中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 1 期: 22 ~ 33
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

进 展

中国地震交变电磁场观测数据处理技术新进展

赵国泽[①*], BI YaXin[②], 王立凤[①], 韩冰[①], 汪晓[③], 肖骑彬[①], 蔡军涛[①], 詹艳[①], 陈小斌[①], 汤吉[①], 王继军[①]

① 中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029;
② Computer Science Research Institute, Faculty of Computing and Engineering, University of Ulster, Belfast BT37 0QB, United Kingdom;
③ 北京奇陆地质矿产研究所, 北京 102218
* E-mail: zhaogz@ies.ac.cn

收稿日期: 2014-04-12; 接受日期: 2014-08-26; 网络版发表日期: 2014-12-15
国家自然科学基金项目(批准号: 41374077, 41074047)、中-欧龙计划III(编号: 10671)和公益性地震行业专项项目(编号: 200808010)资助

摘要 交变电磁场是对地震事件反应最灵敏的物理场之一, 已观测到与地震有关大量的电磁场异常现象. 随着人工源极低频电磁技术和卫星电磁观测技术在地震观测中被逐步应用研究, 交变电磁场法用于地震观测的数据量呈数量级的增加, 急需发展适于海量数据或大数据的信息处理和挖掘技术. 本文介绍了自适应滤波技术及其在地面电磁场观测数据处理中的应用研究, 以及小波分析技术在地面和卫星观测数据分析中的应用研究, 表明在对实际测量数据处理中, 自适应滤波技术可以有效识别天然源信号和人工源信号, 并且提高了电磁场频谱和视电阻率计算的信噪比, 小波分析等技术可以发现电磁异常现象与地震事件可能存在的相关性. 这些技术可能成为对海量观测数据处理分析的有效方法.

关键词
地震电磁
交变电磁场
数据处理
大数据
立体观测

20世纪30年代, 中国即把电磁方法应用于矿产资源勘探中, 50年代以后进入了广泛研究和应用阶段, 取得了许多有价值的成果, 但是这些主要利用的是仅观测电场或磁场, 仅关注直流成分或者恒定场成分的传统的电法和磁法(赵国泽等, 2009b, 2012a). 50年代初, 大地电磁法诞生以来(Tihonove, 1950; Cargniard, 1953), 交变电磁场方法得到突飞猛进的发展. 初期主要研究和应用于地壳上地幔深部结构探测, 继而在强地震区和活动火山区深部结构探测、油气勘探等领域得到深入研究和应用, 取得许多创新性的、有科学意义的重要成果(刘国栋等, 1984; 孔祥儒等, 1999; Wei等, 2001; 赵国泽等, 2004, 2008, 2009a, 2009b; Bai等, 2010; Li等, 2010; Zhao等, 2010, 2012; 胡祥云等, 2012; 詹艳等, 2013; 王绪本等, 2013; 殷长春等, 2013).

中国是把电磁方法用于观测地震电磁异常研究最早的国家之一, 电磁法也是最早被应用于地震观测研究中的地球物理方法之一. 1966年河北邢台地震后, 就开始把电磁法用于地震观测试验(赵玉林等, 1978; 钱家栋等, 2013). 之后, 主要研究恒定场性质的传统的电法和磁法成为进行地震观测的常规方法, 并建立了不少观测台站(钱复业等, 1982, 2009). 尽管传统的电法和磁法采样率较低, 最高才是秒采样(1 Hz)或分采样(1/60 Hz), 主要研究的也是其恒定场成

中文引用格式: 赵国泽, Bi Y X, 王立凤, 等. 2015. 中国地震交变电磁场观测数据处理技术新进展. 中国科学: 地球科学, 45: 22–33
英文引用格式: Zhao G Z, Bi Y X, Wang L F, et al. 2015. Advances in alternating electromagnetic field data processing for earthquake monitoring in China. Science China: Earth Sciences, 58: 172–182, doi: 10.1007/s11430-014-5012-3

分, 但经过几十年的发展, 取得了很大进展, 观测到大量与地震有关的电场或磁场异常现象(赵玉林等, 1978; 钱复业等, 1982, 2009; 刘国栋等, 1984; 王继军等, 2005; 李琪等, 2006; 丁鉴海等, 2006; 张学民等, 2007; 王立凤等, 2007; 黄清华, 2005, 2010; 钱家栋等, 2013).

邢台地震后, 交变电磁场法也开始被应用于地震电磁异常的观测试验, 并开展了观测仪器研制、数据处理分析技术研究等开创性工作(国家地震局地质研究所大地电磁组等, 1984). 尽管交变电磁场法相对于传统的电法和磁法的研究历史较短, 但自20世纪70年代中期开始, 在地震观测试验中取得了引人瞩目的成绩(国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组, 1981; 国家地震局地质研究所大地电磁测深组, 1981). 虽然没能像传统的电法和磁法那样, 在地震观测台站较早地建设长期固定观测手段, 但是多次试验发现了一些强地震前后的很有价值的电磁异常现象. 如在祁连山中段的大地电磁重复测量发现地震前后不同测点异常的同步变化, 并随着距离增大而衰减(张云琳等, 1994). 在张北地震前发现两种极化的电阻率分别出现增大和减小的现象(汤吉等, 1998).

交变电磁场法在地震观测中显现的优势和潜力, 促进了传统电法观测向高频的扩展, 现在地震台站扰动电场观测的最高频率可达10 Hz (关华平等, 2004), 更高频率的电场或磁场的观测也开始用于日常观测中(马钦忠, 2013; 范晔等, 2013). 在这期间, 国际上也开始重视和加强利用交变电磁场方法进行地震电磁异常的观测研究, 在北美圣安德烈斯构造活动带的台站观测研究中的地震前后的地壳电阻率异常变化是最早公布的成果之一(Reddy等, 1976), 至今, 美国、日本、俄罗斯等国家不仅开展了大量试验研究, 而且建立了长期地震观测台站(Uyeda等, 2009; Sierra Boyd等, 2012).

过去几十年的观测表明, 地震之前的电磁效应是确实存在的, 如果能够说明电磁异常和地壳内部过程的关系, 就能够对地震作出预报(Johnston等, 1999), 电磁法被认为是最有可能首先取得突破性进展的研究领域之一, 是获得地震预警信息的首选方法. Bleier等(2005)建议建设以电磁法为主的预警系统. 近些年的研究进一步发现地震前的电磁异常现象和地震事件之间具有相当高的相关性. 而在这些研究中交变电磁场法发挥了重要作用(Российская Академия Наук, 1997; Parrot等, 2002, 2012; Pulinets, 2006; 徐志锋等, 2010).

当前在把电磁法应用于地震电磁异常观测时, 一个不可回避的事实是急需发展新的技术, 提高对各种电磁异常现象的观测识别和捕捉能力. 20世纪末至21世纪初发展起来的人工源极低频电磁技术(CSELF)(赵国泽等, 2003a, 2003b, 2007a, 2007b, 2010, 2012a, 2012b)和卫星观测技术(Parrot等, 2002, 2012; Pulinets, 2006; Piša等, 2013)是该领域的最新进展.

CSELF技术是为了提高观测电磁场的精度, 提高对电磁场异常发生时间和空间的确定性程度而提出和发展起来的. 它是在一个固定地区建设大功率交变电磁场信号发射台, 在距离发射台数千公里范围内建设观测台网, 组成台网的各台站同步观测同一个大功率人工源电磁波信号, 捕捉其中可能存在的电磁异常现象. 观测试验成功记录到6500多公里外的人工源信号, 并记录到地震前后电、磁场频谱和电阻率的异常变化(赵国泽等, 2003a, 2003b, 2010, 2012b; Zhao等, 2009; 陈小斌等, 2009; 徐志锋等, 2010).

由法国等发射的用于地震电磁辐射异常探查的试验卫星DEMETER于2004年6月升空(Parrot等, 2002, 2012), 这是世界上第一颗专门用于地震异常观测的试验卫星, 在运行6年半期间观测到大量可能与地震活动有关的电磁异常现象. DEMETER卫星的专门研究组通过对全部6年半观测数据的研究分析发现, 该期间全球所有5级以上地震前4个小时内、震中距440 km内的电磁场异常现象出现的概率极高(Piša等, 2013), 并明确指出: 尽管已经有地震前各种电离层前兆现象的报道(例如温度、等离子体密度、电导率等的异常变化), 但是研究交变电磁场的异常变化是这些研究中最重要的手段. 这期间其他可观测电磁场的卫星也加强了关于地震电磁异常现象的研究(Pulinets, 2006). 利用卫星观测技术, 在一定程度上弥补了由于海域、地形恶劣等地面台站难以建设的空白区的观测.

中国也对利用卫星技术进行地震电磁观测研究进行了十多年的跟踪研究(卓贤军等, 2005; 赵国泽等, 2007b; 肖骑彬等, 2007), 并利用DEMETER或其他卫星的数据, 研究得到了许多有意义的成果(蔡军涛等, 2007; 吴云等, 2011; 陈恩平等, 2013; 张学民

等, 2009, 2011; Zhang等, 2011, 2013). 中国也即将发射地震电磁卫星(申旭辉等, 2011; 王兰炜等, 2011).

交变电磁场法用于地震异常观测的时间较短, 但是测量的信号频带宽, 信息丰富, 数据量巨大. 例如, 即将建成的由30个台站组成的第一期CSELF观测网的每个台站每天的观测数据量接近200 M, 总数据量近6 G, DEMETER卫星每天的观测数据量达1.7 G, 刚刚升空的SWARM卫星没天观测数据量是DEMETER卫星的3倍. 所以, 除了做好交变电磁场的现场观测之外, 针对海量数据(或大数据)的数据处理和信息挖掘技术的进步和发展是决定交变电磁场法在地震观测中能否成功应用的关键之一(McKinsey Global Institute, 2011; Bi等, 2009), 本文将介绍近些年在这方面取得的新进展.

1 地震交变电磁场法理论和数据特征

交变电磁场法顾名思义就是研究电磁场随时间变化的性质. 根据至今使用的大地电磁(MT)、CSELF和卫星观测等方法, 常用的频率范围主要包括自数千赫兹频率到数千秒周期, 即包括低频(LF)到至低频(TLF)的频率成分(表1), 而传统电、磁法主要研究和应用电、磁场的直流成分或至低频频带内很低频率的电、磁场成分. 可见交变电磁场法研究和应用的是除恒定的(或直流的)电场或磁场之外的几乎所有频带的电磁场, 频带很宽, 且需考虑电磁场变化对频率的依赖性, 但在传统电法和磁法中不予考虑. 交变电磁场法的物理基础简述如下.

所有电磁法都基于麦克斯韦电磁场理论及其导出的赫姆霍兹方程. 以电场(E)为例, 赫姆霍兹方程具有如下形式:

$$\nabla^2 E = \mu\varepsilon\frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + \mu\sigma\frac{\partial E}{\partial t}, \tag{1}$$

其中, μ, σ和ε分别代表磁导率、电导率和介电常数.

经过换算, 方程(1)变为

$$\nabla^2 E = -\mathrm{i}\omega\mu(\sigma - \mathrm{i}\varepsilon\omega)E = -k^2 E, \tag{2}$$

其中, $k = \sqrt{\mu\varepsilon\omega^2 + \mathrm{i}\mu\sigma\omega}$ 为传播常数, 根号下第一项表示位移电流的作用, 第二项表示传导电流的作用. 在一定条件下, 两种作用差别很大. 反映二种作用参数的比值表示为

$$\frac{\omega\varepsilon}{\sigma} = \frac{2\pi\rho\cdot f\cdot 10^{-9}}{36\pi} \approx \frac{1}{2}\frac{\rho}{T}10^{-10}, \tag{3}$$

其中, f为频率(f=1/T, T为周期), ρ为电阻率(ρ=1/σ).

可见, 当绝缘介质(σ=0)时如在空气中的传播, 或者频率非常高时如探地雷达法(GPR)的频率范围(表1), 式(3)趋于无穷大, 即位移电流起主要作用, 可忽略传导电流的作用, 此时赫姆霍兹方程退化为波动方程.

大多数交变电磁场方法研究中, 频率范围为1000~0.001 Hz, 地球介质电阻率为1~1000 Ωm, 于是(3)式的比值很小, 即传导电流起主要作用, 位移

表 1 地球物理应用中交变电磁场频率范围和相应的方法 a)

频带	频率	波长	地球物理方法
TLF (Tremendously LF)至低频	<3 Hz	>100 Mm	NMT, MT, CSELF
ELF (Extremely LF)极低频	3~30 Hz	100~10 Mm	MT, AMT, CSAMT, CSELF
SLF (Super LF)超低频	30~300 Hz	10~1 Mm	MT, AMT, CSAMT, CSELF, TEM
ULF (Ultra LF)特低频	300~3000 Hz	1000~100 km	MT, AMT, CSAMT, TEM
VLF (Very LF)甚低频	3~30 kHz	100~10 km	AMT, CSAMT, VLF
LF (Low F)低频	30~300 kHz	10~1 km	RMT
MF (Middle F)中频	300 kHz~3 MHz	1000~100 m	RMT
HF (High F)高频	3~30 MHz	100~10 m	VETEM
VHF (Very HF)甚高频	30~300 MHz	10~1 m	GPR
UHF (Ultra HF)特高频	300~3000 MHz	10~1 dm	GPR

a) 中国2006年发布. NMT-网式大地电磁法, TEM-瞬变电磁法, VLF-甚低频电磁法, RMT-无线大地电磁法, VETEM-甚早时瞬变电磁法, GPR-探地雷达法, AMT-声频大地电磁法, CSAMT-人工源声频大地电磁法, MT-大地电磁法, CSELF-人工源极低频电磁法, DEMETER卫星主要观测VLF和更低频带信号

电流作用可忽略, 赫姆霍兹方程退化为扩散方程. 定义电磁场在地下介质中振幅衰减到地面振幅值的1/*e*为趋肤深度或者穿透深度δ, 如公式(4):

$$\delta=\sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}=\frac{10^3}{2\pi}\sqrt{10\rho T}\ . \tag{4}$$

也就是说, 满足扩散场方程的交变电磁场法的探测深度, 与地球介质的电阻率和信号频率有关, 对地下介质的灵敏性(或分辨率)与电磁场在地下的衰减程度有关, 不像波动场方法中分辨率与波长有关. 交变电磁场法一般同时观测相互垂直的电、磁场分量, 基于电磁感应原理获得地下信息. 它的这一特点, 对于观测由于地震引起地下介质空隙或裂隙的闭合和张开, 含水度的变化引起电阻率数值的异常变化很有利.

在地震观测研究中的交变电磁场法, 除可研究台站下方的介质电性及其变化, 还可研究电磁场经过地球表面和电离层之间的波导层传播的电磁场及其变化, 所以交变电磁场法既涉及扩散场问题, 又涉及波动场问题, 与用于地球深部结构和资源探测等只需考虑扩散场的问题不同, 也与空间通信领域只需考虑波动场的问题不同, 因此也是最有利于开展地震立体观测的方法. 主要研究恒定场性质的传统的电、磁法, 不考虑电、磁场随时间的变化, 赫姆霍兹方程退化为位场方程.

CSELF技术和卫星电磁观测技术在地震观测中的研究应用, 对交变电磁场法数据处理技术也提出了更高的要求, 特别是观测分量明显增加, 地面观测电场2个分量、磁场3个分量, 卫星观测电、磁场各3个分量, 观测频带范围拓宽, 跨六、七个数量级, 采样率提高, 这不仅可能获得更丰富的信息, 但也大大增加了观测数据量, 相对于传统的电法和磁法, 观测数据量呈数量级的增加.

把地面台网观测和空间观测相结合可能成为未来地震观测研究的一个发展方向. 地震时震源区可能产生的电磁场异常信号向空中辐射, 基于岩石层-大气层-电离层的耦合作用穿过波导层进入电离层并可能被卫星接收到, CSELF发射台发射的信号经过波导层可以传播到远处的台站并被记录到, 同时更宽频带的天然源电磁场信号也能被卫星和台站观测到(徐志锋等, 2010). 总之, 要提高立体观测效果, 发展和研究数据处理新技术是必要而迫切的.

2　提高信噪比的数据处理技术

用于地球深部结构和资源探测等领域的交变电磁场法的数据处理, 例如有代表性的大地电磁法(MT), 尽管为提高数据的信噪比仍然需要进一步研究, 但数据处理技术基本上是成熟的(赵国泽等, 2009b). 但是, 地震观测中的交变电磁法的研究和应用, 因为需要关注地震等引起的电磁异常的变化, 而这些变化往往很微弱, 要求数据处理的结果应有更高的信噪比. 另外, 地震观测中的交变电磁场法要求数据处理结果有较高的时效性, 即要求在短时间内完成海量数据处理, 对数据处理能力和快捷性要求较高.

为了提高地震观测中电磁场观测数据的信噪比, 或者说为了减小观测数据的误差, 利用大功率人工源电磁场技术(CSELF)成为当前的研究方向之一(赵国泽等, 2003a, 2003b, 2010, 2012a, 2012b). 但是, 不管是对人工源电磁法如CSELF, 还是对天然源电磁法如MT, 在地震观测应用中, 所面临的艰巨任务都是要在观测信号中提取可能很微弱的由地震等引起的电磁异常信号. 为此, 我们开展了针对CSELF法的数据处理技术研究, 提出了两步自适应滤波数据处理技术(汪晓, 2008), 并对实际观测的人工源电磁数据处理取得了一定效果.

在对人工源信号的测量中, 相关检测和自适应滤波(Haykin, 2002)是通信等领域被普遍研究的两类技术, 但在地震观测领域尚没有深入研究. 其中自适应滤波技术既适应于平稳的也适应于非平稳的随机信号, 不需知道信号和噪声的统计特性. 尤其当人工源和天然源信号混合、而不知发射信号起止时间的情况下能把人工源信号有效检出, 并确定其起止时间, 而且还能直观显示整个记录时间序列中目标信号幅度的变化, 而这些用相关检测算法是无法实现的.

自适应滤波技术假设相同频率的信号之间相关, 而与随机噪声不相关. 在滤波器内设定两个可调整参数, 分别与所设定的相互正交的参考信号及其延迟信号相乘, 得到滤波器输出函数, 再对含有人工源信号和可能的噪声的观测信号进行滤波.为了达到最后输出信号和人工源信号的最佳拟合, 利用最小二乘原理, 使目标函数达到最小, 消除或者抑制测量信号中的噪声影响.

针对人工源信号本身比较稳定, 适于参数修正

过程中步长变化较小的特点, 我们提出“两步自适应滤波算法”, 以既能充分利用实测数据, 又能进一步减小滤波误差. 其原理是在基于变步长的自适应滤波算法滤波后, 以最后一次滤波器系数作为下一次滤波算法的初始值, 进行第二步自适应滤波. 在迭代过程中, 利用成熟的最速下降法搜索参数的调整方向, 逐步调整两个参数. 通过理论模型试验表明, 两步自适应滤波法得到的信噪比既高于相关检测的结果, 也高于一步自适应滤波(汪晓, 2008). 图1是利用自适应滤波技术, 对在河南某油田实际测量的频率为42.677 Hz的信号检出的4个电、磁场分量的时间序列, 清楚显示了在天然源信号背景中人工源信号(CS)及其起始时间.

图2显示对6个频率(256, 128, 64, 42.667, 32, 16 Hz)的人工源电场信号及其附近频率观测的天然源电场信号, 分别采用常规快速傅里叶变换技术、相关检测和自适应滤波技术得到的自功率谱密度(PSD). 可见, 常规快速傅里叶变换技术得到的PSD(点线)不能有效区分相应频率的人工源和天然源信号, 而自适应滤波技术得到的相应频率的人工源信号自功率谱密度PSD(实线)比其附近频率的天然源信号自功率谱密度大很多, 也大于相关检测算法(虚线)得到的信噪比.

用人工源信号得到的高信噪比的功率谱密度, 可保证在用于地震观测等需要连续测量电磁场信号时, 能得到电磁场的频谱随时间起伏变化较小的稳定的曲线, 进而也能得到稳定的地面阻抗、视电阻率等参数, 有效提高了识别其中由于地震等可能引起的异常的能力(赵国泽等, 2010).

为了进一步提高视电阻率、阻抗相位等资料的信噪比, 基于robust多次中值算法(Smirnov, 2003), 我们还研制了由各电磁场分量频谱计算视电阻率、阻抗相位的多次中值算法(repeated median algorithem)程序. 相对于目前常用的robust等方法, 多次中值法对于压制“飞点”带来的误差有着特殊的优势. 它是利用了先进的偏相干度概念(陈喜星等, 2012), 当大地

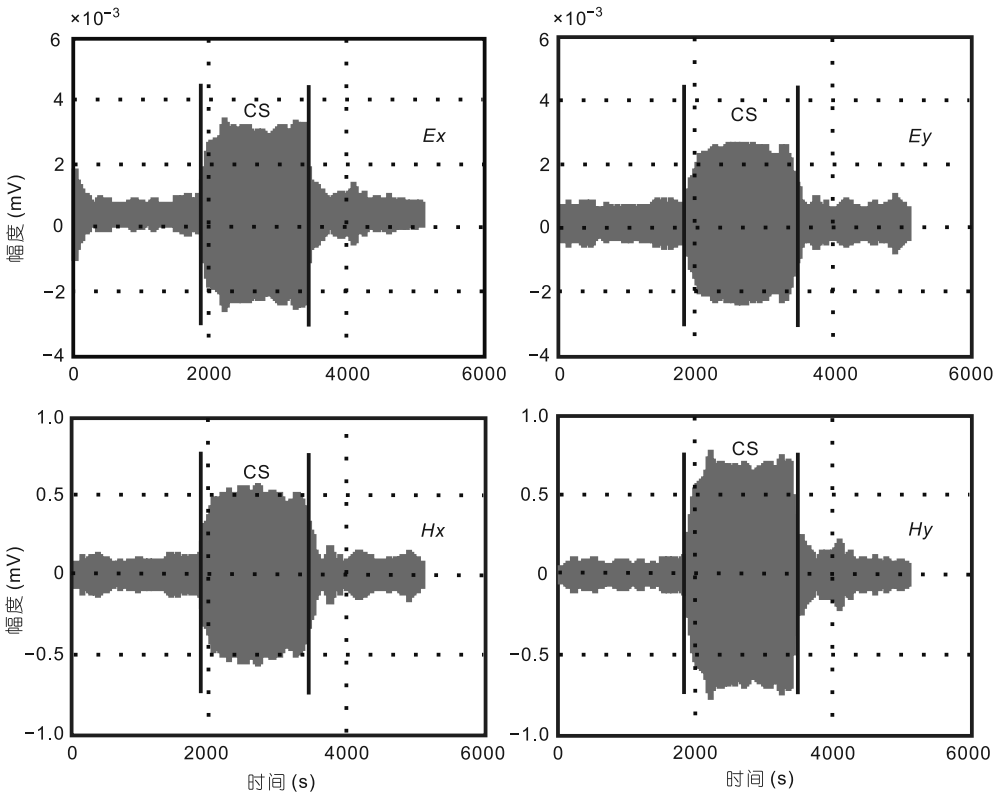


图 1　用自适应滤波技术检出河南某油田测量的 42.667 Hz 电、磁场时间序列

Ex 和 *Hx* 表示南北方向的电场和磁场; *Ey* 和 *Hy* 表示东西方向的电场和磁场, CS 表示对应的 2 条竖线之间 42.677 Hz 的人工源信号, 2 条竖线之外为 42.677 Hz 的天然源信号

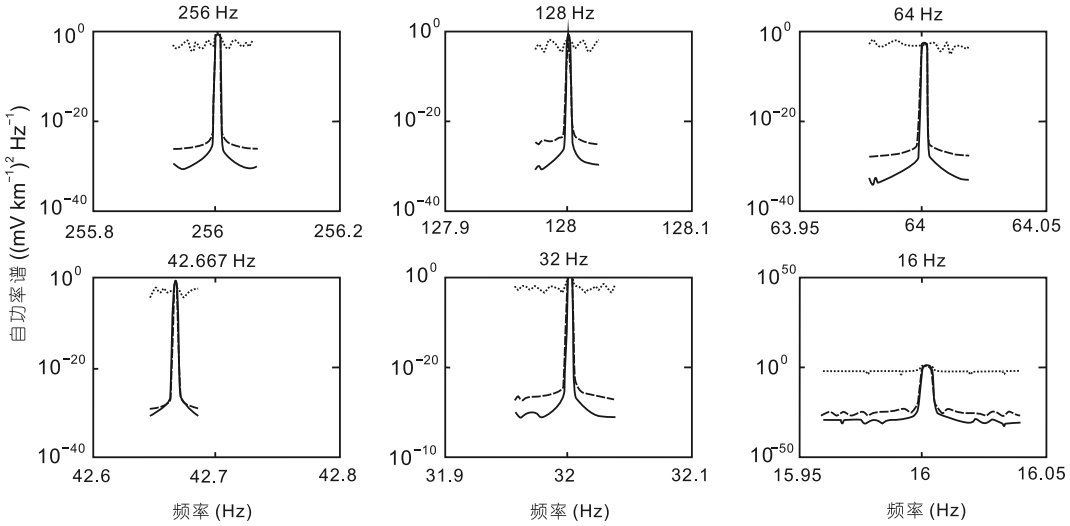


图 2　对 6 个频率人工源及其附近频率天然源观测的电场信号的功率谱密度(PSD)的对比

点线: 快速傅里叶变换得到的 PSD; 虚线: 相关检测技术得到的 PSD; 实线: 自适应滤波技术得到的 PSD

电磁阻抗公式对应的电、磁场分量频谱之间的相干度, 大于定义的偏相干度门槛值时才用于阻抗的计算, 从而消除了干扰脉冲等的影响, 提高了阻抗和视电阻率等的计算精度.

图3是对某测点实际观测的数据, 由多次中值算法程序计算的视电阻率、阻抗相位与常规大地电磁算法计算结果的比较. 可见前者计算的结果优于后者计算的结果, 特别是*YX*极化方向的资料ρ_{yx}和φ_{yx}(图3(b)和(d))分散度小多了, 曲线形态也合理了.

尽管我们在数据处理研究方面开展了一定研究, 取得了一些进展, 但是对于地震等灾害引起异常的有效观测, 还有很多工作要做, 需要继续研发先进的数据处理技术, 以提高数据信噪比, 因为这些异常信号很微弱, 并往往被其他原因引起的异常所淹没.

3　海量数据异常信息挖掘技术

地震观测研究中交变电磁场法的数据处理只是数据分析的第一步, 在此基础上挖掘异常信息是数据分析的第二步. 这类似于地球深部结构和资源探测的交变电磁场法, 对观测资料进行处理获得反映地下电性结构信息的资料(地球响应数据)是数据分析的第一步, 对这些数据进行模拟和反演是数据分析的第二步, 两者缺一不可. 当然有时这两步需要反复进行, 或者说不能严格区分开.

由于尚不能可靠确定哪些信息与地震活动确实有关, 哪些信息是与地震有关的异常等, 为了取得突破, 人们已经和正在进行着各种各样物理等自然现象的观测, 产生的数据量之大远超出了人们的想象, 或者说超出了目前人们可处理能力的数量范围, 也出现“数据爆炸但知识贫乏”的现象. 也就是说, 除了尚未认识到电磁异常现象与地震孕育发生过程内在的关系, 以及可能存在的观测信息的不足之外, 缺乏有效的信息挖掘技术对观测数据中包含的大量的、未被认识的信息进行有效挖掘和提取也是面临的重要难题之一, 因此发展对海量数据的信息挖掘技术显得非常迫切. 下面介绍我们在这方面的研究尝试.

2005年9月在云南东川地震台用极低频电磁法进行连续观测试验时, 于9月21日在距地震台约100 km发生了桃园3.6级地震. 用常规的快速傅里叶变换法得到了电磁场的功率谱密度(PSD)出现的异常. 图4(a)显示17~28日间每天早上各记录2小时的频率为170.66 Hz的南北向磁场分量的PSD数据, 可见磁场的PSD在地震前一天(20日)开始出现增大异常, 震后(22日)恢复.

地震电磁观测表明, 与某个地震有关的电磁异常往往与频率有关(Piša等, 2013), 同一个地震相对于不同频率的电磁异常在地震前出现的时间可能不同, 在空间上地震异常出现的地点也往往有选择性(黄清华等, 2010). 因此需要发展能够研究电磁异常出现的

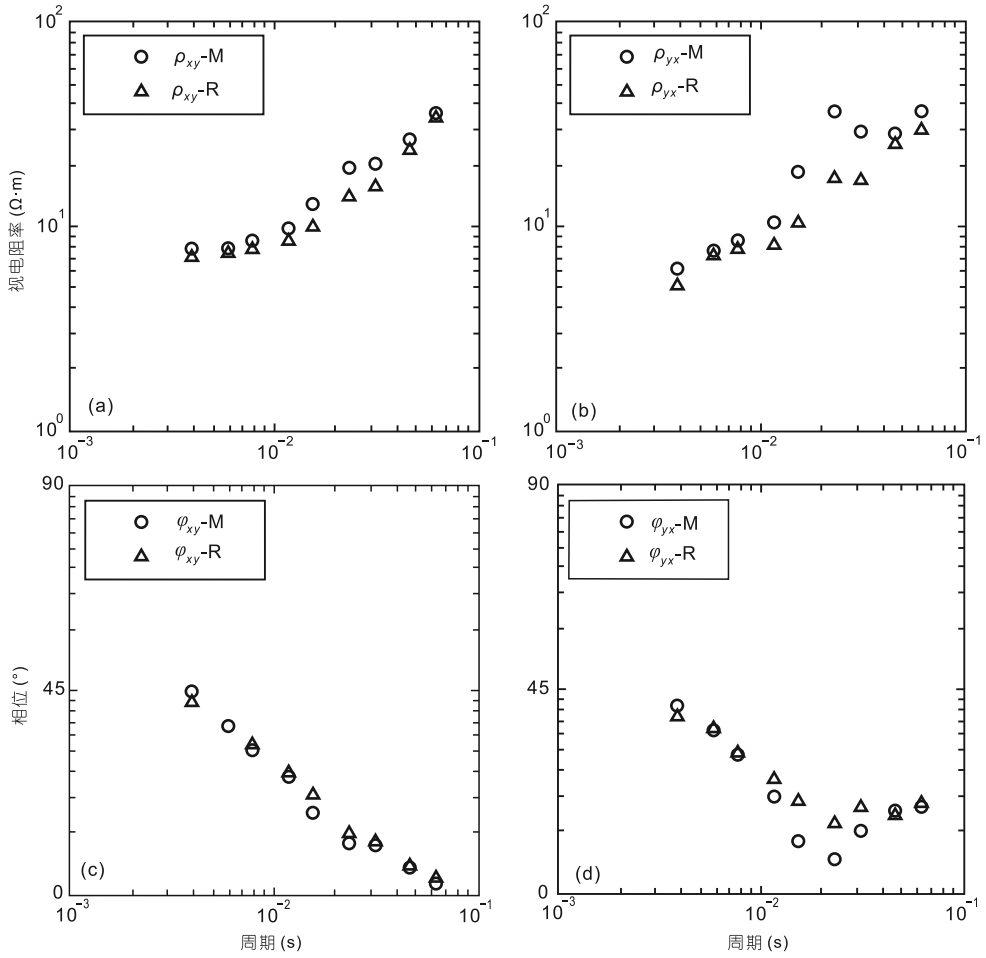


图 3　多次中值算法与常规算法计算的视电阻率和相位资料的比较

上图代表两种极化的视电阻率,下图代表两种极化的阻抗相位. M 代表常规算法, R 代表多次中值算法

频率、时间乃至地点等细节(局部化)的分析技术. 小波变换既能进行频率分析, 又能表示不同时刻的情况, 是时间(或空间)、频率的局部化分析, 通过对窗口的伸缩平移可对信号逐步进行多尺度细化分析, 计算速度也比快速傅里叶变换快, 因此是信息挖掘的有效技术之一(Bi等, 2009; 徐义贤等, 2000; 何兰芳等, 2001).

图4(b)是对上述的东川170.66 Hz极低频电磁观测资料, 利用小波分析法得到的系数极值随时间的分布. 可以看出, 总体上它和快速傅里叶变换得到的PSD信息有对应性, PSD强度随时间的变化趋势与小波系数极值变化的“过渡带”对应, 如PSD最大值出现在20日(图4(a)), 而小波系数极值分布图(图4(b))显示, 在20日1~2阶(最低阶)出现极大值由大(浅色)向小(深色)变化的“过渡带”, 其他日期的“过渡带”出现在更高阶. 又如, 21日的PSD曲线显示其数值处在减小的过程中, 而20日的小波系数极值的大小变化不明显, 即过渡带不明显. 尽管所用的数据量较少、时间较短, 可能存在一定程度的边界截断效应, 没能充分发挥小波分析技术对大数据量分析所具有的优势, 也尽管图4(b)中尚有一些现象与PSD曲线变化的关系需要研究, 或者说与地震事件发生时间的关系需要研究, 但是这确实为我们提供了分析与地震事件有关的信息的一种可能手段.

图5是利用2005年3月到2006年3月NOAA卫星经过上述桃园3.6级地震区上空的红外波段电磁场(波长范围4~50 μm)数据, 经小波分析得到的系数极值分布. 可见, 该频段出现了与170.66 Hz频率不同的异

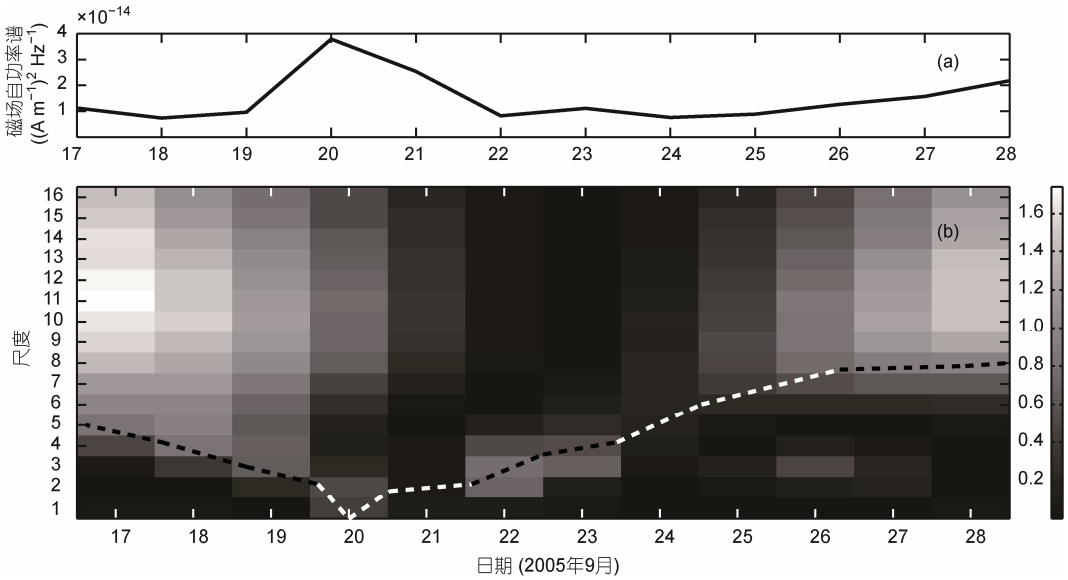


图 4　东川观测数据的磁场自功率谱密度(PSD)分布(a)以及小波系数极值分布(b)

自功率谱密度用快速快速傅里叶变换得到, 小波系数用小波分析法得到. 图 4(b)纵坐标代表 16 个阶数. 虚线代表每天极大值(浅色)向极小值(深色)的"过渡带"对应的区域, 灰度色标代表系数极值(浅色对应极大值)

常现象, 即2005年6和7月有规律地出现极大值分布的时段, 说明在地震之前2~3个月出现异常, 而其他时段极值的变化较平缓. 虽然我们尚不能说明这些现象与地震发生机理之间的关系, 也不能说明该频段异常与170.66 Hz频率异常出现时间差异的原因, 但确实从另一个角度给我们提供了新的信息. 本文不追求电磁场异常与地震的精确关系, 更关注的是探索如何发展有效的数据分析技术, 对地面和卫星等观测数据进行深入的信息挖掘, 提高对地震异常信息的识别和捕捉能力.

基于DEMETER卫星的海量数据进行信息挖掘的最新的应用实例是, Piša等(2013)对DEMETER卫星2004年6月到2010年12月全部6年半的电磁场观测数据进行统计分析, 获得了至今基于DEMETER卫星交变电磁场资料关于地震异常最全面、最清晰的成果和认识. 他们考虑了卫星昼夜、升降轨运行等各种因素, 摒弃了可能的电磁干扰而仅利用20 Hz~10 kHz交变电磁场频段, 删除了可能存在的一个异常事件对应多个地震事件的重复分析等. 在采取这些措施之后, 把整个频带分成16个频段, 从全球12000个≥5级地震中选择8400个地震, 利用电场功率谱密度的概率函数进行由粗到细地研究分析, 发现在地震前0~4小时, 距震中440 km以内的区域, 出现明显的电场衰减异常, 异常的中心频率对应1.7 kHz. 并发现, 这种电磁效应, 在3~8月比9~次年1月强, 在较高纬度(>20°)区比较低纬度区强, 在海域比陆地区强, 较浅的地震(如<33 km)比较深的地震强. 同时指出, 观测的电场异常衰减幅度很小(仅约2 dB), 很难进行直接观测, 进行大量事件的统计研究是优选的方法之一.

4　讨论和建议

交变电磁场法在地震电磁异常立体观测和地震预警系统研究中可能发挥的重要作用, 越来越被人们所关注和重视. 把地面台网观测和空间观测相结合可能成为未来地震观测研究的一个发展方向. 其中发展和研究新的数据处理和信息挖掘技术是当务之急.

我们研究的两步自适应滤波技术通过对人工源极低频电磁信号处理表明, 其所得到的数据信噪比明显高于用常规的谱分析技术和相关检测技术得到的数据信噪比, 能够清楚识别时间序列中天然源信号和人工源信号, 以及人工源信号的起止时间. 研发的多次中值算法得到的视电阻率等的曲线误差小于常规算法得到的结果.

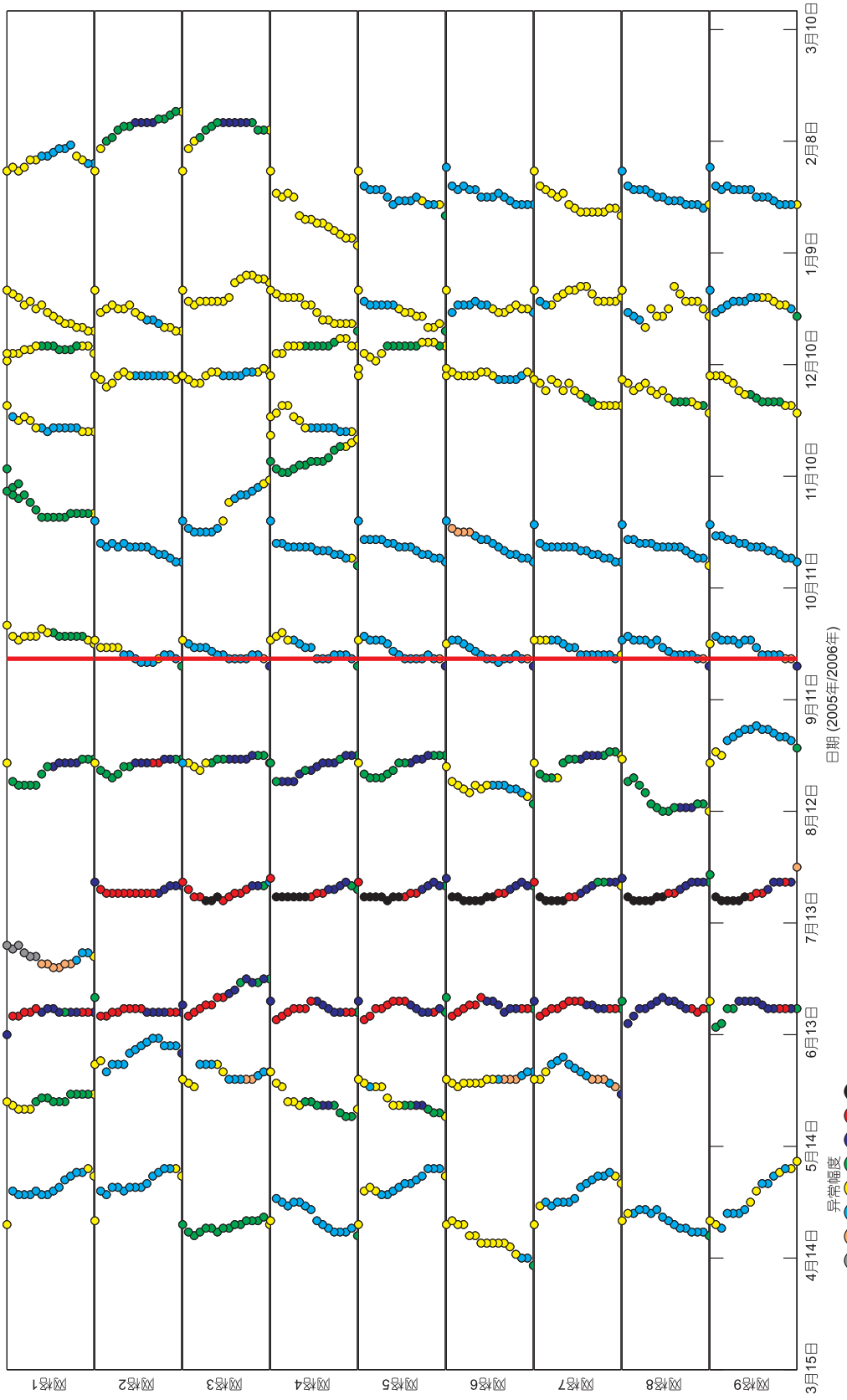


图 5　经过桃园 3.6 级地震区上空的红外波段电磁场数据的极值系数分布

图中的 9 行对应被覆盖的地震区(300 km×300 km)范围划分为 9 个方块区，小圆点的不同颜色代表系数极值的大小，从 1 到 8 表示极值增大

对地震观测中得到的海量数据(大数据)及其包含的可能与地震有关的丰富信息, 也在呼唤大力发展先进的信息挖掘技术, 最大限度地利用已有数据, 为地震电磁异常观测提供基础和依据. 对此, 我们把地面观测和卫星观测数据分别采用谱分析和小波分析等方法进行了研究和对比, 显示了不同方法得到异常现象之间的对应性和在不同频带范围之间显现的差异. 这再次警示我们, 在地震交变电磁场观测中, 开展综合观测和数据综合分析研究, 不仅是必要的, 而且在实践中是可行的. 在分析了已有的研究成果的基础上, 我们绘制了地面和卫星交变电磁场法预期观测系统示意图(图6).

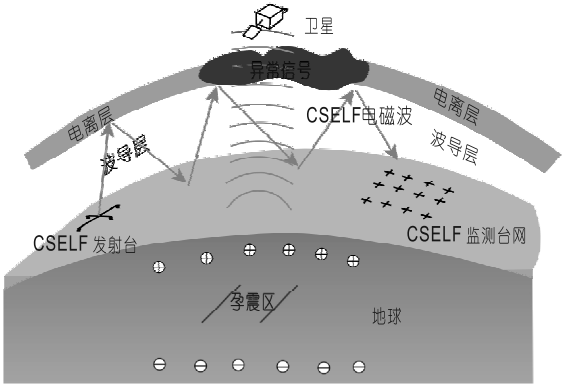


图 6　地震电磁立体观测示意图

参考了 Uyeda 等(2009)和 Bleier 等(2005)的概念图示

总而言之, 在地震交变电磁场观测研究中, 信息采集和测量应该是立体的、多方位的, 数据处理技术应该尽可能提高对微弱信号的分析处理能力, 面对海量数据应该借鉴适于"大数据"先进的理念、发展信息挖掘技术, 尽量避免"数据爆炸但知识贫乏"现象出现. 通过不懈努力, 有望在对海量数据的信息挖掘研究中取得事半功倍的效果.

致谢　感谢陈颙院士、陈运泰院士、英国 Ulster 大学的 Terry ANDERSON 教授和审稿人对本文提出的宝贵意见和建议.

参考文献

蔡军涛, 赵国泽, 詹艳, 等. 2007. 地震期间电离层扰动现象研究. 地球物理学进展, 22: 695–701
陈恩平, 陆洪, 张学民. 2013. DEMETER卫星监测的极低频和超低频电磁场数据分析. 地震学报, 35: 512–519
陈喜星, 张国锋. 2012. 偏向干技术分析噪声激励源. 中国科技信息, 1: 42
陈小斌, 赵国泽. 2009. 关于人工源极低频电磁波发射源的讨论——均匀空间交流点电流源的解. 地球物理学报, 52: 2158–2164
丁鉴海, 申旭辉, 潘威炎, 等. 2006. 地震电磁前兆研究进展. 电波科学学报, 21: 791–801
范晔, 汤吉, 赵国泽, 等. 2013. 电磁监测台站观测的舒曼谐振背景变化. 地球物理学报, 56: 2369–2377
关华平, 肖武军. 2004. 电磁辐射"EMOLS"仪观测结果原理及震例. 地震, 24: 96–103
国家地震局地质研究所大地电磁测深组. 1981. 北京凤河营地区的地壳地壳电性结构及其在唐山大震前后的变化. 见: 国家地震局地质研究所大地电磁测深组, 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组, 主编. 大地电磁测深. 北京: 地震出版社. 89–95
国家地震局地质研究所大地电磁组, 石油部地球物理勘探局仪器厂电法仪器组. 1984. SD-1型数字大地电磁记录系统. 地球物理学报, 27: 600–604
国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组. 1981. 与大地震有关的地壳深部的电性变化. 见: 国家地震局地质研究所大地电磁测深组, 国家地震局兰州地震研究所大地电磁测深组, 主编. 大地电磁测深. 北京: 地震出版社. 80–88
何兰芳, 王绪本, 何展翔, 等. 2001. MT时间序列的小波去噪分析, 地震地质, 23: 222–226
胡祥云, 李焱, 杨文采, 等. 2012. 大地电磁三维数据空间反演并行算法研究. 地球物理学报, 55: 3969–3978
黄清华, 林玉峰. 2010. 地震电信号选择性数值模拟及可能影响因素. 地球物理学报, 53: 535–543
黄清华. 2005. 地震电磁信号传播的控制模拟实验. 科学通报, 50: 1774–1778
孔祥儒, 王谦身, 熊邵柏. 1999. 青藏高原西部综合地球物理剖面和岩石圈结构与动力学. 科学通报, 44: 1257–1265
李琪, 林云芳, 曾小苹. 2006. 应用小波变换提取张北地震的震磁效应. 地球物理学报, 49: 855–863
刘国栋, 史书林, 王宝钧. 1984. 华北地区壳内高导层及其与地壳构造活动性的关系. 中国科学B辑, 24: 839–848
马钦忠. 2013. 《与地震有关的电磁现象及其机理和观测研究专辑》前言. 地震学报, 35: 1–3
钱复业, 赵璧如, 钱卫, 等. 2009. 汶川8.0级地震HRT波地震短临波动前兆及 HRT波地震短临预测方法——关于实现强震短临预测可能

性的讨论. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 11–23
钱复业, 赵玉林, 于谋明, 等. 1982. 地震前地电阻率异常变化. 中国科学B辑, 12: 831–839
钱家栋, 马钦忠, 李劭微. 2013. 汶川M_S8.0地震前成都台NE测线地电阻率异常的进一步研究. 地震学报, 35: 4–17
申旭辉, 王兰炜, 吴云, 等. 2011. 地震立体观测体系空间段发展规划框架与进展. 卫星应用, 6: 9–15
汤吉, 赵国泽, 王继军, 等. 1998. 张北-尚义地震前后电阻率的变化及分析. 地震地质, 20: 164–171
汪晓. 2008. 人工源SLF/ELF电磁信号提取及初步数据处理. 硕士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所
王继军, 赵国泽, 詹艳, 等. 2005. 中国地震电磁现象的观测与研究. 大地测量与地球动力学, 25: 11–21
王兰炜, 申旭辉, 袁仕耿, 等. 2011. 中国电磁卫星工程计划进展. 卫星应用, 6: 4–8
王立凤, 王继军, 陈小斌, 等. 2007. 岩石破裂电磁辐射(EMR)现象实验研究. 地球物理学进展, 22: 715–719
王绪本, 罗威, 张刚, 等. 2013. 扇形边界条件下的龙门山壳幔电性结构特征. 地球物理学报, 56: 2718–2727
吴云, 付宁波, 林剑, 等. 2011. 用卡尔曼滤波法分析汶川M_S8.0地震TEC异常. 大地测量与地球动力学, 31: 23–27
肖骑彬, 赵国泽, 詹艳, 等. 2007. 地震电磁卫星交变电磁场的数据处理. 地球物理学进展, 22: 674–678
徐义贤, 王家映. 2000. 基于连续小波变换的大地电磁信号谱估计方法. 地球物理学报, 43: 677–683
徐志锋, 吴小平. 2010. 电离层-均匀地球模型中地表水平电偶极子激发的电磁场. 地球物理学报, 53: 2497–2606
殷长春, 黄威, 贲放. 2013. 时间域航空电磁系统瞬变全时响应正演模拟. 地球物理学报, 56: 3153–3162
詹艳, 赵国泽, Unsworth M, 等. 2013. 龙门山断裂带西南段4.20 芦山7.0 级地震区的深部结构和孕震环境. 科学通报, 58: 1917–1924
张学民, 申旭辉, 欧阳新艳, 等. 2009. 汶川8级地震前空间电离层VLF电场异常现象. 电波科学学报, 24: 1 024–1032
张学民, 泽仁志玛, 申旭辉, 等. 2011. 地震前后电离层截止频率处电场频谱强度变化分析——以2006年汤加M_W8.0地震为例. 地震学报, 33: 451–460
张学民, 赵国泽, 陈小斌, 等. 2007. 国外地震电磁现象观测. 地球物理学进展, 22: 687–694
张云琳, 刘晓玲, 安海静, 等. 1994. MT重复测量在地震中短期预报中的应用: 祁连山中段MT剖面. 地球物理学报, 37: 200–210
赵国泽, 陈小斌, 蔡军涛. 2007a. 电磁卫星和地震预测. 地球物理学进展, 22: 667–673
赵国泽, 陈小斌, 汤吉. 2007b. 中国地球电磁法新进展和发展趋势. 地球物理学进展, 22: 1171–1180
赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 等. 2008. 青藏高原东边缘地壳"管流"层的电磁探测证据. 科学通报, 53: 345–350
赵国泽, 陈小斌, 肖骑彬, 等. 2009a. 汶川M_S8.0级地震成因三"层次"分析——基于深部电性结构. 地球物理学报, 52: 553–563
赵国泽, 何展翔, 李金铭, 等. 2012a. 地球电磁学. 见: 中国地球物理学会, 主编. 中国地球物理学学科史. 北京: 中国科学技术出版社. 150–164
赵国泽, 何展翔, 魏文博, 等. 2009b. 地球电磁学科的发展现状和展望. 见: 中国科学技术协会, 地球物理学学科发展报告. 北京: 中国科学技术出版社. 52–69
赵国泽, 陆建勋. 2003a. 利用人工源超低频电磁波监测地震的试验与分析. 中国工程科学, 5: 27–32
赵国泽, 汤吉, 邓前辉, 等. 2003b. 人工源超低频电磁波技术及在首都圈地区的测量研究. 地学前缘, 10: 248–257
赵国泽, 汤吉, 詹艳, 等. 2004. 青藏高原东北缘地壳电性结构和地块变形关系的研究. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 908–918
赵国泽, 王立凤, 汤吉, 等. 2010. 地震监测人工源极低频电磁技术(CSELF)新试验. 地球物理学报, 53: 479–486
赵国泽, 王立凤, 詹艳, 等. 2012b. 地震预测人工源极低频电磁新技术(CSELF)和第一个观测台网. 地震地质, 34: 576–585
赵玉林, 钱复业. 1978. 唐山7.8 级强震前震中周围形变电阻率的下降异常. 地球物理学报, 21: 181–190
卓贤军, 赵国泽, 王继军, 等. 2005. 地震预测中的电磁卫星. 大地测量与地球动力学, 25: 1–5
Bai D, Unsworth J M, Meju A M, et al. 2010. Crustal deformation of the eastern Tibetan Plateau revealed by magnetotelluric imaging. Nat Geosci, 3: 358–362
Bi Y X, Wu S L, Xiong P, et al. 2009. A comparative analysis for detecting seismic anomalies in data sequences of outgoing longwave radiation. In: Karagiannis D, Jin Z, eds. Third International Confenrence. KSEM 2009, LNAI 5914. 285–296
Bleier T, Freund F. 2005. Impending earthquakes have been sending US warning signals and people are starting to listen. IEEE Spectrum INT, 3: 3–7
Cagniard L, 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. Geophys, 18: 605–635
Haykin S. 2002. Communication System. 4th ed. Beijing: Publishing House of Electronics Industry
Johnston M, Uyeda S. 1999. Electromagnetic methods for monitoring earthquake and volcanic eruptions. IUGG99, A72-A83, JSA15/GA1, Abstract, Birmingham, July 19–30
Li Y G, Constable S. 2010. Transient electromagnetic in shallow water: Insights from 1D modeling. Chin J Geophys, 53: 737–742
McKinsey Global Institute. 2011. Big data: The next frontier for innovation, competition, and productivity. http://www.mckinsey.com/insights/business_technology/big_data_the_next_frontier_for_innovation

Parrot M. 2002. The micro-satellite DEMETER. J Geodyna, 33: 535–541

Parrot M. 2012. Statistical analysis of automatically detected ion density variations recorded by DEMETER and their relation to seismic activity. Ann Geophys, 55: 149–155

Piša D, Němec F, Santolik O, et al. 2013. Additional attenuation of natural VLF electromagnetic waves observed by the DEMETER spacecraft resulting from preseismic activity. J Geophys Res, 118: 5286–5295

Российская Академия Наук. 1997. Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических назёмно-космических методв. Москва

Pulinets S A. 2006. Space technologies for short-term earthquake warning. Adv Space Res, 37: 643–652

Reddy I K, Phillips R J, Whitcomb J H, et al. 1976. Monitoring of time dependent electric resistivity by magnetotelluric. J Geomag Geoelec, 28: 165–178

Sierra Boyd H, Morrison F. 2012. Parkfield-Hollister electromagnetic monitoring array. http://seismo.berkeley.edu/ annual_report/ar98_99/node9.html

Smirnov Y M. 2003. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point. Geophys J Int, 152: 1–7

Tikhonov A N. 1950. On investigation of electrical characteristics of deep strata of the Earth's crust. Dok Akad Nauk SSSR, 73, 295–297

Uyeda S, Nagao T, Kamogawa M. 2009. Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics. Tectonophysics, 470: 205–213

Wei W, Unsworth M J, Jones A G, et al. 2001. Detection of wide spread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies. Science, 292: 716–718

Zhang X M, Shen X, Zhao S, et al. 2013. The characteristics of quasistatic electric field perturbations observed by DEMETER satellite before large earthquakes. J Asian Earth Sci, 79: 42-52

Zhang X M, Zeren Z, Parrot M, et al. 2011. ULF/ELF ionospheric electric field and plasma perturbations related to Chile earthquakes. Adv Space Res, 47: 991–1000

Zhao G Z, Palshin N, Huang Q H. 2010. Recent advances of geo-electromagnetic methods-preface to the special issue on "The 19th international workshop on electromagnetic induction in the earth". Chin J Geophys, 53: 469–478

Zhao G Z, Unsworth M J, Zhan Y, et al. 2012. Crustal structure and rheology of the Longmenshan and Wenchuan M_w7.9 earthquake epicentral area from magnetotelluric data. Geology, 40:1139–1142

Zhao G Z, Zhan Y, Wang L F, et al. 2009. Electromagnetic anomaly before earthquakes measured by electromagnetic experiments. Earthq Sci, 22: 395–402