

地震波

地震波（seismic wave）是由地震震源向四处传播的振动，指从震源产生向四周辐射的弹性波。按传播方式可分为纵波（P波）、横波（S波）（纵波和横波均属于体波）和面波（L波）三种类型。地震发生时，震源区的介质发生急速的破裂和运动，这种扰动构成一个波源。由于地球介质的连续性，这种波动就向地球内部及表层各处传播开去，形成了连续介质中的弹性波。

地震学的主要内容之一就是研究地震波所带来的信息。地震波是一种机械运动的传布，产生于地球介质的弹性。它的性质和声波很接近，因此又称地声波。但普通的声波在流体中传播，而地震波是在地球介质中传播，所以要复杂得多，在计算上地震波和光波有些相似之处。波动光学在短波的情况下可以过渡到几何光学，从而简化了计算；同样地，在一定条件下地震波的概念可以用地震射线来代替而形成了几何地震学。不过光波只是横波，地震波却纵、横两部分都有，所以在具体的计算中，地震波要复杂得多。

物理概述



地震波按传播方式分为三种类型：纵波、横波和面波。纵波是推进波，地壳中传播速度为5.5~7千米/秒，最先到达震中，又称P波，它使地面发生上下振动，破坏性较弱。横波是剪切波：在地壳中的传播速度为3.2~4.0千米/秒，第二个到达震中，又称S波，它使地面发生前后、左右抖动，破坏性较强。面波又称L波，是由纵波与横波在地表相遇后激发产生的混合波。其波长长、振幅强，只能沿地表面传播，是造成建筑物强烈破坏的主要因素。

影响范围

综述

当水波遇到界面时，如陡岸，会从边界上反射回来，形成一系列向岸外传出的水波，与向岸内传来的水波重叠。当海洋波斜射入浅滩时，波在海水深度变浅时走得较慢，落在海水较深处的波的后面。其结果是波向浅水弯曲。于是波前在它们击岸前转向越来越平行海滩。折射这一名词描述波传播中由于传播路径上条件变化产生波前方向变化的现象。反射和折射也是光线通过透镜和棱柱时人们熟知的性质。

性质推导

弹性模量和波速

均质各向同性的固体可由两个常数： k 和 μ 来描述其弹性，两常数都可表示为单位面积的力。

k 是体积模量，表示不可压缩性。

花岗岩： k 约为 27×10^{10} 达因/

；

水： k 约为 2×10^{10} 达因/

。

μ 是剪切模量，表示其刚性。

花岗岩： μ 约为 1.6×10^{10} 达因/

；

水： μ 为 0。

密度为 ρ 的弹性固体内，可以传播两种弹性波。

P 波，速度 $v_P = \sqrt{(k+4/3\mu)/\rho}$ 。

花岗岩： $v_P=5.5$ 千米/秒；

水： $v_P=1.5$ 千米/秒。

S 波，速度 $v_S=\sqrt{\mu/\rho}$ 。

花岗岩： $v_S=3.0$ 千米/秒；

水： $v_S=0$ 千米/秒。

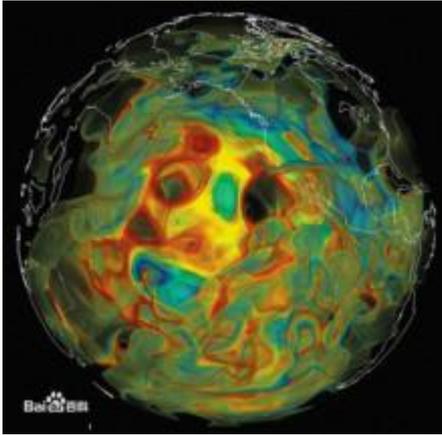
现象介绍

像声、光或水波一样，地震波也可在一边界上反射或折射，但和其他波不同的特点是，当地震波入射到地球内的一反射面时，例如一 P 波以一角度射向边界面时，它不但分成一反射的 P 波和一折射的 P 波，还要产生一反射 S 波和折射 S 波，其原因是，在入射点边界上的岩石不仅受挤压，还受剪切。

换句话说，一入射 P 波产生 4 种转换波。由一种波型到另一种波型的波型增殖也发生于 SV 波斜入射于内部边界时，会产生反射和折射的 P 波和 SV 波。在这种情况下反射和折射的 S 波总是 SV 型，这是因为当入射的 SV 波到达时岩石质点在一与地面垂直的入射面里横向运动。相反，如果入射的 S 波是水平偏振的 SH 型，则质点在垂直于入射平面且平行于边界面的方向上前后运动，在不连续界面上没有挤压或铅垂方向的变形，这样不会产生相应的新的 P 波和 SV 波，只有 SH 型的一个反射波和一折射波。从物理图像形象地分析，垂直入射的 P 波在反射界面上没有剪切分量，只有反射的 P 波，根本没有反射的 SV 波或 SH 波。以上讨论的波型转换的种种限制，在全面理解地面运动的复杂性和解释地震图中的地震波各种图像时是至关重要的。

建筑在较厚土壤上的，诸如在沿河流冲积河谷中的沉积物上的建筑物，地震时易于遭受严重破坏，其原因也是波的放大和增强作用。当我们振动连在一起的两个弹簧时，弱的弹簧将具有较大的振动幅度。类似地，当 S 波从地下深处传上来时，穿过刚性较大的深部岩石到刚性较小的冲积物时，冲积河谷刚性小的软弱岩石和土壤将使振幅增强 4 倍或更大，取决于波的频率和冲积层的厚度。在 1989 年加利福尼亚的洛马普瑞特地震时，建在砂上和冲积物上的旧金山滨海区的房屋比附近不远建在坚固地基上相似的房屋破坏更大。

应用领域

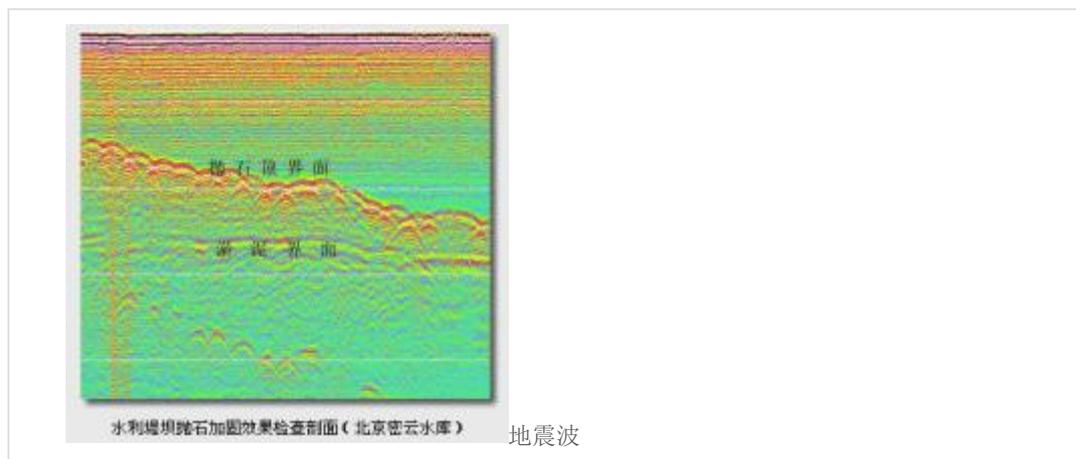


地震、地球物理学家和工程师使用**地震仪**、**检波器**（Geophone）来纪录地震波，早期的仪器使用钟摆原理和类比信号纪录地震波，近代的仪器则使用压晶体管和数位信号处理地震波。地震波在介质改变时会有不同的传递速度，并在交界面上产生**折射**、**反射**等行为，这些特性被用来了解地球的内部构造。

2015年3月，美国科学家利用地震波的速度绘制的模拟图，揭示地下结构。这幅模拟图展示了太平洋下方的地幔，较慢的地震波呈红色和橙色，较快的地震波呈绿色和蓝色。展现地球内部的3D模拟图由普林斯顿大学教授杰罗恩-特鲁普领导的研究小组绘制。他们进行此项研究的目的是在年底前绘制整个地幔的地图。地幔的深度达到1865英里（约合3000公里）。

地震共振

概念解释



地震波的反射和折射有时可使地震能量汇集于一地质构造中，如冲积河谷，因为那里在近地表处有较软岩石或土壤。稍后将讨论的1985年**墨西哥城**和1989年洛马普瑞特地震时严重破坏的特殊分布区可以用此原因解释（图2.7）。其效应与在一个屋子里面**声波**能被墙

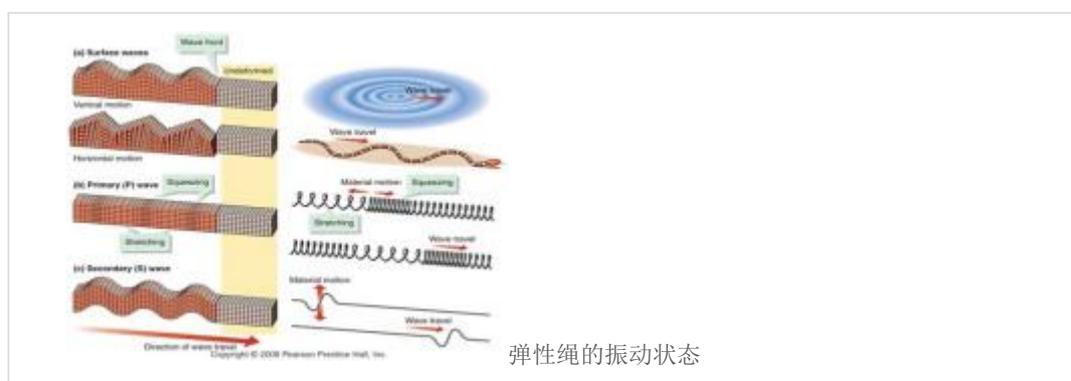
多次反射形成回音汇集能量一样。在地震时，P波和S波从远处传来，折射入谷地，它们的速度在刚性小的岩石中减低，它们在谷底下传播直到接近谷边缘时，部分能量折射回到盆地中。这样，波开始往复传播，类似池塘中的水波。不同的P波和S波交织，回转的波峰叠加在射入的波峰上，引起幅度的变化。这时每一叠加波的相位是关键，因为当交切的波位相相同时能量会加强。通过这种“正干涉”，地震能量在某些频率波段汇集起来。如果没有波的几何扩散和摩擦耗散，即振动的岩石和土壤使一些波能转化为热，波的干涉造成的振幅增长真可能造成灾难性的后果。

可以从另一种角度去认识在限定的地质构造中地震波的效应。如同在池塘里看到的交叉水波一样，干涉的地震波可产生驻波，表观上，干涉波似乎站住不动了，地面似乎纯粹作上下震动。同样地，当弦乐器如竖琴的弦被拨动时，也产生驻波。一般来说，地震时，往往在一河谷或类似的构造中激发许多不同频率和振幅的P波和S波，松软土壤能增强在许多频段上的运动，与音乐中的情况一样，产生显着的泛音或高阶振型。如果布设足够的地震波记录仪器，有时能够识别出这种泛音。

具体案例

自18世纪起数学家们分析了一个弹性球的振动。1911年英国数学家勒夫（Love）曾预计，一个像地球同样大的钢球将具有周期约一小时的基本振动，并将有周期更小的泛音。然而在勒夫的预言过半个多世纪以后，地震学家对即使是最大的地震是否真具有足够的能量去摇动地球，并产生深沉的地震音乐仍然没有把握。不难想象，地震学家们首次观测到地球自由振荡时是如何惊喜若狂。1960年5月智利大地震时，在世界各地当时仅有的少数特长周期的地震仪上，清楚地记录到极长周期的地震波动持续了许多天，测得的振动最长周期是53分，与勒夫预计的60分相差不多。这些地面运动记录的分析首次给出了明确的证据，理论上预计的地球的自由振荡确实被观测到了。

总结



当一地震源释放能量之后，地球的共振振动在不再受力的方式下持续，这时其振动频率仅取决于弹性地球的本身性质。确切的数学模拟基本原理，依然类似于对拨动弦乐器的分析。希腊人在2000多年前就认识到，音乐的谐波只取决于琴弦的长度、密度和绷紧程度(图2.8)。

这种自由振动叫本征振动。同样，被拨动了的地球内的本征振动，取决于其地质构造的大小、密度和整个内部的弹性模量。

弹性球体仅有两种不同类型的本征振动。一类叫 T 型或环型振荡，仅包括地球岩石的水平移动；岩石的颗粒在球面——地球表面或一些内部界面上往复运动。第二类叫 S 型或球型振荡，球型振荡的运动分量既有沿半径方向的，也有水平方向的。

地震面波



当 P 波和 S 波到达地球的自由面或位于层状地质构造的界面时，在一定条件下会产生其他类型地震波。这些波中最重要的是瑞利波和勒夫波。这两类波沿地球表面传播；岩石振动振幅随深度增加而逐渐减小至零。由于这些面波的能量被捕获在表面才能沿着或近地表传播，否则这些波将向下反射进入地球，在地表只有短暂的生命。这些波类似在伦敦的圣保罗大教堂“耳语长廊”(译者注：或中国天坛回音壁)的墙面上捕获的声波，只有耳朵靠近墙面时才能听到从对面墙上传来的低语。勒夫波是地震面波中最简单的一种类型。它们是以 1912 年首次描述它们的勒夫的姓名命名的。如图 2.9 所示，这个类型的波使岩石质点运动类似 SH 波，运动没有垂向位移。岩石运动在一垂直于传播方向上在水平面内从一边到另一边。虽然勒夫波不包括垂直地面运动的波，但它们在地震中可以成为最具破坏性的，因为它们常具有很大振幅，能在建筑物地基之下造成水平剪切。

相反，瑞利面波具有相当不同的地面运动。于 1885 年首次由瑞利 (Lord Rayleigh) 描述，它们是地震波中最近似水波的。岩石质点向前、向上、向后和向下运动，沿波的传播方向作一垂直平面，质点在该平面内运动，描绘出一个椭圆。勒夫波和瑞利波的速度总比 P 波小，与 S 波的速度相等或小一些。从地面运动类似性看，球型(S 型)自由振荡是传播的瑞利波的驻波，环型(T 型)自由振荡则与勒夫波对应。

地震波序

由于不同地震波类型的速度不同，它们到达时间也就先后不同，从而形成一组序列，它解释了地震时地面开始摇晃后我们经历的感觉。

从震源首先到达某地的第一波是“推和拉”的 P 波。它们一般以陡倾角出射地面，因此造成铅垂方向的地面运动，垂直摇动一般比水平摇晃容易经受住，因此一般它们不是最具破坏性的波。因为 S 波的传播速度约为 P 波的一半，相对强的 S 波稍晚才到达。它包括 SH 和 SV 波动：前者在水平平面上，后者在垂直平面上振动。S 波比 P 波持续时间长些。地震主要通过 P 波的作用使建筑物上下摇动，通过 S 波的作用侧向晃动。

正好是 S 波之后或与 S 波同时，勒夫波开始到达。地面开始垂直于波动传播方向横向摇动。尽管目击者往往声称根据摇动方向可以判定震源方向，但勒夫波使得凭地面摇动的感觉判断震源方向发生困难。下一个是横过地球表面传播的瑞利波，它使地面在纵向和垂直方向都产生摇动。这些波可能持续许多旋回，引起大地震时熟知的描述为“摇滚运动”。因为它们随着距离衰减的速率比 P 波或 S 波慢，在距震源距离大时感知的或长时间记录下来的主要是面波。

类似于音乐乐曲最后一节，面波波列之后构成地震记录的重要部分，称之为地震尾波。地震波的尾部事实上包含着沿散射的路径穿过复杂岩石构造的 P 波、S 波、勒夫波和瑞利波的混合波。尾波中继续的波动旋回对于建筑物的破坏可能起到落井下石的作用，促使已被早期到达的较强 S 波削弱的建筑物倒塌。

面波扩展成为长长的尾波是波的频散一例。各种类型的波通过物理性质或尺度变化的介质时都会发生这一效应。细看水塘中的水波显示，具短波长的波纹传播在较长波长的波纹前面。波峰的速度不是常数而取决于波的波长。当一块石头打到水中之后，随时间的发展，原来的波开始按波长不同被区分开来，后来较短的波脊和波槽越来越传播到长波的前面，地震面波传播中也有类似现象。

不同地震波的波长变化很大，长至数千米，短至几十米，这样地震波很可能发生频散。图 2.11 显示一典型面波从地面到较深处岩石质点运动随深度的变化。既然为面波，绝大部分波的能量被捕获在近地表处，到一定深度后岩石实际已不受面波传过的影响，这一深度取决于波长，波长越长，波动穿入地球越深。一般地讲，地球中的岩石越深，穿行其中的地震波速越快，所以长周期(长波长)面波一般比短周期(短波长)的传播快些。这种波速度的差异，使面波发生频散，拉开成长长的波列。但与水波相反，较长的面波是首先到达的。

随深度增大椭圆变小直至最后消失，椭圆运动可能是顺时针的、也可能是逆时针的

我们还需要理解波的另一种性质，才能完成对地震波运动奇妙世界的全部了解，这就是波的衍射(绕射)现象。当一列水波遇到一障碍，如一突出水面的垂直管子，波能的大部分能量反射走了，但有些波将绕着管子进入阴影，因而管子后面的水并不完全平静。事实上所有类型的波的衍射——无论是水、声或地震波都引起它们从直线路径偏移，暗淡地照亮障碍物后面的区域。

理论和观察一致得出：长波比较短的波向平静带偏折更多。就是说，像频散一样绕射是波长的函数。对地质解释最重要的一点是 P 波和 S 波及面波没有被异常的岩石包体完全阻止，一些地震能量绕过地质构造绕射，另一些通过它们折射。

地震波的种类

地震波主要分为两种，一种是表面波，一种是实体波。表面波只在地表传递，实体波能穿越地球内部。

-

实体波 (Body Wave)：在地球内部传递，又分成 P 波和 S 波两种。

-

-

P 波：P 代表主要 (Primary) 或压缩 (Pressure)，为一种纵波，粒子振动方向和波前进方平行，在所有地震波中，前进速度最快，也最早抵达。P 波能在固体、液体或气体中传递。

-

-

S 波：S 意指次要 (Secondary) 或剪力 (Shear)，前进速度仅次于 P 波，粒子振动方向垂直于波的前进方向，是一种横波。S 波只能在固体中传递，无法穿过液态外地核。

-

利用 P 波和 S 波的传递速度不同，利用两者之间的走时差，可作简单的地震定位。

-

表面波 (Surface Wave)：浅源地震所引起的表面波最明显。表面波有低频率、高震幅和具频散 (Dispersion) 的特性，只在近地表传递，是最有威力的地震波。

-

-

勒夫波 (Love Wave)：粒子振动方向和波前进方向垂直，但振动只发生在水平方向上，没有垂直分量，类似于 S 波，差别是侧向震动振幅会随深度增加而减少。

-

-

瑞利波 (Rayleigh wave)：又称为地滚波，粒子运动方式类似海浪，在垂直面上，粒子呈逆时针椭圆形振动，震动振幅一样会随深度增加而减少。

-