

# 愛知県三河湾北岸に分布する領家変成帯構成岩類の 初期磁化率

Initial magnetic susceptibilities of rocks of the Ryoke Metamorphic  
Belt along the northern coast of Mikawa Bay, Aichi Prefecture,  
central Japan

伊藤秀敏・星 博幸

Hidetoshi ITO and Hiroyuki HOSHI

愛知教育大学

Aichi University of Education, Kariya, Aichi 448-8542, Japan  
(hoshi@aeu.ac.jp)

**key words** : 初期磁化率 (初期帯磁率), 領家変成帯, 領家花崗岩類

## 1. はじめに

本論で筆者らは、愛知県三河湾北岸 (図 1) に分布する領家変成帯構成岩類 (花崗岩類, 苦鉄質岩類, 変成岩類) の初期磁化率 (初期帯磁率) 測定結果を報告する。領家花崗岩類の初期磁化率は、1970 年代に地質調査所 (当時) の石原舜三や金谷 弘らによって広範囲にわたって測定が行われた。その結果、領家花崗岩類の初期磁化率は、一部の例外を除くと全体的に低いことが明らかにされた (金谷・石原, 1973; Ishihara, 1979; 大熊・金谷, 2004)。領家花崗岩類は全体としてチタン鉄鉱系 (ilmenite-series) 花崗岩類に分類されるが (Ishihara, 1977), 領家花崗岩類の初期磁化率は、チタン鉄鉱系花崗岩類と磁鉄鉱系 (magnetite-series) 花崗岩類の初期磁化率に基づく分類境界値 ( $3 \times 10^{-3}$  SI: 例えば, 石原ほか, 1998) よりも全体として低い (金谷・石原, 1973; 大熊・金谷, 2004)。しかしながら、金谷・石原 (1973) や大熊・金谷 (2004) のデータを見ると、三河湾周辺に分布する領家花崗岩類には例外的にやや高い初期磁化率を示すものがあり、一部の露頭では磁鉄鉱系の可能性を疑

わせる初期磁化率 ( $> 1 \times 10^{-3}$  SI) が測定されている。

三河地方の領家花崗岩類は、形成時期の異なる複数の花崗岩体から構成されている (例えば, 領家研究グループ, 1972)。もっとも古い岩体は神原トータル岩, 次いで古い岩体は天竜峡花崗閃緑岩であり (領家研究グループ, 1972), CHIME 年代はそれぞれ約 95 Ma, 約 90~92 Ma である (Nakai and Suzuki, 1996; Suzuki and Adachi, 1998)。三河地方領家帯の南西端にあたる三河湾北岸部には、神原トータル岩と天竜峡花崗閃緑岩が分布しており、その他に三橋花崗閃緑岩 (CHIME 年代は約 84 Ma: Suzuki and Adachi, 1998), 斑れい岩類, アプライトやペグマタイトといった優白色質岩なども分布している (浅見ほか, 1982; 牧本ほか, 2004)。金谷・石原 (1973) および大熊・金谷 (2004) の測定結果を見ると、神原トータル岩と斑れい岩類の分布域で比較的高い初期磁化率が得られている。また、三河湾北岸に限らず三河地方領家帯の中では、神原トータル岩がその他の花崗岩体よりもやや高い初期磁化率を示す (金谷・石原, 1973; 大熊・金谷, 2004)。

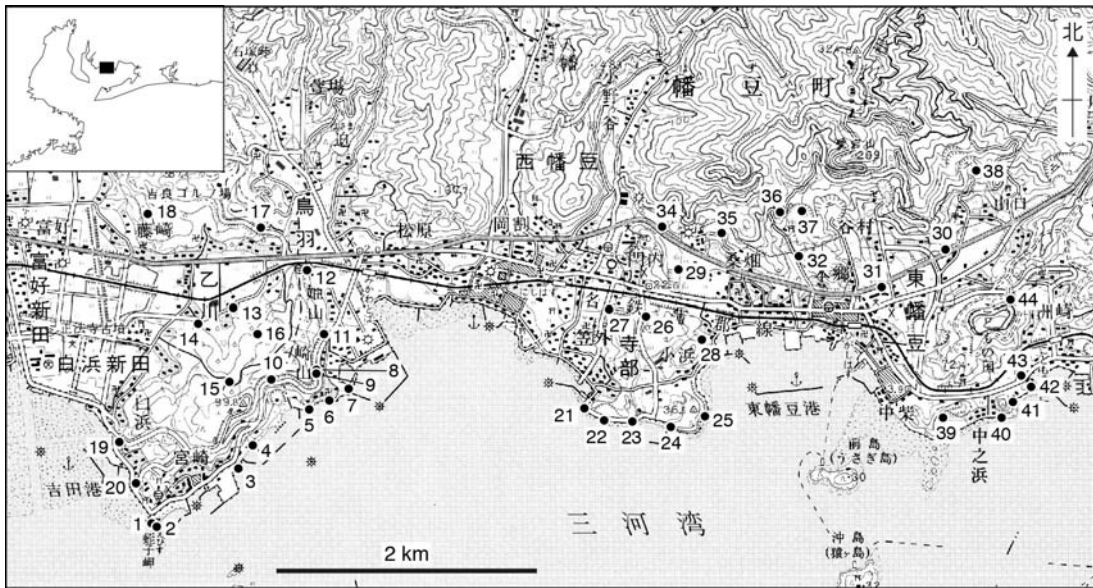


図 1. 調査地域の位置, および測定地点の位置 (合計 43 地点, 地点 33 は欠番).

このように, 三河地方の領家花崗岩類の初期磁化率については, その概要がすでに明らかにされているが, 初期磁化率の高低と花崗岩類の形成 (花崗岩質マグマ生成のセッティング, 花崗岩体の形成順序など) との関係はよくわかっていない。こうした関係を探るためには, 一つの花崗岩体内での初期磁化率の分布や, 花崗岩体によって初期磁化率に違いがあるかどうかなどを詳しく調べる必要がある。そこで筆者らは, 三河湾北岸に分布する火成岩と変成岩の初期磁化率を, 次の二点に重点を置いて詳しく調査した。

- 1) 三河湾北岸における神原トータル岩の分布は散在的であるが (浅見ほか, 1982; 牧本ほか, 2004), 神原トータル岩は場所によらず比較的高い初期磁化率を示すのか, それとも高い初期磁化率は特定の地域または露頭に限定されるのか?
- 2) 三河湾北岸の領家花崗岩類には, 上記のように神原トータル岩の他に天竜峡花崗閃緑岩, 三橋花崗閃緑岩, 花崗岩類に含まれる苦鉄質 (暗色) 包有岩, 斑れい岩類, アプライト・ペグマタイトなどがあるが, 天竜峡花崗閃緑岩と三橋花崗閃緑岩, それにアプライト・ペグマタイトからは初期磁化率の報告がない。これらの岩体・岩石は神原トータル岩と同様に

比較的高い初期磁化率を示すのかどうか?

## 2. 調査地域および方法

調査地域は, 三河湾北岸の幡豆郡吉良町および幡豆町である (図 1)。調査地域において, 領家花崗岩類および領家変成岩類は, 三河湾に突き出た半島 (吉良町宮崎付近, 幡豆町寺部付近, 幡豆町東幡豆付近) の海岸や道路の切り通し, 採石場などに露出している。

以下では, 浅見ほか (1982) や仲井 (1988), 鈴木・三宅 (2006) の記載をもとに, 調査地域の岩石の概要を示す。調査地域に産する変成岩は, 主に堆積岩 (泥岩や砂岩) を原岩とする片麻岩および片岩である。斑れい岩類は一般に中粒~細粒・塊状で, 吉良町宮崎付近の半島内にまとまって分布している。浅見ほか (1982) は「斑れい岩類は…花崗岩類に取り囲まれるように産し, 貫入を受けている」と記述している。神原トータル岩は粗粒~中粒の角閃石黒雲母トータル岩で, しばしば面構造が発達している。面構造は NE-SW 走向, NW 傾斜が卓越している。天竜峡花崗閃緑岩は粗粒で斑状の黒雲母花崗岩からなり, 神原トータル岩と同様に面構造が発達している。2~3 cm にも達する斑状のカリ長石を含むことが岩相上の大きな特徴である。神原, 天竜峡の

両岩体には細粒閃緑岩質の包有岩 (本論では苦鉄質包有岩と呼ぶ) が多かれ少なかれ含まれる。天竜峡岩体には玄武岩質岩石 (細粒) が岩脈状に貫入しているところもある。変成岩および花崗岩質岩体には、アプライトやペグマタイトが脈状に産することがある。なお、筆者らの調査では三橋花崗閃緑岩を確認できなかった。

初期磁化率の測定は、携帯型磁化率計 (Kappameter KT-9) を用いて露頭で行った。KT-9 は懐中電灯のような形をしており、測定部は 10 kHz の LC 発振回路とコイルからなる。感度は説明書によると  $1 \times 10^{-5}$  SI である。KT-9 の特性および使用例については星・亀井 (2003) の報告がある。測定では、できるだけ平滑な露頭面 (測定面) を選び、測定誤差が小さくなるように努めた。地点 1~44 (地点 33 は欠番) の 43 地点 (図 1) で測定を行った。同一地点内で少しずつ場所を変えて複数回測定した。

### 3. 結果と考察

各地点の測定結果 (測定値のヒストグラム) を図 2 に示す。初期磁化率は多くの地点で対数正規分布あるいはそれに近い分布を示すように見えるため、このヒストグラムでは横軸を初期磁化率の常用対数で示してある (単位  $10^{-3}$  SI)。横軸の値は、例えば測定値が  $0.1 \times 10^{-3}$  SI のときは  $-1$ ,  $1 \times 10^{-3}$  SI のときは  $0$ ,  $10 \times 10^{-3}$  SI のときは  $1$  になる。縦軸は測定数 ( $n$ ) である。

各地点の測定値のまとめを表 1 に示した。表 1 には、各地点の最小値 (真数, 常用対数), 最大値 (真数, 常用対数), 平均 (幾何平均, 常用対数の平均), 常用対数の標準偏差, を示した。全地点を通しての最小値は地点 27 (ペグマタイト) の  $0.01 \times 10^{-3}$  SI, 最大値は地点 12 (斑れい岩類) の  $234 \times 10^{-3}$  SI であった。

岩石種別にまとめた測定値ヒストグラムを図 3 に示す。ヒストグラムに加えて、この図には累積度数曲線も示した。ヒストグラムの縦軸は左側 ( $n$ ), 累積度数曲線の縦軸は右側 (%) である。

今回の測定結果から、次のような点を指摘できる。

- 1) 同じ岩体 (岩石種) であっても、地点間で初期磁化率の分布の形 (図 2) に大きな違いが認められた。これは特に神原トータル岩, 斑れい岩類, 変成岩 (片麻岩) で顕著である。神原トータル岩に注目すると、地点 2 や 23, 39 などは分布が広いが (常用対数の標準偏差が大きい), 地点 31 や 40, 44 などは分布が狭い (標準偏差が小さい)。神原トータル岩では双峰型 (bimodal) の分布を示した地点もいくつかある (例えば、地点 1 や 24)。こうした結果を反映して、神原トータル岩, 斑れい岩類, 変成岩 (片麻岩) の岩石種別ヒストグラム (図 3) は比較的幅広い分布を示す (常用対数の標準偏差が大きい: 表 1)。こうした事実は、同一岩体であっても場所によって含まれる鉱物 (主に常磁性鉱物と強磁性鉱物) の種類や含有量に無視できない違いがあることを強く示唆する。その違いが初生的すなわち岩石形成時の岩体内不均質によるのか、あるいは火成作用や変成作用の後の二次的な作用 (例えば変質) により生じたのかは、現時点ではよくわからない。
- 2) 他方、天竜峡花崗閃緑岩とアプライト・ペグマタイトは、場所による分布形の違いが比較的小さい (図 2)。岩石種別ヒストグラム (図 3) は比較的幅の狭い分布を示す (常用対数の標準偏差が小さい: 表 1)。この事実は、含まれる鉱物 (主に常磁性鉱物と強磁性鉱物) の種類や含有量が岩体内で比較的一様である (不均質性が小さい) ことを強く示唆する。
- 3) 花崗岩類 (神原トータル岩, 天竜峡花崗閃緑岩, アプライト・ペグマタイト) は、全体として比較的低い初期磁化率を示した (図 3)。特に天竜峡花崗閃緑岩とアプライト・ペグマタイトの初期磁化率は  $1 \times 10^{-3}$  SI よりも小さく、初期磁化率の観点からはチタン鉄鉱系花崗岩類 (磁鉄鉱を含まない) の可能性が高いと言える。
- 4) 神原トータル岩も全体としてはチタン鉄鉱系花崗岩類を示唆する初期磁化率を示したが (図 3), 測定値の約 20 % は  $3 \times 10^{-3}$  SI より

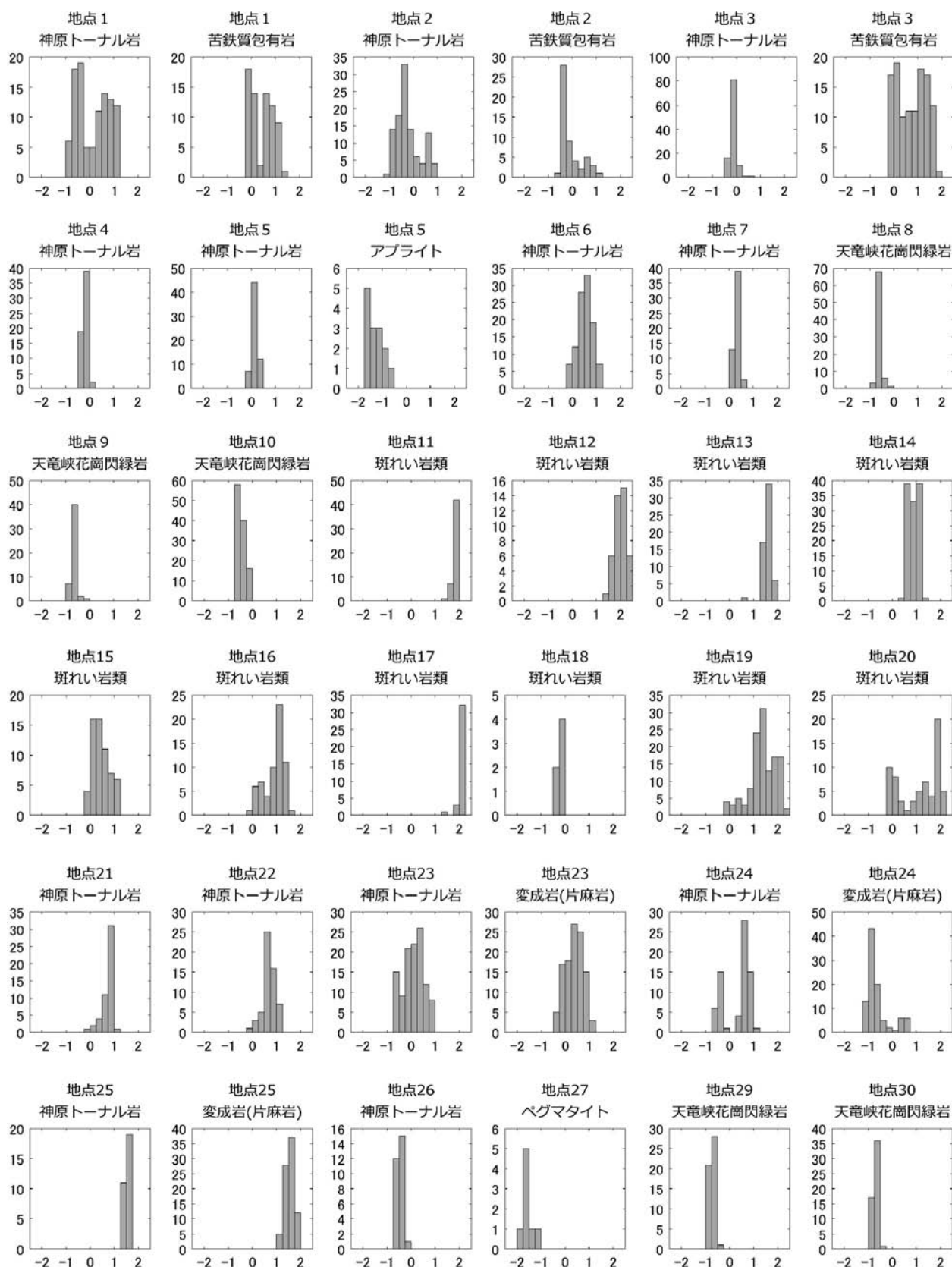


図2. 各地点の初期磁化率ヒストグラム. 初期磁化率 (横軸) は常用対数で示してある (本文参照, 単位  $10^{-3}$  SI) 縦軸は測定数 ( $n$ ).

図2の続き

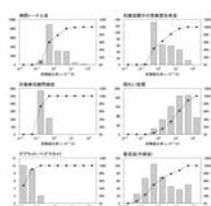
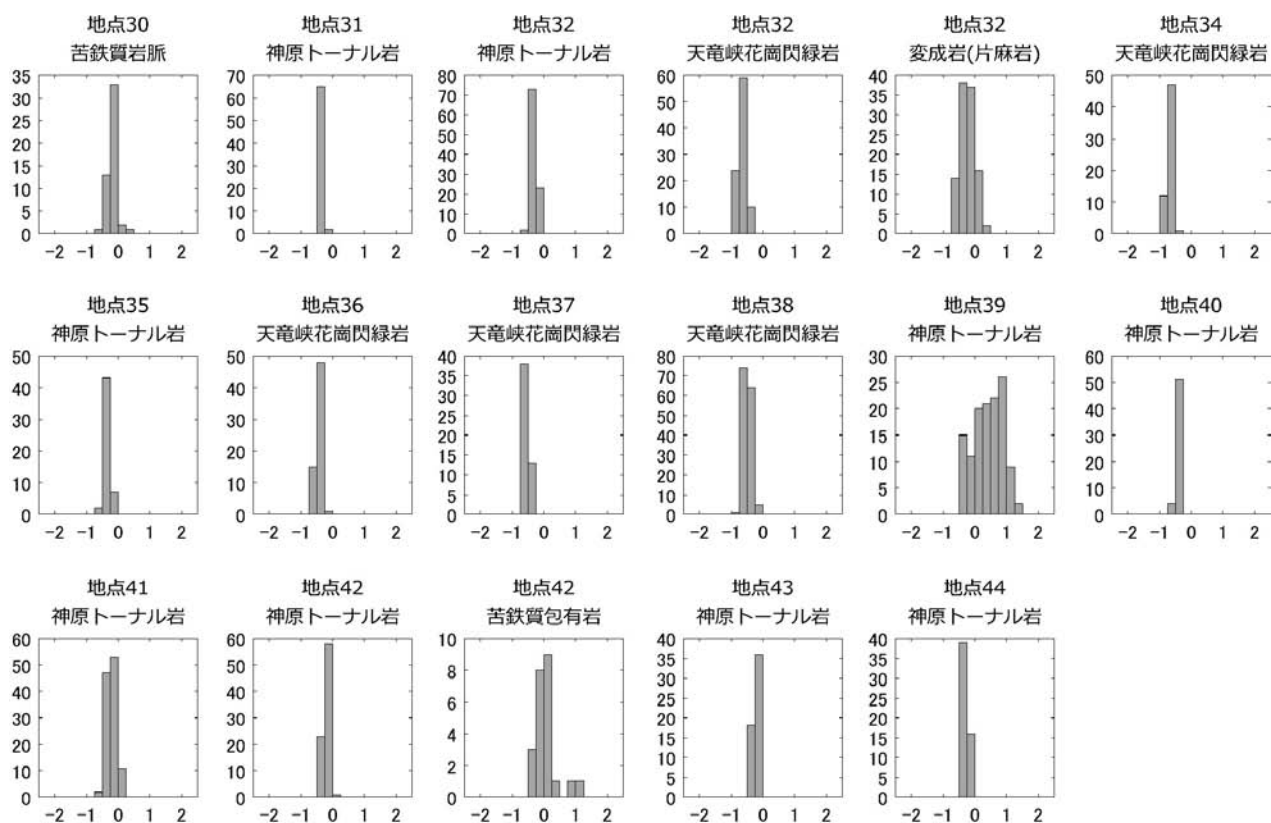


図3. 岩石種別にまとめた初期磁化率ヒストグラムと累積度数曲線.

表 1. 初期磁化率測定データ.

地点・岩石種	測定数	最小値 ( $10^{-3}$ SI)	最大値 ( $10^{-3}$ SI)	幾何平均 ( $10^{-3}$ SI)	最小値 (対数)	最大値 (対数)	対数の 平均	対数の 標準偏差
(全) 神原トータル岩	1653	0.09	45.7	1.12	-1.05	1.66	0.05	0.50
(全) 天竜峡花崗閃緑岩	786	0.10	0.92	0.27	-1.00	-0.04	-0.58	0.16
(全) アプライト・ペグマタイト	22	0.01	0.22	0.04	-2.00	-0.66	-1.41	0.31
(全) 苦鉄質包有岩	312	0.28	56.7	2.16	-0.55	1.75	0.33	0.60
(全) 斑れい岩類	621	0.34	234	17.2	-0.47	2.37	1.24	0.64
(全) 変成岩(片麻岩)	395	0.06	94.0	1.61	-1.22	1.97	0.21	0.86
地点1 神原トータル岩	103	0.11	17.5	1.40	-0.96	1.24	0.14	0.67
地点1 苦鉄質包有岩	70	0.57	19.2	2.75	-0.24	1.28	0.44	0.47
地点2 神原トータル岩	107	0.09	8.56	0.58	-1.05	0.93	-0.23	0.49
地点2 苦鉄質包有岩	53	0.28	13.8	0.82	-0.55	1.14	-0.09	0.44
地点3 神原トータル岩	109	0.44	4.89	0.73	-0.36	0.69	-0.14	0.14
地点3 苦鉄質包有岩	116	0.61	56.7	5.40	-0.21	1.75	0.73	0.59
地点4 神原トータル岩	60	0.34	1.02	0.62	-0.47	0.01	-0.21	0.10
地点5 神原トータル岩	63	0.87	2.47	1.31	-0.06	0.39	0.12	0.11
地点5 アプライト	14	0.02	0.22	0.05	-1.70	-0.66	-1.32	0.31
地点6 神原トータル岩	106	0.58	13.0	3.37	-0.24	1.11	0.53	0.30
地点7 神原トータル岩	55	1.35	4.53	2.11	0.13	0.66	0.32	0.10
地点8 天竜峡花崗閃緑岩	78	0.16	0.58	0.25	-0.80	-0.24	-0.61	0.09
地点9 天竜峡花崗閃緑岩	50	0.13	0.68	0.22	-0.89	-0.17	-0.65	0.12
地点10 天竜峡花崗閃緑岩	114	0.21	0.92	0.36	-0.68	-0.04	-0.45	0.16
地点11 斑れい岩類	50	29.0	85.8	66.3	1.46	1.93	1.82	0.09
地点12 斑れい岩類	42	27.0	234	97.3	1.43	2.37	1.99	0.24
地点13 斑れい岩類	58	4.08	71.2	35.3	0.61	1.85	1.55	0.17
地点14 斑れい岩類	113	3.16	18.3	7.42	0.50	1.26	0.87	0.21
地点15 斑れい岩類	60	0.76	14.9	2.83	-0.12	1.17	0.45	0.35
地点16 斑れい岩類	63	0.70	43.2	8.12	-0.15	1.64	0.91	0.43
地点17 斑れい岩類	36	22.0	153	115	1.34	2.18	2.06	0.15
地点18 斑れい岩類	6	0.34	0.74	0.56	-0.47	-0.13	-0.25	0.12
地点19 斑れい岩類	127	0.79	193	23.3	-0.10	2.29	1.37	0.56
地点20 斑れい岩類	66	0.65	144	13.1	-0.19	2.16	1.12	0.81
地点21 神原トータル岩	50	0.94	10.3	5.43	-0.03	1.01	0.74	0.22
地点22 神原トータル岩	57	0.94	16.6	5.16	-0.03	1.22	0.71	0.28
地点23 神原トータル岩	113	0.24	9.44	1.27	-0.62	0.97	0.10	0.43
地点23 変成岩(片麻岩)	110	0.41	12.2	2.32	-0.39	1.09	0.37	0.36
地点24 神原トータル岩	70	0.19	10.5	2.17	-0.72	1.02	0.34	0.55
地点24 変成岩(片麻岩)	96	0.06	5.37	0.23	-1.22	0.73	-0.65	0.50
地点25 神原トータル岩	30	18.8	45.7	33.0	1.27	1.66	1.52	0.10
地点25 変成岩(片麻岩)	82	13.4	94.0	36.8	1.13	1.97	1.57	0.18
地点26 神原トータル岩	28	0.20	0.77	0.33	-0.70	-0.11	-0.49	0.13
地点27 不明	52	0.32	0.63	0.44	-0.49	-0.20	-0.36	0.07
地点27 ペグマタイト	8	0.01	0.06	0.03	-2.00	-1.22	-1.57	0.23
地点28 不明	50	0.32	1.46	0.47	-0.49	0.16	-0.33	0.12
地点29 天竜峡花崗閃緑岩	50	0.13	0.37	0.19	-0.89	-0.43	-0.73	0.09
地点30 天竜峡花崗閃緑岩	82	0.12	0.37	0.22	-0.92	-0.43	-0.66	0.11
地点30 苦鉄質岩脈	50	0.30	1.78	0.67	-0.52	0.25	-0.17	0.13
地点31 神原トータル岩	67	0.34	0.64	0.48	-0.47	-0.19	-0.32	0.04
地点32 神原トータル岩	98	0.27	0.87	0.47	-0.57	-0.06	-0.32	0.10
地点32 天竜峡花崗閃緑岩	93	0.10	0.42	0.21	-1.00	-0.38	-0.67	0.14
地点32 変成岩(片麻岩)	107	0.18	2.79	0.59	-0.74	0.45	-0.23	0.24
地点34 天竜峡花崗閃緑岩	60	0.12	0.32	0.21	-0.92	-0.49	-0.68	0.09
地点35 神原トータル岩	52	0.24	0.71	0.43	-0.62	-0.15	-0.37	0.10
地点36 天竜峡花崗閃緑岩	64	0.23	0.58	0.36	-0.64	-0.24	-0.44	0.08

表 1 の続き

地点・岩石種	測定数	最小値 ( $10^{-3}$ SI)	最大値 ( $10^{-3}$ SI)	幾何平均 ( $10^{-3}$ SI)	最小値 (対数)	最大値 (対数)	対数の 平均	対数の 標準偏差
地点37 天竜峡花崗閃緑岩	51	0.20	0.43	0.29	-0.70	-0.37	-0.54	0.07
地点38 天竜峡花崗閃緑岩	144	0.17	0.71	0.32	-0.77	-0.15	-0.50	0.15
地点39 神原トータル岩	126	0.32	25.6	2.62	-0.49	1.41	0.42	0.46
地点40 神原トータル岩	55	0.21	0.56	0.40	-0.68	-0.25	-0.39	0.07
地点41 神原トータル岩	113	0.31	1.64	0.64	-0.51	0.21	-0.19	0.17
地点42 神原トータル岩	82	0.37	1.32	0.64	-0.43	0.12	-0.19	0.10
地点42 苦鉄質包有岩	23	0.48	16.6	1.17	-0.32	1.22	0.07	0.37
地点43 神原トータル岩	54	0.42	0.95	0.61	-0.38	-0.02	-0.21	0.08
地点44 神原トータル岩	55	0.42	0.66	0.53	-0.38	-0.18	-0.28	0.05

初期磁化率は、携帯型磁化率計(Kappameter KT-9)を用いて露頭で測定した。

も高く、最高で約  $45 \times 10^{-3}$  SI にも達する岩石もあった(表 1)。ある特定の地点だけ高い値を示したのではなく、多くの地点(10 地点以上)で  $3 \times 10^{-3}$  SI よりも高い値が得られたという事実(表 1)は大変興味深い。このような高い初期磁化率は、領家花崗岩類からは従来報告されていない。これまでに三河湾北岸の花崗岩類から報告されている最大値は  $1.57 \times 10^{-3}$  SI である(大熊・金谷, 2004)。

- 5) 花崗岩類中の苦鉄質包有岩と斑れい岩類は、全体として花崗岩類よりも高い初期磁化率を示した(図 3)。花崗岩類よりも常磁性あるいは強磁性の苦鉄質鉱物の量が多いはずなので、このこと自体は特筆すべきことではないが、それでも斑れい岩の初期磁化率の高さは注目値する。斑れい岩類の幾何平均は約  $17 \times 10^{-3}$  SI であり、最高値は上記のように  $234 \times 10^{-3}$  SI にもなった。これほど高い初期磁化率を苦鉄質ケイ酸塩鉱物(常磁性鉱物)だけで説明することはできず、相当量の強磁性鉱物(磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱など)の存在が疑われる。なお、これまでに三河湾北岸の斑れい岩分布域から報告されている初期磁化率は  $19.6 \times 10^{-3}$  SI である(大熊・金谷, 2004)。

#### 4. まとめと今後の課題

調査地域の花崗岩類(神原トータル岩, 天竜峡花崗閃緑岩, アプライト・ペグマタイト)は、大部分の露頭で比較的低い( $< 3 \times 10^{-3}$  SI)初期磁化率を示した。初期磁化率の観点からは、調査地域の花崗岩類の大部分はチタン鉄鉱系に属する可能性が高いと言える。しかし、神原トータル岩の複数の露頭からは磁鉄鉱系を示唆する初期磁化率も得られた。初期磁化率の観点から

は、神原トータル岩は天竜峡花崗閃緑岩やアプライト・ペグマタイトに比べてより不均質である。比較的高い初期磁化率を示した神原トータル岩に磁鉄鉱が含まれるかどうか、今後、記載岩石学や岩石磁気学などの手法で検討する必要がある。こうした検討を行うことによって、神原トータル岩のマグマ生成時の酸化・還元状態やテクトニックセッティングについて言及できる可能性がある。

花崗岩類中の苦鉄質包有岩および斑れい岩類からは、全体として花崗岩類よりも高い初期磁化率が得られた。特に斑れい岩は、初期磁化率の分布が広いものの、幾何平均が約  $17 \times 10^{-3}$  SI, 最高値が  $234 \times 10^{-3}$  SI にも達し、大量の強磁性鉱物(磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱など)が含まれている可能性がある。今後、どのような種類の強磁性鉱物が含まれ、それがどのような起源を持つかを探ることによって、斑れい岩類の起源を解明する手がかりが得られると期待される。また、斑れい岩からは岩石形成時あるいは形成後に獲得された古地磁気の情報も得られる可能性がある。

花崗岩類について今回は神原トータル岩, 天竜峡花崗閃緑岩, アプライト・ペグマタイトの 3 種について検討したが、今後は三河地方の他の地域で他の花崗岩質岩体の初期磁化率を詳しく検討する必要がある。それによって、領家花崗岩類の初期磁化率の時間変化を解明できる可能性がある。

#### 5. 謝辞

愛知教育大学の三宅 明教授には、領家帯の岩石について常日頃よりご教示を賜っている。また、本研究を進める過程で野外調査にも同行し

ていただいた。深く感謝いたします。

## 6. 文献

- 浅見正雄・星野光雄・宮川邦彦・諏訪兼位, 1982, 幡豆-本宮山地域の領家変成帯における十字石片岩の形成条件. 地質学雑誌, **88**, 437-450.
- 星 博幸・亀井春美, 2003, 陸上に露出する無層理堆積物の初磁化率 (帯磁率) による対比: 静岡県, 更新統佐浜泥部層の例. 地質学雑誌, **109**, 697-709.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**, 293-305.
- Ishihara, S., 1979, Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *Journal of the Geological Society of Japan*, **85**, 509-523.
- 石原舜三・吉田充夫・関 陽児, 1998, パキスタン北部の花崗岩類の帯磁率と硫黄同位体比. 地質ニュース, no. 525, 65-75.
- 金谷 弘・石原舜三, 1973, 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的变化. 岩石鉱物鉱床学会誌, **68**, 211-224.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒沢正夫・須藤定久, 2004, 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 仲井 豊, 1988, 花崗岩類. 日本の地質『中部地方 II』編集委員会 (編), 日本の地質 5 中部地方 II. 共立出版, p. 97-99.
- Nakai, Y. and Suzuki, K., 1996, CHIME monazite ages of the Kamihara Tonalite and the Tenryukyo Granodiorite in the eastern Ryoke belt of central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **102**, 431-439.
- 大熊茂雄・金谷 弘, 2004, 中部地域 PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87, 産業技術総合研究所.
- 領家研究グループ, 1972, 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, **26**, 205-216.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1998, Denudation history of the high  $T/P$  Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 23-37.
- 鈴木和博・三宅 明, 2006, 領家変成帯. 日本地質学会 (編), 日本地方地質誌 4 中部地方, 朝倉書店, p. 230-231.