

岐阜県平岩ほたる石鉱床の地質と日本のほたる石鉱床区における重要性

石原舜三¹

Shunso Ishihara (2005) Geology of the Hiraiwa fluorite deposits and their relevance to the fluorine metallogenic province in Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 56(5/6), p.167 - 176, 4 figs., 4 tables.

Abstract: Fluorite deposits in Japan are distributed mostly in the Sn-W-Cu metallogenic provinces, which are related to the late Cretaceous ilmenite-series volcano-plutonic activities. They occur in hydrothermal veins related to felsic volcanics (4 ore deposits) and granite porphyry (the largest Hiraiwa deposits), in skarn bodies with biotite granite (5 deposits) and in hydrothermal veins within biotite granite (2 deposits). The production statistics indicate that 77 % of the ores were mined from porphyry- and volcanics-related vein type, and 23 % from granite-related skarn and vein types. The outstanding Hiraiwa deposits were formed by extensive fracturing due to regional shearing and magma-ascent, and invasion of fractionated felsite magma, then by the associated hydrothermal activities.

Keywords: Fluorite deposits, Hiraiwa mine, late Cretaceous, subvolcanic, ilmenite series, granites

要 旨

日本のほたる石鉱床はチタン鉄鉱系火成岩類から構成されるスズ-タングステン-銅鉱床生成区に産出する。鉱床は主に鉱脈型と接触交代型、ごく一部で角礫型である。珪長質なチタン鉄鉱系の火山岩、斑岩類に関連するほたる石が鉱石量の77%を占め、ほたる石は主に浅成の貫入岩関連の低温熱水性環境で生成した。平岩鉱床は東北東系広域裂か群の再活動とそれへの花崗斑岩マグマの突上げに伴う裂かの開口、フッ素に富むフェルサイト マグマから分離した熱水の注入と固結により大規模鉱床に発展したものと考えられる。

1. まえがき

地球上のフッ素の濃集は火成作用ではほたる石とトパーズとして火成岩と鉱床に、堆積作用では含燐灰石として海成燐酸塩-炭酸塩岩層に認められる。火成鉱床では、非造山帯の火成活動に伴って大規模に濃集するため、鉱床は広域的な構造線、断層などの規制を受けたアルカリ岩類に附随して産出する。アメリカ西部のペーゲン・レンジ帯のトパーズ含有岩類やほたる石-ベリリウム鉱床などがその好例である(Shawe ed., 1976)。経済的に採行価値があるフッ素含有鉱物はほたる石である。

日本のほたる石鉱床は大局的には後期白亜紀花崗岩分布域の西南日本内帯及び関東-羽越帯に産出し(岩生, 1951; Sato, 1980), Sr 初生値が急激に低下する阿武隈帯以東の白亜紀の東北日本(石原, 1981)には産出しない。ほたる石鉱床の広域的分布は、石原・寺島

(1977b) が描いた花崗岩類中の微量の錫の存在量, “スズ花崗岩” の分布と大局的には一致する。それはブーゲ異常で示される厚い大陸地殻の存在とも良い一致を示す(第1図)。高スズ花崗岩類は大陸地殻物質と密接で、堆積岩類を含む古い基盤岩類の溶融によるチタン鉄鉱系マグマの発生とその浅成固結相への微量スズの濃集で説明された(石原・寺島, 1977b)。

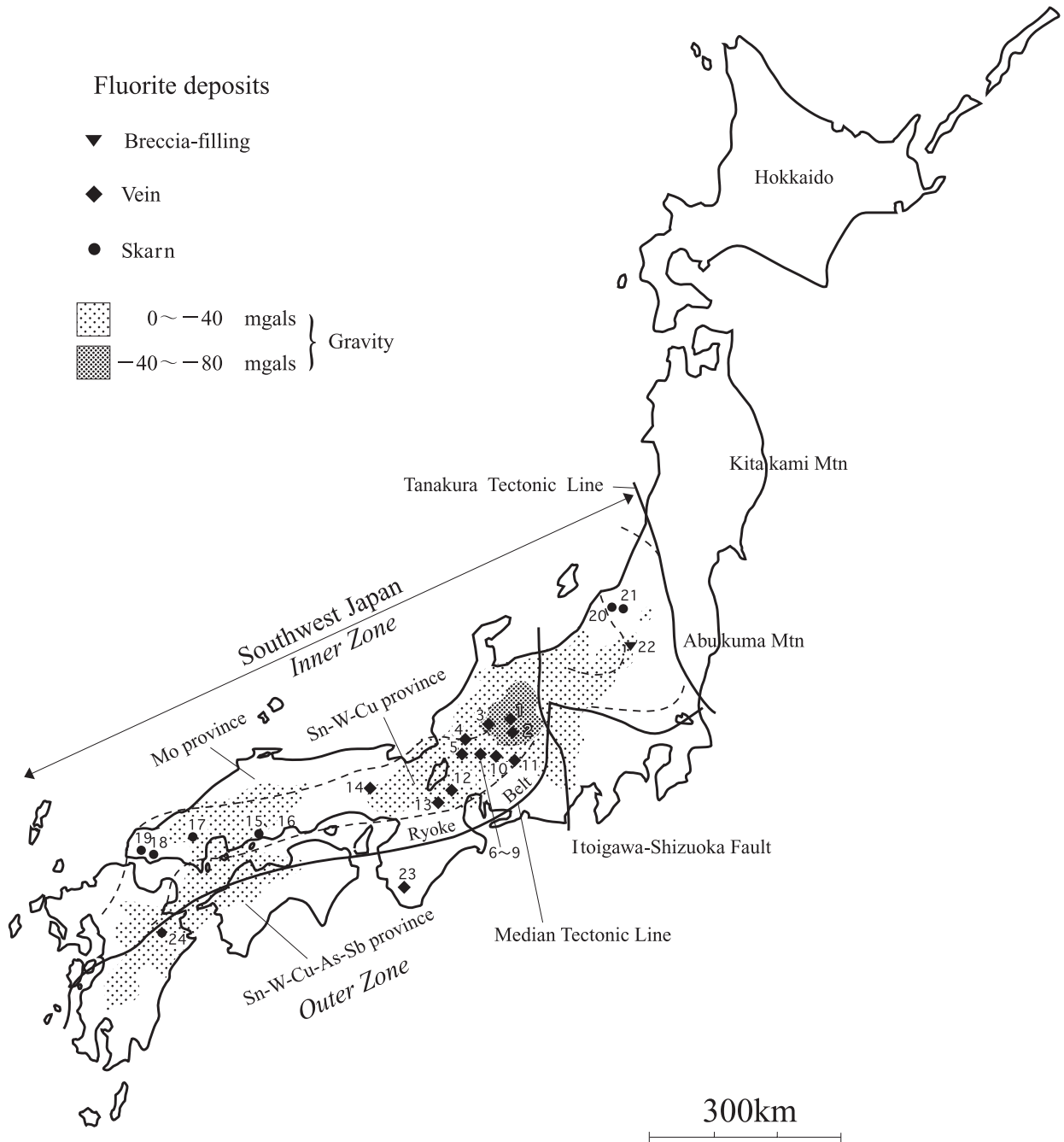
ほたる石鉱床生成区は、金属鉱床から見れば山陽帯の後期白亜紀スズ含有タングステン-銅鉱床生成区(Ishihara, 1978)に相当するが、中部地方ではその北縁部に集中する。その原因は後述するように、ほたる石鉱床がこれら金属鉱床よりも火山岩類と密接であるためと考えられる。西南日本外帯の新第三紀のタングステン含有スズ-銅-砒素-アンチモン鉱床生成区(第1図)にも小規模な鉱床がある。

日本のほたる石鉱床については日本産誌で岩生(1951)が総括した。しかし、本邦最大である岐阜県平岩鉱床は昭和25年5月の発見であり(五十嵐, 1964), 岩生(1951)の総括には含まれていない。その後、昭和37~43年度の国内鉄鉱原料調査でほたる石鉱床が取り上げられ、当時稼行中であった新潟県五十島地区、岐阜県平岩地区、広島県三原地区の少数の鉱化地域が調査された。ここでは近年進歩した花崗岩岩石学の側面から、過去に採掘されたほたる石鉱床、特に最大規模の平岩鉱床について評価し、日本のほたる石鉱床の成因について考察してみたい。

2. 日本のほたる石鉱床のタイプ、母岩と生産量

日本のほたる石鉱床は既述のように、白亜紀の地質

¹産業技術総合研究所(Geological Survey of Japan, AIST, Higashi 1-1-1, Tsukuba 305-8567, Japan)



第1図 日本のほたる石鉱床の分布とブーゲ異常から推定される地殻の厚さ (石原・寺島, 1977b, Fig. 3に加筆). 番号は第1表のものと一致する.

Fig. 1 Distribution of fluorite deposits and crustal thickness in Japan. Note that the ore deposits tend to occur in the Sn-W-Cu province with the ilmenite-series igneous rocks and thick continental crust. The numbers correspond to those of Table 1.

学的意味における西南日本に分布する。ほたる石鉱床の生成期, タイプ, 母岩, 1938年以降の生産量などを, 第1表に示した。大規模鉱床は岐阜県平岩地区と周辺域の鉱脈型, 及び広島県神武-三原地区と新潟県北部-福島県西部地域域の接触交代スカン型に限られる。

第1表には母岩の種類も示したが, ほたる石鉱床は花崗岩質貫入岩やそのすぐ近くの被貫入岩類中に主に

胚胎する。近傍の関係火成岩類はSiO₂70%以上の珪長質で, 黒雲母花崗岩か花崗斑岩である。しかし岐阜県北部の面谷流紋岩類, 濃飛流紋岩類や兵庫県, 生野北東方の生野層火砕岩を母岩とする簾野鉱床などの小規模鉱床の場合は, 過去の記載が不十分で貫入岩については明らかでない。ここでは関係火成岩類との関係から, 上記3鉱床を, 花崗岩関連, 斑岩関連, 火山岩関

平岩ほたる石鉱床の地質と日本のほたる石鉱床区における重要性(石原)

第1表 日本のほたる石鉱床のタイプ、母岩/火成岩と生産量.

Table 1 Type, host rocks, related igneous rocks and total production of fluorite deposits in Japan.

県と鉱山名	タイプ・母岩/火成岩	生産量トン (%CaF ₂)	生産年	
後期白亜紀生成期				
岐阜,	1 平金	V, sl/gp	85 (80)	1951-53
	2 登尾	V, sl/gp	1,903 (72)	1953-56
	3 渚	V, K-volc	2,656 (65)	1940-47
	4 山県	V, K-volc	3,328 (70)	1952-60
	5 日永	V, K-volc	300 (75)	1941-44
	6 平岩	V, sl/gp	162,529 (55-75)	1951-72
	7 笹洞	V, sl/gp	30,746 (52-46)	1960-65
	8 松下	V, sl/gp	232 (20)	1965
	9 金山	V, sl/gp	6,980 (70?)	1966-69
平岩地区 (6~9) 小計		200,487 トン		
10 佐見	V, Gb	165 (72)	1940-44	
	V, Gb	838 (40)	1943-45	
滋賀,	12 日産	V, Gb	350 (60)	1943-45
	13 鮎川	V, sl, ch/Gb	49 (70)	1943-45
兵庫,	14 簾野	V, K-volc	964 (55)	1941-45
広島,	15 神武	C, ls/Gb	9,030 (55)	1940-46, 1948-58
	16 三原 鉱染鉱	C, ls/Mz D, Mz	15,468 (50-65) 4,538 (23-12)	1938-46, 1949-54 1963-67
山口,	17 草井谷	C, ls, sl/Gb	3,524 (90-30)	1941-46
	高根	ditto?	141 (52)	1951-52
	18 大道	C, ls/Gb	405 (90)	1942, 45
19 木原	C, ls/Gb	3,898 (65)	1942-45	
	永井		50 (75)	1949
新潟,	20 五十島	C, ls/Gb	16,339 (62-72)	1941-45, 1949-62
	21 鍋島	C, ls/Gb	4,022 (88)	1939-43
後期白亜紀 合計		268,705 トン		
新第三紀生成期				
福島,	22 蛭	B, Mio-tuff	797 (95)	1938-44
和歌山,	23 請川	B, Mio-sh	47 (75)	1951-52
大分,	24 豊栄	C, ls/Gb	3,181 (85-92)	1969-72
総計		272,739 トン		

Numbers correspond to those of Fig. 1. B, breccia-filling; C, contact type; D, disseminated; V, vein type. Host rocks: ch, chert; Gb, biotite granite; gp, granite porphyry; K-volc, Cretaceous volcanic rocks; ls, limestone; Mio, Miocene; Mz, monzonite; sed, sediments; sh, shale; sl, slate.

生産量は岩生(1951), 本邦の鉱業の趨勢(通商産業大臣官房調査統計部編)などによる.

連と呼ぶこととする。平岩鉱床が圧倒的に大きいため、火山岩及び斑岩関連鉱床が生産鉱石量の77%を占め、黒雲母花崗岩関連鉱床は23%であるに過ぎない。すなわち、ほたる石鉱床はタングステン・スズ・銅などの金属鉱床と比べてより浅成の環境で生成したものと解される。

ほたる石との共存鉱物は、鉱脈型では石英のみの場合が多いが、接触交代型でスカルン鉱物を伴う場合は、ベースメタルを中心に硫化物を大量に伴うことがある。神武・三原は銅鉱床として5段階分類のサイズ3 (1,000～10,000トン級) であり、豊栄は鉛垂鉛鉱床で、垂鉛としてサイズ3 (1,000～10,000トン級、石原ほか、1992) である。滋賀県の鮎河も本来、鉛垂鉛鉱床である。鉱床がスカルン型よりも低温の熱水交代型である場合には、一般にほたる石のみの傾向がある。ほたる石はその生成時代から後期白亜紀 - 古第三紀生成期と新第三紀生成期に2大別される。

2.1 後期白亜紀-古第三紀生成期

この時期の鉱床は岐阜県平岩地区を最大として、羽越地域から山口県に至る西南日本内帯に分布する。平岩鉱床は美濃 - 丹波帯のジュラ紀堆積岩類と後期白亜紀の花崗斑岩境界付近のほたる石-石英脈である。この鉱脈は最初、平岩鉱山 (生産量16.3万トン、本邦第1位) 及び登尾鉱山として採掘された。その後、南東延長部が発見され、笹洞鉱山 (3.1万トン、本邦第2位)、松下鉱山として稼働された。金山鉱山 (本邦第6位) も同一鉱脈を異なる鉱区で採掘したものであると思われるが、詳細は不明である。これらを総合すると、鉱石生産量が約23万トン、これは日本の総生産量の73.5%に相当する。

後期白亜紀火山岩類に胚胎する鉱床として、次の4件がある。岐阜県北部、大野郡下の渚鉱床 (本邦第9位) は濃飛流紋岩類中のほたる石-石英脈で、粘土を伴う。日永鉱床は県西部の山県郡北山村にある面谷流紋岩類のほたる石-石英脈である。山県鉱山は県西部、岐阜市北方直距離15 km、日永岳 (1,216 m) の南面に位置する。付近は中 - 古生層と白亜紀面谷流紋岩類から構成され、鉱床は後者中の割れ目充填のほたる石-石英脈 (走向N50 - 70°E、傾斜60 - 80°NW) であり、石英は玉髓質、方解石を伴う。母岩には黄鉄鉱の鉱染が著しい (脇田・山下、1966)。兵庫県、簾野鉱床は生野層の火砕岩類に胚胎する。

その他の鉱床は花崗岩類に伴っている。岩倉鉱床は恵那郡川上村の苗木 - 上松花崗岩中のほたる石-石英脈である。苗木花崗岩は岩石中のF含有量が最も高いものの一つに属する (第4表)。佐見鉱床は加茂郡旧佐見村にあって花崗岩中のペグマタイト質石英脈である。中国地方の神武・三原鉱山は三原市西方に位置し、黒雲母花崗岩上にループ状に残る石灰岩を交代したスカルン型鉱床である (岩生、1951の断面図参照)。他に花

崗岩周縁部の閃長岩中にほたる石が鉱染し、低品位 (14～18% CaF₂) ではあるが、大規模である (添田、1964)。この部分は1961～67年間に三原鉱山から4,538トン (12% CaF₂) 採掘し、出鉱された (第1表)。なお青木・肥田 (1974) はモード分析により閃長岩をモンゾニ岩に改めた。このモンゾニ岩とスカルン鉱体の一部、鉄黒雲母スカルン中に、希産ベリリウム鉱物であるデーナ石と微量のフェナス石を発見した。山口県東部の玖珂タングステン鉱化地域の草井谷鉱床も広島花崗岩と接する石灰岩交代鉱床である。山口県西部の木原、大道鉱床も同様な交代鉱床である (門田、1943)。

新潟県、磐越西線五十島駅南方10 kmの五十島鉱山は1.6万トン (本邦第3位) の生産量を持つ (第1表)。鉱山付近の地質は石灰岩類を含む中 - 古生層に後期白亜紀の優白花崗岩が貫入する。ほたる石はドロマイト化及び粘土化とともに石灰岩中に生成した。今井ほか (1963) はこれを熱水性交代鉱床とみなし、その鉱化火成岩を近傍の新第三紀中新世ナトリウム流紋岩の潜在岩体と推論した。しかしこの鉱化時期を中新世とするには、近傍の柘榴石スカルン (今井・鞠子、1964) も含めて、変質鉱物あるいは鉱石鉱物の年代決定が必要である。ここでは鉱床すぐ近傍の花崗岩の生成期と同様とみなしておく。

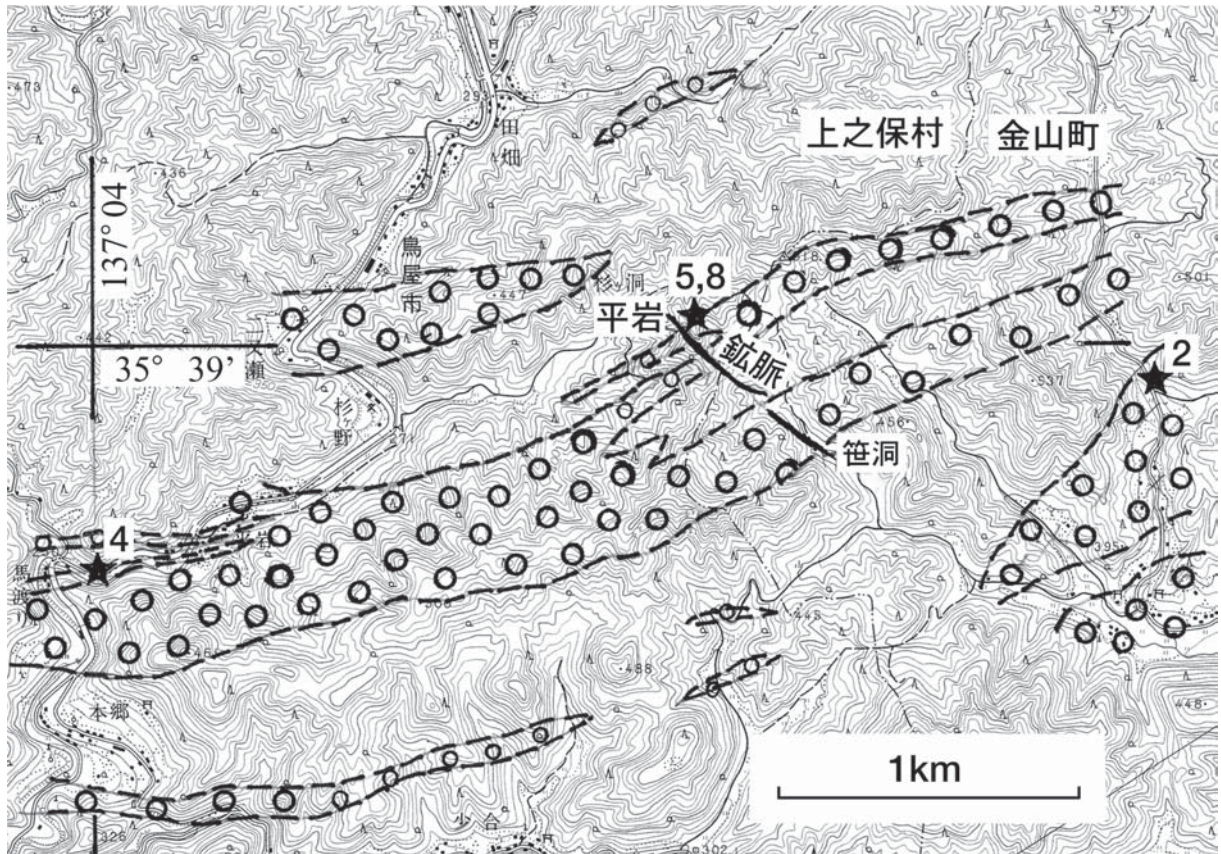
2.2 新第三紀生成期

この鉱床生成期には会津地方と西南日本外帯に、弱いほたる石の鉱化作用があった。螢鉱山は福島県南会津郡下、会津線終点西方直距離20 kmに位置する。その付近には後期白亜紀の花崗閃緑岩と新第三紀の流紋岩・角礫凝灰岩・角礫岩が分布する。鉱床は角礫岩に關係する不規則脈状で、3鉱体が認められる。鉱脈は一般に緩傾斜 (10～30°)、富鉱部はポケット状、晶洞質である (五十嵐、1964)。

西南日本外帯は中新世のチタン鉄鉱系花崗岩活動に由来するスズ-タングステン銅-砒素-アンチモン鉱床生成区に属する。和歌山県の旧請川村、大塔鉱山の皆瀬川、松畑鉱床は、中新世松畑頁岩中の裂か充填鉱床で、膨縮が激しく、断層粘土を多く伴う (五十嵐、1964)。豊栄鉱山は、大分県東部、大崩山北麓の中新世優白花崗岩の潜在岩体に關係するスカルン型のスズ多金属鉱床を産するが、深部開発に伴って-105 mLでほたる石鉱体を発見し、採掘した。鉱体は40 x 8 m、レンズ状である (大町ほか、1968)。

3. 平岩鉱床の地質

平岩鉱山は岐阜県武儀郡上之保村島屋市、5万分の1地質図幅「金山」内に位置する。この地域には美濃帯の付加コンプレックスに属する中期ジュラ紀 - 最前期



第2図 岐阜県、平岩鉱床付近の花崗斑岩類(○印部)の分布 (五十嵐, 1959を簡略化). ★に番号は第2表の分析試料位置.
Fig. 2 Distribution of granite porphyry in the Hiraiwa mine area (simplified from Igarashi, 1959). ★ with numbers: chemically analyzed samples listed in Table 2.

白亜紀の砂岩・頁岩層が広く分布し、その東方では頁岩優勢メランジに移行する(水谷・小井土, 1992). 砂岩・頁岩層は地域西部ではE-W, 東方では走向N65-75°E, 傾斜60-80°Nである. これらに後期白亜紀の岩脈類がまばらに貫入するが、平岩鉱床は花崗斑岩岩脈が密集する地域に位置する. 平岩鉱床地域の地質については、五十嵐(1959, 1964)による詳しい報告がある.

3.1 堆積岩類

五十嵐(1959)によると、中生界のうち粘板岩は平岩鉱山付近及び地域南方に比較的広く分布し、主に黒色石灰質ないし黒色炭質、部分的には砂質である. 鉱床付近の粘板岩には割れ目が著しく発達し、層理を識別することは容易ではない. 角礫化作用を受けている部分も多く、複雑な構造を有する. 本岩の一部は岩脈類の貫入により軽度の熱変成作用を受けている. 砂岩は暗灰色堅硬珪質で、黒色粘板岩の角礫を多く含有する. 地域内における砂岩の分布は比較的狭い.

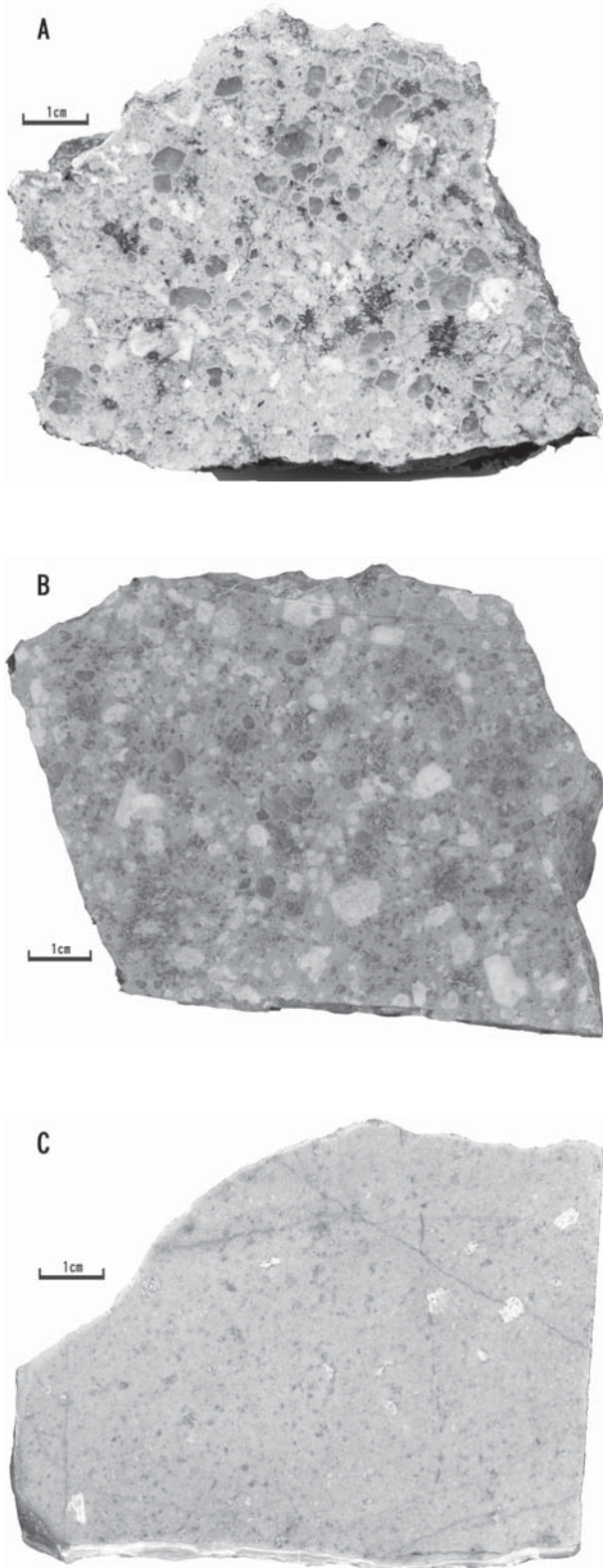
チャートも広く分布する(第2図). チャートは層理の発達が顕著であるが、層内褶曲が極めて激烈で、走向・傾斜の一般的傾向を判定することは困難である.

地域南方において黒色粘板岩と互層する部分があり、また地域南方・北東方には赤褐色を呈するチャートが比較的によく連続して分布し、鍵層として有効なものと考えられる. チャート層中には多数の小マンガン鉱床が胚胎しているため、マンガンを目的とした旧坑が見られる.

3.2 火成岩類

本地域には多数の岩脈が東北東走向で貫入している. この方向は東方に分布する濃飛流紋岩類本体の分布に直交する久野川・火打断層と平行である(山田ほか編, 2005). 岩脈類は(1)花崗斑岩, (2)石英斑岩, 及び(3)ひん岩の3種に大別されるが、いずれも中・古生層の層理面沿いに岩床状、一部斜交して貫入する(五十嵐, 1959). 東北東約3 kmには直径1 km程度の花崗閃緑斑岩の貫入体がある.

花崗斑岩は淡緑灰色を呈し、中粒完晶質で、斑晶に石英・斜長石、及び角閃石を有する斑状組織を示す(第3図A). この地域に分布する岩脈類の中では最も広い分布を有し、ほたる石鉱床に関連し、重要な母岩の一つである. 中生層と接する部分では縁辺相を形成し、石英・斜長石の斑晶のみを有する細粒岩となり、一部



第3図 平岩地区、ほたる石鉱床に關係する岩脈類の外観。
A. 最も新鮮な花崗斑岩 (HWA2). B. 弱変質花崗斑岩 (HWA5). 長石斑晶の輪郭がぼけている. C. 変質フェルサイト (HWA8).

Fig. 3 Sample appearance of felsic dikes, Hiraiwa mine area.
A. The freshest granite porphyry (HWA 2).
B Weakly altered granite porphyry (HWA 5).
C. Altered felsite (HWA 8).

では中生層の角礫化岩片を捕獲する。

石英斑岩は比較的小規模に地域東方に分布する。肉眼的に淡緑灰色を呈し、斑晶に石英・斜長石を含有するものである。ひん岩は石英斑岩より更に小さい岩体で地域東方に分布している(五十嵐, 1959)。一方、坑内からの廃石の観察によると、変質花崗斑岩(第3図B)とともに、変質フェルサイト(第3図C)も認められる。本岩は稼行時の坑内地質図には記載されていないから、その規模、鉱脈との関係は不明であるが、受けている変質の程度から鉱脈に密接に關係した岩脈であったものと推察される。

3.3 鉱床

鉱床は花崗斑岩及び粘板岩を母岩とする2本の平行するほたる石-石英脈で、走向N20-40°W、傾斜65-75°Eを示し、下盤樋を本樋、上盤樋を平行樋と呼称し、平岩及び登尾鉱山として稼行された。鉱脈は共に花崗斑岩と粘板岩の中の割れ目を充填し、富鉱部の大部分は花崗斑岩中にあり(五十嵐, 1959)、母岩が粘板岩の場合は網状石英脈化するが、尖滅して破碎帯に移行する。

構成鉱物は透明・白色の石英、玉髓質石英などからなり、少量の水長石を晶洞中に、鉱染状黄鉄鉱を母岩との盤際を含む。富鉱部は脈幅1~3 m、平均脈品位65% CaF₂である(五十嵐, 1959)。ほたる石の色は紫色・緑色・白色と様々であるが、一般に淡色である。花崗斑岩を母岩とする産状から、この鉱脈は花崗斑岩質マグマの貫入に引き続く熱水活動によって生成したことが明らかである。この熱水変質黄鉄鉱の硫黄同位体比は-5.6%である(石原ほか, 1992)。

4. 花崗斑岩類の特性

平岩鉱山付近には鉱化域を中心に3帯に亘って7条の岩脈が画かれている(五十嵐, 1959)。この本数は金山図幅で、佐見-門和佐平行岩脈群として描かれた岩脈多産地域より圧倒的に多いから、平岩鉱床は貫入岩の多産地域の中でも特に多い、すなわち一つの珪長質マグマの上昇中心部に相当すると言える。花崗斑岩は長径1 cm以下の石英・斜長石、まれにカリ長石の斑晶を持ち、色指数2~4%である。多少とも熱水変質を受けている(第3図A, B)。野外における塩酸テストでは斜長石斑晶から発砲する。携帯帯磁率計測定によって0.08~0.30 x10⁻³ SIの低い値、すなわちチタン鉄鉱系の値が得られた。坑内廃石の火成岩は主に花崗斑岩で少量のフェルサイトが認められ、熱水変質が顕著である(第3図C)。塩酸テストでは発砲せず、かつ低い帯磁率を示した。

4.1 顕微鏡的性質

鏡下観察によると、斑晶の石英は融食形を示す。斜

第2表 分析試料の産地と岩石名.

Table 2 Locality and rock types of the analyzed samples

	産地	岩石名
HWA2	上之保村大字菅田笹洞, 北方 1 km. 工事場からの切り出し石.	東部岩体, 粗粒花崗斑岩
HWA4	上之保村, 馬渡り, 三叉路東方 300 m.	主岩体, 粗粒花崗斑岩
HWA5	上之保村, 杉ヶ洞, 平岩鉱山ずり.	主岩体, 変質粗粒花崗斑岩
HWA8	同上	同上, 変質フェルサイト

長石は微粒の炭酸塩鉱物と緑簾石を生じている。カリ長石斑晶は少量で弱い熱水変質を受けている。苦鉄質鉱物は外形から主に黒雲母, 少量の角閃石の含まれていたと思われるが, ほぼ完全に炭酸塩鉱物化や緑簾石化, 一部で絹雲母化している。磁鉄鉱と思われる仮晶は認められない。石基は微粒, しばしば文象組織を示し, 揮発性成分に富むマグマの急冷を暗示する。

廃石から得られた変質岩のうち, 花崗斑岩 (HWA5) は, 多い順に石英, 斜長石, カリ長石の斑晶を持つ。石英は融食形を示し, 斜長石は変質鉱物 (絹雲母 > 炭酸塩鉱物) に完全に覆われる。苦鉄鉱物は炭酸塩鉱物 > 絹雲母 > 緑泥石に完全に分解している。石基には絹雲母化 > 炭酸塩鉱物化した球顆組織が認められる。

フェルサイト (HWA8) は花崗斑岩より明らかに細粒, かつ珪長質であり, 絹雲母化を著しく受け, 石英の微細脈が走るなど熱水変質が著しい。若干の緑泥石化も見られる。

4.2 化学的性質

平岩地区の花崗斑岩は熱水変質が著しいが, 地域南西部の東部岩体から1個, 鉱床西方2 kmの主岩体の1個を“新鮮な岩石”の代表とみなして分析した。これらも前述のように弱い熱水変質を受けており, LOIは2.2~2.3%と高い。高い主原因は“水”によるものと考えられる。変質岩として, 鉱床の廃石 (ずり) から粗粒花崗斑岩とフェルサイトを選んだ。それらのLOIは3.0~4.1%と高い。分析結果を第2表に示す。花崗岩類の研究によると (石原・寺島, 1977a), フッ素は苦鉄鉱物に乏しく Rb/Sr が高い花崗岩類, すなわち分化が進んだ優白質花崗岩に濃集しているが (例, 苗木花崗岩, 第4表), 高フッ素岩脈やオンゴナイト (石原, 2005) などは発見できなかった。

平岩鉱床の場合, 花崗斑岩2個 (HWA2, 4) は SiO₂ 71.7~72.6%, 苦鉄指数2.75~2.86%で, 特に優白質ではない。ほぼ等量のアルカリ含有量を持ち, K₂O 含有量は, 曾根原ほか (2005) が総括した濃飛流紋岩と関連火成岩類と同様に, 高カリウム カルクアルカリ岩系列の領域にプロットされる。アルミナ飽和度は1.1~

1.2, パーアルミナスであるが, これは変質によって少し高まった可能性がある。微量成分ではBaに富み, Rbに乏しい特徴がある (第3表)。軽希土類 (La+Ce=122-138 ppm) に富む。Y (26~42 ppm) にも富み, 非アダカイト質である。Ga (15~16 ppm) に乏しく, 非Aタイプの。Fは100 ppm以下で, 著しく低い (第1表)。

変質岩ではCaOとNa₂Oの減少が著しく, これは斜長石の分解を意味している。したがってK₂O/Na₂O比は上昇する。また斜長石に含まれるSr, Baも著しく減少する。一方重金属元素は変化せず, Zrはやや減少し, Zr/Hf比は少し低下する。Nb, Taはやや増加し, La, Ceは少し減少する。Yはほとんど変化しない。HWA8試料にみられるSiO₂とK₂Oの増加とCaOとNa₂Oの減少で明らかのように, 珪化と絹雲母化変質作用はフェルサイトで顕著である。Fも変質作用で増加し, 1,000 ppmに達する。この変質岩 (HWA8) では鏡下でほたる石は認められないので, フッ素は主に絹雲母に含まれているものと思われる。

5. ほたる石鉱床の成因的考察

5.1 平岩鉱床

水谷・小井土 (1992) は平岩地区を含む広範囲の花崗斑岩類を佐見 - 門和佐平行岩脈群と名付け, 特に岩脈が多い地帯と見なした。この岩脈群は濃飛流紋岩類最末期の高樽溶結凝灰岩層まで貫き, かつ花崗斑岩類相互にも貫入関係が認められているので (水谷・小井土, 1992), 濃飛流紋岩類以降の複数回の貫入岩類であることを示す。事実, 平岩鉱山の坑内廃石にも既述のように花崗斑岩とフェルサイトが認められる。

平岩鉱床は金山図幅で描かれた岩脈多産地域の中でも, 五十嵐 (1959) の鉱床周辺地質図によると圧倒的に本数が多い所に相当する。この事実は佐見 - 門和佐平行岩脈帯のなかでも平岩鉱床地区は斑岩マグマ活動の中心の一つであり, 岩脈下位にもドーム状貫入岩体が潜在することを示している。後期白亜紀の火成活動によって美濃帯諸岩石の割れ目に再活動が生じ, それに

第3表 平岩鉱山産花崗斑岩類の化学成分.

Table 3 Chemical compositions of the granite porphyries, Hiraiwa mine.

	Granite porphyry		Altered rocks	
	HWA2	HWA4	HWA5	HWA8
SiO ₂	72.62	71.65	68.83	76.79
TiO ₂	0.19	0.21	0.33	0.20
Al ₂ O ₃	13.49	14.27	13.70	13.63
Fe ₂ O ₃	2.25	2.30	3.15	1.81
MnO	0.03	0.04	0.07	0.01
MgO	0.28	0.31	0.63	0.43
CaO	1.37	0.96	2.61	0.10
Na ₂ O	3.44	3.53	1.69	0.07
K ₂ O	3.77	4.09	4.69	3.80
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.11	0.07
F	0.01	<0.01	0.06	0.10
S	<0.01	<0.01	0.04	0.08
LOI	2.21	2.27	4.08	2.99
Total	99.73	99.7	99.93	99.98
Rb	87	121	180	202
Cs	6.0	8.0	7.1	10.1
Sr	150	107	84	14
Ba	1,420	1,500	990	127
Zr	181	158	154	176
Hf	5.7	4.7	5.5	6.1
Nb	6.8	6.8	8.1	8.6
Ta	1.4	<2	2.4	2.3
Y	26	42	28	30
La	42	69	31	37
Ce	80	69	65	74
V	10	15	21	<3
Cr	21	22	24	57
Co	<5	<5	<6	5
Ni	<2	<2	<2	1.8
Cu	<0.4	2.4	<0.5	<0.4
Zn	42	52	51	46
Pb	17.0	25.0	19.2	13.1
Ga	15.3	16.2	14.7	17.9
Ge	1.1	0.7	0.7	0.7
As	1.0	0.4	2.8	27.0
Se	0.4	0.2	0.4	0.7
Mo	0.8	1.3	2.3	0.6
W	2.7	1.8	1.4	4.9
Sn	1.4	2.8	1.2	2.2
Cd	<0.2	0.3	0.3	<0.2
Tl	1.5	2.2	2.2	3.2
Sb	0.9	0.8	0.8	1.8
Bi	0.9	0.6	0.5	0.9
Th	11.0	11.4	12.6	13.6
U	1.5	1.5	2.2	1.8
ASI	1.1	1.2	1.1	3.1
K ₂ O/Na ₂ O	1.1	1.2	2.8	38.0
Rb/Sr	0.6	1.1	2.1	14.4

Analyzed by polarized XRF (B. W. Chappell),
except F (ISE by Act. Lab.)

引き続き斑岩マグマの貫入と熱水の注入がこれら割れ目に生じて、格好の鉱液沈澱の場を提供したのではあるまいか。

岐阜県南部で金属鉱化作用を最も伴う岩体は苗木花崗岩であり、ここでは北方へ、ペグマタイト帯、W-Sn-Bi帯、W-As-Bi帯、Cu-Pb-Zn-As帯が知られている(坂巻ほか, 1961)。これら鉱床にも高温熱水期を中心にほたる石が産出する。また低温熱水期には岩倉ほたる石鉱脈を伴う。平岩地区の花崗斑岩類は既述のように熱水変質を多少とも受けており、強熱減量は一般露頭の“新鮮な斑岩”でも2.2~2.3%に達する(第2表)。花崗斑岩マグマは揮発性成分に富んでいた可能性は大きい。苦鉄成分量は多くRb/Srは低く、特に分化したマグマではなかった。平岩鉱床は花崗斑岩脈を切って産出しており、直接的な鉱化関連マグマはより後期の苗木花崗岩(Rb/Sr=11)と同様に分化した性質を持ち、フッ素を濃集していたものと思われる。その一つの候補は廃石から得られたフェルサイト(Rb/Sr=14, 第3表)であるが、残念ながら稼行時の坑内地質図に記載されていないので、坑内における産状、原岩の化学的性質などは不明である。

平岩鉱山産の花崗斑岩の化学成分平均値を類似の斑岩類とともに第4表に示すが、改良アルカリ/ライム指数($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, Frost *et al.*, 2001)において、カルク・アルカリ岩である。そのRb/Srは0.8である。一方、フッ素に富むバイカル湖南部の花崗斑岩(第4表, 第4図)はアルカリ・カルシクの領域を占め、よりアルカリ岩的である。またその高いGa含有量からAタイプの性格を持っており、また分化(Rb/Sr=17)も進んでいる。バイカル湖からモンゴル中央部にかけては多数のほたる石鉱床が知られており、それはカリ長石斑晶に富むアルカリ岩系火山岩類に関係している(Lkhamsuren and Hamasaki, 1998; 石原, 2005)。同一分析者によるその一例を第4表に示す。国際的には大規模鉱床は非造山帯のアルカリに富む火成活動により生成されることが知られている(Shawe, 1976)。平岩鉱床は本邦においては最大であるものの世界的には小規模であるが、その原因は最適なアルカリに富む火成活動が存在しなかったことに求められる。

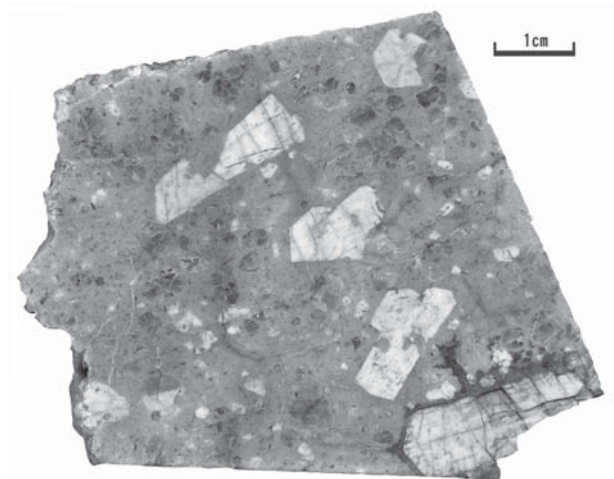
5.2 ほたる石鉱床生成区

ほたる石鉱床は主として西南日本内帯のタンゲステン-スズ-銅鉱床生成区である山陽帯花崗岩類の北縁部を中心に分布し(第1図)、これらメタルをもたらしたチタン鉄鉱系火山岩・花崗斑岩・花崗岩と成因的に関係する。岩倉と豊栄鉱床でみる限り、それは分化が進んだ優白質花崗岩であり、三原鉱床ではそれがアルカリ交代化を受けたモンゾニ岩である。火山岩-花崗斑岩の場合も同様に珪長質であろうと考えられる。附

第4表 平岩地区花崗斑岩と他地域類似岩類の化学組成比較表.
Table 4 Summarized chemical compositions of the granite porphyry at Hiraiwa mine area and similar felsic rocks in other regions.

岩石	花崗斑岩		花崗岩類	
	平岩地区	バイカル湖	土岐	苗木
SiO ₂	72.14	73.86	72.98	77.04
TiO ₂	0.20	0.06	0.18	0.07
Al ₂ O ₃	13.88	13.68	14.44	12.27
Fe ₂ O ₃	2.28	1.54	1.66	1.15
MnO	0.04	0.04	0.06	0.03
MgO	0.30	0.05	0.36	0.06
CaO	1.17	0.54	1.57	0.89
Na ₂ O	3.49	4.87	3.53	3.14
K ₂ O	3.93	3.96	4.21	4.85
P ₂ O ₅	0.08	0.04	0.07	tr
F	0.01	0.76	0.11	0.12
LOI	2.24	0.85	0.72	0.51
Total	99.75	100.25	99.89	100.08
Rb	104	514	243	292
Sr	129	30	135	27
Ba	1,460	69	490	107
Zr	170	142	135	79
Nb	7	66	12	12
Ta	1	16	1.3	3
Y	34	120	51	67
La	56	32	29	25
Ce	75	70	58	53
Pb	21	67	29	30
Ga	16	37	20	17
W	2.3	7.8	n.d.	2.5
Sn	2.1	25.6	4.6	4.0
Rb/Sr	0.8	17.1	1.8	10.8

LOI: Loss of ignition, 強熱減量 (110°C). 平岩地区: HWA2, 4の平均値. バイカル湖: 石原・Antipinの未公表資料 (n=5). 土岐花崗岩 (中部地方山陽帯花崗岩で一般的な黒雲母花崗岩, n=7): Ishihara and Wu(2001) と石原・寺島 (1977a). 苗木花崗岩(同じく特に分化したものの, n=3): 石原(2002)と石原・寺島(1977).



第4図 バイカル湖南部の高フッ素花崗斑岩の外観.
Fig. 4 High-F granite porphyry from the Baikal Lake region.

随する金属鉱床に産する硫化物の硫黄同位体比は負の値を持っている (Sasaki and Ishihara, 1980). 平岩鉱床の微量の黄鉄鉱の硫黄同位体比は $-5.6\text{‰ } \delta^{34}\text{S}$ である. 鮎河鉱床 (Zn, Pb, F) の随伴する硫化物は $-3.2\text{‰ } \delta^{34}\text{S}$, 神武 - 三原鉱床 (Cu, F) では $-4.6\text{‰ } \delta^{34}\text{S}$, 豊栄鉱床では $-8.9\text{‰ } \delta^{34}\text{S}$ を示す (石原ほか, 1992; Ishihara *et al.*, 2000). これらの値は泥質堆積岩起源硫黄を含む西南日本内帯のチタン鉄鉱系花崗岩に付随する鉱床で特有なものである (Ishihara and Sasaki, 2002). したがって, ほたる石鉱床は山陽帯のチタン鉄鉱系火成岩類のうち, フッ素に富む珪長質マグマから生成したものと考えられる. 珪長質マグマ中のフッ素の濃集には黒雲母組成が影響したかも知れない (Sato, 1980).

平岩鉱床は上記と同様なフェルサイトマグマ活動からもたらされた鉱液によって生じたものと筆者は考える. 中部地方の鉱床で代表されるように, ほたる石鉱床の多くは火山岩類と密接で, タングステン - スズ - 銅鉱床生成区の北縁部を占める. この事実はほたる石鉱床が, タングステン - スズ - 銅鉱床よりも浅成で, より低温の環境で生成したことを示している.

6. 結論

- (1) 日本のほたる石鉱床はチタン鉄鉱系火成岩類に関係するスズ - タングステン - 銅鉱床生成区で, これら鉱床の北縁部に分布する.
- (2) ほたる石鉱床は火山岩類に関係するもの4例, 斑岩に関係するものは平岩地区内で5鉱床, 堆積岩類と花崗岩と接触部に胚胎するもの5例, 花崗岩中に胚胎するもの2例である.
- (3) 鉱石生産量からみると, 火山岩・斑岩に関係する浅成鉱石は全体の77%, 花崗岩に関係するもの23%であ

り、ほたる石は火山岩と密接で、低温熱水性の環境で主として生成した。

(4) 平岩鉍床が本邦最大で、全生産量の73.5%を占める。その原因としては後期白亜紀における広域的裂か群の発達、岩脈マグマの上昇・貫入による裂かの再活動と開口、裂か沿いに貫入したフッ素に富むフェルサイトマグマの存在などが考えられる。

謝辞：原稿を読まれ、貴重なコメントを戴いた査読者の佐藤興平博士、バイカル湖南域の花崗斑岩を提供されたV. Antipin博士に感謝する。

文 献

- 青木義和・肥田 昇 (1974) 広島県三原鉍山のベリリウム鉍床の地質と鉍床の成因. 鉍山地質, **24**, 201-211.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R. J., Ellis, D.J. and Frost, C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Jour. Petrol.*, **42**, 2033-2048.
- 五十嵐俊雄 (1959) 岐阜県平岩地区ほたる石鉍床調査報告. 地調月報, **10**, 893-898.
- 五十嵐俊雄 (1964) 岐阜県, 平岩・笹洞鉍山地区. 国内鉄鉍原料調査, 第2集, 459-464, 通商産業省.
- 今井直哉・吉村尚久・百武松兒 (1963) 新潟県, 五十島鉍山. 国内鉄鉍原料調査, 第2集, 427-432, 通商産業省.
- 今井直哉・鞠子 正 (1964) 新潟県, 五十島鉍山. 国内鉄鉍原料調査, 第3集, 455-458, 通商産業省.
- Ishihara, S. (1978) Metallogenesis in the Japanese island-arc system. *Jour. Geol. Soc. London*, **135**, 389-406.
- 石原舜三 (1981) 花崗岩活動からみた白亜紀の東北日本と西南日本. 構造地質研究会誌, no. 26, 67-70.
- 石原舜三 (2002) 鉍化花崗岩特性(I): 西南日本内帯のモリブデンとタングステン鉍床生成区. 地調研報, **53**, 657-672.
- 石原舜三 (2005) フッ素に富む国, モンゴルーオンゴナイトを訪ねて. 地質ニュース, no. 610, 6-16.
- Ishihara, S. and Sasaki, A. (2002) Paired sulfur isotopic belts: Late Cretaceous-Paleogene ore deposits of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **53**, 461-477.
- 石原舜三・寺島 滋 (1977a) ベースメタル・スズ鉍床探査指標としての花崗岩類中の塩素・フッ素含有量. 鉍山地質, **27**, 191-199.
- 石原舜三・寺島 滋 (1977b) 日本花崗岩類のSn含有量

と白亜紀花崗岩活動におけるその意義. 地質雑, **82**, 657-664.

- Ishihara, S. and Wu, C-Y. (2001) Genesis of late Cretaceous-Paleogene granitoids with contrasting chemical trends in the Chubu district, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **52**, 471-491.
- 石原舜三・佐々木昭・佐藤興平 (1992) 日本の鉍床生成区. 深成活動と鉍化作用(2): 白亜紀-古第三紀. 1: 2,000,000地質編集図, no.15-2, 地質調査所.
- Ishihara, S., Sasaki, A., Minagawa, T., Bunno, M., Shishido, A. and Tanaka, R. (2000) Paired sulfur isotopic belts: Late Cenozoic ore deposits of Southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **51**, 283-297.
- 岩生周一 (1951) 日本鉍産誌III, XXII 螢石. 273-291, 地質調査所.
- 門田重行 (1943) 螢石及螢石鉍床. 317 p. 共立出版.
- Lkhamsuren, J. and Hamasaki, S. (1998) Fluorite deposits in Mongolia: an outline. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **49**, 309-318.
- 水谷伸治郎・小井土由光 (1992) 金山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所. 111p.
- 大町道人・稲積英朋・宮脇日出男 (1968) 大分県, 豊栄鉍山. 国内鉄鉍原料調査, 第7集199-200. 通商産業省.
- 坂巻幸雄・浜地忠男・五十嵐俊雄 (1961) 苗木地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床. 地調報告, no. 190, 56-68.
- Sasaki, A. and Ishihara, S. (1980) Sulfur isotope characteristics of granitoids and related mineral deposits in Japan. *Proc. Fifth Quad. IAGOD Sym. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*, 325-335.
- Sato, K. (1980) Distribution of fluorite deposits in Japanese Islands. *Mineral. Deposita*, **15**, 327-334.
- Shawe, D.R. ed. (1976) Geology and resources of fluorine in the United States. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 933, 99 p.
- 添田 晶 (1964) 広島県, 三原地区. 国内鉄鉍原料調査, 第3集, 465-468, 通商産業省.
- 曾根原崇文・原山 智・白波瀬輝夫 (2005) 濃飛流紋岩及び関連火成岩類の化学組成. 地団研専報, **53**, 99-117.
- 脇田威次郎・山下和司 (1966) 岐阜県, 山県地区. 国内鉄鉍原料調査, 第5集403-406. 通商産業省.
- 山田直利・小井土由光・棚瀬充史・原山 智・鹿野勘次編 (2005) 濃飛流紋岩-中部日本における白亜紀大規模火砕流の研究. 地団研専報, **53**, 183 p.
- (受付: 2005年2月22日; 受理: 2005年5月19日)