

淺談磁性礦物在地球科學上的應用

文／洪崇勝

自然界的磁性礦物

自然界的磁性礦物廣佈於火成岩、沉積岩、變質岩三大岩類中，但因它在岩石中的佔比多不及 1%，且顆粒細小，所以不易察覺其存在（圖 1）。而常出現在岩石中的磁性礦物也是少數幾種，可歸納為氧化態與還原態二大類（補充資料 1）。隸屬於氧化態的磁鐵礦(magnetite, Fe_3O_4) 是我們較熟知的磁性礦物，內含二價及三價鐵(Fe^{2+} 、 Fe^{3+})，隨著氧化程度加深，二價鐵若變成三價鐵，磁鐵礦會轉變成赤鐵礦(hematite, Fe_2O_3)或針鐵礦(goethite, FeOOH)。除了氧化態的磁性礦物外，在還原的環境下，鐵與硫的化合也會形成另類的磁性礦物，如磁黃鐵礦(pyrrhotite, Fe_7S_8)或硫複鐵礦(greigite, Fe_3S_4)，前者鐵與硫的比例為 1:1.1，而後者為 1:1.3，顯示兩者還原程度有別。不同類型的磁性礦物存在於不同的岩石中，或是它們在含量、粒徑上發生了變化，皆反映著所寄宿的岩石曾經歷不同的地質環境與作用，且磁性礦物於生成時會受到當時地球磁場的感應而磁化，例如磁鐵礦若自熾熱的岩漿中結晶，在低於 575°C 的居里溫度之下即會受到磁化，即使當時的地磁場會被後繼的磁場取代而消失，但此一具方向性的磁化量會殘留下來（稱之為殘磁），使得含有該磁性礦物的岩石得以記錄下當時地球磁場的性質。因此藉由偵測岩石中磁性礦物種類、含量、粒徑的變化與量測岩石殘磁方向及強度，可以讓我們反推該岩石曾歷經的地質環境（稱之為環境磁學，environmental magnetism），以及瞭解古地球磁場的性質與行為（稱之為古地磁，paleomagnetism）。

地球磁場知多少？磁鐵礦小兵立大功

在 1960 年代甚至更早之前，針對含有磁鐵礦之玄武岩所做的古地磁研究，科學家已發現地球磁場曾發生過磁極倒轉。從海底中洋脊玄武岩地殼所記錄的磁性條帶，顯示過去四百萬年以來地球磁場至少倒轉了 9 次，而磁性條帶的紀錄更確立了海底擴張、大陸漂移、板塊運動等學說的主張，從此對地球科學的研究產生革命性的影響。後續的研究更指出：地磁場發生倒轉的時間並不固定，無週期性；完成一次倒轉所需的時間約數千年或萬年；倒轉後磁極維持的時間亦長短不一，短者僅萬年，長者可達百萬年之久；最近一次的地磁場由反向磁極倒轉為正向磁極發生在 77.3 萬年前且維持至今；倒轉時地球磁場的強度降至相對低值，約為倒轉前後的五分之一；倒轉並未對生物造成滅絕性的影響；目前有關地磁場最老的岩石紀錄可追溯至 37 億年前。科學家雖認為地球磁場是源自地球內部深處地心外層的熱對流，但截至目前，對於地球磁場倒轉的原因尚未解

開。有關地球磁場長期的變化以及地球磁場歷次倒轉的時間，讀者可進一步閱讀相關資料與文獻（補充資料 2 及參考文獻 1-4）。

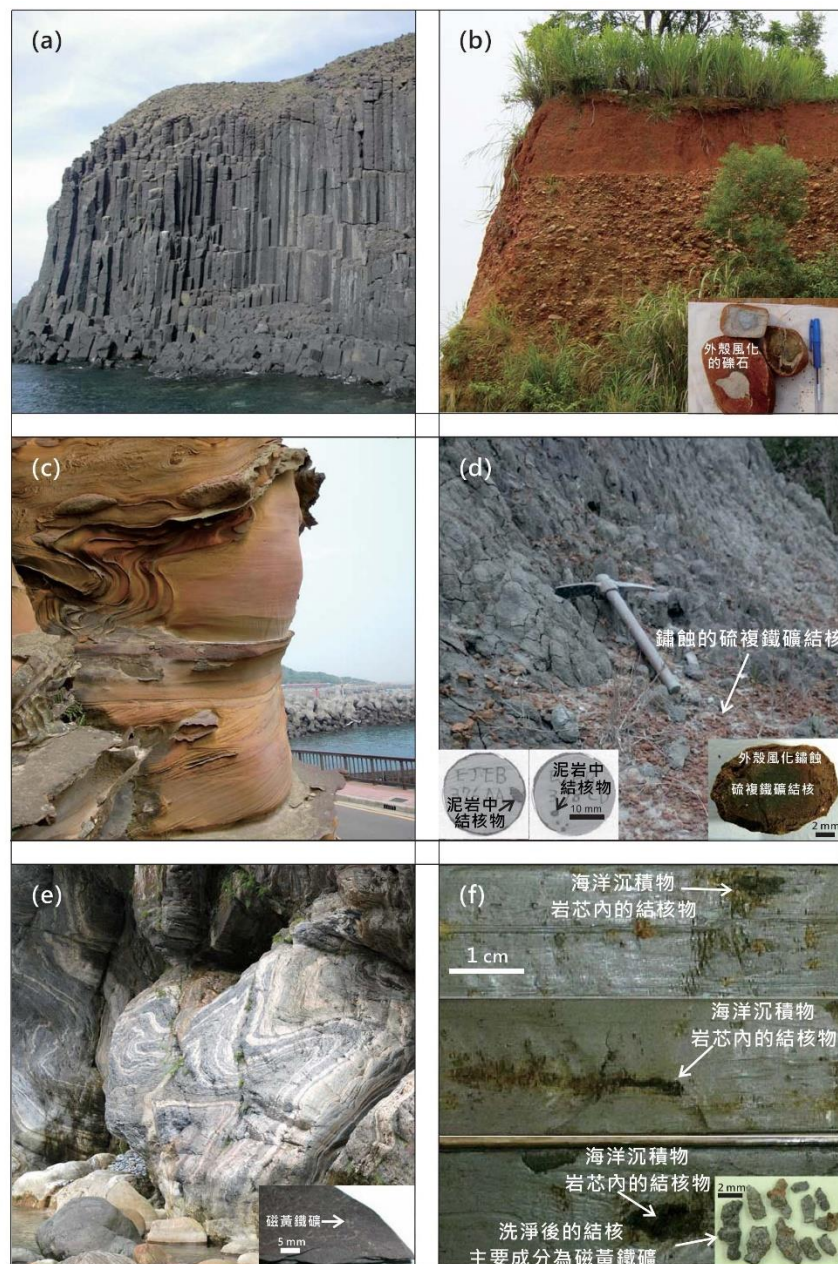


圖 1、野外岩石露頭及所含的磁性礦物

- (a) 澎湖玄武岩，內含磁鐵礦。
- (b) 彰化八卦台地紅土礫石層，因風化易發育出赤鐵礦。
- (c) 新北野柳大寮層，內含針鐵礦。
- (d) 高雄田寮古亭坑層的灰色泥岩中含有暗黑色硫複鐵礦結核。經雨水冲刷後，泥岩中的硫複鐵礦結核殘留於地表並呈現暗褐色鏽蝕的外殼。
- (e) 花蓮砂卡嘴溪變質岩。插圖為一塊千枚岩，內含磁黃鐵礦，屬變質作用的產物。
- (f) 高屏外海的三節岩芯，內含結核。結核的主要礦物成分為磁黃鐵礦，為成岩作用的產物。

臺灣的岩層含有哪些磁性礦物？

為了實際瞭解磁性礦物，以下將介紹磁性礦物的採樣與鑑別方法以及它們在臺灣岩層中的分佈。由於磁性礦物是包埋於岩石中，那麼應如何自岩石中取得或觀察到它？在取樣上，一種簡易的方法是針對經由河川、波浪、洋流、風、冰川等所侵蝕搬運而堆積的岩石碎屑物進行採樣。例如從海灘、沼澤、河岸、海洋沉積物或混濁的溪流中取得泥沙（圖 2），用篩網先過濾掉粗顆粒的岩屑與雜質，復將細的泥或粉砂以強力稀土磁鐵進行磁吸，如此可萃取出較為單顆粒的磁性礦物。另一種是將採集的岩石製作成光片或薄片（厚度 0.03 mm 毫米），此法可從片中觀察到磁性礦物在岩石中的粒徑、形狀以及其與相鄰礦物間的組織關係。兩種取樣方式的磁性礦物皆可經由光學或電子顯微鏡的觀察（圖 3）、X-光粉末繞射分析（圖 4），或是利用磁力儀測得岩石的磁性參數值以比較其大小（圖 5），進而鑑別出所含磁性礦物的種類、含量與粒徑的差異（補充資料 3）。

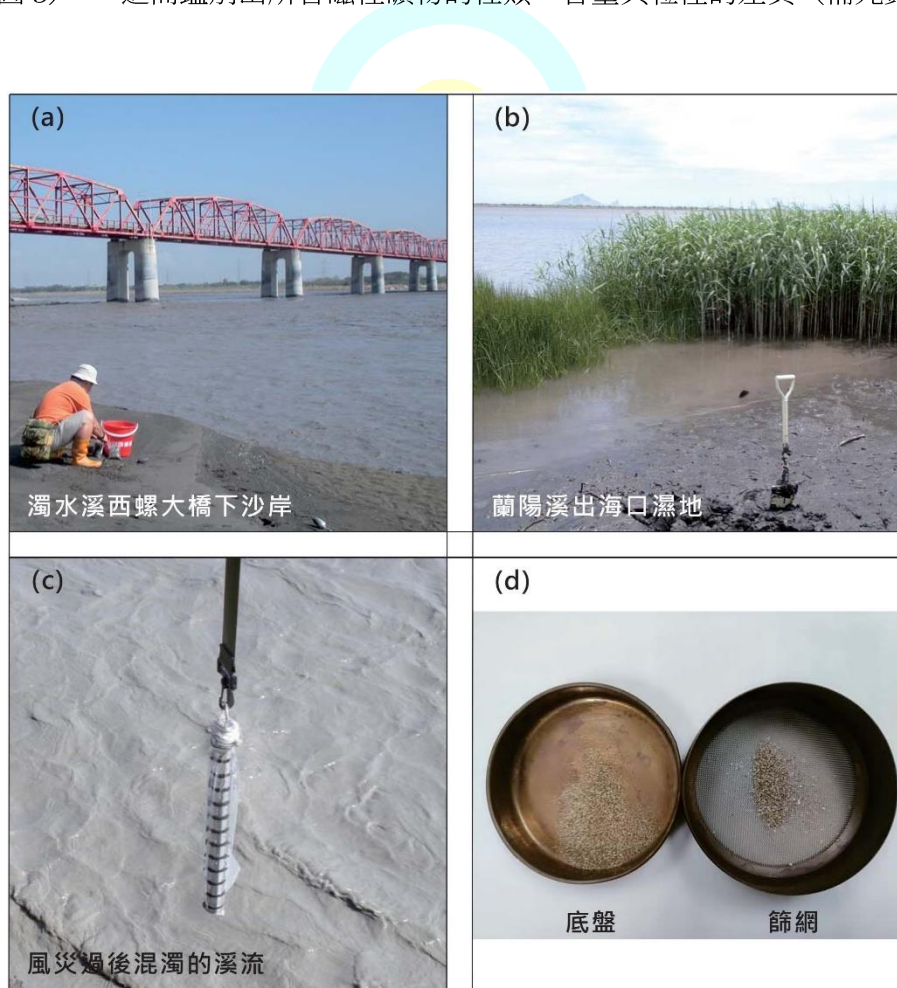


圖 2、磁性礦物野外採樣及工具

- (a-b) 採集河灘地堆積之河砂或河流出海口濕地泥砂供磁選之用。
- (c) 用強力稀土磁鐵外覆塑膠套垂吊於風災後混濁的河水中以吸附磁性礦物。
- (d) 乾燥後的沉積物以篩網過濾掉粗顆粒的岩屑與雜質(右盤), 留取細顆粒(左盤), 再用磁鐵外覆套袋吸取其中細小的磁性礦物顆粒。

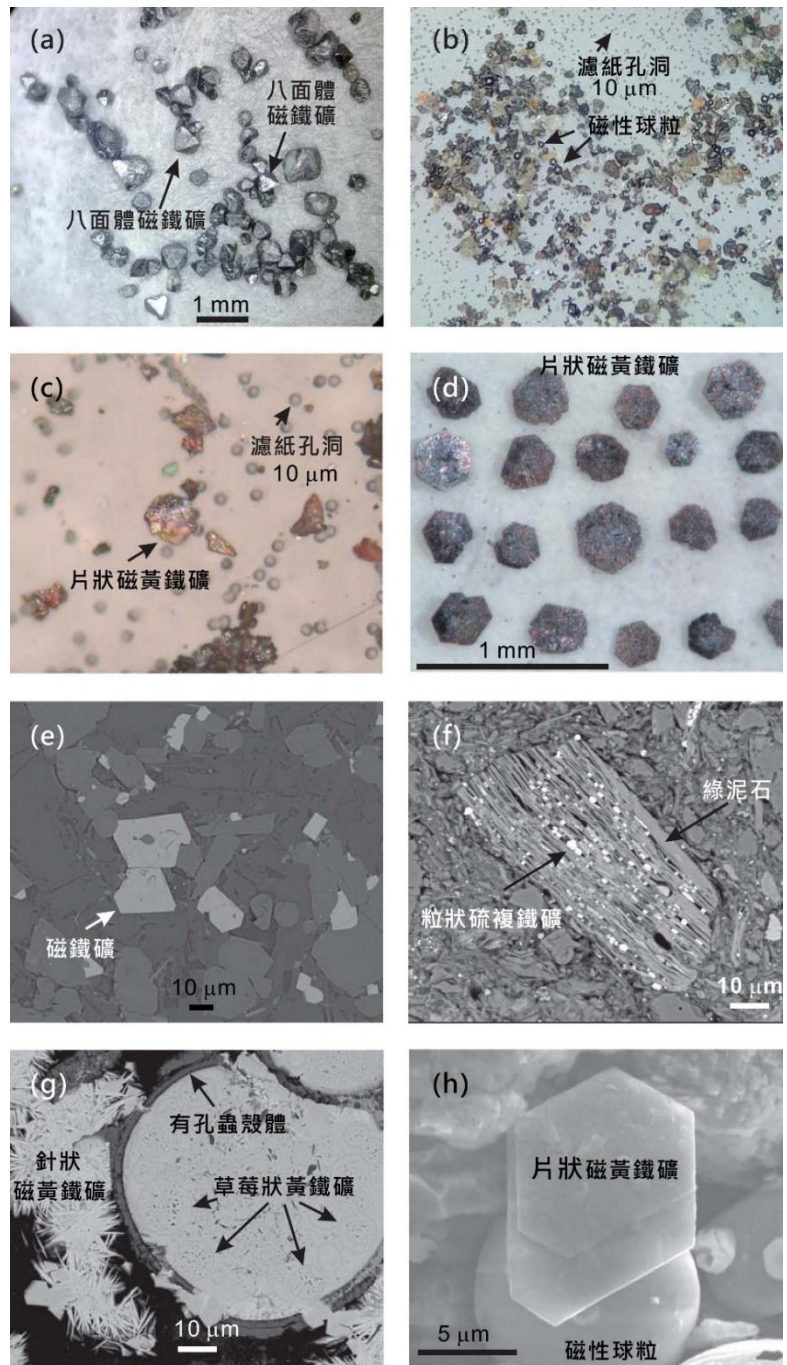


圖 3、碎屑磁性礦物在光學顯微鏡下的影像(a-d)及岩石光片在電子顯微鏡下的磁性礦物影像(e-h)

- (a) 晶形呈八面體的碎屑源磁鐵礦，取自南澳海灘沙。
- (b) 人為污染源的磁性球粒，取自高雄道路邊落塵。
- (c) 源自中央山脈變質岩的六角片狀碎屑源磁黃鐵礦，磁吸自高屏荖濃溪河砂。
- (d) 六角片狀碎屑源磁黃鐵礦，取自高屏外海岩芯沉積物。
- (e) 晶形發育良好的磁鐵礦，取自澎湖玄武岩。
- (f) 顆粒狀硫複鐵礦，生長於綠泥石的解理面內，取自高雄田寮古亭坑泥岩層。
- (g) 自生源針狀磁黃鐵礦及草莓狀黃鐵礦，取自高屏外海岩芯所含的結核。
- (h) 六角片狀碎屑源磁黃鐵礦及汙染源磁性球粒，取自高屏外海沉降顆粒收集器。

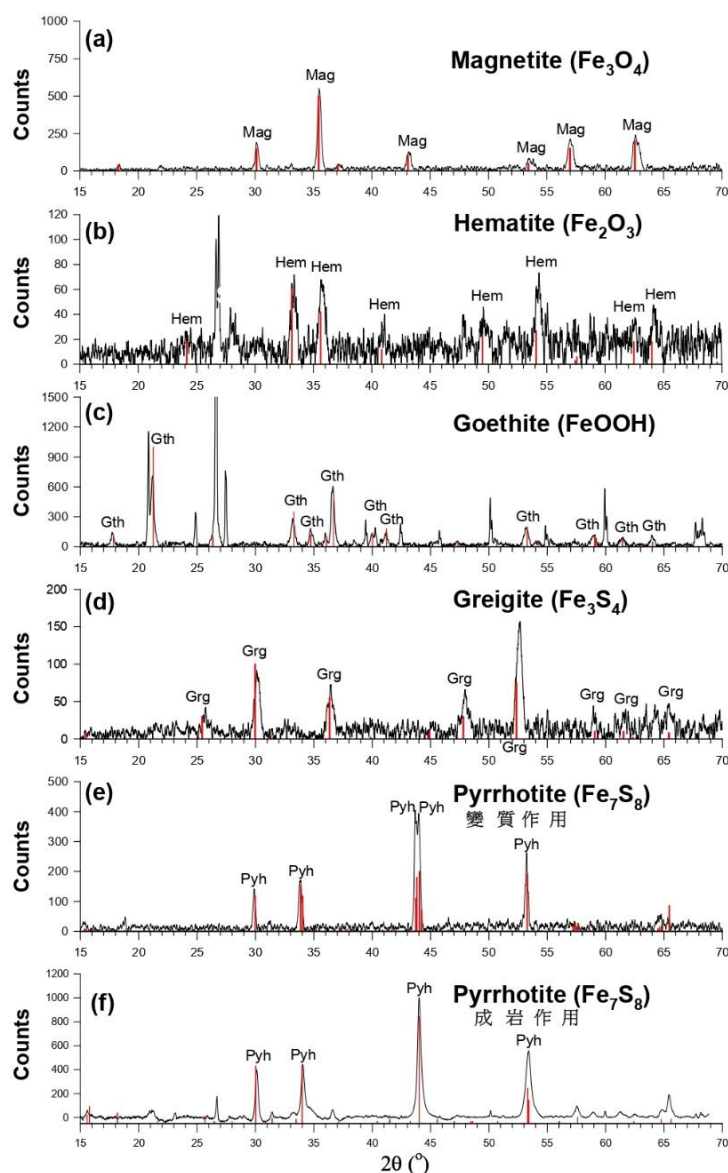


圖 4、常見磁性礦物 X-光粉末繞射分析圖譜

X-光粉末繞射分析是鑑識礦物的利器，由於各礦物具有特定的原子排列，利用 X-光對礦物粉末照射會形成獨特的峰譜，宛如人的指紋。此圖展示常見磁性礦物的 X-光粉末繞射圖譜：

- (a) 磁鐵礦 (magnetite) · 萃取自台北大屯山流域的磺溪河砂。
- (b) 赤鐵礦 (hematite) · 萃取自台東卑南山礫岩周邊的風化紅土。
- (c) 針鐵礦 (goethite) · 取自新北野柳大寮層 (圖 1c)。
- (d) 硫複鐵礦 (greigite) · 取自高雄田寮古亭坑泥岩內的結核 (圖 1d)。
- (e) 磁黃鐵礦 (pyrrhotite) · 單斜晶系，取自高屏溪河砂，為變質作用下的產物 (圖 1e 及圖 3c-d)。
- (f) 磁黃鐵礦 (pyrrhotite) · 六方晶系，取自海洋岩芯內的結核，為成岩作用下的產物 (圖 1f 及圖 3g)。單斜晶系磁黃鐵礦在 $2\theta = 44^\circ$ 附近的繞射圖譜，呈現雙峰，而六方晶系磁黃鐵礦為單峰。各礦物圖中的紅色垂直線為標準樣本繞射峰的角度，以便與被檢測的樣本做比對。峰譜未標示者為其他礦物，如石英等。

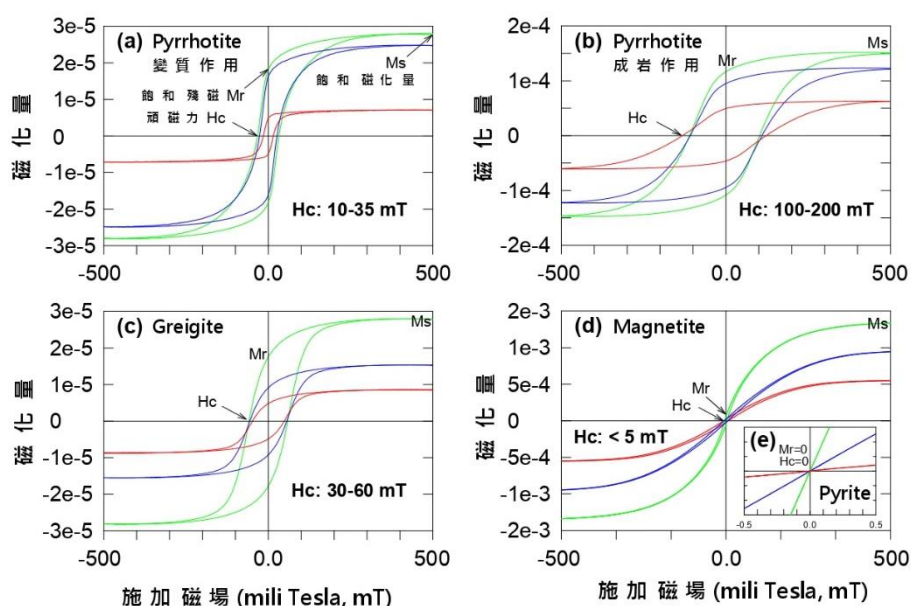


圖 5、不同磁性礦物的磁滯迴線

取一小的岩塊(重量約 100-500 毫克),以磁力儀測量其磁滯迴線(magnetic hysteresis loop)。可以測得三種磁性參數值:飽和磁化量(M_s)、飽和殘磁(M_r)、頑磁力(H_c)。這三種參數及磁滯迴線的型態可以反映岩石中所含磁性礦物的含量、粒徑及種類。

本圖為含有下列礦物之岩石所呈現的磁滯迴線,其中紅、藍、綠迴線各代表 3 個不同的岩塊:(a)變質作用的磁黃鐵礦、(b)成岩作用的磁黃鐵礦、(c)硫複鐵礦、(d)磁鐵礦、(e)黃鐵礦。

由圖可知,因磁性參數值大小有別,各自呈現特有的迴線型態。磁黃鐵礦因頑磁力強,在磁化量為 0 時,皆為寬闊型,但變質作用生成的磁黃鐵礦略有縮腰;硫複鐵礦的頑磁力亦不低,但腰部呈圓鼓型;磁鐵礦的頑磁力最弱,為細窄型;然由於黃鐵礦並非磁性礦物,當施加的磁場降為零時,岩石不會有殘磁,所以 $M_r=0$,也不會有頑磁力,故 $H_c=0$,以致其磁滯迴線呈現通過原點的直線。有關磁滯迴線的量測及各磁性參數反映的物理意義敘述於補充資料 3。

在認識上述常見磁性礦物之後,吾人試著針對全臺灣的河川沈積物從上游至下游出海口進行取樣,以瞭解各河川集水區內之岩層在受到河流侵蝕後所輸送的磁性礦物為何?由圖 6a 可知(參考文獻 5),源自臺灣火成岩或沉積岩集水區的溪流,前者如北部大屯火山區的磺溪、東部海岸山脈的馬武溪,後者如苗栗的後龍溪、嘉義台南高雄一帶的八掌溪、曾文溪、二仁溪等,其流經過的岩層所輸出的磁性礦物皆是以磁鐵礦為主。而源自中央山脈、雪山山脈變質岩區的高山溪流,如大安溪、大甲溪、烏溪、濁水溪、高屏溪、和平溪、太麻里溪等,在其上游所攜帶的磁性礦物多是以磁黃鐵礦為主,但仍有一些高山溪流輸出物亦兼含磁鐵礦,如立霧溪、花蓮溪、秀姑巒溪、卑南溪等,這是因為在變質岩區內亦局部含有變質前的火成母岩,或是其支流及中下游有流經沉積岩/火成岩區所致。此外,從圖 6a 亦可觀察到,有少數溪流,如淡水河與蘭陽溪的上游、楓港溪等,雖然是流經變質岩區,但所攜帶的泥沙中幾乎磁吸不出磁性礦物或是含量極低。這是因為這些河流是流經變質度最低的硬頁岩或板岩(統稱為廬山層),此類岩石

當初在變質前為泥岩，通常是處在還原的沉積環境下進行成岩作用，當時氧化態的磁鐵礦碎屑會因還原而溶解，釋出鐵離子，還原程度若持續，鐵與硫化合將生成不具磁性的黃鐵礦 (pyrite, FeS_2 ，鐵硫比是 1:2，外觀多成草莓狀或聚晶)。即使後來發生了極輕度的變質作用，原先成岩作用生成的黃鐵礦仍可殘存於變質的硬頁岩或板岩中 (圖 7)。由於臺灣變質岩的變質程度是由西往東增強，在溫度與壓力增加的情形下，硬頁岩或板岩中的黃鐵礦將轉變成磁黃鐵礦，於是會出現在千枚岩、黑色片岩、片麻岩等變質程度較高的岩石中 (地層涵蓋中央山脈的畢祿山層、大南澳變質雜岩、雪山山脈的西村層、佳陽層、達見砂岩等，圖 6b；參考文獻 6)。因此，河流上游若是流經廬山層的岩石，河砂中幾乎磁選不出磁性礦物或含量甚微，而流經畢祿山層等變質度較高的岩層，則河砂中將會有磁黃鐵礦。

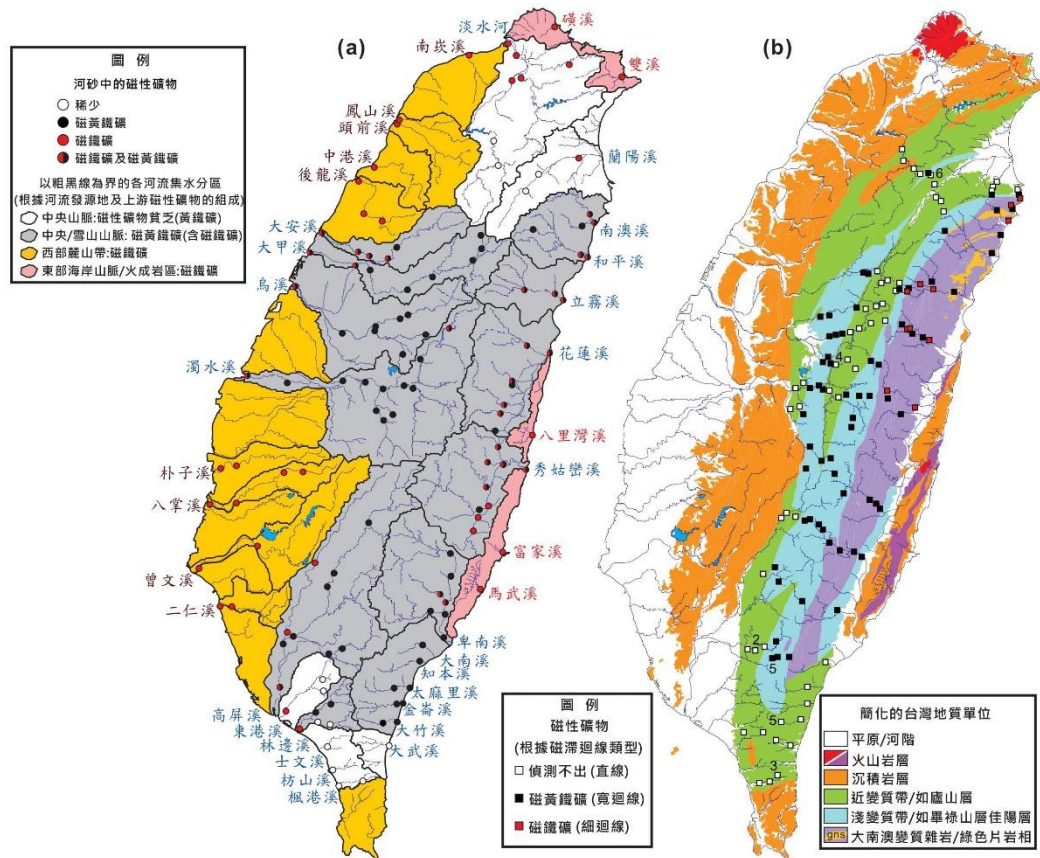


圖 6、臺灣河砂及變質帶岩層所含之磁性礦物

- (a) 臺灣主要河流河砂中磁性礦物的分佈圖，河流集水區以粗黑線為分界。
- (b) 臺灣不同變質帶岩層所含磁性礦物的分佈圖 (參考文獻 5)。

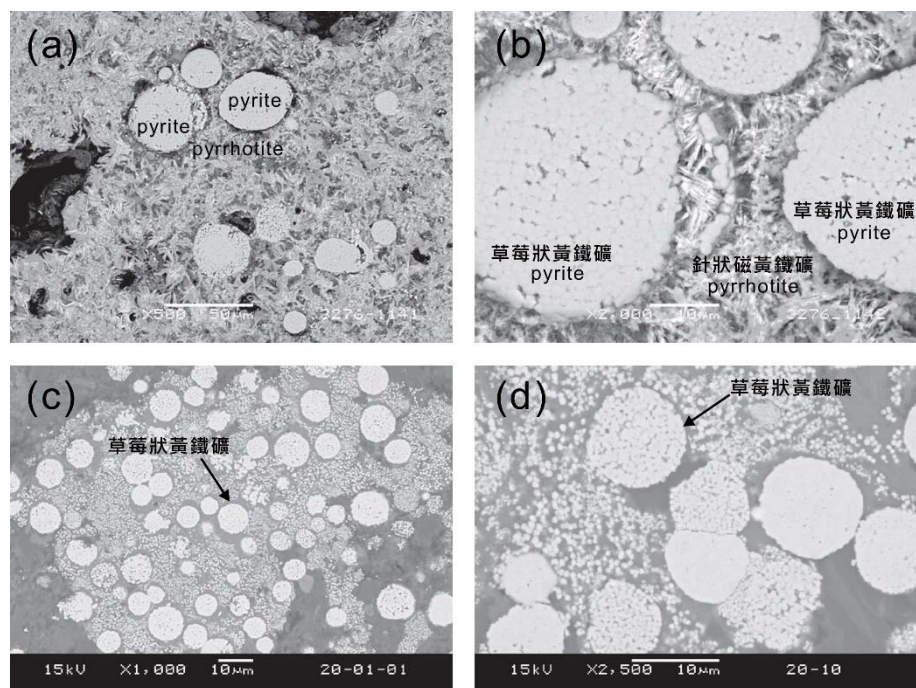


圖 7、成岩作用及低度變質作用的黃鐵礦電子顯微鏡影像

- (a-b) 在還原的沈積環境下，海洋沈積物中的結核於成岩作用時生成的草莓狀黃鐵礦及針狀磁黃鐵礦，取自高屏外海岩芯。
- (c-d) 低變質度的板岩中仍殘留有變質前於成岩作用時生成的草莓狀黃鐵礦，板岩取自南橫公路梅山-禮關-天池一帶，屬廬山層（參考文獻 6）。

臺灣的河砂流到哪裡去了？

磁黃鐵礦可作為臺灣河川沉積物由源至匯的示蹤物

由於變質作用生成的磁黃鐵礦其磁學性質有別於磁鐵礦（圖 5a 及 5d），因此兩者的磁性差異可以用來作為臺灣與中國大陸沉積物由源至匯的示蹤物（參考文獻 7）。以臺灣海峽為例，其所匯聚的沈積物有一部份是由臺灣西部河川所供應，另一部份則是由中國大陸的東南河川輸送而來。圖 8a 所示為取自臺灣海峽六個不同地點的沉積物岩芯所測得的各岩芯之磁感率與飽和磁化量對應圖，其性質迥然不同，其中尤以臺灣烏溪口外海之岩芯與大陸甌江、閩江口外海的兩根岩芯差異最大。究其原因乃是臺灣西部的主要河川，如大安溪、大甲溪、濁水溪、烏溪、高屏溪，皆屬高山河流，其源頭及主要流域流經臺灣的變質岩區，區內所供應的磁性礦物是以磁黃鐵礦為主，並經快速的搬運堆積掩埋而得以保存於海洋沉積物中。而大陸東南之甌江、閩江，其流域範圍為廣大的火成花岡岩區，所含磁性礦物則以磁鐵礦為主。由於磁鐵礦在火成岩中相當普遍，且較磁黃鐵礦更易於接受人工磁場之磁化而達於飽和，以致大陸東南河川沉積物之磁感率及飽和磁化量皆遠較臺灣西部高山河流之沉積物為高。至於其他三根岩芯，地點分別位於海峽北部之北、中、南三地，其沉積物則為臺灣源與大陸源以不同比例混合。圖 8b 為取自

臺灣海峽內 216 個站位海底表層沉積物的磁感率分佈值。圖中顯示源自臺灣西部高山河流（低磁感率）與源自大陸東南河川（高磁感率）之沉積物其在海峽的分佈。大陸源之沉積物多侷限在東北—西南向，屬中國沿岸流所及的區域，而臺灣源沉積物則受到黑潮支流北流之傳輸，遍及至大部份之海峽範圍。此外，海峽內另有兩處隸屬於高磁感率沉積物的匯聚區域，一處位於台北淡水河、新竹鳳山溪以北之外海，另一則分佈於澎湖群島之西北隅。該兩地區之磁感率所以呈現高值，前者主要是因基隆河、淡水河流經基隆安山岩以及大屯安山岩火山區，而後者則因毗鄰澎湖群島之玄武岩所致。至於臺灣東部高山河流輸出有磁黃鐵礦的河砂，則可從 3 千公尺的高山經由花東海盆內海底峽谷之傳輸而匯聚於水深 6 千米的琉球海溝中（參考文獻 8）。

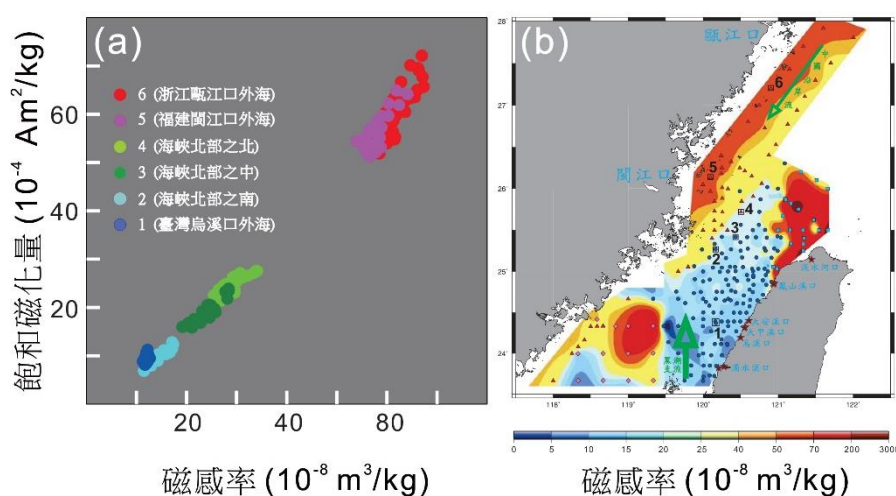


圖 8、臺灣海峽沉積物的磁學性質

- (a) 取自臺灣海峽不同地理位置的 6 根沈積物岩芯所測得的磁感率及飽和磁化量對應圖，6 根岩芯 (1-6) 的地理位置示於 b 圖。
- (b) 臺灣海峽 216 個表層沈積物站位的磁感率測值分佈圖。由臺灣河流輸出的沈積物含磁黃鐵礦，而中國大陸河流輸出的沈積物則含磁鐵礦，前者相較於後者有較低的磁感率及飽和磁化量測值（參考文獻 7）。

月世界泥岩的前世秘密：

硫複鐵礦的生成指示沉積物曾遭逢含甲烷的還原環境

上述臺灣河川中還原態的磁黃鐵礦所以能保存於海洋沉積物中，主要是因被河川快速地搬運入海後，又被大量的泥砂掩埋而阻絕了空氣的氧化所致。實際上，地球上大多數的河川若輸送的河砂暴露於地表過久，磁性礦物因氧化最終入海的多是以磁鐵礦或赤鐵礦為主。然氧化態磁性礦物一旦遭沉積掩埋後，並非始終不變，若沉積物中含有機物，則可能形成還原的環境，此時厭氧的生物化學作用會將顆粒孔隙間的海水其硫酸根離子 (SO_4^{2-}) 還原成硫化氫 (H_2S)，而沈積物中氧化態磁性礦物碎屑也會逐漸被溶蝕並釋放

出鐵離子 (Fe^{2+})，在沈積物進行成岩作用 (diagenesis) 的過程中，將使鐵硫化合而生成一系列的硫化鐵中間產物，諸如四方硫鐵礦 (mackinawite, FeS)、黃鐵礦、硫複鐵礦、磁黃鐵礦 (成岩作用生成的磁黃鐵礦為六方晶系，而變質作用生成的磁黃鐵礦則為單斜晶系，兩者磁學性質有別，圖 4e-f 及 5a-b；參考文獻 9)，且它們常有共生的現象，端視還原的程度而定。其中四方硫鐵礦、黃鐵礦為非磁性礦物，而磁黃鐵礦、硫複鐵礦則為磁性礦物，因此可以用磁學的方法加以偵測 (圖 5)。以臺灣高屏外海鑽取的海洋岩芯為例 (參考文獻 10-11)，經由磁性參數的量測與磁性礦物的鑑識，發現有些岩芯的上段與下段有著截然不同的磁學性質與磁性礦物。圖 9a-b 顯示：一根長 359 公分的岩芯，在 0-280 公分區段其磁感率 (χ)、飽和殘磁 (M_r)、飽和磁化量 (M_s)、頑磁力 (H_c)、頑殘磁力 (H_{cr}) 的測值呈偏低且變化少，但在 280-359 公分區段，五個磁性參數值則顯著增加。磁性礦物的 X-光粉末繞射分析進一步得知 0-280 公分區段皆是以磁鐵礦為主，而 280-359 公分區段則改以硫複鐵礦與黃鐵礦共生為主 (圖 9b, d)。此外，若以 280 公分為界，由岩芯所測得孔隙水的硫酸根離子濃度及甲烷氣的含量，亦有明顯的不同，前者降低而後者變高，代表著硫酸根離子被消耗而岩芯深處有甲烷氣的上升供應，此一界面稱之為硫酸鹽-甲烷界面 (sulfate-methane interface, SMI；圖 9c)，界面之上仍為氧化環境，但界面以下已變成還原環境，遂使硫複鐵礦及黃鐵礦得以生成。現今位在台南左鎮至高雄旗山一帶出露著一大片以惡地地形為特徵的古亭坑層泥岩 (如高雄田寮區的月世界風景區)，泥岩中所含的磁性礦物即是以硫複鐵礦為主 (圖 1d)，顯示這類磁性礦物當初是在海底還原的環境下生成且與甲烷氣有密切的關聯，現今則因造山運動而隆起成陸，而在這一大片的泥岩區中散佈著含甲烷氣的泥火山就是一明證。

上述案例雖顯示氧化態的磁鐵礦與還原態的硫複鐵礦在硫酸鹽-甲烷界面間有一截然的分野，然長期而言，此一界面會隨著甲烷氣通量的強弱而上下變動，也因此海洋沈積物若處在此變動環境下，例如頻仍的地震造成海床深處固態的甲烷水合物因不穩定而分解，使得甲烷氣的通量發生變異，或是因海底沈積物崩移造成其粒徑及孔隙的重組，都可能促成硫複鐵礦與殘存的磁鐵礦有共存的現象，兩者消長端視還原的程度而定，而最終在沉積物中形成複雜的磁性礦物組合 (參考文獻 10-11)。這種磁性礦物共存的現象，卻也常常導致沉積物於記錄殘磁時呈現不一致性。在古亭坑層的泥岩中，雖然含有顯著的硫複鐵礦，但亦不乏有殘存的磁鐵礦。由於磁鐵礦最初是伴隨非磁性礦物的碎屑而沉積，所記錄下當時古地磁的磁極與性質稱之為原生殘磁，而硫複鐵礦則為沉積物於沉積之後經由還原性成岩作用而生成，其殘磁的紀錄落後於磁鐵礦的原生殘磁，稱之為次生殘磁，若兩者在獲得殘磁的時間上差距甚大，則在同一沉積物樣本中可能先後有不同的正反磁極紀錄，此時需用退磁的方法去除次生殘磁以彰顯原生殘磁，並輔以生物化石的定年方能釐清沉積物真實的磁極記錄為何 (參考文獻 2 及 12)。

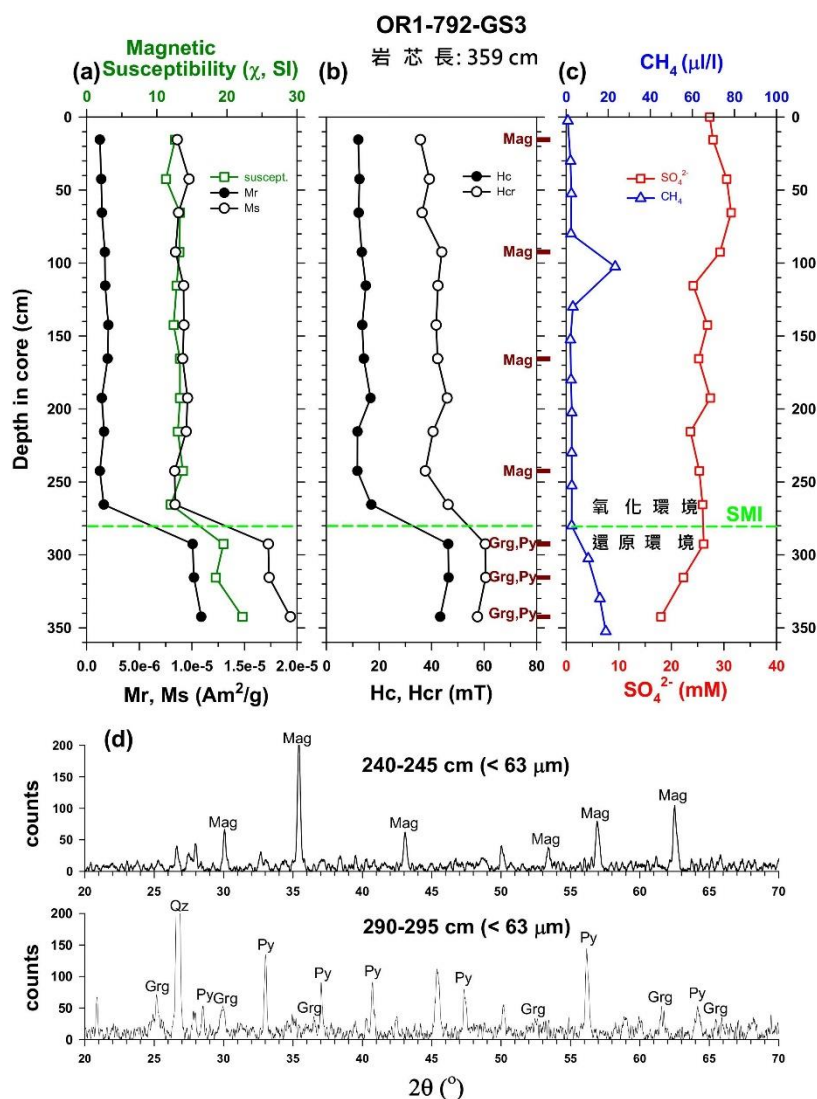


圖 9、海洋沉積物中硫複鐵礦的生成與甲烷的還原環境有關

- (a-c) 高屏外海一根長 359 公分的沈積物岩芯 (OR1-792-GS3) 所測得的磁感率 (magnetic susceptibility)、飽和殘磁 (Mr)、飽和磁化量 (Ms)、頑磁力 (Hc)、頑殘磁力 (Hcr)、硫酸根鹽類 (SO_4^{2-})、甲烷 (CH_4)、磁性礦物隨岩芯深度的變化。
 (d) 磁性礦物的 X-光繞射峰譜 (Mag: 磁鐵礦、Grg: 硫複鐵礦、Py: 黃鐵礦、Qz: 石英)。

磁性球粒是什麼？莫輕忽它對身體的危害

磁性礦物不僅存在於上述三大岩類，實際上也散佈於空氣的懸浮物質中 (particulate matter, PM)，特別是天然的或人造的磁性球粒 (anthropogenic magnetic spherules)，其產生是經由高溫的森林野火或工廠燃燒、汽機車排煙等而進入大氣，屬空氣污染物。磁性球粒的礦物成分多為磁鐵礦與赤鐵礦，並夾含其他元素 (如矽、鋁)，甚至含有毒重金屬 (如鉛、鋅、鎘、銅、鋇、鎳等)，粒徑從數十微米至小於 2.5 微米 (所謂的 $\text{PM}_{2.5}$)。圖 10a 為一火力發電廠所收集的粉塵中含有大量大小不一

的磁性球粒，而圖 10b 則為高雄外海沉積物中所磁選出的磁性球粒。圖 10c 是取自高雄外海兩根沉積物岩芯過去約近百年以來（西元 1925-2007）所測得之磁感率值與磁性球粒數的紀錄。由圖可知，西元 1925-1955 年期間，磁感率值變化小；1955-1985 年期間，磁感率呈逐步地緩升；1985-2005 年期間，磁感率則顯著地驟增，於 1990-1995 年時期達到巔峰。有趣的是，經由各年代沉積物中磁性球粒計數之結果，可以發現磁性球粒數目與磁感率的變化呈現亦步亦趨的現象。這顯示沉積物中磁感率的高值實歸因於空氣污染物—磁性球粒之加入所致，且在 1990-1995 年期間，空氣污染之程度最為嚴重。由此觀之，上述臺灣西南外海沉積物磁感率隨年代之變化，正是近百年來高雄都會區工業發展及空氣污染史之見證（參考文獻 13）。另根據研究，在人的身體內部皆有偵測到奈米大小的磁性球粒，它們會進入的肺部、血液、心臟、甚至是腦部，因而對人類的健康造成相當程度的危害（參考文獻 14-16）。

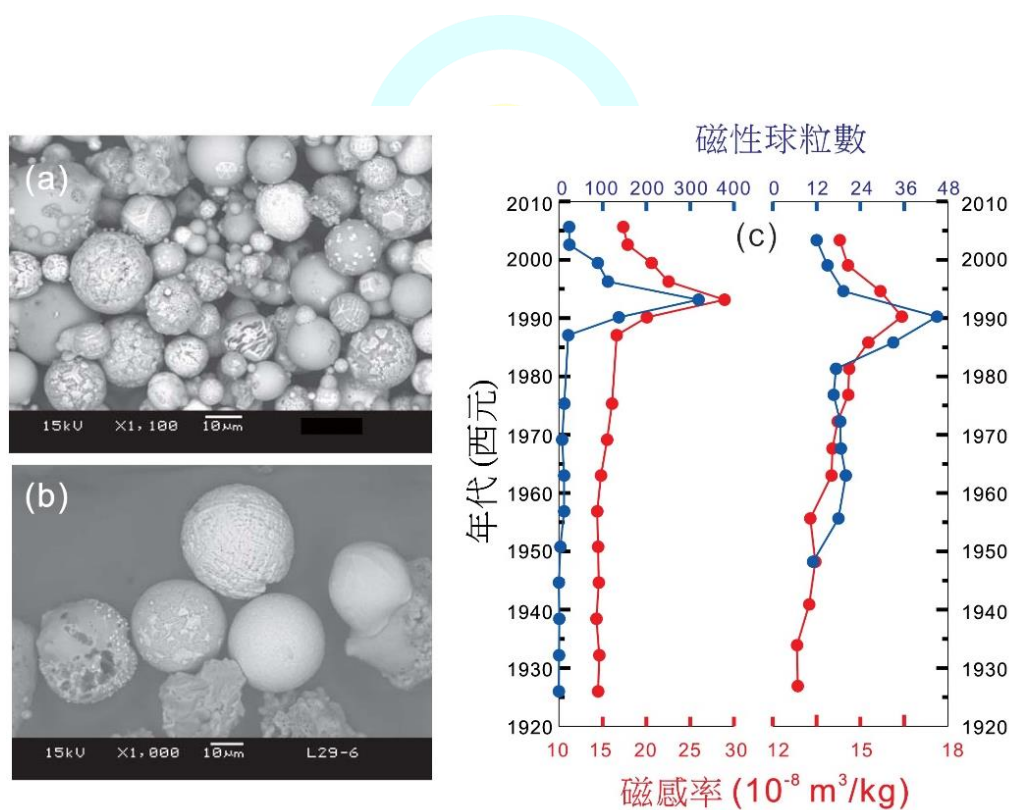
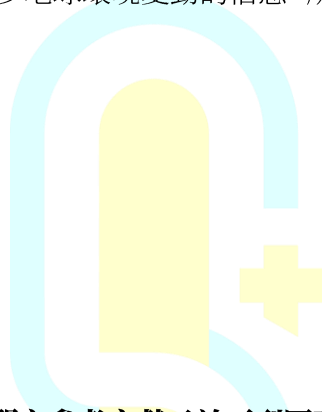


圖 10、臺灣海峽沉積物中的磁性球粒與磁感率關係。源自人為的磁性球粒，屬空氣污染懸浮物。

- (a) 大小不一的磁性球粒電子顯微鏡影像，取自火力發電廠所收集的粉塵。
- (b) 磁性球粒電子顯微鏡影像，取自高屏外海沉積物岩芯。
- (c) 高屏外海兩根沉積物岩芯所測得的磁感率及磁性球粒數隨年代的變化。

結語

岩石或沉積物在歷經地質環境變動時，也會連帶影響到其內所含的礦物，包括種類、含量、粒徑的變異。有別於非磁性礦物的分析多屬化學破壞性，磁性礦物因在種類、含量、粒徑上的變動則可以藉由非破壞性、物理磁學的方法而能加以偵測，經濟又快速，使得環境磁學的研究成為近代一項新興的學門。從本文介紹的研究案例顯示，經由岩石磁性參數的量測，如磁感率與頑磁力，可以作為磁性礦物含量與粒徑的代理指標，再搭配磁性礦物的鑑識，就能偵測出地質環境變動的信息。另一方面，岩石中的磁性礦物所記錄的殘磁，具方向與強度，其方向的變動可以用來偵測岩體是否有旋轉或移動，進而可重建陸塊的古地理位置（大者如古生代的岡瓦那古陸及中生代的盤古大陸拼圖），而殘磁的強度另可用來研究地磁場變化的相關議題（參考文獻 17-18）。總結而言，由岩石中微小的磁性礦物卻能提供許多地球環境變動的信息，所謂「見微知著」是很有道理的。



洪崇勝

中央研究院地球科學研究所

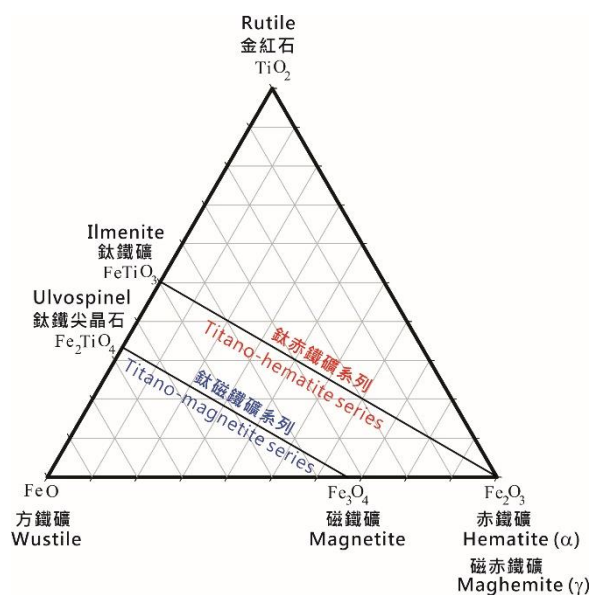
本文相關之參考文獻示於下列圖碼之連結



補充資料 1

磁性礦物及基本磁學性質

本文雖將磁性礦物主要分為氧化態與還原態二大類，但在自然界大部分的岩石中，氧化態的磁鐵礦 (Fe_3O_4) 與赤鐵礦 (Fe_2O_3) 其成分並非純粹由鐵與氧組成，其中部分的鐵往往會被鈦取代，形成所謂的鈦磁鐵礦或鈦赤鐵礦固溶體。右圖顯示磁鐵礦與赤鐵礦分別是鈦磁鐵礦系列與鈦赤鐵礦系列的端成分，一旦鈦在磁鐵礦與赤鐵



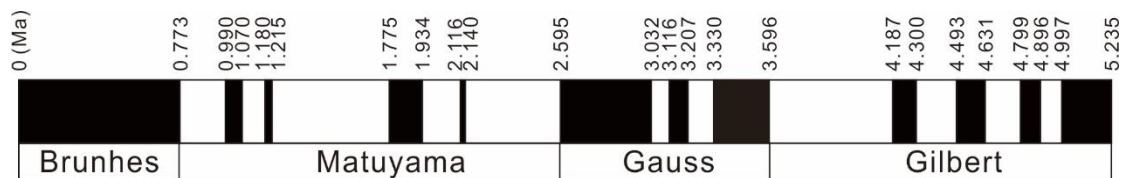
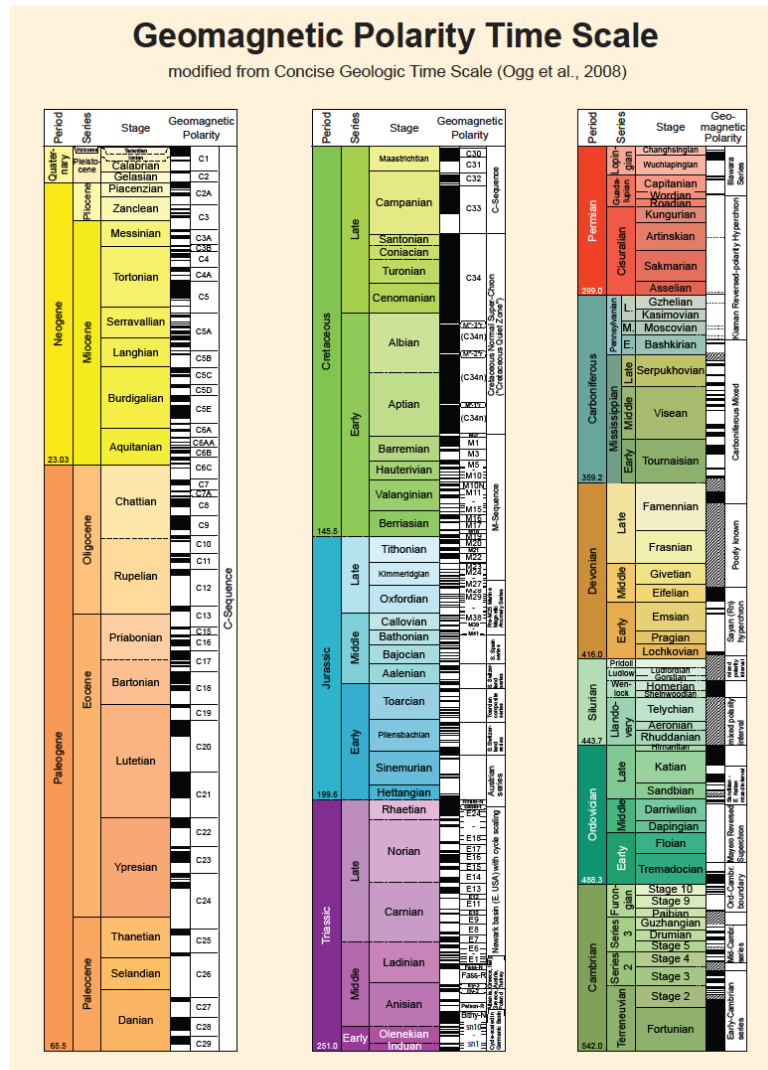
礦中含量增加，將往鈦鐵尖晶石與鈦鐵礦的另一端成分移動，而鈦含量的增加將會影響磁性礦物的磁學性質，例如居里溫度會降低，殘磁的紀錄也會變得不穩定。至於還原態的磁黃鐵礦 (Fe_7S_8)，亦因鐵、硫在晶格的排列或有空缺，形成不同的結晶構造，如單斜晶系的磁黃鐵礦或六方晶系的磁黃鐵礦，甚至有不同的名稱，如菱硫鐵礦 (smythite, Fe_9S_{11})，故此類鐵硫磁性礦物亦是多成員家族，造成彼此的磁學性質也會不同，常見磁性礦物的基本磁學性質示於下表，由表中可知磁鐵礦相較於其他礦物有較高的磁感率及飽和磁化量。

表 磁性礦物的基本磁學性質

磁性礦物	居里溫度 ($^{\circ}\text{C}$)	磁感率 (mm^3/kg)	飽和磁化量 (Am^2/kg)	飽和殘磁 (Am^2/kg)
磁鐵礦	575	560	92	9
鈦磁鐵礦	200	170	24	7
赤鐵礦	675	0.6	0.5	0.24
鈦赤鐵礦	100	25	30	8
針鐵礦	150	0.7	0.5	0.05
硫複鐵礦	320	120	20	11
磁黃鐵礦	320	50	17	4.5

補充資料 2

5 億 4 千 2 百萬年(古生代寒武紀)以來的正反地磁極序列及 5.2 百萬年以來正反磁極界面的絕對年代



上圖中黑色時段代表當時的地磁極與現今磁極相同，稱之正向磁極，白色則代表當時磁極是倒轉的，稱之反向磁極，灰色斜紋為不確定磁極。由古老至現今的正、反磁極紀錄，構成了所謂的磁地層 (magnetic stratigraphy)，正、反磁極的界面經由定年方

法已能將該次倒轉的時間加以訂定，建立起全球性的地磁極時間尺度 (geomagnetic polarity time scale)。自 1960 年代以來隨著各種岩石定年方法的精進，正反磁極界面的年代也不斷地修訂，下圖為 5.2 百萬年前(Ma)以來正反磁極界面最新的數字年代，其精確度已達千年等級(小數點以下第 3 位)。其中 0-0.773 Ma，0.773-2.595 Ma，2.595-3.596 Ma，3.596-5.235 Ma 分別稱之為布容尼斯正向期、松山反向期、高斯正向期、吉伯特反向期。除了布容尼斯期外，其他 3 期內另有不同正向或反向的分期，磁極維持正向或反向的時間不等。

補充資料 3

磁感率與磁滯迴線的量測及其磁性參數的物理意義

一、磁感率量測

磁感率 (χ) 是岩石或沉積物一項基本的磁性參數。其定義是： $M = \chi H$ ，其中 H 是施加之磁場， M 是磁場施加時樣本所感應到的磁化量。在測定磁感率時，磁感率儀會提供一固定但相當微弱的磁場使樣本感應一磁化量，若磁化量越大，則磁感率值越高。影響磁感率的因素很多，包括非磁性礦物亦具有極低的磁感率，但最主要的因素是來自磁性礦物的含量與成份。由補充資料 1 的表一可知，在相同重量下，磁鐵礦較其他礦物有較高的磁感率值，代表其較易於磁化。又若兩個同重量的岩樣彼此所含的磁性礦物成分近似，則磁感率高的代表其所含磁性礦物的含量較多，在此情形下，磁感率值的高低是磁性礦物含量多寡的代理指標。雖然單位重量下之磁性硫化礦物其磁感率較磁鐵礦低了許多，但沉積物中的磁鐵礦一旦因大量非磁性礦物的堆積而稀釋或因發生相當程度的溶蝕而顯著減少，而另一方面磁性硫化礦物因持續的還原作用而增生富集，此時磁性硫化礦物的磁感率可能比含微量磁鐵礦的沉積物來得高 (參本文圖 9a)。

二、磁滯迴線量測及其四個磁性參數 M_s 、 M_r 、 H_c 、 H_{cr}

利用振動式磁力儀可以測得岩石或沉積物之磁滯迴線及四個磁性參數值 M_s 、 M_r 、 H_c 、 H_{cr} 。其施作原理及物理意義如下 (參下圖)：

將秤好重量的岩石樣本 (約 100-500 毫克)，置於振動式磁力儀中並施加一強的磁場 (本實驗施以正向+500 mT) 使樣本磁化並達到飽和狀態，此時測到的樣本磁化量稱之為飽和磁化量 (saturation magnetization, M_s)。隨後將磁場由+500 mT 逐次遞減至零，此時樣本尚殘留有一磁化量 (此即所謂的殘磁。殘磁的定義是當施作之磁場消失後，樣本內的帶磁礦物尚殘留有磁化量之意)，此一值稱之為飽和殘磁 (saturation remanence, M_r)，其殘磁方向是+500 mT 的方向。若進一步將樣本施加一反向漸增之磁場 (-500 mT)，則可以發現樣本的正向殘磁逐漸遞減終至消失，此時所施加的反向磁

場大小反映了樣本頑抗外磁力的程度，即稱頑磁力 (coercive force, H_c)。當反向磁場繼續增加時，樣本將又再度磁化，惟磁化之方向改為反向。整個磁場之施加過程及樣本所對應的磁化量與頑磁力示於下圖 a，所形成的迴路稱為磁滯迴線 (magnetic hysteresis loop)。一般而言，若樣本的磁性礦物成分近似，則 M_s 及 M_r 值的大小可反映單位重量下磁性礦物含量的多寡。

在磁滯迴線的量測中，實際上僅能得到 M_s 、 M_r 、 H_c 三個測值，另一測值 H_{cr} (coercivity of remanence, 頑殘磁力) 需在振動式磁力儀另一操作模式下進行，稱之為殘磁曲線模式 (remanence curve, 下圖 b)。它是先施加一 +500 mT 的磁場使樣本飽和磁化後，關閉磁場，在磁場為零的狀況下，先測定樣本的飽和殘磁，並以此值作為起始點，爾後施加一逐次漸增之反向磁場。但此時反向磁場的設定呈現時有時無的狀態，當磁場作用時所測到的樣本磁化量如下圖 b 之細線所示，而磁場關閉瞬間所測到的樣本殘磁則如下圖 b 之粗線所示。兩條曲線在橫軸上各有一交點，其截距值分別為 H_c 及 H_{cr} 。換言之， H_c 是在磁場施作下使樣本磁化量減至零的點，而 H_{cr} 是在無磁場作用

下，樣本的殘磁減至零的點。通常磁場的施作需要更大，方足以使樣本於無磁場的狀況下其殘磁為零。一般而言，相同成分的磁性礦物若粒徑大小有別，則顆粒小的磁性礦物有較大的頑磁力，這是因為顆粒小則其磁域易形成單磁域，而顆粒大的則易形成多磁域 (下圖 c)。多磁域較單磁域不易抵抗外加的磁場故殘磁會較快降至零。因此頑磁力大小可以作為磁性礦物粒徑的代理指標。另就不同礦物而言，磁鐵礦的頑磁力較磁黃鐵礦及硫複鐵礦為小，以致磁滯迴線多成細窄型，且施加少量的磁場就能很快地飽和磁化 (參本文圖 5)。

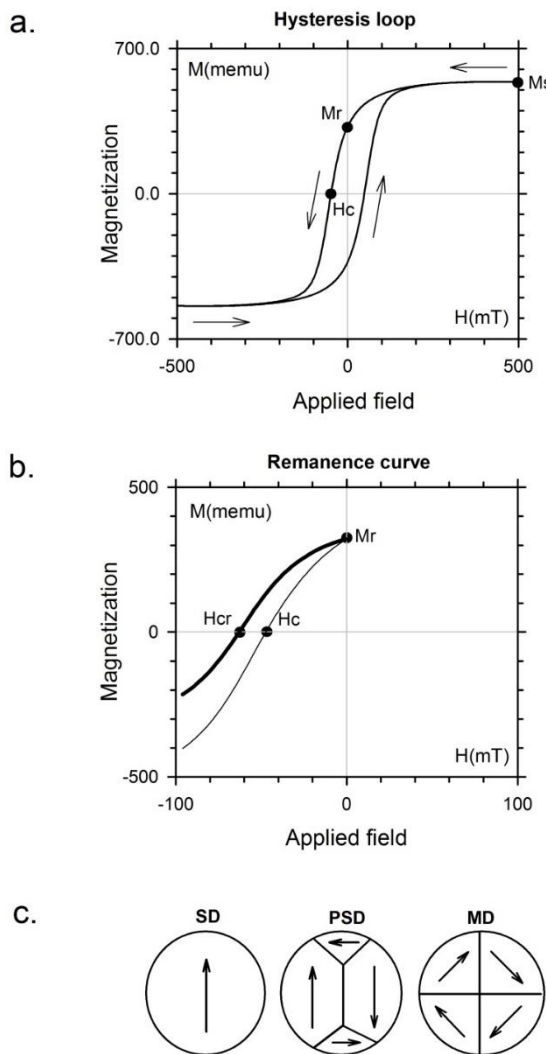


圖 (a) 磁滯迴線 (b) 殘磁曲線 (c) 單磁域 SD (single-domain)、假單磁域 PSD (pseudo-single-domain) 及多磁域 MD (multi-domain) 示意圖。磁性礦物之粒徑大小決定磁域之型式。