

《中华人民共和国地震构造图》

简 要 说 明

(附中国强地震简目)

国家地震局地质研究所

地图出版社出版

1979年

A SUMMARY INSTRUCTION ON "THE
SEISMOTECTONIC MAP OF PEOPLE'S
REPUBLIC OF CHINA"

(With a brief catalogue of stronger
earthquakes in China)

by

Institute of Geology, State Seismological
Bureau

Cartographic Publishing House

1979

SUMMARY

The Seismotectonic Map of People's Republic of China was compiled on the basis of some new data obtained recently. Since Cenozoic the active faults and folds, faulting basins, magmatic activities and earthquakes of magnitude greater than or equal to 4.7 are shown on this map.

In the description there is a brief introduction of the principal characteristics of the Chinese seismotectonics and attached with a catalogue of the earthquakes with magnitude above 6.

Firstly, according to the characteristics of the Cenozoic structures of the intraplate, 7 different fault blocks regions and 31 secondary fault blocks are distinguished, and the characteristics of the tectonic activities of each block together with the periods of seismicities are discussed, and the computed values of "a" and "b" are given.

Secondly, the analysis of the general tectonic background of the earthquakes with magnitude above 6 shows that these earthquakes usually occurred along the deep-seated great fault belt, intensively activating since Cenozoic, and in the fault basins controlled by them; and that they are closely related with the geologic settings and the active intensity of these faults and faulting basins. In regard to the relationship between the fault belt and the location of earthquakes it was found that strong earthquakes mostly take place at the intersection of faults of different directions, the turning point of active faults, the intensively active section, and the ends or the interlocked part of faults. The strong earthquakes occurred mainly in faulting basins that were developed successively and newly formed since Quaternary. Moreover, the seismicities pointed out above are closely related with the marginal and larger offset fractures in Quaternary and the edges of laterally uplifted region.

Thirdly, the tectonic stress state of fault block regions in China is briefly stated. It is suggested that they are controlled by both the regional horizontal force and the local vertical acting force. The former exerts control on the regional tectonic stress field which appeared to be basically stable state since Cenozoic.

There can be divided three extensive regions in China, the orientation of principal compressive stress of the western region is of NE direction; in South China—Taiwan region, it takes NW direction, following the features of Mesozoic tectonic stress field; in the North China—Northeastern China region it has now a trend of NEE, different from the NWW trending of principal compressive stress in Mesozoic. It may be inferred that the characteristics of regional stress field and its development process are associated to the joint influence of the Indian and Pacific plates. The local vertical acting force has a marked evidence in some large faulting depressions of the North China Fault Block. These depressions mirror the uplifted portion of upper mantle, thus it can be assumed that it is the result of gravity isostasy within the plates.

This Map was compiled by Deng Qidong, Xu Guilin, Fan Futian and Zhang Yuming and its Explanation was written by Deng Qidong.

前 言

中国是一个多地震的国家,地震广泛分布于全国大多数省(区),除浙江、贵州两省外,均有6级以上地震记载。它们与我国现代地质构造及其活动特征有密切的联系。在《中华人民共和国地震构造图》上,我们根据近年来的新资料概略地表示了这些相关要素,主要包括新生代以来的活动断裂和褶曲、新生代隆起区和沉降区(包括断陷盆地及其它沉积盆地)、新生代不同时期的岩浆活动和火山及震级大于和等于4.7级的破坏性地震等。其中,对新生代活动断裂,依据地质证据尽可能地区分了它们的主要活动时代;根据盆地沉积历史进一步区分了新生代盆地的形成时代,并表示了盆地内不同时代地层的出露界线;对地震进行了分类,6级以上地震还标出了它们的发震日期和震级,但为了减轻图面的负担,未表示小于6级和小于主震震级一级以上的余震,台湾省及其东部海域只表示 $M \geq 6$ 级的地震。本文将在总结这些资料的基础上,对我国地震构造的主要特征作一简要说明,并对地图上无法表示的内容和地震活动特征进行一些补充。地图是在国家地震局全国地震烈度区划编图组有关图件基础上,广泛应用了我国其他部门的有关资料,由邓起东、许桂林、范福田和张裕明编制,俞霞芳清绘,王玉才参加了部分工作。本文由邓起东执笔。所附地震目录根据全国地震烈度区划编图组汇编的《中国强震简目》修改而成。参加该组工作的除本图编者外,还有国家地震局所属其他单位的一些同志。1975年以后的地震参数主要是国家地震局地球物理研究所提供的。谨致谢意。

中国地震活动分区和断块构造

中国自公元前1177年开始即有破坏性地震记载,至公元1977年底止,共记载有破坏性地震($M \geq 4.7$ 级)3270次,其中8—8½级地震17次,7—7.9级地震116次,6—6.9级地震522次(见中国强地震简目)。

我国地处欧亚板块东南部,东邻太平洋板块,西南与印度板块相接。环太平洋地震系和地中海—南亚地震系是两个全球性的地震活动带,前者从我国台湾省通过,吉林省的深震也是该地震系的一部分;后者从我国喜马拉雅山、冈底斯山一带通过,其他广大地区均为板内地震活动。从地震活动的频度和强度来看,各地区很不平衡,以台湾省和青藏高原地区最为强烈,新疆和华北地区也是我国主要地震活动区,而华南,东北和南海地区则相对较弱,中、强震相对较少。

从现代地质构造活动特征来看,台湾构造带是太平洋板块西部的菲律宾板块和欧亚板块的边界构造带,喜马拉雅构造带则是印度板块和欧亚板块的碰撞带,其余广大板内地区则被活动深大断裂带和断陷盆地带划分为构造活动特征不同的板内断块区(图1),各区地壳厚度,新构造和现代构造运动特征及区域构造应力场均有明显的区别。一级断块区内部根据结构和构造活动的差异又可分为不同的次级断块。不同的断块区地震活动特征也明显不同,断块区内地震带的分布则与控制断块区活动的深大断裂带及断陷盆地带密切相关。

东北断块区位于赤峰—开原深断裂以北，由大、小兴安岭和张广才岭等断块隆起及松辽断块拗陷组成，并发育有北北东和北东向的密山—敦化、伊兰—伊通和嫩江等活动深断裂及一些北西向的活动断裂。松辽盆地为一上地幔隆起，地壳厚度约为33—34公里；大兴安岭地区地壳加厚至40—42公里，小兴安岭—张广才岭地区则为35—36公里。本区主要为华力西褶皱带，中生代晚期开始形成陆相沉积盆地，新构造时期和现代差异活动均相对较弱。松辽平原为西深东浅的大型倾斜断陷盆地，主要发育于白垩纪，早第三纪继续沉积，但自晚第三纪以来活动减弱，最大沉积厚度仅300余米。本区地震历史记载不长，但1900年以来浅源地震活动相对较弱，已知最大震级为6级，发生于松辽盆地西南和东北顶角区的通辽、绥化一带。本区东北边缘珲春一带为深震区，最大震源深度达590公里，从板块构造观点来看，它是西太平洋俯冲带的一部分。

华北断块区北起赤峰—开原深断裂，南至秦岭北缘，肥中和响水口深断裂，西起银川—吉兰泰断陷盆地，东部延入黄海、渤海海域。本区属华北地台，内部构造复杂，形成许多次级断块，其间地壳厚度和新构造差异活动幅度变化较大。西部鄂尔多斯断块隆起为一内部变化很小的完整断块，地壳厚度为43—44公里，但它与周围断块间发育有银川—吉兰泰、河套和汾渭等新生代以来的断陷盆地，均受平移—正断层控制，带内地壳减薄，发生强烈新构造差异活动，新生代最大沉积厚度达5000—6000米，第四纪沉积厚度一般均在500米以上，最大可达2000米。华北平原断块拗陷西界为太行山山前大断裂，东界为郯城—营口深断裂和聊城—兰考大断裂等；断块内部结构十分复杂，受北北东、东西和北西向断裂控制，发育有许多次级拗陷和隆起，如冀中、临清、黄骅、济阳、开封和周口等拗陷及沧县、埕宁、内黄、太康等隆起，拗陷内新生代沉积厚度最大可近万米；在这些次级拗陷和隆起背景上，由于强烈的断裂活动进一步形成地堑、地垒，如宁晋、里坦等地堑，由于它们控制了平原内部新构造时期和现代构造活动，因而与地震关系十分密切；本区为一上地幔隆起区，但地壳厚度变化较大，约为32—36公里，根据现有资料，区内次级拗陷和隆起与上地幔的次级隆起和拗陷亦相对应。华北断块区内部的其他许多断块，如冀晋、阴山、燕山、胶辽等断块隆起的内部差异活动较小，仅零星发育有断陷盆地和活动断裂。本区为我国主要地震活动区之一，至公元1977年底止，共记录了8—8½级地震6次，7—7.9级地震14次，6—6.9级地震60次，6级以下的破坏性地震达280次之多。它们的分布主要与区内活动深大断裂带和新生代断陷盆地或断陷盆地有关，如郯城—营口深断裂、太行山山前大断裂均发生过7—8级的地震，汾渭和银川断陷盆地更是强烈的强震活动带，华北平原断陷内部次级隆起背景上的地堑，如宁晋、里坦等地堑也发生过6级以上的强震；某些孤立的断陷盆地，如冀晋断块隆起的涉县—武安盆地及燕山断块隆起的宁城盆地等也发生过中、强破坏性地震。值得注意的是8级地震及大部分7—7.9级地震主要分布于华北断块区及前述二级断块的边界活动构造带上，二级断块内部均无8—8½级地震发生，仅结构复杂、沿断裂差异活动强烈的华北平原北部断陷内部有7—7.9级地震分布。从地震活动发展过程来看，本区地震活动期长约300年以上，自公元1069年以来已经历了三个地震活动期⁽⁸³⁾。从第二、三活动期的地震活动过程来看，每一活跃期内均形成过多次地震能释放高潮，即属于分散的群释放型的活动过程，如第二活跃期内分别于1556、1668、1679、1695和1739年形成发生8—8½级地震的地震活动高潮，第三地震活跃期以来也

已经历了1830、1888、1937、1966—1969、1975—1976年等多次7—7.9级地震活动高潮。此外,根据对每一活动期地震频度和震级关系的统计($\lg N = a - bM$),本区各活动期a、b值较低,a值为4.01—4.06,b值0.48—0.49。

华南断块区北起秦岭—大别山构造带,南达海南岛南缘,西起龙门山以东,东至台湾海峡。本区主要为元古代扬子褶皱区和加里东褶皱带。总体来看,区内地壳厚度约为35—45公里,总的趋势是东薄西厚,莫霍面成为缓缓向西倾斜的斜坡,在此背景上,有几个范围大、起伏较小的平缓的隆起和拗陷,如川中莫霍面隆起、大别山和武夷山莫霍面拗槽等,区内厚度等值线走向一般为北北东向,但在秦岭—大别山和南岭构造带为北西西向和东西向,以上均说明区内深部断块差异活动相对较小。晚第三纪以来本区为总体上升阶段,大多数的白垩纪—早第三纪断陷盆地相继结束了沉积历史,仅长江中下游和东南沿海断块隆起内新构造差异活动仍较强烈,断陷盆地规模虽然逐渐缩小,但仍为继承性盆地,而且,东南沿海断块隆起内还有新生的断陷盆地形成。区内地震活动弱于华北断块区,且主要分布于长江中下游及东南沿海断块隆起内的活动断裂及断陷盆地内,如江汉—洞庭断陷盆地、雷琼断陷及长乐—韶安、邵武—河源、灵山等活动深断裂带中均发生过6级以上地震。至1977年底止,区内共记录了8级地震1次,7—7.9级地震3次,6—6.9级地震31次,6级以下破坏性地震近200次。本区地震活动期亦长达300年以上^[33]。第一活动期中于1604年左右形成活动高潮,发生了1604年泉州8级和1605年海南岛琼山7½级等地震;第二活动期以来于1918年发生过南澳7½级及一些6—6.9级地震。两个活动期的a、b值均较低,其中a值为4.21和5.05,b值为0.56和0.65。

南海断块区为一现代海洋盆地,最大水深达5000米以上,内部发育有次级深海槽和隆起,东侧马尼拉海沟为现代活动海沟,强烈地震活动主要发生于马尼拉海沟带,其最大震级可达7½级,而南海盆地内部地震活动则相对较弱,尚未记录过6级以上的地震。

台湾断块区为西太平洋岛弧带的一部分,但弧形带向大陆凸出,弧外并不存在深海沟。在台湾和菲律宾海盆之间有火烧岛—兰屿火山弧,多数为更新世和现代火山岩,主要为安山岩。台湾岛本身主要为新生代褶皱带。中央山脉断块隆起的核部为前第三纪地槽沉积的变质岩,东坡发育有中新世造山期的蓝闪石片岩;海岸山脉断块隆起由晚第三纪混杂堆积和蛇绿岩套组成;中央山脉以西为早第三纪和晚第三纪褶皱带;最西的滨海平原和台湾海峡为更新世至现代的边缘拗陷。中央山脉和海岸山脉两断块之间为纵谷断裂带,长达150公里,宽不及10公里,为两条倾向相反的左旋平移—逆断层组成,根据秀姑峦溪河道特征判断,纵谷断裂左旋变位可达25公里。区内发育有北北东和近东西向两组活动断裂,前者为左旋平移—逆断层,后者具有右旋平移特征。本区地壳厚度等值线走向呈北北东向,为一莫霍面拗槽,以台湾中北部地壳厚度最大,可达40公里左右。本区是我国地震活动最强烈的地区,自1900年以来已发生8级地震2次,7—7.9级地震36次,6—6.9级地震179次,它们主要集中在中央山脉东侧及台湾东部海域,但台湾西部也有6—7.9级地震零星分布。从地震活动期来看,台湾西部活动期历年可能较长,时振梁等曾将其归入华南地震区^[15]。东侧与西太平洋地震系一致,活动期历年较短,约30年左右^[33]。第一活动期内在1920年发生了8级地震;第二活动期的活跃期

(1930—1952年)中发生了7—7.9级地震13次;第三活动期以来又于1972年发生了8级地震。本区各地震活动期a、b值均较高,与太平洋地震系一致,其中a值为6.16—6.44, b值为0.75,均大于我国活动期较长的板内断块区*。

新疆断块区包括塔里木地台,天山加里东—华力西褶皱带和准噶尔、阿尔泰华力西褶皱带,向西、向东延入苏联和蒙古境内。区内可分为若干断块。塔里木和准噶尔断块拗陷地壳厚度分别为40—45公里和50公里,新生代以来为断块型盆地,内部表现为整体性活动,仅在盆地边缘为新生代强烈沉降区,并经受强烈的褶皱和断裂变动,如库车拗陷,柯坪隆起、和田断陷、且末断陷等。天山褶皱带和阿尔泰褶皱带地壳厚度分别为50—60公里及55公里以上,等厚度线走向为近东西向,新生代以来为强烈隆起区。新构造时期以来强烈的差异活动主要发生在隆起和盆地之间的边缘断裂和过渡带上。天山南、北缘深断裂、柯坪断裂带、且末断裂和西昆仑北缘深断裂、额尔齐斯河深断裂和可可托海—二台大断裂均为强烈活动的深大断裂。至1977年止,本区我国境内已发生8—8½级地震3次,7—7.9级地震8次,6—6.9级地震32次及200余次6级以下破坏性地震,它们主要与盆地边缘活动深大断裂密切相关,天山褶皱带中的次级断陷盆地内也有强震发生,但塔里木、准噶尔断块盆地内部很少发生强震。从地震活动的发展过程来看,自公元18世纪以来,已经历了三个地震活动期,每一活动期历年约为100年^[83]。其中第二活动期内我国境内发生了1902年阿图什8½级及1906年玛纳斯8级地震,第三活动期中蒙古境内于1957年发生了戈壁阿尔泰8.1级地震。与本区活动期较短相对应,每一活动期的a、b值较高,其中a值大于5.0, b值大于0.60。

青藏断块区,包括河西走廊,阿尔金山、西昆仑山以南的广大青藏高原地区。区内由北向南,由扬子褶皱带和加里东褶皱带依次过渡为喜马拉雅褶皱带。雅鲁藏布江以北、柴达木盆地以南地壳厚度最大,可达70公里,祁连山—柴达木盆地为50—60公里,等厚度线走向为近东西向至北西向,但在川滇地区变为南北向,主要是受川滇南北向构造带的影响。本区为近代强烈上升区,区内发育有喜马拉雅、冈底斯、唐古拉—川滇、西昆仑—川西和祁连山等构造带,前四者均为弧形构造带,最北的祁连山构造带走向北西西。沿构造带间或带内主要深大断裂新活动表现强烈,并因此而形成强烈活动的弧形和条带状断块。青藏断块区的东侧,于不同条状次级断块的东端发育有不同走向、不同力学性质的构造带,总体上形成青藏断块区的东部边界。由南向北依次为南北向左旋压扭性质的川滇构造带、龙门山北东向右旋压扭性构造带,南北向岷山挤压构造带、北西向六盘山左旋压扭性构造带。本区是我国最主要的地震活动区之一,除北部甘肃、宁夏和东南部四川、云南的部分地区外,仅1900年以来才开始有地震记录,而且亦不齐全。至1977年底,区内共记录到8—8½级地震5次,7—7.9级地震50次,6—6.9级地震236次。其中8—8½级大地震主要发生在青藏断块区及二级断块的边缘构造带上;如祁连山北缘深断裂及川滇南北向构造带的古浪、海原和嵩明等大地震。6级以上的中强地震均与活动深大断裂及其控制的断陷盆地有关,如鲜水河、小江、安宁河、元江、玛沁—略阳等深大断裂及河西走廊断陷盆地带等均是强震频繁活动的场所。青藏断

*板块边缘地震带地震活动期短, a、b值高, 板内地震区地震活动期长, a、b值较低。我们认为这是板块边缘地震和板内地震活动特征最重要的区别之一。

块区内不同次级断块的地震活动期的长短还有所不同⁽³³⁾，青藏断块区北部的祁连山断块隆起地震活动期长达300年以上。自公元十四世纪以来已经历了两个活动期，其中第二活动期中于1920—1927年形成地震活动高潮，先后发生了1920年海原8.5级和古浪8级地震及其前后的一些7—7.9级地震。与地震活动期较长这一特征相对应，两个活动期a、b值分别低于5.0和0.6。青藏断块区中部西昆仑—川西和唐古拉—川滇断块隆起内地震活动期较短，为100年左右，目前正处在自十七世纪末叶以来的第三活动期，与此相应，a、b值较高，分别达5.0和0.6以上。青藏断块区南部喜马拉雅和冈底斯断块隆起内的地震活动属南亚地震系的一部分，地震活动期更短，仅50年左右，与地中海—南亚地震系一致，目前已进入第二活动期，第一活动期a、b值较高，分别达6.03和0.71。

活动断裂、断陷盆地与地震

我国地震发生的构造条件的一般情况是：6级以上强震活动与各断块区及次级断块间的活动深大断裂和新断陷盆地带有密切的关系，而6级以下的地震则比较分散，它们虽然大多数发生在活动断裂和断陷盆地之中，但带外也经常发生，震区常无明显的构造标志。

6级以上地震常常发生在新生代至现代强烈活动的深大断裂带上，由于这些断裂带控制着各种类型的新活动断陷盆地，所以新断陷盆地往往也是强震发生带。从我国大陆6级以上板内地震的分布来看，有55%左右的强震与活动断裂有关，40%左右的强震发生在断陷盆地内，只有少数6级以上地震与上述构造的关系尚不清楚。与活动断裂带和断陷盆地有关的地震带的例子很多，例如，青藏断块区的鲜水河深断裂，新生代至现代活动强烈，新生代地层和水系均为断裂所错动，沿断裂带有明显的左旋位移，带内至1977年年底已集中发生了16次6级以上地震，其中6—6.9级地震12次，7—7.9级地震4次。沿此断裂向南经安宁河深断裂、则木河大断裂至小江深断裂是川滇断块东缘的一条主要活动断裂，已记载到6级以上地震近20次，其中有1833年嵩明8级地震及3次7—7.9级地震。华北断块区内鄂尔多斯断块东部边缘的汾渭断陷盆地是新生代以来形成的断陷带，该带是一条右旋剪切作用带并具有强烈的垂直差异活动，带内盆地下降，山地上升，至今仍表现得十分剧烈。本带历史地震十分频繁，自公元前1177年起即已有破坏性地震记载，至1977年止已发生6级以上地震共26次，其中8级地震3次，7—7.9级地震5次，6—6.9级地震18次。

我国共发生8—8½级地震17次，除少数未经考察，震中不准确及海域中的地震以外，主要发生在一级断块区及二级断块边界的活动深大断裂带和断陷盆地内，其长度一般超过500公里；我国大陆部分有75次7—7.9级地震*，其中绝大多数发生在活动深大断裂带和断陷盆地中，断裂带长度一般在100公里以上；349次6—6.9级地震*的90%以上与活动的深大断裂及断陷盆地有关，其长度一般均在几十公里以上。

*包括余震

我国部分7级以上地震在地表直接出露有地震断层,国家地震局震源机制组等经过计算求出了部份地震的断层面解,它们均反映了控制地震发生的发震断层特征;此外,地震等烈度线图上的极震区方向与发震断层常常密切相关,亦可用来表示发震断层的走向。图2表示了我国部分地震的极震区走向,地震断层及断层面解与当地主要活动断裂的关系。由图可知,它们代表的发震断层走向一般均与该地区性活动断裂带或断陷盆地走向一致,部分虽然与区域构造走向不一致,但亦与当地较大规模的构造一致。这些都说明它们受区域构造带或主要次级活动构造的直接控制。此外,还有部分地震的极震区呈现不规则的形状,它们除受当地土质及地形、地貌条件的影响外,可能主要受上述两组构造交汇所控制。

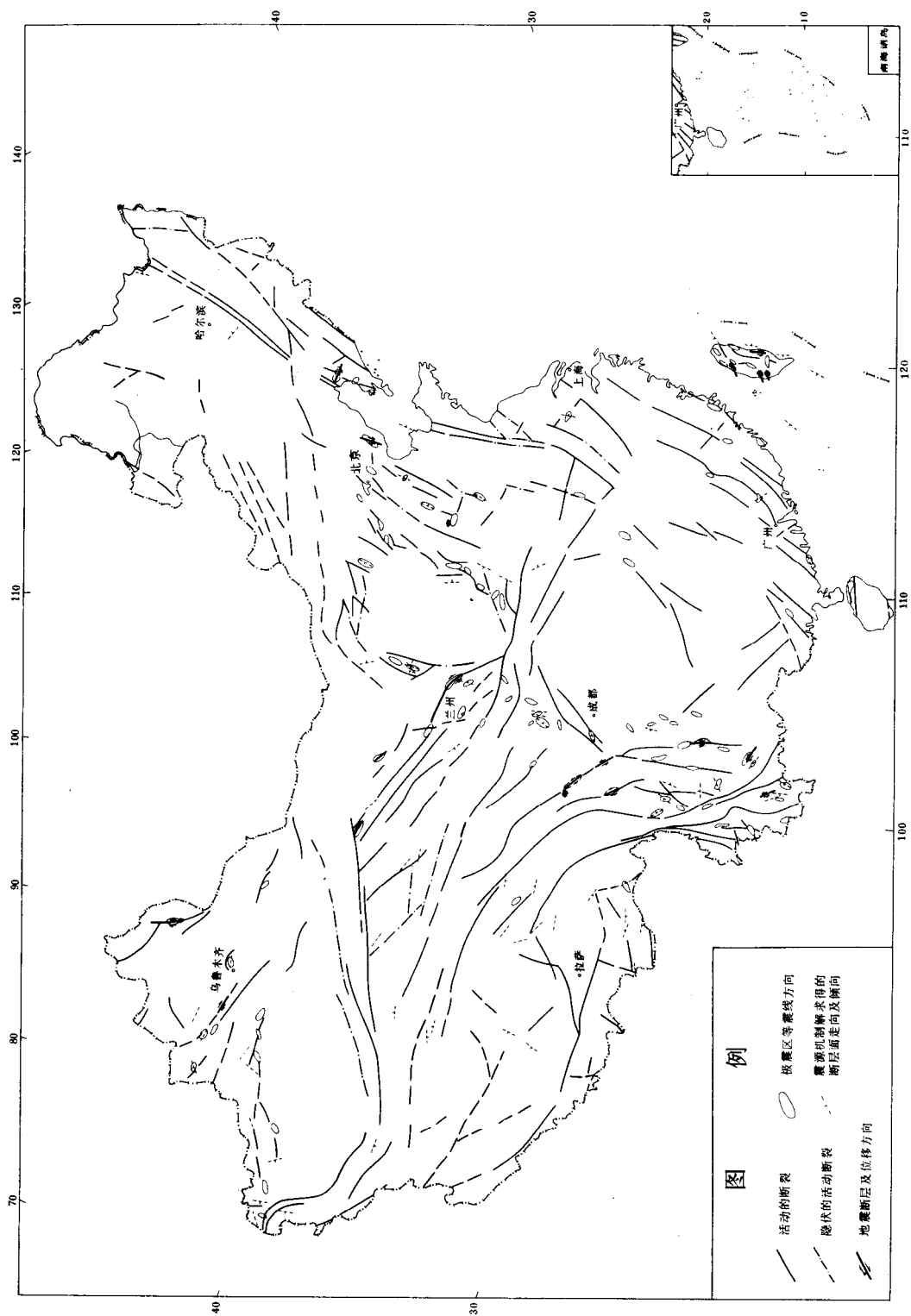
地震活动强度与断裂活动程度的关系,由于全国资料研究程度的限制和各断块区断裂活动的差别,似不可用一简单的经验统计关系来表示,但可以认为它们有一定的定性对应关系。我国西部青藏断块区和新疆断块区,新生代以来直到现代构造活动十分强烈,断块间差异升降和水平滑动量均较大,沿活动断裂地震活动频繁,强度也大,有些断裂第三纪有过强烈活动,但第四纪以来活动性减弱,如青海南山北缘深断裂,地震活动相对要弱一些。华南断块区晚第三纪以来沿断裂的差异活动普遍不很明显,第四纪以来的活动主要位于东南沿海的几条深断裂及长江中下游地区,本区的中强地震活动也被限制在这些地区的断裂带和断陷盆地内。华北断块区的区域性深大断裂从新生代以来常有强烈的活动,形成一系列的地堑型断陷,并切割了第四纪地层,沿断裂和断陷盆地广泛分布新生代玄武岩,区内地震活动也很强烈,成为我国东部主要地震活动区之一。东北断块区的深大断裂在第三纪时期曾经有过强烈的活动,但至第四纪活动强度已大大减弱,沿断裂的差异运动强度也大大减小,因此,在地震活动上明显地比华北断块区弱得多。台湾断块区,由于本身就是现代板块的接合带和新生代褶皱带,喜马拉雅运动以来,断裂活动一直十分强烈,是我国最主要的地震活动区。

根据目前的资料,我们粗略地把我国的活动断裂暂时划分为以下三类:1)第四纪以来的活动断裂;2)晚第三纪以来有过活动的断裂;3)新生代以来有过活动的断裂。我国大陆地区6级以上地震分别发生在上述三类断裂带上的比例约为10:2:1。由此可见第四纪以来强烈活动的断裂带与强震活动的关系最为密切。

我国板内强震并不是在活动断裂带上随意发生,而常常是发生在活动深大断裂带上的某些特殊构造部位,概括起来,主要有如下几种构造类型:

(1)发生在两组或两组以上不同方向的活动深大断裂带交汇部位,与断裂有关的地震的38%左右发生在这种部位,如1931年新疆富蕴8级地震发生在北北西向的可可托海—二台大断裂与北西向的额尔齐斯深断裂的交汇区;1927年甘肃古浪8级地震发生在北西向的祁连山北缘深断裂与古浪—宕昌北北西向大断裂的交汇区;1850年西昌7½级地震发生在安宁河深断裂与则木河大断裂相交部位;南澳1604年7级和1917年7¼级地震发生在长乐—韶安深断裂与北西向断裂交汇区。断裂交汇区,尤其是断裂的“汇而不交”的构造区是大震的重要发生地点,如1975年辽宁海城7.3级地震就发生在东北向牛居—油燕沟深断裂和北西向大洋河断裂的“汇而不交”的构造部位^[27]。

(2)发生在活动深大断裂的显著弯曲部位,约占与断裂有关的强震总数22%左右,如1920年海原8½级地震发生在北西向祁连山北缘深断裂向南南东方向拐弯地段。



(3) 发生在活动深大断裂带上的强烈活动地段, 约占与断裂有关的强震总数的 15% 左右。如 1906 年新疆玛纳斯 8 级地震发生在天山北缘深断裂第四纪以来强烈活动地段, 第四纪以来断裂北侧沉降幅度达 400 米以上。四川 1923 年 7 $\frac{1}{4}$ 级和 1973 年 7.9 级炉霍地震发生在北西向鲜水河深断裂强烈活动的地段内。

(4) 发生在活动断裂的端部及闭锁段, 如 1949 年新疆轮台西北 7 $\frac{1}{4}$ 级地震发生在东西向秋立塔克活动断裂的东端。

在进一步研究了我国 6 级以上板内强震与新断陷盆地的关系后, 我们发现各种盆地与强震活动间的关系还有些差别。

根据盆地的形成原因, 可以将新盆地分成断陷盆地和拗陷盆地两类, 前者是受活动断裂控制形成的, 后者一般与侵蚀、拗折作用有关。6 级以上强震全部发生在断陷盆地内, 与拗陷盆地关系不密切。

根据盆地与断裂的关系、以及盆地的内部结构, 可将断陷盆地分为地堑型、断裂型、断块型和复合型等四类。地堑型盆地是指两侧或一侧受活动断裂控制的盆地, 如汾渭断陷盆地带中的一系列盆地; 断裂型盆地局限在活动深大断裂带内, 形成狭窄的断裂谷地或串珠状盆地, 如沿安宁河、小江、元江深断裂带中发育的一些小盆地; 断块型盆地是一种大型的断陷盆地, 四周受活动断裂控制, 表现了强烈的构造活动, 盆地内部差异活动一般较弱, 如新疆的塔里木、准噶尔盆地、青海的柴达木盆地等; 复合型盆地则是指由多组不同方向活动断裂控制的断陷盆地, 如华北平原断陷和江汉—洞庭断陷盆地等, 大型复合型断陷盆地的内部还有许多由活动断层控制的次级地堑、地垒构造。我国大陆地区发生在断陷盆地中的 6 级以上强震约有 37% 和 31% 分别发生在地堑型盆地和断裂型盆地中, 约有 23% 发生在复合型断陷盆地的边缘断裂带和内部次级地堑中, 断块型盆地内部由于主要为整体性活动, 所以很少有 6 级以上强震发生, 强震主要发生在这类盆地边缘的活动深大断裂带上。

根据断陷盆地的发育历史, 可以将盆地分为继承、新生和完成等三类, 继承盆地是指晚第三纪以前即已形成, 晚第三纪和第四纪继续发育的盆地, 如银川—乌兰泰和河套断陷盆地、汾渭断陷盆地南段、华北断陷盆地和河西走廊断陷盆地等; 新生盆地是指晚第三纪或第四纪以来形成的盆地, 如汾渭断陷盆地北段诸盆地、广东潮汕盆地等; 完成盆地则是指晚第三纪以前为盆地, 但晚第三纪以来已结束了盆地的沉积史, 其中有的盆地还保持着盆地的地貌形态, 如华南地区衡阳、南雄、沅江等许多盆地。我国大陆地区 6 级以上与断陷盆地有关的板内地震, 主要发育于晚第三纪以来强烈活动的继承和新生断陷盆地之中, 完成盆地中一般无 6 级以上强震发生。

由于上述各种类型断陷盆地的分布有很大的地区性, 所以地震活动的分布也有一定的地区特点。在青藏断块区内, 尤其在川滇地区, 沿活动深大断裂广泛发育新生和继承性断裂型盆地, 所以频繁活动的强烈地震常被狭窄的深大断裂带所控制; 在青藏断块区北部和新疆断块区, 继承性大型断块盆地发育, 强震活动主要沿盆地边缘断裂分布。我国东部地区, 尤其是华北断块区内大量发育北北东至北东向继承和新生的地堑型和复合型盆地, 所以强震分布也很集中。华南断块区的湘、赣、黔等地区由于主要发育完成盆地, 所以盆地内很少有强震的发生。

6 级以上强震通常发生在断陷盆地内的某些特殊构造部位, 它们是:

(1) 倾斜断陷盆地内沉降幅度较大一侧的断裂带上, 尤其是沿断裂活动幅度最大的地段。该处往往是第四纪或现代沉降中心, 具有最大的沉积厚度, 现代地貌最为低洼。如 1556 年陕西华县 8 级地震发生在向南倾斜的渭河地堑型盆地南侧断裂带上, 该断裂为秦岭北缘深断裂。渭河盆地在华县一带, 近代泥炭层被埋于地下, 第四纪沉积物的厚度达 1295 米, 向东西两端均减薄至 1000 米或更小, 并出现朝邑和临潼—高陵横向隆起。1038 年定襄 7 $\frac{1}{4}$ 级地震发生在忻定盆地南侧的系舟山山前断裂带上, 该处是断裂带断距最大地段, 其中的南王庄一带第四系厚度大于 470 米。

(2) 断陷盆地带内的两盆地之间或盆地内部横向断裂所控制的横向隆起两侧。如 1303 年山西赵城 8 级地震发生在临汾盆地和太原盆地之间韩侯岭横向隆起南侧的临汾盆地北端; 1501 年朝邑 7 级地震发生在渭河断陷盆地与运城盆地、灵宝盆地之间的朝邑南北向潜伏横向隆起西侧。渭河盆地内部可分为东段的固市凹陷和西段的西安凹陷, 其间被临潼—高陵北西向隆起所分割, 此横向隆起两侧亦为强震发生的构造部位。

(3) 断陷盆地端部, 尤其是多角形盆地的锐角端部, 常是强震发生的有利部位, 如河南、山西交界处的灵宝盆地为一三角形继承性断陷盆地, 新生代沉积厚度达 3000 米以上, 第四系厚度大于 300 米, 其锐角区的东西两端—山西平陆和河南阌乡一带均发生过多次地震, 其中东端平陆、陕县附近曾发生过 1815 年平陆 6 $\frac{3}{4}$ 级地震。

(4) 复合型断陷盆地内次级地堑断陷是强震发生的有利部位, 如华北平原复合型断陷盆地中的束鹿地堑、大厂地堑、北京地堑和里坦地堑等均发生过 6—7 级乃至 8 级的地震。

中国新生代构造应力场的主要特征

根据新生代以来的构造变形和运动特征、地壳厚度, 现代地壳形变、地震断层和地震机制等资料, 我国各地区新生代至现代构造应力场的主要特征是: 新生代以来至现代各断块区的构造力学状况基本上是稳定的。它由区域性水平作用力和地区性深部地幔物质上隆产生的垂直力的联合作用所控制, 但在不同断块区有不同的表现。一般而言, 前者是主要的, 在大范围内起着共同的作用; 后者则决定于不同地区的深部构造条件。我国区域构造应力场大致可分为西部、华南—台湾和华北—东北等三大区域, 当然, 由于边界条件的变化, 某些地区还产生不同的局部次级应力场。与我国中生代时期构造应力场比较而言, 新生代以来, 大多数地区, 如西部地区和华南—台湾地区构造应力场具有继承性特征, 而华北断块区则发生了根本的变化。各区构造活动的力学状态及运动特征大致分述如下 (图 3) ^[34]。

西部青藏断块区和新疆断块区受主压应力轴向为北北东向的水平区域应力场所控制, 青藏断块区内与主压应力方向近于垂直的北西西向构造带和弧形构造带内的活动深大断裂为逆断层, 但在弧形带东段川滇地区活动断裂走向转为北北西至南北向, 沿断裂顺弧滑动强烈, 并因而产生地区性的次级应力场; 从腾冲、澜沧断块向东至普洱断块及向北至川滇和川西断块, 次级应力场主压应力轴向发生规律性的变化, 由北东转为北北西、北西至近东西向。由于断块顺弧滑动, 活动断裂表现了强烈的走向滑动, 但因各断块滑动速度不同, 使断块两侧的活动断裂有的表现为左旋, 有的表现为右旋。此外, 青

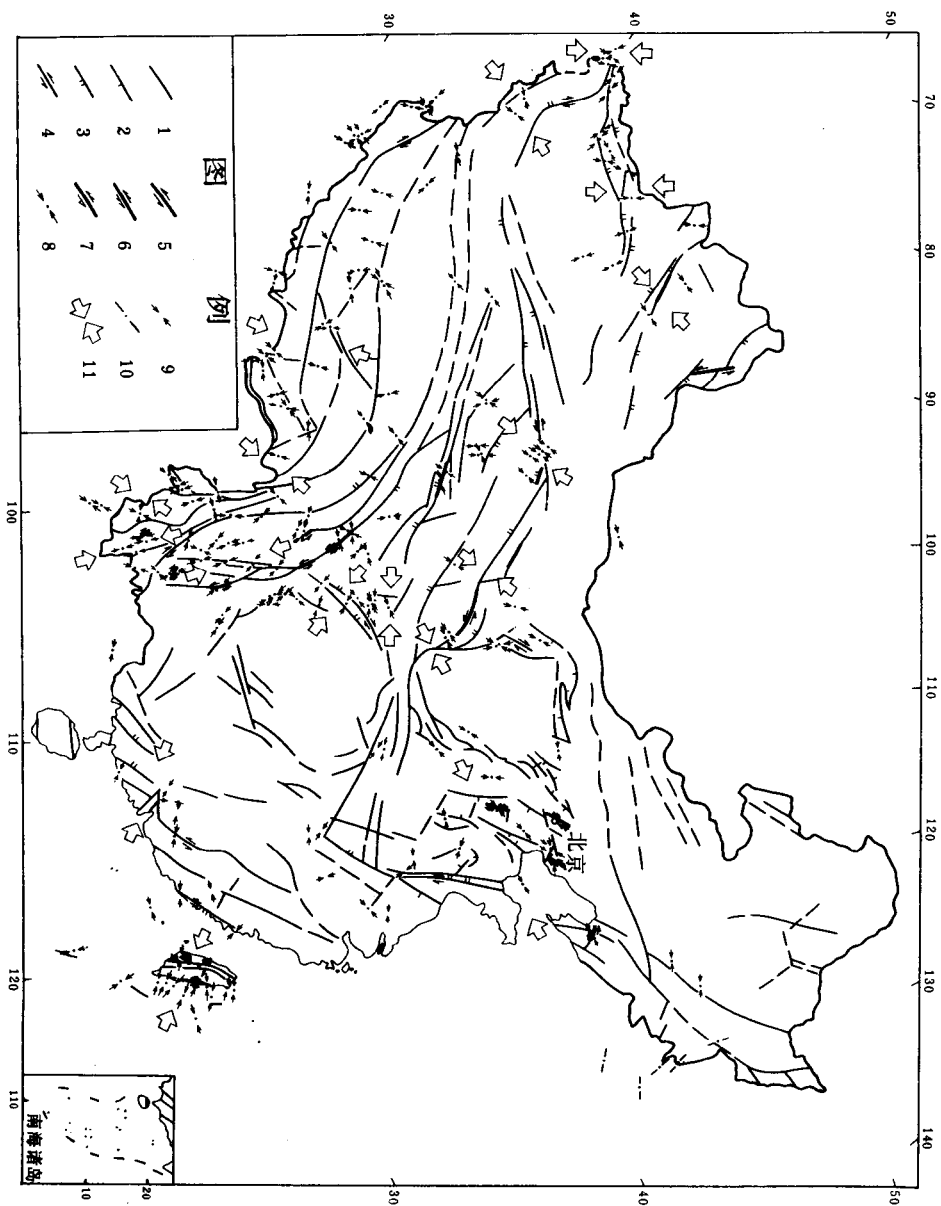


图3 中国及邻区新生代构造应力场略图

1. 主要活动断裂；2. 正断层；3. 逆断层；4. 平移断层；5. 地震断层及其位移方向；6. 根据三角测量所得到的断层位移方向；7. 根据地震断层及三角测量所得到的断层位移方向；8. $M \geq 4.7$ 级地震的主压应力轴方位；9. $3.0 \leq M < 4.7$ 级地震主压应力轴方位；10. 深源地震主压应力轴方位；11. 优势主压应力方位。

藏断块区还有明显的向东运动的特征，因而断块区北部边缘的阿尔金深断裂带、河西走廊断陷带和祁连山北缘深断裂均具有强烈左旋走向滑动的特征。新疆断块区区域构造应力场与青藏断块区类似，近东西向和北西向构造一般具有挤压性质，但由于存在塔里木、准噶尔等大型断块，构造活动主要在断块间的褶皱带及断块边缘断裂带上发生，顺断块边缘活动断裂分别产生左旋（北东向边缘断裂）和右旋滑动（北西向边缘断裂）。贯穿天山和阿尔泰山的北北西和北西向活动断裂具有强烈的右旋走向滑动。此外，南天山西段，接近兴都库什地区主压应力方向变为近南北向。天山、阿尔泰山构造带和塔里木、准噶尔盆地的地壳厚度大约有数公里至十几公里之差，盆地内莫霍面向上隆起，但这些盆地均为大型断块型盆地，内部分异不显著，而且从本区强烈的水平变形、包括强烈的挤压和走向滑动来看，区内主要仍是受区域性水平挤压作用力的控制，盆地区地幔物质运动产生的向上的垂直作用力并没有占突出的地位。

华北断块区区域性构造应力场的主压应力轴方位大致为北东东向，所以，北北东至北东向的活动断裂及断陷盆地带有右旋走向滑动特征，而北西西和近东西向活动断裂及断陷盆地带则表现为左旋走向滑动。另一方面，本区除鄂尔多斯断块以外，地壳表层张性断陷盆地发育的地区，地壳深部莫霍面隆起，二者对应性很好。华北平原断陷和下辽河断陷地壳厚度一般浅达 30—36 公里，个别可以更小。对于这种地壳表层构造和深部结构的一致性可以用重力均衡作用进行解释，正是由于重力均衡作用产生上地幔上隆，并因此而引起向上的垂直作用力。这一地区性的垂直作用力在华北断块区内的断陷盆地区和断陷盆地带表现比较突出，它们一方面在区域应力场的基础上控制和加速了地壳表层张性断陷盆地的发展及垂直于盆地的引张，同时使本区许多活动断裂在具有一定幅度水平位移的同时，又具有一定幅度的张性垂直位移，但一般前者仍为后者的二倍左右（表 1）。所以，即使在华北断块区区域性水平作用力仍占主导地位。

表 1 华北断块区断层位移和形变量对比表

地点 种类		银川盆地西 侧活动断层*	唐山地震断 层和形变	邢台地 震形变	海城地震断 层和形变
断层位 移量(M)	水平	1.45	2—3		0.50
	垂直	0.95	0.7		0.15—0.20
地震形 变量(M)	水平		2.5—2.6	0.8	—0.38**
	垂直		—1.0	—0.44	—0.143
水平量 垂直量 (倍)		1.5	3.6和2.5	1.89	2.5和2.7

* 错断明代长城

** 为与北西向构造交角最小的东西向边长之缩短量

华北断块区内中生代发育了一系列北北东轴向的褶曲和同一走向的平移逆断层,彼此成右型雁行式排列,反映了当时区域构造应力场主压应力轴向为北西西向^[9],李四光教授曾指出:它可能是在一对南北向力偶作用下形成的^[1,10],由此可见,华北断块区区域应力场在中生代和新生代发生了巨大的变化。另一方面,从本区构造发展历史来看,中生代时期大致以吕梁山、太行山为界,其西发育了大型鄂尔多斯盆地,以东则主要为一大隆起区,隆起区内有一些北北东至北东向的小型断陷盆地发育^[9]。但进入新生代以后,西部鄂尔多斯盆地逐渐上升成为隆起区,太行山以东中生代隆起区内的小断陷盆地由于断裂的进一步发育而不断增多和扩大,并于晚第三纪形成了统一的大盆地。在构造的发展过程中向斜(拗陷)部位比较完整,背斜(隆起)部位由于次级张应力的作用有利于破裂的发展。而且,本区进入新生代以后主压应力方位转变为北东东向,更有利于原有北东向盆地的加速发展,并产生了新的北北东和北东向右旋走滑断裂,使区内活动断裂更加发育。所以,上述发展过程与本区区域应力场的演化和转变是密切相关的,可以认为,断裂的形成和运动机制首先决定于区域性水平应力场的作用,而盆地的形成及其发展和扩大则还同时受到隆起区顶部次级应力场及重力均衡作用的制约。

东北断块区现有的资料不多,但从已有的资料来看,其区域应力场很可能与华北断块区有共同的特征。其主压应力轴向亦为北东东向。

华南断块区中生代区域应力场与华北断块区相同,主压应力方位为北西向,新生代以来区域主压应力方位仍继续保持这一特征。因此,区内北北东至北东向断层为左旋走向滑动,而近东西向断裂具有右旋走向滑动特征。区内地壳厚度变化不大,莫霍面缓缓向西倾斜,并略有起伏,断块间差异运动的幅度也较华北断块区小,仅在长江中、下游地区的江汉—洞庭和苏北等盆地内存在一定的变化。台湾省构造应力场特征与华南断块区有很大的一致性,其主压应力轴向亦为北西向,说明它们是受共同因素制约的。

综合上述,我们认为水平作用力形成的中国区域构造应力场是主要的,其控制因素可能主要是板块间的相互作用,它是由印度板块和太平洋板块的共同作用形成的;另一方面,在这一区域性水平应力场的背景上,在某些地区还迭加有深部物质运动而形成的地区性垂直作用力所决定的附加应力场,后者在各断块区及断块区内部的不同部分表现程度有所不同,因而其作用效果——构造活动特征并不相同(图4)。

常承法等认为青藏断块区在地质历史上经历了多次板块俯冲,因此,由北而南形成依次变新的从加里东期直到喜马拉雅期的褶皱带^[11]。从不同时期褶皱带的走向和变形性质来看,古特提斯海板块一直向北北东方向运动,因而至少从古生代以来它对欧亚大陆板块的作用力方向一直大致稳定在北北东至北东向,这是我国西部区域构造应力场在较长时期内比较稳定的原因。P.莫尔纳指出:大约在3800万年前,在古特提斯海消亡后,印度板块与欧亚板块发生碰撞,然后继续以每年五厘米的速度向北东方向作用于欧亚板块^[3,6],可见,新生代前后本区受到方向基本稳定的挤压作用,这就决定了我国西部新生代以来区域应力场表现为继承性特征。此外,印度板块的这种巨大而持续的作用力,一方面使青藏断块区地壳通过厚度加大而缩短,并强烈上升成为世界的屋脊;另一方面,它还使青藏高原向东滑动和断块区内部的次级断块沿深大断裂产生顺弧滑动。但是,由于华北断块区和川中断块的阻挡,在青藏高原东侧形成不同走向的强烈变形的

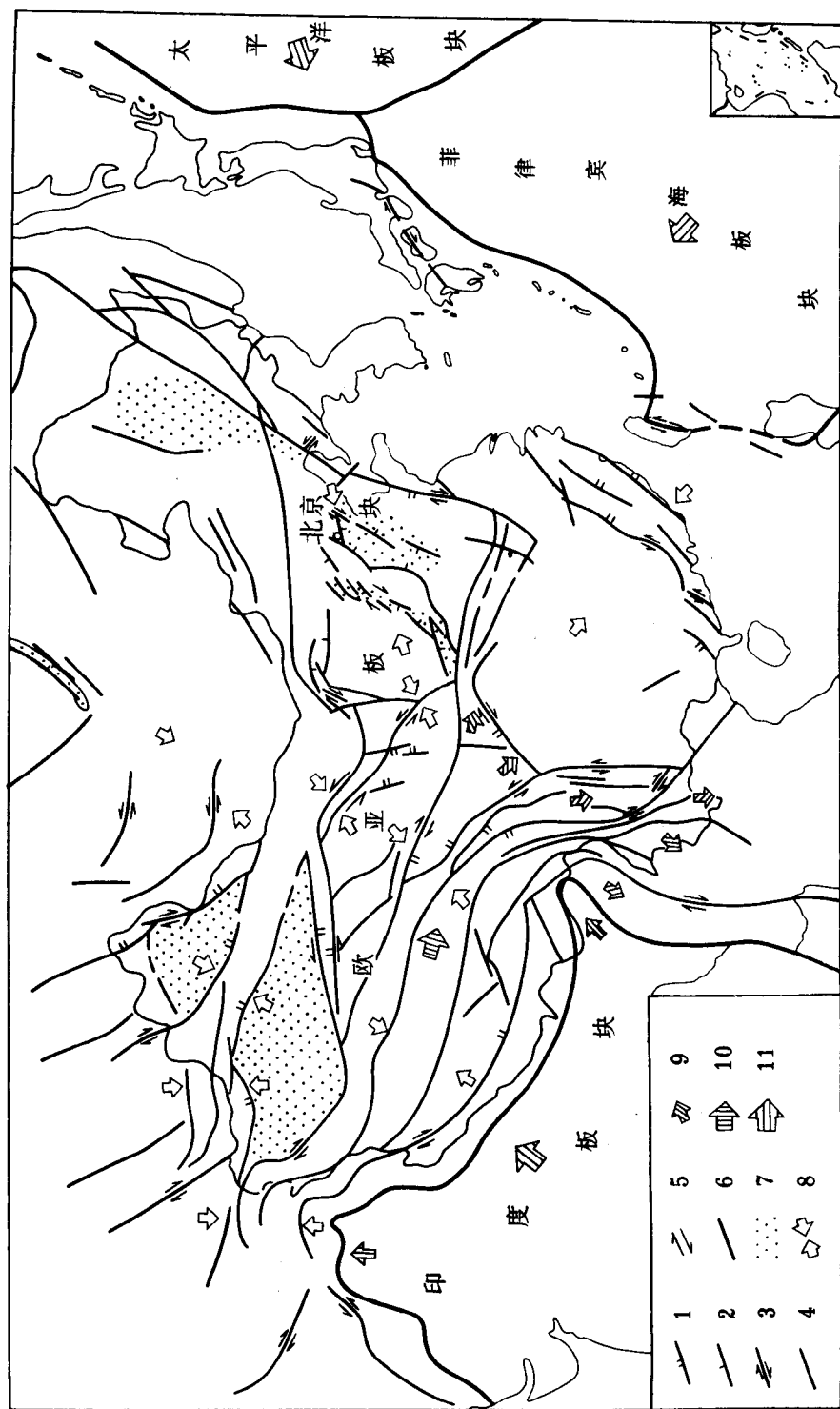


图 4 中国及邻区构造应力场模式图

1. 逆断层；2. 正断层；3. 平移断层；4. 活动断层；5. 沿构造带剪切方向；6. 板块同现代活动边界；7. 上地幔隆起区；8. 区域性主压应力方位；9. 一级断块运动方向；10. 二级断块运动方向；11. 板块作用方向。

构造带,即所谓南北向构造带和南北地震带。实际上,在这一南北向构造带上,由于各段的走向与次级应力场的主压应力轴向关系不同,因而具有不同的力学性质;南段川滇南北向断裂带为左旋走滑逆断裂,北东向龙门山断裂带为右旋走滑逆断裂、南北向的岷江断裂带为逆断裂;而北段北西向祁连山北缘断裂带东南段则为左旋走滑逆断层,银川—吉兰泰断陷盆地带则是属于华北断块区西部的右旋走滑正断层控制的断陷盆地带。所以,所谓的南北向构造带并不是一条具有统一力学性质的构造带,各段的力学性质差别是很大的。

印度板块的上述作用通过青藏断块区的运动继续对周围地区发生影响。向北其影响范围可达新疆断块区或更北;向东北方向,青藏断块区以北东向的作用力作用于华北断块区;向东南方向,由于青藏断块区内部的川滇、川西等次级断块的运动方向略有差别,在不同地段对华南断块区的作用力方向略有不同,但主要为南东向,如在龙门山构造带,而在川滇南北向构造带则为南南东向,并沿南北向构造发生强烈的左旋滑动。

对我国东部地区而言,一方面受到来自青藏断块区的上述作用,另一方面还受到太平洋板块的影响。太平洋板块自中生代以来经历了较为复杂的变化。据 S.Uyeda、T.W.C.Helde 和 Z.Ben-Avraham 等人的研究^[37-39],中生代时期西太平洋地区的库拉洋脊为近东西向,库拉板块主要向北运动,它与亚洲大陆之间有近南北向的转换断层相隔,因此,它对亚洲大陆的作用以左旋剪切作用为主。这一作用方式与李四光教授用地球自转角速度变化引起的我国东部受一对南北向左旋剪切力偶作用的效果是一致的。大约在八千万年前的新生代初期,库拉洋脊相继消亡于亚洲大陆之下,太平洋板块不断形成和扩大。在大约四千万年前,发生了一系列重大事件,即太平洋板块的运动方向改变为北西西向,在亚洲大陆东部边缘形成向西作用的俯冲带,此时,在日本海扩张的基础上,日本岛弧脱离亚洲大陆,菲律宾海—即菲律宾板块相继形成。西太平洋俯冲带可分为东西两支,东支为日本东北部一小笠原—马里亚纳岛弧—海沟系、西支为日本西南部—琉球岛弧—海沟系。从震源机制和不同震源深度地震分布带的走向来看,向北西西向运动的太平洋板块在日本东北部的俯冲方向为近东西向。菲律宾板块的俯冲机制是一种间歇性的作用,最近一次较强的俯冲作用大约是在二百万年前开始的^[37],其俯冲方向为北西向。由此可见,就板块之间的相互作用而言,我国东部地区,华北断块区是受青藏断块区的北东和太平洋板块的近东西向作用力的共同控制,因而其区域主压应力方位为北东东向,而台湾和华南断块区则受到青藏断块区南东向和菲律宾板块的北西向挤压力的统一作用,其区域主压应力轴方位为北西向。

综合上述,我国板内应力场既有地区差别又是一个相互统一的整体,它们有共同的形成原因,一方面来源于印度板块和太平洋板块的联合作用,另一方面是由于各地区地质构造发展特征及地壳厚度的变化、深部物质的重力均衡作用产生了地区性的垂直附加作用力。这种地区性的垂直作用力在华北断块区表现较为突出,新疆断块区有所表现,但尚不十分强烈,华南断块区相对较弱,所以,断块间差异运动相对较小,青藏断块区则主要表现为地壳在垂直方向上增厚,在水平方向上缩短及次级断块的水平顺弧滑动。上述水平和垂直作用力的迭加和联合作用正是我国各地区构造活动复杂化的根本原因。