

編號	中文名稱	英文名稱	說明/圖片	來源
1.	地球物理探勘	Geophysical Prospecting	地球物理探勘是應用物理學原理探勘地下礦產和研究地質構造的方法。地下蘊藏的岩礦或地質構造基於它們所具有的物理性質、規模大小及所處的位置，都有相應的物理現象反應到地表或地表附近，這些物理現象都是地球整體物理現象的一部分。地球物理探勘的主要工作內容是利用適當的儀器測量，接收工作區域內的物理現象資料，應用有效的處理方法從中提取出需要的資訊，並根據各種岩礦和地質構造的物理現象，結合地質條件做分析，做出地質解釋，推斷探測對象在地下蘊藏的位置、大小範圍、和產狀，以及反應相應物理特性特徵的物理量，作出相對應的解釋圖例。地球物理探勘所給出的是根據物理現象對地質體或是地質構造做出解釋推斷的結果，所以它是屬於間接的探勘方法。此外，用地球物理方法研究地質體或地質構造，會有反演的問題，而反演的結果一般都是多解，因此，地球物理探勘存在多解的問題。為了獲得更準確更有效的解釋結果，一般盡可能利用多種地球物理探勘方法配合，進行比對研究，同時也要注重與地質調查和地質理論的研究結合，進行綜合分析判斷。	
2.	視電阻率	apparent resistivity	利用地電阻法反應岩石和礦物導電性變化的參數。以符號 $\rho_s$ 表示。在非均質地層的情況下，用地電阻法測得的電阻率，並非岩石的真實電阻率。它除受各種岩石電阻率的綜合影響外，還與岩、礦石的分布狀態(包括一些構造因素)、電極排列等具體情況有關，所以稱之為視電阻率。	
3.	電導率	electric conductivity	表示電流通過某種物質的難易程度的參數。為電阻率的倒數，以符號 $\sigma$ 表示。單位是姆歐/米(mho/m)。	
4.	電測深法	electrical prospecting	根據岩石和礦物電學性質(如導電性、電化學特性、導磁性和介電性質)來尋礦和研究地質構造的一種地球物理探勘方法。電阻測深法分為兩大類。研究直流電場的，統稱為直流電法，包	

			含電阻率法、自然電位法和感應極化激發法等；研究交流電磁場的，統稱為交流電法，包括交流極化激發法、電磁法、大地電磁場法、無線電波斷層掃描法和微波方法等。	
5.	電磁方法	electromagnetic method	根據岩石或礦物的導電性和導磁性的不同，利用電磁感應原理進行探勘之方法。可分為地面電磁法、航空電磁法和井下電磁法等。電磁法利用當地下存在導電物體，在交流電磁場(一次場)的作用下，導體會產生渦電流(感應電流)，進而產生二次磁場(二次場)。研究二次場的強度和隨時間變化或研究合成電磁場各分量的強度、空間分布和時間特性等，可探測地下導電體的存在。	
6.	非極化電極	non-polarizing electrode	是一種特製的測量電位差用的接地電極。目前用的是將銅棒放在盛有飽和硫酸銅溶液的素燒陶罐中。可使電極的極化電位差減小到1毫伏特以內，也減小了測量電極本身的極化電位差，因此稱為非極化電極。	
7.	感應激發極化法	inductive induced polarization method	數於頻域激發極化法。為一種供電和測量系統都不用接地電極，而採用不接地的供電線圈和測量線圈來發射和接收低頻交流磁場。	
8.	航空電磁法	airborne electromagnetic method	係利用航空器，探測人工或天然形成的電磁場對地質構造物感應激發產生的異常電磁場特徵和規律(即應用交流電磁場的感應原理)，來尋找礦藏或解析環境地質問題。	
9.	半航空電磁方法	half-airborne electromagnetic method	為航空電磁法的一種。係利用鋪設於地面之兩端接地的長達幾十公里的長導線或3×3至10×5公里的迴路線作為一次場源。接收線圈放在直升機的吊艙中，用一條長30米的電纜吊在機外，也可以設置在機外特製的裝置上，為一種雙線圈的航空測勘方法。	
10.	航空電磁系統	airborne electromagnetic systems(AEM system)	按場源特性設計組成的一整套航空電磁法設備(包括飛機、航空地球物理探勘儀器、發射和接收線圈組成)的通稱。	
11.	偶極測深	dipole electrode sounding	是地電阻測深的一種方法。是運用研究電偶極場的變化規律來了解地電阻率剖面分布。實際工作中，係將測量電偶極(MN)放在供電偶極(AB)的一側或旁側，並維持AB間距和MN間距遠小於兩電偶極間的距離進行量測。其優點	

			是可以大大減少供電導線 ρs 曲線的分辨率高；其缺點是需要較大功率的供電電源。
12.	集膚深度	Skin Depth	<p>又稱穿透深度(depth of penetration)； 某個特定頻率的電磁波向地下穿透深度。在交流電探勘方法中，習慣上把振幅值衰減到它在表層值的 <math>\frac{1}{e}</math> (<math>e \cong 2.7</math>) 的距離叫做集膚深度(穿透深度)，常用符號 d 表示。對於穿透一個非磁良導電體的平面波來說，集膚深度(d)和岩石電阻率(ρ)的平方根成正比，和頻率(f)的平方根成反比，</p> $d = 503.8 \sqrt{\frac{\rho}{f}} (\text{米})$ <p>亦即</p>
13.	海洋地震探勘	marine seismic survey	<p>是利用探勘船在海洋上進行地震探勘的方法。其特點是在水中激發，水中接收，激發與接收條件均一；可進行不停船的連續觀測。震源多使用非炸藥震源，接收常用壓電地震檢波器，工作時，將檢波器及電纜拖曳於船後一定深度的海水中。</p>
14.	波前	wavefront	<p>地震波在介質中傳播時，特定某瞬間下地震波開始位移的質點所構成的面，稱為波前。代表某時刻地震波能量到達的空間位置。波前與地震傳播射線正交。因此，使用射線或波前來研究地震波是有相同的效果的。根據波前的形狀一般可以把波分為球面波、平面波，柱面波等。</p>
15.	波阻抗	wave impedance	<p>地震波在介質中傳播時，作用於某個面積上的壓力與單位時間內垂直通過此面積的質點流量(即面積乘值點振動速度)之比，由於具有阻力的含義，因此稱為波阻抗，其數值等於介質密度 p 與波速 V 的乘積。</p>
16.	地震波	seismic wave	<p>彈性振動在地球中的傳播通稱地震波。依成因的不同，由天然地震產生的波稱為天然地震波，人工產生的地震波則稱為人工地震波。根據質點振動的形式，地震波分成三大類：質點振動方向和波的傳播方向一致的稱為縱波；質點振動方向和波的傳播方向的稱為橫波，沿空氣與岩石界面傳播的稱為表面波。</p>
17.	體波	Body Wave	<p>體波為在地球內部傳波的地震波，其傳波路徑會隨地球內部構造的溫度、壓力、物理性質，而有所不同。</p>

18.	表面波	Surface Wave	表面波在接近地球表面的介面傳播，傳波速度低於體波。表面波有低頻率、高震幅和持續時間長等特徵，是對地表破壞極有威力的地震波。
19.	地震規模	Earthquake Magnitude	地震規模是判斷一個地震釋放出來的能量有多大的尺度，它根據地震時地震波振幅的大小，再經由計算公式而得到的結果，每一個地震規模數字代表震源所釋放能量的多寡。
20.	低速帶	Low-Velocity Zone	地震波通過地球內部時，可以明顯觀察到 P 波和 S 波，在上部地函內深 100~350 公里處，P 波和 S 波的波速明顯降低，此區域即稱為低速帶。
21.	走時曲線	Travel Time Curve	當地震發生時，震波即經過地球內部向外傳播，此時地表不同位置的測站，即可收錄這些震波訊號。距離震源愈近的測站愈早收到訊號，愈遠的則愈晚收到，不同距離相對於不同時間，可以建立走時曲線。走時曲線蘊藏震波經過地球內部時的遭遇，利用走時曲線可將地球內部情形推測出來。
22.	地震波場	seismic wave field	指有地震波傳播的空間。在這個空間的每一點上，一定時刻都有一定的波前通過，波的能量也按一定的規律傳播；所有這些規律則是由震源的特點以及在此空間內介質的物理性質(主要是彈性)和幾何結構決定的。因此，當已知波場的邊界條件和初始條件時，可以求得介質的結構型態及物理性質，波動方程偏移方法就是其中一種應用。
23.	頻譜	frequency spectrum	地震波可視為是由許多不同頻率、振幅、相位的簡諧振動所合成。這些簡諧振動的振幅和相位相對於其振動頻率的變化規律稱為波的頻譜。數學上振動函數 $f(t)$ 和它的頻譜 $F(\omega)$ 之間的關係，可透過傅立葉轉換表達： $F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt = \sum_{n=-\infty}^N f(N\Delta)e^{-i\omega n\Delta}$ $f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{i\omega t} d\omega$ $d\omega = \frac{1}{2N+1} \sum_{K=-N}^N F(k\Delta)e^{ik\Delta t}$

			<p>式 中 <math>d = \frac{2\pi}{(2N+1)\Delta}</math> , <math>t = n\Delta</math> , <math>\omega = kd</math> ,</p> <p><math>\Delta</math> 是採樣間隔。<math>F(kd)e^{ikdt}</math> 表示一個頻率為 <math>kd</math> 的簡諧振動, <math>F(\omega)</math> 與 <math>\omega</math> 的關係決定了振動 <math>f(t)</math> 的特徵, 因此 <math>F(\omega)</math> 稱為振動 <math>f(t)</math> 的複數頻譜。</p> <p><math>F(\omega)</math> 又可表示為 <math>F(\omega) =  F(\omega)  e^{i\varphi(\omega)}</math> , 即</p> <p><math>F(\omega)</math> 可分解為振幅譜和相位譜, 其中 <math> F(\omega) </math> 稱為振幅譜, 它表示振幅頻率特性; 而 <math>\varphi(\omega)</math> 表示相位頻率特性, 即輸出信號的相位移(與輸入相位比較)。</p>	
24.	氣爆震源	gas exploder	<p>又稱“氣槍震源”, 它是把丙烷、氧氣或空氣的混合物導入爆炸室內, 用電火花引爆, 或者直接產生震波, 或者用氣爆推動重物撞擊地面, 可在海洋或陸地應用。為非炸藥震源中地震能量較高的一種, 其缺點是需攜帶各種裝有氣體的專門容器, 並在一定程度上具有危險性。</p>	
25.	信噪比	signal-to-noise ratio	<p>信噪比有多種定義。通常在地震儀器的輸出端上, 有效信號的功率與噪音(干擾)的功率之比稱為信噪比。信噪比除與輸入信號本身有關, 更決定於儀器的特性, 它也被用來衡量資料處理的效果。因此, 提高信噪比是提高地震解析工作品質的關鍵問題之一。信噪比一般來說愈大愈好, 可以藉由改進儀器性能或選擇工作方法提高信噪比。</p>	
26.	直達波	direct wave	<p>在均勻地層中由震源直接傳播到觀測點的地震波稱為直達波。地震勘探常常需要地表風化層的波速資料以作校正, 這種資料可藉由觀測通過此層的直達波而獲得。</p>	
27.	動態範圍	dynamic range	<p>在地震儀輸出有效信號不失真的條件下, 紀錄中最強信號與最弱信號的振幅比值稱為儀器的動態範圍, 一般以分貝表示。</p>	
28.	折射波法	refraction survey	<p>係利用地震折射波進行地質探勘的方法。由於折射波首先到達地面, 所以容易觀測與識別。</p>	

			透過折射波法可以求得界面速度，從而了解折射界面的岩石成分，進行地層對比等。
29.	初達波	first arrival wave	地震波波前到達某個觀測點時，此點上介質的質點開始發生振動的時間稱為波的初達時間。而在地震紀錄上第一個到達的波稱為初達波。其後到達的波則稱為續至波。
30.	地震探測 (震測)	seismic prospecting	地球物理探勘方法之一。它的原理是利用人工激發的地震波在彈性不同的地層內傳播規律來勘測地下的地質情況。在地面某處產生的人工地震波向地下傳播時，遇到不同密度的地層分界面就會產生反射波或折射波返回地面，用專門的儀器可記錄這些波，分析所得紀錄的特性，如傳播時間，振動形狀等，通過專門的計算或儀器處理，能較準確地測定界面的深度和形態，判斷地層的岩性，探勘含油氣構造甚至直接找油，探勘煤田、岩石礦床，個別的層狀金屬礦床以及解決水文地質與工程地質等問題。
31.	反射震測	reflection seismic survey	利用地震反射波進行地質探勘的方法。通常在激發點附近，即深層折射波的盲區以內接收反射波。在巨厚沉積岩分布的地區，一般在幾公里的深度範圍內能有幾個到幾十個反射界面，因此能詳細研究深處之地質構造。根據反射波的資料，可求地震波的地層速度，進而能準確求得界面的埋藏深度並進行地層對比。目前一般油氣與煤等礦藏之地震勘探中絕大多數都採用反射震測進行。
32.	透地雷達	ground penetration radar, GPR 又稱(地質雷達 geological radar)	，為以電磁波探測地下物體的雷達儀器。它的基本原理是藉由發射器與天線，發射高頻(1MHz~1GHz)的脈衝訊號。當這一訊號在岩層中遇到探測目標時，將產生一反射訊號。透過接收天線輸入到接收器中，放大後由示波器顯示，可藉以判斷有無目標物或地質構造存在，並大致計算出探測目標的深度。
33.	斷層掃描法	Tomography	利用發射器發射電磁波、地震波或超音波通過地質物體內部，並不斷改變接收器之位置，其後再移動發射器的位置，並重複上述接收之程序，如此可以得到通過物體內部且密度甚高之資料，經過仔細反演算後，可以重建物體內之構造原貌並以影像顯示。
34.	重力異常	Gravity Anomaly	理論的地球重力值為均勻分布，但實際上地球

			質量分布是不規則的，因此在地球各區域的實際重力值和理論重力值有所差異，此種差異便稱為重力異常。
35.	布蓋重力異常	Bouguer Gravity Anomaly	經過緯度、高度校正後，在量測之地形基準面以下因側向密度不同，所造成重力效應的總合，由於此一重力效應係來自於密度變化，因此利用布蓋異常重力資料，可以推估地下岩層密度分佈情形，以描述地下構造。
36.	自由空間異常	Free-air Gravity Anomaly	在量測之地形基準面以上，因地形(高山或海洋)所具有之質量所引起的重力效應。
37.	磁力異常	Magnetic Anomaly	磁力異常是指地球磁場因岩石的化學或磁性變異所引起的區域性變化。
38.	空氣槍	AIR GUN	指一種用於水下的震測裝置，利用壓縮空氣的爆炸而產生地震信號(聲波)。拖曳在地球物理探勘船後的空氣槍產生的爆破空氣，與炸藥爆炸有一樣的效果，但較不會傷害水中生物。
39.	地震檢波器	GEOPHONES	是震測中使用的一種靈敏的檢測器。用來直接擷取地震震動，並將震動轉換傳送到放大器紀錄系統。根據能量轉換的類型不同，目前主要有： <input type="checkbox"/> 感應檢波器，將振動的速度變化轉換為電能，因此靈敏度較高，其中又分為電動式和電磁式兩種； <input type="checkbox"/> 壓電地震檢波器，利用壓電晶體或陶瓷，將壓力(加速度變化)轉換為電壓變化，在海洋震測中普遍應用。 <input type="checkbox"/> 雷射檢波器。
40.	反演算	Inversion	一種利用建立二為或三維地質模型，滿足所量測到的震測、重磁、電磁或地電阻資料之數學計算方法。
41.	t0 法	t0 method	在震源 O 點接收到的反射波到達時間稱為 $T_0$ ，(它是從震源到反射界面的法線反射時間)利用 $t_0$ 時間描繪反射界面的方法，稱為 $t_0$ 法，如果波速已知，很容易由公式 $t_0 = \frac{2h}{V}$ 求得界面的法線深度 $h_0$ 其方法是;以各震源為圓心，以 $\frac{Vt_0}{2}$ 為半徑作圓弧，許多這些圓弧的公切線就是反射界面。由於時間剖面是經過動態校正的，所以每個接收點波的到達時間都相當於 $t_0$ ，因此用上述方法就能將時間剖面轉換成地震深度剖面圖。

42.	大角度反射	wide—angle reflection	指入射角大於臨界角時的反射。在入射角較小的情況下，同類波的反射係數隨入射角的增大而減小。但在臨界角以後，由於反射係數增大，而無法形成穿透波，因此能量被全反射，因此大角度反射能量往往比折射波更強。深地震測深工作中常常利用這種反射，以研究地殼深部的結構。
43.	低速帶	low—velocity layer	地震波在地面附近的疏鬆層中傳播的速度非常低，一般為每秒數百米，稱為低速帶，地震探勘中也稱風化層。低速帶對地震探勘影響很大：首先，若在低速帶中激發，能量將被大量消耗，頻率很低，低速帶底部又是個強反射界面，可以形成多次反射，因此，一股不在低速帶中激發，其次，低速帶使地震波到達觀測點的時間延遲，當其厚度或速度變化較大時，觀測時間的精度將受影響，甚至使波形歪曲，這時，必須進行低速帶的時間校正。
44.	盲區	blind zone	指在震源附近無法接收到折射波之區域。由於折射波形成的特殊條件，由震源到某點之間會有收不到折射波之情形，而折射波信號在地面只能從某點後方始出現，可以被地震檢波器陣列所接收到。
45.	壓電地震檢波器	pressure detector	由壓電元件製成，又稱“加速度檢波器或壓力檢波器”。利用壓電元件所產生的電壓與所受壓力成正比的原理，將地震波能量轉換為電能訊號進行解讀。
46.	屏蔽效應	shielding	在多層介質中，如果上覆岩層內有一層速度特別大(大於其下任何層)之狀況時，則其下面即使存在著速度界面，也無法形成折射波，稱為屏蔽效應，此高速層稱為屏蔽層。
47.	時距曲線	hodograph, time-distance curve	指地震波走時與距離的關係曲線，即地震波到達檢波器的時間，與檢波器到爆炸點的距離之間的關係曲線，曲線上各段的斜率即為各地震波視速度的倒數。
48.	發散	divergence	地震探勘中所使用的點震源，在介質中形成的地震波具有各種形狀的波前。當波離開震源傳播時，波前面不斷擴大，導致單位波前面積上的能量不斷減小，稱為發散。
49.	時距圖	time-distance graph	表示地震波到達各觀測點的時間，與震源至觀測點距離關係的圖形，稱為時距圖。當在一條



			二維測線上進行測量時，所得到的時距圖形稱為時距曲線。
50.	正常時差校正 (動態校正)	normal moveout correction (dynamic correction)	反映地下界面的反射波時距曲線一般為雙曲線形。其中只有在激發點處接收到的反射波時間( $t_0$ )，代表界面的法線反射時間，因此必須將各個觀測點的時間值都變成相映各點的法線反射時間，時距曲線才會與地下界面的起伏型態一致。因此，必須從各觀測點的時間值中減去一個相應的校正值。當界面水平時，它等於觀測時間減去法線反射時間。即使對同一反射界面，由於檢波器距震源遠近不同，校正量也不同；由淺層至深層的校正量亦不同，校正量是變化的，故亦稱為動態校正。
51.	靜態校正	static correction	地震探勘解釋的理論都假定激發點與接收點是在一個水平面上，並且地層速度是均勻的。但實際上地面常常為不平坦的表面，各個激發點深度也可能不同，低速帶中的波速與地層中的波速又相差懸殊，所以須將影響實測的時距曲線形狀進行地形校正、激發深度校正、低速帶校正等，這些校正對同一觀測點的不同地震界面都是不變的，因此總稱為靜態校正。
52.	時間剖面	time(record) section	指地震反射紀錄進行校正後所組成的時間剖面圖。其同相軸可以直觀的反映界面形狀，與剖面圖類似，但因為同相軸代表的界面深度是以時間作為單位，因此稱為時間剖面。
53.	極低頻無線電場系統	very low frequency band radiated field system (VLF system)	為電磁地球物理探測出一種方法。它是利用世界各地海事導航長波電台發射的15kHz~30kHz的極低頻波段的無線電波做為場源，測量由極低頻電波在地下良導體中感應的二次磁場的地球物理探測方法。
54.	擬似剖面 (又稱“ $\rho_s$ 剖面等值線圖”)	pseudo-section (contour of map apparent resistivity section)	利用同一剖面上不同測深點和不同級距的視電阻率( $\rho_s$ )值繪製的等值線剖面圖。為地電阻或電磁方法解釋的重要圖像元件。從剖面圖上可以粗略地看出不同電性的岩層接觸面。
55.	二次場	secondary field	在電磁法中是指在一次場的作用下，地下導體產生的感應磁場；或指在一次場的作用下，地下導磁體；受磁化產生的磁場。二次場的強弱、方向、分布規律以及與一次場的相位關係，除取決於導體的電磁性質、大小、產狀等因素外，還和一次場的強度、頻率、一次場與導體

			間的感應耦合關係等條件有關。	
56.	地震放大器	seismic amplifier	人工地震引起的地面位移，一般只有幾微米，經地震檢波器轉換為電能後僅幾微伏特。因此要把這種微弱信號記錄下來，需進一步放大信號。因此需運用地震放大器。	

