

地震波速异常

冯德益 编著

地震出版社

地震波速异常

冯德益 编著

地震出版社

1981

内 容 提 要

研究地震波速异常，对于搞清地震震源孕育过程，探索地震预报途径，都是很有实际意义的。本书根据作者多年来从事波速异常研究工作的成果，并结合国内外在这方面所取得的大量研究成果，较系统地介绍了地震波速异常的基本特征、物理解释及其各种探测异常的方法；结合分析地震波速异常与其它前兆现象的对应关系，阐述了综合预报地震的途径。

本书可供从事地震与地球物理工作的专业人员以及有关的高等院校师生参考使用。

地 震 波 速 异 常

冯德益 编著

地 震 出 版 社 出 版

北京复兴路63号

北京印刷一厂印刷

新华书店北京发行所发行

各地新华书店经售

850×1168 1/32 8 $\frac{3}{4}$ 印张 插页1 222 千字

1981年7月第1版 1981年7月第一次印刷

印数：0001—2700

统一书号：13180·94 定价：1.10 元

前 言

大地震前，震源区及其周围介质中的地震波传播速度往往会出现异常现象(简称波速异常)。这一异常现象近年来已引起了国内外地震界的极大兴趣，成为地震预报前兆观测和理论研究工作中正在探索的一个重要课题。

本书初步总结了 1972 年以来国家地震局兰州地震研究所(原兰州地震大队)在波速异常研究工作中的一些主要成果，同时尽量收集和归纳了目前国内外这方面的资料和成果，供地震和地球物理方面的专业人员以及高等院校有关专业的师生参考。

全书共分七章。第一章介绍有关波速异常的一般知识及国内外研究概况；第二、三章阐述探测地下介质中波速异常体的各种方法；第四章归纳了确定地震前波速异常区的方法，总结了波速异常的一些共同特征；第五、六章分别叙述了波速异常期间，地震波的一些动力学特性的变化和波速异常与地震活动性及其它前兆现象的对应关系；最后，我们在第七章中介绍了震源孕育模式以及它们对波速异常的物理解释，并做了适当评论。

值得指出的是，波速异常是一种较复杂的地震前兆现象，目前存在的问题还很多，有待于进一步做工作。在这国内外尚无系统论著、各方面理论未臻完善的情况下，出于需要，尝试性地编写了本书。由于作者水平有限、掌握的资料也不很多，错误和不当之处自然在所难免，望读者批评指正。

与作者一起参加过地震波速异常研究工作的有顾瑾平、王周元、盛国英、郑斯华、傅征祥、高世磊、罗瑞铭、赵振、李克龙等同志。书中的绝大多数图件由冯爱敏、赵玉珍、艾志莲三同志协助绘制。国家地震局地球物理研究所的一些同志曾对本书的编

写提出了宝贵的意见和建议。此外，在本书的资料收集过程中，国家地震局地球物理研究所、四川省地震局、云南省地震局、新疆维吾尔自治区地震局、宁夏回族自治区地震队、陕西省地震局、河北省地震局等单位都给予了支持和协助。在此一并致谢！

冯德益

常用符号说明

V, V_P, V_S, V^* ——波速, 纵波速度, 横波速度, 视速度

k ——虚波速度

$\gamma, V_P/V_S$ ——波速比

γ_0 ——由多台资料求出的平均波速比

$\bar{\gamma}_0$ —— γ_0 在某一时间段内的平均值

K ——和达直线斜率, $K = \gamma - 1$

γ_i^* ——单台(S_i 台)波速比

γ_{ij} ——双台(S_i, S_j 台)波速比

ν ——泊松比

t_P, t_S —— P 波及 S 波的到时

T_P, T_S —— P 波及 S 波的走时

Δt —— S 波、 P 波到时差, $\Delta t = t_S - t_P$

t_0 ——发震时刻

Δ, r, h ——震中距, 震源距, 震源深度

T_{P_1} —— P 波通过异常区的走时

δT_{P_1} 或 δT_{P_0} ——通过异常区到达 S_2, S_1 台的 P 波走时差

i 或 θ ——地震波的入射角

e, \bar{e} ——地震波的出射角, 视出射角

X_e, Y_e ——震中坐标

X_i, Y_i ——台站坐标

λ_e, φ_e ——震中经纬度

λ_i, φ_i ——台站经纬度

H ——地壳厚度或莫霍界面深度

a, b, c, h_0 ——波速异常椭球区的长半轴、二个短半轴及其上界面距地面的最短距离

$\Delta T'$ ——波速异常总的持续时间

ΔT_{10} ——从波速比回升到正常值到主震发生的时间间隔

t_P, t_S —— P 波、 S 波的相对走时异常值或走时变化量

W_P, W_S —— P 波、 S 波垂直向最大位移分量

A_P, A_S —— P 波、 S 波垂直向记录最大振幅

$\delta T_P, \Delta t_P$ 或 R —— P 波走时残差

a_i, b_i, c_i —— P 波、虚波、 S 波传到 S_i 台时的波阵面变化量

γ_{21}^*, t_0^* ——双台仿和达直线的斜率(波速比)及截距

目 录

第一章 概论	(1)
第一节 地球介质的波速及波速比	(2)
第二节 影响岩石中波速和波速比变化的一些因素	(3)
第三节 利用波速异常预报地震的基本思路	(11)
第四节 波速异常的研究历史和当前国内外研究概况	(15)
第二章 探测地下介质中速度异常体的方法(一)——波速比方法	(21)
第一节 和达图及其物理解释	(21)
第二节 平均波速比的确定方法	(33)
第三节 识别较大地震前平均波速比异常的几种方法	(43)
第四节 波速比异常单台检测法	(55)
第五节 波速比异常双台检测法	(61)
第六节 利用首波和反射波探测波速比异常的方法	(69)
第七节 综合利用不同震相探测波速比变化的方法	(73)
第八节 和达曲线的二次逼近方法	(81)
第三章 探测地下介质中速度异常体的方法(二)——波速方法	(84)
第一节 震源位置与平均波速的计算确定法	(84)
第二节 波速异常(走时异常)的检测方法	(115)
第三节 人工震源在波速异常研究中的应用	(134)
第四章 一些较大地震前后的波速变化及其在地震预报中的应用	(140)
第一节 较大地震前后波速异常的某些共同特性	(140)
第二节 波速异常区的确定方法	(160)
第三节 波速异常区的基本特性	(168)

第四节	波速异常在地震预报中的应用	(178)
第五章	波速异常期间地震波动力学特性的变化	(186)
第一节	振幅比异常	(186)
第二节	出射角异常	(201)
第三节	振幅异常与震级异常	(202)
第四节	地震波频谱特性的变化	(206)
第五节	较大地震前后小震震源参数、介质品质因子及孕震 区应力场的变化	(209)
第六节	较大地震前小震震源机制的变化	(215)
第七节	脉动与地震的关系	(217)
第六章	波速异常与其它前兆现象的关系	(220)
第一节	波速异常与地震活动性的关系	(220)
第二节	波速异常与其它前兆现象的关系	(230)
第七章	波速异常的物理解释	(236)
第一节	某些岩石实验结果	(236)
第二节	DD 和 IPE 模式对波速异常的解释	(246)
第三节	组合模式与膨胀-蠕变模式对波速异常的解释	(255)
第四节	波速异常的其它理论解释方法	(259)
参考文献	(267)

第一章 概 论

波速是地震波的一种运动学特性。较大地震发生前，孕震区内岩石的波速可能出现某些变化，通常称为波速异常。对于探索地震预报途径及震源孕育过程来说，研究波速异常有着较大的实际意义。而要研究波速异常，首先就必须了解地震波在介质中传播的基本知识。

第一节 地球介质的波速及波速比

众所周知，地球内部可以传播两种基本类型的地震波——纵波和横波。纵波亦称 P 波，它的振动方向与传播方向一致，传播速度用 V_P 表示；横波亦称 S 波，它的振动方向与传播方向垂直，传播速度用 V_S 表示。纵波速度 V_P 与横波速度 V_S 之比值即为波速比，我们用 $\gamma = V_P/V_S$ 来表示。

在弹性力学中，还常常使用泊松比这个参量。所谓泊松比亦即横向压缩系数，它表示岩石样品受单方向拉伸时垂直于拉伸方向的相对缩短量 $(\Delta d/d)$ 与沿拉伸方向的相对伸长量 $(\Delta l/l)$ 之比值，即 $\nu = \frac{\Delta d/d}{\Delta l/l}$ 。泊松比与波速比之间的关系为

$$\nu = \frac{\gamma^2 - 2}{2(\gamma^2 - 1)}$$

或

$$\gamma = \sqrt{1 + \frac{1}{1 - 2\nu}} \quad (1-1)$$

由式 (1-1) 可知， γ 随 ν 增大而增大。当 $0 \leq \nu \leq 0.5$ 时，则 $\sqrt{2} \leq \gamma \leq \infty$ 。据有关理论分析，对于理想弹性介质，可取 $\nu = 0.25$ ， $\gamma = \sqrt{3}$ ；对于不传播横波的理想液体或气体，则应取 $\nu = 0.5$ ， $\gamma = \infty$ 。大量野外观测与样品实验结果表明，地壳中岩石的

波速比变化范围为 1.63—1.87，所对应的泊松比为 0.2—0.3。表 1-1 给出了一些岩石以及水、空气的波速、波速比及泊松比的大致变化范围。

表 1-1 一些岩石、水、空气的波速、波速比及泊松比的大致变化范围

岩 石	V_P (公里/秒)	V_S (公里/秒)	γ	ν
花岗岩	4.5—6.5	2.8—3.3	1.63—1.87	0.198—0.300
玄武岩	~6.3	~3.7	~1.69	~0.23
辉长岩			1.51—1.67	0.114—0.219
辉绿岩			1.75—1.82	0.258—0.284
石灰岩	3.2—5.5		1.67—2.08	0.22—0.35
泥灰岩	2.0—3.5		1.87—2.45	0.30—0.40
砂 岩	1.5—4.0		1.63—2.05	0.20—0.35
干 砂	0.2—0.8			
湿 砂	0.6—1.8			
土 壤	0.1—0.8			
硬石膏	5.65		1.85	0.295
粘 土	1.8—2.4			
石英岩	—		1.67—1.78	0.22—0.27
水	1.43—1.59	~0	~ ∞	~0.5
空 气	0.30—0.35	~0	~ ∞	~0.5
冰	3.1—3.6			

不同地区的地壳结构和速度分布有一定差异。目前，大致可以归纳为三种典型的地壳模型。第一种是双层地壳模型，它由两层组成：上层为“花岗岩层”，其密度约为 2.7 克/厘米³， $V_P \approx 5.6$ 公里/秒， $V_S \approx 3.3$ 公里/秒；下层为“玄武岩层”，其密度约为 2.9 克/厘米³， $V_P \approx 6.2$ 公里/秒， $V_S \approx 3.7$ 公里/秒。再往下到了地幔的顶部，其密度约为 3.3 克/厘米³， $V_P \approx 8.0$ 公里/秒， $V_S \approx 4.6$ 公里/秒。在这种模型中，我们称“花岗岩层”和“玄武岩层”的分界面为康腊德不连续界面，称地壳和地幔的分界面为莫霍洛维奇不连续界面。第二种是夹有低速层的地壳模型，即认为在上述双层地壳中还有“软化层”存在。该“软化层”内的波速较

其上、下层为低，形成“波导”。第三种是单层不均匀地壳模型，亦即地壳由单一的“花岗岩层”组成，密度、波速等只是随深度的增加而逐渐增大，并不存在康腊德界面，至少不明显。据苏联科学院塔吉克考察队对地壳内地震波运动学特性及动力学特性的分析研究，中亚地区的地壳结构就接近于单层不均匀地壳模型，该地区地壳内的速度梯度约为每公里增加 0.0033 公里/秒，速度随深度的变化较为缓慢，作为粗略近似，有时也可用单层均匀地壳模型来代替。

在我国，东、西两部分地区的地壳结构差异就较大。在东部地区，一般都能观测到沿着康腊德界面传播的 P^* 波、 S^* 波，故常用双层地壳模型来模拟地壳结构；而在西部地区，却一直未发现 P^* 波、 S^* 波有较清楚的显示，说明地壳结构是单层的。

值得指出的是，无论是上述哪一种地壳模型，其上面都还有一个沉积盖层，厚度通常在 2—8 公里左右。在这沉积层中，波速较小，平均纵波速度为 4.0—5.2 公里/秒。一般说来，它随深度而增大。

第二节 影响岩石中波速和波速比变化的一些因素

一、波速和波速比与介质密度和孔隙度的关系

大量实验结果表明，对于同样物性的岩石，波速随密度的增大而增大。由于密度和孔隙度有关，故波速也受孔隙度的影响。为了从理论上分析波速与密度和孔隙度的关系，我们分以下二种情况进行讨论：

(1) 假定岩石由固体骨架和存贮在孔隙中的气体组成。其固体骨架的波速为 V_{1P} 、 V_{1S} ，密度为 ρ_1 ，泊松比为 ν_1 ；气体的密度为 ρ_0 ，孔隙度为 φ 。这种孔隙中含有气体的岩石的波速和密度可表示为：

$$\left. \begin{aligned} V_P &= V_{1P} \left\{ 1 - \varphi \left[\frac{8\nu_1 - 1}{6(1 - 2\nu_1)} + 5 \left(\frac{1 - 2\nu_1}{7 - 5\nu_1} \right) \right] \right\}, \\ V_S &= V_{1S} \left[1 - \varphi \left(\frac{4 - 5\nu_1}{7 - 5\nu_1} \right) \right]; \end{aligned} \right\} \quad (1-2)$$

$$\rho = (1 - \varphi)\rho_1 + \varphi\rho_0. \quad (1-3)$$

若岩石中的固体骨架为理想弹性介质，即 $\nu_1 = 0.25$ ，则式 (1-2) 可简化为

$$\left. \begin{aligned} V_P &= V_{1P}(1 - 0.768\varphi), \\ V_S &= V_{1S}(1 - 0.478\varphi). \end{aligned} \right\} \quad (1-2a)$$

此外，由于 $\rho_0 \ll \rho_1$ ，式(1-3)又可近似为

$$\varphi \approx 1 - \frac{\rho}{\rho_1}. \quad (1-3a)$$

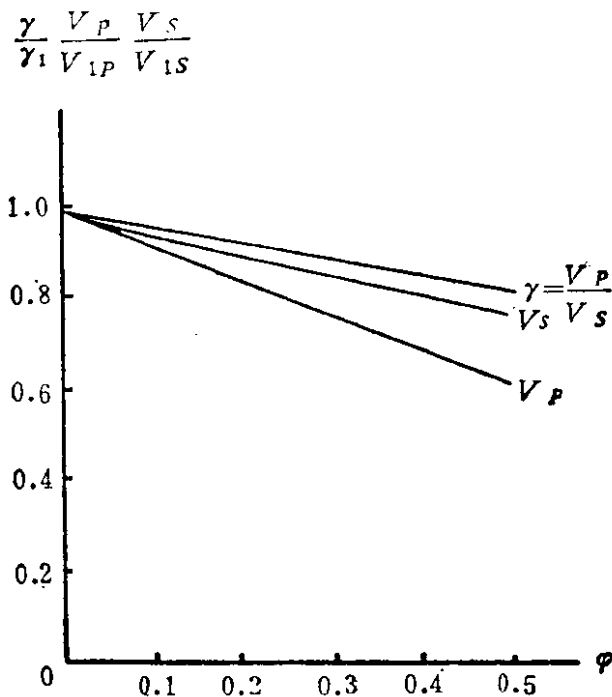


图 1-1 干孔隙岩石波速、波速比随孔隙度的变化曲线

对于这种结构的岩石，波速、波速比随孔隙度的变化如图 1-1 所示。

(2) 假定在上述岩石的孔隙里完全充满了液体，液体的密度和波速为 ρ_2 和 V_{2P} ，则岩石的波速即为

$$\begin{aligned}
 V_P &= V_{1P} \left\{ 1 - \frac{q}{2} \left[\frac{(1-k)(1+\nu_1)}{2(1-2\nu_1) + k(1+\nu_1)} + \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. + 10 \left(\frac{1-2\nu_1}{7-5\nu_1} \right) - \left(1 - \frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right] \right\}, \\
 V_S &= V_{1S} \left\{ 1 - \frac{q}{2} \left[15 \left(\frac{1-\nu_1}{7-5\nu_1} \right) - \left(1 - \frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \right] \right\},
 \end{aligned} \tag{1-4}$$

式中 $k = \frac{\rho_2 V_{2P}^2}{\rho_1 V_{1P}^2}$; 岩石的密度为

$$\rho = (1-q)\rho_1 + q\rho_2,$$

由此可得

$$q = \frac{\rho_1 - \rho}{\rho_1 - \rho_2}. \tag{1-5}$$

从式 (1-4) 可看到, 对于一定固体骨架的岩石, 即在孔隙度不变的情况下, 岩石的波速随液体密度而变化, 密度愈大, 岩石的波速也愈大。此外, 若岩石中的固体骨架为理想弹性介质, 即 $\nu_1 = 0.25$, 那末, 式(1-4)还可简化为

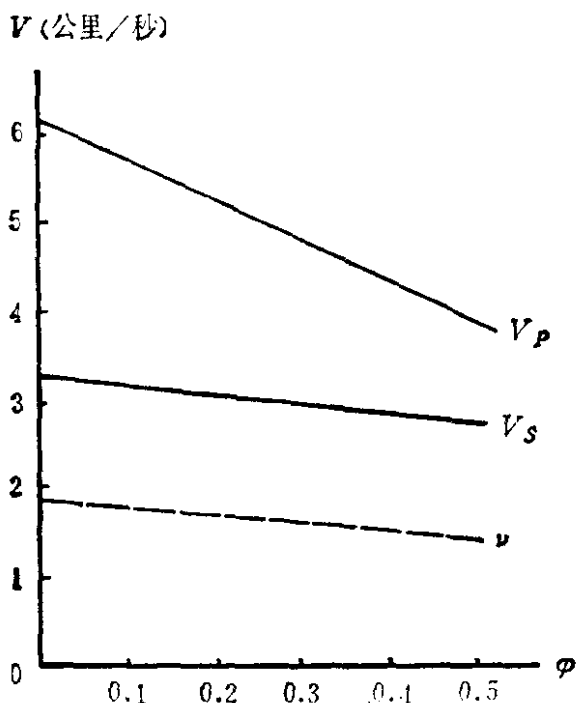


图 1-2 潮湿花岗岩波速、波速比随孔隙度的变化曲线
 ($\nu = 0.25$, $\rho_1 = 2.9$ 公里/秒, $\rho_2 = 1.0$ 公里/秒, $V_{1P} = 6.2$ 公里/秒,
 $V_{2P} = 1.45$ 公里/秒, $k = 0.019$)

$$\left. \begin{aligned} V_P &= V_{1P} \left\{ 1 - \frac{\varphi}{2} \left[\frac{1.25(1-k)}{1-1.25k} + 8.70 - \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1} \right] \right\}, \\ V_S &= V_{1S} \left[1 - \varphi \left(0.652 - \frac{\rho_1 - \rho_2}{2\rho_1} \right) \right]. \end{aligned} \right\} \quad (1-4 a)$$

由式 (1-4) 或式 (1-4 a) 的计算结果, 便可绘出岩石的波速和波速比随孔隙度的变化曲线。图 1-2 为潮湿花岗岩的变化曲线。

由图 1-1、图 1-2 可以看出, 无论是干孔隙岩石, 还是液体饱和孔隙岩石, 它们的 V_P 、 V_S 均随 φ 增大而线性下降, 且干岩石的 V_P 、 V_S 下降得比湿岩石更快; γ 也随 φ 增大而单调下降, 但它的变化是非线性的。

通常, 岩石由固体骨架、液体及气体三部分组成, 以固体骨架为主。这种三元介质的波速、波速比变化特性介于“完全干燥”岩石与“完全潮湿”岩石之间, 相应的计算公式较为繁杂, 此处不再引入。

二、波速和波速比与应力的关系

当岩石受到外力作用时, 若孔隙度和孔隙流体弹性的变化在加载中可以忽略, 则一般可用米亚奇金的公式^[58]

$$V_P = \sqrt{\frac{x_1 + c\sqrt[3]{P + P_0}}{\rho}} \quad (1-6)$$

来计算波速。式中, x_1 为未加载状态下岩石的有效弹性模量; P 为外加压力或张力; P_0 为一个类似于“内压”的物理量, 表示岩石固体颗粒间接触面的揉皱程度; c 是和固体骨架的弹性参量和颗粒的堆积形式、颗粒形状、接触面数目等有关的物理量。此公式已成功地用于估算矿井中岩体的应力变化量, 看来也可用于估算无明显裂隙形成情况下构造运动过程中的应力变化。

含裂纹的固体岩石中的波速可用下式来表示:

$$V_P = V_{1P} (1 + K_0 e^{-A P_1})^{-1}, \quad (1-7)$$

式中 k_0 为描述破碎化程度的一个因子, A 为压缩因子, P_1 是围压。对于地壳中的岩石, $K_0 = 0 - 2.4$; 含裂纹愈多, K_0 值就愈

大。 AP_1 值可由 0.1 变到 10。地表沉积层具有高 A 值和低 P_1 值，地壳上部的岩石具有低 A 值和较高的 P_1 值，地壳下部的岩石具有低 A 值和高 P_1 值。当 K_0 在 0.1 到 1.0 之间时，随着 AP_1 值的不同，波速 V_P 的最大变化量可达 2.0 公里/秒。

据岩石样品破裂实验结果，在岩石受压初期，波速随压力增大而增加，但在岩石破裂前，当压力超过岩石强度的 50% 左右以后，波速却随压力增大而明显下降，此时，式(1-6)不再适用。这种现象一般解释为是由岩石结构发生变化并出现微破裂所致，随之伴有体积膨胀（或称“扩容”）现象。

此外，波速和波速比在垂直于压力作用的方向上与平行于压力作用的方向上的变化情况不一样，如图 1-3、图 1-4 所示。由这些图可以看出，波速和波速比在垂直于压力作用的方向上变化较显著，在平行于压力作用的方向上则变化较小。这可解释为，岩石受压时产生的裂隙的优势方向与压力方向平行，而波速变化又与裂隙方向有密切关系。

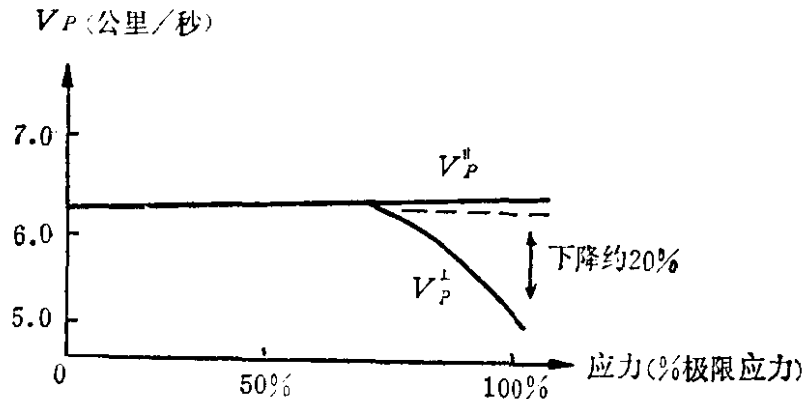


图 1-3 花岗岩单向压缩时 P 波速度的变化（极限应力为 1.6 千巴）
对含干燥平行裂隙的岩石，有人曾得出了以下速度表达式

$$\left. \begin{aligned}
 V_P^2 &= \frac{V_{P0}^2}{1 + \frac{8}{3} \varepsilon \left[\frac{8}{7} (c^2 - c^4) + \frac{(1 + 2c^2)^2}{4} \right]}, \\
 V_S^2 &= \frac{V_{S0}^2}{1 + 16 \varepsilon \left[\frac{c^2 \cos^2 \phi}{7} + \frac{(1 - 2c^2)^2 \cdot \sin^2 \phi}{7} + \frac{(c^2 - c^4) \cdot \sin^2 \phi}{4} \right]}.
 \end{aligned} \right\} \quad (1-8)$$

式中， V_{P0} 、 V_{S0} 为未产生裂隙时的波速； $\varepsilon = Na_c^3/V$ 为裂隙密度， N 为裂隙数目， a_c 为裂隙的等效半径， V 为岩石体积； $c = \cos \theta$ ， θ 为地震射线与裂隙垂线间的夹角； ϕ 为横波相对于入射面的垂线的偏振角。

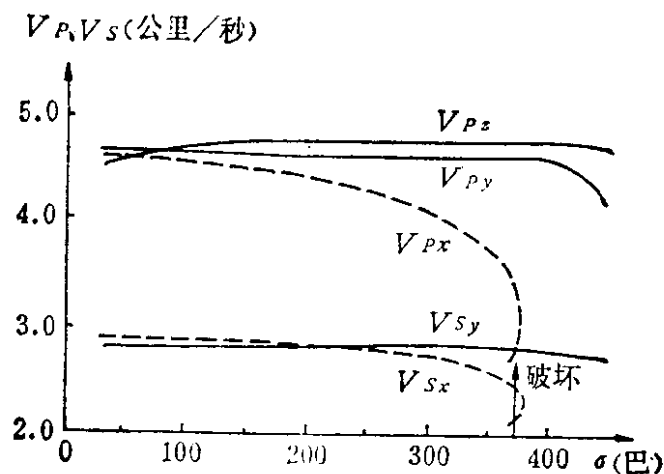
将式(1-8)中的两个式子按 ε 展开，并忽略 ε^2 以上的高次项，那末，对于干岩石可得

$$\left. \begin{aligned} V_P^2 &= V_{P0}^2 \left(1 - \frac{71}{21} \varepsilon - \frac{8}{3} \varepsilon \cos 2\theta + \frac{\varepsilon}{21} \cos 4\theta \right), \\ V_{SH}^2 &= V_{S0}^2 \left(1 - \frac{23}{14} \varepsilon - \frac{9}{14} \varepsilon \cos 4\theta \right), \\ V_{SV}^2 &= V_{S0}^2 \left(1 - \frac{8}{7} \varepsilon - \frac{8}{7} \varepsilon \cos 2\theta \right); \end{aligned} \right\} (1-9)$$

而对于完全潮湿的岩石，即裂隙充满水时，便可得

$$\left. \begin{aligned} V_P^2 &= V_{P0}^2 \left(1 - \frac{8}{21} \varepsilon + \frac{8}{21} \varepsilon \cos 4\theta \right), \\ V_{SH}^2 &= V_{S0}^2 \left(1 - \frac{8}{7} \varepsilon - \frac{8}{7} \varepsilon \cos 4\theta \right), \\ V_{SV}^2 &= V_{S0}^2 \left(1 - \frac{8}{7} \varepsilon - \frac{8}{7} \varepsilon \cos 4\theta \right). \end{aligned} \right\} (1-10)$$

这样，我们就可以由上面的式子分别求得垂直于裂隙方向 ($\theta =$



(a) 波速 V_P, V_S 随应力的变化

图 1-4