

用于海底电导率填图的可控源时域电磁法^①

杨建文 R N Edwards

(加拿大多伦多大学物理系, Toronto, M5S 1A7, Canada)

摘 要 对近十年来发展起来的海底电磁法作了综述, 重点放在可控源时间域上。类似于航空电磁法可对陆地上的经济带进行电导率填图一样, 可控源海底电磁法也可在数十米的范围内对海底进行电导率填图。海底的电导率通常远小于海水的电导率, 理论研究表明可控源时域水平电偶极子及水平磁偶极子系统能用来精确地确定海底的电导率。这两种装置对两个半空间的响应会在时间轴上出现两个峰值。早期的第一个峰值在时间轴上的位置可以直接用来确定海底的电导率, 代表了电磁波在海底的传播; 而晚期的第二个峰值代表电磁波在海水中的传播, 亦可用来确定海水的电导率。该文概述了可控源时域海底电磁法理论方面的主要研究成果, 同时也讨论了海底电磁法的仪器设备, 特别介绍了多伦多大学物理系研制的时域水平磁偶极子及水平电偶极子海底观测系统。这些设备在浅海及洋中脊附近深海中的试验结果也在文中作了讨论。

关键词 可控源 时间域 电磁系统 海底电导率填图

中图法分类号 P319

地球表面的 3/4 被海洋覆盖, 除了在较浅的大陆架发现石油并被开采以外, 海底的其余部分基本上是未被开垦的处女地。近年来在东太平洋、大西洋等“洋中脊”或“海岭”(Mid-ocean ridge) 附近发现了许多非常强烈的热液活动及相当规模的致密多金属硫化矿床, 后者不仅具有一定的经济意义, 更重要的是它们为解释热液型多金属硫化矿床的成因提供了无与伦比的机会。例如位于大西洋洋中脊附近的 TAG 多金属硫化矿床, 正处于形成阶段, 坐潜艇到 3 700 多米深的海底, 便能看到喷发的黑烟及其它热液活动现象。弄清楚这类矿床的成因显然对陆地矿床的开采有积极的指导意义。

海底多金属硫化矿床通常是由潜艇及其它近海底探测工具所圈定的。然而这些传统方法只能探索表面地质情况, 无法确定矿体的延伸、内部结构及其形成的地质构造, 而海底电导率填图则是解决此问题的方法之一。

人们一直认为高电导率的海水会“屏蔽”电

磁效应而使海底电磁法失去应有的效果, 这种传统观念妨碍了海底电磁法的发展。近年来, 随着电子技术的进一步发展, 海底电磁法的理论、方法、仪器设备均有了长足的进步, 并取得了较好的应用效果。本文主要对近十年来发展起来的海底电磁法作一综述, 重点放在可控源时间域海底电磁法方面, 也兼顾了一些电磁法的基本理论。另外, 大地电磁法、直流电阻率法及自然电场法等也有一些成功的例子, 读者可以参考有关的文献^[1-8], 本文不拟赘述。

1 海洋环境

陆地与几乎绝缘的大气相接触, 电磁波在大气中传播几乎没有衰减; 而海底的情况完全不同, 它被高导电率的海水所覆盖。对于在电离层产生的大地电磁场源来说, 高导电率海洋相当于一个低通滤波器, 高频成分无法穿透海水到达海底; 研究表明, 频率大于几分之一 Hz

① 收稿日期: 1998-07-24 杨建文, 男, 博士, 于 1991 年留学加拿大多伦多大学至今

的电磁讯号无法传播到几百米深的海底。因此对于可探源海底电磁法来说,可以不计大地电磁场的影响。此外,海水层也能减小人为的噪音,所以深海电磁法也可以不计这类干扰。

海洋在时间和空间上都处于不断的运动之中,运动的海水与地磁场之间的相互作用也可以产生电磁场。这种电磁场相当复杂,包含了很宽的频率成分,周期从几年到几秒,波长从几千公里到几厘米。通常,这种长周期的电磁干扰与大范围的海水运动有关,而高频干扰则与表面重力波、微地震波及风波有关,从而产生局部的高频电磁干扰,它们也是可控源海底电磁法的主要干扰因素。

对于可控源海底电磁法来说,与陆地相比,高导电性的海水会大大减小电磁信号的幅值。然而,导电性海水也有其有利的一面,亦即测量电极因与海水接触容易达到低阻抗而降低噪音,海底的温度及盐浓度有陆地无法达到的稳定性,供电电极接地电阻能轻易地达到 0.1Ω ,而在陆地上费很大的劲也未必能做到。因此,尽管海水会减小电磁场的振幅,但只要装置选择适当,观测这些小振幅的电磁场是可能的。在陆地上,仅仅发射线圈及接收线圈能被飞行器拖着作航空电磁法测量;而在海洋环境下,不仅发射线圈与接收线圈,而且供电电极与测量电极也能在接近海底的水中被拖着测量。因此,在陆地上无法想象的许多测量装置在海洋环境下却可以成为现实。

当然,在海底进行电磁法测量也会碰到一些技术上的困难,对仪器设备也有一些特殊的要求。海底测量仪器通常置于玻璃或铝制的抗高压密封仓中,发射机与接收机自身携带的微型电脑能自动控制测量,观测数据被贮存在磁带或固态记存器上。仪器在重物的作用下沉到海底,利用卫星导航系统及专用声纳装置可以确定仪器在海底的位置。按照预定的程序完成测量及数据采集后,仪器会自动丢弃重物浮到海面,从而被打捞上来。也有的研究者利用潜艇将仪器放到海底的特定位置,完成测量后再用潜艇将仪器打捞上来。

2 理论研究方面的进展

多年来,海底电磁法的理论研究主要集中在频率域。1986年,Edwards和Chave率先提出用可控源时域电磁法去探测海底的电导率,并计算了位于导电性海水下方的均匀半空间电偶极子的时域电磁响应^[9]。他们的这一工作为可控源时域海底电磁法的发展奠定了理论基础。

图1和图2显示了2个半空间水平电偶极子及水平磁偶极子的时域阶跃响应,其中的电场或磁场用晚期的场值作了归一化处理,时间用海水中的时间常数 $\tau_0 = \mu_0 \sigma_0 \rho^2$ 作了归一化处理。从图1可以看到,水平电偶极子装置的阶跃响应在时间轴上出现两个峰值,由于电磁波在低导电率物质中要比在高导电率物质中传播得快,因此第一个峰值对应于电磁波在海底地壳中的传播,可被用来直接确定海底的电导率,而第二个峰值对应于电磁波在海水中的传播,与海底电导率无关。从图2可见,水平磁偶极子装置磁场的阶跃响应的第一个拐点对应于图1中的第一个峰值,因此该拐点在时间轴上的位置也可用来直接确定海底的电导率,它反映了电磁波在高阻海底中的传播。

从这些最初的工作出发,特别是近几年,可控源时域海底电磁法的理论得到了较大的发展,无论在解析解或数值计算方面都有许多研究成果,这里仅作一简单的概括。

2.1 解析解方面的主要成果

1987年,Edwards等人进一步研究了其它装置的时域电磁响应,他们发现,只有上述的水平电偶极子及水平磁偶极子装置能被用来探测海底的电导率^[10]。同时利用“镜象法”求出了2个半空间存在有半球体及直立无限延伸板体时水平磁偶极子系统时域响应的解析解。

为了进一步简化问题,须将磁偶极子或电偶极子沿着特定方向积分以解得二维场源。Edwards于1987年及1988年分别导出了二维磁偶极源及二维电偶极源位于两个半空间分界

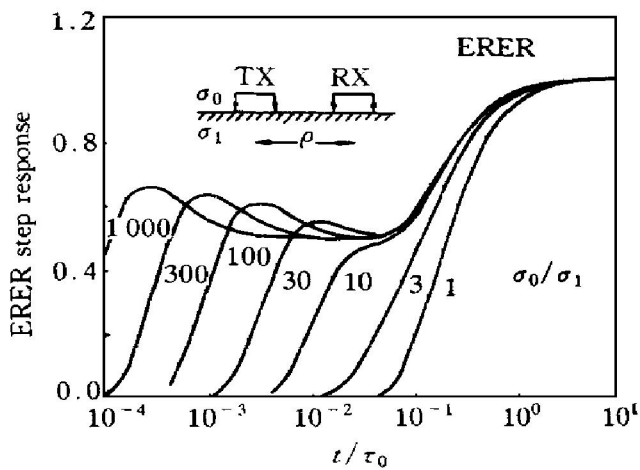


图1 同轴水平电偶极子系统在2个半空间的阶跃响应

Fig. 1 The ERER step response for the double half-space model

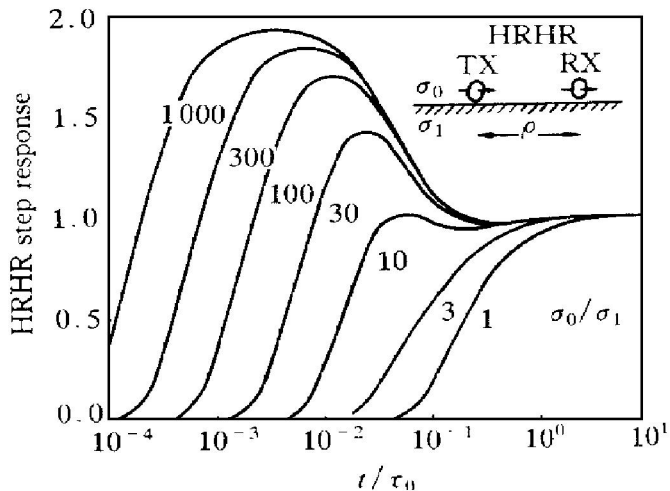


图2 同轴水平磁偶极子系统在2个半空间的阶跃响应

Fig. 2 The HRHR step response for the double half-space model

面上时的时域电磁响应解析表达式^[10, 11], 结果表明, 二维场源在两个半空间上的时域电磁响应与三维场源的非常相似, 只是细节上有些区别, 在时间轴上的第一个峰值也能用来确定高阻海底的电导率。此外, 他也探讨了海底存在一个导电性直立薄板时, 二维电偶极源激发的电流在海水与海底地壳中随时间变化的情况。

在洋中脊附近, 由于上地幔岩浆的上升及海底的扩张, 在较年轻的海底地壳中产生了大

量平行于洋中脊的裂隙及断裂带, 因此海底地壳的电导率常常是各向异性的, 电导率沿着裂隙的方向要高于垂直于裂隙的方向。注意到这样一个事实, Yu Liming 及 Edwards R N 在 1991 年研究了各向异性电导率对可控源时域电磁响应的影响。他们首先考虑一个比较简单的模型, 该模型包括两个半空间, 上半空间代表高导电性海水, 下半空间代表海底地壳, 其电导率呈各向异性分布。利用二维富氏变换及拉氏变换简化了麦克斯韦方程组, 并导出了任意三维场源的电磁响应在波数域的解析表达式, 最后利用 Gaver-Stehfest 算法及二维反余弦变换得到了空间域的阶跃响应结果^[12]。

他们的计算结果表明, 对于发射源及接收源的某些排列, 增加海底电导率的各向异性, 其作用与增加海底平均电导率相类似, 会推迟第一个峰值出现的时间。但对于另外一些排列, 增加海底电导率的各向异性会使得第一个峰值提早出现。因此利用不同的排列方式去确定第一个峰值出现的时间, 可以确定海底的电导率及其各向异性。

图3显示了海底 xoy 平面上电场 x 分量随时间变化的扩散情况。其中海水的电导率假定为 3.2 S/m , 电偶极子位于座标原点, 偶极矩为 10^4 Am 且沿着 x 方向。图3(a)~(c)的下半空间是各向同性的, 电导率为 0.1 S/m ; 图3(d)~(f)的下半空间是各向异性的, 其电导率的几何平均值也为 0.1 S/m , 但 y 方向的电导率要比 x 方向的大4倍。对比图3(a)~(b)及3(d)~(f)可以看到, 沿着 x 轴方向, 电场 x 分量在各向异性时的扩散要比各向同性时的慢; 而沿着 y 轴方向电场, x 分量在各向异性时的扩散要比各向同性时的快。在晚期, 电场趋近于直流极限且与地壳电导率分布无关, 所以晚期的电场分布在两种情况下完全相同。

如前所述, 电磁波在高阻介质中传播的速度要比在低阻介质中的快。由于海底地壳中 x 方向的电导率要比 y 方向的电导率小4倍, 因此似乎沿着 x 轴方向电场 x 分量在各向异性时的扩散要比各向同性时的快, 而沿着 y 轴方

向各向异性时电场的扩散要比各向同性时的慢。但图 3(a)~(c)及 3(d)~(f)中的实际计算结果与上述结论相反,因而似乎出现了“似是而非”的问题。事实上,注意到电偶极子沿着 x 轴方向且置于座标原点,沿着 x 轴方向电场的 x 分量主要取决于垂直方向的电导率,它比 x 方向的电导率大 4 倍,因此电场扩散得慢;而沿着 y 轴方向,电场的 x 分量主要取决于 x 方向的电导率,它比 y 方向的电导率小 4 倍,因此电场扩散得快。所以上述的“似是而非”现象是合理的。

此外, Yu Liming 及 Edwards R N 也推广了上述理论研究结果,导出了多层介质各向异性时电磁场的解析表达式^[12]。

2.2 数值计算方面的主要成果

实际的海底结构是相当复杂的,例如在洋中脊附近,海底地壳的第一层是孔隙度较大的玄武岩质的枕状熔岩(Pillow lavas),第二层是

较致密的脉状体,第三层是铁镁质的辉长岩,其厚度较大,逐渐过渡到上地幔。这些层状结构并不是严格水平的,且具有不同的电导率分布。另外,海上地震资料也表明,在洋中脊正下方存在高温部分熔融的岩浆房,其电导率也与围岩不相同。因此,对于实际的海底结构,无法用解析手段去获得可控源时域电磁场的解,而须借助数值模拟技术。

1989 年, Everett 及 Edwards 利用有限元法研究了二维场源二维海底结构的时域电磁响应^[13]。他们根据东太平洋海底地震数据建立了相应的二维海底结构的地电模型,分别讨论了 TE 及 TM 模式条件下,在岩浆房周围及其内部趋肤电流的扩散情况。1991 年,他们再次利用有限元法,研究了快速扩张洋中脊模型的时域电磁响应,场源是二维的电偶极源^[14]。在此研究中,他们不仅研究了趋肤电流在海底及岩浆房中的扩散情况,也考虑了海底地壳中的

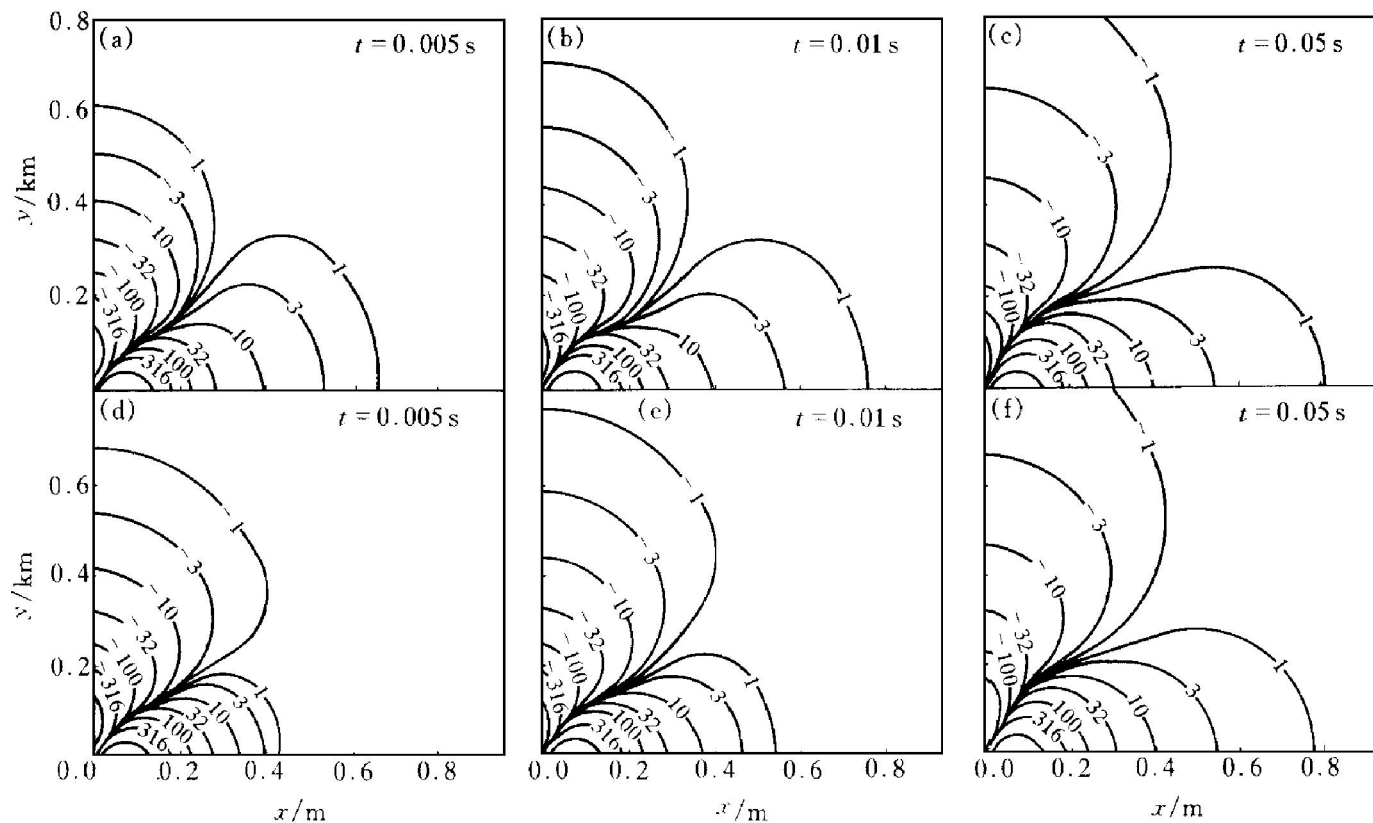


图 3 各向同性((a)~(b))及各向异性((d)~(f), 异性系数=2)海底电场 x 分量示意图

Fig. 3 Maps of the x -component of electric field on the seafloor of isotropy ((a)~(c)) and anisotropy ((d)~(f)), respectively.

(The conductivities of the sea water and the seafloor are $3.2 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ and $0.1 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ respectively.

The unit of the electric field is $10^{-6} \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$)

热液循环对电磁场的影响。

注意到二维场源实际上是不存在的这样一个事实，1993 年，Everett 及 Edwards 利用有限元法研究了三维场源二维海底结构的情况（称为 2.5 维问题）^[15]。首先沿着二维结构的走向作一维富氏变换，并利用拉氏变换简化了麦克斯韦方程组，然后利用有限元法得到电磁场在波数域的数值解，最后利用反富氏变换及 Gaver-Stehfest 算法得到空间域的数值解。

图 4 显示了他们建立的快速扩张洋中脊附近海底结构的二维地电模型。该模型包含了一个均匀的岩浆房，其电导率为 $\sigma=0.05\text{S/m}$ 或 4.0S/m ，取决于该岩浆房的部分熔融程度。海水在岩浆的热驱动下会出现热液循环从而增大介质的电导率，岩浆房正上方电导率为 0.3S/m 的那一层即模拟的热液循环带。该模型的三维电偶极子发射源位于图中的* 处。

图 5(a)~(h) 显示了沿走向方向的磁场分量 B_y 在不同断面($y=0.1\sim 5\text{km}$) 上的等值线图。其中水平电偶极子位于图的中点，其纵坐标为 $y=0$ ，与洋中脊中心线相距 5km 。岩浆房的电导率固定为 4s/m ，图中的 t 表示电偶极子被阶跃电流激发后的某一时刻。从这些图中可以看到，岩浆房的存在极大地改变了场的分布，使得场的等值线图关于垂直方向不再对称。在电偶极子所在的剖面上($y=0$)，场达到最大值，随着观测剖面离场源的距离逐渐增大，场值逐渐减小。从这些图也能看到，高导电性的岩浆房会阻碍电磁波向其内部扩散，而在高阻围岩中电磁波扩散较快。随着时间的推移，电磁波逐渐向外扩散，最后达到直流极限。显然，利用磁场接收线圈在海底可以探测到场的这种变化。

另外，他们也给出了沿走向方向的电场分量在不同时间和不同断面上的等值线图，感兴趣的读者可参考有关文献，在此也不详述。

关于三维场源及三维海底结构的可控源时域电磁场的数值模拟问题，尚未见到已发表的结果。多伦多大学的 Rob 等人现在正采用有限差分技术研究这类真正的三维问题。

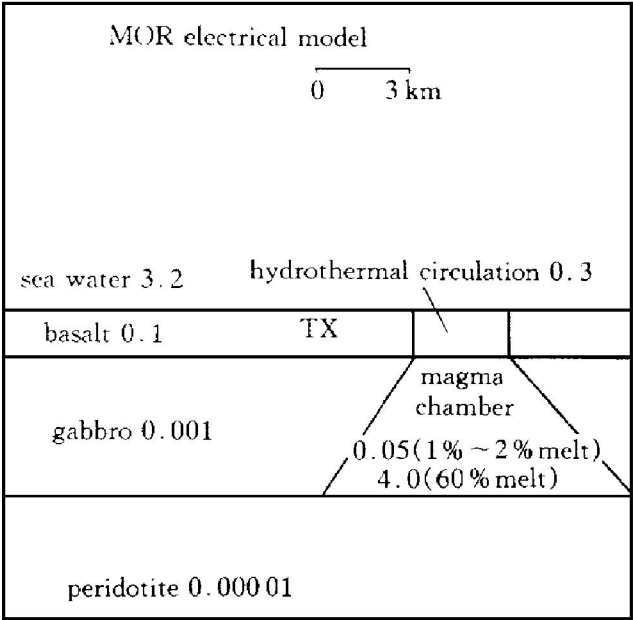


图 4 活动的洋中脊附近海底结构的二维地电模型

Fig. 4 2-D electrical model of an active mid-ocean ridge segment

3 仪器设备及应用实例

可控源频率域海底电磁法观测系统由美国加利福尼亚大学圣地亚哥分校的 Scripps 海洋研究所于 80 年代初研制成功，而可控源时间域海底电磁法观测系统是由加拿大多伦多大学物理系于 80 年代后期研制成功的。这两种系统都可用于海底岩石圈的电导率填图，这里我们主要介绍时间域海底观测系统。

3.1 时间域水平磁偶极子(HRHR) 系统

1988 年，加拿大多伦多大学物理系的 Cheesman 及 Edwards 等研制成功用于海底电导率填图的可控源时域水平磁偶极子系统^[16]。如图 6 所示，磁偶极子发射线圈装在一个直径为 1m 、长为 2m 的玻璃圆筒内，其发射线圈的匝数为 100 且均匀地分布在圆筒的全长；圆筒两端并不封闭，内部装有三个径向翅片。接收线圈共有 1 万匝，绕在直径为 1.2cm 的铁芯上；整个接收装置密封在一个由玻璃纤维制成的长为 70cm ，直径为 6.5cm 的圆筒中；接收线圈用一根长 $50\sim 200\text{m}$ 的电缆连接到发射

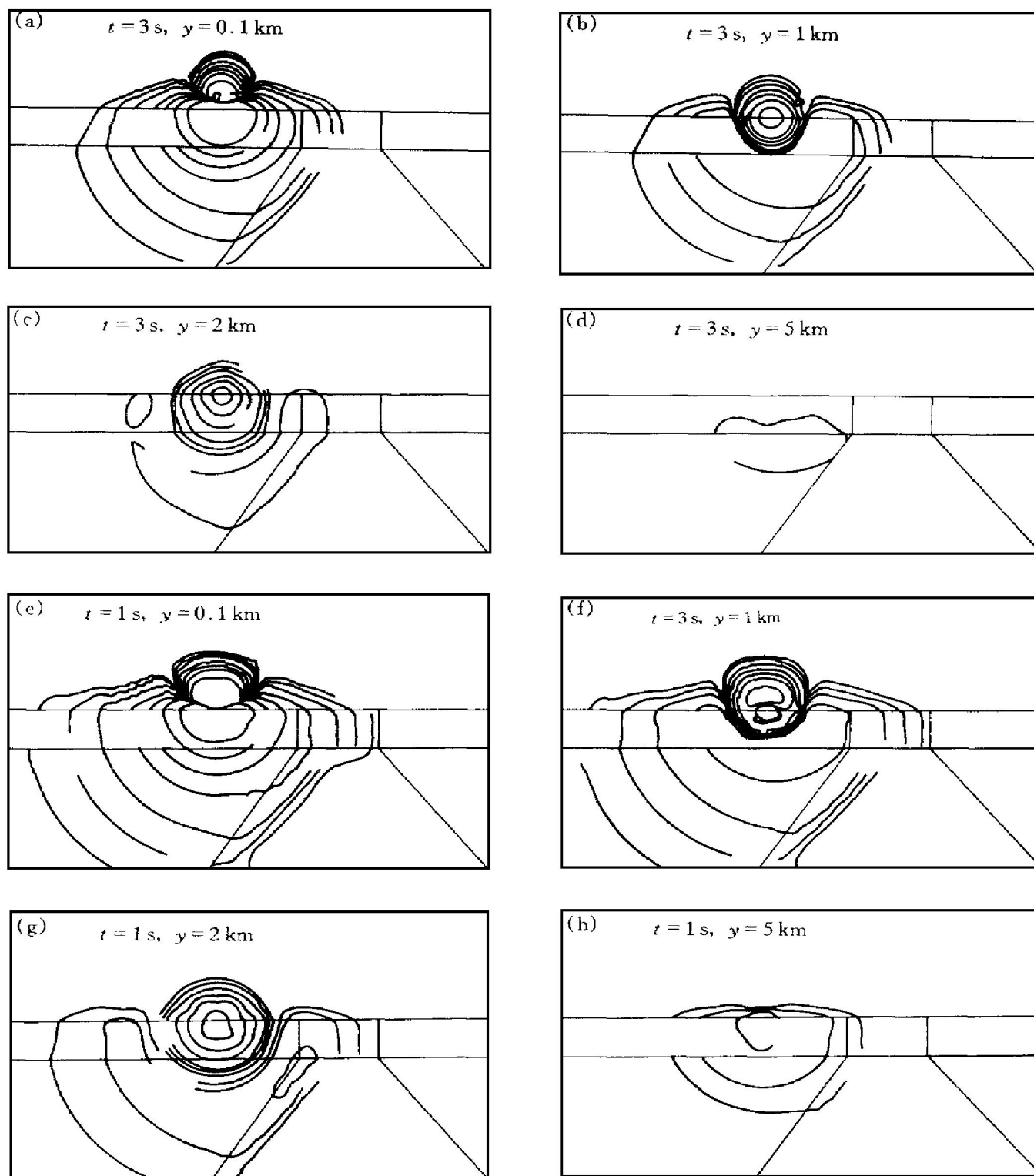


图 5 磁场 y 方向分量 $B_y(x, y, z, t)$ 的等值线图

Fig. 5 Contours of the magnetic component $B_y(x, y, z, t)$ showing electromagnetic diffusion

线圈中。用船上的卷扬机将整个发射及接收装置吊到海底，然后随着船按预定的方向移动，整个装置将在海底被拖着作自动测量。利用卫星导航系统，并结合水深及电缆长度等数据，可以准确地确定观测系统所在的位置。

装在船上的发射机及转换器利用电缆给海

底的发射线圈提供电流，其极性每隔 5ms 转换一次以产生电磁瞬变效应。接收线圈探测到的信号被放大以后通过电缆送到船上，然后进行采样、迭加等分析处理，最后贮存起来。

该仪器最初的试验工作是在 1988 年 1 月完成的，测区选择在加拿大温哥华岛南端附近

的 Trincomali 海峡(如图 7 所示)。该区海水深为 30~ 100 m, 海底基岩被厚度从零米~ 几十米不等的沉积物覆盖。在这次试验中, 接收线圈与发射线圈之间的距离固定为 50 m。

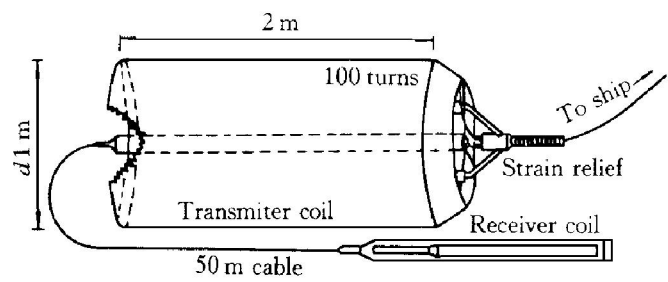


图 6 同轴水平磁偶极子系统的发射机及接收机

Fig. 6 HRHR transmitter and receiver coils

前人在该区已用音频声纳测深装置研究了海底的起伏及沉积物的厚度。根据前人的资料及海底条件选择了三条测线(见图 7)。在测线 A 附近, 海底沉积物分布均匀, 厚度变化不大; 在测线 B 跨过的范围内, 沉积层厚度变化很大; 而在测线 C 附近, 几乎没有沉积物。

图 8(a)~ (c) 分别显示了这三条测线上海底视电阻率的解释结果。可以看到由于测线 A 通过的区域沉积层厚度均匀, 因此海底视电阻率变化不大, 与海水的电阻率之比约为 2.5~ 3.0; 测线 B 通过的区域沉积层厚度变化很大 (25~ 10 m), 因而海底视电阻率的变化也较大, 与海水的电阻率之比为 3.0~ 12.0; 测线 C 通过的范围几乎没有沉积物覆盖, 因而海底视电阻率与海水的电阻率之比, 高达 20。显然, 这些视电阻率解释结果是合理的, 与前人

用音频装置测得的海底沉积物厚度也是一致的。

该仪器的第二次试验是在 1990 年 3 月完成的, 地点选择在加拿大 British Columbia 海岸的 Knight 海湾。在这次试验中, 通过对海底沉积物电导率的测量, 以及利用阿尔奇公式, 达到了确定该海湾海底沉积物孔隙度的目的。

上述两次试验结果也论证了该时间域水平磁偶极子系统进行海底电导率填图的可行性。

3.2 时间域水平电偶极子(ERER)系统

加拿大多伦多大学物理系的 Everett 等在

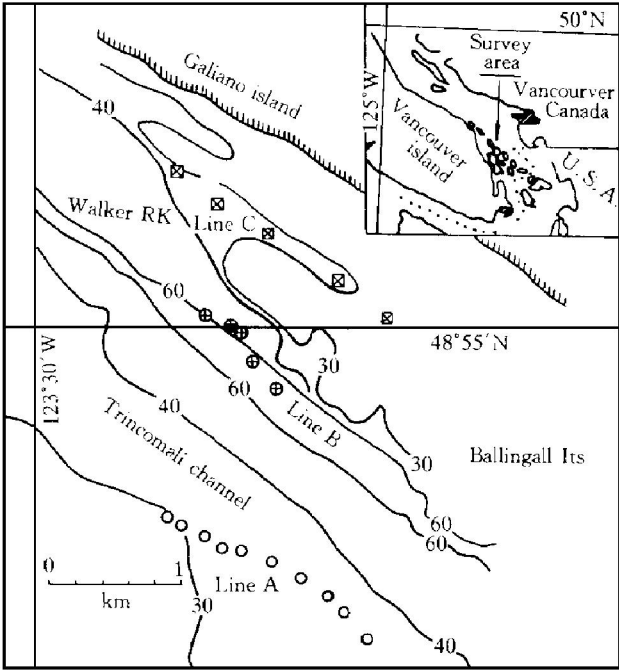


图 7 测区示意图

Fig. 7 The survey area indicating the approximate position of recording sites

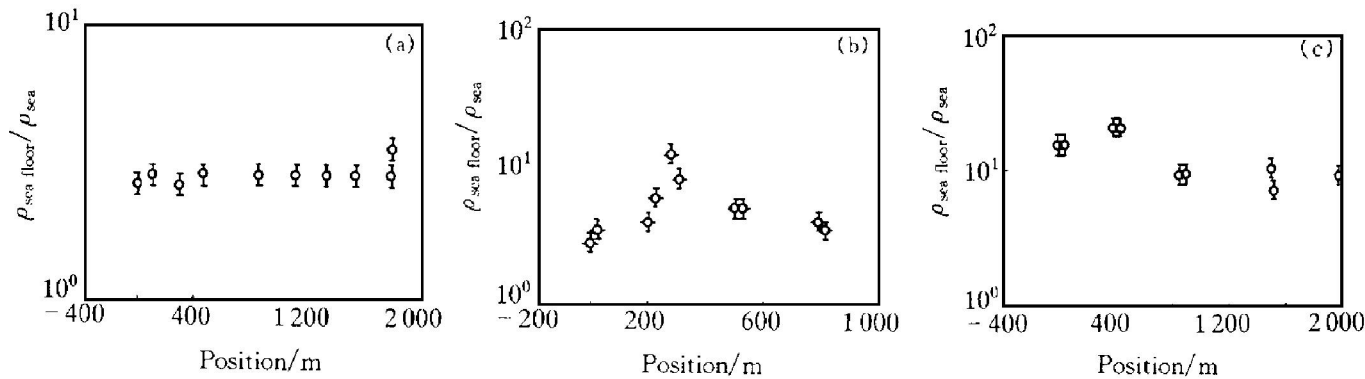


图 8 图 7 中测线 A、B、C 处视电阻率解释结果

Fig. 8 Interpreted values of the resistivity contrast on surveying lines A, B, C of Fig. 7

1988 年 6 月进行了首次时间域水平电偶极子系统的海上试验。测区选择在加拿大 British Columbia 的 Georgia 海峡。如图 9(a) 所示, 两个发射电极一个埋在岸上、一个埋在海底, 相距约 1 650 m, 它们的连线与海岸线相垂直。与发射电极相独立的接收系统包括 3 个相同的测量电极, 它们的间隔为 50 m 且被电缆连接。岸上的发电机在石英钟的精确控制下给供电电极提供强度为 3.5 A、频率为 1 Hz 的方波电流, 而装在船上的同步石英钟则确保在每个方波的开始阶段采集测量电极中的电位差。在此试验中, 供电电极是固定不动的, 而测量电极则在船的拖动下逐渐远离供电电极。图 9(b) 显示

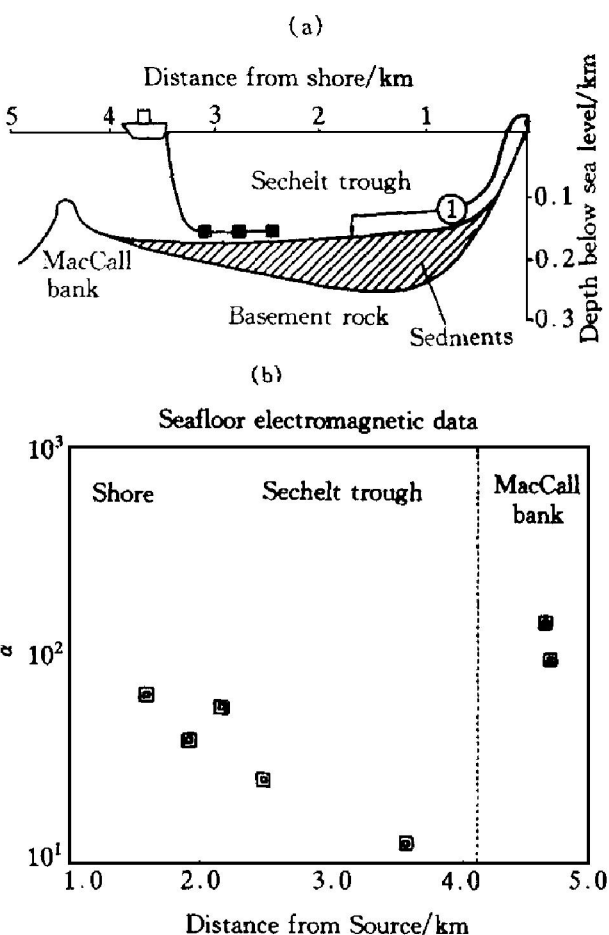


图 9 同轴水平电偶极子系统海上试验示意图

Fig. 9 Schematic look at the ERER apparatus in operation across the Strait of Georgia, British Columbia

(a) —The arrangement of the ERER surveying;

(b) —The explanation of α measured across the Strait of Georgia

了横跨 Georgia 海峡的海底视电阻率解释结果。可以看到, 当测量电极位于 Sechelt 海槽时, 由于沉积物最厚, 海底视电阻率与海水电阻率之比 α 下降到最低值(大约为 13)。而当测量电极靠近 MacCall 海岭时, 由于几乎没有沉积物, 海底视电阻率急剧上升, 与海水电阻率之比 α 骤然上升到 150。显然, 这种观测结果是与实际海底结构相吻合的。

此外, 为了配合对大西洋洋中脊附近的 TAG 海底热液活动及多金属硫化矿床内部结构的研究, Edwards 等人在 1993 年初研制成功了另外一套新的时域电偶极子海底观测系统, 并于同年 4 月在大西洋海底的 TAG 多金属硫化矿床上作了试验^[17]。在该次试验中, 利用深海探测潜艇 Alvin 将发射机及接收机携带到 3 700 m 深的海底。发射机及接收机自身带有微型电脑, 能自动测量。当按规定的程序完成数据采集后, 再用潜艇将仪器打捞上来。该次试验非常成功, 获得了不少有益的数据, 现正在对这些数据进行分析处理及解释。

4 结束语

可控源时间域海底电磁法为海底电导率填图提供了一个有效的工具, 其理论研究主要是在加拿大多伦多大学物理系完成的, 已发表的成果包括解析解与数值计算两个方面。

海上试验结果表明, 可控源时域水平磁偶极子及水平电偶极子海底观测系统可用来有效地进行海底电导率填图。这些仪器的应用是广泛的, 不仅能确定海底沉积物的厚度、电导率及孔隙度, 还能用来研究洋中脊附近热液活动及其相伴随的多金属硫化矿床的内部结构及成矿环境等。而这种知识对陆地多金属矿床的开采也有重要的指导意义。

REFERENCES

- 1 Bannister P R. Geophysics, 1968, 33: 995– 1003.
- 2 Chave A D and Cox C S. J Geophys Res, 1982, 87: 5327– 5338.

- 3 Cheesman S J, Edwards R N and Chave A D. *Geophysics*, 1987: 52, 204– 217.
- 4 Cheesman S J. A short baselin transient electromagnetic method for use on the sea floor: Research in Applied Geophysics. University of Toronto, 46, 138.
- 5 Cheesman S J, Edwards R N and Law L K. *Geophys J Int*, 1990, 103: 431– 437.
- 6 Cheesman S J, Law L K and Edwards R N. *Geophysical Letters*, 1991, 11: 84– 89.
- 7 Coggon J H and Morrison H F. *Geophysics*, 1970, 35: 476– 489.
- 8 Edwards R N, Law L K and Delaurier J M. *J Geophys Res*, 1981, 86: 11 609– 11 615.
- 9 Edwards R N and Chave A D. *Geophysics*, 1986, 51: 984– 987.
- 10 Edwards R N and Cheesman S J. *J Geophys*, 1987, 61: 110– 121.
- 11 Edwards R N. *Geophysics*, 1988, 52: 846– 853.
- 12 Yu Liming and Edwards R N. *Geophys J Int*, 1992, 111: 185– 189.
- 13 Everett M E and Edwards R N. *Geophys Res Lett*, 1989, 16: 1 003– 1 006.
- 14 Everett M E and Edwards R N. *Geophys J Int*, 1991, 105: 313– 323.
- 15 Everett M E and Edwards R N. *Geophys J Int*, 1993, 113: 545– 561.
- 16 Everett M E, Edwards R N, Cheesman S J *et al.* In: *Proceedings of the First International Symposium of Applied Electromagnetics in Materials*. Tokyo, 1988, 143– 153.
- 17 Yang Jianwen, Edwards R N, Molson J W *et al.* In: *Proceedings of American Geophysical Union Fall Meeting*. San Francisco, California, December 6– 10, 1993.

CONTROLLED SOURCE TIME-DOMAIN ELECTROMAGNETIC METHODS FOR SEA-FLOOR CONDUCTIVITY MAPPING

Yang Jianwen and R N Edwards

Department of Physics, University of Toronto, Toronto, Ontario, M5S 1A7, Canada

ABSTRACT A review of recently developed marine electromagnetic methods with special attention focused on the time-domain has been made. The objective of the methods is to map the electrical conductivity of the sea floor over scale of several tens of meters. The methods are to the sea floor what the airborne EM methods are to the economic zone of the continental crust. The electrical conductivity of the sea floor is usually much less than that of the seawater above it. A theoretical study of the transient step-on responses of some common controlled-source, electromagnetic systems to adjoining conductive half-dipole and horizontal, in-line, electric dipole-dipole, are capable of accurately measuring the relatively low conductivity of the sea floor. The step response of those two systems to a double half-space model has two distinct parts. The position in time of the initial transient, due to diffusion of EM field in the sea floor, is indicative of the conductivity of the sea floor, while at distinctly later times, a second characteristic of the transient is a measure of the seawater conductivity, implying the propagation of EM wave in the seawater. Major results of theoretical studies on the time-domain marine EM methods are summarized. Marine EM instrumentation, especially the time-domain horizontal magnetic dipole-dipole system and horizontal electric dipole-dipole system which were designed and constructed in the Department of Physics of the University of Toronto, is given with applications to geotechnical studies on the shelf and deep ocean surveys near the mid ocean ridges.

Key words controlled source time-domain EM systems sea-floor conductivity mapping

(编辑 赖海辉)