

波速异常的进一步研究和问题讨论 (二) —— S波分裂的某些研究*

冯德益 郭瑞芝

(天津市地震局)

高原

(国家地震局分析预报中心)

摘 要

本文利用两种方法研究了华北地区某些中强震前S波分裂值随时间的变化。对唐山地区发生的几次地震,用常规统计分析法直接从天津蓟县、静海、武清等台地面和井下记录的地震图上测量出S波分裂值。用极化矢量转向法和利用白家疃地震台的数字地震记录资料,研究了大同6.1级地震前一年该地区小震的S波分裂值随时间的变化。结果表明,华北地区一些中强地震前可以观测到S波分裂现象,因而S波分裂可作为一种反映震前波速异常的测震学前兆。

一、前 言

S波分裂作为地震前波速异常的一种可能的表现形式,早已为不少学者所注意,文献[1]曾作过一些介绍。近年来,以Stuart Crampin教授为首的英国学者提出了EDA(张性扩容各向异性)理论和根据质点位移极化转向法识别分裂的S波震相的新方法,并在土耳其的安那托里亚断层进行了野外观测研究工作^[2]。苏联、美国、日本等国的学者分别在不同地区进行了一系列的实地观测研究^[3-9],都得出了地壳、上地幔或震源区的S波分裂数据,证实了各向异性的存在。在实际观测中,人们主要分析S波最大和最小速度对应的极化方向与传播方向,以及S波分裂开的时间间隔。关于S波分裂的分析方法也有多种^[10-12]。我国学者也准备或已经着

*地震科学联合基金资助项目,课题编号90-195。

手开展 S 波分裂与各向异性方面的研究工作, 某些初步研究成果见文献[14]、[15]等。

研究 S 波分裂的主要目的和应用前景有以下 4 个方面: (1) 作为地震前波速异常的一种表现形式, 可望应用于中短期地震预报; (2) 用于潜在震源区与强震孕育区的划分; (3) 用于地球内部构造(包括地壳、上地幔等)的研究, 以便发现各向异性与横向不均匀构造等; (4) 用于石油勘探, 以便发现含石油的裂隙走向等。

本文主要研究第一个方面, 即把 S 波分裂作为波速异常的一个新的探索途径, 因而是文献[16]的继续。重点是以华北地区几次中强震为例, 研究地震前 S 波分裂值随时间的变化。

二、研究 S 波分裂的常规分析法及应用实例

当我们选用近似平行或垂直于孕震区介质的优势破裂方向(一般可考虑为该区的主要地质构造走向)的小震震源—台站方位时, 就有可能通过常规分析法测量出 SV—SH 分量的到时差 Δt 来研究较大地震前可能出现的 S 波分裂异常。作为例子, 本文采用天津台网的蓟县台地面和静海、武清两台深井(拾震器深度分别为 371m 和 450m)观测的唐山老震区的小地震记录资料。这些台站到震中的方向为北东向, 与发震断裂走向以及极震区长轴和余震区展布方向基本相符^[17]。因此可以认为, S 波的 SV 分量沿断裂方向极化, 大致对应着快 S 波; 而 SH 分量的极化方向与断裂垂直, 大致对应着慢 S 波。从应力场观点出发, 华北地区的区域构造应力场主压应力方向也呈北东向^[17], 沿此方向极化的 SV 分量亦应为快 S 波, 与之垂直的方向对应慢 S 波, 即 SH 分量。通过常规分析法测量出 SV 与 SH 分量的到时差 Δt , 便可以研究 S 波分裂异常。具体作法是, 直接从地震图上分析测量出 S 波的南北向到时 t_1 , 东西向到时 t_2 , 垂直向到时 t_3 , 然后便可求得 $\Delta t = t_3 - t^*$, 而 t^* 为 t_1 和 t_2 中最小(即最早到)的一个。选取的地震均为唐山老震区内的小地震, 各次地震的记录波形相近, 震相分析固定由同一个经验较丰富的分析人员完成, S 波到时测量误差一般在 ± 0.3 秒以内。作 Δt 随时间变化曲线, 即可探索该区内发生较大地震前可能出现的 S 波分裂异常。

为了提高对 S 波分裂值 Δt 的识别能力, 特采用统计分析方法。即按时间顺序把每 5 个地震并为一组, 分别求出 5 个 S 波分裂值 Δt_i , 再求出其平均值 Δt 及均方差 $\delta_{\Delta t} = \sqrt{(\sum_{i=1}^5 \Delta t_i^2)/4}$; 最后作出标有均方差的 Δt 值随时间变化曲线。由于选用 5 个地震的 Δt_i 求平均, 故均方差 $\delta_{\Delta t}$ 中除包含各 Δt_i 的测量误差外, 还包含有由于各次地震的震源位置的变化所引起的离差。

图 1 至图 3 给出三个应用实例。图 1 给出的是 1983 年 8 月至 1984 年 1 月间蓟县台记录的唐山及附近地区小地震的 S 波分裂值 Δt 随时间变化曲线。在此期间于 1984 年 1 月 7 日在唐山滦南发生了 $M_L = 5.2$ 地震, 距该台的震中距为 120km。由图 1 可以看出, 约从 1983 年 9 月中旬开始, Δt 出现较明显的下降异常, 前兆异常出现的时间在震前 3—4 个月, 最大异常幅度约为 0.4S。

图 2 给出 1988 年 5 月至 7 月间蓟县台地面(左图)和静海台井下(右图)记录的唐山及附近地区小地震的 S 波分裂值 Δt 随时间变化曲线。在此期间的 7 月 26 日发生了唐山西南的 $M_L = 5.1$ 地震, 其震中距蓟县台和静海台分别为 100 和 130km。由该图可以看出, 约从 5 月底开始, 即从震前 2 个月左右开始, 这两个台记录到的 S 波分裂值 Δt 均出现下降异常, 最大异常幅度达 0.4—0.5S。

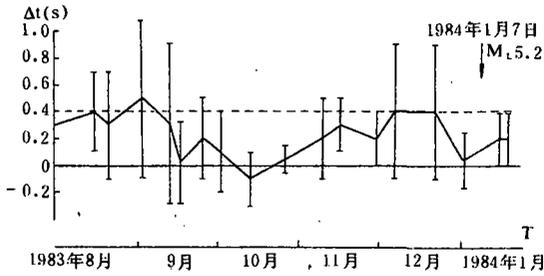


图1 1983年8月—1984年1月间蓟县台记录的唐山及附近地区小地震的S波分裂值 Δt 随时间的变化

Fig. 1 Temporal variations of S-wave splitting value Δt of small earthquakes in Tangshan region recorded at Jixian station from Aug. 1983 to Jan. 1984

图3给出1989年9至12月蓟县台地面(左图)及武清台井下(右图)记录的唐山附近地区小地震S波分裂值 Δt 随时间的变化曲线。在此期间的12月25日,在唐山附近迁安青龙涧发生了一次 $M_L=5.2$ 地震,其震中距蓟县台及武清台分别为100及160km。由图3可以看出,约从9月底,即震前3个月左右开始,S波分裂值 Δt 出现下降异常,最大异常幅度达0.6s以上。

综合图1至图3的结果可以得出,唐山老震区发生 $M_L \geq 5$ 地震前,由天津台网的蓟县地面和静海、武清等台的井下地震记录有可能分析识别出S波分裂异常变化。对于5.1—5.2级地震, Δt 异常在震前2—3个月左右开始出现,均为 Δt 减小,最大异常幅度约为0.4—0.6s。蓟县、静海、武清三台的 Δt 的基值分别为0.4、0.5、0.6左右,

相应的震中距也依次变大。这可能反映了唐山及周围地区由北东向为主的裂隙所造成的地壳介质本身的各向异性。S波震相的识别一般不会与SP等其他震相混淆。而且,各次地震均选用完全相同的S波震相,故所得的 Δt 随时间的变化特性从统计学角度来看应该是成立的。

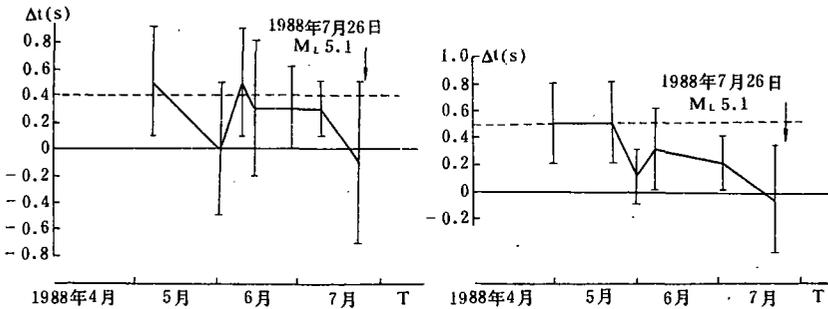


图2 1988年5月至7月蓟县台地面(左图)和静海台井下(右图)记录的唐山及附近地区小地震的S波分裂值 Δt 随时间的变化

Fig. 2 Temporal variations of S-wave splitting value Δt of small earthquakes in Tangshan region recorded on surface of Jixian station and in borehole of Jinghai station during May—July, 1988

三、研究S波分裂的极化矢量转向法与应用实例

极化矢量转向法是由 Crampin 教授提出的一种利用数字地震记录分析识别S波分裂的著

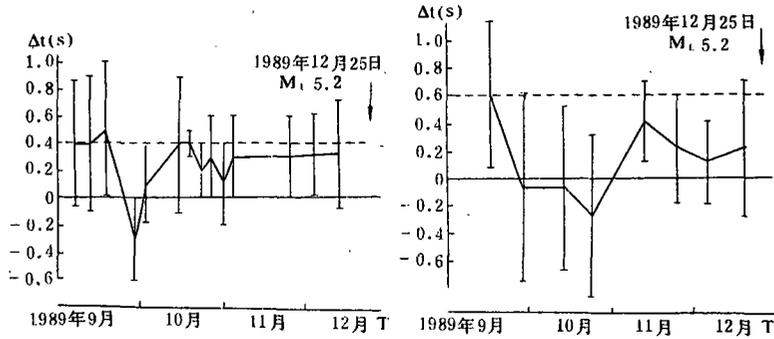


图 3 1989 年 9—12 月蓟县台地面 (左图) 和武清台井下 (右图) 记录的唐山附近地区小地震 S 波分裂值 Δt 随时间的变化

Fig. 3 Temporal variations of S-wave splitting values Δt of small earthquakes in Tangshan region recorded on surface of Jixian station and in borehole of Wuqing station during September—October, 1989

名方法⁽²⁾, 已被许多人采用。

本文利用极化矢量转向法, 以北京白家疃台数字地震记录资料为基础, 探讨了 1989 年 10 月 19 日山西大同—阳高 6.1 级地震前, S 波分裂异常变化。为了验证分析识别结果, 采用郑治真的自适应技术⁽¹⁵⁾对某些地震进行对比分析。下面简要介绍初步研究结果。

1、资料概况

1989 年 10 月 19 日大同—阳高 6.1 级地震前, 白家疃 (BJI) 台记录到该地区 $M_L \geq 3.0$ 级地震 8 次, 震中距为 180—300 公里。主震震中距台站 200 公里。这些地震均位于台站西面, 并呈北东东向分布。因所选地震的方位相差不大, 地震波所经路径大致相同, 每个地震被接收的信息有共同点, 都反映同一路径上的地质构造和应力情况。

CDSN 的地震记录全部为三分量的数字化记录。我们采用的地震数据记录采样率为 40SPS。BJI 台采用 DJ-1 地震计进行井下记录, 井深 170 米, 台基为石灰岩。

2、方法

为了便于分析, 将采集到的垂直向 (UD)、南北向 (NS) 和东西向 (EW) 三分向数字记录, 通过坐标变换把数据转换成射线坐标系中的值, 即转换后的数据为垂直 (U)、径向 (R) 和横向 (T) 三个分量。在沿地震波传播路径方向的径向 R 上 SV 波分量要受到 P 波分量的影响, 需仔细分析, 不能把 SP 转换波误认为快 S 波。而横向 T 则只有 SH 波分量。快慢 S 波在水平剖面上的极化图中可清楚地辨别出来。图 4 给出了一个 S 波极化图的实例, 对应的原始记录见图 5。

3、初步结果

大同地震前 S 波分裂值随时间的变化见图 6, 由该图可见, 1988 年 7 月 23 日和 31 日的 $M_L 4.9$ 和 $M_L 3.0$ 地震的时间延迟 Δt 值都较高。在随后的地震中, Δt 下降到一个相对平稳状态。1989 年 5 月 6 日 3.1 级地震和 1989 年 7 月 12 日 3.0 级地震的 Δt 又一次下降, 而发生在 6.1 级主震前 2 个小时的 5.7 级地震的 Δt 则已经回升。这种异常变化形态与波速比异常形态相似⁽¹⁾。

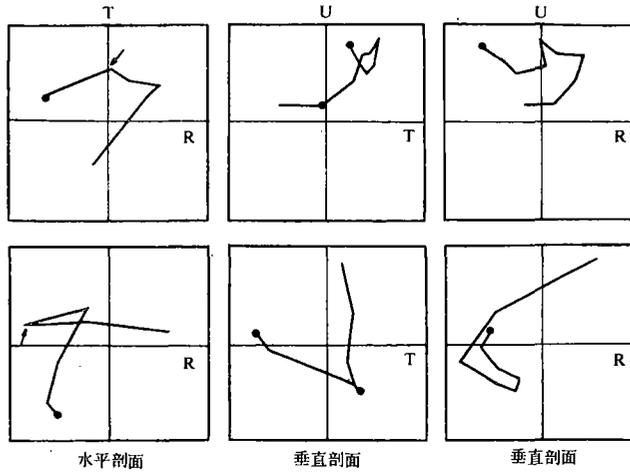


图4 1989年4月13日 $M_L=3.1$ 地震

($\Delta=210\text{km}$) S波极化图实例

Fig. 4 Diagram of S-wave polarization of April 13, 1989 $M_L=3.1$ earthquake with epicentral distance ($\Delta=210\text{km}$)

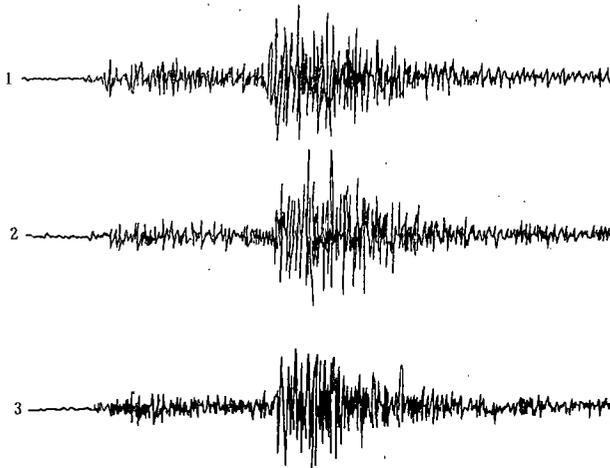


图5 1989年4月13日 $M_L=3.1$ 地震原始记录图

Fig. 5 Original seismogram of April 13, 1989 $M_L=3.1$ earthquake

4、对比分析

为了验证极化矢量转向法的识别结果,可用郑治真的自适应技术来分离出慢S波,分析其偏振方向⁽¹⁵⁾,再与本文结果进行对比。

我们承蒙郑治真教授提供了他对这一地区的地震资料所作的部分处理结果。初步对比分析表明,本文结果与他得出的结果基本相符。

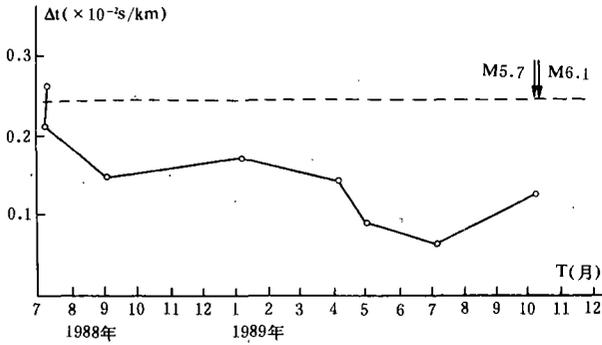


图 6 1989 年大同 6.1 级地震前 S 波分裂值随时间的变化

Fig. 6 The variation of S-wave splitting with respect to time before the 1989 Datong $M_s=6.1$ earthquake

作为例子,图 7 (a) 给出 1988 年 7 月 31 日 $M_L=3.0$ 地震在 (R, T) 平面上的 S 波偏振图。分析该图可得出第一分裂 S 波的偏振方向为北东向,而慢 S 波的偏振方向与之垂直,即呈北西向。识别快 S 波时参考了震相的人工分析结果。在偏振图上,由于图形的非线性,分析时需加入相应的权重。图 7 (b) 是郑治真提供的用自适应技术得出的该次地震的慢 S 波的偏振图,可看出其偏振方向为北西向,与用极化矢量转向法得出的结果一致。

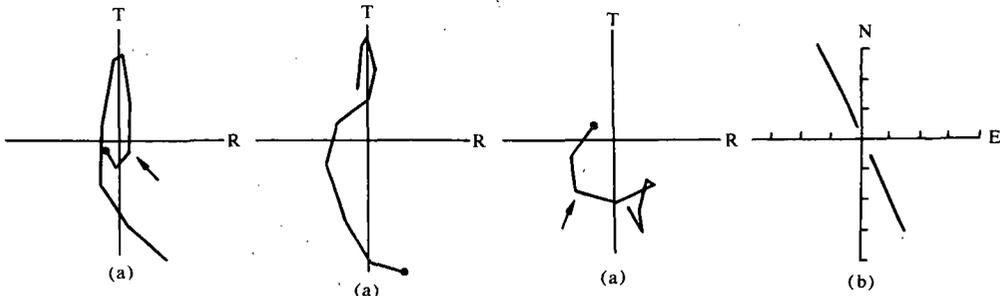


图 7 1988 年 7 月 31 日 $M_L=3.0$ 地震 ($\Delta=200km$) S 波极化图

(a) Crampin 方法的结果 (b) 郑治真方法的结果 (对于慢 S 波)

Fig. 7 Diagram of S-wave polarization of July 31, 1988 $M_L=3.0$ earthquake with epicentral distance $\Delta=200km$

四、初步结论

由本文的研究结果,可得出以下初步结论:

- 1、较大地震前的确可能观测到 S 波分裂异常,因而可把 S 波分裂作为震前波速异常的一项指标。
- 2、为了较可靠地分析识别出 S 波分裂异常,一般均需使用数字化地震台记录,并采用极化矢量转向法或其他方法(如自适应技术^[15],合成地震图法^[14,10],自动投影关系法^[11]等)来进行分析识别。但是,在某些特定方向上,即在平行或垂直于孕震介质优势裂隙展布的方向上,

使用可见或模拟地震记录资料,采用常规测震分析方法并经过必要的统计处理,也可分析识别出震前的S波分裂异常。

3、5级左右地震前,S波分裂异常一般出现在震前2—3个月,大同6.1级地震前S波分裂异常的持续时间近一年半,这与地震前波速异常持续时间基本上相符^[1]。

4、震前S波分裂异常的最大幅度约为0.4s左右,随地区及震中距不同而有某些差异。唐山地区地震前的S波分裂异常幅度较大,可能与该地区地下岩石较为破碎有关。

本文仅使用华北地区四次中强震前的地震观测资料对S波分裂异常进行了一些初步研究工作。由于资料与分析方法所限,所得结果尚不够充分与完善,有待进一步深入研究。

最后,作者感谢牟其铎副研究员和郑治真研究员及中国地震数字台网各位同志的大力协助。

(本文1991年2月20日收到)

参考文献

- [1] 冯德益,地震波速异常,地震出版社,1983.
- [2] Crampin, S., Evans, R., Analysis of records of local earthquakes: the Turkish Dilatancy Projects (TDP₁ and TDP₂), *Geophys. J. R. astr. soc.* Vol. 83, No. 1, 1985.
- [3] Alekseev, A. S., et al., Shear waves in lithosphere studies on the territory of the U. S. S. R. *Tectonophysics*, Vol. 154, No. 3—4, 227—239, 1988.
- [4] Li Y. —G., et al., Stress orientation inferred from shear wave splitting in basement rock at Cajon Pass, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 15, No. 9, Suppl., 997—1000, 1988.
- [5] Kaneshima, S., et al., Shear—wave splitting observed above small earthquakes in a geothermal area of Japan, *Geophys. J.*, Vol. 94, No. 3, 399—411, 1988.
- [6] Saeki Tatsuo, et al., Shear—wave polarizations in the rupture region of the 1984 western Nagano—prefecture earthquake, *J. Seismol. Sol. Jap.*, Vol. 41, No. 2, 1988.
- [7] Kaneshima, S., et al., Shear—wave polarization anisotropy observed in a rift zone in Japan, *Tectonophysics*, Vol. 157, No. 4, 281—300, 1989.
- [8] Booth, D. C., Schleper, S., Crampin, S., et al., Shear—wave splitting observations on Milos, Greece, *Geothermics*, Vol. 18, No. 4, 597—610, 1989.
- [9] Buchbinder, G. G. R., Azimuthal variations in P—wave travel times and shear—wave splitting in the Charlevoix seismic zone, *Tectonophysics*, Vol. 165, No. 1—4, 293—302, 1989.
- [10] Shearer, Peter, M., Synthetic seismogram modeling of shear—wave splitting in VSP data from the Geysers, California, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 15, No. 10, 1085—1088, 1988.
- [11] Savage, M. K., et al., Shear—wave anisotropy of active tectonic regions via automated S—wave—polarization analysis, *Tectonophysics*, Vol. 165, No. 1—4, 279—292, 1989.
- [12] Shih Xiao R., et al., An automated, analytical method to determine shear—wave splitting, *Tectonophysics*, Vol. 165, No. 1—4, 271—278, 1989.
- [13] Ansel Valerie, Nataf Henri—Claude, Anisotropy beneath 9 stations of the geoscope broadband network as deduced from shear—wave splitting, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 16, No. 5, 409—412, 1989.

- [14] 姚陈、王培德、陈运泰, 卢龙地区 S 波偏振与上地壳裂隙各向异性, 地球物理学报, 待发表.
- [15] 郑治真, S 波分裂的研究, 地球物理学进展, Vol. 5, No. 1, 1990.
- [16] 冯德益、顾瑾平、李清河、虞雪君、盛国英, 波速异常的进一步研究和问题讨论(一), 西北地震学报, Vol. 8, No. 3, 1986.
- [17] 梅世蓉等, 一九七六年唐山地震, 地震出版社, 1982.

THE FURTHER STUDY AND DISCUSSION ON THE
ANOMALIES OF SEISMIC WAVE VELOCITY (II) — — SOME
STUDY ON SHEAR—WAVE SPLITTING

Feng Deyi, Guo Ruizhi

(Seismological Bureau of Tianjin City, China)

Gao Yuan

(Center for Analysis and prediction, SSB, Beijing, China)

Abstract

In this paper, the temporal variations of S—wave splitting before some moderately strong earthquakes in North China were studied by using two methods. The first method is a usual analysis of direct S—waves on the seismograms recorded on surface and in boreholes at Jixian, Jinghai, Wuqing stations of Tianjin Network. For increasing the distinguish ability, the statistic method of data analysis was applied too. The second method is an analysis of S—wave polarization by using the digital records of Baijiatuan Station, Beijing. The temporal variation of S—wave splitting before 1989 M=6.1 Datong earthquake was studied. The results show that the premonitory variations in S—wave splitting before some moderately strong earthquakes in North China may be observed and discovered, and it can be considered as an index reflecting the seismic velocity anomalies.