

综述

地声记录事件的性质

郑治真*

(国家地震局地球物理研究所)

摘要

本文首先评述了1982年前我国地声研究的主要情况和结果。提出了当前地声研究中的关键问题。根据小的水声探头地声台网的慢速磁带记录,讨论了地声记录中多种事件的性质。

一、地声研究情况概述

关于大地震前有地声,中外都有大量记载。但连续的长时间的地声记录却甚少,尤其是缺乏令人信服的科学性记录。至于有关地声声源的研究就更少。

大地震前常有微震和极微震发生,如邢台地震和海城地震,这是人们普遍接受的事实,并且对这种微震和极微震的产生机制在理论上和实验上进行了广泛研究。但是,对于大地震前是否有地声发射却有较大的争异,其主要原因是缺少可信的长期连续的地声记录。因此,研究地声与极微震的关系、地声和极微震在大地震前的产生和发展,目前已为很多人所注意。这方面的研究必将对探讨地震孕育过程、地震预报、断层活动性、预测矿山塌陷等方面有着重要意义^[1-14]。

目前国外研究地声和极微震较多的国家是日本、美国和苏联。日本和美国主要是采用深井观测和研究极微震。1983年美国的J. E. White写了一本地声的书(Underground Sound),主要叙述了不同介质中(包括井和含水介质)高频地震波的传播性质。苏联的研究偏重于地脉动,并声称已获得地脉动预报地震的专利权,但还没有见到具体的研究结果。

我国有正式仪器记录的地声工作是从1977年开始的。从事地声研究的有天津地震局、中国科学院声学所、四川省地震局、云南省地震局、辽宁省地震局、中国科学院生物物理所和国家地震局地球物理所。积累资料最多的是天津地震局;记录方式较先进并对资料分析有一定深度的是中国科学院声学所。

目前地声观测中采用的探头有水声探头、固导探头(即压电型加速度计)和传声器。

采用的记录方式有选频笔绘记录、包络线笔绘记录、音频录音机等。

就资料的分析处理来看,由于大量资料是记录的地声频度或者笔绘曲线,不适于深入分析处理。只有声学所采用了微处理机记录系统,并进行了一些测定地声源方位的试验。

本文1984年1月18日收到。

* 国家地震局地球物理研究所地声极微震组观测结果。

地质所在湖南镇水库地区观测和研究了微地震与地声的关系，并进行了微震的频谱和机制的研究。

到 1982 年为止，国内地声研究已取得如下的一些初步结果。

1. 一些中等强度地震前观测到地声信号，这些信号似乎与地震有关系。但是可靠记录的例子很少，又缺少正常地震活动情况下的地声背景记录资料，特别是地声记录中包含有多种多样的事件，至今对多种事件的性质没有识别清楚。因此，不能说地声与地震间存在着密切的关系。

2. 地声记录的形态多种多样，但主要能量集中于 30 赫芝—150 赫芝。地声记录的频率与声源和记录点间的距离有关。距离近时，记录的地声频率可达几千赫，而距离远时仅有几十赫，甚至于更低。

3. 地声是有方向性的。采用几个观测点的记录，借助互相关方法求出各观测点的到时差，可以粗略地测定地声源的方位。部分结果表明，地声的方向与未来地震的方向相近。

4. 局部区域中的地声，基本上属于极微震。凡是微震仪上记录的极微震，地声仪上必有相应的记录，随着震级的降低，这种对应越来越差。最后，地声仪上有记录，但是微震仪上无记录。

鉴于上述国内外地声的研究现况，目前地声研究急待解决下述问题。

1. 适于深入研究的地声记录

随着地声研究的深入，需要长时间连续的记录资料。仅根据短时间的记录资料，难于探讨地声的性质和机制，更难确定地声是否与大地震的孕育过程有关系。从前的仅记录地声频度或者包络线的资料无法满足深入研究的需要。要分析处理地声中多种事件，迫切需要时间服务较精确的模拟磁带记录或数字磁带记录。

2. 地声源的时空分布

岩石实验早已证实破裂前有声发射，但毕竟不是地震前地声的直接观测。现在关于地声声源有两种假说。一种认为地声是观测点附近岩石微破裂的结果。若这种解释正确的话，地声与极微震应属同一性质的事件。另外一种认为在高效力场作用下，地下介质可能产生声频通道，地震孕育区里产生的地声，经过声频通道传播到很远的观测点。无论哪种看法，现在都缺乏可靠的观测证据。因此，当前地声研究中关键问题之一是地声源的定位。由于地声的频率很高，地声记录的波形多种多样，因此地声源的定位很困难。

3. 地声事件的性质和机制

地声记录的事件多种多样，在解决声源定位问题的同时，必须研究各种事件的性质、地声传播和衰减规律、地声的频谱特征和机制，以便探讨地声与地震孕育过程的关系。

二、本次实验研究的观测系统

鉴于上述地声研究中急待解决的问题，1983 年我们采用了下述地声观测系统。

拾震器 全国多数地声观测点采用水声探头。为了便于资料的相互比较，以及前些年观测资料的使用，我们仍采用水声探头。

记录仪 地声信号虽丰富，但地声事件的性质又没研究清楚。要获得长时间的连续记录，至少近几年还不适宜采用数字磁带记录，因此我们采用慢速直接磁带记录，四轨磁头，三轨用于记录地声信号，一轨用于记录时间信号，包括月、日、时、分的时间编码，和秒号、 $1/10$ 秒号以及 $1/100$ 秒号。采用盒式磁带，带速 2.35mm/s ，仪器通频带为 $10-300$ 赫芝。采用紫外线示波器做为回放记录显示，可得到清晰的地声事件记录波形。图1为记录部分框图。

采用上述记录系统，建立了两个小观测网。一个在山西太原晋祠台，与山西省地震局合作，图2给出台网示意图。三口井中探头的深度分别为80米(应力孔井)、200米(766米井)、100米(134米井)，因为是利用的废井，这个小台网并不理想，井之间距离太近，又排列在近于一条线上。

另一个网在北京市双泉堡，与地质部562队合作建立的。图3为小网示意图。东井中有水声探头和固导探头，深20米，井深80米。中井为微震仪，深114米，井深120米。西井为水声探头，深60米，井深100米。其井位分布也不理想。

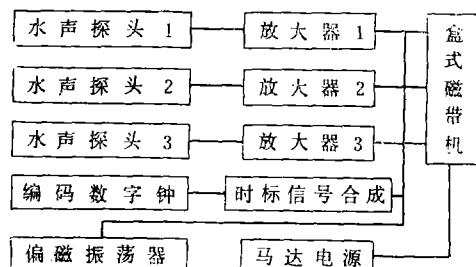


图1 记录系统

Fig. 1 The record system

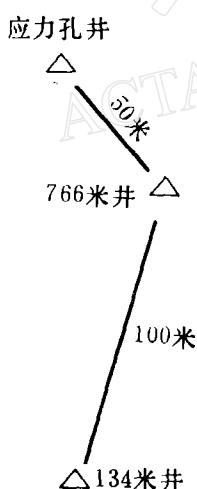


图2 太原网

Fig. 2 The Taiyuan network

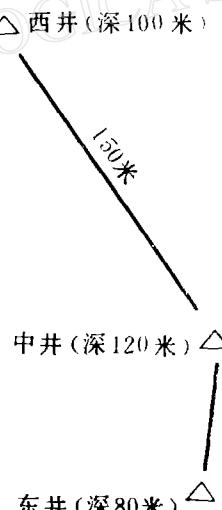


图3 双泉堡网

Fig. 3 The Shuangquanpu network

上述两个网从1983年10月份开始实验记录。

三、地声记录中的各种事件

地声记录十分丰富。通过不同地区的试验记录，得到了多种事件。图4为慢速回放的地声记录，图中每个时标为秒号，这段记录长度约半分钟。可以看出三口井的记录其相

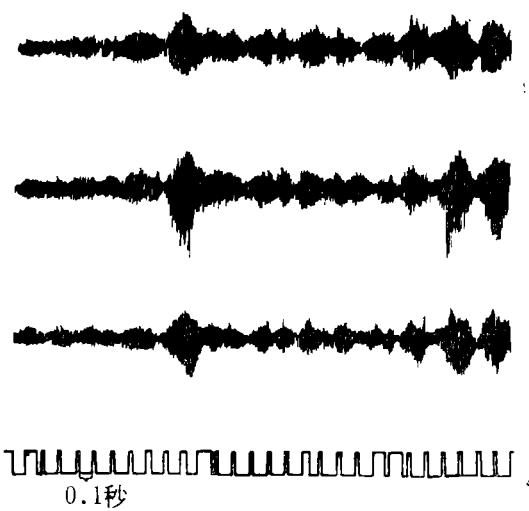


图 4 慢速回放的地声记录
Fig. 4 A record of geosound with low rate playback.

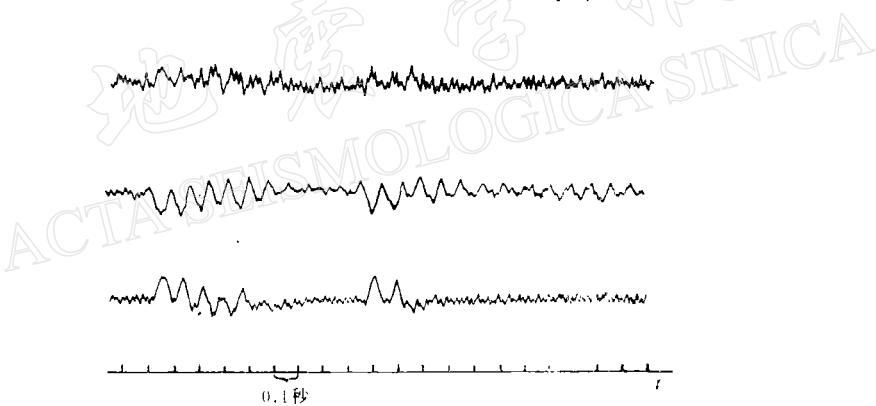


图 5 中速回放的地声记录
Fig. 5 A record of geosound with moderate rate playback.

关性很好，每口井都有正常的地声噪声背景。根据这种慢速回放的记录，是无法辨认事件的性质的。

1. 地脉动 图 5 是中等速度回放的地声记录，每个时标为 0.1 秒，整个记录长度约 2 秒。这种地声的频率为 10—60 赫。这种记录在地震学中称为地脉动。三口井记录的频率有些差异，两口井的频率较高，一口井的较低。这可能与探头的深度有关，另外与井的深度和地质构造有关。尽管如此，三口井记录的相关性还是较好的。

2. 爆破 图 6 是观测井附近的小爆破记录，爆破点距观测点约一公里，记录中的 P 波和 S 波都很清楚，由于 S 波太强，记录限幅了。

3. 地方微震 图 7 是太原附近的微震记录，发生于 1983 年 10 月 10 日， $M_L = 2.0$ ， $\Delta = 22.0$ 公里。图中仅给出 P 波段。虽然限幅了，整个记录中仍可认出 S 波。

4. 近震 图 8 是辽宁省庄河地震台的地声记录。采用的是包络笔绘记录。图 8(a) 是

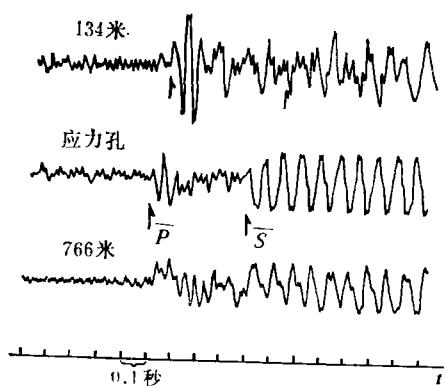


图 6 观测井附近的小爆破记录
Fig. 6 A record of Small explosion near the monitoring well.

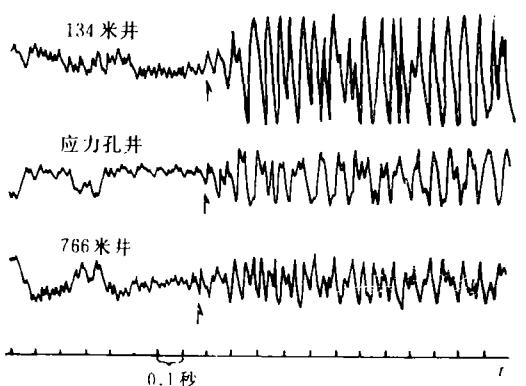


图 7 太原附近的微震记录
Fig. 7 A record of micro earthquake near Taiyuan

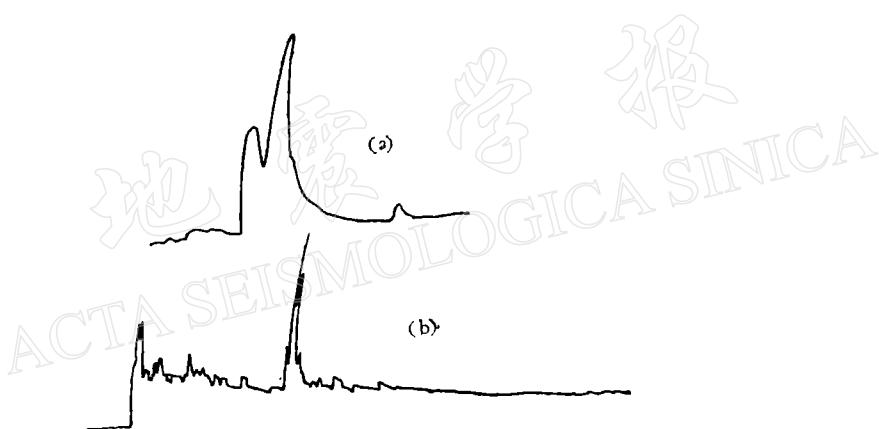


图 8 辽宁省庄河台的地声记录
Fig. 8 A record of geosound of Zhuanghe station, Liaoning Province.

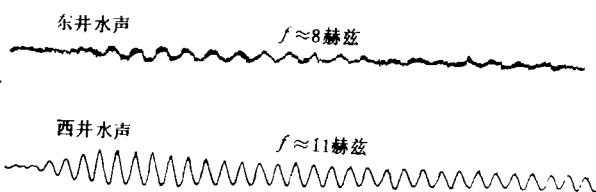


图 9 北京双泉堡记录
Fig. 9 A record of Shuangquanpu station, Beijing.

地方震包络曲线,图 8(b) 是近震包络曲线(朝鲜地震)。三年来记录了大量的这种资料。随着震级的降低,振幅越来越小,最后,微震仪上已无记录,仅地声仪上有记录。若把这种记录称为地声的话,那么这是属于极微震。

5. 井水自激振荡 图 9 是北京双泉堡的记录,常见到这种类型的波动,类似于衰减很

慢的正弦波,实际上是井水的自激振荡。图9是1983年11月24日印尼班达海地震(exp. $8^{\circ}2S$, $130^{\circ}9E$, $M_b = 7.1$, $\Delta \approx 5000KM$)引起的井水自振,东井记录的频率为8赫,西井记录的频率为11赫。自振周期主要决定于井的构造和特性。

6. 井中随机声源 在太原台的观测记录中,数次出现图10(a)的波形。三口井中仅一口井(766米井)记录到这个事件,其形状很象S波。起初认为这种事件是井附近的微破裂,若确实是微破裂的话,相近的三口井都能记录到同一事件。根据弹性介质中声辐射场的理论分析可知[14],这种地声波形是井中声源引起的。井中声源发出的波沿井壁(钢管)滑行,再进入水中,被接收器记录。至于井中这种随机声源是如何产生的以及声源的性质,都还不清楚。

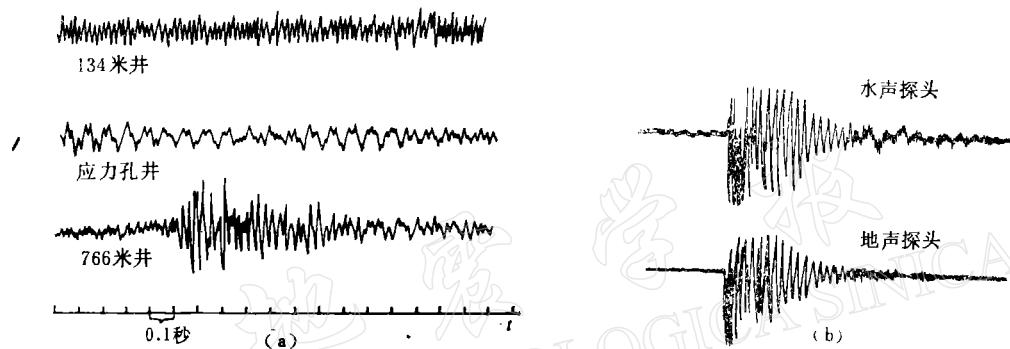


图10(a) 太原台记录中数次出现的波形

Fig. 10(a) A waveform appearing several times in record of Taiyuan station.

图10(b) 井壁干扰记录波形

Fig. 10(b) A waveform of well wall disturbance

7. 井壁干扰 在北京双泉堡的观测中,曾用铁棍击井壁。井中的水声探头和固导探头记录的波形如图10(b),其频率与井中声源的频率相近,都为40—60赫兹之间。这似乎是从观测上可做为井中声源的一个旁证。

四、讨 论

上述结果说明,为了深入研究地声,必须进一步弄清楚地声记录事件的类型。通过试验观测,初步认识下述几个问题。

定位问题 据实验记录可看出,地声记录事件主要包括两大类,一类为微震和极微震,一类为小震前的地声、地脉动和记录不到S波的极微震。对于前一种类型,由于可识别出S波,因此可采用已有的地震定位方法,只是现有的小网需进行调整,加大台距并改变布局。对于后一种类型,可采用相关术求出各井的到时差,从而测定声源的方位,若观测井足够多,也可测定距离^[12]。

S波问题 试验观测说明,井中的水声探头清楚地记录到与S波相应的震相,这时定位是很有益的。为什么水声探头能记录到S波呢?有两个原因。其一,任何一口井都有井斜,一般为 3° — 5° ,假定为3度,一百米深的井就偏5米。所以一般井中的水声探头不可能在水中间,都是靠在井壁上,因此接受到S波。其二,当S波足够强时,可记录到S波

转换成的P波。

频率范围 我们的系统的频响为10—300赫芝。试验观测中没有发现200赫以上的信号。国内外地声文章谈到地声信号可达几千赫，我们认为这种信号即使存在，其能量也很小，难于传播很远。

我们的试验观测时间很短，虽然记录了一些地声事件，但仅是地声信号中的一部分，尤其是没记录到地震前的地声或极微震信息。然而，云南省地震局、山西省地震局和科学院北海站近两年取得了几次震前的可靠地声和极微震记录。例如，云南省地震局董树华同志，在剑川的实验观测表明，一些小地震前有地声。图11是一个例子，这种震前地声包含有较低频率的长周期部分，同时迭加有高频成分，出现在地震前几分钟到几小时，为阵发性的，后面跟有单个小地震或者成串小地震。仅对100公里内的小震观测到这种地声信息。在山西省介休地震台，也观测到相似的地声信息。目前看来，这是地声研究中重要的信息之一。又例如，1983年11月7日山东省菏泽发生了 $M_s = 6.1$ 级地震，发震时刻为 $O = 05 - 09 - 33.3$ ，震中位置为 $35.3^{\circ}N, 115.6^{\circ}E$ 。根据地球物理所台网和山东省菏泽地震台的记录，没有发生任何前震。中国科学院声学研究所北海观测站设有地声记录仪，采用水声探头，笔绘记录。该站距菏泽200多公里，在菏泽大地震前五个小时(00⁴⁰1^m)，记录到一个震级约为-3级的极微震(见图12)，其波形与震后的几个余震很相似。这说明地声观测有益于捕捉大地震前的高频极微震。



图11 云南省剑川的实验观测

Fig. 11 Experimental record of Jianchuan, Yunnan Province.



图12 中国科学院声学研究所北海站地声记录

Fig. 12 A record of geosound of Beihai station, Institute of Acoustics, Academia, Sinica

仅就已记录到的小震前的地声和大震前的极微震的结果看，不但对研究地震孕育过

程和地震预报有重要意义，而且对研究活断层、矿山塌陷等有价值。人们已注意到，地声观测是一种介于实验室岩石实验和野外大范围观测之间的中等尺度实验，具有重要的理论研究价值。

参 考 文 献

- [1] Armstrong, B. H., Acoustic emission prior to rockbursts and earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 3, 1259—1279, 1969.
- [2] Bacon, C. F., Acoustic emission along the San Andreas fault in Southern Central California, *Calif. Geol.*, **28**, 147—154, 1975.
- [3] Byerlee, J. D., and P. Lockner, Acoustic emission during fluid injection into rock, Proceedings of the First Conference on Acoustic Emission in Geologic Structures and Materials, Trans Tech Publications, Clausthal, W. Germany, 1977.
- [4] Davison, C., Earthquake sound, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **28**, 147—161, 1938.
- [5] Hill, D. P., F. G. Fischer, K. M. Lahr, and J. M. Coakley, Earthquake sounds generated by body-wave ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 4, 1159—1171, 1976.
- [6] Lockner, D., J. Byerlee, Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 247—258, 1977.
- [7] Mogi, K., Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous material and its relation to earthquake phenomena, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **40**, 125—173, 1962.
- [8] Mogi, K., Source location of elastic shock in the fracturing process in rock, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **46**, 1103—1125, 1968.
- [9] Henyey, T. L. and T. L. Teng, The detection of nanoearthquakes, Manuscript, 1981.
- [10] M. C. 安崔费洛夫, 利用地声法解决地震预报问题, 地震问题译文集, 52—54, 1966.
- [11] 中国科学院物理所地声组, 震前地声的初步探讨, 物理, **7**, 3, 168—172, 1978.
- [12] 李子殷、胡心康, 地声与地震相关性的初步探讨, 地球物理学报, **23**, 1, 94—102, 1980.
- [13] 中国科学院声学研究所, 地声研究报告集(一), 1978.
- [14] 王克协, 柱状双层准弹性介质中声辐射场的理论分析, 吉林大学自然科学学报, 2, 1979。
- [15] Johnston, A. C., Arkansas' earthquake laboratory, *EOS*, **63**, 50, 1209—1210, 1982.

THE NATURE OF GEOSOUND

ZHENG ZHIZHEN

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

The state of the art and results of geosound investigation in China before 1982 have been summarized. Then the key problems in geosound research at present stage is proposed and some aspects of the nature of geosound as observed by small networks of hydrophones and slow magnetic records in wells are discussed briefly.