

西昌—渡口地区地震烈度区划 综合研究报告

(附西昌—渡口地区地震烈度区划图说明书)

国家地震局南西烈度队著

地震出版社

西昌—渡口地区
地震烈度区划综合研究报告
(附西昌—渡口地区地震烈度区划图说明书)

国家地震局西南烈度队著

地震出版社

1977

西昌—渡口地区地震烈度区划综合研究报告

国家地震局西南烈度队著

地质出版社 出版

北京 里河路 24 号

北京印刷三厂印刷

787×1092 1/16 5 1/2印张 110,000字

1977年10月第一版 1977年10月第一次印刷

统一书号: 13180·23 定价: 0.50元

内部发行

前 言

为了落实毛主席“备战、备荒、为人民”的伟大战略方针，国家地震局于1971年至1975年组成了由成都地震大队、昆明地震大队、兰州地震大队、武汉地震大队、地质研究所、工程力学研究所和物探队等七个单位参加的西南烈度队，以三线建设重点、地震活动较频繁、地震烈度工作有一定基础的四川省西昌—渡口地区为试验场地，开展地震烈度区划的综合研究，主要任务是研究地震烈度区划的基本原则、方法和依据。

这里所指的西昌—渡口地区包括：东起昭觉、巧家一线，西迄木里、华坪，北自冕宁、越西，南至永仁(东经 $101^{\circ}00'$ — $103^{\circ}00'$ ，北纬 $26^{\circ}00'$ — $28^{\circ}40'$)，面积约54000平方公里。

有不少单位对本区作过大量工作。1959—1960年，中国科学院南水北调综合考察队在西南地区进行了较详细的地震和地质工作，编制了川、滇接壤地区二百万分之一地震烈度区划图。1965年中国科学院昆明地球物理所和地质部西南地震地质队在本区进行了地震地质、地震活动性、地震影响场、重力测量和地壳测深等方面的综合研究，编制了一百万分之一地震烈度区划图，并对重点工程区进行过基本烈度鉴定。中国科学院地质所、昆明地球物理所、北京大学和水电部锦屏工程指挥部等单位对本区进行过地壳活动性和地震地质方面的研究，对锦屏地区进行过基本烈度鉴定。

从1971年开始，我队又从国家地震局所属各单位以及有关部门收集了本区及邻区的有关资料，特别是利用了四川、云南两省地质局所属区测队、四川省石油管理局、云南省石油会战指挥部和国家地质总局航磁大队的有关区域地质和重、磁力等方面的资料。在过去工作的基础上，我们开展了野外考察和室内分析研究工作。整个工作分五个方面进行：

1. 地震地质方面，采用点线结合办法，对川西、云南主要强震震中区所在的10条深、大断裂带进行了野外考察；对24个强震极震区进行了调查，以了解不同强度地震的发震地质条件。此外，对本区10个未曾发生强震的断陷盆地作了一定了解。在此次考察的基础上，编制了这一地区地质构造图、新构造图、地震危险区划图，并对本区地质构造特征及其与地震活动的关系进行了初步探讨。

2. 地形变方面，收集了本区已有的一、二等水准测量及西昌、冕宁、渡口等地水准环测量资料，编绘了垂直形变剖面图。并从三期水平角观测资料，两期微波光速测边资料的分析中，得出水平形变和垂直形变有良好的一致性的看法。结合地震地质提出了本区地壳形变特征与地震关系的初步认识。

3. 地球物理方面，收集了重、磁力资料，做了12条地壳结构推断剖面，编制了西南部分地区地壳深部密度界面埋藏深度简图（推断莫氏面）、布格重力异常图，并对重力均衡状况及其与地震活动的关系作了尝试性的研究。

4. 地震活动性方面，在划分石棉—元谋地震带的基础上，分析了该带强、弱地震的时、空、强特点，编制了该带弱震震中分布图、震源深度分布图。采用线性预测、极值概率等数理统计方法，在综合地震活动特征的基础上，估算了本带未来100年内各级地震可能发生的次数。

5. 地震影响场方面，对本区所有强震震中位置、强度和等震线形状进行了复查、核实

和修正。对邻区10次强震进行了补充调查。编制了本区强震震中分布图、强震等震线图，提出了本区的烈度衰减规律。

此外，国家地震局物探队重力二分队还在本区开展了一百万分之一面积重力测量和流动重力剖面测量；成都地震大队地震测量队对本区已有水准路线进行了复测，并增布了水准路线和渡口水准环；地质所二室测量组对本区一些活动性断裂进行了垂直位移观测；地质所四室模拟实验组进行了本区应力场的模拟实验。他们的成果更充实了我们的研究内容。

在工作过程中得到各有关单位的大力支持和多方面的帮助，这里表示衷心感谢。我们的工作初步的，错误的地方一定很多，请同志们批评指正。

目 录

第一章 地震地质特征及其与强震的关系	(1)
一、地震地质特征	(1)
1. 深大断裂带	(1)
2. 断块结构	(1)
3. 断陷盆地	(3)
4. 活动性断裂带	(4)
二、中、新生代应力场的分析	(8)
1. 中生代的应力场	(8)
2. 新生代的应力场	(9)
3. 东西向隆起运动	(12)
三、地质构造与强震的关系	(12)
第二章 重力场与地震活动	(15)
一、重力场及地壳结构	(15)
二、重力失衡与地震活动	(18)
三、重力均衡调整与地震的发生	(24)
第三章 近期地壳形变与地震	(29)
一、地壳形变与地震的关系	(29)
1. 关于孕震区	(30)
2. 关于震级大小	(30)
3. 关于发震地点	(31)
4. 关于发震时间	(32)
二、西昌—渡口地区地壳垂直形变总的趋势	(33)
三、各地段地壳垂直形变与地震趋势	(34)
1. 石棉—德昌	(34)
2. 德昌—三棵树	(38)
3. 西昌—华弹	(39)
4. 西昌—三湾河	(40)
5. 渡口地区	(41)
四、西昌地区地壳水平形变与地震趋势	(42)
第四章 地震活动特征	(44)
一、石棉—元谋地震带的划分	(44)
二、强震活动特征	(46)
1. 历史强震活动情况	(46)
2. 强震活动的迁移性	(47)
3. 强震活动的重复性	(48)
4. “应变”释放曲线	(49)
5. 震级—频度关系	(50)
三、弱震活动特征	(52)

1. 弱震活动概况	(52)
2. 弱震的空间分布	(53)
四、石棉—元谋地震带未来 100 年地震危险性的预测	(53)
1. 线性预测方法的结果	(53)
2. 极值方法的结果	(57)
3. 用标准平稳马尔科夫过程计算地震发生的概率	(58)
4. 石棉—元谋地震带未来 100 年地震危险性的估计	(58)
第五章 地震危险区的确定及地震强度的综合标志	(59)
一、地震危险区的确定	(59)
1. 地震地质的标志	(59)
2. 地球物理的标志	(59)
3. 地壳形变的标志	(59)
4. 地震活动性的依据	(59)
二、确定危险区地震强度的综合标志	(60)
1. X 度区	(60)
2. IX 度区	(61)
3. VIII 度区	(61)
4. VII 度区	(61)
第六章 影响场确定的依据	(62)
一、选择历史地震资料的标准	(62)
二、评定烈度的标准	(62)
三、影响烈度衰减的因素	(63)
1. 发震构造特点	(63)
2. 介质因素的影响	(63)
四、影响场的统计和分析	(66)
1. 影响场的统计	(66)
2. 影响场的讨论	(67)
结束语	(69)
附图：附图一：西昌—渡口地区地质构造图 (1:50万)	
附图二：西昌—渡口地区新构造图 (1:50万)	
附图三：西昌—渡口地区地震危险区划分图 (1:50万)	
附图四：石棉—元谋地震带弱震震中分布图 (1:50万)	
附图五：石棉—元谋地震带震源深度分布图 (1:50万)	
附件：西昌—渡口地区地震烈度区划图说明书 (比例尺1:50万)	

第一章 地震地质特征及其与强震的关系

我国东部地区属西太平洋构造带，西部地区属地中海—喜马拉雅构造带。二者大致在东经 102° — 106° 区间交会。由于两大构造带的相互干扰、穿插，致使在我国中部出现一条断断续续、若隐若现的“南北向构造带”。它在重力场、磁力场、地壳厚度以及强震活动上都有明显的反映。又由于一系列强震震中在空间上与“南北向构造带”比较吻合，故有人从地震的角度称之为“南北地震带”。西昌—渡口地区即位于这条“南北向构造带”的南段。

一、地震地质特征

本区地震地质具有以下几个特点：

1. 深大断裂带

广泛发育的深大断裂带及其围限的断块构造，构成本区大地构造的基本格局。它们对区域大地构造的发展起了重要的控制作用，对地震的时、空、强分布亦有着深刻的影响。

深大断裂带主要有北西向、近南北向、北东向三组（图1），它们都具有悠久的地质发育史，而且经历了多次复杂的构造运动，是地壳长期活动的构造带。

本区安宁河深断裂带和磨盘山—绿汁江深断裂带纵贯南北（西昌—渡口地区即位于这两条断裂带上），沿断裂带有多期岩浆活动，从晋宁期花岗岩到海西期超基性岩，从印支期偏钙碱质岩到燕山期火山岩均有分布。断裂带两侧的构造变形也各不相同，西侧紧密，东侧宽缓。沿断裂带更发育了新生代断陷盆地。另外，深大断裂带常控制了不同时期的沉积发育史，如金河—永胜—宾川深断裂以西，下、中三迭统厚约1000余米，其东侧缺失，而上三迭统到白垩系在断裂带以东厚约4000余米，而西侧缺失（附图一）。这些都说明深大断裂带在漫长的地质历史时期中，活动是十分频繁和强烈的。

本区深大断裂带长达数百公里，常作直线延伸而不受地形的影响，岩浆岩分布与断裂带十分吻合，断裂带两侧曾有大幅度地反复升降运动，由此可以推断，断裂向深处延伸是高角度的（即近于直立），故本区强震震源虽深达10—20公里，而震中却落在地面所见的断裂带上乃是很自然的。

从沿断裂带的多次岩浆侵入，尤其是基性、超基性岩的广泛存在，说明深大断裂的某些地段不仅穿过地壳，而且深入到上地幔。至于本区的一般大断裂，从其延展的长度（数十公里到二、三百公里），估计亦有较大的深度。

2. 断块结构

上述不同方向的深大断裂带，把地壳分割成大小不等的构造块体，我们称之为断块。在漫长的地质历史发展过程中，它同深大断裂带一样，也各自具有独特的发育史和相应的沉积建造特点，它们的活动形式也极不一致。这些断块有起有伏，表现为相邻断块的抬升和沉降。如小相岭断隆、螺髻山断隆、盐边断隆和金沙江断隆，即多处于长期抬升过程中。断隆多为前古生代的岩系所构成。嵌于其间的则是古生代或中生代不同建造充填的断陷区，如米市

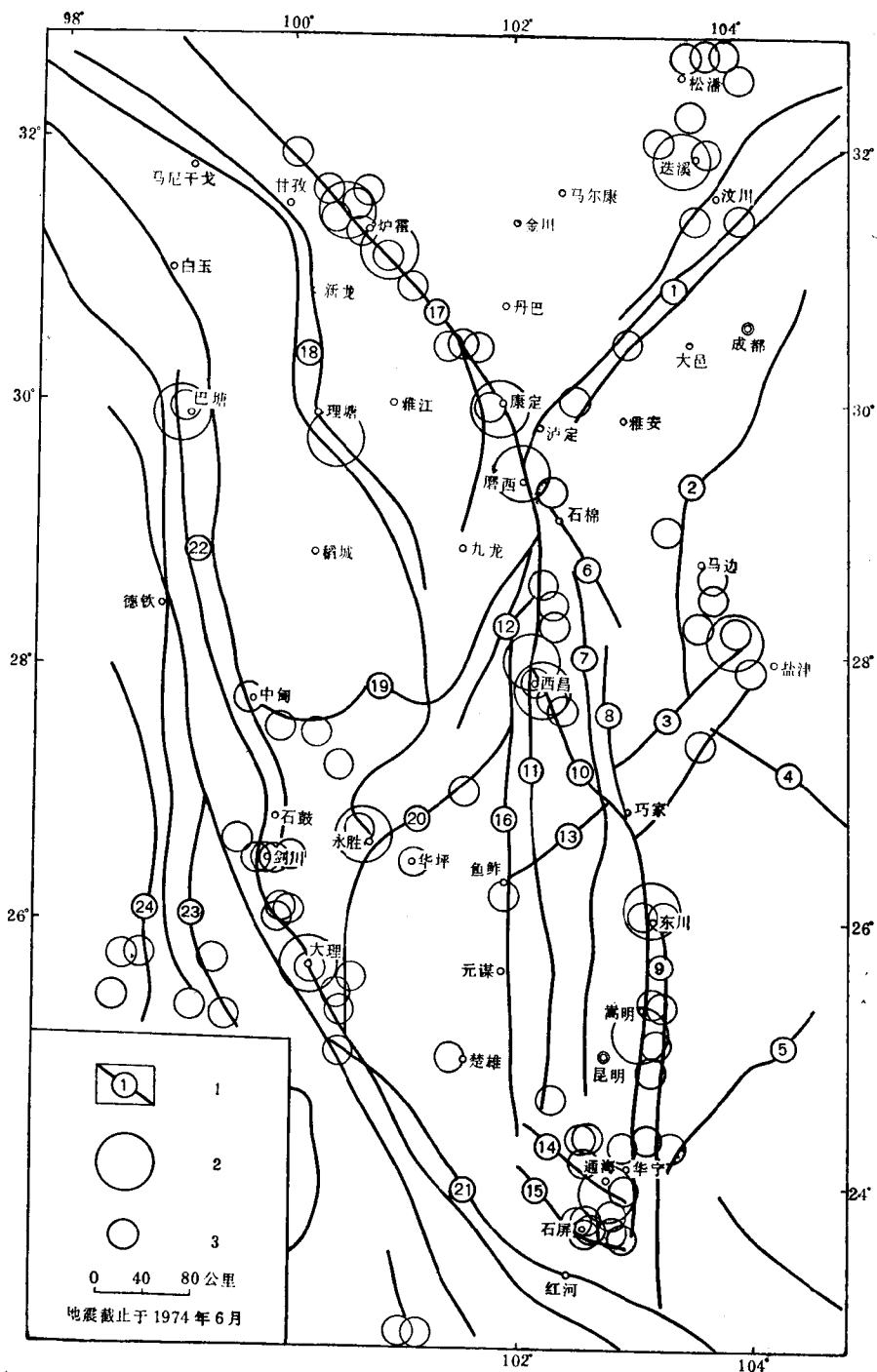


图1 西南地区深大断裂带和强震震中分布图

1. 深大断裂带编号 (①龙门山断裂 ②峨眉山—金阳断裂 ③莲峰—巧家断裂 ④彝良—水城断裂 ⑤弥勒—师宗断裂 ⑥普雄河断裂 ⑦西罗河断裂 ⑧罗西断裂 ⑨小江断裂 ⑩则木河断裂 ⑪安宁河断裂 ⑫南河断裂 ⑬宁会断裂 ⑭曲江断裂 ⑮石屏—建水断裂 ⑯磨盘山—赫汁江断裂 ⑰鲜水河断裂 ⑱理塘河断裂 ⑲小金河断裂 ⑳金河—永胜—宾川断裂 ㉑元江断裂 ㉒金沙江断裂 ㉓澜沧江断裂 ㉔怒江断裂) 2. $M \geq 7$ 3. $6 \leq M < 7$

断陷、会东断陷、盐源台缘拗陷、滇中拗陷等。这些小的断块又分别包含在甘孜—盐源和冕宁—楚雄两个大的断块区中（图2）。

断块也有水平方向的错动。如沿断块的边缘鲜水河断裂带花岗岩体被水平错断近二十公里，沿龙门山断裂带水系被错移十余公里。后面在讨论本区应力场时，还要介绍水平错动的情况。

本区从震旦纪到三迭纪主要受振荡运动的影响，致使这一时期的地层呈整合或假整合接触，仅在断裂带上有局部不整合。中生代强烈的构造运动使全区的沉积盖层，在基底断块构造的控制下褶皱成山。由于断块的相互挤压错动，断块上的沉积盖层乃形成各自的构造形态。断块间的断裂带的某些部分，由于岩性破碎软弱，易于引起构造变动，故其上的地层褶皱紧密，常有不同程度变质；断块相对完整坚硬，故其上的盖层褶皱宽缓，一般没有变质。如安宁河断裂带中的中生代地层近乎直立，变质明显，褶皱紧密，新生代地层变动亦十分强烈；而东部米市断陷内，则是另一种景象，中生代红层褶皱十分平缓，地层也没有变质的迹象。

在川滇地区，根据深大断裂带的发育历史、沉积古地理、盖层构造特征，地球物理资料及地震活动特点，可初步分为四个大断块区，即色达—松潘断块区，成都—宜良断块区，冕宁—楚雄断块区和甘孜—盐源断块区（图2）。各断块区又包括几个小的断块。这种断块结构是后期构造运动的构造基础，是构造应力作用的结构条件。

从断块结构特点和历史强震分布可以看出，本区围限断块的深大断裂带多是强震发生的场所，断块内部则是不易发生强震而相对安全的地方。

3. 断陷盆地

在喜马拉雅运动时期，青藏地区强烈升起，在地势上形成宏伟的高原和弧形山系。在隆起过程中使得一些断裂带（主要是深大断裂带）复活，由于断裂带的强烈差异活动，沿着断裂带更形成一些带状陷落，形成断陷盆地（附图二、图3）。

大致在强烈的燕山褶皱运动以后，在深大断裂带的一些局部地段先后发生不同程度的陷落，形成大大小小的断陷盆地和断陷谷。这些局部地段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3）。需要说明，图中有些盆地，虽未见到对其性质的论述，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。在总体上，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（如安宁河盆地带、小江盆地带），或作雁行排列（如理塘河盆地带）。

盆地的形成主要是在强烈的燕山运动之后，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，而盆地中的新生代地层却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4）。

盆地中的地层，由于盆地的边断陷边堆积，故在不大的盆地内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，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

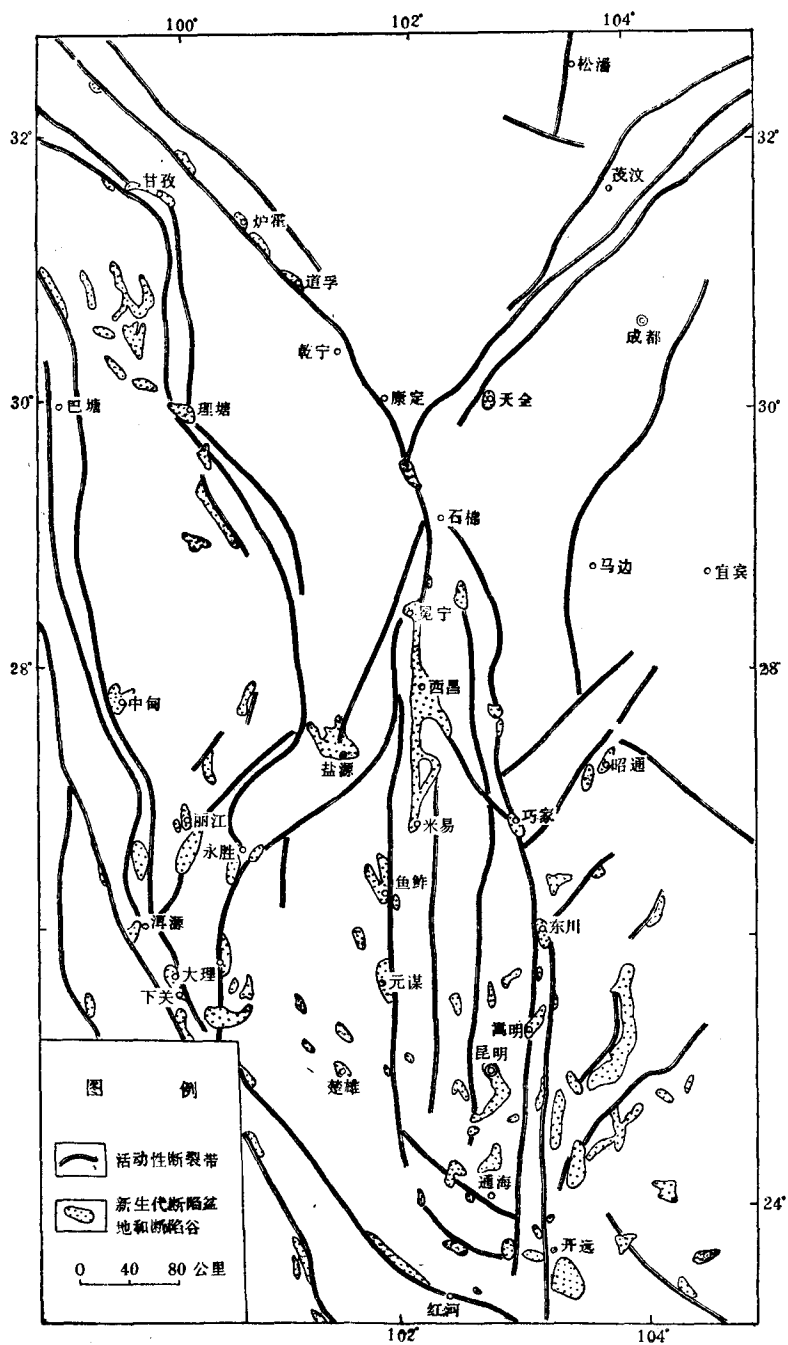


图3 西南地区断陷盆地和活性断裂分布图
(据昆明地震大队、成都地震大队和全国烈度区划编图组)

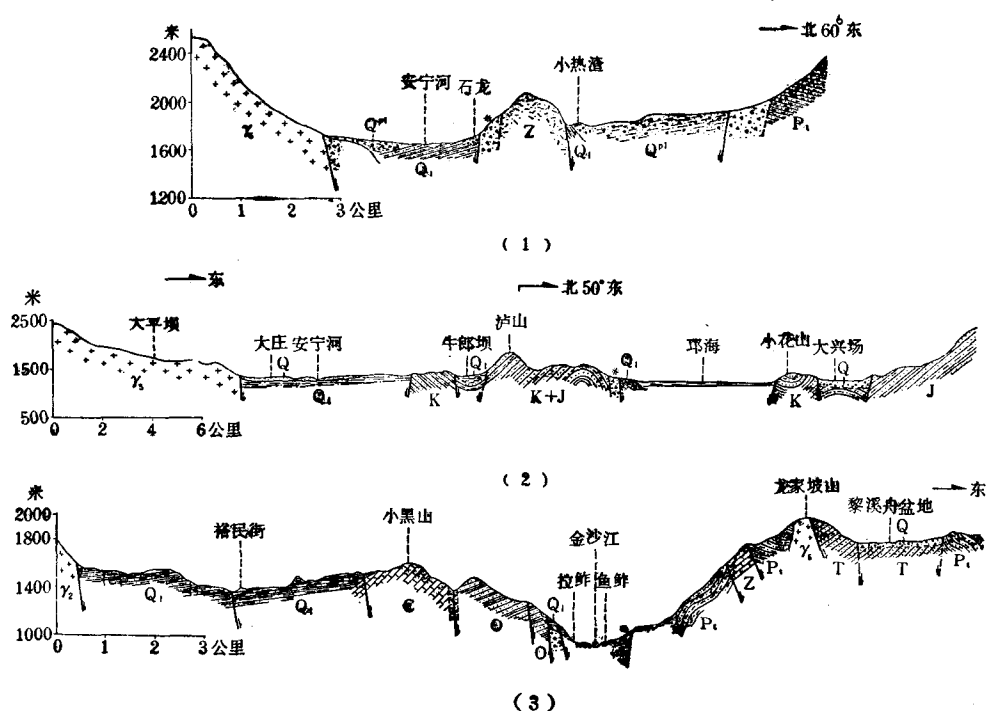


图4 西昌—渡口地区断陷盆地横剖面图

(1) 石龙断陷谷横剖面 (2) 西昌断陷盆地横剖面 (3) 鱼蚌—拉蚌断陷谷横剖面
※地震断层所在位置

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，更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（图5），亦多为不同方向断裂所围限。

从盆地中大规模的单斜层、复式的地堑地垒系列、沿断裂带作雁行排列、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以及粗大断层角砾岩的存在，说明盆地是在引张或张扭相对松弛的条件下形成的。

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在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更可见到因压扭作用而

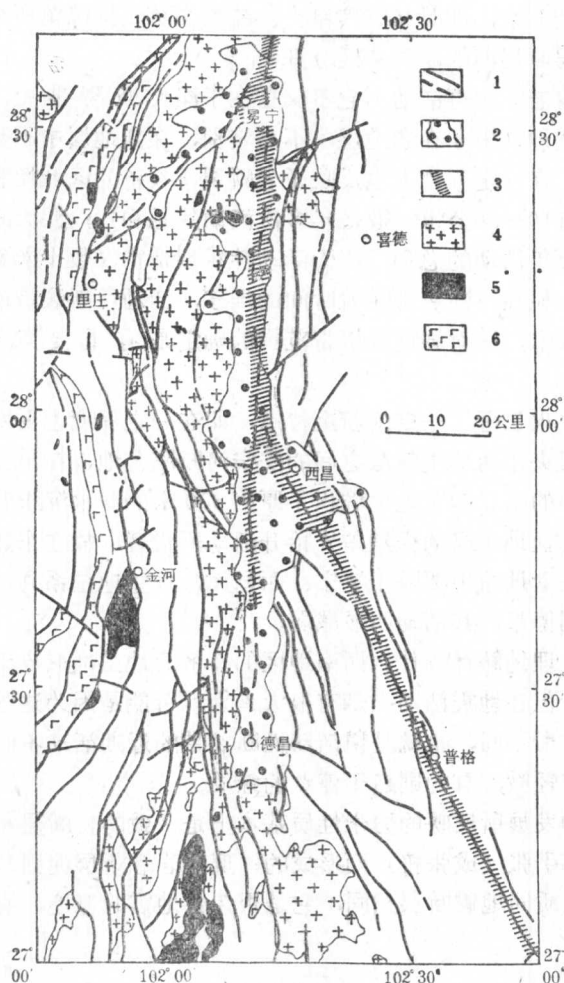


图5 安宁河地区深断裂带、断陷盆地及活动性断裂带分布图

- 1.大的断层和推测断层 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

的涌水量颇大。

(8)现代泥石流常沿盆地边缘发育。

另外，还要指出，在川滇地区还有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，它只能作为一种间接标志。

4. 活动性断裂带

深大断裂带内新活动的部分尤其是中更新世以来有活动的部位，常与地震的发生和分布有着密切的关系，这里称之为活动性断裂带。

活动性断裂带多具有疏松的断层角砾岩，中间有时间夹着被挤碎的糜棱岩和断层泥。断层角砾岩带一般宽数米、数十米至数百米，角砾岩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

产生的逆冲断层，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。

川滇地区历史强震约有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，更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他方向的构造所复杂化了的地方，更是易于发生Ⅱ度或Ⅲ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。其中尤其是自中更新世以来，差异活动强烈，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，厚度可达一、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

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光滑剪切面、糜棱岩透镜体或薄层断层泥的断裂带区分开来。

活动性断裂带有明显的继承性，即沿着老断裂再活动。它不仅存在于深大断裂带中，而且同深大断裂带一样，在总体上断断续续地（由于在老地层中不易鉴别，在新地层中不易发现的缘故）延展，长达数百公里，因此，在一定程度上也反映了老断裂所具备的区域性和深成性。但在宽度上，深大断裂带一般宽有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到数百米（数十万年活动的总和）（图5）。显然，断裂带随着时间的推移，活动性断裂带所经历的时间较短，因而其活动范围也较为狭窄。这对强震发生带范围的确定是有重要意义的。

有必要指出，在继承性活动的背景上，也包含了一定的新生特点，即在一定程度上更发育了新的活动部位。例如，从冕宁到德昌段夹于两侧主断层之间的安宁河断陷盆地，在早更新世大体是整体均匀地逐渐沉陷，故在宽阔的南北向盆地中堆积了厚约300米的静水沉积普格达层。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，故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冕宁、西昌间，地堑地垒系列过西昌后便转向东南向巧家延伸。西昌以南到德昌，其活动明显减弱。

由于这期构造活动的存在，可以比较合理地解释为什么西南地区的许多盆地虽都形成于新生代，在早更新世都有强烈的构造活动，但在地震活动上却有很大差别。可能是因为这些盆地于中更新世以来，所遭到的构造活动有所不同，也就是说活动性断裂带的近期活动不同的地段活动强度不同，有的很强烈，有的较轻微，有的则趋于停歇的缘故。

活动性断裂带的性质，与盆地的发生和发展所反映的力学性质基本上是一致的。断层角砾岩是由于断块差异活动在表层引起的局部引张（或张扭）而形成的；糜棱岩和断层泥则是深部剪切破裂延展到地表的结果。后者的性质同地震断层相同，它是否为古地震的遗迹，值得进一步研究。

二、中、新生代应力场的分析

川西地区的构造活动是多期的。本区的东半部属华南地台，基底褶皱完成于晋宁运动，晋宁运动以后直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。西半部属甘孜地槽，印支运动使其褶皱成山，其后四川运动更使其强化。总的说来，本区中生代末的四川运动是具有普遍性的，以强烈的褶皱运动为特点。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，而且延续至今。这两个时期的应力场与地震的发生可能有某种联系，这里试作简单的分析。

1. 中生代的应力场

中生代强烈的构造运动，使本区震旦纪到中生代的沉积层均卷入强烈褶皱。从图1可以看出（图中没有表示褶皱，实际上褶皱和断裂相伴随，平行排列），本期构造线除在局部地方受老构造的一定程度的影响外，总体上仍以西北、近南北和北东三个方向占优势，在泸定附近会合，大致作“Y”形；在康滇古陆的东侧，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，南北向和北西向构造更挤压成束。从这些有趣的构造图形，再联系外围的区

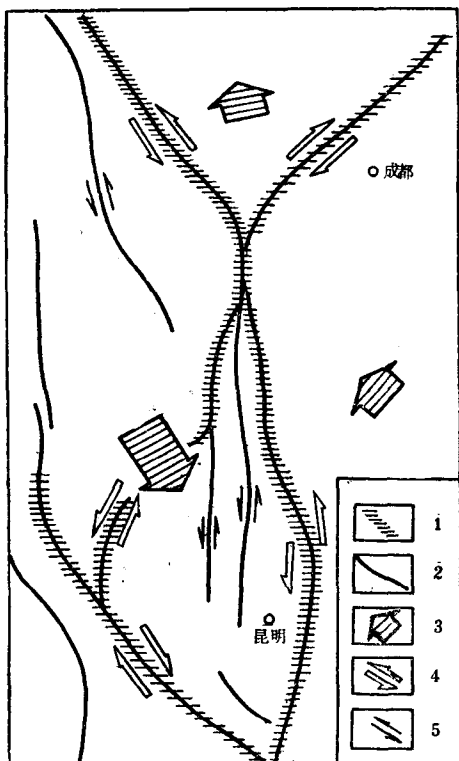


图6 深大断裂带和断块区相对错动示意图

- 1.断块区分界线 2.深大断裂带 3.断块区相对运动方向
- 4.断块区边界错动方向 5.断裂带错动方向

域构造线，可以看出，它们是具有区域性意义的，反映了板块构造的影响与控制。

试将本区主要构造线的展布方向与现今印度洋板块、太平洋板块和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。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的挤压有关。

本区三个方向构造线的形成，虽各有其独立的发育史，但褶皱带的最后定型应当是同期的，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。故中生代的应力场主要是北西到北西西（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，应系特提斯板块的作用）和向南（欧亚板块的阻挡）三个方向的相互挤压。

另外，根据区测资料和航空照片分析，由于不同大小断块的控制和影响，各断裂带的错动方向也各不相同（图6）。鲜水河断裂带呈现反扭平移，安宁河断裂、小江断裂亦是同样情况，而龙门山断裂、元江断裂都是顺扭平移。此等现象乃是由于色达—松潘断块相对北移、甘孜—盐源断块和冕宁—楚雄断块相对色

达—松潘断块和成都—宜良断块向南东方向错动所决定的。

2. 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，强大的水平侧压使青藏高原强烈隆起，地壳厚度增大，其影响范围几乎遍及整个中国大陆。本期的构造运动较之中生代在构造形变上发生了根本的变化。虽然同样受到三个板块的侧压，但所引起的不再是强烈的褶皱，而是地壳大面积的隆起、断块差异运动和沿深大断裂带的线状陷落（形成断陷盆地）。它对我国地势的形成具有划时代的意义。

这个时期的应力场，从对各深大断裂带所呈现的新构造、水系和地震断层等资料分析，基本上是对早期应力场的继承，仍为三个板块相互挤压所决定，构造应力场未发生明显的变更，并一直延续至今。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，而太平洋板块对欧亚板块仍是洋壳对陆壳的俯冲。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，是以印度板块对欧亚板块的挤压占绝对优势。震源机制结果也给出本区现代构造应力场的梗概。由本区五十多次4级以上地震P波初动解得知，现代构造应力场主压应力绝大多数是近乎水平的。由震源主压应力轴分布情况和震源错动面分析结果，可以看出断裂带和断块活动的方式与新构造期和中生代末

的活动方式是一致的。

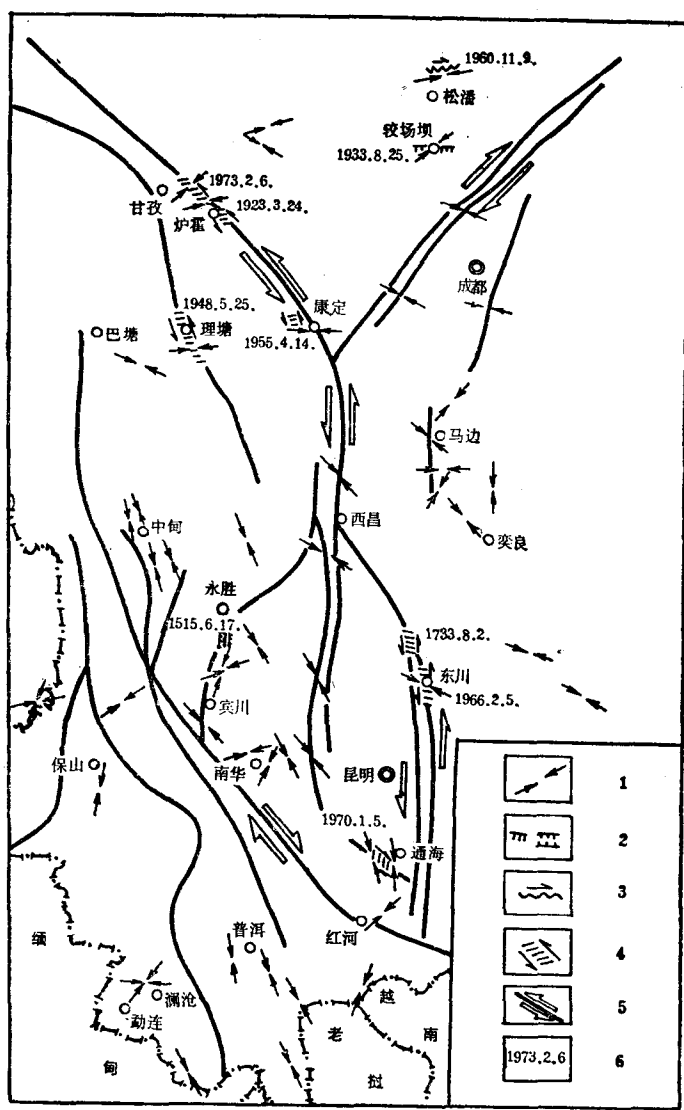


图7 西南地区震源主压应力方向和地震断层分布示意图

1.震源主压应力轴 2.拉张地震地裂缝 3.拉张-剪切地裂缝 4.剪切地裂缝带 5.断裂带错动方向 6.地震发生的时间

(据昆明地震大队、成都地震大队等)

本区的现代应力场，其主压应力轴的分布：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—北东东；龙门山断裂以南，安宁河断裂和小江断裂以东的优势方向为北西西—北西；安宁河断裂和小江断裂以西，金沙江断裂和元江断裂以东的优势方向为北北西；金沙江断裂和元江断裂以西，优势方向从北部的北东到南边逐渐转为北北东到北北西（图7）。这种分布的地区性和前面所提到的四个断块区是吻合的。另外，再结合地震断层所呈现的错动方向，可以看出，大致由鲜水河断裂、安宁河断裂、小江断裂和金沙江断裂、元江断裂所