序

本世纪六十年代以来，大地构造研究进展迅速，迫切需要一本内容相应的大地构造课程的教材。在这种情况下，成都地质学院黄邦强、张朝文、金以钟等同志在总结教学经验的基础上，尝试性地编写了这本《大地构造学基础及中国区域构造概要》一书。该书兼顾了大地构造基本概念、分析方法和中国区域构造特点。在这两方面均包括了有关地槽、地台以及板块构造的内容。总的看来本书章节清楚、层次分明、内容较为丰富，选用了国内外大地构造及区域构造研究的主要成果。可以满足高等院校煤田地质、石油地质、水文工程地质等专业及其他有关专业教学的需要，也是在职地质人员学习、工作时一本较好的参考书。

过去的文献中，往往用固定论观点来分析地槽发展。自从板块构造学说提出后，越来越多的文献从活动论观点，对地槽概念作了新的论述。为了让读者能理解、引用各种文献资料，本书对这两方面均做了适当的介绍。上述两方面反映了两个不同时期的认识和发展。

如同多数大地构造学的论述一样，本书在分析构造发展时，也引用了某些研究者的构造发展模式。“模式”是研究者在深入实践以后，从感性认识上升到理性认识。对于初学者，分析“模式”有利于开阔思路，提高认识水平。但“模式”往往是反映研究者在某个时期对某些地区的认识水平，而不是最终的结论，初学者应注意这一点。

本书的一个特点是在描述中国实际材料时，采用“典型解剖”，“点面结合”的方法，这个方法，对于在我国幅员广大，实际材料繁多的情况下，使初学者能够掌握重点，看来是合适的。

如上所述，本书是反映了当前大地构造研究从槽、台到板块的现状。但是随着研究的深入，新资料在不断出现，大地构造理论在迅速发展，所以本书所采用的某些论点及所选用的内容等将会出现新问题，连同本书中还难免存在的某些缺陷，只能有待编者再版时修订。

主审人：

徐嘉炜　马瑞士　李志超　严国柱　陶洪祥

一九八三年元月于西安

前　言

《大地构造学基础及中国区域构造概要》是在各级领导的关怀和兄弟院校的支持下，按高等地质院校"地质学专业"和"地质矿产调查专业"以外的各类地质专业教学计划要求，根据1981年6月和1982年3月地质矿产部区域构造教材编审委员会制订和修订的教学大纲，以成都地质学院现行试用教材《大地构造基本概念》和《中国区域大地构造学》为基础，结合我院多年来的教学实践，进一步修编而成。

本教材大纲的初稿由成都地质学院区域地质教研室（黄邦强执笔）提出，经区域构造教材编审小组会议讨论后，由成都地质学院区域地质教研室黄邦强，张朝文，金以钟分工编写教材细纲和执笔完成。全文由黄邦强（主编）统一修改和校核。教材各章节的具体分工：绪论及第二、三、四章和第九、十、十二章的第三节由金以钟编写；第五、六、七、十三章由张朝文编写；其余章节由黄邦强编写。

教材完稿后，区域构造教材编审委员会于1982年7月和1983年1月分别召开会议和主审人会议进行评审，编者根据评审意见和教研室其他教师的意见，多次进行修改和补充，使教材质量得到进一步提高。在此我们向区域构造教材编审委员会的全体委员、主审人和参加各次会议的代表及成都地质学院朱夔玉、董榕生等表示感谢。

本教材着重介绍国内外当前流行的主要大地构造学基本理论和研究方法，简要论述中国大地构造基本特征及其演化，并选择中国某些研究较详、有代表性的地区，进行了较详细的分析论述。为了提高教材质量，贯彻"少而精"的原则，书中尽量选用国内外最新资料，力求反映当前研究水平，并尽力避免与先修课程的相关内容重复，既保持本课程的系统性又不致篇幅过多。

本教材虽经多次修改和校核，但由于编者的水平所限，仍难免有错漏和不当之处，敬请各方面的专家、教授、院校师生和地学工作者批评指正。

编　者

1983年3月

目　录

绪论 …… 1
一、大地构造学研究的对象和任务 …… 1
二、大地构造学的研究方法 …… 2
三、大地构造学发展简史 …… 4

第一篇　大地构造学基础

第一章　地壳上地幔构造 …… 9
第一节　地球内部的主要分层 …… 9
一、地壳、地幔和地核 …… 9
二、岩石圈、软流圈和中间圈 …… 10
第二节　地壳及上地幔的不均一性 …… 11
一、地壳的不均一性 …… 11
二、上地幔的不均一性 …… 13
第三节　地壳上地幔构造类型划分 …… 16
第四节　重力异常、磁异常、电导率异常及热流分布与地壳上地幔构造 …… 21
一、重力异常与地壳上地幔构造 …… 21
二、磁异常与地壳上地幔构造 …… 23
三、电导率异常与地壳上地幔构造 …… 24
四、热流分布与地壳上地幔构造 …… 24
第二章　地槽 …… 27
第一节　地槽的概念 …… 27
一、地槽的早期概念 …… 27
二、地槽概念的进一步发展 …… 28
三、近代对地槽概念的认识 …… 29
第二节　地槽的基本特征 …… 31
第三节　地槽的发展 …… 32
一、地槽发展的基本模式 …… 32
二、构造旋迴及其划分 …… 36
三、地槽形成的机制 …… 39
第四节　地槽—褶皱系有关名词概念 …… 40
第三章　地台 …… 42
第一节　地台的基本概念 …… 42
一、地台概念的提出和发展 …… 42
二、一般采用的地台概念 …… 43
第二节　地台的基本特征 …… 44
第三节　地台的发展 …… 45

第四节　地台有关名词概念……46
第四章　深断裂……48
第一节　深断裂的概念……48
一、深断裂概念的由来和发展……48
二、一般采用的深断裂概念……49
第二节　深断裂的鉴别标志……50
第三节　深断裂的类型……51
一、按深度和特征分类……51
二、按力学性质和位移方向分类……52
三、深断裂的其它分类……52
第四节　深断裂在地壳构造发展中的作用……53
第五章　大陆漂移……55
第一节　大陆漂移说的由来和发展……55
第二节　大陆漂移的证据……56
一、大陆拼合……56
二、古生物和古气候……56
三、平移断层……61
四、古地磁……61
第三节　显生宙的大陆漂移……63
第六章　海底扩张……65
第一节　海底扩张说的依据……65
一、海底地形……66
二、海底沉积物的侧向变化和海底年龄……66
三、转换断层……69
四、海底磁异常……71
第二节　大洋发展阶段……75
第三节　海底扩张说的基本内容……76
第七章　板块构造……78
第一节　板块构造的概念和板块划分……78
一、板块构造的概念……78
二、板块的划分……78
第二节　板块边界类型和板块运动……78
一、板块边界类型及板块间的相对运动……78
二、三合点……81
三、板块运动的全球格局……81
四、板块运动的驱动力……82
第三节　板块构造与地质作用……86
一、拉张型板块边界的地质作用……86
二、转换型板块边界的地质作用……88
三、挤压型板块边界的地质作用……90
四、板块内部的地质作用……97

第四节　板块构造与地槽 …… 99
第五节　板块构造与大陆增生、地壳演化之间的关系 …… 101
第六节　古板块边界的确定 …… 102
第七节　对板块构造的评价 …… 106

第二篇　中国区域构造概要

第八章　中国大地构造区划 …… 108
第一节　中国地势特征 …… 108
第二节　中国大地构造位置 …… 109
第三节　中国大地构造分区 …… 110
第九章　中国的地台区 …… 113
第一节　引言 …… 113
第二节　中国地台区主要构造单元特征简述 …… 113
一、华北地台 …… 113
二、扬子地台 …… 116
三、塔里木地台 …… 119
四、南海地台及喜马拉雅镶掩构造带简况 …… 120
第三节　中国地台区实例——山西断隆大地构造基本特征 …… 121
一、概述 …… 121
二、地台基底形成时期的基本特征 …… 121
三、地台盖层发育时期的基本特征 …… 125
四、小结 …… 128
第四节　中国地台的主要特点 …… 130
一、中国地台具明显的活动性 …… 130
二、中国地台内部具显著的差异性 …… 130
三、中国地台具有自己独特的发展过程 …… 131
第十章　中国的地槽区 …… 132
第一节　引言 …… 132
第二节　中国地槽区主要构造单元特征简述 …… 132
一、北部地槽褶皱区 …… 132
二、西南地槽褶皱区 …… 137
三、滨（环）太平洋地槽褶皱区 …… 144
第三节　中国地槽区实例——祁连加里东褶皱系大地构造基本特征 …… 148
一、概述 …… 148
二、前寒武纪时期的发展概况 …… 149
三、早古生代（加里东旋回）大地构造发展特征 …… 149
四、晚古生代—新生代（地槽期后）发展概况 …… 155
五、小结 …… 157
第四节　中国地槽的主要特点 …… 158
一、中国地槽的活动特征 …… 158
二、中国地槽的构造迁移 …… 159

三、中国地槽与地台的接触关系 …… 160
第十一章 中国东部陆缘海盆及边缘海盆 …… 162
第一节 引言 …… 162
第二节 渤海 …… 162
第三节 黄海 …… 164
第四节 东海 …… 165
第五节 南海 …… 166
第十二章 中国的深断裂 …… 169
第一节 中国的断裂构造格局 …… 169
第二节 中国主要深断裂特征简述 …… 174
第三节 中国深断裂实例——郯庐深断裂的基本特征 …… 175
一、引言 …… 175
二、断裂带的基本特征 …… 176
三、断裂带的形成时间和活动方式 …… 183
四、结语 …… 185
第四节 中国的深断裂分布与深层构造的关系 …… 186
第十三章 中国板块构造概论 …… 190
第一节 概述 …… 190
第二节 古板块重建实例——祁连山地区板块构造分析 …… 191
一、祁连山地区地质概况 …… 191
二、祁连山构造发展模式 …… 194
第三节 中国板块构造轮廓 …… 197
一、中国板块构造格局 …… 197
二、中国各区板块构造概况 …… 197
第十四章 中国大地构造演化 …… 206
第一节 太古代—早元古代阶段 …… 206
第二节 中晚元古代阶段 …… 208
第三节 古生代阶段 …… 208
第四节 中、新生代阶段 …… 209
主要参考文献 …… 210

绪　　论

一、大地构造学研究的对象和任务

“大地构造”（τεκτονικός）一词源出古希腊文，原意指（上层）建筑。在地质文献中，最早见于十九世纪中叶（Naumann，1850），当初泛指地壳的组成和结构。直到本世纪初，它才发展成为地质科学中一门重要的、独立的分支学科。其后较长一段时间里，大地构造学（Geotectonics）与构造学（Tectonics）是同义语，一般认为大地构造是研究地壳构造的发生、发展、演化及其运动规律的科学。

大地构造学是一门区域性很强的科学。长期以来，由于探测手段的限制，大地构造研究主要限于大陆地区。五十年代以来，随着海洋探测和航天(空)探测技术的发展，扩大到占地球表面积71％的海底构造乃至全球构造的整体研究，从而使现代大地构造学有可能阐明全球性构造作用、构造格局和构造发展规律。

大地构造学又是一门历史性很强的科学。苏联构造学家于三十年代初，最先提出从地层及其接触关系入手，研究地壳构造及其运动的发展历史。奥地利的休斯(Suess，E.)和苏联的沙茨基（Шатский，Н. С.）等许多构造学家的研究方法都属此范畴，他们都侧重从地质发展历史方面来研究大地构造，因而被称为“历史大地构造学”，它已经成为大地构造研究中的主要内容之一。

随着海洋地质、地球物理、地球化学、同位素地质、实验地质和深部地质等地球科学各学科的发展，数、理、化等基础学科与地质学的日益结合，各种新技术、新方法的广泛使用，以及各分支学科之间的相互渗透和相互结合，大地构造学已把大陆构造和海洋构造、区域构造和全球构造、深层构造和表层构造、显微构造和宏观构造以及地球构造和新兴的行星（宇宙）构造等有机地结合起来进行综合对比分析研究，更好地解决一些重大的全球性构造问题。因此，大地构造学也是一门综合性强的学科。

综上所述，近代大地构造学是研究地壳和上地幔的结构、组成、构造特征及其演化、成因、运动、动力的一门学科。

大地构造学研究的对象主要是地球表层——整个固体岩石圈或构造圈（即包括地壳和上地幔最顶部）的各种构造类型及其特性。地壳和上地幔的构造无论在时间发展上或是空间分布上都各不相同，这种差异性是由于地壳和上地幔组成结构的不均一性，以及由此引起的壳-幔物质不断地发生运动变化的结果。

大地构造学研究的内容主要包括各种不同构造单元中的沉积建造、岩浆活动、构造变动、变质作用和成矿作用以及地球化学与地球物理等诸方面特征。通过上述各种基础地质和地球物理、地球化学等资料的综合分析，从而得出每个地区的大地构造性质及其发展历史，并进一步深入对比划分出不同的地壳上地幔构造类型。这是大地构造学研究中的一项基本任务。

大地构造学的研究具有重大的实践意义和理论意义。我国社会主义建设事业和实现四个现代化的宏伟目标，需要大量矿产资源、能源和地质环境以及地震等资料。在这方面，大地构造的研究起着十分重要的作用。这是因为矿产资源和能源作为一个地质体，它的形成和分布规律是与地球表层的地质构造及其发展密切相关的。大地构造研究的目的之一，就是探索地球物质组分和运动状态及其空间分布、演化与富集等规律，从而为成矿规律和矿产预测提供依据，以便正确地指导矿产的普查与勘探。地震是现代构造运动表现的主要形式之一，地震带的分布、地震分区与地质构造有密切的联系。大地构造研究可以为地震研究、地震预报和大型工程建设以及防治地质灾害、环境保护等提供可靠的地质依据。

大地构造学的理论意义在于它对全球地壳构造运动及其发展规律和形成原因的研究，可以为地球起源和演化，以及天体演化的研究提供依据。同时，促进地球科学理论的发展。

二、大地构造学的研究方法

（一）历史分析法

地质历史分析法（又叫历史—构造比较分析法）是以各种地质、地球物理、地球化学资料为基础，按地史发展的顺序，探讨不同阶段大地构造发展的特点，着重研究和比较壳—幔各部分构造的发生、发展和转化，找出它们之间的共同性和差异性，阐明它们的运动规律。地壳和地幔的物质总是处在不断地运动、变化和发展过程中。因此，研究大地构造必须立足于研究壳—幔物质组成，即岩石建造的成分、性质、类型、分布及其在壳—幔构造发展中，随着时间和空间的变迁所显示的各种转变，包括物质组成的变化和构造形态的改变。这种研究概括起来主要包括沉积建造、岩浆活动、构造变动、变质作用、成矿作用以及重力、磁力、电法、地震、热流等地球物理探测资料和地球化学资料的综合分析等几个方面。

1．沉积岩相、建造分析：从地层发育、岩性、岩相、厚度、接触关系以及它们在空间上和时间上的变化，恢复各地质时期的古地理面貌（海陆分布、海侵方向，海水深度和沉积相分布特征等）、古气候状态、隆起（大陆剥蚀区）与拗陷（湖泊或海盆沉积区）的分布状况、地壳沉降幅度（即沉积物厚度的相对大小）与速度（快速或逐渐堆积）、古构造状况（强烈频繁差异振荡伴有火山活动或缓慢微弱升降无火山活动）以及演化历史（各地质历史时期中隆起与拗陷的空间位置、大小、形状、延伸方向、升降幅度和速度等变化）。

2．岩浆活动分析：从岩浆岩的时代、岩性、岩相、产状、规模、活动方式和类型等，确定岩浆活动在时间上和空间上的变化及其与构造运动的关系，恢复不同地区和不同时期岩浆活动的规律。

3．构造变动分析：从地层接触关系和褶皱、断裂类型，确定构造运动的时期、强度、影响范围，划分出大地构造发展阶段，重塑地壳构造运动史。

4．变质作用分析：从变质岩的时代、岩性、分布、变质相及其与岩浆活动和构造变动的关系，确定变质作用时期、类型、强度、次数和影响范围等。

5．成矿作用分析：从矿产种类、矿床类型和特征、成矿时代、围岩类型以及空间分

布等诸方面的分析，确定成矿作用与各种地质作用（即控矿地质因素）的关系及其大地构造背景。

6．地球物理探测资料分析：研究不同地区地壳与上地幔的重力、磁力和热流等异常的分布特征，震源分布及不同地震速度层和电导率层的深度与横向变化等，以及各种地球物理场在地质历史发展中的变化特征。

7．地球化学资料分析：研究不同地区地壳与上地幔的各种化学元素、元素组合和同位素在时间上和空间上的分布及其变化特征，以及陨石与月岩资料同地壳、上地幔的对比等。

综合归纳上述地质、地球化学和地球物理等七个方面的特征，对比它们在空间上和时间上的差异变化，据此划分出不同类型的大地构造单元，并进而区分不同构造单元的发展阶段及其演化规律。

（二）力学分析法

力学分析法是从研究各种构造（包括显微构造）的力学性质、组构方位、组合特征、生成次序以及模拟构造成因机制等入手，推导或重塑形成各种构造的应力场及其演化规律。例如地质力学和构造物理学等都采用此方法。

七十年代以来，在研究全球性地壳伸长、缩短和大型平移剪切破裂以及塑性形变等方面行之有效的显微构造分析中，广泛采用了近代科学新技术，加强了显微构造与大型构造之间的演化联系。特别是应用矿物的构造作用效应、晶格位错理论和构造应力场及其有关实验模拟等。它不仅被广泛用来探讨变形构造的几何组构和力学性质，成为研究构造变形作用的运动学和动力学的重要辅助手段；而且正在深入到揭示天然变形岩石的微观变形机制，并朝着利用透射电镜和扫描电镜进行超显微构造直接观察的技术发展，使它已成为当前大地构造研究中取得微观方面信息的一种重要基础研究方法。

（三）地球物理方法

大地构造研究中的地球物理方法，主要根据地壳与上地幔物质组成、结构上的不均一性，在各种物理场上的反映来研究地壳与上地幔构造特征。地球物理方法在大地构造研究中具有十分重要的意义，尤其是在查明深部构造和隐伏构造时，它更是必不可少的重要手段。运用地球物理方法主要解决以下问题：（1）确定各种界面的形态和埋藏深度，拗陷区覆盖层的厚度和基底的起伏，圈定隐伏岩体边界等；（2）查明地表构造向下的延伸及变化；（3）确定和追索隐伏断裂带；（4）研究地球内部构造，地壳与上地幔物质组成、结构及其变化；（5）研究海底构造；（6）划分大地构造区。其主要方法如下：

1．地震法：利用地震仪测定震源分布，研究发震机制，测量天然地震或人工地震的地震波速度层的分布。主要用于研究地球内部构造、各种分界面及不同速度层的分布和断裂位置、延深与位移方向等。

2．重力法：应用重力仪在陆上或海上测量各地区的重力异常值，或用人造卫星资料计算地球重力场。主要用来研究地壳和上地幔的横向变化，计算出地壳及覆盖层厚度，确定隐伏断裂位置及其延伸等。

3．磁法：用磁力仪在陆地、海上或空中测量地球磁场的地区性或区域性变化（磁异常值）。主要用于研究基底构造、隐伏岩体分布及埋深和追踪深断裂带等。

五十年代发展起来的研究不同地质时期岩石剩余磁性的古地磁学，能定量地获得地质时期的地磁极座标位置与标本形成时期取样产地的古纬度，可用于研究大陆漂移、海底扩

张和断裂位移等。

4．电法：运用直流测深、大地电磁测深、电磁测深或地磁测深，测量地球内部电导率分布，地壳与上地幔中高电导层的分布及电导率的横向变化。主要用于研究地壳与上地幔深部构造和深断裂的地下延伸等。

5．热流法：用专门仪器在钻井、矿坑和海底测量地球内热外流的数值。所得地表热流值是研究地球内部热状况和热过程的最直接依据。用于研究地球内部物质的热运动和发生于地壳与上地幔中的各种地质作用的动力来源，以及了解地下深部构造等。

（四）大地构造研究中的其他方法

1．遥感遥测：是六十年代新出现的一门边缘学科。它具有高效率、高速度、高精度和低成本的特点。目前主要利用各种卫星象片查明大区域的构造特征，尤其是识别环形构造、隐伏线性构造等方面成效卓著。

2．高温高压实验：研究地球的物质组成、演化及运动规律，需要对整个地球由表及里作全面的了解。过去只限于对地壳浅层（10公里以上）的观测。现在人工实验产生的高温在2000℃左右和高压已达到200～300千巴，相当于地幔深处地质作用的条件，这无疑将把大地构造学的研究推进到一个新的发展阶段。

3．数理统计和电算：在大地构造研究中，近年已愈来愈多地采用统计分析和计算机等技术，主要进行数学模拟地质构造和计算地壳运动速度、演化过程以及整个构造圈的发育历史与大陆拼合等。

4．深海钻探：从国际深海钻探计划（IPOD）和1968年8月美国格拉玛·查林杰号（Glomar Challenger）钻探船正式服役以来，已经获得了世界各大洋海底构造的新资料。八十年代开始，一艘新的吨位更大、性能更优越的“海上浮动实验室”号已经代替退役的查林杰号。另有两艘较大的深海潜水器也将进入现役，潜水深度可达六千米。这样，除了象马里亚纳等特别深的海沟外，世界上任何海底都可以去实地观测与采样，那将会揭开大洋壳的奥秘。

5．行星类比：人类第一个到达月球表面的科学工作者是一位地质学家。航天技术的发展，已经对好几个地球外星体直接进行观测和采样，通过行星类比，可以对地球的起源、演化作更深入剖析，它肯定会推动大地构造学的进一步发展。

三、大地构造学发展简史

（一）十八世纪前的启蒙时代

我国古代祖先对大地构造现象的观察和记载是最早的，《诗经》上早就有“高岸为谷、深谷为陵”，是对发生在周幽王二年（公元前780年）陕西一带大地震所引起的山崩地裂现象的记载。唐代（公元七世纪）颜真卿著《颜鲁公麻姑仙坛记》中“东海三为桑田”的说法，是对海陆变迁过程的概括。北宋（十一、二世纪）沈括著《梦溪笔谈》和朱熹著《语录》中，都有对地壳升降运动的科学论证和地质构造发展过程的分析。

国外，远在古希腊文化时期（公元前500年），哲学家赛罗芬就注意到了莫尔他岛上高出海面的岩石上有海生贝壳和其它生物的印痕。达·芬奇（Leonardo da Vinci，1452—1519）也对海陆变化作过论述。

（二）经典大地构造假说的形成

十八、十九世纪是经典大地构造理论假说形成的时期。这时期地质学界出现的水成学派与火成学派之争和灾变论与均变论之争，都直接推动了大地构造理论的发展。最初是解释山脉成因的隆起说，继之是分析褶皱山系成因的收缩说，最后是地槽拗陷和后地槽造山带成因的地槽—地台说。

1．隆起说：最初是俄国的罗蒙诺索夫（Ломоносов, М. В., 1711—1765）提出，由英国的胡顿（Hutton, J., 1726—1797）进一步发展，而后由布赫（Leopold von Buch, 1794—1852）和瑞士的斯图德尔（Studer, B., 1794—1887）完善。它在十九世纪上半叶的大地构造学中一直占居优势。其主要论点是：地球内部的岩浆上升侵入到山体的中央部分，使岩层从中央向边缘倾斜，并挤压成褶皱和断裂。它的出发点是：垂直运动是基本的，水平运动是派生的。后因它不能解释褶皱带的特点和褶皱并非由岩浆侵入造成等缺陷而被摒弃。

2．收缩说：地球由于冷却而收缩引起地壳侧向水平挤压的假说，是在1852年由法国的狄鲍蒙（Elie de Beaumont, 1798—1874）提出的。认为地球上全部褶皱山的形成，就象干缩的苹果表面褶纹形成一样。后来休斯（1831—1914）在收缩说中加进了关于地壳可分成刚性地段和柔性地段的概念，认为地壳结构是不均一的，在地球普遍压缩过程中，刚性地段揉挤和压缩柔性地段形成褶皱山系。收缩说的进一步发展是由海姆（Heim, A., 1878）和贝特朗（Bertrand, M., 1847—1909）完成的。十九世纪下半叶，收缩说在大地构造学中几乎一直占着优势的地位，迄今仍有一定影响。但因收缩作用的成因及其原动力有疑问而逐渐失去其意义。

3．地槽—地台学说：在收缩说的基础上，美国的霍尔（Hall, J., 1811—1898）和丹纳（Dana, J. D., 1814—1895）创立了地槽理论。认为地槽是地壳上的巨大拗陷，是在水平挤压力影响下产生的，拗陷被沉积物补偿充填，而以后的压力就把这些沉积物挤压成褶曲。地槽学说在奥格（Haug, E., 1900）、阿尔冈（Argand, E., 1916）、施蒂勒（Stille, H., 1924, 1941）、凯伊（Kay, M., 1951）、沙茨基、裴伟（Пейве, А. В.）、西尼村（Синицын, В. М.）、哈茵（Хаин, В. Е.）和别洛乌索夫（Белоусов, В. В.）等人的著作中得到了进一步的发展和完善。同时，俄国和苏联的卡尔宾斯基（Карпинский, А. П., 1847—1936）、阿尔汉格尔斯基（Архангельский, А. Д., 1876—1940）和古勃金（Губкин, И. М., 1871—1939）等，根据俄罗斯地台等的研究，使地台理论逐步趋于完善。

这一传统的槽—台大地构造理论，在十九世纪下半叶至二十世纪中叶的整整一个多世纪，一直占统治地位，在大地构造学和整个地球科学领域中，长期以来起着巨大的作用，其影响延续至今。

（三）新全球构造理论的形成

本世纪初以来，大地构造学在活动论（即主张地壳以水平运动为主的观点）与固定论（即主张地壳以垂直运动为主的观点）之间展开了激烈的争论。从1900年前后出现的大陆漂移概念，在魏格纳（Wegener, A., 1912）及其赞同者们的著作中发展成为系统的假说。它提出现今的大陆是由一个或两个原始超级大陆漂移开来的。这样就又在支持大陆漂移假说和反对者们之间展开了论战。六十年代初，赫斯（Hess, H. H., 1960）和迪茨（Dietz,

R. S., 1961）提出了海底扩张说。到六十年代末，由法国的勒皮松（Le Pichon, X., 1968）等进一步发展成为地球表层有少数薄壳状的刚性岩石圈板块在上地幔软流圈上水平运动着的板块构造学说。

这一学说是综合了近二、三十年来，地球科学各学科的新成果和采用现代先进技术所获得的新资料基础上，建立和发展起来的新全球构造理论，使大地构造学研究进入了一个崭新的阶段。目前国际上，在板块构造学说的推动下，有的与它相结合而获得新生，如地槽—地台说和深断裂（线性构造）；有引用其某些成就来改造而得到发展，如波动说〔范贝梅伦（Van Bemmelen, R. W., 1977）〕和膨胀说；有站在对立面坚持固定论观点的，如深层分异说（别洛乌索夫，1975，1979）。现择要简介一二如下：

1．深层分异说——别洛乌索夫曾几次强调地球各圈层（特别是深层地幔物质）的分异作用的重要性，它是构造作用的根本原因。1975年更系统地提出了深层分异作用说和地球演化的模式。认为上地幔物质受放射性热熔融发生重力分异，重的玄武质岩浆不断下沉（即形成地槽拗陷，充填补偿沉积物），轻的花岗质岩浆不断上升（即地槽上隆，岩浆底辟挤压周围沉积物形成褶皱山系），这就是别洛乌索夫著名的地壳垂直振荡运动说。其逆向转化，即大陆硅铝壳遭受地幔重物质的贯入，使密度增加而下沉成为大洋盆地，称为“大洋化”（或基性岩化）。这一假说基本上能够解释地槽深拗陷达数万米的部分补偿现象。并用“宝塔式”大洋化来解释洋壳的年龄和海底条带状磁异常的空间分布特征。但他完全忽视海底扩张和大陆漂移所表现的大规模水平运动这一客观事实，是其严重缺陷。

2．膨胀说——即地球正在受热膨胀的假说。早在二十年代，林迪曼（Lindeman, B., 1927）就认为地球表面主要特征是拉张裂谷，还提出大洋的形成也是地球受热膨胀导致地壳拉伸破裂的结果。据此假说，许多学者从古地理等资料计算证实，地球的直径随着地球不断膨胀而增大，结果使地壳发生破裂、海底扩张和大陆漂移，这些结论与板块构造说不谋而合。地球上除了有拉张裂谷外，还有为数众多的显示水平挤压或收缩作用的巨大造山褶皱带。地球膨胀说与近代天文观测到地球旋转速度加快、可能会引起地球收缩的现象不符。

从现代地球卫星象片上，可以明显地看出，地球表面的构造往往时胀时缩，此起彼伏；既有收缩的褶皱山脉，又有拉张的裂谷；两者相互交替排列，呈现一幅复杂的构造图案。因此，笼统地把大地构造成因归咎于垂直振荡运动的说法，或者企图简单地用全球统一的膨胀或收缩假说来解释复杂的构造现象，都是难以成功的。面对错综复杂的大地构造现象，正确的科学态度应该是：修改模式去符合事实，而不是搜集事实去充实模式，更不能歪曲事实去迎合预想的模式。

（四）中国大地构造研究简况

自1939年李四光发表《中国地质学》和1945年黄汲清发表《中国主要地质构造单位》以来，中国大地构造研究有了很大发展。新中国成立后，广泛进行的区域地质调查、矿产普查、地球物理探测以及各种专题性和综合性的科学研究成果有：在广大区域地质工作者的努力下，截止1980年底，1:100万区域地质调查及编图工作已完成894万平方公里，占全国面积的93.1%；1:20万区域地质调查已完成515.3万平方公里，占全国面积的53.7%；1:5万区域地质调查，据不完全统计已完成11.49万平方公里，占全国面积的1.2%。在此基础上先后编制出版了1:300万（1960）、1:200万（1968）和1:400万（1976）中国地质图，

1:500万亚洲地质图（1975），中国分省地质图集（1973），1:100万分幅地质图和大地构造图（1958—1965）。各省、自治区（除西藏和台湾省外）都在最近几年新编出版了各省(区)的1:50万地质图。西藏地质局编制了1:150万青藏地质图，填补了世界最高屋脊的地质空白。近年来，我国海洋地质工作发展迅速，我国自己制造的第一艘远洋调查船已经下水，对西太平洋部分海域进行了观测和采样，获得许多有价值的海底地质资料。随着沿海大陆架石油的勘探与开发，对中国东部的黄海、东海和南海等三大海域区作了大量调查工作，并在此基础上于1978年编制了1:300万中国东部海域地质图。所有这些对区域大地构造的研究提供了有意义的丰富资料，从而促进了我国大地构造的研究工作。

我国所处的大地构造位置，由此所确定我国特殊的、丰富多样的地质构造特点，为发展大地构造理论提供了有利的物质基础，这就使大地构造学成为我国地质科学中最活跃的研究领域之一。持有不同学术观点的构造地质学家，用不同方法，从不同角度探讨中国大地构造发展规律，提出不同的大地构造理论，逐渐形成不同的大地构造学派，推动了我国地质科学的发展。

从五十年代开始，在中国大地构造研究方面成果较显著的有：张文佑运用地质力学分析法和地质历史分析法相结合的方法，逐步创立了断块构造学说，主编出版了1:400万中国及邻国边境大地构造图与说明书《中国大地构造纲要》(1959)、1:500万中国及邻区海陆大地构造图与说明书《中国及邻区海陆大地构造概论》(1983)；黄汲清运用历史构造分析法，创立了多旋迴构造运动及准地台的理论，主编出版了1:300万中国大地构造图(1960)及说明书《中国大地构造基本特征》(1962)，并指导任纪舜等编制出版了1:400万中国大地构造图（1979）及说明书《中国大地构造及其演化》(1980)；运用李四光在我国独创的地质力学的观点和方法，中国地质科学院地质力学研究所主编出版了1:400万中国构造体系图（1976）及说明书《中国主要构造体系》(1978)；陈国达采用地质历史分析和构造应力分析相结合的综合分析方法，在地台活化论基础上创立了地洼说及其进一步引伸的递进说，并指导国家地震局广州地震大队主编出版了1:400万中国大地构造图及说明书《中国大地构造概要》(1978)；张伯声根据中国区域的地壳波浪状构造运动特征创立了波浪状镶嵌构造学说，并指导西北大学地质系中国区域地质构造研究室编制了1:1000万中国大地构造图（1977）及说明书《中国地壳的波浪状镶嵌构造》(1980)；马杏垣对中国大陆地壳前寒武纪构造演化进行了系统阐述（1960，1963，1979,1980),最近强调重力滑动在构造运动过程中的重要作用（1981)。

七十年代开始，板块构造学说由尹赞勋首先引入我国。嗣后，李春昱对中国板块构造和亚洲板块构造的发展作了较深入探讨(1978，1981)；郭令智运用建造—构造分析法，从板块构造观点对华南大地构造发展有了进一步的研究（1980)；常承法等着重对青藏高原的地质特征及其板块构造的发展规律，特别是板块碰撞缝合线方面作了比较详细的调查研究（1973，1980)；王鸿祯运用历史分析法，从活动论观点探讨了中国地壳构造发展的主要特征（1981，1982)；朱夏等用板块构造理论对中国含油气盆地的形成和演化规律作了综合研究(1980，1981)；徐嘉炜对郯—庐断裂带的大规模平移运动特征作了较详细的研究（1980)。

所有各个学派的学术观点尽管各不相同，但都对中国大地构造研究作出了一定贡献，分别总结出了我国独特的大地构造理论和学说，有的已受到国内外地质界的重视。

（五）大地构造研究的动向

地表的各种构造现象，既形成于不同时代又导源于不同深度，彼此之间互相联系，构成一个有机的整体。自六十年代以来，大地构造研究领域的深广度大大扩展，迅速突破了各自为政的传统研究状态，进入了国际大协作的新阶段。从1959年起，国际地科联、国际大地测量协会和地球物理联合会已经组织和开展了三次国际协作计划——即1959—1960年的国际地球物理年、1960—1970年的国际上地幔计划和1970—1979年的国际地球动力学计划。板块构造学说的问世及其发展，就是国际间协作的最显著成果。但板块构造学说还说明不了所有的地球构造现象，尤其对大陆区内构造研究表明，地壳和地幔的组成、发展及其运动的实际情况，远比板块构造说所描绘的更为复杂。因此，当前国际上赞成板块说者（活动论）与反对板块说者（固定论）之间的争论仍十分激烈。

八十年代，将要开展一项新的全球性大型国际岩石圈计划（1980—1989），目的是研究和解决板块构造学说中存在的若干重大问题，其中包括板内构造和板块的驱动机制等问题。这里需要强调指出的是中国由于其所处的大地构造位置，在研究全球构造中具有特别重要的意义。国内外学者都把注意力集中在引人瞩目的青藏高原和雅鲁藏布江缝合带，中国东部滨太平洋构造以及古亚洲大陆构造等方面，从某种意义上来说，它们也许是决定板块构造能否圆满地解释大陆板内构造的关键所在。因此，作为中国的大地构造学家们，应当为担负这一光荣而艰巨的任务，从中国的地质具有中国自己的特色这一实际出发，在大地构造领域中，作出应有的贡献。

第一篇　大地构造学基础

第一章　地壳上地幔构造

第一节　地球内部的主要分层

一、地壳、地幔和地核

地球内部的分层主要依据地震波速度随深度的分布，地震波速度或速度梯度急剧变化的水平面（称为不连续面）是地球内部分层的界面。两个第一级不连续面（莫霍面和古登堡面）把地球分为地壳、地幔和地核三大部分，它们约各占地球体积的0.5%、83.3%、16.2%，和质量的0.3%、68.4%、31.3%。次一级不连续面进一步把地幔分为上地幔、过渡带、下地幔，和把地核分为外核、过渡层、内核（表1—1、图1—1）。

表 1—1　地球内部的大致分层

（布伦，1958，1967）

名　称	层	深度范围（公　里）	P波速度（公里/秒）	S波速度（公里/秒）	P和S波速度特征
地　壳	A	0—33	变化大	变化大	复杂
上地幔	B	33—410	7.8—9.0	4.4—5.0	正常梯度
过渡带	C	410—1000	9.0—11.4	5.0—6.4	大于正常梯度
下地幔	D′	1000—2700	11.4—13.6	6.4—7.3	正常梯度
	D″	2700—2900	13.6	7.3	梯度接近于零
外　核	E	2900—4980	8.1—10.4	没有测到	正常P梯度
过渡层	F	4980—5120	10.4—9.5		负P梯度
内　核	G	5120—6370	11.2—11.5		小于正常P梯度

1．地壳：莫霍面以上的地球表层。地壳的结构和厚度都极不均匀，地震波速度在纵向和横向上的变化都十分复杂。

2．上地幔：从莫霍面延伸到400公里左右的不连续面。顶部是0—50公里厚的高速层，为地幔顶部的刚性顶盖，其下为厚约150公里的低速带。低速带底至400公里左右，纵波速度缓慢增加，地幔是相对均匀的。上地幔中常见地震波速度的横向变化。

3．过渡带：从400公里到1000公里左右，是上地幔与下地幔之间的过渡区域。它的特征是地震波速度梯度大于正常梯度，并在几个深度范围内显示出特别高的速度梯度。波速的这种变化可能由物质的几个相变化引起，即相变为更紧密堆积的矿物。过渡带中P波横向变化不大，但S波仍有较明显的横向变化。

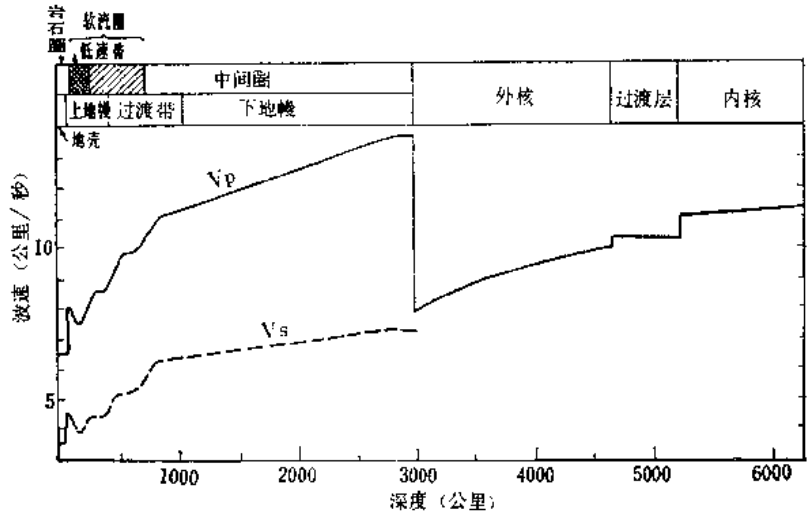


图 1—1 地球内部地震波速度随深度的变化曲线

（据 Condie，1976 简化）

4．下地幔：从1000公里左右延伸到2900公里的古登堡面。除底部200公里速度梯度近于零外，地震波速度以正常梯度缓慢而均匀地增加为特征。波速的横向变化也较小。表明下地幔的物质相对比较均匀，是更致密的区域。

5．外核：从核—幔界面延伸到4700公里左右。外核不传递S波，P波速度以正常梯度缓慢增加，说明外核处于液体状态。另外，固体潮和地球自由振动的观测也表明外核的刚性系数很小。

6．过渡层：厚约500公里左右。P波速度在该层顶部和底部突然增加，出现不连续的跃变。层内速度梯度近于零，P波出现频散。推测此层为从液体外核向固体内核过渡的一个稍具刚性的区域。

7．内核：从5200公里左右到地心。纵波波速在内核边界上突然增大，并出现较低的横波波速，表明内核是固体。

二 岩石圈、软流圈和中间圈

地震波在地球内传播速度的差异反映出物质状态有差异，因此，根据强度和变形方式的不同，一般又将地核以上的区域分为岩石圈、软流圈和中间圈。

1．岩石圈：包括地壳和上地幔顶部的刚性顶盖。它是地球最外面的象脆性固体一样的坚硬外壳。它主要由结晶岩石组成，厚约50—150公里。地盾区较厚，约110—150公里；大洋盆地较薄，约70—80公里；构造活动区（洋脊、大陆裂谷带和岛弧等）最薄，仅约20—50公里。岩石圈又叫构造圈。

2．软流圈：从岩石圈底部向下延伸到700公里左右。软流圈的顶部是地震波低速带。它是塑性较高，强度和粘度较低，容易蠕动变形而能够缓慢流动的区域。软流圈是产生岩石圈运动的主要场所，包括岩石圈块体之间的相对水平运动和在岩石圈里保持地壳均衡起支配作用的垂直运动。软流圈底界的深度，目前尚有不同的认识。

3．中间圈：包括地幔过渡带的下部和下地幔。它可能是强度较大和较均匀的，并且不太容易变形的区域。

第二节　地壳及上地幔的不均一性

一、地壳的不均一性

（一）地壳类型

地壳是地球的最外层，也是最不均一的一层。地壳厚度变化很大，从5公里到70公里以上，总的表现为大洋区薄，大陆区厚（图1—2）。地壳在结构和组成上也是不均一的，大陆区和大洋区显著不同。根据地壳厚度、结构和组成的差异，大致可分为两大类型：大陆地壳（简称陆壳）和大洋地壳（简称洋壳）。

1．大陆地壳：地壳厚度大，一般30—50公里，平均40公里，最厚可达70公里以上。一般说来，海拔越高，褶皱带越年轻，地壳越厚。如地盾区和中国东部平原区仅30余公里，而阿尔卑斯褶皱带、安第斯山和中国西藏高原最厚，达60—70公里。一般根据康拉德面把大陆地壳分为上、下两层。上层，纵波速度为5.5—6.4公里/秒，厚10—20公里，称为硅铝层或花岗岩质层；下层，纵波速度为6.5—7.2公里/秒，厚15—25公里，称为硅镁层或玄武岩质层。上述大陆地壳的划分是相当粗略的，上、下两层的名称也是很不确切的。实际观测表明，地壳是由不同地震波速度层相间的介质组成的。图1—3表示中国华北平原的多层地壳模型，它以下地壳中出现高速层与低速层相间为特征。据地壳岩石的化学分析和实验岩石学资料，大陆地壳上层的成分大致与花岗闪长岩或石英闪长岩相当；下层的成分与麻粒岩—榴辉岩相的中性岩或闪岩相近。大陆地壳的平均成分接近于中性火成岩（安山岩）的平均成分。

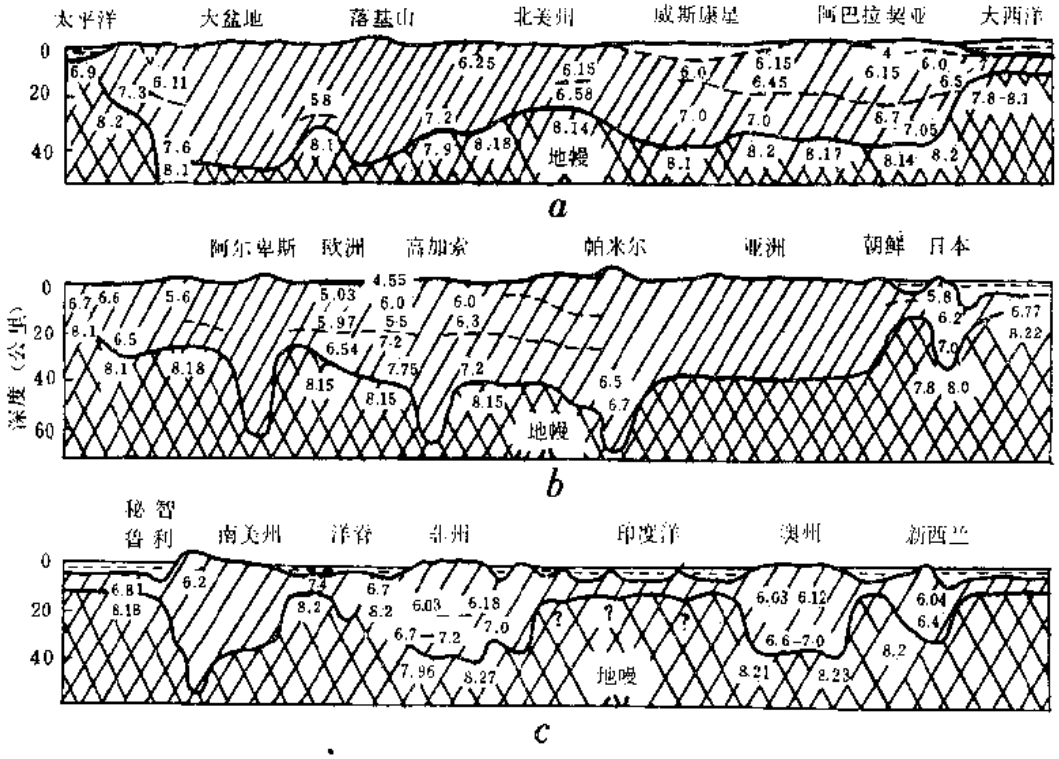


图 1—2　通过大陆和大洋的综合地震剖面

（图中数字表示P波速度）（据霍姆斯，1965；引自威利，1978）

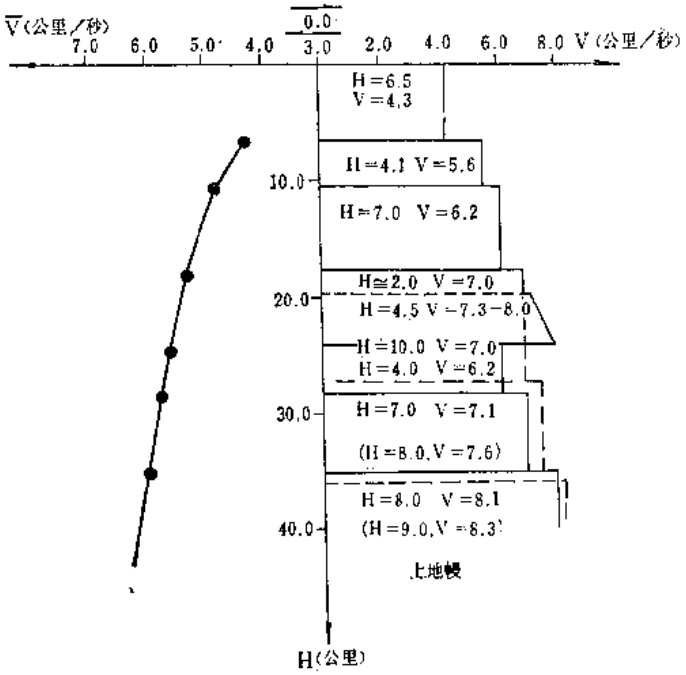


图 1—3 华北平原地壳和上地幔顶部介质中的速度分布与地壳模型

(据滕吉文等，1974)

2．大洋地壳：地壳厚度较薄，仅5—15公里，平均约7公里，最薄处不足5公里。大洋地壳在沉积层之下直接为硅镁层，缺失硅铝层。根据地震波速度，通常把大洋地壳分为三层（图1—4）。

第一层，V_p=1.7～2.5（多数地区为2.0—2.2)公里/秒，厚0—1公里，平均0.3公里，为未固结的沉积层。

第二层，V_p=3.5—6.5（多数地区为4.5～5.5）公里/秒，厚0.7—2.0公里，平均1.7公里。

层2可进一步分为两层。层2A，V_p=2.5—3.8公里/秒，厚0—1.5公里，由洋脊轴向两侧逐渐减薄。该层由具大量残留孔隙的枕状玄武岩多层重叠堆积而成，玄武岩层之间夹有1—10米厚的沉积物。层2B，V_p=4.0—6.0公里/秒，可能由轻微蚀变的玄武岩组成。

第三层，V_p=6.5—7.7(多数地区为6.7～6.9）公里/秒，厚4.9公里左右。除洋脊轴部和边缘海盆外，地震波速度和厚度都较均一。层3可能主要由未蚀变的辉长岩与少量镁铁质绿片岩和闪岩组成。层3也可分为层3A（V_p=6.5—6.8公里/秒）和层3B（V_p=7.0—7.7公里/秒），二者组成上的差异尚不清楚。

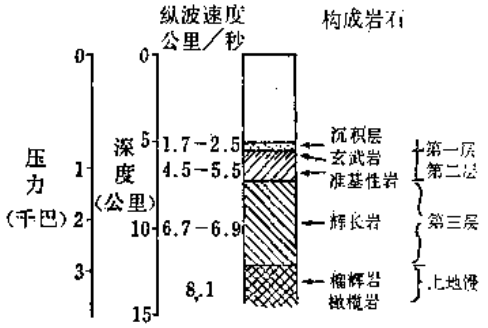


图 1—4 标准的海底构造

(据Fox等，1973；引自小林和男，1980)

大洋地壳的平均成分类似在洋脊上产生的低钾拉斑玄武岩的成分。

如上所述，大陆地壳与大洋地壳的主要差异表现在两者地壳厚度不同和洋壳缺失硅铝层。大陆地壳和大洋地壳之间是以大陆坡为界，而不是以不稳定的海岸线为界。

大陆边缘的岛弧、边缘海盆，内陆海盆和部分大洋岛屿，显示15—30公里的地壳厚度，具有沉积层和“花岗—玄武岩质”层（平均V_p=5.5公里/秒）的上层及“玄武岩质”层（平均V_p=6.6公里/秒）的下层，一般称为过渡型地壳。

（二）大陆边缘类型

大陆地壳和大洋地壳之间的接壤地区或过渡带，一般是大陆地壳经由大陆架外缘的大陆坡逐渐过渡为大洋地壳，当大陆架不发育时，则大陆地壳上层呈楔形向大洋地壳尖灭。按照大陆地壳与大洋地壳的关系及组合特征，可以把大陆边缘划分为两种类型。

1．大西洋型：包括大西洋两侧及印度洋西侧大陆边缘。通常有宽阔的发育巨厚沉积的大陆架、大陆坡和大陆隆，大陆地壳经由大陆坡向大洋地壳过渡（图1—5）。大陆边缘是张性的，活动性较小，大陆山脉都被大陆坡斜向切过，与大洋相邻的大陆比较稳定。大陆边缘显示张性、断块构造，地震较少。一般称为不活动边缘或被动边缘。

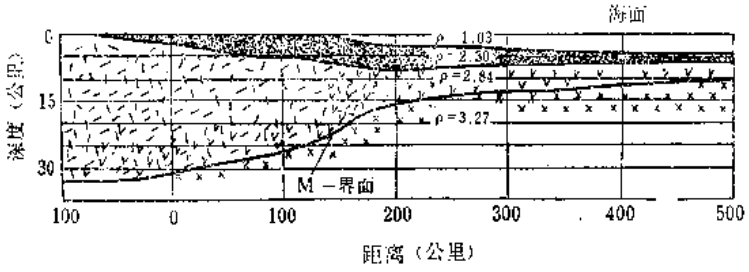


图 1—5 从美国新泽西到大西洋的地壳结构示意剖面
（据Ewing 和 Press，1955；引自傅承义，1976）

2．太平洋型：包括太平洋周围及印度洋东侧大陆边缘。大陆架很窄或不存在。大陆边缘是压性、剪压性的，与之相邻的大陆显示较大的活动性，大陆边缘具深切地幔的巨大深断裂带（贝尼奥夫带），呈现深海沟、安第斯山式海岸山脉或岛弧、边缘海，强震活动带和火山带。大陆边缘或岛弧外侧有楔状沉积柱，边缘海盆中发育较厚的火山—碎屑沉积组合。一般称为活动大陆边缘或主动边缘（图1—6）。

太平洋型大陆边缘又可细分为安第斯型和岛弧型。

二、上地幔的不均一性

大量地球物理探测工作查明，上地幔的构造在纵向和横向上都是不均一的，壳幔之间莫霍面的深度、形态和清晰度，在不同的地质构造区也是不同的。

在稳定的大陆地区，莫霍面的平均深度近于40公里，大洋盆地为11公里，莫霍面起伏很小，比较平缓。在年轻的褶皱山带之下，莫霍面深达60公里以上，并向下突起形成山根或幔凹，莫霍面起伏大，形态复杂。在洋脊、某些边缘海盆和大陆裂谷带之下，莫霍面埋藏较浅，并向上突起，形成反山根或幔隆和幔枕（见图1—2）。

莫霍面之下，沿地幔顶部传播的纵波和横波称为 P_n 和 S_n。P_n 速度一般在7.9—8.1公里/秒之间。在大洋盆地和稳定大陆区之下，P_n 的平均速度都在7.9—8.5公里/秒之间，有的高达8.6公里/秒以上，莫霍面是一个清晰的界面；而在一些构造活动区之下，如洋脊、大陆裂谷系和某些岛弧、边缘海盆及年轻造山带之下，P_n 速度小于7.8公里/秒。由于存在介于下地壳和上地幔的正常值之间的低 P_n 速度层（P_n=7.2—7.7公里/秒），莫霍面就不再是一个清晰的界面。具有低 P_n 速度的区域，通常称为异常上地幔。它可能由高热和具有低 V_P 的岩石引起。它与高的地表热流、薄地壳和直接在莫霍面之下的高电导率和高地震波衰减密切相关。

图1—7是世界上不同构造区的四种P波速度范围的深度分布。以黑色柱为代表的 P_n 速度异常层局限在大陆边缘、造山带及图左右两侧分别相当于不正常的大洋和大陆地区的那些环境中。说明凡是构造活动带（大陆边缘、造山带、裂谷带等）一般都具有异常上地幔，而稳定的大陆地盾和大洋盆地则缺失。P_n 速度与地表地形和地壳构造类型的相关性表明，地壳和上地幔不是隔绝的，它们在构造上是紧密相关的。

S_n 在地幔的最上部传播，不透入低速带。图1—8表明，S_n 十分有效地通过大陆地盾

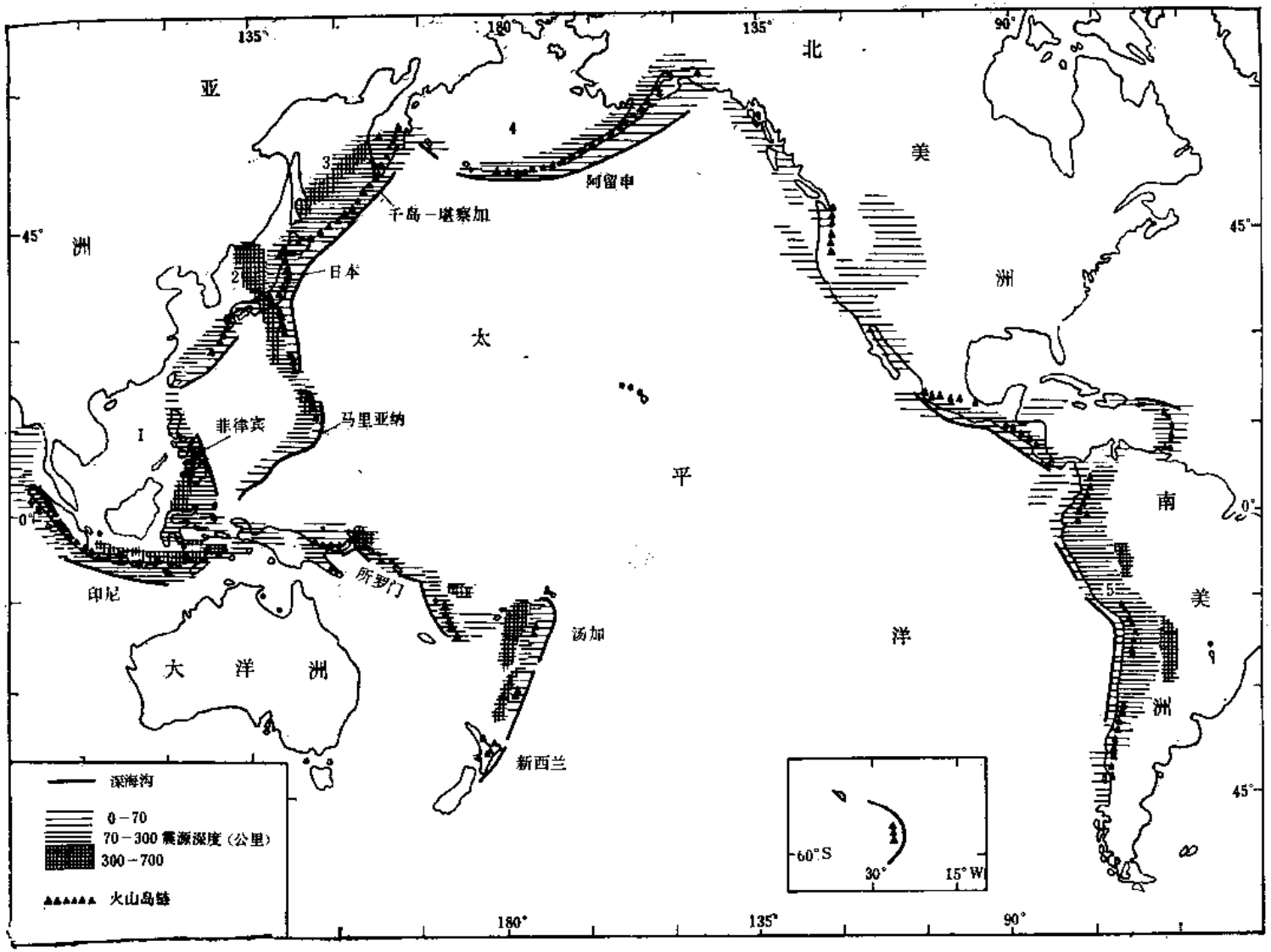


图 1—6　太平洋周围的活动大陆边缘

（据 Hatherto, T. 1974，引自任纪舜等，1980）

1—南海；2—日本海；3—鄂霍茨克海；4—白令海；5—安第斯山脉

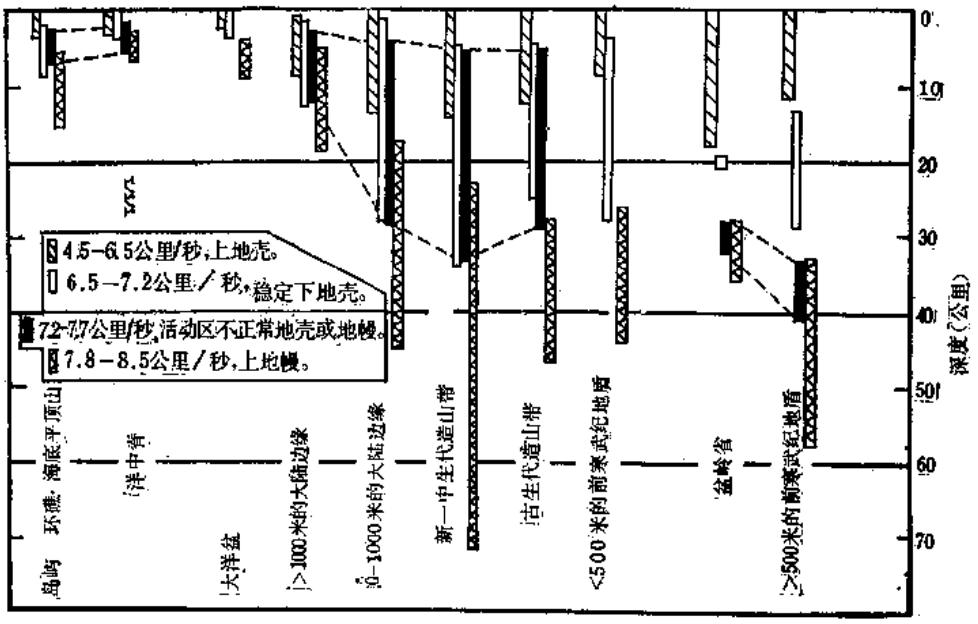


图 1—7 不同构造区的四种P波速度范围的深度
（世界性数据的综合）（据 Drake, C.L.等, 1968）

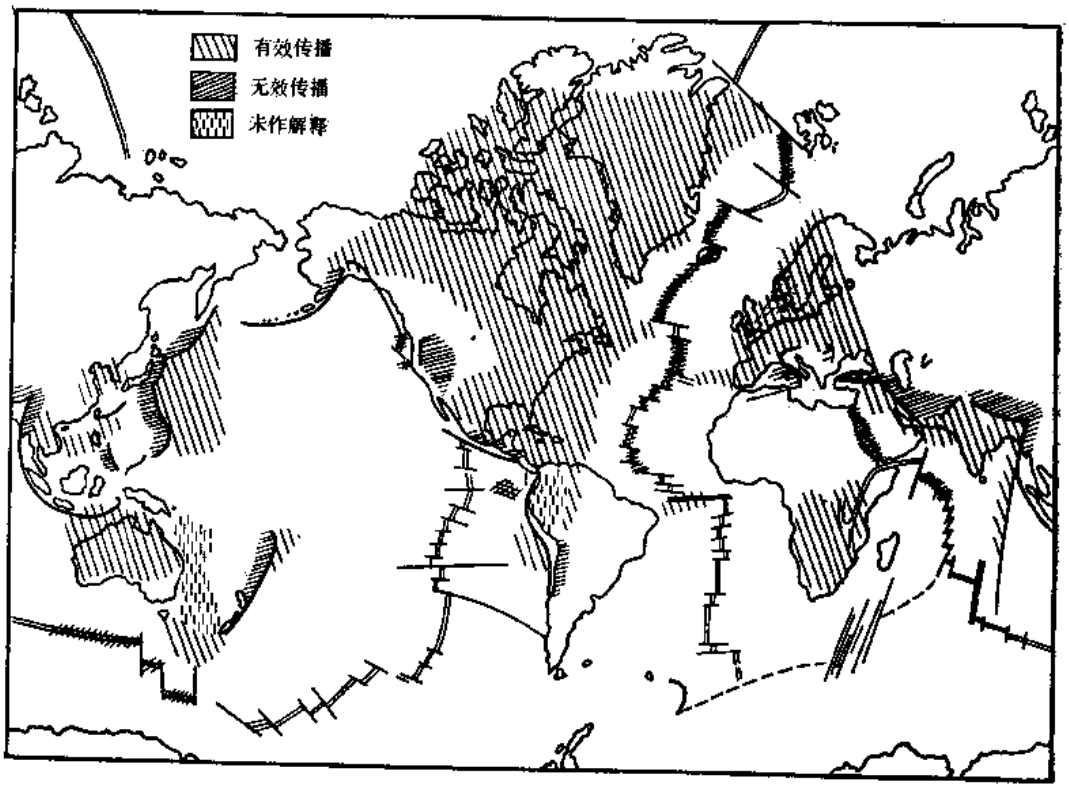


图 1—8 世界上 S_n 波在上地幔中无效传播的地区
（引自威利, 1978）
——岛弧；——断裂带；═洋脊顶

和大洋盆地。无效传播的地区包括洋脊、某些造山带及岛弧的凹侧。横过岛弧凹侧或洋脊顶的路线不传递S_n。上地幔的刚性顶盖被设想为可能与S_n的低衰减有关，这就意味着岛弧与洋脊下面的地幔顶部比其他地方软弱。P波速度分布也显示洋脊和裂谷带之下缺失上地幔刚性顶盖。

上地幔刚性顶盖之下的低速带，其地震波速度约比莫霍面附近的波速降低约5%左右，可能由上地幔物质的部分熔融引起（图1—9）。低速带的埋藏深度在不同的构造区是不同的。在稳定的大陆区之下，低速带一般在120公里以下，厚度较小。在前寒武纪地盾之下，通常测不到P波低速带，S波低速带也较薄。在大洋盆地之下，低速带出现在70—100公里之间。构造活动区的低速带埋藏浅、厚度大，在洋脊和大多数裂谷带之下，低速带直接位于莫霍面之下，出现在25—50公里深度上。

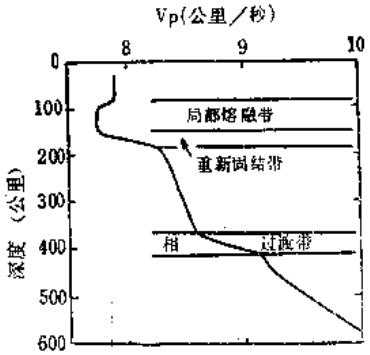


图 1—9 上地幔的地震波速度分布（V_p）及其解释

（据渡部晖彦等，1980）

近年来对地幔结构的详细分析表明，上地幔象地壳一样，具有复杂的分层结构。R.Z.塔拉坎诺夫和N.V.莱维伊（1968）已在60—90、120—160、220—300、370—430公里深度上划分出四个低速与低强度层。

据岩石学、实验岩石学和地球物理学的研究，一般认为上地幔可能由橄榄岩或橄榄岩与榴辉岩的某种组合组成。林伍德（Ringwood, A.E.,1962）假设原始地幔物质为3份阿尔卑斯型橄榄岩和1份夏威夷玄武岩的混合物。他称这种物质为“Pyrolite”（橄辉岩或上幔岩）。

第三节 地壳上地幔构造类型划分

现代地质、地球物理资料已经充分证实，有两种不同的地壳—上地幔构造类型：即大陆型和大洋型。它们不仅外貌不同，地壳结构、组成、厚度、上地幔低速带埋藏深度均不相同，显示二者有着不同的发展经历。但是，大陆和大洋的起源和演化问题，是一个长期争论而仍未完全解决的问题。

传统大地构造学是从研究大陆地质构造发展起来的。它根据对地壳大陆部分的地质历史的对比分析，把地壳划分为强烈活动的地带和相对稳定的地区，分别称为地槽和地台，作为地壳的基本构造单元。

活动带和稳定区是客观存在的实体。岛弧具有强烈的火山作用、褶皱和断裂，是活动带；地盾出露前寒武纪结晶基底，极少或不具沉积层，地表呈准平原状，是稳定区。活动带的地壳和上地幔构造具有较大的不均一性，壳、幔物质运动比较剧烈，地壳中常有低速层，地壳、上地幔之间常呈过渡关系，莫霍面不明显，具异常上地幔，上地幔低速带埋藏浅，厚度大。稳定区的地壳和上地幔构造相对比较均一，地壳、上地幔物质运动相对比较缓慢，无异常上地幔，地壳、上地幔界面明显，上地幔低速带埋藏深，厚度薄，甚至不存在P波低速带。

近年来，随着对地球深部的进一步了解和地质、地球物理资料的积累，及对全球构造

的认识，对全球地壳-上地幔构造类型的划分，已提出了几种方案。

布鲁内（Brune，J.N.,1961）提出一种既以地壳，又以上地幔为依据的分类。他划分出两种地壳类型：大陆的和大洋的；两种地幔类型：稳定的和不稳定的。这样就把地球表面上的地区鉴别为表1—2中四种类型中的一种。

表 1—2　地球表面的构造划分(Brune,1969)

地壳类型		地壳厚度（公里）	Vp_n（公里/秒）	热　流（HFU）	布格异常（毫伽）	构造特点	地质特征
覆盖在稳定地幔上的大陆地壳	地　盾	35	8.3	0.7—0.9	−10到−30	很稳定	很少或没有沉积层，出露前寒武纪基底。
	内　陆	38	8.2	0.8—1.2	−10到−40	稳　定	中等厚度的前寒武纪后的沉积。
覆盖在准稳定地幔上的大陆地壳	盆—岭	30	7.8	1.7—2.5	−200到−250	很不稳定	近期正断层，火山作用和侵入作用，平均海拔较高。
	阿尔卑斯	55	8.0	变化的，0.7—2.0	−200到−300	很不稳定	近期快速上升，比较近期的侵入。平均海拔较高。
	岛　弧	30	7.4—7.8	变化的，0.7—4.0	−50到+100	很不稳定	高度火山作用，强烈褶皱和断裂。
	高　原	未经适当地研究					
覆盖在稳定地幔上的大洋地壳	大洋盆地	11	8.1—8.2	1.3	+250到+350	很稳定	在玄武岩上有很薄的沉积层，线状磁异常，没有厚的古生代沉积。
覆盖在准稳定地幔上的大洋地壳	洋　脊	10	7.4—7.6	高而变化 1.0—8.0	+200到+250	不稳定	活跃的玄武岩火山作用，很少或无沉积。
	海　沟	未经适当地研究					

康迪（Condie，K.C.,1976）根据构造活动性、地质及地球物理特征，将大陆地壳和大洋地壳一共分为12种主要地壳类型。他把地壳类型定义为显示类似地质和地球物理特征的地壳段。每种地壳类型的地球物理特征和简要地质特征归纳于表1—3中。

科瓦列夫（Ковалев，A.A.,1978）从全球构造活动论概念出发，对地壳的基本构造单元进行了划分。他把地壳的各种构造单元划分成许多类型，并为每一种类型确定出一些最重要的地质特点（表1—4）。他的分类的基础是岩石圈板块运动的三种基本形式：（1）分离；（2）相对滑动；（3）聚合。地质—构造环境，即地壳构造单元，相应地被分成三大类：（1）地壳分离带；（2）岩石圈板块过渡区和滑动区；（3）板块聚合、俯冲和碰撞带。

中国地质科学院黄汲清、任纪舜等（1980），在深入研究地表地质，地球物理和壳幔深部构造的基础上，从现代地质学观点出发，将地壳—上地幔的构造划分为以下几类：

1．稳定区

（1）大陆稳定区：即具陆壳的地台，如俄罗斯地台、北美地台、中朝准地台。

（2）大洋稳定区（或大洋盆）：即具洋壳的地台。一般只是一个地史构造单元。如西太平洋就是一个中生代以来发展起来的大洋地台。至于更早的大洋地台，则因大洋关闭而消失。

2．活动带

表 1—3 地壳类型的特征(Condie, K. C. 1976)

主要地壳类型	丰度百分数		构造	热流	布格异常	地壳总厚度[3](公里)	地壳平均 V_P[4](公里/秒)	V_{P_0}(公里/秒)	地壳上层 V_P(公里/秒)	地壳上层厚度(公里)	地壳下层 V_P(公里/秒)	地壳下层厚度(公里)	简要地质特征[10]
	面积	体积	稳定性[1]	(HFU)	(毫伽)								
1. 地盾	6	12	S	1.0	−10到−30	35	6.3	8.1	6.1	16	6.6	19	极少或无沉积盖层，前寒武纪岩石广泛出露，地势起伏小。
2. 地台	18	35	S, I	1.5	−10到−50	41	6.5	8.1	6.1	17	6.8	21	寒武纪至新生代沉积盖层发育（厚1—3公里），地势起伏小。
3. 古生代造山带[2]	8	14	I, S	1.4	−200到−300	43	6.4	8.1	6.1	16	6.7	23	宽几百至几千公里，长数千公里，发育各种各样地槽岩类，高度侵蚀的山脉。
4. 中—新生代造山带[2]	6	13	U, I	1.6		40	6.4	8.2	6.0	17	6.8	19	长宽和发育的岩类同古生代造山带，但活动性大，地势复杂。
5. 大陆裂谷系[2,9]	<1	<1	U	2.0		28〔20〕	6.4	7.8〔7.5〕	6.1	17	6.9	11	宽30—75公里，长数百—数千公里的断裂谷，普遍的张性构造。
6. 火山岛[2]	<1	<1	I, U, S	~2.0									海底火山峰，出现在洋隆上或其附近。
夏威夷群岛					+250	14	6.1	8.2	5.1	6	7.1	6	
冰岛					−30到+45	12	6.1	7.2	5.0	5	6.5	7	
7. 岛弧[2]	3	3	U	1.7	−50到+100	22	6.1	8.0	5.5	12	6.6	12	年青的钙碱性火山岩，深成岩组成，强烈的火山活动和地震活动。
8. 海沟[2]	3	2	U	1.2	−100到−150	8(14)	6.4	8.0	5.0	3	6.6	5	有少量陆源沉积物，强烈地震活动。
9. 大洋盆地	41	11	S	1.3	+250到+350	7(11)	6.4	8.2	5.1	1.5	6.8	5	有很薄的深海沉积物，线状磁异常。
10. 洋隆[2,5]	10	5	U	1.9	+200到+250	5(6)	6.4	7.5	5.0	1	6.5	4	玄武岩火山作用和侵入作用，宽线状隆起带，脊部有裂谷。
11. 边缘海盆[2]	4	3	U, I	1.8[6] (1.3)	+50到+100	9(13)	6.2	7.9	5.0	2	6.6	5	主断裂略平行岛弧的地堑—地垒地形，陆源沉积物厚度变化大。
12. 内陆海盆[2]	1	2	I, S	1.3	0到+200	22(25)	6.0	8.0	4.0[8]	12[8]	6.5	10	沉积物厚度变化大（几—20公里）。
大陆平均	41	79		1.5[7]	−100	40	6.4	8.0	6.1	17	6.8	20	
大洋平均	59	21		1.5[7]	+250	7(10)	6.4	8.1	5.1	1.5	6.6	5	

1. S = 稳定
   I = 中等稳定性或变化的稳定性
   U = 不稳定
2. 特征变化显著。
3. 括号内的数字表示海平面到莫霍的深度。
4. 除内陆海盆外，不包括沉积层。
5. 不包括冰岛。
6. 1.8 = 活动盆地；1.3 = 某些不活动边缘海盆。
7. 5°×5°等面积格子平均数。
8. 沉积层
9. 除括号内的数据外，都是盆—岭区的数据。
10. 编者据康迪的描述归纳简化的

表 1—4　地壳构造单元基本类型及其特征（A. A. Ковалев, 1978）

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
地壳分离带（地裂带）		大陆裂谷带	位于上升的地幔流（喷流）之上的岩石圈板块分离带	粗碎屑沉积，基性岩偶尔是碱性岩和酸性岩喷溢，在向大洋中脊过渡阶段为远海和含金属沉积物，蒸发盐	穹状隆起，裂谷形成；大陆上的裂移（扩散）中心、地堑－地垒系；在裂谷未发育成熟的分支中为裂陷槽；在向大洋中脊过渡阶段为海底裂谷	基性和碱性-基性岩浆侵入、喷出（岩床）
		大洋中脊	大板块分离（离散）带	拉斑玄武质喷发岩，复理石，浊积岩，在边部为远海（碳酸盐）沉积物，片状岩石建造（含金属的黑色页岩）	在大洋中隆形成裂谷；中心裂谷裂隙及与其平行的地垒和地堑，近断裂的褶皱	超基性岩浆和拉斑玄武质岩浆侵入和喷出
		边缘海（小的大洋盆地）	岛弧后面的张裂带	与浊积岩相间产出的火山碎屑岩，远海沉积	在初始阶段可能很快形成裂谷；在中期阶段，边部近断裂处的断块－褶皱变形；遍返褶皱	基性岩浆侵入
岩石圈板块过渡区和滑动区（坚稳带）	板块过渡区	大洋盆地	位于大洋中脊和深海沟或陆隆之间的那一部分岩石圈板块	深水远海沉积：碳酸盐（小于4000米），在更深处——硅质软泥、红色粘土、铁-锰结核	在地幔热点区之上洋壳板块裂开、熔化；形成无地震的海岭和火山岛链	无
		大陆被动边缘	板块的后部和中部（由大陆向大洋的过渡带）	在大陆上为不含火山物质的陆源岩系和含煤岩系，在陆架、陆坡和陆隆上为含生油气层的陆源岩系和含煤及含生油气层的碳酸盐类岩系；在陆坡的裂陷槽中沉积物透镜体的厚度最大	沿陡倾断裂的断块错动，陡倾断裂使很厚的沉积岩系产状复杂化；断裂附近的局部褶皱；有时为重力褶皱；底辟和盐丘构造	无
		地台（结晶地盾）	具有厚度为30—40公里的陆壳的岩石圈板块的中部	侵蚀作用，在热带和潮湿带是很厚的风化壳，陆源沉积，风化壳的再沉积作用，基地火山作用	当驮着大陆的岩石圈板块通过地幔柱（热点）时，主要是沿地壳下部构造层构造走向的断裂复活	超基性岩、碱性辉长岩类岩石、霞石正长岩、花岗正长岩、碱性花岗岩和碳酸岩环状侵入体；金伯利岩岩筒（当通过地幔柱时）

续表

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块过渡区和滑动区（坚稳带）	滑动带（和转换断层相邻的构造带）	裂谷—裂谷型转换断层	把一段段大洋中脊连接起来的断层	碎石角砾岩，拉斑玄武岩，远海沉积物	角砾岩化、糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
		裂谷—俯冲带型转换断层	把岩石圈板块的分离带和俯冲带连接起来的断层	碎石角砾岩，陆源沉积，浊积岩	角砾岩化、糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
		俯冲带—俯冲带型转换断层	把岩石圈两个俯冲带连接起来的断层	碎石角砾岩，陆源沉积，浊积岩	角砾岩化，糜棱岩化	超基性岩贯入，蛇纹岩化
岩石圈板块合并、俯冲和碰撞带（造山带）	板块大规模合并和一个板块向另一个板块之下的大规模俯冲带	岛弧	在具洋壳的俯冲板块之上的过渡型地壳形成地区	安山岩建造和细碧角斑岩建造；熔岩和火山碎屑岩	在岛弧上的火山产物形成过程中，和当俯冲带倾向变化后岛弧上冲到边缘海板块之上时，发生褶皱-断块变动	成分变化不定的岩石即由基性到中性，偶尔还有酸性岩的侵入体和小侵入体，基性岩的岩床和岩墙
		安第斯型大陆主动边缘	上冲到洋壳板块之上的很厚的（50—70公里）陆壳板块的前缘部分	流纹-英安岩建造，其次是安山-玄武岩建造；陆地火山岩建造；在朝向大洋的斜坡上为凝灰岩、磨拉石、浊积岩；在山前坳陷中为粗砾石砾岩、火山碎屑岩、熔岩、熔结凝灰岩	主要是上部构造层中的断裂变动，近断裂带褶皱	成分变化不定的岩石（常常是酸性岩）的侵入体和小侵入体，流纹岩（霏细岩）、英安岩的喷出岩，中性和基性岩石的脉状侵入体
	板块碰撞和一个板块向另一个板块之下的有限俯冲带	深海沟	俯冲（消亡）洋壳板块向岛弧和大陆之下的俯没带	浊积岩，火山碎屑岩，远海沉积；硅质的，有时为钙质的和含磷块岩的软泥	与海沟内壁相连的海岭的硅质页岩、泥岩、碳酸盐类岩石和碱性玄武岩的迴返褶皱和蓝片岩相变质作用，洋壳和地幔楔状体挤出，蛇绿岩混杂岩	无
		科迪勒拉型大陆主动边缘	洋壳板块在过渡型地壳板块之下的发生和消亡带，大陆被动边缘的构造-岩浆活化带	在早期阶段为碎屑沉积物和玄武质岩浆、钙碱性岩浆火山岩，在中期阶段为复理石（浊积岩）、"野复理石"、重力迭覆体；在晚期阶段为磨拉石	洋壳和地幔楔状体朝大洋方向移动，造山隆起扩展；俯冲板块上的重力迭覆体和变质推复体朝大陆方向移动	辉长岩和花岗闪长岩侵入，使造山隆起扩大，并引起强烈接触变质作用

续表

地壳构造单元基本类型			大地构造位置	基本地质特征		
类	组	类型		沉积作用和火山作用	构造变动	侵入岩浆作用
岩石圈板块合并、俯冲和碰撞带（造山带）	板块碰撞和一个板块向另一个板块之下的有限俯冲带	洋壳板块向岛弧和板块被动边缘之上的上冲带（仰冲带）	大岩石圈板块碰撞时小洋壳板块的挤出带，上冲到过渡壳板块之上的大洋壳板块的局部地段	远海沉积物受侵蚀，在超基性岩片上形成风化壳	上冲岩片底部的糜棱岩化、拖褶皱和绿岩相变质作用	洋壳的超基性和基性侵入体进入地表
		岛弧与大陆碰撞带	过渡壳板块与陆壳板块合并区	在初始阶段为复理石，在终期阶段为磨拉石	陆隆和陆架岩石变形，复理石推覆体、蓝片岩和洋壳逆覆体上冲	中性岩和次碱性岩侵入体和小侵入体
		大陆与大陆碰撞带（1）喜马拉雅型（2）高加索型	（1）陆壳板块（具科迪勒拉型或安第斯型边缘）向大陆被动边缘的上冲区；（2）两个具主动边缘板块在洋壳板块之上的碰撞带	上冲板块进一步抬高，其上部构造层被强烈侵蚀，酸性火山作用——在山间凹地及其斜坡上形成熔结凝灰岩、在俯冲板块上形成很厚的陆源岩系	大陆基底（褶掩推复体核部）破裂和上冲，洋壳楔状体（蛇绿岩）挤出和上冲，岩石圈板块破裂，在上冲板块一侧形成线性褶皱和阶状逆断层	次碱性和酸性喷出岩和小侵入体

（1）大洋活动带，也就是地槽活动带。包括大洋裂谷活动带和大洋边缘活动带（又分为大西洋型和太平洋型）。典型的优地槽带（具蛇绿岩）一般发源于大洋裂谷带，并经历了由大洋裂谷活动带向大洋边缘活动带的发展过程。当大洋裂谷发育不成熟时，则形成陆间地槽活动带。

（2）大陆活动带，包括大陆裂谷带和大陆边缘活动带。大陆边缘活动带位于活动大陆边缘。如中国东部就是一个规模巨大的中、新生代的大陆边缘活动带。

第四节　重力异常、磁异常、电导率异常及热流分布与地壳上地幔构造

一、重力异常与地壳上地幔构造

实测重力值受到测点的高程和地形等的影响，必须进行校正。校正后的重力值与同一地点的标准重力值之差，称为重力异常。

实测重力值经高度校正（或自由空气校正），即消除测站与大地水准面之间的高差造成的影响后，所得到的重力值与标准重力值之差，叫做自由空气异常或海平异常。它可以衡量地球内质量多余或不足的影响。正异常表示质量过剩，负异常说明质量不足。

实测重力值经高度校正后，再消除测站与大地水准面之间的物质的影响（布格校正）和测站附近地形起伏的影响（地形校正）后，所得到的异常值，称为布格异常。布格异常是反映测点的大地水准面下面质量盈亏的一个量。它表示那些具有高于或低于平均密度的

埋藏岩石的影响，或表示那些由密度有明显差别的岩石构成的地质构造的影响。地下埋藏的物质密度大，布格异常为正；地下埋藏的物质密度小，布格异常为负。

如果我们所看到的地形起伏仅仅是由多余的岩石附加在基本规则的地面之上，则经过布格校正后的地面重力，异常应当不大，并且没有系统的偏离，但事实并不如此。山区的布格异常往往是负值，有时达到几百毫伽，显然，这是由于校正得太多了，表明地上的地形可能在地下引起了某种补偿作用，因而抵消了它的一部分重力影响。高山旁垂线偏差实测值小于计算值的事实，也表明地下存在着某种补偿作用，在一定程度上抵销了高山的影响。为了解释这个现象，普拉特（Pratt, J. H., 1855）和艾里（Airy, B. G., 1855）给出了不同的模式。普拉特提出，在某个深度（叫补偿深度）以上同截面的岩石柱状体具有相同的质量，任何一个柱体高出海平面越多，其密度就越小。艾里则提出，各处密度相同的较轻表面物质浮在较重的介质之上，仿佛冰浮在水面上一样，山越高，它的下部伸入介质中的深度也越大。于是，在山脉之下就形成山根，在海洋下面就形成反山根。达顿（Dutton, C. E., 1892）对地壳趋向流体静力平衡这种趋势，称为地壳均衡。应用普拉特或艾里模式，都可以算出重力测定的均衡校正值。从布格异常减去这个校正值后的余数称为均衡异常。

均衡异常表示地球表层受均衡补偿作用达到平衡的程度，是表示地壳不均衡的一个量。均衡异常为零的地区，表示达到平衡的地区。均衡异常值较大的地区，是地壳不均衡的地区。正均衡异常说明质量过剩或补偿不足，负均衡异常说明质量亏损或补偿过剩。实际测量结果表明，均衡异常通常比自由空气异常和布格异常小得多，大多数地区（如大洋盆地和地盾区）之上均衡异常都很小，显示出非常接近均衡状态。但是，在地球上的某些

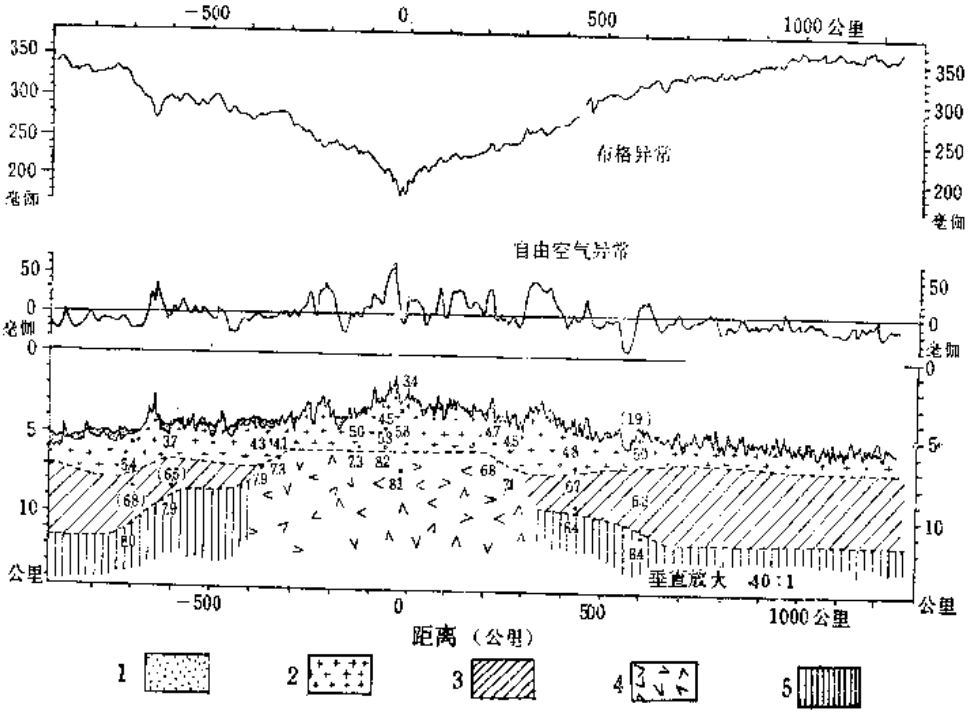


图 1—10 横切大西洋中脊北部的重力异常和地震测定的构造

（据Talwani等，1965）图中数字为P波速度

1—未固结的沉积物；2—基底层；3—大洋层；4—7.3公里/秒层；5—地幔

地区（沟—弧系和某些高山区）仍有相当大的均衡异常存在，说明这些地区的地壳是不均衡的。

地球上不同构造区的重力异常特征彼此不同（表1—3）。大洋盆地的均衡异常和自由空气异常近于零，布格异常为高的正值，从＋250到＋350毫伽，最大达＋450毫伽。洋脊以正的自由空气异常值（50—80毫伽）和比大洋盆地低的布格异常值（150—250毫伽）为特征（图1—10）。沟—弧系的重力异常出现极为强烈而复杂的变化（图1—11）。布格异常的相对极小值及自由空气异常和均衡异常的相对高值出现于岛弧及其附近。海沟带是最大的负自由空气异常带（－200到－350毫伽）和负均衡异常带（－90到－200毫伽以上）。自由空气异常值的变化与地形起伏相似，异常极小值略向岛坡偏移。大陆地盾和地台以广阔的低值负布格异常和规模较小的局部异常为特征。显生宙造山区通常以－200到－300毫伽的巨大负布格异常为特征，异常平行这些地区的近地表构造和岩石单位的走向。某些高山区（如阿尔卑斯山区和喜马拉雅山区）还存在相当大的正均衡异常值。大陆裂谷系以显著的负布格异常为特征。部分裂谷系中央在负异常背景上，有一个幅度较小的正布格异常。

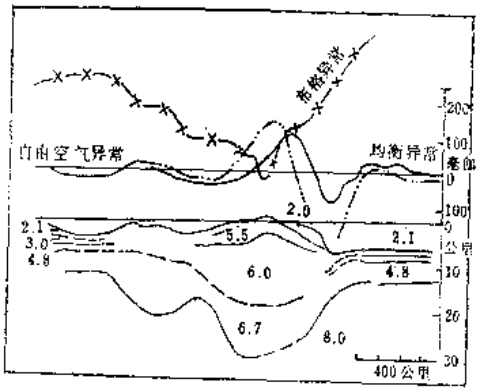


图 1—11　沟-弧系重力异常图
（引自第二海洋地质调查大队，1978）

洋脊上的自由空气异常与地形密切相关。一般说来，异常直接反映了地形上的差异，但异常的平均值并不大，说明洋脊处于均衡平衡状态。洋脊轴上布格异常的相对极小值，也显示它们被洋脊下的低密度异常上地幔所补偿（图1—10）。边缘海盆和内陆海盆中较小的布格异常，由大多数盆地中较厚的沉积层引起。沟—弧系的重力异常特征反映该区地壳补偿极不平衡，是处于力学的不稳定状态之中。海沟之上的负异常和质量亏损必须借动力过程来维持。现在认为这种动力过程是由岩石圈板块在海沟处向地幔软流圈中俯冲造成。这些下沉的岩石圈板块的密度增加（由于冷却和相变化），又有助于在岛弧上形成正异常和质量过剩。

大陆区中，宽数百公里的布格异常反映下地壳和上地幔的不均一性，规模较小的局部异常反映近地表的岩石类型或断裂带。年轻造山区之上的巨大负布格异常反映较厚的地壳和较热的低密度上地幔。阿尔卑斯、喜马拉雅等高山区的正均衡异常和质量过剩，一般认为是板块俯冲、碰撞的结果。大陆裂谷带的负布格异常反映下地壳的减薄和低密度上地幔埋藏较浅。部分裂谷带中央出现的小正异常是异常上地幔穿入地壳的反映。

二、磁异常与地壳上地幔构造

地磁场在局部范围或区域范围显著偏离地磁背景值的偏差，称为磁异常。小规模的局部磁异常由近地表的现象（不同磁化程度的岩石或矿石）引起，延伸数千平方公里以上的大规模磁异常则反映下地壳或上地幔中的变化。

大陆上具数百伽玛幅度，数十到数百公里宽度和数百到数千公里长度的磁异常，可能反映上地壳岩石类型或居里点分布的等温面。地盾和地台区的磁异常特征显示宽阔的“旋涡”型式，主要反映地盾和地台基底的构造走向。显生宙造山带和岛弧之上的磁异常型式

是较复杂和分散的，异常幅度变化较大。宽阔的异常与较深的地壳不均一性有关，低而窄的异常与近地表的断裂或镁铁质及超镁铁质深成岩有关。异常走向通常平行主要构造走向。

大洋地区的磁异常以大致平行洋脊轴的直线或曲线型的磁异常条带为特征。异常条带宽5—50公里，长数百公里，异常幅度约400—700伽玛。磁异常由在洋脊裂谷带中定位的玄武岩通过地磁场倒向和海底扩张产生。边缘海盆中的磁异常较不清楚，可能由盆地之下的较高温度（高于或接近居里点温度）引起。近来在部分边缘海盆中已绘制出线状磁异常图，表明这些盆地中曾有过扩张中心存在。

三、电导率异常与地壳上地幔构造

电导率的区域性变化称为电导率异常。一般认为，地表附近的高电导率是由沉积层和特殊矿物（如石墨）的富集引起的。地壳中的高电导率层与地壳中的低速层密切相关，是由局部熔融和因脱水作用而产生的派生水的联合作用引起的。近来已在一些后古生代造山带的20—40公里间和某些年轻造山带深度较浅的部位发现了1到数个高电导率层。

软流圈中的高电导率和地幔中的电导率异常与温度、局部熔融程度、含水量和含铁量有关。洋脊之下和大多数年轻的大陆裂谷带之下，有一个较浅的高电导率区域。高电导率带的深度在大洋之下比在大陆之下要浅。这与地震低速带在这些区域之下埋藏较浅相符合。图1—12是根据地球磁场的垂直分量与水平分量的比率（$\Delta Z/\Delta H$）变化，推断的日本群岛下的电导率分布。高电导率层(0.1欧姆$^{-1}$·米$^{-1}$左右)在菲律宾海和日本海之下为40—50公里深，但在日本群岛的太平洋沿岸则急剧加深，达200公里以上，而向日本海方向则渐渐变浅。这可能是由于菲律宾海和日本海之下的上地幔温度高，而日本群岛太平洋沿岸之下的温度低（即日本消减带中等温线的下降）所引起。

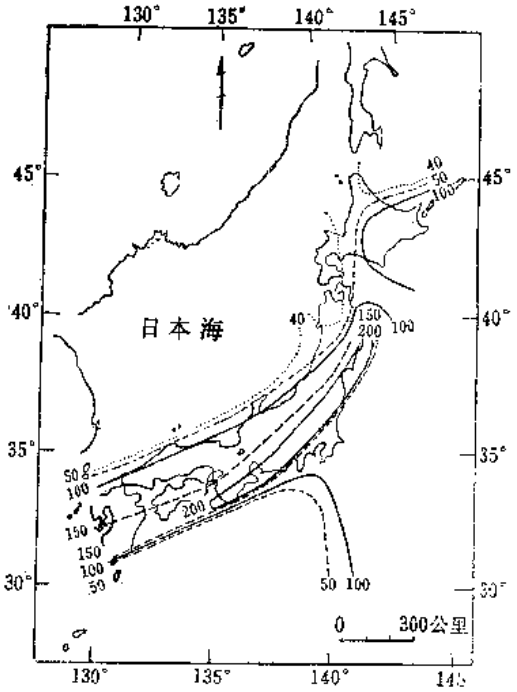


图 1—12 日本群岛下的电导率分布
(据Rikitake, 1969)
高电导率带等深线以公里计

四、热流分布与地壳上地幔构造

单位时间内通过单位面积的热量叫做热流。热流量的单位为微卡/厘米^2·秒，或HFU（1 HFU＝1微卡/厘米^2·秒）。全球各构造区的热流值见表1—3。大洋区的热流量分布表示在图1—13中。从表1—3和图1—13可以看出：

1．热流量分布与地壳上地幔构造类型密切相关，总的表现为构造活动区热流值高和较分散，稳定区热流值低和较均匀。在大陆区，地盾区显示最低和变化最小的热流值，通常在0.9—1.1微卡/厘米^2·秒之间，平均约1微卡/厘米^2·秒。中、新生代造山区和岛弧地带热流值高，变化大，一般从1.3—2.5微卡/厘米^2·秒。大致反映造山期间侵入的岩浆侵入体的原始热能。大陆裂谷带也显示高热流，平均值大于2微卡/厘米^2·秒。现有资料表明，高热流与薄地壳、低P_n速度有关；高热流并与上地幔低速带、高电导率带埋藏较浅有关。

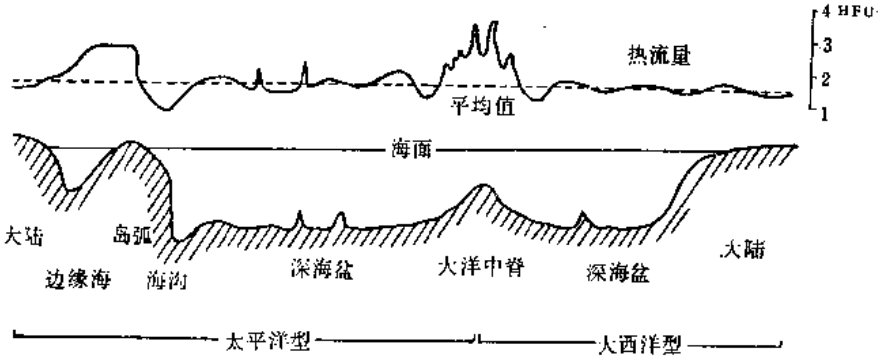


图 1—13 大洋区热流量分布示意图

(据渡部晖彦，1980)

在大洋区，大洋盆地热流值低而稳定，为 1.0—1.5 微卡/厘米²·秒，平均1.3微卡/厘米²·秒。洋脊表现为高热流带，洋脊轴部出现异常高的热流，热流值变化大，从 0.5—5 微卡/厘米²·秒，最高达 10 微卡/厘米²·秒，且随着与洋脊轴的距离的增大而减小。这些特征主要反映上涌地幔。海沟以低热流为特征，低热流带的中心位于从海沟到进入岛弧一侧的大陆坡或大陆架上，海沟轴与低热流带的边界基本一致，可能是由向下俯冲的冷岩石圈所引起。边缘海盆的热流是多种多样的，活动的和某些不活动的边缘海盆显示较高的热流值（1.5—2.5微卡/厘米²·秒），通常与弧后扩张和岩石圈减薄有关；其它（可能是较老的）边缘海盆的热流值与大洋盆地相似。

2．平均地表热流随大陆区和大洋区的岩石年龄或造山运动年龄的增大而降低（图1—14）。通过大陆造山带的平均热流随造山年龄的增大而减小。前寒武纪褶皱带、加里东褶皱带、华力西褶皱带、中生代褶皱带、新生代褶皱带分别为0.95、1.12、1.25、1.45、1.75微卡/厘米²·秒。这可能是由于在造山期间侵入大陆的岩浆侵入体的原始热能的衰减和富放射性的表层逐渐被侵蚀的结果。大洋区热流随着离开洋脊轴愈远而逐渐减小，这

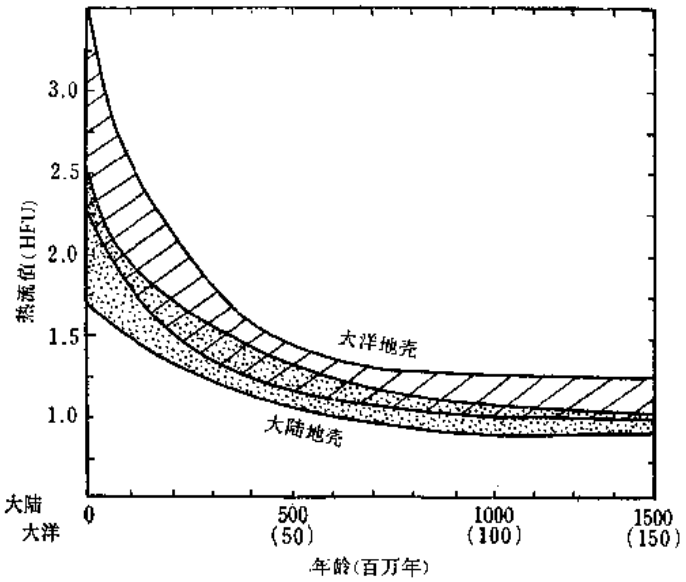


图 1—14 大陆和大洋地壳平均热流值随年龄的变化

(据 Sclater，1972，引自 Condie，1976)

与大洋地壳年龄随着离开洋脊轴愈远而逐渐变老是一致的。北太平洋中，年龄小于1000万年的区域，平均热流值为 2.82 微卡/厘米^2·秒，而年龄大于白垩纪中期的区域，则减少为 1.15 微卡/厘米^2·秒。这可能是由于沿洋脊轴部侵入的岩浆，随海底扩张侧向移动而逐渐固结冷却的结果。不过，通过大陆的热流与通过大洋的热流衰减的时间相差一个数量级。

3．大陆与大洋的平均热流量相等。为了解释这个现象，斯克莱特（Sclater，J．G.，1970）在比较大洋盆地和大陆地盾的基础上提出：地盾下面的岩石圈比大洋盆地下面的岩石圈厚一倍，但大洋盆地之下的上地幔比地盾之下的上地幔所含放射性元素稍富。由于地盾和大洋盆地之下岩石圈底部的温度，通过地幔对流保持恒定（1500℃），因此，地盾和大洋盆地的岩石圈块体仍能较容易地侧向移动而仍然保持其各自特有的热流（图1—15）。地震数据和电导率数据显示大陆岩石圈比大洋岩石圈厚的事实是与这个观点相符合的。

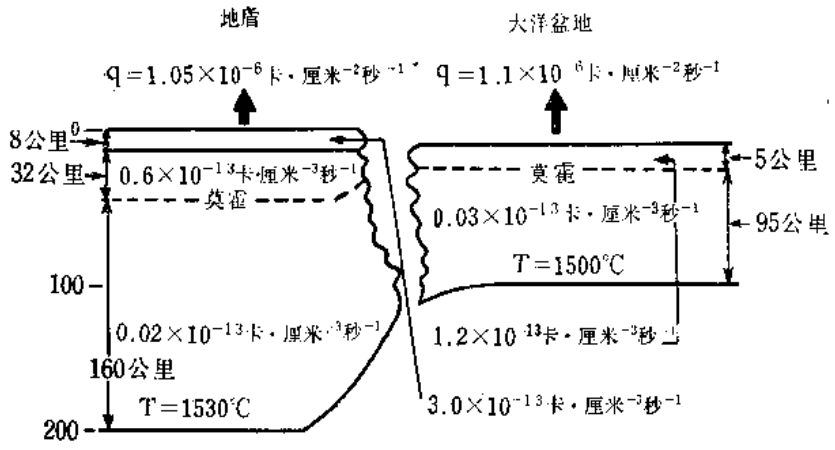


图 1—15　符合大陆和大洋热流量近似等值的地盾和大洋盆地岩石圈的模式

（据 Sclater 等，1970；引自 Condie，1976）

第二章 地 槽

第一节 地槽的概念

一、地槽的早期概念

地槽的概念，最先由美国的霍尔在1859年提出，他注意到美国东部阿巴拉契亚山区褶皱的古生代沉积岩层厚度（约一万米），比美国中部平原区产状平缓的岩层厚度大十倍左右。他提出“纽约州的阿巴拉契亚山是由那些原来堆积在一个沉降槽地内的一套巨厚浅海相沉积物变形升高而成的”。他认为拗陷是由沉积物的巨大重荷引起的，并伴随发生岩层的褶皱与变质作用。1873年美国的丹纳把这种沉降槽地称为“地槽”（Geosyncline，亦译为“地向斜”），而将地槽之间沉积岩层薄或缺失的相对隆起区称为地背斜。他认为地向斜的向下弯曲与地背斜的向上拱曲互相补偿，它们是由于地球冷却不均匀的收缩而产生侧向水平压力形成的，随后发生沉积物的褶皱与变质以及岩浆活动。他认为地槽位于大陆边缘，在那里地壳一边下降，一边接受沉积。

二十世纪初，地槽的研究重心由北美移到欧洲。法国的奥格（1900）等在研究了欧洲与非洲大陆之间的阿尔卑斯山区之后指出，不是所有山脉都有巨厚的浅海相沉积，象欧洲阿尔卑斯山的部分山脉中，则有较多的深海或远海沉积。他认为地槽是位于两个大陆之间的一个狭长的深海槽地，但他也认为有的地槽位于大陆的边缘。

霍尔与丹纳的观点强烈地影响了后来美国的思想，他们与欧洲的观点有着明显的差别（见表 2—1）。造成这些差别的主要原因是在发展地槽这个概念时，各自以一个不同的山脉作为模式。美国采用阿巴拉契亚地槽作为典型例子，而欧洲采用的则是阿尔卑斯地槽。

表 2—1 美国和欧洲地槽概念的主要差别

	美 国	欧 洲
地槽位置	大陆边缘	两大陆之间或大陆边缘
沉积相	浅海沉积	深海沉积
蛇绿岩	造山期侵入岩	大洋基底
沉积速率与沉降速率	相等	不相等
现代地槽的标准例子	墨西哥湾的海岸平原	印度尼西亚群岛

地槽概念的提出，是大地构造以至整个地质科学发展史上的一件大事，它对地质学基础理论的发展起着重要的作用。一百多年来，地槽学说经历了巨大而复杂的演变。随着生产的发展，实际资料的积累和研究方法的改进，地槽学说的内容不断得到充实和完善，而且有着许多本质的改变。它的基本概念一直到今天对于了解造山活动带的形成和演化仍有一定的重要意义。

二、地槽概念的进一步发展

从十九世纪末期起，主要由于对地槽的划分依据和对地壳运动认识的差异，逐渐形成以施蒂勒为代表和以卡尔宾斯基为代表的两个不同学派。

（一）以施蒂勒为代表的观点

这一学派在研究方法上强调外形、地层厚度、不整合接触关系和造山褶皱幕的统计对比。他们接受了丹纳的思想，认为地球的收缩和水平挤压产生地槽拗陷，最后地壳持续挤压导致地槽中巨厚沉积物褶皱变质，并上升成为山脉。还包括地槽是“深拗槽”学派在内，都主张地槽拗陷和造山作用的主要动力是水平运动。

德国的施蒂勒（1936）把地壳分为克拉通（稳定区）和正地槽（活动区）两类构造区。把克拉通分为高克拉通（大陆地壳）和低克拉通（大洋地壳）。1940年他又进一步把正地槽分为优地槽和冒地槽。优地槽（Eugeosyncline）位于离克拉通最远的地槽系内部带（内带），地壳活动性强，有蛇绿岩，火山物质占重要成分；冒地槽(Miogeosyncline)位于较靠近克拉通的地槽系外部带（外带），没有蛇绿岩，缺少火山物质，以碎屑岩及碳酸盐沉积为主（图2—1a）。

凯伊（1951）首先研究出由一个优地槽和一个冒地槽组成的地槽体系（偶）的详细发展过程。图2—1b是他绘制的从纽约州至缅因州长坡兰和马谷格带的复原剖面图。迪茨（1963）认为大西洋和墨西哥海岸的例子，其沉积棱柱体就是现代的优地槽和冒地槽。图2—1c是迪茨根据剖面b绘制的重建图，可与美国东部沿海现今实际情况相类比。重建后的优地槽相当于大陆阶，冒地槽相当于大陆架下部。

1940年施蒂勒在总结舒曼恩（Scheumann, K. H., 1932）、贝克隆德(Backlund, H., 1936）和冯布勃诺夫（Von Bubnoff, S., 1937）等前人研究成果的基础上，提出了前造山期、同造山期和后造山期岩浆活动，作为地槽演化总体模式的组成部分。前造山岩浆幕以基性-超基性岩浆活动为主，常有具枕状构造的海底基性火山喷发；同造山岩浆幕形成“整合”花岗岩侵入体和稍晚的“不整合”花岗岩侵入体；后造山岩浆幕为花岗斑岩、花岗闪长斑岩、石英斑岩等小侵入体和安山岩类喷发以及玄武质熔岩的最终喷发。

（二）以卡尔宾斯基为代表的观点

这一学派在研究方法上，强调从沉积建造、岩浆建造、变质建造和构造形态等基本地质资料的综合分析入手，恢复地壳构造运动的发展历史，即所谓历史分析法。在承袭霍尔的思想基础上，认为地槽拗陷和造山作用的动力，以垂直（振荡）运动为主。这与地球受热膨胀论认为全球性的拉张（膨胀）作用，引起地槽沉降和造山带的褶皱机理是相似的。

据地槽褶皱迴返的新生性和继承性的不同，又可进一步分为两个支派：以别洛乌索夫为代表的一派，根据对高加索地区的研究，强调大地构造发展中的新生性原则。把地槽发展中从开始沉降占优势转变为上升占优势的现象，称为构造状况的普遍迴返。特别强调这个过程中隆起、拗陷的再分布，认为地槽发展中，隆起首先是从原先拗陷最深的地向斜开始，褶皱作用也首先从这里开始，最后的结果是使原来的地向斜发展成复背斜，原来的地背斜发展成复向斜构造。而以沙茨基为代表的另一派，根据乌拉尔地槽的研究，强调地质构造中的继承性原则。认为地槽发展中，所有隆起和拗陷的相互位置和方向基本不变。认为当地槽以隆起占优势时，首先隆起并发生明显褶皱作用的是地背斜，最后的结果是原来的地向斜发展成复向斜，原来的地背斜发展成复背斜。

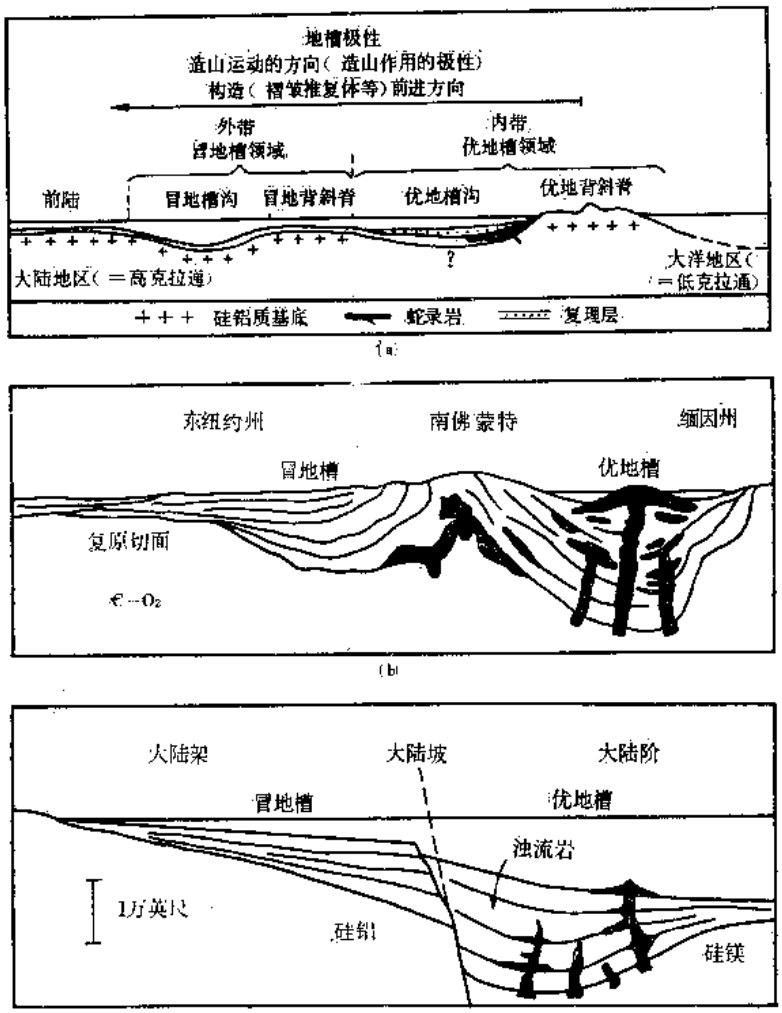


图 2—1 优地槽和冒地槽的重建与解释

（引自 J.威利，1978）

（a）地槽偶的基本模式（据奥布安，1965），表示地槽期中造山（终结）阶段的情况，当时高出水面的优地背斜脊向优地槽沟供给碎屑物质；

（b）从纽约州至缅因州的地槽寒武纪至中奥陶世的复原剖面（据凯伊，1951）；

（c）剖面 b 在特伦敦时期（中奥陶世）的重建图（据迪茨，1963）。这种情况与现代美国东海岸的情况相似

客观情况是复杂多样的，新生现象和继承现象都有存在，因而单纯强调其中某一方面都是片面的。

三、近代对地槽概念的认识

1965年奥布安（Aubouin, Jean）对地槽进行了系统的总结，他在研究阿尔卑斯期地中海沿岸褶皱带的基础上，提出了既适用于地中海沿岸山脉的对称性地槽，又适用于北美阿巴拉契亚山脉不对称性地槽的模式。简单的不对称模式（见图 2—1a、2—2a），只有一对地背斜和一对地向斜，在沉积作用、岩浆活动和构造变形等发育过程中，具有不对称极性的优地槽和冒地槽组成了优—冒地槽的单偶。在这样的单偶中，包括一个由优地槽沟与以大洋为界的优地背斜脊所组成的优地槽（内带）和一个位于内带及大陆克拉通（前陆）之间、由冒地槽沟与冒地背斜脊所组成的冒地槽（外带），蛇绿岩套只限于靠大洋一侧的优地槽中。如果象地中海沿岸山脉有几个成对的地背斜和地向斜出现，就形成两侧对称的

背离复偶。

1967年松本在研究了环太平洋造山体系之后，绘制了地槽体系的另外两种类型的构造剖面（图2—2b、c）。他认为环太平洋活动带的构造格架曾随时间而改变，从古生代的经典例子（图2—2a）经过中生代的安第斯型(图2—2b)演变成新生代的岛弧型（图2—2c)。

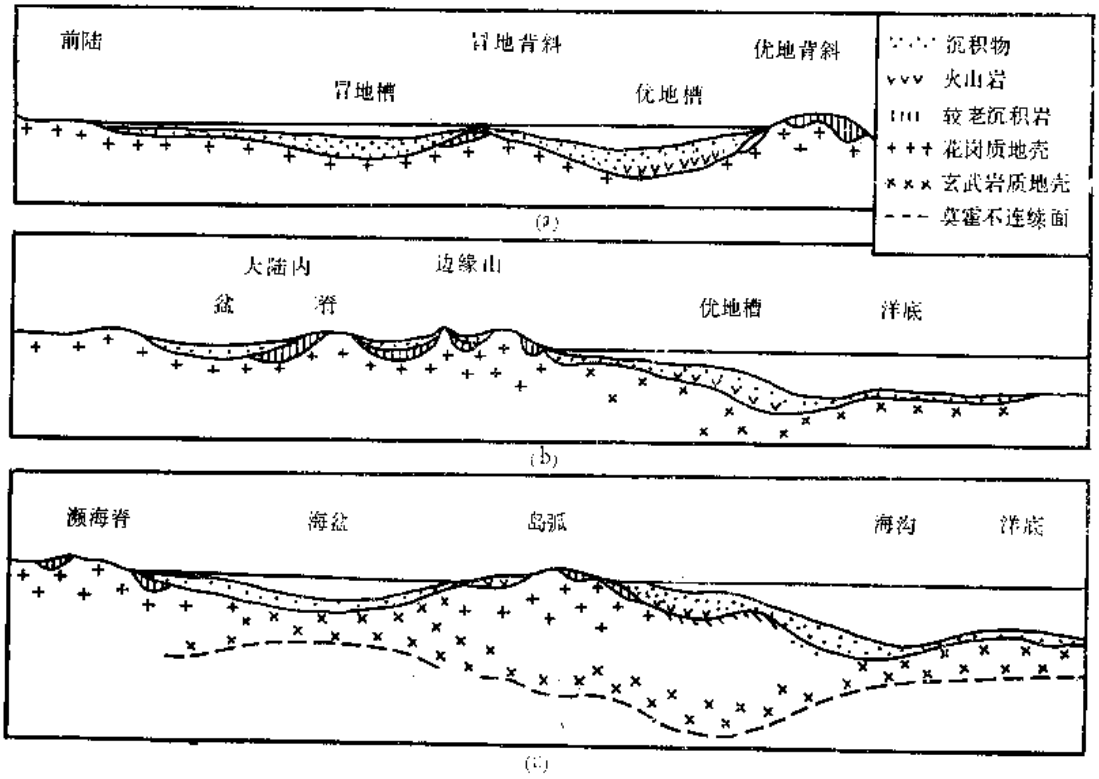


图 2—2 地槽的构造格架

（据松本，1967；引自J.威利，1978）

（a）欧洲的经典例子，采用奥布安的资料（参阅图2—1a）；

（b）中生代东亚大陆边缘优地槽的重建；

（c）新生代西太平洋岛弧—海沟剖面

随着海底扩张和板块构造学说的兴起，许多地质学家，如迪茨和霍尔登（Holden, J. C., 1966）、米切尔和雷丁（Mitchell, A. H. and Reading, H. G., 1969）、杜威和伯德（Dewey, J. F. and Bird, J. M., 1971）、许靖华（Hsü, K. J., 1972）、赛弗特和斯尔金（Seyfert, C. K. and Sirkin, L. A., 1973）以及我国的李春昱（1981）、王鸿祯（1981）和黄汲清（1980）等，都根据现代大陆边缘的特征和古代地槽的分布特点，结合板块构造学说，对地槽概念作了新的解释。把地槽一造山褶皱带与板块碰撞带有机地结合起来，进一步阐明了地槽的起源、演化和褶皱造山带的形成机理（详见第七章）。

现代一般认为地槽主要位于大陆的边缘(少数位于两大陆之间)，现在位于大陆内部的许多地槽褶皱带，当其发育接受沉积时，两侧的大陆块是互相分离的，所以这种地槽也是位于当时大陆的边缘。靠近大陆，基底属于陆壳，活动性较弱，沉积物以陆源碎屑岩及碳酸盐岩为主，其中没有或很少火山物质，是冒地槽。靠大洋一侧，基底属于洋壳，活动性较强，有蛇绿岩(套)，沉积物以浊流及火山碎屑岩为主，夹火山熔岩，是优地槽（图2—3）。这是一般模式，实际情况要复杂得多，因为大陆边缘有不同型式。

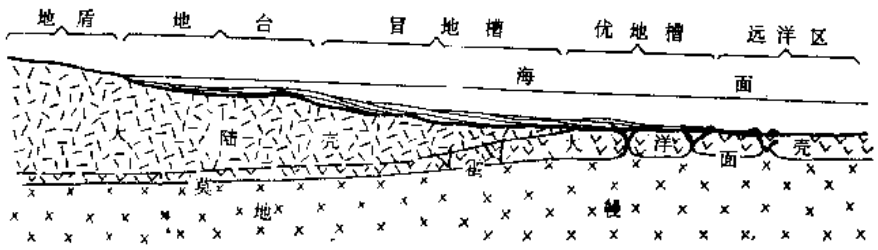


图 2—3 地槽、地台与大陆壳及大洋壳的位置关系示意图
（据李春昱，1979）

一百多年来，地槽概念经过无数次的修改和补充，内容愈来愈丰富和完善。按照一般的理解，地槽是地壳上具有强烈活动（包括显著的差异升降和强烈的构造岩浆活动、变质作用和多次内生成矿作用等）的狭窄长条状地带，早期强烈差异下降接受巨厚沉积，后期强烈褶皱上升形成巨大的山系。它是与地台相对立、相比较而区别的，在时间上一般是指古生代以来曾经有过强烈活动的地带。

第二节 地槽的基本特征

地槽是地壳上强烈活动的构造单元，其活动性表现为一系列特征，它们是认识和划分地槽的重要依据。地槽的主要特征如下：

1．形态特征：一般呈狭长带状，延伸具方向性，长达数百至数千公里，宽仅数十至数百公里，如欧、亚大陆之间的乌拉尔地槽。

2．地貌特征：常为宏伟的长条形山脉，地形切割较强，如美洲西缘的科迪勒拉地槽、安第斯地槽、横亘欧亚大陆南部的阿尔卑斯地槽和喜马拉雅地槽。

3．地质特征：

（1）各时期地层沿地槽走向呈狭长带状分布。岩性复杂，富含有机质，常夹火山岩层或火山物质。以海相为主。厚度巨大，岩相、厚度变化大，尤以垂直地槽走向上更为明显。具典型的地槽型沉积建造和建造系列，有硬砂岩建造、细碧角斑岩建造、复理石建造和磨拉石建造等，在优地槽型地向斜中常常发育有由基性—超基性岩、枕状玄武熔岩和海相含放射虫硅质岩“三位一体”组成的蛇绿岩套。如我国祁连山的早古生界地层，美国阿巴拉契亚山脉的古生界地层。

（2）构造复杂。岩层挤压褶皱强烈，多呈紧闭线型的倒转、同斜褶皱。断裂发育，多为走向逆断层和逆掩断层；深断裂众多，尤以走向深断裂最发育，常构成地槽的边界和地槽内部构造单元之间的界线，它们对地槽的形成和发展，以及沉积作用、构造变动、岩浆活动、变质作用、矿产分布等，有明显的控制作用。

（3）岩浆活动强烈。有不同时期、不同岩性、不同类型和产状的火山岩与侵入岩，它们在时间和空间上的分布具明显的规律。一般早期以基性—超基性岩浆的海底喷发与小型侵入为主；中期以中酸性—酸性岩浆的大型侵入为主；晚期为碱性系列的喷发活动和小型浅成侵入活动。早、晚期岩浆活动多受深断裂控制，呈带状分布；中期花岗岩类岩基侵入体多分布于复背斜核部。

（4）地槽型沉积建造往往伴随褶皱遭受一定程度的区域变质作用。

（5）矿产丰富，以内生矿产为主。主要有与早期基性岩浆活动有关的黄铁矿型铜—多金属矿床和铁、铬、铂等，与中期中酸性岩浆活动有关的铜、钼、钨等多金属矿床，与晚期浅成岩有关的稀有金属和多金属矿床。

4．地球物理特征：

（1）地槽-褶皱带(尤其是中新生代造山带）多为地震活动带。莫霍界面埋藏深、具异常上地幔。

（2）重力异常成带状，为强烈正负异常地区的结合。

（3）磁异常呈一定规模的线状或链状分布，异常走向与地槽延伸方向一致，横过走向出现正负异常交替。

（4）热流值高。一般地说，地槽一褶皱带的时代愈新，热流值愈高。

第三节 地槽的发展

一、地槽发展的基本模式

（一）欧洲的经典例子——奥布安综合的地槽发育过程

奥布安（1965）在详细研究了地中海阿尔卑斯的海伦山系后，提出一个关于优-冒地槽偶的演化方案，把地槽的发展归纳成三个主要时期（图2—4）：

地槽期（Ⅰ）：发育延续的时间最长，从190百万年（晚三叠世）开始到30百万年（晚始新世—早中新世），延续约120—170百万年。按发展特征的差异又可细分为三个小阶段。

地槽期开始—发生阶段（I_A）：从190百万年至150百万年（晚侏罗世前）。主要是深水远海沉积物在地槽凹沟和海底脊上长期而缓慢的堆积作用，偶有早期地槽火山作用，发育海底喷发的细碧岩等。

地槽期本身—发展阶段（I_B）：从150百万年至40百万年（晚始新世末）。地槽凹沟沉降剧烈，出现大量海底喷发（溢）的玄武岩熔岩块体，是本阶段强烈活动的主要标志，蛇绿岩套只限于优地槽带中发育。本阶段又进一步分为以深海沉积为主的前复理层期〔$I_{B(i)}$〕和出现分选差、快速堆积的陆屑杂砂岩和复理石沉积为特征的复理层期〔$I_{B(ii)}$〕。

地槽期结束—造山阶段（I_C）：大约在65百万年（晚古新世）时，造山作用和上升，首先从优地背斜脊开始，逐渐推向整个地槽，一直延续到约30百万年（相当于渐新世）为止。发育褶皱、逆掩断层和推复构造，以及规模巨大的同造山期深成花岗岩岩基的侵入作用。这阶段的主要特点是构造作用的极性（迁移方向）十分明显，即造山作用由内带(优地槽)向外带（冒地槽）逐渐推移发育。与此同时，相伴生的沉积作用（复理层也是先从内带逐渐向外带扩展迁移堆积）、深成岩浆作用和区域变质作用等，也都随造山运动迁移方向逐渐推进。在造山作用开始以后约35百万年（即造山阶段末期），优地槽沟的沉积物和蛇绿岩套作为大型推复体被推掩到冒地背斜脊上（见图2—4(c)的剖面d上的品都斯山推复体）。

晚地槽期（Ⅱ）：大约在55百万年（早始新世）时，首先从内带（优地背斜脊）开始，延续到15百万年（中-晚中新世），即造山作用开始后的50百万年期间，整个地槽经历强烈褶皱上隆并遭受剥蚀，而在新形成的一些狭窄凹地——后渊、内渊和前渊中，接受来自侵蚀高地上的粗屑沉积物，在地中海阿尔卑斯山脉中称磨砾层（相当于磨拉石建造）或碎屑

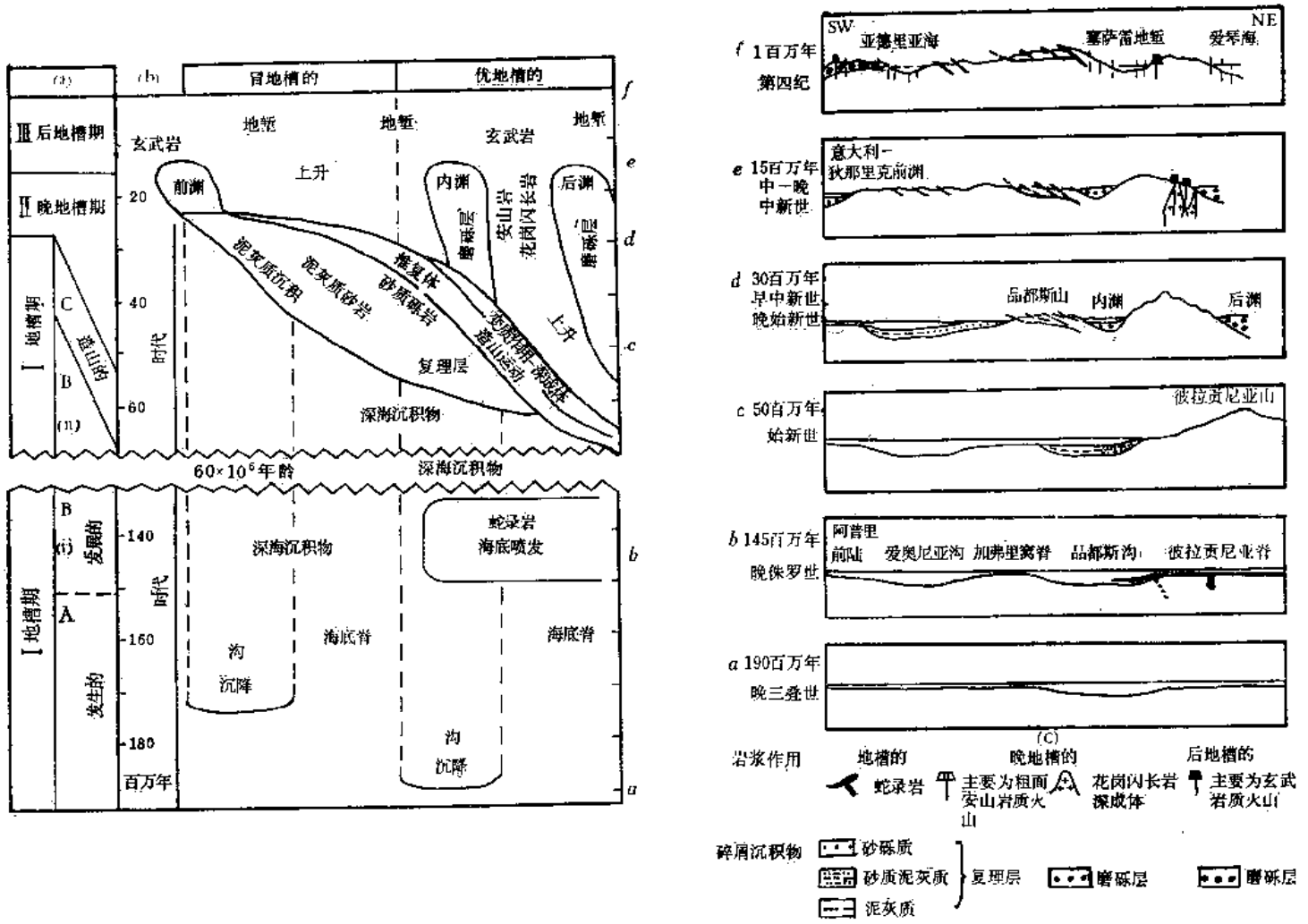


图 2—4　地槽演化格式图

（据奥布安，1965）

(a)—地槽的演化阶段：I—地槽期的；I_A发生阶段的，I_B发展阶段的；$I_{B(i)}$前复理层期，$I_{B(ii)}$复理层期，I_C造山（终结）阶段的；(b)—复偶中地槽级性的示意表达（见图2—1a），造山阶段（I_C）从优地背斜脊开始，横越整个地槽体系，从内向外迁移，以复理层沉积为前导；(c)—以阿尔卑斯旋迴的海伦山系为例，表示地槽偶的古地理演化和构造—造山的发展；切面 a 至 c 为地槽期和晚地槽期，切面 f 为后地槽期

楔状体。本阶段活动的主要标志是发育磨砾层，它标志地槽活动的结束，并伴有花岗闪长岩岩基的侵入和安山岩（粗安岩）的喷发。

后地槽期（Ⅲ）：约15百万年以后，以垂直运动为特征。这种晚期地壳运动经常横切地槽走向，产生新的穹窿和张性裂陷谷或地堑，常伴有大陆玄武岩的喷发活动。

（二）苏联的例子——别洛乌索夫总结的地槽发展过程

别洛乌索夫根据高加索地区的研究，1975年在补充了不少新资料的基础上，继1956年和1962年之后，把地槽的发展分为三大阶段（六个不同时期）（图2—5）：

前地槽阶段（Ⅰ）：这一阶段地壳分异不明显，以陆相粗碎屑（局部含煤）沉积为主，晚期发育不厚的碳酸盐岩，岩相与厚度变化不大，反映地壳块状波浪振荡运动不太剧烈，地槽深拗陷尚未形成。

地槽发育阶段（Ⅱ—Ⅴ）：模式中概括了优地槽、冒地槽和准地槽等三种不同类型地槽的发展过程，又可分为两个亚阶段。

地槽沉降阶段——即地壳以下降占优势的发展阶段，又细分为两个时期：

开始下降期（Ⅱ）：这时期地壳块状波浪振荡运动比较强烈，地槽中各部分运动的速度和幅度不同，使内部发生构造分异，形成若干狭窄长条状的相对拗陷（内地向斜）和隆起（内地背斜）。在拗陷中发育以陆源碎屑物（砂、泥质）、分选差、快速堆积的巨厚页岩—硬砂岩（下部陆屑建造）或由海底基性熔岩、基性—超基性层状岩体（蛇纹岩等）和深海硅质岩组成的蛇绿岩建造为特征。

下降强烈期（Ⅲ）：地壳块状振荡运动进一步加剧，下降也愈来愈盛，海侵由内地向斜逐渐向内地背斜侵进而扩大。在最大海侵时，甚至连整个内地背斜都淹没于水下，这时整个地槽缺少碎屑物质供给来源，代之以发育碳酸盐建造为特征。

本阶段（Ⅱ—Ⅲ），在优地槽中以发育蛇绿岩建造为主要特征，所以又称为蛇绿岩阶段。在冒地槽和准地槽中，都缺乏蛇绿岩，而代之以下部陆屑建造和碳酸盐建造为特征，后者的厚度比前者要小得多，说明准地槽的活动性远比优、冒地槽要微弱得多。严格地说来，它不属于地槽活动的范畴，而是介于地槽和地台之间的过渡带。

地槽上升阶段——地壳块状波浪振荡运动相对减弱，以上升隆起占优势的发展阶段，也可再细分为两个时期：

开始上升期（Ⅳ）：这个过程是从内地向斜开始的，首先在部分内地向斜中发生中央隆起，别洛乌索夫把这种现象称为局部迴返。中央隆起两侧形成对称的拗陷，称为边缘拗陷。在没有迴返的内地向斜和新拗陷中，堆积了来自中央隆起和其它高地上的大量陆屑物质，不整合或假整合于下部陆屑建造（或蛇绿岩）之上，故称其为上部陆屑建造。同时，由于地壳振荡频繁，所以形成具明显沉积韵律特征的复理石建造，是这时期沉积的重要标志。构造变动也是由中央隆起呈波浪状向外扩展，伴随局部褶皱有花岗岩基的侵入活动。优地槽中沿深断裂仍有较强烈的基性—超基性岩浆活动。

全面上升期（Ⅴ）：随着地壳振荡运动的进一步发展，原来的内地向斜从中央隆起（局部迴返）开始，不断地呈波浪式滚动推进，使原来的内地背斜变成了新的山间拗陷，这时整个地槽内部的隆起与拗陷发生更替和移位，别洛乌索夫称此为普遍（全面）迴返。这时在边缘拗陷或山间拗陷中，形成一套独特的标志着地槽生命结束的磨拉石建造（下部为海相，上部为陆相）。这时构造、岩浆活动都很强烈，岩层一般遭受挤压褶皱，伴随有一定

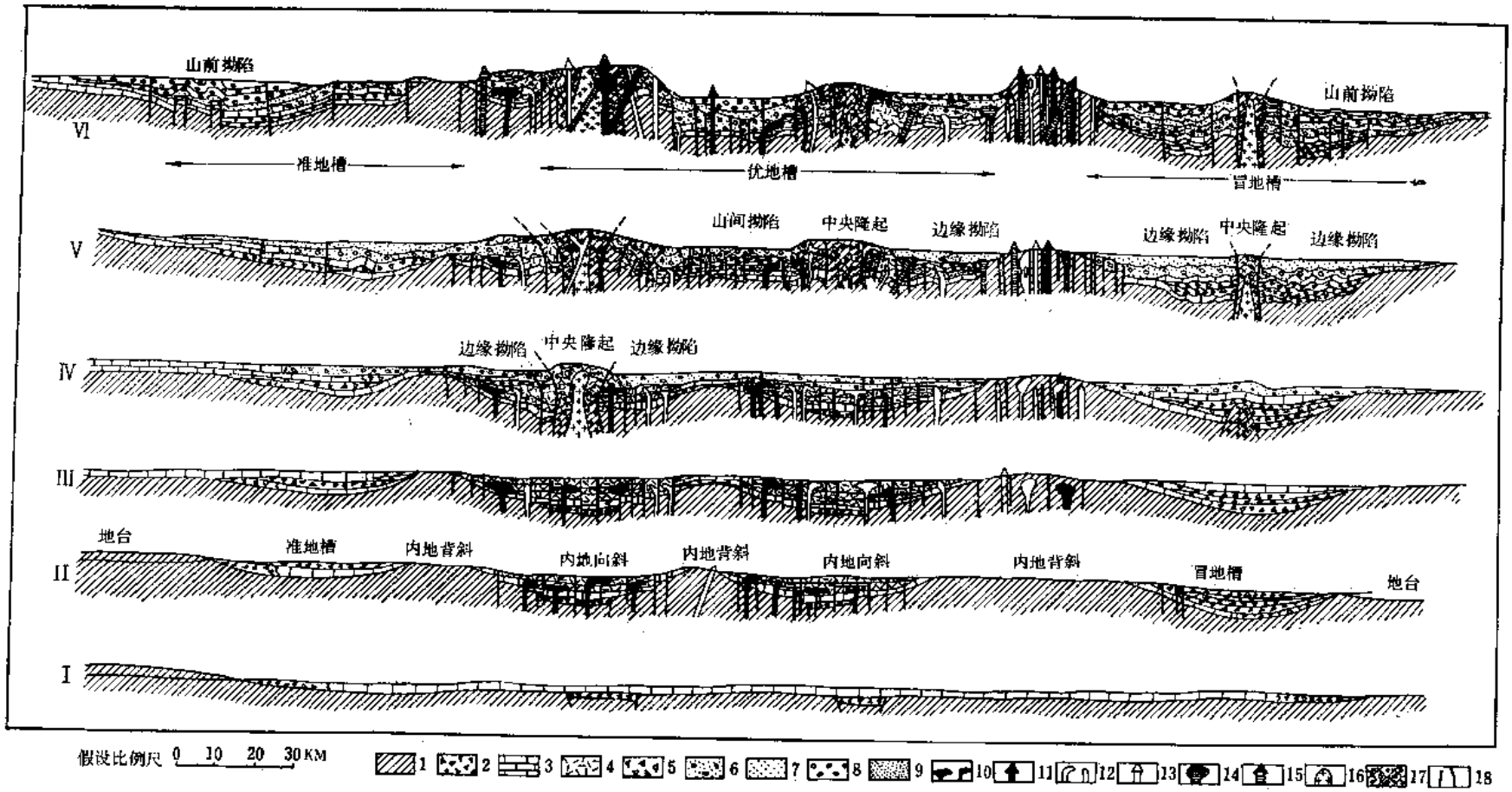


图 2—5 地槽发展示意图❶

（据别洛乌索夫，1975）

1—前地槽基底；2—陆相粗碎屑沉积，局部为含煤沉积；地槽型建造；3—碳酸盐建造；4—蛇绿岩建造和细碧角斑岩建造；5—下部陆屑建造；6—复理石建造；7—下部磨拉石建造（以海相为主）；8—上部磨拉石建造（以陆相为主）；9—底辟核；10—基性—超基性侵入岩和喷发岩；11—基性岩浆的中心式火山喷发；12—中—酸性侵入岩；13—中—酸性岩浆的中心式火山喷发；14—碱性侵入体；15—碱性岩浆的中心式爆发岩（筒）；16—花岗岩基；17—区域变质岩区；18—构造断裂。

I—前地槽未分异拗陷阶段；II—V—地槽（优地槽、冒地槽和准地槽）发育阶段；VI—后地槽（造山）阶段

❶ 本图暨有关说明，均据成都地质学院普地教研室余明清副教授译稿。

程度的区域变质作用，形成走向基本上平行于沉积等厚线方向的线性复背(向)斜，并有花岗岩岩基侵入活动和稍晚的各种小型侵入体。

上述构造变动、岩浆活动和变质作用等特征，以优地槽表现最为强烈显著，构造褶皱迴返现象也较突出，所以又称为迴返阶段。冒地槽中表现次之；而在准地槽中则表现更弱，尤其不发生褶皱迴返和区域变质作用，主要为块断上隆，构造位置迁移不明显，因而全部准地槽建造系列（下部陆屑→碳酸盐→上部陆屑或复理石→磨拉石等建造）可依次地出现在同一剖面中。

后地槽（造山）阶段（Ⅵ）：本阶段地槽全部褶皱迴返上升成为高耸的山脉。并形成一些新的拗陷（山前拗陷），以块状断裂活动为主，沿断裂常有玄武岩和各种碱性岩类的大陆喷发（溢）与侵入活动。

（三）中国的例子——成都地质学院归纳的地槽发展过程

根据中国祁连山地槽—褶皱系发展特征，结合国外地槽发展一般模式，我们于1966年曾归纳了地槽从开始下陷活动到褶皱迴返成为造山带的整个发展历史，基本上可分为两个阶段（图2—6）：

第一阶段：下降阶段，地槽总体呈差异性下降。

地槽开始活动时，由于各部分活动的差异性，形成一系列的隆起（地背斜）和拗陷(地向斜)。它们在地槽的整个发展过程中，均显示出不同的活动特征。

下降的初期，随着隆起和拗陷的形成，海水逐渐侵进，地向斜被淹没，接受来自地背斜上剥蚀的陆源碎屑物质。由于下降的速度快、幅度大，地形起伏显著，在地向斜中堆积了厚度较大的下部陆屑建造（包括硬砂岩和板岩等），此时断裂—火山活动较弱，局部有少量火山喷发。

下降中期，内部差异活动更加明显，断裂作用增强，在部分地向斜中发生大规模以基性为主的海底火山喷发（枕状玄武岩)和基性—超基性岩（以席状辉绿岩岩墙群为主)侵入活动，与深海沉积物（含放射虫硅质岩）一起组成蛇绿岩套。伴随有关的各种内生矿产的生成。

下降晚期，海水淹没全区，内部差异活动减弱，形成以碳酸盐建造（由不纯灰岩和礁灰岩等组成）为主的沉积，断裂-岩浆活动微弱。

第二阶段：上升阶段，地槽总体呈差异性上升。

开始上升时，发生局部褶皱，部分地区升出海面，成为陆源物质供给区，而在相邻的拗陷中堆积了较厚的上部陆屑建造或具明显沉积韵律的复理石建造。有少量以中酸性岩浆为主的火山喷发和小型侵入活动。随后地槽全部褶皱上升，岩层形成紧闭线形褶皱和一定程度的区域变质，并有大量以花岗岩岩基为主的侵入活动和稍晚的小型浅成侵入体。最后，地槽全区上升成为褶皱山系。此阶段有与酸性侵入岩有关的接触变质矿床和热液矿床等内生成矿作用。

地槽发展结束时，在褶皱山系的边缘形成新的拗陷——边缘拗陷，接受来自褶皱山系的大量粗碎屑物质，形成磨拉石建造，不整合堆积于地槽沉积建造之上，标志地槽生命结束。

二、构造旋迴及其划分

地槽从前期下陷活动转变为后期强烈褶皱上升的构造状况变化，称为地槽的构造迴返

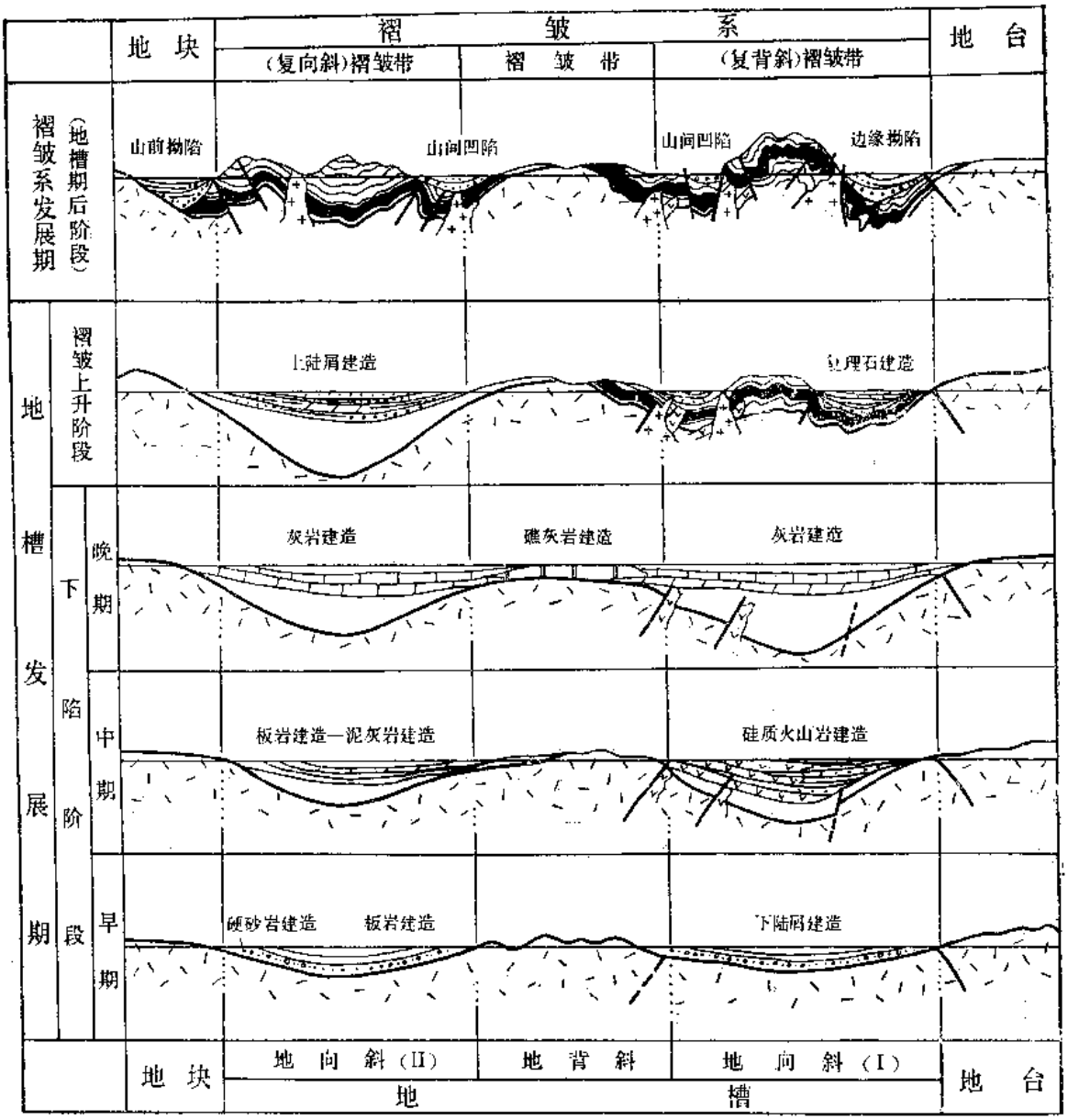


图 2—6 地槽发展阶段示意图

(据成都地质学院区域地质教研室，1966年修改)

注：沉积建造之下的空白或黑色条带表示前期的建造

或简称迴返。而地槽从开始活动下陷接受沉积到最后褶皱上升成为褶皱山系的整个构造发展过程，则称为地槽构造旋迴或地槽旋迴。一个地槽构造旋迴大约经历几千万年到一亿年左右的时间。地槽在经历一个或一个以上完整的地槽旋迴发展之后，最后褶皱迴返上升成为褶皱山系（即造山带），转变为相对稳定的地区，这种构造性质的转变称为构造转化或简称转化。

在漫长的地质历史时期中，地壳构造运动明显地呈现出周期性重复发展的特征，一般把地壳构造发展有规律地出现的周期性构造活动过程，称为构造旋迴或大地构造旋迴。在一个构造旋迴期间，整个地球上（包括地槽区和地台区）同时呈现出地壳构造状况的周期

表 2—2 中国构造旋迴划分

（据尹赞勋，1978 和黄汲清等，1980 综合）

地质时代				构造运动名称		构造旋迴划分	
代	纪	世	年龄（百万年）	中国	外国		
新生代	第四纪	Q		—喜山Ⅲ—	—帕萨丁—	喜马拉雅	阿尔卑斯
			1.5—2	—喜山Ⅱ（台湾、陇山）—	—亚蒂—		
	第三纪	N	25	—喜山Ⅰ—	萨文（安第尔）—		
		E	67	—燕山Ⅴ（四川、闽浙）—	—拉拉米—	燕山	
中生代	白垩纪	K_2	112	—燕山Ⅳ（兴安）—	—奥里根—		
		K_1	137	—燕山Ⅲ（宁镇）—	—新西末利（内华达）—		
	侏罗纪	J_3	160	—燕山Ⅱ—			
		J_2	170	—燕山Ⅰ（三都）—			
		J_1	195	—印支Ⅲ（南象）—	—老西末利（帕利萨特）—	印支	
	三叠纪	T_3	205	—印支Ⅱ（淮阳、金子）—			
		T_2	215	—印支Ⅰ（桂西）—			
		T_1	230	—苏皖—	—法尔琴（阿巴拉契亚）—		
古生代 晚古生代	二叠纪	P_2	240	—东吴—	—萨尔（亚坎斯）—	海西（华力西）	
		P_1	285	—天山Ⅳ（黔桂）—			
	石炭纪	C_3		—天山Ⅲ（昆明）—	—阿斯特昂—		
		C_2	300	—天山Ⅱ（淮南）—	—苏台德—		
		C_1	350	—天山Ⅰ（柳江）—	—布利唐（阿卡德）—		
	泥盆纪	D	405	—加里东Ⅲ（祁连、广西）—	—伊利—	加里东	
早古生代	志留纪	S	440	—加里东Ⅱ（宜昌）—	—泰康—		
	奥陶纪	O	500	—加里东Ⅰ（怀远、云贵）—	—萨丁（萨拉伊尔）—		
	寒武纪	€	600	—	—苏必利尔—		
元古代 晚元古代	震旦纪	Z	700	—澄江（少林、休宁）—	—阿森特（休仑）—	扬子	
			850	—晋宁（雪峰）—	—卡累利—		
	青白口纪	Qb	1000	—	—达尔兰—		
中元古代	蓟县纪	Jx	1400	—武陵（四堡、梵净）—	—厄尔逊—	武陵	
	长城纪	Ch	1700	—吕梁（中条、嵩山）—	—哈德逊—		
早元古代	滹沱纪	H	2000	—五台（嵩阳）—	—卡赖尔—	吕梁	
	五台纪	W	2500	—阜平（鞍山、泰山）—	—倍洛莫—	五台	
太古代	阜平及更老	Ar	3500		—莫顿—	阜平（太古代绿岩）	
			3650—4000				
地球发展初期			4500—5000			原始地壳	
			5500—6000			天文阶段	

性变化，其延续时间约一亿五千万年左右。但是，每一个构造旋迴在不同地区并不是绝对同时开始和同时结束的，在不同地区地壳的构造旋迴发育也是不一致的。1887年法国的贝特朗用分析地层角度不整合的方法，确立了构造运动的周期性变化，在比较了西欧和北美不同褶皱区的发展之后，首次划分出休仑、加里东、海西和阿尔卑斯等四个构造旋迴。根据中国地质构造发展特点，结合全球构造情况，中国境内构造旋迴划分的一般情况见表2—2。

各构造旋迴中发育着不同特征的地槽，它们结束活动的时间不完全一致。根据地槽褶皱迴返结束活动转化为褶皱造山带的时间，可以划分出不同时期的地槽—褶皱系。例如，加里东构造旋迴结束地槽活动，转化为褶皱山系的，称为加里东地槽—褶皱系，如此等等。每个构造旋迴期间，都有一些地槽结束活动，转化为相对稳定的地区。

施蒂勒在1939—1950年间，建立了地槽发展的单旋迴模式，就是一般采用的一个地槽褶皱带只经历一个沉积—构造—岩浆旋迴，随后褶皱变质上升形成山脉。黄汲清从中国大地构造的实际出发，1945年初步提出地槽褶皱带的多旋迴运动观点；1965年建立了中国优地槽和冒地槽的多旋迴发展模式，即一个地槽褶皱带经历了若干个沉积—构造—岩浆旋迴的复杂发育过程；1974—1977年间，又分别阐述了秦岭-东昆仑(四个旋迴)、祁连山（五个旋迴）和天山（四个旋迴）等地槽的多旋迴发展特征；1978年又讨论了澳大利亚东部塔斯满地槽（六个旋迴）、美国阿巴拉契亚（四个旋迴）、加拿大科迪勒拉（六个旋迴）和西南日本（五个旋迴）等地槽的多旋迴发展；在此基础上，于1979年系统地提出地槽的多旋迴发展模式，1980年在巴黎召开的第26届国际地质会议上作了系统介绍，这种多旋迴学说与板块构造说并不互相排斥，而是相互补充，密切结合，因而受到国内外地质界的重视。

地壳的演化就是从一个构造旋迴向另一个构造旋迴螺旋式发展的过程。地壳在一个构造旋迴或一定发展阶段中，在一定空间范围内所形成的地质综合体，称为一个构造层。它是该构造旋迴期间所有岩石组合的总和，包括沉积建造、岩浆建造、变质建造、构造变动和矿产。两个构造层之间通常有一个明显的区域性角度不整合分隔开。根据地壳构造发展过程所显示的阶段性和周期性，可以将构造层划分为若干个不同的级别。划分构造层的依据是：区域性不整合或假整合、大型沉积旋迴、沉积建造类型、沉积岩相、变质程度、地层的含矿专属性和构造格局的变化等。

三、地槽形成的机制

目前关于地槽深拗陷形成的机制，尚有不同的看法，如下：

1．地槽的发展是一个自发的过程，堆积的沉积物的重量使地壳有足够的负荷，导致产生连续的下沉（图2—7a）。

2．岩浆从深部移向两侧和喷出地表造成地壳沉降（图2—7b）。

3．地幔对流作用引起地壳下沉（图2—7c）。

4．岩石圈板块俯冲，在地表形成深海沟（图2—7d）。

5．按照相转换假说，深处的冷却会使辉长岩转变为榴辉岩，从而使地壳深部岩石收缩，在地表造成拗陷（图2—7e）。

6．位于橄榄岩层之上的辉长岩，有一层变成较致密的榴辉岩而趋向下沉，同时牵引一段地壳向下，在地表形成凹陷（图2—7f）。

7．深断裂作用控制地槽深拗陷的形成及其发展。在我国各地槽褶皱带中，深断裂的控

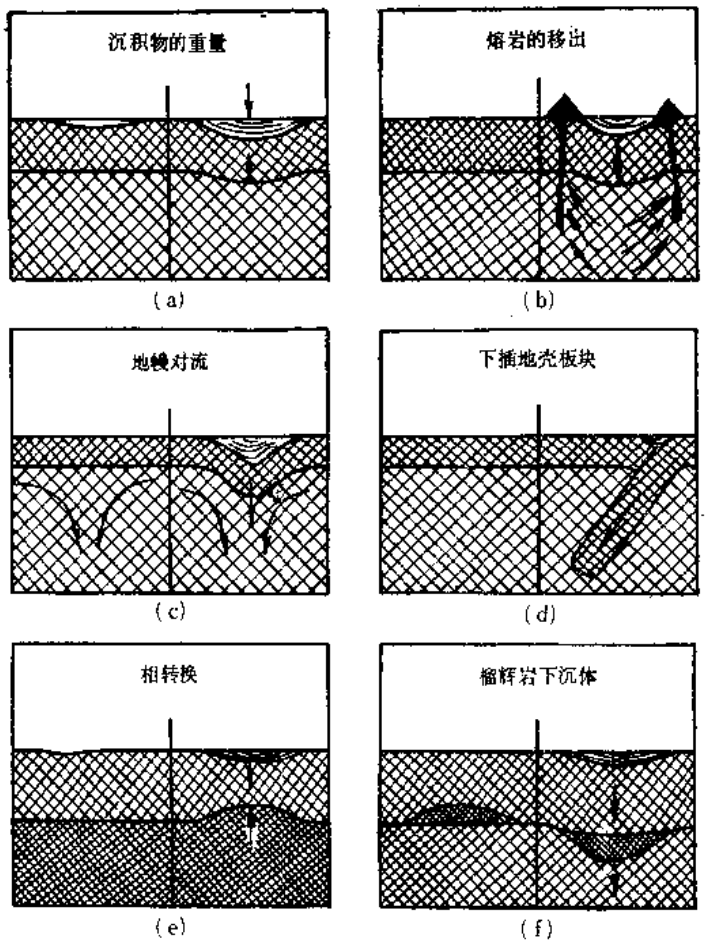


图 2—7 地槽下沉成因机制的各种假说示意图

(据威利，1978)

制作用特别明显（详见第十章）。

综上所述，地槽拗陷的形成机理，最主要的控制因素是地球的重力和热力作用。目前一般认为，在热力作用下，受热膨胀使地幔物质上涌，形成异常地幔垫（幔隆或幔枕），地壳相应发生均衡调整导致厚度减薄，引起地表拉张、裂开下陷，形成地槽或裂谷。反之，冷却会造成收缩，形成幔凹或山根，这时地壳相应均衡调整厚度增大，引起侧向水平挤压褶皱成为造山带。不过，这些机理并非显明易见，大多要靠推测。因此，地槽的拗陷和隆起的成因，还有待今后更多的地质和地球物理资料来证实和完善。

第四节 地槽—褶皱系有关名词概念

目前关于大陆地壳构造单元的划分及名词术语的使用，尚不一致，为避免概念上含混不清，现将本书采用的有关名词系统（表2—3）分别介绍于后：

1．地槽褶皱区：位于两个大陆地台区之间或大陆边缘，具强烈活动的地区。包括不同时期发育的、在空间上连成统一整体的若干地槽—褶皱系及其间的中间地块所组成。

2．地槽—褶皱系：是地槽褶皱区中相对强烈活动的地带，内部差异活动显著，构造、

表 2—3 大陆地壳构造单元分类表

一 级	地 槽 褶 皱 区		地台区（高克拉通）	
亚 一 级	地槽-褶皱系（造山带）	中间地块	地 盾	地 台（台坪）
二级单元	地向斜-褶皱带 { 优地槽型 / 冒地槽型	山前拗陷		台拗（台向斜） 台褶带（拗陷带） 台隆（台背斜） 地轴（线状隆起带）
	地背斜-褶皱带			
	边缘拗陷（过渡带）			
三 级	山间拗陷			台凸、台凹

岩浆活动都很强烈，后期褶皱变质，并上升成为造山带。

3．地向斜—褶皱带：是地槽—褶皱系中相对强烈下陷的二级单元。发育厚度大的地槽型沉积建造，构造复杂，岩浆活动广泛强烈，内生矿产丰富，一般有区域变质作用。按火山活动强弱程度和基底地壳性质不同，可分为两种类型：

（1）优地槽型地向斜—褶皱带——以大洋壳基底为主，深断裂作用和火山活动强烈显著，尤以发育蛇绿岩套著称。

（2）冒地槽型地向斜—褶皱带——以大陆壳基底为主，缺乏或很少火山活动。

4．地背斜—褶皱带：是地槽-褶皱系中处于相对隆起或长期隆起遭受剥蚀的二级单元。沉积缺失或很薄，断裂、岩浆活动比较强烈，尤以边缘地区为甚。中国不少地背斜广泛出露前震旦纪结晶基底，常位于地槽—褶皱系的中央，故称为中央结晶带或中央隆起带。

5．边缘拗陷：地槽褶皱迴返后，在褶皱系的边缘邻近地台的地方所形成的狭长带状拗陷，具过渡带性质。在其发展过程中，拗陷往往向外侧（地台）逐渐迁移，使两侧构造发育具不对称性。发育磨拉石建造、含煤建造、含油建造、红色岩建造和含盐建造等，具过渡型褶皱，强度向地台方向减弱。岩浆活动微弱。

6．山间拗陷：地槽褶皱迴返后，在褶皱山系内部于不同时期形成的大小与形状各异的拗陷或断陷。

7．中间地块：是地槽褶皱区中面积较大、呈三角形或菱形、相对较稳定且固结程度较高的地区。它是地槽褶皱区中保存的古地台碎块或早期固结的褶皱区。中新生界陆相地层广泛发育，断裂、岩浆活动较弱。

8．山前拗陷：位于地块边缘，在相邻地槽褶皱隆起后形成的狭长带状拗陷。主要发育陆相含煤、含盐建造，以过渡型褶皱为主。

第三章 地 台

第一节 地台的基本概念

一、地台概念的提出和发展

1883年俄国的卡尔宾斯基在研究了俄罗斯平原的地质特征后，指出它的基岩由上、下两个明显的构造层组成，它们在形成规律和发展特征上都显著不同，这就是地台双层结构的早期观念，但当时尚未使用“地台”这个术语。直到1885年奥地利的休斯在《地球的面貌》一书中才首次使用，其最初的概念是指地壳上稳定的、自形成后不再遭受褶皱变形的地区。由于这种构造单元里面的岩层产状十分平缓，因而具有十分平坦的地貌，故称为地台（Platform，平坦形态之意）。阿尔汉格尔斯基（1876—1940）继卡尔宾斯基之后，对俄罗斯地台进行了详细研究，明确指出地台突出的特征是具有双层结构。

嗣后，世界各国对不同地台的地质构造特征进行了大量的调查研究工作，进一步充实和发展了地台概念。

六十年代中期以来，在获得大量同位素年代测定资料基础上，开展了全球性前寒武纪地层（主要是地台区基底岩系）的划分和对比研究，对地台的前寒武纪基底构造和大陆地壳演化有许多新认识，其要点如下：

1．前寒武纪结晶地块内部构造极不均匀，不同发展阶段有着不同性质的构造单元。用以往流行的全球统一的泛地槽或泛地台*之说，已经不能解释前寒武纪地壳的演化规律。

2．识别出太古代有花岗—绿岩区（以非洲、澳大利亚、加拿大和印度等古老地盾为代表）和深变质麻粒岩相区（以格陵兰、苏格兰高地及波罗的、乌克兰和科拉地盾等为代表）两种不同类型的变质基底构造区，改变了原先一直主张最老地壳由硅铝质岩石构成的看法。特别是进入七十年代以来，发现许多基底深变质岩的原岩成分与绿岩带相似，而世界上各地盾的绿岩带又都主要由基性—超基性和酸性火山熔岩与沉积岩组成，加上南非地盾的太古代绿岩带（36亿年）老于周围的花岗片麻岩（34亿年）等事实，提出了原始地壳可能是硅镁质的绿岩带形成的新假说。这样研究太古代绿岩带就成为解决最古老地壳演化问题的关键。不过，1973年在西格陵兰发现了迄今地球上同位素年龄最老的花岗片麻岩（37.87±0.85亿年）以后，有关原始地壳性质的问题又引起了激烈的争论。温德利（Windley，B. F.，1977）等认为，原始地壳是硅铝质的，两个变质构造区的差别是构造位置不同造成的，花岗-绿岩区是上覆在麻粒岩相区上的太古代地壳上部层位的产物。说明对这一问题的认识仍分歧很大，尚未解决。

---

* 根据地台古老基底岩系都具有与地槽类似的特征，认为地壳发展早期（元古代前）是全地槽（即“泛地槽”）阶段，其中央部分最先褶皱变成稳定陆核，随后围绕陆核不同时代的地槽依次褶皱，地台就不断扩大，且稳固不变。但后来在许多地槽中都找到了与地台硅铝基底相似的前地槽基底，库兹涅佐夫（1939）据此提出了元古代末全球统一的“泛地台”分裂而产生地槽的假说。

3．目前已提出了二十多种有关太古代绿岩带的成因模式，大致可分为固定论说、板块说和陨石冲击说三类。现介绍格里克申（Glikson, A. Y., 1975）的绿岩带成因模式，认为原始地壳是硅镁质的，早期该岩壳连续覆于地表海水之下构成原始绿岩壳；后来，该岩壳破裂成裂谷，裂谷下的地幔底辟和榴辉岩、角闪岩发生局部熔融，就形成钠质花岗岩底辟，并向上侵位，基性岩壳连续沉陷，堆积了次生绿岩及其伴生的沉积物；最后在26亿年时发生全球变质—深熔幕事件形成年轻花岗岩，并向上侵位使原始绿岩壳发生畸变而成为现在出露于各地盾区的绿岩带。

对大陆地盾或地台基底中太古代绿岩带的研究，不仅对认识地壳早期演化规律有理论意义，而且还有与绿岩带密切相关的丰富矿产的重要实践意义。所以，目前国际上掀起了研究绿岩带的高潮。

近几年我国在华北地台的河南马畈（河南省地质研究所，1978）、内蒙古凉城—土贵乌拉间（马秀，1981）和辽宁北部清原（阎鄂，1980）与鞍—本—抚地区（王守任等，1980；陈洪江，1981；刘宇光，1982）等地，都先后在基底中发现了太古代绿岩带，并开展了一定的研究工作。钱祥麟（1981）曾对冀东一带地台的古老结晶基底构造作过详细调查研究。

马杏垣长期来一直研究中国前寒武纪构造变形历史和构造变动类型及其形成的条件。在此基础上指出重力在塑造地球岩石圈构造中起着重大的作用。近年来对华北地台基底构造，特别对河南嵩山区前寒武纪构造形变史及古构造型式作了深入研究。

我国有大片前寒武纪变质岩出露，大多分布在地台区，应立足中国实际，大力开展研究，揭示地台基底构造特征和探索地球岩石圈早期演化历史以及查明前寒武系与成矿的关系，为祖国实现四个现代化提供更多的矿产资源作出应有的贡献。

二、一般采用的地台概念

按照一般的理解，地台是地壳上相对稳定的地区，具有明显的双层结构。下构造层由巨厚的、强烈褶皱的变质岩和岩浆岩组成的复杂岩系，通常称为结晶基底或褶皱基底。上构造层由未变质的、产状平缓和厚度较小的沉积岩层组成，一般称为沉积盖层。沉积盖层和结晶基底之间有一个明显的区域性角度不整合分隔开，标志着地台的基底和盖层有着完全不同的发展经历，分别代表两个不同的地壳大地构造发展阶段（图3—1）。

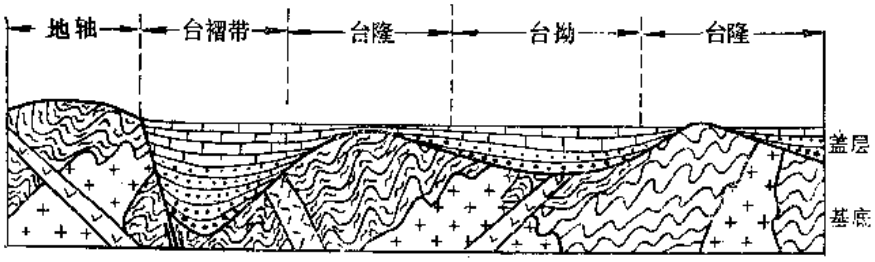


图 3—1　地台结构及内部单元划分示意图

地台基底形成阶段地壳处于强烈活动的发展过程，地台盖层形成阶段地壳具有相对稳定的发展特征。也就是说，地台是由强烈活动的地带经褶皱回返转化而成的。因此，槽-台学说强调由活动向稳定的转化时间，把它作为划分地台的重要依据之一。通常把前寒武纪（或前震旦纪）末期以前结束活动转化为稳定地区，基底属于前古生代的统称为古地台；而把古生代以来由地槽活动带转化为相对稳定的地区，基底属于早古生代（称后加里东地

台)、晚古生代（即后海西地台）和中生代（为后中生代地台）等，统称为年青地台或新地台。

一般说来，古生代以来的地槽经褶皱迴返形成褶皱山系后，除少数遭受剥蚀夷平，发育有较广泛的沉积盖层外，大多数沉积盖层发育较差，有的仍具有山岳地貌，故一般都习惯地称它们为褶皱系，而不称为年青地台。通常大地构造学中所称的地台，都是指古地台而言。

第二节　地台的基本特征

地台自形成以后，即具有相对稳定发展的构造性质，表现出与地槽强烈活动成鲜明对照的稳定发展特征，归纳如下：

1．形态特征：地台往往呈近卵形或等轴形，有时呈不规则形状，平面对径可达数百至数千公里。

2．地貌特征：地势平坦，起伏不大，以平原、盆地、高原为主，仅边缘和局部有时有较高的山脉。

3．地质特征：

（1）各时期沉积盖层呈面形分布，岩性较简单，主要为成分成熟（即经过较长距离搬运的陆源碎屑，具分选性好、磨圆度好和单一耐风化的石英屑为特色）的碎屑岩和质较纯净（与地槽区混有较多泥砂杂质明显不同）的碳酸盐岩。厚度不大，一般只相当于同时期地槽沉积厚度的十分之一。岩相、厚度在大范围内变化不大。典型的地台型建造有：石英砂岩建造、碳酸盐建造、含煤一铝土一铁质岩建造、红色岩建造和陆相火山一碎屑岩建造等。另外，还有一种与区域性大断裂活动有关的，一般由深源地幔物质大量喷溢到地表，形成以颜色较深的玄武岩类为主的暗色岩建造。例如，中国川滇一带二叠纪的峨嵋山玄武岩、印度西北部的德干暗色岩、伊朗西部的第三纪暗色岩和西伯利亚地台二叠—三叠纪的暗色岩等。

（2）构造简单。构造变动微弱，岩层产状近水平。褶皱主要呈宽缓穹窿及短轴背、向斜等。深断裂主要发育于地台边缘和与周围地槽的分界地带。

（3）岩浆活动微弱，仅局部地区沿断裂有少量基性一超基性、碱性的小型侵入体和玄武岩类的喷发岩等分布。

（4）岩层一般无区域变质现象。

（5）以铁、锰、磷、铝、煤、石油、膏盐等为主的外生矿产丰富。

4．地球物理特征：

（1）地壳厚度接近全球平均地壳厚度，无异常上地幔，低速带埋藏深度一般较大。

（2）重力布格异常为低负值，异常呈不规则形，变化较平缓。

（3）磁异常呈宽缓的不规则形，异常幅度变化较小。

（4）热流值低，一般都在1.3微卡/厘米^2·秒左右。

上述为世界各地台特征的典型概括，但是，不同地台因其所处位置和深部地壳上地幔物质运动不同，而有所差异。中国境内的地台在其发展过程中，内部差异较大，褶皱断裂作用较明显，可形成过渡型褶皱和走向逆断层，某些时期岩浆活动较强烈，带来多次内生

成矿作用，尤以地台边缘地区更为明显。因此，一般认为中国地台的活动性较大。为与国外典型地台相区别，黄汲清称其为“准地台”。

第三节 地台的发展

根据中国境内地台资料的初步分析，中国地台经前震旦纪强烈活动，于不同时期褶皱固结，经吕梁运动或晋宁运动形成统一的地台结晶基底后，自中元古代或震旦纪以来，基本上处于相对稳定状态，现将地台发展阶段的经历概括于后：

早期：差异性升降较明显，内部构造有一定程度分异。地台边缘升降差异较甚，形成狭长带状的隆起和拗陷，拗陷中沉积厚度较大，岩相、厚度变化亦较大，局部有褶皱、断裂、火山活动。地台内部差异升降微弱，形成开阔的大型隆起和拗陷，沉积不厚，岩相、厚度都较稳定。

中期：相对稳定的发展时期。地台整体缓慢升降或大面积差异升降，内部差异微弱，沉积厚度小，岩相、厚度稳定，在大区域范围内，都以滨-浅海相的碎屑岩、碳酸盐岩和海陆交互相含煤沉积为主，发育地台型沉积建造，是重要的外生成矿时期。构造变动、岩浆活动和变质作用都十分微弱。

晚期：较强烈活动时期。地台全区上隆，脱离海侵，内部可以出现较明显的断块差异升降，形成大小不一的内陆拗陷或断陷盆地，发育较厚的陆相含煤、生油与含膏盐沉积，是中国重要的油、气能源形成时期。地台边缘和隆起区断裂、岩浆活动较强烈，有多次中酸性火山喷发和中酸性至酸性岩的侵入活动，末期有玄武岩喷发，是中国地台区重要的内生成矿时期。构造变动较强烈，形成平缓开阔褶皱至过渡型褶皱，局部形成较紧密的线状褶皱，以及地堑或半地堑构造。

上述地台发展晚期较强烈活动的现象，尤以中国地台中新生代时期表现为最突出，国外一些地台也有类似现象，但对这种活动性的认识还很不一致。第一种把这种地台发展晚期出现强烈活动的现象，称为“地台活化”(别洛乌索夫，1954)，而把具有构造活化现象的地台，叫“活化地台”。第二种认为这种现象是地槽区的再度出现，谢音曼（Шейнманн, Ю. М., 1937）强调中国东部的这种现象是“地台转化为地槽的一个极好范例”；帕甫洛夫斯基（Павловский, Е. В., 1948）则称它为“次生地槽”。第三种强调它是一种新型活动区，米尔钦克（Мирчинк, Г. Ф., 1940）提出它是不同于地槽和地台的第三种类型的构造单元，称为“块断带”。后来，这种构造活动现象被更多的地质学家加以研究，由于它是“地台活化”产生的，故一般都称为“活化区”。嗣后，陈国达在1956—1959年间，在详细研究中国东部中新生代构造特征基础上，得出它的主要特征之一是区内出现名为“地洼”的一种新型构造盆地，故又称为地洼区——大陆地壳的第三构造单元；并进一步提出了地壳动“定”转化递进说，作为地壳发展的一般规律。黄汲清等（1980）认为，所谓“活化区”或“地洼”，大部分应属于大陆边缘活动带，一部分相当于大陆裂谷，还有一部分应是再生地槽。

第四节　地台有关名词概念

国内外对地台及其内部构造单元划分，意见极不一致，名词术语的使用也较杂乱。

欧美各国一般把地台区分为地盾和地台，或统称为克拉通。苏联一般把地台区分为地盾和台坪，并根据沉积盖层的发育程度和厚度，进一步分为台背斜和台向斜。

根据国内一般习惯，本书所采用的地台有关名词术语是：地盾和地台（相当于台坪）作为大陆地壳上相对稳定的一级构造单元——地台区内亚一级单元，二级单元有地轴、台隆（或断隆）、台拗（或断拗）和台褶带等（见表2—3）。现分别介绍于后：

1．地盾：大陆地壳上相对最稳定的部分，地壳长期处于相对上隆，前寒武纪变质基底广泛出露地表，缺失或局部边缘有很薄的沉积盖层。区内地势起伏很小，呈盾形轮廓，故得此名。国外常用此名，如著名的加拿大地盾、波罗的地盾和非洲地盾等。国内尚无与此相当的构造单元，故一般很少采用此名称。

2．地台（或台坪）：大陆地壳上地形起伏不大的稳定部分，与地盾的主要区别，是地壳长期或某些时期处于相对稳定下降，在前寒武纪变质基底之上，往往发育较完全、厚约1—3公里的沉积盖层，具明显的双层结构特征。通常一般所称的地台即属此类，如我国的华北地台和扬子地台等。

3．地轴：位于地台边缘，呈狭长带状，是地台内部相对活动性较大的正向二级构造单元。基底构造层出露较广，沉积盖层缺失或发育不全，断裂、岩浆活动较强烈，内生矿产亦较丰富。盖层褶皱平缓。五、六十年代，国内曾把它与地盾混为一体，视作地台内部相类似的二级单元，其实两者在级别和活动性质上都有不同，应予区别。

4．台隆：地台上相对上升的正向二级构造单元。呈等轴形或不规则形，盖层发育不完全，厚度较小，常有基底构造层零星出露。盖层褶皱较平缓，断裂较发育。若后期表现为明显的断块隆起，则称为断隆。

5．台拗：地台上相对下陷的负向二级构造单元，常常是地台上比较稳定的地区。呈菱形、方形或不规则形，长期稳定下陷或某些时期较显著下陷，盖层发育较全，厚度较大。盖层构造变动微弱，岩层倾斜平缓或近似水平岩层。岩浆活动微弱。外生矿产丰富。若后期表现为明显的断块拗陷，则称为断陷。

6．台褶带（或拗陷带）：位于地台边缘的称台缘拗陷或位于地轴内侧称轴缘拗陷，呈狭长带状的沉降地带，是地台上活动较强烈的负向二级构造单元。长期下陷或某些时期强烈下陷，沉积盖层发育较完整，厚度大，岩相、厚度变化较大。盖层构造变动较强烈，褶皱、断裂均较发育，可形成过渡型甚至紧密线形褶皱和逆断层，常常构成地台盖层褶皱带，故得此名。岩浆活动较强烈，内生矿产亦较丰富。

六十年代以来，随着对地台上这种横向线性拗陷研究的逐步深入，1960年沙茨基首先提出一个专门名词，称为裂陷槽（俄文—Авлакоген，英文—Aulacogen❶），把它作为地台区一种独特的重要构造单元，所举例子是俄罗斯地台东南部的顿涅茨拗陷。霍夫曼（Hoff-

---

❶ Aulacogen—原意是一种狭长的以断缘为界的克拉通内沉积盆地。国内译名不一，有译为深断槽（马杏垣，1982）、裂陷槽（李继亮，1981）、裂陷带（王鸿祯，1982）、裂陷谷、陆沟、台沟（罗正华等，1982）、拗拉谷（朱夏，1981）。

man, P.,1974）和狄金生（Dickinson,W.R., 1974）等进一步引伸，并确认北美大陆的南俄克拉荷马地堑是一个古生代拗陷很深的裂陷槽、加拿大地盾西北角的阿萨普斯考裂陷槽以及非洲大陆上两个年轻的裂陷槽（贝努埃槽和阿法尔洼地）。据钱祥麟（1980）和王鸿祯（1982）等的研究，分别确认华北地台的燕山裂陷带（中、晚元古代为主）和粤桂交界的钦防裂陷带（印支期为主）。霍夫曼等认为裂陷槽是由断裂大陆边缘的内角部位向大陆地台上延伸的、长期或某些时期显著活动的、沉降较深的线性拗陷。它与地槽的区别是：古流向是纵向而不象许多地槽中为横向古流；受高角度正断层而不是低角度冲断层的控制；火山作用是碱性的（经常是双模式玄武岩一流纹岩组合）；通常未变质；以垂直运动为主。其成因一般是在地壳拉张作用下形成的。并认为它产生于大陆下有地幔热柱上升的三合点的构造环境，地壳活动性比四周较强，但还没有产生大面积洋壳，因而其活动性明显比地槽弱。对裂陷槽上述构造特征的认识，目前还不一致，尚待今后进一步研究完善。

第四章 深 断 裂

第一节 深断裂的概念

一、深断裂概念的由来和发展

1904年，美国的霍布斯（Hobbs, W. H.）首创了线形构造这一名词，当时的涵义是：具有区域规模的直线状或近似线状延伸的地貌图象，如隆起的边缘，山脉的走向，巨型水系的方向，湖泊的带状展布，海岸线的方向等，往往是不同地质体或岩石类型的交接带，它们都受一系列隐伏深部的原始破裂带所控制，并认为断裂带多呈北西—南东和北东—南西方向。

1922年 E.克永克尔研究东非大裂谷线性构造，认为它的成因机理是拉张作用。

1939年德国的克劳斯（Cloos,H.）将地球上大型线形构造带划分为地缝合线（不同地块之间的边缘断裂或一个地块与相邻褶皱山系的接合缝）和地破碎带（同一地块内部的断裂带，相当于裂谷带）两类。嗣后，1948年又指出这两类主要线形构造在地球历史早期阶段就已经存在。

瑞士的桑德尔(Sonder,R. A. ,1938, 1947)、荷兰的文宁·曼尼兹（Vening Meinesz, F. A., 1947)分析了线形构造的力学机理，提出了全球性剪切断裂系统概念。

美国的穆迪和希尔（Moody, J. D. and Hills, M. J. , 1956, 1966）把全球断裂网络分成八个方向，它们都与地壳的南北向和东西向挤压收缩有成因联系。并认为具走向滑动的线形构造，是挤压和剪切共同作用的结果。而马克斯韦尔和威斯（Maxwell, J. C. and Wise, D. V., 1958）则强调走向滑动断层是剪切作用产生的。

日本的和达清夫（1928）首先在日本列岛下面发现了地震震源的深度自太平洋一侧向大陆一侧逐渐增大。后来，贝尼奥夫（Benioff, V. H., 1949, 1954）等研究了环太平洋带的震源分布，认为这种包括深源地震在内的震源倾斜分布面是巨大的冲断裂造成的，即著名的贝尼奥夫带。

1946年沙茨基利用地震资料证实了深断裂的客观存在。认为这种断裂切割深度大，切穿地壳甚至到达上地幔，并具有长期继承性发展特征。

苏联的裴伟在1945—1956年间对深断裂作了详细、全面、系统的研究，首次提出了深断裂的明确定义，并把这一概念引用到地槽构造的研究中。又系统地论述了深断裂的特点、分类和意义。同时，指出了深断裂具有长期性和继承性发展特征及其对地壳构造发展和各种地质作用的控制意义。六十年代根据深断裂两侧块体有巨大的水平位移存在，并受板块构造学说的影响，到七十年代裴伟的观点，从原来的“固定论”转变成“活动论”。

米纳德（Menard,H.W., 1954）首先在东北太平洋发现了切割大洋底的巨型破裂带。嗣后，威尔逊（Wilson,J.T., 1965）等又相继在各大洋中发现了横切洋中脊的断裂带，并定名为转换断裂系统。

十六年代的地壳和上地幔以及七十年代的地球动力学研究的进展，通过对世界上著名的东非、莱茵和贝加尔等裂谷带以及全球规模的喜马拉雅山、阿尔卑斯山、科迪勒拉山、安第斯山和乌拉尔山等造山褶皱带（即地缝合线或板块俯冲带）进行的地质和地球物理调查，加深了人们对全球线形构造带（即深断裂）发育规律的认识。这些资料表明地壳的挤压俯冲带与拉张裂谷带是同时相互并存的对立统一体，构成了全球断裂网络的复杂图案。这一既有拉张又有收缩（挤压）的统一构造应力场，恰好证实了地幔对流作用所表现出来的、既有分裂（热流上升）又有碰撞（热流下降）的环形封闭圈的存在的可能性。

从肯尼迪（Kennedy,W.Q.,1946）最先提出平移断裂概念以来，国际上日益重视巨大平移断裂的研究。目前，已确定水平位移幅度较大（数十至上百公里）的有苏格兰大谷、圣-安德烈斯、菲律宾和中亚塔拉斯—费尔干等近四十条巨型平移断裂。楚里兹(Шульц, С. С. ,1975）从卫星象片解释辨别出世界大陆上广泛发育平移断裂构造。

五十年代以来，张文佑和黄汲清等先后把深断裂概念引入和应用到中国大地构造研究中来。国内许多大地构造学派的研究成果中，都强调了深断裂对大地构造发展的重要作用。比较突出的是张文佑等，他们自1959年以来，长期坚持以断裂的形成和发展为主要观点，通过断裂力学机制的模拟试验和深部地球物理探测等手段，进一步引伸和发展了断裂构造概念，1973年强调地壳一岩石圈各圈（层）之间的层间滑动构造作用的重要性，1974年明确提出断块（最初称“块断”）构造学说，并据此来划分中国大地构造分区和阐明其发展特征；近几年来，系统地论述了中国断裂体系的发展和断块大地构造学说，使其更进一步完善。

黄汲清等（1980,1981）比较详细地论述了中国的深断裂构造格局与深层构造的关系，并强调了深断裂对中国大地构造发展的控制意义。

徐嘉炜从1964年以来，在综合对比大量地质和地球物理调查资料基础上，论证了郯庐深断裂是世界大陆上规模最大的平移断裂之一，这一论点已被愈来愈多的地质学家所接受。另外，还有阿尔金断裂、台湾纵谷断裂、红河断裂、鲜水河一安宁河断裂和天目山断裂等，都已被证实属平移深断裂，因而深断裂的巨大水平位移特征及其意义，已日益受到地质界的重视。

二、一般采用的深断裂概念

深断裂是切割深度大、空间延伸远、具发育长期性和继承性的巨大破裂带。

深断裂的切割深度达数十至数百公里，按照一般的理解，即切穿硅铝层，达到硅镁层，甚至可深达上地幔。深断裂在地表平面上常常表现为宽数公里到数十公里的破碎带，长度可达数百至数千公里。它可以形成于不同的地质时代或构造旋回，并在其后的时期中继续不断地活动。

深断裂与深部及表层物质运动密切相关，它对地壳构造的形成和发展起着重大的作用。通常它可以分隔发展历史和构造状况都极不相同的地壳块体，对沉积作用、褶皱作用、岩浆活动和矿产的形成与分布等都起着明显的控制作用。因此，研究深断裂具有重要的理论意义和实际意义，尤其是对阐明地壳的结构，地壳上地幔构造类型的发生和发展，划分构造单元界线，指导找矿，特别是寻找与基性一超基性岩有关的矿产，以及对地震的预测预报和工程建设等方面都十分重要。

第二节　深断裂的鉴别标志

深断裂有的出露地表，但多数常常隐蔽在沉积层、喷出岩的下面，或被侵入岩所占据。因此，通常不易直接观察到深断裂和它的全部特征。但是可以通过地质和地球物理方法，根据直接或间接标志，确定深断裂的存在，追踪其展布方向，并研究其发展特征。其主要标志如下：

1．沉积标志：在同一地质时期中，相邻两地区的地层发育、岩相-厚度和沉积建造类型等，沿着一定的线状地带突然变化；或在某一线状地带内的沉积特征与相邻地区截然不同；或具有呈串珠状断续分布的内陆断陷盆地沉积等，都常常是深断裂发育的部位。追索它们的延展情况，可以确定深断裂的空间规模。根据上述沉积特征在地质时期中持续地或断续地发育的表现，可以查明深断裂活动的长期性或多期性特征及其位移方向的变化。

2．岩浆活动标志：深断裂往往是深部岩浆活动的通道，不同种类的岩浆有着不同的生成深度。因此，岩浆活动标志对确定深断裂及其深成性有着特殊的意义。

基性—超基性侵入岩体的线状或串珠状分布带，以及基性—超基性岩体中深源橄榄岩等捕虏体的存在；呈带状延伸的花岗岩等酸性至中酸性岩体分布带；现代或古代火山的线状分布带；热液蚀变增高的带状地带；岩脉、矿脉聚集带及与岩浆有关的矿产呈明显的带状分布等，都能反映深断裂的存在。岩浆岩的岩性可以反映断裂的深度，岩浆岩的时代可以说明深断裂发育或活动的时代。沿深断裂带岩浆活动的多期性，反映出深断裂活动的长期性和继承性的特征。

但是，在具体分析深断裂存在的确切位置时，必须把深断裂与岩浆活动的关系分析清楚，因为不少深断裂是由一系列不同规模的断裂组成，带状分布的侵入体和火山中心往往出现在主干断裂的一侧或两侧。

3．构造标志：在一个狭长地带内，地表断层密集，褶皱作用强烈化和复杂化，出现显著的片理化带、劈理带、节理破碎带和动力变质带；或沿一个狭窄地带，构造线方向突然改变，不同走向的岩层互相碰合，不同类型、不同组合和不同规模的构造突然相接，褶皱顶点高程突变，以及不同大地构造单元间的直线状接触线等，通常反映了深断裂发育的部位。

4．地球物理标志：地球物理方法对发现和追索隐伏深断裂及确定深断裂的切割深度起着重大作用。基准反射层或折射层的深度，特别是康氏界面和莫氏界面等深度的突然变化，直接表明了断裂的深度。重力梯度带，特别是正负异常的急剧变化带；线状正磁异常带或异常链，异常范围的错动线；地震带，特别是深源地震带；地热梯度突变带，地热异常的线状分布带等，都与深断裂密切相关。

5．地貌标志：线状地堑河谷、河流扩大地段、湖泊、洼地等各种盆地的线状分布等，不同地貌单元间的截然变化带：如山脉和低地或洼地之间的界线，夷平面高程及阶地数目和高程发生突然变化的地带，近于平直的海岸线等，都是追踪深断裂的重要辅助标志。

上述各项标志，在鉴别时必须综合加以使用，严防片面化和简单化。

第三节　深断裂的类型

深断裂可以从位置、深度、时代、力学性质以及展布形态等进行分类。

一、按深度和特征分类

这是目前比较流行的一种分类，大致可分为如下几种深断裂（表4—1、图4—1）：

表 4—1　深断裂分类简表

（据黄汲清、张文佑等综合，1978）

名称				深度	举例	
黄汲清		张文佑			世界	中国
壳断裂	硅铝层断裂	壳断裂	基底断裂	切穿硅铝层，达到康氏界面	很多	东南沿海深断裂
	硅镁层断裂		地壳断裂	切穿硅镁层，达到莫霍界面	很多	沧州深断裂
超壳断裂	岩石圈断裂	岩石圈断裂		切穿岩石圈，达到软流圈	东非裂谷带	郯庐深断裂
	超岩石圈断裂			切穿岩石圈，深入软流圈中	贝尼奥夫带	雅鲁藏布江深断裂

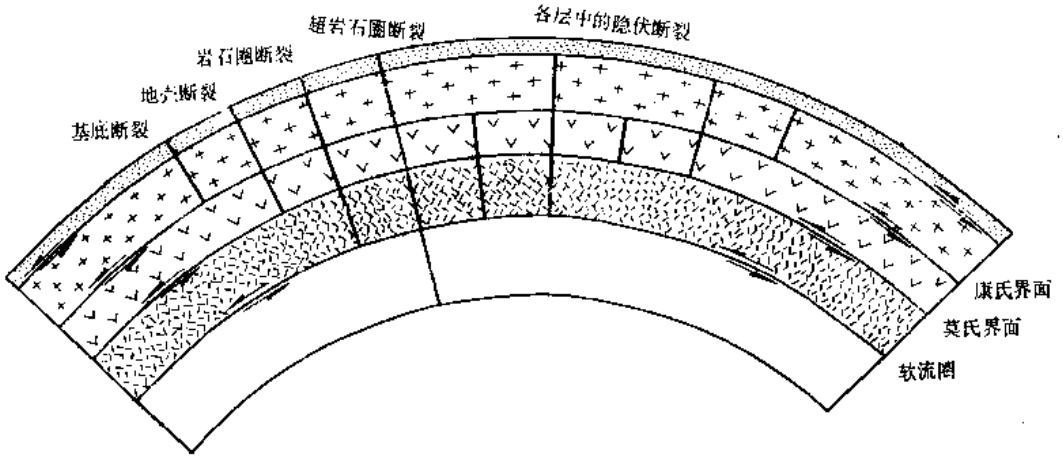


图 4—1　深断裂分类示意图

（据张文佑修改，1978）

1．超岩石圈断裂：地球构造圈中规模最大的一级深断裂，一般构成活动大陆边缘与大洋之间的分界。现在正在活动的这类断裂一般都沿深海沟分布，并伴有火山链和深源地震。太平洋周围的贝尼奥夫带即是，其最大深度可达720公里。在地史发展过程中出现的这类深断裂，一般都具有发育良好的蛇绿岩套，常伴有成对出现的高压-低温变质带和低温-高压变质带及构造混杂岩带，如我国的雅鲁藏布江深断裂。

2．岩石圈断裂：规模很大，一般可构成岩石圈一级构造单元——活动带与稳定区的分界线。一般都有超基性岩等深部物质沿断裂带呈线状分布，但缺乏典型的蛇绿岩套。常出现重、磁异常陡梯度带，高热流异常带及强度大的地震活动带。如我国地槽区中的大部分

断裂。

3．硅镁层断裂：沿这类断裂可出现基性岩及中性岩带，常构成活动带和稳定区中次一级构造单位——大型隆起和大型拗陷等的界线，控制着岩浆和成矿的分带性。磁异常的陡梯变带较为突出，有较明显的热流异常，有较强的地震活动。

4．硅铝层断裂：沿这类断裂可出现酸性及碱性岩带以及矿脉等，常构成活动带和稳定区中三级构造单元的界线，一般控制沉积相带的分布。地球物理异常有时较明显，有时有地震活动。

二、按力学性质和位移方向分类

1．张性深断裂（深正断裂）：是地壳在拉张作用下形成的一种线形构造带，一般称为地堑或裂谷（带）。其特征是两侧均以许多平行的高角度正断层呈阶梯状相向排列，在剖面上呈对称或不对称的“V”形裂谷，是近代火山、浅源地震活动带和高热流带。深部地幔热流表现为上升特征，紧靠上地幔界面有异常的壳下垫状体或裂谷垫，其V_p速度为7.4～7.8公里/秒。地壳厚度明显变薄，构造应力机理分析属于张性。如东非裂谷带和中国的汾渭地堑等。

2．压性深断裂（深逆断裂）：是地壳在挤压作用下形成的一种线形构造带。深部地幔热流以下降为特征，地热梯度明显减小。地壳厚度相对增厚，构造应力机理分析属于压性。如太平洋岛（山）弧俯冲深断裂带、苏联乌拉尔断裂和中国北祁连—北淮阳深断裂等。

3．剪性深断裂（深平移断裂）：是地壳在剪切（水平错动）作用下形成的一种线形构造带。它往往是与挤压或拉张作用伴生的一种构造运动形式，构造应力机理分析属于剪切性质。如美国圣—安德列斯断裂和中国郯庐断裂带。

4．层间滑动断裂：它是发生在地球各构造圈层之间、沿着近于水平的各构造层面作剪切滑动的一种隐伏深断裂。大多是与巨型隆起和拗陷构造运动相伴生的一种构造运动形式。如海底扩张和大陆漂移以及大、小板块的移动都可能是受层间滑动断裂控制。

其它可兼有压剪性、张剪性和剪张性、剪压性等过渡性质的断裂，各以它们为主的力学性质而分别归入上述几种主要类型。不过，深断裂在演化过程中，它的力学性质和运动方式并不是一成不变的，而是随着时间进展，可以互相转化的。

三、深断裂的其它分类

深断裂还可以按位置、时代、展布形态和规模等分类，但都还不太成熟，仅供参考。

深断裂按构造位置可分为：地槽型、地台型和边缘拗陷型三种断裂。

深断裂按时代（主要活动时期）可分为：元古代、古生代、中生代和新生代等四个不同时代活动的断裂。由于断裂活动的复杂性，目前具体确定每条断裂的时代还有一定困难，今后要逐步作到具体分析各深断裂带的形成时代、主要活动发育时期和终止时间，这样更有利于对深断裂重要意义的确切了解。

深断裂按展布形态可分为：直线形和弧形两类。前者多见于大洋和大陆的稳定（地台）区，反映刚性形变的特点。而后者多见于活动（地槽）带，反映柔性形变特点。但也有强调直线形断裂是原生的深层构造，其它形式的断裂，都是线形断裂网络发展的结果。可以看出对此认识上有分歧。

深断裂还有显露和隐蔽之分。前者在地表直接出露，用一般地质方法就能鉴别。后者隐伏地下，只能采用地球物理方法或卫星象片判读等间接方法来推知。近一、二十年来，

深部地球物理探测积累的丰富资料证明，仅只断开地壳和上地幔中不同圈层的隐伏断裂同样是存在的（见图4—1）。

深断裂按深度和规模等不同，可分四级：断裂体系、断裂系、断裂带和断裂。断裂体系是最大一级，控制大地构造区域（简称构造域）的发生、发展及其演化过程。一个断裂体系可以包括若干个断裂系，一个断裂系又包括若干个断裂带，而一个断裂带由若干条断裂组成。一个断裂体系中，往往有一个或几个断裂系在构造域的发展中起主导作用，这种断裂系称为主断裂系，如中国东部滨太平洋断裂体系，就是一个以西太平洋贝尼奥夫带为主断裂系的复杂断裂系统。同样，在一个断裂系中，也往往有一个或几个主断裂带；在一个断裂带中，也有一个或几个主断裂。它们分别对不同级别的构造单元发展起控制作用。

第四节　深断裂在地壳构造发展中的作用

七十年代以来，由于遥感技术在地质学上的应用和板块构造学说的发展，推动了线形构造带（深断裂）的研究，这对于了解区域和深部的构造作用，重建区域构造应力场，以及阐明成矿带的空间分布和聚矿活动等方面都起着重要的作用。深断裂由于其发育时间长、延伸距离远、影响深度大，与深部及表层物质运动都有密切关系，因而在地壳构造发展中起着明显的控制作用，主要表现在如下几方面：

首先，深断裂决定着地球面貌总的轮廓。大陆和大洋的接合带一般都以深断裂为界。大陆在深部断裂拉张作用下解体和裂开，产生如东非裂谷带等断裂构造；随后，继续拉张裂开，生成如红海—亚丁湾裂谷等构造；不断向两侧水平扩张可形成大洋中脊和大西洋那样的开阔海洋；大洋发展到一定阶段，在地壳挤压作用下开始收缩，大洋壳沿深部断裂不断地向两侧大陆边缘或岛弧—海沟下俯冲消亡，如太平洋；接着大洋逐步收缩、衰亡成为狭缩海，如地中海；最后，海洋完全消亡，两大陆碰撞，形成象喜马拉雅山和阿尔卑斯山等褶皱山系。如上所述，在深部断裂拉张和挤压的对立统一作用下，完全控制着地球表面海陆分布的特征。

其次，深断裂控制着地球表层构造的发育。如大型的线状拗陷（地槽）和隆起（地背斜）及其造山褶皱带，又如全球性裂谷系和环太平洋的深海沟等，都与深断裂有成因联系。

再次，深断裂控制了沉积建造、岩相—厚度、构造变动、变质作用以及岩浆活动和内生矿床等地质体在时间和空间上的分布特征（详见本章第二节）。

最后，深断裂在大地构造发展中起着十分重要的作用。以中国区域大地构造格架的形成和发展特征为例，深断裂常构成不同构造单元之间的自然分界。如昆仑—秦岭—北淮阳深断裂带，长期控制中国大陆南北部的地质发展；而六盘山—龙门山深断裂带则是中国东西部的地质分界。中国地壳—上地幔构造的总特点是：东部是幔隆区，显示拉张构造背景，与中国东部滨太平洋断裂体系的张性裂谷或断陷盆地（如华北—渤海、苏北—黄海、松辽—下辽河和南海等）的形成有关。西部是幔凹区，显示挤压构造背景，与中国西部众多的地槽-褶皱带和逆（掩）断裂的形成有关。特别是号称世界屋脊的青藏高原隆起区，是地球上大陆地壳最厚的地区，四周清楚地被喜马拉雅（南缘）、西昆仑—阿尔金（西北缘）、北祁连（东北缘）和玉龙—龙门山（东南缘）等几条著名的深断裂带所围限，青藏高原上有东

昆仑、金沙江—红河、班公湖—怒江、雅鲁藏布江和道孚—康定等深断裂，它们在深层构造和卫星照片上都有十分清楚的反映，大部分是中生代以来长期活动，它们可能受印度和亚洲两大陆（板块）碰撞作用的影响。所有这些深断裂对青藏高原区域大地构造的发展都起着十分重要的控制作用。

第五章 大 陆 漂 移

第一节 大陆漂移说的由来和发展

早在1620年，培根（Bacon, F）就发现大西洋两岸海岸线的相似性。1858年，斯奈德（Snider, A）根据欧洲、北美石炭系煤层中植物化石的相似性，首次提出大西洋两岸大陆能够拼合、所有大陆过去曾经是单一陆块的设想，并绘制了大西洋周围大陆的复原图。1880年，惠兹坦因（Wettstein, H）提出，大陆由于太阳对地球的潮汐引力而向西漂移。19世纪末，休斯根据南半球各大陆地质岩层的近似，将它们拟合为一个单一的大陆，称为冈瓦纳大陆。1908年，泰勒（Taylor, F. B）认为大陆块的相对移动是使岩石挤压造成现代山脉和岛链的原因。1911年，贝克（Baker, H. B）把各大洲拼合成一个大陆，使近代山链成为从一个大陆到另一个大陆的连续构造。尽管大陆漂移的思想早有萌芽，但是第一个全面、系统地论述大陆漂移假说的是魏格纳。

1912年，魏格纳根据地壳均衡理论，大洋两岸（特别是大西洋两岸）的海岸轮廓、地层、岩石、构造、古生物群的对应性和相似性，古气候资料和大地测量数据等，提出大陆是由较轻的刚性的硅铝层所组成，它漂浮在较重的粘性的硅镁层之上；在石炭纪前，全球只有一个大陆块（称为泛大陆）和一个大洋（称为泛大洋）；在潮汐力和离心力的作用下，自中生代开始，泛大陆逐渐破裂、分离，产生离极漂移和向西漂移，造成现在的海陆分布（图5—1）。大西洋、印度洋是在大陆分裂漂移的过程中形成的，太平洋是泛大洋的残余。大陆在向赤道和向西漂移的过程中，前缘受到挤压并褶皱形成山脉，后缘由于硅镁层的粘结、拖曳作用而脱落下来的小陆块，形成岛弧、岛屿和浅滩，并使格陵兰、南美洲等陆块的尖端向东弯曲。

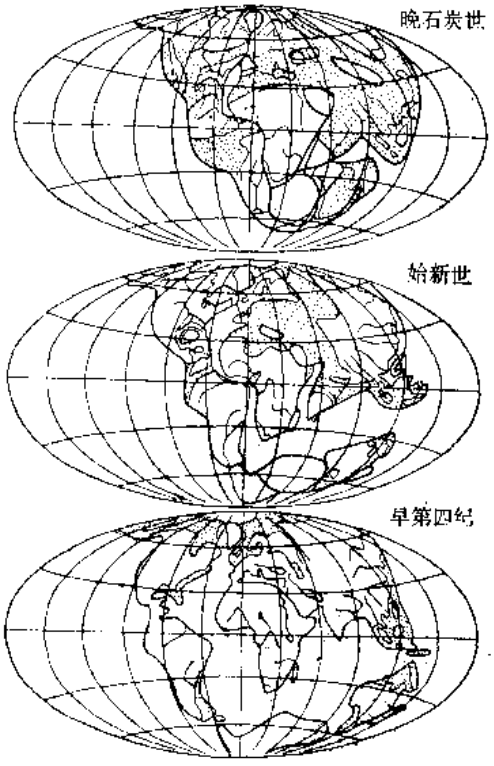


图 5—1 魏格纳的海陆演化图
（据魏格纳，1915）
细点表示浅海。经纬线是假定的（以今天的非洲为标准）

大陆漂移说提出后，至二十年代，才在欧美引起广泛的讨论。大陆漂移说曾经盛行一时。但是，由于存在众多的问题，诸如硅镁层是刚性的，海底山脉的走向与大陆漂移方向垂直，硬的大陆边缘褶皱成

为山脉，而“软”的洋底边缘坳陷成为海沟等，都与“舟行于水”的漂移机制相抵触，使人对它产生怀疑。尽管后来霍姆斯（Holmes, A., 1928）提出地幔对流作为大陆漂移的驱动力，都托（Du Toit, A. L., 1937）根据地质证据提出在古生代中期至第三纪初期，全球有两个大陆，即北半球的劳亚古陆和南半球的冈瓦纳大陆，其间为特提斯海分开，和大陆因重力驱动而漂移的设想；但是，由于受当时关于地球外层构造特征认识水平的限制，大陆漂移说又缺乏对大陆内部和古生代以前的地质构造发展的说明，三十年代后就逐渐趋于沉寂。

第二次世界大战后，特别是五十年代以来，由于古地磁学、海底地貌学、海洋地质学、地球物理学和深海测深技术等的迅猛发展，不仅为大陆漂移说提供了新的强有力的证据，使大陆漂移说重新活跃起来，而且进一步发展为海底扩张说，并成为板块构造说的重要组成部分。

第二节　大陆漂移的证据

一、大陆拼合

（一）几何拼合

大陆几何拼合的方案很多，为得到较客观的结果，1965年，布拉德（Bullard, E. C）等使用电子计算机，选择500英寻（915米）等深线（相当于大陆坡的中点）作为拼合线，得到了大西洋两岸大陆的最佳拼合，其平均误差不超过经度1°或88公里（图5—2）。

（二）地质构造拟合

越来越多的资料表明大西洋两侧大陆的地层、构造、岩石、矿产等遥相呼应。1968年，赫尔利（Hurley, P. M）用比较大西洋两岸岩石序列和年龄的方法，发现按布拉德的拼合方案，非洲与南美洲的岩石年龄区之间的界线可以互相连接，构造线方向也是协调一致的（图5—3）。南美洲东部和非洲西部的锡—钨、铁—锰、铜—铅—锌等矿带也是互相衔接的（图5—4）。

塔林（Don and Maureen Tarling, 1971）根据非洲西南部和巴西东部，在5.5—1.0亿年期间具有相同的地质史，近一步说明非洲与南美洲在1亿年前是连接在一起的，1亿年后才逐渐分开（图5—5）。

此外，欧洲和北美洲，南极洲、大洋洲、印度和非洲之间也可以进行拼合。

二、古生物和古气候

古气候资料与地球现代气候分布很不协调。靠近北极的斯匹茨卑尔根群岛等地区，发现有石炭纪—白垩纪的热带植物化石和老第三纪的温带植物化石，而处于热带、亚热带的南美、非洲、印度、澳大利亚等地区发现有广泛分布的石炭二叠纪冰川堆积物。对此现象有两种解释：一是极轴移动，一是大陆漂移。冰川堆积物不能用极轴移动来解释，极地不会有这样大。若原来这些大陆是联在一起，位于极区，而后才分裂、漂移开，则可以很好地解释上述现象。冰川分布的总面积也正好与极区面积相近（图5—6、7）。

在图5—6的热带植物区系范围内，还找到同期同种属的珊瑚和其它海滨—江河生物化石，以及2.5亿年左右的沙漠标志和盐层；在寒带植物区系范围内，即相当于上述石炭二叠纪冰川堆积物分布地区，还找到相同的生活在2亿年时的各类陆生爬虫化石和生活在1

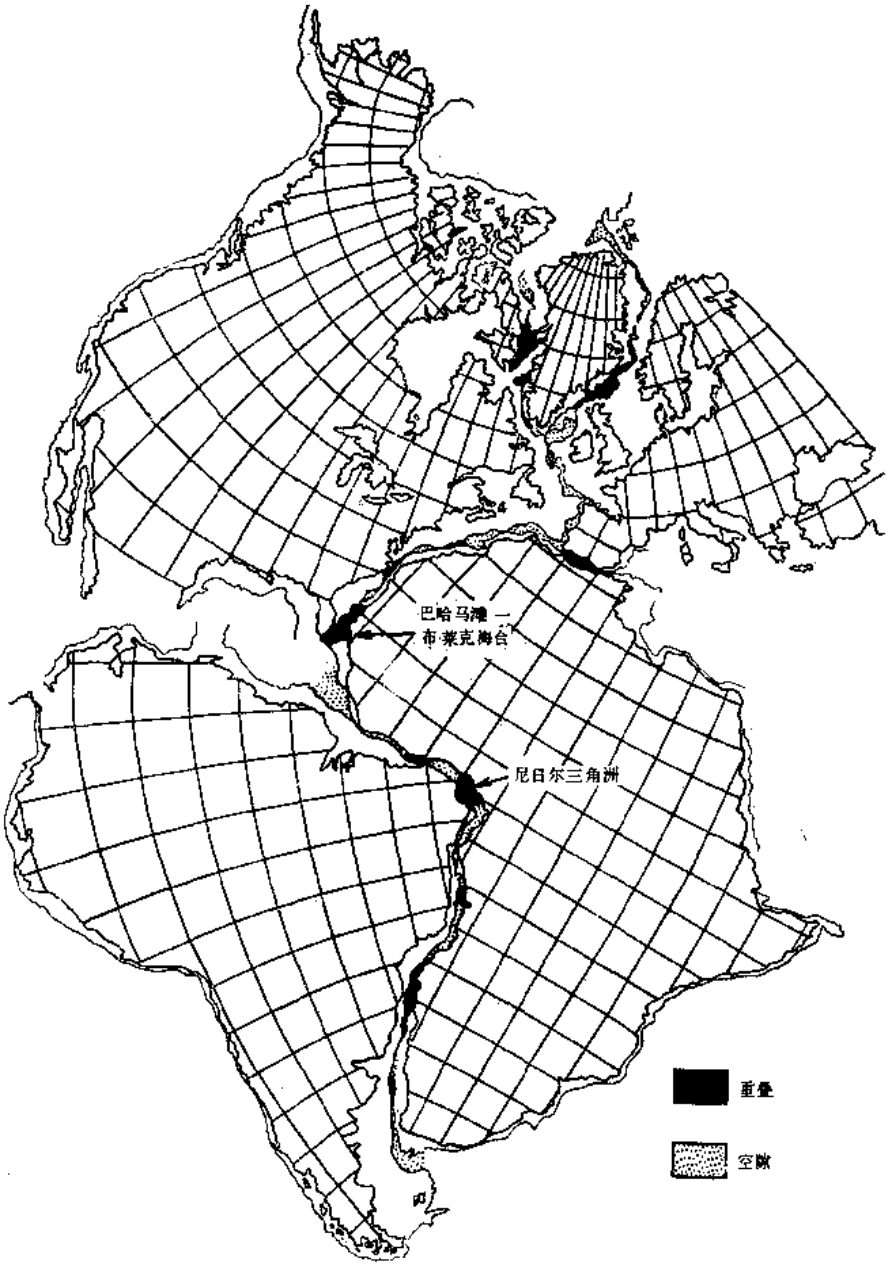


图 5—2 大西洋两岸的大陆拼合

(据 Bullard, E. C. 等, 1965)

亿年前的淡水鱼、蛙、龟类化石，而且冰砾擦痕十分奇怪的指示冰积物来自附近海洋。但是，当把这些大陆按照图5—7拼合起来后，也就不奇怪了。

生物变异的研究，也为大陆漂移提供了证据。物种的繁衍和绝灭与大陆离聚有密切关系。大陆分裂和漂移，会使特殊的生态环境区域增加，从而使生物在分裂的各个大陆上进化成不同的生物群，增加物种的多样性；大陆聚合，使彼此不同的生态环境区域减少，生物群的生存竞争也会导致某些生物群的灭绝，从而引起物种减少。图5—8是以九个无脊椎动物门科的数目作为时间的函数标绘的，时间座标之下的图形表示大陆离聚事件。随着古

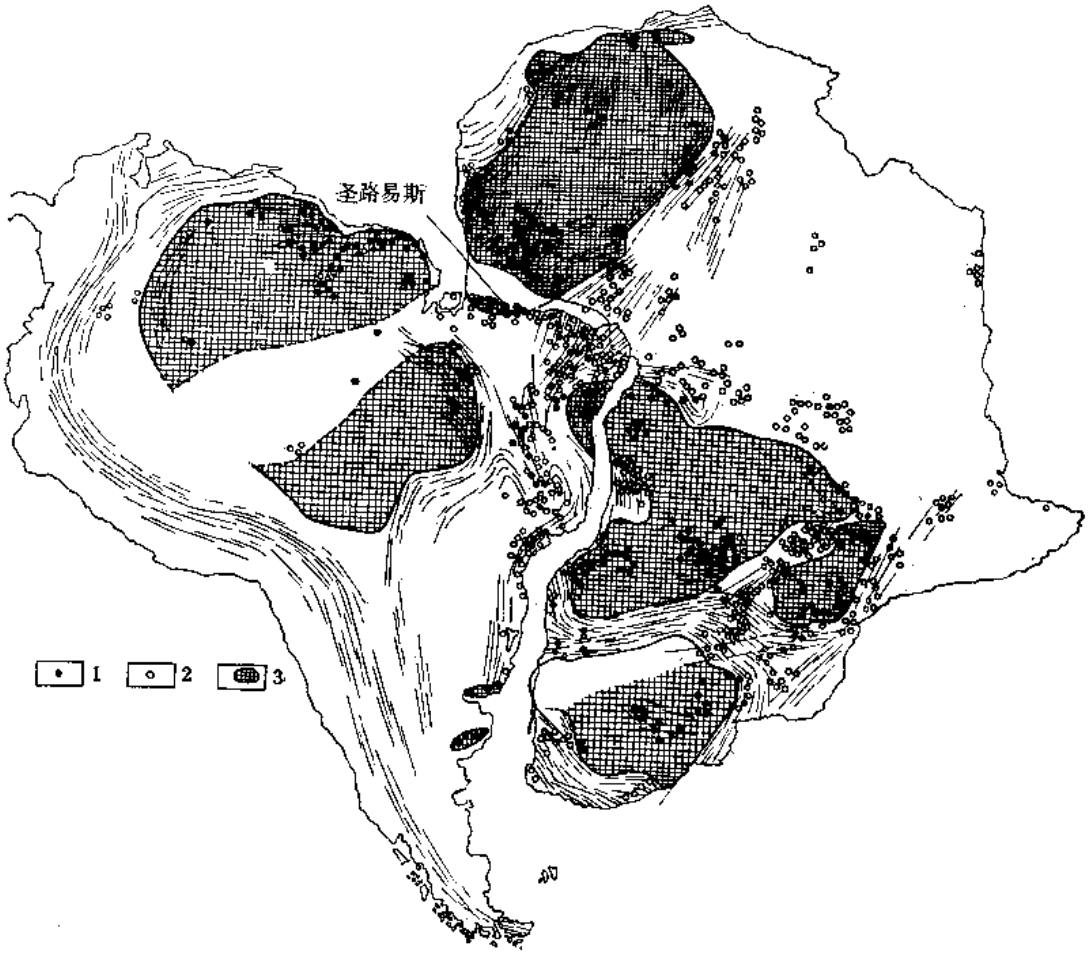


图 5—3　南美洲和非洲在地质构造上的拼接

（据Hurley, P. M., 1968）

1—同位素年龄＞20亿年；2—同位素年龄 6 亿年左右；3—古大陆块。外围为较年青的地质活动带。线条表示构造线方向

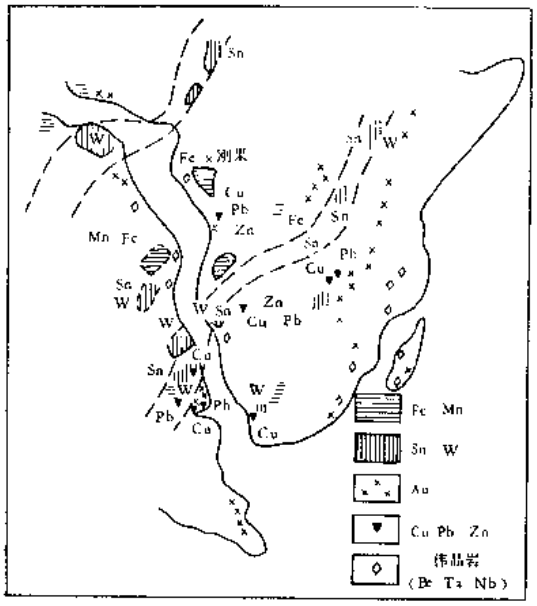


图 5—4　南美洲东部和非洲西部矿带接合图

（引自陈玲，1977）

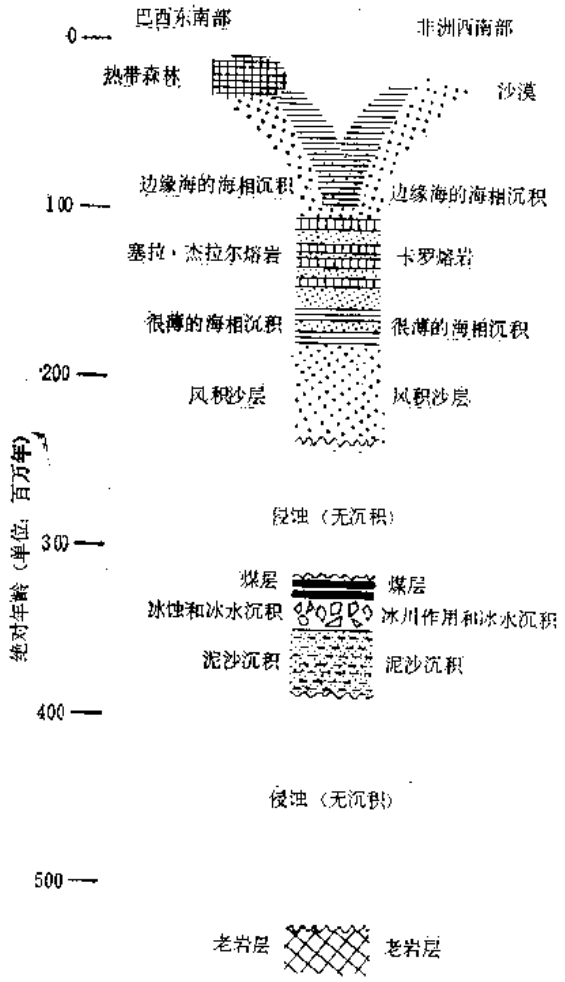


图 5—5　巴西东南部和非洲西南部的地层层序

（据唐·塔林和莫琳·塔林，1978）

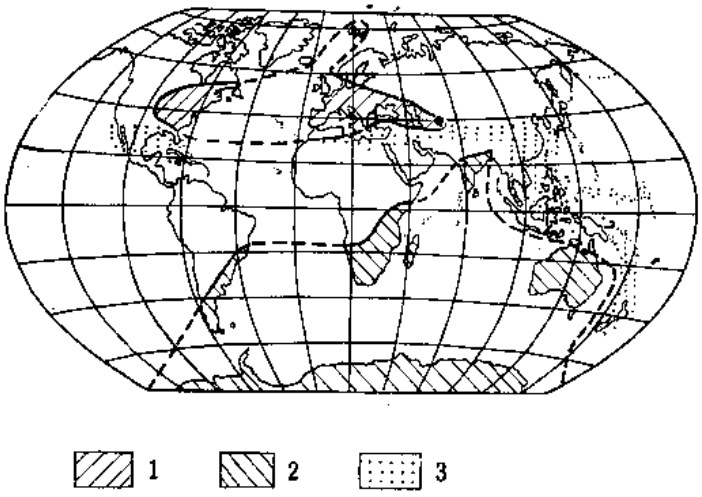


图 5—6　三亿年前生物的生活环境

（据唐·塔林和莫琳·塔林，1978）

1—劳亚古陆的热带植物区系；2—冈瓦纳古陆的寒带植物区系；3—特提斯海的有孔虫目分布区

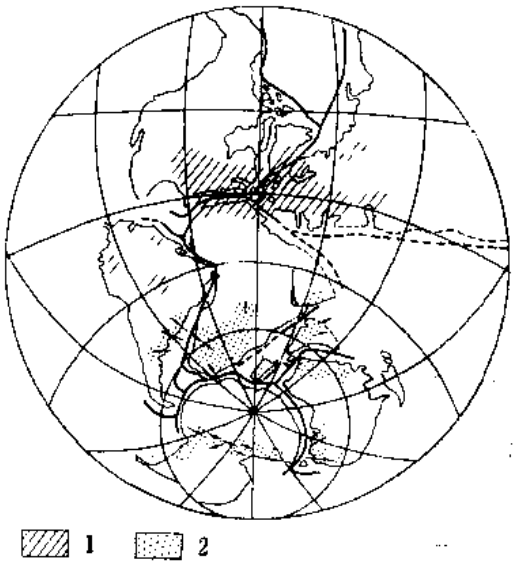


图 5—7　2.5—3.0亿年之间的极地冰川和热带沙漠

（据唐·塔林和莫琳·塔林，1978）

1—3.0亿年前的热带成煤森林的分布区，5千万年后又变为大片热带沙漠；2—2.5—3.0亿年之间的冰川分布区，箭头方向表示冰川的移动方向

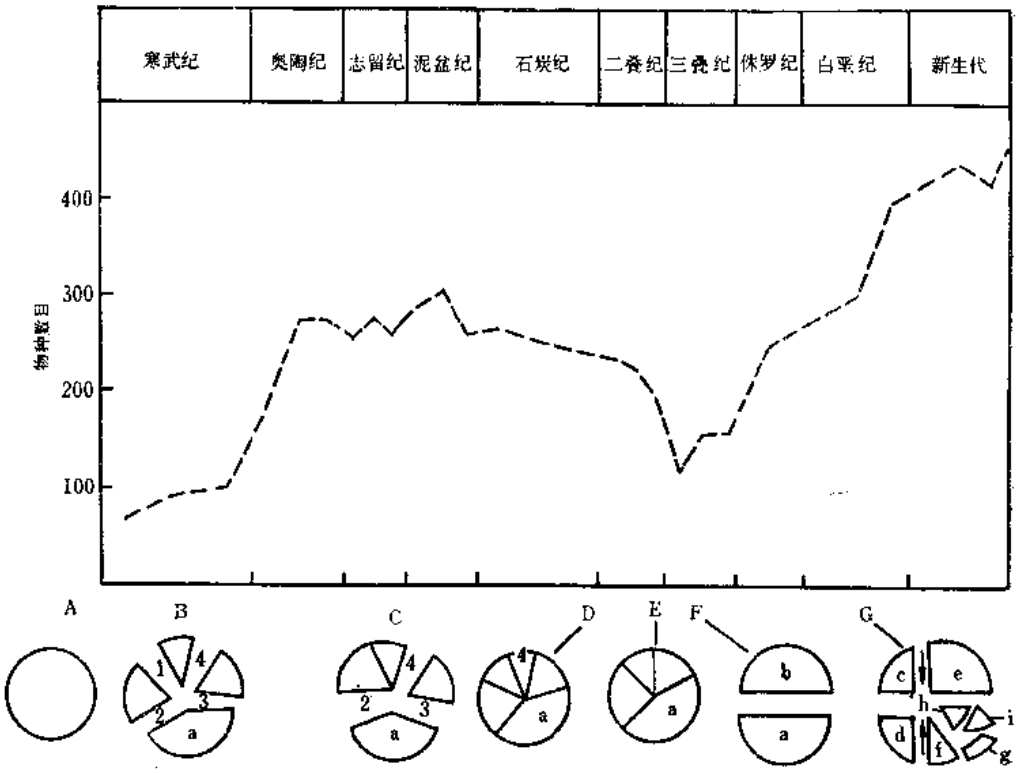


图 5—8　无脊椎动物的变异与时间和大陆离聚的关系

（据Valentine, J. M. 和Moores, E. M., 1970）

事件：A. 联合古陆；B. 联合古陆破裂，产生：1—前加里东、2—前阿巴拉契亚、3—前华力西和4—前乌拉尔海洋；C. 加里东-阿卡德造山系的缝合；D. 阿巴拉契亚和华力西造山系缝合；E. 乌拉尔的缝合—联合古陆的重新组合；F. 特提斯海的张开；G. 特提斯海关闭，大西洋重新张开，冈瓦纳古陆破裂。

大陆：a. 冈瓦纳古陆；b. 劳亚古陆；c. 北美洲；d. 南美洲；e. 欧亚大陆；f. 非洲；g. 南极洲；h. 印度；i. 澳洲

陆在晚前寒武纪至奥陶纪之间的分裂，物种数目迅速增加，并持续相当长的地质时期。奥陶纪至二叠纪之间，加里东、华力西等造山运动使分离的大陆逐步缝合起来，在二叠纪重新组合为联合古陆，此期物种数目迅速减少，在二叠纪达到极小值。三叠纪后，联合古陆再次分裂，此期物种数目又迅速增加，并超过古生代物种数目的极大值。

爬行动物和哺乳动物的研究成果，同样说明这个问题。爬行动物自二叠纪后期开始兴盛至白垩纪末，持续时间约2亿年之久，只有20个目；哺乳动物从新生代初期兴盛起来，虽然至今只有0.65亿年，却有30个目。瓦伦丁（Valentine, J. W.）和穆尔斯（Moores, E. M.）(1972）等人认为生物种类的多少是与大陆数目的多少相对应的。在爬行动物统治时代，有两个超级大陆：冈瓦纳大陆和劳亚大陆；而在哺乳动物开始代替爬行动物兴盛起来后，两个超级大陆逐渐分裂，大陆数目逐渐增多，生物变异逐渐加快。

三、平移断层

近二、三十年以来，无论是在大陆上还是在海底，都发现有大量断距达数十乃至数百公里的平移断层，这表明大陆壳至少可作相同幅度的水平位移。如中国郯庐断裂，据徐嘉炜、徐学思研究，从中生代以来，左旋移动达550—740公里。北美圣安德烈斯断层，侏罗纪以来，右旋移动500—720公里，在1906年4月一次地震的几秒钟内，沿435公里断裂线上水平位移一般达4米，最大达6米，等等。

四、古地磁

大陆漂移在五十年代复活，古地磁学提供了重要依据。

（一）岩石的剩余磁性

在外磁场作用下，物质获得磁性，当外磁场去掉或改变之后，又保持不变的磁性称为剩余磁性。

岩石剩余磁性是岩石在形成过程中取得的，磁化方向和当时的地磁场方向一致。它的最重要的特点是在常温常压下具有较大的稳定性。因此，根据岩石剩余磁性，就可以计算出古地磁极坐标位置和岩石形成时期样品产地的古纬度以及古地磁场的强度。

岩石剩余磁性，因岩石形成过程的物理化学条件不同而具有不同的生成方式：

热剩余磁性（TRM）：岩浆在地磁场中冷却成岩的过程中，当温度低于居里点（一般为400°—580℃，最高不超过800℃）时，岩石便被磁化，并保留于岩石之中。这样的磁性称为热剩余磁性。强度较大，较稳定。

沉积剩余磁性（DRM）：在沉积岩中，有一部分碎屑是具磁性的，它们在沉积过程中趋向于按当时的地磁场方向作定向排列，固结后仍保持这种排列，从而使岩石带有微弱的剩余磁性，称为沉积剩余磁性或碎屑剩余磁性。由于大多数沉积岩含有的磁化颗粒少，沉积和成岩过程中还可能有许多因素干扰这种排列，所以它比热剩余磁性弱约100倍，也比较不稳定。

化学剩余磁性（CRM）：许多岩石中都含有因化学作用而在低温、或在变质过程中低于居里点温度下形成的磁性矿物。由于这种磁性矿物的成长，在岩石中产生的磁性称为化学剩余磁性。磁化方向符合于岩石化学转变时的地磁场，而与岩石形成时的地磁场不一致。强度虽不大，但较稳定。

（二）轴向地心偶极场定理

根据岩石古地磁测定结果定出的七千年来的古地磁极平均位置，并不与现今地磁极位

置重合，而是在测量误差范围内与地球旋转极的位置一致(图5—9)。上新世以来的岩石标本，都得到类似的结果。而且，在同一大地块上，由岩石磁性所定的同一地质时期的地磁极位置是一致的。由此可以作出以下的假定：在任何地质时期，地磁场在几千年内的平均值和一个放在地心、磁轴与地球自转轴平行的偶极所产生的磁场是一致的。这个假定已得到地质学和古气候学的证明，现被称为轴向地心偶极场定理。

（三）地磁极游移与大陆漂移

由古地磁测出的古地磁极位置在地质历史时期内是不断变化着的。若大陆固定，古地磁极位置不变，那么各大陆所有时代的岩石剩余磁性所指示的平均地磁极位置都应和现代地理极位置一致。但是，事实并非如此。五十年代，英国的朗科恩（Runcorn, S. K., 1954）等首先测定出英格兰和其它欧洲国家从前寒武纪以来每一地质时期古地磁极的平均位置，其连线是一条平滑曲线（图5—10），称为古地磁极游移轨迹或表观地磁极游移路线。这一现象用磁极游移或大陆漂移都可作出合理的解释。

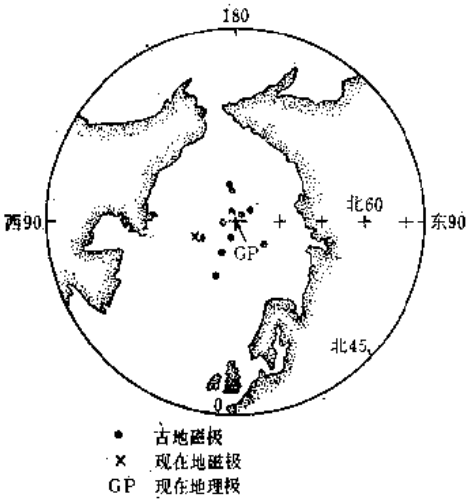


图 5—9 最近七千年的地磁极位置
（据Irving, E., 1964）

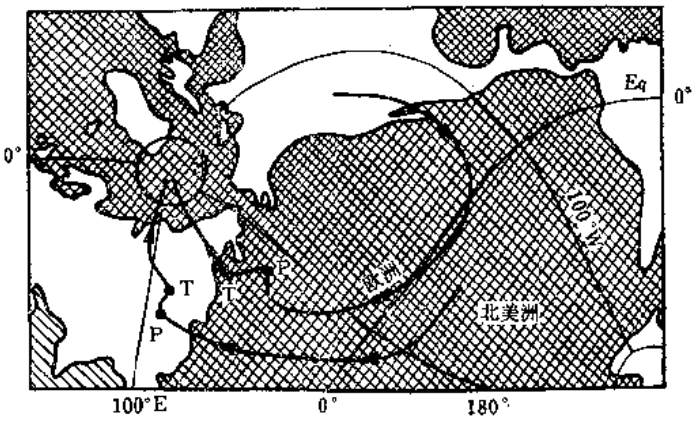


图 5—10 欧洲和北美洲磁极游移轨迹比较
（据 Runcorn, S.K., 1962）

1956年，朗科恩等人又从北美大陆测出另一条磁极游移轨迹（图5—10）。比较这两条磁极游移轨迹得知：古生代以前，二者大致平行，其间距离约为经度 30°；二叠纪以后，二者逐渐接近，最后交汇于今日的北极。北美磁极游移轨迹位于欧洲磁极游移轨迹之西，说明北美大陆相对于欧洲向西漂移了约30°，如果北美大陆向东退回约30°，两条磁极游移轨迹即可重合，大西洋也就不存在了。两条曲线在三叠纪以后逐渐靠近，正好说明两个大陆是从中生代开始分裂漂移的。

以后，各大陆的古地磁资料表明：同一大陆同一时代岩石中测出来的地磁极位置是相近的，不同大陆同一时代岩石测出来的地磁极位置则显著不同，每个大陆都有一条磁极游移轨迹，但最终都相交于今日的旋转极。如果把各个大陆大致按照魏格纳的设想，恢复到漂移前的位置，则根据古地磁资料测出的各大陆同一地质时代的古地磁极位置相当接近，各大陆的磁极游移轨迹亦可互相重合。由古地磁得出的古地磁极位置与魏格纳等根据古气候资料求得的地理极位置基本一致，二者所得出的大陆漂移设想也非常一致。

第三节　显生宙的大陆漂移

所有大陆漂移的理论都假定，在大约2亿年前（古生代末期）各大陆曾聚合成一个（联合古陆）或两个（劳亚古陆和冈瓦纳古陆）块体。2亿年后，这个统一的古大陆解体成大小不同的块体，各自向不同方向漂移，形成今天的四大洋七大洲。

一些证据表明，联合古陆作为一个完整的块体曾经存在于距今17—2亿年之间；另外一些证据表明，在距今大约3.4—2.5亿年之间，由于几块分离的大陆块体的碰撞和结合，才产生了联合古陆。但是各大陆在各个时期的确切位置并不是很清楚的。这是一些有待深入研究的问题。

迪茨和霍尔登（1970），史密斯（Smith, A. G.）、布里登（Briden, J. C.）和德鲁里（Drewry, G.）(1973）等人根据古地磁学、古气候学的研究成果和几何学、地质学的拟合，追溯了从寒武纪到现代大陆分裂—聚合—再分裂的历史（图5—11）*。

在5.1亿年以前（图5—11h），冈瓦纳大陆已具雏形，而北美、欧洲和亚洲大陆却相距甚远。此时，苏格兰和爱尔兰的北部属于美洲大陆的一部分；而南部和现有纽芬兰的一部分则与欧洲相连。

在距今5.1—3.8亿年之间，欧洲与北美之间的古大西洋关闭，原先苏格兰、爱尔兰和纽芬兰分离的各个部分已结合起来，并形成阿巴拉契亚—加里东褶皱山系。在此期间，冈瓦纳古陆曾发生急剧转动，与以前位置相比，非洲和南美洲几乎颠倒过来了（图5—11g）。

在距今3.8—3.4亿年之间，冈瓦纳古陆静止未动，而劳亚古陆的亚洲部分和美欧部分却发生了顺时针方向的转动。美欧与冈瓦纳大陆和亚洲大陆的距离均有所缩短（图5—11f）。

在距今3.4—2.25亿年之间，美欧大陆块体与亚洲大陆块体相撞，形成乌拉尔山脉和劳亚大陆。冈瓦纳大陆和劳亚大陆均已旋转，北美和非洲之间的大洋闭合起来，形成联合古陆（图5—11e）。

在2—1.8亿年之间，联合古陆又开始逐渐发生分裂。首先从北大西洋南部和古地中海西部开始分裂，继而南美—非洲与冈瓦纳大陆其余部分分裂，印度与澳大利亚—南极洲分裂。沿裂缝带喷出大量熔岩，裂隙进一步形成洋脊。分裂后的劳亚大陆作顺时针方向旋转，而南美-非洲大陆则作反时针方向旋转，二者沿着特提斯海的一条海沟（图中以点线表示）不断汇聚（图5—11d）。

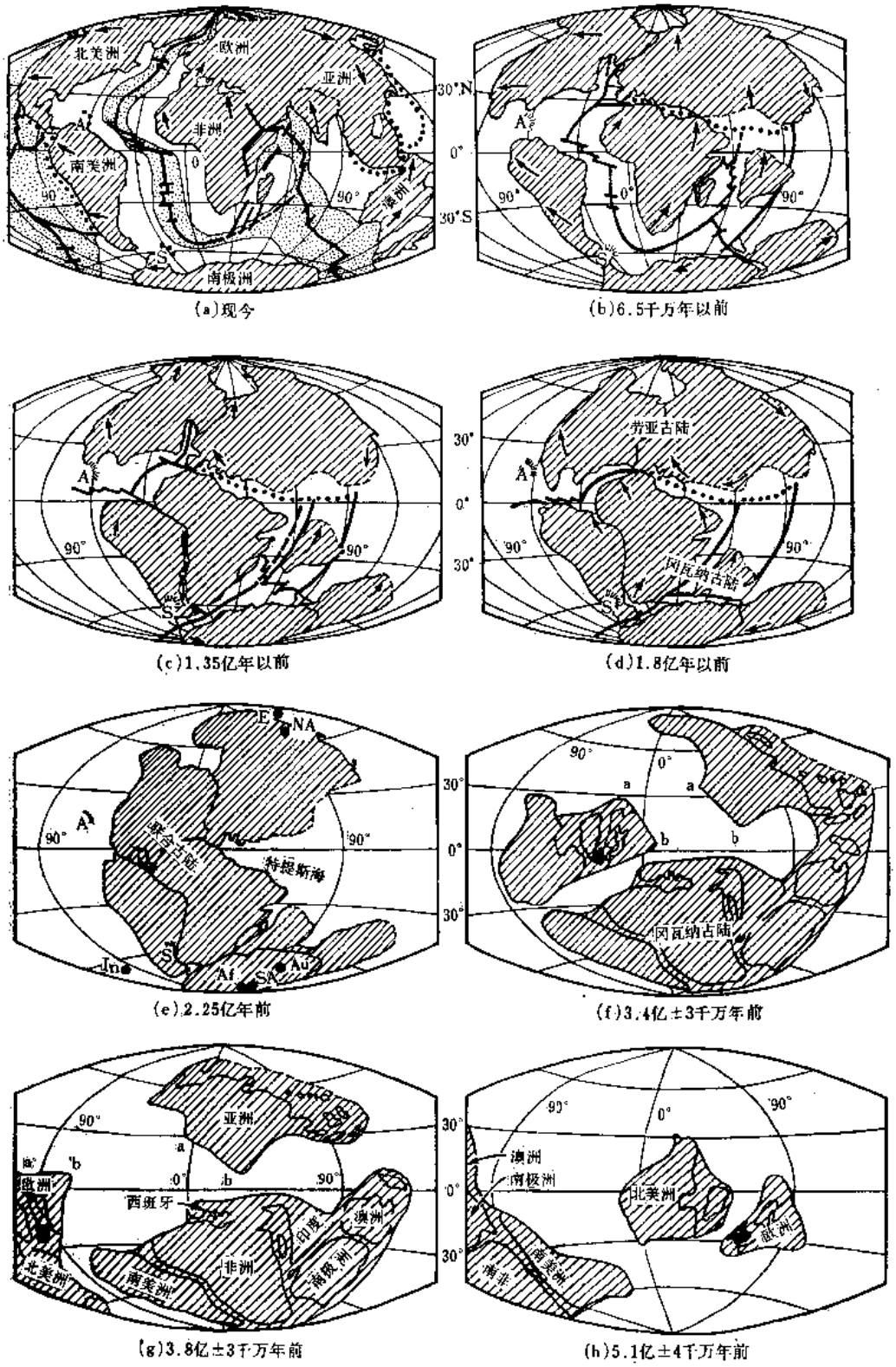
在1.8—1.35亿年之间，海底不断扩张，使大西洋北部和印度洋扩展开来。特提斯海不断闭合，堆积在特提斯海中的沉积物随之发生褶皱和隆起，最终将形成阿尔卑斯山脉和喜马拉雅山脉。南美洲与非洲之间出现类似于现今东非裂谷、红海一样的裂谷—窄海（图5—11c）。

在0.65亿年以前，南大西洋已经展宽，北大西洋继续向北扩展。特提斯海几乎闭合，引起强烈造山运动。马达加斯加与非洲分开，印度继续北移（图5—11b）。

0.65亿年以后，大西洋中脊进入北冰洋；澳大利亚从南极大陆分裂出去，向北漂移；南、北美洲被主要由火山喷发造成的地峡连接起来；特提斯东端闭合，形成地中海；印度

---

* 图和说明均缺少中国的有关资料。



(a)现今　(b)6.5千万年以前

(c)1.35亿年以前　(d)1.8亿年以前

(e)2.25亿年前　(f)3.4亿±3千万年前

(g)3.8亿±3千万年前　(h)5.1亿±4千万年前

图 5—11　显生宙的大陆漂移

带影线的A和S表示加勒比的安德列斯弧和南大西洋斯科舍弧的现今位置。黑点表示古地磁极位置：NA—北美洲，E—欧亚大陆，In—印度，SA—南美洲，Af—非洲，Au—澳大利亚。——发散边界；……汇聚边界。

(a—c是根据布里登、史密斯和德鲁里，1973；d—h是根据迪茨和霍尔登，1970。引自P. J. 怀利，1980)

洋脊分支的延伸造成红海；印度与亚洲相碰撞，形成喜马拉雅山和西藏高原（图5--11a）。

大陆漂移至今并没有停止。预测大西洋继续扩张；澳大利亚向亚洲板块移动；地中海因非洲板块向北漂移而将完全闭合起来；在加勒比海地区，由于挤压力和因此引起的隆起，将出现新陆地。（墨西哥的）下加利福尼亚和圣安德烈斯断层带西面加利福尼亚的一块裂片正与太平洋板块一起向着西北方向漂移，据迪茨和霍尔登估计，大约在1千万年内，洛杉矶将与圣弗兰西斯科并列起来；大约在6千万年内，洛杉矶将开始滑入阿拉斯加以南的阿留申海沟。北美板块则向西漂移，太平洋的面积将缩小，几亿年之内，有可能再次形成一个被全球海洋所环绕着的新的“联合古陆”。

上述看法只是对全球大陆漂移历史的一种初步设想，说明当今各个大陆都是在运动中发展着和变化着的。地壳的发展历史就是一部大陆不断离合和海陆不断交替演化、发展的历史，地球表面的各种地质作用与此密切相关。

第六章 海 底 扩 张

海底扩张说的提出和验证是与海底地球科学研究的进展分不开的。六十年代初期，随着海洋地球物理（地震、重力、热流、地磁）、海底地形、海底地质和同位素年龄测定等方面研究的进展，1960年赫斯首先在霍姆斯地幔对流说的基础上，提出海底的主要构造是地球内部对流作用的直接表现。洋脊是对流上升和新洋壳不断产生的地带，后形成的洋壳将先形成的洋壳从洋脊轴部依次向两侧推开，至海沟处洋壳随着对流下降而沉没消失于地幔中。迪茨（1961）把这一论断命名为海底扩张说。

第一节 海底扩张说的依据

一、海底地形

海底地形是不平坦的。高低之差，大于陆地。大致可分为大陆边缘、大洋盆地和洋脊（隆）系三个区域。大陆边缘包括大陆架、大陆坡、大陆隆和海沟、岛弧、边缘海。其中海沟—岛弧系是海底地形反差最大、地球上构造活动最强的区域。大洋盆地由深海平原、深海丘陵和海山、火山岛屿组成。海山和火山岛屿有时排列成行，构成火山岛（或海山）链和长条形海岭。洋脊（隆）系是全球性的贯穿大洋盆地的巨大海底山脉，常常位于大洋中央，并为一系列海底断裂带错开。大西洋中脊显著平行于大西洋两岸大陆边缘。洋脊轴部通常有一个中央裂谷，它们沿整个洋脊延伸，构成全球性的、巨大的裂陷体系。海底地形的总趋势是洋脊（隆）轴部最高，向两侧逐渐变低，海沟及大陆坡底部最低。

洋脊轴部具有张性裂缝，热流值最高，现代火山和浅源地震活跃，缺少沉积物，岩石年龄最新；而海沟地带构造复杂，热流值最低，具负均衡重力异常，地震特别强烈，有一个向大陆方向倾斜的震源面—贝尼奥夫带，岩石年龄是海底中最老的（图 6—4）。这就说明洋脊可能是岩浆上升和新洋壳的诞生地；而海沟地带则可能是海底扩张的终点或洋壳消毁的地方。由洋脊向两侧地形逐渐变低是由于新洋壳不断向两侧扩张变冷、岩石圈密度变大下沉的结果。

二、海底沉积物的侧向变化和海底年龄

（一）海底沉积物的侧向变化

深海沉积物主要是一些含有放射虫（硅质）和有孔虫（钙质）的软泥，在大洋盆地边缘或岛屿周围常有碎屑、浊流沉积物。

深海沉积物由洋脊向两侧从无到有，从薄到厚，沉积层序由少到多，最底部沉积物的年龄愈来愈老，似向洋脊渐进超覆。

图6—1a表示南纬30°附近横越大西洋洋脊的测线上的 8 个深海钻探成果（其中 7 个达到玄武岩层）。每个钻孔最底部沉积物的古生物年龄和其下玄武岩层的地磁年龄非常近似，都由洋脊向两侧逐渐变老。图 6—1b 说明最底部沉积物的年龄是与距离洋脊远近成正比的。直线斜率显示海底扩张具有恒定的每年约 2 厘米的扩张速率，与由磁异常条带推算的

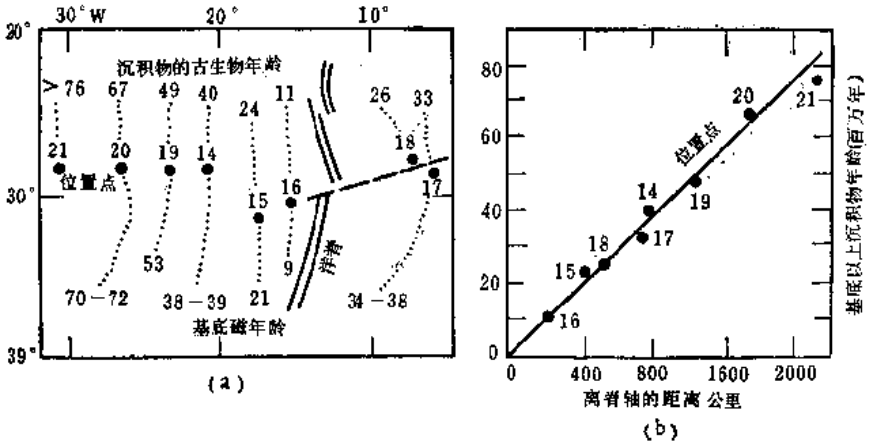


图 6—1 南大西洋深海钻探的成果

(据 Maxwell, A.E.等, 1970)

速率一致。

深海钻探还发现，沉积物的层序变化在洋脊两侧是对称的。一个钻探地点的沉积层序与洋脊另一侧相对称的地点所见到的剖面非常近似，而与同侧邻近地点的剖面则差别较大。

（二）海底年龄

深海沉积物和其下的火成岩的年龄有一个共同的特点，即以洋脊为轴两边对称，洋脊轴部岩石年龄新，愈向外愈老，最老不老于中生代或不老于侏罗纪（图 6—2，6—4）。换句话说，整个洋底或三分之二面积的地壳岩石是在不到 2 亿年的时间里形成的。这是由于老的岩石和沉积物随着海底扩张被带走，在深海沟处下沉到地幔中去消失了或被焊结到大陆边缘上去了。

根据威尔逊（1963）的研究，三大洋的岛屿的年龄是随着远离洋脊而变老的，尤其是垂直或斜交于洋脊的侧海岭和大洋盆地内部的火山岛链（如夏威夷群岛）表现更为明显。

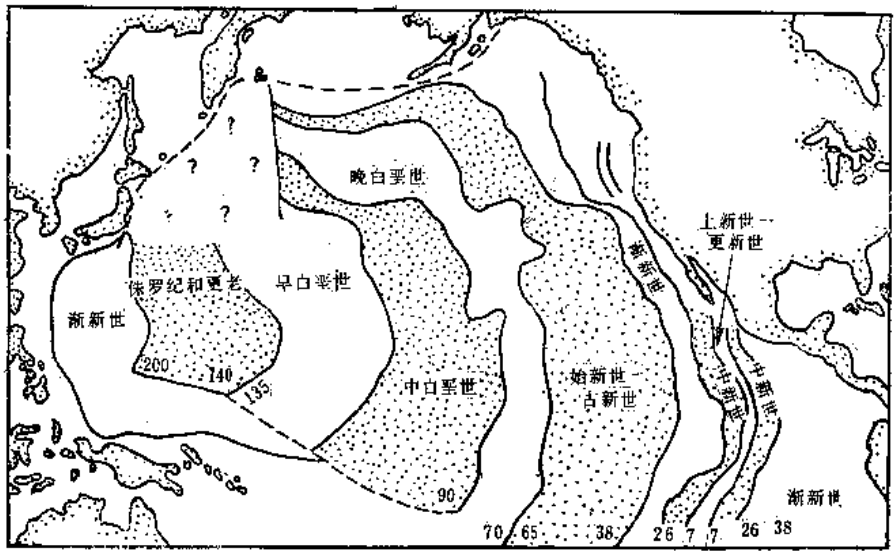


图 6—2 太平洋北部海底年龄图

(据 Fischer, A. G. 等, 1970)

(数字是以百万年为单位的年龄)

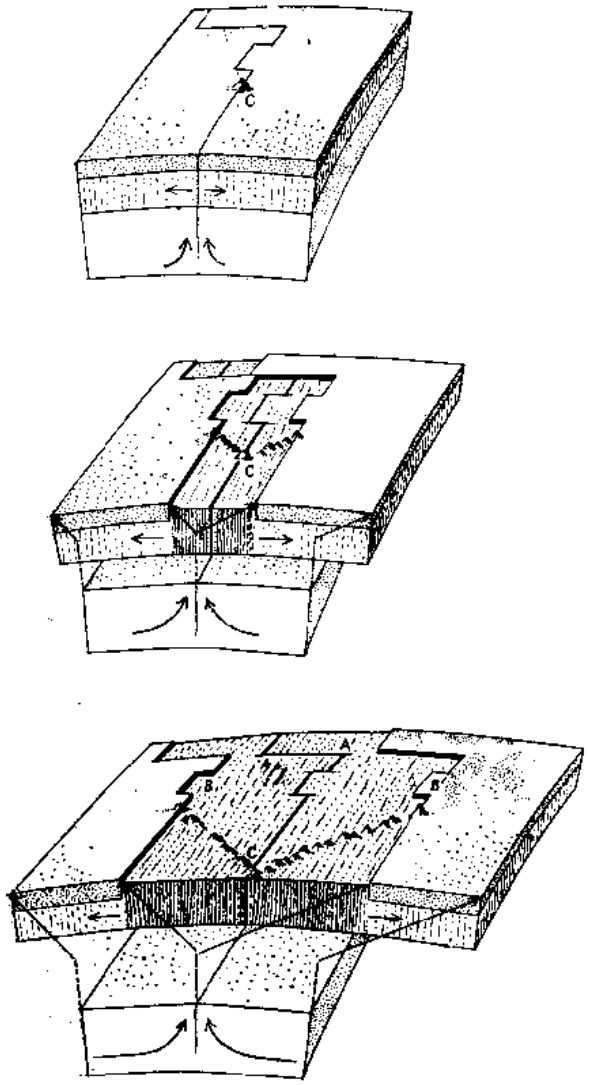


图 6—3 沃尔维斯和里奥格兰德侧海岭之形成
（据Dietz, R. S. 和 Holden, J. C., 1970）

例如南大西洋沃尔维斯和里奥格兰德两个侧海岭，以洋脊为轴呈镜像对称分布，岩年石龄由洋脊向外依次变老。夏威夷地区的火山活动主要集中于岛链的东端，向西火山时代相继变老。侧海岭和火山岛链都能指示海底扩张的方向和速度，前者还可作为大陆拼合的重要依据。其形成可能是由于岩石圈之下存在着来自地幔深处的“热柱”，先后喷发形成的火山岛屿，被海底扩张依次带走（图6—3）。

三、转换断层

整个海底，褶皱并不显著，断裂却十分发育（图6—4）。它常常把洋脊、岛弧、海沟和海底地磁条带错开。过去，都把它视为一般的平推断层。1965年，威尔逊命名为转换断层。

转换断层是一种水平错动在两端突然终止并改变为另外一种方向和构造类型的断层。它与平推断层不同（图6—5）。平推断层的断距(B—B′)会随着断层运动的时间增长而变大，沿整个断层面两侧都发生剪切，AB与B′C的错动方向与整个断层剪切方向一致（如图6—5b所示都是左旋）；而转换断层的b—b′长度不会随时间增长而变大（洋脊—沟弧型和沟弧—沟弧型转换断层有增、减，或当洋脊、沟弧发生迁移有时增、减），剪切只发生于b—b′之间，ab与b′c的错动方向（图6—5a为左旋）与b—b′间的剪切方向（图6—5a为右旋）正好相反。地震只发生在洋脊轴部（ab，b′c）及其被错开的两洋脊之间。在两端点（b,b′）之外的部分，没有地震发生（称为转换断层的地震“不活动带”或“延长部分”），它们只不过是一些表示磁异常型式偏移（偏移的方向和大小等于洋脊段的偏移方向和大小）的线，通过这些线不同年龄的海底被“焊接”到一起。

赛克斯（Sykes, L. R., 1967）根据震源机制或地震初动方向研究，证明洋脊轴部地震是由张应力引起的，而发生在洋脊段间断裂带上的地震是由剪切错动造成的，错动方向与根据转换断层所推测的相一致（图6—6）。

威尔逊认为圣安德烈斯断层是转换断层，并预言在它的北端海底有一个为断层所错开的洋脊。后来，瓦因（Vine, F. J）和威尔逊（1965）果然在温哥华岛西南海底发现一个非常好的地磁条带对称中心——胡安·德·富卡洋脊（图6—7）。

转换断层不仅分布于洋脊—洋脊间，还分布于沟弧—沟弧和沟弧—洋脊之间，从而组

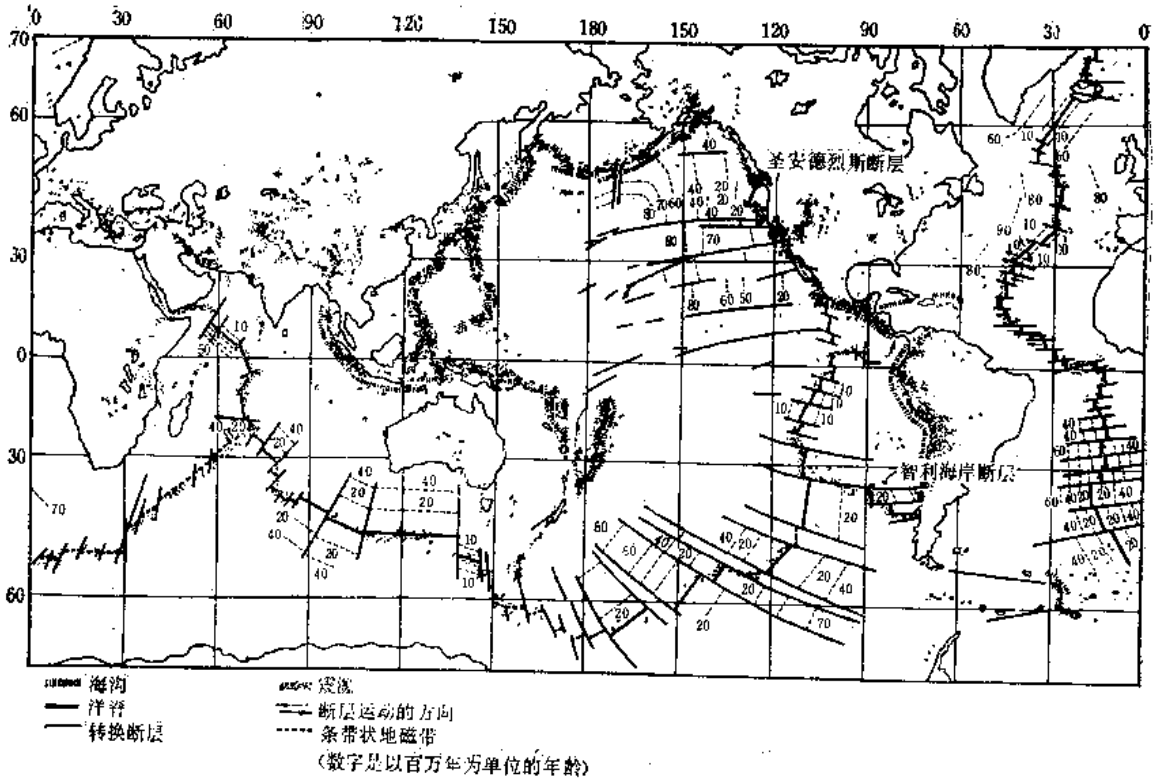


图 6—4　板块学说要素图
(据 Heirtzler, J. R., 1968)

成不同类型。图6—8、9表示右旋转换断层的六种可能类型，此外还有六种左旋型式。

关于转换断层的成因则有不同的看法。其中比较合理的有两种：

1．威尔逊（1965）认为如果大陆有断裂或脆弱线，当大陆产生张性破裂而分成两块时，新的张性破裂就会受老断裂的影响，而形成洋脊—洋脊转换断层，如赤道大西洋破裂带（右旋转换断层）。

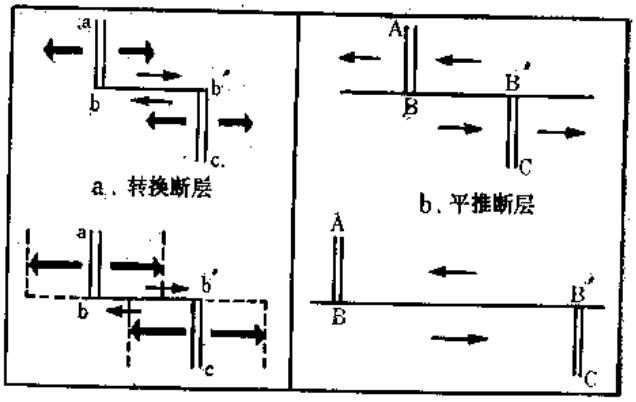


图 6—5　转换断层(a)和平推断层(b)的比较
(据 Wilson, J. T., 1965)

2．张文佑等（1978）则“用锯齿状断裂的拉张—剪切或挤压—剪切来解释。当锯齿状断裂遭受斜向拉张时，沿着锯齿的某一个方向发生剪切平移，沿着锯齿的另一个方向，便发生拉张（往往表现为盆地或基性岩浆

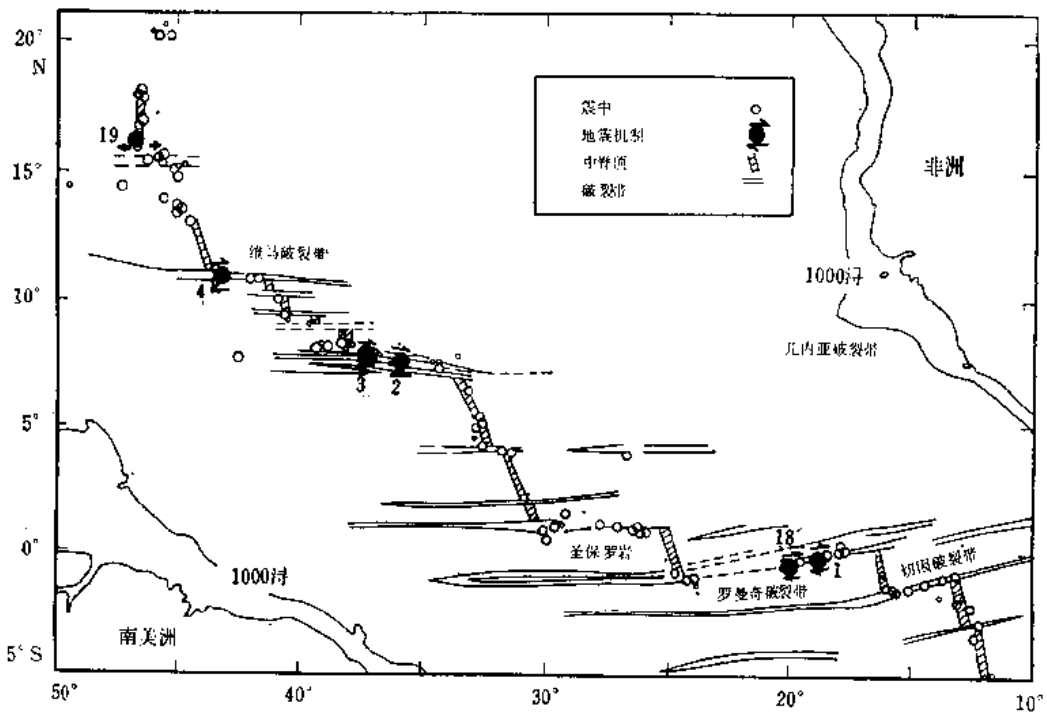


图 6—6　赤道大西洋洋脊转换断层的地震（1955—1965）震中位置和六次地震的震源机制解

（据 Sykes, L. R., 1968）

大圆圈表示比较精确的震中测定；小圆圈的精度差。震源机制解由六个大圆圈旁边的箭头表示

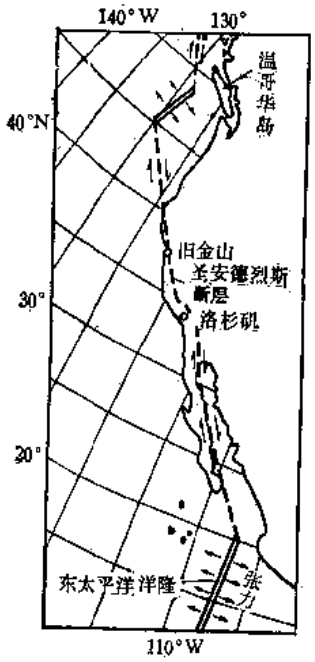


图 6—7　圣安德烈斯转换断层连接的两个洋脊

（据 Wilson, J. T., 1965）

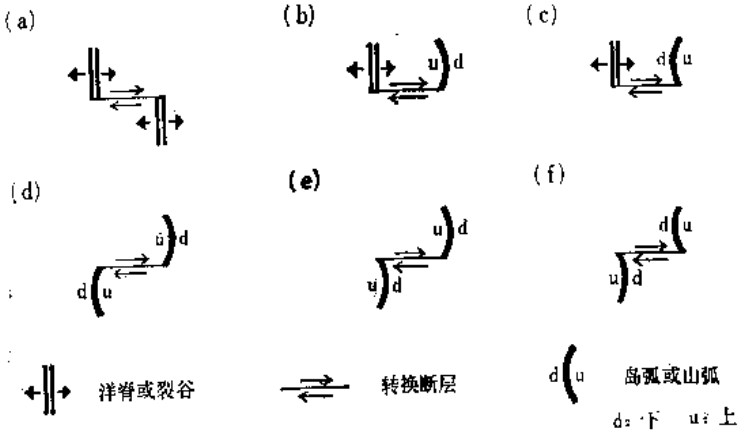


图 6—8　右旋转换断层的六种类型

（据 Wilson, J. T., 1965）

（a）洋脊-洋脊型；（b）洋脊-凹弧型；（c）洋脊-凸弧型；（d）凹弧-凹弧型；（e）凹弧-凸弧型；（f）凸弧-凸弧型。注意（a）中的运动方向与洋脊错开方向相反

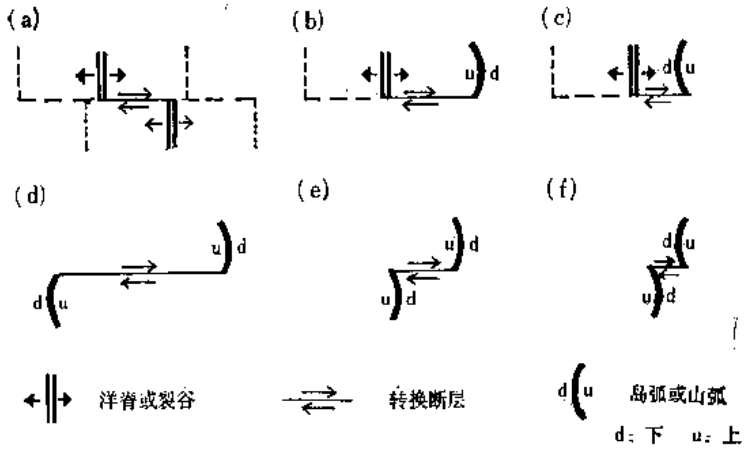


图 6—9 图 6—8 所示右旋转换断层的六种类型在一段增长期后的状态

(据 Wilson, J. T., 1965)

洋脊的扩张已将它们的初始位置推到虚线表示的位置

的通道)。当遭受斜向挤压时则沿着锯齿的某一方向发生剪切，而沿着另一方向发生挤压(往往表现为弧形褶皱或断裂，以及花岗岩浆的侵入)。前一种情况相当于与洋脊或裂谷伴生的转换断层，后一种情况相当于与岛弧或山弧伴生的转换断层"。"平推断层只要发育到一定程度，即在垂直方向能切透整个构造层，在水平方向能与共轭的另一组平推断层首尾沟通，则在层间滑动的配合下，均可表现出转换断层的性质。从这个意义上说，转换断层与平推断层之间并没有截然的差别"。由于挤压和拉张可以交替进行，因此转换断层的转换性质也可能发生变化(图6—10)。

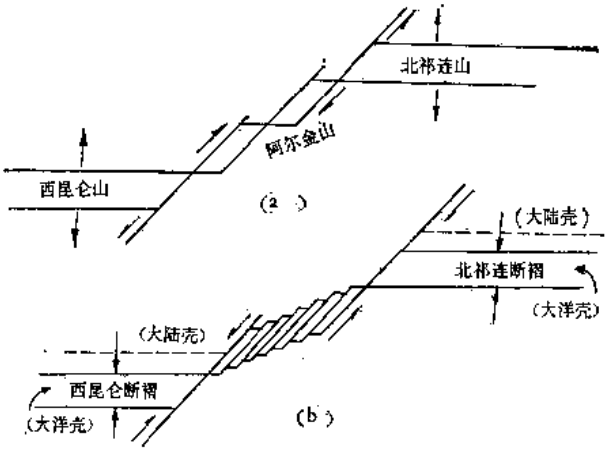


图 6—10 阿尔金山转换断层

(据张文佑等，1978)

(a) 晚元古代—早古生代：西昆仑山、北祁连山以拉开运动为主，阿尔金山为右旋转换断层；

(b) 早古生代末，西昆仑山、北祁连山以挤压运动为主，阿尔金山变为左旋转换断层

四、海底磁异常

(一) 地磁场倒转与地磁年表

早在 1906年，布容 (Brunhos, B.) 就发现有些岩石的剩余磁化方向恰好与现代地磁场方向相反。1928年，松山发现日本第三纪以后的熔岩约有一半的磁化方向与现代地球磁场方向相反。这种反向磁化是前寒武纪晚期以来相当普遍的现象，称之为地球磁场倒转。即每隔一定时期(最长300万年，最短约1万年，一般为数十万年)，地球南、北两磁极会发生极性互换：正性变负性，负性变正性。在一次极性反转前、后，磁场有由强变弱、由弱变强的变化，持续时间有的可达 2 万年左右，在此极性过渡期间，磁场强度低于正常值，甚至暂时消失。

五十年代以来，考克斯 (Cox, A.) 等人在对 400 多万年以来的大量具有正、反向磁

性的熔岩进行了同位素年龄测定后，于1964年，建立了第一个地磁年表（图6—11）。与现代地磁场方向相同的时间段称为正向时期，反之称为反向时期。不论是正向还是反向时期（时期持续时间为10^5—10^6年）中都还有时间短暂的（10^4—10^5年）地磁场反向，称为事件。时期以最早对古地磁学研究有贡献的学者名字命名，事件则以最早采取地磁岩石标本的地点命名。

后来海上地磁测量表明，由海底磁异常推算出来的地磁正、反向，不仅可以与大陆对

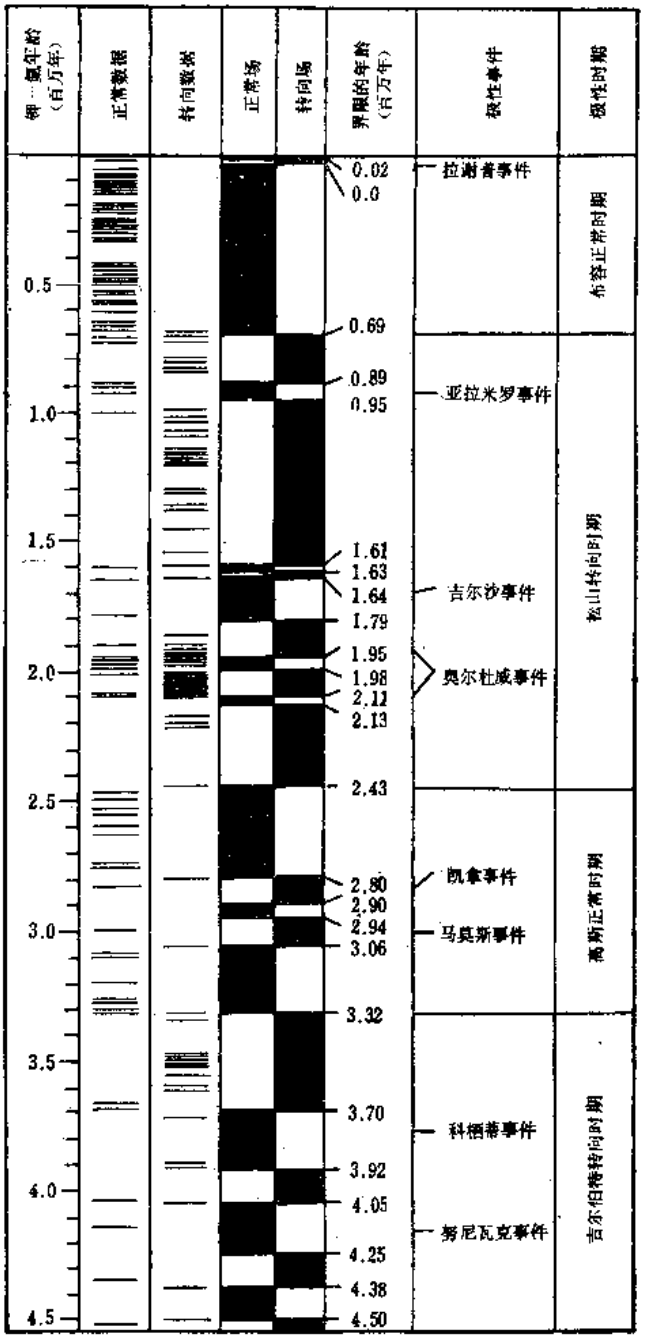


图 6—11 地磁年表

（据 Cox, A., 1969）

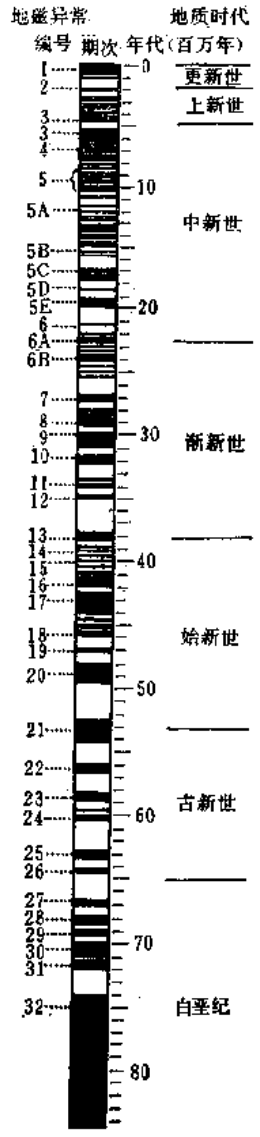


图 6—12 0.8亿年以来的地磁年表

（据 Heirtzler 等，1968；Blakely 等，1974；引自小林和男，1980）

黑色表示正向磁化，空白表示反向磁化

比，而且各大洋之间对比也很好。不但表现清楚，更有规律性，而且长时间是连续的。1968年，海兹勒（Heirtzler, J. R.）等人，在综合对比三大洋地磁资料、同位素年龄资料的基础上，提出0.8亿年以来的地磁年代表（图6—12）。1975年，拉森（Larson, R. L.）和希尔德（Hilde, T. W. C.）根据对太平洋中生代地磁异常条带的研究，提出1—1.65亿年前的地磁年代表，使地磁年代表延伸到了侏罗纪晚期。

（二）海底磁异常的基本特征

五十年代，梅森（Mason, R. G.）等人首先在美国西海岸外的太平洋海底发现地磁条带异常及其错动。到了六十年代，海底磁异常的轮廓就基本上清楚了。

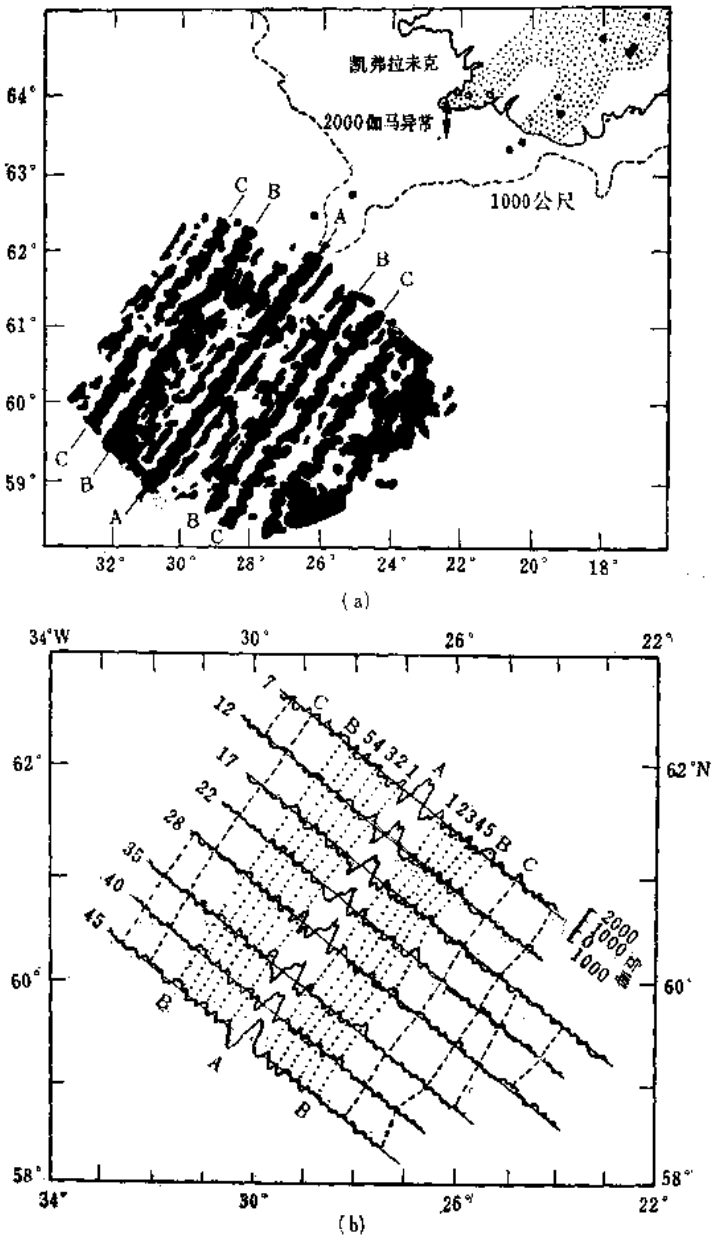


图 6—13　冰岛以南雷克雅内斯洋脊上的磁异常

（据 Heirtzler, J. R. 等，1966）

（a）黑色地区表示正磁异常，洋脊上的中央异常以箭头（AA）指出；（b）越过洋脊的八条磁异常剖面，AA 是洋脊轴部

三大洋海底磁异常具有明显的共同特征，即正、负磁异常条带相间排列，与洋脊平行，并以洋脊为轴两边对称（图6—13）。地磁强度一般为数百伽玛。地磁条带宽窄不一，可达20—30公里。在延长方向上，常常被断层错动，错断带长度可达数百一千余公里。

（三）海底磁异常的成因机制

1963年，瓦因和马修斯（Matthews, D. H.）认为海底条带状磁异常图式是由在相反方向上磁化的海底条带造成的，可以用海底扩张和地磁场倒转的理论来解释。高温地幔物质从洋脊轴部涌出形成新海底，当它冷却到居里点温度以下时，它会按照地球磁场的方向磁化。在海底扩张过程中，若地球磁场发生周期性转向，则平行于洋脊的先后相继的大洋地壳条带也将交替地发生正向或反向磁化，形成条带状磁异常系列（图6—14）。这一理论被称为瓦因—马修斯假说。

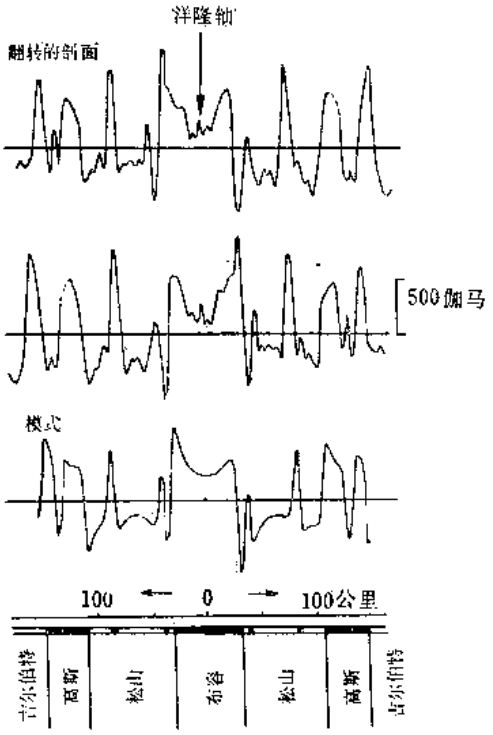


图 6—14 在南纬51°横越东太平洋洋隆的观测地磁剖面和与假设扩张率为4.4厘米/年的地磁极性间隔有对应关系的模式剖面

（据 Vine, F. J., 1966）

（四）地磁测量的三位一体

1966年，奥普代克（Opdyke, N. D.）等研究了直至吉尔伯特时期的沉积物剩余磁性记录，其中不仅可以分出正、反向时期，而且短暂的反转事件也能分出。由于深海底沉积极为缓慢（每千年小于1—10毫米），用数米厚的沉积物可测得数百万年的地磁场历史。图6—15就是奥普代克对靠近南极洲的海底沉积物剩余磁性的测量结果。每一磁化沉积物层，都是从同年代形成并具有相同磁化方向的洋壳处向外扩展开的，即每一磁化沉积物层不但覆盖在较老的沉积物上，还部分覆盖在同时代形成的熔岩上（图6—16）。

若海底扩张速率和海底沉积速率是均匀不变的，那么海底地磁条带的宽度和海底沉积物地磁异常的厚度，就应与相应的地球磁场持续的时间成正比。两个相邻的地球磁场正、反向时间之比，与相对应的两个相邻的海底地磁正、反向条带宽度之比，两个相邻的海底沉积物正、反向磁异常厚度之比是一致的。这一设想和由此设想而来的预见，后来被更多的海底地磁测量、深海钻探、同位素年龄测定所证实。这“三种不同地球现象的测量数据，以完全相同比例而变化”或“三种相互独立的测量数值的等同比例”绝非偶然，说明海底正沿着洋脊生长，并以均等速度从洋脊向外扩张着。据此，威尔逊称海底扩张说为“学说”，并将它的出现称为“地球科学的革命”。

当然，实际情况更为复杂。海底扩张速率并非均匀不变，有时快，有时慢，有时停止扩张。洋脊不同地段的扩张速率也不一样。只有在同速率扩张的时间段内进行对比，上述结论才是正确的。

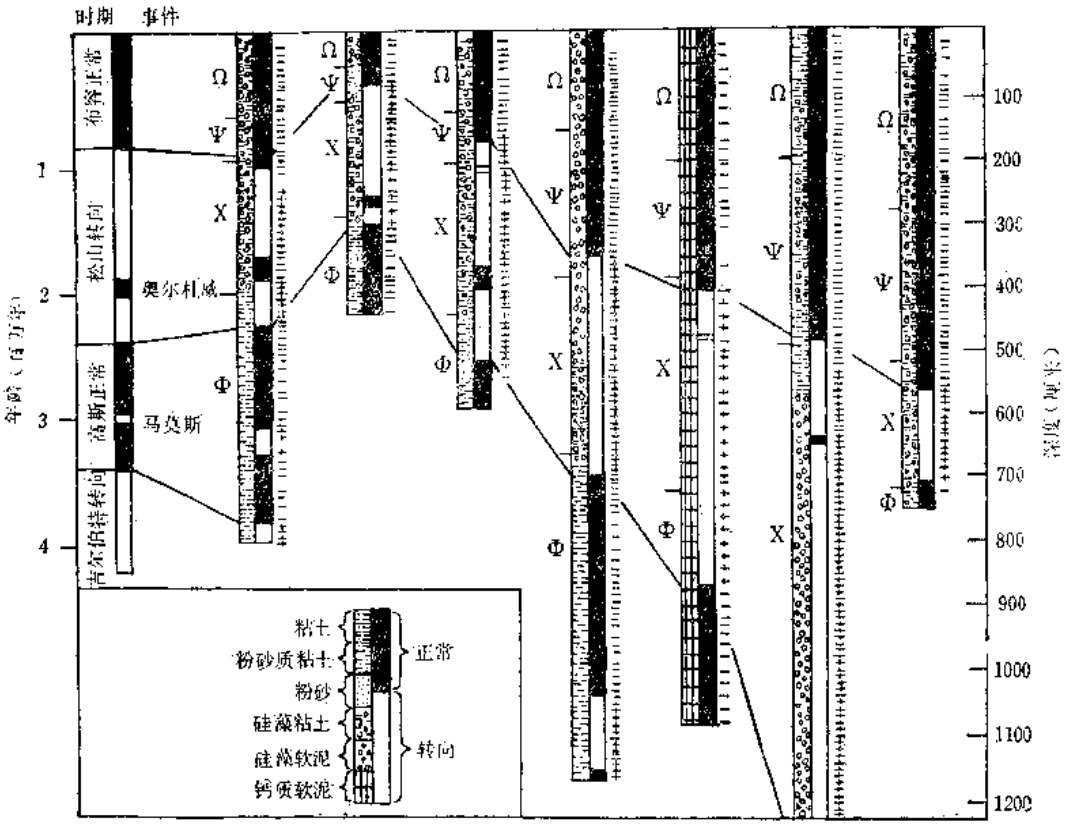


图 6—15 靠近南极洲的海底沉积物的磁化及其对比
（据Opdyke, N. D. 等，1966）。希腊字母代表放射虫动物群带

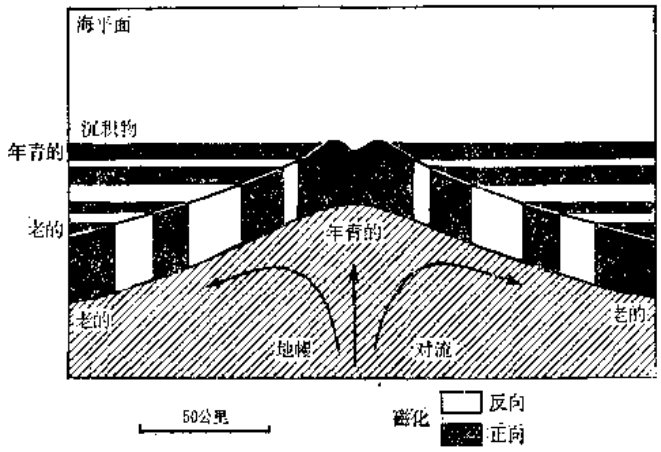


图 6—16 深海磁化沉积物层的分布示意图
（据P. J. 怀利，1980）

第二节 大洋发展阶段

每个大洋都有一个发生、发展过程，各自处于生长和衰落的不同阶段。威尔逊按照大洋盆地的生命周期次序，把大洋发展史分为六个阶段（表6—1）。大洋从张开到闭合的整个过程，杜威和伯克（Burke, K.）(1974) 称为威尔逊旋回。

表 6—1 大洋盆地生命周期的阶段及其特征

（据 Wilson, J. T., 1973）

阶段	实例	运动	山脉	沉积	火成岩	变质程度
1.胚胎期	东非裂谷	上升	断块隆起	很少	拉斑玄武岩溢流，碱性玄武岩中心	轻
2.幼年期	红海、亚丁湾	上升和扩展	断块隆起	狭窄陆棚，蒸发岩	拉斑玄武岩海底，玄武岩岛屿	轻
3.成年期	大西洋	扩展	洋中脊	广阔陆棚，冒地槽型沉积	拉斑玄武岩洋底，碱性玄武岩岛屿	轻
4.衰退期	太平洋	挤压	岛弧	岛弧，优地槽型沉积	安山质火山岩，花岗闪长岩-片麻岩深成岩	有些
5.终了期	地中海	挤压和上升	年青山脉	蒸发岩、红层，碎屑岩岩楔	安山质火山岩，花岗闪长岩-片麻岩深成岩	可观的
6.遗痕（地缝合线）	喜马拉雅	挤压和上升	年青山脉	红层	很少	重大的

东非裂谷属大洋发育的胚胎阶段，它还没有张开。红海和亚丁湾代表大洋生长的初期阶段。大西洋从早侏罗世开始张开，现在正处于发展的壮年阶段。印度洋洋底已开始被消减到东北角的爪哇海沟之下，而太平洋则在两侧被消减。虽然太平洋仍然是最大的大洋，但与它在石炭纪—早侏罗世包围联合古陆时相比已小多了，它现在正处于衰退阶段。地中海地区今天已没有或只有极少的古特提斯大洋壳的残余，不久将要完全闭合。喜马拉雅北侧的雅鲁藏布江代表印度次大陆块与亚洲大陆块之间的碰撞缝合线。

第三节 海底扩张说的基本内容

海底扩张说的基本内容归纳起来有以下几点：

1．全球规模的洋脊系是洋壳生长的地方。地幔物质由洋脊轴部裂缝涌出，冷凝成为最新洋壳。后形成的洋壳将先形成的洋壳从洋脊轴部依次向两侧推开，海底洋壳的年龄随着与洋脊轴部距离的增加而增大。因此，洋脊又称为增生（生长）带或发散带。同一地段洋脊在不同时间其扩张的方向、速率不是恒定的，具有间歇性。不同地段洋脊扩张速度变化范围每年约 1—20厘米。东太平洋洋隆扩张速度较快，每年 8 厘米；大西洋与印度洋洋脊扩张速度较慢，每年小于 4 厘米。整个洋底的扩张速度是两侧扩张速度之和。海底洋壳每隔 2—3 亿年完全更新一次，因此，洋壳比陆壳年青。

2．海底并不是无限扩张的，也不要求地球强烈膨胀。当洋壳到达海沟时，就俯冲下沉熔融，重返软流圈。因此，海沟俯冲带又称消减带。由于生长和消亡并存，洋脊扩张中心的拉伸或增生作用与海沟俯冲带的消减作用互相调节。有人认为，扩张速率与消减速率相等，二者互相补偿，地球的总体积或海盆的总容积基本不变。也有人根据增生带长度大于消减带长度，认为地球自中生代以来不断膨胀。

3．海底扩张起因于地幔对流。洋脊是对流体上升带或发散带，海沟是对流体下降带或汇聚带，而破裂带则标志着对流蠕动速度快慢不同地区之间的剪切作用。

4．大陆硅铝层驮于地幔对流体之上，尤如坐在传送带上一样，被移动着。当大陆移动到对流体的下降带时，因质量轻不下沉，停留在下降带上，而另一侧大洋壳在大陆边缘转入地下，使大陆边缘受到压缩，形成褶皱山脉。若大陆之下发生新的对流上升带，大陆

就会产生新的断陷裂谷，并逐步发展成为新的大洋。

海底扩张说不仅使海底地球科学研究与以海岸地质、古气候、古地磁等资料为支柱的大陆漂移说结合起来，而且使上述表面上似乎没有联系的事实纳入一个有规律的格局。海底扩张说中的大陆漂移与魏格纳的大陆漂移，在论据和动力来源上也不完全相同：后者主要是根据海岸地质、古气候资料，说的是大陆硅铝层在地球自转速度变化及日、月对地球的潮汐作用影响下，在硅镁层之上“主动”漂移；前者主要根据海底资料，提出大陆硅铝层作为岩石圈的一部分，在地幔对流的作用下，在软流圈之上“被动”漂移。

第七章 板 块 构 造

第一节 板块构造的概念和板块划分

一、板块构造的概念

板块构造是1968年由海底扩张说引伸、发展起来的一种崭新的大地构造理论。

位于软流圈之上的刚性岩石圈，被一些构造活动带分割成很多既不连续、又互相“镶嵌”起来的球面块体。每个块体的厚度相对地球半径来说是很薄的，呈板状，故称为岩石圈板块（简称板块）。由于对流的带动，每个板块都在不停地运动着，边生长、边移动、边消亡。板块与板块之间，彼此分离，相对滑动和俯冲。板块边界是地球表面最活动的地带，大多数地震、火山都分布在这里。板块间的相互作用，即板块运动是形成地表各种构造活动和变形的根本原因。

岩石圈板块相互作用的研究，称为板块构造。

二、板块的划分

板块的划分与地震研究密切相关。地震并非均匀分布，它主要集中于沟—弧系、洋脊系、转换断层系和阿尔卑斯—喜马拉雅褶皱山系，呈明显的条带状。中、深震分布更为局限，主要分布于海沟陆侧（图7—1）。近代火山也主要集中在这些带上。地震、火山分布集中的地方，就是现代板块的构造活动带，其余广大地区则属于板块内部，是现代构造相对稳定的地区。

1968年，摩根（Morgan, W. J.）把全球划分为20个板块，而勒比雄（Le Pichon, X.）只划分为六大板块：太平洋板块、欧亚板块，印度洋（大洋洲）板块，非洲板块，美洲板块和南极洲板块。除太平洋板块全是海洋外，其余五个板块既包括大陆，又包括大洋。后来，迪茨又将美洲板块分为北、南美板块，印度洋板块分为印度、澳大利亚板块，东太平洋单独划分为一个板块，称纳兹卡板块。在大板块内又分出许多小板块，如东南亚、菲律宾、斐济、俾斯麦、所罗门、阿拉伯、希腊、伊朗、可可、郭达、加勒比板块等（图7—1）。

第二节 板块边界类型和板块运动

一、板块边界类型及板块间的相对运动

根据力学性质及地形、地质、地球物理特征的差异，板块边界可分为三大类型、七种型式。不同类型的板块边界，其板块间的相对运动也不同。

（一）拉张型板块边界

拉张型板块边界是岩石圈板块（或洋壳）生长的场所，故又称为增生或发散板块边缘。其主要特征是岩石圈张裂、基性—超基性岩浆侵入与喷发，浅震，高热流值等。大多数

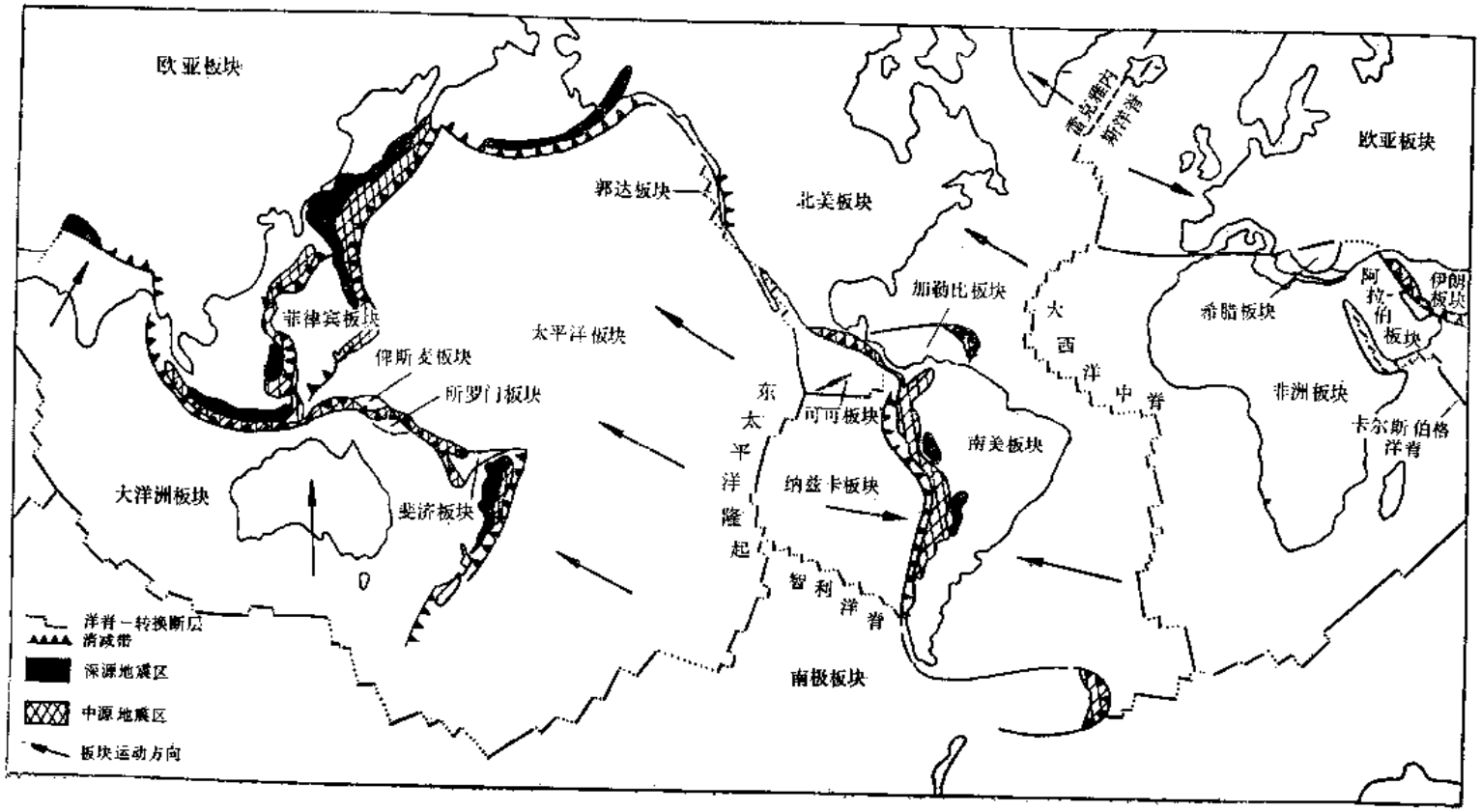


图 7—1　世界主要岩石圈板块和它们的增生、转换与聚合边界（部分根 据Dewey, 1972)。深源和中源地震区（根据Barazangi和Dorman, 1969)。板块运动方向（根据 Le Pichon, 1968)（引自Windley, B. F.,1977)

呈锯齿状。又分为两种型式：

1．裂谷：如红海裂谷。

2．洋脊和洋隆。

在拉张型板块边界处，两个板块相背而行，作背离运动。留下的空间不断被从软流圈上升的岩浆物质所充填，形成新的洋壳（图7—2）。

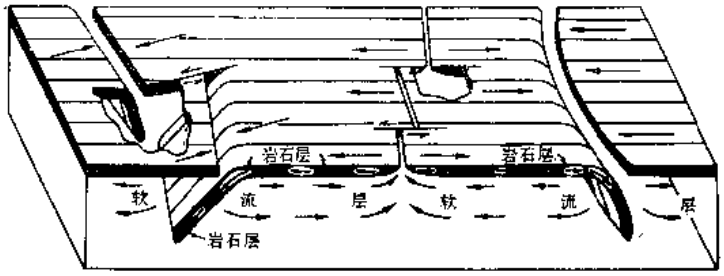


图 7—2 岩石圈板块生长-消亡示意图

（据Isacks等 3 人，1968）

（二）挤压型板块边界

挤压型板块边界是岩石圈板块对冲、消减、碰撞的场所，故又称为消减或聚合板块边缘。由于两个板块在这里聚合，构造活动强烈、复杂，所形成的岛弧和山脉大多呈弧形。又分为四种型式：

1．岛弧—海沟系：主要分布于西太平洋边缘。

根据岛弧所处的构造位置或与地壳的相关性，可将岛弧分为陆缘弧和洋内弧。陆缘弧是以陆棚浅海与大陆相隔的岛弧，如台湾、苏门答腊、爪哇岛等。洋内弧与大陆之间以具有大洋型地壳的边缘海或弧后盆地相隔离。洋内弧又可分为：

（1）分离型洋内弧：弧体本身为大陆型地壳，因弧后扩张作用与大陆分开，如日本岛弧；

（2）稳定型洋内弧：弧后无扩张作用，弧体本身无大陆基底岩石，如阿留申岛弧；

（3）迁移型洋内弧：原是一个岛弧，后因扩张作用一分为二，靠近海沟的称火山弧，远离海沟的称残余弧或死弧，二者之间为弧间盆地，死弧之后为不活动边缘海盆地，如马里亚纳群岛；

（4）反极的洋内弧：岛弧位于海沟靠洋的一侧，如吕宋岛等。

2．山弧-海沟系：如南美安第斯山弧—海沟系。

3．陆间海：如地中海。

4．地缝合线：如雅鲁藏布江地缝合线。

前两种以有海沟为共同特征；第三种由于洋壳接近完全消减、两大陆壳合拢，海沟表现不明显而接近于消失；第四种代表两个陆壳碰撞接触面与地面的交线。它们代表板块俯冲-碰撞过程的不同阶段。

在挤压型板块边界处，两个板块相向而行，作敛合运动（图 7—2）。一个板块俯冲下去，一个板块仰冲上来，或表现为两个大陆板块相互碰撞。最常见的有四种情况：

1．两个都是海洋板块的接近（图7—3A）。在接触处产生海沟-岛弧系，如马里亚纳群岛。

2．海洋板块和前缘带有岛弧的大陆板块的接近（图7—3B）。在接触处亦表现为海沟-岛弧系，如日本、琉球等。

3．海洋板块和大陆板块的直接接近(图7—3C)。在接触处表现为海沟-山弧系，如南美西海岸。

4．两个大陆板块的接近（图7—3D)。两个大陆板块互相碰撞，在沉积层内引起巨大推覆体和俯卧褶皱，并形成高原和弧形山脉，如西藏高原、冈底斯山和喜马拉雅山等；或形成高山和残余海盆地，如高加索山和黑海、里海等。

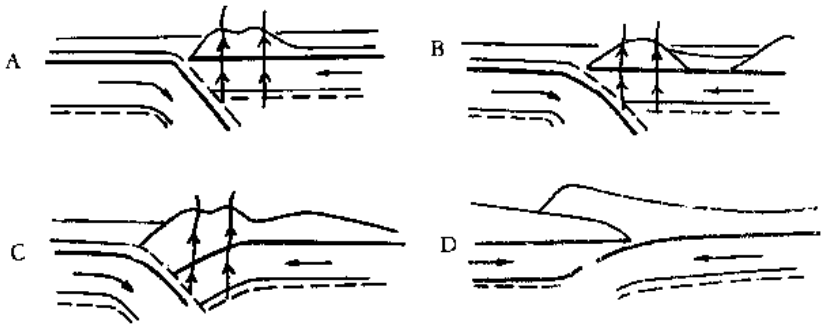


图 7—3 板块构造的敛合运动
(据A.A.Ковалев简化，1972)

（三）剪切型板块边界

转换断层即是。一般比较平直。这里岩石圈既不生长，也不消减。浅震活跃。发育有碎裂变质岩。两侧板块沿边界相互错动，作剪切运动。

因此，板块构造运动有三种类型：挤压型，为褶皱作用或造山作用；引张型，为裂陷作用或地裂运动；剪切型，是伴随引张或挤压作用出现的。

正因为板块与板块间有构造运动存在，板块边界才成为构造活动带。由于板块间的运动方式不同，才有不同类型的板块分界线及其不同的构造活动特征。板块运动乃是产生地表构造的原因。板块边界和板块运动是板块构造研究的重点。

二、三 合 点

三合点是三个板块和三条板块边界相会合的点。它是球面上刚性板块边界终止的唯一可能的方式。洋脊、海沟、转换断层的三合点有16种可能的组合形式，其中只有6种是常见的，如图7—4所示。三合点可以是稳定的或不稳定的，取决于它们能否在演化中保持其几何图形。稳定性的几何条件在图7—4中用速度矢量三角形表达。在所有可能的组合形式中，只有洋脊—洋脊—洋脊(RRR)型三合点对板块边界的所有取向都是稳定的。三合点的概念很重要，东北太平洋大磁湾的起源问题就是用三个洋脊轴的三合点概念解释的。

裂谷形成的初期，通常也采取三联（叉）构造的形式。其中两支可以进一步扩展形成海洋，另一支停止发育或发育缓慢，如红海、亚丁湾与东非裂谷，大西洋与尼日利亚贝努埃裂陷槽。三支也可以同时发育成为大洋中脊，如印度洋的三条洋脊。

三、板块运动的全球格局

尽管板块边界具有背离、敛合、剪切不同性质的运动，但是它们都与板块增生、消减

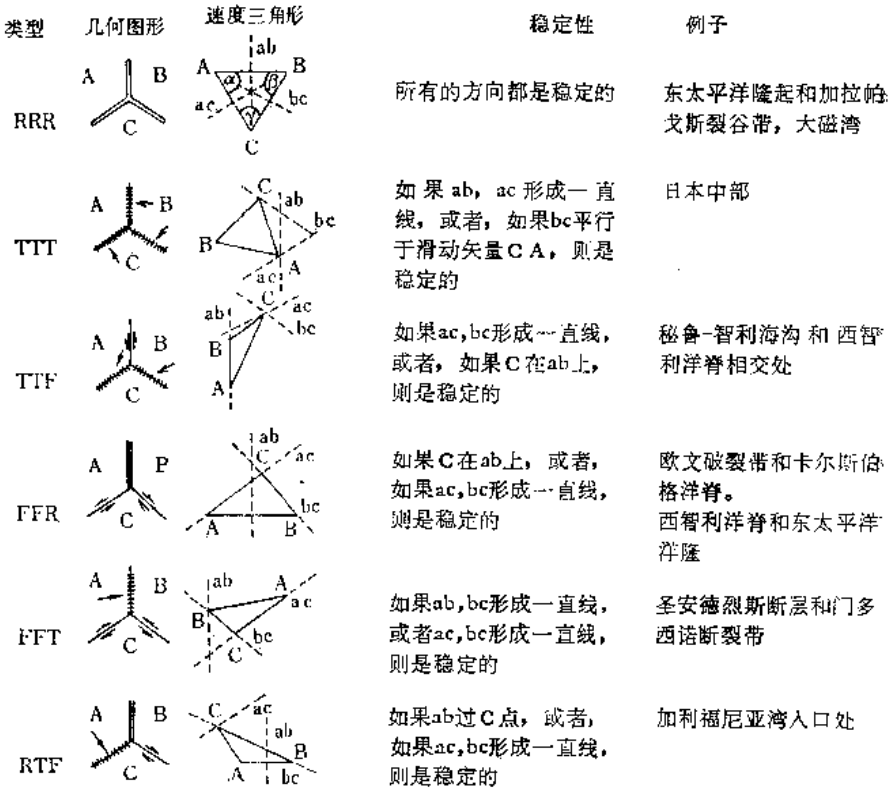


图 7—4　六种常见的三合点的几何图形和稳定性要求

（据McKenzie和Morgan，引自Condie,1976）。

速度三角形中的虚线ab、bc和ac把一些点联结起来，其矢量和分别使AB、BC和AC的几何形状保持不变。只有当ab、bc和ac相会于一点时，三合点才是稳定的图例：……海沟；——洋脊；⇌转换断层

作用有关，具有统一的动力学模式和相同的动力来源，都受地幔对流控制。根据欧拉（Euler）定理，板块在球面上的相对运动是以一个极为中心作旋转运动的。不同洋脊往往具有不同的旋转极。同一洋脊不同地段的扩张速度也不一样，可以用一个旋转扩张球体来表示（图7—5）。球的最大圆周称为扩张赤道，扩张速度最大；旋转极的扩张速度等于零。纬度线与转换断层或扩张方向一致；经度线与洋脊平行。

1968年，勒比雄在摩根所取得的成果基础上，绘制了一张全球板块运动概略图（图7—6）。图中不但标明了板块运动的方向，而且规定了各大洋洋脊中央裂缝的极位。在大西洋和太平洋中有两个大致沿同一个轴发生的主要张开，这一个轴对地球的自转轴倾斜不大（极1，2与3）；同这些张开相连接的还有两个斜向的张开，一个在印度洋中，一个在北冰洋中，其极位分别为极5，6和4。

四、板块运动的驱动力

板块运动的动力来源，目前一般都归因于地幔对流。地幔对流是由温度差或密度差引起的。热的地幔物质上升，冷的物质下沉，连接起来成为一个对流环。

地幔对流是由费希尔（Fisher, O., 1889）首先提出来的。用地幔对流解释大陆漂移的先驱者是霍姆斯（1928）（图7—7）。最近四十多年来，地幔对流说有了很大的发展，这主要表现在地幔对流模式前后有很大的不同。最重要的有以下几种模式：

（一）热地幔对流模式

1．深地幔对流模式：对流体发生于下地幔内(图7—8) 或发生于整个地幔内。在五十一六十年代，这一理论曾占主导地位，后来由于地震波传播速度证明地幔中存在着若干相变分层或存在高粘度的固态层，而趋于淘汰。

2．软流圈—岩石圈(硅铝层除外) 的浅地幔对流模式(图7—2)：兴起于六十年代末、七十年代初。对流环的下半部为软流圈，上半部为岩石圈。这一模式不但解释了大陆漂移，而且合理地解释了以洋脊为轴两侧对称的种种图案。但是，该模式存在的问题是对流体的垂直幅度与水平幅度相比显得太小了。

3．热柱对流模式

是在热柱说基础上发展起来的深-浅地幔对流相结合的对流模式。

热柱是由威尔逊（1963）在解释火山岛链成因时首先提出来的。摩根（1971）进一步发展了这一概念。热柱是从核—幔边界升腾而起的一股热流柱体，直径可达几百公里，它可能是由液态外核传递的能量引发的。当热柱垂向到达岩石圈之下软流圈时，流动变为水平方向

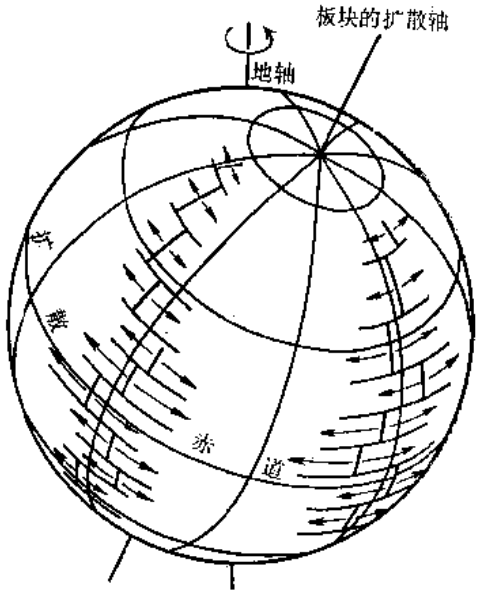


图 7—5　板块的旋转扩张
(据Heirtzler, J.R., 1968)

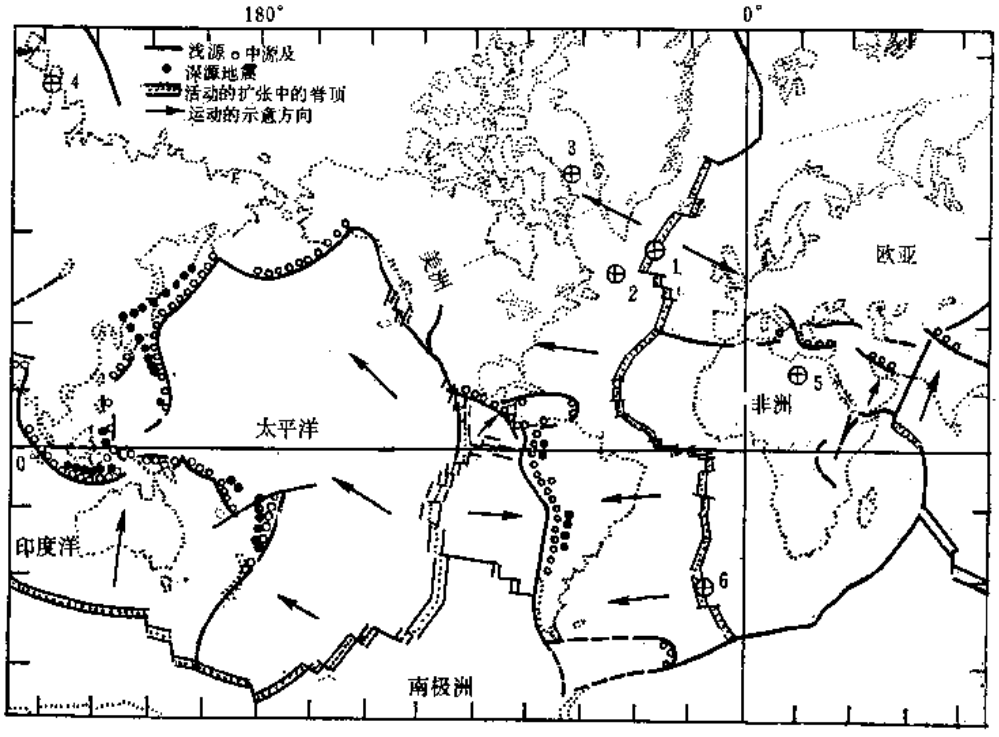


图 7—6　板块运动的全球格局
(据J.e pichon, X.,1968)
图中⊕及数字代表太洋洋脊旋转极位及编号：
1—对南大西洋（美洲-非洲)；2—对北太平洋（美洲-太平洋)；3—对南太平洋(南极洲-太平洋)；
4—对北冰洋（美洲-欧亚洲)；5—对西北印度洋（非洲-印度)；6—对西南印度洋（南极洲-非洲)

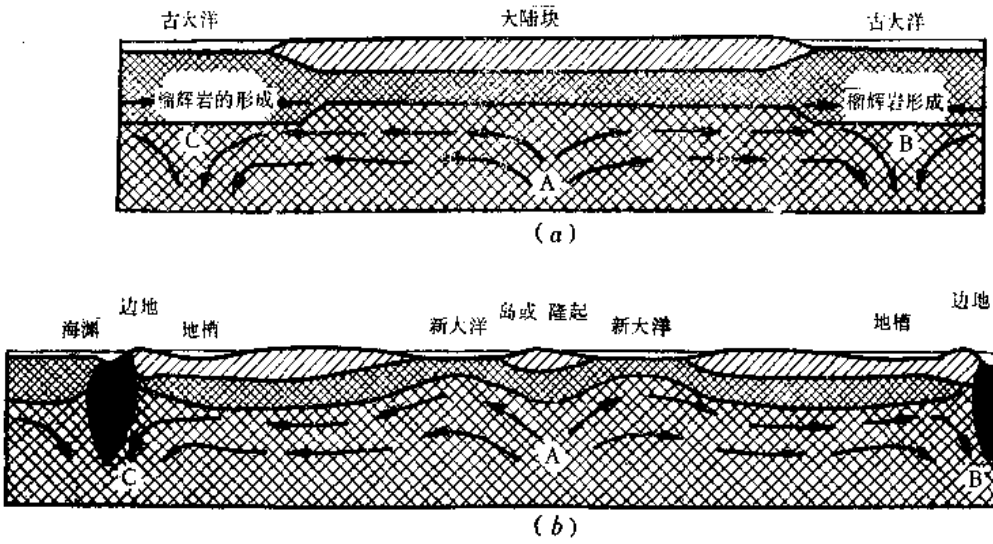


图 7—7 霍姆斯的对流机制（1931）

（引自P.J.威利，1978）

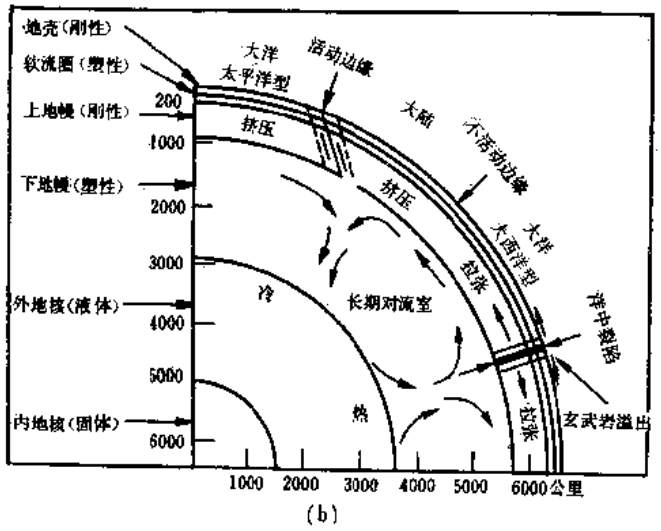


图 7—8 贝尔纳的对流模式（1961）

（引自P.J.威利，1978）

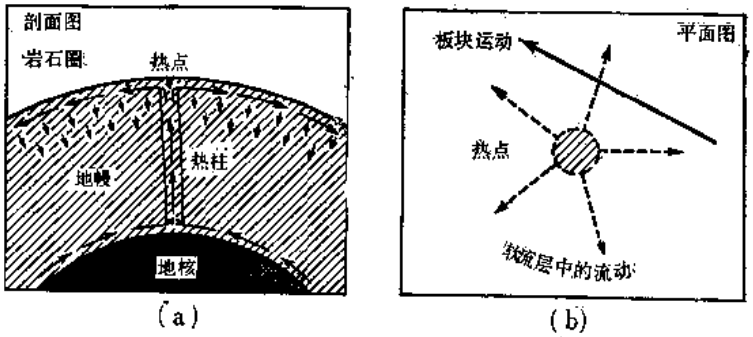


图 7—9 热柱、热点假说的图解说明

（引自P.J.怀利，1980）

固态地幔岩石构成的热柱在软流层中上升，然后向侧方扩散开来

的，沿各个方向呈放射状地扩散开来，并带动其上的岩石圈分裂、移动。热柱在地表形成了具有火山活动的热点，并可能使岩石圈向上凸起。和热柱上升流相平衡的回流，由地幔其余部分非常缓慢的向下运动来完成(图7—9)，或随着温度的降低，又呈柱状返回地幔下部（图7—10），放射状流体施加给岩石圈板块的合力以及各板块沿板块边界互相制约所产生的力，确定了各板块的运动方向。

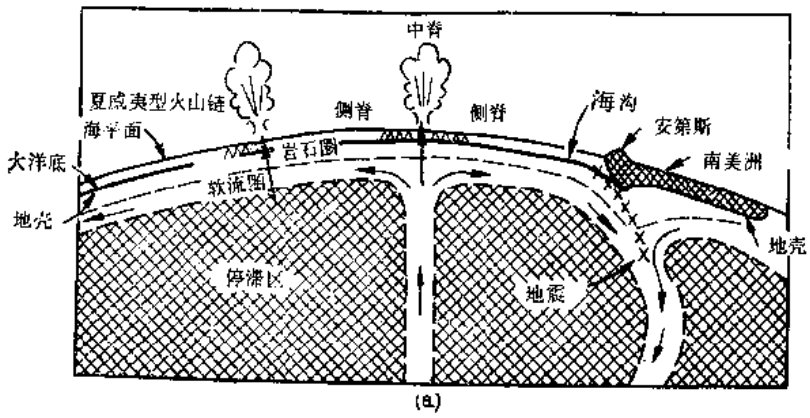


图 7—10 威尔逊的对流模式（1963）

（引自P.J.威利，1978）

（二）热-重力地幔对流推-拉模式

七十年代以来，关于板块运动驱动力的研究又有了新的进展，其中最重要的一点是强调重力作用。摩根（1972）认为大洋中脊串珠状的“地幔柱”或“热点”把那里的岩石圈拱起，使岩石圈板块由洋脊向海沟滑动，推挤板块俯冲、碰撞。哈伯（1975）认为板块从洋脊向两旁滑动是由板块前缘冷却、加重、下沉引起的。根据他的计算，下沉拖拉力比洋脊的推挤力大七倍。上田诚也和福塞思（1975）认为板块运动是八种力综合作用的结果，板块运动的速度主要由板块拉力所控制（图7—11）。

在地球发展历史过程中，地幔对流的图案并不是永恒不变的。伴随地幔对流图案的改变，海陆分布和大地构造图案也必然随之改变。这种改变往往需要数亿—十几亿年时间。最近一次对流图案的改变可能是从中生代开始的。

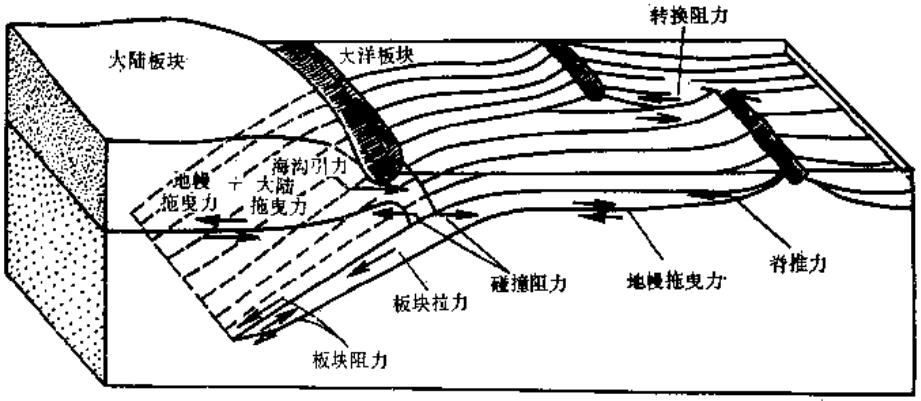


图 7—11 作用于岩石圈板块的八种力

（福塞思和上田诚也，1975）

第三节　板块构造与地质作用

一、拉张型板块边界的地质作用

拉张型板块边界历经大陆裂谷—原洋（陆间）裂谷—洋脊（隆）的不同发展阶段，其地质构造作用也不相同。

（一）、沉积作用

大陆裂谷系属拉张型板块边界的胚胎期，它可以进一步发展成为原洋裂谷系和洋脊（隆）系统，也可以不待大陆壳完全裂开或新洋壳形成而夭折，成为古大陆裂谷系。它可以作为划分次级板块的依据，也可以作为一种板内构造。

大陆裂谷系通常是在地幔上涌、岩石圈拱曲隆起、变薄的背景上拉张形成的，主要发育于古老地盾或地台基底之上。它的深部构造特征是地壳厚度小和地震低速层埋藏较浅，具有显著的负布格重力异常、高热流值（2.0HFU）和异常的P_n速度。它的地表特征颇为复杂，有的呈单轴方向延伸，有的没有明显的主轴。有的与原洋裂谷和洋脊相连结，有的似乎完全是孤立的。通常为一系列窄而长、中央深洼的谷地、湖泊和海湾，是由次一级地堑和伴生的地垒组成的大陆裂谷盆地，亦称为内克拉通盆地。盆地的基底为变薄的陆壳。以陆源河湖相—浅海相砾岩、砂泥质岩和碳酸盐岩沉积为主，常与火山岩、火山碎屑岩互层，厚度可达数千米。在干旱条件下，红色长石砂、砾岩质沉积物十分普遍。在气候适宜条件下，可形成蒸发岩、含铜砂岩和煤层等。在地堑中心部位会出现富含有机质的沉积物，厚度变化较大，褶皱平缓并有高角度断层，有利于油气的生成和富集，如北海盆地、莱因地堑、东非裂谷等。

若大陆裂谷系发育于大陆边缘的内凹处，与大洋相连，呈楔形，尖端指向大陆内部，则称为裂陷槽。它是三叉裂谷中发育不好或夭折了的一支裂谷，基底为过渡型地壳或陆壳。早期为粗粒碎屑沉积与熔岩伴生，后期为浅海陆棚相沉积。从尖端向大洋，有由大陆相沉积、浅海相冒地槽型沉积和深海相优地槽型沉积的横向变化，厚度很大，有利于油气生成，如尼日利亚贝努埃裂陷槽等。

原洋裂谷中轴为洋壳，两侧为过渡型地壳。沉积作用明显受两侧陆块影响，沉积有各种海相、海陆过渡相的碎屑岩、蒸发岩、红层、浊积岩、碳酸盐岩、碳质泥岩和静海相粘土等，其间夹有熔岩，如红海、亚丁湾和加利福尼亚湾等。

大洋洋脊轴部一般缺少沉积物，在某些洋脊洼地中，也可以有较薄的由极细粒陆源碎屑和火山碎屑而成的深海粘土和生物（钙质和硅质）软泥沉积物。在有碎屑物来源的某些洋脊洼地里，浊积岩也可以成为主要类型。

（二）岩浆活动

大陆裂谷系除少数岩浆活动弱外，一般都具有广泛的玄武岩质岩浆活动，尤以火山岩最为发育，常常形成大小不等的火山锥和大面积的溢流玄武岩，很少发育成为巨大的层状火山。侵入岩通常是小的岩穹或规模不等的层状侵入体，成分十分复杂，有层状辉长岩、斜长岩、金伯利岩、碱性花岗岩，最常见的是超基性岩和碳酸盐岩的中心型环状杂岩。以偏碱性—强碱性岩浆岩共生组合为特征（图7—12），也有拉斑玄武岩和钙碱性岩石类型。可分为两类：

1．大陆溢流玄武岩（有的以拉斑玄武岩为主，有的以碱性玄武岩为主）及其辉长岩质侵入体。缺少富硅质的岩浆产物。如美国哥伦比亚、印度德干高原玄武岩和埃塞俄比亚玄武岩。

2．双模式火山岩。玄武岩质和碱性富硅质岩浆近于同时喷发，很少有中性岩石。它们可以是拉斑玄武岩—流纹岩套；也可以是碱性玄武岩—粗面岩（响岩）套。有时具有火成碳酸盐岩。富硅质的岩石一般要比镁铁质岩石少得多，常呈穹窿、岩颈或小岩流喷发。如东非裂谷系。

大陆裂谷碱性玄武岩和拉斑玄武岩与其它玄武岩相比，其特点是：碱元素及“碱型”元素高度富集，轻稀土元素（轻REE）显著富集，Sr^{87}/Sr^{86}比值有较大的变化范围（0.703—0.710以上）。尤其是在SiO_2含量较高的粗面岩、响岩和流纹岩中，碱元素富集更为明显。在空间分布上，裂谷喷出岩通常具有环带状的特征，在裂谷轴部是SiO_2饱和的、中等碱性的拉斑玄武岩，在裂谷两翼和外侧则是SiO_2不饱和的、强碱性的玄武岩。前者是裂谷期的产物，后者是裂谷前期或裂谷初期形成的。

原洋裂谷和洋脊系统的岩浆活动更为强烈，以低钾拉斑玄武岩质岩浆岩共生组合为特征（图7—12），组成蛇绿岩套，代表大洋地壳的典型剖面。其层序自上而下为：

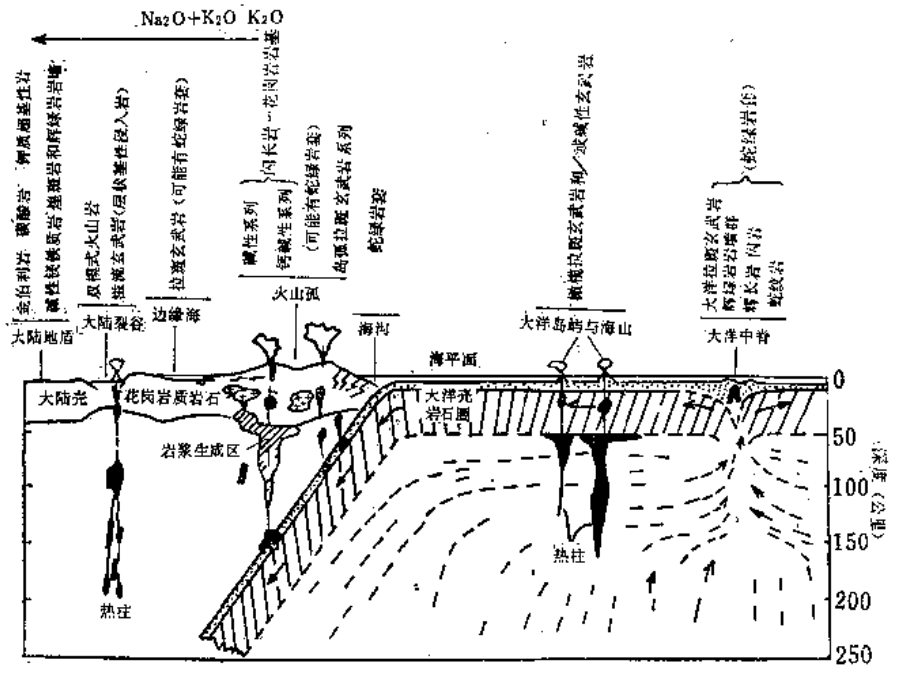


图 7—12 岩浆岩共生组合与板块构造环境的关系

（据Condie, K. C., 1976；从柏林，1978）

1．低钾拉斑玄武岩，具有绳状、枕状构造和快速冷凝产生的玻璃质边缘，其上被含有放射虫、有孔虫的深海沉积物所覆盖。

2．低钾拉斑玄武岩质辉绿岩岩墙群，代表形成于拉张构造环境的典型标志，也是对大洋底磁异常条带成因的一种解释。

3．低钾拉斑玄武岩质辉长岩和辉绿岩，少量闪长岩、辉石角闪岩，普遍显示堆积结构。

4．超镁铁质杂岩，由不同比例的斜方辉石橄榄岩、纯橄榄岩、二辉橄榄岩、斜长石橄榄岩和石榴石橄榄岩等组成，通常已蛇纹岩化。

洋脊拉斑玄武岩以相对高的Al_2O_3和Cr的含量和相对低的K及其相关元素（包括Rb、Cs、Sr、Ba、Zr、U、Th和REE）的含量为特征。新鲜洋脊拉斑玄武岩还显示高的K/Ba和K/Rb比值和低的Fe^{+3}/Fe^{+2}、Rb/Sr和La/Yb比值，球粒陨石型的REE分布型式，低的Sr^{87}/Sr^{86}比值（0.702—0.704）。

洋脊有时还见有富铁的石英拉斑玄武岩（可能是由低钾拉斑玄武岩浆分离结晶作用而衍生的）、碱性玄武岩和少量分异的粗面岩、流纹岩和奥长花岗岩。只在冰岛东部见有花岗岩和大量流纹岩。在某些边缘海中也发育有类似于大洋洋脊的低钾拉斑玄武岩，表示这些边缘海中存在着微型海底扩张作用，或表明这些边缘海由裂谷—扩张作用所形成。因此，裂谷可形成于威尔逊旋迴各阶段的不同构造环境中。

（三）变质作用

由于拉张型板块边界具有高热流值及高地温梯度，普遍发育有低—中度热变质作用。先形成的玄武岩、辉长岩等，后来由于受到高温及热液（气）的影响发生交代—重结晶作用，形成浅部沸石相、绿岩相和深部角闪岩相等，没有片理，可因海底扩张作用而分布于整个洋底，都城秋穗（1971）称为“洋底变质作用”。由于洋底变质作用，可使原岩的热剩余磁性消失（退磁）。瓦因（1966）和海兹勒（1968）认为洋底磁化层的厚度约0.5—2公里，下伏岩层实际上是退磁的。

（四）成矿作用

与拉张型板块边界有关的成矿作用比较复杂。在大陆裂谷系内，有与玄武岩有关的铜、金矿床；与基性、超基性杂岩有关的铬、铂矿床，铜镍钴硫化物矿床，钒钛磁铁矿矿床；与碱性杂岩和火成碳酸岩有关的磁铁矿—磷灰岩矿床和铌、钽等稀有、稀土元素矿床；与金伯利岩有关的金刚石矿床；与流纹岩、花岗岩和花岗伟晶岩有关的锡矿床等。

在原洋裂谷系和洋脊（隆）系统内，成矿作用最著名的例子是红海海底与热卤水有关的富含金属（包括铜、铅、锌、铁的硫化物，针铁矿、赤铁矿、菱铁矿、锰的氧化物等）的沉积物（图7—13）。由于红海原洋裂谷是全球大洋断裂系统的一部分，而富含金属的沉积物又沿着红海原洋裂谷中轴分布，因而一般认为矿床的形成与来自地幔的火山喷气作用有关。智利、秘鲁以西的东太平洋洋隆翼部的沉积物中，也富含铁、锰及少量铜、锌、铬、镍、铅、硼、砷、铀、汞等元素。在加拉帕戈斯洋脊和东太平洋洋隆上都存在一些正在产生热和含矿溶液的喷气孔。

生于洋脊而扩散至整个洋底的层二、三中，普遍含有分散的铜、铁、铅、锌等硫化物，有时富集成矿，称为“大西洋型”或“塞浦路斯型”（图7—13）。在洋脊剖面下部超镁铁岩中，含有豆荚状铬铁矿、石棉矿以及镍、钴、钛、铜等矿床，称为阿尔卑斯型矿床。

这些形成于拉张型板块边界的矿床，由于海底扩张作用，也可移至转换、挤压型板块边界。

（五）地震活动

与板块扩张边界有关的地震通常呈窄条带状分布，震源较浅，一般都小于30公里，震源机制与正断层一致，是由张应力形成的。

二、转换型板块边界的地质作用

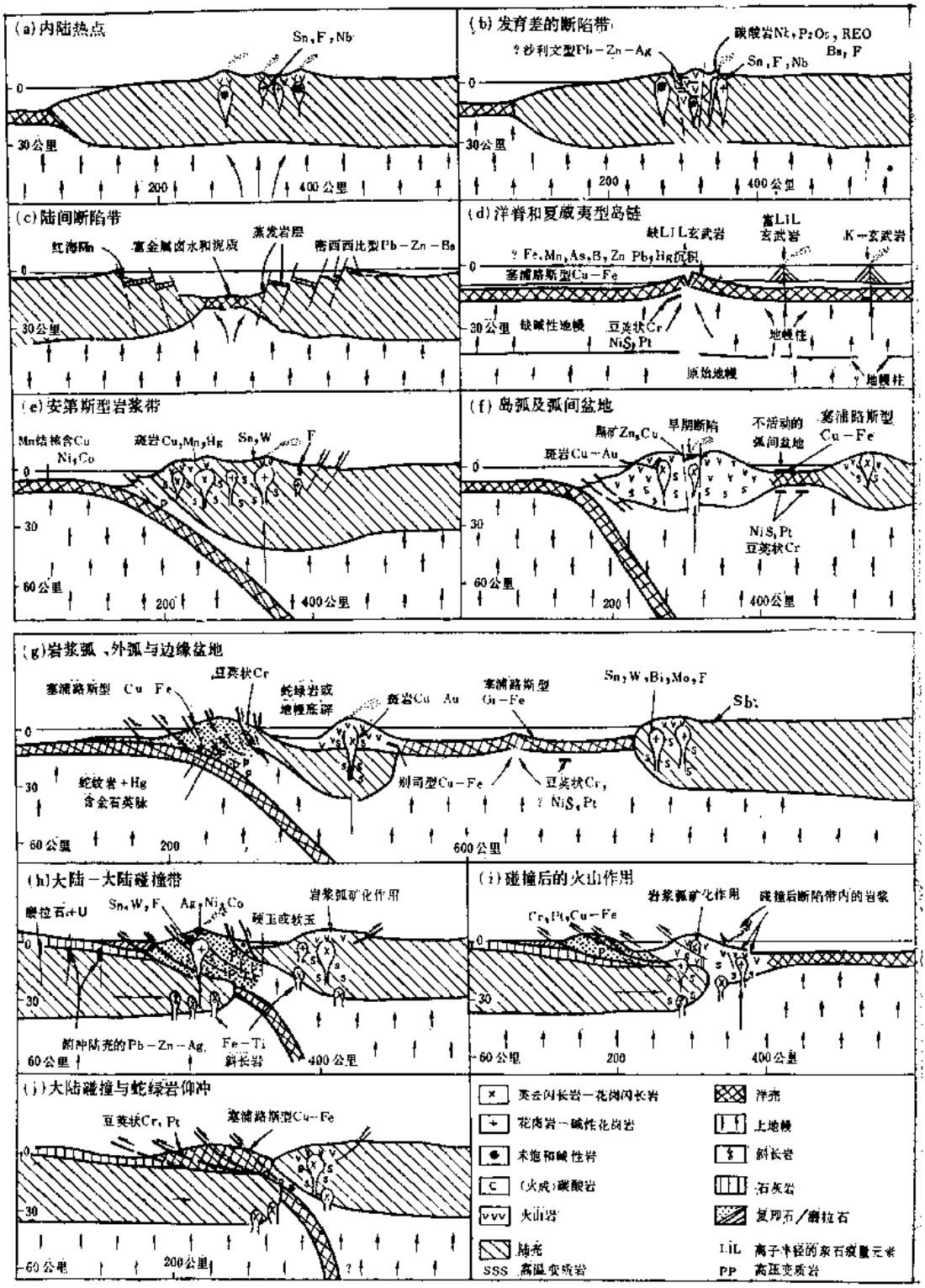


图 7—13 矿床类型与板块构造环境的关系，REO＝稀土元素氧化物

（据Mitchell,A.H.G.和Garson,M.S.,1976）

转换型板块边界的地质作用比较简单。缺乏岩浆活动。地震呈窄条带状分布，震源较浅，震源机制与剪切断裂一致，是由剪切错动造成的。

转换断层不单有走向剪切滑动，甚至兼具拉张或挤压性质，从而形成窄而深的拗陷或转换拉张盆地和转换挤压盆地。转换拉张盆地是沿转换断层系统拉张、断陷而成，是一种变异性裂谷盆地。内部可因次级断层作用形成一系列次级坳陷和隆起。除沉积有深海软泥、浊流碎屑物外，有时还有有机质堆积。在某些盆地内，由于强烈的拉张作用，地壳变薄，地幔上涌，可能出现周期性的火山作用，并伴随有高热流值。如北美大陆西缘加利福尼亚第三纪盆地、加利福尼亚海湾内的现代深水盆地。转换挤压盆地是沿转换断层系统发生局部挤压性扭动褶皱和断陷而成，常呈雁行状排列，沉积作用迅速多变，主要是一些粗碎屑沉积。在圣安德烈斯断层东侧中加利福尼亚地区就有一系列这样的盆地。转换盆地最重要的沉积特征是边缘山麓堆积的角砾岩十分发育，横向变化大，多沉积间断。

转换型板块边界的变质作用主要是碎裂变质作用，通常是在低温(或具有短暂的中温)下发生的，形成各种各样的碎裂变质岩（或碎裂岩）。横越大西洋洋脊的断裂带和赤道大西洋中的圣保罗群岛都发现过碎裂岩。圣安德烈斯转换断层有一条宽达几公里的被许多准平行断层所切割的碎裂岩杂岩带。新西兰阿尔平转换断层也发育有一条宽达 2 公里左右的碎裂岩体。

与转换型板块边界有关的矿床发现不多。主要例子有沿着危地马拉莫塔加和波洛奇克断裂带产生的铬铁矿橄榄岩透镜体和沿着伊朗扎格罗斯破裂带产生的铬铁矿。红海富含金属的卤水聚集处，除与中央裂谷轴有关外，还受转换断层控制。在其邻近的大陆断裂带内（原先为转换断层），也见有主要为中新世的铅、锌、铜、锰等矿床。

三、挤压型板块边界的地质作用

挤压型板块边界的地质作用非常复杂，但是都可用板块俯冲—碰撞的机制统一解释。

挤压型板块边界的主要类型为海沟—岛弧系和海沟—山弧系。横越发育完善的海沟—岛弧系有如下构造单元：外部隆起、海沟、海沟坡折（又称构造隆起、构造弧、外弧脊）、弧沟间隙（包括弧前盆地）、岩浆弧（又称内弧、主弧、火山弧）、活动边缘海盆地（又称弧间盆地）、残余弧（又称死弧、第三弧）、不活动边缘海盆地等（图7—14）。对于安第斯型海沟-山弧系来说，从岩浆弧到大洋之间的弧前地区的结构是相似的，只不过弧后地区的海盆被前陆盆地所代替。

沟、弧虽然紧密伴生，却具有完全不同的特征。海沟地形最低，有一个非常显著的负

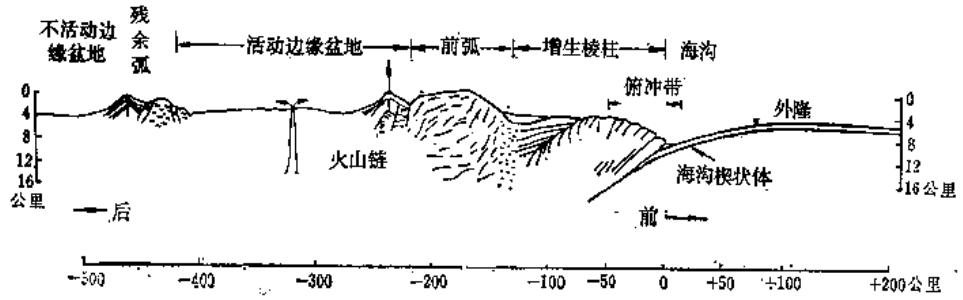


图 7—14 海沟—岛弧系横剖面示意图

(据Karig, D. E., 1974)

重力异常（外部隆起为外重力高），热流值最低（外部隆起为正常热流值），地壳是大洋型的，不存在均衡的平衡，似乎存在向下的拉力，这与海沟是海底扩张的终点、大洋岩石圈板块在此向地幔俯冲是一致的。岛弧（山弧）地区地形增高，出现内重力高（弧后近于零或为不大的正重力异常）和高热流值，地壳类型复杂（大洋型、过渡型、大陆型都有，视岛弧发育程度），这与板块俯冲时的热效应和板块俯冲作用即造山作用也是一致的。除此之外，沟、弧地区具有完全不同而又相互联系的地质作用。

（一）沉积作用

沟、弧地区地形反差大，为沉积作用提供了良好条件。在海沟内，有深海和浊流沉积物，大部分在板块俯冲过程中被带走，厚度并不大，从几百米到1公里以上。海沟内坡通常比较陡峭，有时由于逆断层或褶皱变形，形成构造凹地或斜坡盆地，有厚度不大的浊积岩和深海沉积物。在海沟坡折与岩浆弧之间的弧前盆地中，沉积类型复杂，以富含钙碱性火山岩屑的复理石建造、厚层杂砂岩、泥岩和缺少碳酸盐岩为特征。在安第斯型山前和海岸平原地区，分别形成粗碎屑岩或砾岩质的陆相磨拉石和河流冰积层。在岛弧后侧，弧后盆地分为两种类型：弧间盆地和岛弧—大陆盆地。前者边缘陡峭并以岛弧与外界相隔，仅有很薄的深海沉积物；后者沉积物横向变化明显，中心为薄层深海沉积物，两侧为巨厚的滨海-浅海相、三角洲相砂泥质沉积物、碳酸盐沉积物和深水浊流沉积物，靠岛弧一侧还夹有大量火山碎屑物和凝灰岩。在安第斯型陆缘火山弧后面，由于褶皱、冲断层的作用所形成的弧后前陆盆地，主要是陆相、三角洲相和浅海相碎屑沉积，缺少深海相沉积，如安第斯山以东苏班安底新生代盆地等。

当两个大陆板块开始碰撞之后，先在俯冲大陆板块前缘或残留洋盆地里，形成三角洲相—浅海相楔状碎屑岩体或海相浊流—复理石沉积，如地中海、波斯湾盆地、恒河三角洲、孟加拉湾冲积扇等；继而在地缝合线附近形成陆相磨拉石堆积。既有同造山期火山成因的，砾石完全来自岩浆弧的火山岩屑，如雅鲁藏布江地区老第三纪砾岩层；也有造山期后期和造山期后非火山成因的，如瑞士平原和喜马拉雅山主边界断层以南锡伐利克层。

（二）岩浆活动

沟、弧地区岩浆活动十分强烈、复杂。不同区段、不同部位，由于基底不同、所处的演化阶段不同和距离俯冲带的深度不同，岩浆岩共生组合也不一样，但是相互之间具有一定的内在联系，有一定的时空变化规律。

1．海沟与弧沟间隙的岩浆岩共生组合

弧沟间隙（宽度约150—300公里）一般无岩浆活动。在海沟内坡有蛇绿岩套。蛇绿岩套原生地是大洋中脊，它在海沟内坡出露是由于海底扩张和构造侵位—逆冲或断裂抬升作用。

2．火山弧的岩浆岩共生组合

火山岛弧和陆缘火山弧是岩浆活动集中分布的地带，主要是钙碱性系列，即正常岩浆岩系列，通常与海沟平行成弧形展布。火山岩的体积自火山弧前缘开始向消减带方向减少，以爆裂喷发作用为特征，火山岩中火山碎屑物质的体积一般都在80％以上。

根据岩石矿物、化学成分的差异，可将岛弧火山岩分为三个系列：

（1）岛弧拉斑玄武质系列：由大量岛弧拉斑玄武岩和少量安山岩（拉斑玄武质安山岩、低铝玄武岩）、英安岩、流纹岩组成。岛弧拉斑玄武岩和洋脊拉斑玄武岩在许多方面是

相似的：都显示球粒陨石型的REE 分布型式，Sr^{87}/Sr^{86} 比值低（0.702—0.704），碱元素及相关元素浓度低，Al_2O_3含量高，Fe富集，K/Rb比值较高等。其区别是岛弧拉斑玄武岩比洋脊拉斑玄武岩具有变化范围更宽的FeO*/MgO、SiO_2、FeO*、Na_2O、K_2O等（表7—1），Ni、Cr含量较低，而Ba含量较高。

表 7—1　不同环境中的拉斑玄武质系列的地球化学特征

（都城秋穗，1975）

	岛弧拉斑玄武质系列	洋脊拉斑玄武质系列	大洋岛屿拉斑玄武质系列
FeO*/MgO	1—7	0.8—2.1	0.5—2.5
SiO_2(%)	46—76	47—51	46—65
FeO*(%)	6—16	6—14	8—16
Na_2O(%)	1.1—3.6	1.7—3.3	0.7—4.5
K_2O(%)	0.1—2.0	0.07—0.40	0.06—2.0
TiO_2(%)	0.3—2.0	0.7—2.3	0.2—5.0

注：$FeO^* = Fe_2O_3 \times 0.8999(0.9) + FeO$

（2）钙碱性系列（狭义的）：由大量安山岩及英安岩、高铝玄武岩、流纹岩组成。可进一步分为低钾组和高钾组。低钾组的火山岩以相当数量的熔岩和火山碎屑岩组成的层状火山岩系为特征，其深成岩主要是石英闪长岩，如日本、中美洲；高钾组的火山岩显示更大的粘性，含较多的火山角砾岩，构成规模更大的层状火山岩系，深成岩主要是花岗闪长岩和石英二长岩，如安第斯山的成层火山和美国西部第三纪火山区。

（3）碱性系列：在近代火山弧中数量很少。以K_2O、Na_2O和钾型微量元素（Rb、Ba、Sr、Pb、Cs等）含量高为特征。主要岩石类型为橄榄安粗岩。可分为两组：

① 钠碱组：由碱性橄榄玄武岩（K_2O/Na_2O比值低于1）、富橄玄武岩、碱性安山岩（橄榄粗安岩）、粗面岩和碱性流纹岩组成。

② 钾碱组：由橄榄安粗岩（富碱安山岩，K_2O/Na_2O比值接近于1）、安粗岩和含白榴石的岩石组成。

尽管大多数火山岛弧中最常见的火山岩是安山岩，但是火山岛弧的岩浆岩共生组合并非到处一致。既与板块汇聚速度有关，又与火山弧的演化阶段有关（表7—2）。

未成熟岛弧的岩浆岩共生组合较为简单，主要由拉斑玄武质岩石或镁铁质岩石组成。成熟岛弧和陆缘弧的岩浆岩共生组合较复杂，主体是钙碱性岩体，两侧还有其它岩体，从而构成水平分带现象并具有一定的规律性（图7—15）。从海沟向消减带倾斜方向有如下次序：拉斑玄武质系列→钙碱性系列→碱性系列；玄武岩→安山岩→英安岩→流纹岩；拉斑玄武岩（低铝玄武岩）→高铝玄武岩→碱性玄武岩（高钾）。

与火山岩相对应，侵入岩在空间分布上也具有一定的规律性，从海沟向消减带倾斜方向，有由辉长岩→闪长岩→花岗岩→碱性辉长岩、二长岩和霞石正长岩的变化趋势。闪长岩、花岗岩及其小型浅成岩体分别为安山岩和流纹岩的对应体。

从海沟向消减带的倾斜方向，岩石地球化学，即元素、元素比值、同位素的丰度有如下的系统变化：Fe（或FeO*）、Mg（或MgO）、Ca（或CaO）、重REE（从Tb→Lu）、Y、K/Rb、Na/K等逐渐减少；而K（或K_2O）、Na_2O+K_2O、K_2O/Na_2O、SiO_2、K_2O/SiO_2、Rb、Ba、Cs、P、Pb、U、Th、轻REE（从La→Sm）、Th/U、Rb/Sr、La/Yb、$Sr^{87}/$

表 7—2 岛弧活动性和火山岩系列之间的相互关系

（都城秋穗，1972）

组	岛弧和海沟	板块汇聚速度（厘米/年）	地震最大深度（公里）	海沟最大深度（公里）	火山岩系列	说 明
Ⅰ	汤加	9	700	11	Th	C和A只发育于该组岛弧发展的成熟阶段
	伊豆—小笠原	9	600	11	Th + (C) + (A)	
	东北日本	9	600	11	Th + C + (A)	
	千岛—堪察加	8	600	10	Th + C + A	
Ⅱ	阿留申	6	300	8	(Th) + C + A	A虽然常见，但数量不多
	印度尼西亚	5—6	600	7	(Th) + C + A	
	琉球	?	300	7	(Th) + C	
	北岛（新西兰）	慢(3?)	300	4	C + A	
	赫伦（爱琴海）	慢(3?)	200	4	(Th) + C + A	
Ⅲ	卡拉布里亚（西西里岛）	很慢（2?）	300	被掩埋	A	三者分布不规则
	麦阔里	很 慢	100	浅	(Th) + (C) + A	

注，岛弧活动性按下列次序减低：组Ⅰ→Ⅱ→Ⅲ。

Th = 拉斑玄武质系列，C = 钙碱性系列，A = 碱性系列。

有括号的岩石系列是不典型的和数量很小的。板块汇聚速度主要根据 Le Pichon, X. (1968)。说明一栏是编者加的

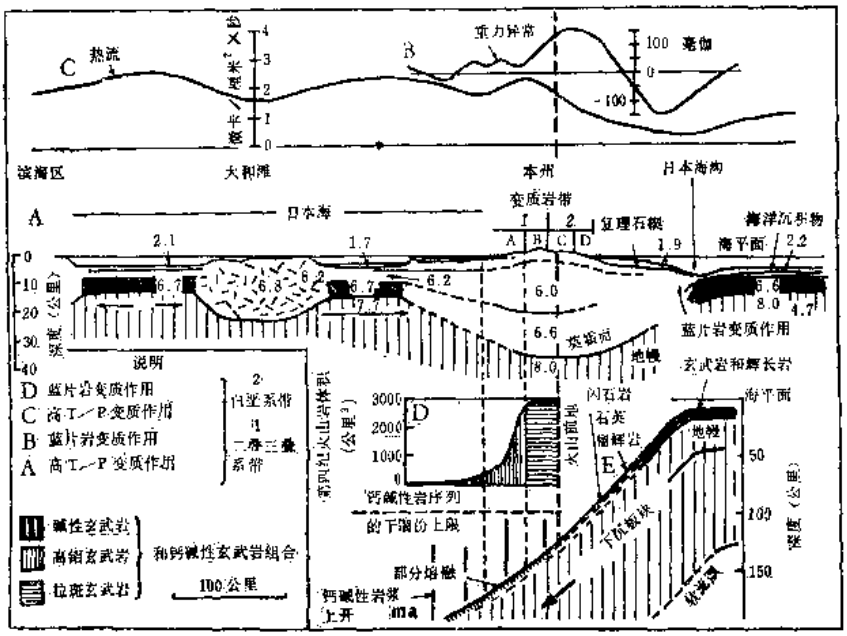


图 7—15 A．从滨海区到太平洋的剖面，剖面上的数字表示地震波速；B．重力异常；C．热流；D．第四纪火山的体积；E．下降板块的形态和下降大洋壳可能的成分

（引自 Dewey和Bird，1970）

Sr^{86}等逐渐增加。在拉斑玄武质系列中，K_2O含量很少超过1.5%，K_2O随SiO_2的增加而缓慢增加，REE的分布型式为球粒陨石型（或平的型式，轻REE和重REE含量相当），Sr^{87}/Sr^{86}比值低（0.702—0.704）。在钙碱性系列中，K_2O随SiO_2的增加而较快增加，REE的分布型式略具富化型（轻REE比重REE集中），Sr^{87}/Sr^{86}比值变化范围要宽（高钾组为0.704—0.710，低钾组为0.703—0.707）。在碱性系列中，K_2O随SiO_2的增加而急剧增加，

REE的分布型式为富化型，Sr^{87}/Sr^{86}类似于钙碱性系列的高钾组（0.704—0.710）。作为消减带深度增加的函数的火成岩成分的这种有规律的变化，叫做成分极性或地球化学极性。

弧、沟地区岩浆岩的时空变化，可能与下列因素有关：

（1）与消减带的倾角大小有关。倾角愈小，空间变化（分带性）愈明显；若倾角近于直立，则无水平分带性，而出现垂直分带性：从下而上为拉斑玄武质系列、钙碱性系列和碱性系列，如所罗门群岛。

（2）与板块汇集速度和岛弧所处的演化阶段有关（表7—2）。汇聚速度愈大，岛弧愈年青，火山岩系列愈偏基性；汇聚速度愈小，岛弧愈成熟，火山岩愈偏碱性，K_2O、Na_2O含量愈大。

（3）与岛弧地区地壳厚度有关。地壳厚度≤20公里时，主要形成拉斑玄武质系列，钙碱性系列只占0—42%；地壳厚度为20—30公里时，主要形成钙碱性系列，占40—80%；地壳厚度≥25公里时，钙碱性系列高达80—100%，并出现碱性系列。K_2O含量也随地壳厚度增大而增大。康迪（Condie, K. C., 1973）认为在SiO_2为60%时，K_2O含量与地壳厚度（C）的关系式为：

$$C(\mathrm{km}) = 18.2 \times K_2O\text{百分含量} + 0.45$$

（4）与母岩浆形成的深度，（即岩浆源在消减带那个部位）及其在上升途中的融熔、混染作用有关。随着消减带向下温、压条件的不同，特别是压力的增大，不但熔浆成分不同，而且熔浆与固体残余之间的平衡关系也不同，释放出来的水的多少不同以及岩浆、热水上升途中经过的距离、融熔的物质也不同，因而在其对应的地面出现不同的岩浆岩，在时空方面出现有规律的变化，这些变化反映拉斑玄武质系列→钙碱性系列→碱性系列的母岩浆生成深度逐渐增大，生成时间逐渐推迟。岛弧拉斑玄武岩浆生成深度小于150公里，钙碱性岩浆生成深度大约在80至200公里，碱质岩浆生成深度大于150或200公里。当SiO_2含量一定时，K_2O含量随消减带深度（h）增加而增大，在深度80—300公里范围内，每增加深度100公里，K_2O含量约增加1%。康迪（1976）认为当SiO_2含量为60%时，K_2O含量与消减带深度（h）的经验方程式为：

$$h(\mathrm{km}) = 89.3 \times K_2O\text{百分含量} - 14.3$$

当然也有一些K_2O与h无关，甚至出现相反的现象。

（三）变质作用

挤压型板块边界区域变质作用十分发育，其主要特征是双（对）变质带：由两个互相平行的高压低温型变质带和高温低压型变质带所组成（图7—16）。

高压低温变质带：即兰闪石变质相，也叫兰闪石片岩或兰片岩。以具有兰闪石、硬玉、硬柱石、黑硬绿泥石等矿物为特征。通常与混杂堆积、蛇绿岩套相伴生。位于俯冲带上部或海沟的陆侧，因为这里是两个板块对冲的地方，俯冲带的浅部，故压力大，温度不高。挤压、剪切构造十分发育，宽度较窄。据高温高压试验，兰闪石生成的温度为250℃—400℃，压力为5—7千巴。（1个大气压等于1.013巴）。

高温低压型变质带：以具有红柱石、矽线石、兰晶石等矿物为特征。通常伴随有大量的中—酸性深成侵入岩和喷出岩，相当于岛弧和陆缘火山岩带。这种变质作用发生于地面下不深、压力不大的地区。宽度较大，带内断块构造较为发育。不过需要指出的是，兰晶石通常与角闪岩相伴生，作为划分中压型变质带的标志矿物，这里是把它作为低压型的深变质相。

高压低温变质带与高温低压变质带二者之间通常被一条完全未变质的岩带分开，相当于弧沟间隙，如日本北海道和美国加利福尼亚双变质带。两个变质带也可以直接接触，其原因可能是由于俯冲带连续向洋迁移或后期构造作用，如日本领家—三波川双变质带中部。

双变质带主要分布于环太平洋地区，已发现有15对，形成时代多数为中新生代，少数为上古生代。时代越老的双变质带，出现在越大的岛弧内或遭受了强烈隆起和侵蚀的大陆边缘内，其形成时代向海洋方向变新。

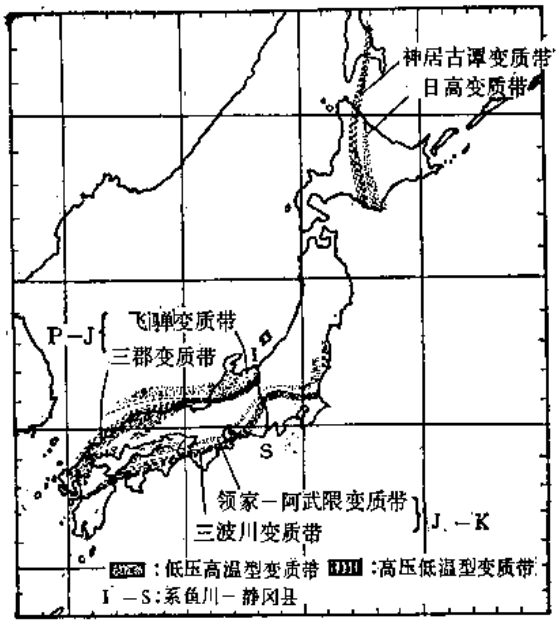


图 7—16 日本的变质带

（据都城秋穗，1961）

（四）成矿作用

挤压型板块边界矿产种类多，规模大，分布广，成因复杂。既有与构造侵位来的蛇绿岩套有关的异源矿床，又有与本身岩浆活动有关的同源矿床（图7—13）。最重要的内生矿床有：

1．斑岩型铜、钼矿床。它是与中酸性或钙碱性浅成侵入体有关的热液交代或充填型矿床，主要分布于安第斯山区和科迪勒拉山区，其次为西太平洋岛弧地区和特提斯地区。此外，还有斑岩型钨、锡、铅锌、金、铀矿等。

2．黑矿。属层状、块状含铅锌的黄铁矿型铜矿，产于与流纹岩穹丘有关的中酸性（长英质）海相火山岩、火山碎屑岩中。一般形成于岛弧发展的后期，可能是来自于岩浆的富含金属元素的热液、气和海水的相互作用。

3．别司型铁、铜、铅、锌整合硫化物矿床。产于近海岸正常沉积序列之中，多在页岩接近凝灰岩或熔岩的部位。伴生的火山岩是安山岩质、英安岩质或流纹岩质的火山碎屑岩。

4．与花岗闪长岩—花岗岩质深成岩有关的铁、铜、金、锡、钨、铍、铋、钼、铌、钽、稀土元素的岩浆矿床和气成热液矿床。

更值得注意的是与挤压型板块边界有关的矿床，在空间分布上往往具有水平分带现象。如南美安第斯山区，沿厄瓜多尔—智利中部长约4000公里的狭长地带内，有很多中、新生代斑岩铜、钼矿床分布，时代自西向东变新。在斑岩铜、钼矿带的东侧，有一个与之平行的锡—银、钨、铅—锌矿带，始新世以后形成，以玻利维亚为中心，长度约2000公里。这种分带现象产生的原因与岩浆岩分带现象产生的原因是一致的。

（五）造山作用

板块俯冲—碰撞作用也是一种造山作用。在板块俯冲过程中，由于牵曳作用，使仰冲板块上部物质不断受到压缩。俯冲板块上面的沉积物，在开始俯冲时，绝大部分被刮下来，致使不同地点、不同时代的沉积物和由仰冲板块上滑落下来的碎块及其由俯冲板块构造侵位上来的洋壳碎块，压缩、堆积在岛弧或大陆边缘，形成混杂堆积和蛇绿岩套。岩浆

活动也不断使俯冲板块的一部分物质通过熔融上升到俯冲带之上。压缩、混杂堆积、岩浆活动的结果，使这里的地壳褶皱、断裂、变质、隆起，造成岛弧和山脉。板块的俯冲作用或岛弧活动实际上就是造山运动。两个大陆板块碰撞可引起山脉进一步扩大和抬升。

由此可知大洋岩石圈物质在俯冲过程中的去向：

1．大部分物质(主要是洋壳第二层以下的物质）折回到地幔软流圈中去，被软流圈所回收。

2．由于俯冲时的刮削和挤压逆冲作用，使部分物质（主要是洋壳第一层及部分第二、三层）成为混杂堆积和蛇绿岩套，停积在仰冲板块上面的陆壳的边侧。

3．由于俯冲过程中的温度增高和局部熔融，使部分易熔物质转化为岩浆，上升，形成岛弧地区的火成岩。

4．还有部分物质转化为闪岩、麻粒岩、榴辉岩，沿俯冲带聚集于岛弧之下的地壳或上地幔的深部。

根据造山带所处的构造位置不同，米切尔和雷丁（1969)、杜威和伯德（1970）将造山带分为四种型式：

1．科迪勒拉式（安第斯式)：这种造山带发育于既是板块边界又是大陆边缘的地方，包括一侧上的洋壳与另一侧上的陆壳，即一个大洋板块在此边缘向大陆板块之下俯冲、消亡（图7—17A)。由此产生的大陆侧向增长是很小的，如科迪勒拉山和安第斯山。

2．岛弧式：这种造山带发育于岛弧地区，大洋板块在离开大陆一定距离（中间隔着边缘海和岛弧）的地方—岛弧外侧，向岛弧之下俯冲、消亡（图7—17B)。都城秋穗(1971)把岛弧的形成过程称作太平洋型造山作用。岛弧的发育是大陆增生极有意义的方式，如太平洋西岸诸岛弧。

3．喜马拉雅式：一个带着沉积岩楔的大西洋型大陆边缘，在大洋收缩的最后阶段，与另一个大陆边缘（其上可以有一个已经形成或正在发育的科迪勒拉式造山带）相互碰撞，即两个大陆板块（或两个大陆壳）相互碰撞（图7—17C)。它不但不能增长大陆，反而使大陆缩短。如喜马拉雅山和阿尔卑斯山。

4．新几内亚式：一个载有大西洋型大陆边缘的板块，在岛弧靠陆的一侧向岛弧之下俯冲，最后大陆边缘与岛弧相碰撞。碰撞后因大陆浮力所阻，俯冲作用停止。然后于岛弧靠洋的一侧形成新海沟。大洋板块反转过来向大陆之下俯冲。这时，岛弧由原来位于大洋板块的边缘，转为与大陆合并，增长到大陆上，新几内亚式造山作用转变为科迪勒拉式造山作用（图7—17D)。如新几内亚第三纪褶皱带。

四种造山带反映四种造山作用。前两种造山作用以热能为主要动力，后两种造山作用以机械能为主要动力。据此，杜威和伯德（1970）把造山作用（造山带）归纳为两种基本类型。

科迪勒拉型：包括科迪勒拉式和岛弧式两种造山带。造山作用以热能为主要动力，其主要特征是发育双变质带和蛇绿岩套，岩浆活动强烈，山根是基性的。

碰撞型：包括喜马拉雅式和新几内亚式两种造山带。造山作用以机械能为主要动力，其主要特征有蛇绿岩套和高压低温变质带，岩浆活动不发育，山根是硅铝质的，厚度很大，可达陆壳平均厚度的两倍，可能是两个大陆壳叠加增厚的结果。

虽然造山机制主要有四种或两种，但是实际情况是很复杂的。造山带往往是不同造山

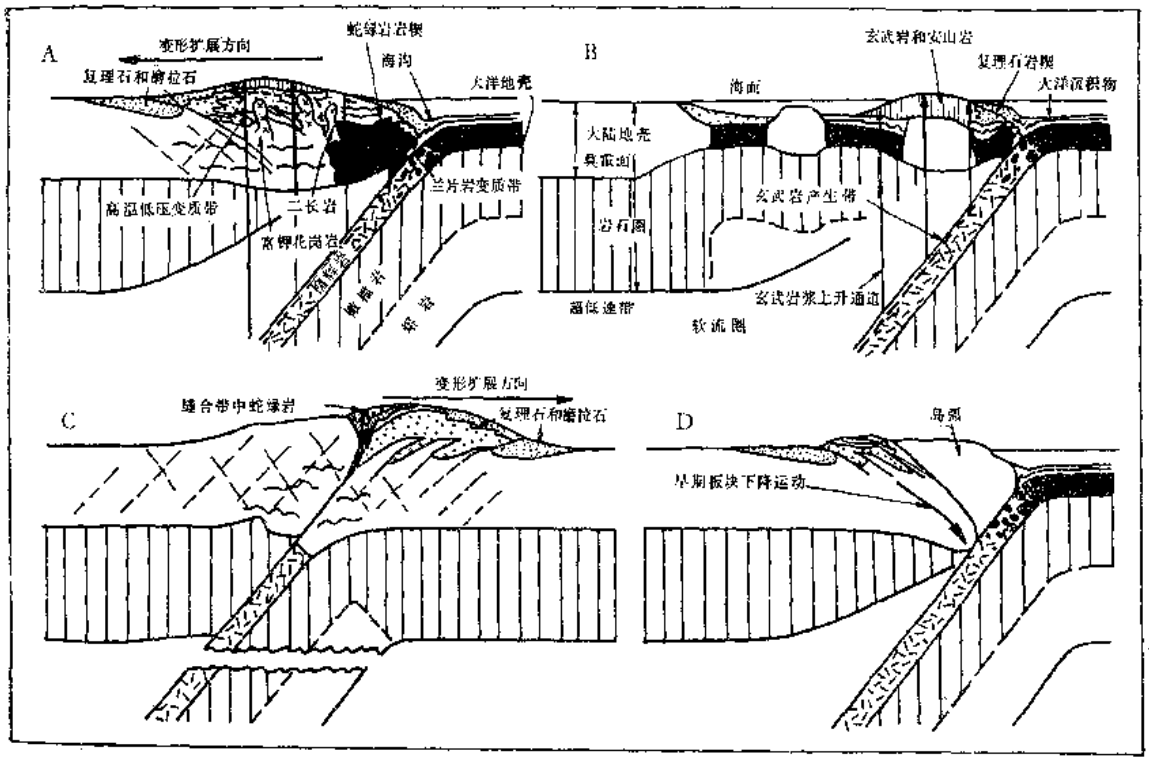


图 7—17 在板块的消亡边缘发育的四种造山带基本模式图

(据Dewey和Horsfield,1970)

机制的复杂组合或复合变形。碰撞型造山作用既可由科迪勒拉式造山作用发展、转化而成，也可由岛弧式造山作用发展、转化而成。科迪勒拉式造山带还可能包括新几内亚式造山作用。造山带的复合变形，除上述造山作用类型的变化外，还可以有位移速度和方向的变化。北美西部边缘从俯冲到横推位移的转化，不仅在圣安德烈斯断层附近出现，而且在延续 100 公里以上的内地的宽广柔软带内出现。

在地质历史时期内，由于大陆合而复开，开而复合，使不少造山带的造山机制变得更加复杂了。

（六）地震活动

挤压型板块边界地震活动十分强烈。全球性的两大地震活动带，即环太平洋和阿尔卑斯—喜马拉雅—印度尼西亚地震带都与此密切相关。仅环太平洋地震带就分布着世界80%以上的浅震、90%以上的中震和几乎100%的深震，地震总能量的80%是在这个带上释放的，并且具有由海沟向岛弧或大陆方向，由浅震→中震→深震的分布规律。由于俯冲带是地震发源地，以不同角度倾斜于大陆之下，自然沿着这个方向震源有由浅至深的变化。地震震源深度最大值为 720 公里，标志着下降岩石圈板片最终在这个深度完全被熔融。汤加群岛附近地震震源深度图（图 7—18）最清楚地说明了这一点。

在地缝合线附近，地震分布很分散，缺少深震，多浅震，这可能与两个大陆碰撞后俯冲作用减弱，上部陆壳挤压作用增强有关。

四、板块内部的地质作用

按照地壳结构和地理景观的不同，板块可分为大陆板块部分和大洋板块部分。

大洋板块内部地势较为平坦，称为大洋盆地，其上零星分布一些海底平顶山、岛屿和

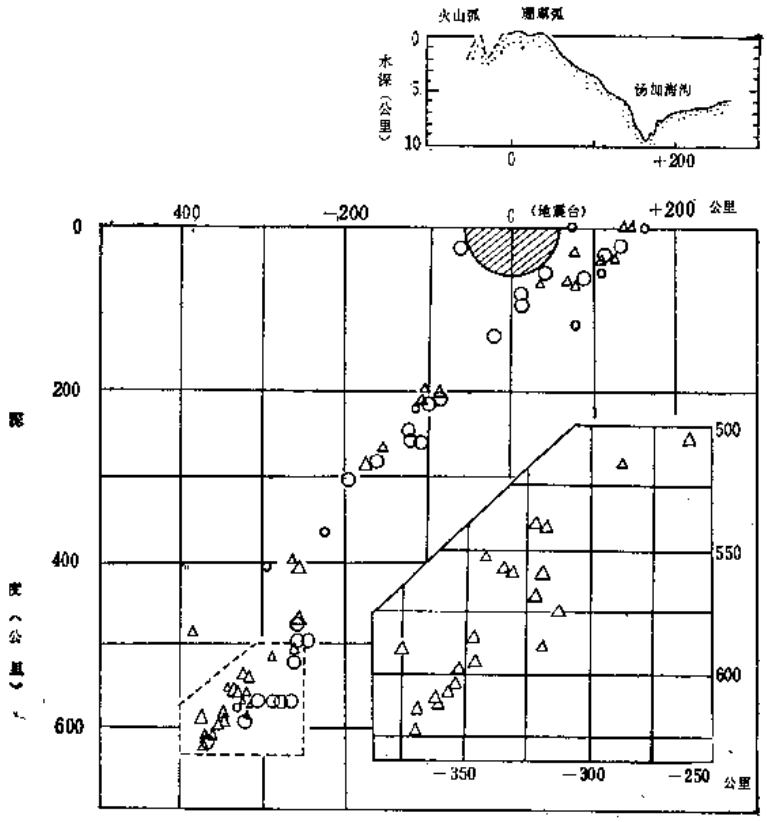


图 7—18 汤加群岛附近震源深度图

（据Isacks, B.等3人, 1968）

圆圈和三角形分别代表地震台以北和以南0—150公里间的震源在剖面上的投影位置；右下方是放大了的南边深源地震分布图

岛链。平顶山顶往往被一些薄层沉积物或珊瑚礁所覆盖。岛屿和岛链的周围可以有一些陆源碎屑或火山碎屑沉积物，其余广大地区则为深海粘土和生物软泥等深海沉积物所覆盖。在靠近洋脊即比较浅一些的地方，可形成碳酸盐软泥，随着远离洋脊，地壳下沉，相继堆积了硅质软泥层和深海粘土层，沉积厚度和底部沉积物的年龄也有逐渐增大的趋势。在深海沉积物中还广泛分布含有铜、镍、钴等元素的铁-锰结核。

在同一板块内部的陆海交界部位，即大西洋型大陆边缘地区，沉积作用最为发育，可以形成很厚的冒地斜型楔状沉积。剖面底部通常由反映大陆初始破裂的粗粒的相当不成熟的碎屑岩和大陆拉斑玄武岩组成，其上大部分由海岸平原滨海相沉积物和陆隆深海浊流沉积物所组成，主要是石英砂岩、页岩、碳酸盐岩和复理石，可形成石油、天然气、磷酸岩及其金属砂矿床等。当陆源物质供给充分时，陆棚—陆坡—陆隆的沉积物可以联成一体推向洋盆深部，发展成为大陆堤。大陆堤是由一系列小凸镜体组成的巨大不稳定的透镜体，每个小凸镜体保持从最浅的到最深的沉积相，有利于油气生、移、储。由于沉积负荷大，底部岩石圈通常向下挠曲形成平底，而两侧向上凸起形成膝状，如墨西哥湾和尼日尔三角洲，即是大陆堤的典型例子。

大洋板块内部，构造变形较为简单，其原因除研究程度较差外，可能与洋壳介质相对均一有关。火山活动规模也小，常常由于热点的作用形成一些火山岛链和岛屿。前者是由大的长期活动的地幔柱在海底扩张配合下形成；后者由小的短期活动的地幔柱或上地幔中

较小的岩浆囊偶然开口形成。火山岩类型主要为橄榄拉斑玄武岩和碱性玄武岩(图7—12)，后者属喷发旋迴最后阶段的产物，常常覆盖在岛屿的顶部，如夏威夷岛和圣诞岛等。与此有关的矿床为铅、锌、铜、汞等块状硫化物。

大陆板块部分地质构造复杂，一部分是属于古板块边界的产物，另一部分与陆壳介质不均一、应力容易集中有关。特别是当两个大陆板块碰撞之后，压应力可以长距离传递到大陆板块内部，引起大陆壳抬高、断错、地震、拗陷、沉积。

大陆板块内部沉积作用除大陆裂谷沉积作用外，主要是一些山麓、河流、湖泊相碎屑沉积物。真正代表大陆板块内部岩浆活动的是地台基底形成以后的火成岩，规模不大，主要是一些高碱性的花岗质岩石、正长岩和碱质的基性超基性岩、碧玄岩和碱性玄武岩等小岩体。金伯利岩和碳酸岩也是大陆地盾的重要岩石类型（图7—12)。在金伯利岩和碱性玄武岩筒中，常常有大量幔源岩石——橄榄岩和榴辉岩碎块。与此有关的内生矿床包括钼、钨、锡、铅、锌、金、银、铜、氟、铀等岩浆自变质矿床和气成—热液矿床以及铬、铂、铁、铜、镍、金刚石、稀土元素等矿床。

第四节　板块构造与地槽

板块构造理论并不否认地槽的客观存在，只是对它的生成、发展等理论问题重新作出解释。

1．地槽主要分布于大陆边缘，少数介于大陆之间。欧美学者一般认为冒地槽带相当于海岸平原-大陆架-大陆坡，基底是硅铝质的；优地槽带相当于现代岛弧、大陆坡基部及整个大洋盆地，基底是硅镁质的（图7—19)。李春昱（1979）认为，在大陆边缘，靠大陆一侧，基底属于大陆壳的，是冒地槽带；靠海洋一侧，基底已跨上大洋壳的，是优地槽带（图2—3)。在地槽区内常常有些微型陆壳碎块，或沉没于海水之中，或出露于海平面之上，构成中间地块。

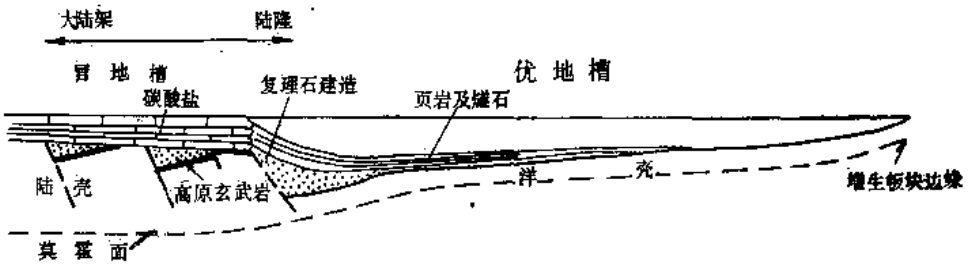


图 7—19　地槽与大西洋式大陆边缘的关系示意图

（据 Dewey，J.F. 和 Bird，J.M.，1976 修改)

2．地槽的发展演化与岩石圈板块增生、消减密切相关。

地槽的形成（下陷）是与岩石圈板块增生或大陆张裂或大洋扩张相连系的，大陆裂谷可以发展成为地槽；而地槽的封闭（隆起）则是岩石圈板块消亡或大洋收缩或大陆碰撞的结果。大洋扩张时期，地槽面积不断扩大；大洋收缩时期，地槽面积不断缩小。可见，狭窄的地槽造山带中的岩石系列，是由广阔的海洋和大陆边缘沉积物褶皱起来的。海底任何地方的沉积物终究要被带到造山作用地带。地槽地区的构造岩相带，是由板块不同构造部

位的岩石——如大陆边缘沉积、岛弧岩石、深海沉积以及洋壳-地幔碎片等，被板块聚合作用一起带到一个狭窄的地带中形成的。地槽“迴返”作用，即造山作用，也就是板块的俯冲、碰撞作用。板块运动机制显示造山带（与板块俯冲作用密切相关）发生的地质情况可能会以某种简单的形式与数千公里外的另一个活动界线（洋脊）发生的地质情况有关。在地槽发展过程中，岩石圈的水平运动始终占主导地位。

地槽沉降带的褶皱隆起通常是从靠近古陆边部开始向洋迁移的。板块俯冲带一般都位于陆壳-洋壳交界部位，由于板块俯冲作用，古陆边缘地槽沉积物先褶皱成山，与原古陆合拼成为陆块的一部分，继而在新扩大的陆块边缘，形成新的地槽沉积物，新的褶皱带，再度扩大陆块面积。地槽褶皱带的横向迁移（向洋迁移）及多旋迴构造运动就是这样形成的。在迁移过程中，当与另一侧陆块相遇时，才使它们的边缘地槽带及两个陆块之间的整个地槽海盆地全部褶皱隆起或封闭，结束地槽的发展历史。地槽的发展史，也就是大洋发展史，板块发展史。

3．地槽分类可与大洋扩张和收缩的不同阶段、不同部位联系起来，也可与现代大陆边缘类型联系起来。米切尔和雷丁（1969）等将现代地槽分为以下几种类型：

（1）大西洋型地槽

在大西洋型大陆边缘的大陆架和大陆坡上，堆积有巨厚的碎屑岩与碳酸盐岩石，属冒地槽性质。在大陆坡基部以外至洋脊，除发育有成分成熟的陆源浊积物及深海软泥沉积外，还有大量基性超基性侵入岩及拉斑玄武岩，属优地槽性质。

（2）安第斯型地槽

发育于安第斯型大陆边缘。在海沟至海岸之间有巨厚的浊流沉积物，成分多不成熟，含有大量钙碱性火山碎屑物。

（3）岛弧型地槽

包括岛弧及其周围地区，特别是弧沟间隙，那里发育有一系列盆地和隆起，在盆地里发育优地槽沉积组合。它们是一些来自岛弧和内部隆起的岩屑所形成的杂砂岩、页岩、浊积岩以及火山碎屑岩、火山岩和少量条带状燧石和碳酸盐岩。可以与安第斯型地槽一起总称为太平洋型地槽。

（4）日本海型地槽

属于边缘海，主要为滨海-浅海相、三角洲相的碎屑沉积，浊流和深海沉积。浊积岩有成分成熟的和不成熟的，靠岛弧一侧常常见有火山碎屑岩和凝灰岩夹层。在盆地边缘断层崖附近可见到含砾泥岩与滑塌沉积。

边缘海的成因至今还是一个有争议的问题，有地障说、沉陷说、大洋化说、分裂-漂移说等。松田时彦和上田诚也（1970）等认为日本海是由于太平洋板块在俯冲时因摩擦热产生部分熔融和岩浆物质上升，迫使日本向东漂移而成。也有人认为引起日本海海底扩张的岩浆活动与俯冲带无关，而是直接来自地幔。对于不具海底扩张或不具洋壳的边缘海来说，则应考虑是由其它某种机制形成的。

（5）地中海型地槽

介于大陆之间或大陆之内，如地中海和黑海。它们可能是两个大陆板块碰撞后残留的海洋，沉积特征与日本海型地槽相似。

4．地槽的类型可以随着岩石圈板块运动的变化而相互转化。

大西洋型地槽若发生板块俯冲，既可转化成为安第斯型地槽，如伊里安岛；也可转化为岛弧型和日本海型地槽，如阿留申地区。岛弧型和日本海型地槽在板块停止相对运动后，沉积物很快填满整个盆地，并掩盖了岛弧，继续向海洋扩展沉积，转化为大西洋型地槽，如北美西海岸，等等。

第五节　板块构造与大陆增生、地壳演化之间的关系

大陆地质研究成果表明，大陆是通过愈来愈年轻的褶皱带不断焊接到古老地盾或地台边缘上去得以增长的，即陆壳是通过洋壳不断向陆壳转化而扩大的。

正如第三章所述，地盾上最古老的岩石是太古代绿岩带。绿岩的原岩是一种熔岩，其成分类似于现代海底玄武岩。在这些古老熔岩间夹有硅质岩薄层，均已变质为燧石，属海洋化学沉积。因此，一些人认为原始地壳是硅镁质的，没有陆壳，只有洋壳，海水覆盖整个地球表面，没有陆源碎屑沉积。当时地壳较薄，软流圈接近地表，岩浆源较浅。

现代弧-沟系的地质演化为洋壳转化为陆壳提供了一种可能的模式。从岛弧地区的岩浆活动顺序来说，拉斑玄武质系列在先，钙碱性系列随后，碱性系列出现于岛弧发展的较晚阶段。随着岛弧的发展，钙碱性系列岩石的比例增加，并逐渐居于优势地位；较硅质的火成岩比例和火成岩中SiO_2的平均百分比随之增加，铁镁质成分减少；地壳厚度和岛弧面积逐渐增大；区域变质作用逐渐增强岛弧地壳的结晶程度等。原始洋壳可能是通过这一作用转化为陆壳的。地幔的岩浆分异作用，对形成最原始的花岗岩（陆壳）也具有重要意义。原始花岗岩岩浆侵入到早期熔岩内，使其变质形成原始混合岩。地壳得到加厚，陆壳出现了。陆壳出现后才有隆起区，并为坳陷区的碎屑沉积提供物质来源。古老玄武岩、花岗岩、混合岩、安山岩和原始沉积岩构成现在地盾的核部（图7—20）。

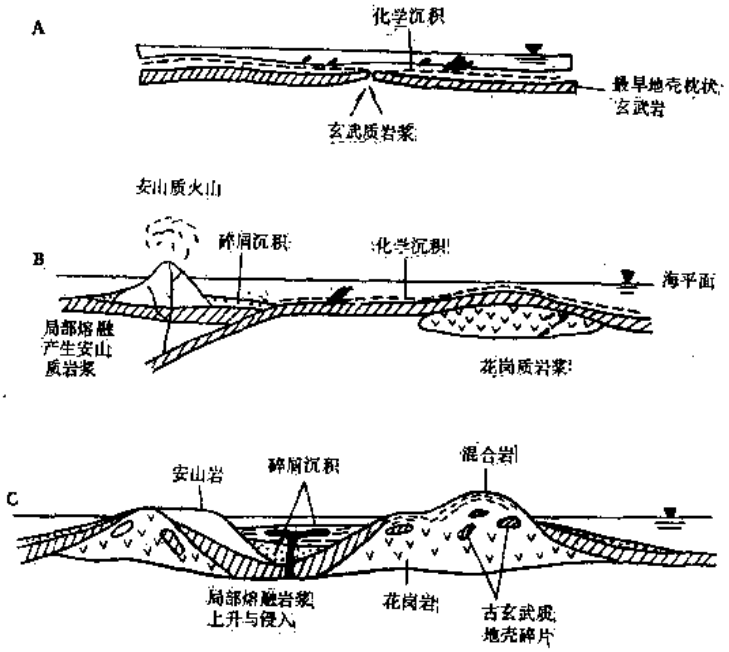


图 7—20　古地壳发展示意图

（引自郭令智等，1980）

陆壳出现后，又通过板块俯冲作用，特别是消减带的岩浆上铺作用（喷发）和下垫作用（侵入）不断增生扩大。板块俯冲作用既是造山作用，也是造陆作用。板块四种造山作用不是引起大陆壳的侧向增长，就是使大陆壳厚度加大，或两者兼而有之。无论是侧向增长，还是垂向加厚，实际上都是陆壳增生的表现，只不过表现形式不同而已。

大陆壳并不是单向增长的。在大陆内部，特别是在大型隆起地区，由于断块—拉张作用可以形成大陆裂谷，如东非裂谷等。大陆裂谷进一步发展则成为大洋盆地，如红海、亚丁湾、大西洋等。可见陆壳也可以转化为洋壳，这种转化主要是借陆壳分裂向两侧位移让位于洋壳而实现的（图7—21）。大陆可以开而又合、合而复开，但是大陆不可能沉没，若有也是极其有限的。

总之，地壳演化的趋势是洋壳不断减小，陆壳不断增大、加厚。在洋壳向陆壳转化过程中，板块俯冲作用起着媒介和桥梁作用，并且主要是通过岩浆活动实现的；在陆壳向洋壳转化过程中，板块扩张作用起着主导作用。最后导致地壳构造逐步复杂化，地壳的垂向和侧向不均一性增高，构造—岩浆活动愈来愈集中在一些深入到地球内部的断裂带上，岩石圈的不同块体及其相对水平运动的“自主性”增高。

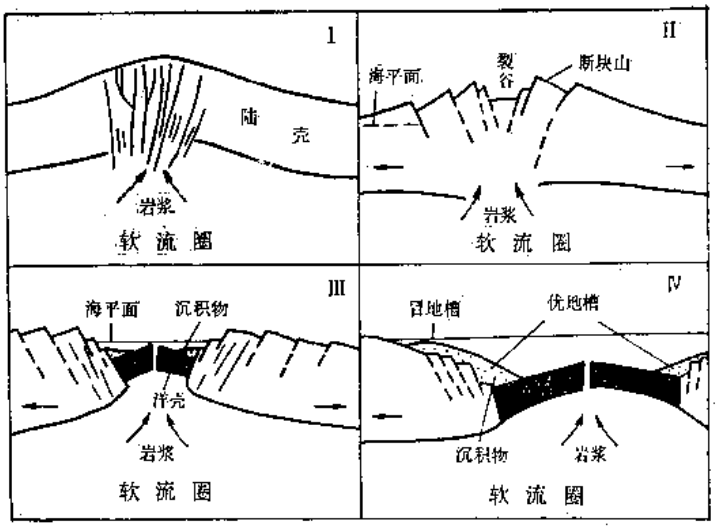


图 7—21 陆壳向洋壳转化和大陆边缘地槽的形成
（引自郭令智等，1980）

最后还应当强调一下俯冲带迁移—前进和后退，对于陆壳演化的重要性。所谓俯冲带前进是指俯冲带向陆迁移，破坏和吞蚀早先形成的混杂堆积、蛇绿岩套和高压变质带，使其残缺不全或缺失，此种情况比较少见。所谓俯冲带后退是指俯冲带向洋迁移。又分为两种情况：一是渐进式后退，使高温变质带乃至整个造山带逐步扩大加宽；二是跳跃式后退，形成多期双变质带（如西南日本）、多期造山带（如中国东南地区）等。当有微型大陆存在时，微型大陆常常成为俯冲带大幅度后退的跳板（如中国青藏高原地区）。用俯冲带后退既可解释地槽褶皱带的迁移或多旋迴发展，也可以解释洋壳向陆壳转化和陆壳增生。

第六节 古板块边界的确定

研究大陆上的古板块构造，最根本一点就是寻找古板块边界，重建消失在山脉中的古海洋及其褶皱山系的发展、演化历史。如何研究古板块边界，重要的原则是“将今论古”—现在是过去的钥匙，把与现代板块边界有关的各种地质现象及其规律性，即岩石构造组合和成分极性搞清楚。研究古俯冲—碰撞带是研究大陆古板块构造的重点。

根据板块构造理论，海底是不断更新的，大陆虽然可以开而复合、合而复开，作长距离水平移动，但是它却永远漂浮着。古俯冲—碰撞带及其附近火山、地震活动虽然消失了

或减弱了，但由于俯冲一碰撞作用所造成的一些特殊地质特征及其规律性，却记录在大陆岩石中，成为探求古板块俯冲一碰撞带的钥匙。鉴别古俯冲一碰撞带的主要依据有以下十条：

1．地槽褶皱山系：如前所述，板块的俯冲一碰撞作用即是造山作用，岛弧是俯冲作用的早期表现，最终它还是要成为大陆褶皱山系的。与板块俯冲带相伴随的岛弧、山弧褶皱山系通常具有地槽褶皱山系的特点，寻求哪一个时期的板块俯冲带，首先应研究哪一个时期的地槽褶皱山系。地槽褶皱山系常常是由两个古大陆板块边缘碰撞、对接在一起的，其间往往有地缝合线分布。

2．活动型复理石建造：复理石建造是认识地槽的主要标志之一。根据复理石建造与构造环境的关系，或者根据复理石建造的成分、侧向变化和剖面上变化的不同，可将复理石建造分成六种类型：大西洋型、日本海型、岛弧型、安第斯型、地中海型和加利福尼亚型。其中岛弧型和安第斯型复理石建造是鉴定古海沟—岛弧（山弧）系的一个重要标志。

岛弧型和安第斯型复理石建造具有以下相同的特点：富含硬砂岩或钙碱性岩浆岩岩屑，缺乏石英，即成分上不成熟的活动型复理石建造，相当于优地槽沉积。

与活动型复理石建造相对应的是一种不含或很少含有岩浆岩岩屑，富含石英，即成分上成熟的稳定型复理石建造。其它四种复理石建造即是，相当于冒地槽型沉积。

当活动型与稳定型复理石建造伴生的时候，通常是前者靠近海沟—岛弧，后者靠近大陆，或前者在中央，后者位于两侧。

由于大陆边缘沉积类型从大陆向海洋呈现有规律的变化，通过不同沉积类型组合和沉积建造的分析，亦有助于确定古海沟—俯冲带的位置。

3．超岩石圈断裂带：（古）俯冲带无疑是一个（古）超岩石圈断裂带。从力学性质上来说，应属于挤压型的逆（掩）断层带。

4．蛇绿岩套：蛇绿岩套是古洋壳—上地幔的残块，是有一定层序的一系列岩石的集合体。理想的层序完整的蛇绿岩套并不多见，通常由于构造的破坏，只出露其中某一部分。它通常平行于地缝合线呈窄条带状断续展布，缺乏冷却边缘，与围岩呈断层接触或成推复体，向下不生根，缺乏接触蚀变现象，超基性岩通常多于基性岩成分，时代比围岩老等。虽然它常和断裂带相伴随，但它不是沿断裂带的侵入体，而是形成于洋脊的大洋壳和上地幔，由于海底扩张和俯冲时的断裂逆冲（构造侵位），而在地缝合线处上升到地表的。

近十多年来，国内外地质工作者，在大陆地槽褶皱山系内，如塞浦路斯的特罗多斯和巴布亚新几内亚、希腊沃里诺斯山脉、欧洲加里东山脉和阿尔卑斯山脉、苏联乌拉尔和萨彦岭、美国阿帕拉契亚山脉和海岸山脉，加拿大的纽芬兰以及中国雅鲁藏布江、台湾大纵谷、祁连山、秦岭、桂北九万大山等地，都先后发现不少蛇绿岩套，为研究古板块俯冲带提供了重要依据。

5．混杂堆积：亦称混杂岩。它不同于变质岩中的混合岩，也不是一个岩石地层单位名称。它是在板块俯冲作用下，不同地点、不同成因、不同时代、不同性质的岩石或沉积物，经过破碎作用和混杂作用所形成的复杂混合体。在这种混合体中，岩块与岩块之间以及整个混合体与周围岩石之间，都呈断层接触或被剪切面所限制。现代太平洋周围海沟的许多地带都有相当于混杂堆积的未成岩的堆积物，这充分说明混杂堆积的形成的确与板块俯冲有关。

典型的例子如美国西部海岸山脉的弗兰西斯科混杂堆积，南北延伸大于1000公里。另外，在美国阿巴拉契亚、英国威尔士、意大利亚平宁、瑞士阿尔卑斯、阿富汗兴都库什、伊朗扎格罗斯、土尔其托罗斯等山脉以及中国雅鲁藏布江、台湾大纵谷、祁连山、秦岭、金沙江等地都有分布。

在板块构造理论未提出来之前，不同岩石混杂在一起的现象在大陆上早有发现，并具有不同的名称和成因。重要的问题是如何把板块构造成因的混杂堆积与其它成因的混杂现象区分开来。

混杂堆积具有以下特点：

（1）混杂堆积的组成包括外来岩块、原地岩块和基质三个部分，即在普遍遭受剪切的、细粒的或泥质的基质内含有大小不等的原地和外来的岩屑或岩块。

（2）混杂堆积是一种特殊的与板块俯冲有关的构造混杂产物。其中剪切构造普遍发育，常有石香肠、菱形石香肠和楔形构造。混杂堆积体下界以及其中的岩块通常都以断层面或剪切面为限。岩块在基质中经常发生自身旋转和位移现象。因此，混杂堆积是一种变形岩石形成的岩体，其横向岩层连续性和上下叠复关系均遭破坏。它可以作为构造地层单位表示于地质图上。

（3）混杂堆积中的岩块大小、形状不一，甚为悬殊，从几厘米到几公里，最大面积可达数百平方公里，厚达数公里，呈“岩板”状。混杂堆积体本身也很大，可以构成整个一条山脉（如美国海岸山脉的弗兰西斯科混杂岩）。这是与其它成因的混杂现象相区别的重要特征之一。

（4）分布于特定的构造部位，可把它作为俯冲板块前端的复杂的叠瓦构造带。

混杂堆积，根据其基质岩石和外来岩块的差异，可以分为：

（1）蛇绿混杂堆积：基质岩石主要是蛇绿岩，其中混杂有灰岩及其它岩性的外来岩块。当基质和外来岩块都是蛇绿岩成分时，可称之为自碎型蛇绿混杂堆积，如西藏白朗蛇绿混杂堆积。它们通常出现于俯冲板块的一侧，是构造作用的直接产物。

（2）沉积混杂堆积：基质为泥砂质岩石或复理石、类复理石，具有连续层理，外来岩块为蛇绿岩（或缺少）和其它沉积岩碎块。具有一定层位，出现于仰冲板块的一侧，是强烈构造作用的沉积表现。

两种混杂堆积，不一定在板块俯冲带同时出现，有时完全缺失，这与俯冲带是后退还是前进，有无发生侧向位移有关。若二者同时出现，可指示板块俯冲带倾斜方向，由蛇绿混杂堆积向沉积混杂堆积方向倾斜。

6．双变质带

根据对大陆造山带变质岩的研究，发现古板块挤压型边界除有双变质带外，也有不成双的。有的只有高压低温型变质带，如阿尔卑斯奔宁变质带；有的只有高温低压型变质带，如欧洲华力西变质带等。

高压低温变质带，尽管前寒武纪晚期—古生代也有，但主要发育于中、新生代；高温低压变质带，从前寒武纪开始都很发育。这可能与中生代以来大洋板块变厚、俯冲带倾斜度变陡，板块俯冲速度变大有关；也可能与兰片岩的矿物成分不大稳定、不易保存有关；也可能由于高压低温变质带较窄，靠近海沟，位置较低，容易被后来较年青的沉积物覆盖，或沉没于海洋下面有关。

对板块俯冲带来说，高压低温型变质带比高温低压型变质带关系更为密切，前者靠近海沟，而后者沿俯冲带倾斜方向远离海沟。

7．岩浆岩的分布规律：正确掌握现代岛弧和山弧地区的岩浆岩共生组合、分布规律或岩石地球化学极性，不但可以帮助我们正确决定古海沟—岛弧或古消减带的位置、倾斜方向，还可以帮助我们正确了解古岛弧的发育程度或成熟度。不过，大陆上的古岛弧（或古山弧）一般都应属晚期发展阶段。在古岛弧（或古山弧）的侧翼还会出现现代岛弧地区见不到的、板块碰撞后形成的岩浆岩，对此也应加以注意。

郭令智等（1977）通过对华南地槽褶皱区的研究，指出混合岩（带）和花岗岩（带）对鉴定古海沟岛弧系具有重要意义。并认为混合岩、花岗岩形成的机制是超壳深大断裂带俯冲到地幔内，在俯冲带的上盘，原生地槽沉积物在发生造山褶皱作用时产生了区域变质作用，这时在地槽褶皱带也伴随有深大断裂活动。由于超壳深大断裂带深入到地幔，那么地幔内的强大热能和化学能—钾、钠等挥发性物质沿着深大断裂上升到地壳内，和地槽相的沉积物发生交代作用，形成了混合花岗岩。地壳内热能和化学能的继续不断的积累，使那里地槽的沉积物可能形成重熔岩浆。在地槽褶皱造山之后，到断块造山时，这些重熔岩浆沿着断裂喷发到地表或侵入到地壳中，这时才出现了所谓的岩浆花岗岩和它的对应体流纹岩。因此，混合岩、混合花岗岩、重熔花岗岩和流纹岩应当看作是低压高温变质带的产物，可以作为识别古海沟-岛弧系的一个重要依据。

李春昱（1979）指出：中酸性侵入岩及火山岩来源于俯冲带前端熔融上升的岩浆。其出露位置，主要视俯冲带前端所达到的位置而定，不一定与同期的褶皱带发育于同一地区。如日本西南部，燕山期中酸性侵入岩不是出现于外带（靠太平洋一侧）——燕山期褶皱带内，而是出露于内带（靠近大陆一侧）——印支褶皱带内。

8．内生矿产的分布规律：从两个板块接触带向板块俯冲方向，矿产分布具有一定的水平分带现象。

东太平洋成矿序列（自西而东）为：铁、铜、钼、金、铅、锌、银、锡带。

西太平洋成矿序列（自东而西）为：铁、铜、钼、金、铅、锌、锡、钨、锑、汞带。

正确掌握各种矿产与板块构造特定部位的关系及其水平分带现象，同样有助于辨明古俯冲带的位置及其倾斜方向。

9．地震震中的线状分布：地震震中主要分布于现代板块边界，特别是与挤压型板块边界密切相关。古板块俯冲带，尽管俯冲活动已经停止了，但它毕竟还是一个古超壳深断裂带，也不一定完全固化，地震活动虽然没有现代板块边界那样频繁、强烈、集中，但与古板块内部相比，仍然存在着一定的地震活动。

10．地磁极游移曲线：板块俯冲的过程，也是其上所驮的两个大陆相向移动、接近以至最后碰撞结合在一起的过程。在碰撞之前，两个大陆应具有不同的磁极游移曲线。碰撞之后，两个大陆的磁极游移曲线也就互相接近或重合了。因而，古地磁极的测定，对于阐明古陆块的位置及其移动路线，确定古板块俯冲带具有极其重要的意义。

除此之外，沉积岩相和古生物群的截然划分，对于确定古板块边界也具有极大的重要性。

第七节　对板块构造的评价

海底扩张、板块构造理论提出之后，支持它和反对它的两派论战异常激烈。大陆固定论和移动论之间旷日持久的论战又再次激化起来。总的发展趋势似乎是板块构造理论被愈来愈多的人所接受。

板块构造理论之所以被人重视，发展迅速，归纳起来有以下几方面的原因：

1．能够较全面地、合理地解释海洋地质学、地球物理学和地球化学等提出的种种事实和地球外层的形态特征。

2．用一个统一的动力学模式成功地解释了全球规模的构造运动、内生过程以及它们之间的关系，解释了大陆和大洋的发展过程及其相互转化的关系等。

3．是以往大地构造假说和概念的综合，它包含有收缩、膨胀、地壳均衡、大陆漂移、地槽、地台和深断裂等许多大地构造理论研究成果。

4．予测得到实践的验证。如深海钻探证实洋脊两侧磁异常和沉积物的对称性和年龄值由小到大的变化。

5．板块构造理论运用于大陆地质之后，对于区域地质、地震地质、石油地质、矿床地质和岩石学等研究具有重要的指导意义。板块构造的提出不仅使地学研究领域从大陆推向海洋，而且将地球浅部构造与深部地幔和岩石圈运动紧密联系起来，推动了地质科学的发展。

反对意见主要有以下几个方面：

1．地幔对流问题。

地幔对流是板块构造赖以建立的重要基础理论问题。杰弗里斯（Jeffreys, H.）等根据卫星遥测数据，认为上地幔粘滞度为 10^{26}—10^{27} 泊，太大，不可能发生对流。也有人认为上地幔粘滞度没有那么大；从长时间来看，没有什么绝对固体，对流是可能的。地幔的分层性也使地幔对流很难实现。若有对流，也只允许很有限的扩散。总之，板块运动机制和驱动力问题还没有得到完满解决。

2．板块构造说与一些事实不符。

在洋脊一些地段发现有古老岩石的残余和上、中新世或更老的有孔虫化石与熔岩层。在三大洋中都发现有无疑为陆壳性质的下沉的断块。

别洛乌索夫（1970）认为海底磁异常除东太平洋洋隆外，其余地区对称不好或不显示对称性，特别是离洋脊较远的地方更是如此。洋脊两侧磁异常与地磁年表之间的对照关系也远远没有确立。

迈耶霍夫兄弟（Meyerhoff, A. A. 和H. A., 1971）和哈定（Harding, R. R., 1971，1974）根据大陆和大陆架上的蒸发岩、碳酸盐岩、煤、沙漠和冰碛层等古气候资料分析，认为16亿年以来或中元古代以来，地球自转轴、海陆位置基本未变。无脊椎和四足动物以及植物化石群的分布，也表示地球自转轴和海陆位置，至少在5.7亿年以来的稳定性。既使有移动，其位移距离也只有100—200公里（东西方向）或数百公里（南北方向）。

3．对同一现象给予不同的解释。

1967—1968年，伯德和范·安德尔（Van Andel）认为海底磁异常条带是由于洋脊玄武岩呈宝塔状分布形成的。老的玄武岩层在下，分布面积大，在离洋脊远处出露；新的玄

武岩层在上，分布面积小，在离洋脊近处出露。

1970年，别洛乌索夫认为洋脊玄武岩不是呈水平状态分布，而是在洋脊轴部向下弯曲，两侧翘起，并在洋脊坡或相邻大洋盆地坡上出露。

这两种看法都承认海底磁异常的条带状和对称性，但认为与海底扩张无关，磁异常条带宽度也不表示扩张速率和时间间隔，而是玄武岩层分布和出露宽窄的反映。

至于海底沉积层底部岩石向洋脊变新或尖灭，别洛乌索夫（1970）认为是由于被不同时期的玄武岩层所交代。由于玄武岩层分布宽度随年代变新而减小，自然被玄武岩流交代或“吞没”的沉积层面积也随年代变新而减小。

洋壳之所以比陆壳年轻，别洛乌索夫（1970）认为洋壳是由于陆壳基性岩化形成的。谢音曼（1964）曾根据北大西洋资料，认为陆壳的基性岩化开始于中生代或渐新世，并把印度洋的塞舌尔群岛、北大西洋的罗卡尔岛、太平洋中的马尼希基高原等作为破坏后下沉的大陆残块。

4．抓矛盾、提问题。

太平洋东北部磁异常条带为什么愈靠近海沟愈新(图6—4)？尽管皮特曼和海斯（Pitman, W. C. 和Hayes, D. E., 1968）等用三联点及洋脊位移、最后消失于海沟中来解释，但别洛乌索夫（1970）反对洋脊可以随便位移。既然海沟是冷却了的板块向地幔下沉、俯冲形成的，为什么热的洋脊会向海沟俯冲？

非洲周围没有海沟，三面被洋脊包围着，板块有增无减，非洲应处于压缩状态，为什么东非出现张性裂谷，马达加斯加岛会向东漂移？等等。

争论的焦点是对地球深部和海底了解甚少和缺乏一致的认识。总的说来，板块构造说是有根据的，对许多问题的解释（如地震分布、成因，环太平洋地质构造特征、大陆地槽褶皱山系的演化等）是比较合理的。致于存在的问题，有的已经得到解决或正在解决，有的是难免的，它本身还要不断发展、完善。尽管板块构造学已经取得了很大进展，但是在应用于大陆之后，人们仍然感到它的原始模式过于简单，因而人们正在不断努力，把相对简单的海洋地质和复杂得多的大陆地质结合起来，把深部地幔的复杂作用和岩石圈构造运动结合起来，对板块模式进行某些重要修改和重新评价，使板块构造说变得更为严谨、更为周密。板块构造的研究正从时空两个方面向纵深发展。

第二篇　中国区域构造概要

第八章　中国大地构造区划

第一节　中国地势特征

地势特征是一个地区长期以来内、外地质作用的产物，其中各个时期所经历的地壳运动起着重要的作用，对第三纪晚期以来的最新构造运动的结果反映尤为明显。因此，研究和了解中国地势特征，既可了解有关最新构造运动的特征，也可以在一定程度上获得区域构造发展的轮廓。

中国地势特征可大致归纳为如下几点：

1．全国地势西高东低，大致呈阶梯状分布。青藏高原平均海拔4500米以上，素有"世界屋脊"之称，为最高一级。从青藏高原往东、往北，到大兴安岭—太行山—巫山—云贵高原东坡，大部分为1000—2000米之间的高原和盆地，属第二级。再往东，主要是丘陵和平原交错的地区，海拔多在500米以下，属第三级（图8—1）。

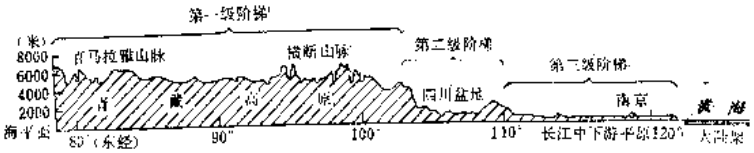


图 8—1　中国地形剖面示意图

（沿北纬32°）（引自中国地理，1980）

中国近海的海底地势同大陆地势相似，大体上也是由西北向东南倾斜，大陆架较广阔。

2．自北而南有三条近东西向延伸的山脉：北部的天山—阴山，中部的昆仑山—秦岭—大别山，南部的南岭。它们是中国自然地理区域的重要分界线。阴山是内流区与外流区的分界线；秦岭和南岭是黄河流域、长江流域和珠江流域的分水岭。

3．青藏高原东缘的横断山脉与龙门山、六盘山、贺兰山共同构成中国中部近南北向展布的山系。以其为界，中国东西部地势面貌迥然不同。东部以低山、丘陵和盆地、平原为主，山脉多呈北东或北北东走向；西部以崇山和盆地相间为特征，以北西西向或近东西向的弧形山脉为主。

4．中国东部和西部都有嵌于山系或高地之间，轮廓为菱形或三角形的盆地、高原或平原。它们的长轴方向，东部的呈北北东走向，西部的呈北西西走向。

5．中国各区山脉走向多与区域构造线方向一致。中国地势特征的变化与深层构造具明显的相关关系（见图 8—2，图 12—12、13）。

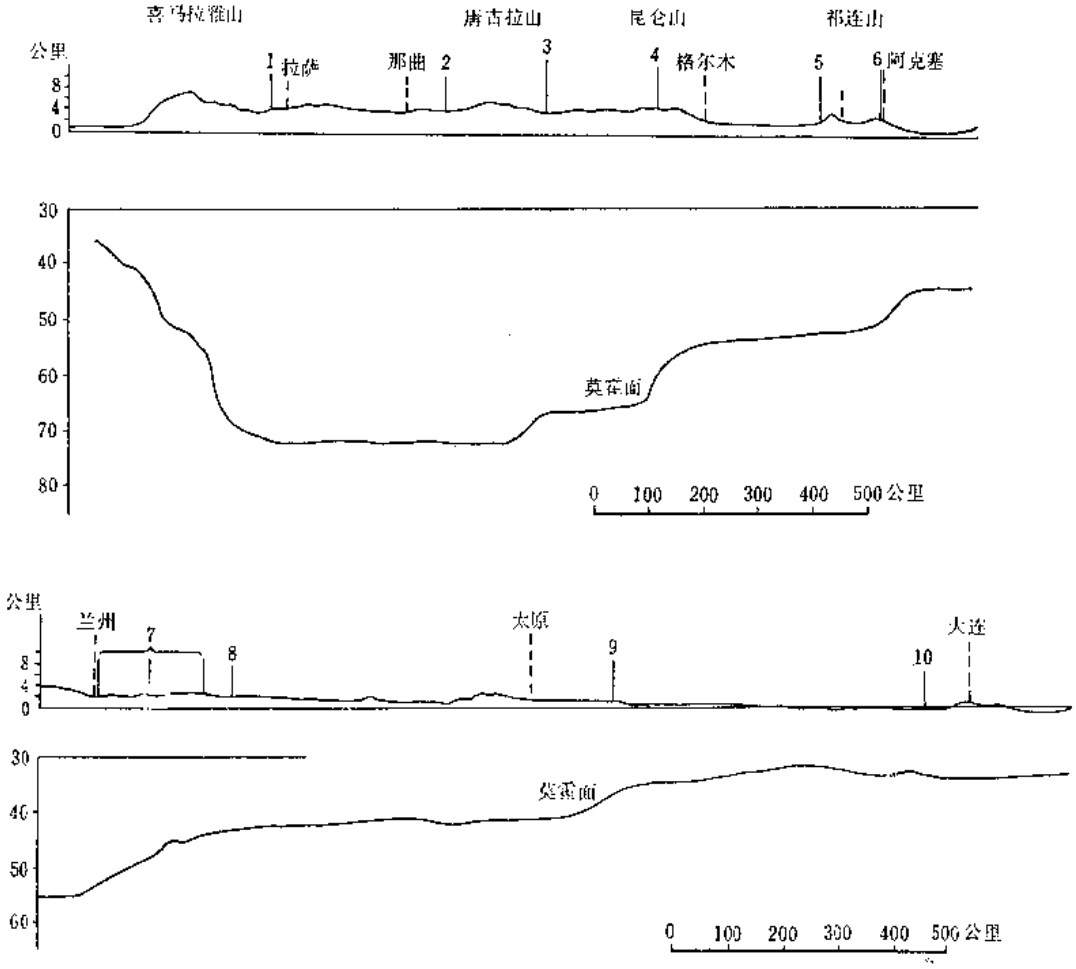


图 8—2 中国莫霍面剖面图

（据黄汲清等，1978）

1—雅鲁藏布江深断裂；2—澜沧江深断裂；3—金沙江深断裂；4—东昆仑深断裂；5—柴达木北缘深断裂；6—阿尔金深断裂；7—北祁连深断裂带；8—鄂尔多斯西缘深断裂；9—太行山深断裂；10—郯城庐江深断裂

第二节 中国大地构造位置

任何地区的大地构造发展都与它周围的环境有着密切的联系。因此，在考察中国大地构造轮廓时，必须注意它所处的大地构造位置（图8—3）。

1．中国处于西伯利亚地台、印度地台和太平洋洋盆等三大稳定地块之间。三者所处空间位置和边界形态及方向，对中国大地构造格局有着明显的控制作用。

2．近东西向横亘欧亚非之间的特提斯—喜马拉雅地槽活动带，横贯中国西南部，呈向北东方向突出的弧形，具有长期复杂的发展过程，为印度板块向北俯冲，最后与欧亚板块碰撞的地带。

3．中国东临西太平洋中、新生代地槽活动带。它们呈北北东向展布。现在是海沟—

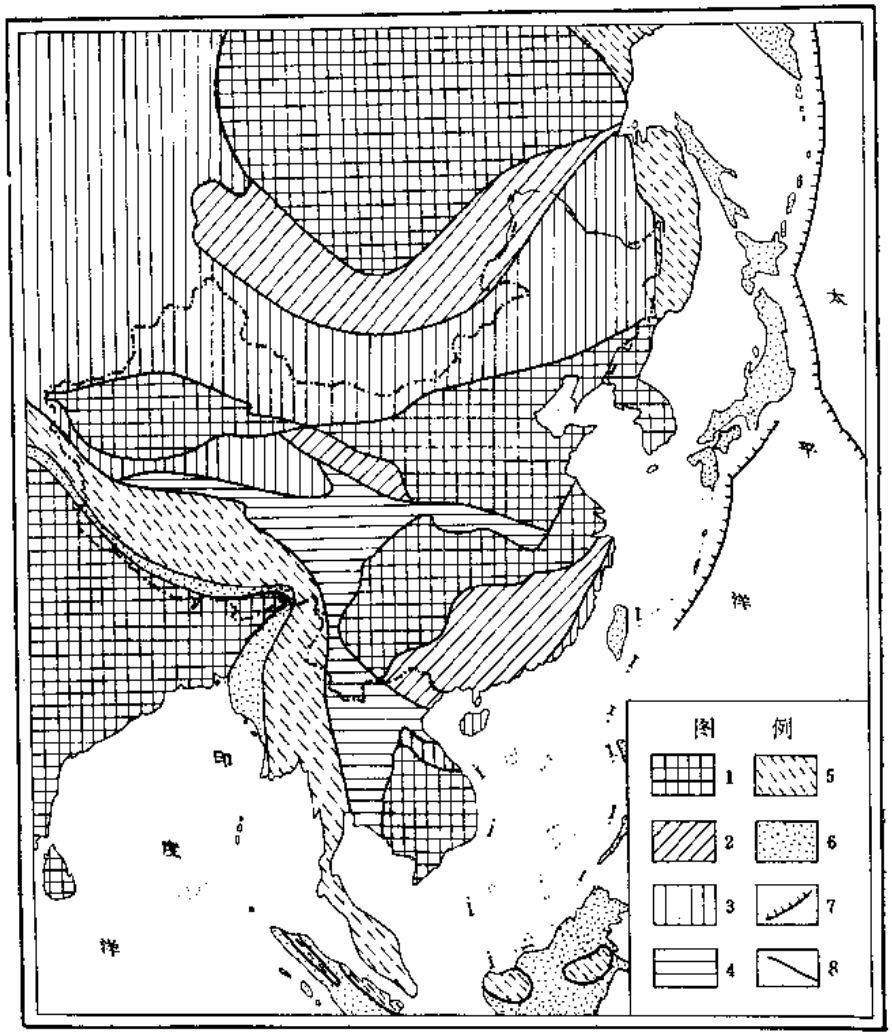


图 8—3 中国大地构造位置示意图

1—地台；2—加里东褶皱系；3—华力西褶皱系；4—印支褶皱系；5—燕山褶皱系；6—喜马拉雅褶皱系；7—海沟；8—构造单元界线

岛弧—弧后盆地复合构造系分布区，即太平洋板块向欧亚板块之下俯冲消减的场所。它的发展对中国东部中新生代的构造发展有重大影响。

4．西伯利亚地台之南为广阔的古生代地槽褶皱区，是古中国板块与西伯利亚板块相互作用的地区。中国北部主要属于它的南带，其发展受两个板块活动的控制。

第三节 中国大地构造分区

根据中国各区域地壳构造活动性质的差异及由强烈活动向相对稳定发展，在转化时间上的不均一性，可将中国划分为27个主要构造单元（图8—4）。

地台：1.华北地台：①内蒙地轴；②燕山台褶带；③辽东台隆；④鲁东台隆；⑤鲁西断隆；⑥华北断拗；⑦山西断隆；⑧鄂尔多斯台拗；⑨贺兰—六盘台褶带；⑩豫淮台褶带。

2．扬子地台：①盐源—丽江台褶带；②康滇地轴；③滇东台褶带；④黔中南台拗；

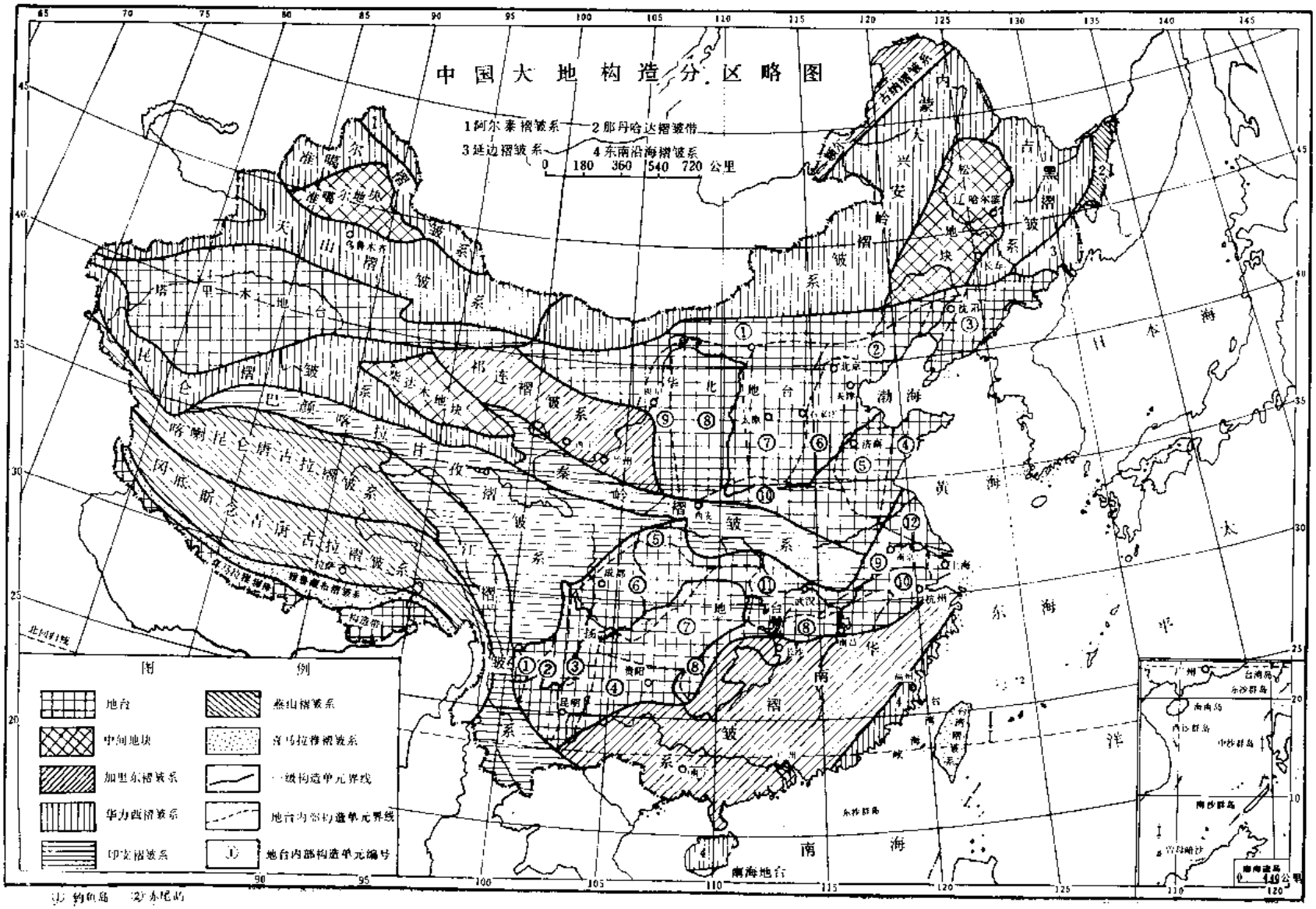


图 8—4　中国大地构造分区略图

（地台内部构造单元名称见正文）

⑤龙门山—大巴山台褶带；⑥四川台拗；⑦鄂黔台褶带；⑧江南地轴；⑨下扬子台褶带；⑩浙西—皖南台褶带；⑪江汉断拗；⑫苏北断拗。

3．塔里木地台；4.南海地台；5.喜马拉雅辗掩构造带（印度地台北缘）。

中间地块：6.柴达木地块；7.准噶尔地块；8.松辽地块。

加里东褶皱系：9.额尔古纳褶皱系；10.祁连褶皱系；11.华南褶皱系。

华力西褶皱系：12.阿尔泰褶皱系；13.准噶尔褶皱系；14.天山褶皱系；15.内蒙—大兴安岭褶皱系；16.吉黑褶皱系；17.昆仑褶皱系；18.延边褶皱系；19.东南沿海褶皱系。

印支褶皱系：20.秦岭褶皱系；21.巴颜喀拉—甘孜褶皱系；22.三江褶皱系。

燕山褶皱系：23.喀喇昆仑—唐古拉褶皱系；24.冈底斯—念青唐古拉褶皱系；25.那丹哈达褶皱带。

喜马拉雅褶皱系：26.雅鲁藏布褶皱系；27.台湾褶皱系。

上述不同类型构造单元的空间展布明显反映出：

1．约以贺兰山、六盘山、龙门山及横断山为界，中国东西部有不同的构造格局。西部以不同时代的褶皱系为主，间夹中间地块及地台；东部以地台为主干，北侧及东南侧为古生代褶皱区，东缘为滨（环）太平洋中、新生代褶皱区所环绕。

2．以华北地台与塔里木地台为界，南北两侧发展经历不同。北侧为中国北部地槽褶皱区，属中亚—蒙古古生代地槽褶皱区南部，褶皱系由北向南变新，华力西末期结束地槽活动，成为古亚洲的组成部分。南侧又以扬子地台为界，分为东西两部分。西部为中国西南地槽褶皱区，属特提斯—喜马拉雅地槽带的一部分，自古生代以来，经历过长期复杂的发展，总的表现为，褶皱系由北向南，由加里东褶皱系—华力西褶皱系—印支褶皱系—燕山褶皱系—喜马拉雅褶皱系逐渐变新。显示稳定区逐渐向西南扩大，最后于新生代初与印度地台连为一体。东南部与东部边缘为滨（环）太平洋地槽褶皱区，其西部为加里东褶皱系，东沿为现代岛弧活动带，总的也表现为由西北向东南褶皱系逐渐变新，活动带逐渐向东推移的特点。

第九章　中国的地台区

第一节　引　　言

中国的地台区包括华北地台、扬子地台、塔里木地台、南海地台和喜马拉雅辗掩构造带。它们主要分布于中国中东部。

华北地台是一个早元古代末形成的地台。它的沉积盖层包括中元古界至奥陶系浅海沉积，石炭、二叠系陆相夹海相沉积和中、新生界陆相沉积。华北地台总体呈三角形，主体位于中国华北地区，东北角延至朝鲜北部，故也称为中朝地台。它是中国时代最老、面积最大的地台。

扬子地台形成于晚元古代早期，震旦系至三叠系广泛分布的海相沉积和中、新生界陆相沉积组成它的沉积盖层。扬子地台沿中国长江流域分布，是中国第二个重要的地台。

塔里木地台也是晚元古代早期形成的地台。它的内部大部分被新生界沉积覆盖，周围为古生代地槽褶皱系包围，过去一般都称它为塔里木中间地块。

南海地台是一个历史构造单元，今日其大部分已沉入南海海底，部分已转化为洋壳。

喜马拉雅辗掩构造带属印度地台北缘，处于印度板块与欧亚板块的碰撞接合线南侧。

第二节　中国地台区主要构造单元特征简述

一、华北地台

（一）概述

华北地台包括华北大部、东北南部、西北东部、渤海及北黄海，轮廓近似三角形。除东南角以郯城—庐江深断裂和嘉山—响水深断裂与扬子地台相邻外，南北两面均为不同时代的褶皱系所围绕，其间均以深断裂为界。北界为阿拉善北缘深断裂和内蒙地轴北缘深断裂，西南界为龙首山深断裂、秦岭地轴北缘深断裂和确山—肥东深断裂。

华北地台的现代地形比较复杂，总体表现为西高东低，以平原、高原为主。边缘多为高山环绕，北有阴山山脉，西南有合黎山、龙首山、贺兰山、六盘山和嵩山，山脉走向多与地台边界走向一致。地台内部也有很多重要山脉，如燕山、恒山、五台山、太行山、吕梁山、中条山和泰山，它们的走向以北东—北北东为主。

华北地台是中国时代最老的地台，它以太古代和早元古代的变质岩系组成基底，以中元代以来广泛发育的沉积岩系为盖层。

（二）基底构造发展阶段

华北地台的基底广泛出露于地台的边缘和中部。太古界变质岩，以各种片麻岩类、角闪岩类及麻粒岩类为主，夹有磁铁石英岩和大理岩。普遍经受过中—高级区域变质，混合岩化及花岗岩化较普遍。厚度巨大，岩相厚度变化剧烈。大致可分为上、下两部分。下部

（>30亿年），原岩是一套钙碱系列的火山岩组合及少量沉积岩。上部（30—25亿年），原岩以陆源碎屑岩为主夹碳酸盐岩及火山岩。

下元古界一般分为上、下两部分：下部（25—20亿年），由各种变质火山岩、火山沉积岩和沉积岩组成，变质程度中等，部分具混合岩化及花岗岩化。上部（20—17亿年），由浅变质沉积岩组成，仅局部地区夹不厚的基、中性火山岩。

根据华北地台基底岩系的层序、原岩组合，岩浆活动，变质作用和变形特征，磁场类型及同位素年龄数据等资料的综合分析，30亿年以前已有陆壳和洋壳的分异，地台北缘和登封、鲁西可能已有最初之陆核形成。30亿年—25亿年的阜平期，已出现活动区和稳定区的分异和明显的岩相分异。太古代末的阜平运动（25亿年前）使陆核周围的沉积层发生褶皱、变质及混合岩化、花岗岩化作用，形成花岗—片麻岩穹窿和同斜倒转褶皱，并伴有大量钠质花岗岩的侵入，使陆核面积进一步扩大，形成鄂尔多斯、河淮等较大的陆核。早元古代时，内部构造分异更加明显（图9—1）。早期——五台期(25—20亿年）不仅稳定地块和活动带之间的差异更趋明显，而且深断裂活动十分显著，它们控制了强烈活动的沉降地带的分布及火山活动和侵入活动。五台运动（20亿年前）使早期地层形成同斜倒转褶皱，构

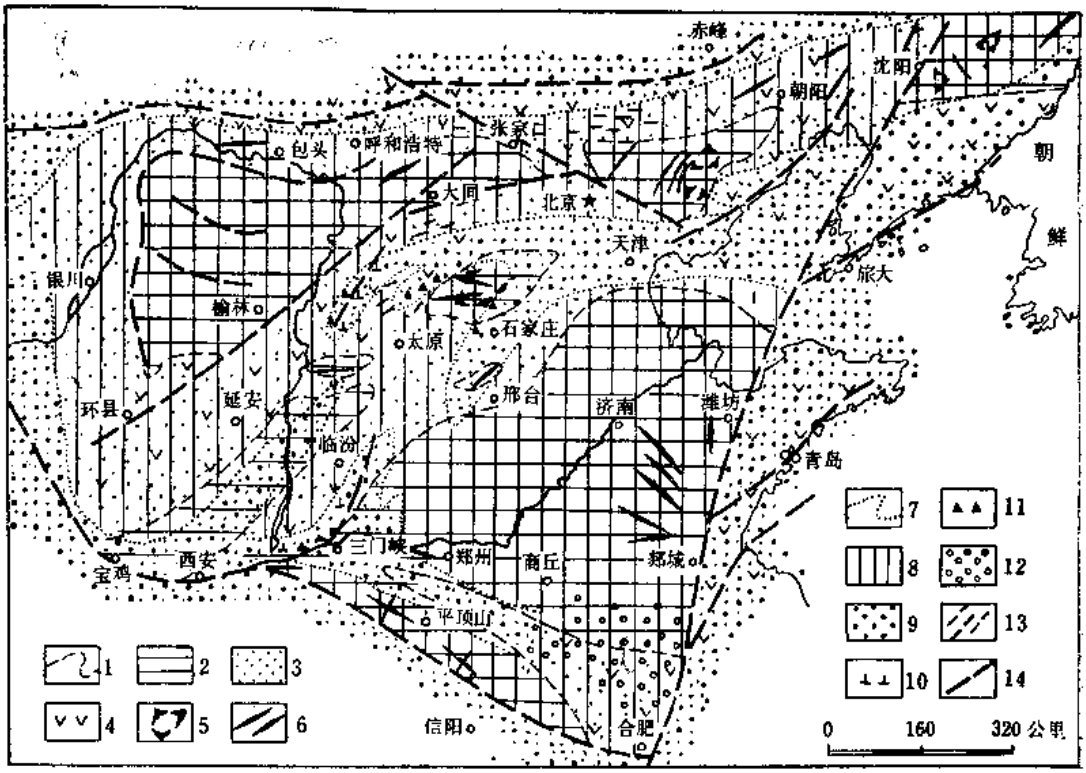


图 9—1 华北地台早元古代大地构造略图

（据马杏垣等，1979）

1—五台期构造单元分界线；2—雏地台、雏地背斜；3—雏地槽及雏地向斜；4—五台期中基性喷发岩；5—太古代片麻岩穹窿；6—太古代褶皱轴向；7—吕梁期构造单元分界线；8—原地台；9—原地槽；10—吕梁期中基性喷发岩；11—晚吕梁期磨拉石建造；12—吕梁期盖层沉积；13—五台期构造方向；14—断裂

造线在地台南北两缘为北东东、北西西至近东西向，地台中间部分以北东、北北东向为主。岩层发生广泛的区域变质。并使早期存在的稳定地块连接起来并向外增长。这时，华北地台基底的主体部分已基本固结。晚期——吕梁期（20—17亿年）活动带的范围已显著缩小，

大多是早期活动带的残余。早元古代末的吕梁（或中条）运动（18—17亿年前）使晚期地层褶皱、变质，形成线型紧闭褶皱，并伴有较广泛的酸性岩浆侵入和各类岩墙、岩脉群。至此，华北地台统一、完整的基底宣告形成，此后即进入地台的发展阶段——地台沉积盖层发育时期。

（三）沉积盖层发育阶段

中晚元古代地层是华北地台的第一个盖层，它与太古界和早元古界基底岩系呈显著的角度不整合接触。中元古代地层在地台内分布广泛，晚元古代早期（青白口期）地层分布范围较小，晚期的震旦系仅限于地台的南缘和东缘。沉积以浅海陆源碎屑和镁质碳酸盐为主及富含叠层石的沉积建造为特点。

中晚元古代时期地台内部的升降差异较明显，并伴有断裂活动。当时地台中部以开阔的大型隆起区为主，具海湾性质的拗陷，升降差异较小。地台边缘则出现狭长带状的隆起和拗陷，如北缘近东西向的内蒙隆起及其南缘的内蒙—燕山—辽东拗陷，南缘的豫西—陕南拗陷。拗陷带内沉积厚度达数千—近万米，内部岩相、厚度变化较大，并有中基性为主的火山活动，显示明显的断裂差异升降。同时，部分地区还有岩浆侵入活动，如北京密云和河南嵩山13—16亿年左右的花岗岩。表明中晚元古代地台尚有一定的活动性。

古生代时期是地台相对稳定发展阶段，内部构造活动差异性弱，地台以整体升降为特征。早期（寒武纪到中奥陶世）以浅海碳酸盐建造为主，分布广泛，岩相、厚度稳定，一般多在1500米左右。中期（晚奥陶世至早石炭世）除地台西缘贺兰山、六盘山地区外，地台整体上隆遭受剥蚀，普遍缺失这段时期的沉积，这是华北地台的一个十分重要的特点。晚期（中石炭世至中三叠世），由滨海相及陆相含煤建造逐渐过渡为陆相红色建造。中、晚石炭世和早二叠世是中国北方的重要成煤期，其中以晚石炭世（太原群）与早二叠世早期（山西组）的煤系为最重要。中、晚石炭世以海陆交互相含煤沉积为主，沉积厚度和海相夹层反映地台有南北向的差异性升降。早二叠世主要为内陆沼泽和近海沼泽含煤沉积。晚二叠世开始，在华北地台上形成大规模的陆相盆地沉积，以吕梁山一带为界，东部为零散小型内陆盆地，西部鄂尔多斯地区形成一个大型内陆盆地，发育了数千米的红色碎屑沉积。反映地台由整体逐渐上隆到开始出现东西向的构造分异。

晚三叠世的印支运动后，由于太平洋板块向古亚洲东缘之下俯冲，华北地台开始进入一个新的发展时期——地台活化阶段或大陆边缘活动带发展阶段。这一时期褶皱运动频繁，有多次断裂岩浆活动，使地台盖层广泛褶皱、断裂，内部构造活动差异十分显著。中生代时，西部鄂尔多斯为大型内陆拗陷盆地，发育内陆河湖相沉积，岩相、厚度稳定，地壳运动以升降运动为主，仅有侏罗纪末与早白垩世末的燕山运动才微弱褶皱，形成宽缓的向斜。东部主要为呈北东—北北东向展布的小型断陷盆地，早侏罗世为含煤沉积，中晚侏罗世及早白垩世有大量火山岩及火山碎屑岩堆积。印支运动使内蒙及燕辽地区盖层发生褶皱、断裂。燕山运动使地台盖层发生多次强烈的褶皱和断裂，伴有多期广泛的火山喷发与大规模的岩浆侵入。其活动强度总的表现为由东向西减弱。

新生代以断块差异升降运动为主，并伴以玄武岩浆的喷溢，形成著名的汾渭、五原—呼和浩特等地堑式断陷盆地，以及巨大的华北—渤海陆缘盆地。

（四）内部构造单元简要特征

根据华北地台内部地质构造发展的差异性可划分为下列10个二级构造单元：

1．内蒙地轴：地台北缘近东西向的长期隆起的带状地带。西段多为沙漠地区，中东段基底岩系出露广泛。古生代海相盖层不发育。中新生代断裂火山活动频繁，有多次岩浆侵入活动。盖层构造变动以断裂为主。

2．燕山台褶带：为内蒙地轴东段轴缘拗陷，中晚元古代—古生代海相及海陆交互相沉积发育，其中中元古代至晚元古代早期拗陷幅度较大，具沉降带特征。印支、燕山运动强烈、频繁，有多次火山喷发及岩浆侵入。盖层褶皱、断裂都较发育，形成过渡型褶皱。新生代，东端形成下辽河断陷。

3．辽东台隆：地台东北角的一个相对隆起区，由近东西向的基底隆起、拗陷相间组成。隆起区基底岩系广泛出露，拗陷区盖层较发育，印支、燕山运动使盖层全部褶皱。中新生代断裂分异作用较显著，具火山喷发和小规模岩浆侵入活动。

4．鲁东台隆：地台东缘的长期隆起区，基底岩系广泛出露，缺乏海相沉积盖层。中、新生代形成较大的内陆断陷盆地，火山活动和岩浆侵入活动广泛。

5．鲁西断隆：古生代阶段为相对隆起区，各时代沉积厚度较小。中生代小型内陆断陷盆地发育。燕山运动以断裂为主。

6．华北断拗：为新生代断块拗陷区，第四纪沉积物广泛覆盖。基底埋深可达7000米，主要呈北东—北东东向隆起和拗陷。

7．山西断隆：晚元古代以隆起剥蚀为主，古生代处于相对上隆状态，中生代以来以断块上隆为主，内部形成沁水、大同、宁武等陆相盆地。燕山运动形成的盖层褶皱较平缓，断裂较发育。

8．鄂尔多斯台拗：地台西部的一个巨型中生代显著拗陷区，陆相地层厚度巨大，可达5000—7000米。燕山运动形成平缓褶皱，南北边缘形成新生代地堑式断陷盆地。

9．贺兰-六盘台褶带：地台西缘的台缘拗陷带，也是地台与祁连山地槽之间的构造过渡带。中元古代—古生代为近南北向的拗陷带，中、新生代南北差异升降显著。燕山运动形成梳状褶皱，岩浆活动较微弱。

10．豫淮台褶带：地台南缘的台缘拗陷带。中晚元古代为一断陷带，断裂火山活动较广泛。古生代海退较晚，为一长期拗陷地带。中、新生代断裂作用显著。

二、扬子地台

（一）概述

扬子地台包括从云南东部到江苏的几乎整个长江流域和南黄海。这是一个扬子旋回形成的地台。地台西南以金沙江—红河深断裂与三江印支褶皱系为界；西北以龙门山深断裂和丽江-安顺场深断裂与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系相邻；北以城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂与秦岭印支褶皱系相邻，东端北缘与华北地台相邻；东南与华南加里东褶皱系之间以南盘江深断裂、溆浦—四堡深断裂和江山—绍兴深断裂为界。

扬子地台总的地势是西高东低。地形区划为云贵高原、四川盆地和长江中下游平原。主要山脉有北缘的龙门山、米仓山、大巴山、大洪山；东南缘的天目山、怀玉山、幕阜山、九岭山、武陵山、九万大山；西部的大凉山、乌蒙山和中部的大娄山、巫山等。这些山脉的走向明显地反映了区域构造线的方向。

（二）基底构造发展阶段

扬子地台的基底岩系，主要出露于地台边缘的隆起地带。如西部边缘康滇地轴上的康

定杂岩、会理群、昆阳群和大红山群；东南边缘江南地轴上的四堡群、冷家溪群、板溪群和双桥山群；西北缘汉南莺咀岩隆起上的火地垭群、汉南杂岩和龙门山南段的宝兴杂岩、彭灌杂岩等。在地台内部，基底岩系仅见于个别地区，且出露面积很小。如鄂西的崆岭群、神农架群；四川峨眉的峨眉山花岗岩；滇东牛首山及黔中、黔东北的昆阳群、板溪群和梵净山群等。

根据地质、地球物理资料的综合分析，扬子地台的基底可分为三种基本类型：（1）川中式——长江以北的地台北部及南黄海，基底由变质较深的沉积岩和岩浆杂岩组成，硬化程度较高，与盖层之间的分界明显；（2）江南式——江南地轴及其邻近地带，基底由浅变质岩系组成，与盖层之间为假整合或微角度不整合关系，基底硬化程度很低；（3）昆阳式——主要是云南东部康滇地轴地区，基底主要由浅变质岩系组成，与盖层之间为显著的区域性角度不整合，硬化程度介于上述二类之间。

川中式基底由于大部掩埋于古生代及中、新生代沉积之下，目前对它的研究还不够。据现有地表地质、物探及钻探资料推测，一般认为它可能是扬子地台最老的基底成分，代表扬子地台最初阶段的古陆核。以后经过晋宁运动和澄江运动的构造岩浆活动的强烈作用。

昆阳式基底的形成，经历了两个阶段。早期为大红山群及其相当地层沉积时期的优地槽阶段，发育富钠质火山岩建造，岩石变质较深。晚期为昆阳群沉积时期的冒地槽阶段，主要发育浅变质碎屑岩夹碳酸盐岩，局部夹基性及中酸性火山岩、厚度巨大。其后，经晋宁运动剧烈褶皱转化为地台。

江南式基底的形成，也经历了两个阶段。早期，冷家溪群、梵净山群沉积时期的优地槽段阶，发育复理石建造及细碧角斑岩建造，后经武陵运动强烈褶皱变质。晚期，为板溪群沉积时期的冒地槽阶段，形成砂泥质复理石建造，后经雪峰运动微弱褶皱或上升，转化为地台。

上述可见，早元古代扬子地台可能已有明显的构造分异，川中一带可能已出现了最早的陆核，其西南和东南均为优地槽型活动区。经武陵运动的构造岩浆作用，川中陆核进一步扩大，形成川中式基底。地台西南部及东南缘形成岛链状隆起。西南部形成北东东向宽缓褶皱；东南缘形成北东至东西向紧密线形褶皱。中晚元古代的晋宁期或雪峰期，扬子地台长江以南的广大地区大多处于冒地槽状态，发育巨厚的砂泥质复理石沉积，西部碳酸盐较发育。晋宁运动西部形成东西至北东向紧密的复背、向斜褶皱，伴有大量中酸性岩浆侵入，昆阳式基底形成。东南缘的雪峰运动较弱，仅形成平缓褶皱或表现为上升运动。至此，扬子地台的基底就全部形成了。

（三）沉积盖层发育阶段

扬子地台的沉积盖层发育十分良好，并分为两大套。第一套盖层，震旦系至志留系，广布地台全区。下段是以澄江砂岩和南沱冰碛层为代表的磨拉石和冰碛岩，地台西缘和东南缘伴随深断裂活动有相当强烈的以中酸性为主的火山喷发和花岗岩浆的侵入，显示地台发展早期活动性和差异性较大。中段，震旦系上部至奥陶系，主要为浅海碳酸盐建造，显示地台内部升降差异减小。其中震旦系—下寒武统是中国已知最重要的含磷岩系。上段，上奥陶统至志留系为笔石页岩及泥质页岩建造。在靠近华南加里东地槽的武陵拗陷及浙西、皖南一带，厚度巨大，浙西、皖南地区的上奥陶统并具清楚的浊流沉积特征，具有向华南加里东地槽过渡的特点。第二套盖层，泥盆系至中三叠统。下段，泥盆系至下石炭统主要

分布于地台西部边缘（龙门山、盐源、丽江一带）、南部边缘(滇东、黔南、黔东以及浙西、皖南等地）以及下扬子等地，其余广大地区缺失或沉积很薄。以龙门山、丽江、黔南地区发育最好，在龙门山最大厚度可达4000—6000米，下泥盆统为以平驿铺组为代表的碎屑岩建造，中、上泥盆统及下石炭统为碳酸盐建造。中段，中、上石炭统及下二叠统为碳酸盐建造，岩相稳定，厚度不大，几乎遍及全区（川中等地缺失中、上石炭统）；上二叠统广泛发育陆相—滨海相煤系，是扬子地台的重要成煤期，川西、滇东、黔西地区并有大规模的玄武岩喷溢。上段，三叠系，下三叠统下部在地台西半部是以飞仙关组为代表的滨海—浅海相红色建造，东半部是以大冶灰岩为代表的碳酸盐建造，显示明显的东西差异；下三叠统上部及中三叠统，是富含膏盐的泻湖相建造和红色建造，代表海水从扬子地台逐步退出时的海退型沉积。

整个古生代时期扬子地台都表现为相对稳定的发展，加里东和华力西运动均表现为升降运动，造成地层间的多次间断，形成地台内部的大型隆起和大型拗陷。仅东南边缘和西部边缘活动性较大，升降差异较明显。康滇地轴华力西早期有含钒钛磁铁矿和含铜、镍矿的基性、超基性岩浆的侵入活动。

晚三叠世以来，扬子地台和华北地台一样，进入地台活化阶段或大陆边缘活动带发展阶段。在此阶段中，除地台西部上三叠统有海相和海陆交互相沉积，长江中、下游地区晚白垩世—新生代有几次短暂的海侵和海泛外，均为陆相沉积。中生代沉积在地台西半部，下段为上三叠统—下侏罗统的含煤建造(部分为含煤磨拉石)；上段，中上侏罗统—白垩系为红色建造和磨拉石建造，形成著名的四川红色盆地和滇中红色盆地。地台东半部，长江下游地区中生代沉积的特点是晚侏罗世—早白垩世发育大陆火山岩系，多为小型断陷盆地。新生代沉积主要分布于地台东半部，是含膏盐的红色建造和含油建造。东西构造差异十分显著。

印支运动，在地台西部边缘和东部影响强烈，龙门山地区形成强烈的褶皱、逆掩构造，康滇地轴有大量碱性岩及花岗岩浆侵入，皖南、浙西、赣北有大量花岗闪长岩类岩浆侵入。燕山运动是扬子地台自古生代以来经受的最强烈的一次构造运动，影响地台全区，形成广泛的地台盖层褶皱带，下扬子地区并伴有以中酸性为主的强烈的岩浆活动。喜马拉雅运动最后使包括四川盆地、滇中盆地在内的整个地台西半部全面褶皱、隆起，并使龙门山辗掩构造带最后定型。与此同时，地台东半部则剧烈沉陷，使晚燕山阶段已经形成的江汉、苏北-南黄海盆地进一步发展。

（四）内部构造单元简要特征

扬子地台自形成以来，在其整个发展历史中，内部差异较明显。根据地台内部的升降差异，盖层发育及后期构造变动特征可以分为以下内部构造单元：

1．盐源—丽江台褶带：扬子地台西缘古生代至三叠纪的拗陷带，是地台与西部地槽之间的过渡性构造单元，以三叠纪拗陷最为强烈。经印支、燕山，特别是喜马拉雅运动的强烈作用，形成变形较强烈的褶皱断裂带。早、晚二叠世之间有大量海相—陆相玄武岩喷溢。

2．康滇地轴：震旦纪—中三叠世时期是隆起地带，印支运动后，大部分地区转化为内陆断陷盆地，发育巨厚的陆相沉积。喜马拉雅运动再次褶皱隆起。震旦纪、华力西期、印支期、燕山期都有岩浆活动。深、大断裂极为发育，是扬子地台的重要构造岩浆成矿带。

3．滇东台褶带：康滇地轴内侧轴缘拗陷带，震旦纪至早古生代为主要沉降期。早震旦世北段有大量以中酸性为主的火山喷发和花岗岩类岩浆侵入。早二叠世末至晚二叠世初有

多次玄武岩浆喷溢。燕山、喜马拉雅运动形成较复杂的褶皱断裂带。

4．黔中南台拗：震旦纪至三叠纪拗陷区，中三叠世以前的海相盖层发育良好。印支运动上升成陆，燕山运动全面褶皱，形成开阔平缓的短轴褶曲和穹窿构造，北部断裂较发育。

5．龙门山—大巴山台褶带：地台北缘古生代拗陷带。大巴山早古生代拗陷最显著；龙门山则以晚古生代，特别是泥盆纪拗陷为最强烈。印支、燕山、喜马拉雅运动使盖层形成线型及过渡型褶皱。走向断层极发育，常形成叠瓦状构造和辗掩构造。

6．四川台拗：古生代时期是地台上的相对隆起地带，缺失泥盆系和石炭系。印支运动后转换成大型拗陷，晚燕山运动，特别是早喜马拉雅运动后全面褶皱隆起。川中等地表层褶皱非常和缓，川东为北东向的梳状褶皱。

7．鄂黔台褶带：震旦纪至早古生代拗陷带。晚古生代相对上隆，印支运动全部上升成陆。燕山运动全面褶皱，以箱状褶皱为主。

8．江南地轴：地台东南边缘的一个长期活动的隆起带，构造上具明显的过渡性质。雪峰运动影响较弱，后期经受过印支、燕山、喜马拉雅运动的多次改造。关于其归属尚有不同的认识。

9．下扬子台褶带：震旦纪至三叠纪的拗陷带，以早古生代拗陷为最显著。中生代以来经受印支、燕山等多次构造岩浆作用，形成结构复杂的地台盖层褶皱带。

10．浙西—皖南台褶带：震旦纪至三叠纪的拗陷带，是地台与华南加里东地槽之间的构造过渡区。早古生代，特别是晚奥陶世和志留纪下陷强烈。奥陶系—志留系具明显的地槽型沉积特征，故其归属也有不同的认识。加里东运动以上升为主。印支运动盖层全面褶皱。燕山、喜马拉雅运动以断裂岩浆活动为主。

11．江汉断拗：燕山中期后，白垩纪开始发育的陆相断陷盆地。

12．苏北断拗（包括南黄海）：燕山中期后，白垩纪开始的以陆相为主的断陷盆地。

三、塔里木地台

塔里木地台位于新疆南部，天山以南，昆仑山以北，呈菱形块状，大致与塔里木盆地相当。它界于天山华力西褶皱系和昆仑华力西褶皱系之间，东南角与祁连加里东褶皱系相邻接，其边界多为深断裂。地台边缘多为山脉环绕，如北缘的柯平塔格、库鲁克塔格，西南缘的铁克里克山等。内部大部分为塔克拉玛干大沙漠所覆盖，地表向东北徐缓倾斜。区内河流皆为内陆河。

塔里木地台大部分被新生代所覆盖，前震旦纪变质岩系构成的基底和震旦纪以来的沉积盖层仅出露于边缘地区。

塔里木地台的基底由太古代和元古代地层组成。太古界为各种深变质片麻岩、片岩，花岗岩化及混合岩化较强烈，上为下元古界不整合覆盖。下元古界为片岩、大理岩、变质砂岩等，厚达4800米左右。其上又被中上元古界不整合覆盖。中上元古界分三部分：下部为中—浅变质的浅海相碎屑岩，厚2500米；中部为含叠层石大理岩，厚2600米；上部为浅变质碎屑岩和含叠层石碳酸盐岩，厚1500米。基底之上不整合覆盖着震旦系—古生界的海相沉积和中、新生界的陆相沉积。显示塔里木地台基底由三套变质岩系构成，经过太古代、早元古代和晚元古代早期三个阶段和三次主要地壳运动而形成。最末一次运动称为塔里木运动，与晋宁运动相当，因此，塔里木地台也是扬子旋迴的地台。

塔里木地台经塔里木运动后，自震旦纪开始进入地台沉积盖层发育时期。震旦纪—早

古生代，地大部分地区处于隆起状态，地台北缘柯平—阿克苏和库鲁克塔格一带形成狭长形拗陷。震旦系以陆源滨浅海相碎屑岩为主，有三套冰碛层，下部有中酸性火山岩，总厚3000—7800米。寒武系—奥陶系以碳酸盐岩为主，下志留统为碎屑岩，总厚1600—6000米。加里东运动全区上隆，缺失中、上志留统。

晚古生代时期，除地台北缘继续拗陷外，西南部叶尔羌等地亦有短暂海侵。泥盆系以陆相红色砂岩、砾岩为主。东北缘下、中石炭统为砂岩、砾岩与灰岩互层；西北缘缺失下、中石炭统，上石炭统和二叠系为碳酸盐岩和碎屑岩。华力西运动使地台东北缘和西北缘拗陷先后在中石炭世末与二叠纪末褶皱隆起。震旦纪—古生代沉积盖层形成箱状褶皱，走向断层发育。部分地区有玄武岩浆喷溢，小型基性、碱性侵入体及大型花岗岩基形成，成为地台盖层发育阶段的主要岩浆活动时期。

华力西运动后，由于天山华力西褶皱系与昆仑华力西褶皱系继续上升，使塔里木地台北缘库车地区和西南缘叶尔羌地区形成山前拗陷带，中生代时接受了巨厚的以内陆河湖相为主的沉积。三叠系仅分布于北缘，以碎屑岩为主，上统夹可采煤层。侏罗系仅分布于周边，白垩系呈大片堆积于西南部和北缘。下、中侏罗统为含煤沉积，上侏罗统—白垩系为红色建造。西部边缘上白垩统夹海相夹层。

燕山运动使中生代地层褶皱、断裂，构造变形强度由边缘向地台内部减弱。同时，整个地台从第三纪开始转化为拗陷区。

新生代除第三纪始新世—渐新世在地台西部边缘有海相夹层外，地台内广泛发育河湖相与山麓相沉积，以红色泥岩或砂、砾岩为主，夹多层石膏，库车和叶尔羌拗陷沉积最厚。

由于印度板块向北推挤，喜马拉雅运动在塔里木地台及其周围山区不仅表现为断块上升，而且使边缘地带的第三纪地层形成倒转褶皱和逆掩断层。

四、南海地台及喜马拉雅辗掩构造带简况

（一）南海地台

南海地台指海南岛南端，九斗—陵水断裂带以南，包括大部分南海在内的广大地区。原来范围应包括印支地块，今日大部分已沉入南海海底，部分已转化为洋壳。

地台基底可能形成于前寒武纪末期。西沙群岛永兴岛晚第三纪沉积之下为同位素年龄627百万年的花岗片麻岩、石英云母片岩和片麻状花岗岩。崖县等地见有含磷、锰、硅质碳酸盐建造，笔石页岩及石英砂岩建造组成的中寒武世至奥陶纪沉积盖层。另外，西沙群岛之西的印支地块上，前寒武纪结晶基底之上的最老盖层为中寒武统呈水平产状的石英岩。

这个地台可能经受了中生代以来的构造岩浆作用的强烈改造，最后形成今日之面貌。

（二）喜马拉雅辗掩构造带

喜马拉雅辗掩构造带指错拉—定日深断裂以南的喜马拉雅山区，属印度地台北缘。北与雅鲁藏布喜马拉雅褶皱系相邻。该区以前寒武纪的变质岩系为基底，以中寒武统—中始新统作为沉积盖层。

前寒武系称为珠穆朗玛群，主要为中深变质的片麻岩、结晶片岩、大理岩及混合岩，厚达两万余米。同位素年龄为13.82亿年和6.4—6.6亿年。其上为未变质的奥陶系或中寒武统不整合覆盖。

古生界由一套相当稳定的浅海相碳酸盐岩、泥质岩及砂岩组成。二叠系含有冈瓦纳相动、植物群和夹有冰水沉积的含砾板岩。三叠系、侏罗系以浅海相灰岩、砂泥岩为主。白

垩系至始新世以浅海相灰岩、页岩为主。各时代地层基本上为连续的海相沉积，总厚达13000米以上。始新世晚期的早喜马拉雅运动使盖层褶皱。

中新世中期的构造运动是本区最强烈的构造运动，形成大规模的逆冲断层和辗掩构造，并伴有相当规模的以电气石花岗岩为特征的侵入活动。随着喜马拉雅山脉的强烈隆起，在其南侧沿著名的主边界大断裂形成锡伐利克拗陷带，发育了巨厚的磨拉石建造。

第三节　中国地台区实例——山西断隆大地构造基本特征

一、概述

山西断隆大致包括山西省全部及河北、河南、内蒙古等省（区）的部分地区，位于华北地台的中部，属华北地台的二级构造单元。山西断隆处于中国著名的黄土高原的东半部（即通常所称的山西高原）。东部是以太行山为主体的山地，自北向南有恒山、五台山、太行山和中条山，多呈北东—北东东向雁列分布；西部是吕梁山；东西山地一般海拔在1500米以上。中部为盆地，自北而南有大同、静乐、太原、临汾和运城五大盆地，呈北东向分布，汾河、桑干河和滹沱河流经其间，黄河围绕本区西、南边缘。

本区自中元古代以来处于相对隆起状态，基底岩系出露较广泛，占生代以来的沉积盖层发育较完整，反映地台双层结构及其发展的基本特征比较清楚，历年来对本区地质构造研究程度较高，是地台实例分析有代表性的地区之一。

根据地壳构造的发育特征及其演变历史，山西断隆经历了两个主要的大地构造发展时期：即地台基底形成时期（太古代—早元古代）和地台盖层发育时期（中元古代—新生代）。现分述于后。

二、地台基底形成时期的基本特征

本区的基底岩系由太古界的阜平群、龙泉关群和下元古界的五台群和滹沱群组成，主要出露于五台山、太行山、吕梁山、中条山和晋北地区（见图9—2），尤以五台山—太行山（中北段）地区研究较详，其组成特征具有代表性（见表9—1）。

太古界包括阜平群和龙泉关群及相当岩系，未见底。同位素年龄为25.6亿年。主要是一套巨厚的深变质岩系，由浅粒岩—片麻岩—斜长角闪岩—透闪透辉岩（大理岩）—富镁质大理岩（常呈透镜体）等组成大小不等的各种旋迴层系，阜平群包括七个这样的旋迴沉积，厚达万米以上。其原岩主要为富含泥砂质的陆源碎屑岩，反映当时处于快速堆积的动荡环境，属强烈拗陷的活动构造发展阶段。又发育多层粗晶大理岩和薄而不稳定的磁铁石英岩（标志层），说明这时地壳已开始有分异。太古代末的阜平运动，使本区太古界普遍遭受高级区域变质（一般属铁铝榴石角闪岩相，部分可达麻粒岩相）和混合岩化作用（有间粒状、角砾状、条痕状、条纹状、条带状和肠状等多种类型）。岩层褶皱呈近东西向与片理方向基本一致的平缓开阔背斜（即通常所谓的“片麻岩穹隆”）和较紧闭的窄向斜，构成了本区地台结晶基底的核心。

下元古界下部五台群及相当岩系，主要是一套巨厚的中—浅变质岩系。五台群主要由变质火山岩和火山碎屑岩夹变质陆屑沉积岩组成，厚达一万五千米。有五个较大的海底火山喷发旋迴，属细碧角斑岩建造系列，代表“优地槽型”强烈活动的下陷阶段。五台群中

表 9—1　山西断隆基底构造特征简表

（据山西省区域地层表编制，1979）

地层系统			地质年代（亿年）	主要岩性特征	厚度（米）	建造*	叠层石	变质程度	混合岩化	矿化
上覆地层				高于庄组含叠层石的白云岩	0—731	地台型		未变质		
			17.0	吕梁（中条）运动						
下元古界	滹沱群	郭家寨亚群		厚层状变质砾岩	>932	磨拉石建造	含大量各种高级形态的叠层石	低级的板岩—绿片岩相，局部达铁铝榴石—角闪岩相	一般未受混合岩化	铁、磷
		东冶亚群		上部富含叠层石的结晶白云岩和杂色千枚岩 下部板岩和3—4层变质基性火山岩	5,832—7,150	碳酸盐建造 火山岩建造				白云岩 铜
		豆村亚群		千枚岩、石英岩、变质砾岩	853—3,453	陆屑建造	含无侧壁的低级叠层石			铁、铝
			20.5	五台运动						
	五台群	上亚群		黑云变粒岩与斜长角闪岩互层	>1,215	复理石建造	未发现	从绿岩相到铁铝榴石—角闪岩相	中心式混合岩化	石棉 石墨 铁 铜 黄铁矿
		中亚群		上部为七个以上黑云变粒岩与角闪片岩韵律互层	3,132					
				下部变质火山岩	2,700	细碧角斑岩与碧石铁质建造				
		下亚群		变质基性火山岩和多层磁铁石英岩	2,800—6,265					
				黑云变粒岩、磁铁石英岩	1,853—4,387	陆屑建造				
			25	阜平（铁堡）运动						
太古界	龙泉关群			各种片麻岩	1,820—5,725	原始地槽建造	未见	一般为铁铝榴石—角闪岩相，部分可达麻粒岩相	眼球状混合岩化	
	阜平群			由七个浅粒岩—片麻岩—斜长角闪岩—透闪透辉大理岩（标志层）—富镁质大理岩组成	4,210—13,750				区域性混合岩化	磁铁矿

* 表中建造、叠层石、变质程度、混合岩化和矿化等特征，均据武铁山（1979）五台山、太行山、吕梁山和中条山前震旦地层划分及对比，山西区测，79年2期。

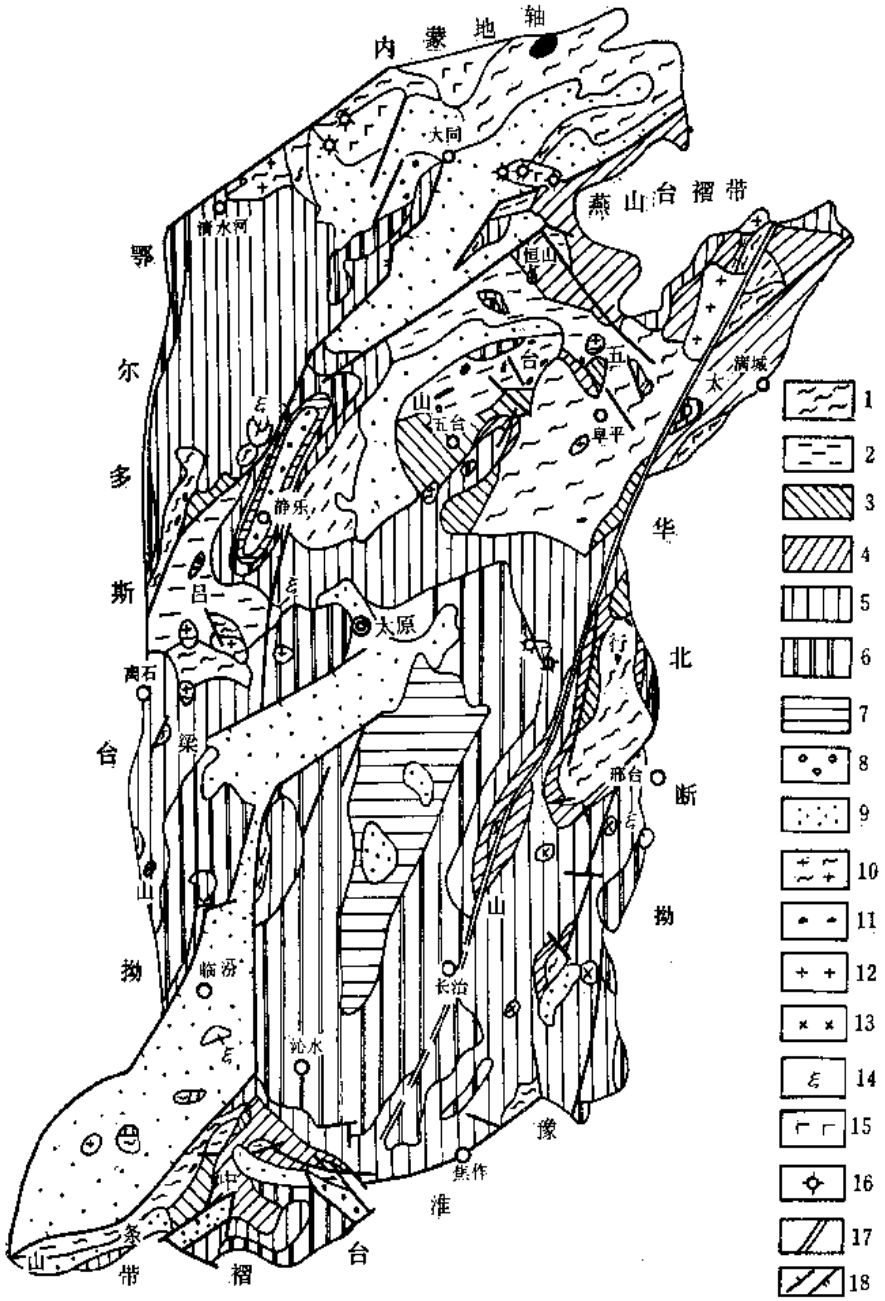


图 9—2 山西断隆大地构造简图

(据1:400万中国大地构造图改编，1979)

1—太古界及片理；2—下元古界五台群及片理方向；3—下元古界滹沱群；4—中元古界；5—寒武-奥陶系；6—石炭-二叠系；7—三叠系；8—侏罗系；9—新生界；10—中元古代前花岗岩；11—中元古代前基性-超基性岩；12—燕山期花岗岩；13—燕山期闪长岩；14—中生代碱性岩；15—新生代玄武岩；16—火山口；17—深断裂；18—正、逆断层

亚群上部具明显的复理石韵律，反映当时地壳活动振荡频繁；至东部太行山区和南部中条山区，此时都缺乏显著的火山岩系，复理石也相变为大理岩；厚度变化也大，自西北向东南迅速变薄，说明当时内部分异比较明显。据马杏垣等（1979）研究认为：五台—吕梁优地槽型和太行—中条冒地槽型两个强烈活动的拗陷带之间，为晋中—阜平隆起分隔开。五台运动使本区局部褶皱迴返，遭受区域变质和中心式混合岩化（如五台群下亚群中上部的“石佛片麻岩体”和中亚群中上部的“峨口与北台片麻岩体”），并形成北东东—南西西向紧闭背斜（同斜、倒转和扇形）与不对称的开阔向斜褶皱（图9—3）。这时期地壳活动性较强烈，不仅表现在上述沉积和构造方面，而且在岩浆活动上更加突出，有基性和超基性岩成群或脉状侵入于阜平群或五台群中，在五台山一带呈北东东向和太行山中部呈北北东向带状展布，而吕梁一中条山区则零星分布。酸性侵入岩有五台山西北的王家会混合花岗岩体、吕梁山的黑云母花岗岩岩基（同位素年龄19.45亿年）和灵丘的黑云母片麻花岗岩体等（见图9—2）。对内生成矿十分有利。

下元古界上部的滹沱群，以浅变质的沉积岩为主，夹火山岩，厚近万米。三分性明显，下部为陆屑复理石建造（豆村亚群）；中部为碳酸盐建造（东冶亚群大部）和基性火山岩建造（东冶亚群底部夹3—4层火山岩，厚约四百米），相当于地槽强烈活动的上升阶段发展特征；上部（郭家寨亚群）为一套粗碎屑砾岩（与它相当的有吕梁山的黑茶山砾岩和中条山的担山石砾岩），属同造山沉积的磨拉石建造，代表了早元古代末期吕梁运动（或中条运动），结束本区元古代早期地壳强烈活动的标志。这次地壳运动具有十分重要的意义，它不仅使本区基底岩系普遍遭受区域变质，而且使下元古界发生复向斜褶皱，次级褶

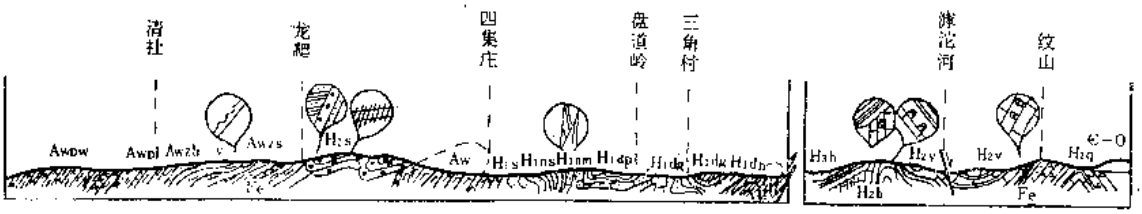


图 9—3—1　五台山西段中解村-三角村尧吉山-纹山地质剖面图

（据武铁山*1，1979）

图 9—3—2　五台山东段宽滩-新路口地质剖面图

（据武铁山*1，1979）

地层符号名称（自老而新）：Aw—五台群；H—滹沱群；H_1—豆村亚群；H_2—东冶亚群；H_3—郭家寨亚群（群、亚群之下的组、段名称从略—下图同）

*1　根据武铁山（1979）五台山、太行山、吕梁山和中条山前震旦地层划分及对比。山西区测，1979年2期，山西省区域地质调查队编辑。

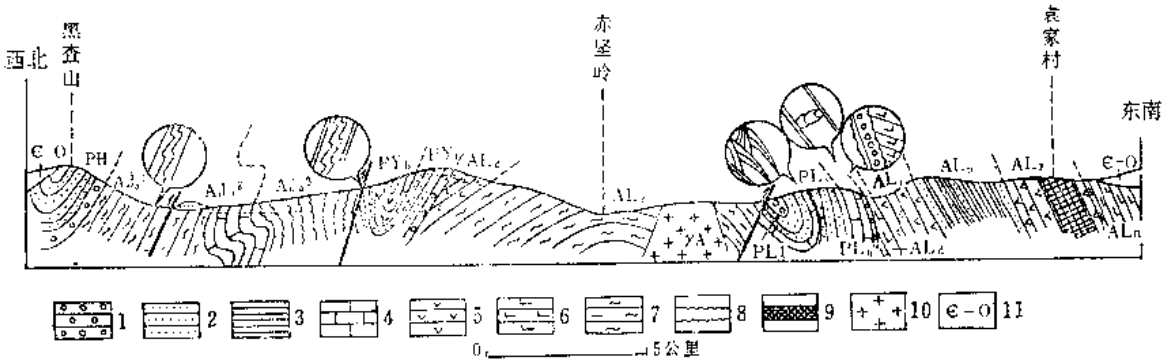


图 9—3—3 吕梁山黑茶山—袁家村地质剖面图

(据武铁山*1，1975)

1—变质砾岩；2—石英岩；3—千枚岩；4—大理岩；5—变质基性火山岩；6—变质酸性火山岩；7—片麻岩；8—片岩；9—含磁铁石英岩；10—花岗岩；11—寒武-奥陶系。地层符号（自老而新）：AJ—界河口群；AL—吕梁群；PL—岚河群；PY—野鸡山群；PH—黑查（茶）山群。YA—太古代花岗岩

曲轴面呈外倾型的同斜扇形褶曲（图9—3）。这时期地壳活动相对较弱，基本上没有超基性岩侵入活动，仅只有基性辉绿岩脉侵入滹沱群中，分布零星；中酸性侵入活动，有五台山闪长岩体、吕梁山似斑状黑云母花岗岩基和平型关似片麻状黑云母花岗岩等。从而显示地壳由太古代剧烈活动到早元古代逐渐趋向减弱。从中元古代起，本区全部转入相对稳定发展（即地台发育）时期。所以吕梁运动是本区（也是华北地台整体）地台结晶基底形成的一次极其重要的构造运动。

三、地台盖层发育时期的基本特征

按发育特征不同，又可分为下列三个发展阶段（表9—2）。

（一）早期——差异升降活动阶段（中、晚元古代，17—5.7亿年）

中元古界是地台上第一个沉积盖层，与下伏太古界和下元古界基底构造层呈明显的区域性角度不整合接触关系，形成典型的地台双层结构。

中、晚元古代时，本区处于相对隆起状态，大部分地区位于海平面之上，遭受风化剥蚀，缺失沉积或局部边缘地区有较薄的超覆沉积。中元古代初期，内部地壳差异性升降活动较为显著，地形起伏较大，除东部五台—太行山区边缘发育长城系下部滨—浅海相的含铁石英砂岩建造和碳酸盐建造(硅质白云岩)外，在内陆山间盆地中发育厚度稍大的陆相砂岩，南部中条山区有以安山玄武岩为主的火山活动。中元古代中、晚期，地壳逐渐下沉，海侵不断扩大，在五台山区发育长城系上部和部分蓟县系岩系，为浅海相白云岩，直接超覆于太古界或下元古界基底岩系之上；这时西部吕梁山及其周围广大地区，也由陆地变为广阔浅海，发育厚度不大（小于百米）、岩性单一、交错层理发育的碎屑沉积。在吕梁山和五台山有伟晶岩脉（14亿年）的侵入。充分表明这时期地壳活动更加微弱，仅表现为内部差异性升降，构造变动和岩浆活动也相对微弱，一般无区域变质作用。所有这些特征与基底构造形成时期的强烈活动有显著的质的差别，使两者形成鲜明对照。

（二）中期——地台稳定发展阶段（古生代）

这个时期突出的特点是地台的整体升降，全区缺失早寒武世早期（相当于筇竹寺期）

*1 根据武铁山执笔（1975）五台山、太行山（中北段）、吕梁山和中条山前震旦纪地层划分及对比。山西地质科技，1期，山西省地质局科研队编。

表 9—2　山西断隆盖层发育对比简表

地质时代			大同—宁武地区		吕梁山地区		五台山区	
			沉积建造	厚度（米）	沉积建造	厚度（米）	沉积建造	厚度（米）
Kz	Q		现代冲积、马兰黄土	0—210	冲积洪积、黄土	0—250	冲积、马兰黄土	0—170
	N_2		红色粘土	0—110	红色粘土	0—60	红色粘土	37
	N_1		汉诺坝玄武岩	>40				
Mz	E—J_3							
	J_2		红色碎屑岩建造	839				
	J_1		陆相含煤建造	683				
	T_3							
	T_2		陆相红色细碎屑建造	954				
	T_1			890				
Pz	P_2^2			184				
	P_2^1		陆相含煤建造	445	陆相含煤建造	190		
	P_1^2			128		30	陆相含煤建造	>75
	P_1^1			54		20		51
	C_3		海陆交互相含煤、铁、铝土建造	112	海陆交互相含煤建造	90	海陆交互相含煤、铝土建造	141
	C_2			34		27		44
	C_1—O_3							
	O_2		海相碳酸盐建造	518	海相碳酸盐建造（往南硅质增多）	528	海相碳酸盐建造	497
	O_1			239		169		274
	ϵ_3			287		152		201
	ϵ_2			242		185		195
	ϵ_1		滨海相碎屑岩建造	56			滨海相碎屑岩建造	74
Pt₂	Jx						白云岩	0—190
	Ch	上部	石英砂岩建造	24—46	砂岩	8—56	白云岩	765
		下部			陆相砂岩	18—380		
下伏基底	Pt_1		五台群		黑茶山群		滹沱群	

和晚奥陶世到早石炭世的沉积，为地台整体隆起剥蚀时期。其余时间为整体下降接受沉积，全区各地岩性比较一致，岩相和厚度都很稳定。反映出地台内部构造分异不明显的相对稳定发展特征（见表9—2）。早寒武世中期到中奥陶世以滨海相的含磷泥质岩（ϵ_1）和广阔浅海相的碳酸盐岩（ϵ_2—O_2）为主，中奥陶世晚期地壳渐趋上升，局部小隆起（吕梁

（据山西省区域地层表编制，1979）

太原西山区		太行山中南段		沁水盆地区	
沉积建造	厚度（米）	沉积建造	厚度（米）	沉积建造	厚度（米）
河流相沙砾与黄土	70	冲积、黄土	0—260	黄土、昔阳玄武岩	0—230
		红色粘土	0—20	红色岩建造	0—276
				陆相碎屑建造	240
					80
陆相红色岩建造	773			陆相红色岩建造	1202
	635				836
	148				184
	476				419
陆相含煤建造	131			陆相含煤(线)建造	176
	42			海陆交互相	58
海陆交互相含煤建造	118				138
	36	杂色粘土岩	0—20	著名的阳泉煤系	46
泻湖相膏盐建造	591		664		7563
（未见底）			206		164
		海相碳酸盐建造	256	海相碳酸盐建造	250
			304		240
		滨海相碎屑岩建造	106	滨海相碎屑岩建造	0—58
		海相碳酸盐建造	502	海相碳酸盐建造	170
		滨海相石英砂岩建造	956	石英砂岩建造	0—122
		甘陶河群		中条群	

山、太行山）边缘有泻湖相石膏层沉积（如太原西山和沁水区）。中奥陶世末的泰康运动使本区全部上升隆起，长期遭受风化剥蚀和夷平作用。除形成残积铁矿外，还为中石炭世早期山西式铁矿和华北型铝土矿准备了大量成矿物质。中、晚石炭世以海陆交互相含煤建造为主，底部发育风化残积型铁矿和铝土矿，厚度不大，一般在百米左右，且较稳定。二

叠系过渡为陆相，由早期湖沼相煤系（P_1^1山西组）渐变为晚期河湖相红色碎屑岩（P_1^2—P_1^3石盒子组和石千峰组），厚度较大，在六百米以上，且变化较大。这时期主要表现为地壳不断上升的背景下，早期（中石炭世），由南往北海相灰岩夹层增多，煤系地层厚度增大，煤层层数也增多且稳定；晚期（C_3—P_1^1）则相反，煤层在南部厚而稳定，仍为海陆交互相（如沁水一带）；往北变薄，质量变差，全为不稳定的陆相（如大同-宁武区）。成煤条件也由中石炭世至早二叠世时逐渐向南变化迁移，在这样特定有利的成煤条件下，形成了著名的山西阳泉煤矿。本区古生界与华北地台各地区的古生代层序组合大体一致，即通常所称的华北型地层。

古生代时期，本区构造运动以升降作用为主，全区没有褶皱作用、岩浆活动和区域变质作用，成矿以外生为特征，所有这些都说明地壳处于相对稳定发展的时期。

（三）晚期——地台活化发展阶段（中新生代）

中生代开始，基底断裂重新活动和产生一些新的断裂与褶皱，伴有较强烈的岩浆活动与地震活动，地壳活动性显著增强。但地层分布零星，仅局限于几个较大的内陆盆地中（图9—2）。三叠—侏罗系主要在沁水和宁武两个盆地中发育，岩相—厚度变化较大，东（沁水拗陷，除三叠系外，地层发育不全，总厚度小，岩性多粗碎屑。）西（宁武拗陷，除上三叠统外，岩层发育较全，总厚度大，岩性多细碎屑。）分异较明显。印支运动使本区南隆北拗加剧，在北部大同—宁武盆地中，发育下侏罗统陆相煤系（大同组），具南厚北薄、煤层数也是南多北少的特点；并发育有中侏罗统红色碎屑建造。而缺失上侏罗统和白垩系。

燕山运动是本区最重要的一次地壳运动，形成了本区盖层构造的基本轮廓。总体以块断为主（图9—4）；褶皱较弱，为平缓开阔褶曲（图9—5）；断裂一般发育在向斜边缘，使部分地段褶皱复杂化（图9—6）；构造线方向以北东—北北东向为主（图9—2）。

燕山期岩浆岩是本区较重要的一期岩浆活动，伴随形成较丰富的各种内生金属成矿，有铁、铜等矿产。以酸性—基性的各种小型侵入岩体为主，大都沿断裂带分布，有五台山的黑云母花岗岩（侵入阜平群或五台群，同位素年龄值为1.17—2亿年）、临汾南塔儿山—二峰山的闪长玢岩和正长斑岩（侵入古生界，同位素年龄值1.38亿年）、太原西狐偃山碱性岩群（侵入古生界，同位素年龄值1.4亿年）、平顺西安里闪长岩群（侵入中奥陶统角砾灰岩中，常形成多层磁铁矿，同位素年龄值1.1—1.3亿年）和恒山似斑状黑云母花岗岩及北西向的基性岩脉（侵入元古界）。燕山运动的强烈活动性在本区东部尤为明显。

新生代地壳构造继承了中生代的特点，表现为强烈的断块升降，形成新生代的地堑-裂谷系，呈北北东向或北东东向延伸，如著名的大同、汾渭地堑等（图9—7）。沿断裂带有第四纪玄武岩的多次喷发（分布于大同和昔阳一带，并有多处火山口，见图9—2）。在繁峙西北和五台山以东有煌斑岩脉，大同东北有橄榄云煌岩脉。沿断裂带和裂谷带，近代有强烈地震活动，例如，1695年5月临汾发生的8级强震；据统计在汾河地堑内，历史上曾发生过一系列大地震；截至1967年底的资料，5级以上的强震就达14次之多。这些都显示出中新生代本区地壳比较强烈活动的特征。

四、小结

1．山西断隆是华北地台内部二级单元，在盖层发育时期，处于相对隆起状态的构造特征。并受基底断裂控制，后期呈断块隆起，故称为山西断隆。

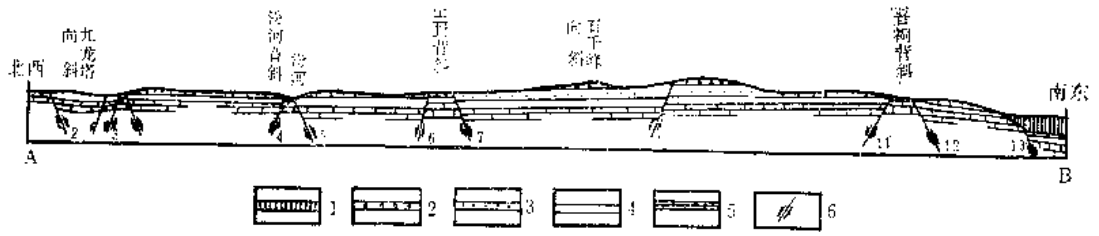


图 9—4　太原西山古交清徐间地质构造示意剖面图

（据王钟堂，1965）

1—上第三系至第四系；2—上二叠统上部石千峰组；3—下二叠统上部至上二叠统下部石盒子组；4—下二叠统下部至中石炭统（包括本溪组太原组及山西组）；5—奥陶系；6—正断层及其编号

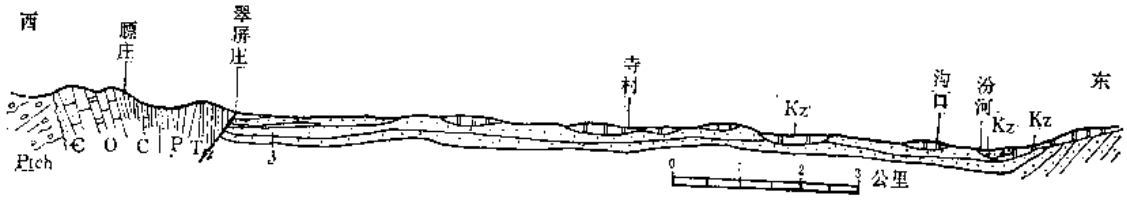


图 9—5　辛村一带静乐盆地剖面示意图

（据1:100万太原幅说明书，1964）

Ptch—下元古界；€—寒武系；O—下中奥陶统；C—中上石炭统；P—二叠系；T—三叠系；J—侏罗系；Kz—新生界

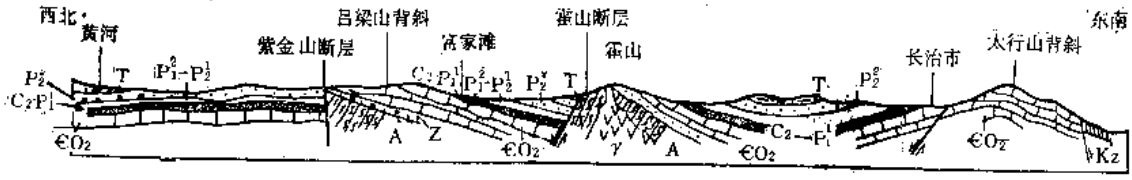


图 9—6　山西中南部地质构造剖面示意图

（据山西省煤矿局改编，1960）

A—太古界；Z—上元古界；$€O_2$—寒武系至中奥陶统；C_2-P_1^1—中石炭统至下二叠统山西组；P_1^2-P_2^1—上下石盒子组；P_2^2—石千峰组；T—三叠系；Kz—新生界；γ—侵入岩

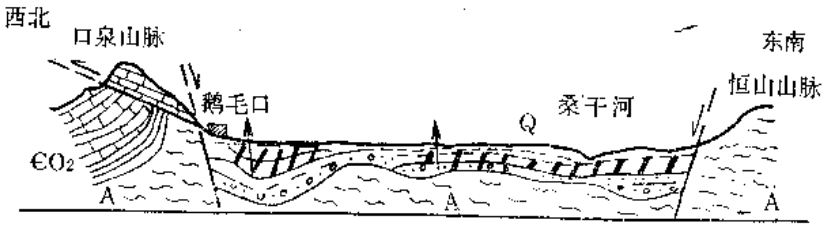


图 9—7　大同煤田北部鹅毛口—桑干河第四纪地貌地质示意剖面图

（据杜丕，1964）

A—太古界；$€O_2$—寒武系至中奥陶统；Q—第四系；↑—钻孔

2．地台的基底形成（太古代—早元古代）和盖层发育（中元古代—新生代）两个时期的大地构造性质、特点和各种地质标志等有显著的质的差别，分别代表两个不同的大地构造发展阶段。

3．地台盖层发育时期总的表现为相对稳定发展的特征，但具有明显的活动差异而分

出阶段性，即早期（中、晚元古代）差异活动较显著阶段、中期（古生代）地台相对稳定发展阶段和晚期（中新生代）地台活动又较强烈的活化阶段。

第四节　中国地台的主要特点

中国地台除具有一般地台所具有的一些基本特征外，还具有本身的特殊性。中国地台与国外建立的标准地台（如俄罗斯地台）在许多方面都有显著的不同。中国地台自形成以后，仍显示出较大的活动性和内部活动的差异性，地台盖层普遍遭受过褶皱、断裂作用，与褶皱、断裂发生的同时，往往还有大量岩浆活动。根据这些特征黄汲清把中国地台命名为准地台，以和标准地台（正地台）相区别。现以华北地台和扬子地台为主，将中国地台的主要特点总结如下：

一、中国地台具明显的活动性

中国地台象一般地台一样，具有明显的多边形轮廓，但面积较小，受周围地槽活动的影响较大，在其发展中显示出明显的活动性。

中国地台的沉积盖层分布广泛，厚度大，一般从几千米至上万米，说明存在着巨大幅度的升降运动。因此，中国地台缺少作为大陆核心的地盾性质的构造单元。盖层的沉积建造，除具有标准的地台型建造外，也有一部分不象地台型，而近似地槽型，如扬子地台奥陶、志留系的笔石页岩，华北地台中晚元古代、扬子地台震旦系和二叠系的硅质石灰岩或硅质岩等。

中国地台上深断裂十分发育。它们主要沿地台边缘及大型隆起和大型拗陷的边缘分布。具长期多阶段活动性，是多次岩浆活动的通道和控制地台内沉积岩相和厚度变化的因素。

中国地台遭受过多次构造运动，盖层普遍褶皱、断裂。华力西、印支、燕山和喜马拉雅运动都对地台产生了明显影响，尤以燕山运动为最强烈，使地台盖层局部或全部产生褶皱和断裂，形成平缓开阔褶皱至过渡型褶皱以至辗掩构造。

中国地台上有大量岩浆岩分布，包括各种火山喷发岩和大型花岗岩基。不仅有陆相基性喷发活动和基性、超基性及碱性侵入活动，而且有海底中基性喷发活动和广泛、频繁的中酸性陆相火山活动及规模巨大的中酸性侵入活动。时间上，除燕山期的岩浆活动最强烈广泛外，中晚元古代（华北地台）、震旦纪（扬子地台）、华力西期、印支期和新生代，伴随构造运动和断裂活动都有岩浆活动发生。

由于有较强烈的构造运动和岩浆活动，中国地台盖层在局部地区具区域变质现象。

中国地台不仅有各种沉积矿产，而且有丰富的内生矿产，其中很多成为中国的重要工业矿床。

新构造运动在中国地台上表现得普遍而明显，因此，中国地台具有较复杂的地貌景观，往往显示高山深谷的幼年地貌特征，并有较强的地震活动性。

二、中国地台内部具显著的差异性

中国地台形成后，基底的差异升降运动十分显著，造成大型隆起与大型拗陷的分异。一般中晚元古代及古生代的隆起与拗陷是长条状的，是海底拗陷，中新生代是非线状的断块隆起与拗陷，而且是陆上盆地。

中国地台受周围地槽活动影响较大，地台边缘地区较内部活动性大。边缘地区遭受过多次构造运动，伴随构造运动及深断裂活动，有多次岩浆活动。构造变动也较强烈，隆起区断裂较发育，拗陷区褶皱、断裂都较发育，形成地台盖层褶皱带。地台内部构造运动和岩浆活动都很微弱，盖层褶皱也较平缓开阔。

中新生代时期，由于太平洋板块向亚洲大陆之下俯冲，中国地台东部成为亚洲大陆边缘活动带的一部分，因此，中国地台在中新生代时期表现出明显的东西差异。东部，印支、燕山和喜马拉雅运动都有明显表现，并有多次陆相钙碱性火山喷发和花岗岩类的岩浆侵入，西部，构造运动和岩浆活动都较微弱。

三、中国地台具有自己独特的发展过程

中国地台在其大地构造发展过程中，不仅活动性及内部差异性较显著，而且表现出明显的阶段性。

地台发展早期，活动性和差异性均较明显。基底差异升降运动的速度和幅度较大，以地台边缘地区表现最明显。局部有断裂岩浆活动和变质作用。

地台发展中期，表现为相对稳定的发展特征，构造运动和岩浆活动都较微弱，以大面积的缓慢升降为主。

地台发展晚期，在相对稳定发展的基础上，再度表现出显著的活动性和差异性。地壳运动以断块差异升降为主，构造运动和岩浆活动都显著增强，盖层普遍遭受褶皱、断裂变形，具明显的内生成矿作用。

第十章　中国的地槽区

第一节　引　　言

中国古生代以来的地槽褶皱区包括18个不同时期的地槽褶皱系（3个加里东褶皱系，8个华力西褶皱系，3个印支褶皱系，2个燕山褶皱系和2个喜马拉雅褶皱系），1个燕山地槽褶皱带和3个中间地块。它们主要分布于中国北部、西南部和东部边缘，按分布位置可划分成3个地槽褶皱区：北部地槽褶皱区、西南地槽褶皱区和滨（环）太平洋地槽褶皱区。

北部地槽褶皱区位于塔里木—华北（中朝）地台之北。它是发育于西伯利亚地台南缘和塔里木-华北（中朝）地台北缘广阔的中亚—蒙古地槽区的一部分，这是一个自元古代至古生代末长期发育的巨大地槽区。

西南地槽褶皱区位于扬子地台之西，介于塔里木—华北（中朝）地台与印度地台之间。这是一个发育于塔里木—华北（中朝）地台南缘和印度地台北缘，从古生代至新生代长期活动的地槽区，是巨大的特提斯地槽带的重要组成部分。

滨（环）太平洋地槽褶皱区位于中国东南和东北边缘，包括扬子地台以南的华南地区和中国东北的东部边缘，以及台湾及其附近岛屿。这是一个发育于亚洲大陆东缘与西太平洋洋盆之间，从古生代至新生代长期活动的地槽区，属亚洲东部滨太平洋地槽区和西太平洋岛弧地槽区的一部分。

第二节　中国地槽区主要构造单元特征简述

一、北部地槽褶皱区

（一）概述

北部地槽褶皱区位于塔里木—华北地台之北，包括新疆、甘肃、宁夏、内蒙等省（区）北部和东北的大部地区。北邻为西伯利亚地台南缘的萨彦—额尔古纳加里东褶皱区（中国境内的额尔古纳加里东褶皱系属其一部），东临滨（环）太平洋地槽褶皱区。本区属巨大的中亚-蒙古古生代地槽区的南部，古生代以来具强烈的地槽活动性，内部构造分异复杂，岩浆活动强烈、广泛。早加里东运动使最北部边缘褶皱迴返，形成早加里东褶皱系。华力西期由北向南逐渐褶皱迴返，形成一系列华力西褶皱系。地槽期后，形成大型内陆拗陷和中、小型山间盆地，东部有广泛的岩浆喷出和侵入。

区内地势复杂。西部，北为阿尔泰山脉，中为准噶尔盆地和东、西准噶尔界山，南为天山山脉。山脉走向以北西—北西西向为主。东部，中部为松辽平原，西侧为大兴安岭，东侧为张广才岭，北缘为小兴安岭。除小兴安岭呈北西走向外，山脉均为北东—北北东走向。

北部地槽褶皱区包括：1．额尔古纳加里东褶皱系（早加里东）；2．阿尔泰华力西褶皱系（早华力西）；3．准噶尔华力西褶皱系（中华力西）；4．天山华力西褶皱系（晚华力西）；5．准噶尔地块；6．内蒙—大兴安岭华力西褶皱系(晚华力西)；7．吉黑华力西褶皱系（晚华力西）；8．松辽地块。上述构造单元的空间分布明显表现出褶皱系形成时期由北向南逐渐变晚的趋势。

（二）额尔古纳加里东褶皱系

额尔古纳地槽褶皱系，位于内蒙古自治区和黑龙江省的最北部，南以德尔布干深断裂与内蒙—大兴安岭地槽褶皱系为界。向西南延出国境与蒙古的蒙古—外贝加尔褶皱系、中蒙古褶皱系相联，向东北延入苏联境内与布列亚地块相接。略呈北东向展布。

额尔古纳加里东褶皱系是早寒武世末褶皱回返的早加里东褶皱系，但由于华力西期花岗岩的穿插和燕山期火山岩的大片覆盖，地层分布比较零星。震旦系—下寒武统（佳疙瘩群）为石英云母片岩、绿片岩夹石英岩、大理岩，厚2510米。下寒武统分两个组：额尔古纳组，以碳酸盐岩为主，具磷矿化，厚1120米；安娘娘组，由绿片岩、大理岩与酸性火山岩组成，厚1000—2000米。三者常相伴出现，彼此呈整合接触。早寒武世末的早加里东运动使其褶皱上升，形成褶皱系，镶嵌于西伯利亚地台的边缘。此后长期处于隆起状态。晚古生代有过海侵，但沉积发育不全，厚度较小，属稳定沉积类型。中生代有巨厚的侏罗纪—白垩纪的陆相煤系和火山岩。从大量出露的华力西期花岗岩基和燕山期的断裂火山活动可以看出，华力西运动和燕山运动对额尔古纳的影响是相当强烈的。

（三）阿尔泰华力西褶皱系

阿尔泰地槽褶皱系位于新疆最北部，与阿尔泰山一致。南以额尔齐斯深断裂与准噶尔地槽褶皱系为界。呈北西向展布，出国境后，西北与苏联的山区阿尔泰和矿区阿尔泰褶皱带相联，东南与蒙古阿尔泰褶皱系相接。

中国境内的阿尔泰地槽，出露最老的地层是中—上奥陶统，为一套变质深浅不均一的滨、浅海相碎屑岩，厚度大于6000米。志留系发育中上统，为一套厚度变化很大(600—8000米）的滨、浅海相碎屑岩。泥盆系为酸性火山岩及火山碎屑岩、碎屑岩夹灰岩，岩相变化较大，厚4000—8000余米。泥盆纪末结束地槽型沉积，经褶皱上升，形成早华力西褶皱系。此后，沉积了500—700米厚的下石炭统上部以酸性火山岩和灰岩、碎屑岩为主的地槽期后的沉积。

中国阿尔泰位于苏联阿尔泰和蒙古阿尔泰的衔接地段，当苏联山区阿尔泰在早奥陶世末褶皱升起时，中国阿尔泰自中奥陶世以来还处于强烈拗陷状态，中奥陶世—志留纪接受了大量陆源碎屑沉积，泥盆纪断裂分异活动增强。泥盆纪末的早华力西运动褶皱回返，形成阿尔泰华力西褶皱系。以后则以隆起剥蚀为主。

阿尔泰华力西褶皱系有大量华力西期花岗岩，它们可能是岩浆和花岗岩化二者的产物。

（四）准噶尔华力西褶皱系

准噶尔地槽褶皱系位于新疆北部，阿尔泰山之南，准噶尔盆地和天山之北的区域，包括东、西准噶尔界山。向西延出国境与苏联的准噶尔—巴尔喀什地槽相联，向东延出国境与南蒙古地槽相接。

准噶尔地槽是从晚元古代开始发展，早古生代继续活动，加里东运动局部褶皱上升，

晚古生代内部断裂差异活动增强，于早石炭世末的中华力西运动结束地槽发展的中华力西地槽褶皱系。区内深断裂发育，东准噶尔山区的深断裂呈北西走向，从北向南为额尔齐斯深断裂（北缘），阿尔曼太深断裂，卡拉麦里深断裂（南缘）；西准噶尔山区的深断裂呈北东走向，东南侧为达拉布特深断裂，西北侧为萨吾尔深断裂和孔盖阿拉套深断裂。沿这些深断裂有基性、超基性岩分布，并形成蛇绿岩套。

准噶尔地槽褶皱系出露的最老地层现知为奥陶系。根据西邻苏联金吉兹—塔尔巴哈台出露有震旦纪—寒武纪优地槽建造，推测准噶尔当时可能为其东延部分。奥陶纪—志留纪时期，东、西准噶尔均表现为北隆南拗。西准噶尔南部（艾比湖以北的玛依拉山一带），为由中基性火山岩、陆源碎屑岩、硅质岩、灰岩与超基性—基性岩体组成的蛇绿岩套。整套地层厚达2万米左右，显示其处于大洋环境。北部（布伦托湖西南的沙尔布尔提山一带）为岛链，发育了3千米厚的陆源碎屑、碳酸盐和火山碎屑建造。东准噶尔地层发育不全，南部（北塔山区）中晚奥陶世为厚约4千米的中酸性火山岩、陆源碎屑岩和碳酸盐岩；晚志留世为近4千米厚的凝灰岩。北部（二台地区）仅发育有千余米的晚奥陶世的碎屑岩和碳酸盐岩。

加里东运动，东、西准噶尔均遭受很大影响，使早古生代地层产生褶皱，并使地槽内部断裂分异活动更加强烈。泥盆纪—早石炭世时期，东准噶尔下陷最剧烈，发育了厚万米以上的中基性火山岩、火山碎屑岩及碎屑岩，沿深海槽或深断裂部位均有基性、超基性岩体分布，构成蛇绿岩套。西准噶尔以火山碎屑岩及碎屑岩为主。早石炭世末的中华力西运动使地槽褶皱迴返，形成准噶尔华力西褶皱系。

准噶尔华力西褶皱系除沿深断裂带有基性、超基性岩外，与各超基性岩带相邻往往有花岗岩带出露。与不同岩浆岩有关的矿产，以与超基性岩有关的铬矿为最重要。

准噶尔地槽经中华力西运动结束地槽发展后，除中石炭统局部地段夹少量海相灰岩外，中、上石炭统和二叠系均为陆相中—酸性火山岩及碎屑岩。华力西旋迴后形成中、小型山间拗陷，发育含煤、油页岩及菱铁矿的碎屑沉积。燕山运动和喜马拉雅运动使褶皱系异常破裂而成断块出露。

（五）准噶尔地块

准噶尔地块位于新疆北部，与准噶尔盆地的范围相当，成三角形状。南为天山，北东和北西为东、西准噶尔界山。盆地为平原丘陵地形，由东南向西北倾斜。准噶尔地块处于天山华力西褶皱系和准噶尔华力西褶皱系之间，周边多以深断裂为界。

准噶尔地块几乎全为新生代地层所覆盖，中生代以前的地层极少出露，故目前对其基底的性质（组成与时代）认识尚不一致。一种意见认为盆地内部存在前寒武纪的刚性变质结晶基底，在周围地槽活动时期它以隆起为主，当周围地槽转化为褶皱系后，它才下陷成为大型内陆盆地；另一种意见认为拗陷是在华力西褶皱的基底上形成的。这一问题尚待进一步研究解决。

地块基底由北向南平缓倾斜，至乌鲁木齐山前拗陷急剧变陡而插向山前。由于准噶尔华力西褶皱系和天山华力西褶皱系的不断上升，准噶尔地块从二叠纪开始形成大型内陆拗陷区，二叠纪至第四纪发育了很厚的含煤、含盐和生油的地层。由于盆地基底和断裂活动的差异，使地块内各部分地层发育特征不一，总的表现为北薄南厚和由东西两侧向中央逐渐增厚。南缘乌鲁木齐山前拗陷沉降最强，沉积总厚达万米以上。

地块边缘中、新生代地层的接触关系表明，至少经历了晚三叠世末、晚侏罗世末和晚白垩世末—古新世末三次构造运动，形成短轴褶曲及鼻状构造，局部发育梳状褶皱。构造强度一般由边缘向内部减弱。

（六）天山华力西褶皱系

天山地槽褶皱系位于中国西北部，包括天山山脉主体及甘肃北山山脉，呈近东西向展布。东与内蒙—大兴安岭华力西褶皱系相联。出国境后，西与苏联天山相联，东为蒙古戈壁天山。南以天山南缘深断裂为界，与塔里木地台相邻；北以天山北缘深断裂为界，与准噶尔华力西褶皱系和准噶尔地块分开。

天山地槽褶皱系，古生代为地槽活动时期，经历过强烈的活动和内部复杂的构造分异。中天山以隆起为主，成为地背斜；南、北天山及北山则强烈下陷，形成地向斜。

天山地槽褶皱系经历过多次构造岩浆作用。加里东运动，部分地带褶皱隆起；华力西旋迴的各次运动，各个部分又先后褶皱迴返，至早二叠世末的晚华力西运动最终结束地槽发展，形成向两侧倒转的叠瓦状扇形褶皱带。燕山运动和喜马拉雅运动又使褶皱带产生断块升降，造成巍峨高山和深邃拗陷。因此，黄汲清等和新疆地质局的胡冰等认为天山是一个典型的多旋迴发展的地槽褶皱系，并将其整个发展历史划分为：前期旋迴——早古生代，主旋迴——泥盆纪至早二叠世和后期旋迴——晚二叠世至新生代。

天山中央隆起带主要由变质较深的片麻岩和片岩组成，一些地段为绿片岩相。隆起带南、北缘均为深断裂——中天山南缘深断裂和中天山北缘深断裂。由于部分地段发现有古生代化石及有加里东期和华力西期岩浆侵入，目前对其形成时代有不同认识：（1）前寒武纪的；（2）早古生代的；（3）晚古生代的。

震旦系出露于北天山的霍城、赛里木湖及特克赛一带，为白云质灰岩及冰碛层，其上为早寒武世含磷硅质岩，二者呈平行不整合接触，特征与塔里木地台同期沉积相似。中寒武统至中奥陶统为碎屑岩及碳酸盐岩。中奥陶世晚期有中基性火山活动。晚奥陶世为厚层灰岩。南天山地层发育不全，奥陶系以碎屑岩为主。显示活动性和内部构造分异逐渐增强。志留纪时活动性与构造分异显著，内部各带层序不一，厚度巨大，以碎屑岩为主，中晚志留世南天山发育了两千余米厚的中基性火山岩和碧玉岩。

加里东运动，北天山地向斜发生局部迴返，西部博罗霍洛早古生代沉积形成向南倒转的线型褶皱。伴随这一运动，在南天山北缘、中天山和博罗霍洛一带形成花岗岩与闪长岩的岩基、岩株等。而且，这一运动使地槽内部的构造分异更加强烈。

晚古生代，天山地槽以强烈的构造分异和构造岩浆作用频繁为特征。南天山以碎屑岩和碳酸盐岩为主，火山活动微弱，为冒地槽环境；北天山则发育有巨厚的以安山质为主的火山岩建造，为优地槽环境。不仅南、北天山地槽分化明显，就是北天山的东、西两段也有明显的差异。北天山西段，博罗霍洛一带褶皱隆起呈岛链状出露地表，其北侧中泥盆世为陆相及不厚的滨海—浅海相沉积，晚泥盆世为海陆交互相沉积，石炭系为碎屑岩、灰岩，上部夹凝灰碎屑岩及石英斑岩；南侧自晚泥盆世开始下陷，石炭纪及早二叠世发育了数千米厚的中酸性火山岩及火山碎屑岩。北天山东段，泥盆纪至早二叠世有强烈频繁的火山活动，泥盆纪至石炭纪为海相喷发，至早二叠世由海相向陆相过渡，分布范围缩小，活动性减弱。

华力西旋迴，天山地槽从泥盆纪末开始褶皱，经早石炭世末和中石炭世末的局部褶皱，

至晚石炭世末，大部分地区已褶皱隆起，一些地段延续至早二叠世末才全部褶皱形成褶皱系。空间上表现为大致以中天山为中心，褶皱系向南北两侧逐渐扩大。

伴随构造运动，天山地槽在华力西期出现了多期岩浆活动。早期以中基性喷发占优势，中期以中性喷发为主，晚期以中酸性喷发及大量花岗岩浆侵入最突出，末期多为偏碱性小岩体。空间上，侵入活动表现为北强南弱，东强西弱。与岩浆活动有关的矿产，早期以铁矿为主；中、晚期以铁矿及多金属矿占优势，是最重要的成矿期；末期以稀土元素为主。

天山地槽经早二叠世末期晚华力西运动转化为褶皱系后，晚二叠世发育了由陆相杂色碎屑岩组成的磨拉石建造。中、新生代以不断上升为特征，在其南、北两侧的邻区（塔里木地台北缘和准噶尔地块南缘）形成库车山前拗陷和乌鲁木齐山前拗陷。褶皱系内部形成吐鲁番-哈密山间拗陷及伊犁山间拗陷等中、小型拗陷，发育河流相及湖泊相为主的含煤和含膏、盐的碎屑沉积。

（七）内蒙—大兴安岭华力西褶皱系

内蒙-大兴安岭地槽褶皱系位于中国东北部，占据大兴安岭中南部和内蒙古草原，西部包括阿拉善以北地区。南以内蒙地轴北缘深断裂和阿拉善北缘深断裂与华北地台为界，东与吉黑华力西褶皱系和松辽地块为邻。大部分地区与蒙古有关的褶皱带相联接。

区内大面积分布为中新生代陆相火山—沉积岩系及华力西期花岗岩基，古生代及其以前的地层出露比较零星，是一个被燕山运动强烈改造的晚华力西地槽褶皱系。

早古生代地层大致呈北东向条带断续出露，自北而南是：海拉尔至呼玛一线；伊尔施至爱辉一线；苏尼特左旗至锡林浩特一线；内蒙地轴北缘温都尔庙至赤峰一线。南部主要是浅变质碎屑岩、基性火山岩和碳酸盐岩；北部为复理石建造及中酸性火山岩建造。晚加里东运动使地槽局部褶皱。四条早古生代地层构成四条隆起带，其上被晚古生代地层不整合覆盖。远离隆起带，早、晚古生界为整合接触，继续发育晚古生代地槽沉积。

加里东运动后，四条隆起带呈岛链状隆起，广大地槽拗陷区发育了巨厚的优地槽型陆源碎屑复理石建造、碳酸盐建造和中酸性火山岩建造。早石炭世末的中华力西运动使伊尔施至爱辉一线以北褶皱隆起。此后，地槽拗陷南移至伊尔施至爱辉一线以南，至早二叠世末才褶皱。

由上述可以看出，内蒙—大兴安岭地槽褶皱系南北两侧褶皱比较早，由两侧向内变晚，最后结束于早二叠世末。

内蒙—大兴安岭华力西褶皱系内侵入岩特别发育。加里东期和燕山期规模较小，主要为中酸性岩和花岗岩。华力西期侵入岩最发育，可分为三期，主要为巨大的花岗岩基和超基性岩带。这些超基性岩与在不同地区出露的海底基性喷出岩一起，构成蛇绿岩套。超基性岩可分三带：北带，二连至东乌珠穆沁旗；中带，索伦山至苏尼特左旗；南带，呈脉群分布于温都尔庙一带。

地槽自早二叠世末转化为褶皱系后，晚二叠世发育磨拉石建造。经三叠纪的上升剥蚀后，于侏罗纪开始断裂差异升降，形成内陆断陷盆地，发育中新生代的含煤、含膏盐沉积和大量中酸性火山岩及玄武岩。

（八）吉黑华力西褶皱系

吉黑地槽褶皱系位于中国东北的张广才岭和小兴安岭。南与华北地台的辽东台隆为

邻，西与松辽地块和内蒙—大兴安岭华力西褶皱系毗连，东临滨（环）太平洋褶皱区的延边华力西褶皱系和那丹哈达燕山褶皱带。

区内前震旦纪及华力西期花岗岩大面积出露，元古界及古生界地层仅零星分布。

元古界出露于东部老爷岭一带，下中元古界由片岩、片麻岩、大理岩等组成，上元古界及下寒武统为浅变质碎屑岩和白云岩。早寒武世末的早加里东运动褶皱，形成紧密线状褶皱。此后，老爷岭一带长期隆起，缺失古生代沉积。

古生代地层分布于西部张广才岭一带，奥陶系和志留系为浅变质海相碎屑岩夹火山岩。上古生界南部为厚达万米以上的砂岩、板岩和大理岩组成的复理石建造和中酸性火山岩。向北厚度减小，多变为海陆交互相或陆相砂砾岩。显示张广才岭一带，在古生代期间处于强烈下陷的优地槽环境。二叠纪末的晚华力西运动褶皱迴返，并伴有大量花岗岩岩基侵入和局部基性—超基性岩侵入。

三叠纪时期，全区处于隆起剥蚀状态。侏罗纪开始形成一系列内陆断陷盆地，发育中新生代含煤沉积和陆相火山岩及火山碎屑岩系。中、晚侏罗世是东北重要的成煤时期。燕山运动以断裂岩浆活动为主。新生代东部有多次玄武岩喷溢。

（九）松辽地块

松辽地块位于中国东北的中部，大致与松辽盆地相当。它处于内蒙—大兴安岭华力西褶皱系和吉黑华力西褶皱系之间，是中国东部大型中新生代含油气沉积盆地之一，著名的大庆油田即位于其中。

松辽地块被第四系广泛覆盖，仅局部边缘有白垩系零星出露。关于其基底的性质，目前认识尚不一致。一种认为具古老岩系的结晶基底；一种认为是华力西褶皱基底；任纪舜等（1980）认为有兴凯褶皱*基底。

根据钻孔资料及物探资料，中、晚侏罗世时，松辽地块被一系列北东向隆起分隔成几个孤立的小盆地，发育火山岩、火山碎屑岩及含煤沉积。白垩纪时才发育成为统一的巨型沉积盆地，盆地长轴呈北北东向。白垩系为一套陆相碎屑岩建造，总厚达5000米以上，含丰富的石油和天然气。早白垩世的沉降中心稍偏西，在林甸—长岭一线；晚白垩世盆地沉积范围向西收缩，沉积幅度变小。白垩纪末的晚燕山运动使侏罗—白垩系褶皱。新生代沉积盆地被分割成几个孤立盆地，发育河流、湖泊和沼泽相沉积。

松辽地块整体是个轴向北北东的西陡东缓的不对称拗陷，边界多为深、大断裂所围限。盆地内部中生代地层，以短轴开阔褶皱为主，由一系列呈北北东向雁行排列的短轴背、向斜组成，形成有利的储油构造。

二、西南地槽褶皱区

（一）概述

西南地槽褶皱区是指华北地台和塔里木地台以南，扬子地台以西和印度地台以北的区域。边缘多以深断裂为界。北部沿昆仑山和阿尔金山北麓与塔里木地台相邻；东北部以龙首山、六盘山与华北地台为界；东面与扬子地台大致以龙门山、大雪山、点苍山及哀牢山一线为界；南缘在喜马拉雅山北坡与印度地台北缘喜马拉雅辗掩构造带相接。此外，东端夹于华北地台与扬子地台之间的秦岭地槽向东止于郯庐断裂带。范围包括新疆、甘肃、陕

* 指早、中寒武世之间的构造运动。

西的南部，宁夏西南部，安徽中部，湖北北部，四川西部，云南西部及青海、西藏全境。

本区以西藏高原为主体，四周被巨大的山系所环绕，地势雄伟。南缘为喜马拉雅山脉，北为昆仑山脉、阿尔金山及祁连山脉，东为横断山脉，最东端为秦岭及大别山。高原内部的山脉有喀喇昆仑山、唐古拉山、冈底斯山、念青唐古拉山和巴颜喀拉山等。山脉走向与深断裂带和区域构造线方向一致。北部山脉除阿尔金山为北东向外，均为北西西至东西走向；南部山脉从西向东，由北西—近东西—近南北—北北西向，呈向北东方向凸出的巨大弧形。东南部河流深切，形成高山峡谷，地势十分险峻。

西南地槽褶皱区是一个自古生代至新生代的强烈构造活动区，是欧亚大陆、非洲和印度次大陆之间规模巨大的特提斯地槽带的重要组成部分。由于印度板块不断向北移动和俯冲，俯冲带不断向洋（即向南）迁移，最后，印度次大陆与亚洲大陆在新生代时期沿雅鲁藏布江一线发生碰撞，分阶段自北而南形成了加里东、华力西、印支、燕山和喜马拉雅等不同时期的地槽褶皱系，具有十分复杂而漫长的发展历史。

西南地槽褶皱区包括：1．祁连加里东褶皱系；2．昆仑华力西褶皱系；3．柴达木地块；4．秦岭印支褶皱系；5．巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系；6．三江印支褶皱系；7．喀喇昆仑-唐古拉燕山褶皱系（早燕山）；8．冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系(晚燕山)；9．雅鲁藏布喜马拉雅褶皱系。

由于本区地域辽阔，地势复杂，交通不便，目前除北部和喜马拉雅山地区研究较系统外，其余广大地区研究程度偏低，对部分地区的大地构造性质的认识尚不一致。

祁连加里东褶皱系大地构造特征见第三节，其它地槽褶皱系特征简述如下。

（二）昆仑华力西褶皱系

昆仑地槽褶皱系位于新疆与西藏的接壤地带及青海中部，主体部分与昆仑山脉相当。一般以塔里木地台东南缘的若羌—拉竹龙深断裂为界，分为西昆仑华力西褶皱系和东昆仑华力西褶皱系。

1．西昆仑华力西褶皱系

西昆仑华力西褶皱系沿塔里木地台西南缘呈一巨型反S形，南邻喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系，向西延入苏联境内。

前震旦系广泛分布于西昆仑的中央地带，由太古界、下元古界、中上元古界等三套以片麻岩、结晶片岩、大理岩为主的变质岩系组成，其上为震旦系不整合覆盖。其发展经历与塔里木地台近似。前震旦纪末期运动以后，长期处于隆起状态，构成西昆仑中央地背斜。

古生代在地背斜南北两侧发育巨厚的变质沉积岩夹火山岩，构成南北两个地向斜。震旦系出露于北部地向斜，由变质砂岩、泥砾岩（冰碛岩）、海底基性火山岩和碳酸盐岩组成，厚达4500米以上。寒武系和奥陶系主要为变质碎屑岩和碳酸盐岩，局部夹火山岩。奥陶纪末的中期加里东运动初次褶皱，并使地槽内部构造分异增强。志留系—中泥盆统，南部地向斜以碳酸盐岩为主；北部地向斜以碎屑岩为主，厚度变化大。中泥盆世末的早期华力西运动再次褶皱，并伴有大规模中酸性岩浆侵入。上泥盆统—下石炭统下部为陆相杂色碎屑岩。下石炭统上部—下二叠统，北部以碎屑岩和凝灰碎屑岩为主，厚度大；南部碳酸盐较发育，厚度较小。早二叠世末的晚华力西运动全部褶皱迴返，最终结束地槽发展转化

成褶皱系。伴随这次运动有大量以花岗岩为主的岩浆侵入活动。整个西昆仑形成以前寒武系为核心的巨大复背斜构造。

华力西运动以后，西昆仑华力西褶皱系以不断上隆为主，除边缘地带局部遭受海侵外，中、新生界均以陆相碎屑沉积为主，分布零星。燕山、喜马拉雅运动以断块上升为特征。

2．东昆仑华力西褶皱系

东昆仑华力西褶皱系沿柴达木西北缘和南缘延伸，包括阿尔金山、祁曼塔格山和布尔汉布达山。南缘以东昆仑南缘（秀沟—托素湖）深断裂为界与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系相邻，西北以若羌—拉竹龙深断裂与塔里木地台分界，东端在都兰以东兴海一带被秦岭印支褶皱系“超覆”。

元古界主要出露于布尔汉布达山北坡和阿尔金山，由各种片麻岩、结晶片岩、大理岩等组成。布尔汉布达山下部夹中基性火山岩。前震旦纪末期的构造运动使其强烈褶皱和发生区域变质。其上为轻微变质的砾岩、石英岩和碳酸盐岩组成的震旦系不整合覆盖。

古生代阶段，布尔汉布达山北坡及其西延部分隆起成为地背斜，缺失下古生界，晚泥盆世陆相杂色粗碎屑岩及中酸性火山岩不整合覆盖于元古代变质岩系上。布尔汉布达山南坡、祁曼塔格山和阿尔金山则成为地向斜拗陷，早古生代（或晚泥盆世前）发育了巨厚的由中基—中酸性火山岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩和碳酸盐岩构成的几个喷发—沉积旋迴。经轻微区域变质作用而成绿片岩、千枚岩和板岩。显示它们都处于优地槽环境。

晚加里东运动使祁曼塔格地向斜褶皱隆起，形成加里东褶皱带。下中泥盆统为陆相紫红色粗碎屑岩构成的磨拉石建造。晚泥盆世时，褶皱带开始遭受海侵，发育海陆交互相碎屑岩（D_3）至稳定的海相碳酸盐岩（$C—P_1$）沉积。初期（$D—C_1$）有中酸性火山喷发活动。

晚泥盆世前的早华力西运动使布尔汉布达地向斜和阿尔金地向斜产生褶皱，但它们尚未结束地槽活动经历。布尔汉布达地向斜在晚泥盆世—早二叠世期间活动仍十分强烈，有多次中基性—中酸性火山喷发活动，以碎屑沉积为主，岩相、厚度变化大，遭受过多次褶皱作用和轻微变质，至早二叠世末结束地槽活动性。阿尔金地向斜在晚泥盆世至石炭纪，发育了巨厚的中基性火山岩和类复理石沉积，于石炭纪末期结束地槽发展。

东昆仑华力西褶皱系有大量华力西期中酸性为主的侵入岩出露，成带状沿褶皱系走向分布于中央地背斜及其两侧。主要为花岗岩类，为华力西中、晚期产物。另外，沿东昆仑南缘深断裂和阿尔金深断裂带尚有基性、超基性岩分布。

中、新生代，褶皱系以上隆为主，发育以陆相含煤、含石膏的碎屑沉积为主的山间拗陷。南侧印支期有中酸性火山喷发及酸性岩浆侵入活动。

（三）柴达木地块

柴达木地块位于青海省西北部，约与柴达木盆地的范围相当，呈三角形状。盆地四周为山脉所环绕，盆地内发育众多盐湖和内陆河。

柴达木地块处于祁连加里东褶皱系和东昆仑华力西褶皱系之间，东邻秦岭印支褶皱系，边界多为深断裂。地块中南部大部分被新生代沉积覆盖，前中生代地层主要出露于北缘，为中、新生代的巨大内陆拗陷。

地块北缘欧龙布鲁克一带，前震旦系为巨厚的结晶片岩、片麻岩、混合岩夹石英岩及

大理岩，其上被震旦系不整合覆盖。前震旦系组成一系列等斜褶皱。震旦系一石炭系都是未变质的沉积岩。震旦系—中奥陶统以碳酸盐岩为主，上泥盆统和石炭系为陆相碎屑岩及海相碎屑岩和碳酸盐岩，局部有中酸性火山岩。显示地块北缘具前震旦纪基底和震旦纪至古生代沉积盖层。故一般据此推测柴达木地块除南缘基底为东昆仑北部褶皱带断陷外，北部和中部都具有相似的基底。

欧龙布鲁克隆起带南侧分布的一套浅变质沉积岩和中基性火山岩，其上被晚泥盆世或早石炭世地层不整合覆盖。由于在鱼卡西北滩间出地区产珊瑚、腕足等化石，任纪舜等（1980）将这一带划为早华力西优地槽褶皱带，据此否定这一地块的存在，而将其作为东昆仑华力西褶皱系的一部分。这一问题尚待进一步研究。

中生代缺失三叠纪沉积，侏罗纪开始在北、中部形成内陆断陷盆地，发育下中侏罗统含煤、油页岩碎屑沉积和上侏罗统和白垩系红色岩系。新生代时，地块整体下陷成为大型内陆盆地，发育了巨厚的以湖相为主的沉积。渐新统和中新统为重要的生油层，更新统产岩盐和石膏。喜马拉雅运动形成穹窿、短轴背斜和箱状褶曲，形成良好的储油构造。柴达木地块是中国西北部重要的产油气区。

地块内部基岩埋深各地区不均一，前第三系埋深一般达5—8千米，中央部分最大可达9千米。

（四）秦岭印支褶皱系

秦岭地槽褶皱系位于中国中部，一般以徽（县）成（县）盆地为界分为东西两段。秦岭印支褶皱系东段界于华北地台和扬子地台之间，北以秦岭地轴北缘深断裂和确山—肥东深断裂与华北地台相邻接，南以城口—房县深断裂和襄樊—广济深断裂与扬子地台为界，东端止于郯城—庐江深断裂。范围包括北秦岭、中秦岭、南秦岭、北大巴山、武当山及大别山。西段，南以玛沁—略阳深断裂与巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系为界，北以天水—宝鸡深断裂和青海南山深断裂与祁连加里东褶皱系分开，西端插于祁连加里东褶皱系、柴达木地块和东昆仑华力西褶皱系之间。范围包括青海都兰—兴海以东，积石山和青海湖南山之间及西秦岭等广大地区。

秦岭地槽褶皱系在震旦纪—三叠纪期间具地槽活动特征，经加里东、华力西、印支构造旋回逐渐褶皱回返，至三叠纪末结束地槽活动转化为褶皱系，内部构造发展非常复杂。

前震旦系主要出露于东段武当山—大别山，由深变质的大别群（早元古代）和中晚元古代的红安群及其相当地层组成。前震旦纪末期褶皱隆起，成为秦岭地槽褶皱系东段一个活动性极大的、向西倾没、向东翘起的地背斜型隆起带——武当—淮阳隆起带。

震旦纪—三叠纪时期，地槽内部形成发展经历各不相同的近东西向沉陷带，差异十分显著。自北而南可分为四个带：

1．北秦岭带：南以青海湖—北淮阳深断裂与中秦岭带（礼县—柞水）和武当—淮阳隆起带为界。中部为前震旦纪隆起带，由中晚元古代宽坪群、陶湾群组成。南、北为早古生代拗陷带。北部主要发育寒武系冒地槽沉积。南部发育早古生代碎屑岩、火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩，厚近万米，属优地槽环境。

2．中秦岭带：南以临潭—山阳深断裂与南秦岭带为界。西段凤县以西为中泥盆统西汉水群巨厚的复理石建造，上泥盆统大草滩群磨拉石建造不整合于其上；中段，宝鸡以南地

区，泥盆系—下石炭统为复理石及碳酸盐岩，上为陆相中石炭统草凉驿煤系不整合覆盖；东段，柞水一带，中石炭统（可能包括上石炭统）则仍为地槽相沉积，二叠纪时才全部转化为华力西褶皱带。

3．南秦岭带：位于临潭—山阳深断裂与玛沁—略阳深断裂、石泉—安康深断裂之间，向西延至青海湖以南，东端超覆于武当—淮阳隆起之上。东段，震旦系下统为中基性—酸性火山岩和碎屑岩，震旦系上统至奥陶系以碳酸盐岩为主，志留系下部为笔石页岩夹碳硅质岩，上部为砂页岩、灰岩夹碳硅质岩。西段出露最老地层为志留纪变质中基性火山岩，显示加里东旋回具优地槽特点。泥盆系至下二叠统几乎全为碳酸盐岩，上二叠统为海陆交互相碎屑岩。三叠系主要分布于凤县及其以西，全为复理石建造，厚4500—8000米。合作之东只见下、中三叠统，以西发育全，厚度大，且有较多的火山岩。

4．北大巴山带：位于石泉—安康深断裂以南，主要由寒武系—志留系组成。寒武系—奥陶系，下部以硅质岩为主，中部灰岩为主，上部板岩为主。志留系为砂板岩。缺失泥盆系—三叠系沉积。

以上反映，早古生代北秦岭带和北大巴山带为主要拗陷带，加里东运动后，此二带转化为隆起带。晚古生代拗陷限于中秦岭带和南秦岭带。经中泥盆世末、早石炭世末和石炭纪末的华力西运动，中秦岭带由西向东逐渐褶皱隆起。二叠纪—三叠纪拗陷仅限于南秦岭带，并逐渐向西移至凤县以西地区，至晚三叠世才全部褶皱隆起，最终结束地槽活动转化成为印支褶皱系。

秦岭地槽褶皱系发生过多次构造岩浆活动。各时期地层组成一系列紧密线型的复背斜和复向斜构造，构造线呈近东西方向，在北大巴山带呈向西南突出的弧形。走向断裂十分发育。伴随各次构造运动均有岩浆侵入，其中以印支期和燕山期为最强烈。岩性以中酸性岩为主，其次为基性、超基性岩。侵入体多沿断裂带分布，或与区域构造线方向一致呈带状分布。基性、超基性岩主要集中在北秦岭带南缘和南秦岭南部勉略带上，延伸数百至千余公里。北大巴山带有大量辉绿岩岩墙群。另外，山阳—商南—内乡一线以南，平行发育有两条蓝闪石、钠长石化绿片岩相变质带。

（五）巴颜喀拉—甘孜印支褶皱系

巴颜喀拉—甘孜地槽褶皱系位于东昆仑深断裂和玛沁—略阳深断裂之南，龙门山深断裂之西，金沙江—红河深断裂之北东，包括四川西部、青海南部和西藏北缘，总体成一个拉长了的三角形。东南邻扬子地台，北接东昆仑华力西褶皱系和秦岭印支褶皱系，西南与喀喇昆仑-唐古拉燕山褶皱系及三江印支褶皱系毗邻。这是一个印支褶皱系，区内三叠系地槽沉积广泛覆盖，古生界仅出露于边缘地带。

前震旦系仅见于平武—茂汶地区，由变质中基性及中酸性火山岩、火山碎屑岩、夹硅岩质组成。

震旦系—早古生界出露于边缘地带。平武—茂汶一带为浅变质碎屑岩及碳酸盐岩；炉霍—康定深断裂以南以中浅变质的碎屑岩及碳酸盐岩为主，西部夹中基性火山岩。总厚数千至近万米。

泥盆系和石炭系以碳酸盐岩为主，南部夹较多火山岩。二叠纪时，北缘阿尼玛卿一带及南部理塘、木里一带强烈拗陷，发育复理石、中基性火山岩及碳酸盐岩。晚华力西运动使局部地带褶皱隆起（如阿尼玛卿山）。大部分地区在三叠纪时强烈拗陷，东部沉积中心

在雅江一带，西部在玉树到义敦一带。东部以砂泥质复理石、类复理石为主夹少量灰岩，局部夹火山岩；西部以碎屑岩、灰岩互层为特征，夹较多中基性或酸性火山岩。总厚都在万米以上。

印支运动普遍褶皱隆起，形成一系列复背斜和复向斜。岩石轻微变质。伴随构造运动有中酸性岩浆侵入，及沿断裂分布的基性—超基性岩体。

印支运动后以隆起剥蚀为主，仅局部地区发育晚三叠世后期及以后的陆相断陷盆地沉积。

（六）三江印支褶皱系

三江地槽褶皱系位于怒江以东，金沙江—红河以西的滇西、藏东地区。区内金沙江、澜沧江、怒江形成著名的三江峡谷。它向南延入中南半岛，西端被喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系超覆。

本区地质构造十分复杂，深断裂极发育。最重要的有金沙江—红河深断裂、澜沧江深断裂和怒江深断裂。沿深断裂带发生过多次强烈的构造运动、岩浆活动和变质作用，从而形成了哀牢山、澜沧江、高黎贡山等著名的变质杂岩带。这些变质带的变质岩类十分复杂，深、浅变质岩都有，原岩时代从前寒武纪至三叠纪均有发现。变质带之间为中新生代拗陷带或未变质地层分布区。

三江地槽褶皱系经历了十分复杂的发展历史。鉴于哀牢山变质带和澜沧江变质带都已肯定有中晚元古代地层存在，说明本区自中晚元古代以来即已开始活动。古生代时期，保山地区沉陷幅度较小，活动性较弱，以浅海碎屑岩及碳酸盐岩为主。其余地区都下陷较强烈。早古生代在金沙江和哀牢山西侧发育一套由片岩、千枚岩、石英岩等组成的砂泥质复理石沉积，晚加里东运动形成紧闭褶皱。晚古生代以碎屑岩及碳酸盐岩为主，夹中基性—中酸性火山岩。晚华力西运动，北部局部褶皱隆起。

三叠纪时，三江地槽发生明显分异，大致沿金沙江—红河、澜沧江、怒江等深断裂带，形成深陷的地槽带，沉积了巨厚的以千枚岩、板岩、变质砂岩及中基性—中酸性火山岩组成的地槽型火山-沉积建造。地槽带之间的保山、兰坪—思茅、昌都等地，则为沉积较薄，活动性较小的相对隆起的地带。

晚三叠世的印支运动，三江地槽褶皱封闭，沿深断裂带形成强烈褶皱，并伴有大规模花岗岩侵入和广泛的基性、超基岩分布。昌都—兰坪—思茅一带的构造变动则较微弱，并在印支运动之后剧烈下陷，形成晚三叠世—第三纪初期的巨厚海相—海陆交互相—陆相含煤和含膏盐的红色岩系。早喜马拉雅运动最后使滇西和昌都地区的红层褶皱。

（七）喀喇昆仑—唐古拉燕山褶皱系

喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系界于金沙江—红河深断裂西段和班公湖—怒江深断裂西段之间，东南端超覆于三江印支褶皱系之上，向西经喀喇昆仑山延出国境。范围包括西藏北部及青海西南部。

本区研究程度较低，资料较少，其构造属性尚有不少争论。

区内出露的最老地层，分布在藏北高原马依岗雪山一带，为一套变形复杂的、以石英片岩和云母片岩为主的结晶片岩，可能属前寒武纪。

下古生界出露零星，多为浅海碳酸盐岩及砂泥质岩类，厚度不大。上古生界分布广泛，泥盆系和石炭系由浅海碳酸盐岩、泥质岩及砂岩组成，二叠系栖霞阶下部，为一套夹

有“含砾板岩”、中基性火山岩、硅质岩的砂泥质沉积，厚达3300米以上，栖霞阶上部和茅口阶由碳酸盐岩组成，厚度大于2500米。上古生界总厚度，在唐拉山一带达8000—20000米，在喀喇昆仑山一带变薄，约4000—5000米。

三叠纪及侏罗纪发育一套浅海一滨海、沼泽相沉积，中侏罗世海侵最大。下中三叠统为碎屑岩和碳酸盐岩，上三叠统东部为海陆交互相的含煤建造。下中侏罗统以砂页岩、碳酸盐岩为主，一般厚度为2000—4000米，最厚达6000米以上；中、上侏罗统由紫色、杂色砂岩及泥灰岩组成，厚约7000米。

侏罗纪末的早燕山运动全区褶皱隆起。东西两端褶皱、断裂较强烈，喀喇昆仑山一带形成紧密倒转的线状褶皱和叠瓦构造；中部羌塘高原及唐古拉山西部，断裂较发育，褶皱比较宽缓。伴随这次运动还有酸性和基性、超基性岩侵入。

白垩系和新生界以陆相红色碎屑岩为主的拗陷盆地沉积。新第三系部分地区有玄武岩喷发。它们不整合覆于侏罗系及更老地层之上。

由于羌塘地区古生代以来，均以较稳定的碳酸盐岩和碎屑岩沉积为主，构造变动也较微弱，缺乏大规模的岩浆活动，故一些学者认为它是一个以前寒武纪结晶岩系为基底的地块，称为羌塘（或藏北）地块。另一些学者则根据其侏罗系沉积厚度巨大，部分地层为钙质复理石沉积，碎屑岩主要为硬砂岩和复矿砂岩等，而认为它是一个早燕山冒地槽褶皱系。

（八）冈底斯—念青唐古拉燕山褶皱系

冈底斯—念青唐古拉地槽褶皱系包括班公湖—怒江深断裂和雅鲁藏布江深断裂之间的广大地区，由西向东横亘西藏中部，东端折向南，进入云南的西部边缘，并出国境伸至缅甸境内。

这是一个晚白垩世结束地槽发展的晚燕山地槽褶皱系，由于研究程度较低，构造特征及发展历史还不十分清楚。

云南龙陵地区、西藏念青唐古拉主峰和冈底斯山东段出露的几小块混合岩、片麻岩和结晶片岩，在冈底斯的申扎地区被泥盆系不整合覆盖，有可能代表本区最老的变质岩系。

区内有化石依据的最老地层为奥陶—志留系，由地台型浅海碳酸盐岩及碎屑岩组成，显示相对稳定的沉积特点。上古生界主要分布于当雄断裂之东，泥盆—石炭系以碳酸盐岩为主夹变质玄武岩及板岩，石炭—二叠系以碎屑岩为主夹中基性火山岩，岩石均遭受浅变质，总厚大于7000米。西部仅见石炭—二叠系，呈东西向狭长条带分布，以碳酸盐岩为主，厚度较小。根据古生代的沉积特点和航空磁测资料分析，西部纳木湖地区很可能是一个以前寒武纪褶皱为基底的地块（申扎地块）。

中生代以来，地槽发生强烈的构造分异，并以噶尔—嘉黎深断裂为界，分为南北两带。

北带，奇林湖—那曲带，三叠系是一套岩性单一的复理石沉积，上三叠统一下侏罗统为含煤岩系，中、上侏罗统为杂色碎屑岩和灰岩互层。上侏罗统—下白垩统下部分布广泛，为巨厚的复理石和类复理石建造，中部夹安山岩、安山凝灰岩和少量灰岩，总厚达万余米。它向东相变为煤系地层，向西灰岩增多。在那曲以西，班戈错南，被含圆笠虫的下白垩统上部地层不整合覆盖。晚燕山运动使不整合面以下地层遭受强烈挤压，形成向南倒转的紧密线状褶皱。构造变形强度，越靠近北缘班公湖—怒江深断裂越强。本带北部，沿班公湖-怒江深断裂带有较多燕山期基性、超基性岩分布。本带南部，噶尔—嘉黎深断裂北

侧，是一个花岗岩带，它是燕山期和喜马拉雅期多期活动的岩浆岩带。

南带，冈底斯一拉萨带，中生界主要分布于中、西部。未见下三叠统，中、上三叠统仅局部出露，与下伏地层呈不整合接触。中统为灰岩夹安山岩、安山凝灰岩；上统为砂页岩和灰岩，总厚大于3000米。侏罗系—下白垩统为厚度很大的含煤碎屑岩、圆笠虫灰岩、安山质火山碎屑岩。上白垩统下部为杂色条带状砂、页岩互层，其上被上白垩统上部—下第三系陆相中酸性或中基性火山岩、火山碎屑岩夹红色碎屑岩覆盖。不整合面以下地层经晚燕山运动，形成紧密倒转褶皱。著名的冈底斯花岗岩带，位于本带南缘，这也是一个燕山期和喜马拉雅期多期活动的岩浆岩带。

（九）雅鲁藏布喜马拉雅褶皱系

雅鲁藏布地槽褶皱系位于雅鲁藏布江深断裂之南，错那-定日深断裂以北，总体呈一向南凸出的弧形。北与冈底斯一念青唐古拉燕山褶皱系相邻，南邻印度地台北缘的喜马拉雅辗掩构造带。

雅鲁藏布地槽褶皱系是一个从晚三叠世开始强烈下陷，于晚始新世褶皱迴返的喜马拉雅地槽褶皱系。它包括北喜马拉雅和雅鲁藏布两个优地槽褶皱带。

地槽内前中生代地层极少出露，广泛发育中新生代地层。晚三叠世为巨厚的以碎屑岩为主的复理石沉积，夹细碧一角斑岩、放射虫硅质岩、碧玉岩、灰岩。侏罗系以碎屑岩为主夹中基性火山岩。白垩系为复理石、中基性火山岩和硅质岩。总厚达8000—10000米。在北喜马拉雅，晚三叠世、晚侏罗世一早白垩世、晚白垩世三个时期均形成了由细碧岩、放射虫硅质岩、超基性岩构成的蛇绿岩套。北侧广泛分布混杂岩。

晚侏罗世前曾发生一次构造运动，造成晚侏罗世前的沉积间断，并在晚侏罗世一早白垩世早期沉积中出现砾岩。晚白垩世晚期一始新世时，沉降中心移到雅鲁藏布江一带，发育了厚达6000米的碳酸盐岩、复理石、细碧一角斑岩、放射虫硅质岩，并与超基性岩一起构成蛇绿岩套。其上被晚始新世冈底斯砾岩（磨拉石）不整合覆盖。

晚始新世的早喜马拉雅运动使地槽全面褶皱，形成以向南倒转为特点的紧密线状褶皱和梳状褶皱，并使海水最终退出本区。

三、滨（环）太平洋地槽褶皱区

（一）概述

滨（环）太平洋地槽褶皱区指亚洲东部滨太平洋之古生代、中生代地槽褶皱系和西太平洋岛弧地槽褶皱系。包括中国境内扬子地台以南的整个华南地区，东北的东部边缘和台湾及其附近岛屿。大陆部分的地势总的为丘陵、低山地形。区内山脉有东北的那丹哈达岭、老爷岭、太平岭；华南的武夷山、武功山、南岭、云开大山、十万大山和大瑶山，以及台湾的台湾山等。山脉走向除南岭为近东西向外，均为北北东至北东方向。

滨（环）太平洋地槽褶皱区包括以下构造单元：1.延边华力西褶皱系；2.那丹哈达燕山褶皱带；3.华南加里东褶皱系；4.东南沿海华力西褶皱系；5.台湾喜马拉雅褶皱系。构造单元的空间展布明显地表现出由西（扬子地台）向东，褶皱系时代逐渐变新的特点，反映太平洋板块与亚洲板块之间的俯冲带随时间逐渐向东，即向洋迁移的特点。

（二）延边华力西褶皱系

延边地槽褶皱系位于黑龙江和吉林的东南端，西以抚顺—密山深断裂与吉黑华力西褶皱系为界，南与华北地台的辽东台隆为邻。范围包括老爷岭和太平岭。

延边地槽褶皱系是一个主要由石炭—二叠系组成的优地槽褶皱系。区内岩浆岩广布，元古界片岩、片麻岩和泥盆系片岩、片麻岩和酸性火山岩，仅零星出露于东、南边缘。

石炭纪—二叠纪，地槽内发育了巨厚的优地槽沉积。石炭系为硅质条带灰岩、板岩、凝灰质砂岩和酸性火山岩，厚2500米。下二叠统下部为砂岩、砂砾岩、粉砂岩、板岩、灰岩及中酸性凝灰岩，厚3500米。它不整合或假整合于石炭系之上。下二叠统上部，以灰色及灰紫色凝灰质砾岩、凝灰质砂岩为主，夹粉砂岩、板岩及少量灰岩透镜体，厚1000米，与下部为假整合接触。上二叠统下部。以紫红色、灰绿色海相酸性熔岩及火山碎屑岩或中基性熔岩为主，夹黑色砂岩、板岩，厚850—3700米。上二叠统上部为海陆交互相碎屑岩，厚2000米。其上被侏罗纪的陆相煤系和中酸性火山岩、火山碎屑岩不整合覆盖。

以上反映，地槽在晚古生代时期具强烈活动性，经石炭纪末的局部褶皱，二叠纪晚期逐渐上升，最后于二叠纪末的晚华力西运动全面褶皱上升，转化为褶皱系。伴随华力西运动有大量岩浆侵入，形成广泛分布的华力西期基性、超基性岩、花岗闪长岩和花岗岩等岩体和岩基。

白垩纪和新生代为陆相盆地沉积。新生代沿断裂有大量玄武岩喷溢。

（三）那丹哈达燕山褶皱带

那丹哈达地槽褶皱带位于黑龙江省东北角，包括那丹哈达岭全部，完达山北端，乌苏里江中下游。向北延入苏联境内，为锡霍特褶皱系的一部分。

区内出露的最老地层为出露于西部边缘的元古界，由呈紧密线状褶皱的绿色片岩、大理岩、碎屑岩和中基性—酸性火山岩组成。

全区缺失中石炭世以前的地层。

上石炭统—二叠系为海相硅质岩、层状辉绿岩、凝灰岩、千枚岩、板岩、凝灰质砂岩和薄层结晶灰岩，厚达万余米。具明显的活动特征。

中生代晚三叠世—中侏罗世早期为地槽的主要活动时期。上三叠统由硅质岩、凝灰岩夹玄武岩组成，厚约1500米。下、中侏罗统为硅质岩、凝灰岩、黑色板岩夹辉绿岩，含放射虫残骸，厚近万米。代表优地槽型沉积。中侏罗世早期末的早燕山运动，遭受强烈褶皱和区域变质作用，并伴有花岗岩浆侵入。

中侏罗统上部—上侏罗统为海陆交互相—陆相碎屑含煤沉积，不整合覆于中侏罗统下部之上，是地槽期后的沉积盖层。白垩系—第三系为陆相火山喷发岩和红色岩系，属断陷盆地沉积。

（四）华南加里东褶皱系

华南地槽褶皱系位于扬子地台之南，丽水—海丰深断裂之西。范围包括从云南东南部经广西、广东、湖南的中南部，江西中南部，福建西部至浙江西南部的广大地区。

这是一个晚加里东地槽褶皱系。前泥盆纪地层由深变质片岩、片麻岩、混合岩或浅变质千枚状页岩、板岩、笔石页岩、长石砂岩、硅质页岩等组成，总厚达七、八千米至万米以上。深变质岩系主要分布于十万大山、云开大山、武功山、滇东南、闽西北和浙西南；浅变质岩分布于赣南、闽西南、桂东及湘中南。由于其东部地区有大片中生代火山岩和花岗岩分布，西部大部分被广泛发育的泥盆纪—中三叠世沉积盖层覆盖，因此，目前对这一地槽系地槽发展时期的内部结构尚不十分清楚。

前震旦系（中上元古界）主要出露于桂北、湘西南、湘中南和赣南，都是一套浅变质

岩系，为由含凝灰质砂岩、板岩和凝灰岩组成的复理石建造，厚数千至万余米，局部夹有火山角砾岩及英安斑岩。与上覆震旦系的接触关系，在靠近扬子地台的西北边缘，为假整合或微角度不整合，向东南至湘南、赣南则为整合关系，显示雪峰运动由西北向东南减弱。

震旦系—志留系多为连续沉积，主要由一套泥砂质、硅质、碳质碎屑组成的复理石、类复理石建造，厚达万米以上。除闽、浙西部和赣中南夹中酸性—中基性火山岩，具优地槽特征外，均为冒地槽性质。

根据各时代地层分布、沉积厚度、接触关系及泥盆系不整合面以下的地层时代等，可以看出，地槽在其发展过程中，内部构造差异十分明显。震旦纪时，拗陷中心在赣南一带。震旦纪末，赣西武功山一带褶皱隆起，寒武纪的拗陷中心迁移至湘南—桂东南一带。寒武纪末的郁南运动使云开大山地区和武夷山区褶皱隆起，造成云开大山地区下奥陶统与寒武系之间的不整合或假整合，以及武功山、武夷山一带早加里东期的混合岩和花岗岩。奥陶纪的拗陷中心在湘南、桂北地区。中奥陶世末的崇余运动使闽西、赣南、粤东北及桂东等广大地区褶皱隆起，使地槽拗陷的范围进一步缩小。早志留世末的北流运动，湘中南和桂东南也褶皱隆起，地槽拗陷仅残留钦州至肇庆的一个北东向狭窄地带。晚志留世末的晚加里东运动地槽全区才全部褶皱形成加里东褶皱系。因此，华南加里东地槽褶皱系，并非志留纪末的晚加里东运动一次褶皱迴返的，而是由东西两侧向中心逐渐迴返形成的。

加里东运动对华南地槽褶皱系的影响强度也是不一样的。湘中、粤西、桂西一带，褶皱比较开阔平缓，以短轴褶曲和穹窿构造为主，岩石变质很浅。向东，地层褶皱变剧烈，多为紧密线状褶皱，岩石普遍受中低级变质，武功山、武夷山、云开大山和闽西变质较深，并具混合岩化。显示加里东运动有由东南向西北，即向扬子地台边缘逐渐减弱的趋势。

加里东晚期花岗岩广泛分布于赣、湘、桂、粤、闽等五省（区），呈岩株和岩基产出。岩体一般呈北东或北北东方向，部分为东西方向，与主要构造线方向一致，受复背斜或深、大断裂控制。

晚加里东运动后，华南地槽转化为稳定区，并与扬子地台合并，开始了相对稳定的沉积盖层发育时期。晚古生代至中三叠世的沉积与扬子地台类似，地壳运动也以缓慢的升降运动为主，但内部的升降差异较大，岩相、厚度变化较显著，沉积除碳酸盐外，碎屑岩、硅质岩较发育，泥盆系—下石炭统比扬子地台分布广泛，厚度也较大。

晚三叠世前的印支运动，使泥盆系—中三叠世的沉积盖层全面褶皱，形成以平缓开阔的波状褶皱、短轴褶皱和箱状褶皱为主的褶皱构造，和以北东—北北东向逆断层为主的断裂构造。伴随构造运动有花岗岩和花岗闪长岩岩浆的广泛侵入。岩体呈北东向沿断裂分布和出露于短轴背斜及穹窿构造的核部。

自晚三叠世以来，华南加里东褶皱系进入一个新的发展时期，即大陆边缘活动带发展阶段。

印支运动后，除广东惠阳、紫金、汕头一带有晚三叠世—早侏罗世海侵外，基本上转入了陆相沉积环境。地壳运动主要表现为断块运动，沿断裂形成一些小型断陷盆地，堆积了厚度不等（但总的来说厚度都很大）的类磨拉石型含煤建造和含膏盐的红色建造。伴随断裂活动，有大规模中、酸性火山喷发和岩浆侵入，形成数千米厚的中、酸性火山岩和火

山碎屑岩建造，以及巨大的花岗岩岩基。岩浆活动强度由西向东增强，活动时期推迟。西部，湘、桂一带，侵入岩体规模较小，分布较少，主要属早燕山期；向东至浙、赣、闽、粤一带，不仅侵入岩体增多、变大，而且喷出岩也极其发育，时代主要属中燕山期。

新生代，地壳运动仍以断块上升为主，在一些断陷盆地中发育了含膏盐或含油页岩的碎屑沉积。浙、闽、粤有相当规模的玄武岩浆喷溢。

（五）东南沿海华力西褶皱系

东南沿海地槽褶皱系位于丽水—海丰深断裂带以东的东南沿海。范围包括浙、闽、粤的东部和海南岛的大部分地区。西邻华南加里东褶皱系，东面隔台湾海峡与台湾喜马拉雅褶皱系相望。

这个褶皱系由于受中生代构造岩浆活动的强烈改造，全区90%以上被中生代陆相火山岩所覆盖和被花岗岩体占据，多年来人们对它的面目一直认识不清。七十年代以来，相继在福建福鼎南溪、闽东戴云山西侧、浙江象山县石浦镇附近中生代火山岩之下的浅变质岩中，和在海南岛的浅变质岩中，找到晚古生代（主要是早中石炭世）化石，才将这一地带划为华力西冒地槽褶皱系。

褶皱系西侧丽水—海丰深断裂附近，闽、浙两省的中生代火山岩之下零星出露了一些中、深变质的片麻岩、片岩、大理岩、石英岩等，属前寒武系或前泥盆系，可能为本区最老的地层。

福鼎等地含化石的晚古生代地层，是一套由千枚岩、板岩、变质砂岩、硅质岩、凝灰岩夹硅质灰岩透镜体组成的复理石建造。

印支运动后，褶皱系遭受了强烈的构造岩浆活动的强烈改造。区内广泛分布侏罗、白垩系陆相沉积—火山岩系。下、中侏罗统为陆相山间盆地含煤沉积。中、上侏罗统为巨厚的中酸性火山熔岩及火山碎屑岩，形成著名的东南沿海火山岩带。伴随断裂火山活动有大规模的花岗岩类岩浆侵入活动。沿东侧福建海岸的长乐—厦门深断裂带形成了宽达数十公里、长数百公里的动力变质带，并有辉长岩、蛇纹石化橄榄岩等小型基性、超基性岩体沿断裂分布。

（六）台湾喜马拉雅褶皱系

台湾地槽褶皱系属西太平洋岛弧褶皱系的一部分，处于琉球和菲律宾两大弧系的结合地带。范围包括台湾本岛及其附近的岛屿。台湾岛的中部为台湾山脉，是全岛的分水岭。东侧为台东海岸山脉，其间为台东大纵谷。

台湾地槽褶皱系是从古生代开始发展，至上新世—早更新世的台湾运动结束地槽发展阶段的喜马拉雅褶皱系。

台湾地槽褶皱系的构造带大致呈南北走向。台湾山脉东翼出露的大南澳变质带为本区最老地层，由巨厚的片岩、结晶灰岩、基性火山碎屑岩等变质岩系组成。其结晶灰岩中已找到石炭—二叠纪化石，一般认为其属晚古生代—中生代地层。大南澳变质岩中混合岩的同位素年龄为86百万年。因此，台湾地槽至少从晚古生代即开始发展了，晚燕山运动使前第三纪地层褶皱变质，形成大南澳变质带。

喜马拉雅旋迴以来，台湾地槽内部发生明显的构造分异。以大南澳变质带为界，东西两侧具有不同的发展特征。

大南澳变质带西侧具冒地槽发展特征，冒地槽沉积从始新世开始。早第三纪地层由巨

厚的千枚状页岩、千枚岩、板岩等组成。早中新世初期运动（埔里运动）使早第三纪—早中新世地层普遍褶皱变质，形成大南澳变质带西侧的苏澳褶皱带。新第三纪，地槽向西迁移，中、上新世以地槽型海相碎屑岩为主，夹数层含油、含煤岩系。中新世北部为滨海相含煤建造；南部，从中新世—渐新世为很厚的海相泥质岩系。显示出明显的南北差异。上新世—早更新世的台湾运动褶皱隆起，形成西部山麓褶皱带。同时，在其西部形成台澎拗陷，在西部海岸平原堆积了很厚的上新统—更新统（实嶶山组）磨拉石建造。根据新第三纪沉积向西、向台湾海峡变薄，和北港及澎湖钻井资料证实中新统直接盖在侏罗—白垩系之上，中生代时有可能与大陆相连。

大南澳变质带之东的台东海岸山脉，具优地槽发展特征。这个带由晚第三纪的地槽海相碎屑岩和安山质火山岩组成，总厚达4000—6000米。最老地层为中新统都峦山组，由安山岩和火山碎屑岩组成。其上被晚中新世—上新世大港口组黑色页岩及砾岩不整合覆盖。上新统具典型浊流沉积特征。经上新世—早更新世构造运动，结束地槽发展阶段。同时，在海岸山脉西南部形成磨拉石建造（上新统—更新统的卑南山组）。

第三节　中国地槽区实例——祁连加里东褶皱系大地构造基本特征

一、概述

祁连加里东褶皱系位于中国西北部，相当青海、甘肃两省接壤地区和宁夏回族自治区的西南部，包括著名的祁连山脉、河西走廊和陇西地区，为一呈北西西向延伸的加里东地槽褶皱系。长达一千多公里，宽约250—300公里。

本区早古生代（中寒武世—志留纪末）经历了地槽的强烈活动过程，志留纪末的地壳运动（祁连运动）全面褶皱迴返，形成北西西向的加里东褶皱系。祁连加里东褶皱系，东及东北部与华北地台相邻，以六盘山、合黎山和龙首山为界；西北缘与塔里木地台相邻；

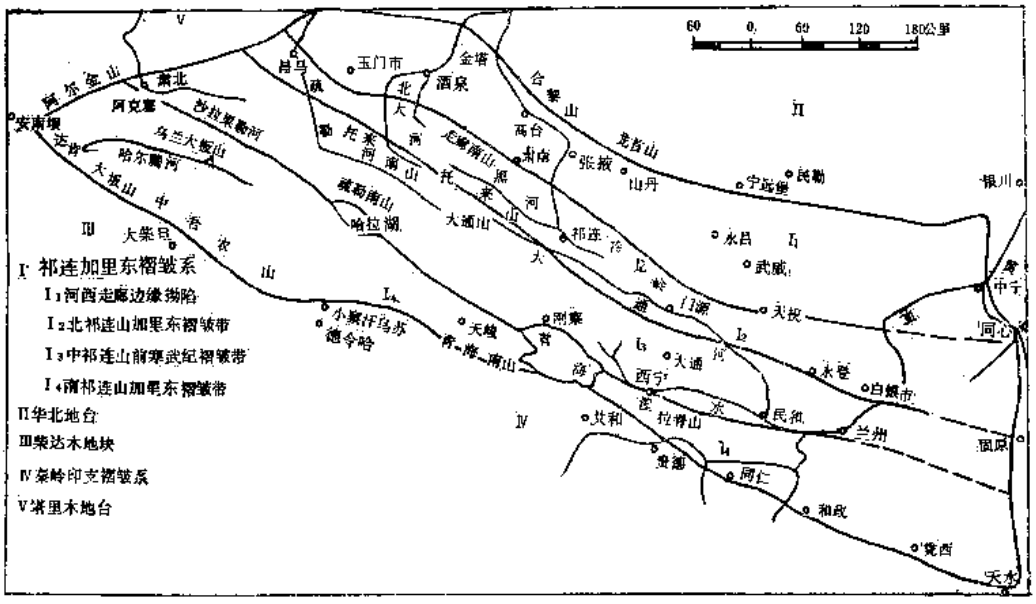


图 10—1　祁连加里东褶皱系大地构造分区图

南部的西段与柴达木地块为邻，东段与秦岭印支褶皱系相接（图10—1）。

祁连加里东褶皱系经地槽期后的进一步构造分异，特别是燕山—喜山期以来的差异块断作用，形成现今群山起伏、山峦重叠和沟壑相间的复杂地貌。地势由西北向东南渐趋低缓，西部为一系列平行排列的北西西向山脉，自北向南有：走廊南山—冷龙岭、托来山、托来南山—大通山、党河南山—疏勒南山、乌兰大坂山—拉脊山和达肯大坂山—中吾农山等。东部陇西高原属黄土高原。区内河流与山脉走向一致，除东南部的大通河和湟水注入黄河外，其余均为内陆水系。有较大的青海湖和哈拉湖等内陆咸水湖。

根据早古生代地槽内部活动的差异，以及形成加里东褶皱系后的构造状况及其发展差异，自北而南，划分为四个二级构造单元（见图10—1）。

1．河西走廊边缘拗陷——早古生代为北祁连地向斜的北缘组成部分，加里东运动后在地槽褶皱带基底上断裂下陷，成为晚古生代至新生代的沉降带，是重要的成煤和油气区。

2．北祁连早古生代地向斜（加里东褶皱带）——早古生代强烈沉陷，断裂分异作用剧烈，岩浆活动频繁广泛，发育蛇绿岩套，属优地槽型地向斜，志留纪末形成复背斜褶皱带，富产重要的内生金属矿床。

3．中祁连早古生代地背斜（前寒武褶皱带）——早古生代隆起剥蚀区，前寒武纪结晶岩系广泛出露，前寒武纪构造为一复向斜构造带。

4．南祁连早古生代地向斜（加里东褶皱带）——早古生代强烈沉陷，早中期断裂喷发活动显著，志留纪末形成复向斜褶皱带，发育有色金属等矿产。

祁连山地区是中国研究最详细的地槽—褶皱系之一，具有明显的地槽活动标志和旋迴性的发展过程。根据各时代地层的发育和构造演化历史，祁连山区经历了前寒武纪、早古生代（地槽期）和晚古生代至新生代（地槽期后）三个不同的大地构造发展阶段，分述如下：

二、前寒武纪时期的发展概况

本区前寒武纪变质岩系，主要出露在中祁连山和北祁连山的西段（图10—2）。

下元古界为结晶片岩、片麻岩夹石英岩和大理岩，常有不同程度的混合岩化。在中祁连山上部岩组中发育中基性火山岩。下元古界分布零星，多为断层切割，缺乏较完整的剖面。

中、上元古界（相当于长城系—青白口系）为厚达万米以上的浅变质碎屑岩、碳酸盐岩和中基性火山岩组成，构成一个完整的海侵、海退巨大沉积旋迴，显示强烈活动的性质。

晚元古代早期末的晋宁运动，使中祁连山的元古界形成复向斜褶皱带（图10—3）。早古生代时上升隆起为地背斜，而南、北祁连山则下陷为地向斜。

三、早古生代（加里东旋迴）大地构造发展特征

（一）北祁连早古生代（加里东旋迴）地向斜的地槽活动特征

早古生代是本区地槽发展的重要时期，南北两个地向斜的发育特征有所不同，北祁连山早古生代沉积发育较完整，出露广泛，构造变动和岩浆活动等都较典型，且研究程度较高，现作为实例分析重点，综述其加里东旋回地槽发展特征如下：

1．沉积建造——北祁连山在早古生代初期（中寒武世）开始强烈下陷，沉降幅度大，

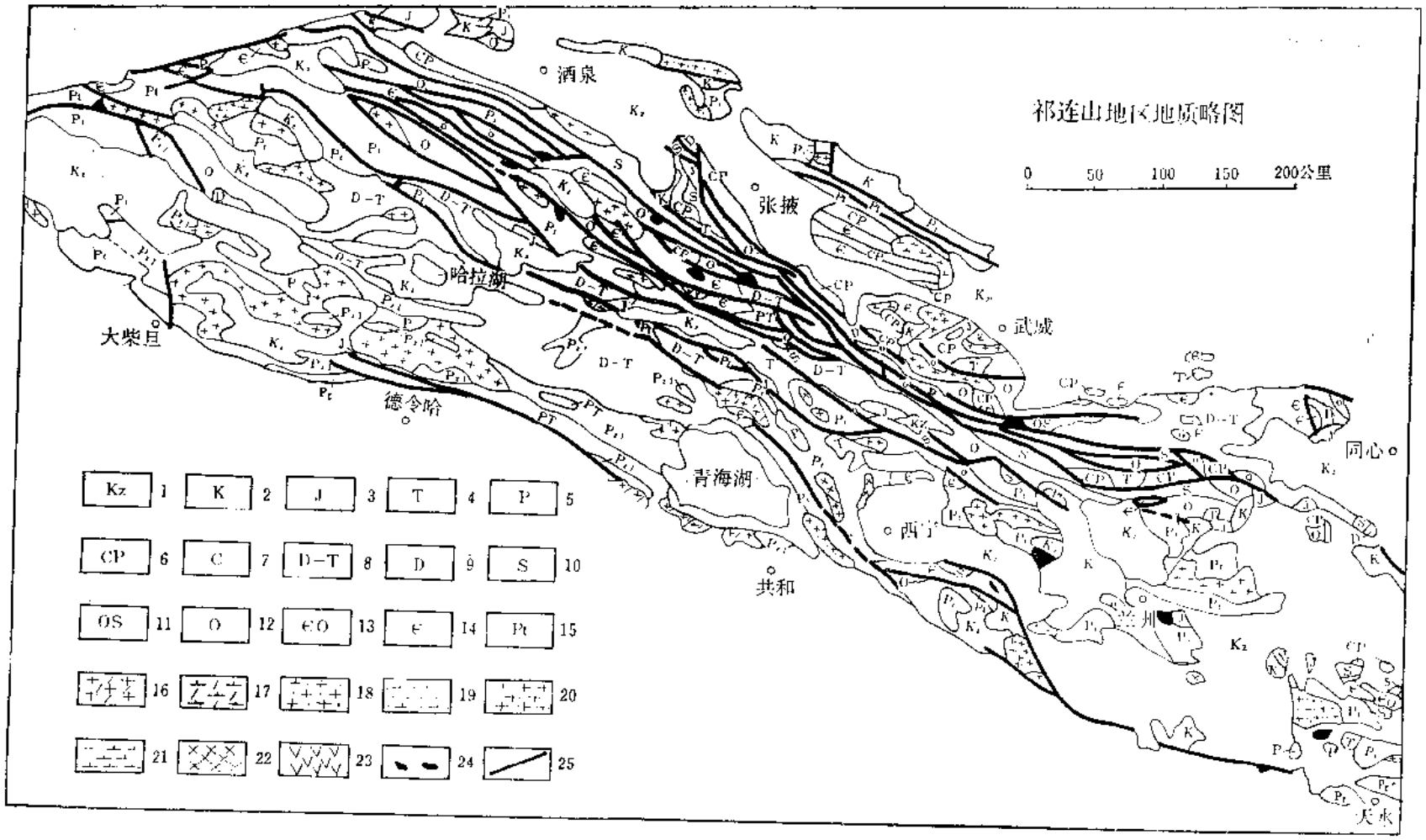


图 10—2 祁连山地区地质图

（据1:500万亚洲地质图，1976简化）

1—新生界；2—白垩系；3—侏罗系；4—三叠系；5—二叠系；6—石炭二叠系；7—石炭系；8—泥盆系至三叠系；9—泥盆系；10—志留系；11—奥陶、志留系；12—奥陶系；13—寒武、奥陶系；14—寒武系；15—元古界；16—印支期花岗岩；17—印支期闪长岩；18—华力西期花岗岩；19—华力西期闪长岩；20—加里东期花岗岩；21—加里东期闪长岩；22—元古代花岗岩；23—基性岩；24—超基性岩；25—断裂

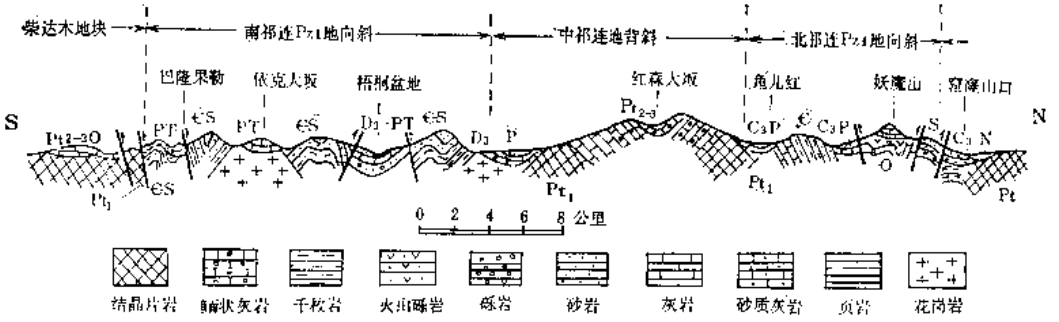


图 10—3 祁连加里东褶皱系（西段）窟窿山口—巴隆果勒地质剖面示意图

（据《中国大地构造纲要》，1959）

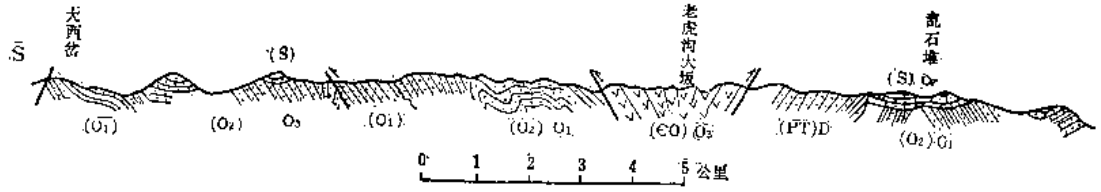


图 10—4 （北祁连山）大西岔—老虎沟大坂—乱石堆地质剖面图

（示下古生界褶皱形态）

注：括号内的时代符号为原图上标的（据《祁连山地质志》，1961）；
未加括号的时代符号是新改正的（据1:100万兰州幅地质图，1963）

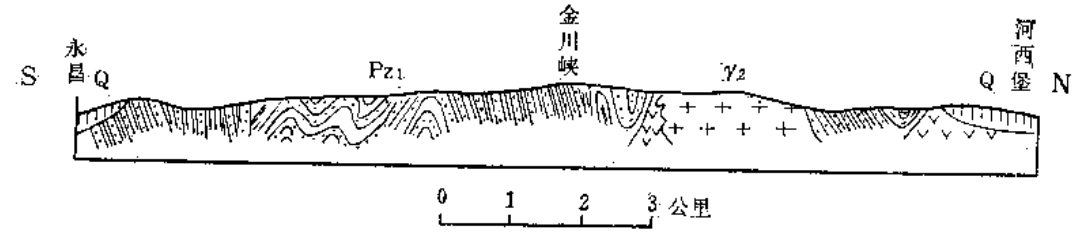


图 10—5 （北祁连山）永昌—河西堡间地质剖面图

（据《祁连山地质志》，第一卷，1961）

（示下古生界紧闭同斜褶曲，加里东期侵入岩）

速度快，发育一套巨厚（下古生界总厚达二万米以上）的地槽型沉积建造系列(表10—1)。起初地向斜开始差异性断裂下陷，形成下部陆屑建造和少量中基性火山岩建造（中、上寒武统）；随后下陷强烈、断裂分异显著加强，伴随多次频繁的海底火山喷发(溢)活动，内部差异和岩相—厚度变化都很复杂，形成广泛分布（出露面积约占整个下古生界的五分之三）的中基性火山岩建造（以中奥陶统为主）和浅海相的碳酸盐岩和火山碎屑岩建造（以上奥陶统为主）；经中奥陶世末（古浪运动）和晚奥陶世末的两次地壳运动，局部迴返，到志留纪海槽范围缩小，宽度不超过六十公里（见图10—6），内部差异性振荡频繁，地壳逐渐上升，形成上部陆屑建造或复理石建造。地向斜中，中寒武世和早、中奥陶世发育的基性火山岩（枕状玄武岩），往往与基性—超基性岩体和含放射虫的深海硅质岩三者共生在一起，形成蛇绿岩套，呈北西西向带状展布（图10—7）。因此，北祁连早古生代地向斜具有明显的优地槽活动特征。

表 10—1　北祁连山早古生代地向斜构造特征简表（据赵凤游，1981删减）

地质时代		西段		东段		构造变动与岩浆活动	矿产
		沉积建造	厚度（米）	沉积建造	厚度（米）		
上覆地层		山麓相磨拉石（D_{1-2}）	248—3,618	河湖相磨拉石（D_{1-2}）	262—2,496		
						——祁连运动——	
下古生界	S_3	滨海相红色岩建造	169—1,579	湖相红色岩建造	0—214	金佛寺—柴达诺尔侵入岩期（3.79—4.17亿年）。	与富碱质花岗岩有关的多金属矿
	S_2	浅海相杂色岩建造	2,570	杂色陆屑建造	730		
	S_1	复理石建造夹火山岩建造	840—3,550 1,460—2,291	复理石建造夹火山岩建造	3,800	本期火山活动微弱，多呈夹层分布零星。	
						——泰康运动——	
	O_3	火山岩与火山碎屑岩建造	330—2,373	火山岩夹碎屑岩建造	128—3,000	毛藏期侵入岩（4.43—4.88亿年）。	铬、铂及铜等多金属矿
		碳酸盐岩建造	823	碳酸盐岩建造	600	本期火山活动稍强。	
						——古浪运动——	
	O_2	（细）陆屑建造 中基性火山岩建造	4,317	复理石建造 中基性火山岩建造	5,000	本期火山活动最为强烈，可多达九个喷发旋回，分布广。	
	O_1	陆屑建造 火山岩和硅质岩建造	5,000	陆屑建造和碳酸盐岩建造	0—3,000	本期为活动较弱的间隙性喷溢。	
	ϵ_3	陆屑建造	1,744	（缺失）			
	ϵ_2	中基—中酸性火山岩建造 陆屑建造	3,000	中基—中酸性火山岩建造 陆屑建造	5,000	什川期侵入岩（5.22—5.37亿年）。 本期火山活动强烈、广泛。	白银厂式黄铁矿型铜—多金属矿
						——晋宁运动——	
下伏地层		前寒武系变质岩系					

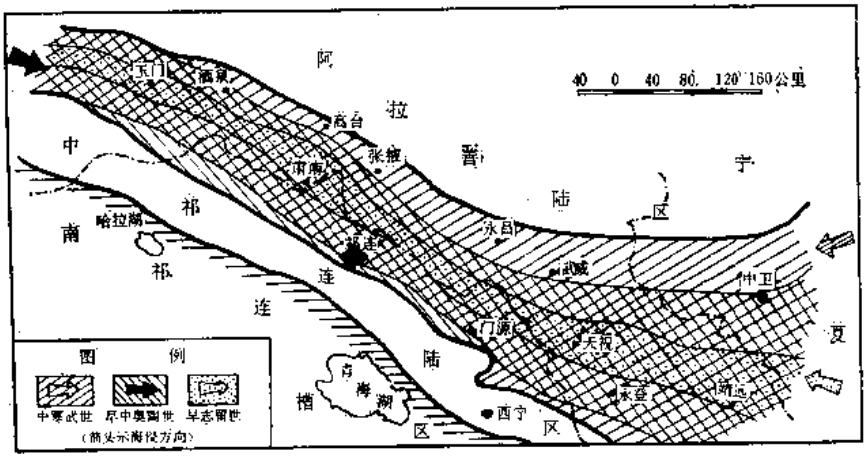


图 10—6 早古生代各地史期槽区海侵范围变化图

（据赵凤游，1981）

2．构造变动——从上述沉积特征表明，北祁连早古生代地向斜经历了中寒武世至早、中奥陶世以下陷为主和晚奥陶世至志留纪的局部褶皱上升为主两个不同的构造发展阶段，形成加里东复背斜褶皱带，宽约50—60公里，呈北西西向延展，西北翘起，向东南倾没。西段走廊南山、冷龙岭一带，核部为断块状不连续的前寒武纪变质岩系，两侧为下古生界，组成一系列紧闭线形褶皱及走向冲断层，并有倒转褶曲和大逆冲断层（图10—3、4、5）。

3．岩浆活动——据表10—1，至少有四次地壳运动、五个海相火山喷发时期（即$\in_2$、O_1、O_2、O_3与S_1）和三次岩浆侵入活动期。按同位素年龄测定资料，可划分为寒武纪（什川期）花岗闪长岩与基性—超基性侵入岩，火山活动较强烈；奥陶纪（毛藏期）花岗岩与超基性侵入岩，火山活动中期最强烈，在东段天祝尾巴老山一带，可多达九个火山喷发旋迴，早、晚较弱；以及志留纪（金佛寺—柴达诺期）花岗岩与超基性岩侵入，本期火山活动微弱。

海底火山喷发活动与断裂分异关系密切，在时间上以寒武、奥陶纪下陷阶段为主，火山活动剧烈，分布广，随时间进展，渐趋减弱；志留纪上升阶段，火山活动较弱，分布局限。在空间上呈带状有规则地分布于地向斜南北两侧（图10—7）。岩性以具明显枕状构造的基性熔岩（细碧岩等）为主，常伴有基性—超基性岩。后者在走廊南山—托来山至白银厂以东七百多公里的窄长地带内，有大小岩体四百余个，呈线状或长条带状展布，主要有辉长岩、辉绿岩和蛇纹石化橄榄岩等，围岩多为寒武—奥陶系的火山岩建造，部分呈整合或假层状产出。北祁连的基性—超基性岩体，多为陡倾的单斜小岩体，具明显的分异，属高镁质的超基性岩，富含铬矿。

中酸性岩浆侵入体，分布广，呈北西西向受复背斜带两侧断裂的控制，有较丰富的多金属矿产。

4．变质作用——下古生界普遍遭受区域变质作用。寒武—奥陶系变质较深，志留系变质轻微。沿中祁连北缘深断裂带发育蓝闪片岩带，主要分布在祁连县野牛台至百经寺一带，宽约4—5公里，呈北西西向延伸，长达百余公里（图10—7）。它常与深海沉积的硅质岩和蛇纹岩化超基性岩等共生，证明它们之间有成因上的联系。

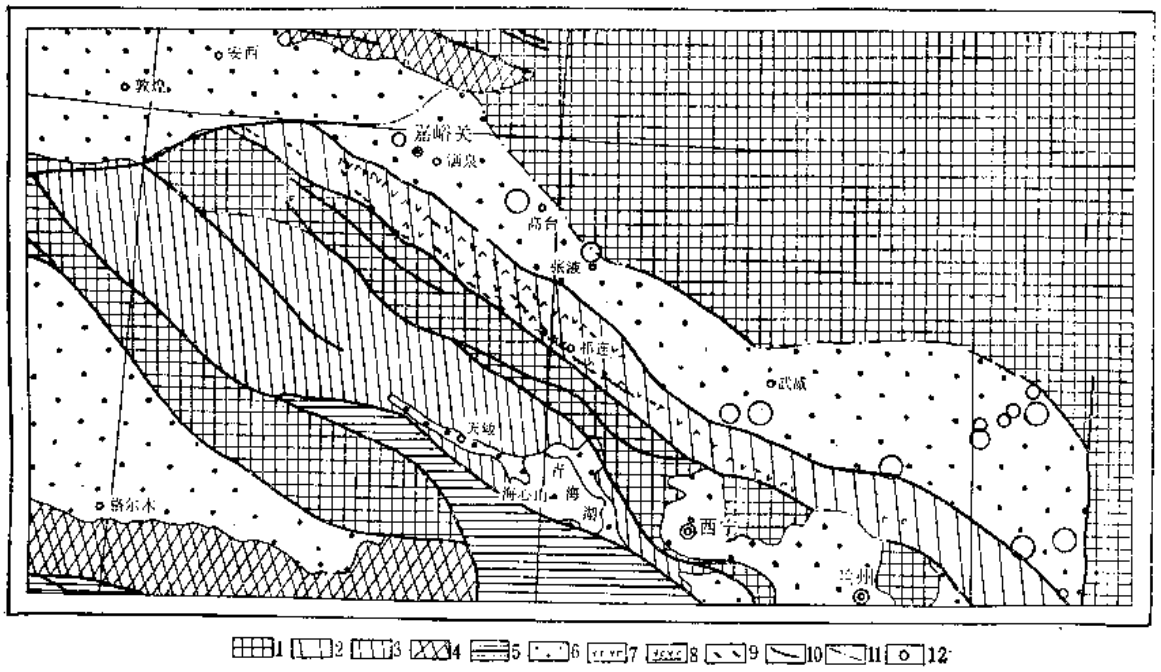


图 10—7 祁连山地槽褶皱系“古蛇绿岩”、“古蓝闪片岩”分布示意图

（据肖序常等，1974）

1—隆起区和地台区；2—北祁连加里东优地槽；3—南祁连加里东地槽；4—海西地槽；5—印支冒地槽；6—盆地沉积；7—蛇绿岩带；8—蓝闪片岩带；9—超基性岩带；10—深大断裂；11—构造单元界线；12—地震点

5．成矿作用——早古生代是重要的内生成矿时期。

（1）铜、铅锌等多金属矿：最重要的是白银厂式黄铁矿型铜、多金属矿床，与细碧角斑岩建造有密切的成因关系。矿床规模大，分布广，以北祁连地向斜南北两侧断裂火山喷发地带成矿最为有利。

（2）铁、锰矿：有中国西北部重要的镜铁山式铁矿，属火山-沉积型铁矿，主要发育在夹变质灰岩和碎屑岩的细碧角斑岩建造内，规模巨大。沉积锰矿发育于深海相灰岩和硅质岩建造中，后者常伴生磷矿。

（3）铬、镍、铂等矿：主要产于蛇绿岩套的超基性岩中，还有石棉、滑石等矿产。

（4）含金、铜—多金属石英脉，分布较广，但规模不大。

此外，与伟晶岩有关的稀有放射性元素，具有一定远景。

从上述诸方面地质特征的综合分析，可以得出北祁连在早古生代—加里东旋迴期间，地壳具有优地槽型地向斜活动特征，志留纪末的地壳运动，使地向斜强烈褶皱迴返和遭受区域变质，形成加里东褶皱山系，结束地槽活动。

（二）中祁连早古生代地背斜和南祁连早古生代地向斜基本特征

中祁连前寒武变质岩系广泛出露，下古生界基本缺失。仅在东段大通县附近有中、上寒武统的灰岩夹火山岩（ϵ_2）和硅质白云岩（ϵ_3），厚度小于千米。西段疏勒南山沿断裂发育，有相当下奥陶统的杂色砂砾岩，厚度大于五百米，岩性特殊，可能属混杂堆积。从地层发育来看反映了相对隆起的地背斜性质。

南祁连在早古生代时期，亦强烈下陷属地向斜活动，下古生界沉积巨厚可达一至三万

米，内部活动差异显著。西段（青海湖以西）地层分布广、宽度大，主要发育志留系陆屑复理石建造，厚度最大可达一万三千米；局部地段偶有奥陶系硬砂岩夹少量中基性火山岩建造（过去一般根据这种沉积建造特点，认为南祁连应属冒地槽型地向斜）。东段（拉脊山）地层发育全，但分布宽度窄，主要发育中寒武世—奥陶纪巨厚海底中心式喷发的中基性火山岩建造，可划分出四个喷发旋迴：中寒武世的中性熔岩和碎屑岩建造（第一个喷发旋迴，厚仅774米）；晚寒武世的基性熔岩和火山碎屑与陆屑建造（最强烈的喷发旋迴厚度最大可达六千米）；早、中奥陶世的陆屑建造和中基性火山岩建造（喷发较弱的旋迴，上下部以杂色粗屑岩和硬杂岩为主，厚度大，可达七千余米；中部为杂色火山岩，厚2655米）；晚奥陶世-早志留世的粗碎屑岩夹中酸性火山岩建造（喷发最弱的第四旋迴，厚约三、四千米）。总的趋势是：活动由弱（ϵ_2）→强（ϵ_3）→弱（O）的变化，岩性由基性（ϵ_3）→中性（O_2）→酸性（O_3）的变化。加里东期岩浆侵入活动以中酸性为主，多为灰白色中粒似斑状花岗岩，常形成小型热液多金属矿和含金石英脉。基性—超基性岩沿地向斜两侧南、北缘深断裂带分布，岩体多呈不规则的含铬纯橄榄岩和少量斜辉辉橄岩，大都以陡倾的单斜状侵入下古生界中，除东段拉脊山一带发育蛇绿岩套外，一般不发育蛇绿岩套。志留纪末的加里东运动使本区下古生界形成复向斜褶皱带。

四、晚古生代—新生代（地槽期后）发展概况

本区从泥盆纪开始，进入地槽期后相对稳定发展阶段，形成不同性质和不同规模的拗陷，有河西走廊边缘拗陷和哈拉湖—青海湖、大通河与西宁—民和—兰州等中新生代山间拗陷等。

（一）河西走廊边缘拗陷发展概况

它位于最北缘，呈北西西向带状延伸（图10—1）。早古生代的活动特征与北祁连地向斜基本一致，在中卫—民勤、武威—永昌、肃南—高南和玉门一带，都有下古生界地槽型变质岩系出露（见图10—2），表明它是在加里东地槽—褶皱系基础上发育起来的。泥盆纪以来，地层发育较全，是一套不变质的沉积岩系（表10—2）。泥盆系为典型的陆相磨拉石建造，岩相—厚度变化大（300—3250米），普遍与下伏下古生界变质岩系呈明显的角度不整合，它是祁连山地槽结束活动进入地槽期后稳定发展的重要标志。上古生界是厚度不大（除上三叠统厚三千米外，其余各统均不超过千米）的滨海（C_1）→海陆交互相（C_{2-3}，重要成煤时期）→陆相（P和T）含煤岩系，基本上与华北型沉积相似。侏罗—白垩系为内陆湖泊含煤、油页岩和红色岩建造。第三系为含油和膏盐建造，是西北著名的玉门油矿重要成油岩系。这时期沉积均属稳定地台型建造，断裂分异和岩浆活动均较微弱，构造变动以不对称的过渡型褶曲为主（图10—8）。发育沉积矿产（煤、铁、石油、膏盐等）。

河西走廊的大地构造位置，处于地槽（北祁连地向斜）和地台（华北地台）之间，其发展是在祁连山加里东地槽全面褶皱迴返结束活动后，在地槽边缘立即形成的构造单元。

（二）哈拉湖—青海湖拗陷发展概况

它位于地槽南部边缘，是一个叠加在南祁连和中祁连两个褶皱带之上的大型山间断陷。广泛发育上泥盆统—三叠系的滨—浅海相（D_3—T_2）→海陆交互相（T_3^1）→陆相（T_3^2）的碎屑岩和碳酸盐建造，基本上与华南型沉积相似。与上述河西走廊拗陷（以陆相为主）截然不同，反映北隆南拗。构造多为平缓开阔和块状断裂。海西—印支期岩浆活动较弱，仅泥盆纪有陆相火山岩夹层，分布于两侧断裂带上；海西期以小型花岗岩侵入为主；印支期在

表 10—2　祁连山区地槽期后地质构造特征简表

地质时代				沉积建造：河西走廊 玉门—酒泉区	沉积建造：河西走廊 武威—中宁区	沉积建造：大通河一带	沉积建造：哈拉湖—青海湖	构造运动与岩浆活动	矿产
新生代	Q			含油建造 膏盐建造 夹冰碛层	河湖相碎屑建造夹膏盐建造和冰碛泥砾层			喜山运动	石油 石膏
	R	N							
		E	E_3						
			E_2						
			E_1						
中生代	K	K_2			红色碎屑建造 夹膏盐建造	红色碎屑、膏盐建造	红色碎屑—膏盐建造	燕山运动	
		K_1		红色碎屑—膏盐建造					
	J	J_3							
		J_{1-2}		内陆湖相含煤、油页岩建造					煤
	T	T_3	T_3^2				陆相红色碎屑建造	印支运动 花岗岩、闪长岩侵入体	
			T_3^1				海陆交互相碎屑建造		
		T_{1-2}		陆相含煤建造					
晚古生代	P							海西运动 小型花岗岩侵入体	
	C	C_{2-3}		海陆交互相含煤建造			滨浅海相碎屑建造 和碳酸盐建造		
		C_1			滨浅海相碎屑、碳酸盐建造				
	D				陆相磨拉石建造		D_{1-2}	祁连运动	
下伏岩系				下古生界					

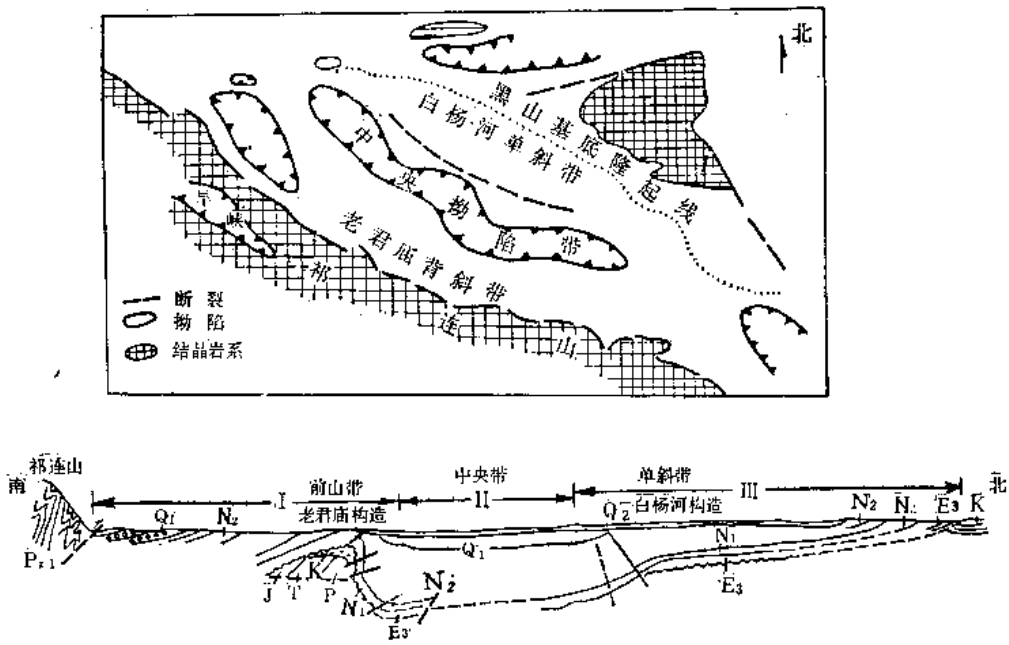


图 10—8 酒泉盆地西部构造剖面图

（据李德生，1958）

Q_2—第四系（酒泉砾石）；Q_1—第四系（玉门砾石）；N_2—上第三系疏勒河组；N_1—上第三系白杨河组；E_3—下第三系火烧沟组；K—白垩系；J—侏罗系；T—三叠系；P—二叠系；Pz_1—下古生界

青海湖以北和达肯大坂山以北，有斑状花岗岩侵入三叠系中，伴有多金属成矿❶。

从上述两个拗陷带的发育特征，反映了本区地槽期后相对稳定发展的特性。新生代的喜马拉雅运动以断块差异上升为特征，形成现今峰峦耸立的山岳地带，以及内陆断陷山间盆地，后者发育含煤、膏盐等建造。

五、小结

第一，祁连山区经历了三个不同性质的大地构造发展阶段，前寒武纪强烈活动时期、早古生代（加里东旋迴）地槽活动发展时期和晚古生代至新生代的地槽期后相对稳定发展时期。

第二，地槽发展阶段的特点，内部构造分异明显，中央隆起（地背斜），南北两侧拗陷（地向斜），都经历了早期差异性强烈下陷（$\in_2$—O）和晚期褶皱迴返上升（S）两个发展阶段。北祁连地向斜发育有蛇绿岩套具优地槽型地向斜活动特点，而南祁连地向斜则西段蛇绿岩套不发育，仅东段（拉脊山）发育。

第三，晚古生代至新生代地槽期后发展阶段，北隆南拗差异明显，但地壳处于相对稳定发展。

第四，深断裂具长期继承性活动特点，对本区大地构造发展起着重要的控制作用，也是构造单元的主要界线。对沉积建造、岩浆活动、构造变动、变质作用和成矿作用等，尤其是基性-超基性岩带的空间分布，更是起着直接控制作用。因而在分析区域构造和区域成矿规律及成矿预测方面具有重要意义。最近，张文佑（1981）认为控制本区地槽（称为北祁连地堑系）演化起重要作用的是北祁连岩石圈断裂。从这一观点出发，将本区演化归

---

❶ 据青海省地质局第一区测队，1979，1:20 万大柴旦幅、怀头他拉幅等地质图报告。

结为“从晚元古到早古生代末期，深断裂两侧断裂块体发生背向运动，断块间的体积因拉开而扩大，是为北祁连地堑系（地槽）的形成与发展时期。早古生代末的加里东运动，使两侧断裂块体发生相向运动，断块间的体积因挤压而引起并合，使地堑系闭合（即地槽褶皱迴返）形成断（裂）褶（皱）带”（图10—9）。

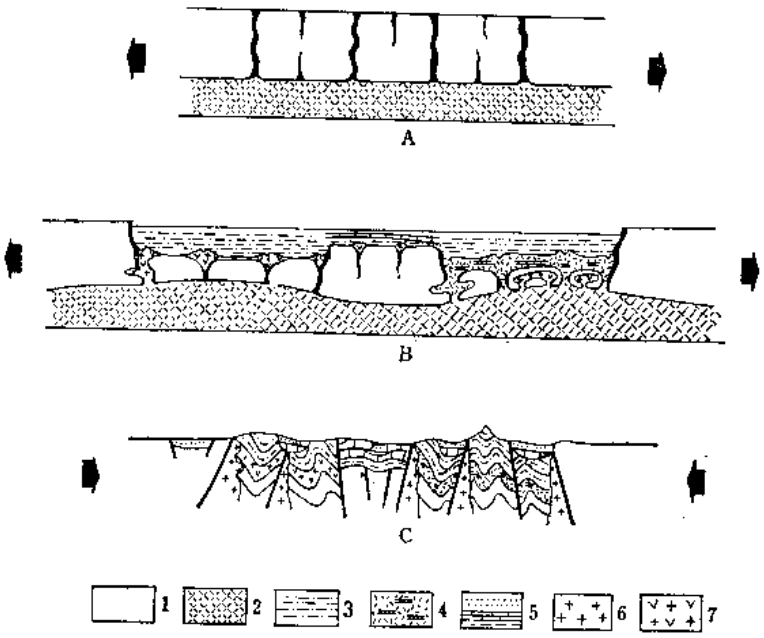


图 10—9 祁连山地堑系发展演化示意图

（据张文佑，1981）

A.前长城纪古陆及其断裂体系和雏型地槽。B.早古生代拉张地堑系，大陆壳向大洋壳发展转化。C.加里东期挤压，地堑系闭合，及晚古生代、中新生代发育的上叠地堑式断陷盆地，洋壳向陆壳转化。

1—前长城纪古陆；2—地幔；3—早古生代的复理石建造；4—早古生代的超基性海底喷溢熔岩及夹于其中的硅质岩、硬砂岩、碳酸盐岩和基性-超基性侵入岩；5—早古生代中央隆起和晚古生代、中新生代地台型建造；6—不同时期的花岗岩化和花岗岩侵入体；7—早古生代中基性—中酸性火山岩

第五，近几年来，在本区陆续发现高压低温的蓝闪片岩变质带、构造混杂堆积和蛇绿岩套等许多新的地质构造现象，这些都是古板块俯冲带的重要标志，为研究大地构造发展史提供了新的线索与途径（详见第十三章）。

第四节 中国地槽的主要特点

中国有各个时期的地槽褶皱系。它们发育于不同的构造旋迴，出现在不同的构造空间。它们既具有一般地槽的一些共同特征，又具有自己的活动特征和发展过程。

一、中国地槽的活动特征

中国地槽有着不同的发育方式。其中一部分地槽是从元古代以来继承发展的地槽，如华南地槽褶皱系；另一部分地槽是在古陆壳基础上，由陆壳拉张减薄，断陷裂开形成的地槽，如北祁连地槽褶皱带。后者在地槽系中部往往存在一个中央隆起带。

中国地槽发展过程中内部构造状况的变化不一。其中一部分地槽中部有一个中央隆起

带或地背斜，地槽从中央向两侧逐渐褶皱迴返，地向斜范围逐渐向外侧迁移，如天山地槽褶皱系；另一部分地槽则是地槽边缘部分首先褶皱迴返上隆，地槽拗陷由两侧向内部逐渐迁移，如华南地槽褶皱系和内蒙—大兴安岭地槽褶皱系。

中国地槽褶皱系地槽期的火山活动特征和强度不同。一部分地槽褶皱系地槽期的火山活动强烈、频繁，具优地槽特征。其中少部分以海底基性喷发岩为主，并同基性、超基性侵入体及深海沉积一起组成蛇绿岩套，如北祁连地向斜；大部分则以中酸性火山活动为主，发育巨厚的中酸性火山岩及其碎屑岩，如天山地槽褶皱系等。另一部分地槽褶皱系地槽期的火山活动十分微弱，主要发育巨厚的碎屑复理石建造或（和）碳酸盐建造，具冒地槽特征，如华南地槽褶皱系。

中国地槽一般都遭受过多次构造运动，伴随每次构造运动都有相应的岩浆活动，以及相应的成矿作用。也就是说，中国地槽具有多旋迴发展的特点。

中国地槽褶皱迴返后形成的构造比较复杂，多由一系列的复背斜和复向斜组成。这些褶皱大多呈紧密的同斜、倒转褶皱，但也有一些较开阔的褶皱和短轴褶曲。没有大规模的逆掩作用和推复构造。构造线方向明显受区域性构造控制。北部地槽褶皱区呈向南突出的弧形，西南地槽褶皱区以北西西—北西—北北西方向为主，滨（环）太平洋地槽褶皱区以北东—北北东向为主。

中国地槽区中深断裂十分发育，它们对地槽的形成和发展，沉积建造，岩浆活动，变质作用及成矿作用都有明显的控制作用，并常常构成地槽褶皱系内部构造单元的界线。

二、中国地槽的构造迁移

中国地槽褶皱区在其发展过程中，表现出明显的构造迁移现象（图10—10）。这种迁移现象主要由于在大洋与大陆接触处，洋壳板块不断向陆壳之下俯冲、挤压，使发育于大洋与大陆交界处的边缘地槽不断产生褶皱，板块俯冲带及洋陆接合线不断向洋迁移的结果。如果洋壳板块不断向两侧陆壳板块之下俯冲、挤压，使两侧边缘地槽不断产生褶皱，板块俯冲带及洋陆接合线不断向洋内迁移，直至大洋闭合，两侧陆壳发生碰撞对接。于是地槽区的构造迁移就表现出一定的对称性。但是，当洋壳板块以向一侧陆壳之下俯冲为主，向另一侧陆壳之下俯冲较少或时间较短时，则出现对称轴向一侧偏移的偏对称迁移。

中国北部地槽褶皱区是位于西伯利亚地台与塔里木—中朝（华北）地台之间的中亚-蒙古地槽区的一部分，属陆间地槽区。这是一个自元古代至古生代末长期发育的巨大地槽区。地槽总体表现为由北向南迁移为主，由南向北迁移为副的偏对称迁移。靠近西伯利亚地台为加里东褶皱区，其南为华力西褶皱区；华北地台之北为加里东褶皱区，再北为华力西褶皱区。地槽最后封闭于北天山—内蒙古二连、西拉木伦河一带。这种迁移现象在中国境内表现得十分清楚。中国北部地槽褶皱区西部，阿尔泰地槽褶皱系于泥盆纪末褶皱；准噶尔地槽褶皱系在早石炭世末褶皱；天山地槽褶皱系直到早二叠世末才全部褶皱。东部，额尔古纳地槽褶皱系于早寒武世末褶皱；内蒙—大兴安岭地槽褶皱系，加里东运动在南北两侧先褶皱，最后于早二叠世末全部褶皱；吉黑地槽褶皱系迟至二叠纪末才褶皱。

西南地槽褶皱区是位于塔里木—中朝（华北）地台与印度地台、扬子地台之间的陆间地槽区。这是一个自古生代至新生代长期活动的地槽区。地槽总体也表现为由北东向南西迁移为主，由南向北迁移为副的偏对称迁移。北部，祁连山为加里东褶皱系，昆仑山为华力西褶皱系，秦岭、巴颜喀拉—甘孜、三江为印支褶皱系，喀喇昆仑—唐古拉为早燕山褶皱

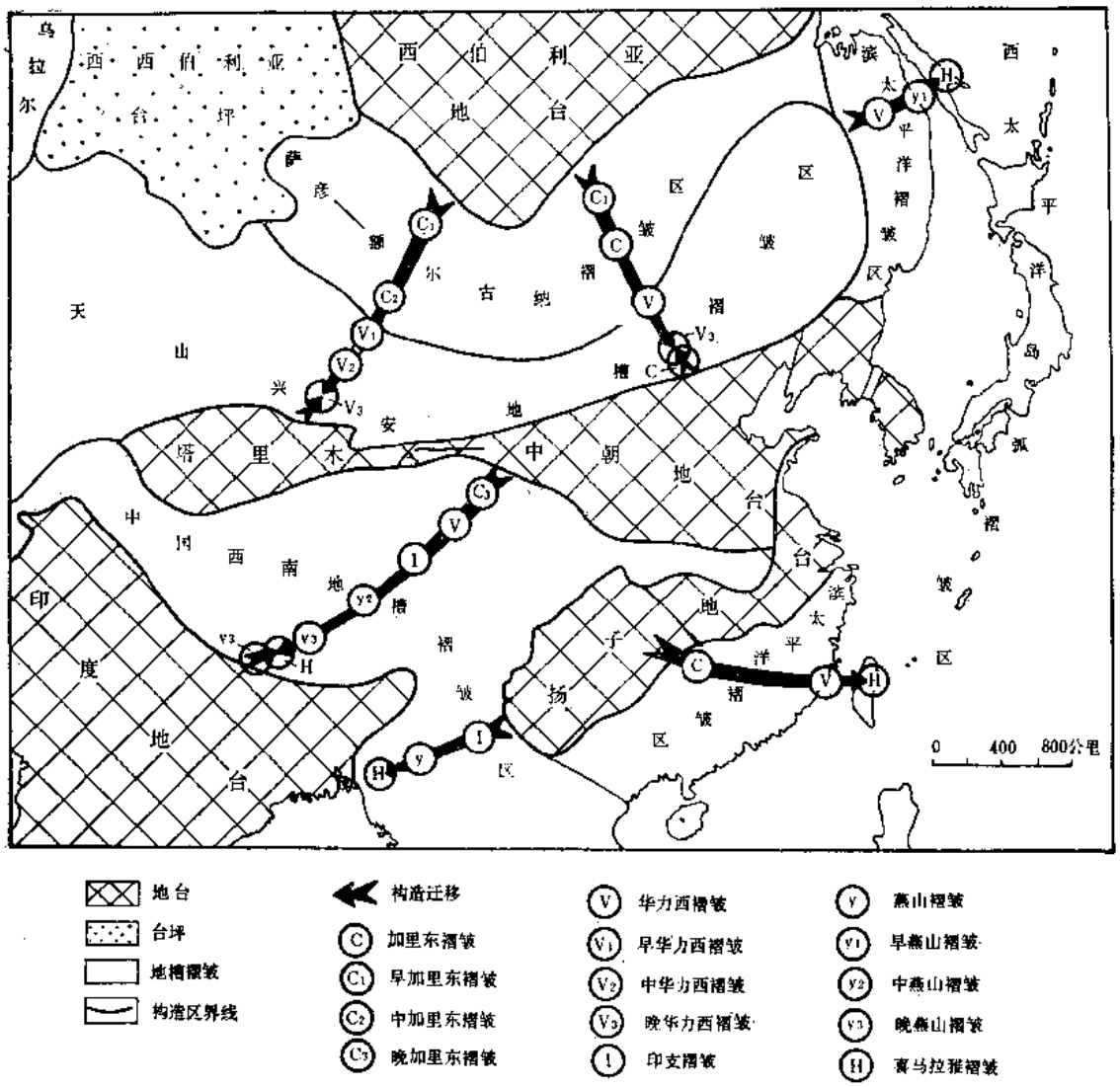


图 10—10 中国及其邻近地区构造迁移示意图

（据任纪舜等，1980简化）

系，冈底斯—念青唐古拉为晚燕山褶皱系；南部，北喜马拉雅主要为中生代地槽，雅鲁藏布则是新生代地槽褶皱带。

滨（环）太平洋地槽褶皱区包括滨太平洋地槽区和西太平洋岛弧地槽区，以及其间的陆缘海盆和边缘海盆。这是一个自古生代以来长期发育的陆缘地槽区。地槽发展的总趋势是由西向东离陆向洋迁移。靠近亚洲大陆为古生代及中生代褶皱系，远离大陆为新生代褶皱系。这在中国境内表现十分清楚。中国华南为加里东褶皱系，东南沿海为华力西褶皱系，台湾为喜马拉雅褶皱系。东北的延边为华力西褶皱系，那丹哈达岭为早燕山褶皱带。

三、中国地槽与地台的接触关系

中国地槽与地台呈现两种不同的接触关系——突变式与过渡式。

突变式接触关系是指地槽与地台之间以岩石圈断裂或超岩石圈断裂相接触，地台边缘往往是一个正性活动带(地轴)。如华北地台北侧为长期上隆的内蒙地轴，与内蒙—大兴安岭地槽以内蒙地轴北缘深断裂相接触。当内蒙—大兴安岭地槽强烈活动时，内蒙地轴亦显

示了高度的活动性，不仅表现为强烈的上升运动，而且还有加里东期和华力西期的花岗岩浆侵入。扬子地台西部，康滇地轴南端与三江地槽之间以红河深断裂相接触，二者也呈现突变式接触关系。

过渡式接触关系就是地槽与地台之间呈构造过渡状态。这有两种情况：

一种是地台与地槽之间仍以深断裂为界，但是，地台边缘往往是一个负性活动带（台缘拗陷）。如扬子地台与巴颜喀拉—甘孜地槽及秦岭地槽之间，以龙门山深断裂、城口—房县深断裂、襄樊—广济深断裂为界，地台北缘为龙门山—大巴山台褶带。华北地台南缘与秦岭地槽之间，以秦岭地轴北缘深断裂、确山—肥东深断裂为界，地台南缘为豫淮台褶带。

另一种是地槽与地台之间呈明显的构造过渡现象。最典型的是华南加里东地槽与扬子地台之间的江南过渡带（图10—11）。前震旦纪末的雪峰运动，由扬子地台内部向东南边缘减弱，加里东运动则从华南加里东地槽内部向西北边缘减弱，从浙西到右江的广大地区刚好处于构造过渡部位。而且从震旦纪到志留纪的整个时期中，不仅生物群混生，沉积建造也明显显示出从地台向地槽过渡的特征。另外，扬子地台西缘与巴颜喀拉—甘孜地槽褶皱系之间有盐源—丽江过渡带（台褶带），华北地台西南侧与祁连地槽褶皱系之间有河西走廊过渡带（边缘拗陷）和鄂尔多斯西缘过渡带（贺兰—六盘台褶带）。塔里木地台在柯坪一带与天山地槽褶皱系之间也成过渡关系。

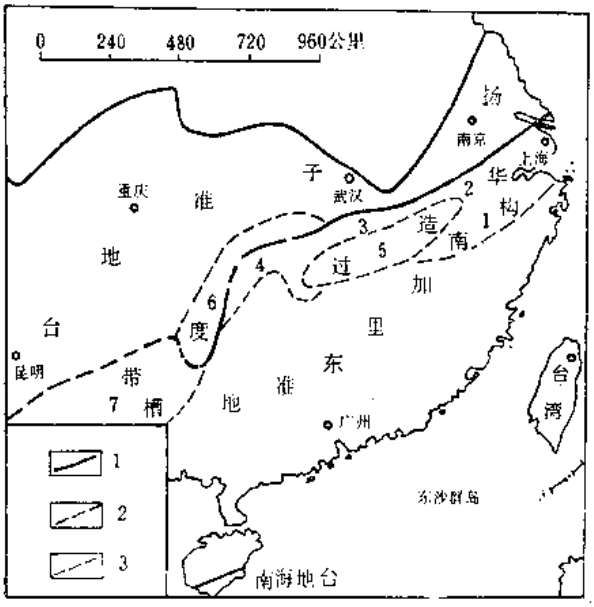


图 10—11 扬子地台与华南加里东地槽之间的构造过渡

（据任纪舜，1964）

1——一级构造单元界线；2——一级构造单元推测界线；3—次级构造单元界线。图中数字：1.浙西；2.皖南；3.修水流域；4.资水流域；5.九岭隆起；6.雪峰隆起；7.右江地区

第十一章　中国东部陆缘海盆及边缘海盆

第一节　引　　言

中国大陆东缘海域辽阔，主要有渤海、黄海、东海和南海。渤海为中国的内海，黄海、东海和南海，呈北东—南西向的弧形，环绕于中国大陆的东南边缘。大陆架在四大海区中占有相当大的面积，渤海和黄海海底全部是大陆架，东海和南海的大陆架分别占其海域区面积的三分之二和二分之一以上。大陆架宽约114—560公里，最宽达750公里。

四大海区在构造上属西太平洋陆缘构造区，主要构造走向为北东—北北东向。渤海和黄海为陆缘海，东海和南海为绕接中国东南陆地，濒邻西太平洋的边缘海。

中、新生代以来，各海区经历了不同的地质构造发展史，先后发育了一系列大致平行、相间排列的隆起带和拗陷带。四大海区新生代沉积广布，拗陷带内沉积巨厚，具有良好的油气生储条件，是中国重要的油气远景区。

第二节　渤　　海

渤海位于辽、冀、津、鲁四省、市之间，东以庙岛群岛与黄海分界，四周基本上为陆地所环抱，为一近封闭的内陆浅海。

渤海奠基于华北地台之上，海区基底构造与周围相邻地区相似（图11—1）。侏罗纪末期，渤海形成一系列北东向隆起和拗陷，发育陆相含煤碎屑和火山碎屑沉积，厚约600米，断续分布于断陷内。白垩纪，拗陷逐渐扩大，以杂色砂岩沉积为主，厚约800米。早第三纪，拗陷进一步扩大，形成红色含膏盐岩系和暗色的含油岩系。晚第三纪，渤海与邻区整体下陷成为广阔统一的沉积区，广泛发育以湖相为主的碎屑沉积。第四纪初期，渤海进一步下沉，海水自东侵入，形成今日的渤海盆地，广泛沉积了海相砂、粉砂和粘土。新生代沉积最大厚度达9500米以上，其中上第三系厚约4000米，下第三系厚达5000米以上。第三纪是重要的生油时期。

中、新生代的地壳运动以差异升降运动为主，不具明显的褶皱，主要为断裂活动。表现为隆拗、升降的变化和地层间的超覆不整合或假整合，以及多次以基性喷溢为主的火山活动。

根据基底埋藏深度、新生界厚度和地球物理特征的差异，可将渤海盆地划分为五个构造区（图11—1）：

1．渤海湾拗陷：位于渤海湾，是黄骅拗陷向海延伸部分。为航磁、重力（布格）负异常区。基底埋藏深度可达8公里。新生界厚达4.0—6.0公里，其中下第三系可达4公

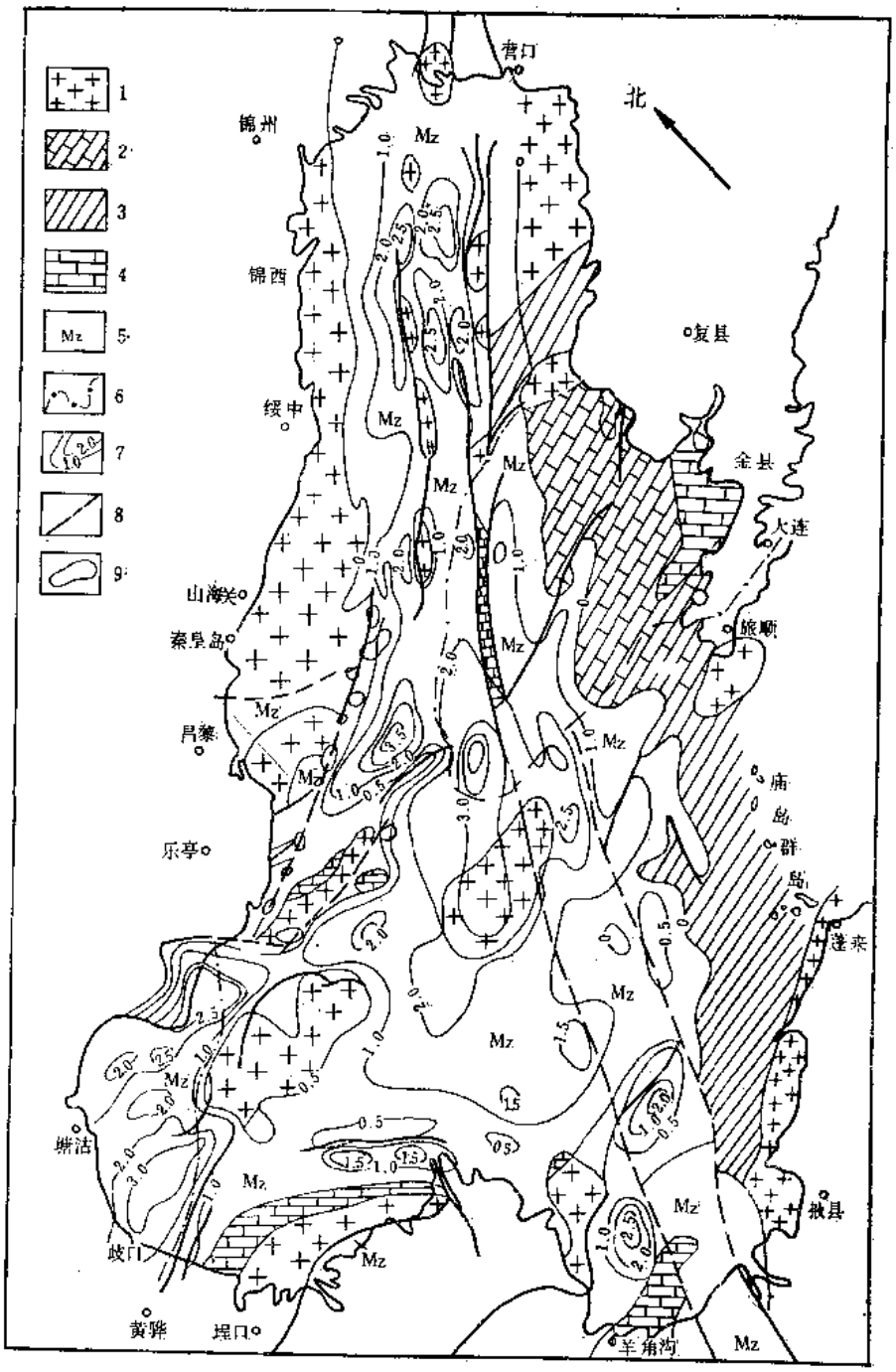


图 11—1 渤海基岩分布推断图

（据第二海洋地质调查大队，1978）

1—前震旦系；2—震旦系；3—下震旦变质岩；4—古生界；5—中生界；6—震旦系边界线；7—下第三系等厚线；8—断层；9—地质界线

里，为良好的生油碎屑岩建造。

2．沙垒田—埕宁隆起：位于渤海湾拗陷与渤中拗陷之间。为一北东向航磁正异常带。基底埋藏深度小于 2 公里。新生代沉积厚度1.5—2.0公里，且常缺失下第三系。

3．辽东湾拗陷：位于辽东湾，东西以断裂为界，南与渤中拗陷相连。为以辽河口为中心的负布格异常区。基底埋藏深度最大约 5 公里。下第三系最厚达 4 公里，为一套暗色生

油砂泥岩；上第三系—第四系厚0.4—2.7公里。

4．渤中拗陷：位于渤海中部。为一东西向负布格异常中心。基底埋藏最深达8公里以上。新生界厚达5—8公里，是渤海主要沉降-沉积中心。其中下第三系厚3—4公里，上第三系—第四系厚3.6公里。莫霍面深度小于30公里，处于地幔隆起区（图11—3）。

5．莱州湾拗陷：位于莱州湾，是济阳拗陷向海延伸部分。为以黄河口为中心的负布格异常带，异常呈北东向。基底埋藏深度约5公里。下第三系厚1.7—2.0公里，上第三系—第四系厚2.6—3.0公里。

第三节　黄　　海

黄海位于中国东部，居于中国大陆与朝鲜半岛之间。一般以长江口北岸至朝鲜济州岛连线为界，与东海分开，并以中国苏北灌河口和朝鲜瓮津的连线把黄海分为北黄海和南黄海（图11—2）。

黄海处于华北地台与扬子地台在海区的延伸部分，北黄海基底属华北地台，南黄海基底属扬子地台。

北黄海为一隆起带，在地质构造上与胶东半岛、辽东半岛及朝鲜北部构成一个整体，

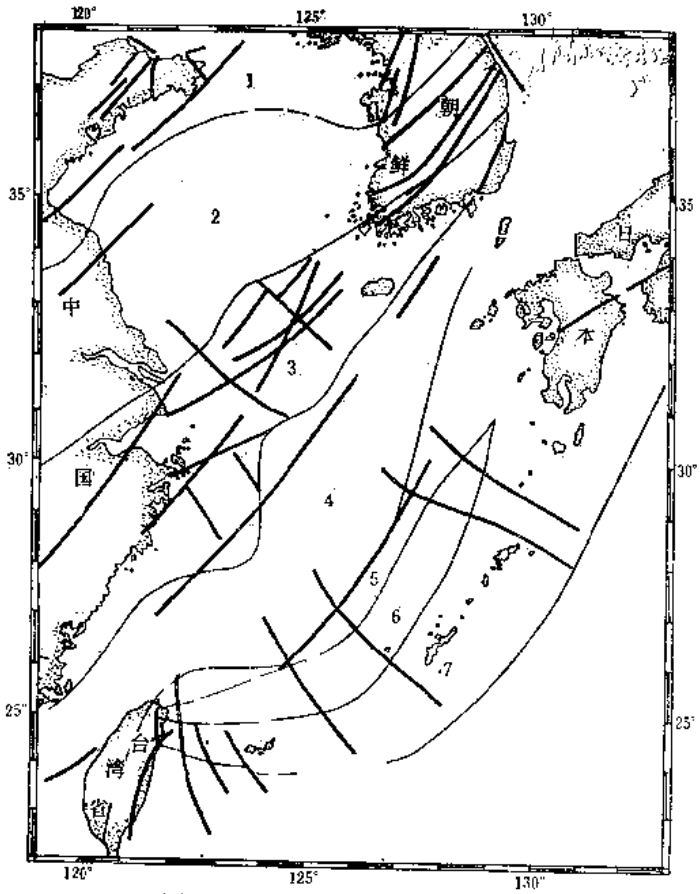


图 11—2　黄、东海构造分区图

（据金翔龙、喻普之，1982）

1—北黄海隆起带；2—南黄海拗陷带；3—济州—大陈隆起带；4—东海拗陷带；5—东海陆架边缘隆起带；6—冲绳海槽裂陷带；7—琉球海沟—岛弧系

具相似的发展特征。前长城系深变质结晶岩系组成隆起带的基底。印支运动后，在结晶基底上形成北东向呈雁行排列的小型断陷盆地，堆积了厚1000—1500米的侏罗系—白垩系陆相碎屑岩与火山岩、火山碎屑岩夹煤系。上新世后，北黄海才形成比较统一的沉积区，第四纪初遭受海侵，形成今日之面貌。基底顶面埋藏深度变化在 0—2700 米左右，沉降中心处的基底埋藏深度皆超过2000米。第四系和现代松散沉积厚约 300 米左右，第三系（特别是下第三系）可能缺失。

南黄海为拗陷带，西南可与苏北拗陷相连。拗陷带从晚白垩世开始形成，晚白垩世以前的基底与苏北拗陷相似，由前寒武系、古生界和晚白垩世前的中生界组成。磁性基岩（可能是前中生界或古生界的基底）的最大埋深为5.0—9.0公里。燕山运动以后，南黄海中部相对隆起，南北两侧沉降，成为新生代沉积中心，发育了4000—5000 米厚的晚白垩世—新生代沉积，其中新生界厚2000—4000米。下第三系仅充填于几个拗陷内，主要由湖沼相泥岩和砂岩组成，是主要含油层位。上第三系—第四系遍布全区，由河湖相砂砾岩和泥岩组成。喜马拉雅旋迴以来，南黄海经历过始新世末、渐新世末两次构造运动。

以上说明，南黄海是一个晚燕山运动以来形成的一个中新生代断陷盆地，盆地经历了断陷充填、拗陷持续沉积和总体被盖等三个发展阶段，喜马拉雅期又经过两次运动的改造。盆地由一系列北东走向的隆起和拗陷组成，拗陷的结构大多以断陷为主，且多为南断北超、南深北浅的不对称箕状拗陷。

第四节　东　　海

东海居于中国大陆及台湾岛与日本九州岛、琉球群岛和朝鲜半岛之间，是亚洲大陆与太平洋洋盆之间的大陆边缘过渡带。它以闽粤分界经澎湖至台湾新港的连线为界，与南海分开。东海西部为宽阔的大陆架；东部为大陆坡带，呈弧形展布于东海的东部，冲绳海槽组成大陆坡的主体地形。

东海是喜马拉雅旋迴以来形成的新生代海盆。据地球物理资料推断，东海存在两种不同的基底。西部基底可能是由白垩纪火山岩和花岗岩组成；东部基底可能是由与琉球岛弧相同的中生代或更老的变质岩系构成。早第三纪在台湾西海岸—五岛列岛一线以东，沉积了巨厚的复理石建造。渐新世末期的构造运动，使下第三系普遍褶皱，并形成一系列北北东向的隆起和断陷。晚第三纪以来的沉积盖层广泛发育，特别是上新统，遍布整个海域，主要由海相和海陆交互相的生油碎屑、含煤碎屑及火山碎屑建造组成，拗陷区沉积总厚达7000 米以上。依据地球物理资料和邻区陆地地质构造特征，东海可分为以下几个构造带（图11—2）：

1．济州—大陈隆起带：位于东海西部，是从浙闽沿海延伸到朝鲜东南部（岭南区）的福建-岭南隆起带在海中的延伸，呈北东向展布。区内磁场变化剧烈、梯度大。磁性基底埋深小于 1 公里，由中生代火成岩和前中生代变质岩组成。基底之上不整合覆盖着厚约800—1200 米的新生代地层，一般为上第三系和第四系，局部可能有下第三系。燕山期和喜马拉雅早期，它是亚洲东缘的一条海岸山脉，第三纪以来，逐渐崩解，海水才不断漫越隆起带进入黄海。

2．东海拗陷带：位于济州—大陈隆起带之东，几乎占有整个东海大陆架，呈北北东走

向，构造上可与台湾西部上第三系含油气盆地相连。磁场以平缓变化的负异常为主，磁性基底埋深一般在4—6公里，最深可达10公里。基底之上是巨厚的第三系和第四系，总厚度一般在4000米以上，最厚可达9000米以上，并以上第三系为主。上第三系不整合覆于下第三系之上，是由海相砂、页岩组成的含油岩系。此构造带可能是自早第三纪或稍早开始分裂、扩张形成的弧后张裂盆地，是很有希望的油气远景区。

3．东海陆架边缘隆起带：位于东海拗陷带之东，沿东海大陆架外缘延伸，构造走向北北东。为重力高带和升高背景的正磁异常带，磁性体埋深0.5—2公里。隆起带上大多缺失中新统，上新统和第四系普遍超覆在强烈褶皱的下第三系或更老的地层上。中新世晚期以来，沿东海大陆架外缘火山活动显著增加，形成一条安山—玄武质火山岩带。隆起带的形成始于早第三纪，是为边缘岛弧；晚第三纪时又遭受挤压，成为一种残余岛弧。

4．冲绳海槽裂陷带：裂陷带在海底地形上表现为一深海槽，呈北北东走向。为缓起伏变化的负磁异常带，磁性基底埋深约 3 公里左右。海槽的基底可能是由复杂褶皱、变质了的下第三系岩层、火山岩和侵入体组成，其上覆盖着上新世至第四纪的砂质沉积岩和火山碎屑岩，厚度大于1200米。这些岩层也都遭受了褶皱和断裂的破坏。海槽地壳厚度较薄，仅约21公里（图11—3）；热流量高，平均值为 3.62 微卡/厘米²·秒，最高达 8.95 微卡/厘米²·秒；布格重力值大多在＋100 毫伽以上；浅震频繁；年轻断裂相当发育，断面呈地堑

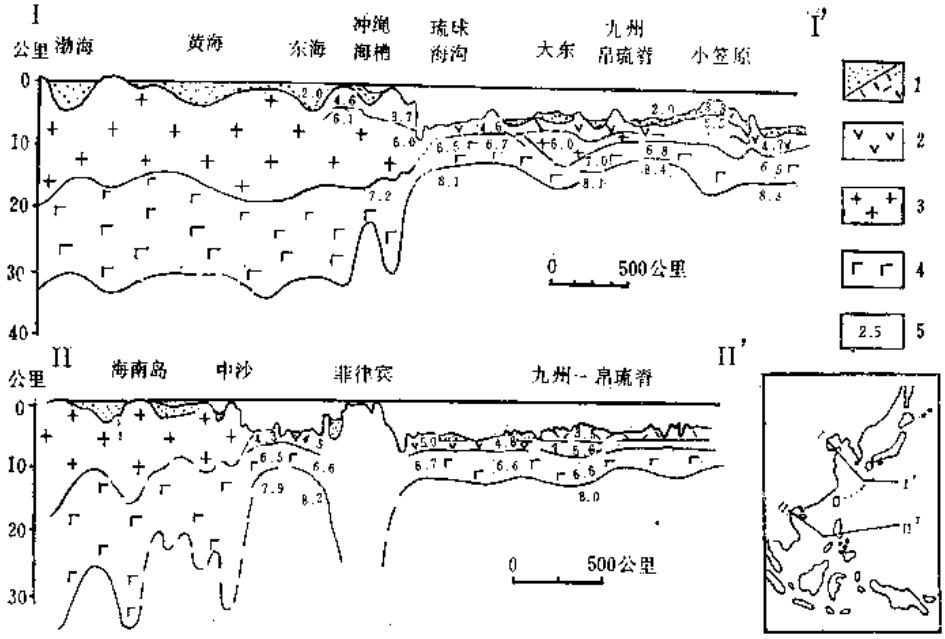


图 11—3　中国海域及邻区地壳结构剖面略图

（据第二海洋地质调查大队，1978简化）

1—沉积岩或火山碎屑岩；2—火山岩层；3—花岗岩层；4—辉长岩层；5—地震波速（公里/秒）

状。所有这些都显示出它是扩张初期的裂谷构造，可能是始于中新世末或上新世初的弧后张裂盆地。

第五节　南　　海

南海位于中国大陆之南，印支半岛之东，菲律宾群岛之西，加里曼丹岛之北。南海海

域辽阔，轮廓近菱形，海底四周较高，中央深陷，略呈盆状。

南海处于滨太平洋构造带与特提斯—喜马拉雅构造带的交汇地带，在构造上具有更复杂的特点。表现为既有东部滨太平洋构造带的特征，也具有特提斯—喜马拉雅构造带的特点。

根据重力、地磁、地震资料及地质资料，南海从北向南可分为：粤桂陆缘拗陷区、南海中央海盆断陷区、南沙及西沙隆起区等几个单元。

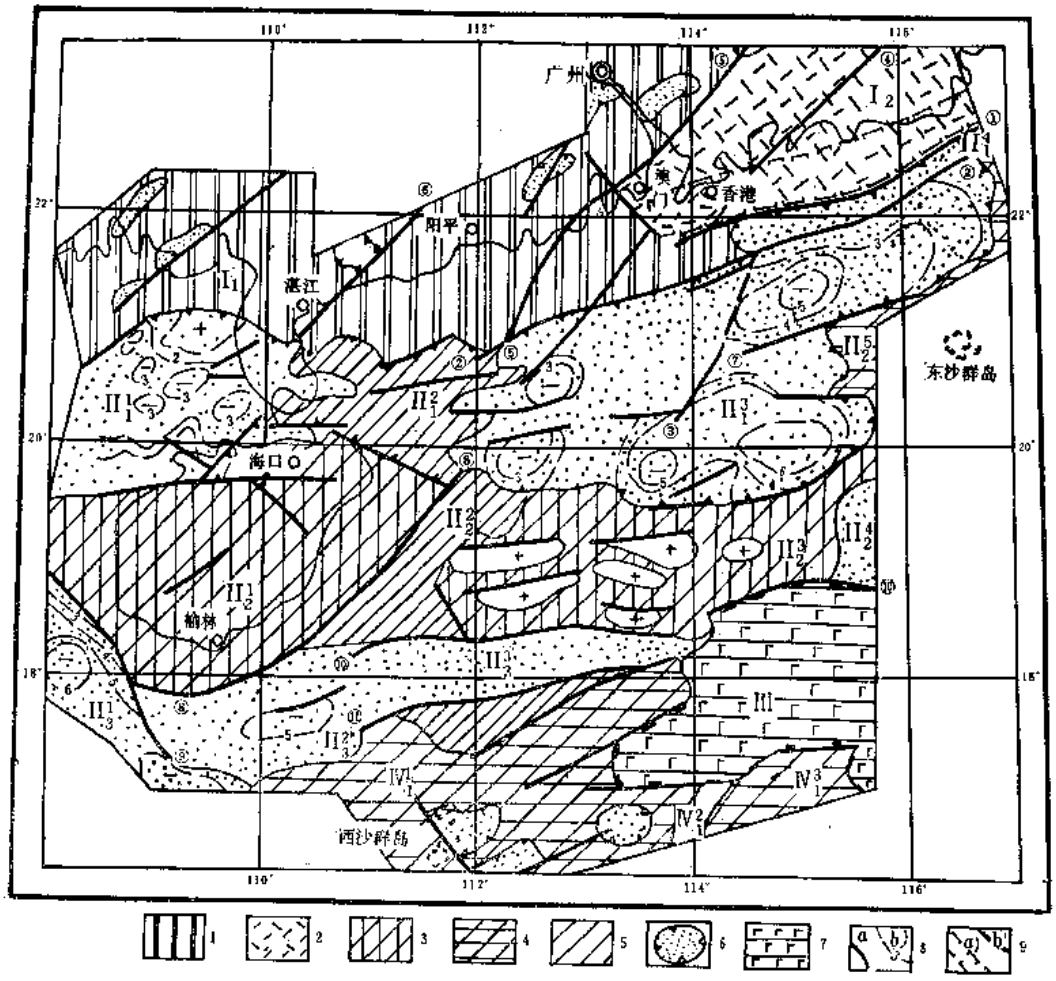


图 11—4　南海北部海域区域构造示意图

（据张用夏，1981）

1—被花岗岩体广泛侵入的加里东褶皱基底隆起区；2—广泛发育有中生代中酸性熔岩的火山岩带；3—被花岗岩广泛侵入的古生代基底隆起；4—被基性岩复杂化的前第三系基岩隆起；5—鞍状构造或斜坡；6—主要由海相第三系充填的拗陷；7—具洋壳的深海盆；8—a）断裂；b）磁性基岩等深线；9—a）挤压破碎型深断裂带；b）洋壳边界线。

构造分区：Ⅰ.华夏构造岩浆带：Ⅰ$_1$.粤桂花岗岩隆起区，Ⅰ$_2$.浙闽粤沿海火山岩带；Ⅱ.粤桂陆缘拗陷区：Ⅱ$_1$北部湾珠江口陆架拗陷带，Ⅱ$_1^1$北部湾拗陷，Ⅱ$_1^2$七洲鞍状隆起，Ⅱ$_1^3$—珠江口拗陷，Ⅱ$_1^4$—汕头港外鞍状隆起；Ⅱ$_2$海南东沙陆坡隆起带：Ⅱ$_2^1$海南隆起，Ⅱ$_2^2$万宁东拗陷，Ⅱ$_2^3$海南东陆坡隆起，Ⅱ$_2^4$—东沙西南拗陷，Ⅱ$_2^5$东沙陆坡隆起；Ⅱ$_3$南部拗陷带：Ⅱ$_3^1$莺歌海拗陷，Ⅱ$_3^2$琼东南拗陷，Ⅱ$_3^3$西沙北海槽断陷；Ⅲ.南海中央海盆断陷区；Ⅳ.南沙及西沙隆起区：Ⅳ$_1$中西沙隆起带：Ⅳ$_1^1$西沙隆起，Ⅳ$_1^2$中西沙海槽，Ⅳ$_1^3$中沙隆起。

断裂：①南澳香港深断裂；②珠拗北缘大断裂；③珠外断裂；④丽水-海丰深断裂；⑤象山-上川深断裂；⑥四会-吴川深断裂　⑦东沙北缘大断裂；⑧琼东南大断裂；⑨莺歌海深断裂；⑩西沙海槽北缘深断裂；⑪西沙海槽南缘断裂

1．粤桂陆缘拗陷区：指粤桂沿海至南海中央海盆断陷区以北的广大区域。区域构造总体走向北东东，磁性基岩埋藏较深，为磁异常变化较平缓的负异常区，在拗陷内广泛堆积了较厚的以上第三系为主的新生界沉积。拗陷区可进一步分为北、中、南三部分。

北部为由北部湾拗陷、珠江口拗陷、台澎拗陷组成的陆缘拗陷带。磁性基岩埋深2—5公里，最深达6公里以上。拗陷带内发育有较厚的新生界，下第三系为厚度变化较大的分割性凹陷堆积，属充填式；上第三系广泛分布，普遍超覆不整合于老地层之上，属披盖式。第三系沉积总厚可达2000—4000米，是重要的油气远景区。

中部为由海南隆起、海南东陆坡隆起和东沙陆坡隆起等组成的近东西向的断块隆起带。海南隆起及海南东陆坡隆起均由古生代变质岩及中生代花岗岩所组成。隆起轴部基岩埋深在海平面下1公里左右，其上为上第三系所覆盖。东沙陆坡隆起附近磁性基岩埋深一般小于1.5公里，其上覆盖着厚度较小的上第三系至第四系。

南部为由莺歌海拗陷、琼东南拗陷和西沙北海槽断陷等所组成的拗陷带。莺歌海拗陷是红河断裂带在海中的延伸，为一北西向复式地堑型拗陷，新生代沉积厚度在6400米左右，最厚达10000米以上。琼东南拗陷，基岩埋深为3—6公里，主要为海相第三纪充填，是一个新生的张裂盆地。西沙北海槽断陷为一裂谷式深海槽，水深大于2公里，南北两侧为深断裂带，形成一条近东西向的地堑。海槽深部存在一条强磁性的基性岩块，其埋深达7公里左右。海槽内有厚达5000米的沉积层，推测为海相第三系。地壳厚度减薄为18公里（图11—3），具过渡壳特征。

2．南海中央海盆断陷区：位于南海中东部，呈北东向延伸，以水深（大于3000米）、盆底平坦、有孤立海山散布为特征。磁场表现为高正异常，磁性基岩埋深（海平面下）3.5—4.0公里，推测为海底玄武岩层。布格重力异常为高正值（300毫伽左右），自由空气异常近于零。莫霍面位于海平面下9.8—12.9公里，地壳厚度减薄为6.0—8.7公里，缺失硅铝层，属大洋型地壳（图11—3）。在大洋玄武岩之上的上第三系和第四系，主要为深海软泥堆积，厚度一般在500米以内。南海中央海盆代表一个目前正在扩张的张裂盆地。根据对大洋型地壳的磁异常条带的研究，表明洋盆经历过两次剧烈扩张期：第一次在渐新世中期（距今25—32百万年），扩张轴为北东东向；第二次在早中新世（距今17—23百万年），扩张轴近东西向。

3．南沙及西沙隆起区：南沙隆起的基底可能属于前寒武纪。基底之上具和缓褶皱和断裂的沉积层可能为中新统，其上的水平沉积层可能相当于上新统一更新统。说明南沙隆起自古生代以来长期处于隆起剥蚀状态，第三纪后期才下降接受沉积，中新世末期遭受构造运动，造成中新统的变形和中新统与上新统之间的不整合。中西沙隆起带的基底由前寒武纪的变质岩组成。据西沙群岛永兴岛西永一井钻孔资料，上第三系之下为一套强烈变质的花岗片麻岩和混合岩，同位素年龄为6.27亿年。其上发育有不同厚度的沉积层，永兴岛上为厚达一千余米的上第三系珊瑚礁灰岩。隆起轴部基岩埋深在海平面下1.0—1.5公里。地壳厚度31—33公里左右，属大陆型地壳。表明该区长期处于隆起环境。

第十二章　中国的深断裂

第一节　中国的断裂构造格局

黄汲清、任纪舜等（1980）通过地质、地球物理资料和卫星照片的综合分析，在1:400万中国大地构造图上共划出10余条超岩石圈断裂带，80余条岩石圈断裂带和为数更多的壳断裂带。它们的时代从元古代至新生代各个构造阶段均有，分属于不同的断裂系和断裂体系（表12—1，12—2；图12—1）。

古生代以来，中国的深断裂可分成三个巨型的深断裂体系，即古亚洲断裂体系、特提斯-喜马拉雅断裂体系和滨（环）太平洋断裂体系。

1．古亚洲断裂体系：包括西伯利亚地台之南、塔里木—华北（中朝）地台之北中亚—蒙古地槽以及塔里木—华北（中朝）地台之南昆仑—秦岭地槽中的一系列深断裂系。这是一个元古代—古生代的深断裂体系，控制中亚—蒙古地槽和昆仑—秦岭地槽以及相邻地台古生代的大地构造发展。

中亚—蒙古地槽中的深断裂，以一系列向南突出、依次发展的巨大弧形深断裂系为主导（大部位于苏、蒙境内），以中蒙古弧形深断裂系（中国的额尔齐斯和德尔布干深断裂带分别为其向西北和向东北的延伸部分）为其主干断裂。南缘的中朝地台北侧和博罗霍洛—中天山深断裂系呈近东西方向，是中国北部的重要构造界线。中国新疆地区有一系列北东—北东东方向的断裂系与弧形及近东西向断裂系的西段相交切，形成十分醒目的菱形网格构造。

塔里木—华北（中朝）地台南侧昆仑—秦岭地槽中的深断裂以北祁连—北秦岭—北淮阳、柴达木北缘—青海南山—北秦岭—北淮阳、东昆仑—南秦岭三大断裂系为主干。

2．特提斯—喜马拉雅断裂体系：指中国西南部以一系列规模巨大的向北东方向突出的弧形深断裂系为主干的断裂体系。这是一个中、新生代的断裂体系，并在昆仑—秦岭地槽褶皱系与古亚洲断裂体系复活，控制特提斯—喜马拉雅巨型地槽带的发展，使古亚洲大陆上的一些古断裂重新复活。

雅鲁藏布江、怒江—澜沧江、金沙江—红河三大弧形断裂系是特提斯—喜马拉雅断裂体系的主断裂系。它们分别代表特提斯—喜马拉雅地槽带不同发展阶段的地缝合线。

此断裂体系的西段，发育以北西向占主导的右旋剪切断裂系，其中以狮泉河深断裂带为代表。中段，发育南北向张性断裂系，形成晚新生代地堑盆地，并有火山活动和现代温泉分布。东段，发育以北东向占主导的剪切断裂系，雅鲁藏布江大拐弯以西为北东向左旋剪切，以当雄断裂为代表；以东为北东向右旋剪切，其中以玉龙—龙门挤压—剪切断裂系最为重要。

3．滨（环）太平洋断裂体系：系指从昆明—银川一线向东到台湾（西太平洋岛弧）之间广大地域内的一系列断裂系。这是一个中、新生代强烈活动的、内容复杂的断裂体系，

表 12—1　中国深断裂简表之一（古生代以来）（据任纪舜等，1980）

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
古亚洲	中蒙古	1．额尔齐斯	T	c—s	Pz	Σ、γ	
		2．德尔布干	L	c—s	Pz		
	南蒙古	3．阿尔曼太	L	c—s	Pz	$\underline{OS}$	
		4．卡拉麦里	L	c—s	Pz	$\underline{OS}$	
		5．二连-索伦	L	c—s	Pz	$\underline{OS}$	
	博罗霍洛-中天山	6．博罗霍洛北缘	T?L	c—s	Pt? Pz、Kz	$\underline{OS}$	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
		7．中天山北缘	L	c—s	Pz、Kz	Σ、γ	
		8．中天山南缘	L	c—s	Pz、Kz	Σ	
	中朝地台北侧	9．西拉木伦	T	c—s	Pt? Pz	$\underline{OS}$、gs	
		10．内蒙地轴北缘	T?L	c—s	Pt、Pz	Σ、γ	
		11．阿拉善北缘	T?L	c—s	Pt、Pz		
		12．疏勒河	L	c—s	Pz		
	达拉布特	13．达拉布特	L	s	Pz	$\underline{OS}$	
		14．孔盖阿拉套	L	s	Pz	Σ	
		15．萨吾尔	L	s	Pz	Σ	
	哈里克套-博格达	16．哈里克套-博格达	L	c—s	Pz、Kz	gs	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
	阿尔金-北山	17．且末河	L	s	Pz、Kz		
		18．若羌-拉竹龙	L	s	Pz、Kz	Σ	
		19．星星峡	L	s	Pz	Σ	
		20．柳园	L	s	Pz	Σ	
		21．阿尔金	L	s	Pz、Kz	Σ	
	狼山	22．狼山	C	s	Pz、Kz	γ	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
	西昆仑	23．西昆仑中间隆起北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
	北祁连-北淮阳	24．龙首山	L	c—s	Pz、Kz	Σ、γ	
		25．北祁连北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		26．北祁连	T	c—s	Pt? Pz、Mz、Kz	$\underline{OS}$、gs	
		27．中祁连北缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		28．中祁连南缘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	$\underline{OS}$	
		29．秦岭地轴北缘	T	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
		30．秦岭地轴南缘	L	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
	柴达木北缘-北淮阳	31．党河南山	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		32．柴达木北缘（赛什腾）	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		33．沙柳河	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		34．青海湖-北淮阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、gs、m、γ	
		35．临潭-山阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、m	
	北昆仑-南秦岭	36．东昆仑南缘（秀沟-托索湖）	T	c—s	Pz、Mz、Kz	$\underline{OS}$、m、γ	
		37．玛沁-略阳	T	c—s	Pz、Mz、Kz	$\underline{OS}$、m	
		38．安康	C、L?	c—s	Pz、Kz		

续表 12—1—1

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
古亚洲	龙门山-大巴山	39. 龙门山	L	c — s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ	新生代属特提斯-喜马拉雅体系
		40. 城口-房县	C	c — s	Pz、Mz		
		41. 襄樊-广济	L	c — s	Pz、Mz	Σ	
滨太平洋	西太平洋贝尼奥夫带	42. 台湾大纵谷	T	s	Mz、Kz	OS、gs、m	
	东南沿海	43. 南澳-香港	C	t	Kz	β	图上未划
		44. 珠拗北缘	C	t	Kz	β	
		45. 西沙海槽北缘	L	t	Kz	β、Σ?	
		46. 西沙海槽南缘	L	t	Kz	β、Σ?	
		47. 宝应-享堂	C	c — s	Mz		
		48. 崇明-景德镇	C	c — s	Pz、Mz		
		49. 赣东北	L	c — s	Pt、Pz、Mz	Σ	
		50. 郴怀	C	c — s	Pz、Mz		
		51. 吴川-肖山	C	c — s	Mz	γ	
		52. 邵武	C	c — s	Mz		
		53. 恩平-龙泉	C	a	Mz		
		54. 凭祥-南城	C	c — s	Mz		
		55. 中山-温州	C	a	Mz	γ	
		56. 丽水-海丰	C	c — s	Mz	γ	
		57. 宁海-漳州	C	c — s	Mz	γ	
		58. 长乐-厦门	C	c — s	Mz	γ	
		59. 莆田-陆丰	C	c — s	Mz	γ	
		60. 钦州-福清	C	c — s	Mz	γ	
		61. 湛江-惠来	C	c — s	Mz	γ	
		62. 济州-大陈	C	c — s	Mz	γ	图上未划
平洋	苏北-黄海	63. 千里岩隆起南缘（嘉山-响水）	L	t — s	Pt? Mz、Kz		图上只划了嘉山-响水深断裂
	郯城-庐江	64. 郯城-庐江	L	s、a	Pt? Mz、Kz	Σ	
		65. 依兰-伊通	L	a	Mz、Kz	β	
		66. 抚顺-密山	L	s	Pz、Mz、Kz	β	
		67. 金县	L	s	Pt? Pz、Mz	Σ	
		68. 青岛-日照	C、L?	c — s	Mz	γ	属临津-青岛断裂系
		69. 广济-黎塘	L	c — s	Mz	Σ	
		70. 宿松-灵山	L	c — s	Mz	Σ	
		71. 赣江	C	c — s	Mz		
		72. 吴川-四会	C	a	Pz、Mz	γ	
		73. 永修-玉林	C	a	Mz		
		74. 麻城-济宁	C	s	Mz	β	
	下辽-华北	75. 涿县-石家庄	C	t — s	Mz、Kz	β	
		76. 邢台-安阳	L	t — s	Mz、Kz	β、Σ	
		77. 沧东	C	t — s	Mz、Kz	β	
		78. 聊城-兰考	C	t — s	Mz—Kz	β	

续表 12—1—2

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
滨太平洋	大兴安岭-太行山-武陵山	79. 长治-嫩江	L	c—s	Mz		
		80. 宜昌-都匀	L	c—s	Mz	Σ	
		81. 丰都-盘县	C	c—s	Mz		
	汾渭地堑	82. 交城	C	t—s	Kz		图上未标号码
		83. 太谷	C	t—s	Kz		
		84. 罗云山	C	t—s	Kz		
		85. 霍山	C	t—s	Kz	β	
		86. 中条山	C	t—s	Kz		
		87. 华山	C	t—s	Kz		
	华南北西向	88. 连山-香港	C	c—s	Mz	γ	
		89. 吉安-东山	C	c—s	Mz	γ	
		90. 保康-益阳	C	t—s	Mz		
		91. 南漳-荆门	C	t—s	Mz		
		92. 钟祥-张港	C	t—s	Mz		
特提斯-喜马拉雅	雅鲁藏布江	93. 雅鲁藏布江	T	c—s	Mz、Kz	OS、gs、m、γ	
		94. 洛扎-错那	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
	喜马拉雅掩断裂系	95. 主边界	C	c—s	Kz	γ	
	怒江-澜沧江	96. 班公湖-怒江	T	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、m?	
		97. 切里湖	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		98. 噶尔-措勒	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		99. 嘉黎-独龙江	L	c—s	Mz、Kz		
		100. 澜沧江	L	c—s	Pz、Mz、Kz	γ、Σ、gs?	
		101. 昌宁	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
	金沙江-红河	102. 金沙江-红河	T	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ、SO、gs、m、γ	
		103. 李仙江	L	c—s	Mz、Kz	Σ	
		104. 哀牢山-藤条河	L	c—s	Mz、Kz	OS、gs、m、γ	
		105. 贡觉-乔后	L	c—s	Mz、Kz		
		106. 稻城	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		107. 甘孜-理塘	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ、γ	
		108. 楚雄-蒙自	C	c—s	Mz、Kz		
	道孚-马山	109. 道孚-康定	L	c—s	Pz、Mz、Kz	Σ	
		110. 垭都-马山	L	c—s	Pz、Mz	Σ	
		111. 百色	C	c—s	Pz、Mz、Kz	β	
		112. 富宁	C	c—s	Pz、Mz	β、Σ?	
		113. 文山	C	c—s	Pz、Mz	β	
	西部剪切系	114. 狮泉河	L	s	Kz	Σ	
		115. 喀什-班公湖	L	s	Mz、Kz		
		116. 加仁错	L	s	Mz、Kz	Σ	

续表 12—1—3

断裂名称			深度	性质	强烈活动时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
特提斯—喜马拉雅	东部剪切系	117. 当雄	L	s	Mz、Kz	Σ	
		118. 墨脱	C	s	Kz		
		119.*龙门山	L	c—s	Pt、Pz、Mz、Kz	Σ	古生代属古亚洲体系
		120. 丽江-安顺场	L	s	Mz、Kz		
		121. 芒康-壤塘	C	s	Kz		
		122. 南定河	L	s	Mz、Kz		
	南北张裂系	123. 温泉-安多	C	t	Kz		
		124. 唐古拉攸穆错	C	t	Kz		
		125. 达旺	C	t	Kz		

表 12—2 中国深断裂简表之二（前古生代）（任纪舜等，1980）

断裂名称			深度	性质	时代	岩浆活动及其他	备注
体系	系	带					
中朝准地台	内蒙地轴（中朝地台北缘）	126.*内蒙地轴北缘	T	c—s	Pt	Σ、γ	元古代以来多旋回活动
		127.*阿拉善北缘	L	c—s	Pt		
		128. 丰宁-隆化	L	c—s	Pt	Σ	
		129. 集宁-承德	L	c—s	Pt	Σ	
	秦岭地轴	130.*秦岭地轴北缘	T	c—s	Pt	Σ、γ	
		131.*秦岭地轴南缘	L	c—s	Pt	Σ、γ	
	神木-阳原	132. 神木-阳原					航磁反映地台基底中之断裂
扬子准地台	康滇地轴	133. 绿汁江	L	c—s	Pt	Σ、γ	元古代以来多旋回活动
		134. 程海	L	c—s	Pt	Σ	
		135. 安宁河	L	c—s	Pt	Σ、γ	
		136. 小江	L	c—s	Pt		
	红河	137.*红河	T	c—s	Pt		
	龙门山	138.*龙门山	T？L	c—s	Pt	Σ、γ	
	扬子地台南缘	139. 江山-绍兴	T	c—s	Pt	Σ	
		140. 溆浦-四堡	L	c—s	Pt	Σ	
		141. 三江	L	c—s	Pt	Σ	
		142. 南盘江	？	c—s	Pt？		
佳木斯地块	牡丹江	143.牡丹江	T	c—s	Pt	Σ、gs、γ	

中国深断裂简表说明：

1. 总计84条岩石圈及超岩石圈断裂、50条壳断裂。
2. 打"*"者为重复编号。
3. T，超岩石圈断裂；L，岩石圈断裂；C，壳断裂；c—s，压性及压剪性；t—s，张性及张剪性；s，剪性；a，压剪性及张剪性交替；Pt，元古代；Pz，古生代；Mz，中生代；Kz，新生代；Σ，超基性岩；O—S，蛇绿岩套；gs，兰闪片岩等高压变质带；m，混杂岩；β，玄武岩；γ，花岗岩

它在华北和东北地区重叠于古亚洲断裂体系之上，控制中国东部滨（环）太平洋地槽区和大陆边缘活动带的发展。

滨（环）太平洋断裂体系是一个以西太平洋贝尼奥夫带为主干的深断裂系统。中国大陆部分（大陆边缘活动带）的断裂以北东、北北东方向为主导，其中最重要的如郯城—庐江、大兴安岭—太行山—武陵山、东南沿海等深断裂系。它们都是以挤压型或挤压—剪切型断裂为主的断裂系。主要的张裂系有：汾渭地堑张裂系、下辽河—华北张裂系、苏北—北黄海张裂系、南海海盆张裂系等。与北东向断裂互相交切的北西向断裂的普遍发育，是这个断裂体系的一个重要特点。

第二节　中国主要深断裂特征简述

台湾大纵谷深断裂带　沿断裂分布蛇绿岩套、混杂岩（上新—更新世利吉层）和蓝闪石片岩带（玉里带），是西太平洋新生代岛弧贝尼奥夫带——亚洲大陆与太平洋之间的缝合线的一部分。

雅鲁藏布江深断裂带　沿断裂带分布有蛇绿岩带和混杂岩带。断裂带北侧为冈底斯花岗岩带，南侧察隅河谷和印度河河谷已发现蓝闪石相变质带。是欧亚板块与印度板块之间的缝合线。

班公湖—怒江深断裂带　沿断裂分布规模巨大的超基性岩带，在安多南彭错附近有典型的蛇绿岩套。那曲至索县之间有混杂堆积。西段，南侧为强烈挤压褶皱的绿片岩带；北侧为一高温变质带。南段，是滇西著名的高黎贡山变质带。可能是晚中生代的板块俯冲带。

金沙江—红河深断裂带　沿断裂在德荣、德钦、元江等地已发现蛇绿岩套或蛇绿混杂岩和泥砾混杂岩。南段为著名的苍山、哀牢山变质带。哀牢山西南侧已发现蓝闪石片岩。可能是早中生代的板块俯冲带。

东昆仑—南秦岭深断裂带　沿断裂从布尔汉布达山到积石山分布有长数百公里的二叠—三叠系蛇绿岩套和混杂岩带。断裂北侧布尔汉布达山有绵延 800 公里的花岗岩带。可能是晚古生代的板块俯冲带。

柴达木北缘—北淮阳深断裂系　断裂系西段，从青海湖南岸的橡皮山至凤县一带，广泛发育有混杂堆积；东段，山阳、商南、内乡一线以南发育有高压低温变质带。沿断裂系有基性、超基性岩分布。可能是早中生代板块俯冲带。

北祁连—北淮阳深断裂系　北祁连发育有十分良好的蛇绿岩套和蓝闪石片岩带。从甘肃经陕西以至河南信阳，沿断裂系也有许多基性、超基性岩分布。信阳附近发现高压变质带（3—T 型多硅白云母及 C 类榴辉岩）。是早古生代的板块俯冲带。

额尔齐斯深断裂带　沿断裂分布超基性岩体，苏、蒙境内有规模巨大的蛇绿岩套。断裂带在中国构成不同岩相带的分界。挤压、破碎、变质强烈。断裂带北侧广泛发育华力西期花岗岩带。可能是早古生代至晚古生代早期的板块俯冲带。

西拉木伦深断裂带　沿断裂带动力变质和挤压破碎剧烈。内蒙中部温都尔庙一带发育有蛇绿岩套、蓝闪石片岩和混杂堆积。其向西可能与博罗霍洛—中天山断裂相连接，共同构成中国北方的重要构造分界线。断裂带两侧的地质历史截然不同，古生代的沉积岩相、建造类型及古生物特征具明显差异，也是一条重要的生物区系界线。它们是西伯利亚地块

与塔里木—华北（中朝）地块的碰撞缝合线。

以上断裂带均属超岩石圈深断裂带，或不同时期的板块俯冲带（或缝合线）。此外，李春昱等（1980）认为，卡拉麦里和阿尔曼太深断裂向东与索伦山—贺根山深断裂相连，沿断裂有蛇绿岩套分布，是一条沿西伯利亚地块南缘的巨大弧型俯冲带，因而也可能是一条超岩石圈断裂带。郭令智等（1980）认为，沿江山—绍兴深断裂、溆浦—四堡深断裂分布有元古代东安期和雪峰期的蛇绿岩套，沿政和—大埔深断裂分布有加里东期蛇绿岩套，分别为东安—雪峰期和加里东期的板块俯冲带。

阿尔金—北山深断裂系 是一组古生代以来长期活动的巨大深断裂系。表现为一系列北东—北东东方向的左旋剪切断裂。可能是一个转换断层。

玉龙—龙门深断裂系 是一组以挤压为主的剪切—挤压型断裂系。它是中国南方东、西部之间的重要构造分界线。龙门山区和丽江地区都有发达的辗掩构造。断裂系的剪切方向，印支旋迴为左旋剪切，喜马拉雅旋迴为右旋剪切。

东南沿海深断裂系 由以北东、北北东向为主，与北东东和北西向断裂共同组成的一个复杂的断裂体系。主要的强烈活动时代是中生代，特别是燕山旋迴，控制东南沿海的中生代岩浆活动和成矿作用。它的一个重要特点是，在其发展过程中断裂的力学性质曾发生过多次变迁。其中的断裂以硅铝层断裂为主。

下辽—华北张裂系 由一系列张性正断层组成。剖面上为阶梯式正断层，平面上呈之字形折线。断裂与盆地同步发展，形成箕状拗陷边界。沿断裂有呈串珠状分布的基性火山岩喷发。人工地震测深资料表明，断层均已切穿莫霍面。

第三节 中国深断裂实例——郯庐深断裂的基本特征

一、引言

郯（城）庐（江）断裂带是中国东部著名的规模巨大、切割深度深的一条断裂带。其位置一般认为南起湖北广济，经安徽庐江、江苏宿迁和山东郯城，然后沿山东境内沭河、沂河河谷，越过渤海至沈阳附近分为两支：东支经敦化、密山延至苏联远东锡霍特—阿林地区的库尔朵欣断裂，直抵萨哈林湾；西支经舒兰、依兰一线延入苏联境内。在中国境内自广济以北，长达二千四百公里。中段呈北东10°—20°，南北两段呈北东40°—50°，整体呈缓S形。宽窄不等，由10至50公里，一般由一对以上的断裂组成。现今地貌总体呈地堑状断陷带，局部中间夹有地垒状隆起。

郯庐断裂带发现较早，最初是由地质部航测大队于1957年通过航磁测量发现并命名的。以后有关各省地质局、北京地质学院、合肥工业大学、科学院地质研究所和国家地震局等单位，进行了大量地质和地球物理调查研究工作，陆续分段证实并作了详细研究，是中国目前研究较详的深断裂之一。近年来徐嘉炜等研究和论述了郯庐断裂的平移运动特征。都一致认为郯庐断裂是一条十分重要的深断裂带，对中国以至亚洲东部大地构造发展具有重要意义。因此，选择它作为深断裂分析实例。主要通过深断裂中段——沂沭断裂带（山东境内郯城至昌邑一带）东西两侧地壳构造发展的差异特征对比，从而了解深断裂的基本特征及鉴别标志。同时，通过对整个断裂带及其两侧区域地质构造特征的对比，了解

断裂带两侧平移运动特点。

二、断裂带的基本特征

（一）断裂带两侧的差异特征

郯庐断裂带控制了东（鲁东）西（鲁西）两侧地壳块体的差异发展，因而在断裂带两侧的深层构造、基底形成、沉积盖层发育以及岩浆活动、构造变动和成矿作用等各个方面，都有着明显的差异特征。

1．基底组成和构造特征不同：根据同位素年龄测定和区域地质调查资料（表12—3），沂沭断裂带以西为24亿年前形成的、由太古界泰山群各种中高级变质杂岩组成的结晶基底，它是一套巨厚含泥质的碎屑岩和基性火山岩组成的优地槽型沉积建造，岩相—厚度变化大；太古代末的泰山运动使泰山群遭受强烈挤压变质和混合岩化与花岗岩化，形成古陆核（华北地台的基底核心）；构造形态多为北西向紧闭线形褶皱和倒转褶皱与区域性走向逆断层（图12—2）；伴随这次运动有同构造期的各种岩浆岩（包括泰山期混合花岗岩和基性-超基性岩变质而成的斜长角闪岩等），沿北西向褶皱轴和区域走向断层侵入，形成铁（沂源韩旺鞍山式铁矿）、滑石、石棉和磷等矿床（表12—4）。

鲁东地区的基底由下元古界下部的胶东群（同位素年龄值为17—21亿年）和上部的粉子山群两套变质岩系组成。胶东群为一套巨厚的碎屑岩、粘土质岩和碳酸盐岩，属中级变质相，混合岩化程度较低，岩相—厚度变化大，为一套厚达二万六千余米的地槽型沉积建造。覆于胶东群之上的粉子山群是一套厚度不太大（仅三千米）的冒地槽型建造，下部粗碎屑岩、中部碳酸盐岩和上部复理石层组成的明显三分的一个完整沉积旋迴，属中低级区域变质相的绿片岩系，一般不遭受混合岩化；与下伏胶东群呈明显的角度不整合接触。早元古代末的胶东运动（相当于吕梁运动）使胶东群和粉子山群褶皱变质，形成华北统一的地台结晶基底；构造多以北东向宽缓的短轴褶皱（胶北）和北东东向的穹窿（胶南）为特点（图12—2）；伴随有分布不广的桃科期花岗岩的侵入（表12—4）和小型基性—超基性岩的贯入（主要集中分布在胶北招远—莱西、栖霞和苏北东海三个地区，已发现有二百余个小岩体，成群出现，呈透镜状、脉状或似层状产出，产状与区域构造线一致，呈北东或北东东向，见图12—2），形成铬、镍、铂和石棉等矿床（表12—4）。

综上所述，不难看出由沂沭断裂带所分隔的东西两块体的结晶基底，无论是物质组成、结构特征、变质程度，或是区域构造线方向与构造形态特征以及基底形成时代、岩浆活动和矿产的生成、矿床类型与分布规律等各个方面，都有很大的差异。

2．沉积盖层的发育两侧明显不同：鲁东除胶北栖霞藏格庄和长山列岛等地一个狭长的拗陷带中，发育上元古界蓬莱群（下部砾岩、中部砂板岩和上部白云岩，厚度1—4千米，是地台上第一个沉积盖层）外，全区缺失古生代沉积，表明处于长期隆起的古陆状态。而鲁西除个别地区（靠近沂沭断裂带一侧）有少量土门组沉积发育外，全区在中、晚元古代时处于相对隆起状态，缺失沉积；相反，在古生代则整体稳定下降，在结晶基底之上，发育华北型古生界沉积盖层和外生矿产（表12—3）。充分反映深断裂活动引起的两侧明显差异特征。

3．中新生代东西两侧构造差异显著，主要表现在以下几方面：

（1）鲁东内陆盆地规模较大，受北东向区域性大断裂控制，厚度大（上侏罗统和白垩系总厚达万米以上）、时间短（晚侏罗世—白垩纪）和盆地少（仅莱阳盆地），发育一套

表 12—3 鲁东和鲁西地层对比简表

（据山东省地质学会，1982）

地质时代		鲁西区 沉积建造	厚度（米）	沂沭断裂带 沉积建造	厚度（米）	鲁东区 沉积建造	厚度（米）
新生代	Q	河流相碎屑物、玄武岩	0—500	河流相砂砾	50	滨海相、河流相、玄武岩	0—79
	N_2	河湖相及玄武岩建造	178	河湖相、玄武岩建造	197	河流相、玄武岩建造	0—203
	N_1		297		77—182		
	E_3	红色岩膏盐建造	2505	含煤碎屑岩建造	1383	湖相含褐煤、油页岩建造	785
	E_2						
	E_1						
中生代	K_2			红色粗碎屑建造	9430	红色碎屑建造	6237
	K_1	中基性火山岩	3378	中基-中酸性火山岩	>9141	中酸性火山岩	5151
	J_3	蒙阴组：火山碎屑建造	1874	火山碎屑建造	367	河湖相碎屑建造（莱阳组）	3790
	J_{1+2}	含煤建造	375	含煤建造	140		
	T						
古生代	P_2^2	陆相含煤建造	420				
	P_2^1		600	陆相含煤建造	135		
	P_1		145		145		
	C_3	海陆交互相含煤、铁、铝土建造	180	浅海相含煤、铁、铝土建造	142		
	C_2		87		87		
	C_1—O_3						
	O_2	海相碳酸盐建造	1002	海相碳酸盐建造	330		
	O_1		205		417		
	ϵ_3		592		655		
	ϵ_2		522		301		
	ϵ_1	海相砂页岩建造	610	海相砂页岩建造	790		
元古代	Pt_{2-3}	土门组	0—497	浅海相含磷砂页岩碳酸盐建造	52—428	蓬莱群：浅海陆源砂质-碳酸盐岩	4217
	Pt_1^2					粉子山群：复理石-碳酸盐岩-陆屑建造	3000
	Pt_1^1					胶东群：片岩、片麻岩	12470—26310
太古代		泰山群：各种混合岩化片岩、片麻岩，变粒岩和斜长角闪岩夹多层磁铁石英岩。				断层	
							17500米

资料来源：主要根据山东地质学会（1982）郯城—庐江断裂（山东区段）地质旅行指南。

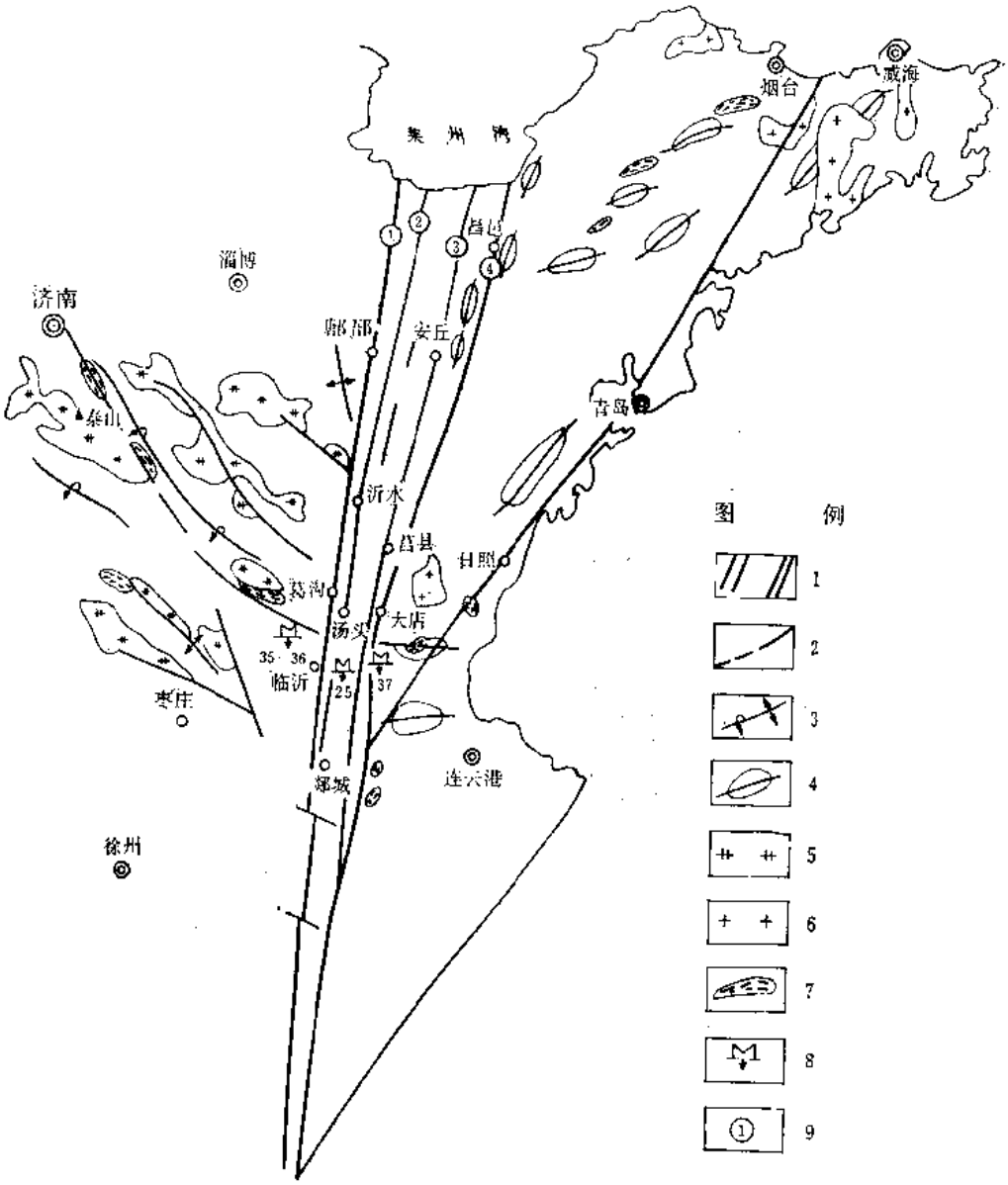


图 12—2 鲁东、鲁西基底构造略图

（据黄汲清等编1:400万中国大地构造图补充修改，1979）

1—郯庐断裂带；2——般断层；3—紧闭褶皱（倒转、正常）；4—短轴褶曲或穹窿；5—太古代末混合花岗岩；6—元古代末花岗岩；7—前寒武纪基性-超基性岩体；8—莫霍面深度（公里）；9—断层及其编号：①郯郎—葛沟大断裂；②沂水—汤头大断裂；③安丘—莒县大断裂；④昌邑—大店大断裂

陆相杂色碎屑岩（上侏罗统莱阳组）、中酸性火山岩（下白垩统青山组）和红色岩(上白垩统王氏组）等建造（表12—3）。断裂西侧鲁西多小型断陷盆地，厚度小（中新生界总厚不过六、七千米）、时间长（从早侏罗世开始断续延至第三纪）和盆地多(自南往北有平邑—费县地堑断陷、新泰一蒙阴箕状断陷、莱芜箕状断陷以及沂源、临朐和章丘盆地等），发育一套陆相煤系（仅淄博盆地发育）、火山碎屑岩（上侏罗统蒙阴组）、中基性火山岩（青山组）和红色膏盐建造（下第三系）（表12—3、图12—3）。

（2）中生代燕山运动所形成的构造差异：鲁东以大型块断作用为主，发育北东向区

表 12—4　山东各期侵入岩活动特征简表

岩浆期				活动时代	绝对年龄值（百万年）	岩石类型	接触关系	分布		成矿作用
								鲁西	鲁东	
中新生代	喜山期			E—Q	45	辉长岩、辉绿岩、辉橄岩	侵入上第三系中	昌潍凹陷、昌乐叶山		不明
	燕山期	晚期	Ⅲ．峡山亚期	K_2—E_1	88	石英粉岩、金伯利岩	侵入王氏组	安丘峡山、蒙阴一带		铅锌、金刚石
			Ⅱ．崂山亚期	K_1	136	花岗岩类 花岗闪长岩 正长岩类	侵入青山组，被王氏组覆盖。	微山县鄒山一带	青岛崂山、槎山一带；胶南马鬃山—石柱山	有色金属矿化 稀有元素矿化
			Ⅰ．艾山亚期	J_{2-3}	145—164	花岗（斑）岩类 闪长岩类 正长（斑）岩类 辉长岩	侵入蒙阴组或莱阳组中，被青山组覆盖。	济南、莱芜、沂水等地有零星小型中基性侵入体。	艾山—雨山、伟德山、五莲县会福山	铜、铅锌多金属矿床；金、银、矽卡岩型铁铜矿
			未分期			石英闪长玢岩、花岗斑岩	侵入侏罗—白垩系中		烟台福山香夼	铜、铅锌、银镉
		早期		J_1	175	石英二长岩、花岗岩	被青山组覆盖		烟台孟家、郭家岭岩体	
	印支期			T	195	花岗岩*	侵入蓬莱群，被郭家岭岩体侵入		招远玲珑岩体；威海、文登、蓬莱磁山	金
元古代	桃科期			Pt_1	1612—2075	花岗岩类 闪长岩类 辉长岩 橄辉岩	侵入泰山群或胶东群中	济南历城桃科岩体（19.81 亿年）、泰山中天门（20.75亿年）、蒙阴望海楼、沂源韩旺、沂水	威海、莱西、乳山唐家、日照	石棉、铜、镍、铂、铬
太古代	泰山期			Ar	>2500	钾长花岗岩、伟晶岩 闪长岩 角闪岩类	侵入泰山群	枣庄南、邹县、泰安、徂徕山、界首、平邑、四开山、鲁山、历城桃科		滑石、石棉、磷

* 见正文注。资料来源：据山东省地质局，（1975），1:50万山东省地质图说明书。

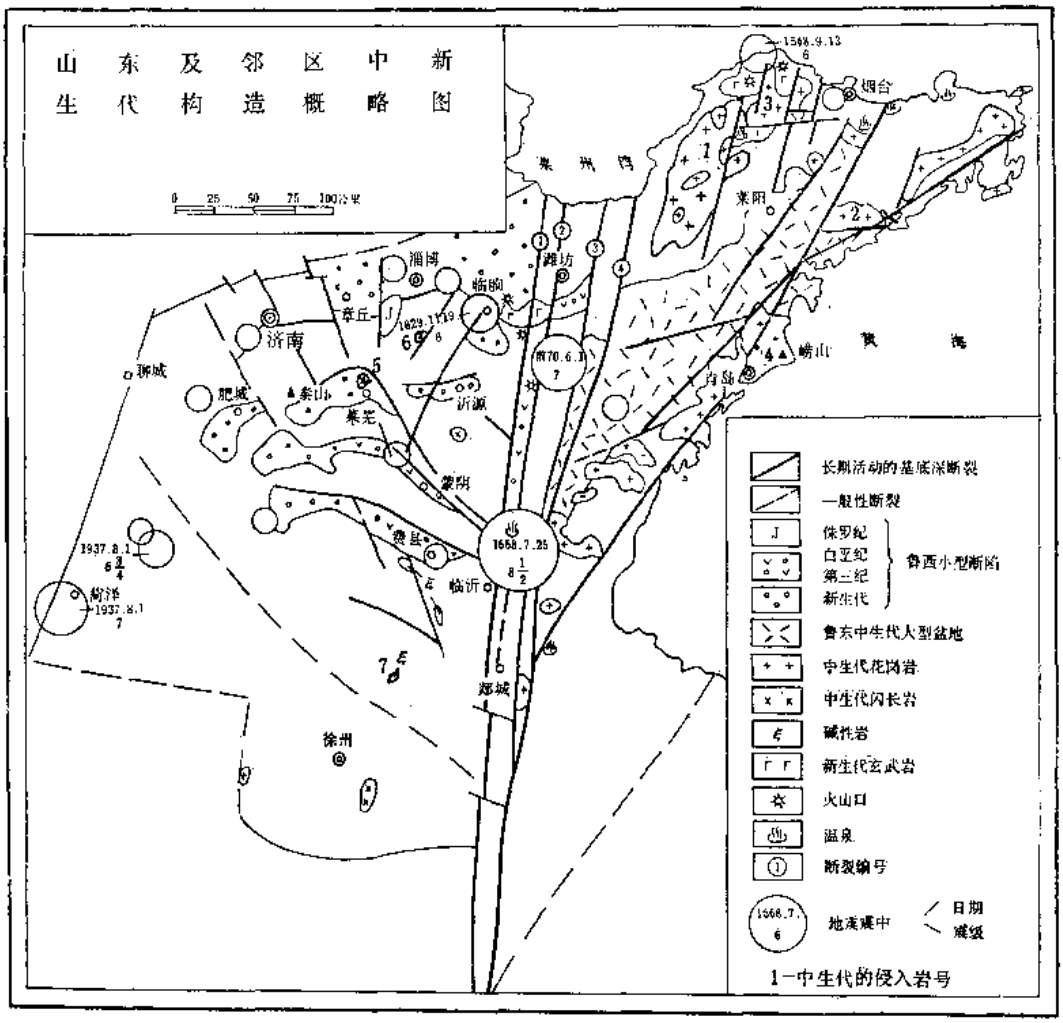


图 12—3 中新生代构造图

（据中国地质科学院五六二队编 1:400 万大地构造图修改，1979）

岩体编号、名称 鲁东：1—玲珑花岗岩体和郭家岭石英二长岩体；2—海阳龙王山花岗岩体；3—艾山-雨山花岗闪长岩体；4—青岛崂山花岗岩体。鲁西：5—莱芜金牛山等闪长岩株；6—桓台金岭镇闪长岩株；7—微山县都山碱性岩群。①—④断裂名称同图12—2

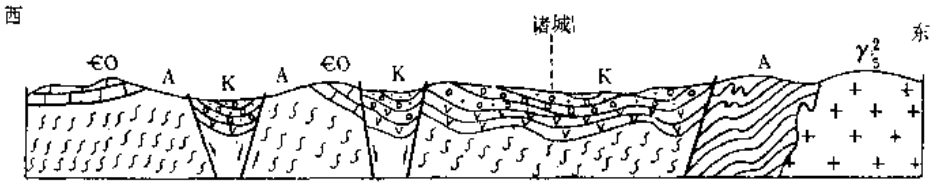


图 12—4 鲁东南部及郯庐断裂带构造形态剖面图

（示燕山运动结果）

A—太古界；∈O—寒武奥陶系；K—白垩系；γ_5^2—燕山期花岗岩

域性走向大断裂，都集中在分隔莱阳盆地和胶东沿海花岗岩带的桃村—五莲断裂带内，断层数目少、规模较大，往往控制大型盆地边界及其沉积发育和岩浆活动的空间分布；褶皱多以平缓开阔为特征（图12—4）。鲁西以小型块断作用为主，断层数目多、规模较小，分布密集，绝大多数为高角度正断层，沿断裂带往往形成地堑（双断式）或箕状（单断式）

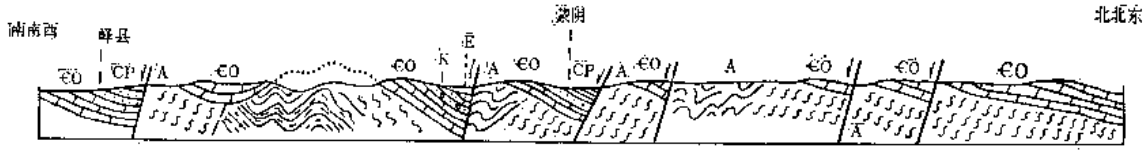


图 12—5 鲁西峄县、蒙阴构造形态剖面图

（示燕山运动结果）

A—泰山群；∈O—寒武奥陶系；CP—石炭二叠系；K—白垩系；E—下第三系

小型断陷盆地；构造线以北西—北西西向为主，在泰山古陆杂岩周围发育同心环状和放射状断层组合（图12—3）；褶皱多以穹窿状背斜为主，或呈单斜（图12—5）。

（3）中生代岩浆活动和成矿作用的差异（表12—4和图12—3）：

鲁东地区以中酸性和碱性岩类侵入为主，规模大，分布广，内生成矿作用明显。有印支期玲珑岩体❶（呈北东向，分布在招远—黄县一带），燕山早期郭家岭石英二长岩体（受东西向断裂控制）、燕山晚期第一阶段的海阳龙王山花岗岩体（岩性单一、受断裂控制，同位素年龄值为1.63亿年）、艾山—雨山花岗闪长岩体（近南北向延展，同位素年龄值1.45—1.58亿年）和第二阶段的青岛崂山花岗岩（规模巨大的岩基，是多期侵入的复式岩体）。空间分布上多发育在莱阳盆地两侧隆起区内，尤以东侧濒海一线形成著名的胶东沿海花岗岩带。内生矿产以金、银、铜、铅、锌等多金属矿床为主。

鲁西地区以中基性小型侵入活动为主，缺乏鲁东大规模中酸性侵入岩基，仅有少量酸性和碱性岩枝。燕山晚期第一阶段有济南附近的基性辉长岩和桓台金岭镇与莱芜金牛山等地的中性闪长岩株，往往形成著名的金岭镇式接触交代型铁、铜矿床；第二阶段有浅成的花岗斑岩（沂南铜井附近）和碱性岩（有蒙阴、费县和鄌山等地的正长斑岩群，富含稀土元素）；第三阶段有超浅成的金伯利岩，集中分布在常马庄、西峪和坡里三个带中，呈岩筒或岩脉（墙）成群出现，产于奥陶系灰岩中，明显受北北西（350°）、北北东（5°—20°）和北东（30°—40°）三组不同方向的断裂控制，同位素年龄值0.88亿年，以斑状金伯利岩为主，云母金伯利岩和角砾状金伯利岩次之，富含金刚石，是我国华北地台上重要的原生金刚石产地之一（图12—6）。

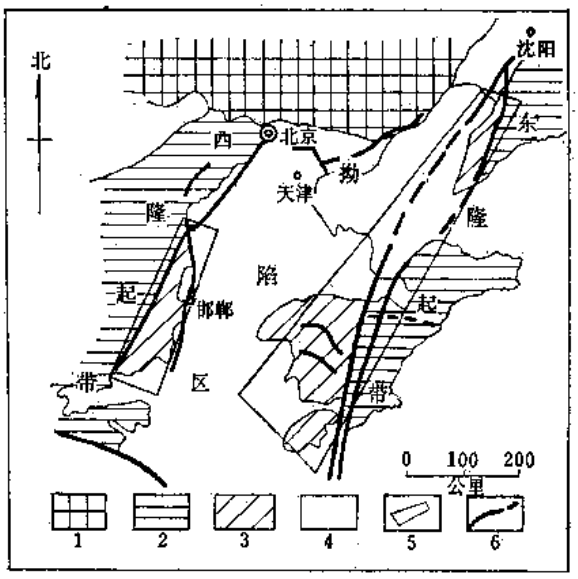


图 12—6 华北地区金伯利岩分布图

（据刘秉光等，1980）

1—断块褶皱隆起带；2—隆起带；3—有盖层隆起带；4—拗陷区；5—金伯利岩分布区；6—深断裂

4．深部地壳—上地幔构造不同：根据重力测量计算和人工地震测深等资料证实，断裂带西侧地壳厚度（即莫霍面深度）一般为35—36公里，鲁东大致是37公里，沂沭断裂带仅

❶ 关于玲珑花岗岩的时代问题，尚有争议，现据同位素年龄资料暂定为印支期——编注。

只25—30公里，比两侧地壳相对减薄约 5—10 公里，因此，明显为一上地幔隆起区（见图 12—2）。

造成上述明显差异特征的成因机制，有两种意见。一种是过去比较普遍地认为沂沭断裂带形成于太古代，并长期控制东西两侧块体差异升降运动的结果。另一种是近年来徐嘉炜等认为断裂带形成于中生代，并发生巨大的左行平移运动的结果。尽管对断裂带的活动机制和活动时代等分歧很大，但都没有否认正是断裂带的存在和活动，对两侧的构造差异特征起着明显的直接控制作用。

（二）断裂带本身的特征

1．沂沭断裂带控制了现代地貌的形成和发育，在卫星象片上呈现一条近南北向狭长的地堑裂谷带，即与断裂带大致平行的现代河谷地貌。

2．由郯郎—葛沟、沂水—汤头、安丘—莒县和昌邑—大店等四条相互平行的大断层所构成的复式地堑型裂谷——断陷盆地，有马站、苏村、安丘—莒县—马陵山、临沂和郯城等一系列北北东向雁列盆地。剖面上呈中央隆起（豆家岭—汞丹山地垒）和两侧拗陷（沂河与沭河地堑）的“两堑夹一垒”的复杂裂谷构造（图12—7）。

3．断裂带中四条主干断裂一般作直线形或弧形延伸，其断面陡直，倾角在 60°—70°以上，常构成裂谷的边界，又往往被一些规模不大的横向断层错开，而形成锯齿状盆地边界。在主断裂中常见水平擦痕或镜面，断裂旁侧出现牵引构造和拖褶皱等（图 12—10）。还有数十至上百米宽的构造破碎带和几公里宽的揉皱带（图12—8）。证实断裂带曾经历了剪切平移、拉张裂开和挤压作用等不同的活动过程。

4．断裂带本身是相对的拗陷地带，呈狭长海峡（晚元古代土门期）或地堑式断裂谷

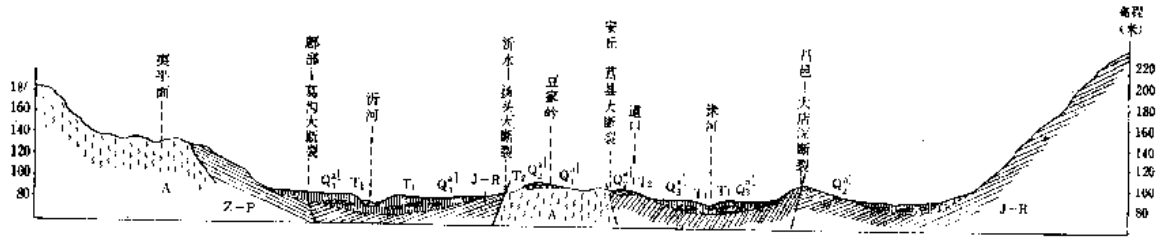


图 12—7　临沂汤头间地貌第四纪地质综合剖面图

（据杨理华等，1980）

A—太古界；Z-P—上元古界至二叠系；J-R—侏罗系至第三系；Q_1^{al}—下更新统；Q_2^{al}—中更新统；Q_3^{al}—上更新统；T_1—一级河谷阶地；T_2—二级河谷阶地

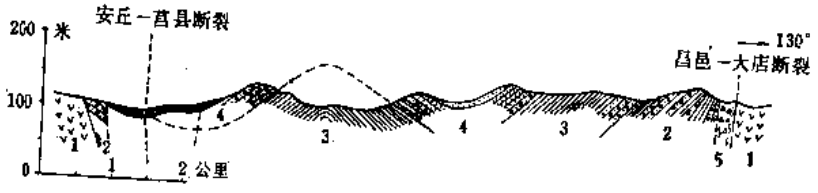


图 12—8　莒县川里—源河晚白垩世王氏组构造剖面图

（据中国科学院山东地震地质考察组，1974）

1—早白垩世青山组火山岩；2—王氏组一段下砂砾岩组；3—王氏组一段上砂砾岩和砂页岩组；4—王氏组二段下砂砾岩组；5—断裂构造破碎带

（白垩纪）。从白垩系沉积岩相—厚度分析，裂谷的深度很大，沂水盆地北部厚3234米，南部在5000米以上；莒县盆地北部厚9068米，南部厚5665米；这些白垩系地层好象一个狭窄的楔形体插入裂谷中。在沭河（安丘—莒县盆地）一带晚白垩世王氏组陆屑红色建造的岩性图中（图12—9），可以看出其沉积物两侧粗、中间细，完全受断裂带的控制。

5．沂沭断裂带本身为一明显的岩浆活动带，曾有多期、大量火山岩沿断裂呈裂隙式喷溢，发育早白垩世青山组玄武岩、安山岩和粗面岩等，中、上新统分别发育上、下橄榄（伊丁）玄武岩，在安丘—沂水一带，见有二辉橄榄岩的捕虏体（图12—3）。侵入岩体不甚发育，前震旦纪有少量辉长岩和角闪岩体顺片麻理侵入；中生代在汞丹山凸起中部，有零星辉长岩（沂南苗家曲）和苦橄玢岩（诸城黄墩），在岩体内也有橄榄岩等深源捕虏体，反映了断裂带向下深切达地幔的岩浆活动特征。

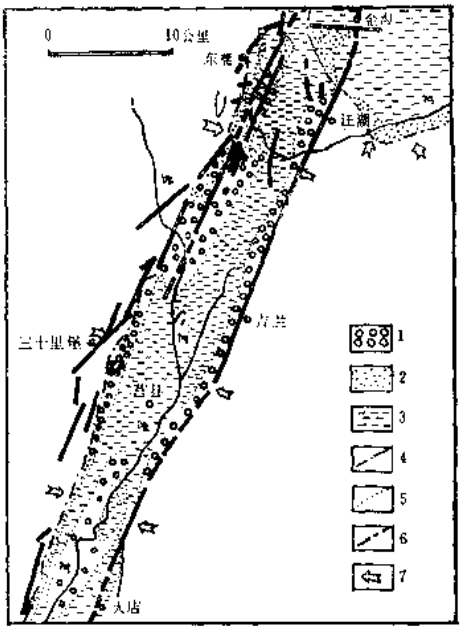


图 12—9 山东沭河裂谷王氏组沉积岩性分布图

（据方仲景等简化，引自徐嘉炜，1973）
1—砾岩；2—砂岩；3—泥质岩及泥灰岩；4—剥蚀区边界；5—相带线；6—断裂；7—物质来源方向

6．在航磁图上，它位于鲁西正磁场区（磁异常轴呈北西—北西西向）与鲁东负磁场区（异常轴呈北东向）之间，是一条急剧变化的正磁异常畸变带，异常轴呈北北东向。

7．布格重力异常图上，显示沂沭断裂带相对其两侧为重力高正异常隆起带，其间两条地堑型裂谷为重力高背景下的狭窄负异常带。这个重力高正异常带可能反映了深部地幔物质上涌隆起，而其间两条狭窄的负异常带显示了裂谷中松散物质的充填。

8．沿沂沭断裂带是现代活动的强震带，有记载的七级以上地震达五次之多，其中1668年郯城8.5级地震最强烈（图12—3）。震源深度在40公里内。

9．沿断裂带是现代一个热异常带，热流值达 1.8微卡/厘米^2·秒左右（安徽庐江南侧）。郯城附近的浅孔测温资料也表明，断裂带内三百米深处的温度比带外要高 2°—4℃。沿断裂带有一系列温泉分布，如临沂汤头和沂南铜井等温泉（图12—3）。

10．据中国科学院地质所在鲁南至苏北横越沂沭断裂带七个点的大地电磁测深资料，证实断裂带上为急剧变化的陡立电阻率梯度带，表示陡直的断裂面，断裂带已深切到70公里以下的上地幔（高电导层）。

三、断裂带的形成时间和活动方式

郯城—庐江断裂带的形成时间和活动方式是饶有趣味的争论问题，归纳各种不同意见大致可分属以下两类：

1．形成时间早（太古代以来）、长期活动、以垂直升降为主的深断裂。

这是在以往大多数文献中，比较普遍公认的一种看法。鲁东和鲁西在不同地质时期地层的交替发育，是断裂带具有悠久发育历史的明确论据（表12—3）。断裂带两侧基底岩系

的差异特征，是形成时间早（太古代以来）的最有力佐证。华北型古生界沉积盖层在鲁西发育良好，而鲁东却相反普遍缺失，一般都认为断裂带作为华北型古生界的边界而控制了两侧的沉积作用。与此相反，白垩系仅零星见于鲁西，鲁东则大片出露。第三系又反过来，鲁东很少发育，鲁西却发育较广。长期以来，鲁东和鲁西两地块以郯庐深断裂为界，随着断裂带长期活动的结果，造成东西两侧地块此起彼伏、反复不断地剧烈差异发展。

2．形成时间较晚（中生代以来）、以巨大平移运动为主的深断裂。

这是徐嘉炜等以野外实际地质工作为基础，所提出的一种新看法。特别是1978—1980年间，通过对整个断裂带及其两侧区域地质构造特征的对比研究，已获得越来越多的证据，有力地支持巨大水平位移之说。

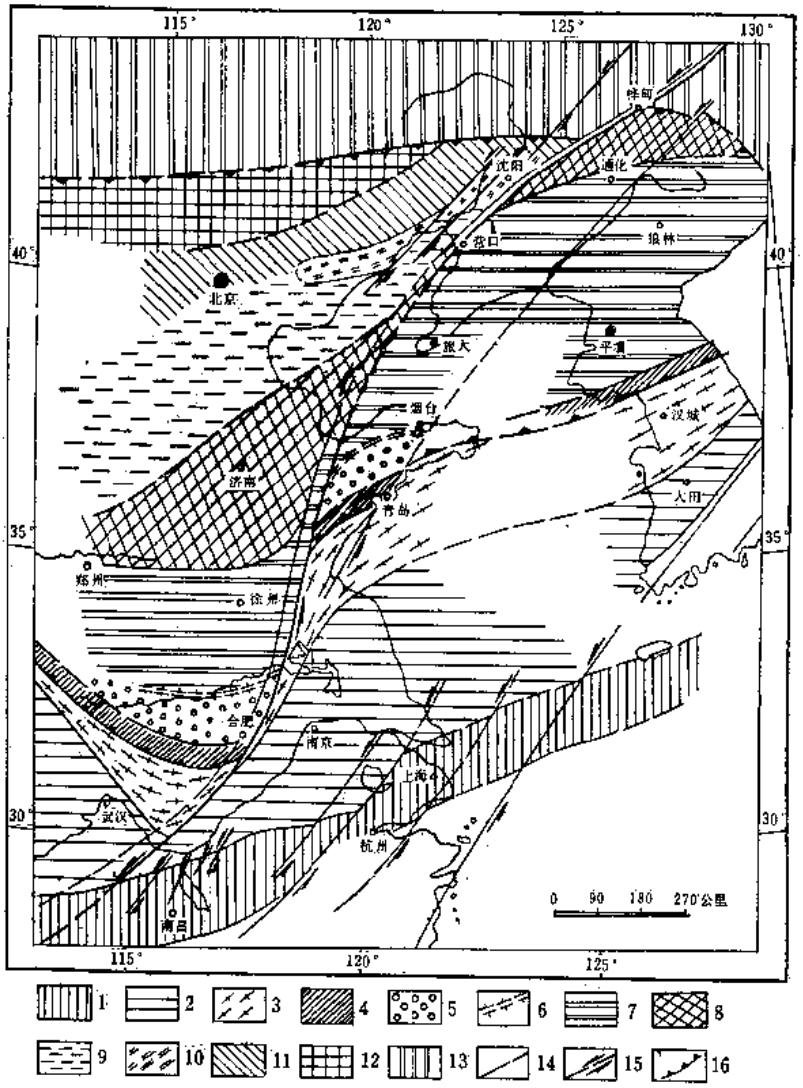


图 12—10 郯庐断裂带平移图

（据徐嘉炜，1980）

1—江南隆起带；2—下扬子—沃川拗陷带；3—大别-胶南-京畿隆起带；4—北淮阳-北胶南-临津江褶皱带；5—合肥-胶莱拗陷；6—蚌埠-栖霞复背斜；7—淮阴-辽南-平南地块；8—鲁南-辽北隆起带；9—黄骅拗陷；10—山海关隆起带；11—燕辽褶皱带；12—内蒙隆起带；13—内蒙-吉黑华力西褶皱带；14—构造单元界线；15—平移断裂（粗线示郯庐断裂带）；16—可能的俯冲带

（1）断裂本身具有断面平直陡立、切割深、镜面光滑、水平擦痕、强烈的构造碎裂岩和动力变质作用（南段张八岭有宽达50公里的动力变质带）以及断裂带紧邻两侧还发育了一系列显示左行平移的伴生与派生的“入字型”、“多字型”、“帚状”、“牵引拖拉弯曲”等构造特征。

（2）根据两侧早期地质界线的错开标志，可以推测平移的方向和幅度，这是平移断裂的直接地质证据。这方面的错开标志在郯庐断裂带两侧已经证实的达三十几项，它们提供了平移的最有力依据。

（3）断裂带两侧地壳块体上各个不同构造单元作有规律地依次错开（图12—10）。

① 江南隆起带，受断裂切割错开，幅度较小，一系列断裂错开和牵引累积变位达132公里。

② 下扬子拗陷带，中间部分错开105—135公里，北缘界线错开160—180公里。

③ 大别—胶南—京畿隆起，错开明显，南部幅度450—460公里，中部470—480公里，北部约490公里。

④ 北淮阳—北胶南—临津江褶皱带，断裂错开约490公里。

⑤ 合肥—胶莱拗陷，错开约500公里。

⑥ 蚌埠—栖霞复背斜，由元古界组成，错开470—500公里。

⑦ 淮阴—辽南—平南地块，错开600—700公里。

⑧ 鲁西—辽北隆起，由太古界组成，错开可达700—740公里。

继续往北，华北地台北缘深断裂错开150公里，吉黑华力西褶皱带与下乌苏里-滨海早中生代褶皱带分界线错开约250公里。

综上所述，以断裂带中段（辽北至鲁西）平移幅度大，达700公里以上。从世界统计资料来看，断裂长度(在600公里以上)与平移幅度之比为1:3 (Menard, H. W., 1962)。郯庐断裂带长达2,400公里以上，所以平移幅度达到700公里以上是完全可能的。因此，断裂带两侧的地质差异特征，完全可以用左行平移解释（对照图12—10、11），过去人们认为断裂带从太古代就早已存在的各种论据不复成立。事实上，从震旦纪(属中、晚元古代）至中三叠世期间，在断裂带两侧，无论华北型或华南型沉积，均不出现任何边缘相，而相反，各时期相带都受到同样的错开。

根据断裂带及其两侧地质构造演化过程，断裂带形成于晚三叠世，时间在1.7—1.8亿年前（即印支运动），地壳开始剪切扭动。巨大平移错开发生在晚侏罗世晚期，即莱阳组或周公山组堆积之后，这时所有的构造单元及包括莱阳组在内的以前地质界线都被错开，形成统一的连续断裂带；至1.4亿年前（相当燕山运动早期，平移达到高潮，平均速度为1.06厘米/年，在大幅度平移断开后随之出现沿断裂带的大陆火山活动（早白垩世青山组）；约在1亿年前的早白垩世末至早第三纪末，断裂带转化为地堑型裂谷，堆积了2—4公里厚的陆屑与偏碱性玄武岩，陆屑物质来自两侧，相带明显受断裂控制而未见被错开（见图12—9）。这时平移运动基本结束，转以拉张作用为主的活动方式。从现代地震震源机制分析表明，断裂带现今转为近东西向挤压，伴有小幅度的右移运动。

四、结语

研究郯庐深断裂带，不仅对认识中国东部地壳构造变动规律起着十分重大作用，而且还因为断裂带两侧许多矿产的形成和分布规律，都直接或间接受断裂带的控制，所以在矿

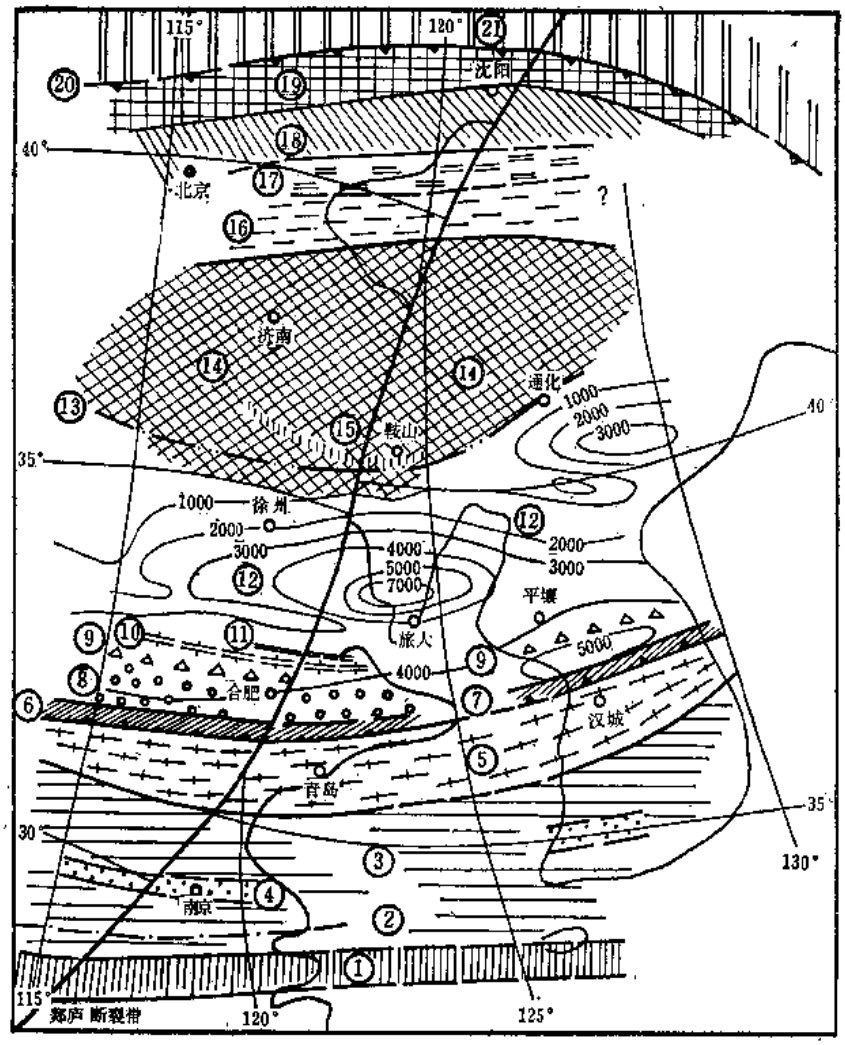


图 12—11　郯庐断裂带平移复原构造略图

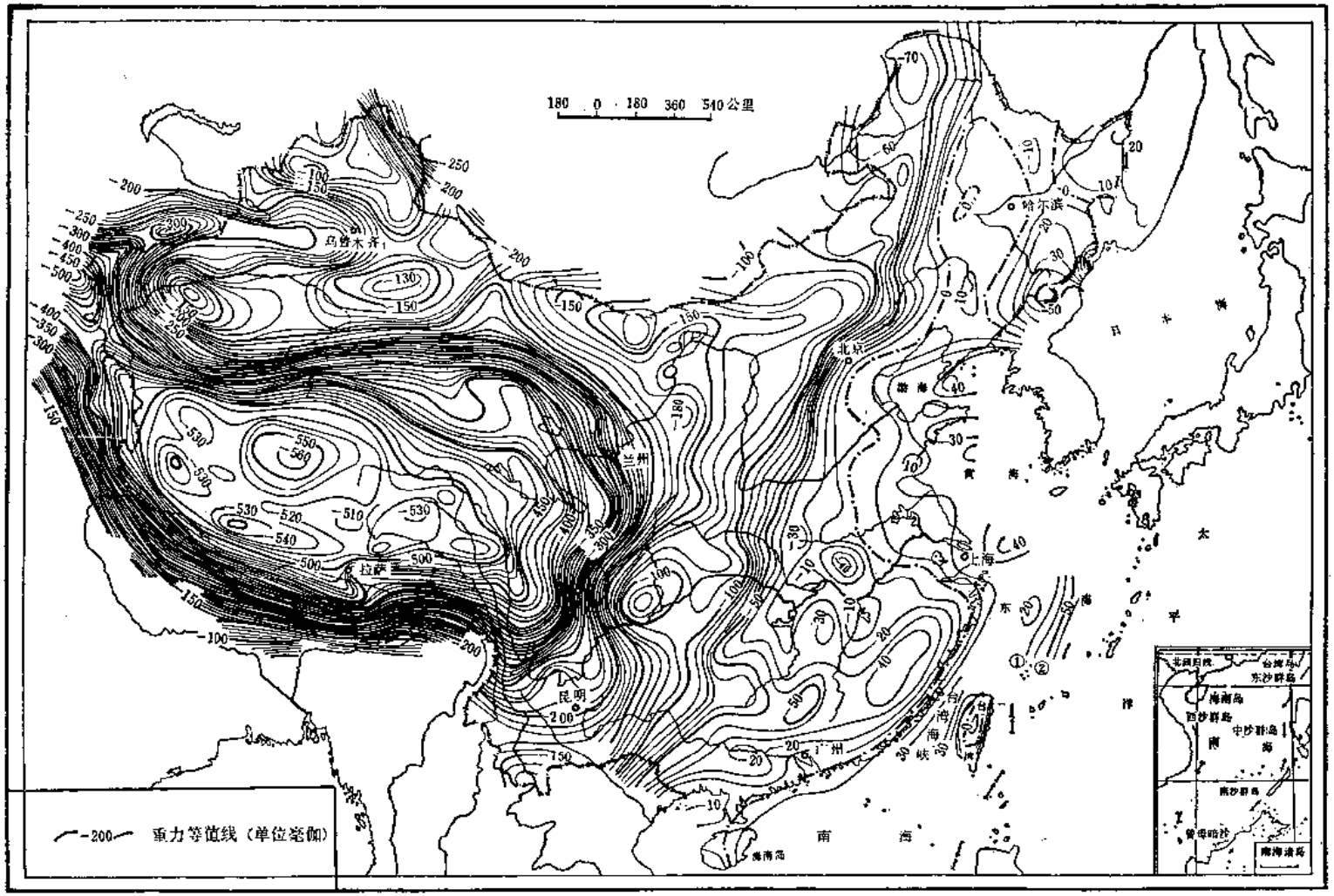
（据徐嘉炜，1980）

1—江南隆起带；2—下扬子区与江南区地层区划界线；3—下扬子－沃川拗陷带；4—黄马青群（T_3）凹陷带；5—大别－胶南－京畿隆起带；6—扬子地台北缘深断裂（俯冲带？）；7—北淮阳-北胶南-临清江褶皱带；8—合肥-胶莱拗陷（J_3）；9—罗圈-凤台-飞浪冰碛砾岩带；10—蚌埠-栖霞复背斜（Pt_1）；11—蚌埠-招远金矿带；12—淮阴-辽南-平南地块（示中、晚元古界盖层等厚线）；13—震旦系（属中、晚元古界）沉积边缘线；14—鲁西-辽北隆起带（Ar）；15—鞍山式铁矿带；16—黄骅拗陷带；17—山海关隆起带；18—燕辽褶皱带；19—内蒙隆起带；20—华北地台北缘深断裂带（俯冲带？）；21—内蒙-吉黑华力西褶皱带

产资源的探寻方面具有重要的找矿意义。但从上所述，对断裂带的形成时间、活动方式和性质等意见分歧很大，有待进一步解决。从上述基本地质现象来看，断裂带曾有过复杂的构造运动历史，要用历史唯物主义的观点，详尽分析各时期的地壳运动与构造应力场，尤其要注意把宏观构造与微观构造、表层构造与深层构造以及断裂带本身与周围区域构造背景等相互结合起来，才能得出一个比较确切的认识。

第四节　中国的深断裂分布与深层构造的关系

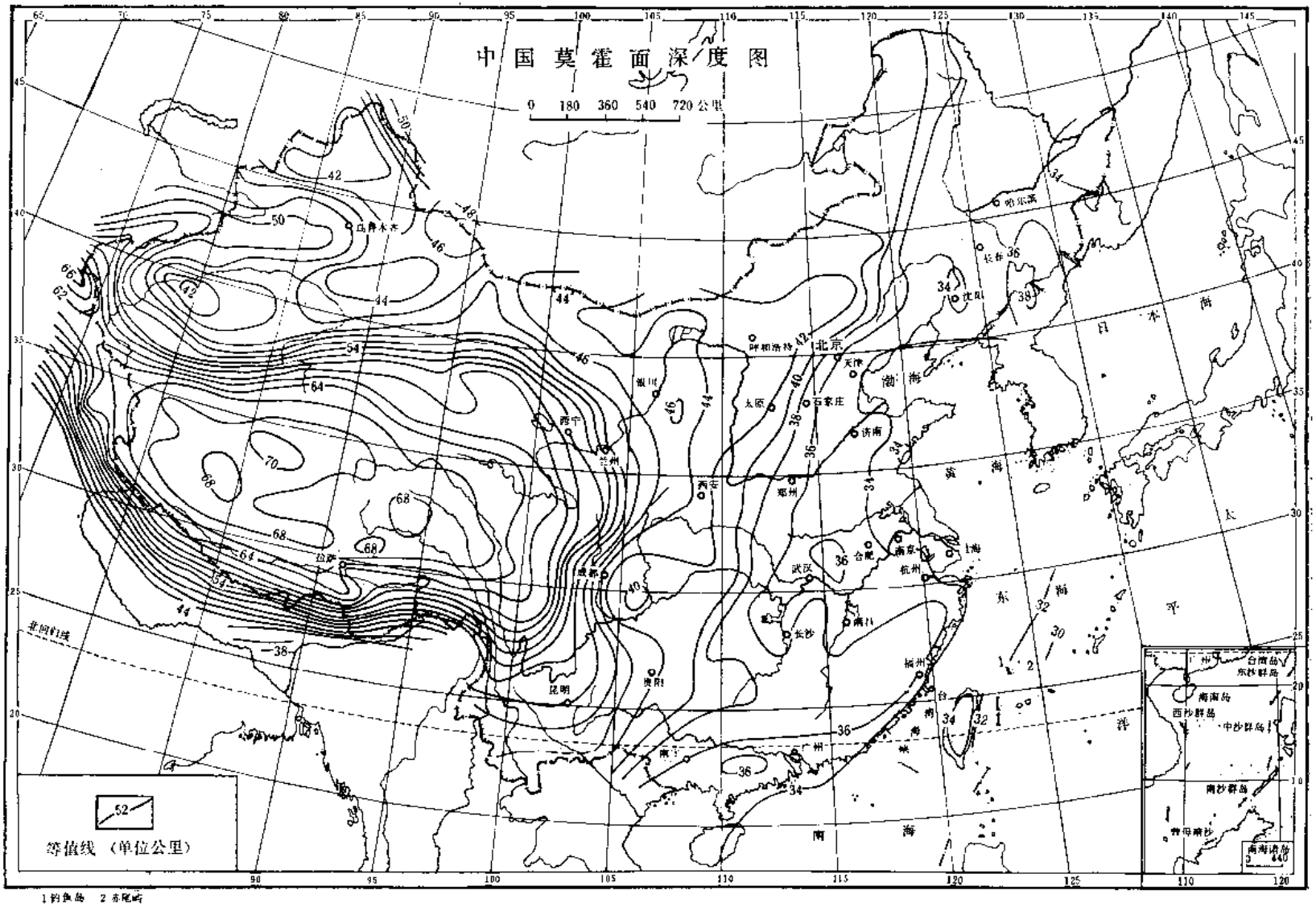
地质、地球物理和卫星照片等资料反映．中国大陆壳呈层一块状结构，各壳块之间的



① 钓鱼岛 ② 赤尾屿

图 12—12 中国平均布格重力异常图

（据国家地质总局物探所，1979；引自任纪舜等，1980）



1 钓鱼岛 2 赤尾屿

图 12—13 中国莫霍面深度图

（据国家地质总局物探所，1979；引自任纪舜等，1980）

分界一般都是长期发育的深断裂带。

中国东部的地形等高线、重力等值线（图12—12）、莫霍面等深线（图12—13）、中生代以来的构造线等，均以北东一北北东方向占主导地位，反映了中生代以来中国东部地壳、上地幔物质运动的结果。大兴安岭一太行山一武陵山一线，是一个重力异常梯级带，地壳厚度陡变带，也是一个深断裂带，即大兴安岭一太行山一武陵山断裂系。它将中国东部分成发育历史和地壳上地幔构造特点都有很大不同的两部分。

中国西部，不论地貌图、重力图、地壳厚度图（图8—2、12—12、12—13），还是地质构造图上，都清楚反映出青藏高原这一巨型构造。它是地球上的最高隆起区和大陆地壳最厚的地区，并被几条著名的深断裂带（均为重力梯级带和地壳厚度陡变带）所围限。在这一总的地壳、上地幔构造背景上，青藏高原上一些著名的深断裂带，在深层构造和卫星照片上都有十分清楚的反映。

四川、鄂尔多斯地块的地壳厚度介于东、西两部分之间，这里缺乏中、新生代的巨型深断裂带，地表构造比较简单，地势平缓，显示了构造上的相对稳定性。说明四川中部和鄂尔多斯是经受特提斯一喜马拉雅和滨太平洋构造作用力比较微弱的地区，它们是中国大陆上遭受太平洋板块活动和印度洋板块活动改造较小的地带。

中国地壳、上地幔构造的总形势是：东部，特别是陆缘海盆和边缘海盆是上地幔隆起区；西部，特别是青藏高原是上地幔拗陷区。前者，处于扩张的构造背景；后者，则是挤压的构造背景。这与中国各类深断裂的分布状态基本上是一致的。中国东部滨太平洋断裂体系的几个张裂系与上地幔隆起区一致，西部上地幔凹陷区则是逆断裂和逆掩断裂的分布地带。

秦岭一北淮阳和兰州一成都一昆明是两个重要的深层构造带。它们都是自晚元古代以来长期存在、多次活动的深断裂带。前者构成中国东部南北之间一条十分突出的地质、地球物理界线，并横切了中国东部中、新生代总体成北东一北北东方向的构造格局；后者构成以地台为主的中国东部稳定区和西部地槽活动区的界线。

第十三章　中国板块构造概论

第一节　概　　述

板块构造理论自1972年由尹赞勋、俅承义、李春昱等系统介绍到中国以后，在大地构造、区域地质、石油地质、地震地质、金属矿床、地球物理等学科方面，都引起了广泛的重视。运用板块构造理论探讨区域构造发展演化，探讨岩石、矿床、地震的分布规律的文章日益增多。在发展板块构造理论方面，中国地学工作者已作出了较大的贡献。

在运用板块构造理论于中国的过程中，不同学者不但侧重点各不相同，而且看法也不尽一致。李春昱以深大断裂，地层沉积岩相和古生物区划，蛇绿岩带，混杂堆积，双变质带，岩浆岩组合，地震震中分布和古地磁极移曲线为依据，在详细论述了秦岭、祁连山至喜马拉雅山之间广阔褶皱带的构造发展模式后，1980年以来，主要从事中国和亚洲显生宙以来板块构造的研究。郭令智等则以蛇绿岩套，岛弧、山弧火山岩带，岛弧型复理石建造，古俯冲带的进化变质带和双变质带，混合岩带和花岗岩带，区域成矿带，构造岩带和超壳深大断裂带作为研究古俯冲带、古岛弧和弧后盆地的标志，对华南地区大地构造格架和地壳演化进行了初步探讨。朱夏（1965）等，从研究中国沉积盆地着手，认为控制油气盆地形成发展的构造体制在印支（或晚华力西）运动以前和以后分别属于两种不同范畴。中国中、新生代盆地属内克拉通盆地或内板块盆地，其发育在总体上反映了印支运动以来，中国板块在两侧相邻板块以相反方向相互作用过程中的被动性，它们的形成同大洋盆地的发展密切相关。晚元古代至早三叠世的盆地，应该考虑另一种构造体制。中国的大部分地槽，包括昆仑、祁连和秦岭看来都是古中国地台分裂的伤痕。古地台的解体与重新结合的手风琴式活动曾在震旦纪至三叠纪期间反复发生，造成了地槽带的多旋迴发育。很可能古生代的“手风琴”经历了过渡步骤（晚古生代至早三叠世）而让位于中、新生代的“传送带”。最近，王鸿祯（1981，1982）从活动论观点出发，运用历史分析和综合分析方法，对中国大地构造分区及其发展的主要特征进行了探讨。他从地壳的非均匀性出发，把构造性质同形成的阶段结合起来，划分出如下大地构造单元：

1．大陆区（地台区）：（1）陆核，（2）地块，（3）古褶带；

2．陆间区：（1）中间地块，（2）活动地块，（3）褶皱带；

3．陆缘区。

他认为，中国大陆地块的构造形成及其历史发展的特点是：陆壳地块不断发展和增生，到达一定规模，则与相邻的洋壳相互作用，形成复杂的大陆边缘结构。这样形成的构造格局在地质时期中具有相对的稳定性，只在几个特定的时期，发生急剧的变革。格局变革的基本过程，一是中国中西部各陆壳地块陆缘带内的地壳接合消减及与其相应的陆壳地块之间的洋壳扩张，以及两个相对的地块陆缘带之间的最后对接。二是中国东部陆缘带的不断发育和扩展，最后形成广阔的西太平洋复杂陆缘区。

由于中国地处两个巨大构造活动带——环太平洋带与地中海带和四个现代板块——欧亚、印度洋、太平洋和菲律宾板块的交接部位，有众多的板块地缝合线及其标志。毫无疑问，中国地学工作者必将对发展板块构造理论作出更大的贡献。

第二节　古板块重建实例——祁连山地区板块构造分析

祁连山地区古板块遗留下来的遗迹相当完整，是研究古板块、重建板块活动的比较典型的地区。由于用板块理论研究祁连山刚刚开始，对它的认识还不一致。现主要根据李春昱等（1978）的研究成果，进行如下分析。

一、祁连山地区地质概况

（一）祁连加里东褶皱系简况

祁连加里东褶皱系是西南地槽褶皱区的一个组成部分。夹持于华北、塔里木地台、柴达木地块和秦岭印支褶皱系之间。早古生代，中祁连山大部分是一个长期隆起地带，南、北祁连山是强烈拗陷区，发育了巨厚的海相硬砂岩、复理石、中基性火山岩和火山碎屑岩，加里东运动使其褶皱、变质、隆起，形成加里东褶皱系。晚古生代以后，在其边缘和内部有大小不一的盆地，接受浅海相—陆相以碎屑岩为主的沉积(图13—1)。

（二）祁连山深断裂带

祁连加里东褶皱系纵向深断裂非常发育，长期控制着内部地质构造的发展。祁连加里东褶皱系内部构造岩相带之所以泾渭分明，成条带状展布，是与深断裂密切相关的。主要深断裂带有以下几条（图13—1）。

1．祁连加里东褶皱系北缘深断裂带

亦称走廊北缘深断裂带，是一条向北倾斜的高角度逆断层带或古俯冲带，构成祁连加里东褶皱系与华北、塔里木地台的分界线。

2．北祁连北缘深断裂带

亦称走廊南缘深断裂带，是一条向南倾斜的高角度逆断层带。从地质发展差异和岩石构造组合来看，此深断裂带深度较小，是在加里东运动以后形成的。

3．北祁连南缘深断裂带

位于北祁连与中祁连之间，是一条向南倾斜的高角度逆断层带或古俯冲带。

4．南祁连北缘深断裂带

位于南祁连与中祁连之间，是一条向南倾斜的高角度逆断层带，深度较小。

5．祁连加里东褶皱系南缘深断裂带

位于祁连加里东褶皱系和秦岭印支褶皱系之间，是一条向北倾斜的逆断层带或古俯冲带。

（三）祁连山蛇绿岩带

可分为两个带（图13—1，10—7）。

1．北祁连山蛇绿岩带

分布于走廊南山、托来山，向东南延伸至白银市以东，全长700多公里，有大小超基性岩、基性岩体数百处。岩体一般很小，较小岩体长十余公里。多为辉长岩、橄榄岩、斜

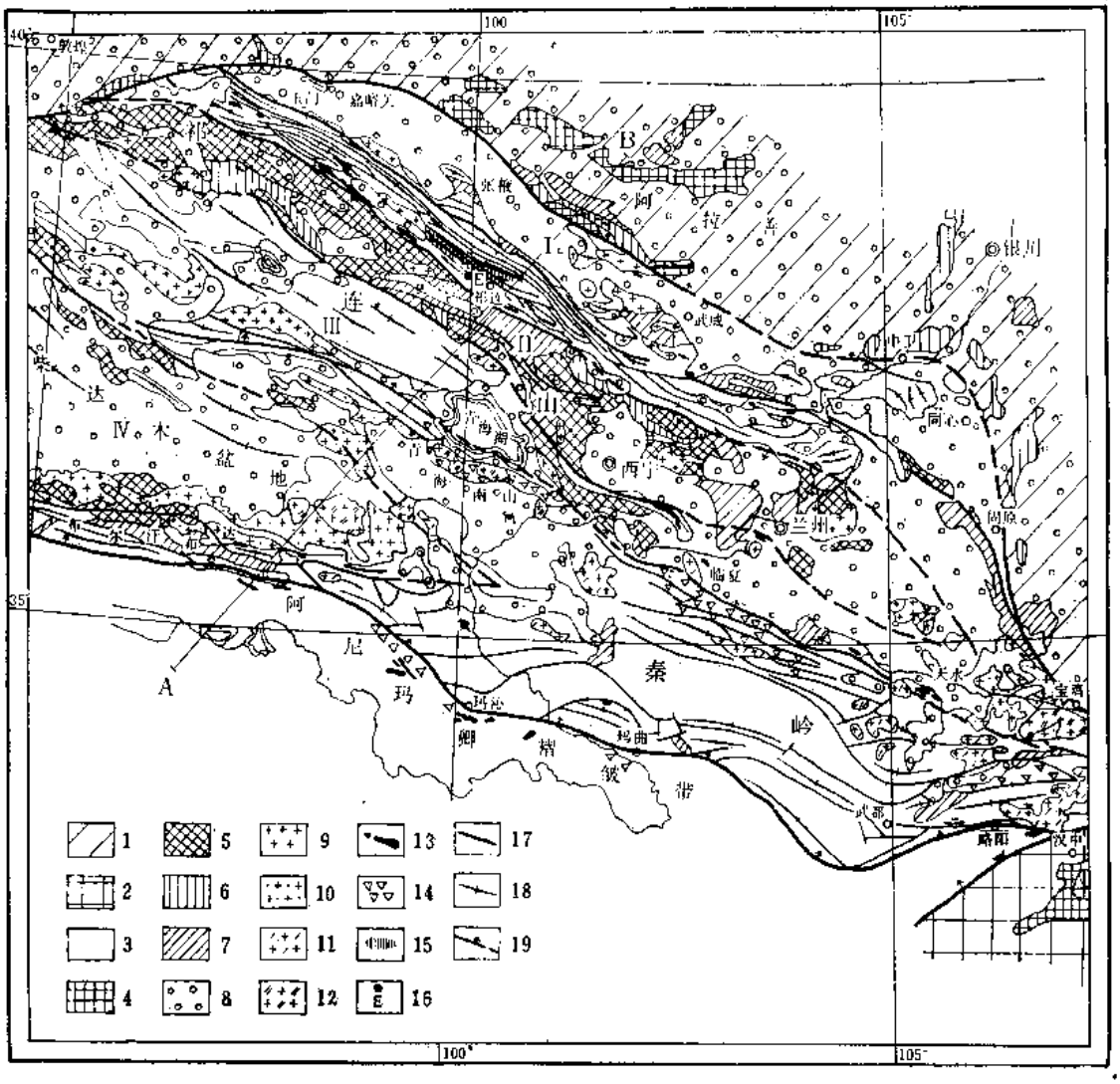


图 13—1 祁连山区地质构造图

（据李春昱等，1978）

Ⅰ—北祁连地向斜褶皱带；Ⅱ—中祁连地背斜隆起带；Ⅲ—南祁连地向斜褶皱带；Ⅳ—柴达木地块；Ⅴ—秦岭印支褶皱系。1—华北、塔里木地台；2—扬子地台；3—秦岭、祁连、昆仑褶皱系；4—前长城纪基底；5—前震旦纪基底；6—前寒武纪基底；7—古生界盖层；8—中—新生界盖层；9—早期古生代中酸性侵入岩；10—晚期古生代中酸性侵入岩；11—早期中生代中酸性侵入岩；12—晚期中生代中酸性侵入岩；13—蛇绿岩及蛇绿岩带；14—混杂堆积；15—蓝片岩；16—榴辉岩；17—断层线；18—背斜轴线；19—俯冲界线

辉辉橄岩或纯橄榄岩。多蛇纹岩化。平均镁铁比值为7—11。围岩是下古生界的中基性海底喷发岩建造，部分变质为片岩，夹安山岩和硅质岩。这说明超基性岩、基性岩、火山岩及深海沉积岩是相互伴生的。成岩时代属古生代早、中期。

2．南祁连山、拉脊山蛇绿岩带

西段可分为南、北两部分：北部自肃北至兰州以西，长约700公里，基性、超基性岩体出露十余处；南部沿中吾农山及青海南山，长300多公里，有超基性及基性小岩体百余处，以辉长岩为主。

东段自拉脊山至兴隆山，长170多公里，大小基性、超基性岩体数十处。以斜辉辉橄岩-纯橄榄岩为主，镁铁比值一般为10左右。

此带向东与秦岭北部蛇绿岩带遥相呼应。

（四）祁连山及西秦岭混杂堆积带

1．北祁连山南侧混杂堆积带

分布于北祁连南缘深断裂带以北（图13—1）。在祁连县清水沟见有蓝闪石变质火山岩、石英岩的砾石混杂于蓝闪石、石英、云母和长石组成的基质之中，砾径大小介于几毫米至30厘米之间。在嘉峪关南朱龙关河一带有含火山岩、砂质页岩等外来岩块的砾状灰岩，岩块大小介于数厘米至15米之间，多呈棱角状，泥钙质胶结，比较疏松，无层理，在灰岩岩块中找到寒武、奥陶纪或早奥陶世化石。

2．青海湖南岸及西秦岭混杂堆积带

此带西起青海湖南岸橡皮山，向东可延至凤县一带。在长逾800公里的地带内断断续续有多处混杂堆积出现（图13—1）。在橡皮山三叠系中，含有大量泥盆系一二叠系的外来岩块和砾石，成分多为石灰岩，大小从几厘米至数十米。在甘肃夏河至岷县间，混杂堆积更为发育。在三叠系砂岩、板岩和石炭系泥质灰岩、粉砂岩中分别含有成分非常复杂的（以石灰岩为主，还有火山岩、砂岩、花岗岩及少量蛇纹岩）石炭—二叠系外来岩块和泥盆系灰岩岩块，大者长在1公里以上，宽达500米。生成时代应在三叠纪末期或晚三叠世。

（五）祁连山中酸性侵入岩

祁连山地区中酸性火山岩甚少，而侵入岩出露很多，这可能与中生代以后强烈上升侵蚀有关。根据侵入岩的时代不同，可分为三期（图13—1）。

1．古生代早期侵入岩

可分为三个带。

北带：分布于华北、塔里木地台的南缘，如玉门镇以北、龙首山南麓的花岗岩。

中带：分布于北祁连山褶皱带内，沿走向数百公里断断续续出露不少中酸性侵入体。西段为偏基性的闪长岩，中段以闪长岩为主，东段主要是花岗岩。同位素年龄值为380—520百万年。部分可能是花岗岩化的结果。

南带：分布于中祁连山隆起带和南祁连山褶皱带内，包括托来山、青海南山、西宁附近及柴达木盆地北缘等地。主要是花岗岩及花岗闪长岩。据同位素年龄值测定，有370—470百万年等数据。可能是北祁连山南缘向南俯冲熔融上升的产物。

2．古生代晚期侵入岩

见于青海南山。在柴达木南山也有广泛分布。主要是花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩，同位素年龄值为260—280百万年，可能是沿柴达木南山南麓古生代晚期向北俯冲的板块熔融上升的岩浆产物。

3．中生代早期侵入岩

祁连加里东褶皱系南侧的青海湖、甘肃临夏、天水及秦岭印支褶皱系西段的广大地区内，有很多大小不一的花岗岩、花岗闪长岩及石英角闪闪长岩等侵入体，有很多146—223百万年同位素年龄值。可能是两个中生代早期俯冲带向北俯冲的结果。

（六）祁连山变质岩带

可分为三个带。

1．北祁连山南侧蓝闪石片岩带（图13—1）

分布于祁连县野牛台至百经寺一带，东西延伸100多公里，宽约4—5公里。蓝闪石产

于下古生界碎屑岩和碳酸岩中。

这一带的蓝闪石片岩，自北而南有一个递增变质的现象：在岩石组合上，自一般的蓝闪石片岩到蓝闪石榴辉岩；在矿物组合上，自蓝闪石—石英—绿帘石组合，过渡到蓝闪石—绿辉石组合；在结构上，自保留碎裂特征的重结晶结构，发展到清晰的重结晶结构，直到有多期蓝闪石产出的交代结构。所有这些，似可说明这是在一条向南俯冲、温度愈来愈高、压力愈来愈大的条件下所形成的高压低温变质带。

2．中祁连山结晶片岩带

这一带出露的地层主要属于前寒武系，有古生代早期火成岩的侵入。变质岩系主要为斜长片麻岩、斜长角闪岩、绿泥石英片岩、各类混合岩以及变质火山碎屑岩、硅质岩和大理岩等。它们分别相当于角闪岩相的黑云母—铁铝榴石带和部分绿片岩相产物。

3．南祁连山与柴达木北山低压变质带

这一带北部受北祁连山古生代早期向南俯冲的影响，南部受柴达木南山古生代晚期向北俯冲的影响，所以区内有两个时期的岩浆岩侵入。由于它在两个俯冲带之间，属于仰冲板块，所受压力不强。虽在南祁连山地层褶皱出现有紧闭以至同斜类型，但岩层的变质除前寒武系外均较轻微。柴达木北山地层基本上未变质。总的说来，此带可称为低压变质带。

二、祁连山构造发展模式

上述各种地质现象可综合成表13—1。

表 13—1　祁连山古板块俯冲带的地质证据一览表

华北—塔里木地台	古生代早期花岗岩	断裂倾向
北祁连地向斜褶皱带	深断裂带	向北
	（北侧有一个走廊边缘拗陷带） 古生代早期花岗岩—闪长岩 （部分是花岗岩化的结果）	
中祁连地背斜隆起带	深断裂带，蛇绿岩带，混杂堆积带，蓝片岩带	向南
	古生代早期花岗岩，结晶片岩带	
南祁连地向斜褶皱带	深断裂，西段有蛇绿岩	向南
	古生代早期花岗—闪长岩，低压变质带 古生代晚期花岗—闪长岩，中生代早期花岗—闪长岩	
西部柴达木地块	深断裂带，蛇绿岩带，混杂堆积带	向北
	中生代花岗—闪长岩	
东部秦岭褶皱系	深断裂带，蛇绿岩带，混杂堆积带	向北

根据上述各种地质资料，李春昱等对祁连山构造发展，提出下列模式（图13—2）。

1．在元古代末期至古生代前期，祁连山地区属秦祁昆古海（或古海板块）的一部分。秦祁昆古海此时处于扩张阶段，火山活动频繁，并有基性、超基性岩浆上升。在北祁连优地槽中沉积了总厚达20000米的火山碎屑岩、结晶灰岩的寒武奥陶系。

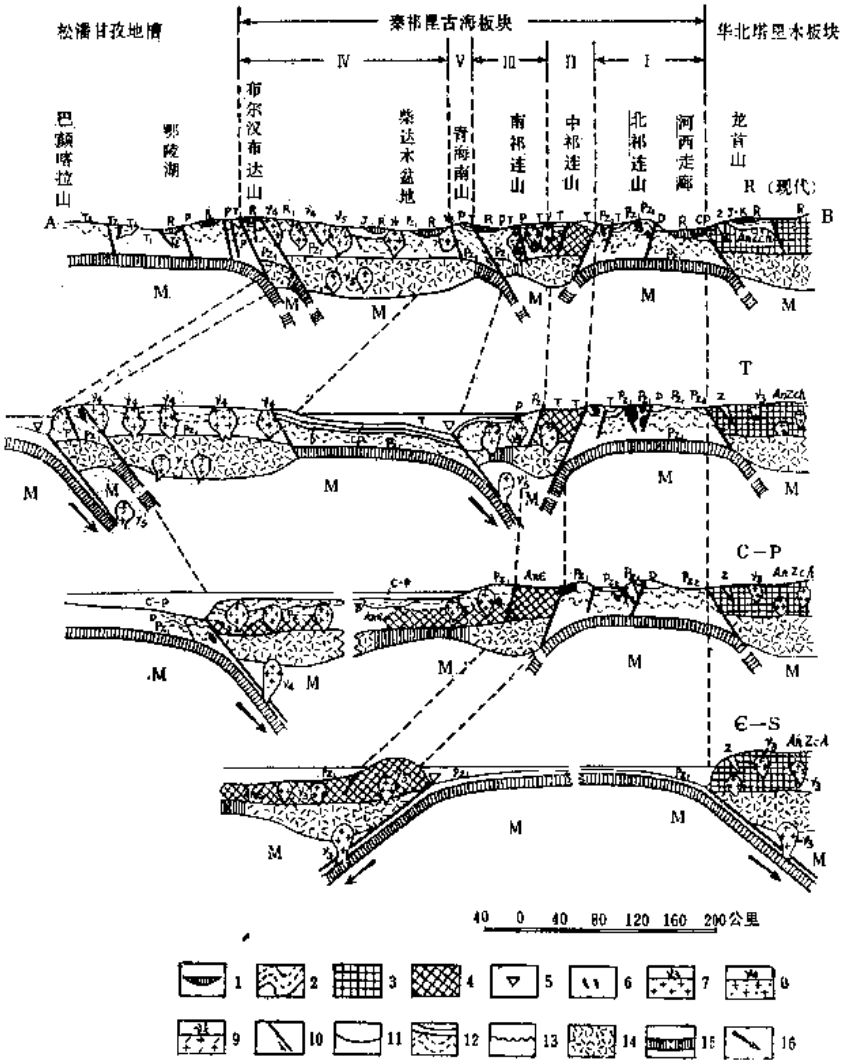


图 13—2 祁连山构造发展模式图

（据李春昱，1978）

1—新生代陆相盆地、山间盆地沉积；2—褶皱岩层；3—前长城纪基底；4—前寒武纪基底；5—混杂堆积；6—蛇绿岩；7—古生代早期中酸性侵入岩；8—古生代晚期中酸性侵入岩；9—中生代早期中酸性侵入岩；10—断层，半箭头示相对移动方向；11—地层分界线；12—区域性强烈的角度不整合；13—内陆湖盆沉积层之间的不整合；14—陆壳；15—洋壳；16—板块俯冲方向；M-地幔。剖面位置表示在图13—1中。Ⅰ.Ⅱ.Ⅲ.Ⅳ.Ⅴ表示的构造单元同图13—1

2．秦祁昆古海板块从寒武纪后期开始北移，北祁连海槽在其两侧向相反方向俯冲：北侧沿祁连加里东褶皱系北缘深断裂向北俯冲，华北、塔里木地台南缘古生代早期花岗岩，可能就是此俯冲带熔融上升的产物；南侧沿北祁连山南缘深断裂带向南俯冲，北祁连山蛇绿岩带、混杂堆积带、蓝闪石片岩带，中祁连山结晶片岩带，中祁连山以至南祁连山古生代早期花岗岩—闪长岩，可能都是这个俯冲带的产物。中祁连隆起带不断抬升和南祁连褶皱带下古生界强烈褶皱，也与北祁连海槽向南俯冲有关。

3．志留纪末加里东运动使祁连加里东褶皱系由海隆起成陆。整个泥盆系都是陆相沉积。上古生界—新生界主要分布于边缘盆地和山间盆地之中。

4．祁连加里东褶皱系东西两端断裂带，即阿尔金山断裂带和六盘山断裂带，在秦祁

昆古海板块向北运移过程中，只有剪切运动，没有俯冲现象，似属于转换断层。

5．柴达木地块周围上古生界褶皱、华力西期中酸性岩浆侵入，则可能与晚古生代沿东昆仑以至布尔汉布达南麓发生的向北俯冲有关。

6．在三叠纪晚、末期，沿青海湖南岸一天水一商南一南阳和布尔汉布达山南麓一玛沁一略阳一勉县，先后发生两条向北的俯冲带，各自生成深断裂带、蛇绿岩带、混杂堆积带

表 13—2　祁连山地区双变质带及其与大地构造和岩浆活动的关系

深断裂名称	岩浆岩	侵入岩同位素年龄（百万年）	变质相系和变质带	双变质带	出露宽度（公里）	地层时代	变质年龄（百万年）	地层不整合
河西走廊北缘深断裂			阿拉善南缘和敦煌-安西隆棱岩带		5—20	前长城纪中晚元古代	1477—1786；790；304；322；355	
	中新生界覆盖，基底情况尚待进一步研究							
北祁连北缘深断裂	走廊南山中酸性岩带	362；379；395						泥盆系与志留系或奥陶系呈角度不整合
	北祁连北缘蛇绿岩带		北祁连北缘高压变质带	北祁连北部双变质带	10—20	奥陶纪；中寒武世		志留系与奥陶系呈角度不整合
北祁连南坡深断裂	北祁连主脊中酸性岩带	406	北祁连主脊低压变质带		3—10	?	400	
	北祁连南坡蛇绿岩带		北祁连南坡高压变质带	北祁连南部双变质带	12—25	早奥陶世；寒武纪；中晚元古代		中奥陶统与下奥陶统或寒武系呈角度不整合
中祁连北缘深断裂	北祁连南缘中酸性岩带	442；446；470	北祁连南缘低压变质带		3—10	?	485	
	中祁连北缘蛇绿岩带		中祁连北缘高压变质带	中祁连双变质带	10—20	中晚元古代		中寒武统与震旦系呈角度不整合
南祁连北缘深断裂	中祁连中酸性岩带	422；442；484；502；537；544；	中祁连低压变质带		20—80	中晚元古代	522；537；557；740；907	
	南祁连北缘蛇绿岩带		南祁连北缘高压变质带	南祁连双变质带	15—25	奥陶纪；寒武纪		志留系与奥陶系或寒武系呈角度不整合
	南祁连南缘中酸性岩带	383；443；467	南祁连南缘低压变质带		>20	?	378；406；415	

（据王荃等，1981；略有简化）

及其相关的中酸性侵入体。使秦祁昆古海槽沉积物全部褶皱成山，镶嵌于华北—塔里木地台的旁侧。

另据王荃等（1981）研究，祁连山地区有五条深断裂带、四个蛇绿岩带、五个中酸性岩带和四个完整的双变质带（表13—2）。四个双变质带皆位于同期深断裂带的南侧，蛇绿岩带和钙碱性中酸性岩带分别与高压相系和低压相系密切伴生。显而易见，五条深断裂带代表五条向南倾斜的同期俯冲带，只是由于河西走廊上古生界—中新生界的覆盖，才缺少一个蛇绿岩带和一个双变质带。

第三节　中国板块构造轮廓

中国地学工作者对中国板块构造的研究刚刚开始，对中国古板块的划分尚无一致意见。由于前寒武系受到后期地层的覆盖和构造、岩浆活动的破坏，研究中国前寒武纪的板块构造更为困难。现主要根据李春昱（1980）对中国板块构造和郭令智等（1981）对华南大地构造的研究成果等，将显生宙以来中国板块构造格局和中国各区板块构造概况作一简要介绍。

一、中国板块构造格局

根据显生宙以来的构造发展，中国及其邻区可分为四个古板块：中国板块，西伯利亚板块，印度板块，西南太平洋板块(或菲律宾板块)。四个板块分别以北天山—西拉木伦河、雅鲁藏布江及台湾大纵谷三条地缝合线为其接触界线。中国境内以中国板块为主体，其它三个板块在中国边缘地区有小部分分布（图13—3）。

中国板块以塔里木—中朝（华北）陆块和扬子陆块为核心。塔里木—中朝(华北)陆块和扬子陆块可能是两个单独的板块。二者之间发现有震旦纪和古生代生成的蛇绿岩。根据徐嘉炜（1981）的研究，中国东部北方与南方在古生代是两个独立的大陆板块，中间隔有广阔的秦—淮古海。印支期至燕山早期，南、北陆块强烈碰撞聚合，地缝合线沿北淮阳深断裂展布，向西越过南阳盆地与北秦岭南侧深断裂相接，向东因被郯庐深断裂带错断、北移，应与胶南隆起北五莲—胶州湾断裂和朝鲜京畿隆起北坟山—金刚山断裂相连。

显生宙以来，塔里木—中朝（华北）陆块和扬子陆块虽然不时为海水所淹没，但是从地壳结构来说，它们都属于大陆型地壳。由于南、北古洋壳沿陆壳—洋壳交界处不断向陆壳之下俯冲，致使陆壳—洋壳附近的沉积物不断褶皱隆起，形成一系列向远离大陆方向迁移的不同时期的俯冲带及其相应的褶皱带，引起中国大陆板块的侧向增长和加厚。古生代末，西伯利亚板块和中国板块沿北天山—西拉木伦河一线发生碰撞，使原来位于西伯利亚板块南部边缘的安加拉—蒙古地槽褶皱系和原来位于中国板块北部边缘的天山—内蒙—兴安地槽褶皱系连成一片。太平洋板块是由洋壳单独组成的大洋板块，显生宙以来它只有向西向大陆板块之下俯冲消减，向洋迁移，未曾与中国大陆板块发生陆壳—陆壳碰撞。由此可见，中国板块在不同时期的边界位置是不同的，总的趋势是向外不断推移、增大。

二、中国各区板块构造概况

重点阐述塔里木—中朝(华北）陆块和扬子陆块以外的地槽构造带内的古俯冲带、地缝合线及其发展演化。

（一）天山—内蒙—兴安构造带

塔里木—中朝(华北)陆块以北地区，在古生代是介于西伯利亚和塔里木—中朝(华北)陆块之间的海洋盆地。据古地磁资料，其宽度约在4000公里以上。

展布于大兴安岭西北侧的得尔布干深断裂，沿克鲁伦河西延至蒙古中部。在大兴安岭它虽为广泛分布的侏罗、白垩系掩盖，但在蒙古则已经确定它是一条古生代早期的板块俯冲带。深断裂的西北侧的基底由上元古界和下寒武统的变质岩构成，其上为泥盆系不整合覆盖。阿尔泰山南麓额尔齐斯深断裂推测为一早古生代晚期向北俯冲的板块消减带。阿尔泰主脊的奥陶、志留系随着广泛的中—酸性岩浆活动在一部分地区发生高温变质，形成含有红柱石和硅线石等标型矿物的高温低压变质带。含有岛弧型钙碱性火山岩的泥盆系不整合于奥陶、志留系之上。任纪舜等认为得尔布干和额尔齐斯两条深断裂互相连接，构成中蒙古断裂，属古亚洲断裂体系的主断裂之一。李春昱认为二者虽然东西对应、遥相呼应，同为早古生代的俯冲带，但二者并不相连，而且在时代上也有先后之分。

西准噶尔是一个古生代优地槽带，其中有一条蛇绿岩带，呈北东向出露于艾比湖北侧至白杨河一线，断断续续延长约200多公里。在中奥陶统和中、上志留统所含的巨厚的基性枕状熔岩、碧玉岩和火山碎屑岩中，有扁豆状或条带状基性、超基性岩体—有纯橄榄岩、斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩、蛇纹岩和辉长岩等的侵位，其上为中泥盆统或下石炭统不整合覆盖。卫星照片显示，在西准噶尔存在北东向深断裂带，并具有左旋滑动特点。这些深断裂是代表板块俯冲带还是转换断层，抑或兼而有之？尚待进一步研究。

加里东运动后，西伯利亚古陆的南缘已达阿尔泰南麓、蒙古南部及大兴安岭北段。该线以南为晚古生代海洋盆地。佳木斯中间地块是位于其中的微型陆块。

东准噶尔北塔山的南、北两侧分别存在两个大体平行的北西西向深断裂带，可能标志活动于晚古生代的两个板块俯冲带。北带的中、下泥盆统有蛇绿岩套，其上为上泥盆统不整合覆盖；南带的蛇绿岩则主要产于中泥盆统和下石炭统中，其上为中石炭统不整合覆盖。蛇绿岩带的物质组成主要是海底喷发的基性熔岩、火山碎屑岩、硅质岩、基性超基性杂岩等。中、上泥盆统和中、下石炭统的同构造期岛弧型火山岩分别出露于两个板块俯冲带的北侧。这表明当时的海洋板块均向北消亡，而且北带的活动在先，南带的活动在后。

内蒙北部索伦山—贺根山为晚古生代俯冲带，当时海洋板块向北或北北西消亡。沿巴彦淖尔盟北部—二连浩特—苏尼特左旗—西乌珠穆沁旗一线，蛇绿岩由北而南分别产于中泥盆统、中石炭统和下二叠统中，它们皆由巨厚的拉斑玄武岩、细碧岩、硅质岩以及基性超基性杂岩等组成。

虽然东准噶尔板块俯冲带，通过蒙古人民共和国南部戈壁阿尔泰和戈壁天山，与内蒙索伦山-贺根山板块俯冲带相连，构成一巨大弧形俯冲带，但是这条俯冲带并不是西伯利亚板块与中国板块的碰撞缝合线。西伯利亚板块与中国板块碰撞缝合线是在北天山-西拉木伦河一线，该线同华夏、安加拉两大古植物地理区的界线基本一致。

天山、北山、阴山至图门一带，在构造上与阿尔泰、兴安岭不同。后者属西伯利亚陆块的陆缘山系；前者属塔里木—中朝(华北)陆块的陆缘山系。按古地理分析，北天山为古生代海洋盆地，向东经内蒙一直延伸到大兴安岭；中天山原为塔里木陆块的一部分，寒武纪以后始与后者分离，成为一中间地块；南天山是塔里木北缘的边缘海。北天山的蛇绿岩分别见于中—上志留统、中—下泥盆统和下石炭统中，南天山的蛇绿岩套则主要产于中—上志留统、中泥盆统和二叠系中，皆由海相基性枕状熔岩、硅质岩及基性超基性杂岩等组成。

昭苏县科克苏河上游一带，上志留统中发现有蓝闪石片岩。根据地质条件及深断裂的产状判断，在天山曾存在两个极性相反的古生代板块俯冲带，南北两侧的古洋壳先后消亡于中天山之下。北天山的南倾俯冲带向东经阴山北麓与“内蒙地轴”北缘近东西向深断裂带相连。阴山北麓的下古生界、中石炭统和二叠系含有蛇绿岩套，其形成时代有从南向北依次变新的趋势，这同索伦山一贺根山蛇绿岩带的情况正好相反。根据内蒙区调队(1979) 和祁思敬等 (1980) 的研究，温都尔庙地区下古生界温都尔庙群是由浅变质的细碧角斑岩建造、深海相硅质岩建造及其二者的混杂堆积所组成，常常与超基性岩体密切伴生，构成典型的蛇绿岩套。百余个超基性岩体沿近东西向的武艺台—温都尔庙—图林凯大逆冲断裂分布，延伸50余公里。沿此断裂带还有蓝闪石片岩和混杂堆积的广泛分布。混杂堆积形成于下古生代和志留纪—下泥盆世。在白云鄂博以北见志留系以角度不整合覆盖在下古生界之上。在温都尔庙群南、北两侧，上古生界具有明显的差异：南侧至内蒙地轴之间为冒地槽型或过渡型沉积，似属弧后前陆盆地；北侧则为优地槽型组合。岩石构造组合表明，在下古生代内蒙古海处于扩张阶段，从志留系开始，内蒙古海板块沿武艺台—温都尔庙—图林凯一线(北纬42°25′—30′之间)向南俯冲，使内蒙地槽局部褶皱逭返，构成内蒙地轴北侧加里东褶皱带及其南、北两侧上古生界的分异，至古生代末，内蒙地槽才全面褶皱隆起成陆。在吉林省东南部的志留-泥盆系和二叠系中，也发现有蛇绿岩套，同位素年龄为331—350百万年。

（二）昆仑—祁连—秦岭构造带

在塔里木—中朝（华北）陆块的南缘，在古生代以至中生代早期是一个广阔的海域，向东可达北淮阳，称为秦祁昆地槽区。地槽区里有柴达木地块、中祁连隆起和“淮阳地盾”等微型古陆。在地槽区里由北而南沉积了早、晚古生代和早中生代地层，并形成一系列俯冲带及相应的褶皱带。

祁连山地槽褶皱系的发展模式在上一节已作了说明。祁连山地槽向东延伸经宝鸡与秦岭北麓大断裂以南的窄条带寒武—奥陶系相连。在加里东时期，北秦岭曾向北俯冲。从甘肃天水经陕西至河南信阳，有许多基性、超基性岩体，构成断断续续的蛇绿岩带。在信阳附近的变质岩中有3T型多硅白云母及C类榴辉岩，是一个高压变质带。

西昆仑向东经阿尔金山至柴达木盆地南、北缘的山脉，是一个晚古生代褶皱带。在古生代是一个优地槽沉积带。西昆仑的奥陶系中夹有海相玄武岩、细碧岩、辉绿玢岩等。中泥盆统和下石炭统中也含有玄武岩、角闪安山玢岩、苦橄玢岩及辉绿玢岩等。在这一带还有基性、超基性岩侵位于震旦纪喷发岩系或寒武系、奥陶系以及石炭系地层中。沿阿尔金山由且末至安南坝一带，以及柴达木盆地南、北缘山脉，有大小基性超基性岩体三百余处，侵位于震旦系及下古生界中。这些岩体和火山岩可以认为是代表几条蛇绿岩带。

柴达木盆地内部大部分为第三系及部分白垩系所覆盖。很多钻孔深逾三千米，尚未穿过第三系，推测盆地中部大概没有经过强烈褶皱，可能是一个基底比较古老的稳定地块。

古生代晚期地槽区受到向北移动的挤压，使地层发生褶皱。西昆仑在志留、泥盆系与石炭系之间，以及石炭系与二叠系之间存在不整合。布尔汗布达在泥盆系与石炭系之间，中、下石炭统之间以及二叠系与三叠系之间也存在不整合。根据同期蛇绿岩带和钙碱性岩浆岩的分布，可以认为西昆仑地槽褶皱系俯冲于塔里木陆块之下。沿布尔汉布达断裂带南侧的地槽褶皱带向北俯冲于柴达木地块之下。布尔汉布达山发育的花岗岩可能就是这一俯冲作用的产物。晚古生代褶皱带向东进入秦岭，逐渐减弱，以至消失。

古生代之后，祁连山、北秦岭和柴达木的南北，均已褶皱成山，合并于塔里木-中朝（华北）陆块，而它们的南部则仍受海侵，构成新的地槽。在地槽内沉积了三叠纪碎屑岩及碳酸盐岩。沿青海湖南岸向东顺秦岭北麓直到南阳，是一个长逾1300公里的大断裂。中三叠世后，地槽中的地层发生褶皱，并向北俯冲于祁连山加里东褶皱带之下。在俯冲带的西段，混杂堆积非常发育。在东段陕豫交界一带，在震旦纪基性火山岩、变质碎屑岩、辉绿岩及志留纪基性火山岩中，见到蓝片岩，标志矿物以青铝闪石为主，有少量蓝闪石，这代表一个高压低温变质带。据徐嘉炜等（1981）研究，北秦岭南侧深断裂带过南阳盆地后，可与北淮阳深断裂带相接。北淮阳深断裂带是一条印支期的南、北陆块碰撞对接的地缝合线。该线以南的大别山前震旦纪变质岩系相当于扬子地台的基底，其腹部有许多不同类的花岗质岩体的侵入，有多期混合岩化、花岗岩化作用，在罗田、岳西地区发现红柱石、硅线石矿物组合，形成大别山中高温低压变质带。在北淮阳断裂带附近及其北侧，广泛发育以糜棱岩为特征的动力变质带（印支期为主），中高压低温绿片岩带，推覆构造和滑脱带。在信阳睡仙桥一带发现混杂堆积。在苏家河群、佛子岭群底部发现变质火山岩（细碧角斑岩?）。沿断裂带断断续续分布许多基性超基性体。在合肥一叶集盆地中堆积了厚达5000—7000米的晚侏罗世磨拉石建造。这说明地缝合线以北为下板块即俯冲壳楔，以南为上板块即超迭（仰冲）壳楔。与秦岭地区的情况正好相反。至印支期南、北陆块碰撞后，俯冲作用还在继续，以致在北淮阳断裂褶皱带的基础上，出现燕山期（晚侏罗世—下白垩世）以高碱、高铝、低钙为特征的陆相钙碱性火山岩带，是碰撞俯冲使陆壳下层重熔在浅部的表现。另据薛作文、陶洪祥（1982）对东秦岭及两侧的研究，认为华北、扬子陆块可能在元古代晚期相拼合，显生宙秦岭地区为地中海式残留海，印支运动上升成陆。

沿布尔汉布达南麓的断裂带，向东延伸经积石山、玛沁、玛曲直达陕西略阳。沿线有基性、超基性岩一百余处，产于二叠系或泥盆系、石炭系中。在这一带三叠系的板岩、砂岩中，常有二叠系灰岩的巨大岩块，或在上二叠统中出现含化石的下二叠统岩块，这是一个混杂堆积带。沿这一条断裂带，也是一个俯冲带，是在古生代晚期所形成的布尔汉布达南麓俯冲带的基础上，继承发展而生成的。

（三）青藏-滇西构造区

青藏-滇西构造区是特提斯带的一部分。在中生代受到广泛的海侵。一般都把雅鲁藏布江断裂带作为划分南、北特提斯地槽的界限。由北而南先后形成三条重要的板块俯冲带和缝合线。

1．可可西里—金沙—哀牢板块俯冲带

这个俯冲带蜿蜒于青藏高原的北部及其东缘。其西段呈向东北凸出的弧型，其东段向东南延伸。俯冲带弯曲的形态可能与后期的构造改造有关。板块的消减作用由晚二叠世开始，由西、南向东、北俯冲，到晚三叠世逐渐减弱、消失。在俯冲作用之前或同时，可能有陆块的分裂，形成一些微型陆块，如四川巴塘、得荣地区寒武系到下二叠系，岩相稳定，化石丰富，未经变质，可以看作是从东面扬子陆块分出的一个碎片。

沿金沙江及其上游通天河有一系列小的基性、超基性岩侵入体，大多数表现为蛇绿混杂堆积，不具有蛇绿岩套的完整层序，如金沙江深断裂西侧得荣—巴塘蛇绿混杂堆积带。蛇绿岩套组分经强烈剪切、破碎及蛇纹岩化，包括辉长岩、异剥钙榴岩、绿辉石榴辉岩、铬铁矿。外来岩块为志留系至早二叠统的灰岩。与此出露于俯冲板块一侧的蛇绿混杂堆积相

伴生的，还有另一种沉积（泥砾）混杂堆积，分布在东面仰冲板块一侧，由复理石或类复理石基质和外来岩块组成。外来岩块中含泥盆、石炭、二叠纪动物化石，基质中产晚三叠世瓣腮化石。如金沙江深断裂东侧正斗—色都泥砾混杂堆积带。与板块俯冲有关的变质作用，产生了一些高压低温变质矿物，如黑硬绿泥石、绿纤石、硬玉等。在板块俯冲带东侧，由玉树至木里，为一古火山岛弧。有拉斑玄武岩系列和钙碱性系列的大量火山岩发育。其含钾量及总碱量都有自西向东逐渐增高的趋势。在岛弧上，从德格东雀儿山到稻城有一酸性侵入岩带，并有与之有关的高温低压变质作用。在义敦地区，二叠纪至三叠纪（或早—中侏罗世）中酸性侵入岩，由西向东由闪长岩类渐变为花岗岩类。据岩石化学资料，由西向东，SiO_2、Al_2O_3、Na_2O+K_2O和CaO依次升高，而MgO依次降低，有由拉斑玄武岩系列（包括同源基性、超基性岩体）向钙碱性系列、碱性系列（包括中、酸性岩体）变化的趋势。

在岛弧的东缘有许多小型的基性、超基性岩侵入体，标志着有一条深断裂存在。以单辉橄榄岩、角闪单辉橄榄岩为主，其次为苦橄岩。主要属铁质超基性岩。

从金沙江至龙门山，三叠纪时有一个完整的沟—弧—盆系统。在岛弧东、北侧有巨厚的三叠纪复理石和类复理石沉积，西部常含有较多的凝灰质，向东逐渐减少，明显受岛弧影响，类似于日本海型地槽。玉树至甘孜、道孚一带，除见到蛇绿混杂堆积外，还见到沉积混杂堆积，由三叠系砂岩、板岩及所含的志留系至早二叠统外来岩块组成。该线可以看作是弧后盆地两侧陆壳的碰撞缝合线。

从金沙江向南至云南点苍山、哀牢山一带有大小300多个基性、超基性岩体，断续出露达800公里。基本上属蛇绿岩套，但缺乏典型的蛇绿岩序列。其中有些岩体含有浅变质岩、上三叠统砂岩等岩块，可能是蛇绿混杂堆积。在中甸下桥头附近发现蓝闪石。丽江、洱海东侧及弥渡一带有绿纤石。新平附近哀牢山浅变质岩中有纤闪石钠长绿泥片岩。在哀牢山东侧有些酸性侵入岩体，同位素年龄217—91百万年。哀牢山变质岩中有堇青石、硅线石、红柱石等变质矿物，一部分属于高温低压变质带。哀牢山变质带东北侧的红河断裂现在主要表现为平移性质，其错动方向尚有不同的看法。

2．藏北—滇西板块俯冲带

青藏高原中部，由班公湖至丁青，有一条明显的地质界线。此线以北为羌塘中间地块及喀喇昆仑—唐古拉地槽褶皱系，以南为冈底斯—念青唐古拉地槽褶皱系，都与中生代的板块消减作用有关，但前者褶皱较早，后者褶皱较晚。许多基性、超基性岩体沿此线断续分布，以斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩及纯橄岩为主，它们多与围岩成断层接触。在安多南彭错附近有典型的蛇绿岩套。

在那曲至索县之间的下秋卡一带，含菊石的上侏罗统至下白垩统砂岩、板岩中，有许多古生界至中生界的灰岩外来体。这样的混杂堆积在上述界线的其它地区也可能出现。

藏北板块消减带延入滇西是与澜沧江深断裂相接，还是与怒江深断裂相接，还是一分为二，尚待研究。沿这两个带都有许多基性、超基性岩体分布，其围岩时代从奥陶、志留系至侏罗、白垩系都有。北段（维西以北）以镁质斜辉橄榄岩为主；南段（如潞西亚带）以铁质辉石岩—辉石岩—单辉橄榄岩为主。澜沧江、怒江之间可能有一个中间陆块，它应是冈邦陆块伸向北的一角。保山至孟连一带发育较厚的古生界和中生界，实际上是这个陆块上的盖层。澜沧江变质岩中有绿纤石。澜沧县东澜沧群的绿片岩中发现蓝闪石。澜沧群地

层中常常见到中酸性火山岩和火山碎屑岩的岩屑，并发现岛弧型非顺序型蛇绿岩。北部同时代的崇山群中的火山岩属岛弧低钾拉斑玄武岩及钙碱性系列。澜沧江地区可能在晋宁-加里东早期，就开始板块俯冲作用并形成澜沧江古岛弧雏型，板块俯冲作用一直延续到华力西-印支期，在古岛弧的东侧广泛发育有二叠—三叠纪海相火山沉积岩系和规模巨大的花岗岩带。花岗岩的同位素年龄值为217—197百万年。兰坪、思茅一带的三叠系至下侏罗统可能属于边缘海沉积。怒江嘉玉桥群是不整合于上三叠统之下的变质岩系，其中钾质白云母的晶胞参数（b_0）等于9.032Å，相当于中压相系。在断裂的变质褶皱强烈部位也出现属于中压相系的共生矿物组合组。据富公勤等（1982）研究，嘉玉桥群与印度、斯里兰卡的孔达岩系（Khondalite Series）相似。在印支期，怒江变质地体为冈瓦纳板块的北东陆缘弧，欧亚板块沿他念他翁山脉东、北侧，向南西俯冲。在燕山期，怒江变质地体又成为欧亚板块的前缘部分，南、北两个大陆板块沿变质地体两侧缝合线强烈碰撞聚合。高黎贡山、瑞丽江一带的变质岩不是前寒武纪的，它们是多旋回变质的结果，可能与燕山期洋壳的消减作用有关。沿此带发现有硬玉和绿纤石。

3．雅鲁藏布江—印度河板块缝合线

从雅鲁藏布江河谷到喜马拉雅山脉南麓锡伐利克山脉，是一个宽约200—250公里的复杂构造带。其南亚带是隶属于冈瓦那大陆的印度陆块的一部分，称为印度板块北缘断褶带（或喜马拉雅辗掩构造带）；其北亚带是中生代早期开始发育于印度板块北缘的地槽。

这一地槽原来沿印度陆块的整个北缘发育，并与其东、西缘的地槽相连，都位于特提斯洋壳上。由于白垩纪至始新世特提斯洋壳在欧亚大陆南缘强烈消减，以及洋壳消耗殆尽以后的大陆碰撞和地壳缩短，现在沿印度板块北缘所能见到的地槽褶皱带，只剩下吉隆—嘎拉以北到雅鲁藏布江河谷新月形的一段了。

沿雅鲁藏布江—印度河板块缝合线，有世界上规模较大、发育最好的蛇绿岩带。在日喀则附近的剖面上，有枕状熔岩、辉绿岩、辉长岩、蛇纹岩化橄榄岩、方辉橄榄岩及夹于其中含白垩纪放射虫的硅质岩组成的蛇绿岩套及席状岩墙群。它常与南、北两侧的沉积岩和火山岩成断层接触，本身也含有各种外来岩块，形成蛇绿混杂堆积。板块缝合线附近还发育有沉积混杂堆积，由中生界上部砂、泥质岩石和二叠、三叠系外来岩块组成，以江孜—仁布之间最为发育。除广泛发育有动力变质外，区域变质作用亦很明显，在下察隅或察隅河下游地区找到蓝闪石片岩，在日喀则—拉孜一带发现有蓝闪石（？）—硬玉—硬柱石等高压低温变质相矿物。在雅鲁藏布江北侧，由萨嘎到朗县以北，有巨大的中酸性多期复合岩带，绵延1500公里以上。侵入岩的主体是闪长岩—花岗闪长岩，同位素年龄老的为120—70百万年，新的为52—8.6百万年。火山岩主要为晚白垩世—早第三纪的玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩组合，属钙碱性系列。横越冈底斯岩带，自南而北，岩石有由老到新（中生代晚期至中、上新世）、由偏基性到偏酸性的变化，岩石中的SiO_2、K_2O含量和钾长石的有序度也逐渐增高。在冈底斯地区，高温变质作用亦很明显，指示矿物为红柱石、硅线石，赋存于千枚岩、泥质片岩和绿片岩中。钾质白云母的晶胞参数（b_0）等于9.003Å，属低—中压相系。变质时代119—12百万年，与该区岩浆岩时代一致。在尼木、桑日等县发现斑岩型铜矿及其矿化现象，冈底斯岩带将是很有希望的以斑岩铜矿为主的矿带。

以上资料说明特提斯洋壳是向北俯冲的。但在缝合线上也有一些地区的蛇绿岩和地层是向南倾斜的，这可能是陆块碰撞后地表挤压现象。考虑到雅鲁藏布江地区现代地震震源

向南倾斜，也可以认为在陆壳—陆壳碰撞后，下部俯冲作用减弱、消失，上部挤压作用加强，由先期向北俯冲逐渐变为后期向北仰冲。

从磨拉石建造、变质作用及岩浆活动时代和褶皱、断裂构造来看，雅鲁藏布地槽褶皱系的褶皱、隆起由晚白垩世开始，主要发生在始新世。中新世起，构造变动中心逐渐向南推移。由于大陆碰撞产生的强大水平挤压力，在印度板块北缘形成以紧密褶皱、大规模逆掩为特征的印度板块北缘断褶带，并向南仰冲。喜马拉雅山南麓现代地震震源面向北倾斜也说明了这一点。

雅鲁藏布江-印度河作为一条板块缝合线是无疑的，但是它是否是欧亚板块与印度板块的分界线则有很大争议。近些年来，由于在冈底斯一念青唐古拉地区发现类似于喜马拉雅地区的基底和古生代地层层序以及冈瓦纳型的晚古生代化石和冰水相沉积物，不少人将欧亚板块与印度板块的分界线北移至班公湖—丁青一线——即藏北—滇西板块俯冲带，并认为喜马拉雅与冈底斯是在晚二叠世才开始分裂的。也有人主张班公湖—怒江以北属欧亚板块，雅鲁藏布江以南为印度板块，而冈底斯地区是位于特提斯海上的一个较小的陆块。最近，李春昱（1982）将冈底斯地区单独划分出来称之为中间板块，向西经中伊朗延至土耳其。

（四）扬子—华南构造区

扬子地块西北缘的龙门山有一条深断裂，它的西北侧为古生代地槽相沉积，东南侧为地台相。沿龙门山分布许多泥盆、石炭、二叠系以及三叠系的“飞来峰”岩块，这些岩块并不是来自西北的地槽区，也不都是盖在褶皱带之上，而是有时插入地下或夹于褶皱岩层之间。地层有时倒转，其影响地层包括早第三系，表明白垩纪末至第三纪初期扬子陆块向北推移，沿龙门山构成一个俯冲断裂带。“飞来峰”岩块的生成可能与西秦岭的混杂堆积相似。大巴山与秦岭之间也有一个大断裂带与龙门山深断裂带相连，它是否是俯冲断裂带，尚须作进一步研究。

扬子陆块的东南缘即浙西、赣北至桂北一线，有一条北东向的弧形深断裂。沿此深断裂在桂北九万大山四堡群、赣西北下双桥山群、浙江绍兴诸暨地区双溪坞群中均发现蛇绿岩套，尤以九万大山地区蛇绿岩套发育最为完整，伴随有铜、镍矿化。绍兴、诸暨地区的含黄铁矿型铜矿亦与此有关。在蛇绿岩套的北侧，在黔东、湘西、赣北、皖南、浙东等地、还发现同期中酸性或钙碱性的岛弧火山岩及其深成岩。似可表明沿该线存在一条北西倾的晚元古代板块俯冲带及其伴生的晚元古代江南古岛弧褶皱系。

扬子陆块的东南侧紧邻一早古生代褶皱系，它包括部分的浙闽赣粤桂等省区。该区震旦系和下古生界是一套以碎屑岩为主，以复理石、硬砂岩为特征的冒地槽型沉积。早古生代晚期强烈褶皱并轻微变质。变质年龄一般为361—401百万年。侵入其中的花岗岩同位素年龄为385—480百万年。在早古生代褶皱系的东南边缘，自浙江丽水经福建尤溪至广东海丰附近，有一条弧形深断裂。沿深断裂零星出露变质中基性火山岩、似层状基性超基性岩、蛇纹石化大理岩、碧玉岩、硅质岩等。闽北建瓯群，过去不少人认为属于前震旦系，乔秀夫根据其所含的微古植物化石认为时代包含有寒武系。郭令智等根据与邻区岩层剖面类型的对比、区域构造形态与地层层序的关系、以及所有变质岩同位素年龄数据未逾5亿年，认为它是由震旦系—下古生界组成的。丽水—尤溪—海丰深断裂的东南侧浙闽粤沿海地区，以及台湾岛、琉球群岛和菲律宾群岛，至今未发现震旦—加里东期的蛇绿岩套和沉

积物。西北侧的武夷山、武功山、罗霄山和云开大山地区则发育有进化变质带（由中压型兰晶石带至高温型红柱石—硅线石变质带）、混合岩化作用和花岗岩化作用。根据对赣湘粤桂广大地区寒武系岩屑成分的分析，物质不是来源于江南古岛弧，而是来自武夷—云开地区。以上种种事实说明丽水—尤溪—海丰深断裂是一条加里东期的板块消减带，而西北侧武夷山—武功山—云开大山则属于震旦—加里东期岛弧褶皱系。由于中生代陆相中酸性火山岩大面积覆盖，该线古板块构造的若干细节尚待进一步研究。

丽水—尤溪—海丰深断裂以东的沿海地区，据近年研究，可能有一个晚古生代褶皱系。由于侏罗、白垩系陆相地层和中酸性火山岩广泛覆盖，仅在局部地区见到浅变质的碎屑岩和中级变质的结晶岩石出露，前者含石炭纪化石。浙东陈蔡群的变质年龄为381—130百万年。

中国东南沿海广泛出露的北东—南西方向的中生代晚期中酸性岩浆岩，应代表一个俯冲带前端熔融的产物，但此俯冲带的位置尚难确定。考虑到台湾古生代晚期至中生代大南澳群褶皱变质，大陆边缘地槽在中生代末期受到挤压，推测在台湾以东可能有一个向西的俯冲带。郭令智等（1980）根据台湾省、琉球群岛和菲律宾群岛大南澳变质岩系属优地槽型沉积建造，台东-花莲深大断裂带（台湾大纵谷）上盘发育有超镁铁岩的构造侵位，认为台东—花莲深断裂带应为海西—印支期太平洋板块向北西方向倾斜的古俯冲带，而浙闽粤沿海、台湾岛、海南岛和琉球群岛、菲律宾群岛则为海西—印支期古岛弧系。浙闽粤沿海广泛发育的燕山期陆相中酸性火山岩及其花岗岩，可能是叠置在海西—印支期地槽褶皱系之上的燕山期火山山弧系。燕山期火山作用强度由沿海向大陆内部逐渐衰减，火山岩的成分由沿海向大陆具有由酸性到中酸性和中偏碱性的分带性，碱质、钾钠比值和含铁量有逐渐增高的趋势，Sr^{87}与Sr^{86}的比值为0.7082，属陆壳的深熔产物。其形成可能是由于东部海西—印支期古岛弧褶皱系的陆壳，沿着滨海燕山期古俯冲带向西潜没于大陆之下重熔喷溢的结果。在金门岛、东山岛和南澳岛等地见有高温变质带、混合岩化及其花岗岩类的侵入。在沿海的长乐、莆田、汕头一带有基性、超基性岩的构造侵位。

台湾大纵谷是中国东南最重要的板块缝合线，它不但是海西—印支期的古俯冲带，在晚燕山期有继承性活动，而且是分划古中国板块和菲律宾板块的界线。纵谷呈北北东向，长约150公里，宽5—7公里。西侧是台湾山脉，由上古生界、中生界和第三系变质岩构成；东侧是海岸山脉（台东山），由上第三系组成一系列中等倾斜的褶皱构造，几条纵向逆断层将褶皱构造分成若干断块，断面多向东倾斜。大南澳变质岩带的两侧，中、新生代地槽沉积物均为岛弧型，主要为岛弧安山岩、酸性火山岩、浊积岩、砂页岩和少量灰岩透镜体。中央山脉东部还发育有燕山晚期、喜山早期的混合岩和花岗岩侵入体。海岸山脉的利吉层为标准的混杂堆积，含蛇绿岩套，即由泥质填充物夹杂许多蛇纹石化纯橄榄岩、辉长岩、枕状玄武岩、放射虫硅质岩及硬砂岩等岩块组成。岩块直径通常只有数米，小者不足一厘米；大者宽一公里以上，长3.5公里。利吉层的厚度估计在1060米以上，常常逆冲于中新世火山沉积岩系之上。在纵谷以西的黑色片岩即玉里变质带（属大南澳变质岩系的一部分）中，发现有蓝闪石片岩和蛇纹岩扁豆体。据近年研究，台湾板块构造的最简单模式是新生代台湾山脉和海岸山脉的相互碰撞。在碰撞之前，海洋地壳从海西期开始断断续续向西俯冲于台湾山脉之下，俯冲带逐渐向东迁移。这个碰撞带在现代具有转换断层性质，东侧向北推移。上新世以来沿马尼拉海沟至台湾山脉西侧的屏东一线，产生一个向东倾斜的回翘

俯冲带。在俯冲带的东北端，于钓鱼岛和琉球群岛之间产生一个右旋海沟—海沟型转换断层；在南端，于帮多克米岛北端和阿蒂英南之间产生一个左旋海沟—海沟型转换断层。回翘俯冲作用使台湾岛弧与大陆山弧碰撞，使中新世后期由于海底微型扩张作用，于台湾岛弧与大陆之间产生的弧间盆地又闭合消失，仅仅留下一个前陆盆地——台湾海峡。台湾岛弧与大陆地壳“焊接”，是现代大陆增生的一个典型例子。

最近（1982），李春昱又将此区与昆仑山—秦岭蛇绿岩带以南、班公湖—丁青—澜沧江以北的川青藏地区和印度之那半岛以及朝鲜南部、日本的一部分合称为华南—东南亚板块，以扬子陆块和印支中间地块为核心，周围为古生代、中生代至新生代的地槽褶皱带。

第十四章　中国大地构造演化

中国大地构造的发展、演化，可以分为四个大阶段：（1）太古代—早元古代阶段—华北地台的逐渐形成；（2）中晚元古代阶段——扬子地台及塔里木地台的形成；（3）古生代阶段——古亚洲大陆的逐步形成；（4）中、新生代阶段——滨（环）太平洋构造带和特提斯—喜马拉雅构造带的形成和发展。

第一节　太古代—早元古代阶段

冀东、辽东、豫西等地太古代变质岩中陆续测得的30亿年以上的同位素年龄数据，可能代表了形成中国境内最早之陆壳的构造-热事件。当时，华北地台北缘和登封、鲁西等地区可能已有古陆核出现。

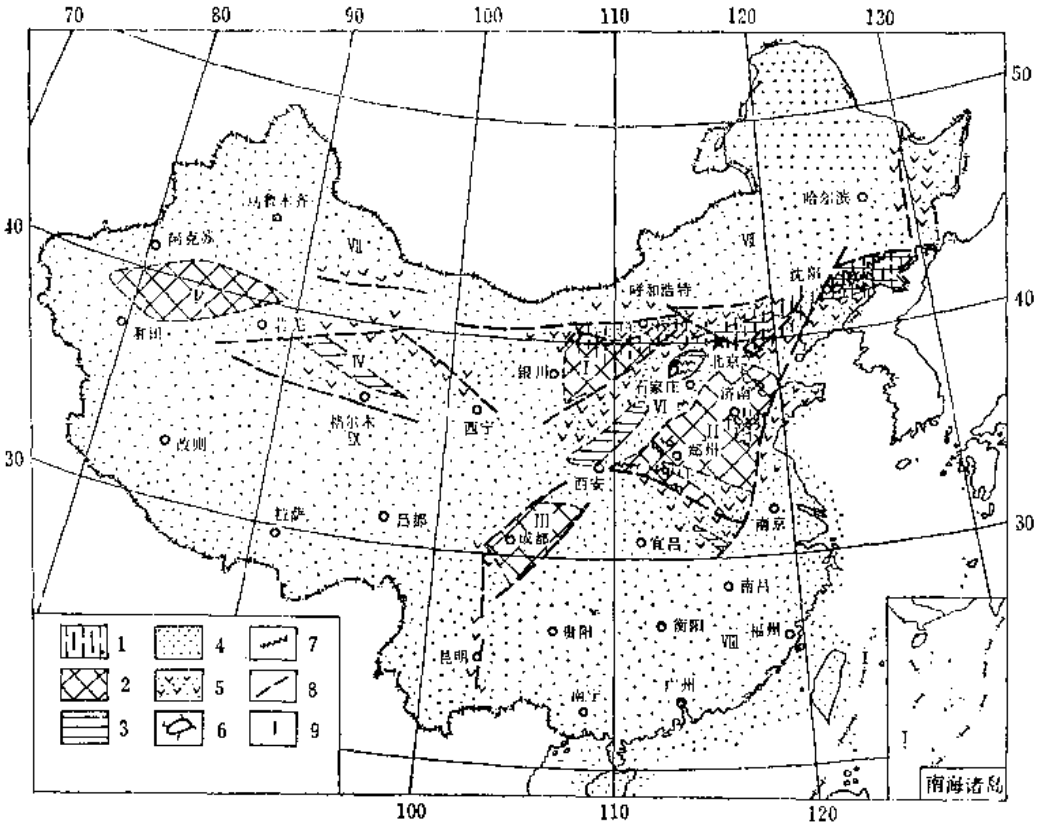


图 14—1　中国早元古代五台期古构造略图

（据马杏垣等，1980）

1—30亿年构造—热事件形成的陆核；2—地台；3—地池背斜；4—冒地槽型地向斜及性质不明的地槽；5—优地槽型地向斜；6—太古代片麻岩穹窿；7—太古代褶皱轴；8—断裂；9—构造单元编号。

构造单元编号名称

Ⅰ．鄂尔多斯地台；Ⅱ．河淮地台；Ⅲ．四川地台；Ⅳ．柴达木地池背斜；Ⅴ．塔里木地台；Ⅵ．冀-晋-豫地槽；Ⅶ．天山-兴安地槽系；Ⅷ．华南地槽系；Ⅸ．川藏滇地槽系

30—25亿年的阜平期，已出现稳定区和活动带的分异及明显的岩相分异，如大致以太行山为界，西侧普遍夹碳酸盐岩，而东侧则缺失。

太古代末的阜平运动（25亿年前），使陆核面积进一步扩大，在华北形成了河淮、鄂尔多斯两个较大的陆核，从而奠定了华北地台的基底轮廓。同时还形成了四川和塔里木等几个规模较小的陆核。

早元古代时期，活动带和稳定地块之间的分异更趋明显。五台期（25—20亿年）时，除鄂尔多斯、河淮、川中、塔里木中部等几个稳定地块外，中国广大地区则都是构造活动带，其中柴达木北缘、大别山东端和晋东南—阜平一带还出现岛链状隆起带（图14--1）。

五台运动（20亿年左右），使河淮、鄂尔多斯两个稳定地块焊接起来并向外增长，往西与塔里木地块联成一体，构成夹持于天山—阴山和昆仑—秦岭地槽系之间，横亘东西的大型地块。至此，华北地台的主体部分基本形成。同一次运动，使四川地块明显增大，同时还形成了柴达木、藏北等稳定地块。

吕梁期（20—17亿年）时，活动带继承发展，但范围已显著缩小。华北地台范围内的陆壳已基本形成，这时的活动带大多是早期活动带的残余（图14—2）。末期(17亿年左右)

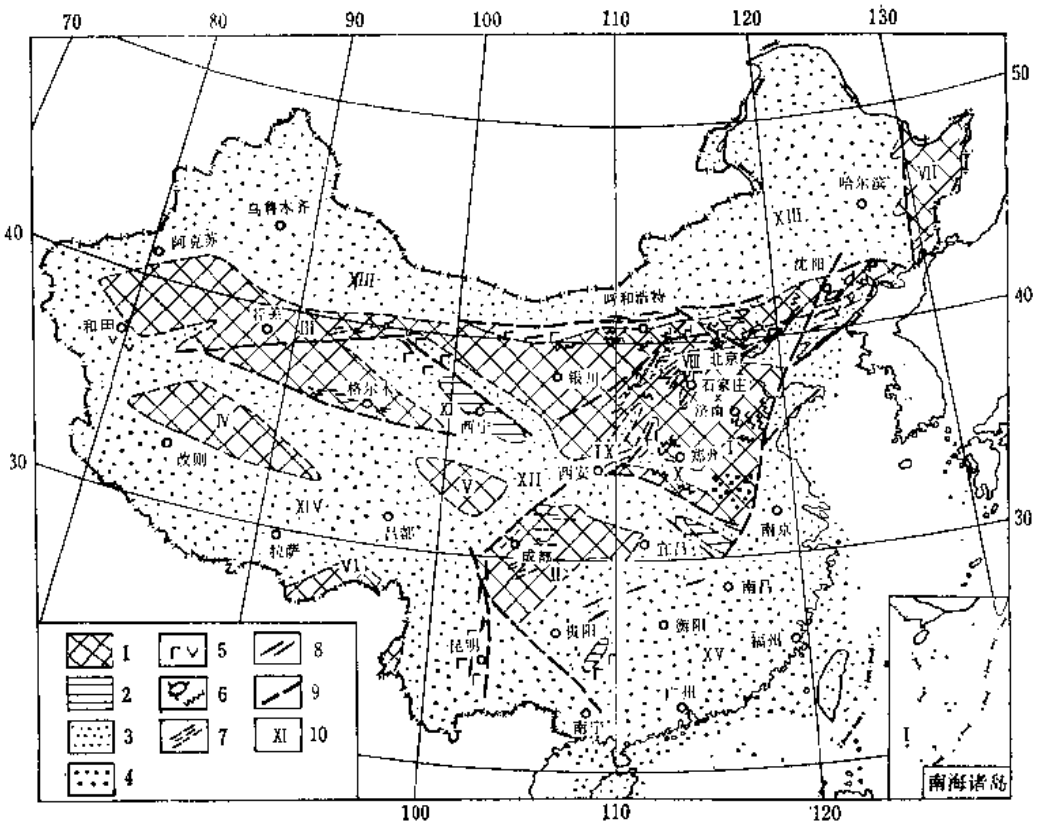


图 14—2 中国元古代吕梁期古构造图

（据马杏垣等，1980）

1—原地台；2—原地背斜；3—原地向斜及原地槽；4—原地台的沉积盖层；5—中基性及中酸性喷出岩；6—太古代片麻岩穹隆及褶皱轴向；7—五台期褶皱轴向；8—吕梁期褶皱轴向；9—断裂；10—构造单元编号。

构造单元编号名称

Ⅰ—华北原地台；Ⅱ—四川原地台；Ⅲ—塔里木—柴达木原地台；Ⅳ—藏北原地台；Ⅴ—阿坝原地台；Ⅵ—苏班西里原地台；Ⅶ—佳木斯原地台；Ⅷ—冀-晋原地槽；Ⅸ—陕-晋原地槽；Ⅹ—豫-淮原地槽；Ⅺ—祁连原地槽；Ⅻ—昆仑-秦岭原地槽系；ⅩⅢ—天山-兴安原地槽系；ⅩⅣ—滇藏原地槽系；ⅩⅤ—华南原地槽系

的吕梁（或中条）运动，使华北地台范围内的活动带褶皱、固结，从而使华北地台的基底最终形成。同时，四川地块更加扩大，形成扬子地台北部（川中式）基底和东南边缘及西南边缘的岛链状隆起。

第二节　中晚元古代阶段

中国的中晚元古代地层已可明显地分成两种不同的沉积类型。一个是以燕山蓟县剖面为代表的不变质地层，称华北型；另一个是以南方昆阳群、板溪群及其相当地层为代表的浅变质地层，称扬子型。

华北型中晚元古代地层属地台型沉积，构成华北地台的沉积盖层。

扬子型中晚元古代地层属地槽型沉积，构成扬子地台长江以南的基底。

中晚元古代时，扬子地台长江以北为四川地块，长江以南的广大地区主要处于冒地槽环境，发育巨厚的复理石、类复理石陆源碎屑和陆源碎屑—碳酸盐岩沉积。末期的晋宁（或雪峰）运动（8.5亿年左右），使扬子地台的南部（昆阳式、江南式）基底固结，最终形成扬子地台统一的基底。同时，这次构造运动也使塔里木地区的地壳基本固结，形成塔里木地台。震旦系属地台型沉积，构成它们的第一个盖层。

第三节　古生代阶段

古生代的构造演化，可归结为地槽活动带不断缩小，地台稳定区不断扩大的历史。

加里东期，塔里木地台、华北地台和扬子地台等稳定地块周围为广阔的地槽活动区。在这些活动区中分布有柴达木、准噶尔、松辽、藏北等中间地块，和中天山、中祁连、北秦岭、武当—大别和东、西昆仑中央隆起等岛链状隆起。北部中亚—蒙古洋壳在早寒武世末期向北，向西伯利亚陆壳之下俯冲，首先形成西伯利亚地台南缘萨彦—北蒙古—额尔古纳早加里东褶皱带；接着向南北两侧俯冲，于志留纪末形成内蒙—大兴安岭北部和南部（华北地台北缘）加里东褶皱带及阿尔泰和天山的加里东褶皱带。塔里木—华北地台之南的秦祁昆洋壳不断向塔里木—华北陆壳和扬子陆壳之下俯冲，于志留纪末形成祁连加里东褶皱系和北秦岭、北大巴山、祁曼塔格等加里东褶皱带，使塔里木—华北地台向南扩大，并与扬子地台靠近。扬子地台东南广阔的华南冒地槽，由于太平洋洋壳板块向西的俯冲挤压而于加里东末期褶皱封闭，扩大了中国南部陆块的范围。

华力西期，北部中亚—蒙古洋壳继续向陆壳之下俯冲，但以向北俯冲为主，经早华力西、中华力西和晚华力西等几个阶段的俯冲挤压，使中亚—蒙古地槽区南部各个地槽褶皱系——阿尔泰、准噶尔、天山和内蒙—大兴安岭、吉黑等依次褶皱封闭，最后使塔里木—华北陆块与扩大了的西伯利亚陆块沿北天山—西拉木伦河一线碰撞对接。塔里木—华北陆块之南的洋壳也继续向北俯冲，使昆仑地槽褶皱封闭和使秦岭地槽的大部分褶皱隆起，进一步扩大了塔里木-华北陆块的范围，并使中国南部陆块与其相连接。东南沿海地槽和延边地槽这时也因太平洋洋壳板块继续向西俯冲挤压而褶皱封闭。至此，古亚洲大陆宣告形成了。

古亚洲大陆的形成使中国及其邻区的古构造面貌呈现出一派全新的景象。这时，北起

黑龙江，南到南沙群岛，西起帕米尔，东到沿海的大部分中国领域，都已成为巨大的古亚洲大陆的一部分。在古亚洲大陆的西南侧，西昆仑—布尔汉布达一线之南分布着特提斯地槽带；在古亚洲大陆的东部边缘围绕着日本—台湾—菲律宾滨太平洋地槽带。在古亚洲大陆滨临太平洋及特提斯海的部分，如华南、扬子及南祁连等，沉积了浅海型地台盖层。在陆块内部的大型拗陷中，如准噶尔、鄂尔多斯等地则堆积陆相地台盖层。

第四节　中、新生代阶段

自晚三叠世的印支运动以来，中国大地构造进入一个新的发展时期。

晚三叠世的印支运动时期，东部，太平洋板块向西、向古亚洲陆壳之下俯冲，一方面使日本等地的印支地槽封闭；另一方面使亚洲东部的稳定大陆边缘转变为活动大陆边缘。在中朝（华北）地台东部（胶辽、朝鲜等地）、扬子地台东部（下扬子、苏北、黄海）和华南加里东褶皱系发生构造活化，形成复杂的盖层褶皱带，并伴有相当规模的花岗岩类岩浆的侵入。之后，在山间拗陷中堆积了陆相为主的类磨拉石型含煤建造。西部，特提斯洋壳向东北俯冲挤压，结果使秦岭、巴颜喀拉—甘孜、三江及与之相连的印度支那的地槽封闭，在亚洲西南部形成世界上规模最大的印支褶皱区。而在此褶皱区之北东，原来的古亚洲大陆的临近边缘地区则形成四川、鄂尔多斯、柴达木、塔里木等大型陆相为主的沉积盆地。

燕山期，东部，太平洋板块向西的俯冲作用加强，经燕山运动使东亚滨太平洋燕山地槽褶皱封闭。在中国东部大陆边缘活动带则主要表现为强烈的褶皱作用、断裂作用和钙碱性岩浆活动。燕山晚期（早白垩世晚期至晚白垩世早期），中国东部大陆边缘活动带开始由挤压为主的阶段转变为以引张为主的阶段，于是在东北形成以松辽盆地为代表的大型拗陷盆地，华北、华南则开始形成由张性断裂控制的中、小型断陷盆地，发育以陆相为主的含油建造和红色含盐建造。西部，特提斯洋壳继续向北俯冲，经早燕山和晚燕山运动，使北特提斯地槽由北向南逐渐褶皱封闭。燕山运动还使南特提斯（雅鲁藏布）地槽初次褶皱。

喜马拉雅期，东部，是岛弧—边缘海发展阶段。早期（白垩纪晚期—早第三纪❶），在大陆边缘弧形褶皱山系内，侧华北—渤海、苏北—北黄海等地形成断陷盆地，继续堆积以陆相为主的含盐、含油建造，并伴有频繁的玄武岩流的喷溢。晚期（晚第三纪以来），亚洲东部边缘的中、新生代褶皱山系已与大陆完全分离，并最终形成今日的岛弧—边缘海式大陆边缘。中国东部大陆边缘及海底构造地貌大致都是在这一阶段最后定型的。西部，特提斯洋壳消失并最终导致印度次大陆与亚洲大陆之间沿雅鲁藏布江缝合线发生强烈碰撞，结果使南特提斯（雅鲁藏布）地槽最后封闭，印度次大陆与亚洲大陆合并。自此之后，由于印度洋的继续扩张，印度地台之向北推挤，在更北遇到塔里木—华北和东部扬子等几个刚性地块的抵抗，以及由此而在它们之间的古生代—新生代褶皱带（祁连—雅鲁藏布）中发生强烈的深部地质作用，使中国西部特提斯地槽带及其邻近地区强烈隆起，形成青藏高原和中国西部的各大著名山系。

---

❶ 近十余年的地质资料表明。喜马拉雅旋迴与燕山旋迴的界线是在晚白垩系内部，而不是在白垩系与第三系之间，白垩纪最晚期的地层往往与第三纪地层连续沉积，或只有一个假整合面。

主要参考文献

1. 山西省地层表编写组 1979 华北地区区域地层表山西省分册（一）、（二），地质出版社。

2. 山西省煤炭局 1960 山西煤田地质，煤炭工业出版社。

3. 马杏垣等 1963 中国东部前寒武纪大地构造发展的样式，地质学报43卷1期。

4. 马杏垣等 1979 华北地台基底构造，地质学报53卷4期。

5. 中国地质学会构造专业委员会 1982 构造地质学进展，科学出版社。

6. 中国地质科学研究院 1975 亚洲地质图（1:500万），地图出版社。

7. 中国地质科学院 1976 中华人民共和国地质图（1:400万），地图出版社。

8. 中国科学院地质研究所 1959 中国大地构造纲要，科学出版社。

9. 中国科学院地质研究所大地构造编图组 1974 中国大地构造基本特征及其发展的初步探讨，地质科学1974年1期。

10. 中国科学院地质研究所 1932 地质科研成果选集（第一集） 文物出版社。

11. 中国科学院地质研究所山东地震地质考察组 1974 山东断块构造特征与地震带的初步划分，地质科学1974年4期。

12. 中国科学院地质研究所等 1960—1963 祁连山地质志（第一、二卷），科学出版社。

13. 中国科学院海洋研究所海洋地质研究室 1982 黄东海地质，科学出版社。

14. 中国科学院地质研究所 国家地震局地质研究所 1980 华北断块的形成和发展，科学出版社。

15. 中国地质科学院地质研究所构造地质室（黄汲清指导）1979 中国大地构造图（1:400万），地图出版社。

16. 王钟堂 1965 山西含煤地区的构造特征，地质学报45卷1期。

17. 王鸿祯 刘本培 1981 中国中元古代以来古地理的发展，地层学杂志5卷2期。

18. 王鸿祯 1981 从活动论观点论中国大地构造分区，地球科学（武汉地质学院学报）1981年1期。

19. 王鸿祯等 1982 东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展，地质学报56卷第3期。

20. 王懋基 程振炎 1982 均衡异常与地壳结构，地质学报56卷第1期。

21. 从柏林 1979 岩浆活动与火成岩组合，地质出版社。

22. 尹赞勋 1973 板块构造评述，地质科学1973年1期。

23. 尹赞勋等 1978 论褶皱幕，科学出版社。

24. 刘增乾等 1980 西藏高原地质基本特征，中国地质科学院院报第2卷第1号。

25. 北京地质学院区地教研室 1963 中国区域地质，中国工业出版社。

26. 地质部地质科学研究院 1964 中国大地构造基本特征，中国工业出版社。

27. 任纪舜等（黄汲清指导） 1980 中国大地构造及其演化，科学出版社。

28. 向鼎璞 1982 祁连山地质构造特征，地质科学1982年4期。

29. 朱炳泉 1978 关于地球动力学中的地幔对流理论，地质地球化学1978年1期。

30. 朱 夏 1980 关于盆地研究的几点认识，石油实验地质第3期。

31. 李四光 1973 地质力学概论，科学出版社。

32. 李春昱 1979 板块构造与多旋迴构造运动，地质学报53卷4期。

33. 李春昱 1980 中国板块构造轮廓，中国地质科学院院报第2卷第1号。

34. 陈国达 1959 地壳的第三基本构造单元——地洼区，科学通报1959年第3期。

35. 陈国达 1960 地台活化说及其找矿意义，地质出版社。

36. 陈国达 郭令智 张伯声 朱 夏 马杏垣 谢家荣等 1965 中国大地构造问题，科学出版社。

37. 肖序常等 1978 祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义，地质学报52卷4期。

38. 国际交流地质学术论文集（1） 区域地质、地质力学，地质出版社，1978。

39. 国际交流地质学术论文集1 构造地质、地质力学，1980。

40. 国家地震局广州地震大队（陈国达指导） 1977 中国大地构造概要，地震出版社。

41. 张文佑 叶 洪 钟嘉猷 1978 “断块”与“板块”，中国科学1978年2期。