

文章编号: 0253-3782(2002)03-0293-09

中国西部地震视应力的空间分布^{*}

吴忠良 黄 静 林碧苍

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

摘要 利用 1987 年 1 月~1998 年 12 月的 NEIC 宽频带地震辐射能量目录和哈佛 CMT 目录, 给出了中国大陆地震的视应力分布. 由于资料所限, 主要结果是针对西部的结果. 所得结果表明, 中国大陆地震的视应力平均为 0.8 MPa. 青藏高原东缘的视应力最高为 2.6 MPa, 平均水平高于其邻近地区一倍以上. 视应力分布与 20 世纪的累积地震能量分布具有一定的相关性.

关键词 视应力 地震能量 地震矩 中国地震

中图分类号: P315.72⁺7

文献标识码: A

引言

用地震资料(主要是震源机制资料)约束东亚大陆的地球动力学模型, 业已在应力方向、应力状态(压缩状态、拉张状态或剪切状态)、应力来源等方面得到很多重要的结果(环文林等, 1979; Xu *et al.*, 1992). 一个尚待解决的问题是应力的大小. 在弹性力学的框架下, 由地震资料得到应力的大小, 原则上是不可能的. 然而在一些合理的假定的前提下, 由地震资料可以得到关于应力大小的某种有物理意义的估计. 其中一个常用的估计是视应力(Wyss, Brune, 1968), 其定义为

$$\sigma_{\text{app}} = \mu \frac{E_s}{M_0} \quad (1)$$

式中, μ 是震源区介质的剪切模量, E_s 是地震波辐射能量, M_0 是地震矩. 视应力与引起地震滑动的平均应力水平之间可以通过地震波辐射效率联系在一起, 这一概念近年来已得到越来越多的野外实验和观测结果的证实(McGarr, 1999). 对一个地区中引起地震滑动的平均应力水平进行区域平均, 则可作为当地的绝对应力水平的一个间接的估计.

式(1)中的 E_s 和 M_0 都可通过地震波形的分析和反演得到. 然而在传统的地震学研究中, 这两个物理量只能由震级出发, 通过理论或经验公式换算得到, 因此既不是可靠的, 也不是相互独立的. 由此得到的视应力, 既不具有可以接受的可靠性, 也无法体现其应有的物理意义. 20 世纪 80 年代以来, 随着宽频带数字地震学的发展, 地震辐射能量和地震矩的测定开始成为一些地震学观测与研究机构的常规工作, 由能量和地震矩来估算视应力也因此成为可能. Choy 和 Boatwright (1995) 根据美国国家地震信息中心(NEIC)的宽频带

^{*} 国家科技部(G1998040705、95-S-05 以及 2001BA601B02)资助项目. 中国地震局地球物理研究所论著 02AC1019.

2002-01-10 收到初稿, 2002-04-08 收到修改稿并决定采用.

辐射能量测定结果和哈佛矩心矩张量(CMT)测定结果,讨论了全球地震视应力的分布. Newman 和 Okal(1998)将视应力作为海啸地震的一个判据. Pulido 和 Irikura(2000)根据震源破裂过程的数字地震成像的结果,通过地震能量和视应力的时间变化,估计决定地震破裂性质的动力学参数. 本研究中,我们用与 Choy 和 Boatwright (1995)类似的方法和资料——但所用资料截至 1998 年 12 月——给出中国大陆地震的视应力的分布. 我们试图从应力水平的角度,为中国大陆地球动力学研究提供一个可能是有意义的约束.

1 资料

哈佛大学从 20 世纪 70 年代末开始发表全球约 5.5 级以上地震的矩心矩张量(CMT). 哈佛 CMT 的测定主要使用远震长周期体波资料和地幔波资料(Dziewonski *et al.*, 1981). CMT 的测定结果在《地球和行星内部物理学》杂志(*Phys. Earth Planet. Inter.*)上以研究通讯的形式定期发表,在因特网上也可以得到数字化的 CMT 目录.

利用 CMT 目录开展了很多研究,其中地震矩-频度关系相当于传统的震级-频度关系的一个推广(Frohlich, Davis, 1993; Sornette *et al.*, 1996; Kagan, 1997),在地震危险性估计和地震的统计力学研究中具有重要意义;使用 CMT 目录进行的应力状态和地质构造的研究则相当于传统的使用 P 波初动解进行的应力状态和地质构造研究的一个发展(李鸿吉, 秦建业, 1994; 徐纪人、尾池和夫, 1995; Frohlich *et al.*, 1997; McCaffrey, 1997; Montone *et al.*, 1999; Frohlich, 2000);此外,利用 CMT 资料研究非双力偶源全球分布的工作(Kawakatsu, 1991)、利用 CMT 资料研究“地震丛集性”和检验“地震空区”假说的工作(Kagan, Jackson, 1994, 1995)、根据 CMT 资料进行地震分类以检验“前震”的频度的研究(Reasenber, 1999)、利用 CMT 目录研究“地壳势能变化”的探索(Tanimoto, Okamoto, 2000),以及对 CMT 目录中“地震对”的研究(Kagan, Jackson, 1999)和震源机制的“时间相关性”的研究(Kagan, 2000),等等,在地震学、地震预测研究和地球动力学研究中都是颇有新意的. 事实上, CMT 目录(特别是哈佛 CMT 目录)作为一种“现代地震目录”,近年来得到了越来越多的重视.

NEIC 宽频带地震辐射能量的测定始于 20 世纪 80 年代(Boatwright, Choy, 1986; Choy, Boatwright, 1995). 能量的测定使用远震宽频带体波资料. NEIC 的宽频带辐射能量测定结果,早期曾在《美国地震学会会刊》(*Bull. Seism. Soc. Amer.*)上的地震报告中发表. 近年来,这一地震报告改在美国地震学会的《地震学研究通讯》(*Seism. Res. Lett.*)上发表.

相对说来, NEIC 宽频带辐射能量目录的应用范围目前还不像 CMT 目录那样广泛,但使用地震辐射能量目录,也得到一些有趣的结果. Choy 和 Boatwright (1995)发现,视应力的大小与地震的震源机制有关,走滑型地震的视应力较大. Wu(2000, 2001a)注意到全球地震的能量-频度分布与地震矩-频度分布不一致,提出“地震标度性佯谬”. Kanamori 和 Heaton(2000)根据地震能量和视应力的计算以及地震效率的估计,讨论了地震破裂过程中发生“摩擦熔融”(Kanamori *et al.*, 1998)的可能性.

能量目录使用不够广泛,一个可能的原因是很多人认为能量目录并不是比地震矩目录“更好的”目录. 但这是一个误解:能量目录并不是一个比地震矩目录“更好的”目录,而是不同于地震矩目录的另一个“现代地震目录”(Choy, Boatwright, 1995; Wu, 2000).

本研究中使用了经过校核和修订的 1987 年 1 月~1998 年 12 月全球 5.5 级以上地震

的宽频带辐射能量目录和 CMT 目录. 所考虑的空间范围为中国大陆及其周边地区, 即 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 的地区. 但在考虑中国大陆内部的地震时, 我们有时也考虑 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的地区, 以排除其它地震带, 诸如日本海俯冲带和琉球—台湾地震带的影响.

2 视应力分布特征

哈佛 CMT 在给出测定结果的同时也给出标准偏差. 而 NEIC 的能量目录, 在 1994 年以前给出每一次地震的能量测定的标准偏差, 但 1995 年以后不再给出这一数据. 此外, 由于所采用的地球模型和台站校正方法的问题——主要是由于采用了简单的和平均的模型, 这两个目录中给出的结果, 也不可避免地存在系统偏差. Patton(1998)曾指出, 由于采用了全球均一的地球模型, 由哈佛 CMT 得到的地震矩在中亚地区系统偏大. 这种偏差的结果是, 对中国西部地区的视应力的估计可能偏低.

图 1a 给出了 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 地区每一次地震的视应力与该地震的地震矩之间的关系. 本文中所有物理量的单位均已换算成 SI 单位制. 参照 Choy 和 Boatwright (1995) 的结果, 在式(1)中取剪切模量 μ 为 0.3×10^5 SI 制单位, 所得视应力单位为 MPa. 在图 1b 和 c 中, 我们分别给出了 1987~1994 年全球地震的能量和地震矩的标准偏差与测定结果本身的比值(记为“相对标准偏差”)的分布, 图 1d 和 e 给出了 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 地区地震的结果. 注示中去掉了个别误差很大的数据. 从图中可以看出, 能量测定的相对标准偏差, 分布于 50% 以下, 峰值在 25% 左右; 地震矩测定的相对标准偏差, 分布于 5% 以下. 这种相对标准偏差水平的数量级上的差别主要是测量本身造成的: 地震矩的测量使用的是低频信号, 因而比较易于测准; 而能量的测定需要综合考虑高频和低频信号, 因而相对来说比较难于测准. 这样, 能量估计的误差就成为决定视应力计算误差的主要因素.

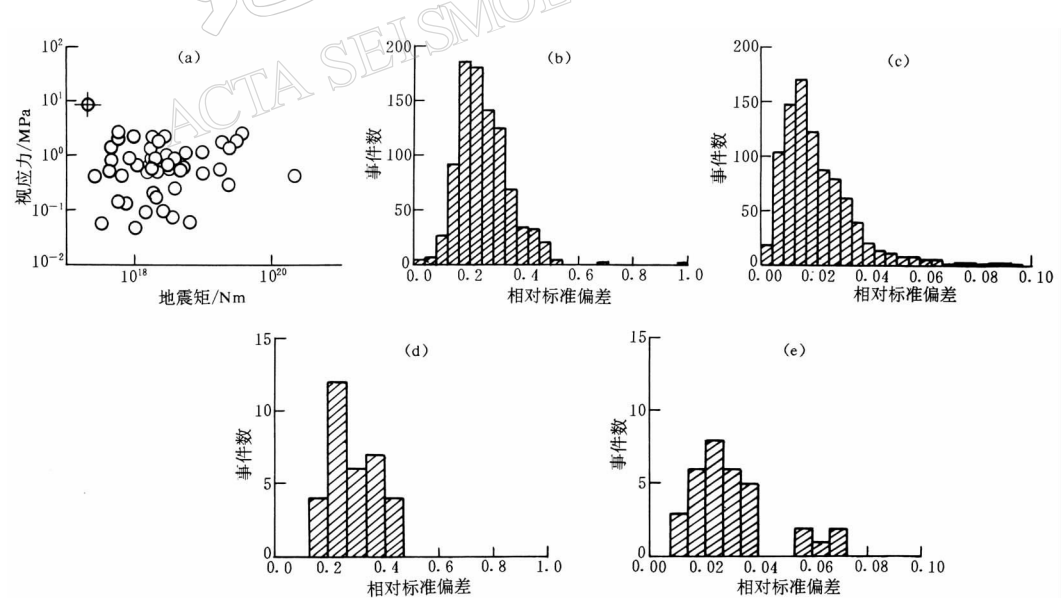


图 1 视应力与地震矩之间的关系(a)、能量(b)和地震矩(c)测定的相对标准偏差的全球分布; 能量(d)和地震矩(e)测定的相对标准偏差在 $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $75^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 区域的分布

而平均说来, 综合考虑能量估计计算本身的标准偏差和介质剪切模量数据的偏差(即地球模型的偏差), 这里的视应力结果的相对误差水平估计为 30% 应该是可以接受的. 从图 1a 可以看出, 视应力与地震矩之间并不存在明显的相关关系. 从理论上同样可以证明, 视应力基本上不随地震矩的大小而变化(参见附录). 因此, 在后面的讨论中, 在考虑一个特定区域的地震的视应力时, 对于不同大小的地震, 无须考虑不同的权重. 从图 1a 中还可看出, 1987 年 12 月 22 日中国中西部 $M_s 5.2$ 地震, 明显地偏离由绝大多数数据点所组成的丛集, 如图中的十字符号所示. 考虑到这一地震的震级较小, 且发生时间较早, 因而能够记录到这次地震的全球数字地震台网的台站较少, 故所得能量测定结果和地震矩测定结果不一定是可靠的(尽管标准偏差并不大, 但从定义上说, 标准偏差同测定结果与真实结果之间的偏差并不是同一个概念), 所以在进一步的分析中, 去掉了这个数据点.

图 2 给出了视应力与地震震中的经度之间的关系. 其中图 2a 没有给出标准偏差的信息, 以使 1987~1994 年和 1995~1998 年这两个时间段中所有的数据在分析中起相同的作用. 图 2b 给出了 1987~1994 年的结果的标准偏差; 1995 年以后的结果, 则只能简单地用十字符号表示. 从图中可以看出, 中国大陆地震的视应力分布在 0.1~2.6 MPa 之间, 计算得到平均值为 0.8 MPa, 略高于全球平均水平 0.5 MPa(Choy, Boatwright, 1995), 但考虑到种种不确定性, “中国地震的视应力水平比全球略高”的结论, 在统计上很难说是显著的. 相对说来, 青藏高原东缘的视应力, 最高达 2.6 MPa, 平均来看, 这一近南北向展布的条形地带的视应力, 比其邻近地区高一倍以上, 这一点在图上却是非常明显的.

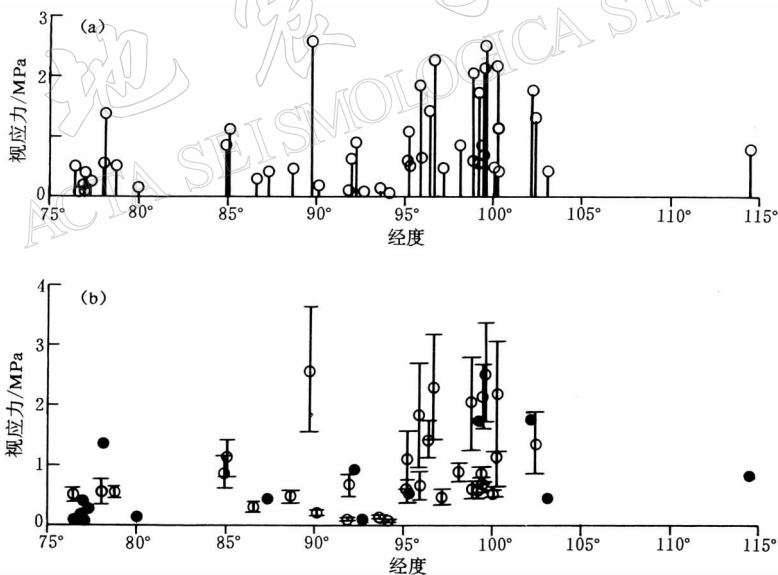


图 2 视应力与震中位置经度之间的关系. 1987~1994 年的数据用误差棒的形式给出了计算结果的标准偏差, 1995~1998 年的结果用黑圆点标记
(a) 不考虑误差的结果; (b) 考虑误差的结果

3 讨论

由于目前的能量目录和地震矩目录的时间长度有限, 所以, 能够得到视应力结果的地

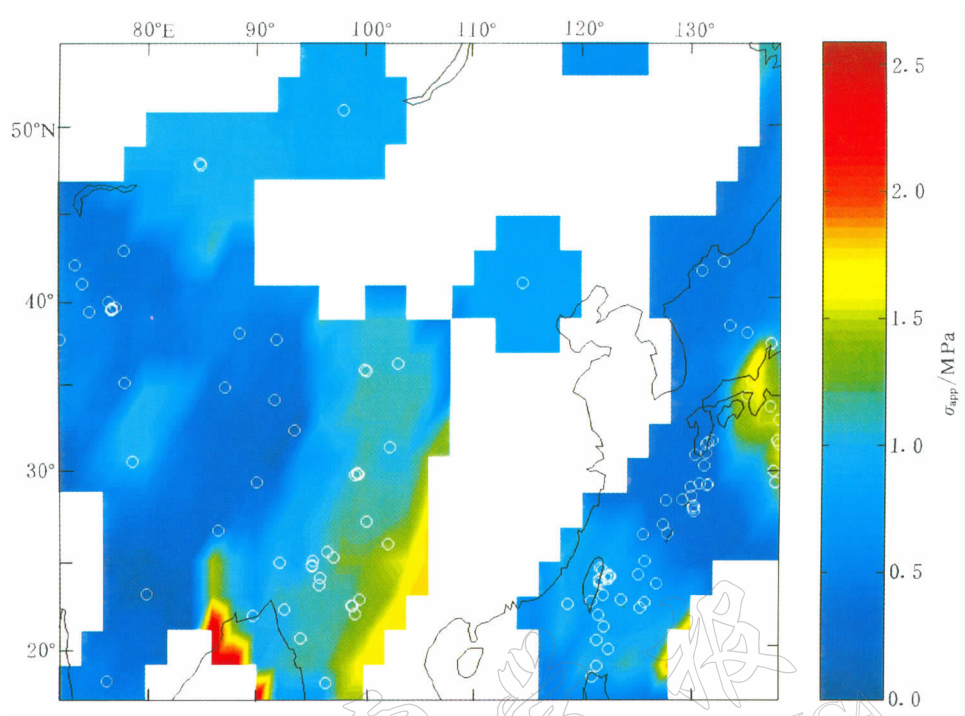


图 3 视应力空间分布的滑动平均结果

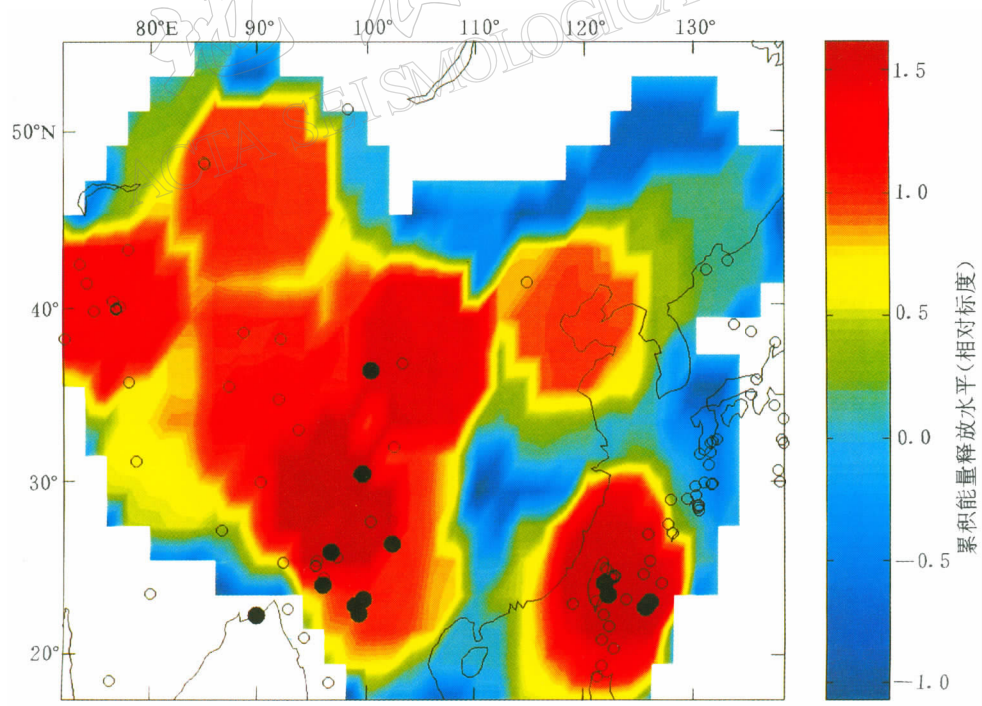


图 4 1900~2001 年中国及周边地区的累积地震能量释放水平。图中心圆(视应力小于 1.5 MPa)和实心圆(视应力不小于 1.5 MPa)为计算视应力所用的地震

震的空间分布仍很稀疏. 由此而得到的任何空间滑动平均结果, 都将是很勉强和很粗糙的. 图 3 给出了一种滑动平均的尝试, 图中用空心圆表示所用的地震的位置. 图中我们采用 $2^\circ \times 2^\circ$ 的网格, 以半径 5° (或 550 km) 的圆形窗口进行滑动平均. 这里, 550 km 滑动窗口半径的选择并没有充分的物理上的依据, 这样做只是为了得到一个相对来说较为连续的空间分布图象. 从某种意义上说, 这样给出的空间分布图象, 相当于真实的空间分布图象的一个长波近似. 但从图中仍可看出, 从较大的尺度来看, 青藏高原东缘是一个视应力较高的地带, 其视应力水平比周围地区高一倍左右.

视应力的水平看来与地震能量释放的总体水平有一定的相关性. 为说明这一点, 我们使用中国地震目录, 计算了 20 世纪中强以上地震的累积能量的释放水平. 我们取 1900 年 1 月~2001 年 12 月 6 级以上的地震, 这样得到的地震目录, 对整个中国及其邻区都是完整的, 从而其空间分布的比较是有意义的. 能量与频度之间近似地满足 $N \propto E^{-B}$ 的关系, 其中 B 约为 $2/3$, 所以能量为 E 的地震对总地震能量释放的贡献正比于 $E^{1/3}$. 也就是说, 忽略较小的地震, 仍可保持大范围的能量释放分布的图象. 地震能量与震级之间的换算采用 Choy 和 Boatwright (1995) 的全球换算公式. 作为对照, 我们用与上述视应力的滑动平均相同的网格和滑动窗口进行累积能量的计算, 而这就使所得到的图象十分粗糙. 但从图中仍可清楚地看出中国地震能量释放的总体特征. 为形象地刻画不同地区之间的差异, 我们在求得累积能量释放之后, 将累积地震能量取对数, 减去 15 后除以 $3/2$. 这相当于将累积能量释放量与一次 7 级地震进行比较, 并采用类似于震级的相对标度. 图 4 给出了累积地震能量释放水平的空间分布. 作为比较, 我们也将用于计算视应力的地震标在图中. 从图中可以看出, 视应力较高的地震, 大都落在累积能量释放水平较高的地区.

一般认为, 地震的空间分布格局是由地球动力学所控制的. 在中国地球动力学中, 南北地震带上的地震是否具有共同的特点, 是一个有意义的问题. 这里的结果指出, 南北地震带上的地震, 平均说来具有与其周边地区比较明显偏高的视应力水平. 无论其地球动力学成因是什么, 这一大尺度特征在地球动力学模拟中都是值得考虑的.

在应力状态的分析中, 地震目录的长度和数据点数具有非常重要的意义. 几年前, 在 Choy 和 Boatwright (1995) 进行全球地震能量和视应力分析的时候, 由于当时的数据长度的局限, 还没有条件进行本文所述的讨论. 事实上, 所用地震目录的时间跨度有限 (仅为 10 年尺度), 也同样是本文所用资料的一个缺陷. 我们在图 3 中给出的图象, 仅仅是一种粗糙的平均结果. 尽管如此, 由于视应力在地震学中的重要性, 并且我们目前所用的能量和地震矩目录, 毕竟是迄今能够得到的质量最高的和最系统的目录, 所以, 由此而得到的一些结果, 尽管有很大的局限性, 却仍是值得注意的.

基于本文的分析, 对我国地震监测和分析工作的建议是, 充分利用新近建立的宽频带数字地震观测系统, 对于更小震级的地震, 独立地测定其地震辐射能量和地震矩, 并用地震波形资料, 反演震源区附近的介质参数. 以此为基础得到的视应力的估计, 将为地球动力学模拟提供更可靠的和考虑更多的细节的约束.

张天中教授提供了经过校核的中国地震目录, G. Choy 博士提供了 NEIC 宽频带辐射能量目录. 作者得到陈运泰院士在震源理论方面的指导和许力生博士在绘图方面的帮助. 审者的建议对改进本文的结果有很大帮助. 陈章立教授和张国民教授对“现代地震目录”的

思路和相关工作的肯定促进了这项研究的进行. 在此一并致谢.

参 考 文 献

- 环文林, 时振梁, 鄢家全, 等. 1979. 中国及邻区现代构造变形特征[J]. 地震学报, **1**(2): 109~120
- 李鸿吉, 秦建业. 1994. 缅甸及其周围地区的震源机制和现代应力场[J]. 地震学报, **16**(4): 463~471
- 徐纪人, 尾池和夫. 1995. 青藏高原东缘南段应力场特征及其与板块运动的关系[J]. 地震学报, **17**(1): 31~40
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*[M]. San Francisco: Freeman, 810~811
- Boatwright J, Choy G L. 1986. Teleseismic estimates of the energy radiated by shallow earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **91**: 2 095~2 112
- Choy G L, Boatwright J L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress[J]. *J Geophys Res*, **100**: 18 205~18 228
- Dziewonski A M, Chou T-A, Woodhouse J H. 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J]. *J Geophys Res*, **86**: 2 825~2 852
- Frohlich C. 2000. Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms[J]. *Geophys J Int*, **144**: 300~308
- Frohlich C, Coffin M F, Massell C, *et al.* 1997. Constraints on Macquarie Ridge tectonics provided by Harvard focal mechanisms and teleseismic earthquake locations[J]. *J Geophys Res*, **102**: 5 029~5 041
- Frohlich C, Davis S D. 1993. Teleseismic *b* values; or, much ado about 1.0[J]. *J Geophys Res*, **98**: 631~644
- Kagan Y Y. 1997. Seismic moment-frequency relation for shallow earthquakes: Regional comparison[J]. *J Geophys Res*, **102**: 2 835~2 852
- Kagan Y Y. 2000. Temporal correlations of earthquake focal mechanisms[J]. *Geophys J Int*, **143**: 881~897
- Kagan Y Y, Jackson D D. 1994. Long-term probabilistic forecasting of earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **99**: 13 685~13 700
- Kagan Y Y, Jackson D D. 1995. New seismic gap hypothesis: Five years after[J]. *J Geophys Res*, **100**: 3 943~3 959
- Kagan Y Y, Jackson D D. 1999. Worldwide doublets of large shallow earthquakes[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **89**: 1 147~1 155
- Kanamori H, Anderson D L, Heaton T H. 1998. Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake [J]. *Science*, **279**: 839~842
- Kanamori H, Heaton T H. 2000. Microscopic and macroscopic physics of earthquakes[A]. In: Rundle J B, Turcotte D L, Klein W eds. *GeoComplexity and the Physics of Earthquakes*[C]. Washington D C: AGU, 147~163
- Kawakatsu H. 1991. Enigma of earthquakes at ridge-transform-fault plate boundaries-distribution of non-double couple parameter of Harvard CMT solutions[J]. *Geophys Res Lett*, **18**: 1 103~1 106
- McCaffrey R. 1997. Influences of recurrence times and fault zone temperatures on the age-rate dependence of subduction zone seismicity[J]. *J Geophys Res*, **102**: 22 839~22 854
- McGarr A. 1999. On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip [J]. *J Geophys Res*, **104**: 3 003~3 011
- Montone P, Amato A, Pondrelli S. 1999. Active stress map of Italy[J]. *J Geophys Res*, **104**: 25 595~25 610
- Newman A V, Okal E A. 1998. Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The E/M_0 discriminant for Tsunami earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **103**: 26 885~26 898
- Patton H J. 1998. Bias in the centroid moment tensor for central Asian earthquakes: Evidence from regional surface wave data[J]. *J Geophys Res*, **103**: 26 963~26 974
- Pulido N, Irikura K. 2000. Estimation of dynamic rupture parameters from the radiated seismic energy and apparent stress[J]. *Geophys Res Lett*, **27**: 3 945~3 948
- Reasenber P A. 1999. Foreshock occurrence before large earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **104**: 4 755~4 768
- Sornette D, Knopoff L, Kagan Y Y, *et al.* 1996. Rank-ordering statistics of extreme events: Application to the distribution of large earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **101**: 13 883~13 893

- Tanimoto T, Okamoto T. 2000. Change of crustal potential energy by earthquakes: An indicator for extensional and compressional tectonics[J]. *Geophys Res Lett*, **27**: 2 313~2 316
- Wu Zhongliang. 2000. Frequency-size distribution of global seismicity seen from broadband radiated energy[J]. *Geophys J Int*, **142**: 59~66
- Wu Zhongliang. 2001a. Earthquake scaling paradox[J]. *Chin Phys*, **10**: 395~397
- Wu Zhongliang. 2001b. Scaling of apparent stress from broadband radiated energy catalogue and seismic moment catalogue and its focal mechanism dependence[J]. *Earth Planets Space*, **53**: 943~948
- Wyss M, Brune J N. 1968. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region[J]. *J Geophys Res*, **73**: 4 681~4 694
- Xu Z H, Wang S Y, Huang Y R, *et al.* 1992. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **97**: 11 867~11 877

附录:

考虑一个点源, 假定近场震源时间函数, 即地震矩随时间的变化可以表示成(Aki, Richards, 1980)

$$\begin{aligned} M(t) &= 0 & t < 0 \\ M(t) &= M_0(1 - e^{-t/T}) & t \geq 0 \end{aligned} \quad (\text{A1})$$

其中, T 是特征时间, M_0 是地震矩. 按照 Pulido 和 Irikura (2000) 假定地震波的能量辐射主要是通过 S 波进行的, 则视应力可以表示为

$$\sigma_{\text{app}} = \frac{1}{10\pi\beta^3} \frac{\int_0^\infty \dot{M}(t)^2 dt}{\int_0^\infty \dot{M}(t) dt} \quad (\text{A2})$$

式中, ρ 是介质密度, β 是 S 波传播速度. 在实际计算中, 积分起自破裂起始, 终至破裂完成的时刻. 将式(A1)代入(A2), 则有

$$\sigma_{\text{app}} \propto \frac{M_0}{T^3} \quad (\text{A3})$$

而由地震矩的定义, 有

$$M_0 = \mu DA \propto L^3 \propto T^3 \quad (\text{A4})$$

其中, L 是等效断层长度, D 是平均位错量, A 是等效破裂面积. 比较式(A3)和(A4)可以得到, 视应力与 M_0 或 T 无关.

上述论证中采用了一个过于简单的震源时间函数. 实际上, 对于全球地震活动中不同的地震类型可以发现, 视应力, 或者能量与地震矩之比, 即 Kanamori 和 Heaton(2000)所说的“约化能量”, 随地震矩的大小以

$$\sigma_{\text{app}} \propto M_0^\alpha \quad (\text{A5})$$

的规律变化. 其中对于走滑型地震, 指数 α 为正; 而对于非走滑型地震, 指数 α 为负. 但无论正负, α 值都不大(Wu, 2001b). 对于一般的情况, 在做平均时需要做地震矩校正. 但中国大陆地震相当于走滑与非走滑这两类地震的并集, 因此, 等效地讲, 视应力几乎不随地震矩的大小而变化, 在求平均时也无须进行地震矩校正.

DISTRIBUTION OF APPARENT STRESS IN WESTERN CHINA

Wu Zhongliang Huang Jing Lin Bican

(Institute of Geophysics, China Seismological Bureau, Beijing 100081, China)

Abstract: Distribution of apparent stress in Chinese mainland and its surrounding regions was presented using the NEIC broadband radiated energy catalogue and the Harvard CMT catalogue from January 1987 to December 1998. Due to the limitation on the number of samples, reliable results are only for the western China. It is observed that the average apparent stress in Chinese mainland is 0.8 MPa; The maximum apparent stress to the east of the Tibetan plateau is 2.6 MPa; And the average apparent stress in the north-south seismic belt is more than one time higher than its adjacent regions. Distribution pattern of apparent stress seems to have a large-scale correlation with the cumulative energy release level in the 20th century.

Key words: apparent stress; earthquake energy; seismic moment; earthquakes in China

中国地震学会荣获“全国防震减灾 宣传工作先进集体”称号

2002 年 3 月 21 日, 中国地震学会在全国防震减灾宣传工作会议上被中共中央宣传部、中国地震局授予“全国防震减灾宣传工作先进集体”光荣称号。

防震减灾宣传工作和地震科技普及工作是防震减灾事业的重要组成部分, 关系到人民群众的切身利益和社会的稳定。中国地震学会自 1979 年成立以来, 一直十分重视防震减灾宣传工作和地震科技普及工作。长期以来, 中国地震学会发挥学科优势, 依靠广大专家学者, 求真务实, 坚持不懈, 在举办防震减灾科技培训、组织“百名院士百场科技系列报告会”、编辑出版地震科学普及读物、建立“全国青少年科普教育基地”、举办“全国青少年地震科技夏令营”和组织“全国优秀地震科普作品奖”的评比活动等方面做出了突出的成绩, 为我国防震减灾事业做出了应有的贡献。

郝记川