

三河一東濃地方, 領家帯伊奈川花崗岩域における ガンマ線空間線量率の地域変化

Spatial variation of gamma-ray dose rate in the Ryoke Inagawa granite area, Mikawa–Tono District

三宅 明* · 岩田知士*
Akira Miyake* and Kazushi Iwata*

key words : 領家帯, 伊奈川花崗岩, 放射線量, マグマ発生源

1. はじめに

本論では, 三河一東濃地方に分布する伊奈川花崗岩の露頭上でのガンマ線空間線量率を広い範囲にわたって測定したので, その結果を報告する。2011 年の東北地方太平洋沖地震にともなうて起きた福島原発事故によって, 多量の人工放射性物質が放出され, 福島県を中心に各地の放射線量が上昇した (たとえば, 原子力規制委員会 HP: 放射線モニタリング情報) が, 三河一東濃地方では, ほとんどその影響が及んでいない。本論の測定は岩石由来の自然放射線 (ガンマ線) を対象としたものである。本論では, 以降, ガンマ線空間線量率を, 単に放射線量と呼ぶことにする。

岩石由来のガンマ線の線源となる核種としては, ^{238}U 系列, ^{232}Th 系列および ^{40}K が重要であり (たとえば, 古川, 1993), 野外における放射線量は地表に存在する岩石, 地層や土壌に含まれるこれらの核種の濃度に依存する。Beck et al.(1972) によれば, 地表から 1 m の高さにおけるガンマ線量率 D (n Gy/h) は, ウラン, トリウム, カリウムの含有量から以下の式で計算される。

$$D = 5.4 C_U + 2.7 C_{Th} + 13.0 C_K \quad (1)$$

ここで, C_U (ppm), C_{Th} (ppm) および C_K (wt.%) は, それぞれ, U, Th および K_2O の

含有量である。

湊 (2005) は, 産業技術総合研究所地質調査総合センターによる地球化学図 (全国河川堆積物の化学分析値から各元素の濃度の地域的分布をマッピングしたもの: 今井ほか, 2004) のうち, ウラン, トリウム, カリウム濃度から, 式 (1) を用いて放射線量を計算した結果, それらの強度は実際に測定した放射線量と良い相関があることを示している。

花崗岩類は, ウラン, トリウム, カリウムの含有量が高く, 花崗岩分布域では一般に高い放射線量を示すことが知られている (たとえば, Minato, 2011) が, その程度は花崗岩によってまちまちである。たとえば, Ishihara and Chapell (2007) は, 主に三河地方で採取した 75 個の領家花崗岩類の偏光蛍光 X 線分析値を報告しているが, ウランとトリウムの含有量の範囲は広く, それぞれ最低値と最高値には 10 倍程度の違いがある。

Ishihara and Chapell (2007) の分析値のうち, 半数程度は伊奈川花崗岩体から採取した試料のものである。彼らは, 三河地方の花崗岩類の組成は, 伊奈川花崗岩を含めて, 系統的に地域的な変化がみられることを指摘しており, 放射性元素であるウラン, トリウム, カリウム量もそのような地域変化に従っているようである。

伊奈川花崗岩体における, 以上のような地域

*愛知教育大学理科教育講座地学分野

Department of Earth Sciences, Aichi University of Education, Kariya, Aichi 4 48-8542, Japan

的な組成変化をもっと詳細に調査できれば、中部地方領家帯で最も広大な伊奈川花崗岩の成因を考える上で、重要な制約を課すことができると思われる。そのための方法のひとつは、より高密度に（多数の地点で）データを取得することである。本研究では、化学分析よりはるかに迅速に測定できる放射線量を、花崗岩の露頭上で多数の地点で測定した。

2. 地質学および地球化学的背景

図 1 に、今回測定を行った周辺の地質図を示す。伊奈川花崗岩は岩体の南西側では、領家変成岩類に貫入しているのに対して、北西側では、美濃帯堆積岩類および陸上火砕流堆積物である

濃飛流紋岩類に貫入している。このことは、領家帯形成以降、大局的には南東側の隆起が著しく、現在では伊奈川花崗岩の南東側のほうが北西側より地下深部を構成していた岩石が地表に露出していることを示している。

伊奈川花崗岩以外の花崗岩類としては、図 1 の範囲では南東側に古期領家花崗岩類である神原トータル岩、新期領家花崗岩類である三都橋花崗岩と武節花崗岩が分布する。一方、北西側には、苗木-土岐花崗岩が分布する。苗木-土岐花崗岩は、伊奈川花崗岩体内にも北西部に小岩体として所々に分布する。CHIME 年代は、神原トータル岩が約 95 Ma、三都橋花崗岩が約 83 Ma、伊奈川花崗岩が約 82 Ma、武節花崗岩が約

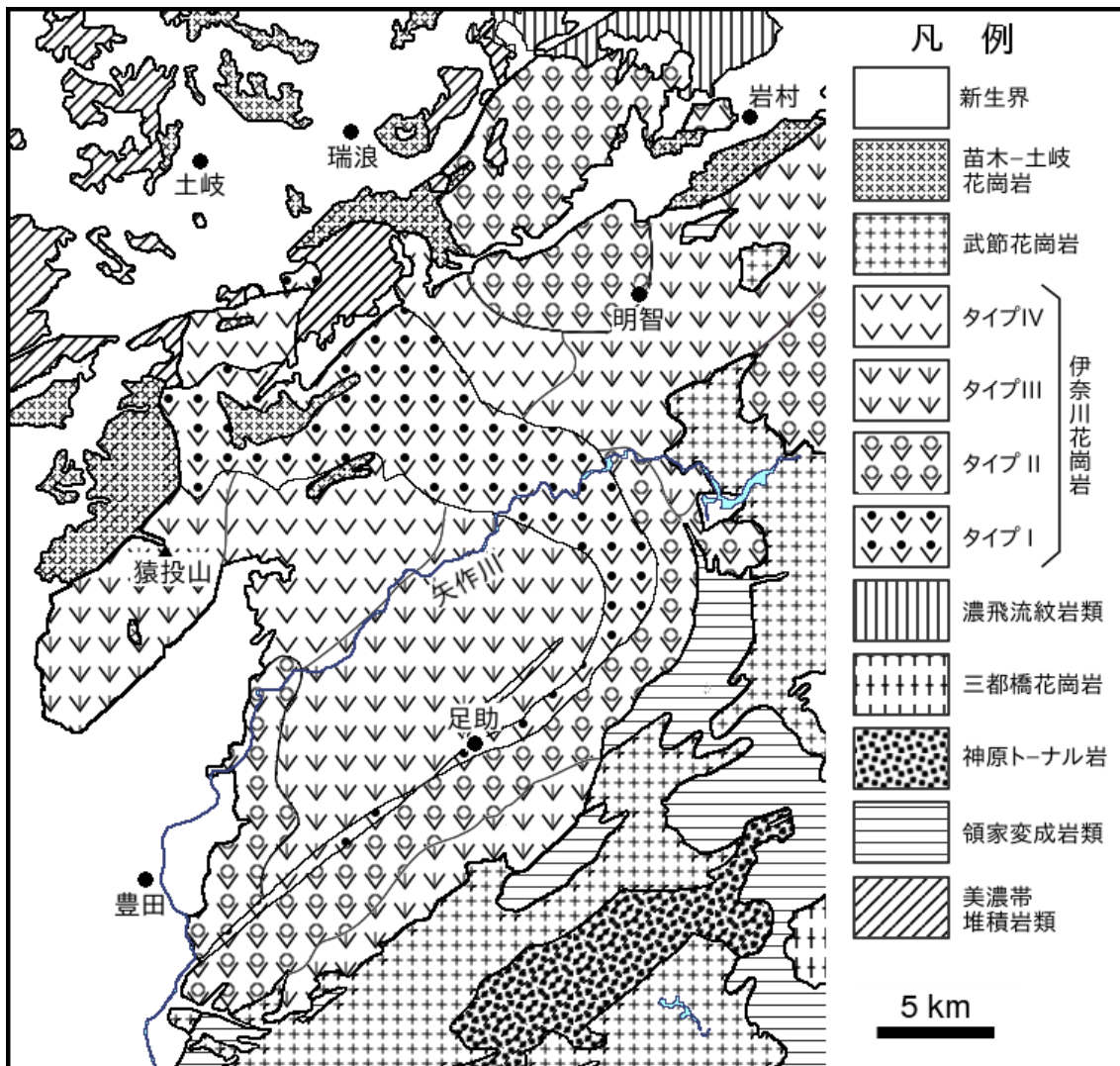


図 1. 研究地域周辺の地質図。牧本ほか (2004) および山田ほか (1990) による 1/20 万の地質図の一部を簡略化した。花崗岩類の名称については仲井 (1988) に従った。伊奈川花崗岩の 4 つのタイプの分布は、仲井 (1970) および Nakai (1976) を参考にした。

75~78Ma, 苗木-土岐花崗岩が約 67~68 Ma である (鈴木, 2005)。このうち, 苗木-土岐花崗岩は, 放射性元素に富んでいることが知られており, 東濃地方のウラン鉱床の形成に密接に関わっている (たとえば, 石原・鈴木, 1969)。

仲井 (1970), Nakai (1974, 1976) によると, 三河~東濃地方の伊奈川花崗岩は 4 つの岩型に区分される。中粒でいたるところに暗色包有岩を含むことが特徴のタイプ I, 粗粒で, 2~5 cm のカリ長石斑晶を含みしばしば強い片麻状構造が発達するタイプ II (ただし, 北方で濃飛流紋類を貫くものは, 片麻状構造が弱い: 仲井, 1988), 粗粒で有色鉱物が伸長し, それらの有色鉱物がしばしばクロットを形成するタイプ III, そして粗粒塊状で優白質なタイプ IV である。タイプ I はトータル岩~花崗岩閃緑岩, タイプ II と III は花崗岩閃緑岩~花崗岩, タイプ IV は花崗岩であり, 傾向としてタイプ I, II, III, IV の順に有色鉱物が量は減少する。タイプ I はタイプ II に漸移し, タイプ II はタイプ III に漸移し, タイプ III はタイプ IV に漸移する。しかし, タイプ I は, タイプ III とかなり明瞭な境界で接しており, タイプ IV とも明瞭な境界をもっている。このうち, タイプ IV はタイプ I を非調和に貫いている (山田ほか, 1967)。Nakai (1974) はこのような産状から, タイプ I, II, III, IV の順に貫入したと考えた。いずれにしても, 互いに漸移している産状は, これらのタイプの花崗岩類の固結はほぼ同時期であったことを示している。

なお最近になって, 山崎 (2013) は, 伊奈川花崗岩体のうち, 片麻状斑状の岩相を示す南東部は, 塊状岩相を示す北西部とは貫入年代の異なる別の岩体である, という見解を提示している。その根拠として, 北西部 (猿投山周辺の 2 地点) の試料の CHIME 年代 (約 82Ma: Suzuki et al., 1998) よりも, 南東部 (足助剪断帯沿いの 1 地点: 田振) の試料のレーザーアブレーション ICPMS による U-Pb 年代 (67~76 Ma: Murakami et al., 2006) の方が有意に若いという点をあげている。しかし, 伊奈川花崗岩が北西部と南東部で異なる岩体であることを積極的に

支持する野外での観察事実はこれまで報告されていないようであり, 本論では前述したように, 伊奈川花崗岩はほぼ同時期に固結したという立場をとる。

伊奈川花崗岩の 4 つの岩型の多くは, 基本的には伊奈川花崗岩体の伸長方向 (領家帯の伸長方向) である SW-NE 方向に細長く連続して分布している。しかし, タイプ I は南西部では SW-NE 方向に伸長しているが, 途中から大きく湾曲し, 北側では SE-NW 方向に連続しており, そこではタイプ III とタイプ IV の分布を切っているようにみえる。タイプ I は, 小原花崗岩と呼ばれることもある。

タイプ II や III については, ひとつにまとまって分布しているわけではなく, たとえばタイプ III では, 伊奈川花崗岩南縁部, 足助の北側~明智の南側, および猿投山周辺の 3 つの領域に分かれている。また, タイプ II は足助の南側のもので, 岩村の西側のものがある。

Ishihara and Chapell (2007) は, 三河地方の多数の花崗岩類の化学分析を行ない, 伊奈川花崗岩域において, 南東から北西方向に, 系統的に SiO_2 量が高くなることを示した。U や Th

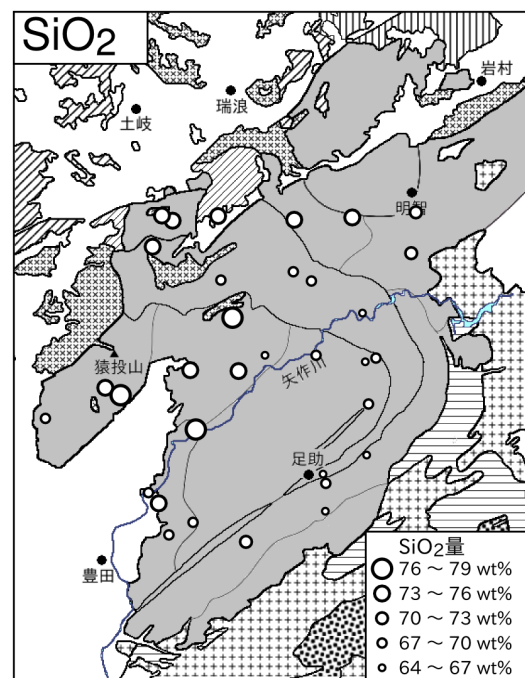


図 2. 伊奈川花崗岩の SiO_2 量の分布. Ishihara and Chapell (2007) の分析値をもとに作成した。

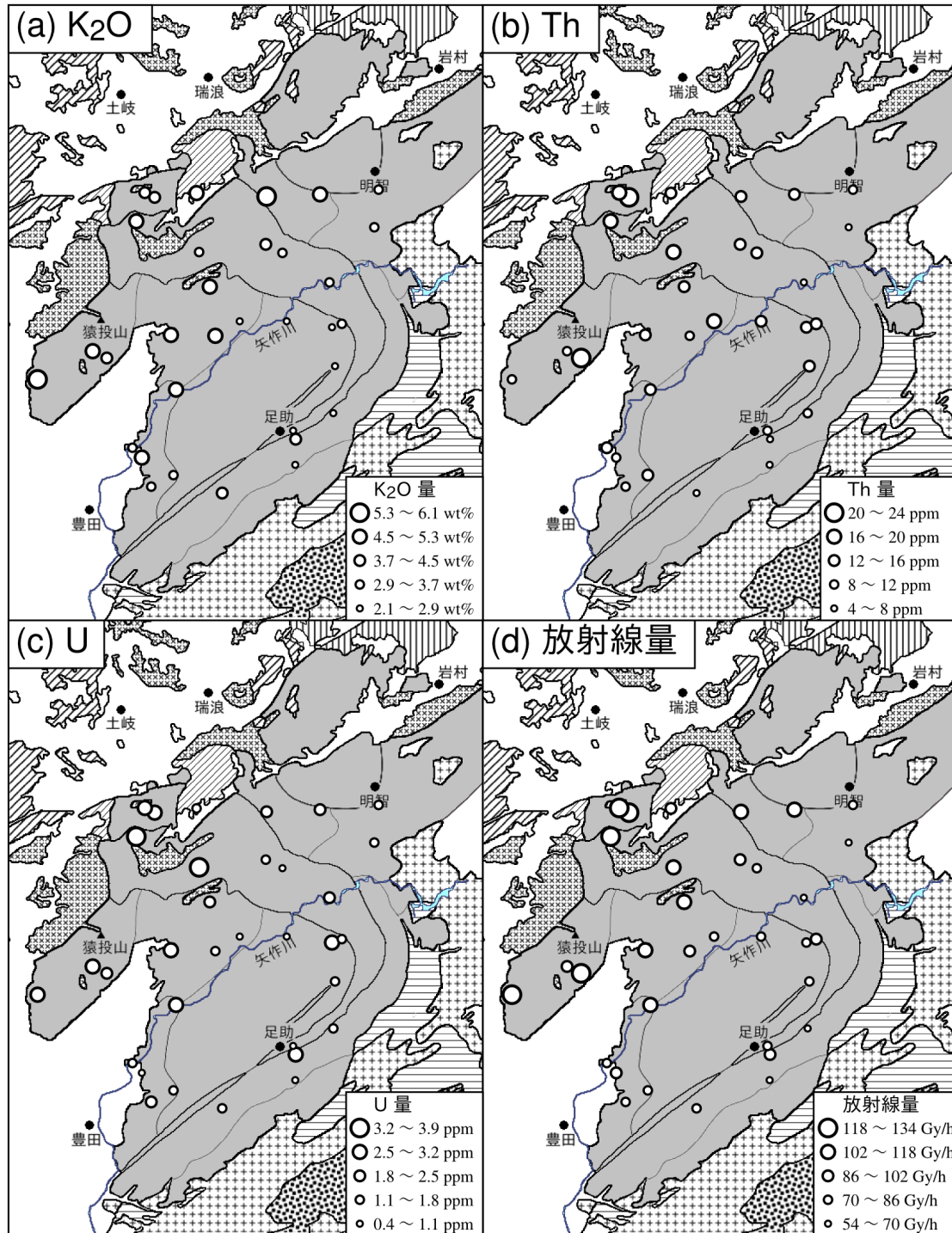


図 3. 伊奈川花崗岩の K₂O, Th, U 濃度および 1m 高度での放射線量計算値の分布. Ishihara and Chapell (2007) の分析値をもとに作成した.

についても、一般に高シリカの岩石（北西側の地域）で高くなる。多くの花崗岩質マグマは、地殻中下部で部分融解して生成されると考えられているが、彼らはこのような花崗岩質マグマの発生源となった岩石の違いが、この地域の花崗岩類の化学組成上の地域的変化に反映されてい

ると考えた。しかし、これらの化学分析を行った試料の記載（石原ほか, 1969; Ishihara and Terashima, 1977; Ishihara and Chapell, 2007）をみると、その中には、暗色包有岩や、岩脈、苗木-土岐花崗岩の小岩体から採取したものも含まれている。図 2 では、このような岩石を取り除

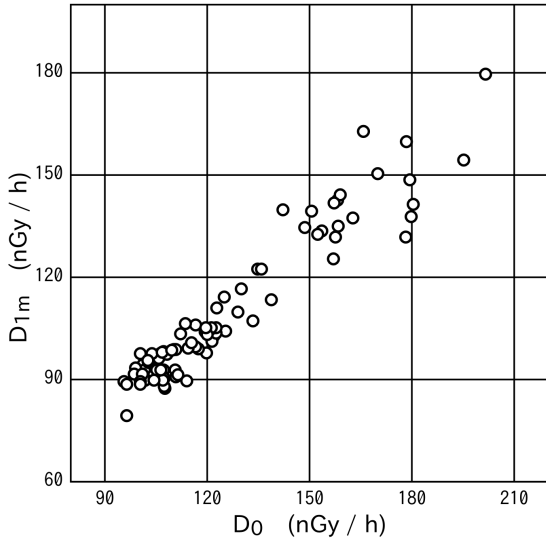


図 4. 線量計を露頭に直接置いた場合と 1m 離れた場合の放射線量の関係。D₀ : 露頭に直接置いたときの測定値, D_{1m} : 露頭から約 1m 離れたときの測定値。

き、真に伊奈川花崗岩と思われる岩石について、地図上に SiO₂ 量に応じてマークの大きさを覚えてプロットした。同様に、K₂O, U, Th の分析値および式 (1) によって推定した放射線量値を地図上にプロットした (図 3a, b, c, d)。SiO₂ 量や放射線元素および計算から求められた放射線量はいずれも、確かに南東から北西方向に増加する傾向が認められるものの、SiO₂ 量や K₂O, U, Th のそれぞれについては、狭い範囲内での変動 (ばらつき) も存在しているようである。一方、計算された放射線量の、南東から北西方向への変化はより明瞭でなめらかである。

3. 放射線量の測定

放射線量の測定には、HORIBA 製 Radi PA-1100 を用いた。CsI (Tl) シンチレーションを内蔵したガンマ線を対象とした簡易タイプの線量計であり、60 秒間の平均の線量値を表示する。線量等量率 (Sv/h) の単位で表示されるが、ガンマ線の場合、放射線荷重係数が 1 なので、その値は吸収線量率 (Gy/h) と同じと理解される。この機種は、エネルギー補償機能はなく、¹³⁷Cs (662 keV) の相対感度で補正しているだけであるが、1 μSv/h に対して、約 1000 cpm 以上の感度があるため、放射線量の相対的な地域変化を把握するには十分であると思われる。

花崗岩類の露頭の上で、60 秒間の測定を 5 回行ない、その平均を求めた。したがって、測定にかかる時間は実質 5 分間で終了し、多数の地点の測定を短時間に実施することができる。線量計の位置として、(a) 露頭から約 1m 離れた位置での測定、(b) 露頭に直接置いての測定、の両方を行った。地面から 1m の高度での測定が標準的であるため、(a) の線量計の位置が望ましいのであるが、このような位置に線量計を置くと、露頭が狭いと低すぎる放射線量が測定されるし、崖がすぐ近くにある場合、地面と崖の両方から放出された放射線を検知するため、放射線量は高すぎる値になってしまう。(b) の位置であれば、そのような露頭サイズや地形による影響は、軽減されると考え、本論では (b) の位置 (露頭に直接置く) での測定値を採用する。図 4 に、2 つの位置での測定値の関係を示した。なお、この図では、露頭が十分に広く、露頭面が平面に比較的近いと判断した測定地点のもののみをプロットした。線量計を露頭に直接置いた場合は、1m 離して測定した場合より、10~20% 程度高い放射線量が測定されている。柴山 (2014) は、大阪市内のグラウンド上において、2 つの線量計位置 (0m と 1m 高度) の放射

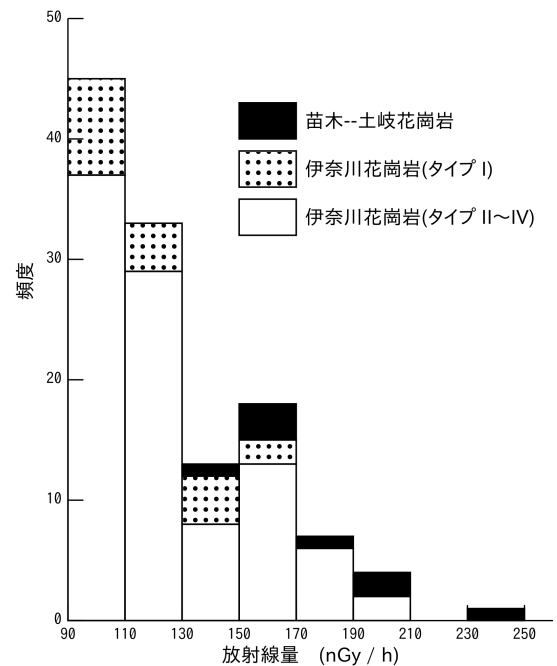


図 5. 伊奈川花崗岩と伊奈川花崗岩域に貫入した苗木-土岐花崗岩の放射線量のヒストグラム。

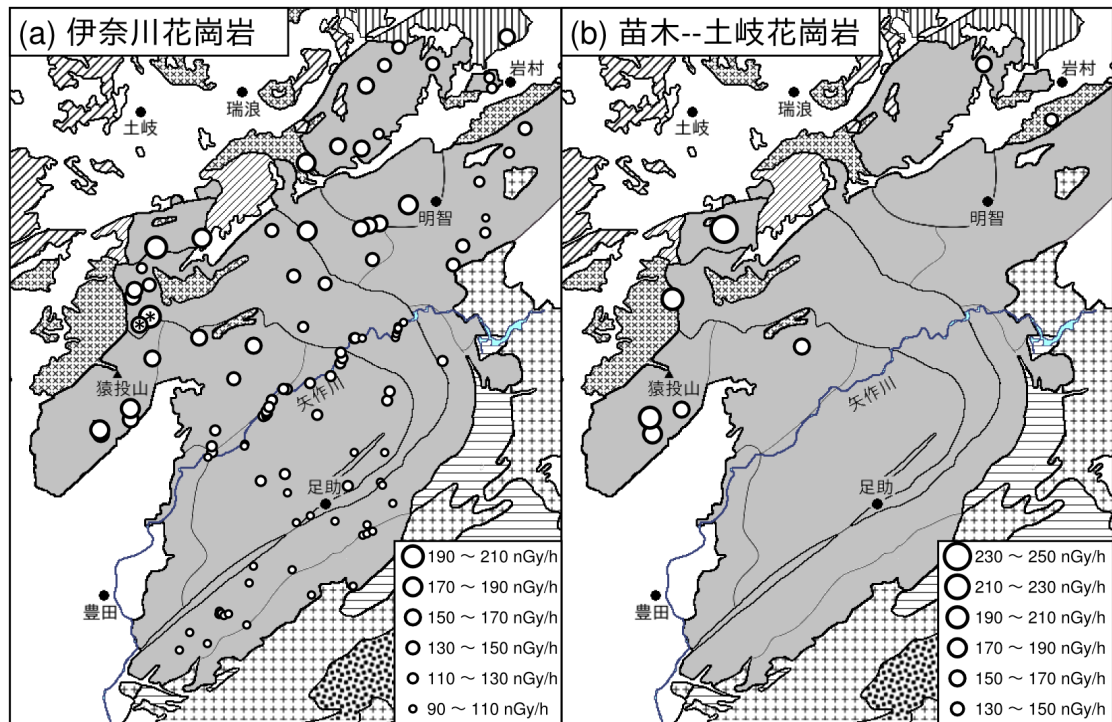


図 6. 伊奈川花崗岩および伊奈川花崗岩域に貫入した苗木-土岐花崗岩の測定された放射線量の分布. (a) において、*のある2つの地点は、地質図ではタイプ I 内にあるが、測定した露頭はタイプ III であった。

線量を測定しているが、1m 高度では地表面より約 15%減衰すると述べており、これは今回と同様な結果である。

4. 結果と考察

伊奈川花崗岩 115 地点および伊奈川花崗岩体内に貫入する苗木-土岐花崗岩 8 地点で放射線量を測定した。その放射線量値の分布をヒストグラムで図 5 に示した。伊奈川花崗岩では、タイプ I (17 地点) とタイプ II~IV (98 地点) に分けて表示した。また、これらの測定地点での放射線量の測定値を図 6 に示した。図 6 では、伊奈川花崗岩 (図 6a) と苗木-土岐花崗岩 (図 6b) に分け、それぞれ放射線量の大きさに応じてマークの大きさを変え地図にプロットしている。

今回の測定結果から、以下のようなまとめと議論が可能である。

1) 伊奈川花崗岩上での放射線量は、95 ~ 202 nGy/h の範囲であり、これは、Ishihara and Chapell (2007) の伊奈川花崗岩の化学分析値 (K_2O , Th, U 濃度) から、式 (1) を用いて計算

された 1m 高度での放射線量 (61~133 nGy/h) と比べると、全体に 1.5 倍程度高い。相対的に高い放射線量が測定された理由のひとつとして、今回の測定は、線量計を露頭に直接置いての測定値を採用しているの、地表 1m の高度の放射線量より高い値になったことが考えられる。しかし、測定時の線量計の位置による違いはそれほど大きいものではない (図 4)。測定された放射線量が化学分析値からの計算値よりやや高くなっている原因として、i) 使用した線量計の問題、ii) 化学分析値の系統誤差、iii) 式 (1) を適用したことによって生じる問題、の 3 つが考えられるが、どれが主原因なのか、今のところ明らかではない。

2) しかし、放射線量の地域的な変化傾向は、化学分析値から計算したもの (図 3d) と今回の測定値 (図 6a) はたいへん良く似ており、今回の測定は、少なくとも相対的には意味ある結果としてとらえてよいだろう。更に、今回は高い密度で測定しているの、より詳しい議論が可能になる。

3) 伊奈川花崗岩の放射線量は、北西部の地域の方が南東部より高い (図 6a)。苗木-土岐花崗岩は伊奈川花崗岩分布域の北西部に限られており、平均的には伊奈川花崗岩より高い放射線量 (141~240 nGy/h) を示す (図 5) ので、伊奈川花崗岩の放射線量が北西部で高くなる原因として、放射性元素に富む苗木-土岐花崗岩から、放射性元素が熱水 (もしくは地下水) に溶脱し、それが伊奈川花崗岩体に移動した可能性を考慮することができる。しかし、そのようなメカニズムによって、放射性元素の移動が生じたのであれば、苗木-土岐花崗岩小岩体の周囲で局所的に放射線量が高くなったり、狭い範囲で放射線量が大きく変動する (熱水もしくは地下水が染み込んだ部分で高くなる) ことがあってもよさそうであるが、実際の放射線量は地域的になめらかに変化しているように見える。また、近傍での伊奈川花崗岩と苗木-土岐花崗岩の放射線量を比較すると、同じ程度か、やや苗木-土岐花崗岩の方が高い程度である (図 6)。したがって、伊奈川花崗岩北西部の放射線量が高いのが、放射性元素が苗木-土岐花崗岩から移動した結果であるとは考えにくい。

4) 伊奈川花崗岩における放射線量のヒストグラム (図 5) をみると、タイプ II~IV においては、130~150 nGy/h の頻度が小さく、バイモーダルな分布であることがわかる。この傾向は特にタイプ I の西側の伊奈川花崗岩で顕著である。タイプ I の西側では、タイプ III とタイプ IV が分布している (図 1) が、これらの伊奈川花崗岩のうち、足助北方のタイプ III では、すべての測定地点で 130 nGy/h 以下であり、逆に、猿投山周辺のタイプ III では、すべての測定地点で 150 nGy/h 以上であった。これら 2 つの分布域に挟まれたタイプ IV においては、その南部で 130 nGy/h より小さく、北部で 150 nGy/h より大きく、130~150 nGy/h の放射線量が測定されたのは、中央部で測定された 1 地点のみである。一方、タイプ I における放射線量は、130~

150 nGy/h の頻度は決して小さくなく (図 5)、また、周囲のタイプ III や IV の放射線量より系統的に低い。

5) 上のことからタイプ II~IV の伊奈川花崗岩分布域を、130 nGy/h 未満の領域、130~150 nGy/h の領域、150 nGy/h 以上の領域の 3 つに区分した (図 7)。図 7 では、130~150 nGy/h の放射線量を示した地点を黒丸で、それ以外を白丸で示している。

6) 放射線量によって区分された 3 つの領域の分布は、タイプ I の両側で連続してしているようにみえる。伊奈川花崗岩の岩型も同様な分布を示し (図 1)、これらのことはタイプ II~IV の定置終了後に、タイプ I が貫入したことを強く示唆するものである。しかし露頭規模ではタイプ IV がタイプ I の片麻状構造を切って接しているのが観察されている (山田ほか, 1967) ので固結したのはタイプ I の方が古いと考えられ、一見矛盾しているようにみえる。ここで、タイ

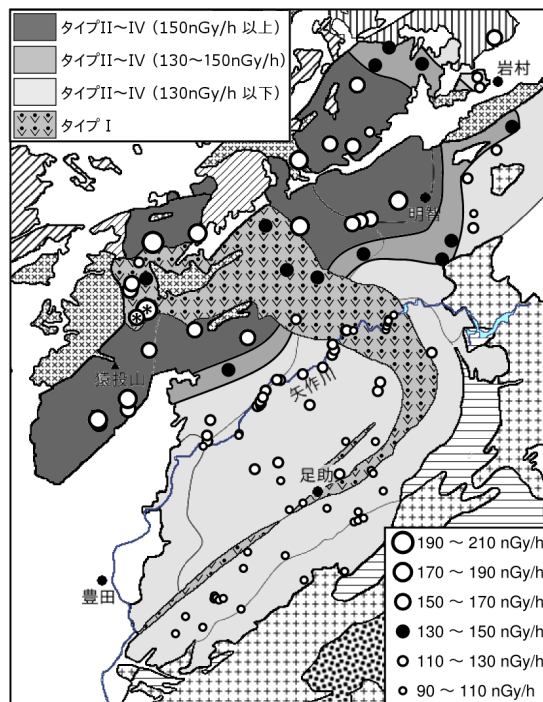


図 7. 伊奈川花崗岩 (タイプ II~IV) の分布域の放射線量による区分. タイプ I はタイプ II~IV の放射線量と連続していない. *のある 2 つの地点は、地質図ではタイプ I 内にあるが、測定した露頭はタイプ III であった。

ブ I ~IV の伊奈川花崗岩は互いに漸移しているので、相対的な貫入の前後関係はあったとしても、大きな時間的間隙なしに全ての岩型の貫入が終了したと考えられる。そして、タイプ IV はタイプ I より珪長質のため、より低い融点を持っている。したがって先に貫入したタイプ IV のマグマの方が後に貫入したタイプ I のマグマより固結したのは後であったために、露頭では局所的にタイプ IV がタイプ I を貫入したという説明が可能である。

7) Ishihara and Chapell (2007) は、この地域の花崗岩類の組成が南東から北西へ変化するの、花崗岩質マグマの発生源となった地殻中下部の岩石の違いを反映していると解釈した。以下の議論では、この解釈に基づいて考察を進めていく。タイプ II ~ IV の放射線量のバイモーダルな頻度分布 (図 5) は、タイプ II ~ IV のマグマの発生源として放射性元素濃度の異なる 2 種類のグループの岩石が存在していたと考えれば説明することができる。具体的には、図 7において、南東部の 130 nGy/h 以下のタイプ II ~ IV の花崗岩のマグマは、放射性元素濃度の低いグループの岩石を主な発生源として生じ、逆に北西部の 150 nGy/h 以上のタイプ II~IV の花崗岩のマグマは、放射性元素濃度の高いグループの岩石を主な発生源とした。ただし、放射線量は南東から北西側に連続的に増加しているので、実際には多かれ少なかれ、両方のグループの岩石がマグマの発生に関与しており、それらの割合が変化しているのであろう。伊奈川花崗岩のマグマの発生源の岩石のうち、放射性元素濃度の低いグループの岩石の候補として、地殻下部を構成している苦鉄質岩が、放射性元素濃度の高いグループとしては、より珪長質な岩石 (たとえば古い時代に形成されていた花崗岩類) が考えられる。当時の地殻中下部において、これらの岩石が空間的にどのように配置していたのかについては、詳しいことはよくわからない。しかし通常は後者の岩石の方が前者より浅部に

位置しているので、伊奈川花崗岩マグマは、北西部の方が南東部より浅い深度で発生した可能性がある。

8) 伊奈川花崗岩は、4つの岩型に区分されており (図 1)、基本的にはそれぞれがひとつの貫入単位として捉えられている。しかし、ひとつの岩型内であっても、放射線量は北西ほど高くなる傾向を示すので、このことはマグマの発生源となった 2 種の岩石の割合が、同一岩型内でも地域的に変化していることを示している。

9) タイプ I は、周囲のタイプ III と IV を切って分布しており、周囲のタイプ III と IV より明らかに放射線量が低い。タイプ I の放射線量のみで比較した場合、やはり北西側ほど放射線量が高くなる傾向が認められるが、タイプ I においては、特に 130~150 nGy/h の頻度が小さいわけではない (図 7)。これらの点でタイプ I は異質であるが、タイプ I の形成に関する詳細については今のところよくわからない。

5. 謝辞

名古屋大学の田中剛名誉教授から、領家帯の広い範囲での放射線量の測定によって、新しい知見が得られるはずだ、というご示唆をいただき、この研究のきっかけになった。ここに感謝します。また、本研究の一部は、文部科学省特別経費「環境研究と環境教育の融合によるエコキャンパスづくり (愛知教育大学)」によった。

6. 文献

- Beck H. L., Decampo J. and Gogolak C., 1972, In situ Ge(Li) and NaI(Tl) gamma-ray spectrometry, HASL-258, Health and Safety Lab., New York.
- 古川雅英, 1993, 日本列島の自然放射線レベル. 地学雑誌, **102**, 868-877.
- 今井 登, 寺島 滋, 太田充恒, 御子柴 (氏家) 真澄, 岡井貴司, 立花好子, 富樫茂子, 松久幸敬, 金井 豊, 上岡 晃, 谷口政碩, 2004, 日本の地球

- 化学図, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ishihara A. and Chapell B. W. 2007, Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan — Revisited. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **58**, 323-350.
- 石原舜三・鈴木淑夫, 1969, 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類. *地質調査所方向*, **232**, 113-127.
- 湊 進, 2006, 日本における地表 γ 線の線量率分布. *地学雑誌*, **115**, 87-95.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久, 2004, 20 万分の 1 地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」, 産総研地質調査総合センター.
- Murakami M, Košler J., Takagi H. and Tagami T., 2006, Dating pseudotachylyte of the Asuke Shear Zone using zircon fission-track and U-Pb methods . *Tectonophysics*, **424**, 99-107.
- 仲井 豊, 1970, 愛知県三河地方の花崗岩類. *地球科学*, **24**, 139-145.
- Nakai, Y., 1974, Compositional variations of the Inagawa granitic rocks in the Asuke area, Aichi prefecture, central Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **69**, 215-224.
- Nakai, Y., 1976, Petrological and petrochemical studies of the Ryoke granites in the Mikawa-Tono district, central Japan. *Bull. Aichi Univ. Edu. (Natural Science)*, **25**, 97-112.
- 仲井 豊, 1988, 3.4 領家帯の火成岩類 (2) 花こう岩類, *日本の地質*, 中部地方 II, 共立出版, 97-99.
- 柴山 慧, 2014, 大阪市内におけるスポーツグラウンドの自然放射線量の測定について. *四天王寺大学紀要*, **57**, 315 - 328.
- 鈴木和博, 2005, 電子プローブマイクロアナライザを用いた CHIME 年代測定. *地質学雑誌*, **111**, 509-526.
- Suzuki, K., Adachi, M., 1998. Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *J. Metamorph. Geol.*, **16**, 23-37.
- 山崎 徹, 2013, 中部地方領家帯, 足助地域に分布する深成岩類の K-Ar 年代. *地質学雑誌*, **119**, 421 - 431.
- 山田直利・河田清雄・仲井 豊・磯見 博, 1967, 東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩. *地質見学案内書*, pp48.
- 山田直利・脇田浩二・広島俊男・駒澤正夫, 1990, 20 万分の 1 地質図幅 飯田, 地質調査所.
- [Home Page]
原子力規制委員会 HP, 放射線モニタリング情報.
<http://radioactivity.nsr.go.jp/map/ja/>