

原生暈找礦法

謝學錦

礦床附近的空間內濃集了礦床元素，或與礦床有關的化學物質，其濃度遠超過四周一般空間內該元素或化學物質的含量。我們將這樣一種特殊的空間叫作該礦床的分散量。

分散量可分為兩種類型：（1）原生量——與礦床同時生成的；（2）次生量——礦床形成後進入風化帶受到機械的與化學的破壞作用而產生的。

利用分散量來進行找礦是最近三十年左右發展起來的新方法。最初的注意力多半集中在次生量上，即研究各種風化產物（殘積土、沖積土等）以及水和植物中金屬量的分佈來追蹤礦體。這種方法在蘇聯謝爾蓋耶夫綜合性的論文《地球化學探礦法》中有很詳細而完整的敘述，但對於原生量方面所作的工作，以及給予的注意卻是比較少的。

早在1939年費爾斯曼已提出了原生量的重要性。他在《地球化學的與礦物學的找礦方法》一書中討論了這種量。他建議進行大規模的採樣，在水平方面或垂直方面佈置一定的採樣網，就可以把某種元素在三度空間內分佈的規律找出，從而找到最富集的區域。他認為這種方法不但在找礦實踐工作中具有重大意義，而且它可以解決若干理論問題（如礦床成因等等）。

原生量的存在，從理論上設想是完全可能的。因為有些礦體的界限是人為的，是人的根據現有的技術與經濟條件所訂出的，實際上這些礦體與圍岩之間並無明顯的界限，這在岩漿礦床方面格外明顯。在岩漿礦床形成時總常有礦床元素殘留在圍岩中，造成礦床附近圍岩中礦床元素含量較之在地殼中的平均克拉克值有顯著的增加。氣化礦床，其金屬活動性很強，可沿斷層、裂縫、劈開、節理或肉眼不能見的毛細孔道向四周遷移。熱水礦床的元素亦可穿過這些孔道，造成在圍岩中的一些富集。這樣，一方面如果在地面上有露頭存在，原生量的發現等於擴大了礦床露頭的範圍，擴大了找礦的目標；另一方面如果地面上沒有露頭，則原生量本身就成為一種「微跡露頭」，往往可以反映地下深處礦體的存在。用近代物理化學的微跡分析方法可以分辨出原生量中很低的金屬含量與四周圍岩中更低的背景值間顯著的差異，從而可由這些綫索來追蹤礦體。

蘇聯在這方面的工作已有很大的成績，但由於我

們接觸的資料還不多，這裏只能根據少數材料，以介紹此種方法的梗概，並略述作者個人的體會。

浸染狀礦床的原生量

過去原生量探礦的工作多半是針對着那些浸染狀或細脈浸染狀的礦床。正如費爾斯曼所說的「對高溫礦床來說，鉻鐵礦、磁鐵礦和鈦鐵礦具有典型的原生量；而在較低溫度，錫石和銅礦床具有典型的原生量」，也就是指這類工作而言。這類礦床多呈散漫狀的礦化，不易用肉眼分辨，必須使用分析方法，將岩石中相同的濃度圈定，進而找出最富集的區域。

對銅而言，在次生石英岩體內佈置取樣網，圈出富集區的銅量測量工作是大家最熟悉的了。對錫而言，浸染狀的錫石——石英細脈，尤其是分散在硫化物細脈中的這類錫石，要靠光譜分析將它圈出。對鎳而言，波克拉德和瑪依奧娃在蘇聯席布克林的工作就是例子，他們使用斑點分析方法在凝灰斑岩中的浸染狀礦化地區圈出了鎳的各種濃度區。

這類方法在圈出各種濃度的等量綫的同時，也將地表有經濟價值的礦化區域圈出。因為它們對找尋浸染狀礦床很有成效，所以很早就在勘探的實際工作中大規模的加以利用了，並且給了它們一些特殊的名稱，如上面所提到的銅量測量，以及錫量測量、鎳量測量等等。

深處找礦

原生量探礦的方法不單只限於應用在浸染狀礦床上，許多工作逐漸證明，在各種地質條件下，對許多類型的礦床都能使用這種方法，尤其是距地面很深的礦體，只要它的原生量露出地表，且清晰可辨認（利用分析方法）時，就可以使用這種方法進行深處找礦。

但並非所有深處礦床（這裏主要是指熱液礦床）都能在地表造成清晰可辨的原生量。這句話的意思並不是說從地下礦體擴散到地表岩石中金屬含量太低，以致分析不出。相反的，現代物理化學方法對於查出岩石中極微的金屬含量是完全可以勝任的。不能辨出原生量往往是由於無法區分含礦從金屬殘餘溶液擴散到地表岩石中的金屬，與早已存在於岩石中與岩漿同時結晶的金屬。我們知道在岩漿結晶時，有些金屬以極端分散的狀態存在於岩石之中，其平均含量稱為它在地殼中這個地區內的平均克拉克值。如果由地下礦體來源的金屬量高出平均克拉克值很多，則原生量極易

在地表辨認；如果由地下礦體來源的金屬含量極低，其量在克拉克值變動範圍之內，則辨出原生量就極困難。在造岩時分散在岩石中的金屬一般多係存在於矽酸鹽的晶格之中，而熱液來源的金屬多係硫化物，沉積於岩石的裂隙以及毛細管中。在岩樣粉碎之後，熱液來源的金屬易被溶解，而存在於矽酸鹽晶格中的金屬，除非晶格結構被破壞（如用 Na_2CO_3 熔融），否則極不易溶出。根據這種假設，試用各種不同的弱酸，只將熱液來源的金屬溶出，而不溶出克拉克值金屬；在克拉克值很高，而礦體原生量露出地表很弱的地區就往往可以用這種方法分辨出原生量。例如羅維林 (T. S. Lovering) 等在亨堤克地區已知鉛鋅礦體上的工作。當地岩石中鉛的平均克拉克值是 40 r/g ①，鋅的平均克拉克值為 100 r/g 而變異（礦體來源的金屬）的強度可能只有幾個 r/g 。用光譜分析得出全金屬含量就無法辨出原生量，而用稀的醋酸只將熱液來源的金屬溶出，才在距地面六百尺的礦體上方找到了變異。

這類方法現在還僅在試探中，因為目前對岩石中分散的金屬所處的狀態了解得很少，許多假設並不能得到實驗證明，並且也還沒完善的定量方法來將這兩種來源的金屬完全分開。

清晰可辨的原生量露出地表是需要適當條件的，最重要的條件是要有合適的孔道，使成礦前，成礦時或成礦後部分熱液中的微量金屬能沿這些孔道上升達於地表，最適合的孔道就是斷層，裂縫，節理，地層層面等。某些實際工作已經證明，在斷層、裂縫發育的地區，數百公尺深處的礦體往往可以有很清晰的原生量露出於地表。（圖1、2）

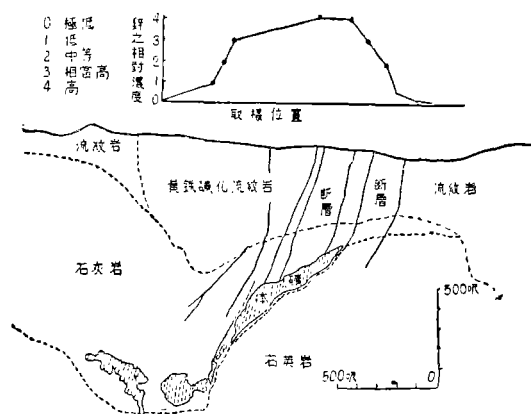


圖1. 亨堤克標準礦區，示地下六百呎以下隱藏礦體與地面上所得之變異。（根據羅維林等，加以簡化並附一截綫上濃度曲綫圖）

除了適合孔道外，另一個重要條件是岩石的孔隙率，沿着斷層，裂縫，節理等上升的熱液中的微量金

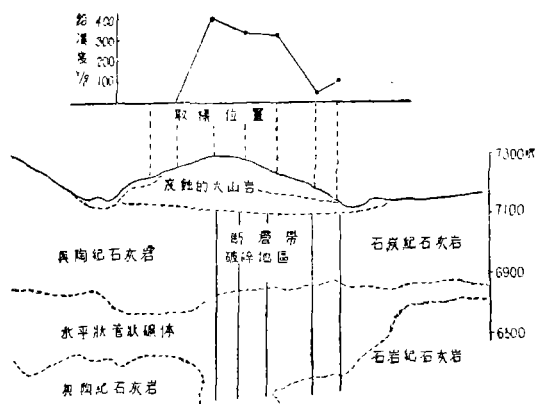


圖2. 亨堤克鐵花苞礦區，示地面變異限於斷層帶範圍內。（根據阿爾蒙特等，加以簡化並附一截綫上濃度曲綫圖）

屬，如果遇到孔隙率大的岩石，就容易被它們「留住」，比較緻密的岩石，微跡金屬不易進入，在它們之中的原生量也就不會很強。柯柏 (J. R. Cooper) 等在阿里桑納地區研究了同一斷層內兩壁上不同的岩石（白雲岩和石灰岩）中的重金屬含量，發現白雲岩中重金屬含量要超過石灰岩一倍以上，這就是因為此地區白雲岩孔隙率較大的原故。

破碎帶的存在也非常重要。單有合適的孔道，沒有破碎帶，則量在地表造成的變異往往只局限於孔道之內，擴散不遠。柯柏在阿里桑納發現在斷層內重金屬含量達數千 r/g 而幾尺之外未破裂的岩石中只有 75 r/g 。但在破裂的岩石內則有比較均勻的變異存在。

如果孔道的上方被一層不透性岩層遮擋住，則在地表就無法發現金屬的變異。阿爾蒙特 (Almond Hy) 等在亨堤克一個礦區上發現了重金屬變異，下面的礦體距地面四百公尺，在另一個礦區地表未發現重金屬變異，而下面礦體最淺處距地面五十公尺。兩地地表地質情況很相似，都受到黃鐵礦化和粘土化的變蝕，但前一礦區粘土化後又受到矽化，使岩石變得很脆。礦液上升時，岩石的挫動造成了破碎帶，因而造成很好的變異。但後一礦區，在粘土化後未受到矽化作用，成礦前的挫動反而使粘土化的岩石擠緊，形成了不透層，這樣雖然礦體距地面很近，微跡金屬仍無法上升到地表。

在熱液中微量金屬上升的道路上如果有與之起化學作用，或吸附力極強的岩石，對量在地表露出的情況也會發生影響。另外和微量金屬移動的方式係在氣相抑在液相中進行也有關係。

① r = 百萬分之一克。 r/g 即指每克樣品內所含金屬百萬分之克數。

汞的原生量是原生量中很突出的例子。金屬汞具有很高的蒸氣壓， 0°C 時為 0.00021 公厘， 20°C 時為 0.0013 公厘，到了 100°C 時就已有 0.28 公厘水銀柱壓力，亦即在一立方公尺空氣內有 3.3 γ 汞蒸氣存在。HgS 的蒸氣壓亦不容忽視，根據西賴烏夫(Schrauf)的實驗，在常壓下溫度為 237°C 時，兩小時內有 3.77% HgS 揮發成氣體。因此在含汞熱液的上方有相當濃度的金屬汞和硫化汞蒸氣存在，它們具有很強的活動力，可向四周岩石內擴散極遠。由於汞礦床一般都生長在構造上的軟弱帶(斷層、裂縫、破碎帶)，而氣體向圍岩中的穿透力亦較液體強得多，故一般的汞礦床都有可能在地表觀察到原生量的存在。薩烏柯夫(A. A. Сауков)研究了許多蘇聯的汞礦床，發現在它們四周的岩石中都有汞的富集，一般較在地殼中的克拉克值高數十倍至數百倍，並且可以擴散到距礦體數公里之外。薩烏柯夫研究了哈皮克(Мне Хпок)礦區的拉旦華礦體上汞的原生量，他在垂直於礦體的方向上作了一條長三公里的截線(Профиль)，並將砂岩層及頁岩層內的汞含量分別繪成濃度曲綫(見圖3)。結果發現頁岩中汞含量遠較砂頁中高，且變化均勻，這是

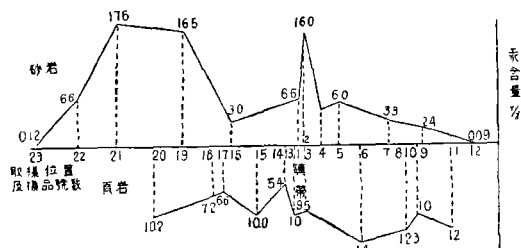


圖5. 哈皮克拉旦華礦區三公里長截綫上，砂岩層及頁岩層內汞含量變化。取樣點 19 及 21 間可能存在新的隱蔽礦體(根據薩烏柯夫)

由於頁岩中富含膠體物質的緣故。但這樣反而看不清截綫上濃度曲綫的高峯與礦體的關係。而在砂岩層中，汞含量一般較頁岩中低，且變化較大。但截綫上濃度曲綫的高峯與礦體間關係反而比較明顯。這是因為砂岩孔隙率較大，所含膠體吸附物質較少，汞蒸氣易於通過的緣故。薩烏柯夫利用這種方法根據砂岩層的汞濃度曲綫指出了在拉旦華西方厚層土壤覆蓋下新礦體存在的可能性。

原生量的各種指標②

從原生量的定義也可以看出，量所存在的空間不但可用礦床元素本身，還可以用各種與礦床有關的化學元素或化學物質的濃集來圈出。這些物質都叫作原生量的指標。

地質學家一直利用各種熱液變蝕現象作為找礦的

指示。這些變蝕現象，有些是與成礦同時生成，它們都是原生量的指標。但也有些是成礦之前造成，或與成礦無關，按照原生量的定義，這些變蝕不屬於原生量指標的範疇之內，因為它們並不是與礦床同時生成，也並不能直接證明礦體的存在，而往往只能間接證明此地區有某些良好的成礦條件存在。例如在亨堤克礦區，過去一直用黃鐵礦化作為找礦標誌。阿爾蒙特等研究了兩個地區，地表黃鐵礦化都很強烈的一個地區在地表發現了金屬變異，在其下方 600 呎處在灰岩層中存在有交代礦體。另一地區地表無金屬變異，過去由於地質現象好，曾打過不少鑽，結果發現上部火山岩直接覆蓋於石英岩之上，中間缺少本區產礦主要的石灰岩層，亦無礦體存在。因此黃鐵礦化與礦體沒有直接關係，並亦由此看出「間接指標」有時並不可靠。

並且過去地質學家研究礦體四周圍岩變化時，只限於一種定性的工作，因而得不到原生量的清晰的概念。最早提出用定量的方法，利用各種指標，勾出礦體原生量所存在的空間的是我國學者李四光與舒文博二氏。費爾斯曼在他的「地球化學與礦物學的找礦方法」中曾兩次提及李、舒二氏的工作所具的意義。他們利用這種方法研究紅山鐵礦時，對鐵礦四周閃長岩進行有系統的採樣，分析其中 CaO 、 Fe_2O_3 及 SiO_2 的含量，用等量綫圈出。結果發現等量綫是以鐵礦體為中心向內收斂的。 Fe_2O_3 及 CaO 的量在距礦體越近時越增加， SiO_2 的量則反而減少。

最近美國用地球化學方法研究威斯康辛—伊林諾—依阿華鉛鋅礦床時，發現除在礦體附近有重金屬的變異存在外， MgO/CaO 的比值以及不溶物的量與距礦體遠近亦有密切關係。

實際上除了礦床元素本身外，利用其它元素或化學物質作原生量的指標時，事先很難確定那一種「參數」是與隱蔽礦體有直接的關係，因此就不能單純依賴一種「參數」來下結論，而必須要研究幾種「參數」的變化情形。研究的「參數」越多，就可使結論及解釋更肯定。瑞列(L. B. Riley)在研究墨西哥某銀鉛礦體時就使用了這種方法。他進行大規模工作來搜尋指標，半定量地分析了二十幾種元素和九種礦物。結果發現自晶石英、微晶石英、矽酸鋁、石膏、 CO_2 、Zn、Pb 和 As 的變化在礦體附近是有規律的。

野外工作，地球化學普查與詳查

在野外實際工作中可以使用地球化學截綫和地球

②在謝爾蓋耶夫「地球化學探礦法」一文中我們曾譯之為「指示元素」，實際上 Индикатор 一字，不但包括元素，而且還有各種化合物。故建議改譯為指標。

化學等量綫圖的方法以找尋原生暈露在地表所造成的變異。

在地球化學普查階段可以使用地球化學截綫方法。地球化學截綫的目的在於發現暈的存在及其大致的範圍。在地質資料不够地區、或在一個大岩體內普查時（例如在超基性岩體內搜尋鉻的變異），可按一定的綫距佈置截綫進行普查，在已有一些地質綫索，或已有物理探礦資料的地區，則可以先佈置一條長截綫穿過物理變異或地質上認為有希望地區的中心，另放出兩條截綫在它兩側若干距離之外。如果在這兩條截綫上分析出高含量的點，就可以根據三條截綫上所看出的變異的大致趨向，再向外佈置兩條較短的截綫橫切這個趨向。如果兩側的截綫沒有「捉」住變異，可以向中心方向退若干距離另佈置兩條截綫。用這種方法可以很迅速的在地質資料及物理探礦資料方面認為有希望的地區是否有足夠重視的變異存在，以及它的大致範圍。

截綫間的距離必須小於變異的長度，不然就不能「捉」住變異。但又須考慮經濟因素，即用最少的截綫就能把變異「捉」住。變異的大小可因礦床性質、礦體大小以及其它許多具體條件而不同。根據已有材料，可看出銅、鉛、鋅等金屬礦的變異可自數百公尺至一千公尺以上，而汞礦在地表的變異，前文已提到最長可達數公里。因此在佈置截綫時，截綫間的距離可以自一二百公尺至五百公尺，必要時亦可放寬到一千公尺以上。截綫的方向須垂直於礦體可能走向，或垂直於各種構造綫。

找到暈露出於地表的變異，並獲悉其大致的範圍，就可將此區域劃定，有系統的佈置取樣網，進行取樣分析。挑選幾個固定濃度值，用幾條等量綫將相同的濃度連在一起，連同有關的地質資料一齊繪在圖上。這樣的圖稱為地球化學等量綫圖。

可以根據地球化學圖上暈在地表的大小、強度、形狀和位置，再結合有關的地質資料來推測地下的礦體。暈在地表的位置與構造的因素——即微量金屬上升的孔道，有極緊密的關係，因此它可能恰在礦體上方，亦可能偏向某一個方向。暈在地表的大小亦可能有許多變化，它可以比礦體範圍大得多（最特出的例子是汞），可以與礦體範圍約略一致，也可以較礦體小，甚或在礦體所在地區內成為零星的「島」和「環」而存在。這些都靠構造因素及岩石性質來決定。如果其它條件相同，暈在地表的強度當然直接與其下方金屬供應來源的豐富程度（即礦體）有關，礦體的品位高，地表的暈亦強。實際上影響暈的強度的條件極複雜。薩烏柯夫在比較蘇聯哈皮克兩個汞礦區——拉旦華和葛拉河所

作的地球化學截綫時，發現葛拉河截綫上汞的富集低於拉旦華礦區，而實際上葛拉河礦床中汞的品位高於拉旦華。這是因為拉旦華地形較高，取樣係在山坡之上，而葛拉河的取樣是在河床附近，一部分的汞被河水所沖淋而損失了。除由於地形和氣候不同，影響了暈的強度外，侵蝕面的高低也很有關係。如果侵蝕面在暈的頂部，可能在地表只有一個範圍較小，較弱的變異，而下面却有很大的礦體。如果侵蝕面下降到暈的中部，在地表可以找到範圍很大，很強的變異。如果侵蝕面下降到暈的根部，此時礦體本身也已被侵蝕掉，在地面雖還可能找到有相當規模的變異，但其下已無礦體存在。另外在考慮暈的強度時，必須考慮岩石方面的因素。各種岩石中金屬的克拉克可能很不相同，某一種岩石內的變異強度往往須與同類「無礦」（barren）岩石的背景值對比始能得到正確的概念。

這些看法的成立還過早，還需要大量實際的工作來證實。但很明顯可以看出，根據暈在地表露出部分來推測下面的隱蔽礦體是一件非常複雜的事。不可能在暈露出地表的形狀、強度、大小、位置與隱蔽礦體之間建立比較簡單的一般性規律。在一個地區所發現的規律在另一個地區往往完全不能使用。因此一方面必須在已知礦區（各種類型、各種地質條件下的礦床）進行大量研究工作，累積大量資料，在未知區找礦時，挑選情況相同者加以對比研究。另一方面，如果在一個已知礦區找到了變異，並發現了一些規律，就可以利用它作評價的標準，在礦區附近尋覓新礦體。由於同一地區各種條件大致會類似，所以這種工作方法用起來會很有效。

原生暈露出地表的部分如果很強，風化後往往可以在殘積土壤中造成次生暈，這和礦體露頭遭受風化所生成的次生暈在成因上是有些不同的。因此在土壤覆蓋地區往往也可以利用強烈的原生暈所造成的次生暈來找尋地下隱蔽的礦體。柯柏在阿里桑納工作時，同時進行岩石和土壤分析發現所得的地球化學變異都與地下礦體大致相符合。富爾頓(R. B. Fulton)在奧斯丁維爾(Austinville)鋅礦區工作時，該區普遍有土壤覆蓋，土壤分析結果所圈出的鋅的變異指示着地下數百公尺深處的隱蔽礦體。

× × ×

後理論上設想，原生暈找礦法應有很好的發展前途，而過去在這方面的一些工作結果也使我們有理由這樣相信。原生暈找礦法在各種浸染狀以及細脈浸染狀礦床找礦上的應用已經確立無疑。對於在各種地質條件下進行深處找礦的應用正在試探進行中，並已獲得了相當的成功。（下接第42頁）

但是根據我們實際試驗，證明他所提出的辦法完全與事實不符。我們曾經檢查了好多塊輝鉬礦和石墨的光片，發現輝鉬礦在正交偏鏡中的確一周轉是四次消光，但是石墨呢？事實上也是四次消光，所以假使照他所說的辦法來鑑別這兩種礦物，一定會產生錯誤和混亂，得不到正確的鑑定。在這裏我們特地指出這一點，供做鑑定礦物的工作同志們的參考，以免得走彎路。

四、正確的鏡下鑑別法

輝鉬礦和石墨的鑑別工作，上述利用消光的辦法既不可靠，那末，怎樣才是正確的鑑別法呢？那些是確實可以用作鑑別的因素呢？我們參考了金屬礦物的顯微鏡鑑定的一些書籍，把這兩種礦物的性能綜合起來加以比較，並把這些特性通過實際光片標本的試驗，覺得下列數項是可以作為這兩種礦物的鑑別因素的。

1. 顏色：輝鉬礦和石墨在反光顯微鏡下的顏色是不同的，前者的顏色接近白色，有些像方鉛礦而稍暗，石墨比較起來接近淡灰色，灰色中微微帶有點棕色，倘把這兩種礦物實際比較一下，就可以發現明顯的不同處。

2. 反光率：不透明礦物的反光率 R ，正如透明礦物中的折光率 N ，在鑑定工作中有同等重要的意義，輝鉬礦和石墨都是六方晶系的礦物，同樣底劈理(0001)非常發達，所以這兩種礦物都是片狀出現，因此平行片狀延長的方向為常光 O 的方向，而垂直於底劈理的方向為非常光 E 的方向，這兩方向的反光率各不相同，根據許乃德漢和藍姆多二氏利用光度計測出結果如下：

輝鉬礦： $R_0 = 35.0$ $R_E = 15.0$ $R_{0-E} = 20.0$

石墨： $R_0 = 22.0$ $R_E = 5.0$ $R_{0-E} = 17.0$

從上列數字可以知道這兩種礦物的反光率是相差很遠的，以較大的反光率 R_0 （偏鏡偏光面平行礦物的延長方向）來看，輝鉬礦的反光率大致和輝鉬礦的反光率差不多，而石墨則同磁鐵礦相似，有經驗的工作

者是不難把二者分辨出來的。

3. 反光多色性：輝鉬礦和石墨是不透明礦物中反光多色性最強的礦物。就這兩種礦物論，看上列數字：常光反光率 R_0 的數值一為 35.0 一為 22.0，相差並不太大，重反光率 R_{0-E} 一為 20.0，一為 17.0，相差的數值也不大，但是兩個非常光反光率 R_E 則一為 15.0，一為 5.0，相差達三倍之多，這標明石墨非常光 E 的方向反光率很低，看起來是非常暗的，比起輝鉬礦的非常光方向要暗得多。因此有經驗的工作者在晶粒中比較一下最強的反光多色性也不難藉此把它們分開，觀察這種反光多色性的時候，一定要把光片先在丹粉皮上磨擦些時，使得光面新鮮，才能有良好的效果。

4. 偏光色：前節已經指出 M. N. Short 所說石墨在正交偏鏡中旋轉一周為兩次消光是錯誤的，根據實際的觀察，石墨和輝鉬礦同樣一周轉有四次消光。我們可以在一個偏鏡下選擇反光多色性最強的礦物晶片，這最強的晶片表示最靠近平行 C 軸的切面，它的非均質現象最顯著，找到後把它移置十字綫的中心，然後把兩個偏鏡正交起來，轉動載物台，兩種礦物一周轉可以同得四個消光，都是平行消光，再把礦物轉到 45° 分角綫的位置，在這位置上可以看到明顯一定的偏光色，正像透明礦物看最大的干涉色一樣，這種偏光色輝鉬礦和石墨各不相同，輝鉬礦為淡紫色，石墨則為淡棕黃色，這顏色的差別，明顯確實，可作為鑑別的主要因素。

五、結 語

輝鉬礦和石墨是兩種很相似的礦物，遇到時必須加以鑑別測驗。大量時可用普通鑑別法予以分開，但微量時或只在顯微鏡下發現時，必須做光片而在礦石顯微下觀察才可。M. N. Short 所推薦的用測驗消光的方法是錯誤的，不可以援用。我們覺得綜合的比較它們的顏色，反光率，反光多色性，偏光色是確實而可靠的鑑定因素，因此特地簡單介紹一下，以供作礦物鑑定工作同志們參考。

（接上第 40 頁）

在祖國大規模經濟建設中，為了保證新的資源基地的源源發現，為了儘量節省鑽探、槽探等重型山地工作的費用，這就要動員並運用各種現代勘探方法，而且不輕易放鬆任何一種新方法的摸索嘗試和使用。本文就是在這種意義上提出這種過去注意得較少的原生量

找礦法，作為對已出版的謝爾蓋耶夫的《地球化學探礦法》的一點補充，目的在希望地質工作者對此有適當的了解，因而在綜合性的地質勘探中，有效的發揮此種方法所能起的作用，並通過它在各種地質條件下的使用，累積經驗，使方法本身得以更向前發展。