖-怒江带及藏南特提斯的扩张有关；这一扩张可能导致金沙江带的俯冲，以及可可西里-巴颜喀拉带的区域动力热流变质作用的发生。可进一步推论，欧亚大陆与冈瓦纳大陆当时处于不同应力场中且增生的欧亚大陆在压应力的作用下发生了以区域性应力作用为主的区域变质作用。另一方面，也可以看到晚古生代以来，大致以班公湖-怒江带为界，南、北具有不同的变质历史。如果确认拉轨岗日、雅鲁藏布和冈底斯-念青唐古拉地区的变质作用发生在燕山和喜马拉雅两期，那么冈瓦纳大陆就西藏境内而言有燕山和喜马拉雅两个变质旋回，而欧亚大陆就青藏高原而言，有加里东、海西、印支及燕山等四个变质旋回。相同的是它们都有前寒武纪结晶和褶皱基底，这一基底岩系与世界各地古老变质区一样，其形成都与地幔热流的增升有关，都属于区域动力热流变质作用的产物。

3．区域变质作用与岩浆活动

高压变质作用形成的蓝闪石片岩相带的分布规律是明显的。目前所见北祁连、阿尼玛卿、甘孜-理塘带和雅鲁藏布江等地的蓝片岩都产于蛇绿混杂岩带中，都属于板块缝合带产物，都呈线型分布在由区域动力变质作用形成的变质地体中，代表了强大的应力作用集中的高压变质地体。其中雅鲁藏布缝合带还与北邻的冈底斯-念青唐古拉变质地区构成一对双变质带。

区域动力热流变质作用所形成的中、深变质地体的分布规律也是明显的。其一，往往出现在深断裂（如金沙江、龙门山、班公湖-怒江深断裂等）附近，如金沙江带的中咱、石鼓变质地体，龙门山带的茂汶、金汤变质地体，班公湖-怒江带的嘉玉桥、聂荣、高黎贡山变质地体都产在深断裂附近。它们的形成可能与板块碰撞有关，但也和有关深断裂的活动有关。其二，某些递增变质带与混合岩或混合花岗岩类共生，如在龙门山西南段的丹巴-金汤、南迦巴瓦、南帕米尔等弧形构造顶部应力集中地带所见到的那样，说明水平应力集中也可以导致区域动力热流变质地体的形成。

上述现象和表2-6中所列各高压相系均出现在板块缝合带部位且高至中压相系及区域动力热流变质作用集中出现在高原南部，以及在时间上这些现象多发生在燕山至喜马拉雅旋回，也说明在此期间青藏高原受印度板块的由南向北的挤压作用及地下热流的活动是强烈的。

第三章　地质发展与青藏陆壳的形成

青藏陆壳的地质发展有显著的多旋回性，并与邻区或全球的地质发展有相互关系。各微板块在不同旋回的地质历程中，有各自的发展特点，形成了不同的地壳结构。从显生宙以来，秦祁昆微板块的地质发展与塔里木-中朝板块密切相关，可可西里-巴颜喀拉微板块与华南-东南亚板块的扬子地块密切相关，喜马拉雅-冈底斯微板块与印度板块密切相关。各微板块分别属于有关板块或地块的增生部分。喀拉昆仑-三江微板块由从扬子地块及印度板块分离出来的板片拼接而成。这些微板块的活动从晚古生代以来与特提斯的发展有不可分割的联系。

青藏地壳的发育基本以各级板块的活动为基础。经过离合与升降，各微板块由内向外增生，由南向北顺次拼合，最后与欧亚大陆形成统一的整体。

本章根据黄汲清、任纪舜等（1980）的大地构造旋回划分方案首先对高原的地质发展史进行叙述，然后结合已有的古地磁数据，推论微板块及板片的活动情况。

一、新太古至老元古巨旋回

新太古至老元古巨旋回包括阜平、五台及中条三个旋回。阜平旋回在青藏高原尚无确切资料，它与五台旋回也难以区分。中条旋回与五台旋回的界线，在扬子地块西缘划在大红山群与康定群之间。在青藏北部，中条运动有明显反映（表3-1）。分布在阿尔金、西昆仑的太古界尚无同位素年龄依据，是根据变质程度推测出来的。其变质程度达到麻粒岩相。原岩为碎屑岩、硅铁质岩及少量火山岩。早元古代时在昆仑山及其以北地区有广泛的海侵，形成了以碎屑岩、镁质碳酸盐岩为主的过渡型沉积。它们的变质程度一般为绿帘角闪岩相至角闪岩相，最深达到麻粒岩相。最老同位素年龄是中祁连湟源群中混合花岗岩的2469Ma。推测太古代至早元古代在昆仑山以北地区有"泛地槽"存在，且其与塔里木、华北的"泛地槽"相通。中条运动使它们形成统一的克拉通。

在青藏高原东侧的扬子地块西部边缘有太古界至下元古界的康定群和大红山群。经贺节明、周铭魁等（1988）研究，康定群变质程度最深也达到麻粒岩相，其铀-铅法同位素年龄为2062—2450Ma（成都地质矿产研究所，1985）。冕宁沙坝二辉斜长片麻岩的锶-锶法同位素年龄为2469Ma（四川省地质志底稿，1988）。其原岩形成顺序为超基性岩→基性熔岩→复理石碎屑岩→硅质岩。大红山群与康定群呈过渡关系，原岩为碎屑岩、碳酸盐岩复理石及碱性玄武岩，属于原始硅铝壳裂陷槽中次深水至深水沉积。小官河运动（潘杏南、赵济湘，1987）形成了扬子地块原地台结晶基底，其时限为1706Ma。在龙门山的轿顶山及宝兴一带分布有时代与岩性相当于康定群的片麻岩、混合花岗岩分布，其近旁出露的黄水河群、盐井群是否包括下元古界限于工作程度无法确定。

在喜马拉雅山区以南的印度比哈尔—奥利萨一带出露的太古界由多种片岩、钙质片麻岩及变质酸—基性侵入岩组成。花岗岩同位素年龄为3200Ma。其上被下元古界具砾岩的

表 3-1 青藏高原及邻区前震旦纪的地壳运动及其对比

Table 3-1 Correlations of Pre-Sinian Crustal Movements between Qinghai-Xizang Plateau and Its Neighboring Regions

旋回	界	系	时限(Ma)	塔里木南缘、昆仑及祁连地区	扬子地块西缘	南秦岭龙门山	喜马拉雅	印度地块
新元古	上元古界	震旦系	850—820	全吉群、白杨河群或多若诺尔群	震旦系	上震旦统	?	—
				阿尔金运动	晋宁运动			
		青白口系		索尔库里群、奥岔群或大柳沟群	会东群	碧口群、通木梁群、黄水河群或盐井群	聂拉木群、纳木纳尼群、巴龙群、珞布群或韦克瑞塔群	—
			1000—970	赛拉图运动	满银沟运动			
	中元古界	蓟县系		塔昔大坂群或镜铁山群	东川群			
			1400—1200	湟中运动	东川运动			
		长城系		巴什考供群、朱龙关群、党河群等	昆阳群、会理群、盐边群			丹乔里组
			1900—1700	中条运动	小官河运动			铁矿运动
至老元古新太古	下元古界—太古界			埃连卡特群、湟源群、金水口群、达肯大坂群	大红山群			铁矿群
			2500左右					
				太古界	康定群			太古界

浅变质碎屑岩夹基性火山岩及铁矿的铁矿群不整合覆盖。经过铁矿运动，铁矿群发生了紧密褶皱。在长期间断以后，铁矿群又被时限为1700—1600Ma的丹乔里组砂砾岩所覆盖。另外在拉贾斯坦、本德尔汗德及东高止山等地，都见到同位素年龄为3000—2550Ma的太古代花岗岩、花岗片麻岩及麻粒岩，其上被时代不明的以碎屑岩为主的变质岩系不整合覆盖❶。在喜马拉雅地区通过近年工作，尚未发现老于2018Ma❷的岩石。上述地质发展情况简列于表3-1。

根据上述扬子地块西缘及印度地块出现太古代及下元古代结晶岩系的情况，结合元古代聂拉木群的原岩以碎屑岩复理石为主这一现象，估计在青藏南部及东南部特别是喜马拉雅地区的聂拉木群之下，也应有太古代至下元古代结晶基底。

二、新元古巨旋回

新元古巨旋回的上限为850Ma左右。它包括中、上元古界的长城系至青白口系。这些地层在青藏地区分布较广，被不同层位的震旦系不整合覆盖。

在昆仑山以北地区，除南祁连、东昆仑中段未见中、上元古界，阿尔金一带缺失青白口系以外，其他地区如西昆仑、柴达木盆地北缘、中祁连、北祁连等地从长城系到青白口系均有分布。它们多属过渡型沉积，只有北祁连的长城系属活动型沉积。这一现象说明这些地区在中、上元古代有广阔的海盆，其中北祁连一带有深海槽。阿尔金一带缺失青白口系以及其他地区在青白口系与蓟县系之间有沉积间断或局部不整合这两个事实说明在蓟县纪末有较强的地壳运动发生，新疆区调队（1984）称之为赛拉图运动（表3-1）。

在南秦岭、龙门山一带出现的中、上元古界碧口群、通木梁群、黄水河群、盐井群，

❶ 中国地质科学院亚洲地质图编辑组，1980，亚洲地质资料汇编。

❷ 地质矿产部高原地调大队四分队科研报告，1986。

九龙锦屏山一带的火山变质岩系，金沙江一带的秦马山群、石鼓群，木里的恰斯群，都属于活动型沉积。推测从南秦岭至龙门山、九龙、木里至金沙江一带，在中、晚元古代存在深海槽或裂谷带，深海槽之间的巴颜喀拉地区可能是具过渡沉积性质的陆缘海盆。

在喜马拉雅及冈底斯地区出露的中、上元古界，以具复理石特征的碎屑岩为主，应属于印度古陆的边缘海域。

根据岩石组合、古孢子及叠层石发育情况，推测上述昆仑山以北海域向西可与塔里木海域相连，向东与北秦岭及华北海域相通，向南隔南秦岭海槽及龙门山-木里海槽与扬子海域及巴颜喀拉陆缘海相通。与喜马拉雅海域的关系还不清楚。

晚元古代晚期的阿尔金运动或晋宁运动使青藏北部及东部与相邻的塔里木、华北（中朝）及扬子海域同步发生褶皱隆起，形成统一的古中国大陆（任纪舜等，1980）。在后龙门山-锦屏山一线西侧的洋壳向东俯冲，形成了板块消减带。新元古巨旋回的大地构造活动特点可归纳为下列几点。

1．中条运动使青藏地区形成了结晶基底，此后，在中元古代早期出现区域沉降、拉张与断陷活动，再次形成"泛地槽"，在北祁连、南秦岭、金沙江等地及龙门山—锦屏山一线出现深海槽或初始洋盆，其中北祁连为继承性海槽。

2．在昆仑、柴达木及塔里木南缘这些比较平稳的陆棚区，藻类大量繁衍，沉积了较厚的白云质碳酸盐岩。深海槽区在前期普遍出现大规模火山活动及地幔岩；中晚期为巨厚的深海至次深海复理石沉积；后期有较多的中酸性岩侵入，并伴随区域变质作用。

3．在不少地区的沉积建造中出现砾岩、粗砂岩或沉积间断，说明在宽阔的海域或海槽近旁存在古陆块、水下隆起或海岛，并且地壳有升降活动。在长城系、蓟县系与青白口系之间的假整合、角度不整合，仅具有局部意义。蓟县系末的赛拉图运动也仅出现在青藏北部边缘。长城纪末相当于扬子区的东川运动对高原地区的影响也不显著。

4．阿尔金运动及晋宁运动所导致的区域变质相仅达到低绿片岩相至绿片岩相，与太古代至下元古代的绿帘角闪岩相至麻粒岩相有明显区别。两期变质作用的强度的差异，说明地壳内部热流条件的变化由强变弱。

5．晋宁运动形成的龙门山-锦屏山造山带由于受到强烈的挤压，形成了扬子古陆西北边缘的晚元古代火山-沉积岩带及断裂再造混合岩带（周铭魁等，1988）。在北祁连一带的海槽或裂谷封闭。

三、兴凯至加里东旋回

本文所称的兴凯至加里东旋回，在时代上包括震旦纪到志留纪。两个旋回的界线在晚震旦世与中寒武世之间。它们在青藏北部与南部有不同的表现。

（一）兴凯旋回

从早震旦世早期起，青藏北部及东部转入稳定发展阶段，逐渐形成褶皱基底上的第一盖层（图3-1）。该盖层可划分为两个由粗到细的层序：早震旦世早期为陆相、滨海相紫红色粗碎屑岩，晚期为细碎屑岩；晚震旦世早期为冰碛岩或碎屑岩，晚期为白云质碳酸盐岩，顶部含磷。在西昆仑、全吉山、南秦岭及扬子地块西缘均有出露，层序基本完整。在中祁连东段、阿尔金西段全部缺失。阿尔金中、东段只见到中、下部分。在后龙门山至稻

城、木里仅局部见到晚震旦世沉积，说明早震旦世地表有较大起伏，处于剥蚀夷平环境。对于早震旦世晚期的冰碛层有多种成因解释：多数人认为属大陆冰盖型；周铭魁(1988)认为扬子西缘的冰碛层属于山岳冰川型；高振家(1980)认为塔里木西南缘的冰碛层属于冰海型。

上述情况基本说明早震旦世的青藏北部及东部海域范围不大，应属于陆表海。后龙门山至金沙江以东地区可能是大陆剥蚀区。中祁连、阿尔金中、西段甚至包括柴达木地区在震旦纪时一直处于隆起状态。

早震旦世末的澄江运动，在青藏北部、东部及北侧的塔里本地块，东侧的扬子地块均有明显的反映，形成上、下震旦统之间的平行不整合或微角度不整合。与扬子地块上震旦统下部观音崖组相当的层位，在青藏东部为和元古界变质岩系直接接触的砾岩与粗砂岩，说明澄江运动具有以上升为主的造陆性质。周铭魁（1988）认为当时在扬子地块西部边缘西昌至昆明一带有剧烈的断块活动。

澄江运动以后，构造活动减弱，剥蚀作用增强，大陆地表趋于准平原状态，进入相对稳定的构造发展新时期。晚震旦世晚期的以白云质碳酸盐岩及顶部含磷沉积为主的岩石几乎遍及青藏北部和东部，也见于塔里木及扬子地块，说明在晚震旦世晚期出现了大面积沉降和海侵，标志着秦祁昆及扬子"古联合大陆"的形成。

青藏西南部属于印度地块的喜马拉雅-冈底斯地区，在震旦纪仍处在活动的沉降环

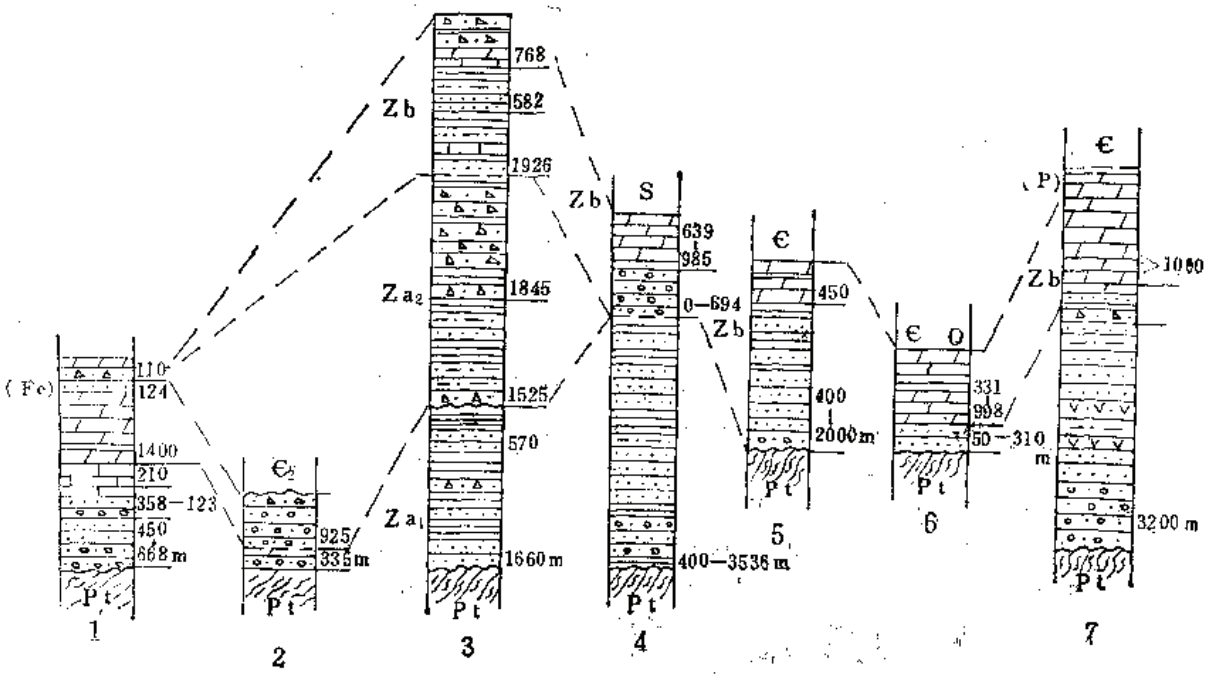


图 3-1 青藏高原震旦系沉积柱状对比图

1—柴北缘全吉群；2—北祁连白杨沟群；3—塔里木盆地北缘；4—南秦岭青川；5—龙门山；6—木里；7—云南澄江

Fig. 3-1 Regional sedimentary correlation of Sinian in Qinghai-Xizang Plateau

1—Quanji formation, northern margin of Qaidam; 2—Baiyanggou formation of North Qilian; 3—Northern margin of Tarim; 4—Qingchuan, South Qinling; 5—Longmenshan; 6—Muli; 7—Chenjiang, Yunnan

境，与"古联合大陆"相隔较远，未发现上述类型的震旦系沉积。震旦系与元古界是连续的。

（二）加里东旋回

加里东旋回初期，青藏北部及东部与北侧的塔里木、中朝板块，东侧的扬子地块再次分开，转入新的构造发展阶段。同时，秦祁昆、可可西里-巴颜喀拉与喜马拉雅-冈底斯三个微板块已具雏形。

1．秦祁昆微板块　从中寒武世开始，早、中期主要表现为不均衡的升降和南北向的拉张活动。在陆表海的基础上，出现了不同规模的陆块、海盆或海槽。陆块包括柴达木地块，中祁连、欧龙布鲁克及塔里木南缘隆起带，还有可能包括东、西昆仑间的中间隆起带。在陆块及隆起之间出现的海域，包括河西走廊、北祁连、疏勒南山-拉鸡山、南祁连、柴北缘、祁漫塔格、西秦岭及布尔汗布达等陆缘带及裂谷带（图3-2）。肖序常等（1986）

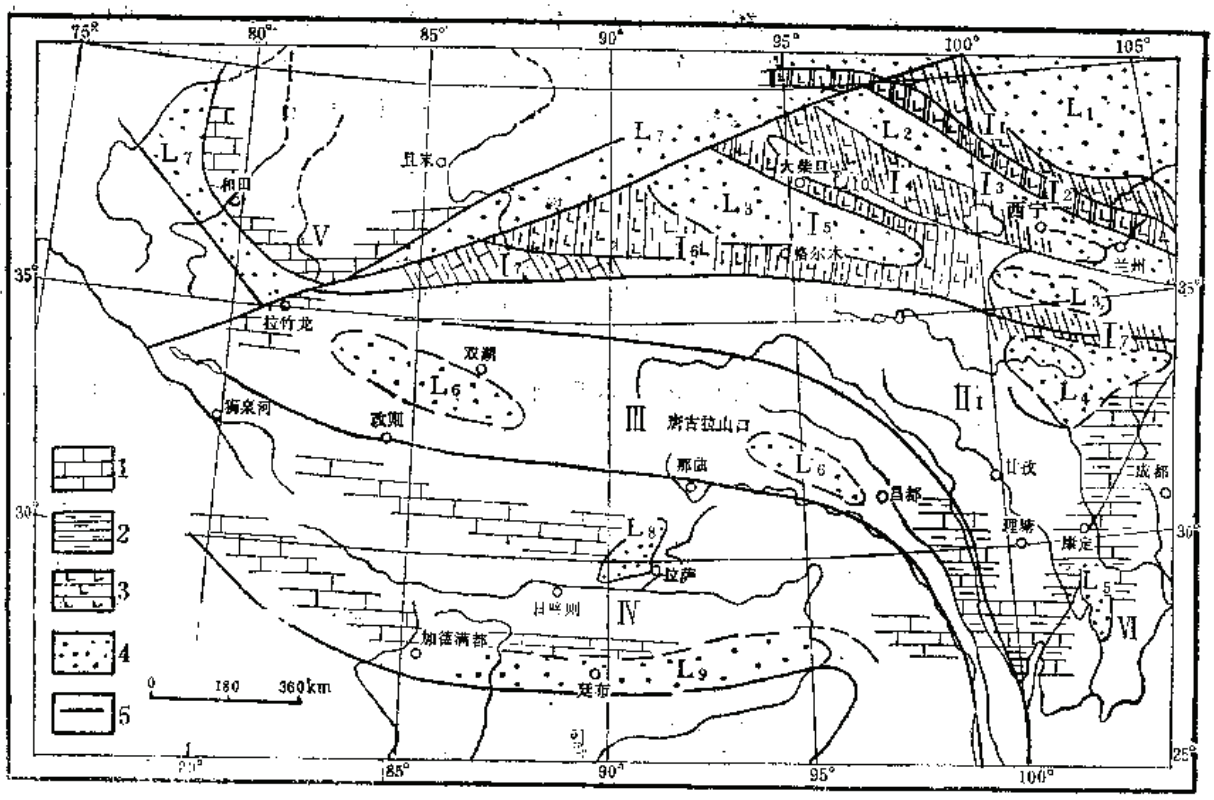


图 3-2　青藏高原晚奥陶世古地理略图

1—碳酸盐岩；2—碎屑岩；3—火山岩；4—剥蚀区；5—古地理分区界线。I—秦祁昆洋：I_1—河西走廊陆缘海；I_2—北祁连海槽；I_3—疏勒南山-拉鸡山海槽；I_4—南祁连陆缘海；I_5—柴北缘海槽；I_6—祁漫塔格海槽；I_7—昆仑-西秦岭海盆。Ⅱ—可可西里-巴颜喀拉海盆。Ⅲ—喀喇昆仑-三江海域。Ⅳ—喜马拉雅-冈底斯海域。Ⅴ—塔里木海盆。Ⅵ—扬子海域。L_1—阿拉善古陆；L_2—中祁连古陆；L_3—柴达木古陆；L_4—松潘古陆；L_5—康滇古陆；L_6—羌塘古陆；L_7—塔里木南缘古陆；L_8—念青唐古拉古陆；L_9—喜马拉雅古陆；L_{10}—欧龙布鲁克陆地

注：花纹平线为稳定型沉积，斜线为过渡型沉积，垂线为活动型沉积

Fig. 3-2 Palaeographic map of Late Ordovician of Qinghai-Xizang Plateau

1—Carbonate rock; 2—Clastic rock; 3—Volcanic rock; 4—Erosional region; 5—Palaeogeographic boundary. I—Qinling-Qilian-Kunlun Ocean; I_1—Hexi corridor Sea; I_2—North Qilian Sea Trough; I_3—South Sule Mts.-Lajishan Sea Trough; I_4—South Qilian Sea Trough; I_5—Qaidam Nothern Border Sea Trough; I_6—Qimantage Sea Trough; I_7—Kunlun-West Qinling Sea Basin. Ⅱ—Hoh Xil-Bayan Har Sea Basin. Ⅲ—Karakorum-Sanjiang Sea. Ⅳ—Himalaya-Gandise Sea. Ⅴ—Tarim Sea Basin. Ⅵ—Yangtze Sea. L_1—Alxa Oldland; L_2—Middle Qilian Oldland; L_3—Qaidam Oldland; L_4—Songpan Oldland; L_5—Kham-Dian Oldland; L_6—Qiangtang Oldland; L_7—Tarium Southern Border Oldland; L_8—NyainQentanglha Oldland; L_9—Himalaya Oldland; L_{10}—Oulongbuluke Continental

Notes: Horizontal pattern showing the marine stable type, Oblique pattern showing the marine intermedite type, Vertical pattern showing the marine mobile type

称这些可能相连的海域为秦祁昆洋。现由北而南叙述这些海域及陆块的发展情况。

河西走廊陆缘海　即前述的河西走廊陆缘带。早古生界在北部缺失较多，而南部缺失较少。火山活动也南多北少。这两个现象基本说明陆缘海与北侧的阿拉善地块及南侧北祁连海槽之间呈过渡关系。它是阿拉善地块南侧的陆缘海，其北部为浅海陆棚环境，南部为陆坡环境。各时期岩相变化较大，同时期的横向变化也很明显。海域形成于中寒武世，至早志留世末结束。在晚寒武世可能发生了短暂的海退，在东部可能延续到中奥陶世。中奥陶世有较大规模的火山喷发，这时的海域面积最大。西南部在晚奥陶世隆起。早志留世在东南边缘出现大量中、酸性火山岩及侵入岩，同时海域消失并出现褶皱，这些现象可能与南侧北祁连洋壳向北微有俯冲有关。

北祁连裂谷带　对于本带的大地构造性质与发展有不同的见解。肖序常等（1979）、王荃等（1985）认为北祁连在中寒武世发生海侵，至奥陶纪发展为广阔的海盆，出现比较完整的蛇绿岩洋壳及洋中脊玄武岩。戴天富等（1984）的认识基本与肖、王一致，认为沟、弧、盆体系俱全。邱凤岐（1984）、王泽汶等（1984）认为属裂谷型，主要依据是：（1）沉积建造具多旋回性，在各主旋回底部出现砾岩；（2）火山岩以拉斑玄武岩及碱性玄武岩为主，与深成的基性-超基性岩、花岗岩、石英正长岩三者并存；（3）在裂谷带中出现古老岩块或断块；（4）裂谷有分枝插入边缘的隆起带中。王泽汶把整个祁连板片称为裂谷系。笔者基本同意邱、王的意见。但总的说，北祁连裂谷带是从晚元古代封闭海槽的基础上发展起来的，从中寒武世起又开始张裂，在奥陶世已形成初始洋盆，到早志留世转入封闭阶段，可能出现过微弱的俯冲。从目前南、北边缘出现的蛇绿混杂岩带及北侧河西走廊陆缘带、南侧中祁连隆起带的相邻部位均有志留纪中酸性火山岩及花岗岩分布的现象来看，肖、戴等提出的洋壳的向南、北俯冲的看法，是有一定依据的。

中祁连隆起带　是从震旦纪开始的剥蚀区，西部在中寒武世至中奥陶世有局部海侵，从晚奥陶世起全部出露地表。

疏勒南山-拉鸡山裂谷带　在木里至疏勒南山以西，仅见南侧的南祁连下古生界过渡型沉积与北侧中祁连的元古界呈断层接触。在木里以东，出现残存的蛇绿岩与深海沉积。在拉鸡山出现与北祁连相似的沉积组合。裂谷带被夹持在元古界陆块之间，地表宽仅数公里。估计其原始张裂宽度不大。其地质发展史与北祁连相似。从拉鸡山两侧晚元古代地层褶皱平缓及裂谷带中存在冠状褶皱来看，在发展的后期阶段主要表现为褶皱造山性质。

南祁连陆缘带　海侵从早奥陶世开始，到晚志留世晚期结束。据1:20万区调有关图幅资料，志留系复理石碎屑岩主要由长石砂岩及粉砂岩组成，长石含量为35—55%，西南厚东北薄。在西南部见到呈次棱角至棱角状的花岗岩屑，其粒度从西南向东北变细。其物源应主要来自柴达木、阿尔金及塔里木地块。其古地理环境应属于柴达木或塔里木地块的陆缘海环境。该陆缘海在志留纪末褶皱隆起。

欧龙布鲁克隆起带　从晚震旦世至中奥陶世为连续的稳定浅海相型沉积，说明在这一阶段的沉积环境为陆表海。从缺失晚奥陶世及志留纪沉积来看，该带应属从晚奥陶世开始隆起的微陆块。

柴北缘裂谷带　目前存在的褶皱带宽度也只有几公里且露头不连续。王云山（1984）据其所采到的化石及岩石组合，认为该带是晚奥陶世初期形成的"优地槽"。因缺失志留系，说明该带在加里东晚期褶皱隆起。其张裂及封闭时间与欧龙布鲁克隆起带的基本同步。

柴达木地块　地块内有否下古生代沉积是有争议的。较多人认为其是在晚元古界固结的基础上形成的地块，在早古生代是隆起区。王云山、陈基娘（1984）根据物探及航磁资料，认为柴达木东部磁性较强的团块异常可能是混合岩与花岗岩，西部的微波状平缓磁异常应属柔性基底变质岩石。结合外围地表岩石判断，东部主要为前震旦纪地层，西部除震旦系外，可能有部分下古生界。另据石油钻井资料，北缘马海一带有九个钻孔见到达肯大坂群片麻岩、变粒岩，冷湖钻井见到上奥陶统砾岩、火山岩，南部边缘钻井见到与祁漫塔格相似的花岗岩❶。估计柴达木基底应主要由前震旦系变质岩组成。另据北侧的欧龙布鲁克微陆块的震旦系全吉群中有不少河流成因的砾岩及中奥陶统的底砾岩中的砾石都以片麻岩、混合花岗岩及结晶片岩为主，以及南祁连志留系中长石砂岩组分及颗粒的变化情况等，推测形成这些岩石的物质可能部分来自柴达木地块。上述情况也说明柴达木在元古代末期已形成地块。

祁漫塔格裂谷带　由于北缘多被中、新生界覆盖，因而其与柴达木地块之间的分界情况不明。这里未见到元古界至寒武系。据下、中奥陶统的岩石组合、枕状玄武岩及部分基性-超基性岩的出现，推测地壳在早奥陶世经过拉张，形成了介于柴达木地块、东昆仑隆起带及塔里木边缘隆起带之间的裂谷盆地。根据晚奥陶统及志留系缺失这一事实，估计裂谷在晚奥陶世褶皱隆起。

昆仑隆起带及塔里木南缘隆起带　包括东、西昆仑中间隆起带及阿尔金隆起带。它们的特点是在晚元古代褶皱成陆，在早古生代大部分裸露地表，在低洼处或边缘局部有下古生代沉积及少量岩浆岩侵入。

西秦岭板片　即西秦岭海盆。从北部边缘出露寒武、奥陶系且其底部含砾岩以及粗砂岩和碎屑岩的粒度由北向南有变细的趋势来看，海盆具陆缘海性质。

下古生代的沉积环境为滨海至斜坡环境，水体北浅南深，并与东秦岭相通。北部在寒武、奥陶纪时地壳比较活动，在晚奥陶世末开始隆起，在晚志留世末与南侧西倾山一带一并发生褶皱。

秦祁昆微板块在下古生代阶段的地质发展情况可总结为下列三点。

（1）在晚震旦世末全区隆起的基础上，经过早寒武世的剥蚀，板块从中寒武世开始拉张并出现不均衡的沉降活动，逐渐形成了裂谷与隆起带相间的构造格局。其形成的顺序由北而南，到晚奥陶世达到高峰。岩浆活动也大致北强南弱。晚奥陶世末，南部海槽先行封闭，接着北部海槽也封闭了。

（2）从志留纪开始，构造及岩浆活动渐趋平静。志留纪复理石沉积几乎遍及整个"秦祁昆洋"，海槽被一一填平。晚志留世末，北部裂谷带洋壳局部向陆壳下俯冲，祁连区与西秦岭北部全面发生褶皱，地块增生，相互结合，并与中朝及塔里木地块联结，至此秦祁昆洋基本消失。

（3）西昆仑北部未受到晚志留世末期构造运动影响，下古生代海域仍继续发展。

2．可可西里-巴颜喀拉微板块　早古生代基本为海相稳定至过渡型连续沉积。东北部以碎屑岩为主，厚度较小；西南部以碳酸盐岩为主，兼夹火山岩，厚度较大，并在金沙江一线出现硅质岩及复理石沉积。微板块在早古生代应属扬子地块的陆缘海。海水大致东

❶ 石油部青海省石油管理局资料。

北浅，西南深，在金沙江一带有海槽或深海盆存在。根据金沙江一带泥盆系与下伏下古生界的不整合关系，特别是石鼓附近前泥盆系变质较深的现象，推测在加里东旋回末期曾出现褶皱变质作用，且这一作用奠定了中咱地块的雏形。

从微板块早古生代古生物群面貌与扬子区相似这一情况来看，当时的海域与上扬子海相连。总体说，微板块的早古生代构造环境是基本稳定的，以缓慢的沉降为主，岩浆活动微弱。

3．喜马拉雅-冈底斯微板块　下古生界基本为稳定型连续沉积，未发现岩浆活动。但在西部的盐岭地区缺失下寒武统与部分中寒武统，东部察隅一带仅有下奥陶统。高喜马拉雅地区地层有不同程度缺失或厚度变化较大。这一地区应属印度地块的边缘海或陆表海，海底有较大的起伏。当时前寒武系基底局部出露地表。由于古生物群基本与中国南方型相似，估计当时的海域与扬子或华南海域之间无大洋阻隔。

4．喀喇昆仑-三江微板块　从目前分散出露的下古生界及其被泥盆系不整合覆盖这一情况来看，微板块可能普遍受到了加里东运动的影响。羌塘一带的下古生界具复理石特征，但由于变质程度较深，难以恢复其完整层序。昌都一带仅见下奥陶统，中奥陶统至志留系缺失。在微板块西南边缘的班公湖—怒江一线见到变质的古生界，其中可能包括下古生界，但未发现它们之间的明显的界线。微板块下古生代的古生物面貌基本与中国南方型相似，仅个别时期与欧洲型相似。从上述情况估计，昌都一带应是中奥陶世隆起的地块，其东侧为深海域，其他大部分地区处于浅海至次深海环境。前人对羌塘一带前泥盆变质岩系的时代有不同认识。如果该岩系属元古代，则羌塘一带是下古生代的隆起区；如果属下古生代，则说明当时可能有深海槽存在且该海槽在加里东运动后才褶皱隆起成为地块。笔者认为前一可能性较大。

四、海西旋回

加里东运动使秦祁昆洋基本消失以后，青藏高原北部在泥盆纪形成了以陆相磨拉石和滨、浅海相类复理石为主的沉积，同时不同规模的火山活动形成了厚度不等的火山岩。这些说明在海西旋回早期青藏高原北部地壳仍有升降活动且地形起伏较大，剥蚀作用强烈。一直到早石炭世构造活动才趋于平静。青藏高原南部除羌塘及昌都地块的局部范围在早期出露地表以外，绝大部分被平静的海水淹没。从早石炭世开始，古特提斯洋由南而北发生大面积海侵（图3-3）。

（一）古特提斯海域的扩张

特提斯是Suess（1985）创立的古海洋名称，是指中生代在古欧亚大陆与冈瓦纳大陆之间的海域。其后一些地质学者把它引申到整个古生代，这样它就包括了蒙古及中亚的地槽区。黄汲清（1987）认为上述引申的时间和地区过广，但在青藏地区的石炭、二叠纪海侵必须加以考虑，并在他的著作（1987）中把石炭、二叠纪海域称“古特提斯”，中生代的海域称“中特提斯”，新生代的残留海域称“新特提斯”。笔者认为古特提斯的涵义是明确的，中、新特提斯的时限不易区分，本文统称之为“特提斯”。

青藏地区古特提斯的海侵开始于石炭纪，与欧亚大陆、冈瓦纳大陆的发展密切相关。范影年（1986）对祁连一带古生物的研究表明，在该处尚不能肯定早石炭早期岩关阶地层

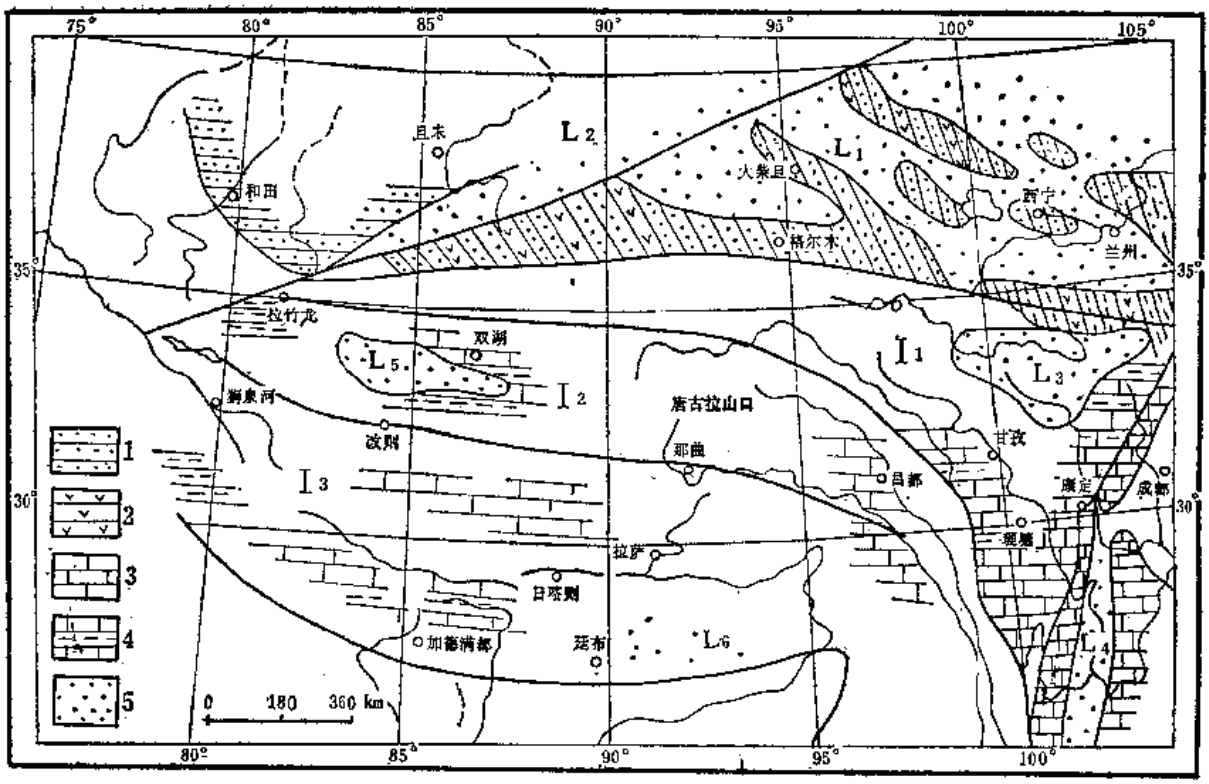


图 3-3 青藏高原中、晚泥盆世古地理略图

1—陆相盆地碎屑岩；2—火山岩；3—海相碳酸盐岩；4—海相碳酸盐岩、碎屑岩；5—剥蚀区。L_1—秦祁昆古陆；L_2—塔里木古陆；L_3—松潘古陆；L_4—康滇古陆；L_5—羌塘古陆；L_6—喜马拉雅古陆。I_1—可可西里-巴颜喀拉海；I_2—喀喇昆仑-三江海；I_3—喜马拉雅-冈底斯海

注：水平花纹为稳定型海相沉积，斜花纹为过渡型沉积。

Fig. 3-3 Palaeogeographic map of Middle to Late Devonian of Qinghai-Xizang Plateau

1—Clastic rocks of continebtal basin; 2—Volcanic rock; 3—marine Carbonite; 4—Carbonite and clastic rock of marine; 5—Erosional region. L_1—Qinling-Qilian-Kunlun Oldland; L_2—Tarim Oldland; L_3—Songpan Oldland; L_4—Kham-Dian Oldland; L_5—Qiangtang Oldland; L_6—Himalaya Oldland. I_1—Hoh-Xil-Bayan Har Sea; I_2—Karakorum-Sanjiang Sea; I_3—Himalaya-Gandise Sea

Notes: Horizontal pattern represents the marine stable type, Oblique pattern represents the intermediate type.

的存在。估计岩关期的海域可能向北仅达到昆仑山至南秦岭一线。当时的海域以狭窄的通道与扬子海域及中亚海域相通，从而在昌都一带的妥坝、巴塘出现华南地方性的*Cystophrentis*和苏联地方性的*Humboldtia*, *Keyserlingophyllum*。当时的喜马拉雅-冈底斯区属于正常海域；南秦岭、龙门山及巴颜喀拉区可能属于半封闭海湾，具有大量具地方特色的分子，如*Beichuanophyllum*, *Neobeichuanophyllum*等。

早石炭世大塘期海侵范围扩大，古特提斯几乎漫及青藏高原全域。一般水浅温高，在宗务隆山至青海南山、西秦岭至南秦岭及西昆仑北带出现海盆及海槽。在大塘期到晚石炭世期间，青藏北部及东部的造礁珊瑚及喜暖古生物生长旺盛。地壳升降活动在北部比较明显，形成了不同的沉积建造。祁连及东昆仑地区地壳先降后升，出现海陆交互相含煤碎屑岩及红色粗碎屑岩沉积，到早二叠世从北而南逐渐形成陆地。仅西秦岭一带以沉降为主，但也有上升活动，形成沉积间断——在上石炭统底部出现砾岩；上石炭统与下石炭统之间出现微

角度不整合或假整合；在古特提斯西北部的宗务隆山至青海南山的海槽中，晚石炭世出现了火山活动及较厚的复理石沉积（海槽西深东浅）；早二叠统以滨海相砂砾岩沉积为主。西昆仑北带在早石炭世为活动型沉积。据姜春发等（1988）的研究，早石炭世的拉张作用形成洋壳，在晚石炭世洋壳向南俯冲，导致西昆仑中带大幅度隆起和中酸性岩的侵入。

在昆仑山及秦岭以南的广大海域，从早石炭世大塘期到早二叠世出现了两种不同的环境：以罗惹布错-索县-北澜沧江一线为界，东北侧为古特提斯稳定的温暖海域，碳酸盐岩

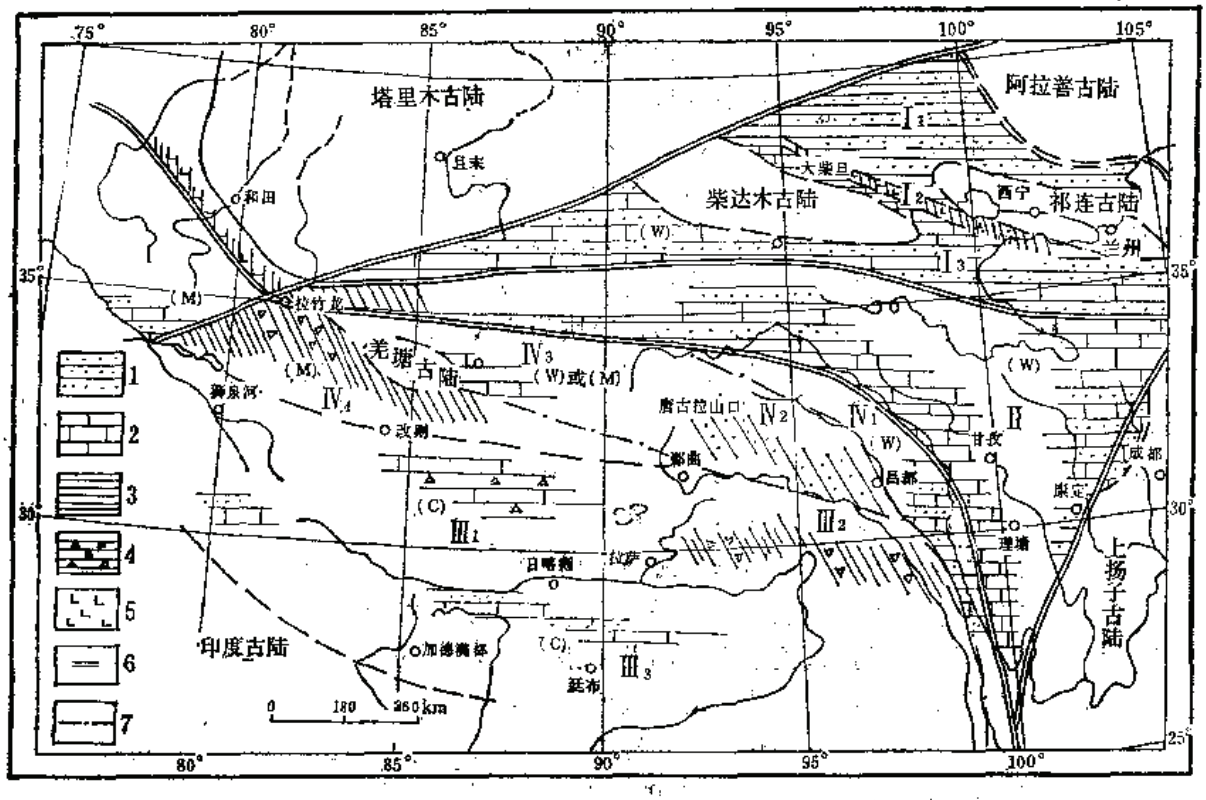


图 3-4 青藏高原早石炭世至早二叠世古地理及暖、冷生物群分布图

1—碎屑岩；2—碳酸盐岩；3—碎屑岩复理石；4—似冰碛岩；5—火山岩；6—构造单元界线；7—古生物群界线。W—暖环境生物群；C—冷环境生物群；M—冷暖混生生物群。I—秦祁昆海；I_1—祁连滨浅海；I_2—宗务隆海槽；I_3—昆仑-秦岭海盆。II—可可西里-巴颜喀拉海。III—喜马拉雅-冈底斯海；III_1—拉萨-察隅海槽；III_2—申扎海盆；III_3—喜马拉雅浅海。IV—喀喇昆仑-三江海；IV_1—昌都陆表海；IV_2—唐古拉海盆；IV_3—唐古拉陆表海；IV_4—羌南海槽

注：水平花纹表示稳定型沉积，斜线花纹表示过渡型沉积，垂直花纹表示活动型沉积

Fig. 3-4 Palaeogeographic map of Early Carboniferous to Early Permian and distribution of cold and warm faunas and floras of Qinghai-Xizang Plateau

1—Clastic rock; 2—Carbonates; 3—Flysch; 4—Tilloid; 5—Volcanics; 6—Boundary of tectonic units; 7—Boundary of palaeontologic groups. W—Warm faunas and floras; C—Cold faunas and floras; M—Warm-cold mixed faunas and floras. I—Qinling-Qilian-Kunlun Sea; I_1—Qilian Littoral-Shallow Sea; I_2—Jun Ul Sea Trough; I_3—Kunlun-Qinling Basin. II—Hoh Xil-Bayan Har Sea. III—Himalaya-Gangdise Sea; III_1—Lhasa-Zayu Tropgh; III_2—Xainza Basin; III_3 Himalaya Shallow Sea. IV—Karakorum-Sanjiang Sea; IV_1—Qamdo Littoral Shallow Sea; IV_2—Tanggula Basin; IV_3—Qiangtang Littoral Shallow Sea; IV_4—Southern Qiangtang Trough

Notes: Horizontal pattern represents the marine stable type, Oblique pattern represent the marine intermediate type, Vertical pattern represents the marine mobile type.

和南方型古生物发育；西南侧为过渡型的冷水海域，沉积了较厚的碎屑岩，局部夹“冰碛砾岩”，古生物群为以*Eurydosma*、*Caryophyllum*为代表的冈瓦纳冷水型。在西北部龙木错一带，暖、冷水动物群混生。在改则附近发现早二叠世温热环境的大羽羊齿植物群与凉寒环境的舌羊齿植物群共生（李星学，1984）●。在申扎一带的上石炭统中出现了大量具地方色彩的无鳞板小个体泡沫珊瑚与小个体厚壳腕足类化石，说明从属于冈瓦纳大陆的印度板块、喜马拉雅-冈底斯微板块、以及喀喇昆仑-三江微板块在海西早、中期与欧亚大陆是比较接近的（图3-4）。

（二）冈瓦纳大陆与欧亚大陆在海西晚期开始拼接

海西晚期二叠纪的地质发展在早、中、晚二叠世有显著差别。早、中二叠世除北部的河西走廊、北祁连、中祁连东部、柴达木、塔里木南缘及昆仑山中带处在内陆环境以外，青藏地区的其余地区基本处于海侵范围之内。根据张正贵（1986）的研究，此时青藏地区古特提斯海域可概括划为三个主要相区：1．昆仑、西秦岭、巴颜喀拉稳定浅海陆棚区，其中布尔汗布达带及西昆仑南带仍处在海槽环境；2．喀喇昆仑-三江地区在金沙江一线及羌塘地块南侧分别出现裂谷或裂陷槽，在昌都地块为滨浅海碳酸盐台地环境及陆内断陷盆地环境，龙木错至依布茶卡的羌南海槽一带为浅海至次深海斜坡环境；3．喜马拉雅-冈底斯区为浅海陆棚区。

中二叠世末，较大面积的升降运动使海侵范围缩小，除喜马拉雅-冈底斯、可可西里-巴颜喀拉及西秦岭地区大部分仍居水下以外，其余地区大部分上升或一度上升于地表，遭受剥蚀。西昆仑南缘、布尔汗布达海槽封闭，局部洋壳分别向昆仑中带俯冲，使中昆仑带继续隆起，并发生强烈的中酸性岩浆的侵入活动，与塔里木、柴达木地块连成一片。喀喇昆仑-三江地区的金沙江海槽、羌塘南侧的龙木错-依布茶卡及左贡一带的海域和可可西里-巴颜喀拉区西南边缘都出现了褶皱运动，也伴有岩浆侵入活动与变质作用。

构造活动在晚二叠世趋于缓和，但在昆仑山以南广大范围内出现了张裂作用和火山活动。在可可西里-巴颜喀拉海域的阿尼玛卿、甘孜-理塘一带发生了张裂或裂陷，西部的白玉-义敦海盆继续沉降，其余地方大多处在浅海环境。西秦岭地区出现磨拉石及粗碎屑岩沉积说明其北面的祁连地区陆地在继续上升。喀喇昆仑-三江地区出现碳酸盐岩台地及沼泽成煤环境，并有基性火山岩喷溢。喜马拉雅-冈底斯区主要为浅海陆棚环境，但有大面积的水下隆起与凹陷产生，以致在念青唐古拉一带出现陆棚边缘盆地或局限海槽及次深海盆地（其中出现过渡型碎屑复理石沉积），也伴有间歇性的基性火山岩喷溢。更大规模的基性火山活动见于巴颜喀拉西南及南部边缘与扬子地块的邻界部位，在这里，玄武岩及火山凝灰岩的最大厚度达2800m以上。在喜马拉雅南部也有较大面积的晚二叠世基性熔岩分布。

晚二叠世末，喀喇昆仑-三江区及冈底斯-念青唐古拉区褶皱隆起，古特提斯洋进一步缩小，仅在巴颜喀拉及喜马拉雅地区残留。

海西旋回的构造活动可总结为下列三点。

1．海西运动主要表现为广大范围的升降和张裂活动，导致古特提斯洋的扩张和退缩以及沿主要裂陷带或断裂带出现不同规模的基性火山岩浆的喷溢。

● 青藏高原第二次学术讨论会论文摘要，1984。

2．在海西旋回晚期中二叠世末出现的由南向北或由南西向北东的板块水平移动，导致西昆仑南缘、布尔汗布达、金沙江、龙木错-依布茶卡（还可能包括左贡一带）等海域的封闭、造山或洋壳的俯冲，但规模都较小，伴随的岩浆活动及变质作用也较微弱。

3．海西运动使组成喀喇昆仑-三江微板块的几个板片在中二叠世晚期基本拼合，并向可可西里-巴颜喀拉、秦祁昆微板块靠近。

五、阿尔卑斯旋回

阿尔卑斯旋回包括印支、燕山及喜马拉雅三个亚旋回。从印支亚旋回开始到喜马拉雅亚旋回早期，特提斯洋从扩张到消亡，导致青藏地区与欧亚大陆合并为统一的整体。

（一）印支亚旋回 划分为早、晚两期，即早、中三叠世时期与晚三叠世时期；各代表特提斯洋的一次海进和海退。

在早三叠世初，特提斯洋向北扩展到南祁连、中祁连西部，柴达木南缘、北缘及布尔汗布达等地。冈底斯-念青唐古拉板片边缘及喀喇昆仑-三江微板块大部分也被海水淹没。海域东与上扬子海、东秦岭海槽相通，西与中亚海域通连。海侵在中三叠世安尼期达到高潮。在拉丁期，海水从秦祁昆及巴颜喀拉西北部退出。第二次海侵开始于晚三叠世卡尼期，其范围向北未达到秦祁昆地区。瑞替期再次海退，至晚三叠世末，海域基本在可可西里-巴颜喀拉范围内消失。喀喇昆仑-三江微板块中、西部及喜马拉雅-冈底斯微板块大部分仍侵没在特提斯海洋之中（图3-5）。

印支亚旋回的构造活动主要发生在柴达木地块及可可西里-巴颜喀拉微板块及以南的各微板块中或板片相邻部位。

1．西秦岭板片 在印支早期是继承海西旋回与东秦岭相通的中祁连陆缘海盆。海盆东浅西深，向西北楔入宗务隆山一带。其主体部分在早三叠世至中三叠世安尼期发生沉降，接受了较厚的砂、泥质复理石沉积。在北部边缘有多期火山活动，并见多层砾岩，说明物源来自北侧。早、中三叠世古生物群以菊石为主，以具地方特色的*Lenotropits*, *Tianjunites* 与特提斯型 *Meekoceras*, *Arctohungarites* 混生为特色。南侧的巴颜喀拉海以双壳类为主。上述特征说明两个海域有一定的间隔。由于受阿尼玛卿洋壳的影响，西秦岭在中三叠世晚期发生了强烈褶皱，海域退缩，因而在晚三叠世形成海陆交互相含煤碎屑岩沉积。所产植物化石以南北方过渡型的*Danaeopsis*、*Dictyophyllum*为代表。晚三叠世中、晚期沿西侧乌兰-苦海断裂及中部走向断裂有较大规模的岩浆侵入活动与火山活动。

2．可可西里-巴颜喀拉微板块 继承古特提斯海域。印支早期的构造活动从北缘及南西缘开始。北缘阿尼玛卿一线的拉张作用形成了东西走向的海槽或海盆，其中发育蛇绿岩套与活动型沉积。在早、中三叠世复理石中，含大量以石炭、二叠纪灰岩为主的滑塌碎块。在中三叠世晚期洋壳向北俯冲，形成阿尼玛卿板块消减带。

早三叠世在南西部和中部存在两个平行的海盆和一个海槽，西部为以中咱陆块为依托的多格错仁强玛错-白玉陆缘海盆及因袭古特提斯的曲麻莱-松潘陆缘海前缘的甘孜-理塘海盆，中部为炉霍-道孚海槽。两个海盆在早、中三叠世出现次深海至深海相复理石沉积，其中甘孜-理塘海盆尚出现以蛇绿岩为基础的洋壳。晚三叠世早期，甘孜-理塘洋壳向南西侧俯冲，使多格错仁强玛错-白玉海盆成为岛弧带，并在岛弧带的东缘出现巨大的中酸

性侵入岩带，在岛弧带的西缘与中咱地块之间的中咱-日雨断裂带附近出现泥砾混杂岩带（张之孟，1979）。炉霍-道孚海槽在早二叠世已开始张裂，至晚三叠世早期随曲麻莱-松潘陆缘海快速沉降并出现蛇绿岩套和巨厚的复理石沉积，形成裂谷带。

晚三叠世晚期，可可西里-巴颜喀拉全域隆升，特提斯洋退缩，形成几乎遍及全域的滨浅海相含煤碎屑岩沉积。晚三叠世末，全域褶皱隆起，并伴随中酸性岩及基性-超基性岩的侵入，裂谷带封闭，洋壳俯冲结束。

3．喀喇昆仑-三江微板块　在早、中三叠世，以羌塘-昌都地块为中间地带，划分为两个海域：东北部为拉竹龙-金沙江海槽，向东隔中咱古陆与可可西里-巴颜喀拉海相通；西南部为班公湖-怒江海槽，向北通过羌塘-昌都山地中间的低洼地带及其边缘与拉竹龙-金沙江海槽相通，向南可达到冈底斯-念青唐古拉区北缘一带。

拉竹龙-金沙江海槽为海西旋回继承性海域，在早三叠世再次拉张、沉降，形成洋壳。早三叠世晚期洋壳开始向南西方向俯冲，并持续到中三叠世末，形成治多-德钦陆缘弧及板块消减带，昌都山地也随之隆起。晚三叠世，拉竹龙-金沙江板块消减带隆起，昌都山地相对沉降，形成陆表海，出现较大面积的滨浅海相碎屑岩（局部具磨拉石性质）、碳酸盐岩沉积，沿主要断裂出现火山活动及中酸性岩浆的侵入活动。

班公湖-怒江一带的冈底斯北缘海槽在早、中三叠世沉降，形成以希湖群为代表的复理石沉积。晚三叠世海侵范围稍有扩大，使上三叠统碎屑岩、火山岩在边缘地区超覆在较老地层之上。晚三叠世末局部出现褶皱或隆起，海域微有退缩。

4．北喜马拉雅及印度河-雅鲁藏布江一带的藏南地区是加里东、海西旋回以来的继承海域，从晚二叠世起开始扩张，早三叠世速度加快。以洛扎-定日一线为南界、以冈底斯-念青唐古拉区南缘为北界的广大地区同时发生沉降，形成次深海至深海过渡至活动型沉积环境。洛扎-定日一线以南的北喜马拉雅地区仍保持稳定的滨、浅海环境。早、中三叠世的海水曾波及到冈底斯-念青唐古拉区的部分地区。

晚三叠世冈底斯-念青唐古拉区及喜马拉雅地区地壳稍有上升，在边缘出现海陆交互相成煤环境或较大面积滨海环境。据国外地质学家研究，早三叠世的海域扩张，曾形成开口指向东南的大洋。

印支亚旋回地质发展情况可总结为下列四点。

（1）印支亚旋回以中三叠世末为时限，划分为早、晚两期。早期从早三叠世开始出现全区性的沉降与拉张活动和特提斯的海侵，其中包括西秦岭、阿尼玛卿、炉霍-道孚、甘孜-理塘、多格错仁强玛错-白玉、拉竹龙-金沙江、班公湖-怒江（羌南）及北喜马拉雅等海盆或海槽的沉降与扩张。中三叠世末，阿尼玛卿带俯冲封闭，西秦岭带褶皱隆起。晚三叠世早期，上列未封闭的海域继续发展，曲麻莱-松潘海盆急剧沉降；晚期甘孜-理塘带、拉竹龙-金沙江带强烈俯冲，可可西里-巴颜喀拉全区褶皱隆起，但班公湖-怒江一带局部发生沉降，特提斯洋再度向南西退缩。

（2）印支亚旋回各构造单元的地质发展与相邻构造单元的地质发展有密切关系。如阿尼玛卿带的俯冲与西秦岭区的褶皱隆起、曲麻莱-松潘海盆的沉降同步。甘孜-理塘带及拉竹龙-金沙江带的俯冲，导致可可西里-巴颜喀拉全区的褶皱隆起，同时也导致昌都地区的沉降。

（3）海西旋回形成的陆地或地块，如昆仑、柴达木、昌都、冈底斯-念青唐古拉地

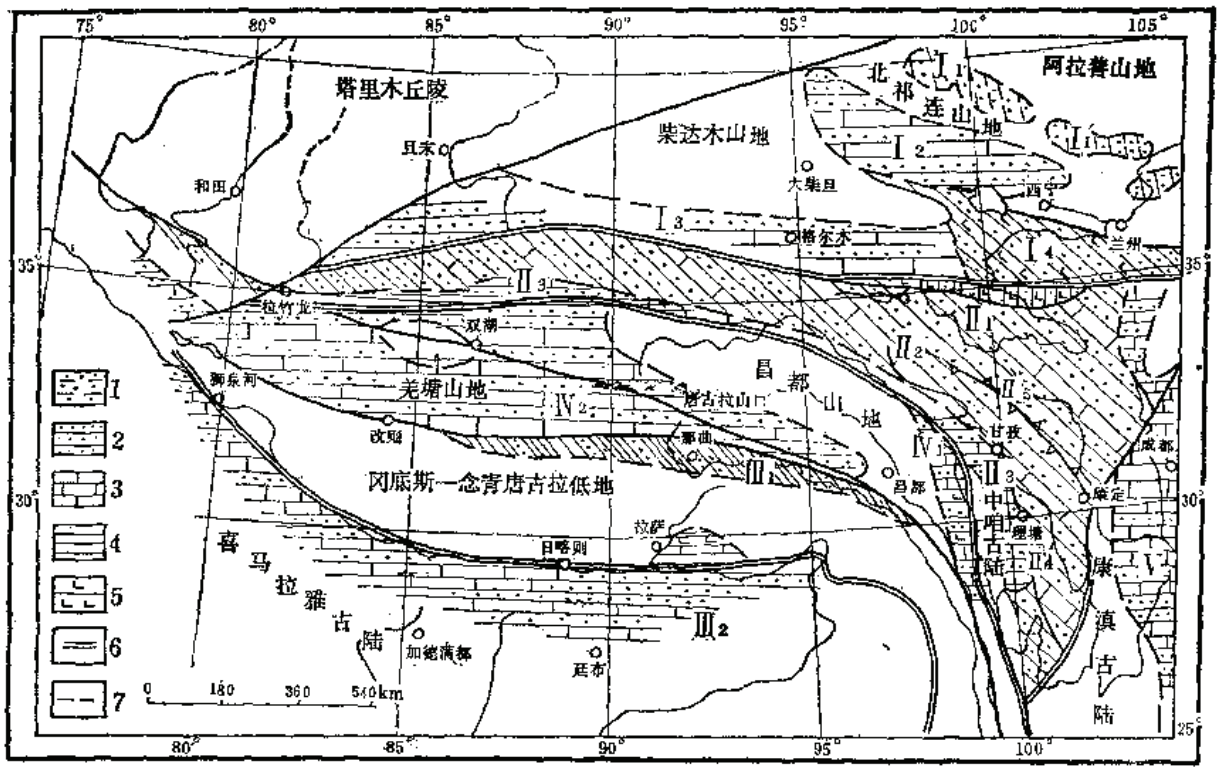


图 3-5 青藏高原早、中三叠世岩相古地理略图

1—内陆盆地碎屑岩；2—碎屑岩；3—碳酸盐岩；4—碎屑岩复理石；5—火山岩（注：水平花纹为稳定型，斜花纹为过渡型，垂直花纹为活动型）；6—构造区界线；7—古地理区界线

Ⅰ—秦祁昆区：I_1—河西走廊内陆盆地；I_2—中、南祁连海湾；I_3—东昆仑浅海；I_4—西秦岭海槽。Ⅱ—可可西里-巴颜喀拉区：II_1—阿尼玛卿海槽；II_2—曲麻莱-松潘海盆；II_3—多格错仁强玛错-白玉海盆；II_4—甘孜-理塘海槽；II_5—护underline-道孚海槽。Ⅲ—喜马拉雅-冈底斯区：III_1—冈底斯北缘海槽；III_2—藏南海盆。Ⅳ—羌塘-三江区：IV_1—金沙江海槽；IV_2—羌塘浅海

Fig. 3-5 Palaeogeographic map of Early to Middle Trassic of Qinghai-Xizang Plateau

1—Clastic rock of continental basin; 2—Clastic rock; 3—Carbonates; 4—Clastic flysch; 5—Volcanics. Ⅰ—Qingling-Qilian-Kunlun region; I_1—Hexi Corridor Continental Basin; I_2—Median and South Qilian Bay; I_3—East Kunlun Shallow Sea; I_4—West Qingling Sea Trough. Ⅱ—Hoh Xil-Bayn Har region; II_1—A/nyemaqen Sea Trough; II_2—Qumarleb-Songpan Sea; II_3—Duogecuoren-Qiangmacuo-Baiyu Sea; II_4—Garze-Litang Sea Trough; II_5—Luhuo-Daofu Sea Trough. Ⅲ—Himalaya-Gangdise region; III_1—Northern Border Sea Trough of Gangdise; III_2—South Xizang Sea. Ⅳ—Qiangtang-Sanjiang region; IV_1—Jinshajiang Sea Trough; IV_2—Qiangtang shallow Sea

Notes: Horizontal Pattern Represents the stable type, Oblique pattern represents the intermediate type, Vertical pattern represents the mobile type.

块等，在印支阶段仍以上升为主，大部分处在剥蚀环境，仅局部地段变成陆内盆地或被海水侵没。在晚三叠世末，柴达木地块开始沉降，昌都至羌塘一带也有不同程度的沉降。

（二）燕山亚旋回至喜马拉雅亚旋回早期 划分为两个时期：侏罗纪即燕山早期；白垩纪至早第三纪始新世即燕山晚期至喜马拉雅早期。

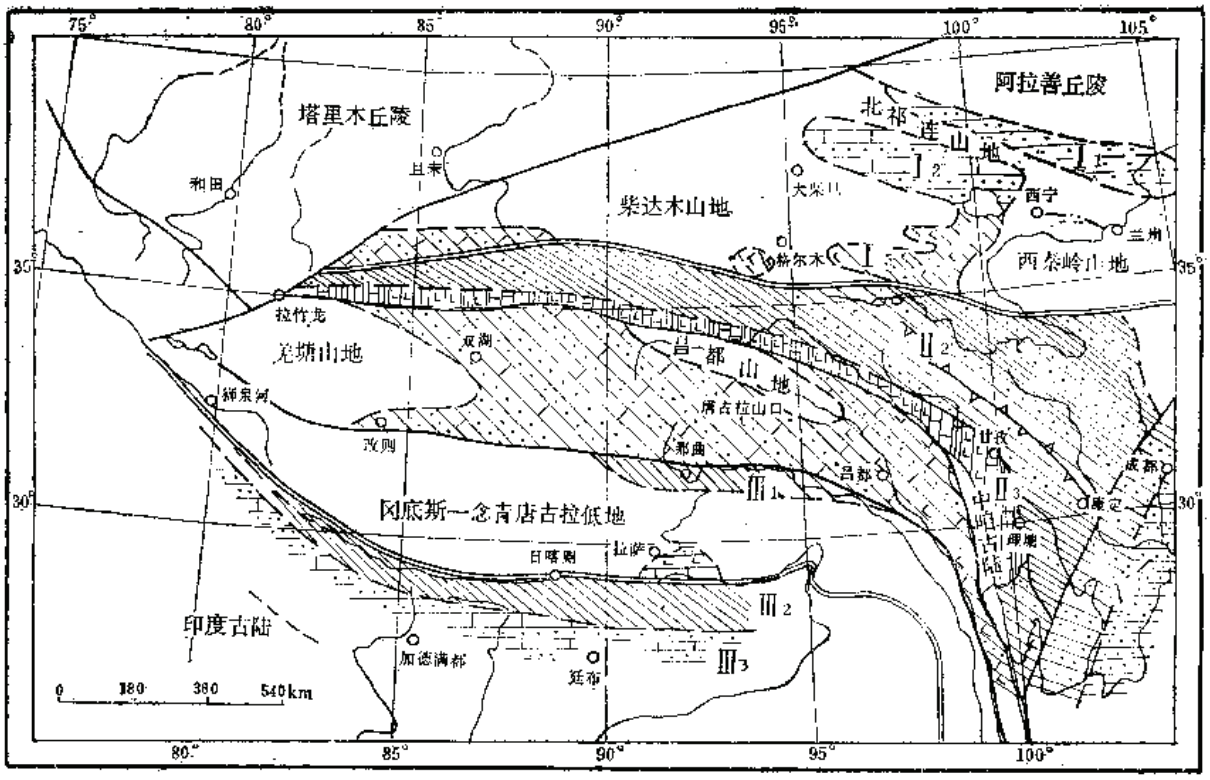


图 3-6 青藏高原晚三叠世岩相古地理略图（图例同图3-5）

Fig. 3-6 Palaeogeographic map of Late-Trassic of Qinghai-Xizang Plateau (Legends see Fig. 3-5)

1．侏罗纪 特提斯洋仅侵没喀喇昆仑-羌塘地区的西南边缘。早侏罗世时，北喜马拉雅及印度河-雅鲁藏布江一带继续处在海域之中，其沉积建造性质与三叠系相似，喀喇昆仑-三江及冈底斯-念青唐古拉地块大部地区出露地表，在昌都一带形成内陆盆地及河湖相沉积。中、晚侏罗世时，喀喇昆仑至唐古拉一带及冈底斯-念青唐古拉地区大部分被淹没，出现滨、浅海沉积环境；班公湖-怒江一带拉张，形成串珠状海盆及初始洋壳（余光明、王成善，1987❶；王希斌、鲍佩声，1984），其中发育了一套比较完整的蛇绿岩套及深海活动型沉积（郑海翔、潘桂棠等，1986）。晚侏罗世晚期，班公湖-怒江洋壳向南侧冈底斯-念青唐古拉陆壳下俯冲，形成消减带，使冈底斯-念青唐古拉板片与喀喇昆仑-三江微板块拼合，在念青唐古拉东北边缘形成花岗岩带，使喀喇昆仑-羌塘南部一带褶皱隆起。

介于喜马拉雅与冈底斯-念青唐古拉板片之间的藏南海域最迟在晚侏罗世张裂，形成以蛇绿岩套为主体的洋中脊，其后逐渐发展为洋壳（肖序常，1980）。此时，沿定日-洛扎一线也出现裂陷槽，伴随火山活动和深海相活动型沉积。

在侏罗纪时，青藏北部大陆具明显的不均衡升降活动；柴达木地区继续沉降，形成盆地。早、中侏罗世，在昆仑、秦岭至祁连地区的盆地中，发育了一套含煤及红色膏盐的碎屑岩沉积。至中侏罗世晚期，上述沉积物发生了轻微褶皱并伴有岩浆侵入活动。

❶ 地质矿产部高原地质调查大队十一分队科研报告。

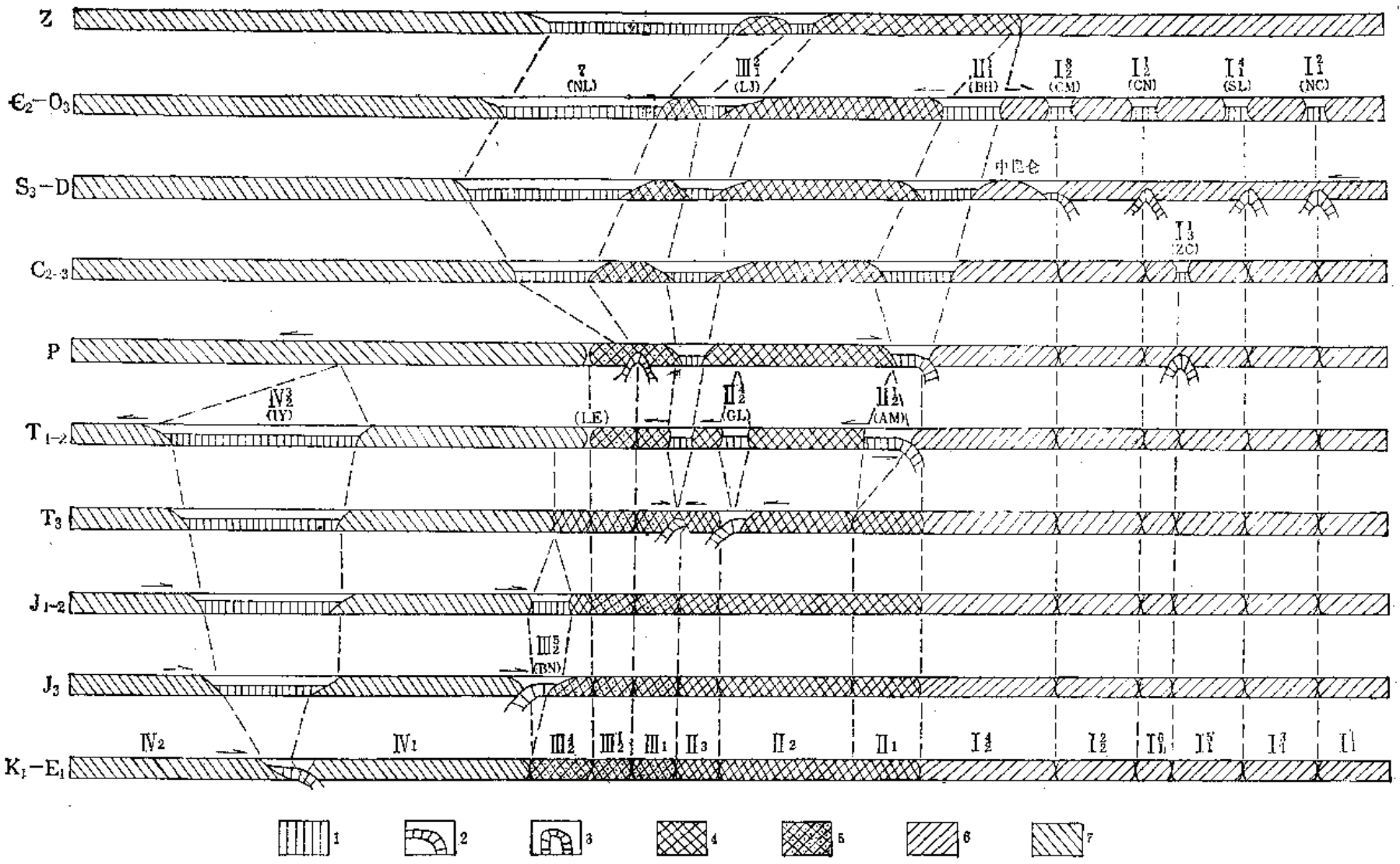


图 3-8 青藏地壳构造演化模式图（注：各构造单元名称见图3-7及表1-1）

1—海盆或洋盆；2—俯冲带；3—闭合带。陆壳（微板块）；4—可可西里-巴颜喀拉；5—喀喇昆仑- 三江；6—秦祁昆；7—喜马拉雅-冈底斯

Fig. 3-8 The evolution modle of Qinghai-Xizang Crust

1—Sea basion or ocean basion; 2—Subduction zone; 3—Combined zone. Continental crust; 4—Hoh Xil-Bayran Har; 5—Karakorum-Samjiang; 6—Qinling-Qilian-Kunlun; 7—Himalaya-Gandise Note: The names of tectonic units are in fig. 3-7 and table 1-1.

2．白垩纪至早第三纪始新世　早白垩世早期，冈底斯-念青唐古拉板片又发生了较大面积的沉降，形成海陆交互相成煤环境；晚期海水变深，出现浅海台地相碳酸盐岩沉积。在班公湖-怒江一线以北的大陆范围内，除可可西里、巴颜喀拉地区以外，出现较广泛的红色膏盐碎屑岩沉积盆地。另在早白垩世，班公湖附近地区局部出现碳酸盐岩沉积，说明局部有海域残留。

在早白垩世，藏南海域仍继承侏罗纪环境；在晚白垩世，洋壳开始向冈底斯-念青唐古拉陆壳下俯冲，并渐趋强烈，形成印度河-雅鲁藏布江板块消减带。在消减带中局部出现褶皱、断裂、变质作用及不均衡的升降活动。晚白垩世洋壳的急剧俯冲，使冈底斯-念青唐古拉板片南部翘起，形成规模巨大的陆缘火山弧、弧后盆地及复合中酸性侵入岩带。俯冲及岩浆活动一直持续到早第三纪始新世。在此期间，沿板块消减带出现不整合于早白垩世及以前的蛇绿岩与活动型沉积之上的晚白垩世复理石沉积。复理石沉积之上为早第三纪早期的磨拉石堆积。随板块碰撞活动的发展，特提斯范围逐渐缩小，主要由东向西退缩。晚白垩世至早第三纪早期，在冈底斯西北部及羌塘西部出现稳定型碳酸盐岩及碎屑岩沉积，说明板块碰撞活动已停息且喜马拉雅板片与冈底斯-念青唐古拉板片已拼合在一起，亦即印度地块与欧亚大陆已汇聚在一起且青藏统一陆壳已形成。此后，开始了新生代高原抬升的新阶段。

青藏统一陆壳的形成及其与邻区的关系见图3-7、8。

六、板块的运移

近年来，随着青藏地质研究工作的深入，在古地磁方面取得了不少资料（表3-2）。由于受到地质研究程度的限制，加上地质构造复杂，很多地层缺少同位素年龄及古生物方面的准确材料，这样就给古地磁工作带来了一定的困难，同时对现有的部分古地磁数据的合理使用也造成了一定困难。

与青藏地区现有的古地磁数据相对应的样品的采取点（图3-9）多集中在藏南至昌都一带。现有数据不足之处是数量较少，使数据的统计精度受到影响。笔者认为目前建立青藏板块的标准磁极移动曲线的条件是基本存在的。已有的古地磁资料仍然是可贵的，它对青藏板块的运移可以提供初步依据。

从叶祥华、李家福（1987）根据现有资料，并参考国内外其他资料得出的青藏高原及相邻地区的视极移曲线图（图3-9）中可以清晰看出，羌塘、冈底斯和喜马拉雅三个板片与从属于冈瓦纳大陆的印度板块从晚古生代至新生代的视极移曲线，分布在相对集中的范围内，互相靠拢，成为一组，只是在侏罗纪中、晚期三个板片的磁极位置出现了显著的分离，而在晚白垩世它们又渐趋接近。三个板片的曲线形态如此相似，分布轨迹如此集中，说明它们有着共同的或相似的构造活动历史。

将喜马拉雅-冈底斯微板块的各条视极移曲线同邻区华南、华北及欧洲-北亚板块晚古生代以来的视极移曲线相比，便可清楚地看出它们的曲线形态、轨迹分布范围均有很大的差异，说明喜马拉雅-冈底斯微板块与它们不同"根"，而是来源于不同的母块。

前面的讨论已证明青藏高原由古欧亚板块和冈瓦纳板块的次级板块或板片拼接而成。下面利用已有的古地磁数据对各板块及板片运移情况予以论述（图3-11）。

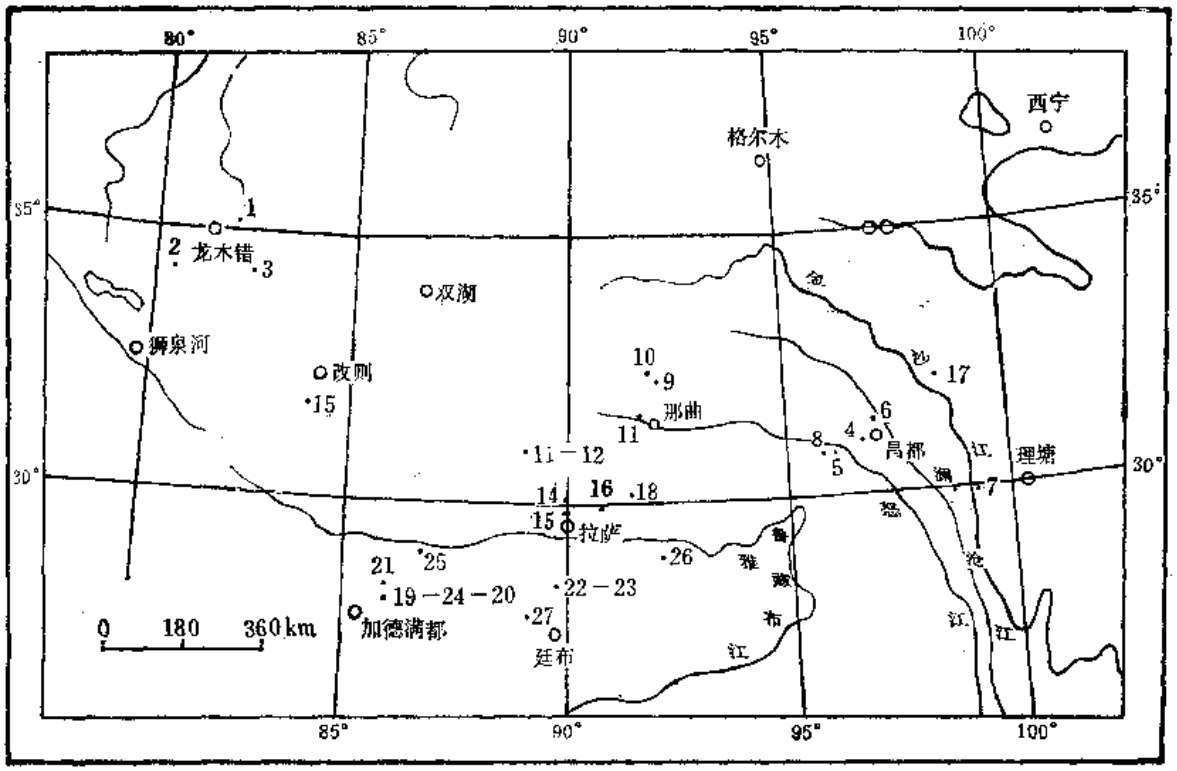


图 3-9 青藏高原古地磁采样位置图

Fig. 3-9 Locality of paleomagnetic samples of Qinghai-Xizang Plateau

（一）前加里东旋回至加里东旋回

青藏高原太古代至元古代结晶及褶皱基底主要分布在：1．昆仑地区及其以北的塔里木地块南缘、柴达木一带；2．扬子地块西北边缘；3．印度地块北缘的喜马拉雅地区。三个地区的原岩组合有一定的差异。可以认为，在此期间三者所处的环境不尽相同，因而它们可能是不连接的块体。

晚元古界在塔里木、柴达木及扬子地块都被有冰碛层的震旦系不整合覆盖，说明它们已基本连接。印度地块虽然没有含冰碛层的震旦系，但它的古地磁极位置与上述三个地块比较靠近。它们当时都处在南半球的高纬度地区，应属于"南方古陆"的一部分（Piper，1974）。另外，从奥陶系及志留系的藏南古生物群与中国南方相似的事实，也可以作印度地块与扬子地块相接近的推论。

加里东晚期，塔里木、柴达木、扬子地块已从"南方古陆"中分裂出来（武守诚，1987）❶，以大致相似的速度向北漂移到北纬0°—15°之间（塔里木地块泥盆纪位于北纬6.2°）。此时印度地块包括喜马拉雅-冈底斯地区位于南纬25°—50°之间（聂拉木在泥盆纪时位于南纬33°，申扎在志留纪时位于南纬27°）。

（二）海西旋回

海西早期全球已明显分为南方的冈瓦纳大陆和北方的欧亚（劳亚）大陆，中间为古特提斯洋。这时塔里木、中朝及柴达木地块基本已联结在一起。

---

❶ 武守诚，1987，中国板块演化与油气盆地，石油工业部石油勘探开发科学研究院地质所。

表 3-2 现有古地磁资料

Table 3-2 Paleomagnetic Data in Hand

序号	标本产地 地名	经度	纬度	时代	平均磁化方向 D°	I°	K	α°95	古纬度	古磁极（N）位置 λp	φp	δp	δm	备注
1③	月牙湖	82.1°	35°	D_2	289.9°	−27.3°	71.4	9.4°	−14.5°	7.3°	328.7°	5.6°	10.2°	
2③	离尔巴错	80.5°	34.5°	C_3	197.6°	29.4°	108.0	5.3°	−15.7°	−37.1°	59.1°	3.2°	5.9°	
3③	托和平错	83.0°	34.2°	C_3	303.6°	−28.4°	24.0	12.7°	−15.2°	17.1	320.2°	7.7°	13.9°	
4①	妥 坝	97.5°	31.3°	T_3	358.0°	−45.5°	5.0	25.6°	−27.0°	31.0°	279.5°	15.0°	32.0°	
5	八 宿	96.97°	30.13°	J_2	209.4°	−11.6°	8.1	12.9°	5.9°	53.2°	222.3°	21.2°	33.2°	C_3平均磁极
6①	昌 都	97.3°	31.2°	J_{2-3}	221°	−17°	23.0	12°	8.7°	45.8°	208.9°	6.4°	12.4°	为22.5°、
7	芒 康	98.67°	29.7°	K—J	8.6°	52.1°	14.4	4.9°	32.7°	82.1°	164.2°	4.6°	6.7°	312.5°；
8	八 宿	97.12°	30.02°	K	196°	43°	6.3	6.9°	25°	32.9°	259.8°	5.3°	8.6°	J_{1-2}平均
9②	安 多	91.8°	32.2°	K_2	346.6°	51.7°	3.5	24.7°	32.3°	78.7°	6.1°	23°	33.7°	
10	安 多	91.5°	32.1°	E	329.8°	48.5°	10.5	11.2°	29.5°	64°	3.7°	9.7°	14.7°	磁极为63°、
11	申 扎	88.7°	31°	S	292°	−45°	333	4°	−26.6°	3.3°	324.9°	3.2°	5.1°	313.3°；
12③	申扎永珠	88.7°	31°	C_{1-2}	306°	−38.2°	15	10°	−21°	16.6°	320.7°	7°	12°	K_2平均磁极
13①	堆龙德庆	90°	29.6°	T_2	333°	−48.7°	6	15.4°	−29.6°	25.4°	295.9°	9.6°	20°	为73.4°、
14①	曲 桑	90.8°	30°	T_3	346°	−47°	5	25°	−28.2°	30°	285°	15.5°	32°	337.4°；
15③	改 则	84°	32°	J_3	161.2°	34.1°	41.9	10.5°	−18.7°	−36.2°	106.2°	6.9°	12°	
16	拉 萨	91.05°	29.65°	J_3	175°	2°	5	6.6°	−1°	59°	280.8°	8.3°	16.6°	J平均磁极
17	黑 河	92°	32°	K_2	340.3°	33.1°	49.8	10.6°	18.1°	67.4°	328.6°	6.8°	12	为32.5°、
18	拉 萨	91.3°	29.9°	K_2	349.5°	35.6°	46.5	6.7°	19.7°	76.1°	316.7°	4.5°	7.8°	297.5°；
19	聂拉木	86.12°	28.4°	D_3	16°	52°	17	14°	−32.6°	75.6°	155.1°	13.1°	19.2°	K 平均磁极
20①	亚 里	86.1°	28.4°	C_1	289°	−48.7°	16.3	13°	−29.6°	0.8°	321.4°	10°	21°	为52.0°、
21①	土 隆	86.1°	28.5°	T_{1-2}	318°	−41.8°	22	6.3°	−24.1°	22.7°	308°	4.7°	7.7°	333°
22①	江 孜	89.8°	28.9°	J_3	292°	−40°	22	11°	−22.8°	−6.6°	329.3°	8°	13°	
23③	江 孜	89°	29°	J_3—K	290°	−39.9°	54	12.6°	−22.7°	5°	329.5°	9.1°	15.2°	以上据叶祥华、李家福资料(1987)
24	聂拉木	86°	29°	J_2	288.1°	−41.6°	15	11.3°	−23.9°	3°	326.5°	8.4°	13.8°	
25①	定 日	87.2°	28.6°	K	331°	−37°	13	16.5°	−20.7°	33.4°	209°	11°	19°	
26①	曲 松	92.3°	29.2°	E_1	320°	−37.5°	63	10.5°	−21.0°	26.7°	314.5°	8.7°	13°	
27①	帕 里	89.1°	27.6°	N_2	7°	41.3°	8	8.8°	23.7°	82.7°	208°	6.6°	10.7°	
28④	峨眉山（β）	103.4°	29.6°	P_3	21.4°	−7.6°	26.8	3.3°	3.8°	50.7°	68.3°	1.7°	3.3°	

注：①朱志文资料；②周姚秀资料；③叶祥华、李家福资料；④张正坤资料。上列标本产地见图3-9。

海西晚期，塔里木、中朝地块已运移到北半球（塔里木早二叠世古纬度为北纬23.5°±），说明在此之前它们向北快速移动了很大的距离。在晚石炭世时，柴达木地块已与北方大陆连接成为一体，形成了比较稳定的古欧亚大陆。此时，扬子地块则处在赤道偏南部位（四川峨眉山晚二叠世古纬度为北纬3.8°），比较靠近古欧亚大陆，说明它向北移动的速度比塔里木地块的慢。其南西侧的昌都板片已被分出。

属于南方冈瓦纳大陆的印度地块及冈底斯-念青唐古拉板片微向南移。后者在旋回末期已处于分裂状态，并开始向北快速移动。

（三）阿尔卑斯旋回

在早三叠世，冈底斯-念青唐古拉板片开始分裂，最终形成北部羌塘-唐古拉碎片（与昌都板片合并的喀喇昆仑-三江微板块）和冈底斯-念青唐古拉板片的主体部分。它们与印度板块中喜马拉雅地区的纬向距离逐渐加大。在晚三叠世，喀喇昆仑-三江微板块与欧亚大陆拼合，而印度板块向南移到南纬25°—40°。

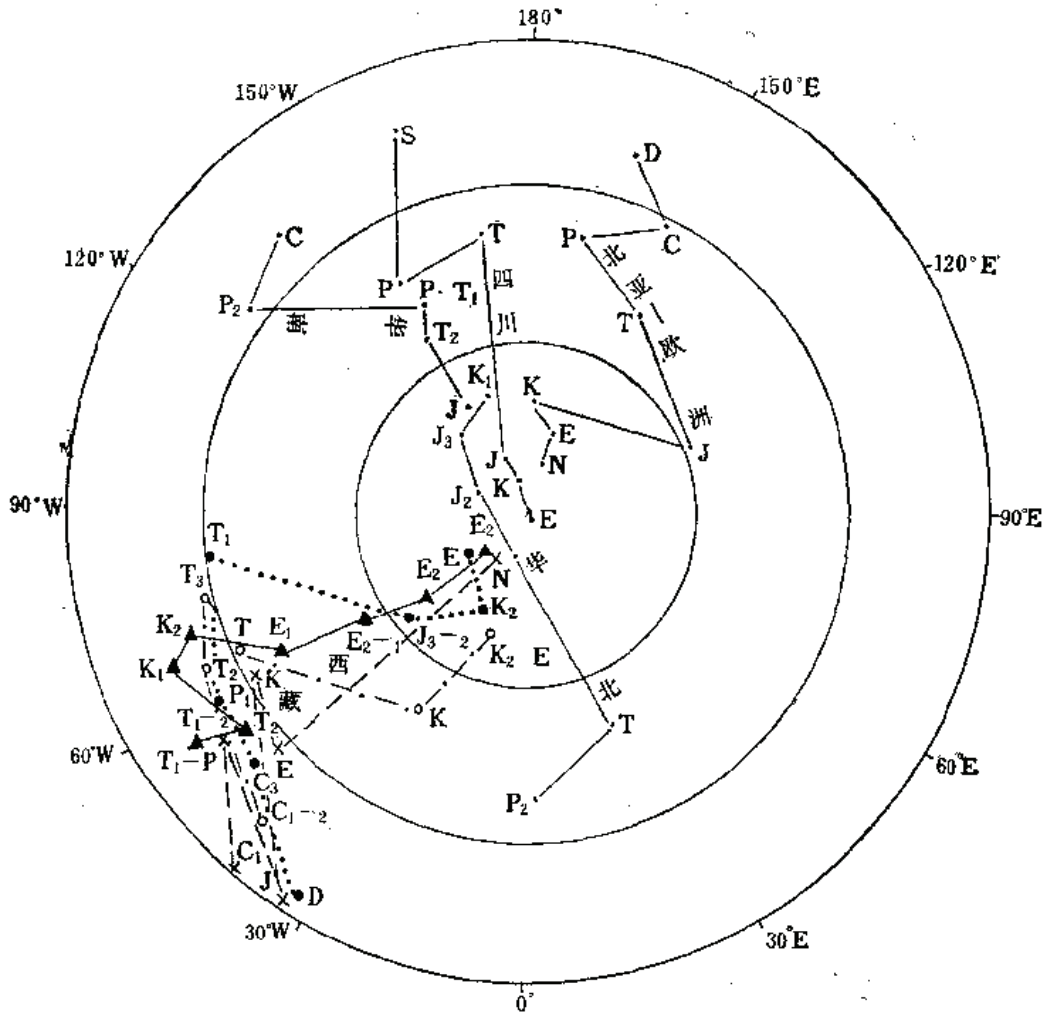


图 3-10 青藏高原及邻区板块视极移曲线图（据叶祥华、李家福，1987）

Fig. 3-10 Palaeomagnetic pole position of Qinghai-Xizang Plateau and adjacent regions

1—Qiangtang; 2—Gangdise; 3—Himalaya; 4—Indian

侏罗纪早、中世，喀喇昆仑-三江微板块包括欧亚大陆与冈底斯-念青唐古拉板片有显著的分离。此时欧亚大陆西南部中心位于北纬20°左右，冈底斯-念青唐古拉板片已移到赤道以北（拉萨位于北纬10°左右）。上述磁极的移动具有逆时针旋转的趋势（武守诚，1987）。这时印度板块处在南纬25°左右。

早白垩世时，喀喇昆仑-三江微板块随欧亚大陆向北移到北纬25°左右。晚白垩世时，冈底斯-念青唐古拉板片与喀喇昆仑-三江微板块拼合，也成为欧亚大陆的一部分。此时，拉萨位于北纬20°。

在第三纪始新世—渐新世，印度板块与冈底斯-念青唐古拉板片拼合。至此，青藏地区形成了统一的陆壳，时间约在40Ma（林金禄，1987）。

上述根据古地磁资料对青藏地区各级板块的运移所作的概略推论，与根据地质条件分析所获得的认识大致是吻合的，但仍有一定矛盾，如冈底斯-念青唐古拉板片与喀喇昆仑-

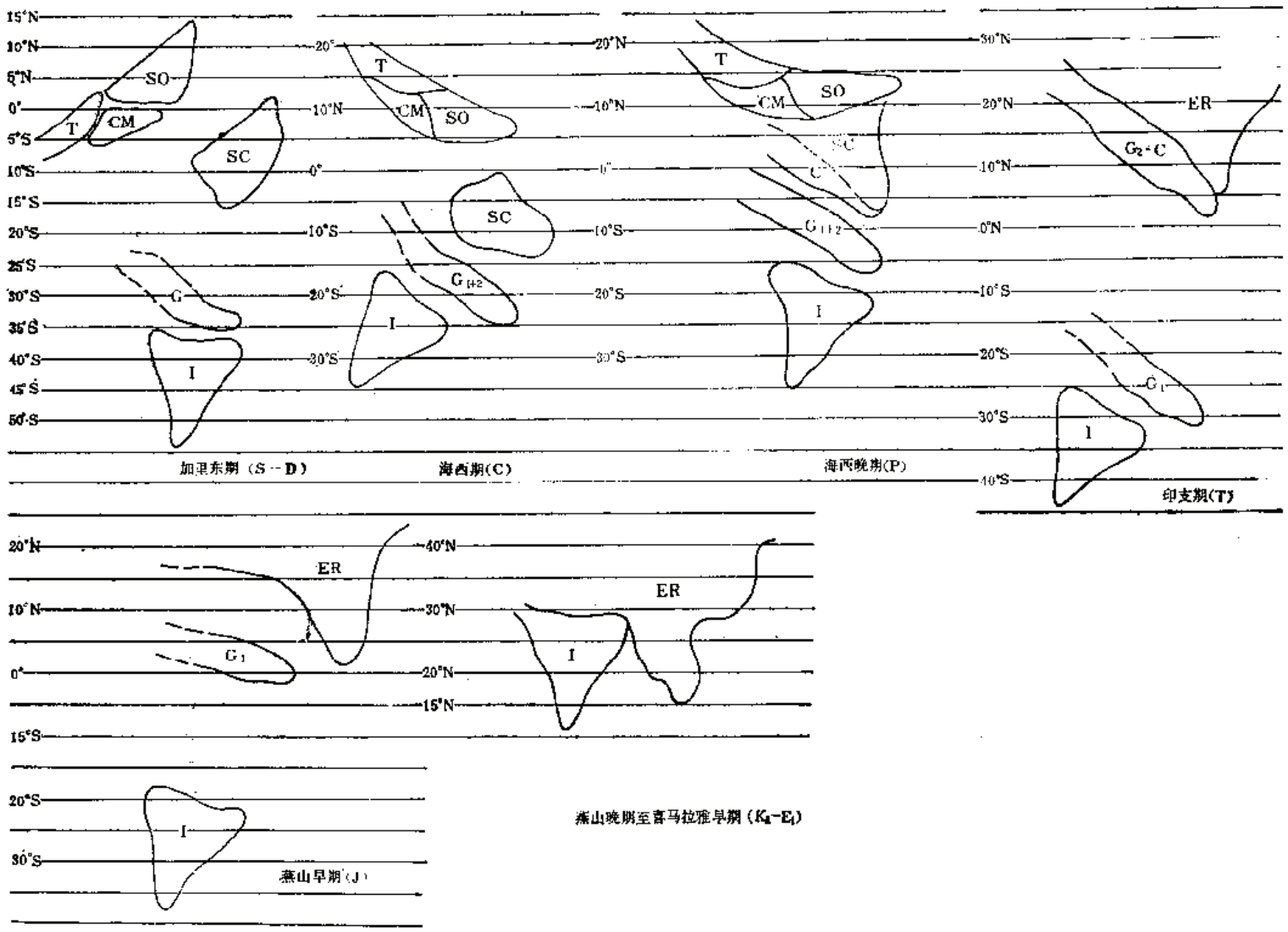


图 3-11　青藏高原及邻区古生代至中生代古地理略图（据武守诚1987年资料改编）

T—塔里木地块；SO—中朝板块；CM—柴达木地块；SC—华南板块；I—印度地块；G_1—冈底斯-念青唐古拉板片；G_2—羌塘-唐古拉板片；C—昌都板片；ER—欧亚大陆　（注：1.板块形状及相对位置是示意的；2.印度板块包括喜马拉雅区）

Fig. 3-11 Palaeogeogrophic map of Qinghai-Xizang Plateau and adjacent regions in Palaeozoic and Mesozoic

T—Tarim Block; SO—Sino-Korean Plate; CM—Qaidam Block; SC—South China; I—Indian Block; G_1—Gangdise-Nyainqentanghla Slab; G_2—Qiangtang-Tanggula Slab; C—Qamdo Slab; ER—Eurasian

三江微板片的拼合时间，据古地磁资料在晚白垩世，据地质推论则应在晚侏罗世晚期。近期林金禄(1987)所发表的有关石炭纪古地理的论述与本文有较大出入，但与地质条件比较接近。这些情况说明青藏古地磁工作有待继续补充完善。

小　结

青藏高原在形成统一陆壳前的地质发展过程，从形成的机制上具有以下特点。

1．青藏地区是一个长期活动的构造域，它的发展与周围的塔里木、中朝、华南及印度地块的活动密切相关。这点与全球大陆上的高原通常是稳定的克拉通截然不同。

2．前述的四个大地构造单元，是周围有关地块侧向增生或分出后拼合而成的微板块。微板块内的板片之间是由深水复理石及蛇绿岩套等组成的洋壳残体——板块消减带。

3．各微板块或板片内的次级构造单元的横向展布，常呈从地块→陆缘海→深海槽(或洋盆）的有序排列。与其相对应的沉积建造从稳定型→过渡型→活动型。板块或板片之间的碰撞形成了不同性质的构造单元。通过这些构造单元，板块或板片基本按由北而南的顺序与欧亚大陆拼接。

4．各板块或板片内的岩浆活动与构造发展同步，其中基性-超基性侵入岩主要出现在早期拉张环境，继之以从基性至中性的多旋回火山喷发。在晚期碰撞或挤压的环境下，在仰冲板块的边缘形成岛弧或陆缘火山弧，其中的火山岩以中酸性至酸性为主，并与中酸性侵入岩带共生。另在板块消减带中常具有不同类型的变质带及构造混杂岩带；在受挤压强烈和热流值高的部位出现大面积的混合岩带或递增变质带。

5．各构造单元的升降活动随水平运动的发展也频繁出现。一般板块消减带以下降为主，被俯冲的单元或地块以上升为主。上升主要表现为地层的缺失和边缘邻区的磨拉石堆积。各构造单元(特别是比较活动的地带)在地质发展过程中，常常出现频繁的升降活动。上述的升降活动的动力，主要来源于水平运动，部分也来自地壳的热膨胀，重力平衡与收缩。

6．青藏地区陆壳的形成过程可划分为新太古至老元古巨旋回、新元古巨旋回、早新地巨旋回及新地巨旋回四个构造巨旋回。新太古至老元古巨旋回及新元古巨旋回形成了青藏地区陆壳的结晶与褶皱基底，该基底与塔里木、中朝及扬子地块形成联合古陆。早新地巨旋回可划分为三个阶段：①震旦纪或震旦纪至早寒武世兴凯旋回阶段，在秦祁昆区及可可西里-巴颜喀拉区形成统一的冰碛层和含磷镁质碳酸盐岩沉积；②中寒武世至志留纪，即加里东旋回阶段，在秦祁昆区形成多处裂谷带（从张裂到封闭)；③泥盆纪至二叠纪海西旋回阶段，在泥盆纪基本以升降活动为主，石炭至二叠纪表现为广泛的古特提斯海侵，继之以区域性的张裂活动，使西昆仑北带、东昆仑至南秦岭、西秦岭、金沙江、龙木错-依布茶卡等地出现海槽及较大规模的基性岩浆喷发活动。晚期部分海槽封闭，从属于冈瓦纳大陆的冈底斯-念青唐古拉板片与昌都板片拼合。新地巨旋回即阿尔卑斯旋回，分为两个主要阶段：①印支亚旋回阶段表现为特提斯海侵，西秦岭及巴颜喀拉先后拉张并形成阿尼玛卿、甘孜-理塘、拉竹龙-金沙江、羌南、藏南等海槽或洋盆，继之西秦岭板片及可可西里-巴颜喀拉微板块褶皱隆起，所在范围的边缘海槽封闭；②燕山亚旋回至喜马拉雅亚旋回早期，冈底斯-念青唐古拉板片分裂，从而形成班公湖-怒江初始洋盆，藏南海域发展成洋盆。到侏罗纪末期及早第三纪早期，两个洋盆先后封闭，冈底斯-念青唐古拉板片及印度板块先后与欧亚大陆拼合，使特提斯在青藏高原范围内基本消亡。

第四章　新生代构造演化与高原的形成

青藏地区新生代以来的构造演化从渐新世初开始。它既是典型的垂直运动活动区（表现为陆壳的大幅度隆升及莫霍面的下拗），也是强烈的水平运动的构造系统（表现为陆壳因大规模的汇聚性挤压而缩短）。新生代构造运动的结果是形成了巨厚的地壳结构和新的高原构造格局（图4-1）。

一、新生代构造演化

新生代构造运动在青藏地区发生在始新世末特提斯残海消亡以后。高原在周边三个古老地块的相向陆内汇聚作用下，通过本区自身的地壳和上地幔物质的运动，孕育了全球构造上崭新的、独特的地壳结构类型。新生代构造运动以变革速度最快、涉及深度最大为特征，以整体垂直运动为主要形式，造就了统一的封闭构造系统。

新生代构造演化大体分三个阶段：特提斯消亡期（E_2）；高原地壳雏形奠基期（E_3—N_1）；整体强烈隆起抬升期（N_2—Q）。

（一）始新世特提斯消亡期

始新世中期，青藏地区西部尚有特提斯残海存在，主要分布在喜马拉雅、冈底斯西段及喀喇昆仑一带，海水影响范围向东曾达到拉萨附近。当时的地形东高西低。从可可西里、唐古拉到横断山北部及念青唐古拉一带是沿海丘陵或低山。

西部的残海中形成了生物灰岩、泥灰岩夹泥岩的沉积建造。在邻接海岸的冈底斯南缘，则是以门士组及秋乌组为代表的海陆交互相含煤沉积。在横断山及其他地区为河湖相碎屑岩沉积。在海陆交互相及陆相地层中，据陶君容（1984）、吴一民（1983）、朱占祥（1984）等的报导，在门士、昌都和理塘都发现以桉树为代表的植物群化石，在贡觉盆地还见到始新世的棕榈树化石。上述化石是炎热潮湿的热带至亚热带环境的标志。这个时期的海拔高度，一般在0—1000m之间。

始新世晚期，残海消失。始新世末至渐新世初，青藏地壳开始大规模构造活动，突出表现为以南北向挤压应力场为主导的褶皱冲断、剪切和走滑拉张作用。上述作用突出表现在沿雅鲁藏布江带分布的由上白垩统日喀则群及不整合覆于其上的古—始新统错江顶群海相地层组成的东西向挤压带中。在班公湖至丁青一带，白垩系发生褶皱，海相始新统也发生褶皱冲断。在藏北、青南，白垩纪至始新世陆相地层发生强烈冲断，被渐新统或中新统不整合覆盖。在北缘阿尔金一带，产生了左旋剪切断裂系；该断裂系切断了昆仑山构造带，使其两侧发生很大的水平位移，同时进一步制约了柴达木盆地的整体拗陷沉降。在横断山区，因与缩压汇聚方向近于直交，发生了近经向的走滑拉裂，形成一系列规模大、切割深的走滑断裂及受断裂制约的拉分盆地（图4-1）。

在南北挤压的背景下，在冈底斯带的晚白垩世至始新世陆缘火山弧的基础上，发生了陆相火山喷发及中酸性岩浆侵入活动。横断山带由于受走滑拉裂作用制约，在其拉分盆地

内发生了酸性及碱性火山活动，在其隆起带则形成了一系列浅成中酸性斑岩。

（二）渐新世—中新世高原雏形奠基期

渐新世时，青藏地区西部边缘的邻区如巴基斯坦、塔里木盆地的西南缘尚有残留海域。青藏地区内部大致以可可西里山至巴颜喀拉山为界，沉积环境出现明显的南北分异：南部为以温暖湿润气候带的暗灰色含煤细碎屑岩为主的沉积区；北部为相对干燥炎热气候下的杂色细碎屑岩沉积区。这个时期的沉积盆地规模较小，分布范围也不及前一时期广，且比较零星。青藏地区南部的西藏及川西地区，主要表现为垂直而缓慢的总体上升。到中新世时，除去北部柴达木盆地有继续沉降和扩展的趋势外，青藏地区内部仅在几条大的断裂带内的渐新世以来形成的断陷盆地（如伦坡拉、泽当盆地）中见有中新世的沉积。在横断山区，除川西昌台、藏东拉屋乡两个小盆地外，也甚少沉积。

这一时期在先存东西向断裂带及冈底斯、羌塘等隆起区，伴随区域性上隆作用出现的表壳伸展作用，产生了差异性断块隆起和拗陷。沿横断山带出现的早第三纪走滑拉分盆地在中新世初消失，同时盆缘断裂转化为逆冲兼右旋走向滑动断裂。

在岩浆活动方面，虽然在冈底斯和横断山带，均有陆相火山喷发，但分布范围、规模都远不及始新世，且局限在新生的小型断陷盆地内。

这一时期，青藏地区主要表现为总体缓慢隆起。与此相应，边缘构造显示出急剧的变化。由于周边各刚性地块向青藏地区方向发生水平挤压运动，尤其是印度地块和扬子地块分别向北和北西西方向的推移，引起陆内汇聚作用，导致青藏柔性壳块与相邻刚性地块间发生强烈冲断作用，使青藏地区边缘的结晶变质岩系连同上覆的巨厚盖层强烈逆冲超叠在周边地块之上，形成巨大的喜马拉雅和龙门山-锦屏山推覆构造带。伴随逆掩推覆带的形成，出现了强烈的混合岩化深变质作用，在喜马拉雅带还伴随淡色花岗岩的侵入。陆内汇聚作用在中新世末达到高峰，同时形成高原雏型。

中新世末，冈底斯南木林乌龙组的植物化石主要为高小栎类常绿型；其与鹅耳栎等落叶植物混生，表明该区当时已达到海拔2000—3000m的高度。同时代的冈底斯野马沟组的植物化石以杨树为主，具河岸植被特点，所反映的海拔高度应在2000m左右。在横断山区的拉屋拉组中所产植物化石以桦木为主，属产于海拔2000—3100m的山坡林(陶君容，1984)。上述材料表明当时高原平均海拔高度至少已达2500m，有的山岭超过3000m。

在新的隆起构造-地貌系统内，发育了新的水系，重要的有：横断山带的古澜沧江，在可可西里、冈底斯之间的扎楚布-狮泉河古水系及冈底斯与喜马拉雅山的扎达-即多江古水系。当时的地势仍然东高西低。主要水系向西入海。

（三）上新世-第四纪整体隆升期

这一时期新构造运动突出表现在原始高原面的形成和高原地壳大幅度整体隆升。上新世—早更新世和中更新世—全新世两期的地质构造有各自的特点。

1．上新世—早更新世　高原内部出现相对稳定的构造环境，对高地、山岭的侵蚀作用被夷平作用所代替，流水的下切被河湖加积作用所取代。直到更新世末期发生"羌塘运动"后，才全面结束了这一地貌发育过程。在这500万年左右的时期内，形成了平坦的山原面和广阔的湖盆面交替分布的原始高原面。与此同时，在高原周边的压陷盆地内，发育了巨厚的磨拉石建造，西昆仑山前的阿图什组、西域组，祁连山前的疏勒河组，喜马拉雅山前的上锡伐利克群是典型的代表；它们是高原强烈隆升的产物。

围限高原的周边主干断裂，包括西昆仑北缘、阿尔金山、祁连山北缘、龙门山-锦屏山等深断裂带及喜马拉雅主边界大断裂均发生了强烈活动。其断裂面均向高原倾斜，表现出高原柔性地壳向周边盆地强烈逆冲而周边各地块向高原强烈楔入的特点。这一构造状态也反映出高原柔性地壳因受陆内汇聚作用影响而强烈隆起的动力学特征。围压使整个高原地壳在水平方向缩短，在垂向上叠覆加厚。

这一时期的岩浆活动，主要集中在西昆仑及藏北地区。与前两期的活动相比，有自南向北，自南东而北西迁移的趋势。岩石类型为碱性岩石系列的粗面岩、粗面安山岩及粗面玄武岩。火山喷发形式有裂隙式和中心式两种。火山活动区与地壳厚度增大区的吻合，表明碱性火山作用在建造高原巨厚地壳过程中起了重要作用。

在反映高原隆升高度的古生物证据中，前人常用的是三趾马动物群和系统的孢粉分析资料。三趾马最初出现在欧洲，后经南亚逐步迁移到中国大陆，绝灭于距今约150万年前。三趾马动物群并未显示明确的水平及高度分带性。

古植物群的时空分布表明，中新世早期亚热带常绿阔叶和落叶阔叶混交林生长于高原各地。到晚中新世，至少在横断山及冈底斯山地区的植被已经演变为暖温带落叶阔叶林。从上新世开始，植被发生突变，以云杉林为代表的寒温带针叶林广布于高原南北。中上新世喜马拉雅山地区曾一度出现含常绿阔叶树的亚热带针阔叶混交林，至晚上新世被温带针阔叶混交林所代替。早更新世的植被又有明显变化，从喜马拉雅山到昆仑山以灌丛和草原为主，但中喜马拉雅山仍为以云杉或雪松为主的针叶林，第一间冰期演变为温带或暖温带针阔叶混交林，或落叶阔叶混交林；唐古拉山地区的森林中还混有桃金娘等喜热的常绿树。上述高原各地植物化石及孢粉资料，反映当时沉积盆地的基面已达到海拔3000m左右。

早更新世末与中更新世初，大致在距今120—150万年前，高原发生了一次突变事件，即名称不一而实际相同的所谓"元谋运动"、"羌塘运动"及"西域运动"。该事件除以青藏高原及邻区的中更新统与下更新统之间或与其他下伏地层之间的不整合接触为标志外，还有以下各种地质标志。

（1）围限高原周边的冲断带强烈活动，使锡伐利克群发生褶皱，塔里木盆地南缘及河西走廊南缘的上新统、早更新统发生倾斜或褶皱。

（2）中更新世以前形成的走滑拉张盆地受到挤压，使早更新世之前的地层褶皱、冲断。

（3）藏北中更新世以来出现强烈的碱性火山喷发，西昆仑北缘于田一带出现大片玄武岩浆喷发。

（4）上新世—早更新世的原始高原面的形成，结束了剥夷和加积历史。中更新世以来，发生了高原周边各河流快速溯源侵蚀和下切的现象，逐步形成了现代水系的格局。

（5）中更新世初，开始了以班公湖-丁青为中轴的藏北盐湖的发育史。在其两侧，串珠状盐湖向两侧梯级增高，并以内陆河为纽带连接成统一的内陆湖泊水系。最高盐湖面在海拔5000m以上。在班公湖-丁青一线以南，盐湖面海拔在4240—4500m之间，是现代湖面的主要标志。

（6）不论对青藏高原冰期划分为四期还是六期，都以中更新世冰期分布最广，规模最大。上新世—早更新世间冰期发育了红色风化壳和红土层。中更新世以后的风化壳主要

是棕色、杂色土壤。

（7）上新世和早更新世的岩溶类型较多，范围广，北到昆仑，南到横断山，有的洞穴极大（如革吉直库），一般分布在海拔4000m以上。更新世以来，一般分布于深切河谷的谷坡中下部。

（8）中新世至现代是高原冻土层的主要发育时期。

（9）三趾马动物群在高原绝灭于早更新世。中更新世以来，高原植被面貌也出现很大变化，以高山松林及寒带灌木草甸为主。

（10）在早更新世，高原的现代河流已经形成，继之开始强烈下切及向源侵蚀、袭夺作用。高原北西西向、北东东向、南北向及东西向活动断裂为河流的形成提供了重要构造条件。早更新世时金沙江向南经云南入海，中新世时被长江上游袭夺，改道东去。雅鲁藏布江在早更新世之前，自东向西流，中更新世以后，转为由西向东。

上述事实可以说明，青藏高原从中更新世以来经历了整体强烈大幅度上升过程，按现代高原平均高程4500m计，中更新世以来，累计上升了1500—2000m。这一上升幕的出现，可能与地壳均衡补偿作用有关。

二、构造格局

导致青藏高原新生代构造格局形成的因素主要有三个：一是高原在全球构造上所处的大地构造部位及深部热动力作用状况；二是周边被中朝-塔里木、扬子、印度三大稳定地块围限，在挤压构造体制下构成了一个准封闭的构造系统；三是在古构造发展阶段产生的、具活动性质的板块消减带或深断裂带与相对稳定的地块或隆起带相间，构成先存独特的镶嵌构造格局。新生代的构造运动改造了老构造格局，形成了三个新构造活动区及周边三大冲断带和三种不同的山链型式。

（一）构造活动区的划分

依据构造环境，隆起的强烈程度及新的构造阶段发生的沉积作用、岩浆活动和构造变形特征，可划分出三个构造活动区——北部滞差隆起区（或相对沉降区），东部继承性隆起区和中、西部强烈隆起区（图4-2，4-1）。

1．北部不均衡隆起区　由祁连山、东昆仑山和阿尔金山三大再生山链及其夹持的柴达木盆地组成，以柴达木盆地渐新世以来的整体强烈沉降为特征。在盆地沉降过程中，沉降中心向东迁移。在渐新世至中新世期间，盆地沉降中心在一里坪一带，沉降幅度在8000m以上；上新世的沉降中心位于东、西台吉乃尔湖，沉降幅度达3500m；第四纪沉降中心在聂湖与达布逊湖之间，沉降幅度达3500m。目前渐新世沉积底面在13000m深处，第四纪沉积底面在海平面以下。柴达木盆地毕竟是高原盆地，盆地最低底面在海拔2650—2700m之间。所以，这一活动区相对于塔里木盆地和河西走廊而言，仍然是青藏高原的组成部分，是一种因隆起不平衡而导致的隆起滞差效应的结果。这里的火山岩浆活动，仅在盆地周边三大山链带的交接部位出现，时代为中新世至全新世，以钙碱性火山熔岩为主。

构造变形特征突出表现在柴达木盆地内的雁列褶皱上。卷入褶皱的最新地层为下更新统，表明在早更新世末本区发生了区域性缩短作用。褶皱走向北西西，说明区域缩短方向为北北东-南南西方向。这与柴达木北缘逆掩断裂带和祁连山北缘逆冲断裂带的冲断作

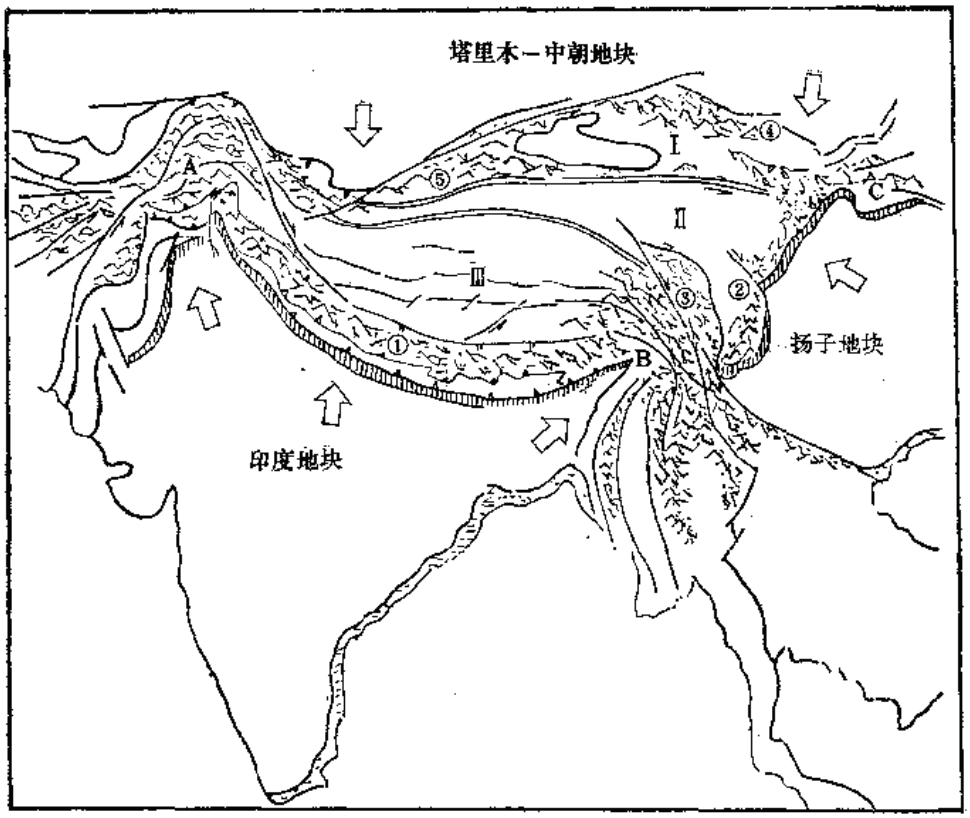


图 4-2 青藏高原新生代构造分区及与邻区地块关系略图

Ⅰ—北部不均衡隆起区；Ⅱ—东部继承性隆起区；Ⅲ—中西部强烈隆起区。1—南缘断裂带（喜马拉雅山链）；2—东缘断裂带（龙门山-锦屏山链）；3—横断山链；4—北缘断裂带（祁连山链）；5—昆仑山链。A—帕米尔构造结；B—横断山构造结；C—秦岭构造结

Fgi. 4-2 Sketch map showing the division of Cenozoic structural units and the relation between Qinghai-Xizang Plateau and its adjacent massifs

Ⅰ—Northern unbalance uplifted region; Ⅱ—Eastern inherit uplifted region; Ⅲ—Midwest strong uplifted region. 1—Southern border fault zone; 2—Eastern border fault zone; 3—Hengduanshan belt; 4—Northern border fault zone; 5—Kunlunshan belt. A—Pamar tectonic knot; B—Hengduanshan tectonic knot; C—Qinling tectonic knot

用方向完全一致。由盆地内的褶皱排列组合形式推论盆地曾作顺时针扭动，同时，与盆地相对应的周边山链带中的一些走向滑动断层大多作左旋扭动，表明本区内盆地与山链不仅在隆起与沉降上，而且在应力作用方式上，都是一个对立统一的新构造活动系统。

2．东部继承性隆起区　包括巴颜喀拉山和横断山地区。地貌上以平行的岭谷为主要特征，若尔盖一带有残留的高原面。主体部分在晚三叠世末就上升为陆。

早第三纪尤其是始新世至渐新世时出现的右旋走向拉裂活动形成了一系列走滑拉分盆地。在拉分盆地中沉积了红色碎屑岩。盆地一般西浅东深，相应沉积地层西薄东厚。盆地内曾有火山活动。中新世以后只发育几个小型断陷盆地，相应的火山活动仅见于昌台和拉屋乡；构造活动表现为横断山再造山链的隆起和纵断以及一系列近南北向斜冲断层与北西西向左旋走滑断层为边界的菱形块体的形成。

从第三纪沉积盆地的褶皱轴向、冲断和走滑断层的组合型式来看，本区的区域性缩短

方向为近东西向。

3．中西部强烈隆起区　即青藏高原主体部分的西藏隆起区。本区在始新世中期还大部分处于海域范围。特提斯消亡于距今40Ma前，之后，其海拔高度平均升高了5000m。几条主要河流及其支流的深切割作用造成了隆起区边缘崎岖的地形。与湖泊相比，藏北及中部的内陆河流占优势。

本区新生代火山作用十分强烈，冈底斯地区尤为广泛。中新世火山岩主要分布在班公湖-怒江带两侧，上新世到第四纪火山岩主要分布在羌塘地区。上述现象表明火山活动有自南向北迁移的规律。早期火山岩为碱钙-碱性系列，晚期的为钙碱系列。这种火山活动除受断裂的影响外，还与隆起区的下部地壳以至上地幔的热动力作用状态有密切关系。这与壳内和上地幔的地震波高衰减和存在低速层的现象是一致的。

区内第三纪沉积盆地总体呈东西向展布，主要发育在区域性东西走向的主要断裂带或褶皱隆起带中，是表壳伸展作用的结果，如沿印度河-雅鲁藏布江深断裂带和班公湖-怒江深断裂带展布的箕状断陷盆地及藏北羌塘地区的裂陷盆地。盆地内往往发育有渐新世至中新世及上新世至更新世的河湖相沉积。据这些新生代沉积岩相的变化和被冲断的构造变动情况，可以看出本区经历了三期冲断事件。以雅鲁藏布江冲断带为例，上白垩统日喀则群与古新世至始新世海相层在仲巴错江顶一带为连续沉积，但其中发生了同斜褶皱和冲断，表明在始新世末，发生过一期冲断作用。另在朗县、加查、昂仁等地见中生代地层自南向北逆冲于渐新统—中新统之上，表明中新世末又发生一次南北向汇聚冲断作用。此外，沿雅鲁藏布江带还可见第四纪砾石层被冲断，在班公湖-怒江带的东巧和藏北可可西里山南麓也见到这一现象，应是又一次冲断作用的显示。

第四纪，尤其是中更新世以来，西藏地区除了南北向冲断活动以外，还发育了北北东向与北西西向两组大型剪切断层，它们之间大致相距150—170km。次级断层的间距为70—80km。两组X型剪切断层将上部地壳切割成长轴近东西向的菱形断块；北西西向者为右旋走滑断层，北东东向断层具左旋走滑性质。与菱形断块同时发育的三种地堑或半地堑是：断块的近南北破裂形成的地堑；断块边界走滑拉裂谷地；两组走滑断层相交区的裂陷盆地。拉裂盆地中的沉积物主要为中更新世以来的堆积物。盆地表面的活动构造系统主要是在高原强烈隆起以后形成的。藏北的第四纪碱性玄武熔岩主要受走滑断层控制。

根据东西向冲断层的存在和相应的剪切走滑断层的运动方式，以及第三纪盆地内褶皱轴向近东西这一事实，推测青藏高原区域性缩短方向为近南北向。

（二）高原周边冲断带（图4-2）

包括南缘、东缘及北缘三组断裂带。它们是认识青藏高原柔性地壳与周围古老刚性地块之间相互关系的关键性地带。

1．南缘断裂带　包括喜马拉雅主中央断裂带与主边界断裂带（图4-3、4-4）。

主中央断裂带（MCT）　以高喜马拉雅与低喜马拉雅之间出现许多高耸的断壁地貌为标志，是高原地貌与边缘低山两地貌单元的界线，也是低喜马拉雅带推覆体构造的根部带。由高喜马拉雅带的盖层向基底，变质作用逐渐增强，即由未变质有化石的地层到浅变质的碎屑岩类及结晶灰岩，其下依次为绿泥石石英片岩至更深的变质岩石（卫管一等，1984）。在尼泊尔境内，从上述深变质岩向下出现逆变质带，即由矽线石带、蓝晶石带变为绿泥石带，具有明显的纳布（nappe）特征。该界面上已发现有20—300m厚的糜棱岩化剪切带

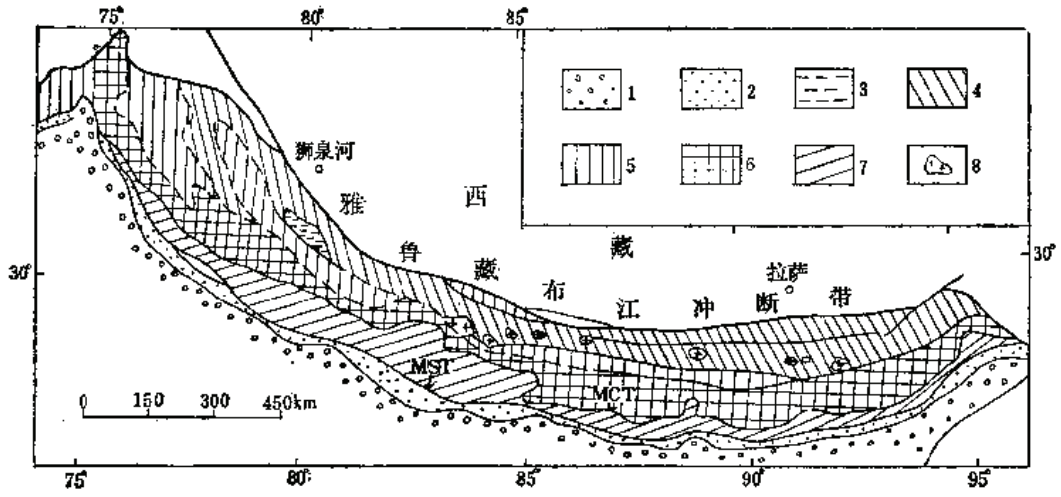


图 4-3 青藏高原南缘断裂带示意图

1—第四纪沉积；2—第三纪磨拉石；3—第三纪盆地沉积；4—中生代沉积；5—古生代沉积；6—前寒武纪基底；7—前寒武纪基底及古生代沉积；8—喜马拉雅期花岗岩。MCT—主中央断裂，MST—主边界断裂

Fig. 4-3 Fault zone of southern margin of Qinghai-Xizang Plateau

1—Qaternary sediment; 2—Tertiary molasse; 3—Tertiary basin sediment; 4—Mesozoic sediment; 5—Palaeozoic sediment; 6—Pre-Camberian basement; 7—Pre-Camberian basement and Palaeozoic sediment; 8—Granite of Himalayan. MCT—Main central thrust, MBT—Main boundary thrust

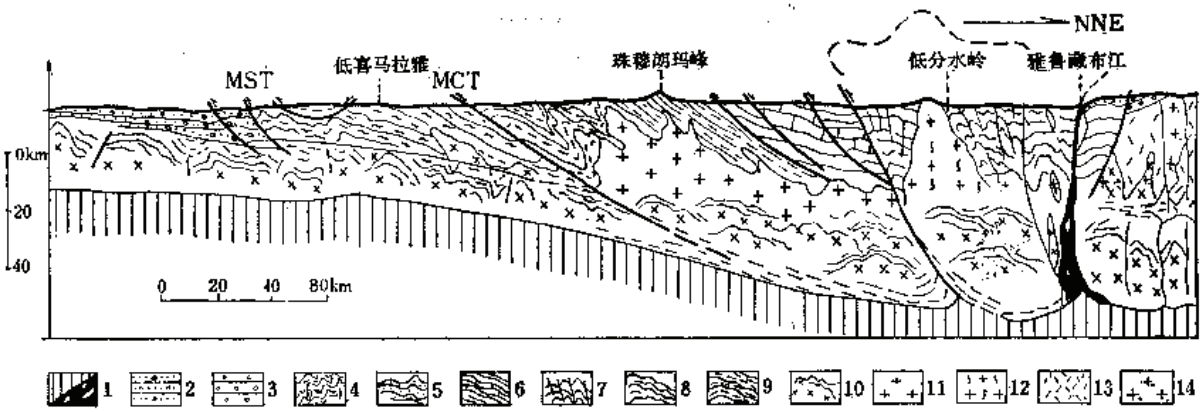


图 4-4 珠穆朗玛-喜马拉雅构造剖面

1—地幔岩/蛇绿岩；2—恒河新生代沉积盆地；3—E_3—Q磨拉石；4—Mz复理石；5—K_2复理石；6—Pz—Mz浅海相沉积；7—Mz片理化复理石；8—浅变质岩；9—前寒武系变质岩；10—下地壳岩类；11—混合岩、花岗岩；12—片麻状花岗岩；13—冈底斯火山岩；14—冈底斯花岗岩（据Gansser和Stocklin修改）

Fig. 4-4 Structural section of Qomolangma-Himalaya

1—Mantle rock/ophiolite; 2—Cenozoic basin sediment; 3—E_3—Q Molase; 4—Mz flysch; 5—K_2 flysch; 6—Pz—Mz sediment of shallow sea; 7—Mz schisitic flysch; 8—Low grade metamorphic rock; 9—Pre-cambriam metamorphic rock; 10—Lower crust; 11—Chorismite, granite; 12—Gneissic granite; 13—Volcanic rock of Gangdise; 14—Granite of Gangdise

(J. Stocklon, 1980)，应是主中央逆冲断裂带的具体位置所在。断裂上盘具有因变质矿物定向排列而形成的线理，其往往与断裂带直交，呈北北东向。这些线状构造可能是与主

中央逆冲事件有关的拉伸线理。主中央断裂应是一条规模巨大的陆内韧性推覆剪切带。在尼泊尔、喀什米尔等地沿断裂带出现一系列推覆体、构造窗。其中的加德满都推覆体可能属滑覆体类（马杏垣，1983）。值得指出的是，主中央逆掩断裂的上盘推覆岩席的变质岩系与上覆盖层间或盖层内部各不同岩石层之间往往发育正断层，表现为盖层沿层间软弱岩性界面出现与主逆冲方向相反的层间滑脱❶。

主中央断裂带形成的同时，也形成了一系列重熔型淡色花岗岩，出现了混合岩化作用。上述岩体的铷-锶法同位素年龄为43±Ma，钾-氩法年龄为30—15Ma，与卷入推覆冲断事件的最新地层是始新世海相沉积层这一事实大体一致，表明主中央断裂带在始新世末至渐新世初开始活动，中新世强烈活动。

据S. Sinha Roy报导，主中央断裂带的逆冲量，各地质学家估计从旁遮普至尼泊尔、锡金为80—115km。

主边界逆冲断裂带是喜马拉雅山链与恒河盆地分划性边界大断裂。断裂带呈弧形延展，长达2000km。断层倾角在地表一般为60°—90°，倾向北（J. Stocklin,1980）。断裂发生的时间较晚。其逆冲作用影响到上新统至早更新统锡伐利克群。该带是主中央断裂带形成以后发生的活动性断裂带。断裂下盘的锡伐利克群呈阔缓的褶皱。向北近主边界断裂处有次一级逆冲断裂和紧密褶皱。主边界断裂的发育特征有几点值得注意：1）沿断裂带没有喜马拉雅晚期花岗岩和中、深变质作用出现，表明涉及地壳深度不大；2）沿断裂带在旁遮普一带仅表现为渐新统—中新统逆冲到上新统—下更新统锡伐利克群之上，表明垂直位移幅度不大；3）在旁遮普、库蒙及尼泊尔的有些地方，主边界断裂与主中央断裂位置十分接近，可以认为两者之间地壳厚度变化不大；4）主边界断裂地表产状较陡，与陆内俯冲说所设想的沿断裂出现大规模的俯冲有矛盾。据J. Stocklin估算，沿断裂带的冲断叠覆所引起的地壳缩短距离约20km。

2．东缘断裂带　即龙门山-锦屏山断裂带，分为北东的龙门山段及南西的锦屏山-玉龙雪山段，还可划分为主边界和主中央两个冲断带。

龙门山主边界冲断带分布在成都第四纪冲积平原西北边缘。其总体走向为NE50°，倾向NW，倾角25°—50°，延长800km以上。主要表现为古生界及中生界被冲断，或老地层冲断逆掩在第三系红层之上。局部见到第四系被冲断的现象，如在灌县玉堂场可见第三纪红层逆冲在早更新世大邑砾岩之上。主边界冲断带在北东段涉及到的地壳深度不大，而南西段震旦系的垂直位移幅度达10km左右。

沿断层仅发现挤压破碎带。破碎带最宽达200m，局部有不厚的糜棱岩；主要表现为脆性变形，很少见到韧性剪切构造特征。

主中央冲断带　是扬子地块和青藏高原东部三叠纪褶皱带的界线，大致与主边界冲断层平行，长达800km。断裂构造特征与喜马拉雅主中央断裂相似。沿断裂带走向冲断层分支、复合现象普遍，在宽约1—5km的距离内，剖面为由几个次一级冲断层组成的向北和北西倾斜的扇形楔状叠瓦状构造。沿断裂带出现的楔状冲断岩席的最老地层为前震旦系黄水河群、彭灌杂岩和盐井群等。断裂带中可见到震旦系中、酸性火山岩及其他古生代至中生代地层的断块及蛇纹石化超基性构造岩块。断块及岩块在平面上的长轴与断裂带走向一

---

❶ 潘桂棠，1985，龙门山-锦屏山与喜马拉雅推覆构造带的比较（未刊稿）。

致。在有的地段可见几百米宽的糜棱岩带和剪切片理化带。

在龙门山东南边缘有一系列的推覆体、飞来峰成带展布在主中央冲断带与主边界冲断层之间。主中央冲断带是这些推覆构造的根部带。以彭县小鱼洞推覆体和飞来峰群为例，自白水河向东南到郭家山，石炭系的灰岩飞来峰的冲断、滑覆距离达12km，滑移面呈缓波状；每一滑覆岩块的后部常以流动褶曲和切割它们的正断层发育为特征；中部带常见平卧褶皱和顺层滑动断层；前缘带以一系列连续的同斜倒转褶皱和逆冲断层为特征（图4-5）。

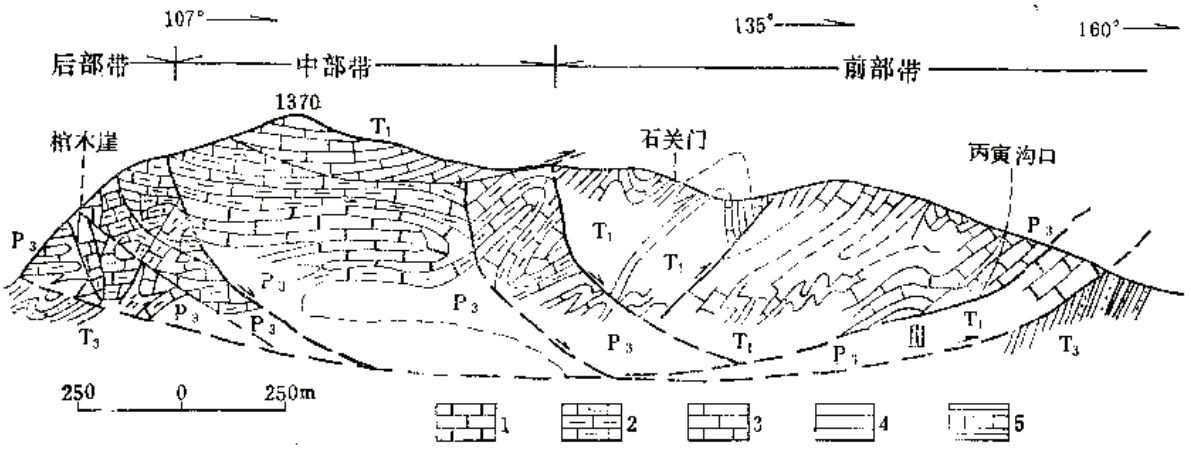


图 4-5 灌县大白岩推覆体剖面图（据刘肇昌，1984）

1—燧石灰岩；2—炭质灰岩；3—紫红色砂页岩；4—灰岩、白云质灰岩；5—煤系

Fig. 4-5 Profile of nappe structure in Dabain, Guanxian

1—Cherty limestone; 2—Carbonaceous limestone; 3—Purple sandy shale; 4—Limestone, dolomitic limestone; 5—Coal series

在主中央断裂带上盘的基底冲断岩席与盖层间见到与主逆冲方向相反的层间滑脱。前寒武系杂岩体与上覆盖层间常见正断层。

锦屏山-玉龙雪山冲断带主边界断裂北起冕宁里庄以北，向南经盐源金河、盐边箐河，向南西经宁蒗跑马坪至鹤庆，延长约300km。在北段，震旦系逆冲于上三叠统白菓湾组之上，断面西倾，倾角40°—80°；断裂中的石英斑岩被挤压成碎裂岩，破碎带宽约20m。在金河一带，西侧震旦系、泥盆至二叠系向东掩覆在白菓湾组之上，形成宽达十余公里的冲断带，破碎带宽100—200m，垂直断距在10km以上❶。在南西段断面向北西倾斜，倾角30°—70°。在箐河西南，断裂北西侧震旦系及泥盆系推覆在南东侧二叠系玄武岩、中生界及早第三系之上。在鹤庆马厂及石宝山一带飞来峰发育。飞来峰由覆于第三系红层之上的三叠系灰岩组成。在箐河附近还见到燕山期花岗岩逆冲于第四纪砂砾层之上的现象。

锦屏山-玉龙雪山主中央断裂北起康定，向南经锦屏山，木里小金河，经永宁第三纪盆地北侧拐向南西，被德钦-中甸断层截断，是可可西里-巴颜喀拉微板块的南东边界。其北段以锦屏山断裂为基础，西侧下二叠统灰岩向东逆冲于上三叠统之上，构成延绵数十公里的由灰岩组成的断层崖壁。中南段是小金河冲断层，在木里城南发育规模较大的推覆体，其中列瓦山及3920高地推覆体由二叠纪灰岩、玄武岩组成，沙坡梁子推覆体由奥陶、志

❶ 据1:2万盐源幅、盐边幅，四川区调队，1970。

留、石炭及二叠系组成（图4-6）；推覆体下伏岩层为发生了强烈揉皱的中、上三叠统砂板岩。在西段永宁县之北，二叠系玄武岩向南逆冲于早第三系之上，表明主中央断裂形成于中新世。

伴随主中央断裂带的活动，在北侧江浪、贡岭等地发育了蓝晶石-矽线石-十字石相中压变质带及喜马拉雅期再造型混合岩化片麻岩，后者的钾-氩法年龄为44Ma

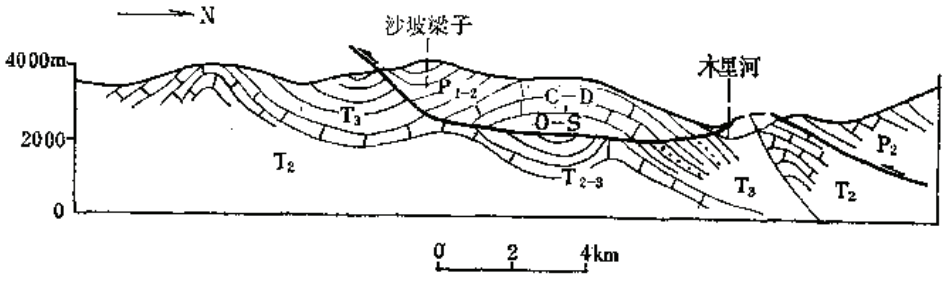


图 4-6 小金河推覆构造剖面图

Fig. 4-6 Profile of nappe structure in Xiaojin River

3．北缘断裂带 包括祁连山北缘冲断带、阿尔金走滑断层带及西昆仑北缘深断裂带。

（1）祁连山北缘冲断带 即祁连山北缘断裂带，是北祁连裂谷带的北界，全长800km以上。在中生代到早第三纪河西走廊发生断陷，所形成的断裂的性质在中新世以后发生转化，从而形成了逆冲断裂带。它由一组走向北西西、倾向南西的冲断层组成。沿断裂带可见下古生界向北东逆冲于第三系砂泥岩之上的现象。在剖面上，断层面上陡下缓，形成向深部收敛的楔形叠瓦状构造格局。由上可知祁连山链与河西走廊之间的压缩变形在早更新世末定型。断裂带内的夹块主要为石炭、二叠系大小不一的糜棱岩化、片理化砂页岩碎裂岩块。

断裂带在近期仍有强烈活动。沿断裂带发生的七级以上地震有五次，震中在玉门昌马（1932）、海原（1920）、古浪（1927）等地。地震时断层具左旋走滑逆冲性质。

（2）阿尔金走滑断层带 即阿尔金深断裂带，在第一章中已有叙述，现作如下补充。

阿尔金走滑断层带的形成是高原周边特殊的构造事件。该带是在新生代叠加于先存古断裂上的走滑断层带。主断层在带的南侧。根据阿尔金山主脊发现的上中新统至上新统与柴达木盆地相应层位的岩性一致，以及在尤素普阿勒克塔格走滑拉分盆地中有渐新统及中新统的河流相沉积层这些事实，推测走滑断裂强烈活动时间是渐新世到中新世。

主走滑断层在第四纪的活动性，主要表现在东段老地层与第三系的断层接触及第四系被错断（左旋位移约200m）这两种现象上。从车尔臣河水系的拐折距离来看，断层在第四纪左旋位移达30km。在西段发育克里雅河走滑拉裂槽谷和阿什库勒火山群。

伴随多期左旋走滑活动，基底断块沿断裂带向上运动，形成阿尔金山两侧邻接盆地的以上冲断层为界的滚边式构造。如在柴达木盆地近旁的阿卡腾能山南麓，见到古生界连同上覆的上新统狮子沟组向南东逆冲于晚更新统砾石层之上；在北邻塔里木盆地的山前，也可见老地层逆冲在第三系之上。

（3）西昆仑北缘深断裂 深断裂处于西昆仑再生山链隆起与新生代沉降的塔里木盆

地的交界部位。高耸的西昆仑雪山与盆地沙漠戈壁相对映，高差达5000m左右。这种特殊地貌景观主要是断裂强烈冲断作用的结果。

塔里木盆地南缘的叶城-和田拗陷，自渐新世以来，接受了总厚达8000—10000m的陆相沉积。叶城深钻资料表明中新统超过6500m●；仅上新世—早更新世陆相磨拉石的厚度就在5000m以上。隆起幅度与磨拉石厚度基本一致。其垂直运动幅度相对达10km。

沿深断裂在和田南见下元古界逆冲于上新统砂泥岩之上；断面倾向南西，倾角50°—70°。在英吉莎、叶城西南侧，古生界逆冲于侏罗系—新第三系之上，一些地段逆冲到早更新统西域砾岩之上。

断裂在剖面上表现为楔形叠瓦状构造——沿喀什河剖面可见古生界和中生界均倒向塔里木盆地，石炭系、二叠系冲到侏罗系、白垩系之上，白垩系冲到第三系之上，早更新统砾岩被冲断。

冲断作用制约山前压陷盆地的发育。在盆地近逆冲断裂处发育了一系列包括上古生界、侏罗、白垩和第三系组成的背、向斜褶皱构造，这些褶皱轴向总体随冲断带的弧形弯转而弯转，与冲断层走向大致保持10°—30°交角，反映断层兼有右旋剪切的形变特征。

上述高原周边各冲断带有下列共同特点：

①周边冲断带是平均海拔4500m的高原与边缘盆地间的地貌上的分界线。

②冲断带包括几条断层组成的挤压逆推带，其长度都在800km以上，宽几至几十公里。

③冲断带的冲断面均向高原倾斜，直观的反映出高原柔性壳块向高原周边刚性地块超叠的趋势。

④每一冲断带的剖面均表现为楔状体叠瓦状构造。

⑤前寒武系基底变质岩系连同上覆沉积盖层组成推覆冲断岩系。冲断作用造成的岩石垂直位移幅度达10—20km。在高原东部及南部边缘可见一系列推覆及滑覆体成带展布在主边界断裂与主中央断裂之间。主中央断裂是推覆体的根部带。

⑥在主中央断裂带断面之上的冲断岩席的基底岩系与盖层之间，以及盖层的内部层间，可见与逆冲方向相向的正断层。

⑦卷入周边逆冲事件的最新地层是上新世和早更新世磨拉石沉积，表明周边冲断带在早更新世末定型。

上述高原周边冲断带，作为使高原地壳在水平方向和垂向上发生大规模位移、并使高原地壳缩短和加厚的动力边界条件，在青藏高原的形成中起着举足轻重的作用。

（三）再生山链的形成

青藏高原的内部和周边山链的发育，是高原地壳演化的基础之一。不同结构、不同形态的造山链又是由许多不同形变特征、不同等级、不同序次的各项构造要素所组成的复杂的构造及其挟持的地块、岩块或盆地所构成的构造系统。它们涉及的地区范围和地壳深度不同，形成的高度及形态也随时间而变化。高原地区在新构造期，总体处于陆内汇聚、隆起的构造背景中；但由于各山链所在的大地构造位置的不同，有各自的古构造的基础，所以，出现了不同的造山型式。

● 新疆石油管理局资料（1986）。

依据山链的形态、结构及发展历史等地质特点，可以将其划分为三种类型，即喜马拉雅推覆仰冲型、祁连扇形冲断型和横断山陆内转换型（图4-2）。

1．喜马拉雅推覆仰冲型山链　喜马拉雅山链北起雅鲁藏布江谷地，南到锡伐利克山麓，宽约200—250km，呈向南突出的弧形，长达2400km，是新生代中晚期急剧上升地带，具有明显的构造分带性（图4-4）。

北带　是中生代活动至过渡型沉积构造带，构造上主要表现为一系列向南倒转的同斜褶皱，轴部劈理发育。在低分水岭北侧邻接雅鲁藏布江深断裂带的一些地段，可见一些向北倒转的同斜褶皱和南倾的冲断层。

中带　是高喜马拉雅前寒武纪结晶基底及其上覆的古生代至中生代稳定型沉积构造带。哈查尔地块是它的西延部分。基底之上的盖层厚十公里以上，其中没有发现代表造山运动的地质现象。该带南北边界分别为主中央冲断带和定日-洛扎断裂；其间为向北缓倾斜的单斜构造。

南带　介于主中央与主边界冲断带之间，主要由前寒武系变质岩及古生界、中生界低度变质的沉积岩组成。在邻接主边界冲断带北侧的部位发现了覆于中生界之上的、零星出露的第三纪货币虫页岩和灰岩。本带有两个特点引人注目：其一是在北部存在反序的区域变质现象；第二，石炭及早二叠系的冈瓦纳相沉积主要为陆相沉积，夹有海相层，而且，在这一时期既有大陆冰川活动，又有暗色火山岩浆的喷发。第二点可说明本带的某些地区曾经出露于地表。本带的地质构造复杂，这点在前节中已经叙及。

上述三个构造带中均有早第三纪始新世的海相层分布，表明喜马拉雅山链是渐新世以来的造山作用产物。山链的主体不是特提斯洋壳消亡时沿着俯冲带产生的褶皱山脉，而是印度地块北部边缘长期形成的沉降带向南逆冲、推覆超覆的结果。山链在构造上表现为低分水岭南侧定日-洛扎、主中央及主边界三个冲断带及其所夹持的冲断岩席构成的北倾的楔形叠瓦状构造，通过巨大的逆掩断层向南仰冲叠覆在印度地块之上而构成的一个规模巨大的推覆构造带。构造带的深部遭受了强烈的塑性变形，并伴有高温变质作用。各逆冲带形成的时间不同，表现出北早南晚的特点。

造山变动的初期，陆内汇聚作用首先在低分水岭一带发生。在南北向的挤压应力场中，该带应力不断增强积累，使活动型至过渡型的中生代复理石地层进一步压缩，产生劈理化及向南、北倒转的扇形冲断构造，并在褶皱轴部发育了一系列穹窿体，形成了一个活动的塑性变形带。山链深部发生了混合岩化和花岗岩化作用，使地壳在垂向上流变加厚，在水平方向上缩短。地壳上层自北向南逆冲于高喜马拉雅古生界之上。地貌上当时出现了不高的东西向隆起带。

继之，在稳定的印度地块前沿，经历了长期沉降状态的高喜马拉雅带因上覆地壳的叠覆加厚打破了原始相对稳定、均衡的状态而开始了活化。厚度和重量的增加使地壳内部的动能和势能增高，在深部和地表之间出现了垂直的能量梯度。在汇聚挤压的条件下，深部的热力除了使硅铝质地壳重熔成花岗质岩浆上涌侵入以外，也表现为因热流上升而使该带长期沉降的地壳被抬升。另一方面，因长期沉降弯曲的稳定型地壳比留在印度地块高处的新、老地层更易于软化且其中长期积累着应力，从而促成了地壳破裂，并表现为相对的切向位移，在地壳表层引起褶皱和逆掩，在深部发生沿主中央冲断带的陆内韧性剪切变形。

在具备了初始高差以后，对于受到切向汇聚挤压应力的地壳来说，地壳上层的隆起-

沉降对的正弦状变形是最简单的变形式样。中新世以来，形成了克什米尔-恒河-阿萨姆邦山前拗陷盆地带，并在拗陷盆地中沉积了厚达5000m的锡伐利克磨拉石堆积；它们无疑是喜马拉雅隆起的相关产物。磨拉石中粗细碎屑岩层相间的现象表明山链曾多次上升。上新世到早更新世期间沉积的磨拉石的厚度达3800m，而且由下往上碎屑物质由细变粗，反映出山链上升速度自缓慢到急剧的变化过程。由于深变质岩砾石没有出现于锡伐利克盆地的砾石中而出现于中更新世以来的阶地和河床中，表明喜马拉雅基底变质岩在上新世至早更新世尚未出露于地表。

喜马拉雅山链的形成过程除了出现上述总体向南逆冲推覆的作用以外，地壳的表层还出现了与主中央逆冲方向相反的向北的重力滑脱作用，后者导致变质基底之上的盖层沿层间软弱带出现正断层。

2．祁连山活化扇形冲断型山链　祁连山链横亘于青藏高原东北边缘，在其两侧对应发育着我国西部新生代陆相含油气盆地。山链走向北西西，长1200km，宽250—400km，介于祁连北缘冲断带与柴达木盆地北缘深断裂带（逆掩断裂带）之间。山链内北西西、北东东及东西向断层发育，致使平面上出现了菱形断块山地。

祁连山是加里东褶皱带，但现今的山链不是加里东期形成的。中生代时祁连地区裂陷伸展构造发育，表现为隆拗相间的构造格局。在拗陷带中沉积了陆相碎屑岩。新生代早期可能仍继承了裂陷伸展状况。从渐新世起，构造体制出现了明显变化，这以柴达木盆地自渐新世初开始全面快速地被挤压陷落以及在马海见到上侏罗统沿柴北缘深断裂向南逆掩在古、始新统之上的事实为标志。

对柴北缘深断裂带的区域地质调查和地球物理工作表明，该带为一向北倾、上陡下缓的逆掩断裂带。在宗务隆山南麓红柳河见古生界逆掩于渐新至中新统红层之上，红层又逆掩于下更新统砾石层之上的现象。推覆体在断裂带南侧普遍发育，如绿梁山、赛什腾山等推覆体。推覆体前缘为楔形叠瓦状构造，后缘存在铲式正断层。联系到祁连山北缘山前冲断带断面向南西倾斜这一事实，我们认为横切祁连山链的剖面为扇形非对称冲断造山型剖面（图4-7）。

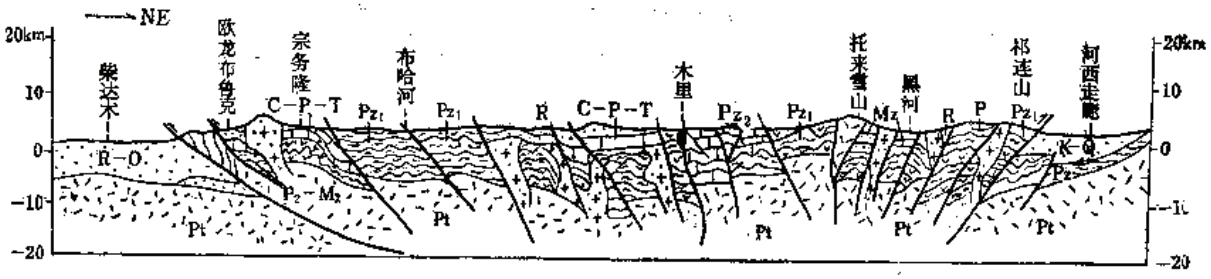


图 4-7　祁连山构造剖面示意图

Fig. 4-7 Geologic section of Qilian Mountains

这一构造型式主要是山链北侧阿拉善地块和南侧柴达木地块的相向陆内汇聚作用所形成的。根据两侧被逆冲的地层是渐新统、新第三系和早更新统这一情况，推测汇聚作用主要发生在渐新世至早更新世末。假若在冲断造山过程中，山链岩层既向南又向北呈反向运移，那就必然在山链中轴带出现同时期的因表层地裂而形成的较大规模的裂陷盆地，但事实证明没有这一迹象，这可能是因为汇聚挤压作用和地壳缩短应力通过中间的几条走向滑

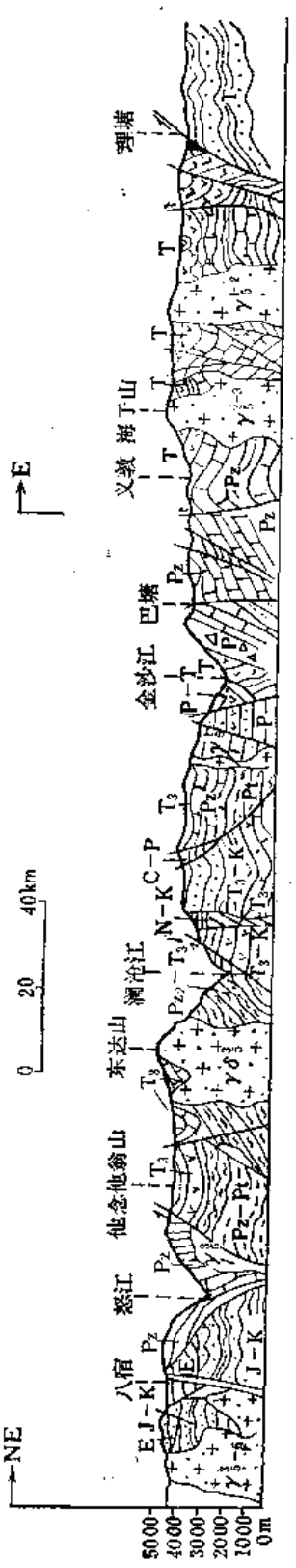


图 4-8 横断山构造剖面示意图

Fig. 4-8 Geologic section of Hengduan Mountains

动断裂的活动被缓冲了的缘故。如疏勒南山-拉脊山断裂及北祁连南缘断裂等在新构造期转化为深位陡立的走滑断层就是佐证。

值得指出的是祁连山链的基底被卷入的程度没有喜马拉雅山链的强。山链内呈断块出露的前寒武系变质岩块以及加里东期形成的地质体已几经沉浮。有迹象表明，它们曾经历过深埋变质作用。一些加里东期中酸性侵入岩也是经过新构造期的构造剪切作用而逆冲于地表的。

3．横断山陆内转换型山链　在青藏高原，各构造带总体呈东西走向，唯有横断山构造带呈近南北向，这与其所处的大地构造位置及独特的构造演化历史密切相关。

新生代时，本区在地质构造上开始了新的发展阶段。依据沉积特征、岩浆活动、构造变形及随时间发展而产生的应力场的变化，可将新生代构造演化历史分为早第三纪走滑拉裂阶段和晚第三纪到第四纪陆内汇聚阶段。

早第三纪始新世时，青藏高原由于印度地块与欧亚大陆的碰撞，地壳整体处在被水平压缩的地质构造背景中；而横断山区则处于走滑拉张的构造环境，出现了一系列以梯状正断层为界的断陷盆地，它们呈南北向和北北西向展布，通常长100km，宽1—10km。盆缘断裂往往继承或追踪南北或北西向剪切断裂。断陷盆地的展布显然受先存基底断裂的控制，如沿怒江断裂出现的八宿-洛隆及丁青-沙贡盆地，沿澜沧江断裂分布的杂多-吉曲及襄谦盆地，沿江达-德钦断裂分布的贡觉盆地等。

各盆地内沉积了始新世至渐新世红色碎屑沉积，厚度一般达4000m。伴随走滑拉裂活动，在盆地内发育了以钙碱性-偏碱性系列为主的粗面玄武岩-流纹岩组合，从而说明断裂伸延长度及深度都比较大。火山活动具有在西部盆地强，在东部盆地弱的特

点。这一走滑裂陷事件对横断山链的发展有决定性的影响。横断山中的V型谷和冠状山岭地貌，也是这一事件的反映。

横断山带又是在空间上被限制的体系。它的北侧为海西期形成的昆仑山陆块。新第三纪以来，印度地块与扬子地块之间的相对差异运动使其受到了近东西向的挤压，并叠加有右旋力偶的作用。在这一构造背景中，早第三纪拉分盆地的盆缘断裂均转化为斜冲断层。盆内褶皱的陡倾部位往往发育在主干斜冲断层一侧。在平面上，褶皱呈左行斜列的群体出现，表明褶皱是走滑冲断作用产生的。笔者认为横断山区发育的两组走向滑动断层，如澜沧江右旋走滑断层带及甘孜-理塘左旋走滑断层带，不是由冲断作用导生的，而是晚第三纪以来因板块汇聚而产生的补偿和调节作用的结果。

横断山链的横剖面具扇状冲断堆叠的构造特征。山链北段分别沿西侧怒江断裂带和东侧甘孜-理塘断裂带反向冲断（图4-8）。北段内部具次一级非对称扇形冲断系列，在平面上呈菱形束状体走滑构造组合（图4-2）。这一三维空间上的构造格局反映出横断山链冲断和走滑转换型构造系列的统一性。

上述三种型式山链的构造特征是有显著差异的（表4-1）。但它们都是在陆内汇聚作用下形成的，是青藏高原上新世以来的强烈隆起区。在青藏高原尚有其他山链如昆仑山、冈底斯-念青唐古拉山，龙门山及阿尔金山诸山链。它们都是在新生代以前形成的，但新生代构造活动对它们有不同程度的改造并使它们遭受了强烈的风化剥蚀作用。其中昆仑山链属于祁连山链型，冈底斯-念青唐古拉山链近似横断山链型，龙门山链近似喜马拉雅山链型。阿尔金山链近似祁连山链型，但由于其两侧具有剪切断裂，故应将其归入另一种类型。

表 4-1 青藏高原三个山链类型的对比

Table 4-1 Correlation of Three Mountain-Systems in Qinghai-Xizang Plateau

名　称	喜马拉雅山链	祁 连 山 链	横 断 山 链
古构造特征	20亿年的垂向沉降史、古老离散大陆边缘	加里东褶皱造山带	海西晚期至印支期的裂陷沉降及褶皱隆起
平面展布型式	弧形展布	菱形断块	聚敛型束状体
剖面结构	推覆仰冲型	扇状冲断型	块状冲断型
基底卷入程度	最高	高	很少
岩浆活动	一般	少见	强烈
隆起沉降对	完整的一对	山链两侧盆地沉降相对应	山链两侧对应盆地不明显
涉及地壳深度	70km	60km	60km±
伴随构造	推覆构造及盖层反滑正断层	走滑逆冲断层发育，有推覆构造	斜冲走滑断层发育，有推覆构造
山链隆起量	最大，渐新世以来隆起20km	相对盆地隆起10km	一般约几公里
构造倒向	单向	双向	无定向
构造迁移	横向构造迁移	不明显	纵向横造迁移
造山型式	楔形推覆仰冲造山	非对称冲断造山	陆内走滑转换冲断造山
动力机制	碰撞仰冲	活化冲断	扭动转换

第五章　主要大地构造问题及对地质构造发展规律的讨论

一、青藏高原巨厚地壳与高原形成机制

据地球物理探测，青藏高原地壳在1°×1°布格重力图上显示为一完整的负异常区（滕吉文，1980）；高原区除边部显示明显的重力梯度带以外，内部重力值较稳定，变化平缓，起伏仅几十毫伽。

对全国地震测深莫霍面深度与重力布格值的统计分析表明，高原莫霍面埋深普遍大于54km，最深部位在藏北羌塘地区，深达70km（王懋基等，1981）。传统认为莫霍面代表地壳底面。区域布格重力资料揭示青藏高原为一茄形地壳增厚单元，其表面比四周邻区高4km以上，莫霍面深度比邻区约大26km（图5-1）。

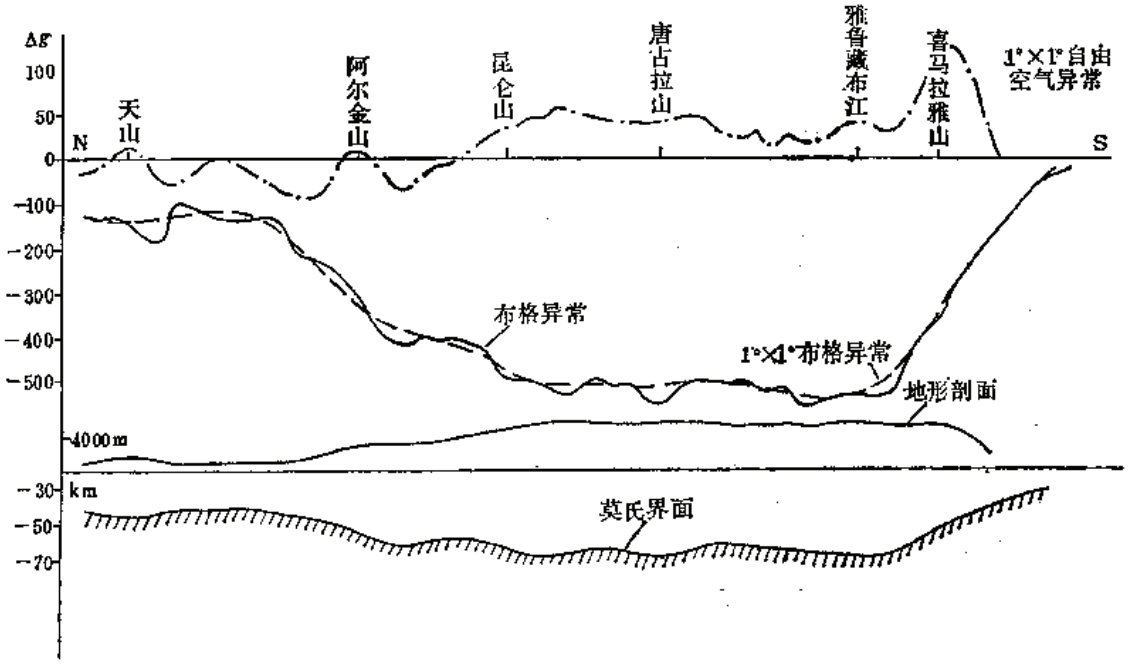


图 5-1　青藏高原重力综合对比剖面图（据王懋基，1981）

Fig. 5-1 The section of Bougur anomaly in Qinghai-Xizang Plateau

上述巨厚地壳的形成与高原的形成关系密切。近年来，国内外地质学者提出了很多设想的高原形成模式，各有一定的依据，如板块汇聚地壳缩短加厚说、陆地波状侧向挤压旋转隆起说、重力均衡调整隆起说及幔隆幔坳转化断块隆起说等。由于高原具长期复杂的地质演化历史，且经过了多期的构造变动和热事件，因而我们对组成其地壳的物质结构，特别是地壳深部的情况，所知甚少。对高原地壳的形成机制问题的研究，尚处于探索阶段。

高原地壳的演化和形成是漫长地史时期中各种地质事件的综合结果。人们认识到引起地壳变形的力可能源自地球深部的地幔脉动作用和地球在太阳系中旋转的速率变化产生的应力作用。具体到高原巨厚地壳的形成，地面的强烈隆起和莫霍面的拗陷，还要注意到高原内部物质必然的运动。青藏高原的形成问题，本质上是青藏巨厚地壳怎样形成的问题。

原始地球表面的洋、陆分化作用在陆壳形成以后导致地壳结构的不均一性。任一陆壳块段若不存在显生宙陆壳增生或加积作用，则倾向于演化发展为地盾。在重力作用下，地壳物质总是趋向于向平衡状态发展。如果没有多旋回的深部热动力促使陆壳块段破裂、伸展或因热动力使其被周期性地挤压、缩短（与此相对应，出现热膨胀与冷收缩的脉动作用），则陆壳块段倾向于发展为一稳定的地块。如果缺失周边刚性地块向陆内汇聚的围限条件，而只存在南北或东西两侧的古陆块，则在汇聚中只能形成东西向或南北向的山链。

综上所述，青藏高原巨厚地壳的形成发展有三个主要条件：第一，通过显生宙以来的陆壳增生和加积作用，发展成独立的增生系统，从而具备建造高原的主要物质基础；第二，存在突破原有地壳结构重力束缚的深部热动力，不断地改造着地壳结构形象，同时又有长期多次的地幔分异物质补给，促使壳幔边界下拗；第三，高原区被相对稳定的周边刚性地块所围限，具备陆内汇聚的动力环境。这三个条件中，任一条件的缺失，都不可能造就巨厚的高原地壳。

（一）陆壳增生作用

青藏高原陆壳增生作用以古老陆壳为基础，从加里东期以来，是通过下述三种方式实现的：即地块边缘的侧向增生作用、各构造单元的火山加积作用及侵入岩的增长作用。

地块边缘的侧向增生作用主要通过某一古陆和地块陆缘海盆进行，具体地说，就是由于剥蚀及沉积作用引起硅铝碎屑及钙镁物质的转移，形成较厚的沉积。在发展过程中，地块剥蚀区往往有较大的隆起幅度，相邻的拗陷带的沉降幅度也比较大，因而陆源碎屑沉积的速度快，厚度也大。早期的拗陷沉降并不能被受构造挤压收缩造山引起的隆起所补偿。因此，造山带在后期剥蚀的过程中，只能削去山链沉积体的顶部，而主体部分仍有保留。

构成高原陆壳的各板块（板片）和有关的活动型构造带的依次由南向北拚合，组成了侧向增生陆壳的聚集镶嵌系统。随着时间推移，它们占据了高原地壳上层的广阔空间。低密度沉积壳层物质的聚集，是形成高原地壳的重要条件之一。这些壳层物质的初步厚度统计结果见表5-1。

从表5-1基本可以看出，从古生代到中生代沉积的累积厚度，巴颜喀拉区最厚（33080m），喜马拉雅区最薄（12072m）。如果包括露出的元古界在内，一般达32000m以上，即稍大于陆壳的平均厚度。比较扬子地块威远地区与喜马拉雅区寒武至白垩系的厚度可知，扬子地块沉积层的厚度仅相当于喜马拉雅的62.4%。如考虑到喜马拉雅区内地层的褶皱叠覆，其地层厚度也可能超过二万米。

各构造单元的火山加积作用，以活动的板块消减带或岛弧带最为显著。多期次的火山岩，无论基性的还是酸性的，都与复理石等深海至次深海相沉积共生，累计厚度一般不小于15000m，多在20000—30000m之间（表5-2）。

表5-2所列叠积厚度尚包括部分下伏与上覆地层。以北祁连为例，在中寒武系黑茨沟

表 5-1 青藏高原不同地区Pz—Mz及Pt的地层厚度

Table 5-1 Thicknesses of Strata of Pz—Mz and Pt in Different areas of Qinghai-Xizang Plateau

地 区	南祁连	欧龙布鲁克	柴达木	西秦岭	巴颜喀拉	唐古拉	冈底斯	喜马拉雅	上扬子(威远)
Pz—Mz	28129m (O_1—T_3)	12437m (∈—K)	10605m (J_1—N_2)	23705m (∈—T_3)	33080m (∈—T_3)	26503m (Pz—J_3)	19766m (O_1—K_2)	12072m (∈—K_2)	7535m (∈—K_2)
Pt	>4714m (Pt_1)	>5182m (Pt_1—Pt_3)	20521m (Pt_{2-3})	>7175m	>4523m			>8880m	
合 计	>32843m	>17619m	>31126m	>32530m	>37603m			>20132m	

注：表中所列厚度主要根据本文第一章所附地层表中最大厚度计算。

表 5-2 青藏高原不同地区火山岩的累计厚度

Table 5-2 The Thickness-Summations of Volcanic Rocks in Different Areas of Qinghai-Xizang Plateau

地 区	北祁连	祁漫塔格	布尔汗布达	义 敦	雅鲁藏布
厚度(m)	38070($∈_2$—T_3)	15394(O_3—T_3)	27482(O_3—T_3)	32183(∈—T_3)	20826(∈—K_2)

群中，有厚2779m的细碧岩、玄武岩及安山岩共九层，另有厚2142m的凝灰岩15层（刁志忠，1977），两者之和相当于该群地层总厚（5566m）的90%。在义敦地区的上三叠统曲嘎寺组及图姆沟组中有较完整的喷发旋回。曲嘎寺组中的火山岩厚943m，占地层厚度的16—>50%；图姆沟组厚1053—4000m，其中火山岩占>10%—>80%（李太钊，1987）。雅鲁藏布江一带的火山岩，在萨嘎北山剖面侏罗—白垩系中厚约2000m，在古荣—杠崩共巴一线的上白垩统中厚达4500m。

侵入岩的增生作用主要表现为顶侵和底侵作用。顶侵和底侵的概念，主要是指岩体的侵位过程（J. F. Dewey等，1981）。在一定程度上说，深成岩浆岩的增生作用比起沉积壳层的增生作用和火山岩的加积作用在造就高原地壳的过程中更为重要。

顶侵作用通常表现在二个方面：一是早期拉张阶段在地壳薄弱地带的基性岩浆贯入形成的岩浆岩在地壳块体汇聚碰撞时，呈蛇绿岩仰冲体或推覆体冲在大陆壳块之上；二是早期造山带内的岩浆岩体在后期构造变动过程中的构造侵位现象。底侵作用泛指显生宙以来的中酸性岩浆岩的侵入活动。一般而言，底侵作用是同造山期的，但造山作用并不一定伴随有花岗岩基的底侵。目前高原内各个不同的地质时期形成的造山带中，中酸性岩浆岩的形成过程往往是脉动式的（多期侵入或同期多次侵入）。

高原内中酸性侵入岩在冈底斯-念青唐古拉地区最为发育。那里的岩带东西延长近2100km，南北宽150—180km。岩带包括百余个岩基及岩株，其中拉达克岩体长达500km，宽平均约45km；郭喀拉日岩体长450km，宽20—60km；扎西则岩体长460km，宽7—30km。三个岩体的面积分别为22950km^2，18000km^2及8510km^2。冈底斯-念青唐古拉岩区花岗岩同位素年龄为110—12.3Ma，表明岩浆底侵作用的延续时间达一亿年之久。上述情况说明岩浆岩的增生作用对地壳增厚的影响是较大的。

（二）热动力作用

上地幔物质的分异作用及壳幔物质相转换产生的深部热动力作用，对造就高原地壳，尤其是下地壳起着重要的作用。

近年来通过各种地球物理探测手段，已经初步揭示出高原深部构造和地壳结构的基本特征。区域布格重力异常图表明青藏高原为一完整的负异常区，由负300mGal重力等值线圈闭，最低值为负500mGal，异常幅度达200—300mGal。对重力场的求解表明高原区是质量亏损的。如此大的负异常值和新生代晚期以来的快速隆升，暗示着高原岩石圈下存在着塑性很大的软流层。笔者设想可能有几种方式可以维持这巨大质量亏损状态：（1）高原物质在地壳表部遭受大规模的剥蚀；（2）在地壳内部某一界面上高密度物质被低密度物质所取代；（3）物相转换导致的热膨胀；（4）上地幔有强烈的分异作用，低密度物质大量增加；（5）大的重力负异常可能与低密度物质形成可压缩的稳定流动体系有关，而且强烈地依赖于被封闭的边界条件，即周边围限的刚性地块的挤压，使高原区地壳隆起有着源源不断向上流动的热动力条件。

从图5-2可以看出上层地壳厚25—30km，其底部普遍存在一个厚5—7km的低速低阻层。在藏南康马至嘎拉一线，低速层顶面埋深15km，厚7km（高恩源，1984）；在藏北朋错，低速层厚5km，下界面深27km，向北至安多附近变深，向南至羊八井变浅（王式，1984）。低速层可能由局部熔融的花岗岩浆组成，代表了地壳物质可能被水平剪切错断的

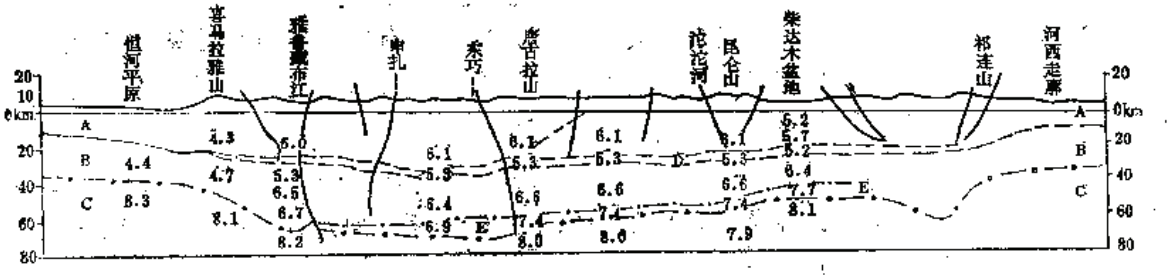


图 5-2 青藏高原地壳结构剖面图（据杨华1988年资料改编）

A—上地壳；B—下地壳；C—上地幔；D—壳内低速层；E—相转换层（壳幔过渡层）

Fig. 5-2 The crust structural section of Qinghai-Xizang Plateau

A—Upper crust; B—Lower crust; C—Upper mantle; D—Lowspeed layer of upper crust; E—Crust-mantle transition layer

深度，表明第二种方式即高密度物质被低密度物质取代的条件是存在的。

当前对厚达三十公里的高原下地壳的物质组成、构造性状及产生机制，仍然有不同认识。有的认为下地壳物质成分就是通常所说的硅铝壳，是受重力制约的地幔物质的分异产物；有的认为由于高原地壳受围限压缩，因而硅铝质地壳不仅向上方的自由表面隆起，而且向下膨胀，就象太古代至早元古代麻粒岩相的结晶基底有可能直接存在于莫霍面之上一样；有的认为在700℃和10kb的条件下，易脱水的玄武质岩石（即上地幔分离的物质）在热动力作用下运移到下地壳并发生塑性变形，从而使陆壳厚度急剧变化。

据人工地震资料，下地壳P波平均速度为6.65km/s（崔作舟，1984），藏南厚40km的下地壳波速为6.5km/s（滕吉文，1984）。笔者以6.5km/s这一数值来代表高原区下地壳P波平均速度。该速度较辉长岩的近7km/s的P波速度低，与闪长岩的6.5—6.8km/s

(Smithson, 1978; B. L. Weaver, J. Tarney, 1982) 的P波速度正好相当。由于不均一的麻粒岩相的平均成分与闪长岩的相近 (T. Tarney, 1982)，因此，可认为高原下地壳的物质组成很可能主体是中基性的，相当于不均一麻粒岩相、闪长岩类（可能含基性熔岩成分），而不是镁铁质的榴辉岩、辉长岩。这一情况说明上地幔分异物质稳定增长，可能满足第四种方式的实现。

青藏高原作为统一的活动构造区，壳下的上地幔物质的运动方式，在古构造阶段到高原隆起的新构造阶段出现了根本变化，即上地幔物质不是大规模上涌，使地壳薄化，而是在大致相当于莫霍面位置的过渡带上发生物相转换。显然，现在的关键问题是高原壳幔界面上是否有相转换层。

人们通常把地壳定义为P波小于7.7km/s的地球外部壳层，而把莫霍面定义为P波波速不连续的面（通过该面，P波波速由7.2km/s增大到7.7km/s)。据地球物理资料，在雅鲁藏布江断裂以北，存在厚达 25km，地震波速平均达 7.4km/s 的地壳下部壳幔混合层（李廷栋、袁学诚，1984)。笔者认为这一壳幔物质混合层就是相转换层。该层顶面呈锯齿状，埋深 50—55km；底界面深度约 70—80 km。该层厚达 25 km，与太平洋某些部分的0.1km，稳定大陆的0.5至几公里相差悬殊。这就表明高原区壳幔界面不是一个简单的界面，而是在特殊的构造环境下所形成的壳幔过渡层。可能是处于深部开放系统的垂向引张环境，使高原地区保持了独特的活化构造特征。

相转换层的热动力作用，似可以用G. C. 肯尼迪的定性模式来说明。（1）上地幔负荷和地表大规模的侵蚀作用导致上覆负荷的部分解除，在深部引起压力扰动，使莫霍面上的压力减少，莫霍面因而向下移动，并使轻的高原山根加深；为适应均衡调整，加厚的地壳又伴随均衡上升。（2）莫霍面的向下移动使转换层中的榴辉岩转变为玄武岩，同时体积膨胀，引起地壳上升。（3）来自地球内部的水和其他挥发物从壳幔过渡层泄出，使上地幔顶部的橄榄岩变成蛇纹岩；蛇纹石化过程是一个吸热增温过程，因而导致岩石体积膨胀，也导致地壳隆起，且隆起幅度随蛇纹石化规模的增大及进行的程度的加深而增大。

另外，高原区具有地震波速向下递增的规律，但中途被两层低地震速度间隔，形成多层结构。同时，高原地壳又被断层切割成复杂的块体。在局部地区，因构造推覆出现叠置的地壳结构。目前，地壳上部沉积壳层中包容有原始地壳的花岗岩，原始地幔岩及低密度的不稳定熔融层；中部层次的花岗质岩层因受挤压除了向上挤入沉积壳层外，也向下挤入下地壳。深熔作用及下部地壳密度不一的中性至基性岩等的存在，导致地壳不论在垂向上，还是在水平方向上，都具有结构的不均一性，因而使得比相邻块体密度大的地质体下沉，密度小的地质体上浮。这样，就必然导致重力能转化成动能与热能。

最能直接反映出高原地壳深部热动力作用的是深源物质溢出的火山喷发和地热活动。高原在新生代火山活动强烈，所形成的熔岩岩石类型晚期以碱性为主，藏北岩石的碱（K_2O+Na_2O）含量达8.11%。稀土元素丰度随时代变新增大，与碱金属总量呈正相关；随地壳厚度增大来源深度增大，碱度也越大，所含深源包体组分愈多。上述情况表明高原区壳幔过渡带熔融层可能是新生代晚期碱性基性熔岩喷溢的源地。低密度的壳幔过渡层富含挥发分和碱质，具重力不稳定性，液压和汽压较高。在陆内汇聚的挤压构造位移场中，以高原核心部位羌塘的碱性火山岩浆的喷发最为强烈。表明碱性火山岩浆活动与地壳膨胀隆起密切相关。

值得指出的是高原巨厚地壳形成时期的火山活动严格限制在雅鲁藏布江断裂带以北，而壳幔过渡带也只限于该断裂带以北。火山岩的深源包体也仅在以北出现，有别于我国南部新生代火山玄武岩浆中含有种类较多的上地幔物质包体，也表明高原新生代火山岩浆主要来自下地壳，尤其是壳幔过渡带。

（三）陆内汇聚作用

在新生代构造期，青藏高原周边地块沿冲断带向内的汇聚作用及相对差异运动，决定了高原内部构造条块的运动方式及山链的造山型式。

据地质和地球物理资料，高原地壳及上地幔介质在纵向和横向上都显示明显的不均一性，有明显的层、块结构。地壳可分为三个层次：上层为沉积盖层和变质基底岩系；中层由花岗片麻岩和花岗质岩石组成，其上、下界有不稳定的低速熔融层存在；下层由闪长岩、麻粒岩或基性熔岩组成，其底部有壳幔物相转换层（图5-2）。壳内低速层有利于地壳各层次间的离析作用，其本身又是薄皮式或厚皮式冲断、剪切或滑移的析离面。在大的构造条块之间，都发现了基性-超基性岩带。这些来自深部的地幔物质都已蛇纹石化。蛇纹岩在冲断作用中起着"润滑剂"作用。被深断裂分割的各构造条块的物质组成、密度和粘滞性等存在差异，这就为高原各壳块之间的汇聚提供了重要条件。

现将新生代时期青藏高原内的陆内汇聚挤压构造归纳如下。

1．高原内部和周边主要山链带的前缘，均以逆冲断层或推覆构造带与相邻的沉降盆地为界，在山前往往可见成岩成熟度差的上新世和早更新世沉积发生褶皱或被冲断。

2．高原周边逆冲或逆掩断层的断面均向高原内倾斜，与地球物理资料所揭示的莫霍面的陡倾带相对应，显示高原地壳受围压挤压时具有向四周扩展运移的趋势。由于高原南部边缘断裂带推覆的幅度较大，北部边缘断裂逆冲幅度较小，因而青藏高原的南北向剖面总体表现为非对称扇形冲断剖面。

3．高原内部和边缘各山链都具有非对称扇形冲断剖面结构。在山链内部夹持的基底岩块则表现为反冲型冲断剖面结构。在链式分布的第三纪断陷盆地两侧存在对冲断层。

4．在高原受周边地块的挤压背景下，在近似正向挤压的两相邻地块之间出现三大构造结：帕米尔构造结、横断山构造结和秦岭构造结（图4-2）。其共同的特征是：近邻各褶皱带和断裂带向构造弧中心收敛，向两侧撒开；逆掩推覆构造发育，剖面上表现为对冲型或反冲型叠瓦状冲断结构；在弧内地质体两侧常有相反方向作左旋或右旋运动的走向滑动断层，有时伴生走滑拉裂盆地；构造弧的走滑断层带切割深度较大，出现各类岩浆岩。如帕米尔构造结有锶-锶法年龄为53Ma的石英正长岩，12—17Ma的卡雷考尔碱性岩及上新世的闪长斑岩和煌斑岩；在横断山构造结有锶-锶法年龄为41Ma的偏碱性的基性岩、煌斑岩，还有大面积出露的混合岩；秦岭构造结在高原东北邻区（图5-3），其中的武都-礼县一带有超基性火山岩（姜春发，1981）。

高原周边逆冲、逆掩推覆带及构造结的形成，证明高原隆升及陆内汇聚不仅仅是印度地块向北的汇聚作用的结果。

5．高原的走向滑动系是在高原地壳增厚到相当规模后，在上新世到第四系期间形成的。走滑断层作为陆内汇聚作用的调整机制，在高原区不同的构造部位，其运动方式和方向是不同的。在西藏，由于印度地块与欧亚大陆的南北方向的汇聚，发育了大致以150—170km间距分带、以120°钝角相交的菱形走向滑动断层系统，其中北西西向断层为右旋断

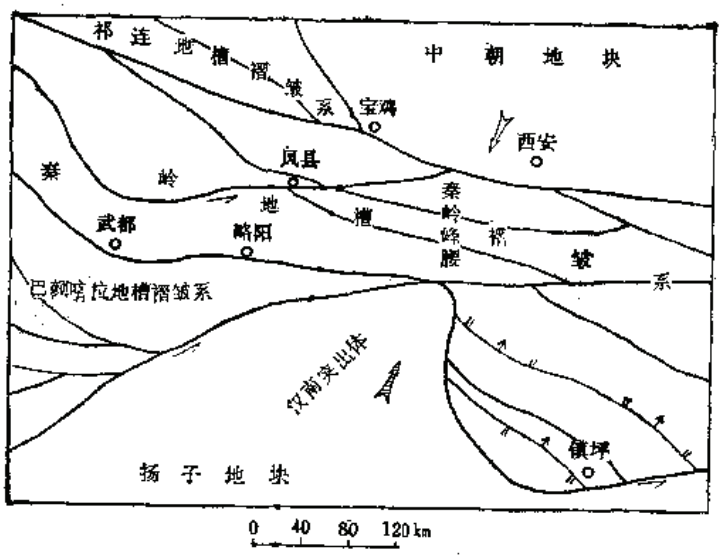


图 5-3 秦岭构造结位置示意图（据姜春发，1982）

Fig. 5-3 Map showing the position of Qingling knot

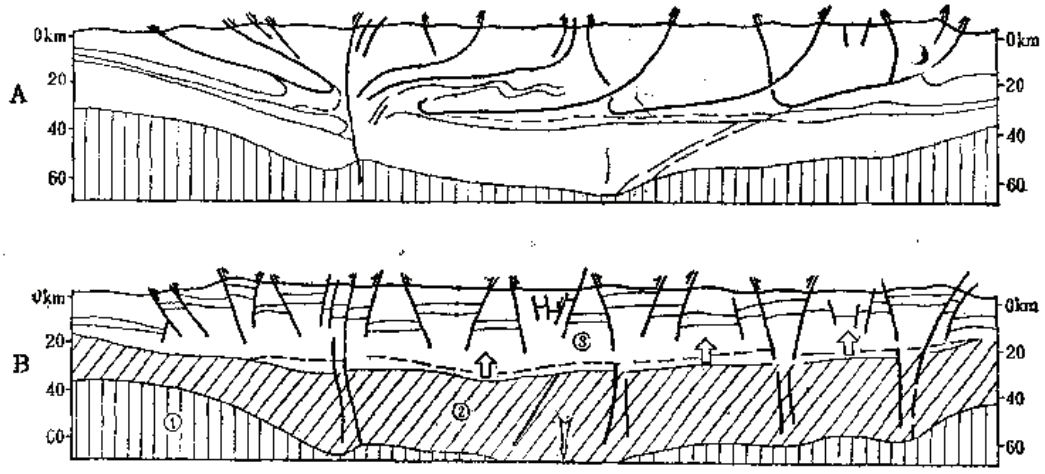


图 5-4 陆内汇聚作用造成地壳增厚的两种构造作用模式

A—薄皮或厚皮构造冲断作用的地壳增厚；B—壳下上地幔物质分异及断块作用的地壳增厚

①—上地幔；②—壳幔混合层；③—地壳

Fig. 5-4 Two types of tectonic patterns for crustal accretion caused by intercontinental convergence

A—Crust accretion by thin or thick skinned thrusts; B—Crust accretion by lower crust and upper mantle differentiation (mixed crust-mantle layer forming) and block movement. 1—Upper mantle; 2—Mixed crust-mantle layer; 3—Crust

层，北东东向断层为左旋断层。由于印度地块不仅向北推挤青藏高原，而且作反时针扭转，加上塔里木地块的错动推移，因而使北西走向的塔什库尔干走向滑动断层作右旋运动。扬子地块向西北方向的推挤使得高原东部地区产生了一系列北西西向走向左旋滑动断层。同时扬子地块还发生过逆时针旋转，除了在其西南侧边界产生红河右旋走滑断层外，还在横断山带使得北西西向的金沙江、澜沧江断裂产生了右旋走向滑动。在高原北部突出表现为阿尔金断裂的左旋走滑运动。

受走滑断层控制的拉裂盆地，不论是横贯菱形断块的地堑、半地堑，还是走向滑动带上的拉裂盆地，或者是两条走滑断层交接部位的陷落盆地，大都接受了中更新世以来的沉积物。沉积物厚度一般仅数百米，反映了高原地壳上层的破裂。在冈底斯地区的南北向地堑均没有切穿北纬32°的班公湖-怒江断裂带和北纬29°的雅鲁藏布江断裂带（图4-1），说明第四纪以来，高原区内并没有发生东西向的拉伸作用。这些南北向的地堑是南北向压应力和与菱形断块共生的局部拉张作用的结果（张文佑，1981）。在班公湖-怒江断裂带、雅鲁藏布江断裂带以及可可西里一带都已发现第四纪东西走向的冲断层；在甘孜-理塘冲断带内也见老地层逆冲在第四系之上。这也是与所谓高原区内存在东西向的拉伸假说是矛盾的。

6．由于高原的构造历史复杂，且研究程度还不高，因此目前还不能确定逆冲及走滑断层的水平位移量。菱形走滑断块构造表明高原区在第四纪以来继续发生了南北向的缩短；概算昆仑山与雅鲁藏布江之间缩短了大约60km（David A. Rothery，1984）。

7．据古地磁数据推算，始新世晚期喜马拉雅位于北纬5°左右，冈底斯在北纬15°左右，当时两地之间的纬度差为10°（李廷栋，1984）。现今两地纬度差为3°，表示两地在南北方向上靠近达700km。

综上所述，青藏高原自特提斯消亡以后，受周边三个刚性地块围限，这些地块不仅是高原区物质运动的边界条件，而且它们之间的水平差异运动，尤其是印度地块继续向北，扬子地块向北西西的推移，引起了陆内汇聚作用，使高原整体处在压应力场中，从而使上地壳冲断、褶皱、叠覆加厚。陆内汇聚作用同时引起下地壳的深部热动力作用。上地幔分异物通过切入地幔的断层上升，与下部地壳的熔浆积集在地壳底部形成壳幔混合层；一部分熔浆和分异物侵入于上部地壳或形成火山喷溢，也使地壳加厚，并导致莫霍面下拗（图5-4）。

陆内汇聚作用使高原上部柔性地壳以向周边逆冲的方式实现了部分壳块的扩展位移，给边缘增加了负载，同时发生了高原内部去负载的地壳均衡调节作用，使高原隆起。另一方面，在下地壳上部的高热流在向上活动的同时，促使上地壳以物质流动方式向外扩展，同时深部高热物相转换所形成的壳幔混合层也不断得到上地幔分异物质的补偿，不断提供深部热动力作用的力源，促使地壳加厚，也促使高原继续上升。

总之，青藏高原周边三大刚性地壳相向的汇聚作用，导致了高原构造系统在三个构造层次（上地壳、下地壳及壳幔混合层）上出现三种不同的水平运动形式（冲断、叠覆及韧性剪切）及三种垂直运动形式（上地幔物质分异的热动力作用、壳幔边界物相转换热膨胀作用和重力均衡调节作用），这些运动形式之间的相互制约、相互转化实现了高原地壳向上面自由空间的隆升、地壳的缩短增厚和莫霍面的下拗。笔者将上述结论称之为“三分三重模式”。

二、关于冈瓦纳古陆北界问题

自徐仁（1976）在珠穆朗玛峰北坡定日县帕卓剖面鉴定出舌羊齿植物群中的*Glossopteris communis*, *G. indica*, *G. angustifolis*, *Raniganjia qubuensis*, *Sphenophyllum speciosum*, *Dizeugotheca qubuensis*, *Dichotomopteris qubuensis*等化石及通过尹集祥、郭师曾（1976）的工作之后，喜马拉雅北坡石炭-二叠纪地层属冈瓦纳相已被公认。

此后，在雅鲁藏布江以北的石炭-二叠系中见到具有含砾板岩的、标志着冰水沉积的沉积物组合，并在申扎发现了完整的冰水沉积剖面（西藏综合普查大队，1977）。经过各方面几年的研究，除发现那里早石炭世至早二叠世沉积具冈瓦纳相特征以外，在这些地层中还发现冷水型珊瑚和腕足动物群。1980年以来对高原地层的系统研究❶，获得了比较满意的结果，基本解决了冈瓦纳古陆在青藏地区的北界问题（图5-5）。

在西藏西部多玛、龙木错、拉竹龙一带，郭铁鹰、梁定益等（1981）由下而上建立了三个组，即擦蒙组、展金组和曲地组；它们属上石炭统至下二叠统。擦蒙组主要由砂岩、板岩及含砾板岩组成，夹多层基性火山岩、凝灰岩，未见底，厚度大于500m。岩石中所含砾石的最大直径大于60cm。砾石成分有花岗岩、片麻岩、变质火山岩等。展金组主要为复理石沉积（现为砂板岩），夹数层中基性火山岩及含砾砂岩、砂质灰岩，厚约3000m，含冈瓦纳冷水动物群：双壳类有*Eurydesma perversum*；腹足类有*Mourlonia*（*Pseudobaylea*）cf. *freneyensis Dickins*；珊瑚类有*Amplexocarinia* cf. *muralis*，*Cyathaxonia* sp. 等；腕足类有*Anidanthus fusiformis*，*Ambikella* sp.。曲地组由板岩、石英砂岩、钙质砂岩及少量含砾板岩组成，厚约1200m。下部含双壳类*Oriocrassatella intermedia*，*Schizodus tibeticus*；上部产腕足*Subansiria ranganensis*，*Neospirifer fasciger*。据J. M. Dickins的意见，*Eurydesma*的消失和*Oriocrassatella*的出现，是划分他的Stage A和Stage B的标志。后者大致相当于萨克玛尔阶。*Subanoviella*是印度苏班里地区苏班里动物群的首要分子，它与*Stepanoviella*共生，在曲地组上部出现，表明已进入阿丁斯克阶。这里的下、中二叠统称吞龙共巴组和龙格组。吞龙共巴组整合于上石炭统曲地组之上，由黑灰色灰岩、生物碎屑灰岩和砂质页岩组成，局部见火山岩，厚500m。其中所产籃类有：*Monodiexodina kattaensis*，*Parafusulina lata*，*P. bosei*，*P. gruperaensis*，*Pseudofusulina tuotalaensis*；珊瑚类有：*Wentzellophyllum variabile*，*W.* cf. *simplex*；腕足类有：*Costiferina indica*，*C. sinensis*，*Stepanovella flexuosa*等。这些化石的时代应属早二叠世晚期。龙格组以深灰色灰岩为主，局部夹碎屑岩、硅质岩，厚度大于440m。其中所产籃类有：*Neoschwagerina*，*Verbeekina*，*Chusenella*等；珊瑚类有：*Pranophyllum*，*Tibetophyllum*；菊石类有*Propinoceras*；植物有*Tingia corbonica*。时代属中二叠世。

据近期西藏区调队工作，在龙木错北侧阿尔金断裂以北，没有发现含砾板岩及冷水动物群分子。

在羌塘地块以南的冈玛错，范影年等（1984）的工作证实，在一个东西走向背斜两翼存在不同的石炭系剖面，分属于古特提斯相与冈瓦纳相。在改则县茶布区日湾茶卡所出露的古特提斯海相的沉积物和生物群，属于早石炭世维宪期至晚石炭世。维宪阶日湾茶卡组以灰、深灰色泥质岩为主，夹石英砂岩，粉砂岩，该组化石丰富，以皱纹珊瑚为主，全部具有鳞板，其中以中国地方性的分子*Kueichouphyllum*，*Yuanophyllum*，*Arachnolasma*及*Aulina*占优势，并杂有欧亚及澳大利亚均有的*Lonsdaleia*，*Actinocyathus*，*Diphyphyllum*及欧亚大陆常见的*Lithostrotion*，*Palaeosmilia*，*Clisaxophyllum*，*Carcinophyllum*。上石炭统仅见到下部砂砾岩，在其中找到*Campophyllum kiaeri*。在背斜南侧的剖面上出现的暗绿色碎屑岩夹灰岩的岩层中含有冷水习性的皱纹珊瑚*Cyathaxonia*。上述岩

❶ 地质矿产部高原地质调查大队一、四、六、九等分队的工作。

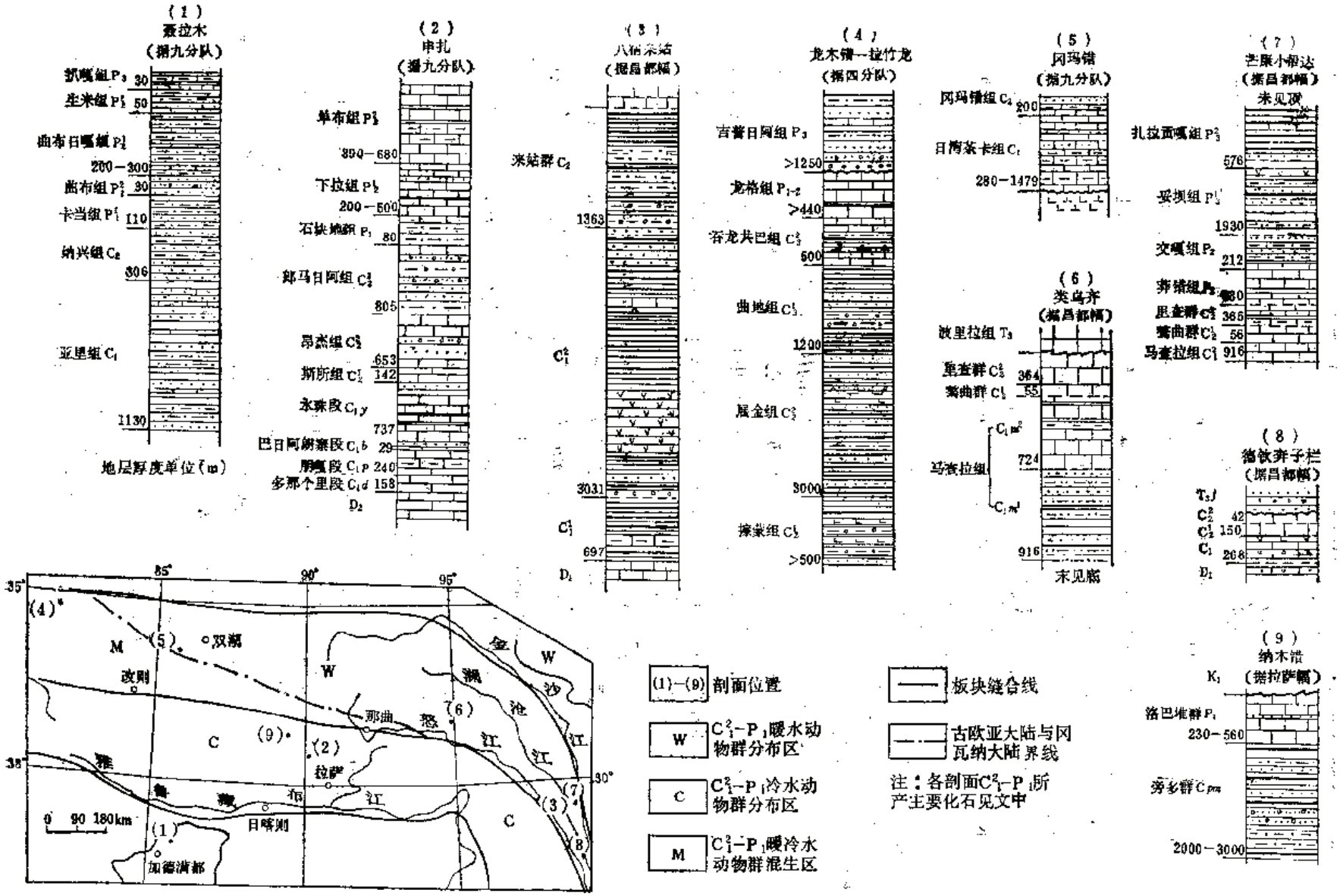


图 5-5 西藏石炭-二叠纪地层对比图

Fig. 5-5 Correlation of Carboniferous and Permian stratigraphy in Xizang

层厚1500—2000m。两条剖面之间宽约4000m的范围内，为褐绿色硅化角砾状粗玄岩和零星的基性-超基性岩。范影年等认为背斜应是印度板块和欧亚板块的界线，也就是胡承祖（1987）所称的"查桑裂谷"所在。

改则以南的申扎石炭系资料已在青藏高原地质文集中系统发表。现将其梗概摘录如下。岩关阶为暖水沉积的碳酸盐岩，含有丰富的暖水习性的皱纹珊瑚。至大塘阶没有发现群体造礁珊瑚，只有不具鳞板的小型单体珊瑚形成的特殊组合，它们分别属于*Cyathaxoniidae*科、*Hapsiphyllidae*科、*Plerophyllinae*亚科及*Endotheciinae*亚科。此外，大塘阶中还出现腕足类：*krotovia*、*Productus*、*Dictyoclostus*、*Orthotetes*、*Overtonia*，没有见到中国南方大塘阶常见的*Giganto productus*和*Striatifera*。在这一古生物群中*Cyathaxoniidae*科和*Hapsiphyllidae*科不仅可以在温暖气候条件下生长，也可以在低温环境中生活。无论珊瑚还是腕足个体都很小，说明申扎地区自大塘期开始就处于寒冷气候之中，这可能与冈瓦纳大陆在石炭纪存在冰期有关。上石炭世皱纹珊瑚属种锐减，只有*Cyathaxonia lomonosovi*存在；腕足类有：*Phricodothyris asiatica*，*Eomarginifer* cf.*viseniana*，*Rhypidomella altica*等。在晚石炭世晚期至早二叠世，气候继续寒冷，出现以碎屑岩为主的沉积，并伴随冰碛砾岩沉积。这一时期的腕足类有：*Marginifer orientalis*，*Levipustula*，*Amplexus romonovskyi*，*Stepanovellia*，*Trigonatreta*。这些化石分别见于苏联顿涅茨盆地、克什米尔、伊朗、澳大利亚等地，是晚石炭世至早二叠世冈瓦纳型冷水动物群的代表。

在西藏西部，冈瓦纳相石炭系出露在松宗、日东、八宿来姑一带。来姑群中含砾砂板岩、含砾钙质板岩发育，含双壳类、珊瑚、苔藓及腕足化石：*Schuchertella*，*Punctospirifer*，*Orthotetidae*，*Terebratuloidea*，*Syringothyridae*（陈炳蔚、艾长兴，1981）。云南腾冲一带的石炭系猛洪群与保山地区下二叠统丁家寨组，也都是一套砂页岩及含砾板岩夹灰岩，含丰富的以双壳类*Eurydesma*和腕足类*Stepanoviella*为代表的冷水动物群化石。据现有资料看，冈瓦纳相的石炭-二叠系向东不越过澜沧江。因为澜沧江东侧的几条主要地层剖面上没有出现冰水沉积，而主要是一套灰岩组合。在类乌齐剖面马查拉组灰岩中出现的珊瑚化石有：*Kueichouphyllum sinense*，*Yuanophyllum kansuense*，*Aulina carinata*，*Arachnolasma* sp.；腕足化石有：*Striatifera striata*等。在德钦奔子也出现了*Kueichouphyllum*及*Syringopora*等化石。在芒康小邦达剖面上，同层位的是一套华南各地常见的鏈类组合。因此，可以断言，冈瓦纳古陆在石炭、二叠纪时的东界不越过澜沧江深断裂，北界应在拉竹龙-茶布-索县-澜沧江一线（范影年等，1984）（图3-4）。

关于冈瓦纳北界尚有一些其他问题值得考虑。

1．关于古地理位置问题　据古地磁资料，在晚石炭至早二叠世龙木错及冈底斯地区应在南纬低纬度地带；但根据地质及古生物特征，应在南纬高纬度地带。

2．研究表明，龙木错-依布茶卡地区在晚石炭至早二叠世应属冈底斯-念青唐古拉板片的北缘区；在改则已发现舌羊齿植物群与大羽羊齿植物群混生的现象（李星学，1984）。因此，在龙木错一带应出现冷水与暖水动物群混生的现象也是不容置疑的。郭铁鹰等（1985）对龙木错含砾板岩进行研究后认为，构成砾石的花岗岩是海西期产物，并提出了砾石来自西昆仑的证据。这给冈瓦纳古陆的北界又提出了新问题。

3．范影年等曾提出：冈瓦纳古陆的北界以北的广大地区被中生界所掩盖，但沿北澜沧江断裂西侧尚有零星的石炭、二叠系分布，还没有进行过详细研究。

预计今后通过工作，北界问题可能获得比较确切的结果。

三、关于青藏陆壳发展形式问题

组成青藏地区陆壳的四个微板块，基本都是从前寒武系基底的基础上发展起来的。其发展的过程虽然不同，但在形式上具有一定的共性。

秦祁昆微板块在加里东早期开始出现沉降和张裂，形成一系列裂谷带、陆缘带。但这些裂谷的宽度一般都不大，存在的时间比较短暂。它们在加里东末期至海西早期封闭并褶皱隆起。海西中期，在中南部的宗务隆及西昆仑北侧，新的裂陷带及裂谷带再度形成，继之在海西晚期封闭。海西晚期在西秦岭又出现新的沉降带，到印支早期之末褶皱隆起，形成与塔里木-中朝地块统一的古陆，从而显示出陆壳由北向南逐渐增生的特点。

可可西里-巴颜喀拉微板块在加里东期沉降，但较缓慢，一直到海西期，基本保持稳定至过渡型陆表浅海沉积环境，仅在海西中期在北缘出现海槽。至海西晚期海槽封闭。到印支晚期全区发生急剧沉降，出现巨大的陆缘海盆及强烈的拉张活动，形成甘孜-理塘洋壳、阿尼玛卿洋壳、炉霍-道孚裂谷带和多格错仁强玛错-白玉岛弧带。至印支期末，全面褶皱隆起并与秦祁昆微板块合并，从而显示从扬子地块向北西增生的特点。

喜马拉雅-冈底斯微板块在加里东至海西期是印度地块的边缘海，形成了连续的稳定型沉积。海西晚期至印支初期开始沉降并经拉张形成藏南洋盆。侏罗世形成班公湖-怒江初始洋盆。晚侏罗世时班公湖-怒江洋壳消减，继之，藏南洋壳在晚白垩世俯冲，至渐新世微板块全部褶皱隆起。

喀喇昆仑-三江微板块以罗惹布错-茶布-索县-北澜沧江一线为界，或以北澜沧江深断裂为界，分为两个部分。东北侧以昌都地块为中心。虽然该侧在古生代至中生代的沉积物及古生物群与扬子地块有颇多相似之处，但加里东至海西期的构造活动却有较大的差异，从而说明在加里东期和海西期，至少在海西期两者是不相连接的。在海西至印支期，沿金沙江及澜沧江曾出现洋盆或海槽，随即在海西晚期及印支末期消减或封闭。西南侧以羌塘及中帕米尔为中心，也受到加里东及海西运动影响，特别是在龙木错-依布茶卡一带，在早石炭世至早二叠世出现海槽及冈瓦纳相含砾板岩和由冷水动物群与华南暖水动物群组成的混生动物群。结合金沙江海西至印支洋盆的发展情况，可以认为喀喇昆仑-三江微板块中分别从属于扬子及印度地块的碎片在海西至印支期末已基本拼合。

上述四个微板块分别被昆仑中间隆起南缘深断裂带、拉竹龙-金沙江深断裂带及印度河-雅鲁藏布江深断裂带所分隔。这些深断裂带都是被后期构造活动所改造的板块缝合带。各微板块的发展，都经历了从陆壳拉张到闭合，海域的扩张到洋壳的消减，导致微板块或有关板片的活动与碰撞以及陆壳的增生和统一陆壳的形成这些过程。这些微板块的发育在构造上具有一定的规律性。

（一）关于陆壳的张裂与封闭方式

青藏陆壳在地质发展过程中的张裂与封闭的方式分为三个基本类型，即洋盆型、裂谷型及裂隙型。

1．洋盆型　洋盆系指相连或相接近的微板块或板片由于拉张或扩张作用使它们分离或距离拉大而形成的洋盆或初始洋盆。在青藏地区，典型的代表是冈底斯-念青唐古拉板

片与印度地块之间的特提斯洋，和冈底斯-念青唐古拉板片与羌塘地块之间的班公湖-怒江初始洋盆。它们的特点是：

（1）洋盆均是在海槽或裂谷的基础上发展起来的（在某一侧具有明显的离散大陆边缘），即从地壳→陆缘海→洋盆。

（2）具有由超基性岩、堆积岩、辉绿岩墙（床）、枕状玄武岩按顺序组成的、完整的、具有大洋中脊型的地球化学特征的蛇绿岩套。

（3）覆于蛇绿岩套之上的沉积物以深水浊积物为主，为碎屑岩、碳酸盐岩、火山岩组合，夹放射虫硅质岩。火山岩从基性至酸性，大部分属钙碱系列，部分为碱钙系列。

（4）洋壳与陆壳的碰撞形成了具有常规特征的板块消减带，其中包括岛弧或陆缘弧、蛇绿混杂岩带（增生楔）、高压低温变质带、弧后盆地等构造单元。局部具有碰撞后期形成的不整合沉积，即消减带的上叠次深水复理石或磨拉石沉积。

（5）洋盆的封闭方式是洋壳向陆壳下俯冲，仅局部出现仰冲。后期构造使部分板块消减带消失，导致陆壳与陆壳之间发生碰撞或推覆。

2．裂谷型　是指稳定地块或次稳定陆缘海经拉张形成的海槽、裂陷槽或裂谷，一般规模不大，局部可发展成初始洋盆。裂谷在封闭时没有或稍有俯冲现象，形成造山带。其发展特征如下。

（1）根据发展情况有单旋回与多旋回之分，前者发展时间较短，后者时间较长。旋回底部多有浅海至深海相碎屑岩沉积；下部为由超基性岩、堆积岩、基性熔岩等组成的不完整或完整的蛇绿岩套；中部为深海相基性至酸性火山岩、火山碎屑岩、碎屑岩、硅质岩及碳酸盐岩组成的复理石；上部为深海至次深海相碎屑岩复理石。多旋回类型是单旋回的重复。旋回之间呈角度不整合接触。单旋回见于拉鸡山裂谷、柴北缘裂谷；多旋回如北祁连裂谷。

（2）在裂谷中的超基性岩有镁质及铁质两类。镁质超基性岩出现在初始洋壳的底部；铁质超基性岩出现在裂陷槽下部，或呈具蚀变围岩的、在裂谷封闭阶段沿断裂侵入的岩体。

（3）在有的裂谷内部夹有陆壳残块，它们是在张裂时形成的，大者长达百公里，宽十数公里，大致呈透镜状出现在裂谷带边缘。此外，裂谷也可以有分枝。这些现象在北祁连最为典型。

（4）裂谷在封闭时出现两种情况：其一，以拉鸡山、柴北缘、炉霍-道孚带为代表，仅形成造山带，没有俯冲作用；其二，以北祁连、金沙江带为代表，有小规模的俯冲作用，但俯冲方向不定，有可能是双向的。无论那种情况均伴随中酸性岩或基性-超基性岩的侵入。

（5）陆内或陆缘盆地内形成的裂谷的另一标志是两侧张裂前的地层及地质构造条件相似，但陆缘带前缘出现的裂谷两侧有较大差异。

青藏裂谷带的发展模式见图5-6。

3．裂隙型　是指因拉张或剪切作用形成的断裂带或继续活动的古断裂带。断裂带的活动导致深部岩浆的侵入和火山喷发活动。岩浆岩以基性、超基性或碱性为主，表明裂隙深度较大。根据裂隙的性质划分出三个亚型。

（1）古断裂复活型　这类古断裂的代表有龙门山-锦屏山深断裂、北祁连北缘深断

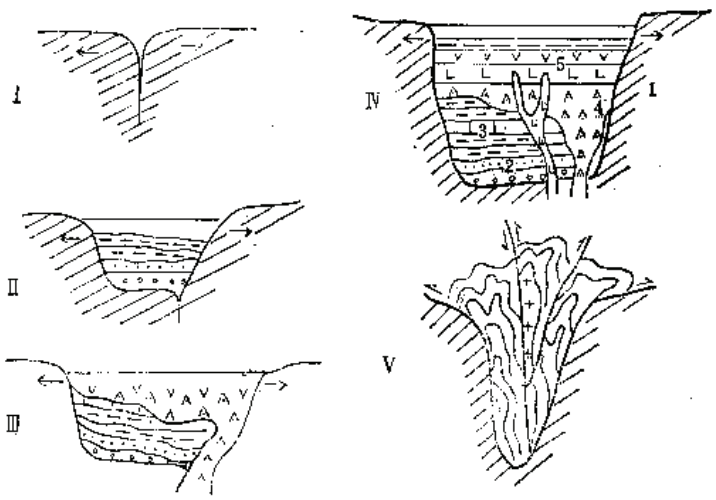


图 5-6 青藏高原裂谷形成模式

Fig. 5-6 The genetic model of rifts in Qinghai-Xizang Plateau

裂、金沙江深断裂等。其活动方式以逆冲为主。沿断裂出现的岩浆岩分为两类：其一为沿断裂产出的岩浆岩，以沿龙门山-锦屏山断裂分布的较大规模的玄武岩岩被及沿金沙江、澜沧江、怒江断裂带分布的基性、中性及碱性火山岩为代表；其二为在新生代高原隆升过程中在深断裂交接部位形成的火山岩，如北祁连北缘断裂与阿尔金断裂的交接部位出现的旱峡小红柳沟火山颈中的粗玄岩及覆盖在白垩及第三系之上的橄榄玄武岩岩被。在阿尔金山与昆仑山北缘断裂的交接部位的阿什库勒及木孜塔格一带，见到八个火山喷发中心，围绕这些中心分布的玄武熔岩覆盖面积达200km²；这里目前仍有火山活动❶。龙门山与西秦岭南缘断裂交汇处的白草山、苟家山等地的火山活动形成的岩浆岩以超基性岩为主：下部为玻基橄辉质火山角砾岩，上部主要为辉橄岩。

（2）走向断裂型　在高角度逆冲断层顺区域构造走向形成过程中，沿断裂出现不同规模的基性-超基性岩体或岩带，如狮泉河-纳木错断裂及定日-洛扎断裂。前者延长达1000km以上。沿前者西段出现串珠状超基性岩体，称拉梅拉岩带（郭铁鹰等，1986）；沿东段出现的基性-超基性岩体分布零星。后者，仅在东段出现个别超基性岩体及中酸性岩株。在各板块消减带或裂谷带内均有较多走向断裂，它们大多数形成在构造后期。

（3）剪切断裂型　受剪切构造力影响，地块内部形成了众多的剪切断裂。在剪切断裂交叉处形成了新生代火山盆地或岩被。火山盆地在冈底斯、羌塘及可可西里地区有较多分布，如可可西里地区永波湖至巴毛穹宗一带的超基性、碱性及中性的第四纪熔岩分布面积达300km²，并有保存完整的火山椎。

沿裂隙型断裂活动的岩浆，基本以深成岩浆为主。其中超基性岩浆以铁质为主，部分为镁质，形成的火山岩以基性、碱性为主，与裂谷型中的有差别。陈智樑、陈世瑜（1987）对炉霍-道孚裂谷带与龙门山-锦屏山深断裂带玄武岩的稀土元素丰度进行对比的结果表明：在Zr-Nb变异图上，道孚玄武岩投点落在北纬63°大西洋中脊T型大洋玄武岩结晶分离演化线附近；另据（Ce/Yb）-Ce图解，道孚玄武岩为大洋型（石榴石二辉橄榄岩幔源型），

❶ 据新疆区域地质调查大队张志德资料。

其熔融度投点均落在5—20%区间（Tarney,1980），锦屏山(盐边箐河及平川)玄武岩熔融度投点为1—5%；道孚轻、重稀土总量比值为0.726—2.10，多数在1.0左右，而锦屏山比值为1.703—4.394，两者之间差异较大，但道孚与锦屏山的轻稀土配分曲线形态是相似的。上述情况说明炉霍-道孚裂谷带有较高的熔融度，龙门山-锦屏山断裂带的熔触度则较低；前者通道通畅，后者热能被欠通畅的通道所消耗；二者共同之处是物源相同，差异之处是拉张程度不同。

上述青藏陆壳的张裂与封闭方式基本符合张文佑（1984）提出的"剪切拉张造洋，剪切挤压造陆"和板块学者所提出的"大洋扩张与封闭"的理论。在青藏陆壳的发展方面，我们有下列几点认识。

1．在发展历史过程中，同一板块内发生的拉张具有顺序性及封闭或造山的一致性。如秦祁昆诸裂谷带从北而南自中寒武世至晚奥陶世拉张，到加里东期末全部封闭且全域褶皱隆起。另如可可西里-巴颜喀拉微板块的裂谷、洋盆先后在海西至印支期形成，在印支晚期封闭且全域褶皱隆起。

2．板块内部或板块（板片）之间裂谷或洋盆的拉张、封闭或其他主要构造活动与邻区或更大范围的构造活动密切相关。如秦祁昆微板块内部的拉张活动与"中国地台"的解体同步，加里东晚期裂谷带的封闭与"华南地台"的形成同步。进一步推论，一个板块(板片)内部海盆的沉降，与相邻的洋盆扩张有关；海域或海盆的消失和褶皱隆起与相邻洋壳的消减或板块的碰撞有关。如西秦岭海盆的沉降和封闭与阿尼玛卿洋盆的扩张和洋壳的消减有关；可可西里-巴颜喀拉海盆的沉降和褶皱隆起与金沙江洋盆的扩张和洋壳的消减有关；冈底斯-念青唐古拉板片的褶皱隆起与印度河-雅鲁藏布江洋壳的消减有关。

3．地壳的张裂或活动在地质构造上具有一定的继承性，这种情况常常在古断裂带或先成的构造转换部位出现。如北祁连加里东裂谷带继承了晚元古代封闭海槽的位置；宗务隆山-青海南山海西裂陷带出现在南祁连加里东陆缘带的边缘；龙门山-锦屏山海西晚期玄武岩浆广泛活动与古断裂带相吻合；高原的现代强烈地震带多沿先成断裂带发生。

4．青藏高原的地块是相对稳定的构造单元，但其与周围的地块或地台相比较，具有一定程度的活动性：一方面表现为发育过程中较大幅度的沉降，即具有较厚的沉积和少量火山活动；另一方面表现为地块的活化或局部活化。活化的具体表现是沉降、拉张、封闭、造山，并伴随岩浆活动。因此，青藏陆壳相对于欧亚大陆，仍然是相对活动的地区。

（二）板块增生与构造迁移

板块的侧向增生理论已被李春昱等在1984年提出，亦可称为"地槽迁移"。该理论可从青藏各级板块的发展历史得到证实。姜春发等（1988）根据东、西昆仑褶皱系的发展，提出了"纵向迁移"的理论。通过对全区构造的研究，笔者对构造迁移提出补充论述如下。

一般板块或板片的离散大陆边缘大致由三个部分——地块、陆缘海（包括陆表海至陆棚区）及洋盆（或海槽）组成。板块陆壳的增生一般是在这种海陆分布的基础上，通过板块的碰撞完成的。在青藏地区主要存在如下三种构造迁移形式。

1．纵向构造迁移　分为两种情况。其一，地块的前缘陆缘海及洋盆(或海槽)沉积在板块发生碰撞时形成消减带及褶皱隆起的陆地；此后，在新的地块前缘又出现新的拉张海域，继之出现新的陆地。此一现象见于羌塘地块南缘龙木错-依布茶卡及班公湖-怒江带和中咱微陆块西侧的金沙江带。它们都是在下古生代地块的基础上，在离散边缘先形成海西

褶皱带，然后形成晚燕山或晚印支褶皱带。陆壳的向前增生称之为"前进式纵向迁移"，与李春昱所称的"地槽迁移"模式相当。其二，纵向构造迁移的水平方向在青藏地区有相反的实例。如扬子地块北缘的褶皱带形成的顺序北新而南老，即印支晚期→印支早期→海西晚期。形成这一现象的大地构造历史是：扬子地块北缘的昆仑山南缘带首先褶皱隆起，随之阿尼玛卿带及可可西里-巴颜喀拉全域先后褶皱隆起。这种形式称为"后退式纵向构造迁移"（图5-7）。

2．横向构造迁移　姜春发等(1984、1988）所举出的昆仑褶皱带的例子是先后顺区域构造走向形成的沉积盆地及出现的岩浆活动。另在班公湖-怒江板块消减带也出现横向迁移情况。该带东段丁青至东巧一带，见到中、上侏罗统蛇绿岩与深海沉积被下白垩统不整合覆盖的现象，而在西段班公湖一带，则见到含蛇绿岩套的中、上侏罗统及下白垩统被上白垩统不整合覆盖的现象，从而说明冈底斯-念青唐古拉板片与羌塘板片的碰撞时间或班公湖-怒江洋盆封闭的时间东早西晚。

3．垂向构造迁移　是指在同一构造单元内，时代从早而晚的褶皱层顺序叠覆的现象。褶皱层之间被不整合面分开。这种现象在青藏高原屡见不鲜。在图3-7中可以看出从加里东旋回到阿尔卑斯旋回的燕山亚旋回，在秦祁昆微板块的多数构造单元中不整合面达四个以上。一般在同一微板块内，裂谷带或板块消减带的不整合面比地块的要多，如北祁连达到八个。另外，从新生代以来，在陆相盆地内出现的不整合比古生代至中生代多。说明垂向构造迁移与所在构造单元的活化程度有关，是多期构造运动的结果。

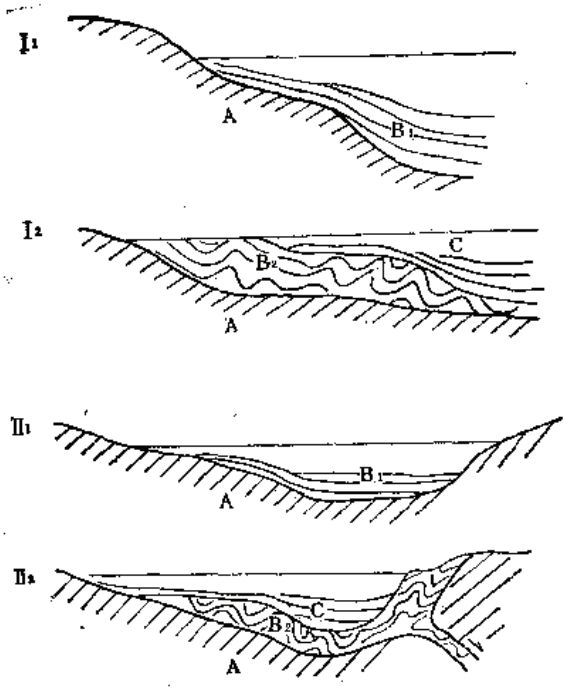


图 5-7　青藏高原构造迁移模式图

I—前进式；II—后退式；A—大陆基础；B、C—海相沉积

Fig. 5-7　The model of tectonic migrate in Qinghai-Xizang Plateau

I—Forward type; II—Retrograde type. A—Continental basement; B、C—Marine deposits

上述的纵向及垂向构造迁移形式与黄汲清（1980）命名的"手风琴运动"的形式相符合。该命名起源于金沙江洋盆。它在海西晚期及印支晚期曾两度开合。无论纵向或垂向构造迁移，都是在原构造中或在其附近发生开合或张弛的结果。"手风琴运动"是青藏地区的一种常见的构造活动方式。

四、关于青藏地区的地质发展与全球构造发展的关系

青藏高原地质发展与全球构造发展有关，特别与中国地台及特提斯的发展密切相关。为了了解它们之间的关系，笔者把1971年以来国际上的地质学者对全球震旦纪以来地质发展中出现的大事件的论述材料作了初步综合（如图5-8）。

从图5-8中可以看出地壳运动、火山喷发、气候剧变、古地磁、海平面的升降、沉积矿产、某些元素含量、生物的繁殖与绝灭和陨石坠落等八种情况的变化。图上的横向直线是青藏地区主要地质变革与全球大事件相吻合的构造运动时限。

Morel(1978)认为，青藏地区北部与东部（秦祁昆及可可西里-巴颜喀拉微板块）从元古宙开始即成为潘基亚（Pangea）E及B的一部分。朱夏（1983）认为，“应把晚元古宙、加里东及海西运动联系起来，作为一个多旋回的整体，因为元古宙晚期和加里东运动的产物往往被卷入海西造山带中。”Zwart及Dornsiepenl(1980)认为，“在全球构造活动中，要在海西期与海西期前造山事件间，划出一条清楚的界线，是不可能的。”任纪舜（1980）认为，“海西运动以后的全球构造格局曾经发生过三次重大变化，第一次是在晚三叠世至侏罗纪初，第二次是在晚侏罗世至早白垩世早期，第三次是在晚白垩世至早第三纪。”青藏高原地质情况与上述意见基本符合，但还存在如下差异。

1．在晚元古宙阿尔金或晋宁运动以后，如朱夏所分析的那样，在秦祁昆微板块中出现的加里东旋回的张裂和断陷活动形成了一系列的裂谷和相应的活动型至过渡型沉积及岩浆活动，但张裂宽度不大，并没有出现大洋。其他微板块都处于陆缘海或陆表海环境。沉积都基本是连续的，仅发生过微弱的升降活动。只有在加里东末期至海西早期的褶皱运动波及面较广，使裂谷闭合，并使泥盆系的不同层位与下古生界之间呈角度不整合。

晚震旦世至早寒武世的全球性大冰期，在青藏地区北部的欧龙布鲁克，西昆仑北缘及扬子地块西缘均有反映。冰期后天气转暖，普遍出现含镁碳酸盐岩沉积及小壳化石，局部含磷、硅较高。以中寒武统与元古界间的不整合为标志，秦祁昆微板块裂谷带主要形成于540Ma左右，与全球古地磁极变化时间相当。

2．与全球海进同步的石炭纪的古特提斯海侵几乎遍及青藏地区各微板块。这时，下古生代所特有的三叶虫、笔石及角石被繁衍的腕足、珊瑚、有孔虫等所代替，与全球造礁生物的变化情况基本一致。继之而来的冈瓦纳冰期的冰碛和冷气候生物群在喜马拉雅-冈底斯微板块及羌塘地块均有反映。全球性的海西末期造山运动，古地磁极性巨大的变化与造礁生物的突变，在青藏地区表现为可可西里-巴颜喀拉、秦祁昆两个微板块的碰撞与昆仑的造山以及印度板块连同从属的冈底斯-念青唐古拉板片迅速向南半球的漂移。海西中、晚期发生了造陆运动并出现了繁茂的华夏及华南植物群和成煤环境。

3．青藏地区规模最大的构造运动发生在阿尔卑斯旋回。任纪舜（1980）认为印支运动具有划时代的意义，彻底改造了海西旋回以前的构造面貌，并奠定了中、新生代全球构造的基本格局。印支运动在青藏地区突出表现在西秦岭陆缘带在早期的继续沉降与褶皱隆起，可可西里-巴颜喀拉微板块在早期与晚期的沉降拉张，阿尼玛卿带、甘孜-理塘带、金沙江带的先后消减，可可西里-巴颜喀拉微板块的褶皱隆起与秦祁昆微板块的拼合以及特提斯在两个板块范围内的消失。与此同时，冈底斯-念青唐古拉板片与印度板块，龙木错-衣布茶卡或羌塘-唐古拉板片与冈底斯-念青唐古拉板片开始分离。燕山运动及早喜马拉雅运动的重大意义在于最终完成了印度板块与从属各板片的向北的拼接，形成了与欧亚大陆相连接的统一青藏陆壳。班公湖-怒江带、印度河-雅鲁藏布江带的洋壳消减作用，导致了空前大规模的岩浆活动。喜马拉雅运动顾名思义突出表现在形成了喜马拉雅造山带，更广泛地导致了青藏高原的隆升及陆内汇聚，改造了古构造以及形成了新构造带。燕山运动末期在全球的反映也很强烈。喜马拉雅运动在全球均表现为频繁的构造活动（如海平面的屡

次升降）。这期间某些生物发生了变革，陨石坑数量也空前增多。中国大陆东部强烈的燕山运动结束之日，即西部强烈的喜马拉雅运动开始之时。

4．与顺区域构造走向的邻区相比较，北部秦祁昆微板块的地质发展与横贯中国大陆的秦岭构造域基本同步，即北祁连裂谷带与北秦岭褶皱带相连，中祁连隆起带与中秦岭地轴相当，西秦岭陆缘带和包括巴颜喀拉的南秦岭带与东秦岭褶皱系相通连。喜马拉雅-冈底斯微板块、喀喇昆仑-三江微板块及班公湖-怒江和印度河-雅鲁藏布江两个板块消减带在阿尔卑斯旋回的构造活动情况基本与南欧阿尔卑斯的地质发展相似（斯宾赛，1980），与土耳其、伊朗（Argyriadis等，1980）及东亚岛弧特提斯造山带（Audley and Charles,1979,1980）的发展性质也很相似。

上述情况基本说明了青藏高原地质发展与全球地质发展的一致性，也说明青藏高原内实际只有喜马拉雅-冈底斯和喀拉昆仑-三江微板块属于环球特提斯东西构造带的主体部分。可可西里-巴颜喀拉及秦祁昆微板块应属于欧亚大陆部分，只是在印支期才开始卷入喜马拉雅-特提斯构造范围之中。从始新世开始，上述四个微板块与欧亚大陆发生分异，作为性质独特的高原整体大幅度隆起（迄今仍在继续），是现欧亚大陆内构造最活跃的地区之一。

后　记

“青藏高原形成演化与主要矿床分布规律”是地质矿产部“六五”攻关科研项目之一。由中国地质科学院所属的高原地质研究所负责，根据工作需要组建了由地质矿产部有关省（区）地质矿产局、研究所、队及地质院校派员组成的“青藏高原地质调查大队”。该队根据不同课题划分了若干分队。大队的党务、政治、技术等工作由高原所承担。

1979年，研究人员对青藏高原全区地质矿产资料进行了综合研究，对项目中的工作进行了编制设计。野外工作从1980年开始，至1984年结束。课题报告在1984—1986年陆续提交，项目报告在1987年提交。通过评审改稿，各项报告从1987年起分别以地质矿产部专报及其他专著形式陆续出版。

在项目执行过程中得到了地质矿产部机关有关单位、中国地质科学院、有关省（区）地质矿产局所辖研究所和地质队、有关院校及地方党、政、军单位和领导的支持。

现将参加项目的单位及主要人员列述如下。

一分队　负责单位：中国地质科学院地质研究所。合作单位：新疆、青海地质矿产局区域地质调查大队。负责人：姜春发。人员：杨经绥、冯秉贵、朱志直、柴耀楚、赵民、劳雄、施希德、王怀达、郑健康、胡金庆、梁云海。

二分队　负责单位：中国地质科学院562综合地质大队、地质力学研究所。负责人：张长华、王连。人员：马天林、宋友贵、吴世智、姜鸿才、胡高纯、曹春林、张峰根、高德成、马桂英、侯春林、朱俊、侯建立。

三分队　负责单位：长春地质学院地质系。负责人：杨丙中、郑一义。人员：刘茂修、徐开志、戴文志、王卫东、彦林、刘万珠、山则名、王连城、高嘉瑞、曹广利。

四分队　负责单位：中国地质大学（北京）。参加单位：西藏地质矿产局第二地质大队。负责人：郭铁鹰、梁定益、徐宝文。人员：聂泽同、张益智、赵延明、何科昭、陈升平、王为平、李国梁、奚成德、孙特、胡昌铭、肖劲东。

五分队　负责单位：中国地质科学院高原地质研究所。参加单位：中国地质科学院地质研究所。负责人：刘宝田。人员：曲景川、雍永源、江耀明、蒋兴治、李泰钊。

六分队　负责单位：中国地质科学院地质研究所。参加单位：西藏地质矿产局第一地质大队。负责人：宁奇生（前期）、李永森。人员：陈炳蔚、艾长兴、周伟勤、张勤文、戴维声、傅德荣、宋民宽、扎西旺曲、廖国兴、傅振康、周宜吉、孙永续、王培生。

七分队　负责单位：中国地质科学院高原地质研究所。负责人：潘桂棠。人员：焦淑沛、徐耀荣、王培生、向天秀。

八分队　负责单位：中国地质科学院地质力学研究所、成都地质学院。负责人：浦庆余、李永昭。人员：邵之纲、钱方、吴锡浩、邱元正、徐树金、殷伟德。

九分队　负责单位：中国地质科学院成都地质矿产研究所。参加单位：西藏地矿局综合区域地质调查大队。负责人：范影年。人员：杨增荣、饶靖国、张正贵、徐振新、喻洪

津、李新、武邦国、旺堆、罗丹、刘素兰。

十分队　负责单位：中国地质科学院成都地质矿产研究所。负责人：饶荣标。人员：徐济几、陈永明、邹定邦、陈鲁琨。

十一分队　负责单位：成都地质学院、中国地质大学（北京）。参加单位：西藏地质矿产局综合区调大队。负责人：余光明、徐钰林。人员：张启华、苟宗海、兰伯龙、吴瑞忠、胡承祖、张懋功、张哨南、陈德全、王成善、万晓樵、王国荣、李晓池、黄亚平、吴忠信、高德荣、熊斌、张云霞、杨家和。

十二分队　负责单位：四川省地质矿产局科学研究所。参加单位：四川地质矿产局区调队。负责人：侯立玮。人员：罗代锡、傅德铭、胡世华、李开元、郝子文、胡正纲、杨恒书、邹成敬、咸向明、戴丙春、曾宜君。

十三分队　负责单位：中国地质科学院矿床研究所。参加单位：青海省地质矿产局第一水文地质大队。负责人：郑绵平。人员：向军、刘文高、魏新俊、徐国文、郑元、张肇新、陈兰林、甘渭民、樊占奎、曹立俭。

十四分队　负责单位：中国地质科学院矿床研究所。参加单位：西藏地质矿产局第一地质大队。负责人：芮宗瑶。人员：黄崇轲、黎诺、陈文明、齐国明、徐钰、张洪涛。

十五分队　负责单位：地质矿产部北京遥感中心。负责人：陈荫祥。人员：张志峰、王毅、刘惠英、陈建刚、于学政、赵福岳、褚明芬、马兰。

十六分队　负责单位：成都地质学院地质系。负责人：卫管一。人员：茅燕石、孙似洪、石绍清、张伯南、邓江红、吴德超。

十七分队(综合研究分队)　负责单位：中国地质科学院高原地质研究所。参加单位：西藏、青海、甘肃、新疆地质矿产局，中国地质科学院地质研究所、地质力学研究所，成都地质矿产研究所，中国地质大学（武汉），成都、长春地质学院。负责人：刘增乾。

地层组：徐宪、焦淑沛、李善姬、梁定益、聂泽同、杨增荣、饶靖国、范影年、饶荣标、张启华、徐钰林、万晓樵、钱方、张伯南。

编图组：刘增乾、焦淑沛、张以弗、李耀敏、王怀达、易绍先、胡金庆、郭铁鹰、陈炳蔚、艾长兴、徐建峨、武奇龄。

岩石组：余光明、王成善、余希静、刘朝基、李泰钊、习志忠、冯秉贵、王培声、王洁民、卫管一、王云山。

构造组：郑海翔、彭耀全、张选扬、潘桂棠、蒋兴治、张勤文、吴锡浩、王金城、杨丙中。

矿产组：陈福忠、徐正余、郑延中及参加矿产报告人员（见“青藏高原主要矿产及分布规律专报”，1990）。

绘图摄影组：武奇龄、罗异常、杨俊清、何军。

情报资料组：周自隆、杜光树、郝明伟、田琼璧、牛坤芳、刘亚平。

十八分队　负责单位：中国地质科学院高原地质研究所。负责人：刘振声、余希静（前）。人员：王洁民、孙永续、郝明伟、江耀明。

十九分队　负责单位：航空物探总队。负责人：杨华。人员：梁月明、王梦英、任金卉、王岚、陈云红。

行政后勤单位：中国地质科学院高原地质研究所。负责人：余东明。人员：陈文远、

丁国瑞、马希友、李秀清、张光沛、张笠、文书祥、吴兴战、何德松、王永兴、马永康、武平、崔文芳、张志清、陈仲文、胜夕元、汪朴等。

在1981至1985年担任青藏高原研究工作的宁奇生、王国荣同志因公牺牲，张启华、刘亚平同志因病逝世。他们在工作中作出了积极的贡献，令人无限怀念！

青藏高原研究项目负责人　刘增乾　谨志

1988年12月

参 考 文 献

李春昱等，1982，亚洲大地构造图及说明书，地质出版社。

李春昱，郭令智等，1986，地质构造基本问题，地震出版社。

黄汲清，陈炳蔚，1987，中国及邻区特提斯海的演化，地质出版社。

黄汲清，陈国铭，1984，特提斯喜马拉雅构造域初步分析，地质学报，1984，Vol.1。

王鸿祯等，1985，中国古地理图集，地图出版社。

刘宝珺，曾允孚等，1985，岩相古地理图基础和工作方法，地质出版社。

任纪舜，姜春发等，1980，中国大地构造及其演化，科学出版社。

任纪舜，1987，论华力西旋回后全球构造阶段的划分，地质学报，1987，Vol.1。

车自成，姜洪川，1987，大地构造学概论，陕西科学技术出版社。

中国地质科学院地质所，1983，特提斯构造带地质学，地质出版社。

焦淑沛，张以弗等，1988，1:150万青藏高原及邻区地质图及说明书，地质出版社。

徐克，魏振声等，1982，青藏高原地层简表，地质出版社。

西藏地质矿产局，1988，1:150万西藏板块构造图及说明书，地质出版社。

西藏地质矿产局区调大队，1984—1985，1:100万拉萨幅、日喀则幅，地质出版社。

刘增乾等，1983，试论冈瓦纳北界及青藏特提斯演变，青藏高原地质文集，12，地质出版社。

刘增乾等，1984，对特提斯喜马拉雅构造域的再认识，青藏高原地质文集，15，地质出版社。

郭令智等，1984，论地体构造——板块理论研究的最新问题，中国地质科学院院报，10，地质出版社。

肖序常等，1978，祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义，地质学报，1978，Vol.4。

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，喜马拉雅地质，Ⅱ，地质出版社。

肖序常，汤耀庆等，1986，再论青藏高原板块构造，中国地质科学院院报，14，地质出版社。

汤耀庆，王方国，1984，藏北湖区蛇绿岩形成环境新认识，喜马拉雅地质，Ⅱ，地质出版社。

张以弗，1984，从构造旋回探讨青海及邻区大地构造，青藏高原地质文集，14，地质出版社。

董必慷，邱凤歧，1984，北祁连蛇绿岩、蛇绿混杂岩及其构造意义，青藏高原地质文集，14，地质出版社。

赵以汉，1984，青海北部地质与矿产，青藏高原地质文集，14，地质出版社。

王泽汶，吴向农，1982，青藏高原北部构造轮廓及大地构造，青海人民出版社。

向鼎魂，1985，祁连山主要地质特征，青藏高原地质文集，17，地质出版社。

饶荣标，徐济凡等，1987，青藏高原的三叠系，地质出版社。

陈炳蔚，王铠元等，1987，怒江-澜沧江-金沙江大地构造，地质出版社。

常承法等，1978，喜马拉雅地质发展史构造带的划分和隆起原因探讨，国际交流地质学术论文集（1），地质出版社。

鲍佩声，王希斌，1986，从雅鲁藏布江蛇绿岩带中两套火山岩探讨中生代特提斯洋壳演化，中国科学，B辑，1986，Vol.5。

王希斌，鲍佩声等，1985，构造解体的藏北湖区蛇绿岩及其地球化学研究，喜马拉雅地质，Ⅱ，地质出版社。

胡承祖，吴瑞忠等，1986，藏北双湖地区地质构造特征，青藏高原地质文集，9，地质出版社。

卫管一，孙似洪，1986，西藏聂拉木前寒武纪变质岩系的岩石化学，青藏高原地质文集，9，地质出版社。

李燕石，卫管一等，1985，西藏喜马拉雅前寒武纪基底岩系的变质作用特征，青藏高原地质文集，17，地质

出版社。

刘宝田等，1984，巴颜喀拉褶皱系及昆仑褶皱系东部地质构造特征及演化，青藏高原地质文集，15，地质出版社。

潘桂棠，焦淑沛等，1984，阿尔金山新生代构造及造山性质，青藏高原地质文集，15，地质出版社。

潘桂棠，焦淑沛等，1984，青藏高原始新世-渐新世界限的地质事件及大地构造意义，青藏高原地质文集，15，地质出版社。

蔡振京，1984，藏东川西及其以南地区深部地质构造特征，青藏高原地质文集，15，地质出版社。

余希赫，1985，西藏花岗岩类的成因类型及其演化，青藏高原地质文集，17，地质出版社。

王乃文，1984，中国冈瓦纳研究的兴起及与板块构造有关的几个关键古生物地理问题，中国地质科学院院报，10，地质出版社。

叶祥华，李家福，1987，古地磁与西藏板块及特提斯的演化，成都地质学院院报，Vol.14，No.1。

张能德，张怀革，1988，川西花岗岩类地球化学特征，四川地质学报，Vol.8，No.2。

周名魁，刘俨然，1988，西昌滇中地区地质构造特征及地史演化，重庆出版社。

陈智梁，陈世瑜，1987，扬子地块西缘地质构造演化，重庆出版社。

潘杏南，赵济湘等，1987，康滇构造与裂谷作用，重庆出版社。

许志琴等，1988，东秦岭复合山链的形成，中国环境科学出版社。

张勤文等，1986，天文地质学进展，海洋出版社。

滕吉文等，1980，青藏高原及邻区地球物理场特征与大陆板块构造，地球物理学报，Vol.22，No.3。

环文林等，1981，青藏高原震源分布与板块运动，地球物理学报，Vol.23，No·4。

林金录，1987，中国古地磁数据表（1），地质科学，1987，Vol.8。

林金录，1987，石炭纪末古地理图，地震地质，1987，Vol.9，No.2。

R. A.Khan Tahirkheli, M. Qasim Jan, 1979, Geology of Kohistan, Geological Belletin University of Peshawar, Vol. 11, No. 1.

A. R. Crawford, 1983, Central Asia and Earth expansion expanding earth symposium, Sydney 1983, University of Tasmania.

M. P. Searle, et al., 1986, The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya, Department of geology, University, Leicester LEL. 7RH. UK.

Stöcklin J., 1983, Himalayan orogeny and earth expansion expanding earth symposium, Sydney, 1983, University of Tasmania.

Gerhard fuchs, 1975, Contribution to the geology of the North-Western Himalayas, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 32.

Allegre C. J., et al., 1984, Structure and evolution of Himalayan-Tibet orogenic belt. Nature, Vol. 307.

Bally A. W., et al., 1980, Notes on the geology of Tibet and adjacent areas, Report of the American Plate Tectonics Delegation to the People's Republic of China, U. S. Geol. Surv. Open File Report, p. 80—501.

Beloussov, V. V. et al., 1984, Deep Structure of Central Asia along the Tienshan-Pamir Himalayas geotraverse, Tectonics of Asia. 27th IGC, Publishing Office "Nauka", Moscow, USSR.

Bard, J. P., 1983, Metamorphism of an obducted island arc: Example of the Kohistan sequence in the Himalayan collided range, Earth And Planetary Science Latter, Vol. 65.

K. S. Valdiya, 1986, Tectonics of the folded Fringe of the Indian Platform, Kumaun Univ., Nainital India.

A. Gansser, 1964, Geology of the Himalayas, John Wiley & Sons Ltd.

Hsü, K. J., 1980, Thin-skinned plate——tectonic model for collision-type orogenese, Scientia Sinica, Vol. 24, No. 1.

J. P. Burg, A. Leyreloup, J. Girardeau, Chen. G. M., 1987, Structure and metamorphism of a tectonica-

lly thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone(Tibet), Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 321, 67—86(1987).

Jin Lulin, et al., 1985, Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks, Nature, Vol. 313, 1985.

Tectonics, Geological Evolution and Genetic Mechanism of Qinghai-Xizang Plateau

Abstract

The Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau is located in the eastern part of Tethys-Himalaya tectonic domain——a worldwide latitudinal tectonic belt. It has unique features in tectonic pattern, geological evolution and crustal architecture, which make it one of key sites to investigate and to solve global tectonic problems.

Recent geological observations suggest that Qinghai-Xizang Plateau may geologically be a tectonic system with continuous, long active and polycyclic history in time and space, which has been formed by accretion and combination of microplates or plate slices separated from Tarim-Sino-Korean, South China-Southeast Asia and Indian Plates. The recognized three evolutionary stages are (1) establishment of ancient crystalline and fold basements in microplates; (2) development of incorporate continental crust through accretion and incorporation of microplates toward Eurasian continent, sequentially from south to north; and (3) formation of plateau landscape and greatly thickened continental crust.

A tectonic framework of Qinghai-Xizang Plateau shows an alternation of active strips and stable blocks. They trend generally toward E-W direction, but the eastern segment trend toward south. There is a series of thrust faults with vergence to south and S-projected arcuate tectonic zones in the wider central segment. At the southeastern and southwestern ends of the arcuate tectonic zones, two tectonic knots in Namjugbarwar and Pamir areas appear respectively, which are due to crustal shortening, with sinistral or dextral strike-slip faulting. There are thrust faults which dip to the Plateau all round, showing that the marginal plastic crusts have been overthrust to the peripheral blocks under a confining pressure.

The three-component crustal architecture is geotectonically another feature of Qinghai-Xizang Plateau. Geophysical investigations suggest that

there are complete negative gravity anomaly zones within the Plateau and gravity gradient zones in the marginal areas, which are important bases for recognition of crustal thickening zones and plateau boundaries (see fig. 5-1 in text).

It is considered that the above unique tectonic features and evolutionary history are characterized by a variety of sedimentary formations, various fossil assemblages, magmatism, metamorphism and tectonism, and prominent plateau landform in Qinghai-Xizang Plateau.

Geotectonic units

The divided geotectonic units, including 4 microplates, 12 plate slices and 40 tectonic zones (see fig. 1-2 in text), are as follows:

I Qinling-Qilian-Kunlun microplate

- I_1 Qilian Caledonian slice
  - I_1^1 Hexi Corridor continental margin zone
  - I_1^2 Northern Qilian rift zone
  - I_1^3 Central Qilian uplift zone
  - I_1^4 Shulenanshan-Lhajishan rift zone
  - I_1^5 Southern Qilian continental margin zone
  - I_1^6 Oulongbuluke uplift zone
- I_2 Qaidam-Eastern Kunlun Caledonian slice
  - I_2^1 North-marginal Qaidam rift zone
  - I_2^2 Qaidam block
  - I_2^3 Qimantage rift zone
  - I_2^4 Eastern Kunlun uplift zone
- I_3 Western Qinling Hercynian-Early Indosinian slice
  - I_3^1 Jun Ul Mountain aulacogen zone
  - I_3^2 Xinghai-Jone subsidence zone
- I_4 Western Kunlun-Northern Pamir Hercynian slice
  - I_4^1 South-marginal Tarim uplift zone
  - I_4^2 Western Kunlun rift zone
  - I_4^3 Western Kunlun uplift zone

II Hoh Xil-Bayan Har microplate

- II_1 South-marginal Kunlun-Xiqingshan Hercynian slice
  - II_1^1 South-marginal Kunlun rift zone
  - II_1^2 Xiqingshan uplift zone
- II_2 Hoh Xil-Yajiang Late Indosinian slice
  - II_2^1 A'nyemaqen rift zone

Ⅱ⁴ Qumarleb-Songpan continental margin zone

Ⅱ⁵ Longmenshan-Mopanshan marginal uplift zone

Ⅱ⁶ Garze-Litang subduction zone

Ⅱ⁷ Luhuo-Dawu rift zone

Ⅱ₃ Yanghu-Yidun Late Indosinian slice

Ⅱ⁸ Duogecuoren-Qiangmacuo-Baiyu island arc zone

Ⅱ⁹ Muli uplift zone

Ⅱ¹⁰ Zhongza microblock

Ⅲ Karakorum-Sanjiang microplate

Ⅲ₁ Qamdo Indosinian slice

Ⅲ¹ Qamdo block

Ⅲ² Jomda-Deqen continental volcanic arc and Jinshajiang subduction zone

Ⅲ₂ Qiangtang-Tanggula Early Yanshanian slice

Ⅲ³ Qiangtang block

Ⅲ⁴ Tanggula continental margin zone

Ⅲ⁵ Zogang microblock

Ⅲ⁶ Longmucuo-Yibucaka continental margin zone

Ⅲ⁷ Bangong Co-Nujiang subduction zone

Ⅲ₃ Central and Southern Pamir-Karakorum Early Yanshanian slice

Ⅲ⁸ Central Pamir block

Ⅲ⁹ Karakorum-Linjitang continental margin zone

Ⅲ¹⁰ Southern Pamir subduction zone

Ⅳ Himalaya-Gangdise microplate

Ⅳ₁ Gangdise-Nyainqentanglha Late Yanshanian-Early Himalayan slice

Ⅳ¹ Coqen-Nyainqentanglha uplift zone

Ⅳ² Chuanba-Biru complex continental margin basin zone

Ⅳ³ Gangdise continental volcanic-magmatic arc zone

Ⅳ₂ Himalaya slice

Ⅳ⁴ Higher Himalaya uplift zone

Ⅳ⁵ Northern Himalaya continental margin zone

Ⅳ⁶ Indus-Yarlung Zangbo subduction zone

1. Qinling-Qilian-Kunlun Microplate

There is an Archean—Upper Proterozoic crystalline and fold basement. The overlying cover consists of Sinian, Lower Palaeozoic, Upper Palaeozoic, Lower—Middle Triassic, Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous and Tertiary sequences. Between adjacent units above, there is a discontinuity (see table 1-3 in text). Lower Sinian, Palaeozoic and Triassic sequences are predominantly active- or intermediate-type marine facies sediments and Upper Sinian,

Jurassic, Cretaceous and Tertiary sequences are characterized by continental facies sediments. The mixed-type fauna and flora (mixed South and North China type) have been found in Post-Sinian strata. Frequent are magmatic activities which accure in Caledonian mainly in Qilian slice, Indosinian in Western Qinling slice, and Caledonian-Hercynian in other slices. Generally, a burial metamorphism has been imposed mainly on Middle and Lower Proterozoic strata, whereas a dynamothermal metamorphism on Lower Palaeozoic sequence. In Qilian slice, Devonian-Triassic sequence is predominated by burial metamorphism. As to other slices, a dynamothermal or regional dynamic metamorphism is predominent.

2. Hoh Xil-Bayan Har Microplate

Archean—Proterozoic or Middle—Upper Proterozoic crystalline and fold basement is only exposed in the southeastern margin. The majority of area is characterized by presence of Upper Sinian—Middle Triassic cover consisting of stable marine sediments. In South Kunlunshan margin-Xiqingshan slice, there mainly are Palaeozoic active- and intermediate-type marine sediments (see table 1-5 in text), which has been folded and uplifted during terminal Caledonian or Late Hercynian period. In A'nyemaqen rift onez, the Lower and Middle Triassic are represented by active- and intermediatetype formations, which have been folded and uplifted during late Middle Triassic. In other areas, there are Late Triassic intermediate- and active-type formations, which have been folded and uplifted during terminal Late Triassic. The obtained fauna and flora are predominated by South China- or Tethyan-type ones. Magmatic activities occurred mostly during Indosinian-Yanshanian period. A dynamothermal metamorphism has been imposed mainly on Upper Sinian—Middle Triassic sequence, whereas a dynamic metamorphism on Upper Triassic.

3. Karakorum-Sanjiang Microplate

The Pre-Cambrian and Pre-Devonian basements, which are unconformably overlain by Silurian and Devonian—Triassic strata, are respectively exposed in Central Pamir and Qiangtang blocks. The Upper Triassic-Cretaceous sequence is fragmentary. For example, there are discontinuities between adjacent units listed below: Upper Permian, Upper Triassic, Lower Cretaceous, Palaeogene or Neogene. In Qamdo block, the earlist outcrops are Lower Palaeozoic and Lower Ordovician, which are unconformably overlain by the Devonian-Lower Permian strata. The relationships of the Upper Permian, Lower Triassic, Upper Triassic and Neogene with the underlying strata are angular-unconformity-relationships. Generally, Lower Palaeozoic, Devonian and partial Carboniferous consist of stable marine sediments, and interme-

diate- and active-type shallow—deep sea sediments of Carboniferous and Lower Permian are present in continental margin and subduction zones. There are no Lower and Middle Triassic strata in some locations, and the Upper Triassic is greatly variable in lithology. Jurassic active-and intermediate-type deep-sea and littoral sediments have been found in Bangong Lake-Nujiang and Tanggula areas, respectively. There are continental facies sediments of Jurassic (east of major Northern Lancangjiang Fault) , and Cretaceous and Tertiary (the whole area) , which contact unconformably with the underlying strata (see table 1-6 in text). The fauna and flora are considered mainly to be South China- or Tethyan-type, except for those which are from late Early Carboniferous—Early Permian strata(south of Luorebu-cuo-Cabu-Sogxian-Nujiang zone) , and are mixed Gondwana and Tethyan type assemblage (see fig. 3-4 in text) . Magmatic activity occurred mainly during Late Hercynian—Yanshanian. A dynamothermal metamorphisn is prominent, but locally Upper Palaeozoic sequence has undergone a dynamic metamorphism.

4 . Himalaya-Gangdise Microplate

There is a widespread exposed Pre-Cambrian crystalline and fold basement, which is unconformably overlain by continuous (locally discontinuous) Palaeozoic-Mesozoic stable - and intermediate-type marine sediments. Mesozoic intermediate- and active-type bathyal-abysmal facies sediments have been found in Northern Himalaya continental margin and Indus-Yarlung Zangbo subduction zones. In Gangdise-Nyainqentanglha slice, Upper Cretaceous and Tertiary continental facies sediments unconformably overlie the older strata at varying level (see table 1-7 in text) . The fossil elements, except for those Gondwana-type elements from the Lower Carboniferous—Lower Permian, are characterized by South China- and Tethyan-type ones with local colours. Late Yanshanian and Himalayan magmatic activities are intensive in Gangdise-Nyainqentanglha slice. The basement and active-type formations show a dynamothermal metamorphism. Generally, no or light metamorphism has been imposed on the cover.

These microplates, slices and zones are separated by deep fracture zones. For these fractures (see table 1-8, fig. 1-2, in text) , general characters are as follows:

(1) These deep fracture zones consist of translithosphere, lithosphere and crustal faults, of which the majority comprises more than two paralell faults. They often form boundaries of rift or subduction zones, generally with differently-developed or -preserved ophiolites, melanges, radiolarian cherts, abyssal-bathyal turbidites and volcanic accumilations. Some major faults are

the results of block-faulting and intracontinental convergence, in which basic-ultrabasic rocks locally occurred, showing a big penetrating depth.

(2) A great number of deep fractures with overthrusting feature is compresso-shearing, and the minority is shearing, in mechanical property. Nappe structures (with small penetrating depthes) widespread in the southern margin of Qinghai-Xizang Plateau. These deep fractures are large in size, density and amount, and range from maximum of over 2000 km to minimum of hundreds km in length. They have generally been disrupted by later shearing faulting in varying degrees.

(3) As geophysical data indicated, except for nappes and overthrusts surrounding the Plateau, these deep fractures developed from subduction or rift zones are nearly upright, of which Bangong Lake-Nujiang and Indus-Yarlung Zangbo faults have penetrated into upper mantle and have resulted in vertical separation of Moho discontinuity (see fig. 5-2 in text).

(4) Sedimentary formations and magmatic activities at opposite sides of deep fractures are different in varying degrees, but as for fossil elements, there generally is no great difference, especially in a single microplate where geological difference is not evident.

Geological Evolution

The geological evolution history of Qinghai-Xizang Plateau can be divided into the following four cycles (see fig. 3-7 in text).

1. Late Archean-Proterozoic Cycle

The continental nucleus predominated by crystalline rocks formed during Archean-Early Proterozoic era, whereas extensive metamorphosed fold basement formed during Middle-Late Proterozoic era. However, there are some differences between basements belonging to different microplates. For example, the basement of Qinling-Qilian-Kunlun microplate is similar to that of Northern China; Hoh Xil-Bayan Har microplate is characterized by the plastic metamorphosed fold basement with more volcanic rocks; and the Himalaya-Gandise microplate is characterized by fold basement with predominant metamorphosed sedimentary sequence (perhaps including Sinian rocks). These are indicated by geophysical works. As indicated by Piper (1976), all the microplates and slices in Qinghai-Xizang Plateau were parts of South Hemisphere Continent during Proterozoic.

2. Xingkai-Caledonian Cycle

This cycle can be divided into the following two stages.

(1) Sinian-Early Cambrian stage (Xingkai Cycle)

The same Upper Sinian-Lower Cambrian covers of tillites, phosphorites

and magnesian carbonates as those from Yangtze block are present in Qinling-Qilian-Kunlun and Hoh Xil-Bayan Har microplates, showing that "Chinese Platform" had formed before early Xingkai Cycle and that there were extensive marine transgression during late Late Sinian. Himalaya-Gangdise microplate was then part of Indian Plate, and had been separated from "Chinese Platform" by a wider ocean. It may be in an active condition.

(2) Middle Cambrian-Silurian stage (Caledonian Cycle)

Qinling-Qilian-Kunlun microplate began to separate from Hoh Xil-Bayan Har microplate and Tarim-Sino-Korean plate during early Caledonian Cycle. A series of rift structures appeared during Middle Cambrian-Ordovician. Up to Late Silurian, they had again been combined with Tarim-Sino-Korean plate. Then, deep troughs were present between Hoh Xil-Bayan Har and Qinling-Qilian-Kunlun or Karakorum microplates, whereas other microplates were generally in a stable shallow-sea environment. During Late stage, Qinling-Qilian-Kunlun and Hoh Xil-Bayan Har microplates migrated northwards and reached to 0—15° N latitude, at a similar velocity. Then, Gangdise-Nyainqentanglha microplate and Indian Plate together were in a range between 25° N latitude and 50° N latitude.

3. Hercynian Cycle

Carboniferous transgression of Palaeo-Tethys made nearly all the microplates to be submerged. Successively, regional taphrogenesis, uplifting and subsiding, and intensive volcanic activity occurred in Jun Ul Mountain—Qinghai nanshan, northern margin of Western Kunlun, Burh an Budal (Eastern Kunlun), and Jinshajiang zones, particularly during Early-Middle Permian time. Late Middle Permian Convergence process resulted in the closing of the above zones and local folding of Jinshajiang trough.

During late stage of Hercynian cycle, Qinling-Qilian-Kunlun microplate, along with Tarim-Sino-Korean plate, migrated to about 23.5°N latitude, and Hoh Xil-Bayan Har microplate migrated approximately to south of the equator. Meanwhile, Gangdise-Nyainqentanglha slice, which might already have separated from Indian Plate, began to incorporate with Qamdo slice by rapid northward migration.

4. Alpine Cycle

This cycle can be divided into three subcycles.

A sea transgression appeared during early stage of Indosinian subcycle, with the exception of northern and central Qilian areas. During Early Triassic, Western Qinling slice subsided extensively, this resulting in the formation of troughs and sea basins in A'nyemaqen, Luhuo-Dawu, Garze-Litang, Duogecuoren-Qiangmacuo-Baiyu, Lhazhulong-Jinshajiang, Bangong Lake-Nu-

jiang and Northern Himalaya zones. Up to terminal Middle Triassic, A'nyemaqen rift came in a close, and Western Kunlun sea basin was folded and uplifted and Qumarleb–Songpan sea basin subsided rapidly. During the late stage of Indosinian subcycle, with subduction of oceanic crust along Lhazhulong–Jinshajiang zone, Hoh Xil–Bayan Har microplate incorporated with Karakorum–Sanjiang microplate and Eurasian Continent. Continuous subsidence occurred in Bangong Lake–Nujiang sea basin.

Indosinian subcycle was followed by Yanshanian subcycle and early Himalayan subcycle. During Early Jurassic, northern Himalayas was in the sea; initial oceanic crust appeared in Bangong Lake–Nujiang zone; and Karakorum–Qiangtang and Gangdise–Nyainqentanglha areas were mostly submerged. During late Late Jurassic, with subduction of oceanic crust along Bangong Lake–Nujiang zone, Gangdise–Nyainqentanglha slice incorporated with Karakorum–Sanjiang microplate, and Karakorum–Qiangtang slice was folded and uplifted. On the other hand, a Late Jurassic ocean appeared in northern Himalaya area between Gangdise–Nyainqentanglha slice and Indian Plate. In northern part of Qinghai–Xizang Plateau, continental red basin occurred in Qaidam area, and coal- or salt-bearing basins in Kunlun, Qinling and Qilian areas, which were slightly folded during late Middle Jurassic.

During early Early Cretaceous, Gangdise–Nyainqentanglha area was transformed into continent–sea alternating coal-forming environment and carbonate platform, and to the north of Bangong Lake–Nujiang zone, there were widespread continental red clastic basins. In southern Xizang area, with Late Cretaceous–Eocene subduction of oceanic crust along Indus–Yarlung zangbo zone, Indian Plate incorporated with Eurasian Plate, this resulting in wholly folding and uplifting of Himalaya–Gangdise microplate. A single Qinghai–Xizang continental crust formed 40 Ma ago.

For geological evolution of Qinghai–Xizang Plateau, the following characteristics can be summarized.

1) In individual microplates or slices, lateral changes of secondary structural units show a transition from massif (stable-type formations) through continental margin sea (intermediate-type formations) to trough or oceanic basin (active-type formations). These units have been folded and uplifted by collisions of microplates or slices. Finally, they have been connected with Eurasian Continent, successively from north to south.

2) For these microplates or slices, magmatism kept pace with tectonic development. Earlier extensional process resulted successively in the formation of basic-ultrabasic rocks and basic-intermediate volcanics. Later subduction or collision process caused island-arcs or continental-margin arcs in

the margins of Overriding plates or slices, where intermediate-acidic volcanic rocks occurred with intermediate-acidic intrusions. There is a variety of metamorphic zones and tectonic melange zones in the suture zones. The extensive migmatites or progressive metamorphic zones have been found in locations where there are intensive compressions and high heat-flow values.

3) With development of horizontal movement, vertical movement appeared frequently. In general, the movements of subducting plates or slices were predominated by subsidence process, whereas the overriding units or massifs by uplifting movement. This uplifting movement often resulted in stratigraphic gaps, and mollasse accumulations in the adjacent marginal zones.

4) For Pre-Indosinian geological evolution, Qinling-Qilian-Kunlun microplate was synchronous with Eastern Qinling area. The Alpine Cycle geological evolution of other microplates is broudly synchronous with that of the worldwide Tethyan Tectonic Domain. A unique geological history for the Plateau began when it came into middle-late Himalayan subcycle.

A Forming Mechanism of the Plateau

Since Cenozoic intracontinental convergence has played an important role in the formation of Qinghai-Xizang Plateau, especially since terminal Eocene-initial Oligocene, compressions from three adjacent massifs have been imposed on the Plateau, which have caused three kinds of horizontal movement, i. e., overthrusting, tectonic stacking and ductile shearing, and three kinds of vertical movement, i. e., thermodynamic process derived from upper mantle differentiation, heat expansion originated from face-transformations of crust-mantle boundary, and isostatic adjustment. The combination of these processes has caused the present Plateau with average altitude of over 4500 m and average crustal thickness of about 60 km.

Geophysical investigations suggest that the Plateau's crust can be divided into three components in vertical direction (see fig. 5-2 in text), i. e., upper (sedimentary cover and metemorphosed fold basement), middle (crystalline rocks and granites) and lower (dioritic-basaltic rocks) layers. The upper layer with a thickness of about 20 km shows a thin-skinned structure. The middle layer with a thickness of about 10 km, under higher compressional condition, has been overthrust and underthrust, respectively, to the surface in a block form and to the lower layer. The thickness of lower layer (including mixed crust-mantle layer) varied greatly,

and ranges from 20 km to>45 km. As indicated by Chinese-France Cooperative Observation Group, the deep-seated crust may be in vertical extensional condition, which is responsible for the persistence of mobilization in the Plateau.

The following aspects reflect a Cenozoic modification for original tectonic framework (see fig. 4-1 in text).

1) The Plateau are surrounded by major overthrust faults with outward vergences, which have caused ancient crystalline and fold basements to expose. Namjugbarwar and Pamir tectonic knots, as well as a series of arcuate structures, were caused by overthrusting processes.

2) There is a series of strike-slip faults within the Plateau, such as NWW-trending left-handed fault system in the eastern part, and NWW-trending right-handed and NEE-trending left-handed fault systems in Xizang area. These shearing processes caused rhombic fault-blocks in northern Xizang area and Cenozoic tectonic basins within the Plateau. There are three kinds of tectonic basins, i. e., compressional, extensional and pull-apart basins, such as Qaidam, Baxoi-Lhorong and Lunpola Basins, respectively.

3) The mountain chains within the Plateau can be divided into three major kinds, i. e., Himalaya-type wedge-shaped overthrusting chain (Himalayas and Longmenshan mountains), Qilian-type asymmetric thrusting chain (Qilian and Kunlun mountains) and Hengduan-type srike-slip chain (Hengduan and Gangdise-Nyainqentanglha mountains). The Altun mountains is a transition-type chain between Qilian and Hengduan types (see table 4-1 in text).

4) Cenozoic intracontinental convergence has also caused a variety of magmatisms, metamorphisms and mineralizations, rapid geomorphic changes, a large number of lakes, mountain glaciers and hot springs, and frequent earthquakes.

《地质专报》包括以下各类

1—区域地质；

2—地层　古生物；

3—岩石　矿物　地球化学；

4—矿床与矿产；

5—构造地质　地质力学；

6—水文地质　工程地质；

7—普查勘探技术与方法；

8—地质应用计算技术；

9—分析测试与综合利用；

10—仪器与设备。

CS000 13992

Series of Geological Memoirs

1. Regional Geology;
2. Stratigraphy and Palaeontology;
3. Petrology, Mineralogy and Geochemistry;
4. Mineral Deposits and Mineral Resources;
5. Structural Geology and Geomechanics;
6. Hydrogeology and Engineering Geology;
7. Prospecting Techniques and Methods;
8. Geomathematics;
9. Analysis and Multi-utilization of Minerals;
10. Instruments and Equipment.