

根据断裂力学观点推算 1976 年 盐源地震的发震应力场*

卓钰如 黄伟琼 陈培善 李文香

(国家地震局地球物理研究所)

摘要

利用断裂力学观点前已得出震级 M 、区域剪切应力值 τ_0 ，震源破裂半径 a 之间的关系式^[1]。通过求 a 和 M 可算出应力值 τ_0 ，用求小震平均断层面解的方法可求出应力场的方向。本文计算和讨论了 1976 年 11 月 7 日云南省盐源地区 6.9 级地震前后该地区应力场随时间的变化，并与邻区作了比较，结果如下：

1. 盐源地震前，邻近的中甸地区的 τ_0 值比云南省其它地区高出 4 倍。
2. 盐源地区 1976 年以后 τ_0 值明显增高，且此时小震的平均应力场方向与主震应力场方向基本一致。从而可以看到震前应力场的变化。

分析讨论了测定 τ_0 的误差和引起误差的原因。提出了利用单台和多台对不同地区的 τ_0 值进行比较的可能性和误差。

一、引言

1976 年 11 月 7 日云南省盐源地区发生了 6.9 级地震，接着 12 月 13 日又发生了 6.8 级地震。由于这个地震被较密的区域台网所包围，而且台站装有维开克地震仪，所以有条件研究该地区应力场随时间的变化以及和邻区的关系，我们从断裂力学的观点研究了它的发震应力场。

断裂力学开始主要是研究带裂纹的金属材料的破裂行为，后来迅速扩展到研究带有裂纹的玻璃、陶瓷、水泥、岩石、甚至木材的破断行为。虽然所研究的材料性质有所差别，但其理论基础都是弹性力学方程，因此就有一些共同的特点。例如有裂纹后，在裂纹尖端都要产生应力集中，当应力强度因子 K 大于其临界值 K_c 时，都要发生失稳扩展等。地震是岩石破裂的结果，岩石是断裂力学研究的对象之一，所以可以把断裂力学的研究方法和某些性质用于地震破裂过程的研究。

从断裂力学观点研究浅源地震的过程认为：浅源地震是岩石在应力作用下大规模破断的结果。岩石中的原有裂纹或新生成的裂纹在应力作用和应力腐蚀作用下，先稳态扩展使应力强度因子 K 增加，当 K 大于其临界值 K_c 时裂纹以很大的破裂速度失稳扩展即发

* 1978 年 4 月 20 日收到。

生地震, 最后在一定的条件下裂纹休止。应力强度因子 K 与区域剪切应力值 τ_0 成正比并与裂纹的大小有关, 因此应力的大小与地震危险性有密切的关系。

我们假定中小地震为纯剪切圆盘形破裂。陈培善^[1]等人导出了圆破裂半径 a 和其它震源参数与剪应力值 τ_0 之间的关系式:

$$M = 2 \log(2a) + \frac{1}{1.5} \left[\log \frac{(1-\nu)\tau_0^2 \eta}{3(2-\nu)\mu} - 11.8 \right] \quad (1)$$

式中 M 为震级, η 为地震波的辐射效率取 0.05, ν 为泊松比取 0.252, μ 为刚性模量取 “ 3.3×10^9 ” 达因/厘米²。代入这些数据, 且 a 以公里为单位、 τ_0 以巴为单位, 可得到:

$$\log \tau_0 = 0.75 M - 1.5 \log(2a) - 0.77 \quad (2)$$

从上式可看到, 若能测出地震的等效破裂半径 a 和震级 M , 则可算出相应地区的剪应力值。

(2) 式中的 a 值可在时间域或频率域中测定^[2]。在时间域内测定的梗概如下: 圆盘形破裂产生的震源脉冲通过地球介质最后由仪器记录下来。由于介质的吸收和频散以及成层介质的反射、折射、波型转换(如 SP 震相等)、介质不均匀产生的散射等影响, 再加上地震仪的滤波作用, 最后使实际地震图非常复杂。为了避开成层介质产生的反射、折射和波型转换带来的复杂影响, 我们仅仅使用直达 P 波初动半周期 T_{2p} 。于是就可以把介质考虑成一个只有吸收和频散的全空间, 即可看成一个滤波器。这样, 震源脉冲通过介质和仪器的结果可用震源脉冲与介质脉冲响应, 仪器脉冲响应三者的褶积波形即理论地震图(或称合成地震图)来表示, 它和实际地震图当然差别很大, 但就直达 P 波初动半周期而言, 可以认为是较好的近似。计算合成地震图时震源脉冲宽度 t_{2a} 和描述吸收大小的量 $t^* = \frac{r}{cQ}$ 是已知的(式中 r 为震源距、 c 为 P 波速度取 6 公里/秒、 Q 为介质的品质因数)。

对一固定的地震仪, 取不同的 t_{2a} 可以得到不同的合成地震图。量出合成地震图的初动半周期 T_{2p} 画在 T_{2p} — t_{2a} 图上, 得到一条曲线。取不同的 t^* 即得到一族曲线(图 1)。从而求得了由 P 波初动半周期 T_{2p} 求震源脉冲平均宽度 t_{2a} 的量板。实际应用时, 先算出所用地震仪的 T_{2p} — t_{2a} 量板, 再由地震图量出直达 P 波的初动半周期 T_{2p} 、根据 r 、 Q 求出 t^* , 找到相应的曲线, 求得 t_{2a} 、再用公式

$$t_{2a} = a \left(\frac{1}{v_r} + \frac{\pi}{4c} \right) = 0.5 a \quad (3)$$

求得 a (式中 v_r 为破裂速度, 取 $v_r = 0.775 \beta$, β 为横波速度取 3.5 公里/秒, c 为纵波速度取 6.0 公里/秒)。把求得的 a 和该地震的震级代入(2)式, 或用图 2 所示的量板即可求出相应地区的 τ_0 值。

应力场的方向, 对大地震可用通常的求震源机制解的办法求出, 对小地震可把许多个震源平移集中到一点求出其平均节面解^[3], 这样可以求出不同时期应力场的方向, 结合上述应力值, 可给出该地区应力场的全貌。

二、资料和分析处理

为了考查盐源地震前后这个地区应力场的变化, 选用了包围该地区的八个台站的短

表 1 盐源地区运用

编号	年月日	时分秒	φ	λ	M_L	M_S	华坪			永胜		
							p 波初 动符号	T_{zp}^*	t_{za}^*	p 波初 动符号	T_{zp}	t_{za}
1	1973 3 20	18 05 26	27.3°	101.0°	3.3	3.4	+	0.30	0.60	+	0.30	0.60
2	1973 7 22	10 02 57.4	27°16'	100°48'	3.6	3.8	-	0.30	0.60	-	0.40	0.87
3	1973 10 20	05 45 30	27°16'	100°26'	3.6							
4	1973 11 7	04 21 38	27°38'	100°54'	3.4							
5	1974 10 8	22 33 34	27.3°	101.1°	3.1						0.20	0.33
6	1974 12 18	21 12 25	27°10'	100°49'	3.4	3.1						
7	1975 11 19	08 28 16	27°57'	101°4'	3.2		-	0.35	0.74	+	0.30	0.60
8	1975 11 25	04 58 20	27.3°	100.5°	4.1	4.2	+	0.40	0.84	+	0.40	0.80
9	1975 12 1	02 33 25	27.5°	100.7°	4.3	4.6	+	0.50	1.10	-	0.45	0.90
10	1976 2 7	03 36 48	27.9°	100.9°	4.0	3.9				-		
11	1976 10 18	18 20 59	27.5°	100.3°	3.8					-	0.28	0.46
12	1976 10 29	21 12 47	27.7°	101.2°	4.3	4.3	-	0.30	0.60	-	0.40	0.80
13	1976 11 4	16 55	27.5°	101.0°	4.0		-	0.25	0.45	-	0.38	0.78
14	1976 11 13	05 27 10.5	27°31'	101°11'	4.4	4.7	+	0.35	0.70	-	0.45	0.90
15	1976 11 14	08 58 51	27°34'	101°16'	4.0	4.1	-	0.42	0.92	-	0.38	0.78
16	1976 11 16	19 19 13	27°27'	101°14'	4.4	4.7	-	0.60	1.50	-	0.45	0.90
17	1976 11 18	20 55 18	27°36'	101°08'	3.7	3.7	+	0.43	0.94			
18	1976 11 20	09 02 57	27°35'	101°08'	4.0	4.1				-	0.34	0.68
19	1976 11 24	03 46 35	27°26'	101°08'	4.1	4.3		0.45	0.98	+	0.35	0.70
20	1976 11 24	07 19 58	27°30'	101°07'	4.0	4.1	-	0.45	0.94			
21	1976 11 25	18 37 59	27°29'	101°06'	4.0	4.1	-	0.47	1.05			
22	1976 11 30	06 54 45	27°23'	101°10'	3.7	3.7	-	0.45	0.94	+	0.38	0.78
23	1976 12 13	15 06 52	27°23'	101°19'	4.0	3.6						
24	1976 12 13	18 45 49	27°18'	101°14'	4.2	3.8	-	0.47	1.05	+	0.45	0.49
25	1976 12 13	16 02 31	27°18'	101°06'	4.1	4.1	-	0.50	1.15			
26	1976 12 13	20 28	27°22'	101°18'	4.2	4.2	-	0.49	1.1	-	0.47	0.98
27	1976 12 13	19 56 26	27°21'	101°13'	4.0	4.0				-	0.42	0.88
28	1976 12 15	02 35 00	27°26'	101°15'	4.4	4.1	-	0.42	0.93		0.35	0.70
29	1976 12 14	11 48 50	27°33'	101°15'	4.4	4.3		0.52	1.25			
30	1977 1 3	18 50			3.6		+	0.26	0.50			
31	1977 1 15	12 33 47			4.3					-	0.43	0.86
32	1977 1 19	17 59			3.7					-	0.30	0.58
33	1977 2 5	01 23 13	27.4°	101.2°	3.8		-	0.35	0.70			
34	1977 2 16	11 32 04	27.4°	101.4°	3.8		-	0.40	0.86	+	0.47	0.98
35	1977 2 25	13 52 56	27.5°	101.2°	4.3		-	0.47	1.05			
36	1977 3 14	09 08			3.7							
37	1977 3 17	20 21			3.4			0.40	0.86			
38	1977 3 19	16 26	27.4°	101.1°	4.2		-	0.45	0.98	-	0.40	0.82
39	1977 3 19	18 02			3.6					-	0.40	0.82
40	1977 3 27	03 42			3.7					+	0.27	0.44
41	1977 4 16	20 20 17			4.8		-	0.52	1.2	+	0.50	1.05
42	1977 4 25	17 59 17			3.8		+	0.35	0.70	-	0.52	1.1
43	1977 5 6	23 36 14	27.4°	101.0°	4.5		-	0.55	1.25	+	0.45	0.94
44	1977 6 3	18 52 40			3.5		-	0.27	0.52	-	0.45	0.94
45	1977 6 20	21 09 36	27.6°	101.2°	3.7		-	0.42	0.92	-	0.42	0.86
46	1977 6 20	21 41 32	27.6°	101.2°	3.5					-	0.40	0.82
47	1977 6 23	15 48 08			3.8		-	0.30	0.60			
48	1977 6 25	22 03 37			3.8		-	0.50	1.15			

* T_{zp} , t_{za} 的单位为秒。

的地震及震源参数

剑川			丽江			中甸			盐边			木里			渡口			中甸(基式)			
p 波初动符号	T_{2p}	t_{2a}	P 波初动符号	T_{1p}	t_{1a}																
+	0.32	0.60	-	0.45	0.70		0.45	0.98													
				0.50	0.82	-	0.30	0.60													
			-	0.35	0.50		+ 0.30	0.60	+	0.40	0.82	+	0.35	0.70							
									+	0.28	0.50										
									+	0.21	0.36										
									-	0.43	0.80	-	0.40	0.84	+						
									+	0.50	1.05	-	0.45	0.98	+						
				+ 0.85	1.60	-	+ 0.5	1.2					- 0.35	0.72	+	0.40	0.86				
			-						+	0.38	0.79										
			+ 0.25	0.34					-	0.25	0.48	+	0.25	0.50							
			+ 0.45	0.70																	
			+ 0.30	0.40																	
			+ 0.35	0.50					-	0.32	0.64	+	0.52	1.20	-	0.50	1.10				
																-	0.62	1.50			
			+ 0.25	0.34																	
				- 0.45	0.98	-	0.50	1.05							-	0.35	0.70				
				- 0.32	0.64	-	0.45	0.90							-	0.40	0.85				
			+ 0.35	0.50					-	0.45	0.90	+			-	0.35	0.70				
									-	0.30	0.58	+	0.40	0.85	+	0.30	0.58				
			+ 0.40	0.70											-	0.42	0.90				
									+	0.35	0.70				-	0.45	0.94				
			+ 0.40	0.65					-	0.52	1.1				-	0.32	0.64				
			0.43	0.68					-	0.35	0.70				-	0.30	0.60				
									-	0.41	0.84				-	0.55	1.0				
									-	0.22	0.34										
			- 0.40	0.60								-	0.43	0.94	+	0.50	1.15				
			- 0.30	0.40						-	0.40	0.82	+	0.45	0.90	-	0.45	0.98			
			- 0.40	0.60								-	0.50	1.05						- 0.65	0.60
			+ 0.50	0.82								-	0.30	0.60	+	0.50	1.16	+	0.34	0.70	
												-	0.30	0.60		-	0.30	0.60			
												-	0.45	0.98	-	0.29	0.58				
												-	0.50	1.05	+	0.38	0.80	-	0.35	0.70	
												-	0.25	0.47	-	0.40	0.86				
												-	0.45	0.98							

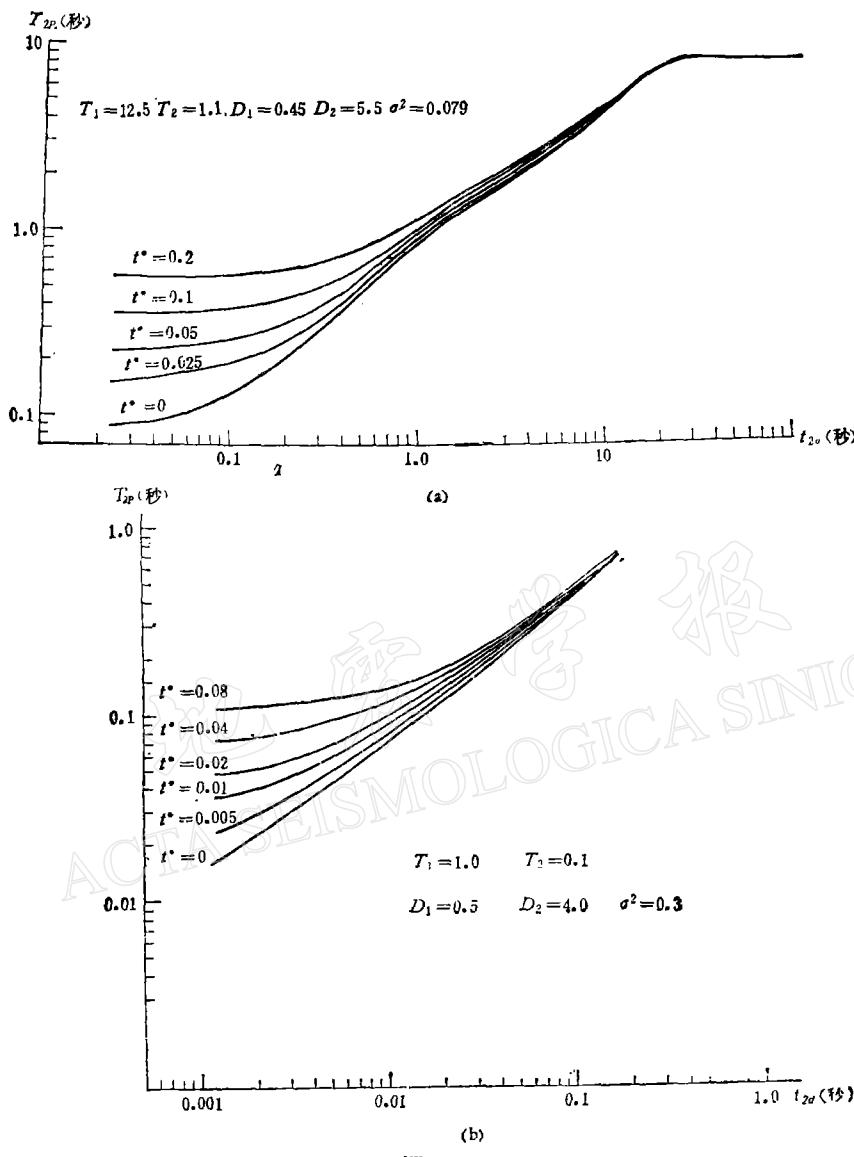


图 1

(a)——基式地震仪求震源脉冲宽度的量板
 (b)——维开克地震仪求震源脉冲宽度的量板

周期地震仪光记录资料(图3)。用维开克地震仪记录的台是华坪、永胜、剑川、中甸、盐边、木里、渡口,其余一台——丽江台是64型地震仪。盐源主震是1976年11月7日发生的,震前的资料追溯到1973年3月,震后资料到1977年6月底。同时为了考查云南省应力分布情况,分析了同期昆明台基式仪记录到的5级左右的地震。

从图1a和图1b给出的基式仪和维开克仪 T_{2p} — t_{2a} 量板曲线可以看到,图中 $\log T_{2p}$ — $\log t_{2a}$ 线性关系较好的部份是可用来求震源脉冲宽度的部分,左端平的部份反映了介质的影响,它掩盖了震源信息,这一段可用来求 Q 值。右边平的部份是仪器低频截止的影响。

表 2 选用的云南省地震及应力值

编号	年	月	日	时	分	秒	φ	λ	地点	M_L	M_S	T_{zp} (秒)	t_{za} (秒)	τ_0 (巴)
1	1973	4	22	13	46		27.6°	104.1°	奔良	5.2	5.0	1.0	0.9	135
2	1975	1	12	05	22	24	24.8°	101.5°	楚雄		5.5	1.7	1.8	120
3	1975	1	22	20	59	39	26.4°	102.9°	东川	5.0	4.6	0.6	0.5	170
4	1975	7	9	21	55	42	23.9°	103.0°	建水	5.5	5.1	0.6	0.5	400
5	1975	9	4	05	50		25.8°	99.8°	漾濞	5.0	4.6	0.7	0.62	120
6	1976	9	3	17	57		27.8°	100.2°	中甸	5.5	5.3	0.6	0.45	650
7	1976	10	9	14	11	34	24.0°	102.2°	峨山	5.5	5.1	0.8	0.78	200
8	1976	5	6	14	48		24.3°	102.2°	新平	4.7	4.3	0.6	0.5	95
9	1976	11	7	09	57		27.4°	101.0°	宁南	5.4	5.0	0.9	0.74	160
10	1976	11	7	04	24				宁南	4.8	4.5	0.9	0.74	75
11	1976	11	7	16	13		27.6°	101.5°	宁南	5.0	4.5	0.7	0.55	120
12	1976	11	9	07	27		27.6°	101.3°	宁南		4.5	0.7	0.55	120
13	1976	11	16	19	19		27.3°	101.1°	宁南		4.9	1.0	0.95	100
14	1976	2	7	08	57		27.5°	101.3°	宁南		4.9	0.8	0.78	140
15	1977	2	25	14	02		27.5°	101.2°	宁南		4.8	0.8	0.78	120
16	1977	5	1	10	47				宁南	5.2	1.1	1.1	1.1	140

表 3 由表 1 所列地震测得的区域应力值

编号	年	月	日	τ_0 (巴)							τ_0 (巴)	丽江台 τ_0 (巴)	中甸台 τ_0 (巴)
				华坪台	永胜台	剑川台	中甸台	盐边台	木里台	渡口台			
1	1973	03	20	14	14						14	11	
2	1973	7	22		13		10				12		
3	1973	10	20	24			24				24	10	
4	1973	11	7				16				16		
5	1974	10	8		23			10	10		14	10	
6	1974	12	18					21			21		
7	1975	11	19	10	11			24			15		
8	1975	11	25	32	33	52		33	32		36		24
9	1975	12	1	30	40			31	34	41	36		
10	1976	2	7				20		35		28	10	
11	1976	10	18		46			22			34		
12	1976	10	29	73	47			100	95		79	170	
13	1976	11	4	62	30						46	34	
14	1976	11	13	70	40						55	160	
15	1976	11	14	24	30			40	18	19	26	58	
16	1976	11	16	23	48					23	31		
17	1976	11	18	10							10		
18	1976	11	20		22						22	105	
19	1976	11	24	24	41		25	22			41	31	
20	1976	11	24	24			40	25			26	29	
21	1976	11	25	19				25			36	27	35
22	1976	11	30	10	16			28	12	28	19		

表 3 (续)

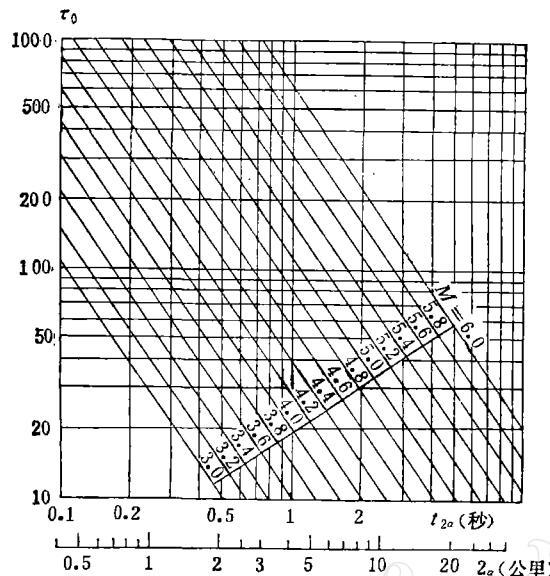
编号	年 月 日	τ_0 (巴)							$\bar{\tau}_0$ (巴)	丽江台 τ_0 (巴)	中甸台 (基式) τ_0 (巴)
		华坪台	永胜台	剑川台	中甸台	盐边台	木里台	渡口台			
23	1976 12 13					16			16		
24	1976 12 13	32	34			50		34	37	50	
25	1976 12 13	20				22			21		
26	1976 12 13	25	30			25		30	23		
27	1976 12 13		25			35		40	34	40	
28	1976 12 15	42	70			53		87	64	75	
29	1976 12 14	29						27	28		
30	1977 1 3	29				52			41		
31	1977 1 15		43						43		
32	1977 1 19		28					10	10	16	
33	1977 2 5	25				21		11	12	17	32
34	1977 2 16	17	10					25		17	58
35	1977 2 25	32				32			32		
36	1977 3 14					28		22	25	27	
37	1977 3 17	10						10		10	
38	1977 3 19	29	40						62	44	
39	1977 3 19		10					10	24	14	
40	1977 3 27		45			27		10	22	26	17
41	1977 4 16	62	75			75		115		81	
42	1977 4 25	25	10					45	16	23	
43	1977 5 6	39	51							45	
44	1977 6 3	24	10					10		15	
45	1977 6 20	10	12							11	
46	1977 6 20		10							10	
47	1977 6 23	32								32	
48	1977 6 25	10								10	

因此对不同的仪器可以选用地震的震级及震源距 r 就有所不同。对基式仪一般可选用 r 小于 200—300 公里、 M 为 5—6 级的地震。而短周期地震仪选用了 r 小于 100 公里、 M 约 4 级左右的地震。此外, 对所选用的地震要求记录清晰, 震相清楚。

根据上述标准, 选用了 1973 年 4 月—1977 年 5 月昆明台基式仪记到的 5 级左右的地震共 16 个, 华坪等台记到的地震共 48 个。对上述地震测量了其垂直向 \bar{p} 初动半周期及 P 波初动符号等参数列于表 1 和表 2 中。

由于仪器放大倍数的限制, 不可能测出 3 级以下小地震的 T_{2p} 以确定 Q 值, 所以暂取 $Q = 500$, 这样对不同震源距的地震算出 $t^* = \frac{r}{cQ}$, 分别用图 1_a 和 1_b 的量板求得 t_{2a} , 用图 2 的量板求出应力值 τ_0 , 列于表 2 和表 3 中。

由(2)和(3)式可以看到, 同样震级的地震若 t_{2a} 小(即 α 小), 也即高频成份丰富, 则相应的应力值高。所以若在 T_{2p} — t_{2a} 量板的线性范围内, 对同样震级的地震, 若 T_{2p} 小, 则相应的 τ_0 高, 若 t^* 及 τ_0 相同, 则 $\log T_{2p}$ — M 亦满足线性关系。所以对于 t^* 基本相同的地震直接作 $\log T_{2p}$ — M 图就可以看到应力值的相对高低。这样作除简单、快速、明了外,

图 2 由震源尺度 2α (或 $t_{2\alpha}$) 和震级 M_s 计算应力值 τ_0 的量板

$$\log \tau_0 = 0.75 M - 1.5 \log(2\alpha) - 0.78 = 0.75 M - 1.5 \log t_{2\alpha} - 1.68$$

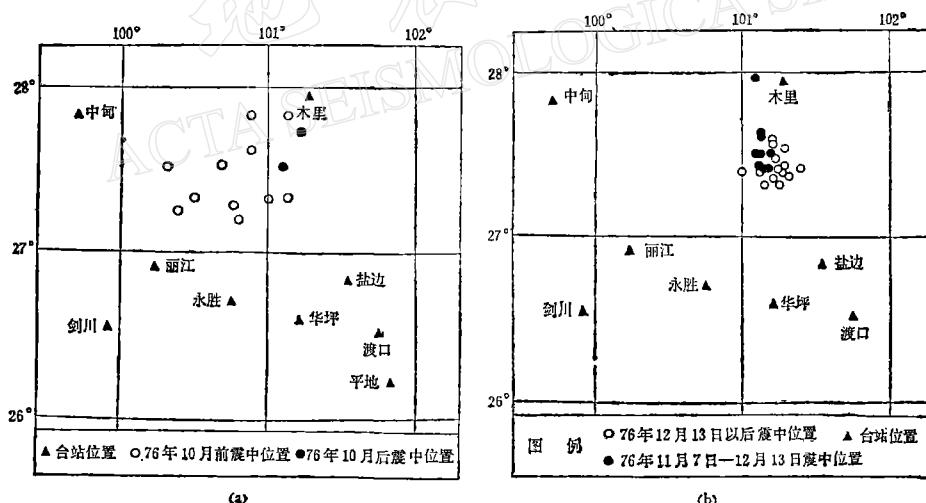
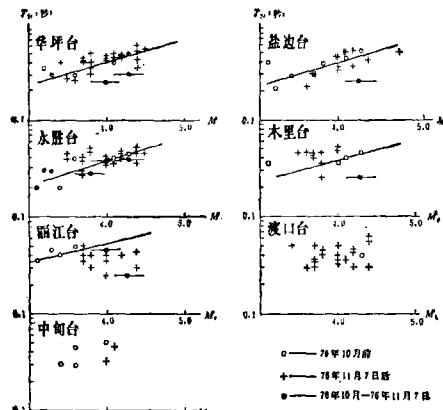


图 3 盐源地区选用地震的震中和台站分布图
 (a)——1976 年 11 月 7 日前 (b)——1976 年 11 月 7 日后

还有一个好处, 即避免了计算 T_{2p} — t_{2a} 量板产生的误差。图 4 给出了盐源地区各台测得的 $\log T_{2p}$ — M 图。由图 4 可以看到, 平均说来, 大体有一条直线, 但大震前有两个地震十分突出, 即 10 月 29 日和 11 月 4 日地震, 除永胜台外, T_{2p} 值均在直线的下方, 说明所对应的 t_{2a} 小、应力值高。

图 5a、图 5b 给出了 11 月 7 日 6.9 级和 12 月 13 日 6.8 级地震的断层面解。用 1976 年

图 4 各个台站的 $\log T_{zp} - M$ 图

10月—11月7日临近大震前的小震，用文献[3]给出的方法，求出了这期间小震的平均断层面解(图5c)。图5d给出了1973年3月—1976年9月期间小震的初动符号，由于正负相间无法作出平均断层面解。

震级 M 是求 τ_0 值的重要参量，在目前标度不统一的情况下对盐源地区地震，选用了区域台网所定的 M_c 平均值，而云南地区大于5级的地震其震级则由昆明台等基式仪的资料求得，因而两组结果只能在本系统中对比。

三、结 果

表2中列出的应力值画在图6中，得到云南省的应力分布图。由图看到，盐源地震前离盐源不远的中甸地区应力值高出其它地区4倍以上，而盐源地震后，盐源地区的 τ_0 值与其它地区相近。盐源地震的发生能否解除中甸地区的地震危险性还需进一步做工作。所以，中甸地区仍要注意，其次建水地区 τ_0 也较高，亦应注意。

表3给出盐源地区的应力值，画在图7a和7b中，由图可看到，盐源地区1976年以后，特别是大震前一个月到几天，该地区的应力值明显增高。这一点在图4中亦有反映。大震发生后，应力值有高有低与发震的地点有关。

从图5c和图5d可以看出大震前区域应力场方向的变化。1976年10月以前，因矛盾符号太多，求不出一个平均断层面解，说明这期间应力场方向很乱。而用1976年10月到主震发生前的小震则可求出平均断层面解，其结果与主震的断层面解很相近。说明这时应力场的方向和发生主震的应力场方向相近。如前所述，此时应力场的数值亦明显增高。由这两点勾画出了震前应力场的变化全貌。第二次大震，即1977年12月13日6.8级地震前没有观察到上述现象，这也许是由于大地震后应力调整时期发生的大震具有不同的特点。

四、误 差 讨 论

所谓应力场的变化，都是指超出测量误差范围而言的，因而讨论测量 τ_0 值的误差是

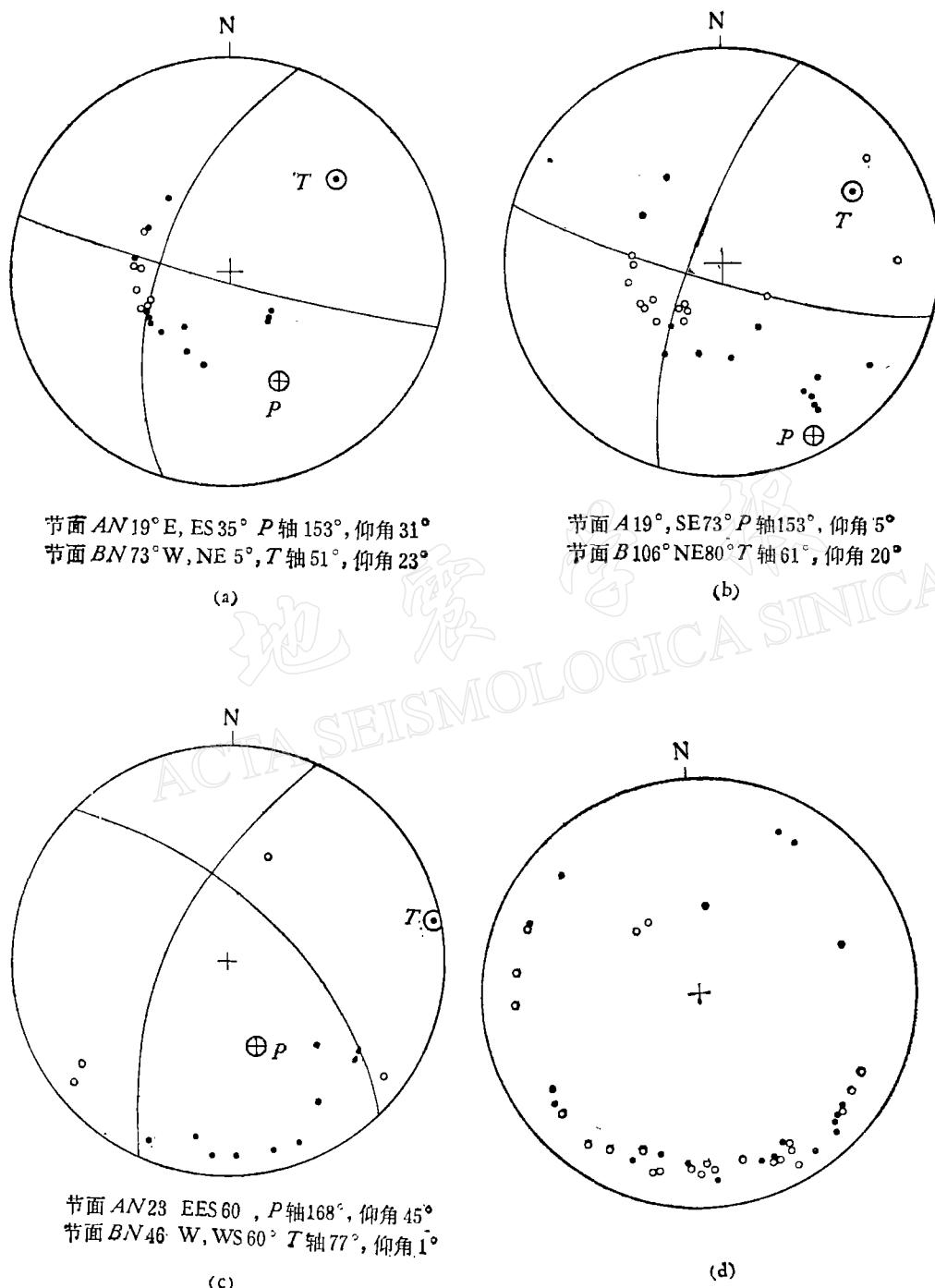


图 5

(a)——1976 年 11 月 7 日 6.9 级地震的断层面解 (b)——1976 年 12 月 13 日 6.8 级地震的断层面解 (c)——1976 年 10 月—1976 年 11 月 7 日小震资料作出的平均断层面解 (d)——1973 年 3 月—1976 年 9 月小震的初动符号

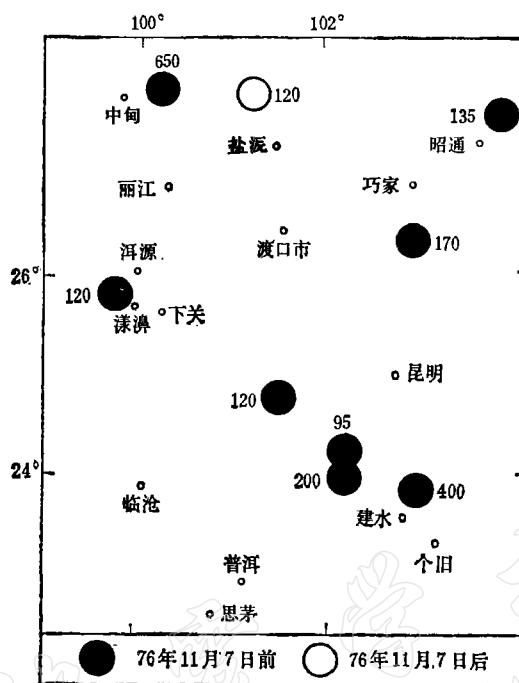


图 6 云南地区的应力分布图

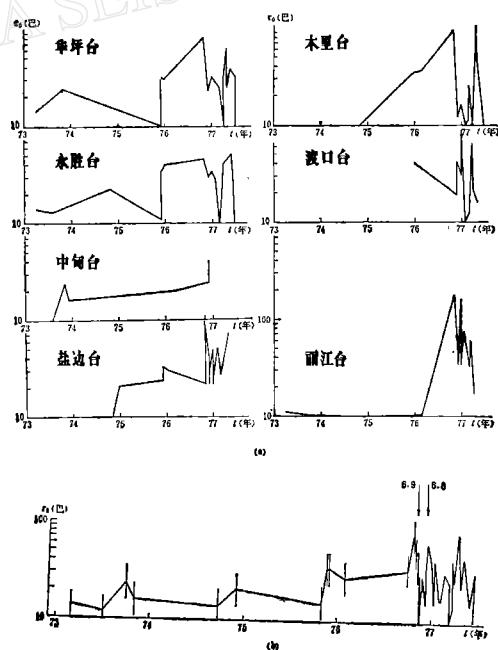


图 7

(a) — 由各台求出的应力值随时间的变化 (b) — 由各台求出的应力平均值随时间的变化

很重要的。由(2)式可以看到 τ_0 的误差主要依赖于震级的测定误差和 $t_{2\alpha}$ 的计算误差。

$t_{2\alpha}$ 的误差可能来源于: 不同方位角震源脉冲宽度不一样引起的误差^[2]; 仪器常数不准和计算 T_{2p} — $t_{2\alpha}$ 量板产生的误差; 走纸速度不均匀和测量 T_{2p} 产生的误差; 不同方位的 Q 值不同以及介质不均匀产生的误差等。由于存在上述误差, 使不同方位角的不同台站计算出的 $t_{2\alpha}$ 和 τ_0 不一样。对同一地震由不同方位台站测得的 τ_0 值的差异仅仅是由于计算 $t_{2\alpha}$ 产生的误差所引起, 与震级的测量无关。由上述分析可见, 要从理论上定量的计算 $t_{2\alpha}$ 的误差是十分困难的, 我们利用多台求得的 $t_{2\alpha}$ 值(用 $t_{2\alpha i}$ 表示), 求出其标准误差

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum (t_{2\alpha i} - \bar{t}_{2\alpha i})^2}{n - 1}} \quad (4)$$

n 是台数, $\bar{t}_{2\alpha i}$ 是 $t_{2\alpha i}$ 的平均值 $= \sum_i t_{2\alpha i} / n$ 。对于 15 个具有 4 个以上台站记录的地震求其 ε , 再进行平均求得相对误差 $\frac{\varepsilon}{t_{2\alpha}} = 0.21$ 。这表明用维开克地震仪单台测量 $t_{2\alpha}$ 的相对误差约 20%。用 n 个台测量, 则误差减少 \sqrt{n} 倍。由(2)式求得 $\frac{\Delta\tau_0}{\tau_0} = 1.5 \frac{\Delta t_{2\alpha}}{t_{2\alpha}}$, 所以由 $t_{2\alpha}$

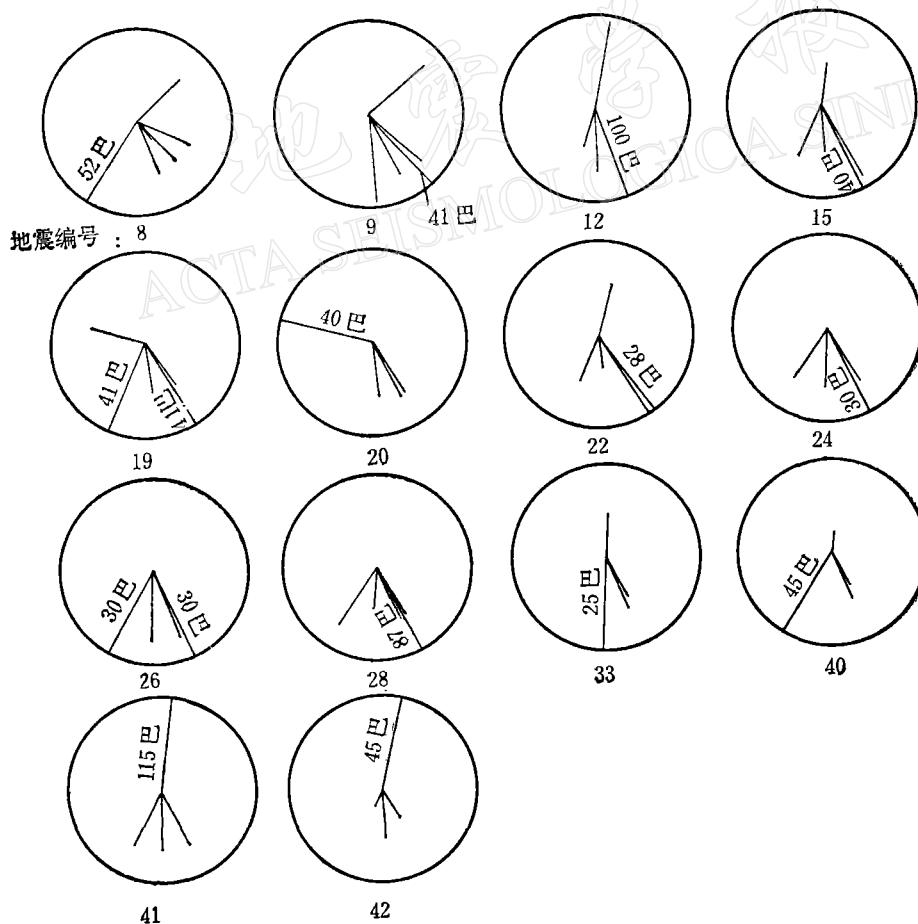


图 8 不同方位台站测出 τ_0 的结果

的误差影响到 τ_0 的误差要扩大 1.5 倍。图 8 给出了上述 15 个地震在不同方位台站中测出的 τ_0 的结果。

震级的误差可取 $\Delta M = 0.2$ 级, 由此引起的 $\frac{\Delta\tau_0}{\tau_0} = (0.75 \ln 10) \Delta M = 0.35$ 。由 t_{2a} 和 M 两者共同引起的误差为

$$\left(\frac{\Delta\tau_0}{\tau_0}\right)^2 = (0.75 \ln 10)^2 (\Delta M)^2 + (1.5)^2 \left(\frac{\Delta t_{2a}}{t_{2a}}\right)^2 \quad (5)$$

$\frac{\Delta\tau_0}{\tau_0} = 0.47$ 。若取标准误差值的二倍作为应力有变化的界限, 则利用单台对周围不同地区求得的 τ_0 进行比较时, 应力值相差约 1 倍, 则可认为超出了误差范围, 即应力值之间有差别。多台测量时误差范围还要小一些。上节论述的应力变化都大大超过了误差范围。这里讨论所用的资料是记录清楚的维开克地震仪记录, 所以 t_{2a} 的误差较小, 别的仪器是否能用, 需进一步积累资料。

表 1 和表 3 单独列出了丽江台的数据和结果, 丽江台是 64 型地震仪, 其走纸速度为 60 毫米/分是维开克地震仪的一半, 再由于清晰度也差一些, 所以测量误差较大。用丽江台与方位相近的永胜、剑川台的数据对比可见, 大部份是比较接近的, 所求的 τ_0 值的变化趋势也与别的台一致。即 1976 年后 τ_0 值明显增高。

由表 3 所列的数据可以看到, 所求得的 τ_0 值随着 M 的增大有趋势性的增加。这可能与辐射地震波的模式过于简化有关。例如(3)式中的破裂速度 v_r , 不考虑地震大小, 均取 0.775β , 这可能是有问题的。若大地震的平均破裂速度比小地震大, 则上述 τ_0 随 M 增大而增加的趋势可以得到解释。

由表 2 和表 3 的 τ_0 值对比可见, 其数值有很大的差别。造成这种差别的原因除了上述 τ_0 随 M 增加而增加的趋势外, 两组数据的震级标度不统一也是一重要的原因。目前, 在上述问题没有解决之前, 尽可能选用同一类型的地震仪、震级相近的地震进行对比以使结果较为可靠。

参 考 文 献

- [1] 陈培善等, 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报, 地球物理学报, 20, 3, 1977
- [2] 陈培善等, 唐山地震前后京津唐张地区的应力场, 地球物理学报, 21, 1, 1978.
- [3] 李钦祖等, 由单台小地震资料所得两个区域的应力场, 地球物理学报, 16, 1, 1973.
- [4] N. A. Haskell, Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation faults, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 6, 1811—1841, 1964.

STRESS FIELD OF THE SOURCE REGION PREVIOUS TO THE 1976 YAN-YUAN EARTHQUAKE ($M = 6.9$) AS DEDUCED FROM THE VIEWPOINT OF FRACTURE MECHANICS

Zhuo Yu-ru, Huang Wei-qiong, Chen Pei-shan, Li Wen-xiang
(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

Using the viewpoint of fracture mechanics, a relation between earthquake magnitude M , shear stress τ_0 of the source region and radius a of the earthquake fracture (assumed circular) was obtained previously^[1], from which one can get the stress value τ_0 if a and M are known. The direction of the stress field is determined by averaging the focal mechanism solutions of small earthquakes of the region. This paper discusses the variation of stress field τ_0 with time for the source region before and after the Yan-Yuan Earthquake, Yunnan Province, occurred on November 7, 1976, magnitude 6.9 and compares the stress field with that of the neighbouring regions.

The results are as follows:

(1). Before the Yan-Yuan Earthquake, in the neighbouring region Zhong-Dian, the value of τ_0 was four times higher than all other parts of the entire province of Yunnan.

(2). In the Yan-Yuan region, from the beginning of 1976, the τ_0 value increased substantially and meanwhile the average direction of stress field from small earthquake source mechanism solutions was essentially the same as that of the main shock. Thus, one can see the actual variation of the stress field before the Yan-Yuan Earthquake.

A discussion regarding the errors and sources of errors in the computation of the τ_0 values has been made and also the possibility and the consequent error for comparing the τ_0 values of different regions using a single recording station or many stations, analysed.