中国大陆活动地块与强震活动关系*

张国民** 马宏生 王 辉 李 丽

(中国地震局分析预报中心, 北京 100036)

摘要 研究了中国大陆各 I 级活动地块区强震活动特点, 包括强震活动的总体水平、地震应变能释放速率、震级频度关系、震源破裂特性和地震应力场特征等, 以及由 GPS 资料给出的各活动地块运动变形特征, 如各地块运动的速度、地块变形的应变速率、最大主压应变方向、地块运动变形中的张、压状态等. 在此基础上, 对中国陆区 I 级活动地块区的强震活动特点和地壳运动变形性状进行对比研究, 给出各活动地块的构造动力环境及其运动变形的性状决定其地震活动的总体状况, 包括: 活动地块现今地壳运动变形的应变速率与地震应变能释放呈线性相关; 由震源机制给出的各活动地块的地震应力场与由 GPS 观测给出的现今地壳运动应变(应力)场的同一性, 以及震源破裂类型与地壳形变张、压状态的一致性等. 这些结果显示了中国大陆活动地块及其运动性状对强震孕育发生的控制作用.

关键词 活动地块 强震活动 块体变形 应变速率

中国是全球大陆地震最频繁、地震灾害最严重的国家. 在 20 世纪, 占全球陆地面积 7%的中国大陆地区, 发生了占全球 35%的 7 级以上大陆地震[1]. 大陆地震发生在大陆地壳内. 与海洋地壳相比, 陆壳最大的特点是其在横向和纵向的结构与物性方面都存在很强的非均匀性, 从而构成了大陆强震孕育的复杂环境条件[2,3]. 陆壳在横向和纵向上的非均匀性表现在横向分块、纵向分层[4]. 横向分块构成了活动地块思想的基本科学依据; 而纵向分层则构成了不同地块间内部结构差异的基本标志. 由于大陆地壳的特殊地体环境, 板内大陆地震与板缘海沟系地震在发震的动力学环境、构造成因模式、地震类型、前兆特征等方面都存在许多差别[5]. 板缘海沟系地震都发生在很窄的板块俯冲带上, 而大陆地震则广泛分布在大陆内部, 但并不在全球陆区均匀分布. 其在大陆内部分布有两个特点: 一是分布在与板块边界带相关的由板块接触边界向大陆板块内部延伸的地壳之中; 二是在大陆板块内部的强震并非凌乱分布, 若按照大陆地壳横向分块来看, 大陆强震则多数分布于活动地块的边界上. 所以, 从大陆地震这些特殊背景及其与活动地块的关系可以看到, 活动地块的确立及其运动性状、活动地块间的相互作用、活动地块边界

2003-08-25 收稿, 2003-11-21 收修改稿
* 国家重点基础研究发展规划项目资助(批准号: G19980407)
** E-mail: gmzhang@seis.ac.cn

断裂的活动特性等都是板内大陆强震研究的重要内容.

基于中国大陆活动构造及其现代构造变形的研究, 在张文佑、马杏垣、丁国瑜等学者研究的基础上[6~8], 张培震等[9]较系统地提出了中国大陆活动地块科学假说, 并对中国大陆及邻区正式划分了 6 个Ⅰ级活动地块区和 22 个Ⅱ级活动地块. Ⅰ级活动地块区包括青藏、西域、华北、东北亚、南华和滇缅; Ⅱ级活动地块包括拉萨、羌塘、巴颜喀拉、柴达木、祁连、川滇、滇西、滇南、塔里木、天山、准噶尔、萨彦、阿尔泰、阿拉善、兴安-东蒙、东北、鄂尔多斯、燕山、华北平原、鲁东-黄海、华南、南海等(见图 1). 本文在这些工作的基础上, 进一步研究中国大陆活动地块与强震活动的关系.

1 中国大陆地震活动性与活动地块运动变形特性

中国陆区的地震活动, 呈现为西强东弱的特点. 以东经 107°为界, 中国陆区西部(含南北地震带及其以西地区) 20 世纪中地震释放总能量(文中均以地震释放地震波总能量代表之)占整个陆区地震释放总能量的 90%左右, 而东部则约占 10%[10,11]. 地震活动西强东弱的基本格局与地质构造活动西强东弱、地壳运动速率西快东慢、地壳应变速率西大东小等强震孕育的构造动力环境和现今地壳的运动变形条件相吻合. 如西部地区各活动地块的运动速率是东部的 3~4 倍, 西部地区的应变速率是东部地区的 3~8 倍[12]. 地震活动西强东弱格局与构造活动和地壳运动变形之间的一致性, 表明了强震活动与构造活动和地壳运动变形之间的内在联系.

1.1 各活动地块区强震活动的基本特征

图 1 给出了中国陆区 $Ms \geq 5$ 级破坏性地震分布和活动地块结构. 该图刻画了中国强震活动西强东弱, 并以西部的青藏、西域、滇缅和东部的华北诸活动地块为强震主体地区的总体格局. 但由于很多大

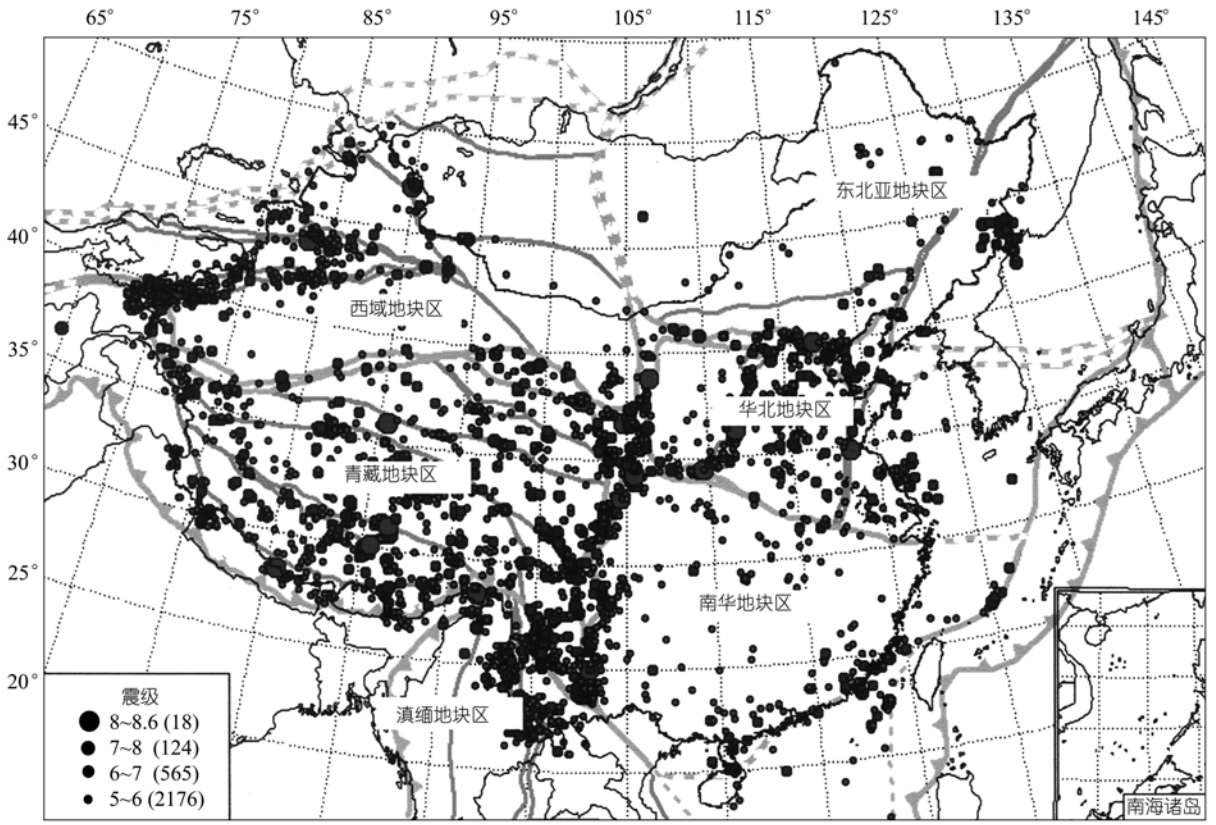

图 1 中国大陆及邻区Ⅰ和Ⅱ级活动地块划分与 $Ms \geq 5$ 级地震分布

地震发生在各活动地块区的交界地区，而且各地区地震资料完整性的时间也有相当大的差别，因此在研究各活动地块区强震活动图像时，需要对边界地震的归属和资料起始年代作合理的界定.

边界地震归属的界定，主要是根据活动地块区强震活动时、空、强统一性的原则，如强震活动时间上的分期、分幕等轮回活动特征，强震空间展布及动态迁移特性等. 同时，注重地块区地质构造活动的动态演化过程及其相互联系. 如张家口-渤海带，秦岭-大别山带，银川盆地带等归为华北地块区；海原-祁连山带、岷山-龙门山带、安宁河-小江带等归为青藏地块区；西域地块区和青藏地块区边界中的西昆仑带归为西域地块区，阿尔金带则归为青藏地块区. 本文研究所用的强震资料的起始年代，主要依据黄玮琼等[13]对各地震区、带不同震级阈地震资料的完整性研究.

根据上述界定，分析各Ⅰ级活动地块区地震活动的基本特性.

图 2 是公元 1400 年以来华北地块区 $Ms\geqslant 5$ 级地震的 M-t 图、地震应变积累释放曲线和震级频度关系图. 图中显示华北地块区强震活动的起伏，近 600 年来大致经历了两个强震活动期，前一活动期自 1400 年至 1739 年，后一活跃期自 1740 年至今. 应用震级和能量关系式，通过对这两个活动期的统计，可给出华北地块区 1400 年来的地震总释放能量，以及地震的总应变释放 $\sum\sqrt{E}$，并可得到单位时间、单位面积的地震应变释放速率. 其中地震应变释放量是应用本尼奥夫应变($\sqrt{E}$)表示的[14]. 此外，由震级频度关系曲线(图 2(c))还可给出G-R关系($\log N = a - bM$)中的 a和b值[15,16]. 将所有这些地震活动性参数列于表 1.

与华北地块区相似，对我国陆区其他 5 个Ⅰ级活动地块区也做相同的研究，并在表 1 中给出 6 个Ⅰ级地块区研究工作背景(包括各块区的国内部分面积 S、资料的起始时间、$Ms\geqslant 5$ 级地震事件数)和地震活动的基本参数，其中 $\sum E$ 和 $\sum\sqrt{E}$ 是各地块在研究期 T(即从起始时间至 2002 年)中地震的总能量释放和总应变释放. $\frac{\sum E}{TS}$ 和 $\frac{\sum\sqrt{E}}{TS}$ 表示各地块区地震能量和地震应变在单位时间和单位面积上的释放速率.

由表 1 可见，中国西部的青藏、滇缅和西域三个活动地块区的地震应变释放速率特别高，分别为 32.0, 35.8 和 18.0 $J^{1/2}\cdot a^{-1}\cdot km^{-2}$；而东部地区地震应变释放速率明显比西部低. 东部地区地震应变释放最高的华北地块区为 4.6，而南华和东北亚地块区仅为 1 左右. 因此，我国陆区东、西部地震活动水平大体上

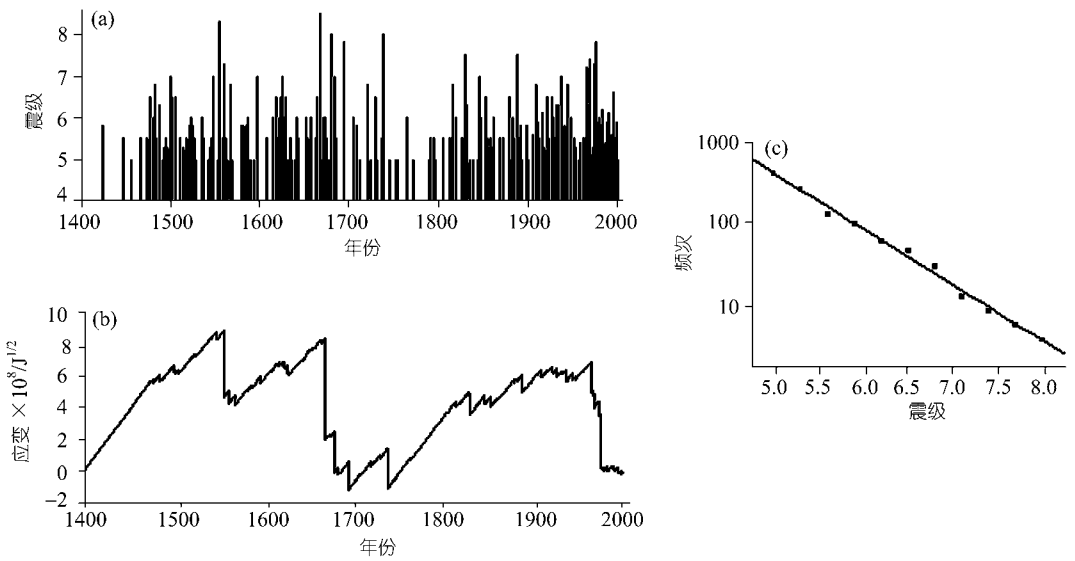

图 2　华北活动地块区的地震活动性

(a) M-t 图, (b) 地震应变积累释放曲线, (c) 震级频度关系曲线

表 1 各地块区地震活动性参数

活动地块区	青藏	西域	华北	南华	东北亚	滇缅
起始时间(公元纪年)	1900	1880	1400	1500	1900	1880
块区面积×10^4/km^2	288.6	167.9	167.3	255.5	160.1	37.5
地震事件数($Ms\geqslant5$)	1003	398	406	270	36	208
ΣE/J	1.36×10^{18}	3.45×10^{17}	8.08×10^{17}	5.2×10^{16}	2.12×10^{15}	5.32×10^{16}
$\frac{\Sigma E}{TS}$ / J·a^{-1}·km^{-2}	4.62×10^9	1.69×10^9	8.03×10^8	4.09×10^7	1.30×10^7	1.16×10^9
$\Sigma\sqrt{E}$ / J$^{1/2}$	9.43×10^9	3.68×10^9	4.65×10^9	1.57×10^9	1.73×10^8	1.64×10^9
$\frac{\Sigma\sqrt{E}}{TS}$ / J$^{1/2}$·a^{-1}·km^{-2}	32.0	18.0	4.6	1.2	1.1	35.8
a	7.33	6.84	5.94	5.34	5.98	6.35
b	0.82	0.82	0.67	0.67	0.88	0.79
a/b	8.9	8.3	8.9	8.0	6.8	8.1

相差一个数量级.

表 1 还给出了古登堡-里克特关系 $\log N = a-bM$ 中的参数 a 和 b 值. a 和 b 值称之为研究区的区域性地震活动参数. 根据此关系式, 震级越大, 频度 N 越小. 若某区所统计的地震中有 1 次最大地震时(即 $n=1$), 则相对应的最大震级 $M_{\max}$ 即为

$$M_{\max}=\frac{a}{b}.$$

因此, 表 1 中列出的a/b值, 在一定程度上意味着我国陆区各Ⅰ级活动地块区在研究期内强震活动总体水平的高低, 即最大震级$M_{\max}$. 从表 1 中可见, 青藏和华北两个Ⅰ级活动地块区a/b值最高, 为 8.9; 西域地块区次之, 为 8.4; 滇缅和南华地块区相近, 分别为 8.1 和 8.0; 东北亚地块区最小为 6.8. 从各地块区有记录以来的最大地震震级看, 青藏和华北最大震级均为 8.5 级左右, 即青藏块区 1950 年察隅 8.6 级特大地震和华北地块区 1668 年郯城 8.5 级地震. 新疆地块区最大震级为 1906 年阿图什 8.2 级; 滇缅地块区(中国部分)最大震级为 1988 年澜沧 7.6 级; 南华地块区最大地震是 1604 年泉州 7.7 级地震; 东北亚地块区最大震级则是 6.8 级[17].

1.2 各Ⅰ级活动地块现今地壳运动变形与强震活动关系

根据 20 世纪 90 年代以来的GPS观测, 许多学者对中国大陆现今地壳运动与变形特征作了系统的研究[18~22]. 表 2 是李延兴等给出的我国陆区 6 个Ⅰ级活动地块区相对欧亚板块参考框架的平均运动速率和应变参数[23].

表 2 中 V 和 A 分别表示各活动地块区平均运动速率及其方位角; ε_1, ε_2 和 $A\varepsilon_1$ 分别为最大主压变率、最大主张应变率和最大主压应变的方向; $\gamma_{\max}=\varepsilon_2-\varepsilon_1$ 为最大剪应变率; $\Delta=\varepsilon_2+\varepsilon_1$ 为面应变率. 滇缅地块区处于我国云南和缅甸交界处, GPS 观测点较少, 因而表中数据仅带有参考性质.

由表 2 可看到, 无论是地壳平均运动速率还是地壳变形的应变速率, 我国陆区的西部各活动地块区均明显大于东部各活动地块区. 尤其是与强震孕育

表 2 中国大陆Ⅰ级活动地块区的运动速率和应变参数

活动地块区	V/mm·a^{-1}	A/(°)	$\varepsilon_1\times10^{-9}$/a^{-1}	$\varepsilon_2\times10^{-9}$/a^{-1}	$\gamma_{\max}\times10^{-9}$/a^{-1}	$A\varepsilon_1$/(°)	$\Delta\times10^{-9}$/a^{-1}
青藏	12.0	28.1	−15.40	10.19	25.59	24.9	−5.21
西域	7.5	20.1	−8.01	1.25	9.26	23.5	−6.75
华北	4.7	134.6	−1.07	2.02	3.10	85.0	0.95
南华	7.1	130.6	−0.13	1.07	1.20	128.4	0.95
东北亚	2.0	141.9	−2.05	1.77	3.82	91.8	−0.29
滇缅(滇西南)	7.6	190.7	−16.10	25.25	41.35	190.8	9.15

发生联系最为密切的地壳应变速率，以最大剪应变为例，西部各活动地块区为 10×10^{-9}~40×10^{-9} a^{-1}，而东部各地块区为 1×10^{-9}~3.8×10^{-9} a^{-1}. 西部的应变速率比东部地区大约高出一个数量级. 由 GPS 测量所给出的我国陆区各活动地块区现今地壳变形的这一基本特性与强震活动的基本特点十分一致. 图 3 分别以表 2 中各活动地块区的最大剪应变率γ_{max}和表 1 中各活动地块区的地震应变释放速率为坐标轴，研究强震活动与地壳变形之间的关系. 图中的横坐标为地震活动性资料所给出的各活动地块区地震应变释放速率 $\sum\sqrt{E}/TS$ (用 e 示之)，纵坐标为由 GPS 测量所得到的各活动地块区最大剪应变率γ_{max}. 数据点的编号代表各Ⅰ级活动地块区，1~6 分别为青藏、西域、华北、南华、东北亚和滇缅.

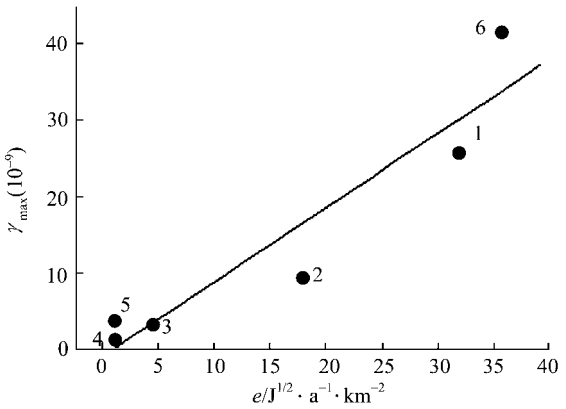

图 3　各活动地块地壳运动与地震活动的关系

对图 3 中资料作线性回归分析，为方便起见，设地震应变释放速率为 e，即 $e=\sum\sqrt{E}/TS$. 通过对 e 和 γ_{max} 回归分析得:

$$e=2.6+0.92\gamma_{max},$$

相关系数 R 为 0.94. 由此结果可见，现今地壳运动变形与地震活动之间存在十分一致的线性相关关系. 地壳变形速率越大，地壳运动过程中应变(同样也是应变能)积累的速率越大，则地震活动水平越高，亦即其地震能量(和地震应变)释放的速率越高，也就是通常所说的地震频度和强度就越高. 从而可以看出活动地块的运动性状对强震总体活动水平的控制作用.

2　震源机制特性与活动地块应力应变状态

震源机制是研究地壳应力场的主要途径与方法. 许多学者通过测定单个地震震源机制解或综合小震断层面解给出了中国大陆地震应力场分布图像[24~26]. 许忠淮[27]在对中国及其周边地区地震震源机制测定结果进行校核、修订，并增加新的测定结果等基础上形成了数字化的地震震源机制目录. 为深入探讨强震活动与地块运动性状的关系，本文进一步研究震源机制所给出的地震应力场的基本特性与GPS观测所得到的活动地块应变状态之间的关系.

2.1　各活动地块区震源机制最大主压应力方向与 GPS 测量所给的最大主压应变方向

应用震源机制解数据资料[27]，按图 1 中 6 个Ⅰ级活动地块区为单位，分别给出各活动地块区平均主应力状态，包括P轴、T轴的方位角和倾角. 另一方面，运用GPS资料计算给出的各Ⅰ级活动地块区的最大主压应变方向，将二者进行对比. 由于我国大陆地震的震源深度下界东部在25 km左右，西部在40 km左右，即地震均发生在中上地壳[28, 29]，根据对地壳介质力学性质的研究，中上地壳的介质变形属性为弹性或近似弹性，并可用虎克体作为其变形模型[30]. 在现今地壳变形研究中，由GPS观测所获得的反映地壳上部变形的应变场，其方向应该与应力场相同，所以GPS中的最大主压应变方向也代表应力场中的最大主压应力方向. 因此，由GPS观测所给出的应变场在一定意义上就可代表现今地壳运动的应力场.

在表3中给出了震源机制解结果和GPS结果. 由表可见，震源机制解的平均P轴方向与GPS结果的最

表 3　Ⅰ级活动地块区 GPS 给出的最大主压应变方向和震源机制最大主应力方位角

活动地块区	西域	青藏	东北亚	华北	南华	滇缅
最大主压应变方向(GPS 结果)/(°)	23.5	24.9	91.8	85.0	128.4	10.7
震源机制最大主压应力方向/(°)	31.9	33.7	95.9	71.6	126.0	20.5

大主压应变方向具有很好的一致性. 二者间的方位角相差仅在几度到 10 度左右. 这一结果反映了现今活动地块运动和变形的应力场与地震应力场之间的同一性和统一性(图 4).

2.2 震源机制给出的应力状态与活动地块变形中的张压性状

震源机制给出了震源破裂类型, 包括逆断型、正断型、走滑型以及介于其间的正走滑、逆走滑等. 根据许忠淮[27]研究, 我国陆区青藏高原南北两侧的喜马拉雅地区和祁连、柴达木地区、新疆的天山地区是震源机制逆断型最集中和最突出的地区, 反映了这些地区地震震源的压性破裂特性. 而青藏高原的中南部地区则十分集中地呈现为张性破裂的震源机制特性. 华北与川滇地区以剪切破裂型震源机制为主.

吴忠良等[31]根据中国大陆震源机制资料, 应用 Aki等[32]提出的方法, 计算了地震矩张量元素*Mrr*; 论证了*Mrr*的正负符号能简洁明了地反映震源区所处的应力状态: 即*Mrr* >0 为压缩状态, 而*Mrr*<0 为拉张状态; 并将正负相间混合区定义为具有很大剪切分量的第三种状态, 即相当于以剪切破裂为主的状态[32]. 其给出的地震矩张量元素*Mrr*的空间分布如图 5. 由图可见, 青藏 I 级活动地块区中的喜马拉雅、祁连和柴达木诸 II 级活动地块, 新疆 I 级活动地块区中的天山 II 级活动地块均呈现为显著的压缩状态; 而青藏 I 级活动地块区中的羌塘 II 级活动地块呈显著的拉张状态; 华北、川滇以及滇西南等地区则显示为剪切为主的状态.

由震源机制及其演化结果所给出的我国陆区各活动地块的应力状态, 与现今地壳运动变形的 GPS 测量所取得的地壳张压状态的分布相一致.

根据李延兴等研究[23], 我国陆区各 II 级活动地块的面应变Δ, 呈现压缩状态且压缩应变值最大的是喜马拉雅、天山和祁连、柴达木. 其中喜马拉雅地块

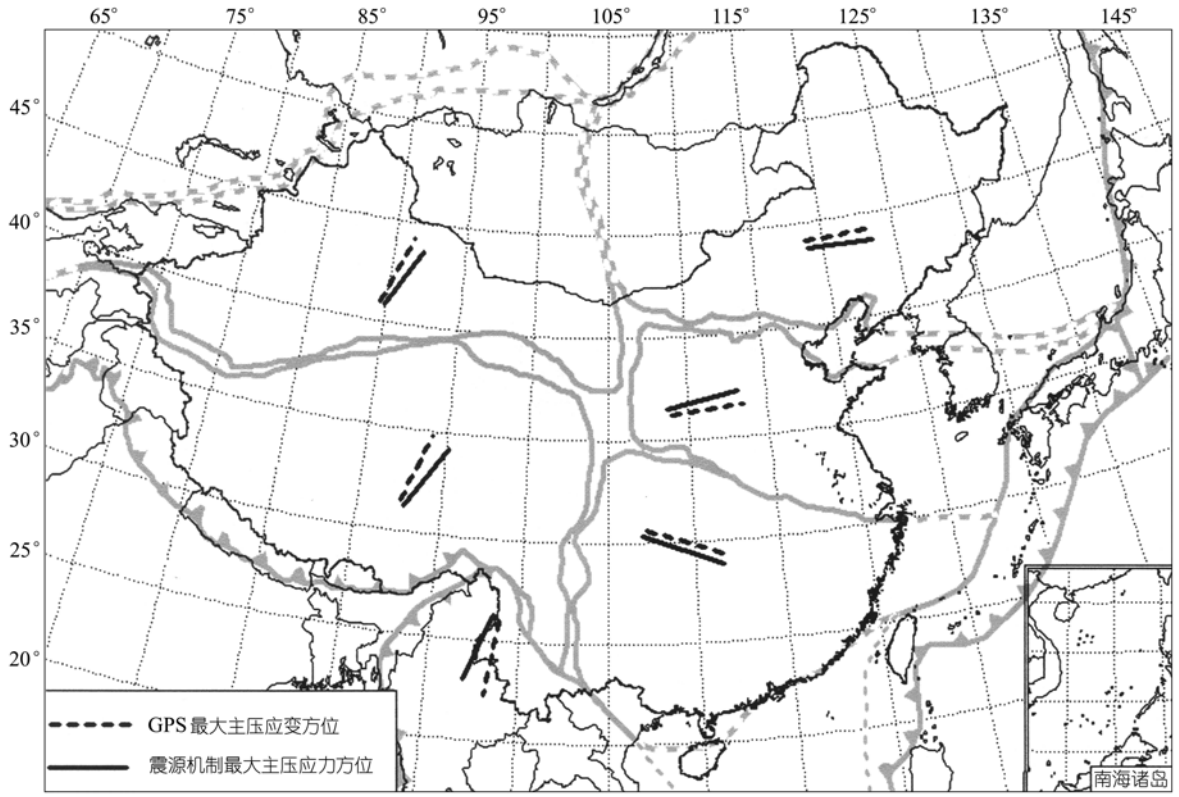

图 4 各活动地块区最大主压应变方位(GPS 结果)与震源机制最大主压应力方位

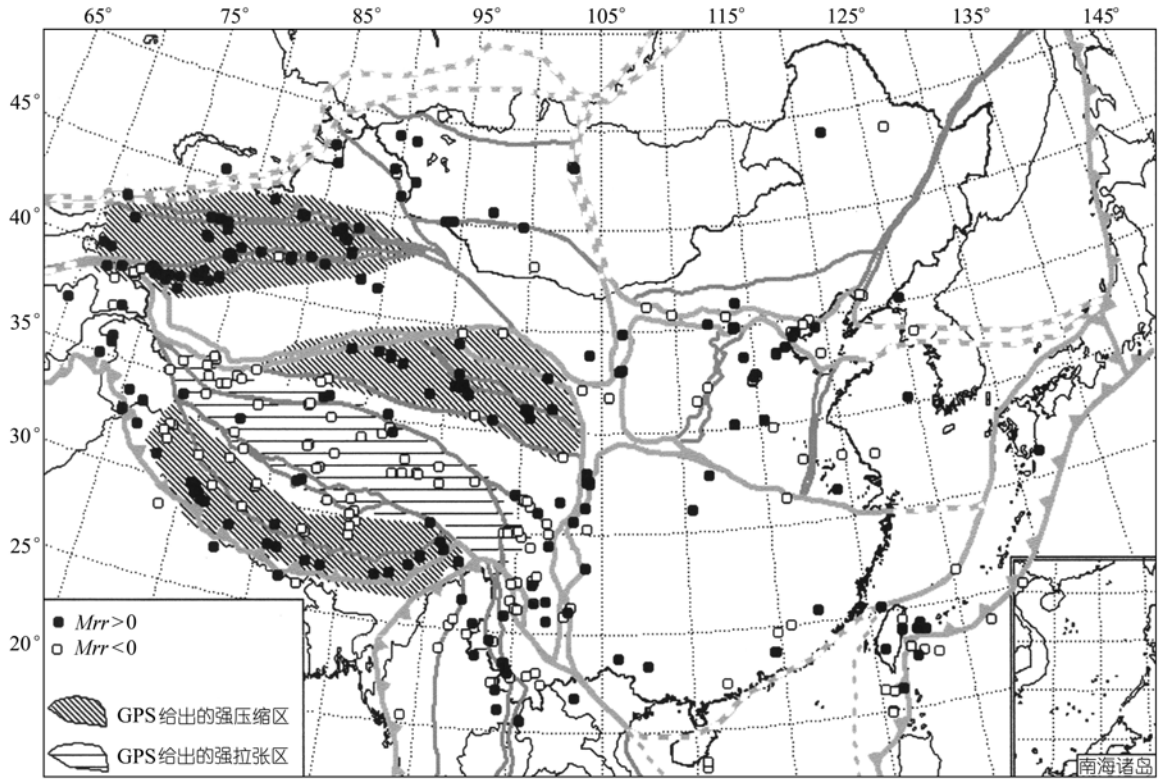

图 5　由地震矩张量解给出的 *Mrr* 正负符号分布与 GPS 给出的地壳压缩变形区

的压缩面应变为 65.69×10^{-9} a^{-1}, 天山地块为 29.29×10^{-9} a^{-1}, 祁连、柴达木为 15.17×10^{-9} 和 12.12×10^{-9} a^{-1}. 其余地块的面压缩与上述活动地块相比均较小, 其中塔里木和拉萨块体稍大, 为 6.29×10^{-9} 和 5.16×10^{-9} a^{-1}; 龙门山和岷山地区呈压缩性质, 为 2.00×10^{-9} a^{-1}. 我国东部仅在东北和鲁东-黄海两个Ⅱ级块体呈压缩状态, 但压缩面应变只有 1.68×10^{-9} 和 1.92×10^{-9} a^{-1}, 量值很小, 可不予考虑.

我国陆区张性状态最显著的是羌塘活动地块. 其膨胀面应变值最高, 达 27.61×10^{-9} a^{-1}; 其次是川滇地区, 为 9×10^{-9}~13×10^{-9} a^{-1}. 我国东部地区大都呈现为张性活动性质, 但均很微弱, 膨胀面应变仅为 1×10^{-9}~3×10^{-9} a^{-1}.

图 5 是震源机制给出的 *Mrr* 正负符号分布与 GPS 给出的中国大陆及邻区各活动地块的面应变状态. 由图可以看到, 由震源机制破裂类型所给出的应力状态的分布与各活动地块现今地壳运动变形的应力应变状态互相吻合, 从而进一步反映了现今活动地块的地壳运动与中国大陆强震之间的密切关系.

3　讨论和结论

在前人对我国大陆与邻区关于活动地块划分、活动地块运动及其相互作用等研究的基础上, 本文着重研究了各活动地块区强震活动的特点和地震活动性参数, 以及震源破裂特性和地震应力场特征, 以探索活动地块和强震活动之间的关系.

在对表 2 中各Ⅰ级活动地块区地震活动性的讨论时, 根据地震活动的整体性和同一性, 以及地质构造活动的演化过程等, 对各活动地块区之间的边界地震的归属进行了界定. 尽管如此, 在讨论边界地震归属时仍可能造成对各活动地块区地震活动性判定的不确定性和误差, 作者进一步研究了将边界地震剔出, 即不计边界地震, 仅考虑各Ⅰ级活动地块区内部所含地震的统计结果, 得到在不计边界地震情况下的各活动地块区地震应变释放速率 $e(\sum\sqrt{E}/TS)$并列于表 4. 将表 4 中各活动地块区的 e 值与表 2 中 $\gamma_{\max}$

作相关分析(图 6). 其结果仍显示各Ⅰ级活动地块区的地壳应变速率与地震活动之间的线性相关关系.

表 4 不计边界地震情况下各活动地块区地震应变释放速率

活动地块区编号		1	2	3	4	5	6
活动地块区名称		青藏	西域	华北	南华	东北亚	滇缅
$\frac{\Sigma\sqrt{E}}{TS}$	$J^{1/2}\cdot a^{-1}\cdot km^{-2}$	21.5	17.0	2.7	1.2	1.1	35.8

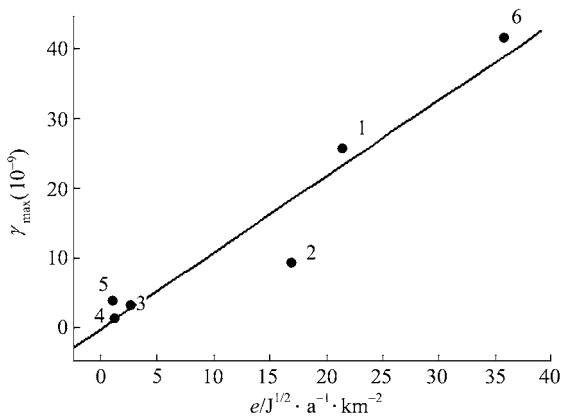

图 6 不计边界地震情况下各活动地块区地壳运动应变速率与地震活动的关系

图中数字为活动地块区编号, 同表 4

通过本文的研究, 在下述诸方面取得初步认识:

(1) 各活动地块的构造动力环境、其运动和变形的性状、地质构造条件等多种因素的差异, 导致活动地块内部构造活动和构造变形的差异. 其中有的活动地块内部相对稳定, 构造变形小; 有的活动地块内部次级地块间发生相对运动, 具有一定的构造活动性. 从而造成了各活动地块的强震活动状况的差异, 包括强震活动的总体水平、地震应变能释放速率、强震活动轮回等.

(2) 活动地块现今地壳运动变形的速率决定各地块地震活动水平的高低. 本文研究给出了各活动地块现今地壳运动变形的应变速率与地震活动应变能释放呈线性相关关系, 即地壳变动过程中应变和应变能积累的速率越大, 地震活动水平就越高, 从而显示了活动地块的运动变形性状对强震总体活动水平的控制作用.

(3) 各活动地块区震源机制资料给出的最大主压应力方向和由 GPS 测量所给出的最大主压应变方向之间有十分良好的一致性, 从而显示了现今地壳运动变形应力场与地震应力场之间的同一性和统一性.

(4) 震源机制解所给出的震源破裂类型与现今地壳变形的张、压状态相关联. 在现今地壳运动显示为强压缩的活动地块地区, 震源机制主要显示为逆断型的压性破裂, 或压扭型破裂; 而地壳运动显示为强的拉张性的活动地块地区, 震源机制则为正断型的张性破裂或张扭型破裂; 介于上述两者之间, 张压特性均较弱的地区则为剪切型为主的震源破裂特性.

上述这些结果表明, 活动地块所处的构造动力环境, 活动地块的运动性状, 活动地块现今地壳运动的应力、应变场等都与大陆强震活动紧密相关, 包括与大陆强震的基本图像与参数、地震破裂特征和地震应力场特点等. 从而可看到活动地块对中国大陆强震孕育发生的控制作用.

致谢 研究工作中得到马瑾院士、张培震、江在森研究员等的帮助, 在此一并致以谢忱.

参 考 文 献

1 张国民, 张培震. “大陆强震机理与预测”中期学术进展. 中国基础科学, 2000, (10): 4~10
2 Dewey J F. Plate tectonics. Scientific American, 1972, 226: 55~68
3 张少泉. 地球物理概论. 北京: 地震出版社, 1986
4 杨理华, 李钦祖. 华北地区地壳应力场. 北京: 地震出版社, 1980
5 张国民, 张培震. 近年来大陆强震机理与预测研究的主要进展. 中国基础科学, 1999, (2-4): 47~58
6 张文佑. 断块构造导论. 北京: 石油工业出版社, 1984. 1~23
7 马杏垣, 主编. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 地图出版社, 1989
8 丁国瑜. 活动亚板块、构造块体相对运动. 见: 丁国瑜, 主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1997. 142~153
9 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学, D 辑, 2003, 33(增刊): 12~20
10 Ma Z, Fu Z, Zhang Y, et al. Earthquake prediction. Beijing-Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg: Seismological Press, 1989
11 张国民, 傅征祥, 桂燮泰. 地震预报引论. 北京: 科学出版社, 2001
12 杨国华, 李延兴, 韩月萍, 等. 由 GPS 观测结果推导中国大陆现今水平应变场. 地震学报, 2002, 24(4): 337~347
13 黄玮琼, 李文香, 曹学锋. 中国大陆地震完整性研究之二——

分区地震资料基本完整的起始年分布图像. 地震学报, 1994, 16(4): 423~432
14 Benioff H. Earthquakes and rock creep. Bull Seismol Soc Am, 1951, 41: 31~62
15 Gutenberg B, Richter C F. Seismicity of the earth and associated phenomena. Princeton: Princeton University Press, 1954
16 Gutenberg B, Richter C F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull Seismol Soc Am, 1956(46): 105~145
17 国家地震局震害防御司. 中国历史强震目录. 北京: 地震出版社, 1995
18 Zhu W, Wang X, Cheng Z, et al. Crustal motion of Chinese mainland monitored by GPS. Science in China , Ser D, 2000, 43(4): 394~400[Abstracts][PDF]
19 李延兴, 胡新康, 帅　平, 等. 中国大陆地壳水平运动统一速度场的建立与分析. 地震学报, 2001, 23(5): 453~459
20 Shen Z-K, Zhao C, Yin A, et al. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Position System measurements. J Geophys Res, 2000, 105: 5721~5734[DOI]
21 Wang Q, Zhang P-Z, Freymueller T J, et al. Present-day crustal deformation in China constrained by Global Position System. Science, 2001, 294: 574~577[DOI]
22 马宗晋, 陈鑫连, 叶叔华, 等. 中国大陆区现今地壳运动的GPS研究. 科学通报, 2001, 46(13): 1118~1120[摘要][PDF]
23 李延兴, 杨国华, 李　智, 等. 中国大陆活动地块的运动和应变状态. 中国科学, D 辑, 2003, 33(增刊): 65~81
24 汪素云, 许忠淮. 中国东部大陆的地震构造应力场. 地震学报, 1985, 7(1): 17~32
25 Xu Z H, Wang S Y, Huang Y R, et al. Tectonic stress field of China from a large number of small earthquakes. J Geophys Res, 1992, 97(B8): 11827~11877
26 汪素云, 许忠淮, 俞言祥, 等. 中国及其邻区周围板块作用力的研究. 地球物理学报, 1996, 39(6): 764~771
27 许忠淮. 东亚地区现今构造应力图的编制. 地震学报, 2001, 23(5): 492~501
28 汪素云, Ni　J, 马宗晋, 等. 华北强震断层面解和震源深度特征. 地球物理学报, 1991, 34(1): 42~54
29 张国民, 汪素云, 李　丽, 等. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 2002, 47(9): 663~668[摘要][PDF]
30 王绳祖, 张四昌, 田勤俭, 等. 大陆动力学. 北京: 地震出版社, 2001
31 吴忠良, 黄　静, 张东宁, 等. 地震矩张量元素 M_{rr} 的空间分布与中国大陆岩石层地块. 地震地质, 2003, 25(1): 33~38
32 Aki K, Richards P G. Quantitative Seismology: Theory and Methods. San Francisco: Freeman, 1980