

《地球活动构造解说》编委会

主编：马宗晋 叶 洪 陈树岩

编委：(按姓氏笔划为序)

马宗晋	方伯亚	叶 洪	孙为民
朱向军	任金卫	陈修民	陈树岩
苏晓梅	宋新初	杨懋源	周本刚
	周玉亭	钱 祝	

前 言

地球是人类赖以生存的地方，可它的活动有时却能给人类带来猝不及防的灾难，严重地威胁着人们生命财产的安全。随着我国大规模经济建设向纵深发展，城市建设、核电站、水电站、大型水坝及海洋平台等，都在迅速地发展和规划之中，研究活动构造及由此而引起的地震及非震的断层蠕滑和其它地壳变形是科学地保障这一系列建设工程安全的基础和关键所在。从事和有志从事于地震和工程地震工作的广大科技人员和学生都必须系统地了解与活动构造有关的基础知识和基本概念，全面地掌握它的研究内容、研究手段和工作方法，这也是减灾对策的一个方面。为此，国家地震局杭州干部培训中心、国家地震局地质研究所和地震出版社联合录制了《地球的活动构造》系列教学片。

该片是一部实用性很强的教学片和专业性很强的科普片，通过此片，不仅使观众对地球的从宏观到微观、从整体到局部的变动有一总体认识，而且能使观众对“活动构造”这个重要问题有一全面认识；不仅能使人们明确活动构造的基本概念和基础知识，而且还告诉大家进行活动构造及工程地震研究的具体工作方法。由于该片反映了最新研究成果，故对所有从事和将要从从事与活动构造及工程地震有关工作的人员来说，无疑是十分有益的。该片突破了传统的老师在课堂讲授的单一教学形式，通过显现大量的图件、照片、航卫片、以及实物和野外实际地质现象的摄像进行讲解，还设计了一些动画，配以字幕，力求生动形象；在信息处理、形象

表达以及语言、色调的听视感觉等多方面都进行一定的艺术加工，使本片不失为科学性和艺术性均为上乘的教学片。

为使观众更好地掌握该教学片中的内容，也使那些没有条件观看此片的同志能了解和掌握活动构造的主要内容及基本研究方法，我们对该教学片的解说词进行了加工整理，并做了必要的删改，增加了一些图件，成为此书。

本书共分 6 个部分，每一部分对应教学片的每一集，其主要内容如下：

第一部分——变动中的地球。该部分首先介绍的是地球宏观变动的种种景观；接着从地球整体变动、区域性变动、局部变动和微细变动等 4 个方面介绍了地球所发生的不同类型的变动；最后对地质年代和活动构造概念做了具体说明。

第二部分——地球的局部构造。本部分结合典型的实例，详细地介绍了活动构造的基本单元——活断层；按“走滑断层”、“正断层”、“逆断层”三种类型分别说明了它们的分布、构造地貌特征及其与地震的关系；还简要介绍了活断层研究的室内和野外工作方法。

第三部分——活动构造的年代测定。本部分首先说明了年代测定工作的重要性和测年的类型和方法；接着重点介绍了常用的碳 14 测年法、钾-氩法、铀系法、热释光法、裂变径迹法、孢粉分析法和氟法的基本原理、应用对象、实验流程和采样方法。

第四部分——区域活动构造。本部分主要介绍的是中国大陆地区地势变化、地表构造活动、地震活动分区、应力场的分布以及活动构造的动力学模型，从中可了解中国区域活动构造的基本特征。

第五部分——全球活动构造。本部分将人们的视野扩大

到全球尺度，着重介绍了环太平洋、洋中脊和大陆地震这三个活动地震构造系的地理位置、几何特征、构造活动特点、形成机制及其与地震的关系。

第六部分——活动构造与工程地震。本部分介绍活动构造的研究在工程建设中的应用。通过实例介绍了工程地震工作中的地震区划、地震小区划和重大工程建设的地震危险性评价这三项主要的工作内容、基本工作程序及活动构造研究在其中所起的作用。并对如何研究断层的近期活动性、如何划分地震构造区、确定震源带、地震的发震构造标志、确定潜在震源区和估算大震重复率等 6 个重要问题做了系统论述。

《地球的活动构造》教学片的剧本和本书是在国家地震局地质研究所和杭州干部培训中心的领导大力支持下完成的。本书的主要内容、章节安排以及最后定稿是由编委会讨论确定的。具体执笔整理人员如下：

第一部分：陈树岩

第二部分：周玉亭、周本刚、陈树岩

第三部分：宋新初

第四部分：朱向军、周玉亭、周本刚、陈树岩

第五部分：周本刚、孙为民

第六部分：任金卫

完成《地球的活动构造》系列教学片解说词记录工作的有孙为民、周玉亭、曾祥荣和陈金华。

在编写过程中，邓起东、汪一鹏、张裕明、郑炳华、徐杰和杜品仁及国家地震局地质所新年代研究室的彭贵、严富华、王庆隆、张景文、计凤桔和李大明等曾提过许多宝贵的修改意见；曾祥荣、王书田、王辽东、刘康宁、杨文山和陈

金华等协助做了许多工作，在此一并致以深深的谢意。

本书可供地震、地质、城市建设、水电、核电、石油等部门科技人员学习参考或干部培训使用，也可作为有关院校研究生和大学学生的参考教材。

因水平所限，书中疏漏之处在所难免，欢迎广大读者批评指正。

目 录

第一部分 变动中的地球	(1)
一、地球的整体性变动	(3)
二、地球的区域性变动	(9)
三、地球的局部变动	(11)
四、地球的微细变动	(12)
五、地质年代简介	(13)
六、地球变动的综合表现	(14)
七、活动构造概念讨论	(17)
八、小结	(19)
第二部分 局部活动构造	(21)
一、走滑断层	(21)
二、逆断层和褶曲	(29)
三、正断层	(33)
四、小结	(47)
第三部分 活动构造的年代测定	(49)
一、 ^{14}C 测年法	(50)
二、铀系测年法	(52)
三、K-Ar 测年法	(54)
四、裂变径迹法	(56)
五、热释光	(58)
六、 ^3H 测年法	(60)
七、孢粉分析	(61)
第四部分 区域活动构造	(64)
一、新构造特征	(64)

二、活动构造特征	(68)
三、地震分布特征	(68)
四、深部构造特征	(69)
五、地震构造	(75)
六、中国区域构造的动力学	(80)
七、小结	(83)
第五部分 全球活动构造	(84)
一、环太平洋活动地震构造带	(84)
二、大陆地震活动构造系	(86)
三、大洋中脊活动地震构造系	(91)
四、全球现今地球动力学	(96)
第六部分 工程地震研究中的活动构造问题	(102)
一、地震区划	(103)
二、地震小区划	(107)
三、重大工程地震危险性评价	(110)

第一部分 变动中的地球

地球这颗还在演变中的行星，在 46 亿年的历史长河中无时无刻不处在变动当中。我们要进行地球活动构造的研究，必须全面地了解和掌握地球从整体到局部、从地表到内部、从宏观到微观的种种变动情况。

首先，让我们一起看一看地球变动的几种宏观表现。

地震是许多人亲身经历过的地球上最大的灾害之一，它是地壳内长期积累的能量突然释放的一种表现形式，是地球的一种快速变动。地震是突发的，而且一瞬即逝，但它释放的能量却是巨大的。有人估算，一次 8 级大震释放的能量与一颗氢弹释放的能量相当。因此，地震有一种震撼山河的力量，它可以使山崩地裂、河流改观，也可使整个城市夷为平地，使人类蒙受灾难。

地震活动是相当频繁的，据不完全统计，现在全球每年记录到的地震多达 500 万次左右，破坏性地震约有 1000 余次。

地震可引起海啸，当海底地震引起的海啸以 1800 公里左右的时速逼近海岸时，浪高可达 20 多米，这对居住在海岸线一带的人们是一种严重的威胁。

地球内部最生动的怒吼莫过于火山的喷发，它好象是一扇可窥测地球内部动态的窗口，给人类带来地球内部岩浆活动的信息。世界上现有活火山 500 余座，它们喷发时是那么奇妙，那么壮观！有的 1000 多度的岩浆如泉水般涌出，有的岩浆流时速高达 20—30 公里，有的火山灰可喷至 18000

多米的高空。

火山区的热泉也很壮观，它不仅告诉人们地下蕴藏着巨大的热能，而且地下的热在某些地方，也可以演奏出欢腾的喷泉乐曲。

我们从火山的怒吼和地震的轰鸣中能够体验到大地激烈变动。现在让我们静下来想一想，我们人类赖以生存的地球为什么有时候会这样激烈地活动呢？地球自它有史以来到底进行着怎样的变动呢？它的变动是否有什么规律可循呢？下面作以简要的介绍。

关于地球变动的分类，可分为整体性变动、区域性变动、局部变动和微细变动 4 类。

地球整体性变动包括：

1.地球绕日轨迹的变动，包括扁率、日地距离的变化和摄动；

2.地球转动状态的变化，包括转轴变化、转速变化、黄赤交角的变化等；

3.地球体积的变化，包括膨胀、收缩及膨胀和收缩同时存在的变化；

4.地球形状变化，主要有大地水准面的变化和半球非对称变化；

5.地球物理场的变化，指的是磁场、重力场、热场的变化。

地球的区域性变动主要包括：

1.大区域的也就是洲际的板块的开裂和聚合；

2.地区和地带的升、降、拉、伸、扭动等；

地球的局部和单体的变化，包括褶皱、断裂、体应变等。

地球的微细变动，主要包括岩石的塑性和脆性变形，矿物的晶格位错、重结晶和重熔现象。

一、地球的整体性变动

星光闪烁的夜空，向我们展示出浩瀚的宇宙。宇宙这无边无际、无始无终的物质世界是由无数个星系组成的；以发出强烈的光和热的太阳为中心的太阳系就是其中的一个。

太阳拥有九大行星，地球是其中较小的一员。它在围绕自转轴自转的同时，还不停地围绕太阳公转。地球也有它自己的卫星，那就是月亮。地球内部的物质状态及构造变动，加上这种天体间天体运动系统内的相互作用与约束，使地球整体发生着缓慢的变化。

地球绕太阳一周叫作一年，若以恒星为标准，这段时间叫1恒星年，它有365.2532太阳日，主要受月亮、潮汐的影响，每百年延长0.01—0.02秒。如果按这个转换机制推算，1亿5千万年以前，日长只有5小时左右，相当于每年1800多天。事实上并非如此，以古生物珊瑚的年轮生长线分析，4亿年前，每年有400多天。这种差别的原因是地球转速的变化实际上是有快有慢的，但是总的趋势是减慢的，地球转速的变化是地球变动的重要因素之一。

现在我们简单介绍一下地球和太阳黄赤交角的变化与季节和气候变化的关系。大家知道，地球现在的黄赤交角是 23.5° 。如果黄赤交角为 0° ，也就是地球的转轴和太阳的转轴是平行的时候，则太阳始终照着地球的赤道，均等地照射着北极和南极，昼夜变化也是均等的。如果北极始终是指向太阳，南极背向太阳，那么地球上就会出现一半总是太阳

照射，一半总是受不到太阳照射。这就造成了南半球有较长时间冰期的现象。反之，南极对着太阳，北极背向太阳，那么在北半球就会出现较长时间的冰期。假如这种情况要出现的话，那就要求地球的转轴，也就是黄赤交角在 360° 之内发生很大的变化，而且要保持地球的转轴始终垂直于太阳的转轴（图 1.1）。地球历史上曾经出现过不同的冰期，是不是由于地球黄赤交角的变化而造成的呢？这有待进一步证明，这对于我们研究地球与太阳转动之间的关系是一个很重要的方面。

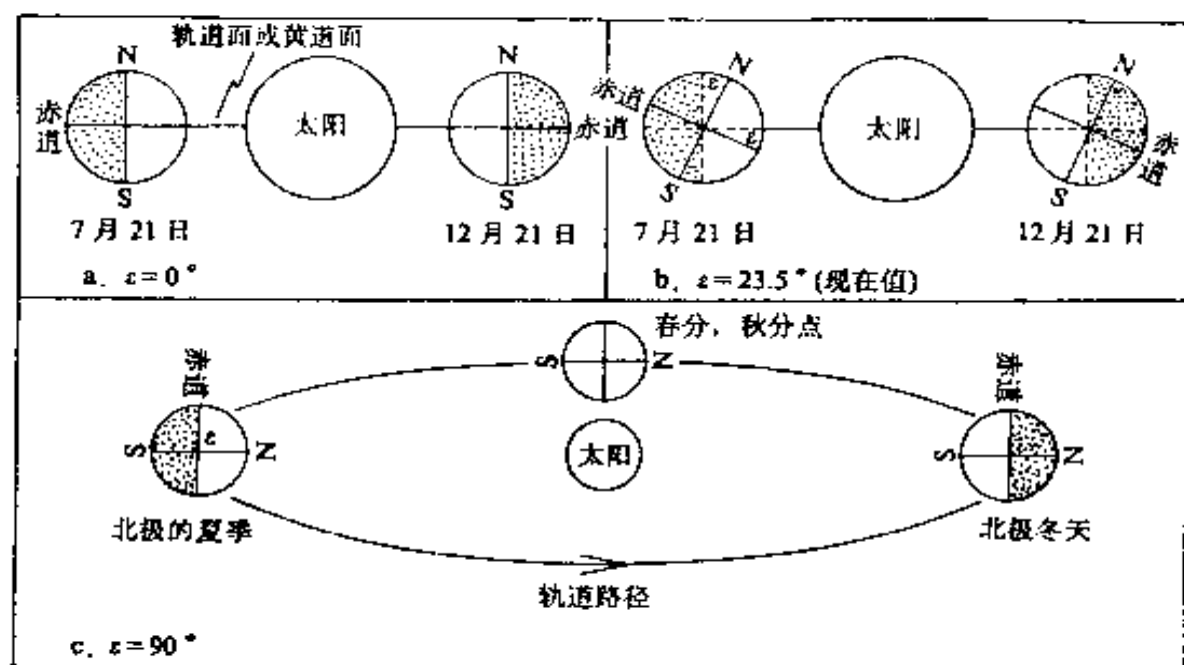


图 1.1 黄赤交角 (ϵ) 变化示意图

(a) $\epsilon = 0^\circ$ 时赤道和黄道面重合，点影区表示夜晚的半球；

(b) $\epsilon = 23.5^\circ$ 时(即现今的情况)；(c) $\epsilon = 90^\circ$ 时赤道面与黄道面垂直，点影区表示处于冬季半球

关于地球体积的变化，19 世纪以来工作在北半球的地质学家，以泰勒等人为代表，提出了由两极向赤道推挤的收缩说。相反，长期工作在南半球的澳大利亚的地质学家开利偏重研究南半球的大洋，并观测到大量大陆开裂的现象，于是在 20 世纪 30 年代提出了地球膨胀说。不过这两个论点均遭到了普遍反对，事实上地球表面收缩挤压和拉张开裂的现象是同时存在的。20 世纪 60 年代板块构造假说的提出，把收缩和膨胀两种现象统一了起来，这是一次大的前进。但板块构造假说是建立在地球体积不变的前提之上，那么究竟地球的体积是否变化呢？

很高兴的是，现在我们可以利用卫星进行洲际同时观测的技术，一种是甚长基线干涉测量，其英文缩写是 VLBI (图 1.2)；另一种叫卫星激光测距，其英文缩写是 SLR。这两种空间技术具有在几百至几千公里基线上检测 0.5—1 厘米/年的应变量的能力，很适于监测区域应变和断层活动。用甚长基线布网、围绕北半球的测量结果表明，北半球以缩短为主；环绕着北半球的卫星激光测距全球网，有一部分跨越了南半球。其初步测量结果表明，南半球以伸长为主。象这样的测网如果再工作一定时间，多积累一些资料，不久的将来就会对地球体积的变化获得一个更明确的认识。

通常说地球是个旋转的椭球，这是一级近似的理论模型。实际上，根据重力测量确定的全球大地水准面推算的地球形状是很复杂的。其中，按二级近似推算的大地水准面象个梨形，这梨形的大地水准面其北极高出扁球面 10 米，南极比理论的水准面凹进去 30 米。这个形态可能具有重要的地球动力学意义。

地磁场的变化对我们研究地球的变动是一种很重要的现

象，下面介绍两种有趣的地质现象。

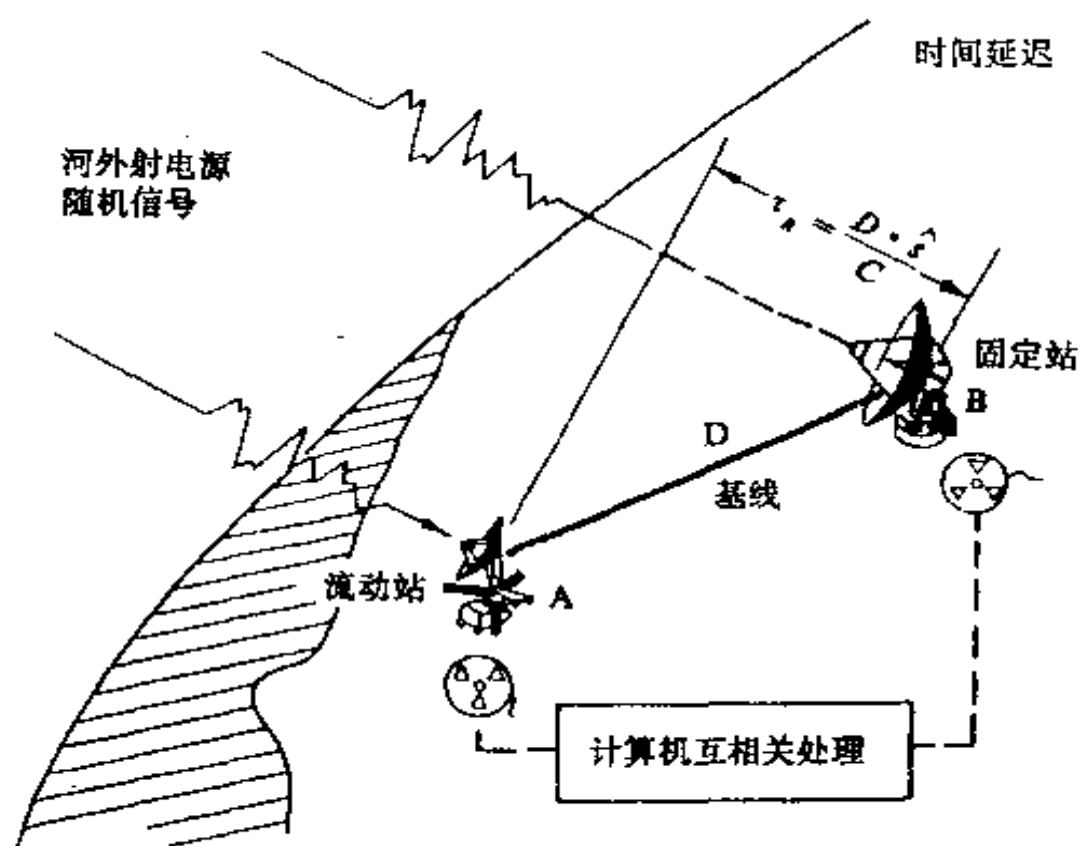


图 1.2 VLBI 原理图

(据陈顺《地球科学中的新技术》中图 1)

第一种现象是磁极的位置在地球表面是在不断地移动的(图 1.3)，从北极分出了两条轨迹线，一条表示 5 亿年以来欧洲古地磁指向的极点飘移的路径，另一条表示北美古地磁指向的极点漂移的路径。这种现象表明欧洲和北美的地理位置在 5 亿年中是一直在变动中的。

第二种有趣的现象是地磁场的 S、N 两极在地史中不断

地反转变化，图 1.4 清楚地标明磁场的正向期和反向期。所谓正向磁场是与现今的磁场一致的。正反向磁场在 5 亿年的历史中不断变化的现象可以帮助确定磁性岩石的相对年代和相对位置，进而确定板块的变动细节。

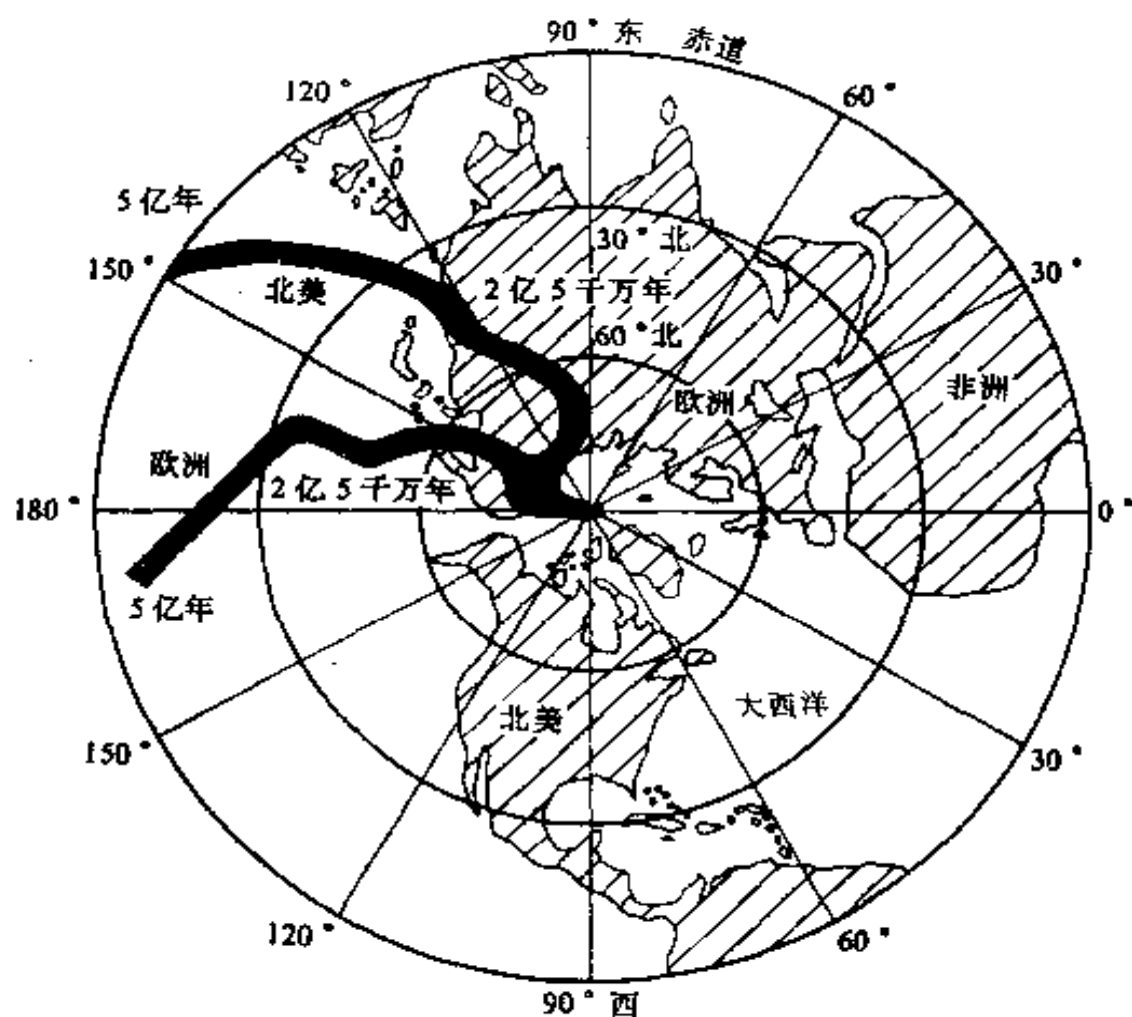


图 1.3 地磁极漂移曲线图 (据 F.普雷斯《地球》中图 18-12)

深入进行重力场的研究对地球形状的研究是很有帮助的。前面我们介绍过的梨形大地水准面，就是根据卫星轨

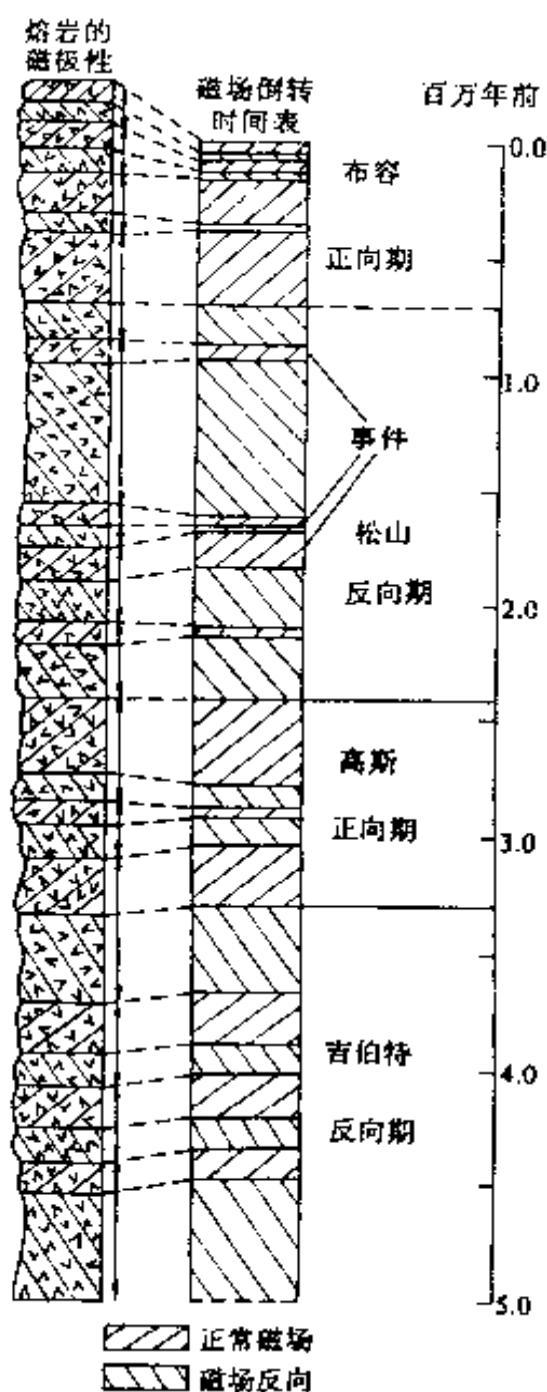


图 1.4 500 万年来地磁场反向
时间表概要图 (据 F. 普雷斯
《地球》中图 18-14)

道面受重力场的影响，发生偏转而反算出来的。画面表示卫星从地球 WS 方向向 EN 方向运动，受重力场的影响，轨道面发生了偏转。重力场地区性的影响可以帮助判断地壳质量均衡的状态，这是地球变动很重要的力源。目前我们还没有可靠的办法确定古重力场，所以对重力场的历史还很不清楚。

地球内部的热能主要来源于寿命可与地球年龄相比的长命同位素的衰变，如 U^{238} 、 U^{235} 、 Th^{232} 和 K^{40} 。根据地球的基本岩类，花岗岩、玄武岩包含的长命同位素的含量可以计算出它们在不同年代的生热率，从表 1.1 的后半部可以看出，40 亿年前的生热率是 3.014，20 亿年前是

1.442, 现在是 940。从表 1.1 中的数据还可以算出地球内部长命同位素释放的总热量, H 是 6 到 20×10^{30} 焦耳, 它比地表溢出的总热量 Q 大, 说明地球内部热能有累增过程, 但它又比地球熔化的潜热 L 小, 所以地内热能的累积不会造成地球的全部熔化。

表 1.1 地热场 (U^{238} 、 U^{235} 、 Th^{232} 、 K^{40})

岩石	含量(百万分之一)				生热率(10^{-11} 卡/千克·年)			
	U	Th	K	K/U	现在	20 亿年前	40 亿年前	45 亿年平均值
花岗岩	4.75	18.5	37.900	8.000	820	1.250	2.600	1.55
玄武岩	0.6	2.7	8.400	14.000	120	0.192	0.414	0.243
合 计	5.35	21.2	46.300	22.000	940	1.442	3.014	1.793

$$\begin{array}{ccccc}
 Q & & < & H & & < & L \\
 \text{地表流出总热能} & & & \text{总热能} & & & \text{地球熔化所需潜热} \\
 1 \sim 8 \times 10^{30} \text{ 焦耳} & < & 6 \sim 20 \times 10^{30} \text{ 焦耳} & < & 30 \times 10^{30} \text{ 焦耳}
 \end{array}$$

二、地球的区域性变动

我们首先介绍大区域的构造变动。60 年代的固体地球科学发展中诞生了板块构造假说, 以洲际的地震活动带为边界, 划分了 7 个大板块, 这就是太平洋板块、北美板块、南美板块、欧亚板块、非洲板块、印度洋板块和南极洲板块, 此外还有若干个小板块。

海底古地磁资料研究结果表明，上面谈到的 7 个板块是由亿万年前的巨大板块经过分裂、飘移、碰撞而变化到今天这种状态的。

“白浪茫茫与海连，平沙浩浩四无边，朝来暮去淘不住，遂令东海变桑田。”唐人白居易的这首著名诗篇是对地壳垂直变动的生动写照。

从教学片中所展示的海平面变化曲线图上可以看到：显生宙以来，也就是 5 亿多年来，不同时期的海平面相对现代海平面的变化，大约在每个重要的地质时代的分界时段都有海平面高程的突然变化，图中的高峰，代表一次次强度不等的造山运动，也就是山脉的形成时期，造山运动的高峰时期恰恰是海平面突然变化的阶段，所以海平面的变化可能是由造山运动决定的。

我国的青藏高原是神奇的大地，那里有巍峨挺拔号称世界屋脊的喜马拉雅山，有雄奇壮伟的珠穆朗玛峰……。

然而，大量的事实，如海相动物群化石的发现，出露的海相沉积岩等，证明这举世无双的青藏高原却又是世界上最年轻的高原之一，其最高耸的喜马拉雅山在 4 千万年前还是一片汪洋！后来逐渐抬升，直到今天这个高度，目前它仍以每年约 2.4 厘米的速度继续抬升。

是什么力量以如此惊人的速度把它抬升到今天这个高度呢？中外科学家们的研究表明，青藏高原是印度板块与欧亚板块碰撞、挤压、俯冲的产物。这一独特的力学环境和动力学过程，使得青藏高原成为一个挤压隆升的活动构造区。

富饶的华北大平原却是个拉张裂陷区，自中生代侏罗纪起，该区进入了一个崭新的构造发育阶段。新生代的裂陷作用又一次使该区地壳被强烈拉张断陷，而且断块垂直差异活

动十分强烈，其断块垂直升降幅度多达 10 公里。下沉的断块形成断陷盆地，盆地中堆积的新生代地层一般厚 3000—6000 米，最厚的如渤海中部达 12000 米左右。

下面说明一下区域性研究的必要性。在环绕太平洋板块边界上，不同的段落，比如说南美的这块段落，它有它自己的区域性特点。同样我们可以看到环太平洋西海岸岛弧地段的一个段落，也有它的区域特点。这些不同的区域其特点是不同的。还有，比如大陆内部，中国的西部、青藏高原、蒙古高原所包括的这个区域，地震活动特别强烈，构造活动也特别强烈，有它的区域特点。再比如美国的西部地区是著名的盆地山脉，也有它的区域特点。所以我们在研究全球构造和区域构造的时候，必须注意区域的特征。

三、地球的局部变动

所谓局部或单体构造变动，系指某一具体的、单一的构造变动，如：褶曲、断裂或断层、构造盆地，一座火山等。其中与地震的发生关系最为密切的是断层。

现在说明一下断层最基本的类型。首先说一下几何关系，如一个地区或一个岩层，抽象成这样两个块体，这两个块体之间有一个斜面，沿这一倾斜面把这两个块体分割开来，这个面我们就叫做断层面。断层面上方的一块叫做上盘，断层面下方叫做下盘。当上盘沿断层面面向下滑动，这种运动方式我们把它叫做正断层；如果断层的上盘顺着断层面面向上滑动，我们把它叫做逆断层；如果有个断层面是直立的或近于直立的，把断层分为两半，两半之间形成左右错动，就象人走步一样，一步朝前，一步朝后，这叫作走滑断层。这就是我们关于断层的最基本概念。实际上自然界中的断层

都不是单一的，正断层有时伴随着一定的走滑分量，有时候逆断层伴随着一定的走滑分量，或者是走滑性质的断层伴随着正断层的分量或者逆断层的分量，都是复合的情况，以后我们再结合实际详细讨论这三种类型断层的意义和特点。

四、地球的微细变动

各种岩石、岩体和岩层以及组成岩石的矿物，它们在各种构造变形中起着重要的力学支撑作用。同时，它们的变动特点也反映构造变动发生过程的温度和压力的条件。

教学片中给出了几种岩石在不同温度压力下发生构造变形的情况：

石灰岩在高温高压下被柔皱；

片麻岩发生塑性流动；

硬岩层被拉断，软岩层塑性挤入；

在构造变动中，沿强摩擦带造成硅质局部熔融贯入裂隙中，并快速冷却形成玻化岩岩脉；

石灰岩在 1×10^8 帕以内的压力下以脆性变形为主， $1.5 - 3 \times 10^8$ 帕压力下以塑性变形为主。

大家从教学片中还可以看到石灰岩、方解石矿物和石英岩在不同情况下出现变形的几组照片：

第一组照片反映的是石灰岩在压力不变的条件下随温度变化的结果：第一张是试验前的石灰岩显微照片；第二张是在室温条件下和 3×10^8 帕压力下实验的结果，主要表现脆性破裂现象——破裂纹，大致沿着北东方向延伸；第三张是在 200°C 温度条件下受 3×10^8 帕高压的实验结果，仍然是脆性变形为主，比前一阶段更明显；第四张照片是在 400°C 温度条件下，也是 3×10^8 帕的围压，开始出现塑性变形的

现象，开始出现方解石的晶格位错；第五张照片是在 600°C 条件下，同样受 3×10^8 帕高压的实验结果，开始出现明显的塑性流动现象和晶面的滑移。

第二组照片反映的是方解石矿物在 600°C 高温和 3×10^8 帕高压的条件下，发生晶面平行滑移的现象，它是在 3 万倍透视显微镜下临场的照片。

第三组照片展示的是石英岩在室温条件下受不同围压的结果：第一张照片是试验前的显微照片；第二张照片是在 1×10^8 帕条件下实验的结果，可以看到岩石的结构和石英晶体都有分散的碎裂现象；第三张是在 3.2×10^8 帕高压下的实验结果，塑性密度加大，破裂带也比较集中、稳定，这也是一种增强的表现。

五、地质年代简介

在没有归纳地球变动的的时间尺度之前，有必要将地质年代的划分作一简要介绍，以便使大家有个清楚的概念，知道地质的历史是怎么划分的。

从地质年代表中可以看出，地球 46 亿年的历史分为两个大宙，一个是隐生宙，一个是显生宙。由于 5.75 亿年前，地球上的生物是一种隐蔽的状态，而在这之后，地球表面发生大量的生物演化，所以，以 5.75 亿年为界，把地球历史分为这样两个宙。在隐生宙里包含太古代和元古代，在显生宙里包含古生代、中生代和新生代。代里又分为纪。比如古生代里有寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪和二叠纪。中生代里有三叠纪、侏罗纪和白垩纪。新生代里有第三纪和第四纪。纪里又分为时间尺度再短一些的世。每个代、纪、世的绝对年龄，即距今的时间就不一一介绍了。我

们想在此强调一下第四纪，尽管第四纪的历史是整个地球历史中非常短的一段，但对我们人类来讲是一个非常重要的段落。我们要研究活动构造，主要与第四纪的地层和第四纪的活动打交道。

第四纪 (Q) 又分为早更新世 Q_1 、中更新世 Q_2 、晚更新世 Q_3 及全更新世 Q_4 。 Q_4 距今约 1 万年；晚 Q_3 距今约 10 万年； Q_2 距今约 73 万年； Q_1 距今约 240 万年，也就是整个第四纪时期为 240 年左右。

六、地球变动的综合表现

现在集中归纳一下地球变动的综合表现。表 1.2 中上端是分期的时间界限，越过 1 亿年的变化叫长期变化；1 亿—1 万年之间是中期变化；1 万—1 年是短期变化；小于 1 年的叫地球的微变动。表里列出了地面温度、地球体积与形状、造山运动、海陆的开合、地热与地磁这五大方面在四种时间尺度内主要变动的表现与研究的内容。研究地球的长期变动可以指导资源探测；而中期变动的研究，可以用于环境趋势的预测；短期变动及微细变动的研究可以预测环境变化及地震、火山等自然灾害的预报。

地球的各种变化都存在平稳变化和非平稳变化这两种状态。由于本教学片主要目的之一是研究活动构造对工程建设的影响问题，所以下面再简单介绍一下短期变动范畴内的阶地和火山这两种非平稳变动的现象，以加深对这方面的印象。

美国西海岸有多层阶地，我们从教学片的画面上可以看到 7 级阶地，平平地沿着海岸带展布。

表 1.2 地球变动时间尺度的划分

分期	长期变动	中期变动	短期变动	微变动
时间范围	46—1 亿年	1 亿年—1 万年	1 万—1 年	<1 年
主要变动	大冰期	小冰期	气温趋势	气温年变
	地球体积、形状	海陆变迁	海平面	海面潮汐
		地貌变迁	阶地、水系	地形微变
	造山旋回	造山幕	地震世、期、幕	地震图象
		断裂带流变	断裂	断裂的微动
	海陆的开合	板块运动格局	板块动态	
	地热史			
		地磁场的反转	磁场漂移	磁场年、月、日变
研究应用	资源	环境	环境、地震、火山	气象、地震、火山

图 1.5 是一张出露的更新世海滨线阶地剖面图，图中的阶地分布是在 49 万年、37 万年、23 万年、12 万年和 10 万年以前形成的。大约每 10 万年就有一次明显的海岸快速提升或者是海平面的快速下降。

夏威夷是世界上最活跃的火山岛之一，它于 1956—1986 年之间有多次火山喷发和岩浆侵入。30 年间有两个时段火山频繁活动，每一段约 8 年，中间平静也是 8 年左右。

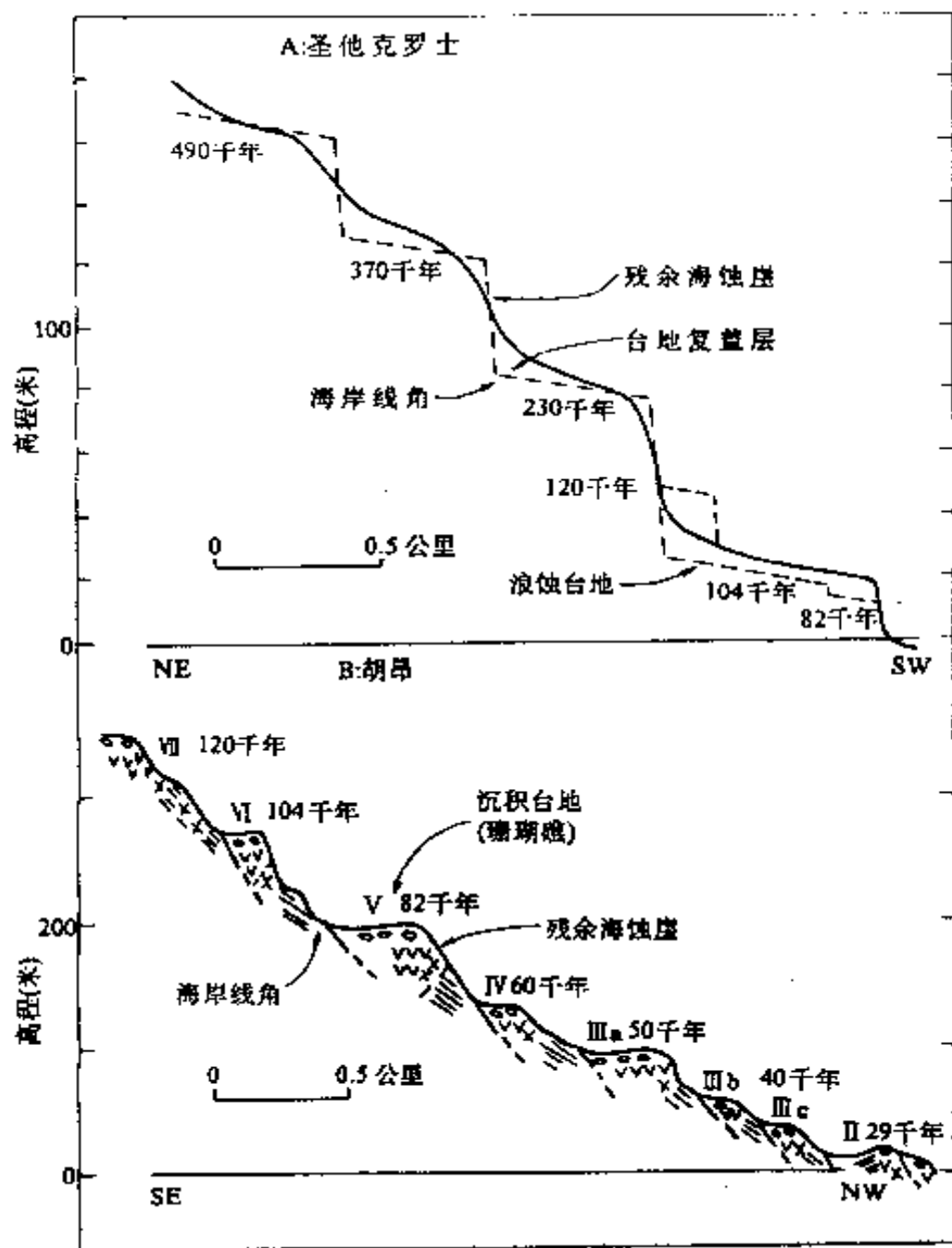


图 1.5 出露的更新世海滨线阶地剖面图

1986 年上半年 5 个月内的 8 次小的喷发，它们几乎是每 20

天活动一次，象是一个有规律的间歇泉。至于地震的非平衡活动则更为明显，这将在后面再做介绍。

七、活动构造概念讨论

以上介绍的地球变动几种主要表现都是很浓缩的，它涉及了许多学科研究的对象、方法、概念以及理论探讨问题，不可能一一细致地进行说明，但总的目的是要建立一个地球活动构造的总体概念，这对研究不同尺度的活动构造是很重要的背景知识。

究竟什么是活动构造，这是大家十分关心的问题。我们认为，在我国的具体情况下，把全新世以来也就是1万—1万2千年以来有过活动的地质构造称为活动构造是比较合适的。

活动构造的时间下限是相对的，我们是根据活动构造研究的实际需要，为地震预报和地震工程稳定评价的需要，提出1万年作为下限的。世界各地地壳变动的强度不尽相同，在一个地质构造变动很强烈，变动次数很多的地区，比如我国四川的鲜水河地震带，美国西海岸的圣安德烈斯地震带，大约7级大地震的复发间隔只有几百年，一次大震就是一次地质构造的局部活动，在这样的地区用不着研究很长时期的地质构造活动的历史，如果地震复发间隔是几百年，研究几倍、10倍于它的地质构造活动历史已足够用于外推地震预报了。我国西部地震活动很频繁，表1.3给出了7.5—8级地震区的古地震遗迹和地震重复间隔资料，其地震间隔为1千年、2千年、3千年、5千年不等，华北8级地震区，象唐山地震区，古地震复发的周期可达6—7千年，其他地区古地震的重复周期也在3千年至4千年。这些数据说明在中

国大陆凡是发生过 8 级或接近于 8 级大震的地区在 1 万年以来也就是全新世以来至少都发生过一次大震，这就是我国地

No.	断层名称	古地震事件 (距今)	备 注
1	三 台		戈树模, 1989
2	古 浪		刘百兢, 1987
3	海 原		张维岐, 1988
4	昌 马		候珍清, 1989
5	阿尔金西段		柏美祥, 1988
6	阿尔金东段		邢成启, 1988
7	库 玛		肖振敏, 1989
8	鲜 水 河		赵 翔, 1984 李天招, 1986
9	则木河北段		任金卫, 1989
10	小江西支		陈 群, 1985
11	曲 江		郭 源, 1987
12	大青山山前		聂宗桢, 1988
13	贺兰山山前		廖玉华, 1988
14	华 山 山 前		张安良, 1988
15	磨 山		王挺梅, 1984
16	沂 沭		林伟凡, 1987

图 1.6 全新世古地震事件在时间上的分布 (据丁国瑜, 中国地震, Vol.6, No.1, Mar. 1990,)

震的情况。因此可以认为, 凡是 Q_4 以来有过活动表现的活动构造就是有可能重复发生构造活动的地带。反之, 1 万年以来没有活动表现的地质构造, 在大区域格局未发生变化的情况下, 未来的近期内也就是 50—100 年内突然活动起来的概率是极小的。美国核安全局为保证核电站在足够稳定的地区进行建设, 要求场地的地质构造在 50 万年以来不能有过

2次以上的活动。所以从我国的实际情况（大多数大震的活动间隔不超过1万年）出发，只要研究1万年没有活动的表现就可以推论它是否近期会发生大的活动，这就是以1万年为活动下限的主要考虑。

八、小 结

以上，我们介绍了地球变动的许多现象，在下面几个部分中我们将按照这样的顺序系统地一段一段地把地球变动的各个细节讲清楚。

首先要讲的是局部活动构造，局部活动构造就是地球表面上许多局部的地方发生断层或者岩层发生褶皱等等。这些对我们人类的关系最为密切，因为我们人类都生活在大地表面，如果我们建的房子底下有个断层，一下子就把房子断开了；我们修的大坝一下子被断层断开了，水就渲泄开来了，这对我们的城市和我们的生活就会有有很大的影响，所以我们就要把地表的构造了解清楚。但是，任何一个地方都是整体大地的一部分，所以当我们研究了一个地区的局部构造以后，我们还要研究一个大区域的构造。比如说我们整个中国为什么西藏凸起来了？为什么东面的海洋沉下去了？就需要我们研究大区域的构造轮廓。区域构造研究之后，我们还要研究整个地球，为什么我们中国会有青藏高原这么高的地方？为什么这边有个太平洋，那边有个大西洋啊？为什么整个地球有这么多的变化？这就是我们要进一步研究的问题。总之，这都围绕一个目的，就是要把地球是怎么变动的，局部怎么变动，大区域怎么变动，总体怎么变动等等，对于这一系列变动，尽我们现代知识的可能把它理解清楚。

把地球的各种变动搞清楚之后，我们将进一步讨论与我

们生活密切相关的工程建设中的活动构造问题，较系统地介绍如何进行地震区划、地震小区划和重大工程建设的地震危险性评价。

在本教学片中，我们还专门介绍了活动构造年代的测定方法，重点讲解了 ^{14}C 、热释光等主要测年方法的工作原理、实验流程、采样方法及应用范围，这是活动构造研究中非常重要的工作内容。

希望大家对这些内容能深入理解和掌握，为地震预报和工程地震工作做出更大的贡献。

第二部分 局部活动构造

局部或单体活动构造，其具体内容就是关于活断层和活褶皱，这两种活动构造在地表最容易看到。活断层包括走滑断层、逆断层和正断层。由于活断层的活动在很短的时间之内就可以表现出来，而且它的活动又和工程建设关系最为密切，所以这里重点介绍活断层。而活褶皱要在比较长的时间之内才能表现出来，而且在我国活褶皱发育的地区和研究的程度都比较差，所以只在后半部分做概要的介绍。

一、走滑断层

在中国卫星影像图上，可以看到一些大规模的走滑断层的地貌表现。中国大陆走滑断层最发育的地区是西部地区，该地区沿断层的线性地貌表现尤为清楚。阿尔金断裂从新疆苦牙克到甘肃玉门，全长 1800 公里，在地貌上表现为非常清楚的线性结构，发生过多次 7 级以上的地震和发育了古地震破裂带；海原断裂也表现出很清楚的线性结构，在这条断裂上发生过 1920 年 8.5 级大地震；发育在四川省西部的鲜水河断裂和发育在云南省西南部的红河断裂地貌上都表现为沿河谷展布的大断裂，前者 1973 年发生过 7.6 级大地震和许多 7 级以上的地震，后者也发生过多次 7 级地震。总之，在中国整个西部地区有许多这样具有明显的线性地貌、并发生大地震的大型走滑断层。下面将对这些已经研究过的走滑断层的一些共同表现进行归纳，建立走滑断层的一些基本概念，然后对走滑断层的具体特征加以说明。

(一) 走滑断层的基本特征

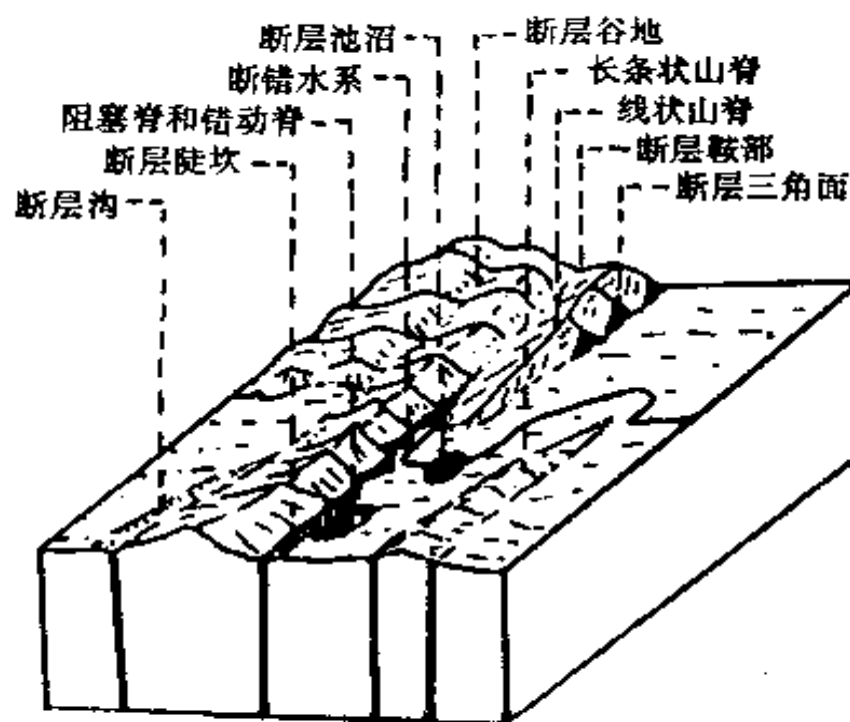


图 2.1 沿走向滑动活断层带发育的地貌图

图 2.1 是与活动走滑断层有关的地貌特征的立体示意图，可以看到两排山中有一个线状的山谷，它表示可能存在着老的断层；另外在山前有一个新的活动断裂带，表现为沿着整个山前有一个由断层造成的断层崖，这往往是认识断裂的一个重要标志。在断层崖旁边，可能出现一些台地，其地形和山坡的地形有明显的差异，这也是一个地貌标志。沿着断裂带附近可能出现泉水。此外，沿着断裂带，可以看到断错的水系，也就是说山谷中流出的水流到这里突然改变了流向。沿断层还可能形成一些小的水塘，叫作断塞塘，它是由

于断层把山谷断开而被堵塞所形成的。在平面上还可见到水系的扭曲现象，这也是判断走滑断层在山前分布的很重要的特征之一。由于断层的走滑错动，有可能在山谷前边出现一个很窄的象闸门一样的山脊，它封闭了山里的水系，叫作闸门脊。沿着山的前沿外边的台地和山前陡崖之间往往形成线状的谷地或者是槽地。以上这些现象就是常见的沿着走滑断层分布的一些地貌特征。

海原活动断裂带具有典型的活动断裂平面结构，表现为多条断裂作雁列式排列，在每两条断裂之间都有一个小的盆地存在，这种现象叫作走滑断裂带上的斜列的平面结构，在一条断裂和另一条断裂相接触的地方叫作阶区，阶区往往表现为盆地或者表现为隆起，这些盆地称之为拉分盆地，著名的宁夏干盐池拉分盆地就是一个典型的例子。

一般来说，河流的同步扭曲在航空照片上往往看得非常清楚，海原断裂带上经过彩色处理的航空照片，就反映出沿该断裂带有一系列的、非常典型的扭曲现象。

走滑断层带上的水平错动现象十分明显，沟谷的错动可能形成断塞塘。鲜水河断裂上 1973 年发生 7.6 级地震时造成山体错裂，最大位错距离为 3.6 米。根据被错山脊的测量结果，富蕴断裂的地表破裂的最大错动量为 15 米，并在震中区地表造成一系列、多层重力垮塌现象，其中一个垮塌体长 1500 米、宽 300 多米，有的垮塌高度达 200 多米。地表裂缝纵横交错，基岩也被崩裂。

(二)走滑断裂的实验研究

上面介绍了走滑断层的一些基本特征，下面要用室内的实验来说明它们是如何形成的。

走滑断裂最重要的特点，就是直线延伸，并在平面上呈

斜列结构，这个现象可以用简单的挤压实验来模拟。粘土剪切实验的结果表明，当压力是从上下两个方向作用到标本上时，标本上就能出现 X 形的节理，表现为一段小裂隙斜列组成直线。这说明那些直线状的断裂可能源于一种简单的剪切现象。

再来看一下剪切实验的结果，在两块可以相对运动的滑板上方附着一层粘土或其他实验材料，当两块板相对错动时，就会在试件的表面出现一个剪切带，而在剖面上出现一个楔型的变形区域。

粘土试件在单剪切仪上剪切实验的结果表明，最开始的阶段出现两组剪切破裂，一组和剪切仪的走向接近，一般交角是 20° 左右，我们称它为 A 组；另一组与剪切仪走向几乎是垂直的，我们叫它 B 组。实验的初期阶段表现为非常微弱、隐蔽的剪切纹；随着实验的进行，A 组的方向和滑块滑动的方向接近，因此主要表现出这条断裂，而另外一个方向 B 组的裂纹就表现不出来，越来越隐蔽了；同时也说明这个方向的裂纹一边是剪切，同时受挤压的性质，而另一组有引张的性质；但是整个的环境是在挤压之中，所以引张的裂纹就显露不出来了，只是在后期，也就是实验接近结束的时候，或者是后来由于干裂，在 A 组的尖端显露出折线的裂纹；在 A 组裂隙的端部，两个裂隙的端部相交汇的地方叫做阶区。

从粘土标本挤压实验的结果中，可以清楚地看出两组成 X 交叉的裂纹，也呈现为斜列的小裂隙。

在粘土简单剪切实验中，如果实验开始时在粘土上画一个圆环，随着实验的进行就可以看到圆环变成歪扭了，歪扭的方向就是由简单剪切所造成的，还可以看到比较明显的

A 组的裂纹，而 B 组的裂纹只能隐隐约约地看到。

随着实验的进一步发展，沿着斜列 A 组裂隙断开，断开的阶区部分逐渐地受挤压，形成隆起区，进一步发展形成鼓包。

或许会产生疑问，实验的结果显示阶区是形成鼓包的，可是前面所提到的海原断裂在阶区出现的都是盆地，那么究竟在阶区是出现盆地、还是出现鼓包呢？在自然界，阶区既有鼓包或者是褶皱，也有盆地，或者拉伸的现象，这两者都是存在的，取决于剪切破裂排列的几何关系，还取决于剪切带的扭动方向；也就是说根据实际情况的不同，既可以形成鼓包，又可以形成盆地。假设一个人往前看，他看到的下一个断裂是在他的右侧出现，就规定它叫作右行排列的组合关系；如果他看到下一个断裂是在他的左侧出现的，就把它叫作左行排列的几何关系。第二个概念就是一个剪切带是左行扭动还是右行扭动的，所谓左行扭动就是构成逆时针转动的关系。如果两侧构成顺时针扭动，就叫做右行扭动。假如排列方向是右行排列的，但是扭动是左行的，也就是排列方向和扭动方向符号相反，这时候产生的是褶皱，或者是鼓包。如果这些破裂的几何排列方式是左行的，运动的方向也是左行的，它们符号相同，于是就产生拉分盆地。

(三) 走滑断层的端部特征

下面介绍剪切断裂两个端部的一些细微的现象，端部的变化基本上有两种方式，一种方式是破裂由比较大的位移慢慢变为比较小的位移，是渐变消失的；另一种就是由比较大的位移突然地变成小位移而消失，这是两种很不同的端部的变化现象。比如一条断裂延伸到它的端部，再往前延伸，断断续续地还有一些小的破裂或者是小的沟槽或者是小的鼓包

现象，说明整个断裂向下延伸是比较自然、比较缓慢地消失，比较大的位错量慢慢地消失到比较小的位错量。这种方式告诉我们，这个断裂的下部，也就是地下的深部可能是一种自然的、逐渐逐渐消失的现象，如果在某个地方突然消失，可能预示着底下具有一个强的闭锁条件，使它的运动量突然减小。

富蕴 8 级地震的地表破裂的实际观测结果表明，它的主断裂延伸方向上到端点突然变成一些散开裂隙。在震中区，造成 10 米左右的位错，甚至可以达到 15 米，然后向两端减小，逐渐变为 2 米的位错量，过了 2 米的位错量以后，突然变得几乎只有几十厘米、几厘米的位错量了，就是说位错量经过端部以后突然减小，这种情况就可能告诉我们，其端部地下有一个比较强的闭锁条件。

(四) 地表破裂与深部构造及地震的关系

下面简单地介绍一下地表的剪切破裂与地下的构造和地震可能有的一些关系。圣安德烈斯断层是美国西海岸一条世界著名的剪切破裂带，发生过多多次 7 级以上的地震，如 1989 年洛马普利埃塔 7.1 级地震等。在飞机上可以清楚地看到，沿着山脊有几个明显的、黑色的沟槽，它是直线延伸的、而且呈一段一段地斜列排列的、剪切的走滑断层带。

美国加利福尼亚州旧金山湾南部地震震中分布表明，震中的分布和地表剪切破裂带的分布是一致的。地震的震源深度分布的测定也是比较好的，资料比较多，所以我们可以利用这些资料来研究震源的分布和地表破裂是什么样的关系。

图 2.2 是顺着地表破裂做的纵剖面，从震源的深度分布可以看出，绝大部分地震都是分布在 16 公里左右，这条界

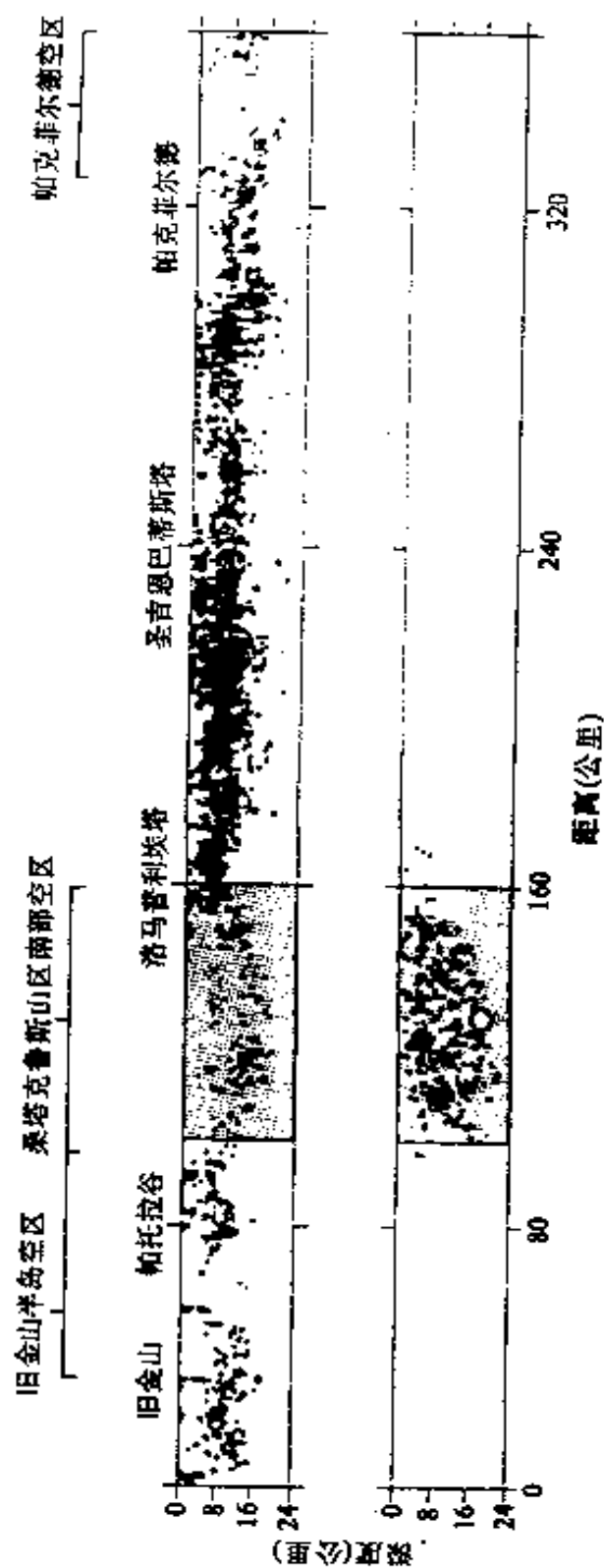


图 2.2 沿圣安德烈斯断层的震源剖面(旧金山北至帕克菲尔德)

线以上直至接近地表，只有个别的超过 16 公里深度，绝大多数都发生在 16 公里左右以上这个范围。换句话说，我们根据震源的分布状况可以直接描述从地表破裂一直延伸到 16 公里左右。

美国地震学家对洛马普利埃塔地震成因提出了一种理论解释，认为错动从震源向上，是一条陡立的断层面，断层面首先是从深部开始发育的，一直向上扩展，发生地震，并造成位移，这就明确地表示了地表破裂一直到 16 公里的范围内，是一个陡立的、统一的破裂面。

横切圣安德烈斯断层的人工地震折射法探测的地球物理剖面表明，沿着圣安德烈斯断层 20 公里宽的范围内，地震波速明显减低，是低速带。根据重力剖面探测结果，也是低密度带，所以总的来说，沿着圣安德烈斯断层是一个强烈活动着的、在地球物理上有明显反映的异常带。但是沿着这个带地震的震源深度只有 6 公里，最多只有 24 公里。可是异常带比震源深度要深，也就是说，一直到整个地壳的范围都是异常带，说明圣安德烈斯断层可能是切过整个地壳的，下边可能表现为塑性行为，上边表现为脆性行为，是塑性和脆性在剖面上的组合。如果这个解释是对的，那么我们可以说圣安德烈斯断层从地表到地下是一个比较陡立的破裂带，向下转换成为韧性剪切带。

我国东部著名的郯庐断裂的中段——沂沭断裂在地表是由四条断裂组成的，四条断裂中间的两条之间的地块是向上隆起的，叫做地垒，它的两侧向下凹下去，叫做地堑，所以它的剖面结构是两堑夹一垒的结构。根据地球物理探测，其中主要是人工地震探测结果，这四条断裂向下延伸大概在 20 公里左右变成了二条，再向下延伸的情况如何，现在的

物探资料还没有清楚地刻画出来，但是，和圣安德烈斯断层比较起来，可以有以下两种设想。

一种设想是郯庐断裂带地表的四条断裂组成一个地垒和两个地堑向下延伸，到某个位置变成二条断裂，再往下延伸，可能转化为塑性剪切带(图 2.3a)，与美国加州的圣安德烈斯断层相似。

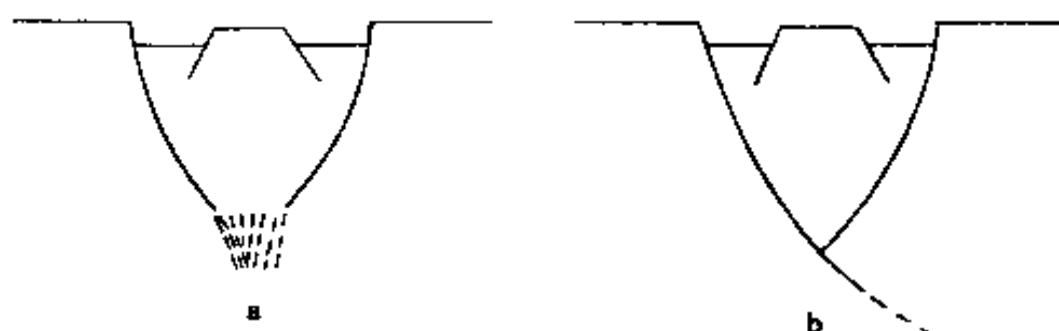


图 2.3 郯庐断裂的二种模式

另一种构想是，上部的情况还是一样的，向下也是一样，但是向下延伸的两条断裂，一条变成副断裂，一条变成主要断裂，是铲式的(图 2.3b)。这两种解释对于从大区域的构造状况来理解是很不一样的，我们不知道向下究竟是哪种情况，这要以后的物探工作来解决，很可能和大区域的推覆构造、滑脱构造有关。

二、逆断层和褶曲

(一)逆断层和褶曲的野外特征

灌县龙门山前的构造剖面上可以看到一系列的逆断层

(图 2.4)，当逆断层变得倾角很低的时候，就把它叫做逆掩断层。同时在逆断层的下方，由于断层的拖动，使下边的岩层发生了强烈的褶皱、弯曲，这是典型的在山前和平原之间经常出现的一种现象。龙门山山前出现的这种现象很典型，从西向东推覆了几十公里；再有就是在新疆天山的两侧，也出现这样类似的逆断层和山前褶皱的现象。在祁连山山前也

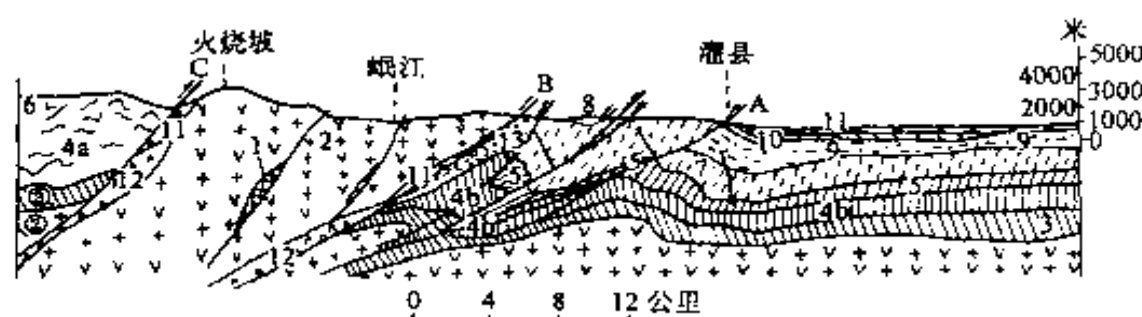


图 2.4 横切灌县龙门山构造剖面

1.前震旦系黄水河群火山—碎屑变质岩系；2.前震旦纪中酸性深成岩；3.含砾砂细砂其土为藻白云岩及灰岩、页岩 (Z—C—O)；4_a.浅变质深水相碎屑岩,强变形(S—D)；4_b.东部浅海边缘相碳酸盐—碎屑岩建造 (S—D)；5.浅海相灰岩 (C—D)；6.复杂形变的西康群浅变质复理石建造 (T)；7.浅海平台型碳酸盐及滨海相—陆相含煤碎屑 (T)；8.由 D—C—P—T₁₋₂ 台沉积组成的推覆体构造岩体；9.陆相碎屑岩 (J—K)；10.新第三系磨拉石建造 (N)；11.第四系砾石岩；12.可能为洋壳残片的镁铁—超镁铁岩；13.中酸性熔岩，火山角砾岩；14.冲撞性混杂岩、碎裂岩。A.龙门山前主边界大断裂；B.龙门山主中央大断裂；C.后龙门山大多断裂

有这种现象。我国西北天山、祁连山、龙门山、昆仑山这些山脉的山前地带都出现大量的逆断层。由于逆断层存在有强大的推压力，所以必然伴随着一些褶皱现象。

逆掩断层的形成过程是这样的，假设一组岩层受到侧向的挤压力，挤压的过程使岩层褶皱起来，变成歪斜褶皱，进一步发展变成倒卧褶皱，在发生弯曲变成倒卧褶皱的时候，逆冲断层就开始发生了，并可能发生一系列断层，并可能形成推覆构造的一个个的推覆体。在祁连山和天山山前就存在这些现象。

在天山地区可见到第三纪地层被褶皱成为倒卧褶皱的现象，说明在新生代时期天山地区经受过很强的挤压力，与它相伴随着必然有很多逆断层。

例如在一些山头上，平平地盖着一套地层，这是典型的不整合现象。所谓不整合就是由于褶皱或倾斜使得岩层歪斜了，以后经过剥蚀形成准平原的状态，再沉积新的物质。根据这个不整合关系，我们可以判断上边的地层沉积之前经过了一个很强烈的褶皱变动，变动之后，经过剥蚀，地形变平，再沉积新的沉积物。根据新的沉积物时代可以确定这次强烈变动的时代。

这是一张发育逆掩断层和倒卧褶皱的实测的剖面图（图2.5）。它的形成过程是这样的，首先是新第三纪早期地层发生了褶曲，以后盖上了新第三纪晚期的地层。第四纪初期的地层也沉积下来了。之后，又一次大的褶皱，伴随着产生了这条断层，于是使得老第三纪的地层逆掩到新第三纪和第四纪初期地层之上。同时也可能是这条断层逆掩到 Q_1 地层之上了。在这之后开始堆积了第四纪晚期的地层 Q_3 和 Q_4 晚

期的地层，堆积之后又产生了一个新的逆掩断层，使得 Q_1 的这些老地层又逆掩到现在新的堆积之上，表明这些逆断层带的活动是一个连续发展的过程。

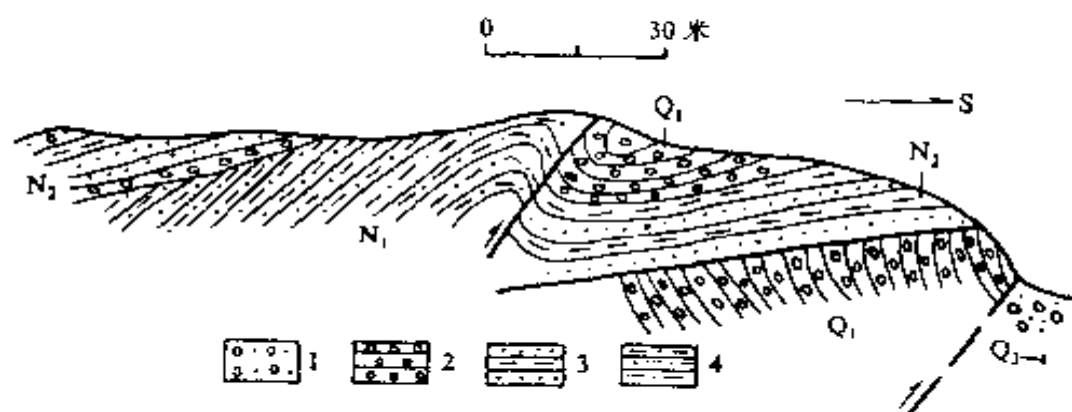


图 2.5 367 高地南肯德克斯断裂剖面 (据冯先岳等)

1.砂砾石层;2.砾石层;3.砂岩夹泥岩;4.砂质泥岩

(二) 逆断层和褶曲的实验研究

逆断层发展成逆掩断层并伴随着倒卧褶皱的实验结果表明，许多逆掩断层没有直接发展到地表，即使这些断层的发展过程中曾经伴随着地震，在地表也看不到地震断层面，只能看到褶皱，因此现在世界上很多人注意对表层活褶皱的研究。在美国的加利福尼亚州已经发现有两三个这样的例子，发生 6 级甚至接近 7 级的地震，在地表没有任何破裂的迹象，但是有很明显的地表隆起和褶皱现象，经过物探也证实震源区确有断层发生，因此可以说地下的地震有两种可能，一种可能是老的断层再活动产生了地震，在地表的活断层上有直接的表现，就是断层直接表现出来地震的效应；另一种可能是地下发生地震，不在地表露出断裂的痕迹，而是

表现为褶皱，这点对我们来讲，是很值得注意的。此外，当倒卧褶皱或者逆掩断层继续发育到地表或者地表褶皱发育，那么在它前端就形成悬空状态，经过剥蚀跨塌就可以在它前面形成一个堆积区，这个堆积区因为是快速堆积下来的，带有重力崩塌现象，堆积物都是近距离的，因此造成一个楔状体，好象一个倒石堆。这可以作为认识古地震的一个标志。

另一个实验结果表明，在倒卧褶皱的前方产生了逆断层，同时又使它的下盘岩层发生了弯曲、褶皱。因此，如果在山前地带发现一些新的弯曲，新的褶皱，也可以帮助我们判断在褶皱的后方，也就是靠近山的那一侧可能存在着比较大的逆断层。也可以根据褶皱的时代来判断那个逆断层的可能时代，这就是研究地表的活褶皱的另一个意义。

三、正 断 层

华北平原是我国正断层发育得最典型、最集中的—个地区，整个平原底下都掩埋着大量的正断层，有些正断层把最新的沉积物错断了。围绕着鄂尔多斯断块有一串盆地，也发育了最典型的正断层。

再一个地区就是四川和云南的西部，这里山势陡峻，河流切割很深，构造非常复杂，在这个地区里包含着—二百—个小盆地，这些小盆地的边界，有些就是发育正断层的，所以这个地区有鲜明的特点，它是一个正断层，或者正断层和走滑断层、逆断层组合起来的—个很复杂的地区。再一个地区就是东南沿海地区，发育了—系列近于北西向的小地堑盆地，比如广州湾、汕头、福州、泉州等等，这些地方都有一些横切大陆边缘的小盆地，这些小盆地也是现在还在活动的活动构造盆地，也是伴随正断层发展起来的。

西藏的中部发育着一些深盆地，沉积物比较深，在这些盆地边界上往往伴随着一些正断层。这些深盆地和藏北比较浅的盆地不一样，浅盆地周围没有构造控制，没有正断层控制。而西藏中部这一带发育的是深盆地，都是边界受断裂控制的。

(一) 正断层的剖面类型

通常正断层的定义是指断层上盘顺倾向向下滑动的断层。如果断层面本身是弯曲的，象是一个犁地的犁形，就叫铲式正断层。如果是两个正断层组合起来，对称分布，就形成一个正常的地堑。如果是一个铲式断层，另一侧也形成地堑，但是断裂主要滑动是在铲式断层的一侧，另一侧的断裂很小，或者是根本没有断裂，这叫做单边的地堑，或者是斜地堑。

正断层组合起来可以形成堑垒相间的组合形态。如果都是铲式断层，这些铲式断层就向一侧滑下去，而且有时候是成带、成片分布的，但是铲式断层上也可能有后期的覆盖，没有再受变动，华北的情况就是如此。另一种情况是，铲式断层顶部没有完全被覆盖，在地面上表现为山脉，山脉中间的地段就成为盆地，这类组合最典型的地区就是美国西部盆地山脉地区，那里就是一个山岭一个盆地平行排列，延散整个区域，十分典型。由于它上面没有被沉积物掩盖，所以看得很清楚。

这是横切银川地区的一个剖面（图 2.6），可以看到，这是一个正地堑式的盆地，上边已经有第四纪沉积物的掩盖，有的断层切割了第四纪地层，而有的断层没有切割第四纪地层，一般把前者称为活动断层。

许多正断层发育的地区具有沉积物和断层并行发展的特

点，称之为同沉积断层。

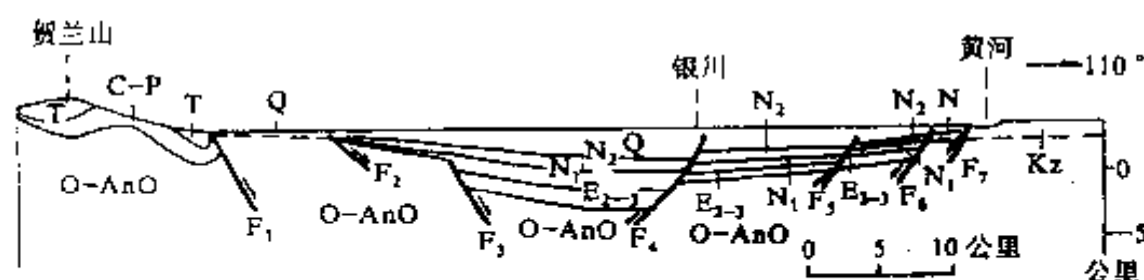


图 2.6 银川地堑横剖面图

(二) 正断层的实验研究

下面介绍一下正断层的实验研究结果，当层状的试件被两边拉伸而产生地堑时，地堑的两侧都是正断层滑动，大边界是正断层滑动，表现为单侧的、歪斜的、犁式的正断层。在它相背这一侧，弯弯地往上翘起，同时也伴随着一系列配偶的正断层。我们在野外的时候经常可以看到在与正断层配偶的另一个方向上伴随着很多细小的正断层，但是往往在地质上没有造成重要的边界，所以在地质图上起重要作用的、延伸比较深的都是边缘的正断层。

另一个实验是在试件没有破裂之前，在底边界给它作用一个拖拉力，就可以看到正断层不断地歪斜，同时也不断地变形。所以，单侧正断层成组分布的地区有可能在底边界存在定向的拖拉力量。

如果把上述实验的底部拖拉力的方向改变一下，从相反的方向拖拉，那么所产生的正断层的倾斜方向也相反。另外在实验要结束的时候，在顶上覆盖一层薄薄的红色粘土，可以观察到它在继续作用的过程中发生了弯曲。

另一个实验是观察下边物质往上拱形成拱张弯曲的情形，在顶面和中间产生一些断层的现象。首先看到在穹起的背斜的轴部产生了一些张裂隙，在其下边可以隐约看到一些正断层，也就是说对于一个比较厚的沉积上部，受一个穹张力，由于介质的不同和应力状态的变化，表面裂隙的状态和深部的状态有可能是不一样的。上面基本上是和拱曲的曲面垂直的，下边是代表上下挤压的呈 X 形分布的剪切裂隙，但它的运动方向是从上向下运动的，所以形成的是地堑式的正断层。

（三）正断层的野外识别

在野外，到哪些地带去找寻重要的正断层，如何识别正断层呢？最主要的一个方法就是观察地貌。比如说三角面，就是在山前地带找寻断层的一个很好的地貌特征。

断裂的最新活动最为直观的一个地貌标志就是，它切割绿色的山坡坡面，从而露出土层或岩石。寻找是不是有新活动的正断层或者是其他方式的断层，比如逆断层或者是走滑断层，都在这个地带去找寻，这是野外找寻断裂的一种工作方法。

另一种重要的地貌标志就是冲沟口，如果形成大的冲积扇或者洪积扇也是找寻活动构造、活动断层的重要地区。往往在山前地带断层横切洪积扇，特别是正断层地区会经常经常出现这类现象，如果在这些地方做仔细的工作，就可以帮助我们判断这些地方有没有断层新的活动。

洪积扇被新的活动断层切断的现象，在航空照片上我们能看到相应的一条线，野外我们将会看到一个陡坎。例如，宁夏苏峪口山前一个巨大的洪积扇就被活动的正断层切断形成陡坎。

但是在野外会经常见到陡坎地貌，是不是断层呢？那还要做进一步的工作来证实。比如说在附近挖探槽，或者向两侧追索，看看是不是有真正的断层出露，这样才能肯定是不是断层陡坎。

找寻断裂、特别是正断层的另外一个办法就是注意阶地断错现象，在我国一些地区，如黄土高原、西南等地，阶地十分发育，只要注意一些河谷两侧的阶地的发育情况，再对阶地本身进行仔细的观察，就可以判定断层的活动状况。

横切活断层发育地区作一系列阶地的剖面线，可以看到很明显的一些陡坎，但这些陡坎是不是活断层还须挖探槽证实，没有经过证实，绝不能够轻易肯定有断层。例如，有一些陡坎，有的可能是河流冲刷的，也可能是人工造的，所以必须要进行仔细的工作，才能证实有没有断层。

对于垂直阶地的断层陡坎，可以进行多年的水准测量来研究断层的活动性，某段时间的数据可以说明断层两侧的阶地在测量时间段内是上升还是下降，并可估算其运动速率，所以地形测量的方法也是判断断层活动不活动的一个很重要的方法。

利用地面的建筑物在地震时被错断的现象，也可以帮助我们判断断层。宁夏红果子沟地区明代长城曾被断层活动错断，在横过切错长城断裂的方位挖了一个探槽，探槽里发现了很明显的断裂，一直通到地表，证实了这个错动底下确实有活动断层控制。被错断的长城修复以后，可以看到，古长城既有垂直的落差，又有水平的错距，这是在正断层上经常碰到的；也就是说正断层不仅仅是上下错动，有时也带有一定的水平错动。例如，唐山地震时将一排树从中间错开了，在实地可以看到这个错动也是既有正断层的性质，又有走滑

断层的性质：1975年海城地震时造成的地表裂缝，将一棵树从树根部劈开，其地表错动也是既有拉张的现象也有剪切的现象。

（四）正断层活动时代的确定

正断层活动时代的确定目前只有两种办法，一种是根据断层错动的地层的地质时代，确定断层活动的相对地质年代；另一种办法根据断层错动物质中所包含的具有同位素成分的岩石来确定年龄。

对一个通天的正断层而言，我们只能说这个断层比被它错断的岩石或土层都新，这是一个相对的地质年代。例如，一条断层把小山头上第四纪晚期的沉积物给错断了，说明这个断层是晚更新世甚至是全新世以来的活断层。

对于覆盖洪积物的一个小山坡发育的断层，一般这种洪积物都是砂卵混合堆积的，如果不仔细工作，往往判断不出是不是有断层，多半都要靠开挖来判断，然后可能看出卵石的排列有错动。另外，由于断层面上下含水的程度有差别，可以看出来土壤的湿度、砂层的湿度不同而造成的颜色上的区别。在半干旱或干旱地区工作，碰到这种比较复杂的堆积物的时候，这是要仔细工作的地方。

在太行山以西，鄂尔多斯周围经常可以遇到黄土剖面，黄土层可以形成很陡的陡壁，黄土都是细颗粒的，有时很难判断它的层面，但如果有破裂出现，沿着断裂有一些钙质结核或钙质沉积物沉淀，那么就容易判断这些断层了。所以，在黄土地区工作，往往要把土弄湿一点，用水喷一喷，把整个剖面喷湿，这样可以看出比较细致的分层，再来判断断层的延伸状况，可能就更好一些。

可以设想一条正断层的活动过程，当断层第一次活动

后，会造成一个陡坎，陡坎剥蚀掉后，堆积的物质就在断层上；第二次活动又造成陡坎和相应的剥蚀；随着断层的不断活动在断层的上盘发育不同的堆积物，可以由此分析断层的活动期次。

为了更详细地揭露断层活动的历史和判断由断层活动所造成的一些微细的变化和断裂分布的空间情况，有时候要挖掘比较大的探槽。在探槽里，有时候在平原地区，我们可以看到一种现象，就是地震的时候容易液化的沉积物顺着地震造成的裂缝，使得下面的沙层、沙粘土层顺着裂缝涌出，穿到裂缝里形成沙脉的现象。有时候在沙脉里还可能有一些古文物，有时候还可以挖掘一些别的卷入物质，都可用来判断沙脉形成的相对的年代。

(五) 正断层的平面组合形态

在大型的裂谷区的周围都是正断层控制的，正断层的平面类型基本上可以分为两类，一类是线状的，另一种就是呈面状分布的。美国西部的正断层分布就是面状的，表现为山岭盆地相间排列，所以叫做盆岭山脉、就是盆地山岭并存的区域，叫盆地山脉省。我国的华北也是一个面状的正断层分布的区域。

鄂尔多斯周围也存在一些线状排列的裂谷，是一些由正断层控制的盆地。其东部的高原中间有一串盆地，好象一个盆地走廊一样，也可以说是山间的盆地，它的特点是都是斜列的。内蒙有一串盆地，这一串盆地就在大青山的前面，山区和高原之间形成一个深陷的盆地地区，周围有巨大的正断层，这些线状盆地的总体走向是和山脉近于平行的。

华北平原在沉积层下面掩盖着一系列正断层，这些正断层都是以铲式断层为主的，呈面状分布，所以华北平原区是

铲式正断层控制盆地的面状分布区域。

在拉萨的北面当雄，1951年11月18日发生一次8级地震，这次地震在地面造成了一些破坏现象，也有明显的断层和拉分盆地，还有一些垮塌的现象。这告诉我们在西藏的中部一带盆地的特点是复杂组合的，有的是拉分盆地，有的是拉张的盆地，有的和剪切断层有关，有的和正断层有关，很复杂的关系，这说明当雄地震有复杂的拉分构造基础。

当雄地震之前这个地区受南北向的挤压，造成的一组X形破裂，在这样的构造基础上，以后经受了当雄地震。当雄地震造成的地面变动，仍然是南北向的挤压和东西向的很强大的拉伸。于是就在原来剪切断裂的阶区部位产生了拉分盆地，在X破裂的锯齿状的接触地段，呈正向拉开，造成了锯齿状的盆地。这个例子也可以说明，在有的构造基础比较复杂的地区，可以产生很复杂的盆地的组合形式，这在整个西藏的藏南地区是普遍存在的，在滇西、四川西部，云南西部都可以看到这种现象。

当雄地震的时候，在地面造成了一系列塌陷，沿着正断层往下塌陷一个沟，同时旁边也伴随着一些鼓包，这也是伴随着正断层的拉伸，造成的地面垮塌现象。

在正断层盆地的边界上，有时候看到一种复杂的情况，这在山西地区可以看到，我们在山西的盆地边缘，有时候可以看到在盆地的正断层的旁边，伴随着很强烈的褶皱的岩层、逆断层和逆掩断层。过了逆断层、逆掩断层和褶皱地层之后，就可以看到一个小角度的正断层把它切割，一直通到很深的地方，这就是我们在盆地边缘经常要碰到的一种情况。它的形成过程可以通过以下实验模拟。假使有一个比较厚的岩层和比较薄的岩层组合起来，前者相当于地壳的变质

基底，比较厚的、坚硬的岩层；后者相当于上面的沉积盖层。这样的组合受侧向挤压力的时候，在厚的硬层中产生断裂，断裂的倾角是比较陡的；软层由于硬层的断裂，造成扭曲、弯曲，形成褶皱。在褶皱的前缘，倒转的部分，产生了低角度的，也就是倾角比较缓的逆断层。挤压力进一步发展，使下面的硬块继续上推，同时在它的上方产生倾角比较高的、比较陡的断层，一直通到上面的盖层里边去；随着实验的继续，就产生了新的断裂。随着逆断层往前发展，同时产生一个比较陡的正断层，从底下一直通天。因此在一个挤压的过程中，先产生硬层里高角度的逆断层，在沉积的盖层上、比较软的岩层上产生褶皱，同时伴随低倾角的逆断层、逆掩断层。后来，下面高倾角的正断层继续向上发展，把盖层切断，切断以后冲出地表。在这种情况下，如果它反过来受一种拉张力，于是上面块体就掉下来，再拉伸，块体继续下掉，在下掉的过程中便沉积了新的沉积物。在西部地区、西北地区和西南地区都可能碰到类似的情况。这个例子告诉我们要研究正断层，不仅仅要看该正断层附近的现象，即断面上下错动的情况，还要看它周围的岩层是怎么变形的，以恢复它整个的变形历史，才能很好地理解它。如果这个理解是正确的话，那么在挤压力作用下，产生断裂的首先是一些比较硬的、厚的岩层，它的活动控制了盖层的一些变形。

(六) 小震震中分布与地表构造之间的关系

小震震中分布能很好地反映它和地表的构造之间的关系。华北平原地区最重要的一个地震密集带是唐山、天津、邢台、磁县一带，这整个带被分成了几个段落，被截断的地方都是有比较明显的北西向断裂发育的地方，地表的盆地和正断层的分布也是这种情况，一排铲式断层相间排列，有时

候铲式断层的滑动方向倾向东，有时又倾向西。这种变化说明，呈面状分布的盆地地区有时候出现这种一排一排的分条现象，这一点在华北是很清楚的。盆地发展过程中边界处的铲式断层起了重要作用。

华北地区被北西断裂切割分段的情况很典型。从华北地区的构造纲要图上可以看出，在华北平原底下有北东方向的大型隆起和北东方向的大型盆地。但是这些盆地又都被北西方向的断裂切割成一条一条的。每一条内盆地的发展都是独立的。切割它们的北西方向的断裂是一种横断层，它们倾斜的方向可以不一样，数量可以不一样。为什么要特别强调介绍这种现象呢？因为邢台地震区一共发生了3次比较大的地震，地震就限制在这么一个小小的地堑里，它北边被一个北西向断裂切割了，南边被一个北西向断裂切割了，地震就在这么一个范围之内发生。同样，唐山震区的南北边界都是北西向的断裂，也是被限制在这么一个小的北东向的隆起带形成的局部构造里。所以，我们从表层的盆地的构造，结合地震反映的深层的、地壳中层的构造情况可以建立起一个完整的构造格局，从这个格局里找寻与地震之间的关系。渤海的地震，海城的地震，也是在北东向大断裂的基础上受北西向的断裂切割，在交汇点发生的。所以，要解决华北地区大地震的地点的预报，就要把这样大的格局建立起来，而这个格局就是根据表层构造和深部的地震所反映的中地壳的构造结合起来建立起来的。下边我们以邢台作为例子来专门讨论一下邢台地震发生的过程和局部构造的关系，以说明深部构造和浅部构造的关系。1966年邢台地区发生了一组地震，第一个地震6.8级，3月8日发生在南端，尔后地震向北发展，3月22日发生7.2级地震，3月26日发生6.2级地震。

三次地震排列成一个北东方向的条带，以后许多小震就在这样一个范围内发生，再向北向南均很少。这在当时就引起怀疑，地震怎么就只在这么一个范围里活跃呢？后来研究了一下这个地区的地表构造和深部构造，就慢慢地明白了其中的原委。

邢台地震震中区地表地貌特点和第四纪沉积物的分布有几个很有趣的现象。首先从地表的沉积物和地势的情况划分了一些北东向的一排排的条，后来从水系上也发现，南边的很多很分散的河流、水系都向这儿集中，集中以后汇合到这里。近十条水系都进入这一个点上，说明这个地方是个汇水点，从水系分布格局可以看出，邢台地震区的震中区第四纪是一个很独立的洼地，恰恰跟地质构造情况一样，这是一个深的地堑区。

从邢台地震主震和余震分布图来看（图 2.7），虽然主震的迁移方向是北东方向的，但是它的余震的方向是北西方向的，这是个很有趣的现象。

我们看看地球物理场的背景，重力异常区的边界和前面所述的地表所圈出来的北东向地堑的范围是大体相当的，在地堑的东边缘，和重力梯度带吻合，是地震分布的主要地带。航磁异常成面状分布，好象是在一个立体的目字形格子状构造的情况下，那些交接的点正好提供了基性岩侵入的构造条件，而这个构造格局同时又控制了地震发生的部位。

把地表的构造情况和深部的情况结合在一起可以看出，地震就是发生在这样一个由地表和地下的格局控制的构造环境里，控制它的就是北东向的断裂和北西向的断裂，而区域的北西向的大断裂又控制了 this 整体的分布，使得地震在一个北西向条带里的局部的地堑里面发生。

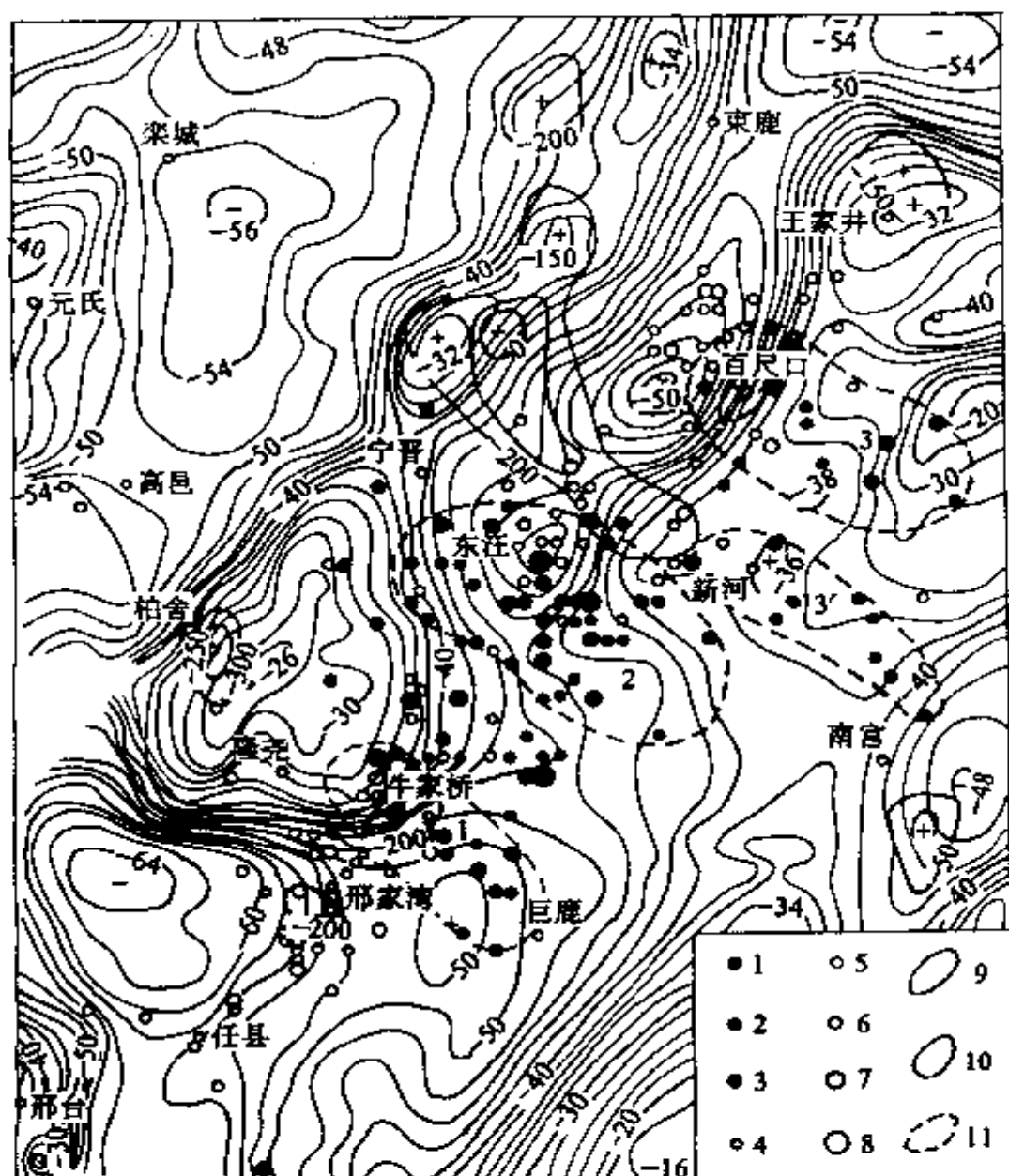


图 2.7 邢台震区重力、地磁和震中分布图

1. (1966.3.6—3.21) 震中; 2. (1966.3.22—3.26) 震中; 3. (1966.3.27—4.6) 震中; 4. (1966.4.7—1968.6) 震中; 5. $M=4.0-4.9$; 6. $M=5.0-5.9$; 7. $M=6.0-6.9$; 8. $M>7.0$; 9. 磁力高区域; 10. 重力等值线 ($\times 10^{-3}$ 米/秒²); 11. 序列中各次强震的余震分布

非常难得的是，在邢台地震发生之前一段时间，恰好在这个地方进行了水准测量。3月6日、3月8日发生6.8级地震之后，马上对这个地区进行水准测量。测量结果发现，震中区明显地下沉，而北边明显地隆起，这个隆起区恰恰就是3月22日的震中区，3月22日地震发生之后这个地区也明显地下沉，等到3月26日地震发生之后，再进行测量，整个区域就是一个沉降区，连在一起就形成一个沉降带。这个沉降带就在地表的地堑附近，这说明地震发生的过程，恰恰是邢台这个地堑进一步发展的动态过程。这样接连取得的水准测量结果，对于我们认识这一问题非常有帮助。

邢台地区主震发生前后4次大约6级地震的时间序列分布是这样的，第一次地震是3月8日发生的6.8级地震；过了14天，3月22日向北迁移了一定距离发生了7.2级地震；又过了4天，3月26日在更往北的地方发生了6.2级地震；又过了3天，3月29日又在南端发生了6级地震。这4次地震的时间排列间隔越来越短的现象类似一个指数函数形式。这一现象很有意思，可以和美国的一个大震区的时间序列做一个简单比较。美国中部发生过一次非常大的地震，8级甚至是8.5级的地震，第1次8级地震发生的时间是1811年12月16日，第二次是1812年1月23日，第3次还是8级地震，是在1812年2月7日，整个时间两个多月。这3次8级地震发生的地点非常靠近，也是在一个北东向的地堑里发生的，3次8级地震的排列方向也是北东方向，从西南向东北迁移，和邢台的情况很相似，3次地震，一个在西南端，一个在中部，一个在北端，整个震中分布的范围是100公里多一点，也是在北东向地堑里发生的，这和邢台很相

象。同时，这3次8级地震从时间间隔也是相对地越来越短。

邢台强震序列呈指数形分布的特征可以从构造上作一个可能的解释。前已述及，邢台地震是在一个北东向的地堑区里发生的，而且是受到北西向局部断裂分割成许多小段，成格子状块体组合。如果南端受到挤压，南端就变成弯曲的顶点而张裂开来，这就是发生第一次地震的地点。这个地点张裂以后马上就在小块体的边界产生了许多北西方向的余震，小的块体相对地扭转，将应力传到了其相邻北侧的小块体上，于是发生了第二次地震。又造成第三个应力集中点，第三个异常地点也类似的再发生地震，于是整个过程就基本结束了。

那么为什么发展时间间隔越来越短呢，因为当弯曲开始的时候，是较宽的一个板子被弯曲。进入到第二个阶段，这个板子已经变得窄一点了，抗弯的能力就小一点，到第三个阶段，弯曲只剩下很窄的条了，再进行破裂可能就更加容易了，所以时间就更短一点。再加上原来区域的应力集中、一次地震之后的积累和影响，时间就越来越快，所以，造成一个指数形的分布。当然，这只是一种构造上的理解，究竟实际情况怎么样？可能还需要更深一步的研究。

美国东部密苏里河中游的新马德里地震区也有类似的特点，该区现代的小震分布也是特别密集地集中在一个北东向的范围内，中间有北西向的断层。历史上的3次8级地震也依次发生，其航磁异常表明的基性侵入体分布和邢台基性岩侵入体的格局非常相象，也是呈目字形排列。说明邢台地震区的构造现象并非孤立，具有一定的普遍性。

四、小 结

上面介绍了活动构造的三个部分，即逆断层与褶皱，正断层、走滑断层。现在主要从研究方法上进行一下小结。总体上说，进行活断层研究主要有以下几方面的工作：

1. 室内工作

我们强调活断层的研究首先要做好室内的工作，室内的
工作包括读地质图、读地形图、读航空照片和卫星照片，这些成果都可以帮助我们找寻活动构造要研究的地区、可能出现的活动构造的地点和现象，这是大量的区域地质工作形成的基础。前人的工作为我们奠定了丰厚的基础，我们要在这些基础上进行工作，充分利用这些有利的条件。另外，有些现象是在地面上所无法观察到的。因此，要充分利用各个角度、各个尺度的影象信息。比如说有些活动构造，其尺度很大，在一个局部地段我们不见得认识得到，要从卫星照片上来看。有些仅仅靠卫星影象还不行，还要配合地质图、地形图等等。有了大量工作基础的同时，还需要充分地占有资料，这样就可以收到事半功倍的效果。

2. 野外工作

前面我们用较多的时间介绍了活动构造的野外工作方法，比如正断层，应如何在大山和平原的交界地带多做工作，因为活动构造往往都在这个边界带上。判断正断层和逆断层的基本方法首先是利用地貌进行观察和分析，同时在一些判断不清楚的地方还要进行探槽工作的配合，这是我们在野外工作中特别强调的一些内容。

3. 年代确定

在室内外研究的基础上，要对活动构造的年代进行判

断。我们介绍了相对地质年代及绝对地质年代怎么确定，同位素年代测定所需样品如何选取、在什么部位取样等等。怎样判断活动构造的年代，这是做工程稳定性评价的非常关键的基础性分析。

4. 实验工作及理论分析等

为了判断活动构造的各种情况，我们配合了许多室内的实验结果及理论分析，同时我们还注意到了浅层构造和深层构造的关系，怎样利用地球物理资料帮助我们判断浅层构造、中间活动构造、中地壳的活动构造，地震所显示的活动构造作为中介，把深部的和浅部的联系起来。有了这样的背景，再来理解表层的活动构造就更加深刻、更加全面了。为什么配合这样一些实验工作呢？因为实验工作可以帮助我们判断一个活动构造形成的过程。我们在野外看到的都是一个静态的结果，如何去理解它、找寻它关键的位置等，都需要从其成因角度来考虑。另外，虽然活动构造强调的是研究全新世以来的活动构造，但必须对历史过程所形成的老的构造基础有充分的了解；因此，要联系到第三纪地层的构造，甚至联系到中生代的构造，乃至更早时期的构造；特别是在研究区域性构造的时候，更应该如此。研究具体的单体构造的时候，还要联系到历史的背景。

以上介绍了活动断层的基本内容、研究的基本方法和应强调的基本观点，在今后有关活动构造研究工作中应不断深入地去理解它和发展它。

第三部分 活动构造的年代测定

在人类社会，在自然界，在整个地球，在浩瀚的宇宙，时间无处不在。它是物质运动的顺序性和持续性，是物质运动过程的顺序更替和前后联系的表现。

如何确定过去亿万年地质事件发生的年代，尤其是第四纪以来各种地质事件发生、延续、消亡的时间要素，成了当今地球科学家的重要论题之一。

第四纪是地质历史上最新、与人类发展最为密切的阶段。尽管只有 200 万年左右的历史，却发生了一系列沧海桑田的地质事件：气候的冷暖变化、冰川的伸缩、动植物群落的迁徙和演化等等。

由于时间的不可逆性，在推断这些地质事件时，人们不得不采用将今论古和利用特殊物质的时间记忆来识别地质事件发生的时间顺序。

目前，已应用和正在探索中的年轻地质体的测年法主要有两大类 20 多种方法。

一类是：可以给出明确时间信息的放射性同位素测年法。

经典方法：指从理论到实验技术都已成熟，并在地质年代学研究中得到了广泛的应用的方法。主要包括 ^{14}C （碳 14）法、K-Ar（钾—氩）法、Rb-Sr（铷—锶）法等。

铀系法：是利用 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 三个放射性系列不平衡的中间产物的累积和衰变原理来计时的方法。

宇宙成因沉降核类：这是一系列宇宙射线及核爆炸成因

的短半衰期的放射性核类，主要有： ^3H (氚)、 ^{10}Be 、 ^{26}Al 、 ^{36}Cl 等类型。

与核辐射效应有关的方法：是指利用放射性衰变和裂变而引起的不同物理现象来进行测年的方法，主要包括裂变径迹法、热释光法和电子自旋共振法。

另一类是：只给出被测地质体时间顺序的相对测年法。

它主要包括：氨基酸外消旋法、孢粉分析法、磁性地层学法、地衣生长法、戈壁漆测年法、树木年轮法和石英碎砾风化刻蚀形貌法，等等。

这里我们将向大家介绍： ^{14}C 测年法、K-Ar测年法、铀系测年法、裂变径迹测年法、热释光测年法、 ^3H 测年法、孢粉分析法的基本原理、采样要求、实验流程和应用。

一、 ^{14}C 测年法

^{14}C 测年法是利用样品中 ^{14}C 的衰变期作为时间尺度来测定含碳物质年龄的方法。在自然界中，碳的同位素有：

^{12}C 、 ^{13}C 和 ^{14}C 。 ^{12}C 和 ^{13}C 是稳定同位素，是自然界碳的主要组成部分。 ^{14}C 为放射性同位素。

在自然界中，含碳物质一方面不断获取新生的 ^{14}C ，另一方面，含碳物质本身的 ^{14}C 按衰变规律不断减少，补充和衰变的结果使 ^{14}C 的浓度保持动态平衡。一旦含碳物质停止与外界的交流，则该物质中的 ^{14}C 就会按放射性衰变规律减少。因此，根据剩余与原有 ^{14}C 的放射性作比较，即可得出含碳物质停止交换时的年龄。

这一方法的测年范围为数百年到5万年左右。

^{14}C 测年法已大量应用于地质、地理、海洋、考古、工程建设等方面。大凡与自然界二氧化碳进行交换循环的含

碳物质，均可用于 ^{14}C 年龄测定。木头、木炭、泥炭、土壤、珊瑚、贝壳等等都是实验室经常测定的对象。

样品的采集量应不少于要求量，但在某些特殊情况下不应少于最小量。

表 3.1 ^{14}C 测年的样品采集量

样品种类	最小量(克)	要求量(克)	颜色及特征
木头树根	5	25—30	浅黄—棕黑色
木炭	2	10—20	黑色炭块 / 炭粒
	5—10	5—200	棕色含炭砂质粘土
珊瑚贝壳	20	100	未风化坚硬贝壳
	30	150—200	风化的贝壳
泥炭炭泥	50	500	深棕色 / 黑色
	100	1000	浅灰—棕色
炭泥泥炭		100—500	土层中的钙结核
		2000—5000	测有机组分
骨头	500	800—1500	测定骨头中的骨胶组分

在野外，面对露头剖面，应该寻找那些具有代表性的剖面系统采样。样品采集只需按照自己的研究目的，有意识地选择相应的代表样品。例如研究第四纪，应选择那些能反映晚更新世以来所发生的地质事件或古气候、古环境变化的剖面 and 样品。条件允许时应采集适合其他测年法的样品，以便对比。

记录样品的名称、采地、层位、埋藏深度及取样时间。采集的样品应用塑料袋、瓶、盒等包装，禁止使用纸袋、棉纱、草绳等物品。

野外采集的样品一般都不同程度地经受了风化、淋漓作用，因此样品进入实验室后，首先应对样品进行物理和化学预处理。随后可进行二氧化碳、碳酸铵、碳酸铈的化学制备。

碳酸铈与镁粉按比例混合，倒入反应管，真空加高温使之产生碳化铈。碳化铈经水解、纯化、合成，形成苯液。将加有闪烁剂的样品放入液闪仪，进行放射性计数测量。测量结果输入计算机，即可得到样品的年龄。

目前， ^{14}C 测年法的应用范围有：第四纪地层划分、冰川冻土、古地震、工程地质、考古及古人类、黄土等方面。

在洛杉矶东北部的帕莱蒂溪，沿圣安德烈斯断层测定的大约 50 个样品的年龄，确定了 1857 年前 1700 年间 11 次断层作用，并确定了大约 145 年的平均重复间隔。

日本房总半岛南部，用 ^{14}C 测年法确定了过去 7000 年间海陆的四次阶梯式抬升。

近年来，小样品低本底测量技术的发展以及加速器质谱法的应用为碳-14 法的研究和应用开辟了一个崭新的领域。

二、铀系测年法

在年轻地质体中，普遍存在铀系、钍系和釷系放射性衰变同位素。铀、钍、釷系的母体在最终形成稳定同位素铅前，经历了不同的路径、形成不同子体的 α 、 β 衰变。

铀系测年的方法种类繁多。钋法、镭法、镭钋法、

^{210}Al 法、不平衡铀法等。这里只向大家介绍不平衡铀法。

在天然放射性系列 $\text{U} \longrightarrow \text{Pb}$ 中，当母体与子体达到平衡时，有：

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \cdots = \lambda_i N_i$$

当样品所处的地球化学环境改变时，平衡链被破坏，造成子体的相对亏损或相对过剩，即铀系的不平衡。

^{230}Th 和 ^{234}U 是衰变链中的两个子体，假定封闭系统中钍-230 全部由样品内的 ^{238}U 和 ^{234}U 衰变而成，那么 ^{230}Th 与 ^{234}U 比值可由公式给出。根据所测到的 ^{230}Th 与 ^{234}U 、 ^{234}U 与 ^{238}U 的比值，即可得到样品的年龄。

这一方法的测年范围为 4 千年到 40 万年左右，是铀系中最常用的方法之一。

适合于铀系不平衡测年法的样品主要有：珊瑚、钟乳石、钙板、方解石脉、钙质结核、年轻火山岩等。

野外采集的样品要求新鲜，具有地质意义。尽可能少受或不受后期水的作用、碳酸盐岩的重结晶作用，以避免铀的代入代出。对具有地质层序的样品应分层采样。对不同时段的钙结核样品应分别取样。样品采集后应详细记录样品的采集地点、层位、岩性等要素。

样品进入实验室后，经清洗、挑选、研磨后，加入盐酸。平衡后加入氯化铁及氨水，使溶液产生铀、钍、氢氧化铁共沉淀。随后进行样品的铀、钍分离。将样品源放入探测器进行 α 谱强度测量。测量结果输入计算机，即可得出样品年龄。

铀系法最初成功应用于海相沉积物的年龄测定。60 年

代初期，铀系测年开始从海洋走向陆地。大量的研究对象是大陆沉积物。

近 10 年来，铀系法取得重大突破，运用等时线法和两组份模式解决了某些不纯碳酸盐、年轻火山岩样品的测年问题。

美国爱达荷州中部的阿尔果断层崖，断裂产生的大约 19 米的垂直错面上有 1 厘米厚的碳酸盐层。这层碳酸盐可分成内、中、外三层，根据碳酸岩和残屑残余部分的分析得出：

外层： 1.73 ± 0.6 万年；

中层： 6.72 ± 0.91 万年；

内层： 13.18 ± 3.0 万年；

结论与地层分析相一致。

三、K-Ar 测年法

K-Ar 测年法是本世纪 40 年代建立起来的。目前，常采用的 K-Ar 法有同位素稀释法和快中子法。由于快中子法能给出矿物受地质作用的时间和温度信息，因此倍受人们的重视。

在自然界中，钾有三种同位素： ^{39}K ， ^{40}K ， ^{41}K 。其中， ^{39}K 、 ^{41}K 为稳定同位素， ^{40}K 是放射性同位素。Ar 的同位素有： ^{36}Ar ； ^{38}Ar ； ^{40}Ar 。

^{40}K 具有双衰变性质。一方面 89.52 % 的 ^{40}K 经 β^- 衰变变成 ^{40}Ca 。另一方面 10.32 % 的 ^{40}K 经 K 层电子捕获而成激发态的 ^{40}Ar ，随即放出 γ 光子转成基态的 ^{40}Ar 。

岩石矿物一经自成封闭体系，母体放射性同位素 ^{40}K 与子体同位素 ^{40}Ar 之间的衰变关系立即建立。新形成的 ^{40}Ar

占据了晶格中母体同位素 ^{40}K 的位置，使子体 ^{40}Ar 在岩石矿物中得以很好地保存下来。因此，通过分析岩石矿物中 ^{40}K 和放射成因 ^{40}Ar 的含量，按公式就可计算出岩石矿物的年龄。

它可测定：数 10 万年到数 10 亿年的样品。

K-Ar 法测定的对象主要是那些能牢固保存衰变子体 ^{40}Ar 的含钾样品，如云母、角闪石、长石、海绿石等。

Ar 是一种惰性气体，很容易受热事件的影响而逸出，因此采集样品时应选取具有地质意义、没有经受后期蚀变作用的新鲜样品。详细记录样品的采集地点、层位、时间等要素。

要求云母中不含放射性元素的副矿物，无放射晕、绿泥石化等现象。角闪石没有蚀变、长石没有高岭土化、绢云母化等现象。

可以通过肉眼观察或进一步通过偏光镜区别新鲜和风化火成岩样品。

根据测量对象及时代的不同，K-Ar 测年样品的采集量应相应增加或减少。

表 3.2 K-Ar 法样品的采集量

年龄(百万年)	K 含量(百分比)	样品用量(克)
5—70	0.5—2	0.5—1
1—5	0.5—2	1—3
0.4—1	0.5—2	3—5
0.05—0.4	0.5—2	5—10

在实验室，对样品进行物理处理后，用火焰光度计或原子吸收法测量钾的含量，用质谱仪测量 Ar 的含量。把所测的钾、Ar 含量输入计算机，即可算出样品的年龄。

K-Ar 法可应用于地层、构造运动、火山活动、工程地质等方面。

雷琼地区火山岩的 K-Ar 年龄表明该地区岩浆活动大体可分为三期：

第一期在上新世：3.8—5.6 百万年；

第二期在早更新世：0.8—2.0 百万年；

第三期在中更新世：0.7—0.01 百万年。

夏威夷火山岛链的研究是 K-Ar 法研究板块运动的一个成功例子。该岛链由 107 个可以识别的火山组成，是太平洋中最新最长的线性火山岛链。K-Ar 及其他年龄测定证明：夏威夷火山岛链由西北向东南逐渐年轻，与地质地貌研究结果相一致。根据 K-Ar 年龄数据、及采集点与基拉威厄火山的距离可计算出火山活动的移动速度与板块运动的速度相符合。

四、裂变径迹法

裂变径迹法是利用矿物或其他固体绝缘材料所记录的²³⁸U 自发裂变径迹来测定年龄的方法。

自然界中的铀主要由²³⁸U 和²³⁵U 组成，丰度分别为 99.3% 和 0.7%，它们除 α 和 β 衰变外，还发生自发裂变。天然矿物中自发裂变径迹主要由²³⁸U 造成。

当²³⁸U 发生自发裂变时，产生的裸核射入周围物质的晶体，并从沿途的原子中夺取电子形成电离区。强烈的库仑斥力向四周挤压晶格，逐渐形成了稳定的辐射损伤区，这就

是径迹。

自发裂变产生的径迹称自发径迹，辐射裂变产生的径迹称为诱发径迹。

含铀矿物颗粒中，单位面积内的自发裂变径迹数目与样品年龄和含 ^{238}U 的含量成正比。因此，只要知道铀的含量， ^{238}U 的自发裂变速率，自发裂变径迹密度，就可以计算出样品的年龄。

以总体法磷灰石样品为例：取大致相等的二份磷灰石样品分别编号，将标有诱发径迹的样品加热退火，然后送原子能反应堆辐照。把辐照后的样品和用于统计自发径迹的样品磨制成光薄片，随后同时进行化学蚀刻。

在显微镜下统计自发径迹和诱发径迹的密度。

可供裂变径迹法测年的样品有：磷灰石、锆石、云母、辉石、橄榄石、石英、石榴石、绿帘石等天然矿物。

对于沉积岩、变质岩、火山岩要选取代表岩石形成时间的自生矿物、变质矿物、结晶矿物。

在野外采样时，要求所采集的样品含有较多的含铀矿物，并充分结晶。记录样品的采集地点、层位等要素。样品要求新鲜，采样时应尽量避开风化层、节理等地方。

裂变径迹法测年范围为：数百年到 10 亿年左右。

样品采集按照不同的研究目的有不同的采样方式。如活断层年龄测定：一般选取一条或几条横跨断层的剖面系统采样。地壳隆起速度测定：一般按不同标高系统采样或在同一岩体内选取不同的矿物对。沉积盆地的古地温测定：一般根据现今地温梯度沿钻孔岩心系统采样。

加州某一玄武岩侵入体的裂变径迹年龄测定结果表明：在接触带数米以内，花岗岩中磷灰石和榍石的年龄与玄武岩

侵入体的年龄相一致，而在距离玄武岩 1 公里之外，两种矿物的年龄与外围花岗岩的年龄相一致，但在此间距内，样品年龄各不相同。

对阿尔卑斯山磷灰石裂变径迹年龄测定表明：年龄随着海拔高度的增加而增加，并根据年龄与样品位置作图，可得出不同时代、不同地区的隆起速度。

五、热释光

在自然界的岩石土壤中，都含有微量的放射性元素铀、钍和钾它们在衰变过程中释放 α 、 β 、 γ 射线，可使结晶固体电离，产生游离电子。这些电子在晶格中转移和扩散，停留在导带附近的 H 能态或称陷井。电子进入陷井就相对稳定地保留在晶格中。与它对应的空穴经过扩散，停留在价带附近的 A 能态。它们都比原来的能级为高，这就是热释光的贮能过程。贮能电子一旦经热刺激就被激发，逸出陷井，重新与空穴结合，并释放光子，这就是热释光。

在一定的时距内，放射性元素铀、钍、钾每年提供给晶体的核辐射总剂量是一个定量，因此，释放的光子数，即热释光强度与贮能电子累积的时间成正比。

因此只要测出晶体的热释光强度与每年接受的辐射总剂量，就能算出样品的年龄。

热释光法的测年范围为数百年到 100 万年左右。

适用于热释光年代测定的样品有：陶片砖瓦、黄土、断层物质、方解石脉、火山熔岩烘烤层等。

在野外采集热释光样品时，要选取适用于该方法测年的物质对象。采集时应尽量避光，在剖面上必须刮取 20—50 厘米的长期可见光部分。用取样盒采样，无取样盒时成块取

样，并尽快装入塑料袋密封，用黑色或其他不透光材料包好。详细记录样品的地点、层位、岩性、埋藏深度、采样间距、标高等要素。

在采集考古样品，如砖瓦、陶片或方解石脉时，必须一起采集样品周围的物质。

采集火山烘烤层，最好从内到外分层采集。

不同类型的样品，采集量有不同的要求(表 3.3)。

表 3.3 裂变径迹法样品采集量

样品类型	重量(克)
砖 / 陶片等	100
溶洞方解石	250
方解石脉	250
黄土烘烤层等	300

样品送到实验室后，在暗室中进行物理处理。然后粉碎、过筛、浮选、烘干。用放射性化学分析法、中子活化分析、 γ 谱仪法、火焰光度计和 α 计数法测定原样品的铀、钍、钾的含量，用原标本烘干测定样品的含水率。测得的数据代入年代公式，即可得出样品的年龄。

热释光的应用范围相当广泛。为了比较确切地取得沂沭断裂带最后一次强烈活动的时间信息，采集了四个地区六个断层泥样品进行了热释光年代测定。结果表明：郯庐断裂带进入第四纪以来，可能发生过多次断裂活动，但最后一次强烈活动可能发生在晚更新世中期，即 4—5 万年左右。

利用黄土中的石英，对洛川、榆林等地典型黄土的形成年代作系统的热释光测定，结果与地层分析基本一致，最早形成的马兰黄土距今 12 万年左右。

据著名的陕西洛川黄土剖面所测年龄表明，西北地区的马兰黄土形成于 10—12 万年，离石黄土形成于 15—88 万年；午城黄土形成于 104 万年左右。

六、 ^3H 测年法

在自然界中，氢的同位素有 ^1H (氕)、 ^2H (氘)、 ^3H (氚)。 ^1H 、 ^2H 是稳定同位素， ^3H 是放射性同位素，半衰期为 12.43 年。

^3H 含量的多少，反映着环境放射性的强弱。因而对环境 ^3H 浓度监测，可起到警告环境辐射危害人类健康的作用。

在工程地质中， ^3H 可作为寻找渗漏通道、破碎带，确立断裂和裂隙导水性的示踪剂。如贵州乌江渡水库利用灌浆廊道的 6 个钻孔内的深层水样测 ^3H ，发现了深部岩溶的渗漏问题。

利用 ^3H 可以计算 50 年以内地下水的年龄，研究地下水的补给、排泄、成因、逆流条件，确立地表水与地下水之间的水动力联系等等。

采集的水样必须代表取水层的实际情况。采样容器应用玻璃瓶或聚乙烯瓶。取样时，应用样品水洗涮样品瓶 3—4 次，随后充满密封。

在较深的蓄水系统中，地表水和深层水应分别吸取。溪水和河流应取主流和离主汇水较远的下游水。泉水应尽可能

靠近主泉取样。样品水送到实验室后，蒸馏、提纯、称样，即可投入液闪仪测量。

七、孢粉分析

孢粉分析是孢粉学的一部分。由于它在理论和实践中的重要性，目前已在地震地质、地理环境等领域中得到广泛的应用。

在自然界中，孢子和花粉在孢子囊和花粉中成熟之后，经风、水和动物等动力作用下飞离植物母体，大部分散落在土壤中。孢粉分析的研究对象正是这些石化了的孢子和花粉。

在自然界中，植物的生长因地质年代、自然地理、气候条件等因素的不同而有明显的差异，从而产生了不同地质年代、自然地理、气候等条件下的孢粉组合，这就是孢粉分析的基本条件。

当然，孢粉自身的特点：产量大、体积小、重量轻、质地坚、形态繁杂也是孢粉分析的一个重要条件。

采集孢粉样品应选择有代表性的、地层出露完好、层序齐全、构造简单的剖面采样。样品采集后及时用布袋或塑料袋包装好，并记录下采集地点、岩性、层位、日期等要素。

表 3.4 采样量

样品类型	采样量(克)
泥炭	5—10
淤泥、粘土、亚粘土、亚砂土等	约 300
粉砂、细砂、中砂、粗砂、砂砾石	300—500

原则上每个岩性层都必须采样，一般来说，岩层厚度大，采样间距相应就大；岩层厚度小，采样间距相应就小(表 3.5)。

表 3.5 采样间距

岩层厚度(米)	30—50	10—30	5—10	小于 5
取样间距(米)	2.0—3.0	1.0—2.0	0.5—1.0	0.25—0.5

富含孢粉的岩层，象黑色、灰黑色、暗灰色的岩层采样应加密，而含孢粉稀少的岩层，象红色、砖红色的沉积层及粗砂层、砾石层可放宽采样密度或不采。

沉积物机械颗粒细的层位取样应加密，而机械颗粒粗的层位采样可减少或不采。

在岩层接触带或沉积韵律发生变化的部位应认真采样，不要遗漏。

当然，样品采集时，还应注意保持样品的新鲜、纯净。不要在风化层、节理发育、崩塌等地段采样。

在实验室，用酸、碱清除样品中的无机碳酸盐类及腐殖酸，随后往烘干的样品中加入重液，离心浮选，把含孢粉的重液倒入烧杯，加水稀释，沉淀、去水，加入甘油，取少许制成活动载片，即可在显微镜下进行孢粉的观察、鉴别和统计。

新疆罗布泊井4 岩性自上而下共 14 层，多为灰白色或灰色的亚粘土、亚砂土、粉细砂。

根据统计的孢粉种类和数量，对比区域孢粉组合，拟将 0—4.1 米划为全新世，4.1—8 米以下划为晚更新世。结果

与 ^{14}C 年龄测定一致。

新疆富蕴干沟断层剖面 12 个样点的孢粉统计结果表明：在相同的岩性层中，所含的藜、蒿、麻黄等灌木及草本植物花粉的数量很接近，可进行对比。证明该剖面沉积物的地质时代属于全新世。因此穿过此剖面的断层其形成时代不会早于全新世。

以上我们简单介绍了几种基本测年方法，随着现代科学技术的迅速发展，原有的测年方法日臻完善，新的测年方法不断出现，必将为工农业建设及地学、考古学等学科的发展提供更可靠更精确的年代背景资料。

第四部分 区域活动构造

中国地形总体上可分为三个大台阶，西部青藏高原平均海拔高度在 5000 米，中部和西北的一部分平均 2000 米，东部平原地区平均 100—50 米，这种现象不仅反映我国地势的变化，同时也和我国深部的构造活动情况有很大关系。

研究活动构造很重要的一部分就是从研究山川的分布格局和变化入手，以得到大区域的整体概念。根据卫星照片和地形图综合编制的中国山川地势图较清晰地反映了比较大的山脉和河流的延伸情况，这对我们了解大区域的构造格局和分布很有帮助，比如，西藏地区从地势图上笼统说是个高原，但实际上在高原内部有局部的构造细节：象昆仑山山脉，很清楚地表现出东西向延伸的一个大山脉；喜马拉雅山脉弧形延展很清楚；此外，祁连山山脉、阿尔金山脉和天山山脉等可以看成是一个东西向的大山脉，这些山脉内部是由很多斜列的山岭峰线组成。在中国东、西部分界处横断山脉地区，发育了许多切割很深的河流，如怒江、澜沧江和金沙江等。所以，这样的地势图不仅仅是表示地势的高程，而且较细致地表示了山川总的分布。因为很多的构造边缘都和山脉、河流的分布有紧密的关系，由此可以得到中国活动构造的宏观构造格局。从西部到东部，中国的地势是十分复杂的，表明了中国活动构造的复杂性。

一、新构造特征

图 4.1 是中国新构造分区及其活动断裂分布图，从中可

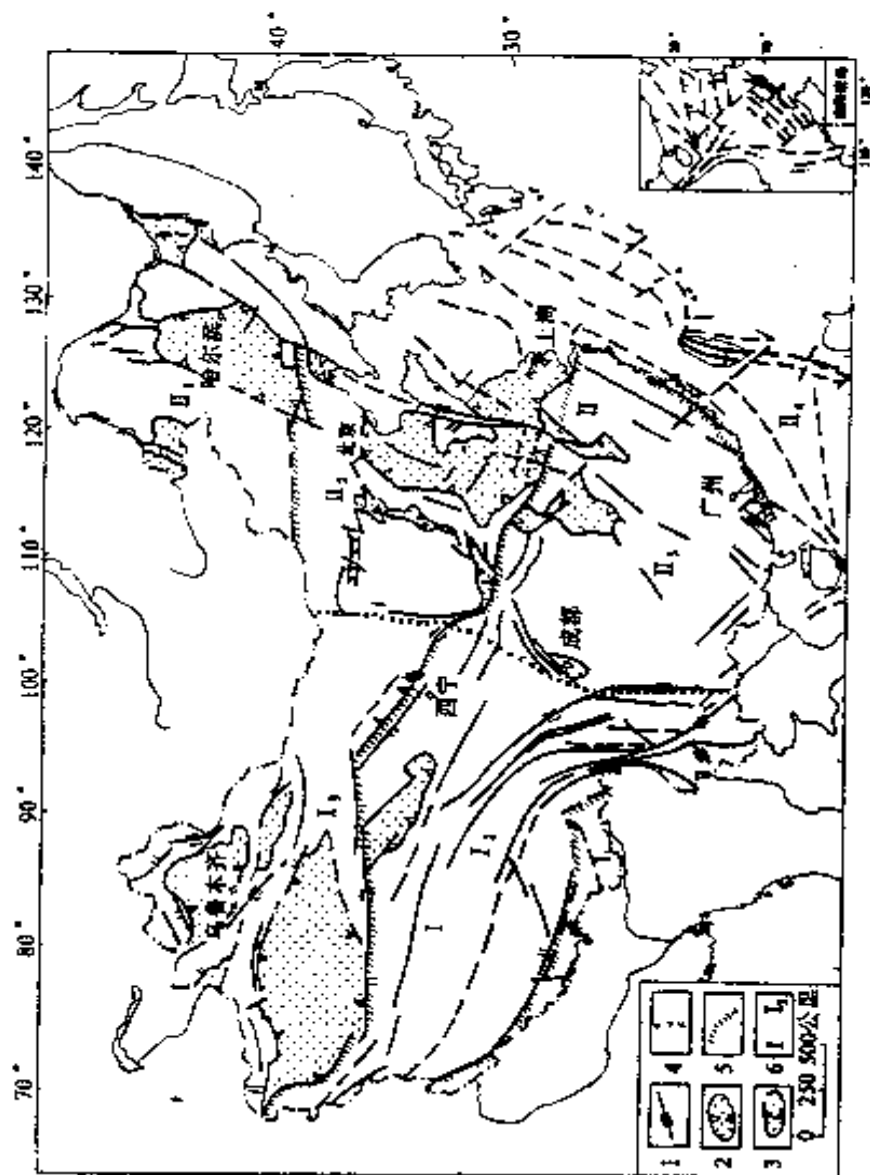


图 4.1 中国新构造分区及主要活动断裂分布图

1. 断裂及走滑方向; 2. 挤压型盆地; 3. 挤压型盆地; 4. 一级新构造单元界线; 5. 二级新构造单元界线; 6. 构造单元代号 I. 印度、欧亚
 板块碰撞带构造域; I₁, 喜马拉雅强烈断块隆起区, I₂, 藏北高原面状隆起区, I₃, 自新大别度隆起区, II. 接太平洋弧后裂
 陷构造域; II₁, 东北裂陷, 隆起构造区, II₂, 华北裂陷断隆区, II₃, 华南隆起区, II₄, 东南沿海和南海海域隆陷区

以看出，中国新构造的样式是丰富多彩的，发育有许多大规模的盆地和断裂，前者有压性的和张性的，后者又分正断层、逆断层和走滑断层。而且，这些现象在中国大陆并不均匀分布，具有一定的分区特点。新构造期(或 6500 万年)以来，以图中东西部中间的一级分区线为界，西部总体是上升的，上升的速度以喜马拉雅山区最高，依次向北越来越低。但是在整个上升的背景下，有强烈的几个下沉区，即几个大的盆地，包括塔里木盆地、准噶尔盆地和吐鲁番盆地。在青藏高原内部柴达木地区也是相对下沉的。中国东半部有几个大的盆地，如松辽盆地、华北盆地和两湖盆地。除此之外，在鄂尔多斯周边还有一条窄的下沉盆地带。所以，6500 万年以来，中国西半部总的是隆升，东半部总体也是一个相对上升区，但是有几个由下沉盆地构成的强烈下沉带，这就是新构造时期中国大陆地区地壳升降变化总的格局。

中国现代地壳垂直形变速率图(图 4.2)是根据 1949 年以来 40 多年三次全国大面积的垂直形变测量资料换算出来的。从图中可以看出，我国大陆地区现代的垂直形变图案是很复杂的。青藏地区形变速率最大的是藏南地区，其次是藏西北地区，而藏东北地区并不是上升的，而是在下沉。在青藏高原北部，过了昆仑山到柴达木地区也是下沉的，这说明整个青藏高原在垂直形变上有差异。再如，沿着黄河流域一直到连云港这一带沿着东西方向下沉速率比较大，这在地形上并不是很突出。相反，沿着长江地带，现在却是一个上升地带。再比如辽东半岛，它是一个很强烈的上升地区；而华北的东半部，渤海、天津、河北的东北部一带是强烈的下沉区，正好是渤海的边缘。所以地势只能给我们一个总的轮廓，而各个地区垂直形变的情况还是很复杂的，有各个地

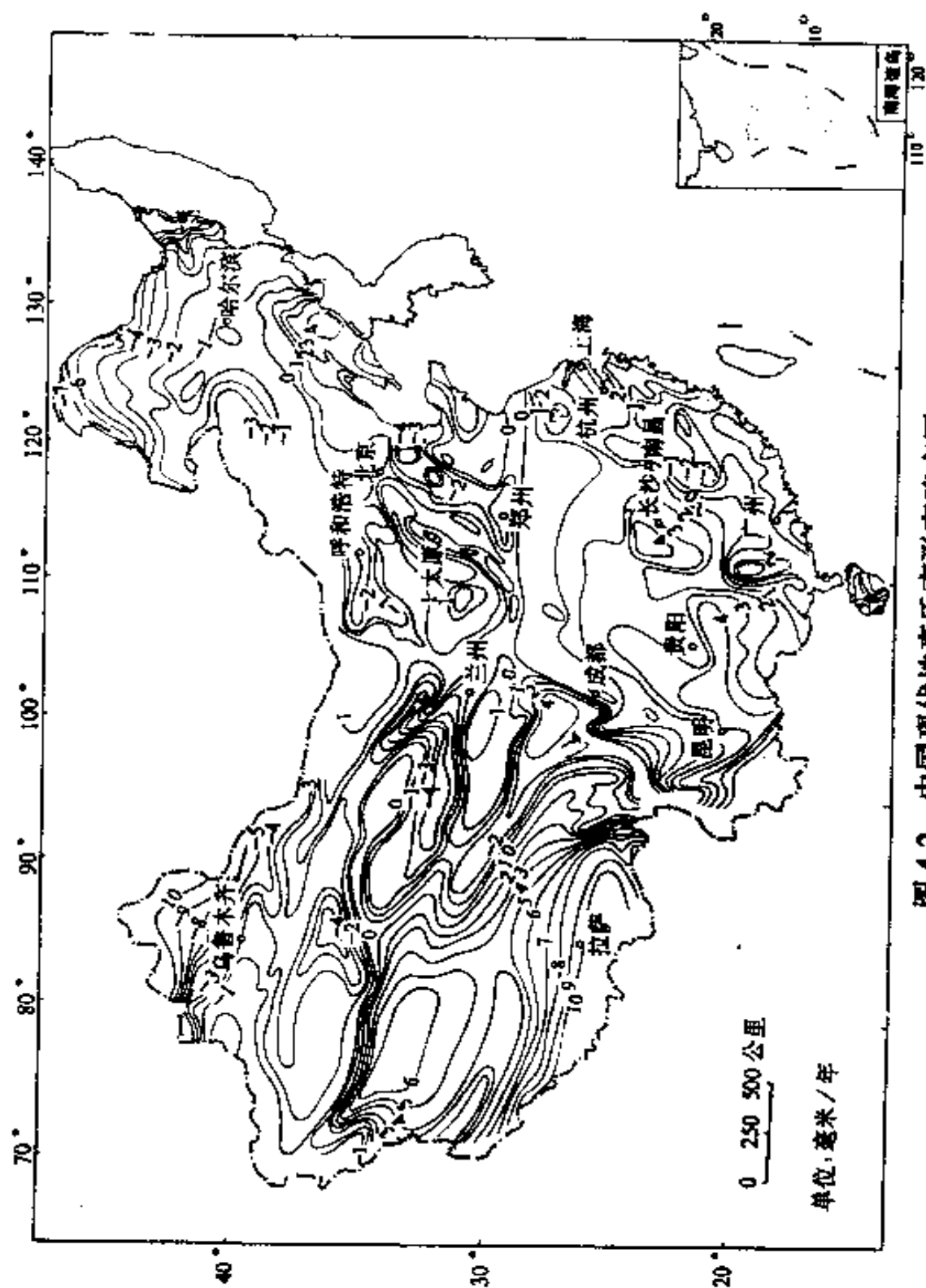


图 4.2 中国现代地壳垂直形变速率图

区的特点，需要分区作详细研究。

二、活动断裂特征

中国活动断裂十分发育，东部地区以张性或张扭性占优势，如山西地堑构造带、华北平原半地堑区等，但局部或某一时期曾有性质的转变，如郯庐断裂，第三纪以来与以前相反，呈右旋运动，第四纪也有明显的挤压特征，南黄海和东海有少数逆冲断层发育；西部地区在青藏高原周边发育了一系列典型的走滑断层，青藏高原以北的新疆一带发育了典型的逆冲断层和活褶皱。

从断裂活动强度和活动幅度来看，西部地区远大于东部地区，现在一般把活动速率分为三级，即一级为大于 10 毫米/年，二级为 10—1 毫米/年之间，三级为小于 1 毫米/年。一级活动断裂主要分布在青藏高原周边的走滑断层地区，如阿尔金断裂、鲜水河断裂、玉树断裂等；二级活动断裂主要分布在鄂尔多斯周缘断陷带和西南地区，在西部地区很多断裂的活动速率也在这一范围内，如河套构造带、山西地堑、海原断裂、红河断裂等；三级活动断裂主要分布在华北地区。

三、地震分布特征

我国现代强震震中分布有很强的分区性，首先我国台湾是强震最活跃的地区，周围的岛弧地区强震也是很活动的。青藏高原是我国大陆强震活动最强烈的地区。天山地区、华北地区、东南沿海、黄河、长江下游以及东北地区等，不同地区的地震活动都有它们自己的特点。东北珲春一带是我国深源地震分布的一个区，在这里，深源地震的震源可以深达

600 公里。另外在台湾和新疆的喀什地区有 200 公里深的中源地震分布，其他地区地震一般是发生在地壳的中部。

图 4.3 是中国大陆地壳厚度图。中国西部整个地壳厚度平均在 60 公里左右，最厚的是青藏高原东部，可达 70 多公里；东部地区地壳厚度在 35 公里左右，东西部地壳的厚度相差一倍；最薄的地区在南海，为十几公里。从东经 100° 左右到 90° 这个范围正好是地壳迅速变化的地带，是东部和西部地壳厚度变化的一个过渡带。地震基本上都是分布在地壳的中部，即中地壳，特别是大的地震，一般只在 10—20 公里之间，7 级的、8 级的地震多半都是发生在这个深度范围内。想从地震的活动来研究地壳的上半部和中部的构造活动情况，就要仔细地研究地震本身的活动特点和它的构造表现，以便了解中地壳的构造活动。

上面介绍了震源深度分布的总的情况，我国地震平面的分布的特点又如何呢。东经 100° 到 90° 之间是地震很密集的地带，也是地壳厚度变化最大的一个地带。震中的密集分布，比如说，沿鲜水河分布的一条地震密集线，和地表的鲜水河断裂方位基本是一致的，同样在祁连山地区，地震线是沿着北西方向密集展布的，和祁连山的构造方向基本上是一致的；所以说地壳中部和上部的构造是有紧密地联系的。同样在华北北部、南部，整个华北，我们也可以看到很多地震的密集线，这些密集线帮助我们了解这个地区中上地壳的内部构造表现。我们了解了表层的构造，再了解中层的构造，就可研究它们之间的相互关系了。

四、深部构造特征

前面介绍了中上地壳的构造表现是利用地震来认识

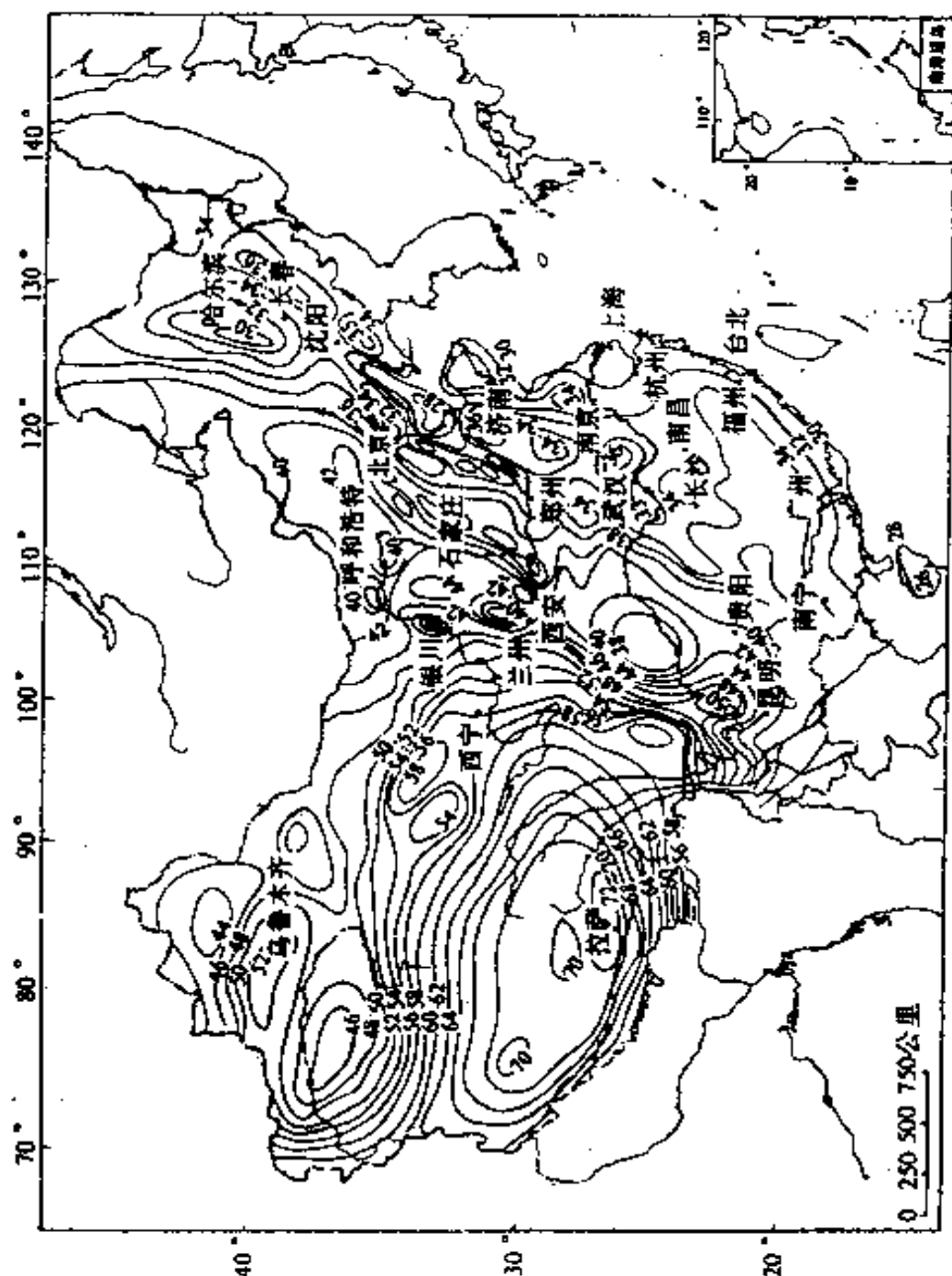


图 4.3 中国大陆地壳厚度图 (据中国及邻近海域岩石圈动力学图, 1986)

注: 地壳厚度等值线单位为公里

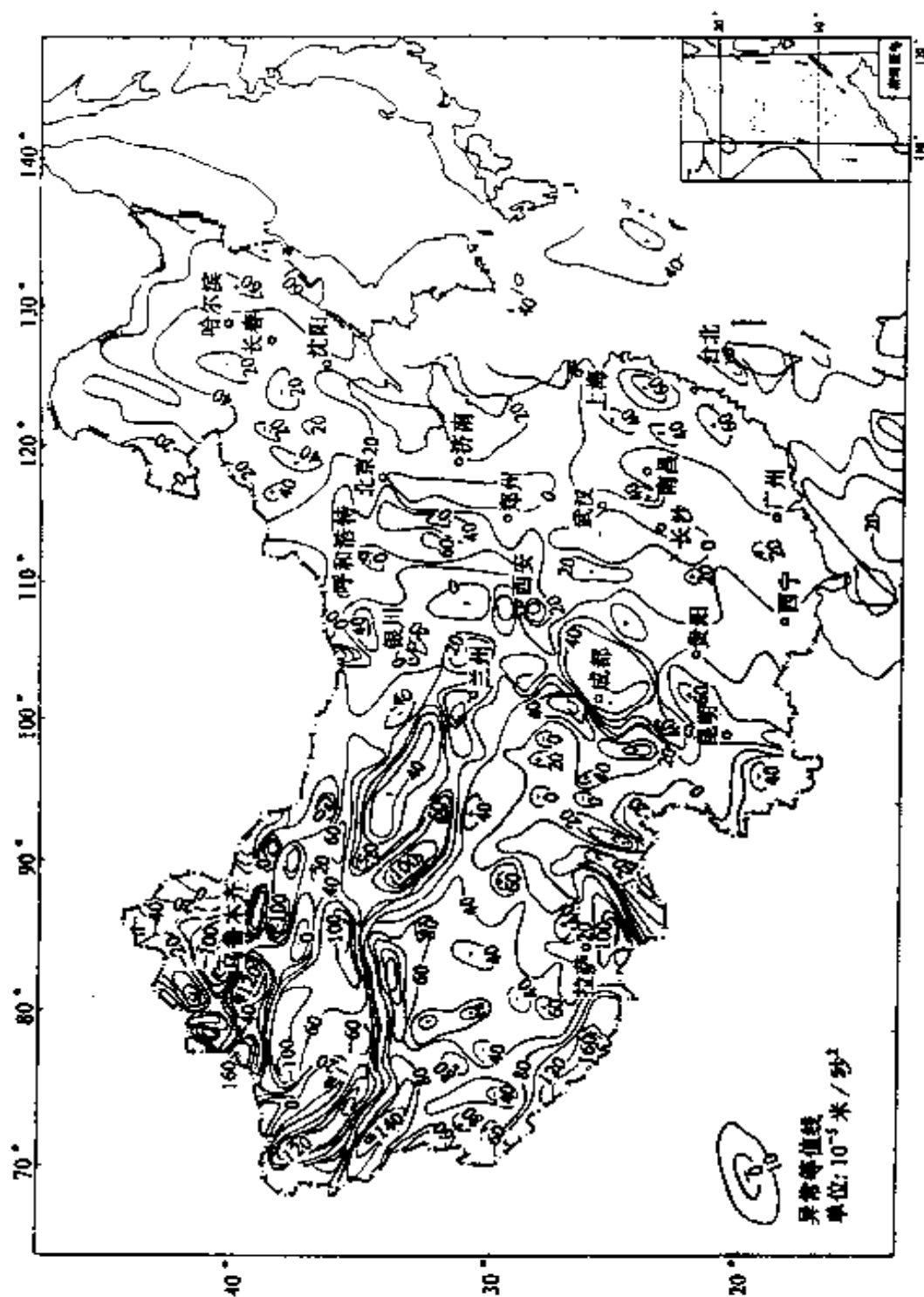


图 4.4 中国 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 自由空气重力异常图

(殷秀华、史志宏、刘占波和张玉梅编)

的，下面利用重力等资料来分析一下更深层的情况，不同的自由空气重力异常图可以反映从浅到深的构造信息。

$1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 自由空气重力异常图(图 4.4)中的轮廓线和地表的地势情况基本上还是相近的，比如天山、祁连山、青藏高原和太行山等的轮廓都反映得十分清楚。

$3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 自由空气重力异常图(图 4.5)和上一张图有一

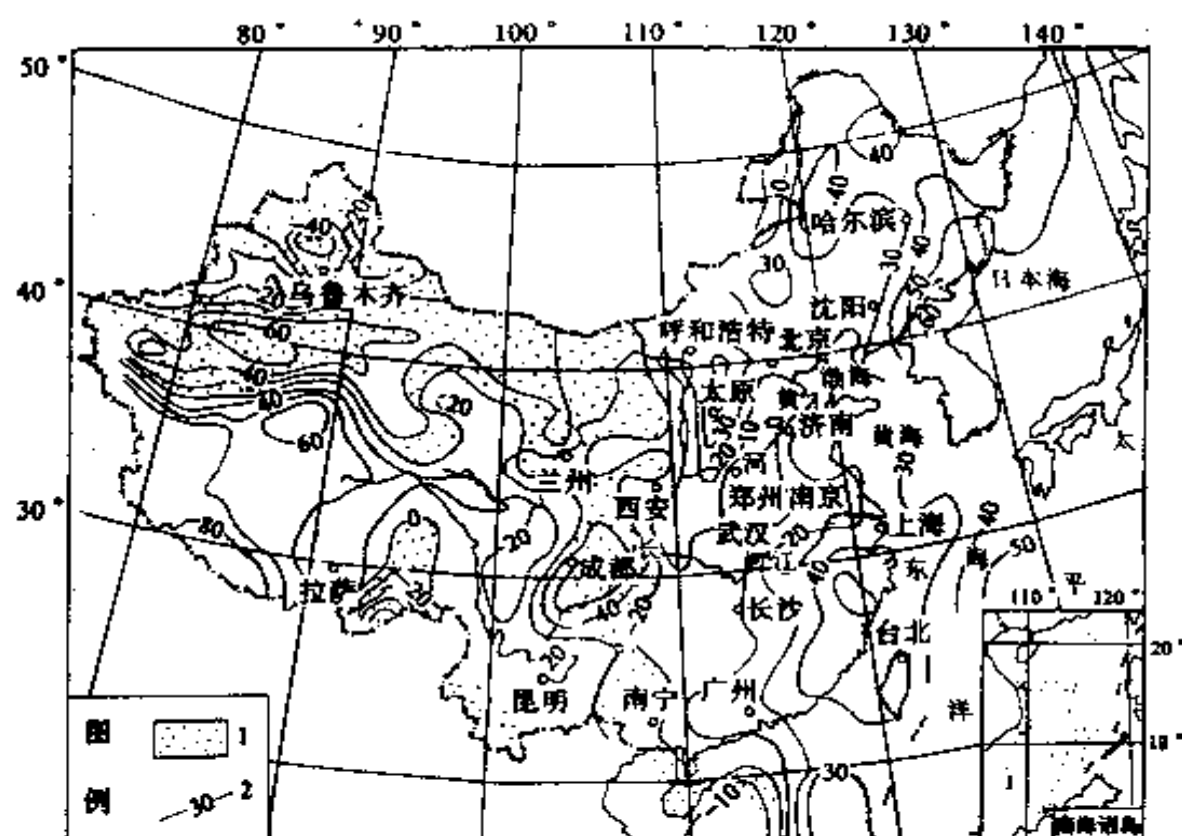


图 4.5 $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 自由空气异常图

1. 负异常区; 2. 异常等值线(单位: 10^{-5} 米/秒²)

点变化，但青藏高原总的轮廓仍显现出来，也能反演天山、塔里木盆地的状况，但是太行山和山西地区已经开始变化，

变成是南北向的一个大异常了；四川盆地和鄂尔多斯已经分不那么太清楚了；东部从华南一直到黄河流域连成一片，横向上难以划分清楚。

$5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 自由空气重力异常图(图 4.6)和上一张图已经有了明显的变化。图中四川盆地的异常很大，而且沿着它有南北两个边界，刻划了近南北向的构造分区格局。中国东半部的重力异常线已经变成近南北方向了。

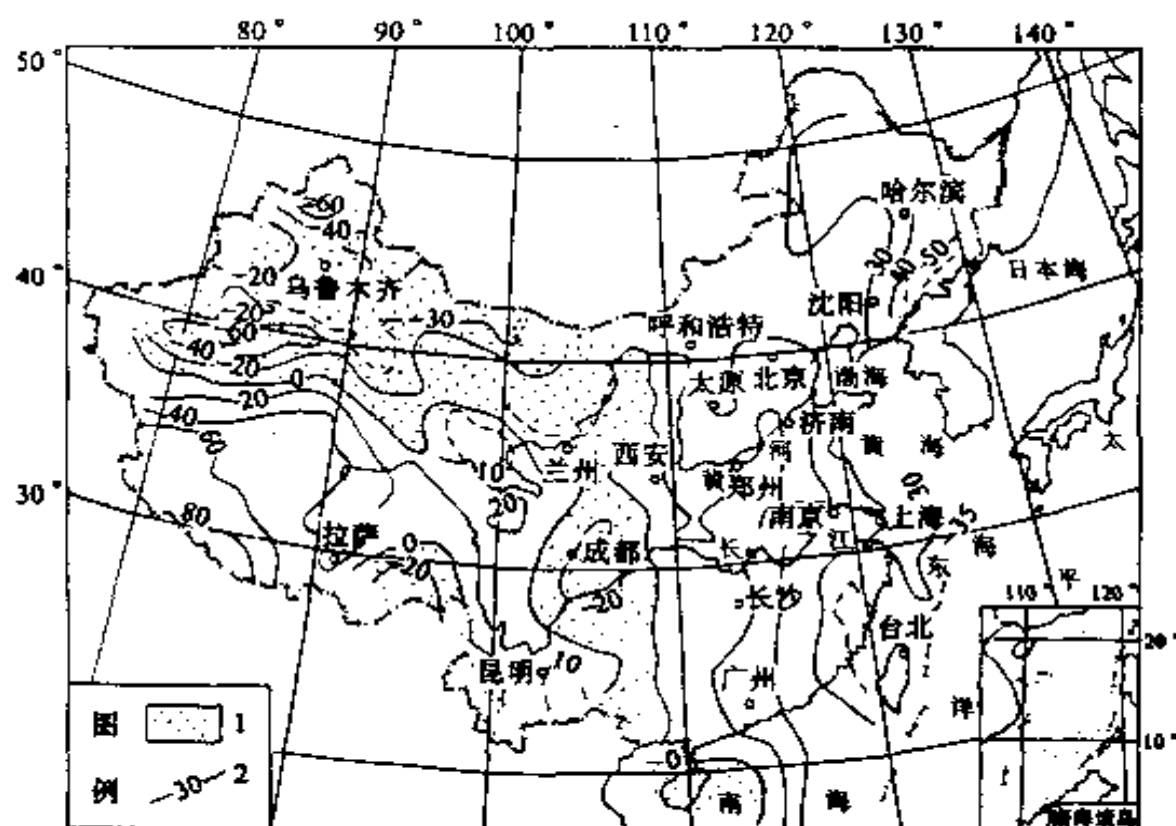


图 4.6 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 自由空气重力异常图

1. 负异常区；2. 异常等值线（单位： 10^{-3} 米/秒²）

$7^{\circ} \times 7^{\circ}$ 自由空气重力异常图(图 4.7)就更加清楚地表

现出来以四川盆地为中心，南北向有一条很清楚的负异常带。该带以东整个异常的方向是南北方向，以西主要是一个近东西方向的异常，西藏东部也是南北向的异常。

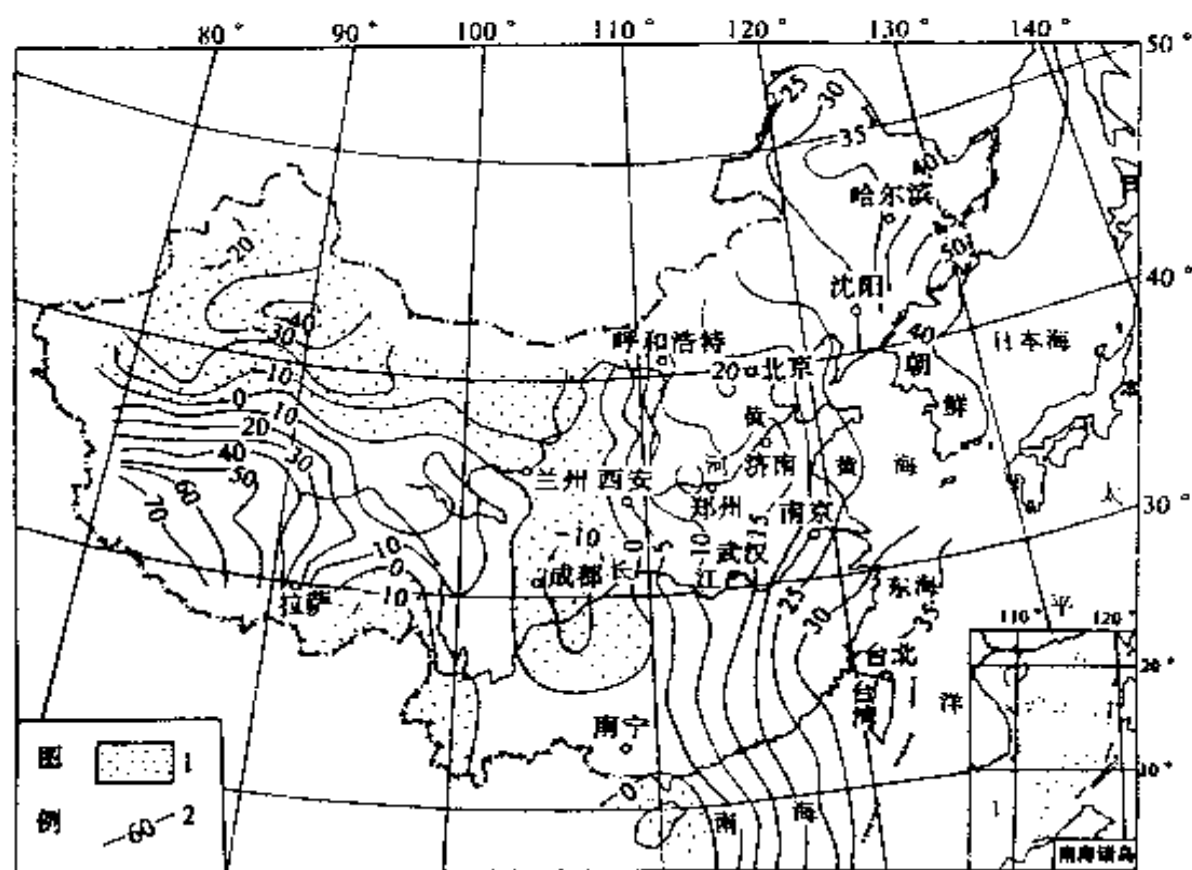


图 4.7 $7^{\circ} \times 7^{\circ}$ 自由空气重力异常图

1. 负异常区；2. 异常等值线（单位： 10^{-5} 米/秒²）

综上所述，一系列的自由空气重力异常图表明，从浅部到深部整个异常变化的情况：即浅部是以斜向即北东方向、北西方向异常为主，而深部变成南北向、东西向，这就是重力场给我们显示的深部构造的特征。

中国及其部分邻区磁特征线的分布图也反映了和重力的

异常特征线分布相类似的格局，有北西方向的异常带，有北东方向的异常带，还有东西向和南北方向的异常带。我们知道，磁特征线可能主要反映的是中上地壳的异常特征，而重力的情况可能反映稍微深一些。综合重力异常和磁异常特征，我国的浅部构造以斜向构造发育为主，或者表现得最为明显，而越向深部则变为东西向和南北向起重要的控制作用了，这就是中国的地球物理场特征所反映出来的构造特征。

五、地震构造

1. 中国和蒙古西部

青藏高原和蒙古西部的高原构成一个中国和蒙古西部地区的大三角地区，它是世界上最高的高原地区，平均高度为4000—5000米，也是构造变动最强烈的地区，其周围都是内陆的8级地震最集中的地区。这个三角区的三个边缘恰恰是地壳厚度最大的三个边缘，沿着这三个边缘又是大陆内部8级地震最为集中的地带，这三个边缘带分别是：(1)从兴都库什到贝加尔湖；(2)从贝加尔湖穿过蒙古的中轴线再到我国的中轴线，即南北山脉地带，一直到昆明以南；(3)喜马拉雅山南缘。由此看来，中国和蒙古西部是一个很特殊的大陆内部的构造活动区。下面以新疆和青藏高原为例讨论其地震构造特征。

南、北天山地震带是新疆著名的地震带，地震比较集中地分布在天山的北缘和南缘，通常认为天山地震带的地震主要是受天山南北边缘构造所控制的。如果详细分析一下天山地区2级以上地震震中分布特征，就可以发现有些小地震沿着一定的方向密集成带，或者成一个比较宽的地带，由小震所勾画出来的地震构造格局是由四个方位的小震密集带所构

成的。也就是说，天山地区的细致构造带是四个方位的。从大地震的分布来看它是集中在南北的边界上，细致来看又有很多处被北西西向和北东东向构造切割。所以我们可以获得这样的认识：大地震的分布首先是受天山带南北边缘的控制，但是具体的每个发震构造、发生地震地点，又受到斜向切割这个山脉的一些构造控制，这是两个因素决定的，因此，一个地震的发生地点是多重因素所决定的。另外，我们还可以理解到一个事实，就是说既然天山地区在平面格局上有四个方位的构造出现，那么由此可以推论，天山带的构造发展历史是复杂的。根据我们对破裂发展历史的研究，我们可以有这样的认识：天山地震带至少经过二次南北向的强烈挤压，第一次挤压形成北东、北西两个方向的构造，以后这个山脉在进一步的挤压过程中，原有的二个斜向构造被压扁，变成了北西西方向和北东东方向，这以后经过一个硬化阶段。以后第二次南北方向的挤压，又产生了一套北西西向、北北东向的破裂，所以天山地区经过了二次南北向的挤压，中间经过一个平衡的硬化过程，这就是天山的构造历史。事实上，已有的地质构造、地表地层的变形情况，可以证明这样一个推论基本上是合适的。

从青藏地区地震构造图上可以看出青藏高原区分成三个主要地震带：一是西藏的北部即藏北带；二是西藏南部即藏南带；三是喜马拉雅山带。这三个带的地质构造历史和现今的构造表现都是不同的。喜马拉雅山带是很强烈的挤压变形地带，在这个边缘产生的地震，多半都是逆冲型的地震。藏南带产生的地震多半是受走滑断裂和引张断裂相结合的一些构造条件所控制的，这个地区的地震主要是受走滑断裂决定的。藏北再往北即昆仑山带，昆仑山带以北就进入青海的柴

达木和甘肃的祁连山了。

整个青藏高原分成若干个地震带，2 级以上的地震分布也反映了一些构造细节。柴达木小震的密集排列是呈北北东向、北北西向的，这两个方向所夹的锐角指向南北。而藏北带地震的密集线呈北东东方向和北西西方向，所夹钝角指向南北，同样在青藏高原地区受力状况主要是南北向的挤压。为什么在有的地带里地震的构造格局是锐角指向南北，而有的地带是钝角指向南北呢？这是由于在同样的作用力下，不同地区的岩石介质不同所造成的结果。根据模拟实验，在南北向受压的情况下，锐角指向南北是代表着脆性比较高的岩石，钝角指向南北代表着塑性比较高的岩石。根据本地区的地球物理资料我们知道，藏北带是地壳的软岩层厚度最大的地区，三叠纪沉积特别厚，而且地热的状态也比北面的柴达木地区高，柴达木地区恰恰是老变质岩基底特别厚，所以相对来说，是一个坚硬的地区，其中部地壳和基底比较脆。可以使我们认识到：同样是青藏高原，同样受着南北方向的挤压，但由于介质的不同，产生破裂的方位是不一样的，造成地震的机制也有所区别。

2. 中轴带

从中国中部山脉和河流分布的概略形势图上可以看到一个很有趣的现象：昆仑山向东延伸，到了一个位置，就明显地向南弯转；唐古拉也是东西向的山脉，向东延伸也到某个经度线上向南弯转，变成了横断山脉；北边的祁连山从西向东延伸，到了同一位置也向南弯转，所以中国西部的山脉，大体都是东西向的山脉，到了经度 100° 左右都一起向南弯曲。我们把中国 100° 经度线附近这样的—一个地带叫做中国的山川形势变化的中轴带，或者简称为中国的中轴地带。从

这个地带往西，山脉河流都是东西向的；从这个中轴线往东，山脉都是北东方向的，所以这是一个重要的山川形势的重要分隔带。另外，这个地带也是地壳厚度变化最大的地带，同时也是地震最为集中的地带。

从地震分布情况来看，有一系列的北东东方向的密集线从阿拉善一直穿入祁连山，有的穿过祁连山，祁连山地区总的地震分布是与山脉的走向相一致的，但是在北东东的背景下还有北北西方向的构造线，这些构造线把祁连山山脉内部的地震分布带分割成段，不同段之间都有所区别。这和地形上盆地的分布是一致的，例如，祁连山的河西走廊地区有很多盆地也是这样分布的，而且每一个都被分割成一段一段，在地势的高度变化上也有反映。这说明浅部的构造表现（包括地势的表现）和深部的，也就是中地壳以上的构造表现有相互的关系。

中轴带南段的小震格局是这样的：在该段上可以醒目地看到一条线，它是小震密集的第一个东西分布的地带。第二个东西地带是沿东西方向展布的。再往南我们还可以看到一些小震密集呈东西向分布的地带。除了东西向的地带以外，最明显地我们看到的是一系列的北东方向的小震密集带。此外，还有几条特别清楚的北西向的密集带，比如鲜水河地震带；沿着思茅、龙陵地区的北西向带。同时也有近南北方向分布的地震带。所以，这个地区也是由四组方向构造所构成的地震构造的格局，但主要表现出来的是北东和北西向的。

本地区比较大的地震即6级以上地震分布的格局和小地震分布的格局基本上是一致的，也是东西向、南北向、北西向、北东向分布。由这些比较大的地震分布所勾画出来若干个比较大的块体，有的为平行四边形，有的呈三角形分布的

格局，这对该区构造的大轮廓和细节起到了一定的显示作用。

3. 中国东部

中国东部的地震分布呈纬向分区。而华北地区是地震最集中的地区，而且强震特别多，有很多 8 级地震在这里发生，如郯城 8 级地震、三河—平谷 8 级地震、临汾 8 级地震等，另外 7 级的地震也很多，和它成为鲜明对照的是长江以南，从浙江、福建北部开始向西到江西、湖南、贵州这个带，小地震非常得少，历史上也很少发生 6 级地震。在这两个带之间，正好是长江流域中下游的地带，地震的频度是介乎中间状态，震级也处于中间状态，一般只发生 6 级、不超过 7 级的地震，而且很少，主要都是 6 级和 5 级左右的地震，是中强震地震带。华南沿海，历史上发生过 8 级地震，也发生过 7 级地震，但总的频度是比较低的。东北地区也是处于中间状态，历史上也有过比较大的地震，但是地震的频度非常低，甚至比华南还低。所以从东北、华北、长江和珠江流域的地震分布情况来看，不同地区的地震活动状况是很不一样的。根据地震的活动状况，我们把中国东部分为五个区，这五个区之间的差别是很大的，下面重点介绍华北地区的情况。

华北地区是我国正断层活动最活跃的地区，正断层分布呈两种情况，一种就是沿着山西地震带形成一系列的、由正断层所控制的一串盆地；另一种是华北平原内部的一系列铲式正断层。山西带和华北平原区在表面上活动构造形态上有很大的差别，可是如果我们把这两区的地震活动联系起来看一看，就会看到这两个地区可能存在着某些联系。

华北地区 2 级以上地震的震中分布表明，山西地震带是

以盆地为主的一个地震带，和地表活动构造方向相一致。华北平原的地震沿北东方向展布比较明显，但沿北西向分布也很突出，如北西向的渤海—张家口地震带，自渤海穿过华北平原北部，一直延伸到山西和内蒙的边缘。另外，东海内部也有若干个北西条带。所以如果从整个区域来看，也就是涉及到整个地震分布的格局的话，它就不完全象地表的构造所显示的那样，而是整体上象一盘棋一样。所以我们既要研究表层的构造，又要研究由地震所显示的中地壳的构造情况。也许，我们把上面的浅部构造研究和深部构造研究结合起来，才能更好地了解一个地区的活动构造的实际情况。

除华北地区外，东部其它地区也有北西向的地震条带分布。在东北的南部，也有一些北西向的地震分布带，特别是在海城一带，1975年发生了海城大地震，其余震就是沿北西向的方向分布的。再往北，在吉林和黑龙江交界地带也有北西的小震密集带，在辽宁和吉林交界区也有北西带。在中国南部沿海地带，北西向的地震带也很发育，泉州8级大地震就发生在北西向和北东向地震带的交汇地带。

综上所述，从整个中国的东部来说，除了受北东方向的主要断裂控制以外，受东西向和北西向构造的控制也是很强的。

六、中国区域构造的动力学

要进行区域构造的动力学讨论，首先我们要了解一个区域的应力状态。从我国现今构造应力分区图上（图4.8），可以看到我国各个地区主压应力的分布方向：西藏地区主要是受近南北方向的推压，天山也是近南北向的推压，东部地区主要受近东西方向的压力，华北是北东东方向，华南是南

东东方向的挤压。这就是我国现在地壳应力的基本格局。

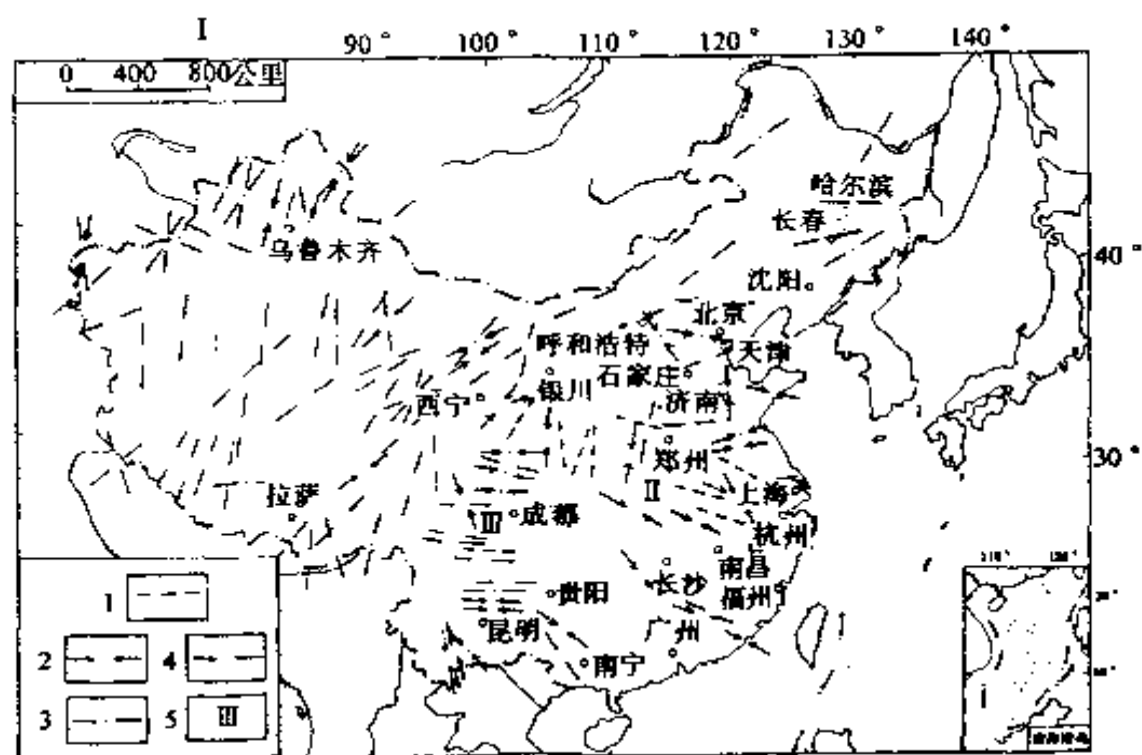


图 4.8 我国现今构造应力分区

1. 主压应变方向; 2. 实测主压应力方向; 3. P 轴方向; 4. 地震形变带反映的作用力方向; 5. 构造应力活动分区及编号

目前，确定地应力的分布方向主要通过 5 种方法：①应用钻孔应力测量的结果；②根据地震的震源机制确定主应力方向；③根据断层位错的情况；④由三角测量确定；⑤通过地震时地表破裂的方向、地表破裂的性质来确定。由这五种方法确定的主应力方向，从区域上来看，基本上还是一致的，只是细微的部分有所不同。

综合中国大陆地区地势变化的情况、地表构造活动的情况、地震活动的分区情况，以及构造应力场的分布等

各种情况，我们可以把中国大陆地区分成 6—7 个块体，各个块体的运动方向是：青藏向北，塔里木向北，柴达木地区向北东，华北向北东东，东北地区向北东东，华南向南东。同时，根据这些地区活断层活动的速率，我们还可以给出大致的块体相对运动的速率：青藏块体向北运动的速率每年平均为 25—28 毫米，柴达木地区包括祁连山向北东方向运动每年为 8—10 毫米，塔里木盆地向北运动每年 10—14 毫米，准噶尔盆地每年 2—4 毫米。到了东部地区向东方向运动的速率就大大地减低了，华南地区向南东东方向滑移的速率每年是 4—6 毫米，华北地区是 2—4 毫米或 1—2 毫米，东北地区滑移的速率每年 0.1—1.5 毫米。这种速率差别说明很多变形量消失在块体的运动过程中，或者是消失在这一运动的边界上。通过模拟实验可以理解块体之间的运动关系。

根据中国大陆几个块体相对运动的方向和运动速率的分布，以及模拟实验结果，可以得出这样一个中国大陆地区活动构造的动力学的模式：我们设想印度板块为从南边界向北推压的那个块体，北边西伯利亚作为相对地向南推压的边界，而东部大海区作为一个相对自由的边界。在这种条件下，如果有一个从南向北推压的主动力，就可能造成印度板块和西伯利亚板块之间的区域产生一系列的破裂和块体，而这些块体的运动方向主要是向东分散地滑出，西边因为是一个相对闭塞的、一个不自由的边界，因此物质主要向东滑移。这就是关于中国大陆地区现代活动构造区域性的动力学模式的一种构想。

七、小 结

归纳起来中国区域活动构造有以下几个主要特点：中国是世界上大陆地区活动构造最强烈的地区之一；青藏高原和蒙古高原构成中国和蒙古西部一个高原区，这个高原区的三个边缘带是产生 8 级地震的重要地带；中国的东部按照纬度可分为 5 个区域，这 5 个区域，地震和地质构造活动都有很大的差别，特别是华北地区活动很强烈，这是中国东部 5 个纬向分区很明显的一种表现；长江南侧和珠江北侧，即从浙江到江西到贵州这条带是活动构造最弱的地带，其他 3 个区都是过渡状态。另外，中国东部的地震活动总体上和西部相比是弱的，地震的活动大概占 $1/10$ 左右；活动构造的活动速率西部比东部要高 1—2 个数量级。构造方向，东部地区以北东向活动为主，西部地区以北西向活动为主，这样一种关系我们把它叫做东西两侧的反对称关系。

以上就是关于中国区域活动构造的基本特征，在此基础上，我们既可以了解我国局部构造的区域背景，又可以帮助我们理解全球的大陆地震构造的特点。

第五部分 全球活动构造

全球活动构造可以分成三大构造系统：环太平洋活动地震构造系、大洋中脊活动地震构造系和大陆活动地震构造系。它们的构造活动和地震活动各自具有不同的特点。

一、环太平洋活动地震构造系

环太平洋地震带从南美的南端开始，向北经中美洲、北美洲，到阿留申群岛；再向西沿西北太平洋岛弧展布，最后延伸到西南太平洋，全长 3 万多公里，其形状类似一个歪扭的马蹄铁。环太平洋地震带是世界上地震最频繁的地带，全球地震的大约 85% 都在这个带上释放。从总体上来说这个地震带是由深俯冲构造决定的，但是每一个段落的构造特点还有很多差别。

太平洋板块在东海岸向东俯冲，在西海岸向西俯冲，其俯冲深度一般可达 700 公里。板块插入的角度，在西海岸相对比较陡，在东海岸相对比较缓。沿俯冲带有大量的地震和火山活动。俯冲带的构造是根据地震震源深度的分布获得认识的。在 50 年代，通过对地震资料的整理，发现沿着太平洋地震带，很多地震震源深度的分布在横剖面上呈带状向下延伸，一直延伸到地下 500 公里，甚至更深的地方；随着震源深度测定精度的提高，后来又发现沿着这个带上地震成双层分布，说明俯冲带具有双层震源结构(图 5.1)，也证明了太平洋周边俯冲板块的存在。



图 5.1 日本东北地区震源双层结构(据高木章雄, 1974)

为便于描述岩石圈板块的几何形态, 可把它不同的部位给它一些名字, 图 5.2 是俯冲板块的示意图, 俯冲下去的舌状体叫做板舌, 板舌的根基部分叫做舌基, 舌头开始拐弯的部分叫做舌根, 舌根部的上部和舌盖区的端部相耦合的地方是环太平洋地震带产生浅源地震最主要的地区; 舌根向下的部分叫做舌板, 舌板内部也是分层的, 可以分为舌板的顶层、舌板的中层和舌板的底层三部分, 板舌的端部叫舌端, 板舌的舌端是有很多变化的。我们把舌板前面定义为舌前区, 舌板的后面定义为舌后区。

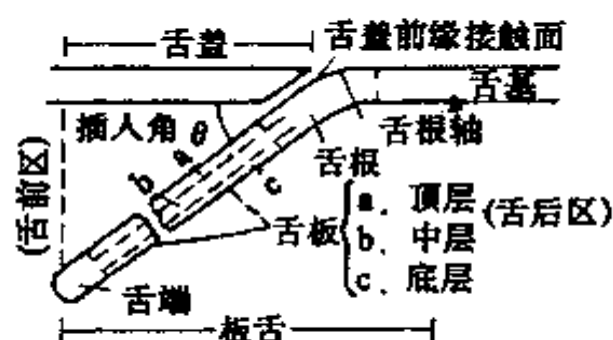


图 5.2 板舌构造要素

整个环太平洋地震带的构造特点都是以俯冲构造为基础的, 但是有明显的分段现象。概括起来可以分为 4 个象限区或 4 大段, 它们分别是南美段、北美段、西北太平洋段和西南太平洋段。南美象限区是

比较单一的俯冲，但俯冲板块被横断切开，形成板条，造成了有火山和没有火山地段的间隔分布，是明显的板舌构造分布区。北美象限区的南段，俯冲边界转换为走滑型边界，如美国西海岸的圣安德烈斯断层将太平洋板块和北美板块分开，但进入加拿大以后又开始出现分段的板舌俯冲，只是俯冲深度很浅。西北太平洋象限区沿板块俯冲带发育了一系列的岛弧，岛弧的后面有弧后海，称为马里亚纳海沟型；而南美俯冲带的后边没有弧后海，俯冲带和山脉紧密相连。二者属完全不同的两个俯冲类型，前者俯冲的板舌倾角比较陡，一般超过 45 度，有的甚至直立，而南美俯冲板舌的倾角一般都比较缓，最缓的可以达到 8 度，甚至是 0 度，平平地往里插入。西南太平洋俯冲带的构造，就得最为复杂，板舌都变成小板舌，俯冲方向有向南，有向北，有向东，有向西，形成对耦俯冲的现象，而且伴随着很强的扭转和剪切。

上述资料表明，环太平洋活动地震构造带的四个大区段的特点有很大的不同，要想进一步了解环太平洋构造带的活动特点，需要特别注意分段性、板舌的几何形态以及板舌的板条的构造基础。

二、大陆活动地震构造系

纵观全球大陆地震的震中分布(图 5.3)，可以看到整个北半球大陆地区的地震就集中在北纬 20—50 度之间的这样一个地带里。这个地带又可分为四个地震区，它们是美国地震区、中国—蒙古地震区、伊朗—阿富汗—巴基斯坦地震区和东地中海地震区。每个地震区又可以以一个南北向的中轴分为东西两半，西半部是地震特别多的地区，而东半部的地震则相对较少。

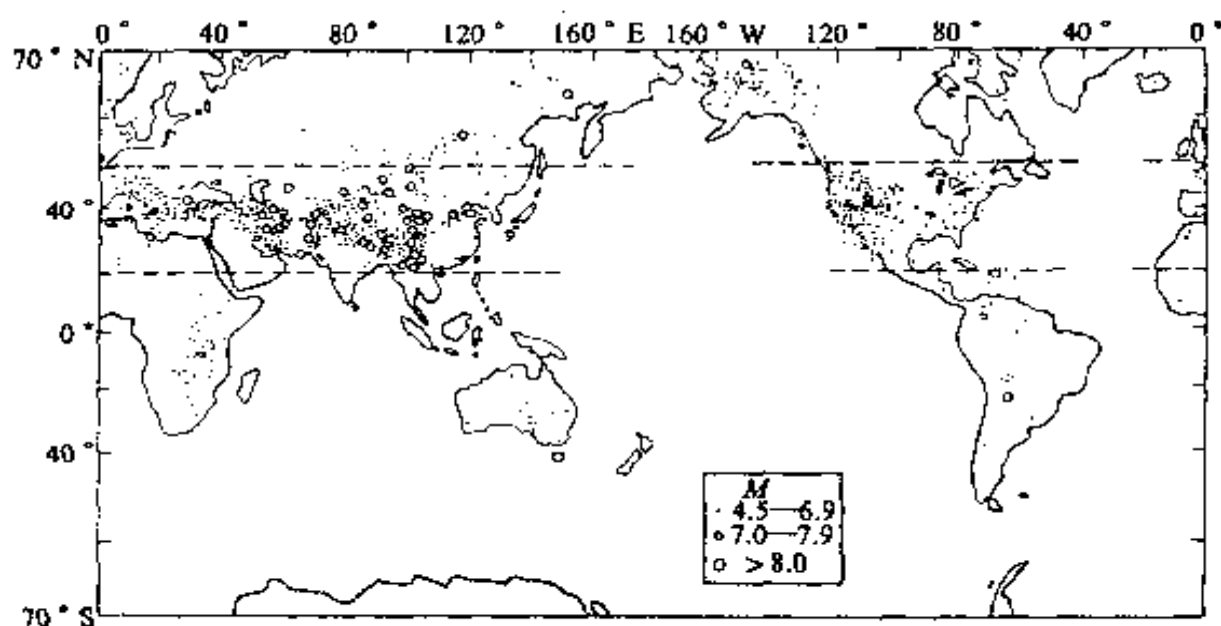


图 5.3 全球地震震中分布图(据 Barazangi, 1969)

在北半球，8 级地震的频次是最多的，特别是在北纬 20 度到 60 度之间；南半球集中在低纬度地带，有一定的 8 级地震，比较起来看，8 级地震主要集中在北半球。

图 5.4 是欧亚大陆地区地震构造纲要图，在中国-蒙古地震区内，以南北向中轴(从贝加尔湖南端到我国昆明)为界，两侧地震活动性有明显的差异，表现为西强东弱，西部控制地震的构造主要是北西方向，东部控制地震的构造主要是北东方向。在伊朗-阿富汗-巴基斯坦地震区内，和中国的情况类似；在伊朗和阿富汗之间有一个南北向的构造，以这条构造线为界，也把这个区域分成了两个部分，西半区地震频次特别高，东半区地震频次少，西半区的构造方向为北西方向，东半区的构造方向为北东方向。在东地中海地震区内，以土耳其和爱琴海之间的分界线为界，两侧的地震活动

明显不同。土耳其地区除沿北部的安纳托利亚断裂外，地震相对比较少，而在爱琴海地区，地震的频度特别高，这个高频度的地震区一直延伸到巴尔干至意大利。所以东地中海这个地震区，也可以将其分成两半，西半部是一个多地震的地区，东半部是一个少地震的地区，西半部控制构造的方向为北西向，东半部控制构造的方向除了东西向的以外就是北东向。

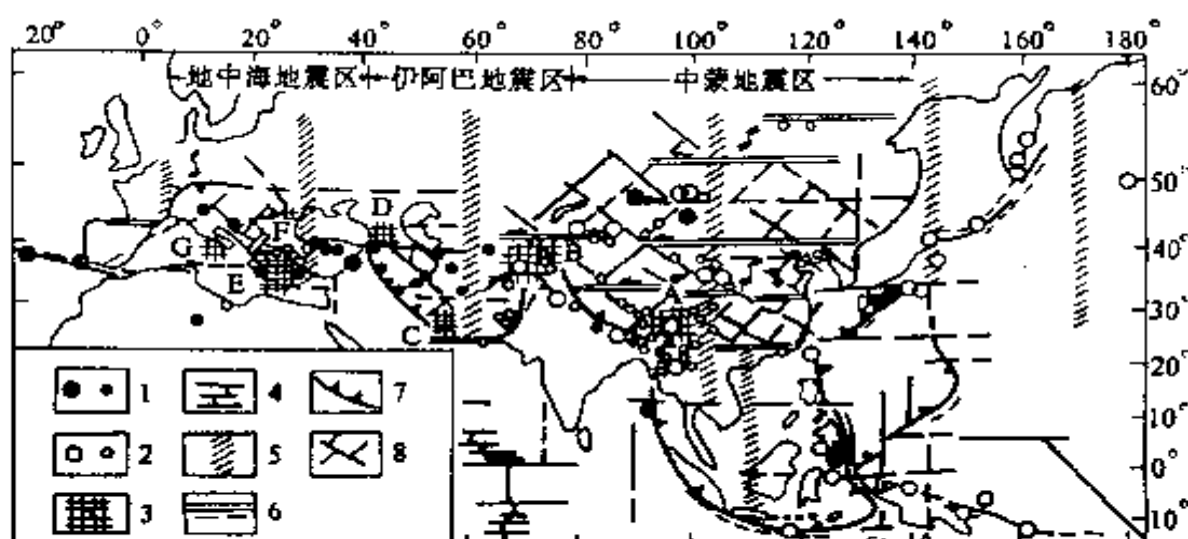


图 5.4 欧亚大陆地震构造纲要图

1.地球转速减慢年的浅震震中，大实心圆为 8 级地震，小实心圆为 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；3.中深震发震地点；4.洋中脊构造带；5.径向构造带；6.纬向构造带；7.弧形(地壳俯冲)构造带，虚线表示海沟；8.斜向(交叉)构造带；A.雅鲁藏布江南；B.帕米尔；C.札格罗斯山脉南端；D.札格罗斯山脉西北端；E.爱琴海；F.喀尔巴阡山东南端；G.意大利东南端及海域

综合上述三个地震区的特点可以看到，这几个地震区的西半区有相似性。例如，喜马拉雅山是一个弧形的构造，印

度板块向东北方向俯冲下去，俯冲深度在 200 公里左右，属板块之间碰撞形成的浅俯冲。沿伊朗的西南边缘，扎格罗斯山脉也是一个弧形的构造带，是由阿拉伯板块向北东方向的俯冲碰撞所致。在爱琴海边也有一个俯冲带，是非洲板块向北东方向的俯冲。但是沿阿富汗一带，没有俯冲带，是简单的走滑断裂；在土耳其也是一个北东方向的走滑断裂带，而没有发育俯冲带。所以，沿着从阿尔卑斯山、扎格罗斯山到喜马拉雅山这样一个纵贯亚欧的造山带，其构造特点表现为俯冲带和走滑带相间出现。这种分段性是由各地震区内南北向的中轴构造划分的，西半部的构造方向与东半部的构造方向不一样，可以认为这是大陆地区地震构造分区的一个模式，概括起来可以说是东半区和西半区成反对称的关系，所谓反对称就是从构造方向来说一边是以北西向为主，一边是以北东向为主；从地震活动性来说，西半部是强的，东半部是弱的。

相对于中国而言，美国位于地球的另一侧，它在构造格局和分布面积上都与我国相似，其地震构造区和欧亚大陆的三个地震区有类似的特点。

美国地势情况和我国也有相似之处，它的西部是高原区，中部是中高原区，东部是平原区。它东部的平原区内部也有一些山脉；不过这些山脉并不是很高。著名的落基山脉横贯南北，中间有一些东西向的山脉，这个格局和我国的南北带的情况，也就是中轴带横断山脉的情况有些相似。落基山脉进入加拿大后转成北西向延伸，这和我从南北带转成北西方向也有些相似之处。

图 5.5 是美国地壳构造格局略图，以落基山为界，西半部是造山区，自西向东发育了科罗拉多高原和盆地山脉省，

西侧的圣安德烈斯断层把北美板块和太平洋板块分开，美国中部有一系列的非常平缓的隆起区和凹陷区，其排列方式大体上是东西向成排，南北向成列。自密西西比河向东就开始受到北东方向的构造控制了。

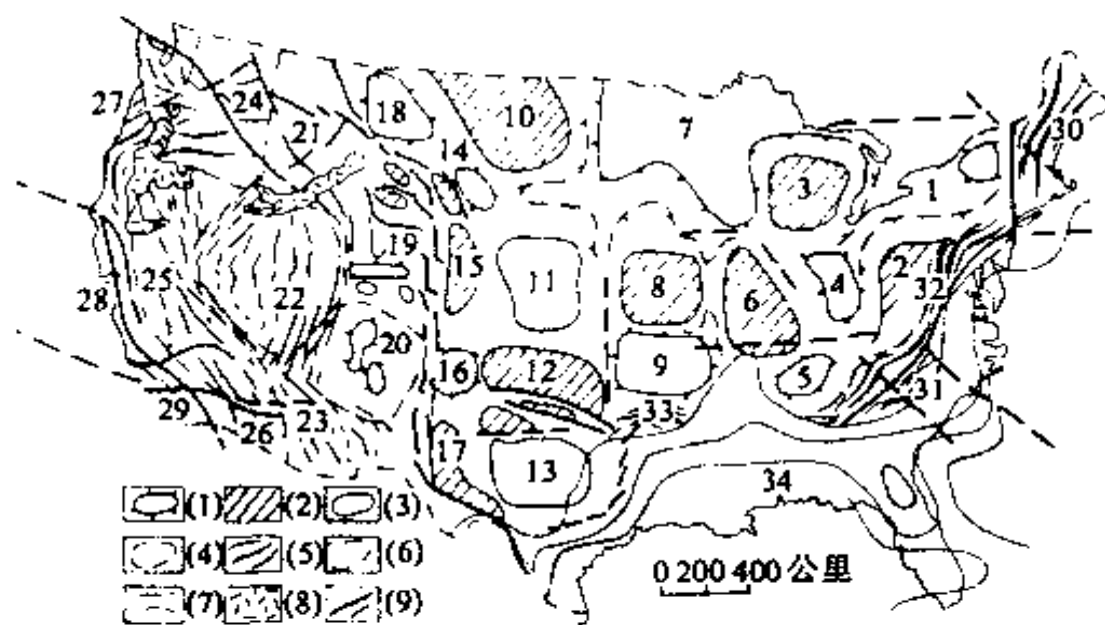


图 5.5 美国地壳构造格局略图

图 5.6 是美国大陆地区 1899—1990 年的地震震中分布图，东部地区有两条北东向延伸的地震密集带，一条地震带位于阿巴拉契亚山的中轴附近，另一条地震带从加拿大的劳伦斯河谷向南延伸，切过大湖区的东边界，进入新马德里地区。新马德里是美国东部产生大地震的地方，曾在 1812 年和 1811 年两个月之内发生过 3 次 8 级地震。此外还有几条北西向的地震带，一条是从波士顿通向加拿大，另一条靠近华盛顿，再一条从查里斯顿向北西方向延伸一直到新马德里的北端。东部地区的历史地震主要是沿着纬度分布的，没有

大的地震；进入到落基山以后，地震震中的排列方向变成是北西向和北东向，并且以北西向的为主，还有一部分是南北向的。如果把美国大陆地区地震构造的格局与中国比较一下就可以看出，它们的格局是相似的，二者的东部都是以北东向为主，西部都是北西向为主，但美国中部的中轴构造比中国要宽得多，西部的活动强度也比我国西部的活动强度相差很多。

综上所述，可以看到全球的大地震主要集中在北半球，而大陆地区的地震更加集中在北半球，特别是在北纬 20 度到 50 度之间的区域，在这个范围之内可分出 4 个很相似的地震构造区，即中国—蒙古地震区、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。这四个地震区的基本格局是相似的：中间都有一个南北向的中轴把地震区分成东西两半，西半区都是多震区，构造方向是北西方向为主的；东半区都是少震区，构造方向以北东方向为主的。各地震区都具有反对称的特点，这就是我们整个北半球大陆地震构造系的基本特征。

三、大洋中脊活动地震构造系

洋中脊是位于大洋底的山脉，大洋中脊上有巨大的纵断裂存在，裂谷从中脊顶部切入，顺中脊的走向展布，来自地球内部的熔融岩流顺裂谷上涌，形成新的岩石圈板块，不断向洋脊两侧推移。

在大西洋、印度洋和太平洋中都发现了巨大的洋脊构造，它们向南、都和环绕着南极的一个洋脊连在一起，总长约 60000 公里，其中最长的是大西洋洋脊，长约 17000 公里。

大西洋洋脊纵贯整个大西洋，位于大西洋的中央，南端和环南极洋脊呈“T”字形的接触。太平洋洋脊位于太平洋的东半部，不在大洋中间，在赤道附近有一个三连点，太平洋洋脊在这里成“人”字形分开，一支向西南延伸，一支向东南延伸，一直连到南美的南端。印度洋洋脊位于印度洋的西半部，南有三连点和环南极洋脊相连，向北通过红海，进入非洲东部的裂谷。太平洋洋脊到印度洋洋脊之间恰好是 180 度，占半个地球，我们称之为 180 度半球，洋脊都集中在 180 度半球范围内；而另一半球，也就是 0 度半球内没有洋脊分布，这一点在地球上是非常特殊的，也是值得注意的现象。

洋中脊是大洋板块生长的地方，随着炽热的熔岩流的涌出、冷却和向两侧移动，记录了当时地球的磁场信息，在洋中脊两侧形成了一系列的磁异常条带，可以用来判断大洋板块的移动方向和估算大洋的扩张速率。

洋中脊也不是完全连续的，它被一系列的横向断裂所截断，这些横向断裂称之为转换断层，在地形上表现为脊沟。它们将大洋板块切割成条块状的板条，两条横断层之间的区域，就是一个板条的范围。

转换断层切穿整个岩石圈板块，沿洋底转换断层所发育的槽谷及崖壁有的高达 2 公里以上，图 5.7 是转换断层的示意图，脊顶以外的断层 AB 和 CD 缺失地震活动，是不活动的段落，新的海底由中脊轴部生长，向两侧推移，断层 AB 和 CD 的两侧海底一起向外侧运动，造成了它们的不活动。但它们在地形上常形成阶地或陡崖。

洋脊的脊岭和脊沟在平面上有多种组合方式(图 5.8)，第一种是脊岭和脊谷完全平行，脊沟和它垂直，叫做串列式

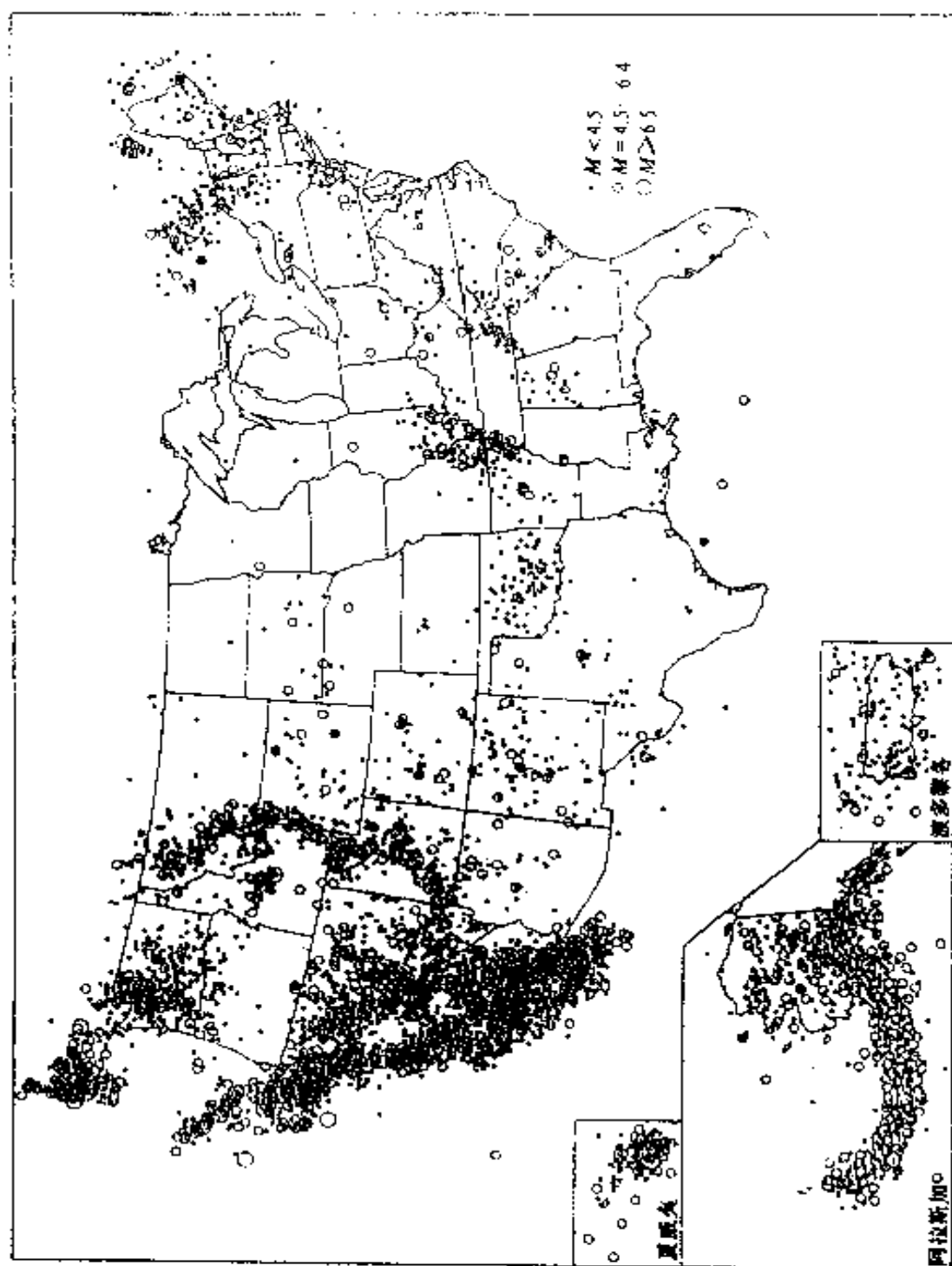


图 5.6 美国历史地震震中分布图(1899—1990 年)(据 Susan K. Guter, 1991)

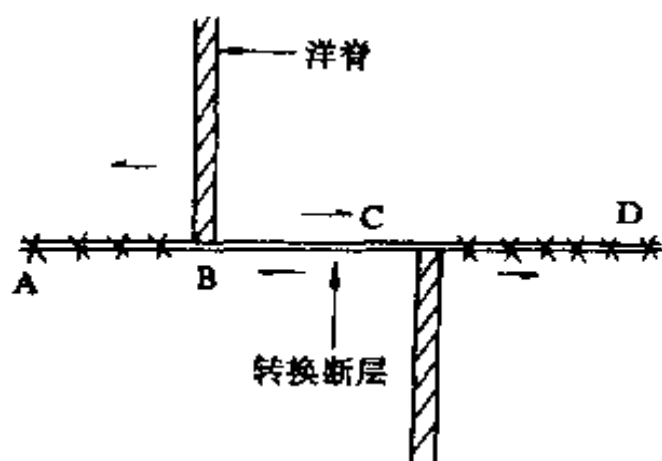


图 5.7 转换断层

的。第二种是脊谷和脊轴是斜交一个角度，横沟也是跟它斜交，斜交角超过 30 度，称为斜列式或雁列式的。第三种也是脊岭和脊沟斜交，不过交角非常小，小于 30 度，我们称之为羽列式。

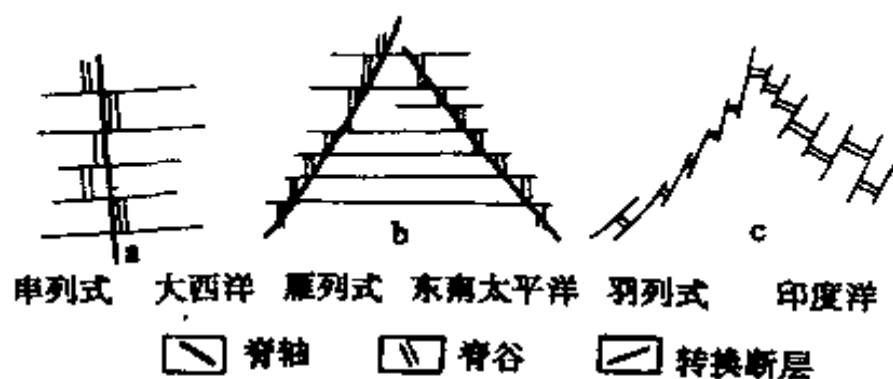


图 5.8 洋脊的构造分类

洋脊接合部的复合方式有三种类型，太平洋洋脊从北向南延伸，和大西洋洋脊及南极洋脊成“人”字形的接触，脊轴自接触点向南从串列式变为斜列式；印度洋洋脊南部呈“人”字形分开；而大西洋洋脊和环南极洋脊接触的地方成“T”字

形。可以将上述三种类型分别称为太平洋型、印度洋型和大西洋型。这说明洋脊开裂的情况很复杂，不是很简单地和脊轴对称地向两边拉开，例如，一个斜列关系的存在，可能暗示了沿着脊轴有剪切运动。

洋脊并不是永远在一个地方固定的，老洋脊和新洋脊可以发生跳迁关系，原来洋脊在某个地方不断地开裂，会由于某个原因突然停止开裂，而在另一个地方又重新开裂，我们把这个现象称作洋脊的跳位现象。横切洋脊的横沟有的时候本身也可以被拉开，变成新的洋脊，我们把它称作变格的现象。本来它是剪切活动的，后来剪切活动的横断裂变为拉开了，例如，在太平洋洋脊的北段，有一条东西向的转换断层变成了新的洋脊，这种性质的转变我们把它称作变格现象。大洋底下经常发生跳位和变格的现象，这在恢复洋脊历史的时候很值得注意。

大洋脊的地震活动以洋脊裂谷和转换断层为特征，在这两个部位发生的地震有所不同。大洋裂谷带以浅源地震为特点，震级较低，多为震群型地震序列，反映大小地震次数比率的 b 值较低，地震活动常表现为正断层活动形式；而转换断层带的地震以浅源地震为主，地震一般发生在断层两盘呈相反错动的区段，其被动段无地震分布，转换断层型地震几乎没有震群型序列特征， b 值较小，沿断层无火山活动，震源机制解为走滑型。

世界上大洋脊的分布中很突出的一个现象就是洋脊的分布主要集中在南半球，只是大西洋洋脊从南半球一直延伸到北半球，太平洋洋脊和印度洋洋脊绝大部分只在南半球，在北半球只是很短的一段，进入大陆就转变成为别的构造形态了。此外，南半球的热流值比北半球高，可以促使它开裂，

因此南半球是主要开裂的半球，开裂以后促使块体相对向北漂移。

四、全球现今地球动力学

前边叙述了地球上的三个大的地震构造系统，俯冲构造带环绕 180 度半球，其基本特征是俯冲构造；洋脊构造带位于 0 度半球，除环南极洋脊外，它有三个裂开的洋脊，其典型构造是洋脊和转换断层；北纬挤压带位于北纬 20—50 度的范围内，它的变形特征是表面的斜向断裂。实际上，这三个系统在地球的坐标系里是相互配置起来的，它们之间是怎么样一个关系呢，需从整个地球的角度来统一考虑。

建立在经向对流基础上的、全球的三个构造系统可以统一表述为如下的动力学系统：物质从南纬 55 度上涌以后，从南极裂开的洋脊向北平流，从北极上涌的物质向南平流，在 50 度和 20 度之间形成一个挤压带。经向的洋脊向两侧拉开，于是在两侧纬向环带上就出现碰撞、裂谷和俯冲带。但这种模式带来了两个问题，第一个问题就是如何在地下把经向对流和纬向对流统一起来；第二个问题是如果 20—50 度带受南北两面的压力，那么应当在 20 度和 50 度之间形成一系列平行的挤压带，即东西向的挤压带，事实上并不是这么简单。前面已介绍了大陆地震构造系有四个地区，它们是成反对称关系的，每一个地震区南部边界都有一个板块向北推压，但是这个板块推压的方向是向东北方向推压的，例如，印度板块向东北方向推压，阿拉伯板块向东北方向推压，地中海板块和非洲板块向东北方向推压，还有北美地区也是受到东北方向的推压。那么这个推压力是怎么来的呢，这就要求设想有另外一个力，除了南北向的推压力，还要有一个东

西向的剪切力，这个剪切力是左行扭动的，这样才能形成东北方向的合力，从而可以解释印度板块，阿拉伯板块和非洲板块的推压方向，但是这样一个剪切是怎么来的呢，是不是存在着沿着纬度方向的扭转力呢，这个问题值得探讨。

图 5.9 是全球构造及板块运动矢量图，前面曾经特别提到，大西洋洋脊在赤道附近有一个大的扭转，这个扭转是左行的；在中美洲也有一个大的转换断层，它的运动方向也是左行的；在西南太平洋新几内亚一带是和走滑断层带混杂在一起的很复杂的一个俯冲带，但是总的运动方向是一个左行的剪切。在直布罗陀海峡，有一个很深的断裂一直到亚速尔群岛，连到大西洋洋脊上，它的运动方式也是左行的。根据这些事实，曾经有人设想沿着赤道带附近，大概斜切赤道 15 度左右，有个大的剪切带，导致了这一系列现象。北美和南美大陆之间，大陆的中轴线相对位错了将近 40 个经度，澳洲和亚洲大陆内部的中轴线也向西位错了 40 个经度。除此以外，在太平洋的西侧夏威夷往西南一带，有大量的北西方向的海底山脉。在中国大陆，亚洲的西部和欧洲，都可以看到大量发育的北西向的构造山脉和活动断裂，如果把这些现象统一起来，似乎可以认为，沿赤道带附近有一个南半球和北半球的相对的扭转，这个扭转就可能造成了左行剪切力，和上面提出的模式相一致。如果这个剪切力存在的话，那么南半球相对地向东转动的速度快，北半球相对地向东转动的速度慢，于是就造成南北半球之间的扭转。为什么会造成这个结果呢？这可能要涉及到南北半球的物质热状态和它的质量分布，如果地球的质心在它的几何中心点上，那么两侧质量分配应当是均匀的，转动起来应当是一个理想的

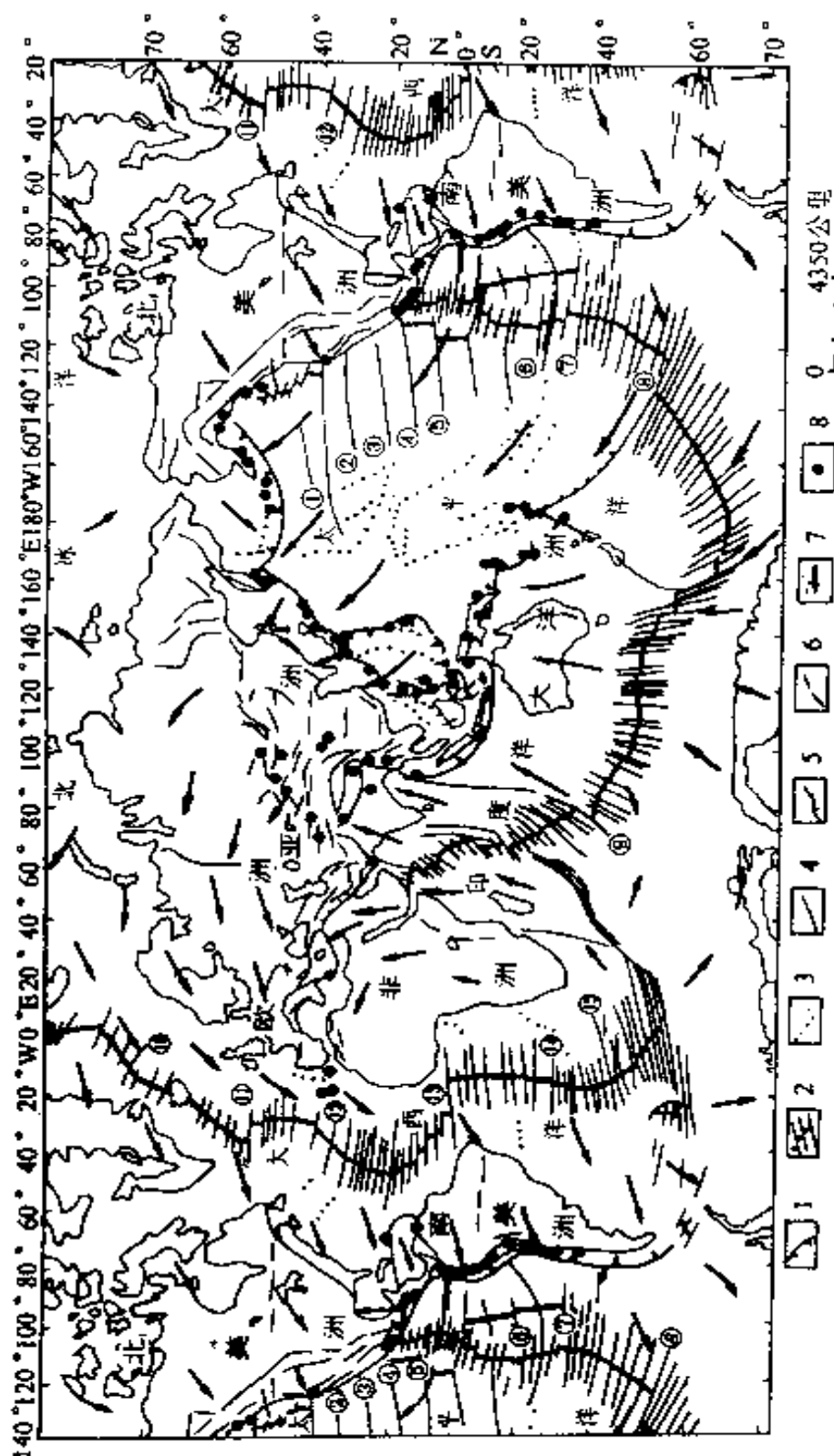


图 5.9 全球构造及板块运动矢量图

1.俯冲带; 2.洋中脊; 3.火山链; 4.断层; 5.逆断层; 6.推测断层; 7.板块运动矢量方向; 8.8级地震震中, ① 门多西诺断裂带; ② 默里断裂带; ③ 莫洛凯断裂带; ④ 克拉里永断裂带; ⑤ 克利帕顿断裂带; ⑥ 复活节岛断裂带; ⑦ 查林杰断裂带; ⑧ 埃尔特宁断裂带; ⑨ 阿姆斯特丹断裂带; ⑩ 色拉尔断裂带; ⑪ 吉普斯断裂带; ⑫ 大西洋断裂带; ⑬ 罗曼奇断裂带; ⑭ 里乌-格兰德断裂带; ⑮ 福克兰断裂带

椭球体，如果它的质心偏于一侧，就会造成两侧质量的非均匀分配，从而造成地球的球体南北不对称的现象。根据我们现在收集的太阳系的资料，很多行星都是南北不对称的。根据卫星观测资料，月球的质心偏向地球这一侧 2 公里，和月球的不对称现象相吻合。如果把这个现象类比到我们地球，也可以设想地球的质心可能是偏于北方的。如果地球质心偏于北侧，那么相对来说地球北半球的质量密度，总体来说就比南半球相对地高，这样的话，表层和地核的摩擦力就可能比南半球的大，加上南半球的热状态又比较高，因此南半球的运动速度可能相对较快，北半球相对较慢，因而在赤道附近，会产生一个左行的扭动带；大地水准面资料也表明，北半球和南半球之间发生了一个左行的扭动，说明了左行剪切力的存在。这个剪切力和南北向的压力配合就形成了印度板块，阿拉伯板块和非洲板块向北东方向的挤压。从而更进一步地说明了前面提出的模式的可能性。

目前在地球动力学的讨论中，关于地球的动力问题，特别是关于热对流的问题还有争论。近年来根据层析成像技术获得的一些结果认为对流可能是困难的。为解决这个问题，需引入层流和涌流的概念。

事实表明，在板块俯冲带上，地震的震源深度并不是从地表一直到地下 700 公里的，中间有的段落地震特别多，有的段落几乎很少有地震，也就是说在整个板舌的范围内出现震源分布的分段现象。这种分段现象和目前地球物理方法探测的上地幔的物质的分层现象有一定的关系；其具体情况是，凡比较软的层和板舌相接触的时候，地震就少；相对地比较硬的层出现并和板舌相接触时，地震就比较多。这个道理是很显然的，因为比较坚硬的岩层和板舌进行摩擦时形成

强耦合，而软的岩层形成弱耦合，所以在软岩层出现那一段的深度范围内很少发生地震。这种现象在西南太平洋地区表现得特别明显，因为马里亚纳海沟、斐济群岛等地区板舌的插入都是比较陡立的，延伸也比较深，可到 700 公里左右，从 0 到 700 公里中间有时候出现分段的现象，即从地表到地下有三段地震震源比较集中，有两段空缺，这个深度大体就在 200 到 300 公里之间和 400 到 500 公里之间，这充分说明，岩石圈的下部到上地幔这个范围内，有分层现象。

此外，热点被认为是相对固定不动的，所以热点做为衡量板块运动速度和方向的一个参考点，其基本假设是在地幔的深部有一个热柱从底下不动地一直冲到地表。这就引出了一个问题，如果热柱是通过对流的地幔物质的话，地幔物质就会把热点给偏斜了；设想的在流动的地幔之中有一个相对固定的热源是非常困难的，过去对此有过讨论。

第三，在非洲裂谷涌出的地下热物质并没有在它的两侧形成俯冲带，非洲的东侧和西侧也没有形成俯冲带，也就是说大西洋拉开，非洲拉开，印度洋也拉开，是一个整体拉开的现象。在这种情况下，热物质的涌出如果要是底下也靠对流来支持的话，那么大西洋上升，非洲上升，印度洋也上升，三个热流点一直都往上涌出，中间就缺少下降的对流环了，所以这这也是一个矛盾。

基于上述事实，我们可以考虑是不是可能存在层流和涌流的现象。所谓层流就是，热物质沿着上地幔里的那些软弱层水平运动。而比较坚硬层出现裂缝以后，下边的热物质就顺着硬层的裂缝涌出，形成涌流；涌出以后不一定直接通向地表，再继续沿着层界面，或者是沿着软流层的软层物质移动，软层的物质推动软层物质的运动，然后在某处溢出地

表。这就是一种涌流和层流相结合的模式。这样，它在地表上一些地段也可以造成一种作为对流的视运动的对流形式，看起来像是对流的环，但是它只是地球表面的一个对流现象，深部并不是一个对流的形式，而是靠层流和涌流。如果这样一个模式存在的话，就可以帮助我们解决很多问题，比如说热点问题，洋脊的跳位问题等。洋脊的跳位现象，从表面上看，势必要求地下的对流环突然改变，一个对流环的突然停止，在另外一个地方突然出现一个新的对流环，这是很困难的。用涌流和层流的模式来解释就比较容易了，某个地方裂开时，物质就从裂开处涌出，过了一段时间，突然物质在另一个地方裂开，就可以出现跳位现象。同样，关于转换断层变成拉张洋脊的变格问题，也可以这样解释，这就帮助我们解决了经向对流和纬向对流的统一问题，这就是一个关于层流涌流模式来解释地下动力问题的一种简单的想法。

上面我们已经把全球的三个构造系统都一一地做了介绍，最后我们还从全球的角度进行了归纳。关于全球构造问题，是一个很深刻的问题，在球坐标系上建立起一个整体的概念是很重要和非常复杂的。资料的更新会不断充实和增进我们的认识，关键是当新的资料和原先的模式相矛盾时，应该正视它，从而使我们对全球板块构造及其动力学系统的理解不断完善。

第六部分 工程地震研究中的 活动构造问题

随着人类社会经济的发展及人口密集化程度的提高，地震灾害对人类的威胁也越来越严重。工程地震工作是人类减轻地震灾害所作出努力的一个重要组成部分。而活动构造及其与地震的关系是工程地震工作中的一个重要基础。工程地震工作的水平在很大程度上依赖于活动构造的研究水平。在这方面，国内外有很多生动的例子说明活动构造对工程建设的重要性。

例如，正在建设中的雅砻江二滩水电站曾因为存在活动断层问题使得工程迟迟不能上马，后来通过工程地震工作才解决了这一问题。同样的事例在国外也有发生，例如，美国的加利福尼亚奥布恩双拱水坝坝址因活动断层问题而被勒令放弃，已投资的两亿美元付之东流。又例如，1962年美国加利福尼亚州修建勃德湾核电站，为了使核电站靠近海边，忽略了活动构造问题，其站基几乎就建在圣安德烈斯断层上，这一严重的地震安全问题使得勃德湾核电站于1964年被废弃。

还可以举出一些正面的例子来说明这个问题。例如，广东的新丰江水库1959年蓄水后发现微震活动增强，有关部门及时组织专家对库区及邻近地区进行了系统的地震地质研究工作，在此基础上将库区的地震基本烈度由原定6度提高到了7度，并按照当时的水电抗震规范，在基本烈度的基础

上提高 1 度加固了大坝，使得大坝经受住了 1962 年河源 6.1 级地震的考验，保证了下游广大人民生命财产的安全。又例如，智利的工业城市瓦尔帕莱索位于南美西海岸地震带上，1985 年这里发生了一次强烈地震，震级与 1976 年唐山地震相当，为 7.8 级。由于该城在工程地震工作的基础上采取了有效的城市抗震防灾措施，地震时这个百万人口的城市只有 150 人死亡，是唐山地震死亡人数的 1/1600。

因此，活动构造研究不仅仅是一个理论研究问题，而且对人类生活及社会经济发展有着非常重要的实际意义。在这一部分首先简要地介绍工程地震的三项主要工作，即：第一，地震区划；第二，地震小区划；第三，重大工程的地震危险性评价；介绍这三项工作中的主要内容、基本工作程序以及活动构造研究在这些工作中所起的作用。然后，再将上述三项工程地震工作中的活动构造研究问题归纳为 6 个方面进一步论述，即：① 确定断层的展布、性质、活动速率及最后一次活动的年代；② 划分地震构造区；③ 确定震源带；④ 研究不同震级地震的发展构造标志；⑤ 确定潜在震源区，估算其震级上限；⑥ 估算大震重复率。

一、地震区划

地震区划一般是大范围、小比例尺的地震危险性区域划分，它的结果是国家有关部门制定基本建设规划、土地利用方案以及区域性的抗震防灾规划时的重要科学依据，同时也可以作为一般工业及中小型民用建筑工程的抗震设计依据。

地震区划工作按照其所采用的方法可分为两大类，即概率法地震区划和确定性方法地震区划。

(一) 概率法地震区划

概率法地震区划的主要内容和工作程序如图 6.1 所示。可以看出，地震区划工作首先是要根据大量的地质和地球物理资料来进行地震构造区(带)的划分，研究潜在震源区的构造标志，并确定潜在震源区及其参数。然后，在建立了地震动参数及地震烈度衰减公式的基础上，进行地震危险性的概率分析。最后，将一定概率水平的地震烈度或地震动参数的等值线表示在图上，就得到了概率法的地震区划图。

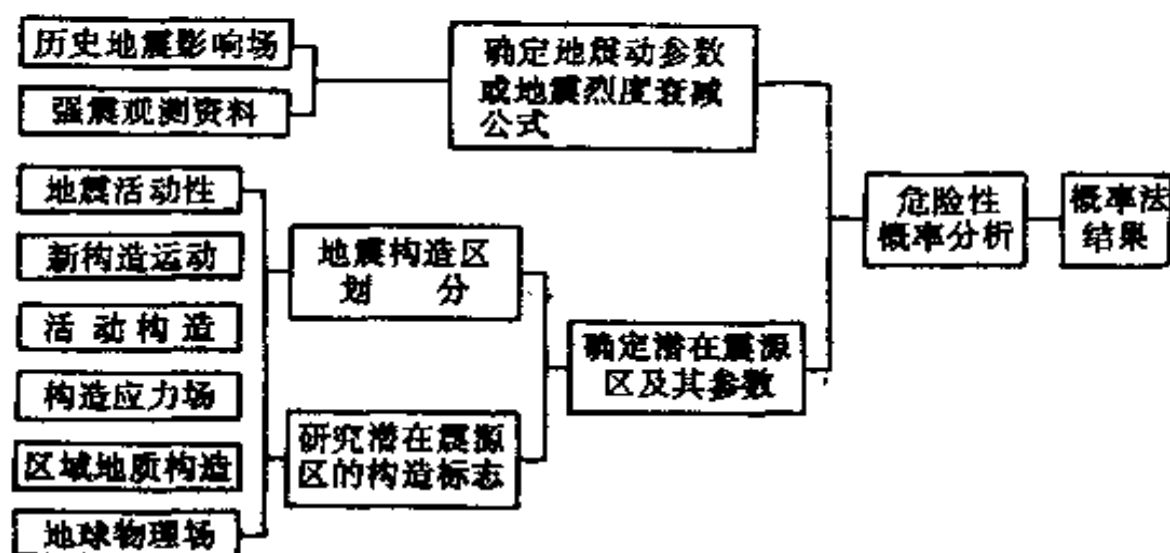


图 6.1 概率法地震区划框图

概率法地震区划的基本工作内容有 4 个方面。

1. 划分地震构造区（带）

地震构造区(带)是指在构造及地震成因上具有统一特征的区域。它的划分依据是：地震活动的时间-空间图象、区域地质构造、新构造特征以及区域地球物理场和现代构造应力场等。

例如新编的全国地震区划图(第三代图, 1991 年出版)在全国划分出 8 个一级地震构造区, 它们是: 东北地震构造区; 华北地震构造区; 华中地震构造区; 华南地震构造区; 天山-阿尔泰地震构造区; 青藏高原地震构造区; 台湾地震构造区以及南海地震构造区。在每个一级地震构造区内, 还可以根据具体情况进一步划分出若干个次一级的地震构造区。

2. 确定潜在震源区及其地震活动性参数

在每一个地震构造区内根据对该区地震活动性的研究及发展构造标志的认识确定潜在震源区及其震级上限 M_u , 并以地震构造区为统计单元确定震级-频度关系参数 b 及地震年平均发生率 ν 。

地震重复性原则和构造类比原则是圈定潜在震源区所依据的两条主要原则。地震重复性原则是指, 曾经发生过地震的地方还可能发生同样强度的地震。构造类比原则是指, 地质条件相同的地区地震活动性也可能相同。

每一个潜在震源区的地震危险程度通过震级上限 M_u 、震级-频度关系参数 b 值以及地震年平均发生率 ν 这三个地震活动性参数表示的。震级上限 M_u 是指该潜在震源区可能发生的最大地震的震级, b 值由古登堡-李希特震级频度关系式确定, 地震年发生率 ν 是指该潜在震源区内每年发生大于或等于起算震级的地震数。

3. 建立烈度和地震动衰减关系

在资料允许的情况下, 以地震构造区为单元进行地震影响场及地震波衰减规律的研究, 建立烈度和地震动衰减关系。在资料不充足的情况下也可用更大的区域, 例如以中国东部为单元进行这项工作。

4. 地震危险性概率分析计算

在选定的震源模型基础上，通过地震危险性概率分析计算，可以得到各计算场点的地震危险性概率曲线，综合各场点的计算结果即可得到以概率表示的地震区划结果。

例如，新的中国地震烈度区划图给出了全国 50 年内超越概率为 10% 的地震烈度分布。

(二) 确定性方法地震区划

与概率法地震区划不同，确定性方法地震区划对未来地震危险性给出确定性的预测。例如我国 1957 年出版的第一代地震区划图和 1977 年出版的第二代区划图就是采用确定性方法编制的。

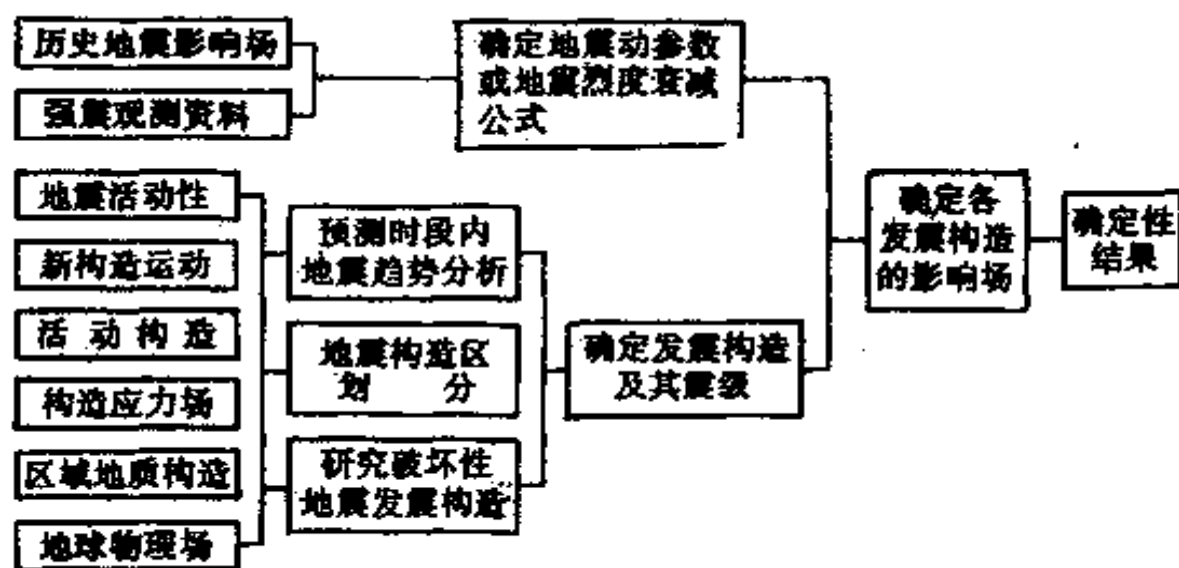


图 6.2 确定性方法地震区划框图

确定性方法的主要工作内容和程序如图 6.2 所示。从图 6.2 可以看出，确定性方法地震区划与概率方法地震区划所依据的基础资料基本上是相同的，但由于所使用的思路不

同，具体的工作内容和侧重点有所不同。

在确定性方法中，给出的是在预测的某一时段内或超长时段内的确定性结果。例如我国第一代区划图是预测超长时段内的地震烈度分布，而第二代区划图是预测未来 100 年地震烈度的分布。根据地质构造及其与地震的关系确定发震构造及其最大震级是确定性方法十分关键的一步。由于资料和研究程度的限制，在很多时候往往不能明确地定出发震构造，而只能给出一个比较笼统的地震危险区，地震危险区里包含了可能的发展构造。在确定了发震构造或地震危险区的基础上根据衰减关系确定并综合各发震构造的影响场，由此就得出了确定性地震区划的结果。

二、地震小区划

地震小区划是针对某个城市或工矿基地而进行的小范围内大比例尺的地震危险性分区预测。

图 6.3 概括了地震小区划的工作程序和主要内容。可以看出，地震小区划工作与地震区划工作的差别除了比例尺以外，最主要的是地震小区划要考虑场地条件。在地震危险性分析的基础上，根据场地工程地质分区、土层动力学特征以及场地的地震地面反应分析，进行场地地震动小区划和场地地震破坏效应预测，得到地震小区划的结果(图 6.4, 表 6.1)。

在地震区划工作的基础上，地震小区划工作还要进行以下四个方面的内容。首先要进行工程地质分区，即综合场地地质、地貌及岩土力学特性等因素将场地划分为具有不同工程地质特性的单元。例如在甘肃 404 厂 1257 工程场址地震小区划工作中，将厂区划分为具有不同工程地质特征的四个

单元。其次要进行场地土动力学特征研究及地震地面反应分析。然后进行场地地震动小区划。最后，需进行场地地震破坏效应预测，它包括三个方面的内容：第一，构造因素引起的破坏，包括断层地表位错、构造地裂缝等；第二，地形因素引起的破坏，包括岩崩、滑坡、泥石流、塌陷及边坡失稳等；第三，地层因素引起的破坏；包括砂基液化、软基不均匀沉陷等。

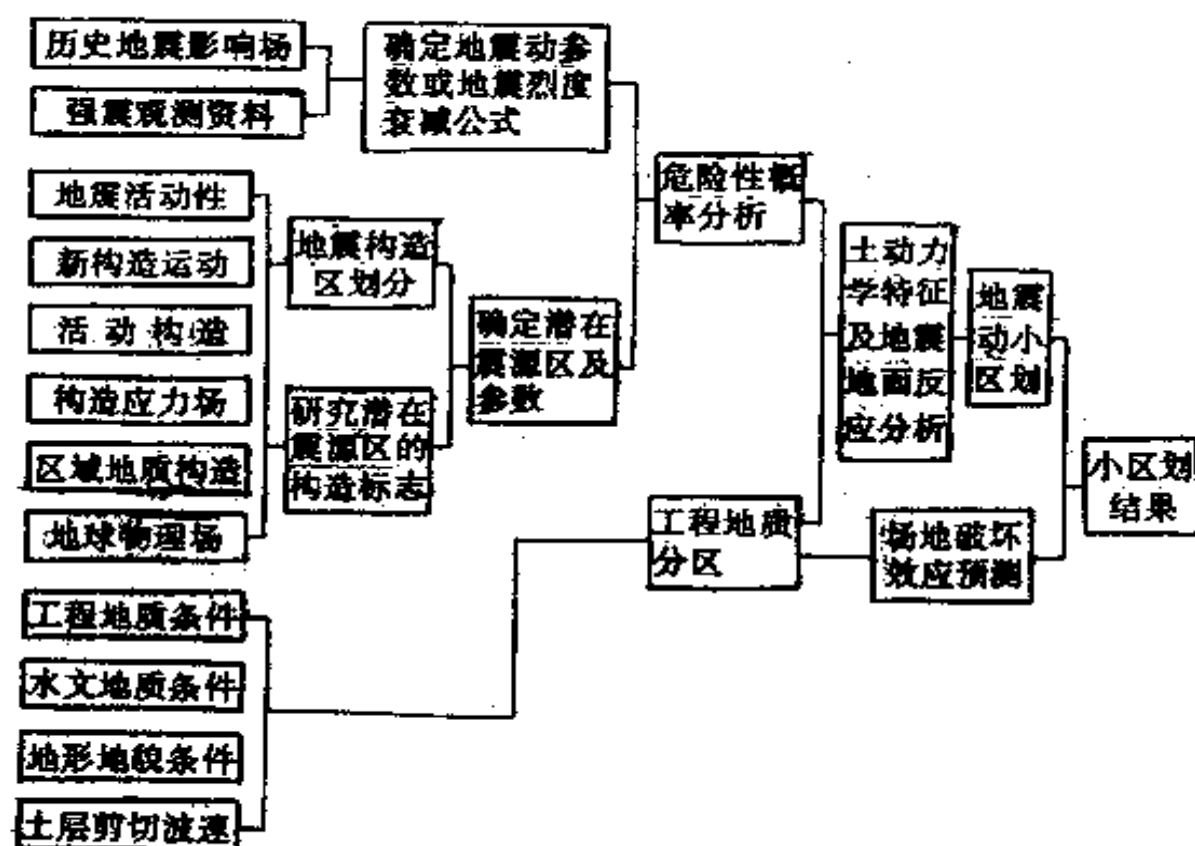


图 6.3 地震小区划框图

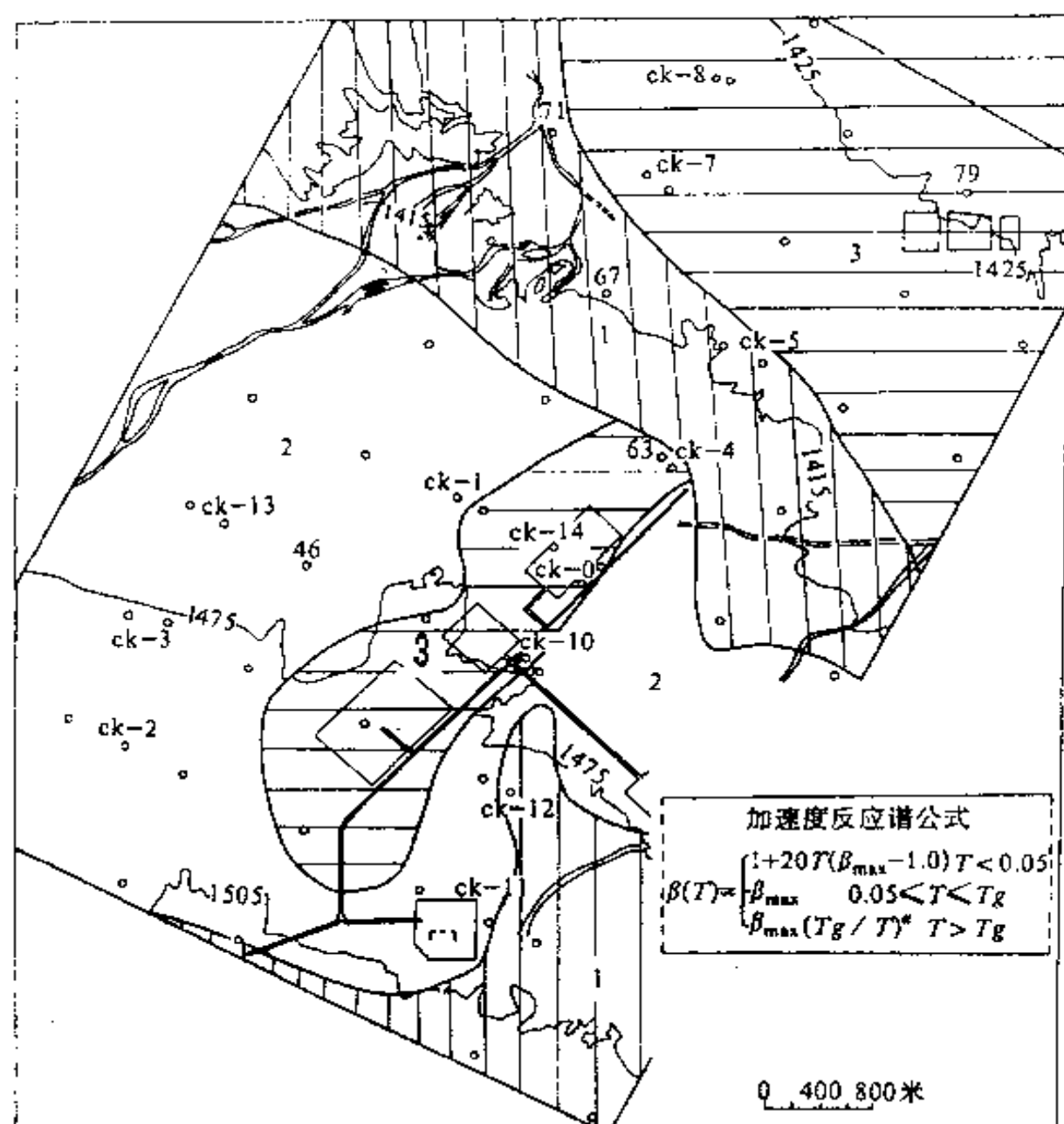


图 6.4 甘肃 404 厂 1257 工程地震动小区划图

表 6.1 甘肃 404 厂 1257 工程地震动小区划结果

地震作用级别	分 区	加速度峰值 A_{max}	放大倍数 (β_{max})	拐点周期 T_g (s)	α
50 年超越概率 63%	1	0.047	2.3	0.30	0.9
	2	0.051	2.5	0.30	0.9
	3	0.058	2.5	0.32	0.9
50 年超越概率 10%	1	0.096	2.4	0.30	0.9
	2	0.104	2.5	0.3	0.9
	3	0.120	2.5	0.33	0.9
50 年超越概率 3%	1	0.147	2.4	0.3	0.9
	2	0.159	2.5	0.3	0.9
	3	0.184	2.5	0.35	0.9

三、重大工程地震危险性评价

重大工程地震危险性评价是针对某个工程场地所进行的工程地震工作，要求提供工程设计地震动参数，并对威胁工程安全的断层的活动性及其他场地地震破坏效应作出预测性的评定。

图 6.5 概括了重大工程地震危险性评价的工作程序和主要工作内容。可以看出，在对重大工程进行地震危险性评价时，由于工程的重要性，在地震、地质、地球物理等基础研究方面需要在地震区划工作的基础上作进一步深入研究，特

别是对场址外围地区重点断裂要进行系统研究，以确定潜在震源区及其参数。同时还需要考虑场地条件，通过地震危险性概率分析及场地地震反应分析得出设计地震动参数以满足工程设计的需要。此外还特别需要对场址区断层的活动性及其他场地破坏效应作出预测评定。

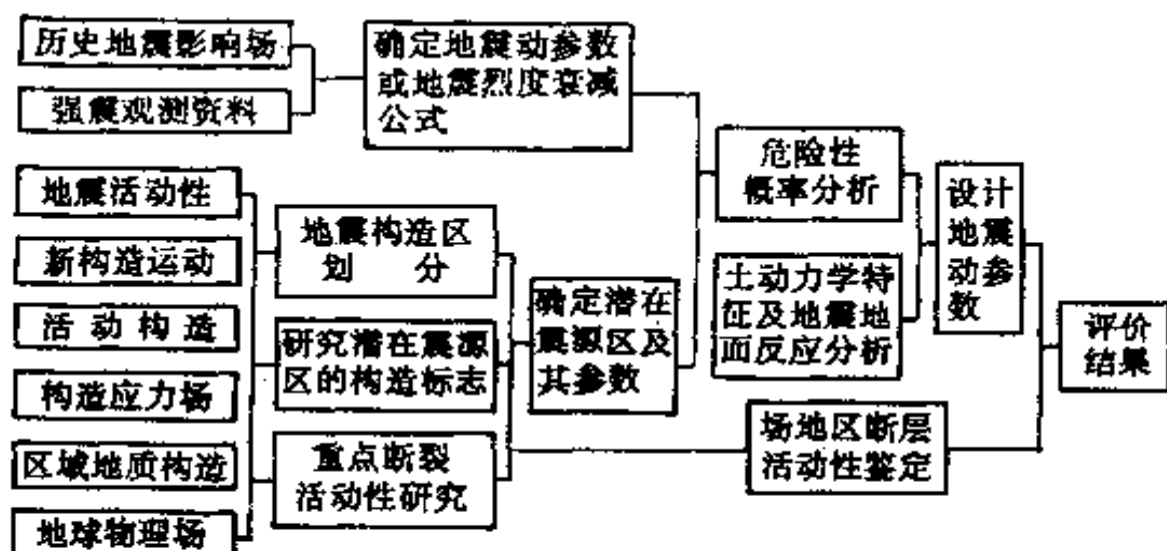


图 6.5 重大工程地震危险性评价框图

不同类型的重大工程对活动断层的研究往往有某些特殊要求，下面以水工建筑和核电站工程为例，说明不同工程对活断层研究的要求。

《水利水电工程地质勘察规范》中明确规定，大型水工建筑必须对场址外围重点断裂的活动性进行研究，并对厂区断层活动性进行鉴定。例如在云南澜沧江小湾水电站工程地震综合研究中就对场址外围的南汀河断裂进行了专门研究，阐明了南汀河断裂的空间展布、活动特征、古地震活动、与强震的关系等。在此基础上对该断裂带的地震危险性作出了

评价。在小湾电站工程中，还对坝址区 F_1 、 F_7 等断层的活动性进行了鉴定(图 6.6)。例如，对 F_7 断层中断层泥物质用热释光法测定的结果，基本上反映了断裂带的三期断错活动，即中更新世(20.4—30.0 万年)，中更新世末(11.4—14.4 万年)和晚更新世(6.44 万年)。

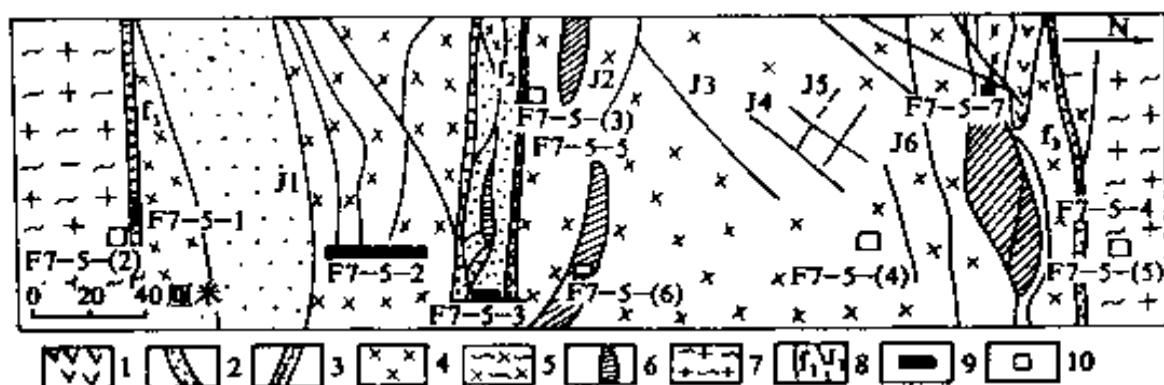


图 6.6 小湾坝区 5 号平硐西壁 F_7 断层破碎带剖面图

1. 黑云母花岗岩；2. 灰白色断层泥；3. 灰绿色断层泥；4. 强破碎带；
5. 弱破碎带；6. 长英质透镜体；7. 花岗片麻岩；8. 断层、节理及编号；9.
采样点；10. 取标本点

发展核电是缓解我国能源紧缺的主要措施之一。目前，在我国大陆上已有浙江秦山核电站投入运行，广东大亚湾核电站即将投入运行，还有一些核电站的厂址已经选定或正在规划中。核电站属于特殊的重大工程设施，必须保证其绝对安全。因此对核电站厂址区及外围地区的活动构造研究有更为严格的要求和规定。

因核电站的特殊要求，美国原子能委员会 1973 年提出能动断层的概念。1975 年，美国核能管理委员会具体规定

可以从以下三个方面去认识能动断层：

(1) 断层在过去 3.5 万年内至少发生过一次地表或近地表错动，或者过去 50 万年内重复发生过上述活动，则可定为能动断层。

(2) 有足够精确的仪器观测记录证明强震活动与该断层有关，也可以定为能动断层。

(3) 如果该断层与已知的能动断层存在构造上的联系，并且有理由推测该断层能伴随其它能动断层的活动而活动，那么可以认为该断层是能动断层。

国际原子能机构规定，以核电厂为中心，以 320 公里为半径划定的区域为核电厂的工程地震危险性评价的工作区，8 公里为半径的区域划为核电厂厂址区。在厂址区范围内主要是进行能动断层的鉴定，按有关规定，在此范围内一般不应存在能动断层。在工作区范围内主要进行断层活动性的鉴定，并确定其与地震的关系。国际原子能机构还规定对核电站极限安全地震动参数必须同时使用概率法和构造法来确定，然后取两个结果中数值大者作为设计依据。最近，我国地震部门和核安全机构根据我国多年来核电站选址的经验，正在编制我国的核电站地震工作规范，对活动构造的工作内容作了一些新的规定。

在重大工程地震危险性评价工作中，通常还需要根据工程特点和要求，进行有关的专题研究。例如对座落在海滨的核电站，需要进行海啸对场址影响的评估。对大型水库，则应对蓄水后产生诱发地震的可能性作出预测。

从上面的介绍可清楚地看出，在工程地震各项工作中，活动构造的研究都是十分重要的。下面，我们把在工程地震工作中活动构造的研究归纳为 6 个方面的问题逐项进行介

绍。

1. 确定断层的展布、性质、活动速率以及最后一次活动的年代

确定断层的展布、性质、活动速率以及最后一次活动的年代，根据工作区所处的地质环境条件不同，该项工作所采取的方法、手段及工作侧重点也不尽相同。

基岩出露区的断层活动性鉴定工作可归纳为 3 个方面的内容。

(1) 断层地质地貌研究

断层地质地貌研究首先是根据断层的地形地貌特征寻找断层通过部位和实际断层露头剖面。对断层带的天然露头或人工探槽作详细研究和网格化大比例尺制图。在断层剖面露头的研究中，除通常要注意断层的产状和性质外，更要注意断层切割的最新地层及是否有多次位错的地质形迹。其次，在凡有断层位错标志的地点准确测量断层位错量，包括垂直方向和水平方向以及第四纪不同时期的位错量，为定量化评价断层活动性提供基础。最后要采集与断层活动性质、活动年代相关的实验样品，包括地层样品和断层构造岩、断层泥样品。

(2) 断层构造岩带的微观研究

断层构造岩带的微观研究是对断层野外研究的补充和深入。在基岩区往往缺乏新地层，所以断层岩带的微观组构、矿物成分、粒度及某些矿物颗粒的形貌特征是研究断层活动性质、方式、时代和受力状态的重要媒介。

图 6.7 是大渡河大岗山水电站坝址区断层活动性研究中的一个实例剖面。湾东断裂是发育在晋宁期闪长岩与二迭系接触带附近的一条断裂。在地质历史时期，它曾经历过强烈

的构造运动，并形成硅化构造岩带；其后，断层活动减弱，在硅化带中又生成多条小断层。研究这些小断层发现，其中的断层碎屑物是不一样的，经分别采集样品，在室内根据石英形貌法用干涉镜对断层泥中石英颗粒表面的侵蚀程度进行分类统计，结果表明，断层活动是多期次的。

(3) 断层活动时代的测定

断层活动时代的测定在方法选择上要因地制宜，有所侧重；同时又要尽可能采用多种方法手段进行综合测年，相互补充。目前进行断层活动年代测试的手段主要有放射性 ^{14}C 法、热释光法、电子自旋共振法、铀系法、钾氩法、裂变径迹法、孢子花粉法等等。

近些年，在我国东部地区，一系列大型重要工程设施主要兴建于平原第四系覆盖区。与基岩出露区不同的是，这类厂址区的断裂多隐伏于第四纪松散沉积物之下，所以在进行断层活动性鉴定时需要采取与基岩出露区不同的工作思路和方法。现以三河-平谷电厂厂址为例，介绍平原区隐伏断层的活动性鉴定方法。该电厂的几个预选厂址都位于北京平原北部山前的第四系覆盖区。其中夏垫断层斜贯厂址区，根据物探资料，该断裂两侧第四系厚度相差很大，但从地表上，它的具体位置、空间展布和晚第四纪以来的活动性都判断不清楚。首先通过卫星影像的解译分析，确定了断裂可能通过的大体位置。据此布置了若干条化探剖面，缩小断层位置的搜寻范围，在此基础上再进行浅层地震及地质雷达探测。后又进行了大量的浅层钻探确定断层的准确位置，再布置探槽揭露断层，并采集了 ^{14}C 、热释光、孢粉等年代样品。

通过探槽开挖揭露出断层面，表明断层以倾滑正断层为主。在东柳河屯6号槽中还发现了1679年8级地震的地震

断层和地震楔。

从上述实例介绍可以看出，平原区断裂活动性鉴定工作的特点可概括为三个方面。首先要通过航卫片解译、现有地质、物探、及钻探等资料的综合分析，初步推测厂址区主要断层的大致位置。其次要进行系统的浅层物探-化探-钻探以确定隐伏断裂的位置。一般来说，先用化探方法普查确定断层可能存在的“异常地区”，再进行浅层物探的勘测，进一步确定断层的具体位置，然后利用浅层钻探进行精确定位。最后是用槽探揭露断层带以进行断距、断层面结构、断错地层和活动时代的研究。

在许多情况下，断裂往往是部分出露，部分隐伏，对这类断层的活动性研究就需采用基岩出露区和平原隐伏区兼而有之的方法。

2. 划分地震构造区

划分地震构造区是工程地震工作中极其重要的一环。不同的地震构造区在地震活动规律、发震构造条件以及地震波衰减等方面都有不同的特点，因此，划分地震构造区对合理地确定地震统计单元，分区研究地震的发生条件，圈定潜在震源区以及建立地震烈度和地震动参数衰减关系等方面都有重要的意义。

地震构造区(带)的划分依据一般来说是多指标的，以新编的中国地震烈度区划图为例，在进行地震构造区(带)划分时，考虑了以下六个方面的内容。

(1)地震活动性的区域特点，包括地震活动的强度、频度、地震活动周期、地震构造类型及地震重复间隔和震源深度。

(2)区域新构造运动特点，包括新构造运动性质及强度

等。

(3)区域断裂现代活动特点，内容包括断裂活动性质、展布方向、活动方式和活动速度等。

(4)区域现代构造应力场特点，包括区域主压应力或主张应力方向及其倾角，等等。

(5)区域大地构造属性和区域构造发展史的特点。

(6)地球物理场的区域特点，包括地壳结构和莫霍面深度分布、重磁场分布特点以及居里面深度、大地热流值分布等。

下面以秦山核电站工程地震工作为例，介绍在核电站周围 320 公里的范围内进行地震构造分区的具体作法。

中强地震的空间分布表明地震绝大部分集中在工作区北部，南部很少有中强地震发生。地震活动空间分布的不均匀性有其深刻的地震构造背景。在新构造地貌方面，大致从桐柏山、大别山北缘到杭州湾南岸一带，存在一条重要的活动构造边界。边界两侧地形存在巨大差异，南侧是上升区，许多高山峻岭耸立在此；北侧为下降平原，发育断陷盆地和海湾平原。舟山群岛一带是我国海岸线的一个重要转折点，在舟山群岛以南的东南沿海，海岸线走向北东，略呈弧形；而舟山群岛以北的海岸线方向突然发生转折，走向变为北西。在深部构造上，南北两侧也有巨大差异，这种差异，反映下扬子—南黄海地区深部地壳结构与华南地区是不同的，而与华北地区比较接近。此外，震源机制解，地应力测量结果，水系分布等资料都表明下扬子—南黄海地区地壳应力场特征与华北地区是一致的，而与华南有较大差别。

以上事实说明，该构造地貌界线以北的下扬子—南黄海地区在新构造时期，特别是第四纪时期，是一个断陷沉降

区。该区地震构造背景在某些方面与华北新生代断陷区是类似的，但强度要弱一些，我们把它划归为华中地震构造区。而在这条构造地貌界线以南的皖南及浙江中南部地区则是一个新生代的断块隆起区，岩石圈厚度大，现代构造活动相对微弱，应该划归为华南地震构造区。进一步在华中地震构造区内部，根据其内部的地震构造差异，还可以划分出茅山地震构造区，太湖地震构造区，舟山地震构造区以及南黄海地震构造区。而在南部的华南地震构造区内部，还可以划分出金华—临海地震构造区和温州地震构造区。

3. 确定震源带

由于地壳构造变形的线性特征，地震总是成带分布的，根据这一特点，在地震危险性评价工作中要确定震源带。震源带就是在现代构造运动体制下构造应变能的主要释放带。例如在深圳市地震危险性评价工作中发现沿广东滨海断裂带就是一条重要的震源带。该断裂带控制了华南沿海的强震，沿断裂带有一系列破坏性地震发生，形成了北东东向的地震条带图像。

根据工作区构造应变能释放的基本特征，潜在区图象识别结果，确定广东滨海断裂带为应变能的主要释放带，也是可能发生中强地震的震源带。

4. 确定不同震级的发展构造标志

在确定了震源带的基础上，进一步的工作是在震源带内确定不同震级的发展构造标志。现在仍以深圳地震危险性评价工作为例，介绍这项工作的具体作法。从深圳及外围地区地震构造图上的震中分布可以看出，大于7级的地震只发生在这两条北东东向的断裂带上。北东东向断裂带与北北西向断裂带交汇部位是大于7级地震最有可能发生的地方。北东

东向断裂上除了大于 7 级地震段落以外的部位都可能发生 6—7 级地震。在陆地区域，北东向断裂和北西向断裂交汇的部位或北东向断裂拐弯部位也具备发生 6—7 级地震的可能性。此外在第四纪沉降带或断陷盆地等地形地貌反差明显的地方，亦有发生中、强地震的可能。在上述构造部位，如果重磁资料表明其深部有北东或北西西向的构造存在，则发生中、强地震的可能性更大。

5. 确定潜在震源区及其震级上限

确定潜在震源区并估算其震级上限是在上述四项工作的基础上进行的，例如在深圳市地震危险性评价工作中，为了合理地圈定深圳及其外围地区的潜在震源区，在以深圳为中心，半径 300 公里范围内，开展了系统的研究工作，首先是对主要断裂晚更新世以来的活动性及活动速率进行了详细研究。然后，在地震构造研究的基础上将工作区划分为东南沿海外带和内带两个地震构造区，在每个地震构造区内又进一步划分出若干个震源带。在对区内各级强震的发展构造条件进行分析的基础上，结合地震重复原则划出潜在震源区。在勾画潜在震源区的边界时，要考虑第四纪活动断裂的展布及其影响带的宽度，以及小震活动条带的宽度等等。此外，第四纪盆地的边界、地球物理异常区、带的展布与范围也可作为勾划边界的参考依据。

确定潜在震源区震级上限通常需要从以下 4 个方面来进行工作。

(1) 确定震源带的最大震级和背景震级

震源带的最大震级是指在该震源带上可能发生的最大地震的震级，如东南沿海的广东滨海震源带的最大震级是 7.5 级。该震源带上可以随机发生的最大地震的震级是该震源带

的背景震级。在广东滨海断裂带的背景震级是 6 级。最大震级和背景震级可以通过对该震源带上历史地震资料及活动构造研究来加以确定，它们给出了该震源带上各潜在震源区震级的上限和下限值。

(2) 活动断裂带的分段性研究

要合理地确定潜在震源区震级上限，必须研究活动断裂带的分段性。这也是近年来活动断裂研究的一个重要方面。例如，对四川西部安宁河断裂带北段断层活动强度、运动性质、活动时代、地面断层组合型式以及地震强度等方面的研究表明，从南至北可将安宁河断裂北段分为三个不连续的活动段，即西昌—冕宁段；冕宁—紫马垭段；紫马垭—田湾段。

根据最新地面活断层研究，在该段西昌至紫马垭间还存在着几个次一级的最新地面活断层段，段与段之间有明显的间隔，最新地面活断层的组合方式不同，地震潜在能力也不同，它们有可能是彼此独立的地震破裂单元。

(3) 特征地震的研究

近年来，特征地震现象的研究对潜在震源区震级上限的确定也有重要的作用。特征地震的含义是指断层的某些段落重复发生震级大小相近的地震。例如我国西南的鲜水河断裂带上的炉霍段和道孚段都是著名的特征地震段。

对于一个潜在震源区，如果通过现代地震资料和古地震研究，能够确定其具有某一震级的特征地震，那么特征地震的震级可被用来作为该潜在震源区的震级上限。

(4) 利用断层破裂参数求震级

根据对现代地震及古地震资料的统计结果看，地震震级和地震断层的某些破裂参数存在着统计对应关系。这些破裂参数包括了地震地表破裂长度、地震地表最大位错、地震断

层长度、地震断层面积，等等。

1987 年，Slemmons 给出了挤压环境和拉张环境下的地震破裂长度与震级的关系：

$$\text{挤压环境} \quad M_s = 5.26 \pm 1.08 \lg(L)$$

$$\text{拉张环境} \quad M_s = 5.18 \pm 1.12 \lg(L)$$

这里 L 是破裂长度，单位是公里。

同时，Slemmons 还给出了地震地表最大位错与震级的关系：

$$\text{挤压环境} \quad M_s = 6.86 \pm 0.90 \lg(D)$$

$$\text{拉张环境} \quad M_s = 6.85 \pm 0.86 \lg(D)$$

这里 D 代表最大位错，单位是米。

1979 年 Wyss 求出了的地震断层面积和震级的关系式：

$$M_s = 4.15 \pm \lg(A)$$

其中 A 是断层面积，以平方公里为单位。

上面所提到的断层破裂分段，有时就被用来作为地震断层的长度计算地震断层面积。需要说明的是，由于观测误差和资料的离散性，用单一的破裂参数估算震级的大小可能会产生较大的误差，因此常采用多种参数分别估算，然后进行综合判断，以期得出比较合理的结果。

6. 估算大震重复率

在断裂某个位置附近重复发生一次大震的平均间隔时间叫作大震重复间隔。大震重复间隔对估算潜在震源区内大震的年平均发生率有重要意义。根据大震重复间隔求得的方法不同，可将其分为实际大震重复间隔和平均大震重复间隔两类。实际大震重复间隔就是通过研究一条活断层上古地震及现代地震事件，所得到的两次连续发生的大震之间的时间间

隔。平均大震重复间隔是根据某条活断层上，全新世或晚更新世以来的平均滑动速率以及大地震平均位错估算出来的。

华莱士 1970 年给出了计算平均大震重复间隔的公式：

$$R_x = D / S$$

式中 R_x 为大震重复间隔， D 为 x 点的位错， S 是 x 点的平均滑动速率。

如果存在非震蠕滑，则计算时要考虑蠕滑量的影响：

$$R_x = D / (S - C)$$

式中， C 为 x 点的蠕滑速率。因此，整条断裂的平均大震重复间隔便可以由例公式求出：

$$R_t = DL / (S - C)L_t$$

式中， L 是大震的平均破裂长度， L_t 是该活断层的总长度。

综上所述，工程地震学的研究内容是与工程建设有关的地震危险性评价、地震区划及地震小区划等问题，它是一门由地震学、地质学及工程力学等学科相互结合、渗透而发展起来的边缘学科。而在这门边缘性学科当中，地质学的主要任务，就是要把地震活动的地质背景，特别是要把活动构造及其与地震的关系搞清楚，从而根据地质、地球物理资料为地震危险性评价提供科学依据及计算参数。可以预料，随着科学的发展与技术手段的更新，活动构造的研究将不断深化发展，从而促进工程地震工作的开展，使之达到一个新的水平，更好地为减轻地震灾害服务。

