愚人金**一**黃鐵礦,告訴您金瓜石金礦的聰明事

Fool's Gold — Pyrite Tells the Smart Things about Jinguashi Gold Mine

余炳盛 Bing-Sheng Yu

摘要

黃鐵礦,俗名『愚人金』,是各類岩石中普遍 常見的礦物,而在許多金礦地區更是蘊藏豐富。因 此以前的人在尋找金礦時,黃鐵礦含量的多寡便是 一種重要的探勘指標。

除了含量多寡之外,黃鐵礦還能透露許多金礦 體的重要訊息,例如:不同環境生長的黃鐵礦的晶 形會有差異。除了晶形及晶粒大小會隨生成環境深 度有所變化之外,黃鐵礦內部微量元素的含量也會 隨生成環境深度而有所改變。因此仔細研究他們的 晶形或其他元素含量,還可以告訴我們挖到的礦石 是屬於金礦的頂部或底部等重要訊息。

本文由金瓜石一九份地區不同礦體及不同生成 環境深度採到的黃鐵礦樣品,進行地球化學研究, 並歸納這些黃鐵礦所顯示的金礦訊息。

關鍵字:黃鐵礦、金瓜石一九份金礦、地球化學

Abstract

Pyrite, commonly known as "fool's gold", is a common mineral in all kinds of rocks, and is rich in many gold mine areas. Therefore, previously, the pyrite content was used as an important indicator of exploration of gold mines.

In addition to the amount of content, pyrite can reveal many important messages of gold mine, for example: pyrite crystal forms in different environments are different. Crystal size and internal trace elements of pyrite will also vary with the depth of ore body. By careful study of their crystalline forms and other element content, we can know the ores belong to the top or bottom of the gold mine and other important information.

This study conducts the geochemistry study of the pyrite samples taken from different ores at different depths of the occurring environment, and summarizes the gold mine messages displayed by these pyrite samples.

Keywords: pyrite, Jinguashi-Jiufen gold mine, geochemistry

壹、前言

黃鐵礦(圖1),主要成分是二硫化亞鐵(FeS₂), 早期曾是提取硫、製造硫酸的主要礦物原料之一。 因其特殊的形態與色澤有觀賞價值,一些黃鐵礦磨 製成的寶石也很受歡迎。

黃鐵礦可經由岩漿作用、熱水溶液或昇華作用 產生,也可於變質岩、沉積岩中生成,是自然界中 常見的礦物,而在金瓜石一九份等金礦地區更是豐 富而普遍。

由於黃鐵礦的色澤呈閃閃發亮的金黃色,經常 被誤認為是黃金,故有『愚人金』的俗稱。但實際 上黃鐵礦和黃金是有很大的差異存在,一般在野外 可以透過幾種簡易的方法辨識,便不會被『愚人 金』給愚弄了。

- 顏色:黃鐵礦雖然也是閃閃發亮的黃色,但它的 顏色通常較偏白,不像黃金的黃是有點帶橙色的 黃。
- 條痕:即礦物粉末的顏色,可以用硬物在礦物表 面刮刮看,或將樣品在白色無釉的磁磚面上畫畫 看,黃金刮下來的粉末仍呈黃金色的,但是黃鐵 礦磨下來的粉末則是黑色的。
- 結晶習性:黃鐵礦經常以漂亮的晶形產出,而黃 金一般呈現不規則形狀,因此通常看到良好晶面 的大概都是黃鐵礦。
- 4. 比重:純金的比重很大,達 19.3,雖然其中常含 有銀,比重可能只有 19.3-16 左右,但仍為黃鐵 礦(比重約 4.6~5.2)的 3~4 倍。在手中惦惦看, 或以掏金盤掏洗一下,便可以感覺其差異了。
- 5. 脆性及延展性:以鐵鎚輕敲,黃鐵礦容易碎裂, 而黃金則會變扁。

在鑑定的時候最好是將上述方法綜合應用,可 增加其準確性,以免反將黃金誤判為黃鐵礦,那就 冤枉了。

事實是,黃鐵礦生長出來,不是只為愚弄人。 金礦地區的黃鐵礦經常含有黃金,例如筆者研究曾 發現,小金瓜附近的黃鐵礦含金量可達100ppm, 此種含金的黃鐵礦也是提煉黃金的重要材料,但黃 鐵礦要提煉黃金前必須先經過鍛燒。早期金瓜石的 黃鐵礦便曾先送往台肥鍛燒,作為製造硫酸鹽肥料 的原料,然後礦渣再運回金瓜石煉金。



【圖1】金礦體經常伴生豐富的『愚人金』——黃鐵礦。

貳、黃鐵礦地球化學

黃鐵礦為分布最廣之硫化物,熱水礦液作用通 常也會沉澱生成塊狀或脈狀黃鐵礦。由實驗室合成 及礦物生成順序的研究,可知黃鐵礦生成所要求之 溫度壓力及化學環境條件寬鬆,故熱液礦床中極易 見到黃鐵礦 (Boyle, 1979)。

Auger (1941) 研究加拿大許多金礦床的黃鐵礦 微量元素,曾提出下列結論:

(1)在同一礦體、礦群或礦區中,黃鐵礦之中某些 微量元素含量會表現出遠超過其他元素含量的 現象。

- (2) 礦床的型態、成礦溫度會影響黃鐵礦中微量元素的性質。
- (3) 圍岩的性質對黃鐵礦中微量元素的分布情形不 具顯著的影響。

Fleischer (1955) 綜合多位學者分析黃鐵礦中多 種微量元素的結果,歸納出多項元素之可能指示意 義,其中較明確與礦化環境有關者列舉如下:

- (1) 黃鐵礦中所含鈷、鎳會隨成礦溫度上升而增加, 但對銀則恰相反。
- (2) 黃鐵礦中含釩量隨生成深度增加而升高,但鋅 則相反。
- (3)含鋅較高之黃鐵礦多生於含錳較多的礦化環 境,而含銅較多的黃鐵礦則為含錳較低之礦化 環境所產生。
- (4) 黃鐵礦若含銅較高,則含鎳應較低。

高橋 (1963) 研究近地表之異溫礦床發現,在 成礦環境中因為壓力降低所造成的礦液沸騰,易使 砷、銻、鍺、鎵、鉈、鉬等易揮發元素造成分化集 中之現象;他並指出礦體中若黃鐵礦含較高的鉍、 鈷、錫、銦等元素,則可能指示該礦體為異溫環境 之產物。

Vakrushev & Tsimbalist (1967) 認為黃鐵礦為能 直接指示金 – 石英型及金 – 砂卡岩型金礦之礦物。 Santos & Walters (1971) 發現金礦附近生成之黃鐵礦 含貴金屬較多。Boyle (1979) 指出黃鐵礦是一般金 礦礦石中僅次於石英之第二多的礦物,在某些金礦 中其含量甚而超過石英。

Herbert (1987)研究發現黃鐵礦中微量元素的

含量不完全只和生成時溶液中各元素含量有關,並 和各元素的活性有關,而各元素的活性則取決於溫 度、硫氣之分壓、酸鹼度...等等,所以黃鐵礦中 微量元素的含量可以直接反映出他們生成時的環境 模式。

基於黃鐵礦在金礦床區域多而易見,並於各成 礦時期均會產生,加上其蘊含微量元素之能力極 佳,可經由吸附、包裹體(圖2)、晶格取代等方式 而保留各礦化時期化學環境之線索,故黃鐵礦實為 地球化學探勘之優良工具,可告訴我們許多金礦的 聰明事。



【圖2】黃鐵礦可經由吸附、包裹、晶格取代等方式而保留各 礦化時期化學環境之線索,為地球化學探勘之優良工具。圖中 黃鐵礦的電子顯微鏡照片顯示其包含有其他礦物的包裹體。

參、金瓜石黃鐵礦的地球化學

本文分析金瓜石及九份地區不同礦體及深度之 23個黃鐵礦樣品的微量元素含量,探討它們之地 球化學性質與金銅礦床之關係。

一、鈷 (Co)、鎳 (Ni) 元素

在元素週期表中, 鈷、鎳緊鄰於鐵之後, 同 屬過渡元素(Ⅶ B 族), 他們的硫化物: 方硫鈷礦 (Cotterite, CoS₂)及方硫鎳礦(Vaesite, NiS₂)和黃 鐵礦具相同的結晶構造(Ribbe, 1982), 三者之間可 以固溶體型式相互取代 (Nickel, 1970)。由於鐵、 鈷、鎳三者之關係密切,在黃鐵礦微量元素的研究 上,鈷、鎳一直佔有重要地位。

鈷、鎳含量和鈷/鎳比值與黃鐵礦生成溫度、 深度及成因的關係之研究者眾,茲將其成果整理如 表1及表2。一般認為鈷、鎳含量及鈷/鎳比值有 隨深度或溫度升高之趨勢,而鈷含量及鈷/鎳比值 越大,越代表火成作用生成。Huang & Chiu (1979) 提出金瓜石地區黃鐵礦鈷、鎳含量可與Wang (1973) 所提出之金瓜石三期礦化作用比對。

本研究中黃鐵礦的鎳含量在本山系、長仁系、 小金瓜等礦體均有明顯隨深度變深而增高的現象, 與 Huang & Chiu (1979)之研究結果有相同趨勢。 但 Py11(吉江地表)及 Py17(北五丹山)兩個黃鐵 礦樣品並非來自礦體底部,生成深度相對而言亦不 深,含鎳卻可分別高達 300~400ppm,所以深度可 能非控制黃鐵礦鎳含量之唯一變因。

Bezman & Tikhomirova (1975) 指出在碳酸鹽溶 液中生成的黃鐵礦,鈷/鎳比值會隨溫度升高而增 大。而若是鹵素溶液中生成的,其鈷/鎳比值反而 隨溫度升高而降低;鈷/鎳比值不只決定於原始溶 液中鈷、鎳兩元素含量,亦決定於硫、氧、二氧化 碳及氯等含量,換言之,在同溫度下,黃鐵礦中鈷、 鎳含量也會隨著溶液性質變化而有所改變。

根據 Huang & Chiu (1979)的研究,黃鐵礦中 鈷、鎳含量與不同礦化期有所關連,亦即礦液性 質會影響黃鐵礦中鈷、鎳含量。因此生成吉江地表 及北武丹山礦體之黃鐵礦的礦液,可能性質有所不 同。

由於礦化中心地區黃鐵礦含鎳較外圍及非礦化 地區高,黃鐵礦中鎳含量高者可亦表示礦化的所 在,但不很顯著。

【表1】前人研究之黃鐵礦中鈷、鎳含量與深度、溫度的關係					
	黃鐵礦內元素含量隨生成深度、溫度增加之變化 情形				
	鈷	鎳	鈷/鎳比值		
Gavelin& Gabrielson (1947)	隨溫度升高, 含量遞增		溫度上升,鈷/ 鎳比值變大		
Hawley (1952)	隨溫度升高, 含量遞增		溫度上升,鈷/ 鎳比值變大		
Fleischer (1955)	隨溫度升高, 含量遞增	隨溫度升高, 含量遞增			
Johnson (1972)	隨溫度升高, 含量遞增				
Yeremin, et al. (1977)			深度變深,鈷/ 鎳比值變大		
Huang & Chiu (1979)	隨溫度升高, 含量遞增	隨深度加大, 含量遞增			

【表2】前人研究之黃鐵礦中鈷/ 鎳比值與成因的關係				
文獻	沈積生成	熱水生成	岩漿生成	
Carstens (1942)	Co<100ppm. Co/Ni<1	Co=400~2400ppm. Co/Ni>1		
Hegemann (1943)	Co<100ppm. Co/Ni<1			
Berg & Friedensburg (1944)		Co/Ni=0.1~1		
Talluri (1951)	Co/Ni<1			
Fleischer (1955)		Co/Ni>1		
Loftus-hills & Solomon (1967)			Co/Ni>1	
Youh (1971)		金瓜石 Co/Ni<1	玉里 Co/Ni>1	
Tan (1972)			陽明山 Co/Ni>1	
Huang & Chiu (1979)		金瓜石 Co/Ni<1	中央山脈 Co/Ni>1	

在本次研究中, 鈷的含量僅牛伏龜礦體群有隨 深度變大而增加外, 其餘地區變化趨勢不明顯。倪 (1983) 指出金瓜石含鈷異常的黃鐵礦, 分布與已知 礦化帶之關係不明顯。本研究結果雖有礦化地區平 均含量比外緣高之趨勢, 但關係不甚明確。

鈷/ 鎳比值除 Py20(哩咾) 大於 3, Py14(吉江 群) 大於 2 外,餘均小於或等於 1,與 Youh (1971) 及 Huang & Chiu (1979) 結果相似。鈷/ 鎳比值因鈷 之含量變化不規則,與深度之間無法得知明確的關 係。

由本次研究黃鐵礦之鈷含量對鎳含量比較,顯 示鈷、鎳含量並無法單純的反映三期熱液作用, 其所得之結果相當複雜;由於菲律賓及印尼數個 類似金瓜石的環太平洋火山帶的金礦,均由不同 熱液造成 4-5 期以上礦化作用的現象 (Comsti, et al., 1990; Cooke & Bloom, 1990; Van Leeuwen, et al., 1990),金瓜石的礦化作用亦可能較已知的模式更 為複雜。

二、銅 (Cu) 元素

根據 Fleischer (1955),黃鐵礦均含銅,且熱水作用生成的黃鐵礦含銅較沉積作用生成的高。
Tan & Yu (1968) 曾提出金瓜石銅礦地區,黃鐵礦含銅量約 1000~1700 ppm;金礦地區者含銅 40~480 ppm;非礦化地區者,則為 100~120 ppm。

銅在黃鐵礦中可以固溶體或包裹體之形式存 在。Youh (1971)發現海鼠山含銅 10000pm 之黃鐵 礦之包裹體,Folinsbee, et al. (1972)研究金瓜石之 黃鐵礦,提出銅及砷含量高的黃鐵礦,具有光不等 向性,推斷銅及砷占據晶格的位置,但其另一方面 也發現有銅藍之包裹體存在。Huang & Chiu (1979) 指出金瓜石黃鐵礦晶格長度隨鈷、鎳、銅的含量增 加而變大。 本研究分別以電子微探儀及攝譜儀分析黃鐵礦 中銅含量及其分佈情形,由微探儀測定含銅礦物之 包裹體。Py4、Py5號標本含銅礦量為1%左右,若 其以黃銅礦或硫砷銅礦等包裹體方式存在,則整個 黃鐵礦樣品中應需含近3%之黃銅礦或2%之硫砷 銅礦,但以X光繞射研究,在此兩者的繞射圖中 檢查不出有黃銅礦、硫砷銅礦或呂宋礦等礦物之繞 射峰。並且這兩個標本含砷量均遠比含銅量少,亦 可指示銅不可能全以硫砷銅礦存在。因此,銅主要 應以取代鐵之方式存在黃鐵礦中。

Folinsbee, et al. (1972)和 Chen (1986)均稱黃 鐵礦中銅之分佈呈現不均匀的現象。本研究結果顯 示,大部分結晶較小的黃鐵礦含銅較為均匀,但在 少數結晶較大或明顯雙層結晶的標本中,則呈現出 中央和外緣銅含量有所變化的情形,例如:Py4、 Py5、Py7(圖3、4、5)三個標本均可見邊緣較中心 含銅高,尤其是 Py5號標本,外層很明顯的比內層 含銅量高。Py16則中心比邊緣含較多的銅(圖6)。 黃鐵礦中銅含量的變化,顯示在黃鐵礦生成的過程 中,礦液的成分或溫度有所變化,Py5更明顯指示 本山區域有二次以上不同性質的礦液經過,第一次 含銅較低,而第二次含銅較高,前者可代表礦化前 之黃鐵礦化時間,後者則應屬金銅礦化作用期。

Py13 之黃鐵礦外層為硫砷銅礦所覆,其微探 儀分析之測線亦顯示早期生成的黃鐵礦含銅較低, 然後明顯增高。但含銅量在接近硫砷銅礦的位置, 卻突然明顯下降,接著在硫砷銅礦之接觸邊緣再升 起。此現象可能是硫砷銅礦生成時,黃鐵礦邊緣之 銅被析出所致。

黃鐵礦之含銅量在小金瓜、粗石山吉江礦體群 有往深部變大之趨勢,但在牛伏、龜礦體群及本山 系則不明顯。

黃鐵礦含銅量分佈圖顯示出兩個高峰的現

象。九份、小金瓜及北武丹山等產金為主的礦 體,黃鐵礦含銅量集中於較低的一族,範圍由 100~800ppm;本山底部及牛伏、龜礦體群等產 銅或金銅礦地區集中於較高含量之族,黃鐵礦含 銅由300~10000ppm,但多數大於1000ppm。哩



【圖 3】 Py4(本山七坑二中觀音礦體)黃鐵礦樣品電子微探儀 分析測線。



【圖 4】 Py5(本山八坑)黃鐵礦樣品電子微探儀分析測線。

<☆─黃鐵礦,告訴您金瓜石金礦的聰明事一余炳</p>

咾非礦化地區之黃鐵礦含銅僅 200ppm。由此可 知,在金瓜石地區,黃鐵礦含銅量大於 1000ppm 者可能代表銅礦化或金銅礦化;金礦化地區含銅 200~800ppm;而非礦化地區之黃鐵礦含銅量則僅 有 200ppm 左右或更少。



【圖 5】 Py7(第三長仁六坑本路)黃鐵礦樣品電子微探儀分析 測線。



【圖 6】 Py16(小金瓜中部)黃鐵礦樣品電子微探儀分析測線。

三、金 (Au)、銀 (Ag)

Zvyagintsev, et al. (1940) 認為金於黃鐵礦中的 存在方式,主要與含金膠體凝聚的過程及黃鐵礦表 面的性質有關。

Kurauti (1941) 合成含金 2000ppm 之黃鐵礦, 所得合成黃鐵礦之晶胞常數變大,而證實金於黃 鐵礦中可呈固溶液方式存在。McPheat, et al. (1969) 以電子微探儀及其他方法,對含金 0.065 盎司/英 噸之黃鐵礦,測出其中 0.02~0.03 盎司/英噸為以 固溶體方式存在,其餘則呈細微金粒散怖於黃鐵礦 中。

Wells and Mullens (1973)發現粗粒黃鐵礦外緣 可得金微粒附生所形成之薄層。Kirillov, et al. (1970) 亦以實驗室製得之黃鐵礦證實此種薄層的存在。一 般認為黃鐵礦之沈澱時期比金早,於高溫礦化期, 金可以晶格位置取代,或呈隱晶狀金粒生於早期 黃鐵礦中,而低溫期結晶之黃鐵礦則常與金伴生 (Boyle, 1979)。

根據 Boyle (1979) 及 Levinson (1980) 指出,金 為金礦最佳及最直接的指示元素。本次分析結果: 在已知礦床的黃鐵礦絕大部分含金超過可檢出的量 (1ppm),銅礦帶之黃鐵礦含金平均為1.5ppm,金 銅礦帶含量為3ppm左右,小金瓜為已知之富金礦, 其黃鐵礦含金可達30ppm(Py15),富金帶邊緣之黃 鐵礦含金為3~4ppm,非礦化帶(哩咾)之黃鐵礦 含金低於測定下限值;因此在研究地區內,黃鐵礦 含金大於1ppm可以指示礦化作用之存在,而含金 在10ppm 以上者,更可表示富金礦之所在。

由於本研究之黃鐵礦標本,大部分含金量在 1ppm以上,尤其小金瓜的更高達 30ppm(Py15)。 而黃鐵礦於研究地區所有礦化帶中普遍存在,且含 量頗豐,站在資源開發立場而言,其中所含之金若 能回收,數量相當可觀。黃鐵礦中所含金成分,在 微探儀280倍之顯微鏡下觀察不出來。他是以顆粒 很小之包裹體或者固溶體存在其中,仍有待進一步 研究,以利爾後有需之日,冶金方法的決定。

Auger (1941) 及 Hawley (1952) 研究加拿大地 區金礦之黃鐵礦,資料顯示含銀量有隨深度加大而 增加,但也有減少的。依據 Fleischer (1955),如果 溫度升高黃鐵礦中含銀量會下降。黃鐵礦中銀的含 量,有向礦化中心方向升高之現象 (Boyle, 1979)。

若單就海拔高度考慮黃鐵礦中銀含量與礦床之 深度關係,牛伏龜礦體群及本山群之黃鐵礦含銀 有向地表升高之趨勢,小金瓜則反之;粗石山吉 江礦體群之變化趨勢不明顯。比較不同類型礦體銀 含量的變化,可發現銅礦帶內之黃鐵礦含銀最少 (平均≤1ppm),金銅礦帶則為4~8ppm,富金帶達 80ppm,富金帶邊緣則又降低至5~20ppm左右。黃 鐵礦之含銀量由最底部之銅礦帶往上至富金帶逐漸 增加,超過富金帶後又減少。

以本山脈外圍的樹梅與本山頂部比較,樹梅地 表之黃鐵礦含銀量僅 3ppm,本山頂部四個標本平 均含銀量 19ppm,顯示含銀量向礦化中心升高。

黃鐵礦含銀可指示礦化中心,含銀量大於 50ppm 者表富金帶之所在。在本研究中,金瓜石黃 鐵礦內金/銀比值主要從 0.1~2 之間,除牛伏龜礦 體群有隨深度變淺,金/銀比值升高外,其餘變化 趨勢均不明顯,不同礦體間亦無明顯差異。

四、錳 (Mn) 元素

在元素表中,錳為WIB族元素。其硫化礦物(方

硫錳礦,Hauerite,MnS₂)和黃鐵礦具有相同的結晶 構造,但因鍵結型態不同。鐵被錳取代的量有限 (Fleischer,1955)。金易在氧化環境下溶解,而在還 原環境下沈澱(Viewing,1983),而MnO₂可以把金 氧化,對金的遷移富集幫助很大(Boyle,1979)。鐵 錳礦酸鹽之出現為金礦化帶特徵之一(Gormasheva, et al.,1973)。Petersen (1980)指出,黃鐵礦含錳大 於4000ppm的,表示與金礦同在。

本次研究結果顯示,銅礦帶及金銅礦帶之 黃鐵礦含錳幾乎全低於測定下限值(60ppm),吉 江地表之黃鐵礦(Py11)含錳200ppm,其附近之 矽化安山岩平均含金約3~4ppm,在以前無經濟 價值,但以現今的冶煉技術,則已合乎開採價 值。小金瓜黃鐵礦含錳60~100ppm,金礦帶邊緣 則由<60~600ppm。哩咾非礦化地區黃鐵礦含錳 80ppm。在金瓜石地區,黃鐵礦含錳大於100ppm 以上的,可以表示金礦邊緣。

五、砷 (As) 元素

Newhaus (1942) 以 X 光繞射研究含 5%砷的黃 鐵礦,得其晶格長度為 5.442 埃,較正常黃鐵礦之 晶格長度 5.417 埃長,推論砷以固溶體存在。Youh (1971) 認為金瓜石黃鐵礦中之砷以硫砷銅礦或呂 宋礦存在。Folinsbee, et al. (1972) 則因含銅、砷量 高的黃鐵礦有光不等向性,認為以固溶體存在。 Hawley (1952) 研究 Qntarion Porcupine district 四個 礦脈,其中低溫生成的黃鐵礦含砷要比高溫生成的 高,認為在此狀態下,砷可能以固溶體或自然砷存 在。

砷若以硫砷銅礦或呂宋礦存在黃鐵礦時,其砷/銅比值應為小於或等於 0.4,本次研究除 Py2d, Py4,Py6,Py7,Py13及 Py16的砷銅比值小於 0.4外,其他均遠大於 0.4。砷/銅比值遠大於 0.4 之黃鐵礦,砷應是以固溶體方式存在。砷/銅比值 小於0.4之黃鐵礦,則有可能以硫砷銅礦或呂宋礦 之包裹體形式存在黃鐵礦中。比較不同生成深度之 砷/銅比值與黃鐵礦含砷量之關係,可以發現各礦 群較深部之含砷高峰,其砷/銅比值均小於0.4, 而較淺部以及北武丹山、九份金礦床黃鐵礦之含砷 高峰,其砷/銅比值均大於0.4。所以在較深部, 或形成溫度較高之處,黃鐵礦中之砷應多以硫砷銅 礦或呂宋礦包裹體存在。而在礦體頂部或金礦地區 旁,其生成溫度較低,砷以固溶體或自然砷存在黃 鐵礦中。

因為大部分的金在內成作用過程中多以金一砷 一硫或金一銻一硫之複合體移棲,高砷及高銻的 黃鐵礦,可以指示金的富集作用存在(Boyle,1979), 所以砷為金礦最好的指示元素之一。北武丹山及九 份等富金礦體旁的黃鐵礦,均含有高量以固溶體或 元素狀態存在之砷,可以指示富金礦的存在;而黃 鐵礦中之砷若以硫砷銅礦或呂宋礦之包裹體存在 者,可指示銅礦或金銅礦化作用。

六、汞 (Hg) 元素

汞具有極大之移動性(White, 1967)且經常 於金礦或其他礦床形成明顯之擴散暈(Williston, 1964),長期以來,汞便經常被用來當為探礦之工 具(Hawkes及Willston, 1962)。Tan, et al. (1984)曾 用土壤中的汞含量為工具,探勘沙烏地阿拉伯之金 礦,頗具成果。他們發現在非礦化區,土壤含汞約 為0~200ppb;而在礦化區,則可高達 30000ppb。 汞通常集中於礦體之頂部或邊緣(Boyle, 1979)。

根據 Watling, et al. (1973),黃鐵礦主要釋出汞氣 的溫度達 450℃,而辰砂為 350℃,天然汞為 80℃。 本研究中,標本加熱溫度僅高於 350℃,因此所測得 之汞應是辰砂之包裹體或吸附於黃鐵礦之自然汞。 本研究之黃鐵礦含汞量變化極大,牛伏龜礦體 群含汞越深越多,與一般情況相反,其餘的則與礦 體之深淺及中心或外緣無明顯關係。

高含汞量可能是造成牛伏龜礦體群形成角礫 岩的因素之一。牛伏龜礦體北方,有一東西向之 構造,沿此構造帶可能有較晚期之金礦化作用發 生。牛伏龜礦體群之 Py07,Py08,Py09,黃鐵礦 所含之汞,可能是此後期礦化作用所引。由於金瓜 石具有多期之礦化作用,Py12(五坑一中吉江)及 Py5(八坑)所含之汞,亦有可能是後期礦化作用由 邊緣或底下所引入的。

整體而言,牛伏龜礦體地區及本山地區之黃鐵 礦含汞量較高,小金瓜及九份較低。

哩咾之黃鐵礦 (Py20) 含汞亦高達 21000ppb, 早年台金公司在興建禮樂煉銅廠時,曾在鑽井中鑽 到底下有石英安山岩體,Py20 黃鐵礦之汞可能來 自此一岩體。

七、鋇 (Ba) 元素

金瓜石大部分黃鐵礦含鋇均少於測定下限值 (300ppm),中間呈現明顯之不連續性。由於鋇離子 與黃鐵礦之鐵離子雖同為正二價,但其離子半徑差 達 81%,取代極不易。300ppm以上之鋇,自然難 以用固溶體之存在方式解釋。

Py2b 之 X 光繞射圖經與 JCPDS 表比較,發現 有微弱之重晶石的繞射峰存在,證實鋇是以重晶石 之包裹體存在黃鐵礦之中。Py2a、Py6、Py19 黃鐵 礦,其共生礦物中,均可見重晶石礦物之存在,筆 者認為其鋇元素均源於重晶石之包裹體。

重晶石在前寒武紀的金礦中很少,而在越年輕的金礦中,其含量則越多(Boyle, 1979)。金瓜石之 礦化年代約為一百萬年前左右,重晶石在此地亦有 廣泛之分佈。但筆者野外調查發現,重晶石僅出現 於礦體之頂部,且各礦體重晶石之晶癖略有不同, 牛伏龜礦體群者多為片狀。本山最頂為片狀,50 公尺之下則為較厚之片狀至菱型,樹梅呈矛頭狀震 盪生長,九份的為塊狀。野外重晶石產狀及黃鐵礦 含鋇資迅均顯示鋇可指示礦體的頂部或與金礦同 在。

八、鉛(Pb)元素

金瓜石黃鐵礦鉛含量在礦群均往上增多。 在礦體頂部,含鉛量由200~1000 ppm;底部 則為20~60ppm。北武丹山Py17號標本含鉛 10000ppm,該標本共生礦物有方鉛礦存在,筆 者推測該黃鐵礦之鉛可能為方鉛礦之包裹體。 Schwartz (1944)指出在金礦化作用時,方鉛礦和金 為同期之生成之礦物,故方鉛礦為金礦化之重要指 示元素。在金瓜石地區,黃鐵礦含鉛大於400ppm 可以表示金礦的存在。

九、鋅 (Zn) 元素

Huang & Chiu (1979) 指出本山系的黃鐵礦含鋅 量由深至淺漸增,而長仁系則沒有變化。本次研究 結果,在此兩個礦系,鋅含量依垂直高度之變化情 形也是在本山頂部有升高,而長仁系則看不出變化。

將鋅之含量依礦體垂直模式來看,則可以發 現鋅在銅礦及金銅礦帶幾乎全少於測定下限值 (60ppm),在金礦體及其邊緣之黃鐵礦含鋅量可漸 增多(100~300ppm)。北武丹山之黃鐵礦含鋅量達 3000ppm,可能為閃鋅礦之包裹體,而閃鋅礦為金 礦之重要指示礦物之一(Boyle, 1979)。黃鐵礦含鋅 大於100ppm時,可以表示金礦體的所在或邊緣。

十、鉍 (Bi) 元素

鉍含量以牛伏礦體者最多,由 30~300ppm,平 均 105ppm,而其他礦體均很少。因此鉍可能代表 角礫岩礦筒之所在。

肆、金瓜石黃鐵礦的晶形

Huang & Chiu (1979)指出金瓜石地區八面體 黃鐵礦含銅較多,生成於較高溫。Chen (1986)解 釋金瓜石之八面黃鐵礦是由於生成環境具高的H₂O 分壓,帶來充分的離子供應速度,使晶體快速結 晶,{100}結晶面疊成金字塔形而成八面體。

本研究結果顯示八面體及五角十二面體之黃 鐵礦,均含較多的銅,平均分別為3700pm及 4600ppm。而正立方體及含正立方體晶面之黃鐵 礦,其含銅量則明顯較低,平均分別僅230ppm及 700ppm。

圖 7 顯示八面體之黃鐵礦的結晶一般而言較 大,五角十二面次之,而正立方體之結晶通常很 小。八面體(圖 8)存在的範圍可由九坑(海平面下 約 200 米)至大金瓜地表(海拔 530 公尺)。八坑 以下的八面體晶體均可達1公分以上,筆者曾見過



【圖 7】金瓜石一九份地區不同礦體黃鐵礦主要晶形的結晶大小(每一條橫線代表一個樣品的晶粒大小分佈範圍)



【圖 8】金瓜石八面體的黃鐵礦 (可見三角形結晶面) 通常生成 於較高溫的環境

台電公司陳武夫先生所蒐集的金瓜石八坑的八面體 黃鐵礦標本,其邊長達40公厘以上,地表之八面 體晶體多小於2公厘。七坑以上有五角十二面體出 現,七坑之五角十二面體可達5公厘,近地表之五 角十二面體晶體則僅有0.5公厘以下。七坑至地表 之間,黃鐵礦常有八面體及五角十二面之複晶。正 立方體黃鐵礦僅見於地表或礦體頂部,正立方體黃 鐵礦之晶粒大小只有2公厘以下,而以0.1~0.3公 厘為主。黃鐵礦結晶大小與含銅量之關係較不規則 (圖9),但仍可見結晶較大的黃鐵礦通常含銅較多。

正立方體黃鐵礦僅見於地表或礦體頂部,且含 銅量均很少,因此它的生成環境應較八面體及五 角十二面體的黃鐵礦較為低溫與少銅。礦體的深 部僅見八面體黃鐵礦,因此八面體的黃鐵礦生成的 溫度應最高。而八面體與五角十二面體重疊帶中, 因兩種晶形黃鐵礦含銅量約略相近,深度相仿, 温度也應差不多。以不同類型礦體比較,可以發 現銅礦及金銅礦之黃鐵礦全為八面體晶形或五角 十二面體晶形,而金礦帶及其邊緣則以正立方體晶 形為主。大屯山非礦化地帶黃鐵礦亦以正立方體 晶形為主,但其含銅量僅有 50~200ppm 左右 (Tan, 1972),而金瓜石礦化帶之正立方體黃鐵礦含銅平 均約225ppm, 哩咾非礦化帶之正立方體黃鐵礦含 銅僅為200ppm。從晶形而言,金瓜石地區之八面 體或五角十二面體黃鐵礦可表示銅或金銅礦化,晶 體越大者表越深部或含銅較多,而正立方體黃鐵礦 若含銅多於 300ppm,便可能表示金礦化作用。





伍、結論

在金瓜石九份地區產出許多黃鐵礦,這些黃鐵 礦的外型與結晶大小,與其生成環境有關。而黃鐵 礦內部更經常含有許多的微量元素,可以提供許多 探礦或對於礦體瞭解的重要訊息。本文分析採自金 瓜石一九份金礦地區,不同礦體或不同深度共23 個黃鐵礦樣品,進行地球化學分析,結果顯示黃鐵 礦可以指示下列有關金瓜石一九份金礦的重要訊 息。

1. 微量元素地球化學方面:

- (1)金:黃鐵礦內含金多於 1ppm 者,可明確指示 礦化作用;含金大於 10ppm,則代表富金帶。
- (2) 銀:黃鐵礦之銀含量,在水平方向而言,向礦 化中心升高,可指示礦化中心;含銀量大於 50ppm者,可能與富金帶同在。
- (3) 銅:金礦地區之黃鐵礦含有100~800ppm的 銅,銅礦或金銅礦地區含銅由100ppm到大於 10000ppm,非礦化地區含銅低於200ppm。
- (4) 鋇:位於富金帶內或其邊緣之黃鐵礦含鋇特別 高。主要以重晶石包裹體存在。
- (5) 錳: 黃鐵礦錳含量大於 300ppm 者,可指示金 礦化作用。
- (6) 砷:黃鐵礦含大量(1000ppm以上)以元素或固 溶體存在的砷時,表示與富金帶同在。若所含 之砷以硫砷銅礦之包裹體存在,則可指示銅礦 或金銅礦化之存在。
- (7) 鉛:在金礦化地區,黃鐵礦含鉛大於 450ppm。
- (8) 鋅:黃鐵礦含鋅如果大於 100ppm,可指示金礦 化作用。

(9) 鎳:可指示礦化作用,但不明顯。

(10)在指示深度方面,黃鐵礦之銀、鉛、鋅隨接近 淺部而增加; 鎳在本脈及牛伏礦體,有隨深度 遞增

2. 晶形與結晶大小部分:

- (1)八面體及五角十二面體之黃鐵礦含銅量由 300~多於10000pm,平均分別為3500pm 及4200pm,生成於較深部高溫之環境。正 立方體黃鐵礦含銅量由100~800pm,平均為 225ppm,僅見於礦體頂部。此種正立方體結晶 顆粒均小於2公釐,以0.1~03公釐最多,生成 於淺部低溫環境。
- (2)由黃鐵礦雙層晶體重疊,及同一標本中有不同 晶形同時出現的情形推測,可知至少有兩期以 上的礦液分別通過本脈、牛伏等礦體。
- (3)八面體及五角十二面體的黃鐵礦與金銅礦同 在,而正立方體且含銅量在300ppm以上者, 則可指示金礦之存在。

參考文獻

- 倪肇明(1984)金瓜石地區地球化學與金銅礦化作 用之關係:國立臺灣大學地質研究所碩士論 文,94頁。
- 高橋清(1963)硫化礦物的微量成份的地球化學的 研究:日本地質調查所報告,199期,1-69頁。
- Auger, P. E. (1941) Zoning and district variations of the minor elements in pyrite of Canada gold deposits: Econ. Geol., vol. 36, pp. 401-423.
- Bezman, N. I. and Tikhomirova, V. I. (1975) Effective of temperature on cobalt and nickel distribution between iron sulfides and solutions of various composition: Geokhimiya, no. 11, pp. 1691-1697.
- Boyle, R. W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits: Geol Survy of Canada, Bull. 280, 584p..
- Carstens, C. W. (1942) ber den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkies-vorkommen: Kgl. Norske Videnskabs. Selskabs, Forh., vol. 15, pp. 165-168.
- Chen. C. C. (1986) Copper and gold mineralization in the Chinkuashih area, northen Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no. 29, pp.63-71.
- Comsti, M. E. C., Villones, R. I. JR., Dejesus, C.
 V.,Nativided, A. R., Rollan, L. A. and Duroy,
 A. C. (1990) Mineralization at the Kelly Gold
 Mine, Baguio District, Philippines; fluid-inclusion
 and wall-rock slteration studies: Journal of
 Geochemistry Exploration. Vol. 35, no. 1-3, pp. 341-362.
- Cooke, D. R. and Bloom, M. S. (1990) Epithermal and subjacent porphyry mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines; a fluid-inclusion and paragenetic study: Jour. of Geochemical Exploration, vol. 35, no. 1-3, pp. 297-340.

Fleischer, M. (1955) Minor elements in some sulfide

minerals: Econ. Geol., 15th Anni., vol. 1905-1955, pp. 970-1024.

- Folinsbee, R. E., Hirkland, K., Nekolaichuk, A. and Smejkal, V. (1972) Chinkuashih - a gold-pyriteenargite-barite hydrothermal deposit in Taiwan: Geol. Soc. Ame. Memo., no. 135, pp. 323-335.
- Gavelin, S. and Gabrielson, O. (1947) Spectrochemical investigation of sulfide minor constituents for certain practical and theoretical problems of economic geology: Sver. Geol. Unders kn., Ser. C, no. 491, rsbok 41, no. 10, pp. 1-45.
- Gormasheva, G. S., Zakharov, M. N. And Sanin, B. P. (1973) Separation of ore-bearing and barren propylite zones by approximate phase analyses of carbonate components of propylite andesites (Illustrated by gold ore deposits of the Evensk ore node): Ezheg. Inst. Geokhim. Sib. Otd., Akad. Nauk SSSr. 1972, pp. 315-319. (Chem. Abstr., vol. 81, 138588lu.)
- Hawkes, H. E. and Willisron, S. (1962) Mercury vapor as a guide to lead-zinc-silver deposits: Mining Cong. Jour., no. 48, pp. 30-32.
- Hawley, J. E. (1952) Spectrography study of pyrite in some Eastern Canadian gold mines: Econ. Geol., Vol. 47, pp. 149-163.
- Hegemann, F. (1943) Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit: Zeitschr. Angew. Mineral., vol. 4, pp. 122-239.
- Herbert, H. K. (1987) Miner element composition of sphalerite and pyrite as petrogenetic indications: Proc. Pacific Rim Cong. 87, pp. 831-841.
- Huang, C. K. and Chiu, Y. F. (1979) Minor elements of pyrite in the Metamorphic rock of the Hualien and Yuli area, eastern Taiwan: Acta Geol. Taiwanica, no. 20, pp. 69-92.

- Johnson, A. E. (1972) Origine of Cyprus pyrite deposits: Inter. Geol. Congr. 24th, Montreal, Sect. 4, pp. 291-298.
- Kirillov, V. P., Legedza, V. A. and Sidorov, V. A. (1970)Experimental stydy of the possibility of formation of auriferous iron disulfide at normal temperatures under atom spheric pressure: Akad. Nauk. SSSR. Dokl., vol. 195, no. 4, pp. 941-943.
- Kurauti, G. (1941) Synthetic study of gold-containing pyrite: Suiyokwai-Si, vol. 10, pp. 419-424. (Chem. Abstr., vol. 35, pp. 3563)
- Levinson, A. A. (1980) Introduction to Exploration Geochemistry: Applied Published Ltd. Wilmette, Illinois, 934p..
- McPheat, I. W., Gooden, J. E. A. and Townend, R. (1969) Sub-microscopic gold in a pyrite concentrate: Australas. Inst. Min. Metall. Proc., no. 231, pp. 19-25.
- Newhaus, A. (1942) ber die Arsenf hrung der dichten Schwe-felkiese (melnikowit-Pyrite, Gelpyrite) von Wiesloch, Baden, und Deutch-Bleischarley, Oberschlesien: Metall. U. Erz., vol. 39, pp. 157-189.
- Nickel, E. H. (1970) The application of ligand field concepts to an understanding of the structural stabilities and solid solution limits of sulfides and related minerals: Chem. Geol., no. 5, pp. 233-241.
- Petersen, U. (1980) Unpublished papers in the Symposium for Massive Sulfide Deposits, Harvard University.
- Ribbe, P. H. (1982) Review in Mineralogy, vol. 1: Sulfide mineralogy, Mineralogy Society of America, 284 p..
- Santos, G. G. and Walters, L. J. (1971) Gold proviance in the Philippines defined by activation analysis:

Nucl. Tech. Mineral Explore Exploit, Int. Atom. Energy Agency, Vienna, pp. 143-156.

- Schwartz, G. V. (1944) The host minerals of native gold: Econ. Geol. Vol. 39, pp. 371-411.
- Talluri, A. (1951) Dosatura spettrografica dell'arsenico in piriti italiane: oc. Toscana Sci. nat. Atti, Mem., vol. 58, pp. 3-19.
- Tan, L. P. (1972) Trace elements in the cryptocrystalline pyrite deposit of the Tatung volcanic area, Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no. 15, pp. 119-122.
- Tan, L. P. and Yu,F. S. (1968) Heavy-mineral reconnaissance for gold and copper deposits of the Chinkuashih area, Taiwan: Acta Geol. Taiwanica, no, 12, pp. 41-57.
- Tan, L. P., Abdolla, A. Abdel-Monem and Ahmed, N. B.(1984) Mercury in soils as tool prospecting Arabian gold deposits: Memo. Geol. Soci. China, no. 6, pp. 259-268.
- Vakrushev, V. A. and Tsimbalist, V. G. (1967)Distribution of gold in sulfides of the Altai-Sayan skarn deposits: Geokhim, no. 10, pp. 1076-1081.Also Geokhim. Int., vol. 4, no. 5, pp. 972-977.
- Van Leeuwen, T. M., Leach, T., Hawke A. A. and Hawke, M. M. (1990) The Kelian disseminated gold deposit, East Kalimatan, Indonisia: Jour. of Geochemical Exploration. Vol. 35, no. 1-3, pp. 1-61.
- Viewing, K. A. (1982) A Summary of the technical sessions: Proc. of Sympo. Gold '82, Geol. Taiwanica, no. 5, pp. 47-64.
- Wang, Y. (1973) Wall rock alteration of late Cenozoic mineral deposits in Taiwan—Geologic setting and Field relations: Proc. Geol. Soc. China, no. 16, pp. 145-160.

- Watling, R. J., Davies, G. R. and Meyer, W. T. (1973) Trace identification of mercury compounds as a guide to sulfide mineralization at Keel. Eire: Gecochemical Exploration 1972, I. M. M., London, pp. 59-62.
- Wells, J. D. and Mullens, T. E. (1973) Gold-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mine: Econ. Geol., vol. 68, pp. 187-201.
- White, D. E. (1967) Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters: In Arnes, H. L. (ed) Geochemistry of hydrothermal ores deposit, Wiley Inter-science, pp. 575-631.
- Williston, S. H. (1964) The mercury method of exploration: Engineering & Mining Journal 165 (5), pp. 98-101.
- Yeremin, N. N., Sergeyeva, N. Y., Kuzentsova, T. P. & Shishakov, V. B. (1977) Variation of cobaltnickel ration in pyrite from pyrite and pyritepolymetallic sulfide deposits: Dokl. Acad. Sci. Ussr Earth Sci., Sect. 223, pp. 234-336.
- Youh, C. C. (1971) A study of the formation environment of pyrite from northeast Taiwan: Proc. Geol. Soc. China, no. 14, pp. 158-188.
- Zvyagintsev, O. E. and Paulsen, I. A. (1940) Contribution to the theory of formation of vein gold deposit: Acad. Sci. Ussr, C. Q. (Dokl.), vol. 26,pp.647-651.

人金—黃鐵礦,告訴您金瓜石金礦的聰明事|余炳