

## 地震，火山和海啸

印尼的自然灾害就像超市里的商品一样种类繁多. 几乎各种自然灾害都在印尼发生过，如火山喷发，地震和海啸.

### A. 默拉皮 (Merapi) 火山喷发



图 1: 默拉皮火山喷发时的火山碎屑云, 感谢日惹 (Yogyakarta, BPPTKG)火山办公室提供照片

日惹的默拉皮火山是爪哇(Java)地区最活跃的火山之一. 火山碎屑流是大家熟知的火山喷发特征. 火山碎屑流是从火山流出的气体和岩石的炽热混合物. 2010年10月26日, 默拉皮火山用独特的方式展现了其喷发行为, 喷出了高达12km的火山灰烟柱(图1), 和一条火山碎屑流, 导致火山附近20,000多人撤离.

---

2010年那次喷发是默拉皮火山最大的一次喷发, 让我们看看其原因. 地球物理学家知道, 外部水流入岩浆的作用会强烈影响火山喷发的行为(被称为水岩浆喷发). 我们假设火山是由岩浆粒子和水混合组成的系统, 并且以火山口的通道结构和大气作为边界. 将喷发过程分为两个阶段, (1) 一个瞬间的岩浆-水相互作用过程, 和 (2) 系统膨胀过程. 在第一阶段, 质量为( $m_m$ )、绝对温度为( $T_m$ )的岩浆和质量为( $m_w$ )、绝对温度为( $T_w$ )的水混合. 设瞬间达到热平衡. 这个过程可以理解为几乎体积不变的过程. 气体蒸发的潜热和岩浆融化的潜热可以被忽略.

A.1	求出第一阶段达到平衡时的温度，用水和岩浆的质量，以及水的单位质量热容 $c_{Vw}$ 和岩浆的单位质量热容 $c_{Vm}$ 来表示.	0.5 pt.
A.2	假设混合物可以模型化为理想气体，定出第一阶段平衡时的压强. 设混合物的摩尔体积为 $v_e$ .	0.3 pt.

系统膨胀过程(第二阶段)可能以几种方式发生，一种方式是热爆炸. 尽管这个过程相当复杂，我们还是可以凭经验定性分析喷出混合物的特征速度. 喷发过程中这个气体特征速度依赖于火山通道中混合气体的压强  $p$ ，质量  $m$ ，和体积  $V$ .

A.3	求出喷发过程中的特征速度，用 $p, m, V$ 和一个无量纲比例系数 $\kappa$ 来表达.	0.5 pt.
-----	---	---------

观测到的压强量级为100 MPa. 这使得喷发的特征速度可以达到弹道速度.

## B. 日惹的地震

2006年日惹地震的震级为  $M_w = 6.4$ ，摧毁了Bantul和日惹地区的很多建筑，这次地震发生于当地时间 05:54:00.00，即世界标准时(UTC)22:54:00.00. 这次地震是由Opak断层的一次突然移动引起的(见图2). 震源位于地表以下15 km.

地震仪能记录在地壳上传播的地震波. 地震仪得到的图称之为地震曲线图 (图2和3下方的图). 地震曲线图记录的是地表竖直方向上的速度随时间的变化，图2是Gamping Station Yogyakarta地震台(标记为YOGI)的记录，图3是Denpasar, Bali地震台(标记为DNP)的记录. 一般来说，地震波由三种波组成：纵波或初波 ( $P$ -波)，横波或次波 ( $S$ -波) 和表面波.  $P$ -波和  $S$ -波在地表下传播，而表面波则沿地球表面传播. 通过地表下各层传播并到达地震台的地震波可以被分成以下几种：沿直线传播的，被某一层边界反射的，和被下一层折射回来的. 纵波或初波速度最大，而表面波速度最小，大约是  $P$ -波的60%.

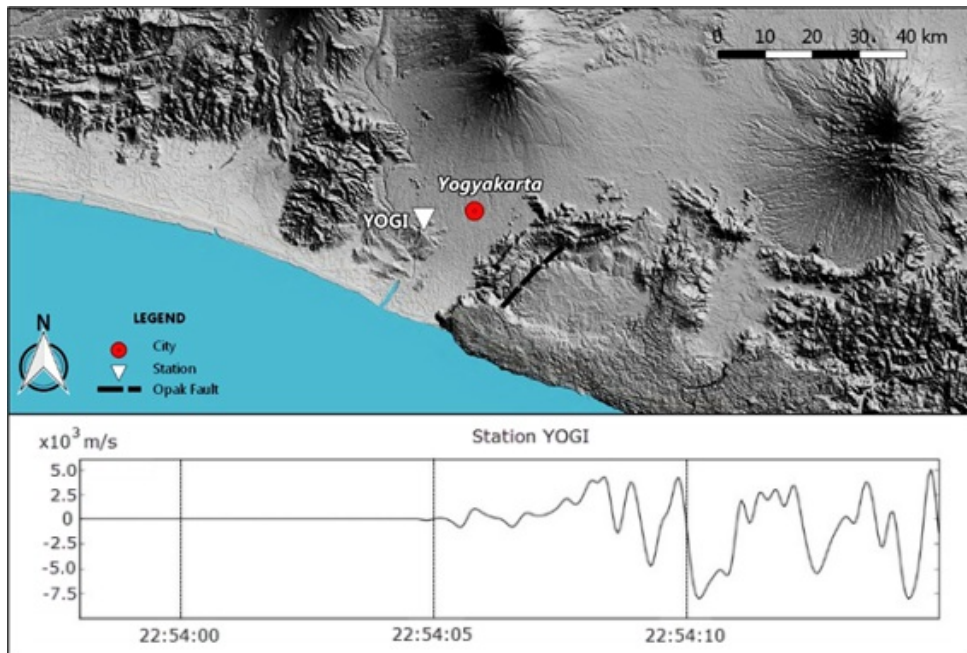


图2 地图上YOGI的位置

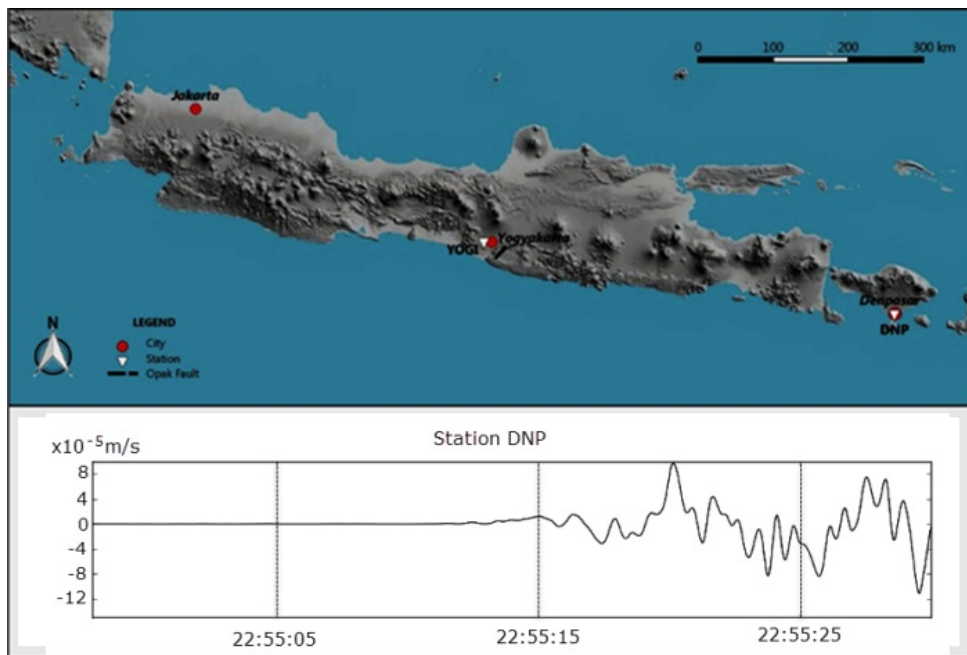


图3 地图上DNP (Denpasar) 的位置

震中（震源在地表的投影）与YOGI以及DNP地震台的距离分别为 22.5 km 和 500 km . 在印度尼西亚爪哇，地壳的深度是 30 km . 在地壳下方是地幔层. 同其它波动现象类似，地震波也满足斯涅耳定律（Snell's law). 地震波也能被地幔层反射. 在本题中我们忽略地表的曲率（curvature).

B.1	图 2 给出了YOGI地震台的地震曲线图. 利用其中的数据求解出地壳中 $P$ -波的速度.	0.5 pt.
B.2	求解出由于日惹地震引起的到达Denpasar DNP地震台的直接传播的 $P$ 波的传播时间和反射波的传播时间.	0.6 pt.

假定地球只有两层结构组成：地壳和地幔。初波在地壳和地幔内以不同的速度匀速传播。在地幔中的速度要比在地壳中的速度快。注意：折射角为90度时，折射到地幔中的  $P$  波会沿地壳-地幔边界传播，在整个边界传播路径上的每一点，该波都会部分地折射回地壳。

B.3	求解出地幔内 $P$ -波的速度.	1.2 pt.
-----	-------------------	---------

考虑更实际的地球结构，地壳可以分成很多薄层，地震波的速度作为深度  $z$  的函数可以表示成  $v(z) = v_0 + az$ ，这里  $a$  是一个常数，震源近似地认为在表面。在这个模型中，波线是弯曲的(curving)。

B.4	定义波线参数 $p = \sin \theta(z)/v(z)$ ，这里的 $\theta(z)$ 是波线和法线之间的夹角.假设地震波到达地震台时的波线参数是 $p$ ，求解地震台到震源的距离，用 $p$ 、 $v_0$ 和 $a$ 来表示。这里假设震源非常接近地表.	1.4 pt.
B.5	求解出从震源到地震台的传播时间 $T$ ，用对 $z$ 的积分形式来表示。	1.0 pt.

地球由一系列均匀层状结构组成，各层中波速为  $v_i$ ，层厚为  $\delta z_i$ 。

B.6	根据前面问题的结果，估计出从震源到DNP地震台的传播时间 ( $T$ ) .假定地壳只由三层离散的结构 ( $i = 1, 2, 3$ ) 组成，每层结构的参数为 $v_1 = 6.65$ km/sec (千米/秒)， $v_2 = 6.97$ km/sec, $v_3 = 6.99$ km/sec, $p = 0.143$ sec/km, $\delta z_1 = 6.0$ km, $\delta z_2 = 9.0$ km, $\delta z_3 = 15$ km .	1.0 pt.
-----	--	---------

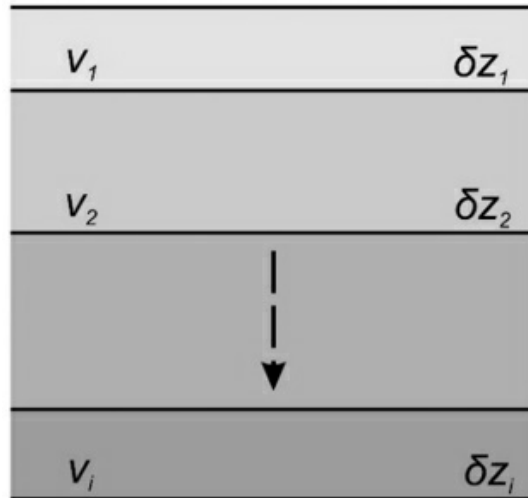


图4 地球层状结构的一个简单模型

## C. 爪哇海啸

2006年7月17日当地时间15点19分27秒，在远离爪哇西部和中部海岸处，发生了Pangandaran大地震和海啸。地震时，震中断层位于海床上，断层的移动产生了巨大的水波，称之为海啸。换句话说，海啸是一种浅水波，其初始振幅很小，但波长极其长。考虑一个突然的由断层引起的某处海底上升，如图5所示。假定地震的能量转换成上升海水的势能。为了构建简单模型，我们把上升海水近似看成是一个盒子形状，其面积为  $\lambda L/2$ （这里  $L \gg \lambda$ ），高度为  $h$ 。

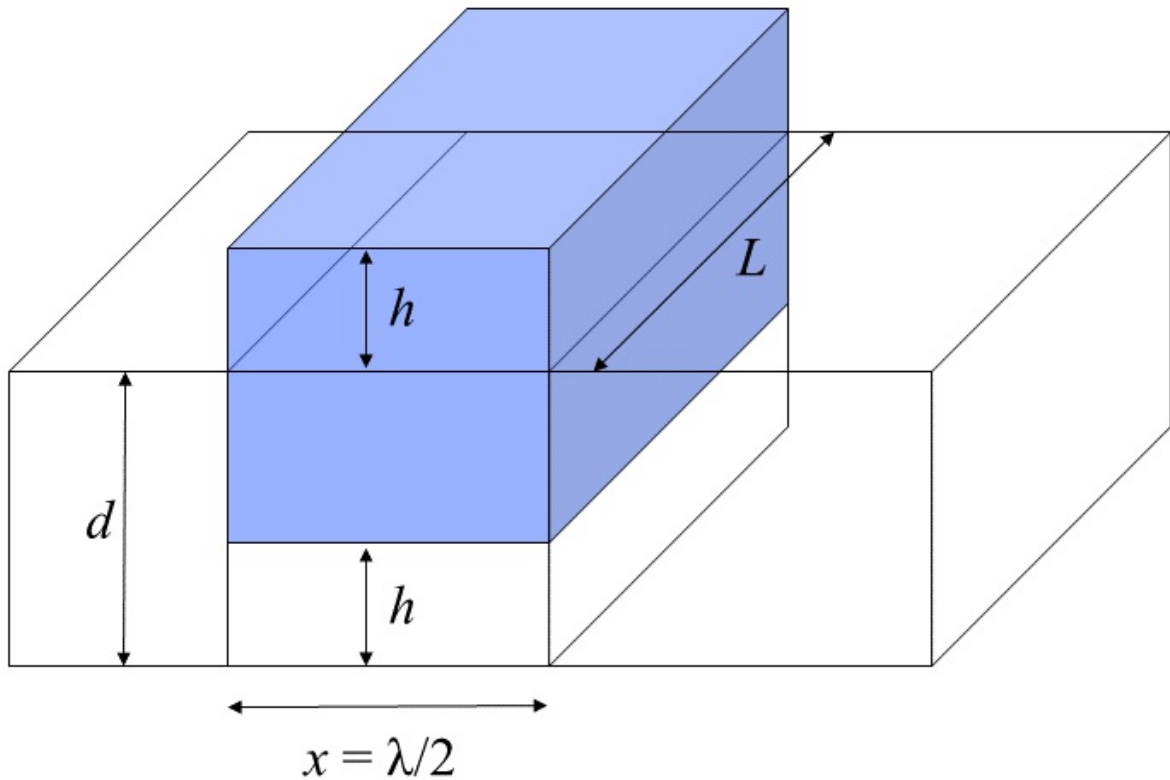


图5 海啸波示意图,  $d$ 是海洋深度.

C.1	求解出由于地震, 上升海水中储存的相对于海平面的势能. 假定海水密度为 $\rho$ .	0.5 pt.
C.2	设法求出海啸波的速度.	1.2 pt.
C.3	从能量角度考虑, 求出海啸波振幅作为海水深度的函数. 假设深度变化缓慢, 并且已知深度为 $d_0$ 时, 振幅为 $A_0$ .	1.3 pt.