沉积物中的物理特性和声速的统计相关

Rockne S. Anderson (Anderson)

美国海军海洋局声学海洋分部 华盛顿 DC 20373

摘要 用系统的阶式回归分析来确定声速和实验室测得的沉积物的物理特性之间的统计相关，这些沉积物取之于大西洋，太平洋，印度洋，和地中海中的 82 个岩心。碳酸盐的容量和切变强度同沉积物的声速没有重要的相关。以 ϕ 为单位的平均颗粒大小和孔隙度是二个同声速显出最有意义的相关的参数。孔隙比，湿密度，比重，或平均颗粒大小的统计较高阶的矩对速度预报方程没有重大的改进。把数据按不同水深、大洋、或地文区来分类去确定这些参数对速度—孔隙度和速度—颗粒大小关系的影响，结果表明利用这些数据的分类改进了作为颗粒大小的函数的速度预报。尤其是，对一给定的颗粒大小，大西洋的速度比太平洋的速度高。对一给定的孔隙度，大洋隆区的速度比别处来得较高。总之，在所有别的区域，这些数据可用表示速度V（米/秒）与孔隙度P（百分比）关系的方程来描述。这个方程是 $V=-22.9P+0.1500P^2+2367$ 其标准误差为 35米/秒。利用这个方程和另外一个密度对孔隙比的方程作出了某种应用。对于每一个数据点，海底损失是由沉积物的速度值和从测量到的孔隙度预报的密度来确定的。并且同实际测量的速度和密度所确定的海底损失作了比较。对每一个具有比重在 2.618 克/厘米^{3}到 3.45 克/厘米^{3}的宽范围内的数据点，这二个确定值之间的差都小于 3 分贝。

引 言

近年来，为了更好地了解声从海底反射的特性与海底声特性和物理特性之间的关系，进行了大量沉积物的物理特性与声通过沉积物的速度关系的研究。Breslau [1965]把在 12 千赫测得的实际垂直入射的海底损失同测得的海底样品的孔隙度和颗粒大小联系起来。几个作者企图从测量沉积物的密度或孔隙度来预报垂直入射海底的反射系数。[Akal 1972; Faas 1969; Hamilton, 1970a]。但由于实际的海底反射系数与预报的反射系数，特别在低频段，可能差得非常大，这个关系的重要性就不大了。例如，预报的反射系数和孔隙度之间的相关系数很大的含意是难以解释的。[Blackman 1971]。除了物理特性外，影响反射的因素是：分层和层的持久性、衰减，和海底的粗糙度。海底照相，测深和地震剖面以及岩心数据能提供的在其它因素方面的知识。然而，知道了沉积物的每一个物理特性对声速影响的程度有多大，能够改进预报声反射性的能力。在缺少测量数据的区域，这些物理特性可以从海洋地质的知识来估计。

在这篇论文里使用的数据是从海洋地球物理考察的报告里搜集起来的 (MGS)，考察从 1965 年到 1967 年在美国海军海洋局领导下进行的。Alpine Geophysical Associates, Inc,

(AGA)和 Texas Instruments, InC., (TI) 两公司在世界各大洋不同区域里进行了大量测量。在本文中，采用了总共 82 根岩心的数据，它们来自于 AGA 测量的区域 6 (夏威夷附近)，15 (南中国海)和 ST (东南大西洋和印度洋)和 TI 测量的区域 1 (挪威海)，2 和 3 (东北大西洋)，7/4 (西北大西洋)，和 6 (地中海) [美国海军海洋局 1968c，1969b，1968d，1967，1968a，1968b，1969a；Horn et al.，1967]。岩心的位置表示在图 1 里，(除了印度洋的岩心外)并列在表 1 里，在这篇论文中，没有引用其余的 MGS 数据，因为只用图解形式而不用表格形式的结果不能采用来精确地确定真实的值。

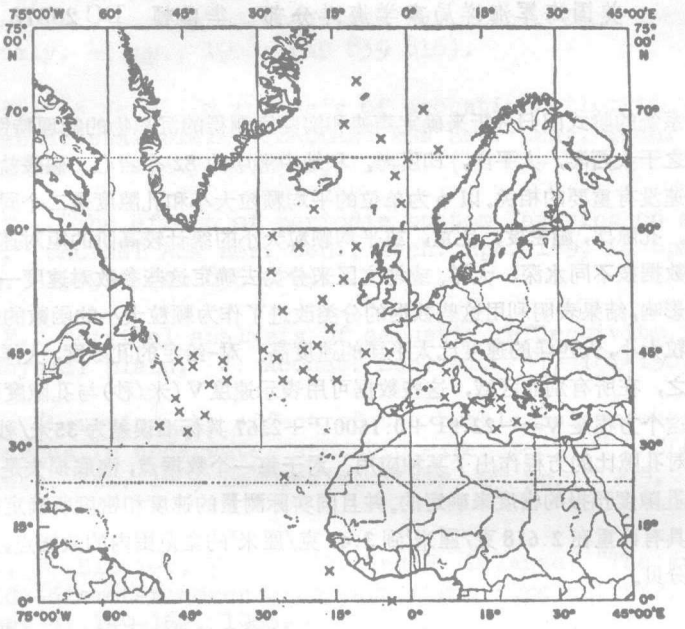


图1A 在大西洋(包括挪威海)中41根MGS岩心的位置和14根在地中海的位置。

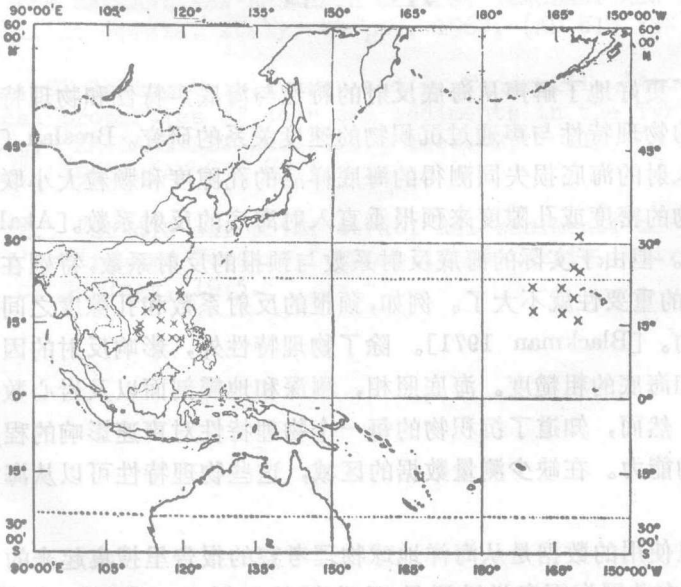


图1B 23 根岩心在太平洋夏威夷附近和南中国海的位置

本文有两重目的：（1），确定使用阶式的回归分析时，采用一个以上物理特性对于沉积物的声速预报是否有所改进。（2），除了沉积物的物理特性外，确定什么样的因素能提高声速的预报。关于后者，在这篇论文中考虑的对沉积物的声速和物理特性间关系有影响的因素是；总的大洋区域，地文区，和水深。

表1 岩心名称，位置，水深，岩心长度和数据对的数目。

岩心	纬度	经度	深度（米）	地文区	岩心长度 厘米	数据对的数目 速度 颗粒大小	数据对的数目 速度 孔隙度
BA-6-11-1	15°51′N	160°27′W	5550	深海丘陵	440	9	10
BA-6-11-2	17°14′N	163°40′W	5515	深海丘陵	600	9	9
BA-6-11-3	17°42′N	169°39′W	5266	马尔库斯-内克海隆	365	3	3
BA-6-16-4	20°10′N	161°28′W	4640	深海丘陵	1045	16	16
BA-6-16-5	22°11′N	163°50′W	4720	夏威夷海脊	625	14	14
BA-6-16-6	22°06′N	169°28′W	4420	侧面的海山群			
BA-6-17-7	25°06′N	160°30′W	4775	深海丘陵和海隆	542	11	11
BA-6-17-8	25°53′N	161°33′W	4960	夏威夷海拱	30	2	2
BA-6-17-9	31°28′N	160°14′W	5600	夏威夷海拱	32	4	4
RA-15-3-1	20°22′N	113°51′E	102	深海丘陵	400	4	12
RA-15-3-2	13°25′N	110°37′E	2730	大陆架	263	5	5
RA-15-3-3	13°43′N	111°08′E	2801	在越南海面的海底高原	155	4	4
RA-15-3-4	11°55′N	111°23′E	3100	在越南海面的海底高原	510	17	17
RA-15-3-5	12°16′N	115°30′E	4365	大陆坡上的海崖	395	6	8
RA-15-3-6	12°01′N	117°40′E	3340	大陆隆	1195	45	48
RA-15-4-1	14°42′N	118°14′E	4130	大陆隆	475	19	19
RA-15-4-2	20°20′N	119°43′E	3350	马尼拉海沟的外脊	575	23	28
RA-15-4-3	21°13′N	119°24′E	3130	台湾海脊西面陆基	580	14	14
RA-15-4-4	18°03′N	114°29′E	3350	台湾海脊西面陆基	575	17	16
RA-15-4-5	17°28′N	112°29′E	1385	麦克尔菲尔德海隆北陆基	475	10	10
RA-15-4-6	18°11′N	115°54′E	3810	边缘海台的裂缝	450	7	8
RA-15-5-1	14°52′N	111°18′E	1375	大陆隆	590	16	17
				边缘海台	555	15	15
RA-15-5-2	15°39′N	115°41E	4200	麦克尔菲尔德滩东深海平原	1195	23	33
RA-ST-1B-1	24°27′N	25°24′W	5241	加那利群岛海隆	1064	55	57
RA-ST-1B-2	06°10′N	16°15′W	4930	塞拉里昂深海平原	1120	26	27
RA-ST-1B-3	00°00′N	03°55′W	5110	几内亚海盆的深海平原	1125	22	23
RA-ST-1C-1	29°58′S	32°31′E	4945	莫桑比克深海平原	530	11	11
RA-ST-1C-2	20°00′S	51°00′E	4820	马达加斯加附近大陆隆	250	7	8
RA-ST-1D-1	06°40′S	62°00′E	3980	Madingley 深海平原	485	10	10
RA-ST-1D-3	04°37′	86°28′E	4040	恒河冲积锥	125	7	7
AS1-2	70°04′N	3°14′E	3191	挪威海盆—杨马延深海平原	850	19	45
AS1-3	71°59′N	10°24′W	2414	挪威海盆海脊	1010	21	61
AS1-4	69°00′N	12°46′W	1832	挪威海盆	845	12	32
AS1-5	67°53′N	5°13′W	3475	冰岛海脊	775	23	42
AS1-6	62°36′N	1°24′W	1609	上大陆隆	975	8	22

续表

岩心	纬度	经度	深度（米）	地文区	岩心长度厘米	数据对的数目 速度颗粒大小	数据对的数目 速度孔隙度
AS1-7	64°00′N	2°35′W	2853	下大陆隆	775	9	21
AS1-8	67°04′N	6°04′E	1317	赫尔戈兰海台	1000	10	31
AS1-9	66°21′N	00°18′E	3017	下大陆隆	330	3	11
AS2-1	48°17′N	15°44′W	4721	比斯开深海平原	920	13	25
AS2-2	54°28′N	13°15′W	2891	深海平原	818	16	33
AS2-3	58°13′N	10°36′W	1885	罗卡尔海隆	868	9	18
AS2-4	62°00′N	18°55′W	1894	冰岛海隆	940	8	23
AS2-5	58°10′N	22°00′W	2928	深海平原	650	11	28
AS2-6	51°58′N	17°35′W	4710	大陆隆	1070	13	22
AS2-7	59°15′N	27°18′W	2128	雷克雅未克海脊中阶	1056	13	21
AS2-8	55°32′N	27°34′W	2855	深海丘陵	877	9	19
AS2-10	50°36′N	25°29′W	3989	中大西洋海脊上阶	639	11	23
AS3-2	45°00′N	4°03′W	4209	大陆隆	1055	13	36
AS3-3	41°02′N	14°42′W	5216	伊比利亚海深平原	971	12	32
AS3-4	46°06′N	18°28′W	3989	中大西洋海脊下阶	906	12	18
AS3-5	45°28′N	21°19′W	3935	中大西洋海脊中阶	1186	14	24
AS3-6	41°10′N	19°24′W	4593	中大西洋海脊下阶	764	12	22
AS3-7	42°24′N	21°29′W	3865	海山群	559	10	17
AS3-8	40°55′N	25°26′W	3459	上阶	800	11	21
AS3-10	44°09′N	26°38′W	2494	强裂缝性海台	290	7	11
AS6-1	33°28′N	24°13′E	1902	海脊	813	21	28
AS6-2	35°47′N	25°23′E	1737	深海平原	669	15	16
AS6-3	37°34′N	16°17′E	2121	大陆隆	940	19	21
AS6-4	37°50′N	18°15′E	2163	大陆隆	734	21	29
AS6-5	34°13′N	21°30′E	2195	海脊	559	13	21
AS6-6	33°10′N	17°35′E	2158	大陆隆	827	17	27
AS6-7	37°20′N	12°40′E	168	大陆架	770	16	16
AS6-8	36°22′N	11°13′E	110	大陆架	558	9	17
AS6-9	36°20′N	18°35′E	3840	深海平原	897	15	16
AS6-10	42°03′N	07°03′E	2570	深海平原	505	20	30
AS6-11	38°05′N	06°58′E	2743	深海平原	846	15	27
AS6-12	37°03′N	00°09′E	2606	深海平原	468	12	19
AS6-13	36°32′N	02°20′E	494	大陆坡	983	12	17
AS6-14	35°38′N	03°05′W	1015	海脊	908	11	7
AS7-1	32°37′N	44°45′W	3850	中大西洋海脊	325	5	14
AS7-2	34°27′N	40°33′W	3700	中大西洋海脊	587	7	22
AS7-3	35°23′N	41°05′W	3694	中大西洋海脊	680	6	27
AS7-4	35°59′N	46°17′W	4938	索姆深海平原	1192	0	37
AS7-5	33°38′N	50°24′W	4462	海山群	549	8	21
AS7-6	40°22′N	40°11′W	4517	纽芬兰海盆	960	11	31

续表

岩心	纬度	经度	深度(米)	地文区	岩心长度厘米	数据对的数目	
						速度 颗粒大小	速度 孔隙度
AS7-8	38°12′N	47°02′W	5121	索姆深海平原	330	5	10
AS4-1	45°19′N	29°17′W	2853	海脊坡	981	15	33
AS4-2	43°48′N	37°29′W	3859	中大西洋海脊	506	7	17
AS4-3	43°01′N	43°31′W	4664	纽芬兰海盆	945	12	33
AS4-4	40°53′N	36°46′W	4481	中大西洋海脊	1199	17	36
AS4-5	44°33′N	43°27′W	4660	纽芬兰海盆	365	9	16
AS4-6	43°50′N	46°24′W	3877	大陆坡	1194	19	36

方　法

为了在相关分析中以后使用所有沉积物的声速和物理特性数据送入计算机卡片上打孔。TI 岩心的数据在报告里以深度对每一个测量特性来分开列表。这些测量特性是：声速，切变强度，碳酸盐含量，孔隙度及其和特性的关系，和颗粒大小参数。当这些表里的数据送入卡片上打孔后，一个记入所有特性的纸带卷宗做好了，这些特性是在测量声速的二厘米内岩心上测得的。

这项研究始终都是用的阶式回归分析计算机程序。以步阶形式计算了多重线性回归方程的序列，每一步，把一个变量加到回归方程中去，使得误差的平方和减到最小，等价地，就是这个变量。假如把它加进去就能得到最大的F值通过控制卡片的方法，在输入变量上进行算术运算能用来产生新的变量。于是，一个变量可以是现有变量的较高次项或者是二个现有变量的交叉项，这种灵活性也允许把程序用于复多项式的回归分析。

这个程序确定了哪一些变量对一组具有几个独立变量的数据确定函数（声速）时最有意义。每一个附加变量给出了一个具有相关系数 r 的新方程，Morgan [1969] 在确定有意义的变量时已经使用了 F-检验，这些变量在他研究伊利湖的声速对物理特性的依赖性时已加到回归方程中去。Lund [1971] 在另外的研究领域中使用了阶式和级式的回归程序。关于阶式方法的更详细叙述能在 Draper 和 Smith[1966, Ch. 6]处找到。

给定的物理特性的数据在一定范畴内可以划分成几组，在本研究中的范畴是：水深，地文区，和海洋。对每一组划分的数据回归曲线确定之后，用 F-检验去确定数据的划分是否合理。在这篇论文中后面将详细讨论 F-检验。

岩芯分析

除了 MGS 报告外，岩心分析的详细情况也由 Schreiber [1968]在 Alpine 地球物理联合公司对岩心的分析和由 Horn et al. [1968a] 在 Lamant-Doherty 地质观察站对 TI 的岩心分析

作了报告。用一个由 Winokur 和 Chanesman[1966]描述过的横跨岩心直径的 400 千赫信号沉积物速度计来测量可压缩波的声速。在报告里按美国海军海洋局出版的表利用修正海水声速的附加项把声速值修正到一个大气压和 20°C实验条件下的数值。

由 Hansbo[1957]描述过的下落锥体透度计(Fall Cone Penetrometer meter) 来测量切变强度，用 Beckmaa 空气比重瓶(930 型)获得了水份含量，孔隙度，孔隙比，湿密度，和比重的数据。对许多岩心还测定了碳酸钙的含量[Hulsemann, 1966]

以 ϕ 为单位的沉积物颗粒大小分布由 Folk [1964] 介绍的方法测得。这 ϕ 单位是以毫米为单位的直径取以 2 为底的负对数。沙和泥沙之间的标度 $\phi=4.0$，淤泥和粘土之间的标度 $\phi=8.0$。Folk 和 Ward [1957]在报告里给出统计参数的定义。这就是：平均颗粒大小，包括图解的标准偏差，图解的非对称性，和变换峰态。

结　　果

物理特性和速度之间的关系

在每一篇 MgS 报告中和 Horn [1968a]的 TI 区域 1 和 6 处有速度对各种单个测量的物理特性曲线，Schreiber [1968]表示的关系来自于西北大西洋 MGS 岩心数据，在这篇论文中没有包括这些数据[Alpine 区 1 和 2]。从这些图形中得到的总的结论概括如下：

a. 速度对作为唯一因素的孔隙度显示出最大的依赖性。

b. 速度对颗粒大小也有较好的确定关系。

c. 速度对颗粒大小分布的标准偏差有一个确定关系，速度对非对称性和峰态很少存在关系。

Harn et al. [1968b, 1969a, 1969b] 使用这里没有列入的 MGS 岩心加上取自西北大西洋和北太平洋的其它岩心发现声速对平均颗粒大小和湿密度有很强的依赖性。

本文目的之一是确定在计入多于一个物理特性时是否能大大地减小估计预报声速的标准误差。很多人作过类似的工作，如：Sutlon 等人 [1957] 根据取自东北大西洋具有 37 个数据点的 26 根岩心；Shumway 用了 111 个数据点，这些数据主要来自加利福尼亚的太平洋海岩的浅层岩心；Morgan 取之于伊利湖的 68 根岩心。

在现在的研究中，按照水深把岩心数据分成四组，把这种分析首先应用于每一个组中。选择水深的划分是为了以任意决定的量去区分不同沉积物的状况。Hamilton 观察到依赖于孔隙度和颗粒大小的声速随着三种类型的地文区而变化，认为按深度划分是有意义的，可看作按照不同形成过程和沉积类型作数据分类的第一次近似。数据按 1500 米，3000 米，和4200 米深度划分。假如某个物理特性不管沉积物类型如何变化，它都对声速有强烈的影响，那末这个物理特性作为重要的独立变量出现在每一组的回归方程里。

下面是物理特性及其对应符号的目录，它们在回归方程中用作独立变量，以预报声速 V (以米/秒为单位)

1) 切变强度，r (吨/米^2)

2) 碳的含量，c (百分数)

3) 孔隙度和有关的参数

a. 孔隙度，P（百分数）

b. 湿密度，ρ（克/厘米^3）

c. 水的含量，M（百分数）

d. 孔隙比，V_r

e. 比重，G（克/厘米^3）

4）以φ为单位的颗粒大小分布：

a. 平均颗粒大小，φ

b. 颗粒大小的标准偏差，σ

c. 非对称性，S_K

d. 峰态，K

除此之外，孔隙度平方（P^2）和平均颗粒大（φ^2）也算作独立变量。不是所有特性的测量都必须在同一取样位置进行，也不必用相同的频率。

对每一组深度范围用阶式回归分析推导出来的方程在表 2 给出，这里列入相应估算的标准误差，SE，复相关系数，r 和 r^2 的增量。r^2 值的用处，用来测量由回归阐明的围绕平均声速总的变化的部分[Draper and Smith. 1966p. 26]，表里列出的方程是由步阶方法推导出来的，直到在方程里每增加一个新的变量，r^2 的增加小于 0.02（也就是说，增加变量不引起2%以上的变化）。2%的规定是完全任意的。更加精确的试验是引入变量的 F-比。在每种情况下这个比在 99%置信限上是足够大的。对每一组深度用来推导方程的数据点数目在表 2 的左栏里指出。总数有 463 个测量上面所有特性的点。

表 2

类	SE	r	r^2 增量	回　归　方　程
1. <1500m	25.9	.85	.72	$V=-21.8\phi+1697$
n=41	18.5	.93	.14	$V=-25.7\phi-1.51C+1772$
	17.1	.94	.02	$V=-20.3\phi-1.25C+52.0P+1640$
	15.1	.96	.03	$V=-16.2\phi-0.80C+71.5P+133.2K+1498$
	13.5	.97	.02	$V=-34.5\phi-0.97C+67.1P+132.8K+134\phi^2+1566$
2. 1500-3000m	37.4	.81	.66	$V=-25.2\phi+1738$
n=125	28.0	.90	.15	$V=-16.9\phi-2.84P+1851$
	26.3	.91	.02	$V=-15.7\phi-12.11P+0.0765P^2+2113$
	25.2	.92	.02	$V=-50.1\phi-11.13P+0.0692P^2+2.42\phi^2+1729$
3. >3000-4200m	33.1	.68	.46	$V=148.5P+1291$
n=172	32.7	.69	.02	$V=128.9P-3.86\phi+1352$
	32.3	.70	.02	$V=141.1P-6.96\phi-35.6SK+1366$
	31.9	.71	.01	$V=199.0P-7.12\phi-33.0SK+9.2Vr+1267$
	31.0	.73	.03	$V=12.3P-7.00\phi-36.3SK+37.9Vr-5.69M+1729$
4. >4200m	55.0	0.95	.90	$V=352.2P+1002$
n=125	48.5	0.96	.02	$V=324.1P+52.9K+1004$
	46.9	.96	.01	$V=326.1P+51.3K+8.0Vr+984$
	37.1	.98	.03	$V=367.9P+28.5K+29.4Vr-15.1\phi+1002$

按水深来划分数据的阶式回归方程，其中 **n**=数据点的数目，**SE**=估算的标准误差，**r**=相关系数，声速 **V** 作为下面量的函数：碳的含量 **C**，比重 **G**，峰态 **K**，水份含量 **M**，孔隙度 **P**，非对称性 S_k 孔隙比V_r，平均颗粒大小 φ，湿度 ρ 和切变强度 γ。

在表 2 缺少切变强度 γ 项表明四组数据的切变强度与速度都没有线性关系。Hamilton [1970b]总结了切变强度和依赖于沉积物类型的速度的关系。然后，他说没有能使用的关系。

虽然在最深的水深中与平均颗粒大小φ有关的参数峰态K具有显著的影响，但是φ还出现在每一组的最后方程里。由于湿密度和孔隙度有密切的关系，故孔隙度P和湿密度ρ不在同一个方程中出现。然而，这二项的某一项在每一个方程里出现表明孔隙度对速度有强烈影响。

碳的含量只是对浅水里的岩心样品（组1）声速预报有重大影响。这个变量在别的方程中不出现。Schreiber [1968]讨论了碳的含量同颗粒大小，孔隙度和声速的关系。对速度的关系是复杂的，虽然我们得到这个关系在浅水岩心中存在，但在这一组里岩心数少，这个关系可能不代表浅的岩心。各组百分比碳含量的平均值分别是28.3% 27.8% 26.4%和22.3%。由于最浅岩心平均值并不比别的岩心高很多，因此在浅水的岩心（第一组）碳的含量对速度的影响不可能只是高含碳量结果。因此，一般地在预报声速时碳的含量不作为一个重要的变量。(表2)数据的第一次分析表明碳的含量和切变强度在回归分析中不作为独立变量来考虑。由于对岩心的含碳量的测量比别的特性测量来得少，假如省去这个物理特性的话，就有多得多的点可以采用来作第二次分析。总数采用了858个数据点，它们同时测量了声速、孔隙度和有关的参数和颗粒大小分布数据。第二次分析的结果列在表3里。在每一组里附加的数据点引起各变量重要性的次序的改变。在表2里的湿度ρ让与更加确定的一次和二次的孔隙度项。由于附加的数据一个显而易见的变化是在最深的岩心中（组4）声速同平均颗粒大小有强烈的相关，这在表2中是没有的。第一组表3的标准误差比表2中的增加是由于加了9个数据点，附加了离散引起的，而不是删去了碳的含量因素造成的。在二个表中第一组第一个方程只有平均颗粒大小作为变量。随着标准误差的增加，增加数据点后，相关系数r稍微有所改善，这些附加的数据点不仅增加了数据的离散而且增加了回归直线的斜度。

从表3能够观察到一个总的结论，就是平均颗粒大小、孔隙度和它的平方项是最重要的独立变量。虽然孔隙度和湿密度之间有紧密的关系。但是分析表明孔隙度这个参数比湿密度更好。

表 3

类	SE	r	r^2 增量	回　归　方　程
1. <1500m	33.4	.87	.75	$V=-27.7\phi+1754$
n=50	27.4	.92	.09	$V=-17.1\phi-2.15P+1810$
	20.9	.95	.07	$V=8.9\phi-21.41P+0.1468P^2+2350$
	17.4	.97	.03	$V=-5.6\phi-30.30P+0.2332P^2-30.3Vr+2576$
2. 1500-3000m	27.3	.79	.62	$V=-4.75P+1834$
n=227	28.6	.88	.16	$V=3.09P-15.1\phi+1851$
	27.5	.89	.02	$V=-11.21P-13.5\phi+0.0668P^2+2078$
3. 3000-4200m	33.3	.68	.47	$V=-2.83P+1714$
n=263	31.3	.73	.06	$V=-13.25P+0.0808P^2+2038$
	30.7	.74	.02	$V=-13.23P+0.0825P^2+18.7K+2018$
4. >4200m	54.0	.84	.70	$V=-34.3\phi+1825$
n=318	46.0	.89	.08	$V=-76.9\phi+3.27\phi^2+1936$
	40.8	.91	.05	$V=-59.5\phi+2.79\phi^2-2.38P+1993$
	37.4	.93	.03	$V=-38.8\phi+1.63\phi^2-12.36P+0.0749P^2+2224$

由于去消了碳酸盐和切变强度参数在表2的阶式回归方程增加了可利用的数据。

第三种方法是规定第二个变量是第一个变量的平方来完成，而只用了平均颗粒大小或孔隙度，于是对每一个样品的孔隙度和颗粒大小二者的条件都可以取消，更多的点可以利用。

在这分析中每一个岩心使用的数据点的数目列在表 1 的右边栏里。分别画在图 2 和图 3 上的曲线的回归方程列在表 4 里。除了孔隙度中的第三组外，列在表 4 里的标准误差比在表 3 中同一深度分组的误差有显著的增加。这不仅由于规定使用某一个测量的变量引起的，而且也是由于使用了附加数据点的缘故。比较表 4 里的二组方程的标准偏差，总的来说，利用孔隙度作声速预报较之于颗粒大小更好。同样的结论也适用利用恰好在表 3 里的数据点的类似方程组(方程没有表示出来)。然而，由于颗粒大小通常用来预报速度，所以在企图去找出减小回归线的标准偏差的其它因素时，颗粒大小和孔隙度两者都可以以平行的形式来研究。

四组速度—孔隙度方程的类似性表明了孔隙度用来作为预报声速是一个很好的独立变量，因为它相对地不受水深的影响。在下一节中图 3 表示的孔隙度曲线没有显著的差别。而在另一方面，颗粒大小在预报声速时一致性很差。

在研究速度方程的模式时，还考虑了三次项和四次项的独立变量，虽然利用了这些高次项产生了几个回归方程，但是 F-比没有显著的增加去保证这些附加的高次项是正当的。因此只采用了一次项和二次项。合并了所有深度的 1080 个数据点，在这些深度上测量了颗粒大小 φ 和声速 V，颗粒大小对声速的方程为：

$$V = -68.156\varphi + 3.053\varphi^2 + 1874.4 \text{ 米/秒} \qquad (1\text{-a})$$

其标准误差为 45.7 米/秒。对所有的深度采用了 1748 个数据点，在所有深度上测量了孔隙度的百分比和声速，孔隙度对声速的方程是：

$$V = -22.906P + 0.14997P^2 + 2367.1 \text{ 米/秒} \qquad (1\text{-b})$$

具有标准误差为 34.9 米/秒。对于速度—颗粒大小关系或速度—孔隙度的方程 1-a 和 1-b 以后都归属于模式 A。

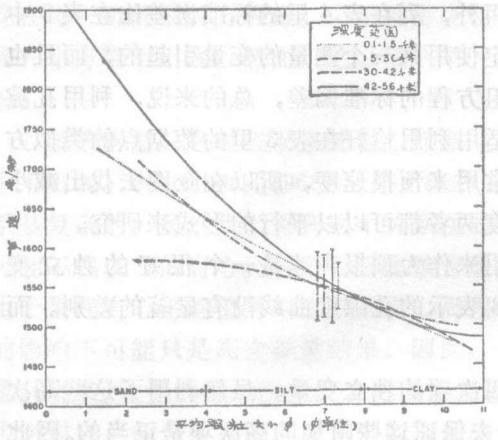
Morgan [1969]在测定那些对声速影响最大的物理特性时采用了类似的近似方法，虽然他们的岩心只透入伊利湖沉积物 5 英尺，但是孔隙度和速度之间的关系非常接近于由方程 1-b 表示出来的关系。他的方程是：

$$V = -21.97P + 0.1333P^2 + 2380 \text{ 米/秒。}$$

表 4

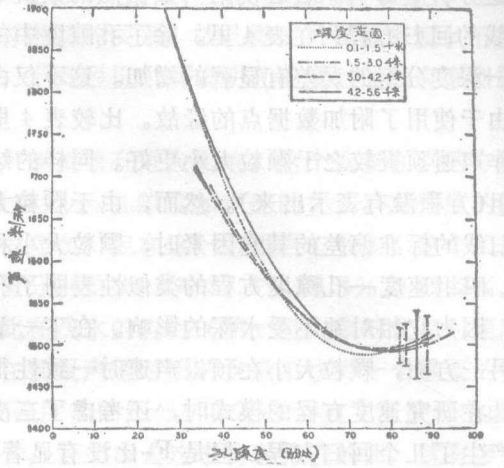
类	n	SE	r	回　归　方　程
1. <1500m	69	30.7	.87	$V=-34.7\phi-0.59\phi^2+1772$
2. 1500-3000m	306	42.1	.72	$V=-57.6\phi-2.51\phi^2+1828$
3. 3000-4200m	305	40.0	.58	$V=8.9\phi-1.73\phi^2+1572$
4. >4200m	400	46.1	.88	$V=-80.0\phi+3.48\phi^2+1946$
1. <1500m	116	20.5	.93	$V=-27.58P+0.1868P^2+2506$
2. 1500-3000m	532	35.1	.78	$V=-17.07P+0.1072P^2+2171$
3. 3000-4200m	491	25.0	.83	$V=-19.29P+0.1253P^2+2238$
4. >4200m	609	40.3	.90	$V=-24.13P+0.1545P^2+2433$

速度V作为平均颗粒大小φ的函数的回归方程(方程的上面一组)和作为孔隙度函数的回归方程（下面一组)，数据按水深来分组。



平均颗粒大小ϕ(ϕ单位)

图 2　数据按水深来划分为 4 个组，声速作为平均颗粒大小函数的回归曲线。垂直线表示正 1 或负 1 标准偏差。相应的方程在表 4 给出。



孔隙度(百分比)

图 3　数据按水深来划分 4 个组，声速作为孔隙度函数的回归曲线。垂直线表示正 1 或负 1 标准偏差。相应的方程在表 4 给出。

影响声速与孔隙度或颗粒大小关系的因素

水深影响。因为水深影响速度和颗粒大小之间的关系(看图 2)，因而考虑了一个作为平均颗粒大小 φ 和水深 D 函数的速度模式。由于从图 2 来看曲线和水深之间确实没有线性关系，因而单个的深度附加项是不充分的。因此，属于模式 A 的方程 1 形式的方程将扩展到包含有三次的变量。这个新方程归于模式 B，因为每增加一次需要有 3 项附加项，方程变为异常的麻烦，因而模式的展开被限制到 3 次方程。这方程能写成级数形式的展开式：

$$V=\sum_{j=0}^{2}\sum_{i=0}^{3}C_{ij}D^{j}\varphi^{i}$$

不考虑 4 次项和更高次项，并且利用单下标常数 K 来代替 C，模式 B 的方程为：

$$V=K_1+K_2D+K_3D^2+K_4D^3+K_5\varphi+K_6\varphi D+K_7\varphi D^2+K_8\varphi^2+K_9\varphi^2D \quad (2)$$

通过累加下一个最有影响项的步阶回归分析方法去确定模式 B 方程的系数，这个方法如同采用来确定表 2 和表 3 的方程。最终的模式 B 方程的系数具有标准误差不大于 10%。

在图 4 上画出了以平均颗粒大小为变量的模式 B 的方程。在图 4 上的曲线代表模式 B 的方程，方程利用每一条曲线对应的水深数值。深度数值的选择相应于在图 2 上数据划分。模式 B 的方程还被用来建立速度—孔隙度的关系并表示在图 5 上。当指出了速度—颗粒大小或速度—孔隙度关系同深度的依赖性这个非常有意义表示式后，模式 B 方程的剩余的平方和小于模式 A 的四个深度方程合在一起的剩余平方和。F-比的计算表明把深度项加到总的数据方程中去是有意义的。对平均颗粒大小来说模式 B 除以模式 A 的 F- 比为 25.4，对孔隙度来说是 78.1 。二者数值都很大。

地文区的影响。对于 82 个岩心都画了声速与平均颗粒大小关系的图。每一个岩心的速

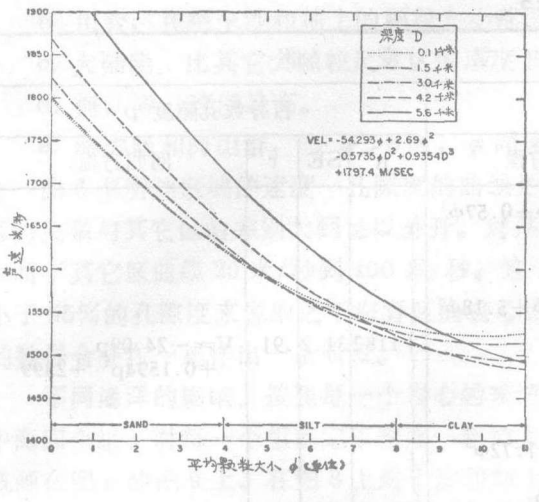


图 4　声速作为平均颗粒大小φ函数的模式B方程。每一条曲线是对固定的深度D值而言的、以φ为变量而计算出来的声速。

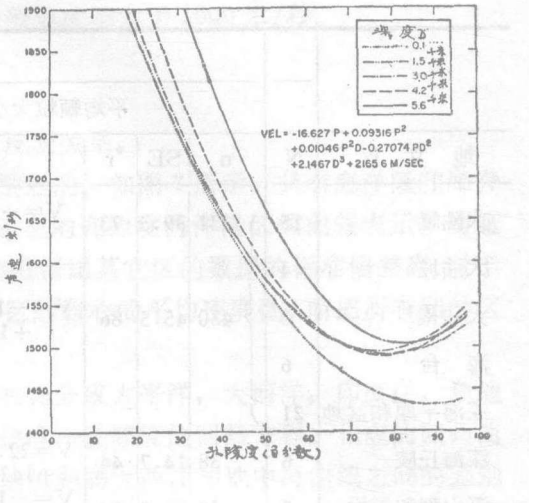


图 5　声速作为孔隙度P函数的模式B方程每一条曲线是对固定的深度D值而言的，以P为变量而计算出来的声速。

度值范围同来自于模式A(方程 1-a)回归曲线的 10%，3%，和5%速度偏差作了比较，每一个岩心都标上由最大偏差求得的数。在给定的颗粒大小下这个数不仅指出了速度的离散，并且还依赖于曲线与模式A回归曲线的形式上的差别。因为大粒子尺寸的速度的离散程度比粘土大得多，故具有低φ值的（大颗粒尺寸）岩心的这个数比较大。用这个数在每一个计算机索引卡上打孔，并在它上面还打上总的区域，地文区，岩心长度，水深和平均颗粒大小范围。于是卡片通过这些因素中的每一个因素进行分类去确定哪一个可能同离散有关系。使用这个特征量就很容易划分地文区了。从海洋地质学会(MGS)的报告中得到了每一个岩心所在地的地文区名字。在这篇论文中（表 1）采用了这些区的名字而不再进一步区分或重新规定。在某些情况下，区的名字有时候也使人误解。挪威海里的海盆和地中海的深海平原都浅于 1900 米，但它们都同很深的深海平原一起被列入深海平原和海盆类里。在“海山群和海拱”栏内包括有水深大于 3800 米的岩心。海山群包括有深海处的海山区的岩心。把二个取之于夏威夷海拱的岩心和取之于海山群的三个岩心列在一起最初只是因为具有相同水深的缘故，虽然这二组的数据有少数点不一致。

由于深海丘陵主要由红色粘土构成，所以它具有非常有限范围的颗粒大小和速度，对于一个给定的颗粒大小来说这种区的速度离散是最小的。由粗糙的沙子构成的深海平原和海盆离散最大；大洋中脊和大陆隆的离散在二者之间。用速度与平均颗粒大小关系和速度与孔隙度关系对每一个区都确定了各自的回归曲线。把具有非常相似的曲线的地文区的数据合并成一组。去作出一条曲线。结果作出六条不同的速度—颗粒大小关系的曲线和三条不同的速度—孔隙度关系的曲线。在表 5 给出了这些区的回归曲线，图解在图 6 和图 7 中。在这些图中用虚线表示模式A的曲线，代表每一个特定的区组的数据的曲线用实线来表示。

下述关于一个区的平均速度的结论，可以从速度—平均颗粒大小的曲线得到：

a. 深海丘陵：具有相当低的速度，并在整个平均颗粒范围内（$5<\varphi<11$）没有高的速度。

表 5

地 文 区	N	独立变量：平均颗粒大小 φ n	SE	r	回归方程	百分数孔隙度 p n	SE	r	回归方程
大陆隆	15	231	39.5	·73	$V=-29.3\phi+0.57\phi^2+1722$				
大陆坡	4								
大陆架	3	430	45.5	·86	$V=-101.5\phi+5.18\phi^2+1997$	1182	31.2	.91	$V=-24.09p+0.1594p^2+2399$
海 台	6								
深海平原和盆地	21								
深海丘陵	6	38	14.7	·44	$V=22.5\phi-1.72\phi^2+1428$				
深山群和海拱	5	38	26.5	·54	$V=-194.6\phi+12.44\phi^2+2250$				
大洋隆	4	82	47.2	·86	$V=-146.1\phi+8.48\phi^2+2151$	101	54.6	.79	$V=-49.13p+0.3360p^2+3312$
海 脊	18	241	35.9	·41	$V=-3.7\phi-0.55\phi^2+1594$	455	27.4	.66	$V=-12.89p+0.0792p^2+2019$
总 数（模式A）	82	1080	45.7	.78	$V=--68.2\phi+3.05\phi^2+1874$	1748	34.9	.86	$V=-22.91p+0.1500p^2+2368$

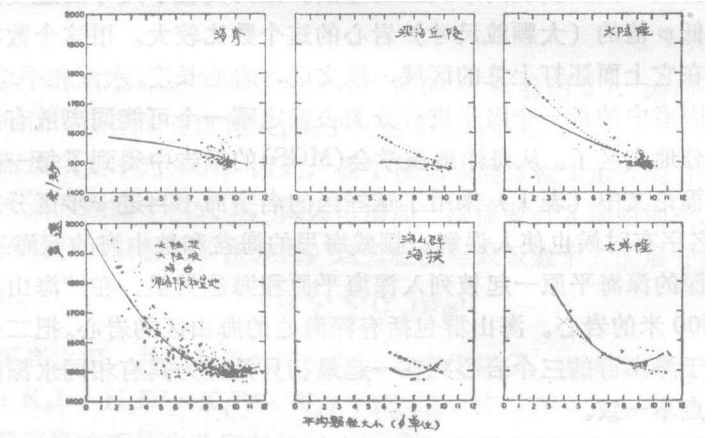


图 6 对不同的区声速作为以φ为单位的平均颗粒大小的函数关系。对每一组数据的回归曲线用实线来表示；通过合并所有区的数据得出的回归曲线由虚线来表示，这条曲线是所有的图共有的。

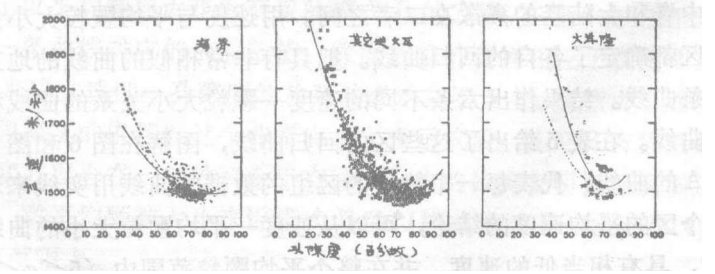


图 7 对三个区声速与孔隙度的函数关系。每一组数据的回归曲线用实线来表示；通过合并所有区的数据得到的回归曲线由虚线来表示，这条曲线是所有的图共有的。在二个图上的实线方程由表 5 给出。

b. 山脊：在整个沙和粘土的颗粒大小范围内一般速度不大于 1600 米/秒。

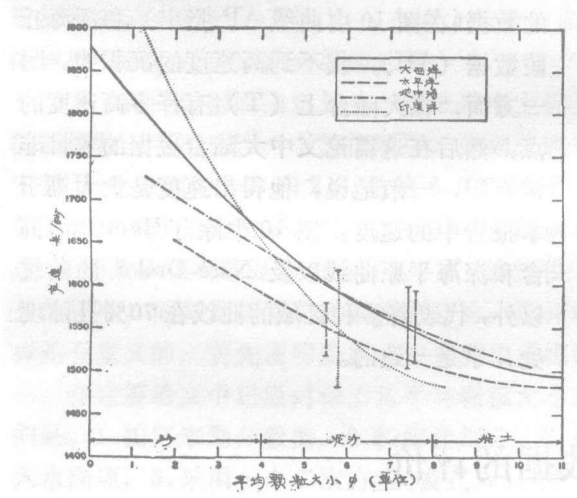
c. 大陆隆：比其它大颗粒尺寸区的速度低。

d. 海洋隆：速度最高。

e. 海洋隆和海山群：当 $\varphi>8$ 时，φ 同速度有反变关系。

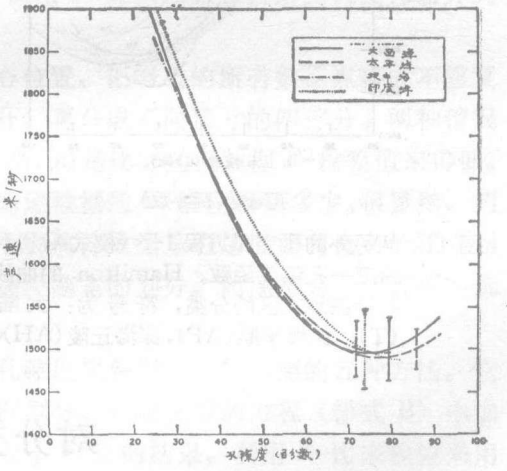
图 6 中所画区域的速度—孔隙度的曲线是非常接近的。如图 7 所示，只有海洋隆和海脊区的关系与其它区的差别大到足以分开。对某一个给定的孔隙度海洋隆区的曲线表示平均速度高于其它区曲线 20 米/秒到 100 米/秒。这个区的数据比其它区的数据的标准偏差高。对于小于 55%的孔隙度来说取之于海脊区的岩心比别的区的岩心的平均速度低。而把所有别的区的数据合并在一起作出一条曲线。

不同海洋的影响。按照每一个岩心的来源，把数据分成太平洋，大西洋，印度洋，和地中海四个组。对每一个组确定了速度—颗粒大小和速度—孔隙度的回归方程。相应的回归曲线画在图 8 和图 9 上。在图 8 上对于沙和粘土尺寸的沉积物大西洋和地中海曲线之间的差别很小。颗粒大小相同时，太平洋中的沉积物声速低于大西洋中沉积物的声速。然后，必须指出：这里"太平洋"仅代表取自夏威夷附近和南中国海的岩心。在印度洋取的数据少而且标准偏差大(只有 4 个岩心)，从这组曲线不可能得到有意义的结论。孔隙度大时一般代表粘土类沉积物，图 9 表示的大西洋与太平洋的速度—孔隙度关系在大的孔隙度值时曲线逐渐分开。



平均颗粒大小，ϕ

图 8 对于取自大西洋，太平洋和印度洋，地中海的岩心数据，声速与平均颗粒大小函数关系的回归曲线。垂直线表示正 1 或负 1 的标准偏差。



孔隙度(百分数)

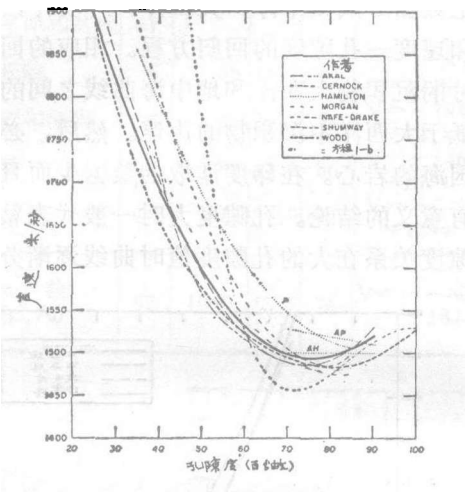
图 9 对于取自大西洋，太平洋，印度洋和地中海的岩心数据声速与孔隙度函数关系的回归曲线。垂直线代表正 1 或负 1 的标准偏差。

同其它的研究比较

来自于这篇研究和别的研究的声速和孔隙度之间的经验关系的比较表示在图 10 里。所有的曲线都已校准到 20°C的测量温度。Wood 的理论方程也表示在上面，Urick [1947] 曾把它应用到零刚性悬浮物中去过。在计算 Wood 方程时，悬浮质假定是不同成分的石英和粘土。

低于 35% 的孔隙度使用的石英压缩系数为 2.7×10^{-12} 厘米²/达因，超过 70% 的孔隙度使用的粘土压缩系数为 1.0×10^{-12}厘米²/达因，孔隙度在 35%到 70%间时，压缩系数的数值在两边值间线性内插。水的压缩系数假定是 41.5×10^{-12}厘米²/达因，水的密度为 1.03 克/厘米³；和悬浮物质的密度为 2.7 克/厘米³。

模式A曲线以及 Morgan [1969]，Shumway [1960]和 Akal [1972] 得出的曲线接近于 Wood 曲线，而 Nafe-Drake [1957] 曲线（采用 n=5）在低孔隙度下速度值相当高，对于 60%到 80%之间的孔隙度速度值非常低。Morgan的数据是在伊利湖测的，Shumway 则来自太平洋大陆架，而 Akal 的广大数据取自不同的海洋，包括在本论文中所采用的许多速度—孔隙度的数据。在考虑真实的数据而不是平均曲线时，发现在这里提到的论文中，有许多速度值在低的孔隙度下低于 Wood 方程速度值，或与 Wood 方程速度符合。然后，一般地，许多点较高，表示刚性的影响，而 Wood 没有考虑刚性。在墨西哥湾里的 Cerdock[1970] 的数据在同样孔隙度的条件下，速度都比较高。Hamilton [1970b] 的测量是在海底最上面 30 厘米处进行的。在他的深海平原上的数据(在图 10 由曲线 AP 指出）和深海丘陵数据（AH)，找不到高速度的沉积物。另一方面，在大陆台上（T）有许多高速度的点，然后在这篇论文中大陆台数据的数目非常有限，一般地说，他得出速度是大大高于本报告中的速度。图 10 中除了Hamilton 高台和深海平原曲线以及 Nafe-Drake 的曲线以外，代表着多种区域的曲线在 70%孔隙度处几乎是一致的。



孔隙度(百分数)

图 11　从另外的研究和方程 1-b (模式A)得到的速度—孔隙度函数。Hamilton 的曲线标有他按地文区的分类，符号为：大陆台(T)，深海平原(AP)，深海丘陵(AH)

对分类数据的评价

这一节讨论的问题是判断描述分类数据的回归方程是否比模式A的方程更有意义。换言之，减少用来构成各个方程的数据的数目还能真实地表示不同的全体吗？用来回答这个问题的方法是方差分析法。这个方法在综合多重（或多项系数）回归方程时判断将样品分类的意义适用的。(参阅 Draper 和 Smith [1966]，Ch 9；Kullback [1959]，Ch.10；和 Griffiths [1967] p. 453)。自由度等于数据点的数目减去用来限定回归线的系数数目，这里系数包括常数。不计算对平均值的方差，而计算数据与回归直线之差的平方和。把每一组内各回归方程的平方和合并来确定“组内变化”。“组间变化”是“组内变化”的数值和共同应用的回归线(模式A)之差的平方和之差。均方值是差数的平方和除以自由度。如同在方差分析中那样，求“组间变化”的均方值与“组内变化”均方值之比，进行F检验表 6 为一例。在应用 F-比时假定了某个必要条件，这个条件在方差为常数和正态分布的数据中可以不要。用肉眼观察

表6

变　化　源	自由度数	差的平方和	均方值
模式A的回归方程	1745	2,121,656	
对每一组的特殊方程			
大洋中隆地文区	98	292,428	
大洋中脊地文区	462	346,373	
其它地文区	1179	1,147,077	
组内变化	1739	1,785,878	1027
组间变化	6	335,777	55,963

$$F\text{-比}=\frac{\text{组内变化的均方值}}{\text{组间变化的均方值}}=\frac{55,963}{1,029}=54.5$$

（计算F-比为了判断按区将数据分类是否比利用模式A方程预报速度更有意义。）

一下数据(图6和图7)，显而易见，沿着曲线方差不是常数，对于每一个X值沿着y轴不可能是正态分布。通过数据加权试图去满足这些条件，但是仍旧不能完全满足这些条件。为了设法克服这个困难，不管F-分布表上的数值多大，而用F-比来比较这些用随机抽样法分类的速度—颗粒大小数据分析的计算。

为了作出数据的随意划分，在纸带卡上标上岩心位置，把岩心的所有数据点排成不重复的随机数。利用这样一个数据顺序，先划分成三部分，再分成不同尺寸的四部分。两种情况下的F-比分别为6.0和2.8。数值6.0比1%F-分布高，但是比非随机数据F-检验值来得低。如果划分不作重大改进，唯一的检验不可能确切地确定数据的F-值应当是多少。很显然，超过15的数值很可能是最有意义的。F-比提供了一个去估计数据是否是根据有意义的因素划分的标准，而不是按无关因素来划分的，那样将会导至随意的划分。而现在为了“证明”选择是有意义的，首先证明数据分布是满足F统计的。

在这篇论文中已经讨论了从平均颗粒大小或从孔隙度来预报沉积物声速的五种方法。它们是：1.按区来划分数据，2.按海洋划分，3.按水深划分，4.在简单的方程（模式B）中加入水深项，5.采用一个二次方程(模式A)。表7总合了F-比的结果，利用F-比来检验采用前四种方法的每一个来代替模式A方程的意义。这表的下面部分列入自由度，差的平方和，以及用来确定表格上部F-比的均方值，对于区，海洋，和深度类目，得来的数值表示在表6里。给出平均标准误差，以提供更加概念化的方程或者方程组的比较，这类似于环绕平均值的标准偏差，但是只适用于接近速度和独立变量的平均值的情况。把平均颗粒大小作为独立变量，F-检验指出了比起仅使用一个两自由度方程前四种方法是大大地改进了。前面已经提过，按地文区划分数据不利之处在于定义地文区时可能含糊不清。因为水深是一个已知量所以模式B方程没有留下这个弊病。另一方面按海洋来划分对所有的速度—颗粒大小方程提供了最简单的改善。由于大西洋和地中海的曲线几乎一致故本质上只要考虑太平洋和大西洋的曲线。印度洋曲线太少，无法考虑。

表的上面部分是计算F-比的一览表，同模式A方程相比，以确定采用各种数据划分方法的意义。表的下面部分是用来计算F-比的知识。

表 7

分组方式	F-比		组的数目	
	平均颗粒大小 ϕ	孔隙度 P	平均颗粒大小 ϕ	孔隙度 P
地文区	19.7	54.5	6	3
大洋	22.2	4.80	4	4
深度	21.8	12.8	4	4
模式B	25.4	78.1	1	1
随意的	6.0		3	
随意的	2.8		4	

类目	平均颗粒大小方程				孔隙度方程			
	自由度数	差的平方和	均方值	SE*	自由度数	差的平方和	均方值	SE*
地文区	1062	1,758,773	1656.1	40.7	1739	1,785,879	1027.0	32.0
大洋	1068	1,893,269	1772.1	42.1	1736	2,070,119	1192.5	34.5
深度	1069	1,932,408	1807.7	42.5	1736	1,989,571	1146.1	33.9
模式B	1075	2,062,734	1918.8	43.8	1742	1,870,205	1073.5	32.8
模式A	1077	2,247,561	2086.9	45.7	1745	2,121,656	1215.8	34.9

* 平均标准误差 SE=(均方值)$^{\frac{1}{2}}$

把孔隙度作为独立变量时，模式 B 方程的高F-比值表明取得岩芯处的水深影响速度—孔隙度的关系。12.8 的 F-比数值表明按水深来划分可能是没有意义的。模式 B 方程的平均标准误差比用深度划分的误差小，表明总的来说模式 B 比较好地与数据符合。在图 30.1—1.5 公里的曲线同在图 5 上两个边缘 D=0.1 公里和 D=1.5 公里的曲线在孔隙度位于 55%到 75%之外时是不一致的。这是因为数据在平均时被较深处的岩心更重的加权了。然后，模式B方程过于复杂使这个关系的价值大为减少。F-检验也指出了（图 9），曲线按海洋来划分是没有意义的。由高的 F-比和低的平均标准误差指出按地文区的划分比模式A是有意义的改进。

对于速度—孔隙度关系，按区划分数据的平均标准误差是 32 米/秒，而对于任何速度—颗粒大小关系，其值大于 40 米/秒。除此之外，仅有三条孔隙度数据的曲线具有三分之二的数据点能用一条曲线来描写。由图 7 显而易见海洋隆区的速度比其它任何区高。尽管海洋隆区的曲线离开总的曲线很远，由于在这个区里只得到很少的数据点（6%），它的平均标准误差仅减少 3 米/秒左右。还可看到：海洋脊区的曲线偏离模式A曲线，由于少数数据点在低的孔隙度处造成曲线下降。于是除了海洋隆的数据外，所有数据都能够合并起来。因为除 6%的点外，其它点全都能合并一条曲线，如果记住海洋隆区例外，那末我们可以在高置信度下非常方便地使用模式A曲线。F-比指出把海脊和海洋隆区的数据与其余数据分开是有意义的，而且从图 7 看出，海洋隆区数据特殊，使这样的数据划分有意义。

虽然研究了各种不同因素对声速预报的影响相当大，但是单一的孔隙度曲线提供了最可信的方法。这个结论基于：1.数据点的数目最大，2.标准误差最小，3.在系数的高置信度，4.应用简单。

海底损失的预报

对没有衰减和有平滑的海水—沉积物分界面的均匀海底，理论上的海底损失（用分贝表示为）

$$BL = -20\lg[(\rho V - \rho_w C_w)/\rho V + \rho_w C_w)]$$

在 20℃，1 大气压，和 35/00 盐度下海水的密度 ρ_w 和声速 C_w 分别为 1.03 克/厘米^3 和 1522 米/秒。由于在实验室里和在真实的海底温度下计算海底损失仅差十分之几分贝，故应用于现场时不需要修正。利用测量到的密度 ρ 和沉积物的声速 V 对 1748 个数据点的每一个点应用上述方程已经计算了它们的海底损失。根据这篇论文目的，把它定义为计算出来的海底损失，BL_C。根据方程 1b 从预报的速度和预报密度计算出来的海底损失这里定义为预报海底损失。预报密度是从 1748 个数据点的孔隙度测量得到的密度回归来确定的。在图 11 上的离散图上由虚线来表示的回归线性方程为

$$\rho = 2.68 - 0.0166\,P$$

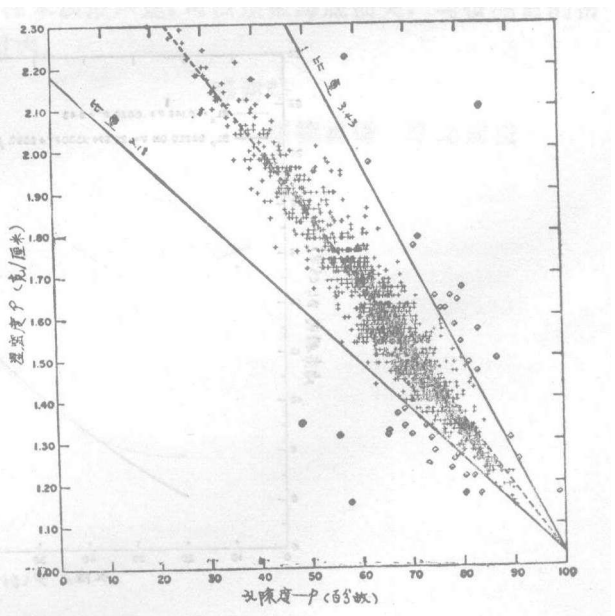
在从这篇研究中推出的方程来预报声速时，围绕预报值的离散或标准误差给预报的应用限定了范围。把预报的海底损失对照计算出来的海底损失画在图 12 上。因为用来预报密度和声速的方程都是从同一数据的回归方程中推导出来的，故这些数据是集中在 45°线附近($CL_P = BL_C$)。然而这种图的离散是很大的。直线代表了预报的海底损失和计算的海底损失之间差 ±3 分贝（任意规定的标准）。超出两条直线以外的点相应于图 11 上菱形的符号。所有这些数据点的密度显著不同于对一个已知孔隙度所预报的密度。它们计算出来的干的质点密度值都落在 2.18 到 3.43 克/厘米^3 的范围外面。显然至少在最初的报告中的某些反常点是错误的。在 ±3 分贝内点包含着 98% 的数据。

如果扣去图 11 的菱形反常点，于是所有的预报的海底损失值全都在计算海底损失的 3 分贝值范围内。从根据各个数据点的孔隙度的数值来计算的海底损失回归确定方程为

$$BL_C = 0.1458P - 0.0032P^2 - 9.426 \qquad (5)$$

这个方程图解在图 13 上。这个曲线比 Hamilton [1970a] 在图 7 上画的曲线高大约 1 分贝的海底损失。通过方程 1b3 和 4 计算的预报海底损失 BL 也在图 13 上给出。因为后面的方程比方程 5 有更加复杂的形式，二条曲线不可能完全一致。

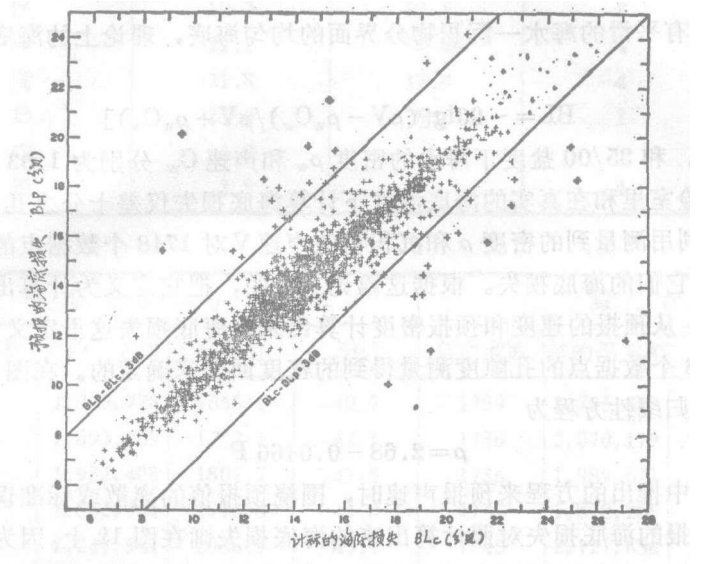
如同 Blackman[1971] 所强调的那样，这些预报方程的含意必须加以限制。因为推导出来的方程不包含真实的海底损失



孔隙度 .百分数）

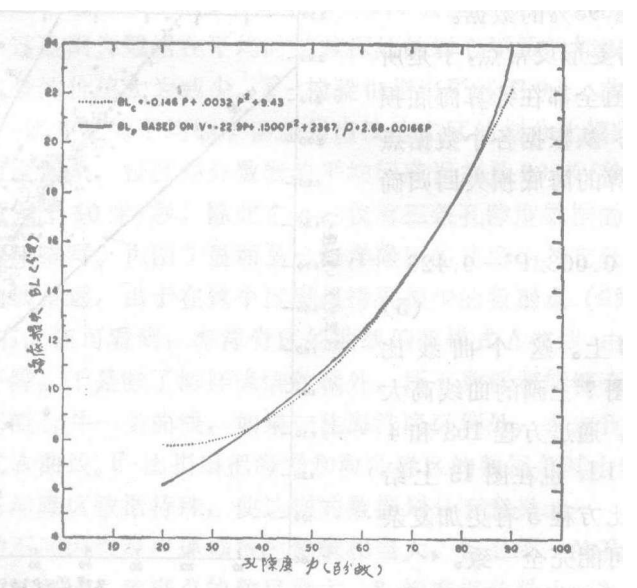
图 11 湿的密度—孔隙度关系，实线对应于比重为 2.18和3.43克/厘米^3，水的密度1.03克/厘米^3。

值，故在海底损失和孔隙度之间不含有经验关系。Breslan［1965］作了一个比较，得到在垂直入射时实际测量的海底损失和根据实际测量海底沉积物的孔隙度得出的理论海底损失之间差达 6 分贝。在大陆架上海底损失从测量 12 千赫的峰值声压来确定。由于强烈的衰减，高频



计算的海底损失，BL_c(分贝)

图 12 预报的海底损失BL_P(根据对应测量出来的孔隙度的预报速度和密度值)与计算出来的海底损失BL_C（根据测量出来的速度和密度)的关系。实线代表这二个海底损失值差±3分贝的范围。



孔隙度，P(百分数)

图 13 海底损失作为孔隙度的函数。实线是预报的海底损失 BL_P；圆点线是计算的海底损失回归曲线。

信号多少消除了沉积物内分层对测量海底损失的影响，因而在实验中提高了预报海底损失的能力。

在现在研究中预报海底损失只是假定水分界面下最简单分层时才有用。更加有用的确定海底损失的模式包括整个入射角范围，同时还考虑，衰减和可能有的切变模式的变换。用孔隙度的数据来预报速度和密度对于这些模式的构成是重要的，因而利用孔隙度去预报速度和密度比用垂直入射去预报海底损失有用得多。

结　论

下述关于预报沉积物声速的结论是基于对测量的沉积物的特性和压缩波速度的详细统计分析作出的，这些沉积物在 MGS 计划中已作分类。

1．在预报模式中同时用一种以上物理特性对预报速度没有什么改进。

2．用孔隙度来预报速度比平均颗粒大小好。而与其它颗粒大小分布参数、切变强度、碳酸盐的含量、比重，水分含量或湿的密度相比，孔隙度和平均颗粒大小是两个主要的影响速度的因素。

3．按地文区或海洋来划分数据，改进了根据孔隙度或平均颗粒大小预报速度的能力。然后，除了海洋隆区的数据外，用孔隙度作为独立变量的二次速度预报方程很好地代表了所有的数据。从海洋隆区测得的孔隙度对应的速度较高。

4．用水深来划分数据或者把水深因素并入到平均颗粒大小或孔隙度方程中去对预报速度的能力稍有改进。

5．利用导出的只包含孔隙度因素的方程来预报声速，可以预报海底损失，与按测量的密度和声速来计算得出的海底损失相差 3 分贝内。

感谢略

秦德林译　李允武校

参考文献

Akal, T., The relationship between the physical properties of underwater sediments that affect bottom reflection, Marine Geology, 13, 251, 1972.

Blackman, Abner, Discussion on 'Analysis of the relationship between acoustic reflectivity and sediment porosity' by R. W. Faas, Geophysics, 36, 613, 1971.

Breslau, L., Classification of sea-floor sediments with a shipborne acoustical system, Le Petrole et al. Mer No. 132, 11 pp., 1965.

Cernock, P. J., Sound velocities in Gulf of Mexico sediments as related to physical properties and overburden pressures, Ph.D. thesis, Texas A&M University, College Station, 1970.

Dixon, W. J. (ed.), BMD Biomedical Computer Programs, School of Medicine, University of California, Los Angeles, Rev. Ed. Sept., 1965.

Draper, N., and H. Smith, Applied Regression Analysis, 407 pp., John Wiley and Sons, Inc., New York, 1966.

Faas, R. W., Analysis of the relationship between acoustic reflectivity and sediment porosity, Geophysics, 34, 546, 1969.

Folk, R. L., Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill's, Austin, 1964.

Folk, R. L., and W. C. Ward, Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters, J. Sediment., Petrol., 27, 3, 1957.

Griffiths, John C., Scientific Method in Analysis of Sediments, 508 pp., McGraw-Hill, Inc., New York, 1967.

Hamilton, E. L., Reflection coefficients and bottom losses at normal incidence computed from Pacific sediment properties, Geophysics, 35, 995, 1970a.

Hamilton, E. L., Sound velocity and related properties of marine sediments, North Pacific, J. Geophys. Res., 75(23), 4423, 1970b.

Hamilton, E. L., Prediction of in situ acoustic and elastic properties of marine sediments, Geophysics, 36, 266, 1971.

Hansbo, S., A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test, Proc. Roy. Swedish Geotech. Inst., 14, 1957.

Horn, D. R., B. M. Horn, and M. N. Delach, Correlations between acoustical and other physical properties of Mediterranean deep-sea cores, Lamont Geological Observatory Tech. Rep. No. 2, Palisades, New York, 1967.

Horn, D. R., B. M. Horn, and M. N. Delach, Correlation between acoustical and other physical properties of deep-sea cores, J. Geophys. Res., 73(6), 1939, 1968a.

Horn, D. R., B. M. Horn, and M. N. Delach, Sonic properties of deep-sea cores from the North Pacific Basin and their bearing on the acoustic provinces of the North Pacific, Lamont Geological Observatory Tech. Rep. No. 10, Palisades, New York, 1968b.

Horn, D. R., M. Ewing, B. M. Horn, and M. N. Delach, A prediction of sonic properties of deep-sea cores, Hatteras Abyssal Plain and environs, Lamont Geological Observatory Tech. Rep. No. 1, Palisades, New York, 1969a.

Horn, D. R., M. Ewing, M. N. Delach, and B. M. Horn, A prediction of sonic properties of deep-sea cores, Sohn Abyssal Plain and environs, Lamont Geological Observatory Tech. Rep. No. 2, Palisades, New York, 1969b.

Hulsemann, J., On the routine analysis of carbonates in unconsolidated sediments, J. Sediment, Petrol., 36, 622, 1966.

Kullback, Solomon, Information Theory and Statistics, 395 pp., John Wiley and Sons, Inc., New York, 1959.

Lund, Iver A., An application of stagewise and stepwise regression procedures to a problem of estimating precipitation in California, J. Appl. Meteor., 10, 892, 1971.

Morgan, Nabil A., Physical properties of marine sediments as related to seismic velocities, Geophysics, 34, 529, 1969.

Nafe, John E., and Charles L. Drake, Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density, and the velocities of compressional and shear waves, Geophysics, 22, 523, 1957.

Schreiber, B. Charlotte, Sound velocity in deep sea sediments, J. Geophys. Res., 73(4), 1259, 1968.

Shumway, G., Sound speed and absorption studies of marine sediment by a resonance method, Part 1, Geophysics, 25, 451, 1960.

Sutton, G. H., H. Berckhemer, and J. E. Nafe, Physical analysis of deep sea sediments, Geophysics, 22, 779, 1957.

U. S. Naval Oceanographic Office, Tables of sound speed in sea water, Special Publication SP-58, 1962.

U. S. Naval Oceanographic Office, Marine Geophysical Survey Program 1965-1967; North Atlantic Ocean, Norwegian Sea, and Mediterranean Sea - Oceanographic stations and velocity profiles, prepared by Alpine Geophysical Associates, Inc., Special Publications: SP 95-1-6, 1967; SP 95-2-6, 1968a; SP 95-3-6, 1968b; SP 95-7/4-6, 1968a.

U. S. Naval Oceanographic Office, Marine Geophysical Program 1965-1967; Western North Pacific Ocean and South China Sea - Summary report of geophysical information, prepared by Texas Instruments, Inc., Special Publications: SP 96-6-8, 1968c; SP 97-15-5, 1969b; SP 97-ST-2, 1968d.

Urick, R. J., A sound velocity method for determining the compressibility of finely divided substances, J. Appl. Phys., 18, 983, 1947.

Winokur, R. S., and S. Chanesman, A pulse method for sound speed measurements in cored ocean bottom sediments, U. S. Naval Oceanographic Office, I. M. 66-5, 10 pp., 1966.

Wood, A. B., A Textbook of Sound, 578 pp., Bell, London, 1941.

表一 海底损失数据 测位A 投弹序号50

发射			50株					100株				
编号	估计角度	深度(呎)	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)
50	45	4000	0.6736	11.4	—	—	>6.5	13.220	19.5	0.7392	3.0	12.5
51	45	4000	0.1638	5.8	—	—	>0.9	8.805	17.7	—	—	>13.8
52	37	5000	0.1983	6.1	—	—	>1.2	3.351	13.5	—	—	> 9.6
53	35	5000	0.1707	5.5	—	—	>0.6	3.979	14.3	1.490	6.1	4.3
54	24	6000	0.0470	-0.1	—	—	—	2.731	12.6	1.327	5.6	3.1
55	26	6000	0.0208	-3.7	0.0547	-4.4	—	2.986	13.0	1.148	4.9	4.2
56	20	7000	0.1345	4.4	0.0102	-11.7	—	1.915	11.1	2.390	8.1	-1.0
57	18	7000	0.0579	0.8	—	—	—	2.567	12.4	0.0954	-5.9	> 8.4

表二 海底损失数据 测位B 投弹序号100

发射			50株					100株				
编号	估计角度	深度(呎)	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)
100	41	4000	—	—	—	—	—	9.080	18.0	20.340	21.5	-3.5
101	41	4000	—	—	—	—	—	6.850	16.6	15.860	20.4	-3.6
102	37	5000	0.384	3.1	0.120	-2.0	(GAIN ?)	5.030	15.4	4.970	15.4	0.1
103	36	5000	—	—	0.732	5.9	—	3.320	13.6	0.670	6.7	7.0
104	24	6000	—	—	—	—	—	0.834	7.6	0.921	8.1	-0.4
105	22	6000	0.026	-8.6	—	—	—	1.086	8.6	0.919	1.2	7.5
106	16	7000	0.033	-7.6	—	—	—	1.710	10.7	0.093	-1.9	>10.7
107	16	7000	0.187	-0.1	0.031	-7.8	—	0.595	6.2	0.147	0.1	6.1

表三 海底损失数据 测位B 对100株

发射		投弹序号200					发射		投弹序号300					深度
编号	估计角度	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)	编号	估计角度	直达声能	S/N(分贝)	反射声能	S/N(分贝)	海底损失(分贝)	呎
201	25	6.070	10.8	25.310	12.8	-6.2	301	20	15.600	16.2	9.740	13.9	2.0	4000
202	24	0.903	1.7	0.890	0.1	—	302	20	8.150	13.3	12.600	15.0	-1.9	4000
203	22	9.890	12.9	2.330	2.5	8.3	303	20	6.330	12.2	8.320	13.2	-1.2	4000
204	11 (?)	2.150	2.1	7.750	5.9	—	304	17	3.010	9.0	3.390	8.3	-0.5	5000
205	14	4.440	9.4	15.700	9.0	-5.5	305	16	1.650	6.4	0.497	0.0	>5.2	5000
206	23 (?)	4.950	9.7	14.500	8.7	-4.7	306	16	4.070	10.3	1.179	3.7	5.4	5000
207	16	3.890	9.3	—	—	>2.9	307	13	1.971	7.2	2.226	7.5	-0.5	6000
208	17	2.530	7.0	—	—	>1.1	308	12	1.636	6.4	0.029	-11.3	6.2	6000
209	16	1.310	4.4	0.983	0.7	—	309	13	0.459	0.8	0.280	-1.5	—	6000
210	15	2.590	7.3	2.570	4.7	0.0	310	11	0.120	-5.0	1.415	5.5	—	7000
211	14	1.780	5.8	0.740	-0.9	>3.0	311	12	1.164	4.9	0.668	2.3	—	7000
212	14	0.723	2.0	2.160	3.7	—	312	11	2.211	7.7	1.083	4.4	3.1	7000
213	10	1.160	3.7	1.150	3.5	—	313	8	0.854	3.5	2.350	7.7	(GAIN)?	8000
214	9	—	—	3.330	5.2	—	314	8	0.596	2.0	1.600	6.1	(GAIN)?	8000
215	9	0.083	-7.6	4.950	6.5	—	315	8	—	—	—	—	—	8000
216	10	2.780	7.3	1.290	3.8	3.3	316	7	—	—	1.247	1.5	—	9000
217	9	—	—	3.560	6.0	—	317	7	1.107	4.7	1.064	0.9	—	9000
218	10	2.330	8.5	—	—	>6.0	318	7	0.068	-7.4	2.047	3.7	—	9000

表四 海底损失数据 测位C 投弹序号500和600

发射			50 株					100 株				
编号	估计角度	深度(米)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)
501	33	4000	0.2850	7.5	0.0740		3.3	8.720	18.7	5.740	12.6	1.8
502	33	4000	0.2620	7.1	0.1160	-0.6	>2.9	7.330	18.0	2.045	8.1	5.5
503	28	5000	—	—	—	—	—	3.100	14.2	1.955	7.9	2.0
504	26	5000	0.0470	-0.4	—	—	—	2.240	12.8	0.258	-0.9	>8.5
505	28	5000	—	—	—	—	—	2.340	13.0	1.215	5.9	2.8
506	19	6000	0.1340	4.2	—	—	—	1.073	9.6	2.335	8.7	-3.4
507	19	6000	—	—	—	—	—	1.093	9.7	1.255	6.0	-0.6
508	17	7000	0.0540	0.2	—	—	—	0.831	8.5	0.965	4.9	-0.6
509	14	7000	—	—	—	—	—	0.942	11.4	0.136	-4.1	>4.3
510	14	7000	—	—	—	—	—	0.523	8.9	0.043	-8.6	>2.2
511	6	8000	—	—	0.0840	2.2	—	0.516	8.8	0.095	-0.9	>6.4
512	8	8000	0.0240	-3.3	—	—	—	0.308	4.2	0.303	4.1	—
513	10	9000	0.0260	-2.9	—	—	—	0.595	7.1	0.265	3.6	3.5
514	8	9000	0.1030	3.1	—	—	—	0.422	5.6	0.346	4.7	0.9
515	9	9000	—	—	—	—	—	0.222	2.8	0.156	1.2	—

表四续 测位C 投弹序号500和600

发射			50 株					100 株				
编号	估计角度	深度(米)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)
601	33	4000	0.1715	4.9	—	—	—	6.070	14.7	1.770	7.0	5.4
602	33	4000	0.0842	1.8	0.0601	-3.1	—	10.660	17.1	7.950	13.5	1.3
603	27	5000	0.1870	5.3	0.1070	-0.5	>1.9	1.404	8.3	1.148	5.1	0.9
604	26	5000	0.0685	0.9	0.0138	-9.5	—	3.204	11.9	1.008	4.6	5.0
605	27	5000	0.0591	0.3	0.1820	1.8	—	2.774	13.4	0.569	2.1	6.9
606	18	6000	—	—	0.0022	-17.4	—	1.104	7.3	0.394	0.5	4.5
607	18	6000	0.0129	-6.3	0.0737	-2.2	—	2.344	10.5	0.768	3.4	4.8
608	14	7000	—	—	—	—	—	0.713	5.4	0.788	3.5	-0.4
609	16	7000	—	—	0.0389	-1.5	—	0.945	8.1	0.183	-0.5	>6.6
610	15	7000	0.0053	-8.4	—	—	—	1.183	9.0	0.251	0.8	6.7
611	8	8000	—	—	0.0828	+1.8	—	0.903	9.7	—	—	>7.9
612	8	8000	—	—	0.0089	-6.2	—	0.581	7.8	0.561	5.8	0.2
613	10	9000	—	—	0.0242	-1.8	—	1.794	12.7	—	—	>10.9
614	8	9000	0.0588	3.7	0.0[illegible]5	+3.0	—	1.194	10.9	0.095	-1.9	>9.1
615	9	9000	0.0268	0.6	0.0519	+1.5	—	0.152	2.0	0.335	3.6	—

表五 海底损失数据 测位D 投弹序号700

发射			50 株					100 株				
编号	估计角度	深度(米)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)	直达声能	S/N (分贝)	反射声能	S/N (分贝)	海底损失(分贝)
701	44	4000	0.3420	11.2	0.3120	4.6	0.4	9.940	17.2	4.015	7.9	3.9
702	44	4000	0.4160	12.1	0.1072	-0.1	>5.8	9.080	16.8	2.725	6.3	5.2
703	38	5000	0.1043	6.1	0.0562	-2.9	>-0.2	6.880	15.6	2.625	6.1	4.2
704	38	5000	0.2030	9.0	0.0302	-5.6	>2.7	2.580	11.3	5.385	9.2	-3.2
705	38	5000	0.0843	5.2	—	—	>-0.5	4.880	14.1	1.022	1.4	6.8
706	29	6000	0.2390	9.7	0.1140	-1.0	>2.2	2.500	11.2	0.468	-3.4	>3.9
707	22	7000	0.0166	-1.9	0.3100	3.3	—	2.110	10.4	1.968	2.8	0.3
708	22	7000	0.1340	7.2	0.0714	-3.1	>-0.3	1.100	7.6	1.758	2.4	-2.0
709	21	7000	0.0228	-0.5	0.2184	1.8	—	0.491	4.1	1.178	0.6	—
710	24	7000	0.0463	2.6	0.1630	0.5	—	1.127	7.7	2.468	3.8	-3.4
711	8	8000	0.0111	-3.0	—	—	—	0.591	6.3	0.474	-3.3	>-2.4
712	4	8000	0.1101	7.0	—	—	>-1.2	—	—	0.122	-9.2	—