

编者按 本刊曾于2012年发表了陆坤权等人的论文“以颗粒物理原理认识地震”(《物理学报》, 2012, 61, 119103), 他们将地壳作为大尺度岩石层块和断层泥组成的离散态体系处理, 研究了地震孕育的能量积累和力传播过程, 获得对地震前兆和地震预测方法原理的新认识. 鉴于地震发生的物理机制和过程仍是没有认识清楚的问题, 此前将浅源地震归因于地壳岩石的弹性回跳, 以此计算得到的地震能量与实际观测结果有很大矛盾, 无法理解, 而中源和深源地震成因也没有弄清. 作者根据物理学原理, 特别是近年凝聚态物理发展的一些新观念, 同时依据已有观测事实, 从新的视角对地震发生机制进行了深入探讨, “论地震发生机制”一文, 提出了与传统观点不同的新见解, 可对地震现象给予合理解释. 为鼓励更多的物理学研究工作者关心和探索物理学在理解和防止重大自然灾害中的作用, 本刊特刊出这篇长稿, 以期引起读者的更多思考和讨论.

论地震发生机制*

陆坤权^{1)†} 曹则贤^{1)†} 厚美瑛¹⁾ 姜泽辉²⁾ 沈容¹⁾ 王强¹⁾ 孙刚¹⁾ 刘寄星³⁾

1) (中国科学院物理研究所, 北京凝聚态物理国家实验室, 北京 100190)

2) (哈尔滨工业大学物理系, 哈尔滨 150001)

3) (中国科学院理论物理研究所, 北京 100190)

(2014年9月1日收到; 2014年9月1日收到修改稿)

地震发生的物理机制和过程是还没有认识清楚的问题. 此前人们将浅源地震归因于弹性回跳, 根据这一观点和岩石实验结果计算得到的地震能量与实际观测结果有很大矛盾, 被称之为“热流佯谬”. 中源和深源地震发生在地幔区域, 其成因也没有合理的解释. 考虑到地壳和地幔是离散集合态物质体系及其慢动力学运动行为的基本特点, 本文根据物理学原理, 特别是近年凝聚态物理发展出来的相关新观念, 并依据已有观测事实, 从新的视角探究地震发生的物理机制. 1) 关于地壳岩石层中的应力分布: 在不考虑构造力时, 依据万物皆流的流变学原理, 原始地壳岩石在自重压强长时间作用下, 纵向和横向应力相同, 没有差应力. 大地构造力推动岩块滞滑移动挤压断层泥, 施加于其他岩块, 逐渐传递和积累. 这种附加的横向构造力与原始岩石中应力叠加, 形成地壳岩石层中的实时应力. 由于断层泥属于颗粒物质体系, 具有与岩石不同的力学特征, 其弹性模量比岩石小得多, 且随压强而增大, 导致构造作用力随深度非线性增大. 给出了地壳中构造应力分布及其变化规律. 2) 关于地壳岩石层强度: 地壳岩石的自重会使岩石发生弹性—塑性转变. 通过对弹性—塑性转变深度的计算, 并根据实际情况分析, 给出了地壳岩石弹性、部分塑性和完全塑性三个区域的典型深度范围. 在部分塑性区, 塑性体比例达到约10%以上时, 发生塑性连通, 这时岩石剪切强度由塑性特征决定. 塑性滑移的等效摩擦系数比脆性破裂小一个数量级以上, 致使塑性滑移时岩石剪切强度比脆性破裂小得多. 同时, 随深度增大, 有多种因素使得岩石剪切屈服强度减小. 另一方面, 地震是大范围岩石破坏, 破坏必然沿薄弱路径发生. 因此, 浅源地震岩石的实际破坏强度必定比通常观测到的岩石剪切强度值低. 给出了地壳岩石平均强度和实际破坏强度典型值随深度的分布规律. 3) 关于地震发生的条件和机制: 地震发生必定产生体积膨胀, 只有突破阻挡才可膨胀. 地震发生的条件是: 大地构造力超过岩石破坏强度、断层边界摩擦力以及所受阻挡力之和. 因此, 浅源地震是岩石突破阻挡发生的塑性滑移. 在此基础上提出了浅源地震发生的四种可能模式. 深源地震是冲破阻挡发生的大范围岩块流. 浅源地震和深源地震都是堵塞—解堵塞转变, 是解堵塞后岩石层块滑移或流动造成的能量释放. 4) 关于地震能量和临震前兆信息: 地震能量即为堵塞—解堵塞转变过程释放的动能. 以实例估算表明, 地震岩石滑移动能与使岩块剪切破坏和克服周围摩擦阻力所需做的功相一致, 不会出现热流佯谬. 同时指出, 通过观测地震发生前构造力的积累过程、局域地区地质变迁以及岩石状态变化等所产生的效应, 均可能获得有价值的地震前兆信息.

关键词: 地震发生机制, 热流佯谬, 地壳岩石应力和强度, 堵塞—解堵塞转变

PACS: 91.30.Bi, 91.45.Xz, 46.35.+z, 47.57.Gc

DOI: 10.7498/aps.63.219101

* 中国科学院知识创新工程项目(批准号: KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03)、国家自然科学基金(批准号: 10374111, 11274354, 11034010)和中国地震局地震行业科研专项经费项目(批准号: 201208011)资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: lukq@iphy.ac.cn; zxcao@iphy.ac.cn

1. 引言
2. 相关物理原理与概念的诠释
 - 2.1 应力与强度
 - 2.2 “万物皆流”——作用力和时间对固体强度和状态的影响
 - 2.3 弹性与塑性, 脆性与延展性
 - 2.4 受限压缩固体中的应力分布
 - 2.5 阻挡作用和堵塞—解堵塞转变
3. 地壳岩石层中的应力及其强度
 - 3.1 地壳原始岩石层中自重作用形成的应力分布
 - 3.2 地壳岩石的弹性—塑性转变
 - 3.3 影响地壳岩石层强度的因素
 - 3.4 地壳岩石强度与实际破坏强度随深度的变化
 - 3.5 断层泥的强度
4. 地壳岩石的破坏条件与浅源地震发生机制
 - 4.1 引发地震的大地构造力及其作用特征
 - 4.2 浅源地震发生的条件与机制
 - 4.3 浅源地震的模式
 - 4.4 浅源地震的破裂过程
5. 中源和深源地震的成因
6. 讨论
 - 6.1 地震能量
 - 6.2 构造作用应力和同震应力降
 - 6.3 地震时岩石破裂速度和滑移速度
 - 6.4 弹性—塑性转变的判别
 - 6.5 构造力、阻挡和岩石状态变化导致的前兆信息
7. 结论

1 引言

地震是如何发生的, 或者说震源形成的物理机制是什么, 这是地震学领域长久以来困扰人们基本问题之一^[1-5]. 认清地震发生的机制, 不仅是地震科学的重要基础, 对于实现地震预测和防震减灾也具有重要的意义. 最值得关注的是浅源地震, 通常造成重大灾害的也正是浅源地震. 自从1906年Reid提出弹性回跳假说以来, 将地壳看作连续介质, 认为浅源地震是构造作用力超过岩石弹性极限时发生脆性破裂所致, 弹性回跳一直被认作地震发生的主因^[2-6], 这是传统地震学的基本观点之一. 然而, 此一观点的不合理性相当明显. 首先, 此一观点将导致无法解释的“热流佯谬”. 若地震是岩石的脆性破裂造成, 实验结果表明岩石摩擦系数很大, 大部分释放的能量必定会经由摩擦转换成热能. 但是震源附近温度变化的测量表明, 地震过程放出的热量很少. 计算岩石脆性破裂所做的功, 与实际测量到的地震波释放能量相比, 要大近两个

数量级. 这一重大矛盾被称为“热流佯谬”^[2,7-9]. 此现象最初在美国圣安德烈斯断层(San Andreas fault)发生的地震中观测到^[10], 后来发现其他地震也普遍如此^[2,9,11,12]. 问题出在哪里呢? 因为计算地震能时依据的是从实验室岩石实验和Byerlee定则^[13]所确定的岩石剪切强度, 于是有人认为可能所取岩石剪切破裂的摩擦系数值太大, 提出摩擦弱化和颗粒滚动等机制^[2,5,9,14,15], 试图通过减小摩擦力来进行解释. 但是, 所得到的结果还是与观测事实不符, 且这些机制本身也不尽合理^[2,8]. 再者, 地震发生时观测到的超声速破裂也难以解释. 根据地震波反演等方法测量得到地震岩石破裂速度一般为剪切波速度的0.75—0.95倍, 有时还观测到超声速破裂^[5]. 尽管在实验室中用高速射弹撞击小样品实验可观测到超声速破裂^[16], 但地震岩石断裂截面可达 10^3 km^2 甚至更大, 所涉及的岩石层块阻力很不均匀, 还有侧面断层的摩擦. 况且地震也并非高速冲击作用力所致, 难以想象地震时会出现超声速破裂. 此外, 弹性回跳所需的空间又是一个难以理解的问题. 若认为地震是岩石弹性形变后的回跳破裂, 则需足够大的回跳空间. 地壳中岩石挤压在一起, 水平方向的回跳空间是怎样形成的?

中源和深源地震发生在地壳岩石层以下的地幔区域, 这里的岩石层因高温而软化, 不可能如弹性回跳所述的岩石脆性断裂. 尽管人们曾提出多种不同假说试图解释其物理机制, 均因原理依据不可信, 而未得到认可^[2,17,18].

由上可知, 无论是浅源地震还是深源地震的物理机制都远未被认识清楚. 弹性回跳及脆性破裂的观点, 导致有悖于观测事实的“热流佯谬”, 表明现有地震发生机制的观点存在根本性的问题. 诚如Scholz所说, 可能是“我们遗漏了某些非常简单的东西, 或是地球的行为与我们想象的运动方式不同”^[8].

自然界是复杂的. 地壳和地幔由多种组分和多种形态物质组成, 是离散的集合态复杂物质体系, 且通常是慢动力学过程, 它们的运动不同于一般连续介质和简单体系. 地震即是典型的一例. 物质运动都遵循某种物理定律, 但所有物理定律只在一定范围内适用. 物质运动的行为和所遵循的定律随物质体系及其状态, 以及空间与时间的尺度而改变. 坂田昌一说: “科学规律只在一定范围是有效的, 大自然具有许多层次, 每个层次都具有其自身

的规律”^[19]. 教科书中给出的往往是理想或简化模型的结果, 实验室条件下一般只能对简单体系进行短时间观测, 所获得的认识也常常不等同于自然界中的实际情况. 因此, 不可将地壳、地幔看作均匀连续态物质, 不能简单地利用研究一般固体的现成公式和依据实验室结果去理解和处理地震这样的复杂现象. 记住 Anderson 和 Bak 说过的几句话不无裨益: “在复杂性的每一个层次上都会呈现全新的性质”^[20]. “我们所观察到周围的大多数现象看起来离物理基本定理都有很大的距离”, “一切都能从第一原理予以理解的幻想, 已经完全破灭了”^[21].

20 世纪后半期凝聚态物理学的发展以及对复杂体系运动规律的探索, 尤其是近 20 多年来软物质物理和颗粒物理的发展, 为我们打开了认识自然界复杂体系运动和演化过程的新窗口, 有助于我们重新审视对自然界, 例如对地震等灾害的认知. 在此前发表的论文“以颗粒物理原理认识地震”^[22]中, 我们将地壳作为大尺度岩块和断层泥组成的离散态体系处理, 阐述了地震孕育的能量积累和力传播过程, 获得了对地震前兆和地震预测方法原理的新认识. 本文将针对地壳和地幔这种复杂集合态物质体系, 及其慢动力学运动行为的基本特点, 从新

的视角认识地震发生的物理机制.

2 相关物理原理和概念的诠释

2.1 应力与强度

固体的强度通常由观测应力与应变的关系来确定, 一般将屈服强度定义为固体的强度. 在压缩的情况下, 若样品处于自由状态, 屈服强度即可表示固体的强度, 如图 1 (a) 所示. 而受限压缩时, 如图 1 (b) 所示在三轴压机实验中施加围压限制样品的形变, 这时会观测到样品压缩屈服强度随围压增加而增大. 1911 年, 冯·卡门(Theodore von Kármán) 在其博士论文期间最先观测到大理石的抗压强度随围压不断增大的现象^[23]. 后来, 在岩石物理学中一般称主压强 σ_1 与围压 σ_3 之差 $\sigma_1 - \sigma_3$ 为差应力, 将岩石所能承受的差应力定义为岩石强度^[24,25]. 显然, 围压实验结果对于岩石力学及其工程应用有重要的价值, 因为围压相当于外加阻挡或支撑, 可以使岩石承受更大的压力而不被破坏. 一些围压实验观测到, 即使在很高压强(如 10 GPa)下, 差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 依然可不断增大^[26,27].

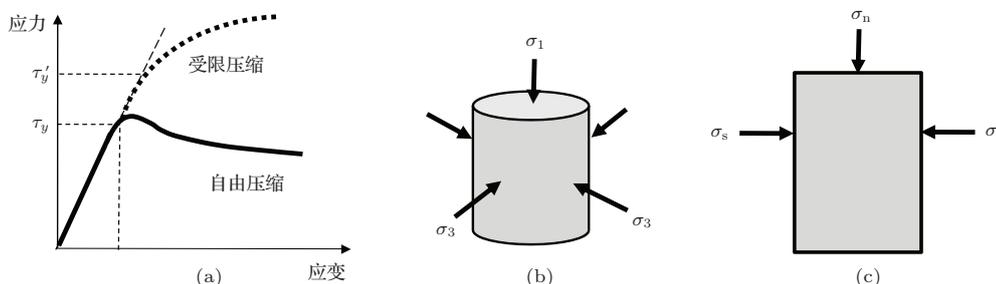


图 1 (a) 自由压缩和受限压缩的应力-应变关系, τ_y 和 τ'_y 分别表示自由压缩和受限压缩时材料的屈服强度; (b) 受限压缩时差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 的表示; (c) 受限剪切作用示意, σ_s 为外加作用应力 σ_n 为正压力 σ_r 为阻挡应力

在地震学书籍和许多有关地震的论文中, 人们常常以差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 表征岩石强度, 并以此为依据讨论地壳岩石强度随深度变化和地震中的岩石破裂问题. 如果用差应力来量度岩石强度, 似乎岩石强度随围压增大愈压愈强. 然而, 这种认识是否合理? 是否可用于分析地壳岩石应力和强度分布? 地震岩石破裂遵从怎样的规律? 这些问题是了解地震发生机制的关键, 应该得到特别的关注.

固体强度大小一般均通过测量应力-应变关系获取. 需要指出的是, 具体实验环境中得到的应力-应变关系未必准确反映物质内禀的强度. 如果受

到阻挡力的限制, 形变和破裂难以发生, 从应力-应变关系来看似乎物体的强度增大了, 但这只是表面现象. 其实, 物体在具体环境中表现出的强度不仅取决于其原子间作用, 还与破坏条件和方式有关. 为了给出应力-强度关系和阻挡作用的直观图像, 我们不妨举一些例子来加以说明. 液体不能承受差应力, 如果液体受限压缩, 其形变也会很小. 若用形变表征强度, 似乎是“愈压愈强”. 对于液体, 压强增大会使密度和黏滞性发生变化. 海洋中 10 km 深处水的压强达 100 MPa, 海水的密度约增大 7%, 黏度增加小于 5%^[28]. 但在此深度下水的强度并未增

大很多, 鱼儿可照常游动. 地球地幔中压强高达数十万大气压, 物质仍可流动. 外地核中压强为数百万大气压, 但剪切波几乎不可通过, 表明其不能承受剪切力, 仍类似液体^[29,30]. 一张餐巾纸很容易用手指捅破, 若将其紧靠在一块木板上, 则难以捅破. 纸本身强度没有增强, 只是因为木板阻挡了纸的形变, 使其不易被破坏而已.

固体和非牛顿流体(如胶体、塑性固体、地幔等)在通常情况下均具有屈服强度, 可以承受差应力^[31]. 在自然界, 如地壳, 经过亿万年的历程, 岩石的状态和行为与一般实验室所观察到的很不同, 这时岩石的应力-形变关系与强度同其所处的状态和经历时间有关, 下面将仔细讨论.

本文中用 σ 表示应力或压强, 用 τ 表示强度. 地震所涉及的主要是剪切行为, 如图1(c)所示.

2.2 “万物皆流”——作用力和时间对固体强度和状态的影响

对于一般固体, 当施加作用应力超过屈服强度时, 可观察到塑性形变. 但我们知道不少作用力很小却造成永久变形或流动的例子, 比如两端架起的一块固体薄板或一根长棒, 放置较长时间后会向下变弯; 著名的沥青滴漏实验表明, 经过长达数年的时间沥青可以流下一滴. 这些是重力引起的蠕变或流动, 变化速度非常缓慢. 由于实验室条件的限制, 一般难以观测固体长时间受力作用的变化规律. 那么, 如何来描述这种行为呢?

古希腊哲学家赫拉克利特(Heraclitus)曾用“万物皆流”(πανταρει)来表述他的哲学思想. 英国流变学家Barnes于1999年发表了一篇以“万物皆流”为题的评述文章^[32], 比较全面地总结了关于物质屈服和流变规律的各种观点. 文中关于作用力和作用时间与流变之间关系的论述, 很有启迪意义.

通常条件下, 固体不流动, 但在低于屈服强度的外力长期作用下, 固体会发生蠕变. 这容易从热力学和微观机理上来理解. 平衡态固体中, 原子间作用势使其保持平衡的微观结构. 原子在外力作用下获得额外的能量, 便具有摆脱束缚而发生迁移的概率, 外加作用力愈大, 或时间愈长, 或温度愈高, 则发生迁移的可能性愈大. 这样, 整体上能发生迁移的原子也愈多. 原子的迁移或扩散, 会破坏原来的微观结构状态, 产生可观测的形变, 而且变

化量随时间增大. 从这个意义上说, 固体也类似流体, 可以用黏滞性来描述其行为. 图2(a)示意固体等效黏滞系数 η 与剪切应力 σ_s 的关系^[32]. 当 σ_s 很小时, η 很大, 且随 σ_s 近似线性变化. σ_s 增大到一定程度, η 随 σ_s 呈幂次率下降. 当应力 σ_s 达到屈服极限 τ_y 时, 即为通常的塑性固体.

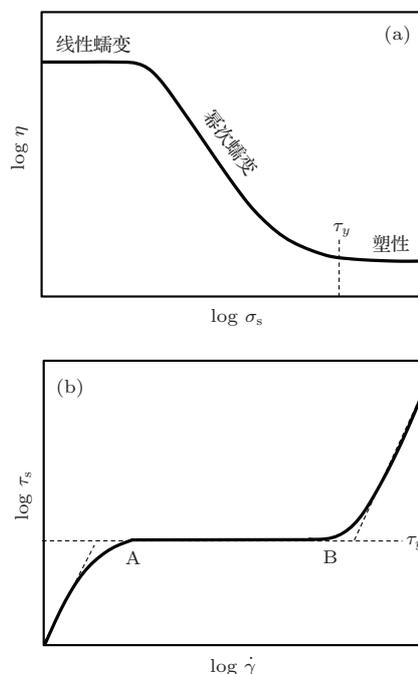


图2 (a) 固体等效黏滞系数 η 与剪切应力 σ_s 的关系^[32]; (b) 剪切强度 τ_s 与剪切速率 $\dot{\gamma}$ 的关系^[32]

另一方面, 剪切强度 τ_s 与剪切速率 $\dot{\gamma}$ 密切相关, 可近似地用图2(b)示意. 当施加的剪切应力很小, 经过很长的时间, 也会发生形变. 或者说, 剪切速率 $\dot{\gamma}$ 很小时, 固体的剪切强度 τ_s 很低. 随着剪切速率 $\dot{\gamma}$ 的增大, τ_s 近似线性增大. $\dot{\gamma}$ 增大到图2(b)中A—B区间时, τ_s 即达到通常观测到的屈服剪切强度 τ_y . A—B对应剪切速率不太低也不太高的范围, 通常实验的条件约为 $\dot{\gamma} \approx 10^{-6}—10^2 \text{ s}^{-1}$, 就在此区间, 不同物质会有区别. 地震时滑移速度约为1—10 m/s, 若剪切带宽度 $\sim 1 \text{ m}$, 则 $\dot{\gamma} \approx 1—10 \text{ s}^{-1}$, 可见地震的剪切速率也在此区间. 在 τ_y 以上为塑性状态, 可用非牛顿流体描述. 这时, 若再继续增大 $\dot{\gamma}$, 则剪切强度 τ_s 随 $\dot{\gamma}$ 增大. 日常可看到物质强度与力的作用时间有关, 亦即与剪切速率有关的很多例子. 例如, 沥青几十年可流一滴, 滴水可穿石(仅考虑力学因素), 就是小作用力长时间作用的结果. 水很软, 但失事飞机撞击海面会惨遭肢解, 就是由大速率造成的.

在剪切速率非常低时, 长时间内固体流动是稳定的, 类似牛顿流体的行为, 剪切强度与剪切速率近似地成正比关系, 即 $\tau_s \approx \eta \dot{\gamma}$. 我们不妨对岩石的黏滞系数 η 作一个估算. 假设受力历经1千万年的时间, 形变为1%, 则对应的剪切速率为 $\dot{\gamma} = 3.17 \times 10^{-17} \text{ s}^{-1}$. 取岩石剪切强度 $\tau_s = 50 \text{ MPa}$, 对应的岩石等效黏滞系数为 $\eta \approx 1.6 \times 10^{24} \text{ Pa}\cdot\text{s}$.

由上可知, 时间尺度很大时, 施加远低于固体屈服强度的作用应力, 也能造成固体的流动. 有鉴于此, 甚至可以认为“固体没有固定的屈服点”^[32]. 若将固体作为流体描述, 当剪切应力 σ_s 或剪切速率 $\dot{\gamma}$ 很小时, 固体流变行为处于近似线性区域, 即固体缓慢蠕变时类似牛顿流体. 在讨论地壳岩石圈长期演化形成的应力和强度关系及其分布时, 应牢记“万物皆流”这一观念. 地壳中岩石很不均匀, 种类各异. 此外, 黏滞系数还和温度与应力状态有关. 在地壳10—20 km深处, 温度约达300—600 °C, 自重压强达270—540 MPa, 长时间重力作用下岩石流变行为与我们在实验室观测到的情况有很大区别. 但在较大形变速率时, 如发生地震时, 剪切速率约为1—10 s^{-1} , 岩石的强度即对应于其屈服强度. 关于地震时所对应的岩石强度值, 后面将详细讨论. 由于强度和黏滞系数与作用力和时间等因素密切相关, 讨论地壳岩石的强度和黏滞系数时需指明这些条件.

2.3 弹性与塑性, 脆性与延展性

单晶固体宏观力学性质取决于原子间作用势, 以及其中缺陷情况. 对于多晶固体, 还有晶粒大小和晶界等的影响. 当物体受外加压力时, 原子间距缩小, 键角也发生改变, 产生晶格畸变. 若外加作用力较小, 去掉外力后, 微观结构可以恢复到原来状态, 观测到的宏观形变与作用力呈线性关系, 此即为弹性行为. 若外力大到一定程度后, 通过原子扩散、晶面滑移、重结晶等方式使缺陷增多、晶粒大小发生变化, 改变了原来微观结构状态. 卸掉外力后固体在宏观上出现永久形变, 即发生了塑性形变. 这时, 未卸掉外力所对应的状态为塑性状态. 当撤掉外力后又重新施加作用力时, 在外力不大时仍然表现出弹性, 其弹性模量和弹性极限会因微观结构变化而与此前不同, 通常屈服强度会提高. 温度升高等因素会使弹性—塑性转变容易发生. 因

此, 弹性和塑性是同一种固体在压强改变时所表现出的两种不同状态.

脆性与延展性则是不同种类固体在外力作用下表现出的行为, 由固体的原子结合类型所决定^[33]. 离子键结合和共价键结合的固体, 如冰、氯化钠、石英和玻璃等, 均会出现脆性破裂. 金属键结合的固体则具有延展性. 这是因为离子键和共价键结合固体中相邻离子带异性电荷, 一旦局部滑移, 同性离子相互排斥, 引起脆性破裂, 观测不到延展现象. 而金属中带正电的原子实被外层共有化电子包围, 在外力作用下原子实发生移动时, 自由电子仍在周围, 使原子实保持着黏合状态, 表现出延展性, 一般不会发生脆性破裂. 延展性物质的明显力学特性是可以拉丝和锻造.

岩石是由脆性固体组成, 在外力作用下发生脆性破裂. 在受压缩的情况下, 压强高到一定程度, 会出现弹性—塑性转变. 即使岩石处于塑性状态, 通常也不会有延展性, 即不可拉丝和锻造. 一般地震学论著将弹性—塑性转变称之为脆性—延性转变, Scholz在其后来的论著中建议将过去使用的“延性(ductile)”改为“塑性(plastic)”^[24], 应是合理的. 但现在很多人仍用“延性”来表述.

脆性破裂和塑性滑移所展现出的剪切强度特性很不同. 脆性破裂的剪切强度 τ_s 与摩擦系数 μ 和压应力 σ_n 有关. 在岩石力学中可用库仑(Coulomb)法则

$$\tau_s = \tau_0 + \mu \sigma_n \quad (1)$$

来表述^[25], 其中 τ_0 为与材料相关的内聚力. 而岩石力学中普遍使用的拜尔利(Byerlee)公式, 则是总结岩石加压摩擦实验得到的经验规律^[13,24,25], 表示为 $\tau_{s\text{-Byerlee}} = 0.85\sigma_n$, ($\sigma_n < 200 \text{ MPa}$) 和 $\tau_{s\text{-Byerlee}} = \tau_{0\text{-Byerlee}} + 0.6\sigma_n$ ($\sigma_n > 200 \text{ MPa}$). 其中取 $\tau_{0\text{-Byerlee}} = 50 \text{ MPa}$. 可见岩石脆性破裂时, 摩擦系数很大, $\mu \approx 0.6$ 或更大^[13,24,25,34]. 显然, 这是由于岩石剪切面很粗糙引起的. 应当指出, 库仑法则包含了 $\sigma_n \rightarrow 0$ 时岩石剪切强度 τ_0 . 拜尔利公式给出的是已破裂岩石, 即节理岩石(rock joints)的剪切摩擦力, 并不包含 $\sigma_n \rightarrow 0$ 时岩石的剪切强度. 但在 σ_n 很大时, 取 $\tau_{0\text{-Byerlee}} = 50 \text{ MPa}$, 即有 $\tau_{0\text{-Byerlee}} \rightarrow \tau_0$.

固体处于塑性状态时, 为非牛顿流体, 其剪切强度可用宾汉(Bingham)流体关系式

$$\tau_s = \tau_y + \eta \dot{\gamma}, \quad (2)$$

近似表述, 其中 τ_y 为剪切屈服强度, η 为黏度, $\dot{\gamma}$ 为剪切速率. 此时剪切强度 τ_s 的变化与 η 相关, 黏度 η 由原子或分子之间的摩擦作用所决定, 比宏观摩擦系数小得多. 由于很难确切获得黏度 η 的值, 在通常剪切速率 $\dot{\gamma}$ 范围, 也可近似采用 $\tau_s \approx \tau_y + \mu_p \sigma_n$ 来表示塑性状态的剪切强度随正压力的变化, 其中 μ_p 为塑性状态的等效摩擦系数, 可以通过实验进行测量. 用布里奇曼 (Bridgman) 对顶压砧剪切强度测量装置 [35,36] 对一些金属的剪切强度的直接测量 [37], 或通过高压下 X 射线衍射测量 NaCl, MgO, Al₂O₃, Mg₂SiO₄ 等固体物质的微观形变获得的剪切强度数据 [26,27,38-40] 均表明, 在超过屈服极限的塑性状态下, 剪切强度 τ_s 随压应力 σ_n 变化的斜率很小, 一般 $\mu_p = \Delta\tau_s/\Delta\sigma_n \leq 0.05$. 可见, 塑性固体流动时, 起支配作用的是原子或分子之间的微观摩擦力, 类似液体的黏滞性. 其等效摩擦系数比脆性破裂时拜尔利公式所给出的宏观摩擦系数小一个数量级以上. 当然, 不同物质的 μ_p 值会有区别.

塑性固体具有弹塑性特征, (2) 式中剪切屈服强度 τ_y 即为弹性的贡献. 不能认为塑性体屈服强度比对应弹性体低很多. 在通常剪切速率下, 塑性体与对应的弹性体屈服强度接近, 即 $\tau_y \approx \tau_0$. 然而, 在加压剪切时, 塑性流动的等效摩擦系数比脆性破裂摩擦系数小得多.

2.4 受限压缩固体中的应力分布

对固体进行自由压缩, 即无围压时, 在弹性范围的应力-应变关系以及应力分布已有很好表述 [25,41]. 压应力 σ_n 与所产生的切应力 σ_s 关系为 $\sigma_s/\sigma_n = \nu/(1-\nu)$, 其中 ν 为泊松比, 是切向应变与压缩应变之比. 泊松比的数值与具体材料相关, 若 $\nu = 0.25$, 即有 $\sigma_s = \sigma_n/3$. 上述关系适用的条件是: 1) 形变很小, 在弹性范围; 2) 切变方向没有外加应力, 即无围压; 3) 压缩时间不太长. 当应力超过弹性极限, 或压缩时发生蠕变, 所造成的形变可使泊松比超过弹性范围的给定值. 若 $\nu \rightarrow 0.5$, 则有 $\sigma_s/\sigma_n \rightarrow 1$, 即切应力与正应力趋于相等.

受限压缩和作用时间很长时, 会很不相同, 不可简单使用以上弹性状态泊松比的数值和应力-应变关系. 围压的作用就相当于施加了一个横向反作用力, 限制形变, 这也会在纵向产生影响. 而时间足够长时, 根据力平衡原理和万物皆流观念, 整个容器内固体中各方向的压强都趋于相同, 即水平方

向应力 σ_s 和垂直方向的应力 σ_n 相等, $\sigma_s = \sigma_n$. 这是通过固体微观结构调整而达到的.

通常岩石围压实验观测时间很短, 会存在差应力, 因而表现出来的抗压强度随围压增大. 这时围压贡献的外加作用限制了岩石形变. 若在岩石围压实验中, 进行较长时间观测, 则在较小压强时即会出现蠕变 [42]. 表明差应力与岩石强度的关系会随时间改变, 这就是应力与形变关系的弛豫行为. 因此, 不可将围压实验中岩石所能承受的差应力等同于岩石强度. 日本著名岩石力学和地震学专家茂木清夫 (Mogi) 在其后期的著作中 [31], 将习惯上用差应力所表征的岩石强度称之为“表观强度”(apparent strength) 或者“表观屈服强度”(apparent yield stress), 是恰当的.

由此可见, 在受限压缩作用时间较短时, 存在差应力. 当时间足够长时, $\sigma_s \rightarrow \sigma_n$, 则不存在差应力, 固体处于静压平衡状态.

2.5 阻挡作用和堵塞—解堵塞转变

日常生活中有很多阻塞和突破堵塞的例子. 比如, 挤公共汽车时多使点劲就可挤上去; 交通阻塞时扩大通道口即可加快通行; 玻璃加热则会从固态变为流体, 等等. 对于这些司空见惯的现象, 近十多年来人们从研究离散态颗粒物质的行为获得了对其规律的认识, 称之为堵塞—解堵塞转变 (jamming-unjamming transition) [43-47]. 这种转变被认为是一类新型的相变, 不同于一般意义下的固体相变, 适用于表述离散态物质、非牛顿流体和玻璃等体系的运动变化行为. 体系由流动态变为阻塞态, 或阻塞态变为流动态, 伴随体系动能的突变. 图 3 为阻塞—解堵塞转变的示意图, 变化参量为作用力、密度和温度. 当作用力、温度增大到一定程度, 或密度减小到一定程度时, 即发生阻塞—解堵

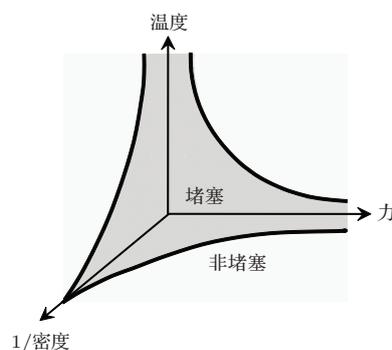


图3 阻塞—解堵塞转变相图

塞转变. 前面我们所列举的日常生活例子, 就是典型的阻塞—解堵塞转变.

在这种状态转变中, 组成物质单元本身的性质并不起主导作用, 外加作用和阻挡条件是关键因素. 考虑如下案例: 堤坝可挡住泥石流, 这时堤坝阻挡能力起关键作用. 若泥石流不断增强, 可冲垮堤坝造成灾害. 冲垮堤坝缺口愈大, 流量愈大, 灾害愈严重. 静止(或流量小)和流动(或流量大)是两种不同状态, 伴随能量突变, 通过计算动能变化即可得到释放的能量.

本节的主旨在于表明, 物质运动千变万化, 不同物质体系和状态, 遵循不同的物理原理. 物理原理和公式均有一定的适用范围, 而实验室测量结果都是在一定条件下获得的. 当考察地震这样的问题时, 所涉及物质体系很复杂, 空间和时间尺度很大, 应当特别注意所运用的物理原理是否合适, 所依据的实验室测量结果是否可用.

3 地壳岩石层中的应力及其强度

由于地震的发生是地壳运动构造力积累和作用所致^[2,5,22], 为了认识这种作用的影响和演化过程, 先讨论自重作用下原始地壳中的应力和强度分布, 然后讨论构造力的作用和引起的变化. 构造力与原始地壳自重应力作用叠加形成地壳中的实时应力, 这将在下一节详细讨论.

地壳由岩石层块和其间的断层泥构成, 在讨论地壳岩石层的准静态力学性质时, 不可将其看成连续介质, 而应当作为大尺度离散体系处理^[22]. 在地震前兆产生和传播过程中, 断层泥的角色至关重要, 这些在我们以前的论文中已经说明^[22]. 同样, 在讨论地震发生机制时, 也要充分注意断层泥与岩石之间性质的不同, 以及对外界作用的不同响应. 因此, 地壳岩石和断层泥中的应力与强度分布将分别讨论. 这里我们主要关注大陆地壳岩石层, 海洋下的地壳会略有差别.

3.1 地壳原始岩石层中自重作用形成的应力分布

一般认为, 在地壳中会存在随深度变化的差应力^[24,25,48], 尽管所发表的数据有很大差别, 但均以此为依据来讨论地震和地壳均衡等地球物理现象. 地壳岩石层中的应力由自重和构造力作用而产生,

我们先说明自重对原始地壳岩石层作用的贡献, 构造力作用将在后面专门讨论.

我们分别讨论原始岩石和断层泥中自重引起的垂直和水平方向的应力分布.

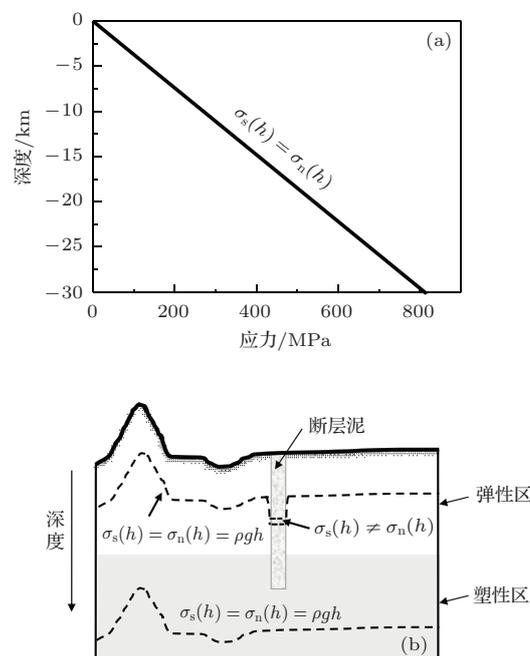


图4 地壳原始岩石层中应力分布 (a) $\sigma_s(h)$ 和 $\sigma_n(h)$ 与深度 h 的关系; (b) $\sigma_s(h)$ 等应力面的形状, 活动断层边界断层泥中 $\sigma_s(h) \neq \sigma_n(h)$

地壳岩石层经过亿万年的演化, 其应力分布在自重的长时间作用下形成. 例如, 千万年时间约为典型实验室观测时间的 10^{11} 倍. 时间改变了状态, 原始地壳岩石层与实验室加压实验观测到的岩石应力分布会有很大的不同. 地壳原始岩石自重产生的应力 $\sigma_n(h)$ 随深度变化为 ρgh , 其中 ρ 为密度, g 为重力加速度, h 为深度. $\sigma_n(h)$ 的方向是指向地心. 地壳岩石处于受限压缩状态, 根据 2.2 和 2.4 节所阐述的原理, 只要地块足够古老, 从长时间变化的结果来看, 岩石类似流体. 因此, 在 ρh 相同处, 切应力值趋向于和重力应力相同, 即 $\sigma_s(h) = \sigma_n(h) = \rho gh$. 由此可知, 原始地壳岩石中自重引起的应力场的特征是, 在重力方向具有梯度, 而垂直于重力方向形成等切应力面, 等切应力面的深度 h 与密度 ρ 分布有关. 等应力面中切应力 $\sigma_s(h)$ 与 $\sigma_n(h)$ 相同, 不出现差应力, 这与实验室岩石围压实验情况有本质区别. 取地壳岩石平均密度 $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$ ^[29,49], 可用图 4(a) 中直线同时表示 $\sigma_s(h)$ 和 $\sigma_n(h)$ 与深度 h 的关系, 与岩石处于弹性还是塑性状态无关. 图 4(b) 表示等应力面的形状, 大

致与地表形状相似. 若地表为平面, 岩石密度 ρ 相同, 则等应力面也为平面, 类似于深海中海水的应力分布. 这种 $\sigma_s(h) = \sigma_n(h) = \rho gh$ 关系在地壳浅层岩石中会受环境等因素影响而改变.

准确测量地壳岩石中的应力比较困难. 在南非、加拿大、日本和德国深井中实测地壳岩石的应力数据表明, 所获得的垂直应力基本是 ρgh 关系, 而水平方向应力并非与垂直应力相同 [50-58]. 这是由两方面原因造成的. 一是测量得到的并非是原始岩石中的应力, 而是实时地壳岩石中的应力, 其中水平方向应力数据包含了附加构造力作用和断层活动的影响, 这种影响在各处岩石中不会相同. 另一方面, 任何钻孔测量均会改变岩石原始应力状态, 导致垂直于重力方向的应力的释放, 岩石发生形变, 或局部破裂. 有时钻孔过程可观察到岩石爆裂和所取岩芯层状断裂, 应是这类应力释放的表现 [59].

断层泥中的应力分布与岩石中不同. 断层边界填充的断层泥由碎石砾和泥沙等颗粒物质组成, 宽度可为 $10^{-1} - 10^3$ m 不等. 断层泥的体积分数会随深度增大, 其平均密度约为岩石的 $2/3$, 即自重引起的垂直应力约等于岩石的 $2/3$. 在大地构造力作用下, 活动断层边界经常相对运动. 因此, 这些地方断层泥的状态不是“古老”的, 而是相对“年轻”. 导致活动断层的断层泥中水平方向应力与垂直应力不相等, 即 $\sigma_s(h) \neq \sigma_n(h)$, $\sigma_s(h)$ 有时大, 有时小. 因此, 靠近断层边界岩石中的应力分布也会略受影响. 图 4 (b) 也示意了断层泥和断层边界应力分布的大致图像. 在塑性区, 断层泥应力状态则会与附近岩石相似.

在岩石和断层泥中重力引起的应力分布不同. 断层边界应力较低, 是地层中应力分布的突变区域, 这一点也在观测中得到证实 [60,61]. 后面将会看到, 断层边界和断层泥, 以及此区域的活动将会对引发地震的能量积累和地震发生有重要影响.

3.2 地壳岩石的弹性—塑性转变

美国著名理论物理学家韦斯科普夫 (Weiskopf) 在 1986 年发表一篇文章 [62], 阐述为什么地球上最高的山约为 10 km. 他认为这与岩石的强度变化有关, 并给出了计算山的极限高度的方法. 赵凯华教授也作过类似计算 [33]. 此问题的关键点是, 若山太高, 则由于重力造成的压强很大, 会使山底

部的岩石从弹性体转变为塑性体, 发生流动, 从而导致山体下沉. 由于难以直接计算岩石的塑性转变, 他们用重力势能做功与岩石熔化所需能量的比较来进行估算. 如图 5 所示, 设岩石块体的截面积为 A , 高度为 H . 当 δ 厚度的物质从 H 高度下降到底部时, 重力做功为 $A\delta\rho gH$. δ 厚度物质熔化所吸收热量为 $A\delta\rho\Lambda_m/m_{mol}$, 其中 Λ_m 为摩尔熔化热, m_{mol} 为摩尔质量. 令重力做功与熔化吸热相等, 则 $H = \Lambda_m/gm_{mol}$. 若岩石中主要成分是 SiO_2 , 其 $m_{mol} = 60$ g/mol, $\Lambda_m = 8.52$ kJ/mol. 计算可得山的极限高度 H_{max} 约为 14 km.

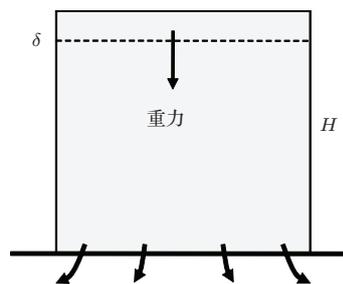


图 5 计算岩石块体弹性—塑性转变示意 [33,62]

地壳岩石中 SiO_2 的弹性—塑性转变深度应与此大致相同, 即最大不超过 14 km. 需要说明的是, 在以上计算中没有考虑熔化热随压强的变化. 根据克劳修斯-克拉佩龙 (Clausius-Clapeyron) 关系, 可以计算压强引起的熔化热的变化. 一些计算和测量表明 [63,64], 压强每升高 100 MPa, 熔化热约升高百分之几. 在深度变化不太大时, 这种影响可以忽略. 何况, 地层中每向下 10 km 温度约升高 300°C [65], 在 10—20 km 的深度, 温度应约为 $300 - 600^\circ\text{C}$. 温度升高, 使物质的屈服强度降低, 更有利于实现重力导致的弹性—塑性转变, 即弹性—塑性转变会发生在更浅的深度.

地壳岩石除石英外的其他组分, 其弹性—塑性转变的压强会各不相同, 也可用韦斯科普夫方法估算. 例如钾长石 (KAlSi_3O_8) 的弹性—塑性转变深度最大不超过 21 km.

另一方面, 由于弹性和塑性取决于物质的微观结构状态, 当外力作用使原子位移变化超出了弹性作用范围, 则可认为发生了弹性—塑性转变. 地壳岩石在自重的长时间作用下, 可以使其微观结构发生超出弹性范围的改变. 通过分析自然界采集的岩石或矿石的微结构, 可以观测到这些信息 [66-68]. 因此, 自重应力长期作用已经使较深处岩石的一部

分成为塑性结构状态, 这将导致地壳岩石弹性—塑性转变深度小于上述计算值, 也将会大大低于实验室所需的温压条件.

以上计算时针对的是理想晶体, 在实际的地壳岩石中, 温度升高、气孔、含水、缺陷和杂质等因素均可促使岩石更容易发生弹性—塑性转变. 可以肯定地说, 地壳岩石的相当一部分在 10 km 深度左右就已处于塑性状态, 关于这一点后面还将说明.

断层泥平均密度约为岩石的 2/3, 估计重力引起断层泥的弹性—塑性转变深度约为岩石转变深度的 3/2 倍. 活动断层边界的断层泥还会因构造力作用而产生较复杂变化, 弹性—塑性转变可能发生在更深处.

3.3 影响地壳岩石层强度的因素

前面已经说明, 岩石中的应力并不能表征其强度. 受限压缩岩石的本征强度由岩石种类和所处状态决定. 由于地震主要是剪切破裂, 我们分别讨论岩石和断层泥的剪切强度.

岩石剪切强度在弹性和塑性状态分别用 (1) 式和 (2) 式表述. 当外界条件改变时, 式中 $\tau_0(h)$ 和 $\sigma_y(h)$ 均会发生变化, 如随深度引起的压强和温度增大, 以及岩石中含水、气和杂质等变化, 均会使岩石屈服强度降低.

1) 地壳岩石的本征剪切强度 地壳岩石层块尺度可达数十公里以上, 所涉及的岩石种类并非单一, 大尺度岩石各处成分、密度、结构、节理等情况均有差别. 每种岩石又包含多种物相, 这些物相的强度特性各不相同. 对于同一种单相固体, 会有多种其他因素影响其强度. 地壳岩石长时间受限压缩, 难以确切了解其强度. 剪切作用使岩石发生破裂时, 在不同围压和剪切速率等外加条件下, 可表现出不同的剪切强度. 假如, 受限阻挡力无穷大, 即使再大的剪切作用力也无法使岩石发生大形变和断裂. 若受限的阻挡力很小或趋于 0, 较小剪切力的长时间作用也可使岩石发生形变, 甚至断裂. 因此, 只有当岩石在外加作用下发生形变或破裂时, 才表现出其强度的大小. 对于我们感兴趣的岩石破裂时剪切强度 $\tau_s(h)$ 与重力压强 $\sigma_n(h)$ 的关系, $\tau_s(h)$ 主要取决于摩擦阻力的形式和摩擦系数的取值. 上面已经指出, 没有构造力作用时, 地壳原始岩石中剪切应力与重力压强相同, 即 $\sigma_s(h) = \sigma_n(h)$, 不存在差应力, 且 $\sigma_s(h)$ 的方向与 $\sigma_n(h)$ 垂直. 为与

后面关于地震发生机制的讨论相对应, 我们先只考虑无阻挡力时完整岩石的强度. 地震滑移的剪切速率约为 $1\text{--}10\text{ s}^{-1}$, 处于图 2(b) 中 A—B 区间, 即通常观测到的屈服剪切强度范围. 因此, 可将常温、常压和通常剪切速率下的值, 即 (1) 式中 $\sigma_n(h) = 0$ 时的剪切强度定义为岩石本征剪切强度. 这就是地表岩石没有围压时的剪切屈服强度, 对应于图 1(c) 中 $\sigma_n = 0$ 和 $\sigma_r = 0$ 时的情况, 即 $\tau_s(h) = \tau_0$, 由材料相关的内聚作用决定. 地壳岩石种类很多, 根据实验结果, 可取 $\tau_0 \approx 50\text{ MPa}$ [12,69,70]. 事实上, 由于实验室测量获得的岩石强度均用小样品进行测量, 而样品尺寸对测量的强度值有很大影响, 测量大样品得到的强度值比小样品低很多, 差别可达一个数量级以上 [25,71]. 取 $\tau_0 = 50\text{ MPa}$, 应是地壳岩石本征剪切强度平均值的上限.

2) 弹性—塑性转变对剪切强度的影响 地壳中岩石发生弹性—塑性转变的深度, 对理解地震机制十分重要, 是一个长期争论的问题. 过去普遍认为塑性转变发生在较深处, 主要是依据实验室岩石围压实验的结果. 近些年来, 人们注意到自然界地壳岩石弹性—塑性转变的温压条件要低很多 [72–74]. 有多种因素使岩石弹性—塑性转变所需的压强和温度降低. 固体塑性由受压物质原子作用势及其迁移情况决定. 自重压强长期作用下, 原始地壳岩石的微观结构已经进行了调整, 不存在差应力. 弹性—塑性转变所需的应力必然低于自由压缩实验给出的屈服应力. 用韦斯科普夫方法计算给出的是塑性转变深度上限 [62], 地壳中岩石发生塑性转变的深度一定小于此值. 观测表明, 流体和空隙存在可使石英和花岗岩弹性—塑性转变温度降低 [73–76]. 170°C 时矿物方解石的孪晶宽度即开始变化, 表明塑性转变开始发生 [67]. 依据一些观测和分析结果, 在约 6—7 km 深度, 岩石中即有一部分开始发生塑性转变 [49,74,77]. 不同物相组成和不同微结构状态各类岩石, 弹性—塑性转变条件各异, 随深度引起的压力和温度增高, 岩石中各物相会先后转变为塑性状态. 地壳各处地质情况不同, 弹性—塑性转变的深度会有区别. 我们可以认为, 约在 6—7 km 的深度, 少部分物质即成为塑性状态. 而在 20 km 以上的深度大部分或全部岩石将转变为塑性体. 在约 7—20 km 深度范围为弹性和塑性状态混合区, 称之为部分塑性区. 此时, 岩石剪切强度由弹性体和塑性体的比例决定. 一些实验、

观测和模拟计算均表明^[74,78-83], 对于低强度物相 (weak phase) 和高强度物相 (strong phase) 组成的混合物, 在受到剪切时, 少量低强度物相形成剪切带 (shear band) 或称连通层 (interconnected layers of weak phase, IWL), 则岩石剪切强度主要取决于低强度相. 高低强度物相的强度差愈大, 这种效应愈显著^[74,78-83]. 同时, 剪切作用时间长, 更会促使这种低强度连通效应产生. 剪切破坏必然发生在低强度连通区, 这是能量最低路径, 易于用热力学和动力学观念理解这种行为. 由于难以实现岩石弹性和塑性混合体的剪切实验, 我们可参考岩石部分熔化时强度变化的实验结果来讨论. 花岗岩部分熔化实验表明^[84], 当熔体体积分数达7%时, 即发生熔化连通效应 (melt connectivity transition, MCT), 其强度可比固态花岗岩减小约两个数量级. 当然, 弹性和塑性混合体的强度不会发生如此大的变化. 可以预料, 塑性体比例达到一定程度时, 估计约为10%左右, 经历较长时间, 也会产生塑性连通效应. 这时对岩石剪切破裂行为起支配作用的是塑性特征.

塑性体表现弹塑性行为, 其剪切强度用(2)式表述, 剪切屈服强度为 $\tau_y(h)$. 在同样条件下, 弹性体和塑性体的 $\tau_y(h)$ 值相近, 即 $\tau_y(h) \approx \tau_0$. 所不同的是, 弹性体破坏时为脆性破裂, 所需剪切应力随正压力的增大遵从库伦法则, 即(1)式, 或拜尔利规则, 摩擦系数约为0.6—0.9^[13]. 塑性滑移时等效摩擦系数 μ_p 很低, 一般 $\mu_p \leq 0.05$ ^[26,27,85-88].

3) 温度的影响 德国KTB深钻井实际测量数据表明^[56,65]. 大陆地壳中温度随深度递增约为30 °C/km. 我们采用这一数据作为大陆地壳温升典型值, 各地区会有差别. 温度升高使原子或缺陷的迁移加速, 容易发生形变, 从而使岩石的屈服强度降低. 类似Arrhenius关系, Towle等给出了剪切强度随温度 T 变化的近似经验公式为 $\tau_s(T, P) = S_0 \exp[-bT/T_m(P)]$, 其中 S_0 和 b 为物质常数, T_m 为熔点, P 为压强. 他们用Bridgman对顶压旋转装置测量了若干金属和矿物的剪切强度随温度的变化^[89-91]. 例如, 与室温相比, 长石和橄榄石的剪切强度在300 °C和500 °C时, 分别约降低20%和30%—40%. 其他关于岩石强度随温度变化的报道也与此结果相近, 有些岩石在400 °C时, 可比室温强度减小一倍^[69]. 因此, 一般来说, 在15km左右深处的温度可使岩石屈服强度

降低约50%.

4) 岩石中水分和气体等的影响 地壳岩石中含有水分、气孔和杂质等, 一些实验和观测表明, 水和孔隙存在, 会显著减低岩石的强度, 同时也使弹性—塑性转变易于实现^[49,69,73,92,93]. 石英强度的试验表明, 千分之几的水使石英强度降低的程度约相当于温度升高100 °C对强度的影响^[94]. 通过分析自然界采集的岩石的微形变和织构, 可以确定岩石的原始状态, 发现天然石英在约280 °C以上即发生弹性—塑性转变^[66], 比实验室观测到的转变温度低得多. 岩石的孔隙率增加也会使弹性和塑性转变所需应力大大降低^[68].

除此之外, 水的临界点温度为374 °C, 压强为22.1 MPa, 温度和压力超过临界点的水被称为超临界水 (supercritical water). 超临界水具有极强的氧化和溶解能力^[94,95]. 深度超过15 km左右, 岩石中的水处于超临界状态. 可以肯定地说, 即使是含少量超临界水, 也会使岩石强度发生变化. 关于地壳中超临界水对岩石强度的影响似乎研究不多.

3.4 地壳岩石强度与实际破坏强度随深度的变化

从上可知, 地壳岩石中应力分布与岩石实验的情况很不同, 地壳岩石的强度比实验室观测到的值要低得多, 表明不能简单地用岩石实验结果去描述地壳岩石中的应力及其强度. 此问题早已引起一些地球物理学家的注意, Brace和Kohlstedt在1980年就提醒, 在讨论岩石圈的应力时“重要的是要记住实验室实验的局限性”^[52]. Kohlstedt等后又指出, “依据实验室测量数据, 很可能大大高估了实际地壳岩石的强度”^[49], 这显然是正确的观点. 遗憾的是, 还是有很多论文将岩石的实验结果与地壳岩石的应力和强度等同对待.

根据前面关于地壳岩石强度的讨论, 考虑各种因素对岩石强度的影响, 我们将地壳中岩石剪切强度典型值与深度和温度的关系用图6中的蓝线 $\tau_s(h)$ 表示. 图6中的A, B, C分别为弹性区、部分塑性区和塑性区. 在部分塑性区达到塑性连通后, 岩石的强度主要由塑性特征所支配, 严格区分部分塑性区和完全塑性区并不重要. 在弹性区A, 直线表示脆性破裂时剪切强度 $\tau_s(h)$ 随(1)式变化, 这里取地表岩石的剪切屈服强度 $\tau_0 = 50$ MPa, 摩擦系数 $\mu = 0.6$. 在部分塑性区B, 随深度导致的应

力和温度增加, 当塑性成分逐渐增多到约10%, 达到塑性连通的体积分数时, 岩石由脆性破裂转变为塑性滑移, 等效摩擦系数大大减小. 图6中b→p表示脆性破裂变为塑性滑移时剪切强度 $\tau_s(h)$ 很快降低. 在塑性连通区和塑性区C, 岩石强度遵从 $\tau_s(h) \approx \tau_y(h) + \eta\dot{\gamma}$ 规律变化. 若剪切速率 $\dot{\gamma}$ 不变, 深度增大时黏度系数 η 随压强增加而升高, 随温度升高而降低, 变化都比较缓慢, 可近似认为两者抵消. 若用 $\tau_s(h) \approx \tau_y(h) + \mu_p(h)\sigma_n(h)$ 表示, 随深度增大引起的温度升高会使 $\mu_p(h)$ 减小, $\sigma_n(h)$ 对 $\tau_s(h)$ 的影响将不大. 因此, 在p点对应的深度以下, 岩石的剪切强度 $\tau_s(h)$ 变化主要由 $\tau_y(h)$ 决定. $\tau_y(h)$ 随深度增大而减小, 如前所述在300 °C时约降低20%, 500 °C约降低50%. 其他因素的影响也使强度降低, 这在3.3节中已经进行了讨论. 图6给出的 $\tau_s(h)$ 曲线表示大陆地壳原始岩石剪切强度随深度的典型分布, 不同地区会有差别.

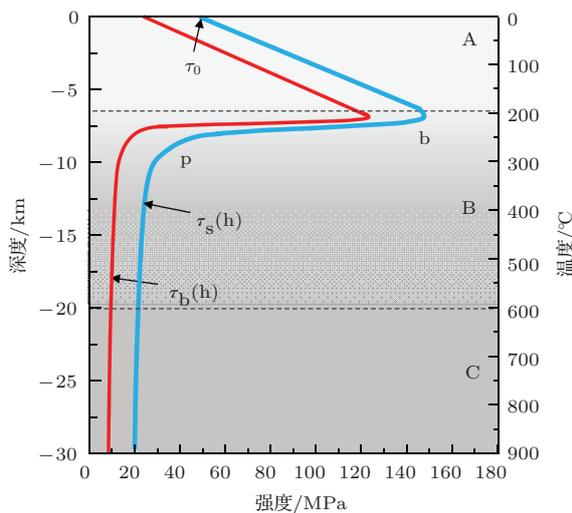


图6 无阻挡力时原始地壳岩石的剪切强度 $\tau_s(h)$ (蓝线) 和实际破坏剪切强度 $\tau_b(h)$ (红线) 的典型值随深度的分布. A, B, C 分别表示弹性区, 部分塑性区和塑性区

在地震发生过程中, 岩石的实际破坏强度是否就如图6所示的 $\tau_s(h)$ 值呢? 显然, 回答是否定的. 地壳岩石很不均匀, 不同地点和不同成分岩石的强度差别很大, 存在许多低强度和薄弱部分[74,96]. 地震是大范围岩石层的剪切破坏, 根据最小能量原理, 断裂均会沿岩石低强度路径发生. 我们定义无阻挡力情况下岩石层的实际剪切破坏强度为 $\tau_b(h)$, 必然有 $\tau_b(h) < \tau_s(h)$. 各处 $\tau_b(h)$ 不同, 有时甚至 $\tau_b(h) \ll \tau_s(h)$. 为方便表述, 在岩石大范围剪切破坏中作为典型值, 取 $\tau_b(h) \approx \tau_s(h)/2$ 是较为合理的选择. 图6中红线绘出了地壳岩石破坏强度 $\tau_b(h)$

随深度变化的规律. 当然, 地壳各处地质条件不同, 地震发生时破坏条件也不同, 图6所示弹性和塑性区, 以及 $\tau_s(h)$ 和 $\tau_b(h)$ 曲线也会有变化. 由于选择 $\tau_0 = 50$ MPa 为地表岩石剪切强度平均值的上限, 多数情况下, 实际 $\tau_s(h)$ 和 $\tau_b(h)$ 或许会低于图6曲线所给出的值.

显然, 浅源地震大多会发生在岩石塑性连通区以下, 即图6中p点以下的深度, 主要以塑性滑移方式进行, 对应的岩石滑移破坏强度为 $\tau_b(h)$. 既然塑性连通后岩石剪切强度由塑性滑移规则主导, 为简便起见, 后面讨论时, 将塑性连通区以下统称为塑性区, 即地壳岩石层分为弹性和塑性两个区域, 所对应的岩石破坏分别为脆性破裂和塑性滑移.

对于浅源地震, 讨论其发生机理时最关心的问题之一是地壳岩石破坏强度的大小. 由上面论述可知, 岩石的强度不仅由其组成、状态和温度等因素所决定, 而且与破坏的条件密切相关, 这些条件包括作用力大小、作用时间长短、有没有阻挡等. 岩石强度通常以观测到的形变来表征, 形变被限制, 并不表示岩石本身强度增强. 只有岩石破坏时才可显示其强度, 不同的破坏条件下会观测到不同的强度. 我们后面将会讨论, 发生地震时阻挡力被突破, 即相当于无围压的情况, 所表现出的强度应该就是岩石剪切破坏强度 $\tau_b(h)$.

3.5 断层泥的强度

活动断层边界处于不断变动之中, 是应力可松弛区域. 断层泥由颗粒物质组成, 对于大量颗粒受限体系, 可用等效弹性模量来描述其软硬程度. 实验表明, 颗粒物质在压强为200 MPa, 即相当于约10 km深度的自重应力时, 弹性模量和剪切模量约为350 MPa[97]. 在弹性范围, 剪切强度近似等于剪切模量与应变的乘积, 若以应变量为2%估计, 此时颗粒的剪切强度小于10 MPa. 实验用等径球形玻璃颗粒进行, 实际断层泥的强度会高于这种颗粒实验所获得的数值. 观测到圣安德烈斯断层之断层泥的剪切强度平均约为20 MPa[60,98,99]. 其他观测也显示, 断层边界的摩擦系数低于岩石脆性破裂的摩擦系数[61,100,101].

需要注意的是, 实际地震时断层泥的剪切沿断层层面发生, 即在近似竖直的平面内. 由于活动断层边界经常发生滞滑移动, 可形成低摩擦系数的剪切带, 而且断层泥剪切强度随深度变浅而减小. 因此,

在0—10 km 的深度范围, 沿断层面断层泥的平均剪切强度约等于或低于 10 MPa. 在约 10 km 以下深度断层泥开始发生塑性转变, 塑性状态的断层泥强度及其变化与塑性岩石相近.

4 地壳岩石的破坏条件与浅源地震发生机制

前面已经给出了地壳岩石的强度及实际破裂强度随深度的变化, 接下来我们以此为基础讨论构造力如何引发地震, 以及地震发生的条件与模式.

4.1 引发地震的大地构造力及其作用特征

引发地震大地构造力之形成原因和方式, 在我们以前的论文中已经说明 [22]. 主要是水平方向作用的构造力. 由于地壳的离散态结构, 在地幔对流

驱动下, 通常以四种方式形成局域地块受力的积累和集中: 板块边界不均匀作用和运动; 板内断层岩石层块不均匀构造和运动; 局域地壳下部凸起阻挡地幔流动引起的作用力; 下插板块或地幔流动受阻阻挡导致的作用力. 地震孕育过程中, 大地构造作用力以岩块滞滑移动和力链形式传播, 渐次挤压断层泥并推动岩块积累作用力, 最终导致地震发生. 详细论述可参看我们以前的论文 [22].

古老的原始岩石中 $\sigma_s(h) = \sigma_n(h)$, 不存在差应力. 大地构造力是相对年轻的作用力, 我们将构造力作为附加的外力作用于原始地壳岩石层, 探讨岩石层上应力的分布和变化 (见图 7). 图 7(a) 表示当构造力逐次推动岩块滞滑移动到岩块 A 时, 岩块 A 也发生滞滑移动, 通过挤压断层泥将作用力传递给岩块 B. 断层泥是颗粒体系, 受压时等效弹性模量 E_{eff} 可表示为 $E_{\text{eff}} \propto \phi^{2/3}\sigma^{1/3}$ (当 $\sigma < 10$ MPa) 和 $E_{\text{eff}} \propto \phi^{2/3}\sigma^{5/9}$ (当 $\sigma \gg 10$ MPa), 其中 ϕ 为体积分

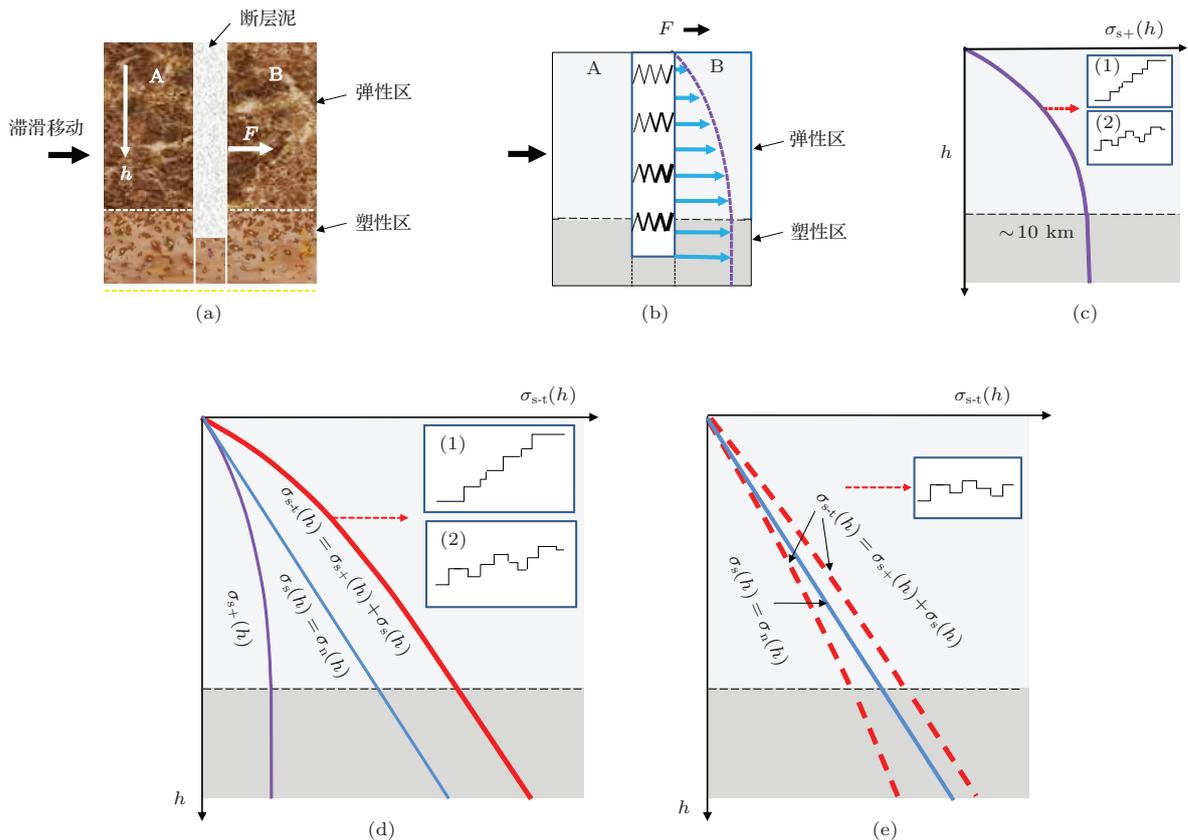


图 7 大地构造力引起地壳岩石中的横向作用力分布 (a) 岩块滞滑移动使岩块 A 挤压断层泥向岩块 B 传递作用力; (b) 弹簧模型表示施加在岩块 B 上的横向推力 F 与深度的关系; (c) 作用在岩块 B 上的附加横向应力 $\sigma_{s+}(h)$ 随深度的变化. 插图 (1) 表示当岩块 B 不动时, 岩块 A 滞滑移动作用于 B 上的力的变化; 插图 (2) 表示岩块 B 也滞滑移动时, 岩块 B 受力的变化; (d) 作用于岩石上的总横向应力 $\sigma_{s-t}(h)$ 为构造应力 $\sigma_{s+}(h)$ 与岩石原始横向应力 $\sigma_s(h)$ 的叠加, 其增大方式如插图 (1) 和 (2) 所示; (e) 岩块均发生滞滑移动时, 作用于岩块 B 上的横向应力 $\sigma_{s-t}(h)$ 大小变化的可能范围, 相应的变化方式如插图所示. 所有红色虚线箭头均指示应力变化趋势

数, σ 为压强 [97,102,103]. 若不考虑 ϕ 的变化, $E_{\text{eff}} \propto \sigma_n(h)^{5/9} \propto h^{5/9}$. 因此, 断层泥的等效弹性模量 E_{eff} 随深度增加而增大. 如在 10 km 深处, 断层泥中 $\sigma_n(h) \approx 200$ MPa, 对比颗粒压缩的实验值 [97], 可知断层泥的弹性模量约为 350 MPa. 在横向挤压过程中, 挤压作用和体积分数变大又加大了横向作用力, 导致断层泥弹性模量逐渐增大. 若将断层泥比作弹簧, 则上部为较细弹簧, 随深度增大弹簧逐渐变粗. 且弹簧的弹性系数随压缩量非线性地增大. 岩块 A 移动时, 断层泥挤压施加在岩块 B 上的横向推力 F 从上向下逐渐增大, 如图 7(b) 所示. 作用在岩块 B 上的这种横向附加应力, 用 $\sigma_{s+}(h)$ 表示, 有 $\sigma_{s+}(h) \propto h^{5/9}$, 其变化如图 7(c) 所示. 断层泥在 10 km 左右以下逐渐转变为塑性状态后, 其表观弹性模量变化则类似塑性岩石, 不再会随深度显著增大. 岩块 A 不断滞滑移动, 施加在岩块 B 上的横向推力也不断增大. 若岩块 B 不动, 作用于 B 上的应力 $\sigma_{s+}(h)$ 呈台阶式单调上升, 如图 7(c) 插图(1)所示. 如果岩块 B 可向右滞滑移动, 当作用力达到一定程度, 则 B 向右移动, 使 A 和 B 岩块间的断层泥松弛. 则 B 岩块所受到的横向应力 $\sigma_{s+}(h)$ 会出现高低起伏, 如图 7(c) 插图(2)所示, 总的趋势是 $\sigma_{s+}(h)$ 不断增大 [22,104]. 在岩石未发生破裂时, 作用于岩石上的总横向应力 $\sigma_{s-t}(h)$ 为构造应力 $\sigma_{s+}(h)$ 与原始岩石的横向应力 $\sigma_s(h)$ (图 4(a)) 的叠加, 即有 $\sigma_{s-t}(h) = \sigma_{s+}(h) + \sigma_s(h)$, 其中 $\sigma_s(h) = \sigma_n(h)$. $\sigma_{s-t}(h)$, $\sigma_{s+}(h)$, $\sigma_s(h)$ 随深度的变化示于图 7(d). $\sigma_{s-t}(h)$ 增大过程如图 7(d) 插图(1)和(2)所示. 由于有了横向附加应力, 这就改变了原来无差应力的状态. 这时, 垂直和水平方向的应力分别为 $\sigma_n(h)$ 和 $\sigma_{s-t}(h)$.

应当指出, 若岩块链中的岩块均可发生滞滑移动时, 则由于岩块 B 向右移动, 又造成 B 右方其他岩块发生滞滑移动. 岩块 B 右方的断层泥松弛, 岩块 B 上的横向应力会降低. 在岩块 B 中的横向推力 $\sigma_{s+}(h)$ 会出现有时大有时小的变化 [22], 即 $\sigma_{s-t}(h)$ 在 $\sigma_s(h)$ 附近震荡. 图 7(e) 示意岩块中这种状态及水平应力 $\sigma_{s-t}(h)$ 的分布. 在钻井中观测到的横向应力最大和最小值的区别 [50-58] 就是这类岩块滞滑移动导致的 $\sigma_{s-t}(h)$ 的起伏变化. 这对应通常的岩块滞滑移动情形, 尚未达到地震发生前的应力积累状态.

在包含 A, B 及其他岩块组成的岩块链中, 大

地构造作用力通过岩块滞滑移动以力链形式传播. 构造作用力链传递方向前方若遇到某些地质因素引起的阻挡, 会使岩块滞滑移动减缓, 甚至停止. 这种情况下, 构造作用力会逐渐积累并增大, 则可能导致地震发生.

上述情况表明, 岩块所受到的横向构造作用力随深度从上向下逐渐增大, 使岩块下部受到更大的作用力, 而此处岩石的实际剪切破坏强度较低, 致使一般地震往往发生在地壳较深处, 如 10—20 km 左右. 所形成的上小下大的横向推力力矩, 具有向上的分力, 可使地震发生时岩块有向地表方向错动或滑移的趋势. 同时, 浅层岩石所受构造作用力影响小, 在浅层岩石中观测地震前兆应力或同震应力降时, 不可能观测到较大的应力变化, 在后面第 6 节中我们还会进一步讨论. 当达到约 10 km 甚至更大的深度时, 转变为塑性的断层泥与塑性岩石性质相同, 构造作用力就不再会如上那样向下增大了.

还需指出, 岩石层块在构造力的作用下可发生滞滑移动. 当岩石层块未发生移动时, 由于岩石层块本身受到摩擦阻力, 岩石各处所受的作用力是不均匀的. 就如同在地面上推动一个重物那样, 物体不动时, 由于地面摩擦力作用, 物体上各处受力大小必定不同. 在作用力端面附近水平方向受推力最大, 随离端面的距离增大而减小. 因此, 在有构造力作用时, 同一岩石层块上垂直和水平方向的应力都不均匀. 既有沿构造力方向减小的应力梯度, 又有自上而下逐渐增大的自重造成的应力梯度. 这使得同一岩石层块各处测量得到的应力必定不会相同. 一旦岩石层块发生移动, 移动时岩石层块中水平方向的构造应力会立刻降低, 各处差别也变小, 甚至消失.

岩石的弹性模量很大, 典型值为 20 GPa, 随深度变化不大. 而断层泥等效弹性模量小得多, 如在 0.1 km 和 10 km 深处, 分别约为 0.03 GPa 和 0.35 GPa, 比岩石低数十到数百倍. 尽管断层泥弹性模量受压缩后会增大, 仍比岩石弹性模量小得多, 构造力引起的形变主要在断层泥部分. 岩石的形变量比断层泥的形变量小数十到数百倍. 因此, 构造力主要是使断层岩石层块发生移动, 但岩石的形变很小. 大地的形变, 如 GPS 观测到的大地位移和方向改变, 主要是来自断层边界错动和压缩断层泥的贡献, 而不是岩石层块本身的形变. 根据 GPS 和其他

观测方法获得的大地移动量或板块运动速度进行计算, 所给出的并不是地壳岩石的应变或应变率, 因此不能以此来计算地壳岩石受力和黏滞系数等数值. 同时, 由于断层泥为颗粒物质, 是能量耗散体系, 构造作用力做功的相当一部分会在断层泥摩擦或挤压变形时耗散掉. 在挤压断层泥弹性区时, 其自身体积可以被压缩. 在断层泥塑性区, 挤压时体积如何变化, 以及挤压和松弛是否会对地幔运动造成影响, 尚待进一步研究.

4.2 浅源地震发生的条件与机制

若岩块受到阻挡, 如图7(a)所示B岩块右方的阻挡力很强时, 即使横向推力很大, B岩块也难以发生剪切滑移. 只有大地构造作用力超过岩石本身抗剪切破坏力、岩石边界滑移阻力(断层泥摩擦力)和岩块运动前方所受阻挡力之总和时, 岩石才会发生断裂并滑移, 即发生地震. 因此, 发生地震的条件是

$$F \geq F_s + F_r. \quad (3)$$

如图8所示. 其中 F 为构造力产生的剪切作用力, 通过岩块的滞滑移动挤压断层泥传播和积累; F_r 为岩石滑移方向的阻挡力; F_s 为岩石本身破裂和滑移的抵抗力. F_s 分为两部分, 即 $F_s = F_{s1} + F_{s2}$ 其中 $F_{s1} = \tau_b(h) \times S$, 为岩石破坏剪切强度 $\tau_b(h)$ 与剪切面积 S 的乘积, F_{s2} 为岩块运动受到周围断层泥和其他摩擦的阻力. 任何岩块发生滑移破坏都必须满足(3)式. 外加作用应力仅超过岩石破坏强度显然不足以引发地震. (3)式中的阻挡力 F_r 甚至是更关键的因素. 即使 F 很大, 或 F_s 很小, 只要阻挡力 F_r 足够大, 岩石也不会发生剪切滑移而引发地震.

因此, (3)式是地震发生的充分必要条件. 图8中M和N分别表示滑移体的前缘和后缘位置. 任何剪切破坏或滑移都会扩容, 因此, 地震发生时必定存在局域体积膨胀空间使得地壳岩石能够滑移. 在岩石滑移方向存在可扩张空间等效于减小阻挡力 F_r . 提供体积膨胀的空间或减小阻挡力有四种可能: 1) 沿断层边界向地表以上滑移和扩张, 这时阻挡力 $F_r \rightarrow 0$; 2) 岩块移动前方有地质空隙或低地质密度区, 使阻挡力 F_r 很小, 形成可容纳体积膨胀的滑移空间; 3) 相关各断层岩块滞滑移动并互相挤压, 新产生的某些局部地质空隙. 将集合的断

层岩块看作大尺度离散颗粒体系, 根据颗粒物质挤压膨胀原理, 挤压作用使部分区域密集了, 必然导致另一些区域变松^[22]; 4) 斜插板块前方的阻挡物由于温度上升等原因变弱或破坏.

由上可知, 地震发生就是构造力作用使岩块突破阻挡力的塑性滑移, 这种岩块从相对静止到破裂滑移过程的突变即是阻塞—解堵塞转变.

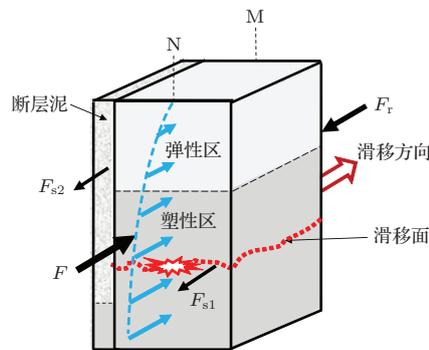


图8 (3)式中各作用力: F , F_s , F_r , F_{s1} 和 F_{s2} . 蓝色箭头表示自上向下逐渐增大的构造作用力; M 和 N 为滑移岩块前缘和后缘位置

4.3 浅源地震的模式

根据上述原理, 我们来考虑实际地震发生的模式. 图9示意四种主要破裂类型和滑移方式. 1) 沿断层向上滑移. 由于地表几乎没有阻挡力, 如在逆断层情况下, 可以发生向地表方向的滑移(图9(a)). 2) 突破岩石层薄弱处向上滑移. 图9(b)中灰色区域为岩石薄弱处, 总强度和阻挡力较小. 薄弱岩石层破坏而发生的地震可形成新断层. 3) 岩块运动前方存在地质空隙或低密度区, 作用力突破阻挡导致滑移. 图9(c)中白色范围表示阻挡力很小的区域, 这时岩石突破阻挡沿断层边界滑移. 4) 在斜插板块区的滑移(图9(d)): 斜插板块边缘是地壳薄弱和运动活跃区域. 由于构造力逐渐积累, 或板块斜插方向前方区域岩块熔化等变化, 导致斜插板块突然滑移, 发生地震. 世界上这类地震较多, 且一般震级大, 滑移距离长. 如2011年东日本Ms 9级地震被认为可能就是由于海底山脉下沉卡住了板块边界, 致使板块积累了巨大能量, 斜插构造力突破阻挡所引起地震^[105], 最大滑移达50 m以上^[105,106].

2008年汶川Ms 8.0级地震为1)和2)混合类型^[107-109]. 2004年印度尼西亚Ms 8.7级地震、2010年智利Ms 8.8级地震和2011年东日本Ms 9级地震等则主要属于类型4).

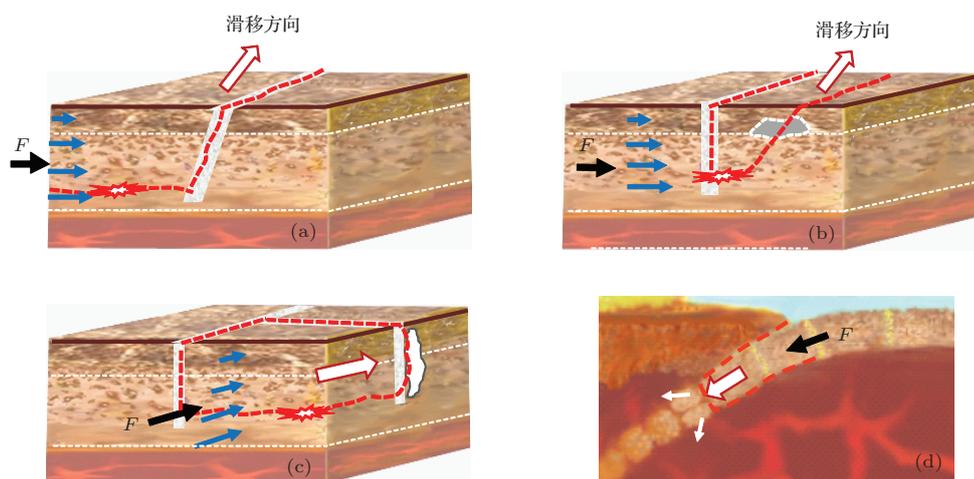


图9 浅源地震的四种主要破裂类型和滑移方式, 破裂区用红色虚线表示. 红框白色箭头表示滑移方向, 蓝色箭头示意构造力作用随深度增大, 浅灰点区域为断层泥 (a) 沿断层向地表滑移; (b) 突破岩石层薄弱处 (深灰色区域) 向上滑移; (c) 突破岩块运动前方地质空隙或低强度区 (白色区域) 的滑移; (d) 在斜插板块区域的滑移

4.4 浅源地震的破裂过程

地震是大范围岩石的破坏和滑移, 各处岩石的强度很不同, 密度也很不均匀. 在构造力积累过程中, 当外加构造应力 $\sigma_{s+}(h)$ 接近或达到破裂强度 $\tau_b(h)$ 时, 即有局部区域发生微破裂或微滑移. 一旦微破裂或微滑移出现, 则改变了岩石应力状态. 又会导致新的微破裂或微滑移, 以及局部弹性—塑性变化, 或弹性—塑性变化. 这将是持续一段时间的连锁变化过程. 这一过程也会促使塑性连通的形成. 在岩石实验中微破裂被认为是破裂的临界现象, 可观测到声发射、电磁发射等效应 [110–113]. 当构造作用力积累达到可突破阻挡力时, 就会产生岩石的大规模破坏和滑移, 即发生地震. 滑移所涉及的岩石和断层泥区域很大, 而各处密度、强度和阻力都不同, 不同深度构造应力的大小也有差异, 因此各处滑移的起始时间和速度肯定不一致. 在此过程中, 某处的变动还会触发其他地质状况的改变, 导致复杂的滑移行为. 例如一些大地震就可能由多个子过程组成的 [107–109].

5 中源和深源地震的成因

中源和深源地震发生在地壳以下区域, 最深可达 500—700 km, 其产生机理长期以来困惑着地震学家 [2,114,115]. 在我们以前论文中已经对深源地震成因作了解释 [22], 这里仅简要说明.

俯冲板块斜插到地幔区域, 斜插板块本身温度较低, 需较长时间才可发生局部熔化. 在潜没区地

幔中, 大部分是大小和形状各异的塑性固体岩块, 熔化部分很少, 熔体比例随深度和时间逐渐增加. 岩块尺度可大到以千米计, 此处也应看作大尺度离散颗粒物质体系. 在大地构造力驱动下, 斜插岩块缓慢运动, 在运动过程中可能遇到某些大的障碍物, 如地壳岩石向下的延伸体、大尺度固体岩块或密集岩块团等, 使下插岩石层某些部分遇到阻塞. 这种受阻的一种典型状态如图 10 所示, 其中 A 和 B 表示阻挡物, d 为形成堵塞时通道的开口宽度. 随时间推移和推力不断积累, 以及岩石层块熔化不断增多等原因, 使被阻塞岩块尺度减小或开口 d 变大, 流量突然变大, 致使能量释放, 引发地震. 这也是前面图 3 所表述的堵塞—解堵塞转变. 由此可见, 解阻塞岩块的体积, 及解阻塞后流动速度决定了释放能量的大小, 即决定了深源地震的震级. 地震也可发生在没有斜插板块的地幔区域. 地幔岩块在地壳下处于缓慢密集流状态. 受到地壳延伸体, 以及其他固体岩块阻挡, 当构造应力积累达到一定程度, 也会发生堵塞—解堵塞转变, 流量突然增大. 此

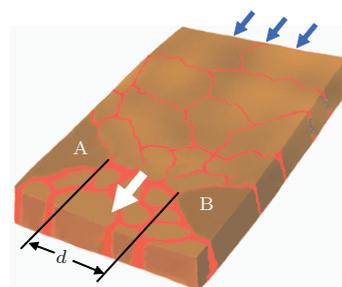


图10 斜插岩石层块流动受堵塞状态示意, 其中 A 和 B 表示阻挡岩石块, 白色箭头表示移动方向 [22]

类地震可以发生在离地壳较近的地幔区域, 一般称为中源地震. 在地幔很深处, 随温度升高, 熔化部分增多, 使岩石块体分数变低, 再难以形成堵塞, 不会有地震发生. 中源和深源地震为大范围岩块流动, 存在切变作用, 也必然会产生切变波.

6 讨 论

“弹性回跳”观点认为地震是地壳岩石的脆性破裂, 无法回答“热流伴谬”等问题. 根据我们前面的分析, 浅源地震是大地构造力超过岩石本身的破坏强度和断层摩擦阻力, 以及阻挡力所产生的塑性滑移. 深源地震是构造力作用下地幔区岩块突破阻挡发生流动, 释放能量. 这两类地震均符合堵塞—解堵塞转变的一般规律. 从这个意义上说, 地震如同火山爆发、塌方、泥石流等现象一样, 是突破堵塞释放能量而造成的自然灾害. 它也与交通流、浮冰流等颗粒流现象类似, 是从堵塞态到解堵塞状态的相变. 可以这样来表述地震的发生: 随着构造力逐渐积累, 岩石突破阻挡而滑移或流动, 亦即发生堵塞—解堵塞转变, 积累的构造力作用势能转变滑移或流动动能, 以地震波的形式释放能量, 能量释放后滑移或流动停止.

6.1 地震能量

无论是浅源地震还是深源地震均为大尺度岩块的堵塞—解堵塞转变, 相应的区域由原来相对静止状态到突然滑移或流动, 释放能量而发生地震. 因此, 通过计算动能变化即可获得地震的能量. 对于一次地震所涉及的体系来说, 若构造力产生的势能为 E_p , 岩石滑移动能为 E_k , 滑移停止后剩余势能为 E_r , 则 $E_p = E_k + E_r + E_d$, 其中 E_d 为通过摩擦等过程耗散的能量. 通过地震波释放而造成灾害的地震能量来自岩石滑移的动能, 即 $\Delta E = E_k = mv^2/2$, 其中 m 为移动岩石的质量, v 为平均移动速度. 这里假设岩块滑移或流动前的初始速度为 0.

地壳岩石层本身强度以及所受阻力很不均匀, 地震发生时岩石移动也必定不均匀. 从已发表的很多地震数据可知, 一般观测到地震滑移距离为 1—10 m, 但板块边缘斜插构造处的大地震位移可达 20 m 或更大^[106]. 滑移持续时间为 10 s 数量级, 大地震滑移面积可达 10^3 km^2 以上. 例如 2008 年的

汶川地震, 震源深度 19 km, 滑移宽度约 40 km, 总长度约 240 km. 由多个滑移事件组成, 平均滑移距离为 2.4 m, 最大滑移 7.3 m, 各滑移事件持续时间约为 10—20 s, 累计时间约 90 s^[109,116,117]. 由此可知, 整个地震滑移过程很不规则. 但地震时滑移速度并不高, Kanamori 给出一般地震地表质心的滑移速度约为 1—2 m/s^[118]. Heaton 等人根据对 1992 年 Landers Ms 7.2 级地震等的观测得知, 滑移速度随深度和位置改变, 为 1—7 m/s^[119,120]. 由地震的平均滑移速度可以估计地震发生时的剪切速率. 若地震滑移面的剪切带厚度为 1 m 左右, 滑移速度为 1—10 m/s, 则地震的剪切速率约为 $\dot{\gamma} \approx 1—10 \text{ s}^{-1}$. 属于通常的剪切速率, 在图 2 (b) 的 A—B 之间.

可以用两种方法计算地震能量. 一是岩石滑移动能的释放, 二是构造力使岩石破裂和滑移所做的功. 若将这两种能量值进行比较, 也可以考察前面关于地壳岩石的破坏强度和断层泥的摩擦阻力等的描述是否合理. 由于难以找到合适的实测数据, 我们选取一个长方体岩石层块的滑移作为例子来进行计算. 设其宽度为 30 km, 长度为 80 km, 震源深度为 20 km, 岩石密度为 2700 kg/m^3 , 平均滑移速度 $v = 2 \text{ m/s}$. 则此岩块滑移的动能, 即地震的动能为 $\Delta E = mv^2/2 = 2.6 \times 10^{17} \text{ J}$, 相当于 8.41 级的地震. 再来考虑同样体积的岩石破裂滑移所需的势能, 可依据第 3 节中讨论的岩石破裂强度 $\tau_b(h)$ 和断层泥强度进行估算. 由 (3) 式可知, $F \geq F_s + F_r$ 即可引发地震, 设阻挡力 $F_r \rightarrow 0$, 即则需 $F \geq F_s = F_{s1} + F_{s2}$. 20 km 深处岩石平均破坏剪切强度 $\tau_b(h) \approx 10 \text{ MPa}$ (见图 6), 则 $F_{s1} = \tau_b(h) \times S = 2.4 \times 10^{16} \text{ N}$. 岩块两边 0—20 km 深度区间断层泥平均剪切强度约为 10 MPa (见 3.5 节), 则岩块两个断层边界阻力为 $F_{s2} = 3.2 \times 10^{16} \text{ N}$. 可得构造作用力 $F = F_s = 5.6 \times 10^{16} \text{ N}$. 若平均滑移距离 $D = 4 \text{ m}$, 则做功为 $W = F_s \times D = 2.24 \times 10^{17} \text{ J}$, 相当于 8.37 级的地震. 为作进一步对比, 看震源深度为 10 km, 而其他条件相同的情况. 由图 6 可知 $\tau_b(h) \approx 12 \text{ MPa}$, 而 0—10 km 深度区间断层泥平均剪切强度可由 $E_{\text{eff}} \propto h^{5/9}$ 关系估计, 约为 6 MPa. 计算可得动能为 $\Delta E = 1.3 \times 10^{17} \text{ J}$, 相当于 8.21 级的地震; 而岩石滑移做功为 $W = F_s \times D = 1.54 \times 10^{17} \text{ J}$, 相当于 8.26 级的地震. 这两个例子计算的动能和势能基本相符. 所用的地震参数中只有平均滑移速度和平均

滑移距离是设定的, 均在合理范围. 即使这两个参数有小的改变, 也不会产生很大的影响. 这也大致可作为图 6 中地壳岩石的剪切破坏强度分布和第 3 节关于岩石及断层泥强度分析合理性的参考. 深源地震能量也同样也可用流动部分的动能来估算.

显然, 地震发生时所涉及地块的位移速度及其质量较容易测量, 但难以获取实际地壳岩石的强度值. 因此, 用动能来表述地震的能量, 并以其与地震仪器记录参数计算所得能量进行比较应更为合适. 同时, 由此计算得到的能量也可反过来推算岩石的强度和滑移阻力等地质参数. 图 11 表示以动能计算地震震级时, 滑移体积及平均滑移速度变化所对应的地震能量和震级.

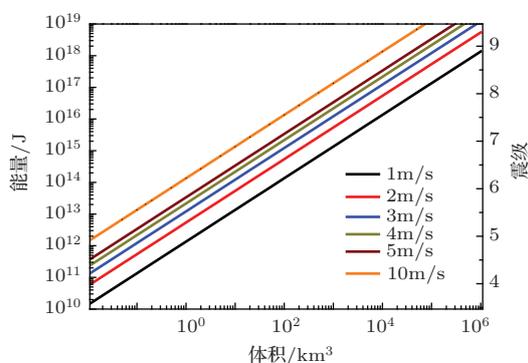


图 11 地震能量和震级与滑移体积及滑移速度的关系计算值, 插入的数值为平均滑移速度. 取岩石密度为 2700 kg/m^3

在上面计算的例子中, 我们设阻挡力 $F_r = 0$. 若考虑阻挡力, 则等效于加大岩石块的体积, 地震发生时的参数也会改变. 由上述原理计算地震能量, 再与实际测量结果进行比较, 则不会出现“热流佯谬”.

6.2 构造作用应力和同震应力降

观测到的大部分地震的同震应力降在 1—10 MPa 范围 [5], 为什么应力降会如此低, 现在来分析其原因. 在上面震源深度为 10 km 的事例中, 计算得到横向构造作用力 $F = 3.85 \times 10^{16} \text{ N}$, 即在岩块端面的平均横向推应力为 128 MPa. 由 4.1 节的分析和图 7 可知, 作用在岩石端面的横向构造作用力随深度而增大, 应力近似遵从 $\sigma_{s+} \propto h^{5/9}$ 分布. 通过计算可知, 在 10 km 深度的应力比 1 km 和 0.1 km 深处约分别大 3.6 倍和 13 倍. 这表明, 较深的岩石端面上的应力比浅部岩石要大得多,

如 10 km 深处的应力可达 187 MPa, 而在 1 km 和 0.1 km 处应力则分别为 52 MPa 和 14 MPa. 一般岩石的应力测量均在浅层岩石中进行, 即便在 8 级以上的大地震的震中附近岩块端面的 0.1 km 深度测量, 得到的同震应力降也会很小, 为 14 MPa 左右. 还需指出, 在构造力积累过程中, 较深处的应力可很大, 如上述 10 km 深处, 岩石端面的应力达 187 MPa, 尽管已大大超过岩石的剪切屈服强度. 但只有满足 (3) 式条件, 即阻挡力被克服时, 地震才会发生.

前面已指出, 构造作用力在岩石层块各处分布不均匀. 探测点位置以及地质条件对所测量的同震应力降会有很大影响, 所发表的数据差别很大 [116,118,119], 这是必然的. 同时, 这种作用力以岩石层块力链形式传播 [22], 如果不在力链上或附近测量, 可能完全观测不到同震应力降. 基于同样理由, 在浅层岩石中探测地震前兆, 所观测到的应力变化也会很小, 不在力链区域, 则可能观测不到前兆应力变化. 尽管在岩石中应力变化很小, 使用已有技术应该可以探测到有价值的地震前兆信息 [22,121].

6.3 地震时岩石的破裂速度和滑移速度

过去认为浅源地震是岩石的脆性破裂, 且岩石破裂速度很高. 通过地震波反演等方法获得的岩石破裂速度一般为剪切波速度的 0.75—0.95 倍 [5], 甚至得出存在超剪切波速度破裂的结果, 例如破裂速度可达 10 km/s 以上 [121]. 这种现象引起了广泛的关注 [122]. 但是, 对于弹性破裂, 通常是应力到达时才产生破裂, 应力的传播速度即为声速. 难以想象会在大范围岩石破坏中产生超剪切波速度的破裂. 有人试图用实验室的观测来证明地震可以达到超剪切波速度的破裂. 在实验室中用很小样品进行撞击实验, 有时可观察到超剪切波速度的破裂. 例如, 用长 75 mm 直径 50 mm 的高速射钢弹冲击厚度为 4 mm 的聚酯小样品, 冲击速度为 25 m/s, 可观测到聚酯样品的破裂速度约为剪切波速的 1.4 倍 [16]. 这种超剪切波破裂速度, 应是高速冲击的冲量所导致的. 只要进行动量的简单计算, 即可知样品受冲击后的速度很大. 地震发生并非由高速撞击引起的. 地震是范围达 10^3 km^2 甚至更大截面上的岩石破坏, 岩石本身又很不均匀, 不可能产生超剪切波速度的脆性破裂. 关于地震超声速破裂的观测结果

显然是一种误解。

我们已经说明,在构造力作用下,当满足(3)式所指出的条件时,岩石层块发生大范围塑性滑移,从而引发地震.地震的滑移速度随深度而不同,一般小于10 m/s,地表观测滑移速度约为1 m/s^[118-120].由于所涉及的岩石层块各处应力、强度和阻力不同,不可能像刚体那样整体同步滑移.地震发生时,如图8所示岩块前缘M处和后缘N处滑移动作必定不会同时,但时间差不会很大.就如同我们在地上推一个不同软硬材料组合的物体时,或一列火车开动时,会观察到前后不同时启动那样.如前所述,地震并非弹性破裂,而是岩块的大范围塑性滑移.不能将滑移岩体前后缘开始动作的时间差除以其间距认作破裂速度.

6.4 弹性—塑性转变的判别

塑性的微观本质如第2节所述,当作用力达到一定程度,使原子产生运动,导致固体微观结构发生不可恢复的变化,对应于宏观屈服极限,即可近似认为发生了弹性—塑性转变.塑性状态的固体呈现出与弹性体不同的力学行为.在实验室岩石强度测量中,由于岩石的成分复杂,不同物相的弹性—塑性转变条件不同,在较低压强作用下,只有少量组分发生弹—塑性转变.例如,石英的弹—塑性转变所需应力比长石低,因此,花岗岩中石英在较低的应力下转变为塑性,而长石在较高应力下才变成塑性.另一方面,岩石的组成物如石英等与金属不同,不具有延展性.一旦局部破裂,此处应力条件即会变化,可能使破裂处发生弛豫与重构,部分塑性态又回复到弹性态.随应力增大,更多组分发生塑性转变,才可以观测到较显著的塑性形变.

对于单相固体,屈服强度值可近似认为对应弹性—塑性转变点的应力.用高压下X射线衍射方法对NaCl, MgO, Al₂O₃, Mg₂SiO₄等单相物质进行的测量表明^[27,38,39,40],这些样品有明显的弹性—塑性转变点.由此观测得到它们在塑性滑移时剪切强度随压强的变化规律,并求得等效摩擦系数 $\mu_p < 0.05$.通过对样品进行反复加压实验,屈服点会发生改变^[27,31,123].撤掉应力后样品又进入新的弹性状态,重新施加作用力时,其弹性模量和弹性极限会因微观结构变化而发生改变.卸压再加压一般是造成屈服强度增大,这是缺陷增多或晶粒变化等引起的,此为加工硬化现象.

因此,对于岩石这样的多相混合物体系,用实验室实验直接观测宏观形变的方法,获得的弹性—塑性转变结果并不确切.同时,由于通常实验的时间较短,也难以观测到塑性连通效应.使用这些实验数据则会“大大高估”^[49]地壳岩石的强度.“热流佯谬”正是根据岩石实验数据推演地震能量所导致的结果.

从第3节的分析可知,地壳中一定深度以下的岩石在自重压强和温度等因素的长时间作用下,一部分或大部分已经处于塑性状态,其中一些区域已发生塑性连通.这是依据物理原理的合理推断,并已获得一些观测证据的支持.关于地壳岩石弹性—塑性转变及其强度的变化,值得进行更深入系统的研究.

6.5 构造力、阻挡和岩石状态变化导致的前兆信息

前已论述^[22],通过对构造力导致的岩块滞滑移动和力链传播特征的观测,可提供有用的地震前兆信息.根据本文的分析,在地震将发生的局域地区,也可能出现临震前某些值得重视的前兆信息.

引发地震的构造力经若干年积累,有些可能在数月内明显增强.相对于地壳岩石原始状态,构造力是“年轻”的外加作用.在断层端面处的应力随深度增大,可高达数百兆帕斯卡.在6.2节的例子中,10 km深处岩石端面处的应力可达187 MPa.地震发生之前,岩石上积累的应力,将改变地壳岩石的原始状态和性质.当外力增大到一定程度时,岩石发生微破裂、微滑移,以及局域弹性—塑性或塑性—弹性转变.这些变化发生在岩石整体滑移之前,并将持续一段时间.应力积累区岩石的这种状态变化范围很大,可能产生如4.4节提及的声发射和电磁等效效应,若能观测到这些前兆信息,将对地震预测有重要价值.

地震发生必须有滑移空间,才能将阻挡力降至足够小.若阻挡力很大,即使构造作用力很大或岩石强度不高,若不能满足(3)式条件,地震也不会发生.因此,图9所示地震的四种模式均取决于局域的地质状况及其变化.了解断层的分布情况,比如是否存在地质薄弱和低密度区,或由于岩块滞滑移动挤压引起地质空隙突然出现等,对于判定是否可能发生地震和发生何种类型地震至关重要.这不但要求对地质情况有普遍深入的了解,还需要经常监

测地质情况的变化.

构造力积累过程中岩块滞滑移动受阻、断层附近应力的增大等均是值得重视的前兆信息. 蒋靖祥等利用距震中 27 km 的 100 m 钻孔中岩石应变仪, 在 1987 年新疆乌什 6.4 级地震前数十天内观测到应变台阶式单调上升达 10^{-4} , 相当于应力约升高 5 MPa, 就是一例^[124].

以上讨论也表明, 地质情况及其变化决定了地震能否发生, 地震的过程以及前震和余震等也主要由地质条件及其变化状况决定. 在构造力力链和滞滑移动作用区内, 可能先在最薄弱处发生小前震. 作用力继续积累, 前震导致某处阻挡力减小或造成足够滑移空间, 则引发更大地震. 是否发生前震, 或前震是否引发大地震主要取决于地质状况及其变化. 大地震后, 震源附近区域应力和地质状况发生很大变化, 比如岩块边界松动, 出现局部空隙, 则常常会导致许多余震. 深源地震发生在地幔区, 一般是突破阻挡岩块的流动突变, 地震发生后熔体可较易填补出现的空间, 不会象浅源地震那样有很多余震.

7 结 论

研究大尺度、组分多样、构造很不均匀的地壳在自然界中的长时间演化, 以及地震发生这类复杂体系的运动规律时, 应特别注意运用怎样的物理原理去认识这些规律. 不可将一般固体连续介质应力-应变关系的现有表述和实验室岩石测量数据简单地推广应用. 本文根据已有的观测结果和近年发展起来的相关物理观念, 分析了地壳岩石层和地幔这些集合态物质体系的运动和变化规律, 获得了对地震发生机制的新认识, 与传统观点有本质区别. 主要结果总结如下:

1) 由“万物皆流”观念可知在自重压强亿万年来长期作用下, 地壳原始岩石中垂直应力和水平应力必然相同, 不存在差应力. 这与岩石围压的实验情况有重大区别.

2) 地壳岩石在自重作用下会发生弹性—塑性转变. 计算表明, 地壳岩石中石英发生弹性—塑性转变的最大深度不超过 14 km. 含水量、气孔和温度升高, 以及不均匀性等因素都会使岩石屈服强度降低, 导致弹性—塑性转变开始于较浅的深度. 地壳岩石层随深度形成弹性, 部分塑性和完全塑性三个区域. 在部分塑性区, 当塑性体比例达到约 10%

时, 发生塑性连通, 在此深度以下岩石的强度变化呈塑性特征.

3) 地壳岩石的剪切强度与岩石状态和破裂条件密切相关. 脆性破裂时, 岩石剪切强度 $\tau_s(h) \approx \tau_0 + 0.6\sigma_n(h)$, 导致 $\tau_s(h)$ 随自重应力 $\sigma_n(h)$, 即随深度而增大. 塑性滑移时, 岩石剪切强度 $\tau_s(h) \approx \tau_y(h) + \eta\dot{\gamma}$, 对 $\sigma_n(h)$ 不敏感. 若近似用等效摩擦系数表述, 则塑性滑移摩擦系数比脆性破裂小一个数量级以上. 塑性滑移剪切强度随深度变化取决于 $\tau_y(h)$, 由于温度升高等多种因素的影响, $\tau_y(h)$ 会随深度增加而降低. 地震是大范围地壳岩石的破坏, 岩石各处很不均匀. 根据最小能量原理, 实际岩石破坏会沿强度最弱路径发生, 导致地震时岩石破裂强度 $\tau_b(h)$ 比 $\tau_s(h)$ 小得多. 给出了地壳岩石剪切强度 $\tau_s(h)$ 和实际破坏强度 $\tau_b(h)$ 的典型值随深度变化规律.

4) 大地构造力与原始地壳中自重应力叠加, 形成地壳岩石层中的实时应力. 基于地壳岩石的离散态特征, 大地构造力以岩块滞滑移动和力链形式在地壳中传播. 构造作用力通过挤压断层泥传递给下一岩块, 断层泥由颗粒物质组成, 其弹性模量与深度按 $E_{\text{eff}} \propto h^{5/9}$ 的关系变化, 造成构造力作用在岩块中的剪切应力随深度增大. 较深处的岩石处于塑性状态, 破坏强度低. 因此, 浅源地震一般发生在地壳较深处, 主要表现为岩石的塑性滑移, 滑移速度一般在 1—10 m/s 范围. 以前所认为的高速破裂, 如超声速破裂, 只是假象.

5) 地震滑移必定产生体积膨胀, 只有突破阻挡才可滑移和膨胀. 地震发生的条件是 $F \geq F_s + F_r$, 即大地构造力必须超过岩石本身抗破坏力和所受摩擦阻力, 以及外部阻挡力之和. 阻挡力取决于地质环境和条件, 由此提出了浅源地震的四种可能模式. 深源地震是地幔中突破阻挡发生的大范围岩块流. 因此无论是浅源地震还是深源地震均为堵塞—解堵塞转变引起的能量释放过程. 地震与火山爆发、塌方以及泥石流、洪水冲破堤坝等自然灾害遵循类似的物理规律.

6) 以堵塞—解堵塞转变来表述地震, 其能量可用构造力作用势能转变成的动能来计算. 估算表明, 岩石由堵塞态到流动态转变的动能释放, 与使岩块发生剪切破坏和克服周围摩擦阻力而滑移所需做的功相一致. 以此获得的能量即可看作是地震波造成灾害的能量, 其值大大低于岩石脆性破裂所

需要的能量, 不会出现“热流佯谬”。我们的新认识否定了传统弹性回跳观点。

7) 通过观测引发地震的构造力积累过程、局地地区地质状况变化以及岩石微破裂和微滑移等产生的效应均可能获得有用的临震前兆信息。

感谢解思深、谢鸿森和白武明研究员审阅本文, 在论文撰写过程中他们提供了非常有益的建议。

参考文献

- [1] Chen Y T 2007 *Seis. & Geomag. Obser. & Res.* **28** 1 (in Chinese) [陈运泰 2007 地震地磁观测与研究 **28** 1]
- [2] Shearer P M 2009 *Introduction to Seismology* (2nd Ed.) (New York: Cambridge University Press)
- [3] Chen Z L 2004 *Introduction to the Base of Seismological Method for Earthquake Prediction* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [陈章立 2004 浅论地震预报地震学方法基础 (北京: 地震出版社)]
- [4] Zhang GM, Fu ZX, Gui XT 2001 *Introduction to earthquake prediction* (Beijing: Science Press) (in Chinese) [张国民, 傅征祥, 桂燮泰 2001 地震预报引论 (北京: 科学出版社)]
- [5] Kanamori H, Brodsky E E 2004 *Rep. Prog. Phys.* **67** 1429
- [6] Hough S 2010 *Predicting the Unpredictable—The Tumultuous Science of Earthquake Prediction* (Princeton: Princeton University Press)
- [7] Chen Y T 2010 *Heat flow Paradox, 10000 Problems in Science: Earth Science* (Beijing: Science Press) (in Chinese) [陈运泰 2010 热流佯谬, 10000 个科学难题·地球科学卷 (北京: 科学出版社)]
- [8] Scholz C H 1996 *Nature* **381** 556
- [9] Yan R, Jiang C S, Shao Z G, Zhou L Q, Li Y C 2011 *Earthquake Research in China* **27** 14 (in Chinese) [晏锐, 蒋长胜, 邵志刚, 周龙泉, 李迎春 2011 中国地震 **27** 14]
- [10] Brune J, Henryey T, Roy R 1969 *J. Geophys. Res.* **74** 3821
- [11] Kano Y, Mori J, Fujio R, Ito H, Yanagidani T, Nakao S, Ma K F 2006 *Geophysical Research Letters* **33** L14306
- [12] Fulton P M, Brodsky E E, Kano Y, et al. 2013 *Science* **342** 1214
- [13] Byerlee J 1978 *Pure and Applied Geophysics* **116** 615
- [14] Scott D R 1996 *Nature* **381** 592
- [15] Melosh H J 1996 *Nature* **379** 601
- [16] Rosakis A J, Samudrala O, Coker D 1999 *Science* **284** 1337
- [17] Frohlich C 1989 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **17** 227
- [18] Green H W, Houston H 1995 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **23** 169
- [19] Shoichi S 1968 *Nagoya Daigaku Shinbun*, June 13, No. 300 (in Japanese) [坂田昌一 1968 现代科学的哲学和方法论名古屋大学报, 第 300 期]
- [20] Anderson P W 1972 *Science* **177** 393
- [21] Bak P 1996 *How Nature Works* (New York: Copernicus Press) [李炜, 蔡勛译 2001 大自然如何工作 (武汉: 华中师范大学出版社)]
- [22] Lu K Q, Hou M Y, Jiang Z H, Wang Q, Sun G, Liu J X 2012 *Acta Physica Sinica* **61** 119103 (in Chinese) [陆坤权, 厚美琪, 姜泽辉, 王强, 孙刚, 刘寄星 2012 物理学报 **61** 119103]
- [23] von Kármán T 1911 *Zeitschrift des Vereines Deutscher Ingenieure* **55** 1749
- [24] Scholz C H 2002 *The mechanism of earthquake and faulting* (New York: Cambridge University Press) (2nd Ed.)
- [25] Chen Y, Huang T F, Liu E R 2009 *Rock Physics* (University of Science & Technology of China Press) (in Chinese) [陈颢, 黄庭芳, 刘恩儒 2009 岩石物理学 (中国科学技术大学出版社)]
- [26] Uchida T, Wang Y B, Rivers M L, Sutton S R 2004 *Earth and Planetary Science Letters* **226** 117
- [27] Uchida T, Wang Y B, Uchida T, Irifune T, Rivers M L, Sutton S R 2005 *Geophysical Research Letters* **32** L04307
- [28] Bett K E, Cappi J B 1965 *Nature* **207** 620
- [29] Teng J W 1996 *Introduction to solid geophysics* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [滕吉文 1996 固体地球物理学概论 (北京: 地震出版社)]
- [30] Yang S D ed. 2001 *An outline of earth sciences* (2nd Ed.) (Hangzhou: Zhejiang University Press) (in Chinese) [杨树铎 (主编). 2001 地球科学概论 (第 2 版) (杭州: 浙江大学出版社)]
- [31] Mogi K 2007 *Experimental rock mechanics* (London: Taylor & Francis Group)
- [32] Barnes H A 1999 *J. Non-Newtonian Fluid Mech* **81** 133
- [33] Zhao K H 2008 *Qualitative and Half-quantitative Physics* (Beijing: High Education Publishing) (in Chinese) [赵凯华 2008 定性和半定量物理学 (北京: 高教出版社)]
- [34] Townend J, Zoback M D 2000 *Geology* **28** 399
- [35] Bridgman P W 1935 *Phys. Rev.* **48** 825
- [36] Towle L C 1971 *J. Appl. Phys.* **42** 2368
- [37] Riecker R E, Towle L C 1967 *J. Appl. Phys.* **38** 5189
- [38] Kinsland C L, Bassett W A 1977 *J. Appl. Phys.* **48** 978
- [39] Duffy T S, Hemley R J, Mao H K 1995 *Phys. Rev. Lett.* **74** 1371
- [40] Meade C, Jeanloz R 1990 *Phys. Rev. B* **42** 2532
- [41] Zhao K H, Luo W Y 2005 *New Concept Physics-Mechanics* (2nd Ed.) (Beijing: High Education Publishing) (in Chinese) [赵凯华罗蔚茵 2005 新概念物理教程力学, 第二版 (北京: 高等教育出版社 2005)]
- [42] Griggs D, Turner F J, Borg I, Sosoka J 1963 *Bulletin of The Geological Society of America* **64** 1327
- [43] Liu A J, Nagel S R 1998 *Nature* **396** 21
- [44] Biroli G 2007 *Nature Phys.* **3** 222
- [45] Liu A J, Nagel S R 2010 *Annu. Rev. Condens. Matter Phys.* **1** 347
- [46] Keys A S, Abate A R, Glotzer S C, Durian D J 2007 *Nature Physics* **3** 260
- [47] Olsson P, Teitel S 2007 *Phys. Rev. Lett.* **99** 178001

- [48] Xu Z H 1997 *Seismological and Geomagnetic Observation and Research* **18** 18 (in Chinese) [许忠淮 1997 地震地磁观测与研究 **18** 18]
- [49] Kohlstedt D L, Evans B, Mackwell S J 1995 *Journal of Geophysical Research* **100** 17587
- [50] Zhu H C, Tao Z Y 1994 *Acta Seismologica Sinica* **16** 49 (in Chinese) [朱焕春, 陶振宇 1994 地震学报 **16** 49]
- [51] McGarr A, Gay N C 1978 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* **6** 405.
- [52] Brace W F, Kohlstedt D L 1980 *Journal of Geophysical Research* **85** 6248
- [53] Zoback M D 1992 *Journal of Geophysical Research* **97** 5039
- [54] Zoback M D, Apel R, Baumgartner J et al. 1993 *Nature* **365** 633
- [55] Tsukahara H, Ikeda R, Omura K 1996 *Tectonophysics* **262** 281.
- [56] Zoback M D, Harjes H P 1997 *Journal of Geophysical Research* **102** 18477
- [57] Zoback M D, Barton C A, Brudy M, et al 2003 *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* **40** 1049
- [58] Cornet F H, Berard Th, Bourouis S 2007 *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* **44** 47
- [59] Li Z H, Li S J, F X T, Zhou H, Chen B R, Zhang C Q 2011 *Chinese J. Rock Mechanics and Engineering* **30** 2255 (in Chinese) [李占海, 李邵军, 冯夏庭, 周辉, 陈炳瑞, 张传庆 2011 岩石力学与工程学报 **30** 2255]
- [60] Chéry J, Zoback M D, Hickman S 2004 *Geophysical Research Letters* **31** L15S13
- [61] Suppe J 2007 *Geology* **35** 1127
- [62] Weisskopf V F 1986 *American Journal of Physics* **54** 110
- [63] Höhne G W H, Dollhopf W, Blankenhorn K, Mayr P U 1996 *Thermochimica Acta* **273** 17
- [64] Cao Q L, Wang P P, Huang D H, Li Q, Wang F H, Cai L C 2012 *Journal of Chemical & Engineering Data* **58** 64
- [65] Emmermann R, Lauterjung J 1997 *Journal of Geophysical Research* **102** 18179
- [66] Stipp M, Stunitz H, Heilbronner R, Schmid S M 2002 *J. Structural Geology* **24** 1861
- [67] Ferrill D A, Morris A P, Evans M A, et al. 2004 *Journal of Structural Geology* **26** 1521
- [68] Wong T F, Baud P 2012 *Journal of Structural Geology* **44** 25
- [69] Xi D Y, Xu S L 2012 *Fundamentals of Rock Physics* (Hefei: University of Science and Technology Press) (in Chinese) [席道瑛, 徐松林 2012 岩石物理学基础 (合肥: 中国科学技术大学出版社)]
- [70] Barton N 2013 *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* **5** 249
- [71] Hoek E, Brown E T 1997 *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **34** 1165
- [72] Zhou Y S, He C R 2000 *Seismology and Geology* **22** 167 (in Chinese) [周永胜, 何昌荣 2000 地震地质 **22** 167]
- [73] Song J, Zhou Y S 2013 *Recent Developments in World Seismology* **420** 5 (in Chinese) [宋娟, 周永胜 2013 国际地震动态 **420** 5]
- [74] Wintsch R P, Yeh M W 2013 *Tectonophysics* **587** 46
- [75] O' Kane A, Onasch C M, Farver J R 2007 *Journal of Structural Geology* **29** 819
- [76] Odedra A, Ohnaka M, Mochizuki H, Sammonds P 2001 *Geophysical Research Letters* **28** 3011
- [77] Behr W M, Platt J P 2011 *Earth and Planetary Science Letters* **303** 181
- [78] Handy M R 1994 *Journal of Structural Geology* **16** 287
- [79] Holyoke C W, Tullis J 2006 *Journal of Structural Geology* **28** 621
- [80] Wang Y B, Leshner C, Fiquet G et al 2011 *Geosphere* **7** 40
- [81] Rutter E H, Hackston A J, Yeatman E, Brodie K H, Mecklenburgh J, May S E 2013 *Journal of Structural Geology* **51** 52
- [82] Gerbi C 2012 *Journal of Structural Geology* **39** 224
- [83] Dabrowski M, Schmid D W, Podladchikov Y Y 2012 *J. Geophysical Research* **117** B08406
- [84] Rosenberg C L, Handy M R 2005 *J. Metamorphic Geol* **23** 19
- [85] Riecker R E, Towle L C 1967 *J. Appl. Phys.* **38** 5189
- [86] Kinsland C L, Bassett W A 1977 *J. Appl. Phys.* **48** 978
- [87] Meade C, Jeanloz R 1990 *Phys. Rev. B* **42** 2532
- [88] Duffy T S, Hemley R J, Mao H K 1995 *Phys. Rev. Lett* **74** 1371
- [89] Towle L C, Riecker R E 1968 *Applied Physics Letters* **13** 159
- [90] Towle L C, Riecker R E 1968 *J. Appl. Phys* **39** 4807
- [91] Towle L C 1967 *Appl. Phys. Lett.* **10** 317
- [92] Hirrh G, Tullis J 1992 *Journal of Structural Geology* **14** 145
- [93] Green H W II, Jung H 2005 *Elements* **1** 31
- [94] Savage P E 1999 *Chem. Rev.* **99** 603
- [95] Kritzer P 2004 *J. Supercritical Fluids* **29** 1
- [96] Colletini C, Niemeijer A, Viti C, Marone C 2009 *Nature* **462** 907
- [97] Makse H A, Gland N, Johnson D L, Schwartz L 2004 *Phys. Rev. E* **70** 061302
- [98] Zoback M D, Zoback M L, Mount V S et al. 1987 *Science* **238** 1105
- [99] Wibberley C A J, Kurz W, Imber J, Holdsworth R E, Colletini C (eds) 2008 *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties* Vol. 299 (London: Geology Society, Special Publications)
- [100] Carpenter B M, Marone C, Saffer D M 2011 *Nature Geoscience* **4** 251
- [101] Lockner D A, Morrow C, Moore D, Hickman S 2011 *Nature* **472** 82
- [102] Mehta A 2007 *Granular Physics* p263 (London: Cambridge University Press)
- [103] Agnolin I, Roux J N 2007 *Physical Review E* **76** 061304
- [104] Marone C 1998 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci* **26** 643
- [105] Wang K, Kinoshita M 2013 *Science* **342** 1178
- [106] Iinuma T, Ohzono M, Ohta Y, Miura S 2011 *Earth Planets Space* **63** 643

- [107] Zhang Y, Xu L S, Chen Y T 2009 *Chin. J. Geophys.* **52** 379 (in Chinese) [张勇, 许力生, 陈运泰 2009 地球物理学报 **52** 379]
- [108] Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, Ran Y K 2008 *Chin. J. Geophys.* **51** 1066 (in Chinese) [张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 冉勇康 2008 地球物理学报 **51** 1066]
- [109] Xu X W, Chen G H, Yu G H et al. 2010 *Chin. J. Geophys.* **53** 2321 (in Chinese) [徐锡伟, 陈桂华, 于贵华等 2010 地球物理学报 **53** 2321]
- [110] Hirata T, Satoh T, Ito K 1987 *Geophys. J. R. Astr. SOC.* **90** 369
- [111] Lockner D A, Byerlee J D, Kuksenko V, Ponomarev A, et al. 1991 *Nature* **350** 39
- [112] Guarino A, Garcimartin A, Ciliberto S 1998 *Eur. Phys. J. B* **6** 13
- [113] Moore D E, Lockner D A 1995 *Journal of Structural Geology* **17** 95
- [114] Frohlich C 1989 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **17** 227
- [115] Green H W, Houston H 1995 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **23** 169
- [116] Zhang Y, Feng W P, Xu L S, Zhou C H, Chen Y T 2008 *Science in China D: Earth Science* **38** 1186 (in Chinese) [张勇, 冯万鹏, 许力生, 周成虎, 陈运泰 2008 中国科学 D 辑: 地球科学 **38** 1186]
- [117] Xu C J, Liu Y, Wen Y M 2009 *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica* **38** 195 (in Chinese) [许才军, 刘洋, 温扬茂 2009 测绘学报 **38** 195]
- [118] Kanamori H 1994 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **22** 207
- [119] Heaton T H, Tajima F, Mori A W 1986 *Surveys in Geophysics* **8** 25
- [120] Wald D J and Heaton T H 1994 *Bulletin of the Seismological Society of America* **84** 668
- [121] The Monitoring and prediction department of China seismological bureau (issued) 2005 *The Indonesian earthquake and its impact on the Chinese mainland area* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [中国地震局监测预报司 2005 编 2004 年印尼 8.7 级大地震及其对中国大陆地区的影响 (北京: 地震出版社)]
- [122] Hu J J, Xie L L 2011 *Advances in Earth Science* **26** 39 (in Chinese) [胡进军, 谢礼立 2011 地球科学进展 **26** 39]
- [123] Mogi K 1965 *Bulletin of The Earthquake Research Institute* **43** 349
- [124] Jiang J X, Yin G H, Wang Z H, Wang X G, Tang X Y 2004 *Chinese J. Rock Mechanics and Engineering* **23** 4072 (in Chinese) [蒋靖祥, 尹光华, 王在华, 王新刚, 唐小勇 2004 岩石力学与工程学报 **23** 4072]

On the mechanism of earthquake*

Lu Kun-Quan^{1)†} Cao Ze-Xian^{1)†} Hou Mei-Ying¹⁾ Jiang Ze-Hui²⁾ Shen Rong¹⁾
Wang Qiang¹⁾ Sun Gang¹⁾ Liu Ji-Xing³⁾

1) (Institute of Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing National Laboratory for Condensed Matter Physics, Beijing 100190, China)

2) (Department of Applied Physics, Harbin Institute of Technology, Harbin 150001, China)

3) (Institute of Theoretical Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China)

(Received 1 September 2014; revised manuscript received 1 September 2014)

Abstract

The physical mechanism of earthquake remains a challenging issue to be clarified. Seismologists used to attribute shallow earthquake to the elastic rebound of crustal rocks. The seismic energy calculated following the elastic rebound theory and on the basis of experimental results of rocks, however, shows a large discrepancy with measurement—a fact that has been dubbed “the heat flow paradox”. For the intermediate-focus and deep-focus earthquakes, both occurring in the region of the mantle, there is not any reasonable explanation yet. The current article will discuss the physical mechanism of earthquake from a new perspective, starting from the fact that both the crust and the mantle are discrete collective systems of matters with slow dynamics, as well as from the basic principles of physics, especially some new

concepts of condensed matter physics emerging in recent years. 1. Stress distribution in earth's crust: Without taking the tectonic force into account, according to the rheological principle that "everything flows", the vertical and the horizontal stresses must be in balance due to the effect of gravitational pressure over a long period of time, thus no differential stress in the original crustal rocks is to be expected. The tectonic force is successively transferred and accumulated via stick-slip motions of rocky blocks to squeeze the fault gouges, and then applied to other rocky blocks. The superposition of such additional horizontal tectonic force and the original stress gives rise to the real-time stress in crustal rocks. The mechanical characteristics of fault gouge are different from rocks as it consists of granular matters. Thus the elastic modulus of the fault gouge is much lower than that of rocks, and will become larger with increasing pressure. This character of the fault gouge leads to a tectonic force that increases with depth in a nonlinear fashion. The distribution and variation of tectonic stress in the crust are then specified. 2. Strength of crust rocks: The gravitational pressure can initiate the transition from elasticity to plasticity in crust rocks. A method for calculating the depth dependence of elasticity-plasticity transition is formulated, and demonstrated by exemplar systems. According to the actual situation analysis the behaviors of crust rocks fall into three typical zones: elastic, partially plastic and fully plastic. As the proportion of plastic parts in the partially plastic zone reaches about 10%, plastic interconnection may occur and the variation of shear strength of rocks is mainly characterized by plastic behavior. The equivalent coefficient of friction for the plastic slip is smaller by an order of magnitude, or even less, than that for brittle fracture, thus the shear strength of the rocks for plastic sliding is much less than that for brittle breaking. Moreover, with increasing depth a number of other factors can further reduce the shear yield strength of rocks. On the other hand, since earthquake is a large-scale damage, the rock breaking must occur along a weakest path. Therefore, the actual fracture strength of rocks in a shallow earthquake is assuredly lower than the normally observed average shear strength of rocks. The typical distributions of averaged strength and actual fracture strength in crustal rocks varying with depth are schematically illustrated in the paper. 3. Conditions and mechanisms of earthquake: An earthquake will lead to large volume expansion, and the expansion must break through the obstacles. The condition for an earthquake to occur may be as follows: the tectonic force should exceed the sum of (a) the fracture strength of rocks, (b) the friction force of fault boundary, and (c) the resistance from obstacles. Therefore, the shallow earthquake is characterized by plastic sliding of rocks that break through the obstacles. Accordingly, four possible patterns for shallow earthquakes are put forward. Deep-focus earthquakes are believed to result from a wide-range rock flow that breaks the jam. Both shallow earthquakes and deep-focus earthquakes are the slip or flow of rocks following a jamming-unjamming transition. 4. Energetics and precursors of earthquake: The energy of earthquake is the kinetic energy released from the jamming-unjamming transition. Calculation shows that the kinetic energy of seismic rock sliding is comparable to the total work for rocks' shear failure and for overcoming the frictional resistance. There will be no heat flow paradox. More importantly, some valuable seismic precursors are likely to be identified by observing the accumulation of additional tectonic forces, local geological changes, as well as the effect of rock state changes, etc.

Keywords: mechanism of earthquake, heat flow paradox, stress and strength of crustal rocks, jamming-unjamming transition

PACS: 91.30.Bi, 91.45.Xz, 46.35.+z, 47.57.Gc

DOI: 10.7498/aps.63.219101

* Project supported by the Knowledge Innovation Project of the Chinese Academy of Sciences (Grant Nos. KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 10374111, 11274354, 11034010), and the Special Fund for Earthquake Research from China Seismological Bureau (Grant No. 201208011).

† Corresponding author. E-mail: lukq@iphy.ac.cn; zxcao@iphy.ac.cn