活断层分段

——原则、方法及应用

丁国瑜　田勤俭　孔凡臣
谢霄峰　张立人　王立平　著

54

地震出版社

活 断 层 分 段

—— 原则、方法及应用

丁国瑜　田勤俭　孔凡臣
谢霄峰　张立人　王立平　著

地 震 出 版 社

1993

（京）新登字 095 号

内 容 提 要

活断层的研究在地球动力学、活动构造学、地震学及工程安全性评价等方面越来越引起人们的重视。而对活断层分段的研究则是 80 年代后期以来这一研究领域中最引人注目的一个新课题。它涉及对断层活动特性的认识和解决一系列有关活断层实际问题的具体方法与途径，具有重要理论与实际意义。本书包含了对活断层分段涵义及有关分段一系列基本问题的讨论，对活断层分段的原则与方法以及在解决地震危险性评估、重大工程安全性评价等实际问题中的应用进行了较系统的论述。

本书可供从事地质学、地球物理学、地球动力学、地震学、地貌学、岩石力学、工程地质学、地震工程学、大地测量学、核工程、水电工程、建筑学以及环境保护、城市规划、能源开发、石油等方面工作的科技人员及有关大专院校师生参考。

活 断 层 分 段

—— 原则、方法及应用

丁国瑜 田勤俭 孔凡臣
谢富峰 张正人 王立平 著

责任编辑：朱向军

※

地 震 出 版 社 出版

北京民族学院南路 9 号

北京丰华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

※

787×1092 1/16 9.5 印张 240 千字

1993 年 12 月第一版 1993 年 12 月第一次印刷

印数 0001—1000

ISBN 7-5028-1082-X / P·657

（1475）定价：10.00 元

目　录

前言 …… (1)
第一章　不同类型的断层分段及段的含义 …… (4)
一、不同类型的断层分段 …… (4)
二、段及分段的含义 …… (5)
第二章　段的持久性及独立性 …… (7)
一、段的持久性 …… (7)
二、破裂段的独立性及段间关系 …… (15)
第三章　断层分段尺度及层次结构 …… (19)
一、断裂带上不同量级破裂单元的并置 …… (21)
二、破裂段的层次结构 …… (23)
三、关联单元 …… (26)
第四章　断层破层长度、位移与震级和断层的破裂分段 …… (30)
一、断层破裂长度与震级 …… (31)
二、地震破裂位移的特征 …… (34)
三、初步结论和应用举例 …… (37)
第五章　利用地震学方法探讨活断层的分段 …… (38)
一、方法探讨 …… (38)
二、地震活动图象及震源深度的变化 …… (40)
三、区域平均应力场 …… (50)
四、M_S>6.0 级地震震源机制研究 …… (51)
五、结论 …… (52)
第六章　活断层分段的分形几何学方法 …… (55)
一、断层的分形结构 …… (55)
二、用分形理论进行断层分段 …… (58)
第七章　活动正断层分段的标志 …… (70)
一、断层活动单元的识别 …… (70)
二、破裂单元的识别及破裂分段 …… (76)
三、小结 …… (81)
第八章　活动走滑断层的分段标志 …… (82)
一、走滑断层的分类 …… (82)
二、障碍构造与破裂传播 …… (84)
三、走滑断层的几何学特征 …… (85)
四、走滑断层分段边界的确定标志 …… (86)
第九章　活动逆断层的分段标志 …… (90)

一、逆断层的力学机制与几何学特征 …… (90)
二、逆断层的破裂传播与运动学特征 …… (92)
三、逆断层分段的本质属性 …… (96)
四、逆断层分段边界的确定标志…… (100)
五、逆断层分段研究实例…… (102)
第十章　活断层破裂分段的原则、方法与分段合理性的检验…… (107)
一、活断层破裂分段的原则…… (107)
二、活断层破裂分段的方法与步骤…… (109)
三、分段合理性的综合检验…… (111)
第十一章　活断层分段的应用…… (113)
一、对板块边界地带地震潜在危险性的研究…… (113)
二、圣安德烈斯断层的分段及其地震危险的评估…… (116)
三、鲜水河断裂带的地震复发概率预测…… (130)
四、活断层分段在地震危险区划及重大工程地震危险性评价中的应用… (135)
参考文献…… (138)

SEGMENTATION OF ACTIVE FAULT

Ding Guoyu Tian Qinjian Kong Fanchen
Xie Xiaofeng Zhang Liren Wang Liping
(Center For Analysis And Prediction, SSB, Beijing 100036 China)

CONTENTS

Preface ..... (1)
Chapter 1. Different kinds of fault segmentation and the meaning of segment ..... (4)
1. Different kinds of fault segmentation ..... (4)
2. The meaning of segment and segmentation ..... (5)
Chapter 2. Persistance and independance of fault segment ..... (7)
1. Persistance of fault segment ..... (7)
2. Independance and relationship of fault rupture segments ..... (15)
Chapter 3. Scale and hierarchy of fault segment ..... (19)
1. Concurrent of different scale rupture units ..... (21)
2. Hierarchy of rupture unit ..... (23)
3. Connected unit ..... (26)
Chapter 4. Rupture langth, displacement, magnitude and active fault segmentation ..... (30)
1. Rupture length and earthquake magnitude ..... (31)
2. Characteristics of earthquake rupture displacement ..... (34)
3. Tentative conclusion and some application ..... (37)
Chapter 5. Active fault segmentation using seismological method ..... (38)
1. About method ..... (38)
2. Seismic activity pattern and variation of focal depth ..... (40)
3. Regional stress field in average ..... (50)
4. Focal mechanism study about earthquakes with magnitude $M_S \geq 6.0$ ..... (51)
5. Tentative conclusion ..... (52)
Chapter 6. Active fault segment and fractal ..... (55)
1. Fractal structure of fault ..... (55)
2. Fault segmentation using fractal method ..... (58)
Chapter 7. Criteria of active normal fault segmentation ..... (70)

1. Recognition of fault active units ····· (70)
2. Recognition of rupture units and rupture segmentation ····· (76)
3. Summary ····· (81)
Chapter 8. Criteria of active strike slip fault segmentation ····· (82)
1. Classification of strke slip fault ····· (82)
2. Rupture propogation and barrier ····· (84)
3. Geometric characteristics of strike slip fault ····· (85)
4. Recognition of segment boundary of strike slip fault ····· (86)
Chapter 9. Criteria of active thrust fault segmentation ····· (90)
1. Mechanical and geometrical characteristics of thrust fault····· (90)
2. Rupture propogation and kinematic characteristics of thrust fault ····· (92)
3. Essence of thrust fault segmentation····· (96)
4. Recognition of segment boundary of thrust fault ····· (100)
5. Example of thrust fault segmentation····· (102)
Chapter 10. Principle, method and rational examination of active fault segmentation ····· (107)
1. Principle of fault segmentation ····· (107)
2. Method and process of active fault segmentation ····· (109)
3. Synthetic examination on rationality of segmentation ····· (111)
Chapter 11. Application of active fault segmentation ····· (113)
1. Research on earthquake potential of plate boundary ····· (113)
2. Segmentation and earthquake risk evaluation of San Andress Fault····· (116)
3. Probability forcast of earthquake recurrence in Xianshuihe Fault ····· (130)
4. Application of fault segmentation in earthquake risk zoning and earthquake risk evaluation of major engineering ····· (135)
Reference ····· (138)

前　言

对活断层分段的研究是随着对断层活动习性、古地震研究和地震危险性预测、灾害评估方面的需要而开展起来的。80年代以来，在一系列有关国际会议上都表现出人们对这一问题日益增长的兴趣和重视。对断层分段的认识与研究也进入了一个新阶段。

在把活断层的研究成果用于地震危险性预测和评价方面主要涉及以下三个问题：一是要回答破裂发生在断层的哪一段，破裂段从哪里开始，终止于何处，破裂引致地振动的影响在空间的分布如何。另一个问题是如何取得断展上有关段落的地震复发间隔的数据。除用断层滑动速率解决这一问题外，非常重要的是要获取在一定时间长度内历史地震和古地震事件的资料，建立地震活动的序列过程，藉以推测未来断层破裂的时间。再有就是在断层的不同段落上破裂事件的强度，特别是最大震级的确定。可以看出，在这些问题中活断层的分段是一个十分重要的问题。

断层的分段本是一个较古老的概念。根据断层的几何形态、结构特点将断层划分为若干段落的工作在许多巨大的断裂带上进行过，但早期的工作主要是对断层结构分段及长期活动性差异的分段。随着近年来对断层活动习性特别是古地震研究的深入，对断层分段这一概念赋予了许多新的认识和涵义。可以说，这一概念是在不断了解断层破裂的扩散过程及断层长期活动习性，特别是在古地震研究中对断层不同段落上地震事件的强度变化及复发情况的深入了解后逐渐得到发展的。

在这一方面美国圣安德烈斯断层可作为很好的代表。1960年当K.V.Steinbrugge和E.G.Zacher研究沿中加州的断层发生的连续滑动或蠕动时，开始认识到沿此断层的不同部分活动习性很不相同，首先涉及了圣安德烈斯断展的分段的概念。在此基础上，1968年C.Allen描述了沿圣安德烈斯断层5个活动情况不同的区域，三个是地震活跃区，两个是地震弱活动或不活动区，并将断层划分为4个不同的段落。R.Wallace在1970年将圣安德烈斯断层分为9段，主干断层分为7段，另2段是分支段，并详细描述了各个段落在活动习性上的特点。B.S.Burtman于1963年在进行费尔干断层与圣安德烈斯断层的对比研究时对费尔干断层的分段曾给予了描述，认为此断层座落于不同的构造单元，穿过不同的地质体及不同的岩层，位移也是发生于不同的年代，故可区分为若干段落。指出沿此巨大断层的走滑过程中，不同段落可分别产生挤压和拉张，这一巨大断层的形成是多次大地震事件的快速位移逐渐积累而成。

1982年10月美国地球物理学会召开的“断层性质和地震孕育过程”讨论会上专门讨论了断层带的分段问题。但讨论的重点主要还是断层带的几何特征和分段的关系方面。在这次会议上Schwartz和Coppersmith在分析圣安德烈斯断层上大地震复发资料及特征地震模式时涉及了地震重复性及断层分段的问题。Schwartz于1984年在国际地质对比计划中全球主要活断层特性对比研究项目（IGCP-206项）在日本神户召开的会议上作了“活断层习性和特征地震”的报告，并于同年发表了这一文章。文中根据圣安德烈斯断层和瓦萨契断层的古地震研究结果，对断层分段作了具体深入分析。1987年4月在新西兰全球主

要活断层特性对比（IGCP-206项目）第三次讨论会上曾对作为断层活动特性之一的断层分段进行了热烈的讨论。中国工作组的报告给出了有关中国郯庐等六条主要活断层的活动特性研究，发表了对断层分段标志问题的看法，提出了断层分段的六条标志①，并写入了IGCP-206项目的"中国活断层图集"的说明中。对分段问题讨论的深入是与古地震的研究分不开的。1987年在美国召开的"古地震学的趋向"专题讨论会上，Wheeler对正断层分段的边界，特别是破裂端部的识别问题作了讨论。1988年3月在美国召开的"断层的延展、终止与分段"专题讨论会是对断层分段的一次系统深入的讨论，涉及了断层分段的多方面问题。1987和1990年美国地震预测专题会议结合强震危险性评估对圣安德烈斯断层作了进一步分段，给出了不同段落发生地震的概率。

在我国，从断裂带的结构或活动历史及断层几何特征等方面对断层进行一般性的分段早已做过许多工作，而结合断层活动性的深入研究和地震危险性预测进行对活断层分段的深入讨论是在80年代中期才开始的。到1991年以前已进行的这方面的工作主要有：对鲜水河断层（C.Allen，闻学泽等，1989），香山-天景山断层（汪一鹏等，1990），郯庐断层（高维明等，1991），海原断展（邓起东等，1990），新疆一带活断层（郑福婉，1989），安宁河断层（唐荣昌等，1989）等。这些研究工作反映了对活断层分段问题的日益重视和逐渐深入。1988年10月在银川召开的活动断裂地震地质填图工作会议上，本书作者提出了有关活断层分段中对段与分段概念的理解，断层的几何分段、物理特性分段及破裂分段的区别，以及划分和限定段落的标志等问题②，并在IGCP-206中国活断层图集和后来发表的"全新世断层活动的不均匀性"一文中给予了论述。1991年，田勤俭完成了有关大青山山前断层的分段及正断层活动分段性的研究③，谢霄峰完成了沂沭全新世活断层分段的研究④，他们的工作开始较系统地讨论了正断层及逆断层分段的一些基本问题。

但总的看来，对活断层分段问题的研究刚刚开始，对于问题的复杂性、不同类型活断层分段的本质区别及涉及分段的一系列理论问题的认识，还有许多问题需进一步深入研究。

近年来在地震预报、地震危险区划、地震灾害预测以及重大工程地震危险性评估中提出了许多有关活断层分段的问题。为了推进活断层分段研究的深入，我们于1989年提出了开展"活断层的分段性及其在地震危险性预测中的应用"专题研究的建议，这一意见被国家地震局震害防御司所采纳，并列入了国家地震局1990年地震科研项目计划。要求对活断层的破裂分段原则、分段标志及方法，以及在地震危险预测中的应用等方面研究。本书就是这一研究项目1990—1991年研究工作的总结。全书共分十一章，除前言外，第一—三章重点是对有关活断层分段的一些基本概念，包括其涵义、分类、段的持久性、分段的尺度与层次结构等问题的讨论；第四—六章则是对活断层分段有关方面的几个问题作了较具体的阐述；第七—九章是对正、逆、走滑三种不同类型活断层的分段标志的论述；最后

①Ding Guoyu, 1987, The Characteristics of Active Fault in China, Papers on the Third IGCP-206 Working Group Meeting, New Zealand, April. 1987.

②丁国瑜，1989，有关活断层习性的几个问题，1989年活动断裂地质填图工作汇编，国家地震局震害防御司。

③田勤俭，1991，大青山山前断裂分段及正断层活动分段性探讨，硕士论文。

④谢霄峰，1991，鲁南马陵山地区的新构造变形及沂沭全新世活断层分段，硕士论文。

的第十和十一章是对有关分段的原则、方法及分段正确性的检验以及应用问题的讨论。

自 80 年代后期以来，虽然已有许多有关活断层分段的文章发表，但还缺乏对这一问题进行较全面分析和系统论述的材料，本书是一个初步的尝试，希望能起到提出问题、引起思考和讨论、抛砖引玉的作用。为了这一目的，我们在开展这一问题的研究和总结的过程中，在引用和分析当前有关的一些最新文献和研究成果的同时，尽可能的在一些问题上提出我们自己的观点和想法。但是，活断层的破裂分段问题，从实质上看与地震预报研究中所遇到的许多困难问题，包括存在大量的不确定因素的问题，是一样的，同样显示了其复杂性。由于这一情况，以及作者水平和资料、时间的限制，书中定有不足之处，望读者给以指正。

参加这一课题研究及本书撰写工作的共有六人。本书由丁国瑜主编，负责制定编写大纲及全书的统编，并撰写了前言、第一章，和第八、十、十一章的部分内容；田勤俭撰写了第二章、第三章、第七章，和第十一章的部分内容；孔凡臣撰写了第六章，及第十章部分内容；张立人撰写了第四章；王立平撰写了第五章；谢霄峰撰写了第八章部分内容及第九章。田勤俭并协助进行了全书的统编工作。

在这一研究课题进行过程中，曾听取过国家地震局分析预报中心高维明、林伟凡、陈国星，国家地震局地质研究所张培震及国家地震局灾害防御司卢寿德、张宏卫等同志对活断层分段问题的许多宝贵意见和看法。本书插图及植字工作由国家地震局分析预报中心绘图室孙彤等完成，在此一并表示感谢。

第一章　不同类型的断层分段及段的涵义

一、不同类型的断层分段

从对断层分段的理解情况看，地表大大小小的断裂构造有着十分复杂的结构，它们可以是一个十分巨大的数百上千公里计的巨大断裂系统，可以是数以百公里计的复杂断裂带，也可以是具有多条分支的断层束或复式断层和一条由不同段落组成的单个断层。对这些不同规模的断裂构造都可以进行分段。但最具本质性的分段主要还是对单条断层上具有独立破裂特性的结构单元或最基本的破裂单元的划分。

对段（segment）一词和分段（segmentation）一词的理解和用法存在许多含糊不清的地方。这在国内外近年发表的一些有关断层分段的文章中就可反映出这一点。有的把断层分段理解为断裂带上物理特性（如断层几何形态、走向变化）的差异，有的则用地震活动或地震时地面破裂的长度来划分。

近年来对断层分段已赋予了更为深刻的含义，更强调了能够解释断层与地震间的时空关系，使断层的分段成为在评价地震危险性中最能描述地震破裂特征和断层性质的一种基础资料。

简单地说，断层分段可概括有以下四种：

（1）　断层形态的几何学分段：根据断层的分布排列等几何学特征进行的段落划分；

（2）　断层的结构分段：包括根据断层带内及两盘岩性地层结构的特征进行的分段；

（3）　断层的活动性分段：是根据断层长期活动性差异的分段；

（4）　断层的破裂分段：是断层破裂状况的分段。

在这四种类型的断层分段中，当前我们讨论的主要是活断层的破裂分段，即力图把断层活动与地表破裂联系起来的断层破裂分段。我们现在所说的活断层的分段指的就是破裂分段，因为我们对断层进行分段研究的一个重要目的在于找寻与确定一条活断层上未来地震破裂段落的位置和大小，而几何分段、结构分段以及活动性分段都不能给出与未来地震危险性必然联系的明确结论。断层的破裂分段较之其它三类分段是一种提出了更高要求、需要有更为定量化和深入具体的地震破裂资料作为依据的分段，对活断层进行破裂分段有着更大的难度，但它在地震危险性的评估中具有更为重要的实际意义。当然断层的几何分段、结构分段、活动性分段与断层的破裂分段有着密切的联系，前面几种分段的研究往往是获得破裂分段的正确结果的重要基础。一般说来，从地质学的角度多着重进行结构分段、活动性分段的研究，破裂分段主要是从地震学或地球物理学考虑的问题，而实际上从目前提出的对活断层分段所包含的内容来看，这一问题的解决需要有地质学、地震学、地球物理学多方面的资料、理论和方法的综合运用。

二、段及分段的涵义

对断层进行合理的分段是一个识别断层破裂段落、更准确地对地震灾害评价的有希望的途径，然而对断层"段"及"分段"的理解还存在许多含糊不清的地方。这就大大影响着对这一概念的深入理解以及正确开展这方面的研究和有效应用这一概念。

对断层分段理解的深入是与下面几个概念的发展分不开的。

1. 特征地震

在一定区域、一定时间范围内，地震活动一般满足古登堡-里克特震级-频度曲线。事实上，如果在活断层的某些段落进行统计，则会发现某一震级范围（如 M_a）的频度偏高，而相对缺乏另一震级范围（如 M_b）的地震，在同一断裂带的其它段，则可能是震级范围为 M_c 的地震频度偏高。即同一断裂带的不同段易于发生不同级别的地震。对于强震则表现为在特定段上重复发生。

Wallace（1968）研究圣安德烈斯断层卡左里平原段断错水系图象时，发现大量小冲沟的断错量大致为 1857 年大震断错量的倍数。在我国如郯庐断裂沂沭段断错冲沟的错距主要集中在 4—9 米、14—20 米、20—34 米，大致具有倍数关系，并发现与之相对应的大震事件。如果认为震级大小与地表破裂断错量正相关，则相同断错量可认为对应大致相等的震级，断错量的倍数关系则反映相同地震的原地重复，而形成地表破裂的较小地震缺乏。Schwartz（1984）把这种原地重复的近乎同等大小的地震称为特征地震。特征地震不仅有原地重复大小相近的断错，而且具有相同的运动方式和相近的破裂长度。

2. 地震空区

大震在地震带上连续发生，在没有明显超覆的情况下，如果考虑一个合适的长度，大震破裂会连续覆盖一条地震带。如果大震破裂带空间分布有空区，未来大震会发生在这里以充填空区。这就是茂木清夫所谓第一类空区。Fedotov（1965）和茂木（1968）分别在研究环太平洋带时发现了这一规律。在一些地震带内，在一定时间间隔内将连续出现大震破裂，这类空区是地震带内最大地震破裂的分布空区。地震空区的概念揭示了一个事实，即在地震带内，断裂活动是以一次地震破裂为单位分布的，相邻破裂带重叠部分很小。

3. 累计滑动亏损

由空区的概念可知，每次大震破裂很少相重叠，即地震破裂是分段破裂的。有两种可能模式：①大震随机相间分布，即地震破裂起始点和终止点并无明显构造标志，大震只是在未破裂段随机发生，破裂的终止也是能量自由释放的结果。②大震特定分布，即由于断裂带的不均匀性，地震破裂被限定在一定范围之内发生。两种模式的差别在于，第一种模式下，地震破裂完成一次覆盖后，再次发生的大震与原来大震的发生无关，即第二次覆盖重新分布；在第二种模式下，大震的发生及地震破裂与第一次重合，即破裂段在多期地震覆盖内是稳定的。而且由于段的稳定性，使其活动的独立性增强，地震在没有完全覆盖整个断裂带时即可在某段上重复发生，由此造成各段大震活动的非同步性。特征地震的发现，为第二种模式提供了证据。由于地震破裂始发点的位移量大，向两侧逐渐衰减，如果断层活动符合第二种模式，则在多期地震破裂重复后，势必造成破裂终止部位的位移量远小于起始部位位移量，这就是累计滑动亏损的概念。Wheeler 等（1989）在研究美国盆地-山脉省正断层及 Machette 和 Schwartz 等（1989）在研究瓦萨契断层时，都使用了累计

滑动亏损的概念，证明在一些破裂端点部位横向隆起（salient）的存在，这些隆起或是显露地表的或是被埋藏的，可以通过重力测量揭露。

4. 障碍体

Aki（1979）在研究地震波的传播时，提出了地震破裂的障碍体（barrier）模型。其特点是断面失稳错动后的终止应力是不均匀的，具有部分应力降或负应力降的区域可解释为障碍体。由于障碍体吸收了继续破裂需要的应力，所以对破裂的扩展产生阻碍作用。脆性地壳的不均匀性使障碍体的存在成为可能。如前所述，特征地震的概念提出断层段的相对稳定性，这种稳定性的基础只能是物质及构造特征。许多地震地质学家在活断层调查中也在一些破裂端点发现了障碍体的存在。障碍体可分为岩性障碍和构造障碍（几何障碍）。岩性障碍主要指由于地下岩体的存在，在破裂的传播方向上岩石抗剪强度发生变化，对破裂传播产生阻碍。构造障碍主要指沿断裂带的一些特殊构造部位对破裂传播的影响。断裂活动的野外调查更主要集中在几何形态的变化即构造障碍上。障碍体概念的提出，为活断层分段提供了理论依据。

上述几种概念的发展大大促进了对断层分段的深入理解。近年来，不同研究者对断层的"段"曾给出了各种各样的理解或定义。例如：

（1）断层段是断层的一部分，它控制了破裂位置和延展，或者说"段"是在地震时地表破裂的一个明晰的破裂段落（Schwartz 和 Coppersmith，1984）。

（2）段可以是一条长断裂带上的一次单独事件期间积累的同震破裂（长数十公里以上）；可以是随同一次断裂事件形成的破裂的一部分（仅数公里）或是断层面局部的不均匀性（长仅数十到数百米）（Schwartz，1986）。

（3）段是一条断层的一部分或断裂带在地质时期的一个破裂单元（DePolo，1989）。

（4）段是一条断层上趋向于彼此独立破裂的部分（Wheeler，1989）。

（5）段是断层不完全连续或具有较为明显界限的部分（Wallace，1990）。

（6）段是在一个断裂带上当一个地震发生时破裂的那些部分（DePolo 和 Slemmons，1990）。

从这些定义可以看出，虽然所强调的各有不同之处，但明显地反映出对段的概念有许多共同的认识。

综合现今对断层段的各种认识，我们认为可对段及分段的涵义作如下的理解：

由于地质结构、应力状况及环境条件的不同，断层的活动往往呈现有明显的分段现象。不同段落的活动特征各异。一条断层的破裂活动是通过一个或多个独立破裂段的组合而完成的，故可以简单地说段是断层的破裂单元。断层分段就是对断层进行破裂单元的划分。对一条活断层的分段，包括了对断层不同段落的方位、连续性及其活动特点的识别。

需要补充说明的是段是断裂在一定时空上稳定的独立破裂单元，这种稳定的破裂效应的累积足以形成一定的结构时，就是段。这里特别强调了破裂单元和在一定时空上破裂单元的稳定性（或持久性）及独立性两点，形成结构是这两点的结果。所以，段的划分需要有关破裂的资料、结构的资料。如果破裂尚未形成一定的足以辨认的结构，则进行分段也是比较困难的。

第二章　段的持久性及独立性

断裂活动与地震的关系一直是地震学家关注的问题。一些学者从应力积累的角度讨论强震的发生条件，提出单一断面的阶步、两个断面交叉、多个断面交叉或交接等"闭锁"类型，作为强震地点的特征。而另一些人则从地震波的研究中，提出断层面的凹凸体（asperity）和障碍体（barrier）模型。Aki（1979）认为，断面失稳错动后的终止应力是不均匀的，具有部分应力降或负应力降的区域可解释为障碍体。由于障碍体吸收了继续破裂需要的应力，所以对破裂的扩展产生阻碍作用。断面破裂特征和障碍体的概念，从运动学角度出发，注意了破裂单元的整体性。

实际上，地震破裂作为断层面上的一次粘滑事件，无论从应力积累、破裂及破裂传播上都应满足一定的条件。马瑾（1989）把粘滑事件的发生条件总结为以下几方面：

（1）力学条件。区域应力场有足够的强度，力的大小、方向或其它触发条件有利于断层活动。

（2）断面几何条件又称结构条件。断层面障碍体多时，平均滑动量小，地震矩也小；断层平直时，滑动量大。大地震与平直断层有关。

（3）环境条件。除温度、压力、孔隙压、应变速率之外，刚度条件是一个重要方面，震源内外刚度比大于某一定值是发震的一个条件。

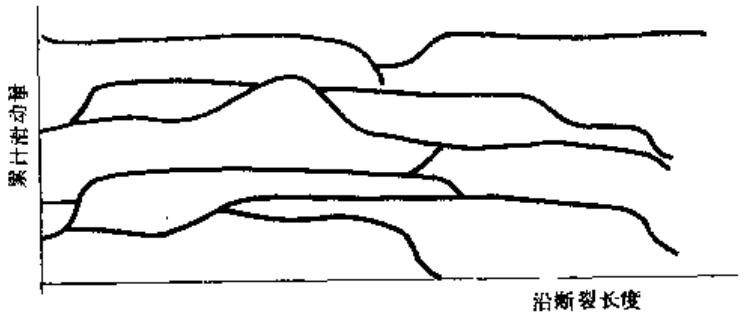
（4）介质条件。在相同环境条件下，由不同介质组成的断层带活动方式不同。

因此，作为一个破裂段，应满足上述条件，尤其是结构条件和环境条件中的刚度条件。当上述条件具有足够长的时间稳定性，即在一定地质时期内，上述条件作为断裂带上相对稳定的构造物理特征而存在时，地震破裂会在此单元上重复发生，这样，此单元即为断裂带上的一个独立活动单元。下面将以此为物理基础，讨论破裂段的持久性和独立性。

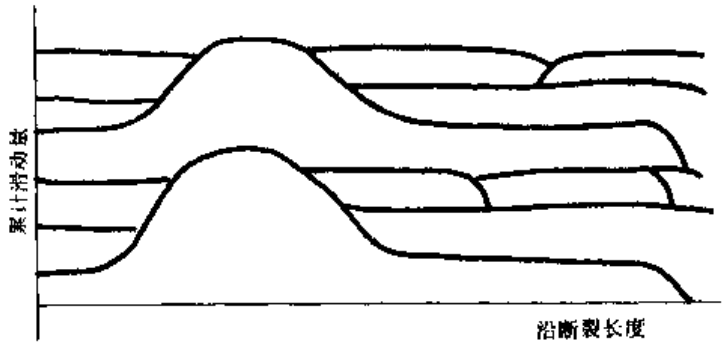
一、段的持久性

Schwartz 等提出了三种断层滑动模型，即可变滑动（variable slip）、均一滑动（uniform slip）和特征地震（characteristic earthquake）模型（如图 2-1）。三种滑动模型可进一步归并为两类，其中可变滑动模型破裂事件随机分布于断裂带上，具有可变的破裂位置和破裂规模，即一次破裂的发生并不能保证下次破裂原地重复发生，破裂段不具有稳定性；均一滑动模型和特征地震模型，大震具有固定的位置和规模，显示出大震重复段断裂活动的相对独立性，即一次大破裂的发生同时显示了下一次破裂的范围，大震破裂段在断层活动中具有持久性。

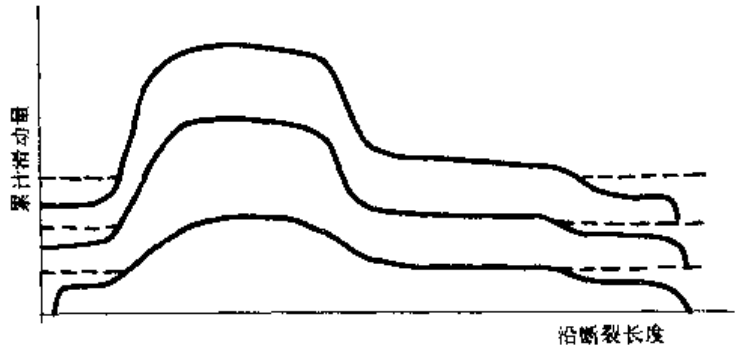
由上面论述可知，破裂的形成发展受到环境条件的影响，由于断层活动是发展的事物，在发展过程中必然产生某些特征的变化，如结构条件的变化，同时，外界条件如应力条件的变化也会使断层活动特征产生变化。这种变化可能影响原来的破裂单元，即影响原来破裂单元的稳定时间。Wheeler（1989）在研究美国盆岭地区正断层分段边界时，曾



可变滑动模型



均一滑动模型



特征地震模型

图 2-1　断层滑动模式（据 Schwartz 等，1988）

指出段落边界的稳定时间是有差别的，并提出两种极端情况：长期控制着断层演化过程中的许多大规模破裂的持久性段落边界和仅在断层演化的某个时段内控制连续的若干次破裂，在此之前或之后边界都不起控制作用的非持久性段落边界。一些实例也说明非持久性边界的存在，如郯庐断裂沂沭段东支断层（F_1），在中更新世末—晚更新世断裂活动北段明显南段不明显，晚更新世末—全新世南段活动强于北段，断裂活动上显示南北两个活动单元。而公元 1668 年郯城 $8\frac{1}{2}$级地震地表破裂跨越了两单元，如图 2-2 所示。1668 年地震破裂说明现今活动跨越了原来的单元，原来的破裂单元被破坏。

这样，根据一些理论模型和事实资料，可以把段稳定时间的差别分为三类：①不稳定的破裂段。相当于可变滑动的情况，即一次破裂的发生对下一次破裂发生的空间位置影响很小，不存在作为破裂单元的稳定破裂段。②非持久性破裂段。在断层发展的一定时间段内，作为稳定的破裂单元重复破裂。③持久性的破裂段。破裂段作为永久性的破裂单元而存在。三种类型的破裂段对未来预测的意义是不同的，类型 1 由于极不稳定，很难对未来破裂进行预测；类型 3 可以很好地预测未来破裂的范围；类型 2 则需判断现在所处的状态。因此，从预测意义上讲，类型 3 是最有意义的类型。因此，判断破裂段的持久性是很重要的。

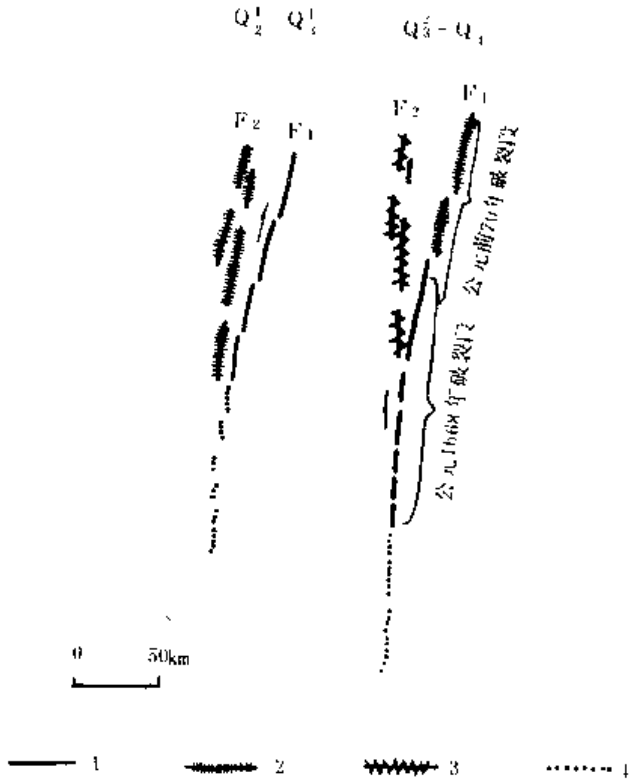


图 2-2　1668 年郯城 8.5 级地震地表破裂

1. 当时活动的断层迹线；2. 当时弱活动的断层迹线；
3. 当时不活动的断层迹线；4. 当时潜在活动的断层迹线

破裂的形成和发展受环境的限制，因此判断环境在破裂发展中的稳定程度是判断破裂段持久性的一种方法，但介质特征判断技术的不成熟使环境判断受到很大限制，这里主要从破裂与活动单元的关系上作一些论述；另一方面，可以通过研究破裂历史认识破裂段的持久性。

1. 破裂与断层活动单元

断层上的破裂具有很短的时间尺度，而断裂活动则是一个具有较长时间尺度的概念，断裂把其活动历史记录于断裂带上，为研究断层破裂提供了大量资料，因此，研究长期的断层活动是研究断层破裂的一个重要方面。通过对断裂带的研究认识到，断裂活动在一条

断裂带上是不均匀的，这些不均匀并非杂乱无章的，而是具有单元性。如走滑断层的斜列展布以及长期活动形成的走滑段、拉分盆地或挤压隆起的组合；逆断层带上的弧形构造；正断层带上排列的盆地等。这些单元并非只具有几何意义，而是具有活动上的差异，这种差别既表现在活动幅度上，又表现在活动历史上，体现了作为活动单元的特性，其特性可以从活动历史上得到验证。如山西断裂带内的各盆地，其活动历史存在一定差别，在全新世，忻定盆地、太原盆地仍以继承性断陷为主，而大同、临汾盆地则以回返上升为主（汪一鹏等，1988）。

大青山山前断裂活动也反映了单元性特征。大青山山前断裂西起包头市东河区西，东至呼和浩特市以东，全长200余公里。北侧为大青山，南侧为呼包盆地，属于河套断陷盆地北缘断裂带之一，是一条典型的张性正断层。图2-3为呼和凹陷大青山山前断裂古落差图，其中可以看出，断裂活动分布随时代有很大变化。早白垩世表现为东强西弱；始新世到渐新世为东部和西部较强、中部较弱；中新世到第四纪为东弱西强。虽然断裂活动随时间的变化很大，但仍可以看出，在81-400测线附近，形成一个较稳定的点，即断裂活动一直较弱，而两侧断裂活动幅度迅速增大，且此点断裂活动幅度值随时代的变化较小。而且在此点两侧的断裂带内部，其活动的一致性相对较好，显示了断裂活动的单元性。在82-580测线附近，也存在一个与此类似的点，但表现的不太明显。根据以上特征，可以看出，大青山山前断裂存在三个活动单元，81-400测线以西为一个活动单元；81-400测线至82-580测线之间为另一个活动单元；82-580测线以东为第三个活动单元（大青山山前断裂详细的活动单元划分请参阅本书第七章）。从图2-3中还可以看出，分界点并不随时间而沿空间迁移。所以，活动单元及其分界点具有一定的稳定性，其稳定时代至少可以从早白垩世开始。

从以上可以看出，断裂活动存在单元性。我们把断裂带上在地质历史时期具有一定独立活动特性的构造单元称为断层活动单元，它们是断层活动的主体，能够反映断层的活动特性。断层活动单元是断层活动差异的基础，是具有地质时间尺度的概念，下面讨论断层活动单元对地震破裂持久性的影响。

显然，断层活动单元把断裂带分成单元内部和单元界区两种不同的区域，具有不同的结构和介质特征，为地震破裂提供了环境条件。同时，活动单元内部的结构和介质不均匀性，还可以形成多个震源，这就涉及到活动单元的尺度与破裂单元的尺度问题。通过下面一些实例可以看出断裂带上的地震破裂受断层活动单元的控制，地震破裂或者发生在活动单元的内部，或者发生在单元的界区（当界区具有足够的尺度）。

大青山山前断裂是控制呼包盆地沉积的主边界正断层，根据第四系和构造特征划分为三个活动单元，即包头—土右旗（西）、美岱—兵州亥（中）和兵州亥以东（东）（参见本书第七章）。研究表明，独立的破裂活动分别发生在西段和中段内以及西、中段的边界区土右旗—美岱之间①。

祁连山山前断裂带是发育于青藏高原东北缘的逆走滑断层，由凹陷盆地和山地组成，由第四系厚度可划分出几个活动单元，即玉门盆地、清水盆地、张掖-民乐盆地，

① 田勤俭，大青山山前断裂的分段及正断层活动分段性探讨，硕士学位论文。

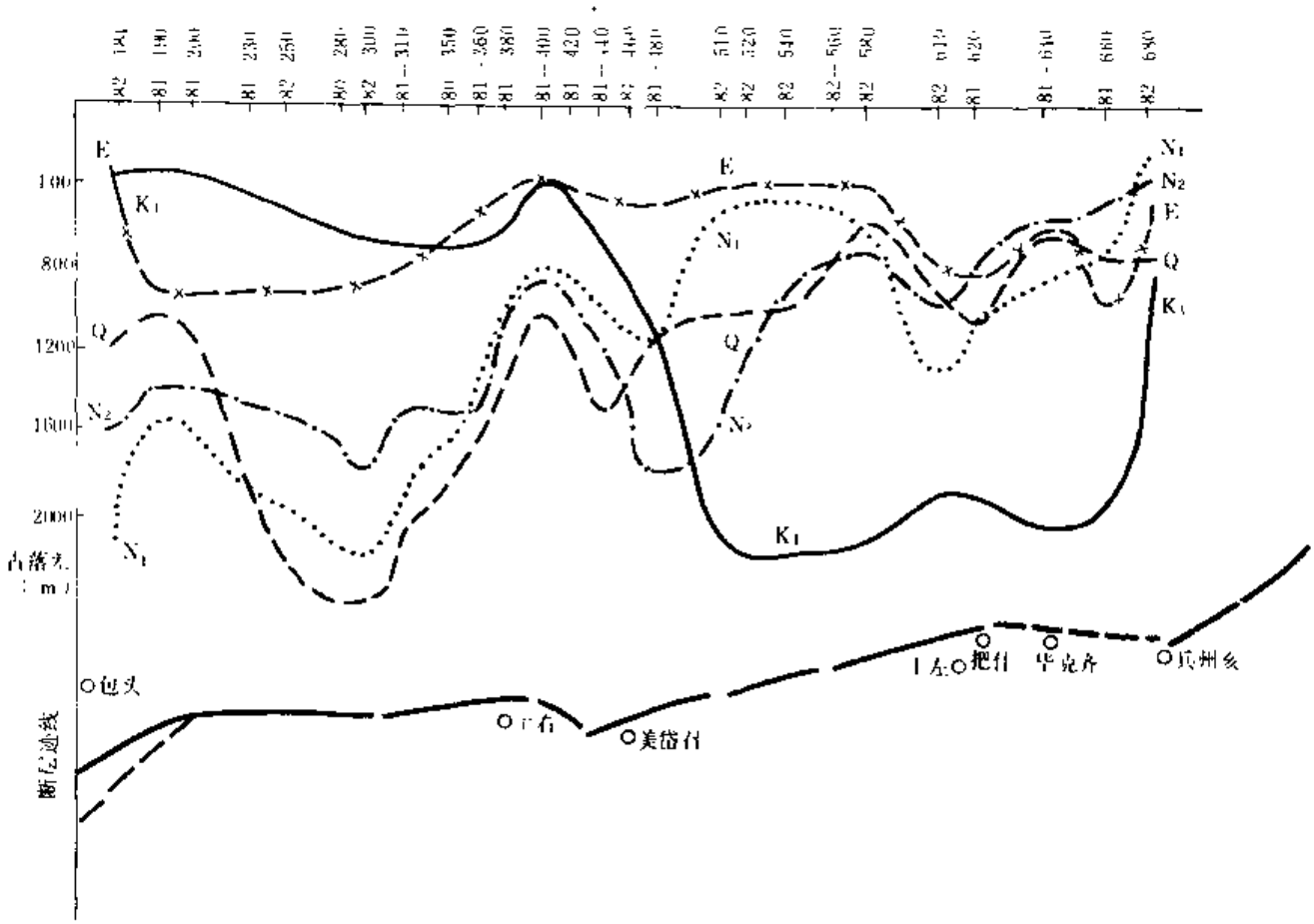


图 2-3　呼和凹陷大青山山前断裂古落差图（据赵孟为，1990）

而破裂事件基本发生在这些盆地内或两相邻盆地的交接区内（图 2-4）。

鲜水河-则木河断裂带是一条走滑断层。邓天岗（1991）根据沿断裂走向上客观的不连续以及各自独力的几何物理特性如段尾端的挤压特征等，将鲜水河-则木河断裂带划分为五段，自北向南分别是甘孜段、炉霍段、康定段、冕宁段和西昌段，每段长度分别为 380、260、200、150 和 120 公里。以上划分注意到了各段的单元性和整体性，可以认为这些段落为断裂带的活动单元。大震破裂都发生在活动单元的次级段内及活动单元的交接区内，图 2-5 为上述的炉霍段即炉霍-乾宁段的大震破裂分布。

可以看出，发生在交接区内的地震有 1967 年 8 月 30 日的侏倭 6.8 级地震、1972 年 9 月 29 日的塔公 5.8 级地震、1955 年 4 月 24 日的折多塘$7\frac{1}{4}$级地震等。看来，鲜水河断裂带上的活动单元在一定程度上控制了破裂活动，破裂活动有规律地分布于破裂单元内或单元间。

既然地震破裂的发生受一定环境条件的限制，那么，一次破裂及其后效对环境条件的影响程度对破裂单元的稳定性将是很重要的。影响程度是一个相对概念，当原始介质差异很大时，一次破裂的影响就变得相对较小。因此，断层活动单元的差异程度是影响断层破裂单元稳定性的重要因素，其差异性越大，破裂单元的稳定性越强。

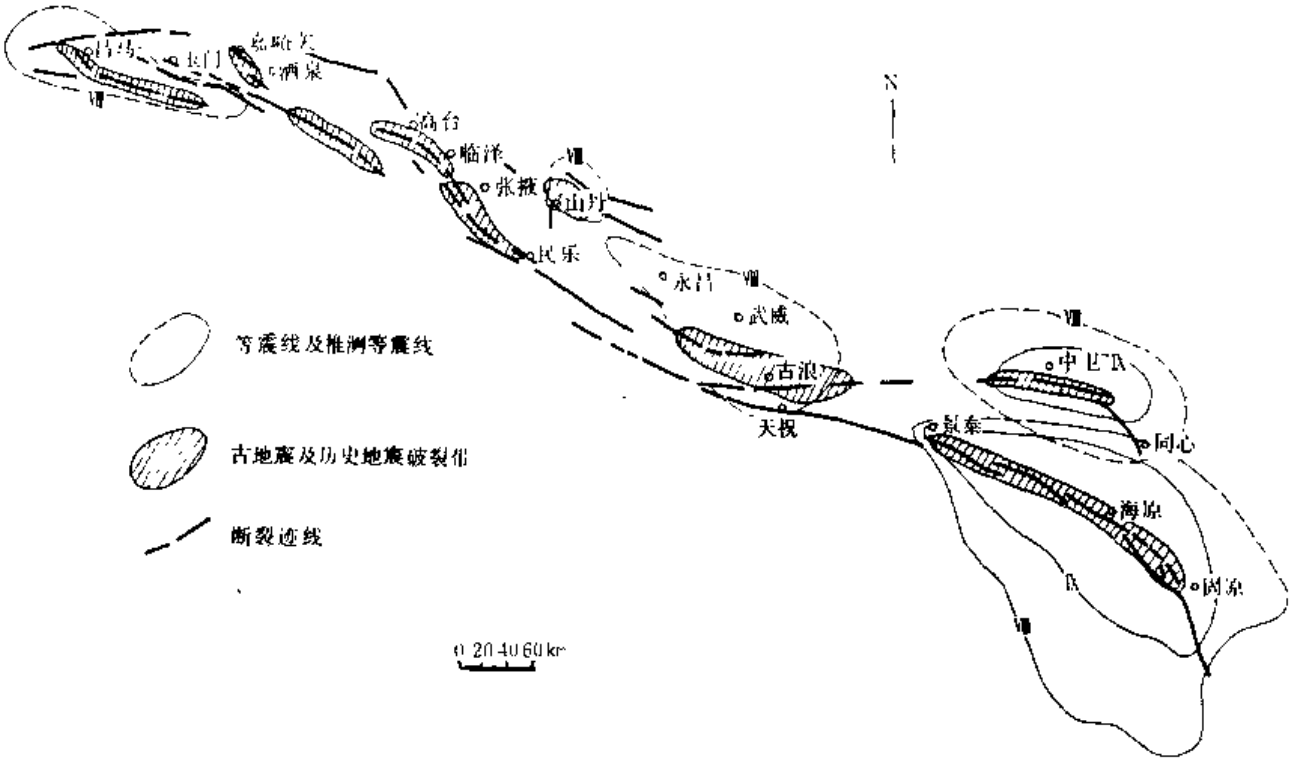


图 2-4　祁连山断裂带古地震及历史地震分布

2. 破裂段持久性的地质表现

研究破裂历史就要研究过去发生的破裂事件即古地震事件，但古地震资料不易取得，需从破裂事件重复产生的地质效应入手。

(1)　**地震重复的地质效应**

地貌特征：Wallace（1968）研究圣安德烈斯断层卡左里平原段断错水系图象时，发现大量小冲沟的断错量大致为 1857 年大震断错量的倍数；郯庐断裂沂沭段断错冲沟的错距主要集中在 4—9 米、14—20 米、20—34 米，大致具有倍数关系，并发现与之相对应的古地震事件（黄伟师，1988；林伟凡，1987）。如果认为震级大小与地表破裂断错量正相关，则相同断错量可认为对应大致相等的震级，断错量的倍数关系则反映相同地震的原地重复。这样，冲沟断错的倍数关系可作为大震重复的一种地质效应。

位移分布：一次地震破裂的发生，其位移的总趋势是中间大向两边渐小，如果地震破裂的原地重复具有持久性，必然使这种趋势得到加强，从而破裂段内断层运动强度可显示为中间大两边小的单元性。

运动强度的变化除根据断裂活动的可视断距测量方法加以识别外，还可以根据地貌方法定性得到。地貌表现是地壳运动、岩性及外动力条件综合作用的结果。排除岩性及外动力条件的影响，即可通过地貌表现研究构造运动。根据正断层运动的特点，可应用相应的地貌指标，如河流纵比降（*SL*）指标、山前起伏度（*Smf*）、谷底宽度和谷高度的

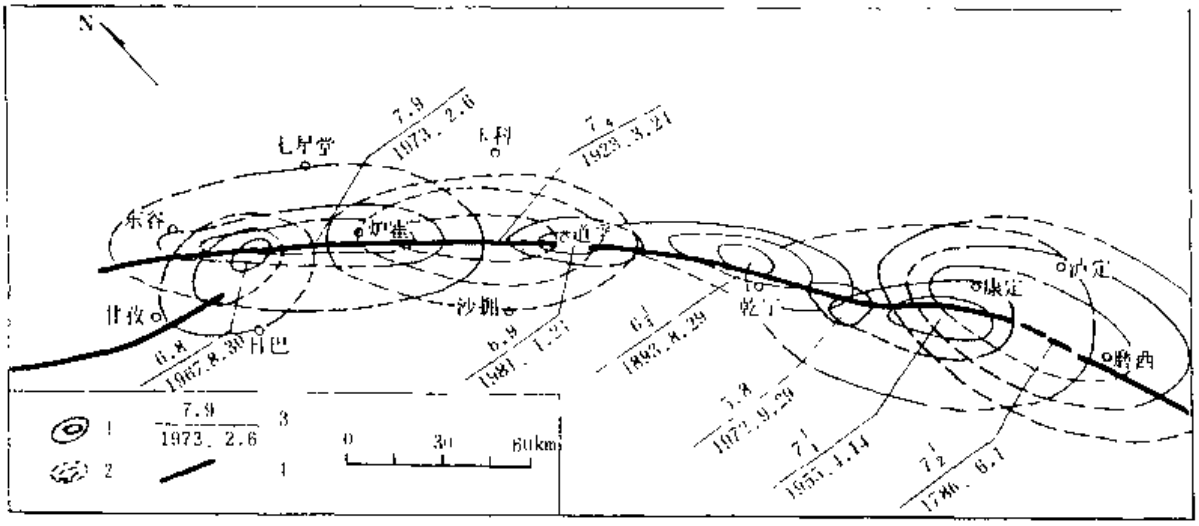


图 2-5　鲜水河断裂带历史地震等震线（据唐荣昌等，1984）

1. 等震线；2. 推测等震线；3. 震级及发震时间；4. 断层

比率（Vf）指标，以及山前洪积扇的形态及组合方式等构造地貌指标等。一些有时间意义的地貌面如台地、阶地等的高程变化是活动强度变化的更直接标志。另外，沉积厚度的变化也可以从宏观上把握断裂下盘活动幅度的变化。

如图 2-6 为呼包盆地第四系等厚线图，显示两个沉积单元和一个沉积斜坡。每个单元都具有运动幅度中间大向两边渐小的特征。公元 849 年大青山山前地震破裂，基本分布于西部单元范围内（聂宗笙，1988），所以，可以认为西段的单元性反映了大震破裂的重复特征。

端点特征：一次破裂的发生，为了保持其运动和能量的协调，必然在其端部以某种形式完成运动的转换，如破裂分支、转折、变形等。这些端部特征的叠加必然形成明显的地质地貌标志，从而使破裂的重复性得以识别。很多学者论述了破裂段的端部特征，在本书中也将得到详细论述，此处从略。

（2）　持久性的判断

Aki（1989）总结了 23 个地震的地表破裂特征，并把端点特征分为两种类型：

①　断层迹线平直，没有较大弯曲；

②　断层迹线有较大弯曲（$>10^{\circ}$），具有分支或阶区形式。

统计结果为：60%的起始破裂没有明显的弯曲；70%的破裂终止于弯曲、分支或阶区。显然，并非所有的破裂都终止于有特殊地质特征的地带。Aki 解释为并非所有的破裂都终止于障碍体，在破裂的传播过程中由于能量的逐渐释放而终止也是一种破裂形式。由于破裂端点无障碍体的存在，破裂终止只是能量释放的结果，那么这种破裂的持久性就难以得到保障。同时，如果这种段是持久性的，由于端部累计的运动转换或累计滑动亏损，必然产生特定的地质特征。所以，可以认为终止处无特殊地质特征的破裂段，其持久性较差。

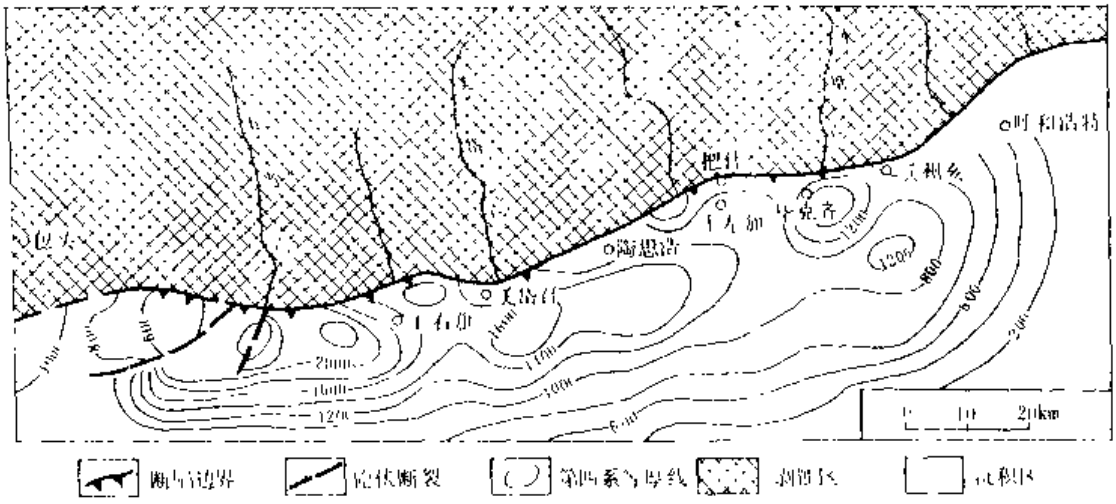


图 2-6　呼包盆地第四系沉积等厚线（据聂宗笙，1988）

破裂段及端点所显示的重复破裂的地质特征，只是判断持久性的必要条件之一，远非充分条件。因为作为类型 2 的非持久性破裂段，只要有足够的重复破裂历史也可形成重复破裂的地质标志。因此，要判定持久性，就要进一步排除非持久性破裂段的影响。持久性破裂段和非持久性破裂段的本质区别在于边界破裂。对非持久性破裂段，历史上有大的破裂贯通边界并伸入段内及相邻破裂段；而持久性破裂段边界则无大的破裂贯通并伸入段内及相邻破裂段。这样，就需要了解边界破裂特征。

根据边界处的破裂特征，将持久性破裂段的边界划分为三种：

①与相邻破裂段相交。指相邻两破裂段在边界处有重叠的尾端破裂。这种情况将会造成破裂带宽度的增加，而使相交区累计滑动亏损量变小，对于正断层则形成埋藏的基岩隆起，走滑断层则形成复杂的交接带。

②与相邻破裂段相隔，相邻区无破裂活动。对于正断层在相隔区形成无破裂的基岩隆起；对于走滑断层，无破裂贯通的挤压隆起或拉分盆地可属于此种类型。

③与相邻破裂段相隔，隔离处有独立的破裂活动。此种情况中，隔离区有足够的尺度，形成独立破裂，或者具有其它的破裂形式蠕滑等，从而形成明显的断层运动特征。隔离区独立的破裂与非持久性边界的破裂贯通是有差别的，前者破裂限制在边界区内，而后者则深入到破裂段内。但是要加以区别有一定困难，需借助于古地震研究。

综上所述，判断破裂段的持久性，要从破裂与断层活动单元的关系、破裂重复的地质特征及界点破裂特征等方面入手。然而，从预测意义来讲，想要了解的是下一次破裂的范围，因而，最近一次破裂的范围是重要的，如果最近一次破裂发生在有重复性破裂地质特征的断层段内，就可认为下一次破裂具有重复性。

二、破裂段的独立性及段间关系

一条断裂带上的破裂单元共同承受断裂两侧块体间的作用力，当某单元发生破裂时，应力释放，必然造成同一断裂带上其它单元应力的增加；而当经过一段时期，发生破裂的单元又能重新积累应力时，在其它单元则造成应力下降。这样，某一单元的地震破裂对其它单元的影响相当于一次应力的加载和卸载过程。处于不同破裂阶段的单元对加载卸载的响应是不同的。当接近破裂时，加载使应变速率增大，可能在卸载之前就完成地震破裂。因此，在同一条断裂带上，一单元的破裂会对其它单元的破裂产生影响，当一条断裂带上的单元较多时，这种影响更为复杂。单元间影响的实质是破裂的时间分布。独立程度不同，所受影响的程度不同，具此，可划分为两种类型：

1. 独立破裂型

指断裂带上相邻单元间破裂事件的相互影响较小。一种可能情况是，在断裂的活动期内，各单元以各自独立的准周期完成破裂事件，各单元的活动周期可能是相同的，也可能存在较大的差别。这样，当活动周期具有较大的差别时，如果活动期足够长，会使两个或两个以上单元的破裂事件重合，形成较大的破裂，实际上是一种联合破裂。此种类型，断裂带活动的统一性很小，在相同量级的破裂单元并置的断裂带上是否存在尚需进一步研究。独立破裂型较为实际的一种类型是各单元具有不同的活动期。

如图 2-7 可以看出，刺儿沟-大沟门古地震事件主要集中在 5000 年以来，而高湾子-三塘古地震事件主要集中在 5000 年以来。反映了海原断裂带上低层次的破裂活动在两大段上的差异，即两段具有不同的活动期。当然，这种分段是最大破裂单元内部的次级破裂单元，下一章将进一步论述。

2. 关联破裂型

在一条断裂带上，某一单元的破裂造成应力迁移，对其它单元破裂起促进作用，使其它单元在一定时间间隔内相继破裂。如美国盆岭地区的 Wasatch 断裂带，古地震分布见图 2-8。图中可以看出，300—1500 年间为一次古地震破裂密集期，2800—4000 年、5000—6000 年又为两次古地震破裂的密集期。美国盆岭地区的 Lost River 断裂带上也有类似的情况（Schwartz, 1989）。位于美国西部的内华达-东加里福尼亚地震带上，现今地震活动也显示了以上特点。此带自南向北较大的破裂事件是：1915 年 Pleasant Valley、1954 年 Dixie Valley -Fairiew Peak、1932 年 Cedar 和 1872 年 Ovens Valley。具有较近的时间间隔，每一组新的断层都沿这一地震带的不同段延伸 50—100 公里。一些学者用简单模型对断裂带破裂事件的时间关系进行了描述。如茂木清夫用弹簧和滑块的组合模型模拟了千岛海沟西南部—日本海沟北部 1918—1973 年的大震分布；张国民等（1985）考虑到流变因素的影响，采用弹簧和流变体的组合模型讨论了华北地区大震的分布特征。他们都指出大震破裂时间具有指数分布的特点。但是（1）不同单元介质的差异，（2）过一定时间后破裂单元重新积累能量会使沿断裂带的破裂行为更为复杂，尤其是第二点，破裂单元重新积累能量，使其它单元产生应力降，从而抑制了新破裂的继续产生，从而可以解释在一次破裂期内并非每个段落都发生破裂。这样，地震空区的意义就有些变化，地震空区不一定代表本次破裂期即可发震的地区，其发震时间也可能在下一次断裂破裂期。

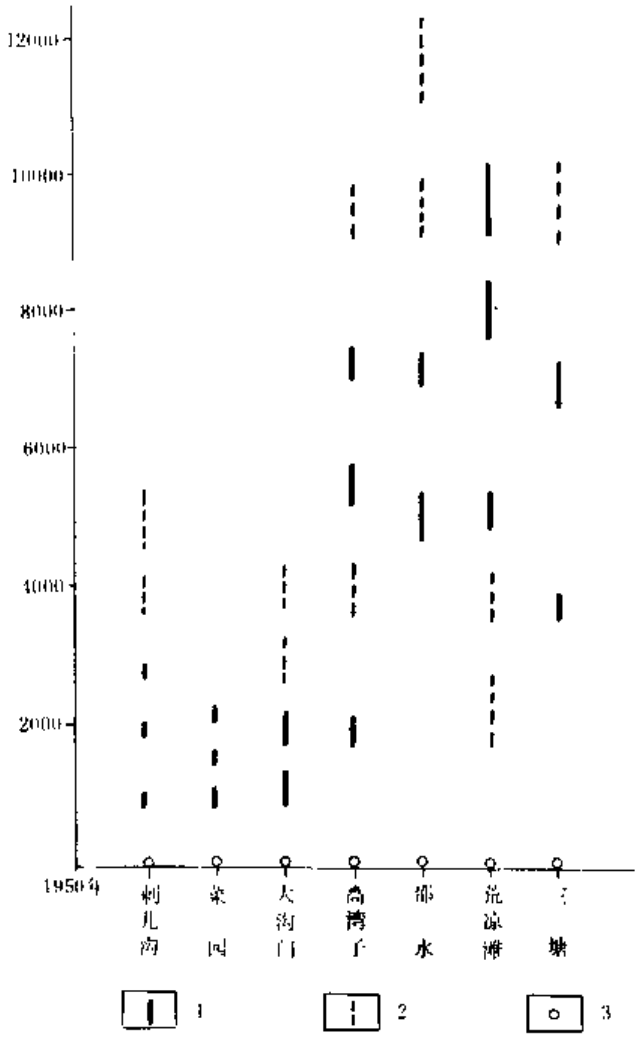


图 2-7　海原断裂带古地震事件分布（据宋方敏，1990）

1. 有^{14}C 或文化层年龄控制的古地震事件；

2. 年龄控制较差或差的古地震事件；3. 1920 年海原地震

关联型破裂与大震破裂造成的相邻段地表引发破裂具有一定差别。关联型破裂是由于应力转移而造成的相邻震源体的破裂，一般相距几十至上百年时间；引发破裂则是大震引起的相邻段地表破裂，一般具有较小的运动幅度、较浅的破裂深度，且可能只发生在相邻段的部分段落上。如发生于美国爱达荷州的 1983 年 Borah Peak 地震，发生于 Lost River 断裂带上。根据几何特征、构造特征和断裂最新活动年龄，Lost River 断裂带被划分为六段或七段（Scott 等，1985；Crone，1989）。1983 年地震破裂主要发生在 Thousand Springs 段上，最大垂直位移为 2.8 米，最大左旋水平位移 0.7 米。地震破裂延入作为 Thousand Springs 段和 Warm Spring 段段分界区的横向隆起构造 Willow Creek 山中，最大位移 1.6 米。并且，地震破裂在 Warm Spring 段内形成长 7.9 公里、最大位移 1 米的破裂，如图 2-9。地震在 Warm Spring 段上的引发破裂只延伸一段距离，且是不连

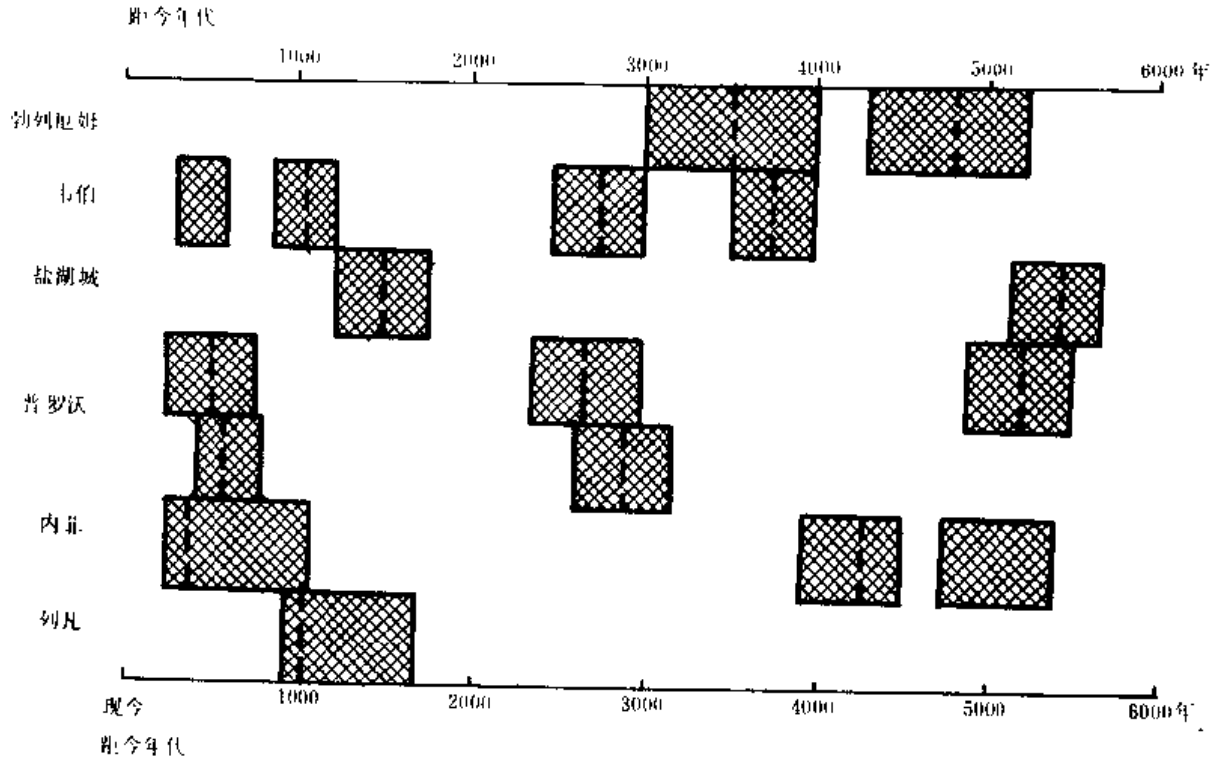


图 2-8　Wasatch 断裂带古地震事件分布（据 Machatte，1989）

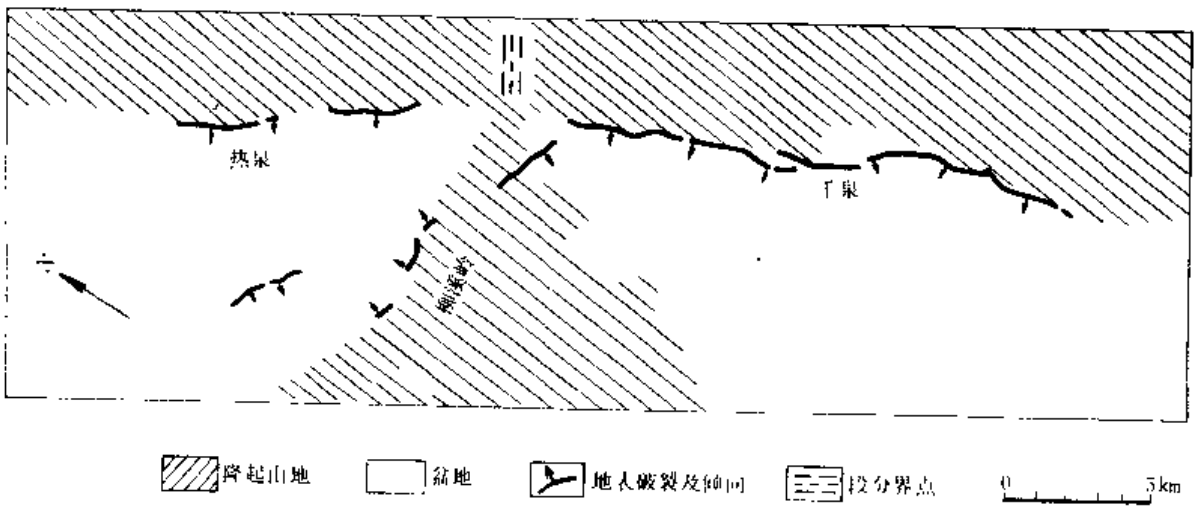


图 2-9　1983 年 Borah Peak 地震破裂分布（据 DePolo 等，1989；Peter，1989 等）

续的。最大位移 1 米，远小于主破裂上的最大位移 2.8 米。因此，地表引发破裂与作为独立震源体的破裂具有很大差别，应注意区别。

考虑破裂段的独立性，必然涉及不同层次破裂段的问题，即一个破裂段是否受更高层次破裂的控制，或者说是否是大破裂段内的次级破裂段。关于破裂段的层次结构，本书中

将有进一步论述，此处从略。

在活断层分段中考虑破裂段的独立性还包含如下意义：当完整的地震破裂不易发现时，用地质方法划定的破裂段是否是独立的破裂段。段落的独立性可通过以下几个方面来判断：

（1）与相邻段落的关系。即与相邻段落是否有统一破裂，如果是统一破裂，则段落是非独立的。最直接的判断是古地震事件时间上的一致性。另外，破裂是断裂发展的产物，统一的破裂活动可形成复杂程度基本一致的形态结构。本书后面将讨论断裂的分形特征，认为同一破裂段内分维值基本一致，而不同破裂段的分维值有所不同。可用此作为判断独立性的方法之一。

（2）边界处的破裂活动。独立的破裂段在边界处由于破裂的终止，形成一定的尾端构造，而非独立的破裂段，则无尾端特征。因此，研究边界处的破裂特征，并通过与段内的比较，可了解段落的独立性。

（3）合理性。作为一个独立的破裂，破裂的规模与地壳结构以及破裂的强度与规模等都具有一定的关系（本书第四章）。满足这些关系的段落才可能作为独立的破裂段。

段的持久性和独立性，从时间和空间上描述了破裂段的特征，同时它们之间又是相互联系的，统一于断裂带的层次结构。

第三章　断层分段尺度及层次结构

破裂的发生、发展和终止，受一定的结构条件和环境条件所制约。这样，满足一定条件的震源体的大小就决定了破裂的规模。在地壳上部，岩石以脆性方式变形，随深度的增加，岩石变形方式由脆性变为韧性，两种变形方式的转换地带称为脆韧性转换带。在脆性区域内，地震数量最多，称为多震层；而在脆韧性转换区，由于剪切阻力大，地震强度也大，称为强震层；但当岩石完全达到韧性状态，就很难发震，称为无震层（马瑾，1989）。

由于地壳中介质是混杂分布的，不同介质各自达到脆韧性转换的深度不同，发震层的深度也不同。因此，不同介质引起的多震层、强震层可以互相重叠，造成几个强震层，如图 3-1。多个强震层的存在及其规模（如厚度）和强度的差异，造成地震活动纵向上的层次性。在地表断裂带上可表现为大的破裂段上叠加有小的破裂，或大破裂贯通若干较小破裂段。

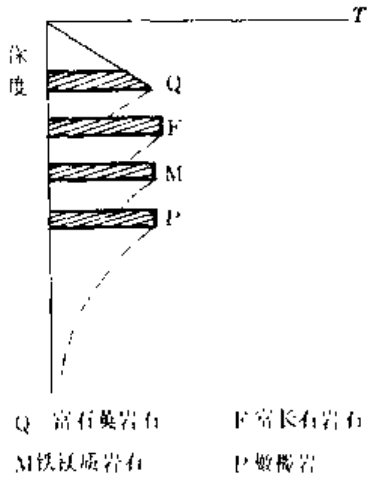


图 3-1　不同岩性区发震的相对深度
（据马瑾，1989）

同样，一条断裂带上存在横向（沿断裂带）上的不均匀。这种不均匀即包括介质的，也包括结构的，同时还包含了活动性上的差异。如前面章节所述，一条断裂带由不同的活动单元组成，而地震破裂既可发生在一个单元内部，又可发生在一个单元内部的部分段落或两单元之间。单元规模及活动性差异，活动单元内部及单元分界区的规模和活动性差异，都是造成破裂活动横向不均匀性的因素。这种不均匀性可表现为某段只发生 7 级左右地震，另一些段落只发生 6 级左右地震，而某些段落不具备中强以上地震的发生条件，只表现为微震活动。又表现在一些段落上既可发生高震级的地震，又可发生低震级的地震。

如图 3-2 为汾渭地堑 7 级以上历史地震八—九度等震线分布。为了烈度线的完整，对于没有烈度资料的公元 1038 年定襄$7\frac{1}{4}$级地震、公元 1693 年原平 7 级地震，作了等震线的推测。主要是通过对比本地区相同或相近震级地震的八度等震线的长轴长度，并根据发震断层的走向进行推测。由于推测比较粗糙，只有示意意义。一般认为，烈度的八度区代表震源体积的大小，九度区代表地震破裂的分布范围，所以，可通过八—九度等震线的分布，了解破裂的分布状况。从图中可看出，汾渭地堑系内 7 级以上地震破裂的分布具有明显的横向不均匀性。表现为：在渭河盆地和临汾盆地内，破裂规模较大，最大破裂为 8 级地震破裂；忻定盆地内为 7 级左右的中强地震破裂段；太原盆地内则无较大破裂。

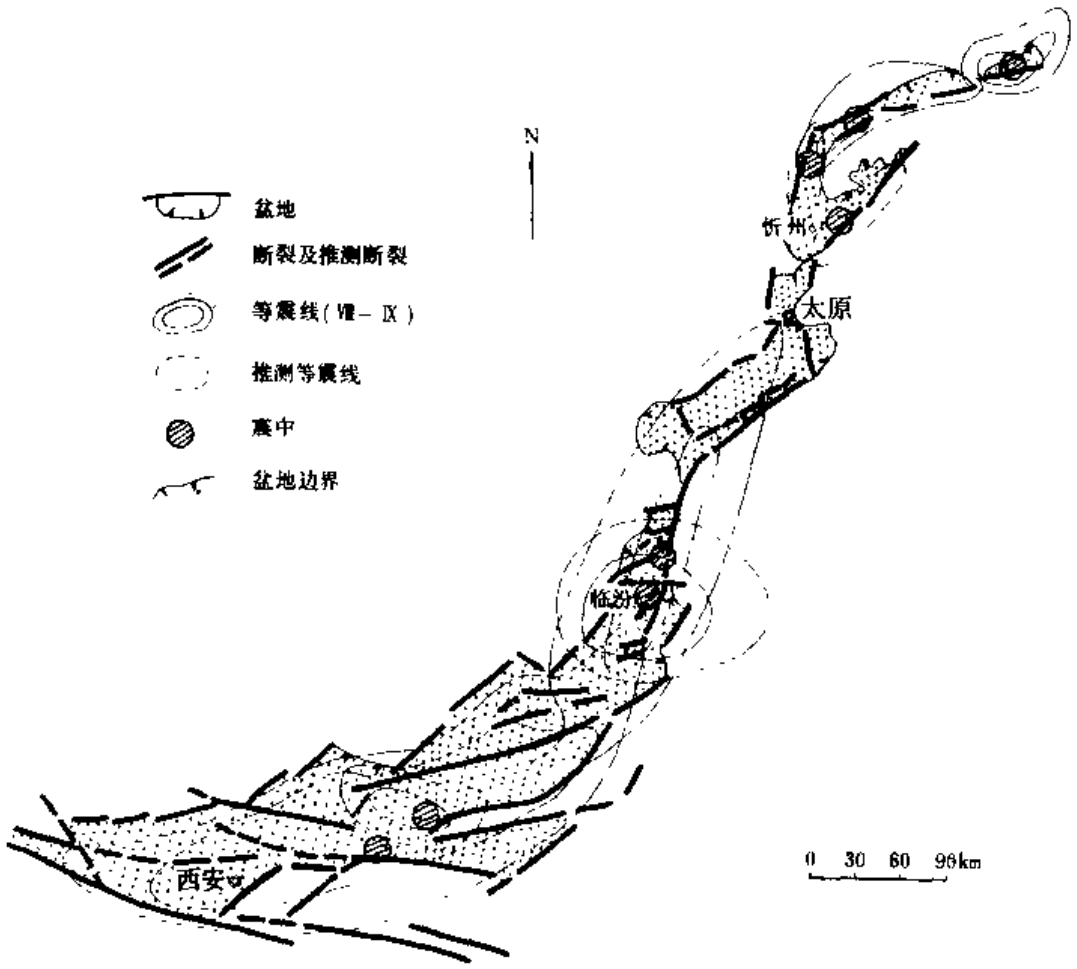


图 3-2 汾渭地堑 7 级以上历史地震等震线

美国西海岸的圣安德烈斯断层上，1906 年旧金山 8.3 级地震的破裂段内，北部的 Pt.Arena 地区 1898 曾发生 6.7 级地震，南部的旧金山半岛段上 1838 年曾发生 7 级左右地震（见活断层分段应用一章）。说明在一些断层段上既可发生高震级的地震，又可发生低震级的地震。

另外，由于断裂带上破裂段的关联特性（见破裂段的持久性和独立性），造成在一定时间内若干破裂段的破裂活动群集发生。这些具有关联特性的段可能聚集在一条大断裂的部分地带，如华北北部的阴山-燕山断裂，其中，西部的阴山山前部分中强地震在两端的对跳发生，古地震事件的时间分布特征都显示了破裂段的关联特性（将在后面详细论述）。再如川西的甘孜-玉树及鲜水河断裂带一线，甘孜-玉树断裂与鲜水河断裂历史强震活动具有活跃期-平静期交替出现的特点（闻学泽等，1985）。这种各自活跃期的时间差别，反映了各断裂的关联特性。这样，根据关联程度的差别，又可将一条大断裂划分成不同的部分。

综上所述表明，组成断裂带的破裂段不只是简单的破裂单元，往往包含更低层次的破

裂活动，而且这些破裂段之间也存在量级上的差别，存在关联程度上的差别等。为了更准确的描述断裂带的活动特性，我们用层次结构的概念来概括这些复杂性。断裂带的层次结构主要包含三个方面：一条断裂带上不同量级破裂段的并置；破裂段的层次结构；破裂段之间的关联性，即关联单元的存在。下面分别加以说明。

一、断裂带上不同量级破裂单元的并置

一条断裂带上最大破裂的分布是不均匀的，表现为不同量级破裂段的并置关系。圣安德烈斯断层上粘滑、蠕滑段的分布是不同量级破裂单元并置的极端类型。粘滑段代表了一定震级的大震破裂单元；蠕滑段代表小震活动随机分布段。如前所述，沿断裂带结构和介质分布的不均匀性，尤其是断层活动单元的不均匀性，是造成不同量级破裂段并置的重要原因。断层活动单元的不均匀性包括单元的规模和活动性差异，以及活动单元结构的差异，即活动单元对破裂段的包含关系，如有些活动单元包含一个破裂段，有些活动单元包几个的破裂段。这些差异将影响破裂段的规模和破裂发生的时间间隔。这里主要讨论由破裂位置造成的量级差别。有两种类型的特殊位置可能是造成并置分布的重要类型。

1. 单元分界点处的破裂活动

在呼和浩特-包头盆地北缘的大青山山前断裂上，土右旗-美岱召段是分割大青山山前断裂中部和西部活动单元的分界点（见第二章，图 2-3）。野外调查表明此处具有明显的破裂活动，并有充填楔等古地震标志，而且此处古地震活动与两侧具有一定差异（李克等，1991），说明此处有相对独立的破裂活动，但其长度不足 10 公里，相对于大青山山前断裂中段和西段明显较小，因此，在此边界点上可能具有较小的震级。

Aykut Barka 等（1989）在研究阶区在走滑断层上的作用时，曾指出当阶区足够大时（大于 15 公里），阶区处可产生独立的破裂活动，并以土耳其东部的 Erzurum 断裂为例，认为 1859 年 Erzurum 地震（I= IX—X）即发生在宽 15 公里的阶区部位（图 3-3）。

从大青山山前断裂展布（图 2-3，图 3-5）可以看出，土右旗—美岱召是长度大于 5 公里的正断层的阶区，可能与 Erzurum 具有相似的特征。鲜水河-则木河断裂带是一条斜列展布的走滑断层，地震事件除发生在斜列断层（活动单元）内部外，在阶区部位也有发生。如 1967 年 8 月 30 日的侏倭 6.8 级地震、1972 年 9 月 29 日的塔公 5.8 级地震、1955 年 4 月 24 日的折多塘$7\frac{1}{4}$级地震等。这些地震震级一般较小，等震线长短轴之比小于活动单元内部地震的情况（见图 2-5）。从玉树-甘孜断裂与鲜水河断裂的交接部位地震的震源机制解可看出，与活动单元内部的走滑型地震（如炉霍地震）不同，交接区地震多为张性（如图 3-4）。

再如 1976 年松潘地震的发震断层，在三次主破裂中，中间一次即发生在破裂转折的阶区部位（Jones，1984）。

段分界点还可能是更小震级（微震）破裂的随机分布段，即微震活动的相对密集段。一些曾以此作为断裂段分界的标志。如 Sander（1989）研究 San Jacinto 段层所得的结果。

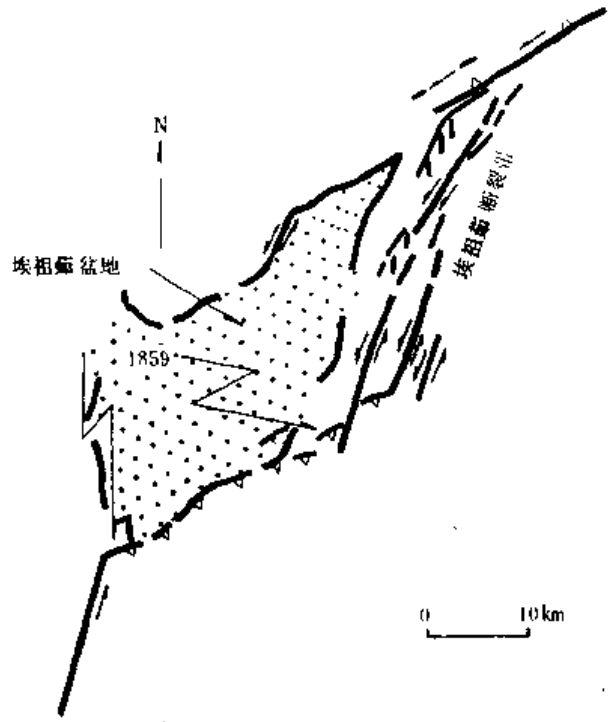
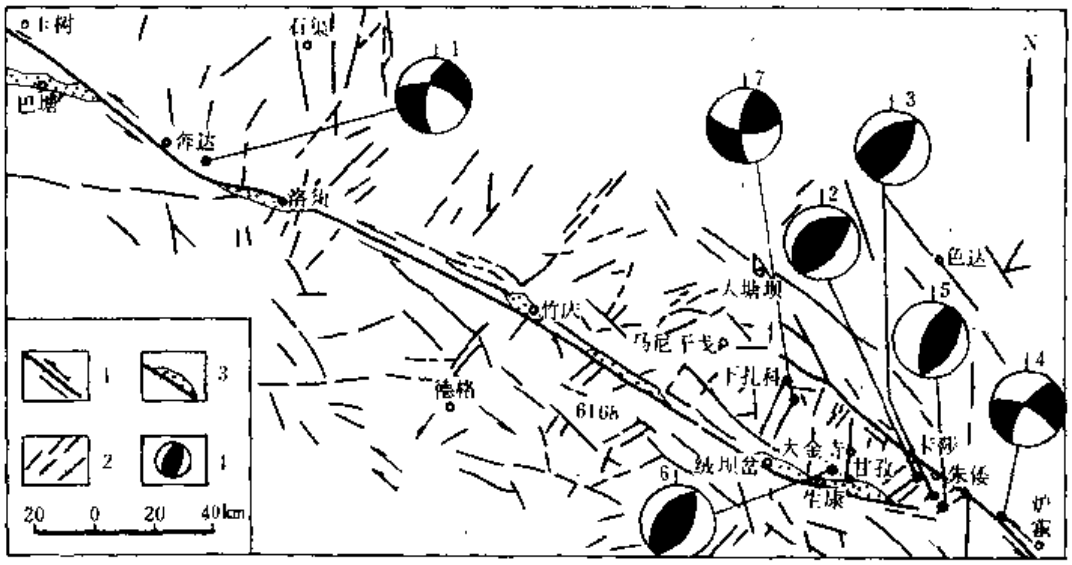


图 3-3　1859 年 Erzurum 地震构造位置（据 Aykut Barka 等，1989）



1. 主干活动断裂　　2. 影象判读线性断裂　　3. 第四纪盆地或谷地

1. P 波初动断层面解，指示各自的宏观震中；初动下半球投影，暗区为膨胀 P 波区）

图 3-4　玉树-甘孜与鲜水河断裂交接区地震 P 波初动面解（据闻学泽等，1985）

2. 断裂带尾端破裂

一条大的断裂带，在其尾端破裂活动一般较弱，且不具有大震活动的性质。如大青山

山前断裂东活动单元，即兵州亥以东的大青山山前断裂带（见第二章，图 2-6），活动性明显减弱。主要表现在：（1）断层露头较难发现（聂宗笙，1988），（2）山前地形复杂程度增加，（3）第四系向东逐渐变浅，表现为沉积斜坡。推测没有较大地震破裂发生。尾端效应虽然有较长的破裂长度，但不具有统一破裂的特征，是较小破裂随机分布充满破裂段的结果。

单元界点破裂和尾端破裂是断裂带上不同量级破裂并置的两种情况。事实上，由于沿断裂带介质结构的变化，以及断层活动单元的差异是更重要的类型，如汾渭地堑的情况（如前所述）。不同量级破裂段的并置，使破裂段之间的关系更为复杂，影响断裂带上破裂事件的时间分布。

二、破裂段的层次结构

由于破裂活动的复杂性，一个大的破裂段往往不是单一的破裂，而是包含有较小量级的破裂。这些较小量级的破裂，可能分布于破裂段上的特定段落，构成次级单元。下面以大青山山前断裂为例进行说明。图 3-5 为大青山山前断裂展布的简图。

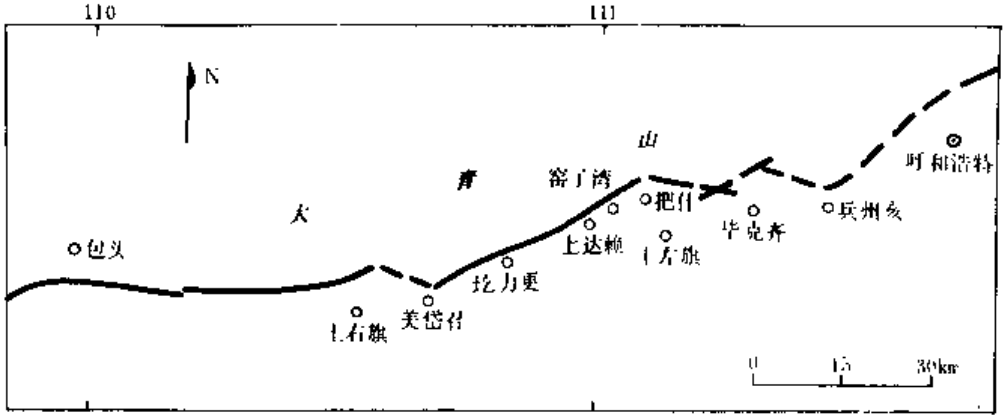


图 3-5　大青山山前断裂带展布简图

在前面“段的持久性及独立性”的有关论述中，根据断层的长期活动性，将其分为三个活动单元，其中中部活动单元自美岱召到兵州亥，全长约 65 公里。下面说明此单元内破裂的层次结构。

事实 1：在美岱—兵州亥段内，以土左旗为界，可分为东西两个部分，西部段落走向北东东，长约 35 公里；东部段落走向近东西，长约 30 公里。两个段落断层活动地表表现主要有以下差别：西段断层面出露多，连续性好，最新断裂紧靠山前，断层活动切割最新洪积扇根部形成 4 米左右的陡坎（窑子湾、沙尔沁一带）。东段断层连续性差，断裂带宽度大，最新活动据山前几十到几百米距离，活动幅度小。台地平均高程西段大于东段。

推论 1：从事实 1 可推测，东西两部分破裂活动有一定差异，西段破裂事件的强度大于东段。

事实 2：在东段曾发生 1929 年毕克齐 6.0 级地震，其地震破裂分布西至土左旗的把

什，东到兵州亥（内蒙古自治区地震队，1975），与东段基本重合，因此，东段为6级左右地震的发生段。

对震级与破裂尺度的关系有过很多讨论，虽然不同作者统计结果有一定差异，但总的符合如下关系：

$$M = a + b\lg L$$

其中，M 为震级；L 为破裂长度。

叶文华（1987）根据面波震级的物理意义推出如下关系式：

$$M = \lg D + \lg L + c$$

其中，D 为平均位错。

显然由两式可得 L 与 D 之间存在一定对应关系。根据推论1，西段破裂强度大于东段，则与西段破裂强度相对应的破裂长度也应大于东段的破裂长度。根据事实，东段发生6级地震，破裂长度为30公里左右，而西段长仅35公里左右，似与其破裂强度不相适应。为了进一步说明，下面应用郭增建（1973）和叶文华（1987）的统计结果，推导 L 与 D 的数量关系。由

$$M = 2.56 + 2.97\lg L$$

和

$$M = \lg L + \lg D + 3.95$$

得

$$\frac{L^{1.97}}{D} = 10^{1.31}$$

可得近似值：

$$\frac{L^2}{D} = 20$$

根据前述断错洪积扇的最新陡坎高度，取 $D=4$ 米，即 $D=400$ 厘米，可得 $L=89$ 公里。由于平均位错可能小于4米，再加之统计关系的误差，所得长度偏长是可能的，但显然仍大于35公里。所以，与4米左右位错相对应的破裂段应超越美岱—土左段。根据大青山山前断裂长期活动的单元性，美岱—兵州亥作为长期活动的单元而存在（前述），推测与4米左右位错相对应的破裂段是美岱—兵州亥段。即得如下推论。

推论2：美岱—兵州亥段具有整体破裂的性质。

根据事实2，土左—兵州亥（土左以东）具有6级左右的地震破裂发生，事实1显示的破裂连续性差、破裂宽度大正是较小地震破裂高频发生的特点。土左以西断层连续性好，断层宽度小，则表明没有与其长度（35公里）相适应的6级左右地震重复发生，否则，其地表表现就会象土左以东那样破裂带宽度大、破裂连续性差。所以可得另一推论。

推论 3：土左—兵州亥段具有独立的次级破裂，美岱—土左段不具有独立的次级破裂。

由上可得结论：大青山山前断裂中部活动单元美岱—兵洲亥段具有独立破裂的性质，是独立的破裂段。在破裂段内，土左—兵州亥是低层次的破裂独立发生段落；美岱—土左不具有低层次的独立破裂，当此段发生破裂时，破裂即贯通整个美岱—兵州亥段。

以上主要是应用次级段落活动性对比、不同量级地震破裂地表表现的差异及破裂幅度与破裂长度的关系对低层次的破裂进行识别，由此得到大青山山前断裂中段的层次结构特征。其活动模式（模式 1）为：最大破裂段中的某些段具有一定量级较小破裂独立活动的特点，另一些段落只有最大量级的破裂，而当最大量级的破裂发生时，破裂贯通整个破裂段。一个破裂段上较低层次的段落可能不只一个，而是多个并置，各自作为低层次的破裂单元相对独立活动，而共同受控于更大量级的破裂。

以上模式的特点在于，最大破裂段内的某些地段不具有独立的破裂活动，只有破裂段整体破裂时才发生破裂，可称之为高强度段落。大青山山前断裂中段中土左以西部分可能就是高强度段落（见上）。如前所述，强震层的多层分布具有存在的可能性，可用于解释上述层次模式。同样，也可以用于解释另一种情况（模式 2），即破裂段内不存在高强度段落，每个次级段都具有独立的破裂。如海原断裂带，东部南西华山北麓断层上揭露出的古地震事件，在时间上多发生在全新世中晚期，重复间隔约 1000 年左右；而西部哈思山南麓和马厂山北麓断层上揭露出的古地震事件，在时间上多发生在全新世中期，重复间隔千余—2000 年，重复间隔比东部长（宋方敏，1990）。如果把海原断裂带分为东西两个次级破裂段，则它们都有独立的破裂活动。可把两种模式简化如图 3-6。

破裂单元的层次性与相邻两个或几个单元的联合破裂是有差别的。联合破裂，各段作为独立的孕震体而发挥作用，产生的结果为双震型的破裂；而破裂单元的层次性则更显示了大震破裂孕震的统一性，其结果为更大量级的破裂。对于模式 1，破裂段中的高强度段落在孕震过程中起了更大的作用。对于模式 2，深层强震层起很大作用。

破裂段层次性解释了大震破裂常常贯穿较小量级的破裂，或在大破裂上有较小量级破裂发生。破裂段的层次结构是一种较普遍的现象，Schwartz 等（1989）所提出的正断层分段模式中的主次破裂型实际上可归并到破裂段的层次结构的模式 1 中。一些走滑断层或正断层上断裂活动特点更显示出层次性。如前所述的大青山山前断裂、海原断裂、汾渭地堑中的渭河盆地和临汾盆地等。在对 1931 年富蕴 8 级地震的研究中，发现位移分布的多峰值表现，地震波记录也反映出类似的特征，于是提出震源扩展的“多点闭锁-扩展”机制（新疆维吾尔自治区地震局，1985）。地震破裂的“多点闭锁-扩展”反映了断层介质、结构的差异与分段性，为低层次破裂提供了物质基础。至于哪一条次级断层具有低层次的独立破裂特征，尚需进一步研究。1973 年平罗大地震发生于贺兰山东麓断裂带上，图 3-7 为沿断裂带的几条斜列展布的次级断裂上晚更新世以来的位移分布。

由图中可见存在明显的差异。由于古地震事件及测年误差的影响，尚不能确定各次级破裂活动的独立性，但仍可看出层次性结构的迹象。

由于破裂段层次结构的存在，在进行破裂分段时，对活动单元内的破裂段落及次级破裂段落，既要注意统一性，又要注意其间差别。对于次级段落，要进行结构特点、活动性及古地震事件的对比，再通过破裂尺度、地震震级和位移幅度的适应关系，对不同尺度、

不同层次的破裂段进行识别。

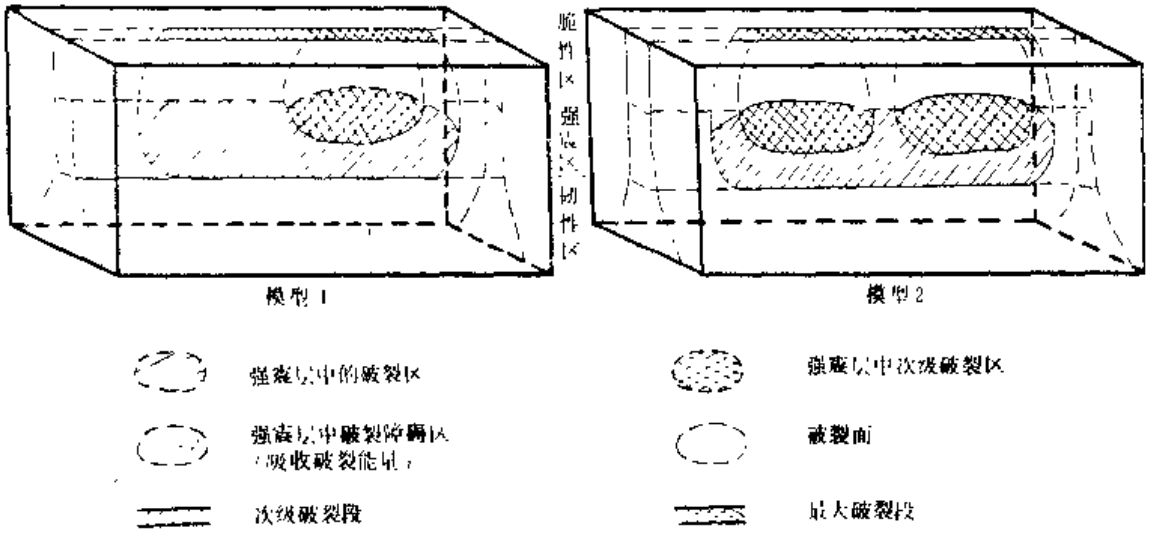


图 3-6　破裂段层次结构简化模式图

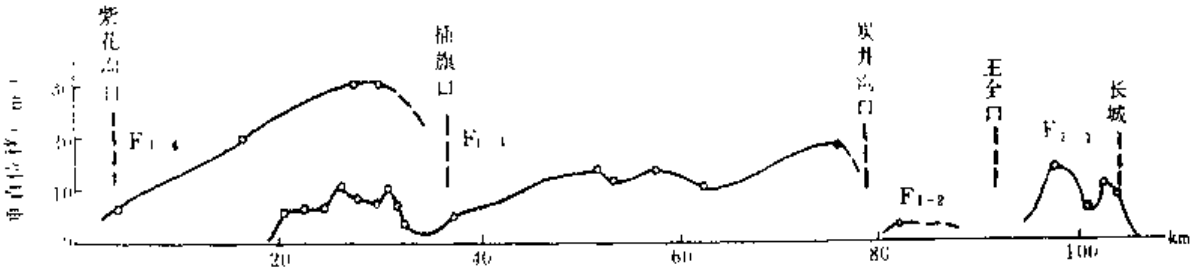


图 3-7　贺兰山东麓断裂带晚更新世以来垂直位移分布（据廖玉华，1988）

三、关联单元

破裂段之间关系可表现为独立破裂型和关联破裂型。实际上两种类型可能在一条断裂带上同时存在，从而使一条大的断裂带具有更多的层次，即断裂带上相邻的若干段具有关联型破裂的特点，如果把这些关联型破裂的段称为断裂带上的关联单元，则一条大的断裂带可能由多个关联单元组成。关联单元的存在和判断具有很大意义，因为可以有理由把关联单元作为一个整体研究关联单元内破裂事件的时间分布。下面以阴山-燕山山前断裂带为例进行讨论。

华北断块作为一个古老块体周围被深大断裂围限，而新生代以来，块体内部活动性增强，主要表现在断陷盆地的发展上，如图 3-8。新生代断陷盆地的北界基本上显示

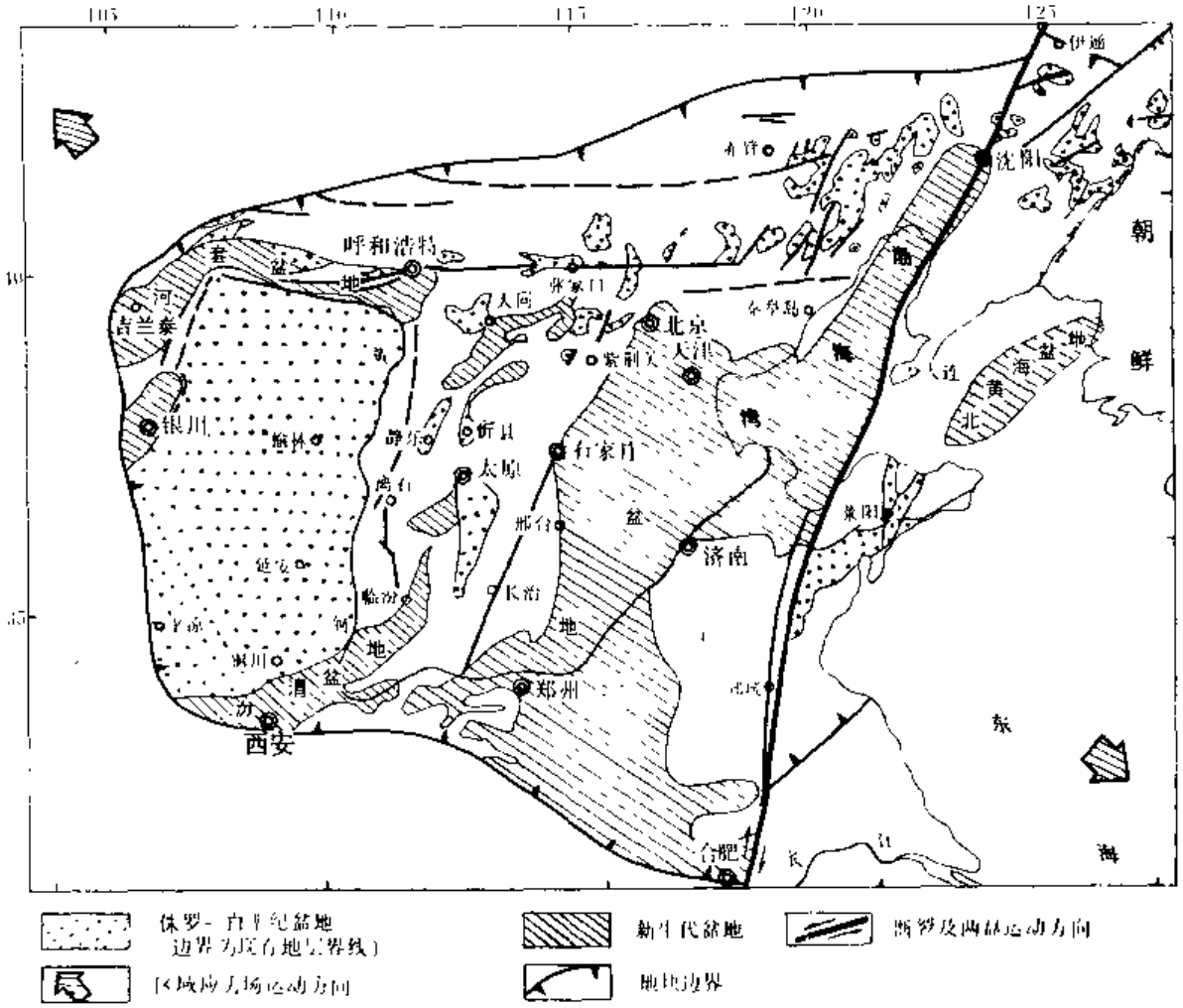


图 3-8　华北地区新生代构造纲要图（据赵孟为，1990）

一条近东西向（北西西）的构造带，以此条断裂为界，北部为阴山-燕山隆起区，南部为新生代断陷盆地发育区。新生代断陷盆地是华北断块内新构造活动的一种重要表现形式，与现代破裂活动具有紧密联系。现代地震活动沿此带分布，有历史记载以来，在此带上发生了一些较大地震，如公元 849 年发生于大青山山前断裂西段的$7\frac{1}{2}$级左右的地震，1679 年三河-平谷 8 级大震，1975 年海城 7.5 级地震（与郯庐断裂交汇处），1976 年唐山 7.8 级地震。因此，阴山-燕山山前断裂带在地震活动上是一条具有重要意义的构造带。下面讨论河套断裂带的相对独立性。

1. 构造表现形式的差异

在阴山-燕山断裂带上，新构造运动的表现形式是有一定差异的，如图 3-8，可分为三个不同的部分：西部为河套盆地断陷带；中部为中部隆起带；东部为华北平原断陷带。河套盆地断陷带为一条被阴山隆起和鄂尔多斯隆起夹持的狭长断陷带，断裂活动以北缘断裂为主，表现为掀斜盆地，大震破裂主要集中在盆地北缘断裂带上。中部隆起带上，太行山隆起和阴山隆起基本连为一体，近东西向的断裂带表现不明显，但发育新生代火山群（如大同火山群）。东部华北平原断陷带，断裂南部表现为大范围的断陷盆地。由于华北平

原内部北东向的断裂活动，一些大震主要发生在北东向活动断裂与盆地北缘断裂带的交汇部位上，如三河地震、唐山地震等。因此，阴山-燕山山前断裂带西部、中部、东部三段在新构造活动及地震构造上都具有很大差异。

2. 地震活动

孙加林（1990）分析了阿拉善块体、阴山带和华北平原的地震活动资料，发现：1929年呼和浩特西6.0级、1934年五原6.0级地震是在阿拉善块体第一活跃阶段发生的几次8级大震之后发生的，阿拉善块体的几次强震均发生在块体南缘边界；当1951—1960年阿拉善块体在中北部第二活跃期时，阴山带并无中强地震相伴随；1976—1983年阴山带相继发生一系列中强地震，呈现有资料以来的空前活跃，在此稍前的1966—1979年华北地区出现以唐山大震为代表的几次大震；而华北地区1937—1948年第一活跃期时，阴山带却表现的异常平静。由此认为，阿拉善块体与华北块体存在彼此交替活动的特点，而阴山带处于两块体的中间衔接部位，它的中强地震活动在时间上介于两块体强震活跃时段之间，具有空间上、时间上过渡性质的特征。本世纪以来，有仪器记录的$4\frac{3}{4}$级以上的地震10次，这10次地震在阴山带上存在东西对跳发生的现象（孙加林，1990）。

由上可看出，阴山带，即阴山-燕山断裂带西部的河套断裂带具有地震活动的相对独立性。

3. 河套断裂带破裂活动的关联性①

在河套盆地北缘，沿狼山-色尔腾山、乌拉山、大青山山麓普遍发育三级台地。其中T_2、T_3级台地为基座台地，上覆砾石层皆为晚更新世的河湖相砾石或黄绿色粉细砂层。T_1级台地为全新世的砂砾石和黄土砾石层。T_1级台地时代在大青山山前的土右黑麻板腐殖土^{14}C年龄为9637±105年；土左把什钙膜和钙土充填物无机炭^{14}C年龄为9799±100年，在狼山-色尔腾山的乌加河西柳树泉腐殖土^{14}C年龄为9690±553年。显然，T_1级台地形成时代具有极好的一致性。台地是断裂间歇性活动的产物，台地面形成代表了一期强烈的断裂活动。而河套盆地北缘断裂带T_1级台地时代的极好一致性及T_2、T_3级台地的对应性，则说明自晚更新世以来，狼山-色尔滕山、乌拉山、大青山山前断裂具有时代一致的活动期和平静期。同时，从狼山-色尔腾山山前断裂各段中取得的一些破裂活动^{14}C年龄数据，也主要集中在晚全新世。如狼山口段石兰计附近，在断层上盘砾石层中，上部和下部碳屑^{14}C年龄值为1240±150年和4589±160年；乌加河段乌加河探槽，上升盘砾石层中^{14}C年龄测定为1090±110年。

从大青山山前断裂带全新世破裂事件时间分布图可以看出，破裂事件主要集中在早全新世和晚全新世。因此，河套断裂带全新世破裂事件的时间分布也有一定程度的相似性。因为大青山山前断裂带全新世活动的年龄数据较多，可以看出西段和中段破裂事件的关联性。至于与狼山-色尔滕山、乌拉山山前断裂带内的破裂段之间的关联性，由于年龄数据的粗糙，尚难完全肯定，但根据河套断裂带活动期的一致性，作出关联性的推测也是合理的。

从上面的论述可以看出，河套断裂带是阴山-燕山山前断裂带上具有相对独立性的关联单元，这样，在进行破裂时间预测时，就可以把河套断裂带作为一个整体来处理。

---

①本小节年龄数据取自聂宗笙（1987）和聂宗笙等（1988）。

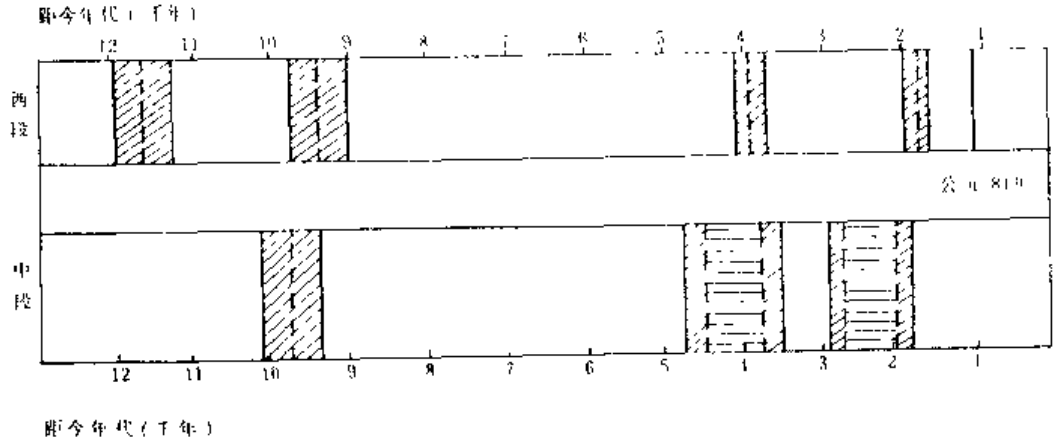


图 3-9　大青山山前断裂带全新世破裂事件时间分布

（据聂宗笙等探槽年代资料编绘，1987）

关联单元内的破裂段由于具有破裂时间的相关性，因此，它是一条大断裂上联系更紧密的部分。

综上所述，一条断裂带在其活动上具有层次结构的特点，表现为不同量级破裂段的并置、破裂段的层次结构及关联单元的存在。这样，在进行活断层的分段时，就要注意不同尺度破裂段的存在，把破裂段的尺度和层次结构联系起来，有助于使活断层分段工作更接近于断层活动的真实情况。

第四章　断层破裂长度、位移与震级和断层的破裂分段

近十年来，由于活动断裂、古地震研究的广泛开展，结合地震学和有关的地球物理资料，对断裂带的分段已取得一定的进展。由于从地震破裂分段的长度，可以估计该段可能发生的最大地震的震级，因此，这类研究已在重大工程和地震危险性分析中得到了应用。

断裂带的分段尺度（级别）以及分段的原则方法均可能有所不同。其中，数十至数百公里尺度的地震破裂分段的概念是基于特征性地震和破裂传播的障碍体的模型而提出的（Aki, 1989），其实质是在一定的断裂演化阶段存在着持久性的障碍体，它们往往是地震破裂的终点。显然，地震破裂分段有重要的理论和实际意义。

Knuepfer（1989）曾系统地分析了全球范围 75 个历史地震地表破裂的资料。从他的统计结果可以看出（表 4-1），走滑断裂带几个重要的几何学分段标志：松弛弯曲、松弛阶区、约束弯曲和约束阶区，它们虽然和地表破裂的终点有一定的关系，但这种对应的概率仅为 5.1%-26.4%。换言之，这些几何学的障碍在地表破裂中有>75%的可能性被贯穿。由以上事实可认为，断裂的破裂终止条件是复杂的，仅仅依据地表的破裂几何学特征，作为识别破裂分段的标志是不充分的。在进行地震破裂的分段时，还应综合更多的地质、地球物理资料，以得到对地震破裂分段标志的较全面的认识。

表 4-1　全球范围 75 个历史地震地表破裂统一结果

（据 Knuepfer，1989）

	破裂数(n_1)	终点数(n_2)	频率(n_2/n_1+n_2)
松弛弯曲(RLSB)	37	2	5.1%
松弛阶区(RLDB)	117	42	26.4%
约束弯曲(RSSB)	25	5	16.7%
约束阶区(RSDB)	105	31	22.8%

本章基于我国板内地震资料，提出断裂破裂长度 L、位移 D 和震级 M 的统计和理论关系并依据这种关系作为判断破裂分段恰当与否的一种验证。

一、断层破裂长度与震级

1. 资　料

断层的地震破裂 L 与震级 M 的关系的研究已有多年的历史。地震破裂长度的观测方法大体可分以下四类：

（1）地表破裂（形变带）长度 L_1

1965 年郭增建等给出地表破裂长度 L_1 与震级 M 的关系有：

$$M = 2.1\lg L + 3.3$$

Bonilla（1970）等，也给出过类似的统计关系。

地表破裂是震源破裂的地表显示，其显示程度受地震类型、构造条件、浅层的地层厚度、岩性等多种因素影响。一般地讲地表破裂长度 $L_1 < L$。

（2）余震区长度 L_2

不同学者往往以早期余震的长轴作为地震破裂尺度的一种估计。余震多集中于主震的破裂端部，余震的扩展多超出孕震断裂的范围。同时，对于非主余震型的地震，余震区的空间分布是多个强震综合作用的结果。以上因素均可使 $L_2 > L$。

（3）地震学的反演破裂长度 L_3

（4）现代小震资料估计历史强震区震源长度 L_4（秦保燕等，1989）

为了充分利用前人的有关成果，我们收集了中国大陆板内的 24 次强震的破裂尺度。L 是由不同方法的估计的平均值给出。震级 M_S 依据中国地震简目（1988）。表 4-2 中所列的矩震级 M_W，由 Kanamori（1977）的地震矩 M_0 与 M_W 的关系式：

$$\lg M_0 = 1.5 M_W + 16.1$$

得出。

2. 震源破裂长度 L 与震级的统计关系

由表 4-2 所得的 24 次强震的震级和破裂长度，利用最小二乘法，得到震级 M_S 和破裂长度 L 有如下统计关系：

$$M_S = 4.278 + 1.653\lg L \qquad (1)$$

或

$$\lg L = 0.605M - 2.588$$

其中，相关系数 $\gamma = 0.894$；均方差 $\sigma = 0.583$。

近年来的研究表明，对于破裂长度大于 100 公里的巨大地震，面波震级存

表 4-2 我国大陆板内强震的震级、破裂长度及最大水平位移量

时 间	地 点	M_S	M_W	L_1 (km)	L_2 (km)	L_3 (km)	L_4 (km)	L (km)	D (m)	E (10^{-5})
1920.12.16	宁夏海原	8.5	8.25	300			237	269	10.2	2.54—3.49
1927. 5.23	甘肃古浪	8	7.7	160			90 145	152	14	5.26 3.53
1931. 8.11	新疆富蕴	8	7.9				176	176	12.6	4.80
1932.12.25	甘肃昌马	7.6	7.6	100			120	110	5.6	3.41
1937. 1. 7	青海托索湖	7.5	8.05				230—300	265	8	2.02
1951.11.18	西藏当雄	8	7.7			200	91	146	7.3	3.35
1954. 2.11	甘肃山丹	7.3	6.6	70				70	1.6	1.53
1962. 3.10	广东河源	6.1	6.1	31		19		25		
1966. 2.13	云南东川	6.2	6.2			21.5		21.5		
1966. 3.22	河北邢台	7.2	6.7	90		46		68		
1966. 3. 8	河北邢台	6.8	6.6			40		40		
1967. 3.22	河北河间	6.3	6.2			13.5		13.5		
1969. 7.18	渤海	7.4	7.0	80	60	46		53		
1970. 1. 5	云南通海	7.7	7.2		85		70	77.5	2.3	1.99
1973. 2. 6	四川炉霍	7.6	7.4		110	71	90	90.5	3.6	2.67
1974. 5.11	云南大关	7.1	6.5		22	53		37.5		
1975. 2. 4	辽宁海城	7.3	6.9		70	50		60		
1976. 7.28	河北唐山	7.8	7.5		145	84—115	70	92.5	2.3	1.67
1976. 7.28	河北滦县	7.1	7.2			45		45		
1976. 8.16	四川松潘	7.2	6.7			73		73		
1976. 8.23	四川松潘	7.2	6.5			53		53		
1976. 8.22	四川松潘	6.7	6.3			44		44		
1981. 1.24	四川道孚	6.9	6.6			36	44	40		
1988.11. 6	云南耿马	7.6	7.3		70	52	35	50		

在着饱和现象。为解决这一问题，Kanamori（1977）提出了矩震级 M_W。地震矩 $M_0=\mu LW\overline{D}$，可较好地体现破裂尺度的大小，同时，地震矩 M_0 对大小地震均可测量，所以矩震级可以在较宽的范围内度量震级的大小（陈培善，1986）。基于这一考虑，这里亦给出矩震级 M_W 与 L 的统计关系：

$$M_W = 3.773 + 1.785\lg L \tag{2}$$

或

$$\lg L = 0.56M_W - 2.114$$

其中，相关系数 $\gamma=0.914$；均方差 $\sigma=0.617$。

从以上统计关系看，震级与破裂长度存在显著的相关性。

3. 矩震级与破裂尺度的理论关系

地震的破裂长度 L、宽度 W 和平均位移 $\overline{D}$ 存在相似性，$\overline{D}/L$ 是平均线应变，W/L 为断层面宽长比，均可视为常数。据张郢珍等（1991）$\overline{D}/L$ 取 5.25×10^{-5}；据周惠兰（1984）W/L 取 0.23。

$$\lg M_0 = 1.5M_W + 16.1$$

$$M_0 = \mu L\overline{D}W$$

μ 为刚性系数，一般 $\mu=3\times10^{11}$，并将 L 单位换算为公里，则由 M_0-M_W 和 M_0-L 关系，可导出如下关系：

$$M_W = 2\lg L + 3.505 \tag{3}$$

或

$$\lg L = 0.5M_W - 1.75$$

这一关系和周惠兰（1984）得到的关系

$$\lg L = 0.5M_W - 1.74$$

非常相近。陈培善等给出的 M_S-L 的理论关系为：

$$\lg L = 0.5M_S - 1.94 \qquad (6.4 < M_S \leqslant 7.5)$$

$$\lg L = M_S - 5.84 \qquad (7.8 < M_S \leqslant 8.5)$$

4. 几种震级与破裂长度关系的比较

表 4-3 列出本文工作的震级和破裂长度关系的计算结果，以便相应地与其它作者的结果进行比较。

表 4-3 震级与破裂长度的关系

L(km)	10	25	50	75	100	150	200	250	
M_S	5.9	6.6	7.1	7.4	7.6	7.9	8.1	8.2	据式(1)
	5.9	6.7	7.3	7.6	7.8	8.0	8.1	8.2	陈培善等(1989)
	5.4	6.2	6.9	7.2	7.5	7.9	8.1	8.3	郭增建等(1965)
M_W	5.5	6.2	6.8	7.1	7.3	7.6	7.9	8.0	据式(2)
	5.5	6.3	6.9	7.2	7.5	7.8	8.1	8.3	据式(3)

本章的震级与破裂长度的统计关系，对相同的 L，M_S 较 M_W 系统地偏高 0.3 级左右，这与中国地震台网观测的 M_S 系统地较国际台网的观测偏高 0.2 级左右有关。

总的看来，不同时期，不同作者根据不同资料得到的 M 与 L 关系差别不大，这显示出地震破裂的尺度与地震的震级存在着稳定的理论和统计关系。

二、地震破裂位移的特征

1. 地表破裂位移的复杂性

邹定元（1984）提出走滑断层的水平位移在地震震中最大，向两边逐渐减小，以至变为零值的抛物线分布：

$$D = K\left(h^2/4 - x^2\right)$$

近年来，通过对我国几条地震形变带的较系统的调查，对以水平错动为主的地震位移分布的复杂特点有进一步的认识。从 1920 年 12 月 9 日宁夏海原 8.5 级地震、1931 年 8 月 11 日新疆富蕴 8 级地震、1932 年 12 月 25 日甘肃昌马 7.6 级地震及 1951 年 11 月 18 日西藏当雄 8 级地震地表破裂位移的分布以及我国大陆其它一些地震断层的资料分析，地震位移分布有如下特点:

（1）水平位移沿断裂迹线上多呈起伏变化，具有多峰值、低点分布于破裂的岩桥区、拉分盆地或挤压隆起区。同时，在这些水平位移低位区，往往观测到最大的垂直位移。每

个次级的段落的位移分布和简单均匀破裂的位移分布相似。因此，亦有人认为，这些次级断层是相对独立的水平位错面，整个地震破裂为若干这样的次级破裂面组成的（环文林等，1991）。早在 1977 年 Das 等就提出障碍体模型，以解释断裂非均匀位移；障碍体使破裂扩展停止，但在剪切破裂条件下，滑动产生的弹性波，可使破裂在障碍体前继续发展，而障碍体本身并不破裂。

因此，野外的实际观测和理论上均表明地震的破裂可以是非均匀的。

（2）垂直位移分布的不规则性

垂直位移分布的实况与简单走滑断裂的理论模式有较大差别。最大垂直位移可分布在地震破裂的中段，且与水平位移同步起伏，在破裂端部减小为零，如 1976 年新疆特克斯-昭苏地震断层（杨章，1988）。最大垂直位移分布在整个破裂中段，但垂直位移与水平位移不同步，如 1951 年西藏崩错地震（吴章明等，1989）。最大垂直位移分布在断裂的末端附近，如 1932 年昌马地震（候康明等，1990）。而真正在断裂端部，几乎没有明显的垂直位移。

地震断层垂直位移的这种不规则性其原因可能有以下两种：

我国大陆板内走滑断裂一般具有倾滑分量（西部多具逆冲分量，东部多具正断分量），这就使破裂的垂直位移分量分布不同于单纯的走滑断层，最大垂直位移可能出现在断层中部及其附近。

就简单走滑破裂而言，破裂的终点或端部为一调整单元，其应变如 King（1986）所提出的是一个具有一定范围的塑性（过渡）区。破裂的位移在破裂的端部受约束为零。这种位移的亏损将在塑性区内由一系列的断裂加以调整，沿主断层迹线上位移为零，面散布在许多次级断裂的位移较小，往往在地表不易观测到。

2. 地震破裂的平均线应变

平均线应变可定义为：

$$\varepsilon = \overline{D} / L$$

一些学者得到的平均线应变值比较接近：3×10^{-5}（陈培善，1977）、1.25×10^{-5}（走滑断层）和 2×10^{-5}（逆断层）（Scholz，1982）、5.25×10^{-5}（张郢珍等，1991）。

从地表断裂的观测，最大水平（垂直）位移值 D 可以得到，而其平均值 $\overline{D}$，则受各种条件影响，不易客观地得到。因此，可按走滑断层抛物线模型，由 D 值估计 $\overline{D}$：

$$\overline{D} = \frac{2}{3} D$$

这样

$$\varepsilon = \frac{2}{3} D / L \tag{5}$$

由式（5）便可得到我国板内 11 次地震破裂的 ε 值（表 4-2）。它们的平均值为：

$$\bar{\varepsilon} = (2.82 \pm 0.99) \times 10^{-5}$$

前人与我们的工作得到的完整的地震破裂的平均位移与其长度之比为 10^{-5} 的数量级。这一数值的稳定性表明，在很大范围内不论破裂类型，地震破裂具有相似性。

在表 4-4 所列的断裂中，依据破裂位移分布特征、破裂的几何学特征等，把上百公里长的大地震的破裂分成若干几至几十公里尺度的次级破裂（杨章,1988)。如何判定一个完整的地震破裂和其次级分段是一值得深入研究的复杂课题，以下仅从破裂位移的平均线应变的特点，对以上两种破裂分段的差别进行初步分析。

主要由断裂的几何学特征，海原、昌马和崩错三个地震破裂带被划分为若干次级破裂。以每个次级分段的长度和最大位移值，可估计各次级分段的平均线应变。从计算的结果可以看出，次级破裂分段的 ε 值一般偏高，在破裂中部的次级分段 ε 值高达 10^{-4}，较完整的地震破裂的 10^{-5} 高一个数量级（表 4-4)。

表 4-4 地震破裂次级分段的长度、最大位移和平均线应变

破裂带	破裂段	破裂带长度 (km)	最大位移 (m)	平均线应变 (10^{-5})
海原	月亮山东麓	65	4.2	4.33
	小南川	7	4	38.29
	大黄沟	2	7.5	251.3
	南、西华山	51	11	14.45
	黄家洼山南麓	8	8.1	67.84
	阴山窑	11	10	60.91
	北嶂山北麓	20	7	23.45
	哈思山南麓	45	5.6	8.38
	马场山北麓	6	3.2	35.73
崩错	克那一纳堆多	30	34.0	8.93
	崩错	25.9	1.5	3.88
	那嘎尔	21.4	7.3	22.86
	打沙	3.8	1.3	22.92
	打沙南一过龙孔河	10.9	1.0	6.15
昌马	鲁家弯一疏勒河	40	1.7	2.85
	二道川一石油河	30	5.4	12.06
	月牙大板一西水峡	50	5.6	7.50

破裂次级分段的水平位移分布，虽然与完整破裂带有相似之处，但从 ε 值计算结果看，次级分段的 $\overline{D}/L$ 关系不遵循完整破裂的相似性原则。破裂分段的相似性原则意味着，破裂位移 D 的大小主要和地震破裂的长度有关，即便在复杂的多重破裂的条件下，各破裂分段的 D 值在很大程度上仍然是由整个破裂长度和它们在整个破裂带的空间位置有关。

同样地，如果破裂分段的划分范围尺度过大，也使 ε 值变小。因此，依据 ε 值大小可以估计破裂分段的划分是否恰当。

三、初步结论和应用举例

通过对地震破裂的长度与震级、位移分布特点及平均线应变进行的分析，可得出与断层的破裂分段有关的如下几点初步结论：

（1）地震的震级和其破裂长度之间存在着较稳定的统计和理论关系。在破裂分段的基础上，可以依据破裂分段的长度，以 $M-L$ 关系估计该段未来可能发生的最大地震震级。

（2）大地震的破裂往往是不均匀的，破裂的性质类型是复杂的，简单的剪切破裂模式的位移分布特征，往往和实际地震破裂的位移有较大差别，不能以此作为破裂分段的依据。

（3）地震破裂的长度和平均位移的比值平均线应变具有 10^{-5} 量级，近似为一常数。而破裂的次级分段的长度和平均位移之间没有线性关系，不具有相似性。用 ε 值可以对破裂分段的划分进行验证。

下面以宁夏香山-天景山断裂带的破裂分段为例，讨论用 $M-L$ 和 $D-L$ 关系在验证分段的合理性中的应用。

依据断裂带的几何学和运动学特征，汪一鹏等（1990）将东起双井子西至西梁头长约 50 公里的香山-天景山断裂以东大沟为界分为东西两段。东段长约 30 公里，1709 年 7.5 级地震在此段最大水平位移达 3 米。若以 30 公里为破裂分段长度，则由 $M-L$ 关系估计可能发生的最大地震震级应为 M_S6.6 或 M_w6.2，这比该段发生的历史最大地震震级 7.5 低得多。取 $M=7.5$，则相应的破裂长度应为 89（M_S7.5）-122（M_w7.5）公里。

由 $D-L$ 关系可以得到该段的平均线应变 ε 为 2.43×10^{-4}（$L=30$km，$D=7.3$m）。因此，从历史地震的最大地震震级和 1709 年 7.5 级地震的最大水平位移值，按 $M-L$ 关系和 $D-L$ 关系都可得出 $L=30$ 公里的分段作为破裂分段是不恰当的，较合适的分段长度应是它的 3—4 倍。这一结果已为沿此断裂带取得的一些新的断层破裂资料所证实。

这一地震破裂分段划分的实例说明，仅仅依据地表断裂的运动学和几何学的标志进行分段，可能会产生较大的误差。在对断裂带进行破裂分段时，需尽可能对多种信息进行综合分析，以防止某些方面判断的局限性。

第五章　利用地震学方法探讨活断层的分段

由于我们强调的是进行断层的破裂分段，利用地震学的资料与方法进行活断层的分段研究，是取得合理的分段结论的重要方面。这方面的资料与结果对克服运用地质学资料进行分段中，由于时间尺度过长和地质资料主要是以表部现象为主等方面面造成的不确定性有着特殊重要的意义。因此，在进行断层活动的分段时应当进行这方面的工作，并与依据其它方面资料进行分段的结果结合起来，相互校正，以期得到最为合理的结果。

由于目前沿活动断裂带地震台网分布及取得资料状况的限制，这方面工作的开展还存在较多的问题和限制。但从一些有较好条件的地段上从事这方面的一些研究和方法的探索是可能的。本章是利用了河西走廊地区的地震资料，结合地质与宏观考察的资料，从五个方面研究了昌马-祁连-海原活断层（90°以东地段）的分段问题，主要是企图从方法上对此进行一些探索。

一、方法探讨

1. 主要方法和依据

运用地震学方法探讨活断层的分段，主要依据有以下几个方面：

（1）地震活动性图象的变化；

（2）震源深度沿断层走向和倾向的变化；

（3）区域平均应力场；

（4）大地震的震源机制；

（5）断层滑动矢量的变化。

由于中国西部地震台网的现状和对该地区的地壳结构缺乏详尽的了解，尽管我们可以挑选定位精度较高的地震，但震中的分布总不能跟断层的位置较好地相吻合。有鉴于此，同时也考虑到断层带的宽度和断层的产状，有必要讨论地震和断层的关系，大致确定其归属。为此，我们采用了分段扫描-试凑的方法，依据是：

（1）地震活动性图象与断层活动有关

地震活动性图象与断层活动有关，但考虑到地震定位的误差、断层带的宽度和断层的产状，这里仅将断层两侧 30 公里以内的地震与该断层相联系。

（2）震源深度的分布与断层走向和倾向的关系

在震源定位较好的情况下，震源深度沿断层走向的变化，应能反映断层面的形状；震源深度沿断层倾向的变化，应能反映断层的倾向和倾角。我们将大体上能反映这种变化的地震与该断层相联系。

（3）小地震 P 波初动分布与区域平均应力场的关系

在构造比较单一的地区，小地震 P 波初动的分布，应能大致体现区域平均应力场。

在研究中，若能在矛盾比为30%左右的情况下，得到与当地构造比较吻合的区域平均应力场，则认为所利用的地震与该区域的构造有关。

综合利用上述三条判则，通过反复的分段扫描和试凑，最后大致确定地震的隶属关系，从而进一步讨论震源深度的分布跟断层产状之间的关系，以及区域平均应力场。

2. 地震台网分布和研究区的范围

从中国地震台网发展的历史来看，当今中国西部地震台网分布的格局是1990年以前形成的，其后虽略有调整，但变动不大。

我们研究了1980—1989年的甘肃和宁夏的地震台网分布（图5-1）。从图5-1看来，昌马-祁连-海原断层带在99°E以东段落的地震活动能够得到较好的监测，在古浪和海原地区，情况更是如此。所以，本文仅仅讨论昌马-祁连-海原活断层在99°E以东的段落，此即所谓昌马-祁连-海原活断层的中段和东段。

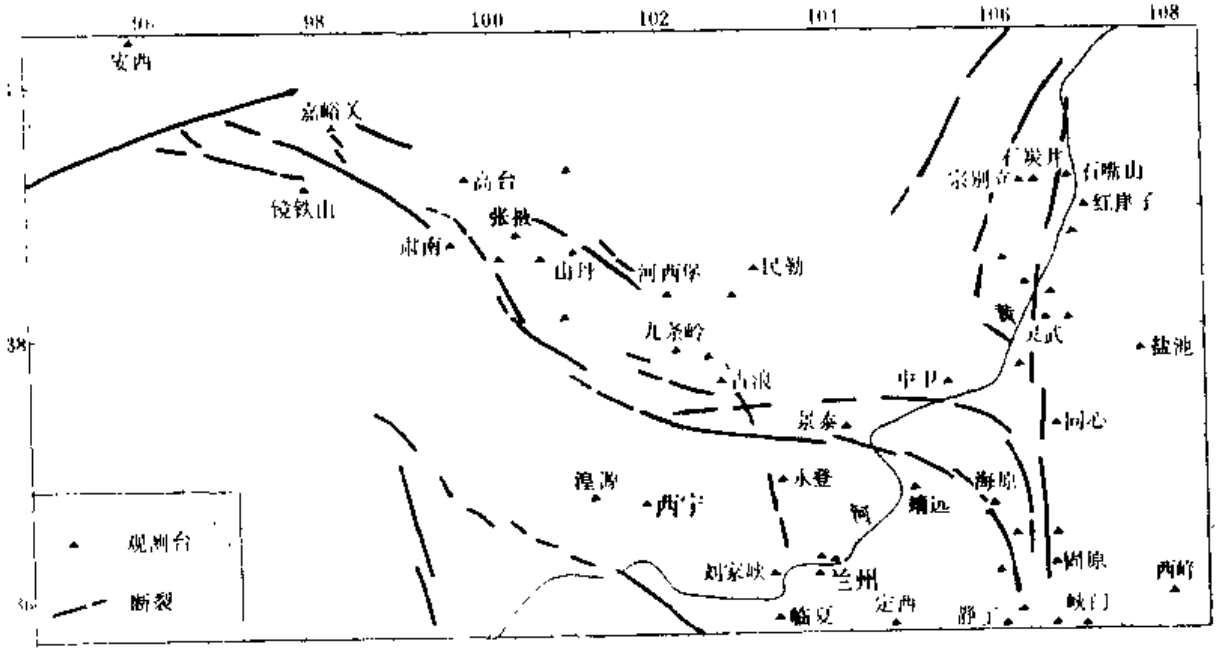


图5-1 地震台网分布图

3. 地震资料的挑选

在进行此项工作时，我们利用了《中国东部地震目录1970—1979（M>1)》（冯浩等；1980）的1、2类地震；查阅了1980—1989年的《甘肃地震台网观测报告》和《宁夏地震台网观测报告》，挑出其中M_L>1.0的1、2类地震，然后再挑选记录较好的P波初动符号。在挑选P波初动符号时，首先利用《中国分区地震波走时表的研制》（国家地震局科技监测司，1989）一书所提供的地壳结构资料，从理论上计算各种P波震相出现的震中距，然后跟实测资料相对比，舍去相差较大的资料。利用如此得到的地震目录和P波初动资料研究昌马-祁连-海原活断层中段和东段的地震活动性图象、震源深度的分布及区域平均应力场。

4. 大地震震源机制的研究

在规模巨大的昌马-祁连-海原活断层上，有仪器记录的大地震或较大地震自西向东有 1932 年的昌马 7.7 级大地震，1986 年的门源 6.2 级地震，1927 年的古浪 7.9 级大地震，1990 年的景泰 6.0 级地震和 1920 年的海原 8.5 级大地震。上述 5 个地震有 4 个落在我们所确定的研究区内，下面将利用全球地震台网和中国地震台网的观测资料，研究其震源机制。

1927 年的古浪大地震是一个比较复杂的地震，无论从地震地质、地震活动性图象、震源深度的分布，还是从区域平均应力场及断层滑动矢量的变化来看，都很难得到一个比较一致的结果，所以，古浪大地震发震断层运动的力学机制可能比较复杂，下面对昌马-祁连-海原活断层的这一段将予以特别的关注。

二、地震活动性图象及震源深度的变化

图 5-2 表示昌马-祁连-海原活断层带 $M_L \geq 1.0$ 级地震 1、2 类震中的分布。由图 5-2 可以看出，这 20 年的地震活动主要集中在该断层带的海原（HY）—景泰（JT）段、古浪（GL）—门源（MY）段和肃南（SN）段。以 NE114° 作为昌马-祁连-海原活断层带的大致走向，图 5-3 表示出震源深度 h 沿断层走向的分布。可以看出，沿断层走向，地震的分布亦集中在上述三段；而且沿断层走向由西向东，震源深度在总体上逐渐变深。细言之，自肃南到门源，震源深度变大，在古浪达到最大，约 40 公里；从古浪往东，震源深度变小，在景泰约 20 公里；然后到海原，逐渐增加到 35 公里。这种深度的变化，突出反映了断层构造的差异，而且震源深度大的地段，有仪器记录的地震的最大震级亦大，比如古浪地区的最大震级为 7.9 级，海原地区为 8.5 级。

由图 5-2 可以看出，海原-景泰地区地震主要分布在海原破裂带的两端。若将海原（HY）破裂带分为走向不同的三个子区（HYa、HYb、HYc），将景泰（JT）作为一个单独子区，则由图 5-4 至图 5-7 可以看出，震源深度沿各子区断层走向和倾向的分布有一定的规律。

在景泰-古浪交界地区（GH），图 5-8 至图 5-10 表示其三个子区（GHa、GHb、GHc）中震源深度沿断层走向和倾向的分布。从这些图中可以看出，越是靠近古浪地区，震源深度分布的形态越是复杂。

在古浪（GL）-门源（MY）地区，根据震中分布，利用分段扫描和试凑的方法，大致可以将其分为古浪东区（GLaa）、古浪西区（GLbb）和门源地区（MY）；在古浪东区和西区中，又各分出一个子区，即 GLab 和 GLba 区（图 5-2）。

图 5-11 至图 5-12 表示古浪东区和西区 h 沿断层走向和倾向的变化。由图可知，总的来说，其分布形态没有比较一般的规律，似乎每个地区都有不止一条断层；但在 GLbb 区中看来有一条走向 NE114° 的断层，这是一条几乎直立的断层。

图 5-13 表示门源（MY）地区 h 沿断层走向和倾向的变化，由图看来，这个地区存在有一条走向 NE127° 的断层，而且此断层的倾角较大。

图 5-14 和图 5-15 表示肃南（SN）地区的震源深度的分布。

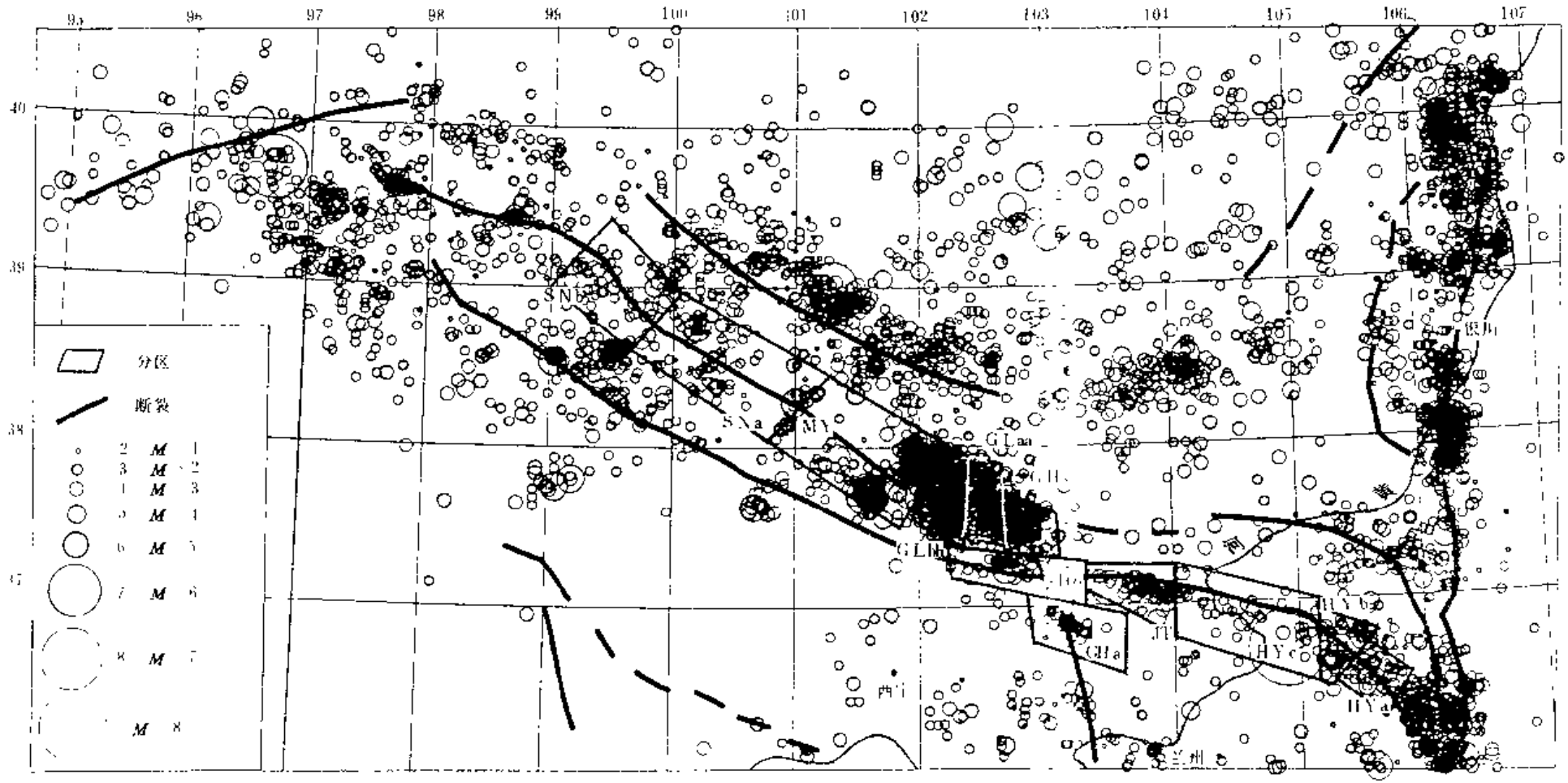


图 5.2 昌马—祁连—海原断裂带 $M_S \geq 1.0$ 级地震分布及分区（1970—1989）

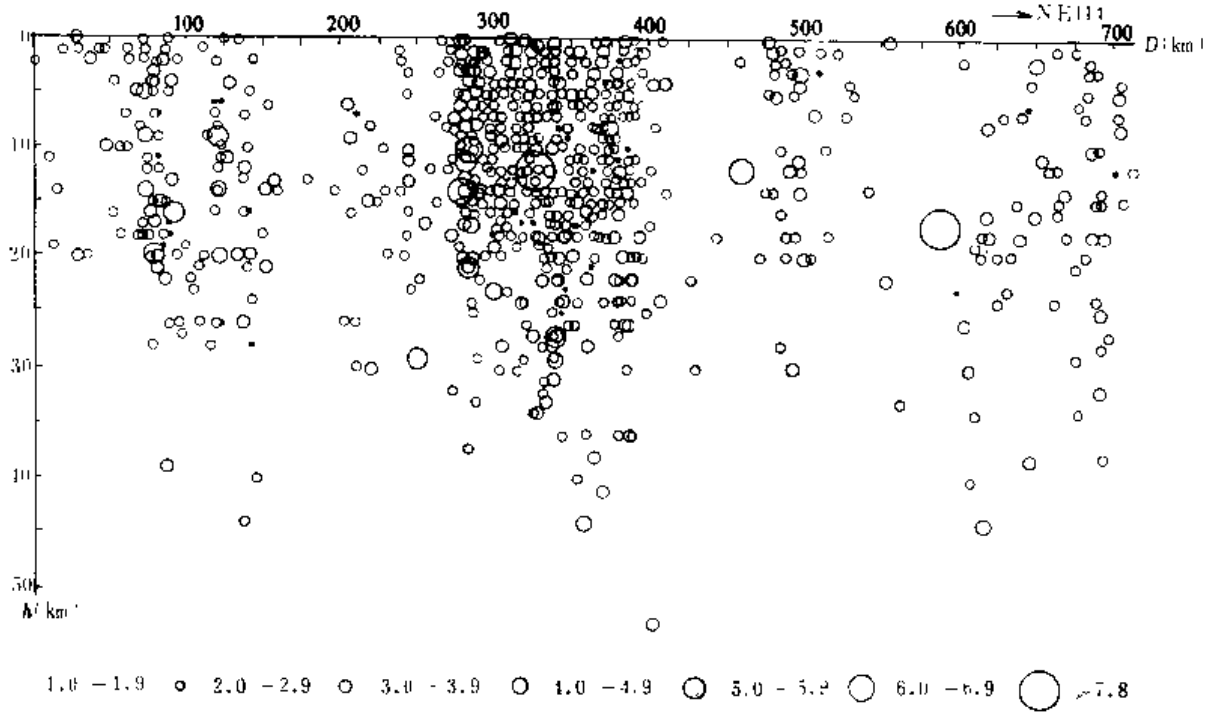
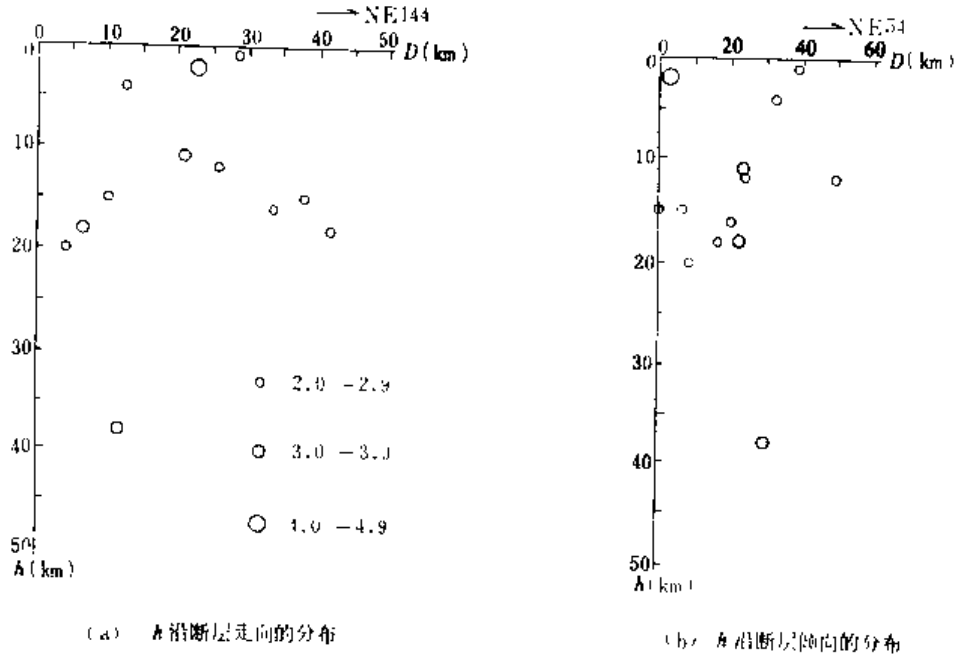
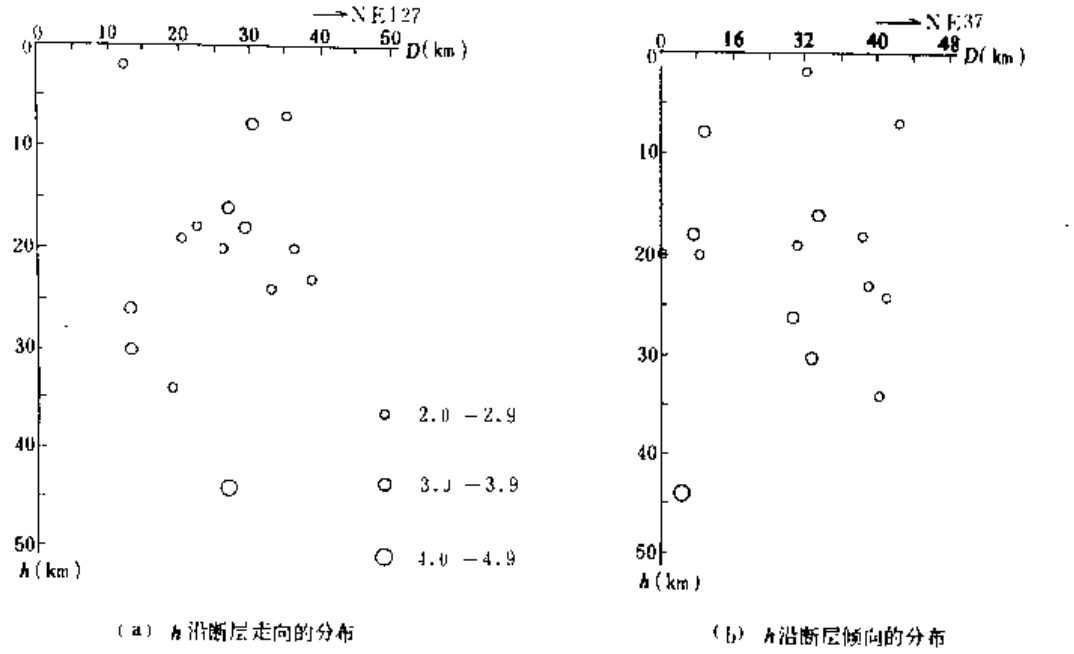


图 5-3　昌马-祁连-海原断裂带东段中段震源深度沿 114° 走向剖面



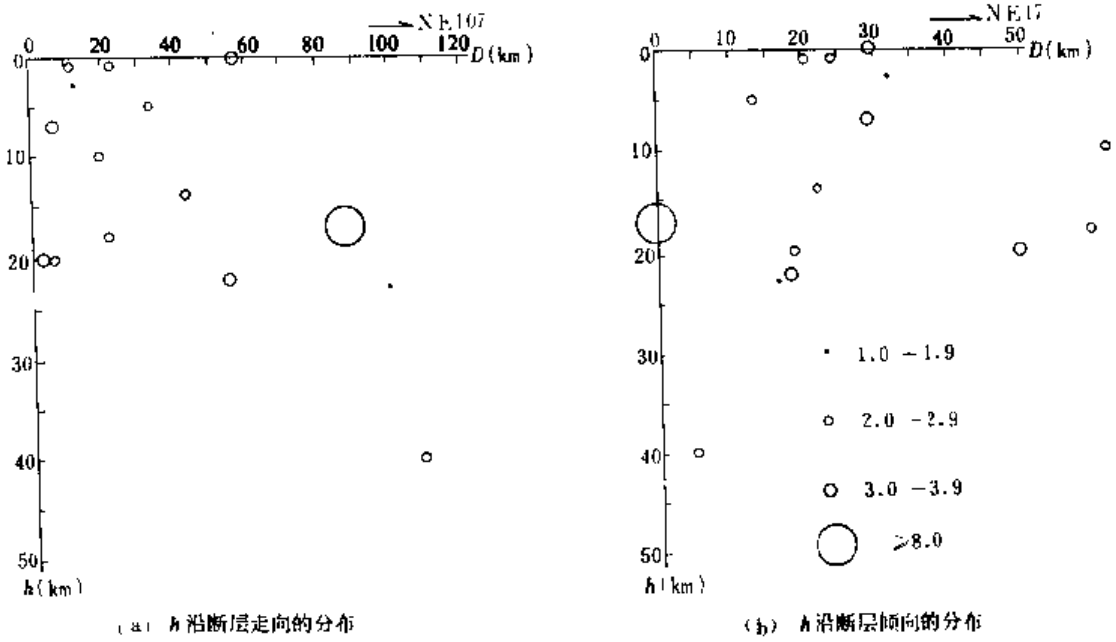
(a)　h 沿断层走向的分布　　(b)　h 沿断层倾向的分布

图 5-4　海原 a（HYa）区震源深度分布



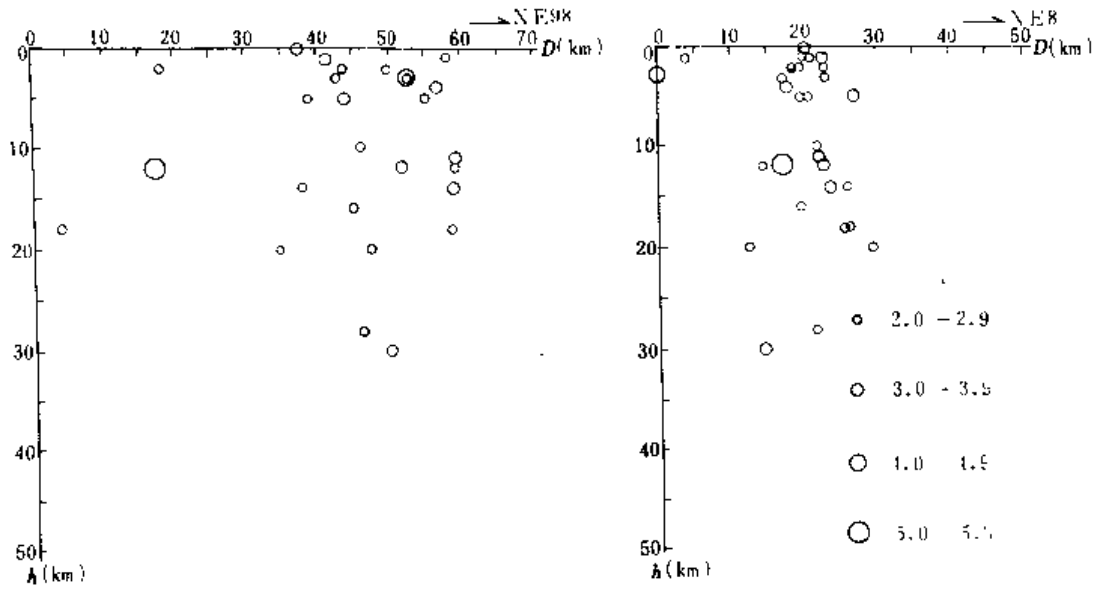
（a） h沿断层走向的分布　　（b） h沿断层倾向的分布

图 5-5　海原 b（HYb）区震源深度分布



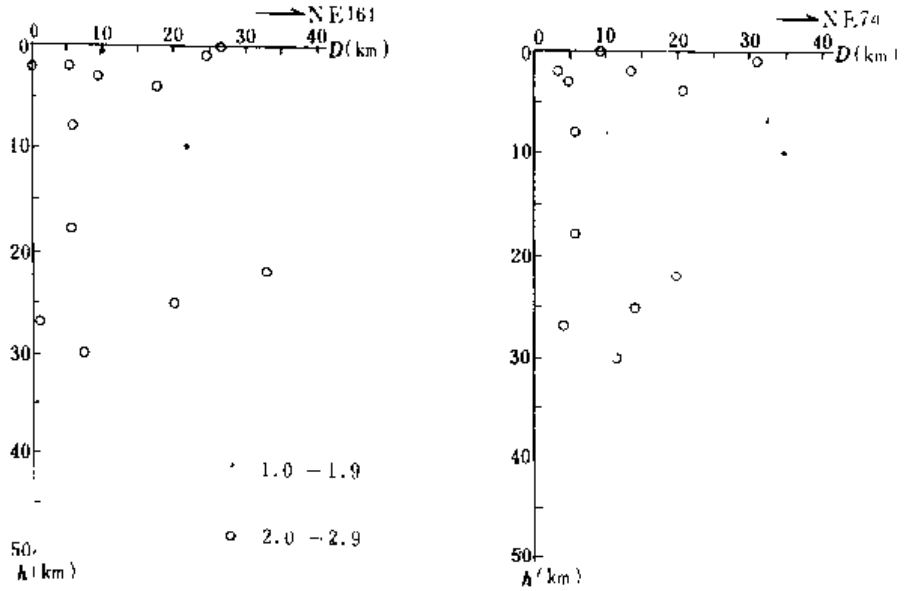
（a） h沿断层走向的分布　　（b） h沿断层倾向的分布

图 5-6　海原 c（HYc）区震源深度分布



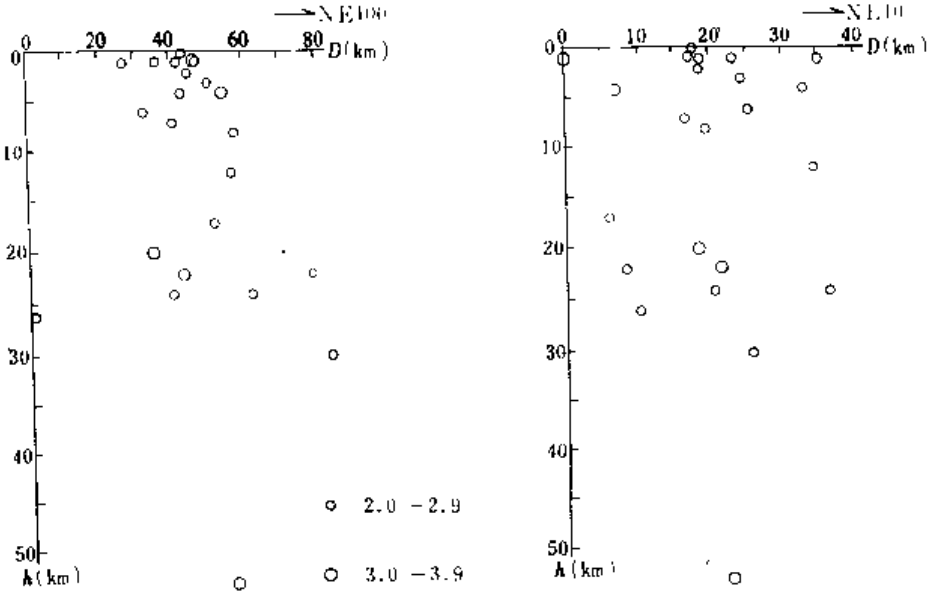
（a）h 沿断层走向的分布　　（b）h 沿断层倾向的分布

图 5-7　景泰（JT）地区震源深度分布



（a）h 沿断层走向的分布　　（b）h 沿断层倾向的分布

图 5-8　景泰-古浪 a 区（GHa）震源深度分布



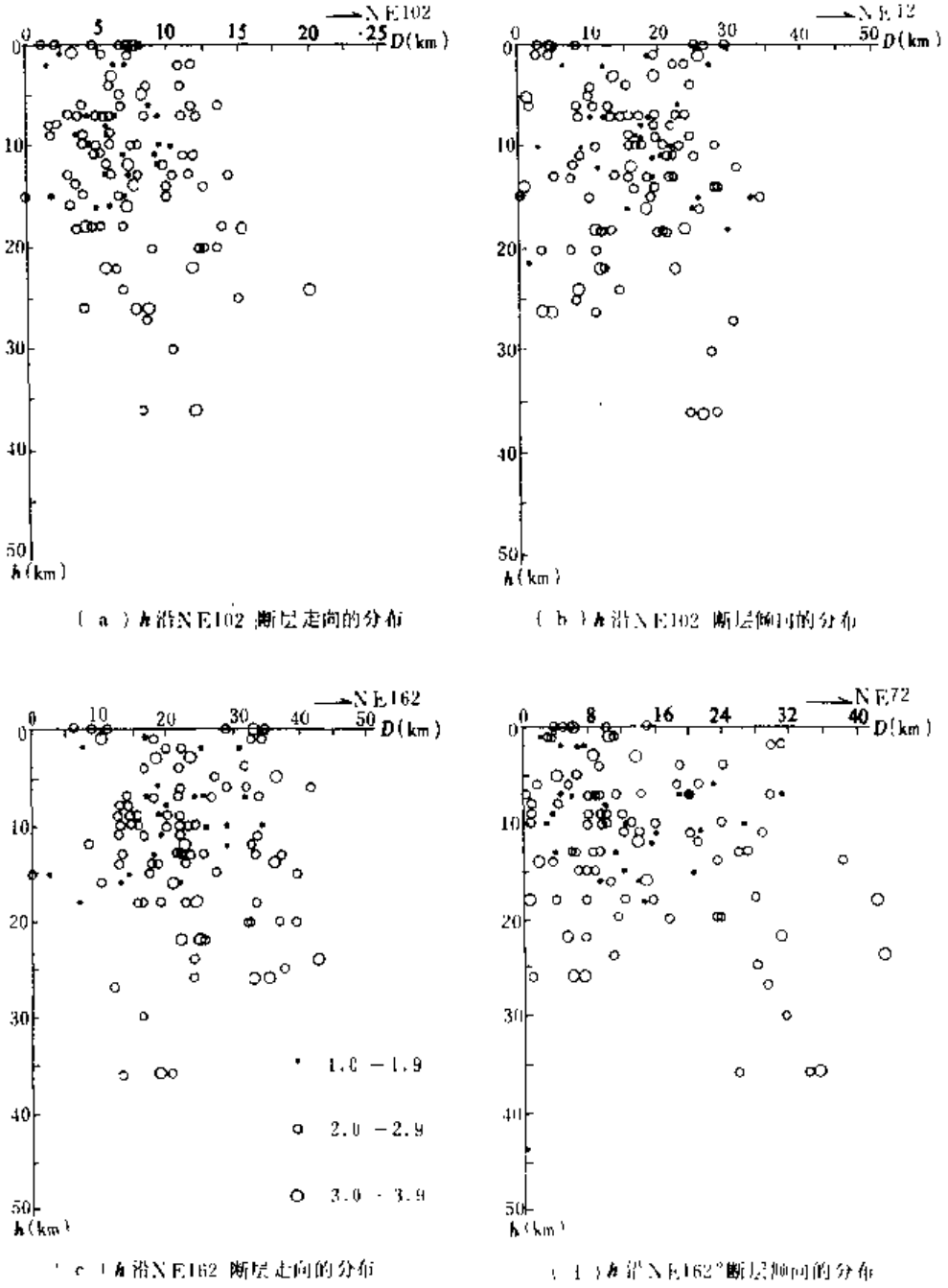
（a）h沿断层走向的分布　　（b）h沿断层倾向的分布

图 5-9　景泰 古浪 b 区（GHb）震源深度分布

归纳上述各区震源深度的分布，列于表 5-1。

表 5-1　昌马-祁连-海原断裂带中段和东段震源深度的分布及各段断层大致的产状

序号	区域代号	h（km）		走向 NE（°）	倾向（°）
		最大	平均		
01	HYa	20	14	144	SW54
02	HYb	35	21	127	SW37
03	HYc	22	13	107	SW17
04	JT	20	08	098	SW00
05	GHa	25	10	164	SW74
06	GHb	25	12	100	NE10
07	GHc	35	11		
08	GLaa	40	12		
09	GLab	37	08		
10	GLba	34	11		
11	GLbb	20	08		
12	MY	32	09	127	SW37
13	SNa	28	14	118	NE28
14	SNb	20	12	140	NE50



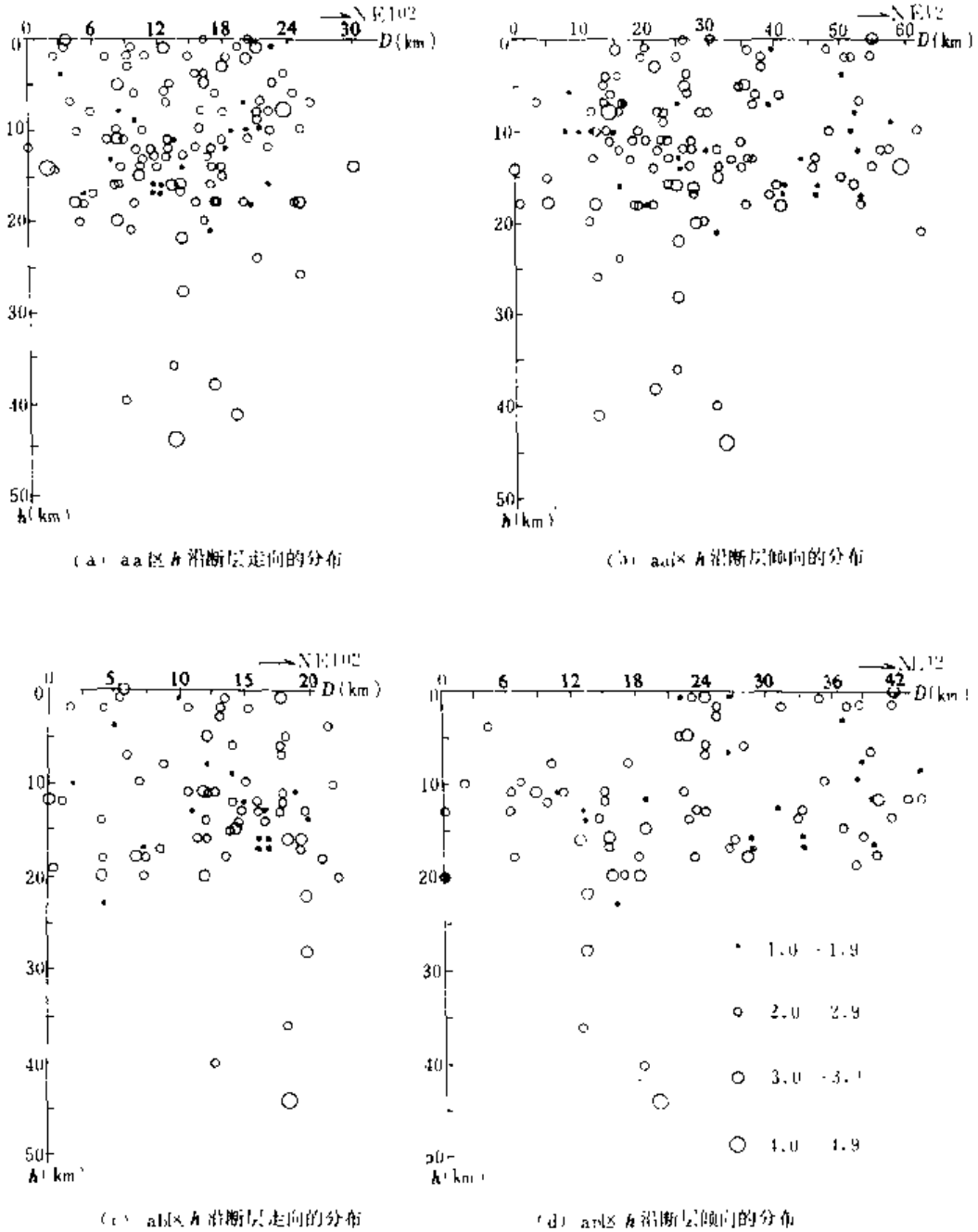
（a）h沿NE102断层走向的分布　（b）h沿NE102断层倾向的分布

（c）h沿NE162断层走向的分布　（d）h沿NE162°断层倾向的分布

图 5-10　景泰-古浪 c 区（GHc）震源深度分布

由表 5-1 可以得到以下几点结论：

（1）最大震源深度在肃南和门源-古浪之间有一突变，即由 20—30 公里变为 30—40 公里；在古浪-景泰之间又有一突变，即由 30—40 公里变为 20—35 公里。

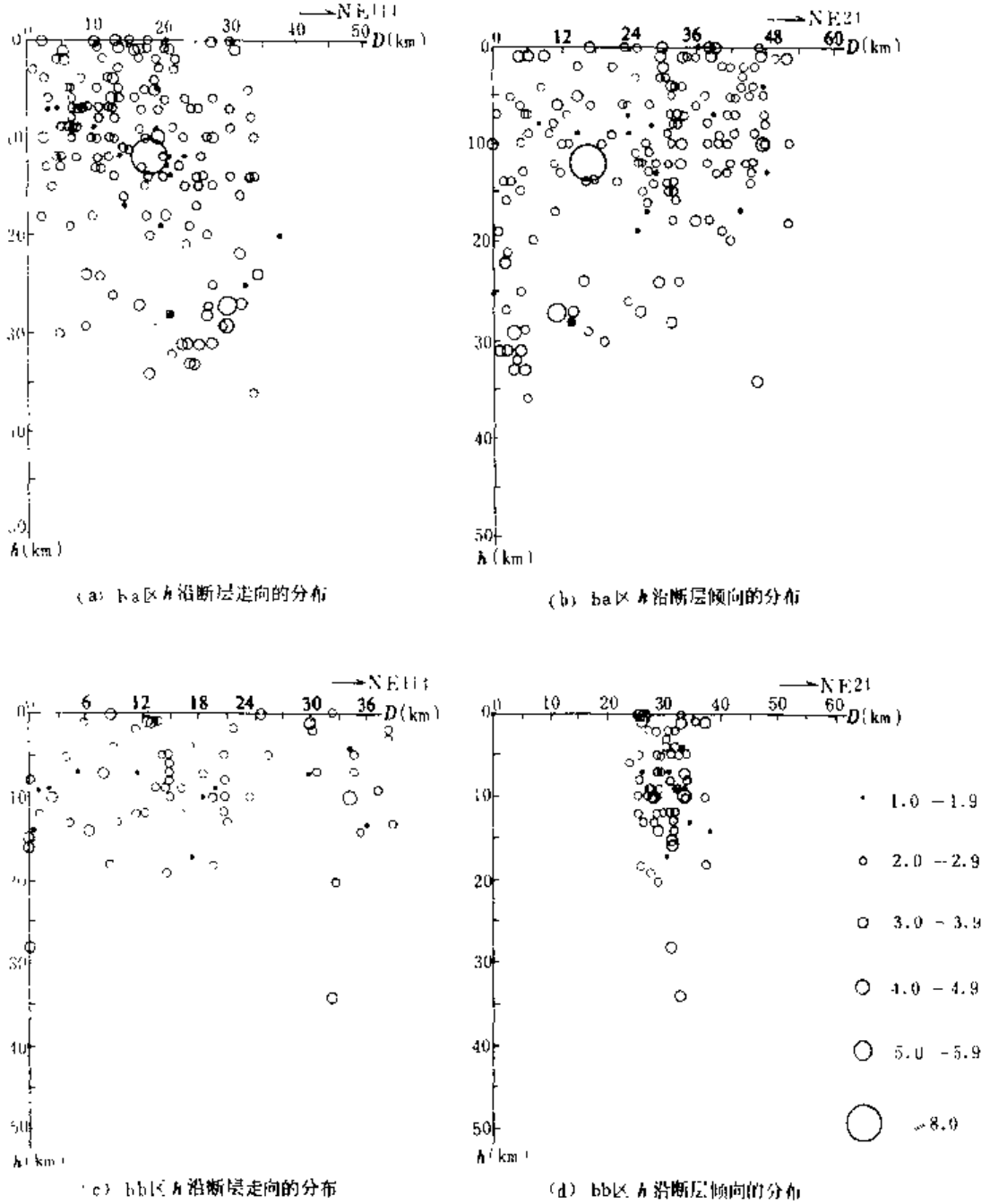


(a) aa区 h 沿断层走向的分布　　(b) aa区 h 沿断层倾向的分布

(c) ab区 h 沿断层走向的分布　　(d) ab区 h 沿断层倾向的分布

图 5 11　古浪东区（GLaa,GLab）震源深度分布

（2）平均震源深度在海原地区较大，最大达 21 公里。利用分段扫描和试凑法发现，除海原地区外，其它地区 1970—1989 年的平均震源深度与 1980—1989 年的平均震源深度大体相同，但在海原地区，1980—1989 年的平均震源深度为 22 公里，而且在求海原



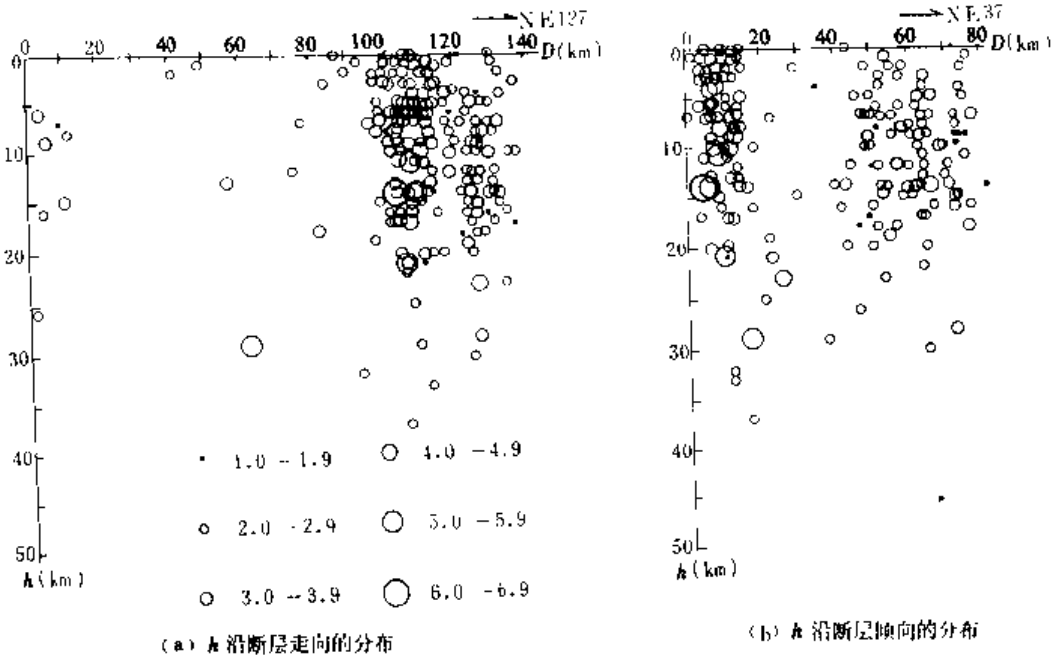
(a) ba区h沿断层走向的分布　(b) ba区h沿断层倾向的分布

(c) bb区h沿断层走向的分布　(d) bb区h沿断层倾向的分布

图 5-12　古浪西区（GLba,GLbb）震源深度分布

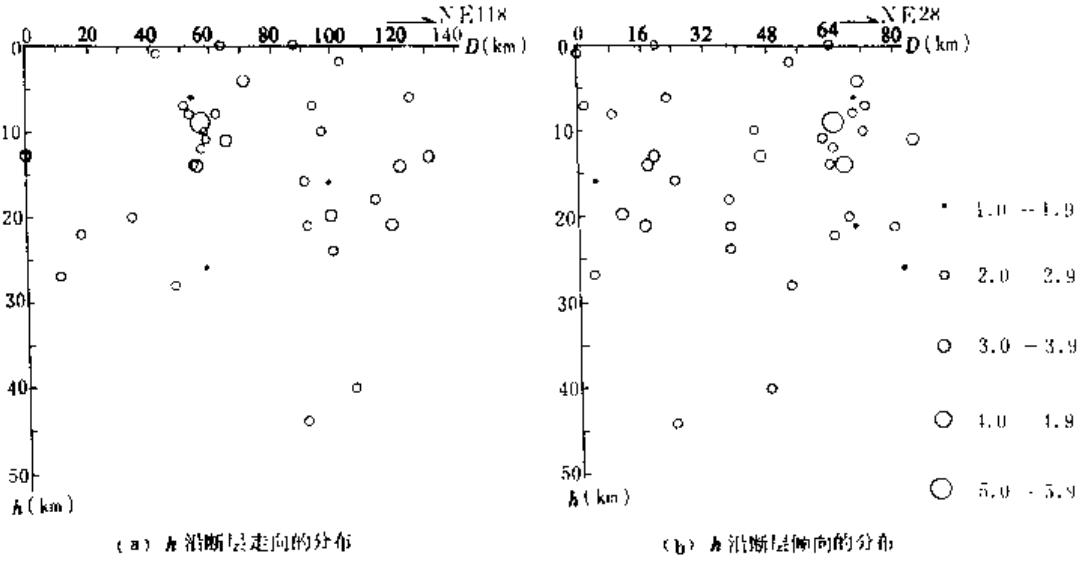
东区（a）的平均应力场时以此平均深度代替未给出震源深度的地震的深度比较适宜。

总之，平均震源深度在海原地区最大，到景泰则降到 10 公里左右，由此往西，大致都维持在这个水平上。这说明在景泰以西，震源深度较小的地震所占的百分比较大。



(a) h 沿断层走向的分布　　(b) h 沿断层倾向的分布

图 5-13　门源（MY）地区震源深度分布

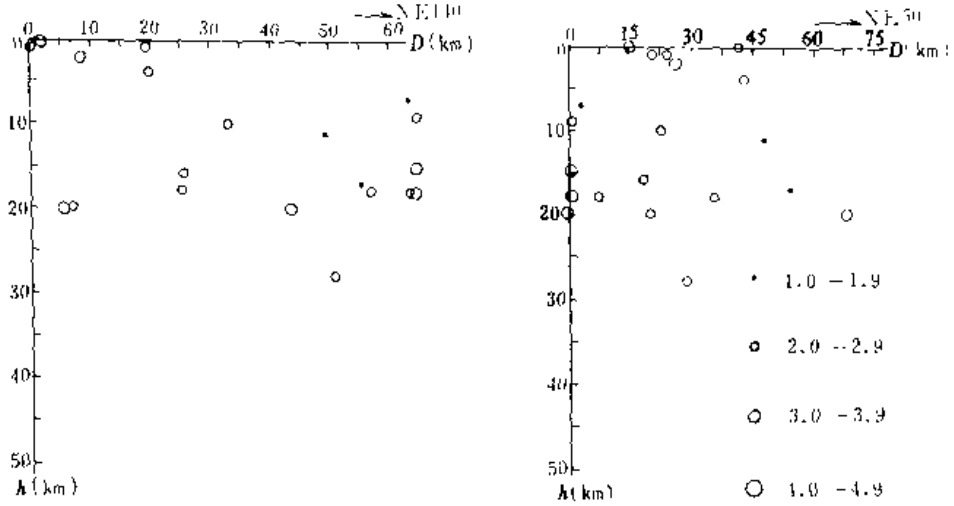


(a) h 沿断层走向的分布　　(b) h 沿断层倾向的分布

图 5-14　肃南 a 区（SNa）震源深度分布

（3）在古浪地区，最大震源深度在 40 公里左右，但在该地区由西往东，最大震源深度也有略微增大的趋势，同时在古浪西区北部的最大震源深度则较小，只有 20 公里。

（4）由前述三个断层震源深度变化所勾画的图象来看，在景泰与古浪之间的断层产状有一较大变化，即由比较有规律到比较复杂；在古浪与门源之间又有一较大变化，即由



（a）h沿断层走向的分布　　（b）h沿断层倾向的分布

图 5-15　肃南 b 区（SNb）震源深度分布

比较复杂到比较有规律。

（5）在海原-景泰地区，断层走向随断层自然形态的变化而变化，但其倾向则大多为 SW，而且由东向西，倾向比较有规律地逐渐向南靠近；在景泰-古浪之间，断层倾向开始反向，以致于到古浪地区难以用震源深度的变化勾画其断层产状；在门源地区，震源深度随断层走向和倾向的变化开始变得比较有规律，但肃南地区的断层倾向与门源相反。

三、区域平均应力场

图 5-2 表示，根据上述分析可将昌马-祁连-海原断层带分成的几个子区，利用所收集的 1980—1986 年该带 $M_L \geqslant 1.0$ 的 1、2 类地震 P 波初动资料，采取扫描-试凑法，求得各子区的平均应力场，列于表 5-2。

表 5-2 列出了 14 个子区，其中景泰及古浪-景泰之间子区的平均应力场未能给出，这是由于台网布局和地震频度较低的原因。纵观其它 10 个研究子区的平均应力场，具有以下特点：

（1）海原三个子区的平均应力场都是水平应力场，其 P 轴和 T 轴与水平面的夹角都小于 40°，只不过其方位随三个子区中断层走向的变化而变化。其中在 a、c 两个子区中，表 5-1 所列的断层走向几乎接近与表 5-2 所列的 P 轴方位正交，与 T 轴方位平行；子区 c 则相反，P 轴接近与走向平行，T 轴接近与走向垂直。

（2）古浪-门源地区的平均应力场都比较复杂。古浪几个研究子区平均应力场的 P 轴与水平面的夹角都大于 40°，T 轴与水平面的夹角都小于 40°。而且，古浪西区平均应力场主应力轴的方位相对于古浪东区平均应力场主应力轴的方位顺时针旋转了 110° 以上。

表 5-2 各研究子区的平均应力场

序号	子区代号	P 轴		T 轴		资料点数	矛盾比(%)
		方位 NE(°)	仰角(°)	方位 NE(°)	仰角(°)		
01	HYa	232	10	329	38	54	29.6
02	HYb	295	37	34	13	83	25.3
03	HYc	218	8	317	26	17	23.5
04	JT						
05	GHa						
06	GHb						
07	GHc						
08	GLaa	293	55	166	23	129	31.0
09	GLab	288	55	166	22	94	31.9
10	GLba	146	52	276	27	226	30.1
11	GLbb	138	52	266	22	111	26.1
12	MY	336	18	214	58	399	27.3
13	SNa	223	15	314	2	88	28.4
14	SNb	45	2	314	12	46	15.2

与此相反，门源子区平均应力场的 P 轴与水平面的夹角小于 40°，而其 T 轴与水平面的夹角则大于 40°。这种情况预示着，跟其它地区相比，这里断层运动的倾滑分量较大。

(3) 肃南两个研究子区的平均应力场都是水平应力场，其 P 轴和 T 轴与水平面的夹角都小于 20°，而且这两个子区平均应力场的空间取向也相同。这说明它们都在相同的应力场作用下。

结合前几节的论述，从区域平均应力场来看，昌马-祁连-海原断层带的中段和东段至少可以分为三段，即肃南段、门源-古浪段和景泰-海原段。

四、$M_S \geqslant 6.0$ 级地震震源机制研究

在我们所确定的研究区范围内，有仪器记录的大地震或较大地震共有四个。迄今为止，所收集到的 1920 年海原大地震 P 波初动的资料，不足以单独确定其震源机制解，只有结合宏观资料才能给出一个大致的解。

至于1927年古浪大地震，所收集到的P波初动资料虽较多，但要以此确定一个较好的解仍嫌不足，所以，尽管文中给出的解比迄今已发表的解利用了更多的P波初动资料，但此解仍不够好。

只有1986年门源6.2级地震和1990年景泰6.0级地震的震源机制解是较好的，文中利用中国和全球地震观测台网P波初动资料所得到的解与美国哈佛的有心矩张量反演解基本相同。

上述地震的震源机制解列于表5-3。

表5-3 昌马-祁连-海原断裂带中段和东段 M_S≥6.0级地震的震源机制解（1920—1990）

序号	时间	震级	A节面		B节面		P轴		T轴		B轴	
	年 月 日		Az °	PL °	Az °	PL °	Az °	PL °	Az °	PL °	Az °	PL °
1	1920 12 16	8.5					069	16	349	01		
2	1927 05 22	7.9	058	NW71	333	SW75	110	21	182	08	289	66
3	1986 08 26	6.2	115	SW45	178	NE66	061	12	315	52	160	35
4	1990 10 20	6.0	188	NW87	098	SW85	053	05	323	02	217	84

由表5-3可知，1990年景泰6.0级地震的震源机制与1920年海原8.5级地震差别不大。但1986年门源6.2级地震的震源机制与1927年古浪7.9级地震明显不同。由门源地震的震源机制解及其余震分布情况看来，其发震断层是一个近NS向逆冲的逆断层，兼有右旋走滑分量；而古浪地震的发震断层则是一个NW向的左旋走滑断层，兼有逆冲分量。

如果将 M_S≥6.0级地震的发震应力场与区域平均应力场相比较，则海原-景泰地区的平均应力场是一个水平应力场，这与海原和景泰地震的发震应力场是一致的；此外，由表5-1和表5-3可知，1990年景泰地震的发震断层是一条走向NE98°的左旋走滑断层。

1986年门源地震发震应力场的主应力轴与水平面的夹角与门源地区平均应力场主应力轴与水平面的夹角相近，但方位却不一致；比较表5-1和表5-3可知，表5-1所列门源地区的走向NE127°断层，与门源地震断层面解的辅助面比较一致。古浪地区的平均应力场比较复杂。古浪东区的平均应力场与古浪大地震的发震应力场比较接近；古浪西区的平均应力场则与宏观考察报告所载人在震中区所感受到的震动方向（郭增建等，1988）比较一致。由表5-1、表5-2和表5-3看来，古浪大地震发震断层运动的力学机制比较复杂。显然，有关这些地震的震源机制资料，在判定断层的破裂分段中是重要的基本依据。

五、结　论

文中利用地震学方法，采用分段扫描试误法，根据地震地质和断层滑动矢量、地震

活动性图象、震源深度沿断层走向和倾向的变化，以及区域平均应力场和 $M_S \geqslant 6.0$ 级地震的震源机制，讨论了 99°E 以东的昌马-祁连-海原断层带的分段。由上述讨论看来，可以将 99°E 以东的昌马-祁连-海原断层带分为三段，即：

（1）海原-景泰段（HJ）

在海原-景泰段，有仪器记录的最大地震为 8.5 级，断层长约 200 公里，总体走向约 NE110°，倾向 SW，最大震源深度约 35 公里，平均震源深度最大达 20 公里左右，区域平均应力场为水平应力场。

（2）古浪-门源段（GM）

古浪-门源段有仪器记录的最大地震为 7.9 级，断层长约 110 公里；最大震源深度约 40 公里，平均震源深度约 10 公里；构造比较复杂，区域应力场非单纯的水平应力场；此外，古浪-门源段的东端还以断层产状的变化与海原-景泰段相区别，其西端还以走向 NE178°的逆断层与肃南段相隔离。

（3）肃南段（SN）

在有仪器记录的地震历史上无较大地震（$M_S \geqslant 6.0$），断层长度超过 200 公里，总体走向在 NE118°—NE140°，倾向 NE，最大震源深度为 20—30 公里，平均震源深度约 12 公里，区域平均应力场为统一的水平应力场。

由此可以将活断层分段的地震学依据概括为表 5-4。

表 5-4　昌马-祁连-海原活断层中段和东段分段的地震学依据

分段代号	h (km)		断层产状		区域平均应力场	较大地震的断层面解	断层水平滑动速率 (mm/a)
	最大	平均	走向	倾向			
HJ	35	10—20	NE110°	SW	水平应力场	景泰地震： 走向 NE100°，倾向 SW 左旋走滑	6—8
GM	40	10			非单纯水平应力场	古浪大震： 走向 NE333°，倾向 SW 左旋走滑，兼有逆冲分量 门源地震： 走向 NE178°，倾向 NE 逆断层，兼有右旋走滑分量	2—5
SN	20—30	12	NE118°-NE140°	NE	统一的水平应力场		1—3

由表 5-4 可知，上述三个分段，无论在震源深度、断层产状，还是在区域平均应力场、较大地震的断层面解和断层水平滑动速率等方面都有较为明显的差异，这种差异不仅反映了各分段地壳介质的差异，而且也反映了各分段力学性质的差异。

我们仅仅从地震学方面对活断层分段进行了初步的探讨，至于制约断层分段的力学机制乃至物理等方面的因素，则有待进一步的深入研究。这三段的划分仅是据地震学资料得出的有关这一巨大断裂带最大的活动段落的划分，细微的具体的断层破裂分段的结果也有待进一步更细微的工作来解决。这里主要是从方法学的角度进行了初步探讨。但仍可看出利用地震学资料在活断层分段中提供断层现实的破裂活动图象方面是十分重要面不可缺少的。

第六章　活断层分段的分形几何学方法

分形几何方法是分析研究断层破裂几何结构的方法之一，可以定量地衡量各断层或断层各段几何结构复杂程度的差异（孔凡臣，1991a），并可与构造活动性的强弱、构造发育的阶段及地震活动的特点和趋势相联系，进而评定各断层或断层各段构造活动性的强弱及地震活动性（孔凡臣，1991b），从而确定潜在地震段。

一、断层的分形结构

自然界存在许多不规则的形态和事件，如海岸线的形态、河流和山脊的展布、岩石的破碎、破裂的生长、断层的展布等。B. B. Mandelbrot（1977）在研究这些现象的基础上，于70年代提出了分形几何理论，用以描述和解释这些现象。他认为这些不规则的形态和事件都具有尺度不变性或自相似性的特点，也就是说，其在任何尺度下观察都具有相似的特点，其中的任何一部分都与整体的形态相似。这种不规则的但具有尺度不变性和自相似性的形态和事件称为分形结构。

分形（Fractal）的概念来源于 Mandelbrot（1967）对基岩海岸线的研究。其定义为：

$$P \propto \triangle L^{1-D} \tag{1}$$

其中，P 是海岸线的长度；L 是用以测量的尺度的大小。如果 P 和 L 满足式（1），D 就是海岸线的分形值，其典型值是 1.2。

分形的另一种定义是：

$$N \propto r^{-D} \tag{2}$$

其中，N 是长度大于 r 的物体的个数，即累积频度；D 是其分形值。

1. 断层的分形结构特点

B. B. Mandelbrot（1982）指出岩石的断面和破碎物质的分布具有尺度不变性，呈现为典型的分形结构。Brown 和 Scholtz（1985）证明了断层和节理具有分形结构的特点。Geoffery King（1984）认为自然界有两种过程可明显地导致分形现象，一种是断裂活动，另一种是河流的侵蚀作用，指出断裂结构实际上是一种分形结构，断裂的网络性是其分形结构的体现，断裂的长度-频度分布具有良好的协调关系，是分形结构特点的反映。Aki 和 Okubo（1987）分析了圣安德烈斯断层的分形结构，Geffery King 和 Aki 及平田隆幸讨论了断层的分形特征及断层分形值与地震 b 值的关系，D. L. Turcotte（1986）将重整化群引入分形研究并建立起地壳变形的分形模型，陈颙、彭成斌和平田隆幸等分析了

地震破裂过程及岩石试验中的分形特征及降维过程，马瑾（1990）、石特临、金邓辉（1990）等分别计算了鲜水河、吕马、红河等断层不同段落的分形值。此外，洪时中等、Sodovosky、Aviles、郝柏林、刘式达等也作了大量的工作。这些工作表明，无论地震的破裂过程、岩石实验中的破裂发生，还是实际的断层展布，均具有分形特性。可用分形几何理论加以研究，其满足：

$$N\ (r) \propto r^{-D}$$

上式可写成：

$$N\ (r) = A_1 r^{-D} \tag{3}$$

取对数有：

$$\lg N\ (r) = \lg A_1 - D\lg r \tag{4}$$

$$\lg N\ (r) = A - D\lg r \tag{5}$$

其中，$N\ (r)$ 是半径为 r 的覆盖圆的总数（圆覆盖法，图 6-1，据 Okubo 和 Aki，1987）或边长为 r 的格网中包含断层的格子的总数（粗视化网格法，图 6-2，据高安秀树，1989）；$A=\lg A_1$；D 为断层的分形值。

2. 断层分形值的求法

在求断层的分形值时，人们采用过长度-频度统计法、圆覆盖法和粗视化网格法等。长度-频度法是统计断层的长度-频度关系，这一方法求出的分形值较大，且可靠性较差，统计关系的直线性较差。圆覆盖法主要用于断层分形值统计，该法统计求得的分形值可靠性高，然而如果只对一条主干断层或少量的分支分叉断层作统计，采用该法最好，但对区域内的多条断层和由许多次级断层组成的断层来说，该法不太适用。我们采用粗视化网格法，该法最适合于由多段多条次级断层组成的复杂断层的统计。

首先对收集到的资料加以整理并划分统计区段，然后，用粗视化网格法对统计区段加以统计，即：对某一条或某一段断层，用不同尺度的格网覆盖（格网中方格的尺度为 r_i $(i=1,2,\cdots n)$），数出包含断层的格子的总数 $N_i\ (r_i)$。以 r_i 和 $N_i\ (r_i)$ 分别为横纵坐标轴，将 $(r_i,\ N_i\ (r_i))$ $(i=1,2,\cdots n)$ 点在双对数坐标中（图 6-3，孔凡臣，1991b），用最小二乘法可拟合出一条直线：

$$\lg N\ (r) = A - D\lg r \tag{6}$$

式中，D 即求出的断层的分形值，它是直线斜率值的大小，它反映了断层结构的复杂程度。

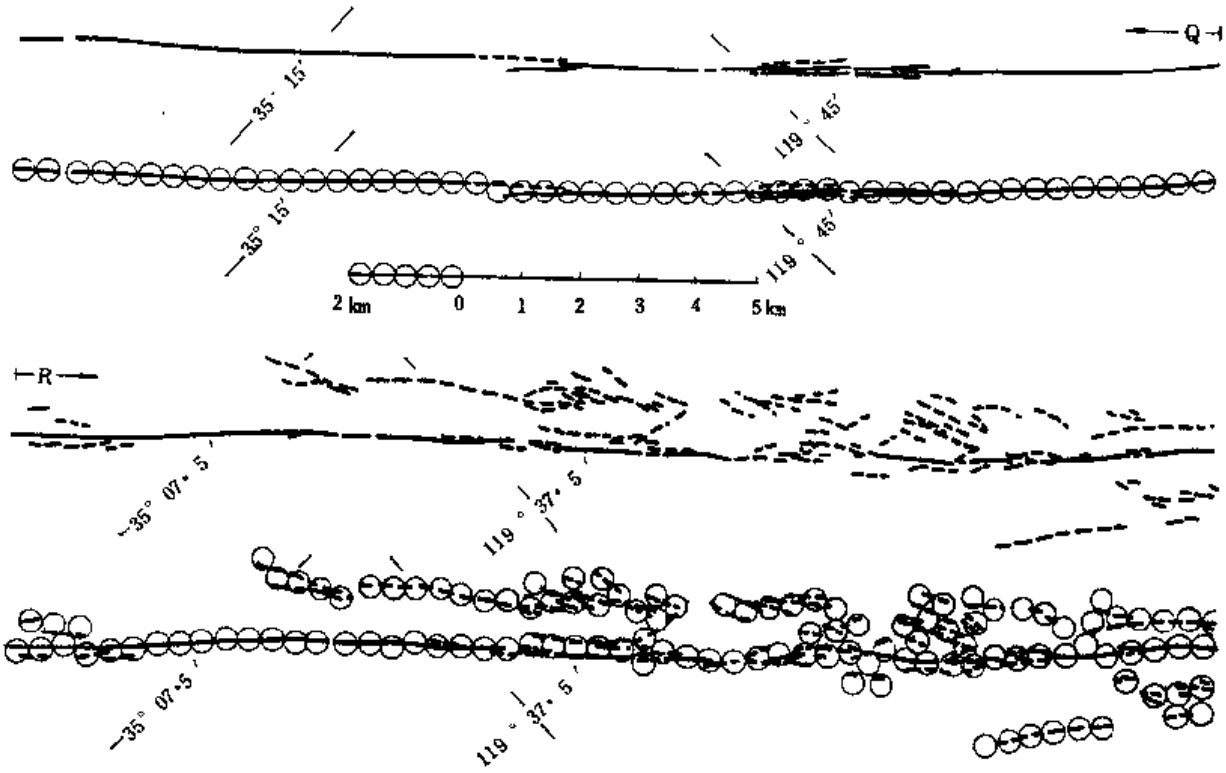


图 6-1　圆覆盖法示意（据 Okubo 和 Aki，1987）

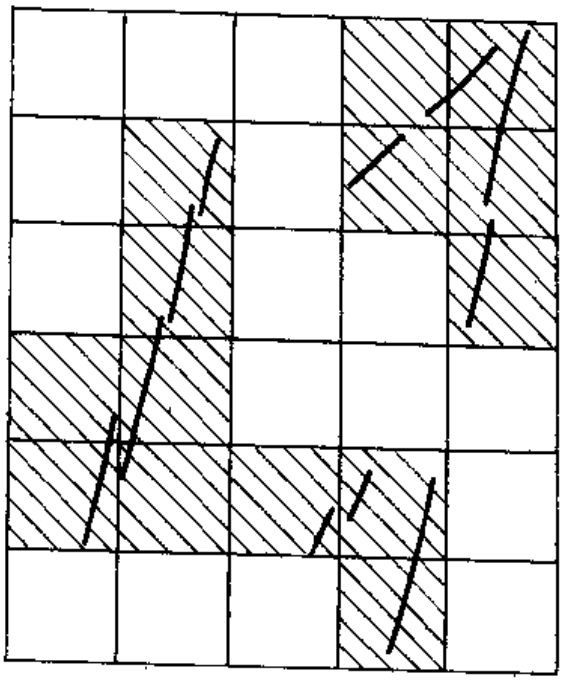


图 6-2　粗视化网格法示意
（据高安秀树，1989）

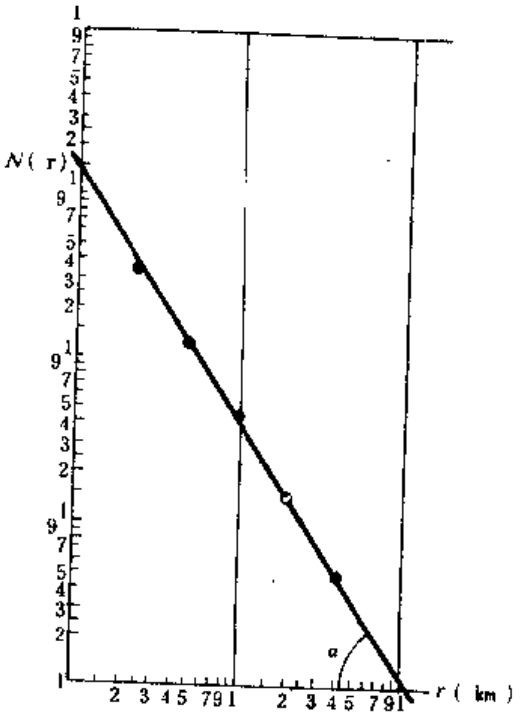


图 6-3　N_i (r_i) ,r_i 关系曲线

3. 断层分形值计算中应注意的问题

(1) 资料的选取。求 D 值时，选用的断层应力求真实地反映某一构造区域或其基本格架，求出的 D 值才能真实地反映断层展布结构的复杂程度。

(2) 尺度问题。文中用分形几何方法进行分段的断层的总体长度均接近或大于 100 公里，即从规模上讲其具有分段的意义，且具发生中强震的能力。所选取的组成断层带的断层的长度一般在 2—3 公里以上，其可能与地震有直接的关系。几米、几十米甚至几百米的断层与地震无直接的关系，故不加以考虑。

(3) 断层带宽度。统计时断层带的宽度一般取 30—90 公里，我们取 60 公里。另外，选取一些断层，取其主干断层加以统计，看其是不是具有分段的特点。

(4) 划分自然段的原则。每一个自然段应在总体走向上具有一致性，地形地貌具有相似性，断层结构具有相似特点。

(5) 统计可信度检验。选用了相关系数检验法，计算了相关系数 R 及自由度。经检验知大部分结果的线性关系明显。

二、用分形理论进行断层分段

实际观测和试验研究表明，断层或者说破裂发育的结构与断层的活动性、断层发育的程度和地震活动的特点及水平密切相关。而断层的分形值反映了断层结构的复杂程度，因而断层分形值的大小势必与断层的活动性、断层的发育程度、地震活动水平相联系。实际研究结果证明了这一点。

研究结果表明（孔凡臣，1991a），断层分形值的大小反映了断层结构的复杂程度，与构造活动性、构造发育、和地震活动性密切相关。分形值大的断层结构复杂，常由多段多条、分支分叉、断续延伸的断层组成，卫片上呈断续的影象或深色块带，断层的构造活动性强，构造发育处于雏形或发展阶段，小地震极多，同时有很多中强地震，地震的周期较短。断层分形值小，结构简单，常由一条或几条主干断层组成，分支分叉少，卫片上常呈一清晰连续的直线状影象，构造活动弱，构造发育趋于成熟或衰亡，大小地震都很少。因而，依据分形值的大小，可以评定对比断层活动的强弱，区分各断层地震活动的特点和趋势，了解断层发育的状况等。对地震活动预测有重要意义。

对同一断层的不同段落的分析表明，各段断层分形值的大小不同，其对应的构造活动性的强弱、地震活动的水平等也不同。分形值大的段，断层的结构复杂，构造活动性强，断层正在活跃发展，地震活动频次高、强度大。分形值小的段，结构简单，构造活动性弱，断层趋向成熟或衰亡。因而，分形值的大小是各段断层结构复杂程度，构造活动性强弱，地震活动水平高低的反映。所以，分形值可以用作进行断层分段的一个定量标志。可以帮助我们进行正确的分段，确定潜在地震段。

虽然分形值求法简单，所得的分形值也仅仅是一些数据，但其所蕴含的意义，其与构造活动、构造发育、地震活动的密切关系等足以表明，分形几何方法是进行断层分段的一个行之有效的方法。

在断层的分形几何研究中，人们已经涉及到断层的分形与分段的问题，尽管人们没有

对此做更深入的讨论。如马瑾将鲜水河分成两大段，即南、北两段。金邓辉对红河断层的分形值作了分段计算，各段的值不同。石邦临、侯建明等对昌马-祁连断层、海原断层等也作了分段计算，各段的值也不同。张培震也涉及了分形几何研究与断层的分段问题。然而，对分形几何方法用于断层分段，目前尚缺乏系统的阐述，特别是对如何理解断层分形值的深刻含意，研究分形值与断层活动、构造发育、地震活动水平的联系，寻找断层分形几何分段的理论基础，及其实际的应用和意义。我们的工作是这方面研究的一个尝试，从已开展的工作及所得结果看，这种尝试有着很好的实效性。

1. 断层分形几何分段的方法选择

分形几何方法进行断层的分段可以有几种不同的方法，有滑动法、自然分段法、分段边界区高 D 值查询法。这三种方法各有不同的特点，下面逐一加以介绍。

（1）滑动法

分形几何方法进行断层的分段的滑动法与一般的滑动法相类似。对某一断层 F，其总长度 L。取统计段的长度为 L_0，滑动的步长为 ΔL。从断层的一端开始，以步长 ΔL 滑动，在每一个 L_0 的段上，用格网覆盖法求该段的分形值 D，记为该段（L_0）中心点的分形值，并将该值标绘在图上方的坐标中。自断层的一端滑动到另一端，可以得到 $L/\Delta L$ 个点，滑动连结各个点，可得一条 D 值曲线，对曲线作一分析，我们可以按曲线的变化分出各个段落（图 6-4）。L 的大小要具有分段的意义，即具此长度的断层应能够发生中强地震。L_0 和 ΔL 的取法不是任意的，应有一定的限制。L_0 的大小一般应与中强地震破裂的长度相当。按照不同性质的断层上划分不同大小地震段的要求，L_0 可以有很大的不同，这要与实际中各断层上地震破裂的长度相联系。ΔL 的选取应能使统计中得出一个较好的、可靠性高的统计值，即分形值 D。

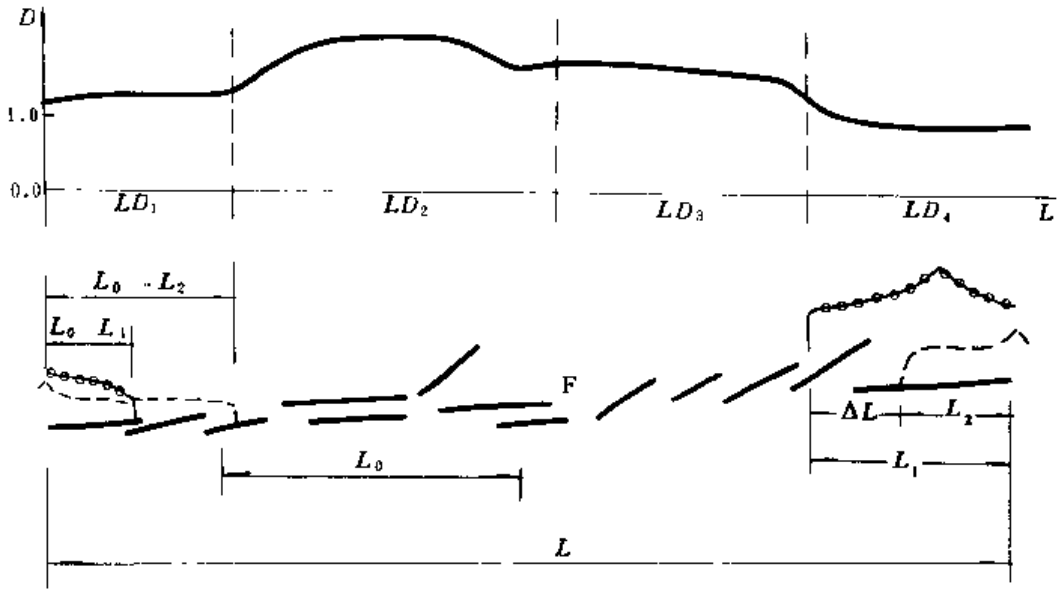


图 6-4 滑动法示意

滑动方法适合于各种断层的分段，无论断层图的详与简，都可适用，也就是说该法既

可用于比例尺较小的情况，也可用于比例尺较大的情况。然而其计算量相当大，在很多情况下，用此方法并无太大的优越性，如在很多情况下用自然分段法或分段边界高 D 值查询法更简便易行，用滑动法则无甚必要。

（2）自然分段法

该法也可称为归纳法，一般用于较大较多段断层的分段。对某一分段对象，先按地质构造条件、地形地貌特征、几何结构特征等将断层的各自然段分开，然后用粗视化法（用不同尺度的格网覆盖统计对象）分段计算各段的分形值，并将计算求得的各段分形值加以比较，归并相邻的分形值相等或近似相等的各段，最后确定一个各段有明显差别的分段方案。每一个自然段应在总体走向上具有一致性，地形地貌具有相似性，断层结构具有相似特点。该法的优点在于比较简便易行，而且在大多数情况下，采取统计之前的自然分段是可行的。其缺点是加入了人为的分析判断。

（3）分段边界区高 D 值查询法

该法较适合于用大比例尺断层图统计分析断层的更为细小的分段。这种细小的分段仅反映了断层或地貌的几何结构差异，对与地震相联系则没有太大的意义，因为较小的段不可能产生较大的地震，而且有些段实际上是相似的或应属于同一个较高级别的分段。

做这样的分段计算时，需要给出大比例尺的断层图，且要清楚地反映出断层阶区（挤压隆起、拉分区、交切区等）的细微构造格局，然后计算断层主干段和阶区部位断层的分形值，所得结果可以明显地反映断层的细小分段情况，如图 6-5 所示（张培震，1991）。

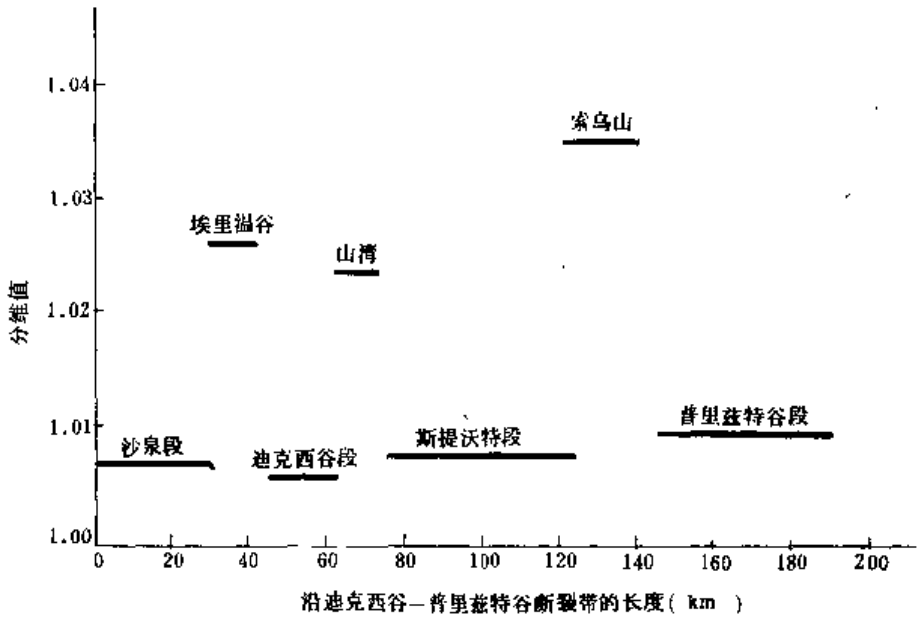


图 6-5　迪克西谷-普里兹特谷断裂带分维值分布

（据张培震，1991）

这种分段法的缺点是划分断层段过小过细，划分出的段不能直接与潜在震源区相联系。其优点是详细地反映了断层的实际面貌和其复杂的分段情况。

比较上述三种方法，经常采用的是第二种方法，可以节省工作量，同时得到较合理的分段方案。

2. 断层各段的分形值与断层的分段

既然断层具有分形特点，我们即可采用自然分段法，对各种类型的断层进行分段计算。下面我们以甘肃玉门附近的三危山断层（据张裕明等,1989）及其它几条断层（据《中国活断层图集》，1989）为例进行统计分析。

在所取断层中，我们作如下考虑：依照断层的几何结构特点，选用不同结构的断层，即单一一条断层，复合断层带。复合断层带中有的是由数条相似断层组成的整体上相似的断层带，如海原断层带（图 6-6）；有的是构造活动和地震活动均显示出分段性的断层，如郯庐（图 6-7）、阿尔金断层带（图 6-8）等。同时包括不同类型的断层即正逆走滑等，如鲜水河（图 6-9）为走滑型，昌马（图 6-10）为走滑逆断型等。

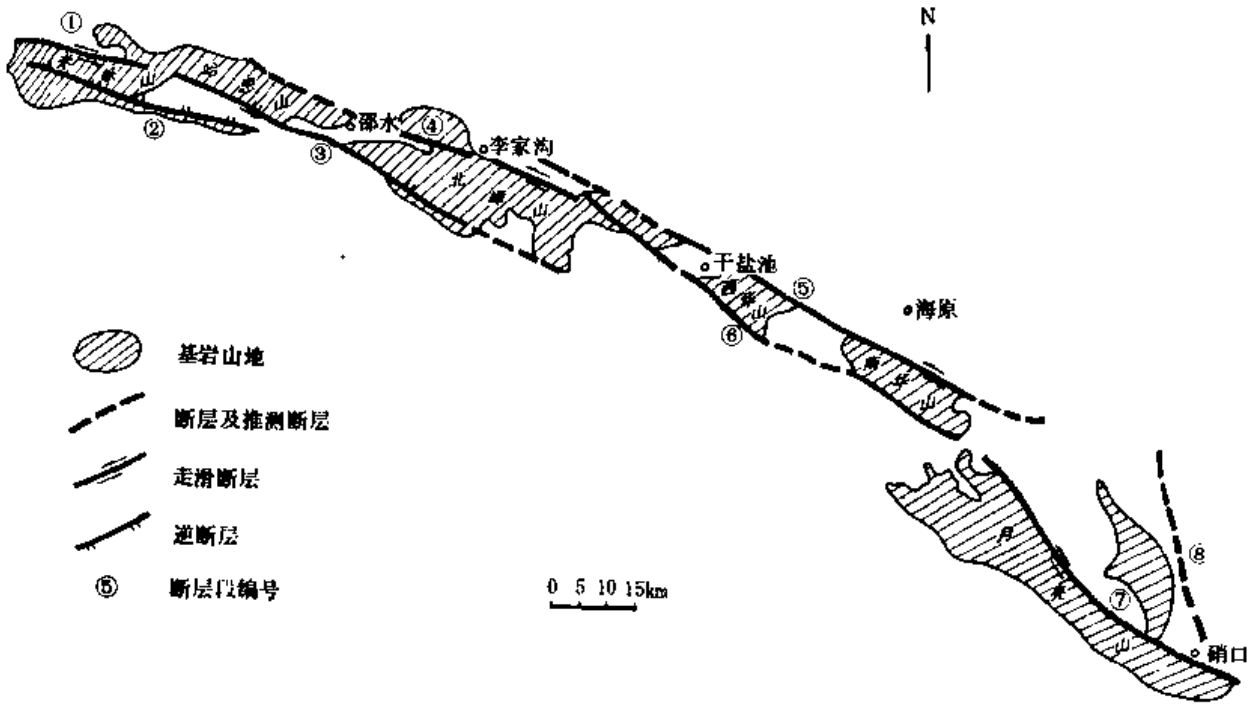


图 6-6 海原断层的分形几何分段

三危山断层（图 6-11）主要为一条单一断层，其分形值为 1.008（图 6-12a），显示不出分段的特点，其实际上只能看作一段。该断层的构造活动性自 Q_1 以来逐渐减弱，Q_3 时很弱，Q_4 时不活动，地震活动也很弱。昌马断层总体主干分形值为 1.09，分段计算结果是：西段为 1.0188，中段 1.2855，东段 1.0112（图 6-12b），显示出分段特点，其中以中段分形值最大，西段和东段相近，这与构造活动、地震活动具有很好的一致性。西段地震活动和构造活动都很弱，中段断层结构复杂，构造活动性强，地震活动水平高，东段两者都很弱。阿尔金断层于田—民丰段为 1.5234，苦牙克—库密寨段为 1.004，库密寨—索尔库里段为 1.026，索尔库里段为 1.258，拉配泉—阿克塞段为 1.344，红柳峡以东段

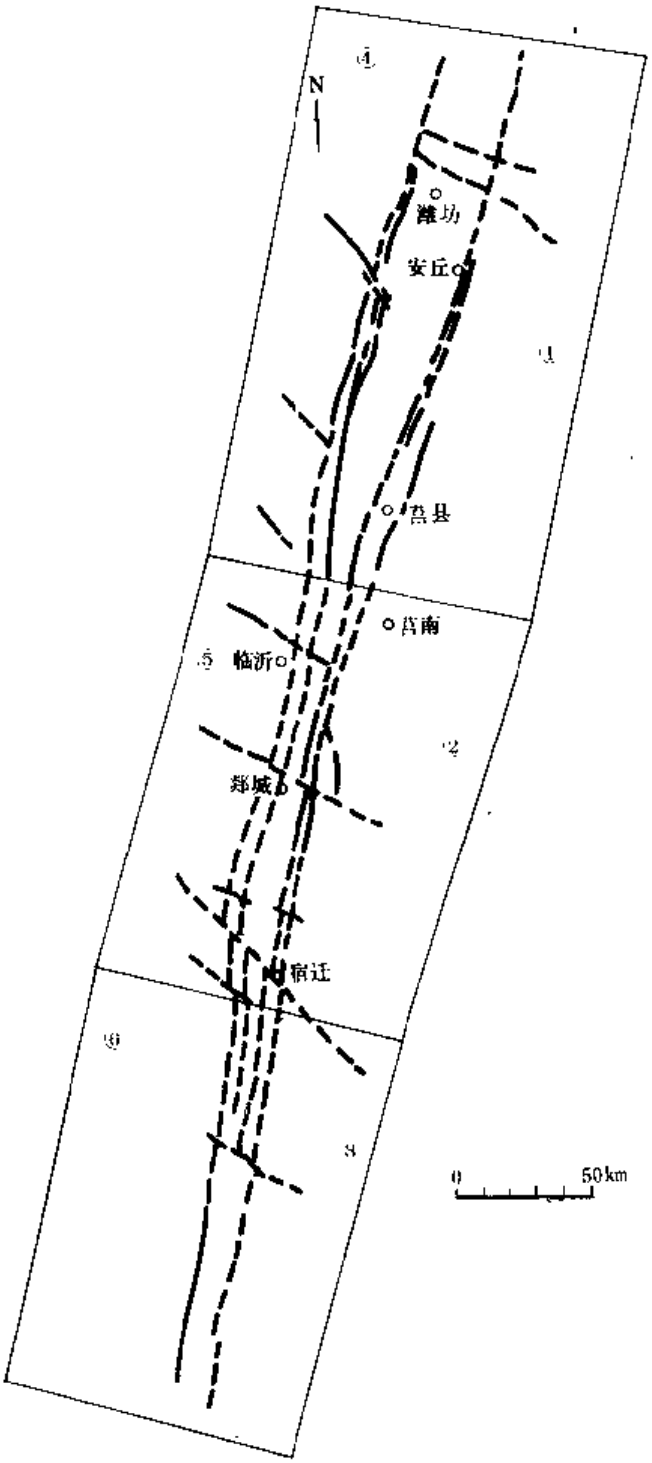


图 6-7　郯庐断层的分形几何分段

①—⑥为计算单元，其中①—③不包含横向断层；④—⑥包含横向断层

为 1.195（图 6-13），其中以于田—民丰段值最大，苦牙克—库密塞段最小，索尔库里段与拉配泉—阿克塞段相近，可归为一段。因此，阿尔金断层可以分为四段。而且有这样的特点，即从于田—民丰到苦牙克—苦密塞，分形值变小，而自索尔库里增大后，向东又趋变小，即阿尔金的东西两大段都有这种自西向东变小的特点，构造活动和地震活动似乎也显示了这样的现象。

鲜水河分为两大段，北段朱倭—道孚段分形值为 1.049，南段乾宁—康定段分形值为 1.223（图 6-14a），南段明显高于北段。马瑾也得到了相似特点的计算结果。红河断层（图 6-15）北段剑川—下关段为 1.315，弥渡—元江段为 1.106，元江南为 1.185（图 6-14b），显示出分为三段的特点，金邓辉也有相似结果。

海原断层分为 9 个自然段，自西北向东南各段值依次为，1.0036，1.0016，1.0022，1.00，1.002，1.0061，1.0122，1.005，1.0182（图 6-16）。各段的值非常接近，难以区分各段，因此，该断层只能当作一段来看。其整条断层的构造活动和地震活动特点也是十分接近的。

郯庐断层带在包含横向断层的情况下，莱州湾—莒南段为 1.178，莒南—宿迁段为 1.464，宿迁—嘉山段为 1.159，嘉山—巢湖段为 1.0837，桐城—广济段为 1.0269。后两段似乎可以合而为一，成为嘉山—广济段。这一结果也与构造活动和地震活动的结果一致。在不含横向断层的情况下，莱州湾—莒南段

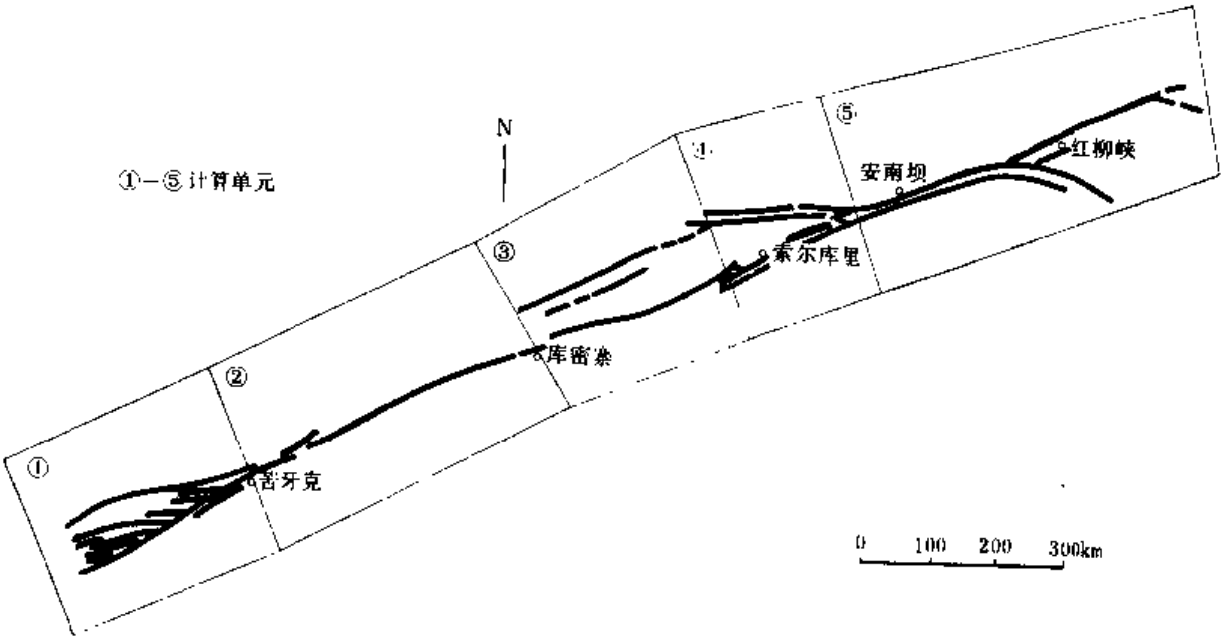


图 6-8 阿尔金断层的分形几何分段

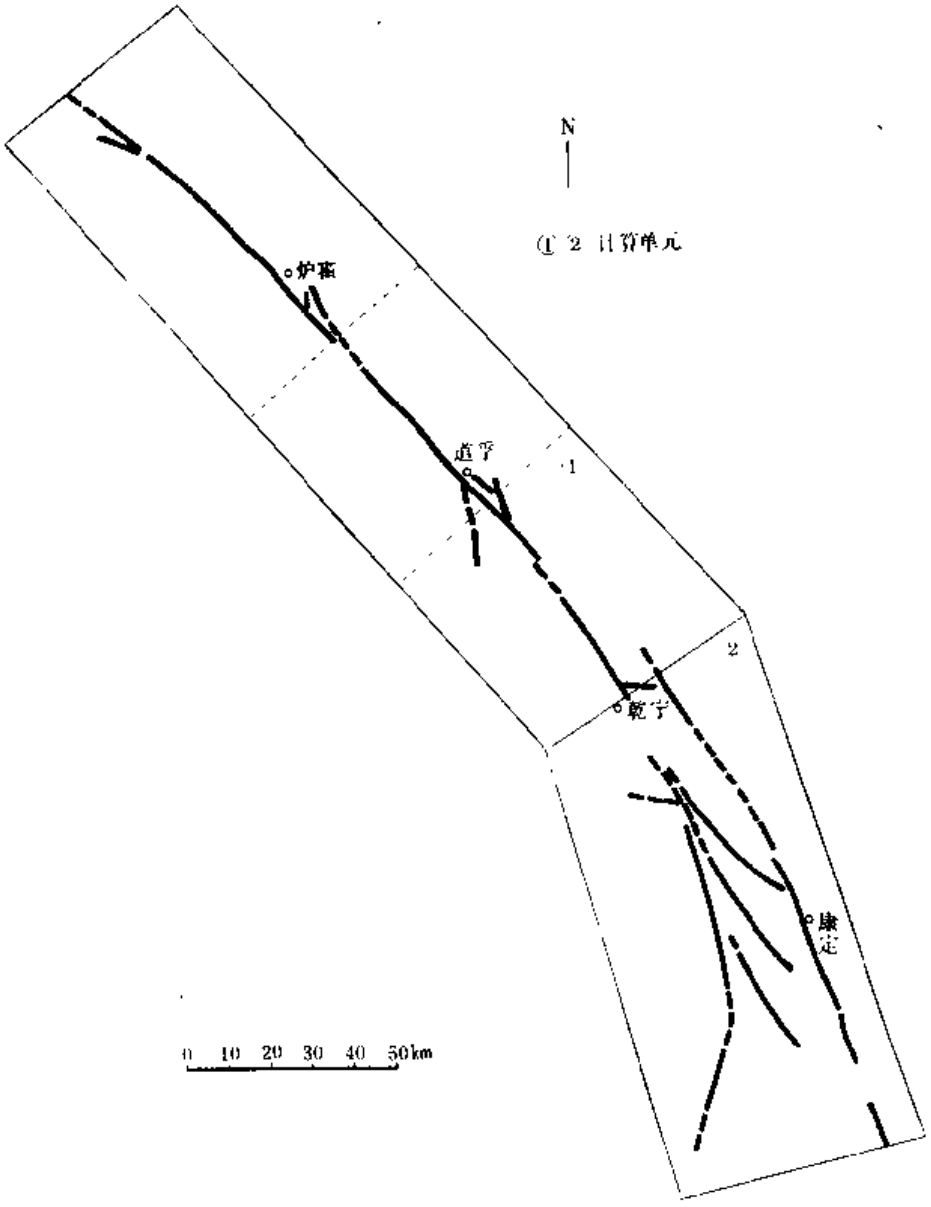


图 6-9 鲜水河断层的分形几何分段

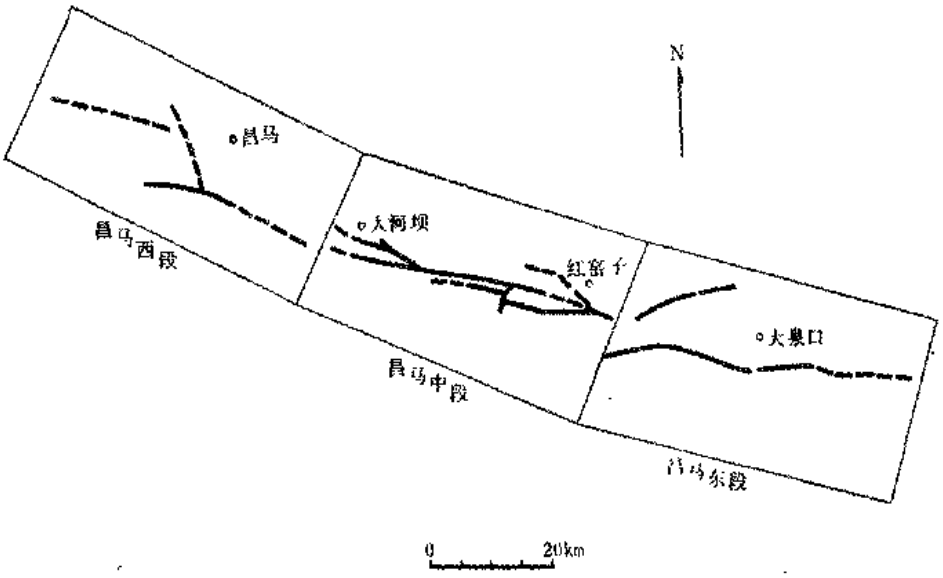


图 6-10　昌马断层的分形几何分段

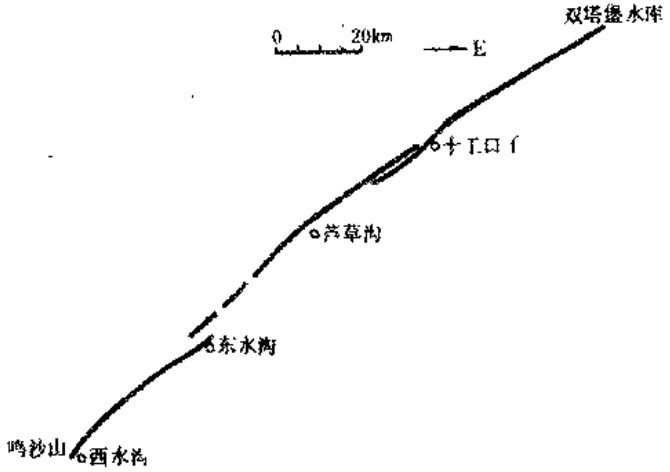


图 6-11　三危山断层的分形几何分段

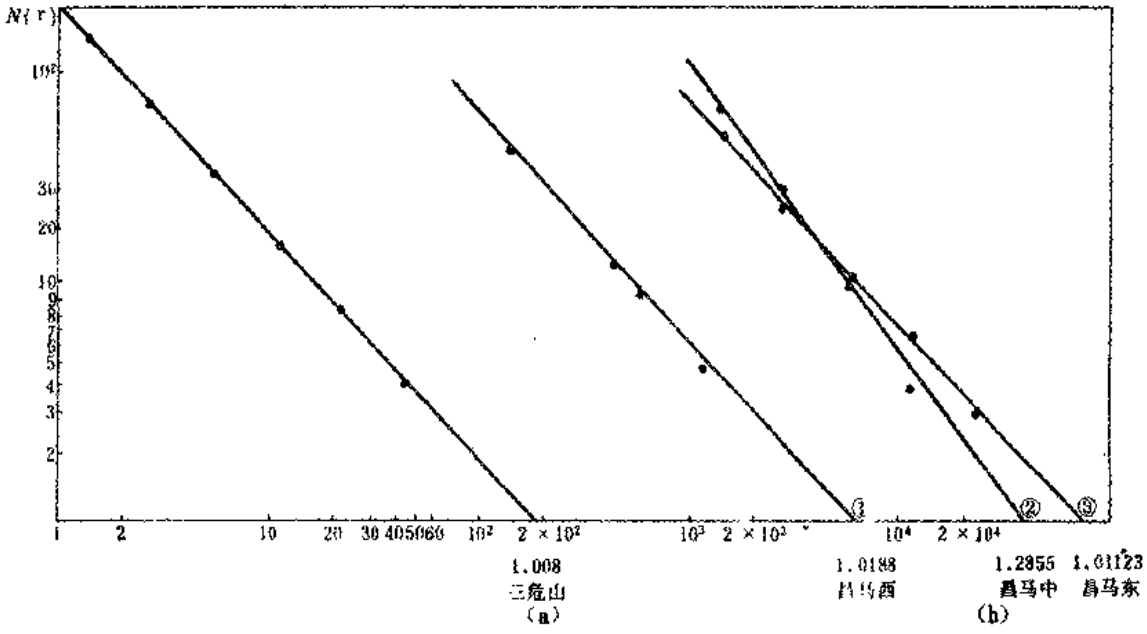


图 6-12　三危山断层及昌马断层的分维值

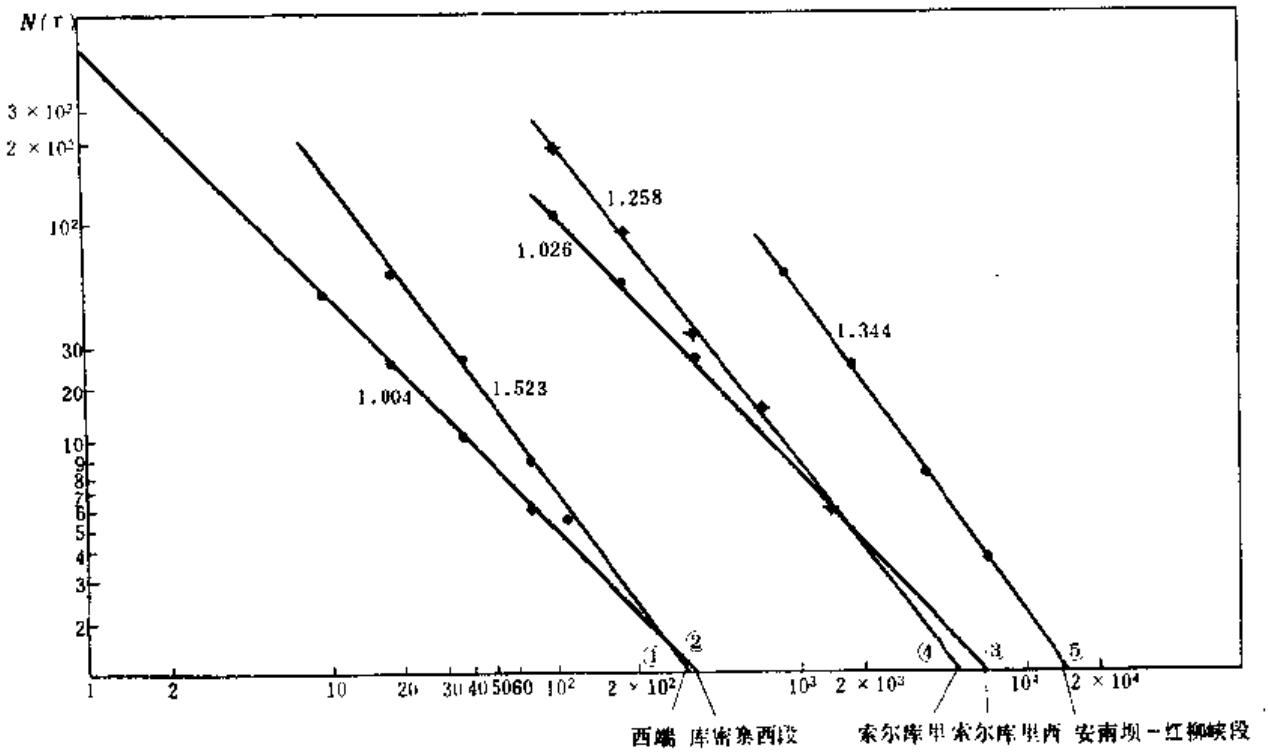


图 6-13　阿尔金断层的分维值

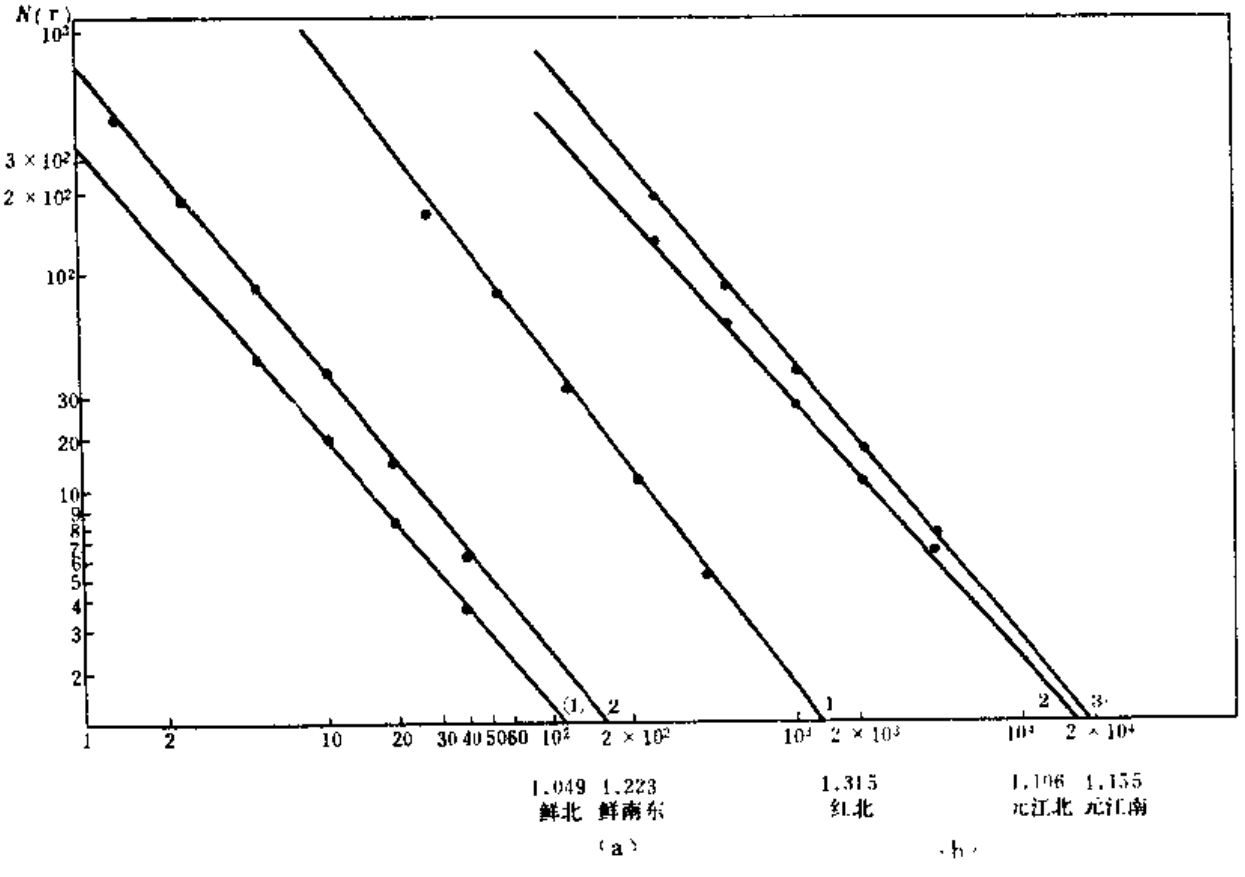


图 6-14　鲜水阿断层和红河断层的分维值

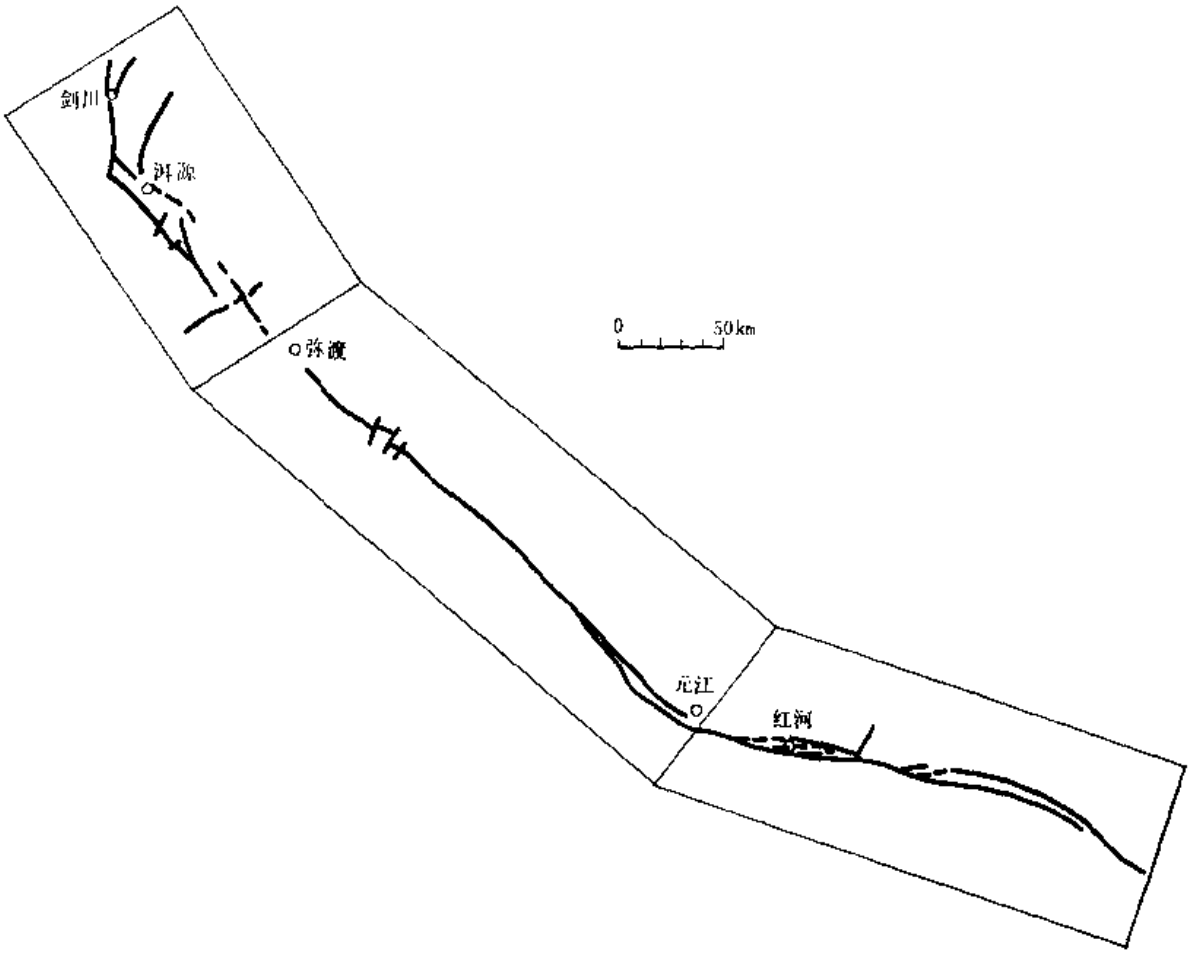
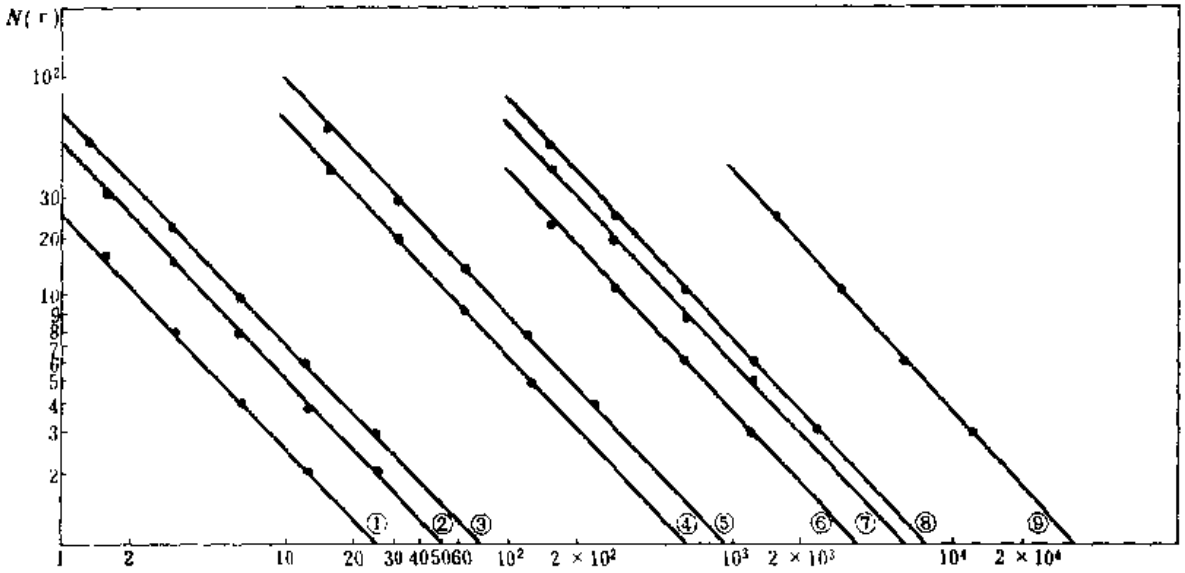


图 6-15　红河断层的分形几何分段



①1.0036　②1.0016　③1.0022　④1.00　⑤1.002　⑥1.0061　⑦1.0122　⑧1.005　⑨1.0182

图 6-16　海原断层的分维值

为 1.2076，莒南—宿迁段为 1.2365，宿迁—嘉山段为 1.0934,也显示出分段性，而且分段的特点和包含横向断层的情况下一致（图 6-17)。

对区域内的断层来说，也可据分形值的大小进行分区分带。沿山西断陷盆地带（图 6-18)，大同盆地为 1.288，忻定盆地为 1.3818，太原盆地为 1.4579，临汾盆地为 1.409 (图 6-19)，也显示出区域性的差异，与地震活动的水平和构造活动的强弱相对应。

由以上论述可以得到以下几点认识:

(1) 断层具有分段性，不同段的分形值大小不同，构造活动、地震活动不同，因此可据分形值大小用于断层的分段。

(2) 对某一断层带，计算分形值时，在包含横向断层的情况下，分形值大，仅统计主干断层的情况下分形值小，但都显示出相同或相似的分段特点。因此实际进行统计时包含和不包含横向断层都可以。

(3) 相同分形值段合在一起时，和实际情况是相符合的。

(4) 不同性质的断层分形值也许不同，但在每条断层上仍可进行断层的分段统计。

由此表明分形几何学方法是可以用于断层的分段研究的。

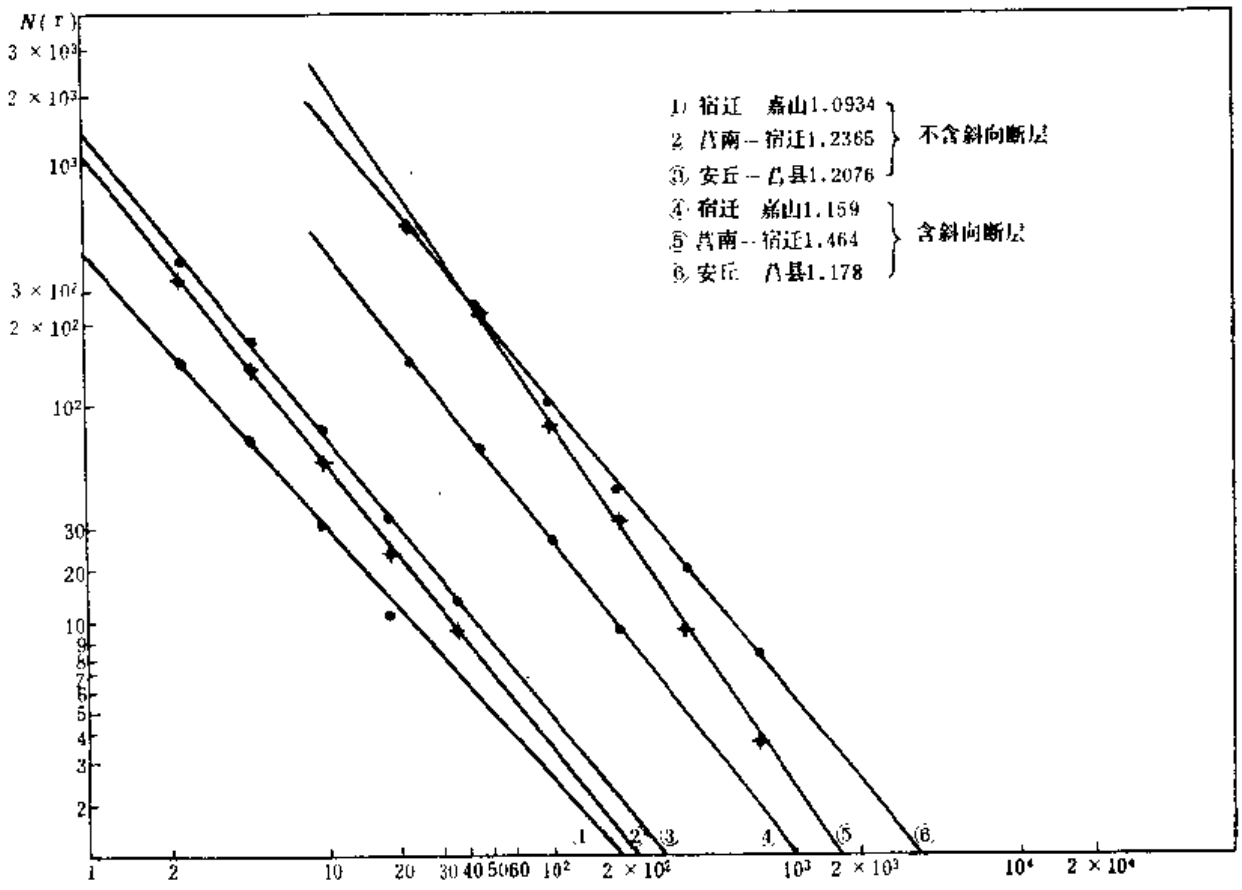


图 6-17 郯庐断层的分维值

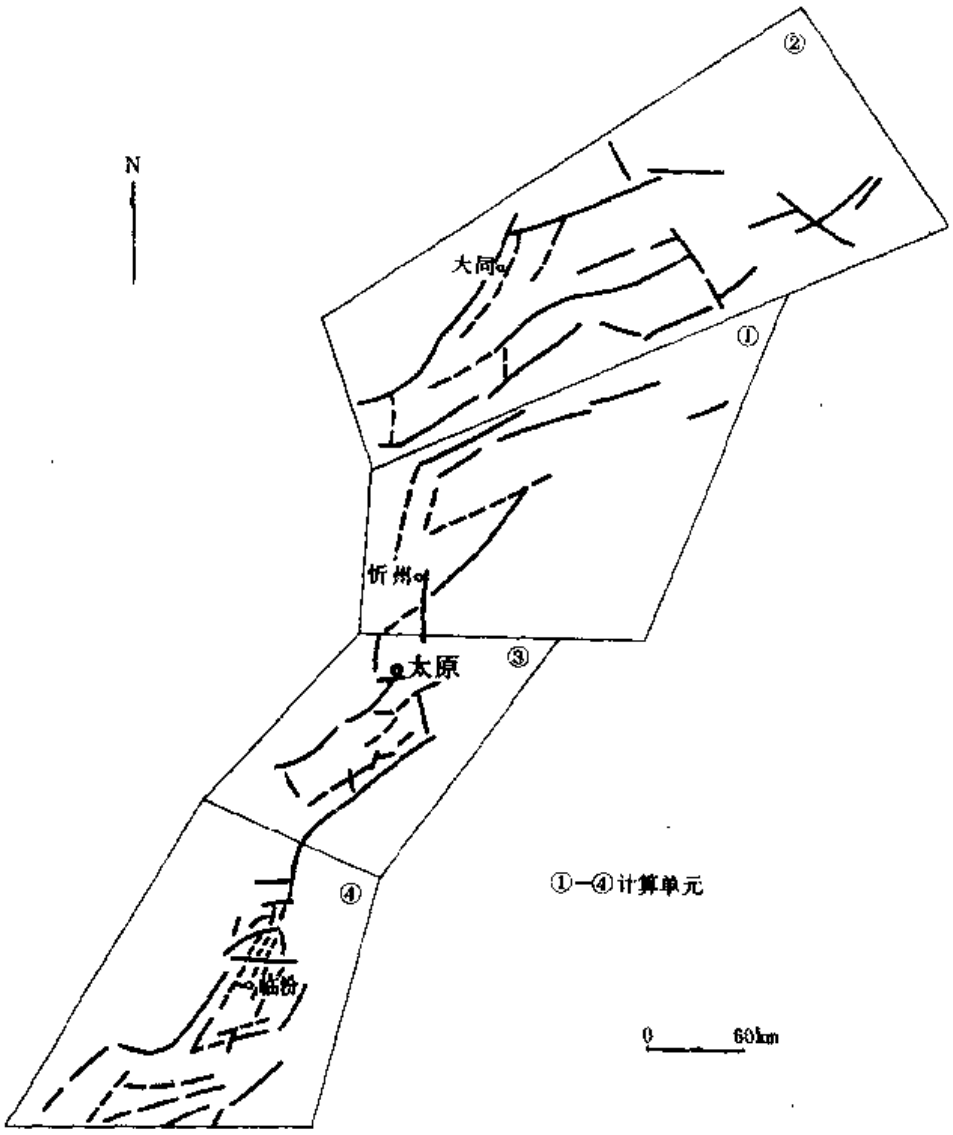


图 6-18　山西断陷盆地带断层的分形几何分段

3. 断层分形几何学分段的步骤

(1) 选定断层资料，取一定的带宽。

(2) 进行自然分段：每一个自然段应在总体走向上具有一致性，地形地貌具有相似性，断层结构具有相似特点。

(3) 分段计算分形值，计算方法以粗视化网格法为好。

(4) 归并相邻的同值段。

(5) 各段构造活动性和地震活动性的评定。

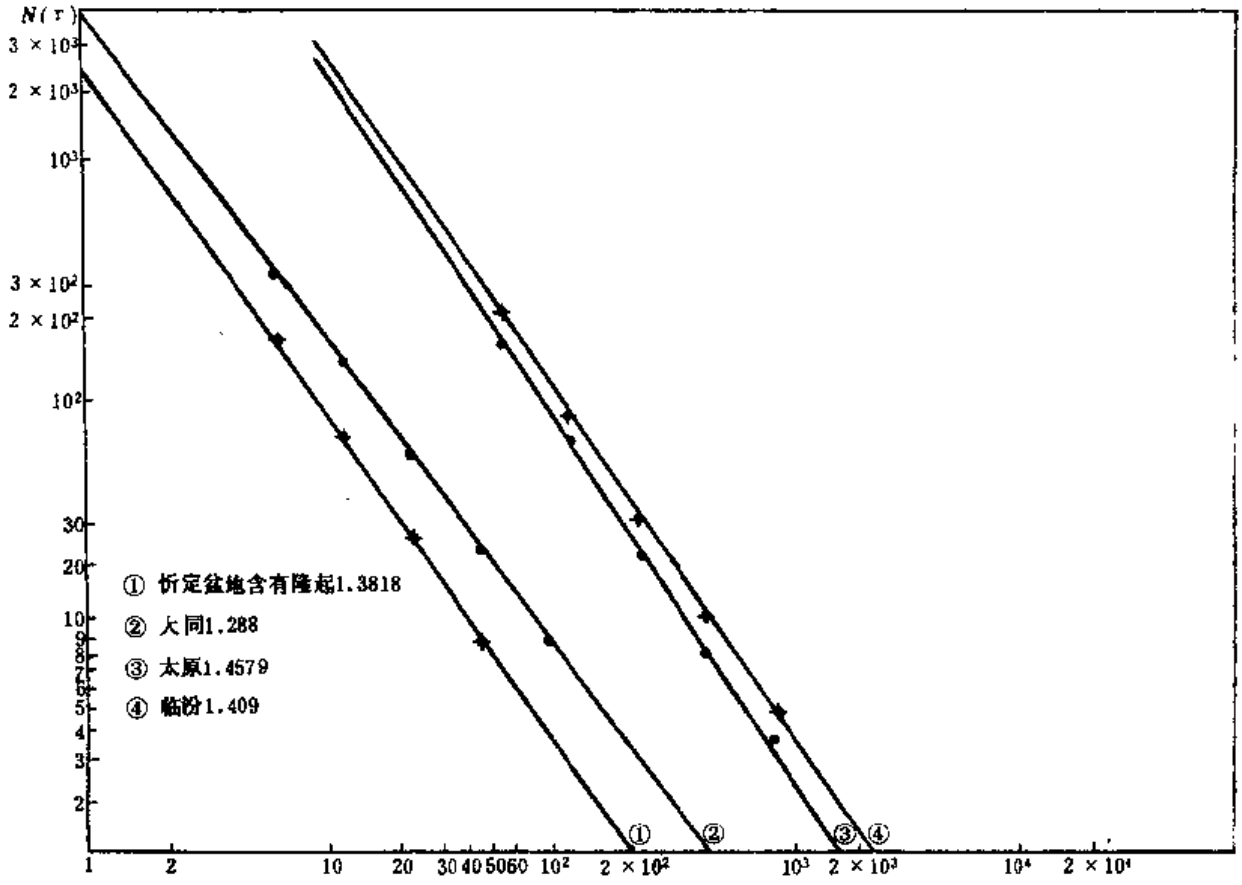


图 6-19　山西断陷盆地带断层的分维值

第七章　活动正断层的分段标志

活断层分段的实质是在断层上确定出独立破裂活动的基本单元并继而研究其各自的活动行为规律。一方面"段"的形成受断层的应力、结构和介质等多种条件制约；另一方面，当断层的分段活动具有一定的持久性时，多次破裂的叠加可使各段落的端点处，也即分隔相邻两个不同活动特点的段落之边界在地质、地貌和地球物理方面形成鲜明的特征。从本章起将从这方面入手，分别对三种基本类型活断层即正断层、走滑断层和逆断层的分段特征和确定段落边界的突出标志进行探讨，以利活断层分段实际工作的开展。

不同类型的活断层，由于其运动性质不同，分段及其边界表现的具体特征是有明显区别的。实际上活断层滑动类型是复杂、多变的，这不仅由于一条断层带上某区域表现为走滑而另一区域表现为倾滑；而且在走滑段上常带有明显的倾滑分量，倾滑段上常带有走滑分量。因此，以滑动类型来区分活断层类型的活断层分段研究工作中，应结合具体情况作分析。

由于现有的活断层分段研究工作主要是在走滑断层和正断层上进行的，对活动逆断层的分段研究还很少开展，因而在章节安排上，先把相对简单明晰、研究程度较高、分布广泛的正断层分段首要介绍，然后再对研究相对薄弱的活动走滑断层和逆断层分段及边界确定作较为详尽的讨论。

一、断层活动单元的识别

破裂活动的单元性是破裂分段的基础，破裂分段就是要识别断层活动的破裂单元。由于破裂活动的复杂性（层次结构），因此首先要识别断层的活动单元，即较长时间尺度（地质时期）内断层活动显示的独立性和整体性，然后根据破裂单元和断层活动单元的关系，通过破裂事件的对比以及重复的地震破裂显示的界点特征等，完成断层的破裂分段。由于不同性质断层地质地貌表现的差异，断层活动单元的显示及界点特征上会有不同特点，下面就正断层的一些特征进行论述。

1. 断裂带上的相似单元

断层活动单元的独立性和整体性使其具有一定的结构特征，因此，一条断裂带上的多个破裂段在结构特征上可能具有某些相似性。可以据此识别断层活动单元。

对于滑动量分布的相似性问题，邹定元（1984）讨论了走滑断层上位移分布的抛物线型特征，吴章明（1990）作了进一步讨论，认为地震位移分布具有复杂性，但总趋势确是中部大向两边渐小（不一定对称）。这反映了运动的协调性，即破裂区与非破裂区的过渡是由运动的吸收区完成，表现为运动强度逐渐变小。同样，作为具有地质尺度的正断层活动单元，亦应具有运动的协调性，因此，正断层活动单元内活动强度的变化亦常表现为中部大向两边渐小。这可以作为相似性识别的一个指标。

运动强度的变化除根据断裂活动的可视断距测量方法加以识别外，还可以根据地貌方

法定性得到。地貌表现是地壳运动、岩性及外动力条件综和作用的结果。排除岩性及外动力条件的影响，即可通过地貌表现研究构造运动。根据正断层运动的特点，可应用相应的地貌指标，如 Hack（1973）发展的河流纵比降（*SL*）指标，Bull（1979、1978）发展的山前起伏度（*Smf*）、谷底宽度和谷高度的比率（*Vf*）指标，以及山前洪积扇的形态及组合方式等构造地貌指标等（L.Mager，1989）。一些有时间意义的地貌面如台地、阶地等的高程变化是活动强度变化的更直接标志。正断层运动上盘下降、下盘上升，下降盘沉积物的厚度记录了下降盘运动的幅度。因此，根据沉积厚度的变化也可以从宏观上把握断裂下盘活动幅度的变化。呼和浩特-包头盆地为鄂尔多斯北缘的断陷盆地，北缘的大青山山前断裂为盆地沉积的主控断裂，因此，盆地沉积厚度的变化可以反映大青山山前断裂下降盘活动幅度的变化。如图 2-6（第二章）为呼包盆地第四系等厚线图，显示出两个沉积单元和一个沉积斜坡。两个沉积单元即为两个相似单元，每个单元都具有运动幅度中间大向两边渐小的特征。这两个相似单元对应了大青山山前断裂的两个活动单元。

如图 7-1 为山西断裂带忻定、太原、临汾盆地的沉积特征，可以看出几个沉积中心，它们是代县、原平、忻定、太原、临汾-洪洞等。其中，代县、原平、忻定、太原沉积中心相距较近，由封闭等厚线显示的沉积单元明显，临汾盆地与太原盆地相距较远，不易判断单元的边界。研究太原盆地、临汾盆地的断裂活动及沉积特征可以看出，临汾-洪洞沉积中心以北为霍山断裂，切过灵石隆起与太原盆地南东缘断裂相接，而太原盆地南东缘断裂活动性较弱且比较分散；临汾洪洞沉积中心靠近临汾盆地北西缘，南延的盆地北西缘断裂一直延伸到侯马河津盆地，因此，以临汾洪洞为中心的沉积单元北至太原盆地南东缘断裂，南达侯马河津盆地边缘。这样，山西断裂带的中部存在 5 个相似的沉积单元，分别代表断裂带的 5 个活动单元。

上面以沉积特征为例说明了断裂滑动量相似性的识别。如前所述，运动强度识别的方法是多种多样的，利用这些方法判断运动强度沿断裂带的变化，寻找相似单元，是活断层分段的重要依据。需要说明，由于单元间活动的相互影响，尤其是相邻单元具有较近的相接关系时，使两单元相接部位的活动幅度产生增大或减小的变化，从而破坏相似性。如大青山山前断裂西段和中段的交接部位，由于左旋滑动分量的影响产生挤压变形，从而使高阶台地的高度分布的相似性被破坏，而一级台地由于形成时间较短仍具有相似性（图 7-2）。再如美国盆岭省地区的 DixieValley - Pleasant Valley 正断层系中，由于 Dixie Valley 段与 Stillwater 段具有较大的重叠，使交接部位的运动幅度增大（如图 7-3，Zhang Peizhen 等，1991），从而破坏了作为独立单元与其它单元的相似性。

由于正断层运动特点是上盘下降、下盘上升，而一些变形往往是单方向的，如大青山山前断裂的情况，上升盘台地的相似性被破坏，下降盘沉积的相似性则保存较好（如前所述）。而 Dixie Valley 则是下降盘的相似性被破坏。因此，对比上升和下降盘的运动幅度变化，有助于更准确地识别断裂带上的相似单元。

作为一个破裂单元，除运动强度在单元内有变化外，其结构特征在单元内也是不均匀的，如断裂带尾端分支、转折，断裂的发展造成结构复杂性增加等。一种简单的相似形式是斜列展布。斜列展布是断裂展布的较普遍形式，从整体上看，规模接近的斜列部分即为断裂带上的相似单元。

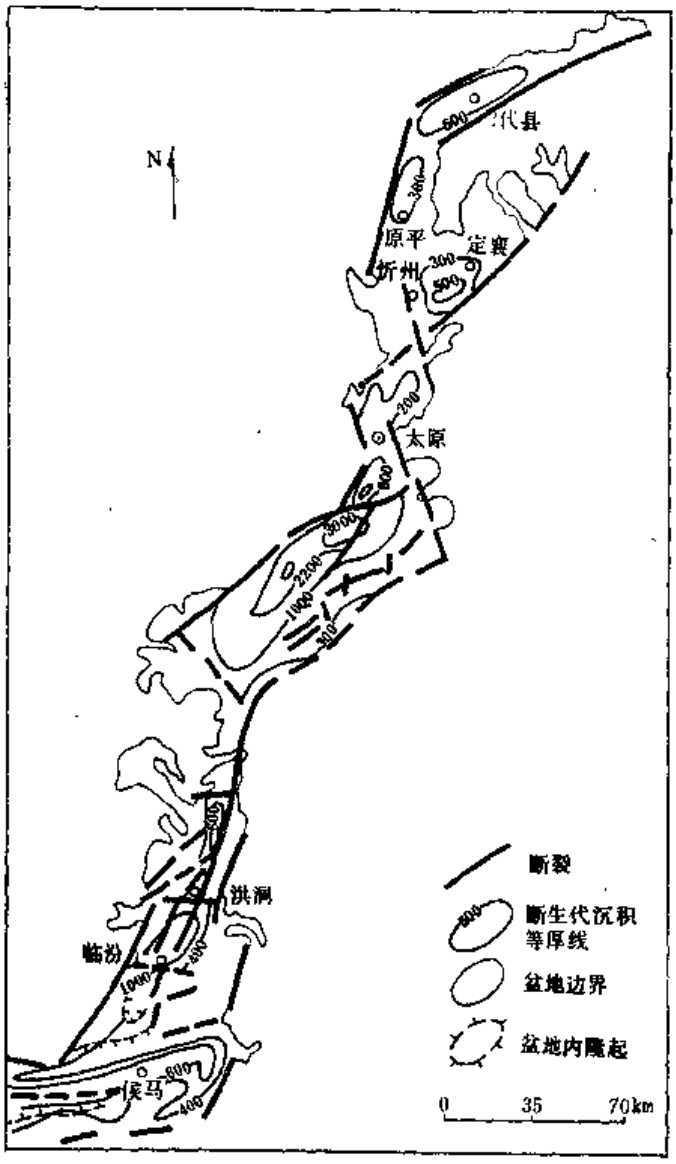


图 7-1　山西断裂带剪切段沉积特征

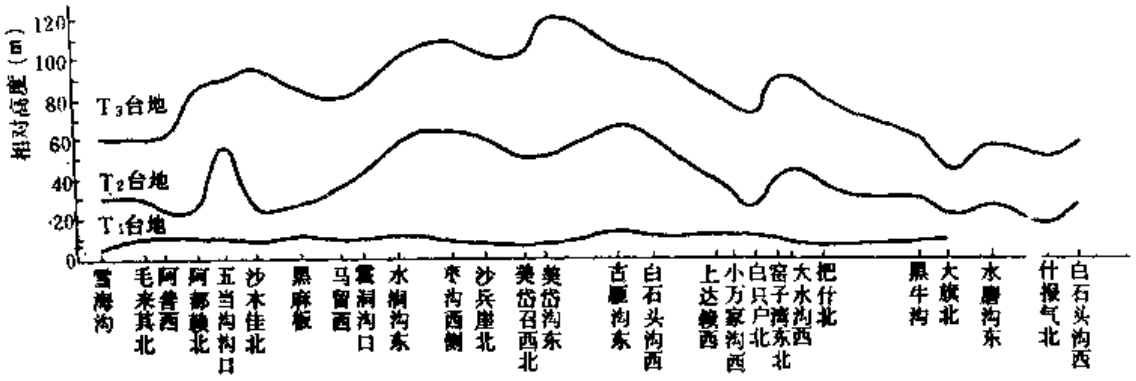


图 7-2　大青山山前断裂台地高程图（据李克等资料编制，1991）

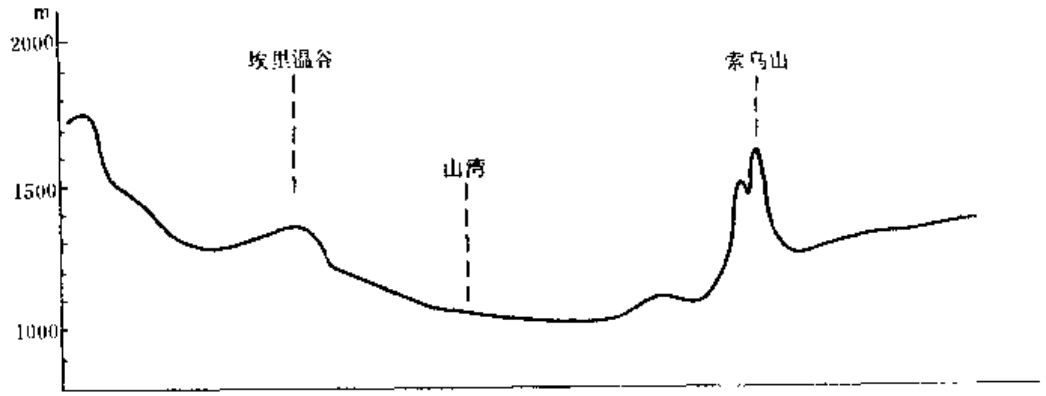


图 7-3　美国盆岭省 Dixie Valley 段与 Stillwater 段
沿断裂带谷底高程分布

如图 7-4 为大青山山前断裂的卫片解译结果，可以看出 F_1、F_2、F_3 为山前最为显著的三条线性构造，呈斜列展布。可以把这三条线性构造作为相似单元。前两个单元与前述的沉积特征显示的活动单元也是一致的。当然，结构特征的相似性还具有多种形式，如沿断裂带断层数量、复杂程度变化等。

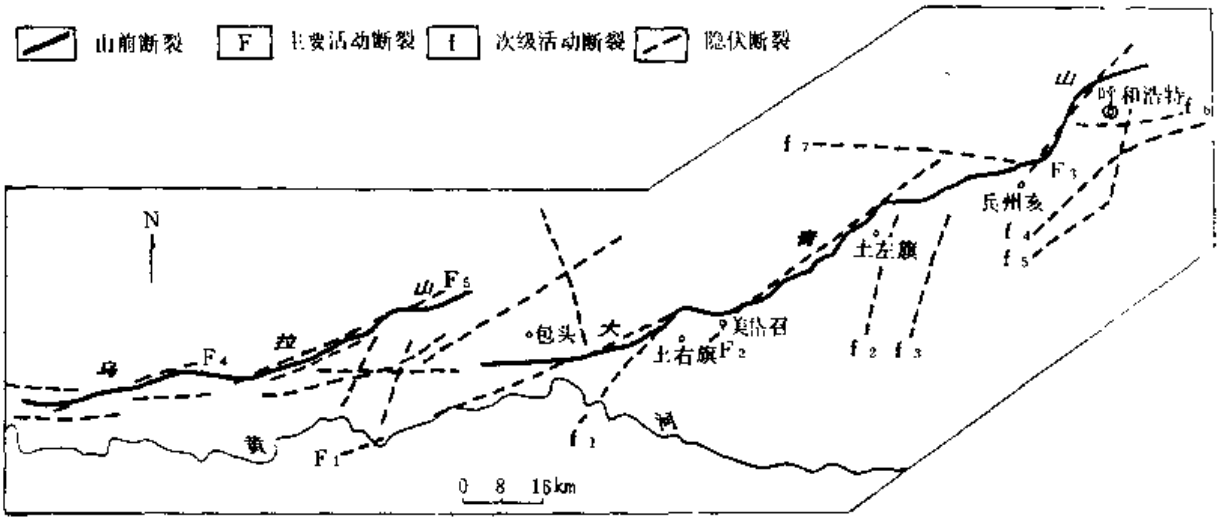


图 7-4　大青山山前断裂卫片解译图

单元内还存在其它变化，如活动性质、活动方式等，据此都可以找到相似单元。断裂带上各段活动的独立性，必然造成断裂带上相似单元的存在，因此，相似单元的识别是断

层活动单元识别的标志之一。

2.单元间活动的差异性

相似单元的识别只是判别活动单元的第一步，下一步则应进行相似单元间活动性的对比。一种重要的对比为运动强度的对比。运动强度的变化可以在地质、地貌等特征上得到显示。但需说明，对某时间界面（如台地、阶地沉积界面）的简单对比是不够的，因为即使在单元内部，活动幅度的空间变化也是很大的。因此，需要寻找能反应单元活动独立性的对比指标。由于第四纪断裂活动具有群集性与迁移性（丁国瑜，1989），如果断裂活动在单元间迁移，则有可能通过研究不同活动期内各单元活动的变化即各单元活动差异随时间的时变化研究单元间活动的差异。可以用两单元的某一活动性参数之比随时间（活动期）的变化来研究，也可以用各单元内某一活动性参数在不同活动期内的比值进行对比研究。下面以大青山山前断裂为例说明。

为了研究方便，根据第四纪断层的出露及一些时间界面的发育情况把大青山山前断裂活动分成三个活动时段：A. 早、中更新世活动时段，B. 晚更新世活动时段，C. 全新世活动时段。以上每一次活动时段可能包含了一次至几次断裂活动的群集期，而且各活动时段所包含的群集期的数量可能存在很大的差异，各时段的时间尺度亦不同，但如果把各时段内的活动看作相对均匀的，那么，各段在不同活动时段内表现的差异就可以用来说明差异活动随时间的变化。

大青山山前断裂为铲式正断层，因此，其活动以垂向运动为主，其活动幅度可通过沉积厚度、台面、阶地面高差确定。定义西段、中段活动幅度比为 K，即 $K = A_w / A_m$，其中 A_w、A_m 分别为西段、中段的活动幅度。下面讨论 K 在三个活动时段内的变化。

A. 第一活动时段

从图 2-6 第四系等厚线图可以看出两个明显的沉积阶梯，即段内沉积厚度变化较小，可分别用大城西和哈素两地沉积厚度代表西段、中段下降盘的运动幅度，如表 7-1（据聂宗笙，1988）。

表 7-1　大城西、哈素第四纪沉积厚度

地　点		大城西	哈素	备 注
厚度(m)	Q	2200	1600	由地震勘探确定
	Q_{3-4}	340	342	
	Q_{1-2}	1860	1258	

因为 $A_{1wd} = 1860$m，$A_{1md} = 1258$m，所以 $K_{1d} = A_{1wd} / A_{1md} \approx 1.5$。其中，“1”代表第一活动时段；“d”代表下降盘（down）。

B. 第二活动时段

由上表可知，Q_{3-4} 两段沉积厚度分别为 340 米和 342 米，其比值接近于 1。由于 Q_4 时间较短，所以，可用 Q_{3-4} 两段沉积厚度比近似代表 Q_3（第二活动期）两段沉积厚度

比，即：$K_{2d}=A_{2wd}/A_{2md}\approx 1$。

大青山山前普遍发育三级台地。Ⅰ级台地为堆积台地，台地下部为上更新世黄绿色粉细砂层，侵蚀面之上为洪坡积砾石或次生黄土，相对高程 7—12 米。黑麻板和把什组成台地顶面的地层^{14}C 年代分别为 9632±105 年和 9799±100 年。所以其形成时代为全新世早期。三级台地为基座台地，高出山麓 70—90 米。在基座之上为上更新世地层覆盖，下部为河湖相钙质角砾岩、黄绿色粉细砂层，时代为晚更新世中晚期。所以第二活动时段（即 Q_3 末期）上升盘运动幅度可由Ⅲ级台地相对于Ⅰ级台地的高差得到，如表 7-2。

表 7-2　大青山山前台地高差分布①

地 点	西脑包	铝厂北	五当沟	莎木佳	美岱桥	沙尔庆	把什
上升盘活动幅度(m)	27	35	45	40	76	90	80
分 段	西　　段				中　　段		

可以看出两个高度阶梯，西段平均高度为 37 米，东段平均高度为 82 米，即：$A_{2wu}=37$ 米，$A_{2mu}=82$ 米（其中“u”代表上升盘），所以 $K_{2u}=A_{2wu}/A_{2mu}=37/82\approx 0.4$。

C.第三活动时段（即全新世）

对于全新世活动幅度，由于缺乏更可靠的资料，根据山麓沟口全新世阶地高度来比较两段间上升盘的运动差异。这些沟口阶地时代距全新世初可能有一定距离，所以所反映的全新世绝对活动幅度偏小，但作为比较，其值还是可信的，如表 7-3。

表 7-3　大青山山前冲沟沟口阶地高度②

西　　段			中　　段		
序号	地点	相对高度(m)	序号	地点	相对高度(m)
1	包头铝厂北麓	5.5	4	白只户	5
			5	万家沟	6
2	阿善沟	5.5	6	乌儿素	5
			7	水磨沟	4
3	五当沟	4.5	8	讨合气	5
			9	什报气	5.5

①聂宗笙等，1987，内蒙古大青山山前断裂第四纪活动特征。

②吴绪满，1987，呼包盆地第四纪活动特征，硕士学位论文。

由此可得：西段平均上升幅度为 5.3 米；东段平均上升幅度为 5.1 米，即：
$A_{3wu}=5.3$ 米，$A_{3mu}=5.1$ 米，所以 $A_{3u}=A_{3wu}/A_{3mu}\approx 1$。
把上述三个活动期的 K 值列于表 7-4。

表 7-4　活动幅度比 K 值在三段上的分布

活动期	一	二	三
上升盘	—	0.4	1
下降盘	1.5	1	—

可见，K 值在三个活动期内的分布有很大变化，总体显示：第一活动期最大，第二活动期最小，第三活动期又有回升。以上事实说明，两段差异活动是随时间而变化的。

二、破裂单元的识别及破裂分段

1. 断层的破裂单元识别

断层活动单元是断层活动差异的基础，是具有地质时间尺度的概念，而地震破裂则是一次粘滑事件。活断层的破裂分段是以地震破裂为基础的，是断裂带上破裂单元的划分。破裂单元与断层活动单元的关系已在“破裂分段的持久性及独立性”一章中进行了论述，主要是地震破裂受断层活动单元及横向构造等因素的控制。因此，要识别破裂单元即进行破裂分段，就要在断层活动单元的基础上找出特殊部位的段，然后进行破裂事件的对比。在破裂事件对比中主要应用历史地震和古地震的资料，下面举例说明。

大青山山前断裂，如前所述，根据沉积显示的相似单元可分出两个活动单元，这两个活动单元把大青山山前断裂分为几个部分，即单元内部、单元界区和断裂尾端。限于资料，仅对两单元内部的古地震活动进行对比。

从图 3-9 大青山山前断裂古地震事件时间分布可以看出，两单元内古地震事件存在差异，其活动具有一定的独立性。对于两单元间的交界区，古地震资料略显不足，由于其尺度较小，能否作为独立的强震破裂段而存在，尚需进一步研究。断裂尾端段可能不具有强震破裂的性质，仅作为微震破裂段而存在。

破裂事件的差异除根据古地震的方法获得外，还可根据其它方法，如 A.J.Crown 等（1989）根据沿断裂带地貌陡坎的变化，划分了美国盆岭地区的 Tendoy 断裂中 Sheep Creeks 段和 Timber Butte 段。断层陡坎可以反映最后一次破裂事件的年代，较好的地貌陡坎还可反映破裂事件的次数。因此，根据陡坎地貌沿断裂带的变化，可以判断破裂事件的差异，可作为正断层破裂分段的标志之一。

综合地貌对比是一个较复杂的问题。因为地貌差异的形成除破裂事件的强度、频度、时间差异外，还可以是一个破裂段的内部活动差异造成，外动力作用以及岩性条件也是造成差异的因素。因此地貌差异对比一定要反映破裂事件的信息。

对于有历史地震记录的断裂带，历史地震提供了更可靠更准确的地震破裂资料，可以作为破裂分段的重要依据。如图 7-1 中山西断裂带的情况。通过前面的分析得到几个活动单元，7 级以上历史地震与之有较好的对应关系。在原平活动单元上发生了 1683 年 7 级地震，代县活动单元上发生了 512 年7½级地震，忻定活动单元上发生了 1038 年 7.2 级地震，1303 年洪洞 8 级大震发生在临汾洪洞活动单元上，这也与此活动单元具有较大的规模相对应。只是在太原活动单元上未有与单元规模相适应的大于 7 级的地震破裂，太原活动单元的特性还需要一些古地震资料的证实。需要说明，在临汾附近还有 1695 年近 8 级地震发生，此次地震等震线长轴北西，一些资料认为受横向断裂的控制（郭增建等，1988），这就反应了地震破裂的复杂性。根据破裂层次结构的思想，在应用地震破裂进行分段时，就要注意破裂的复杂性，主要是：（1）次级破裂和主破裂的对比可能造成将最大破裂段分成多段；（2）对于关联破裂型，由于破裂时间相隔较近，在古地震中难以区分，造成将两段误认为一段；（3）横向断裂活动使破裂活动更为复杂。为了减少错误，就要在活动单元的基础上注意分段长度与破裂量级的限制关系。

2. 简单正断层的段分界点

破裂事件对比是破裂分段的实质和最重要的指标，但获取地震破裂资料有时是非常困难的，并且用地震破裂资料并不能完全确定边界，因此，对破裂段边界点的一些特征的研究是很重要的。很多人在活断层分段研究中都注重段分界点的特征，对于正断层主要有以下一些特征：

A. 主要的阶区和间断区

阶区是走滑断裂带展布的重要特征。在正断层带上，阶区也是断裂展布的形式之一，如图 7-5 所示。阶区和间断区的差别在于相邻断层迹线的展布，在同一直线上为间断区，不在同一直线上为阶区。阶区和间断都反映了断层发展过程中次级断裂的相对独立性，因此是正断层破裂分段的重要参考标志。如 M.N.Machette 等（1989）对 Wasatch 断裂的研究，A.J.Crone 等（1989）对美国盆-岭地区正断层的研究，其中有很多段界点标志为阶区或间断区（参见表 7-5）。

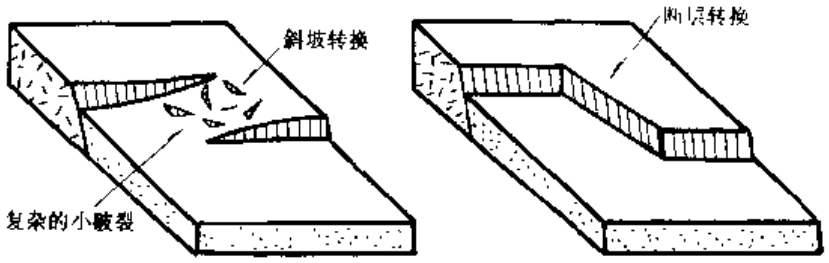


图 7-5 正断层阶区结构模式（据 Hancock 等，1989）

B. 沿山前的主要突出

指基岩山体向盆地内突出的部分。围限突出体的第四纪断层的活动性一般弱于山前断裂部分（Machette，1989）。在美国盆-岭地区的正断层中，有很多以山前突出作为破裂

分段边界（图 7-6），如 Beaverhaed 断裂带上 Leadore 和 Mollie Gulch 段之间；Lost River 断裂带上 Thousand Springs 和 Mackay 段之间。1983 年 Borah Peak 地震发生在 Thounsand Springs 段，其地震破裂的南端即终止于与 Mackay 段分界的山前突出体上（Crone 等，1989）。

C. 横向基岩隆起

正断层活动一般形成山前盆地，沿断裂带由于活动幅度的不同，盆地沉积深度不同，在一些地区形成沉积较浅的基岩隆起；在某些地区由于断层活动幅度很小或不活动，没有盆地沉积，从而形成出露地表的基岩隆起。如在 Lost River 断裂带上分割 Thousand Springs 段和 Warm Spring 段，Lemhi 断裂带上分割 Goldburg 段和 Sawmill Gulch 段，Beaverhead 断裂带上分割 Baldy Mountain 段和 Nicholia 段等（Crone 等，1989）。对于埋藏的基岩隆起，可通过沉积深度的变化来研究。Crone 等（1989）认为，重力资料可较好地反映埋藏的基岩隆起，重力高区一般对应基岩隆起区。

D. 断裂的宽度、断层数目及断裂复杂性的增加

断裂的宽度、断层数目及断裂复杂性的变化，可作为正断层破裂分段的标志之一。如张培震对美国盆-岭地区 Dixie Vally - Pleasant Valley 正断层系的研究中（Zhang Peizhen 等，1991），讨论了沿断裂带分维值的变化与分段界点的关系。由于破裂不仅在端部，而且在内部的特殊构造部位也可形成破裂复杂性的增加，因此，应注意区分尾端构造和内部构造的差别。

E. 变形特征，运动方式的变化，运动的转换等

破裂边界常由于运动的协调形成沿断裂带物质的变形，运动方式的变化如粘滑、蠕滑的变化，运动的转换如边界走滑分量的增加等。这些特征可用于破裂分段。

F. 横向构造

Machette 等（1989）提出的界点类型中三条断裂交汇形成的 T 形结点，可作为横向构造的一种类型。在一定条件下，横向构造可对破裂发展产生阻碍作用，从而成为破裂端点。

上述特征是通过对一些正断层分段经验的总结，这些特征与界点并非一一对应，在一个破裂段内部也可以具有阶区、复杂性增加、山体外凸等，由于段内活动的非均匀性，亦会出现局部的基岩隆起。这些现象可以是其它因素如外动力因素的结果，因此，有必要讨论这些特征作为段分界点的内在联系，即它们的组合共生关系以及与断裂本身活动参数的关系，从而使其作为段分界点的特征更具有客观性。

为了讨论上述特征的组合共生关系，作以下两个基本假设：（1）作为一个破裂单元的破裂段，在一次破裂活动中其运动和能量是协调的，即一个破裂单元在其破裂端部必然以某种形式完成运动的转换，如破裂分支、转折、变形等。（2）在一定地质时期内，正断层带在整体上运动和能量是协调的，即正断层带上，破裂段内以及段分界点能量释放及引张运动量基本平衡。基于假设 1，破裂端部能量和运动释放形式不同，产生各种形式的界点地貌特征；基于假设 2，则可探讨各种形式之间的关系。

（1）尾端破裂：一次破裂在其尾端形成分支破裂，破裂段以分散破裂的形式完成破裂区与非破裂区的过渡。尾端破裂显然产生特征 D，即断裂带的宽度、断层数目及

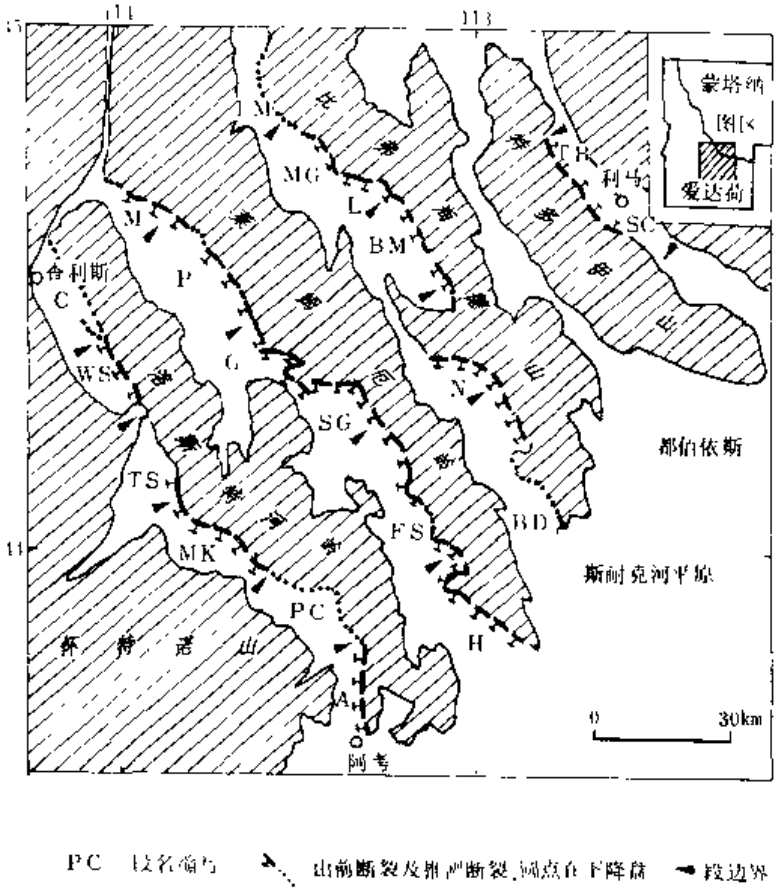


图 7 6 美国盆 岭地区部分正断层的分段特征

（据 A.J.Crone 等，1989）

断裂复杂性的增长。根据假设 2，为了保持整条断裂带的运动和能量的统一，破裂宽度的增加必然造成运动幅度的减小，因而，产生特征 C 是必然的。如美国盆-岭地区的 Lost River 断裂带，Thousand Springs 段和 Warm Spring 段的分界处为一横向基岩构造 Willow Creek Hills，而从 1983 年 Thousand Springs 段上的 Borah Peak 地震破裂的分布可知，在破裂端部有破裂分支，破裂分支产生在 Willow Creek Hills 中（如图 2-9）。

（2）转折：破裂的转折可产生运动的转换，即破裂的性质或滑动方向的变化，也是运动区向非运动区过渡的一种形式。如果相邻两段在同一端点都以转折形式完成破裂，则产生特征 B，即山前突出。由于运动性质和运动方向的转换，可以产生较小的变形，端部累计滑动亏损的存在也是可能的。但当延转折方向存在较长的隐伏断裂时，破裂段长度大于地表表现长度，则实际上的破裂端部在盆地内部，这样，地表的变形和滑动亏损将是不明显的。因此，转折有两种组合形式，即①山前突出、运动性质变化及累计滑动亏损，②山前突出和隐伏断裂。

（3）逐渐释放：Aki（1989）总结了 23 个地震的地表破裂特征，并把端点特征分为两种类型：①断层迹线平直，没有较大弯曲；②断层迹线有较大弯曲（>10°），具有分支或阶区形式。统计结果为：60%的起始破裂没有明显的弯曲；70%的终止破裂具有弯曲、

分支或阶区。可见，并非所有的破裂都终止于所谓的障碍体，在破裂的传播过程中由于能量的逐渐释放而终止也是一种破裂形式。此种破裂形式可能不具有明显的地貌标志，沉积特征上也可能表现为宽缓的隆起，因此，靠界点特征进行识别是困难的，需借助于差异对比等手段。

(4) 端部变形：破裂端部吸收继续破裂所需的能量，使破裂终止，同时造成端部区的变形。这样，一次破裂的能量并非全部释放，而是在边界区有一定的积累。为了满足假设2，界区的能量要以其它形式释放，其释放形式可包括微震活动、蠕滑和塑性变形等。因此，微震活动、蠕滑和塑性变形常作为界点特征。能量释放还可以是具有一定地貌表现的破裂活动，这种破裂活动与破裂段内的破裂活动具有不同的期次和强度。由于端部的破裂活动，使端部的几何复杂性增高，因而可具有特征 D。

特征 A 即阶区和空白区是由相邻段的交接关系决定的，可以存在于各种破裂形式之中。

以上通过一个破裂段的端部特征，讨论了段分界点的可能组合形式。需要说明：①相交段的尾端破裂形式不一定相同，因此，使界点的组合特征更复杂，需具体问题具体分析。②受各种因素影响，所述组合关系不是绝对的。如由于走滑分量影响，可使阶区处产生拉分盆地，从而使倾滑分量增大，这样，即使尾端破裂型，断裂的数量、复杂性增高，并不产生横向基岩隆起，相反还可以产生凹陷。因此，对特殊情况也应寻找其产生的原因。

在不同断裂上，控制分段的段分界区的尺度会有一定差别，但作为破裂单元的分界区，其尺度亦应有一定的量级。如表 7-5 为美国盆-岭地区一些正断层段分界区的尺度。

由表可见，段分界区的尺度是以公里为量级的。

表 7-5　美国盆岭地区正断层段分界区尺度

类型 / 尺度 / 界点	空区 (km)	雁列错距 (km)	断裂
Warm Springs-Thousand Springs	1.4		Lost River
Thousand Spring-Macky	3-4		Lost River
Fallert Spring-Howe	2.5		Lemhi
Patterson-Gouldburg		1.4	Lemhi
Goldburg-Sawmill Gulch		3.8	Lemhi
Baldy Mountain-Nicholia	6		Beaverhead
Nicholia-Blue Dome		5.5	Beaverhead

注:尺度数据根据 A. J. Crone 等 (1989)。

三、小　结

一条断裂带是以破裂段为单位进行活动的。从这一思想出发，对正断层分段的方法和标志总结如下：（1）寻找断裂带上的活动单元，主要是根据单元间相似性和单元间活动性的对比；（2）对由断裂带上活动单元分割的特殊部位进行破裂事件的对比研究及破裂界点地震的研究，以进行断裂带的破裂分段。需要说明，由于本章主要从地表地质特征出发，讨论正断层的分段特性，对深部特性缺乏讨论，实际上，深部特征涉及分段活动的机制问题，是活断层分段非常重要的方面，在分段实践中必须注意。

第八章　活动走滑断层的分段标志

主要运动方向平行于断层面走向的断层称为走滑断层。走滑断层是地壳中大量存在的与地震活动关系最为密切的一种断层，形成于剪切的构造环境。著名的美国圣安德烈斯断层和土耳其北安纳托利亚断层即是典型的走滑断层，由于其上发生过多次强烈地震，因而成为构造地质、地震地质中活断层研究的典型地区。我国的西北、西南地区也广泛分布有此类断层。较早发现的走滑断层是1888年在新西兰发现的走滑地震断层。接着在世界各地有一系列走滑断层被发现和研究，最突出的是1906年美国旧金山大地震时对圣安德烈斯断层的研究。走滑断层的研究，推进了对地壳中数十以至上千公里巨大位移现象的了解。海洋中转换断层（走滑断层的一种）的研究则促进了板块构造理论的提出与发展。近年来对大陆内部一系列大型走滑断层的调查对探讨大陆构造、岩石圈的形成与演化等一系列重大地质问题都起了极重要的作用。由于大多数的内陆地震是与走滑断层相关联的，在地震成因、地震构造的研究中走滑断层一直是最为注目的一种活动构造形式。有关地震的许多重要现象和问题是通过对一些走滑型地震断层的研究发现和提出的。例如断层的蠕滑、震前蠕滑或震后蠕滑、断层破裂的传播与终止、震级与破裂长度的关系、震级与位移大小的关系以及断层的分段问题等。

一、走滑断层的分类

不同尺度的走滑断层有着广泛的分布，由于它们所处构造环境的差异，可划分为多种不同的构造类型。显然，在讨论走滑断层的分段问题时先考虑其类型的差异是十分必要的。从最大的构造环境看，可将走滑断层分为板间走滑断层和板内走滑断层两大类。前者具有很大的深度，切穿岩石圈，成为板块的分界面，是与板块间相互运动相伴生的产物，属转换断层(Transform fault)类；板内走滑断层座落于岩石圈的浅层，局限发育于地壳内，属于平移断层(Transcurrent fault)类(Woodcock,1986)。每一大类又可进一步分为若干不同类型(表8-1)。

属板间类型的有洋脊转换断层、板块边界转换断层（如北美圣安德烈斯断层、新西兰的阿尔卑斯断层等）和与海沟相关联的走滑断层（如日本的中央构造线，智利的阿塔卡马断层等）。我国的走滑断层多属板内类型的走滑断层。从我国及临近地区活动走滑断层的具体情况看，板内走滑断层主要有以下四种类型：

①与楔入作用相关的走滑断层，交叉走滑断层：因板块聚合楔入造成的大陆内部块体间相互运动的走滑断层多属此类。它们是大陆内部发育广泛的一种走滑断层类型。如喜马拉雅碰撞边界以北在青藏高原内部及其边缘发育的喀拉昆仑断层、阿尔金断层、库玛断层、西秦岭北缘断层等。它们往往是与板内块体间的挤出滑动相伴生的一些呈似共扼分布的大型走滑断层，或称似共扼断层（丁国瑜，1988）。

②共轭走滑断层：是板内一些地块内部因挤压而产生的纯剪切滑动性质的走滑断层。

如青藏高原西部的羌塘地块一带发育的北东向与北西向走滑断层（图 8-1），日本中部地区以北东与北西向呈正交分布的大量走滑活断层等。

表 8-1　走滑断层的分类

板间走滑断层 转换断层(Transform fault) 切过岩石圈	板内走滑断层 平移断层(Transcurrent fault) 多限于地壳中
1. 洋脊转换断层 如欧文转换断层,罗曼底转换断层 2. 边界转换断层 如圣安德烈斯断层,阿尔卑斯斯层 3. 与海沟相关的转换断层 如日本的中央构造线, 智利的阿塔卡马断层	1. 与楔入构造相关的走滑断层 如喀拉昆仑断层,阿尔金断层, 北和东安纳托里断层 2. 掖断层 如可可托海-二台断层 3. 共扼剪切断层 如羌塘地块的共扼剪切断层 4. 内陆转换断层

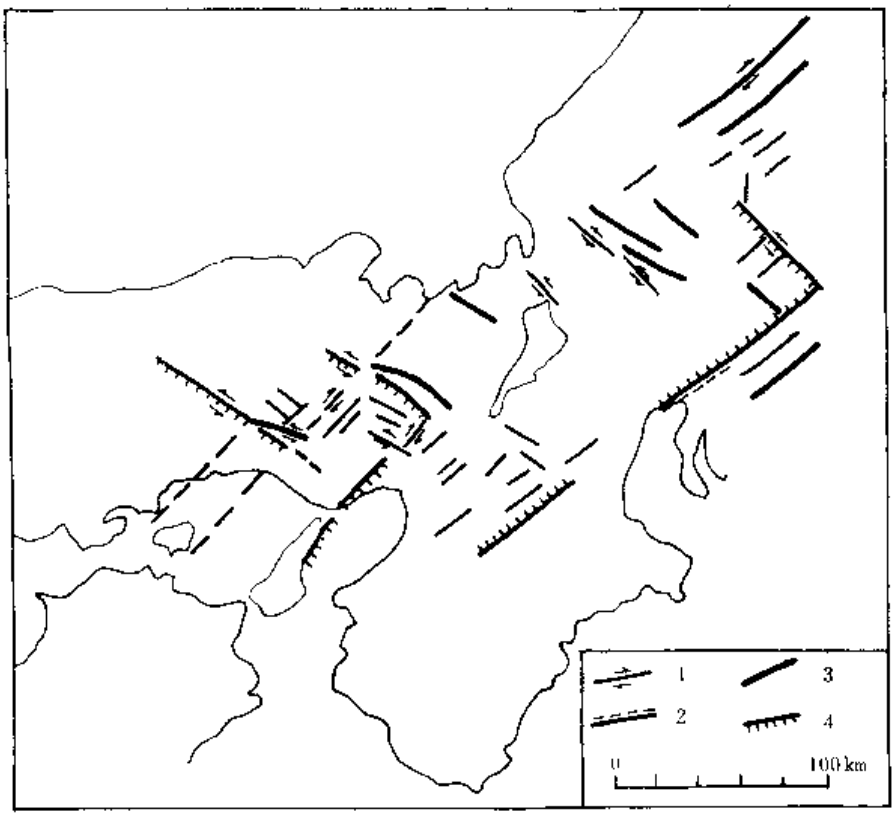


图 8-1 日本中部的活断层

1. 走滑断层；2. 推测断层；3. 地震断层；4. 断面倾斜方向

③挠断层（或撕裂断层）：在一些块体间由于块间运动变形的不均匀而产生的横向撕裂断层。如阿尔泰山南缘的可可托海-二台断层即是这种性质的一条走滑断层。

④内陆转换断层：指与楔入作用相关的走滑断层相似的一种区域性走滑断层，虽然它们也是一种将引张、压缩或剪切等各类构造实体分开的一种走滑断层，但成因上并不与楔入构造有关。

由于这些走滑断层类型的划分具有动力学的意义，其破裂延展的过程及破裂分段都分别具有一些不同的特点，是研究走滑断层分段问题的一个基础。

二、障碍构造与破裂传播

现有资料表明，一些巨大的活动走滑断层的不同段落在许多方面表现明显不同，主要表现在：（1）已发生的或可能发生的最大地震震级；（2）地震发生时，地表出现的最大同震位移；（3）地震重复出现的时间间隔；（4）无震断层的蠕滑速率；等等。这表明，走滑断层存在着明显的分段特征。

造成走滑断层具有分段性的原因，除了发震带深度及介质物性条件外，主要与破裂传播中的障碍构造即几何不均匀体有关。与倾滑断层不同，这些不均匀体能直接在断层平面展布图上找出，因而在理论分析上走滑断层分段直观明晰，但在实际工作中却常有许多不确定性。

障碍体（barrier）的概念是 Aki 等在研究地震破裂不均匀的运动过程中提出的，指的就是地震破裂面上的不均匀体。一般情况下，在一次地震之前，震源区是均匀受力的，地震时介质破裂并出现局部滑动，但仍有未滑动即未受破坏的高应力强度区，震后该区域的应力强度大于周围断层面上的应力强度，这种块体就被称为障碍体。当破裂传播遇到障碍体时，障碍体可能被破坏；也可能是障碍体未被破坏而破裂却被终止；也可能在破裂通过后障碍体未被破坏；或当时虽未破坏，但随着周围构造应力与障碍体强度之比值的增加，最终发生破坏。当破裂通过时，障碍体是否发生破坏，取决于障碍体区域的大小及其自身的抗应力强度。

这些思想自提出至今十余年来，成为进一步理解地震过程的一种重要思想。可以看出，强度大到足以阻止破裂传播的这一类障碍体在地震地质领域研究活动断裂的起始和终止中起着重要的作用。以下讨论的障碍体均属于此类障碍体。

造成障碍体的原因是多方面的，总的可分为几何结构障碍和介质特性障碍（G.King, 1986）。前者与沿破裂传播过程中破裂面的方向变化有关，后者与粘滑性质介质转变为低应力区蠕滑性质的介质有关，实际的障碍体通常兼有两种特性。

在几何结构的障碍中，最常见的形式是断层面走向的弯曲。Aki（1988）研究过走向弯曲与破裂终止的关系，在所检验的 22 个地震中，有 15 个（占 70%）地震破裂终止于断层走向弯曲处。

因此，走向弯曲是最重要、最基本，也是最普遍的几何结构障碍。它的障碍机制如图 8-2 的解释。它是一种破碎障碍，即以产生新破裂为特征。其它几何结构的变化，如断层的错移与阶区(jogs)等，可理解为由一个或多个相反方向的断层弯曲组合而成的。

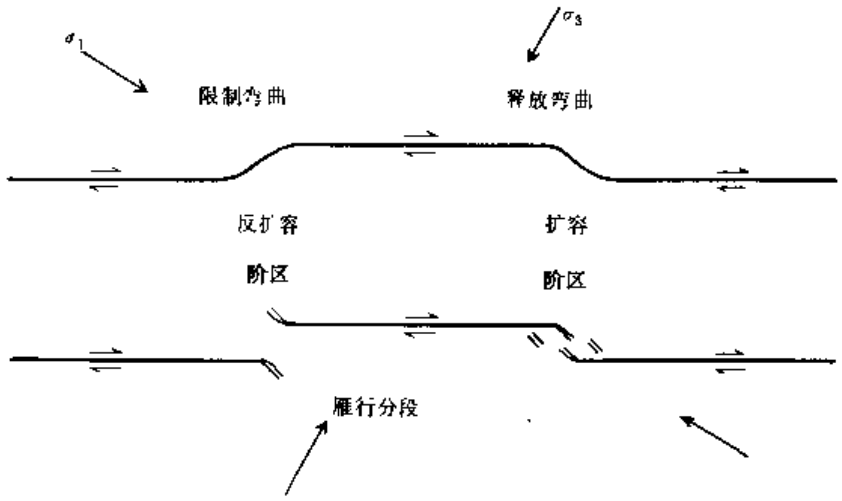


图 8-2　断层的弯曲与阶区

另一种常见的几何障碍是膨胀障碍，它以产生体积变化为特征。最常见的是横截洋中脊的转换断层，在破裂传播过程中遇到洋中脊时，可以以体积变化的形式来释放应变能，从而使转换断层仅限于被错开的洋脊之间而不向两侧延伸。再如，在小尺度上，破裂终止于先存的次级裂纹也是膨胀障碍的一种。只要断层在传播方向上遇到岩墙、岩床等岩浆通道和岩浆房或其它零应力面，就可产生膨胀障碍。

介质特性障碍一般是由于蠕滑区的出现而造成的，由于蠕滑区可使应力松驰，故可称为松驰障碍（release barrier）。它无任何几何要求。理想状态下，当破裂传播到蠕滑区时，能量即以蠕滑形式被迅速释放，但实际上，松驰障碍中常含有小规模的粘滑段，因而常会伴随小震的出现。

上述三类障碍中，其位移分布具有明显的特征。一般地，破裂终止于膨胀障碍时，其位移量在端点处保持不变（是一种突变过程），而终止于破碎障碍或松驰障碍时，其位移值具有逐渐衰减而停止的特点，如走滑断裂中的位移分布（是一种渐变过程）。

三、走滑断层的几何学特征

尽管在地表走滑断层最明显的特征是沿很长距离在结构上或地形地貌方面呈线性平直地延伸，可实际上走滑断层的几何特征并不简单，一般来说它是由一系列呈雁列排列的次级破裂、断层、褶皱和盆地等多种构造类型按一定规律组合而成的狭长条带。走滑断层的几何特征及不连续状况，主要包括下列五种情况：

（1）单弯：包括挤压型与拉张型两类。

（2）双弯：包括挤压型与拉张型两类。

（3）阶区：包括挤压型与拉张型两类。

（4）间断：指断层迹线沿走向上不重叠的不连续。

（5）分支或分叉：也可视为弯曲或阶区的一种变种。

弯曲是指走滑断层的走向发生变化即断层发生转折的一种形态。弯曲可分为单弯和双弯。弯曲的角度一般大于 30° 时则出现断层错列的阶区，而不再形成弯曲。根据带内两相邻次级断层雁列方式的不同，其首尾相互叠复的区域会出现不同的变形方式。以右行走滑断层为例，当两次级断层呈左列时（如图 8-2），阶区的变形方式以挤压为主，可形成如鼓包、挤压脊、逆断层或地形隆起等构造，称为反膨胀(反扩容)型或挤压型阶区；当两次级断层呈右列时，阶区的变形方式以拉张为主，形成如地堑、阶梯状正断层或拉分盆地等构造，可称为膨胀(扩容)型或拉张型阶区。以上形成的所有构造，其轴向均与上断层呈大角度相交或近于垂直相交，并被限制在两条次级破裂之间。在现代地震破裂及形变带和活动断层中，这些现象均有出现。

需要指出，走滑断层不仅在其内部会出现膨胀型和反膨胀型阶区及其相应构造，而且在其尾端也往往会出现不同形式的挤压和拉张性构造，而且这些构造对走滑断层的空间范围及演化历史具有重要的影响。

由于走滑断层并非一条完整的均匀断面，而是由许多次级断层雁列排列而组成的，因此当破裂传播到阶区时，这些阶区就会构成破裂面上的不均匀体，从而对破裂的进一步传播起一定的障碍作用。如果不均匀体的规模较小，其抗剪应力强度也较小，因而对传播着的破裂起到一定的减缓作用；如果不均匀体的规模大到一定程度，可以通过自身内部的各种变形来调整和吸收传播着破裂的位移时，破裂就被终止于此。现代地震断层的位移分布也证明了这一点。图 8-3 表示了 1931 年新疆富蕴 8 级地震断层带上的水平位移分布。

由图可知，沿断层带水平位移并不均匀分布，而是呈锯齿状，其中存在着几个水平位移极小值分布点，它们分别对应着断层带上次级破裂叠复的阶区、断层分叉点和次级破裂的密集段，因而它们分别由于位移性质转换、分散等原因造成对主破裂进一步传播的障碍作用。

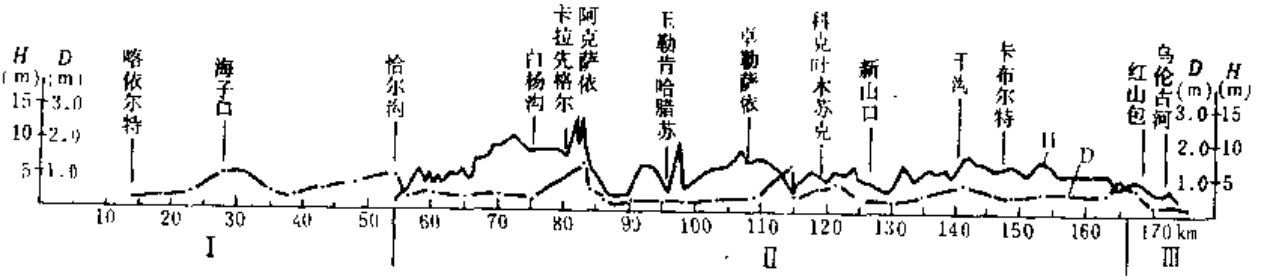


图 8-3　1931 年富蕴 8 级地震断层带上的水平位移分布

四、走滑断层分段边界的确定标志

前已述及，决定走滑断层的破裂传播特征及造成活动走滑断层分段的主要原因是沿断层走向分布的各种破裂障碍的存在，因而我们在对走滑断层进行分段研究时，可以通过寻找这些几何不均匀体及障碍体的位置来确定分段边界。根据它们的表现形式，可以分为以下几类：

（1）沿走向的断层弯曲：它是最基本的几何不均匀体，根据其力学性质，可分为拉张

型或释放型弯曲（releasing bend）和挤压型或限制型弯曲（restraining bend）（如图8-2），其障碍效果与下面阶区的情况可类比。需要指出，这里所指的断层走向弯曲是有一定规模和程度的，即弯曲角有一定的范围，如美国圣安德烈斯断层系中的 San Jacinto 断层上，断层的弯曲角一般为 10—16°（C.Sanders, 1989）。一般来说，弯曲角应在 5° 或 10° 到 30° 之间，小于 5° 的情况即被认为断层是平直的，而当弯曲角大于 30° 时，主断层要么被其它断层横截（属于另一类不均匀体），要么出现阶区与分叉。当断层沿某弯曲方向延伸一定距离后又返回沿大致原方向延伸时，即构成了双弯（double bend），根据断层的运动方向同样有拉张型和挤压型或称释放型和限制型两种情况（Kneupfer, 1989）。一般来说，断层弯曲的障碍效果取决于各区域断层的滑动方向、滑动速率、岩性特征、弯曲角大小和断层段长度等多种因素。根据现有资料，似乎限制型弯曲的障碍效果要好于释放型弯曲。另外，由于断层双弯曲实际上是两单个断层弯曲的复合，因此当规模相仿时，双弯的障碍效果显然要好于单弯。

由断层弯曲构成分段边界的例子是很多的。Allen（1968）曾把美国圣安德烈斯断层分为四段，其中中段与南中段的分界即是断层带上著名的"大拐弯"。在横断山地区以北，断层平均走向为 N40° W，在大拐弯处断层突然转向东西，延伸 10 公里后断层走向转为 N60° W，300 公里后进入 Salton Trough。该断层带的南中段与平直延伸以蠕滑为主的中段相比，也明显存在三个限制型弯曲，其中的两个位于陆上，一个位于 San Gabriel 山脉以北，另一个位于 San Bernadino 山脉以南，它们分别限制了断层上发生的几次中强地震。1966 年美国帕克菲尔德地震，由于它是一系列特征地震（$M=5.5$）中最近的一个而著名，其余的分别发生在 1881 年、1901 年、1922 年和 1934 年，它们均发生在同一破裂段上，该段的一个端点即是一个轻微的限制型弯曲，而另一个端点为阶区（Sibson, 1985）。

我国鲜水河断裂带上，1973 年的炉霍地震断裂段边界之一即是一个弯曲角为 9°，宽约 12 公里的限制型弯曲。另外在康定地区，木格错湖盆地代表了一个释放型弯曲，它是 1786 年 $7\frac{3}{4}$ 级地震破裂的西北边界。

（2）断层阶区：它是另一类走滑断层上常见的几何不连续体，前已述及，根据阶区力学性质可分为膨胀型阶区和反膨胀型阶区（如图 8-2）。

Segall 和 Pollard（1980）用准静态分析研究了阶区处断层段之间相互作用引起的应力场扰乱。对于反膨胀阶区来说，断层段端部的磨擦阻力和断层段间区域的平均压应力都增加，这样就会阻止越过阶区的滑移，因而断层段端部往往互相分开。虽这种分析也表明，膨胀性阶区对滑动转移的阻力比较小，但从动态效应分析来看（Sibson, 1985），在饱含流体的地壳内，当膨胀型阶区处破裂受阻后，在中强地震滑移的时间（常约为几秒）内，破裂要穿过张裂隙是困难的。张裂隙的快速张开强烈地受到流体压力差引起的压力的阻碍，由于扩散引起流体压力的重新平衡，故随后发生的是横过阶区的慢速震后滑动转换，这种转换可以慢慢地消耗破裂端部附近集聚的应变能。因此理论分析证明了两种性质的阶区均对破裂的快速传播具有障碍作用。

同样地，这里所指的两类阶区是有一定规模的，一般宽度应大于 5 公里（A.Barka, 1989）才有意义，否则可能仅是浅表部构造而不能延伸至发震深度，因而就没有障碍构造的意义。例如，长达 280 公里的可可托海—二台断裂上的两类阶区均很小（小

于 1 公里），因而它们在 1931 年富蕴（$M=8$）地震时均被通过（新疆维吾尔自治区地震局，1985）；长达 240 公里的海原左旋走滑断裂带上，最大膨胀型阶区宽度为 5—6 公里（邓起东等，1991），它们也均被 1920 年海原（$M=8.6$）地震破裂所贯通。根据现有资料及 Kneupfer（1989）对全球 75 个地震破裂的统计结果，似乎反膨胀型阶区的障碍效果要好于膨胀型阶区。一般来说，断层阶区对破裂的障碍效果取决于两相邻断层段的重叠量及分离量、断层段长度、滑动速率、岩性特征等多种因素，究竟多大尺度能阻止破裂传播，要视构造环境而定。

事实上，大量的现代地震破裂都是因不同规模的膨胀型或反膨胀型阶区而终止的。美国加州 Calaveras 右旋走滑断层上 1979 年发生的凯奥蒂湖（$M=5.9$）地震中，由于没有清楚的地表表现，但高精度的余震分布研究和波形分析表明，膨胀型阶区是单侧传播破裂的终止点（Sibson, 1985）；对 San Jacinto 右旋走滑断层上 1968 年的波列哥山（$M=6.4$）地震的地表破裂带填图表明，它受阻于反膨胀型阶区，沿该地震断裂带的小震震源深度的分布特征也揭示了深部存在着不连续，与地表结果是一致的（Sanders, 1989; Sibson, 1985）。在我国西部，鲜水河断裂带与其北的甘孜-玉树断裂带是以一个大的阶区而分开的，甘孜与侏倭间的这个膨胀型阶区，阻止了其西北甘孜-玉树断裂带上 1954 年的 $7\frac{1}{2}$级地震和其东南鲜水河断裂带上 1973 年的炉霍 7.6 级地震。鲜水河断裂带内部，慧远寺膨胀型阶区是带内最大的阶区，不仅其南部和北部地形高差明显，而且现今鲜水河断裂带上的地震空区即位于老乾宁附近，历史上它曾是 1893 年地震（大于 7 级）破裂的终止点。鲜水河断裂带上的另一个阶区位于色哈拉断层和摩西断层之间，其规模比慧远寺（老乾宁）阶区小，虽有湖泊存在表明其膨胀特性，可历史上 1786 年$7\frac{3}{4}$级地震通过了这一区域。

（3）断层带的分叉（branch）：它是指主活动断层在某处由两个以上的次级分支断层来代替，一般为呈爪状或树枝状。破裂位移在分叉处由次级断层共同承担而骤减，从而形成障碍。我国 1931 年新疆富蕴地震地表破裂带的南部末端破裂段就是以断层的分叉、拐弯、阶区为特征的，其中以红山包以南的分叉构造尤为明显(图 8-4)（新疆维吾尔自治区地震局，1985）。

（4）断层带的分离或空缺（gap）：它是指断层带的地表形迹在较长距离内的缺失。它们往往对应于深部的某个特殊物性层或地质构造体。

（5）断层带宽度的突然增加或减小。

（6）除了上述几种几何不均匀体外，结构原因造成的不均匀体在走滑断层上也能构成阻止破裂进一步传播的障碍体，其中以横向交截（intersection）最为典型。它是指与主断层相交汇的各种类型地质构造的存在，主要包括：断层、褶皱、盆地、隆起和火山群等。

（7）走滑断层上介质物性的差异往往也能构成障碍体。这种介质差异包括断层两盘的岩石和断层带物质（如断层泥、角砾岩等）的力学、孔隙含水度和流变学性质等的明显改变，以及断层较深部位温压条件、流体及其它因素造成周围介质物性的改变。例如郯庐活断层的沂沭段，它是穿越前震旦系坚硬块体的一段，因之此段有着不同于其南、北段的断层活动特点和地震破裂特点。另外，蠕滑段与粘滑段的并置常是介质物性差异造成的结果，这种现象在美国圣安德烈斯断层和我国沂沭断裂带上均有反映。

各类构造阻止破裂传播的机制具有共同点，即它们以各自自身的变形来调整与吸

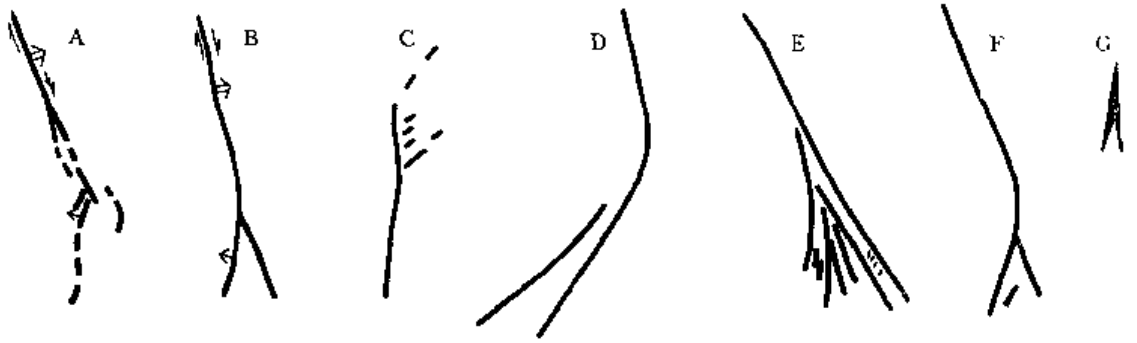


图 8-4　富蕴地震断层末端分叉现象

A. 富蕴地震断裂带的末端；B. 白石包地震断层的末端；C. 托斯巴斯陶以南地震断层的末端；D. 托斯巴斯陶以北地震断层的末端；E. 科克吐木苏克以南地震断层的末端；F. 红山包地震断层的末端；G. 张裂缝的末端

收沿破裂发生的变形与位移。因此，确定这类障碍体的主要方法是沿走滑断层寻找滑动性质或速率出现异常变化的区域。这样的例子如 1931 年富蕴 8 级地震断裂带，其南端出现了断层的多次分叉、转折和张裂现象，以拉张破裂代替了走滑剪切破裂后而终止。又如走向北西至北西西左旋走滑的海原 8.6 级地震破裂带，其东南端终止于一个近南北向由马东山褶皱和六盘山逆断层组成的挤压断褶带（邓起东等，1991），由于该带的挤压、冲断、褶皱等作用吸收了海原地震时的破裂位移而使破裂终止。现有的研究（Kneupfer, 1989）表明，走滑断层的破裂终止点也即段落边界普遍具有位移性质由走滑向倾滑改变的特点。Kneupfer 认为走滑断层上的破裂绝大多数是在滑动方向由走滑变为倾滑的地方终止。如果这种滑动方向的改变被地质或地震、古地震资料证明是一种长期习性的话，则这种断层从走滑位移到倾滑位移的改变就可以用来作为确定走滑断层分段的标志。

第九章　活动逆断层的分段标志

逆断层是造山带的主要构造形式之一，它是使任何一种基准面收缩的断层，这个基准面通常就是岩层的沉积层理，因而它指示着挤压的构造环境。在现代构造挤压区，逆断层是控制现代构造运动和地震活动的重要构造，因此逆断层的研究在构造地质、地震地质、地球动力学等方面有着重要的理论和实际意义。

最明显的现代构造挤压区，莫过于板块聚敛边缘了。由于板块之间的俯冲作用和碰撞作用，使得板块边缘一直保持高应力状态，成为当今地震最活跃的地区，形成了著名的环太平洋和地中海-喜马拉雅地震带。那里发生的地震，一般来说，地震震源深度大、频次高、多与断层挤压逆冲作用有关，如喜马拉雅、伊朗、日本和台湾等地。

人类社会活动绝大多数位于板块内部，对人类生命财产造成巨大破坏的灾难性地震多属板内地震，因此板内地震一直是地震学家研究的重要课题。从以往板内地震的地震地质研究来看，人们的注意力一般放在走滑断层和正断层上，这是由于多数板内地震与这类断层的活动状况有关。如美国西部的盆-岭地区历史上发生的地震多与该区的正断层活动有关，而加州旧金山湾附近的地震活动一般则与圣安德烈斯断层的走滑活动有关；我国西北、西南等地发生的地震也多与走滑断层有关。然而，从全世界范围来看，确有一些板内地震与逆断层的活动有关，如 1983 年美国的科林加（Coalinga）地震和 1980 年阿尔及利亚的 El Asnam 地震等，中国历史上 1668 年的郯城大地震也与右旋兼逆冲的断层活动有关。

实际上，对于板块内部来说，无论在区域意义上或某一局部构造条件下，只要存在有挤压应力状况，就可能产生逆断层。如美国南加州的横断山脉（Transverse Ranges）地区，发育一系列近东西向延伸的逆断层，1971 年的圣费尔南多（$M_L=6.4$）地震即发生于其中一条逆断层上。那里的挤压环境是由于圣安德烈斯断层在该地区以北发生明显弯曲，造成太平洋板块对该地区具有南北向的挤压作用而形成的。该区的构造活动除断层逆冲活动外，还造成了南加州海相沉积台地以 5—10 毫来／年的速度上升和一系列以圣巴巴拉-文图拉（Ventura）盆地为代表的近东西向盆地的形成。再如，新西兰南岛右行走滑的阿尔卑斯（Alpine）断层以北地区，也同样发育了类似的近南北向延伸的盆地-山脉-逆断层构造组合，它们的地质成因和地震活动性等可与南加州地区类比。

我国的活动逆断层，主要分布于西部地区，位于青藏高原的北缘、东北缘六盘山地区、东侧的龙门山和天山南北麓。它们显然受到了印度板块与欧亚板块碰撞导致青藏高原隆起变形的影响。

一、逆断层的力学机制与几何学特征

逆断层是挤压环境下的产物，造成这种挤压作用的力学机制可以是：

a. 由后方推力引起，后方推力可来源于板块聚敛边界上的俯冲及碰撞作用。

b. 由重力作用引起，包括重力滑动作用和重力扩散作用造成运动前缘产生挤压逆冲的环境。

c. 由基底相对于盖层水平方向的缩短，使盖层产生褶皱逆冲。

由此我们可以看出，逆断层的力学机制有其特点。首先，力源类型较多，具有复杂性；其次，力源作用范围具有局部性，使逆断层带上不同区域产生不同的作用效果，如重力滑动作用只能限于一定岩性条件下重力势能降低的区域才能发生。即便沿整个带上逆断层具有相同的力学成因机制，由于整个带上介质、先存构造等方面的差异，也会造成某一活动习性的逆断层仅限于一定局部的范围内。这一特点与由单一剪切作用造成的走滑断层活动的相对区域稳定性有着明显的区别。

力学机制决定着断层活动的特点，了解逆断层的力学作用特点对进一步理解逆断层的几何学、运动学特征具有重要意义。逆断层的力学机制可以是多方面的，也可以是几种机制联合作用的结果。

逆断层的几何学特征是由其力学机制决定的。我们平时野外所见到的断层剖面形态，是逆断层从地下深处传播到地表后留下的最尾端的效应，因此一般不能简单地根据地表现象来类推地下的断面结构，需进一步结合物探等其它手段才能确定。最简单的情况，如位于沂沭断裂带东地堑内的 F_5，在郯城纪庄附近出露地表时的倾角为东倾 30°，通常认为该 F_5 就是发震断裂，而且郯城地震的震源深度在 30 公里以上，那么如果 F_5 沿地表所见 30° 倾角向下延伸，需沿倾向向东延伸 50 多公里才能到达震源深度，而这个宽度已超出了整个沂沭带的宽度，显然是不可思议的。事实上，F_5 是深处基底滑脱带上的复活正断层向上与厚仅 5 公里的中生代沉积盖层内的延伸逆断层相连的一条总体较陡的发震断层，断层面是转折的。

一般来说，逆断层的断层面有多种形态：阶梯形、铲形和平面形。随着造山带研究的深入，薄皮构造已逐渐被认为是一种普遍存在的构造形式。所谓薄皮构造（thin-skinned tectonics）是指沉积盖层中的褶皱和逆断层，是由于沿一条基底表面的大型平缓逆断层面滑动而发生的，它是独立于基底的盖层变形，不会穿过基底滑动面，这条平缓的基底滑动面叫做脱顶构造（decollement）。脱顶构造并不一定只是沿基底表面发生，它也可以切割更老（前寒武纪）的基底，如上述的构造即发生于较深处（约 20 公里）的基底内。在许多地方，如喜马拉雅、加里东山脉、落基山脉及阿巴拉契亚等地均已发现了脱顶构造的存在。我国西部天山北缘的独山子-安集海活动逆断裂带也有此类情况，它的断面上陡下缓呈铲形，向下消失于地下约 7—8 公里处的侏罗纪地层中，形成水平滑脱面，背斜带发育于上盘，下盘地层变形很弱，是无根背斜。因此多数逆断层的断面形态是阶梯形或铲形、犁形的。

另外，有些逆断层仅存在于地下某一深度范围内而不出露于地表，人们可以根据地表形成的构造形迹来判断其存在，被称为盲逆冲断层（blind thrust fault）。

走滑断层的两盘沿断面作平移运动，其地表迹线一般是条比较平直的直线。与走滑断层不同，逆断层的平面形态一般不是一条平直的直线，而是一条总体上略有凸出的弧形，以环太平洋海沟-岛弧为代表的板块俯冲带和喜马拉雅南缘陆陆俯冲产生的山系和断层的几何形态最为典型，其凸出的方向均指向逆断层上盘的逆冲运动方向，它的形成与逆断层的运动学特征有密切关系。沂沭断裂带上左山—窑上段的平面几何形态也具类似特征（图

9-1)，1968 年澳大利亚麦克容(Meckering)地震（$M=6.9$）时，也造成了长约 37 公里的地表弧形破裂带（图 9-2），它是由断层挤压逆冲引起的。

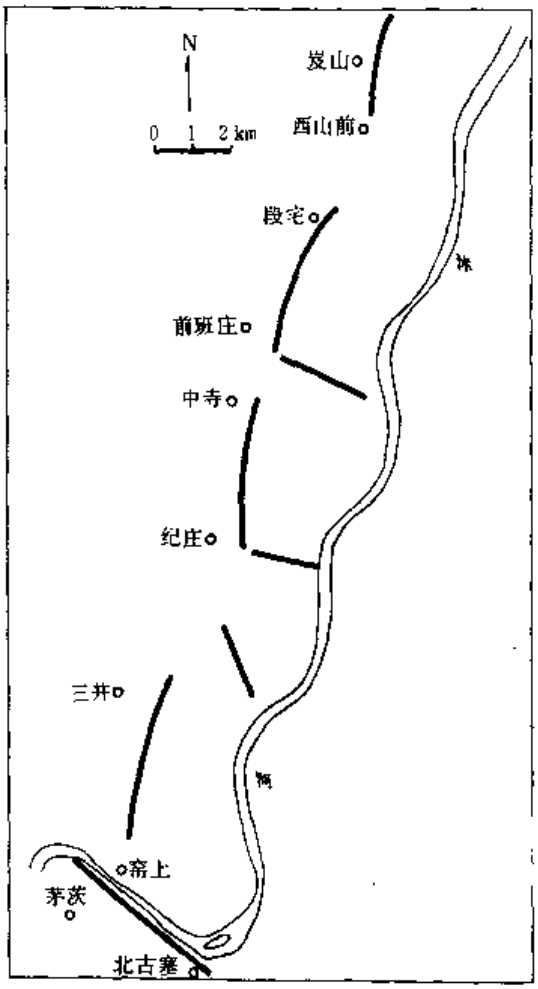


图 9-1　沂沭断裂带左山-窑上段几何形态

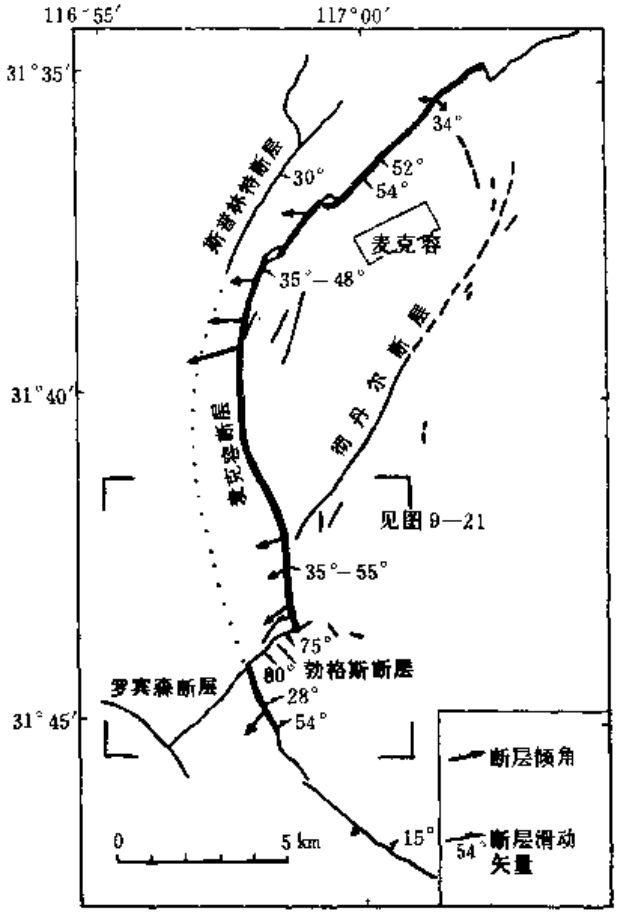


图 9-2　1968 年麦克容地震地表破裂

总之，单个逆断层的几何学特征可概括为：平面上略呈弧形、剖面上为楔形，三维结构是舌状的逆冲席块。

二、逆断层的破裂传播与运动学特征

一次断层活动可分为起始、传播和终止三个过程。破裂的起始发生于某处应变能积累最先超过该处介质强度的点；破裂的传播是相邻点以粘滑形式相继释放应变能；面破裂终止于通过介质粘滑以外的其它形式释放应变能的地区。因此，任何破裂沿传播方向均被限制于障碍体之间。

逆断层也不例外。当逆断层是滑脱构造时，向下一般终止于滑脱层，如果是基底断层时，其最大深度也只能限于地下熔融层以上，因为这些岩浆体、地下流体和地壳塑性层充

当了松驰障碍或体积可变的膨胀障碍体而将其限制。向上传播的情况比较复杂，位移量较大的破裂可以切穿起始点以上的整个覆盖层而出露于地表，形成地表破裂带。由于地表的应力状态为零，因此这些破裂实质上是终止于地表的膨胀障碍；而当逆断层的位移较小时，破裂在地下就被终止而不能出露地表，这是因为地下浅部物质一般比较松散或者由于发育节理、裂隙等构造破碎，加上后期的水及其他化学流体的侵蚀，使近地表几公里的范围内的介质已或多或少地具有塑料，因而可以充当松驰障碍而使部分破裂终止于此。这些存在于地下、未达地表的断层就成为盲断层。地震记录精度较高的 1971 年加州圣费尔南多地震，地表破裂的位移量仅为由测量资料推算的地下破裂滑动量的一半，这种沿逆断层倾向滑动分量下面大、向上面逐渐减小的事实证明了近地表介质具有障碍的特征。

盲逆冲断层已在多处发现，并且这些断层至今仍在活动而造成地震，如阿尔及利亚的 El Asnam 地震断层，美国怀俄明州的 Wind 河断层及加州科林加地震断层等均为盲活动逆断层。这种盲逆断层分布比起其它断层来似乎要更广泛些，原因可能与断层的位移量和力的作用方式有关。在走滑断层中，力的作用方向平行于断层走向，由走滑断层地表位移与地下位移无其差别这一事实可知作用力沿倾向（即随深度）变化不大，也就是断层浅部也受较大的作用力，再加上一般走滑断层的位移量比起倾滑断层要大得多，因此很少有盲走滑断层的出现。正断层是一种张性构造，断层上盘沿倾斜面下滑，造成了上覆介质底部物质空缺的出现，这样上覆介质在自身重力的作用下也会失稳下滑造成地表破裂（当然这时地表的位移与实际断层的位移有一定差异），因而盲正断层也较少见。只要存在挤压的构造环境，就有可能存在盲逆冲断层，对盲逆冲断层的研究有待进一步广泛而深入地进行。

1.逆断层破裂传播的不连续性

走滑断层在沿断面作剪切运动的过程通常是不连续的，而是由若干次级断面按一定的排列方式组合而成，最常见的次级断面排列方式为雁列。事实上，逆断层的断层面也不是一个完整连续的面，也是由一些次级断面作雁列排列而或。破裂的规模、位移大小、运动性质等均与这些不连续性有着密切关系。

根据两相邻断面的位置，逆断层上的不连续体可分为两大类：沿走向的与沿倾向的（如图 9-3）。

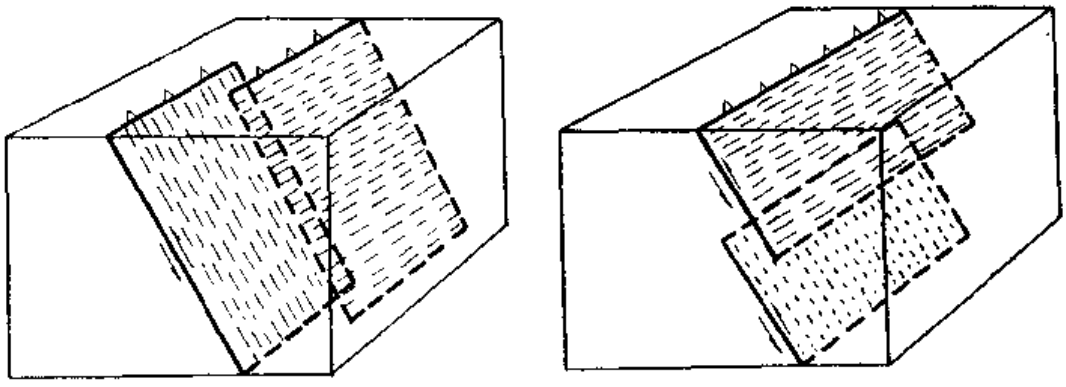


图 9-3　逆断层面上的不连续体示意图

(1) 沿走向的不连续体

这种不连续体是由两个次级逆断层大致沿与主断层的走向平行的方向排列而形成的，可有右列与左列两种情况。

以右列为例，我们作一简要分析。通过后面论述我们知道，在两个次级断裂段上，位移量的分布同主断裂一样，由中间向两端逐渐减小。这样两个次级断裂，在总体位移保持大体相同的同时，形成了沿走向位移量大小相间分布的位移分布形式，在大小位移值相差不大的情况下，不出现明显的次级构造；但当大小位移相差较大时，可产生一些次级过渡性构造，主要有逆冲断层、撕裂断层和褶皱等形式（图 9-4）。它们的形成机制相似，均由两盘差异运动所致。具体出现何种构造，视两个次级断层间隙的距离、差异位移值的大小及岩石结构等而定。如两个次级断层间隔较大时，出现褶皱，较小则出现断层。一般来说，这仅是一个出露深度的问题，笔者认为褶皱只是表浅部构造，较深部只有断层构造一种。再如，当位移值在短距离内变化较大，即位移变化的梯度值较大时，或两个次级断层由于倾角不同等原因导致位移方向不同时，则更易发育撕裂断层。

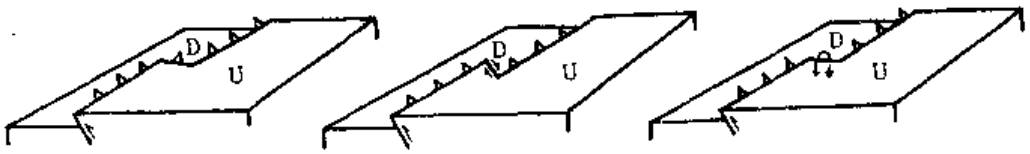


图 9-4 沿走向不连续体上的过渡构造示意

这些次级构造，与主断层的几何关系，可有多种类型，如平行、斜交和垂直，但在实际情况中，以大角度相交至垂直交切者居多。

这些次级构造已在古老造山带和现代地震破裂中均被证实。需要指出，这些次级构造在一定层次的构造中才有意义。如 1969 澳大利亚的麦克容地震中出现的撕裂断层，是由于该地震中破裂传播时的位移差异造成的，存在于破裂带内部，是分割次级破裂的边界，而整个逆冲席块在运动中，其边界附近必然存在着差异位移量，因而同样也会产生相应的构造，这种构造控制着主破裂的传播和扩展，在逆断层的破裂分段中具有重要意义。

(2) 沿倾向的不连续体

类似于走滑断层上的不连续体的分类，逆断层中的倾向不连续体可根据其平行于倾向的横剖面中两断面沿倾向雁列的相互关系，分为压性构造和张性构造（图 9-5）。

压性构造在野外露头中比较多见，相反，张性构造在野外露头中并不多见，但野外在逆断层带上经常能见到小型石英或方解石呈菱形脉状出现。

沿倾向的挤压和拉张构造，都是逆断层发展初期的产物。随着断层的进一步发展，这些构造部分将被次级断面所贯通，这样，在横剖面上，断层的形态将会出现多处弯曲。根据 R.Sibson、G.King、K.Aki 等的研究，走滑断层上的断层弯曲，压张性构造是控制破裂传播的障碍体，许多地震破裂的起始点和终止点都和此类构造有关，被称为非保守性障

碍。由此，我们可以类推，在逆断层的传播过程中，这些构造同样会对破裂的传播起着障碍的作用。

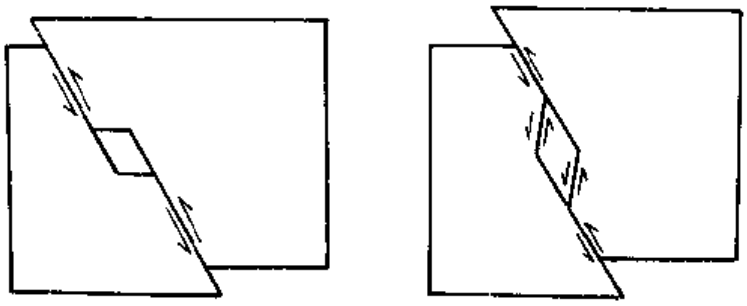


图 9-5　沿倾向不连续体上的构造示意

2. 运动学特征

根据前述逆断层传播的特性，我们可知，逆断层的运动学特征与走滑断层相比也有着明显的区别。逆断层的受力方向一般来说垂直于走向，因此其运动方向也垂直于走向，故所谓的逆断层带，其实是由一些相对独立的逆冲席块在沿大致同一方向运动的过程中，席块前缘相连而成的近线性条带，如环太平洋板块俯冲带就是其中之一。而不象在走滑断层上，断层的两盘分别各自作为独立的一个整体沿断面作平移运动。下面我们分析一下单个席块的运动学特征。

断层作逆冲运动时，沿运动方向具有两个分量，其中一个水平分量，造成断层前缘在几何上形成弧形，说明在一个独立逆冲席块内部，位移量是由中间最大向两侧逐渐减小的。这样就造成另一个垂直分量也势必在中间大向两侧减小，因而逆冲席块的构造形迹在地表相对高度上也呈现中间高向两侧逐渐降低的弧形。逆断层的这一运动学特征在沂沭带上得到了验证。沂沭带左山—窑上段，活断层表现为以逆冲运动为主，这一段的水平迹线及垂向位移均具中间高两头低的弧形分布（图 9-6）。造成这种运动特征的原因可能与应力作用方式和相邻块体间摩擦及边缘牵引效应有关。

另外，由于同一席块内部中间与两侧位移量的差异，使两侧物质具有向中间滑动的趋势，因而在席块边缘造成了除逆冲分量外，还具有走滑分量，走滑分量应由中间向两侧逐渐增大。

事实上，不仅整个逆冲带由几个相似运动特征的逆冲席块组成，而且每个逆冲席块内部往往也可由几个次级的逆冲席块组成，它们的特征与大的逆冲席块相似。如沂沭带左山—窑上段是由几个次级断层组成的，它们的运动学特征与整个大段具有相似性。阿尔及利亚的 El Asnam 地震时，地表破裂由三段组成，它们也具有与整个大段相似的运动学特征(图 9-7)。

需要指出，造成这种相似结构的原因是相邻块体运动速度的不均匀性，使得在差异性较大处撕裂，分成次一级小块，而后次一级小块又作为另一级别的相对独立块体运动的结果。而造成相邻块体运动速度不均匀的原因是多方面的，可以是受力的不均匀状况、介质因素、基底结构、孔隙含水量及逆冲倾角不等，等等。

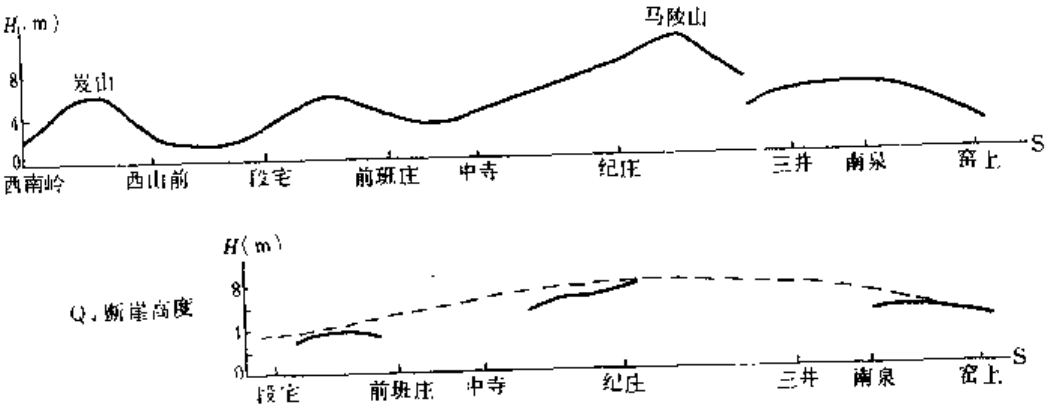


图 9-6　沂沭断裂左山-窑上段地形面高度分布

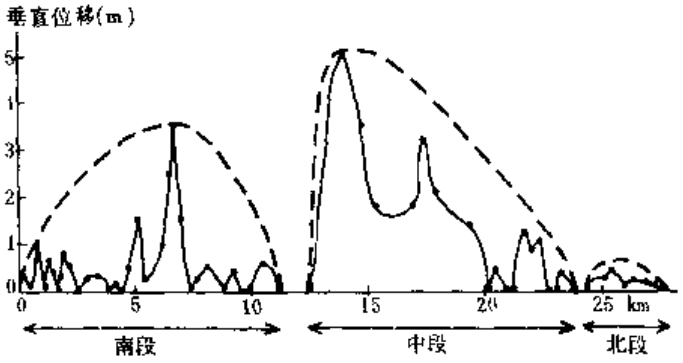


图 9-7　阿尔及利亚 El Asnam 地震地表垂直位移分布

在这种具有相似特征的大小块体中，其中有一个级别的块体的运动与大地震的发生是密切相关的，因而其中有一个级别的撕裂断层与断层分段研究中的分段边界有关。更大一级的块体不可能同时破裂，而小震则是由这些段内的次级块体的逆冲破裂而产生（详见后述）。

三、逆断层分段的本质属性

随着大型工程的地震危险性评价和活断层研究的深入，活断层的分段研究作为一种技术和方法，近年来取得了长足的进展。由于已有的研究主要集中在走滑断层和正断层上，对逆断层的研究则很少涉及。这固然与逆断层实例较少有关，但与逆断层的特殊性也是密不可分的。例如，Kneupfer（1989）在研究破裂终止点与几何结构的关系时，认为逆断层的标志不明确，断层迹线空缺（gap）不能作为破裂边界；逆断层的弯曲比起走滑断层来说，更多的是被破裂所通过而不是破裂终止于此，这是因为逆断层的平面几何形态普遍是弯曲的；由断层逆冲造成的地震其地震断层长度相对于震级-长度经验关系显得偏小，

1668 年的郯城地震和 1988 年的亚美尼亚 Spitak 地震（$M=6.9$）即有此类情况。因此，对逆断层的分段研究在许多方面（如方法等）现在还不成熟。下面以前述逆断层的几何学、运动学和破裂传播特性等基本特征为根据，对逆断层分段活动的一些基本属性作些探讨。

1. 逆断层分段研究的复杂性和特殊性

通过前面分析，我们知道，逆断层是挤压构造环境的产物，可是造成这种环境的力学机制可以是多种成因的，由于这多成因的力源和独特的应力作用方式，使逆断层在几何学、运动学等方面具有明显区别于走滑断层的特征（表 9-1）。这些特征决定了逆断层分段研究中存在着复杂性和特殊性。

表 9-1　逆断层与走滑断层的性质比较

断层 / 性质	逆断层	走滑断层
深浅部一致性	较差， 地表不能直接推测地下	较好， 地表现象反映深部特征
断层面形态	断层面弯曲，产状多变 有阶梯形、犁形、勺形等	断面平直，倾角较陡
活动特征	分片分块活动，具独立性	整体性活动
破裂传播方向	沿倾向传播，沿走向扩展	沿走向传播，沿倾向扩展
地表迹线	弯曲，弧形	平直为主
受力方向与走向关系	近 垂 直	平　行
主应力方向	σ_1 水平，σ_3 垂直	σ_1、σ_3 均水平
段落边界特征	控制作用力存在范围的 横向构造为主	断层面上的 不均匀体为主

逆断层分段研究中的复杂性是由于逆断层的几何特征造成的。由于逆断层的断层面在地表和地下差异较大，具有不稳定性，地表倾角较陡的断层，向下往往成为铲形、犁形等，最后终止于一个滑脱层上。由于滑脱层在地壳中各个深度都能存在，因而只有向下终止于地壳较深部位的逆断层才能积累较高能量成为发震断层，而那些存在于地壳浅表部盖层滑脱带内的逆断层，虽然在地面可以造成裂缝，甚至破坏地面建筑物，但由于其不易积

累较高能量，因而并不能控制地震的发生（如图 9-8）。

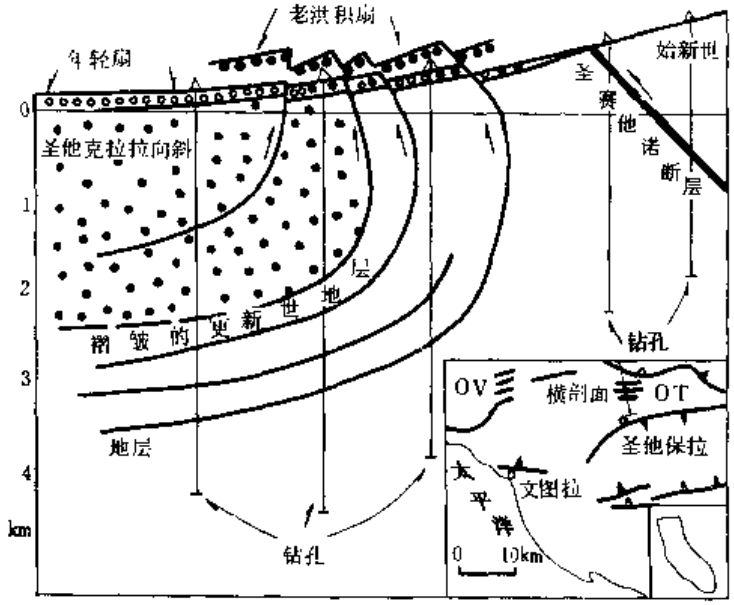


图 9-8　加州文图拉盆地圣克拉拉向斜北翼剖面

同样地，一些形成于地壳较深部的逆断层，在沿断层面作倾向滑动时，由于受到破裂传播方向上的不连续体的阻挡或近地表松弛障碍的控制，使逆断层不能出露地表而成为盲逆冲断层。由这类断层控制的地震往往在地表可以造成除逆断层外的其它构造，如活动褶皱和正断层等，因而造成发震构造的假象。

逆断层分段研究中的复杂性要求我们，首先必须正确地确定发震构造，一切分段研究工作都应建立在破裂深度上，而不是简单地以地表现象为依据。

逆断层分段研究中的特殊性是相对于走滑断层而言的，它是由逆断层的运动学特点所决定的。由于走滑断层的运动方向平行于走向，也即破裂是沿走向传播的，因此，对走滑断裂的分段研究在理论上就是找出沿走向分布的、能控制破裂传播的障碍体。一般来说，由于走滑断裂断面陡直，发育于地壳脆性底界之上，对其进行分段研究时，只需研究破裂传播的一维行为即可。

而逆断层却不同。逆断层带是由几个相对独立的逆冲席块沿某一构造线作大致平行逆冲形成的，也就是说，每个逆冲席块都有各自独特的几何学、运动学特征。但它们的破裂传播特征是相似的，即破裂是沿倾斜断层面自下而上传播的，最后才到达地表。破裂沿走向的分布不是其传播的结果，而是横向扩展的结果，其范围仅限于其赋存的逆冲席块之内。这些形态特征各异的破裂地表迹线依次相连就构成了整个逆断层带。

因此，对一条逆断层带的分段研究，实际上是找出这些相对独立的逆冲席块（也即破裂单元）沿走向的排列情况。一般来说，在研究逆冲断裂带的走向不连续体的同时，还应兼顾倾向不连续体、障碍体，也就是说，要研究破裂传播的二维行为。

2. 边界属性及其稳定性问题

走滑断裂上的分段边界，一般是阻止破裂沿走向传播的各种类型的障碍体；倾滑断

裂，特别是逆冲断裂，除部分边界，如低应力蠕滑区外，一般的边界并非直接起着阻止破裂传播的障碍作用。因为破裂是沿断层面自下而上传播的，由于地震破裂与边界之间的相互作用，仅仅依赖于传播着的破裂前缘的变形增量，故与破裂传播方向几乎平行的边界并无障碍作用，沿走向是破裂的横向扩展作用。这种边界是一种先存的零应力面，它是一种集介质、构造、力源等因素于一身的特殊类型的边界，位于边界内部的逆冲块体，应力作用、应力积累、应力释放等过程具有同步性，继而成为一个统一的独立孕震区，相邻的孕震区之间一般无直接影响。为与走滑断层中阻止破裂进一步传播的障碍性边界（barrieric boundary）相区分，我们可称之为功能性边界（functional boundary）。这类边界一般是现代地壳介质差异、构造作用力差异及构造变形差异区的反映。图 9-9 是逆冲断层的分段活动模式及其边界属性示意图。

边界的持久性（longevity 或 persistence），也即稳定性问题是断层分段研究中一个值得弄清的问题。它是指根据以前的断层活动所确立的破裂段落及其边界在下次破裂事件中是否还能持续并继续稳定存在下去。在走滑断裂中，边界是对破裂传播的障碍，因而每次破裂事件均会在障碍体附近产生一定的变形，如产生次级新破裂等来释放应变能等，因此，虽然现在还不十分清楚是什么因素或是如何影响边界的持久性，但障碍体相对于破裂的强度和尺度的大小显然是衡量其稳定性的一项重要指标。

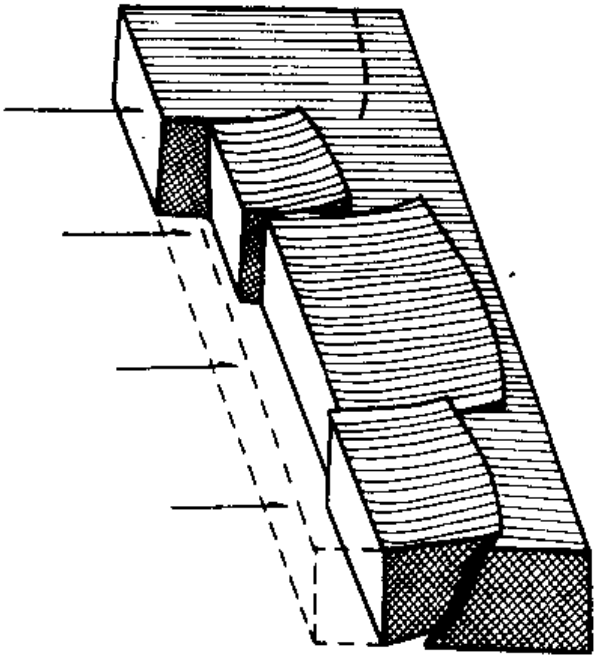


图 9-9　逆冲断层的分段活动模式及其边界属性示意图

在逆断层中，分段边界作为独立震源应力区的边界，在断层的倾滑运动中，除了横向撕裂断层作调整性的平移运动外，几乎不产生其它方式的变形，因此，其稳定性似乎比走滑断裂中的情况要大得多。这样，在一定的破裂范围内，断裂附近稳定的介质条件在一定构造应力的作用下，作周期性的应力积累与释放，比起走滑断裂来更易于形成特征地震型的断层活动模式，也比走滑断层更具清晰的地质地貌反映。

但实际的情况中，断裂往往并非完全作理想的逆冲运动，也就是说，绝大多数逆冲断裂是带有一定走滑分量的。在有走滑分量的逆冲断裂带中，断层的活动形式显然会或多或少地受到走滑运动的影响。这时，断裂的传播方向除沿倾向外，还有沿走向传播的分量，这时沿逆冲断层走向分布的具有三种表现形式的不均匀体，会对破裂的传播起到阻碍的作用，这种阻碍的性质类似于破碎障碍，它仍以产生次级新破裂为特征。一般情况，主破裂仍可穿过席块内部的走向不均匀体，最终终止于逆冲席块边界的横向断层上。因此，在具走滑运动分量的逆断层中，席块斜向逆冲，沿走向和倾向的不均匀体都会对破裂传播起阻

碍作用，因而这种情况下断层破裂引起的地震往往比纯粹的逆断层引起的地震震级要大，比纯粹的走滑断裂引起的地表地震破裂带要短，如郯城 1668 的地震即是由带走滑分量的逆断层引起的。

同样地，具走滑分量的逆断层对边界也会产生影响，一般使其附近地区产生次级破裂，有时也会在局部的段落或点引起触发破裂，这时的边界具有功能性和障碍性两种性质，沂沭带上即有此类情况。

3. 走滑和倾滑断层在断层分段中的联系

断层分段研究最早是在走滑断裂上开始的，发现分段的边界除了低应力蠕滑区作为松弛障碍外，主要是与几何构造障碍有关，其中主要包括断层的走向弯曲与错列，许多学者都从力学机制角度去探讨这类障碍的成因，但未曾注意到这是由于沿断层走向方向位移的性质发生的变化。应力分析及走滑断裂的岩桥区研究告诉我们，走滑断层上断层的走向弯曲与错列，会造成局部的拉张和挤压区，出现相应的挤压与拉张构造，如张性盆地及挤压脊等，破裂传播到这些地区后，能量以倾滑方式释放，而使破裂终止。因此，走滑断裂的终止区往往伴随着位移性质由走滑向倾滑的转变区。有趣的是，在倾滑断裂（逆断层）中，通过前面的分析，我们知道，分段的边界一般是横向的撕裂断层，具有走滑性质，而且从逆断层的运动学性质可知，断层的尾端也略具走滑量。因而在倾滑断层中，断层的边界也是伴随位移性质由倾滑向走滑的转变区。

断层的走滑运动和倾滑运动，看来是两种截然不同的断层运动方式，但在断层的分段性研究中却表现出你中有我，我中有你，相互依存，相互消长的辩证关系。

四、逆断层分段边界的确定标志

通过前面论述，我们知道一条逆冲断裂带是由一系列相对独立活动的逆冲席块作大致同一方向的逆冲活动，最后沿一定构造线拼合而成的，而断层的分段研究则要求我们在一条断裂带上确定出发生地震事件时独立破裂区的范围及其边界。从而我们可以看出，在逆断层带上，独立地震破裂区与独立活动的逆冲席块具有一一对应的关系，分段的边界也与逆冲席块的边界有一一对应的关系，只要我们确定出独立逆冲席块之间的边界，即对独立逆冲席块间过渡带具有什么特征作出回答，那末我们就初步达到了对逆冲断裂带分段研究工作的目的。

所谓独立活动逆冲席块，是指逆断层带上具有同一力学成因机制、相似的几何学和运动学特征及活动历史的逆断层存在的最大空间范围。由于相邻逆冲席块之间断层活动习性的不一，使席块间的过渡区具有易于发现的地质构造、地球物理和地形地貌等方面的特征，这些特征构成了逆断层分段边界的确定标志。

1. 地质构造标志

地表地质构造是断层活动的直接反映，我们可以通过寻找与断层活动密切相关的地质构造类型及其沿断裂带的变化来确定分段的边界，主要包括三大类：

（1）构造变形标志

沿断裂带的构造变形不外乎两类：褶皱变形与断裂变形。在挤压逆冲带中发育的褶皱变形，根据其与断层的相互作用，可分为三种类型，即断弯褶皱（fault- bend fold）、断

展褶皱（fault-propagation fold）（也称断层传播褶皱）和断滑褶皱（detachment fold)），它们实际上反映的是逆冲席块内的变形类型，其几何形态和组合形式受相关断层形态和结构（如倾角、长度、间距等）、滑移速度和规模、岩系组成、逆冲作用进程、滑脱层特征（如性质、厚度和深度等）、切层角的大小及褶皱发育过程中剪切作用等多种因素的影响。在这类褶皱变形中，褶皱成因类型、规模和活动强弱程度的变化、褶皱效应上造成的上升区与下降区及其相对速率的变化、褶皱倾伏端的出现等均代表着这种构造变形的差异性。断裂变形中，断裂活动方式、强度、相对速率的变化，周期长短的变化，断裂效应上引起的掀斜方向及角度的变化以及断层出露地表与否，等等，都反映了断裂变形的差异性。

需要指出，尽管活断层的研究与地表新构造变形有着直接的关系，但在某些地区，新构造变形（也包括断层活动）的差异性明显地受到前新生代老构造格局的影响。因此，在研究活断层分段时，了解老构造格局有时是十分需要的。

（2）断层几何标志

断层几何特征包括断层本身的产状和断层的展布状态。包括：断层沿走向的弯曲、倾向和倾角的明显变化、断裂带宽度的变化、断层雁列方式的变化、断层迹线的不连续分布特征、形态以及断层底部滑脱层深浅和断坡倾角、相对高度的变化等等。需要指出，这里提出的断层几何特征的变化，在走滑断层的分段研究中也视为边界特征，但它们充当边界的原因是不同的。走滑断裂中，破裂沿走向传播到具有这些特征的区域时，这类特征作为一种几何障碍而存在，对破裂的进一步传播起阻碍或终止作用；而在倾滑断裂中，这些区域并不是几何障碍（如果算是几何障碍，也只是对破裂传播意义不大的保守性障碍(conservative barrier)），而是由于两边不同的活动习性所造成的结果。

（3）横向构造标志

横向构造特征是指横截断裂带的方向上出现的横向构造或低应力蠕滑区。横向断层是由于两个不同的逆冲席块作差异运动（同向或反向）引起剪切作用而造成的撕裂断层（tear fault），这类撕裂断层的功能相当于横切大洋中脊或海沟的转换断层（transform fault），所不同的仅是规模。大洋中的转换断层可以作为两个相邻板块的边界存在，而撕裂断层则常常作为分开两个独立的逆冲席块的边界存在，从而具有破裂分段边界的意义。

低应力蠕滑区的出现，显然是分段的边界。由于这里的应力以蠕滑形式被释放，不能积累高应力，相邻破裂传播到此区附近，应力即被释放，充当了松驰障碍。这种低应力蠕滑区的地质特征是具有巨厚的断层泥，断层泥中粘土矿物含量相对较高。

2. 地球物理标志

地震破裂是地壳深部的一种力学过程，断层带的破裂分段也是建立在一定破裂深度上的，因此地球物理特征为我们提供了分段研究所必需的深部岩石和构造方面的资料。由于逆断层相对其他性质的断层，其活动习性更大程度受制于深部作用，因而其活动的差异性会在地球物理特征上明显地表现出来。

一般地，多种资料有一致反映的异常区很可能是分段的边界。具体地说，在深部地震测深方面，地下低速层的有无、数量的增减、存在深度上的差异等变化的地方和地下断层带附近破碎程度明显变化的地方，往往是逆冲席块的边界所在；重磁资料方面，一个逆冲带一般表现为呈椭园形封闭的等值线，整个带的特征是由几个相似的椭园形封闭等值线按

·定的排列方式组合而成，这些封闭的椭园形等值线的鞍部一般对应着逆冲席块的边界。其他地球物理资料（如微、小震活动资料等）可用类似的方法找出反映地下物质和结构有突变的地方即可确定边界。需要指出，运用地球物理资料时，最好利用尽可能多的手段进行联合分析，单个地球物理资料特征很可能是由除边界外的其它原因造成的结果。

3. 地形地貌标志

沿断裂带地形地貌的变化，反映了断裂不同段落最近地质历史时期差异性的构造活动，在逆断裂带上这一变化就代表了逆冲席块间的不同逆冲活动历史。因此地表除了可根据地质构造特征鉴定分段边界外，我们还可根据断裂带附近的地形地貌特点来进行鉴定，因为逆冲席块的不同活动习性在地貌上也有明显的表现。

（1）地貌面变化

不同的席块具有不同的活动历史，这在其造就的地貌面特征上有明显的反映。因此，在地貌面缺失和断开或变形特征不一的地区，以及沿断裂带地形高差悬殊的地区，往往是边界所在。

另外，由于一次地震的震后变形包括两部分，一是地壳中在破裂事件发生时由于弹性应变和重力作用等原因所积累应力的部分释放，二是地壳由于破裂错动后沉积物因侵蚀、堆积作用导致地壳载荷增减而引起的弯曲。因此，每个地震旋回后地壳均产生一定量的累积变形，这样断层某段经历了数个类似的地震旋回后，这部分变形一定会在地形地貌方面有所显示，如沿破裂段两侧分别由盆地和山脊组成鲜明的地貌对比等。这种现象在倾滑断裂上比起走滑断裂来更能清楚地得到显示。研究这类地貌的变化，也有助于寻找分段的边界。

（2）断层陡坎

断层陡坎是断层活动的直接产物，断层陡坎特征、年龄、出露方式（是被埋藏还是裸露于地表）、高差等变化区，以及长距离的陡坎出露不连续区等，也可能是边界的位置。

（3）线性凹谷

靠近横向撕裂断层附近，两侧席块的逆冲幅度都已明显减小，这样，每次断层的粘滑活动会在撕裂断层附近造成位移亏损，经过一定时间的断层活动后，这些横向断层附近会形成一个明显的横向线性凹谷，有时沿断层凹谷会伴有大型冲沟或河流的形成。因此，横向断层、凹谷和河流具有指示分段边界的性质。

（4）山湾（embayment）

这是由于两个相邻的逆冲席块的逆冲方向不甚平行，略带会聚，造成断层上盘的隆起之间夹一钝角，形成“山湾”（因类似海湾而称之），这也指示着逆冲席块之间的边界。

五、逆断层分段研究实例

断层的分段活动特性，在逆冲断裂带上也已得到了清楚的认识，如喜马拉雅南缘逆冲断裂带历史上发生的地震分布在该带上的不同段落。然而，由于逆冲断层本身的特点（如出露状况和分布偏僻）等原因，至今活断层分段研究工作在逆断层上开展得较少。下面是不同环境下的一些逆断层目前有关分段的研究的一些情况，以此说明逆断层分段的方法和特点。

1. 喜马拉雅山前断层的分段依据

众所周知，欧亚板块与印度板块的相互会聚碰撞，促使了喜马拉雅挤压逆冲带的形成。这一作用最早开始于早第三纪，随着会聚作用的进一步持续和发展，逆冲断裂带不断向南迁移，使印度板块的北边界由主地幔断层（MMT）向南迁移至主中央断层（MCT）和主边界断层（MBT），构成了规模十分巨大而复杂的一条逆冲断裂构造带。

现在正在活动的挤压逆冲断裂带位于主边界断层以南，在巴基斯坦称为盐岭断层（Salt Range Thrust），发育于 Potwar 高原的南缘；在印度和尼泊尔则称为喜马拉雅山前断层（Himalayan Front Fault，简称 HFF），发育于西瓦里克山脚。据 R. Yeats（1991）和 T. Nakata（1989）的研究，它们分别具有不同的变形方式（图 9-10）。

盐岭断层向南逆冲于 Jhelum 河形成的冲积平原之上，第四纪以来的平均缩短速率达 9—14 毫米／年，虽然速率较高，却无最新断裂的地貌显示（如断层崖等），原因是这些缩短量向南可能由冲积平原上的 Lilla 等断展褶皱来吸收，这些断展褶皱的底部分别有倾向前陆或倾向后陆的盲逆冲断层。整个 Potwar 高原地区，断层和褶皱变形都发育在由寒武系蒸发岩类组成的基底滑脱层上，倾角较缓，约 3°，整个断褶带宽度较大，约 100—150 公里。

在印度和尼泊尔，整个挤压逆冲-褶皱带比 Potwar 高原地区狭窄，仅 30—80 公里，反映出基底蒸发岩的缺失，而且倾向后陆的基底面也较陡，为 5—7°，因而造成了变形方式的不同。该带的南边界是 HFF，与盐岭断层明显不同，地表表现为一个不连续的断裂带，在不连续的地区，缩短作用表现为沿带的褶皱，主要是被称为 Dun Valley 的宽阔的构造沉降凹陷区，其南缘为正在上升的由西瓦里克磨拉石组成的背斜脊。

对 1905 年印度 Kangra 地震（$M=8$）研究表明，它造成了 Dun Valley 和背斜脊的抬升，L. Seeber 等（1981）认为这次地震发生在基底上部的一个平缓的逆冲断层上，无地表破裂显示，但这一逆冲断层的滑脱面为第三纪的磨拉石沉积，其前锋已迁移至现在的山前以外，位于新形成的喜马拉雅以南平原内的背斜上，这些背斜是断展褶皱，是盲逆断层的地表显示。对这些同震背斜的野外调查表明，它们沿带分别终止于横向撕裂断层，如榆木那(Yumuna)断层、和甘噶(Ganga)断层等（图 9-11），各具不同的变形状态。有趣的是，这些地表的横向撕裂断层在地下滑脱基底上也有很好的对应关系，即它们受到先存的横向断层或基底构造脊（basement ridges）的控制。

通过上述两地区的变形特征和 1905 年 Kangra 地震的研究，我们可以得出鉴别该带分段边界的依据，它们是：

（1） 断裂带发震深度上基底物质成分及其物理性质的差异，是控制在其上发育的逆冲断层变形速率及方式的主要原因。如在巴基斯坦一段，断层带发育在深处的蒸发岩类之上，可能是不易积累应变能的缘故，因而历史上缺失大震。在印度一段，由于基底缺失蒸发岩类，应变能较易积累，历史上有多次大震发生。

（2） 断裂带走向延伸的明显转折。在巴基斯坦，断裂带沿北东东延伸；向东到印度、尼泊尔，断裂带变为南东东延伸。

（3） 断裂带上倾向和倾角的变化。断裂带上倾向的突变（如从倾向前陆变为倾向后陆）显示了断层主动盘由断层一侧移至另一侧，从面具有不同的应变积累方式。断层带

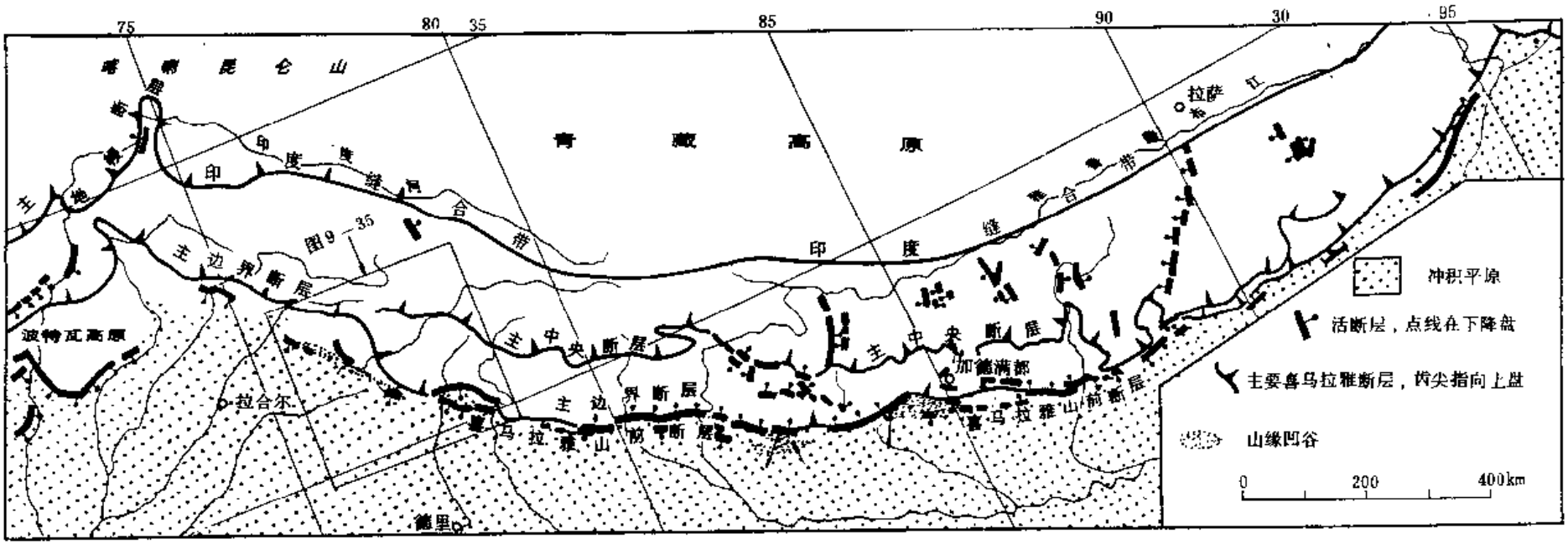


图 9-10　喜马拉雅山前断层展布

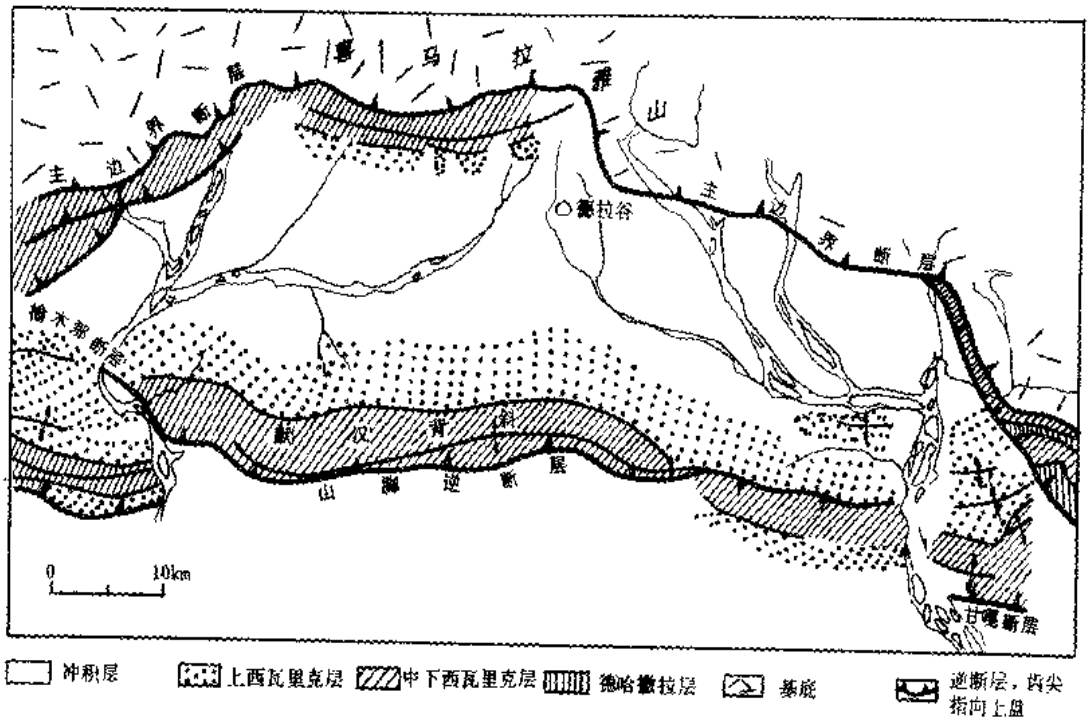


图 9-11　1905 年印度 Kangra 地震构造特征

倾角变化也有同样效果。

（4）　断裂带宽度的变化。断裂带宽度是断层几何形态的反映。一般地，叠瓦状断层较窄，而断层褶皱带较宽。

（5）　断裂带的不同地貌表现。如由连续性较好的断层迹线或断层崖，变为断层的断续出露，中间被 Dun Valley 等褶皱变形为主的线性地貌分割。

（6）　印度地盾上横切断裂带的撕裂断层和基底构造脊的出现，它们控制着应力作用的范围。

1905 年 Kangra 地震的破裂段正好位于喜马拉雅南缘断裂带上基底含有少量盐类岩石（但不足以阻止应变积累）、宽度较大、断层断续出露且有 Dun Valley 等褶皱变形、两侧被横向撕裂断层分割的段落，其东西两侧为基底缺失盐类的叠瓦状高强度断层段，宽度较窄，历史上于 1885 年、1803 年曾发生过地震，因此目前正在积累应力，未来可能发生强震。

2. 新西兰北岛东岸俯冲带的分段

新西兰北岛东岸的 Hikurangi 海沟附近，太平洋板块俯冲于澳大利亚板块以下，形成了全长 500 千米的板块边界。K.R.Berryman 等（1989）根据台阶状滨海阶地的地貌学、同一阶地上沉积物的年龄和历史上阶地的同震抬升等特征，认为这些滨海阶地是大地震同震变形造成的，而这些大地震则是由于西倾的发育于构造增生楔内的逆断层运动引起的。继而根据同龄阶地的地貌分布和上覆海洋沉积物的 ^{14}C 年龄，把整个滨海区域分为 14 个子区（图 9-12），各子区间的边界在整个时期具有时空稳定性，并讨论了各个子区的地震

活动特点（图 9-13）。这一研究表明，大陆边缘地区叠瓦状逆冲断裂带上的构造变形也具有分段特征。

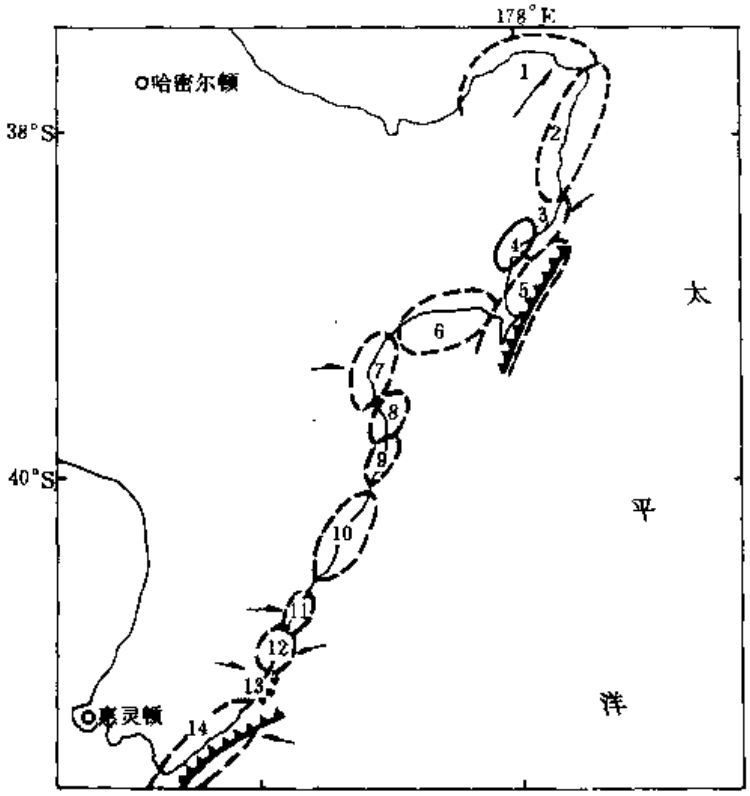


图 9 12 新西兰北岛东岸滨海断裂带区段划分

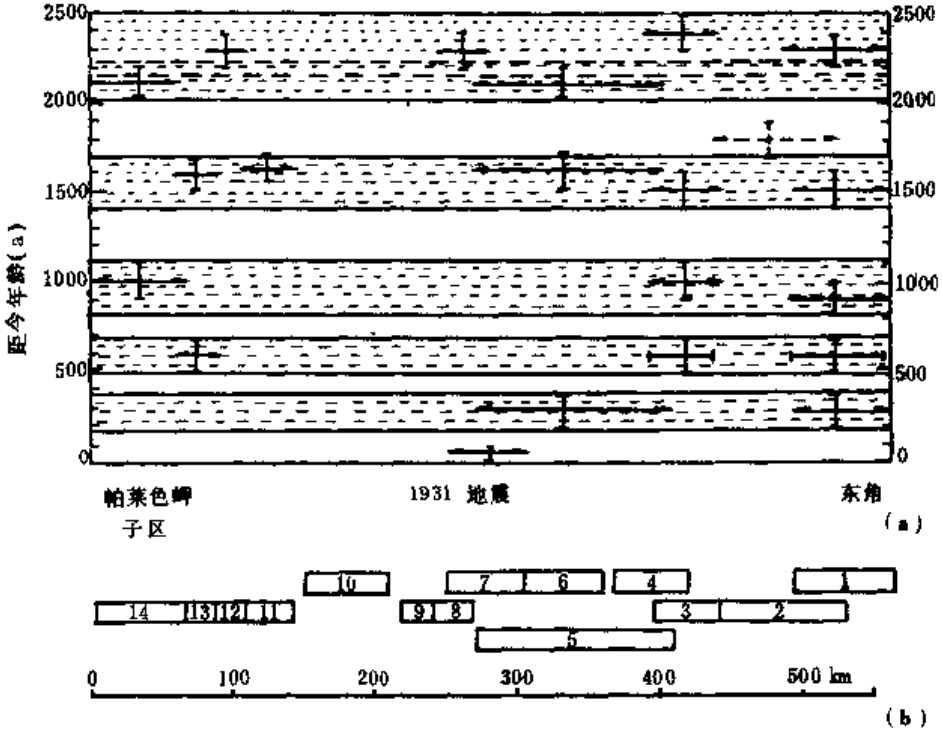


图 9 13 新西兰北岛东岸滨海断裂带各子区地震活动

a. 地震事件及同震阶地的年龄；b. 各子区的分布与分段

第十章　活断层破裂分段的原则、方法与分段的合理性检验

从前面的各章论述可知，活断层破裂分段是有一定标准的，需要依照一定的原则，按照一定的方法，沿用一个合理的步骤来进行。这样分段的结果才具有统一性、合理性，才可有效地用于地震活动预测和地震危险性分析。

一、活断层破裂分段的原则

活断层破裂分段的原则应是我们进行分段时应时刻牢记和遵循的原则。这涉及了以下几个基本问题。

1. 断层的破裂分段

有多种类型的断层分段，如几何分段、结构分段、活动性分段、破裂分段。这里讨论的主要是活断层的破裂分段，目的在于找寻和确定一条活断层上未来地震破裂段落的位置和大小，给出与未来地震危险性相联系的明确结论。

2. 段的稳定性问题

断层分段活动的稳定时间是具有重要意义的概念。Aki 认为习惯上的断层分段性概念就是一种持久性的控制破裂传播的障碍体思想。但断层滑动的情况、障碍体的情况是复杂的。Schwartz 等（1986）提出了三种断层滑动模式，即可变滑动、均一滑动和特征滑动模型。1989 年作为三种基础模式的补充，他又增加了叠复模式。可变滑动模型破裂事件随机分布于断裂带上，具有可变的破裂位置和破裂规模，因此在断层上难划分出稳定的破裂单元，即此种类型的断裂不具有分段的特点或者说只具有临时性的而非持久性的分段。均一滑动模型和特征地震模型，大震具有固定的位置和规模，显示出大震重复段破裂活动的相对独立性，或者说断层破裂段的端点在时间上具有稳定性。因此破裂端点的效应足以在地质结构上积累形成明显特征，使断层具有分段的特点。

一条断层长期以来活动强度的变化及破裂端点的这种结构特征，可用于判别断层活动段的稳定性并用于分段。断层活动强度包括活动幅度、活动速率、破裂活动段落的连续性等。特征地震模式中断层不同段活动强度的变化在活动幅度上有很好的显示，易于划分，均一滑动模式运动强度的变化则主要表现在断层连续性等特征上，而可变滑动模式中沿断层活动强度基本上是均一的，不可能存在足够大小的变化。因此，据沿断层带活动强度的变化可判断断层活动是否具有分段性。

断裂分段活动稳定时间的长短，对未来活动预测具有重要意义。对时间过短即稳定性差的断层难于预测其未来的破裂段落或状况。

根据 Aki 等提出的破裂发展的障碍体模型，段的稳定性与障碍体的特征关系很大，因此，进一步研究段的时间稳定性需研究障碍体的尺度、物性、发展、迁移等特征，以及

应力条件对障碍体的影响，如倾滑断层和走滑断层段稳定性的差别等。

目前根据历史破裂或较少次数的古地震破裂进行分段，必需要进一步考虑段的稳定时间问题，因此，结合地质地貌资料的研究是十分必要的。

3. 分段尺度及段的层次结构问题

对划分段落的大小和尺度也还是一个较为模糊的问题，常常因破裂的复杂性和对分段的要求和划分原则的不同而产生很大差异。如美国圣安德烈斯断层，长达 1100 公里，Allen 分为 4 段，Wallace 分为 9 段，Bilham 分为 36 段，差别很大；长仅 370 公里的 Wasatch 断层 D.Schwartz 将其分为 7 段，Machette 将其分为 10 段。显然存在分段尺度的差异问题。

一条断裂带上，破裂的活动行为是复杂的。可以表现为某段只能发生 7 级左右的地震，另一些段落只能发生 6 级左右的地震，而某些段落不具有中强以上地震的发震条件，只表现为微震活动；还可表现在当有更大地震发生时，破裂贯通若干较小地震破裂段。为了描述断裂活动的复杂性，我们提出断裂带破裂的层次结构的概念。这主要有两方面的含义，即断裂带上不同量级的破裂段的并置和较大量级破裂段的段内层次结构。

沿一条断裂带的破裂分段，主要是最大破裂段的划分（丁国瑜，1990），但是，由于破裂活动的复杂性，破裂段内的破裂活动不完全是特征性的，而是包含有较小量级的破裂。这些较小量级的破裂，也可能是分布于破裂段上的特定段落，即破裂段中的某些段具有一定量级较小破裂独立活动的特点，另一些段落只有最大量级的破裂，而当最大量级的破裂发生时，破裂贯通整个段。一个破裂段上较低层次的段落可能不只一个，而是多个并置，各自作为低层次的破裂段相对独立活动，而共同受控于更大量级的破裂。

由于低层次段落活动性的差异及相对独立性，用研究沿断裂段活动强度的变化等方法是可以识别破裂段的层次性的。要判别一些中等破裂段是否能被较大的破裂贯通，则要根据相邻段的对比、所处的构造位置、更大级别的单元性显示等。

破裂段的层次结构可能是一种较普遍的现象，Schwartz 等（1989）所提出的正断层分段模式中的主次破裂型实际上可归并到破裂段的层次结构上。一些走滑断层或正断层上断裂活动特点亦可显示出层次性。如 1920 年海原 8.6 级地震的破裂带，断裂贯通了整个断裂带的 7 条次级断层。这 7 条断层上，全新世平均滑动速率有很大差别，古地震事件亦显示出差异性。因此，海原地震带上的次级断层可能具有单条或几条断层组合作为相对独立的低层次破裂活动的特点。1793 年平罗 8 级地震发生于贺兰山东麓断裂带上,沿断裂带的几条斜列展布的次级断层上晚更新世以来的位移分布（廖玉华,1988）存在明显的差异。由于古地震事件及测年误差的影响，尚不能确定各次级破裂活动的独立性，但仍可看出层次性结构的迹象。另外，美国圣安德烈斯断层上曾发生 1906 年 8.3 级地震的破裂段上，个别地区曾发生较小震级的地震（Wallace,1970），也显示了破裂段的层次性。

在讨论断层分段时，更主要的是与断层上地震破裂相联系的破裂分段，而不是断层的活动性分段。因此，分段的层次结构是与不同震级的大小地震破裂长度相对应的破裂层次划分，最高层次的破裂长度受到最大震级破裂长度的制约，即这一分段长度是有极限的（最大长度是 300 公里左右），超过这一最大长度的分段已不应属于断层破裂分段的范畴。

4. 表部与深部破裂段的关系问题

在活断层分段的问题上，表部与深部破裂的关系即断层向深部如何变化是一个重要而

复杂的问题。地表断层往往只是断层深部活动的尾端效应，表部与深部破裂的关系还涉及到浅部和深部塑性变形的变化等问题。有些地表断层只是发生在表部滑脱构造层的断裂，与深部断裂在方向和活动方式上都可能存在很大差异。上下不同层次间可能是耦合的，也可能耦合得不十分密切。这方面例子很多，如1969年澳大利亚麦克容（Meckering）地震的震源机制解为逆左旋走滑断层，而地表则为一弧形的右旋逆走滑断层；又如Schwartz等和Hancook在讨论正断层出露地表时的表现形态时指出，深部断层向上传播时在近地表处常形成阶梯状断层和其它复杂的伴生构造。Swanson讨论了走滑环境下震源断层向上发展过程中的变化，指出地表断裂的阶区部位在深部（脆塑性转换带）可能呈双向控制的板形构造，在断裂活动过程中，破裂呈喇叭状向上传播，到地表时形成断裂阶区等复杂情况。

地表与深部破裂的关系至少可有下列五种情况：没有表部破裂；表部只有地面的隆起或一些次级小破裂；表部破裂短于深部破裂；二者长短大体一致；表部破裂长于深部破裂。最后一种情况据分析多数是震后蠕动所造成。

地表破裂与深部破裂虽然存在差别，但地表破裂作为深部活动在地表的反映，必然携带有大量的深部信息。W.Thatcher等比较了用地质、大地测量和微震能量释放等方法估计了地震断层位移分布，发现它们之间具有很大的相关性，而且许多实例表明地震地表破裂的分布往往与有余震分布所反映的深部破裂的范围和图象有很好的一致性。反演计算推测所得的深部断层滑动状况与地表形变状况是相匹配一致的。这种地表破裂与深部破裂一致性提供了可以用地表破裂资料进行断层破裂分段的可行性。

在探讨表部与深部破裂分段的关系时，沿断层不同段落一侧的新沉降或隆起形成的各种构造、潜伏的隆起构造、重磁等地球物理资料以及震源机制和震源深度分布资料具有重要意义。例如在大青山山前断裂带上第四系等厚线、航磁等深部资料就与断层的破裂分段表现出了很好的一致性。

根据活断层“段”和“分段”的定义，我们提出以下几点，作为分段时应该遵循的原则：

（1）强调段的时空属性，即段的独立性和持久性。

（2）重视尺度因素，建立层次结构观。

（3）把握深浅部构造与分段的关系。

（4）寻找活断层在一定时空上稳定的相对独立的破裂单元，或者说逐层剖析追踪最大破裂单元。

此处所指最大相似破裂单元应指能孕育最大地震的能动断层段。活断层破裂分段的最终目的是逐层剖析，判断出在一定时空上稳定的相对独立的破裂单元，进而确定最大破裂单元。这是进行断层分段应遵循的基本原则。

二、活断层破裂分段的方法与步骤

活断层分段的实质是确定断层破裂活动的基本单元，研究其各自的活动行为特点。由于段的形成是受断层的应力条件、结构条件和介质条件等制约的，而且当断层分段活动具有一定稳定性时，多次累加的破裂活动可形成明显的地质地貌和地球物理等方面的标志，可利用这些标志判定持久性地震破裂的端点亦即段之间的边界，从而进行断层的分段。可

以说，活断层的分段方法主要是涉及如何识别各段界限的标志问题。

在编制中国一些主要活断层图集和进行它们的活动特性对比研究时，我们在全球主要活断层 IGCP-206 第三次会议（新西兰 1987）上曾提出了造成中国一些主要活断层分段的因素及识别分段的六项标志，后来发表于中国活断层图集中，它们是：

（1）断层与断层或其它构造的切割。这常常是形成断层分段的重要因素。

（2）断层两侧的岩性、断层面的宽度和结构的变化。如郯庐活断层的中段是穿越前震旦系坚硬块体的一段，因而此段有不同于北段和南段的断层活动特点和地震破裂特点。

（3）断层迹线的复杂程度。断层迹线分支分叉复杂地段由于应力分配到多条断层上，不易积累应力，而断层迹线简单且有弯曲现象时则易于积累应变面发生强震。如红河断裂北段及东南段的划分及破裂特点即是如此。

（4）断层阶步组合状况。阶步的过渡部位的状况对破裂的延展或终止往往起着重要作用，直接影响到断层的分段。如鲜水河断层在北端甘孜附近与玉树断层间及在南端乾宁东南与康定断层间的两个过渡构造（甘孜拉分盆地及玉树挤压区）就限制了鲜水河活断层在这一段的破裂发展，使这一断层成为各具独特活动风格的段落。

（5）断层面的变化。当断层的走向与区域滑动矢量方向斜交时可造成很高的有效正压力，具有高摩擦强度，易于发生强震及大的位移滑动。当断层平行或接近平行区域滑动矢量方向时，正压力低，则不易于发生大震。因此在许多场合断层产状的变化也是构成断层分段的一个因素。许多断层的分段是与其走向变化有关的。

（6）沿断层新的火山活动。这种火山活动可对断层起到焊接作用，从面成为断层分段的影响因素，如郯庐活断层即有此情况。

近年来，关于活断层分段的标志的问题日益引起人们的注意，对断层破裂终点的识别问题已有许多人进行了讨论（R.L.Wheeler, 1987）。对有关断层破裂终点的各种常见特征，如断层的不连续性、不平整部位的存在，挤压或膨胀阶区，断层走向的变化，弯曲，分支，与横向断层或其它构造的交叉，以及断层滑动矢量、性质和情况的改变等，作为断层分段的标志也已陆续发表了许多文章，不同作者分别对不同类型的活断层（主要是对正断层和走滑断层）分段的标志特点作了具体的深入分析。值得指出的是，由于断层类型的不同，断裂带结构及介质条件的不均匀，特别是应力状况的变化是一个不确定的因素，使得断层破裂延展及终止的情况变化多端。目前提出的许多标志不是断层分段的充分条件，至今尚没有提出认识和评价段边界的明晰的物理准则，因之对提出的任何标志在应用中都会出现复杂的情况，使得据其在确定边界时形成错误的判断。故对断层的分段标志还有待进行更深刻的探讨，以期制定出对分段更为可靠的标志。

以各种不同的标志作为手段对断层进行分段的方法有多种，如：

（1）断层几何形态分段的方法：利用断层几何形态的变化，如弯曲、分支、间断、斜列、阶区几何形态的变化等作为标志进行分段；

（2）断层结构、构造特色分段的方法：利用沿断层的结构特点，如宽度、断层两侧岩性的变化、断层与其它断层或构造体的交叉切割等作为标志进行分段；

（3）断层活动性分段的方法：据蠕滑段、粘滑段的区别，滑动速率变化段落的划分等进行分段；

（4）断层地貌特征分段的方法：根据断层长期分段活动而形成的特定的地貌形态作为

标志进行分段；

（5）地震活动性分段的方法：根据中小地震活动、空区空段、震源机制等方面所表现的特点进行分段的方法；

（6）古地震活动历史分段的方法：根据活断层的古地震事件的大小、复发间隔以及破裂状况的分析进行分段的方法；

（7）断裂带的地球物理特性分段的方法：据沿断裂带重、磁异常的分布与断层破裂活动关系的分析进行分段；

（8）分形几何学分段的方法；

（9）平均波速比（V_P / V_S）分段的方法。

上述各种方法得到的结果虽还不一定是活断层的破裂分段，但却往往是达到这一目的所必需的方法和步骤。因为这些方法各有其优缺点，仅根据一种往往都不完善。鉴于当前在断层分段中存在的问题和困难，需要综合运用多种标志，剖析层次结构，检验递归的方法。利用地形图、航卫片、地质地貌、地震活动、古地震以及地球物理、应力条件等多方面的资料，从几何形态分段入手，进行地貌结构、地质构造、断层活动性、深部构造等多方面的分析，对不同规模的断层，追寻剖析出不同的段落，划分归并，最后确定出能孕育不同大小震级的相关破裂段落。经验表明，活断层破裂分段有必要经过多个步骤，包括对多种分段方案的比较分析，这样才能增加最终确定的分段方案的统一性、可靠性及实用性。

三、分段合理性的综合检验

要将活断层破裂分段的结果应用到工程建设及地震危险性分析和各种实际应用中去，必须力求分段方案的合理真实。要保证分段结果的合理性，需要对分段的结果加以检验，可以采用综合检验法进行对活断层破裂分段结果合理性的检验。

一个合理的分段方案，应能比较好地符合各种检验所提出的要求，综合检验包括下列几个方面的内容。

1. 破裂长度检验法

许多人的研究表明，不同时期、不同作者和资料得到的 M 与 L 的关系差别不大，这显示出地震破裂的尺度与地震的震级存在着稳定的理论和统计关系。而且，地震破裂的长度 L、宽度 W 和平均位移 $\overline{D}$ 也存在着较密切的关系，即有 $\overline{D} / L$ 是平均线应变，W / L 是断层面宽长比，统计显示其可视为常数，而且 $\overline{D} / L$ 可取 5.25×10^{-5}，W / L 取为 0.23。$\overline{D}$ 值一般不易得到，可由走滑断层的抛物线模型，由最大位移值 D 来估计，有：

$$\overline{D} = \frac{2}{3} D$$

$$\varepsilon = \frac{2}{3} D / L$$

我国板内 11 次地震破裂的 ε 值的平均值为$\bar{\varepsilon}=(2.82\pm0.99)\times10^{-5}$，这一值对各个地震破裂来说基本上是符合的，这就为我们检验地震破裂段的划分是否合理提供了依据。如果所分段的破裂段求出的 ε 值偏高或偏低，即表明该分段结果是不合理的。

对某一个完整的地震破裂，如将其再划分成若干次级的破裂，所求出的 ε 值一般偏高，次级分段的$\overline{D}/L$关系不遵循完整破裂的相似性准则。如果破裂分段的划分范围尺度过大，则 ε 值变小，也显示分段是不合理的。

利用平均线应变验证分段合理性的方法是：用分段得到的破裂段的长度 L（km）和该段上所观测到的最大水平地震位移，求出 ε 值（$\varepsilon=\frac{2}{3}D/L$），如果 ε 值具有 10^{-5} 量级，则表明该分段是合理的，如果 ε 值具 10^{-6} 或 10^{-4} 量级，则表明此分段是不合理的。实例可见前述。

2. 分形几何检验

对某一断层带，把分段后断层的各段，利用分形几何方法统计各段的分形值，然后看相邻各段分形值的大小是否相近或差别较大，如果差别较大，表明各段的分段是合理的，如果相同或相近，表明相同的段可以归并为一起，可将原来相邻的、分形值相近的各段合并成较大的段。

3. V_P/V_S 检验法

研究表明，平均波速比 V_P/V_S 可以用于活断层的破裂分段，因而也可以用于分段结果的合理性检验。

V_P 是地震 P 波波速，V_S 是地震 S 波波速。测定波速比 V_P/V_S 的方法可参见有关文献。某一地区地壳平均地震波速比值的大小与地壳深部的背景有关，平均波速比值的差异，反映了地壳孕育地震环境的差异。

对某一断裂带所分出的各段断层来讲，其几何结构、地质构造条件、构造活动性、深部背景均应有很大差别，即各段孕震的环境有别，因而各段上计算出的 V_P/V_S 值应有较明显差异，据此利用 V_P/V_S 值可以检验分段方案的合理性，这一检验能够反映深部信息。

利用有关文献中的方法，计算各段断层的 V_P/V_S 比值，如果各段的 V_P/V_S 值有较大差别，表明分段的方案是合理的，反之则应加以修正。应将相邻的、具有相近或相同 V_P/V_S 比值的各段断层归并成较大的断层段，以便得到一个较合理的分段方案。

以上各种检验方法对发现分段方案的不合理性均有益处，但比较起来，破裂长度检验法、分形几何检验法是行之有效的方法，而又以破裂长度检验法为简便易行。实际表明，采用多种方法进行验证，对发现分段方案的不合理性，更多地处理一些不确定性问题，提高分段的可信度具有很好的作用。

第十一章　活断层分段的应用

通过断层破裂特征的研究，从理论上揭示了断层的活动特性，主要表现为：一些大断裂在长期活动历史中表现出单元性，即断层活动单元；而断层的现今活动即地震破裂在一定程度上受到活动单元的限制，在断层的特定段落上重复发生，这就是断层的破裂单元，活断层破裂分段即寻找断层的破裂单元；受断层介质及构造不均匀性影响，破裂单元的持久性不同，同时，破裂单元内部又具有层次结构，破裂单元之间还具有一定的相关性。以上特征不但揭示了断层活动的特性，同时揭示了由于断层活动所引起的较大地震的时空分布特征，使我们有可能在地震危险性预测的实践中得以应用。

如果说地震短临预测更注重区域地震之间的关联特性及破裂的前兆表现，那么，中长期地震预测则更注重地质构造特征，根据地质构造确定潜在的震源区。活断层破裂分段的研究，进一步限制了确定地震破裂的发生地点的范围，同时，段落长度（破裂长度）与破裂强度（地震震级）的相关性，使得震级的预测成为可能。这样，沿一条大断层即可确定未来地震的强度及空间分布。由于地震破裂在各个单元上的重复性（破裂段的持久性），因此，可通过各个单元上地震的时间分布特征，预测未来地震的发生时间。对于未来地震发震时间的预测，已有很多模型，如周期模型、时间可预报模型、滑动可预报模型等，但由于发震时间受多种因素控制，任何一种确定性的模型都难以对未来地震作出准确预测。因此，不确定性的概率预测逐渐得到广泛应用，即根据破裂单元上重复地震的时间分布特征，确定时间分布的概率密度函数，进而确定在未来一定时间段内的发震概率。

总之，活断层破裂分段，为一定区域内地震破裂的研究提供了分析单元，使区域地震危险性分析的技术思路更为明确。下面举一些实例说明应用断层分段的思想在地震危险性分析及地震预报中的应用情况。

一、对板块边界地带地震潜在危险性的研究

前面已经谈过，断层破裂分段的思想是与地震空区等概念的发展分不开的。地震空区是在一些板缘地带大地震震源区不互相重叠，而在那些两个震源区之间将来可能发生强震但尚未发生的地段。将这一思想应用于地震预报或地震危险性判定等方面的工作一直在不断探索之中。地震空区的理论已成为板块边缘地震长期预报方法的基础。

自费多托夫（1965）将空区的概念用于千岛-勘察加地震带地震潜势的推测以来，茂木清夫（1968）、Sykes（1968，1971），Kelleher（1972，1973）等曾研究了环太平洋和加勒比海地区的几个主要板块边界不同地段的大震空区，他们发现了大震的余震带紧相连接而不重复、破裂的发震迁移等现象，进一步强调了空区在大震预测中的意义（图11-1）。

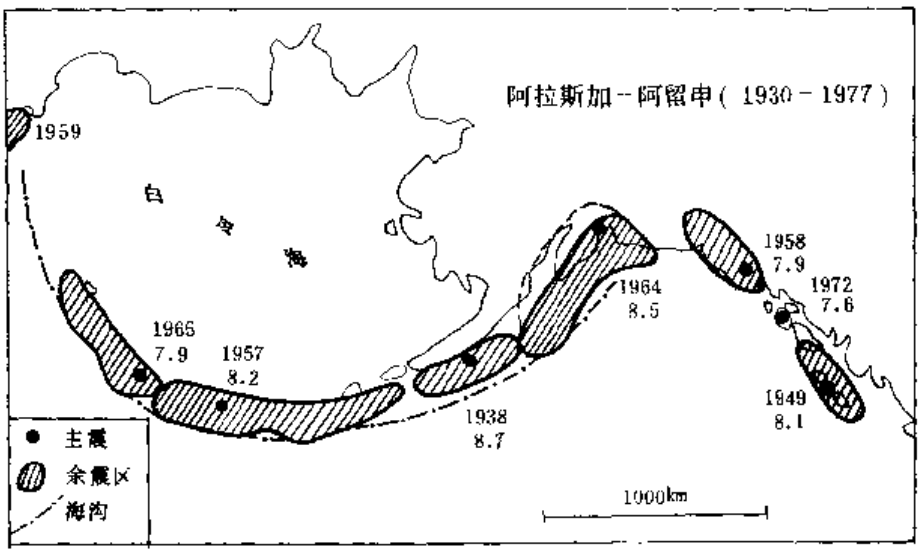


图 11-1　1930--1977 阿拉斯加和阿留申 7.7 级或更大浅源大震震中位置和余震区。1972 年发生的锡特卡 7.6 级地震填充了一个空区（茂木清夫，1979）

McCann 等在 1979 年进一步对全球主要板块边缘未来大地震 40 公里以上的浅源地震的潜势进行了研究与预测。他们主要是利用了地震空区来估计未来大地震的位置、大小（震级或地震矩）。这实际上是对环太平洋地震带分段问题的一次全面研究。他们的主要观点有：

（1）沿主要板块边界积累的大多数地震能量的释放，积累的地震矩或地震滑动是以大地震（$M>7$）或巨大地震（$M>7\frac{3}{4}$）完成的。释放的应变能是在沿板块边界上来自每年约 2—12cm 不等的板块运动经过几十年或几百年缓慢积累起来的。

（2）板块边界是连续的，从长期（假定为数千年）看整个边界的运动也是均匀的，因此在几十年到几百年没有发生过大震的地段就可能是未来大震的地点，或只发生小到中等地震，或以无震的方式进行着板块运动。

（3）因此，空区就意味着是该区在近数十年来未被大地震破裂过的地段，有高地震潜在危险的地段。鉴于空区涉及的永久空区无震滑动等问题的复杂性，他们将空区一词用于沿板块边界地区至少在最短时间（定为 30 年）内没有经历过一次大的逆冲断层或走滑断层地震的地段。

他们根据地震历史或地质构造等资料，找未来 30—100 年间地震危险潜势的高低，将环太平洋主要板块边界的不同地段分别归入六种地震危险类别（图 11-2）。

①过去有过大震但 100 年来未发生过大震的地区，地震危险的潜在可能性最高。

②过去 30—100 年间发生过大震的地区。

③地震历史记录不完整，但是有发震构造背景的地区。

④板块间的运动平行或接近平行于消减带局部走向的地区。

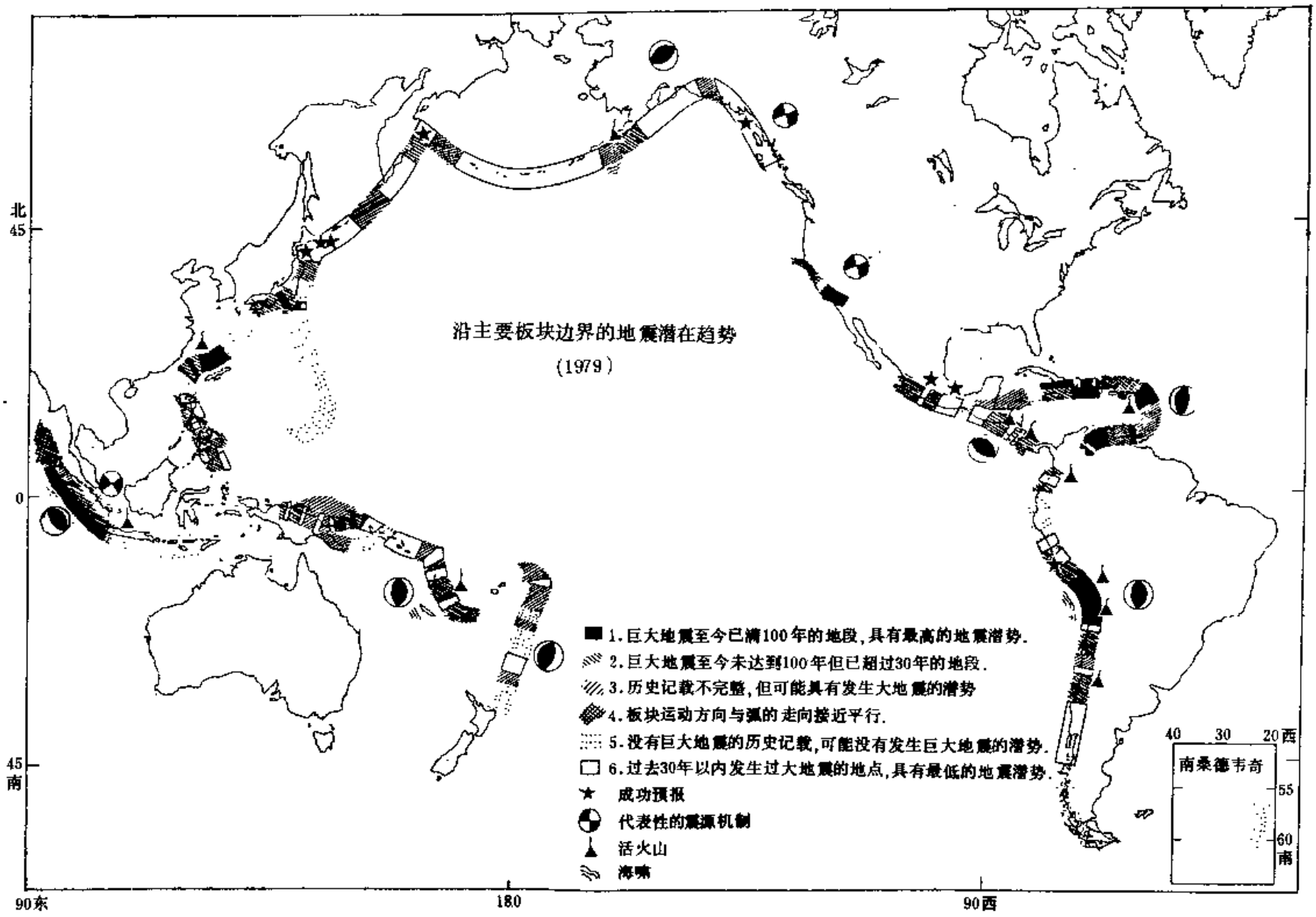


图 11-2　1979 年后，沿某些主要板块边界 $M>7$ 的地震潜势

(W. R. McCann 等，1979)

⑤无历史大震，不具有发生大震的构造条件。

⑥曾在近 30 年发生大震破裂的地区，是今后几十年内发生大震的潜在可能性最低的地区。

他们在阿拉斯加-阿留申段划出了三个空区，在南加州划出一个空区，在中美洲划出七个较大的空区，在南美洲划出五个空区等等。可以看出，在划定空区时，考虑到对板块边缘不同段落的相对地震潜势、地震活动历史和地壳构造的不同所划分的各地震危险类别的段落，实际上就是地震活动断裂带上各种破裂状况的分段。和断层破裂分段的概念基本上是相同的。

但又可以看出这一工作主要只是建立在板块边缘大震发生时间距今长短的分析，缺乏有关破裂的断裂构造状况的具体分析，对更多的合乎物理概念的定量资料，如板块运动的长期速率、不同段落近期板块滑动的实际速率的数据很少和不够具体，对大震复发间隔的数据的分析还很粗略，仅是简单地采用了 30 年和 100 年作为年限的考虑，还缺乏对各不同边界上破裂长度以及划分出的空段与震级之间关系的具体分析以及对永久性空区的深入分析等。

虽然利用空区判别已经成功地预报了一些大震，在他们已指出的这些空区中后来已有 8 个以至更多的地段发生了地震，但将这一方法投入具体地震危险区预测和长期地震预报的应用时，还常常遇到许多困难，引出一系列难于回答的问题（陈章立，1989）。

二、圣安德烈斯断层的分段及其地震危险的评估

1. 概况

圣安德烈斯断层是北美板块与太平洋板块间的一条转换断层边界。从其北端的门多西诺至南端的加里福尼亚湾全长 1200 余公里。总体走向北西 35—45°。由于太平洋板块相对北美板块向北西方向运动，圣安德烈斯断层一直作右旋走滑运动。其水平位移量从中新世中期以来已达 330 公里，平均滑动速率在第四纪时期估计约为 5.6 厘米／年。圣安德烈斯断层在地表由多条呈左阶或右阶羽列的断层组成，每条断层从 1 公里到 18 公里。在两侧还有一些大致平行的次级断层分布，共同构成了圣安德烈斯断裂系。

对圣安德烈斯断层分段的研究，可追溯到 1960 年。Steinbruggl 和 Zacher 发现了在加州中部沿圣安德烈斯断层的连续滑动,即蠕滑现象。1970 年 Wallace 对各段进行了详细的讨论。1988 年美国加州地震概率研究组对圣安德烈斯断层进行了分段，并逐段进行了未来发生大地震概率的分析。这是运用断层分段进行大震危险预测的很好例证。下面给以简单的介绍（Working Group on California Earthquake Probabilities,1988）。

2. 数据参数的获取手段

首先要进行活断层破裂分段。活断层破裂分段是地震危险性概率预测的基础，但对活断层分段还存在许多问题。大部分分段数据较少，而且常以一点的数据推断 100 公里甚至更长的地段，所以，分段工作具有很大的不确定性。例如，所确定的一个破裂段实际上可能由两个不同段组成；同样，所确定的两个相邻段落实际上可能属于一个破裂段。故在工作中，尽可能应用最新资料，努力作出最为正确的分段。

圣安德烈斯断层的分段，从大的方面来说显然可以分为四段：

（1）从门多西诺（Mendocino）角到圣君堡梯斯塔（San Juan Bautista），这是1906年8.3级地震的地震破裂带。

（2）从圣君堡梯斯塔到帕克菲尔德（Parkfied）北端，这一地带有明显的蠕变及大量中、小地震，但没有大震，称中央蠕变带。

（3）从帕克菲尔德到卡约溪（Cajon Creek）是1857年8.3级地震的破裂带。

（4）卡约溪以南到加里福尼亚湾，此段在近年来亦观测到无震蠕滑，其北段有较多中、小地震。

根据各段的近期构造活动及地震活动性特征，加州地震概率研究组（1988）在以上四大段的轮廓基础上对整个断层进一步分为10段：

（1）北部海岸段，从门多西诺角到旧金山湾，全长约360公里。此段是1906年大地震的主破裂段，同震水平错达4—7米，断层的年平均滑动速率约1.6厘米／年。

（2）旧金山湾段，是1906年大地震破裂的南段，全长90公里。1906年大地震的同震水平位错明显小于北部海岸段，在3米以下。但在1906年大震前68年，于1838年此段曾发生过一次7级地震。断层的年平均滑动速率约1.6厘米／年。

（3）南圣塔克鲁兹（Santa Cruz）山段，这是旧金山湾段内的一个亚段，全长约35公里。是1906年旧金山大地震的最南段。但另一方面，在大震前，1865年及1890年曾分别发生过两次6级左右的地震。

（4）中央蠕滑段。全长130公里，蠕变速率约为3—3.4厘米／年。

（5）帕克菲尔德段，长30公里，是中央蠕滑段到闭锁的彻莱姆（Cholame）段的过渡段，1857年大地震时仅有小量同震位错，但中等大小地震沿此段常有发生。6级左右地震约每隔22年发生一次。其间并有无震蠕滑活动。年平均滑动速率为3.4厘米／年。

（6）彻莱姆段，长约50公里，这一段在1857年大地震时，同震水平错动量为3—7米，是同震水平错动量很大的卡里左（Carrizo）段到同震水平错动量很小的帕克菲尔德段之间的过渡段。

（7）卡里佐段，全长145公里，是1857年大地震主要破裂段，同震水平错动在其北段（40公里长）这到8—10米，在其它段达到6—7米。

（8）莫则沃（Mojave）段，全长100公里。是1857年大震破裂带的南段，同震水平错动在其北段达到4—5米，在其南段为3米左右。年平均滑动速率约为3厘米／年。在帕雷特（Pallett）溪，K.Sieh确定了公元6世纪以来有9次大地震事件。

（9）圣伯纳第诺（San Bernadino）山脉段，从卡约溪向南到圣高尔葛尼奥山口（San Gorgonio Pass），全长100公里，1812年大地震可能在这一段形成地震地表破裂带，但因年代久远而未能肯定，此段年平均滑动速率为2.4厘米／年。

（10）考彻拉（Coachella）谷地段，从圣高尔葛尼奥山口向南到萨尔顿海（Salton Sea，长约100公里。沿断层观测到很缓慢的无震蠕滑。没有大地震的历史记载，但K.Sieh在Indio以东的古地震发掘中发现在公元1000年至1700年间有4次大地震事件。

在分段的基础上，再进一步确定概率预测所需的参数。需要的主要参数为：已发生的最后一次地震距今时间 T_0，地震复发间隔期望值 T_{exp}，地震复发间隔概率密度函数的标

准差。

T_0 的获取一般通过历史地震或古地震。对于缺乏历史地震或古地震的段落，可通过对历史资料的解释或微震活动较系统记录的开始区域大致确定。

地震平均复发间隔或复发事件的期望值可通过历史地震、古地震或直接计算方法获得。历史记录虽然较精确，但由于记录时间较短，很难用于确定复发间隔。事实上，所研究的 18 个破裂中只有一段即帕克菲尔德段的复发事件是应用历史地震资料确定的。古地震方法由于测年误差及破裂事件在破裂段内各点出露特征的差异，会给 T_{ave} 的判定带来偏差。对于缺乏历史地震和古地震的段落，复发间隔的数据通过直接计算方法获得。直接计算方法基于时间可预报模型（Shimizaki 和 Nakata, 1980），用断层段上最后一次大震的位移量除以断层段长期滑动速率即得。显然，同震滑动和长期滑动速率数据的误差，都会增大预测误差。对于断层段内破裂事件位移分布难以确定的段落，位移量的确定可应用前人统计的走滑断层上破裂长度 L 与位移量 D 的比率关系，即 $D = 2.8 \times 10^{-5} L$。显然，L、D 统计结果的误差进一步增加了复发间隔的误差。表 11-1 表示了所获得的主要参数。

3. 工作方法

由于资料的限制，评价的范围局限于由圣安德烈斯断裂中主要断层的滑动引起的地震。

(1) 断层破裂分段。即将区域内主要活动断裂按地震破裂特征划分出破裂单元，作为进一步计算的基础。

(2) 对各个单元分别计算未来地震的震级及 5、10、20、30 年的发震概率，并根据资料的精确程度给出计算结果的精确度（A、B、C、D、E）。

发震概率的计算基于如下基本假设：

由于断层的持续活动，应力不断积累和释放，地震破裂在破裂段上重复发生，当一次使整个破裂段破裂的地震事件发生后，随着断层上应力重新积累，重新接近破裂极限，下一次同样量级破裂的发生概率按一定函数关系随时间增长而增大。这就是地震发生的时间相关模型。在这一假设中，有两个重要参量影响预测结果，它们是：①最后一次大震发生后已经过的时间；②破裂段上地震重复的时间间隔估计。

应用时间相关模型进行概率预测，首先需得到地震复发间时间的概率密度函数 $f(t)$，则发震时间 t 落在时间段（T，$T+\Delta T$）内的概率可通过对 $f(t)$ 的积分获得：

$$P\ (T \leqslant t \leqslant T + \Delta T) = \int_T^{T+\Delta T} f(t)\ dt \tag{1}$$

T、t 自最后一次大震的发震时间起算。

由于未来地震预测基于自最后一次大震发生后至今未发生大震，即已经历了时间 T，地震还没有发生，则以此为条件，在未来时段 T 到 $T+\Delta T$ 中发震的条件概率应为：

$$P\ (T \leqslant t \leqslant T + \Delta T \quad t > T) = \frac{P\ (T \leqslant t \leqslant T + \Delta T)}{P\ (t > T)} \tag{2}$$

图 11-3 表示了概率密度函数及 $P(T \leqslant t \leqslant T+\Delta T)$ 与 $P(t>T)$ 的关系。

表 11-1 地震复发间隔计算的原始数据

断层段	最近一次地震时间	长度(km)	滑动速率 (mm/a ± 1σ)	同震位移 (cm ± 1σ)	参数误差变化(σ)	期望震级	获取方法
圣安德烈斯断层							
北海湾	1906	360	16 ± 2.5	450 ± 100	0.41	8	直接计算
旧金山半岛	1906	90	16 ± 2.5	250 + 60	0.42	7	直接计算
南圣塔克鲁山	1906	35	16 ± 2.5	200 + 50	0.43	6.5	直接计算
帕克菲尔德	1966	30			0.24	6	历史资料
彻莱姆	1857	55	34 ± 1.5	475 ± 200	0.53	7	直接计算
卡里佐	1857	145	34 ± 1.5	950 ± 200	0.37	8	直接计算
莫则沃	1857	100	30 ± 5	450 ± 100	0.41	7.5	直接计算
圣伯纳第诺山	1812(?)	100	24 ± 3	400 ± 100	0.60	7.5	直接计算
考彻拉谷	1680 ± 20	100			0.30	7.5	地质方法
海沃德断层							
东海湾北段	1836(?)	50	7.5 ± 2.0	140 ± 40	0.50	7	直接计算
东海湾南段	1868	50	7.5 ± 2.0	140 ± 40	0.50	7	直接计算
圣哈辛托断层							
圣伯纳第诺谷	1890(?)	50	8 ± 3	140 ± 40	0.56	7	直接计算
圣哈辛托谷	1918	65	11 ± 3	180 ± 50	0.50	7	直接计算
安 则	1892(?)	50	11 ± 3	140 ± 40	0.50	7	直接计算
伯里格山	1968	50	4 ± 1	70 ± 20	0.42	6.5	直接计算
帝王断层							
帝王断层	1979	30	30 ± 5	120 ± 40	0.48	6.5	直接计算

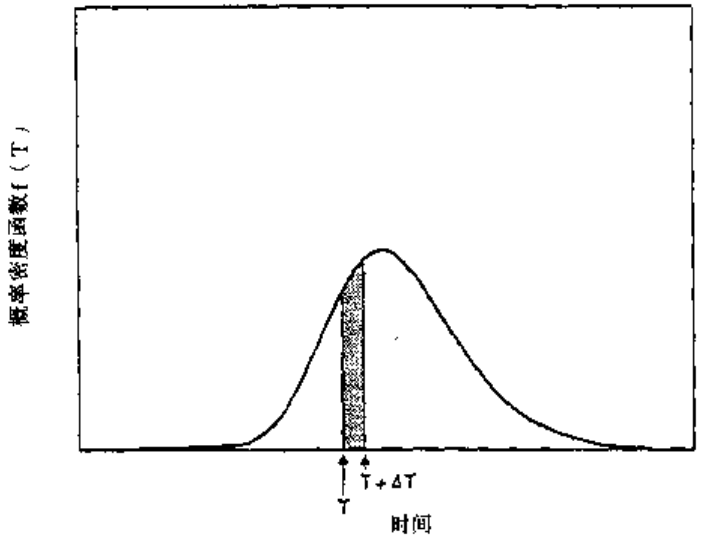


图 11-3　地震复发的概率密度函数

概率密度函数 $f(t)$ 的建立，理论上可根据研究区内过去的地震复发间隔的频率分布进行拟合，然而在范围有限的研究区（断层段）内，所获得的资料远远不能满足拟合的需要。因此，概率密度函数 $f(t)$ 的获得往往借助于大区域的统计结果。目前，较常用的分布有：高斯分布、威布尔分布和对数正态分布（Hagiwara, 1974; Lindh, 1983; Sykes 和 Nishenko, 1985; Nishenko 和 Buland, 1987）。对加利福尼亚地区的地震预测主要采用 Nishenko 和 Buland（1987）的结果。他们认为对数正态分布最能代表所观测到的地震原地重复时间的分布特征。对数正态分布可表示如下：

$$f(T) = \frac{1}{T\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-[\ln(T) - (\ln\overline{T}+\mu)]^2/2\sigma^2} \tag{3}$$

其中，

$$\ln\overline{T} = \ln(T_{ave}) + \mu$$

σ 为 $\ln(T/\overline{T})$ 的标准差，而 $\overline{T}$ 与平均重复间隔 T_{ave} 有关。

基于全球资料分析，Nishenko 和 Buland（1987）得到 $\mu=-0.0099$。$\overline{T}$ 是通过直接计算获得的重复时间（根据 Shimizak 和 Nakata [1980] 的时间可预报模型）。

标准差 σ 可表示为：

$$\sigma = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_D^2} \tag{4}$$

其中，$\sigma_D = 0.21$为 Nishenko 和 Buland（1987）根据全球资料确定的复发间隔对数分布自身固有的标准差；σ_m为$\ln\overline{T}$的标准差，σ_m随破裂段的不同而不同，所以破裂段内数据的不确定性得到一些考虑。随着σ_m的增大，概率密度函数更为宽阔，从而使预测的灵敏度下降。

复发时间的期望值T_{exp}由下式获得：

$$T_{exp} = \overline{T}e^{\mu+\sigma^2/2} \tag{5}$$

所以，当σ_m不是非常大时，可得$T_{ave} \approx \overline{T} \approx T_{exp}$。一般三个参数间的差别为 1%—2%。

（3）区域范围内地震概率预测

当一个区域包括很多断层段时，则至少发生一次地震的总体概率可表示为：

$$P = 1 - (1 - P_a)(1 - P_b)(1 - P_c)\cdots\cdots \tag{6}$$

P_a、P_b、P_c为断层段a、b、c上的条件概率。以上计算基于各个断层段上的破裂事件是相互独立的。

4. 分段概率预测结果

（1）圣安德烈斯断裂系北段

圣安德烈斯断裂系北段如图 11-4，分段依据列于表 11-2。

北海岸（North Coast）段：1906 年大震的同震滑动量（图 11-5）大于 4 米，取值 4.5±1.0 米。长期滑动平均速率为 16±2.5 毫米／年。对于整个段落，未来 30 年发震概率很低，小于 0.1，但在此段中，尤其北部地区，随时可发生较小地震，如 1898 年阿瑞恩（Pt. Arenn）$M=6.7$ 地震。

旧金山湾段：1906 年大震的地表位移量与大地测量获得的同震位移量有很大偏差（见图 11-5）（大地测量：2.6±0.3 米;地表断错：小于 1.5 米）。Thatcher 和 Lisouski（1987）认为大地测量值更能准确反映同震位移量，因为地表破裂在本区较为分散，破裂带宽度较大。虽然如此，工作组仍将地表位错量作为参考，同震位移量取值 2.5±0.6 米。与北海岸段相同，长期滑动速率取值 16±2.5 毫米／年。由此获得此段 30 年内发震概率为 0.2。可信度为 C。

如果同震位移取地表断错值 1.5±0.5 米，则得到概率值为 0.4，显然具有很大差别。1838 地震，估计震级 7 级，发生在旧金山半岛南部，可能引起圣安德烈斯断层位移，位移量与 1906 年旧金山地震在本段产生的位移量可以相比，而两次地震间隔仅 68 年，与计算所得的复发间隔（表 11-6）169 年差别较大。同时，还有一些观点认为 1838 年和 1906

年地震为相关联的双震，此段真实的大震复发间隔应与北海岸段相同，为 303 年。可见，在本段的预测中，还存在许多不确定性。

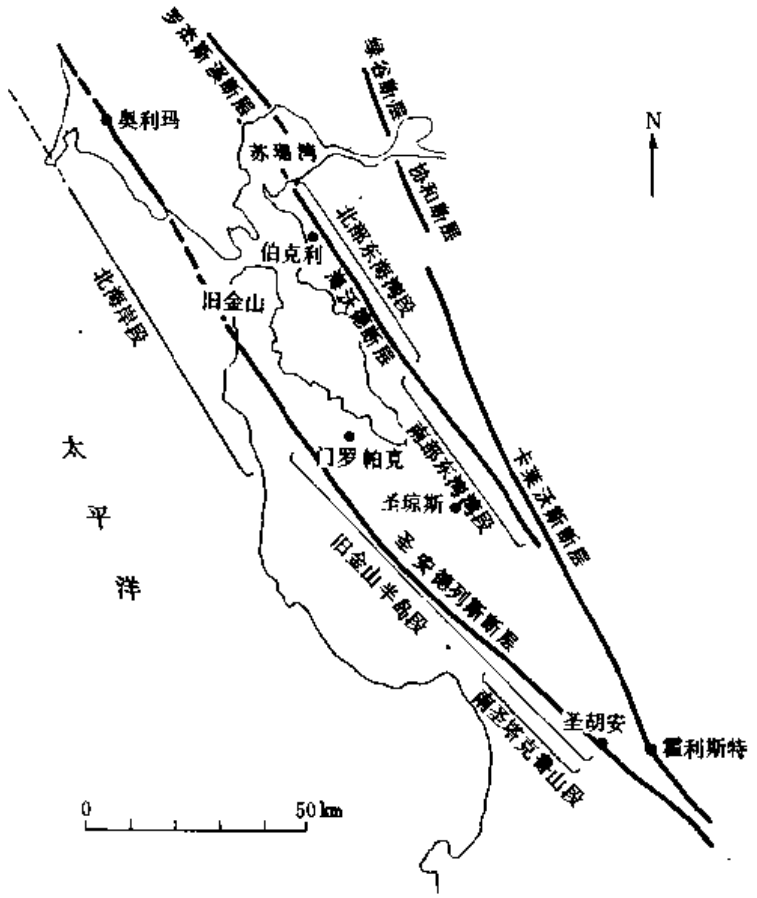


图 11-4　圣安德烈斯断裂系北段断裂的分段

表 11-2　圣安德烈斯断裂系北段分段

段　落（断 层）	长度(km)	主要分段依据
1.北海岸(圣安德烈斯)	360	1906 年地震位移 4—7m
2.旧金山半岛(圣安德烈斯)	90	1906 年地震位移小于 3m
3.南圣塔克鲁山(圣安德烈斯)	35	1906 年地震尾端变形区
4.东海湾北段(海沃德)	50	1836 年地震推测发生地段
5.东海湾南段(海沃德)	50	1868 年地震推测发生地段

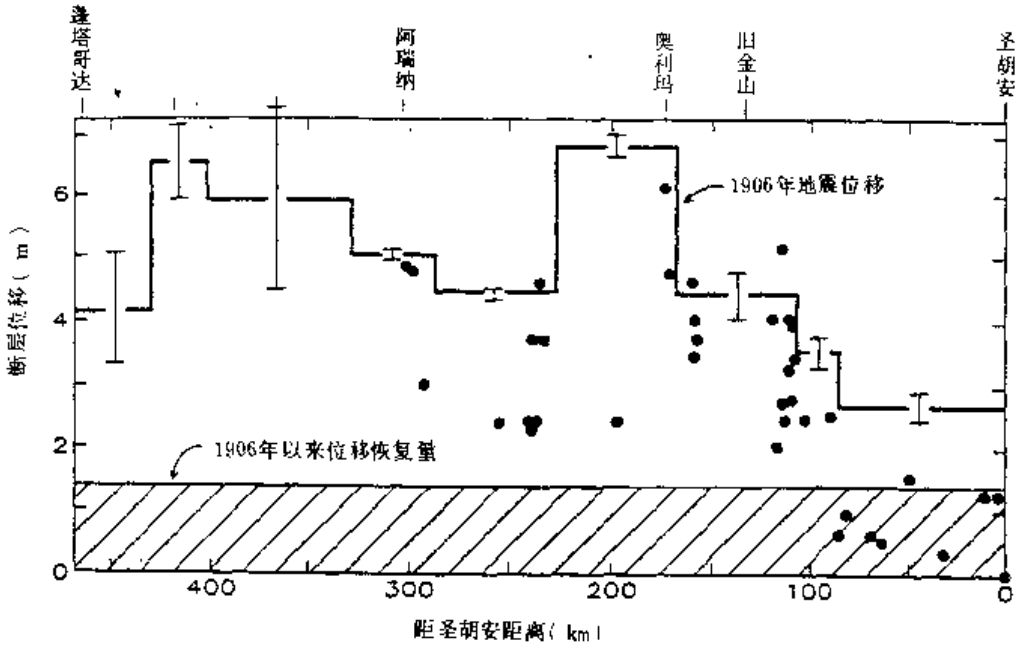


图 11--5　1906 年地震位移分布

南圣塔克鲁兹（Santa Cruze）山段：由于此段位于 1906 年旧金山大地震的南部尾端，位移分布必然向南部消减。因此，很难准确确定位移值，取中间值 2.0 ± 0.5 米作为同震位错值，长期滑动速率取 16 ± 2.5 毫米 / 年，求得 30 年发震概率为 0.3，置信度为 E。

圣安德烈斯断层西侧的海沃德（Hayward）断裂可分为东海湾（East bay）北段和东海湾南段：对于海沃德断裂，存在两个矛盾。其一，在 1836 和 1868 年，有两次 7 级左右地震发生，说明沿断裂带有较频繁的地震活动。但是，Prescott 和 Lisowski （1982）认为虽然已测得过去 15 年内最大平均位移量为 10 毫米 / 年，但这些位移可用断层蠕滑活动解释，没有弹性应力的积累。其二，1836 与 1868 两次地震相隔仅 32 年，而自 1868 至今 120 年无地震发生，这说明或者地震复发是非规律的，或者是两次地震发生于不同段落。

首先，假定两次地震发生于海沃德断裂的不同段落，从而将其分成两段：东海湾北段和东海湾南段。由于无古地震或历史地震的位移资料，采用破裂长度与位移的比率关系，求得位移量为 1.4 ± 0.4 米。根据不同大地测量者得到的地表蠕滑数据，取平均滑动量 7.5 ± 2.0 毫米 / 年作为长期滑动速率，并假定断层蠕滑只局限于地表，断层深部闭锁。由此得到 30 年内的发震概率为 0.2。

（2）圣安德烈斯断裂系南段

中、南圣安德烈斯断层被分为 7 段，如图 11-6，分段依据列于表 11-3。

在这些断裂段中，地震危险性变化较大，对其中 5 段潜在地震破裂的估计可从图 11-7 得到一定认识。在图 11-7 中，同震滑动与潜在滑动（potential slip）进行了对比。

潜在滑动是由断层长期滑动速率乘以自最后一次地震以来经历的时间获得。图 11-7 表明南圣安德烈斯断层的大部分段落有较高的地震危险性。



图 11-6　圣安德烈斯断裂系中、南段的分段

表 11-3　中南圣安德烈斯断裂系分段

段　落	长度(km)	主要分段依据
1.中央蠕滑段	130	历史时期平均蠕滑速率大约 3cm／a
2.帕克菲尔德	30	中央蠕滑段和闭锁的彻莱姆段的转换区,大约每 22 年发生一次 6 级地震
3.彻莱姆	55	1857 年地震位移显示本区为高位移的卡里佐段和低位移的帕克菲尔德段的过渡区
4.卡里佐	145	在过去每一次地震时都有高位移量(6—12m)
5.莫则沃	100	1857 年地震有 4m 左右的位移,也可能叠加了前期地震位移
6.圣伯纳第诺山	100	没有确定的历史破裂或蠕滑,几何结构复杂地段
7.考彻拉谷	100	历史时期低速率蠕滑,没有确定的历史破裂,几何结构简单

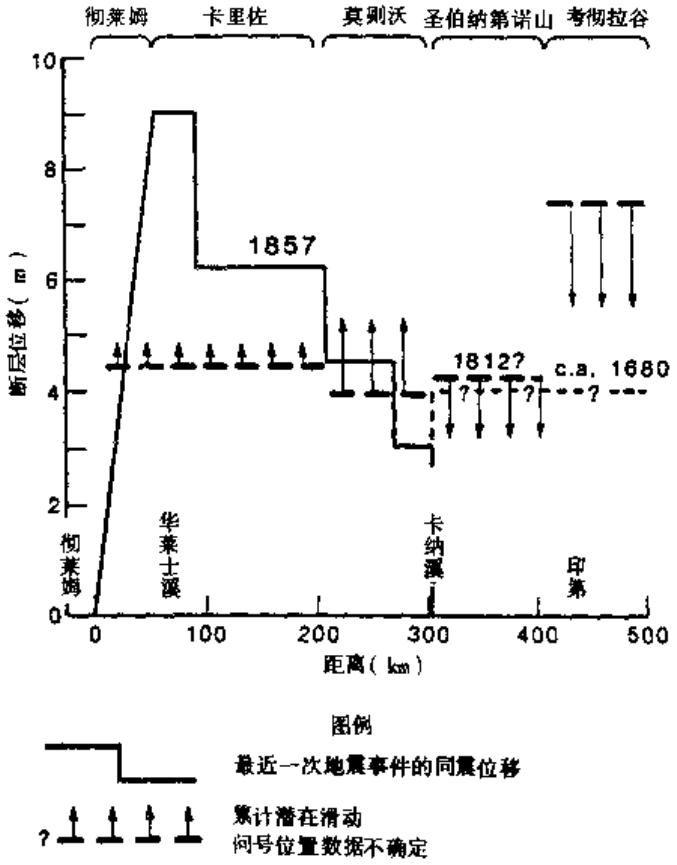


图 11-7　圣安德烈斯断层南段历史地震位移

中央蠕滑段：主要能量释放以蠕滑形式进行，具有 30—34 毫米／年的滑动速率，被认为不能产生较大的地震。

帕克菲尔德段：是研究程度较高的破裂段。100 多年来有 5 次 6 级左右的地震（1881, 1901, 1922, 1934 和 1966）近等间隔发生于此断层段上，由此推算的 30 年发震概率大于 0.9。

彻莱姆段：对 1857 年地震的位移分布存在不同看法，只能取各种看法的平均值 4.75 ± 2.0 作为 1857 年地震在本段的位移量。长期滑动速率取 34 ± 3 毫米／年，则得到 30 年发震概率为 0.3。由于资料的不确定性，可信度为 E。

卡里佐段：本段中，在华莱士溪（Wallace Creek）的断裂及古地震研究得到长期滑动速率为 34 ± 3 毫米／年。有三次古地震被发现，位移量分别为 9.5 ± 0.5 米、12.3 ± 1.2 米和 11.4 ± 2.5 米。在本工作中，采用 1857 年地震在华莱士溪的位移量 9.5 ± 2.0 米，得到 30 年发震概率为 0.1。

莫则沃段：1857 年地震破裂在本段内的分布主要为 3—4 米，在此段以北增为 7 米（见图 11-7），本工作中取 4.5 ± 1 米作为位移量。长期滑动速率方面有多人作工作，数据范围从 16 到 60 毫米／年，但 25—35 毫米／年较为可信，取 30 ± 5 毫米／年作为计算数据。

本段含有丰富的古地震和历史地震资料，所取得的数据如图 11-8，时间间隔列于表 11-4。平均间隔时间为 131 年，但具有较大的离散性。

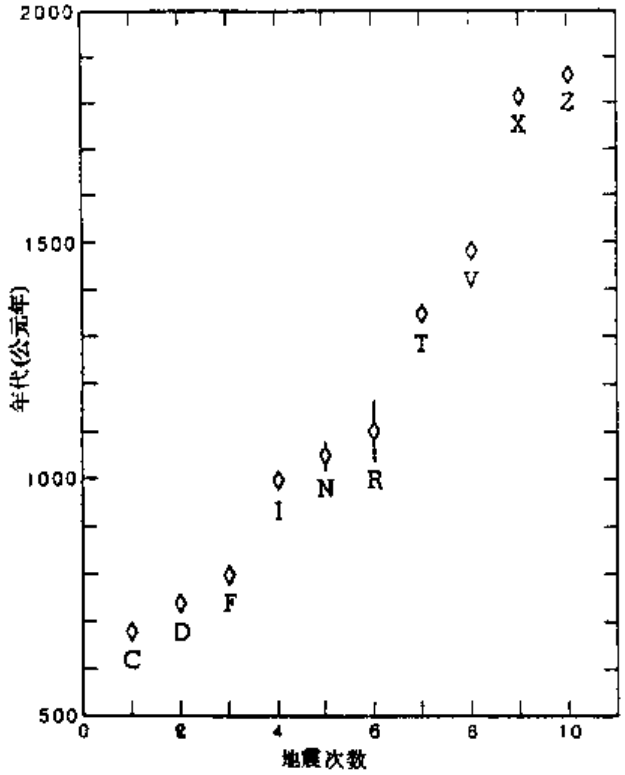


图 11-8　破裂事件的时间分布

表 11-4　莫则沃（Mojave）断层段上破裂事件时间间隔

破裂事件	Z/	X/Z	V/X	T/V	R/T	N/R	I/N	F/I	D/F	C/D	B/C
时间间隔(a)	131	44	332 ±15	134 ±23	246 ±67	52 ±73	52 ±37	200 ±27	60 ±26	60 ±18	>148 ±31

显然，应用上述数据进行发震概率预测具有多种方法。应用 1857 年地震位错量 4.5 ± 1.0 米，长期滑动速率 30 ± 5 毫米 / 年，得到 30 年发震概率为 0.3。利用地震时间分布数据进行威布尔分布拟合，求得 30 年发震概率为 0.2。由于数据时间分布的特点，进行威布尔分布、高斯分布或对数正态分布拟合的效果差于泊松分布或指数分布。据平均间隔时间 131 年，应用泊松分布得到 30 年发震概率为 0.2，被认为是发震概率的最低限。应用 Nisheako 和 Buland （1987）对世界范围内地震原地复发间隔数据的统计得到的对数正态分布结果，即标准差 $\sigma=0.21$，由 $T_{ave}=131$ 年代入可得 30 年发震概率为 0.5，被认为是发震概率的高限。

由于古地震数据大部分取自帕雷特溪（Pallett Creek）（见图 11-6）地区的探槽（Sieh,1978），可能并不能代表全段内的所有地震事件，也有可能帕雷特溪地区为古地震破裂的重叠区，所以，工作中采用直接计算法，即应用 1857 年地震位错量 4.5±1.0 米，长期滑动速率 30±5 毫米／年，得到 30 年发震概率为 0.3。

圣伯纳第诺山段：对此段进行预测是困难的，因为没有准确数据获得间隔时间或每次事件的位移量。1812 年地震被认为与此段有关（Jacoby 等,1987,）。根据 Weldon 和 Sieh（1985）在卡约溪获得的数据，长期滑动速率取 24±3 毫米／年，每次地震平均的滑动量取 4±2 米，1812 年作为最后一次地震事件，则可非常粗糙地获得发震概率为 0.2，可信度为 E。

考彻拉谷段：在印第以东（图 11-6）的探槽揭露出 4 次古地震事件，最后一次事件为 1680±40 年，平均复发间隔 220±13 年，则 30 年发震概率为 0.4。

对于圣哈辛托断层及帝王（Imperial）断层，其分段特征如表 11-5 及图 11-9 所示。各段发震概率的计算方法与前面介绍的相似，此处不作详细介绍。

综合上述分段及发震概率预测的结果，列于表 11-6，区域预测结果列于表 11-7。图 11-10 形象地表示了上述结果。

1989 年 10 月 17 日在旧金山湾以南的圣安德烈斯断裂带上发生洛马普列塔 7.1 级地震，虽然对这次地震是否由圣安德烈斯断层活动引起还有争议，有人认为该地震具有向南西方向倾斜的断层面，倾向滑动分量异常大，不是由圣安德烈斯断层本身活动引起的。但这次地震发生在圣克鲁斯山断层南段，其走向与圣安德烈斯断层相一致，美国加州

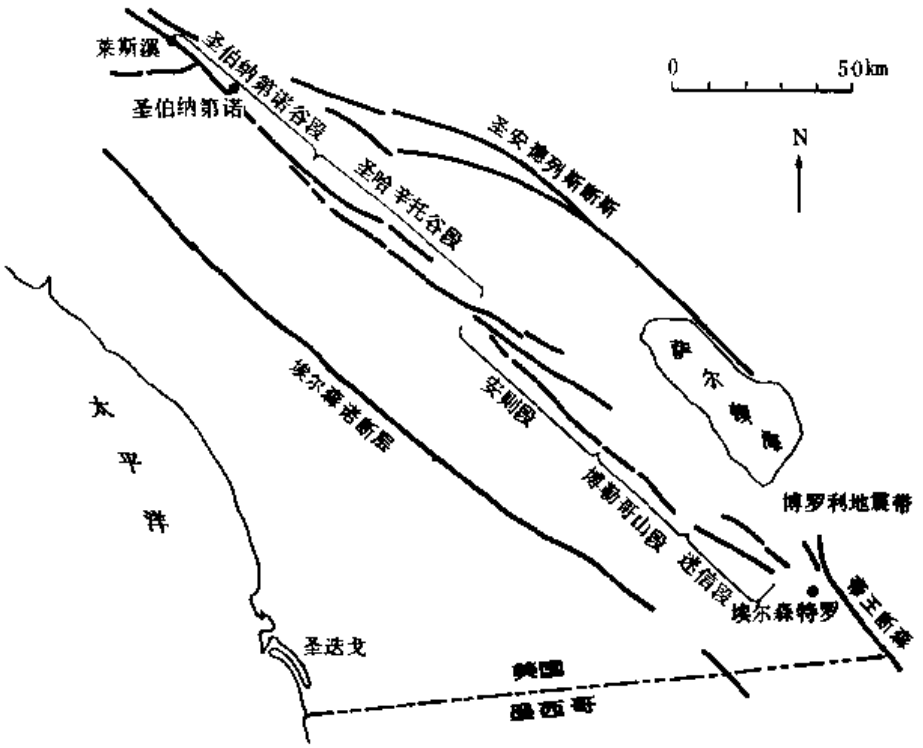


图 11-9　圣哈辛托断裂分段

表 11-5　圣哈辛托（San Jacinto）断裂带分段

段　落	长度(km)	主要分段依据
1.圣伯纳第诺谷	50	自北端的雷特溪(Lytle Creek)至浅源(＞10km)地震带的南边界
2.圣哈辛托谷	65	段内地震活动表现出一致性,0—13km 范围内缺乏地震,而 13—18km 范围内小震活动频繁;此段还可能是 1918 年地震源区
3.安　则	50	北边界为 1918 年地震推测破裂带的南端点,南边界为伯里格(Borrego)山地表破裂的北端点
4.伯里格山	50	1968 年地震地表破裂带
5.迷信岭	30	迷信岭和迷信山断层,位于 1968 年伯里格破裂带和 1979 年帝王断层破裂带之间

表 11-6　地震复发间隔及条件概率估计

断　层　段	最近一次地震时间	期望震级	期望复发间隔(a)	条件概率 1988—2018	可信级别 (A 最可信)
圣安德烈斯断层					
北海湾	1906	8	303	＜0.1	B
旧金山半岛	1906	7	169	0.2	C
南圣塔克鲁山	1906	6.5	136	0.3	E
中央蠕滑段				＜0.1	A
帕克菲尔德	1966	6	21	＞0.9	A
彻莱姆	1857	7	159	0.3	E
卡里佐	1857	8	296	0.1	B
莫则沃	1857	7.5	162	0.3	B
圣伯纳第诺山	1812(?)	7.5	198	0.2	E
考彻拉谷	1680±20	7.5	256	0.4	C
海沃德断层					
东海湾北段	1836(?)	7	209	0.2	D
东海湾南段	1868	7	209	0.2	C
圣哈辛托断层					
圣伯纳第诺谷	1890(?)	7	203	0.2	E
圣哈辛托谷	1918	7	184	0.1	C
安　则	1892(?)	7	142	0.3	D
伯里格山	1968	6.5	189	＜0.1	B
帝王断层					
帝王断层	1979	6.5	44	0.5	C

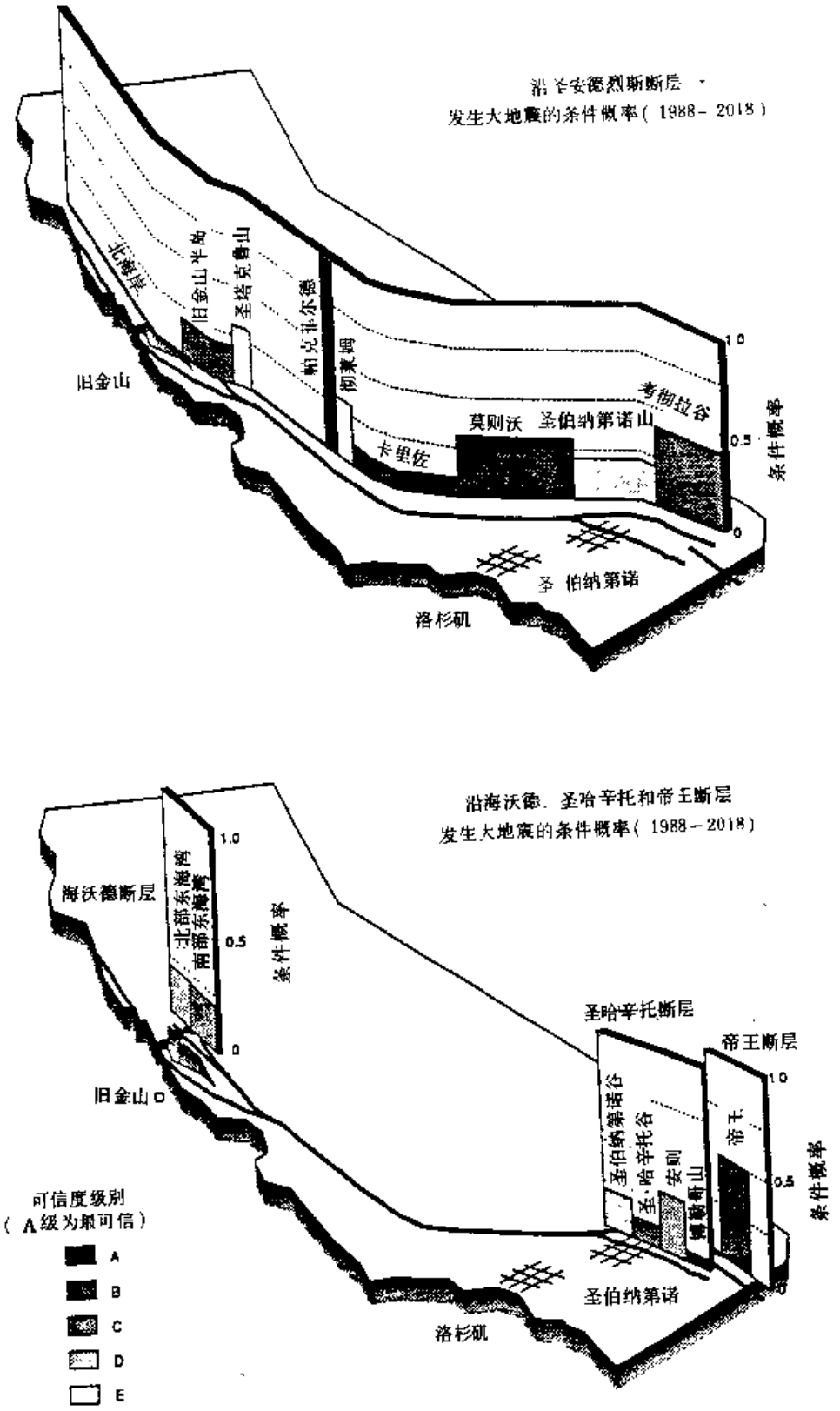


图 11-10　旧金山地区主要断裂地震复发的条件概率

表 11-7　圣安德烈斯断裂系区域性地震概率预测

地区或断层	期望震级	概率值(自 1988.1.1)			
		5 年	10 年	20 年	30 年
旧金山湾地区 包括圣安德烈斯断层的旧金山半岛段和 海沃德断层的东海湾北段和东海湾南段	7	0.1	0.2	0.3	0.5
圣安德烈斯断层南段* 莫则沃和考彻拉谷段	7.5—8	0.1	0.2	0.4	0.6
圣哈辛托断层 圣伯纳第诺谷、圣哈辛托谷和安则段	6.5—7	0.1	0.2	0.3	0.5

* 注：所列圣安德烈斯断裂南段总体概率假定圣伯纳第诺山段无相对于莫则沃段或考彻拉段的独立破裂，如果此段有独立的破裂，则此区域 5、10、20 和 30 年的条件概率分别增加到 0.1、0.3、0.5 和 0.7。

地震概率研究组成员因之对旧金山湾地区的大地震概率重新进行了审查。由于洛马普列塔地震的发生，将原先确定的圣克鲁斯断层段的边界向北移动了 15 公里。将旧金山湾段也作了重新考虑，同时也修改了圣安德烈斯断层的滑动速率，从 16±2.5 毫米／年提高到 19±4 毫米／年。这一修改缩短了预期的地震复发时间，并考虑了由洛马普列塔地震引起的应力变化对地震复发时间的影响。这种估算应力变化的影响是使圣克鲁斯山北段的地震复发时间可能缩短达 25—30 年，等等。总之旧金山湾地区未来 30 年发生一次以上大地震的概率大大提高了，从以前的 0.5 增加到 0.67。

三、鲜水河断裂带的地震复发概率预测

国内类似的研究也在进行，如闻学泽（1990）对鲜水河断裂带未来 30 年地震复发条件概率的预测。其思路与加里福尼亚地区地震危险性概率预测的思路基本相同，但由于资料完整程度等的差异，预测的具体技术方法略有差别。下面作简要介绍。

1. 概率密度函数

Nishenko 和 Buland（1987）根据世界不同地区的 50 多个原地地震复发间隔数据 T，分别按所在断层段的平均复发间隔 T'进行归一化，获得 T/T'的频率分布，并对其用以下三种分布拟合。

威布尔分布：

$$f_W\ (T/T')\ =\frac{\alpha}{\beta}\ (T/T'-\delta)^{\alpha-1}\exp[-\ (T/T'-\delta)^{\alpha}/\beta]\qquad (T/T'\geqslant\delta)$$

其中，位置参数$\delta=\min\ (T_{ik}/T'_k)\ =0.55$，$T_{ik}$和$T'_k$分别为第$k$个地区第$i$个$T$数据和那里的$T'$数据。可求得形状参数$\alpha=2.337$，尺度参数$\beta=0.210$。

正态分布

$$f_N\ (T/T')\ =\frac{1}{\sqrt{2\pi}\,\sigma}\exp[-\ (\mathrm{T}/\mathrm{T}'-\mu)^2/2\sigma^2]$$

其中，均值$\mu=1.0$；标准差$\sigma=0.20$。

对数正态分布

$$f_{\mathrm{LN}}\ (T/T')\ =\frac{1}{T\sqrt{2\pi}\,\sigma_D}\exp[-\ (\ln\ (T/T')\ -\mu_D)^2/2\sigma_D^2]$$

其中，$\mu_D=-0.20$；标准差$\sigma_D=0.205$。

在鲜水河断裂带的概率预测中，直接采用了上述三种概率密度函数，并对三种结果进行了比较。这一点与加利福尼亚地区概率预测方法不同。如前所述；加州地区的概率预测采用对数正态分布作为概率密度函数，其中标准差σ除考虑根据全球资料统计所得标准差σ_D之外，还考虑破裂段内复发间隔数据的不确定性造成的偏差σ_m（见前述）。因此，与加州地区的概率预测相比，数据获取方面的误差考虑得不够。

2. 破裂分段及历史地震平均复发间隔

根据活动断层的总体几何结构、地震活动及滑动速率的差异，首先将鲜水河断裂带划分为北西、南东两大段，分界点为老乾宁（惠远寺）拉分区（闻学泽等，1989）。再根据历史地震地表破裂带和断错微地貌对北西段进行破裂分段（Allen 等，1989; Wen Xueze 等，1988; 闻学泽等，1989）。南东段由 4 条断层组成，由于资料限制，仅对色拉哈和磨西断层进行研究，并根据历史地震破裂进行分段。这样，可将鲜水河断裂分为 7 段：①炉霍段、②仁达-恰叫段、③道孚段、④松林口-老乾宁段、⑤金龙寺-色拉哈垭口段、⑥康定段、⑦磨西段，如图 11-11 所示。

对于平均复发间隔，应用 Wallace（1970）的平均复发间隔公式：

$$R=\overline{D}/\ (S-C)$$

获得。R为平均复发间隔；$\overline{D}$为同震平均位错；S为断层长期平均滑动速率；C为断层平均蠕滑速率。S通过地质方法获得，各段滑动速率的结果见图 11-11；C在北西段按 1 毫米/年估计（Wen Xueze 等，1989），南东段取 0.5 毫米/年；$\overline{D}$通过计算获得，应用$\overline{D}$与破裂长度L的乘积与震级M_S的统计关系式：

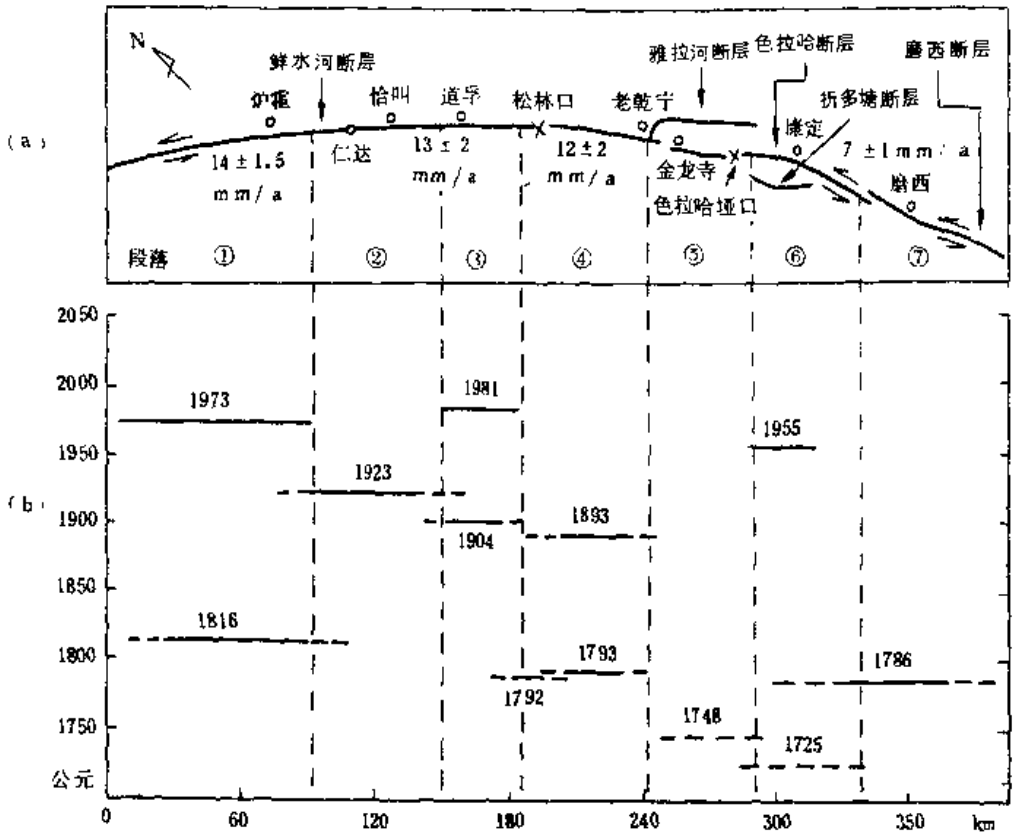


图 11-11 鲜水河断裂带上主要历史地震破裂范围及其段落划分（据闻学泽，1990）

(a) 断裂平面图（数字为平均滑动速率）；(b) 历史地震时空分布,虚线为推测部分

$$\lg(\overline{DL}) = 1.0177M_S - 2.4531$$

和仅适用鲜水河断裂北西段的关系式:

$$\lg L = 0.543M_S - 2.191$$

L 和 M_S 可通过历史地震资料获得。所得复发间隔结果列于表 11-8。

可以看出，与加利福尼亚地区概率预测相比，在平均复发间隔预测中，考虑了蠕滑因素的影响。

表 11-9 及图 11-12 表示了鲜水河断裂带 30 年内地震复发条件概率的预测结果。

表 11-8　鲜水河断裂带历史地震及特征事件的平均复发间隔

断层段落	地　点	滑动速率 $S-C$ (mm / a)	历史地震	实际复发间隔(a)	特征震级 M_C	平均复发间隔 R(a)
①	炉　霍	14 ± 1.5	1816 $M=7\frac{1}{2}$ 1973 $M=7.6$	157	7.6	131—163
②	仁达-恰叫	13 ± 2.0	? 1923 $M=7\frac{1}{4}$		$7\frac{1}{4}$	93—126
③	道　孚	13 ± 2.0	1904 $M=7$ 1981 $M=6.9$	77	7.0	70—96
④	松林口-老乾宁	12 ± 2.0	1792 $M=6\frac{3}{4}$ 1793 $M=6\frac{3}{4}$ 1893 $M=7\frac{1}{4}$	100—101	7.1	84—118
⑤	金龙寺-色拉哈	6.5 ± 1.0	1748 $M=7—7\frac{1}{4}$		7.1	197-269
⑥	康　定	6.5 ± 1.0	1725 $M=7\frac{1}{4}$		$7\frac{1}{4}$	225—310
⑦	磨　西	6.5 ± 1.0	1786 $M=7\frac{1}{4}$		$7\frac{3}{4}$	360—490

表 11-9　鲜水河断裂带未来 10、20、30 年内各段落地震复发的条件概率

段落	t (a)	$\bar{R}$ (a)	R_1--R_2 (a)	概率分布	条件概率（%）		
					1990—2000	1990—2010	1990—2020
①	17	147	131-163	威布尔 正　态 对数正态	0.0(0.0) 0.0(0.0) 0.0(0.0)	0.0(0.0) 0.0(0.0) 0.0(0.0)	0.0(0.0) 0.0(0.0) 0.0(0.0)
②	67	109.5	93 126	威布尔 正　态 对数正态	0.7-15(5.1) 1.6-12.4(4.4) 0.9-14.9(4.2)	4.7-35.4(15.6) 5.2-31.8(13) 4.2-36.8(14.4)	13-56.6(30.6) 11.7-54.8(26.5) 11.8 59.2(30.3)
③	9	83	70-96	威布尔 正　态 对数正态	0.0(0.0) 0.0(0.0) 0.0(0.0)	0.0(0.0) 0.0-0.2(0.0) 0.0(0.0)	0.0(0.0) 0.2-1.3(0.4) 0.0-0.3(0.0)
④	97	101	84 118	威布尔 正　态 对数正态	18.2-53.6(32.3) 16.4--61(33.7) 19.4--52.5(34.7)	38 -82.2(59.2) 36.4-88.8(63) 40.6 79.7(61.5)	56.6-94.4(78.3) 56.8--97.5(82.9) 59.7-91.9(79.2)
⑤	242	233	197-269	威布尔 正　态 对数正态	10.3-29.8(17.7) 9.9--36(19.4) 11.3-28.4(18.9)	20.7 52.3(33.7) 20.3-61.1(37) 22.7-49.7(35.3)	31-68.8(47.8) 31-77.7(52.4) 33.6-65.2(49.3)
⑥	265	267.5	225 -310	威布尔 正　态 对数正态	7.6-24.3(13.7) 6.8-28.7(14.3) 8.1-23.9(14.9)	15.5-44.1(26.7) 14.3-51.2(28.3) 16.7-43(28.7)	23.5-59.8(38.7) 22.3-68.1(41.5) 25.5-57.9(41.1)
⑦	204	425	360-490	威布尔 正　态 对数正态	0.0(0.0) 0.0--0.6(0.2) 0.0- 0.4(0.0)	0.0 1.0(0.0) 0.2-1.4(0.4) 0.0-0.9(0.1)	0.0--2.1(0.0) 0.3 -2.5(0.8) 0.0 -8.1(0.2)

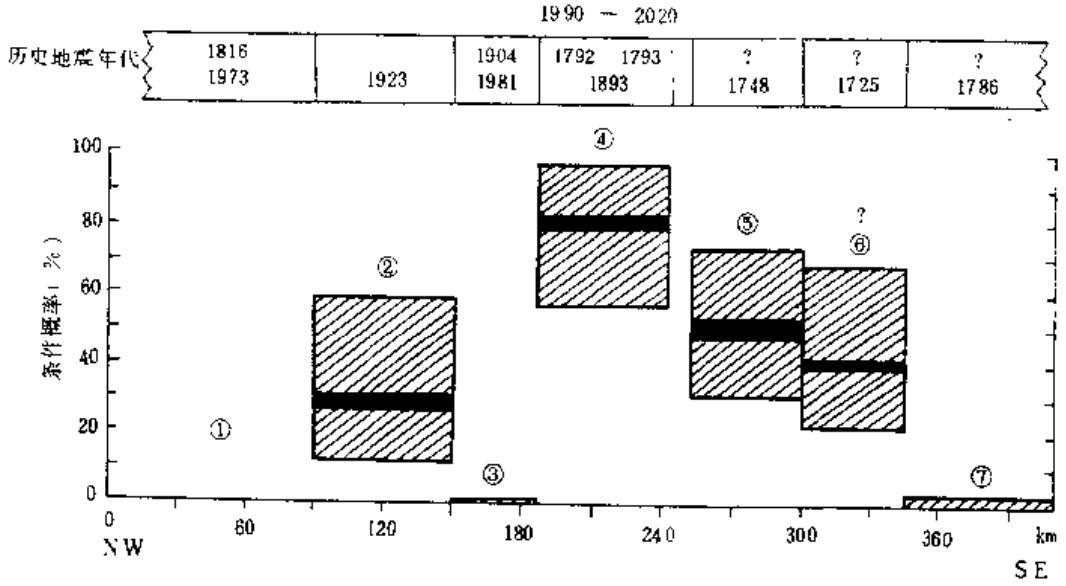


图 11-12　1990—1992 年鲜水河断裂带各段落上给定大小地震复发条件概率（据闻学泽，1990）

粗线表示三种分布的条件概率中值范围

四、活断层分段在地震危险区划及重大工程地震危险性评价中的应用

地震区划与重大工程的地震危险性评价是地震研究用于经济建设的重要内容。自新中国建立以来我国已编制过三次全国性的地震区划图。在 1991 年完成的新的中国地震区划图是采用了地震观测与概率统计相结合的综合概率分析方法进行的（图 11-13）。通过对区域地震活动性、地球物理场和地震地质条件的认识，划分出能反映地震活动特征和地震活动水平的统计单元（地震带）；以强震发生的地质标志和地震活动特点为依据进一步划分不同震级上限的潜在震源区；给出各潜在震源区的震级上限（M_u），地震年平均发生率（μ），震级-频度关系系数 b 等地震危险性参数，并通过考虑地震波衰减的地区性特点，采用适当的衰减模型进行计算，按统一年限和概率水平的地震烈度值而综制区划图。

在重大工程的地震危险性评估及地震区划中，潜在震源及其有关地震参数的确定是一个关键性的问题。潜在震源是指未来具有发生破坏性地震潜在可能性的地区。此处“未来”一词不是指几十年或几百年，而是指保持现今应力场状况下很长的一个时期。潜在震源区的地震危险程度是通过震级上限 M_u、震级频度关系参数 b 值以及地震年平均发生率 ν 三个地震活动性参数来表示。

潜在震源的确定有多种方法和途径。例如历史地震的方法、构造类比的方法、古地震的方法等。大陆内部的地震与一些主要的活动断裂带有着密切的关系，大量的潜在震源位于活动断裂带上。对活断层进行破裂分段是确定潜在震源及其地震活动性参数的一个主要方法和途径。

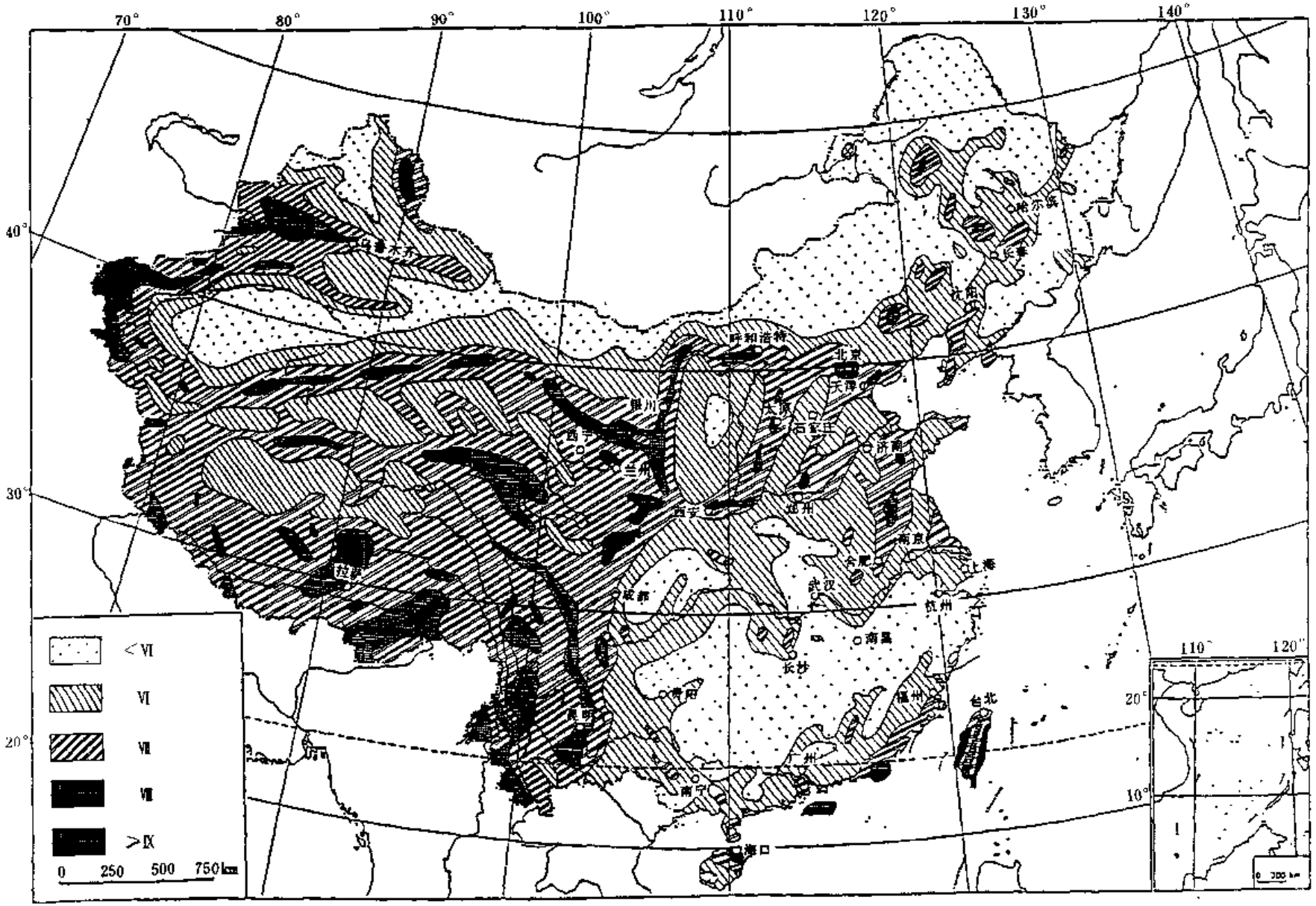


图 11-13　中国地震烈度区划图

在新的中国地震区划图上划出 733 个潜在震源区（M 从 5 至 8.5，震级间隔为 0.5，共分 8 个档次）。虽然在这一区划图上确定潜在震源时活断层分段并不是唯一的依据，也还没有明确提出是采用分段方法进行的，但可以看出，这些潜在震源的绝大部分是沿着一些活动断层不同段落分布的。这些不同震级潜在震源边界的确定和段落的划分，就其考虑的内容看，实质上是和活断层分段所考虑的内容非常相似的。更系统深入地运用有关活断层分段的方法，将会使潜在震源的范围及其有关地震活动参数的确定更趋合理。

在重大工程地震危险性评估中，也和上述地震区划一样，运用活断层分段的方法是合理判定有关研究区（一般取半径 150—300 公里的范围）内潜在震源及其地震活动参数的一个可行的主要途径（图 11-14）。

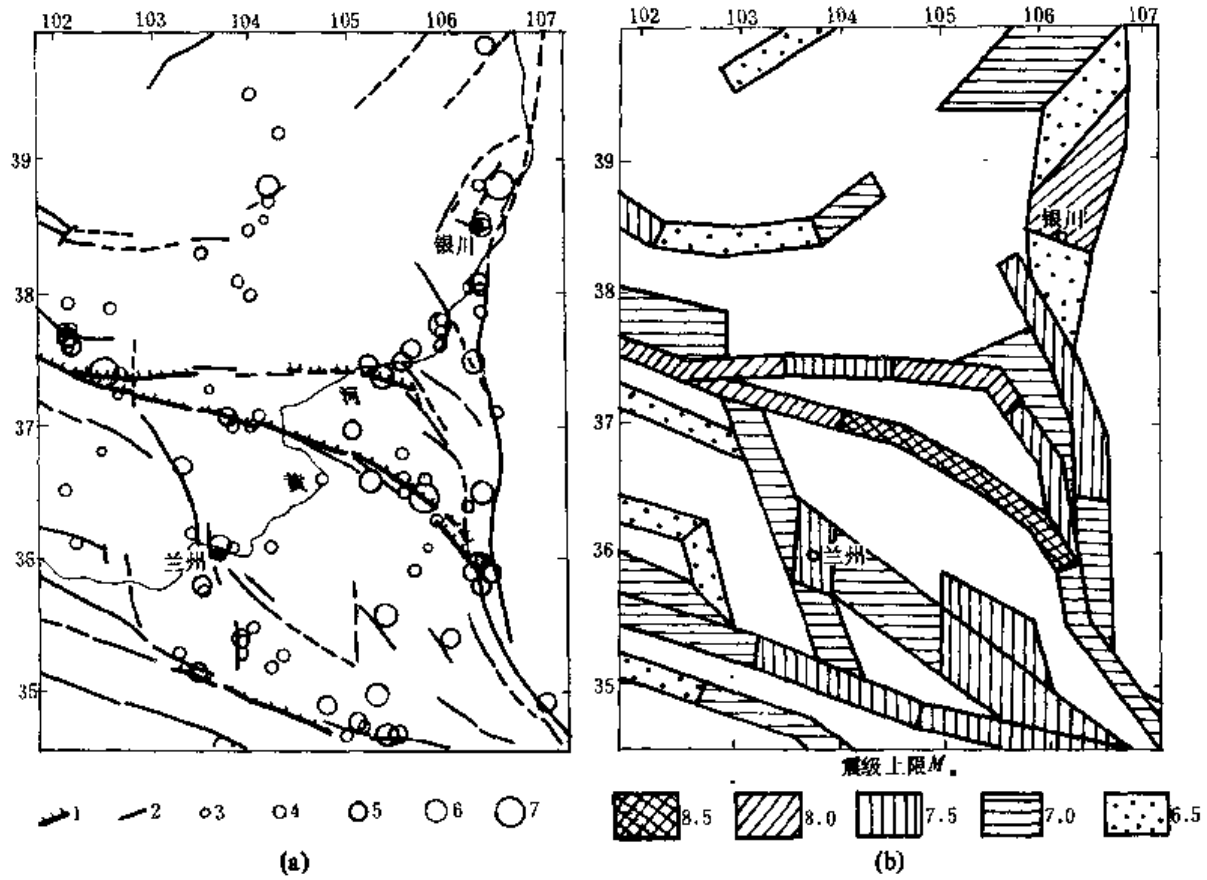


图 11-14　甘、宁地区活动断裂（a）与潜在震源区划分（b）（据王晓清）

1. 全新世断裂主要活动段；2. 晚第四纪以来主要活动断裂；3. M4.0—4.9；4. M5.0—5.9；5. M6.0—6.9；6. M7.0—7.9；7. $M>8$

通过以上几个实例，说明了活断层破裂分段在地震危险性预测中的应用。活断层破裂分段，使地震破裂与长时间尺度的断层活动之间的关系更为明确，从而可以把地质资料与地震破裂资料结合起来，共同揭示断层的现今破裂特性。所以，随着对这一问题研究的深入，活断层分段必将在潜在震源区划分、重大工程稳定性评价以及地震预报等方面得到更广泛的应用。

参 考 文 献

丁国瑜，1982，中国内陆活动断裂基本特征的探讨，中国活动断裂，地震出版社。

丁国瑜，1982，我国强震系列与第四纪活动断裂带，第三届全国第四纪学术讨论会论文集（1979），科学出版社。

丁国瑜，1982，活动走滑断裂带的断错水系与地震，地震，1期。

丁国瑜，1985，有关地震断层研究的一些问题，富蕴地震断裂带，地震出版社。

丁国瑜，1988，关于地震断层研究的几个问题，中国地震断层研究，新疆人民出版社。

丁国瑜主编，1989，中国活断层图集，地震出版社，西安地图出版社。

丁国瑜，1989，第四纪断层上断裂活动的群集及迁移现象，第四纪研究，1期。

丁国瑜，1990，全新世断层活动的不均匀性，中国地震，6卷，1期。

丁国瑜，1992，有关活断层分段的一些问题，中国地震，8卷，2期。

马宗晋等，1982，1966—1976年中国九大地震，地震出版社。

马　瑾等，1989，地震成因与地震区划工作中构造物理研究的一些进展，现代地壳运动研究，4。

马　瑾等，1990，鲜水河断裂带断层几何与地震活动性，第二届构造物理学术讨论会文集，地震出版社。

王绳祖等，1983，环境刚度效应——影响震源应力降的重要因素，地震地质，3期。

邓起东等，1973，山西隆起区断陷地震带地震地质条件及地震发展趋势概述，地质科学，1期。

邓起东，1984，断层性状、盆地类型及其形成机制，地震科学研究，1—6期。

国家地震局地质研究所等，1990，海原活动断裂带，地震出版社。

孔凡臣等，1991，线性构造分维值的含义，地震，5期。

孔凡臣等，1991，山西及邻区水系与黄土冲沟的分形几何学分析结果及其与构造活动的关系，地震地质，13卷，3期。

叶文华，1987，震源断裂的规模和震级的定量关系，地震地质，9卷，2期。

刘光勋等，1982，山西地堑系及其地震构造特征，全国构造地质学术会议文集，3卷，科学出版社。

孙加林，1990，阴山（呼和浩特-五原）地震带地震活动性研究，华北地震科学，8卷，3期。

李　克等，1987，河套断陷盆地的形成演化与地震活动性，地壳构造与地壳应力文集（1），地震出版社。

李家灵等，1989，沂沭断裂带，中国活断层图集，地震出版社。

汪一鹏等，1990，宁夏香山-天景山断裂带晚第四纪强震重复间隔的研究，中国地震，6卷，2期。

宋方敏，1990，海原活动断裂带大震重复间隔，海原活动断裂带，地震出版社。

苏宗正，1988，山西断陷带第四纪活动特征，鄂尔多斯周缘活动断裂系，地震出版社。

吴章明，1990，地震断层的位移分布与发震断层破裂状态之间的关系初探，地震学报，

12卷，3期。
邹定元，1984，我国走滑型断层地震地裂缝水平位移分布的考查与研究，地震科学研究，2期。
杨　章，1988，新疆特克斯-昭苏地震断层的发现及其有关问题的讨论，地震地质，10卷，3期。
周惠兰，1984，中国历史大地震的矩震级，地球物理学报，27卷，4期。
林伟凡等，1987，沂沭断裂带大地震重复周期，中国地震，3卷，3期。
金邓辉等，1990，红河断裂带断层几何与地震活动性关系，第二届构造物理学术讨论会文集，地震出版社。
郑郎荪等，1988，郯庐断裂带的分段与沂沭断裂的活动性，中国地震，4卷，3期。
郑福婉等，1989，活断层分段与中期危险地点的选择，内陆地震，4期。
张文佑，1984，断块构造导论，石油工业出版社。
张国民等，1985，华北强震的时间分布及物理解释，地球物理学报，28卷，6期。
张裕明，1987，根据断层长度、盆地面积估计最大震级，现代地壳运动研究，3，地震出版社。
张秉良等，1989，红河断裂断层泥中粘土矿物特征及其地震地质意义，地震地质，11卷，3期。
张郢珍等，1991，地壳极限应变与危险区强震发生的概率估计，中国地震，7卷，2期。
张碧秀等，1988，沂沭断裂带地壳结构特征，中国地震，4卷，3期。
武　烈等，1987，山西境内七次强震及有关几个问题的讨论，华北地震科学，5卷，2期。
赵孟为，1990，河套盆地断裂构造及其特征，华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存，西北大学出版社。
皇甫岗等，1990，水系分维数的构造含义，地震研究，13卷，4期。
侯康明等，1990，昌马断裂带的分维几何学特征，西北地震学报，12卷，3期。
闻学泽等，1985，甘孜-玉树断裂带新构造特征与地震危险性估计，地震地质，7卷，3期。
闻学泽等，1989，鲜水河断裂带的分段性、几何特性，及其地震构造意义，地震学报，11卷，4期。
闻学泽，1990，鲜水河断裂带未来三十年内地震复发的条件概率，中国地震，6卷，4期。
贾宝卿等，1986，公元512年山西北部7.5级强震的震中位置商榷，华北地震科学，4卷，1期。
高维明、郑朗荪，1991，郯庐断裂带活断层分段与潜在震源区划分，中国地震，7卷，4期。
徐锡伟等，1990，山西霍山山前断裂晚第四纪活动特征和1303年洪洞8级地震，地震地质，12卷，1期。
唐荣昌等，1984，鲜水河断裂带近代构造活动与地震，大陆地震活动和地震预报国际学术讨论会论文集，地震出版社。

唐荣昌等，1989，试论安宁河断裂带新活动的分段性与地震活动，地震研究，12卷，4期。
郭增建，1973，震源孕育模式的初步讨论，地球物理学报，1期。
郭增建等，1979，震源物理，地震出版社。
郭增建，马宗晋主编，1988，中国特大地震研究1，地震出版社。
聂宗笙，1988，大青山山前断裂，鄂尔多斯周缘断裂系，地震出版社。
聂宗笙，1988，关于849年地震，鄂尔多斯周缘断裂系，地震出版社。
钱　洪等，1990，鲜水河断裂带上特征地震的初步研究，地震学报，12卷，1期。
黄伟师，1988，从地质地貌标志看沂沭断裂带的新构造活动特征，中国地震，4卷，3期。
彭成斌等，1989，地震中的分形结构，中国地震，5卷，2期。
廖玉华，1988，银川-吉兰泰断陷带第四纪活动特征，鄂尔多期周缘断裂系，地震出版社。
内蒙古自治区地震队，1975，1929年毕克齐6.0级地震，地震战线，6期。
国家地震局地质研究所，1987，郯庐断裂带，地震出版社。
新疆维吾尔自治区地震局，1985，富蕴地震断裂带，地震出版社。
笠原庆一著，赵仲和等译，1984，地震力学，地震出版社。
金森博雄等，1991，地震重复时间与平均应力降，地震震源力学，地震出版社。
茂木青夫，1988，两种地震空区，地震空区与地震预报，地震出版社。
Dunne, W. M.等，1989，盲逆冲断层系统，地质科技动态，15期。
Mager, L.，1989，陡崖与山前构造地貌学，活动构造学，四川科学技术出版社。
Wyss, M.，1983，根据断层规模计算预期地震的最大震级，活断层研究，地震出版社。
Wallace, R. E.，1984，美国西部大盆地省晚第四纪断层活动型式，大陆地震活动和地震预报国际学术讨论会论文集，地震出版社。
Yeats, R. S.，1989，与褶皱作用有关的活断层，活动构造学，四川科技出版社。
Aki, K., 1979, Characterization barriers on an earthquake fault, J.G.R., Vol.84. No.B11.
Aki, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes, and strong motion prediction, J. G. R., Vol.89, 5867—5872.
Aki, K., 1989, Geometric features of a fault zone related to the nucleation and termination of an earthquake rupture, USGS Open-file Report 89—315.
Allen, C. R., 1967, The tectonic environment of seismically active and inactive areas along theSan Andres fault system, Stanford Univ. Pubs. Geol. Sciences, Vol.11, 70—82.
Aykut Barka et al., 1989, Effect of restraining stepovers on earthquake rupture, USGS Open-file Report 89—315.
Bonilla, M. G. et al., 1984, Statistical relations between earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 2379—2911.

Boyer, S. et al., 1982, Thrust system, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol.66, No.9, 1196—1230.

Crone, A. J. et al., 1989, Segmentation of basin-and-range normal faults: examples from east-cental Idaho and southwestern Montana,USGS Open-file Report 89—315.

DePolo, C. M. et al., 1989, Historical basin-and-range province surface faulting and fault segmention, USGS Open-file Report 89—315.

Gordon, F., 1971, Faulting during the earthquakes at Meckering, western Australia, 14 Oct. 1968, Recent Crustal Movements, Royal Society of New Zealand, Bulletin 9, 85—93.

Hancock, P. L., Stewart, L. S., 1989, Structural elements of neotectonic range front fault scarps in the Aegean region, Abstracts, Manmoth Lakes, July 2—4.

King, G. et al., 1981, Active folding in the Algerian earthquake of 10 Oct. 1980, Nature, Vol.292, 22—26.

King, G., 1983, Fault related folding Near the Wind River Thrust, Wyoming, USA, Nature, Vol.306, 147—150.

King, G. et al., 1983, The evolution of a thrust fault system: process of rupture initiation, propagation and termination in the 1980 El Asnam earthquake, Geophy. J. Roy. Astro. Soc., Vol. 77, 915—933.

King, G. et al., 1985, Roles of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, Science, Vol. 228, 984—987.

King, G., 1986, Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure, Pageoph, Vol. 124, No. 3.

Knuepfer, P., 1989, Implication of the characteristics of end-points of historial surface fault ruptures for the nature of fault segmentation, USGS Open-file Report 89—315.

Kulander, B. et al., 1987, The north mountain-Pulaski fault system and related thrust sheet structure, GSA Special Paper 222.

Machette, M. N., 1989, Segmentation models and Holocene movement history of the Wasatch fault zone, Utah, USGS Open-file Report 89—315.

McCann, W. R. et al., 1979, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries, Pure and Applied Geophysics, Vol.117, No.6, 1082—1147.

McClay, K. et al.(eds.), 1981, Thrust and nappe tectonics, Geological Society Special Publication, No.9, Blackwell.

Mandelbrot, B. B., 1967, How long is the coast of Britain? statistical self-similarity and fractional dimension, Science, Vol.156, 636—638.

Mandelbrot, B. B., 1983, The Fractal Geometry of Nature, Freeman, New York.

Medwedeff, D. et al., 1985, Geometry and kinematics of the lateral and vertical propagation of an active thrust: north Transverse Ranges, Calif., Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs, Vol.17, No.2, 124.

Mitra, G. et al. (eds.), 1987, Geometry and mechanism of thrusting with special reference to the Appalachian, GSA Special Paper 222.

Rymer, M. et al. (eds.), 1990, The Coalinga, Califonia, earthquake of May 2, 1983, USGS Professional Paper 1487.

Sander, C. O., 1989, Fault segmentation and earthquake occurrence in the strike-slip San Jacinto fault zone, California.

Schwartz, D. P. and Corpersmith, K. J., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes —— examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, J. G. R., Vol.89, No.B7, 5681—5698.

Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J., 1986, Seismic hazards: new trends in analysis using geological data. Active Tectonics, National Academy Press Washington D. C., 215—230.

Schwartz, D. P., 1989, Paleoseismicity, persistence of segments, and temporal clustering of large earthquakes —— example from the San Andreas, Wasatch, and Lost River Fault Zone, USGS Open-file Report 89—315.

Scott, W. E. et al., 1985, Quaternary tectonic setting of the 1983 Borah Peak earthquake, central Idaho, Bull. Seis. Sos. Am., Vol.75, No.4, 1053—1066.

Sibson, R., 1985, Stopping of earthquakes ruptures at dilational fault jogs, Nature, Vol.316, 248—251.

Stein, R., 1984, Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, Calif., earthquake, Science, Vol.224, 869—872.

Stein, R. et al., 1989, Hidden earthquakes, Scientific American, No.6.

Turcotte, D. L., 1986, Fractal and fragmentation, J.G.R., Vol.91, No.B2, 1921—1926.

Wallace, R. E., 1970, Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault, Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.81, 2875—2890.

Wallace, E. R. (editor), 1990, The San Andreas Fault System, California, U.S. Geological Survey Professional Paper 1515, U. S. Goverment Printing Office, Washington, 283.

Wheeler, R. L., 1987, Boundaries between segments of normal faults —— Criteria for recognition and interpretation, USGS Open-file Report, Direction in Paleoseismology, 385—398.

Wheeler, R. L., 1989, Persistent segment boundaries on basin-range normal fault, USGS Open-file Report 89—315.

Winslow, M., 1981, Mechanism for Basement Shortening in the Cordillera, Thrust

and Nappe Tectonics, London.

Working Group on California Earthquake Probabilities, 1988, Probabilities of large earthquakes occurring in California on the San Andress fault, USGS Open-file Report 88—389.

Yielding, G. et al., 1981, Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 Oct., 1980, Earth and Planetary Science Letters, Vol.56, 287—304.

Zhang Peizhen et al., 1991, Geometric pattern, rupture termintion and fault segmentation of Dixie Valley - Pleasent Valley active fault systerm, Nevada, U. S. A., Journal of Structure Geology, Vol.13, No.2, 165—176.