

利用声音研究海洋

Stan E. Dosso, Jan Dettmer

(University of Victoria, Victoria, V8W 3P6, B.C., Canada)

摘要: 因为电磁辐射在海水中衰减极强, 而声却能有效传播很长距离(甚至可绕地球一周), 所以, 科学家和工程师们设计了许多在海洋中用声来代替光、无线电和微波的精巧方法。水声应用种类繁多, 包括遥感、遥控、通信、导航和声源探测/定位等。本文给出了利用声音研究海洋(包括海床)的从古代到两次世界大战、到现代先进测量技术和计算机分析的历史概览。随后, 重点描述了正在进行的海床地球物理特性估计的研究, 并利用不同的海洋声学测量和概率反演理论量化其不确定性和可变性。

中图分类号: TB556

文献标识码: A

文章编号: 1000-3630(2014)-01-0085-10

DOI 编码: 10.1121/1.4798952

0 引言

虽然相对于那些不熟悉的领域来说, 水声的研究乍看并没有多么神秘, 但事实上, 它在科学和实践上都有极为重要的意义。由于海水是电导体, 电磁辐射在海水中衰减极强, 而声却能有效传播很长距离(在某些情况下, 甚至可绕地球一周)。因此, 科学家和工程师们设计了许多在海洋中用声来代替光、无线电和微波的精巧方法, 包括遥感、遥控、通信、导航和声源探测/定位, 以及研究海洋(包括海床)等应用。本文前半部分给出了一个海洋声学简短的、半历史的图文版概述。这并不系统/完整, 也不是研究发展现状(那是一个巨大的任务), 而是叙述了作者认为有意义并且希望读者也这样认为的若干方面和观点(更完整的历史概览请参见文献[1]。文献[2]是一个优秀的教育网站)。本文的后半部分主要介绍作者及其合作者在海床特性地声反演研究方面的贡献。

1 海洋声学: 图文概览

任何有关海洋声学的回顾开始都必须承认, 许多海洋生物, 特别是海洋哺乳动物, 从早于人类无数世纪到如今, 仍在许多方面保持着利用声

音的行为特征。著名的例子如: 驼背鲸的“歌声”可以在海盆的范围内(上千公里)向其同伴传递复杂的信息; 海豚进行回声定位时可调整其啸叫声的频率以精确定位潜在猎物的位置、大小、形状和组成(密度)(有时, 还可通过偷听其他海豚的啸叫声以偷食猎物); 鼓虾可以通过快速合拢其巨大的鳌而成的气泡破裂产生尖锐的声音致其猎物(小鱼小蟹)昏迷或死亡(图 1)。尽管以上以及其他



图 1 动物王国三位著名的水声学家。由上及下: 驼背鲸^[3]、宽吻海豚^[3]和鼓虾^[4]

Fig.1 Three notable under-water acousticians of the animal kingdom, top to bottom: humpback whale^[3], bottle-nose dolphin^[3], and snapping shrimp^[4]

1. Reproduced with permission from STUDYING THE SEA WITH SOUND in Proceedings of ICA 2013 (also appeared in Proceedings of Meetings on Acoustics, vol.19, 032001(2013)), Copyright 2013: Acoustical Society of America.

经许可, 复制自 ICA 2013 会议论文集中 STUDYING THE SEA WITH SOUND (该文亦见于 Proceedings of Meetings on Acoustics, vol.19, 032001(2013)). 版权所有(2013): 美国声学学会;

2. 原文 doi: 10.1121/1.4798952;

3. 董阳泽 译, 张叔英 校。

令人叹为观止的水声能力都来自动物王国, 本文以下部分仍将从人类中心的角度来考虑海洋声学。

有关海洋声学有记录的最早思考大约来自古希腊哲学家和博物学家亚里士多德(前 384 年~前 322 年)。他注意到了声音可以像在空气中一样在水中传播, 并且质疑鱼是否可以听到声音。到了文艺复兴前期, 莱昂纳多·达·芬奇在 1490 年写下了著名的“如果你把船停下, 把一根长管的一头放入水中, 把耳朵贴近水上的一端, 你就会听到远处的航船”。1870 年, 儒勒·凡尔纳在其科幻小说《海底两万里》中推测性地(但很精确)描述了水下声音: “细微的声音以在陆地上耳朵不习惯的速度传播。事实上, 水是一种比空气更好的声音运载器……深沉的声音, 清晰地被这种液体介质传输, 威严地回响。”

1826 年, 瑞士物理学家 J. D. 克拉顿和法国数学家 J. K. F. 斯特姆在日内瓦湖中利用一个精巧的试验测出了声速, 如图 2。这是最早的水声科学研究。声源是一个自划艇上吊在湖里的钟, 斯特姆在艇上用一根同样通过滑轮与一根蜡烛相连的杠杆控制钟锤敲钟。这样, 在敲钟时, 火焰点燃一盘火药, 同时产生水下声音和水上的闪光。在 16 km 之外的另一艘艇上, 克拉顿通过一个水下听筒听音, 并用他的表记录下闪光和钟声的时间差(约为 11 s)。由此, 他们估计出 8℃ 的淡水中, 声速是 1 435 m/s, 与现代测量结果 1 438 m/s 极为接近。

19 世纪后期, 为英美大西洋沿岸船只的安全告警及辅助导航, 研究了水声的远程传播。水下

钟布放在灯塔附近, 灯塔船可被很远距离(10~20 km)处路过的船只探测到, 作为告警/导航信号。相比于在空气中的声、光传播, 受天气变化的影响很小。进一步再利用一个包含两个分别安装在船只两侧的水中探测器(听筒或水密麦克风), 声音分别传入经过训练的操作员左右的左右耳, 这样的双通道系统就可以用来确定声源的方位。

1912 年, 夜间航行在大雾弥漫的大西洋上的“泰坦尼克”号邮轮与冰山碰撞后沉没, 带走了 1 500 条生命(图 3)。这一悲剧极大地刺激了冰山探测和测距的声学方法的发展。同年, 为潜艇信号公司工作的加拿大的雷金纳德·费森登(1866—1932)设计了费森登振荡器。这是一种电声动圈式换能器, 可以发射和接收 1 kHz 左右的水声信号(图 4)。利用该设备, 费森登可在 3 km 的距离上通过回声定位冰山, 这是后来被称为“声呐”的设备的首次应用。该振荡器后来也用于利用摩尔斯电码的水下通信, 并装备于英国皇家海军潜艇。1915 年, 费森登发明了测深仪(一种利用回声的声学测深设备), 并藉此获得了后来的“科学美国金质奖章”。费森登还在无线电领域开展了先驱性的工作(他被认为是第一个实现声传输以及第一个实现横跨大西洋双向无线电传输的人), 持有超过 500 项不同发明的专利, 包括反射地震学、传呼和电视系统, 以及曳光子弹。1986 年, 在加拿大新斯科舍省哈利法克斯召开的第 12 届国际声学会议水声学论坛上, 加拿大声学学会创立了年度“水声学费森登学生奖”。

第一次世界大战(1914~1918 年)为反潜战中声

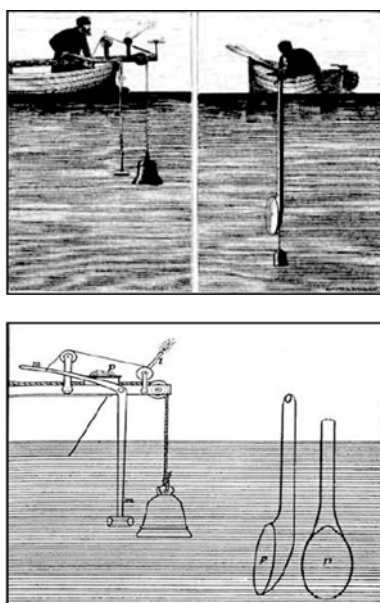


图 2 克拉顿和斯特姆于 1862 年在日内瓦湖所做的声速测量试验^[5]
Fig.2 Colladon and Sturm's 1862 experiment to measure the speed of sound in Lake Geneva^[5]

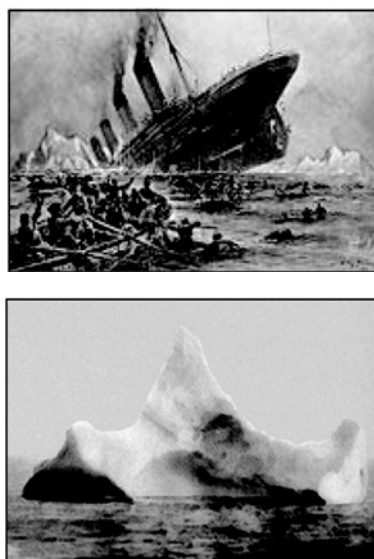


图 3 上: 泰坦尼克号沉没(艺术画)^[3]; 下: 据信造成此次灾难的冰山^[3]
Fig.3 Top: Sinking of Titanic (artist's conception)^[3]; Bottom: Iceberg believed to have caused the disaster^[3]



图 4 左: 雷金纳德·费森登在冰山探测/测距、回声探测和水声通信方面做出了先驱性的工作; 右: 费森登在海上布放费森登振荡器^[6]
Fig.4 Left: Reginald Fessenden carried out pioneering work in acoustic ice-berg detection/ranging, echo-sounding, and underwater communications; Right: Fessenden deploying the Fessenden oscillator at sea^[6]

呐的发展提供了极强的动力(战争期间, 潜艇击沉了超过 4 800 艘商船), 并且极大地加速了水声学的进展。以探测、分类、定位和跟踪潜艇为目标, 被动声呐系统(侦听目标产生的噪声)和主动声呐系统(发射脉冲声“ping”, 并侦听目标回声)得到了快速发展。海下声接收和发射的重大的仪器进展建立在压电效应(最早于 1880 年由雅克和皮埃尔·居里——居里夫人的丈夫发现)的基础上: 某些晶体(特别如石英)会由于机械压力而在表面产生电势, 相反地, 电场的作用也会导致晶体的机械膨胀/收缩。大部分现代水听器 and 许多声源依然基于压电换能器。一战期间另一个重要进展是水听器阵列, 典型的如一个水平(拖曳或舰壳安装)传感器线阵, 可以利用合适的传感器之间的时延来电子操控某角度上的阵列响应, 同时提供阵列增益以提高信噪比。

一战后, 回声测距声呐系统接受了应用于绘制覆盖地球表面 70% 的海底图形的挑战。第一次系统的海洋测深调查(水下地形学)由德国船只“流星”号开展, 在 1925~1927 年间 13 次横贯大西洋(南北间距 600 km), 通过共计达 130 000 km 的跟踪(回声测距规律由可信的但极其缓慢的测深索测深过程验证)得到了 7 000 个回声测距数据。“流星”号的调查得到了第一个海盆的详细深度图(图 5), 清晰地标明了两极之间的中大西洋山脊, 给出了大陆海岸线的形状。全球范围测量的海底地貌, 如洋中山脊(所有大洋)和一些沿海岸线的海沟等的声学制图于 1920~1950 年代完成, 对理解海床延展和 1960 年代的板块构造学理论的发展起到了重要的作用。

第二次世界大战(1939~1945 年)又一次强烈激

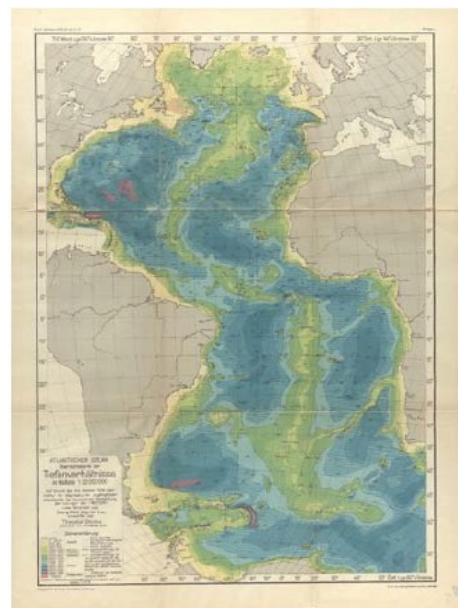


图 5 大西洋海深图。基于 1925-1927 年“流星”号考察船的回声探测远航测量, 勾画出了整个大洋中的中大西洋山脊^[7]
Fig.5 Bathymetry of the Atlantic Ocean based on acoustic echosoundings of the 1925-27 Meteor expedition, delineating the Mid-Atlantic Ridge through the entire ocean^[7]

励了海洋声学的进步。除了新式武器系统(声自导鱼雷、声触发水雷)的出现和声呐的改进之外, 声学研究也促进了对海洋的认识。例如, 旨在揭示声呐操作员观测到的从一个捉摸不定的深度上散射的和深度可变的回声而导致了普遍存在的深海散射层的发现: 该层聚集了大量的海洋有机物(浮游动物、磷虾、小鱼), 夜间浮到水面觅食浮游生物(互相以对方为食物), 白天则下到深处以躲避大型的掠食者。另一个例子是深海声道(Deep Sound Channel, DSC)的发现, 解释了声极远距离传播的机制。海洋中的声速主要取决于温度和压力。从水面往下的初始阶段, 由于通过温跃层时温度不断下降, 声速随深度增加而减小。温跃层以下, 由于深水绝热层中压力的不断增加, 声速随深度增加而增大, 这就导致了 DSC 的出现。在温跃层的底部有一个最小值(声轴)(图 6), 其深度变化范围很大, 在热带地区大约为 1 000 m, 温带的水中约为 500 m, 到北冰洋就在水面了(也就是说, 半声道)。在 DSC 中, 声轴以上的声线向下折射, 声轴以下的声线向上弯曲。其中没有导致能量损耗的边界面的影响, 声波能无损失地周期性传播。图 6 为 1940 年毛里斯·欧文所作的 DSC 传播的原始声线预测。在 1960 年的一次试验中, 在澳大利亚珀斯附近的 DSC 中引爆了一个爆炸声源, 3.6 小时后, 经过 20 000 km 的传播, 在百慕大附近被探测到^[8]。二战中, DSC 传播被用来定位落水飞行

员：爆炸声源从救生艇上释放，在 DSC 声轴上引爆，由疏散布设的岸站探测，即可通过三角定位法在 10~20 km 距离内确定声源。因为这样的应用，DCS 也称为“声发”(SO FAR, SOund Fixing And Ranging, 声学定位测距)声道，飞行员的声源称为声发炸弹。

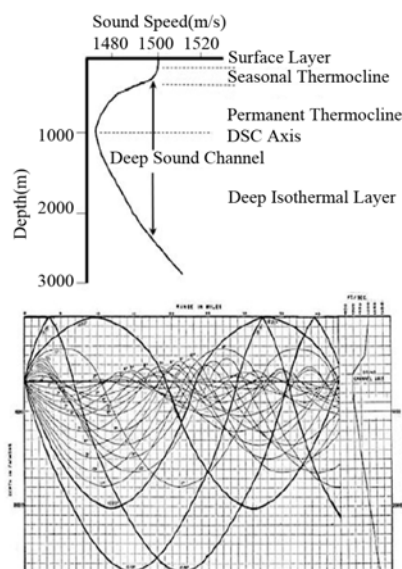


图 6 上：典型的海洋声速剖面，示出了深海声道(SOFAR 声道)；

下：欧文原始的声道传播射线预测^[9]

Fig.6 Top: Typical oceanic sound-speed profile illustrating the deep sound channel (SOFAR channel). Bottom: Ewing's original ray prediction of sound-channel propagation^[9]

二战后的冷战期间，探测和跟踪潜艇的需求继续推动着声呐的发展。其中，包括美国海军 1950 年代布设的 SOSUS(Sound Surveillance System, 声音侦察系统)阵列。这些由海底固定传感器组成的用于侦听 DSC 传播的与海岸线同样长度的阵列，代表了电气/海洋工程以及信号处理技术方面的巨大进步。1990 年代冷战结束后，SOSUS 阵列有了其他的应用，包括跟踪小且鲸鱼和记录地震等。

1970 年代，瓦尔特·芒克和卡尔·温斯迟提出了通过声学断层成像术在大范围内测量海洋性质的想法^[10]，模拟基于 X 射线的医学 CT(计算机断层成像术)在人体成像中的应用。在海洋声学断层成像中，在已知位置的一系列声源和接收器之间测量可得声传播时间。由测得的传播时间，可以得到传输路径上的声速，而由声速分布模型则可转换为一系列适合的声源-接收器几何测量。图 7 为 1991 年在南佛罗里达附近海域进行的 AMODE-MST 试验得到的声学断层图像。试验中，6 个锚定的声源组成一个直径 1 000 km 的圆，中间为一个拖曳式接收阵，记录由声速场转换得到的断层

成像数据，并研究中尺度的变化情况^[11,12]。由于海洋声速变化主要取决于温度，断层成像结果可以解释为一个海洋温度分布模型，由此可分辨不同的水体。海流场可由双向断层成像技术估计，即测量一系列声学收发器(既可做发射器，又可做接收器)的双向传输。由于双向测量包括了顺着和逆着洋流传输的信号，这样就消除了温度的主要影响，并可反演出水流的结构。

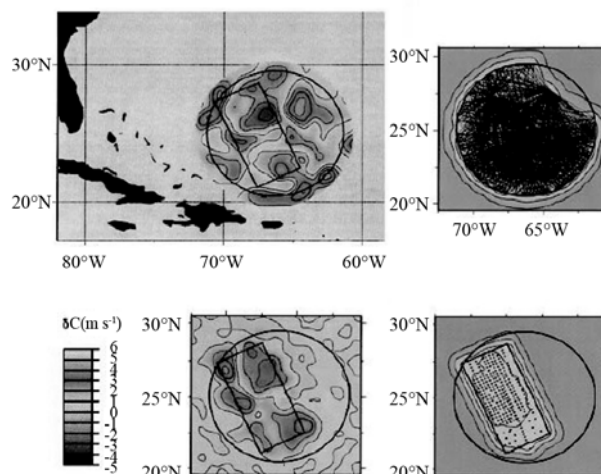


图 7 上左：由 AMODE-MST 声学断层成像数据反演的 700m 海深声速干扰场；下左：利用空中布放的昂贵的深海温度测量器直接测得的声速干扰场。右图显示了得到左图的线积分和点采样。两个声速估计在不确定性条件下一致^[11,12]

Fig.7 Top left: Sound-speed perturbation field at 700-m depth from inversion of AMODE-MST acoustic tomography data. Bottom left: Sound-speed perturbation field obtained from direct temperature measurements using air-deployed expendable bathythermographs. The panels at right show the line-integral or point sampling used to obtain the maps on the left. The two sound-speed estimates agree within uncertainties^[11,12]

ATOC(Acoustic Thermometry of Ocean Climate, 海洋气候声学测温)项目基于海盆范围内声学断层成像的应用，以给出中等尺度和内波的变化，从而提供海洋温度的稳定测量，通过长时间的观测，可作为全球气候变化的一个指示器。1996~2006 年，在北太平洋进行的测量给出了沿上千千米传播路径的海洋温度，比用其他在此尺度上进行测量的方法不确定性更小。1994 年，通过进行声学测量，TAP(Trans-Arctic Propagation, 穿越北冰洋传播)试验认为北冰洋海盆正在变暖，并将测量结果与 1970~1980 年间所作的直接声速测量进行了比较^[13]。通过考察集中于不同深度的三种传播模式在传播时间上的变化，表明由大西洋中部水流进入北冰洋深处引起了 0.4°C 的升温(图 8)。该结论后来被一艘破冰船进行的温度测量所证实。

1970 年代开始，出现了通过跟踪有零浮力的水下漂浮物(拉格朗日漂浮物)观测大尺度洋流的想

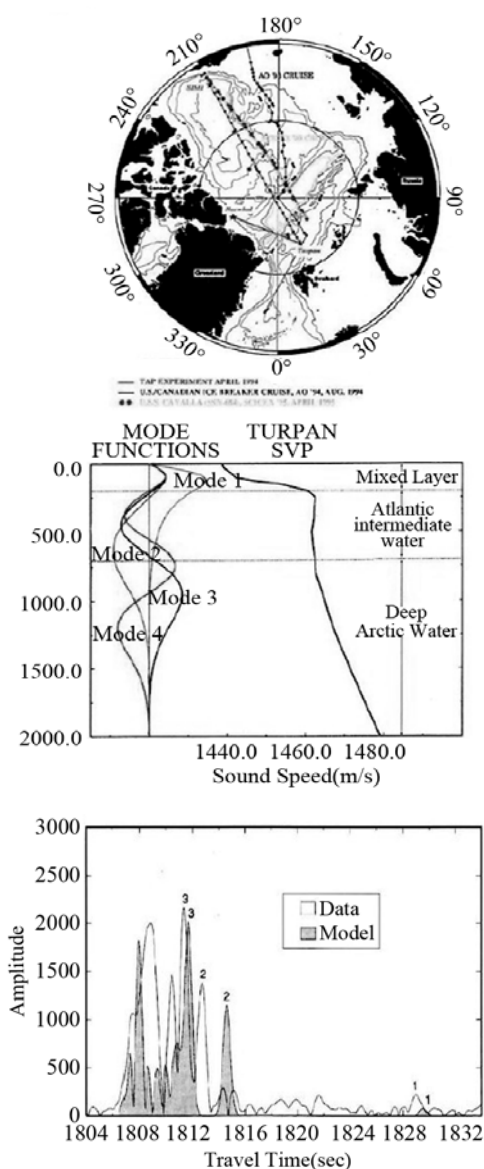


图 8 TAP 声学测温试验结果。上：声传播路径及破冰船航迹；中：与声速剖面相应的前四种传播模式及在主要水团的分布；下：1994 年 TAP 测量(数据)和 1970~1980 年间的声速测量预测(模型)关于模式 1-3 的传播时间变化。注意：模式 2 中明显的传播时间变化来自大西洋中部水域^[13]

Fig.8 Results of the TAP acoustic thermometry experiment. Top: Acoustic propagation paths and icebreaker transit. Middle: First four propagating modes compared to sound-speed profile and division into major water masses. Bottom: Change in travel time for modes 1-3 between the 1994 TAP measurements (data) and predictions for sound speeds measured from 1970-1980 (model). Note the significant travel-time difference for mode 2 which is concentrated in the Atlantic intermediate water^[13]

法，观测时间跨度由几个月到几年，距离达到几千米。在最初的方法中，漂浮物中含有声源，以规律的间隔发射编码信号，由一系列锚定的接收站探测，以确定漂浮物关于时间的函数。由于远距离传播在 SOFAR 声道内发生，因此这些漂浮物被称为 SOFAR 漂浮物。后来，为降低制造成本，进行了逆向设计，漂浮物中包含了接收器，记录

由锚定的声源(漂浮物表面周期性向卫星发射数据)发射的信号到达时间。在这种情况下，英文缩写也反了过来，漂浮物被称为 RAFOS 漂浮物。图 9 给出了 SOFAR 和 RAFOS 漂浮物及其在巴西附近大西洋漂浮模式的例子。

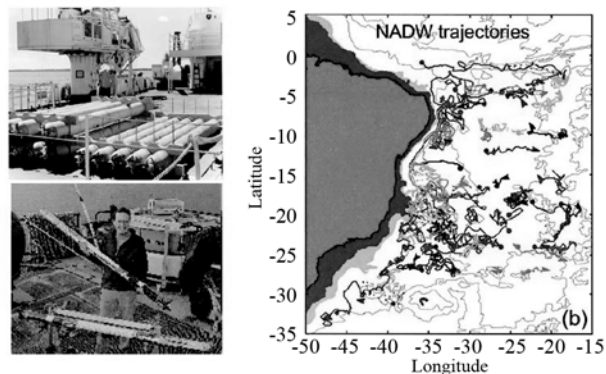


图 9 左：船上的 SOFAR 和 RAFOS 浮筒(上：SOFAR；下：RAFOS)；右：在巴西沿岸 SOFAR 和 RAFOS 浮筒的漂流路径
Fig.9 Left: SOFAR and RAFOS floats onboard ship (top and bottom, respectively)^[14]. Right: Drift paths of SOFAR and RAFOS floats off Brazil^[15]

1980 年代末期，出现了在水体中测量海流剖面的声学多普勒流速剖面仪(Acoustic Doppler Current Profilers, ADCP)。该仪器垂直向水中发射高频声束，测量随水流运动的悬浮颗粒的声学反向散射。反向散射的到达时间给出距离估计，多普勒频移指示散射速度(需要使用 3 个或以上的声束以确定三维速度场)。基于 17 个 ADCP 站，图 10 给出了地处北纬 42°的纽芬兰亚极海流的自东向西横断面，画出了温暖的北部和较冷的南部的分界线。

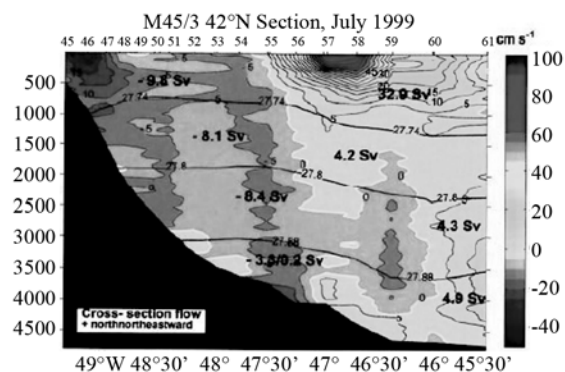


图 10 由 17 个 ADCP 站观测到的纽芬兰大浅滩南部大陆架斜坡由北向南的亚极洋流。向北的洋流定义为正向

Fig.10 North-south subpolar current section across the continental slope south of the Grand Banks of Newfoundland from 17 ADCP stations. Northward currents defined as positive

从 1970 年代至今，海底声学调查也取得了巨大的进展。标准的回声探测仪由单垂直波束向下直接射入海底的声波的回声时间确定水深，多波束声呐则通过对海底进行侧扫成图。多波束声呐

是一种舰(船)壳安装系统,向水中侧面发射一个声波束扇区,由形成的接收窄波束(典型的海底条带宽度为水深的 2~4 倍,频率为 20~100 kHz)的回声时间确定海底交叉跟踪条带的水深。利用多波束系统的高精度水深测绘,需要对船只的位置及其运动(起伏、俯仰、横摇)进行精确测量。此外,侧扫声呐发射侧向扇形声波束(扇区宽度典型为 100~500 m,频率 100~500 kHz)并从距离海底 100 m 左右的“拖鱼”上接收声信号,通过测量反向散射强度绘出海底反射物的图像。最后,海底剖面声呐可利用拖在船后的声源和水听器阵(频率为 0.1~40 kHz),通过测量从海底浅地层返回的回声时间,沿着船只的轨迹给出海底地层的剖面图像。多波束、侧扫和海底剖面声呐结果例见图 11。

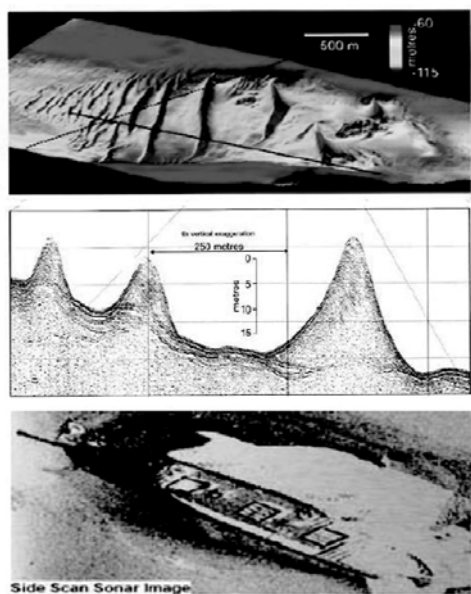


图 11 上图和中图分别为胡安德富卡海峡水下沙丘的多波束声呐和海底剖面声呐结果^[16];下图:赫伯特·D. 马克斯维尔号残骸的侧扫声呐图像^[7]

Fig.11 Top and middle: Multi-beam and bottom-penetrating sonar results, respectively, for a submarine sand dune field in Juan de Fuca Strait^[16]. Bottom: Side-scan sonar image of the wreck of the Herbert D. Maxwell^[7]

过去 20 年间,水声科学和技术继续得到惊人的发展,推动了对海洋的深入理解。主要的开发领域包括遥控和自主水下航行器的使用;有缆海洋观测;海底交互的声学测量和建模,包括散射、混响和两相介质效应;以及海床地声性质的声学数据反演等。作者在后一领域的一些最新贡献将在下一部分进行简单的介绍。

2 概率地声反演

本节结合算例,给出作者在维多利亚大学进

行的研究项目的概览,该项目旨在通过海洋声学测量反演研究海床地声特性及其过程。带声学数据的海床参数的遥感代表了地球物理学、地质学、岩土工程以及防御应用等一类重要的问题。相比于直接取样(如钻芯),地声反演是一个方便的原位替代法,但是需要解决固有的非唯一解(即符合数据的一系列可接受的解)的非线性逆问题。虽然由于计算复杂度而常常被忽略,但在非线性反演中,为使恢复参数的表示有意义,严格的不确定性估计是一个重要问题。只有具有量化的不确定性估计,才能有效解决诸如参数空间和时间可变性以及频率依赖性之类的问题。

通过遥感了解物理系统(如海床)性质是科学中的一个普遍问题:一个信号与被研究系统交互,会受到决定于系统性质的某种方式的影响。变化的信号(数据)的观测包含与系统性质有关的信息,但这些信息并不能被观测者直接获取,而必须通过形成逆问题而导出。系统被描述为一个模型,给定了信号-系统交互的物理理论、合理的系统参数化,以及误差过程的统计表示。在此问题中,不独立已知的误差模型参数(如方差、协方差)也包含在未知参数中。目标是估计与由物理/统计模型得到的数据一致的参数值和不确定性(或者,更好地,概率分布)。

应用于反演的概率(贝叶斯)方法把未知模型参数视作由数据和先验信息限制的随机变量,目的是量化后验概率密度(Posterior Probability Density, PPD)。PPD 表示模型参数的多维概率分布,典型地由简化特性如边缘概率密度(如,除了一个参数之外其他所有参数都被积出的一维概率分布)表示。非线性问题(如声学反演)中,解析解不可得,必须对 PPD 进行数字采样。这样的采样通常基于马尔科夫链蒙特卡洛(Markov-Chain Monte Carlo, MCMC)方法^[17],有力且通用,还具有数字精细度。因此,开发有效的算法具有重要的实际价值。

作为第一个例子,考虑海床声反射系数(反射和入射幅度之比)是角度函数的反演的情况,其中的角度由一个拖曳式声源/接收系统(图 12,上)在波罗的海测得^[18]。测量在两个最上层海床沉积物已知——分别是软泥和硬些的冰碛土——的地点进行,目的是确定声反射数据可否分辨出不同的海床类型。应用了平面波粘弹性反射理论,频率平均数据时间加窗,仅考虑小于 1 m 的穿透深度,这样就不用考虑海床的分层。残差设为高斯分布,其方差包括在反演参数中。由反射数据得到的海床特性估计包括纵波(声)和横波速度— V_P 和 V_S ,

纵波和横波衰减— α_P 和 α_S ，以及密度 ρ 。为提高效率，反演在主分量参数空间应用了 Metropolis-Hastings 采样^[17]。先验信息包括有界的均匀间隔，将反演限制在物理合理的值。图 12(中)以边缘概率分布形式给出了地声参数的反演结果。该图表明， V_P 、 V_S 和 ρ 由声学数据解出(即具有小的不确定性)，而 α_P 和 α_S 本质上却不受此数据集的限制。在两个地点恢复出的地声参数与已知的泥土和冰碛土的值一致。重要的是，在两处， V_P 和 V_S 估计值的差异明显地超过了其不确定性，确定地分辨出了两处沉积物的类型。参数间的关系可联合边缘分布的形式进行研究(图 12，下)。例如， V_P 和 V_S 的正相关(相对于边缘密度峰正斜率)表明该问题的物理解释不全依赖于这些参数，而是允许在一个解的范围，其中 V_P 和 V_S 可以合理的比率增加。

上例设计中，考虑的是海床的一个简单均匀(半空间)模型。然而，在许多情况下，目标是通过分层海床模型解决地声特性的深度变化。这类情况下，与数据解算能力一致的模型参数化(分层数)通常并不是事先已知的。传统上，常常在逆问题中对参数化做出假设，而其结果却较少研究。然而，假设的模型可深刻地影响可恢复的数据，特别是不确定性估计。一般情况下，若合适的模型不独立已知，它就可以(也应该)包含在逆问题中，即由数据估计，此过程称为模型选择。跨维(跨 D)反演表示一种模型选择的自动方法，根据数据支持在一系列模型参数化中采样，得到该模型集的以整体解表示的概率分布。该方法符合简约性原则(支持与数据分辨率一致的简单参数化)，其优点是模型选择中的不确定性是量化的，并且包含在解的不确定性中。

一个未知层数海床模型的跨维地声反演的例子示于图 13^[19]。例中，高分辨率反射系统数据是利用单个锚定的水听器和船拖冲激声源在地中海的马耳他高原采集的(图 13，上)，提供更宽的反射角范围和比图 12 考虑的拖曳阵有所提高的声源指向性校正性能。利用球面波反射理论和两相介质海床模型(伯金翰粘性微横波模型^[20])反演了多频反射系数数据(500~5 000 Hz)，结果在此转换为纵波(声)速度、密度及衰减，以与现场的岩芯测量进行比对。每一频率上的残差作为未知量包含在了反演中。跨维反演使用了可逆马尔科夫链蒙特卡洛(reversible-jump Markov-Chain Monte Carlo, rjMCMC)算法^[21]来对不同层数的模型取样。对 rjMCMC 算法来说，维数跳转(层数改变)的高拒绝率是一个问

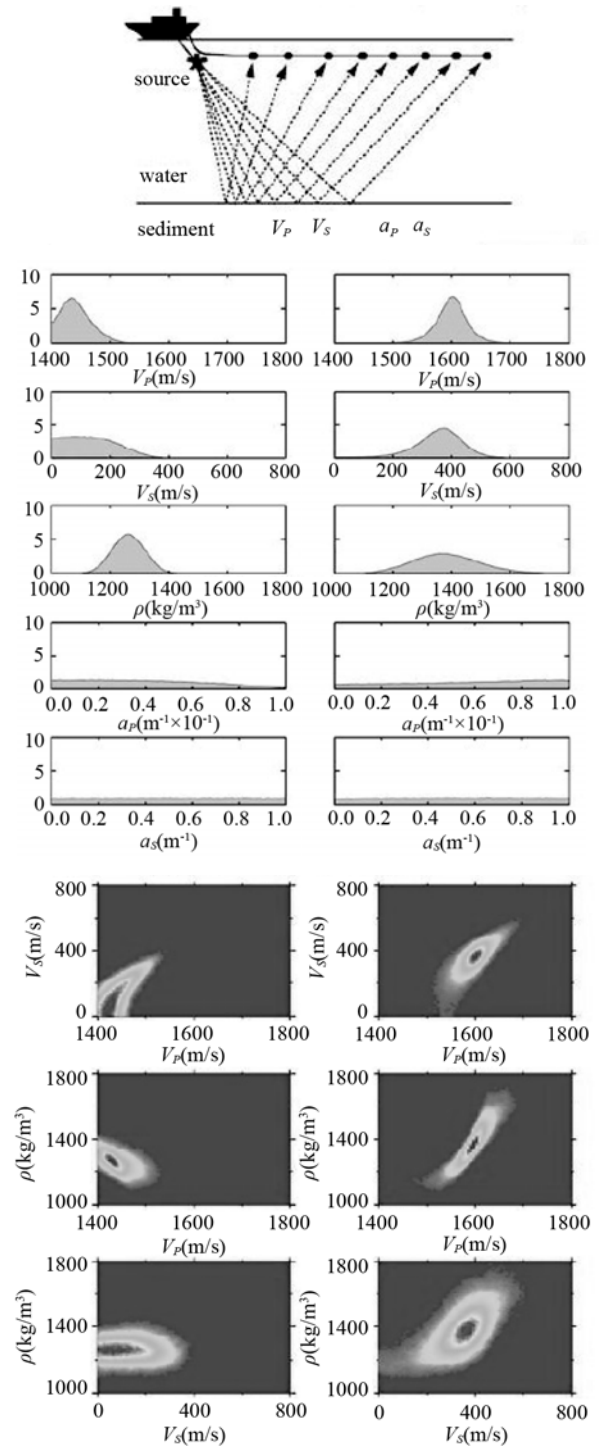


图 12 上：拖曳阵反射布置图；中：软泥(左)和冰碛土(右)处地声参数的边缘概率分布；下：软泥(左)和冰碛土(右)处的联合边缘分布^[18]

Fig.12 Top: Towed-array reflection geometry. Middle: Marginal probability distributions for geacoustic parameters at mud (left) and till (right) sites. Bottom: Selected joint marginal distributions at mud (left) and till (right) sites^[18]

题，此处用并行调和^[22]加以解决：在一系列与 PPD 相比渐近松弛但包含与 PPD 概率性互换的一系列分布中采样。此外，使用图形处理单元，还并行地进行了球面波数据预测，得到了 200 倍的计

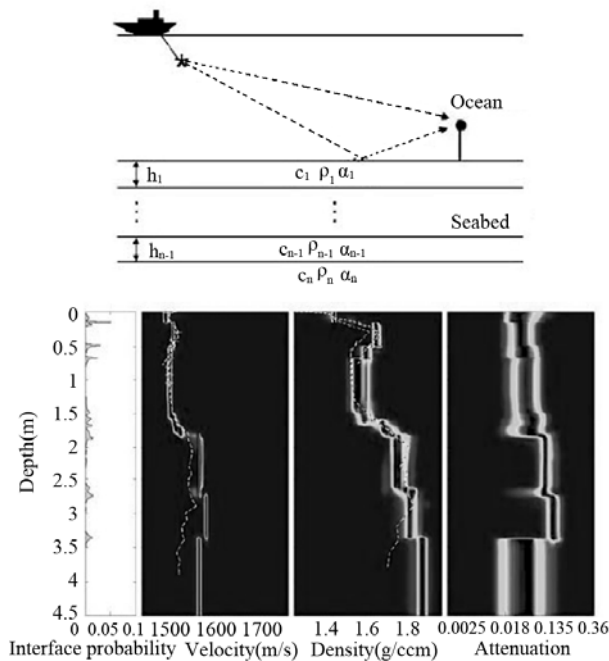


图 13 上: 带拖曳声源和锚定接收器的高分辨率反射布置图; 下: 低声参数的边缘概率剖面。岩芯测量的结果也以虚线表示出^[19]
 Fig.13 Top: High-resolution reflection geometry with towed source and moored receiver. Bottom: Marginal probability profiles for geoaoustic parameters. Results for core measurements are also shown as dashed lines^[19]

算加速。

图 13(下)以边缘概率分布剖面的形式给出了声速、密度和衰减的高分辨率反射反演结果。根据数据需求, 跨维反演恢复了地声参数中的不连续变化(分层)和梯度。图 13 显示, 反演结果与在同样地点直接对岩芯进行的测量结果高度一致。特别地, 在 3 m 深度内, 反演结果与岩芯密度剖面紧密吻合; 超过此深度显现的差异可能是由于提取过程中岩芯底部 0.5 m 的分解带来的测量偏差。在 2 m 深度内, 声速反演和岩芯测量结果及其接近; 超过此深度, 会出现高速沉积物的弥散(速度随频率变化), 差异大概是由于更高频率(200 kHz)用于岩芯测量(以及岩芯底部 0.5 m 的分解)。因此, 本例中, 通过声反射反演的遥感提供了感兴趣频率上的原位地声剖面, 比岩芯测量更可靠。

近来的地声反演(及其他声学领域)中, 不同于受控声源信号, 自然发生的背景噪声的反演是一个新的主题。其优点包括更简单的试验配置——更低的功率需求、连续可变信号、更少的环境破坏和非干扰性调查。浅水中的地声反射反演可基于环境噪声: 利用垂直传感器阵测量环境噪声场, 对其响应进行向上和向下观测角的波束形成(图 14, 上)。假设表面噪声源(风和浪)及传播包括逐次的海底和海面反射, 下视波束中的声比在同

样角度的上视波束中要多一次海底反射^[23]。因此, 利用上视响应除下视响应, 就可得到反射系数。虽然由于波束形成的拖尾效应, 会比受控源测量的角度分辨率稍低。图 14 比较了由环境噪声反演(中)和在马耳他高原某处(不同于图 13 的地点)采集的受控声源(下)反射数据得到的沉积物速度 c 、密度 ρ 和衰减 α 的边缘概率剖面^[24]。图 14 中的两组结果非常一致, 虽然受控源反演有些小规模的细微结构。两组结果都与也在图中示出的现场岩芯测量结果很好地一致。

这里考虑的最后一个问题涉及到海床和水体特性的声学反演, 在两个维度上(即, 在一次跟踪

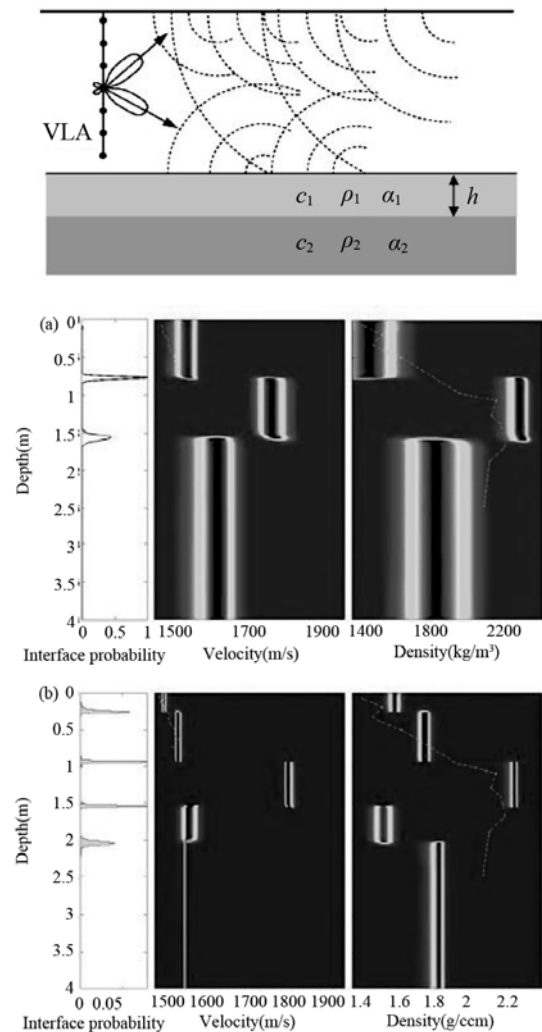


图 14 上: 环境噪声反射反演试验的布置图, 包含垂直线阵(VLA)针对上视和下视波束波束形成结果的测量; 中: 环境噪声反演的地声边缘剖面; 下: 受控声源反演的地声边缘剖面。白色点线为岩芯测量结果^[24]

Fig.14 Top: Experimental geometry for ambient-noise reflection inversion, involving vertical-line array (VLA) measurements beamformed into up- and down-looking beams. Middle: Geoacoustic marginal profiles from ambient-noise inversion. Bottom: Geoacoustic marginal profiles from controlled-source inversion. Core measurements indicated by white dotted lines^[24]

的深度和水平距离上)有所差异。对于二维(2D)反演, 适于解出本地结构的尽量少的参数化极其重要。我们的方法中, 使用了一个基于自校正格型运算的高效 2D 海床参数化, 以应用跨维反演。该方法中, 参数化基于节点的不规则分布, 位置参数集包括与每个节点相关的空间位置和环境特性, 以及节点数^[25,26]。节点位置和特性用于以 Voronoi 室(节点的最近邻区域)定义 2D 海床模型, 与用于转发模型计算一样。采用 rjMCMC 的跨维反演在包含区分节点数目的参数化之上采样, 利用自然贝叶斯简约法限制反演为简单的参数化。节点数目和位置的自动校正为数据解算能力和结构变化剧烈的区域提供高的节点密度, 而使分辨率低和变化不大的区域节点密度低。

为图示这种新方法, 考虑了一个仿真的例子。其中, 在水体和海床上, 声速随深度和距离以不可知的方式变化(密度和衰减也在海床变化并进行了反演, 但结果未在此列出)^[26]。图 15(上)给出了真实的声速结构(注意: 不同的色棒用于水体和海床, 因为其尺度变化不同)。水体在最上部分强烈分层, 从 2 km 距离上开始, 具有一个低速的依赖距离的干扰。在 4 km 的范围内, 水深在 100 m 到 200 m 深度变化, 中部较为平坦(水深图在反

演中视作已知)。紧靠水-沉积物界面, 海床有一个 10m 厚的低速(1500 m/s)层。其下为一个楔形(1600 m/s), 在 0 到 2 km 距离上延伸, 厚度由 70m 减至 10 m。此外, 海床还包括一个 1700 m/s 的基底。使用分步-抛物方程传播模型, 对应于 5 个位置(50 m 深度, 1、2、3、3.5、4 km 距离上)和 3 个频率(50、100、200 Hz)的声源, 计算了在一个 32 传感器垂直阵上的合成数据(频域声场)。每个频率上最大幅度 15% 的标准差复高斯分布噪声加在了数据中。假定没有任何水体或海床结构或声源谱(即相干处理)的知识, 进行了全域的反演。

反演结果以声速估计(加均值, 中图)和不确定性(加入了标准差, 下图)的形式示于图 15。中图表明, 整个水体和海床的声速结构得到了很好的解算。特别地, 海床上部薄的低速层、水体侵入和海床楔形都高度精确地得到了恢复。下图表明在海床深处和楔形的起始处具有很大的不确定性。海床上节点数量在 6~12 间变化, 水体中在 7~9 间变化, 表示了该二维复杂结构的简约参数化。

3 总结

海洋对电磁场不透明, 但对声是透明的。因而, 通过精巧的设计, 声可用于海洋中各式各样的实际应用, 并包括海洋自身的研究。本文给出了一个声学应用于海洋及通过声学理解海洋进展的简单概览, 以及地声反演的最新工作成果。

致 谢

感谢宾夕法尼亚州立大学 Charles Holland 在地声反演方面的长期合作, 维多利亚大学海洋声学组其他成员(Jorge Quijano 和 Gavin Steininger)对反演研究的贡献, 以及美国海军研究局对我们工作的支持。

参 考 文 献

- [1] Bjorno L. Features of underwater acoustics from Aristotle to our time[J]. *Acoustical Physics*, 2003, 49: 24-30.
- [2] www.dosits.org (Discovery of sound in the sea).
- [3] Public Doman (Wikipedia commons).
- [4] Photo credit: Ria Tan, www.wildsingapore.com.
- [5] Colladon J D. *Souvenirs et Memoires*, (Albert-Schuchardt, Geneva, 1893). NOAA Photo Library.
- [6] "Submarine sampling," *Scientific American Supplement*, No. 2071, pp. 160-170 (1915). NOAA Photo Library.
- [7] NOAA Photo Library (photolib.noaa.gov).
- [8] K Heaney D, Kuperman W A, McDonald B E. Perth-Bermuda sound propagation (1960): Adiabatic mode interpretation[J]. J.

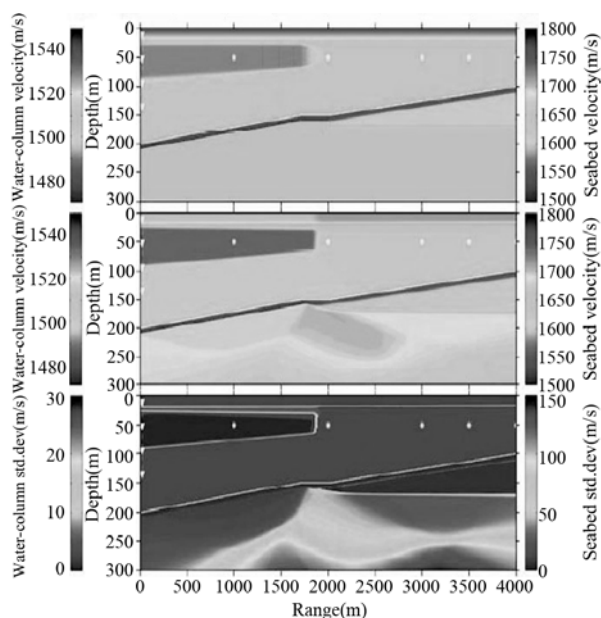


图 15 上: 水体和海床真实的 2D 声速变化; 中: 声速估计; 下: 声速标准差。所有图中, 声源和接收器位置都分别是星形和三角形布放, 水深以白线标出, 不同颜色分别用于水体和海床^[26]
Fig.15 Top: True 2D sound-speed variation in water column and seabed. Middle: Sound-speed estimates. Bottom: Sound-speed standard deviations. In all panels, the source and receiver locations are indicted by asterisks and triangles, respectively, the bathymetry is outlined in white, and different color scales are applied for water and seabed^[26]

- Acoust. Soc. Am. 1991, **90**: 2586-2594.
- [9] Ewing W M, Jardetsky W S, Press F. Elastic Waves in Layered Media (McGraw-Hill, New York, 1957).
- [10] Munk W, Wunsch C. Ocean acoustic tomography: A scheme for large scale monitoring[J]. Deep-Sea Res. 1979, **26**, 123-161.
- [11] Cornuelle B D, Munk W, Worcester P. Ocean acoustic tomography from ships[J]. J. Geophys. Res, 1989, **94**, 6232-6250.
- [12] The AMODE-MST Group: T. G. Birdsall, J. Boyd, B. D. Cornuelle, B. M. Howe, R. Knox, J. A. Mercer, K. Metzger, Jr., R. C. Spindel, and P. F. Worcester, "Moving ship tomography in the North Atlantic," EOS 75, 17, 21, and 23 (1994).
- [13] Mickhelevsky P N, Garvrilov A N, Baggeroer A B. The transarctic propagation experiment and climate monitoring in the Arctic[J]. IEEE J. Oceanic Eng, 1999, **24**, 183-201.
- [14] www.po.gso.uri.edu (University of Rhode Island, Graduate School of Oceanography, Physical Oceanography).
- [15] Hogg N G, Owens W B. Direct measurement of the deep circulation within the Brazil Basin[J]. Deep Ocean Research, 1998, **46**: 335-353.
- [16] Mosher D C, Thompson R E. Massive submarine sand dunes in the eastern Juan de Fuca Strait, British Columbia[J]. Marine Sand Wave Dynamics, International Workshop Proceedings, 14 pp. (2000).
- [17] Geyer C J. Introduction to Markov Chain Monte Carlo[J]. in Handbook of Markov chain Monte Carlo, 2011, 3-47 (Springer).
- [18] Riedel M, Dosso S E, Beran L. Uncertainty estimation for amplitude variation with offset (AVO) inversion[J]. Geophysics 2003, **68**: 1485-1496.
- [19] Dettmer J, Holland C W, Dosso S E. Probabilistic trans-dimensional parameter inference for dispersive seabed sediments[J]. In Review: Geophysics (2013).
- [20] Buckingham M J. On pore fluid viscosity and the wave properties of saturated granular materials including marine sediments[J]. J. Acoust. Soc. Am, 2007, **122**, 1486-1501.
- [21] Green P. J. Reversible jump Markov chain Monte Carlo computation and Bayesian model determination[J]. Biometrika 1995, **82**: 711-732.
- [22] Dosso S E, Holland C W, Sambridge M. Parallel tempering in strongly nonlinear geoacoustic inversion[J]. J. Acoust. Soc. Am, 2012, **132**: 3030-3040.
- [23] Harrison C H, Simons D G. Geoacoustic inversion of ambient noise: A simple method[J]. J. Acoust. Soc. Am, 2002, **112**: 1377-1389.
- [24] Quijano J, Dosso S E, Dettmer J, et al. Bayesian geoacoustic inversion using wind driven ambient noise[J]. J. Acoust. Soc. Am. 2012, **131**: 2658-2667.
- [25] Bodin T, Sambridge M. Seismic tomography with the reversible jump algorithm," Geophys. J. Int. 2009, **178**: 1411-1436.
- [26] Dettmer J, Dosso S E. Probabilistic two-dimensional water-column and seabed inversion[J]. In Review: J. Acoust. Soc. Am, 2013.

Studying the sea with sound

Stan E. Dosso, Jan Dettmer

(University of Victoria, Victoria, V8W 3P6, B.C., Canada)

Abstract: Because electromagnetic radiation is strongly attenuated in seawater while sound propagates efficiently to long (even global) ranges, scientists and engineers have devised many ingenious methods to use acoustics in the ocean in place of light, radio, and microwaves. Myriad underwater acoustic applications include remote sensing, remote control, communications, navigation, and source detection/localization. This talk will present a semi-historical overview of the use of sound to study the sea (including the seabed), from ancient times, through two world wars, and into the modern era of advanced measurement technologies and computer analysis. A final emphasis involves on-going research to estimate seabed geophysical properties and quantify their uncertainty and variability using a variety of ocean acoustic measurements and probabilistic inversion theory.