



微地動資料在 地層判識上之應用 — 以成大資源工程系教學井為例

吳澄峰／國立成功大學地球科學系 助理研究學者

饒瑞鈞／國立成功大學地球科學系 教授

陳英琪／國立成功大學地球科學系 博士後研究員

吳泓昱／國立成功大學資源工程學系 助理教授

微地動 (microtremor)，又或稱為環境噪聲 (ambient noise)，主要是由自然現象 (如海浪、風、微地震活動) 或人類活動所產生，由於微地動訊號在傳遞過程中，帶來地底下豐富的構造信息，經由適當的量測規劃與資料分析，我們將可藉此了解地下之構造特徵 (如：速度分布及層面位置)，甚至可進行構造的推論 [1]。為探討成功大學校園附近之地下構造背景，我們選擇在資源工程學系系館前從事微地動量測，速度構造結果顯示場址下方 300 m 內之 S 波速度值隨深度漸增，且於深度 45 m 附近有較大的速度梯度變化，此深度與共振主頻 (1.83 Hz) 所推估之界面相一致。再者，綜合微地動量測與懸盪式波速井測資料，地層 (100 m) 大致可分為五個速度層，然而兩者在近地表處仍存在一些速度差異。透過不同地球物理方法之結果整合，我們對於地層分布的解釋將會更有把握。

微地動量測規劃

2022 年 8 月 15 日成功大學於成功校區的資源工程學系系館前完成一口 100 m 之教學研究井 (AT-1，圖 1)，為了解成功大學校園附近之地下構造背景，並提供不同地球物理方法間之結果比對，本研究團隊於 2021 年 9 月，在教學井附近完成了微地動陣列 (取名為 RE) 的規劃及量測工作。本研究量測所使用之儀器為 DiGOS 公司所出產之 DATA-CUBE³ 紀錄器和 HG-6 Geophone 感震器，根據現地可佈設儀器的狀況，我們以 16 部地震儀，採五個同心圓 (三角形) 方式同步量測 (圖 1 中藍色三角形)，最小測站距約為 4 m，最大達 110 m，不同測站距將影響可探測的深度。施測時

為提高量測資料的解析度，將儀器的增益 (gain) 值提高至 16 dB，每秒取樣率為 200 點，記錄時間總長度為 5.5 小時。為避免風直接吹向感震器而影響其在低頻的表現，量測期間，我們使用防潮箱罩住感震器作為防風措施，現地擺設情形如圖 1 照片所示。此外，為了豐富教學井在未來課程教學及研究上之多樣性，本研究團隊於 2022 年 8 月下旬委請工程顧問公司，在 AT-1 教學井從事懸盪式波速井測 (P-S logging)，用以獲得 P 波、S 波速度及波松比 (Poisson's ratio) 隨深度之變化，我們將以此資料與微地動量測所得結果進行比對與討論。

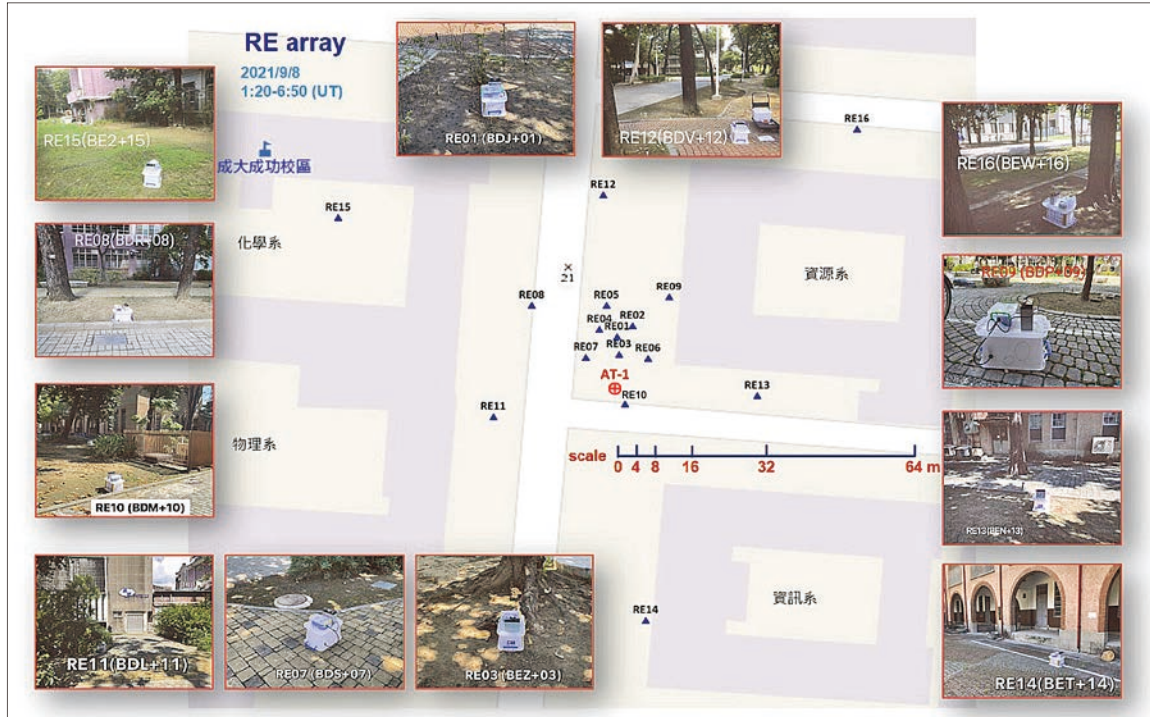


圖 1 成大資源工程系井測 (AT-1) 位置 (⊕) 及微地動 RE 陣列量測位置 (▲) 分布圖

陣列資料分析流程

目前微地動陣列常用的分析方法有空間自相關 (SPAC) 法 (spatial autocorrelation method) [2] 及高解析頻率-波數 (F-K) 法 (high-resolution frequency wavenumber method) [3]。本研究採用 F-K 方法進行陣列資料的分析, 以獲得表面波頻散曲線, 並輔以逆推技術, 估算淺層 S 波速度構造。資料處理流程如圖 2 所示, 其步驟如下:

- 取得所有測站之垂直分量紀錄, 並剔除人為干擾之時間段。
- 以 Geopsy 軟體 (Wathelet *et al.* [4]) 進行 F-K 分析。分析時, 以頻率作為擷取視窗 (time window) 長度之依據, 即高頻和低頻分別使用較短及較長視窗作分析。經 F-K 分析後可獲得不同頻率之相速度值, 將相速度資料進行篩選, 並計算平均值和標準差即可得到最後之平均雷利波頻散曲線。利用陣列最小展距 (l)、最大展距 (L) 與波長 (λ) 之間的關係 (分析結果中將有詳細之說明), 可計算不同頻率 (f) 下合理之相速度值 (C), 我們可依此作為頻散曲線挑選之依據。
- 為加速收斂逆推過程中理論與與觀測相速度之結果, 我們將圖 2(b) 中之觀測資料, 透過波長與可探

測深度之轉換, 計算出一條 S 波速度隨深度變化之回歸式, 依此進行初始模型的假設。初始模型的地層數設定為 100 層, 每一層厚度皆相同, 泊松比則參考井測資料設定為 0.44。

- 於逆推過程中, 當每層 S 波速度相鄰逆推結果之差值小於 0.001 km/s 時, 則逆推終止, 並謹慎評估觀測值與理論值的差值, 以獲得合理之 S 波速度構造。
- 為獲得地層之細微速度變化情形, 本研究使用表面波逆推方法 (Hermann [5]) 中的 differential 逆推技術來推估 S 波速度構造。

單站資料分析流程

藉由單站頻譜比 (HVSR) 法 (horizontal-to-vertical spectral ratio method) [6] 分析微地動資料, 可獲得主頻與放大倍率分布的情況, 每一測站記錄的資料處理流程如圖 3, 其步驟如下:

- 取得微地動速度紀錄的三分量 (南北、東西及垂直) 資料。
- 將三分量的視窗資料各別經由快速傅立葉轉換 (FFT) 至頻率域。分析過程中, 以 40.96 秒為一單位對微地動資料進行視窗擷取, 為增加分析樣本

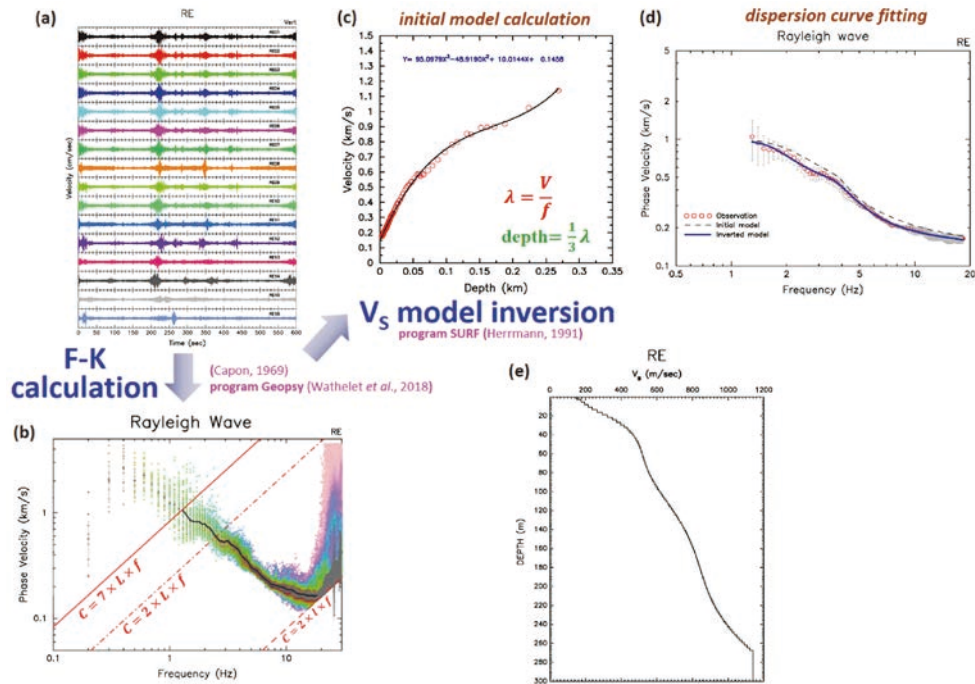


圖 2 微地震陣列分析方法流程圖：(a) 微地震陣列量測之垂直向波形圖；(b) 經 F-K 分析所得之相速度－頻率分布圖；(c) 逆推速度模型過程中初始模型之計算方式；(d) 理論與觀測頻散曲線擬合情形；(e) 經平滑化逆推技術 (differential inversion technique) [6] 所得之速度模型。

數，採用移動視窗 (moving windows) 方式，將截取的兩個視窗訊號重疊 50%。另外，為避免訊號擷取後，產生突兀不連續的情形，於視窗擷取時，對視窗兩側使用餘弦窗函數 (cosine taper) 作修邊。

(c) 東西向 (EW)、南北向 (NS) 以及水平向之均方根 (RMS) 傅氏頻譜各別除以垂直向傅氏頻譜，將所有視窗的頻譜比進行平均可得到 HVSR 曲線和對應之標準差。HVSR 計算過程中，為避免虛峰值的產生，採用頻寬 0.25 Hz 的 Hann 窗函數進行平滑化處理。

(d) 利用陣列所得速度模型 (V_s) 及 HVSR 所得之共振主頻 (f_0)，我們可估算單站頻譜比所反應之主要地層界面深度 (H)。

分析結果與討論

透過 F-K 的分析，可獲得相速度在不同頻率下之分布情形，這反應著地下速度構造變化的趨勢與特徵。圖 2(b) 為 RE 陣列之雷利波 (Rayleigh wave) 相速度分析結果，其中橫座標代表頻率，縱座標為相速度值，每個資料點的顏色代表其機率密度函數 (probability density function, PDF) 的大小，越接近深紅色，表示相速度資料越集中。當頻率 > 2 Hz 時，相速度值相當收斂，高頻可延伸至 ~ 18 Hz；當頻率 < 1.5

Hz 時，相速度值則略為發散。根據理論的奈奎斯特波數 (Nyquist wavenumber) 計算，最小波長與最小測站距之關係約為 2；另最大波長與最大測站距之關係其範圍較大 (約 2~7) [7]，然而控制一個場址之最大可探測波長的因素，除了取決陣列的尺寸外，場址下方之波場特性亦會造成分析結果之差異。依上述波長與展距的關係，我們畫出圖 2(b) 中之紅色線，用以決定挑選頻散曲線的範圍，圖中黑色實線即為最終選取之頻散曲線，依此做為逆推速度構造之依據，其頻率最低及最高分別為 1.3 Hz 及 18.3 Hz。若根據表面波可解析的深度為波長的 1/3 倍，RE 陣列可解析之最大深度 ~ 270 m，經速度構造的逆推，我們獲得 RE 陣列 300 m 內之速度模型 (圖 2(e))。

圖 2(c) 為 RE01 (陣列中心點測站) 之平均單站頻譜比結果，橫座標代表頻率的大小 (0.1~20 Hz)，縱座標為頻譜比值。圖中藍色、綠色及紅色線分別為南北 (NS)、東西 (EW) 及均方根 (即 NS 和 EW 取 root mean square, RMS) 之 HVSR 結果，灰色區塊代表其 RMS 的平均值加減一個標準偏差，結果顯示標準偏差不大，代表所得頻譜比值相當穩定。再者，NS 及 EW 分量之 HVSR 結果差異不大，可得知此場址下方的地層特性其側向不均的現象不顯著。由圖上可明顯看出於 1.54~

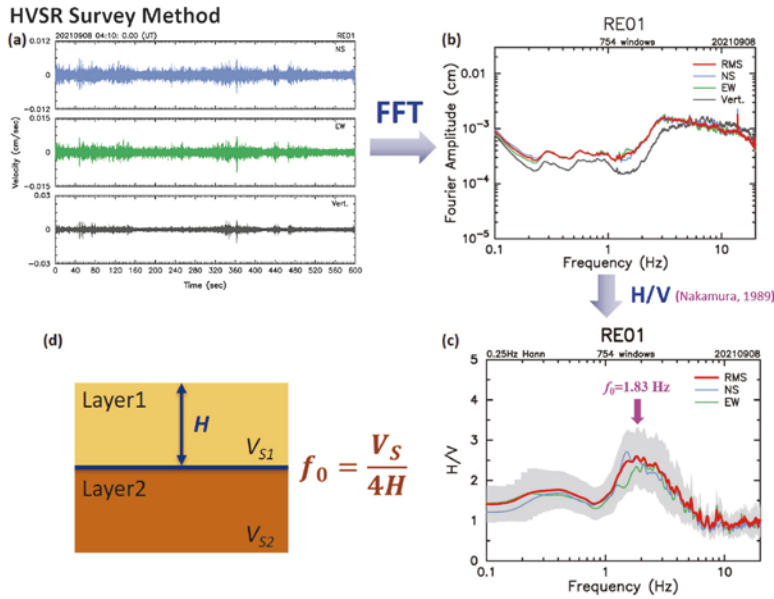


圖 3 微地動單站分析方法流程圖。(a) 微地動單站 (RE01) 量測之三分量波形圖；(b) 經 FFT 計算所得之三分量及水平向之均方根傅氏頻譜；(c) 經頻譜比計算後之 HVSR 曲線及其標準差；(d) 結合單站頻譜比結果與陣列之 S 波速度模型 (圖 2(e))，可推估 HVSR 中共振主頻所反應之地層界面深度。

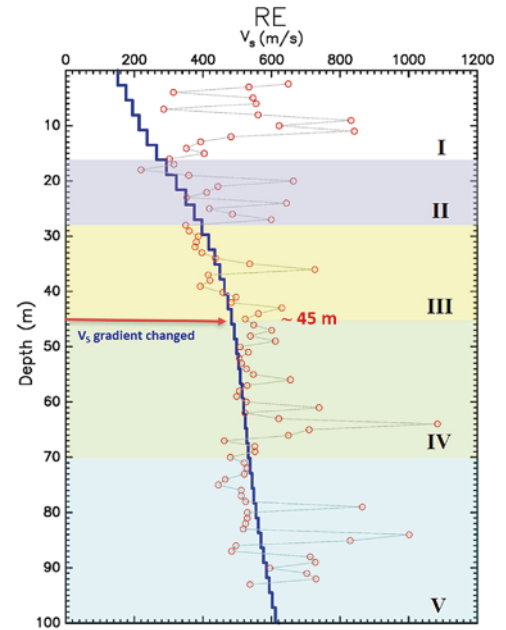


圖 4 微地動陣列所得之 S 波速度構造 (藍色線) 與懸盪式波速井測資料 (空心圓) 之比對結果

2.61 Hz 附近為放大倍率高區，其中共振主頻 ($f_0 = 1.83$ Hz) 處放大倍率值為最大 (2.6)，此表示淺層處存在一界面，其上下地層速度對比明顯。而當頻率 < 1 Hz 時，於 0.4 Hz 附近有些微放大情形 (放大倍率 ~ 1.77)，代表在此場址下方深處存在一速度對比不明顯之界面層。

最後，利用微地動陣列、單站及井測資料進行綜合討論：根據 RE 陣列及井測資料在深度 100 m 內之 S 波速度構造比對結果 (圖 4)，在某些深度，井測速度值會有突然驟升的現象，尤其在淺層 15 m 內，井測速度異常的高，於施測期間，此深度在訊號判讀上亦非常不穩定，其資料的可靠度，需後續進一步與其他物探資料 (如井下攝影或岩芯粒徑分布) 進行比對才能確認。根據陣列與井測所得之速度變化趨勢，在 100 m 的深度範圍內，我們大致可將地層分為五個速度層 (圖 4 中 I-V)，界面深度大約位於 16 m、28 m、45 m 及 70 m。根據陣列結果，平均 S 波速度依序為 (I) 213 m/s、(II) 349 m/s、(III) 446 m/s、(IV) 511 m/s 及 (V) 572 m/s；井測結果則依序為 (I) 536 m/s、(II) 428 m/s、(III) 470 m/s、(IV) 585 m/s 及 (V) 595 m/s。除第一層之外，兩方法所得 S 波速度值相當接近，顯示微地動陣列所得結果相當具參考價值。另外，利用圖 3(d) 所提之公式，可推估 1.83 Hz 附近之共振土層深度約為 45 m，此結果恰

位於陣列及井測所得之 S 波速度梯度變化 (轉折) 位置。綜合上述研究結果，微地動資料分析提供了另一個探討地層分布之有效方法。然僅使用單一地球物理探勘資料進行地層判識，仍存在一些不確定性，若整合不同方法之結果，可彌補各方法不足之處，在地層的解釋上將更有說服力。

參考文獻

1. Wu, C.F. and Huang, H.C. (2019). Detection of fracture zone using microtremor array measurement. *Geophysics*, 84(1), B33-B40.
2. Aki K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-457.
3. Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408-1418, 10.1109/PROC.1969.7278.
4. Wathelet, M., Chatelain, J.L., Cornou, C., Giulio, G.D., Guillier, B., Ohrnberger, M., and Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A user friendly open source tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters*, 91, 1878-1889.
5. Hermann, R.B. (1991). Surface wave inversion program (from computer program in seismology volume IV).
6. Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Railway Technical Research Institute, *Quarterly Reports*, 30(1).
7. Wu, C.F. and Huang, H.C. (2015). S-wave velocity structure of the Taiwan Chelungpu-Fault Drilling Project (TCDFP) site using microtremor array measurements. *Pure and Applied Geophysics*, 172(10), 2545-2556. 