

后板块

地球内部

物理学导论

杨文采 编著



地质出版社

ISBN 7-116-02725-4



9 787116 027251 >

ISBN 7-116-02725-4
P • 1960 定价:22.00元



后板块地球内部物理学导论

Introduction to Earth Interior Physics of Post-Plate Tectonics

杨文采 编著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

后板块地球内部物理学导论/杨文采编著. -北京:地质出版社, 1999. 2

ISBN 7-116-02725-4

I. 后… I. 杨… II. 大地板块构造-地球内部物理学 N. P313

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (1999) 第 02467 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑: 陈军中 曹 玉

责任校对: 范 义

*

北京印刷学院印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092^{1/16} 印张: 9 彩图: 2 页 字数: 210 千字

1999 年 2 月北京第一版·1999 年 2 月北京第一次印刷

印数: 1—600 册 定价: 22.00 元

ISBN 7-116-02725-4

P·1960

(凡购买地质出版社的图书, 如有缺页、倒页、脱页者, 本社发行处负责调换)

前 言

本世纪的最后 25 年，地球科学研究进入“后板块时期”。除进一步验证板块学说外，研究方向集中在板块学说没有解决的大陆岩石圈及其动力学方面，开展了国际地球动力学计划（IGP）、国际岩石圈计划（ILP）、国际大陆科学钻探计划（ICDP）和地壳动力学计划（CDP）等，取得了大量的新资料和新认识。虽然由于大陆演化历史漫长、结构复杂，一时还未能形成能解释所有新资料的理论框架，地球科学未再上一个层次，但是这些宝贵的新资料丰富了人类对地球内部和地球演化的认识。在给博士生讲课的过程中，我深感有向 21 世纪地学人才介绍这些新资料新认识的必要，因此结合当前的工作编写了这本书，从我从事的地球物理领域出发，介绍有关探测固体地球方面的新资料和新认识。由于涉及的领域太广，片面及误解之处望读者指正。

1997 年地质出版社出版了我的一本专著，《地球物理反演的理论与方法》。由于篇幅限制，该书只讨论理论与方法技术，没有涉及其应用取得的成果，内心深感遗憾。这本书以介绍和分析近年来地球物理反演所取得的资料和成果为主，除概念外尽可能不涉及常令人头疼的数学公式，作为对前书的补充和完善。对反演有兴趣的地球物理工作者对本书中有关问题，可参考前书。

在本书付梓时，不禁深深地感谢以傅承义和顾功叙为代表的地球物理界众多师长的长期教诲。他们对理论与实际资料并收并蓄的优良学风，使我受益终生，才有本书的诞生。近年来在地质所工作，有机会取得地质学家们教诲，大有茅塞顿开之感。因此，也对地质所、中国地质大学及各有关单位的地质学家们表示诚挚感谢。尤其要感谢肖序常院士和信息院肖庆辉研究员审阅了本书原稿，并提供了许多宝贵的修改意见，使本书得以完善。

中国地质科学院地质所 杨文采

1998 年春

目 录

前 言

第一讲 岩石物理性质与流变性	(1)
一、概述.....	(1)
二、地震波速和岩石密度.....	(1)
三、地震品质因素和各向异性.....	(6)
四、岩石的电阻率.....	(7)
五、固体的弹性、塑性、脆性与韧性.....	(9)
六、岩石圈的流变性	(11)
主要参考文献	(15)
第二讲 固体地球系统	(16)
一、关于地球系统	(16)
二、固体地球与其它行星的比较	(16)
三、固体地球的准圈层结构	(18)
四、固体地球系统的组成要素及其相互作用	(20)
五、小结	(26)
第三讲 大陆上地幔	(28)
一、大陆与大陆岩石圈	(28)
二、大陆上地幔的层序	(29)
三、能否确定地幔岩石成分	(31)
四、上地幔的电导率和热结构	(33)
五、大陆裂谷区的地壳上地幔	(35)
六、大洋板块俯冲到多深	(37)
第四讲 全地幔地震层析成像	(42)
一、关于体波与面波层析成像	(42)
二、关于陆根	(43)
三、关于热羽柱	(48)
四、古俯冲板块的坟场	(51)
五、是“对流”还是“兴衰”	(53)
主要参考文献(第二、三、四讲)	(54)
第五讲 大陆地壳	(56)
一、深部地球物理资料解释原则	(56)
二、大陆地壳波速的不均匀性	(58)
三、地壳的密度结构	(63)
四、关于拆沉和 Nelson 大陆地壳演化模式.....	(65)

第六讲 深反射地震	(69)
一、深反射地震技术	(69)
二、地盾区与拉张区的地壳反射特征	(72)
三、显生宙造山带	(77)
四、浅地幔的地震反射	(81)
参考文献(第五、六讲)	(85)
第七讲 全球流体通道网络	(86)
一、流体源	(87)
二、中幔圈的热羽	(89)
三、大陆岩石圈内的流体通道	(91)
四、全球流体活动的非线性	(96)
五、小结	(97)
第八讲 中国大陆岩石圈的几个特征	(99)
一、处在三面压挤之中的中国大陆岩石圈成为全球岩石圈块体的会聚中心	(99)
二、中国大陆是最年轻的拼合大陆	(99)
三、现代中国大陆岩石圈厚度偏薄	(100)
四、中国大陆岩石圈三维结构的立交性	(102)
参考文献(第七、八讲)	(105)
第九讲 大陆科学钻探工程	(107)
一、结合地球物理的深部钻探是地球科学的大科学设施和望远镜	(107)
二、科拉超深钻(1970~1994)	(108)
三、德国超深钻计划(KTB)	(108)
四、大陆科学钻探的科学目标	(113)
五、位于中国大陆的世界级科学深钻场址	(120)
第十讲 大别苏鲁超高压变质带	(122)
一、超高压变质带岩石的形成和折返	(122)
二、大别-苏鲁超高压变质带的基本地质特征	(124)
三、UHPM 带的拖曳反弹假说及有关问题	(129)
四、江苏东海地区 UHPM 带的地球物理特征和科学钻探选址	(132)
五、江苏东海科学钻探的科学目标	(135)
参考文献(第九、十讲)	(136)
跋	(138)

第一讲 岩石物理性质与流变性

一、概述

研究固体地球内部结构与组成的方法,可分为直接方法和间接方法两大类。研究地面露头 and 钻孔岩心进而研究地球内部的方法属于直接方法。岩浆活动可能将地幔或下地壳的岩石捕虏体带到地表,火山活动可能把地球深部的矿物或其它组分快速带到地表,大规模的构造运动(如推覆运动、韧性剪切等)也可能将地壳深处的岩石推向地表。对这些来源于地球深处的岩石样品进行岩石学、地球化学、同位素、流体分布及氧化还原状态的研究,可以得到许多关于深处岩石成分和演化的知识。用直接方法一般只能研究固体地球浅部的岩石(深度很少超过 100 km),用钻探的方法目前也只能取到十余公里深处的岩心。直接方法的应用在空间上受很大的限制,少数“地内探针”很难了解地球系统的全貌。因此,基于地球物理学的间接方法在人类认识地球内部的历史中一直处于主导地位。

“地震像一盏灯,它的发生照亮了地球内部”,这是中外地球物理学家经常说的一句话。当然,除地震之外,电磁、重力等其它地球物理方法对认识地球内部也起了重要作用。本书不叙述各种地球物理方法,我们只讨论近 25 年来它们用于探测地球内部取得的结果。

地球物理方法属于间接方法,地球物理资料的解释具有多解性,要想从地球物理资料取得关于地球内部结构的认识,首先必须了解岩石的物理性质,如地震波波速、地震各向异性及非弹性,电导率、密度、磁性及热导率等。近 25 年来,科学家们在这方面进行了大量的研究,并取得了大量的成果。要说明的一点是,从观测到的地球物理数据并不能直接取得关于地球岩石的物理参数,它们必须根据场方程通过复杂的计算取得,这种计算称为“反演”。本书也不讨论反演问题,有关内容可参考作者新出版的另一书“地球物理反演的理论与方法”(地质出版社,1997 年)。

现今岩石物理性质测定结果并不能说明岩石性状在漫长地质历史中岩性的变化,尤其是在高温高压的地球内部的变化,这一点对地球动力学研究尤其重要。因此,我们在下面还要讨论一下地球流变学的一些研究结果。

二、地震波速和岩石密度

地震波速是了解地球内部介质最重要的资料。我们经常遇到这样的问题,“下地壳波速降低是否反映地热流上升?”,“波速增高是否反映超基性岩体?”,这些问题都不是可以用“*Yes*”或“*No*”来作肯定答复的。实际上,地壳和地幔岩石的波速受所处的温度压力环境、裂隙度和裂隙流体、物质生成年龄和埋藏深度等许多因素的制约。

图 1.1 表示了九种主要岩石的纵波速度(记为 V_p)和密度 ρ 的变化范围。由图可以总结出以下几点认识:(1)在软流圈以上岩石与 V_p (及 ρ 下同)之间不存在一一对应的关系,即同一 V_p 值可以对应具有不同矿物成分的多种岩石;(2)形成于地壳上部的岩石(如砂岩、

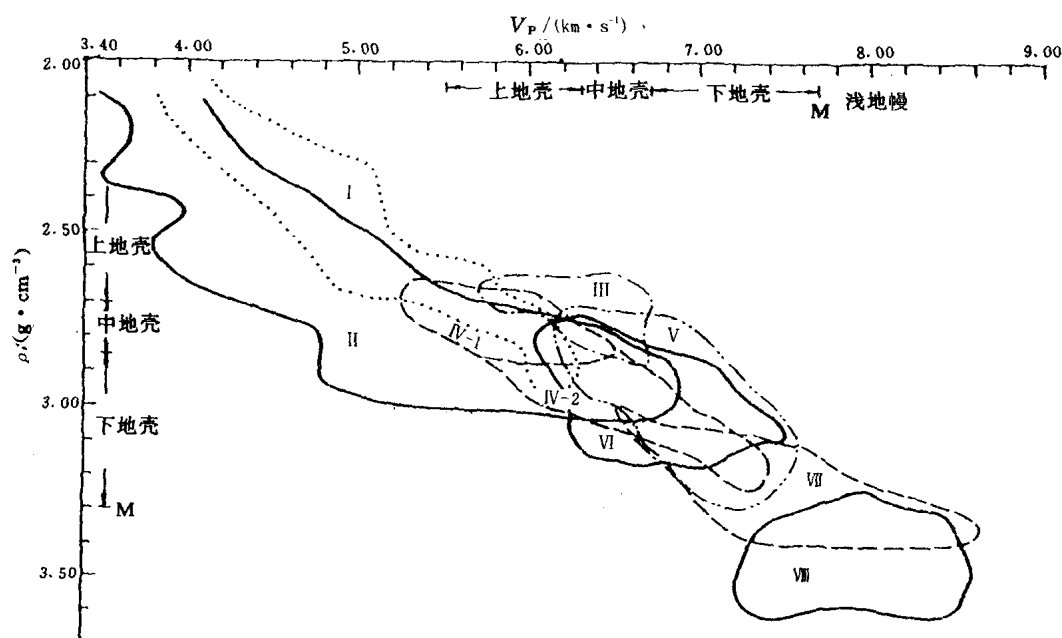


图 1.1 不同岩石地震波速与密度的关系

I—砂岩；II—玄武岩；III—花岗岩；IV-1—中酸性片岩片麻岩；IV-2—中基性片岩片麻岩；V—麻粒岩；
VI—辉长岩；VII—橄榄岩；VIII—榴辉岩

玄武岩) V_P 小, 而深成的岩石 (如橄榄岩及榴辉岩) 波速 V_P 大; (3) V_P 与 ρ 之间似乎有在某种准线性的关系。实际上, 不仅 V_P , 横波速度 V_S 也有类似情况, 其线性拟合方程式被称为 Birch 定律 (见图 1.2a—c)。这一定律只对干的结晶岩适用。对于低温低压下的各种岩石, 波速与密度只在有限区段才是线性的, 这就是所谓的 Nafe-Drack 关系曲线 (图 1.2d)。下节还要提到, 对一些地区这种线性关系并不存在。

由于波速与密度之间存在这种准线性关系, 从波速图可以定性地估计岩石圈的密度状态。有人用 Birch 公式把波速图转换为密度图以提供所谓的“新”资料, 这样做实际上并没有提供新信息, 不如用重力资料反演密度分布再与波速图比较。

图 1.3 给出了四种岩石的 V_P 随温度与压力变化的等值线图, 可以看出: (1) V_P 随围压增大而增大, 而且在高温时增大速率加大; (2) V_P 随温度增加而减小, 但减小的速率随岩石而异, 花岗岩减小速率大, 而斜长角闪岩减小速率很小; (3) 不同岩石的 p - t - V_P 图具有不同的模式, 如花岗岩与麻粒岩在高温 (620°C) 低压时出现 V_P 的极小值, 而对其他两种岩石此极小值可能不出现, 或者在高于 800°C 时才出现。

由于温度与压力是随深度而增大的, 因此我们想知道波速随深度的变化是否有规律。在图 1.1 中我们已经看到岩石 V_P 随深度增加的趋势, 在图 1.4 又表示几种主要上地幔岩石波速随深度变化的理论分析及实验结果。关于地幔超基性岩石的分类和成分, 见图 1.5 的三角形图解说明。由图 1.4 可知: (1) 理论上地幔岩石的 V_P 与 V_S 大致随深度加大而增加, 实测结果不是那么回事, 在对应软流圈的深度内, 实测 V_S 有明显的波速极小; (2) 榴辉岩的 V_P 高于地幔岩 V_P , 但由于榴辉岩易熔, 在等温绝热曲线上榴辉岩的 V_S 低于地幔岩 V_S ;

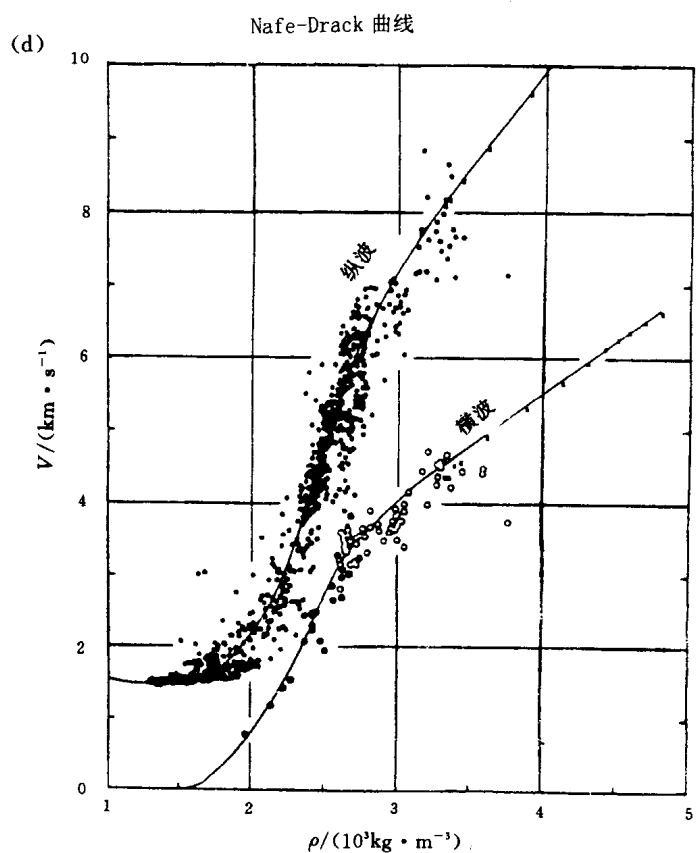
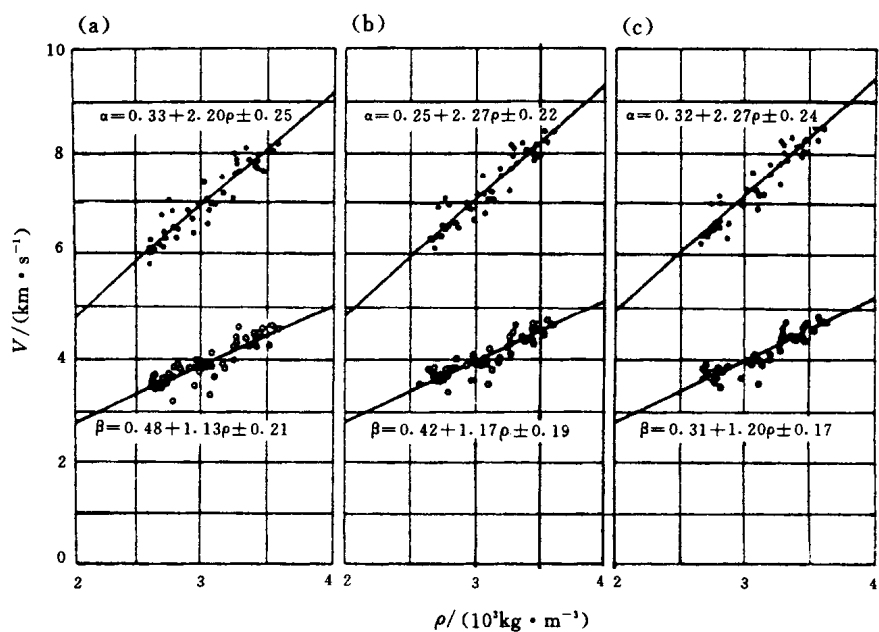


图 1.2 密度与波速线性关系的 Birch 定律 (图 (a) — (c))、Nafe-Drack 关系曲线
 图 (a) — (c) 中由地壳岩石在 0.2 GPa、0.6 GPa 及 1.0 GPa 压力下试验取得, 对应为 6 km、18 km 及 30 km。图 (d) 中圆圈为结晶岩, 黑圈为沉积岩

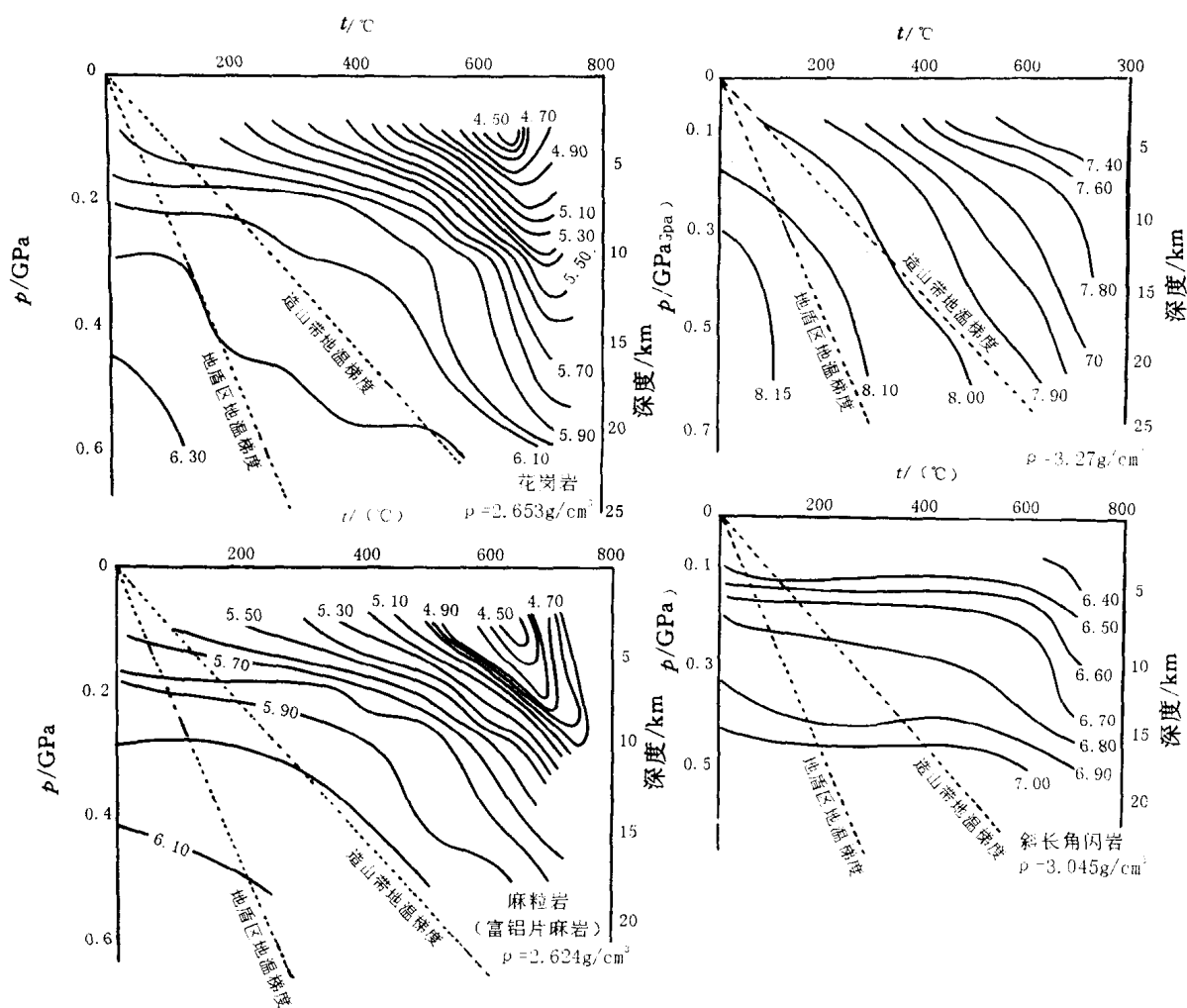


图 1.3 几种主要岩石的 P 波波速随温度、压力变化图

(3) 在地热流密度高地区, V_P 和 V_S 普遍偏小; (4) 波速在等温绝热曲线附近没有明显跃变, 即随部分熔融的发生波速是渐变的; (5) 地盾区岩石波速最高, 可能与岩石最老或最冷有关, 同时在 150~250 km 左右开始下降, 反映软流层; (6) 现代构造活动区地幔岩石波速最低, 可能与地热流、岩石含流体及年龄新有关; (7) 岩石波速随深度增加的总趋势表明, 在地球内部压力对波速的影响比温度大, 即使温度随深度增大, 但波速仍随深度而增大。

关于地震波速与岩石年龄的关系, 可参考大洋岩石圈波速水平变化的情况 (图 1.6), 因为从大洋裂谷向外洋壳岩石的年龄是逐渐增大的。从图 1.6 所示 S 波速度随年龄及深度变化的情况看, 同一深度上老的岩石 V_S 较大, 对软流圈顶部的岩石变化尤其明显, 可由 3.4 km/s 增大到 4.7 km/s。但是, 这种变化不呈线性关系, 并与埋深有关。对于大陆地盾区岩石, 假定波速有随年龄增大的趋势是合理的。

总的来说, 岩石的波速受岩性和压力的影响较大, 受温度和年龄的影响很小。 V_S 对岩层部分熔融反映较明显。

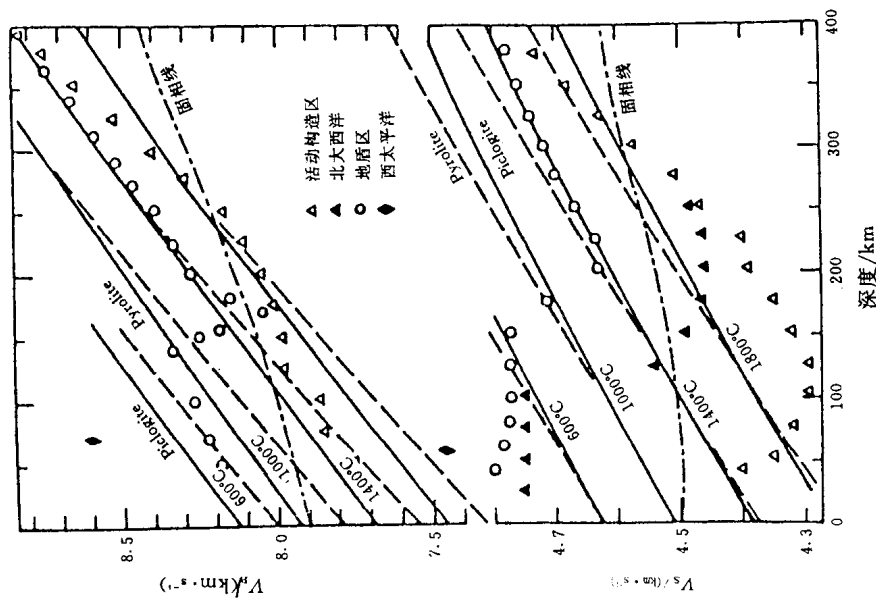


图 1.4 上地幔主要岩石地震波速和等温绝热曲线
实线为富含石榴子石和副辉石的榴辉岩 (Pseudopyroxene), 虚线为富含橄榄石和正辉石的地幔岩 (Pyroxene), 点划线为局部熔融的固化曲线

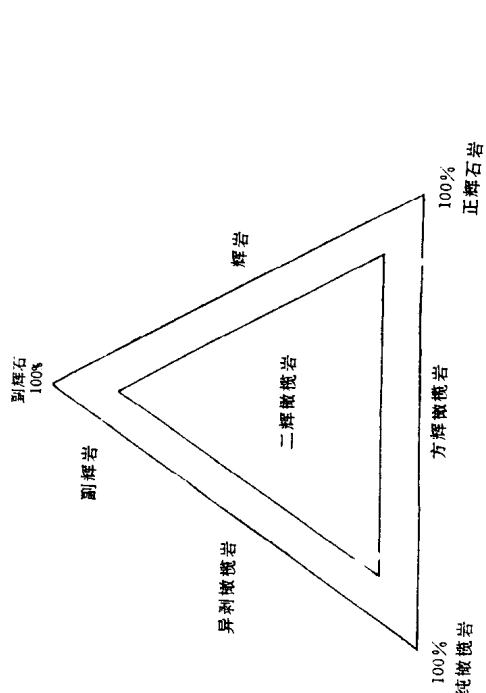


图 1.5 常见的超基性岩石的矿物成分、内三角为 90% 的等含量线

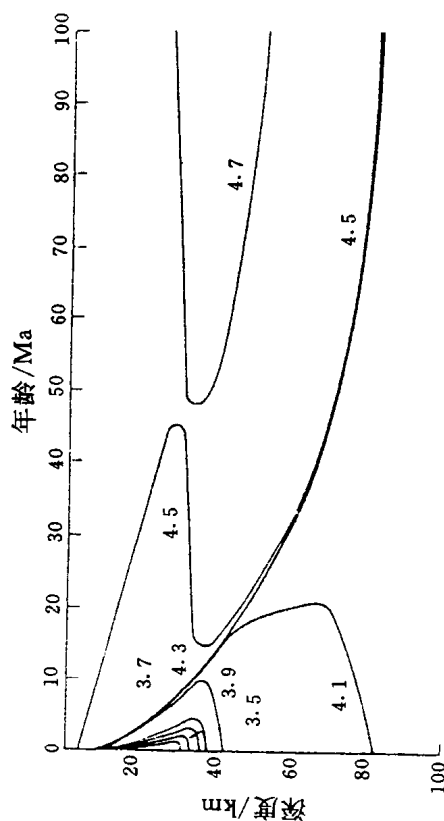


图 1.6 大洋岩石圈和上软流圈 S 波速度 (km/s) 随深度和海底岩石年龄变化的等值线图 (J. Geophys. Res., 82, 1995)
4.3 km/s 等值线表明地震岩石圈与软流圈的边界

三、地震品质因素和各向异性

岩石品质因素(Q 值)是度量介质对地震波能量吸收(非弹性)的重要参数,其倒数 Q^{-1} 与单位周期内地震波能量耗散成正比。 Q 值与压力、温度、岩石类型、裂隙及熔融状态关系密切。图1.7表示S波 Q 值随压力增加而指数增加的规律,并说明辉长岩及榴辉岩 Q 值小,

对地震波能量吸收大;而纯橄榄岩及二辉岩 Q 值大。由于石榴子石熔点低,部分熔融可进一步降低榴辉岩的P波及S波的 Q 值,对分辨橄榄岩型地幔及榴辉岩型地幔有一定意义。

地震波速的各向异性对区分橄榄岩和榴辉岩也有重要意义,因为橄榄岩内由于晶体定向而具有较强的各向异性。片麻岩也具有明显的各向异性,它随压力增大而指数衰减(图1.8)。地震各向异性系数定义为:

$$\lambda = \frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\text{avg}}}$$

其中: $V_{\max}$ 为波速最大方向的波速; $V_{\min}$ 为最小方向波速; V_{avg} 为平均波速。上地幔橄榄岩的 λ 可达10%~15%左右。

现在来看看华北地台基底结晶岩波速的实验测定结果(图1.9)。左图显示 V_P 和 V_S 随温度和压力的

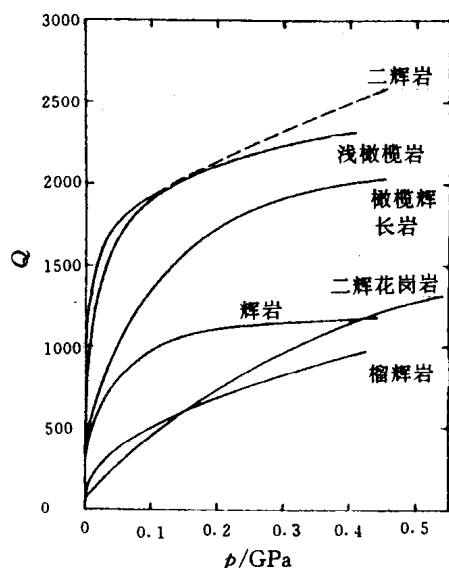


图1.7 S波 Q 值随压力变化

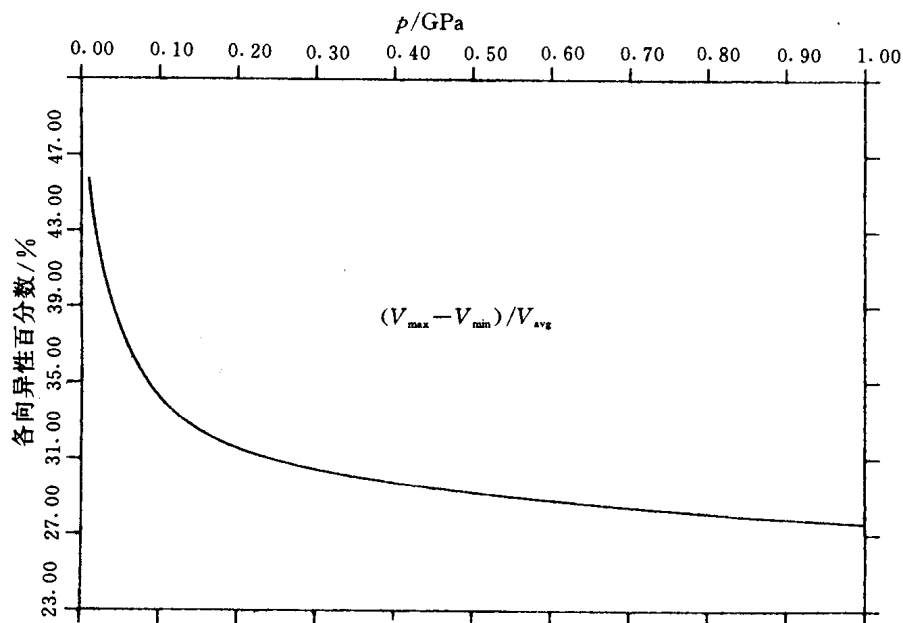


图1.8 地震各向异性系数与压力的关系曲线
(石英云母片麻岩)

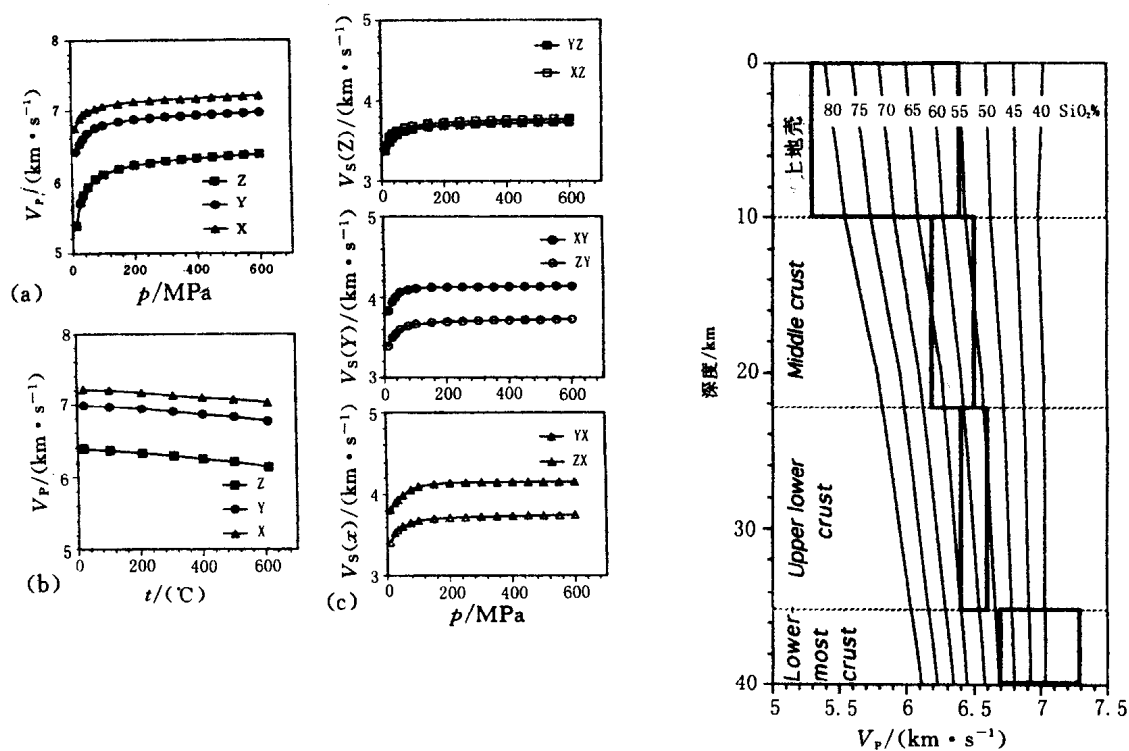


图 1.9 华北地台岩石的地震波速及其方向性 (左) 以及与 SiO_2 含量的关系 (右)

(Kern *et al.*, 1996)

左图: (a) 为室温下 V_p 随压力变化; (b) 随温度变化; (c) 为 S 波分裂: 沿 XYZ 三个构造方向 V_s 不同。岩石样品为角闪岩。右图为 P 波速度对岩石成分的统计结果

变化, 三个坐标轴上波速的不同显示了明显的各向异性, Z 方向 V_p 和 V_s 都比水平方向小。右图表示了结晶岩 V_p 与岩石成分 (SiO_2 含量) 的关系, 由 V_p 值可确定上地壳岩石 SiO_2 含量达 55%~80%, 而地壳底部岩石 SiO_2 含量小于 55%。

四、岩石的电阻率

岩石的电阻率可以通过大地电磁测量反演计算出来, 其变化范围可达 5 个级次, 不像地震波速那么稳定。岩石电阻率数值与温度、流体含量及成分关系最为密切, 而与压力的关系不直接。围压增大可减少岩石的孔隙度, 从而减少孔隙流体的影响, 使电阻率增加, 但这只是间接的作用。

图 1.10 表示岩石电阻率 ρ 随孔隙流体含盐度, 孔隙度及温度的变化。如图可知, 理论上说 ρ 随干岩石孔隙度加大而指数减少 (m 为指数), 减少幅度与岩石类型、孔隙流体电导率和空隙形状有关。中图的虚线为薄片状孔隙, 它的 ρ 值比球形孔隙 ρ 值略大一点, 说明孔隙形状的影响不明显, 明显的影响来自孔隙的连通性。与此同时, 盐溶液的电阻率随含盐度增大而线性降低 (上图), 其变化可达几个级次。当孔隙含水时岩石的电阻率主要取决于孔隙流体的含盐度, 形成地壳中的低阻层。

图 1.10 说明 ρ 随温度增大而减小的规律。在低温时, 其减小的速率小; 而在高温时,

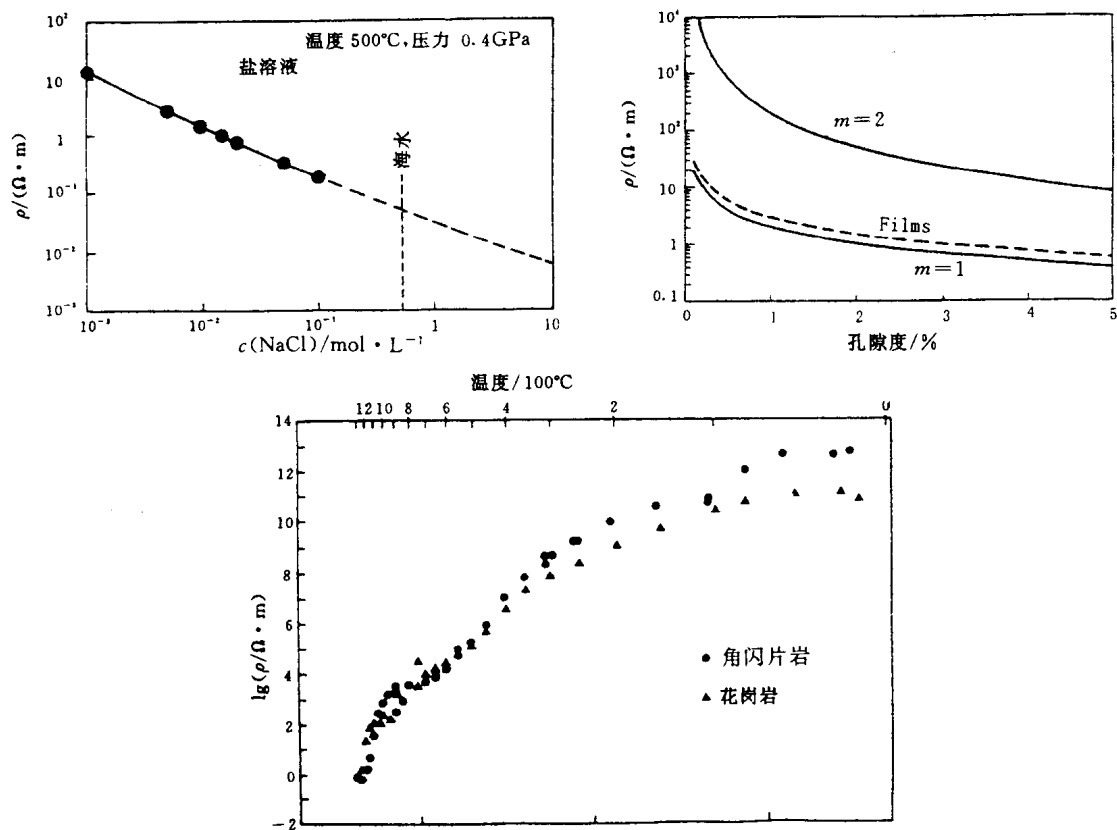


图 1.10 岩石电阻率与含盐度、孔隙度及温度的关系
孔隙图为理论计算曲线，其余为实验曲线

减小的速率加大，说明深部岩石电阻率变化对地热流的敏感性。总的来说，地幔岩石高温下的局部熔融在电阻率剖面上应有明显低阻反映。图 1.11 对比了干的和湿的岩石 ρ 随温度的变化，对干的花岗岩和辉长岩，其 ρ 值随温度的急降发生在下地壳及浅地幔，而对湿的岩石其 ρ 值在低温时（上地壳）就已经很低。

根据上述结果可以对大陆岩石圈的电阻率变化常见模式作出以下解释（图 1.12），这种模式的特征是地壳出现低阻层。上地壳为结晶基底而且温度不高，反映为高阻。下地壳虽然含有流体（ CO_2 ），单孔隙不连通，电阻率相对高。中地壳的温度在 500°C 左右，岩石由于脱水作用富含水，而且由于压力不大孔隙连通，出现低阻层。当然，目前还无法通过科学钻探来验证这一假说，因为在高温下的 20 km 深处钻探技术还没有过关。

图 1.13 对比了各种地球介质的电阻率变化范围，可见大陆上地壳结晶岩和大洋上地幔岩石为高阻，大陆上地幔和老沉积岩为中阻，含 5% 孔隙盐水及含石墨片的岩石为低阻。当然，这种简单对比不能包括所有构造单元的电阻率变化情况，也没有说明这些差别发生的原因。图 1.14 说明，下地壳岩石的电阻率与年龄有一定的关系。古老大陆下地壳岩石 ρ 值

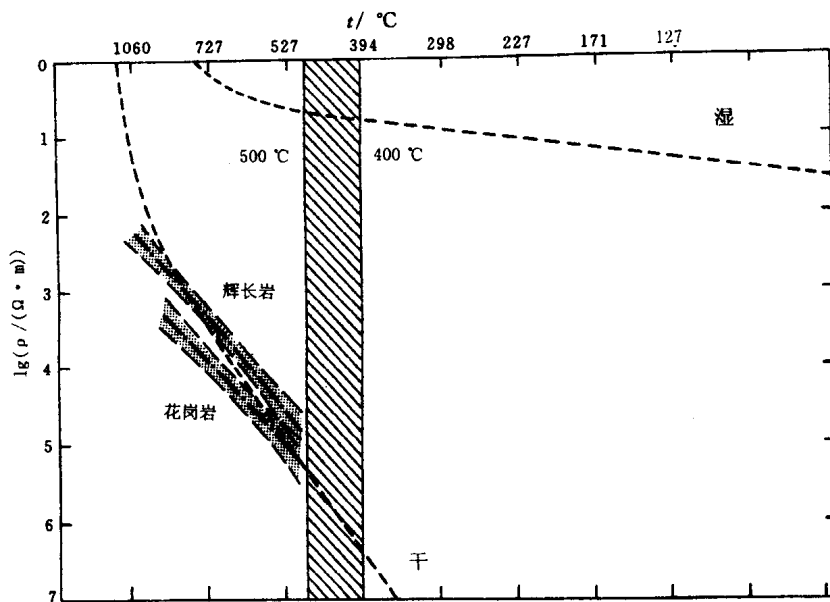


图 1.11 干岩石（花岗岩与辉长岩）与湿岩石的对数电阻率与温度的关系
阴影区表示下地壳，干湿岩石的电阻率可差别 5 个级次

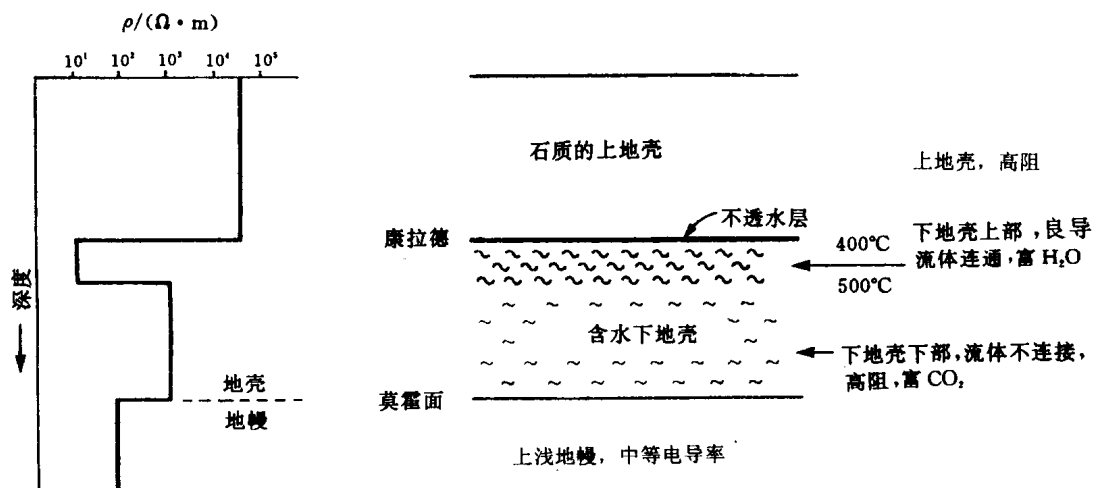


图 1.12 地壳上地幔的电阻率模型
(此模型有待验证)

偏高者多，而年青大陆下地壳电阻率偏低，可能与它们压实程度差、裂隙流体含量高有关。

五、固体的弹性、塑性、脆性与韧性

一块橡皮在外力（压力或拉力）作用下变形，外力撤去后形变立刻消失，橡皮恢复原状，这是固体弹体的典型例子。微观地分析，弹性体内质点的应变与所受应力成正比，而且没有滞后的时间效应（松弛），应变时也不发生能量的消散。

一块橡皮泥在外力作用下变形，这种变形是永久性的，外力撤去后也不再改变，这是

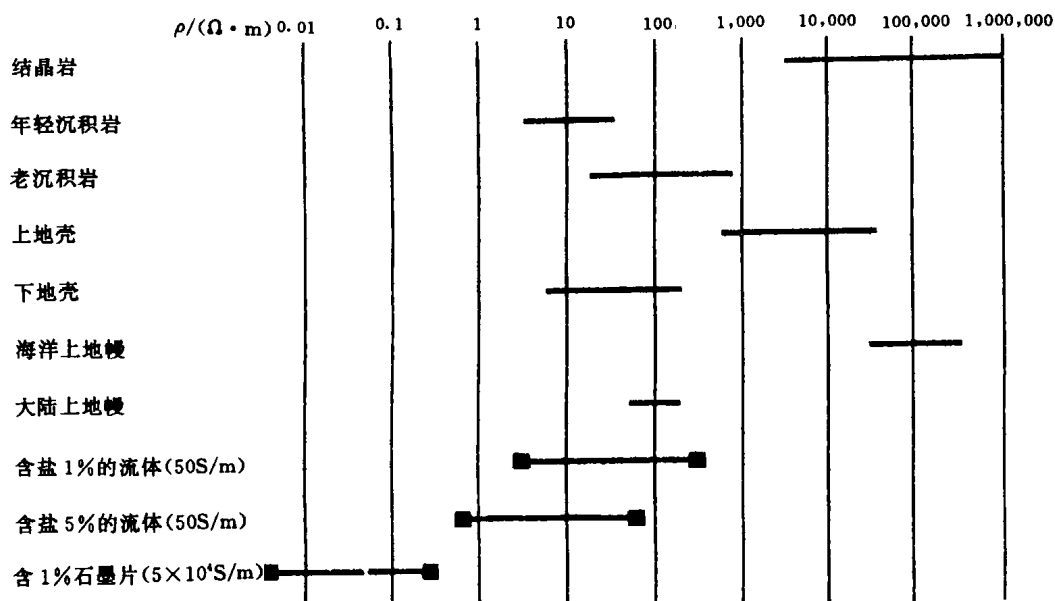


图 1.13 地球物质的电导率变化范围

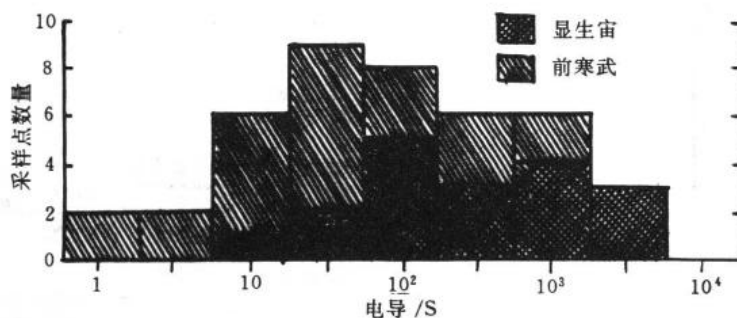


图 1.14 大陆下地壳电导的统计结果

横轴为电导，具相对意义；可看出前寒武地质体电导偏低者多

塑性的典型例子。微观地分析，应力作用下质点位置发生永久性应变（位移）。应力在使质点位移时做功，而能量消散。

一块砖在外力撞击下破裂，指的是固体发生脆性变形。此时砖内质点在撞击方向的应力远大于其它方向，而产生应力差 $\Delta\sigma$ ，使砖破裂的最小应力差 $\Delta\sigma_c$ 称为临界应力。 $\Delta\sigma_c$ 越小的固体脆性越大，而 $\Delta\sigma_c$ 大的固体刚性越强。脆性变形的发生也只有很小的滞后效应。破裂时固体内应力差部分与质点的亲合力抵消，部分在使质点位移和内摩擦时消散。

一块灼热的钢锭在万吨水压机下被慢慢压成钢板，产生了永久变形而没有发生破裂，指的是固体的韧性（物理专家称为延性）。我们知道钢铁在小应力和瞬时作用下具有弹性，但在高温高压下内部的物质发生蠕动，并产生变形，由弹性变成了韧性。研究材料流动和变形的学问称为流变学。无论是韧性还是流变学，都着重研究变形的时间效应。上面说的钢