

全球主要地震活动带上的应力分布图象^{*}

肖 磊 陈培善

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要 在陈培善(1981)提出的由体波震级 m_b 和地震矩 M_0 估算环境剪应力值 τ_0 的关系式的基础上,利用 EDR 提供的地震报告中的矩张量和震源机制解资料,得到了一个全球范围内的包含剪应力量值和 T 轴及 P 轴方向在内的应力分布图象. 其中,环境剪应力的量值在全球的分布为:板块内部最高,俯冲带其次,洋脊最小. 本文得出的最大主应力的水平分向与 Zoback 等(1989)的结果具有很好的一致性. 对汤加地区的应力状态的具体分析表明:俯冲板块在浅部受压而向下弯曲,在深部受到来自下面的阻力而向上弯曲,在中深部处于较均匀的状态中. 汤加板块沿海沟方向存在不均匀性,在俯冲时北部向上折起. 分析了全球的应力分布后我们认为:板块是由其基底的拖曳力所驱动的;板块的运动导致了洋脊处于张应力状态,俯冲带处于压应力状态.

主题词 地震活动带 汤加地区 构造环境 剪应力值 应力分布图象

引言

破裂模式与理论. 许多学者都曾利用应力降的概念对应力的量值进行过研究. Geller (1976)曾给出过一个圆盘形位错的应力降的简单估算公式; Scholz 和 Aviles(1986)通过比较两类地震介质的弹性模量,认为板内地震的应力降要比板缘的高 6~7 倍; Richarson 和 Soloman(1984)也对应力降和视应力进行过计算.

陈培善(陈培善等, 1977; 陈培善, 1981; 陈培善, 陈海通, 1989; 陈培善, 白彤霞, 1991)将断裂力学的观点引入到地震学中,提出了一种估算环境剪应力值的方法. 他认为:从断裂力学(范天佑, 1990; Knott, 1973)的角度来看,地壳中的裂纹在扩展过程中(如图 1a, b 受均匀剪应力 τ_0 作用的二维法平面剪切模式所示),处于裂纹扩展面上的某一观测点 P , 当它远离裂纹尖端 P_0 时, P 点的应力和应变几乎不受 P_0 的影响. 随着 P_0 点的逐渐逼近, P 点的应力和应变逐渐增加. 当 P 点进入 P_0 点的屈服区域之内时, P 点的应力值达到了屈服应力值 τ_y , 塑性位移也达到了最大值 $\delta = \pi \xi_1 \tau_0^2 / 2\mu\tau_y$ (τ_0 为远场背景剪应力值,即我们在以后将要用到的环境剪应力值; ξ_1 为断层长度, μ 为介质的剪切模量). 随着裂纹继续扩展, P 点处于裂纹的破裂面上,此时 P 点的应力值下降为 0 (与应力降的概念不同). 如果我们再用地震位错的观点来看一个地震的发生,我们会很自然地在地震中的位错与断裂力学中的裂纹尖端最大错开位移联系在一起,即假设位移随时间和空间的变化为 (修改的

^{*} 国家自然科学基金会资助项目. 国家地震局地球物理研究所论著 97A0004.
1995-12-19 收到初稿, 1996-09-23 收到修改稿并决定采用.

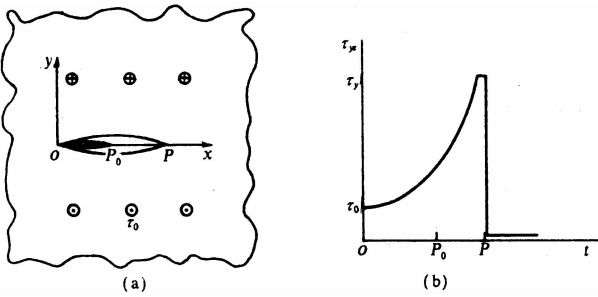


图 1 (a) 受均匀剪应力 τ_0 作用的二维法平面剪切模式裂纹扩展过程示意图. P 点为观测点, P_0 点为裂纹尖端, τ_0 为背景剪应力值; (b) P 点应力 τ_y 随时间的变化过程. τ_y 为屈服应力值. 随着 P_0 点的逐渐逼近, P 点的应力值逐渐升高. 当 P 点位于裂纹尖端 P_0 的屈服半径之内时, P 点的应力值达到最大, 即屈服应力 τ_y . 随着 P_0 的继续扩展, P 点处于自由面上, 其应力值降为 0

地震位错的远场表达式中来. 经过一系列合理的假设和简化以后(陈培善等, 1977; 陈培善, 1981; 陈培善, 陈海通, 1989; 陈培善, 白彤霞, 1991), 最后我们可以得到远场平均速度在谱域的近似表达式

$$|< A_c(\omega, r) >| = \frac{< R_{\theta\phi}^c >}{4\pi\rho c^3 r} |< V(\omega) >|$$
$$|< V(\omega) >| = M_0 \begin{cases} \omega & \omega \leq \omega_1 & \text{I 区} \\ \omega_1 & \omega_1 < \omega \leq \omega_2 & \text{II 区} \\ \omega_1 \omega_2 / \omega & \omega_2 < \omega \leq \omega_3 & \text{III 区} \\ \omega_1 \omega_2 \omega_3 / \omega_2 & \omega > \omega_3 & \text{IV 区} \end{cases} \quad (3)$$

其中, $\omega_1, \omega_2, \omega_3$ 为 3 个拐角频率. 它们分别为 τ_0 和地震矩 M_0 的函数. 在上式中, 当周期为 1 秒, 即 $\omega = 2\pi$ 时, 其物理意义是短周期地震仪所记录到的震源速度谱(陈培善, 陈海通, 1992), 即

$$m_b \approx \lg | A_c < (2\pi, r) > | + c \quad (4)$$

这样, 在 III 区中

$$m_b \approx \frac{1}{3} \lg(M_0) + \frac{4}{3} \lg(\tau_0) + c_{b1} \quad 5.2 < m_b \leq 6.5 \quad (5)$$

其中, c_{b1} 为常数. 其大小可以由在地壳内环境剪应力的平均值为 10 MPa 求得(陈培善, 1981), 为 0.30. 利用公式(5), 我们就能从体波震级 m_b 及地震矩 M_0 计算环境剪应力值 τ_0 .

误差讨论. 公式(5)的误差主要来自三个方面: 首先, 我们的破裂模式肯定与实际地震的破裂过程存在误差, 这是任何物理模式都无法避免的. 究竟我们的破裂模式在多大的程度上接近于实际地震, 还须等待以后的实践检验; 其次, 我们在得到公式(3)之前以及从公式(3)到公式(4)曾作过一系列的简化和假设, 这些假设和简化大部分都在其它的物理理论

Haskell 模式(Haskell, 1964))

$$D(\xi_1, t) = \frac{\pi \xi_1 \tau_0^2}{4\mu\pi_y} G(t - \frac{\xi_1}{v_r}) \quad (1)$$

其中, $G(t)$ 是震源时间函数, v_r 是破裂速度. 正是这个位错 D 激起了介质的波动, 从而产生了波动场. 将它代入到二维矩形破裂的远场位移表达式中(Aki, Richards, 1980)

$$u_c(x, t) = \frac{\mu R_{\theta\phi}^c}{4\pi\rho c^3 r} \times \iint_{\Sigma} \dot{D}(\xi, t - \frac{r}{c}) d\Sigma \quad (2)$$

其中, $R_{\theta\phi}^c$ 是震源辐射因子, ρ 为介质密度, c 为横波(α)或纵波(β)的传播速度, r 为从破裂点到观测点的距离, Σ 为矩形破裂面. 这样我们便将断裂力学中的背景剪应力值 τ_0 引入到了

中被使用过,并被证明是合理的.但它们终究存在一些误差,而且我们目前仍难以预计这些误差组合在一起会产生的实际误差,也需要等待实践检验;最后, M_0 和 m_b 的测量误差将导致 τ_0 的误差,因为 τ_0 正比于 $10^{\frac{3}{4}m_b}$, τ_0 的误差将主要来自于 m_b , m_b 的0.1的误差将导致 τ_0 产生20%的误差.

考虑到上面提到的误差,把公式(5)计算出的结果用作定性的讨论要比用作定量计算可能更加合理、可靠.因此,本文以后的讨论将是定性的.

1 全球应力图象

本文所用地震参数取自 NEIC 提供的 EDR(Earthquake data report)报告中的 Harvard 计算结果,包括从 1989 年 12 月至 1995 年 6 月分布在全球各地的 m_b 小于 6.5、深度小于 70 km 的 3 031 个地震.利用这些参数,代入公式(5),我们得到了全球 3 031 个地震发震前的环境剪应力估算值.同时我们直接从 Harvard 的地震矩张量解中得出最佳双力偶解的 P 轴和 T 轴,作为应力的方向值.这样我们便得到了包括剪应力估算值和应力方向在内的一个较全面的应力图象.

1.1 全球应力方向的分布

尽管震源机制的 P 轴、 T 轴方向与构造应力主轴方向并不相同,但统计地看,它们还是能反应构造应力方向的(Zoback *et al.*, 1989).因此我们将全球按经度 $1^\circ \times$ 纬度 1° 分成 360×180 个小区域,将每一个区域之内我们所得到的所有地震矩张量以地震矩 M_0 为加权系数作加权平均,得到每个区域内的平均的 P 轴和 T 轴,其水平分向如图 2a, b 所示.在板块俯冲带我们可以看到 P 轴的水平分向几乎与俯冲方向完全一致.特别是在环太平洋地震带,这一现象表现得更加明显.同时, T 轴的水平分向也大多数与俯冲水平分向一致.这表明在俯冲带最大和最小主应力均在沿俯冲方向与俯冲平面垂直的平面内.更具体的分析表明, P 轴的方向与俯冲方向一致,而 T 轴则大多数与俯冲面垂直.这说明在俯冲区,板块处于压应力状态.在大洋中脊, P 轴的水平分向与洋脊延伸的方向一致,而 T 轴则与板块扩张的方向一致.说明在洋脊处,岩石处于拉伸应力状态.在非洲板块内部,地震大部分沿非洲裂谷分布,其 P 轴水平方向的优势取向为南北向,与非洲裂谷的延伸方向一致;而 T 轴的水平分向的优势取向为东西向,与非洲大陆的运动方向一致.说明在非洲裂谷处,地壳岩层与洋脊一样也处于张应力状态.

在中国大陆部分, P 轴的水平分向为从西到东、从南到北顺时针方向旋转,由近南北向变成北东向.而 T 轴的水平分向正好与此垂直.许忠淮等(1989)采用对不同区域的小震求应力轴平均的方法,得出的结果也表明中国大陆的构造应力场存在着这样一个旋转的趋势.在兴都库什一带, P 轴的水平分向也为近南北向,只是与中国大陆部分成对称状态.这两个地区的这种应力方向分布与它们正好处于印度洋板块与欧亚板块的汇聚处有关.从中国大陆上应力方向的顺时针旋转来看,这一地区似乎没有受到来自于东南菲律宾板块及太平洋板块方向的太大的挤压,臧绍先等(1992)在研究琉球岛弧的应力状态后也曾证实过这种观点.在中东地区, P 轴的水平分向呈现出微弱的北东-南西向优势,而 T 轴则相当零乱.在欧洲和地中海地区,不管是 P 轴还是 T 轴都看不出特别明显的规律.

把我们的应力分布图与 Zoback 等(1989)绘制的全球构造应力图象相比较,在相互都

有资料的地区,如阿留申群岛、日本岛弧、美国西海岸、中南美洲西海岸、中国大陆、中东地区、非洲裂谷及西欧等地区,两者都很相似.在他们资料很少的地区,如菲律宾板块周围区域、汤加海沟区域以及所有的洋脊,我们也得到了一个很有规律的应力分布图象,并且与他们所给出的板块运动绝对速率轨迹具有很好的相关性.这种相关性意味着驱动板块的净平衡力控制着板块内部的应力分布(Zoback *et al.*, 1989).正如我们在前面提到的,在全球大部分的地区都能看到这种相关性.

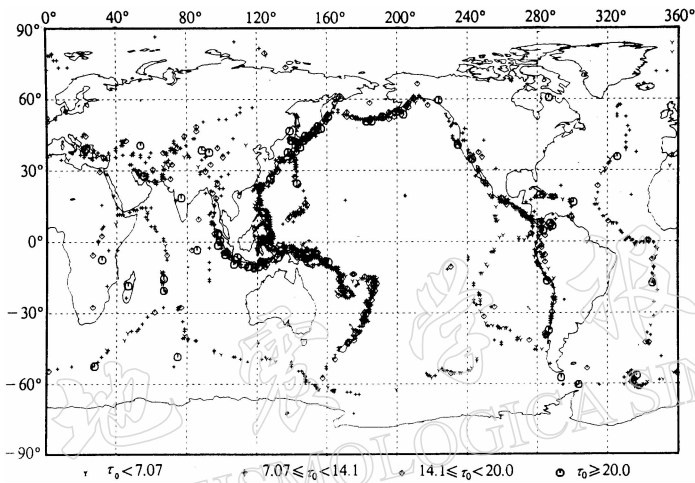


图 2 全球主要地震带上应力 P 轴(a)和 T 轴(b)的平均水平分量分布图

1.2 全球构造剪应力值的空间分布

由于地震的分布有其局限性,特别是大地震的分布,更是绝大多数集中在俯冲带、洋脊以及地震活动性较强的板内地区.因此,我们由地震参数得出的环境剪应力估算值也分布在这些地区(见图 3).其它没有剪应力值分布的地区并不表示其剪应力值为零,而是因为这些地区的介质结构或应力分布使它处于较稳定状态,没有大地震发生而已,因此我们无法从地震参数中估算其剪应力值.

在地震活动区,我们把所有的地震按其所处的不同的构造类型,分为板内地震、俯冲带地震及洋脊地震三大类.对于阿尔卑斯地震带的大部分地震我们将它们归入俯冲带,除非是特别明确地处于板块内部或洋脊的地震,一般我们均将其归入俯冲带.因为我们所处理的 3 000 多个地震中,将近 90% 的地震均处于俯冲带,将这些不明确的地震归入俯冲带对于总体效应来讲并没有什么大的影响.另外需要说明的是,归入俯冲带的地震中,不仅包括发生在处于压应力状态的俯冲板块上的地震,也包括发生在处于张应力状态的弧后盆地上的地震.

这样分类后,我们对不同类型的地震作以断层面面积为加权系数的平均,因 $M_0 \propto L^3$ (陈培善, 陈海通, 1989; 陈培善, 白彤震, 1991), 我们得到

$$\bar{\tau}_0 = \frac{\sum \tau_{oi} S_i}{\sum S_i} = \frac{\sum \tau_{oi} L_i^2}{\sum L_i^2} = \frac{\sum \tau_{oi} M_{oi}^{2/3}}{\sum M_{oi}^{2/3}}$$

其中, S_i 为各个破裂面积, L_i 为各个地震的破裂尺度. M_{oi} 为各地震的标量地震矩. 地震的破裂尺度代表着地震发震时的应力分布范围的大小, 对不同尺度的地震作以面积为加权系

数的平均可能更为合理. 最后得到面积加权结果是：板内地震的平均剪应力值最高，大约为 13.53 MPa；其次是俯冲带地震的平均剪应力值，大约为 11.12 MPa；洋脊是平均剪应力值最低的地区，只有约 9.74 MPa. 它们都比地壳内(深度<35 km)的平均剪应力值 10 MPa 大或接近于 10 MPa. 这可能是因为：① 地壳(深度<35 km)以下更深部的平均剪应力值大于地壳内的平均剪应力值；② 高剪应力值相应的地震的破裂尺度也较大，在作加权平均时具有较大的加权系数，从而导致加权后平均应力值较大.

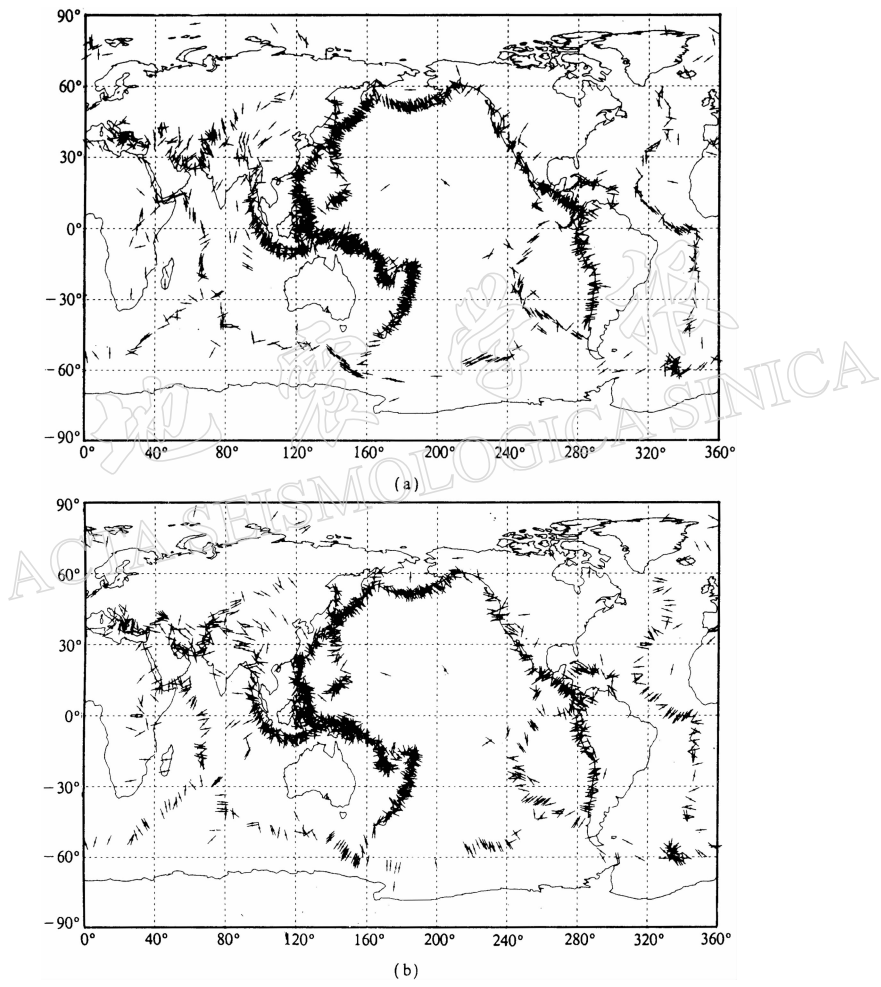


图 3 全球主要地震带上的构造环境剪应力平均量值 τ_0 分布图

板内地震剪应力值最高，俯冲带其次，洋脊剪应力值最小，这种应力分布与我们对板块构造的已有的认识是一致的. 在大洋中脊处，相邻的板块彼此分离，在这种“海底扩张”过程中，板块处于一种拉伸状态. 同时，热的地幔岩石上升，将间隙填充起来. 随着海底的逐渐扩张，热的地幔岩石逐渐冷却，因而洋脊的岩石温度要比其它地区的岩石温度高. 岩石力学的实验结果告诉我们，岩石的抗张强度要比岩石的抗压强度低，岩石的强度随温度的增加而逐渐降低(陈 ，1988). 既然洋脊处于拉伸的张应力状态，而它的温度又比其它地区高，所以它的岩石强度就要比其它地区的低，即它所能承受的应力(屈服应力)要比其

它地区低, 所以它处于低剪应力值状态. 而与此相反, 在俯冲带, 两个相临的板块会聚在一起, 一个板块俯冲到另一个板块的下面, 岩石处于挤压状态, 此时的岩石经过长时间的冷却, 温度已经降低下来. 其所能承受的应力(屈服应力)比洋脊处要高, 因此能使此处的岩石破裂发生地震的剪应力值当然比洋脊处高. 板内地震的剪应力值比俯冲带地震的剪应力值高是我们在前面提到过的, 俯冲带的地震不仅包括处于较高压应力状态的俯冲板块上的地震, 也包括了处于较低张应力状态的弧后盆地上的地震, 作平均的结果使得俯冲带上的整体的应力值降低.

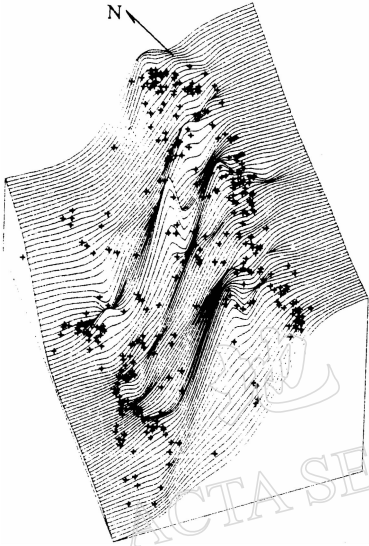


图 4 汤加地区震中分布立体图.

此图由 PLOTT88 绘图软件绘制, 插值方法由软件内部函数控制, 观测方向为: 方位角 240° , 俯视角 60° . + 代表地震震中的相对位置.

另外, 此图在俯视图上的相对位置如图 5 中的方框所示

由板内、俯冲带和洋脊的应力分布规律我们很自然地会把它与板块驱动机制联系起来. 板块运动的驱动力不外乎来自于体力与外力两个方面: 体力主要是指板块所受的地心引力即重力, 我们将在后面讨论汤加俯冲带的应力状态时排除它作为板块运动驱动力的可能性; 外力主要包括边界力及底部拖曳力. 较低的张应力状态的洋脊的边界力不可能是整个板块运动的动力源, 否则它应该处于较高的压应力状态. 同样, 较低的处于压应力状态的俯冲带的边界剪应力也不足以驱动板块运动, 否则它应该处于较高的张应力状态. 在排除了其它三种可能的力源之后, 只剩下板块基底的拖曳力作为板块动力源. 而洋脊的张应力以及俯冲带的压应力可能是由板块运动所产生的次生力.

2 汤加俯冲带的应力状态

汤加地区由于其众多的地震及典型的俯冲带构造而倍受人们的青睐. Isacks 和 Monlar(1971)、Sugi 等(1989)以及 Fischer 和 Jordan(1991)都曾对这个地区进行过研究. 本文也对这一地区的应力状态进行了一些研究, 以期能为俯冲带地区的板块驱动机制提供一定的依据. 我们所采用的数据与以前一样, 只是深度

扩大到 670 km 的所有范围, 共有地震 410 个.

我们首先看一下由地震震中(已删除明显位于弧后盆地上的地震)在空间的分布作成的一个三维曲面(图 4). 虽然板块是有一定厚度的, 但它与板块上千公里的长度及宽度比起来就非常小了, 所以说这个曲面从某种程度上代表着板块俯冲时的形态特征. 同时, 我们还按每个地震的震中的空间位置将其绘于图中.

在这个立体图中, 我们可以清楚地看到, 俯冲板块在浅部向下弯曲、深部向上弯曲, 地震较明显地集中在这两个变形区. 中深部则变化较小, 地震也很少. 另外, 板块沿海沟方向的横向不均匀性也非常明显. 在俯冲板块的中间比两个边缘地震多, 剪应力也较大, 在深部的形变也更明显. 在俯冲板块的北部边缘, 板块向上弯曲(Isacks, Monlar, 1971. 在他们的文章中也曾提到过汤加板块的这种折曲).

图 5a, b 分别为汤加地区的 P 轴和 T 轴俯视图。图中直线段的方向代表着应力轴的水平分向, 线段的长短代表着其剪应力量值的相对大小。为了更好地研究汤加地区 Benioff 带的形态特征及应力分布规律, 我们在线段 AB 所示的位置作一垂直剖面, 投影图上 P 轴和 T 轴中心的位置为相应地震按震中位置在 AB 垂直剖面上的投影, 投影图上 P 轴和 T 轴的方向由相应地震的 P 轴和 T 轴这两条直线在 AB 垂直剖面上的投影决定。以沿此方向上线段的长短表示剪应力的大小, 得到 P 轴和 T 轴的侧视图(见图 6a, b)。

从俯视图上可以看出, P 轴的水平分向大多沿板块俯冲的水平分向分布, 特别是具有较高剪应力值地震的 P 轴, 更加突出地显示出这一现象。在靠近左边, 有一些剪应力值较小的地震, 其 P 轴的水平分向与俯冲水平分向垂直。这些地震是弧后盆地扩张而产生的浅源地震, 在俯视图上与中深部和深部地震混在一起。从 T 轴的俯视图上可以更清楚地看到这一点。这些浅震的 T 轴的水平分向与板块俯冲的水平分向, 即弧后盆地扩张的方向是一致的。

更清楚地展示着汤加地区 Benioff 带的应力状态的是沿 AB 的侧视图(图 6a, b)。在这两张图中, 同样以实线段的长短代表剪应力量值的相对大小, 其方向代表俯仰角的大小。板块在俯冲过程中所有可能受到的力如图 7 所示, 即基底拖曳力 A、粘滞力 B、板块所受的负浮力 C、上覆板块的压力 D、更深部的阻力 E 以及来自洋脊方向的推力 F。在这些力中间, 哪一个为板块俯冲提供了最主要的动力源呢? 与板块俯冲方向垂直或相反的 E, F 以及 B 首先可以排除。另外我们已经在前面排除了来自洋脊方向的推力 F。在 A 和 C 之间, 假如 C 为主要动力源的话(许多人都曾支持这种观点, 如 Oliver 和 Isacks(1967)、Press(1969)、Hatherton(1969)、Isacks 和 Monlar(1971), 那么板块上所受到的应该是拉伸的张应力, 即应该是 T 轴的方向与板块俯冲的方向一致。让我们来看一看图 6a, b, 恰恰是 P 轴的方向与板块俯冲的方向一致, 这样 C 也被排除掉了。因而只有 A, 即基底拖曳力为板块运动的驱动力。

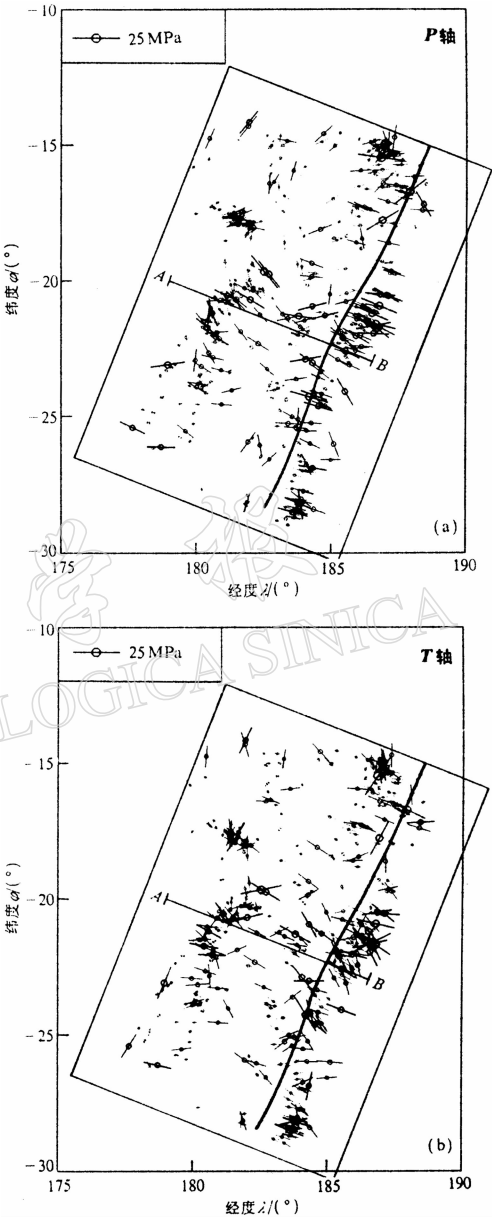


图 5 汤加地区应力的 P 轴(a)和 T 轴(b)俯视图(水平分量分布图)。粗曲线代表汤加海沟的位置, 方框代表图 4 中立体方块的平面位置

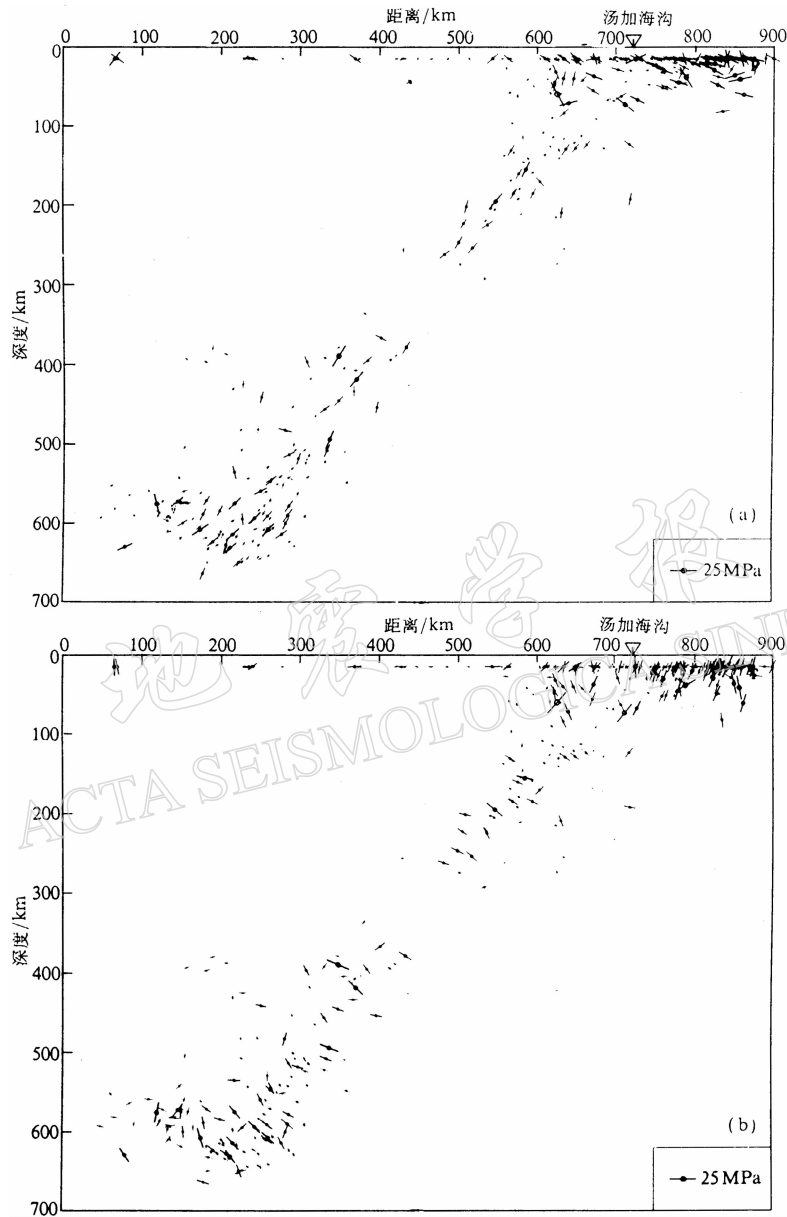


图 6 汤加地区应力 P 轴(a)和 T 轴(b)沿 AB 垂直剖面侧向投影图.

投影图上 P 轴和 T 轴中心的位置为相应地震按震中位置在 AB 垂直剖面上的投影, 投影图上 P 轴和 T 轴的方向由相应地震的 P 轴和 T 轴这两条直线在 AB 垂直剖面上的投影决定, 以沿此方向上线段的长短表示相应剪应力的大小. ∇ 代表汤加海沟的位置

现在我们结合图 7 再来仔细分析一下图 6a, b. 在海沟附近, 板块在俯冲前发生了许多夹杂着高剪应力值和低剪应力值的地震, 其 P 轴倾角为沿俯冲方向稍微上仰; 而 T 轴则正好与此方向垂直. 这是由于基底拖曳力 A 和来自前方上覆板块的压力 B 共同作用的结果. 在上覆板块与俯冲板块的会聚处, 有许多 P 轴方向与板块弯曲曲率半径方向一致的地震, 这些地震正好是上覆板块对俯冲板块压力作用的结果.

在从 100~300 km 的深度上, P 轴与板块延伸的方向具有很好的相关性, 剪应力的变化也不大, 板块仍然受到来自基底的驱动力; 同时还受到与上覆板块之间的作用. 在这个范围内, 地震发生的原因可能是: 板块在弯曲变形之后, 在拖曳力 A 、粘滞力 B 、负浮力 C 以及温度等的共同作用下处于调整状态. 在 300~400 km 的深度上, 地震非常少, 这时的板块同样受到基底拖曳力 A 、粘滞力 B 以及负浮力 C 的作用. 但由于其经过调整之后, 已经逐步达到了均衡状态, 故在此区域内, 地震很少发生. 再往下, 从 400~600 多公里的深度上, 地震数目逐渐增加. 这是因为板块又受到来自更深部的阻力 E 的作用, 从而打破其均衡状态. 由于基底拖曳力仍然是其驱动力, 所以剪应力的变化没有什么太大的变化. P 轴的方向也同样与板块延伸的方向一致.

在大约 600 km 的深度上, 地震区的震中延伸方向明显存在着一个向上弯曲的趋势. 在此区域内 P 轴的方向既有近水平向的, 也有近垂直向的. 将此区域的应力分布与板块受压向下弯曲的区域相比较, 发现它们之间是很相似的. 都有许多地震其 P 轴与板块弯曲曲率半径一致, 同时也存在一些剪应力较小, 但 P 轴方向与板块运动方向一致的地震. 这些都使我们认为, 汤加板块俯冲到 600 多公里时, 受到来自底部的强大阻力而向上弯曲, 而不是直接俯冲到 700 km 以下甚至更深.

3 讨论与结论

我们在本文中主要得到了以下结论:

(1) 一个包含剪应力量值及主应力方向的较为全面的全球应力图象.

(2) 板块的驱动力主要来自板块基底的拖曳力.

(3) 从地壳到 300 km 左右地震数目逐渐减少、300~400 km 地震很少发生、400~600 多公里地震逐渐增加这样一个地震分布, 是由于板块受力形变、调整、均衡、再受力形变这样一个受力过程决定的.

(4) 板块在 600 多公里时, 受到来自底部的强大阻力而向上弯曲, 而不是直接俯冲到 700 km 以下甚至更深.

由于我们在模型、数学处理方面都作了许多简化, 同时数据来源也受到限制, 因此我们的工作还有待于进一步的深入.

本文得到了许忠淮、臧绍先、尹祥础、吴忠良、白彤霞等同志的热情帮助, 在此一并表示衷心地感谢.

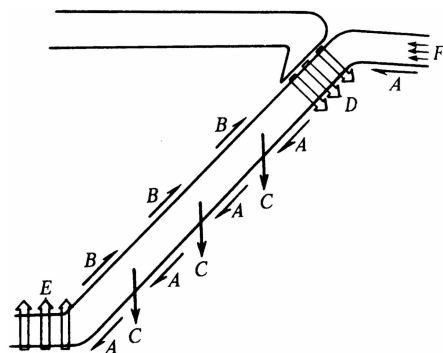


图 7 汤加俯冲板块受力示意图.

其中 A 为板块基底的拖曳力, B 为粘滞力, C 为板块所受的浮力, D 为上覆板块的压力, E 为更深部的阻力, F 为来自洋脊方向的推力

参 考 文 献

- 陈培善, 谷继成, 李文香, 1977. 从断裂力学的观点研究地震的破裂过程和地震预报. 地球物理学报, **20**(3): 185~202
- 陈培善, 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值. 地震学报, **3**(3): 251~263
- 陈培善, 陈海通, 1989. 由二维破裂模式导出的地震定标律. 地震学报, **11**(4): 337~350
- 陈培善, 白彤霞, 1991. 震源参数之间的定量关系. 地震学报, **13**(4): 401~411
- 陈培善, 陈海通, 1992. 由环境应力值寻找地震危险区的尝试. 地震地磁观测与研究, **13**(6): 1~10
- 陈, 1988. 地壳岩石的力学性能. 北京: 地震出版社. 400
- 范天佑, 1990. 断裂动力学引论. 北京: 理工大学出版社. 510
- 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等, 1989. 由大量的地震资料推测我国大陆构造应力场. 地球物理学报, **32**(6): 636~646
- 臧绍先, 吴忠良, 宁杰远, 1992. 日本海—鄂霍茨克海下俯冲带的应力状态及其深部形变. 地球物理学报, **35**(5): 560~572
- Aki K, Richards R G, 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, Chap. 7. San Francisco: W H Freeman. 555
- Fischer K M, Jordan T H, 1991. Seismic strain rate and deep slab deformation in Tonga. *J Geophys Res*, **96**: 14 429~14 444
- Geller R J, 1976. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull Seism Soc Amer*, **65**: 1 287~1 313
- Haskell N A, 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults. *Bull Seism Soc Amer*, **54**(6): 1 811~1 841
- Hatherton T, 1969. Gravity and seismicity of asymmetric active regions. *Nature*, **221**: 353
- Isacks B, Molnar P, 1971. Distribution of stress in descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solution of mantle earthquake. *Rev Geophys*, **9**: 103~174
- Knott J F, 1973. *Foundamentals of Fracture Mechanics*. London Butterworths. 273
- Oliver J, Isacks B, 1967. Deep earthquake zones, anomalous structure in the upper mantle and the lithosphere. *J Geophys Res*, **72**: 4 259~4 275
- Press F, 1969. The suboceanic mantle. *Science*, **165**: 174~176
- Scholz C H, Aviles C A, 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bull Seism Soc Amer*, **76**: 65~76
- Sugi N, Kikuchi M, Fukao Y, 1989. Model of stress release within a subducting slab of lithosphere: Implication of source mechanism of deep and intermediate deep earthquake. *Phys Earth Planet Inter*, **55**: 106~125
- Zoback M L, Zoback M D, J Adams M, *et al*, 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291