

地壳形变前兆及其应变量转换*

谢觉民¹⁾ 陈绍绪²⁾ 王川华²⁾ 罗三明¹⁾

1) 国家地震局第一地形变监测中心, 天津 300180

2) 河北省地震局, 石家庄 050021

摘 要 归纳了自 1975 年以后华北地区 13 次中强以上地震的地壳形变短临前兆异常 60 例。统计地壳形变短临异常与地震的定性关系, 发现距震中较远的台站异常出现较早, 较近的台站异常出现较晚, 地震的震级与异常的空间展布范围成正比, 异常往往倾向震中或背向震中。跨断层的位移型形变异常形态有两大类: 一类是趋势性异常变化, 另一类是高频波动。本文提出了将连续型形变转化为应变的方法。从 1989 年 10 月 16 日大同—阳高 6.1 级地震和 1991 年 3 月 26 日大同—阳高 5.8 级地震的实例可见, 地震往往发生在高应变区或其附近, 异常量级可达 10^{-6} 。

主题词: 华北; 地形变前兆; 地震预报

0 引 言

要实现具体而有成效的预报, 必须掌握各类型的短临前兆。清理攻关、实用化攻关以及八·五短临预报攻关研究都表明, 仅把握个别的、零星的短临前兆是远远不够的, 必须使之形成体系, 提出若干特征性指标, 才能对预报具有实际指导价值。分析预报实践已证明台站地壳形变监测是表现一年内尺度的短临前兆的有效手段。

邢台地震以来的三十年, 地壳形变方法积累了不少成功的前兆实例, 从不同角度描述了前兆标志体系的某些特征。但这些前兆来自各种不同的观测方法, 不仅时、空、强尺度有差异, 而且量纲亦不同, 难以进行综合对比研究。形变前兆的研究者都承认这些异常现象都是地壳应力场演变过程的反映, 那么我们就应能对不同形式的形变前兆进行“形变—应变”的数学物理转换, 使之能在一个统一的尺度下进行相互比较。

本文的主旨即在于以华北地区中强以上地震地壳形变短临前兆研究为基础, 提出异常判定指标体系特征, 结合观测场地和仪器的静态参数条件, 完成形变资料的应变量转换, 并讨论转换结果的前兆标志特点。

1 中强以上地震地壳形变短临前兆

1.1 连续形变异常现象

* 本文得到 85-907-03-01-01 课题资助

1975 年至今的 20 年内, 大华北地区发生过 13 次存在一定数量形变前兆的中强以上地震。除大面积形变外, 这些前兆大多来自连续形变观测。按形变前兆的多寡和可信度, 将这 13 次地震列于表 1。这 13 次地震之前较好的形变短临前兆共 60 例, 对它们的具体描述和剖析在有关文章中已有详述^[1], 在此仅将其异常要点汇总于表 2。在过去 20 年中, 唐山地震和海城地震无疑是两次最具影响的大震, 但由于当时形变前兆观测系统尚不完善, 其前兆事例远不如大同一阳高地震丰富而有说服力。此外, 表 2 中的各例前兆大多数已由有关文献分析和研究过, 是比较可靠的异常事件, 但由于短临形变前兆都是形变发展到临界失稳阶段的异常, 其形态千差万别, 因此不少异常是以比较与其出现之前的正常形态来识别的, 难以进行较为精确的处理。不过我们在将其换算为应变量时, 都已进行了一定程度的数学处理。

表 1 1975 年以来华北地区中强以上地震

序号	日期	震级	地点	序号	日期	震级	地点
1	1989. 10. 19	6. 1	大同	8	1991. 5. 31	5. 1	陡河
2	1991. 1. 29	5. 1	忻州	9	1976. 7. 28	7. 8	唐山
3	1991. 3. 26	5. 8	大同	10	1981. 11. 9	5. 8	隆尧
4	1988. 7. 23	5. 0	阳原	11	1985. 10. 5	4. 3	沙河驿
5	1985. 11. 30	5. 3	任县	12	1975. 2. 4	7. 3	海城
6	1979. 6. 19	5. 2	介休	13	1983. 11. 7	5. 9	菏泽
7	1981. 8. 13	5. 8	丰镇				

1.2 连续形变短临前兆特征

根据表 2 的基础资料, 经作散点图和统计分析, 可以得出几条有关地震参数和异常信息之间的具有统计意义的结论。

1.2.1 异常出现初始时间 (t) 和震中距 (Δ) 的关系

经用表 2 中的 9 项资料统计, t 与 Δ 之间存在一种模糊的正相关关系, 即距震中比较远的台站形变前兆出现较早。也就是说, 如果地震前出现多处异常, 震中可能靠近异常出现得晚的地区。

1.2.2 震级 (M) 与异常散布范围 (D) 的关系

经用表 2 中的 9 项资料统计, 两者的关系为:

$$M = 2.162 + 1.420 \log D \text{ (km)}$$

可见如果形变异常展布的空间范围越大, 则未来的震级也越大。

1.2.3 震中方位与异常倾向的关系

用表 2 的震例统计得以下几点认识:

(1) 震中方向与异常一般为同向或反向 (即指向或背向)。对于山西地震带及其附近台站, 两者以指向居多, 其它地区背向较多, 少数台站为正交关系。

(2) 对于上述两种情况分别统计其离散度。位于山西带及其附近的台站, 震中方位与异常倾向偏离度为 $18.5^\circ \pm 29.8^\circ$, 而对于其它地区, 两者的关系为 $17.0^\circ \pm 42.4^\circ$ 。这表

明方向关系的离散度仍比较大, 仅能以异常的倾向来大体判断未来的地震危险区。

表 2 近 20 年来华北地区中强以上地震形变前兆异常参数

序号	地震	台名	震中距 (km)	仪器	异常开始	异常结束	异常类型	最大幅度	处理方法
1	大同 M_s 6.1	赤城	200	SQ189	1989. 2. 28	1989. 10. 16	短期	$>0.^{\circ}8$	形态
2				SQ121	1989. 8. 21	1989. 10. 16	短期	$>0.^{\circ}6$	形态
3		太原	260	SGNS	1988. 11	1989. 8	中短期	$0.^{\circ}170$	周期反演
4				SGEW	1989. 5	1989. 9	短期	$0.^{\circ}098$	周期反演
5		易县	170	SGNS	1989. 10. 15	1989. 11. 2	临震	$0.^{\circ}075$	形态
6				JBEW	1989. 4. 20	1989. 10. 12	短期	$0.^{\circ}45$	形态
7				JBNS	1989. 3. 10	1989. 11. 21	短期	$0.^{\circ}72$	形态
8				SSYEW	震前几小时	震前几小时	临震	10^{-8}	形态
9	忻州	太原	70	SGNS	1990. 7	震后	短期	$0.^{\circ}212$	周期反演
10		赤城	370	SQ189	1990. 5. 27	1990. 9. 25	短期	$0.^{\circ}90$	周期反演
11	M_s 5.1	易县	249	JBEW	1990. 5. 16	1990. 10. 18	短期	$0.^{\circ}50$	形态
12				JBNS	1990. 1. 16	1991. 1. 31	中期	$0.^{\circ}60$	形态
13	大同 M_s 5.8	赤城	248	SQ189	1990. 5. 27	1990. 9. 25	短期	$0.^{\circ}90$	形态
14				SQ189	1989. 5. 20	1990. 9. 25	中短期	$1.^{\circ}08$	形态
15		阳原	40	JBEW	1991. 2. 17	1991. 3. 27	临震	$0.^{\circ}1$	形态
16				JBNS	1991. 3. 4	1991. 3. 8	临震	$0.^{\circ}08$	形态
17		易县	153	JBEW	1990. 12. 12	震后	短期	$0.^{\circ}30$	形态
18				JBNS	1990. 1. 16	1991. 1. 31	中短期	$0.^{\circ}60$	形态
19		张家口	150	体应变	1990. 11	震后	短期	52×10^{-6}	去倾
20			太原	260	SGNS	1990. 7	1991. 11	短期	$0.^{\circ}21$
21	阳原	阳原	24	JBEW	1988. 5. 2	1988. 6. 9	短期	$0.^{\circ}19$	形态
22	M_s 5.0	赤城	132	SQ189	1988. 5. 28	1988. 6. 26	短临	$0.^{\circ}22$	形态
23	任县 M_s 5.3	永年	60	SG	1985. 9	1985. 11	短期	$0.^{\circ}069$	相关计算
24		太原	204	SGEES	1985. 11. 27	1985. 12. 6	临震	$0.^{\circ}17$	形态
25				SGNNE	1985. 11. 27	1985. 12. 6	临震	$0.^{\circ}17$	形态
26		峰峰矿	96	体应变仪	1985. 10. 7	1985. 11. 21	短期	3×10^{-7}	形态
27		易县	254	JBEW	1985. 6. 13	1985. 10. 2	短期	$0.^{\circ}1$	形态
28				JBNS	1985. 6. 13	1985. 11. 30	短期	$0.^{\circ}15$	形态
29	介休 M_s 5.2	太原	95	SGNNE	1979. 5. 20	1979. 6. 22	短临	$0.^{\circ}25$	形态
30				JB	1979. 1	1979. 5. 5	短期		形态
31	丰镇 M_s 5.8	永年	225	SGEES	1979. 3. 5	1979. 5. 15	短期	$0.^{\circ}014$	周期滤波
32		阳原	95	JB	1981. 7. 24	1981. 8. 16	短临	$0.^{\circ}18$	形态
33				集宁	60	JBSN	1981. 8. 12	1981. 8. 12	临震
34		JBEW	1981. 8. 13			1981. 8. 13	临震	突跳	形态
35		怀来	200	SQ	1981. 4. 19	1981. 6. 9	短期	$0.^{\circ}2$	周期滤波
36		香山	230	SGNS	1981. 5	1981. 7	短期	$0.^{\circ}172$	相关计算
37	SGEW			1981. 5. 1	1981. 7. 10	短期	$0.^{\circ}188$	形态	
38	SSYNS			1981. 8. 12	1981. 8. 12	临震	$0.^{\circ}9_{\mu m}$	形态	
39	唐山 5.1	承德	132	JBEW	1991. 3. 26	1991. 3. 31	短期	$0.^{\circ}1$	形态
40	唐山 M_s 7.8	密云	150	JBNS	1976. 4	震时	短期	$0.^{\circ}1$	矢量图
41				JBEW	1976. 7. 22	1976. 7. 22	突变	$0.^{\circ}42$	形态
42		香山	185	JBNS	1976. 6	震时	短期		矢量图
43	JBEW			1976. 7. 22	1976. 7. 25	临震	$0.^{\circ}1-0.^{\circ}2$	形态	

续表 2

序号	地震	台名	震中距 (km)	仪器	异常开始	异常结束	异常类型	最大幅度	处理方法
44	隆尧	永年	90	SGEN	1981. 10. 26	1981. 11. 10	临震	0."069	相关处理
45	M _s	易县	234	JBNS	1976. 5	1976. 7	短期	0."3	形态
46				JBEW	1976. 5	1976. 7	短期	0."15	形态
47	沙河	易县	270	JBEW	1985. 9. 1	1985. 9. 30	短期	0."06	形态
48	驿 M _s			JBNS	1985. 9. 1	1985. 9. 30	短期	0."09	形态
49	4. 3			JBEW	1985. 9. 29	1985. 10. 4	临震	曲线畸变	形态
50	海城	营口	20	JBEW	1974. 8	1975. 2. 4	短期	0."538	积累曲线
51				JBNS	1974. 8	1975. 2. 4	短期	0."597	积累曲线
52				JBNS	1975. 2. 3	1975. 2. 4	临震	曲线畸变	矢量图
53	M _s	沈阳	145	JBEW	1974. 5	1975. 1	短期	4."94	拟合差
54				JBNS	1974. 5	震后	短期	9."98	拟合差
55		丰满	400	SGNS	1975. 1. 8	1975. 2. 4	临震	20"	温度校正
56	菏泽	永年	187	SGEW	1983. 8. 22	1983. 12. 8	短期	0."055	形态
57				SGEW	1983. 7. 1	1983. 10. 1	短期	0."052	水位相关
58		M _s	徐州	195	JBNS	1983. 7. 7	震后	曲线畸变	0."004
59	5. 9	林县	144	体应变	1983. 11. 7	震后	脉冲	2. 2×10 ⁻⁸	形态
60				JB	1983. 11. 6	震后	曲线畸变		形态

1.3 大地形变短临前兆

跨断层测量是我国应用广泛的一种监测手段,其监测的空间尺度一般在1km以下,观测值不连续。这些特点决定了台站或流动的大地形变跨断层观测的前兆反应能力以中期为主,其异常特征在实用化攻关中已有深入而系统的研究。八·五短临预报攻关主要开发断层形变的短临信息。

短临形变信息是地壳形变进入失稳阶段的信号,形态多种多样,按其频率特点可归纳为两大类:

1.3.1 第一类短临前兆——趋势性异常变化

趋势性的断层形变前兆在时间上持续数天至数月,有比较确切的构造形变含义,大体上属于表现断层位移的单调式变化曲线,或兼有加速、反向等非线性阶段,易于直观识别。比较典型的例子有唐山7.8级地震前发震断层端部宁河台水准在地震前3个月出现的预位移形变,金县台水准在西朝鲜湾和日本海地震前的快速形变^[2]以及1989年大同—阳高地震前狼山台水准显示的断层形变^[3]等。这些典型的短期前兆已有专文进行归纳和总结^[4]。

1.3.2 第二类短临前兆——高频波动型异常

断层形变前兆除了上述趋势性的变化形态外,还可能有一种以波动性形式出现的前兆。跨断层观测由于观测序列的不连续,难以象连续形变观测那样能记录多种形变频谱,其波动型的前兆现象只是在野外观测或分析预报实践中偶有发现。为了寻找这类前兆,我们必须设计某些恰当的计算模型,对尽可能长的资料进行检索。在八·五短临预报研究中,我们曾用改进的门限回归方法得到了断层形变的丛集型短临前兆,发现金县台、香河台等水准在唐山地震以及其它较强地震之前出现丛集型的波动性变化^[4],这些丛集性变化都表现为经模型处理之后其余差分布形态的异常,在进一步运用熵值和丛集度

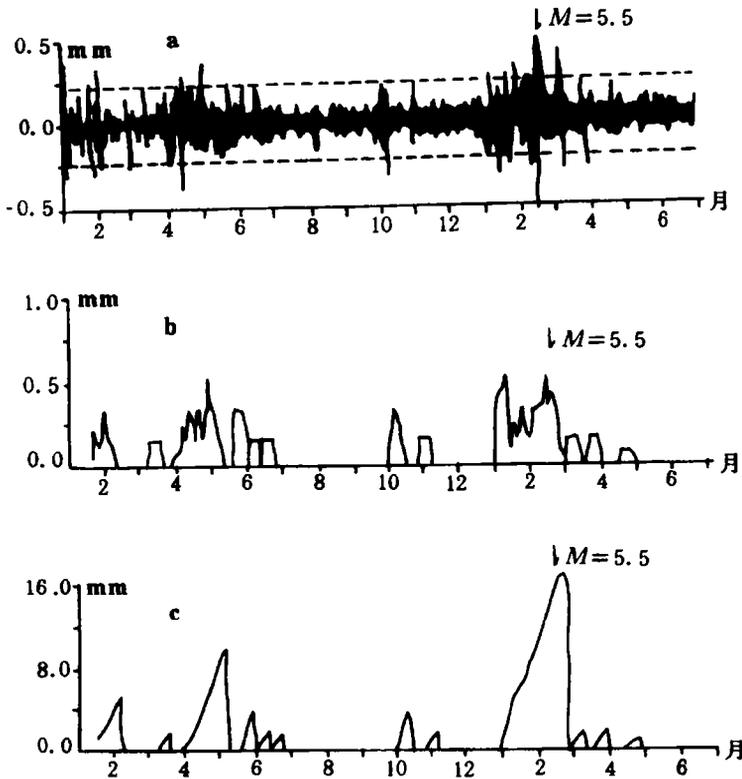


图1 金县台水准的高频信息异常震例 (1981.1—1982.6)

a EW 向残差曲线 b EW 向高频信息熵值 c EW 向高频信息丛集度

2 地壳形变前兆的形变—应变转换

2.1 思路和方法

将地壳形变前兆转换为应变变量,使不同表达形式的形变前兆具有相互可比性,是建立量化前兆标志体系的前提。从定点形变资料中提取前兆信息的分析方法种类繁多,总的来说可以分为两大类:

第一类是倾斜、应变固体潮汐因子的研究,其理论思路认为在地震孕育过程中由于应力的不断积累,地壳内岩石的物理性质将发生变化,当这种变化处于线性形变阶段时,天体引潮力对地壳的周期性影响(这是一种摄动作用)与地壳产生潮汐响应比之间的比值应该是稳定的。当地壳形变进入非线性阶段时,两者的振幅比和相位都将发生变化。我国对固体潮的研究基本上是70年代起步,80年代广泛而深入开展。倾斜固体潮振幅因子的研究在80年代后期已进入地震预报的实用化阶段,并取得了一些有说服力的实例。水平应变固体潮的研究,随着观测技术的现代化日益开展,但上述两方面都大多限于单分量的探讨。

定点形变的第二类分析途径是直接研究观测到的形变量。图象识别、差分法、矢量法、相关分析、多元回归、自回归以及各种拟合和滤波方法,都属于“常规”的数学处

计算后,可以使丛集度的频度及延续度指标得以定量化,图1是一个实例。

对唐山台水准高频波动信息与小震活动关系进行统计,二者之间存在相关性^[5]。1995年10月6日唐山台附近发生5.0级地震前,该台水准再次出现了波动型的前兆变化(图2),也证明这种类型的断层形变前兆是存在的。

当然,仅以目前发现的“第一类前兆”和“第二类前兆”来建立对预报具有指导意义的标志体系,其资料数量仍是不够的。

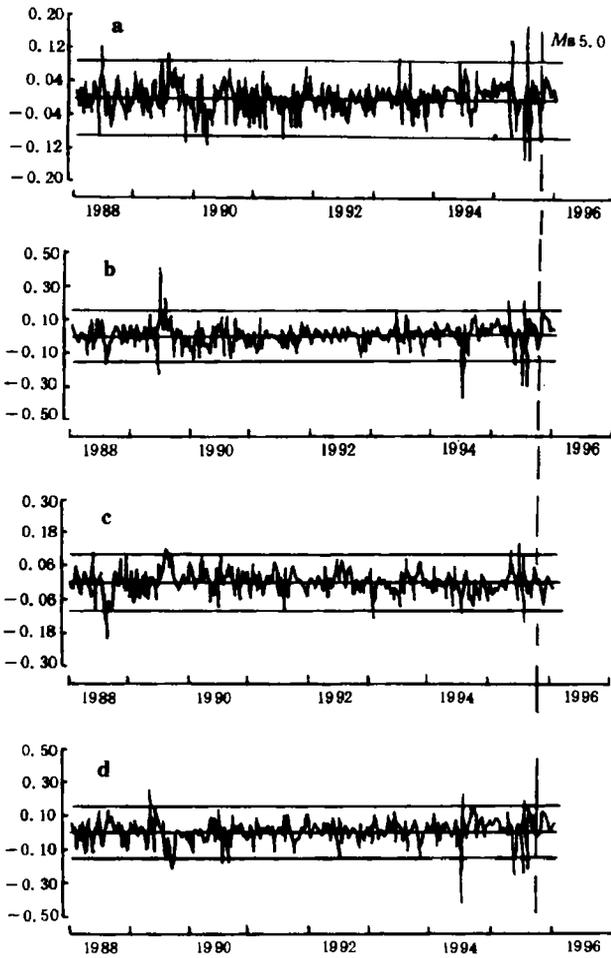


图2 唐山台水准在1995年10月6日 $M_s 5.0$ 级地震前的波动型前兆(自回归处理余差)

a. 1-2测线 b. 2-3测线 c. 3-4测线 d. 4-1测线

$$\text{剪应变 } \epsilon_{xy} = \frac{1}{2} \gamma_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (2)$$

当一个台站布设有三条不同方向的测线时,每个方向都可以按(1)式给出线应变并有:

$$\epsilon_\theta = \epsilon_x \cos^2 \theta + \gamma_{xy} \sin \theta \cos \theta + \epsilon_y \sin^2 \theta \quad (3)$$

其中 θ 为测线的方位角。可以根据3个方向的方程解算出 ϵ_x 、 ϵ_y 和 γ_{xy} ,再由公式

$$\begin{aligned} \epsilon &= \frac{\epsilon_1 + \epsilon_2}{2} + \frac{1}{2} \sqrt{\gamma_{xy}^2 + (\epsilon_x - \epsilon_y)^2} \\ \epsilon &= \frac{\epsilon_1 + \epsilon_2}{2} - \frac{1}{2} \sqrt{\gamma_{xy}^2 + (\epsilon_x - \epsilon_y)^2} \\ \text{tg} \varphi &= \frac{2(\epsilon_1 - \epsilon_2)}{\gamma_{xy}} \end{aligned} \quad (4)$$

理方法,一般只限于单分量分析。应变量计算应用尚少,同一台站各形变量的综合研究开展不多。

定点形变与应力、应变的关系是当前涉及较少的研究领域,本文试图将各种台站形变信息作一综合的研究。广义的定点地壳形变除了山洞内的连续形变观测外,还应包括短水准、短基线甚至短边测距等局部场地的地形变测量。这些观测测量都具有各自特定的物理含义,对它们不能作简单的代数迭加,但将它们统一归算为应变量则是信息合成的前提。与其它前兆手段相比,形变与应变的联系更加直接而紧密,但断层形变不能视为应变,也不可能将其转换为应变,因此我们只考虑不跨断层的情况。

将观测到的长度或角度相对变化换算为线应变或剪应变可用下式:

$$\text{线应变 } \epsilon_i = \frac{\delta S_i}{S_i} \quad (i=1, 2, 3) \quad (1)$$

求出主应变 ϵ_1 、 ϵ_2 和应变方向 φ 。

对于水准、倾斜仪和连通管，它们的观测值与应变量的关系，在已有的文献中报道不多，我们在文献 [1] 中详细地分析了这些仪器的观测值所包含的地面倾斜和垂线偏差成分。可以认为，无论是水准高差换算成倾斜量，还是倾斜仪直接观测到的倾斜量，都含有地面倾斜和垂线偏差两种成分。地倾斜的变化代表了地壳表面的剪应变 γ_{xx} 和 γ_{yz} 。

对于测线方向为任意的水准和连通管，可用下式

$$\begin{cases} \gamma_{xx} = \frac{\cos(\beta+L)}{D_1 \sin L} \Delta h_1 - \frac{\cos \beta}{D_2 \sin L} \Delta h_2 \\ \gamma_{yz} = \frac{\sin(\beta+L)}{D_1 \sin L} \Delta h_1 + \frac{\sin \beta}{D_2 \sin L} \Delta h_2 \end{cases} \quad (5)$$

求得 NS 和 EW 方向的倾斜分量并由下式

$$\begin{cases} \theta = \text{tg}^{-1} \frac{\gamma_{xx}}{\gamma_{yz}} \\ \gamma = \sqrt{\gamma_{xx}^2 + \gamma_{yz}^2} \end{cases} \quad (6)$$

计算最大倾斜方向及合成矢量^[6]。(5) - (6) 式中 Δh_i 为高差变化量， D_1 和 D_2 为测线长度， β 为测线方位角， L 为两测线之夹角。

形变台站给出的观测值都是单分量的时间序列，不能代表该台站的形变状态。一个点的最大主应变才是各应变分量的综合代表。在三维空间里的应变张量有 9 个分量，即：

$$\begin{bmatrix} \epsilon_x & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ \epsilon_{yx} & \epsilon_y & \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} & \epsilon_{zy} & \epsilon_z \end{bmatrix} \quad (7)$$

由于 $\epsilon_{xy} = \epsilon_{yx}$ ， $\epsilon_{xz} = \epsilon_{zx}$ ， $\epsilon_{yz} = \epsilon_{zy}$ ，所以实际上是 6 个分量，即：

$$\begin{bmatrix} \epsilon_x & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ & \epsilon_y & \epsilon_{yz} \\ & & \epsilon_z \end{bmatrix}$$

如前所述， ϵ_x ， ϵ_y ， ϵ_{xx} ， ϵ_{yy} 可以直接观测到， ϵ_{xy} 可以计算出来，唯有 ϵ_z 没有观测。但少数台站有体应变仪。对于既有伸缩仪（或压容应变仪）又有体应变仪的台站，可以间接地计算出 ϵ_z ，即：

$$\epsilon_z = I_1 - \epsilon_x - \epsilon_y \quad (9)$$

上式中 I_1 为体应变。

有了以上 6 个应变分量后，就可以求解主应变，其方程为：

$$\epsilon_n^3 - I_1 \epsilon_n^2 + I_2 \epsilon_n - I_3 = 0$$

$$\text{其中 } I_1 = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z \quad (10)$$

$$I_2 = \epsilon_x \epsilon_y + \epsilon_y \epsilon_z + \epsilon_x \epsilon_z - (\epsilon_{xy}^2 + \epsilon_{yz}^2 + \epsilon_{xz}^2)$$

$$I_3 = \epsilon_x \epsilon_y \epsilon_z + 2 \epsilon_{xy} \epsilon_{yz} \epsilon_{xz} - (\epsilon_x \epsilon_{yz}^2 + \epsilon_y \epsilon_{xz}^2 + \epsilon_z \epsilon_{xy}^2)$$

主应变有三个实根 (ϵ_1 、 ϵ_2 、 ϵ_3)，即最大主应变，最小主应变和中等主应变。按此可以求出三个最大剪应变 γ_1 ， γ_2 ， γ_3 ^[7]。

$$\gamma_1 = \pm (\epsilon_2 - \epsilon_3)$$

$$\gamma_2 = \pm (\epsilon_1 - \epsilon_3) \quad (11)$$

$$\gamma_3 = \pm (\epsilon_1 - \epsilon_2)$$

目前大多数台站的观测手段是很不完全的,多数仅有一两条水准测线,甚至仅有某种单一的观测项目,对于这些台站,不能求其三维空间主应变,只能用有变化的方向来代表。在台站之间相互比较时仍有相当局限性。

2.2 应变转换结果及分析

运用上述关系式进行形变—应变转换,在资料预处理时还有两种情况:

表3 地壳形变前兆的应变转换计算结果

地震	序号	台站及仪器	前兆异常期	前兆应变值 R	预处理方法	说明
大同 M _s 6.1	1	赤城 SQ189	1989.5.20—震时	6.03×10^{-6}	V 值 (1987—1991)	5年五日均值统一计算
	2	赤城 SQ189	1989.5.25—震时	5.21×10^{-6}	V 值 (1987—1991)	5年五日均值分年计算
	3	赤城 SQ189	1989.8.15—9.17	0.54×10^{-6}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,5次突跳式异常
	4	赤城 SQ189	1989.10.17—18	9×10^{-9}	Q 值(30阶)	10月17—19日整点值,5次突跳式异常
	5	赤城 SQ189	1989.5.10—25	0.6×10^{-6}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,突跳
	6	赤城 SQ189	1989.8.20—9.10	0.6×10^{-6}	Q 值(7级)	1989年五日均值,突跳
	7	赤城 SQ189	1989.6.5—10.10	0.56×10^{-6}	Q 值(7级)	1989年五日均值,三段突跳
	8	太原 SG	1988.9.1— 1989.10.1	7.2×10^{-8}	V 值 (1987—1991年)	5年统一处理,中期异常
	9	太原 SG	1989.10.16—24	2.1×10^{-8}	Q 值(7阶)	1989年日均,临震异常
	10	怀来 SQ	1989.8.25—12.10	5.0×10^{-8}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,短期异常(波动)
	11	怀来 SSY	1989.3.10—9.20	9.7×10^{-5}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,短期波动异常
	12	怀来 FSQ	1989.10.10—15	4×10^{-8}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,临震异常
	13	张家口 SQ	1989.6.5—8.30	1.0×10^{-7}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,波动型短期异常
	14	张家口 FSQ	1989.3.15—30 6.30—9.10	5.0×10^{-8}	Q 值(7阶)	1989年五日均值,波动型短期异常
	15	西拔子 FSQ	1989.8.31—9.5	2.24×10^{-8}	Q 值(7阶)	趋势性短期异常
	16	西拔子 FSQ	1989.9.15—10.5	2.24×10^{-8}	Q 值(7阶)	趋势性短期异常
任县 M _s 5.3	17	易县 SG	1985.11.19—25	3.5×10^{-8}	Q 值(7阶)	突跳型临震异常(2次)
	18	永年 SG	1985.11.7—24	1.7×10^{-8}	Q 值(7阶)	突跳型震异常(5次)
	19	太原 SG	1985.11.19—29	1.5×10^{-8}	Q 值(7阶)	突跳型临震异常(4次)

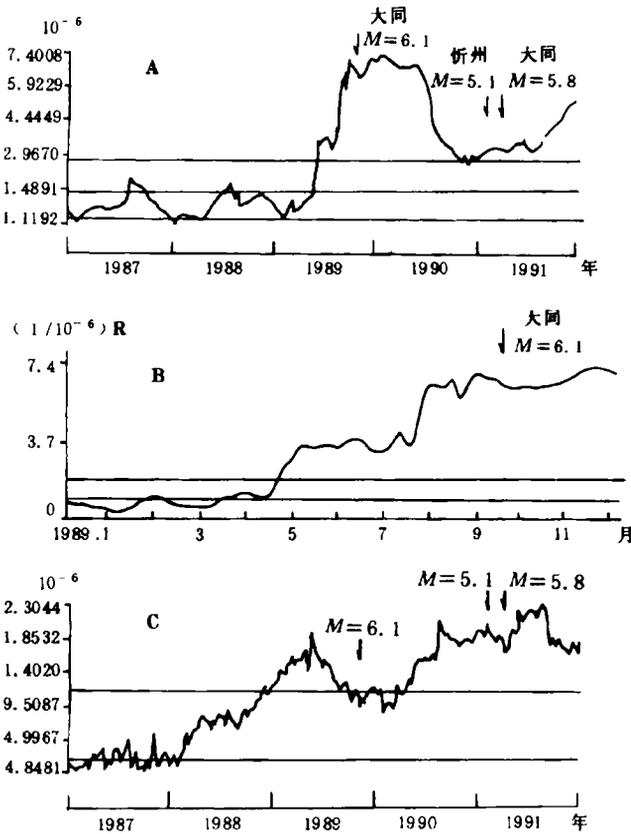


图3 赤城台和太原台前兆的应变转换

- A. 赤城台 SQ189 用 V 值转换(1987-1991);
- B. 赤城台 SQ189 用 V 值转换(1989);
- C. 太原台连通用 V 值转换(1987-1991)

大面积垂直形变等值线图、形变速率图和速率梯度图是描述形变场演变的常用方法，我们也用以推测强震前应力场和应变场的发展和演化。形变台站有不少直接观测应变的手段，也有一些经转换后可获得应变量的观测值，如果这些台站资料具有足够的密度，是可能反映大范围应变场变化的，通过本文研究，大同一阳高 6.1 级地震是较好的一例。

从表 3 的资料得知，自 1989 年 3 月(地震前 7 个月)起直到震时，存在各种持续时间长短不一的趋势性或波动型前兆，量级为 $10^{-6} \sim 10^{-8}$ 不等。图 4 是以 1988 年初为起点，不同时间段的累积应变等值线图。它反映了 1989 年 10 月大同 6.1 级地震前地壳应变的分布和发展。由图可见，应变值较高处为怀来附近，逐渐向外递减。在 1988 年内，中心区怀来的应变积累较快，但到 1989 年该处的应变发展基本停止，而是沿北东向赤城和南西向的阳原一线延伸，形成了一个沿构造走向的狭长的高应变区，而大同 6.1 级地震则发生在此高应变区的西南端。

图 5 是以 1990 年初为起点的应变等值线图。它反映了 1990 年大海坨 $M_s 4.5$ 级和 1991 年 3 月大同 $M_s 5.8$ 级地震前的应变状态。高应变值仍集中在怀来、赤城一带，地震位

(1)直接使用原观测值或其各种均值，或利用对观测值进行某种低阶次处理所得的余差来进行转换计算，表 3 中记为以 V 值为基础资料作转换计算。

(2)用契比雪夫拟合法对观测资料进行预处理，利用其余差进行转换，表 3 中记为以 Q 值为基础资料进行计算。

不同的预处理方法将会得到不同的结果，至于哪种结果更合理，还缺乏客观判断标准。我们一般只选用与震例总结中图形识别法得出的结论较一致的结果，计算结果按震例进行归纳，全部结果列于表 3。

表 3 给出了转换计算效果比较好的大同一阳高 $M_s 6.1$ 和任县 $M_s 5.3$ 两次震例。图 3 是赤城台和太原台几项短临前兆资料的转换结果。

3 定点形变观测与强震前应变场

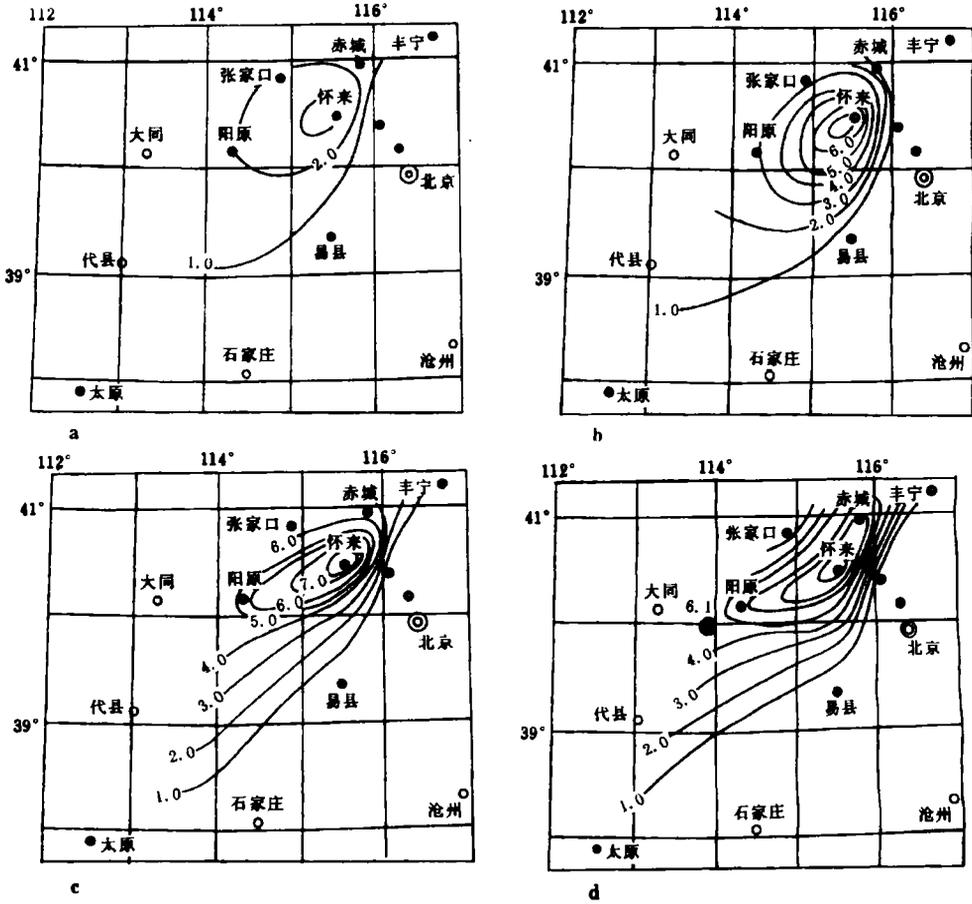


图4 大同6.1级地震前应变等值线图(等值线单位 10^{-6})

a. 1988.1~1988.7, b. 1988.1~1989.1, c. 1988.1~1989.7, d. 1988.1~1989.9

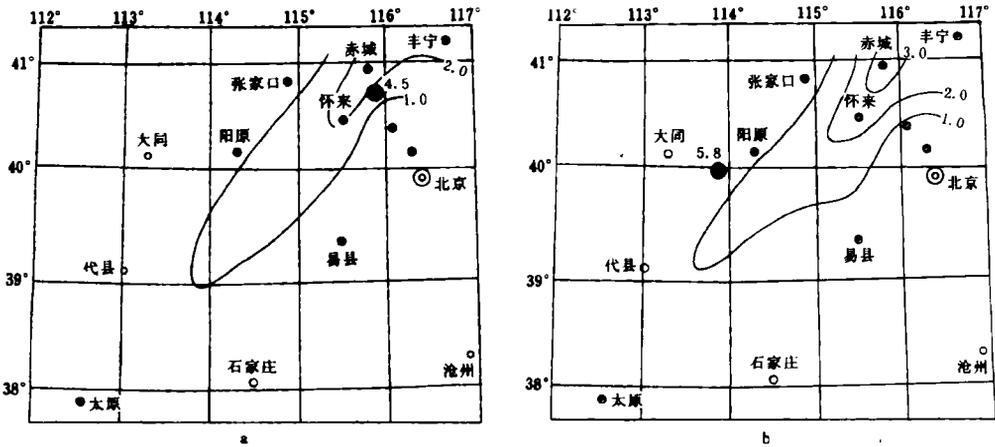


图5 大同5.8级地震前应变等值线图

a. 1990.1~1990.7, b. 1990.1~1991.2

于高应变区附近,但应变值强度低于大同 6.1 级地震前的变化。

大同 6.1 级地震的例子说明,一次较强地震的前兆不是个别台站的偶然现象。对于历史资料较好的台站,如果发现持续数月且量级达 10^{-6} 左右的趋势性变化,可能是应力场活动激化的信息,如果有一定数量的形变观测项目出现量级达 10^{-8} 左右的观测值波动型变化,并且具有这类变化的台站散布在一定的空间尺度内(如 200~300km),应考虑存在发生中强以上地震的可能性。那些沿构造走向的高应变区特别是构造带的端部,是值得注意的部位。当然,前兆和地震的关系是极其复杂的,我们发现的仅是其局部的特征,还远未形成对预报有指导意义的标志体系。

(1996 年 9 月 9 日收到初稿)

参 考 文 献

- 1 谢觉民,等. 强震前的地形变—应变前兆标志. 大地形变测量, 1995, 11(3), 3—24
- 2 储文宜,等. 金县水准近年来的异常情况及其讨论. 地震, 1984, (4): 1—4
- 3 国家地震局综合观测队. 地球物理场动态观测与研究. 北京: 地震出版社, 1992.
- 4 谢觉民,等. 断层形变地震短临前兆信息研究. 大地形变测量, 1995, 11(3): 25—38.
- 5 薄万举,等. 短水准高频形变信息与小震活动的关系研究. 地壳形变与地震, 1993, 13(增刊 2): 72—79
- 6 国家地震局. 地震台站观测规范. 北京: 地震出版社, 1978, 356—358
- 7 杨桂通编. 弹性力学. 北京: 人民教育出版社, 1980.

CRUSTAL DEFORMATION PRECURSOR AND ITS STRAIN MAGNITUDE TRANSFORM

Xie Juemin¹⁾

Chen Shaoxu²⁾

Wang Chuanhua²⁾

Luo Sanming¹⁾

1) No. 1 Crustal Deformation Survey Center, SSB, Tianjin

2) Seismological Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

Abstract

This paper has summarized 60 examples of short term and imminent precursors of crustal deformation of 13 moderately strong and larger earthquakes occurred in North China area since 1995. By statistics of qualitative relation between short term and imminent anomalies of crustal deformation and earthquakes, it is found that the anomalies at stations further away from the epicenter occurred earlier, the anomalies nearer to the epicenter occurred later, and the magnitude of earthquakes is directly proportional to the space distribution of the anomalies. The anomalous shapes of displacement deformation across faults are divided into two types: one type is a tendency anomalous variation, another is a high frequency fluctuation. In this paper, a method has been proposed that the continuous deformation is transformed to strain. From the examples of the Datong—Yanggao M6. 1 earthquake on October 16, 1989 and the Datong—Yanggao M5. 8 earthquake on March 26, 1991, it can be seen that earthquakes often occur near the high strain areas, the anomalous quantity can reach 10^{-6}

Subject words: North China; crustal deformation precursor; earthquake prediction