

赠阅

56.2

04475

地壳

〔美〕J.G.海阿科克 主编



地震出版社

地 壳

[美] J.G.海阿科克 主 编

杨 承 勋 等 译

滕 吉 文 校

地 震 出 版 社

1983

内 容 提 要

本文集选译了美国地球物理学会出版的地球物理丛书第20卷中的18篇论文。这些论文论述了地壳的最新研究方法和野外研究成果,提出了地壳的新模型,探讨了地壳的应力状态及其与地震的相关性,以及地壳的热状态、热流模型和数值解法。

本文集可供地震、地球物理、地质及地热和能源开发等工程技术人员、研究人员和有关大专院校师生参考。

本文集第1和第8~18篇由杨承勋翻译;第2第5篇由宋炳忠翻译;第3第4篇由曹可珍翻译;第6第7篇由裴申翻译。

geophysical monograph 20
The Earth's Crust
Its Nature and physical properties
JOHN G. HEACOCK
editor
GEORGE V. KELLER
JACK E. OLIVER
GENE SIMMONS
associate editors
American Geophysical Union
Washington, D.C. 1977

地 壳

(美) J.G.海阿科克 主 编
杨承勋 等译 滕吉文 校

*
地 震 出 版 社 出 版
北京复兴路63号
北京新村印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
各地新华书店经售

*
787×1092 1/16 12.5 印张 312 千字
1983年7月第一版, 1983年7月第一次印刷
印数: 1—3000册
统一书号: 13180·206 定价: 1.95 元

目 录

从地震反射剖面看深部基底复杂性·····	J. Oliver等 (1)
地震波速度、反射和结晶地壳结构·····	S. B. Smithson等 (7)
从海洋共深度点反射资料得到的地壳地震波速度·····	J. S. Watkins等 (16)
大陆地壳的新模型·····	S. Mueller (25)
加拿大地壳的性质·····	M. J. Berry等 (39)
由爆破地震得到的北美洲和欧洲的地壳-地幔边界结构·····	C. Prodehl (56)
地震波折射数据的反演·····	J. A. Orcutt等 (69)
新墨西哥州索科罗附近地壳岩浆体的地球物理证据·····	A. R. Sanford等 (75)
地震面波穿过大陆和海洋的衰减及其区域变化概述·····	B. J. Mitchell等 (87)
利用振幅校正地震剖面解释地壳的速度梯度和Q值结构·····	L. W. Braile (97)
从水压破裂试验得到的美国大陆地壳应力·····	B. C. Haimson (105)
地壳电阻率瞬时变化的高精度测定·····	H. F. Morrison等 (114)
锯齿切面岩石滑动的运动学和动力学·····	H. M. J. Illfelder等 (126)
美国的热流和地壳的热状态·····	A. H. Lachenbruch等 (133)
爱达荷地热系统的特征·····	J. K. Applegate等 (163)
地壳里的流体循环·····	D. Norton (172)
流体地热储层里瞬变加热和流体排出的数值解·····	P. Cheng等 (179)
可渗透层双温度热对流的数值计算及其对内华达州斯蒂姆博特 汽泉热系统的应用·····	D. L. Turcotte等 (189)

从地震反射剖面看深部基底的复杂性

J. Oliver, S. Kaufman

一、前言

大陆深部基底是现代地球科学主要的新领域之一。关于深部基底的岩石，仅知其大体的类型。至今看来，在象大陆形成和演变这样的基本科学课题研究中，详细了解深部基岩无疑将是很重要的。此外，深部基岩与地表附近的岩石有密切关系。根据地表附近的岩石，人们可以推论出许多有关深部基岩存在的情况，并且可以抓住了解这样一些问题的线索，例如，某些矿物的富集过程，包括煤和石油沉积盆地的形成和演变历史、地震的成因、火山活动机理以及地热能源等。

甚至在钻探的深度内，有关基底的资料都很稀少，而且分布也不规则。在钻探深度以下，资料主要来自地球物理观测，它们几乎全都是低分辨率的。因此，我们对于深部基底岩石和构造的了解就受到整个地貌的限制和只有某些地球物理参数（如地震波速度，密度，电导率等）才能直接测量的限制。在毕竟是简单的地壳地球物理模型和有关地表岩石相当复杂的地质资料之间有明显的差别，这是更好了解基底的主要障碍（图1）。

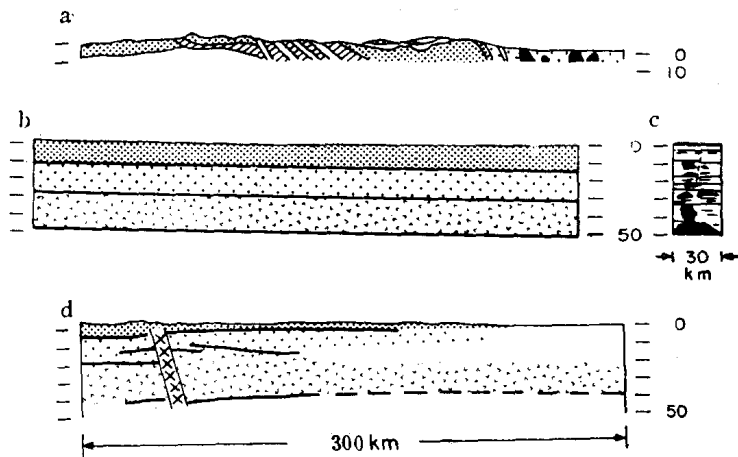


图1 典型地壳剖面的比较

上图是根据地质资料绘制的素描图；左中图是根据标准折射方法绘制的；下图是根据深地震测深（D.S.S）和广角（W.A）反射方法综合绘制的；右中图是根据近垂直地震反射方法绘制的。所有图都以同一比例尺绘出，但不是用来描述同一地壳剖面。要注意这些图的细节分辨率的差别。

a. 经典地质学方法；b. 标准折射剖面方法；c. 反射剖面；d. 深地震测深折射剖面/广角反射剖面

克服这个障碍的一个方法是用构造特征和速度变化分辨率都最高的地球物理方法来研究深部基底。这个方法就是地震反射剖面技术，它是大多数石油地球物理勘探以及很多海底勘探的基础。石油工业的庞大作业使得地震反射剖面在其它方面的应用都相形见绌；由于这种巨大成就，地震反射剖面已经发展到高度完善的程度，具有实现该目的的丰富经验和精心设

计的装置。

近几年来，该方法以其现代新的形式用于美国大陆及其周围的深部基底研究。虽然试验的地点尚不多，但是所得结果足以证明这样一点，该论点尽管从直观上是显而易见的，但有时却因观测的分辨力不够，而被忽视。这种论点认为深部基底的构造是复杂的，就其复杂程度来说，有可能与浅部基底的构造相比。这本身便意味着，基于大多数地球物理方法、很普遍的简单的成层地壳模型太过于简化了，以致使人们发生误解；或者意味着，用这种地球物理方法所测量的地球性质是深度的简单函数，而与岩石种类无关，因此也就与地质构造无关。看来后者很不可能，特别是在浅部。

本文其余部分描述了一些试验和所得结果，并得出结论：基底的构造是复杂的，而简单的成层模型充其量也不过是基底构造的粗略近似。可是，读者应考虑到地震反射剖面用于研究深部基底还是处于初期阶段。只在几个地点进行了测试，而且任何一个地点都未进行全面的研究。实际上，在把任何一项新技术用于研究尚属不清楚的领域时，尽管能得到新资料，但是预料一定有一个资料解释的认识和技术不断熟练的时期。因此，很可能是这样，即更多的资料归根到底要从原始资料一点一点地搜集。在初步讨论中所要介绍的就是这些原始资料。不过，本评论的要点是着重证明深部地壳构造是非常复杂的证据，看来这一点已为这些原始资料所清楚证实。

二、方 法

地震反射剖面的基本原理很简单，也容易使人误解。地表或近地表的扰动会辐射出地震波到地球里。从地下岩层反射回来的纵波，沿着垂直或近于垂直的路径传播到地表，并被记录下来。如果已知沿路径传播的速度，那么就可以用这些波的走时来确定反射界面的深度。象船上的回声测深仪那样，震源和接收器可沿地表移动，以便得到反射界面的剖面。

实际上，这种方法的应用要复杂的多。震源装置可以是脉冲式的，例如用炸药、空气枪、气爆震动源、电火花震源或落锤法，也可以是振动源，象连线震动源（大陆石油公司的商标）中的震源那样。连线震动源用大的车载振动器产生频率逐渐改变、并近于正弦波的长波列。此个别“炮点”，用组合震源来增强垂向传播的纵波，并压制其他波种。其中横波在这种应用中也被认为是噪音，但它却是现代研究中的对象。在现代研究中，横波将作为信号，提供有关横波速度以及构造的信息。

接收器的信号单元是一种固有频率为每秒几周的地震检波器。十个地震检波器排列成空间组合，并把它们的输出端连在一起，以便增强单“道”反射波接收。一般是记录48道或更多道的反射波；因此，在一次野外作业中通常要用1000个以上的地震检波器。组合震源和组合地震检波器沿剖面每隔大约100米，就向前移动一次。于是，信息有着很大的重复度。在一条长几十公里的剖面上可得到几百万个不同射线路径上传播的波的信息。

在复杂的数据处理中使用这种大量重复的信息，以便进一步提高信噪比，以及提供波速沿剖面的空间变化资料。共深度点叠加，是一个重要的技术，它把在同一反射点从不同角度入射的射线叠加起来，以改善探测效果。诸如波的绕射、聚焦、侧向反射、多次反射和倾斜反射的视位移等各种各样的复杂状态均会出现，因而在解释过程中必须意识到和注意到这些复杂状态。不过对于目前所使用的任何一种地球物理方法得到的各种构造特征来说，其深度

点叠加方法的分辨力最高。关于利用这种方法研究深部基底的更为详细的论述可参阅 Oliver 等人 (1976) 的文章。对于石油工业中所进行的那种反射剖面的详细论述, 请参阅 Lindseth (1976) 或 Dobrin (1976) 的论文。

三、若干结果

虽然最早的深部基底反射观测有些是在美国进行的 (Junker, 1951), 而且相继做了一些低水平的零星工作, 但是直到最近, 有关这项研究的大多数报导主要是在西德、澳大利亚、加拿大和西欧 [其评论见 Oliver 等人的文章 (1976)]。1975年初, 在大陆反射剖面计划 (Cocorp program) 的赞助下, 美国改进了野外试验, 以便提供有关深部反射的资料。这些试验包括现代石油工业反射剖面方法的应用。1975年在两个地点进行了试验, 一个在得克萨斯州, 另一个在新墨西哥州, 本文的基础便是在得克萨斯州早期的试验结果。如今在另外一些地点正在进行更大范围的研究。这里的分析与介绍的数据只经过比较常规的处理, 目前正在进行更先进的处理, 依据这些数据完全有可能提炼出另外的信息。然而就根据现阶段分析的数据, 许多论点都是很明显的。

一个简单、但又很重要的论点是涉及到地壳剖面的水平和垂直比例尺之间的关系。在这样一些剖面里, 放大垂直坐标是常见的。例如在研究海底时, 通常垂直放大高达50:1。地质横剖面通常也采用扩大垂直向和水平向比例尺。基于地震折射资料的地壳剖面一般采用大约为3:1垂直放大。图2和图3所示反射剖面是时间剖面, 其比例尺大致是1:1, 于是剖面在这种比例尺上就显得高而窄。实际上, 常常以水平放大2或3倍来绘制这些图形 (如图5)。正是由于这种简单的作法就能使反射剖面方法具有特别优异的分辨力。虽然很难按照一般意义上所用的术语来定量表示这个分辨力, 但是其垂直方向细节的分辨力至少要比其他地球物理测量提高一个数量级, 看来这样说是合理的。

图2和图3表示在得克萨斯州哈德曼县的试验剖面。图2表示较长的南北测线。图3表示与图2测线相交的较短的东西测线。哈德曼县的地震剖面 and 测点的位置示于图4。根据这些数据, 显然, 可以得出以下几个重要论点:

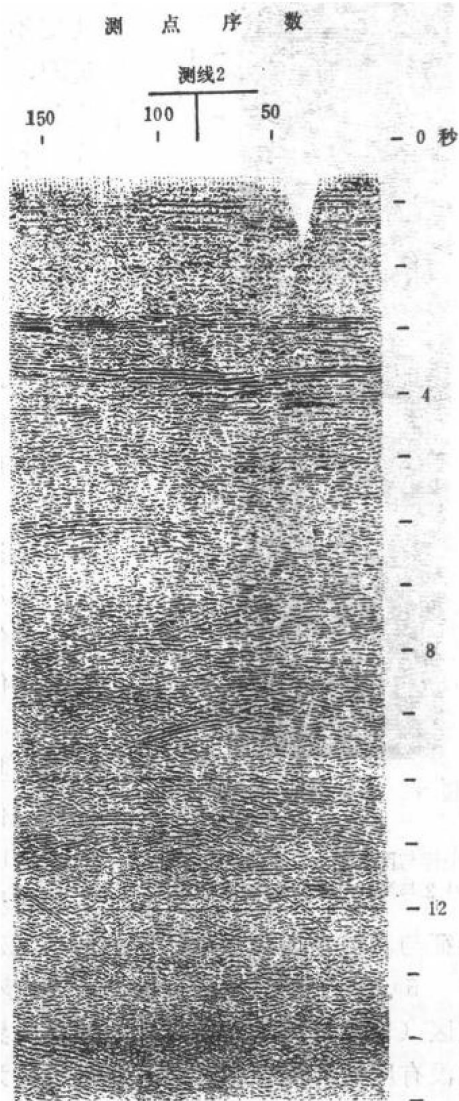


图2 得克萨斯州哈德曼县测线1的地震剖面

其位置示于图4。水平坐标是测点编号。测点间距为100米。垂直坐标是双程走时, 以秒为单位。垂直对水平标尺之比大约是1:1 (假设通过此剖面的速度是6公里/秒)。图上标出了测线2与测线1相交的位置

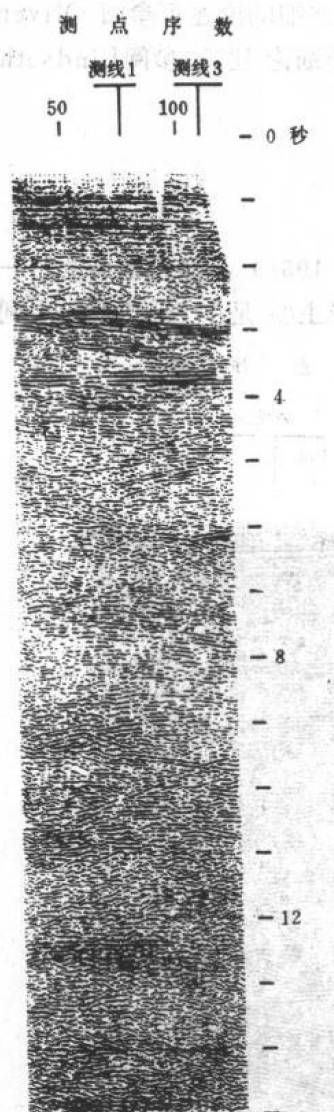


图3 得克萨斯州哈德曼县
测线2的地震剖面

坐标与图2相同。图上标出了测
线2与测线1和3的相交位置

1. 重要结果的总述。有充分的证据证明反射能量（或反向散射）是来自深处大量界面或障碍物；因此，至少在地震波长的范围内（一般是零点几公里），地壳必定是不均匀的。个别的波至可能是沿一条以上路径传播的回波能量的合成结果，因而不一定相应于一个单反射层里。但是，不能否认这种反射层面或散射层面的存在。

2. 除了在深度相当小的地方有一些例外，一般来说，这种反射是不连续的，其范围不只是几公里。观测证明：具有广泛速度不连续性的地球物理简单层状模型只不过是地壳的最粗略近似，而且在地质解释中如不加选择地用这些模型，常常能使人们发生误解。这都是显而易见的。

3. 有很多波连续穿过一个相当长的剖面，并且下凹，通常以高角度到达反射界面。这些波是绕射波。因此，它们是地壳里面尺度相当小的不均匀性的另外标志。虽然图2和图3绕射相应的不均匀性有些在剖面的测线以外，而且也在剖面之外，但是与地壳非均匀性有关的基本结论仍然成立。

4. 这个地区深至结晶基底顶部的直接数据可以从测线1南端大约300米处的石油公司一个干井的测井记录中得到。结晶基底顶部的深度相当于1.6秒的双程走时。因此，在基底的浅部，大约3秒和4秒处有两个强反射层位，它们在该区域内大体上是连续的。基底中这样强的横向连续的、近水平的反射层位，在迄今的反射剖面中是罕见的，但是这些反射层位却提供一些值得重视的资料。如果这些反射层在地表可以追索到，那么它们必定能被识别。仔细观测可看出它们不完全是连续的，也具有其本身的构造。这些构造可能是次生的，是由断层作用或其他形式的形变造成的，也可能是原生的。靠近这两个反射层位的基底面，表现了角度不整合，这在测线2（图3）上最为明显。这些不整合很重要，因为它们在某种程度上表明了基岩界面的性质和本身的特点；这就是说，它们证明了这些

特征与其说是地球化学作用的结果（象在相变情况下那样），不如说是沉积作用的结果。

5. 除了反射波的证据外，还有不存在反射波的证据。因此，当波已经明显穿透某一特定区（也就是说，传播到更深的反射界面，又从此反射界面返回来的波都经过这个地区）时，就没有反射界面存在，或者有时也称为透明性，它证明该地区在地震上是比较均匀的，同样表明在组成上也是比较均匀的。在这些资料中，这样一些地区的边界不一定总是轮廓分明的。图2绘出了这样一些地区的实例。在大约6秒处逐渐向下弯曲的波至的一个地区，其尺度大约为几公里，而且这样一些地区有比较均匀的侵入岩征象。当然，这种自然现象更多特征的描述将需更长的剖面。

6. 事实上，反射资料显示出的地质特征（如不整合）的信息表明了在地质方法中地壳的地球物理观测的重要性。因此，某个地球物理特征（如低速区）的正确测量，就有可能指

明那个特定地点岩石的地质特征，而且除了那个特定地质特征的所在地外，不可能有更广泛的应用。实际上，有关这个特定地点的速度资料证明，在3.0秒反射界面下有一个低速区，它大概与直接位于反射界面以下这些岩石不整合有关。若这些岩石在不同方向上变厚、变薄或尖灭，则这个低速区大概会同样在不同方向上变厚、变薄或尖灭。

7. 有这么一些波至，特别是时间较迟的一些波至，其曲率（向下凸）都大于那些具有最大凸率曲线的曲率，此最大凸率是根据地壳中一个间断点的简单绕射对此深度计算出的。虽然这种现象极可能有其他的种种解释，但是一种可能的解释是，那些波为深部层位的一个曲率很大的向上的凸面所聚焦。在这种情况下，任一最大凸率曲线就是与焦点深度相对应的曲线，而不是与层位深度相对应的曲线。当然，为了说明这种效应，还需要更多的详细观测结果。然而，此论点就是反射资料在这种情况下能够提供这样的信息。如果是这样的话，在哈德曼县下面的地壳深处多半为褶皱，这是深部基底有复杂构造的另一个证明。

8. 以上论点中有很多已在较早的一篇论文（Oliver等，1977）中作过论述，不过形式稍有不同。但是，以前所发表的哈德曼县的数据总是在15秒后结束，并且野外观测的目的是提供这段时间内的剖面。使用一种只与振动器连续变频振荡的低频部分相关的处理技巧，就有可能将这个时间剖面再扩大3.5秒。因此，图5所示测线1的总时间为18.5秒，并且水平比例尺也作了一些放大。新信息的基本部分是在此剖面左边大约15.5秒处有一个明显的折射。根据这一研究还不能了解此深度处的速度。然

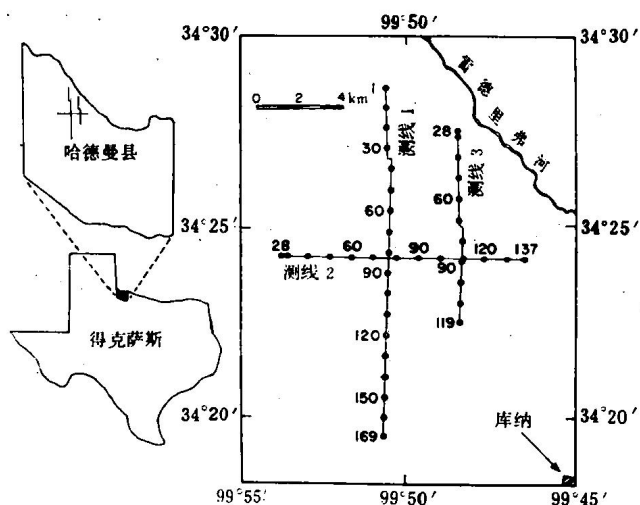


图4 得克萨斯州哈德曼县地震剖面的位置图
图上标出了所选测点的编号

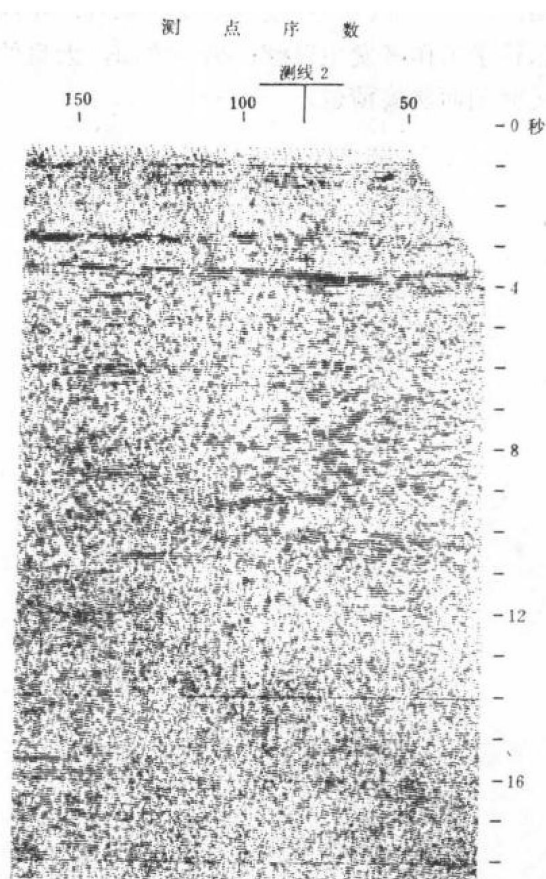


图5 得克萨斯州哈德曼县测线1的地震剖面

它与图2的区别是：只需利用振动器连续变频振荡的低频部分，记录的双程走时就能从15秒扩大到18.5秒。水平距离约为17公里，最大深度大致是55—60公里

而，在至奥克拉霍马西北折射剖面的一个短距离上却提供了有关此处地幔深度的一些资料 (Tryggvason 和 Qualls, 1967)。我们假设深度和其他参数都与哈德曼县的大致相同，那么15.5秒反射看来就相当于上地幔的顶部。如果是这样的话，这些资料就意味着地壳的莫氏过渡区厚度大大小于0.3公里。在这样短的一段莫氏界面里，相对缺乏构造是否有任何意义，光从这部分有限数据来看还是不清楚的。的确，如果证明莫氏界面一般是光滑的、连续的，并且相对于下地壳来说起伏是平缓的，那么就会得到有力的证据，利用这些证据能把莫氏界面解释成相变或那个深度上有流体。但是，目前作出这样的结论的证据还不充分。此外，还有更深反射界面的有限证据证明，上地幔虽然未必与下地壳的特征相同，但也是不均匀的。

9. 虽然哈德曼县地段完全被沉积层所覆盖，因此不能得到基底露头区的资料，但是其他一些地段有限的资料却证实了这一论断，即基底里的一些反射界面与已知的一些构造或岩性不连续有关。

四、结 论

从地表观测可知，基岩是很复杂的。地震反射资料表明，地壳各处深部基底岩石的复杂程度相似。一方面，这些观测结果意味着，用简单的层状模型来解释地球物理数据易使粗心的地球科学工作者发生误解；另一方面，大量的地震观测资料表明，深部基底能够进一步用地震反射剖面法搞清楚。

地震波速度、反射和结晶地壳结构

S.B.Smithson, P.N.Shive, S.K.Brown

一、引言

长期以来,地球物理学家们对从结晶地壳得到地震反射波的可能性发生了兴趣,而早期的研究已取得不同程度的成就。由于地震反射波方法是从钻探达不到的地壳深部取得详细资料的唯一高分辨率技术,对地壳反射波研究的兴趣已再度提高(Kanasewich和Cumming, 1965; Dohr, Fuchs, 1967; Oliver等, 1976; Shive等, 1975)。地壳内的很多反射层已绘制成图。虽然地壳的反射波通常是可以发现的,但由于这些性质的解释是间接的,所以,这些反射源是主要问题。地壳反射波的解释比沉积盆地类似资料的解释要复杂得多,因为结晶岩的结构要复杂得多。

我们已在结晶岩出露处做了地震波反射试验(Shive et al., 1975; Shithson等, 1975; Smithson和Shive, 1975)并作为一种“标准”类型,为的是以很小的误差来解释地壳反射波。我们采用已知的地质和地震波速度资料,来讨论地壳反射波的意义和已记录到的不同类型结晶岩中的反射波。

二、地质情况

已出露的结晶基底为地壳反射波的解释提供了主要线索。地质图通常表明,主要的结晶岩是变质岩(Smithson和Decker, 1974),而散布在变质岩格架中的是稀散的火成岩侵入体。主要的岩类当然是变质岩、混合岩、花岗岩和基性侵入岩。在整个范围内,变质岩是典型的成层岩,变质作用的增加程度带有很强的深度函义(Read, 1957)。变质程度低的岩石与深度不大相关联,由互层的可辨认的变质火山岩和变质沉岩积岩组成。它们的倾角可从未变形的接近水平状态到垂直状态,但它们内在的变形比深变质岩要小。随着深度的增加,这些岩石变为变形较大和变质程度较高的变质岩(闪岩相),后者可能组成了整个上地壳,且通常为缓倾斜。闪岩相片麻岩逐渐变为混合岩(Wegmann, 1935; Mehert, 1968),混合岩由暗色岩以各种比例缀以活化花岗岩质碎片组成。

混合岩及其共生岩石(眼状片麻岩和花岗质片麻岩)可能组成中部地壳的主体(Smithson, 1965; Smithson, Decker, 1974)。虽然混合岩可以含有一些一种岩类的原层(~1公里)岩体(Worl, 1968),但在数厘米到数米的范围内通常夹有花岗质和镁铁质岩带。混合岩可能在大的范围内侵入到其上覆的变质岩盖层之中(Haller, 1958)。

很多作者提出,下地壳主要为麻粒岩相岩石(Heier, Adams, 1965; den Tex, 1965; Ringwood, Green, 1966; Ito, Kennedy, 1971; Smithson, Decker, 1974)。麻粒岩代表一些高变质矿物,通常与类似的岩浆岩共生,所以,这里岩浆岩和变质岩的物理条件相

同。麻粒岩相岩石的放射性热产量低 (Heier, Adams, 1965), 因此, 这与下地壳的大多数模型相一致 (Blackwell, 1971; Heier, 1973; Smithson, Decker, 1974)。

变质岩以塑性流般的高度变形为特征。岩层的等斜褶皱, 变薄和分裂使变质岩具不连续的特征, 这同沉积岩水平向的特点成鲜明对比。岩层间的界面可能以小规模褶皱为标志。

由花岗岩到辉长岩构成的火成岩体, 散布在变质岩中。花岗岩以侵入体出现, 可能覆盖数千平方公里, 并且厚达 2 到 10 公里 (Bott, Smithson, 1967)。在较高的地壳层位, 它们通常与周围的变质岩陡然接触; 较深处的花岗岩可能发展成为渐变接触关系。花岗岩含有径达数公里的包果体, 包果体的边界或清晰, 或渐变。于花岗岩体的边缘, 包果体更为常见。

镁铁质侵入体的覆盖面积一般比花岗质侵入体小。其直径很少有大于 10 公里的, 但有可能大达 200 公里, 如 Bushved 侵入体便如此 (Wager, Brown, 1967)。镁铁质侵入体一般厚数厘米至数公里。镁铁质岩层成分的变化范围在斜长岩到纯橄榄岩之间 (Wager, Brown, 1967), 虽然也可能存在少量花岗岩, 特别是在镁铁质侵入体的顶部附近。侵入体的形态可由厚达 1 公里的水平状岩床到较厚的岩盆和岩筒, 由于横向变形, 岩层的倾角可以很大。

地壳性质的进一步证据来自出露有深部地壳岩石的特殊地区的地质-地球物理综合研究。其中最重要的是南阿尔卑斯的伊夫雷亚 (Ivrea) 带的研究, 那里已揭示了穿过地壳的垂直剖面 (Berckhemer, 1969), 这里的地壳剖面由片岩、片麻岩、近顶部的花岗岩、较深部的混合岩 (活化岩石) 和最深处的麻粒岩组成。剖面的下部 5—10 公里由与深变质的片麻岩互层的透镜状闪长岩和辉长岩体组成。透镜状橄榄岩是过渡到地幔物质的标志 (Schmid, 1967; Berckhemer, 1969)。

在挪威中部, 加里东时代的 Jotun 推覆体 (nappe)、层状斜长岩和相关的麻粒岩出露区域超过 4500 公里, 虽然可能作其它解释, 但推覆体的麻粒岩可能代表由于在上地壳中加里东运动的变形作用而侵位到下地壳的一个厚层 (约 10 公里)。这种现象表明, 深部地壳大部分是由麻粒岩相的岩石组成。

三、地震波速度

为了解释未出露岩石的性质, 最有用的资料来自地震波速度测量。在地壳中发现的波速通常在花岗质岩石中为 6 公里/秒到辉长质岩石中的 7 公里/秒, 其极值是在浅色花岗岩中的 5.8 公里/秒到致密辉长质岩石中的 7.4 公里/秒。中性岩石的地震波速约为 6.5 公里/秒。

地壳折射波观测了解到, 上部结晶地壳中的波速为 6.0 到 6.4 公里/秒, 在下地壳中则为 6.4 到 7.3 公里/秒 (Press, 1966), 这些速度值与“花岗质岩层”和“玄武质岩层”相关。然而, 下地壳的波速最常见的变化范围为 6.5—7.0 公里/秒。低速层可能存在于地壳中部 (Landisman 等, 1971)。

岩石中地震波速度的大部分数据都来自实验室测量 (Birch, 1960; 1961, Simmons, 1964; Christensen, 1965)。饱水岩样的实验室测定 (Nur, Simmons, 1969) 表明, 较早期的测量结果系统偏低, 在低围压条件下尤其如此, P 波速度的野外测量与实验室测定, 特别是与饱水岩样的测定结果的一致性很好 (Smithson, Shive, 1975)。在浅部发现波速相对较高, 因此, 若这些波速值外推至高压条件, 则波速的实验室测定值可能略为偏低。波速通常直接因密度而变化, 因此, 在正常物理条件下, 上地壳中最低的波速值在浅色花岗质

岩石中为 5.8—6.0 公里/秒 (Simmons, Nur, 1968; Smithson, Ebens, 1971; Smithson, Shive, 1975)。混合质岩石中的波速略高, 即 6.0—6.3 公里/秒 (Smithson, Ebens, 1971)。由中性到镁铁质麻粒岩, 尤其是麻粒质中性岩石 (表 1) 的波速值具有特别重要的意义。资料表明, 密度低达 2.73 克/厘米³ 的正长质岩石的波速约为 6.5 公里/秒, 而真正的辉长质岩石的波速大于 7.0 公里/秒。波速为 6.4—6.7 公里/秒的麻粒质岩石, 其密度为 2.8 克/厘米³ 或更小。这些岩石更接近花岗质, 而不是玄武质。对于辉长质岩石来说, 下地壳的波速通常太低。

四、反 射

自从 Junger (1951) 早期关于地壳反射层的论文发表以来, 近代的大量研究已发现一些深部反射层 (Fuchs, 1969; Clowes, Kanasevich, 1970; Oliver 等, 1976; Oliver, Kaufman, 1977), 这些反射层头等重要的意义显然是在大陆地壳内部存在大量间断面。这是与典型的地壳模型不同的重要变化。地壳内部可预期的声阻抗的最大差异是花岗岩 (片麻岩) 对辉长岩 (片麻岩)。典型的速度值 6.0 和 7.1 公里/秒给出了反射系数为 0.13, 这比沉积岩的反射系数要小很多。由合成地震记录图可知, 复杂的成层结构比单一的界面能引起更强的反射 (见 Fuchs, 1969; Clowes 和 Kanasevich, 1970 和图 1)。复杂的成层结构正是地壳深剖面所描述的变质岩 (Schmid, 1967) 和一些镁铁质侵入体中 (Wager, Brown, 1967) 所发现的情况。根据深反射层的组成特性, Fuchs (1969), Clowes 与 Kanasevich (1970) 提出, 深部地壳中主要的反射体具有互层或过渡的性质。

表 1 a 波速的野外测量 (Smithson, Shive, 1957)

岩石类型	V _{最小} , 公里/秒	V _{最大} , 公里/秒	Z _{最大} , 公里	密度, 克/厘米 ³	平均原子量	V _{实际} , 公里/秒
石英二长岩	5.1	6.1	1.3	2.88	21.1	6.3
花岗片麻岩	5.5	5.8	0.3	2.63	21.4	5.9
正长岩	6.0	6.4	0.6	2.73	21.7	6.6
斜长岩	6.2	6.4	0.3	2.73	20.6	6.9
闪岩	6.2	7.0	0.7	3.01	21.2	6.6—7.2

* 在一千巴压力下

表 1 b 麻粒岩相变质岩中波速的实验室测定 (Christensen, Fountain, 1975)

岩石类型	V _p (1千巴), 公里/秒	V _p (6千巴), 公里/秒	密度, 克/厘米 ³
花岗闪长片麻岩	6.36	6.57	2.68
花岗闪长片麻岩	6.06	6.41	2.71
斜长辉石角闪片麻岩	6.49	6.69	2.73
正长片麻岩	6.40	6.71	2.83
正长片麻岩	6.40	6.70	2.84
斜长辉石角闪片麻岩	6.75	6.95	2.90
辉石正长片麻岩	6.82	7.01	2.93
角闪麻粒岩	6.51	6.99	2.98
辉石角闪麻粒岩	7.11	7.37	3.03
辉石麻粒岩	6.68	7.40	3.08

在下地壳中 V_p=6.4—7.3公里/秒

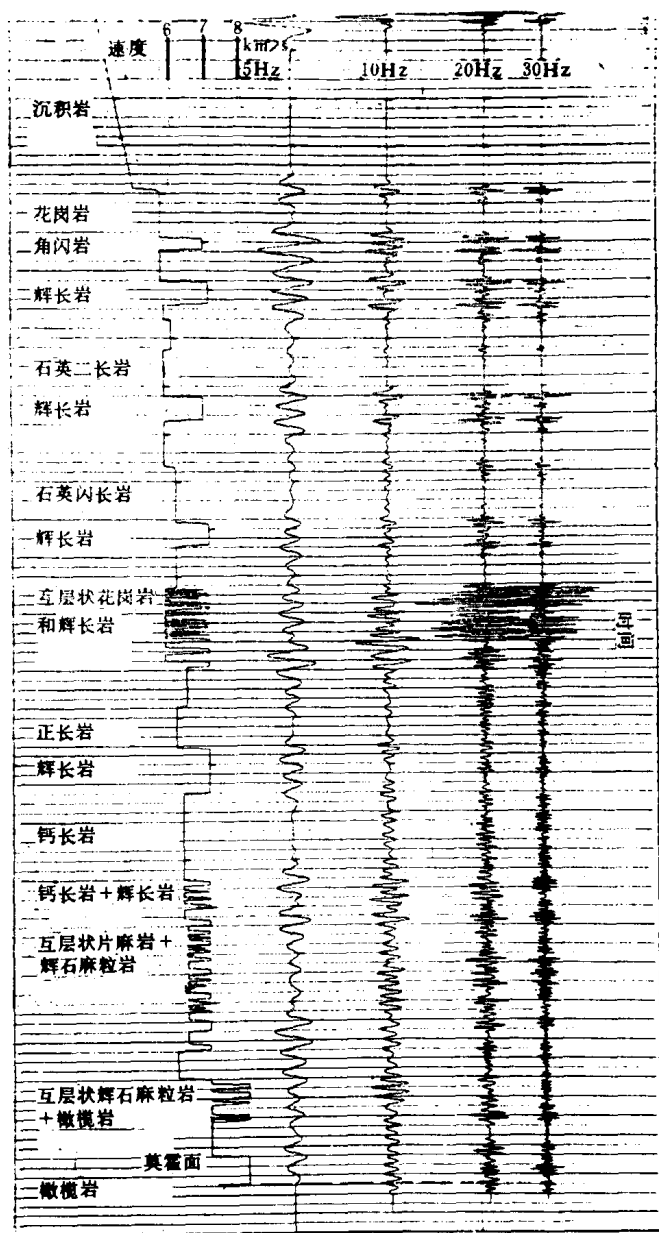


图1 地震波对各类地壳结构反应的综合地震图

时间向右增加。表明了输入子波5、10、20和30赫的反射响应。10和20赫的地震图是最可靠的，因为这些频率是最常用的。2和3秒之间的花岗岩-角闪岩（或辉长岩）代表了地壳简单界面上可能出现的最大反射波振幅。由多重界面（层）引起的大反射波振幅是由6秒处的相长干涉产生的。在10秒处，内部成层的片麻岩和辉石麻粒岩可能是下地壳的重要成分，声阻抗仅有一适度的对照，通过相长干涉可能产生相对强的反射波速度。速度函数并不指一个专门地壳模型，但多少说明了岩系的地震波响应

增强，常见有平缓的褶皱；很多深部变质岩似乎呈缓倾斜。例如，怀俄明的风河山中整个4公里长的垂直剖面中，深部花岗片麻岩和混合岩呈近水平状（Smithson, Ebens, 1971）。缓倾斜可能由于交错褶皱、穹窿或侵入作用而局部陡峭。结晶岩中的倾角常常很大，因此，正如苏联前寒武纪地盾的地震测深研究所表明的那样（Sollogub等，1973），可以期待

与其它在沉积盆地中进行的地壳反射波研究相反，我们已把出露前寒武纪岩石地区中进行的地震波反射研究作为一个“标准”地震地壳研究（Shive等，1975）。出露的结晶岩为地壳反射波的解释提供了最明显的可能模型，我们将用出露的结晶岩和我们所掌握的地震反射波结果来讨论反射源。

在一个限定的时间间隔内，大量的地震反射波，特别是复合反射波，可能是由变质岩中的各个岩层或可能是由成层的镁铁质侵入体引起的（图1）。由变质岩的层状结构引起的反射波振幅比单一层界面引起的反射波的振幅要大（图1）。由镁铁质侵入体中各层引起的反射波局限在横向范围内（不大于10公里），且比由变质岩的层状结构引起的反射波要弱。层状变质岩中的反射剖面记录表明，在前2.8秒内有大量事件（图2）。

若干近水平状反射事件的连续性很好，很可能是由互层状的轻度变质熔岩流和（或）基韦诺（Keweenaw）沉积岩（Thiel, 1956）或俄克拉何马的威奇塔山中层状的镁铁质侵入体引起的（Widess, Taylor, 1969）。如果从沉积盖层底部基岩的顶部钻探得到的岩心中能得到象混合岩或麻粒岩这样的深部岩石，那么，除非它们由于褶皱运动而侵位，否则我们未必能在较低的部位发现轻变质的岩石。

浅变质岩（绿片岩相）一般呈水平状（若未受变形），或陡倾斜状（若受到变形）。随着变形和变质作用的

有异常运移和反向运移事件（图3）。

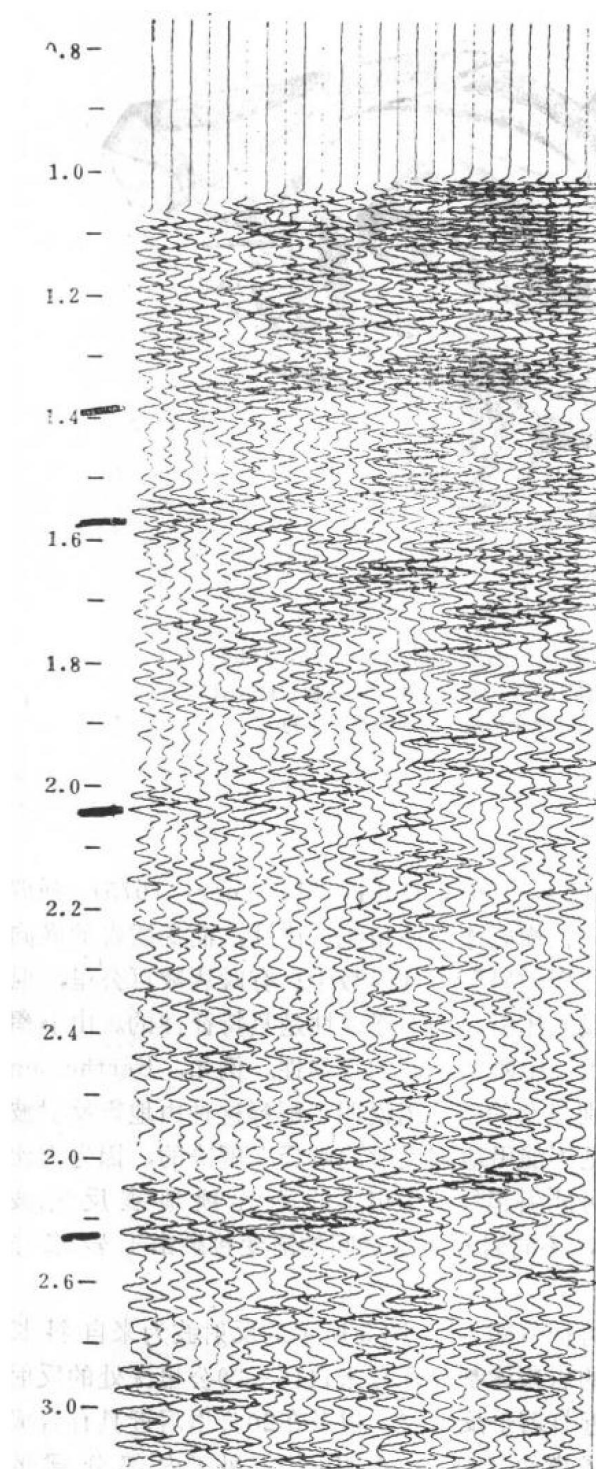


图2 成层变质岩区的地震记录图
最初2.8秒为1150米表面覆盖层中的大量
反射波记录，爆破点偏移3公里

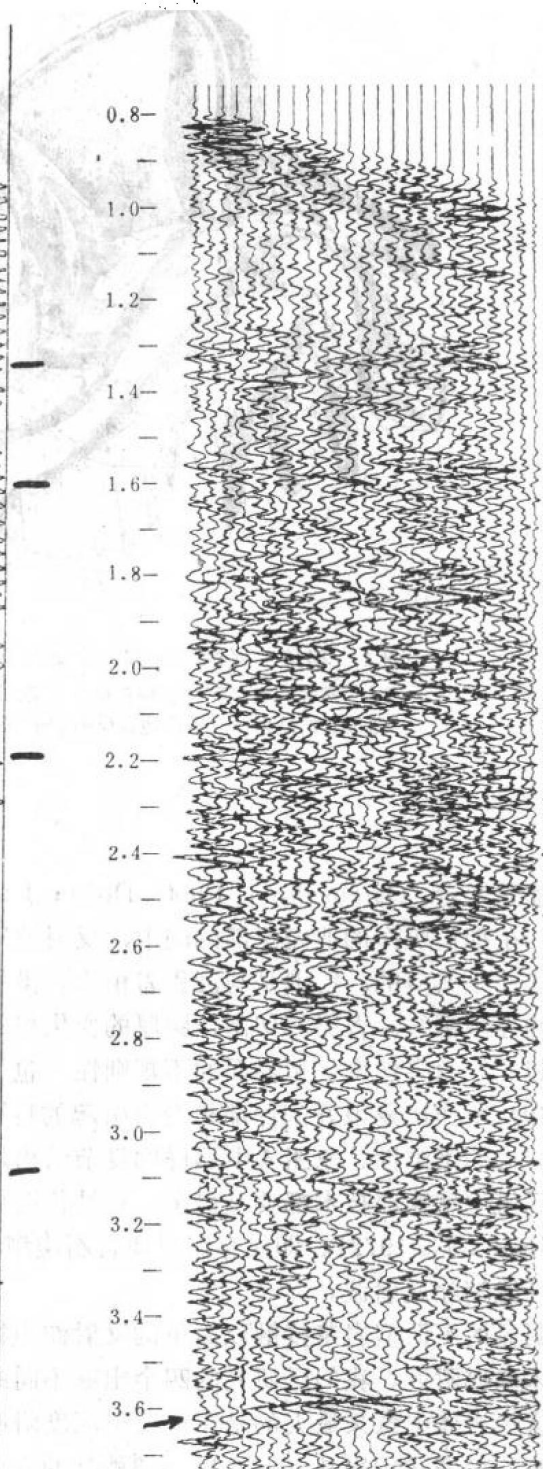


图3 表明3.6秒时反向运移事件的、具
有1150米表面覆盖层的地震记录
爆破点偏移2公里，反向运移事件表示高
倾角，这是我们通常在地壳中可看到的特征

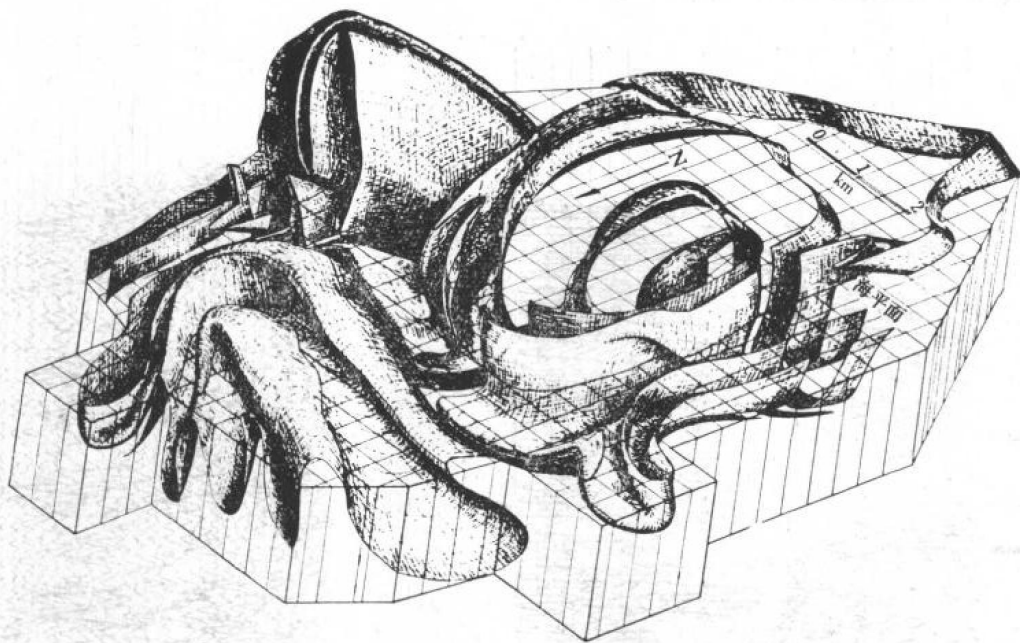


图4 格陵兰侵蚀很深的前寒武纪褶皱构造图解(据Berthelsen, 1960)

褶皱的水平层位是辉石粒变岩层, 并为花岗片麻岩包围。虽然辉石粒变岩层是很好的反射体, 但用地震反射法来解这样复杂构造的可能性是很小的

德国学者 (Liebscher, 1964; Dohr; Euchs, 1967; Dohr, Meissner, 1975) 强调指出, 在他们所作的地壳深部的图中, 反射波缺乏横向连续性和统计特性, 而变质岩的横向不连续性是典型的, 特别是与沉积岩相比。虽然变质岩层可延续数十、有时达数百公里, 但岩层的等倾褶皱、岩层的切割、层厚的变化和侵入体引起的不连续性是具有特征性的。由小褶皱引起的倾角突然变化和界面的不规则性, 也可以中断反射波的连续性。例如, Berthelsen (1960) 所作出露很好的深部粒变岩引起的特别复杂的结构图说明了解释这种由地震反射波推断结构的困难性。象图4中那样的复杂结构是不能用地震反射波解释来解决的, 因为它比其它任何地球物理技术都要差得多。褶皱构造可能引起复杂的相干的不连续地震反射波 (Behrens等, 1972)。即使存在对比岩石类型, 不同岩石类型之间的渐变接触由于岩浆作用也可能消除反射波。

明显的平面型岩浆接触以简单的反射波为特征 (图1)。图5所示的反射波为来自斜长杂岩体基底附近。我们已研究的四个出露不同的岩浆体都显示有来自15—20公里深处的反射波。这些岩体中意义最大的是在9公里深度附近有若干反射层, 以及在20公里附近具有合成反射波的前寒武纪岩基 (图6)。6.3秒时的合成事件 (图6) 表明, 岩基处于内部分层的地震波速度高的比较基性 (很可能是变质岩) 的岩石之下, 由Ramberg (1970) 模拟的重力侵入实验指出, 花岗岩侵入体上升通过层状岩系并主要作为无根岩体而侵位 (图7)。Oliver等人 (1967) 和Oliver与Kaufman (1977) 已发现了大量的透射带, 亦即无反射区, 并用侵入体解释了这些特点。我们的观测支持了这种解释。

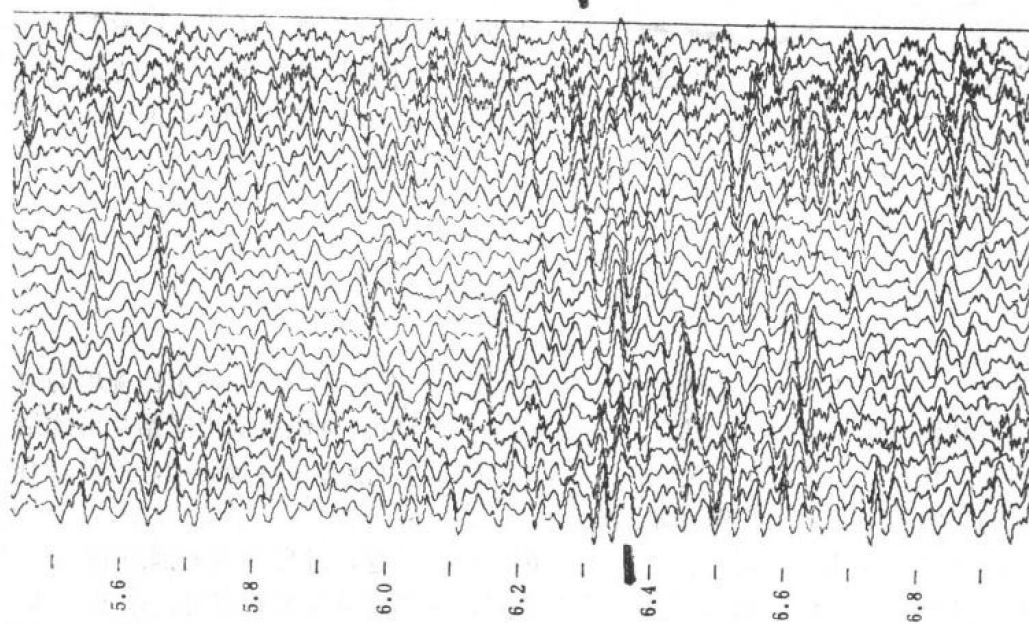


图6 具有1150米表面覆盖层的地震记录图
 爆破点偏移10公里。这一地震测线位于前寒武纪谢尔曼花岗岩岩基
 上。6.3秒反射波来自假想岩基底之下18—20公里深处。反射波表示岩基
 下面有一个界面，反射波的组成性质（多周期）表明有大规模构造

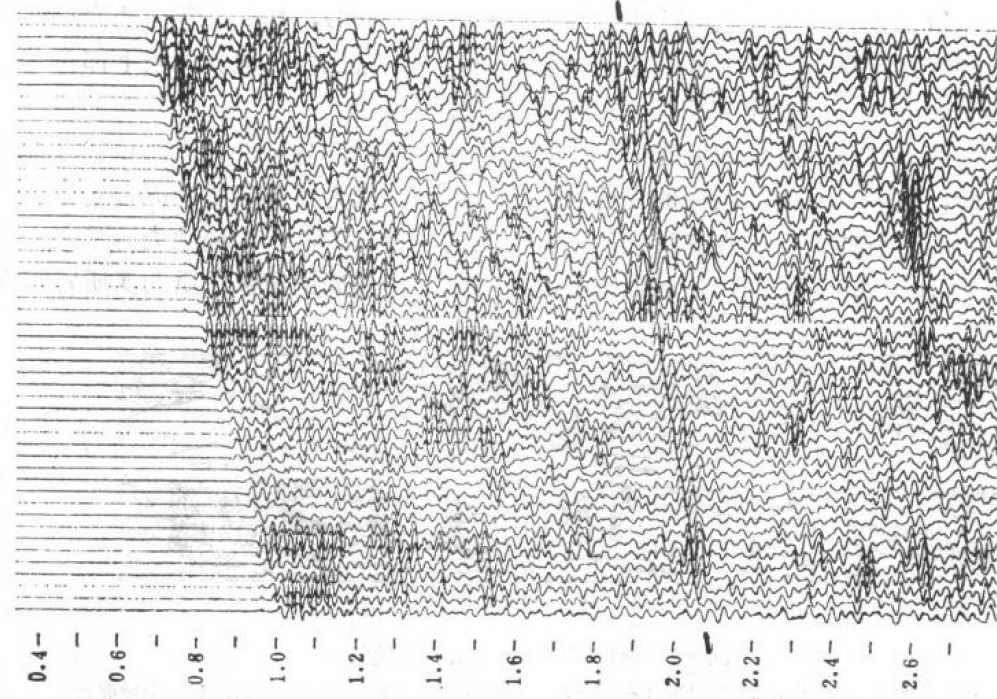


图5 具有2300米表面覆盖层的地震记录图，在2秒时一个清楚的反射波
 爆破点偏移1.5公里。这一简单事件可能来自靠近拉腊米斜长
 杂岩体基底约5公里深处的单一界面