

長野県天龍村の神豊太陽鉱床周辺に分布する生田花崗岩の特徴

田中 良*・石山 大三**・佐藤 比奈子***・水田 敏夫***

Characteristics of the Ikuta granite around the Shimpo-Taiyo deposit,
Tenryu Village, Nagano Prefecture, Japan

Ryo Tanaka*, Daizo Ishiyama**, Hinako Satoh*** and Toshio Mizuta***

*〒399-3202 長野県下伊那郡豊丘村神稲770-2

**〒010-8502 秋田県秋田市手形学園町1-1 秋田大学工学資源学部環境資源学研究センター

***〒010-8502 秋田県秋田市手形学園町1-1 秋田大学工学資源学部地球資源学科

タングステンを産出する神豊太陽鉱床周辺に分布する生田花崗岩は、アダメロ岩（A型、B型）と花崗岩（C型）に分類され、鉱床の近傍では優白質粗粒で柘榴石を含むことが多いC型の花崗岩が分布する。花崗岩類の主成分・微量成分化学組成は、C型花崗岩類が本鉱床周辺では最も分化の進んだ花崗岩類であることを示している。本鉱床のタングステン鉱化作用は、鉱床の近傍に分布するC型の花崗岩の火成活動との関連が示唆される。

キーワード 神豊太陽鉱床, 生田花崗岩, 領家, タングステン, 天龍村

Key word Shimpo-Taiyo deposit, Ikuta granite, Ryoke, Tungsten, Tenryu Village

1. はじめに

神豊太陽鉱床は、長野県飯田市の南約26kmの天龍村見遠に位置し（図1）、主としてタングステンと銅を産出する含鉄マンガン重石石英脈型鉱床である（田中ほか, 2005）。本鉱床の形成は、含鉄マンガン重石石英脈が生田花崗岩のペグマタイトが発達する近傍に存在すること、鉱石鉱物組合せが鐘打鉱山などの花崗岩の近傍で形成される深成型タングステン鉱床やスカルン鉱床に産する鉱石鉱物組合せに類似することから、生田花崗岩の火成活動に関連し高温で形成された可能性がある（田中ほか, 2005）。

本報告では、本鉱床の形成に関与したと考えられる生田花崗岩の特徴を理解する上で必要な、地質学的データ。岩石学的データ、XRFおよびICP-MSによる岩石化学的データの特徴を記載し、その火成活動の特徴を検討する。

2. 地質概要

本地域周辺の地質は、主に領家変成岩類と白亜紀後期の花崗岩類から構成される（図1；下伊那地質誌編集委員会, 1972）。領家変成岩は、泥質ないし砂質の堆積岩およびチャートを源岩とする変成岩である。本地域の泥質岩源の変成岩は、珪線石・紅柱石・堇青石・

黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石・石英から構成され、副成分鉱物として電気石・燐灰石・ジルコン・石

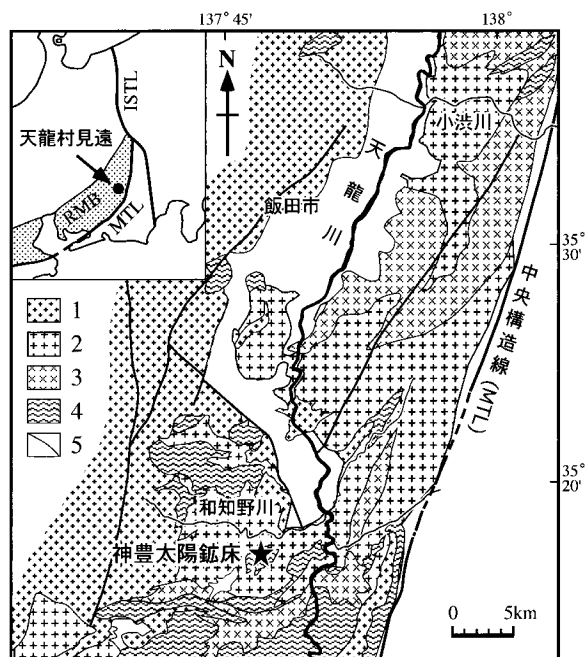


図1 天龍村見遠周辺の地質と神豊太陽鉱床の位置（下伊那地質誌編集委員会（1972）を簡略化）。1：新期花崗岩類，2：生田花崗岩，3：古期花崗岩類，4：領家変成岩類，5：断層，ISTL：糸魚川-静岡構造線，MTL：中央構造線，RMB：領家帯

墨・不透明鉱物を含む(榊原, 1963). 変成作用は, 一般に珪線石が含まれるので珪線石帯に区分されている(山田ほか, 1974). 本地域の花崗岩類は, 生田花崗岩が露出面積の半分近くを占め, 小渋川下流から和知野川にかけて北東~南西方向に延びるように分布する(図1). 神豊太陽鉱床付近では, 生田花崗岩が領家変成岩を捕獲して分布する(山田ほか, 1974). 生田花崗岩体は, Rb-Sr 全岩放射年代で84Ma (Kagami, 1973)に形成された塊状の角閃石黒雲母花崗閃緑岩~黒雲母アダメロ岩である. 生田花崗岩体の南西部では武節花崗岩が生田花崗岩に貫入し広く分布する(図2). 武節花崗岩は, CHIME 年代法による推定により78~75 Ma の年代(鈴木ほか, 1994)が得られている花崗岩で, ポイキリティックなカリ長石の斑晶と累帯構造の著しい斜長石を含むことを特徴とした細粒~中粒の両雲母花崗岩である.

3. 鉱床周辺花崗岩類の岩相変化

本研究では鉱床周辺の花崗岩類を和知野川および林道大久那線沿いにサンプリングを行ない(図2, 図3), モード, 粒度および組織等からアダメロ岩(A型, B型), 花崗岩(C型)の3つの岩相に区分した. アダ

メロ岩のA型とB型は, 主に粒度と斜長石の自形性から区分し, 中粒~粗粒で斜長石の自形性が高いものをA型に, 細粒で斜長石が円みを持つものをB型とした. A型は, 和知野川流域(No.2501, No.2502), B型は, 和知野川流域(No.1806)および見遠地域(No.1802, No.1803), C型は, 和知野川流域(No.2503)および見遠地域周辺(No.1804, No.1805)~大久那地域(No.1801)に分布する. 和知野川流域ではすべての岩相がみとめられるが, 鉱床により近い林道沿いでは, A型を欠き, C型の花崗岩類が卓越して分布する(図3).

和知野川流域の本鉱床から東北東5 km地点のアダメロ岩(A型)(No.2502, 図2)は, 長径1 mm程度もしくはそれ以下の細粒の黒雲母が, 直径5 mm程度の粒状の石英の周りを取り巻くような構造が目立つ. 斜長石は長径2~5 mm程の大きさと自形のものが多い. カリ長石は最大で長径1 cm程度のもがみられる. アダメロ岩(A型, No.2501)(No.2502の上流約3 km地点, 図2)は, No.2502のアダメロ岩より若干粗粒となり, 黒雲母が石英粒を取り巻くような構造が少し不明瞭になる(図4(a-1)). 構成鉱物のそれぞれの長径は, 斜長石が5 mm~最大1 cm, 石英は5~8 mm, カリ長石は最

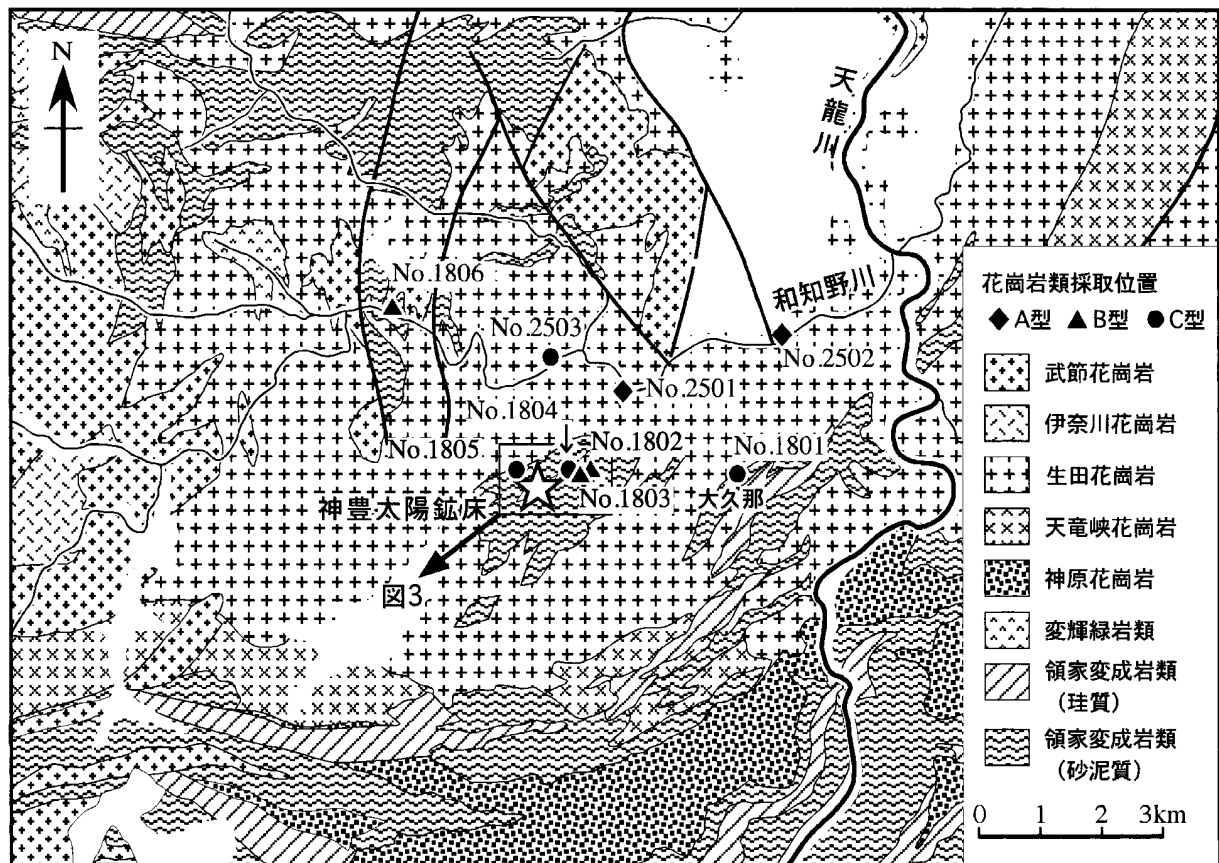


図2 神豊太陽鉱床周辺の地質図と花崗岩類の採取位置(下伊那地質誌編集委員会(1972)に加筆).

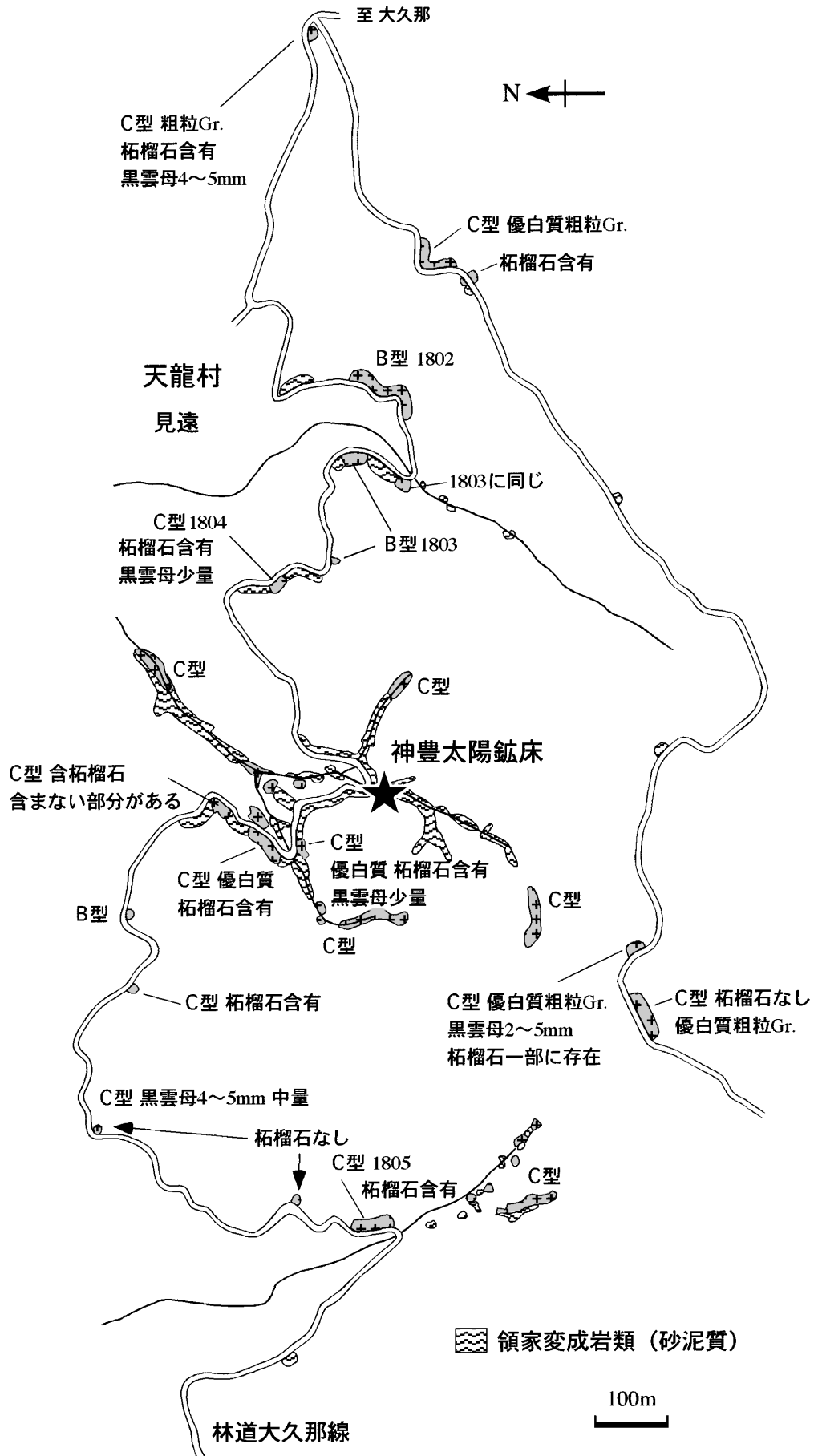


図3 神豊太陽鉱床周辺のルートマップ。

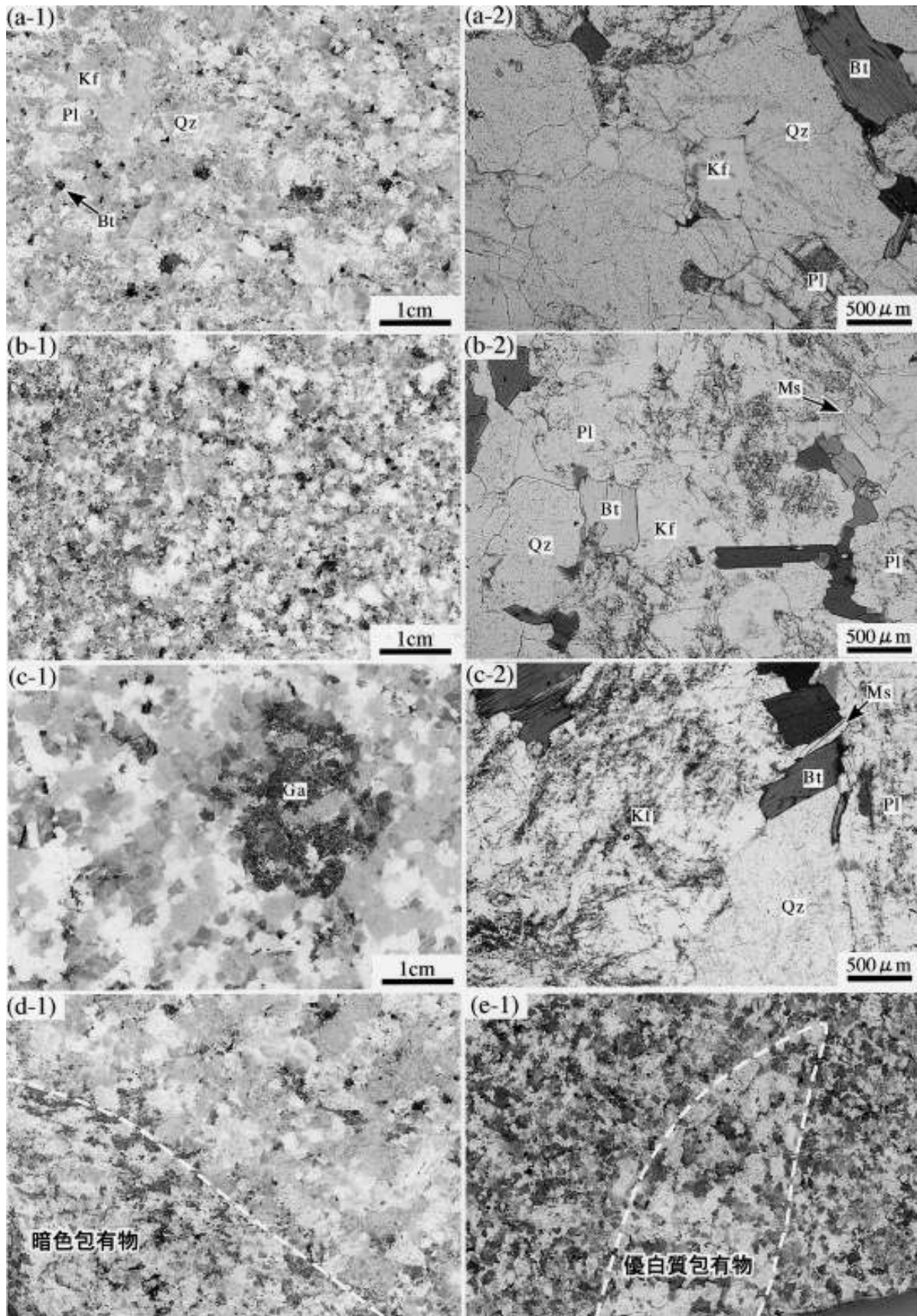


図4 神豊太陽鉾床周辺に分布する花崗岩類の組織 (−1) と顕微鏡写真 (−2)。

(a) A型アダメロ岩, (b) B型アダメロ岩, (c) C型花崗岩, (d) A型アダメロ岩 (No.2501) 中の暗色包有物, (e) B型アダメロ岩 (No.1806) 中の優白質包有物。スラブ写真はいずれもカリ長石を染色したもの。Bt: 黒雲母, Ga; 柘榴石, Kf: カリ長石, Pl: 斜長石, Ms: 白雲母, Qz: 石英。

大で 1.5 cm 程度、黒雲母は長径 2 ~ 5 mm 程のものもみられるが、1 mm 以下の細粒のものが多い。全体ではカリ長石が他の鉱物に比べて大きく目立つ。本岩石は暗色包有物を含有する (図 4(d-1))。

和知野川上流で本鉱床から北西約 4 km 地点の花崗岩 (No.1806, 図 2) は、灰白色細粒のアダメロ岩 (B 型) の岩相を示す。本地点は、地質図上では、武節花崗岩の分布地域に位置する (図 2)。本岩石および他の B 型には、暗色包有物と優白質包有物が含まれる (図 4(e-1))。優白質包有物の構成鉱物は、肉眼による観察では主として長径 2 ~ 3 mm の斜長石と石英で、1 mm 未満の微小な黒雲母が少量含まれる (図 4(e-1))。林道大久那線沿線の本鉱床の東約 500 m 付近 (No.1802, 1803) および北西約 400 m 付近では、領家変成岩に接して灰白色細粒 ~ 中粒のアダメロ岩 (B 型) の岩脈が分布する (図 3)。構成鉱物には、斜長石、石英、カリ長石、黒雲母の他に少量の白雲母が認められる。各鉱物の粒径は、1 ~ 3 mm 程度であるが、斜長石には最大 8 mm のものもみられ他の鉱物に比べ大きさに幅がある。黒雲母および白雲母は 1 mm 以下のものが多い (図 4(b-1))。斜長石は円みを持ち、カリ長石は他形で粒間をうめるものが多い (図 4(b-2))。

本鉱床の北約 2 km 地点 (No.2503, 図 2) には、優白質粗粒塊状の花崗岩 (C 型) が分布し、構成鉱物のカリ長石、石英、斜長石、黒雲母の粒径が 5 ~ 8 mm 程度にそろった等粒状組織に変化する。角閃石は肉眼では認められない。本岩石は、直径 2 ~ 5 mm 程の茶褐色を呈する柘榴石を含有する。柘榴石は、石英・カリ長石・斜長石とともに最大で直径 4 cm 程の集合体となって産出する。鉱床により近い林道大久那線沿いおよび鉱床

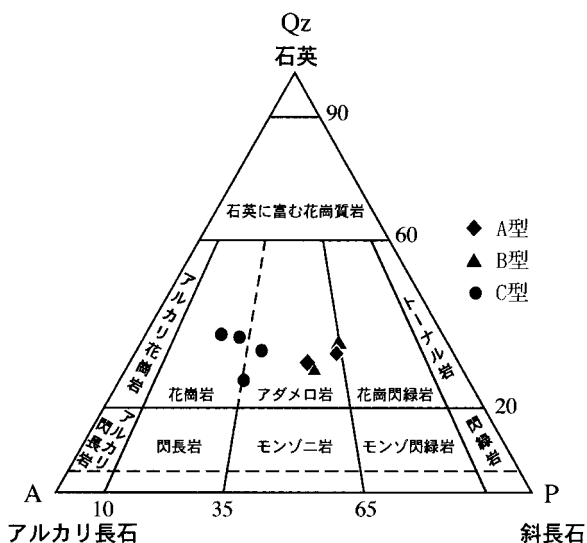


図 5 採取した花崗岩類の分類。

周辺の沢沿いに分布する花崗岩は、優白質粗粒塊状の C 型が卓越し、柘榴石を伴うことが多い (図 3)。本岩石にも暗色包有物が認められる。林道大久那線沿いにみられる柘榴石の産状は、和知野川沿いの花崗岩 (No.2503) 中のものと同様であるが、稀に直径 1 cm 程の自形で単独に産出するのみみられる。

岩石の色、粒度、組織、顕微鏡観察からは、優白質中粒で斜長石に自形を呈するものが多く、カリ長石の少ないものが A 型 (図 4(a)) に、灰白色細粒 ~ 中粒で斜長石が円みを持ち、他形のカリ長石が粒間をうめるものが B 型 (図 4(b)) に、優白質粗粒でカリ長石が多く含まれるものが C 型に対応する (図 4(c))。今回検討した花崗岩類は、モード分析によりアダメロ岩から花崗岩に区分された (図 5)。A, B 型のアダメ

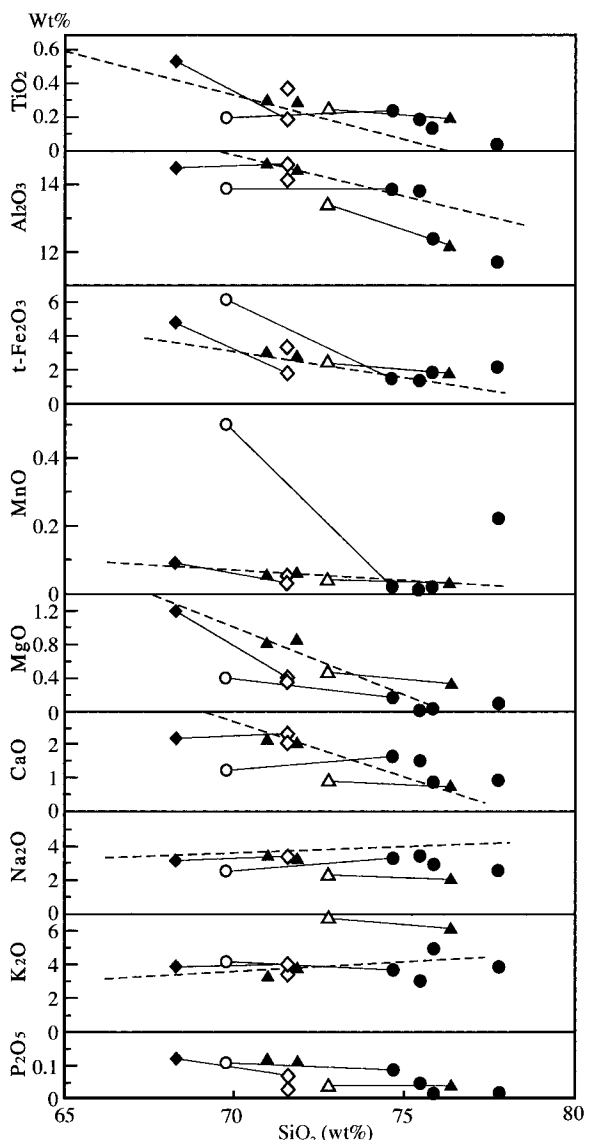


図 6 鉱床周辺の花崗岩類の主要成分含有量のハーカーダイアグラム。破線は日本の花崗岩質岩の平均化学組成 (Aramaki et al. 1972)

表1 神豊太陽鉍床周辺に分布する生田花崗岩類の化学分析結果.

岩相 Sample No.	A 型			B 型				C 型				
	2501		2502	1802	1803	1806		1801	1804	1805		2503
	A	B				A	B			A	B	
SiO ₂ wt %	71.61	68.26	71.60	71.87	71.02	76.39	72.82	77.76	75.49	74.68	69.77	75.86
TiO ₂	0.19	0.53	0.38	0.29	0.29	0.19	0.25	0.04	0.19	0.24	0.20	0.14
Al ₂ O ₃	14.63	14.54	14.13	14.36	14.56	12.18	13.40	11.73	13.83	13.87	13.90	12.39
t-Fe ₂ O ₃	1.79	4.77	3.43	2.77	2.99	1.82	2.37	2.21	1.37	1.45	6.07	1.87
MnO	0.03	0.09	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.22	0.01	0.02	0.50	0.02
CaO	2.26	2.14	2.00	2.01	2.20	0.73	0.86	0.87	1.50	1.61	1.20	0.85
MgO	0.41	1.21	0.37	0.84	0.80	0.33	0.46	0.08	0.01	0.17	0.40	0.02
Na ₂ O	3.35	3.14	3.37	3.19	3.39	1.98	2.25	2.61	3.40	3.29	2.45	2.92
K ₂ O	4.02	3.86	3.40	3.83	3.30	6.08	6.66	3.89	3.03	3.67	4.19	4.89
P ₂ O ₅	0.07	0.12	0.03	0.11	0.12	0.04	0.04	0.02	0.05	0.09	0.11	0.02
H ₂ O+	0.31	0.77	0.29	0.46	0.46	0.29	0.43	0.18	0.29	0.25	0.11	0.14
H ₂ O-	0.06	0.36	0.09	0.06	0.08	0.08	0.24	0.05	0.07	0.03	0.12	0.07
Total	98.73	99.79	99.15	99.84	99.28	100.15	99.83	99.67	99.25	99.37	99.03	99.19
Sc ppm	3.70	9.46	11.7	0.93	6.53	3.08	4.28	5.31	1.29	2.25	13.9	1.36
V	20.6	62.7	30.9	29.7	32.2	23.2	31.3	8.72	6.41	6.38	8.68	8.44
Co	2.31	7.02	3.34	2.43	3.95	2.22	3.23	2.07	0.67	1.25	2.25	0.54
Cu	3.17	10.1	6.26	12.2	17.9	7.23	6.97	3.88	4.16	4.10	10.3	3.70
Zn	27.9	75.1	106	5.48	59.9	32.3	42.9	20.7	28.4	22.4	41.0	37.6
Ga	17.0	19.3	22.4	11.9	18.5	11.6	12.7	12.7	22.0	24.1	27.4	16.6
Rb	101	162	96.8	8.17	110	114	142	85.9	70.7	85.4	115	82.3
Sr	261	216	135	256	247	221	246	118	211	233	202	101
Y	11.5	10.9	9.12	9.92	11.5	8.38	6.96	60.0	4.96	19.1	46.6	3.07
Ba	1410	841	461	723	995	1650	1640	1750	4040	2580	2110	1550
La	51.3	34.9	91.4	26.9	40.7	21.1	18.3	26.5	192	223	211	57.2
Ce	99.4	69.0	184	64.6	79.5	44.1	37.7	50.2	366	439	391	118
Pr	10.2	7.20	19.4	5.90	8.51	4.94	4.28	5.29	35.0	40.5	38.5	12.3
Nd	34.8	25.2	66.4	24.2	29.2	17.6	15.1	17.3	113	132	124	40.7
Sm	5.82	4.69	9.39	3.96	5.41	3.50	3.14	2.56	12.0	16.7	17.2	5.42
Eu	1.54	1.16	1.16	1.57	1.34	1.25	1.46	1.66	3.80	2.97	2.46	1.73
Gd	5.43	4.48	8.46	2.92	4.68	3.10	2.61	3.73	11.2	15.5	18.3	4.76
Tb	0.62	0.55	0.78	0.46	0.61	0.40	0.35	0.92	0.79	1.53	2.16	0.40
Dy	2.64	2.42	2.46	1.71	2.61	1.88	1.49	7.55	1.60	5.18	9.27	0.94
Ho	0.43	0.40	0.40	0.39	0.36	0.27	0.27	2.45	0.22	0.74	1.85	0.12
Er	1.18	1.00	1.02	0.99	0.96	0.91	0.74	9.71	0.87	2.15	6.28	0.39
Tm	0.14	0.11	0.10	0.09	0.14	0.11	0.10	1.95	0.05	0.15	0.92	0.01
Yb	0.67	0.50	0.16	0.57	0.52	0.38	0.43	14.8	—	—	5.97	—
Lu	0.12	0.07	0.05	0.10	0.08	0.06	0.07	2.56	—	0.04	1.07	0.00
Hf	0.67	0.40	0.10	0.39	0.89	0.28	0.30	0.18	0.11	0.18	0.29	0.16
Pb	27.1	24.1	21.9	39.6	20.2	32.6	33.7	26.0	19.8	41.9	36.4	14.3
Th	18.9	13.7	40.7	10.0	9.85	8.73	7.45	5.45	14.9	36.5	37.0	8.94
U	3.11	2.21	1.16	2.78	1.92	0.88	0.75	0.78	1.13	4.13	5.30	0.77

主成分元素および微量元素と希土類元素は、それぞれ秋田大学教育文化学部林研究室のXRF、工学資源学部のICP-MSにより測定。
 一：検出限界以下の濃度。 No.2501B, No.1806B, No.1805Bは、それぞれ暗色包有物、優白質包有物、柎榴石を多く含む部分の試料

ロ岩には、花崗閃緑岩に近いものも認められる (図5)。C型の花崗岩類は、アダメロ岩から花崗岩に区分され、A、B型のアダメロ岩に比較してカリ長石の比率が高く、分化が進んだグループである。C型は柎榴石を含むことが多い。

4. 主成分元素および微量元素

(1) 主成分元素

主成分元素TiO₂は、A型の一部を除き各岩相で日

本の花崗岩の平均値 (Aramaki et al., 1972) に比べ高い含有量を示し、ハーカダイグラムではA型→B型→C型の順に減少する傾向がある (表1, 図6)。A型の暗色包有物 (No.2501B, 図4(d-1)) のTiO₂含有量は、暗色包有物を含まないA型の岩石に比べ高い。B型の優白質包有物 (No.1806B, 図4(e-1)) およびC型の柎榴石に富む部分 (No.1805B) のTiO₂含有量は、それぞれ含まないものに類似する (表1, 図6)。Al₂O₃含有量は、岩相B型の一部およびC型で低い

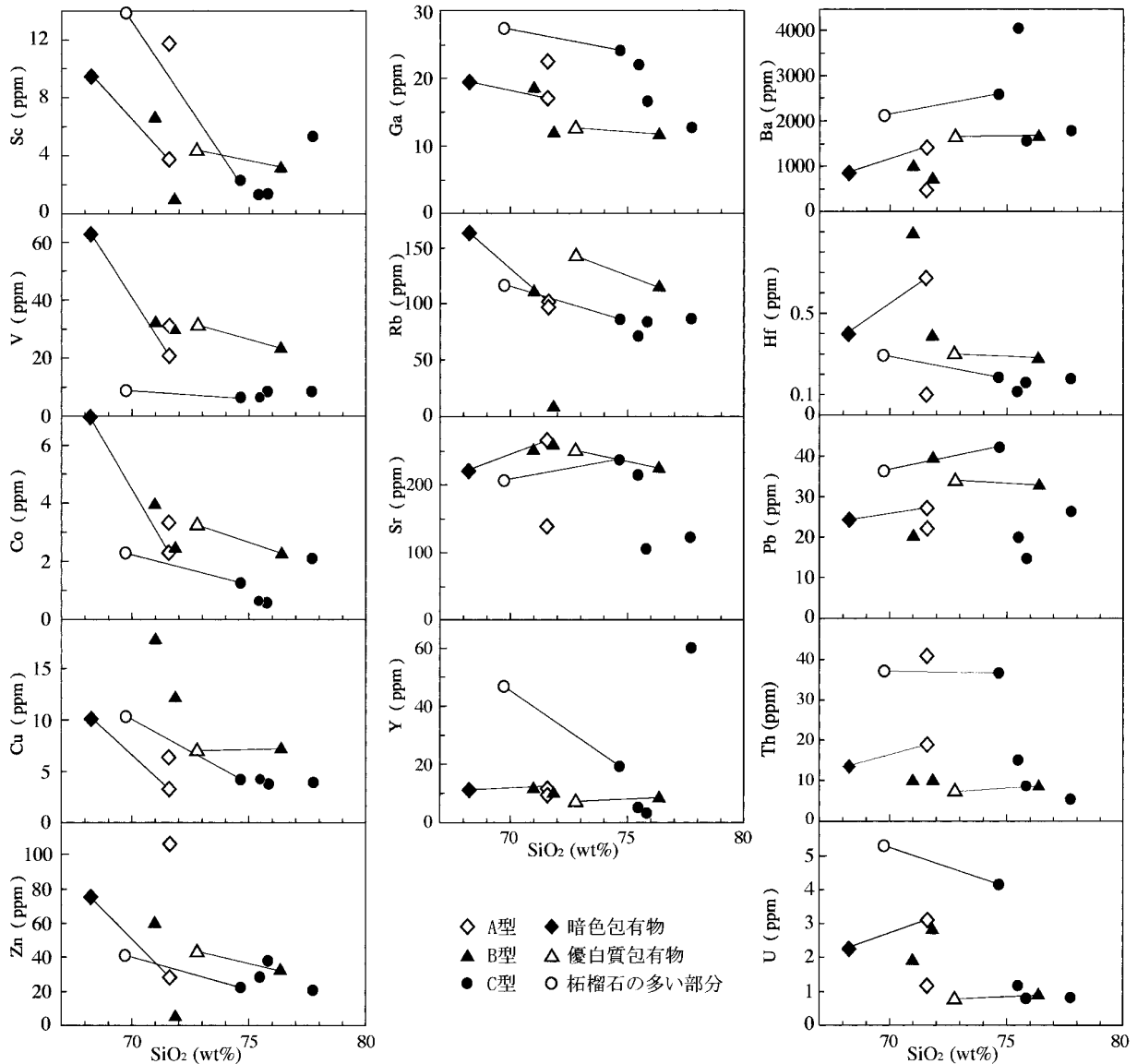


図7 微量元素のハーカーダイアグラム.

が、ほぼ日本の花崗岩の平均的な含有量を示し、A型→B型→C型の順に減少する傾向がある。A型に含まれる暗色包有物およびC型の柘榴石に富む部分の Al_2O_3 含有量は、それぞれ暗色包有物や柘榴石を含まない部分と比べ違いはない。B型のアダメロ岩(No.1806)に含まれる優白質包有物の Al_2O_3 含有量は、優白質包有物を含まないB型の岩石に比べ高い値を示す(表1, 図6)。 $t-Fe_2O_3$ 含有量は、A型→B型→C型の順に減少する傾向があるが、A型の暗色包有物およびC型の柘榴石に富む部分では高い含有量を示す(表1, 図6)。MnO含有量は、C型の柘榴石に富む試料(No.1801, No.1805B)で極めて高い含有量を示すが、A型→B型→C型の順に緩やかに減少する傾向がある(表1, 図6)。MgOおよびCaO含有量は、A型→B型→C型の順に減少する傾向がある(表1,

図6)。A型の暗色包有物、B型の優白質包有物、C型の柘榴石に富む部分のCaO含有量は、それぞれ含まない部分のCaO含有量に類似する。 Na_2O 含有量は、日本の花崗岩の平均値より低く、2~3wt%である(表1, 図6)。 K_2O 含有量は、B型の一部(No.1806)で高い値を示すが、日本の花崗岩の平均的な含有量の3~4wt%である(表1, 図6)。

(2) 微量元素

Sc含有量は、A型で高い値を示す。特にA型の暗色包有物およびC型の柘榴石の多い試料で高い濃度を示す(表1, 図7)。Cu濃度は低く、10ppm程度である(表1, 図7)。Zn含有量は、A型では高いものから低いものまで幅広い値を示すが、C型では低い(表1, 図7)。Rb含有量は、B型では高いものから

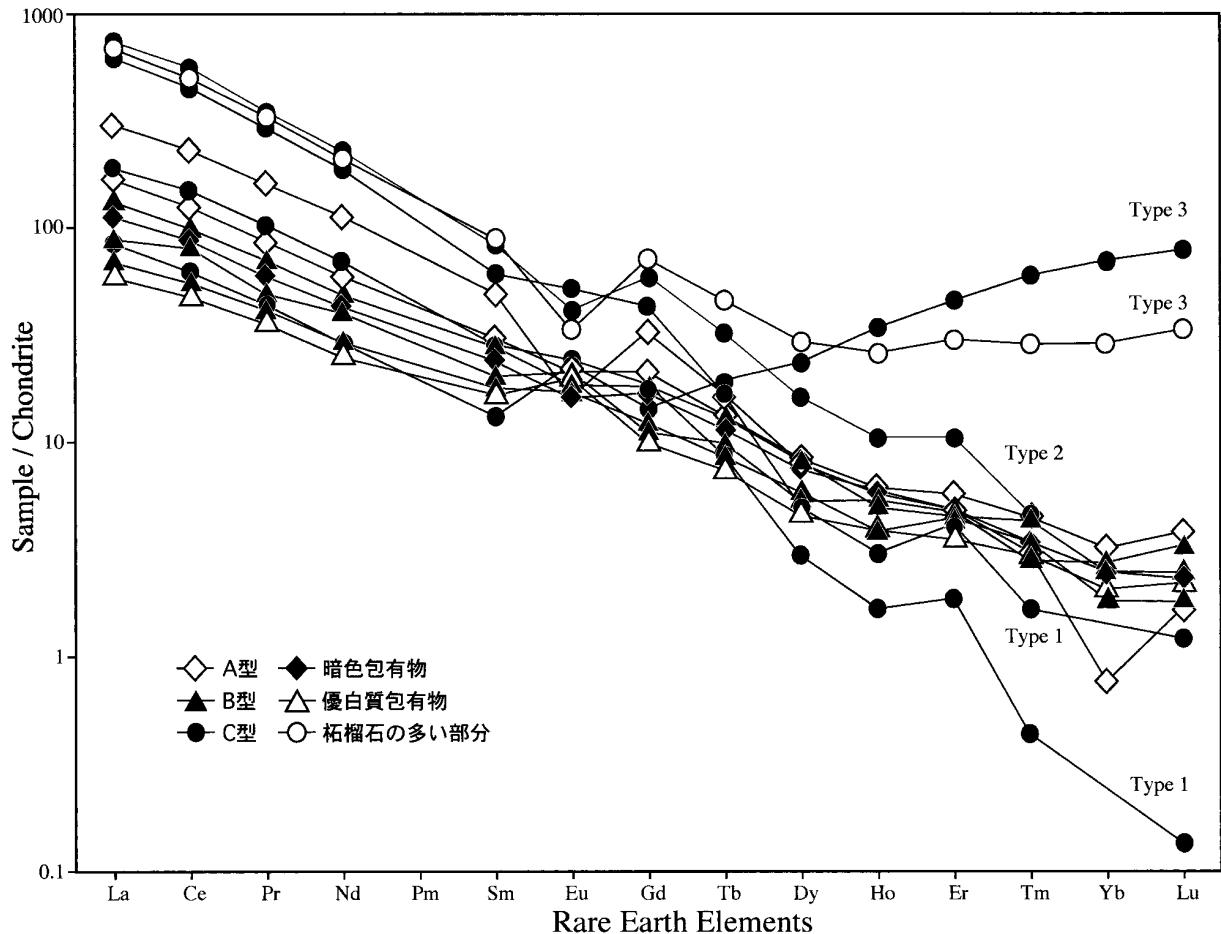


図8 神豊太陽鉱床周辺の生田花崗岩類のコンドライト規格化後の希土類元素パターン。

低いものまで幅広い値を示すが、暗色包有物を含まないA型からC型に緩やかに減少する。A型の暗色包有物およびB型の優白質包有物ではRb含有量が高い(表1, 図7)。Sr含有量は、A型の暗色包有物およびC型の柘榴石を多く含む部分では、それぞれ含まないものと比べ低い(表1, 図7)。Y含有量は、C型の柘榴石を多く含む試料で47~60 ppmの高い値を示すが、他の岩石では10 ppm前後の低い値を示す(表1, 図7)。ZrおよびHf含有量は、A型およびB型の一部でそれぞれ高い値が認められる(表1, 図7)。

(3) 希土類元素

A, B, C型の希土類元素の特徴をコンドライト規格化パターンとして図8に示した。A型アダメロ岩の希土類元素(REE)の特徴は、コンドライト規格化パターンが右下がりのパターンを示し、軽希土類元素に富み重希土類元素に乏しく、Eu負異常で特徴づけられる(図8)。B型は、A型、C型に比べると軽希土類元素の含有量はA型花崗岩類に比べると低いが、弱いEu正異常を示しながら右下がりに重希土類

元素へ含有量が減少する傾向が認められる(図8)。C型のコンドライト規格化パターンは、A, B型に比べ軽希土類元素に富み急な傾斜を持つが、中~重希土類元素の特徴から次の三タイプに分けられる。(1) A型と同様に単調な右下がりのパターンを示すが、重希土類元素がより乏しいタイプ、(2) 高い希土類元素の濃度を持ち、重希土類元素に向けて濃度が減少し、Eu負異常を伴うタイプ、(3) 前者のタイプ(2)と類似するが、重希土類元素でのコンドライト規格化パターンが平坦または右上がりになるタイプ(Na.1805B, Na.1801)(図8)の3つのパターン。タイプ(3)は、タイプ(2)の特徴を示す花崗岩の柘榴石を多く含む試料にみられ、重希土類元素が柘榴石に多く含まれるために他の花崗岩類とは異なるパターンを示すと考えられる。このことはマグマが浅部まで上昇し固結する際に柘榴石が形成され、中~重希土類元素が柘榴石に取り込まれるために柘榴石を含まない部分では中~重希土類元素含有量が乏しくなることを示していると思われる。C型の花崗岩類の希土類元素濃度は他のタイプに比較して高く、コンドライト規格化希土類元素パターンの軽希土

類の傾きも他のタイプに比較して急なので、C型花崗岩類は、本地域で分化の進んだ花崗岩類であると考えられる。神豊太陽鉄マンガン重石鉍床が本花崗岩のペグマタイト近傍に存在すること(田中ほか, 2005)は、同鉍床の鉍化作用がC型花崗岩類の活動に伴っていた可能性を示すものと思われる。

5. まとめ

- (1) 神豊太陽鉍床周辺の生田花崗岩は、モード分析の結果、A型、B型、C型の3種類の岩石に分類され、本鉍床の近傍では優白質で柘榴石を含むことが多いC型の花崗岩が卓越して分布する。
- (2) 本鉍床周辺の生田花崗岩の主成分、微量成分のデータから、C型の花崗岩が最も分化の進んだ岩相であると推定される。マグマ固結末期において柘榴石が形成されると、柘榴石に重希土類元素が濃集し、同時期に形成された柘榴石を含まない花崗岩類では重希土類元素が乏しくなることが考えられる。
- (3) 神豊太陽鉍床のタングステン鉍化作用は、近傍に分布する分化の進んだC型花崗岩の火成活動に関連して起こった可能性が示唆される。

謝 辞

薄片作成、顕微鏡観察および写真撮影では、それぞれ飯田市美術博物館の村松武氏、大鹿村中央構造線博物館の河本和朗氏には施設を使用させていただくなど

様々な援助をいただきました。ここに記し厚くお礼申し上げます。

引用文献

- Aramaki, S., Hirayama, K. and Nozawa, T., 1972, Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 39-49.
- Kagami, H., 1973, A Rb-Sr Geochronological Study of the Ryoke Granites in Chubu District, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **79**, 1, 1-10.
- 榊原雄太朗, 1963, 長野県下伊那郡和合地域の花崗岩および変成岩について. *地質学雑誌*, **69**, 25-37.
- 下伊那地質誌編集委員会, 1972, 下伊那地質図(10万分の1). 下伊那誌編纂会.
- 鈴木和博・森下泰成・梶塚泉・仲井豊・足立守・柴田賢, 1994, 三河-東濃地域の領家変成岩と花崗岩のCHIMEモナザイト年代. *名古屋大学古川総合研究資料館報告*, **10**, 17-38.
- 田中良・石山大三・小野泰彦, 2005, 長野県天龍村神豊太陽鉍床の地質と鉍石鉍物の産状. *伊那谷自然史論集*, **6**, 39-46.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井豊・杳掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦, 1974, 中部地方領家帯地質図(20万分の1). 地質調査所.