序

与地质力学密切相关的第一篇文章“地球表面形象变迁之主因”发表于1926年。构造型式和构造体系的概念是在本世纪20年代末期提出的（Lee，1929）。结合中国大陆及东亚地区的地质实际，根据地球表面实际见到的不同型式的构造体系来论断地壳运动的，是1939年出版的《中国地质学》（英文版）一书。地质力学作为一门学科是1941年秋冬之际，李四光教授应厦门大学校长萨本栋教授之邀为该校数学力学和物理系（当时由于抗战该校迁至福建长汀）的同学讲演时提出的。之后，李先生开始写《地质力学之基础与方法》，并于1945年完稿。该书稿曾由重庆大学地质系油印，当时，在重庆的中国地质学会同仁还举行过多次学术报告会。该书于1947年春由中华书局正式出版。

1949年10月1日中华人民共和国成立后，为了适应国家经济建设需要，开展了大量地质工作，包括矿产勘探、工程地质、水文地质以及国家建设中出现的其他各种地质问题。地质力学在李四光教授亲自领导和参与下投入到国家建设洪流之中，与其他地质科学一样取得了迅速的进展。60年代初，内部出版了《地质力学概论》。1970年，内部刊印了《天文、地质、古生物资料摘要（初稿）》一书。上述两本书均由李先生亲自执笔。书中不少的地质实际资料是由各方面的地质工作者提供的。

李四光教授在他早年和晚年的著作中均曾提出过：地质力学的主要目的是研究地壳构造和地壳运动的规律，探索地球运动的起源；研究各种矿产在地壳中的分布规律以及现代地壳运动的程式，借以指导矿产资源预测以及地壳稳定性评价，防治可能发生的各种自然灾害。

李四光教授在其遗著中曾提示我们：研究地球科学，要从地球看宇宙，要以事物的生因、发展和系统联系的观点，从事实现象追寻本质的要求，来研究地壳运动所产生的各种地质现象发生、发展的规律。

从李四光教授1926年发表第一篇文章起至1971年4月底他逝世这45年间，他为地质力学学科的建立及应用，做了大量的实际工作，开辟了地壳运动研究的一条新途径，为发展地球科学作出了重要贡献。从李四光教授逝世到现在，许多地质工作者沿着他开拓的道路又进行了21年的工作。从1926年到现在这66年间，在国家经济建设和人类社会生活需要的各种自然资源的寻找以及与人类生存相关的各种自然灾害的斗争中，地质力学伴同其他地球科学做了大量的有益工作。《地质力学的方法与实践》丛书，就是这项工作的一种记录。今后，我们将把这项工作继续下去，为认识自然和改造自然作出新的贡献。

孙殿卿

1994年11月14日，北京

PREFACE

The first paper closely related to geomechanics entitled the "Main Cause of the Changes of Superficial Features on the Earth" was published in 1926. As for the conception about the tectonic patterns and tectonic systems, it was put forth at the end of the twentieth century (Lee, 1929). It was in the book entitled the "Geology of China" (in English version) published in 1939 that the crustal movement had been proved by the author with the tectonic systems of different types actually found on the surface of the Earth, and in combination of the practical geological situation in the mainland of China and East Asia. Geomechanics as a branch of sciences was established in the autumn and winter time of 1941 by Prof. Li Siguang (J. S. Lee) during his lecturing for the students from the Department of Mathematics, Mechanics and Physics of the Xiamen University (moved to Changding City, Fujian Province owing to the anti-Japanese War) at the invitation of the Dean of the University. Later on Prof. J. S. Lee began to prepare the book on "The Basis of Geomechanics and Its Method", which was completed and was mimeographed by the Department of the Geology of the Chongqing University, Sichuan Province in 1945, and at the same time it was then once used as lectures for the colleagues of the Geological Society of China at Chongqing City. The particular monograph was officially published by the China Publishing House in the spring of 1947.

Since the founding of the People's Republic of China on October 1, 1949, in order to meet the need of the economic construction of the country vast amounts of geological work have been conducted, including prospecting for mineral resoureces, engineering geology, hydrogeology and various geological problems that have been occurred during the economic construction of the country. So geomechanics has been thrown into the mighty torrent of the economic construction of the country under the direct guidance of Prof. J. S. Lee himself and his personally taking part in the work, and as other branches of geological sciences, geomechanics in this way has also gained a rapid development. At the beginning of the 60's of this century the monograph: "An Introduction to Geomechanics" was published as a restricted publication, and in 1970 the monograph: "Astronomy, Geology and Palaeontology" (first draft) was also published as a restricted publication. All the above-mentioned monographes were written by Prof. J. S. Lee himself personally, by using a big amount of practical geological data provided by vast numbers of gological workers from various fields.

In his works published in his early and late years, Prof. J. S. Lee had repeatedly remarked that the major objective of geomechanics lies in the study of the regularity of crustal tectonics and crustal movement, in probing into the origin of the movement of the Earth, and in investigation on the regularity of distribution of various mineral resources in the earth crust, as well as on the mode of occurrence of the modern crustal movement, with the purpose of gui-

ding the prognostication of mineral resources and making the evaluation of the stability of the earth crust, thus preventing from the possible occurrence of these and those natural hazards.

In his posthumous works, Prof. J. S. Lee used to mention to the audience that in the study of geological sciences one must view the cosmos from the Earth and investigate the regularity of occurrence and development of various geological phenomina produced by the crustal movement from the viewpoint of the origin, development and systematic relations, and in accordance with the requirement of study on any matter by probing into the essence of things judging from the phenomina of the fact.

During the forty five years of his life, starting the publication of his first paper in 1926, and being ended with his death at the end of April in 1971, Prof. J. S. Lee had completed large amounts of practical work for the establishment and application of geomechanics as a branch of sciences, and had opened up a new approach to the study of the crustal movement, thus making a great contribution to the development of geological sciences. From the time of his passing away till the present, many geological workers have conducted great amounts of work for twenty one years along the path Prof. J. S. Lee had opened up. In the 66 years from 1926 till now , in the prospecting for natural resources needed for the economic construction of the country and social daily necessities of human beings, as well as in the struggle against various natural hazards that are closely related to the existence of human beings, together with other branches of sciences geomechanics has done a lot of useful things. The "Method and Practice of Geomechanics" series represents itself records of this kinds of work. In the future we will certainly keep taking this kind of records in order to make a new contribution to recognition and remaking of nature.

Sun Dianqing

November 14, 1994, in Beijing

引　言

地球科学界正热烈地通过各种不同的途径研究岩石圈和全球动力学。地质力学工作者也积极地按照自己多年来形成的途径，即将地质学、地球物理学、地球化学和力学等多种学科结合起来，通过对地壳地质构造和地壳运动的研究，以深化地球动力学和运动学的研究。

因为，地壳虽然是地球整体结构中极薄的一层，但她却记录和保存下了地球形成、发展、演化的踪迹；记录和保存下了地壳以外，诸如包围地球的大气层，围绕地球转动的月球，太阳系，以及其它各种星体对地壳发生的影响，宇宙微尘和陨星之类的的坠落等（星）球外事件的遗迹；记录和保存下了地壳以下，在高温高压条件下，地球各圈层物质的物理与化学变化和运动，以及由重力、日月潮汐作用和地球自转而产生的运动，都不可避免地要集中反映到地壳中来。

由此看来，如果其它研究地球动力学途径是科学的、有成效的，那么，地质力学以地壳为对象，通过对地壳地质构造、物质的运动和分布规律、地壳运动的起源和演化等的研究，由表及里、由浅及深、由局部到地球整体，深入地研究地球各圈层的组织构造、相互作用，地球的起源、演化和运动等一系列地球动力学和运动学问题，是不无道理的。

为此，地质力学工作者经过了长期的奋斗，在她自己的努力和各相关学科、广大科学工作者的支持下，做了大量的工作，取得了很多、很有意义的成果。经常地、及时地综合分析研究、总结这些成果，不仅对发展地质力学具有重要意义，对于发展地球科学，促进地质力学更好地为社会发展和国民经济建设服务，也不会没有意义的。地质矿产部和中国地质科学院将《地质力学的方法与实践》列为“八五”重要基础研究项目，在孙殿卿院士指导下予以实施。

早在60年代初，地质力学的创始人李四光教授就计划组织人力，编著一套《地质力学的方法与实践》丛书，总结地质力学研究和实践成果。为此，他亲自草拟大纲，并将他自己主持撰写的《地质力学概论》专著做为该丛书的第一篇。其后，他还提出了对《地质力学概论》进行修改的意见。

这次的综合研究和总结工作，就是实现李四光教授的遗愿，修订第一篇，编著四篇六本书和一幅全球构造图，即：

第一篇　地质力学概论　李四光著，孙殿卿、邓乃恭修订

第二篇　构造体系各论(中国典型构造体系分论)　王治顺等编著

第三篇　岩石力学与构造应力场分析　陈庆宣等编著

第四篇　地壳运动问题　高庆华等编著

现今地壳运动问题　马宗晋、杜品仁编著

第五篇　地质力学在区域地质调查和矿产资源勘查中的应用　刘迅等编著

地质力学在水文地质、工程地质和环境地质方面的应用　邹云惠等编著

全球构造体系纲要图　宁崇质等主编

《地质力学的方法与实践》既然是在广大地质力学工作者和有关学科科学工作者科学研究与实践应用成果基础上，经过综合分析研究、总结完成的一套丛书，无疑也是大家劳动成果的结晶。因此，除《地质力学概论》一书外，其它各篇册我们都用了“编著”一词，表示这一套书中还包含了他人的成果，并在此予以致谢。如果有什么疏漏和引用上的误解，也请予以批评指正。

《地质力学的方法与实践》编辑委员会

INTRODUCTION

The geosciences circles have now been heartily investigating the lithosphere and global dynamics in different ways. Meanwhile, the geomechanic workers have also actively deepened their investigations on the dynamics and kinematics of the Earth in a way created by themselves in the passing years, namely by combining the geology, geophysics, geochemistry and mechanics with one another, and through the study of geological structures on the earth crust and crustal movement.

So although the earth crust tends to constitute only a thin layer in the whole texture of the Earth, yet it has recorded and preserved all the features formed in the course of origin, development and evolution of the Earth; the results of the influence from the atmosphere surrounding the Earth, the moon rotating around the Earth, solar system, and the other celestial bo-dies upon the earth crust; as well as the traces of the outer-space events, such as the fall of the cosmic dust and meteorites. Besides, in the earth crust there must have undoubtedly been recorded and preserved in a concentrated way all the expression, under high temperature and pressure, of physical and chemical changes and motion of matter in the litho-, hydro-, air-, and bio-spheres of the Earth.

In view of this , if the other approaches of the study of geodynamics are considered to be scientific and effective, then the geomechanics with the earth crust being as its target of research should also be valid and reasonable, since it keeps to the principle of going deep into the study of geodynamic and kinematic problems concerning the structure and texture of the litho-, hydro, air-, and bio-spheres of the Earth, mutual actions of the later, as well as the origin, evolution and motion of the Earth in a way proceeding from the outside to the inside, from the simple to the profound, and from the part to the totality through the study of the geological structures of the earth crust, the motion and regularity of distribution of matter in the earth crust, and the origin and evolution of the crustal movement.

For this reason, the geomechanical workers have conducted a great volume of worker and have gained lots of meaningful results through their protracted struggle, and with their own effort and under the support of the interrelated branches of sciences and vast numbers of scientists. The frequent and timely comprehensive analysis and summation of these achievements and results are of great importance not only to the development of geomechanics, but also to the development of the whole geological sciences themselves and to promoting geomechanics to provide a better service for social development and national economic construction. With the support from the Ministry of Geology and Mineral Resources and the Chinese Academy of Geological Sciences, the publication of the "Method and Practice of Geomechanics" series has been placed in the "Eighth Five-Year Plan of the Development of Natural Sciences" as an important project of basic researches to be implemented under the guidance of Academician Sun Dianqing.

As early as at the beginning of the 60's of this century, Prof. J. S. Lee, the founder of geomechanics used to plan to organize labour power to compile a set of the "Method and Practice of Geomechanics" series, aiming at the summation of the achievements and results of the research and practice of application of geomechanics. For this purpose, Prof. J. S. Lee personally took a hand in drafting an outline for the particular series, and decided to take the monograph of his "An Introduction to Geomechanics" as the first volume of this series. Later on, Prof. J. S. Lee made comments on the revision of the monograph "An Introduction to Geomechanics".

The present comprehensive research and summation is exactly the implementation of the behests of Prof. J. S. Lee, modifying the first volume and compiling six books of four volumes and a sheet of Global Tectonic Map, namely:

Volume Ⅰ, An Introduction to Geomechanics, by J. S. Lee, modified by Sun Dianqing and Deng Naigong;

Volume Ⅱ, Separate Treatises on Tectonic Systems (Individual papers on typical tectonic systems of China, by Wang Zhishun and others);

Volume Ⅲ, Analysis of Petromechanics and Stress Field of Tectonics, by Chen Qingxuan and others;

Volume Ⅳ, The Problems on Crustal Movement, by Gao Qinghua and other;
The Problems on Recent Crustal Movement, by Ma Zongjin and Du Pinren;

Volume Ⅴ, Application of Geomechanics in Regional Geological Survey and Prospecting for Mineral Resources, by Liu Xun and others;
Application of Geomechanics in Hydrogeology, Engineering Geology and Environmental Geology, by Shao Yunhui and others;

An Outline Map of Global Tectonic Systems, by Ning Chongzhi and others.

As the "Method and Practice of Geomechanics" series has been compiled on the basis of comprehensive analysis and summation of the results of research and practice conducted by vast numbers of geomechanical workers and scientists engaged in related branches of sciences, so it should undoubtedly be regarded as a crystallization of common effort of all the people concerned. Except for the monograph "An Introduction to Geomechanics", for all other volumes of the series we use the term "Compilation", to mean that in the particular series results of research by other people are included, which the authors beg to acknowledge hereby. So and comments on possible oversights any omissions and mistakes in quotations are welcomed.

Editorial Board of "The Method and Practice of Geomechanics"

前　言

如果说，李四光先生所创立的地质力学是以力学的观点与方法来阐明他对地质构造现象的理解和工作的原理，那么，关于地壳运动问题的提出和讨论，就是他对全球构造的特征和形成过程的动力学分析。早在本世纪20年代他就提出了此问题，直至50年代他在北京地质学院讲学的时候，仍以“地壳运动问题”为题，足见他对这一问题的难度和复杂性的重视和始终如一的探索精神。为了纪念李四光先生诞辰一百周年而写的此书，用“地壳运动问题”为题，正是为了表明本书是以李先生的基本认识为基础继续对这一问题进行的探索。之所以要冠以“现今”两字，是为了点明本书的研究时域是从现今出发的，沿着“以今论古”的方式讨论地壳运动问题。

近二三十年，国内外以“岩石圈动力学”或“地球动力学”所展开的全球构造研究，其对象的主体仍然是由地壳运动表现出来的，不过向海洋和深部大大扩展了。这也正是李先生所期望的。在大量获取新资料的同时而创立起来的“板块构造”观念和理论，的确对全球构造的总格局进行了一种新的概括，全面地影响了地质学向全球、向深部、向综合方向的巨大推进。但是直到现在，全球板块构造的规律性仍然没有能回答李四光先生早年所提出的一个地壳运动的基本问题——“为什么在某一地区，某一地质时期，按照一定的轮廓和规律，发生了沉降运动，而在同一时期，在某些地区和地带，又发生了某种形式的隆起运动?”（李四光，1973）。我以“取板块之精华，列立论之疑点”的态度对近二三十年为建立全球构造基本格局所依赖的基本事实进行了吞食与部分的咀嚼，并以地球坐标系的客观骨架为背景，探寻全球一级构造系统时空分布的必然性。至80年代后期，我们觉得已经可以把我们对全球三个一级构造系统的初步认识公之于众，以作为回答地壳运动的一个基本问题的尝试。

杜品仁同志用了两年多的时间整理我的有关论文，并补充收集了大量的资料与文献，编著成此书，在此对他创造性的合作表示谢意；并向鼓励我“终生为中国地学之开拓而奉献”的导师孙殿卿先生致以深深的敬意；向那些与我共同合作研究现今地壳运动的朋友们致敬。本项工作是在地质矿产部专项基金的支持与鼓励下完成的，同时也得到了国家自然科学基金的部分资助，在此一并致谢。

马　宗　晋

1994年12月10日

目　录

第一章　绪论 …… (1)
1.1　现今地壳运动的定义、研究内容和研究意义 …… (1)
1.2　李四光的学术思想及其对现今地壳运动研究的指导作用 …… (2)
第二章　地球的构造系统和非对称性 …… (7)
2.1　地球的构造系统 …… (7)
2.2　地球的非对称性 …… (8)
2.3　板块构造及板块的相对和绝对运动 …… (11)
第三章　环太平洋构造系 …… (16)
3.1　定义和基本特征 …… (16)
3.2　板舌构造和板条构造 …… (19)
3.3　板舌变形的力学分析 …… (24)
3.4　东南太平洋区段 …… (29)
3.5　东北太平洋区段 …… (34)
3.6　西北太平洋区段 …… (35)
3.7　西南太平洋区段 …… (38)
第四章　大洋脊构造系统 …… (43)
4.1　定义和基本特征 …… (43)
4.2　洋脊的几何形态和构造分类 …… (46)
4.3　各大洋脊的基本特征 …… (50)
4.4　洋脊的分段、变格与跳位 …… (53)
第五章　大陆构造系 …… (56)
5.1　定义 …… (56)
5.2　基本特征 …… (57)
5.3　中蒙地震区 …… (61)
5.4　北美地震区 …… (70)
5.5　伊阿巴地震区和东地中海地震区 …… (80)
第六章　现今地壳运动的动态特征 …… (83)
6.1　地壳应力状态 …… (83)
6.2　地壳形变状态 …… (90)
6.3　地震韵律和地震迁移 …… (97)
6.4　地震活动与地球环境动力因子的关系 …… (109)
第七章　现今地壳运动的动力来源问题 …… (118)
7.1　概述 …… (118)
7.2　地球自转说 …… (119)
7.3　地球收缩说、地球膨胀说和地球脉动说 …… (124)

7.4 地幔对流和其他地球内部物质运动假说 …… (127)
7.5 全球非对称对流模型 …… (134)
7.6 在上地幔分层基础上建立的构造热涌和地球自转模式 …… (137)
7.7 区域地球动力作用——中国大陆地震分区的动力因素讨论 …… (138)
7.8 结语：对地壳运动及其动力学研究的分析 …… (139)
参考文献 …… (143)
英文摘要 …… (147)

Contents

Chapter 1 Introduction …… (1)
1.1 Definition of contemporary crustal movement, research scope, and its significance …… (1)
1.2 Li Siguang 's scientific idea and its guiding role in research of recent crustal movement …… (2)
Chapter 2 Tectonic systems and asymmetries on the Earth …… (7)
2.1 Tectonic systems on the Earth …… (7)
2.2 The asymmetries on the Earth …… (8)
2.3 Plate tectonics and relative and absolute motions of plates …… (11)
Chapter 3 Circum-Pacific tectonic system …… (16)
3.1 Definition and basic characteristics …… (16)
3.2 Structure of plate tongue (slab) and plate lath …… (19)
3.3 Mechanical analysis of plate tongue deformation …… (24)
3.4 The southeastern Circum-Pacific segment …… (29)
3.5 The northeastern Circum-Pacific segment …… (34)
3.6 The northwestern Circum-Pacific segment …… (35)
3.7 The southwestern Circum-Pacific segment …… (38)
Chapter 4 Ocean ridge tectonic system …… (43)
4.1 Definition and basic characteristics …… (43)
4.2 Geometry and tectonic classification of the ocean ridges …… (46)
4.3 Basic characteristics of the ocean ridges …… (50)
4.4 Segmentation, pattern change, and location jump …… (53)
Chapter 5 Tectonic system on the continents …… (56)
5.1 Definition …… (56)
5.2 Basic characteristics …… (57)
5.3 China-Mongol seismic region …… (61)
5.4 North America seismic region …… (70)
5.5 Iran-Afghanistan-Pakistan and Eastern Mediterranean seismic regions …… (80)
Chapter 6 Dynamic characteristics of recent crustal movement …… (83)
6.1 State of crustal stress …… (83)
6.2 State of crustal deformation …… (90)
6.3 Seismic rhythmicity and migration of earthquakes …… (97)
6.4 Relation of seismicity to geoenvironmental dynamic factors …… (109)
Chapter 7 Problem on the dynamic force source for recent crustal movement …… (118)
7.1 An outline …… (118)
7.2 Hypothesis on the Earth's rotation …… (119)

7. 3 Hypotheses on the Earth contraction, the Earth expansion, and the Earth pulsation ····· (124)
7. 4 Hypotheses of mantle convection, mass movement in the Earth's interior, and others ····· (127)
7. 5 Model of global asymmetric convection ····· (134)
7. 6 Model of tectonic heat upwelling and Earth 's rotation constructed on the basis of the layering upper mantle ····· (137)
7. 7 Regional geodynamic process: discussion on the dynamic factors for seismic regionalization of the China continent ····· (138)
7. 8 Conclusions: analysis of the crustal movement and its dynamics ····· (139)
References ····· (143)
Summary ····· (147)

第一章 绪 论

1.1 现今地壳运动的定义、研究内容和研究意义

1.1.1 定义

地壳运动是李四光先生开创的地质力学的第一主题，他希望通过地质力学方法为解决地壳运动总问题开辟一条道路。在50年代，地壳运动实质就是指“大地构造运动”最基本的表现，而在李四光先生介绍地球的地球物理剖面时，将地壳作为岩石圈层的代表。尽管李先生在展开地壳运动的研究时一直追溯到了显生宙早期的“海水进退规程”，但他强调研究晚近时期的地壳运动，并以那些现今可见的构造要素来构筑他的构造体系。这是一种可靠的可以直接观察与论证的工作途径。

基于上述理解，结合60年代以来“地壳运动”主题向“岩石圈动力学”或“地球动力学”的发展，笔者在1989年正式提出“现今地球动力学”这一概念，并指出（马宗晋，1989）：地球动力学按其研究内容的特点和时间属性，原则上可分为现今地球动力学和历史地球动力学。前者以现今可见、可测和可直接进行正反演的现象、场和暂态信息为对象，进行全球尺度构造几何学的概括，探求全球构造要素整体的时空协调运动规律，进而给出统一的动力学解释。后者则以现今可得的各类遗迹或残迹为对象，进行全球尺度古地理演变史的推断和地球演化史的理论分析，并探求与之协调的运动学规律，最终完成全球构造演化全过程的再造。

在上述说明中，没有划定“现今”与“历史”的明确断代界限，因为它们本来只是说明认识巨大历史事物的两个方向：“由古论今”和“由今及古”，而不是历史的“断代”。因为随着研究问题的特点和空间尺度的变化，“由今及古”可以达到的历史长度是不同的。例如研究地震现象，由现代仪器测量的地震到历史记载的地震，再到地表变动所留下的遗迹，目前至多可能追溯到几万年前；而如果研究全球的地壳运动，从大洋底可以连续追溯的运动遗迹，则可达到中生代晚期或中期，再向前就是间断性的残迹了。大陆的地壳运动可以连续追溯的历史大概也只能到达中生代。看来，中生代燕山运动的前后确是全球性构造变革的一个重大阶段。难怪李先生特别强调研究“晚近”时期的重要意义，这也正是现今地球动力学或现今地壳运动目前主要的研究时域。

为什么要在地壳运动中划分出现今地壳运动呢？因为随着人类文明和科学技术的高度发展，人类已用仪器记录并积累了地壳运动的大量资料，而且这类资料还将与日俱增。通过现今地壳运动资料各时间序列的分析研究，可深入认识地壳和整个地球的微动态变化规律和过程。这是任何只能反映地壳或地球的平稳变化或平均行为的长期资料所不能替代的。

人类目前面对着资源紧缺、环境恶化和灾害加剧三大问题，现今地壳运动的微动态研究，也将给上述三大问题的理论研究和实用研究注入新的生机。为了解自然灾害强度和频

度随时间的变化，需要调查几千乃至几万年的地壳微动态变化。为了解自然环境的变迁、地壳升降、大气组成和温度的变化，若以中国大陆区青藏高原的升起和东部平原的下沉为例，可能至少要上溯到几百万年的始新世；而为了解矿产资源的形成规律，则可能要上溯到1亿年左右的中生代晚期。我国80%的矿产和石油资源就是在这一重要时期形成的。近年来，成矿理论研究中，以构造地球化学观念为代表的研究方法的兴起，要求打破平稳成矿的观念，而补之以构造微动态的成矿机理；环境研究中，陆地表面和海洋与大气的演变及考虑日地系统中突变因素与突变行为，也需要现今地壳运动“微动态”研究的支持。至于自然灾害的形成，它们本身就是自然因子短时间尺度“微动态”变异所决定的。所以，无论从时间上，还是从运动机理上，都表明这些重大问题对现今地壳运动研究的需求。

总之，现今地壳运动研究，主要是为了研究地壳和地球的微动态、微韵律和非平稳变化，并由此建立非平稳的地壳运动模型，给以初步的微动力学分析。笔者希望现今地壳运动的研究能成为地球科学的一个新的生长点。

1.1.2 现今地壳运动的研究内容和研究意义

笔者认为现今地壳运动的研究应包括下述诸方面：

(1) 现今地壳运动的观测，即通过水准测量、形变测量、倾斜测量、重力测量、地磁测量、地震观测、火山活动观测和空间大地测量等各种手段取得现今地壳运动的信息；

(2) 对现今地壳运动资料进行单项的和综合的分析，得出现今地壳运动的时、空变化规律，从时间上分出不同尺度的变化，如对地震活动而言，分出地震期、地震幕、地震阶、地震丛等；从空间上探讨不同构造尺度，如全球级、区域级、地区级等的活动规律；

(3) 现今地壳运动的应用研究，即运用现今地壳运动资料为探查矿产、改善环境和减轻灾害服务；

(4) 现今地壳运动的理论研究，诸如研究现今地壳运动的分类、现今地壳运动与地球深部或地表运动的关系、现今地壳运动的动力学分析等。

可见，现今地壳运动涉及的面很广，是多种学科的边缘领域，需要多种学科的协调与配合。对现今地壳运动的研究也各有侧重，或侧重于大地测量，或侧重于地球物理，或侧重于地质等。本书从笔者的专业，即从地震地质角度提出了对现今地壳运动问题的一些认识，还不是对现今地壳运动的全面系统研究。

当代科学技术的高度发展，使大区域和全球的地壳运动实时观测成为可能，也使测量持续时间仅为微秒级的运动变得容易。开展现今地壳运动的研究，能从广阔的空间范围和微小的时间尺度两个方面增进我们对地壳运动的认识。现今地壳运动还是地球深部物质运动的一种反映，研究现今地壳运动是了解地球深部运动的一个窗口。

1.2 李四光的学术思想及其对现今地壳运动研究的指导作用

李四光教授作为本世纪中国地球科学家的一位杰出代表，其学术思想自成体系，独创一派。深入研究、继承并发扬其学术思想，不仅对中国地球科学的发展是必要的、重要的，而且对世界地球科学的发展，对东、西方地球科学思想的交流，都将作出有益的贡献。

1966年邢台地震发生后，李四光教授对地震和地震预报研究十分关心，发表过不少指导意见。他指出：地震是与地质构造有密切关系的。地震，就是现今地壳运动的一种表现，也就是现代构造变动急剧地带所发生的破坏活动（李四光，1977）。但是，他还没有来得及对地震和现今地壳运动进行更多研究便辞世了。今天，在我们开展现今地壳运动研究的时候，考虑如何继承和发扬李四光的学术思想是很有必要的。

1.2.1 李四光的系统整体论思想

李四光一生发表了百余篇珠盘清韵、见地深远的著作。在他的所有工作中，都显示出他对大地质学研究的深化、补充和发展，显示出他以力学为特色的思维逻辑，即从对象的几何学（形态、分类、结构、分布）和动力学（能量、方式、动因等）加以逻辑地展开，并统以整体（体系）的配置、归纳与检验，以及整体与边界（环境）的统一协调。在他所研究的多个领域中，最具代表性的，也是最能说明他的学术思想的是“地质力学”。但是，要理解他的学术思想，即认识地质力学，则要从狭义的地质构造及其力学分析方法的低层次扩展到大地质学和力学思维逻辑的高层次来加以认识。如果仅仅局限于某些被僵化了的几何构造型式，是难以理解他的学术思想的。

从李四光的代表性论文可以看出，他贯穿始终的地学观点是“地球的整体观”。他的科学方法论是力学的思维逻辑。“地质力学””这门学科集中地反映出系统论的思维方法。所以总的说，李四光教授学术思想的精髓就是系统的地球整体观。

系统论的特点是强调事物的整体性、联系性、层次性和最优化。在地质科学领域中，很早就孕育着系统科学的胚胎，如结晶序列、沉积序列等。然而，对地质系统科学最有贡献的当推李四光教授。他在本世纪20年代末已将系统论的初始观念用于地质构造的综合研究。1929年，他提出了构造体系与构造型式的初步概念（李四光，1929）。经过数十年的踏实工作，至60年代，其构造体系的研究日臻完善。对构造体系的含义，他在《地质力学概论》一书中写道“……简单扼要的说，构造体系是许多不同形态、不同性质、不同等级和不同序次，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体”。由此可见，构造体系全面体现了系统论所概括的整体性、联系性、层次性和最优化等特点。为了研究构造体系，李四光还提出了一套系统科学方法，即鉴定结构面的力学性质、辨别构造形迹的序次、确定构造系、鉴定构造型式、研究岩石力学性质和应力场、模拟实验等七个步骤。在确认了构造体系的存在之后，他紧接着又提出了构造体系之间的级序观念和全球构造体系的联系性和整体性的见解。他认为，小型构造体系受中型构造体系的控制，中型受大型控制，大型受巨型乃至全球构造体系的控制。一个层次的构造体系，从其整体性的力学机制来说，就是一幅协调统一的应变图象，反映了一定方式的构造运动。小型、中型、大型、巨型的层次级别，分别反映了局部性的、区域性的乃至全球应力场的特征，从而为研究全球构造系统和解决地壳运动的整体问题开创了一条逻辑严密的新途径。

“体系”具有“系统”的同一内涵，体系的级序与系统的层次观念也是一致的。只是构造体系是针对具体地质构造的系统观术语，而系统论则是泛指事物的概括的系统观术语，但它们的本质是一致的。

李四光学术思想中的整体观也是针对具体的地球所表现出来的。首先，他自始至终把地球这个整体看作是考虑一切地学问题的出发点，任何地质规律都是在巨大的球体的地质

条件下产生的，而且是在不断变化的转动着的地球上出现的，所以他提出了一个永恒性的命题，即我们所要研究的构造，为什么会在那个时候以那种方向，在地球的那个地点上出现。实质上，这是一个对地质构造的成因在地球坐标系和时间的演变和配合的四维空间内求解的问题。在此前提下，他透彻地考虑到全球构造之间在地球坐标系内的统一协调问题。

对地球构造成因的动力学解释，李四光也是从地球整体出发考虑的。在20世纪初期，他已认识到“构成重圈最上层的壳下层是非常粘性的，大陆是有些弹性的固体，好像是漂浮在壳下层之上”。当大陆发生漂移时，在它前进的一侧必然发生“强烈的冲突……形成边缘褶皱……和边缘弧”（李四光，1926）。这一看法与大陆漂移说不无相似之处。如果李四光对大陆漂移的方向不再去作进一步的研究，我们相信他有可能支持对流学说。他仔细研究了各个大陆的漂移方向之后发现，大陆块或者向赤道漂移，或者向西漂移。为了解释大陆运动的定向性，就必须寻找运动方向与地球坐标系一致的动力，于是他参照对古生代以来海水进退方向的研究成果，提出了“大陆车阀说”，将驱使大陆漂移的动力归因于地球自转所产生的纬向与经向的水平切力。经过几十年的实际工作，他终于确立了纬向构造、经向构造和扭动构造三大类型。对全球断裂系统的研究结果证明（张文佑，1984），普遍发育在世界各地的纬向、经向、北东向、北西向断裂起因于纬向或经向方向的挤压。而且这种星球网络断裂还见于其他星球。另外，在一些非固相星球上还发现了纬向构造带。这些资料说明了地球自转对全球构造的控制作用。

李四光的地球整体观的另一个侧面是地球各圈层的统一性问题。这在他最后一本纲要性巨著《天文、地质、古生物》（李四光，1972）中关于天、地、生、人的统一性表达得相当充分和透彻。

李四光在20世纪初期已经对大陆漂移与海洋运动的关系进行了研究。在《地球表面形象变化之主因》一文（李四光，1926）中，他甚至写道“还可以作另外一些有深远意义的理论推导，诸如在山脉的走向、气候旋回的时间分布、火山活动时期、生物圈运动与岩石圈运动的关系等”。

地球多圈层运动的相关性无疑反映了作用于各个圈层的动力系统的统一性。由此，李四光在晚期把他的视野又扩大到宇宙，开始考虑结合天体运动与变化的规律来研究地球及其各圈层的运动与变化问题。他在《天文、地质、古生物》一书中清楚表述的思想是，越来越多的资料证明，天体运动和变化对地球整体的变化、地球自转速度的变化、地球各圈层物质的运动和变化都有显著的影响。

李四光教授的系统整体论思想的又一个显著特点是，他将地球作为一个开放的系统去研究。他在研究大冰期的成因时，不仅注意到了太阳辐射热的减少、地球自转对黄道面倾斜角的改变、银河系的旋转等条件的影响，还注意到地球自转、海水-大气系统温度的变化对冰川生长及消融的影响（李四光，1973）。

1.2.2 在现今地壳运动研究中继承和发扬李四光学术思想的一些考虑

李四光的系统整体论思想对地球科学的发展具有重要指导意义。李四光教授辞世20年来的科学发展证明，他的地球整体观，地球各圈层运动变化以及天、地、生、人的相关性和统一性等思想体现了他的超前洞察力。深入研究并弘扬他的学术思想，将为发展具有中国特色的地球科学理论与实践起到重要作用。本书的第一作者曾是地质力学的研究生，

对发展地质力学、继承和发扬李四光学术思想更是责无旁贷。

本书从下述几个方面考虑了这个重要问题：

(1) 建立现今地壳运动的构造体系　地质力学是从构造形迹入手，通过构造体系的划分与研究来探讨地壳运动及其动力来源。构造体系的理论是地质力学的核心思想。李四光将一场一定方式的地壳运动所产生的一切成生联系的构造形迹看作一个整体，称为构造体系（李四光，1973)。在现今地壳运动研究中，笔者高度重视构造体系的建立，从全球角度划分出了三大构造系统，即环太平洋构造系统、大洋脊构造系统和北大陆构造系统，并对它们作了重点研究。笔者在现今地壳运动研究和地震活动分析中经常采用的地震点染法，可以说是地质力学从构造形迹入手的方法的发展。

(2) 从地球整体性出发提出了地球非对称性问题　迄今为止，地球科学的许多分支都是在对称的旋转椭球体的基础上建立的。划分出全球三大构造系统后，地球在对称基础上存在的非对称性清楚地显示出来，因而引起了笔者对这个问题的重视。地球目前的非对称，也许是原始地球不对称引起的，也可能是过去地球运动的结果。不管怎样它都会对地球的整体运动产生影响。深入研究地球的非对称性及其影响，更有利于从地球整体性出发考虑问题。

(3) 研究宇宙环境与地震发生和现今地壳运动的关系　考虑宇宙环境对地球上发生的各种自然现象的影响是李四光系统整体论的另一侧面。他曾明确指出，“地壳运动问题，是地球内部和外部矛盾诸方面斗争的问题”。今天，已有越来越多的地球科学家认识到，必须把地球和包围着地球的宇宙环境作为一个整体来进行研究，才能解释许多全球规模的现象。在现今地壳运动研究中，笔者通过宇宙环境与地震活动的关系，特别是地震韵律与宇宙环境调制作用的关系，对地球内部和外部的斗争进行了探讨。

(4) 从层次性出发讨论现今地壳运动的时空特点　层次性是系统论的特点之一。在现今地壳运动中，无论从空间还是时间角度，都可分出不同层次、不同级别。就空间而言，全球级的构造系统可分出次一级的活动区和再次一级的段；就时间而言，可以划分出地震活动的不同韵律层次序列，即地震期、地震幕和地震阶。划分地壳运动的层次，是认识地壳运动本身的自然属性的一种方法。研究现今地壳运动的层次性，还有助于进行灾害性地震的预测。这种分析方法，也符合李四光的学术思想。

应当说明的是，虽然本书是“地质力学丛书”之一，但在下述两个方面与其他地质力学论著有明显差别：

(1) 较少用到地质力学的许多专业术语　在许多地质力学论著中，常常可以看到华夏、歹字型、山字型、人字型和多字型等构造术语和压扭、张扭、顺扭和反扭等描述地壳运动的专业词，在本书中却很少看到，这是因为本书讨论的是地质力学以前未曾系统探讨过的现今地壳运动问题，并且主要是从全球角度进行讨论。更为重要的是，笔者认为应当从更高层次把地质力学视为一种地球观、构造观和方法论，应当把依循地质力学基本观点和方法建立和发展的新研究领域都纳入地质力学的范畴。这样，地质力学才能得到进一步发展。

(2) 把板块构造作为基本出发点之一　本书的第二章，介绍了本书从地震地质角度研究现今地壳运动及其力源问题的三个基本出发点或理论基础：一是地质力学，特别是有关构造体系的理论；二是地球的非对称性，这是本书第一作者近十多年来逐渐深入认识的新

理论问题之一；三是板块构造理论。板块构造理论是地球科学的一次革命，它给原有各地球分支学科以很大冲击，也给地质力学以很大冲击。地质力学和板块构造学这两大理论体系的全面比较和评价问题是一个很大的理论问题，这里不打算涉及，只谈谈笔者为什么把板块构造学作为现今地壳运动研究的理论基础之一。全球的绝大多数地震都发生在板块边界及其附近，地震的发生与板块运动有关，这是应用板块构造理论的主要原因之一。其次，板块构造学从地球内部物质的运动去寻找动力来源，这是很值得重视和借鉴的。还有，近20多年来，地壳运动和大地构造等领域的许多新理论和新技术成果都与板块构造学联系在一起，特别是涉及大洋地壳的。这使笔者在讨论现今地壳运动问题时必然要更多地用到板块构造学的一些概念和术语。

应当特别强调指出的是，本书的总的思路是几何学研究—运动学研究—动力学研究，基本符合李四光大地质学研究的思维逻辑。板块构造学的一些概念和术语是为这种研究服务的。为了像地质力学那样更形象地描述构造特征，笔者还提出了诸如板舌、板条和有关洋脊分类等的一些新概念。在现今地壳运动力源问题的讨论中，更可以看出作者对这三种理论基础的态度。笔者试图建立一个既考虑地球自转效应，又考虑地球内部物质运动影响，还考虑到地球非对称性的综合地球动力学模型。当然，目前还处在定性的构想阶段，但它代表了笔者吸收最新的理论和技术成果来丰富并发展地质力学及开辟地质力学新研究领域的一种尝试。

第二章　地球的构造系统和非对称性

2．1　地球的构造系统

环球性纬向构造体系和切穿海、陆遍及全球的巨型经向构造体系构成全球构造的基本格架，它们的形成与地球自转变化有显然的成因联系。李四光（1973）、孙殿卿等（1983）曾对全球纬向和经向构造作过全面研究。最突出的纬向和经向构造主要分布在欧亚大陆和北美大陆内。一级的纬向构造带有亚洲的南岭带、秦岭-昆仑山带、阴山-天山带、Tannu-Kentai 山带，欧洲的 Atlas 山脉、Anatolia 东西构造带、Pyrenees 山带，北美洲的 Ouachita 山带、Uinta 山带等等。纬向构造带的间距大致 8°左右。一级的经向构造带有：俄国的乌拉尔山带、中国的横断山-中蒙中轴构造带、美国的落基山带等等。这些经向构造带的间距大致是经度 20 度。上述纬、经向构造的近似等间距分布在地震分布的空间谱上也有相应的表现。

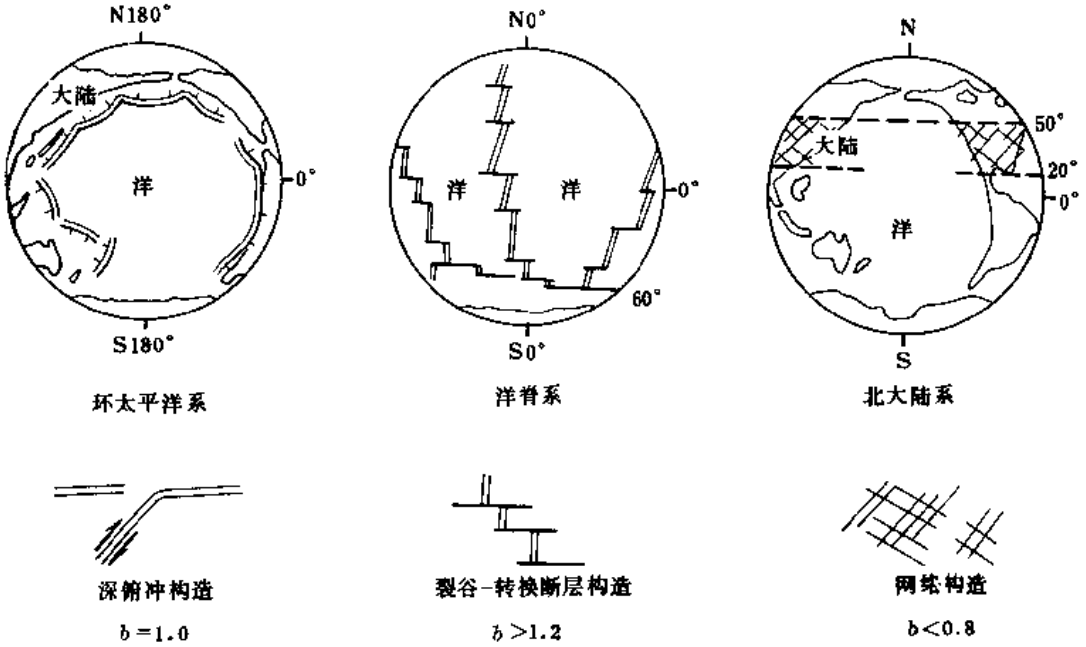


图 2-1　全球级构造系的基本特征

Fig. 2-1　Basic features of global tectonic systems

本书主要讨论与现今地壳运动有关的构造系统。根据全球地震的分布及其运动学和动力学特征，可将全球最活动的构造划分为三个一级构造系统（图 2-1）：（1）环太平洋构造系，它以大洋岩石圈向大陆岩石圈的深俯冲为构造特征；（2）大洋脊构造系，它以大洋岩石圈内裂谷-转换断层的组合构造为特征；（3）北大陆构造系，简称大陆构造系，它主要分布在北纬 20°—50°的纬向环带，以大陆岩石圈的边缘和内部的各种断裂的相互作用为

特征。

这三个构造系统不仅在构造样式及其组合构造表现上各有特色，而且在地理分布和动力学环境上也各有不同。之所以要建立这三个一级构造系统，除了构造描述和实用方面的重要意义外，它能更好地揭示全球构造的差异和动力环境的非均匀性，从而把地球动力学研究引向一个新的深度。如果说，遍及全球的纬向和经向的构造系统反映了全球级总体的动力状态，那么，在此基础上发展起来的三个一级构造系统则表现了地球总体动力环境之内的半球级的差异，它们很好地表现了地球的非对称性。建立三大构造系统的另一用意就是，它们的伸展与所谓的“大板块”边界往往是一致的。讨论三大构造系统的动力环境，可以吸取以板块构造观点所整理、论证的运动学的重要事实和理论分析，从而从全球动力的角度给“板块”运动以全球动力学的解释。

2．2　地球的非对称性

人类对地球的认识从天圆地方到浑圆的球形经历了几千年。由球形演变为旋转椭球是在16世纪60—70年代才得到了地形测量和重力观测的证明。因为旋转椭球在几何上的对称性适应于地球物理早期粗略观测水平，均一地球的概念方便于理论计算，所以直至今日地学的许多分支学科都以均一的对称的旋转椭球做为基本前提。然而，现在已注意到地面海陆分布、重力分布和地质体分布的非均一性，气候和洋流分布的非均一性。18世纪50年代La Caille即提出地球是南北不对称的。Jeans（1902）提出地球像梨形。近年，由于地学各分支学科观测水平的提高，从物理、地质、成矿、地震、火山、大气运动、地球质量分布、地磁场等各方面都强调了地球的非均一性、非对称性。通过人造卫星轨道参数的变化而算得的大地水准面的形状为近似于南北不对称的梨形，这是突破地球对称观念更有力的证据。而天文观测所揭露的太阳系其它行星（包括太阳在内）的非对称表现则是来自天文学的旁证。总之，现在所得的地学事实，需要在非均一、非对称的观念下方能概括。对地球非均一性和非对称性的深刻认识有助于分析地球的构造运动及其成因。这里专就容易被忽视的地球非对称性问题进行讨论。

（1）南、北半球的非对称

大陆占全球面积的十分之三，但大陆本身有三分之二以上集中在北半球，北半球是陆半球，南半球是海半球。全球中、新生代造山带四分之三集中在北半球。地震是现今地壳运动的一种表现，1904—1980年全球共发生$M\geqslant 8$级的地震61次，其中45次发生在北半球。全球大陆内部$M\geqslant 7$级的强震几乎全部集中发生在北半球，而且在北纬20°—50°的环带内特别集中。相反，全球的大洋脊四分之三位于南半球，那里有南大西洋、太平洋、印度洋和环南极4条洋脊，而北半球只有北大西洋一条洋脊。全球热流分布也是南半球高于北半球。所以，总的说来，南半球是表面引张半球，北半球是表面挤压半球。

在北纬20°—60°之间的环带内，大陆、内陆造山带和大陆地震集中，并且经向构造十分发育（图2-2）。俄国的乌拉尔山、中国的横断山、美国的落基山、横穿阿留申岛弧西段的帝王海山，还有规模小一些的库页岛、西地中海的撒丁岛、希腊与土耳其交界的南北向构造带等，这些经向构造带的间距大约是经度20度。它们可以看作是北纬20°—60°之间的南北挤压带派生出来的一组等间距性的“横褶曲”。相反，南半球则没有上述的一系

列现象，这也是南北不对称的一组鲜明事实。

海陆分布的不对称影响了大气的分布和运动。如把地面考虑为理想的和均一的几何球面接受太阳的辐射，大气的纬向分带应该是严格对称的，然而事实上，大气运动的赤道带总的看是略向北偏，而大气运动的复杂程度则是北繁南简。大气角动量与地面之间的相互输送，主要也是发生在北半球——北纬 20°—60°之间的这个多事的纬向环带之内（叶笃正等，1958）。

海水在地表的分布，南北非对称的情况也很明显。海流的形式与环流带的位置南北也是不对称的（刘以暄，1982）。南半球高纬度东向暖流位于南纬 50°，北半球高纬度东向暖流位于北纬 40°，而赤道带的东向暖流则北偏到北纬 10°附近。这可能与地球质量中心北偏和大气赤道带北偏有关。

根据海陆、地震、大气和海流的南北非对称和赤道北偏的事实，作者提出了构造球的概念。构造球的赤道北偏 10°左右，北纬 20°—60°和南纬 40°—0°是构造反对称的两条中纬地带，它们是地、气、水三象的多事件的构造环带（图 2-2）。所谓反对称即对称面两侧为 A 与 - A 的关系。

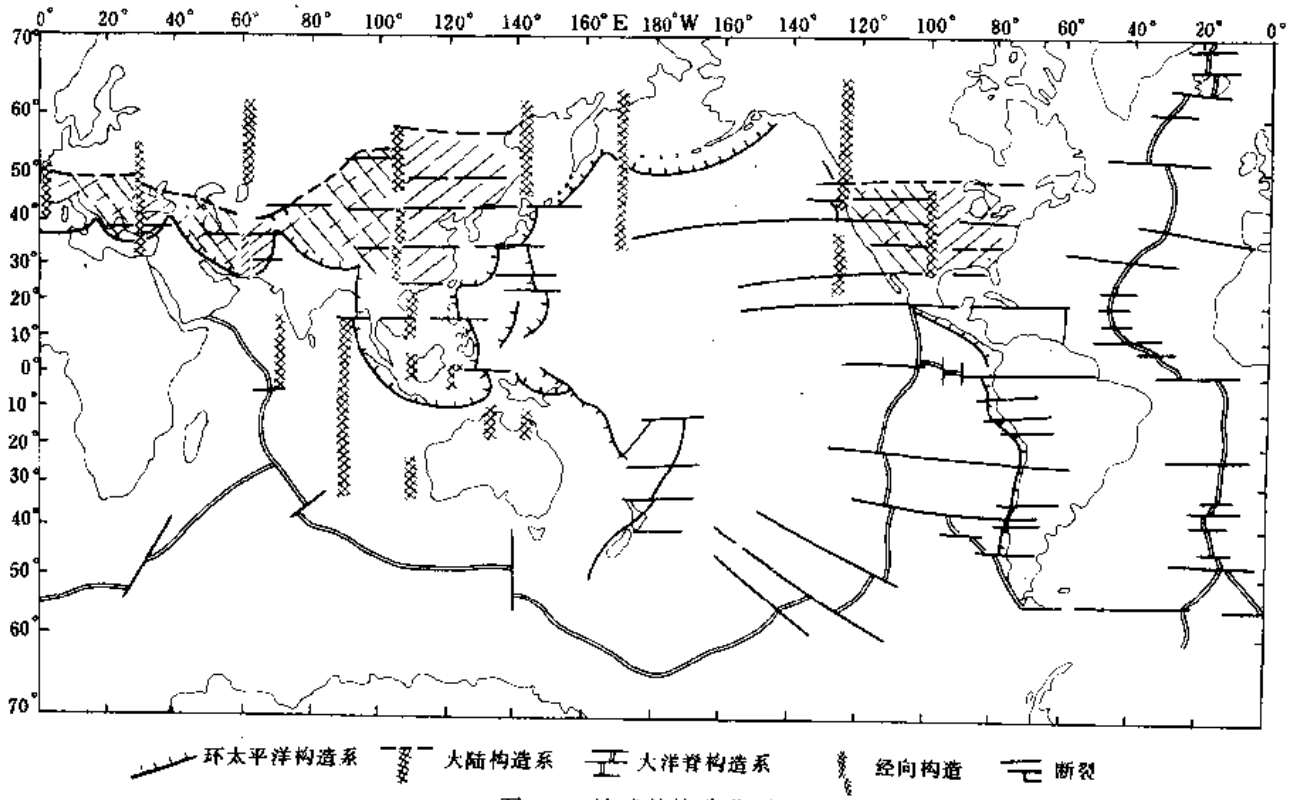


图 2-2 地球的构造分区

Fig. 2-2 Outline map of the global tectonic systems

自从地震层析成像技术问世以后，已能够给出关于地球内部波速结构的更加细致的描述。1990 年，Tanimoto 发表了上地幔顶部和底部、下地幔顶部和底部 4 个层的 S 波速度横向变化图。如果以赤道为界，把 4 张图内南、北半球的 S 波速度的负距平区叠加起来，或者每张图单独做南北比较，都会发现南半球以 S 波负距平区即慢速区为主，其可能的物理含义是地幔内相对的热区；相反，北半球则是正距平区，即快速区为主，其可能的物理

含义是相对的高密度区。这一现象与地表可测的参数相一致。如南半球是总体的高热流区，是开裂洋脊构造集中的半球，说明南半球岩石圈的构造表现与南半球地幔的物理状态是对应的；相反，北半球是总体的低热流区，是岩石圈碰撞挤压构造相对集中的半球，也说明北半球的岩石圈构造与北半球地幔的物理状态相对应。就地球整体的物理状态来说，现在我们还不甚了解地核物理状态的非均匀程度，姑且作均匀考虑，那么地球的“热心”（热量中心）可推论其偏于南半球，而地球的“质心”则可推论其偏于北半球。这些推论还可以用卫星重力观测获得的地球低阶大地水准面呈梨形的结果给予旁证。

（2）东半球和西半球东西两侧的非对称

以北半球而论，东北球（即北半球的东半）以欧亚大陆为主体，陆多于海；而西北球（即北半球的西半）则只有较小的北美大陆。与此有关，造山带的长度、地质构造变动的强度与频度、地震和火山的强度与频度以及大气运动的复杂程度，东西两半也有明显差别。大体以180°经度为界，把太平洋分为东西两半。东、西太平洋两侧的地质构造、成矿带的结构与成矿类型、地震及火山带的结构和形态、板块俯冲带的俯冲角与形态、弧-沟-边缘海的组合结构（Uyeda 和 Kanamori，1979）以及东、西太平洋洋底的地貌、地层、海水盐度，以至大气与海流的运动型式与温度分布等许多方面都有重要差别。因此，应当给太平洋环带以明确的东西反对称的概念。

同样，大致以西经20°为界，沿大西洋脊把大西洋分为东、西两半，它们的海底结构、深度、海水的温度和盐度、洋流的冷暖、大气的运动与气温分布等也是东西反对称的。由于大西洋两侧没有像环太平洋那样的构造俯冲带存在，所以，地质上的东、西差异不如太平洋两侧明显。

如果地球是均质旋转球，它应当是轴心对称的，但实际上太平洋两侧和大西洋两侧都是非对称的，这可能与地球的非均一性有关。西北太平洋日本—千岛群岛一带的地震往往与东南太平洋智利一带的地震同步活动。再有，位于太平洋西侧的中国近5000年古气温的变化与大西洋西侧格陵兰同时期古气温的变化非常相似（竺可桢，1973）。这类遥相关现象可能正是由于它们处在旋转中非均一地球的同相点。大陆的东海岸都处在向东旋转地球的前缘，而东南太平洋和西北太平洋则可能是南半球与北半球相对扭动的力学对称点。从图2-2中可看出，地球转速加快期和变慢期，强地震发生的部位有明确的变化。

（3）0°半球和180°半球的非对称

我们把以0°经线为中线的半球叫0°半球，把以180°经线为中线的半球叫180°半球。0°半球客观上就是大西洋半球；180°半球则是太平洋半球。太平洋的海水体积是大西洋的2倍。太平洋半球的构造运动以太平洋环带为最主要特征，全球近80%的地震能量是从这个环带释放的。它是大洋地壳（甚至是大洋岩石圈）与大陆地壳（甚至是大陆岩石圈）之间强烈挤压插入的地带。相反，大西洋半球则以大洋地壳（或大洋岩石圈）非均匀的拉张为总的特征。前者可看作是挤压半球，或者是边缘挤压半球；后者则是引张半球，或面状引张半球。0°、180°半球的非对称的其它事实在前节已有叙述。

（4）南、北半球的扭动和带状运动

地球构造球不仅南、北反对称，而且南、北半球之间沿赤道带还有左型的相对扭转，即北半球相对向西，南半球相对向东，或者南半球向东的转速高于北半球。这一现象已有多人进行过系统研究。虽然扭转地带位置的划法有所不同，但总的事实很明确。如果按图

U92162

2-2 中的划法，把中蒙经向构造带与澳洲经向构造带相比，那么，南、北半球相对扭转可以达到 45°—50°经度。这个数据也许是一些研究者指出的最大的错动距离。

大气运动中的东风带、西风带，海洋中的东向暖流带、西向寒流带等等，都是地球表面流体状运动的典型表现。那么，固体的地壳是否也有带状运动呢？Licht（1960）曾提出过地壳带状运动的假说。根据以下一些事实，笔者认为在有软流圈存在的前提下，或者即使是非普遍存在软流圈的情况下，地壳的带状运动都是很可能的。这有可能通过系统的经度测量工作加以验证。那些值得研究的事实是：①指向东方的狭窄的弯月形岛弧在运动学上的相似性，如南桑德韦奇群岛、加勒比海东缘的西印度群岛、马里亚纳群岛的弧顶段；②东太平洋海底纬向断裂系的发育，南美西海岸俯冲带表现出典型的板条构造运动；③在亚洲大陆和北美大陆内部曾被深入研究的纬向构造带或纬向构造线所表现的东西向差异运动。

（5）构造球的分区

按上述的经向分割和纬向分割，可将地球构造分成 8 个分区。考虑到地壳结构现状，所分的这 8 个分区的边界和面积都是不规则和不相等的（图 2-2）。这种分割方法与纯几何的分割法有原则的差别。由于是三重的非对称分割，所以造成 8 个分区之间的差异，但又存在 1/2 球、1/4 球和 1/8 球的某些共性。比 1/8 更小的分区可能就要按以往的大地构造单元、地理单元的分区加以逐次划分了。从全球到 1/8 球是几何分区，1/8 球以下则是自然分区，两者结合起来构成空间尺度的分级系列。

把地球变动的时间尺度分级与空间尺度分级加以纵的和横的复合，差不多每一个复合点都存在一个特定的研究领域，这也是地学分科的一种方案，它类似于一种地球构造学的学科周期表。

2．3　板块构造及板块的相对和绝对运动

讨论全球构造和现今地壳运动，不能不涉及板块构造和板块运动。有人认为，板块构造学对地质科学的重要性怎么强调也不过份。它首次为地球科学提供了一个把地球作为一个整体的工作模型，一种关于全球构造与组成的统一概念，一个考察地球历史的新的角度，以及一个把详细的局部性地质研究组成整体的框架。由于板块构造问题十分复杂，涉及面非常广泛，在此除对它的进展和问题作概略介绍外，仅讨论与本书有密切关系的板块运动问题。

2．3．1　板块构造的进展和问题

板块构造学是海底扩张学说的自然引伸，它归纳了大陆漂移和海底扩张的论点，还包罗了岩石圈、软流圈、转换断层、板块俯冲和大陆碰撞等一系列概念，被称为新全球构造。

板块构造的基本原理可概括为：

（1）固体地球上层在垂向上分成弹粘性的岩石圈和粘性的软流圈，下垫弹粘性的中圈。岩石圈在软流圈表面发生相对位移。

（2）岩石圈在侧向上分成数目有限的大、小板块，它们是单一的、刚硬和未变形的。

（3）板块边界分为三种类型：（a）分离扩张型；（b）俯冲会聚型；（c）平移剪切型或

转换型。

(4) 板块的扩张增生得到俯冲消减的完全补偿，地球体积保持不变。

(5) 地幔中的热对流是板块运动的驱动力。

Хаин (1989) 认为，板块构造学自其问世以来有三个主要发展趋势：首先是原有概念的复杂化；其次是最初的假设有了很大的灵活性；第三是所涉及的原先不属于板块构造范畴的问题增加了。据他的比较分析，上述 5 条经典板块构造的假设其现今表述为：

(1) 地壳与地幔，直到地核交界处，可分成大量圈层，它们彼此间能够发生差异性相对位移。

(2) 岩石圈分成数目有限的大型板块，它们之间分布着由微板块和壳块镶嵌体组成的块群带。大型板块不完全是单一的。

(3) 板块边界的运动虽以某一型式占优势，但在时、空方面有复杂的特征，扩张轴和俯冲带可以经受“跃迁”和延展，沿着转换断层可以发生拉伸或挤压。

(4) 俯冲作用不是扩张的唯一补偿。逆冲作用、板块间地带内岩石圈平移、挠曲等有重要作用。此外，俯冲作用并不自动地补偿扩张，随着大洋岩石圈挤压应力的积累而稍许落后于它。

(5) 地幔中的对流并不是岩石圈板块位移的直接机理，重力是板块运动的机理。对流具有复杂的多级特征，可能不是纯粹的热对流。

虽然对板块构造假说还有其他各式各样的看法，但板块构造的运动学问题已得到某些证实，特别是板块的全球瞬时运动（以每年计）通过空间测量学资料得到了越来越令人信服的证据。可是，那些板块为什么呈现那么复杂的运动图案，板块运动本身并未能给出令人信服的理论说明。下面先看看板块运动的现况。

2．3．2 板块的相对运动

板块的相对运动理应包括板块间的相对运动，板块相对于软流圈、中圈以及地核等部分的运动。在现阶段，还只能从板块边界的各种现象推断板块间的相对运动。因此，通常说的板块的相对运动实指板块间的相对运动，包括相邻板块和不相邻板块间的相对运动。

板块间的相对运动遵循欧拉定律，是绕某一通过地心的轴的相对转动。每一对板块的相对运动由它们的旋转轴与地表的交点——旋转极（欧拉极）和彼此大小相等方向相反的角速度确定。

讨论板块的运动，自然要涉及板块的划分问题。最初，Le Pichon (1968) 将全球岩石圈分为六大板块：欧亚板块、太平洋板块、美洲板块、印度板块（印度-澳大利亚板块）、非洲板块和南极洲板块。后来流行 12 个板块的方案。这一方案将美洲板块分为北美板块和南美板块，此外增加了加勒比板块、纳兹卡板块、科科斯板块、菲律宾海板块和阿拉伯板块。还有划分出更多板块的其他方案，但对大板块和中板块的划分是基本一致的。

关于现今的板块相对运动曾提出过不同模型。Minster 等 (1974) 综合全世界 68 个海底扩张速度、62 个转换断层方向与 106 个地震滑动向量，用最大似然法确定的 11 个板块的相对运动模型，称为 RM－1。后加以改善，利用 110 个海底扩张速度、78 个转换断层方向、142 个地震滑动向量得到的模型称为 RM－2 (Minster 和 Jordan, 1978)。Chase (1978) 也提出过称为 P071 的板块运动模型，使用了 260 个数据。图 2-3 是美国航空与航天局(NASA)1986年编绘的现今板块运动速度图。最近，DeMets等(1990)提出了称

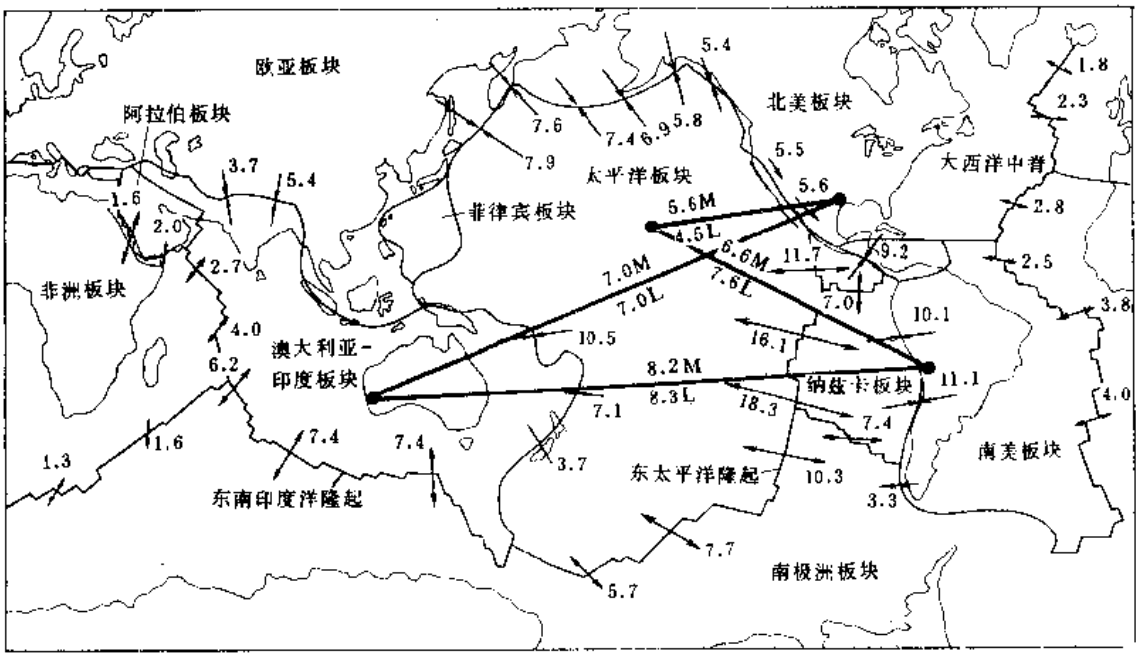


图 2-3　用两种方式测定的现今板块运动速度（cm/a）

（转引自 Skinner 和 Porter，1989）

Fig. 2-3　Present-day plate velocities in centimeter per year, determinedin two ways

(Adapted from Skinner and Porter, 1989)

沿洋中脊所标数字是用磁性反转确定的平均速度。速度为 16.1，如东太平洋隆起，表示纳兹卡板块的任一点与太平洋板块的任一点间的距离平均每年沿箭头方向增加 16.1 cm。长黑粗线连接用人造卫星激光测距法（L）测板块运动的台站。所测台站间的速度很接近于用磁性反转（M）估计的平均速度

为 NUVEL-1 的板块相对运动模型，建立了岩石圈应力状态和变形的运动学框架。建立这个模型用了 10 年时间，它代表了自 1978 年以来对现今板块运动模型的重新认识。这个新模型将印度和澳大利亚作为两个板块，没有讨论菲律宾海板块的运动。从所讨论的 12 个板块的 22 条边界上选了 277 个海底扩张速度、121 个转换断层方向和 724 个地震滑动向量共 1122 个数据，来确定板块的相对运动。与以前的模型相比，新模型减少了系统拟合误差。以前的模型确定的运动速率在印度洋误差达 8—12mm/a，新模型在任何地方都不超过 3mm/a。NUVEL-1 中，太平洋板块的运动速度是 5—20mm/a，比以前的模型慢。加勒比板块相对北美或南美板块的运动速度大约是 7mm/a，也比以前的模型慢。表 2-1 列出了相邻板块相对运动的旋转极位置和旋转角速度，它们是 3Ma 来的平均值。

2．3．3　板块的绝对运动

板块的绝对运动，指板块相对于地球旋转轴的运动。利用古地磁和古气候资料推断古纬度变化，有助于描绘板块的绝对运动，但仅限于经向分量。热点假说提出后，由于热点相对于地球自转轴被认为是固定不变的，板块相对于热点的运动也就是板块的绝对运动。与表示板块相对运动的方式相同，板块的绝对运动也用其欧拉矢量（欧拉极位置和角速度）表示。

表 2-1　NUVEL-1 模型的板块相对运动

Table 2-1　NUVEL-1 Euler vectors

板块	欧拉极		角速度
	纬度（°N）	经度（°E）	°/Ma
	太　平　洋		
na-pa	48.7	-78.2	0.78
co-pa	36.8	-108.6	2.09
co-na	27.9	-120.7	1.42
co-nz	4.8	-124.3	0.95
nz-pa	55.6	-90.1	1.42
nz-an	40.5	-95.9	0.54
nz-sa	56.0	-94.0	0.76
an-pa	64.3	-84.0	0.91
pa-au	-60.1	-178.3	1.12
eu-pa	61.1	-85.8	0.90
co-ca	24.1	-119.4	1.37
nz-ca	56.2	-104.6	0.58
	大　西　洋		
eu-na	62.4	135.8	0.22
af-na	78.8	38.3	0.25
af-eu	21.0	-20.6	0.13
na-sa	16.3	-58.1	0.15
af-sa	62.5	-39.4	0.32
an-sa	86.4	-40.7	0.27
na-ca	-74.3	-26.1	0.11
ca-sa	50.0	-65.3	0.19
	印　度　洋		
au-an	13.2	38.2	0.68
af-an	5.6	-39.2	0.13
au-af	12.4	49.8	0.66
au-in	-5.6	77.1	0.31
in-af	23.6	28.5	0.43
ar-af	24.1	24.0	0.42
in-eu	24.4	17.7	0.53
ar-eu	24.6	13.7	0.52
au-eu	15.1	40.5	0.72
in-ar	3.0	91.5	0.03

据 De Mets 等，1990。第一个板块相对第二个板块作反时针运动。板块的缩写：pa—太平洋；na—北美；sa—南美；af—非洲；co—科科斯；nz—纳兹卡；eu—欧亚；an—南极；ar—阿拉伯；in—印度；au—澳大利亚；ca—加勒比

Minster 等（1974）推断了世界 20 个热点轨迹的方向，计算出对应于热点系的全部板

块运动，建立了板块绝对运动模型 AM-1，后又标定了对应于 RM-2 的 AM1-2。这些绝对运动中，最值得注意的是：(1) 俯冲边界长的板块，如太平洋板块、科科斯板块、纳兹卡板块、印度板块，与俯冲边界短的板块相比，其运动速度快得多；(2) 大陆部分占比例大的板块，其运动速度慢。Minster 和 Jordon (1978) 还根据岩石圈无整体旋转约束，由 RM-2 导出了 AM0-2。80 年代，AM0-2 曾被推荐用作高精度地球参考系，AM1-2 也曾被用于卫星激光测距数据的分析中。

NUVEL-1 模型出现后，Gripp 和 Gordon (1990) 采用导出 AM1-2 的热点数据，由 NUVEL-1 导出了以热点为参考的板块绝对运动模型 HS2-NUVEL1 (表 2-2)。HS2-NUVEL-1 和 AM1-2 模型的板块相对于热点的运动速度大体类似，但这两种模型也存在下述小的差别：(1) 在 HS2-NUVEL-1 中部分大陆板块的速度比纯海洋板块的速度大；(2) 非洲等 9 个板块的运动方向两模型间的相差超过 10°；(3) 澳大利亚等 5 个板块的运动速度两模型间的差值超过 8mm/a。

与岩石圈无整体旋转约束模型 AM0-2 相对应的新模型是 Argus 和 Gordon (1991) 根据 NUVEL-1 导出的 NNR-NUVEL-1 模型。这两个模型间板块运动速度的相差值可大到 15mm/a。

上述两种板块运动的绝对约束条件都是不完善的。板块绝对运动模型还可相对某一被确认为是相对中圈不动的板块或某条板块边界建立。如 Zonenshain 等 (1981) 计算了一些热点相对于西太平洋岛弧系的运动，发现夏威夷、南大西洋、非洲提贝斯提高原的热点相对于西太平洋岛弧系的位移量很小，推测该系统可作为计算至少 10Ma 来板块绝对运动的参考系统。但是，如何建立更精确的板块绝对运动模型仍需进一步探讨。

板块的绝对运动和相对运动是两种不同的概念。如就欧亚板块和太平洋板块而言，其中每个板块的绝对运动都有可能向东，也可能向西或其他方向，但它们间的相对运动则必须是相互会聚。

表 2-2　板块的绝对运动模型

Table 2-2　HS2-NUVEL-1 Euler vectors

板块	欧拉极		角速度
	纬度 (°N)	经度 (°E)	(°/Ma)
af	−5.5	3.6	0.15
an	−14.8	65.9	0.11
ar	16.8	18.4	0.54
au	9.6	41.8	0.76
ca	−62.4	−5.7	0.17
co	18.4	−115.9	1.29
eu	44.8	58.1	0.09
in	16.6	21.9	0.55
jf	34.8	60.0	0.95
na	−67.2	−11.1	0.28
nz	45.7	−90.2	0.46
pa	−60.2	90.0	0.98
ph	−49.4	−19.9	1.11
sa	−70.3	74.7	0.32

据 Gripp 和 Gordon，1990。板块名缩写：jf—胡安德富卡；ph—菲律宾海；余同表 2-1。

第三章　环太平洋构造系

3．1　定义和基本特征

3．1．1　定义

环太平洋带具有广泛的地学含义，地理、气象、生物，尤其是中、新生代的地质构造活动、变质作用、金属成矿、石油、火山、地震等，都曾作为环太平洋带的一个特定的专题进行过广泛的研究，因而，也曾赋予这个带以不同的名称，如环太平洋造山带、过渡带、褶皱带、变质带、成矿带、地震带等等。60 年代板块构造学说兴起以后，更是以环太平洋带作为板块俯冲带的典型地带进行了仔细的研究，它是板块几何学、板块运动学和板块动力学的主要研究“基地”。在我们进行现今地壳运动问题的研究中，主要关心的是这个带的地震活动和地震构造，因而，我们所说的环太平洋构造系，即环太平洋深消减带构造系或环太平洋地震构造系。

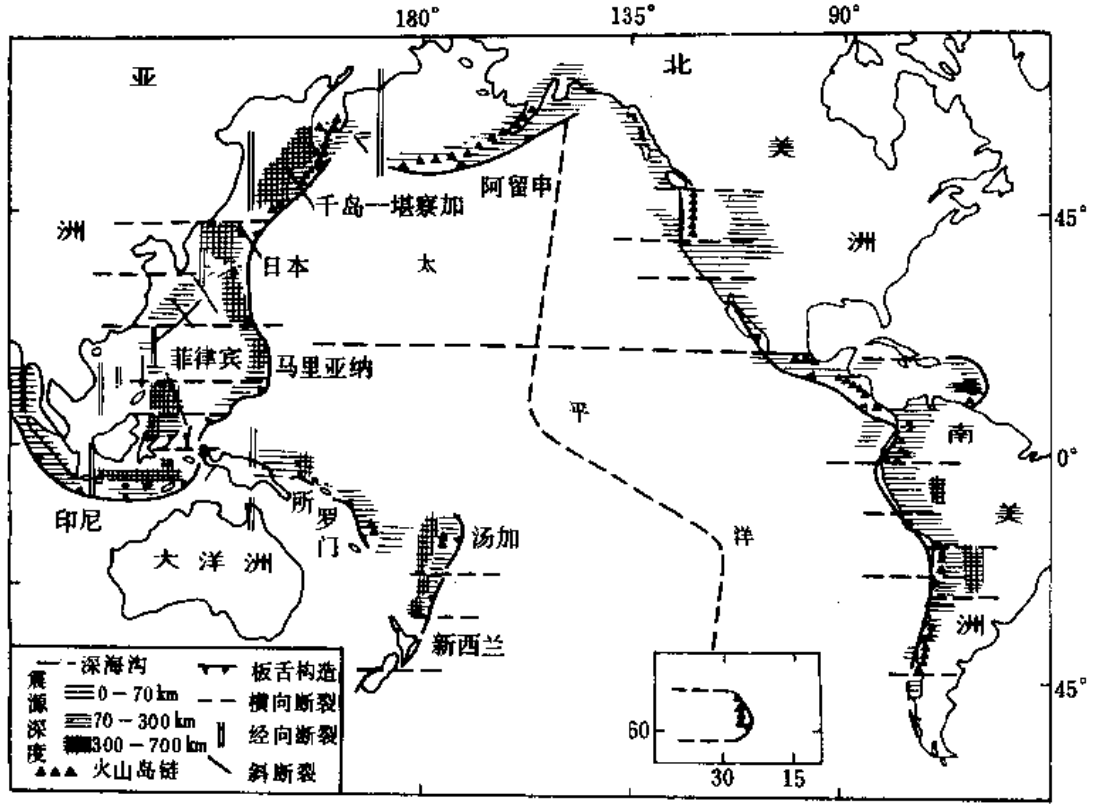


图 3-1　环太平洋构造系的地理分布及区段划分

Fig. 3-1　Geographical distribution and zoning of the Circum-Pacific tectonic system

环太平洋构造系在地球坐标系中处在以 180°经度线为轴线的半球内，其范围基本上

与环太平洋地震带一致，是一个向南开口的马蹄形似环形构造系，横跨150°经度，长逾13000km，所环绕太平洋的面积占全球面积的1/4强。它从南美洲南端的合恩角起，沿逆时针方向沿美洲西岸经阿留申群岛、千岛群岛到日本。在日本中部又分成两支：向东南的分支沿马里亚纳群岛，经关岛向西到雅浦岛附近；向西南的分支经琉球群岛到苏拉威西岛的东北部，然后向东转折经斐济岛到萨摩亚岛，其后向南转折经汤加岛至新西兰，总长近40000km（图3-1）。可见，这是一个具有全球尺度的一级构造系。

与上述环太平洋构造系毗邻的加勒比地区和印度尼西亚的巽他群岛地区，也具深消减构造等类似特征，广义的环太平洋构造系还包括这些地区。

3.1.2 基本特征

(1) 地震最集中、最强烈

地震最集中、最强烈是环太平洋构造系最明显的基本特征之一。它的震中带平均宽200km左右，震源最深可逾670km。若以震源深度0—70km为浅源地震，70—300km为中源地震，300—700km为深源地震来考虑，全世界约80%的浅源地震、90%的中源地震和几乎所有的深源地震都集中于此，地震能量占全球的85%，但其总面积仅占世界地震区总面积的一半。

绝大多数大地震和特大地震都发生在这一构造系内，据阿部胜征（Abe，1980，1983）的全球浅源大地震目录，1897—1980全球共发生$M\geqslant8.0$地震47次，发生在环太平洋地区的特大地震为41次，占87%。当地震震级大于8时，为了克服震级饱和现象，不用面波震级M_s，而用能量震级或矩震级M_w。1904—1985年间，全球$M_w\geqslant8.7$的6次特大地震全都发生于环太平洋构造系，其中1960年在智利发生的$M_w=9.5$地震，是本世纪最大的地震。1964年发生的阿拉斯加地震次之，$M_w=9.2$（Kanamori，1986）。这些特大地震发生在该构造系的南智利、哥伦比亚、阿拉斯加、阿留申和堪察加地区，而在马里亚纳、汤加、克马德克、新赫布里底和墨西哥没有$M_w>8.2$的地震。

(2) 海沟、岛弧和海岸山脉

环太平洋构造系地貌上的最大特点是海沟、岛弧和海岸山脉。规模大的海沟，长达数千公里，宽约100km，大部分水深超过4000m。最深的马里亚纳海沟竟达11000m以上。

在该构造系西部和北部，海沟和呈线状分布的弧形列岛（岛弧）构成海沟-岛弧-弧后盆地系列。它是世界上最引人注目的构造特征。岛弧的弧形突出部位常向着大洋，而凹进的部分则向着大陆。在西海岸，太平洋板块与欧亚大陆并无直接的接触，其间有由岛弧和陆缘海组成的宽2000—3000km的过渡带。岛弧的海沟一侧为外侧，大陆侧为内侧。自外侧到内侧的各种现象呈带状分布，即海沟、重力负异常带、热流量负异常带、岛弧轴、浅源地震多发带、重力负异常带。弧后区多属过渡型地壳。

在太平洋东缘，海洋板块直接同北美和南美大陆接壤，从沟-弧体系的角度看，属陆缘沟弧系，岩浆弧和弧后区都是大陆地壳，弧后为陆地或浅海，弧后应力是挤压或中性的；没有发育完整的岛弧构造，表现为连续分布在美洲西海岸的海岸山脉。北美洲西缘虽有著名的落基山脉，但已不伴随深海沟；南美洲西缘则有著名的智利海沟和秘鲁海沟。南美的海岸山脉也是弧形的，可称为陆弧，如岛弧那样也与海沟相伴。浅源地震主要分布于深海沟和海岸山脉之间，而深源地震则都集中于山弧后面的大陆地区。

除太平洋外，诸如大西洋中西部的波多黎各海沟、南美洲南端大西洋一侧的南桑德威

奇海沟以及印度洋东部的安达曼海沟、爪哇海沟也具有沟-弧系的特征，可把它们纳入广义的环太平洋构造系。

关于岛弧构造的成因问题，曾吸引了许多地质和地球物理学家的注意。李四光(1929)认为，解决弧两端节点的成因是解释弧形构造的关键。他指出，弧两端节点都是两组构造系的复合点。千岛、日本、琉球三个弧总体走向北东，当它们与从亚洲大陆延伸过来的三条近东西向的构造斜交时，便产生了三个复合点：北海道、九州、台湾。它们可能还是南北向构造通过的地点，如北海道就是库页岛到小笠原群岛中间的一个交接点，台湾则是伸向吕宋岛的南北向构造上的一个交接点。三个交接点的位置固定了，自然会作为一种约束条件限制亚洲大陆壳向南东方向的运动，结果造成指向南东的弧形构造。这些弧有的还利用或迁就了早有的近南北和近东西向的构造。上述三个节点恰恰处于中国东部三条著名的东西向构造（阴山、秦岭、南岭）向东的延长线上，暗示大陆内部的纬向断裂把大陆壳切成纬向板条。它们各自向东的运动可能是造成三个岛弧构造的重要因素。

海沟-岛弧－弧后系可分为两种类型，即马里亚纳型（有弧后扩张）及智利型（无弧后扩张）。二者的差别与弧后地区的应力状态有关。前者以引张为特征，而后者则为压缩(Uyeda 和 Kanamori，1979)。智利型弧与上覆板块接触处遇到强大的力学阻抗，两者间的耦合是强耦合；马里亚纳型的情况是板舌相对自由地沉入地幔，下插板舌与上覆板块之间的力学耦合为弱耦合。智利型弧是发生特大地震的地区，有 $M_w>8.7$ 地震，而马里亚纳型弧地区则没有特大地震，这些带上的地震都小于 8.2。岛弧构造的深部特征是俯冲构造。

关于弧后扩张的原因已有许多文章进行过讨论，可归纳为三种模式：

①俯冲板块的作用，如 Molnar 和 Atwater（1978）提出，具负浮力的老俯冲岩石圈易下沉，引起海沟向海迁移，而这本身又有助于该地区的扩张；

②上覆板块的运动，如 Uyeda 和 Kanamori（1979）认为，扩张开始在俯冲带后面，在俯冲带上覆板块有一个从海沟向陆地绝对退缩的活动分量。由于俯冲板块的最深部分被“铆”在地幔中，因此，海沟不能随退缩的上覆板块一起移动；

③上覆板块和俯冲板块的共同作用，如 Hynes 和 Mott（1985）指出，在马里亚纳和汤加-克马德克俯冲带的现今扩张脉动的发生过程中，上覆板块和俯冲板块都起了主要作用。Fein 和 Jurdy（1986）以热点为固定参考系，研究板块运动路径，也表明在现今的弧后扩张事件中，上覆板块和俯冲板块都起了控制作用。

(3) 俯冲带

环太平洋构造系基本上是大洋岩石圈与大陆岩石圈相聚合的边缘构造系。海沟正是两板块相向会聚的地方。大洋板块在深海沟处俯冲下插到大陆岩石圈之下。下沉板块的区域称为俯冲带或贝尼奥夫带，这里是板块消减的地方，所以也称消减带。岩石地球化学家林伍德（Ringwood，1969）编制的综合剖面，描述了地壳和上地幔之间的构造联系和地球化学联系，对岩浆的起源和运动、变质作用、地壳和地球运动给出了剖面上的解释。从这个归纳了许多实际剖面资料并加以典型化之后建立起来的剖面上，可以清楚地了解俯冲过程。

环太平洋构造系主要是俯冲带所在地区。俯冲构造的基本形态首先是由贝尼奥夫(Benioff，1954)用震源深度分布描述出来的。1950 年，古登堡和里克特发表了本世纪全

球的地震资料，对全球的地震带和地震区进行了初步划分。贝尼奥夫利用他们的资料绘制了几条横切岛弧的震源深度分布剖面，从而进一步揭示了贝尼奥夫带构造剖面的基本形态，即是岩石圈板块斜向插入地幔的构造。由于当时的震源深度和平面定位的精度都还很低，剖面上震源密集带内震源点还比较分散，所以，对它所反映的构造剖面有过一些争议。后来，经过利用地震波对贝尼奥夫带作进一步的研究，证实那不仅仅是震源的分布，而是岩石圈板块插入地幔中的板块实体，地震只是反映了它上表面的边界。此外，重力、热流、火山、地面形变、岩浆岩、矿产、双变质带等的研究，也直接或间接地证实了这一特殊构造现象的存在。近 10 余年来，日本在其东北地区建立了一组密集的地震台网，其震源定位的精度很高，达到可以清晰地辨别双层震源结构的程度。结果发现，双层间距为 30km 左右。最近，在马里亚纳海沟一带也测出了震源斜插带的双层结构。因此，这种结构可能是具有普遍意义的。

贝尼奥夫带是一个近 700km 深度范围内各种地质变动的综合剖面。自贝尼奥夫带被证实以来还不到 30 年，它却对整个固体地学产生了巨大而深刻的影响。首先它把地质构造的研究从过去仅涉及盖层和基底，深度仅达 10—20km，一下子扩展到整个岩石圈和上地幔，开始建立了更大空间尺度的构造概念。它涉及的范围包括岩石圈板块的几何形态、下插运动、伴随和诱导出来的岩浆活动、变质作用、成矿作用及地球动力循环中的消减带等，几乎成了涉及地学许多重大理论问题的一个综合剖面。

与岛弧的两种类型相对应，俯冲带或消减带也分为智利型和马里亚纳型。这两种类型俯冲带的特征还表现在：① 贝尼奥夫带的倾角，智利型俯冲带是非常浅的，而马里亚纳型俯冲带却是陡峭的（表 3-1）；② 弧后盆地通常可在马里亚纳型俯冲带中找到，但在智利型俯冲带中则少见；③ 智利型消减带中地震的震源深度比马里亚纳型消减带中地震的震源深度要浅些；④ 一般来说，安山岩在智利型俯冲带中比较丰富，而玄武岩在马里亚纳型俯冲带中则较普遍；⑤ 智利型俯冲带海岸线的上升非常之大，而马里亚纳型几乎观测不到上升。

俯冲带中的火山活动具有以下基本性质：在深 110km 以上的岩石圈上，形成两条火山带，板舌的倾斜和火山弧的宽度成反比。例如，在东北日本弧，形成火山前沿的那须火山带和弧后一侧的乌海火山带是几乎互相平行的两条火山带。即使在阿留申、千岛、堪察加、印度尼西亚和斯科舍等地也能看到相同的两列火山。在俯冲地区，倾角很陡的板舌形成宽度很窄、表面上看为一列的火山弧，这是由于形成两列火山的压力依赖过程使两列火山从表面上看似乎是重叠在一起的缘故。火山弧的宽度为 10—50km，在火山弧宽度和板舌俯冲角度之间，存在负相关关系（好幸，1989）。

下面着重从构造学角度对俯冲带进行全面的阐述，并称俯冲构造为板舌构造。

3．2　板舌构造和板条构造

3．2．1　板舌的构造要素

贝尼奥夫带是一个地球物理－地质－地球化学带，而消减带则是说它在板块生成、消亡运动循环中所处的地位，它们都还没有涉及这个构造带的细节。为了对它进行全面的构造学研究，首先需要进行比较细致的几何描述，并不断完善其构造要素的划分。

表 3-1　板舌参数一览表

Table 3-1　Subducting slab parameters

序号	位　　置	θ (°)	D (km)	L (km)	L_e (km)	U (cm/a)	V (cm/a)	α (°)
1	智利南部	21	180	530	230	8.5	1.8	120.0
2	智利中部	16	190	760	330	8.5	1.9	98.0
3	智利北部	31	320	700	430	9.0	1.8	82.0
4	秘鲁南部	32	290	530	340	7.8	0.4	40.0
5	秘鲁中南部	15	200	630	350	8.3	1.2	60.0
6	秘鲁中部	17	200	950	360	7.7	2.0	90.0
7	秘鲁中北部	15	200	730	380	7.3	2.0	90.0
8	秘鲁北部	22	240	610	340	6.9	2.0	90.0
9	中美洲	60	200	280	120	8.0	−0.1	45.0
10	阿拉斯加	40	250	350	230	5.6	0.1	−60.0
11	阿留申	53	250	300	190	3.1	1.0	0.0
12	堪察加-千岛北部	44	300	440	290	7.6	0.9	62.0
13	堪察加-千岛中部	47	610	780	710	7.7	1.1	57.0
14	堪察加-千岛南部	42	500	760	610	7.8	1.2	−56.0
15	北海道北部	37	390	610	470	5.6	1.3	−30.0
16	北海道中部	30	360	740	520	5.6	1.3	−31.0
17	北海道南部	26	530	1200	970	8.6	0.8	−90.0
18	伊豆-小笠原北部	40	460	810	570	8.5	−2.0	−101.0
19	伊豆-小笠原中部	54	530	810	550	8.6	−2.5	101.0
20	伊豆-小笠原南部	60	540	790	510	8.6	−3.1	−101.0
21	马里亚纳北部	57	350	430	310	5.6	−3.1	−134.0
22	马里亚纳中部	85	700	810	610	9.1	−5.5	−90.0
23	马里亚纳南部	45	230	330	220	7.3	−4.6	−44.0
24	新赫布里底	64	290	350	220	3.3	6.3	72.0
25	汤加北部	35	400	710	530	8.4	1.2	−72.0
26	汤加中部	50	700	970	780	8.2	0.8	−72.0
27	汤加南部	50	640	830	710	7.8	0.3	72.0
28	克马德克北部	47	660	920	780	7.4	−0.1	−72.0
29	克马德克南部	60	500	600	460	7.0	−0.5	−72.0
30	新西兰北部	40	300	490	310	6.1	−2.2	−47.0
31	新西兰中部	48	300	450	270	5.8	−2.4	−47.0
32	新西兰南部	45	240	310	200	5.5	−2.7	−45.0
33	琉球北部	40	280	450	280	3.8	1.3	−57.0
34	琉球南部	36	290	420	260	4.0	1.2	−20.0
35	巽他西部	61	660	870	640	5.7	0.7	0.0
36	巽他中部	57	600	800	600	5.7	0.7	0.0
37	巽他中东部	70	610	800	540	5.8	0.8	0.0
38	巽他东部	63	660	830	640	5.8	0.8	0.0

据 Yokokura，1981。

Plate tectonics 的本意应是板构造，可能是初译者考虑到口语的习惯，把它译为板块构造。但是，板的厚度实际上至多不够200km，而板的长度则可达数千甚至上万公里。这样厚长比的板称其为板片或薄板似乎更为确切些。它实际上是地球表面的曲面薄壳。板块的译名可能还与板块学说的最初的一条假定有关，即假定板块是刚性体，对边界力进行刚性传导。但这条假定已为大量板内地震和板内弹塑性变形以及板内应力的实测结果所否定。板块实质上是具有弹塑性的一种板片。但为了与现已通用的概念一致，本书仍用“板块”一词。

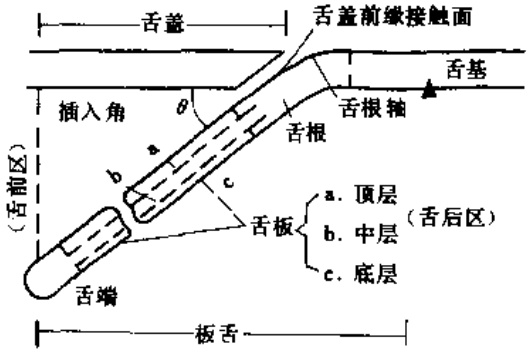


图 3-2 板舌构造要素

Fig. 3-2 Tectonic elements of plate tongue (slab)

板块在俯冲带表现出单侧插入的部分只是板块的很小一部分，但如果它是一个完整的板块，沿着弯曲多变的贝尼奥夫带的走向，板块插入部分将表现出反复的扭曲，尤其在插入运动中前端很容易被撕裂开，分裂成一段一段的舌状插入体（图 3-2）。为了描述其细节，把板片前端向地幔插入的部分取名为板舌构造，因为它的形态很像舌头。

板舌构造首先分上板和下板。下板是连接板舌体的板，它是板舌构造的主体。舌体的不同部位分别命名为舌基、舌根、舌端、舌侧壁。舌板部分可能具有分层结构，暂分出顶层、中层、底层。双层结构的震源分布可能分别与舌板顶层的顶面和底面相当。上板就是板舌构造的上盘，覆盖在舌板上方的部分。舌板在地表的垂直投影地段叫舌盖，它是板块会聚的叠合带，也是过渡带。舌板向地表的延长与地表的交角叫舌板倾角或舌板插入角。舌盖前缘与舌根的接触面叫耦合面，此面及上、下影响带是板舌构造中发生浅源地震的主要部位。耦合面上、下的浅震震源机制有所不同。舌根与舌板的震源机制也有不同。舌根是板舌构造下插运动的关键部位，对其成因有两种看法：一种认为是呈劈理薄片式依次下滑；另一种认为是舌板受侧向挤压向下弯曲。两者各自都有震源机制方面的一些证据，确切的结论还有待对舌板部分更仔细的研究。

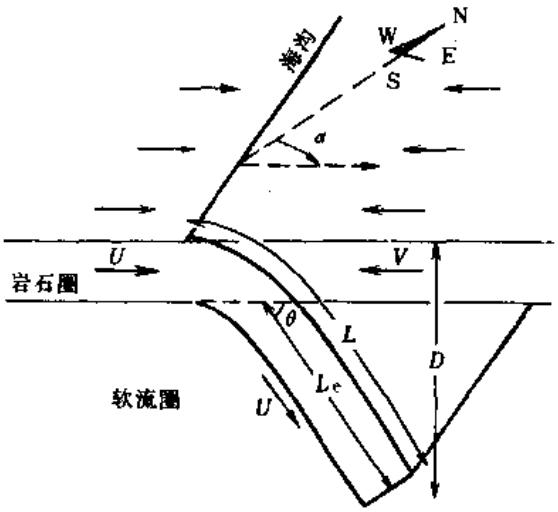


图 3-3 板舌参数的定义

Fig. 3-3 Definitions of parameters related to the descending slabs

θ—倾角；U—下插板块垂直于海沟的绝对速度分量；V—上覆板块垂直于海沟的绝对速度分量；D—下插深度；L—板舌长度；L_e—板舌有效长度；α—倾向

板舌的插入角或倾角与哪些控制因素有关，也是一个有争议的问题。许多学者对此进行了研究。表 3-1 列出了与板舌有关的数据，各参数的定义见图 3-3。

3．2．2 板条

对板舌的成因有两种看法：一种是次生撕裂说，即如前所述，认为板舌是板块下插时从下端开始向上撕裂造成的（图 3-4a）；另一种是原生板条说（图 3-4b）。这两种说法可能都是存在的。所谓原生板条是指一个巨大的板块被一系列平行断裂割切成的条状体。不同板条并行下插造成了一个个不同形态的板舌。后面在分区讨论环太平洋构造系时，将证明这类板条的普遍存在，这里先对板舌的构造要素加以说明。图 3-4b 绘出了并行的 4 个板条，它们的宽度一般是 1000km 左右。由图可见，相邻板条顶面的高程并不相同，存在着舌基高程差，舌板的插入角也不相同，这势必在两者侧壁之间出现剪接型磨擦点。地震资料表明，在这个侧壁磨擦点附近往往发生 8 级地震，说明它可能是导致强震震源区的一个构造约束条件，是对相邻舌板各自独立运动产生约束的点。由于相邻板舌倾角不同，两者之间就可能出现板条间隙，当倾角差足够大时，还有可能成为舌前区和舌后区地幔物质相互交流的“夹道”，果真如此，则易造成舌板的扭转和板舌的复合变动。

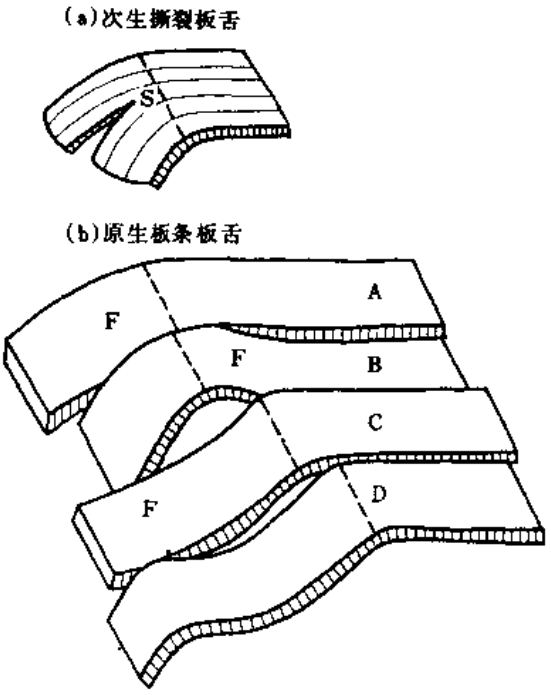


图 3-4 板舌的两种成因和典型示意剖面

Fig 3-4 The two causes and typical synoptic profiles of plate tongue

S—撕裂点；F—剪接磨擦点；A—平缓下拗型；B—陡峭下拗型；C—平缓上拗型；D—双拗型

3．2．3 板舌剖面形态和上、下板的相对运动

板舌的剖面形态，主要可指出四类：平缓下拗型、陡峭下拗型、平缓上拗型和双拗型。板舌的典型示意剖面如图 3-4 所示。

平缓下拗型：是指板舌整个剖面形态是一个拗面向下的平缓曲面，其曲率中心在下方，舌板倾角一般小于 45°。相当一部分板舌构造属于这一类，如太平洋东缘，尤其是南美洲的许多地段都表现出这类构造形态（Isacks 和 Barazangi，1977；Nur 和 Ben-Avraham，1981）。

陡峭下拗型：板舌整个剖面形态是一个拗面向下的陡峭曲面，但各部位的曲率不同，不象平缓下拗型那样平滑地变化，而是急剧变化；在曲率大的部位骤然陡峭，倾角可达 70°—80°。环太平洋边缘相当多的板舌构造属于这种类型，如新赫布里底岛弧区和菲律宾的巴拉望地区（McGeary 等，1985）。

平缓上拗型：板舌整个剖面形态是一个拗面向上的平缓曲面，板舌倾角一般小于 45°，有的只有 10°—15°；大多数情形下，板舌前半部，包括板舌中部和舌端，趋于水平方向。南美不少地段如秘鲁等都表现出这种板舌构造（Nur 和 Ben-Avraham，1981）。

双拗型：通常，从舌板的舌根至舌中部为上拗型弯曲，板舌倾角一般不大于 45°，而舌中部至舌端这一段为下拗型弯曲，甚至比较陡峭，因此，板舌整个剖面形态呈双拗型。

南美洲有些地段表现出这种类型的板舌构造（Nur 和 Ben-Avraham，1981）。

如果把板舌构造的上板和下板放在一个运动坐标系内加以描述，上板为 A 板，下板为 B 板（图 3-5），那末，A、B 两板的相对运动，理论上可分为六种组合：① $A_x \cdot B_{-x}$，为双聚合型；② $A_x > B_x$，为单仰冲型；③ $A_{-x} < B_{-x}$，为单俯冲型；④ $A_{-x} > B_{-x}$，为上板后退型；⑤ $A_x < B_x$，为下板后退型；⑥ $A_{-x} \cdot B_x$，为双后退型。

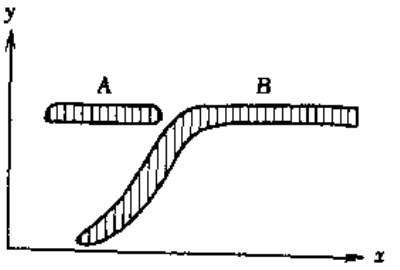


图 3-5　板舌上、下板相对运动示意图

Fig 3-5　Scheme of relative motion between overriding plate and subducting slab

上述六种不同的组合形态在环太平洋构造系中分别以不同地区为代表。双聚合型可以南美板舌构造的运动状况为代表。单仰冲型和单俯冲型是从绝对运动的角度加以划分的，但实际上很难区别，例如日本的板舌构造，有人主张是太平洋板块向下俯冲，也有人主张是大陆板块向上仰冲。这些问题也许有待精确的洲际水平位移测量来解决。上板后退型可以马里亚纳板舌构造为代表，因为，那里在弧前区发育有正在活动的弧后盆地，地震震源资料也证明那里的海沟正处在拉张之中。至于下板后退型和双后退型是否有真实的代表，目前还不知道，因为下板本身发生后退运动是困难的。

3．2．4　板舌的非均质性

板舌和舌基由大洋岩石圈构成。一般说，大洋岩石圈由基岩和沉积岩层组成。基岩自大洋中脊轴部形成之后，不仅在扩张运动，而且在冷却、固结增厚、向下沉落，也在接受沉积。沉积岩层的物性层序从下至上为：钙质沉积、硅质沉积或深海红粘土，具有丰富的含水矿物。

从密度因素考虑，年青的大洋岩石圈（距大洋中脊较近）密度较小，而古老的大洋岩石圈（距大洋中脊较远）由于不断冷却、固结而密度较大。环太平洋各边缘距洋中脊的距离，以及岩石圈运动速度都有所不同，这导致板舌密度的显著变化。

更为显著的一类非均质性是无震海岭（aseismic plateau or ridge）以及珊瑚礁在大洋中普遍发育。无震海岭是一系列线状展布的火山性海岭，它们与大洋中脊不同，其上没有中央裂谷发育，也没有横断海岭的转换断层，它们在太平洋中最为发育。考虑到均衡作用，比邻近洋底高 2—4km 的无震海岭会有 20—30km 的深部延伸（Nur 和 Ben-Avraham，1983）。

与周围正常的大洋岩石圈相比，载有无震海岭的大洋岩石圈在密度、含水矿物和力学性质方面都有显著变化。在板舌变形过程中，无震海岭引起的浮力效应和较低强度，直接影响变形机制和板舌形态；显著的非均质性以及洋底地形的崎岖变化，会影响舌根耦合面以及深部闭锁区的大小和分布，因而造成地震活动的变化；由于缺少含水矿物以及其他化学成分的变化，会影响岩浆的生成和火山活动等等。

板舌构造的延深可达 700km 以上，涉及到整个岩石圈和上地幔。因此，板舌的变形过程与温度、压力、密度等物理参数息息相关。相应地，地温梯度、压力梯度、以及密度变化等导致另一种非均质性。仅从板舌构造形态的变形机制考虑，随着板舌弯曲的深度增大，板舌会从弹性变形过渡到塑性变形甚至粘性流动。

3．3　板舌变形的力学分析

板舌变形的特征与应力作用的持续时间有关。地震波，特别是横波在通过岩石圈时波速一般向下逐渐增大，表明岩石圈具有一定的强度和弹性。地震的孕育和发生，从根本上说，是弹性应变能的积累和释放过程，这也表明岩石圈甚至上地幔在快速变形时呈现为弹性介质。但是，岩石圈中普遍存在的大规模褶皱变形、韧性剪切带和变质带表明塑性变形或伴随着塑性变形。板舌作为板条的边缘部分，是构造变形最强烈的地带，同时它不断俯冲到温、压增大的深部环境。因此，板舌变形的分析必须考虑到塑性变形。

3．3．1　板舌变形的动力

当前，板块的驱动力和驱动机制的研究仍处于探索过程中。地幔热对流模式、热点－地幔柱模式等代表着不同的科学思路和研究结果，它们是从宏观或全球尺度来探讨板块构造的运动力学过程。板舌的运动受到推动板块的各种运动的控制，板舌的变形也是这些动力作用下的结果。我们不可能等到完全弄清这些动力作用后再来分析板舌变形和其他问题，我们必须以某些动力作用为前提，分析板舌变形的力学成因。

1975 年，上田诚也等分析了作用于岩石圈板块上的八种力，其中作用于板舌的驱动力有地幔拖曳力和板块拉力。板块拉力是指板舌自重的拉力（负浮力），上田诚也等强调这是一种重要的驱动力。

作者认为，作为全球或区域板块的整体运动，是上地幔似对流（热对流和重力对流）驱动的结果。其对流型式与地球南、北半球的非对称性和地幔垂向、横向非均质性有关（马宗晋，1985）。而板舌的运动和变形，不仅受到板舌区外侧（舌后区）地幔流动的作用力（地幔拖曳力），而且受到板舌的负浮力作用。这两种动力随板舌的变形过程而变化。在板舌运动和变形的影响下，在板舌区内侧将可能产生热力学对流。其结果主要表现为舌盖上的构造运动与发展，如弧后扩展盆地、火山活动等。同时在外侧，板舌的变形导致舌基的变形，即外缘隆起。

3．3．2　板舌弹性弯曲的分析

Turcotte 等（1982）分析了弹性岩石圈在海沟处的弯曲变形。他们提出了如图 3-6 所示的力学模型，大洋岩石圈为弹性层，其上为海水层，其下为流体地幔层（图 3-6a）。他们认为，弹性岩石圈即板舌变形的唯一动力是板舌的负浮力，并且把负浮力的体力作用表示为与地幔层相同密度的大洋岩石圈上的面力作用（图 3-6b）。

作者认为，除了负浮力作用以外，靠近板舌外侧的地幔物质流动对板舌有一向下的面力作用。这个面力的大小取决于地幔物质的流动速度、粘度以及板舌的变形过程。作为初步分析，这里采用 Turcotte 等的力学模型，但把上述两种板舌动力的共同作用理解为作用在板舌端部上的垂向剪切力－V_0 和弯距－M_0。

板舌的挠度 w 由下列方程确定（Turcotte 和 Schubert，1982）：

$$D\frac{d^4w}{dx^4}+(\rho_m-\rho_w)gw=0 \tag{1}$$

其中 D 为挠曲刚度，$D=Eh^3/12(1-\upsilon^2)$，E 为弹性模量，h 为板舌厚度，υ 为泊松比，ρ_m 为板舌密度，ρ_w 为海水的密度，g 为重力加速度。

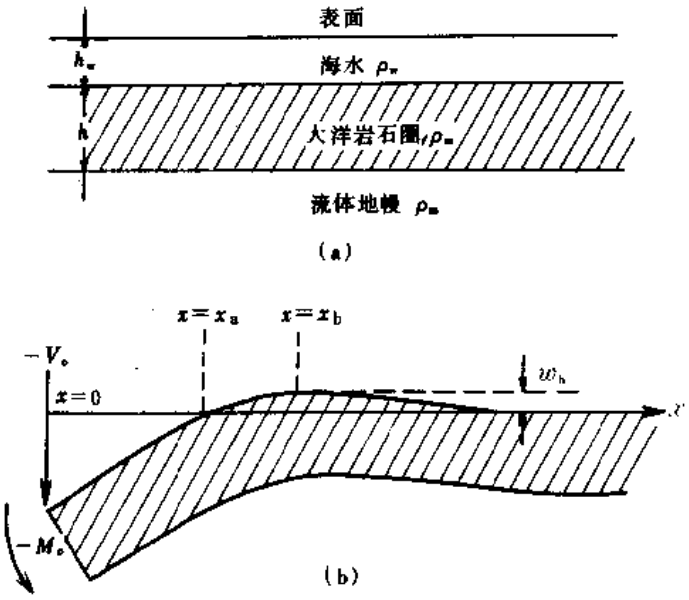


图 3-6 板占弹性弯曲的模型

(据 Turcotte 和 Schubert, 1982 补充)

Fig. 3-6 Bending of elastic plate tongue

(added from Turcotte and schubert, 1982)

h_w—海水深度；ρ_w—海水密度；h—大洋岩石圈厚度；ρ_m—大洋岩石圈和地幔密度；x—水平位置；w_b—x_b 处岩石圈的隆起高度；V_0—$x=0$ 处的垂向剪应力；M_0—$x=0$ 处的弯矩

(1) 式的通解为：

$$w = e^{x/\alpha}\left(c_1\cos\frac{x}{\alpha} + c_2\sin\frac{x}{\alpha}\right) + e^{-x/\alpha}\left(c_3\cos\frac{x}{\alpha} + c_4\sin\frac{x}{\alpha}\right) \tag{2}$$

其中 c_1、c_2、c_3、和 c_4 为待定常数，α 称为挠曲参数。

$$\alpha = \left|\frac{4D}{(\rho_m - \rho_w)\ g}\right|^{1/4}$$

利用边界条件，可确定待定常数（图 3-6b），当 $x\to\infty$，$w\to 0$，于是从（2）式得知：

$$c_1 = c_2 = 0 \tag{3}$$

因此

$$w = e^{-x/\alpha}\left(c_3\cos\frac{x}{\alpha} + c_4\sin\frac{x}{\alpha}\right) \tag{4}$$

在 $x=0$ 处，$M=-M_0$，因为有 $M=-D\dfrac{d^2w}{dx^2}$，所以对（4）式求导数，于是可得：

$$c_4 = \frac{-M_0\alpha^2}{2D} \tag{5}$$

而且在 $x=0$ 处，$V=dM/dx=-V_0$，所以可求出：

$$c_3 = (V_0\alpha + M_0)\frac{\alpha^2}{2D} \tag{6}$$

因此，板舌挠度方程为：

$$w = \frac{\alpha^2 e^{-x/\alpha}}{2D}\left\{-M_0 \sin\frac{x}{\alpha} + (V_0\alpha + M_0)\cos\frac{x}{\alpha}\right\} \tag{7}$$

但是，在挠度方程中，M_0 和 V_0 都是不能直接确定的物理量，因而不便于实际应用。在板舌构造中，可以直接测定的物理量有两个，一个是舌基隆起的高度 w_b，另一个是从舌根耦合面至舌基隆起顶点的长度（$x_b - x_0$）（图 3-6b）。通过适当的变换，可以求出用（$x_b - x_0$）和 w_b 代替 M_0 和 V_0 所表示的板舌挠度方程为（Turcotte 和 Schubert，1982）：

$$\frac{w}{w_b} = \sqrt{2}e^{\pi/4}\exp\left[-\frac{\pi}{4}\left(\frac{x - x_0}{x_b - x_0}\right)\right]\sin\left[\frac{\pi}{4}\left(\frac{x - x_0}{x_b - x_0}\right)\right] \tag{8}$$

给出一组物理参数，可以用挠度方程（8）式拟合某种形态的板舌。从马里亚纳板舌形态与理论分析结果的比较（Turcotte 等，1982）可知，板舌弹性弯曲的结果就是平缓下拗型的板舌形态。因为相当多的板舌形态属于平缓下拗型，所以上述力学模型及分析具有相当普遍的意义。

3.3.3 板舌弹塑性弯曲的分析

板舌在变形过程中有整体或局部下垂的趋向，板舌倾角也不断增大，相应地，板舌形态由平缓下拗型过渡为陡峭下拗型。有人把板舌倾角加大归结为板块会聚速度的减小和板块自身的重力作用（Ruff 和 Kanamori，1983）；有人则把板舌深度作为板块年龄的函数（Vlaar 和 Wortel，1976）。总之，人们已注意到这种变化，但变化的真正原因应从力学上得到解释。

从物性变化来说，随着俯冲深度增大，非均质性显著，板舌从表面往里，由于温度升高而屈服强度降低，变得越来越具有塑性。从应力变化来说，随着板舌挠度增大，板舌内的应力相应增大，当应力在某些部位达到屈服极限时，就导致塑性变形。一旦塑性变形发生，板舌挠度就因各部位的变形机制不同而有所变化，于是各部位的曲率不同，从而表现为陡峭下拗形态，局部或整体不断下垂，板舌倾角相应增大。下面具体分析板舌的弹性变形向塑性变形发展的过程。

在弹性板舌中，应力分布由下列方程确定，

$$\sigma_x = -\frac{Ey}{1-\nu^2}\frac{d^2w}{dx^2} \tag{9}$$

其中的挠度 w 由（7）或（8）式给出。

对于理想弹塑性的情形，应力分布为：

$$\sigma_x=\begin{cases}\sigma_b & y_0\leqslant y\leqslant\dfrac{h}{2}\\ \sigma_b\left(\dfrac{y}{y_0}\right) & -y_0\leqslant y\leqslant y_0\\ -\sigma_b & -\dfrac{h}{2}\leqslant y\leqslant -y_0\end{cases}\tag{10}$$

其中 σ_b 为塑性屈服时的应力。上述两式表明，应力从中间向边缘线性增大，当达到屈服强度时，就发生塑性屈服，由边缘向里发展。

对应于塑性屈服的开始，板舌的曲率由（9）式导出：

$$\left(\frac{d^2w}{dx^2}\right)_b=-\frac{2\sigma_b}{Eh}(1-\nu^2)=-\frac{\sigma_b h^2}{6D}\tag{11}$$

相应的弯距

$$M_b=\frac{\sigma_b h^2}{6}\tag{12}$$

可以求出整个板舌截面全部进入塑性屈服（$y_b=0$）的临界弯距

$$M_c=\frac{\sigma_b h^2}{4}=\frac{3}{2}M_b\tag{13}$$

上式表明，在最大弯距达到之前，板舌中的弯距可增大到弹性极限的 50%。

同样，可以求出板舌曲率与弯距的关系。在弹性弯曲的部位（$M/M_b<1.0$），板舌的曲率小，对应着平缓弯曲的板舌形态；在弹塑生弯曲的部位（$1.0\leqslant M/M_b<1.5$），板舌的曲率大，对应着陡峭弯曲的板舌形态。

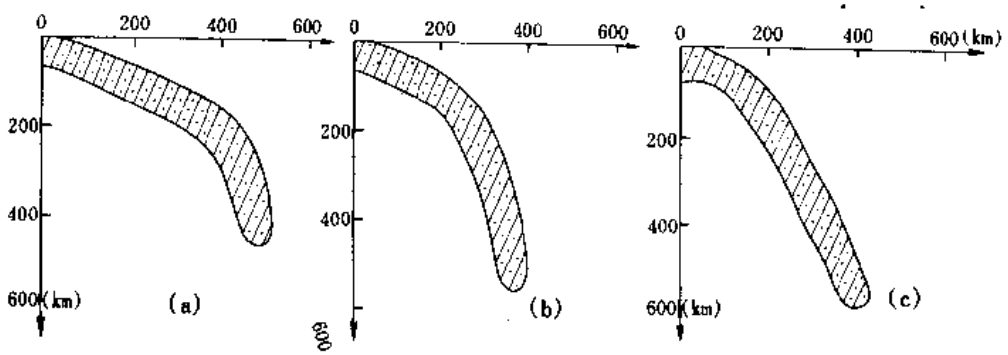


图 3-7　陡峭下拗型板舌弹塑性弯曲的典型形态

Fig. 3-7　Typical section shapes of elastic-plastic bending steeply downwards of plate tongue

a—舌端；b—舌中部；c—舌根

把上述分析应用于板舌的变形过程，首先，整个板舌发生弹性弯曲；随着变形的增大和非均质性的显著出现，板舌的某些部位发生弹塑性变形甚至全塑性变形，曲率骤然增

大，而且其他部位仍为弹性变形，曲率较小而且变化也小，结果，板舌的整体形态属于陡峭下拗型。受非均质性和动力变化等因素的影响，发生弹塑性变形的部位可以出现在舌根、舌中部或舌端，或者它们之间，如图 3-7 所示。

3．3．4　存在无震海岭时板舌变形的分析

以上分析没有考虑到无震海岭的存在和影响。实际上，Nur 和 Ben-Avraham（1981）已注意到，在无震海岭俯冲地段，贝尼奥夫带的倾角比相邻地段的小，而且火山活动也不同。在这里，着重分析无震海岭对板舌变形的影响。

无震海岭在大洋中并不是连续展布的，因此，当载有无震海岭的岩石圈尚未运动到板舌区时，正常大洋岩石圈的运动、板舌变形的过程同前面分析的一样，或是弹性弯曲，或是弹塑性弯曲。当考虑到无震海岭的非均质作用时，会有以下三种变形结果：

（1）当无震海岭作为舌基的组成部分时，如果有足够体积的无震海岭，致使其浮力足以抵住方向向下的作用力，结果大洋岩石圈不再俯冲，而与大陆岩石圈发生碰撞。这样，已俯冲的板舌在已有的弹性或弹塑性弯曲的基础上继续变形，板舌逐渐下垂，板舌的倾角不断增大。考虑到岩石圈碰撞的应力状态，在舌根部位尤其容易发生弹塑性或塑性变形，结果板舌的整体形态属陡峭下拗型，如图 3-8a 所示。

（2）当无震海岭的浮力不足以完全抵住俯冲作用时，载有无震海岭的大洋岩石圈可能以较小速度俯冲，首先成为舌基和舌根部分。由于无震海岭的非均质特征，包括密度、含水矿物、力学性质以及地形等的显著变化，板舌变形以及一系列相关的构造作用都有明显的变化。仅从板舌变形来分析，如果已俯冲的板舌是处于弹性弯曲状态，则无震海岭的作用将导致舌基和舌根地段发生折曲变形，使板舌倾角大大减小。同时，无震海岭的浮力作用使板舌的舌中部和舌端的弹性变形消失或减小，结果舌中部和舌端地段趋于水平方向。这样，板舌的整个形态属于平缓上拗型，如图 3-8b 所示。

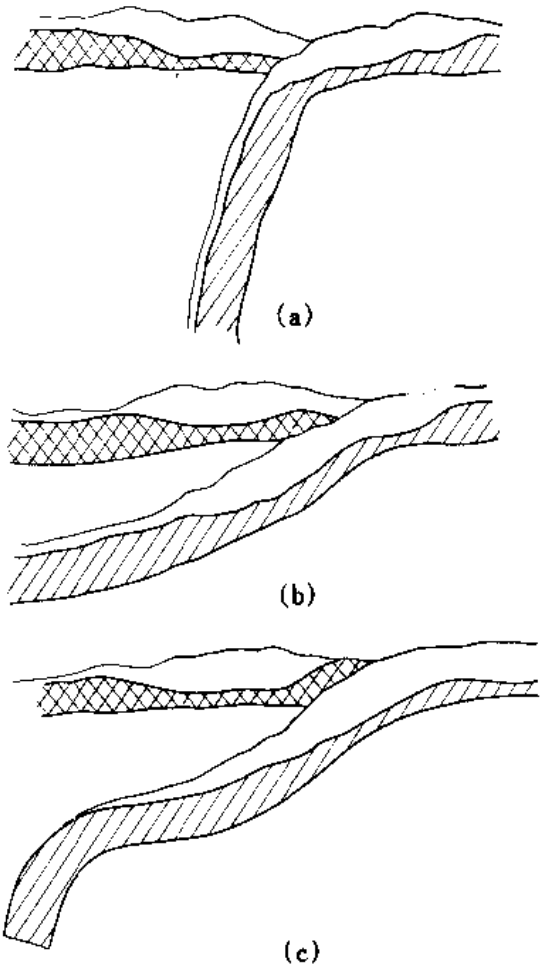


图 3-8　考虑无震海岭作用的板舌形态

Fig. 3-8　Deformation patterns of plate tongue with aseismic ridge

a—陡峭下拗型；b—平缓上拗型；c—双拗型

（3）如果已俯冲的板舌处于弹塑性弯曲状态，则无震海岭的作用同样使舌基和舌根地段发生折曲变形，使板舌倾角减小，所不同的是，由于在舌端或舌中部已发生塑性变形，无震海岭的浮力作用不能使已发生塑性变形的地段恢复未变形状态，结果板舌前半部为下拗，后半部为上拗，即双拗型板舌，如图 3-8c 所示。

下面进一步分析板舌折曲变形的机制。对于复合材料的折曲变形及折曲带的成因和条件，Biot（1965）和 Johnson（1970）都作了一些实验和理论分析。Johnson 认为，折曲实际上是一种屈曲现象，并非剪切现象；在那些屈服强度较高的天然材料中易于形成同轴褶皱，而在那些屈服强度较低的天然材料中易于形成折曲褶皱。通过复合材料的折曲实验，Johnson（1970）指出，如果复合层的一端相对另一端不能作横向移动，则将形成几组共轭的折曲带（图 3-9a 和 b），而具有单一取向的折曲带的发展总是要求复合层的一端相对另一端作横向（即垂直于层理方向）的移动（图 3-9c）。

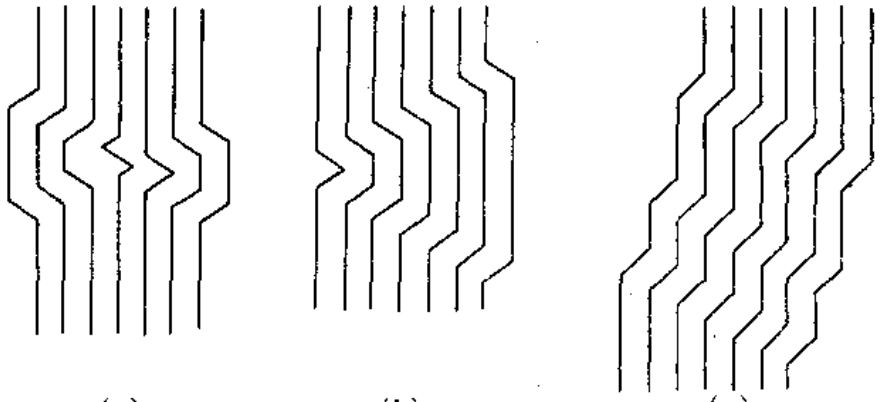


图 3-9　复合层折曲的三种形式

（据 Johnson，1970）

Fig. 3-9　Three modes of kinking of a multilayer

(from Johnson, 1970)

a—交叉折曲带，复合层端部不作横向移动；b—互补折曲带，复合层端部不作横向移动；c—具有相同取向的折曲带，复合层端部必须相对横向移动

载有无震海岭的板舌之所以折曲变形，因为它既是屈服强度较低（相对于正常的板舌）的复合层，又受到轴向（纵向）挤压，而且有端部的横向移动。当载有无震海岭的大洋岩石圈与大陆岩石圈会聚时，既有水平方向的强烈挤压，又由于板舌拉力和地幔拖曳力作用，舌根一端不断向下作横向移动，因此，板舌发育相同取向的折曲带，导致板舌倾角变小和板舌形态向上拗等特征。

根据环太平洋构造系在不同区段的平面展布形态和板舌构造不同类型的平面组合，可将它分为东南、东北、西北、西南四个区段，类似大致以北纬 20°线，即以我国台湾到夏威夷，向东再到墨西哥中部为横切线，以阿拉斯加海湾、阿留申岛弧的东端到新西兰为纵切线，划分出的为四个象限（图 3-1）。从各区段内地震带的长度和地震强度可以看出，东南和西北两个区段单位长度内的强震频度要高得多，它们所在的象限位置恰与太平洋长轴方向一致。

3．4　东南太平洋区段

3．4．1　概况

南美大陆独踞西半球的南半球中央部位，除有巴拿马陆桥与中美陆地相连外，四周环

海，东西两侧为南大西洋中脊和南太平洋隆起所夹，北、南两端又分别为两个弯月形岛弧的弧后海盆所分隔，北边是加勒比海，南边是德雷克海（峡）。大陆的东部和中部主要是前寒武纪地盾出露区。据南美大陆区测重力资料推算，东部和中部的地壳厚度为 40km 左右（Dragicevic，1974），厚度变化平缓，地势上表现为宽缓的平原、低山丘陵和高台地。南美大陆西部边缘是著名的安第斯山脉，它是以古生代和中、新生代地层为主体的褶皱带，少数地段出露古老的变质岩系，现在的地势，大部分是新生代以来发展起来的。狭窄的山带南北长逾 7000km，宽一般为 200km，主峰高程可达 5000—6000m，最高峰阿空加瓜山海拔高 6964m。重力资料解释，山带地壳厚度超过 60km。山带西侧相伴而行的海沟深度一般可达 5000—6000m，秘鲁西侧海沟最深处 7806m。

安第斯褶皱带经受了多期的构造变动、岩浆活动和成矿作用，新生代以来更有大量的近代火山喷发与强烈地震，这些集中且醒目的地质事件早为人们所注意。随着板块构造学说的兴起，这里更做为板块边缘俯冲带的典型地段之一而被重点加以研究。它是环太平洋板缘俯冲带的东太平洋段。近年由于取得了更多的地质调查资料，而且地震的观测精度也有所提高，能较好地测定震源位置，这就使人们能够对板缘俯冲带的板舌的几何形态作更细致的描述。从这些资料中可以看出一个突出的事实，就是整条安第斯褶皱带可以横的分成许多小段，段与段之间在地质发展、构造变形、成矿等方面都有所不同，尤其是火山和地震分段集中的现象最为突出。因为分段的界限都是近于东西走向，所以本书称之为纬向分割现象。Kulm（1976），Labbe（1976）和 Chinn 等（1980）对纬向分割现象都进行过研究，提出过不同的分段方案。下面将主要根据地震和火山的表现，并联系大洋底通常称为转换断层的纬向断裂，讨论纬向分割现象的构造学含意。

3．4．2　火山和地震

安第斯山脉主峰多半积雪，其中许多是现代火山口。整条山带近 12000 年以来的现代火山共 60 余座，它们并非布满整条山带，其中 58 座火山分别集中发育在南、中、北三个分段（图 3-10）。南段自智利首都圣地亚哥附近向南至科尔科湾；中段自秘鲁南部最大城市阿雷基帕向南至智利、阿根廷、巴西三国的交界附近；北段自哥仑比亚南部至厄瓜多尔南部。三段内火山连续成串分布，而在三段之间的地带则几乎没有现代火山，只有个别的孤立火山点。所以，总的可把安第斯山带分为三段有火山的、四段无火山的地段，共七段（A—G），各分段所占的纬度的宽度大体近似，为千余公里。

据现场地质调查，成串分布的火山都是受断裂带和断裂交叉点所控制的中心式喷发，喷出的熔岩成分均属高铝的玄武岩，伴有钙碱系列的安山岩类。在有火山段内，地表构造显示明显的张裂活动与此有关，在火山喷出带两侧都伴随有平行的断陷盆地；相反，在无火山段内则几乎没有大规模的山间断陷盆地。此外，在有火山段的地质剖面中，主要出露的是古生代和中生代的褶皱地层，很少有寒武纪结晶岩，而在无火山段内则往往有较集中出露的古老岩系。

地震震源三维空间分布的分段现象比火山的分段现象复杂得多（图 3-10）。按照所发生浅、中、深震源地震各自数量的多少，三者的比例，三者震中分布的宽窄、集中与分散的程度及图像，还有强烈地震较集中的特定构造部位等等方面的表现，如果细分，可分成 15 个分段，如果粗分，即可与火山的分段大体相当。细分方案的 10 号段，是安第斯山带走向发生转弯而展布最宽的地段，火山发育、海沟最深、中深震最多而且分布最宽，其剖

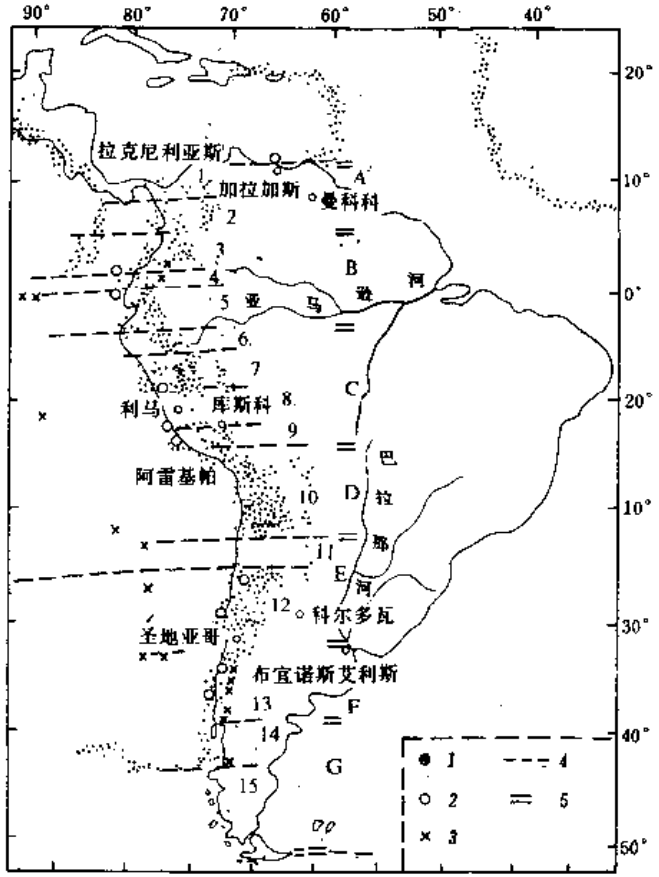


图 3-10　南美地震震中与火山的分段现象

Fig. 3-10　Segmental phenomena of earthquake centres and volcanoes in South America

1—<8 级地震震中；2—>8 级地震震中；3　现代火山(12000 年以来)；4—纬向分段界线；5—有、无火山的分段界线

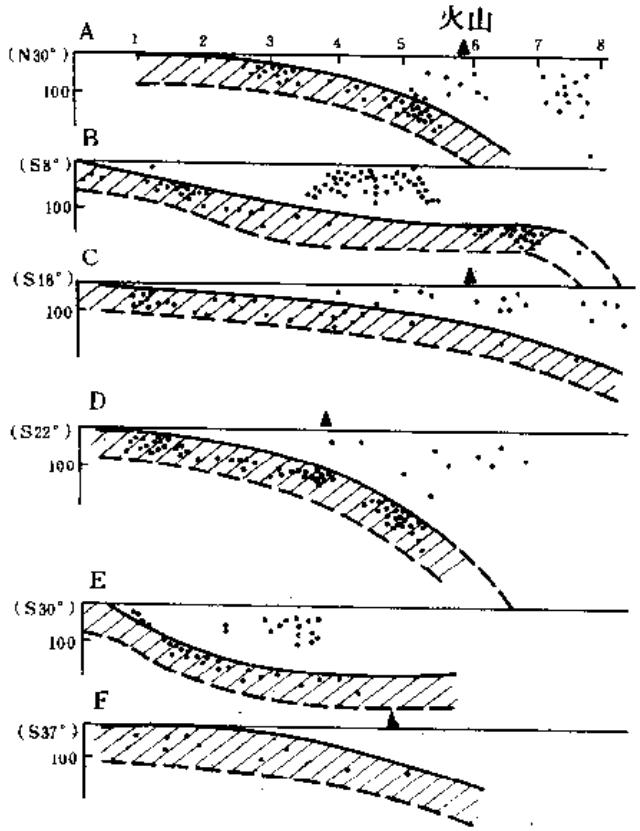


图 3-11　南美俯冲带的剖面形态示意图

(据 Chinn 等，1980 修改)

Fig. 3-11　Section shapes of subduction zone in South America

(revised from Chinn et al., 1980)

面表现见图 3-11C。与之相邻的 11 号段则突然变为无火山段，浅震和中震都很少，但却有较集中的一条深震震中带。7 号段浅、中、深震都很发育，尤其浅震震中分布很宽，但这一段内无火山，与 10 号段不同。8 号段也是地震很少的一段，仅有浅震，无中震、深震，也无火山喷发。仔细比较 1—15 号各段，彼此都有组合上的差异。Chinn 等（1980）根据对震源的仔细定位，较好地描绘了各段震中的深度分布，曾经作出不同分段的剖面图，经笔者略作改动与补充，如图 3-11 所示。这六条剖面基本上可分成两类，一类是上拗型，俯冲板面的倾角从上向下由缓变陡；另一类是下拗型，俯冲板面的倾角由陡变缓（图 3-12）。不同的上拗型俯冲板面虽然倾角也不相同，但基本形态一致，而且在倾角变化最大的地段，其上方均有火山喷发，而下拗型剖面则都不伴随火山喷发。Isacks 等（1977）认为，下拗型剖面在俯冲板和俯冲板之间，也可说是贝尼奥夫带的上盘与下盘之间可能不夹有或很少夹有岩石圈以下的地幔物质，类似双层地壳一样，中间不易引起物质的融熔，也就没有火山喷发的物质基础了；而上拗型剖面，上、下盘之间夹有上地幔的楔状区，易引起局部融熔，这就造成了火山喷发的物质条件。已知的事实基本符合这一推论。

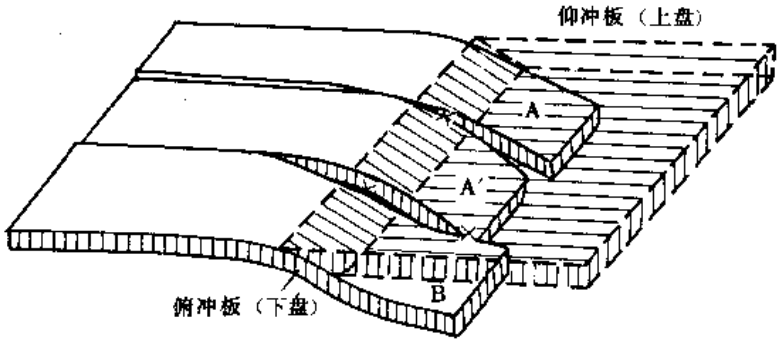


图 3-12　板条俯冲差异变形示意图

Fig. 3-12　Scheme of differentical distortion of subduction plate

A，A′—下拗型；B—上拗型；×—易产生强震部位

3．4．3　南美俯冲带显示的板条构造

据上述，分段现象是明显的，但其成因如何？作者认为很自然的一种理解就是俯冲板片受一组东西向的断裂所割，成为一个个板条，各板条在统一的俯冲运动中表现出不同的运动状态和变形，因而形成了上拗、下拗，以及不同的倾角变化（如图 3-12 所示）。这一推想有以下一些证明：

（1）如果确定中震和深震都是在俯冲板板面附近发生的，并且用它们的深度分布来描述俯冲板面的几何形态和走向，如果不同深度的震源沿着俯冲板的走向线突然横向相接，这就如同不同层位的岩层横接一样，那显然是一种断层现象，特别是不同深度震中的成组横接，更可说明存在俯冲板条之间的断错。

（2）Chinn 等（1980）对安第斯山中段地震波传播的情况作了仔细研究，发现在南纬 16°和 27°附近，Sn 波的传播都出现中断，或地震波的散射现象，他们也认为有存在断裂的可能，这里正是 9 号与 10 号，11 号与 12 号分段的地带。同时，在这里俯冲带上盘也存在中、新生代沉积的突然截断现象。

(3) 在邻接南美西岸的东南太平洋底，即向东运动的纳兹卡板片上，也存在一些东西向的断裂。例如在南纬27°线上有一条现代海底火山连线，形成东西向的海底山脉。Bonatti等（1977）探明了它们的存在，分析了那里的热流值和火山喷出岩的岩石化学成分，指出那是一条热线，它向西直插东南太平洋脊，向东则直抵南美大陆，即与上述俯冲带内的纬向分割断裂直接相连。与此类似，南2°、12°、34°、46°等纬度线上，都有纬向的海山和现代火山的喷发，它们的纬度位置也正好可以和俯冲带内的某些分割点相连。这些海山在水下的高程，一般是－500m、－900m、－2000m，高低不等，说明沿着这些海山，断裂早期的裂隙式喷发和近代的中心式喷发，发育程度是不同的。更有意义的是，这些海山之间的海盆，其水下高程也有很大的差别（－4000m，－5000m），如果它们不是海底沉积物厚度的差别，那就应当是海底板片断裂成板条，并发生差异升降的结果。除上述位于南半球的五条纬向海底断裂外，在北纬3°和6°线附近，即巴拿马陆桥南缘以及可可岛与马尔佩洛岛之间，可能也存在海底纬向断裂，因为那里浅震震中的分布出现明显的分割错位，分割线直插哥仑比亚西海岸的突然转弯处，那里也正是无火山的A段与有火山的B段分割线所在。这可以证明上述六条纬向断裂已卷入南美俯冲带之内，但俯冲带内还有一些纬向分割断裂，目前还不能证明它们是否在纳兹卡板片内部早已存在。现已证明的几个纬向板条，当它们向东运动时，遇到南美大陆的阻挡，形成比较统一的俯冲带，又由于各个不同纬度范围内的板条某些力学条件的差异，使得不同板条的运动与变形出现明显差别，从而导致安第斯山褶皱带内出现一系列的分段现象，这就是作者目前对俯冲带内纬向分割现象的基本理解。

安第斯山褶皱带是俯冲带的上盘，它呈现的分段现象是从褶皱带本身的地层组成、构造变形以及岩石化学成分等方面划分出来的。前所证明的纬向断裂仅仅是下盘的纬向断裂，那末上盘的褶皱带是否也有相应的纬向断裂呢？这是一个很重要的问题。据目前的地质调查资料，还不能证明上盘本身原来也存在一系列相应的纬向断裂，只是在南2°、6°、27°、34°等纬度线附近，地表可以看到较多的近东西向斜列的断裂和褶皱或褶皱轴的扭曲。出现这种现象的地带很窄，一般只限于褶皱带本身。所以，褶皱带本身的分段现象可以被解释为仅仅是下盘一组板条的差异运动引起了上盘褶皱带内的扭曲和断裂，它们是地下板条差异变动的地表"投影"。不过很值得注意的是，褶皱带以东的南美大陆也确实存在一些巨大的纬向构造，主要有3条：①沿委内瑞拉的奥里诺科河谷发育的东西向断裂；②沿亚马孙河发育的东西向狭窄的负向拗曲；③沿阿根廷中部东西向低山北侧延伸的负向拗曲，巴拉那河在这里突然由南北转向东入海，发育在南美大陆上的斜向交叉的破裂网络，也恰好在这个带附近发生系统的压扁。上述3个带内，南美地盾都表现出负向的狭窄的拗曲；在全南美洲的布格重力平面图上，这3个带附近也都有近东西向异常的显示。这种宽大的纬向分割现象又恰可与南大西洋底西侧的纬向分割线相对接。如果这种分析能有更多的资料予以证明的话，那是南美俯冲带的上盘，即南美大陆壳和大西洋壳在一起也发育有一组板条，它们的宽度可能大些。它们从东边自大西洋脊向西运动，而东南太平洋底，即纳兹卡板片内的一组板条自西向东运动，相遇碰撞形成基本统一的俯冲带边界，在强烈的变动中暴露了板条运动的本质，以至暴露更加细微的纬向分割"撕裂"现象。

可以看出，这里对俯冲的纬向分割现象的讨论，其意义显然不限于对板片俯冲带几何形态的细致描述，而是板片（块）变为板条，以至其运动学与动力学的理论问题。

3．5　东北太平洋区段

3．5．1　概述

这一区段大致从阿拉斯加到墨西哥中部，平面展布形态近似反S形。由于受门多西诺断裂和木里断裂的切割，它可分成北、中、南三大段。

北段的北端并未表现出典型的板舌构造形态，但南端从不列颠哥伦比亚南部海岸外至北加利福尼亚，有一条延伸达1200km的卡斯卡迪（Cascadia）消减带。胡安德富卡板块以大约4cm/a的速度俯冲到北美西海岸之下。这一巨型俯冲带上已有150年没有发生过大地震，但有证据表明过去也曾有罕见的大地震发生，最后一次发生在约300年前。地震的平均复发周期约为550年（Agnew和Ellworth，1991）。

中段是在陆壳内发育的大型走滑断裂——圣安德烈斯断裂，它的两端受东西向断裂的影响，北端弯向西，南端弯向东。

南段仍然是大型走滑断裂，但它在加利福尼亚湾内呈现羽状斜列断裂，并一段段地裂开，类似羽列式洋脊裂错构造。

在上述三大段之内还可以分成更多的小段。这些断裂主要是根据海底磁异常条带图象的对比确定的。它们在断裂带上表现为狭长的海山，而且南北两侧的海底高程往往相差1000—2000m。这一系列板条之间的高程差显示了板条之间的相对垂直运动，而且在海底沉积物的厚度上也有相应的表现。这一组海底断裂与北美西海岸陆壳内构造的横接关系是十分有意义的问题。有许多文章讨论过这一问题，其中主要的争议是，北美西部大陆地壳内的现今构造变动主要是受哪种构造动力的控制？原则上有两种看法：①太平洋板块向东运动潜入北美大陆之下，或横向推走了陆壳以下岩石圈层次代之以大洋岩石圈，在这样的运动过程中，下部物质的非均匀运动决定了上部陆壳的构造变动。这种观点认为，圣安德烈斯断裂的右旋走滑特性及盆地－山脉区广泛的张裂运动就是这样产生的。②北美大陆本身既显示整体的向西运动，同时又受到陆壳自身南北向构造力的作用，这种作用只是独立于太平洋板块向东运动的影响而存在的。这种观点认为，圣安德烈斯断裂右旋走滑、盆地－山脉区的张裂、东西向挤压构造（如洛杉矶附近的横断山脉）以及现今近南北向的形变和地应力特征就是这种动力产生的。当然，这并不排斥潜入大陆之下的太平洋板块差异运动对陆壳的影响。上述两种看法中，前者强调壳下物质运动的拖曳力，后者强调陆壳本身的应力。

与这种争论有关的还有另一个问题，那就是海底东西向断裂与大陆内东西向构造的关系。木里断裂与横断山脉、莫哈维沙漠以北的加尔洛克断裂是可以连成一线的，同样，门多西诺断裂也可与内华达州北部的克拉利翁断裂带连成一线。上述这两条东西向断裂向东可断续延伸到落基山，长2000km左右。被这两条断裂分割的北段、中段和南段，在地貌、地震活动、地质构造形态等方面都具有一定的差别，说明这两条断裂对北美西部构造发展的控制作用至少在第三纪以前就已经存在，也就是说于太平洋洋脊没入北美陆壳以下之前就已经存在了。所以，它的成因并不是太平洋板块内转换断层作用的结果，而是陆壳内早已有板条。横切海、陆边缘的若干条东西向断裂可能是受统一力系的作用同时发生的，只是后来洋壳与陆壳在统一的板条之内表现出各自不同的构造变动。这一见解还有待

进一步证明。

3.5.2 圣安德烈斯断裂

圣安德烈斯断裂长达1200km，切割深度超过18km，是太平洋板块和北美板块的重要界限。按板块构造观点，圣安德烈斯主断裂被认为是转换断层。在理想情况下，转换断层位于与两个板块相对运动的矢量平行的部位。一般来说，大洋的转换断层遵从这一法则，但横切大陆岩石圈的转换断层与理想情况常有明显的偏离。圣安德烈斯断裂的平均走向就不平行于由板块运动的全球模型所给出的滑动矢量（尽管可能存在局部平行）。

圣安德烈斯断裂具有明显的右旋走向滑动性质。已发生的大的右旋位移达400km，运动速率为6cm/a。断裂北端在阿雷纳角的北边伸入太平洋，在岸外与近东西向的门多西诺大洋断裂呈角度相交，南端延至加利福尼亚湾。整个断裂将胡安德富卡扩张中心与加利福尼亚扩张中心相连。断裂走向近北西，大致与美国西海岸平行，几乎纵贯加利福尼亚州西部，中部略向西突出，表现出稍具弧形的构造特征。

圣安德烈斯断裂伴有平行的和分支状的断裂，如卡拉维拉斯断裂、加洛克断裂、圣加布里尔断裂、圣哈辛托断裂和英佩里尔断裂等。

根据圣安德烈斯断裂各段的现今构造和地震活动性的不同，可以明显地分出蠕变段和闭锁段。蠕变段内历史上未发生过大于8级的地震，现在微小地震频繁发生（个别达5—6级），断裂两侧不断滑移。Scholz（1977）认为这样的地段应称为无震滑动段。闭锁段内历史上曾发生过$M\geqslant 8$级的特大地震，在几百公里长的断裂上产生几米的滑动，现在微震也不多。闭锁期或稳定期为数十或数百年。

明显的闭锁段是北段和中段南部。北段是1906年旧金山特大地震破裂段，1989年10月17日的洛马普列塔地震就发生在该段的南端。中段南部是1857年蒂洪堡特大地震破裂段。这两段之间的中段，从圣胡安巴蒂斯塔到乔拉姆一带，以断层蠕动为特征，历史上两次大震的破裂均未穿过这一地带。圣安德烈斯断裂的南段，从卡洪山口起到加利福尼亚湾，断裂失去了它的单一性，呈现出平行排列的断裂群和局部网状构造，微震活跃，并有多次中强震，蠕动很小，但也可归入蠕变段。

值得注意的是，圣安德烈斯断裂的这种分段与板块运动有无关系，是不是从另一个侧面显示出板条的存在和影响。

3.6 西北太平洋区段

这一区段最主要的特征是悬链式的岛弧，自东而西依次是阿留申弧、千岛弧、日本本岛弧、琉球弧。四个弧的弧前区是太平洋深海盆，盆底一般水深3000m左右，弧前边缘带有深海沟发育。弧后区都以宽阔的陆棚区为背景，但是，每个弧后盆地的发育状态则各有不同。这四个弧都具有典型的板舌构造形态，每个弧都被其他构造所复杂化，表现出板舌构造很复杂的变形。

3.6.1 阿留申弧

阿留申弧从阿拉斯加湾向西至堪察加半岛，绵延3800km，向南显著凸向西太平洋方面。它背后的边缘海或弧后盆地是白令海的阿留申海盆和鲍厄尔（Bower）海盆。阿留申弧的弧背并不扩张，相应的边缘海也不扩张，只是临近海沟为挤压力场，其弧背虽是张力

场，但尚未达到开始扩张的俯冲。

太平洋板块相对北美板块的运动速率，从东阿留申的大约 75mm/a 变到西阿留申的大约 86mm/a。由于弧的曲率，板块会聚的相对方向从东到西由几乎与弧垂直变到差不多是单纯的转换运动。阿留申弧的火山前沿与海沟轴大体平行，但其间距随俯冲带形态和倾角的不同而不同。在东阿留申，相距至少有 400km，比其它岛弧带的距离大。

阿留申板舌构造似乎是平滑弯曲的，无撕裂发生。据 Abe（1972）对阿留申地震带上地震震源机制的分析，推断在太平洋板块插入阿留申弧的过程中曾发生撕裂。这种撕裂是由于海沟轴明显地凹向弧内侧造成的。在中阿留申和西阿留申的交界处，海沟轴的走向突然改变了近 40°。板舌倾角大约为 45°。最深的地震震源深度大约 300km，离海沟向内的距离也是 300km。由于岩石圈撕裂，板舌形成一间断，其宽度估计为 80km。通过这一间断，下伏软流圈上涌入侵，并形成与海沟走向垂直的鲍厄尔海岭。

东阿留申与中阿留申的连接部大约在 170°W 处，海沟轴的走向在此大约改变了 20°，板舌也发生过撕裂，但不如前述的撕裂明显。

3．6．2 千岛弧

千岛-堪察加岛弧系由千岛-堪察加海沟、千岛岛弧和千岛海盆组成，简称千岛弧，是北美板块和太平洋板块在西北太平洋地区的界线。太平洋板块在阿留申海沟西端几乎是沿与海沟轴平行的方向移动，转向千岛-堪察加海沟后，其移动方向则差不多与海沟垂直。千岛海盆是位于千岛岛弧后面的鄂霍次克海的洋壳部分。盆地的总形状为尖端在堪察加南的三角形。基底与北海道以东的南北向断裂相接。

稍微弯曲的千岛弧可分为两个更近似直线的地段。根据千岛弧的地震活动性推断的板舌形态是连续的，整个地区的震源深度都延伸到大约 500km，但中千岛弧下板舌的插入深度较深，而在大约 50°N 以北地区地震震源深度变得较浅。Creager 和 Jordan（1986）推断，板舌的倾角在深度为 500km 以上时大约是 50°，在 500km 以下时变为 70°，板舌最深可达 1000km。

根据板舌的深度分布，可将千岛板舌分为三段。北段和南段板舌的插入深度稍浅，中段较深。三段的交界处为韧性变形的段界。千岛板舌本身没有撕裂现象，但千岛弧向南与日本本岛弧在北海道的转折处，板舌则有明显撕裂发生（Burbach 和 Frohlich，1986）。

3．6．3 日本本岛弧

这里所说的日本本岛弧由东北本州弧和西南本州弧组成。前者有明显的海沟-岛弧-弧后盆地的特征，后者则是一不典型的智利型弧。日本海是与日本海沟、东北日本岛弧相应的弧后盆地。

图 3-13a 是东北日本弧的贝尼奥夫带等深图。北海道及其以东的地震属于千岛弧，其板舌构造的舌板倾向北北西。日本东北地区的地震属于日本弧东北段，舌板倾向西。从相模湾向南至小笠原群岛一带的地震属于另一段板舌构造，板舌倾向南西西。这三段都属于统一的太平洋板块向西北运动插向亚洲大陆东缘的板舌构造，但它在这一带伸出了三个板舌，伸向三个不同方向，很可能三个板舌之间有舌端的撕裂现象。作为日本弧的另一段——西南段，其地震主要是浅源地震，它们不属于太平洋板舌构造，而属于菲律宾海板块北端的短板舌构造（图 3-13b），从震源等深线的弯曲情况可以认为这个短板舌发生了褶曲。

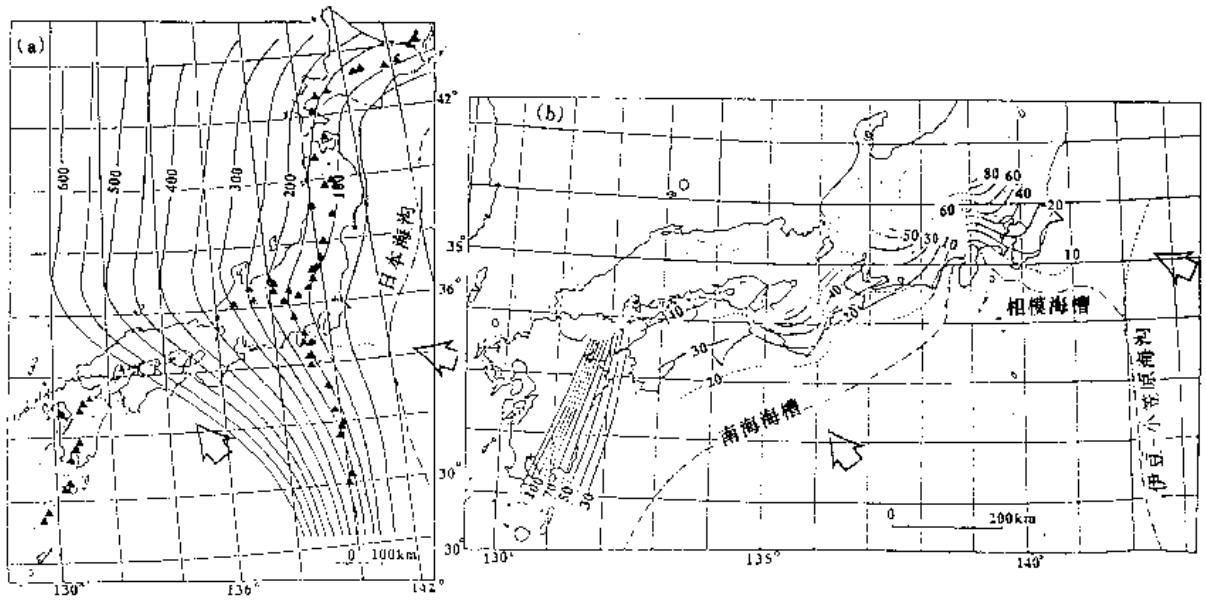


图 3-13 太平洋板块俯冲的和达-贝尼奥夫带（黑三角为活火山）(a) 及菲律宾海板块俯冲的和达-贝尼奥夫带 (b) 的等深图。两图中大箭头表示太平洋板块和菲律宾海板块的会聚运动

(据 Uyeda, 1991)

Fig. 3-13 (a) Depth contours of the Wadati-Benioff zone showing subduction of the Pacific plate. Triangles are active volcanoes. (b) Depth contours of the Wadati-Benioff zone showing subduction of the Philippine Seaplate. In two figures, large white arrows indicate the converging type motions of the Pacific and Philippine Sea plates

(from Uyeda, 1991)

从日本海沟到日本海，板舌大约以 10°的平均角度向下斜插，到了大陆架底下则突然变陡，倾角约达 30°。板舌前端的深度约为 600km。沿海沟轴的垂直方向，测得的板舌长度超过 1000km，这是长板舌。在纪伊半岛，四国的南部海区，距海岸约 200km 处，南海海槽的海底地形呈北东-南西向的海沟状凹地。这里的板舌较短，方向为北西西向。

从上所述，我们可以了解到，日本弧由两部分组成，一是走向南北、倾向西的长板舌 A，另一是走向近东西、倾向北的短板舌 B，两者分属于两个板块，后者叠在前者的舌板顶面之上（图 3-14）。当 B 舌板向下运动时，其空间长度就变小（或者 A 舌板向前推移），使 B 舌板受到沿走向方向的压力，产生平行 B 舌板倾向的褶曲。而且，B 舌板不易下插很深，所以仅发育了短板舌。类似图 3-14 所揭示的两个舌板复合在一起

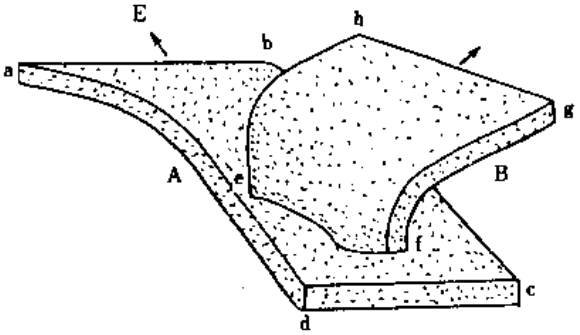


图 3-14 向西倾的太平洋板舌与向北倾的菲律宾海板舌的复合示意图

Fig. 3-14 Scheme of composite of subducted westwards Pacific plate tongue and norhtwards Philippine Sea plate tongue

近直角的叠合关系，在台湾岛东侧也有显示，不过，具体形态有所不同。

本州中部和东北部的板舌构造还由相隔 30—40km 的双层组成。上层在 120km 处明显消失，下层约从 70km 处开始，向下延伸至更深处。这种平行于日本海沟的双层板舌，宽约 600km。

关于日本列岛下板舌的分段性问题有两种意见。一是板舌是连续的，不存在分段性，因为，在日本附近俯冲的太平洋板块的厚度约为 90km，是南美洲俯冲带厚度（约 40km）的两倍以上，所以未被撕裂成条。另一种意见则认为，在本州中部，即在千岛海沟和伊豆-小笠原海沟的相接处，板舌有撕裂现象（Aoki，1974；Burbach 和 Frohlich，1986）。Carr 等（1973）甚至推断，本州中部地区的板舌被撕裂成四段。

关于日本列岛属于什么板块，现有两种观点。较早的一种观点认为它属于欧亚板块，太平洋板块向西南日本下俯冲。进入 80 年代，又出现了另一种观点，认为日本海正在向东北日本下俯冲，位于北海道中轴部的北美-欧亚板块边界移向日本海东缘大深沟。根据这一观点，东北日本就属于北美板块。因此，也把这一观点称为东北日本属北美板块说。这一新生板块边界的引入，对日本列岛附近地区的构造研究是很大的冲击。板块边界何时出现转移，转移的原因何在等问题还在继续调查确认。

有关日本本岛弧的俯冲构造中，显示其构造复杂性并引起极大兴趣的问题还有三联点问题。按新、老观点，都认为中部本州岸外存在一个海沟-海沟-海沟（T-T-T）型三联点。此三联点是当今全球范围内独一无二的典型 T-T-T 型三联点。按新观点，在骏河海槽、相模海槽和中央构造线的节点处还存在由欧亚、北美和菲律宾海板块相汇组成的三联点，但它并不是典型的 T-T-T 型三联点。

3．6．4 琉球弧

琉球沟-弧系是自日本九州南部延伸至台湾以东（约 123°E）绵延约 1200km 的活动沟-弧系，由琉球海沟，琉球岛弧和冲绳海槽组成。沿着琉球海沟，菲律宾海板块俯冲在欧亚板块之下。从地形上看，琉球弧被吐噶喇海峡和宫古凹陷分隔成三部分：北琉球（吐噶喇列岛），中琉球（奄美群岛和冲绳岛）和南琉球（宫古群岛和八重山群岛）。

琉球岛弧下存在有清楚的贝尼奥夫带。北琉球弧的板舌形态和中琉球弧有较明显的差别：北琉球弧的板舌在 80—90km 处弯曲，100km 以下倾角约为 73°；中琉球弧的板舌较平直，倾角较小，100km 以下为 55°左右。吐噶喇海峡可作为北、中琉球弧的界限。宫古凹陷可作为中、南琉球弧的界线。中琉球弧和南琉球弧的板舌形态无明显区别，但倾角略有不同。南琉球弧的某些特征不同于中琉球弧和北琉球弧。如北、中琉球弧的第四纪火山链（活动的和休眠的）很明显，而南琉球弧已知只有少数几座单一成因的火山。

因此，无论从地貌和地质上，还是从板舌的形态特征上，琉球弧都存在明显的分段性。据 Burbach 和 Frohlich（1986），琉球弧的北段和南段也存在板舌的明显分界线。

3．7 西南太平洋区段

这里是板舌构造的平面展布及其组合形态最为复杂的一个区段，犹如瓜藤蜿蜒，分支连串。其特征可简述为三对遥相对峙的岛弧构造：一对是印尼弧和南菲律宾弧；一对是北菲律宾弧和马里亚纳弧；还有一对是新赫布里底弧与克马德克弧。它们都呈现典型的板舌

构造形态，而且板舌的倾向相对。第一对和第三对之间的西伊里安、所罗门群岛地段，主要表现左型的剪切运动和扭转，夹杂着小型板舌构造。因此，西南太平洋区段是研究板舌构造如何发生扭曲变形以及小型板舌之间复杂运动关系的良好地区。

3．7．1　马里亚纳弧

马里亚纳岛弧系是两个真正的大洋板块的会聚带，以马里亚纳海沟为明显特征。马里亚纳海沟北与伊豆-小笠原海沟相接，构成菲律宾海板块的东界。该海沟是世界大洋的最深洼地，该海沟南部的最大深度达 11km。其另一特点是弧形十分清晰，延伸度颇大（在宽度达 70km 的情况下延伸达 2550km）。在全球构造和地球动力学研究中，马里亚纳弧令人产生浓厚兴趣，因为，一方面它是一类岛弧系和消减带的代表，另一方面它是弧后扩张的典型地区。马里亚纳型弧和马里亚纳型消减带的特点在 3．1．2 节内已有介绍，弧后扩张问题不是本书讨论的重点，这里仍着重分析板舌的分段性。

马里亚纳弧和小笠原弧的板舌虽然在 100km 以浅处倾角都为 30°—35°，但 200km 以深处的倾角在小笠原弧北端部为 55°，南延至马里亚纳海沟时为 90°。两岛弧的弧前地质和弧后情况也有很大差异。小笠原弧的弧后盆地（四国海盆），是个扩张活动已经停止的非活动弧后盆地，而马里亚纳海槽是典型的活动弧后盆地。因此，马里亚纳弧北端与小笠原弧的分界构造线也应是板舌的一条分段界线。

马里亚纳弧板舌本身也存在明显的分段性。一条明显的段界是在马里亚纳弧中部，14.5°—16.5°N 处。该界线以北，特别是 18°—20°N 地区，历史上有活火山存在，板舌近于直立，深度达 650km 以深。该界线以南地区无震源深度大于 300km 的深震。段界地区缺失深震，而在接近海沟处存在正断层型浅震，板舌的走向和倾角也突然变化，呈现一显著间断。

3．7．2　菲律宾群岛的南北分割

菲律宾群岛地区的俯冲带是最复杂的俯冲带之一。吕宋岛（北菲律宾）的西缘发育倾向东的板舌构造，欧亚板块边缘的岩石圈（南中国海、苏禄海、苏拉威西海）正在马尼拉海沟、内格罗斯海沟和哥达巴托海沟处向东俯冲到菲律宾群岛下；米沙鄢群岛—棉兰老岛（南菲律宾）东缘发育倾向西的板舌构造，菲律宾海板块沿菲律宾海沟向西俯冲。在马尼拉海沟和菲律宾海沟这两条相对的俯冲带之间，有以菲律宾断裂为主组成的南北向断裂系。在马尼拉以南可能有一条东西向的平错断裂带，该带向西伸入我国南海，向东伸向太平洋，构成菲律宾东西两侧海底地势的重要分界。在断裂带附近有火山发育，而且本世纪以来已发生多次 7 级地震，表现了板舌侧壁之间的磨擦闭锁作用和对壳下岩浆的可渗透作用。

棉兰老岛以南可能也存在类似的东西向断裂。断裂以北在棉兰老岛东侧有一个倾向西的板舌构造，而断裂以南则有两个倾向西的板舌构造。东边的一个，地表走向线沿哈马里拉岛东侧呈南北向延伸，西边的一个，地表走向线沿桑古群岛东侧呈南北向延伸，两者相距 400km 左右。沿上述东西向断裂带，本世纪发生了 5 次 8 级地震，再一次显示了板舌侧壁对控制地震的构造意义。

菲律宾北部、中部和南部下面的板舌构造形态也差异很大。北部吕宋岛地区（13°N—20°N），欧亚板块沿马尼拉海沟俯冲，板舌倾角从北端的 40°左右变到南端的几乎直立。在中吕宋，板舌深度达 240km。吕宋岛东部的菲律宾海沟已不发育。因此，菲律宾群

岛北部地区只有东倾的俯冲带。中菲律宾地区（9°N—13°N）无深源地震，板舌构造不明显。南菲律宾地区（5°N—9°N），菲律宾海板块的俯冲可直至约 700km 深度，除了这一西向俯冲带外，欧亚板块在这一地区还有向东的剧烈俯冲，但俯冲深度不超过 150km。

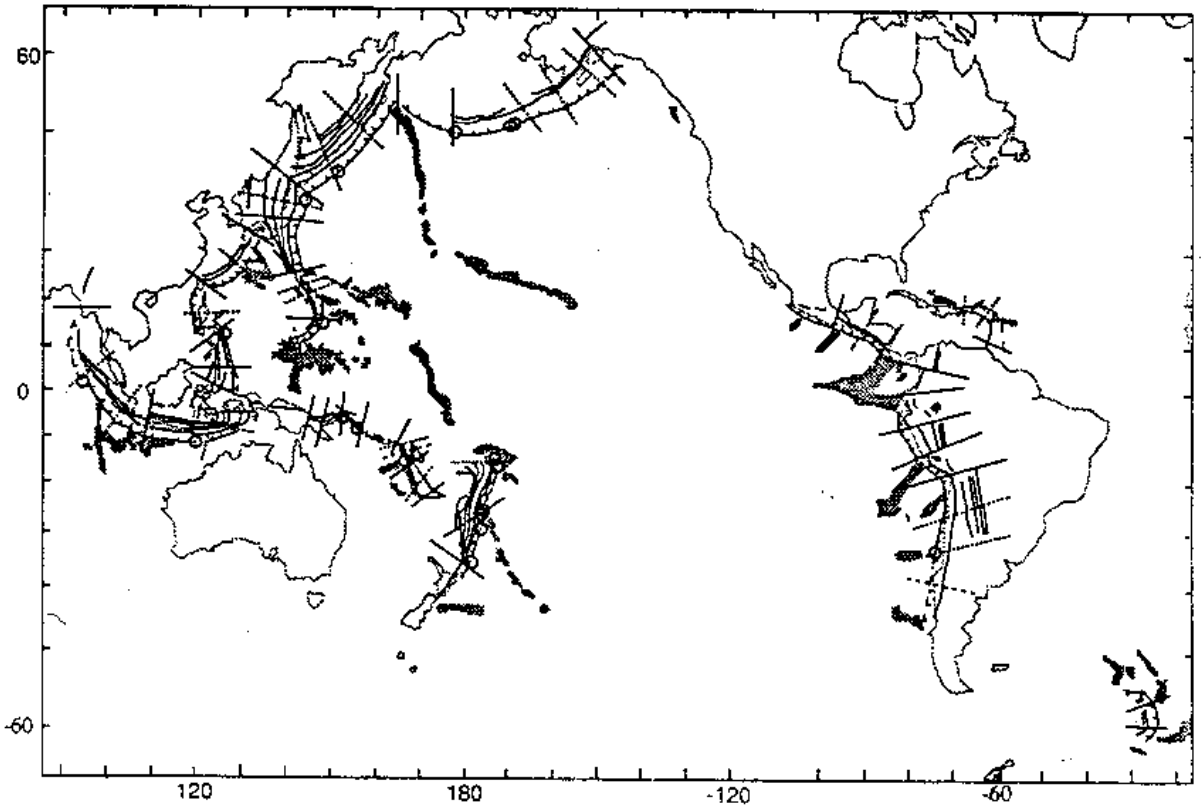


图 3-15　板块边界的分段段界和外弧地震分布图

（据 Zhang 和 Lay，1992）

Fig. 3-15　Map of plate segment boundaries and outer rise earthquakes

(from Zhang and Lay, 1992)

实线表示和达-贝尼奥夫带的等深线和严格确定的段界；虚线表示不太明确的段界；阴影区表示与俯冲带相交的等深地形；空心圆表示自 1962 年以来发生的 21 次 $M_s \geqslant 7.0$ 级外弧地震

由上述分析可推断，在菲律宾海沟北端和马尼拉海沟南端之间（大约 13°N 处），存在一条板舌的分段界线。据 Burbach 和 Frohlich（1986）分析，在菲律宾海沟南端附近存在另一条可能的东西向段界；更向南，在东倾俯冲带南端，存在第三条段界（图 3-15）。但是，不同作者所分段界并不完全一致。此外，还没有发现过可能联结马尼拉海沟南端和菲律宾海沟北端的东西向海沟-海沟型转换断层。

3．7．3　班达海板舌的扭曲

班达弧长约 2400km，由非火山的外弧和有活火山的内弧组成，往东剧烈弯曲，形成一个环圈。外弧由罗地岛、帝汶岛、丹巴尼群岛、卡伊群岛等一系列岛屿组成，沿环形槽地展布。槽地的位置相当于海沟，但与通常的海沟有区别，深度仅在 1.5—3.5km，比相邻的前沿盆地的深度小得多。槽地底面平缓，宽 3—20km，基底为大陆型地壳，是澳大利亚板块的俯伏部分。班达火山弧弯环的内侧是班达海，相当于弧后盆地，并被海脊分为北

班达海盆和南班达海盆。

印度-澳大利亚板块沿爪哇海沟从安达曼海到班达海向北俯冲。在班达海南侧东段，板舌明显弯曲，在阿鲁海槽处已渐向西倾。在班达弧北侧，有一些浅源和中源地震，表明这里存在一沿斯兰海槽向南倾的板舌，深度至少约300km。在东班达弧内，海沟、弧前脊和海盆及火山弧全都是同心圆似的紧闭曲线形状，板舌也呈同心圆状扭曲，构成一匙形带。有些研究者认为，这是同一板舌扭曲变形的结果。也有人持不同意见，认为斯兰海槽下的板舌是独立的。无论如何，看来在阿鲁板舌和斯兰板舌之间存在一条板舌撕裂的段界。班达海更往北，马鲁古海的西北侧发育着桑古板舌构造，它走向南北，南端转向西。

3．7．4　汤加与新赫布里底板舌的对垒

在西南太平洋，发育着相当于印度-澳大利亚板块与太平洋板块之间的复杂边缘海岛弧群，被称为“美拉尼西亚边界线”。汤加-克马德克弧和新赫布里底弧是这条边界线的东段和东北段。

汤加-克马德克弧，像大多数岛弧一样，海沟纵列于岛弧向洋一侧，板舌倾向大陆。新赫布里底弧则是一反向岛弧，其板舌向东倾斜，正好与汤加板舌反向，形成对垒之势，但板舌的走向并不平行。

汤加弧下面的地带是全球深震最活跃的地带之一，震源深度可达600km乃至更深。板舌倾角在汤加海沟下大约为55°—60°，在克马德克海沟下大约为65°—70°。板舌的几何形状沿弧有快速变化，特别是在大约400km以下。Burbach和Frohlich（1986）认为，汤加-克马德克板舌有三处撕裂的分段界线（图3-15）。一条位于汤加板舌的北端；另一条位于汤加海沟的几何形状发生明显变化的地方以南，路易斯维尔海脊与汤加海沟相交处；第三条位于克马德克海沟南端，正好在新西兰北岛的北面，是深震活动中止的标记。

新赫布里底弧的板舌向东插入北斐济海盆下，板舌深仅200—300km，倾角为65°—70°。它有两条板舌分界线，一条在最南端，是中源地震中止的标记。新赫布里底弧的中段无海沟，它的南端是板舌可能撕裂的另一条段界。此外，还有3处是板舌可能有扭曲变形，但尚未撕裂的地方（图3-15）。

3．7．5　新西兰的交错板舌

纵贯新西兰的北岛与南岛有一条世界上著名的阿尔平斯走滑断裂，它的北段（即北岛段）表现为倾向西的板舌构造，南段（即南岛的南端）表现为倾向东的板舌构造，中段则表现为典型的走滑断裂。南、北两段有较多的浅源和中源地震发生，中段走滑错动明显，但很少发生地震。中段的东侧在水深2000m以下的海底出现一条水深不足1000m的东西向条状海底高原，长千余公里，宽300km，它恰与中段的纬度位置相当，可能也是板条在海底的直接显示。上述北段与南段的交错俯冲现象，其生成历史可能是，先有一条北东向的断裂，然后受两条东西向断裂的切割；也可能是，先有一组东西向的断裂，然后受北东向断裂的切割。总之，先要形成三对板条的构造格局，最后三对板条在小区域右旋扭动力的影响下，北东端和南西端的两个板条相对俯冲，形成交错的板舌构造。

综上所述，可提出三点重要的认识：

（1）环太平洋构造系的基本构造形态是板舌构造。板舌构造的几何形态、板舌的长短与倾角、上下板的运动关系、板舌与盆地的组合、相邻板舌的复合以及板舌与横断裂的组合关系等，都表现得相当复杂而多样，因此，需要对板舌构造进行详细的构造学描述与力

学分析。

（2）环太平洋构造系有其总的特征，但不同地区和不同地段的板舌构造要素有很大的差别，按其空间尺度基本上可分为三级：一级构造，是环太平洋构造系的整体，它是相对洋脊构造系和大陆构造系同级而相对独立发育的；二级构造，是由东西两侧差别很大、不对称和南北两侧有一定差别而造成东北、西北、西南、东南四象限区段划分所表现出来的，即为区域级板舌构造；三级构造，则是具体的一个个具有独立构造形态和运动特点的板舌构造，它们之间是地段性的区别。在研究板舌构造与地质构造发展历史、成矿、地震、火山以及地球动力之间的相互关系时，三种尺度的板舌构造其意义与作用是各不相同的，需要分别加以仔细研究。

（3）板舌存在分段性，说明板块在海底水平运动中有同向的差异运动，在俯冲运动过程中有差异性俯冲和新的撕裂（图 3-15）。总之，大洋板块的总体运动是以多个板条的同向差异运动的形式表现出来的。而板条的运动可能是全球中、低纬度内带状差异运动的一种表现。引入板条的概念并深入研究板条构造及其运动，会增进对板块俯冲过程的认识。

第四章　大洋脊构造系

4．1　定义和基本特征

4．1．1　定义

自从上世纪70年代英国“挑战者”号调查船环球考察以来，就知道北大西洋中部有一条海底山系，但直到1925—1927年期间，通过德国“流星号”的回声测深工作，才确定了整个大西洋纵列着的长达17000km的巨大山脉，即大洋中脊。Hill（1956）首先观察到大洋中脊上的裂谷。Heezen（1960）进一步指出，世界各大洋都有大洋中脊存在。这条洋底山系蜿蜒于太平洋、印度洋、大西洋，构成全球灯笼骨架似的海底山系系统，总长度相当于环绕地球赤道两周，真可谓全球级巨型构造（图2-2）。

本世纪60年代初提出的海底扩张学说（Hess，1962；Dietz，1961），对中大西洋洋脊的存在是有力的支持，再加上平行于大洋脊的线性磁异常的被发现，海底扩张学说很快即赢得了广泛承认。大洋脊被认为是地壳增生的地方。60年代末问世的板块构造学说，将大洋脊和转换断层作为发散型板块边界。70年代末通过深潜艇发现东太平洋的黑烟囱（即热液喷发）后，人们对洋脊研究的注意力从大西洋转向了太平洋。洋中脊的波谱分析表明，洋中脊的线性构造（如断层、断裂、裂隙）到处可见，并很可能是由平行于洋中脊的流动形成的。依据这些发现而提出的反对海底扩张说的涌流构造假说（Meyerhoff等，1992），认为洋中脊是岩浆的巨型涌流通道。人们对大洋脊的认识还在继续，这里主要介绍一些比较有代表性的结果。

研究发现，大洋中脊上有巨大的纵裂谷存在，一般裂谷从中脊顶部切入，顺着中脊走向展布，两侧为裂谷山脊，发育有深约1—2km的倾向谷内的崖壁。裂谷宽数十至几百公里，窄的谷底宽度不过几公里。这种张性断裂作用造成的谷地，显示洋底地壳承受巨大的张力作用。在那里，与断裂伴生的来自地球内部的熔融岩流喷发和地震是频繁的。1963年，由于北大西洋中的断裂作用使冰岛附近发生海底喷发，从而产生了与冰岛一样属于大西洋中脊的火山岛。

大洋脊按其发育特征可分为两种基本类型：一种是洋脊轴部具有宽数十公里，深7000—2000m的中央裂谷，称为中脊，以大西洋中央分布的中脊为代表；另一种是地势比较平缓，中央裂谷不发育，被称为洋隆或中隆，以东太平洋脊为代表。而印度洋脊则是它们的过渡状态。

洋脊的结构从其横剖面上可分成三个带，即脊岭带、脊坡、平坦海底。脊岭带是海底狭长的山脉带，为海平面以下2000—3000m深的地方；脊坡是具有一定坡度的海底，深度2900—4500m；而平坦海底，顾名思义是远离脊岭带的相对平坦部分，深度大于4500m。我们把裂谷底到脊顶的高度称为裂谷深度，裂谷谷底的宽度为谷宽，两侧谷坡以上的断崖为谷肩。

整个洋脊的延伸方向为脊轴。洋脊在构造上并非连续延伸，它被一系列与轴线相垂直或斜交的大断裂所切截。这些断裂就是转换断层。断裂带在地形上往往一侧是狭长的海脊，另一侧是深陷的槽谷，由脊至槽为陡峭的崖壁；或者有一系列脊槽沿断裂带呈雁行状排列。沿断裂带发育的槽谷颇深，经常超过毗邻裂谷的深度，例如赤道大西洋罗曼奇断裂带上的罗曼奇海沟，深 7856m，是大西洋中除波多黎各海沟和南桑德韦奇海沟以外的最深点。这种横向断裂带把洋脊和裂谷平错开来，位错幅度可达数十至数百公里。在太平洋和赤道大西洋的洋脊上，这种平错最为显著，幅度大者可达 1000km 以上。

4．1．2 大洋脊地球物理场特征

(1) 大洋脊的重力

洋脊的自由空间重力异常与两侧洋盆区近于相等，一般是 $+20\times10^{-5}$—$+40\times10^{-5}$ m/s^2；洋脊的均衡重力异常也不明显，表明大体上处于地壳均衡状态。洋脊轴部的布格异常约 $+130\times10^{-5}$—$+200\times10^{-5}m/s^2$，明显地低于两侧洋盆区的 $+400\times10^{-5}m/s^2$ 左右，反映出在中脊轴部以下存在低密度层。这种密度亏损抵消了正向洋脊地形所引起的剩余质量，从而使这里几乎处于均衡状态。

图 4-1 展示了南纬 11°处南大西洋中脊的重力、磁力、热流和地震折射数据和内部构造 (Pavlenkova, 1989)。此处洋脊宽 1000km，7.7—7.8km/s 的透镜体几乎与 26—36km 深处的洋脊本身一样宽。在这个带之上是两个更低的低速带，宽 450—600km。

图中显示的布格重力异常最小值表明，这段洋脊已由于深处的密度变化而得到均衡补偿，否则，横越洋脊的布格异常应保持大约 $300\times10^{-5}m/s^2$ 的常数值。布格异常的陡坡要求大部分补偿都必须来自浅部，而且，除去图上所表示的密度倒转以外，很难找到其它因素使洋脊翼部得到补偿。

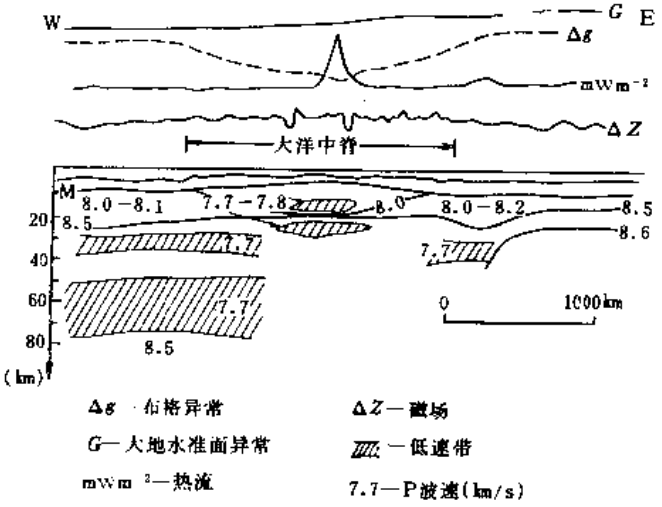


图 4-1 横穿南纬 11°洋中脊的地震折射剖面以及大地水准面、重力、热流和磁剖面

(转引自 Meyerhoff 等，1992)

Fig. 4-1 West-east refraction-section across the Mid-Atlantic Ridge at 11°S latitute. Geoid, gravity, heat flow, and magnetic profiles also shown

(quoted in Meyerhoff et al., 1992)

东太平洋中隆和大西洋中脊的结构在以下两方面是相似的。其一是下面也有异常地幔；其二是也得到了均衡补偿。不同之处是，东太平洋的洋壳第三层是连续越过中隆的，异常地幔的补偿层比大西洋中脊延伸得更深一些。

地震资料也表明，在大洋脊较薄的地区下面，存在着震波速度偏低的异常上地幔。洋脊地区布格异常的降低正是由异常上地幔引起的，据此算出异常上地幔的密度约为 $3.15g/cm^3$，小于两侧正常地幔的密度 (约 3.3—$3.4g/cm^3$)。

(2) 大洋脊的热流

实测结果表明，大洋脊的热流值较高。洋底的热流平均值与大陆热流的平均值几乎相

相等，都接近于 60HFU（热流单位：mW/m^2）。东太平洋中隆有的测点的热流值高达 330HFU，大约是洋脊热流平均值的 6 倍。热流高值主要集中在大约 200—500km 宽的脊轴地带。东太平洋中隆峰顶带的热流平均值为 130HFU，两翼斜坡地带的平均值不过 70HFU；大西洋中脊峰顶带的热流平均值为 120HFU，至斜坡带减为 55HFU。可见热流值从脊轴向两翼有递减趋势。鉴于洋脊的热流值较高，可推断洋脊下这一较轻的异常上地幔实际上是高温膨胀的地幔物质，相当于局部熔融的软流圈。这表明大洋脊确是热地幔物质上涌的地方，洋脊轴部乃是大洋的扩张中心。图 4-1 中的热流曲线显示在脊轴地带存在明显的热流异常，热流值从脊峰向两侧递减。

（3）大洋脊的磁异常

"M·克尔迪什院士"号科学考察船第 15 航次（1989 年 3 月）在两个工区进行了磁流体详测（23°—26° W）。测线的平均间距为 1km，测线的方位角为 100°。测量系自动化操作，由卫星导航，精度为 200m。由所测异常磁场图得出，异常磁场在总体上具线性特征，走向方位角为 0°—40°，西缘有一强度达 −250nT的负磁场区，相当于松山期；中部和东部是两个正峰值被强度为 −100nT 的负异常隔开的 1 号异常，其中西部较小的正峰值与大西洋中脊的喷发带相对应，Ⅰ区南部异常消失。二维模拟结果（图 4-2）表明，不论是 1 号异常的正峰值，还是正峰值之间的负异常，均与正极性磁化地壳对应。磁化强度 J_n 的分布以三个局部极大值为特征，代表张开轴的位置：西极值位于现代喷发带；东极值最大，位于海底洼地；中极值也位于海底洼地，但其中心相对西移。这一结果表明，缓慢扩张的洋中脊具有复杂的扩张机制。

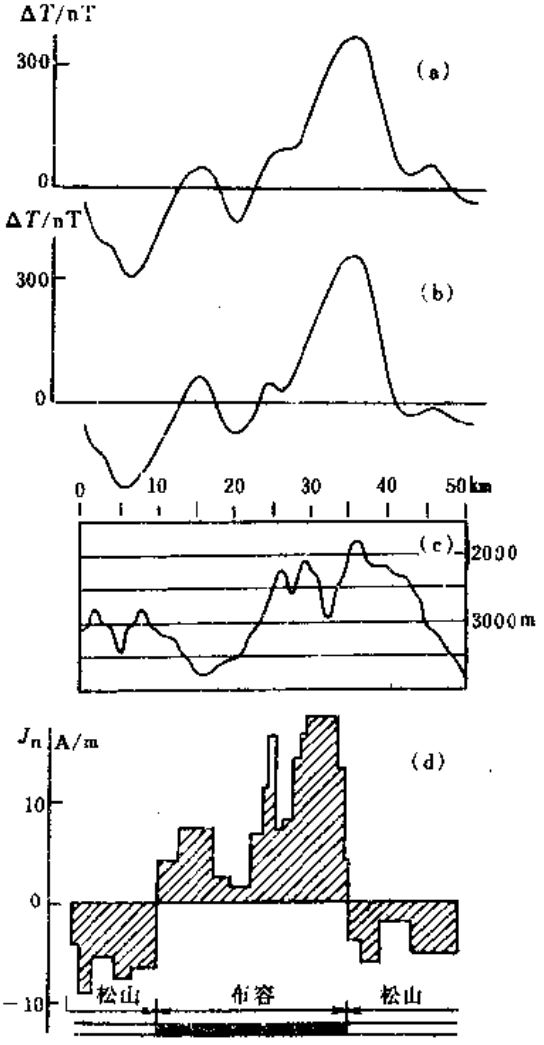


图 4-2　Ⅰ号工区异常磁场的解释

（据 Аносов 等，1990）

Fig. 4-2　Explanation of anomalous magnetic field in No. 1 workiong area

(from Аносов et al., 1990)

a—实测异常磁场；b—模拟磁场；c—地形；d—磁化强度分布

海底条带磁异常的强度一般是在洋脊轴部强度较大，向两翼强度较小。它们大体上沿平行于大洋脊的轴线延伸，正异常和负异常相间排列，常对称分布于大洋脊轴的两侧。单个磁异常条带的宽度约数十公里，纵向上绵延数百公里以上，在遇到洋底断裂带时被整体错开。虽然磁异常条带被切割错开，但断裂两侧地磁异常剖面的起伏情况仍可以追索对比。

如果从洋脊涌出来的物质向两侧等速流动，那么，所有的对称磁条距离脊轴的宽度应

当相等。为了考察这一问题，有人曾横切大西洋和太平洋洋脊，测量洋脊两侧离脊轴的运动速率。测量结果表明，两侧的运动速率并不相等，且转换断层两侧相应的磁条的宽度也并不相等。在大西洋，按纬度测量洋脊两侧的运动速率，除赤道附近不易测量外，很大一部分在很长一段时间内运动是不对称的，而且往往是一段时间东边快，另一段时间西边快。被转换断层隔断的各相应磁条的相对速率也不等，反映出板条运动的速率时快时慢。不同板条之间相对速率也是不相等的，忽大忽小。这也辅证了转换断层具有走滑性质。总之，洋脊的构造开裂机制本身及其细节都还远没有探测清楚。目前只能笼统地承认那是一种大型的、开裂与岩浆上涌相互作用相当复杂的构造带，对全球构造和动力分析具有特别重要的意义。

4．1．3 大洋脊地震特征

由于大洋脊是热地幔物质上涌的地方，热流值和地壳温度都较高，地壳的刚性相对其它两个构造系而言显然要低。这使得大洋脊的地震活动呈现如下两个特征：一是无论地震强度还是地震频度，都不如环太平洋构造系和北大陆构造系高；二是无特大地震和深源地震。

洋脊裂谷和转换断层所发生的地震也有所不同。大洋脊裂谷带以浅源地震（$h \leqslant 70$km）为特征，震级较低，多为震群型地震序列，b 值较高，地震活动常表现为正断层活动形式。转换断层带的地震也以浅源地震为主（$h \leqslant 50$km），地震一般发生在断层两盘呈相反方向错动的区段，转换断层的被动段无地震分布。与洋脊裂谷相比，转换断层型地震几乎没有震群型序列特征，b 值也较小，沿断层无火山活动。震源机制解表明，转换断层型地震为走滑性质，可见这类地震活动是由两条洋脊间的相对水平错动产生的。

由于观测条件所限和洋脊地震数量较少，目前关于洋脊地震的研究尚少。但因为洋脊构造的模式比较单纯，作为地震构造的一种特定类型来说，具有理论研究的典型意义，这是值得注意的。

4．2 洋脊的几何形态和构造分类

4．2．1 几何形态

洋脊构造的研究表明，洋脊的脊轴、脊谷、横沟具有几种不同的几何组合形式（图4-3），概括起来大致可分为串列式和斜列式（雁列式和羽列式）。

串列式　脊轴、脊谷与横沟几乎成直角关系，即脊轴与脊谷平行，而横沟垂直于脊谷，这种形式最典型的代表是大西洋（图 4-3a）。

斜列式　又分为雁列式和羽列式两种。雁列式是一种横沟与脊轴呈较大角度斜交（图 4-3b）。典型的代表是东南太平洋近智利的洋脊，该处洋脊方向近于东西，但横沟方向为北东东，裂谷方向为北北西，正好呈斜交关系。当脊轴与转换断层交角非常小时，裂谷呈羽状排列，称之为羽列式（图 4

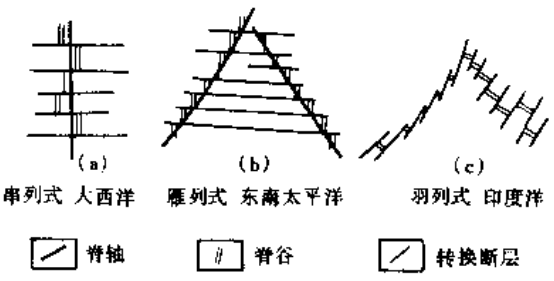


图 4-3 洋脊的构造分类

Fig. 4-3 Tectonic classification of oceanic ridges

-3c)。

这三种形式代表了洋脊构造系三要素之间的三种组合类型。它的划分说明洋脊构造并非简单的拉张，而是表现出各种型式的复合，它们的主要组成可归纳成这三类。其次，在这三种基本类型中，假定串列式是较为简单的相对拉开，那么，雁列式和羽列式除了垂直于洋脊方向的扩张作用之外，同时还应具有平行于洋脊的剪切运动。

4.2.2 转换断层及其分类

转换断层是威尔逊（Wilson，1965）命名的切割大洋脊的一系列横向断裂。这种断裂大多与洋脊轴线相垂直，其间距约 50—30km。它们切穿整个岩石圈。沿洋底转换断层所发育的槽谷及崖壁，有的高差可达 2km 以上，它不仅切过沉积层和洋壳第二层，有时还有洋壳第三层出露，从而暴露出比较完整的洋壳剖面。沿崖壁自上而下采到拉斑玄武岩、辉绿岩、辉长岩及蛇纹石化橄榄岩，还有绿片岩相和角闪岩相变质岩。转换断层的一个显著特征是伴有较强烈的动力变质作用。由于剪切作用和变质作用，可使岩石的磁性丧失，故沿转换断层地带往往缺失条带状磁异常，无磁异常地带宽约 10—30km。近年来还发现，某些转换断层地带的地壳明显变薄，地壳厚仅 2—4km。地壳变薄的原因还有待进一步研究，也许与转换断层的横拉开有关。

如上所述，脊顶以外的 AB 和 CD 段（图 4-4），缺失地震活动，是断裂带的不活动（或被动）地段。CD 段的南侧海底是刚从洋脊轴部生长出来的海底，CD 段的北侧海底则是从原先 BC 段的位置上扩张推过来的，推移到 CD 段之后，便与南侧新生的海底并行，两侧海底仿佛焊接在一起。由于南侧海底邻近洋脊顶部，水深较浅，北侧海底远离洋脊顶部，水深较大，这样，CD 段（及 AB 段）在地形上常构成阶梯或崖壁，被断裂所分割的洋底往往构成深度不同的台阶。东北太平洋门多西诺断裂带以北的海底台阶平均深度约 4500m；门多西诺断裂带以南和木里断裂带之间的台阶为 5400m；木里和克拉里断裂带之间的台阶则为 5000m。由于断裂带的 AB 和 CD 段两侧海底距洋脊顶部的远近不同，两侧海底的年龄也有老、新差异，这表现在两侧海底的磁异常条带（等时线）被相互错开了。可见，断裂带的脊顶以外地段是不活动的，但从地形起伏和磁异常条带的错位来看，它们是整体断裂带的一部分。断裂带的不活动地段比脊顶之间的活动地段要长得多。不活动地段的较老一侧是从活动地段推过来的，故亦可见到构造变形和动力变质作用的遗迹。

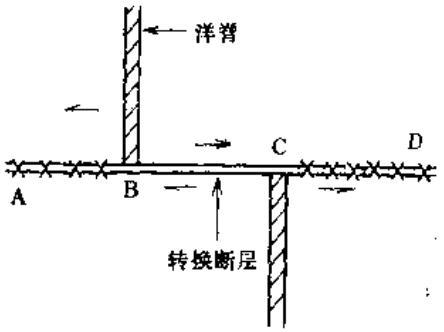


图 4-4 转换断层

Fig. 4-4 Transform fault

洋底岩石圈在自中脊轴部向两侧扩张的过程中，伴随着冷缩和沉陷作用，洋脊两翼的坡度随着远离脊顶而减小，从而断裂带两侧洋底的高差以及沿断层发育的崖壁的高度亦随着远离脊顶而减小。洋底岩石圈在向两侧扩张的过程中还发生水平方向的收缩，因而，沿转换断层发育的槽谷随着远离脊顶而拓宽。

我们知道，按照严格的转换断层定义，洋脊应是一个完整的对称裂开洋脊，但实际并非如此。洋脊本身实际上被切割得非常强烈，分段性很明显，各段之间的垂直运动是不同步的，造成了相对的高差。水平运动也是不同速的，所以存在着水平的相对运动，因此，严格的转换断层

只是一种理想模式。洋脊的绝大部分转换断层都具有走滑性质，即实际存在的转换断层含有一定的走滑成分。

威尔逊（1965）提出了6种转换断层类型，即洋脊-洋脊型、洋脊-凹弧型、洋脊-凸弧型、凹弧-凹弧型、凹弧-凸弧型、凸弧-凸弧型。

转换断层所发生的运动除平移剪切外，有的还兼有拉张或挤压性质，据此，转换断层可被划分为张性转换断层和压性转换断层。压性转换断层的构造变形十分强烈。沿着张性转换断层，往往有软流圈物质上涌，出现火山活动，变成了地壳增生的场所。这种转换断层，又称为泄漏性转换断层。从威尔逊（1965）的定义出发，可知转换断层板块边界应是以相邻板块之间相对运动的欧拉极点为中心的一些小圆，而沿转换断层的位移则应是纯粹的走向滑动，从而使交界地区不致发生变形。

虽然威尔逊（1965）的运动模型是个极好的一级近似模型，但实际的大洋转换断层却常常不同于该理想化的图式，这是因为它们的构造受到下列因素的控制：(a) 转换断层本身是泄漏型；(b) 它们的内部构造反映了走向滑动构造活动的方向；(c) 相邻洋脊的扩展在转换断层区内引起了重新调整。

Garfunkel（1986）提出，泄漏性是大多数洋脊-洋脊型转换断层的一种固有特征，并根据水平错距和滑动速率对转换断层进行了分类，分出：

(1) 缓慢滑动的小水平错距转换断层，错距小于30km，常见于大西洋脊沿线和印度洋的一些地区。它们与邻近的脊段和板块运动的方向往往并不垂直，而呈斜交，如北美—非洲板块边界的库恰托夫(Kurchatov)断裂带。

(2) 缓慢滑动的大水平错距转换断层，错距大于50km，深度起伏较大，常达几公里，一般都较直，与邻近的脊段和磁异常几趋垂直，如中大西洋的凯尼(Kane)断裂带和海洋学家断裂带。它们与以任何合理极点为中心的小圆均不吻合，反映了泄漏特性。地震折射研究也表明，这两个转换断层中部存在着一种非均质的异常地壳。

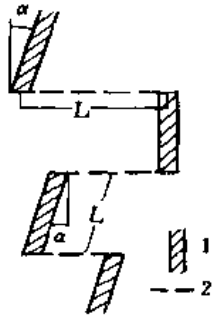


图 4-5　大洋板块分离轴几何形状及其定量特征
（据 Бочарова 等，1985）

Fig. 4-5　Geometry and quantitative characters of divergent axis of oceanic plate
(from Бочарова et al., 1985)
1—裂谷带；2—转换断层

(3) 中至快速滑动的大水平错距转换断层，快速扩张洋脊（如东太平洋中隆）沿线的转换断层属此类。魁布拉达（Quebrada）断裂带是一很好的例子，其水平错距为120km（0.8Ma），滑动速率大约为15cm/a，转换断层区宽30—35km，是泄漏型的。

由于转换断层的大量移动而使大洋脊具有复杂的外形，但洋脊与转换断层相互错动分布也呈现出一定的规律性。在板块分离边界的固定地段其几何形状是由转换断层之间的距离 L、转换断层活动段的长度 l（包括毗邻的裂谷带地段）、裂谷带走向与转换断层法线之间的夹角 α 来确定的，该夹角表明断层走向与板块扩张轴正交方向的偏差（图4-5）。

L，l，α 这三个参数的分布情况如下：

(a) 转换断层之间的距离（L）　在北冰洋和大西洋中脊格克利亚段（北纬60°至冰

岛海滨一段除外）为35—100km；每550km长的洋中脊内有转换断层5—15条。在南大西洋，转换断层分布最密。在印度洋西北部阿拉伯—印度洋中脊每550km中有转换断层4—11条。大西洋和印度洋每550km中的转换断层数平均比澳大利亚-南极洲隆起、南太平洋隆起和东太平洋隆起的数值多1—2倍。

(b) 转换断层活动段长度（l） 大西洋和印度洋西北部，在全部被划分出来的转换断层中有60%是活动段长度为10—40km的小断层；在太平洋，活动段长度为10—40km的小断层不到30%。在世界洋脊系统的全部断层中，48%是左旋的，52%是右旋的。北冰洋和大西洋洋中脊个别地段，发生了断层类型的更换。在澳大利亚-南极洲和东太平洋隆起，66%是左旋断层。

(c) 断裂带与转换断层之间的夹角（α） 大西洋北部，从冰岛到克恩断层间的断层通常不与板块分离轴垂直，某些断层的α角达40°。在大西洋南部，α角很小，转换断层几乎与洋中脊正交。在中速扩张的印度洋西北部，30%的α角超过10°。在高速分离的澳大利亚—南极洲隆起和东太平洋中隆，α角一般不超过10°—15°，仅在极少数情况下达40°。

上述分布表明，大洋中脊的几何形状明显随扩张速度而定。全球最快速的活动海底扩张出现在东太平洋隆起的南纬30°附近。实测和模型研究结果表明，160km/Ma可能是转换断层滑动速度的极大值（Waar等，1988）。

4.2.3 海底扩张构造的分类

在板块构造学问世时，把组成板块边界的洋脊和转换断层作为简单的海底扩张构造（玉木贤策，1988）。根据扩张轴的运动情况，可以分为增长型（propagating）扩张轴、衰退型扩张轴和叠覆型扩张轴。

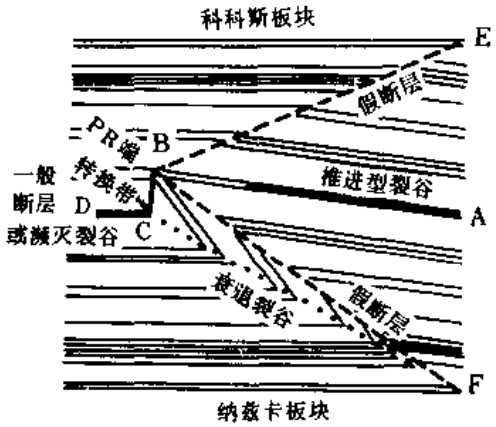


图4-6 加拉帕戈斯海岭在西经95°30′附近的增长性扩张轴模式
（据玉木贤策，1989）

Fig. 4-6 Typical pattern of propagating rift at 95°30′ of the Galapagos Ridge
(from K. Tamaki, 1989)

阴影部分为正磁条带。AB—增长性扩张轴；CD—濒灭扩张轴；BC—转换断层；BE，BF—假断层；BCF—剪切变形带

增长型扩张轴是通过全球磁异常的详细调查发现的（Hey，1977）。图4-6为东太平洋加拉帕戈斯隆起在西经95°30′处的扩张模式图。图中扩张轴AB和CD被转换断层BC切割。与一般模式不同处是转换断层延伸线上的断层BE和BF呈V字型倾斜状大幅度延伸。长度随时间增加的扩张轴AB称为增长型扩张轴（增长或推进型裂谷）；长度逐渐缩短而向后退缩的扩张轴CD称为衰退型扩张轴（濒灭裂谷）。图4-6中的假断层BE和BF及剪切变形带，就是由增长型扩张派生出来的。通常增长型扩张轴的走向和衰退型扩张轴的走向不同。当发生增长型扩张时，增长型扩张轴的扩张方向起支配作用，衰退型扩张轴与之靠近，从而改变扩张轴的走向。扩张轴改变方向之时也就是扩张轴两侧之间相对运动变化之时。胡安德富卡海岭的扩张就是增长型扩张的例子。

叠覆型扩张轴是通过多波束回声探测方法对海底地形作精密的测绘时发现的。所谓叠覆型扩张轴就是两条扩张轴重叠存在的现象。重叠的两条扩张轴之间的距离通常为1—15km，扩张轴重叠部分的距离为3—35km。一般认为，两个板块之间的扩张轴只有一条。叠覆型扩张轴的发现令海底研究者震惊，并促使洋脊微构造研究得到迅猛发展。叠覆型扩张轴与岩浆房活动有密切关系。这一发现对海底扩张运动史的研究起了重大的作用。在扩张速度快的东太平洋中隆，轴岩浆房和相伴的叠覆型扩张轴的扩张轴扇形体很明显，而在扩张速度慢的大西洋中脊则观测不到岩浆房。

关于洋脊与转换断层之间的连接，Menard（1984）设想了可能出现的不同连接型式。以恒定的速率向右（R）和向左（L）伸长的转换断层，可能出现的连接型式有RR，LL，RL和LR（图4-7）。前两种连接叫作“直接连接”，后两种连接叫作“交叉连接”。交叉连接中第一个字母习惯上指连接线的最北端。除这四种基本连接型式相连外，还可能出现如LL-RL-RR-LR-LL这样的混合连接。不过，在直接连接与交叉连接交替出现的混合连接中，相邻的交叉连接线的方向必定相反，相邻的直接连接线则必定位于相反的两侧，因而不可能出现如LL-RL-RR-RL这样的连接方式。

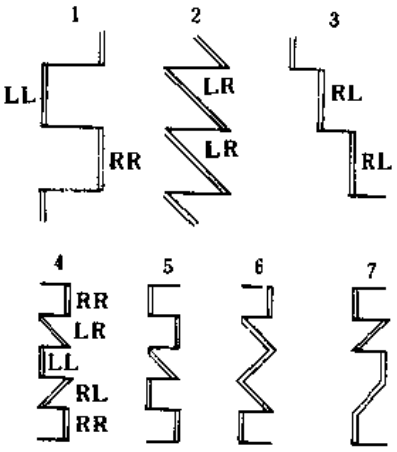


图4-7 把洋脊和转换断层看作连接线时可能出现的连接型式
（据Menard，1984）

Fig. 4-7 Ridges and transforms viewed as links
(from Menard, 1984)

1—锥堞状；2—锯齿状；3—台阶状（这三种都是可无限反复连接的简单的直接和交叉连接）；4和5—只有直脊段的混合连接；6和7—具弯曲脊的混合连接

4．3 各大洋脊的基本特征

大洋脊在太平洋、大西洋和印度洋中的分布各有特征。在太平洋内，它的主体偏居太平洋南部，两坡平缓，相对高度较小。大西洋内的洋脊纵贯大洋中部，与大西洋两岸轮廓平行，也呈S形弯曲，其两坡较陡。印度洋中脊也大体位于大洋中部，整个洋中脊形状分三支，成为“人”字形。

三大洋洋脊的南端互相串联，北端则伸进岛屿或大陆。东太平洋隆起南部向西南绕行，至澳大利亚以南与印度洋中脊的东南支相连；印度洋中脊的西南支绕行于非洲以南与大西洋中脊南端相接。至于北端，东太平洋隆起向北伸进加利福尼亚湾，潜没于北美大陆西部之下。印度洋中脊北支伸入亚丁湾、红海，并与东非大陆裂谷相连。大西洋中脊则向北穿过冰岛，延入北冰洋，并在勒拿河河口附近伸向西伯利亚。为什么三条南北向洋脊北端都直伸北极或没入大陆，而南端都呈“人”字或“入”字型分叉呢？应当考虑环南极存在一个统一的张裂带，它与三条南北向洋脊应力场的联合，形成分叉的主应力轨迹是很自然的，所以应当分出第四条洋脊，即环南极洋脊。

4．3．1 大西洋洋脊

大西洋洋脊纵贯大西洋中部，据测量表明，从大西洋中脊的轴线到大西洋两岸的距离都几乎相等。这条洋脊的平均深度约为2740m，它比两旁的大西洋底平均高出1850m之多。它的平均宽度约为1000—1300km。

大西洋洋脊有着起伏不平的地形，绝大部分以引人注目的隆起为特征，不过，各段隆起又有明显的变化。在轴部有轴向裂谷存在，其两侧以断层为界。其中许多断层崖面向裂谷中心倾斜，显示了沉陷和横向伸展的形迹。在形态上可以沿着中轴分为五个带：中央是多山带；两侧是由平坦的阶地组成的中间带；再外侧分别是比较崎岖的山麓丘陵带。中央裂谷的宽度在10—40km之间，连续延伸几百公里。裂谷与两侧脊顶的平均高差大于1800m，因而，谷的底部平均位于海平面以下2750—4574m的深度上，其两侧壁顶的平均深度只有1100—2200m左右。在裂谷上，通常有高达几百米的火山系列，其中某些火山至今仍在活动。在北纬55°以北的一段中脊上没有这种裂谷存在。

大西洋的洋底地震主要集中在中脊轴上，形成一条宽约200km的大西洋中央地震带。这里的地震全部是浅源地震，震源深度主要位于地表下30km，最大不超过70km。大西洋中脊和其上的地震带向北穿过冰岛。在冰岛上，现代的全部火山活动和几乎所有的地震都集中在大西洋中央裂谷的延续部分——冰岛中央地堑上。

冰岛是陆地区研究洋脊的重要地方。洋脊进入陆地以后的表现并不象大洋一样。在冰岛上一条洋脊分为两支，构造形态复杂，具有典型的转换断层性质。大量研究表明，冰岛的张开裂隙是一条活动断裂带。冰岛北部地形比南部低，一条带有局部裂谷并有浅源地震集中的海岭，一直伸到斯匹次卑尔根。

大西洋洋脊属于串列式构造，洋脊常被一系列与之近垂直的断层所错开。在赤道正北，断层横切并错移了中脊达几百至几千公里。从该错动处的等高线的形态来看，裂谷和横沟均切割很强烈，如查茵和罗曼奇断裂平错达500km。

Sclater与McKenzie（1974）按照从断裂带推断的旋转极，把南大西洋复原，并且利用板块年代与水深的关系复原了南大西洋的古海底地貌。结果虽然并不意味海从南方扩张，但在南大西洋，愈是向南，扩张量愈大，而愈靠近旋转极的赤道附近，扩张量愈小。南大西洋的扩张速度为1.53—2.25cm/a（Heirtzler等，1968）。从深海钻探得到的南纬30°附近的基底以上的沉积物年代与从洋中脊轴的距离推断的扩张速度是一致的，约为2cm/a（Maxwell等人，1970）。

南大西洋中脊存在着向两岸延伸的海岭，如Walvis海岭和Rio Crande海岭，在其延伸方向的大陆上有古老的玄武岩类。塞拉利昂海岭、几内亚湾和开普敦海区的海岭也有类似分布，但它们是无震海岭，不属此列。

4.3.2 太平洋洋脊

太平洋洋脊系不像其它三个大洋的洋脊系那样大致沿南北走向在大洋中部延伸，而是围绕太平洋盆地的东部和南部，呈弯月形分布。它向北进入北美大陆，向南分为两支，一支到澳大利亚南部，另一支到智利南端。按其特征，把从澳大利亚南部到南纬55°附近Eltanin断裂带的洋脊称为太平洋－南极洋脊（或海岭），而从Eltanin断裂带直到加利福尼亚湾的部分称为东太平洋中隆。另一支称智利海岭。从板块分界的角度看，从新西兰南方的Macquarie海岭伸出的转换断层到智利三重交汇点（智利海岭分开的地方）为太平洋板块与南极板块的分界。由此再往北就是太平洋板块与纳兹卡板块（东太平洋隆起中部）、

科科斯板块（东太平洋隆起北部）、北美板块的分界。

太平洋-南极海岭、东太平洋中隆是高 2—3km、宽 2000—6000km（在 400m 等深线上宽为 800—1400km）的广阔而平缓的隆起。虽然没有中脊谷，但浅源地震带连续分布。太平洋-南极海岭上的震中密集在切割岭顶的断裂带上，这些地震的震源机制是属于平移型。沿着岭顶有 Easter 岛等火山，地壳热流值也高，通过较详细的地壳构造研究，了解到在脊部存在低速地幔层。

太平洋板块东部边缘的扩张速度很快，如它与南极板块之间为 2—3cm/a（Heirtzler 等，1968），它与纳兹卡-科科斯板块之间为 7.1cm/a（Hay 和 Vogt，1977）。

东太平洋中隆的北部延伸带在加利福尼亚湾俯冲于北美板块之下。其结果使两者直接接触，相对运动形成圣安德烈斯断层的平推运动（右错 6cm/a）。

研究表明，太平洋洋脊存在时代不同的两套格局，较老的一套就是北美西海岸，分布有 Menard 断层组，新的一套部分与老的重叠。

Menard 断裂带，主要由数条规模巨大的横断裂组成。这些断裂的两侧在地形上有明显的差异，表现为陡坎，陡坎深度可达 1500m。其中较北的门多西诺断裂向东延伸与圣安德烈斯断裂的北端相连，南面的木里断裂向东延伸与圣安德烈斯断裂的南端相接。因此，圣安德烈斯断裂正好被限于两条横断裂之间，表明这条断裂是可以延伸到大陆的，并造成陆地上相应的地质地貌特征。

中美洲向东延伸的横断裂附近在地形上也有明显的差异。南美洲西侧海域中存在一条热线，分布有一连串火山，其延伸方向正好是地形上的陡坎，实际上是一条横断裂的延伸线。该断裂线延伸到智利边缘时，使两侧的（陆弧）岩浆岩发生错断，断开处两端有火山，中间为一条小的隆起。这种类似的现象在中国南北地震带也有，如岩浆岩沿安宁河谷分布的分段性是纵向构造被横向构造分割的现象。

东太平洋中隆显示出条带状分布的构造特征，板缘被分划成很多的段条，段与段之间高差可达 500m，与之相应，板内也存在高低起伏的陡坎。这些现象以板条间相对运动的模式就不难予以解释。

4．3．3 印度洋洋脊

印度洋洋脊最引人注目的地形特征是呈“人”字形。“人”字形的一支，即西南印度洋洋脊，绕过非洲南面延伸，并与大西洋中脊相连；另一支，即东南印度洋洋脊，则绕过澳大利亚与东太平洋中隆相接。“人”字形的开叉部位于南纬 20°附近的印度洋中央部分，以那里的罗德里格斯岛为枢纽。开叉部以北是印度洋中脊，它往北伸向亚丁湾，并向西北弯曲成卡尔斯堡脊，在那里和东非大裂谷及红海相连。

沿印度洋洋脊的浅、中源地震记录，最初是由古登堡和里克特（1954）整理发表的。他们对印度洋的记录是在没有考虑海底地形和构造的情况下独立作出的，但结果所得的“人”字形地震分布带恰与洋中脊的轴线相重合。

除印度洋洋脊之外，印度洋还有不少海岭和海底高原，如有名的东经 90°海岭等，但它们都是无震型，不属于印度洋洋脊。

印度洋洋脊的地形为隆洼相间，构造型式为雁列式，向南变为羽列式，说明印度洋不只是简单的拉开，而兼有扭动。

卡尔斯堡脊有中脊谷，并沿着脊谷有浅源地震分布和强地磁异常，但其南部被许多北

东向的断裂带切断，所以中脊谷不清楚。印度洋中央海岭也由于被北东向的无数条断裂带所切割，因而很难了解中脊谷的情况。所谓 Vema 海沟就是比高为 4300—4500m、深为 6402m 的深沟，乃是此断裂带中的一个。尽管条带状地磁异常发育一段不很完整，但据此推断，卡尔斯堡脊的扩张速度为 1.5cm/a，印度洋中脊为 2.0cm/a（Heirtzler 等，1968）。

西南印度洋洋脊的中脊谷可以在若干地形剖面上观察到，但多数情况下，由于被南北向断裂带切断，情况不清楚，因而地磁异常也难以了解。对这个海岭，许多研究者持有不同观点：有的认为始新世以后它就停止扩张；有的认为它以 0.3cm/a 的非常缓慢的速度扩张着；有的则根据世界规模的海底扩张速度推算该海岭扩张速度为 0.8—1.3cm/a（Laughton 等，1970）等等。然而，从浅源地震带的存在以及在中脊存在着无沉积物的狭窄地带等事实来推断，可能发生着缓慢扩张。

在东南印度洋洋脊的“人”字形接合处附近，由于断裂带存在，使地形错综复杂，因此，中脊谷是否存在，还不清楚，但在脊顶上存在强地磁异常，分布有新鲜的深海拉斑玄武岩。另外，在脊顶附近还有 St. Paul 火山（活火山）和 Amsterdam 岛等火山岛，并有浅源地震带。Amsterdam 断裂带有 1100km 的错动，从此往东的海岭变成宽广而平滑的隆起，也没有洋脊谷。根据地磁异常推断的扩张速度为 3cm/a（Heirtzler 等，1968）。

4．4　洋脊的分段、变格与跳位

4．4．1　洋脊的分段性

根据精确测绘的海底构造图，结合洋脊的地震、重力和磁测结果以及岩石样品的地球化学分析结果，许多研究者对洋脊的分段性取得了基本一致的认识。被无数间断分割出的洋脊段表现为海底中长的或短的巨大破裂。按照这些破裂显示的特征，可将洋脊段分成不同等级，级数越高，分段的长度越小，存在的寿命也越短，如 4 级脊段的长度小于 10km，存在寿命为 10^2—10^4a，而 1 级脊段的长度可达 1000km，存在寿命可达 10^7a（表 4-1）。这些脊段是由不同等级的间断定义的。定义 1 级脊段的 1 级间断是刚性板块的转换断层。定义尺度较小的脊段（2 至 4 级）的间断出现在转换断层之间（图 4-8）。2 级脊段其长度随时间变长或缩短，存在寿命为 0.5 至 10Ma。叠覆扩张中心和斜向剪切带分别是在快速和缓慢扩张中心发现的 2 级间断的例子。

4．4．2　洋脊的变格与跳位

洋脊的变格与跳位是洋脊的不规则构造运动现象。洋脊的变格是指洋脊的伸展方向或构造型式的异常表现；洋脊的跳位则是指洋脊位置的突然变更。这两种现象显示出洋脊构造运动的复杂性，迄今还不能很好地加以解释。

在“人”字形的印度洋脊东部东经 90°海岭东侧的 17 号、22 号、28 号、33 号磁条带位置代表了比较老的一块洋脊所遗留下来的东西，西侧的 22、28、33 号也代表了较老的一块洋脊。但是，老洋脊的转换断层的方向是南北向或近于南北向，新洋脊的转换断层却呈北东向。这说明从 17 号磁条带之后的洋脊裂开的格局发生了巨大的变化，原来的断开近于南北向，当裂开到一定时候突然转向。这是洋脊变格运动的一种表现。这种洋脊伸展方向突变的“变格运动”现象普遍存在，其他实例如：菲律宾海板块原来呈北东－南西向裂开，现在突然转为南北向裂开；智利南端合恩角和南极大陆之间的小岛弧，可分为三段

不同时间的裂开，即东西→南北→东西裂开的突然变格。

构造型式发生变更的变格运动如东太平洋中隆呈“丁”字形相交的三联点（中美洲附近）所连洋脊的情况。横洋脊的年代比较新，它是一条转换断层转变过来的；原来的转换断层两侧块体是顺走向运动，后来由于发生垂向水平拉开而形成一个新的洋脊。笔者把这种洋脊与转换断层（或走滑断层）之间转换的运动方式也称为“变格”。

洋脊跳位现象的明显例子是上述三联点东南纳兹卡板块内部及其西缘的洋脊位置的突变。从卫星影像图上可以较清楚地看到纳兹卡板块内部有一条洋脊。在洋底地磁等时线图上，这条洋脊显示的磁条带号为 5、6、7 等；它突然停止运动，在大致平行的另一位置上，同时出现另一洋脊，新洋脊的磁条带号为 2、3、4、5 等。洋脊位置的这种跳动与洋

表 4-1　不同级别脊段的特征

Table 4-1　Characteristics of segmentation of oceanic ridge

	1　级	2　级	3　级	4　级
脊段长度（km）	$600+300$[②] (400 ± 200)[②]	140 ± 90 (50 ± 30)	50 ± 30 $(15\pm10?)$	14 ± 8 $(7\pm5?)$
脊段寿命（a）	$>5\times10^6$	0.5×10^6—5×10^6 $(0.5\times10^6$—$10\times10^6)$	$\approx10^4$—10^5（?）	$\approx10^2$—10^4（?）
脊段增长率 （长期迁移）	0—50mm/a 0—30mm/a（?）	0—100mm/a （0—30mm/a）	不确定—无离轴形迹	不确定—无离轴形迹
脊段增长率 （短期增长）	0—100mm/a（?）	0—500mm/a （0—50mm/a）	不确定—无离轴形迹	不确定—无离轴形迹
类　型	转换断层， 大增长型裂谷	间断，叠覆扩张中心 （斜向剪切带，裂谷接合点）	叠覆扩张中心 （火山间的间隔）	轴向山顶破火山口的断错 （火山内的间隔）
断　距（km）	>30	0—30	0.5—0.2	<1
断错年龄（a）[③]	$>0.5\times10^6$ (2×10^6)	$<0.5\times10^6$ $(<2\times10^6)$	≈0	≈0
深度异常	300—600m （500—2000m）	100—300m 300—1000m	30—100m （50—300m）	0—50m （0—100m）
离轴形迹		V 型不整合带	无	全无
是否为高振幅磁化？	是	是	很少（?）	无（?）
轴岩浆房是否破裂？[④]	总是	是，除叠覆扩张中心连接期间外 （不适用）	是，除叠覆扩张中心连接期间外 （不适用）	很少，90 年的 21 个数据占有 4 个 （不适用）
轴低速带是否破裂？	是（不适用）	否，但体积缩小 （不适用）	体积略有缩小 （不适用）	体积略有缩小 （不适用）
是否有地球化学异常？	是	是	通常是	30%—50%
高温通道是否破裂？	是	是	是（不适用）	经常是（不适用）

据 MacDonald 等，1991。①$\pm1\sigma$；②括号中是慢扩张脊的特征；③断错年龄以海底年龄为参考；④假定反射器在轴岩浆房顶部；（不适用）表示在缓慢扩张中心尚未发现岩浆房

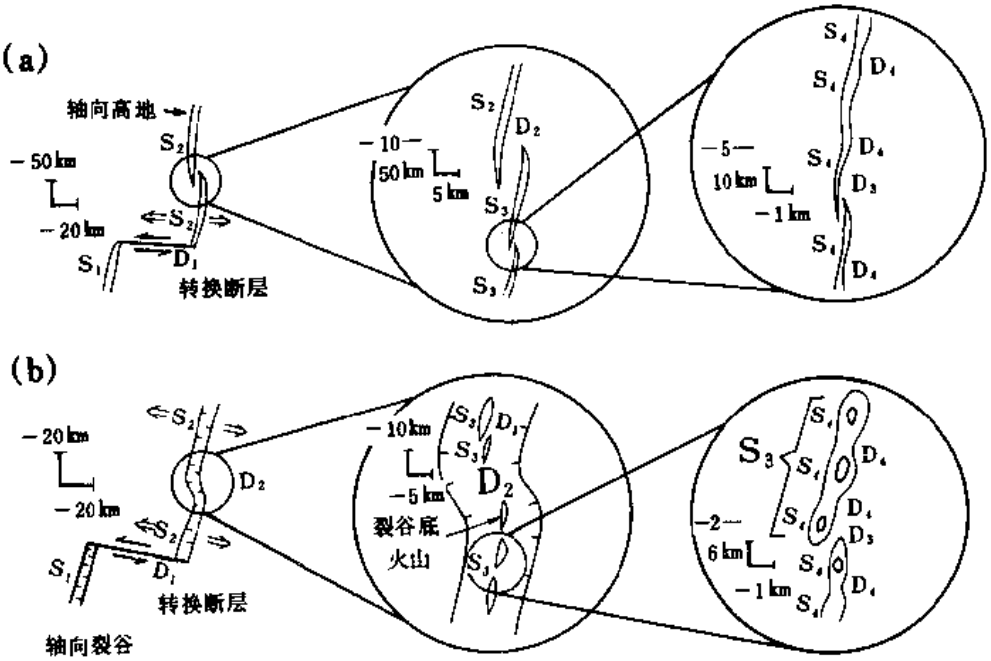


图 4-8　由快速（a）和缓慢（b）扩张脊的轴间间断定义的洋脊段的级别

（据 MacDonald 等，1991）

Fig. 4-8　A hierarchy of ridge segmentation defined by axial discontinuities for (a) fast- and (b) slow-spreading ridges

(from MacDonald et al., 1991)

S_1，S_2，S_3 和 S_4 是 1，2，3 和 4 级脊段；D_1，D_2，D_3 和 D_4 是 1，2，3 和 4 级脊轴间断。在快速和缓慢扩张中心处，1 级间断是转换断层；2 级间断的例子是快速扩张脊上的叠覆扩张中心和缓慢扩张脊上的斜向剪切带；3 级间断是快速扩张脊上小的叠覆扩张中心和缓慢扩张脊上的火山间隔；4 级间断是快速扩张脊上小于 1km 的轴的横向断错或轻微弯曲造成的与轴线性的偏离，以及缓慢扩张脊上火山间的内部间隔。脊段的这四个等级实际上是连续的，例如，业已证明在缓慢和快速扩张中心 4 级脊段和间断能增生成 3 级、2 级、甚至 1 级间断，反之亦然

脊被转换断层切割处的位置跳动（Brozena 和 White，1990）明显不同，前者的跳动幅度远大于后者，更重要的是，前者跳动前后的老洋脊和新洋脊之间并无转换断层相衔接，以致老洋脊和新洋脊完全脱节。

洋脊的变格和跳位是洋脊演化的产物，它对于研究洋脊的各种形态具有重要意义。

第五章　大陆构造系

5．1　定义

大陆构造系，即大陆碰撞造山构造系或北大陆地震构造系。这是新提出的一个概念，是第三个全球尺度的与地球座标系有关的环形构造系。这个构造系主要分布在北半球北纬20°—50°之间，是一个宽度达2000—3000km的环带。在这个带内，集中分布了陆地上主要的山脉，如喜马拉雅山脉、阿尔卑斯山脉等，也集中了全世界大多数的大陆地震。其中横贯整个欧亚大陆的东西向或近东西向地震构造带，虽然并不是连续延伸的，但在北纬41°、34°和28°左右存在3个地震频度的峰值，与李四光（1929）总结的亚欧大陆纬向带的分布情况基本上是一致的。

全球有近15%的强震发生在大陆内部，它们大部分不是在板块边界上，只有欧亚大陆板块碰撞带上的地震才属于板块边界地震。大陆地震所造成的死亡人数占全球地震灾害死亡人数的85%，因此，它们是地震灾害的主要灾源。这也是笔者强调“大陆地震”并进行更为细致研究的一个重要原因。

在此，使用“北大陆地震构造系”这一新的概念，以区别于以往许多地质学家和地球物理学家常说的阿尔卑斯-喜马拉雅山地震带，其原因有以下三点：

（1）从全球地震分布来看，除太平洋构造系和大洋脊构造系之外，还有一些地震散布于大陆内部，特别是北纬20°至50°之间一个2000—3000km宽的环带内，不仅在欧亚地区有大地震散布，在北美也通常如此。这个纬向环带内发生的地震约占全部大陆地震的90%。大陆构造系不同于环太平洋和大洋脊构造系之处，是其地震的展布宽度可10倍于板块边界带上地震的展布宽度。这样的宽度用阿尔卑斯-喜马拉雅山地震带来概括显然是不够充分的，而且它们不仅限于欧亚大陆，并与北美的地震分布连成一体。

（2）从震源物理特征考虑，大陆地震与板块边界地震的机制有很多差异，大、小地震的比例和地震波衰减情况也很不相同，b值最低，0.8左右。所以，广布大陆内部的地震决不能用反映板块边界的阿尔卑斯-喜马拉雅山地震带作为代表。

（3）固然，大陆内部的许多地震是属于板内地震，但考虑到目前对大陆内部“小板块”或断块的划分尚存在许多分歧，尚不能确定哪些地震是大板块内小板块或断块边界上的地震，哪些是小板块或断块内部的地震。对此不加分析，统以“板内地震”定义，显然会造成混乱。而采用“大陆地震”一词命名则比较贴切，它是以陆壳这个物性层为物质基础的，实质上指的是陆壳地震，因为大陆地震绝大部分都发生在陆壳深度以内。再者，板内地震应包括大陆和大洋两类板块的板内地震，由于已知大洋板块内部地震很少，从而也就突出了大陆地壳的基础意义，但毕竟它们还是有差别的，不能笼统地采用“板内地震”一词。当然，它们又是有联系的，讨论大陆地震构造的特点和某些规律性，实质上也是对板内地震的直接分析与解剖，是当前研究板内地震及板内构造变动细节所不容忽视的一个

方面。

5.2 基本特征

从大地构造角度看，大陆构造系或大陆碰撞造山系以褶皱隆起为主要特征，地壳厚度较大，多在40km以上，青藏高原的地壳厚度可达70km。这里，主要从最能反映现今地壳运动状况的地震活动角度进行分析，可得出大陆构造系有以下几点基本特征：

(1) 集中在北半球，沿纬向环带展布

世界各大陆内部均有4.5级以上的浅源地震发生，在澳洲中部、南美洲中部和北部、非洲东部、北欧、亚洲大陆的东北等地区都曾发生过中等地震，但数量甚少，震级也很少超过6级。大陆地震7级以上的强震集中发生在北纬20°—50°之间的地带，横贯亚欧大陆和北美大陆。在这个纬向带内，大地震仅发生在大陆地区（包括日本列岛的内陆部分），而在洋壳分布区则很少。

(2) 4个地震区的东、西半区呈现反对称的地震活动

根据地震分布的格局、活动及其与地壳构造的关系等，可将北半球大陆地震环带分成4个地震区，即中蒙地震区、伊阿巴（伊朗、阿富汗、巴基斯坦）地震区、东地中海地震区和北美地震区。各地震区中部都有一条经向中轴构造带，以此为界分为东、西两个半区。西半区都是多地震的，而且主要的地震构造方向都是北西向的；相反，东半区都是少震区，地震构造方向都是北东向的。因此可以说，西、东两个半区的地震活动呈反对称关系(图2-2，图5-1)。在地貌、地壳厚度、基底的年代、地震波的衰减、区域作用力的方

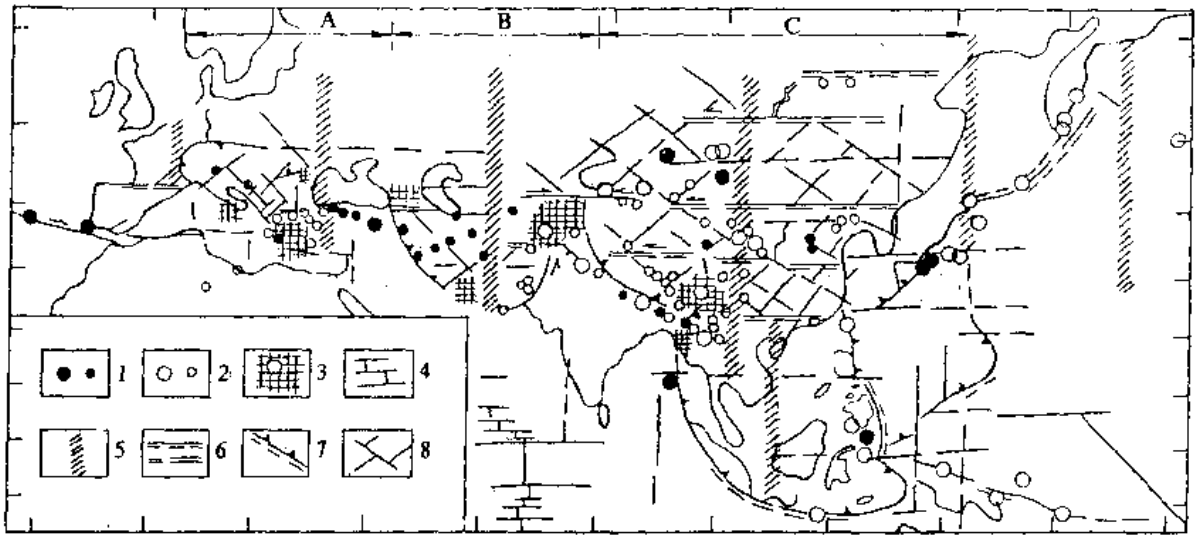


图5-1 欧亚大陆地震构造纲要图

Fig. 5-1 Sketch seismotectonic map of Eurasia

A—地中海地震区；B—伊阿巴地震区；C—中蒙地震区；1—地球转速减慢年的浅震震中，大实心点为8级地震，小实心点为7级地震；2—地球转速加快年的浅震震中，大圆为8级地震，小圆为7级地震地震；3—中深震发育地区；4—洋中脊构造带；5—经向构造带；6—纬向构造带；7—弧形（地壳俯冲）构造带；8—斜向（交叉）构造带

位和震源错动类型等方面，4个西半区都很相似，4个东半区也是相似的，而且东、西半区恰成鲜明的对照。再有，西半区内东西向地震构造带上发生的强震多表现为左旋错动，东半区内东西向地震构造带上的地震则多表现为右旋错动。北美地震区的地震活动特征与欧亚地震区的相似这一点是十分令人惊异的，因为它们被太平洋和大西洋间隔着。

（3）震源浅，似成层分布

大陆地震绝大多数是浅源地震。从北半球大陆区不同地域地震震源深度对比表（表5-1）可以看出，大陆区地震基本上都是在陆壳以内发生的。就这一点来说，大陆地震应当称作陆壳地震，这比笼统的浅震（70km以上）概念有所前进，因为它引进了震源处岩石物性的条件。从表5-1还可以看出，陆壳地震主要集中在地壳中部，或主要在中地壳内发生。就中国大陆地震来说，83%的6级以上地震发生在10—25km深度内，尤其在中地壳的上、下界面附近地震最为集中，如唐山地震序列中的主地震深12km，而有些强余震则发生在20余km深处；邢台、海城等地震序列中主震和强余震的深度分布也集中在地壳的上、下界面附近。

表5-1　中国大陆浅源地震优势深度分布

Table 5-1　Distribution of focal depth in Chinese continental area

地　区	中国华北	中国川滇	中国西藏	伊　朗	高加索	贝加尔	西土耳其	巴尔干	中　欧	美国加州	日本列岛
优势深度（km）	5—25	14—18	18—24；30—50	33—50	10—27	15—21	12—24；33—40	15—34	5—20	4—[illegible]	—4—18
陆壳厚度（km）	36	55	68	40	40	55	40	50	40	25	31

陆壳是个多层的组合板。据目前的地球物理探测结果，可将陆壳分为上、中、下三层，表5-2列出了各层的基本岩性结构和物理参数。中层以粗晶偏酸性深变质岩系为基础，含地下水甚微，处于中温中压（400°C左右，6×10^8 Pa左右）的环境中。实验研究表明，在这样的条件下，完整岩石通常为弹性变形和脆性破裂，已有断裂的岩石最易于产生粘滑错动。相比之下，上层和下层则更易于表现出塑性和柔性变形。中层的下界面附近常表现为低波速层和低电阻层，厚几十到几百米，可能有局部的熔融。中层的上界面附近往往也有具特殊物理表现的薄层，如高阻层。从上述可了解到，陆壳中层在整个陆壳的变形中处于特殊的地位，它的弹性模量高，是陆壳组合板中抵抗变形的主干层，也是蓄积能量的主要层次，所以，总称其为陆壳变形中的能干层。陆壳在水平力为主的力的作用下，陆壳的三大层次既可分别产生各层的破裂（壳内断裂，主要是二维的破裂网络），也可能产生三层统一的破裂（超壳断裂），前者密度高，后者密度低。陆壳中有其特有的中层，这可能正是陆壳与洋壳的主要差别之点。

表 5-2 陆壳分层及其环境的对比

Table 5-2 Comparison of the layerings of the continental crust and their environmental parameters

深度 (km)	地壳分层及界面	P波速度 (km/s)	岩性结构	电阻率 (Ω·m)	温度 (℃)	压力 (10^8Pa)	强度 (10^8Pa)
	上层	1—4	沉积岩系，薄层，含大量层间水	1—10	0—200	0—1.3	1.5—6.0
~5	G	(高速?)		?			
	中层	6	粗粒偏酸性深变质岩系	10^2—10^4	200—700	1.3—10.0	6.0—7.5
~20	C	(低速)		1—10			
	下层	6.5	细晶偏基性深变质岩系	10^2—10^3	700—1200	10.0—20.0	7.5—8.0
~36	M						
	上地幔	7.8—8.0		10^2—10^3	>1200	>20.0	

既然世界上各大陆区的地震多半都集中发生在地壳中层，自然可以形成大陆地震成层分布的概念。但并不是说在这个层位内到处都有强震发生，它们还受切割这一层次的活动性断裂的控制，使地震的分布在平面上成带，在剖面上集中在某几个深度上，呈似成层的现象。

大陆地震区除了绝大多数的浅源地震外，还有少量的中源地震和深源地震。欧亚大陆发生的中源地震很有规律地集中在七个地点，即多组构造复杂交汇并出现局部板舌构造穿插对冲的地段（图 5-1 中的 7 个构造扭结点）。除此之外，在我国东北吉林省和辽宁省交界的东部地区还有集中发生的深源地震，它们与来自日本的板舌构造向我国东北的下插有关。

(4) 震源机制比较统一，以水平力为主

通过对中国大陆震源机制的研究结果、震时地面破裂的错动状况及地震前后形变观测资料的比较，三者的结论是一致的，说明中国大陆地震以呈现水平错动为主，反映大区域受水平力作用的基本状况。亚欧大陆其他地区以及北美大陆所发生的地震情况也基本如此。笔者在欧亚大陆区具代表性的不同地段共选取了比较准确的 201 个震源机制解资料，把它们分为五种类型（表 5-3）。从表 5-3 的统计可见，72% 的地震是逆冲型和走滑型，反映出以挤压为主的受力状态。在能求出应力主轴方位的 198 个资料中，P 轴仰角小于 40° 的有 163 个，占 81.8%，T 轴仰角小于 40°的有 116 个，占 58.3%。由此证明，大陆地震所反映的受力状态是以水平力为主。

表 5-3 欧亚大陆具代表性的 201 次地震机制解类型的统计

Table 5-3 Statistical result of the 201 representative focal-mechanism solutions of earthquake in Eurasia

类型	逆冲	走滑	正断	走滑-逆冲	走滑-正断
次数	76	70	27	19	9
百分比	37.8%	34.8%	13.4%	9.5%	4.5%

不同类型的震源机制都有明显的分带和分区现象。例如，逆冲型地震主要分布在喜马拉雅、扎格罗斯和爱琴海 3 个弧形带上，中蒙地震区西半区内的天山地震带和伊阿巴地震区西半区内的高加索地震带也有一些逆冲型地震。此外，广大的大陆区内部是走滑型地

震，它们有的兼有逆冲和正断错动。真正的正断型地震数量很有限，仅有 27 个，占总数的 13.4%，而且它们主要集中在爱琴海－西土耳其地区，那里 T 轴的走向也是比较一致的。在贝加尔湖地区也有正断型地震，再就是在弧形地震带内质部发生一些正断型小地震。中国华北有 15 次地震的资料，其中 14 次是走滑型的。虽然那里第三纪时曾有大量的引张型盆地发育，可能伴随发生大量正断型地震，但现今却以断裂的水平错动为主，不过，这个地区地震的 T 轴走向比较一致，而且走滑错动的地面破裂均带有正断分量。当然，走滑分量一般要超过正断分量两倍以上。相反，中国西半区走滑型地震则往往带有逆冲分量。上述这种分区的差别十分明显。美国大陆地震机制类型的分区分带现象也十分明显，这是大陆应力场复杂性的一种表现。

(5) 震中密集成带，交织成网

大陆区的震中分布粗看散漫成片，但随着区域台网数量的增多和震中测定精度的提高，亚、欧、美各大陆近年的震中分布图都显示出震中密集成带的现象。丁国瑜等(1979) 论证了大陆地震的这一特征表现。从中国丰富的历史地震和现今地震的分布也可以清楚地看出地震分布成带、交织成网的现象。笔者把地震沿一定方向排列并显示某种迁移规律而且有过一定重复的地震密集带叫作地震线。图 5-2 是中国的地震线分布图，从该图中可明显看出地震线的定向规律和似等间距现象。地震线主要是北西向和北东向两组斜向线，它们构成了地震线网络的基本面貌。此外，从该图中还可以看出东西向和南北向的地震密集带，而且这两组正向的地震密集带有的控制着地震大、小分区的边界。两组正向地震线可能与斜向地震线在成因和活动特点上有所不同。斜向交叉的破裂线通常解释为板

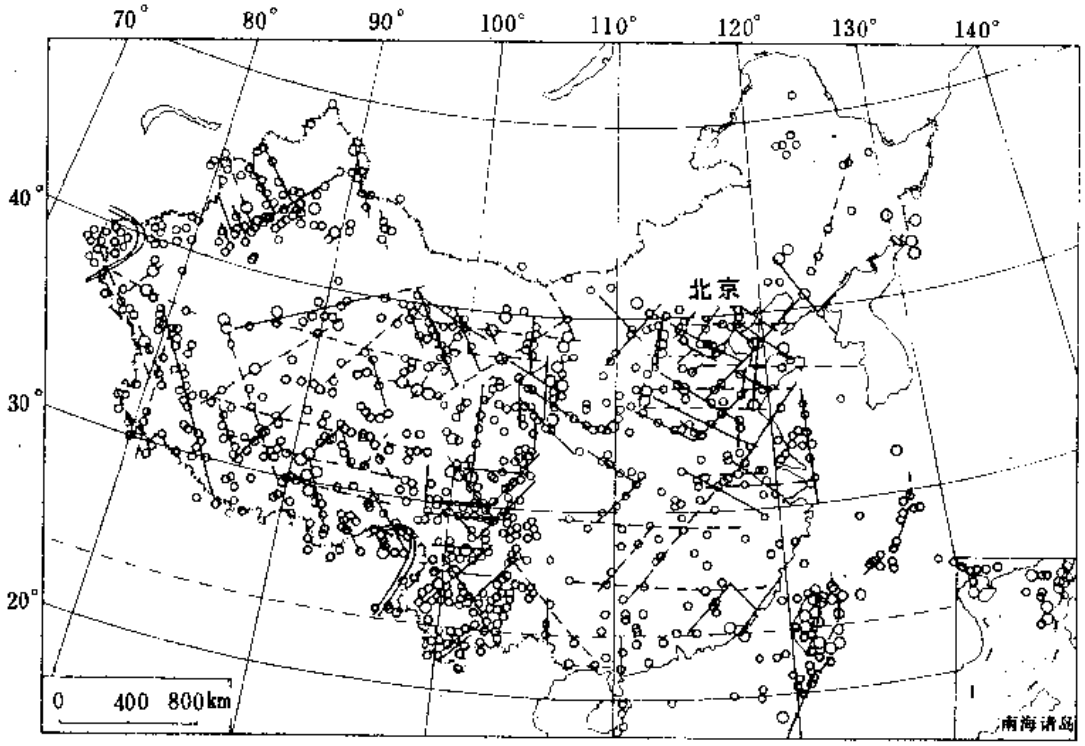


图 5-2 中国地震线分布图

Fig. 5-2 Map showing seismotectonic lines in China

状体受水平力作用而产生的剪切滑移线，这已为模似实验（张文佑等，1977）和理论计算（Vening-Meinesz，1964）所反复证明。由于地震线可能主要反映的是中地壳即能干层在水平力作用下产生的滑移线，所以，它们有的与地表断裂构造一致，有的不一致，这是组合板不同层次的差异变形的结果。总之，地震线是目前了解地壳中层构造变动与破裂最直观的现象。

（6）呈现出4个处于相同部位的弧形地震构造带

欧亚大陆内的3个地震区其西半区的西南边缘都是缓弧形的地震构造带，即喜马拉雅弧、扎格罗斯弧和爱琴海弧，它们的弧顶都一致指向西南（见图5-1）。这3个弧以往多被连成一条连续的弧形构造带，甚至称其为陆内岛弧带，也就是通常所说的阿尔卑斯－喜马拉雅地震带。实际上，这3个弧并没有连在一起，彼此被两个走滑断裂带断开，而且这3个弧形带本身的地震活动及其所反映的构造形态也不尽一致。有趣的是，弧形地震构造带都出现在西半区，弧的东南端都中止在与轴构造相交的点上，在那里发育为构造扭结点，发生中源地震，过了中轴构造带，在东半区就没有弧形构造发育，而是代之以走滑型地震构造带。根据弧形地震构造带的地震机制解，许多人解释弧形构造是印度板块、阿拉伯板块和非洲板块分别向欧亚大陆挤压插入所造成的。这种解释从一个个弧形构造的成因来说是恰当的，但进一步的问题是，为什么在大体相同的纬度上、在相同的构造部位上3个板块以相同的方向（大体是北北东向）向欧亚大陆挤压？是什么因素决定着三个板块的一致行动？看来，青藏高原的抬升和地震活动不仅仅是局部的区域动力问题，而是与整个大陆地震构造的发育有关，是更大尺度的地球动力问题。

北美地震区西半区的西南边缘是以圣安德烈斯地震断裂带为代表，它实质上并不是弧形的逆冲型地震构造带，而是圣安德烈斯断裂带在洛杉矶一带与东西向的横断山脉构造发生复合而使它的走向有局部的弯转，呈指向西南的弧形，断层由走滑型变为逆冲型。再有，就整个西半区的受力状态来说，总的是近南北向的挤压，这一点与欧亚大陆上3个地震区的西半区所受区域动力作用的状态是一致的。美国东部的受力状态是近东西向的挤压，这一点又与中蒙地震区东半区的受力状态一致。因此，不能不提出为什么在北半球特定的纬度带发育如此相似的四个地震构造区的问题。

5．3　中蒙地震区

5．3．1　中蒙大陆中轴构造带的含义

在亚洲大陆东部，南起昆明，经兰州、蒙古的乌兰巴托，至俄罗斯贝加尔湖西端的伊尔库茨克，可连成一条南北向的中轴标志线。以此线为界，可把中蒙大陆区分为东、西两个半区。它们在地势、地震活动、地壳－岩石圈结构，以及至少是中、新生代以来的地质发展、岩浆动和成矿作用等方面，都有重要的区域性差别。在某些方面还显示出东、西两个半区具有反对称的特点（马宗晋等，1980）。这条中轴标志线的西侧，大约在东经103°—98°范围内，存在一条南北向的构造带。它是西半区的东边缘，具有特殊的构造表现。同时，它本身也包含了东半区对西半区的构造干涉现象，笔者称这条构造带为中蒙大陆中轴构造带。

前人对这条构造带早有注意和研究。地理学家对横断山脉的取名就是饶有兴味的。李

四光很早就把川滇地区的南北向构造列入经向构造体系，把贺兰山－六盘山南北向构造视作祁吕山字型的脊柱，从而在构造形迹上强调了这一条南北向构造的存在（李四光，1929）。黄汲清根据对川滇地区地史资料的分析，也强调了南北向康滇地轴的存在（黄汲清，1954）。张文佑根据对中国大陆地质构造发展的全区对比，曾提出古生代时期以昆仑－秦岭为界的南北分区，中生代以来以贺兰山－康滇地轴为界的东西分区的看法，强调了这一纵贯中国大陆的地质构造带的重要意义（张文佑，1977）。

1966年邢台地震以后，根据对历史地震和仪器记录大、小地震震中分布的分析，大约在1970—1972年间即有多人不约而同地提出了“南北向地震带”的概念，但各人所指的范围和含义有所不同。多数人把它局限在贺兰－六盘断裂、安宁河断裂和小江断裂这些在地表直接表现为地震断裂带的狭窄范围内。1973年，笔者曾提出上述狭窄的南北地震带只是整条南北地震带的东支，即其东边缘，而其西边缘，至少沿横断山前，还存在着南北地震带的西支，它们整体是一条横宽几百公里，纵贯中蒙大陆直至贝加尔湖西南端的地震带。它是中蒙大陆西半区三角形地震区的南北向边缘带。

存在的争论问题有二：一是在这么宽的地带内，地震断裂构造带的方向是复杂的，主要有四个方向，即北西向、北东向、南北向、东西向，而且以北西向为主，所以，有些人不同意“南北地震带”的提法；二是昆仑山以南，地质构造和地震呈南北向活动都较明显，但昆仑山以北，地质构造和地震活动直接表现为南北向都不明显，所以认为不存在纵贯大陆的南北向地震构造带。

针对第一个问题，笔者曾讨论过地震带的含义和分类问题（马宗晋等，1980），提出两种类型地震带：一类是断裂地震带，以地表活动断裂带为根据，地震沿该断裂密集分布，显示该断裂带的最新活动；另一类是结构地震带，它受某一地壳结构带控制，如重力异常带、地壳厚度梯级带等。在这一结构地震带内有不同方向的多条断裂，但这些断裂上所发生的地震沿结构带的方向显示统一活动。笔者所强调的南北地震带即属结构地震带。为了从不同的时、空级别来讨论地震活动的规律，以上两种类型地震带的概念都是需要的。

第二个问题是，昆仑山以北是否还存在南北向构造带和地震带的问题。根据后面将要介绍的资料和分析，笔者认为，昆仑山以北虽然与川滇地区的地质构造和地震活动都有所不同，但是，西北地区与华北地区相比，蒙古的西部与东部相比，在地质构造、地球物理特征和地震活动等方面仍然存在重要的区域性差别（Solonenko，1963）。其间重要的分界都集中在这里所强调的南北构造带的范围之内，而且沿整条中轴构造带，本世纪地震活动表现出统一的动态。为了强调这条构造带对整个中蒙大陆东、西分区的特殊作用，笔者称其为中蒙大陆的中轴构造带。

5.3.2 中蒙大陆东、西两半区的对比

（1）地势、新构造、地震概况

展开亚洲大陆地势图，在中蒙大陆地区，一眼即可看出东、西两半明显的分区现象。西部普遍是高原山区，以青藏高原和蒙古高原最为突出，内流湖泊散布全区；东部则主要是中低山区、丘陵和近海平原。除了有几条横贯东、西两半区的东西向山带，如天山－阴山带、昆仑－秦岭山带而外，中轴标志线以西的山脉多以北西西向为主，如杭爱山脉、阿尔泰山脉、祁连山脉、巴颜喀拉山脉、唐古拉山脉等，这些山脉的东南端基本上都终止于

中轴标志线以西。而中轴标志线以东的山脉则以北东向为主，如雅布诺洛夫山脉、肯特山脉、大兴安岭－太行山脉、乌山山脉等。它们的西南端也都基本上终止于标志线以东，但在标志线左右有两个方向山脉交叉的现象。

本书所论的中轴构造带是中轴标志线以西的一条边缘构造带，地势总的特点属于西半区，但它本身又有独立的特点。这条构造带在地势上的表现就是集中出现了一些近南北向的山岭和河谷，并使山脉的走向在进入中轴构造带时发生统一的转折。

在蒙古，流入贝加尔湖的色楞格河，其上游在东经100°、102°和106°的经度线附近表现出突然的南北向流向。在中国，从中国中部山川大势图更可看出一系列南北向的地势起伏，如贺兰山、六盘山、洮河、岷山、大渡河、大雪山、金沙江、横断山脉等，总体真可称为纵贯中蒙大陆的横断山系，它们把西部与东部的山势断然分开。西部几条近东西向的山脉，向东大体都在东经98°线开始一致而突然地折向东南，而止于103°以西，这正是中轴构造带所在的经度范围。相对地，东部的几条北东向山脉，如鸦布赖大山、龙门山和大娄山-乌蒙山，则表现出较弱地向中轴构造带的插入。

包括中轴构造带在内的中国西部地区，新构造抬升运动相当强烈。昆仑山以南是个面的上隆区，基本地势都在4500m以上，昆仑山以北则是强烈抬升的山带与块状内陆大盆地的组合地势，而蒙古高原的基本地势也都在3000m以上。中国东部，新构造活动较弱，以相对的下沉为主，尤其是华北的近海平原-丘陵区。中国西部断裂活动的速率最高可达1cm/a以上；而东部断裂活动的速率则一般小于1mm/a。

地震活动作为现代构造变动的一种表现，东、西两半区表现出的差别更是十分显著。从中国强震震中分布图可看出，西区是强震广布地区，本世纪共有7个地点发生了8级地震，33个地点发生了7—7.9级地震；而东部地区总共只有6个地点发生7—7.9级地震，而其中5次集中在华北，更有4次集中发生在1966—1976的10年之内。中轴构造带是一条地震频繁的地带，本世纪来共有2次8级以上地震，18次7—7.9级地震，占整个中国大陆本世纪7级以上地震总数的44%，可见它是一条突出的地震构造带。蒙古从1900—1958年共获得108次较强地震的记录，其中102次发生在东经105°线以西的高原山区。

（2）地壳－岩石圈结构、重力异常

据天然地震波分析（宋仲和等，1965）、少量的人工地震测深剖面（滕吉文等，1975，1980）以及重力区测资料的换算（曾融生，1973）等多方面资料，均可证明中国大陆的地壳结构可分西、东两大区，西区地壳厚50—70km，东区地壳厚30—40km，中轴构造带恰是地壳厚度发生明显变化的梯度带所在。

从反映中国大陆不同深度的10张自由空间重力异常图（1°×1°—10°×10°）（魏梦华等，1981）可以看出，前几张图（1°×1°—3°×3°）中，异常的轴向比较复杂，与地势的关系密切。东部主要是北东向异常带，穿插有北西西向、近东西向的扰动带；西部则以北西向异常带为主，穿插有近东西向的异常带和扰动带。在中轴构造带上，南北向异常并不十分明显，但无疑那里是东部与西部重力异常特征发生明显变化的分界带所在。从5°×5°及其后面的几张重力异常图中已看不出北东向和北西向的异常带了，而主要表现为南北向和东西向的异常。东部以南北向异常为主，尤其明显的是，鄂尔多斯、四川盆地在地表呈现斜菱形的构造面貌，在地下深处已统一为一条南北向宽大的负异常带；中间，在秦岭表现出局部近东西向的扰动。西部地区沿中轴构造带位置，出现一条明显的南北向正异常

带，再向西则以宽大的东西向异常带为主，昆仑山以南是正异常区，以北是负异常区。7°×7°和9°×9°两张图反映上述情况更为突出。

从上述浅部和深部（尚不知与深度的确切关系）异常的表现可以了解到，中轴标志线的东、西两侧各有一条南北向的构造带，但它们的具体表现各有不同。西侧为正异常带，主要表现在浅部，东侧是负异常带，主要表现在深部。两者一正一负，一浅一深相辅而存，其间纵贯中蒙大陆中轴地带，这确是很突出的构造现象。与此类似，美国中部也存在纵贯大陆很突出的南北向构造带，西侧边缘构造带以落基山为代表，东侧则为南北向排列的构造盆地、台坪构造（马宗晋，1981），那里自由空间重力异常的延拓分析结果也与中蒙大陆中轴构造带的表现很相类似（McGinnis 等.，1979）。这种相似的现象（详见5.4节）出现在北半球几乎是对称的两个大陆的中部，这可能具有更深刻的全球构造学含义。

5.3.3 中轴构造带内的地震构造

前两节已通过中蒙大陆东、西两半区在地势、新构造、地震活动和地壳－岩石圈结构等方面的对比阐明了中轴构造带整体的特征，本节着重说明中轴构造带内与地震直接有关的地震断裂带构造。据大、小地震震中分布与区域构造相结合进行析，可以指出有四个方向的地震构造带，现分述如下。

北西向　此方向地震构造带表现最为突出，与区域的山川走向一致。主要共有6条，分别发育在三条北西向山脉的两侧：（1）哀牢山南侧的普洱－龙陵地震构造带；（2）哀牢山北侧的曲溪－下关地震构造带；（3）巴颜喀拉山－大雪山南侧的康定－甘孜地震构造带（鲜水河断裂）；（4）巴颜喀拉山－大雪山北侧的松溪－玛多地震构造带；（5）祁连山南侧的天水－肃北地震构造带；（6）祁连山北侧的海源－玉门地震构造带（河西走廊断裂）。这6条断裂均具走滑断裂性质，但复合的逆冲运动的比例各不相同。除第（5）以外，其它各条本世纪来都发生过多次7级以上强震。

东西向　此方向地震构造带以往多被人忽视，因为在地表既看不到多条东西向的山川，也看不到突出的东西向活动断裂。然而，从大、小地震震中的分布上确可看出多条东西向的震中密集带，而且从地貌分析可见大量东西向的分水岭隆起现象（李祥根，1977），区域地质构造分析所指出的东西向构造（成都地质学院，1976）与地震震中密集带有关，由此可以说明东西向地震构造带的客观存在。它们由南向北可分为9条：（1）腾冲－昆明；（2）碧江－东山；（3）中甸－大关；（4）巴塘－雅安；（5）甘孜－汶川；（6）达日（南）－武都（南）；（7）都兰（南）－泾源；（8）天峻（西）－中卫；（9）哈拉湖（北）－石咀山。这些东西向地震构造带上以5—6级地震为主，但在其与中轴构造带东、西边缘的南北向地震构造带交接处，往往有7级以上地震发生。

南北向　由东向西明显地可以列出5条：（1）海渤湾－清水；（2）赛里－兰州－松潘－大关；（3）大邑－东川－开远（小江断裂）；（4）马尔康－康定－易门（安宁河断裂）；（5）玛心－甘孜－下关。这5条地震构造带上本世纪都发生过7级以上强震。

北东向　前已说明，中轴标志线以西主要是北西向断裂构造，仅穿插少量的北东向构造，但从地震震中密集排列成几条北东向的条带，且显示相关的统一活动，再结合区域地质和地球物理资料分析，从南到北也可以列出5条北东向地震构造带：（1）通海－勐海；（2）西昌－龙陵；（3）天水－迭溪；（4）海源－达日－（波密）；（5）海渤湾－都兰（南）－（当雄）。这些地震构造带都是横穿西部主要山系和构造走向的。

中轴构造带清楚地分开了东、西两大地震区。仔细查看并与当地地质构造相比较，还会发现中轴构造带的北、中、南三段也有明显差别。

北段东边缘带通过银川大致沿 107°E 经线分布，其北端止于内蒙东西向构造带，南端止于秦岭东西向构造带。这段齿状边缘带类似由北东、北西两组断裂组成的沿南北向延伸的追踪断裂带（张文佑，1977），每个齿的边缘走向是由当地的斜向构造决定的，而南北向的总体走向则可能是由深部构造线决定的。中轴带北段的西边缘还难以划定，可有两种方案，一是沿兰州一线有一串南北延伸的历史震中，与东边缘线平行对偶；二是大致沿 98°E 经线，那里有一串北北西的小震成带密布。

中段可以从陇西算起直至龙门山的南端或乐山以北，大致沿 104°E 经线分布。此段可再分成两小段，绵阳-松藩以北横穿秦岭的一小段，其主要格局是由三条斜列的北东向地震线和两小段北北西向地震线交叉构成的“多”字形图象；绵阳以南的一小段则单纯是由龙门山南段的北东向构造决定的。中段的西边缘可以划在通过甘孜的一线，沿 100°E 经线。

南段的东边缘由绵阳向南，通过昭通、东川、昆明至红河转弯处，大体沿 103°E 经线，它也可以分成两小段，北小段是乐山-昭通段，沿 104°E 经线，主体是南北向稳定延伸的小震密集带，但被向东伸出的 4—5 条北东向地震线所复杂化；南小段是东川-通海段，沿 103°E 经线，主体也是南北向稳定延伸的小震密集带，但它是来自西南方的 5—6 条北东向地震线所复杂化的图象。南段的西边缘可以划在穿过剑川的南北向地震线上，沿 100°E 经线，也可以划在更向西穿过巴塘的南北向小震面密度明显变化的南北向边界线上，大致沿 98°E 经线。

5．3．4　中国大陆的地震分区

地震分区可为地震区划和地震预测等实践研究提供背景，也是研究现今地壳运动区域特征的一种方式和途径。我们采用的地震分区原则（马宗晋，1987）是：

（1）地震的时序分布、空间分布、震级的变化范围、震源、破裂特征等项的区域相似性是考虑地震分区的第一性原则。同时强调震级上限和复发周期间隔等表征介质的蓄能和放能特征的分区统一性。

（2）地壳浅部和深部结构的综合分区是划定地震分区边界的必要和补充性原则。力求同一地震分区内的地壳结构和构造变形是统一的，特别是中地壳多震层或能干层，因为强震的 80％—90％都集中发生在这个深度范围内。按理应以这个层次的分区为主要依据，可惜目前对其探测了解尚少，只能从上地壳和下地壳的构造表现以及地震学信息和其他探测结果加以推论。这就潜伏着多种大地构造观点的争论。笔者的意见是，在第一条分区原则所归纳的事实基础上，首先强调中地壳及其上、下边界的介质特征，具体说，就是变质基底的年代和变质程度的分区，中地壳的结构，低速层、高导层的发育情况，地壳总厚度的变化以及地壳构造主应力方位的分区统一性。

（3）对每一地震分区给以适当的地球动力学解释。目前这是一条辅助性原则，但将渐趋重要。地震分区也可看作是现今地球动力作用单元的宏观表现。我们可以从地震的分区活动、上地壳的最新构造活动和上地幔顶层的构造表现，获得地球动力分区作用的信息。

图 5-3 是按上述原则提出的一个分区方案。中部以 Z 表示的南北向折线是东、西分区的边界。φ_a 是南北地震带，φ_β。是南北向稳定带。它们构成中国大陆区中轴构造带。A、

B、C、D、E、F、G、H是8个板条式地震分区。用斜线表示的地带Ⅰ—Ⅶ都是板条式地震分区的过渡带，也是一些新构造山带，带内的地震活动相对其两侧明显减弱。

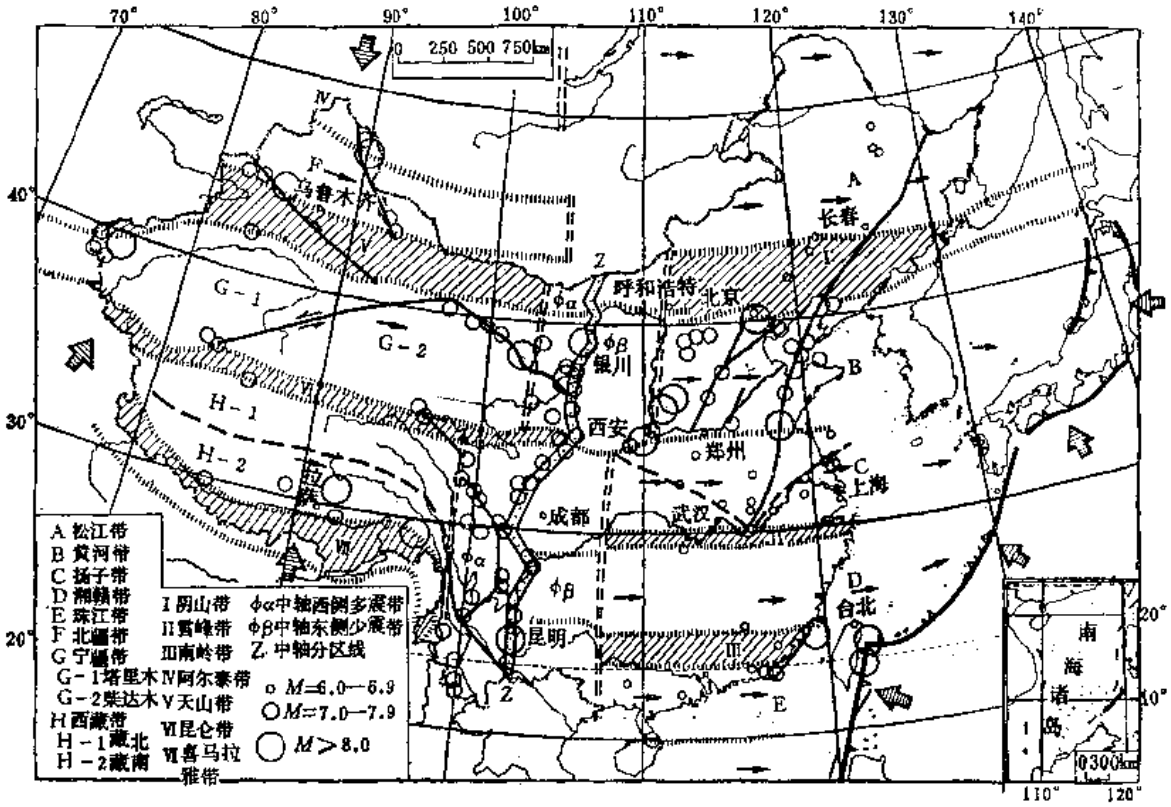


图 5-3　中国大陆地震分区

Fig. 5-3　Map showing seismic regionalization in China

中蒙地震区的主体是中国大陆区和蒙古。划分中蒙地震区西部多地震区和东部少地震区的中轴标志线，笔者认为应以贝加尔湖西端为起点，向南大致沿105°E为界，穿过阴山构造带折向东，然后沿107°线南延至秦岭北缘进入中国西南，再逐渐返回到大致沿105°E线的位置，相应的地表地质界线是从龙门山断裂经安宁河断裂到小江断裂。

这样明确划分这条标志线，其有争议的地段是银川盆地。汪一鹏等（1986）指出，银川盆地的构造特征与华北，特别是与鄂尔多斯周缘断陷带相似，所以应把它归入华北地震区。再者，青藏高原的东北边界是沿着祁连山北缘，而贺兰山只是华北地台的一条构造山，所以，要么以祁连山为界，要么以贺兰山为界，银川地震带应属华北。笔者从西部多震区和东部少震区的整体考虑出发，并结合下述几点理由，认为把银川盆地归入西部地震区更为合适。主要的理由是：

（1）中、蒙西部多震区基本上为青藏高原和西蒙古高原所包括。两个高原之间夹一地壳较薄地带，即从塔里木盆地到阿拉善盆地，其东缘即银川盆地。如果说，古生代时期阿拉善是华北地台区的西北部，那么，从中生代以来它已被卷入到西部的构造运动体制之中。特别是新构造时期，它是伴随南、北两个高原隆起一起发生地壳结构变化的一个部分。

（2）沿着南北地震带正是亚洲东部大陆重要的重力梯级带和地势变化带，其中包括了

银川地震带。

(3) 银川地震带正处于两个地壳构造域的边界线上，其地震活动特征理应具有双重性，显示两个大区的某些特点。如果说，当华北地震区，特别是鄂尔多斯周围地震活动在15至17世纪异常活跃时期，银川地震带显示出与华北地震区相关，那么，本世纪以来银川地震活动带更显示出与整条南北地震活动带相关。

(4) 从地震区划和地震对策分区的角度考虑，也是将银川地震带归入西部多地震区为好。

东、西分区是一级分区。就次一级的分区相对而言，西部多震区内F、G、H三个分区之间的差异小，但可看出一些不同的控震构造格局，而东部少震区的A、B、C、D、E五个分区之间的差异则十分明显。

中国西部及其邻区的地震活动，在地壳的结构构造上受着三个层次的地壳构造因素控制：第一是包括全区的总体呈三角形的地壳异常增厚区的三条边缘带、一级重力梯级带、地壳厚度陡变带，控制了全部的8级地震和80%的7级地震。第二是板条与山带的交接带，加之巨型走滑断裂的斜切，都是二级的地壳厚度变化带，控制了77%的7—7.9级地震。第三是青藏高原、蒙古高原和天山西段等地壳局部异常增厚区内部的活动构造，分别控制了全部6级地震。通过小区的拼合即可组成不同方案的较大的地震分区，如拼合G-2、H-1、H-2、Ⅵ、Ⅶ即组成了青藏高原地震区，拼合F、G-1、Ⅳ、Ⅴ即组成了新疆地震区。

东部A、B之间的Ⅰ带是一条宽阔的阴山构造山带，其地震活动特点可能更接近A区。A区和Ⅰ区合并就是东北地震区。B区即著名的小华北地震区。虽然在地震活的空间关系上，B、C两区有许多密切的表现，往往统称之为大华北地震区，但两者的震级上限存在突出的区域性差异，这是将B、C两区明确分开的理由。B、C之间未夹有山带，其间存在隐伏的断裂构造，在西安-郑州-荷泽和连云港-黄海中部隆起有明显的表现，中间一段尚不清楚。C、D之间的Ⅱ带大体上相当于雪峰古陆的东西向段落呈右型斜列的山带，考虑到杭州湾南缘的东西向构造与苏中、苏北的构造统一性，以及洞庭湖西南缘太阳山发生过6级以上的地震，将Ⅱ带归入C区较为合适。C区和Ⅱ带合并称为长江中下游地震区。同样，考虑到泉州-海口这一东南沿海地震带活动的统一性，只好把宽阔的南岭山带，即Ⅲ带并入E区，统称为东南沿海地震区。C、E之间的D区为浙赣湘黔地震区。

5.3.5 中国大陆的地震层和地震线

(1) 地震层

地震层指的是在地壳剖面内地震优势分布的层次，也称作多震层。根据1970年以来中国大陆各区域台网测定的2000余次地震的震源深度数据（不包括余震）绘制的震源深度剖面图和深度分布图，得到以下一些结果（马宗晋等，1983）：

① 中国西部地震绝大部分发生在50km深度以内；中国东部地震绝大部分发生在30km以内。根据中国大陆地壳厚度的探测结果，东部地壳平均厚度为35km上下，西部平均厚度为55—60km上下。这说明中国大陆地震绝大部分发生于陆壳内，震源深度的分布状态与地壳厚度有关。

② 中国大陆6级以上强震大都发生在10—25km深度范围内。

③ 以中国大陆中轴地震带的东缘为东西向分界，以北纬35°线为南北向分界，将中国

大陆分为四个象限。从震源深度-频度分布可见，第Ⅰ象限即华北及东北地区震源优势分布在15—25km；第Ⅳ象限即东南地区震源优势分布在5—15km；第Ⅱ象限即西北地区震源优势分布在15—20km；第Ⅲ象限即西南地区震源的优势分布不甚突出，但在15—20km处也有优势分布。不同区域的地震深度统计分布不尽相同，各有特点，但在15km左右的深度，震源呈优势分布却是共同的。

④ 余震的深度分布可以从另一侧面揭示震源在地壳内的分布特征。对中国大陆主震和余震的深度分布统计表明，主震和余震峰值深度均在10—20km范围内。

上述结果表明，中国东部和西部地震震源深度优势层分别与该区中地壳大体相当。笔者称震源在陆壳内的地震为“陆壳地震”，以便与笼统的“浅源地震”概念相区别。世界上其他陆壳地震也大致在地下15km左右深度有一震源优势分布层。近年的大陆人工地震探测和大地电磁探测查明，多震层的下部往往伴随低速-高导层。低强度的低边界层可理解为有利于发震错断的“让位”软边界；从陆壳岩层高温高压实验所提出的地壳从浅到深呈脆-韧转换的力学模型，也十分有助于对多震层成因的理解。

（2）地震线

地震线一词最初是由王嘉荫教授（1963）提出的。他所指的地震线有两层含意：一是指当某地发生了一次地震后，由该震中向外有若干地震依次沿一定方向发生。这就是通常所说的“震中迁移”路线。二是一地发生地震后，沿一定方向感觉强烈，这一方向线也称为地震线。这实质上就是震波能量衰减的方向。可见地震线是地壳运动状态的一种标志，是现今地壳活动断裂线的典型代表。为划出合理的地震线，减少主观任意性，笔者提出了划分地震线的几条原则（马宗晋，1987，1992）：

① 至少有3—4次震中排列在同一条方向线上，线性感明显，且该方向地震线在同一地区具有普遍性和稳定性，甚至具有大致的等间距性；

② 这几次地震震源机制的节面解、地震破裂和等震线长轴方向是相近的；

③ 同一地震线上的地震多半是在同一地震期内发生的，有时还表现出有规律的震中迁移现象；

④ 是小震面密度明显变化的分界线；

⑤ 相当于地球物理场图象的特征线。

应当说明的是，小震图象与单纯中、强地震的图象有些是有差别的，也许要分别进行构造解释，再进行比较，方能揭示差别的含义。下面以华北地震区为例，对地震线图象进行构造解释。

华北地区最明显的是北东向和北北东向地震密集带和地震线，其次是北西向地震带和地震线，东西向地震线也有表现。

汾渭地震带表现最为清楚，小震成团密布的现象进一步显示出新生代盆地所代表的构造空间是带内发震的基本单元，直观地显示出带内的分段性。韩城-平陆有一条明显的北西西向地震线；运城至临汾盆地从小震分布上难以分割，运城盆地南缘以东西向地震线为界，临汾盆地北端以北西西向地震线为界；太原盆地的总体形态与临汾盆地相似，北半段是南北向，南半段是北东向，其间以北西西向地震线为转折；忻州盆地总体北北东向，其北端没有表现出向北东向转折延伸的小震密集分布；应县盆地与忻州盆地相似，不过其总体走向已转成北东向，再向北有两种可能，一是连向张家口，构成一条从忻州到张家口的

北东向小震相对密集的地震带，另一种可能是从应县北沿桑干河连向怀来构成一条北东向的地震线。总之，山西地震带内小震图象所显示的构造细节与以往从地表活动构造和历史中强震所建立的构造概念有一些差别，值得进一步分析。

河北平原地震带内小震图象更加清楚地显示出此带的构造统一性。磁县、宁晋、天津3个北北东向的小震密布段，都呈现地堑式矩形的几何特征。它们总体上连成一线，但彼此之间都为相对少震的空段所分隔。地堑的西南端均为北西西向地震带或地震线所截，而北东端，北西西向地震线从地堑向外延伸不明显。从天津小震地堑再向北延伸比较明确的是沿着它的西缘继续呈北北东向延伸至宝坻，而不是连到唐山。唐山的地震密集段是渤海西缘又一条北东向地震带的起点。河北平原地震带的西南端小震散布，隐约呈现两条北西西向的地震线。

沿郯庐地震带的华北段，小震图象表现出一个很重要的事实，即郯庐带已被解体。诸城-郯城一段，小地震沿郯庐断裂带密集成线。它的南、北端均被北西西向地震线所截。渤中地区小震图象另成一体，与郯庐带更少关连。所以，过去以地史中长期存在的郯庐断裂带为根据划定的地震带，对现今的构造运动是否已不是总体的运动边界，而是仅起局部构造边界作用或结构带作用，是值得深思的。

北黄海地区小震震中几乎散布全区，可以隐约划出北东向的地震线，但说服力不强。

此外，在晋南和晋北的东部还有几条北东向地震线，在晋西南有两条北北东向的地震线。以往引起大家关注的渤海北部东、西两侧的两条北东向地震带，即唐山-锦州、渤中-海城，它们构成一个规则的矩形。现在从小震来看并不如此简单，倒是锦州-海城、唐山-渤中两条北西西向地震密集带比较明确，但亦非简单的边界。

北西西向地震图象以华北北部最为明显，首先是张家口-宁河地震密集带，历史强震与现代强震都显示出统一的北西西向地震带图象。其中被五条北东向短的地震线“切割”或“截断”，即使之成错位现象。从宁河向东面进入渤海，甚而连向胶东半岛，是不是仍属这一北西西向地震带的直接延伸，还是渤海周围另成一体，这又是一个值得重视的问题。如果把张家口-宁河-渤中-烟台看作一条统一的地震带，也应把它明确地分为相应的西、中、东三段。

呼和浩特-应县是华北北部又一条北西西向小震密集带。其西北端显然受阴山所限；东南端被北东向的山西地震带所限。而这一条北西西向地震带又限制了由北侧延伸过来的两条北东向地震带。所以，呼和浩特-应县-张家口构成一个小震频发的三角区。这个三角区从几何形态上与北京-宁河-秦皇岛三角区相似。

华北边缘可能还有一条值得注意的北西西向地震带，即从包头南开始，经五原，切过阴山进入蒙古，连向戈壁阿尔泰东端。此地震带东南端止于鄂尔多斯北缘地堑带，再向东南还没有发育成切过鄂尔多斯东北角而直抵太原的小震带。

离开北边缘带，在华北地震区内部，在山西、河北平原和郯庐等三条北东向地震带之间，还有一系列由历史地震和小震相对集中的点所隐约显现的北西西向地震线。这些地震线都为北东向地震线所限，但北东向地震线的分段，基本上都是由北西西向地震线所决定的。从这种构造格局可以推论，北东向地震构造发育在先，北西西向发育在后，构成偏共轭断裂系。而现今构造动力作用则是在偏共轭断裂系所决定的断块拼合板状体的基础上，“带”和“块体”相结合的运动体制显现为复杂的应力场。从渤海至北黄海散漫分布的小

震可隐约看出 6—7 条北西西向地震线，它们略成扇状向东南展开。

根据历史震中资料，在华北地震区内曾经划出过几条东西向地震线，如唐山-北京-蔚县-大同；涞水-应县-朔县；石家庄-阳泉-太原。还有华北地震区南边界大致沿 35°N 纬向线的地震线。但从小震图象来看，只有在邢台、石家庄之间，有一条东西向小震密集带，另外沿阴山南边缘张家口-包头有一条东西向小震密集带，不过此带内，细部则显示出北北西向和北东向地震线结构。

5．4　北美地震区

5．4．1　美国大陆构造的基本特征

（1）美国大陆广阔的中心部分属于北美克拉通的南半部，表面覆以古生代和中、新生代的盖层。大陆的西部依次为中生代褶皱带（落基山脉的主体）和新生代褶皱带（海岸山脉的主体）。大陆东部则为古生代褶皱带（阿巴拉契亚山脉的主体）和中、新生代的构造斜坡（倾向墨西哥湾）。克拉通区域和褶皱带的构造变形截然不同。

（2）美国大陆的地势，大体以西经 106°为界分东、西两半。东部除狭窄的阿巴拉契亚褶皱山脉而外，大部分为丘陵-平原；西部则属高原山地。东、西两半区的地质构造有重要的差别，这种差别是从中生代以来明显发展的。

（3）据 King 等（1974）编制的北美大陆地质图给出的基本资料，结合地震和构造研究方面的资料，笔者编制了美国大陆构造纲要图（图 5-4）。东部地区除东南边缘的褶皱山带和墨西哥湾的沉积盖层外，绝大部分地区显示的是结晶基底的构造变形。中、新生代沉积厚度的变化显示出基底的拗曲变形，呈现近似方格状的隆起与盆地，犹如“驻波”型的排列，东西、南北纵横起伏，在驻波的节线上表现为狭窄的隆起、坳陷或陡立的边缘，有的伴随明显的基底断裂。

上述构造格局越靠近中部越明显，如 7—17 号构造。东部边缘显示北东向和北西向构造的复合干涉，变形较为复杂，如 1—6 号构造。西部地区与东部迥然不同，以落基山中南段南北向的复杂构造变形带为界，其以西地区显示强烈的基底拗曲变形和断裂。北西、北东、南北、东西各向断裂交织切割的断块，各自表现出相对独立的变形特征，如 22 号、20 号，整体上都是菱形断块，它们的基底都是结晶基底的变形，但 22 号是盆地-山脉省著名的纵裂谷区，而 20 号则是断块体的拗曲变形。19 号怀俄明断块区处于强烈变形的南北带上，受南北向、东西向和北西向构造变形与断裂的复合作用，表现出许多规模小但方位变化复杂的断裂与拗曲相配合的变形特征，所以把它叫做拗断群。西海岸的 28 号、29 号是受圣安德烈斯断裂控制的断裂带，24 号、27 号则是受基底变形控制的盖层褶皱带，并有突出的现代火山喷发。

（4）美国大陆构造方向的规则性很强，东部边缘的控制性构造是北东向，穿插以北西向断裂，以阿巴拉契亚褶皱山脉为代表；西部边缘以北西向构造为主，穿插以北东向断裂，以太平洋沿岸褶皱带为代表；中部则以强大的南北向（经向）构造为主，以拔地而起的落基山褶皱断裂山带为代表；此外，有几排横贯整个大陆的纬向构造。这四个基本方向的构造相互交织复合，构成美国大陆构造的格局。这一格局与中国大陆构造格局有相似之处。

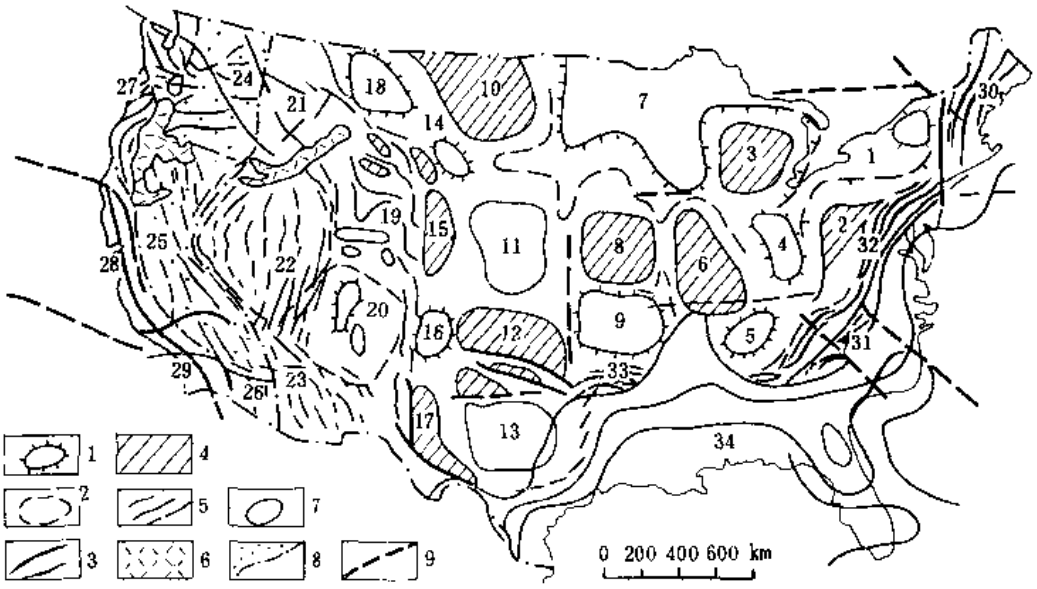


图 5-4　美国大陆构造纲要图

Fig. 5-4　Sketch tectonic map of the United States

1—隆起；2—坳陷（盆地）；3—平台；4—断块轮廓；5—阿巴拉契亚褶皱带；6—科迪勒拉褶皱带；7—构造斜坡（等深线）；8—新生代火山岩（主要发育区）；9—断裂。图内数字为构造区编号

（5）McGinnis 等 1979 年发表了美国大陆区四幅自由空间校正的重力图，从中可以看出，浅部的异常与上述构造方向的规律性基本一致，尤以北东、北西等斜向的异常更为突出。越向深部则强大的经向异常变得越为明显，纬向异常也相对突出，而北东、北西等斜向异常则变得模糊。与中国大陆自由空间校正图组对比，两者的变化趋势基本一致。

（6）美国大陆东、西两半区的差别是多方面的，除上述几点之外，热流分布西高东低，岩浆与火山活动、二氧化碳高值（$HCO_3 \geqslant 1000 \times 10^{-6}$）井孔等主要分布在西部；虽然东部有少量的强烈地震，但总的看来，地震活动性是西强东弱，地震波的衰减也是西快东慢；地应力主轴的方位，西部是以北北东－南南西向为主，夹有南北向和东西向，且有较多的引张应力作用区，东部的应力主轴则主要是北东东向。东、西两半区在上述各方面皆呈鲜明对照，各自构成独具特征的构造分区，可见中部南北向的中轴分界线具有多么重要的构造分割意义！这个构造分区的现象主要是从中生代开始的。这个中轴构造方向的产生，难道能用现有的板块构造学说给予说明吗？十分令人惊讶的是，美国中轴构造的许多表现竟与中国大陆的中轴构造有那么多相似之处，且中国大陆构造也是从中生代开始明显地分成东、西两半区。两个中轴构造一个在西经 105°左右，一个在东经 105°左右，纬度相当，分立在两个大陆，几乎遥相对称。何以在地球的这样两个地区会出现如此相似的构造表现呢？而且，太平洋、大西洋和印度洋的洋脊不也大体是在中生代时期开始明显地表现出它们的存在吗？

（7）美国东部沿北纬 38°线存在控制多种矿床分布的断裂带，这一推想现已被大量的

地质调查、地球物理探测结果和地震分布等项资料所证实，但这条断裂带向东、西两侧还能延伸多远呢？能穿过阿巴拉契亚山和落基山吗？这样的东西向构造，有的表现为地下断裂，有的表现为基底岩系狭窄的拗曲，在美国东部可能共有5条（图5-4），阿巴拉契亚褶皱带几度S形转弯可能正好与多条纬向构造的存在有关，它们是北东向构造与东西向构造发生复合作用的结果，犹如中国东部大兴安岭、太行山与雪峰山分别受阴山与秦岭东西向构造的复合而表现为3个S形的北东向山脉一样。

Menard（1964）曾探讨过美国西部地区东西向断裂问题，探明了东太平洋底门多西诺等一组近东西向断裂的存在，并推想它们伸入美洲大陆的可能。就现有资料来看，这种可能性是存在的。事实上，难道木里断裂不可能和南加利福尼亚州横断山脉的东西向断裂相连吗！为什么圣安德烈斯断裂北端受门多西诺断裂的阻挡呢？大体沿北纬40°线存在潜伏的纬向断裂，它是门多西诺断裂伸入大陆的显示，以此线为界，以南以北表现出许多方面的差异：地热流北高南低；火山活动在北，强震活动在南；地壳是北厚南薄；地应力状态北侧以挤压为主，南侧以引张为主。上述这些差别都可能是潜在的纬向断裂的分割作用所致。

（8）美国大陆西海岸是板块学说讨论的重要地区之一。圣安德烈斯断裂作为板块间的转换断层似乎已成众论。然而还有许多不解之处，如：

① 这一右型走滑断裂如以平均每年位移4cm计算，整个第四纪的二百万年间即可有80km的位移，其南、北两端都位移到哪里去了？中国东部北北东向郯庐断裂的长期水平移动，也存在类似的疑点。

② 为什么当圣安德烈斯断裂的两端与东西向断裂行将交接时，都表现向左的弯转？这一现象至少说明这些东西向断裂是早于它而存在的，而且可能存在相对的左型错动。

③ 门多西诺断裂是东太平洋底横切洋脊的转换断层，而它又与另一条转换断层——圣安德烈斯断裂相接，这在运动学上比较费解，难道太平洋底三联点东移的观点能说明这一切吗？

④ 圣安德烈斯断裂带与大盆地纵裂谷紧紧相邻，前者运动显示受南北向挤压，呈右型压扭性走滑，后者显示受南北向挤压而呈近南北向的一系列张裂。两者在运动学上恰成协调关系。由此可说明，西部地区总的是受南北向挤压为主。于是，可以把圣安德烈斯断裂的现代运动看成是被限制在两条东西向断裂之间的一条北西向断裂，由于西部总体受南北向挤压，使得北西向断裂发生右型滑移和变形。

5.4.2 美国大陆的地震构造分区

美国大陆的地震构造格局可分为3个区。东区大约以西经88°为界，主要包括两条长而平行的北东向地震带，并与3—4条北西向短的地震线交接；中区大约以西经106°为西界，有三条南北向地震密集带，西边两线之间还发育4条东西向构造线，经、纬构造线交织成网状格局，彼此互相限制、分割，并决定了中部矩形台隆与台盆的格局；西区，位于西经107°以西，即落基山以西，地震带和地震小分区格局复杂，又可分成3个单元。

上述3个分区的分界线全部或其一段，往往具有两侧分区的双重属性，如新马德里古裂谷地震带，既具有中区内陆强震带的典型特点，又与东区西侧的滨阿巴拉契亚地震带的延伸线重合。

（1）东部地区

按判定地震线的原则（马宗晋，1987，1992），可清晰地划出两条平行性很好的 NE 向地震线。东支与阿巴拉契亚山脉的轴线及古碰撞带的分界线基本相当，故可称为阿巴拉契亚地震带；西支与东支基本平行，相距 400km，位于东侧山区与西侧平原区的分界带，可称为副阿巴拉契亚地震带。它的北段和南段可能与北美地台内平行的古裂谷延伸线有关。200 余年烈度 $I \geqslant Ⅶ$ 的 62 次地震中有 43 次位于这两条震中串列线上，足以说明拟定这两条地震带的客观性，而且本世纪以来的震中分布也给予了旁证。在东、西两支的外侧，相距逾 100km，还有两条 NE 向小震密集线，在东部沿海也有 NE 向地震密集线。此外，中、小地震的分布更好地显示出两条 NE 向地震带的分段性，尤其是关于几条 NW 向地震带和 EW 向地震带的揭示。

据震中分布图可以划出 6 条 NW 向地震带：北起的第一条发育在加拿大的新不伦瑞克省，从缅因湾穿过圣劳伦斯河入海峡；第二条主要发育在加拿大的魁北克省，穿过蒙特利尔和渥太华，与波士顿相对；第三条发育在华盛顿附近，有两条较明显的小震密集线；第四条穿过查理斯顿；第五条发育在横切阿巴拉契亚山脉的南端；第六条首先在墨西哥湾东北部有清楚显示，并可断续延入内陆。这 6 条 NW 向地震带，除了第二条的主体发育在副阿巴拉契亚地震带的西侧外，主要都发育在阿巴拉契亚地震带的东侧，第二条、第四条有穿过东、西两支的显示。

还可能划出 5 条 EW 向的小震密集线：北起的第一条发育在北纬 47°左右；第二条在北纬 43°左右；第三条在北纬 41°左右；第四条在北纬 38°左右；第五条在北纬 33°左右。这些 EW 向地震带在东、西两支 NE 向地震带之间都有表现，并向两侧延伸。它们与 NE 向地震带的交接点附近多表现出明显的弯曲或折转。这与阿巴拉契亚褶皱构造带以及重力和地磁资料所显示的几个大弯曲恰好是对应的，而且 NW 向地震带也往往就在 EW 向与 NE 向地震带的复合点附近发育。这是一种颇有构造力学意义的构造格局。其中 NE 向与 EW 向构造是决定阿巴拉契亚构造带呈现多次转弯的基本因素，说明它们在此构造变形带形成时就已同时存在，而 NW 向构造则多被限制在两条 NE 向构造带的外侧，可能属于次级构造，或者是后期构造。从大西洋底转换断层与美国大陆构造的关系图（图 5-5），可以看到一系列指向美国东部的 NW 向断裂，其中有若干条切断了平行海岸带的地磁异常带、地形隆起带、盆地带，说明它们是中生代后期以来的构造，沿着这些 NW 向断裂有的还有岩浆活动，形成海山带，如波士顿-新英格兰海山带。这些重要的 NW 向断裂，可能已切入大陆，与前面介绍的 6 条 NW 向地震带有关。

（2）中部地区

中部地区是美国地震活动最弱的地区。在这南北延伸的宽广丘陵-平原区（108°W—88°W）内，近 200 年记录了 27 次Ⅶ度以上的地震（如果不包括新马德里地震带），而且其中除了 4 次达到Ⅷ度外都是Ⅶ度地震。但这 27 次地震的分布并不分散，只有 3 次比较孤立，其余 24 次集中排列在 3 条南北向和一条东西向地震带内。3 条南北向地震线分别位于 88°—90°W（经①）、97°—98°W（经②）和 106°—107°W（经③）的经向带内，东西向地震线则位于北纬 35°—36°之间。经③与经②地震线之间有 4 条地震密集带，分别位于北纬 43°—45°、38°、30°和 33°。沿经②线小震并不多，但它是一条控制线，此线西侧地震很多，东侧即经②与经①之间则很少有地震，除了北纬 35°—36°之间，即阿尔堪萨斯隆起带有密布的小震。所以总的说，中区是被经、纬向构造网络控制，以经②线为界再分为

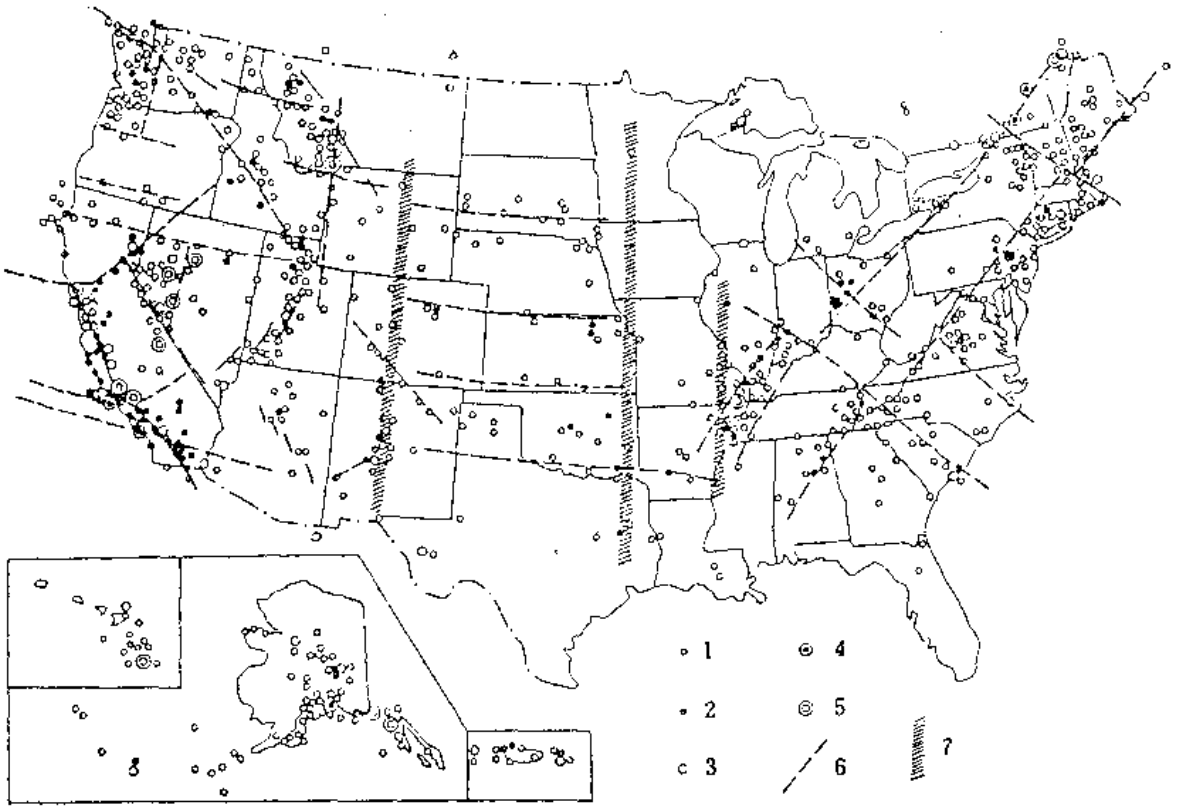


图 5-5　美国大陆的地震线

Fig. 5-5　Seismic lines of the United States

1—I（地震烈度）= Ⅴ—Ⅵ；2—I = Ⅶ—Ⅷ；3—I = Ⅷ—Ⅸ；4—I = Ⅸ—Ⅹ；5—I = Ⅹ—Ⅺ；6—地震线；7—中部经向构造线

东、西两半，其地震活动有明显差别。

根据本区的地台盖层沉积厚度的等值线（King，1969），可以分出若干个矩形的台隆、台凸、台坪、台盆和台凹，它们正好位于经、纬线的网孔内，而经、纬向地震密集线正是台坪或台凹之间的隆起带（经③与经②之间）或转换带。上述的控制格局在本区的西侧山前坳陷带内表现最为明显，那里在 105°W 附近发育了一串南北向排列的狭窄的深台凹和台凸，从北向南依次有丹佛坳陷、特立尼达坳陷和罗斯韦尔台凸，这三个构造恰好位于四条纬向地震密集线之间，而在窄坳陷之间被局部凸起所分割，台凸正处于纬向地震带上。在本区经、纬线格局的基础上，还有北东和北西向的地震线。

（3）西部地区

西经 106°以西地震活动频繁，格局复杂，内部可再分为以下 3 个单元。

① 落基山南北地震带

美国西部总体上是一个高原区，高原的东边缘以落基山脉东缘为界。落基山从加拿大境内以 SE 走向进入美国蒙大拿州，很快转为 SN 向，纵贯美国全境伸入墨西哥。美国境内南北段总长逾 1500km，与落基山南、北段山脊走向平行，大致在 111°W 至 113°W 之间，还有一排总体呈 SN 走向的山脊。在这两排 SN 向山脊之间，是一条宽 600km 左右的

相对独立的高原区，以科罗拉多高原为代表。笔者建议把东、西两排山脊包括中间的高原统称为南北山原带。在这个带内东、西两边，震中分布明显表现为两条南北向延伸的地震密集线。东边的一条在西经 106°附近，都是一些中、小地震；西边的一条在西经 111°—113°，总体呈南北向延伸，具体则呈 NE、NW 齿状形态。还可看到另一条与东边的一条平行的断续分布的更小震级的地震密集带，位置大约在 109°W 线。在东边和西边两条南北地震带之间，有两条明显的 EW 向地震带，位于北纬 43°—42°和北纬 39°以南。还有两条不甚明显的纬向地震线，位于北纬 36°和北纬 32°。上述这 4 条纬向地震线把落基山 SN 向地震带又分割成几个近似方形的小区。它们在地貌和中、新生代地质构造发展上彼此也有差异，说明这些纬向地震带实际上就是一些具有构造控制意义的地壳活动构造带，至于它们与两侧经向构造带的关系，从地震线的错位分布来看，经、纬地震构造线之间是互相控制的。

东边沿西经 106°的地震线是发育在山脊线的西侧而不是在落基山东侧，即不是高原边缘的山前地震带。这一点与通常的大陆内部山前地震带很不相同，值得注意，也许与美国中部地区的地台基底构造有关。这一基底是由太平洋板块俯冲到美国西部高原下形成的。中国的 SN 向中轴地震带的东边缘，龙门山的北段也有类似的情况。

② 西海岸圣安德烈斯-内华达地震带

以圣安德烈斯断裂带为代表的美国西海岸地震带，是世界上研究得最细致的地震构造带之一，不过在研究断裂带的几何学和运动学特征以及动力学的解释时，一般只限于该断裂带本身，而往往忽视了它与周围构造的关系。图 5-5 这样小比例尺的震中分布图，给我们提供了进行这方面研究的启发。首先，加利福尼亚州在不到 200 年中已发生了将近 90 次烈度为Ⅶ度以上的地震。它们沿着圣安德烈斯断裂带和内华达西缘构造带密集分布，但同时也表现出非常鲜明的分段性，在分段的端部沿北东方向Ⅶ度地震稀少，仅有几次，显示出圣安德烈斯断裂带和内华达西缘构造带这两条平行的北西向地震带之间存在一些联系。

西海岸地震带是一个被南加利福尼亚州 EW 向横断山脉构造复杂化了的平行断裂系统。它以两条基本平行、间距 400km 左右的走滑断裂线为基础，在北纬 34°附近与 EW 向的挤压走滑构造复合，使加利福尼亚州的西支弯转为墨西哥的东支，即加利福尼亚湾断裂，成为太平洋板块与北美板块在这里的主要边界。但与它们交错平行的内华达西缘构造带和加利福尼亚半岛西侧的滨加利福尼亚湾断裂构造带，作为圣安德烈斯断裂带的副带，其地震活动的分幕性和由南东向北西定向迁移的现象，也初步证明了这个平行断裂系统具有几何学、运动学乃至动力学方面的统一性。所以，建议把它们一起叫做美国西海岸圣安德烈斯-内华达地震带。此外，该地震带受北东向构造的交切而呈现分段性。在加利福尼亚州范围内即可分出三段，分段线也是地震明显集中分布的短的地震带所在。它们有的可伸入内华达州，成为盆地-山脉省地震小区西半部的重要表现。

③ 高原盆地地震区

美国西部处于南北向落基山地震带和北西向海岸地震带之间的高原盆地地区，地质构造和地震活动性差异很大，基本上可再分为 3 个小区：（A）南区，盆地-山脉省；（B）中区，平坦高原区；（C）北区，山地高原区。

中区，包括俄勒冈州和爱达荷州的大部分，基本上是一个 EW 向的长条地带，这里

地震很少，几乎可看作是无震地带，自然地分割了北区和南区。

南区，即盆地-山脉省地震区，其北边界几乎与加利福尼亚州、内华达州和犹他州的北界（北纬 42°）一致，这与盆地-山脉省自然地理分区的边界划分状况略有差别。它的南边界比较难于划定。在北纬 37°线附近，即犹他州和内华达州的南端，有一条小震密集带，它可以作为本地震区南界的一种考虑。不过在此以南，仍属盆地-山脉组合地貌区，仍有少量地震活动。本区的东边界和西边界分别是具有边界带双重属性的瓦萨奇地震构造带的一段和内华达地震构造带的一段。本区的地震震中分布，特别是以 116°W 为界，可将本区内部分为西半区和东半区，西半区地震活动远远高于东半区，近 100 余年内发生过多次Ⅸ度以上的地震。从图 5-5 中可以看出 SN 向、NE 向和 EW 向的小震密集线。如果这种地震线的分布格局能够在较大比例尺的震中图上被证实的话，这一格局与地表盆地-山脉的展布格局的差别就是研究表层构造与深层构造之间关系的一个重要问题。

北区，即高原山地地震区，包括华盛顿州、爱达荷州北半部和蒙大拿州落基山部分。本区东、西两个边界都是高山。西边科斯科达山脊线西侧通过波特兰的海湾峡谷带是条明确的中、强地震密集带。东边北西向落基山山脊的西侧有一条比较宽而复杂的中、强地震密集带。在这两带之间，有两条 EW 走向的小震密集带。南带位于北纬 45°，正是本区的南边界；北带位于北纬 48°。这两条地震带也正是本区两条构造剪切带。

5．4．3　美国和中国大陆区地震构造的比较

（1）地震构造大格局的比较

美国大陆区地震构造呈均等三分的大格局是相当清楚的。东部地区以 NE 向阿巴拉契亚（主、副）双地震带为主体，它们与 EW 向隐伏构造以及少量的南北向构造的交接复合部位呈现一系列规则的弯转，并在复合点附近发育一系列短的、往往被北东向地震构造线限制的北西向地震构造线。这就是控制美国东部地区地震分布的基本构造格局。中部地区以三条比较稳定延伸的经向地震构造线为主体，其间或多（西半部）或少（东半部）发育着纬向构造，整体构成正交构造网络。这就是控制中部地区地震分布的基本构造格局。西部地区情况复杂，分成三个小分区，但整体上是以 NW 向和 SN 向地震带为主、穿插 EW 向和 NE 向构造的控制小分区和小分段的作用。

如果把美国大陆区三个地震区的构造格局总起来加以概括，可以获得以下一些认识：

① 全区有 4 个基本的地震构造带方向，即 SN 向、EW 向、NE 向、NW 向，在全区几乎都有发育，但主次有别。② NE 向构造以东部为主，进入中部和西部变为被限制的地位，或者仅是断续分布；NW 向构造的主次地位与前者恰恰相反。NE 和 NW 这两组斜向构造的对称共轭表现，与 SN 向挤压粘土试件在其表面出现的剪切破裂网图象是一致的。这说明控制斜向地震线分布的构造基础，具有或者曾经具有统一的动力背景。③ 经向构造以中部最为突出，向两侧逐渐减弱，变为被限制的地位；纬向构造在全区均有发育，但处处都处于被限制的地位，没有横贯全区的纬向构造带。不过，北纬 41°—44°、35°—37° 地带似乎曾是横贯全区的纬向带。纬向与经向构造线呈现多级相互限制的现象。如经仔细研究，有可能反演它们的发展历史。全区四组构造都有准等间距现象，尽管全区地质构造基底的时代和岩石组合有重要差别，一般间距变化在 500—700km 之间。这可能与地壳厚度，或岩石圈的厚度有关。本区地壳厚度平均 40km 左右，中部较厚，两侧较薄；经向构造和斜向构造本身的间距也是中部较大两侧较小。两者可能有一定关系。

在4个方位的地震构造线内，无论是贯穿全区的，还是被其它构造限制在一定地段内的，都有并行成双的现象，长的有主、副阿巴拉契亚地震带、圣安德烈斯-内华达地震带、中部西侧经向地震带；短的有东部的多条NW向地震线、中部的经向地震线和遍布全区的纬向地震线。这种地震线或构造线成双的现象，究竟属何构造基础，是很有研究价值的问题。

就地震活动的强度和频度来说，西部强、东部次之、中部最弱。不过，值得说明的是，东部地震的上限是很高的，至少在新马德里发生过震中烈度达X度的大地震，但地震重复间隔长，地震的频次也相对较低。

将以上归纳的一些认识与中国大陆区地震分布的格局相比较（马宗晋，1990），可以得出以下一些认识：总的来说，两者的基本格局是相似的，如大格局的三分；4个方位构造的控制地位和等间距性；东部以北东向构造为主，西部以北西向构造为主；西部地震活动强，东部地震活动弱，但后者主要表现为地震频次低而震级上限同样很高等等。

除上述相似性外，两者的差别也是很明显的，例如：

① 中国纬向构造的控制作用很突出，有4条重要的纬向带几乎横贯东部和西部，以东经105°—107°为界，两侧纬向带略有错位，纬向带成为东、中、西部地区内部再分区的边界控制构造。

② 中国的中部地带不够明确，或相当狭窄，以鄂尔多斯、四川盆地、云贵高原为代表的南北向一排地震活动很弱的带，是中部地区经向构造起控制作用的重要现象之一，但它的东边界至少在地表没有强大的连贯的经向构造表现，只能说北北东向的山西隆起、黄陵背斜和雪峰隆起是东部地区与中部地区南北向与北东向构造场联合作用的表现。

中国的中轴南北向地震构造带，其本身的构造特征与落基山南北向地震带基本相似。它们都具有相对的独立性，大格局与中部特征相似，所以也可以把它们列入中部地区，但从地势和地壳厚度分区来说，两者又属于西部地区。这也是中部和西部分区上的一个问题，或者是双重属性的一种表现。再者，中国的中部地区，包括南北地震带和鄂尔多斯经向带，它们都发育有大量的北东向和北西向构造，而且起很重要的地震构造控制作用。

③ 中国大陆和美国大陆的西侧和东侧的边界动力环境有很大的差别。中国西部受印度板块的强烈挤压，东部以西太平洋俯冲构造为动力边界；而美国西部是太平洋板块与北美板块之间擦边式的动力环境，东部则以大西洋被动型大陆边缘为背景。所以，中国与美国大陆区地震活动的程度差别很大，地震频次之比几乎差一个数量级。但非常有趣的是，两者全区的地震构造应力场的格局却是十分相似的。不仅如此，它们与同一纬向带内的伊朗-阿富汗-巴基斯坦地震区，与东地中海地震区，在地震构造应力场的格局上也是相似的。这说明可能有更高一层次的全球构造动力环境起着控制作用。

(2) 美、中大陆东部地震构造的比较

这里所指的美国东部包括落基山以东，即通常所说的中部和东部地区。从图5-6可以清楚地看到，这个地区有两条基本上是连续延伸的北东向地震密集带。一条在阿巴拉契亚褶皱带的西侧，即劳仑斯河谷-西南密苏里地震带。另一条在阿巴拉契亚褶皱带的东侧，即所谓的海岸平原地震带。这两条地震带几乎是平行延伸，而且随着阿巴拉契亚构造带的S形弯曲而弯曲，说明它们之间密切相关。

最明显的北西向地震带是波士顿-渥太华地震带。它的延伸特点、展布宽度、与两条

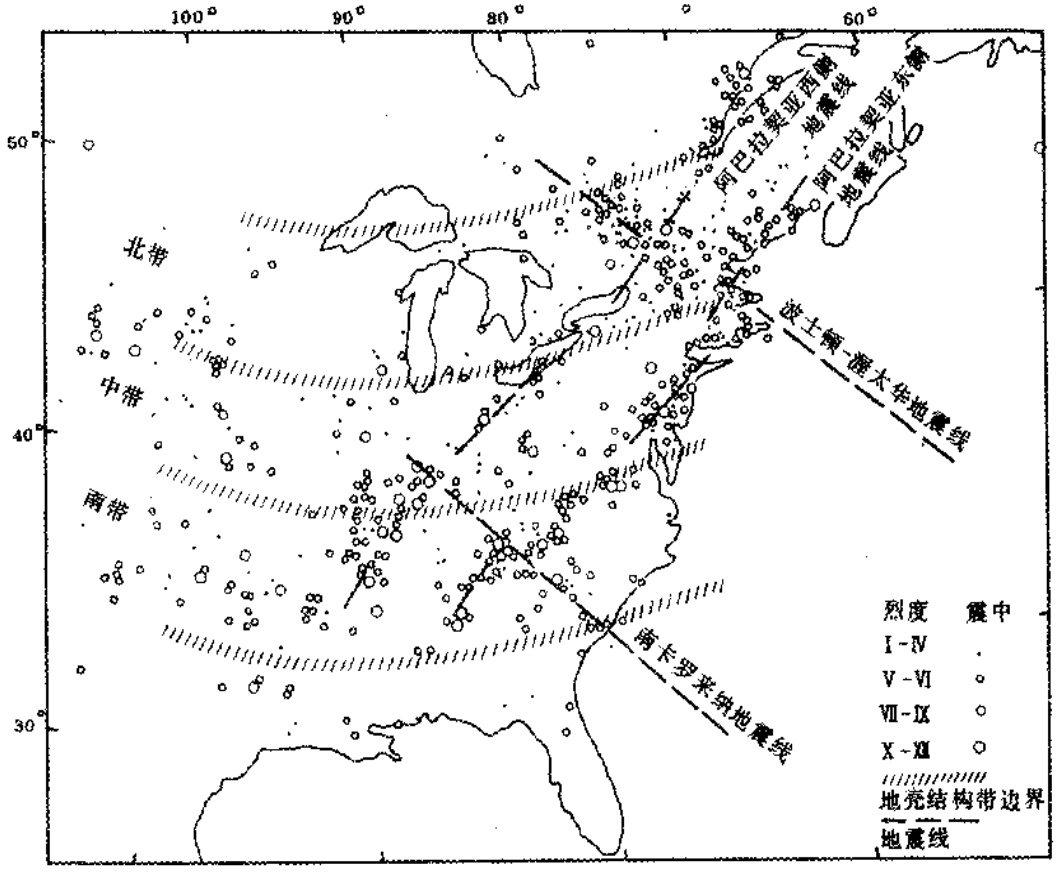


图 5-6 北美东部震中分布图

(据 York 等, 1976)

Fig. 5-6 The distribution of epicenters in the eastern North America

(from York et al., 1976)

北东向地震带的交叉关系、以及对一些强震的控制作用等都与中国华北的张家口-渤海北西向地震带相似。另一条北西向地震带，或者说北西向活动断裂，是南卡罗来纳地震带。这个地震带内地震的频度是比较低的，但它对 1886 年查理斯顿地震（烈度为 X）的控制作用是明确的。同样，在中国的闽粤沿海地带的北端也有一条北西西向的活动断裂带，或延伸不远的地震带，它控制了 1604 年泉州海外的地震（烈度为 XI）（图 5-7）。地震调查和地球物理调查都证明那里北西向断裂的存在，而且近十几年来的地面变形资料也证明了它的现今活动。南卡罗来纳地震带向内陆可能延伸到密西西比湾的北端，成为控制新马德里震源构造带的一项边界条件。这种情况在中国东部也已经找到。华北平原南部有一条北西向石家庄-安丘断裂带，它是 1966 年邢台震源的边界控制因素。对邢台地震和新马德里地震的相似性，近年有过很好的讨论。除此而外，象 1679 年三河-平谷地震（烈度为 XI），1937 年荷泽地震（烈度为 IX）的构造环境也与此类似（马宗晋，1986）。

虽然美国地震记录的时间比较短，但 20 次烈度≥VII的地震震中的分布还是明显地显示出两排东西向的地震密集带。一个很有趣的现象是，这 20 次历史地震中有 15 次发生在这两条东西向带的边界线上或其附近，尤其是几次烈度达到 X 度的强震。这几次烈度达到

X度的强震又往往是在北西向或北东向活动断裂带与东西向带相交的部位上发生的。这一组现象与中国东部纬向带的分布、纬向带边界上强震的优势、与北西向或北东向活动断裂带的交切对强震的控制等情况也是相似的。

为了考查纬向带的地质基础，笔者收集了美国东部的部分重力、航磁、地壳结构、P波速度分布、区域大地构造格局、白垩系基底面的现状以及近几十年地面的垂直形变等项资料。与中国东部的情况类似，地质结构的总构造方向以北北东向线状异常为主，地壳厚度的变化也是由西向东变薄，但在纬向带的边界附近大都发生畸变，而且一致表现为S形弯曲。看来，这些隐隐约约的东西向带就是板条构造在美国东部的表现。

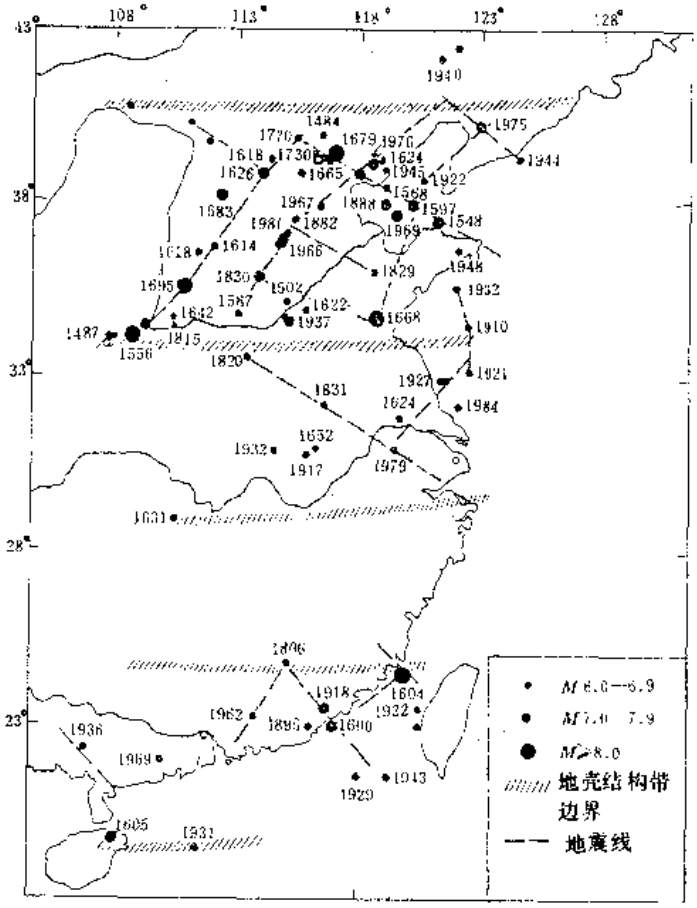


图 5-7 中国东部强震(M≥6.0)震中分布(1400—1985 年)

Fig. 5-7 Epicenters of strong earthquakes (M≥6.0) in the eartern China (1400—1985)

美国东部与中国东部的地震构造特征是相似的，但中国地震活动的强度与频度似乎高于美国。这一方面可能是由于客观上中国东部地壳运动强度和地壳破碎的程度都超过美国东部，另一方面也由于中国历史地震记载时间久，差不多相当于美国地震历史记录年限的10倍。从中国华北地区的资料看，大震似乎是300年为一活动周期。最近两个周期内，活动期占200余年、平静期近百年。一个活动期可有几次8级地震和十几次7级地震。美国东部近年开展的现代沉积层扰动的研究表明，新马德里震区可能有近600年的活动间隔，查尔斯顿地区是200年间隔，波士顿地区也是200年间隔，而劳仑斯河谷震区地震活动的间隔时间可能更短，约百年左右。这些数据与中国东部相比并无原则性的差异。现在中国华北地区强震的地点很多、大大超过美国，但美国东部是否只在已知的三个地区产生强震呢？这是大可怀疑的。

(3) 美、中大陆西部地震活动的对比

美国西部强地震活动总的数量远少于中国西部。美国西部沿海地震与大陆内部强震的特点差别明显。前者是压扭走滑型，后者则显示明显的张破裂特征。这与西部地区地壳整体的破碎与张裂变动，以及广泛的岩浆、火山活动有关。也正因为有这么多的差别，所以，多数人把圣安德烈斯断裂上的地震看做是与大陆内部地震绝然不同的转换断层上的地

震。

中国西部靠近中轴南北地震带有4条北西向地震带，即哀牢山北侧地震带、鲜水河地震带、阿尼玛卿地震带和祁连山北侧地震带。它们的运动特点、地震的表现以及地震的频度和强度，几乎都可与圣安德烈斯断裂相比。断裂带本身的结构、蠕滑段与闭锁段的划分等也可比较。只是圣安德烈斯断裂是发育在地壳较薄的大陆边缘地带，而中国的4条走滑断裂所处的环境则大不相同。中国的这4条走滑型地震带都是作为大陆内部或板内地震带看待的。从地震活动的区域分析来看，这4条地震带存在密切的力学联系。由此产生一个疑问，即把圣安德烈斯断裂作为大陆内部的一条走滑断裂带，而与内陆其它地震带加以联系更好呢，还是仅仅考虑它是板块边缘带上的一段？因为美国西部还有3条与圣安德烈斯断裂大体平行的断裂。这4条北西向断裂带的地震活动特点与强度虽有很大差别，但仍然是有一定联系的。

5.5 伊阿巴地震区和东地中海地震区

5.5.1 伊阿巴地震区

伊阿巴（伊朗-阿富汗-巴基斯坦）地震区的中轴线位于东经60°，南起加思山脉南端，北至咸海，再北与乌拉尔山脉连接，将该区分为东、西两半区。

西半区是多地震区，包括土耳其-伊朗高原东部和高加索地区，大致在40°—60°E之间，主体是伊朗高原。

伊朗高原，一方面被限制在阿拉伯和欧亚两个汇聚板块之间，另一方面它的侧面被围在西面的东小亚细亚与阿拉伯板块及东面的欧亚板块和印度板块的碰撞带之间，或所谓的土耳其山结和帕米尔山结之间，是一个“四面受阻”的汇聚地带，所以冲断层和褶皱很多，组成高原的任一块体均不易沿一条主要的走滑断层从碰撞带向外运动。

扎格罗斯山脉是一条呈北西-南东向沿伊朗高原西部和伊拉克东北部伸展的长约1500km的褶皱带。它的西南侧较陡，变形也较强烈，伊朗高原内部的褶皱则较为宽缓。扎格罗斯褶皱带是上新世到现代的褶皱带，并是中新世大陆碰撞以来阿拉伯和伊朗块体之间继续汇聚的结果，也称扎格罗斯碰撞带。它是地球上最年轻和活动的碰撞带。

扎格罗斯和喜马拉雅的构造背景是相似的。两个地区常被引用为大陆碰撞板块边缘的典型例子。但是，地质和地震观测表明，现在这两个地区经历着不同的变形型式。扎格罗斯地震带宽约200km，这个地震带内的大多数地震可能代表正在碰撞的阿拉伯板块的变形。不过，与主扎格罗斯冲断层相比，带内地震的空间分布有很大的偏差，特别是在扎格罗斯南部的法尔斯地区。与扎格罗斯不同，喜马拉雅弧区大多数准确定出位置的地震震中集中在一条宽约50km的比较窄的板间带内，位于向北下倾的主边界断层和中央断层之间，大多数正好位于主中央断层以南。

扎格罗斯和喜马拉雅弧的共同点是都有显著的横向构造把山弧分割成一些断节。阿曼线和卡泽龙线是扎格罗斯褶皱带中的主要横向构造。喜马拉雅地区印度板块中的一些横向构造下冲到低、高喜马拉雅块下面，似乎也局部影响了超叠的喜马拉雅块体的变形型式。

喜马拉雅和扎格罗斯在构造上的另一共同特征是，两个地区地震活动的北界都密切地与地形上从比较低的地体向比较高的地体的变化界线一致。在扎格罗斯地震活动的边界线

位置上，大致以 2km 高度的地形等高线为代表，而在喜马拉雅则被 4km 的地形等高线所限。据认为，这是因为剪切应力在地形前缘附近增大的结果。这就可解释喜马拉雅和扎格罗斯两个地区的一些较大地震为什么都集中发生在各自的地形前缘附近。

上述异同点可能暗示扎格罗斯和喜马拉雅带现代深部地壳构造分别代表处在不同成熟阶段的大陆碰撞过程和可能反映通常沿大陆碰撞带的造山运动演化旋回的不同阶段。扎格罗斯代表这个旋回比较早期的阶段（常承法，1986）。

科彼特山脉和高加索山脉地区是伊阿巴震区北部的地震活动区。

科彼特山脉主断裂带是一条现代断错发育带、深部地震断裂最大密度带和高重力梯度带，走向北西，长逾 400km，宽 1—2km，是科彼特和西土库曼地区地震集中的地带。中科彼特地区更是高地震活动带。1948 年阿什哈巴德灾害性地震就发生在该带。大多数震源集中在 20km 的深度上。中科彼特高地震活动带正处于科彼特褶皱山和山前坳陷的交接部位。其西是西科彼特地震带和西土库曼地震带。

位于里海和黑海间的高加索地区，地震活动也较强烈，特别是外高加索的亚美尼亚地区。这个地区的现代构造运动呈现出阿拉伯与高加索互相靠近，而安纳托利亚与伊朗被拉开的总格局。1988 年 12 月的斯皮塔克灾难性地震的地震滑动，就是受这一总格局控制的岩体定向运动的一步（Трифонов 等，1990）。

5．5．2　东地中海地震区

东地中海地震区的中枢线位于东经 30°，南起土耳其西部安塔尼亚湾，北至乌克兰的敖德萨。这条分界线向北在欧洲大陆表现为一条狭长的南北向地壳加厚带。西半区，如就整个阿尔卑斯山系（包括巴尔干山脉）来说，比起东半区的土耳其和黑海，仍是地壳厚、地势高的地区。但就爱琴海这一地震密集的局部地区来说，西半区的地壳则比东半区薄。

从板块构造观点看，该区的地震是非洲、欧亚和阿拉伯三大板块的运动引起的。这三个主要板块又分离出爱琴海、土耳其（安纳托利亚）和黑海三个次级板块（图 5-8）。阿

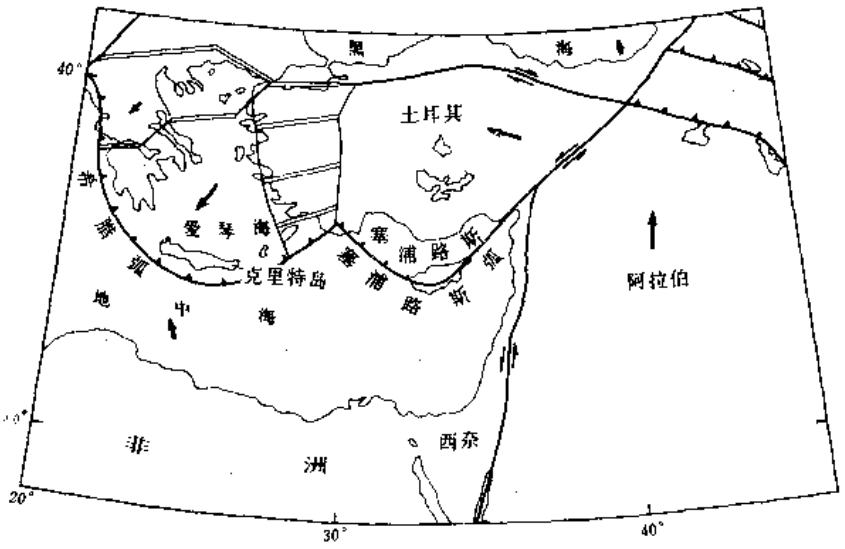


图 5-8　东地中海及邻区板块分布图

（据 McKenzie，1970）

Fig．5-8　Schematic configuration of plates on the easternMediterranean and surrounding areas

(from McKenzie，1970)

拉伯板块相对于欧亚板块的朝北运动，造成安纳托利亚板块向西的侧向运动。北安纳托利亚断层和东安纳托利亚断层分别构成了安纳托利亚板块的北部和南部边界。北安纳托利亚断层在东经30°左右由走向滑动的特征改变为以正断层作用为主的特征。在爱琴海地区，这一正断层作用与希腊（爱琴海）弧的弧后扩张有关。

希腊弧位于希腊的南部，外弧是克里特岛和卡尔帕托斯岛，内弧即火山弧：米洛斯岛。希腊弧具有众所周知的海沟-岛弧系特征，位于俯冲的非洲板块之上，主要受张性构造的影响，压性构造仅出现在希腊海沟附近。外弧边缘的爱奥尼亚群岛上的强烈压缩现象，可能主要与俯冲带在西北端的闭合有关。

东地中海诸国中，希腊境内发生的破坏性地震数量占第一位。它有爱奥尼亚群岛、西南伯罗奔尼撒半岛、克里特岛和多德卡尼斯群岛等地震带，并且沿希腊弧区地震带发生的大地震存在明显的迁移规律（详见7.3节）。

希腊以北的南斯拉夫、阿尔巴尼亚、保加利亚和罗马尼亚诸巴尔干国家，以及希腊以东的土耳其西部地区也是强烈的地震灾害区。它们和希腊一起构成东地中海地震区的西半区。

第六章　现今地壳运动的动态特征

6．1　地壳应力状态

6．1．1　研究意义和研究方法

地壳的一切运动都是在力的作用下发生的。地壳应力（地应力）状态是地壳运动状态最直接、最主要的反映和代表。通过对地壳应力状态的分析，有可能了解地壳运动的强弱、方向、方式和时空分布特征；有利于探讨地壳运动的动力源，为解决地球动力学问题创造先决条件。地应力及其场的测量和研究，不仅对研究地壳运动有重要意义，在经济建设中也有广泛的应用前景。目前，地应力测量已广泛应用于地震危险性、矿井的稳定性以及地下废物封存的可靠性等方面。

李四光教授创建的地质力学，把地质构造从原来的形态描述推进到力学分析研究的新阶段。从70年代中期开始，现今区域地应力场和现今局部地应力场的观测研究迅速发展，至80年代，世界应力图项目又把地应力场的研究从区域推向了全球。在此期间，我国的地应力场研究也进展很快。我国地质力学工作者把现今地应力场的研究与地质构造紧密结合，也取得了新的进展（孙叶，1990）。

在地应力场的研究中，区分构造应力场和局部应力场是颇重要的（图6-1）。这两类应力可以通过原地应力场的空间均匀性来加以区别。按Zoback（1989）的建议，在弹性板块厚度的2—3倍到几百倍的范围内，一般认为构造应力是均匀的，而局部应力的波长范围仅为该厚度的几分之一。

构造应力包括驱动或阻止板块运动的板块边界力、地球动力学过程中产生的力（包括在地表或地下荷载作用下使岩石圈大规模弯曲产生的力、在消减带处大洋板块的弯曲产生的力和均衡补偿隆起产生的力）以及海洋岩石圈冷却中的热弹性力。

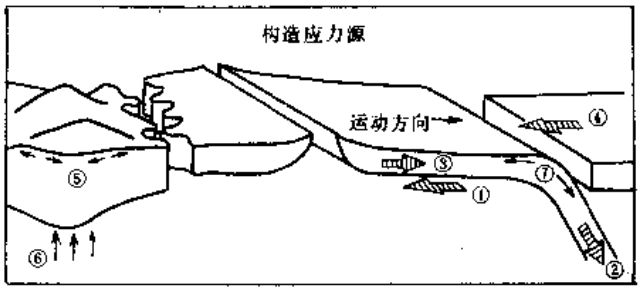


图6-1　岩石圈内的构造应力源

（据Zoback，1989）

Fig. 6-1　Sources of tectonic stress in the lithosphere

(from Zoback, 1989)

大规模构造应力：①—岩石圈底部的剪切牵引力；②—俯冲带的纯板块拉力；③—洋脊推力；④—海沟吸引力。局部构造应力：⑤—由地表荷载造成的弯曲应力；⑥—均衡补偿产生的力；⑦—海洋岩石圈弯曲产生的力

板块边界力可能是区域上均一的大尺度应力场的主要来源。它包括：岩石圈底面能驱动或阻碍板块运动的剪切牵引力；消减板块的负浮力、沿消减板块的粘性拖曳力和消减带浅部的摩擦力三者之间平衡后的板块拉力；在大陆-大陆碰撞处阻止会聚的碰撞阻力；由年轻洋壳内过剩热流上升引起的洋脊推力；消减板块施加于上覆板块的海沟吸力。

目前用于测量地壳应力的主要方法有：

(1) 原地应力测量　最常用的原地应力测量方法有应力解除法（套心法）和水压致裂法。应力解除法的测量误差一般不超过 10%，方向误差约为 ±5°。如果在三个互相正交的钻孔中或者在交角小于 90°的两个钻孔中进行 6 次以上的测量，就可以算出三维应力状态。在一个点上进行多次应力解除法测量，用最小二乘法处理，也可以获得可靠的三维应力资料。水压致裂法测量应力的空间范围较大，受局部因素的影响较小，但测量结果的精度还不够高，最大水平主应力值 S_{Hmax}的误差估计为 25%，最小水平主应力值 S_{Hmin}误差约在 10%以内。

(2) 震源机制解　震源机制是由地震波辐射图象来确定的，据此可定出两个正交断层面和断层滑动向量。由于从地震震源机制推导应力方向的不确定性，单一的震源机制无论怎样精确，也不能划为质量最好的 A 类（偏差在 ±10°—15°之内）数据，但平均的主应力轴 P 和主张力轴 T 方向，有可能成为 A 类数据。

(3) 地形变测量　用三角测量和三边测量等方法可求得地表在水平面上的变形，据此可推算出水平应力的方向和大小。

(4) 断层微量位移测量　高精度基线和水准测量得到的位移矢量，其主要成分是反映断层的蠕动或相对位错的运动轨迹，在一定的岩石力学条件下，便可推断出断裂的受力方向。

(5) 地震形变带分析法　通过对地震过程中产生的地表形变现象的展布特点、力学性质和组合形式的分析，推断地震发生时的力学特征和发动地震的构造应力场状况，也可为研究现今地壳应力状态提供重要资料。这种分析是用地质力学方法进行的（曾秋生，1990）。

除上述方法外，Zoback（1989）还归纳出钻孔崩落可作为水平应力方向的可靠标志，由钻孔崩落确定的应力方向与由震源机制得出的应力方向之间有很好的一致性。此外，诸如由岩脉和火山锥等显示的火山排列方向也是水平应力的可靠标志，可用于现今地壳应力状态的研究。

依据上述测量方法所得的结果，可以研究地壳应力的活动方式、活动强度和主压应力方向、地壳应力活动的时空变化特征、随深度的变化、分区以及地壳深部应力和浅部应力的关系等，以充分展现地壳的应力状态。

6.1.2　全球地壳应力状态

现今地壳应力的全球数据（应力的大小和方向）已与世界水准面的变化图、世界重力图和世界热流图同等重要。若把全球板块的应力数据和运动数据结合起来，就会使我们更好地了解和模拟驱动构造运动的动力过程。自从板块运动被认为是地球的重要作用以来，地壳的应力方位图就成了分析板块运动作用力的最直接的方法之一。

1975 年，Ranall 和 Chanden 发表了第一张全球应力方向图，该图共包括 59 个应力解除测量资料。1979 年，Richardson 等发表了一张世界应力图，其中共有约 133 个点的资料，主要根据由震源机制推导的应力，还增补了一些地表套心资料。为了将已有的和计划得到的所有反映构造应力的资料汇总起来，并根据主应力相对大小及其方向表示在平面图上，从 1986 年开始，国际岩石圈计划（ILP）实行的第二个五年计划中增加了世界应力图项目。该项目的主席是美国的 Mary Lou Zoback 博士，有 16 个国家的 30 多位科学家参

表 6-1　全球的一阶应力图像

Table 6-1　First-order global stress patterns

地　　区	S_{Hmax}或 S_{Hmin}主向	应力状态
北美板块		
板块中部地区	ENE	T/SS
科迪勒拉西部	应力状态过于复杂	
中美洲和阿拉斯加	超出讨论范围	
南美板块		T/SS
大陆地区	E	
安第斯高海拔区	N	NF
欧亚板块		
西欧	NW	SS
中国/东亚	N 到 E	SS
西藏高原	WNW	NF
非洲板块		
东非裂谷	NW	NF
板块中部（西非和南非）	E	SS
北非	N 到 NW	T/SS
印度-澳大利亚板块		
印度	N 到 NE	T/SS
中印度洋	N 到 NW	T/SS
西印度洋	N 到 NW	NF
中澳大利亚和西北大陆架	N 到 NE	TF
澳大利亚南部沿海	E	TF
太平洋板块		
年轻地壳（<70km）	NE	SS
较老地壳（>70km）	NW?	T/SS
南极板块		
板块中部	?	?
西南极裂谷	E 到 NE	NF

据 Zoback，1992。NF—正断层运动应力状态；SS—走滑断层运动应力状态；TF—冲断层运动应力状态；T/SS—冲和走滑运动应力状态

加。

世界应力图项目已收集到 7328 个原地应力方向数据，其中 4413 个有可靠的构造应力标志，记录水平应力方向的偏差< ±25°（Zoback，1992）。原地应力测量结果与上部 1—2km 所作的地质观察结果有很好的一致性。钻孔崩落资料可反映 1—4km 深度的应力状态，某些情况下可深达 5—6km。由震源机制解所得的结果可延伸到大约 20km 的深度。上部脆性岩石圈的厚度大约为 20—25km。在这个厚度值的 20—200 倍范围内的大尺度均

一区域应力场称之为1阶应力场。2阶应力图像的典型波长范围是上部脆性岩石圈厚度的5到10倍多。这里主要讨论1阶应力图像。

根据显示1阶应力状态的世界应力图，Zoback（1989，1992）得出如下几点认识：

（1）全球大多数地方整个上部脆性地壳存在均一的应力场；

（2）大多数板块的中部以挤压应力为主（逆冲和走滑状态），最大主应力是水平的；

（3）大陆和海洋的高海拔区是拉伸应力区（正断层运动应力状态），最大主应力一般是垂直的；

（4）应力方向和应力相对大小的区域一致性可确定大尺度的区域应力分区，这些分区大都与地文区，特别是构造活动区一致。

存在均一的S_{Hmax}方向的地区，如北美东部、加拿大盆地西部、中加利福尼亚、安第斯山区、西欧、爱琴海和中国东北。全球各板块主要地区的应力取向型式列于表6-1。

表6-1显示的1阶应力图象提供了作用于岩石圈的各种大尺度应力源的相对重要性：

（1）板块中部压应力场的方向大部分是施加在板块边界上的压应力（由洋脊挤压和大陆碰撞引起）作用的结果，大都受板块边界形状的控制；

（2）高海拔地区由浮力引起的水平张应力是2阶应力场，常常与特殊的地质或构造特征有联系，对由板块边界力造成的板块中部的压缩有扰动或局部控制作用；

（3）只用应力方向资料难以估计拖曳力的影响。

在一些板块的中部，S_{Hmax}方向和板块绝对运动方向之间存在明显的相关性。北美板块中部（包括美国中部和东部大部分地区、加拿大的大部分地区，可能还有大西洋盆地西部）和南美板块，这两个运动速度最快的大陆板块的S_{Hmax}方向与绝对运动方向之间存在着显著的正相关。在西欧，除爱琴海地区外，S_{Hmax}方向与绝对运动方向间的关系较为理

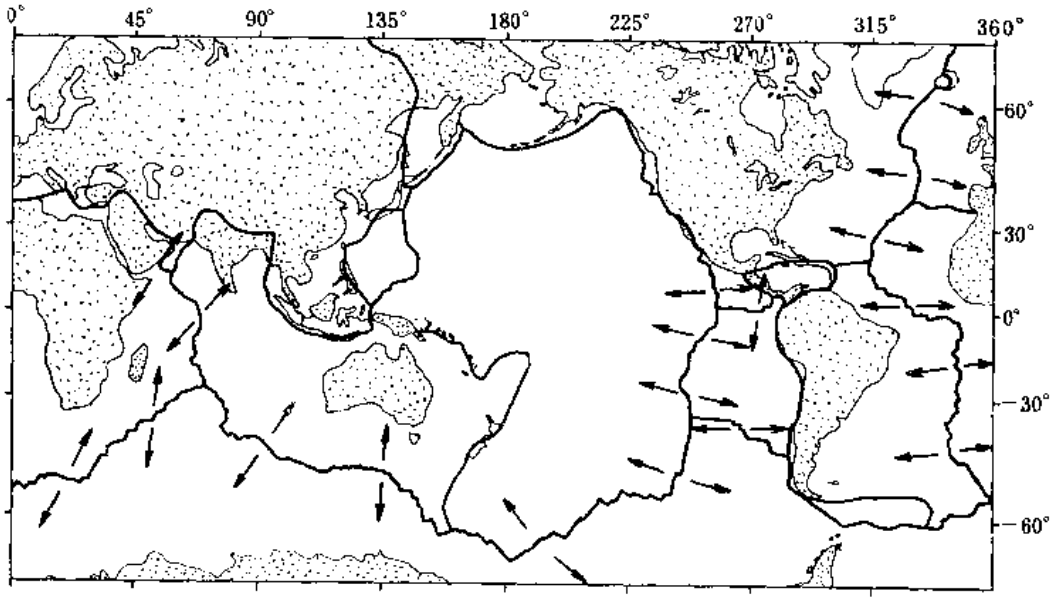


图6-2 洋脊和洋脊推力的方向

（据Richardson，1992）

Fig. 6-2 Ridge boundaries and the direction of the ridge pushforces gived by the arrows

(from Richardson, 1992)

想，这种相关性表现为 S_{Hmax}方向相对于绝对运动方向有一顺时针旋转，即观测的 S_{Hmax} 方向相对 WNW 方向的绝对速度场更偏北些。太平洋板块内 S_{Hmax}的方向与板块绝对运动方向之间的关系显得较不明显。亚洲东部的应力图象受欧亚与印度-澳大利亚板块碰撞的强烈影响。在喜马拉雅碰撞带内，S_{Hmax}方向一般为 NS 向，几乎平行于欧亚板块的绝对运动方向和欧亚与印度-澳大利亚板块之间的相对（收敛）运动方向。然而，在中国东部，S_{Hmax}的轨迹形成一准辐射的图象，与板块的绝对和相对运动方向斜交（Zoback，1989）。

Richardson（1992）用洋脊推力（图 6-2）来解释板内应力与板块绝对运动方向间的一致性，并论证了洋脊推力在板内变形，特别是在形成大区域均一应力方向中的主要作用。洋脊转矩与板块绝对运动方向的比较表明，太平洋、科科斯、北美和南美、阿拉伯以及印度-澳大利亚等板块，这两个方向之间存在极为明显的相关关系。

6．1．3　中国地壳应力状态

中国的地壳应力状态研究，特别是原地应力测量工作，是在李四光教授的倡导下于 60 年代初期发展起来的，目前已在地震、地质、冶金、煤炭、石油和水电等部门得到了广泛的应用。根据原地应力测量、震源机制解、地形变测量、断层微量位移测量和地震形变带的调查，可归纳出中国地壳应力状态的下述基本特征（曾秋生，1990）。

（1）现今地壳应力以水平方向占优势

其主要证据有：

① 20 年代以来产生的一系列主要地震断层，其水平错动量普遍大于垂直错动量，尤以 1920 年的海原地震、1931 年的富蕴地震和 1973 年的炉霍地震的地震断层更为显著，其水平错距约为垂直错距的 5—12 倍；

② 断层微量位移测量的结果反映出，中国大陆西部和华北地区一些主要活动断裂的水平活动量都较大，为垂直活动量的若干倍；

③ 原地应力测量的结果也表明，中国地壳内存在着强大的水平应力，尤其是控制西南、西北和华北大地震活动的应力，都是水平分量占优势；

④ 震源机制解结果证明，中国大多数震源都以平推错动为主，最大主压应力方向是近乎水平的。

（2）现今地壳应力随深度而变

中国现今地壳应力活动随深度的变化特征是：

① 最大主应力和剪应力值随深度的增加而增大，但随所处地区或构造部位的不同，变化速率相差很大；

② 平均水平主应力和垂直主应力的比值随深度增加而减小；

③ 最大主应力的方向随深度变化不大。

（3）现今地壳应力状态存在分区性

中国现今地壳应力状态具有明显的分区性，可分为：

① 西部地区　包括新疆、西藏和甘、青、川的西部，是持续遭受近南北向压应力作用的地区；

② 东部地区　包括东北、华北、华南和中南地区。现今构造应力状态总体是近东西向，但还存在次一级的分区性。华北-东北地区最大主应力方向为北东东-近东西向；华南地区以北西西向占优势；

③ 甘、青、川、滇的东部地区　该区是东、西部过渡区。原地应力测量结果表明，主压应力方向为近东西向。地震形变带和跨断层的基线测量资料反映出，该区断裂的活动方式是东西向挤压作用。6 级以上地震的 P 轴方位也是近东西向的。

中国大陆东部和西部的现今地壳应力活动强度也明显不同，西部应力活动强度大，东部应力活动强度小。

中国现今地壳应力状态的格局基本上是新第三纪以来构造应力场的继续。中国周边板块的相互作用对中国应力场有明显影响。但是，哪个板块对中国应力场有影响以及在各板块边界上的作用是挤压还是拉张还有争论。时振梁等（1982）、邓起东等（1979）、Shimazaki（1984）分析了地震分布、地震断层面解和地质资料，认为印度板块、太平洋板块及菲律宾海板块对中国大陆的挤压是中国应力场的主要来源；Molnar 和 Tapponnier（1977）在研究了中国及东南亚的构造运动之后指出，动力来源主要是印度板块与欧亚板块的碰撞，而太平洋板块、菲律宾海板块与欧亚板块的相互作用对中国的构造运动没有什么影响。还有人指出，东亚的应力场主要是由地幔对流引起的（Liu，1971；黄培华和傅容珊，1983）。对中国应力场的模拟结果（汪素云和陈培善，1980；俞言祥等，1989）表明，板块边界力及地幔对流形成的拖曳力均起作用，而边界力则起主导作用。

最近，臧绍先等（1989，1992）利用地震资料并结合地质资料讨论了这个问题，提出了下述认识：太平洋板块沿日本海沟底俯冲于欧亚板块之下，与欧亚板块耦合较好，对中国东北产生了挤压作用，挤压方向在日本海沟附近大约为 N85°W，对中国应力场产生影响的主要地区在 35°N—42.5°N 之间。菲律宾海板块俯冲于琉球岛弧之下，两板块耦合不好，由于冲绳海槽扩张，所以对中国华北没有造成挤压作用；菲律宾海板块在 21.5°N—24.2°N 之间的 121.8°E 附近与欧亚板块碰撞，在台湾及东南沿海形成较强的 NWW 向挤压作用，但影响有限；自 22.9°N 以南，南海板块俯冲于菲律宾海板块之下，使菲律宾海板块没有造成对南海的挤压。印度板块在喜马拉雅山地区与欧亚板块碰撞，形成 NNE 向的主压应力场，这是中国应力场的主要动力来源。该碰撞带的西翼，可能是新的会聚带，主压应力轴垂直于地震带的走向；东翼，在 26.5°N、97°E，两板块边界产生突然转折，形成了 20°N—26.5°N 间的缅甸山弧俯冲带，引起 NE 到 NNE 方向的挤压作用，但这种挤压作用存在于横断山以西，在横断山以东，主压应力方向为 SSE-NNW。印度板块还造成中国大陆东南及南海的 NW 及 NNW 主压应力场，再往南，压力轴方向更近于 NS 向。

许忠淮等（1992）根据 5054 次小震（$1 \leqslant M_L < 5$）的 9621 个 P 波初动方向数据推断的中国大陆构造应力场所呈现的特征与臧绍先等的结果基本类似，但与世界应力图显得更为协调（图 6-3）。整个中国大陆最大和最小主压应力轴皆以水平方向占优势，显示出地震构造变形主要是由走滑断层活动产生的。主应力方向呈现相当规则的放射状图象，即最大水平压应力轨迹从西藏高原向中国大陆的北方、东方和东南方放射，而最小水平压应力方向则位于从西藏高原向外突出的弧线上。这一总体图象说明，控制中国大陆构造活动和地震的应力场主要不是由内部的局部原因所激发的，而是与周围板块的运动有着密切的联系。例外情况是华北有些地区，如汾渭地堑南段、苏北和辽西北，最大主压应力轴直立；而西部的有些地区，如西藏高原的东北边缘附近和天山地区，最小主压应力轴直立。在喜马拉雅弧东端，平均 T 轴轨迹线呈弧形向阿萨姆南部会聚，这说明印缅弧边界在控制我国西南部应力场方面起着重要作用。

6．1．4 地壳应力状态与地震的关系

地震过程是一个力学过程。地震的发生、分布、活动水平、破裂方式以及宏观地震形变带特征等，都与不同的地壳应力状态有着十分密切的关系。但是，这种关系极为错综复杂，迄今为止，仅有一些经验性的认识。用地应力测量值的变化来预报地震的工作国内外都还在进一步探讨，也还没有得出可用于预报的可靠判据。

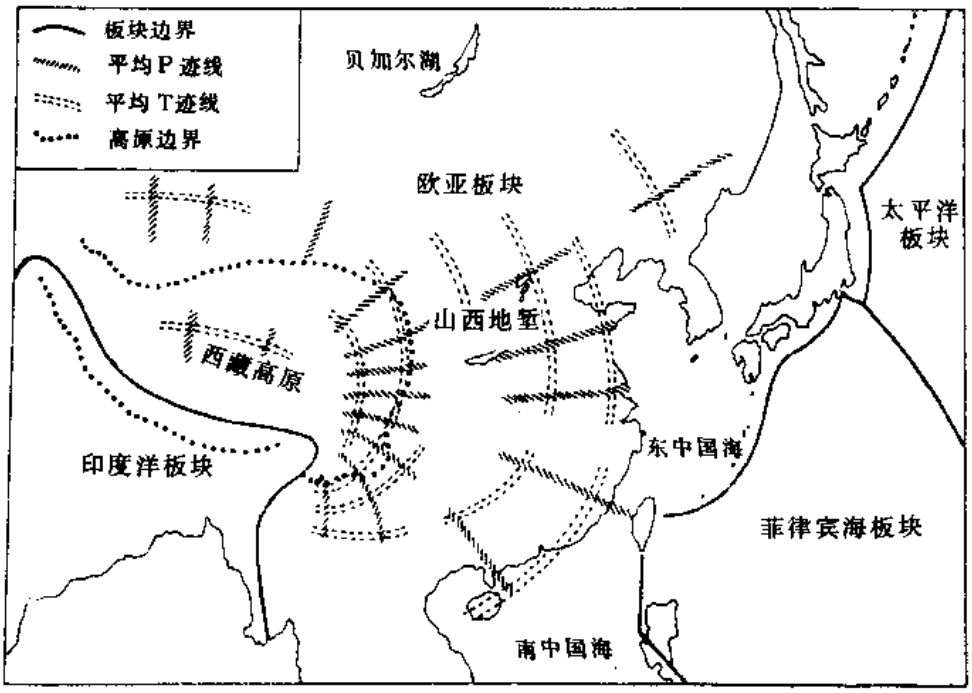


图 6-3 根据震源机制资料推断的最大和最小水平应力轨迹

（据许忠淮等，1992）

Fig. 6-3 Maximum and minimum horizontal stress trajectories for China inferred from focal mechanism data

(from Xu et al., 1992)

地震活动和原地应力测量结果表明，无论中国还是全球的大地震，主要都发生在水平或近水平的构造应力占优势的构造活动区内，而在水平应力与垂直应力相当，或者垂直应力大于水平应力的地区，地震活动的频度低、强度也小（曾秋生，1990）。中国西部和华北地区大地震发生与分布的活动构造带以及环太平洋地震构造带上的应力活动，都以水平分量占优势；中国的中南地区、俄国的乌拉尔、印度和澳洲大陆这些地震频度低且强度也小的地区，地壳应力的水平分量与垂直分量十分接近，甚至是垂直应力大于水平应力。

一定地区的地震活动水平与该区构造应力活动的强度也有密切关系。我国大陆西部地区的构造应力活动强度比东部地区高 5—6 倍，西部地区的地震活动水平明显高于东部地区。中国大陆其他一些多震地区内地震活动时强时弱的特征，也都是相应地区构造应力活动强度随时间变化的具体反映。

对唐山大地震前后震源及其附近地区地应力状态的观测分析表明，大地震前后地应力有明显变化。在唐山大地震之前的 1968—1971 年间，昌黎台站和陡河台站的小震 P 波初动符号在投影球面上呈现无规律的零散分布状态，表明唐山—滦县地区此期间还未表现出

某种优势应力的增强取向，可以认为是处在长期稳定的应力背景上；1972—1976 年 6 月，应力呈优势分布，形成以水平应力作用为主，表现为东西受挤压、南北受引张的统一力场；随着主震和强余震能量的释放，该区应力场的优势程度明显削弱（华祥文，1990）。唐山地震前，地震主断裂附近的陡河台站和赵各庄台站都观测到垂直于该断裂方向的张性跳动（图 6-4）。根据地震前跨该断裂的水准观测数据，认为这是地壳沿该断裂的局部突起使地表附近沿该方向出现张性裂隙的反映（邱泽华等，1992）。

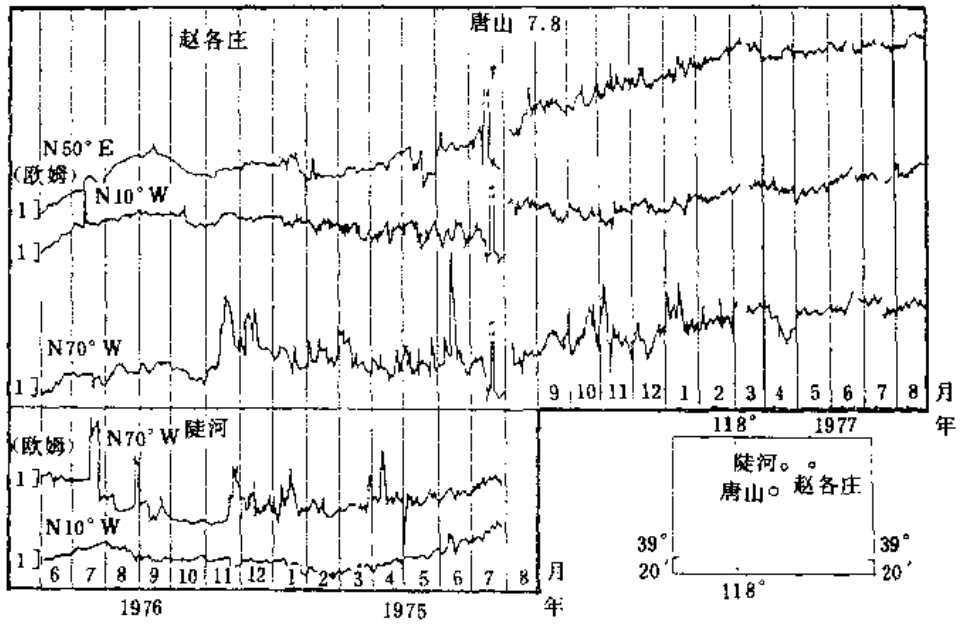


图 6-4　赵各庄、陡河台站唐山大地震前后地应力观测值的异常变化

（据邱泽华等，1992）

Fig. 6-4　Anormal changes in ground stresses at Zhaogezhuang and Douhestations before and after the Tangshan earthquake

(from Qiu Zehua et al., 1992)

6．2　地壳形变状态

6．2．1　地壳形变状态研究及其最新进展

运动中的地球有各种形变效应，如极移、地球自转变化、板块构造运动、板内地壳运动和地球固体潮运动引起的形变等。本书主要研究与地震有关的地壳形变。

地壳形变状态是由大地形变测量或动态大地测量资料确定的。我国包括水平形变监测网、垂直形变监测网和综合形变台站的大地形变监测系统，多年来进行了连续的和不同周期的多期重复观测，取得了大量的高精度的观测资料，对提取地壳运动信息具有极其重要的意义。下两节将依据这些资料来讨论地壳的形变状态和地壳形变与地震的关系问题。

由于受到资料处理、观测点覆盖面、观测工作效率等的制约，大地形变测量资料用于研究地壳形变与地震的关系，特别是涉及与板块运动有关的形变和驱动力问题时，仍然显得质量或时间分辨力不够高。宇宙观测技术为现今地壳运动的观测与研究开辟了新的前景，有可能突破传统大地测量手段的局限性。虽然目前我们还不能用宇宙观测技术的成果

来讨论现今地壳运动状态和地壳形变与地震的关系问题，但这些新成果显然将会很快被吸收到有关的研究中，所以对它们要特别关注。下面对检测地壳形变的宇宙技术作一简介。

（1）甚长基线干涉测量（VLBI）

VLBI（Very Long Baseline Interferometry）是在地球上相隔一定距离的两个台站（甚长基线两端点），同时接收来自银河外同一射电源的电波信号，正确测定两个测站三维坐标差的装置。VLBI 所独具的优点是，它提供了一个与地球、太阳和银河系等无关的银河外参考系统。应用这种方法，测定方位的精度高达 0.005″，测定地球自转不均匀性的精度达 0.01ms/d，测距精度为 2—3cm 或更小，与两台站之间的距离无关。

VLBI 特别适用于测量板块运动。以美国国家航空与航天局（NASA）为中心同世界上 27 个国家一起实施的新的国际地球动力学计划的要点就是：测定板块运动及其在大范围内的相对稳定性；研究板块运动机理，发展板块构造学说的理论；精确测定地球自转和极移；测定区域性断层运动及应力场变化和区域分布，研究碰撞滑动和错动时板块边界的情形；研究活断层区的模型，深入了解活断层的活动规律。这个计划力图通过这些研究来实现广阔范围内的地震预报。

我国上海天文台研制的 6m 天线 VLBI 系统，成功地与德国波恩射电天文研究所（100m 天线，1981）和日本鹿儿岛电波研究所（26m 天线，1985）之间进行了联测。1986 年日本鹿儿岛和上海间两次实测的距离分别是 1852075.19±0.04m 和 1852075.25±0.04m，相差仅 0.06m。25m 天线，配置 Mark Ⅲ 终端（带宽 56MHz）的新 VLBI 系统也已于 1987 年在上海余山建成。我国天文系统计划在乌鲁木齐和昆明另建两个 VLBI 站，届时将构成一个地球动态监测网，并成为其他系统（例如 GPS）的基准站。

（2）全球定位系统（GPS）

GPS（Global Positioning System）是美国政府最先研制发展的无线电定位、导航和时间传递系统，用以接收人造卫星发射的信号对地面点位置进行高精度测量。这种测量可以全天候、全天时、在全球范围内进行，不需要考虑铅垂线和基线问题，接收设备轻巧、操作简便、节约人力。GPS 的测量精度目前在 0.1×10^{-6}—1×10^{-6} 之间，测定相距 10km 两点的相对位置，其精度为 1cm。

新的全球定位系统可以在厘米级的水平上定位，从而使我们有能力测定板块的实时活动和变形，而不是长期运动和变形的结果。GPS 的应用将会使传统的（或随时间而定的）大地测量学都发生革命性的变化。

由于 GPS 高精度、高机动性测量的一系列优点，是监测区域地壳形变和断层运动的理想手段。许多国家都在研制自己的 GPS 系统，开展 GPS 观测。日本决定在首都东京周围布设高精度的 GPS 连续监测网，用以测定地震前的地壳微小变动。我国也已开展 GPS 观测。

（3）人造卫星激光测距（SLR）

SLR（Laser Range of Satellite）就是从地面台站向装有反射镜的人造卫星发射短激光脉冲（100ps 左右的脉冲），用电子学方法测量往返所需的时间加上必要的改正，测得地面台站与卫星之间距离的方法。在月球上安置反射器进行的类似测量称为激光测月（LLR）。

60 年代初红宝石激光器问世不久，人造卫星激光测距系统便随之建立。目前已知有

15 颗带反射镜的人造卫星翱翔太空。其中最著名的是 1976 年 5 月 4 日发射的“激光地球动力学卫星（LAGEOS）”。由于它的轨道高，星体几何形状规则，重量体积比大，受日、月和粒子流的影响很小，轨道误差仅 2cm，预计在轨道上至少可以保留 800 万年之久。现在全球大约有 40 多台可以测量 LAGEOS 的人造卫星激光测距仪，精度为 1—3cm。应用 SLR 也已得到板块边界部分的局部地壳形变资料。

我国研制的人造卫星激光测距仪也能够对 LAGEOS 进行精密观测，用世界范围的台网资料更详细地研究中国地壳形变的日子已为期不远了。

（4）用高、新技术对地壳运动进行监测

前述三种高、新技术是监测现今地壳运动的理想手段：VLBI 和 SLR 具有在几百至几千公里基线上检测 0.5—1cm/a 的应变量的能力，可以精确地测定板块运动速率、地球自转、极移和固体潮；GPS、移动式 VLBI、移动式 SLR 则特别适于监测区域形变和断层运动。

美国宇航局组织 25 个国家的有关实验站，协调有关的观测活动，开展地壳运动的监测，经过十几年的工作，已经取得一批有价值的数据。例如，澳大利亚到夏威夷的移动量为 -6.3 ± 0.3cm/a，澳大利亚到北美的移动量为 -1.4 ± 0.1cm/a。1972 年以来监测圣安德烈斯断裂两侧的相对运动表明，北美板块和太平洋板块在作剧烈的右旋运动，相对运动量为 8 ± 2cm/a，这比根据地质资料推算的 5.5cm/a 几乎大了一倍。

我国地处欧亚板块东南，东与太平洋板块毗邻，西南与印度板块相接。印度板块对欧亚板块的碰撞运动，近 20 年来一直是国际地学界十分关注、热烈讨论的主题之一。为对我国的地壳运动状况进行监测，已拟定了一个监测方案（图6-5）。上海、昆明和乌鲁木

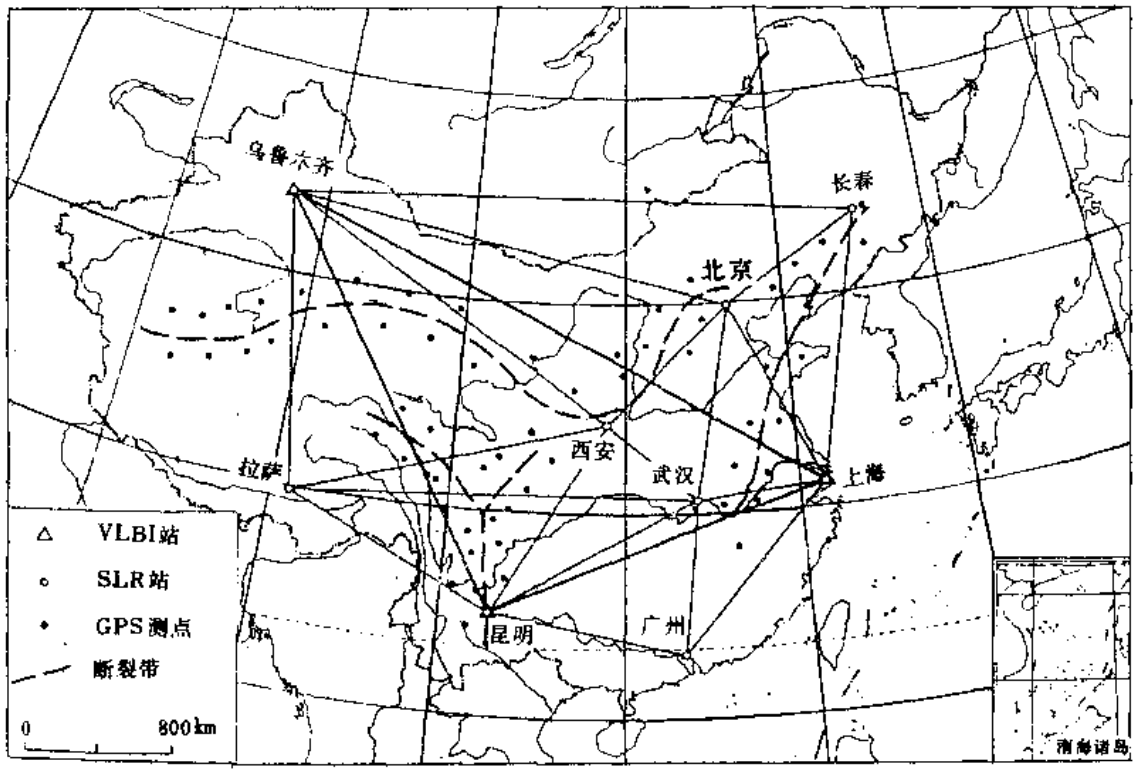


图 6-5 中国应用空间技术的地壳运动监测网方案图

Fig. 6-5 Scheme of Chinese monitoring network for crustal motion by spatial technique

齐构成甚长基线基本网系统。8 个人造卫星激光测距站争取近年内都能观测 LAGEOS 卫星，仪器的精度达到 1—3cm 的第三代水平。研制移动式人造卫星激光测距仪用于西部地区的流动观测。引进 GPS 接收机，在主要地震危险区和活动断裂带建立比较密集的监测网。可以预计，这个由 VLBI，SLR 和 GPS 组成的并与国际联测的三级地壳运动监测网，将为我国的现今地壳运动和地球动力学研究、为地震机制和预测的研究，提供前所未有的宝贵资料。

6．2．2 中国大陆地壳垂直形变状态

中国大陆地壳形变以水平形变为主，水平形变量约为垂直形变量的 1—4 倍。由于水平形变量复测资料匮乏，这里只讨论垂直形变状态。垂直形变反映地壳在垂直方向上的上升和下降，它不仅代表了地壳的垂直运动，也是各种地壳运动因素综合作用在垂直方向上的反映。

从中国大陆垂直形变速率图可以看出下述一些特征（张祖胜，1990）：

（1）中国大陆现今地壳垂直形变大约以北纬 35°为界，呈现南升北降的格局。南部以滇西南抬升最甚，年速率高达 10mm 左右。长江中下游也呈现大面积上升，尽管速率不大。北部塔里木、准噶尔、柴达木、华北平原和东北三江平原等地都明显下沉。

（2）以银川—昆明连线为界，西部等值线密集，表明地壳运动强烈；东部，特别是东南部等值线相对较为稀疏，表明地壳运动较为平缓。

（3）形变等值线的走向与构造方向一致，西部多呈东西及北西西走向；东部多为北北东和北东走向，部分为东西及北西走向，反映了这些地区构造带的活动。

中国大陆西部和东部的形变特征可归纳如下：

（1）西部地区

西藏高原上升强烈，为全国之最。喜马拉雅山年上升率达 10mm。其两端的帕米尔和察隅地区，等值线明显密集转折，正是印度板块两顶角向北挤压的部位，差异运动大，应力易于集中。在西藏高原的北面，以三大盆地为主呈现下降趋势。但是，主要山脉仍呈相对上升。沿昆仑山、阿尔金山和祁连山，都出现了明显的形变梯度条带。东侧龙门山、大雪山一带也是等值线密集地带。这说明青藏高原的边缘，地壳至今仍存在强烈的差异运动。天山北麓也是一个差异运动显著的地区。

滇西南是另一个明显的上升区。横断山脉的一些弧形构造在图上有很好的显示。川西高原呈现下降，但水平形变强烈，如鲜水河断裂的两侧地块呈反对称扭动，每年速率可达 8mm 左右。

（2）东部地区

中国大陆东部的垂直形变大致以秦岭北麓至江淮平原北缘为界分南、北两区。北区等值线走向是北东-北东东向，表现为辽东-胶东的上升，下辽河平原、辽东湾、莱州湾的下沉；辽西、德州、鲁西的上升，华北平原的下沉；太行山区上升，山西地堑下沉；吕梁山及鄂尔多斯的抬升等一系列北东-北北东向的升、降交替带。一些主要构造，如郯庐断裂、聊考断裂、太行山山前断裂、山西地堑两侧断裂等在形变图上都有明显踪迹可寻。还可辨认出一些东西向构造带，如阴山构造带，以及一些北西向构造带的形变痕迹。

东北大部分地区属下降区，三江平原下沉最强烈。

东南地区呈上升态势。长江-淮河流域几乎都呈上升状态。东南沿海相对较为稳定。

南昌-福州、南宁-广州为两个下沉区。

应绍奋等（1988）根据形变速率等值线的梯度带确定出地形变断裂，并发现它们与已知的活动断裂有较好的一致性。垂直形变速率等值线的延伸、疏密状况及其构成形态等显示了断裂、褶皱等方面的概貌。垂直形变速率等值线的隆起和下降，在一定程度上代表地壳的褶皱构造。隆起可视为背斜，多与山体一致；下降则为向斜，常与盆地、拗陷相随。值得指出的是，以隆起、下降及地形变断裂等形式表现出的三条东西向形变带，即天山-阴山形变带、昆仑-秦岭形变带和南岭形变带，与李四光教授提出的三条纬向构造带十分一致，说明该体系近期仍有明显的活动性。

以垂直形变速率图为基础，张郢珍等（1992）确定出形变速率梯度，作出了垂直形变速率梯度图（图 6-6）。他们按梯度值定义高梯度区（梯度值 0.06—0.17mm/km），次高梯度区（0.02—0.04mm/km）和梯度缓慢区（≤0.01mm/km），并分出东北、华北、藏北高原以及西部几个大盆地属梯度变化缓慢区，华北北部、四川、青海、滇西南、藏南、新疆与西藏交界以及北天山地区属高梯度区，最大梯度值达 0.17mm/km。

高形变速率梯度带的走向与构造方向一致（图 6-6）。以经度 105°为界，以东地区的高梯度带走向主要为北东向。如华北北部汾渭地区的形变速率梯度带与地堑的展布方向一致。内蒙古河套地区的东西向梯度带也与该处的纬向构造体系相一致。中国西部形变速率梯度呈北西-北西西向带状展布，高梯度带分别与红河断裂、横断山脉、巴颜喀拉山、昆仑山及天山山脉符合较好，表明这些构造体系的现代运动明显。

6.2.3 地壳形变与地震的关系

由于地壳形变是地质构造运动的直接结果和外部表象，明显地受到地壳浅部构造的控制。大面积地壳形变的分布形态反映了最新构造运动，与地质构造吻合得相当好。因此，地壳形变与地震有较密切的关系。与地震有关的地形变有明显的阶段性，大致可分为长期缓慢形变、震前快速形变、震时突变及震后调整等 4 个阶段，相应地反映了应变能量的积累、集中、释放和调整过程。

分析中国现代地壳垂直形变与地震的关系，可见地震带的分布大多与形变梯度带的分布相吻合。如天水-通海-波密三角地带，是地形变等值线密集、转折、升降起伏最大的地区，也是地震活动最强烈的地带。单个地震的发生与地形变也可找到明显关系，如：1975 年海城 7.3 级地震发生于辽东半岛上升区与下辽河下降区之间，北东向和北西向两组形变等值线交汇部位；1976 年唐山 7.8 级地震发生于北西向与北东向形变等值线的交汇处；1976 年四川松潘 7.2 级地震发生在上升与下降的过渡区，东西向与南北向等值线转折处。

大面积地形变资料可用于地震危险区的划定和未来几十年内的地震趋势预测。由于地质构造错综复杂，大面积形变图象也很复杂，大地震前大面积形变的强度（持续时间、范围、速率、梯度等）相差很大，还难以给出一个普遍适用的判定标准，因此，异常只是相对一定地区及该地区以往年代而言的。还有不少现象表明，地震活动水平与地壳垂直形变并无简单的对应关系。由于地壳形变测量资料不可能包含地壳运动所蕴含的全部信息以及地震的发生与构造活动的复杂关系，大面积地壳形变与地震的关系只能作为烈度区划及地震危险区划定的必要参考。

用于地震预报的区域性形变监测和活断层运动监测也在许多国家广泛进行，并取得了一些重要的观测成果，显示了地震前短临近场地形变异常的存在。

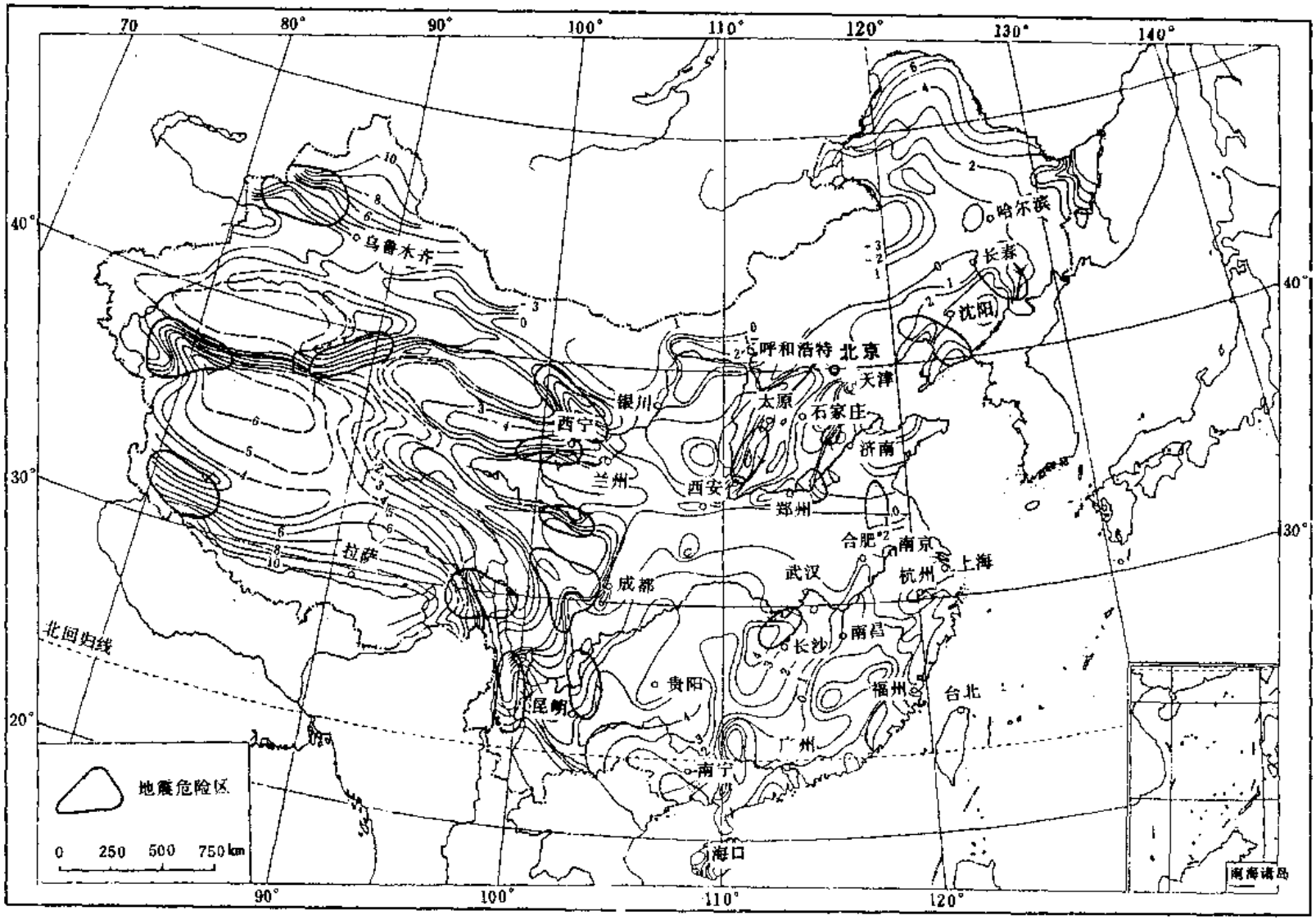


图 6-6 中国垂直形变速率梯度图

(据张郭珍等,1992)

Fig 6-6 Sketch of gradients of vertical deformation rates in China

(from Zhang Yingzhen etal., 1992)

垂直形变等值线单位为 mm/a;全图(除天津外)中,相邻两条等值线间的形变速率差为 1mm/a;虚线为推测部分

1989 年 10 月大同-阳高地震发生在近年来进行过大面积垂直形变复测而其周围又布设有较多的形变台站的地区。分析发现，有前兆的形变项目约占形变总观测数的 1/3（谢觉民，1990）。这次地震提供的震前形变特征有：

（1）地震前 5 年的两次水准复测表明，这次地震发生在一个幅值约为 30mm 的狭长沉降区内；

（2）狼山和张山营跨断层水准观测值显示，震前 3 个月观测值超出限差，表现出正断层活动，地震前 8 天和 4 天的分别观测值已处于反向状态；

（3）张山营跨断层基线观测结果显示地震前 3 个月内基线伸长，临震前反向变化；

（4）易县和太原台站不跨断层的 SN 向水准形态在震前存在 10 左右的持续应变型异常；

（5）太原台站 SN 向连通管地震前一年存在约 30μm 的趋势异常，但无临震突跳；EW 向连通管趋势正常，但震前几天出现约 15μm 的突跳。张家口地区赤城台站两套石英摆倾斜仪的 SN 分量同时出现约 0.8″的短临形态波动。

1988 年澜沧-耿马大地震前，永胜、楚雄、通海、石屏等地的短基线和短水准也都有形变异常显示（何翔，1991）。这里以跨楚雄断裂的短基线观测结果为例，说明异常情况。图 6-7 的（a）和（d）分别为基线Ⅰ—Ⅱ边和Ⅲ—Ⅳ边的实测曲线，包含了趋势性构造变形与各种干扰影响，以及 1985 年 4 月禄劝 6.1 级地震和 1988 年澜沧-耿马地震的中短期前兆信息。消除Ⅰ—Ⅱ边曲线（a）的线性变化后，得到图 6-7（b）的实线。（b）中的虚线是用无震时段的数据得到的月均值。实线与虚线相应值之差即残差（图 6-7（c）），以两倍均方差为判定指标。可见，自1987年下半年开始，楚雄断裂出现了形变异常，幅度最

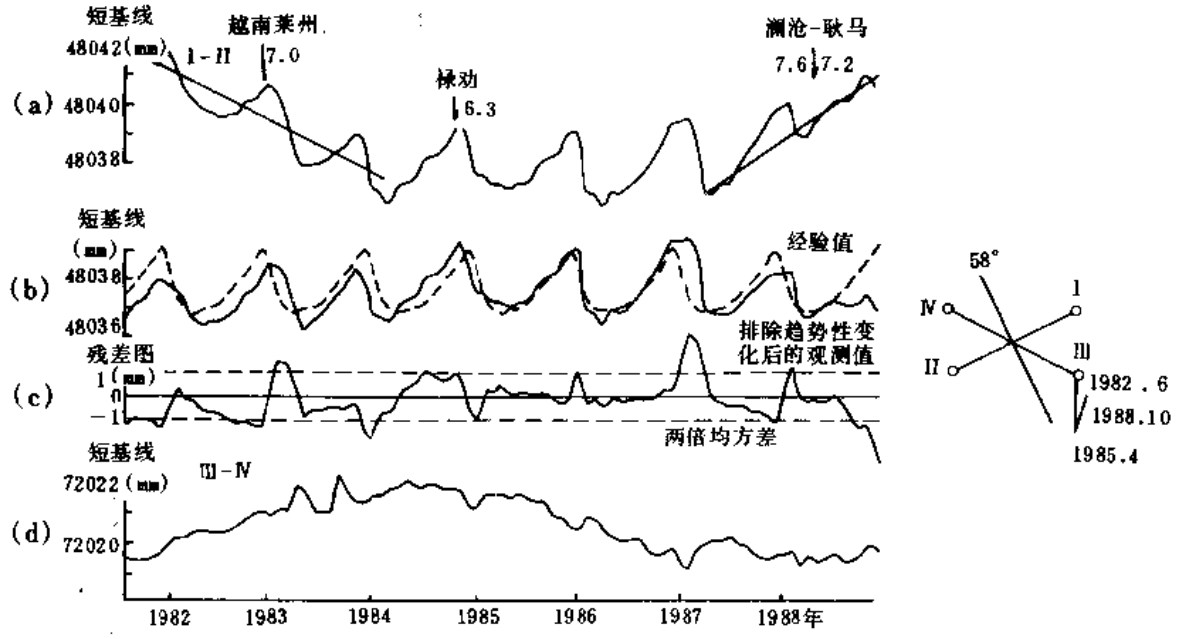


图 6-7　楚雄基线长度变化图（右侧小图为位移矢量图）

（据何翔，1991）

Fig. 6-7　Changes of length of Chuxiong base line

(from He Xiang, 1991)

大达 2.3mm。

基线Ⅲ—Ⅳ边在禄劝地震后，表现为趋势性缩短。1987 年 7 月该基线长度停止缩短，维持基本不变（图 6-7（d）），这与Ⅰ—Ⅱ边的加速变化是同一时间，不能不认为是由澜沧-耿马地震前的构造活动引起的。

图 6-7 内右侧的位移矢量图显示了断裂两盘的相对活动方式。大震前，楚雄断裂为张性左旋活动，这与水准测量结果一致。

实际上，地震前短临近场地形变异常十分复杂。在地震的地形变前兆及其预报方面，国内外不少科学家都作过探索（张崇立，1992）。原苏联的 Мещеряков（1968）把现今地壳垂直运动分为 α、β、γ 三个阶段，其中 β 阶段对于用大地测量方法研究地震前兆具有重要意义。后来 Lensen（1971）建议划出震后发生的 δ 阶段。不少地震实例映证了这种地壳运动的阶段性特征，如 1970 年阿拉木图的萨雷卡梅什 6.7 级地震，1971 年鞑靼海峡的莫内隆 7.5 级地震，以及日本的新泻地震和中国的海城、邢台、唐山等地震。然而，并不是任何地震都能分出 β 和 γ 阶段，也不是任何地震都有地壳形变前兆。Stein（1987）甚至认为，临震前近场测量震前形变几乎是不可能的。明确地检测前兆形变仍然是我们面临的一大难题。

6．3　地震韵律和地震迁移

6．3．1　地震活动的韵律性

地震活动在时间轴上的特征有无规律可循，这一直是个有争论的问题。如今下述事实几乎已获得公认，即在全球或某一空间范围内，一段时间地震强而（或）多，一段时间弱而（或）少，呈现交替起伏强弱相间的活动图象。我们把地震活动的这种时间不均匀性称为地震活动的韵律性。地震活动的韵律特征，是许多学者长期探索的课题。为描述这种现象，曾提出过一些不尽相同的术语。

用得最早和最多的术语是“地震周期”。据 Lindh（1990）介绍，Bailey Willis 在 1923 年最早注意到加利福尼亚地震活动有“地震相继成群发生，各地震群之间有相对的平静期”这种周期现象，但没有强调各活动周期以大震为高潮的事实。Lindh 还指出，是原苏联的 S．A．Fedotov（1965）在分析区域地震活动形式有应变积累和强震释放周期时创造了描述地震活动性起伏的术语“地震周期”。根据堪察加半岛和千岛群岛地震活动的周期性，从定性的长远期意义上，Fedotov 正确地预报了 60 年代晚期和 70 年代初期的 4 次大地震。

根据日本的地震文献，“地震周期”一词在 1965 年前早已使用。河角在 1961 年发现日本镰仓和东京地区烈度为Ⅴ（日本烈度）的大地震有 69 年的周期，提出了 69 年周期说。而关于地震是否周期地发生这个问题，安艺 1956 年就作过讨论（山科健一郎，1986）。看来，“地震周期”一词的使用还会追溯到更早的时间。在地震周期问题的研究中，影响较大的要推茂木提出的茂木周期。

茂木清夫（1974）发现，世界上主要地震带的地震活动有明显的周期性，一段时间连发强震，一段时间地震变少变弱。典型的地震活动性图象表现为：

（1）全球主要地震带大地震的活动期和平静期以约 16—20 年的尺度反复交替出现；

(2) 每个地震活动时段，地震活动基本布满地震带，说明这种韵律现象是整个地震带地震的群体特征；

(3) 高纬度的阿留申地震带地震活动时，恰是低纬度的其他三个带的相对平静段，反之亦然，显示了正、反两种韵律。

由于地震活动强弱交替的间隔往往不是严格相等的，所以，一般的地震周期也不是物理学中那种严格意义的周期。为了加以区别，有的研究者用“轮回（cycle）”一词来代替周期（period）。如 Scholz（1989）在“地震浑沌特征的总体展望”一文中就指出，板块边界任何承受应力的地段呈现出由大地震复发确定的轮回，在轮回之间出现小地震活动。在许多实例中，这种轮回不是周期性的。还有人称这种现象为间歇性（如山科健一郎，1986），而避免用周期一词。但无论如何都可说明，地震活动的韵律现象已得到广泛承认和高度重视。

表 6-2 地震活动时间层次分级序列表

Table 6-2 Stratification structures of durations for seismic activity

分级		期	幕	阶
时间尺	10^3 年	10^2 年	10^1 年	10^0 年
序列	地震世	第一地震活动期	第一地震活动幕	第一地震阶
				第二地震阶
				第三地震阶
				——
			第二地震活动幕	——
			第三地震活动幕	——
			——	——
		第二地震活动期	——	——
		第三地震活动期	——	——
			——	——

（据蒋铭等，1991）

中国是一个多地震国家，又具有长达 2000 余年的强震记录，对地震活动的韵律性有更为深入和系统的研究。早在 1960 年，梅世蓉就指出，中国的构造地震活动在时间轴上高低起伏，其周期约为 1000 年。马宗晋（1982）在研究华北地震活动时发现，华北地区不仅存在 300 年左右的地震活动期，而且每个地震活动期内的地震活动水平尚有次一级的起伏韵律，称之为地震活动幕，幕的活动时间为 20—30 年。他同时指出，还可能存在比地震活动期更高一个层次的强震起伏韵律，并称其为地震世。之后，张立人（1987）分析了华北 2000 多年的强震时间序列，认为华北地震世的时间尺度不小于 1500 年。蒋铭等（1991）在分析为期 20—30 年的地震幕的地震活动时发现，每个地震幕内还进一步存在活动和平静相交替，地震成丛发生的现象，显示幕内还包含为期 2—3 年的短周期韵律，称之为地震阶。这样，对不同时间尺度的地震活动韵律可以用地震世（千年）、地震期（几百年）、地震幕（几十年）和地震阶（几年）来表示。蒋铭等（1991）把地震活动的这种

时间分布特征称之为地震活动的时间层次结构，其层次结构关系如表 6-2 所示。这样的分级仿效了地质年代的代、纪、世、期的划分，能给予某级韵律以历史上特定的序号，便于讨论，不致造成时间上的混乱。

6．3．2 中国的强震期和强震幕

（1）华北地震期的划分

华北（34°—41°N，108°—123°E）有 2000 余年比较连续的强震记载。按其时间分布，自公元零年开始可以分出七个强震活动期（马宗晋等，1987）（图 6-8B）。公元 1000 年以前的记载有缺失，13 世纪以后的记载较完整。所以，第六、七两期可供详细研究。日本内陆和朝鲜半岛也有 2000 年的地震记载，它们的时间分布与华北的分期大体相同（图 6-8A，C）。图 6-8 的 A′，B′，C′是三个区域的世纪地震数，其中 B′是按人口的世纪变化对地震可能漏记的状况进行校正后的地震情况。从对比可以看出，不同期地震的次数和强度不同。第六期和第三期可能是最强的，它们对应于中国历史上两个最强的气象灾害期，这两期相隔 1000 年左右，这可能是研究比地震期更长的地震世的线索。

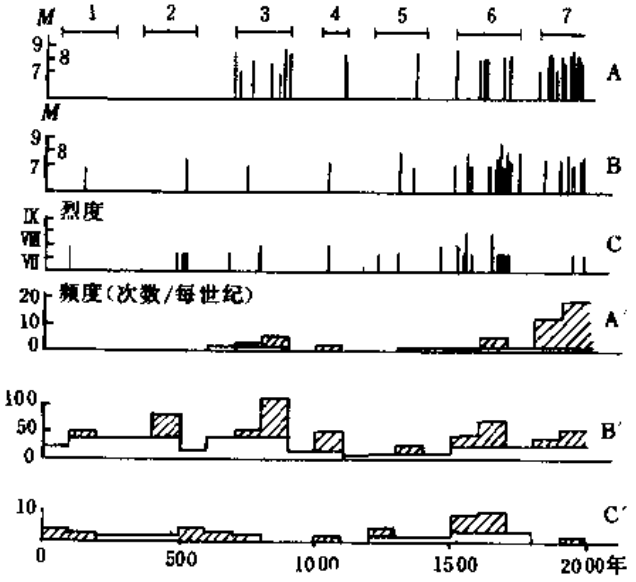


图 6-8 华北（B，B′）、朝鲜（C，C′）和日本（A，A′）强震时序分布

Fig. 6-8 Sequantial distribution of strong earthquakes in North China (B, B'), Korea (C, C') and Japan (A, A')

图上 1—7 表示 7 个强震活动期

中国东部除华北地区以外，只有 13 世纪以后的地震记载比较连续。从华北与华南的对比可以看出，其地震分期的时间也是大体相近的。不知道这种地震分期的现象是否有更广泛的意义，但我们知道，从 15 至 17 世纪的 200 余年内，世界上强震很多，其它自然灾害也很集中，这也正是蒙德极小期（Maunder minimum）。美国东部 22 次 $I \geqslant Ⅶ$ 的地震序列（Sykes，1978）的时间分布能否与中国东部地震活动期相比较，还需进一步研究。

50 年代王嘉荫教授进一步整理了中国多种自然现象同步变化的史料。笔者建议把这一灾害群发期，称为嘉荫期。嘉荫期即华北第六地震活动期，延续了 200 多年，其间发生了 4 次 8 级地震，7 次 7 级地震，其后的地震平静期延续了 85 年，未发生任何大于 6 级的地震。自 1815 年开始的第七活动期，至今已延续 170 年，发生了 9 次 $M \geqslant 7$ 的地震，但尚无达到 8 级的地震。

由于第六期地震发生于地壳厚度较大的低热流区（低于 $50mW/m^2$），而第七期地震发生于地壳厚度较小的高热流区（大于 $50mW/m^2$）（中国科学院地质研究所，1980），据此可推断，第七地震活动期的地震次数和强度可能是比较低的，延续时间可能比较短。据地震幕的对比，第七期可能不会超过公元 2030 年（蒋铭等，1985），随后进入下一个地震平静期。这个结论如果正确，对区域地震危险性的分析将产生重大影响。

(2) 地震幕的划分

华北的第六和第七地震活动期都可以分出若干个地震活动幕。一般地震幕活动的时间是 10—20 年，变化较大，而地震平静幕持续时间比较稳定，一般在 8—10 年。逐次比较第六活动期和第七活动期各幕的时间可以看出，后者都比前者短。这也是第六期的强度比第七期高的一个依据。按上述简单的对比，推测第七活动期可能还有 2 到 3 个地震幕。

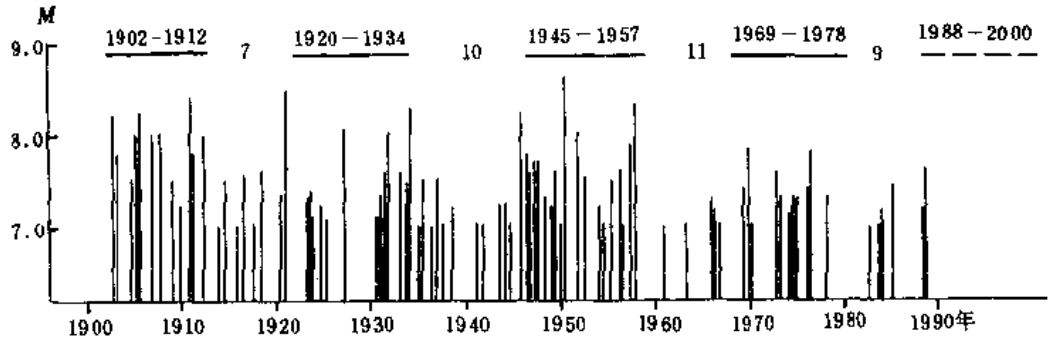


图 6-9　本世纪中国大陆及其邻区四个地震活动幕

Fig. 6-9　Four active seismic episodes of China and its adjacency

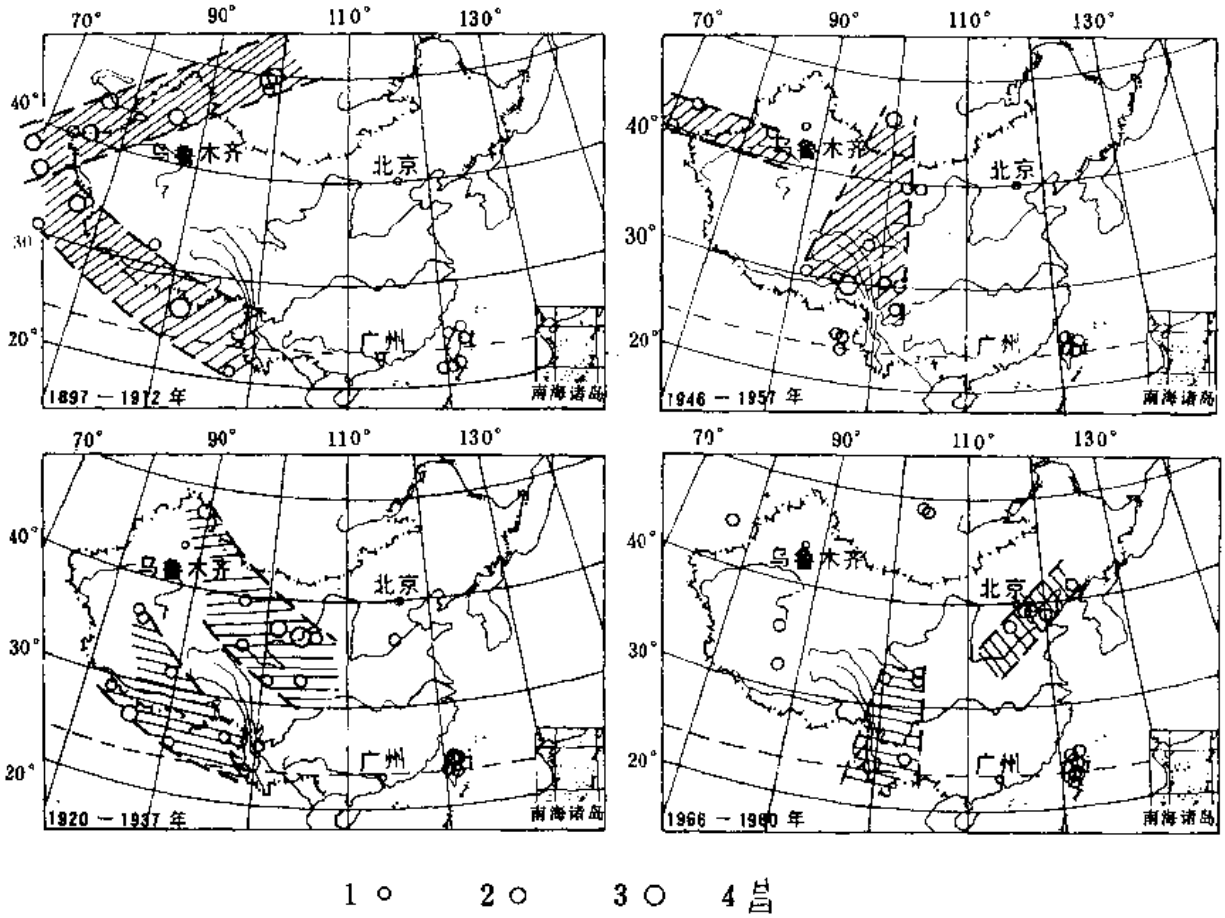


图 6-10　本世纪中国大陆及其邻区四个地震活动幕的空间分布

Fig. 6-10　The space distribution of four active seismic episodes of China and its adjacency

本世纪以来，中国大陆及其邻区 $M\geqslant 7$ 的地震也表现了明显的地震分幕现象（图 6-9），活动幕的持续时间为 13—16 年，平静幕的时间也比较稳定，为 8 年左右。第 4 幕从 1966 年至 1976 年只有 11 年，这一幕没有发生 8 级地震，而前三幕都发生过 8 级地震。所以直到 1980 年，笔者还担心本世纪全国的第 4 地震活动幕尚未结束。到 1982 年，才确定第 4 幕在 1976 年末已经结束，预计 1985 年前后有可能开始第 5 地震活动幕。事实是，1985 年新疆发生了 7.4 级地震，看来它可能表明第 5 地震活动幕已经开始。

图 6-10 是本世纪以来四个地震幕强震的空间分布图。很显然，每一幕以 1—2 个地震带和 1—2 个地震活动方向为主，幕与幕之间有很大的变化。第一幕主体活动区位于帕米尔至贝加尔湖的北东向构造带；第二幕主体活动区位于甘肃走廊的北西向构造带；第三幕主体活动区位于从西藏东部至蒙古中部的近南北向地震带；第四幕主体活动区则包括川滇地震区和华北地震区。从这四幕的空间变化可以认识到，中国大陆区在短时间尺度内具有全区性的地震构造应力场联系，但是还不知道它们变化的规律。对第五地震活动幕将持续到哪年，主体地区在哪里，还只能作些推论。

地震活动幕与平静幕的一次交替可称为一个地震轮回（张国民，1987）。本世纪以来，中国的地震活动已经历四个轮回。每个轮回约 20 年左右，包括平静幕、过渡幕和强震幕三个阶段。表 6-3 是不同作者对本世纪以来中国大陆四个地震活动轮回的划分。可见强震幕的时间依次为：1897—1912 年，1920—1937 年，1946—1957 年和 1966—1976 年。

表 6-3　中国大陆的强震活动轮回

Table 6-3　Cycles of strong earthquakes in China mainland

序　号	第一轮回	第二轮回		第三轮回		第四轮回		第五轮回		注
分　幕	活跃幕	平静幕	活跃幕	平静幕	活跃幕	平静幕	活跃幕	平静幕	活跃幕	
马宗晋等（1982）	1897—1912	1912—1920	1920—1937	1937—1946	1946—1957	1957—1966	1966—1980			$M\geqslant 6\frac{3}{4}$ 中国大陆及邻区
	$\Delta T_{平}=9\pm1$ 年　　$\Delta T_{活}=14\pm2$ 年									
张国民等（1987）	1900—1912	1912—1920	1920—1938	1938—1946	1946—1957	1957—1966	1966—1976	1976—1985	1985—	聚类分析 $M\geqslant 7.0$ 中亚、东亚
	$\Delta T_{平}=9\pm1$　　$\Delta T_{活}=13\pm3$ 年									
赵洪声等（1990）	?—1906	1907—1919	1920—1933	1934—1946	1947—1955	1956—1965	1966—1976	1977—1987	1988	$M\geqslant 7\frac{3}{4}$ 中国
	$\Delta T_{平}=12\pm1$　　$\Delta T_{活}=11\pm2$									

根据这四个轮回的平均特征外推，可得出第五个轮回将在 2000 年左右结束。另外，利用上述动态时间序列去建立自回归模型，并以此对未来动态进行预测，所得结果是：第五轮回的持续时间为 1977—2002 年，预计 1976—1985 年是平静幕，1985—1991 年是过渡幕，1991—2002 年是强震幕。

从图 6-10 所示本世纪强震活动主体地区变化的图象，要预测第五轮回的主体地区在哪里是困难的。但是，近年来强震空间分布的特征有可能提供某种启示。

自 1985 年起，在喜马拉雅东西弧顶附近，相继发生了巴基斯坦的 7.1 级地震（1985

年 7 月 29 日），印度和缅甸边界上的 7.2 级地震（1988 年 8 月 6 日），印度与尼泊尔边界上的 7.1 级地震（1988 年 8 月 21 日）和中国的澜沧-耿马 7.6 级地震（1988 年 11 月 6 日）。另一方面，在我国西北边界的天山-阿尔泰地区，相继发生了乌恰的 7.4 级地震（1985 年 11 月 6 日），中俄边界上斋桑的 7.3 级地震（1990 年 6 月 15 日）和吉尔吉斯斯坦的 7.5 级地震（1992 年 8 月 19 日）。可见，第五轮回强震活动的主体地区在中国西部，并且很可能与第一强震活动幕的主体地区相同。在强度上，在前四个强震幕中，中国大陆内部都有 8 级或接近 8 级的特大地震发生，所以，在第五轮回中，也不排除发生 8 级左右特大地震的可能性。

6．3．3　全球地震活动的分幕现象

贝尼奥夫（1951）曾把本世纪前 50 年的地震活动分为五个时段，指出存在地震活动期和相对平静期。傅征祥（1986）以 Abe（1981，1983）的全球浅源大地震目录为基础，采用有序聚类分析方法，将全球分为 10 个区研究了地震活动的分幕现象，发现：

（1）本世纪以来，全球不同地震活动区（带）内地震的活动是随时间起伏的，存在十至几十年的活动幕和平静幕交替出现的过程，平静幕的平均持续时间为 16.5 年，活动幕的平均持续时间为 16.6 年；

（2）全球某些地震区（带）的地震活动幕和平静幕的交替过程，具有某种程度的一致性。如中国大陆的地震活动幕（9 区）基本上和南美（6 区）的活动幕同步，只是开始和结束稍滞后一些。在 30 年代后，中国大陆和欧亚板块与澳洲板块交界地带（10 区）的地震活动涨落，也显示某种一致性。

为什么全球以及各主要地震区（带）会出现地震幕现象？这里提供一些考虑这个问题的线索，在 6．4 节中还将对此作进一步探讨。

（1）地震幕的基本特征之一是 10—20 年的强弱交替韵律。10—20 年时间内地壳运动的变化属微动态范畴，造成这种微动态的动力因子显然也应具有类似的时间变化特征，这样的动力因子很可能是包括地球转速变化在内的各种周期性环境动力因子。

傅征祥（1986）研究北大陆强震活动和地球自转速度变化的关系（图 6-11）后得出：地中海区域（约 0°—30°E）、阿富汗至中国西部（约 65°—105°E）和北美大陆上的强震，

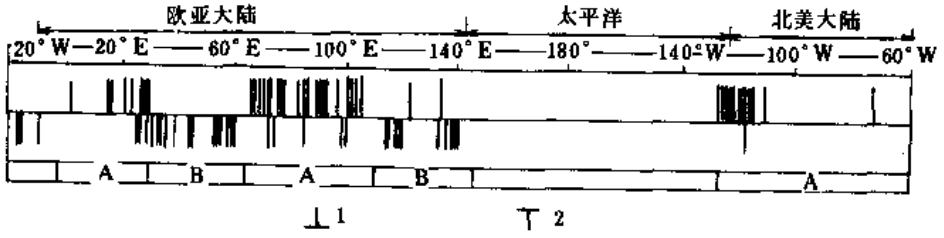


图 6-11　北半球大陆浅源强震（$M_s \geqslant 7.0$）发生地区和地球自转加速变化的关系（1899—1980）

（据傅征祥，1986）

Fig．6-11　Change in acceleration of earth's rotation and regions of occurence of strong shallow shocks in the continents of northern hemisphere (1899—1980)

(from Fu Zhengxiang, 1986)

1—地球自转加快年份发生的地震；2—地球自转减慢年份发生的地震；A—自转加快年份发震的地区；B—自转减慢年份发震的地区

主要发生在地球自转加快的年份内；而北大陆其他地段上的强震，则大多在地球自转减慢的年份内发生。同时，自转加快年份内发震的地区（图 6-11 中的 A 区）和减慢年份内发震的地区（图 6-11 中的 B 区）的分布，沿着经向交替出现。

对显示地球自转速度变化的日长（LOD）增量序列进行谱分析，可以得到一系列周期分量。几十年尺度的准周期分量有 10 年、20 年、30 年、40 年和 60 年等。赵铭（1990）发现，中国大陆本世纪以来的 5 个地震活动幕和 LOD 的准 40 年分量有很好的对应关系，活动幕均开始于 40 年分量（极大或极小）附近。若活动幕超前于极值年开始，活动幕长（第一、二幕）；若开始于极值年之后，则活动幕短（第三、四幕）。赵铭认为，这种对应关系可能是地球自转变化周期与地块固有周期相近而发生共振的结果。

以上是地震幕成因的一种解释，6．4 节中将给出另一种解释。

（2）全球地震幕的第二个特征是，正、反韵律的交替表现为活动地区的互换，如高、低纬度反、正韵律的互换。这可能与全球的整体变形有关，或者与全球应力场在高、低纬度区之间的交变有关。此外，近南北向地震带的活动多表现为正韵律，近东西向地震带的地震活动多表现为反韵律，说明地震幕的动力背景有方向性，这可能与全球性的地壳整体运动状态有联系。

（3）全球地震幕的第三个基本特点是，幕与幕之间并不以等同的周期发展，彼此之间有一定的差异，特别是从中国大陆以及华北地区地震幕的分析中可以看出幕与幕之间的历史联系，它们形成了地震活动期发展中前后衔接的节拍。如果地震活动期有可能反映局部地区的地壳运动过程，那么，环境因子就是叠加在区域基本应力场之上的变动因素。这两者的共同作用才导致了地震活动一幕一幕地发展。

以上三点认识也许可以作为探讨地震活动韵律性的成因机制的出发点。

6．3．4　中国大陆四条地震带的地震迁移

地震带内地震的发生顺序在空间上呈现定向迁移的现象，即通常所说的“地震迁移”，很早就被人注意、研究并用于地震预报（Richter，1958；Mogi，1968；Scholz，1977），但由于地震的规律性被揭示和论证的程度还不够充分，理论解释还有许多争议，预报应用也未能获得广泛的注意和发展，所以，对“地震迁移”的认识和估价基本上处于徘徊状态。

近几年出现了一些利用 $M\geqslant 6$ 级地震来研究地震迁移现象的成果。它们的特点是：震级取得低，地震数量多，所显示的地震迁移过程细致，定向迁移的重复程度和规律性更易于评价，定向迁移的重复性突出，其成因解释较易于明辨，与动力过程的联系更加紧密。下面先介绍对中国大陆四条地震带地震迁移现象所作研究的结果。

（1）南北中轴地震带

该带范围是 98°—108°E，21°—42°N（包括通常所指的南北地震带）。本世纪以来，该带内 $M\geqslant 6$ 的地震资料完整，1900—1990 年共发生 $M\geqslant 6$ 的地震 109 次（不包括 25 次余震）。笔者主要研究在这一宽 500km，长 2000km 的长条型地带内，地震主要是向北迁移还是向南迁移的问题。

南北中轴地震带地震时序分布表明，若以 $M\geqslant 7$ 的地震为准，可以分出Ⅴ个相对集中的地震幕（图 6-12a），即 1920—1927 年，1933—1942 年，1947—1955 年，1970—1975 年，从 1988 年开始可能又进入一个新的地震幕。

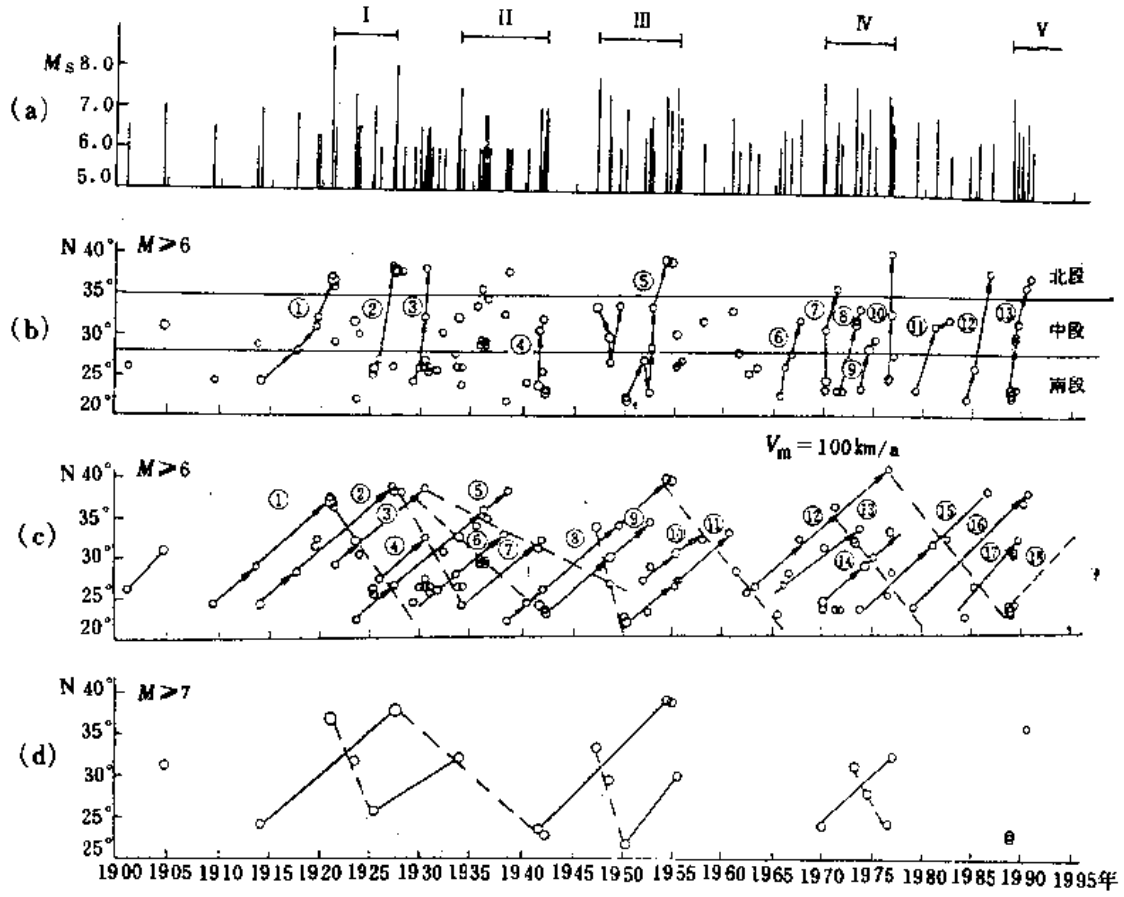


图 6-12　南北中轴地震带地震序列（a）及定向迁移（b—d）图

Fig. 6-12　The seismic sequence (a) and the directive sketch of migration (b—d) in South-North seismic belt

按 $M \geqslant 6$ 的地震时空分布图的排列顺序，称下一次地震相对于前一次地震的迁移为一个迁移步（migration step），简称移步。若下一次地震在前一次地震的北侧，即纬度值增加，为北向移步，反之为南向移步。该带 109 次地震中，北向移步为 54 步，南向移步为 31 步。北移 54 步中，只有一步是从南段（28°N 以南）跳向北段（35°N 以北）的跳步，其余都是南段→中段→北段连续的移步。南移的 31 步之中，有 6 步是由北段跳入南段的跳步。此外，从南、中、北 3 段地震的数量来看，南段 59 次，中段 36 次，北段 14 次。这些地震构成北向移步的 25 个过程，南段参与 25 次，中段参与 21 次，北段参与 9 次。其中由南而中而北逐步连续迁移的过程是 13 个（图 6-12b），每一个过程至少包括 3 次地震，多者达 9 次。13 个过程总计包括 73 次地震，占全地震带地震的 70%。从上述的统计结果看，北向迁移占优势，远远多于南向迁移。

定义构成每个移步的两次地震的震中距离与时间间隔的比值为该移步的迁移速度；由几个定向连续移步构成的迁移过程的总距离与总时间间隔之比值为一个迁移过程的迁移速度。这种逐步迁移过程的迁移速度 V_m 实际上是不很稳定的，这使理论解释和预报应用都有一定的困难。为此，笔者打破逐步迁移，即必须是按照地震发生的时序来找寻迁移规律

的限制，对 $M\geqslant7$ 和 $M\geqslant6$ 的地震时空分布规律重新作了分析（图 6-12c，d）。

划定 $M\geqslant6$ 的地震迁移过程的另一种方案是选择北迁和南迁的两种地震密集带划线的方法，类似于日视方位滤波的方法。很显然，北向移步的 18 个（1—18）迁移过程线其平行性很好，说明可能有一种比较稳定的迁移动力因素在起作用；相比之下，南向移步的 8 个迁移过程线平行性很差，说明没有稳定的迁移动力因素，而且地震分布相对于迁移线的离散度也高。总之，北向迁移过程的规律性远远大于南向迁移。北向迁移过程的平均速度 V_m 约 100km/a。

$M\geqslant7$ 的地震时空分布表明，地震定向迁移线可有两种划定方案（图 6-12d）：一是从南向北迁（实线），一是从北向南迁（虚线）。看不出两种方案谁更合理些，只是北向的 5 个迁移过程和移步的迁移线平行性比南向迁移线的平行性更好些。值得重视的是，$M\geqslant7$ 的地震和 $M\geqslant6$ 的地震的北向迁移速度很接近，而南向迁移速度则变化很大。

南北中轴地震带内发育有北东、北西、南北、东西各方位的地震断裂，它们在中国东部与西部地壳厚度陡然变化超过 20km 变异带的背景下，构成了复杂的地震断裂格架。$M\geqslant6$ 的地震绝大多数是在断裂格架的交结点附近发生的。所以，一次次地震的移步，并不是沿着一条地震断裂的延伸方向迁移的，也不一定是一条断裂与另一条断裂连接活动。然而，断裂格架结点群处于多应力集中点的非均匀应力场状态（马宗晋，1980），在定向动力附加作用的影响下，产生群体优势定向的现象，就好象一树成熟程度不同的苹果，在一阵定向风的吹动下，那些成熟将落的苹果按阵风吹动的方向和吹到的顺序依次掉下，再一阵风，又定向地掉下一组，如果这棵树足够大，风的吹动过程相当慢，那么就可以在同一时间间隔内有几个迁移过程并行发展的现象（图 6-12c）。

图 6-12b 画出的 13 个定向逐步迁移过程的 V_m 是 1000km/a，图 6-12c 画出的 17 个平稳迁移过程的 V_m 是 100km/a，一快一慢差一个数量级。

（2）天山地震带

39°—45°N，73°—94°E 范围内的天山地震带东西长 2000km，宽 400—500km，是一个相对独立的地震带。以天山南、北两条边缘带为主，北西西、北东东、北北西、北北东向的地震断裂带与边缘带复杂交接。1902 年—1991 年 2 月共发生 $M\geqslant6$ 的地震 56 次。

天山地震带地震时序分布表明，若以 $M\geqslant7$ 的地震为准，可分出 3 个相对集中时段：1902—1914 年，1944—1955 年，1974—1985 年。这些时段内大震比例高，但总数量并不多，相反，在大震少的时段内，$M\geqslant6$—7 的地震的数量却很多。这是很有趣的分布，与地震活动幕的一般概念有所不同。

$M\geqslant6$ 的地震按迁移时序分布可分为 3 段：西段（80°E 以西）即喀什-阿克苏段，总走向北东东，连接兴都库什地震带与天山带南缘，内部构造比较复杂；中段和东段是天山在中国境内近正东西向的延伸。3 段内发生的地震没有表现出鲜明的迁移规律性，只能是相对而言，有 5 个比较规则的由西向东的迁移过程，共包括 19 次地震，占地震总数的 36%。它们的 V_m 约 600km/a。有 3 个由东向西的迁移过程，包括 10 次地震，占地震总数的 18%，它们的 V_m 约 230km/a。而西段地震数是 33 次，中段是 18 次，东段是 5 次，相比之下，自西向东的迁移略占优势。

$M\geqslant6$ 的地震时空分布的日视方位滤波迁移方案，与南北地震带的情况相似，向东的迁移过程线平行稳定性好，包括 30 次地震，占地震总数的 53%；向西的迁移过程线平行

稳定性略差，包括26次地震，占地震总数的46%。相比之下，向东迁移略占优势，它的V_m稳定在140—180km/a之间。

$M\geqslant7$的地震共10次，它们的时空分布迁移线未表现出明显的规律性，只有向东迁的过程，其V_m与$M\geqslant6$地震的V_m接近，这也可作为支持东向迁移的一点理由。

白超英等（1991）研究了天山带本世纪以来$M\geqslant5$的地震的迁移现象，认为乌恰地区（指本文天山地震带的西端）的地震是天山带的窗口，那里先活动，然后向北东和正东方向推进。他们所注意的群体迁移现象与本文的迁移慢波现象近似。

（3）山西地震带

本带是山西隆起带轴部一系列地堑型盆地构造串连起来的复杂构造带。强震均发生在一个盆地的边缘或内部。本带地震的历史记载很早，尤其是近几百年来记载较全。笔者选用本带第四个地震活动期开始至今，即1815年—1991年3月本区发生的$M\geqslant5$的地震21次来分析它们的地震序列和定向迁移规律。

山西地震带近200年来大地震很少，所以只画了一张地震定向迁移图。从中可以看出，仍然是北东向的地震迁移过程线规律性较好，即由西南向北北东方向定向迁移的过程更平稳，V_m为10—13km/a。

（4）燕山地震带

本带的研究范围在39°—40°N，114°—120°E地区内，地震频度低，所以必须取比较长的时间段。1658—1990年本带共发生$M\geqslant5$的地震20次，它们的地震序列和定向迁移规律清楚地反映出地震由西向东迁移的定向性：四次连续的西段（115°45′以西）移入中段，再移入东段（117°45′以东）的迁移过程，V_m为6—12km/a。

对上述四个有代表性的地震带地震迁移现象的分析，可以得出下述认识：

（1）中国大陆西部取6级地震、东部取5级地震作为研究地震迁移现象的震级下限，能较好地反映出地震定向迁移的规律性。

（2）地震带内地震的定向迁移现象存在“快”、“慢”两种过程，慢过程可能是主要的。

（3）印度板块向北东方向的脉动式推动可能是造成南北中轴地震带和天山地震带定向迁移的动力源，甚至山西地震带和燕山地震带的地震定向迁移也与此有关。

（4）大陆地震带内地震的定向迁移并不是断裂延展过程的结果，而是与动力源脉动式传出的动力波与局部地应力失稳条件的成熟度两者配合所造成的。

6.3.5 板块边界地区的地震迁移

（1）加利福尼亚州历史地震的迁移

加利福尼亚州地震构造主要受圣安德烈斯断层控制。通常认为，这条复合转换断层是太平洋板块与北美板块的边界。加利福尼亚州的地震一般发生于较浅的深度（<15km）。下面讨论1800年以来该州$M\geqslant6.0$的地震的迁移现象。

图6-13（a）是这些地震的时间-震级分布。1850年以来，地震活动可组合为8个高活动幕。每幕延续大约10年，幕间以相对平静幕为间隔，其延续时间每次约为8年。图6-13（b）显示出较明显的由南东向北西的地震迁移趋势。

如果排除从一端到另一端的大的迁移步，则有41个向北的迁移步。如果作二项式分布假设，这种分布是随机分布的可能性很小，只是沿两个方向迁移步数相等分布的1.2×

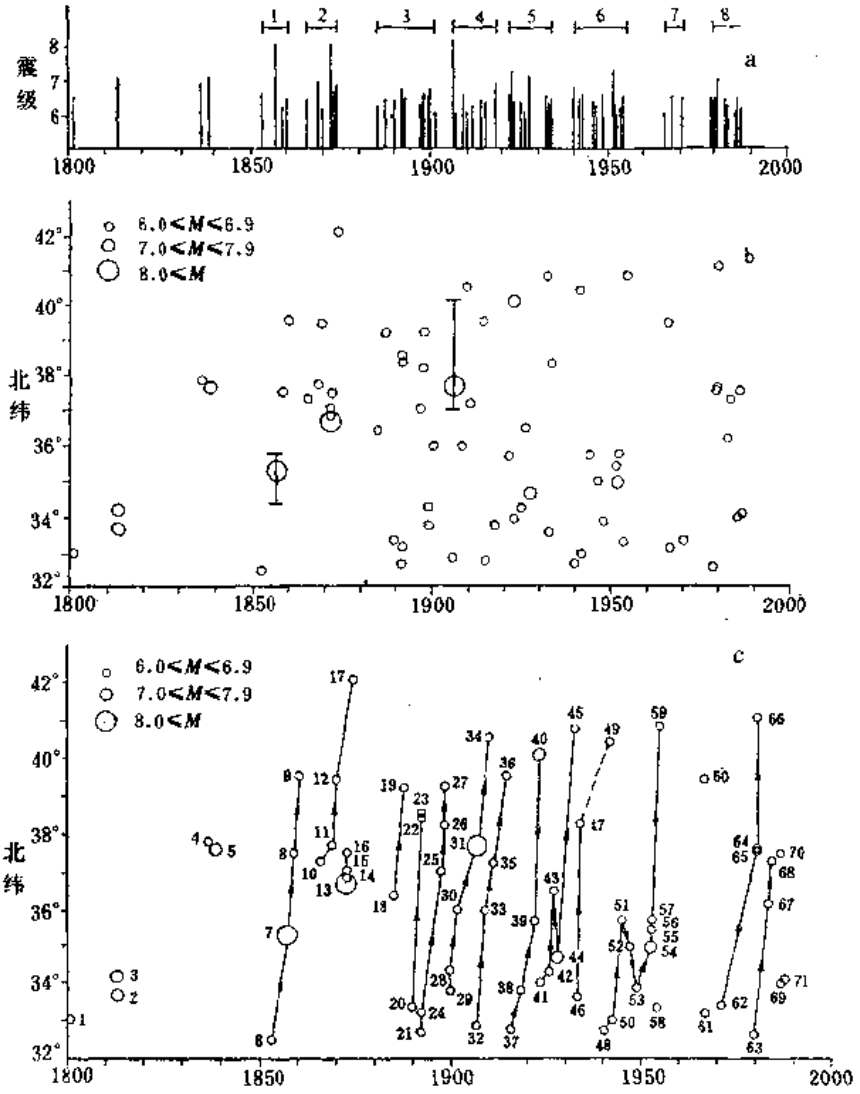


图 6-13　加利福尼亚州历史地震时空分布图

Fig. 6-13　Space-time distribution of historical earthquakes in California

a—震级时间图；b—地震震中空间（纬线）和时间分布图，竖线显示 $M \geqslant 8.0$ 地震的破裂长度；图 c 和图 b 中所加的线和箭头表示可能的地震迁移序列，虚线表示无确切解释的情形

10^{-4}倍。这一趋势也从几次大震的余震展现出来（即紧接着 13 号 1872 年 8 级地震后的 14、15 和 16 号地震；紧接 54 号 1952 年科恩县 7.2 级地震后的 55、56 号地震）。如果要求每一次有效的迁移序列至少包含 4 个相继发生的地震，则有大约 10 次从南向北的迁移序列，并且无一个从北向南的迁移，如图 6-13（c）所示。迁移速度为 96—170km/a，平均值为 130km/a。

（2）沿日本列岛海沟巨大地震的迁移

见野和夫（1988）研究了沿日本列岛海沟巨大地震的迁移现象。表 6-4 是沿日本弧俯冲带巨大地震的时空表。表中的编号为系列号，如 1605 年到 1611 年为第 4 系列，1677 年到 1707 年为第 5 系列等。与系列号同行的数字为大地震发生年份，其下为大地震的震级。

表 6-4　沿日本列岛海沟巨大地震的时空表

Table 6-4　A time-space table of great earthquakes along trenches of the Japan Arc

编　号	南海道	东南海	关　东	三　陆	北海道
1	684		818	869	
	8.25		7.9	8.6	
2	887　1099	1096			
	8.25　8.0	8.4			
3	1361	1496			
	8.4	8.6			
4	1605		1605	1611	
	7.9		7.9	8.1	
5	1707	1707	1703	1677	
	8.4	8.4	8.2	8.1	
6	1854	1854			
	8.4	8.4			
7	1946	1944	1923	1898　1896	1894
	8.0	8.0	7.9	7.8　7.6	7.9
8				1968	1952
				7.9	8.1

（据见野和夫，1988）

表 6-4 显示出地震活动的下述规律：

① 以 17 世纪为界，地震活动的持续时间发生明显变化，从大约 200 年缩短到 5—50 年；

② 从第 1 系列到第 4 系列（684—1611 年）地震均始发于南海道，然后无例外地向北迁移，最后还回到南海道；

③ 1677 年以后的第 5 系列到第 7 系列，迁移方向发生逆转，变为由北向南迁移，到达南海道后向北返回；

④ 迁移方向逆转后不久，地震活动变得活跃。

日本列岛的地震活动与朝鲜半岛和中国东北的地震活动关系密切。日本列岛的地震活动恢复之后，朝鲜半岛和中国东北的地震活动也相继恢复。从日本列岛到中国东北的地震迁移速度为 20—30km/a，与日本列岛的地壳运动的速度一致。

（3）希腊弧地震的迁移

希腊弧具有众所周知的海沟-岛弧系特征，是非洲板块和欧亚板块的一段边界。希腊弧地震带包括爱奥尼亚群岛、西南伯罗奔尼撒半岛、克里特岛和多德卡尼斯群岛等四个地震带。希腊弧地震带的地震（$M \geqslant 6.0$）呈现一种特有的迁移方式：地震活动围绕着与希腊弧的主轴一致的各地震带主要轴线，在弧区内侧和外侧交替发生，浅源地震活动与中、深源地震活动交替发生（Papapimitriou，1991）。

下面以希腊弧区最东部的多德卡尼斯群岛地震带为例，展示这种地震活动图象。上一

世纪，该带有 $M \geqslant 6.5$ 的地震 4 次，其中 1 次为中、深源地震，均集中在弧区内侧有限区域内。本世纪浅源地震和中、深源地震，从空间和时间上一直交替发生。两个中、深源地震活动幕（1926—1944 和 1958—1965）分别夹在三个浅源地震活动幕（1910—1926、1948—1957 以及 1969 年至今）之间。中深源地震都发生在弧区内侧，与发生在弧区外侧的浅源地震明显分开。

上述地震交替发生的现象显示出，地震带某一部分处于平静时期与邻近的另一部分处于活动期的孕育状态有关，可以认为，这是应力可从地震带的某一部分传递到另一部分的结果。

6．4　地震活动与地球环境动力因子的关系

6．4．1　综合评述

李四光（1972）曾经指出："地壳运动问题，是地球内部和外部矛盾诸方面斗争的问题"。这一论断可以说是从哲学的角度肯定了地球外部因素对地壳运动的可能影响。现在已有很多资料能证明这一论断的正确性。

地球的环境动力因子，简称环境因子或天文因子。天体运动与地震的关系，早在 3000 多年前中国古书《竹书纪年》中就有记载。本世纪以来，已有不少论述环境因子与地震关系的文章，主要集中在对月相（月面明亮部分的盈亏现象）、引潮力、太阳活动和地球自转与地震的关系上（杜品仁等，1989）。近几年研究得较多的是地震活动的天文周期性（Shirley，1989；杜品仁，1990，1992）。

从环境因子与地震关系的角度，也能反映出地震活动的某些规律。由于这样得出的规律性与明确的物理背景有联系，便于进一步探讨物理机制，因而，从环境因子与地震关系的角度研究地震活动的规律具有一般地震学方法所不具有的一些优点。但是，得出了某些相关关系，并不能断言二者间就确有成因联系。这是造成环境因子与地震是否有关还有很大争议的原因。在此有必要谈谈对这个问题的看法。

环境因子如何影响地震活动，有两种说法，一是触发，一是调制。许多人承认触发作用，因为内部状态已接近或处于临界状态，外因起引发作用，这合乎内因起决定作用的观点。至于调制，或调控，似乎就是说地震受外因支配，因而不易接受。目前，还没有根据断言环境因子起着系统控制参数的作用，但同样也没有根据完全否定这种可能性。对实际存在的调制现象，暂作如下解释：地壳在较大范围和较长时间内处于临界状态，因而，外因对一系列地震显示出触发作用。

触发和调制可以说只是作用形式问题。环境因子影响地震活动的机制还须着重阐明什么样的作用，这种作用是如何产生的。对这些问题有两种解释。一种是以经典物理学为基础的解释，如认为地球自转变化产生的能量超过最大地震释放的能量 2—3 个数量级，因而地球自转变化可引起地球块体运动，从而可能触发或调制地震。太阳活动和其它某些环境因子对地震的影响，是通过大气运动影响地球自转，再影响地震的。由于地球自转变化和世界大震的对应关系并不理想，特别是由于难以说清如此微弱的外界作用竟会产生如此巨大的影响，因此可以说，对环境因子影响地震活动机制的问题，经典物理学已显得无能为力。另一种是从新三论（耗散结构论、协同论、突变论）出发，特别是从耗散结构论出

发所作的解释。耗散结构论认为，一个远离平衡的开放系统，在外界条件变化到一个特定临界值时，通过涨落发生突变，就有可能从原来的混沌无序状态转变为一种稳定有序的结构。由于震源区是开放系统，孕震期间地壳处在高度不稳定状态，而且系统内部存在着非线性的相互作用，因而，只要外界条件有微小变化，就可带来惊人的放大作用，使系统产生突变。引力作用、地磁作用以及地球自转变化所产生的应力等，就是这种促使系统产生突变的微小作用力。可见，当代物理学为弄清环境因子影响地震活动的机制开辟了广阔前景。不过，与上述类似的解释还只是注释性的，或者只是套用概念而已。

因此，目前对机制问题的解释，可以说是处在这样的阶段：用经典物理学理论不能很好解释，而用现代物理学理论的解释又还未深入到令人满意的地步。

除机制问题外，另一重要问题是环境因子的影响为何会出现局部效应。一谈到环境因子的作用，有人就认为这是整个地球和天体这一层次上的问题，是整体作用，因而存在局部效应是不可理解的。似乎要有 11a 周期，全世界都应有。对局部效应问题，可作如下解释：首先，天体的作用不是均匀的，也不是稳定的。如太阳、月球作用于地球的引潮力随经、纬度和时间而变。太阳的热辐射或光照作用在世界各地也不均匀等。其次，地球也不是均质刚体，各地区除位置的差异外，物质组成、力学状态、边界条件、地质构造等等都不尽相同。而只要承认岩石圈是个非线性系统，这本身就意味着对同样的外部作用，系统的响应会随区域而异，更何况这些外部作用并不相同。因而，存在局部效应是合理的。至于什么样的地区对哪种环境因子的作用有什么样的响应，还需积累更多的资料，在理论上作更深入的分析。

为弄清环境因子对地壳运动的影响情况和机制，有必要对全球的地震活动与环境因子的关系进行分析。到目前为止，在所发现的各种环境因子中，18.6a 月球交点运动周期与全球地震活动的关系最为密切。

6.4.2 全球主要地震区的 18.6a 地震轮回

按 6.3 节的定义，把持续时间大约 10—30a 的地震活动的一次强、弱交替现象称为一个地震轮回，它包括一个地震活动幕和一个地震平静幕。

迄今所发现的地震轮回几乎都不是周期性的（Sholz，1989）。存在周期性的地震轮回吗？各地震区的地震轮回有无共同性？它的物理背景是什么？少数地区地震的 18.6a 周期性（Fedotov，1977）已表明，周期性地震轮回可能存在。由于这种轮回对我们认识地震发生的物理机制、地震的混沌性以及中、长期地震预报都具有重要意义，下面将对全球各主要地震区的地震是否存在 18.6a 周期性地震轮回进行系统研究。

（1）分析方法

将全球大地震高发区分为 13 个研究区（图 6-14）。取 Abe（1981，1983）的全球浅源大地震目录（1897—1980）和中国地震台网对全球 $M \geqslant 7$ 的地震的观测结果（1981—1990）作为地震样本。取样时间延至 1990 年的主要目的是使总时间长度为 93a，即 5 个 18.6a，以易于进行严格的统计检验。

18.6a 是月球交点运动周期。先计算每个地震发震时刻的 $N'(0°—359.9°) = -N$（N 为月球升交点黄经），然后对每个研究区内样本的 N' 值进行统计分析。对某个研究区，如果能够确定一个 N'_0 值，使大多数样本的 N' 值都在 $N'_0 \pm 120°$ 范围内，则该区的地震活动幕就定为（$N'_0 \pm 120°$）所对应的时间，其余的 120°间隔为地震平静幕。称 N'_0 为活

动幕的中心时间，并把含 1897 年的地震活动期记为第 0 活动幕，以后的活跃幕依次记为第Ⅰ至第Ⅴ活动幕。

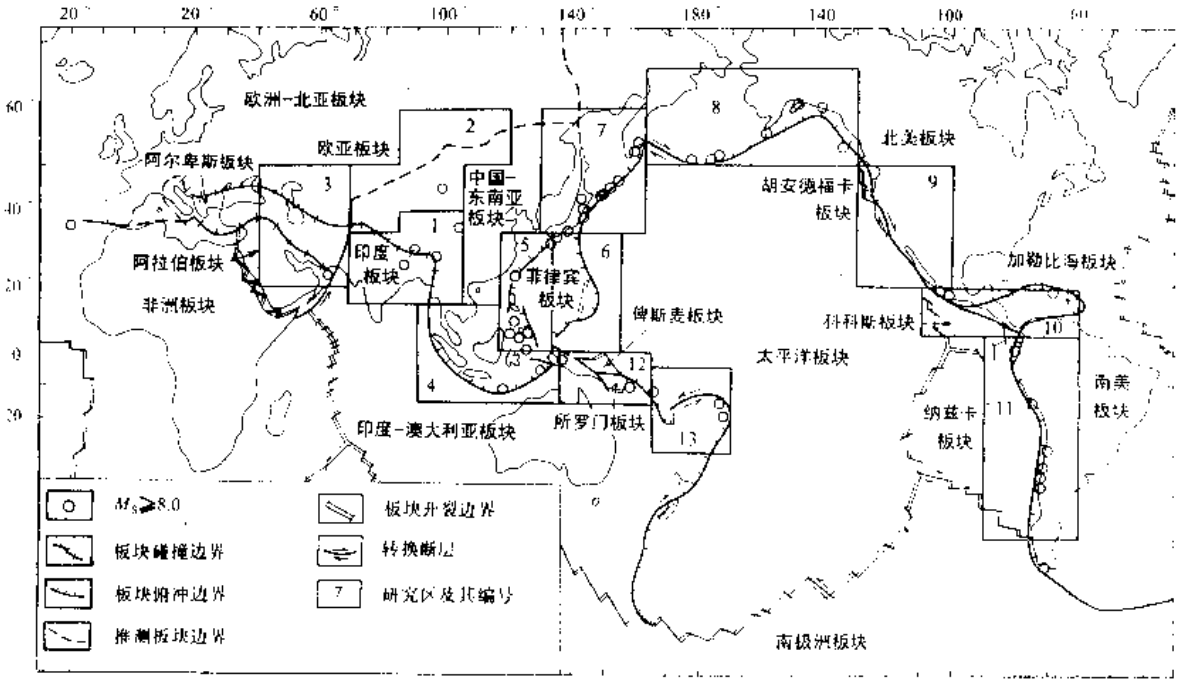


图 6-14　研究区标号及位置示意图

Fig. 6-14　Map of the location of the numbered study regions

统计检验采用 x^2 检验，以均匀分布为零假设，且自由度 ν 显然为 1。如果 $x^2 > 3.841$，便可在 95% 的置信水平上拒绝零假设而承认地震有集中发生在所述活动幕内的周期性。为比较各研究区的地震活动水平，本文还对每个研究区确定了一个标志震级 M_m，它的定义是某研究区每个活动幕所出现的最大地震的震级下限。

(2) 统计结果

在 13 个研究区中，从地中海-喜马拉雅地震带和环太平洋地震带中各选一研究区作为典型实例加以详细介绍，然后概述各研究区的统计结果。

地中海-喜马拉雅地震带中选 1 区即喜马拉雅及其邻区为例。该区地处印度板块与欧亚板块相碰撞的边界及其附近，由 15°—30°N，69°—105°E 和 35°—40°N，85°—105°E 两个长方形限定。

本区的 $N'_0 = 30$，即活动幕为 1908.9.30—1921.2.26，1927.5.12—1939.10.8，1945.12.21—1958.5.21，1964.8.3—1976.12.31 和 1983.3.14—1995.8.10。本区的 13 次 $M_s \geq 7.6$ 的地震，全部发生在上述活动幕内。19 次 $M_s \geq 7.5$ 的地震，除地处最西端的 1905 年克什米尔地震外，也都在活动幕内（$x^2 = 6.737$，$P < 0.01$）。26 次 $M_s \geq 7.3$ 的地震，在活动幕内的有 23 次（$x^2 = 5.558$，$P < 0.02$）。

比较 Abe 目录和最近出版的中国 $M \geq 4.7$ 地震的均一震级目录（谢毓寿等，1989），确定该区的标志震级 $M_m = 7.5$。

环太平洋地震带各研究区中，我们以图 6-14 中的 7 区，即堪察加-日本东北地区为例。该区强烈的地震活动显然受到太平洋板块向北美板块和中国-东南亚板块下俯冲的影响。再往南的日本西南部和关东地区已被划入地震活动受菲律宾海板块影响的地区。

用 N' 值表示的地震活动幕为 95°±120°。第Ⅰ至第Ⅴ活动幕的时间为 1912.2.8—1924.7.7，1930.9.20—1943.2.16，1949.5.3—1961.9.29，1967.12.13—1980.5.11，1986.7.23—1998.12.19。该区的 22 次 $M_s \geqslant 7.7$ 的地震，20 次发生在上述活动幕内，$x^2=5.818$；36 次 $M_s \geqslant 7.5$ 的地震，31 次在活动幕内，$x^2=6.125$，均超过了 98% 置信水平的限值 $x^2=5.412$。

由该区地震的 18.6a 地震轮回还可以看出，地震的活动和平静只是相对的。统计上的总体特征，并不排除在个别平静幕还有个别特大地震存在的可能性。

对各研究区，都进行了类似上述两例的分析。考虑到样本震级下限不同，统计结果会不同，对样本数的选取采取下述原则：样本总数至少为 13，因为 13 个样本中落在 2/3 个周期内的 x^2 值为 3.846，刚好大于自由度为 1、置信水平为 95% 的限值 3.841，并且此样本数已远大于如 Schuster 检验法所要求的最少样本数 8（Shirley，1988）。此外，为避免统计结果的偶然性，一般先在样本数大于 13 的一个震级上计算出一个 x^2 值，然后在至少相隔 0.2 的另一震级上再求一个 x^2 值。

从按上述要求计算所得的统计结果中，选取具有最大 x^2 值的结果列于表 6-5，作为代表各研究区地震轮回的统计结果。由表 6-5 可见，对所有 13 个研究区，都可在 95% 的置信水平上承认 18.6a 周期性地震轮回是显著的，而且 13 个研究区中有 9 个研究区的置信水平至少为 98%。

表 6-5　全球主要地震区 18.6a 地震轮回的统计结果

Table 6-5　Statistical results of the 18.6a seismic cycle in the world's major seismic regions

区号	位　　置	$M_s \geqslant$	样本总数	N' 表示的活动期	活动期内样本数	x^2	M_m
1	喜马拉雅及其邻区	7.4	21	30°±120°	20	7.714	7.5
2	天山-贝加尔	7.2	21	240°+120°	19	5.357	7.4
3	东阿尔卑斯板块	7.2	13	5°±120°	12	3.846	7.0
4	马来半岛-巽他群岛	7.4	22	122°±120°	19	3.841	7.4
5	西菲律宾海板块	7.6	29	100.5°+120°	26	6.897	7.6
6	东菲律宾海板块	7.0	22	315°±120°	20	5.818	7.3
7	堪察加-日本北部	7.5	36	95°±120°	31	6.125	8.1
8	阿留申-阿拉斯加	7.5	23	20°±120°	21	6.283	7.9
9	美国西部-墨西哥北部	7.1	19	155°±120°	17	4.447	7.1
10	中美洲-加勒比	7.7	18	250°+120°	17	6.250	7.6
11	南美洲西部	7.8	14	255°±120°	14	7.000	7.8
12	新几内亚-所罗门	7.7	16	30°±120°	16	8.000	7.7
13	新赫布里底-克马德克	7.5	22	25°±120°	20	5.818	7.8

上述统计结果能充分代表全球浅源大地震活动的总体规律性，因为，1897—1900 年期间全球共发生 $M_s \geqslant 7.7$ 的地震 160 次，$M_s \geqslant 8.0$ 的地震 49 次，各研究区内的地震数分别为 151 次和 48 次，而各研究区活动幕内的地震数分别是 142 次和 46 次。

这些统计结果反映出全球大地震活动的下述主要格局：从空间分布看，全球最强烈的地震活动发生在板块消减带和板块碰撞带。从时间分布看，1 区，8 区和 12，13 区，即喜马拉雅附近地区和环太平洋地震带的南区和北区的地震活动幕很接近，$N'_0 = 20°—30°$；环太平洋地震带的西区，即 5 区和 7 区的地震活动幕几乎相同，N'_0 都可以用 95°代表；环太平洋地震带的东区，即 10 区和 11 区的地震活动幕也很一致，用 N' 可以表示为 250° ±120°，也和 2 区的活动幕接近。从地震活动强度看，根据所定义和确定的 M_m 值，地震活动最强烈的地震区是 7 区（$M_m = 8.1$），其次是 8 区（$M_m = 7.9$），11 和 13 区（$M_m = 7.8$），再往下是 12 区（$M_m = 7.7$），10 区和 5 区（$M_m = 7.6$）以及 1 区（$M_m = 7.5$）。M_m 值除用于比较各地震区的地震活动水平外，也有利于预测未来活动幕内至少会发生多大震级的地震。

6．4．3　18.6a 地震轮回成因初探

（1）软流圈的岩浆潮

全球主要地震区的大地震都存在 18.6a 地震轮回，这自然容易使人想到其成因与 18.6a 的固体潮分量有关。一些研究者也曾这样粗略解释类似现象。然而，无论是经典的还是当今的固体潮理论所计算出的引潮力，似乎都不能作为地球动力学的力源，致使引潮力对地壳运动和地震发生的影响不断有人提起，然而又不断引来异议。笔者的发现又把这个长期悬而未决的问题提了出来，促使人们更深入地思考。

考虑到全球主要地震区大地震活动的时间分布特点——18.6a 周期以及空间分布特点——板块边界地区，发现用现有的理论来解释这类现象存在着很大的局限性。固体潮理论所考虑的是径向分层地球模型的潮汐现象，无法考虑地球的横向不均匀性，即无法考虑板块边界地区可能发生的特殊的潮汐现象，特别是软流圈的潮汐现象。板块构造理论，包括地幔对流说，虽然研究板块边界处地壳和上地幔的运动，但是所涉及的时间尺度一般以百万年为单位，对时间尺度为几个月、几年和几十年的地壳和上地幔运动的微动态行为则无能为力。因此，要解释地震活动的 18.6a 地震轮回必须引入新的假设或新的理论。

众所周知，软流圈的深度一般为 60—250km，厚度约为 100—150km。软流圈的岩石处于熔融或塑性状态，只要有微小的应力就能引起物质的流动，并且由于是轻物质，有向上冲的劲头，所以软流圈物质的上冲是岩石圈构造运动的力源之一。

对固体潮理论而言，软流圈的发现只不过为地球模型增加了一层密度较小的分层而已。软流圈物质的潮汐运动和岩石圈物质的潮汐运动的差异，并未引起足够重视，因为在一般情况下，软流圈物质还不会出现相对于岩石圈的潮汐运动，因而，可以认为这两个圈层之间是刚性连接的。但是，在板块边界附近，情形则不大一样。

在板块边界地区，一方面存在穿透整个岩石圈的深大断裂，由于强烈的构造变形，在不同深度上，还有各种断裂、缝隙和裂纹。另一方面，板块边界附近的软流圈内存在较多的岩浆，它们是由岩石的部分熔融产生的。由于这两个方面的特殊条件，使板块边界地区软流圈内的岩浆可能发生更强烈的潮汐运动，并沿着在潮汐形变过程中打开或张大的断裂或缝隙上涌。这种上涌，就是笔者所说的岩浆潮。

这种岩浆潮虽然源于日、月引潮力的作用，但是，它的运动不能用现有的固体潮理论来描述，因为岩浆的上涌过程，是非线性过程，引潮力只起触发作用。

(2) 岩浆潮汐上涌的过程及影响

由于处在高温、高压条件下，岩石圈底部不可能有明显的空隙。在软流圈和岩石圈的交接处，可能积聚一些岩浆蒸汽，它们是岩浆潮汐上涌的先行。因而，起初并不需要多大的裂缝。岩浆一旦涌入岩石圈的断裂或裂缝中，紧接着的一系列过程会使岩浆上升到更大的高度。

上涌岩浆与岩石圈的岩石接触，会引起应力腐蚀或 Rhebinder 效应，使岩石的有效强度骤然下降。应力腐蚀的例子如硫磺溶液沿裂隙渗入玄武岩，会使玄武岩的有效强度降低 10 万倍 (Keilis-Borok, 1990)。由于应力腐蚀，在很小的应力作用下，固体便可产生裂纹，随着液体的渗入，裂隙不断增长，从而使上涌岩浆不断向上推进。

岩浆上涌的另一种影响，是岩石化学变化和相变。这些变化可以使岩石的体积突然缩小，从而造成空穴或使裂隙增大，也可为岩浆的继续上涌开辟新的通道。

岩石圈，特别是板块边界地区，在不同深度处存在不同规模的岩浆聚集带，形成软流层或岩浆库。虽然它们并不经常和软流圈内的岩浆相连通，但是，一旦上涌岩浆到达某一岩浆库，这个岩浆库便可成为岩浆上涌的转运站。

当通过上述过程及其它的一些未知机制，使由下至上的通道一一连通时，软流圈内的部分岩浆就可能逐步地进入地壳，甚至上地壳，直至喷出地表，形成火山。

由此可见，岩浆不断上涌的过程伴随着一系列物理和化学变化。单纯以计算质点间引力大小为基础的牛顿力学或现有的固体潮理论，不能用来计算岩浆上涌的高度。

海城地震前的异常增温及其相关现象十分明显。唐山地震前后，震源区有大于 10^{-4} cm/s^2 的重力异常。这些异常现象可以用岩浆上涌来解释。

(3) 18.6a 周期的岩浆潮

18.6a 是月球交点的运动周期，也是月赤纬的最大（或最小）值的变化周期。月球在一个回归月 (27.321582d) 内穿过赤道两次，在南、北半球之间来回摆动一周。在月球升交点黄经 $N'=0°$ 的时间附近，月赤纬的变化幅度最大，从 28°36′变到 −28°36′；在 $N'=180°$ 时，月赤纬的变化幅度最小，从 18°18′变到 −18°18′。

月球的上述运动除了是导致地球章动（地球绕黄极短周期小摆动）的主要原因外，推测它还会使软流圈产生南北向的受迫振荡。软流圈轻物质的这种整体性运动所产生的能量，自然容易集中在岩石圈的薄弱部位——板块边界地区，因为只有在这些地区，岩浆才可能上涌乃至喷发，应力才易于释放。

笔者还推测，在岩浆潮的高潮阶段，大致一个回归月的周期恰好能使一批岩浆还未返回，开裂的裂缝还未完全闭合，后一批岩浆又接着上涌的最佳周期。岩浆潮的高潮阶段，一般应在 $N'=0°$ 的时间前后，但也会受到板块边界走向和俯冲带俯冲方向的影响。

所以，在岩浆潮的潮汐分量中，振幅最大的应是 18.6a 分量。这与地球表面海潮和固体潮以日潮和半日潮为主的情况不同。

为什么没有发现地球表面的海洋有这种 18.6a 的受迫振荡？笔者认为，虽然海水比软流圈物质有更大的流动性，但是地球表面并不是完全被海水所覆盖，由于大陆的阻挡，海水的全球性运动会大为减弱。其次，由于海底摩擦，也会使海水的 18.6a 周期性振荡很快

衰减。更为重要的是，地球表面是自由表面，海水没有软流圈那样的高温、高压环境，海潮和固体潮也不存在岩浆潮上升过程中会出现的那些非线性过程。

至于地壳运动是否会有与 18.6a 有关的运动，这要通过长期连续的精确观测才能证实。例如，利用短周期重复水准测量和水位测量，就发现地壳微脉动大约经过 8—9a 就发生一次运动符号的变换。其成因就是月球-太阳的潮汐作用。可惜目前这样的长期观测还很少。

(4) 火山活动和岩浆潮

火山活动和岩浆运动的关系比地震与岩浆运动的关系还要密切。虽然岩浆库或岩浆囊是在地壳内部，甚至位于上地壳，但是如果没有后续岩浆活动，随着时间的推移，侵位岩浆体的温度将与环境温度趋于一致。而后续岩浆来自何处，一般也认为来自上地幔。例如，腾冲地区火山活动的本源岩浆就可能来源于上地幔的玄武质岩浆（佟伟等，1989）。

还要指出的是，环球地震带和火山带以及环球地热带存在着大致平行乃至重叠的密切关系。

基于上述两点，显而易见，既然地震活动有 18.6a 周期性，火山活动也应存在大约 18.6a 的周期。或者，如果火山活动确有 18.6a 周期，这将是对笔者所提的岩浆潮假设的有力支持。

关于地球火山活动的周期性，一些研究者早已作过分析。Hamilton（1973）得出全球火山喷发存在恒星月和 18.6a 等周期。最近，Alexeyev（1990）分析了不同资料所提供的全球火山喷发的时间分布，所得的周期平均值为 19 ± 2a，并指出这一周期不可能是太阳黑子磁场极性变化的 22a 周期的影响，而可能与月球交点的运动周期 18.6a 有关。

因此，笔者提出的岩浆潮假设也可以用来解释全球火山活动年喷发次数的大约 18.6a 的周期性。在火山带的下部，岩浆上涌的通道更大，上、下通道更易直接接通，也易于和岩浆库接通并以它作为岩浆的转运站。所以，一批岩浆的上涌量更大，上涌的幅度更高，可直至喷出地表。并且，岩浆上涌受地壳构造条件和应力状态的影响相对较小。因而，全球火山活动都有大约 18.6a 的周期，不像地震活动那样，虽然各主要地震区的大地震各自都有区域性的 18.6a 周期，但全球的地震在总体上并没有这样的周期性。

(5) 环太平洋地震带大地震的 18.6a 地震轮回

如果 18.6a 地震轮回是由板块边界地区软流圈内岩浆的 18.6a 受迫振荡引起的，各主要地震区的 18.6a 地震轮回应当呈现一定的规则性，反之亦然。下面，以各地震区地震活动期的中心时间 N'_0 为参考，来看环太平洋各地震区地震活动期的分布规律。

把环太平洋地震带分成东、南、西、北四个部分。东部包括 9、10、11 研究区；南部包括 12、13 区；西部包括 5、6、7 区；北部包括 8 区。各部分大地震的时空分布示于图 6-15。在 1897—1990 年期间，东部三个区共发生 $M_s \geqslant 7.7$ 的地震 37 次，其中 33 次发生在 $N' = 250^\circ \pm 120^\circ$ 所对应的时间内，$x^2 = 10.595$。南部两个区在此期间共发生 $M_s \geqslant 7.7$ 的地震 31 次，其中的 30 次发生在 N' 为 $30^\circ \pm 120^\circ$ 所对应的时间内，$x^2 = 12.645$。西部 3 个区在此期间共发生 $M_s \geqslant 7.7$ 的地震 43 次，其中 35 次发生在 N' 为 $95^\circ \pm 120^\circ$ 所对应的时间内，$x^2 = 4.198$。北部地区，即第 8 区，16 次 $M_s \geqslant 7.5$ 的地震中有 14 次发生在 N' 为 $20^\circ \pm 120^\circ$ 所对应的时间内，$x^2 = 6.238$。因此可以说，环太平洋地震带东、南、西、北 4 个部分的大地震都存在统计上非随机的 18.6a 地震轮回。

由上述分析可见，南部和北部地区的 $N_0^{'}=20°—30°$，稍超前于月球赤纬达最大值的时间$N_0^{'}=0°$。由于软流圈内岩浆的受迫振荡是南北向，南部和北部地区板块边界的总体走向又大致为纬向，因此 $N_0^{'}$为0°附近正是我们的岩浆潮假设所期望的。喜马拉雅及邻区的 $N_0^{'}=30°$也可作此解释。

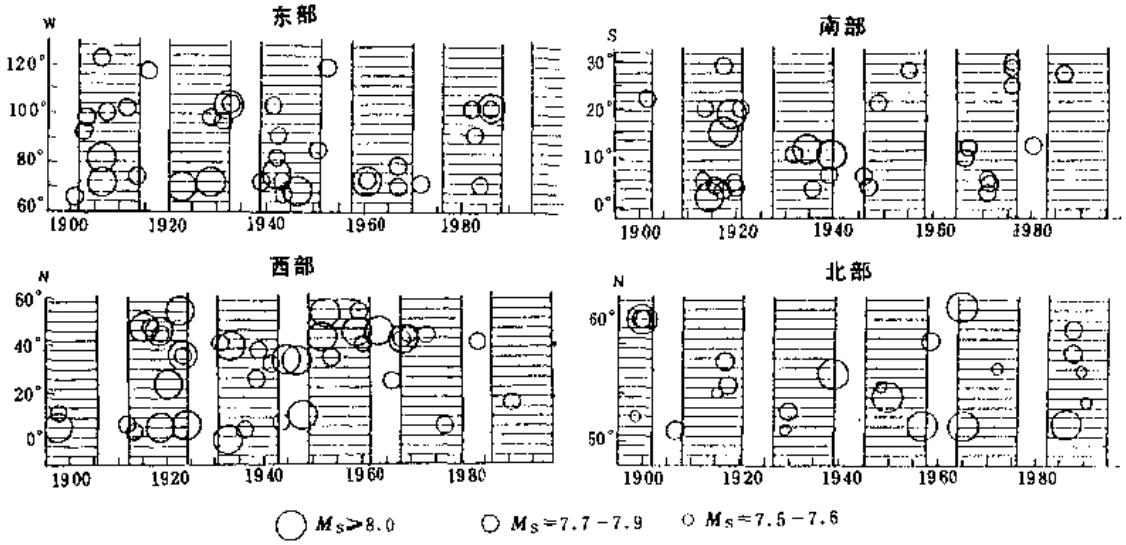


图 6-15　环太平洋地震带东、南、西、北 4 个部分大地震的时空分布

Fig. 6-15　The spatial and temporal distribution of large earthquakes in four parts of the Circum-Pacific seismic belt

环太平洋地震带东部的 $N_0^{'}$为 250°，而西部的 $N_0^{'}$为 95°，几乎对应于月球赤纬在最大和最小值之间变化的中间点 270°和 90°。按岩浆潮假设，这可能是由于这两个部分板块边界的总体走向是经向造成的。至于为什么东部和西部的 $N_0^{'}$大体相差 180°，其原因很可能是东部和西部的板块插入方向大体相反。

总之，环太平洋地震带各地震区大地震的活动期所呈现的明显规律性支持岩浆潮假设。

(6) 讨论

目前所面临的问题，实际上是一个复杂巨系统的非线性动力学问题。从非线性理论角度如何对这一问题进行数学描述还需进一步探索，下面仅提出一些定性解释。

全球主要地震区的大地震存在各自的 18.6a 地震轮回，这是地震活动在大范围和长时间内表现出的群体特征。它反应了日、月引潮力的 18.6a 分量所激发的不同层次上的自组织行为。自组织行为的结果或目的，是使天体与地球之间的相互作用所导致的地球内部各层、各区域的各种物理场的变化处于暂时的动态平衡或协调状态。随着天体和地球内部的不断运动，这种平衡和协调又很快被打破，新的通过自组织的调整过程又开始。于是，有一个接一个的地震轮回发生。

18.6a 地震轮回也是地震的混沌行为的表现。这里把混沌理解为介于确定性和随机性现象之间的一类现象。这类现象的一个明显特点是单独的质点运动或状态不是周期性的，但整体的行为在某一特定的时间或空间间隔内却是再生的（Shaw，1987）。这类混沌现象不仅地震有，其它一些自然灾害也有。

根据上面的分析，还可以提出下述认识：地震的发生是地球内部和地球外部各种因素的非线性相互作用的结果。现代物理学已经表明，宇宙是一个统一的整体。世界是由不可分割的、相互作用、永远运动的各部分组成的系统。因此，从这个角度来认识地震的发生过程和地震群体活动的特点，也许会给人们一些新的有益的启示。地震学已从点源模型发展到场的研究，看来还有必要发展到地球整体性的研究，即把行星地球和包围地球的宇宙环境作为一个整体来阐明地震现象。

究竟是什么原因使地震活动呈现强、弱交替的幕式活动图象，看来还得从天文因素而不只是从地球内部去找。而这种思想以及系统论整体观正是李四光教授研究地质现象和地壳运动的基本思想。上面只是笔者循着这一思路探索地震轮回或地震韵律成因的一种尝试。

还值得指出的是，最近 Meyerhoff（1992）提出的涌流构造假说，也用软流圈的岩浆涌动来解释地质构造运动现象，还根据声谱仪揭示的洋中脊附近广泛存在的、平行于洋脊的线性断层、断裂和裂隙系统，推断洋中脊下面岩浆的涌动方向是平行于洋脊，而不是象板块构造所主张的那样垂直于洋脊。这些认识和岩浆潮假设不谋而合，因为就所涉及的大西洋中脊和东太平洋中隆而言，其走向是南北向，即涌流构造假说所推断的岩浆涌动方向与 18.6a 岩浆潮的振荡方向是一致的。

第七章　现今地壳运动的动力来源问题

7.1　概述

现今地壳运动的动力来源问题需要回答在地球的一定地区或地带为什么现今地壳运动会呈现这样或那样的一些运动特征。这实际上就是现今地球动力学所要讨论的问题。讨论现今地壳运动的动力来源只是从现今地壳运动所反映的特征这一角度来认识和探讨地球动力学问题。各种地球动力学假说则是进行这种探讨的理论预想。因此，本章将着重介绍各种地球动力学假说，然后讨论现今地壳运动的动力来源或现今地球动力学问题。

人类研究地球的构造运动及其动力来源由来已久，曾经提出过各种各样的假说。早期的地球动力学假说，主要是依据大陆的构造运动特征从地球的整体运动出发提出的。例如地球自转说、地球收缩说、地球膨胀说和地球收缩与膨胀交替进行的地球脉动说以及潮汐说等。随着对洋底地壳和地球深部探测研究的快速发展，伴随板块构造诞生的一些地球动力学假说则主要从地球内部去寻找动力来源，如地幔对流和地幔柱假说等。由于高、新技术观测成果的不断涌现，各种地球动力学假说经常面临新的挑战。最近又诞生了一些反对板块构造说的新地球动力学假说，如涌流构造。从下面的介绍可以看出，各种地球动力学假说都建立在一定的事实基础上，但其特点也正是：每一种假说只考虑一定的事实，而对其它事实则抛置不顾。

任何一种合理的地壳动力学或地球动力学假说至少要满足以下一些条件：(1) 能对全球的构造特征及其空间分布规律和构造演化过程作出解释；(2) 所依赖的动力因子既有足够的能量，其作用方式又能合理说明构造变形场的特征；(3) 应符合物理学的基本原理和地球内部物质的物理-化学性质。从这些判别条件看，迄今还没有一种地球动力学假说是完善的。

地球是一个非常复杂的巨系统，试图用某种单一的动力因素来说明如此复杂的构造现象看来是不可能的，特别是对前面所介绍的众多地壳微动态，需要考虑多种动力因素的综合作用。在多种动力因素中，一种不可忽视的动力因素是李四光一再强调并作了系统研究的地球自转变化，另一重要因素则是地球内部的岩浆上涌运动。笔者所提出的全球非对称对流模型和在上地幔分层基础上建立起来的构造热涌和地球自转模式就是试图以这两种因素为主建立地球动力学模型的设想。在下面介绍的各种动力学模型中，有的由于忽略了这两种基本动力因素之一而显示出明显的不足，有的虽不十分明确，但已考虑到了这两种基本动力因素。因此，建立综合考虑并协调多种动力因素的地球动力学模型看来是地球动力学研究的发展方向之一。不仅在建立地球动力学模型中要贯穿这一思想，在作区域地球动力学分析中也要贯穿这一思想。

7．2　地球自转说

7．2．1　李四光的地球自转说

地球自转变化是诸多地球动力因素中的一个主要的和基本的因素。虽然在李四光提出有关学说之前，有一些科学家已认识到这一动力因素的重要性，如魏格纳（1922）在提出大陆漂移说时，就曾把离极力用来说明大陆向赤道方向的漂移，但是，迄今为止还没有人像李四光那样全面、系统地研究过地球自转对地壳运动的动力作用并形成一整套学说。地球自转说还行得通吗？怎样发展这一学说？地球自转变化能否作为现今地壳运动的力源？为了回答这些问题，这里先引用李四光对这一学说的重要论述将此学说作一回顾。

李四光在1926年就提出了地球自转动力学理论的基本论点。这一理论基于下述极为突出的巨大事实：即到现在为止，我们所能确定的巨型构造体系，都具有一定的方向性。全球主要有三种类型的构造体系，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系。各种扭动构造可以看做是东西、南北向构造的变种。

李四光指出：……不同方式的运动，在地壳的许多部分和地壳的上、下层中，虽然各自都有区域性的特点，表现不同的运动方式，但是归根结底，它们总的方向都是一致的。换句话说，从构造体系分布和排列的规律来看，地壳的区域性运动的方向和地壳整体运动的大方向，是统一的，是一致的，即不是经向的水平错动，就是纬向的水平错动。经向的水平错动，有把地壳上层的物质，从高纬度向低纬度推动的趋势；纬向的水平运动，有把大陆向东西两方面分裂，南北大陆相对扭动和大陆西部边缘挤压成为雄巍的褶皱山岭地带的趋势。

为什么大陆上的物质，有向低纬度方面推动的趋势？为什么东南亚大陆向印度洋方面水平错动？为什么非洲大陆对欧亚大陆向西水平错动？为什么南、北美大陆向太平洋方面水平错动，而北美大陆较南美大陆错动更大？为什么太平洋底的西边，特别是它的北段有向亚洲大陆以下的深部楔入的现象？为什么在低纬度方面，特别在地壳的下层和太平洋底，纬向平错断裂特别发育？为什么地壳上层的构造，在许多地区比它下层的构造更为复杂？这许多问题，都牵涉到构成地壳上、下层物质的性质和它存在的条件（主要是压力和温度）有关，而更重要的决定因素，是推动地壳运动的力量。

是什么力量按照前述的方式推动了地壳运动？适合于前述地壳运动方式的要求，看来只有一种力量，就是在重力控制下地球自转的离心力（李四光，1972）。

不过为了寻找上述基本规律的根源，我们应该注意到，决定地壳运动方向的因素是一回事，让地壳各部分有发动周期性水平运动和与之伴随而来的垂直运动的可能又是一回事。这两个方面，必须同时加以考虑，才不致陷于片面地寻找问题的答案。如果上述东西向和南北向的构造运动，简单地起源于地球自转作用的话，那么，在地球自转了几十亿年的过程中，为了适应固定的重力和离心力联合力场的要求，它的外形和它的表层内部结构，应该早已达到了平衡状态，大规模地壳运动就不会时起时歇，也不会迟到第三纪乃至第四纪还会有上述那样两种方向的运动发生。这样，在论到决定地壳运动方向的因素的时候，我们应当考虑的不是地球自转，而是地球自转速度变更的问题（李四光，1962）。

地球自转速度变化引起地壳构造运动的机制，李四光认为是："当地球角速度加大到

一定的强度时，地壳，特别是它的上层，在等地热面上升的条件下，就会沿着某些纬度和某些经度发生主要是挤压性或张裂性的大规模构造运动，同时，在某些个别地区，又会发生水平的扭动，这些运动的总的主要趋向，是要让地壳的扁度稍稍加大，让地球的形状适应它加大了的自转速度。一旦这些大规模构造运动发动了以后，跟不上随着基底往东加速前进的大陆部分，不免有整体稍微向西错动的趋势，例如南、北美洲就可能是这样的大陆块。当比较坚硬的由基性岩组成的太平洋底，阻挡它们向西滑动趋势的时候，就有可能在南、北美洲的西部边缘，发生大规模的褶皱或拗褶。科迪勒拉和安第斯地向斜，以及在这两个地向斜中继起的褶皱山脉，很可能就是这种作用形成的。由于这种运动在某些趋向于向西错动的大陆的基底和前面受到阻碍，发生摩擦，又由于大规模较重的岩石，向地球表层侵入或向地表流出以及由于大规模区域变质等等作用的影响，还有由于潮汐的影响（尽管有些研究潮汐者认为这种影响大部分是‘弹性’的），地球的角速度又会稍稍变慢了。角速度变慢的结果，又有可能发生与上述情况类似但方向相反的构造运动。这样我们可以提出一个简单的推断：即在全球性大规模构造运动发生以前，地球角速度应该在一个时期中逐渐加大，而在大规模构造运动的期间及其以后，它的角速度就会显著地变小了，并且继续变小，直到它的角速度又重新加大。有人认为这样产生的动力，不够强大到把象喜马拉雅、落基、安第斯那样的山脉抬高到它们所达到的高度。这是把两种造山作用混为一谈。水平推动的力量，只是使地壳发生拗褶或褶皱，包括大型地向斜和各种断裂。它的大小是由岩石在长期遭受应力，特别在温度升高、压力加大的条件下所表现的强度来决定的。至于把褶皱的地带抬高起来，成为山岳地带这一现象，是与重力有关的均衡作用的必然结果。……根据上述的看法，我们可以说，地壳的构造运动，是控制地球自转速度的自动机制……”（李四光，1962）。

李四光把地球自动调节自转速度的作用称为“大陆车阀作用”，因此，李四光的地壳运动起源于地球自转速度变化的假说称为“大陆车阀说”。这一假说已注意到将地球圈层间的耦合作用以及地球深部的物质运动与地球自转变化产生的力结合起来，如李四光（1929）曾指出：“沿着跟不上重圈转动步调的地区的西缘，应该找到经向挤压带，而在能够跟上重圈速度增加的地区的西侧，应该找到南北向张裂带”。由于历史条件和观测资料的限制，这种结合还显得不够。所设想的地球自转速度变化的基本模式是周期性地时快时慢，所研究过的全球构造体系都是地球自转加速的产物，而地球自转速度变化的总趋势是长期减慢，是否存在能够积累足够应变的长期加速段值得怀疑。此外，一些山链和裂谷的走向与地球自转轴的交角很大，显然同地球自转产生板块构造的假说相矛盾。这些也许是地球自转说在板块构造和地幔对流假说盛行时被忽略的原因。现在一般都认为，地幔对流产生的对流拖曳在板块运动中不是一个重要的驱动力。一些新的观测资料又重新引起对地球自转动力作用的重视。

7.2.2 对地球自转动力作用的一些新认识

Meyerhoff 等（1992）通过对全球许多构造带的调查，列出了 54 种朝东定向的构造现象，其中一些可归纳为：（1）火山弧和弧后盆地集中在西太平洋，弧形指向东方；（2）位于加勒比海和斯科舍海边缘的火山弧都有弧后盆地，是另外两个凸面朝东的火山弧；（3）大陆内的火山弧沿太平洋东缘分布，并且有关的深海沟紧贴着大陆；（4）许多褶皱带中的南北方向的火山深成岩带，随着时间向东迁移；（5）走向 NW-SE，SW-NE，W-E 的火山

深成岩带的尖端部分也随时间发生向东迁移；(6) 南北向褶皱带内的区域构造作用随时间向东迁移；(7) 南北向盆地的沉积中心随时间向东迁移。

这些现象用地球自转的动力作用最容易解释。如凸面朝东的岛弧-海沟系，从地球自转角度可以提出下述解释：在大陆块体向西运动过程中，后缘地带普遍处于拉张状态，导致其与大陆分离，并相对大陆而言表现为落后的运动状态而形成向东的突出的弧形。另一些现象则可以认为是由软流圈自西向东的自转运动引起的。

地球自转的动力作用还可能是岩石圈板块运动变化的原因。Doglioni（1990）从地球自转的角度对板块运动提出了这样一种解释：岩石圈与下伏地幔间去耦程度的差异，可能是板块运动变化的原因。他根据世界不同地区板块运动方向的资料绘制了软流圈向东流动和板块朝西运动的流线图（图 7-1），来说明岩石圈与软流圈相对运动的结果。

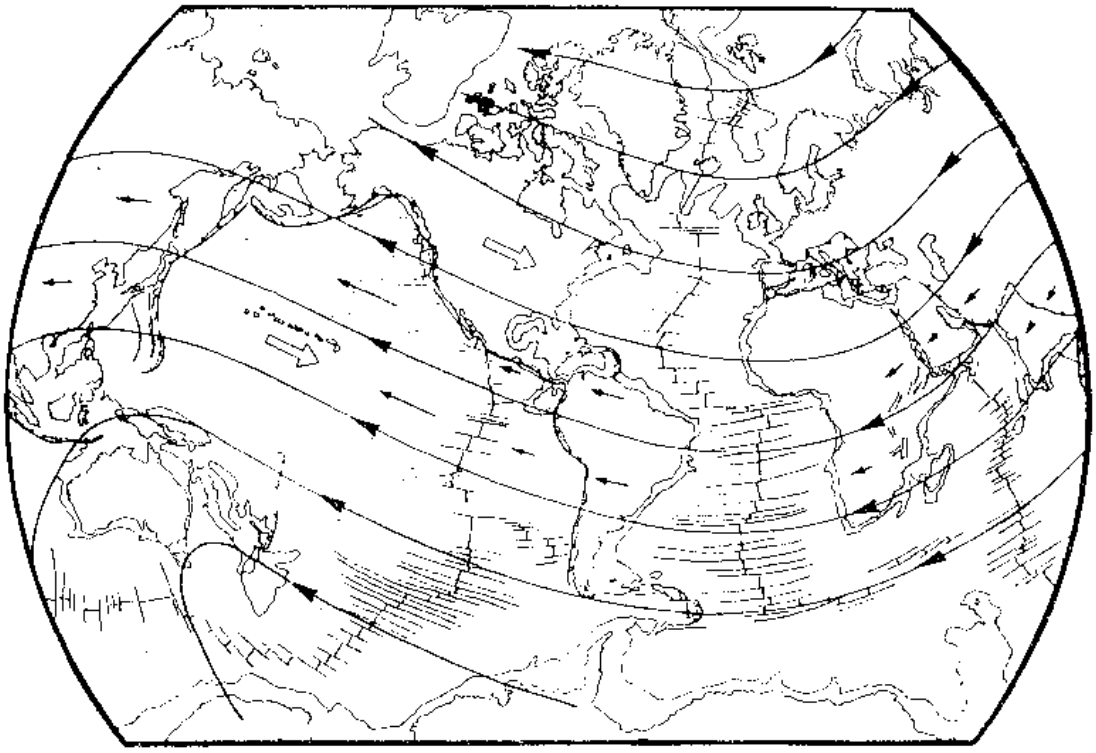


图 7-1 相对于向东的地幔流（大的空心箭头）的朝西的板块运动流线（小的黑箭头）图

（据 Doglioni，1990）

Fig. 7-1 Map showing the inferred flow lines along which plates move westwards relative to the underlying mantle through the detachment layer induced by the Earth's rotation at the base of the lithosphere

(from Doglioni, 1990)

地球自转在岩石圈基底产生分离带，板块沿流线通过它们向西运动。这些流线是据板块运动矢量、洋脊方向、1 阶区域应力场和热点轨迹推断的。由于岩石圈和下伏地幔间的去耦的改变，沿这些路径的板块运动速度存在差异，这是造成板块构造的原因

图 7-1 的流线走向也与根据卫星激光测距得到的主要板块运动一致。裂谷与挤压带大致与流线垂直，张扭或压扭地区与流线的总走向斜交。新生代裂谷带的伸长轴和山链的缩短轴与全球的流线一致。流线的全球性大起伏可能是由地球自转轴不稳定的摇摆引起的。

在向西运动的岩石圈和向东运动的软流圈之间存在一滑脱带，其深度与软流圈顶部的

低速带一致。在完全由大洋岩石圈组成的太平洋板块之下，低速带非常发育，岩石圈与软流圈之间的去耦作用强烈；古老的大陆地盾下，低速带不明显，去耦作用很弱。岩石圈和软流圈之间去耦作用的差异，可以解释所观测到的板块边界的位形。正是由于在这个全球性滑脱面上板块有不同的速度，才产生了板块之间的分离和碰撞，否则这个系统就是固定不动的。除了上地幔低速层这个主滑脱面外，在地壳底部和下地壳内还可能存在滑脱面。

李四光（1962）曾指出，“可以想象，地壳或者它的上层对它的基底固着的程度，不一定是均匀的。假如地壳表层两个相毗邻的部分之间，不以同一步调跟着地球的自转加速前进的话，于是，这两个部分之间，就会发生指向东西的挤压或张裂”。在讨论地球自转速度为什么会发生变化时，他也考虑过按角动量守恒原理，地球内部物质如果集中，它的自转速度就一定要变快，相反，如果地幔中大量高密度物质侵位浅层或喷出地表，加大地球转动的惯性矩，其转速必然变慢，这是地史上多次发生的事实。发展李四光的这些思想，结合地球内部物质、结构等新资料，充分考虑岩石圈的自转和重圈自转以及岩石圈不同块体间自转的差异性，看来是推进地球自转动力说的一条途径。最近 Ranalli 和 Murphy（1989）论证了地幔与液态外地核之间的角速度差可以解释所观测到的地磁场中心长期缓慢地向西漂移。

7．2．3　地球自转与现今地壳运动

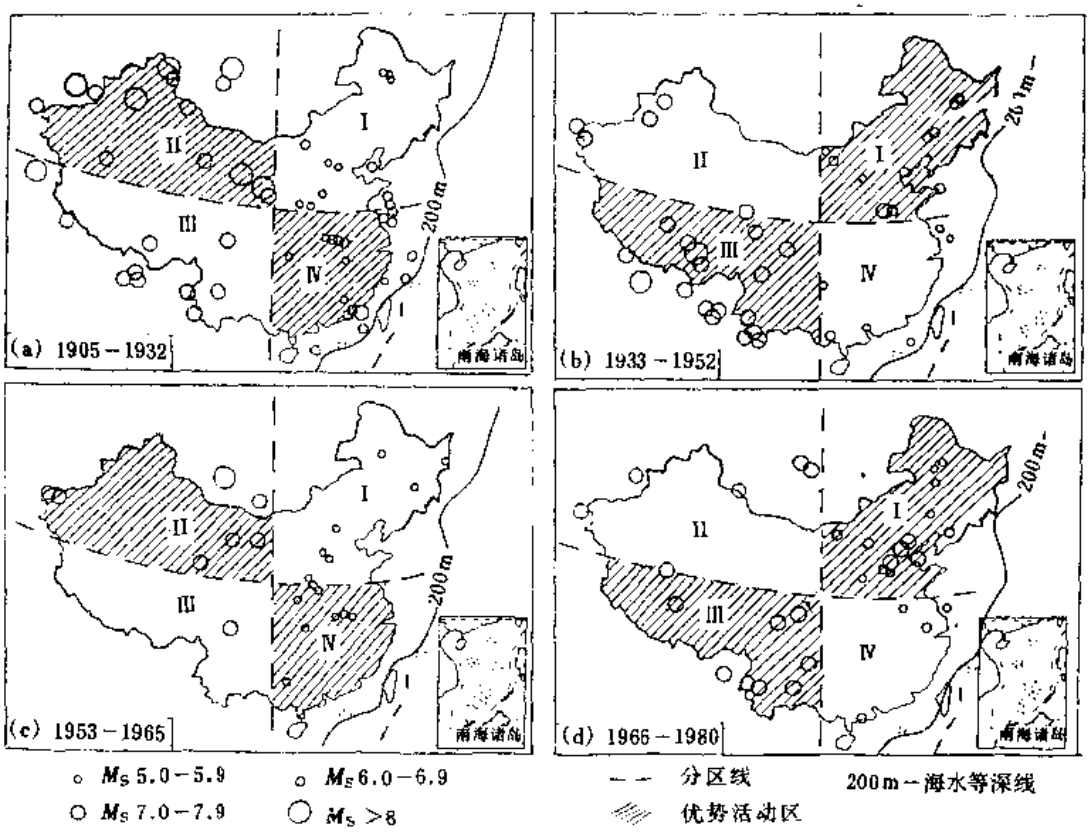


图 7．2　中国大陆地区地震活动的时空分布

（据薛峰，1982）

Fig．7-2　Map showing the temporal and spatial distribution of seismic activities in China continental and its adjacent areas

(from Xue Feng，1982)

第五章中，曾指出大陆构造系的特征。其中宽度达到几千公里的整条纬向大陆地震环带，大陆构造系内部经纬分明的构造格局（如四个相似的地震区的划分），中轴线的存在，东、西半区的反对称关系，太平洋构造东、西的反对称等，给人以深刻印象。考虑这些特征的形成，不能不注意与地球坐标系有关的动力作用，如地球转动惯性力对大陆地震的贡献。

中国大陆及其邻区地震活动时空分布经纬分明的格局也与地球自转变化有关。将中国大陆及其邻区用经、纬线 107.5°E 和 35°N 分为四个区，并表示为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ象限。这四个区的地震活动呈现奇、偶象限对称活动的明显特征（薛峰，1982）。例如，1933—1952 年，在空间分布上明显地反映出第Ⅰ和第Ⅲ象限的对称优势活动；1953—1965 年，则显示出第Ⅱ和第Ⅳ象限的对称优势活动（图 7-2）。

对这种地震活动特征的可能解释是：因 35°纬度线是在地球自转速度变化引起地球扁率改变时长度不变的临界纬度，假定 35°线附近区域以南北向切应力为主，则在地球自转加快年份，35°线以北地壳介质承受挤压附加应力，35°线以南地壳介质承受引张附加应力；地球自转减慢年份则相反。按照板块作用理论，通常认为中国东部主要受太平洋板块自东向西挤压，而中国西部却主要受印度板块自南往北挤压。因此可认为，东部最大主应力呈东西向，而西部最大主应力呈南北向。

如果注意到东、西区域构造应力场的差异，同时又把它们与地球自转速度变化所产生的附加应力场联系起来，用岩石破裂的主应力差准则不难看出，当地球自转加快时，中国陆区东部 35°线以南地区和西部 35°线以北地区，附加应力场与区域构造应力叠加的结果是主应力差加大，有利于激发地震；反之亦然（图 7-3）。这说明地球自转角速度变化所产生的附加应力是地震的触发因素之一。

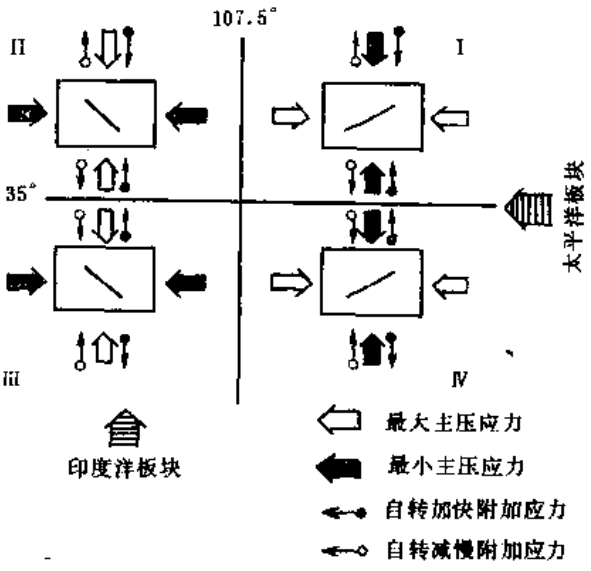


图 7-3 地球自转角速度变化时中国大陆地区构造应力和附加应力作用示意图
（据薛峰，1982）

Fig. 7-3 Scheme of effects of tectonic stress and additional stress by the variations of Earth's rotation in China mainland
(from Xue Feng, 1982)

地球自转变化与地震活动时间分布的相关性也常用来作为地球自转变化影响地震活动的证据。对日长（LOD）增量序列进行谱分析，可以得到一系列周期分量。几十年尺度的准周期分量有 10a、20a、30a、40a 和 60a。赵铭（1990）研究了中国大陆本世纪以来 5 个地震活动幕与 LOD 谱分量的关系，发现与准 40a 分量有很好的对应关系：活动幕均开始于准 40a 分量极值附近，并且，若活动幕超前于极值年开始，活动幕长（第一、二幕）；若开始于极值年之后，则活动幕短（第三、四幕）。第五幕开始于极值年之后，按上述规律预测，将持续到 1996 年前后。他认为，这种对应关系可能是由地球自转

变化周期与地块固有周期相近而发生共振效应的结果。

地球自转变化与地震活动的相关关系还可列举出一些（杜品仁等，1989），不过，这样的相关性还只能用来推断地球自转变化对现今地壳运动的影响，不能作为直接证据。迄今，这样的直接证据可以说还没有，但下面的考虑表明，已有人开始重视这方面的工作。

1978—1980 年间，地球自转角速度出现增大。分析这段时间太平洋板块的运动情况表明，地球自转角速度的变化对岩石圈板块的运动是有影响的（Сапрыгин 等，1990）。

地球自转加速对应于自转动能增大 3×10^{21}J，由此得出的岩石圈动能的年增量为 5×10^{19}J。这个值比地球的年平均地震能量高两个数量级；根据 Knopoff 等（1972）的意见，还大于岩石圈板块的驱动力。当岩石圈旋转加速时，可以预料到亚欧板块和太平洋板块边界上会有近东西向的异常压缩变形。在这种情形下，太平洋板块的俯冲开始时（1978—1981 年中期）是受制动的，因为在它的西边界上主断裂受板块本身的惯性活动所闭锁，然后由于板块的惯性力使向地幔俯冲的岩石圈断块加速，并影响太平洋板块的俯冲规模，因为它使太平洋板块向地幔俯冲的岩石圈断块的牵引力增大。

7．3　地球收缩说、地球膨胀说和地球脉动说

7．3．1　地球收缩说

地球收缩说是最早的一种地球动力学假说，在 16 世纪末由 G．布鲁诺提出。这一假说源于皱缩苹果与冷却地球的直观的对比。这一假说通常按 Jeffreys（1929）的提法表述。假定地球起初是一个炽热的天体，在其发展的早期，分异为一个铁质的核部和一个基本上是硅质的幔部。幔部从液态铁核处的基底开始向外凝固，通过传导而不是对流逐渐变冷。从地心到地表 700km 以下的范围内，从地球开始凝固以来还没有来得及发生任何显著的冷却或体积变化。在 700—70km 的深度区间内，传导所引起的冷却正在发生，致使这一层收缩，并因围绕内核受到拉张而处于内部拉伸状态。在靠近地表处，岩石早已冷却，靠太阳辐射维持热平衡，不会有大的温度变化，在浅于 70km 的范围内处于一种内部压缩状态。70km 深处为无应变面。

收缩假说基本上是一种固定论，无法解释板块运动或大陆位移。更有甚者是收缩说认为全球的应力场是同样的，无应变面以上是压缩，无应变面以下是拉伸。这和地球的实际应力状态大相径庭。

有人详细考察全球大陆和大洋的分布，发现大部分大陆和大洋是正相对应的，还提出过“四面体收缩”来解释这种分布。它所依据的假设是，一个收缩的球体趋向于缩成具有最小体积的四面体形。四面体的四角将与大陆相对应，它的面则与大洋盆相对应。调整四面体的尺寸，还可以解释大陆和大洋面积的比值为 1∶2。Davison（1888）提出过类似设想：地球只在上层中发生收缩（由冷却引起），这些层处于内部引张的状态。由于大陆压力的影响，大陆之下的引张量必将远小于大洋区下的引张量。这种状况趋于使大洋盆地更进一步沉降，而且也是导致大洋盆地成为永久性的一条物理上的原因。任何造山效应都是在大洋与大陆交接的地方表现得最为突出，这就使人们提出了大地生长的思想。

对四面体收缩说的主要批评意见是，从性能上看，地球最上层的皮无法阻止其本身的面积因切向力的作用而发生改变。此外，这样一个外壳的变形理论似乎表明，这种变形应

该是屈曲，而屈曲球壳的变形是对称于一条直径的，其形状的偏离由一系列沿着以对称直径为轴的平行纬圈的球调和函数给出。这就把四面体收缩的设想给排除了。

早期的收缩说一直流行至本世纪 50 年代。由于地球在地质历史进程中很可能发生过某种收缩，因此对收缩说的研究并没有因它有上述明显不足而终止。后来还发展过两种收缩假说。第一种是弹性不稳定说。按这种假说，当地球变冷时，岩石圈因褶皱作用而变弯（皱缩的苹果）。Jeffreys（1970）认为，这种皱缩幅度极大，以致它们在弹性上可能不稳定，而且其破裂不是由褶皱或挠曲造成，而是由断裂造成的。这样就产生了第二种收缩假说，即断裂-收缩假说（Jeffreys，1970；Meyerhoff et al.，1972）。MacDonald（1963）论证，由于放射性元素衰变产生的热量，地球并不是一开始就产生收缩，而是一直到最后的 11 亿年左右才有收缩发生。他主张的收缩模式也是断裂-收缩模式。最近，Meyerhoff 等（1992）提出了一种全球构造的新概念——涌流构造，把地球的收缩作用作为构造运动的触发器（详见 7．5 节）。可见，虽然单独的收缩作用不能解释所有构造运动的成因，但地球的收缩作用在地球动力学中的可能影响仍是需要考虑的。

7．3．2　地球膨胀说

地球膨胀说与地球收缩说相对立，认为地球一直在不断膨胀。从 1620 年培根提出地球膨胀的观点以来，曾经提出过好几个地球膨胀的假说，来解释造山运动和大陆及大洋的形成等。膨胀说假定地球是由若干层组成的，最顶上一层代表地壳，其下相邻的一层代表膨胀层。造山效应就发源于这个膨胀层，所产生的应力又转而使地壳屈服。这一假说可对岛弧和海沟的形成以及造山要素之间的联系作出解释，特别是能解释海洋造山运动。也有人用地球膨胀作为大陆的成因。例如 Hilgenberg（1933）根据大陆可以拼合为一个球面的情况，认为初期的地球比现在小得多，并被硅铝壳所覆盖，后因地球膨胀，体积增大，硅铝壳因受拉张而破裂，其碎块逐渐分离形成大陆。与此同时，地球的大洋也随表层的崩解而形成和发展。

地球的洋脊、裂谷系理所当然地被地球膨胀论者作为支持其假说的重要证据。据推测，膨胀是从象大西洋中脊那样的大破裂口开始的。随着对洋脊、裂谷系探测研究的深入开展，50—60 年代以来地球膨胀说一度又显得十分活跃。Carey（1962）把大陆漂移、海底扩张和地球上各级规模的构造都归因于地球的膨胀。他提出，地球的膨胀是非对称的，南半球比北半球膨胀得更为显著，因此所有大陆皆向北移动，而所有环绕太平洋的大陆看来正向着太平洋运动。

地球膨胀说的主要问题是难以解释地球膨胀所引起的巨大密度变化。例如，如果地球的直径以因数 2 增加，将引起面积以因数 4 增加，体积以因数 8 增加，密度以因数 8 减小。现代地球的平均密度为 5.5g/cm^3，地球开始膨胀前的平均密度就必然达到大约 44g/cm^3。这样大的密度变化带来的结果是，地球表面相应的重力加速度将是现代的 4 倍，地球的惯性矩将是现代的 1/4，地球的自转比现代快得多。古生物钟和天文观测证实，一天的长度（日长）只比现代的少约 10%，远不是地球膨胀说所期望的值。

引起地球膨胀的可能机制据认为主要有：（1）热效应；（2）地球内部物质的化学变化或相变；（3）万有引力常数的缓慢减小。虽然在地球历史中，特别是在早期，有可能存在着热的纯增长，因而地球有整体的轻微膨胀，但是其效应看来只不过能造成一些深海沟等，不可能有更大的影响。将引起膨胀所要求的能量与化学键中的可用能量进行对比，来

估计地球内部的化学变化或相变能否导致地球大规模的膨胀，发现地球半径均匀地膨胀20%所要求的能量，等于打破组成地球的分子的几乎全部化学键所需的能量（Cook 和 Eardley，1961）。因此，地球内部物质的化学变化这种机制所产生的能量也不足以造成大陆的大规模膨胀。估算由引力常数的减小所能得到的能量，同样无法说明大于 100km 的地球半径增长存在的可能性。总之，地球膨胀说在机制问题上也遇到不可克服的困难，很难找到引起膨胀的机制。

虽然地球膨胀说存在种种问题，但这些问题能否合理解决仍有一些支持者在继续探索。Иванкин（1989）得出伴有质量增大的地球膨胀会使自由落体加速度 g 的值大增。古地球的 g 仅为现今地球 g 值的 40%。g 值的增大伴随着地壳下物质密度增大，最终将导致较老地壳相对于年轻地壳不断上浮。地壳的这一性状正好被地质资料所证实，例如，在大西洋型和太平洋型洋壳与陆壳的连接地区，老地壳逐步占据了较高位置。所以，相对于更年轻地壳发生了老地壳的不断出露。他还作了地球质量和体积随时间呈指数增长来探讨地球发展历史的 8 项推断。由它们引伸出的主要论点，与实际资料不相矛盾，又可详细说明地质现象的物理-化学原理，一些重要的大地构造作用得到了合乎逻辑的阐明，同时，许多大地构造概念得到了运用。他还推断，由于膨胀，地球族行星的爆炸是不可避免的。

Owen（1992）认为，Carey 的地球膨胀说正处于大陆漂移说早期被否定的那种状况；Carey 对地球动力学的贡献未受到应有的重视。Owen（1992）根据大量海洋地壳扩张数据和地质及古生物资料，论证了地球在过去 200Ma 期间不仅发生过大陆漂移，还发生过膨胀，从今天直径的 80% 膨胀到今天的值。他还用横贯太平洋的卫星激光测距结果来证明其论断。卫星激光测距结果表明，太平洋中大陆的收敛值明显小于为了平衡扩张所需要的值。他指出，从地核是稳态和均变论的思想出发无法理解地球膨胀的概念。

Kremp（1992）依据核-幔边界处的外核温度比地幔底部 D″层的温度至少高 200°C 的地震学新探测结果，讨论了地球在过去 200Ma 期间快速膨胀的可能性。他的结论是，地球的大小在过去 200Ma 时为现在的 60%。

7.3.3 地球脉动说

地球收缩说和地球膨胀说都包含一定的合理性，又都存在一定问题。在这两种假说基础上很自然地便产生了地球一段时期膨胀，另一段时期收缩，膨胀和收缩交替发生的地球脉动说。在地球膨胀期，地壳受到引张作用，发生大规模的隆起与拗陷、大型裂谷和岩浆喷发；在地球收缩期，地壳受到挤压作用，产生褶皱山系，并伴有岩浆活动。

脉动学说虽然解释了构造运动的周期性，但却不能解释地壳构造的方向性，并且对胀、缩的原因有不同看法，因此自 1933 年布契尔（W. N. Bucher）提出这一学说以来，一些研究者曾试图将此学说加以改进。

最近，Кропоткий（1987，1989）提出了一个将脉动说与壳下流和大陆活动论结合起来的地球动力学新模式。他认为，地球动力学模式既要考虑地球的收缩，也要考虑它的膨胀，即建立在脉动假说的原则上。按此观点，当地球收缩和膨胀交替时，收缩效应集中在一些带上，而膨胀效应则集中在另一些带上，在此种情况下，处于中间的断块应该从拉张带移向挤压带，所以，在脉动的地球动力学模式中自然包括大陆活动论原则。这一模式还考虑了在地球半径增减交变作用下地幔内物质的移动，认为地球挤压力的脉动可促使壳下流观点主张的物质分离和移动。该模式的提出者认为，体现脉动假说和解释岩石圈移动的

假说相结合的地球动力学模式是目前最有前景的模式。

7.4 地幔对流和其他地球内部物质运动假说

7.4.1 地幔对流说

地幔中的热对流是地幔中最重要的动力过程，它被认为是海底扩张的驱动力，是大洋盆地和大陆造山带的形成、长期的海平面变化、世界范围的地震和火山活动的最终原因。地幔对流说是近20多年来研究得最多的地球动力学假说。

地幔对流的概念早在1889年就由Fisher提出了。Holmes（1928）通过定量计算证明，在地幔内部有满足产生热对流的条件，并将地幔对流说与大陆漂移说结合起来，粗略地勾划出了60年代海底扩张和板块构造概念的轮廓。此后，一些研究者还曾用地幔对流作为产生原始大陆的途径之一（夏德格，1982）。自从1962年Hess发表了关于海底扩张的论文之后，伴随着板块构造的发展和板块运动驱动力的探讨，地幔对流的重要性变得十分明显，对流说逐渐成了地球动力学的研究热点。

地幔对流作为板块运动的驱动机制的最初模式认为，地幔对流与板块运动之间存在着直接的关系：地幔对流从板块的扩张中心（洋中脊）上升，向两侧分流，逐渐变冷，在板块的会聚边界（海沟）下成为下降流，在地幔较深处重新变热并返回大洋中脊之下，开始又一次对流旋回。按此模式，板块运动的速度大体上代表了地幔对流的速度；有多少个独立运动的板块，就有多少个独立的对流环。这一简单模式因不能解释复杂的板块构造格局而很快便被抛弃了，对地幔对流的研究从实验室实验、解析的和数值的数学模拟等方面开展了大量艰苦细致的工作。这些研究涉及以下主要问题。

（1）对流的产生

产生对流的条件，首先由瑞利（Rayleigh，1916）在理论上作了研究。表征这一条件的无量纲参数称为瑞利数（R）。当瑞利数超过临界值时便可发生对流。R的临界值约2000。地幔虽是固体，但在高温和长时间力的作用下具有流体的性质。根据地幔的参数得到的地幔的R值明显大于临界值，说明对流既可在下地幔，也可在上地幔，还可在全地幔范围内产生。

粘滞系数的大小，对能否发生对流和对流的图象有很大影响。在不同的模型中，考虑了常粘滞系数和依赖于温度的及依赖于压力的变粘滞系数。

二维对流环的物理与数学模拟结果表明，对流运动主要产生在位于底面的热边界层、位于顶面的冷边界层和位于两侧的上升热柱及下降冷柱上。对流环广阔的中心地带为温度变化很小的等温核。不同的粘滞系数和不同的边界条件会改变对流图象。如纯内部加热的对流，其下降柱比上升柱窄得多。

地幔对流的热传输性能也是地幔对流研究的主要内容。边界层的温度梯度与对流系统的传输性能有关。Nusselt数是实际的温度梯度与仅有热传导时才会有的温度梯度之比（Nataf，1991）。通过对Nusselt数的研究，发现地幔对流传输热的能力与瑞利数的1/3次方成正比。从地球内部传热机制的分析，也能证明存在着热对流。地球内部放射性元素的衰变不断产生热，仅依靠热传导，地球在漫长的历史中也难以达到热平衡，而地幔对流则可很快实现自然平衡的作用。

(2) 对流的类型

从对流的物理化学过程看，地幔中的对流有两种类型，即热对流和重力对流。热对流是由地球深部和浅部物质的温度差引起的，通常说的地幔对流主要指热对流。重力对流是由地球内部各部分物质的密度差引起的。这两种对流是地球内部进行的热平衡和化学平衡过程的反映。

地幔中存在5种形式的对流：全地幔大尺度地幔对流、上地幔小尺度（二级）对流、层状对流、D″层中极小尺度对流和热柱形态对流（图7-4）。这5种形态的对流也反映了研究地幔对流的历史。前三种对流形态的共同特征是它们的对流系统中存在对流环。一些研究者所指的地幔对流仅是这种环状对流。这里，先讨论环状对流，地幔热柱形态的对流将在下一节单独介绍。

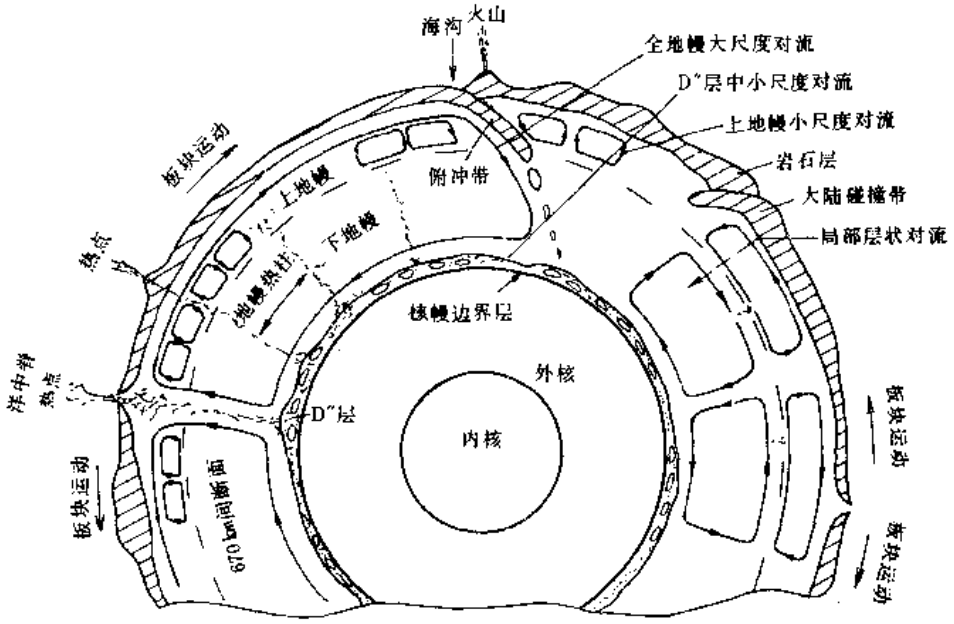


图7-4 地幔热动力系统

（据傅容珊，1993）

Fig. 7-4 The thermodynamic system of the Earth's mantle

(from Fu Rongshan, 1993)

关于地幔对流问题的早期争论是对流仅发生在上地幔的软流圈还是整个地幔。后得出下地幔的粘滞系数比原来的估计要小得多，因而下地幔也会产生热对流，争论的焦点变为是全地幔对流还是层状对流的问题。

争论中的关键问题涉及650—700km的转换带。首先，它是相变面还是化学界面。若是化学界面，只要化学成分差异产生3%的密度差就足以引起层状对流；若是相变面，是否能阻止对流的连续性则是比较复杂的问题，取决于相变是吸热还是放热等条件。其次，这里是否有大的温度降。双层对流模式要求转换带为热边界层，有较大的温度梯度，但目前的资料还未能证实转换带附近存在这样的温度差（洪汉净，1988）。

岩石圈板块有很大的尺度，需要层状对流有大的长宽比，进而要求有特殊的边界条件。这是层状对流模式要克服的另一障碍。由于层状对流模式可以更好地解释地表资料的

复杂性，更为重要的是双层对流模式使地球的散热大大减慢，就象双层玻璃的窗户更能保温一样，从而会使人们对地球热历史的看法大为改观，所以，目前研究层状对流模式的学者仍有增无减。上地幔的对流也许是以一种与下地幔不同的方式进行的。普遍认为，上地幔的次对流是沿与下地幔的主对流方向正交的方向进行的。

从流体动力学角度按成因差异还可将对流模式分为下述类型（黄定华等，1991）：

① 瑞利对流　上述全地幔对流和双层对流等均为瑞利对流，其方式为单环状封闭式的对流。对流的启动是由温差造成的流体浮力所致。其维持条件是，持续的加热和适当的流体粘度。

② 贝纳特流　实验室中的贝纳特流是有自由表面的薄边界层底部受热远离平衡态后出现的六边形图案。其形成原因不是浮力而是表面张力。Udo Fehn 等（1987）曾描述过在年代较老的地壳内形成这种对流的情形。由于贝纳特流的边界约束较强，地球内部能满足这种条件的时空环境很有限。

③ 台劳流　台劳流的成因是系统内、外边界的转速差。当转速大到使台劳数大于临界值时，系统内的流体会出现分层并产生与驱动力方向垂直的对流。地球的自转力及地球内部圈层间的转速差使地球内部有产生台劳流的可能，甚至可能产生除垂向与横向以外的斜向对流，并使对流环的形状变得不规则。

④ 粘性指凸（Viscous Finger）　粘性指凸是两种粘性不同的流体相遇时，如果强迫低粘度流体向高粘度流体运动，当移动速度超过一个临界值时，界面将变得不稳定，低粘度流体呈指状伸进高粘度流体中。在上、下地幔界面和多数岩浆房中，这种形式的对流是普遍存在的。

(3) 地幔对流与板块运动和地表特征的关系

地幔对流说是作为板块运动的驱动机制而提出的。通过 20 多年的研究，对地幔对流能将地球内部的热能进行传递并转化为板块运动所需动能的一种有效途径这一点已获共识，但对具体的驱动机制仍有不同意见。一种意见称为主动板块说，认为板块运动的驱动力来自板块俯冲过程中所生的负浮力，是板块运动带动地幔物质发生流动。另一意见称为被动板块说，它强调岩石圈板块本身就是全球地幔对流系统的一部分，是对流时产生的一个上边界层。板块驱动机制及其与地幔对流的关系在 70 年代曾受到极大关注。80 年代，地幔对流研究转向以研究地表信息为主。

地表信息，包括重力异常（大地水准面异常）、地表形变和大地热流是我们了解地球内部的主要窗口。Hager（1984）指出，地球内部密度扰动对地表重力异常相当于一个偶极子，对理解地幔对流的地表信息起着关键的作用。他还利用地震波层析结果，把波速异常转化为密度异常，通过上、下地幔不同粘滞比的模型进行计算，发现当下地幔的粘滞系数是上地幔粘滞系数的 10 倍时，地幔对流所产生的大地水准面异常与卫星所测的数据相当吻合（Hager 等，1985）。不少人的计算结果还表明，地幔对流运动所产生的表层水平运动速度与板块运动速度的长波长分量相当接近（Ricard 等，1991），都存在一个向西运动的平均值，其速度大约是 2cm/a。

除板块运动速度外，地表地形、大地水准面和由地震层析所得地幔的横向密度变化，也是研究地幔动力学中物理过程所要考虑的约束条件。Vigny 等（1991）考虑这些约束条件建立的动力地球模型所计算出的发散正好位于纳兹卡、中大西洋和印度洋洋脊；主要的

会聚带在安第斯、中美和日本之下，也沿着喜马拉雅。

最近两年，地幔对流研究利用超级计算机进行三维地幔对流和非稳态地幔对流的研究，已得到一些有意义的结果。如何把近地表的岩石圈板块纳入对流模型之中，如何处理地幔对流中的热效应和化学效应的相互作用，以及如何考虑核-幔转换层的影响等是今后地幔对流研究面临的挑战（洪汉净，1993）。

7.4.2 热点和地幔柱假说

热点是地球上少数孤立的地下热物质活动中心。与世界上大多数火山不同，许多热点与板块边缘无联系，只有极缓慢的移动，板块通过它们留下了死火山痕迹。热点假说是威尔逊（Wilson，1963）为解释火山岛链年龄的递变现象而提出的假说，认为火山链是板块漂移过热点留下的轨迹，它也记录了板块的运动方向。

地幔柱是摩根（Morgan，1971）为解释热点成因而提出的概念。地幔柱是地幔深处产生的圆柱状上升的热物质流，也称热柱（图 7-4），热点是它的地表现象。地幔柱假说是在热点说基础上发展起来的一种关于板块运动机制的假说，认为柱状地幔流可激起软流圈中的水平流动，从而对板块运动起驱动作用。由于炽热的地幔物质向上涌流，导致密度较高的物质盈余，形成正重力异常，因而是重力特高的地方，也往往是火山分布的地方。70 年代以来，热点和地幔柱的论述大量出现，主要讨论了下述问题：

（1）热点和地幔柱的一般特征

Wilson（1963）归纳的热点特征有：相对高的地形；火山喷发的拉斑玄武岩或碱性系列岩浆盖帽的隆起；在某些热柱上的重力高；无震海岭或熄灭了的火山链；高热流。

随着研究的深入，对热点和地幔柱特征的描述更为具体，地幔柱的头部也越来越大。据 White 等（1989）的归纳，热点和地幔柱的一般特征是：① 热点底下有一个狭窄（150—200km 宽）的中心热柱，它由温度异常高的上地幔物质组成；② 上涌地幔流在板块下散开，形成一蘑菇状头部，其温度比正常温度高 100—200℃；③ 蘑菇状柱头的直径为 1000—2000km；④ 地幔柱引起的岩石圈上隆幅度可达 1000—2000m。

最近 Larson（1991）提出了超地幔柱（super plume）的概念，其影响区域的横向距离也许有 6000km 之巨，真可谓巨型地幔柱。

（2）热点或地幔柱的数目和分布

根据摩根（1972）的看法，地幔柱总共不过 20—30 个。这些热点位于火山岛链的活动端、大洋脊顶附近、洋脊交汇处附近，还有的出现在三联裂谷点附近。随着热点研究的深入，不但数目有所增加，位置亦有变化。Burke 和 Wilson（1976）曾经列出过 122 个热点，其中有 53 个在大洋盆地中，69 个在大陆上。这可能代表一种极限，因为后来 Crough（1983）归纳几个作者的结果，所确定的全球热点仅 41 个。

邓晋福等（1992）最近在讨论中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动时，提出了亚热柱的概念。亚热柱为热柱头部的次一级隆起，其直径为 450—525km，平均为 500km。中国东北及其邻区可分出 7 个这样的亚热柱。

热点的分布受什么因素控制？Sahagian（1980）将 Burke 等的 122 个热点删去接近板块边界的热点后，发现余下的 89 个热点的分布有一定规律：板块之上的热点数目和板块的运动速度有联系，缓慢运动的板块上热点的密度高。Stefanick 等（1984）的研究得出，热点大量集中在与大地水准面高相对应的半个地球内。很多学者还注意到，热点的最大密

度出现在与联合古陆的位置相联系的大地水准面高的地方。看来，热点是一种深刻的地球内部过程的表面表现形式。

(3) 热点是相对不动还是在动?

热点-地幔柱假说主张热点提供了固定于地幔的坐标系。因此，板块相对于热点的运动便是相对于地幔固定部分的运动，也就是相对于地理极或地球自转轴的绝对运动。考查热点是相对不动还是动的，包括考查地质年代中所有的热点是相对不动还是动的；现代热点是相对不动还是动的；热点相对于自转轴是不动还是动的等方面。

以一个热点为基准，使板块运动复原的试验表明，难以说明热点系在过去几千万年期间是相对不动的，不过，即使有相对运动，其速度也在 1cm/a 以下。与地表板块的运动相比，可以认为热点系是慢一位数运动的相对坐标系。

就现在的运动而言，Minster (1974) 对世界 20 个热点轨迹所推断的方向与现实的轨迹方向大体一致，证明现代热点是相对不动的，并把以热点系为基准的运动命名为板块的绝对运动。

对夏威夷-天皇海山系的古地磁学研究证明，热点相对于自转轴是不动的 (上田诚也等，1979)。

(4) 热点和地幔柱的成因

地幔柱的成因和性质问题仍然是一个令人兴奋的难题。地幔柱怎么产生，它们的根部在何处，它们是否与地幔对流体有关，它们的寿命有多长等问题，迄今仍有争议。

Loper (1991) 对地幔柱产生的物理解释所作的归纳如下。在常粘滞系数的流体中，速度结构由瑞利数决定，如果瑞利数小，不会出现明显的速度梯度。要是流体的粘性有剧烈变化，在低粘滞系数区就会首先出现变形和流动。如果由于温度或水含量的变化使粘滞系数剧烈变化，那么粘性结构，因而速度结构，将取决于热或水的扩散率。在地幔内部存在地幔柱的条件是，在深部必须有具浮力的低粘性的物质源，而在近地表则应有汇 (流体不断流入的地方)。源区一定要能供给粘滞系数比周围地幔小几个数量级的物质。650km 处的间断面曾被认为是地幔柱的一个可能的源区，但在此深度未找到低粘性区的地震证据。最可能的地幔柱物质源在地幔底部的 D″层。

对地幔中是否可能存在粘滞系数比周围地幔的粘滞系数至少低两个数量级的地幔柱源区，Nataf (1991) 提出了质疑，因为地幔中随温度和随压力而变的粘滞系数变化看来不可能大于 100。

过去几年，地幔柱的研究，已从稳态模型转向随时间而变的模型，提出了地幔柱脉冲等新概念 (Loper，1991)；不仅对热地幔柱进行研究，还对热-化学地幔柱进行了研究 (Liu 等，1991)。

(5) 地幔柱的地球动力学效应

热点-地幔柱假说对板块内部火山和构造活动的解释和对板块绝对运动的描绘等，最初只是板块构造学说的一项重要补充。随着地幔柱动力学效应的增多和扩展，热点-地幔柱假说已逐渐成为独立的地球动力学假说，甚至有可能发展成反对板块构造说的新假说。在这一假说中，垂直运动和水平运动兼有，固定论和活动论并存。

除了作为板块运动的驱动机制之外，一些研究者提出地幔柱的上冲力可以对地表进行重新改造，形成地表的许多构造。洋脊裂谷和扩张的大洋盆地就是由于地幔柱上升，然后

呈侧向支流向四周散开形成的。对西藏高原的解释是地幔柱拱起并作顺时针旋转。班达海是地幔柱反时针旋转下去所致。热点似乎也是查明大陆内部垂直振荡运动的关键。

White 和 McKenzie（1989）用地幔柱来解释岩石圈的裂谷作用、巨大的大陆溢流玄武岩区和海底高原的产生。Larson（1991）提出，中白垩世期间（124—83Ma）存在一个或几个超地幔柱是这一时期地磁场长期呈正极性、大洋壳产生率高、全球变暖、海平面上升、黑色页岩和世界石油资源剧增的原因，并把这一时期称为“超地幔柱世”。

7．4．3 地幔柱构造

“地幔柱构造”这一术语原是为解释热点或板内火山作用的成因而提出的（Davies，1977；Campbell 等，1990）。最近，日本一些学者依据地震层析成像、超高压实验、计算机模拟、地球的板块构造史和比较行星学的结果，将其丰富和发展为关于全球构造和地球动力学的新假说。据这些学者称，这一假说是继大陆漂移和板块构造假说之后的人类认识地球的第三次浪潮。

丸山茂德（1994）提出，除了热地幔柱外还存在冷地幔柱。热地幔柱和冷地幔柱是现代地球的主要地幔对流形式，分别对应上升流和下降流。在地幔中受一些大的垂直的地幔柱流控制的动力学区域称为“地幔柱构造”。丸山茂德等（1994）推测，目前控制地幔对流的是两个上涌的超热地幔柱（非洲和南太平洋超地幔柱）和一个下沉的超冷地幔柱（中亚冷地幔柱）。

P 波层析成像显示（深尾良夫等，1994），热地幔柱有两种成因，一是起因于核-幔边界层（D″层），一是起因于浅于 400km 的深度。起因于 D″层的地幔柱又分两种类型：直径小于 500km 的小地幔柱和直径约 5000km 的超地幔柱。超地幔柱在下地幔下部呈颈状，从 2000km 深度呈伞状朝 670km 不连续面扩展，在上地幔内分为几个小地幔柱，在约 100km 深度处再细分为更小的幔柱。超地幔柱有各种各样的地表显示，或为隆起，或为盆地，或为山链，或为海岭，还可为热点轨迹。地幔柱构造假说以此来解释复杂的地表构造。起因于浅于 400km 深度的地幔柱，如中美洲、北美的西海岸、阿留申和西太平洋的地幔柱，它们可能是由表层的板块运动或软流圈上涌产生的。现代地球上的地幔柱数量约 50 个，其中大多数可认为是非洲和南太平洋超热地幔柱的分支地幔柱，且深度超过 300km，使用面波层析成像方法无法探测。

冷地幔柱主要起因于俯冲板块停滞在 670km 深度时的不稳定性。提供板块进入地幔转换带的方式有区域供给和线性供给两种。当俯冲板块的前缘俯冲到 670km 深度时，它们遇到强大阻力而发生水平弯曲、增厚并沿边界表面暂时聚集为巨石，在这里大约停留 100—400Ma，其体积达到一临界值以后发生重力塌陷形成一个插入下地幔的冷地幔柱，并作为团块落到地核表层上。一旦冷地幔柱诞生，就会强烈控制下地幔内的大规模地幔对流。漂浮在上地幔的所有大陆都会朝向超冷地幔柱，直至被聚集成一超大陆。超冷地幔柱的寿命可能是 400—500Ma。如果目前的板块运动再继续 250Ma，在亚洲大陆核区周围将形成一个超大陆。下地幔内冷地幔柱的数目最多达 10 个。随着漂移大陆数量的减少，冷地幔柱的数目也会减少。

根据丸山茂德（1994）的意见，板块构造与地幔柱构造的关系如下：俯冲带未发育时，板块构造受地幔柱控制，如大西洋内的板块驱动力可能是 D″层成因的上涌地幔柱；当俯冲带发育时，板块构造就不受地幔柱构造约束，在北面有俯冲带的印度洋和两边有俯

冲带的太平洋中，洋中脊与超地幔柱无关。另一方面，冷地幔柱的类型、位置和大小取决于板块构造。地核中的动力也是由冷地幔柱引起的。

威尔逊旋回体现了板块理论的精髓。丸山茂德（1994）认为，板块构造理论没有提供所有大陆为什么聚在一起形成超大陆的满意推理。地幔柱构造说对威尔逊旋回的重新解释如下：超大陆因超地幔柱上涌而裂成几块，大陆碎块随时间任意散布在超大洋内，在此期间俯冲带发育，插入地幔的俯冲板块在670km深度处成为停滞岩板，它们发生周期性重力塌陷形成超冷地幔柱，所有大陆朝超冷地幔柱移动形成一超大陆，在超大陆下又形成一超热地幔柱，再引起超大陆的解体而开始另一个旋回。一个威尔逊旋回的时间长度在元古宙约为400Ma，在显生宙可能约需800Ma。

由此可见，地幔柱构造作为一种地球动力学假说其基本模式是，地球上最重要的地球动力学过程是由地幔柱构造的作用完成的，特别是冷地幔柱起着最基本、最主要的作用。热地幔柱是由冷地幔柱通过四周挤压和带状挤压两种方式在核-幔边界上诱发的。地球近地表的板块构造、中间的地幔柱构造和中央地核的生长构造都与冷地幔柱密切相关。

熊洋峰夫等（1994）提出，地幔柱构造是绝大部分行星在演化的早期阶段的主要构造类型。行星随时间的构造演化始于生长构造，通过地幔柱构造、板块构造和收缩构造到达最终构造。他们假设冥古宙地球为地幔柱构造时期。目前的地球处在从年青星球向年老星球的过渡期。这一时期板块构造和地幔柱构造互相作用，板块构造向深部扩展，地幔柱构造逐渐减小，地核仍处生长构造发育阶段。

地幔柱构造假说提供了一种解释固体地球不同圈层间相互作用的动力学框架，有可能发展、完善成替代板块构造学说的一种地球整体动力学理论。大陆漂移说和板块构造说主要涉及岩石圈的运动学和动力学问题。如果人类认识地球的第三次浪潮是指从固体地球的整体角度给出地球运动的动力学解释，那么，可以认为地幔柱构造假说是这次浪潮的一种代表。由于这一假说目前才仅有一个框架，有些重大问题还待探讨，如冥古宙时期没有刚性板块，这时的地幔柱构造如何形成；俯冲板块是否可能在670km深度处聚集、塌陷并掉到地核表面；地球表面，特别是大陆部分，如此复杂的构造形态如何用地幔柱构造加以解释等等。此外，这一假说的一些解释还需地质证据加以证实，更不用说其中一些提法本身就是推测的。

7.4.4 涌流构造（surge tectonic）说

涌流构造是迈耶霍夫等（Meyerhoff等，1977）提出的一个新全球构造和地球动力学模型。他们认为，大多数地表构造，包括板块构造，不能解释的一些构造现象，可用软流圈的涌动来解释。软流圈涌动的驱动机制是地球收缩引起的岩石圈塌陷。当冷却凝固了的岩石圈块段塌陷到软流圈中时，部分岩浆按重力法则上涌，一直达到岩浆密度与周围岩石密度基本平衡的位置上，才会稳定下来。这一过程象巨型液压机一样，遵循帕斯卡定律，能将所受压力通过岩浆的涌动传递到各个方向。强的岩浆涌动对构造运动起决定作用。

岩浆涌动的通道，迈耶霍夫等（1992）称之为涌流通道，是岩石圈中最基本的构造单元，可以通过近40种物性标志加以鉴别。涌流通道暂分为洋盆涌流通道、大陆边缘涌流通道和大陆涌流通道三大类。大洋中脊及其主要分支下的通道，是洋盆涌流通道中的主干通道，其长度可达几千公里，宽度可以从1000km到大于3000km。这些通道可为构造运动提供浅层作用机制。它们的存在可以用全球地热图来证实。

迈耶霍夫等（1992）认为，全球高热流带（$>55mW/m^2$）相互连通的网状分布形式，用现有的地球动力学假说无法解释，但可认为这些高热流带是由下伏的浅层岩浆通道——涌流通道形成的。如果涌流通道被强烈压缩，它们应该变成裂谷带或褶皱带。每个通道的变形形式是它上面的岩石圈厚度的函数。

据说，在由从事板块构造研究的科学家自 1965 年以来汇集的 36 个数据集中，板块构造只能解释 13 个。它们是洋中脊、大陆裂谷、走滑带、岩浆弧、大洋和大陆火山区、深海沟、贝尼奥夫带、地槽、造山岩体、蛇绿岩套、混杂岩、变质核杂岩体和拆离断层带。其余 23 种构造现象的时代都为侏罗纪或更新一些，它们仅出现在高热流带之下，都与浅部的岩浆活动，因而与涌流通道有关。这 23 种现象包括高热流带、微地震带、长的线性断裂和裂隙带、构造带分段性、两侧对称的双向褶皱带、地幔底辟、构造地层地体、与褶皱带平行的拉伸线理、反向变质梯度、地幔片麻岩穹窿、热泉链、成行的熔岩区、岩墙群、非造山岩体链、金伯利岩筒、长条状蒸发岩盆地、岩石圈低速带、异常上地幔透镜体、高导层、向东迁移的构造带、弥散板块边界、大地电磁复合体和旋卷构造等。

声呐仪显示洋中脊被成千上万条平行洋中脊的裂隙切割，证实洋中脊下面软流圈流动并不与洋中脊垂直，而是与洋中脊平行。迈耶霍夫等（1991）把这作为批判海底扩张和证实岩浆通道存在的证据。

涌流构造假说的提出者认为，这一假说的一个重要优点是，它不仅提供了一个将岩浆活动与构造作用的各个方面统一起来的机制，而且还在解释所观测到的所有构造现象方面具有内在的协调一致性。不过应该看到，他们对许多构造现象的解释还是很初步的。例如，前已提及，迈耶霍夫等（1992）列出了 54 种向东迁移的构造现象，笼统地指出这与地球自转有关，但未作深入的机制分析。涌流构造的触发机制是地球收缩引起的岩石圈塌陷。地球收缩引起岩石圈塌陷的可能性和强度以及地球收缩与地质旋回的相关性等也是涌流构造假说还须深入解决的问题。虽然还不能说涌流构造假说已很完善，但它对板块构造假说的批判和所提出的许多问题对地球动力学研究确实是有启发性的。

7．5　全球非对称对流模型

如果用地幔对流来解释本书第二章中所描述的地球的非对称性，那么，一个合理的地球动力学模式不仅要符合地幔对流的理论和实验研究结果，而且在地球表层要有相应的动力作用和表现。

Licht 在 1960 年提出经向三环对流的模式，上升流位于南极，中、低纬度带对流环的上表面是由南向北的平流，其下降区和上升区分别对称分布在北纬 30°和南纬 30°。由于上述地幔对流研究成果表明长度为数千公里乃至上万公里的对流单元已成为可能，同时笔者认为中、低纬度对流单元的对流区，在地球表层有相应的动力作用和表现。因此，把 Licht 模式修改为非对称的经向三环对流模式（图 7-5）。在该模式中，南半球上升对流区位于环南极裂谷系的下面，成为该洋脊裂谷系扩张的动力和物质来源；而北半球的下降对流区位于北纬 20°—30°左右的环带上，导致对流纬向环带的纵向挤压。

专题研究表明，这个对流模式有助于解释大陆构造系和洋脊构造系的非对称，解释大陆、大陆造山带和大陆地震为什么集中在北半球这个环带内，还可以解释在这个纬度环带

内纬向和经向构造为什么格外发育。

分析岩石圈及其下部物质的纬向流动，北半球的理想构造横断面（图 7-6（a））表明，0°半球以大西洋洋脊为轴心，它两侧的 1/2 半球范围内，都一致向两侧流动；180°半球的北太平洋目前的状态则是被动的挤压状态。南半球的理想构造横断面（图 7-6（b））表明，仍以 0°半球大西洋洋脊为轴心，两侧作扩张运动，印度洋洋脊裂谷与转换断层呈羽列关系，纬向扩张量很小；南太平洋表现为以南太平洋洋脊为轴心的扩张。无论太平洋区是主动的还是被动的扩张，总是以 0°半球与 180°半球的交界附近造成两个半球之间岩石圈物质纬向流动状态的碰撞，因此造成了环太平构造系的发育。

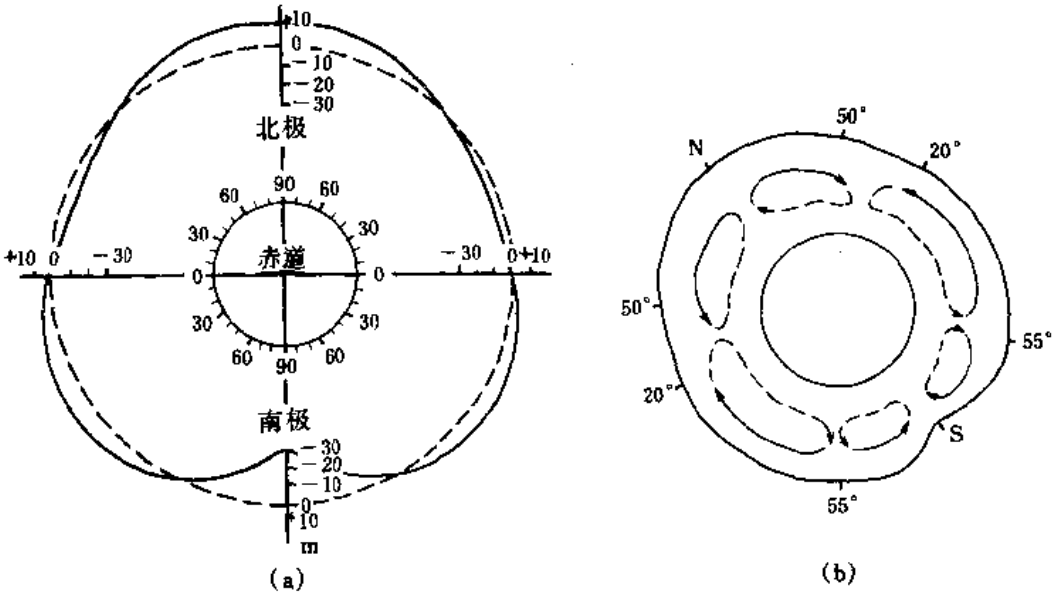


图 7-5　地球的非对称经向对流模式

Fig. 7-5　The Earth's asymmetric model of meridional convection

a—卫星资料作出的地球形状断面（据 King-Hele 等，1968）；b—非对称经向对流模式（据 Licht，1960 修改）

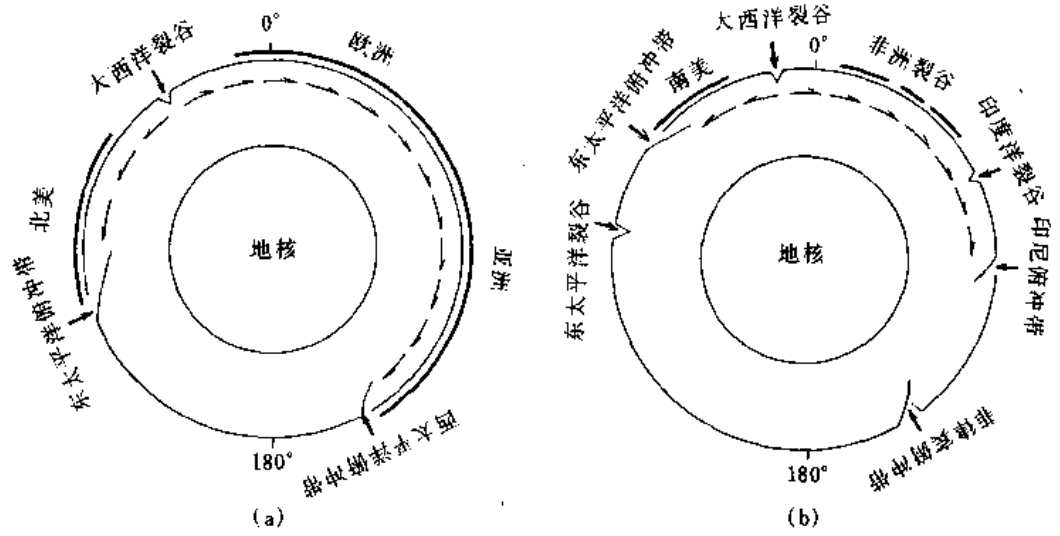


图 7-6　全球构造横断面

Fig. 7-6　The cross-sectional drawing of global tectonic

a—沿北纬 35°的全球构造横断面；b—沿赤道的全球构造横断面

经向构造东西两侧的非对称，很可能与地球自转速度变化有关。在地球自转速度总趋势变慢的情况下，惯性力总的作用方向，即推动地壳或岩石圈及其下部物质纬向运动的方向是由西向东的（图 7-7）。这种运动当受到经向构造的阻挡时，就会在经向构造的西侧造成强烈的挤压，相反，在其东侧，则造成相对的伸展。因此，经向中轴构造不仅是全球构造变动的敏感带，而且是其东西两侧区域构造运动的交变带。此外，这种持续的自西向东的惯性作用，有助于造成向西倾的俯冲构造变陡，并使向东倾的俯冲构造变缓。

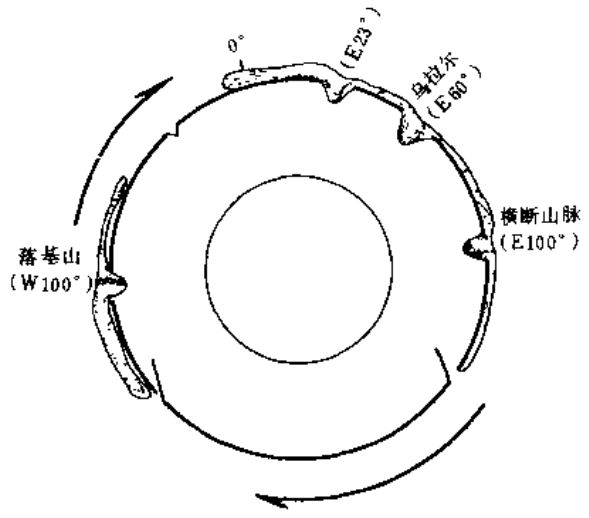


图 7-7　上地幔惯性流与构造非对称的略图

Fig. 7-7　The outline of upper mantle inertia flow and asymmetrictectonics

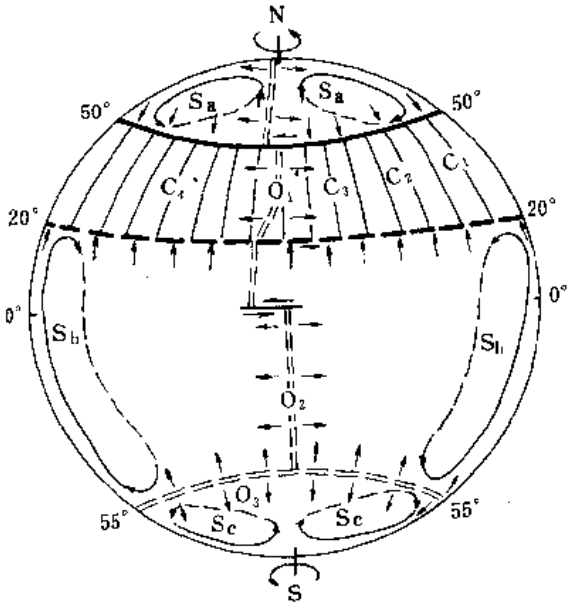


图 7-8　解释地球非对称性的地球动力学模式

Fig. 7-8　The asymmetry of global tectonics and geodynamics

C_{1-4}—大陆地震系的四个分区；O—洋脊系（O_1—北大西洋；O_2—南大西洋；O_3—环南极）；S—推测的地幔对流胞（S_a—北极，向上）；S_b—中、低纬，向北）；S_c—南极，向下）

综合上述南、北半球的非对称与 0°半球和 180°半球的非对称以及经向构造东西两侧的非对称的动力学背景分析，笔者可提出如图 7-8 所示的解释地球非对称性的地球动力学模式。这一模式中的经向流、纬向流和地球转速变化引起的惯性流，构成了地球非对称性的动力学背景，并决定了全球构造系统的格局。然而，这一地球动力学模式还只是对地幔及其上部物质流动体制的一种定性推论，这几种动力作用之间的主次地位和联合作用的定量分析还有待进一步工作。造成地球非对称性的根本原因，可能与行星性的星球物质原始分布及其热运动的非均匀性有关。

根据由地震层析结果引出的地幔热结构形态，也可以推断，无论是南、北半球的反对称，还是 0°与 180°半球的反对称，都与地幔整体结构的相应差异有关。

7．6　在上地幔分层基础上建立的构造热涌和地球自转模式

据下述三方面资料笔者曾经推论上地幔具有明显的分层结构。第一是P波、S波的速度曲线和密度曲线，它们都有明确的速度值和密度值的跃变结构（Lay等，1990），此外，还有大地电磁测深所探明的地电高导层在地幔内的多层分布。第二是环太平洋贝尼奥夫带内地震的深度分布，普遍的现象是各地都有几个震源深度相对集中段，即0—30、80—120、180—220、350—430、570—670km。0—30km是板舌根部与陆缘耦合的部位，地震最为集中。80—120、180—220km是板舌上段的地震集中段。大陆内部欧亚地震带内有七个大陆板舌发育区，它们的最大俯冲深度为230km左右。350—430km是板舌的中段。西太平洋贝尼奥夫带内普遍有中段地震密集、向上和向下地震锐减的现象。570—670km是板舌下段至舌端的部分，震源分布密集。笔者曾推论，插入地幔的板舌与地幔内的“硬层”耦合的部分就是地震集中的深度范围，与“软层”耦合的部分则发生地震很少。第三是板舌的构造形态，南美西海岸有几段上拗型的板舌，它们从地表以十几度的倾角下插后，大约在小于200km的深度内即明显转平，一直向东延伸近千公里，然后再拗曲下插。板舌的这种几何形态，无论是主动的下插还是被动的变形，都说明在200km左右深度可能存在赖以滑动的界面或弱带。新赫布里底群岛向西插入的板舌大约在600km深度以内向西转平伸出数百公里，这也是深度分层的显示。

1987年，Dziewonski等人给出的地震层析成像结果，可以看作是对上述地幔分层推论整体上的初步证实。他们的资料表明，自0km至200km或300km深度范围内的结构与地表的全球构造格局是基本一致的，而到了400—500km深度层次，其格局就发生了很大变化，最醒目的是裂谷洋脊带，上面是低速高热带，下面突然变成高速低热带。这一事实的普遍发现对地幔热对流的构思是一个重要的反证。

一直处于争论中的地幔热对流模式伴随板块构造说的兴起得到很大发展，尤其是近年又提出了非稳态、非对称的复杂对流机制，取得了理论上和大型模拟实验上的结果。它们在解释地表岩石圈板块的一些区域性的甚至局部性的对流式运动规律方面，几乎达到令人满意的程度，但是，地表的对流式运动目前还只能说是一些“视对流运动”，因为，能造成这种运动形式的动力作用并不是唯一的，何况采用热对流机制还难以说明全球岩石圈整体协调运动和若干局部运动的特征。

笔者提出另一种解释地表“视对流运动”的可能动力作用机制，即“构造热涌”模式（马宗晋，1989）。其基本构想是：上地幔及其上部的岩石圈都具有明显的“硬”、“软”相间的层状结构，“硬”、“软”具有多方面的含义，涉及力学性质、热状态甚至化学成分。“软”层可以是有利于层间滑动的基础，也是易于流动的通道，当上覆“硬”层内产生构造张裂时，“软”层中的岩浆物质将顺着裂缝上涌到上面的另一个“软”层，然后再汇入这个“软”层顺其流动。如果上覆“硬”层是地表，则上涌的物质到达地面并受热动力和重力作用而流向两侧，或者以射流方式喷出地面造成火山活动。如果在一段时间内，下地幔的热区上面有相对稳定的构造裂缝，它间断地直通地表，那么，在地面相对应的位置就可能出现“热点”。因为岩石圈或上地幔“硬”层内的构造裂缝的张开可以是暂态的、间歇式的，方位也可以是变化的，所以会有洋脊等岩石圈构造的变格和跳位现象，由此也能

解释洋脊张开的分段进行、相邻分段的不等速运动和洋脊构造的多种类型，以及板条之间的相对运动。构造热涌模式强调构造的控制作用，不仅是空间格局上的意义，而且还有时间上的非平稳性。它使地球动力作用过程具有普遍的非平稳特征。因为上地幔是分层的，所以洋脊下的低速热带向下延伸 200—300km 就消失的现象也就可以理解了。

地球是一个处于转动状态的行星，其内部具有细分层和非均匀“硬”、“软”结构。旋转状态变化所引起的惯性力差异，会在地球的各个部位产生运动效应，特别是沿转动方向引起上、下层之间的滑动、漂移和同层内的相对挤压或张裂。从力的数量级考虑，惯性力的改变可能并不足以推动板片相对运动持续进行，但它可能是重要的导向和触发作用力。热和重力无疑是地球内最大的能源库，不论是主动的还是被动的，由能源转化为动力作用是通过多种形式进行的。地球科学发展到今天，已不能简单地用热胀冷缩来解释地表复杂的构造运动，同样也不能在均匀地幔结构的假设前提下，单纯考虑简单的热对流机制。也许在地球演化的早期，地球内部放射性元素和质量的分布就是不均匀的，导致了地球热心和质心相对于几何中心的偏离，分异出来的地幔仍保持着这种状态。但自从出现了上地幔的分层结构以后，无论下地幔内部是以热对流的形式还是别的形式在运动，它作用在层状结构的上地幔时，总要转变为适合上地幔结构特点的运动形式。换句话说，上、下地幔可能有不同的运动和动力作用模式。但根本的动力仍然是地球转动惯性力与地球内部热力、重力的联合。考虑到构造运动的非平稳性和韵律性，还需要研究大气层以及其它天体对地球的动力影响。

7．7　区域地球动力作用——中国大陆地震分区的动力因素讨论

为了说明现今地壳运动的动力源不是单一的，需要综合考虑多种地球动力作用的综合效应，我们以中国大陆地区为例，讨论区域地球动力学问题。地震分区也是探索区域地震成因和区域地球动力学的一种途径。按中国的地震分区方案，可以概括出三组动力作用因素：(1) 热力和重力作用；(2) 板块边界动力作用；(3) 地幔流与惯性流。

中国东部地壳厚度变化均匀，梯度平缓，重力基本处于均衡状态，而各板条的热流值、壳内低阻层的发育状况和上地幔高导层的埋深等项则差异显著。所以，对于东部地区来说，热动力作用比重力作用更显重要。中国西部地壳厚度变化剧烈，重力场均衡程度较差，而目前对全区地热流和上地幔结构的了解尚差，所以，至少目前更应注意重力调整、重力流的动力作用。

中国西部现今应力场的主压力方位基本是南北向的，这与南侧印度次板块向青藏高原的碰撞、浅俯冲和推挤作用是一致的。而北侧，是否也存在来自西伯利亚次板块向南的推压，从而造成了帕米尔-贝加尔湖的地壳构造异常带和蒙古高原，而不完全是印度板块独一的贡献所致呢？这种看法在富蕴地震的详细研究中给出了部分的论证。

中国东部地壳变动与西太平洋岛弧俯冲边界的动力作用历史悠久，至少可上溯至中生代中期，而现今的地震活动，华北与日本的相关，东南沿海与台湾的相关，都是很明显的。所以，尽管在动力作用机制上，对于太平洋板块对中国东部大陆的地震活动是否有重要贡献还存在某些疑问，但两者活动的动力相关是可以肯定的。

如果关于中国大陆板条的划分是客观的，那就应当有其动力学的根据。全球中、低纬

度带，都是以近东西向的大洋板条和大陆板条为特征，同时，也是推论驱动洋脊沿南北向裂开，板块顺东西向流动的主要地带，东西向流动是壳下物质流动的主要方向。再者，如果地壳、岩石圈、软流圈以至地幔的不同分层，伴随地球转速的非均匀变化，确实产生了不同层次之间惯性流速的差异，那么，在中、低纬度带的流动主要也是东西向的。之所以选择自西向东流动的总方向，主要是根据四条中轴构造带西侧都是地壳物质受阻且堆垒增厚这一普遍事实所做的推论，加之中国东部壳下流比较自由，向东造成地壳的伸展。流动速度的差异还可造成板条之间的相对滑动。

以上三组动力因素的分析都是定性的，因此，还不能比较三者的主次地位和三者的统一作用。且除了上述具有长时效的基本动力因素外，还可能存在另一大类短时效的动力因素，或具有暂态性的动力因素。它们可能是“触发”或“制约”地震幕和地震期等地震活动呈现韵律现象的重要因素。东部 B、C、E 三个地震区的地震期的时序分布，既显示了起伏的相似性，又显示了高潮段由南向北迁移的现象，它们可能显示着暂态动力因素的内容和作用方式，这是另一个有待深入的研究课题。

7．8　结语：对地壳运动及其动力学研究的分析

前面就笔者的理解简要介绍了几种有代表性的地壳岩石圈层运动模型动力分析假说。地壳运动模型是根据客观的构造现象及其时空运动规律的归纳与理解而构想出来的；而其动力学分析则是动力因素的选择，通过对选定动力因素的定性（作用方式、作用过程）和定量分析，解释所建立的地壳运动模型。当然，地壳运动模型的建立和动力因素的选择与分析两者是相互推进、相互制约的，但原则上应把两者分开，因为同一运动模型可有多种动力解释，同样一种动力作用也可能造成多种运动现象，既要统一地又要分别地加以评价。由于时间、空间、知识基础和科学思维的局限和特点，所提出的那些假说，有的偏于前者，有的偏于后者，彼此的争辩既有对立又有互补。如果稍微离开这个炽热的战场一点，变换一点分析的角度，我们似乎都面临着以下一些问题的回答。

（1）地球的组成和结构

目前对地壳、地幔和地核三者的岩石-矿物-化学组成及其内部的结构已有许多新的认识，知道地壳内有许多层状连续的和不连续的结构面和构造体，有众多低倾角和高倾角的构造带，有多种形态的岩浆体；知道上、中、下地壳岩石的基本类型，知道它们在相应温、压条件下的实验力学性状。但很少的深钻岩心已揭示出有许多推断误差，细结构的探测也揭示出壳内更为复杂的结构形态。更为重要的是地壳岩石圈层在海域和陆域的一系列差别，现在已揭示得更加鲜明。我们还能把它作为一个具有统一力学性状的地球表层运动单元面加以研究吗？

巨厚的地幔作为地球的中层，以其自身的质量和能量特点已被普遍认作是地壳运动的主要动力层，它们究竟是怎样动作的，不能不涉及它的组成和结构。现在已知道上地幔有细分层的可能，不论是化学分层还是相分层，各自的力学性状还在研究争论之中。上地幔的横向非均匀性已揭示得更细；下地幔的结构还只限于大尺度的了解，不过也显示出非均匀性和某些构造趋势的稳定性。

地核不是一个平静的“重核旋转体”，至少外地核有明确的流动和激烈的电磁运动。

核、幔边界复杂结构的初步了解不是已显示出它可能是核、幔物质与能量交换的活跃地带吗?

总之，目前我们对地球内部的组成和结构还知之甚少，还只能把主要的注意力放在对地壳-岩石圈和上地幔的探测和分析上，因为前者是地球变动的直接表现者，而后者则是动力作用的直接载体和部份的发动者。

(2) 地球的体积

膨胀说强调地球体积胀大对陆、海强烈而直观的影响和胀大的总趋势；收缩说强调地球体积间断的收缩对全球造山构造的直接作用；板块运动说则假定地球体积不变；缩-胀交替说和缩-胀同步说并未涉及地球体积的总趋势。这些假说目前都还没能给出全面的直接证明。我们期待着空间大地测址到2000年时能给出10—20年地球总面积和高、低纬线长度的同步观测结果。目前的资料显示，似乎北半球中纬度纬线长有缩短而南半球中纬度纬线长有增长的迹象。

(3) 地球的大地水准面和对称性

大地水准面对地球结构和动力学研究的意义已被广泛地注意到了，不同假说希求从中获取旁证，不过，对卫星重力观测资料进行球面方程的各种阶次的展开所给出的不同的大地水准面图象，确实对地壳结构有怎样的描述作用还要研究。但是，从现有的多种大地水准面趋势图中都可看出，面的起伏具有一定的构造显示，或密度结构非均匀性表现。如果说低阶大地水准面是更基本、更可靠一些的话，那么，它们所显示的南、北半球的非对称和东、西半球的非对称，可能具有更广泛的意义，因为陆、海和全球构造系统，甚至地幔和地核的结构以及重心和热心的位置也具有不对称性。在旋转对称椭球的基础上建立非对称的观念将可能会对地壳运动及其动力分析发生深刻的影响。

(4) 地球的转动

地球是个转动中的天体。地球表层和内部的运动都是在这一特定的“列车”中发生的。当它在平稳旋转时，人们很容易忽略它旋转的意义；一旦由于自身和外力的作用使其转速发生变化时，“车”中的每个成员都会受到惯性力或合力的作用，并沿着与球体结构的约束空间和转速变化的方位有关的方向发生运动、流动、挤压和引张。这是地球自转变化动力学假说的主要思想。如果这种动力作用的量级不能为强大的引力场和地球成员之间的粘着力所完全约束掉的话，那么，这种微小量级、具有特定作用方式的动力应当成为各种其它动力假说的基本前提。难道地幔的流动不会受到地球自转力的叠加导向作用吗?

同样，地球转轴的空间变位所产生的力学效应也是值得考虑的。

(5) 地幔的流动

地幔这个巨大的热库，无论从理论上还是从火山和岩浆的实际活动方面都可以相信它是在流动。对流、层流、涌流、射流、聚散流、平稳流和间歇流等等可能的流动方式以及它们可能的种种复合流动，都是已被考虑之中的。但究竟以何者为主，或者在不同的部位、不同的过程中以何者为主，都还是有待研究的问题。超前于结构探测结果而给出某些简化的假定，或者迁就于理论计算工具的求解能力而略去地幔流动的某些非线性、非平稳性的实质性“细节”，其合理性和可靠性都是需要具体分析的。大陆漂移思想被冷落了几十年，虽然也是理论发展中常见的事，但也不能不从中引出某些教训。

(6) 动力因子

推动或带动地壳岩石圈层运动的动力是哪些呢？当然，大多数都承认热力和重力这两个巨大能量的动力因子是维系地球和活化地球的基本动力因素，但是不是这两个因素本身就能导出全球如此复杂、众多层次的构造活动表现呢？尤其是为了能给出认识地震和火山多种级别地球“微动态”的动力学基础，仅限于这两种基本动力因素的研究是不够的。地球“微动态”从几十年的地震、火山韵律开始，到几十万年至一百几十万年的环境变化韵律，再到造山、成矿及构造、地球化学活动的多级韵律，都体现为非平稳的、非线性的运动。还有以洋脊的变格与跳位为代表的构造应力场格局的突变，都是当前广义全球变化所至为关切的问题。地球自转变化-厄尔尼诺-海底火山-海气灾害这组现象的相关性也把固体地球的微变动与海气循环联系起来了。总之，要十分关注地壳在平均运动的势态中“微动态”的重要意义。所以，像证明日、月对地球的引潮力是影响地球转速减慢的主要动力一样，多种天体对地球的微动力作用，地球自激的多种微动力作用，如转速变化惯性力、极移力、科氏力、岩浆的大量上涌引起惯性距的变化等等，它们叠加于基本动力作用过程之上，表现出导向、调制、诱发等事件性的动力效果。

（7）构造观和今后的工作设想

什么是构造观？活动论与固定论是两种绝然不同的构造观吗？“活动论者”与“固定论者“真是水火不相容的战士吗？诚然，地质学史上“水成论”与“火成论”的斗争真是发生过激战，但地质科学发展到今天，对地球变动的多样性揭示到如此复杂的程度，能够用单一的“活动”与“固定”来概括构造观的复杂内涵吗？过去及现在所说的“活动”与“固定”是指地壳运动以水平运动为主还是以垂直运动为主。在观测还不能证明其主次时，有两种推论这是自然的。但今天同样是承认地壳发生过长距离位移的人在地幔的运动方式上有不同见解。例如，有人主张以核、幔边界上高热点为根，向上发展为热涌柱，到达岩石圈层的底部才发展为侧向运动。这种主张是固定论还是活动论？也可说他的地壳运动是活动论，动力作用是固定论。这不太复杂了吗？历史上两种简单论点的争论，可能反映着学科内部的矛盾，成为推动学科发展的内动力；有的也确有“对”与“错”的结果。但科学上的争辩相互补充，多角度的深化认识还是主流。简单的活动论不能反映板块构造学说的建立在科学方法上的内涵。与其说它是在与以地槽学说为代表的“固定论”的斗争中成长起来的，还不如说它是在大量新事实的基础上，战胜单一学科局限、实践了学科的大交叉而快速发展起来的。这更符合历史的真实。目前阶段，更需要战胜自我的学科局限，放眼全球，广采众长，有意识地推进科技、学科大交叉，才能对全球构造研究作出实际的推动。

李四光先生于20年代首先着眼于全球的海、陆、山、原的分布与形态，从而以地壳发生过大规模水平运动、运动有快慢之分、全球地壳运动以南北向和东西向为主的见解，建立了他全球地壳构造运动与球坐标系、与地球自转有关的初步构想。随后，他以其丰富的中国地史学的知识和工作，整理地史期间地壳运动推动海水南、北进退的资料，去求证地壳运动的全球性的动力根据。同时，以其兼容地质与力学两大学科的基本功底，开始创建用力学概念和方法来认识与分析地质构造形态和成生历史的地质力学。为了探索地壳运动的动力源，他在30年代初即开始着手重力和地热的观测与研究的实践，并推进对地球深部的工作以及相应的地应力工作直至终生。可惜，在那中国政治不开放的时期，影响了他在50年代至70年代初期这个地学在世界范围巨大发展的时期的工作，仅局限在国内，

研究大陆各种构造体系与型式的细节及其与多种矿产、能源和地质的关系。尽管这是十分重要的研究，但不能不说影响了他对全球构造大量事实的了解和理论发展的参与。更令人钦佩的是，70年代后期短短的几年内，整理发表了他最后的遗作《天文、地质、古生物》，这里他以深远的洞察力，跨越了板块构造的精心建设阶段，超前描绘了天、地（固、液、气）、生、人巨系统学科大交叉的广义“全球变化”蓝图。

以上就笔者的理解介绍了李四光先生关于全球构造的学科思想和实践的一个概要。笔者认为，不必涉及他的某些局部的偏差、失误与局限，也不必进行某些论点的比较，就可以看出他作为醉心于全球构造基础理论的一位科学家的方法论是：着眼全球的总体动态、由浅入深的探索、广泛推进交叉、狠抓构造现象的体系归纳、精心地以力求证。这难道不是一种地质构造研究的观点和方法吗？

面对地壳运动及其动力学研究新的挑战和机遇的现状，为了迅速提高我国地球动力学研究的能力与水平，笔者建议，放弃那些局限性的发源于50—60年代的“学派之争”，放眼世界，战胜自我的局限，博采众长，精心创新，期望以中国的科学特色跻身于世界地球动力学研究新浪潮的前缘。

主 要 参 考 文 献

丁国瑜等. 1991. 中国岩石圈动力学概论. 北京：地震出版社，154—165.

马杏垣. 1984. 论滑覆及岩石圈内多层次滑脱构造. 地质学报，(3)：205--213.

马宗晋、陈章立、傅征祥等. 1980. 亚欧地震系的地震构造特征. 中国科学，(9)：883—890.

马宗晋. 1980. 华北多（应力集中）点场与地震. 地震地质，2 (1)：1—7.

马宗晋、郑大林. 1981. 中蒙大陆中轴构造带及其地震活动. 地震研究，4 (4)：421—436.

马宗晋. 1981. 美国与中国大陆地震构造的比较，地震研究，3 (2)：36—45.

马宗晋. 1982. 论全球构造系统. 武汉地质学院院报，(3)：1—15.

马宗晋、傅征祥、张郢珍等. 1982. 1966—1976 年中国九大地震. 北京：地震出版社.

马宗晋、张立人. 1983. 一个 2000 年的地震时序剖面 --华北-朝鲜-日本地震期的同步性. 华北地震科学，1 (1)：1—10.

马宗晋. 1984. 南美俯冲带显示的板条构造. 地震研究，6 (3)：319—325.

马宗晋、傅征祥、薛峰. 1984. 北纬 20°—50°的大陆地震构造系. 地质学报，(2)：114—124.

马宗晋、张淑媛、傅征祥. 1986. 地球变动的韵律性和反对称性. 天文地质学进展. 海洋出版社，23—31.

马宗晋、张德成. 1986. 板块构造与地震 载“板块构造基本问题”，北京：地震出版社，363—391.

马宗晋. 1987. 中国大陆的地震层和地震线，载“地震构造与地壳应力文集”，北京：地震出版社，1--10.

马宗晋、蒋铭. 1987. 中国的强震期和强震幕. 中国地震，3 (1)：47—51.

马宗晋. 1988. 全球地震构造系统与地球的非对称性. 中国科学，B 辑，(10)：1092--1099.

马宗晋. 1989. 现今地球动力学的某些问题和研究设想. 地震地质，11 (1)：55—59.

马宗晋. 1990. 中国大陆地震分区及其动力学讨论. “国际大陆岩石圈构造演化与动力学讨论会文集（II)”，北京：科学出版社，86—95 页.

马宗晋、金继宇. 1990. 加利福尼亚州历史地震的迁移. “国际大陆岩石圈构造演化与动力学讨论会文集（II)”，北京：科学出版社，102—111.

马宗晋、高庆华. 1990. 李四光教授的系统整体论思想. 地质论评，36 (5)：431—435.

马宗晋. 1992. 中国地震震中分布图的构造解释. 中国地震，8 (1)：10—17.

马宗晋、李献智、金继宇. 1992. 地震迁移的规律解释和预报——中国大陆四条地震带的地震迁移. 地震地质，14 (2)：129—138.

马宗晋、高祥林、任金卫. 1992. 现今全球构造特征及其动力学解释. 第四纪研究，(4)：293--305.

马宗晋、高祥林、王琦等. 1992. 美国大陆地区震中图的构造解释. 地质学报，66 (4)：315—325.

邓起东、张裕明、徐桂林、范福田. 1979. 中国构造应力场特征及其与板块运动的关系. 地震地质，1：11—22.

邓晋福、赵海玲、吴宗絮等. 1992. 中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动. 现代地质，8：267—274.

刘光鼎. 1988. 现代地壳运动. 北京：地震出版社.

孙殿卿、高庆华. 1982. 地质力学与地壳运动. 北京：地质出版社.

孙殿卿. 1989. 李四光的学术思想和贡献. 第四纪研究，(3)：205—223.

张文佑. 1984. 断块构造导论. 北京：石油工业出版社.

张祖胜. 1990. 应用大地形变测量资料估计我国大陆地区近几十年的地震趋势. 中国地震大形势预测研究. 北京：地震出版社，50—65.

张郢珍、张立人、聚生平等. 1992. 中国大陆垂直形变速率梯度与强震危险区. 地震地质，14 (3)：237--244.

华祥文. 1990. 唐山大震前后震源及其附近地区的应力变化过程. 中国地震，6 (2)：76—85.

何翔. 1991. 澜沧-耿马大震前的形变异常. 地震，(4)：1—8.

李四光. 1926. 地球表面形象变迁之主因. 中国地质学会志，5 (3—4).

李四光. 1929. 东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义. 英国“地质杂志”，66 (782).

李四光. 1972. 天文、地质、古生物资料摘要（初稿）. 北京：科学出版社.

李四光. 1973. 地质力学概论. 北京：科学出版社.

李四光. 1977. 论地震. 北京：地质出版社.

邱泽华、黄相宁、葛丽明、张宝红. 1992. 关于唐山地震前震中区地应力测值张性跳动的原因. 中国地震，8 (2)：87—94.

杜品仁、徐道一. 1989. 天文地震学引论. 北京：地震出版社.

杜品仁. 1990. 论用天文因素进行中长期地震预报. 中国地震，6 (2)：86—94.

杜品仁. 1994. 18.6年地震轮回及其成因初探. 地球物理学报，37 (3)：362—369.

金性春. 1984. 板块构造学基础. 上海科学技术出版社.

洪汉净. 1993. 地幔对流与全球动力学. 载肖庆辉等著 "当代地质科学前沿"，中国地质大学出版社，130—134.

常承法. 1986. 青藏高原碰撞期后构造与土耳其-伊朗高原的比较 (Ⅱ). 地震地质译丛，8 (3)：1—8.

黄定华、叶俊林. 1991. 深部热对流与板块运动. 地质科技情报，10 (3)：7—9.

傅征祥. 1986. 全球强震活动性的某些统计特征. 地震学报，8 (2)：137—145.

傅容珊. 1993. 地幔热动力学模型. 地球物理学进展，8 (2)：13—26.

曾秋生. 1990. 中国地壳应力状态. 北京：地震出版社.

谢觉民. 1990. 大同-阳高6.1级地震的地壳形变前兆. 中国地震，6 (4)：74—84.

蒋铭、张国民、姜秀娥. 1991. 地震活动的时间层次结构. 中国地震，7 (3)：42—53.

臧绍先、宁杰远、许立忠. 1989. 琉球岛弧地区的地震分布、Benioff带形态及应力状态. 地震学报，11 (2)：113—123.

臧绍先、宁杰远、刘宝诚、郑斯华. 1989. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响—Ⅰ. 太平洋板块、菲律宾海板块的影响. 八十年代中国地球物理学进展. 北京：学术期刊出版社.

臧绍先、吴忠良、宁杰远、郑斯华. 1992. 中国周边板块的相互作用及其对中国应力场的影响—Ⅱ. 印度板块的影响. 地球物理学报，35：428—440.

薛峰. 1982. 中国大陆及邻区地震对称活动现象. 地震，(3)：10—13.

见野和夫. 1989. 沿日本列岛海沟巨大地震的迁移. 地震地质译丛，11 (4)：32—36.

玉木贤策. 1988. 海底扩张构造. 海洋地质译丛，(1)：63—69.

玉木贤策. 1990. 海底扩张研究现状. 海洋地质译丛，(3)：6—11.

A. E. 夏德格. 1986. 地球动力学原理. 北京：地震出版社.

Papadimitriou, E. E., 1991. 希腊弧地震带大震发生方式. 地震地质译丛，13：48—51.

Аплонов, С. В., 1990. 大西洋洋中脊磁流体详测 (23°—26°N)，海洋地质译丛，(1)：54—58.

Бочарова, Н. Ю., 1986. 大洋裂谷和转换断层相互错动分布的规律. 海洋地质译丛，1986，(4)：24—27.

Кропоткий, П. Н., 1989. 新地球动力学模式. 国外地质，(1)：45—48.

Хаин, В. Е., 1989. 板块构造学二十年. 海洋地质译丛，(4)：1—8.

Anderson, D. L., 1971. The san Andreas fault. Scientific American, 225, 87—102.

Barrier, E., P. Huchon and M. Aurelio, 1991. Philippine fault: a key for Philippine kinematics. Geology, 19: 32—35.

Brozena, J. M. & R. S. White, 1990. Ridge jumps and propagatings in the South Atlantic Ocean. Nature, 348: 149—152.

Burbach, G. V. and C. Frohlich, 1986. Intermediate and deep seismicity and lateral structure of subducted lithosphere in the Circum-Pacific region. Rev. Geophys. 24: 833—874.

Burke, C. & J. T. Wilson, 1976. Hotspots on the earth's surface. Scientific American, 235 (2): 45—57.

Carey, W. S., 1976. The Expanding Earth. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam.

Creager, K. C. & T. H. Jordan, 1986. Slab penetation into the mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific. J. Geophys. Res., 91 (B3): 3573—3589.

Creager, K. C. & T. M. Boyd, 1991. The geometry of Aleutian subduction: three-dimensional kinematic flow model. Jour. Geophys. Res., 96 : 2293—2307.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, 1990. Current plate motion. Geophys. J. Int., 101: 425—478.

Fein, J. B. & D. M. Jurdy, 1986. Plate motion controls back-arc spreading. Geophysical Research Letters, 13 (5):

456—459.

Forsyth, D. W. & S. Uyeda, 1975. On the relative importance of the forces of plate motion. Geophys. J. R. Astron. Soc., 43: 163—200.

Gripp, A. E. and Gordon, R. G., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. Geophys. Res. Let., 17 (8): 1109—1112.

Hey, R., 1977. A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics. Earth Planet. Sci. Lett., 37: 321—325.

Hey, R. & P. Vogt, 1977. Spreading center jumps and sub-axial asthenosphere flow near the Galapagos hotspot. Tectonophysics, 37 (1): 41—52.

Hickman, S. H., 1991. Stress in the lithosphere and the strength of active faults. Rev. Geophys., Supplement: 759—775.

Hynes, A. & J. Mott, 1985. On the cause of back-arc spreading. Geology, 13: 387—389.

Isack, B. L. & M. Barazangi, 1977. Geometry of Benioff zones, lateral segmentation and downward bending of the subducted lithosphere. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Ser., Vol. 1, edited by M. Talwani and W. C. Pitman Ⅲ, 99—114, AGU, Washington, D. C.

Kanamori, H., 1986. Rupture process of subduction-zone earthquakes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14: 293—322.

Kelleber J. A., 1970. Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian seismic zone. J. Geophys. Res., 75: 5745—5756.

Kremp, G. O. W., 1992. Earth expansion theory versus statical Earth as sumption. in: New Concepts in Global Tectonics, Charterjee, S. and N. Hotton Ⅲ eds., Texas Tech University Press, Lubbock.

Kumazawa, M. & S. Maruyama, 1994. Whole earth tectonics. Jour. Geol. Soc. Japan, 100 (1): 81—102

Larson, R. L., 1991. Geological consequences of superplumes. Geology, 19: 963—966.

Lay, T., Ahrens, T., Olson, P., Smyth, J. and Loper, D., 1990. Studies of the earth's deep interior: goals and trends. Physics Today, 43: 44—51.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73: 3661—3697.

Lindh, A. G., 1990. Earthquake prediction: the seismic cycle pursued. Nature, 348: 580—581.

Liu, M. & C. G. Chase. 1991. Boundary-layer model of mantle plume with thermal and chemical diffusion and buoyancy., Geophys. J. Int., 104: 433—440.

Loper, D. E., 1991. Mantle plumes. Tectonophysics, 187: 373—384.

MacDonald, K. and Fox, P. J., 1983. Overlapping speading centers: new accretion geometry on the East Pacific Rise, Nature, 302: 55—58.

MacDonald, K. C., D. S. Scheiker and S. M. Carbotte, 1991. Mid-ocean ridges: discontinuities, segments and giant cracks. Science, 53: 986—994.

Maruyama, S. 1994. Plume tectonics. Jour. Geol. Soc. Japan, 100 (1): 24—49.

McKenzie, D. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226: 239—243.

Menard, H. W., 1984. Evolution of ridges by asymmetrical spreading. Geology, 12 (3): 177—180.

Meyerhoff, A. A., I. Toner, A. E. L. Morris et al., 1992. Surge tectonics: a new hypothesis of Earth dynamics. in: New Concepts in Global Tectonics, Chatterjee, S. and N. Hotton Ⅲ, eds., Texas Tech University Press, Lubbock.

Minster, J. B. and Jordan, T. H., 1978. Present-day plate motion. Journal of Geophysical Research, 83: 5331—5345.

Mogi, K., 1974. Active period in the world's chief seismic belts. Tectonophysics, 22: 265—282.

Morgan, W. J., 1971. Convective plumes in the lower mantle. Nature, 230: 42—43.

Narr, D. F. & R. N. Hey, 1988. Speed limit of oceanic transform fault. Geology, 17: 420—422.

Nataf, H-C., 1991. Mantle convection, plate, and hotspots. Tectonophysics, 187 (4): 361—371.

Nur, A. & Z. Ben-Avraham, 1983. Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges. Tectonophysics, 99: 355—362.

Owen, H. G., 1992. Has the earth increased in size? in: New Concepts in Global Tectonics, Chatterjee, S. and N. Hot-

ton III, eds. Texas Tech University Press, Lubbock.

Richardson, R. M., 1992. Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. J. Geophys. Res., 97 (B8): 11739—11748.

Scholz, C. H., 1977. Transform fault systems of California and New Zealand: similarities in their tectonic and seismic styles. J. Geol. Soc. Lond., 133: 215—229.

Scholz, C. H., 1989. Earthquakes: Global perspectives of chaos. Nature, 338 (6215): 459—460.

Skinner, B. J. and S. C. Porter, 1989. The Dynamic Earth, An Introduction to Physical Geology. John Wiley & Sons, 374—402.

Turcotte, D. L. and G. Schubert, 1982. Geodynamics, Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley and Sons, Inc., N. Y.

Uyeda, S. & H. Kanamori, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., 84: 1049—1062.

Uyeda, S., 1991. The Japanese island arc and the subduction process. Episodes, 14: 190—198.

Vigny, C., Y. Ricard and C. Froidevaux, 1991. The driving mechanism of plate tectonics. Tectonophysics, 187 (4): 345—360.

Xu Zhonghuai, Wang Suyun, Huang Yurui et al., 1992. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes. Jour. Geophys. Res. 97 (B8) : 11867—11877.

Yokokura, T., 1981. On subduction dip angles. Tectonophysics, 77: 63—77.

Zhang, J. & T. Lay, 1992. The April 5, 1990 Mariana Islands earthquake and subduction zone stresses. Phys. Earth Planet. Inter., 72: 99—121.

Zoback, M. L. et al., 1989. Global patterns of tectonics stress. Nature, 341: 291—298.

Zoback, M. L., 1992. First- and second-order of stress in the lithosphere: the world stress map project. Jour. Geophys. Res., 97 (B8): 11703—11738.

PROBLEMS ON RECENT CRUSTAL MOVEMENT

Summary

Crustal movement is the first subject of geomechanics initiated by Mr. Li Siguang. We suggest a concept on "Recent Geodynamics" in connection with the development of the subject "Crustal Movement" into the subject "Lithospheric Dynamics". The Recent Geodynamics is a geoscience branch studying the objects, such as phenomena, fields, and temporary-state information which are recently visible, detectable and can be processed by direct solution and inversion, geometrically summarizing the structures of global scale, revealing the temporal and spatial regularities of accommodating movement of global tectonic elements as a whole, and hence giving them an unified dynamic interpretation (Ma Zongjin, 1989). The concept of "Recent Crustal Movement", corresponding to the concept "Recent Geodynamics", is a new growing point of geoscience aiming to study mainly the dynamic characteristics of the lithosphere.

The term "recent" used here does not have its definite time limit but is referred to explain only the mode of tectonic movement on the earth "from the recent back to the ancient time". The historic length "from the recent back to the ancient time" is various. The history of crustal movement in oceanic regions can be continuously traced only to the Mesozoic. The "neoidic" period, as Li Siguang emphasized, is a dominant time domain which is studied in the recent geodynamics and the recent crustal movement at present. The recent crustal movement research is mainly focused on the micro-regime, micro-rhythm, and non-stationary change in the crust and in the earth, and hence to construct a non-stationary crustal movement model and to make a preliminary microdynamic analysis of them.

The monograph consists of seven chapters. Chapter one gives a definition of recent crustal movement, research scope, and its significance, emphasizes that some knowledge of the problem on recent crustal movement from geological aspect in the monograph is not yet a result of complete, systematic research. In this chapter Li Siguan's idea of systematic entity theory and its guiding role in study of recent crustal movement are also emphatically introduced. The nature of the systematic theory is to underline the entity, relationship, sequence, and optimization of the matters. Li's entity view is firstly expressed in that he considered consistently the Earth as a whole to be the starting point for studying all geoscience problems, and then in understanding the unity of all geospheres, especially in understanding the unity of the cosmo-, geo-, and bio-spheres and human activity, and he also considered the Earth as an open system. In estalishment of tectonic systems for the contemporary crustal movement, a problem on the asymmetry of the Earth is proposed from the Earth 's entity view. In inheritance and develop-

ment of Li's scientific idea, the relation between cosmo-environment, earthquake occurrence and recent crustal movement is studied, the temporal-spatial characteristics of recent crustal movement is discussed from the sequential aspect. So the monograph is an attempt to enrich and develop the geomechanics and to open a new research field of the geomechanics, accepting recent theories and new hypotheses, mainly plate tectonics, and new technical achievements.

Chapter two outlines a theoretical framework of the book, including theory of distinguishing the most active tectonic structures on the Earth into three first-order tectonic systems: the Circum-Pacific tectonic system, the ocean ridge tectonic system, and the north continent tectonic system according to global distribution of earthquakes and their kinematic and dynamic characteristics, theory of the Earth's asymmetry, and theory of plate tectonics. The problem on the Earth's asymmetry is discussed in the following aspects: (1) The asymmetry between the northern and the southern hemispheres. It sharply manifested the continental northern hemisphere with generally lower heat flow regions and relatively high density regions, and the oceanic southern hemisphere with generally higher heat flow regions and more concentrated open ocean ridges; (2) The asymmetry between the eastern and the western hemispheres in both sides. It sharply expresses in the Pacific Ocean separated approximately by the 180° longitude into the asymmetric eastern and western halfs and the Atlantic Ocean separated approximately by 20° longitude into the asymmetric eastern and western halfs; (3) The asymmetry between 0° hemisphere with its median line along 0° longitude and 180° hemisphere with its median line along 180° longitude. The former, the Atlantic hemisphere, is an extension-fracture hemisphere, and the later, the Pacific hemisphere, is a compressional hemisphere. As regard on the plate tectonics, an emphasis is made on the advances in plate tectonics and its problems and relative and absolute motions of the plates.

Chapters three—five deal with the basic characteristics of three first-order tectonic systems on the Earth.

In Chapter three, the Circum-Pacific tectonic system, which is characterized by subduction of the oceanic lithosphere beneath the continental lithosphere, represents a belt with most concentrated strong earthquakes. The underthrusting slab is figuratively named plate tongue in the book and a detailed analysis is made on its structural elements, profile morphology, and deformation. The subduction zones in the Pacific Ocean strikingly show their regional and zonal characters. The concept of plate strip proposed in the book is explained to be that the strip has been formed by cutting of a large plate by a series of parallel faults. Parallel underthrusting of different plate strips resulted in formation of various plate tongues of different morphology. The South American subduction zone shows its clear plate strip structure. The plate tongues and strips in all segments of the Circum-Pacific are described respectively in the chapter.

Chapter four, ocean ridge tectonic system, describes briefly the characteristics of geophysical fields, such as gravity, heat flow and magnetic anomalies, and seismicity. The geometric patterns of the ocean ridges are distinguished to be string-like, in echelon, and feature-like according to connection patterns of their axes, valleys, and transverse furrows. The transform

faults and ocean floor spreading structures are also classified. The basic characteristics of mid-ocean ridges in the Atlantic, Pacific and Indian oceans are described separately. The segmentation, pattern change, and position jump of ocean ridges are discussed. The pattern change of ocean ridge is referred to an abnormal expression of its extension direction and its structural pattern. The position jump of ocean ridge is referred to a sudden change in position of the ocean ridge. Both the sephenomena indicate the complexity of tectonic movement of ocean ridges which is still unexplained.

The tectonic system on the continents is a newly proposed concept. In chapter five the basic characteristics of the tectonic system are briefly considered: (1) The system is concentrated in the northern hemisphere and is distributed in the form of ring zones; (2) The eastern and western halfs of each of four seismic regions in the system show their anti-symmetric seismicity; (3) Earthquake foci are shallow and show a layered distribution; (4) Seismic source mechanisms are comparatively uniform and predominated by horizontal force; (5) The earthquake epicenters are densely concentrated in belts interweaving into network; (6) Four arcuate seismotectonic belts appear at their similar positions. Four seismic regions in the tectonic system, i. e. China-Mongolia, North America, Iran-Afghanistan-Pakistan, and Eastern Mediterranean seismic regions, are described separately. The implication of the China-Mongolia mid-continental axis tectonic belt, seismotectonics, seismic regionalization of China continent, seismogenic layer and seismic lines, and tectonic characteristics and seismic regionalization of U. S. continent, are discussed. Then, the seismotectonic characteristics of China continent and U. S. continent are compared.

Chapter six, the regime characteristics of recent crustal movement, highlights the state of crustal stress, state of crustal deformation, seismic rhythmicity and earthquake migration, and the relation between seismicity and geoenvironmental factors. The global state of crustal stress is remarked from the result of the Project on World Stress Map. The basic characteristics of the stress state in China are summarized from the results of stress measurements in China. For the state of crustal deformation, a brief account is made on the recent progress in its observations and investigations; space detection techniques and their significance in research of crustal movement. The characteristics of state of vertical crustal deformation and the relation between crustal deformation and seismicity in China continent are described. A classification of seismic rhythmicity of different time sequences is set up from the historic records of earthquakes in China over two thousands of years: seismic epoch (in thousands years), seismic period (in hundreds years), seismic episode (in tens years), and seismic stage (several years). An emphasis is made on the seismic period and seismic episode of strong earthquakes in China; and episodic phenomenon of global seismicity is tackled. The sequence of earthquake occurrences in a seismic belt exhibits an oriented migration in space, for example, earthquake migrations in four seismic belts of China, the migration of historic earthquakes in California, U. S. A., migration of great earthquakes in ocean trench by Japan Islands, are described in more detail. Li Siguang has pointed out, "the problem on crustal movement is a problem on the competition of

the internal and external contradictions on the earth." This knowledge is deepened from the result of study of the relation between seismicity and geoenvironmental dynamic factors. For the problem, an emphasis is made on the existence of a seismic cycle of statistically non-stochastic 18.6 years for large shallow earthquakes in the major seismic regions of the world and their genesis is explained from the hypothesis of magmatic tide. The result indicates that the earthquake occurrence is fairly probably related with the magmatic activity in the Earth's interior and geoenvironmental factors triggering and modulating the seismicity are a non-linear process.

Chapter seven deals with the problem of dynamic force source for the recent crustal movement: A review is made on the recent geodynamic hypotheses or theories, including hypotheses of the Earth's rotation, Earth contraction, Earth expansion, Earth pulsation, mantle convection, mantle plume, and the recently proposed hypothesis of upwelling structure, etc. The authors consider that up to now no a geodynamic hypothesis or theory is complete. Since the Earth is a very complex megasystem, any attempt to explain such a complex crustal movement phenomenon by some one of the dynamic factors is impossible. The authors suggest a global asymmetric convection model, considering the Earth's asymmetry and referring to the longitudinal three-cycle convection model established by Licht (1960). In our model, the uprising convection region in the southern hemisphere is located beneath the Circum-Antarctic rift system and the down-going convection region in the northern hemisphere is located in the ring zone at about 20°—30°. The longitudinal and latitudinal flows and the inertial flow caused by the change in velocity of the Earth's rotation in the model constitute a dynamic background for the Earth's asymmetry and form a framework of global seismotectonic systems. The authors propose also another geodynamic model, i. e. the model of tectonic heat upwelling and the Earth's rotation based on the evidently layered structure of the upper mantle and apparent convective movement on the surface. Basic conception of the model is that the upper mantle and its upper lithosphere have their sharp interlacing "hard" and "soft" layering structures and the effect of thermodynamic change and the Earth's rotation variation may cause a slide between upper and lower layers and their drift and the relative compression or extension fractures within the layers. The above-described two models realize our idea on combination of inertial force of the Earth'rotation with internal thermal force and gravity into a fundamental dynamic force for tectonic movement on the Earth. In consideration of non－stationary state and rhythmicity of the tectonic movement, the possible effect of atmospheric and cosmic environments on tectonic movement on the Earth must also be studied. The models we proposed above are only the preliminary qualitative models. In the chapter the dynamic factors for seismic regionalization of China continent are tackled as an example of analysis of dynamic factors.

In the conclusion parts of the monograph (Section 7.8), some problems commonly encountered in current study of crustal movement and geodynamics are suggested. The problems involve the following aspects: (1) composition and structure of the Earth; (2) volume of the Earth; (3) the Earth's geoid and asymmetry; (4) the Earth's rotation; (5) mantle flow; (6) dynamic factors; (7) tectonic view and future plan of the reserch work. In the end of the

book, a brief account is made on Li Siguang's scientific idea and practice on global tectonics. The authors consider that, to triumph over ourself scientific limitation and to realize large intercross between geoscience disciplines will promote the research of crustal movement and geodynamics.