

地震探勘講義

北京地質學院 翻印

註 語

指定本書為石油學院地質探礦系地質組學生用教科書，也可用作其他大學或高等技術學校地質組學生的參考書；地球物理學家和地質學家進行實際工作時亦可利用本書。

本書中討論了所有主要的物理探礦方法：重力探礦，磁力探礦，電法探礦和地震探礦；也說明了他們的物理原理，所用的主要儀器，以及用儀器的觀察方法，數據的處理及結果的應用等。

本書的最後部份，分析了在石油方面物理探礦的結果和它們在地質上解釋說明的範例。

基本符號

地震探勘部分

- μ ——切變係數
- E ——縱向伸長係數
- σ ——橫向收縮常數
- ρ ——介質密度
- v_p, v ——地震縱波傳播速度
- v_s ——地震橫波傳播速度
- v_{LR}, v_L ——萊甫氏表面波傳播速度
- v^* ——地震波視速度
- v_m ——鉛直方向水平地層的平均速度
- v_r ——沿折射面或折射層滑行波邊界傳波速度
- v_{ϕ} ——有效速度，自觀測反射時距曲線求得
- t ——時間
- Δt ——時差，波的時差——對於末端檢波器波到達時間差
- t_0 ——截距，時距曲線在縱軸上的截距
- t_m ——反射時距曲線的最低點的縱坐標
- t_H ——折射時距曲線開始點的縱坐標
- T ——在機械理論（簡寫 $A\Pi$ ）中——振動週期，
在解釋理論（簡寫 NHT ）中——相遇時距曲線的互換點時間
- x —— $A\Pi$ ——地震儀位移——地震檢波中慣性體對其外殼的相對位移； NHT ——由
爆炸點或由某一起點到觀測點的距離
- x_0 ——地震檢波器自由或被迫振盪的振幅
- x_m ——反射時距曲線最低點的橫坐標
- x_H ——折射時距曲線開始點的橫坐標
- Δx ——距離差——時距曲線上二點間的距離，檢波器排列二端間的距離
- f ——振動頻率
- f_0 ——自由振盪頻率（地震檢波器，電路及其他）
- A ——簡諧振動的位移

A_0 ——簡諧振動的振幅

M ——質量

K ——封閉壓縮係數； $A\Pi$ ——彈簧強度，拉長其每一單位長度所產生的力；

NHT 計算中的係數

H —— $A\Pi$ ——阻尼——在單位速度運動時的阻尼力； NHT ——地層厚度

R —— $A\Pi$ ——有效電阻； NHT ——反射及折射介面的符號

L ——電感量

C ——電容量

h —— $A\Pi$ ——阻尼係數； NHT ——由均勻介質覆蓋的反射或折射面的回聲深度，地層厚度

i —— $A\Pi$ ——電路電流； NHT ——入射波中肯角——全反射角

i_0 —— $A\Pi$ ——電流交流部分的振幅值； NHT ——在地面的波的入射角（在波射出平面內射線與觀測線垂線間的角）

e —— $A\Pi$ ——電壓； NHT ——地震波射出角（在波射出平面內射線與觀測線的夾角）

α ——介面上波的射入角

B ——介面垂線與透過波射線所成的角

φ —— $A\Pi$ ——相位角； NHT ——反射或折射面傾角

Z —— $A\Pi$ ——阻抗； NHT ——自虛爆炸點到觀測線所作垂直長的一半

O^* ——爆炸點在反射或折射面內的鏡影

23 (1)——頻率特性——儀器動靈敏度對頻率的函數

第四部份

地震探勘

目 錄

第十七章 地震探勘法通論.....	1—4
§ 79 關於地震探勘的概念.....	1
§ 80 俄國科學界在地震探勘發展上的作用.....	2
§ 81 蘇聯地震探勘在國民經濟上的意義.....	3
第十八章 地震探勘的物理及地質原理.....	5—22
§ 82 地震波的形成.....	5
§ 83 地震波頻率譜的觀念.....	9
§ 84 地震波的傳播.....	11
§ 85 反射波和折射波的形成.....	16
§ 86 地震探勘的任務.....	20
第十九章 地震探勘的儀器.....	23—39
§ 87 記錄由震波所引起的地面振動的原理.....	23
§ 88 地震探勘儀器的頻率特性.....	24
§ 89 有效波的選出.....	27
§ 90 地震檢波器.....	28
§ 91 地震放大器.....	31
§ 92 示波器和地震站的一般裝置.....	36
第二十章 地震探勘工作的實施.....	40—46
§ 93 地震波的接收.....	40
§ 94 地形測量工作.....	40
§ 95 鑽井工作.....	40
§ 96 爆炸工作.....	41
§ 97 爆炸點與地震站的聯絡.....	43
§ 98 地震站工作.....	44

第二十一章 地震波的時距曲線及時距系統..... 47—67

- § 99 地震時距曲線的種類..... 47
- § 100 直達波表面波和透過波的時距曲線..... 48
- § 101 反射波的時距曲線..... 50
- § 102 折射波時距曲線..... 56
- § 103 表面波、直達波、反射波及折射波時距曲線間的關係..... 65
- § 104 地震觀測系統的表示..... 66

第二十二章 地震探勘觀測結果解釋原理..... 68—94

- § 105 地震探勘觀測結果解釋的任務..... 68
- § 106 地震記錄的整理及波的對比..... 68
- § 107 觀測值的校正..... 71
- § 108 由深井觀測和由反射波時距曲線資料求平均速度..... 75
- § 109 用平均速度法構組反射及折射面..... 83
- § 110 用折射波時距曲線，深井觀測值和平均速度曲線求邊界速度及層速度..... 91
- § 111 在考慮到覆蓋中的折射面時反射面的構組..... 92

第二十三章 地震探勘的方式和方法..... 95—106

- § 112 地震探勘工作的方式..... 95
- § 113 反射法..... 95
- § 114 折射法..... 100
- § 115 在特殊條件下的地震探勘..... 103
- § 116 地震探勘的新方法..... 103
- § 117 地震探勘工作的組織..... 105

第二十四章 蘇聯油礦地震探勘的實例..... 107—112

- § 118 應用地震探勘的地質條件..... 107
- § 119 使用地震探勘有利條件的實例..... 108
- § 120 在不利表面條件地區地震探勘的實例..... 109
- § 121 在不利速度剖面的地區地震探勘的實例..... 110
- § 122 在短小反射面和構造破壞地區的地震探勘..... 111

地震探勘

第十七章

地震探勘法通論

§ 79 關於地震探勘的概念

地震探勘法是地球物理探勘方法的一種，即在某一地點用爆炸的方法製造彈性震波，而在其附近觀察波傳播所需時間以及由這些波所引起彈性振動的形狀。自震源發出的震波遇到地層介面會產生反射或折射，根據波傳播的時間就可以決定地層的深度、傾角，分佈情況，有時甚至能決定其彈性性質。

這樣，地震探勘就不同於重力探勘及磁力探勘，而近似於電法探勘，它所研究的是在地面上的人造物理事象。地震法和其餘方法一樣，是一種間接的石油探勘法，但它不同於其他方法的是地震法更準確些，可以得到地質層次的資料。

在蘇聯科學中有二種基本的地震探勘法：反射法及折射法。在使用這二種方法時，彈性波源及震動接收器可以放在地面附近，也可以放在深井內。在後一種情況下有時利用透過地層的震波，以達到探測的目的，這種方法稱井中觀測。

反射法基本上是觀察由地層介面上反射回來的彈性波。

大家知道，我們可以利用聲波及其反射的回聲傳播所需時間來測定前面障礙物的距離。只要將聲波自發聲點出發到回聲回來所需時間之半乘上聲波在空氣中傳播的速度就可以得到這個距離。這回聲法已廣泛的使用在航海上以測定海底的深度。聲音在水中的速度是已知的，且其變化範圍很小。每一艘現代的船舶都裝有稱為回聲測深器的儀器，包括發聲器及回聲接收器。在後者上裝有標尺，上面刻着反射面——海底深度的公尺數。

在反射法中，爆炸產生的聲波在岩層內傳播的速度比在空氣中及水中為大，其大小也不能事先知道，且並在傳播路程中所遇到的不是一個反射面，而是如前面所講的好幾個具有不同彈性的反射面。利用相當複雜的儀器可以記錄許多介面反射來的震波及其傳播時間。整理這些觀察所得的資料後就可以求得波傳播的速度。也能夠求得在爆炸處下面反射層的深度。在地面上沿着一條路線作同樣的觀察，就可以求得反射面或地層介面起伏的情形。

圖 119 是表示在反射法工作中，波自爆炸點傳播到觀察點的路徑的大概情形。

折射法 在日常生活及應用技術中却沒有像在反射法中所舉的那樣簡單的例子。我們所觀察的是折射彈性波。其產生的原因是由於地下有某些地層傳播波的速度較其上蓋地層為高。在初等物理中可以看到有所謂光的全反射這個現象。這個現象是這樣的，光線以一定角度射在較小折射率（即光傳播速度較大）的介面上時，光線就沿介面前進。在彈性波射向較大速度的介面上時，也會發生類似的現象。沿介面前進的彈性波又造成一連串的折射波，都好像掛在它後面。這個為動波源所產生波傳播的現象可於船在水面上進行時看到。高速前進的船，船首以一定角度在水上分開波浪，船走得比波快，就好像船拖了一串波浪前進。如果船是沿河岸前進的，則它所產生的波浪可傳達到岸邊，并以和船速相同的速度沿岸前進。同樣，如在地面上好幾點觀察折射震波，則除了可知地層的深度及傾角外，還可以知道在介面上震波進行的速度，而有時就可以知道這地層是什麼岩石所組成的。

離震源超過一定距離時，折射波到達時間早於直達波。這一點在地震探勘的發展的次序上有一定作用。折射法的使用較反射法為早，因為折射波首先到達觀察點，因此較易觀察，而反射波則總是在先到震波震動的環境下到達觀察點的。

§ 80 俄國科學界在地震探勘發展上的作用

地震探勘的最基本的物理及數學原理以及其命名都來自研究天然地震的科學——地震學。

整個人類歷史上都有地震，於是地震就引起了最初的科學家思想家們的注意。偉大的俄國科學家羅蒙諾索夫在1757年發表的論文「論地震生成金屬」中提到了地震，這比被資產階級作者號稱為「地震學的奠基者」英國研究者米查爾的類似工作早了四年。羅蒙諾索夫在他的第二篇地質論文「論地層」中對地質學者發出號召：「讓我們來觀察它們（地層）的各種位置、顏色和重量，讓我們深思的應用來自數學的、化學的，更多的是物理學方面的忠告吧……………」。

在最近一百五十年中，在常有地震的國家——意大利，日本，以及在這些年代裡工業最發達的國家——德意志及英國，都建立了地震站，觀察並記錄遠地地震所引起的彈性震動，並且大大的發展了彈性波傳播的理論。但是俄國科學家迦利津院士（1862—1916）的工作卻在地震學上引起了一個真正的革命。他創立了新的地震波記錄方法，設計了新的地震記錄儀器，得到了全世界的承認和應用，他研究出了新的觀察值整理方法，並且在俄國建立了一個第一流的地震站網，所以完全合理地可以稱迦利津院士為近代地震學的奠基者；而這些話也將是屬於他的：「我們可以認為地震是一盞燈，它在一個很短的時間內是燃着的，照明着地球的內部，可以看到在那裏發生了些什麼，這盞燈的光線還是很暗淡，但無疑地它將愈來愈明亮，而讓我們來分析這些自然界的複雜現象。」這些話就是迦利津院士所發明的準確的地震波記錄器在地震學研究地球結構知識（如核心及地殼的發現）上所起作用的評價，並且還隨着科學及技術的發展，正在要求更增加它的作用。這個要求在實現着。由於偉大的十月革命，俄國的地震站網大大的擴大了並且改善了，蘇聯的地震學者保持了由迦利津的學生及後繼者所設計的世界上最優良的地震儀器，並且在增加對地球結構的發現。完全是由於迦利津的工作，才使地震探勘能夠在蘇聯得到廣泛的應用和發展。

利用觀察小型人造地震（爆炸）的現象以探測有用礦物的建議，是在本世紀二十年代提出的。首先得到工業應用的是折射法。折射波的旅程及原理是由捷克地震學家瑪霍洛維其亦遂在1909年發現的。在1926年蘇聯科學家拉柴列夫院士及柴波羅夫斯基教授又研究了這方法的理論。用作石油探勘的第一次是1929年在格羅士納，領導者是迦利津的親密同事尼基福羅

夫教授。由於蘇聯科學院通訊院士漢堡爾嗟夫及其同事（列士尼欽國，貝爾斯，埃比納吉夫等）的工作，這種方法有了不斷的發展。

在蘇聯使用反射法的專利權為伏尤茨基工程師在1923年二月二十三日所取得。1926年拉柴列夫院士公佈了在這一方法上的幾個理論上的研究。蘇聯第一次得到反射記錄是在1934年（貝加爾湖，1934年春季——漢堡爾嗟夫，拉平金；已施基里亞，1934年秋季——高里大林，馬沙爾斯基，奧斯特洛甫斯基）。

折射法的工業應用開始於1931年，而反射法則於1935年起。在以後地震探勘的發展及應用上主要的工作是由石油工業部的地球物理工程師集體完成的。地震探勘被大量的技術改進豐富了並使用在蘇聯的各個地區。由於研究及應用了各種技術改進，地震測量隊工作效率大為提高（斯大林獎金獲得者伏尤茨基，特羅士達夫）。研究並系統的建立了一系列的地震站（施維奇果夫，特羅士達夫，巴爾希黑，阿力克西也夫）。研究了地震觀察值整理的創造性的方法（波再烈夫，列士尼欽國，蘇沙果夫）在石油上地震探勘的組織及計劃方面，聯合成立了一個在地震學工程師探勘者領導下的巨大的地球物理組織（巴格達諾夫，費多林國，科巴洛夫——雅羅巴爾克）。蘇聯的某些地區需要特殊的工作方法。在困難的地方條件下也完成地震探勘（顧爾維奇，巴耳施果夫），在沙漠中（果金，奇克果夫），在海洋上（斯大林獎金獲得者沙比羅甫斯金，羅特涅夫，拉包爾特，科立科夫）都進行了地震探勘。

§81 蘇聯地震探勘在國民經濟上的意義

蘇聯過去使用地震探勘的二十年可以分為四個時期，每個時期有其不同的意義。

第一個時期（1929——1934）——這一個時期完全應用最簡單形成的折射法，即初至波法。起初工作還帶有試驗性質，而自1931年起就有了生產的性質了。在南恩巴地區鹽丘頂部很成功的測定了岩鹽的深度。也曾企圖測定結晶層的深度，但是由於並未研究出類似的觀察方法可失敗了。

使用地震探勘的第二個時期可以稱為反射法的實驗階段（1935——1938）。在這些年中工作容量非常有限，同一時期工作的地震隊不超過十個。但就是在這個時期內也得到了成績。其中可以舉出羅門斯克油田（在烏克蘭）的探勘，地震法在那裏起了相當的作用。在向爾巴黑地區（阿布雪浪斯基半島）得到了該處地層地質構造的資料。在馬克布斯克油區也得到了良好的結果。

使用地震探勘的第三個時期自1938年起至1946年止。在1938年國產的第二批十四套地震儀出廠，使以後幾年中有增加地震隊隊數的可能。1939第一次得到觀察續至折射波的結果，根據這個結果漢堡爾嗟夫提出了折射法的新的補充，稱為對比折射法，以區別於以前所用的初至波折射法。

在這個時期內，二種地震探勘法在方法上及技術上都不斷的發展着。並得到了在國民經濟上有巨大意義的結果。1940年在阿布雪浪斯克半島發現了布查甫寧斯克褶曲，因而創立了該地的石油托辣斯。在以後幾年又進行了海洋地震探勘工作，便有可能探測在面積上超過阿布雪浪斯克半島東部的海底石油構造。1940年是南恩巴區地震探勘的轉折點。根據在阿爾蒙達那瓦穹窿構造地震探勘結果鑽了探井，發現了具有工業價值的油層。在這新發現的油田上成立石油開採工業。以後幾年中，在南恩巴區用地年法發現了南科施卡，丁佳克沙爾等油田。到1947年，南恩巴區使用地震法已達到沒有地震結果不鑽一井的程度。利用地震探勘可以得到關於複雜鹽丘構造的精密資料，觀察傾斜至 45° —— 50° 的地層，求得其構造線的位置。在偉大的衛國戰爭時期，在土庫門西南部大大的發展了地震探勘工作。到1943年，依據

地震探勘的結果根本改變了關於納比特達格斯瓦油田的假設。在以後幾年中，在土庫門利用地震探勘發現了新的油田。

1947年起，開始在國內工廠中有系統的製造地震儀器，於是開始了一個新的現代的時期，地震隊隊數增加的可能性大大的提高了。爲了表示近年來地震隊的增加情形，我們在這裏引用二個數字：在1949地震隊的隊數是1945年的五倍，或1948年的一倍半。地震探勘開始在蘇聯許多地區應用，——從西方的卡巴特山麓到東方的庫頁島，從北方的科米自治共和國到南方的克里木。在用地震法探勘泥盆紀石油時得到很大的成就。地震探勘在石油及天然瓦斯的探勘上的意義正不斷的增長着。

第十八章

地震探勘的物理及地質原理

§ 82 地震波的形成

任何一種震動，如碰撞，打擊，爆炸，地震，不論是發生在地面上或地層深處，都可以引起彈性地震波。在地震探勘中是利用在地下不深處或地面上（較少）的爆炸來引起地震波的。

在爆炸地區產生了對周圍介質的巨大壓力。如果爆炸在地層內發生的，在其發生地點就形成了一個破壞圈，破壞圈內的質點都向它四周岩層壓去。破壞圈內的岩石都壓緊了或發生了裂隙。在破壞圈之外引起了岩石的彈性形變，以各種形式向外擴散，就成為彈性地震波。

彈性形變，應力，現在先來看理想的各向同性的彈性介質的簡單形變。所謂理想的彈性介質就是在該介質所受外力消失後，其微小的彈性形變也隨之消失；所謂各向同性就是該介質沿任何方向的彈性特性都是相同的。現在假設在這介質中有一立方形的小單元，再來看形變後的情形。立方體的大小和形狀的變化並無一定，要由引起這個形變的力的大小和方向來決定。介質的伸長和縮短相當地使這個立方體單元在一個方向或幾個方向伸長和縮短（圖 120, a, б, в）。這種形變是以力作用方向的相對伸長或縮短來計算的。在擴大和壓縮時這個單元的體積也發生了改變，因此我們也可以用相對的容積變化來計算形變。形變的另一種形式是扭轉，如圖 120, г, д, е) 所示。扭轉是以扭轉平面內直角的偏轉來度量的。

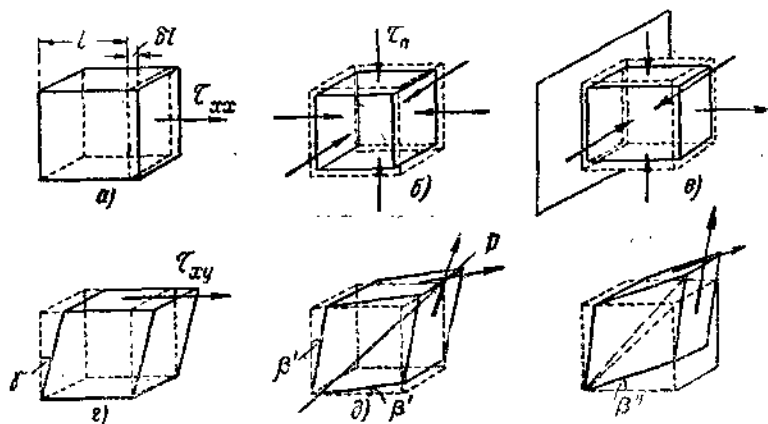


圖 120 彈性均勻介質單元立方體的各種簡單形變

這裏可以注意到，在伸長或壓縮的形變中，並無直線部分的迴轉。而在雙切應變中（圖 120, в），在沒有偏轉前三個互相垂直方向線段就偏轉了某一角度。雙切應變也可以認為是伸長的一種（圖 120, в 中沿 p 的方向）。而在所謂切應變（圖 120 г）及雙切應變與切應變之間的中間例子（圖 120, е）中的單元每一線段都毫無例外地轉了一個角度。不難看出，後二例的切應變（圖 120, г 及 е）都以當作是雙切應變加上轉動而成。

上述的簡單的形變都和作用在單元介質上沿一定方向的作用力有關。例如在圖 120, a, б 及 в 中的延長和壓縮都和垂直作用於單元容積面上的力有關。而在圖 120, г, д 及 е 中的切應變是由切於立方體面的作用力所引起的。在小塊面積上作用力對於其面積之比稱為

這一點的應力。

對於各向同性的介質，在應力與其引起的形變之間，由實驗可以得到一定的關係，其中的常數值則與介質的彈性性質有關。這個關係是由虎克定律應力對於其所引起的形變的正比關係所決定的。

相對延長與張應力之間的關係為（見圖 120, a）：

$$\frac{\delta l}{l} = \frac{\tau_{xx}}{E}$$

其中常數 E 為縱向伸長係數（楊氏係數）。

在伸長時橫截面的縮小比例於相對延長：

$$\frac{\delta d}{d} = \sigma \frac{\delta l}{l}$$

這裏比例常數 σ 稱為橫向收縮常數（柏松常數）。

在各方向相等的水壓力下，介質單元的容積發生了相對縮小 $\frac{\delta V}{V}$ 。在這情況下單元的各個面上的壓力都相等。這時容積的縮小和應力之間的關係為：

$$\frac{\delta V}{V} = \frac{\tau_{aa}}{k}$$

其中常數 k 為封閉壓縮係數。

最後，在切變（圖 120, r）中，扭轉角度 γ 比例於切應力：

$$\gamma = \frac{\tau_{xy}}{\mu}$$

常數 μ 叫做切變模數。

在固體介質中，引起形變的應力為與介質密度 ρ 成比例的慣性力所抵抗。

上面所舉的各個係數間都有關係；它們之間的關係為：

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}; \quad k = \frac{E}{3(1-2\sigma)} \quad (179)$$

要表示各向同性介質的彈性性質時，只要知道其二個常數就夠了：或者是 K 及 μ ，或者是 E 及 σ 。

地震波，地震波的速度，現在回到地震波發生的問題上來。在某一地點發生爆炸後，固體介質發生了一定的應力，於是介質的各向單元發生壓縮，伸長，扭曲，偏轉等形變，而組成介質的各個質點也在所有可能的方向上發生移動。由於形變的發生，引起了傾向於回到原來位置的彈性應力和慣性力。又由於介質是固定體的，所以每一個質點的移動又引起了其近旁的質點發生移動，於是這些質點也產生了彈性應力和慣性力。這個逐步地引起介質中質點的運動，及其再靜止的過程；就形成了地震波，其傳播速度則根據介質的彈性常數及密度而定。

介質中單元小質點的容積變化和其扭轉造成了二種不同的地震波。一種波使質點的容積發生變化，這時質點的運動方向與波傳播的方向相同，因此這種波就叫做縱波。在傳播質點的扭轉時，質點運動的方向垂直於波傳播的方向，因此這種波就叫做橫波。上述二種波都在介質的全部容積內傳播，所以總名之為容積波。

容積波的傳播速度和介質的彈性常數及密度的關係是已知的。其中最清楚的是包含有對閉壓縮係數和切變係數的一種形式。它們指出了每種波所引起形變的特點。下面我們用物理學上常用的符號 v 來代表二種波的速度。再用附標 p 及 s 來分別縱波和橫波：

$$\left. \begin{aligned} v_p &= \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \\ v_s &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \end{aligned} \right\} \quad (180)$$

綜合上述二式，可求得在同一介質內二種波速度的比：

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (181)$$

對於大多數彈性介質（如鋼，鐵，玻璃等）， $\frac{K}{\mu}$ 很接近於 $\frac{5}{3}$ ，而 σ 則約為 0.25 於是就有

$$\frac{v_p}{v_s} \approx \sqrt{3} = 1.73 \dots \dots \dots$$

由此可見縱波的速度永遠大於橫波，因此在離波源較遠的地點永遠是縱波先到。所以地震學上記縱波以拉丁字 *prima*（第一）的第一個字母 p 。而橫波到達較遲，以拉丁字 *Sekunda*（第二）的第一個字母 s 記之。

在液體中 $\mu=0$ ； $v_s=0$ ，即在液體中不能產生橫震。

在有自由表面的有限介質中形成特殊的表面波。空氣質點對岩層的作用力比起地面岩層質點間的內聚力來是極小的，因此我們可以認為，我們所研究的彈性介質表面是自由的——是沒有任何應力的表面。後一特性使表面上造成的波在離開表面不遠處就消失了很多。因此這些波就叫做表面波，這些波所引起的質點運動只在最近表面的一個較小部分內發生。表面波分為萊雷氏波和表面橫波（拉夫氏波）二種。在萊雷氏波中質點的運動發生在與波前進方向平行的垂直面內。而表面橫波（拉夫氏波）所引起的質點運動却在水平面內垂直於波前進的方向上發生。表面橫波只有在表面上有低速薄層介質存在時才能發生。

萊雷氏表面波的傳播速度比容積波略小。在 $\sigma=0.25$ 時

$$v_{lr} = 0.919 v_s$$

表面橫波的傳播速度較小於彈性半空間中的橫波速度，但是比上蓋薄層中橫波的速度為大。

還應該注意，在固體介質中，介質密度和其中波傳播速度的乘積 ρv 對於這一類容積波的傳播有重大的意義，這個乘積稱為這個介質的波阻抗。地震波的反射現象和波阻抗的變化有密切的關係。

岩石的彈性性質 現在再來看岩石的彈性性質。在工業上最廣泛使用的地震探勘還只是限於地震縱波的觀察。所以在研究岩石的彈性性質時，我們基本上只注意到岩石中地震縱波的傳播速度，並以 v （去掉下角的附標）記之。

一般地說，岩石並不是理想的彈性介質，所以不能很精確地滿足上述速度和介質彈性常數關係的條件。大部分沉積岩具有明顯的層理。不少岩石具有大量的孔隙和節理。某些粗粒的岩石完全是在沉積條件下所得的各種岩石粒子的集合。所有這些，都使我們以岩石樣品的

彈性常數代入上述公式所得的速度完全不同於這岩層在自然狀態下的速度。同時這些特點又指出，同一組織狀態的岩石由於其自然沉積條件的不同而具有不同的地震波傳播速度。

同一組織狀態的岩石中地震波傳播速度的大小有關於層位的深度及覆蓋地層的壓力——有關於能改變其孔隙率的各個因素。地震波的速度也有關於與岩石的結合和變質程度有關的地質年代。蘇聯施萬克在經過對岩石密度作了精密研究後，作出了地質年代對岩石密度值有決定性影響的假設。我們可以注意到在地質構造運動中所發生壓力的影響，和隨時變化的海洋的垂直水壓力及上部沉積物壓力的影響，我們認為就是由於同一原因的作用，岩石的彈性常數也發生變化，並且在大部分情形下，彈性常數的增加較密度的增加為甚。

表 23

岩 石 名 稱	速度 (公尺/秒)	密 度
20° 時的空氣	343	0
土壤	200—800	1.1—2.0
乾燥砂	300—1000	1.4—1.65
濕砂	700—1300	1.65—2.25
17° C 時的水	1430	1
黏土	1800—2400	1.5—2.2
砂岩	2000—3600	2.1—2.8
白堊	3000—4200	1.8—2.6
石灰岩	3200—5500	2.3—3.0
岩鹽	4500—5500	2.0—2.2
結晶性岩石	4500—6300	2.4—3.4
冰	3300	—

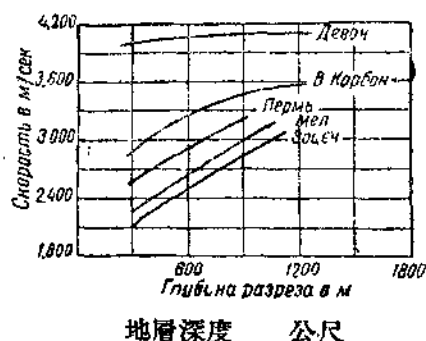


圖 121 各種地質年代及深度的地層中地震縱波傳播速度圖 (根據海因蘭)

所有上述的原因都可以來解釋，為什麼在每種岩石後所舉的地震縱波傳播速度的值有這麼寬的範圍。在表中除了岩石外，還舉了幾種物理體（空氣，水，冰）這些物質在已知的情形中都或多或少地參預在岩石的組成中（在孔隙，濕度，冰凍等情形中）。

速度隨地質年代而變的情形可見表 24 其中舉出了南恩巴地層各沉積岩中砂質黏土層內波的傳播速度（例外是在一上白堊紀用白堊及大珍石作代表）。

在岩石中速度隨時代及深度而增加。層位深度對較新地層影響較大，而對較老地層影響較小。

• 圖121 是各種不同時代的岩石在不用深度下的地震波傳播速度曲線圖。

表 24

岩石的地質年代	速度 (公尺/秒)	密 度
第四紀	500	1.7
第三紀	2000	2.0
上白堊紀	3000	2.2
中白堊紀	2000	2.25
下白堊紀	2100	2.40
侏羅紀	2200	2.3
三疊紀	2500	2.45

§ 83 地震波頻率譜的觀念

地震波是一個在岩石內傳播的複雜震動過程。每一個波動質點在空間完成了一種複雜形式的震動後回到它原來的位置，這時它沿某一個方向完成了振動。而任何一個沿一定方向的振動可以看做是隨時間發展的。設有某一點（見圖 122, a）在其原始位置 M 。旁沿 Y 方向振動，假使它能夠在一條理想的帶上印下它運動的痕跡，而這條帶則自時間 t_0 到 t_1 沿垂直於 Y 的 t 方向移動。這樣我們就得到了在 t_0 到 t_1 時間內這一點的運動圖形。假使我們稱介質質點波動和時間關係的圖形為波形。現在我們就專門來解釋各種地震波波形的形成。

簡單和複雜的週期振動 最簡單的振動是簡諧運動和正弦振動，如圖 122, 6 所示。這種運動所以稱為週期性的是因為它們是週期地重複同一個動作，其所以稱為簡諧的或正弦的是因為在這種運動時，點與其平衡位置的距離在任何時間都可以看作這個點在圓周上以 $\frac{2\pi}{T}$ 或 $2\pi f$ 的角速度作等速圓周運動時點距其水平直徑的距離；衆所周知，點與轉動中心的連線和水平直徑成一角度，而這個距離是與這個角度的正弦成比例的（圖 122, c）。點繞圓周作多次迴轉就相當於振動的重複。

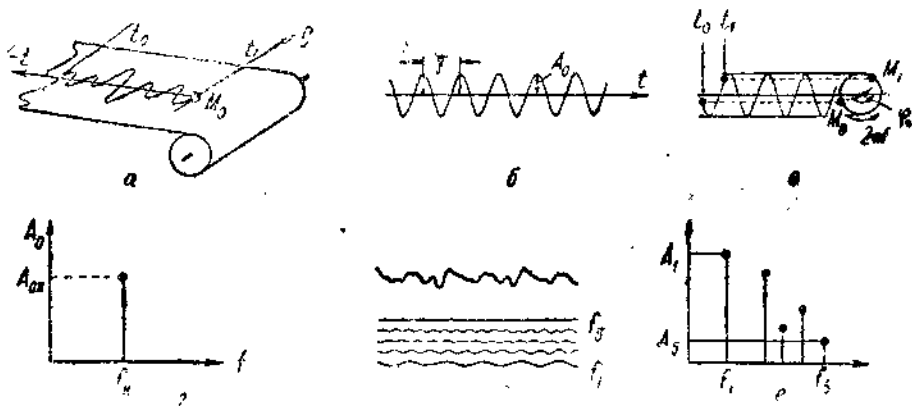


圖 122

簡諧運動可以由二個數值來完全決定：即振幅和頻率。振幅 A_0 是最大位移（參考圓的半徑）；而頻率 f 則是每秒鐘所作的完全振動數。頻率的單位是週/秒；例如說振動頻率是

40 週秒就是說每秒鐘反覆振動四十次。振動週期 T 是每次振動所需的時間。週期和頻率互為倒數：

$$T = \frac{1}{f}; \quad f = \frac{1}{T}$$

在任何一個時間，點的位置叫做振動的相位。相位的值和開始計算振動的起點有關。例如，設在開始計算時，點的位置是 M_0 。（圖 122, b），於是角度 φ_0 就是振動的原始相位，而 M_1 點的相位就是 $\varphi_1 = 2\pi ft + \varphi_0$ 。振動點在任何時間的位移等於：

$$A = A_0 \sin(2\pi ft + \varphi_0) \quad (182)$$

振幅為 A_0 ，頻率為 f 的簡諧運動可以畫成直角座標上的一點，其橫座標為頻率，縱座標為振幅（圖 122, r）。

在我們研究的振動是很複雜的時候，例如這個是由頻率互為倍數的幾個簡諧運動所組成時，這種圖示法是特別方便的。在圖 122, d 中有五個振動圖形，其頻率自 f_1 至 f_5 ，振幅是 A_1 至 A_5 ，還有它們之和的波形。顯然，它們之和也是一個週期運動。我們還知道如何將一個複雜振動分解成幾個組成它的簡諧運動，這個方法總稱為諧波分析。分析的結果就畫在剛才所說的座標上，這就叫做複合振動的振幅線譜（圖 122, e）。

地震波的波形 地震波的波形和上述各種振動的波形最具體的差別就是前者並不是一個週期性的過程。在地震波尚未到達某一點時，這一點是靜止的。根據爆炸的性質，介質的彈性性質，以及波的類型，地震波的來到就使這一點運動一定時間後再漸漸靜止下來。如果原始的形變只是由於高速前進的壓力的衝動，則如理論中所說，離波源較遠的質點只經過其平衡位置一次，振動就停止了。在某些岩石內爆炸時，由於彈性的緣故，壓縮衝動還伴隨着附近質點的類似於「後座」的運動；這個現象的特徵與爆炸點的岩石及爆炸條件有關。因此地震波所引起的運動可以有很複雜的形式。顯然，各種不同的地震波（縱波、橫波、表面波）的波形都是不同的。

我們先來看所有地震波波形的一般形式。各種地震波大致的並簡化了的波形如圖 123, a 所示。我們不能找到合適的用於描述週期振動的數值來準確地描寫地震波的波形。地震波的波形並不能用有限數目的簡諧運動的和來代表。

但是由振動的數學理論可以知道非週期性運動可以分解成無限數目所有可能的頻率及各

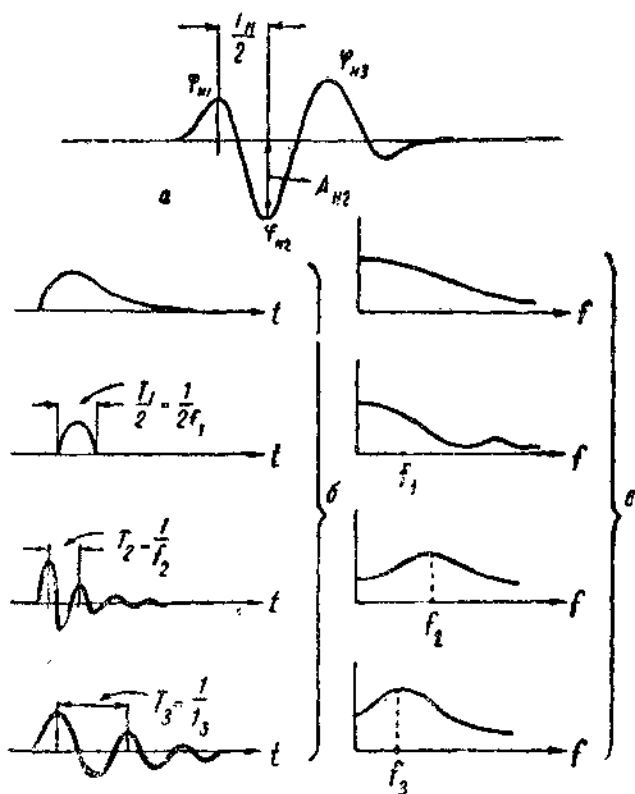


圖 123

種不同振幅的簡諧運動之和。這種分析的結果可以繪成各組元振動振幅的連續譜。圖 123,6 中是以組元振動的頻率為橫軸，振幅為縱座標畫成的頻率譜，每一個相當於圖 123,6 上的各種阻尼振動的振幅頻率譜。它不同於代表週期性振動的線譜，這種連續譜是一條連續的曲線。它的連續性表示在瞬時振動中包含着所有可能頻率的簡諧運動。

比較圖 123 a 中所列舉的頻率譜可以得到下列的一般概念。所有週期性表現得愈明顯的振動，則其頻率譜中相對的極大也愈大，也就是說在頻率譜中較狹的一個範圍中各頻率的振幅也愈大。對於較慢的振動，頻率譜在低週率處有極大，而對於較快的振動，則在高週率處有極大。

頻率譜可以很準確地確定瞬時振動，但是要用實驗或分析的方法才能求得頻率譜，這是很困難的。因此必須能得到最常見的各種類型瞬時振動的即使是近似的表示方法，用類似於週期性簡諧運動的表示方法，令非週期性瞬時振動的質點離開中間位置最大距離為其振幅 A_H 。如果這振動質點對於中間位置的上邊都發生偏轉，則其移動所需時間的二倍值為這個振動的週期 T_H 。在這個定義下的週期的倒數就叫做非週期性振動的頻率。最後也使用了以最大偏轉時的質點為準的振動相位的觀念。所有上述的數值都可以在圖 123a 中看到。所用非週期性振動的頻率和其準確表示方法——頻率譜——之間相同的是這個頻率在頻率譜的極大處。也就是這個頻率和其鄰近的頻率在構成這瞬時振動時起主要的作用。

地震探勘的實驗證明（說明這些問題的專門工作這裏不再引述），各種波的波形（和頻率譜）實際上都不相同，並且與爆炸是在什麼岩石與什麼條件下發生這點有特別厲害的關係。實驗證明，爆炸能引起最強的容積波的最良好介質是在適宜濕度下的可塑性黏土。在品質上較次的介質是在必要的相當濕度下的砂質黏土或砂土。堅硬岩石尤其是膠結很好的非結晶性岩石（火山灰及石灰岩，礫岩，角礫岩，泥灰岩等）以及乾沙和極乾燥黏土都是非常不利於激起地震波的介質。水是引起地震波的極良好介質（在蓄水庫內爆炸時），並且每次爆炸井內必須注入水時，就可以看出。造成強烈地震波的主要作用者是爆炸所在岩層中的水份。由於充滿岩石孔隙中實際上不可壓縮的液體，使就在爆炸區域內已形成了介質的瞬時振動。在這種條件下所造成的地震波具有尖銳的週期性的外貌。而在這震波的譜率譜中主要是在一個狹窄範圍內的振動（頻率譜具有尖銳的極大）。

後面將指出，由於容積波和表面波的不同，使我們在進行地震探勘時可以將反射或折射波自表面波的背景中分出。同時由於表面波發生在質點之間聯系較少的自由表面上，所以其波形具有明顯的週期性振動的外貌，而其頻率譜則在較低頻率處具有極大。大家都認為在前述良好條件所激起的容積波具有以 40—80 週為極大的頻率譜。表面波頻率譜的極大在 10—20 週的地方。

§ 84 地震波的傳播

波的傳播 正如前述，每一個波由爆炸產生後就以其本身速度向外傳播。這個波帶去了非週期性運動；由於來到波的作用，介質中的質點開始了移動，在它自己原始位置附近完成了一個瞬時振動後就靜止了。這樣，在波運動的每一個時間只有介質的很小一層參加了振動過程。這一層外面為波前所限——在這個波的外邊是沒有受到波的影響的介質（有時稱它為波陣面）。而在這一層的內面（對爆炸點而言），則有一個面以分開運動已經停止了的質點。這個內部分界面很自然地可以叫做波後了（有時稱它為波陣尾）。圖 124, a 中所示是在 t_k 這一瞬那時間自 0 點激起運動波的位置，這時波前為 MM，而波後為 NN。在波前和波後之間約略地繪出了在 t_k 一瞬那時間內各運動質點所在的位置。波前到達處質點剛在開始移