

56.259

03952



西南地区地震地质 及烈度区划探讨

国家地震局西南烈度队 著

地震出版社

西南地区地震地质及烈度区划探讨

国家地震局西南烈度队著

*

地质出版社 出版

北京三里河路54号

北京印刷三厂印刷

新华书店北京发行所发行

全国各地新华书店经售

*

开本787×1092 1/16 印张9 1/4 插页1 插图2 180,000字

1977年11月第一版 1977年11月第一次印刷

统一书号: 13180·30 定价0.95元

限国内发行

前 言

本书包括六篇。前三篇是从板块和断块学说的角度论证川、滇两省地震地质基本特征和应力场在时空上的变迁，阐明地质结构与地震的关系。第四篇着重从地震地质角度讨论了西南地区强震带的划分，总结了该区地震危险区和地震强度确定的地震地质标志。第五篇讨论了本地区强弱地震活动的时、空、强特点，并从地震活动性的分析以及几种概率统计方法对本区未来地震强度作出预测。最后一篇是探讨西南地区地震烈度分布及烈度的衰减规律。

这几篇文章虽然论证的角度不同，但都是探讨西南地区的地震活动规律和分布规律，为地震烈度区划服务的。

本书是我队集体工作的成果，各个专题都是经过参加工作的同志集体讨论后由个别同志执笔成文的。对一些问题的看法，自然会有不同的见解。遵照毛主席“百花齐放，百家争鸣”的方针，我们对于这些不同的见解，在文中予以如实的反映，以便引起进一步的讨论，并在今后实践中检验和修正。在工作中，受到四川、云南省各级领导的关怀支持，两省地震队伍及其他兄弟单位给予了热情帮助，专此致谢。

目 录

云南川西地区地震地质基本特征的探讨	(1)
西南地区四川运动以来构造应力场的初步研究	(18)
川滇高原新构造特征、运动类型和强震区地质构造标志的探讨	(37)
西南地区强震发生带、地震危险区及地震强度的地震地质标志	(56)
西昌—渡口地区地震活动特征及地震危险性	(74)
利用宏观地震资料探讨烈度衰减的有关问题	(123)
附：西南地区地震地质照片剪辑	

云南川西地区地震地质基本特征的探讨

云南川西地区是多震的地方(图1—1),从公元前116年到1974年6月,据记载共发生 $M \geq 4.7$ 的地震481次,其中 $6 \leq M < 7$ 的99次, $7 \leq M < 8$ 的14次, $M \geq 8$ 的3次。震源深度一般小于30公里,均为浅源地震。本区强震多发生在深大断裂带上,在地表似乎有一定的地质标志可循。它们与近代地壳运动、板块构造在成因上有着密切关系。

近几年来,我们对该区的几个强震带和二十几个强震的极震区进行了野外地质考察,在工作中形成了一些想法,现概括为以下五个方面的问题:

1. 深大断裂带与板块接触带;
2. 新生代的断陷盆地;
3. 第四纪活动性断裂;
4. 中、新生代的应力场;
5. 地震地质特征的几点认识。

一、深大断裂带与板块接触带

构造格局中的深大断裂带

本区深大断裂带发育,其主要构造线为南北向、北西向和北东向三组(图1—2)。东部以北东向为主,中部以近南北向为主,西部以北西向为主。北西向构造延伸到西藏与北西西向构造带相连接,形成一个巨型的反“S”弧型构造,属于地中海—喜马拉雅构造带的一部分。东部的北东向断裂带是我国东部北东向构造的一部分,它反映了西太平洋构造带的影响。南北向构造带位于太平洋构造带与地中海—喜马拉雅构造带交会的地方,本身为一前震旦纪结晶杂岩与变质岩组成的古隆起。深大断裂带都具有悠久的地质历史,经历了复杂的构造运动,其中尤以中、新生代构造运动的影响最为强烈。它与现代板块活动可能有着成因上的联系。

这些深大断裂带中,多数具有多期岩浆活动(有晋宁期、加里东期、海西期、印支期、燕山期和喜马拉雅期),岩性从酸性、中性到基性、超基性都有。由于断裂带中基性、超基性岩的广泛存在,重力异常常有一定的反应,推断这些断裂穿过了岩石圈,而且可能影响到软流层。

本区中部的“康滇古陆”,由前震旦纪的结晶杂岩和变质岩系组成,古生代以来的沉积岩发育不全或缺失^[1,3]。它是华南地台最西面的一个构造单元,其西即为地槽所包围。古陆与地槽之间以深大断裂带为界。它的西北是甘孜地槽,二者以龙门山深断裂、金河—箐河深断裂为界;西面为三江地槽,二者以金沙江深断裂、元江深断裂为界(图1—2)。地槽内部的巨型复背斜与复向斜也都以深大断裂带分隔开来。伴随着深大断裂带出现数条线状分布的岩浆岩与变质岩带(如哀牢山变质带、澜沧江变质带、高黎贡山变质带等)。这些都反映了深大断裂带活动的多期性和强烈性。古陆的东侧是古生代到中生代的拗陷区,属华南地台

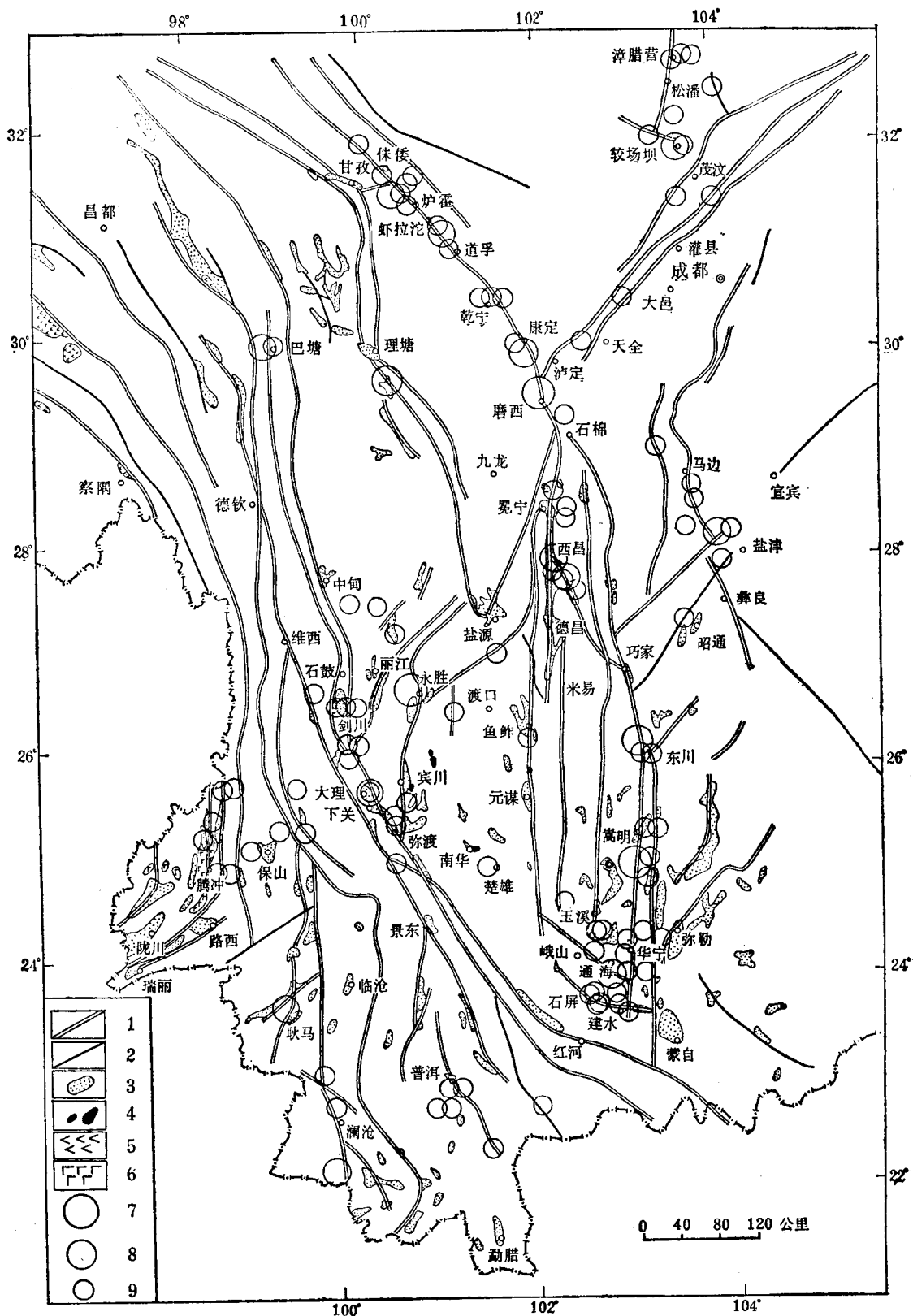


图 1—1 云南川西地区强震震中、活动性断裂、断陷盆地分布图

1. 活动性深大断裂带; 2. 新生代以来可能有活动的深大断裂带; 3. 新生代断陷盆地和断陷谷; 4. 基性岩类 (晚第三纪—第四纪); 5. 碱性岩类 (晚第三纪—第四纪); 6. 玄武岩类 (晚第三纪—第四纪); 7. $M \geq 8$; 8. $7 \leq M < 8$; 9. $6 \leq M < 7$

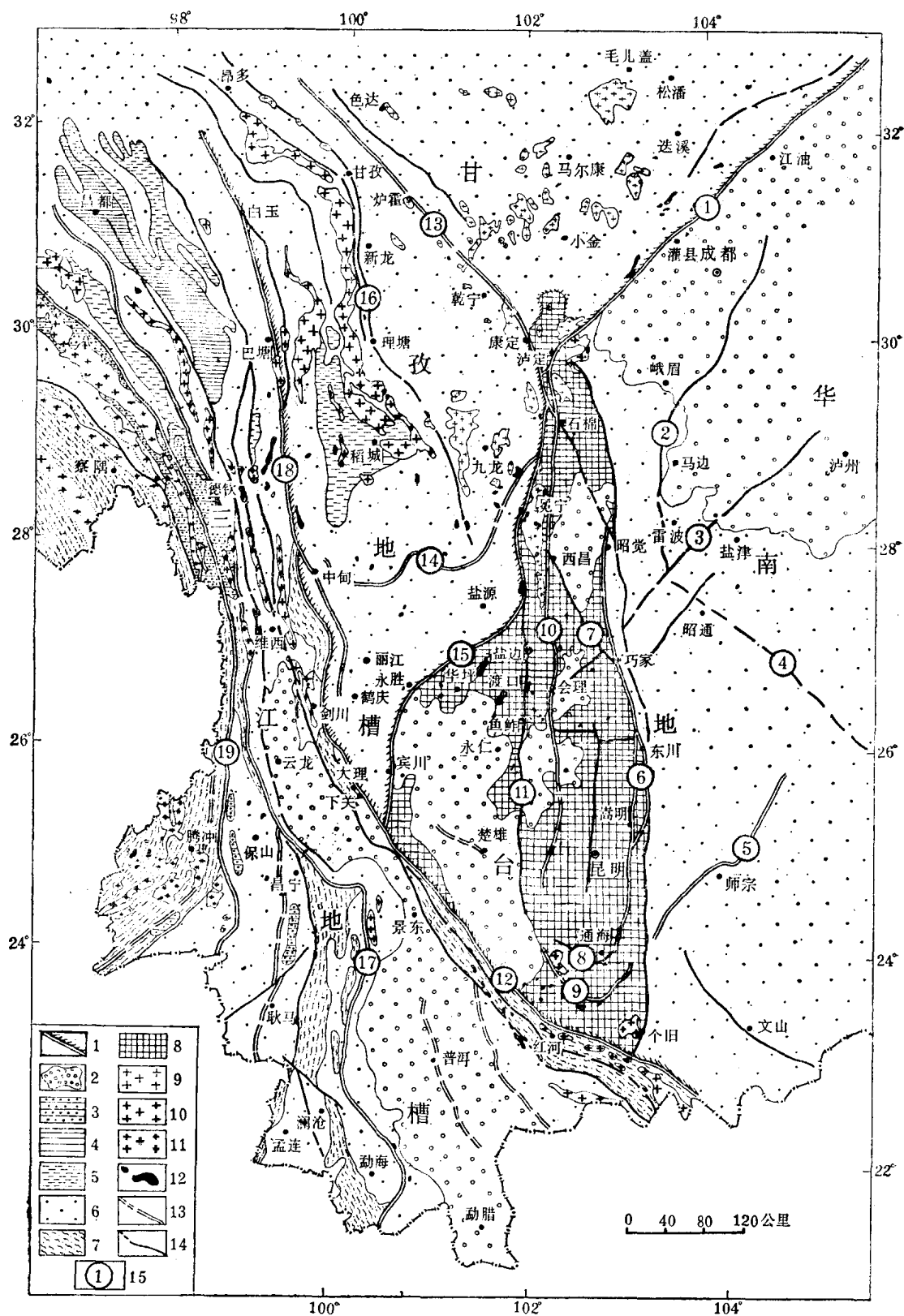


图 1—2 云南川西地区地质构造略图

1. 大地构造单元分界线; 2. 中生代(J—K)盆地中的陆相沉积; 3. 中生代(J₂—J₃)的海相沉积; 4. 中生代(J₁—J₂)的海相沉积; 5. 中生代(J₁—T₃)的海相沉积; 6. 古生代至三迭纪的地层; 7. 古老变质岩带(包括部分古生代地层); 8. 康滇古陆; 9. 印支期中酸性侵入岩; 10. 燕山早期酸性侵入岩; 11. 燕山晚期酸性侵入岩; 12. 第三纪盆地; 13. 第四纪冲积扇; 14. 第四纪冲积扇; 15. 第四纪冲积扇

的一部分。两者大致以小江深断裂为界。华南地台所包括的几个次级构造单元,各自的构造发展和形变亦明显受到深大断裂带的控制。

深大断裂带的存在,以及由深大断裂带分割成的断块(表现为地台区或地槽区、隆起区或拗陷区,各自具有独立的发育史、不同的岩浆活动、不同的沉积建造、不同的构造形变,等等),乃是本区大地构造的一个基本特色。从地震地质的角度来说,其中深大断裂带的存在起了决定性的构造控制作用。

古板块接触带存在的可能性

近来,李春昱(1973)、中国科学院地质研究所大地构造编图组(1974)^[3]从板块或断块构造的观点,认为康滇古陆的西缘,即金河—箐河深断裂北延到龙门山深大断裂带是一条古老的板块俯冲带或缝合线,列举了有关沉积建造、基性超基性岩浆和酸性岩浆活动等方面的证据。四川省地质局106地质队(1975)^[4]根据古陆中段前震旦纪岩浆岩的分布特征,特别指出这条俯冲带具有现今岛弧带的特点。最近,王凯元等(1975)亦提出关于云南板块构造的意见。以上研究提示我们,康滇古陆西缘的深大断裂带,即华南地台和甘孜地槽的分界线可能是古老板块的俯冲带或缝合线。另外,李春昱还根据一般板块俯冲带上的沉积建造和岩浆活动特征提出了本区“川、甘、青三角形构造线”、“雅鲁藏布江构造组合”、“昌都金沙江构造组合”都可能是古板块的俯冲带。

这些新的提法,我们认为是值得重视的,它对大陆内部强震带的形成,从板块学说的角度可能提出合理的解释。

我们认为不仅有古板块接触带的存在,而且在空间上接触带随时间具有迁移的特点。现从本区深大断裂带的生成时代来看,不同时期接触带的形成,在平面上有从北东向南西逐渐变新的趋势。这可从本区基性、超基性岩带和中酸性岩体的展布,以及各地区沉积建造的变化得到证明。

本区基性、超基性岩主要是沿近南北向和北西向深断裂带侵入,组成几条时代不同的岩带。值得一提的是其中一些阿尔卑斯型蛇绿岩套的存在和生成时代在空间分布上的规律性(图1—3)。这些蛇绿岩套对印度板块好似几条弧形包围圈。从北东向南西,时代由老逐渐变新,最新的雅鲁藏布江岩带即分布在印度板块和欧亚板块在西藏相顶撞的地方。这些岩带大致平行,岩性相似,它们的形成机制应该是类似的。既然雅鲁藏布江岩带为现今板块的顶撞带或俯冲带,很自然,其它不同时代的岩带也就可能是相应时代古板块接触带的遗迹。

再看本区中、酸性岩浆岩的分布也有类似的特点。以上述深断裂带(即阿尔卑斯蛇绿岩带)为界,同一时代的酸性岩多局限在一定的地区,如康滇古陆是前寒武纪花岗岩的分布区,龙门山、康定—元谋岩带与甘孜—木里岩带之间是印支期花岗岩的分布区,甘孜—木里岩带与藏北—丁青—哀牢山岩带之间是早燕山期的中酸性岩,藏北—丁青—哀牢山岩带与雅鲁藏布江岩带、三台山岩带之间为晚燕山期中酸性岩浆岩分布区,雅鲁藏布江岩带和三台山岩带之西南为喜马拉雅期的花岗岩(图1—2)。当然,这是极粗略的情况,大致是以出露最早出露最多的岩体而言。事实上,大部地区的岩浆活动是多期的,这可能是由于早期的接

山晚期中酸性侵入岩; 12. 基性—超基性侵入岩; 13. 深断裂及推测深断裂; 14. 大断裂及推测大断裂;
15. 断裂带编号 (① 龙门山断裂, ② 峨嵋—金阳断裂, ③ 莲峰—巧家断裂, ④ 宜良—水城断裂, ⑤ 弥勒—师宗断裂, ⑥ 小江断裂, ⑦ 则木河断裂, ⑧ 曲江断裂, ⑨ 石屏—建水断裂, ⑩ 安宁河断裂, ⑪ 绿汁江断裂, ⑫ 元江断裂, ⑬ 鲜水河断裂, ⑭ 小金河断裂, ⑮ 金河—永胜—宾川断裂, ⑯ 理塘河断裂, ⑰ 澜沧江断裂, ⑱ 金沙江断裂, ⑲ 怒江断裂)

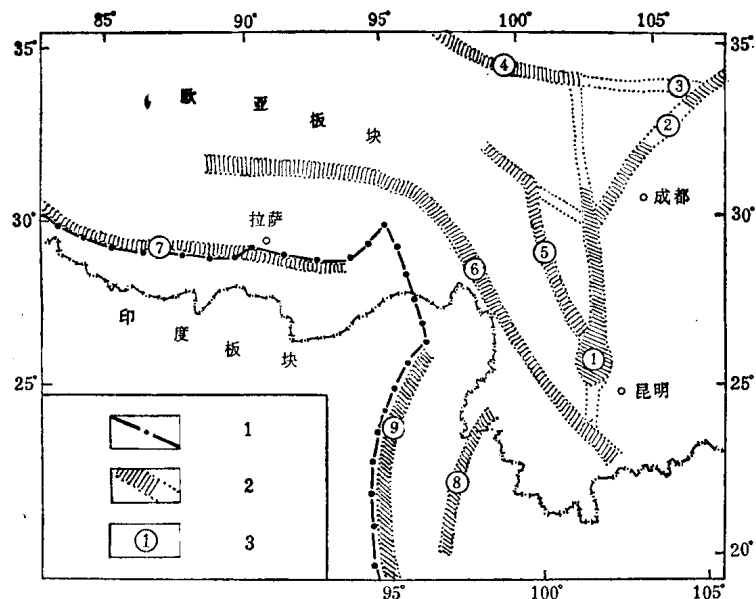


图 1—3 云南川西地区及邻国毗连地区蛇绿岩套分布示意图
1. 板块边界；2. 阿尔卑斯型蛇绿岩套 (点线示推测)；3. 岩带编号：①康定—元谋岩带 (前寒武—海西期)，②龙门山岩带 (加里东期)，③勉略地区岩带 (海西期)，④布青山—积石山岩带 (海西期)，⑤甘孜—木里岩带 (印支期)，⑥藏北—丁青—哀牢山岩带 (印支—燕山期)，⑦雅鲁藏布江岩带 (喜山期)，⑧三台山岩带 (喜山期)，⑨伊洛瓦底江岩带 (喜山期)

综上所述，可以看出本区大地构造的演化，深大断裂带的存在是一个重要因素，其形成可追溯到上元古代或更早。由于深大断裂带的切割，地壳破碎成大大小小的块体，即板块或断块。其后就以板块或断块的构造活动贯穿至今。演化的过程我们是这样设想的：欧亚板块很早就已存在，早期它的周围有许多小的断块存在，它们若即若离，有的陆壳中间露出洋壳，犹如大冰山伴随着小冰山飘浮在海洋上。在多次全球性的构造运动中，印度板块向北漂移，在统一驱动力作用下，古老的欧亚板块边缘的小板块或断块亦向北靠拢，不断与主板块合并而导致欧亚大陆的向外扩大。到新生代由于印度板块向北运动，两个大陆板块持续强烈顶撞，形成青藏高原。

中国东部亦有类似的情况，所不同的是太平洋板块作为洋壳的一部分，洋壳向陆壳的俯冲作用代替了陆壳间强烈的顶撞而已。

一个时期板块的俯冲或顶撞，形成一个时期的沉积古地理和岩浆活动环境。因挤压而在接触带上发生造山运动，往往伴随热动力变质而形成变质岩带。我国西南地区西部 (西藏地区) 就是由北向南，东部 (川滇地区) 就是由东向西，板块接触带随着时代的推移而迁徙。联系华南地区岩浆构造带的分布，亦有自湖南雪峰山向台湾省方向依次变新的排列。总的看来，欧亚板块的中国大陆部分，是在不同地质历史时期，伴随着许多小板块的合并而逐渐向外扩张着。

触带受到后期活动的影响，引起再活动再侵入的结果。总的看来，中酸性岩浆岩的平面分布在时间上由北向南西逐渐变新的趋势是清楚的。

沉积岩的空间分布和岩相变化，不同时期的迁移现象也十分明显。常承法、郑锡澜 (1973)^[6] 在论证印度板块在西藏地区曾有过四次向北俯冲时，曾指出各俯冲带的南北两侧均有着一定特征的不同沉积建造，时代也是从北向南变新。这四条俯冲带向南东可一直延伸到本区，它们的沉积岩相、生成时代是可以对比的^[1,3,5]。

二、新生代的断陷盆地

云南和川西地区断陷盆地很多。由于许多强震常发生在这些盆地中，所以使人联想到盆地与地震是否有成因上的联系，也有人认为西南地区的盆地与世界上的大陆裂谷类似。这里试就几个有关问题作初步探讨。

断陷盆地带

在喜马拉雅运动时期，青藏地区强烈隆起，形成宏伟的高原和弧形山系。在隆起过程中，一些断裂带（主要是深大断裂带）复活，沿着断裂带形成带状陷落，表现为断陷盆地带。这些断陷盆地带常位于古老的隆起带上（如安宁河断裂带）或断块差异活动强烈的地段（如鲜水河、理塘河断裂带）。在云南境内这种盆地有一百多，川西亦为数不少（图1—1）。需要说明，图中有些盆地虽未见到有关其性质的报道，但我们推断仍多属这种类型。

盆地一般宽一、二公里到十余公里，长十余公里到六、七十公里，窄而长的则为断陷谷。盆地常为不同方向的断层所围限。总体上，由于受深大断裂带的控制，在同条断裂带上许多盆地在长距离内常作串珠状排列（如安宁河盆地、小江盆地）或作雁行排列（如理塘河盆地）。

盆地的形成主要是在强烈的燕山运动以后（有的可能继承了中生代以来的断陷活动），这可以从下列一些事实得到证明：白垩纪及其以前的地层均遭到明显的褶皱，盆地中的新生代地层不整合于这些褶皱的地层之上，表现为大规模的单斜层，复式的地堑地垒系列（图1—4）。

由于边断陷边堆积，盆地中的地层常达到相当大的厚度。有的盆地早第三纪红色岩系厚达1500余米，有的盆地晚第三纪河湖相堆积厚达2000余米，有的盆地早更新世的湖相堆积厚达200—300米，有的盆地中更新世砾石层厚达300余米而未见底。看来，各盆地开始沉陷有先后，沉陷速度有快慢。由于各盆地沉陷速度不同，故相邻盆地同期沉积物常有明显的岩相变化和厚度差异，如有的盆地沉积物以砂和砂砾的互层为主，在一定程度上反映盆地垂向差异活动强烈；有的盆地以粘土和泥灰岩为主，说明盆地的沉陷缓慢均一。就全区而言，在南北向断裂带上盆地所在海拔高度，有北高南低、西高东低的趋势，在北西向断裂带上，有西北高东南低的趋势，大致与本区水系流向相吻合。既然盆地的形成和发展经历了整个喜马拉雅运动时期，而青藏高原的隆起亦是喜马拉雅运动的产物，二者似乎是相辅相成，所以本区盆地高程的规律性变化，乃是从另一个侧面反映了青藏高原的隆起和本区盆地的陷落在成因上的联系。

在同一断裂带上，盆地常由并列的几条地堑和夹于其间的地垒所组成。地堑就是断陷盆地，地垒就是断块山。相邻盆地一山之隔（宽约一公里到六、七公里）高差可达600—1000余米。值得注意的是，有的盆地（如安宁河盆地），在主干盆地的两侧，有许多不同方向的支岔盆地，宽一到三公里，长数公里到二十余公里不等，亦多为不同方向断层所围限。

从盆地中大规模的单斜层、复式的地堑地垒系列、雁行排列的小盆地、不同方向支岔盆地的发育、盆地中大量高角度正断层和逆断层的存在和粗大的断层角砾岩，说明盆地是在引张或张扭相对松弛的应力条件下形成的。

另外还要指出，在盆地带的一侧，如安宁河盆地带的东侧、理塘河盆地带的东北侧、鲜

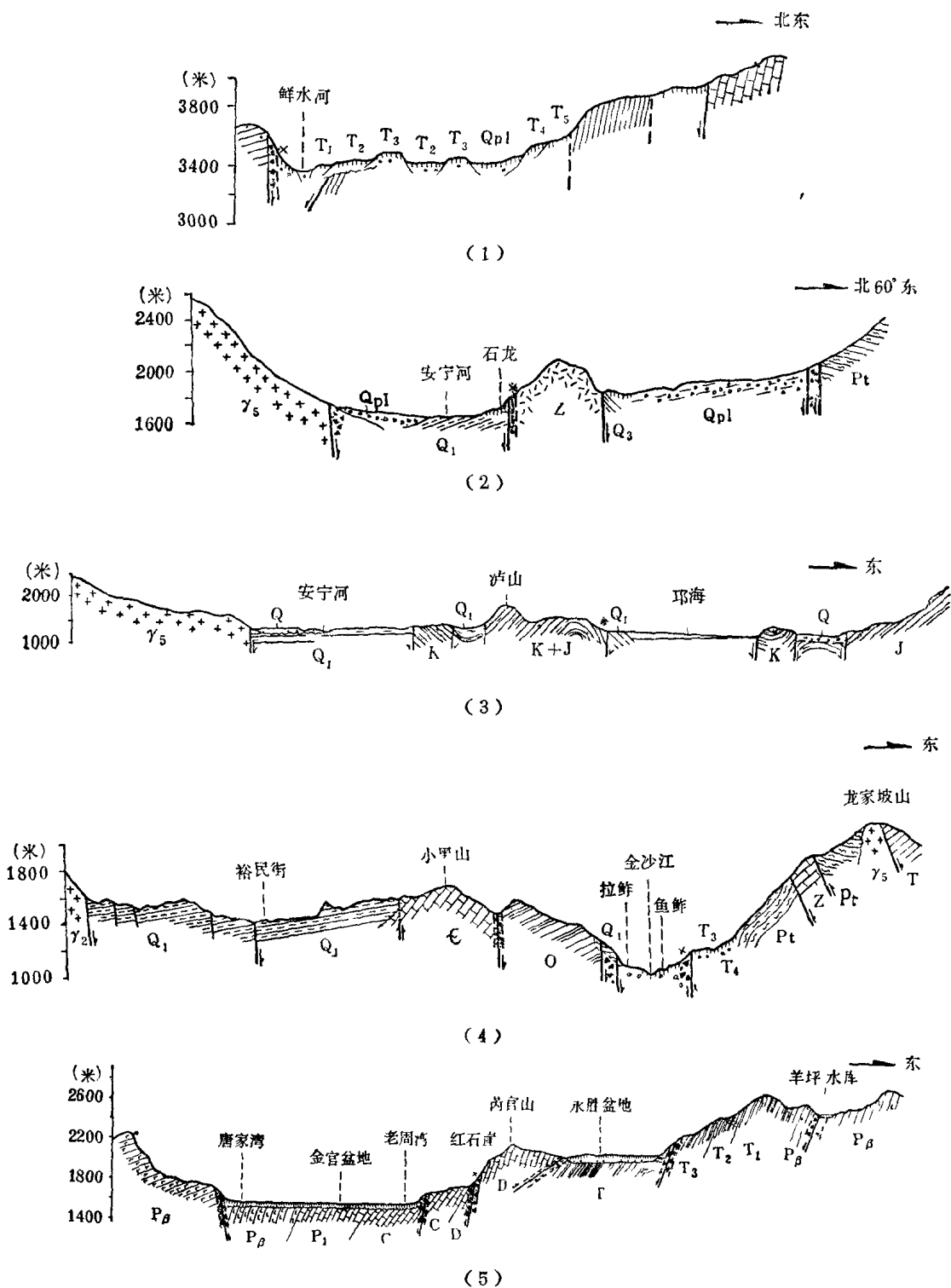


图 1—4 云南川西地区断陷盆地横剖面示意图

(1) 侏倭断陷谷横剖面；(2) 石龙断陷谷横剖面；(3) 西昌断陷盆地横剖面；(4) 鱼蚌—拉蚌断陷谷横剖面；(5) 永胜—金官断陷盆地横剖面。※地震断层所在位置

水河盆地带的西南侧，沿着主干断层附近的第四系，由于断层的左旋扭动使局部地段形成斜列式小褶曲、地层倒转、砾石被水平错断，在粗大的断层角砾岩中可见到因压扭作用而产生的逆冲断层和薄层的糜棱岩。这些现象又说明盆地曾遭到区域性基底剪切破裂的影响。

断陷盆地与大陆裂谷的比较

本区的断陷盆地和大陆裂谷是否同属一个类型？具体地说本区的断陷盆地是否同大陆裂谷一样也是地壳区域性引张作用的产物呢？我们认为二者有类似的地方，也有不同的地方。从发震的角度看，不同之处似乎具有更重要的意义。

二者的主要相同点：（1）主要形成于晚第三纪（少数于白垩纪或早第三纪即已存在）；（2）多为地堑地垒构造所组成，现今仍常为湖群带或沼泽；（3）多表现为重力负异常。这些可能表明，它们的形成同属一次统一的全球性的构造反映。

表1—1

断 陷 盆 地 带	大 陆 裂 谷 [6,7]
规模较小，长约 200—300 公里，少数达 700 余公里，宽 1—2 公里到 10 余公里，垂直断距有达 3000 余米者，但多数位移仅数百米（从盆地中沉积层的厚度估计）	规模宏伟，长数千公里，宽 25—65 公里，垂直总位移 2000—3000 米，厚的可达 5000 余米（从裂谷中的沉积层厚度估算）
走向在川滇境内作南北、北西折线状延展，北端到西藏境内则转向北西西	走向主要近南北
沿断裂带平直延伸，两侧主断层多作高角度（70°—80°），正断层和逆断层都有	两侧主断层形成的破裂缝作锯齿状，两边大致吻合，反映拉开的迹象。大致沿 55°—80° 正断层陷落
地壳厚 40—50 公里	地壳厚 20—30 公里
除滇西某些盆地于新第三纪以来有岩浆活动外，滇东、川西各盆地自形成以来尚未发现岩浆活动	常伴有第四纪玄武岩和火山活动
重力横剖面常表现为平缓宽阔的凹槽，反映不出盆地剖面的轮廓特征	重力剖面横剖面常作“U”形，与裂谷地形横剖面比较吻合
仅中更新世以来有强烈构造活动的盆地可能发生强震，强度可达 8 级或大于 8 级	地震活动性较强，但没有达到 8 级者①
主压应力方向与盆地延伸方向斜交②	拉张方向与裂谷延伸方向近乎直交

二者的不同点，如表 1—1 所示。从表 1—1 不难看出，大陆裂谷是地壳区域性水平拉张的产物。由于拉张，地壳变薄、裂谷沉陷、裂谷中巨厚的疏松沉积物引起的物质亏损以及软流层的上冲，乃引起重力负异常。可能由于处于引张或张扭状态，所聚积的能量仅能产生 8 级以下的地震。

①高名修 1974 年的统计。

②据国家地震局震源机制研究小组工作总结，1973 年。

断陷盆地重力负异常的形成，我们认为也与板块的活动有关，但不是由于板块的拉张而是由于板块的强烈侧压所致。本区盆地规模不大，沉积不厚（有的盆地根本没有新生代的沉积物），而本区地壳厚达40—50公里，所以盆地中新沉积物所引起的物质亏损对重力的影响是微不足道的。所以负异常的出现与盆地本身没有直接的联系。我们认为它的形成主要是由于板块的侧压引起断块间的相互错动，从而更进一步引起下伏软流层向上乘虚而入，软流层上升密度变小，乃引起重力负异常。所以在这里与其说负异常反映了盆地物质的亏损，倒不如说它反映了深断裂带的新活动更为确切。由于本区地壳较厚而且遭到强大的侧压，岩浆喷溢到地表就较裂谷区困难，因此滇东、川西的盆地中没见到岩浆岩。强大的侧压导致能量聚集，故经常发生强震，强度可达8级或大于8级。这是深层的情况。

在浅层，由于差异活动引起的局部拉张，致使发生下面三种情况：

- (1) 由于水平侧压，在隆起区的轴部引起局部的正断层陷落；
- (2) 强大的侧压所引起的垂向剪切活动，在浅层沿活动断裂带发生重力陷落；
- (3) 由于水平方向的压扭，引起雁行式的陷落。

在垂直盆地方向，这些局部引张所引起的空间加大是有限的，故盆地中大量正断层和逆断层同时并存，这似乎更适合在差异活动背景中的重力断陷活动，二者都属重力断层性质。

看来，断陷盆地所在位置其深层和浅层的应力状态是不一样的，深层处于强大的水平侧压下，表层则处于局部的引张或张扭作用中。若盆地边缘的主断层与深断层相联，则深层的水平扭动也可以在一定程度上反映到地表。总的说来，本区无论深层或浅层，区域性应力是统一的，即都处于现代板块统一的侧压作用下。大陆裂谷一般认为是板块分离作用的产物，所以它同盆地所处的应力状态是不同的。

易于发生强震的盆地的地质标志

本区历史强震约有70%发生在盆地中。总括起来，易于发生强震的盆地有如下特点：

1. 盆地多分布在深大断裂带上，其边缘除有断陷带的主断层外，常有其它方向的断层和隆起与之交会或穿插。其中尤以南北向或北西向深大断裂被其它方向的构造所复杂化了的地方，易于发生Ⅸ度或Ⅹ度地震。
2. 盆地的横断面多表现为阶状结构或地堑地垒系列，地堑地垒间高差数百米或二、三千米不等。特别是自中更新世以来，差异活动更为强烈，升降幅度可达数百米，水平位错可达十余公里。
3. 盆地内中更新世以来的沉积物多为粗碎屑物质，厚可达一、二百米或更多。
4. 云南西部的盆地有新生代岩浆活动或近代火山喷发。
5. 盆地边缘常有很厚而未胶结或胶结很差的断层角砾岩（地震断层多位于其中）。
6. 地貌上高差悬殊，对照性强，高山与盆地常相辉映，盆地边缘常有明显的断层三角面山，山麓常发育大的洪积扇或倒石堆。
7. 沿盆地边缘常有温泉或冷泉，有的涌水量颇大。
8. 现代泥石流常沿盆地边缘发育。

强震的发生首先要具备一定的地质构造条件。深大断裂带的存在，它延展之长，延伸之深以及它强烈的近期构造活动，为在本区发生强震提供了必要的条件。上面提出的这些标志，不仅说明这些地区地壳表层长期处于大幅度快速的差异活动中，而且显示出在深处具备

应力易于聚集和释放的地点。这些地点在过去曾聚集和释放过强大的地应力，现在，又正处在应力聚集过程中，也就是说孕育着地震。

另外，还要指出，在西南地区还有30%的中、强地震不是发生在盆地中，说明地震与盆地的依附性不是绝对的。

三、第四纪活动性断裂

本区，作为青藏高原的边缘，作为高原和丘陵的过渡地带，为适应以青藏高原为中心的

强烈隆起，断块的差异活动基本上承袭了北西向和近南北向两个方向的老断裂而活动着，构成大致包围青藏高原的多条折线状活动性断裂。炉霍到康定（北西向）、康定到西昌（南北向）、西昌到巧家（北西向）、巧家到通海（南北向），就是典型的例子。很明显，这些折线状断裂都是喜马拉雅运动、青藏高原隆起和老断裂再活动的结果。

中更新世以来构造运动的重要性

青藏高原的差异抬升，具有明显的间歇性，几次构造运动的高峰，形成喜马拉雅运动的几次相应的构造幕。长期的构造抬升，在本区除使前述的断陷盆地持续发生沉陷外，同时也使这些折线状断裂多次复活，而且活动延续至今。在整个活动过程中，要特别指出中更新世以来的构造活动和它的重要性。因为这个时期的活动断裂，常与地震的分布有着密切的联系，它往往就是强震发生带。野外调查发现，强震所产生的地震断层，就多位于这些中更新世以来有活动的断裂带中（图1—4），等震线亦表明地震波沿其衰减较慢，我们特称这个时期及其以后有过活动的断裂为“活动性断裂”，以区别于早期的断裂。

活动性断裂有着明显的继承性，

即沿老断裂再活动，但也包括了一定的新生特点，即在一定程度上发育了新的活动部位。例如，冕宁大桥到西昌，安宁河断陷盆地在早更新世大体是整体地均匀沉陷，故在宽阔

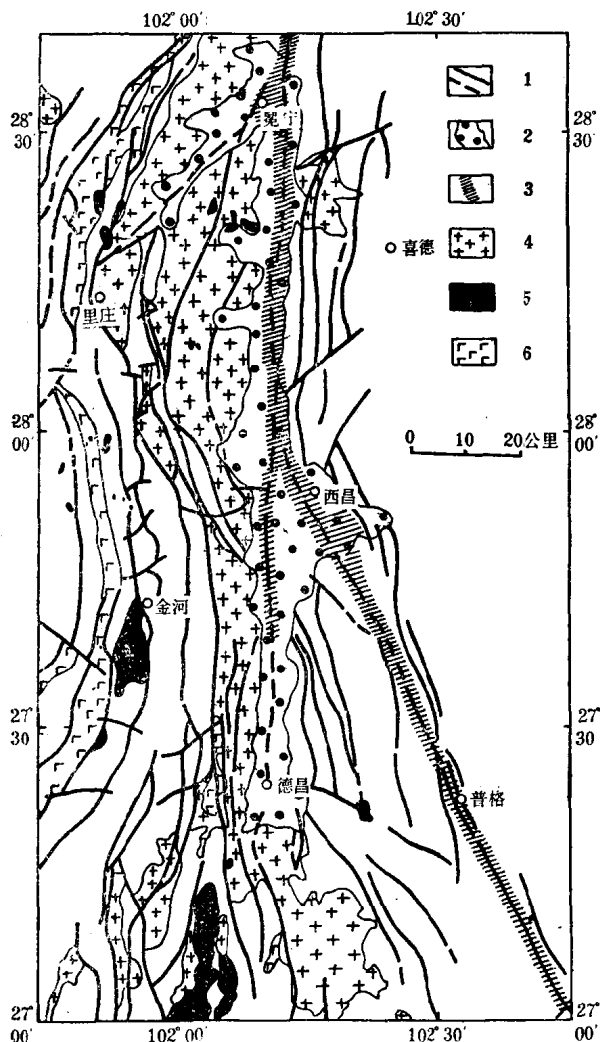


图1—5 安宁河地区深断裂带、断陷盆地及活动性断裂分布图

1.大断层和推测断层；2.新生代断陷盆地；3.活动性断裂带；4.中酸性侵入岩体；5.基性—超基性侵入岩体；6.晚古生代以来的基性喷发岩体

的南北向盆地中堆积了厚约 300 米的静水沉积昔格达层。但到中更新世,盆地的均匀沉陷为盆地东缘的强烈差异抬升活动所代替,在东侧形成复式的地堑地垒系列。这次构造变动在盆地中主要限于大桥—西昌间,地堑地垒系列过西昌后便转向东南指向巧家而去,西昌以南到德昌区间的盆地本期的活动则明显减弱(图1—5)。以上事实说明,中更新世以来的构造活动虽与早更新世的或第三纪的活动都以差异运动为主,但由于各构造带活动的强度不同、早期破裂所引起介质条件的改变,其具体活动部位便可发生一定变化。这种变化是不容忽视的,因为强震带的分布与这些新的活动部位密切相关,而与早期的活动部位关系不是那么密切。

这期构造活动的存在也说明,为什么西南地区有许多盆地虽都形成于新生代,在早更新世亦有强烈的构造活动,但在地震活动上却有很大差别,可能就是这些盆地于中更新世以后所遭到的构造活动有所不同,有的活动强烈,有的很轻微,有的趋于停歇的缘故。

活动性断裂的性质

本区活动性断裂多具有疏松的断层角砾岩,中间偶而间夹有薄层的糜棱岩。因为它在地震时常造成严重的灾害,同时地震断层常发生于其中,所以常引起人们的重视。

断层角砾岩带一般宽数米、数十米,角砾直径从几厘米到几十厘米不等,大者可达一米许,其棱角一般保存完好。这个时期所形成的断层角砾岩,以其未胶结或胶结甚差与第三纪的已胶结或胶结较好的断层角砾岩区别开来;同时又以其粗大、疏松与第三纪以前所形成的具有逆冲或斜冲的光滑剪切面、糜棱岩透镜体或薄层断层泥的断层区分开。例如永胜—金官盆地中间的地垒山〔图1—4(5)〕就是一个典型剖面。燕山期形成的低角度逆断层胶结甚好,而第四纪活动性断裂却是近乎直立的胶结甚差的粗大的断层角砾岩,二者性质绝然不同。这些第四纪断层角砾岩带由于其未胶结或胶结甚差,故常是现代泥石流的发源地,成为交通线上的盲肠。

断层角砾岩的形成,同断陷盆地一样,也是一种浅层现象,是由于差异活动在地壳的表层形成的局部引张或相对松弛状态下的产物。断层角砾岩中间所夹的糜棱岩和断层泥,则可能是深部剪切破裂延展到地表的结果。由于它的性质和地震断层相同,所以这些糜棱岩和断层泥的形成很可能是古地震活动的遗迹。断层角砾岩的形成反映了当时应力场的相对松弛,糜棱岩和断层泥则反映了强烈的挤压和扭动。所以活动性断裂带的性质须视其具体部位而定,有的部位是张性的,有的部位是张扭性的,有的部位是压扭性的。

活动性断裂存在于深大断裂带中,它同深大断裂带一样,在总体上断断续续地(由于在老地层中不易鉴别、在第四系中不易发现的缘故)作长距离延展,长达数百公里,故它在一定程度上也反映了老断裂所具备的区域性和深成性。同时从其长距离直线延伸而不受地形的影响,强震震中分布与地表所见活动性断裂带的高度吻合,可以推断,这些活动性断裂带的倾角是近乎直立的。

在宽度上,虽然深大断裂带一般宽约10—30公里(数亿年多次活动的总和),深大断裂带上的断陷盆地宽约1—10公里(数千万年活动的总和),而活动性断裂带宽仅数十米、百余米(数十万年活动的总和)。显然,断裂带随着延续时间逐渐变短,故活动范围显得有愈来愈变狭窄的趋势。它对强震发生带的确定是具有重要意义的。

四、中、新生代的应力场

西南地区的构造活动是多期的，不同的构造单元经历了不同的构造运动。如华南地台主要形成于晋宁运动，晋宁运动以后到中生代堆积了上万米的沉积盖层，直到白垩纪末才转入褶皱。甘孜地槽褶皱成山系印支运动的结果，其后四川运动更使其强化。三江地槽的形成过程更为复杂，从其岩浆活动与变质情况来看，它更是多次构造运动的产物，然而仍以印支运动与早期燕山运动为主，四川运动也有着普遍的表现。总的说来，中生代末的四川运动在本区具有普遍性，它以广泛的盖层褶皱运动为特点。其后，便进入喜马拉雅运动时期，以断块差异活动占主导地位^[8]，一直延续至今。因为两个时期的应力场与地震的发生可能存在某种联系，故这里试作简要的分析。

中生代的应力场

中生代的强烈的构造运动（开始活动有先后，有属印支期，有属燕山期，燕山期又分几个亚期），使本区从震旦纪到中生代的沉积层均卷入褶皱。我们试从褶皱的主要构造线在大范围的展布，反推当时的应力场。

从图1—2（图中仅表示了区域性断裂，褶皱线未画，实际上，断裂和褶皱多相伴随，平行排列，所以断裂的走向基本上代表了褶皱的走向）可以看出，本期构造线除在局部地方受老构造一定程度影响外，总体上仍表现出北西、近南北和北东三个方向占绝对优势。三组构造线在泸定附近会合，大致作“Y”形；在康滇古陆东侧，南北向和北东向构造线会合，作半羽毛状；在通海、建水一带，北西向和南北向构造线会合，作不匀称的向南突出的弧形；在德钦、贡山一带，南北向和北西向更挤压成束，然后向北向南散开呈帚状。从这些有趣的构造图形，再联系外围的区域构造线的展布情况，可以看出它们是具有区域意义的。它明显反映了板块构造的影响与控制。

现试将本区主要构造线的展布方向（当然这是极其粗略的）与现今太平洋板块、印度板块、欧亚板块的挤压方向进行比较，可以发现现今板块的主压应力方向和中生代的区域褶皱变形，彼此间有着很好的呼应。若从全国范围来看，这个现象就更清楚了。中国东部，相应太平洋板块向北西（或向西）的挤压，形成北东到北北东的褶皱和断裂，此即李四光所说的华夏系与新华夏系，也就是一般所谓的西太平洋构造带。在西南地区，相应印度板块的北北东向的挤压，形成了向北东方向突出的弧形构造，此即李四光所说的康藏“之”字形构造，也即一般所谓的地中海—喜马拉雅构造带。在北部，由于欧亚板块的阻挡，乃有巨型的纬向构造和祁吕弧形构造的形成。川、甘、青三角形构造带，乃三个板块相互挤压影响的结果。从这种相呼应的情况可以推断，现今板块构造的轮廓和主压应力方向于中生代就已定型，这些区域性褶皱的形成应与三个板块相互挤压有关。

本区三个方向构造带的形成，虽各有其独立的发育史，但褶皱带的最后定型应该是同期的，因为在本区没有发现三者有明显的先后交切关系，而看到的是不同方向的构造线在交会处所呈现的拐弯、扭曲和分岔。故中生代的应力场是北西到北西西（太平洋板块的作用）北北东（严格说来这时印度板块尚未来到^[9]，应系特提斯板块的作用）和向南（欧亚板块的阻挡）三个方向互相挤压的综合。

另外，根据区测资料和对航空照片的分析，沿着北东方向突出的弧形构造，表现出反时

针的扭动^[10]，沿龙门山断裂作顺时针的走向滑动。这种不同方向的水平滑动，很可能是西藏断块向东推移过程中驱使本区菱形块体向南南东楔入的结果（下一节将作进一步讨论）。

新生代的应力场

四川运动以后，由于印度板块的到来并与欧亚板块直接顶撞，强大的水平挤压^[11-14]，致使青藏高原强烈隆起^[5,8,15,16,17]，地壳厚度增大。其影响范围几乎遍及整个中国大陆^[18]，说明新生代以来的构造运动，较之中生代在构造形变上发生了根本的变革。虽然同样受到三个板块的侧压，但所产生的不再是强烈的褶皱（青藏地区除外），而是地壳的大面积隆起、断块差异错动（有垂向的也有水平的）和沿深大断裂带的带状陷落（即断陷盆地的形成）。它对我国地势的形成具有划时代的意义。

重复精密水准测量结果表明，这种水平侧压所产生的隆起作用仍持续至今。这个时期的应力场，基本上是对早期应力场的继承，仍为三个板块互相挤压所决定。所不同的是这个时期由于印度板块的到来，特提斯板块对欧亚板块的俯冲为印度板块的顶撞所代替，而东部仍保持太平洋板块对欧亚板块（洋壳对陆壳）的俯冲。由于板块间运动模式的改变、板块性质的不同，故所形成的区域应力场，是以印度板块向北的挤压占着绝对优势。综上所述，可将我国大致分为四个大的应力区：

1. 从元江断裂（它的主要部分在越南境内）经小江断裂、安宁河断裂、龙门山断裂、汶川—松潘—武都地区、顺秦岭而东，再接郯城庐江断裂，此线以东即我国东南部的华东和中南地区是一个应力区；

2. 前一条线北延到松潘以后，大致经兰州顺河西走廊西去，所包围的西南弧形构造地区是一个应力区；

3. 祁连山、阴山、燕山以北，大兴安岭以西是一个应力区；

4. 阴山、燕山以南，大兴安岭以东，秦岭以北，郯城庐江断裂以西，贺兰山以东，即大致华北地区是一个应力区。

这里需要说明，松潘—汶川一线作为分界线是不清楚的，它是怎样穿过秦岭，在大地构造上证据是不足的。仅从老构造看不出南北向构造带的存在。所以这条分界线主要是根据新生代断陷盆地的展布、夷平面的解体、地壳厚度规律性的变化、重力异常的存在，以及强烈地震活动等现象所作的推测。它应是印度板块对欧亚板块顶撞以后才形成的。

具体到本区，各部位的应力场，根据震源机制P波初动解得出其主压应力轴的分布（图1—6）：

- （1）鲜水河断裂带和龙门山断裂带以北地区的优势方向为北东；

- （2）龙门山断裂以南，安宁河断裂、小江断裂以东的优势方向为北西西；

- （3）安宁河断裂、小江断裂以西，金沙江断裂、元江断裂以东的优势方向为北北西；

- （4）金沙江断裂和元江断裂以西，优势方向从北部的北东逐渐转为北北东到北北西。

另外再结合图上地震断层所呈现的错动方向^[19,20]可以看出，大致由鲜水河断裂、安宁河断裂、小江断裂、金沙江断裂、元江断裂所包围的菱形块体，在总体上有向南南东运动的趋势。

此外值得注意的是，本区几条主要活动性断裂带上水系被错断情况，仍与中生代的构造运动是一致的，反映出鲜水河断裂带仍为左旋，龙门山断裂带仍为右旋。从以上情况，本区总的力的来源该怎样理解呢？模拟实验结果表明^[21]，由深大断裂切割成的不连续结构情况下，