

分層變形的台灣造山運動

中央研究院地球科學研究所 郭本垣 黃梓殷
國立臺灣大學地質科學系 龔源成

無論你探索深部地幔，鑽研地震力學，或發展先進的定年方法，你都不該忽略在我們腳下進行地如火如荼的造山運動以及相關的爭論。因為造得劇烈，也看似造得有跡可循，這座山脈吸引了全世界的目光，也常被認為是研究弧陸碰撞型造山運動的範本。

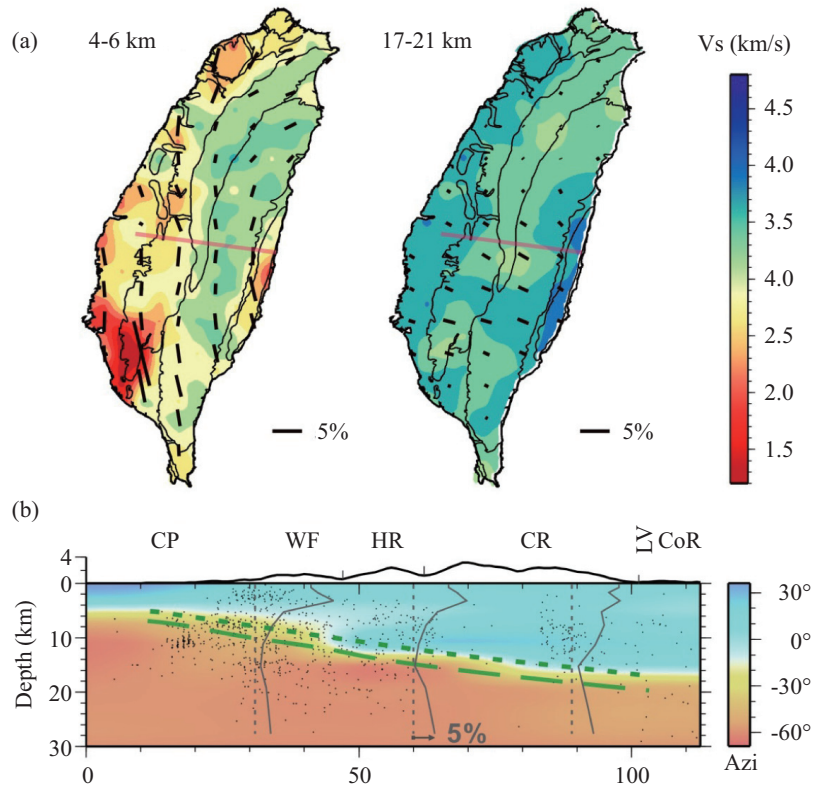
台灣的造山起因於歐亞板塊和菲律賓海板塊的夾擠，二者以每年 8 公分的速度縮短距離 [1]，在此聚合過程中產生劇烈的碰撞促使地殼破裂變形並伴隨著地震發生。這些地震提供資訊使我們得以描繪板塊的形貌，透過地震定位、震源分析與各種震波的辨識與模擬，我們對台灣的地殼構造也有了初步的認知。然而，台灣的造山機制仍有許多細節尚待澄清，若能取得關鍵性的新發現，長期以來的理解甚至可能被徹底顛覆。

近年來隨著大型計畫的推出，高密度、高品質的資料正逐步揭露山脈中前所未見的組織與結構。由於隱沒帶分布在南北兩端，在弧陸碰撞最劇烈的島嶼下方缺乏源源不絕的地震提供震波來取樣整個台灣地殼，傳統的地震學方法如接收函數、剪波分裂、體波層析成像等因此受到限制，使得台灣造山運動仍存留許多歧見與謎團。其中影響最深遠的莫過於薄皮 / 厚皮模型之間的爭論。薄皮理論主張造山只在某一個滑脫面以上進行，以下的變形可以忽略；這個滑脫面可能在隱沒板塊上界面附近，在台灣下方約位於 5-15 km 深處，向東微傾。透過沙箱模擬，地質學家們重建了滑脫面上一系列褶皺與斷層發育的情形，與台灣的地質觀測吻合 [2]。厚皮理論則是駁斥滑脫面這個觀念，認為整個約 20-50 km 厚的地殼在弧陸碰撞下擠壓、隆起而造山 [3]，因為由遠震量取的剪波分離延遲時間 (1-2 s) 大到需要整個岩石圈甚至軟流圈以同樣方式變形才能產生，岩石圈尺度的一致性變形成為厚皮模型的重要內涵。

儘管新的證據不斷推出，解決這個爭論必須仰賴更創新也更具決定性的觀測，而「震波非均向性」無疑是一項重要的指標。「震波非均向性」指的是物質的彈性常數隨著方向而有所差異，例如礦物的晶格形態便可能影響震波從不同方向穿越時的速度。換句話說，當礦物在適當的溫壓條件下受力，並產生一致且大範圍的重新排列時，我們可以從震波在不同方向的走時上觀察到顯著的非均向性。除了微觀的晶格排列外，巨觀上如：岩石節理與葉理等構造、孔隙的開合、層狀排列、或者是更大尺度的斷層等皆為產生震波非均向性的可能因子 [4]。了解地殼的非均向性相當於分析其內部紋理，可以推測其變形方式、溫壓狀態、及組成成分等特性。

過去，受限於可使用的地震分佈不均，非均向性研究在台灣成果有限，尤其缺乏深度分辨率 [5]。即使前人研究已顯示地殼整體非均向性的快方向大致平行山脈走向，但難以解析這些非均向性是由哪個深度的構造變形所主導。近年來，「噪訊法」的引用與改進終於使得這些先天的限制得以被克服。震波訊號中的噪訊主要來自於海浪與海岸或海床的交互作用，其能量反應在表面波上 [6]，過去十年的研究指出：藉由分析兩測站連續記錄的交互相關函數 (cross-correlation function, CCF)，即可得到兩點之間的格林函數 (Green's function)，相當於介質的脈衝反應函數 (impulse response function) [7]；換言之，研究噪訊也可以得到系統的物理特性。由於此法中每個測站本身同時扮演震源與接收站的角色，不需再仰賴天然地震的發生，不僅可避免震源的不確定性，其應用範圍亦不受限於地震的時空分布。高密度的台灣地震觀測站可以提供極高的解析能力，而此法所帶來的完整方位包覆力也使得非均向性的研究可以向前推進。

最近，台大地質系、台大海研所及中研院地球所合作，利用噪訊所導出的表面波訊號，結合

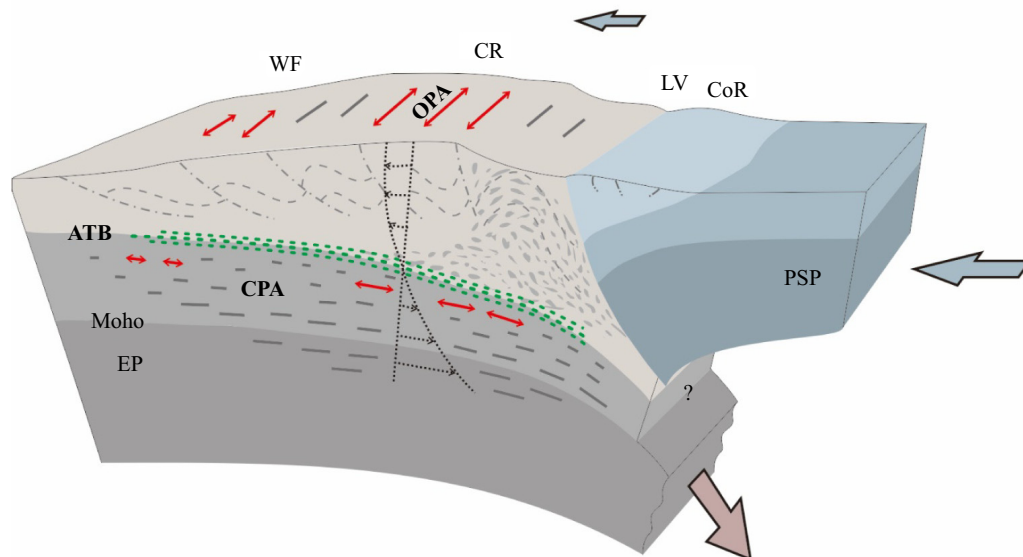


圖一 (a)近地表平行山脈的非均向性快方向(短線段)在某一深度後旋轉為平行聚合方向。模型共分為12層,在此只展示4-6 km與17-21 km兩層。(b)以台灣中部剖面(圖(a)淡紅色線)來呈現非均向性隨深度的快速轉變。綠色點線代表ATB,長點線代表CPA層的頂部。灰線代表非均向性強度的深度分佈。5%的標示作為(a)、(b)兩圖非均向性強度的參考。CP, WF, HR, CR與CoR分別為:西部平原、西部麓山帶、雪山山脈、中央山脈與海岸山脈。

一套以小波為基底的逆推方法[8],建構了台灣地殼剪力波波速(V_s)與方位非均向性(azimuthal anisotropy)的三維模型[9, 10]。研究團隊發現:在淺部, V_s 與地質構造顯著相關,這是拜噪訊法所萃取的短周期表面波所賜;而到了中下地殼的深度,中央山脈則呈現負異常。如果這項研究僅止於此,就無助於釐清薄皮/厚皮之間的爭議。令人驚訝的是非均向性的變化:在淺部,剪波快方向平行山脈走向(orogen-parallel anisotropy; OPA);隨深度增加,快方向一口氣旋轉 90° 並平行於板塊聚合方向(convergence-parallel anisotropy; CPA)(圖一)。用一個反正切函數(arc tangent)來定義兩組非均向性之間的轉換邊界(anisotropy transition boundary; ATB),發現ATB在西部深約5-10 km,在中央山脈下方則深到15 km以下,形成一個由西向東緩緩傾斜的面,與薄皮的滑脫面非常接近。

OPA很可能反映了弧陸碰撞直接造成的變形構造,如中央山脈內變質岩的葉理或麓山帶中南北走向的逆斷層。CPA則很難歸因於碰撞,在雪山與中央山脈,CPA可能反映出被隱沒的歐亞板塊地殼的塑性變形。根據過去的研究,此處的溫度與黏性都達到了塑性流的條件[11, 12],若剪切應變存在,便可能排列如角閃石等非均向性礦物而促成整體的非均向性。這剪切應變需要有著平行CPA的剪力,暗示著歐亞板塊的地幔岩石圈可能仍在下沉,而板塊表面正承受著弧陸碰撞加諸的阻力,於是運動速度隨深度增加(圖二)而產生了相對應的剪切變形。這個「劇本」亦同時暗示了ATB承受了相當的剪力將山脈與隱沒板塊連結在一起,而不是一個低摩擦力的滑脫面。

在我們提出的模型中,碰撞引起的擠壓隆起等「實際」的造山作用僅止於上地殼,而下地殼



圖二 模型示意圖。兩組非均向性（紅色雙劍頭）代表不同的生成機制：上層 OPA 由碰撞引起，下層 CPA 發生在隱沒的歐亞地殼，主要由隱沒作用驅動。ATB 在力學上承受剪力，引起分佈在隱沒地殼的相對速度（細點線箭號），進而造成 CPA。大箭頭代表以歐亞大陸為參考點之板塊與下沉岩石圈的相對運動方向。

則是以近水平向的剪切變形來反應聚合。其中，「地殼掘升」(crustal exhumation) [13]扮演著十分巧妙的角色。中央山脈東側的大南澳變質雜岩一直被認為來自於歐亞大陸邊緣中生代時期的地殼，上述施加在隱沒板塊表面的阻力正可以剝蝕大陸地殼而促成大南澳雜岩的露出。在中央山脈下方，CPA 層的頂部在碰撞劇烈的中部比在南部來的深，也許暗示著較強烈的掘升，而大南澳雜岩向南消失正符合這個期待。

這樣的造山模式到底是薄皮還是厚皮？以變形幅員來看，它是厚皮，但是隱沒作用驅動的剪切變形與厚皮模型強調的岩石圈尺度碰撞相左；以造山作用的分布衡量之，它比較接近薄皮，地殼之擠壓、隆起、增厚主要發生在 10-20 km 內的上層，只是 ATB 上的剪力排除了「滑脫面」的概念。新模型傳達的一個重要觀念是：GPS 表現出來的聚合量將由分布在下地殼中的塑性流運動來吸收（圖二）[1]，而非由單一面上的滑動，或全地殼的壓縮甚至側向逃脫來達到平衡。

參考文獻

[1] B. Rousset., S. Barbot, J. P. Avouac and

Y.-J. Hsu, *J. Geophys. Res.*, **117**, B12405, doi:10.1029/2012JB009571 (2012).

[2] D. Davies, J. Suppe and F. A. Dahlen, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153 (1983)

[3] F. Wu, R.-J. Rau and D. Salzberg, *Tectonophysics*, **274**, 191, doi:10.1016/S0040-1951(96)00304-6 (1997)

[4] V. Babuska and M. Cara, *Seismic Anisotropy in the Earth*, Kluwer Academic, Dordrecht (1991).

[5] H. Kuo-Chen, F. T. Wu, D. Okaya, B.-S. Huang and W.-T. Liang, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L12303, doi:10.1029/2009GL038148 (2009).

[6] Y.-N. Chen, Y. Gung, S.-H. You, S.-H. Hung, L.-Y. Chiao, T.-Y. Huang, Y.-L. Chen, W.-T. Liang and S. Jan, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L04305, doi:10.1029/2010GL046290(2011).

[7] N. M. Shapiro and M. Campillo, *Geophysical Research Letters*, **31** (2004).

[8] L.-Y. Chiao and B.-Y. Kuo, *Geophys. J. Int.*, **145**, 517 (2001).

[9] T.-Y. Huang, Y. Gung, B.-Y. Kuo, L.-Y. Chiao and Y.-N. Chen, *Science*, **349**, 720 (2015).

- [10] M. D. Long, *Science*, **349**, 687 (2015).
- [11] H. Kuo-Chen, *et al.*, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L22302, doi:10.1029/2012GL053649 (2012).
- [12] Y.-J. Hsu, S.-B. Yu, M. Simons, L.-C. Kuo and H.-Y. Chen, *Tectonophysics*, **479**, 4 (2009).
- [13] P. Yamato, F. Mouthereau and E. Burov, *Geophys. J. Int.*, **176**, 307 (2009).