

広島県三次北方の中新世ウラン鉱床の基盤岩類と
庄原市明賀のウラン異常の原因

石原 舜三* 小村 幸二郎*
村上 正**

**Source Rocks of Miocene Bedded-type Uraniferous Deposits in
Northern Miyoshi District and Genesis of Uranium Anomalies
at Myoga, Shobara City, Hiroshima Prefecture, Japan**

By

Shunso ISHIHARA, Kōjirō KOMURA & Tadashi MURAKAMI

Abstract

A new uranium deposit, located in the northern parts of Hiroshima prefecture, western Honshu, is a so-called bedded-type uranium deposit of Miocene in age. Japanese uranium deposits of this type generally overlie Laramide granitic rocks, which are usually high in trace amounts of uranium. Pre-Miocene rocks in the 1/50,000 sheet map, "Kamifuno", are the major subject of this report. The rocks are, in order of generalized sequence, composed of late Cretaceous andesite and its pyroclastic rocks (1%), rhyolitic (welded) tuff (52%) interbedded with sandstone and shale, granite porphyry (8%), quartz diorite to granodiorite (9%), and biotite granite to leucogranite (14%).

Miocene sediments fill small basins developed in all of the above-mentioned rocks, but uranium occurrences are limited in the basal parts of the sediments deposited above a biotite granite mass—namely called Konan pluton. The granite is exposed in a circular form with the diameter of about 6 km. The rock is dominant in vugs and cavities and shows micrographic textures in many places. Compositionally, the rock is slightly high in alkali feldspars and poor in quartz in comparison with similar granites in the Inner Zone of Southwest Japan. These would indicate relatively high contents of uranium and thorium in this rock. However, the rock showed averages of only 2.4 ppm U and 10.7 ppm Th ; while those of other granite masses in the studied area were 4.0 ppm U and 18.5 ppm Th.

The Konan pluton contains "hydrothermal alteration minerals" in almost all places. It is feasible to assume that some of them, especially most of clay minerals would have been formed during sedimentation of the Miocene beds, because the pluton could have been least resistant among the various igneous rocks in the weathering stage. Most parts of the pluton show basin topography at present surface. Low values of uranium and thorium would not reveal the initial contents of the Konan pluton. If so, the uranium value would have been as high as for example 4 to 6 ppm, then leached out during the sedimentation cycle. The leached uranium was circulated in porous beds of the Miocene sediments and enriched in and near the beds.

Uranium anomalies at Myoga occur in altered rhyolitic (welded) tuff of about 10 meters

* 鉱床部
** 技術部

beneath Miocene mudstone. The uranium was originally brought with hydrothermal alteration such as chloritization and sericitization in the rhyolitic tuff. The uranium was removed by argillization during development of Miocene basin, and then scattered around the original alteration bands. The element is now absorbed in clay minerals.

要 旨

広島県三次北方の第三紀中新世の堆積型ウラン鉱床の基盤岩類を調べる目的で、上布野図幅に分布する白亜紀末の流紋岩質火山碎屑岩類、安山岩質火山岩類、および花崗斑岩、石英斑岩から花崗岩(アプライト)に至る貫入岩類などが調査された。ウラン鉱床の直接の基盤である黒雲母花崗岩(口南岩体)はほぼ円形に露出する微文象構造と空隙にやや富む岩体である。その微量のウラン量(2.4ppm)は他の同質岩(4.0ppm)よりもやや低い。口南岩体は周囲の他の基盤岩類よりも風化されやすい組織を示し、この岩体のウランが直上のウラン鉱床の形成に寄与した可能性は大きい。

庄原市明賀の放射能異常は流紋岩質凝灰岩中の弱変質帯に濃集したウランが、中新世堆積盆形成時に粘土化の著しい部分に再移動し、主として粘土鉱物に吸着された結果に原因する。品位は40ppm以下である。

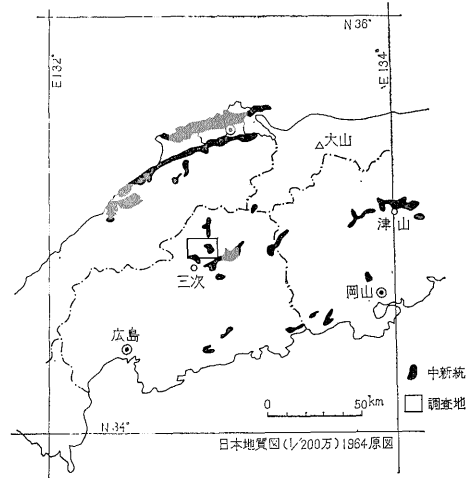
1. 緒 言

鳥取・岡山県境の人形峠地域に堆積型ウラン鉱床が発見されて以来、古瀬戸内盆地の中新世堆積物はウラン探査の対象として注目され続け、とくに炭質物や亜炭を伴う淡水性環境の堆積物が注意深く追跡された。広島県三次北方の含ウラン層はこのような過程のもとに発見されその詳細はすでに報告された(小尾・鈴木, 1969)。

堆積型ウラン鉱床の成因、とくにそのウランの起源には2・3の見解があるが、基盤の構成岩類の溶脱しやすいウランが、そのままその起源である、あるいは溶液中のウラン濃度を高める働きをした、などを考え、ウラン鉱床の形成に基盤岩類が何らかの関係を持つと堆定する地質家が多い。

筆者らは、三次北方の含ウラン層を中心に、上布野図幅のほぼ全域にわたって基盤岩類をしらべた(第1図)。野外作業は昭和42年9月4日~11日、現地8日間でおこなわれた。基盤岩類のほか、庄原東方の明賀でカーボンにより発見されていた弱放射能異常地も調査した。

主調査範囲の上布野図幅には、行政的には三次市の北部、庄原市の北西部、比婆郡口和町・比和町・双三郡君田村・布野村などが主として含まれる。調査にあたっては、当地担当の鉱床部小尾五明技官、当地に詳しい地質部寺岡易司技官の助言をうけた。ウラン・トリウムの分



第1図 調査範囲と中新統の分布

析は技術部望月常一・大場きみじ技官によった。粘土鉱物の同定に関して鉱床部藤井紀之技官の助言を得た。

2. 一般地質

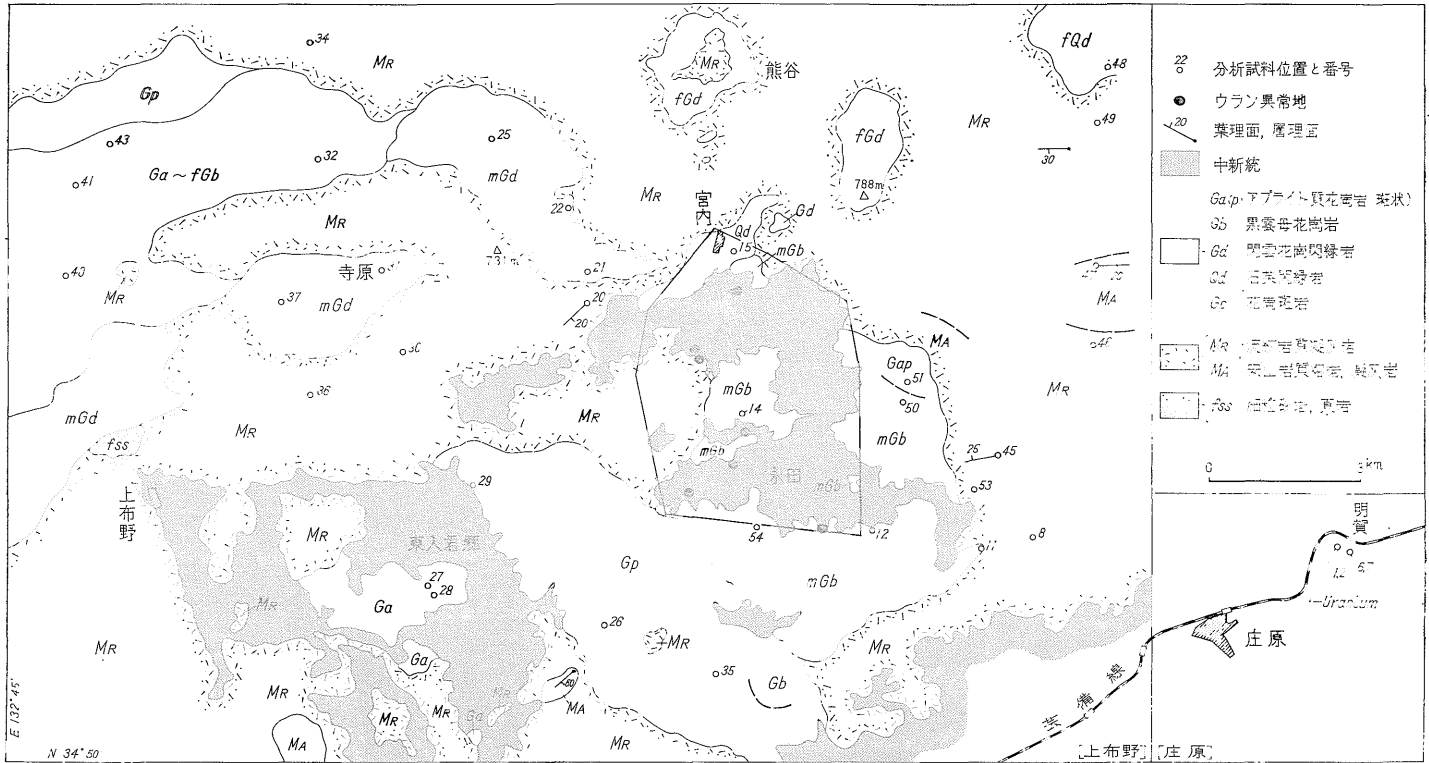
調査地域は中国山地の背稜に近く、中生代末の火山岩類が広く分布する。上布野図幅内の構成岩類は多い順に白亜紀後期~第三紀初期の噴出岩類、同貫入岩類、および第三紀中新世の堆積岩類などである。調査範囲内の340 km²について、それぞれの露出面積比は第1表のとおりである。

高田流紋岩類はほぼ全域にわたって分布し(第2図)、それと密接に関連して花崗斑岩が貫入している。花崗岩類は、多分この地方の浸食が進んでいないために、底盤状の大きな露出を示さない。大局的に、ENE-WSSWを軸に花崗閃緑岩の小岩体が並んで分布し、その両側にはより優白質な花崗岩の小岩体が露出している。南側のもは中新世堆積物に覆われ、その一部に含ウラン層が伴われる。

2.1 先花崗岩類の火山碎屑岩類

調査地域にもっとも広く分布する、いわゆる流紋岩質岩は高田流紋岩類と呼ばれるものである(広島県, 1964)。これは一般に黒色~暗緑色で、部分的に暗赤色をおびることがある。熱水変質作用の程度によって、所によって淡(黄)緑色まで変化する。

葉理面や層理面が明瞭に認められることは少ないが、



わく内は小尾・鈴木 (1969) により精査された範囲

第2図 上布野図幅内の地質略図と分析試料の位置

第1表 調査地域(340km²)内の岩石別の露出面積

岩石の種類			面積比率(%)	合計(%)
第三紀, 中新世堆積岩類			16	16
古 第 三 紀	貫 入 岩	花崗岩類 口南岩体 Ga 入君岩体 } その他 Gb 花崗閃緑岩~石英閃緑岩	6	14 } 23
			1	
			7	
			9	
花崗斑岩			8	53
白 垂 紀 末	噴 出 岩 類	流紋岩質火山碎屑岩	52	
		安山岩質火山碎屑岩	1	
		砂岩・頁岩	—	

部分的には押し潰された軽石と思われる白色のレンズや縞があって、頁岩や安山岩質火山岩類の角礫片(一般に1cm以下)と破片状の珪長鉱物斑晶の存在とともに、本岩類は碎屑起原であることを示している。

破片状の珪長鉱物は一般に径2~3mm以下で、多い順に石英・カリウム長石・斜長石である。調査地域東部の比和川沿いでは、桃色カリウム長石が顕著に認められる部分がある。

鏡下では、自形~破片状の石英と長石類、異質~類質の外來岩片などが微細な碎屑物質に埋められる。マトリックスには、珪長鉱物の結晶や岩片の外形に沿って、波形模様が認められることが多い。

本岩類は一般に多小とも熱水変質作用をうけ、微細な絹雲母・粘土鉱物・方解石・緑泥石などの結晶がマトリックスに生じている。変質作用が著しい場合には、絹雲母と炭酸塩鉱物とが顕著で、黄鉄鉱が伴われることがある。これらは斑晶状鉱物や岩片を交代する形で、またマトリックスでは不規則細脈状の産状を呈する。

以上の流紋岩質凝灰岩中には安山岩質の部分があって、これは広島県地質図で高田流紋岩類より早期の活動物とされている吉舎安山岩類に相当するものと思われる。これは安山岩~石英安山岩の組成を示し、一般に斑状(斜長石の斑晶が主で、斑晶は一般に2×4mm以下)を示す熔岩類、赤褐色のラピリ・サイズ以下の凝灰岩、少量の暗緑色細粒の凝灰岩、などから構成される。

鏡下において、本岩類のもっとも苦鉄質な部分は、一般にドレライト組織を示す輝石安山岩である。本岩類も高田流紋岩類と同様に多少とも変質作用を蒙るが、緑簾石と炭酸塩酸物に富む点で様子を異にする。この相異は原岩の組成の差に起因するものと考えられる。

高田流紋岩類には堆積岩類の薄層が存在している。これらはおもに頁岩・細粒砂岩で部分的には凝灰岩質のことがある。

2.2 貫入岩類

貫入岩類は第2図のように分布し、これらは斑状構造の著しい花崗斑岩とより完晶質の花崗岩類とに2大別することができる。

花崗斑岩はその分布から、火山碎屑岩類と密接な関係を持つものと思われ、花崗岩類より早期の貫入岩と思われる。本岩は、多い順にカリウム長石(15×25mm以下)、石英(7mm以下)、斜長石(6×10mm以下)の斑晶を有し、石基は一般に淡緑色、全体としてより細粒な部分でやや暗灰色をおびる。径数cm以下の消化の良い捕獲岩が認められることがある。

花崗岩類は細~中粒で、一般にやや斑状を呈する不均質な小岩体からなり、浅成相的な外観を呈する。調査地域の北部を東北東に分布する小岩体は、多い順に、細~中粒花崗閃緑岩・細粒黒雲母花崗岩~アプライト・細粒石英閃緑岩からなる。調査地域の南部にも2つの岩株状花崗岩体があって、これらは中新世堆積物に直接におおわれ、本報文にとって重要であるから、それぞれの地名を代表させて東から口南岩体(旧村名)、入君岩体(大字名)と便宜上呼ぶ。以上の花崗岩類のモード組成は第2表の通りである。

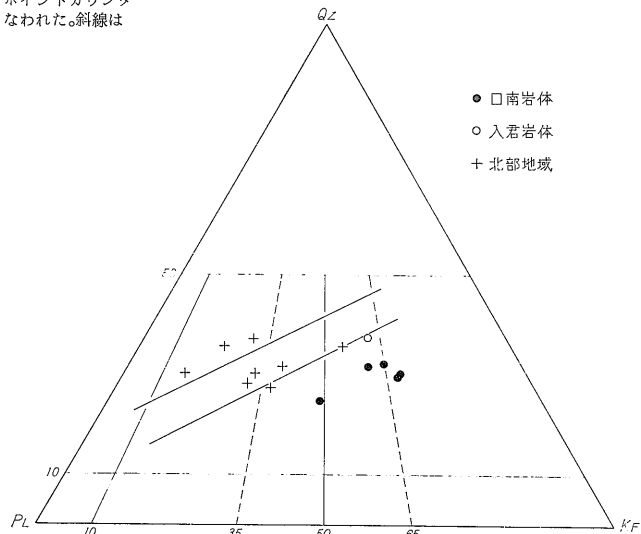
これまでに確認されたウラン異常はすべて口南岩体直上である(第2図)。口南岩体はおもに中粒黒雲母花崗岩からなり、その北東の一部は斑状アプライトである。本岩体の特徴は、岩質的には西南日本内帯の一般の同質岩体に比較して、石英にやや乏しいことであり(たとえば第3図の島根県東部の花崗岩類と比較)、組織について野外で小さな晶洞がやや多いことおよび鏡下で微文象構造の発達が顕著なことである(第4図)。鏡下において本岩のカリウム長石はペルト石構造を示し、その多くは交代性(ALLING, 1938)のものである。また石英中の流体包有物が多い。

以上の現象は、本岩が比較的浅く低温の個所で、アル

第2表 花崗岩類の鉱物容量比(%)

地域と 岩石種	Sample No.	Pl	Kf	Qz	Hb	Bt	Mus	Others	Kf+Qz	Mafic total	Total	Measured points
口 南 岩 体	Ga 67S-12	23.0	42.0	30.6	/	4.0*	/	0.4	72.6	4.4	100.0	2,139
	Ga 67S-14	37.2	35.6	23.9	/	2.4*	/	0.9	59.5	3.3	100.0	2,503
	Gb 67S-50	22.5	46.5	28.9	/	1.2*	/	1.0	75.4	2.2	100.1	2,191
	Gb 67S-51	21.8	46.4	29.4	/	0.9*	-	1.7	75.8	2.4	100.0	2,199
	Gb 67S-54	26.4	40.2	30.5	/	2.6	/	0.3	70.7	2.9	100.0	2,308
入君岩体 Ga	67S-27	23.7	37.8	36.9	/	-	1.1**	0.4	74.7	1.5	99.9	2,210
北 部 地 域	Ga 67S-32	28.4	34.4	34.8	/	1.9*	-	0.5	69.2	2.4	100.0	2,469
	Gb 67S-40	44.7	26.5	26.6	/	1.8*	/	0.4	53.1	2.2	100.0	2,043
	Gb 67S-43	43.9	21.3	28.5	-	4.8*	/	1.6	49.8	6.4	100.1	2,592
	Gd 67S-21	39.1	24.8	29.5	1.0	4.8	/	0.8	54.3	6.6	100.0	2,279
	Gd 67S-25	48.2	21.6	27.7	?	2.4*	/	0.2	49.3	2.6	100.1	2,537
	Gd 67S-31	43.4	12.9	31.4	4.5	6.3	/	1.6	44.3	12.4	100.1	2,218
	Gd 67S-37	49.3	8.5	25.7	6.2	8.9*	/	1.4	34.2	16.5	100.0	2,291
	Gd 67S-39	40.5	17.6	34.2	0.8	6.4	/	0.6	51.8	7.8	100.1	2,277

* 著しい緑泥石化, ** おそらく黒雲母が二次的に絹雲母化
モード分析はカリウム長石を染色の後, ポイントカウンター
により測定間隔 0.5×0.66mm でおこなわれた。斜線は
存在せず, 横線は根跡

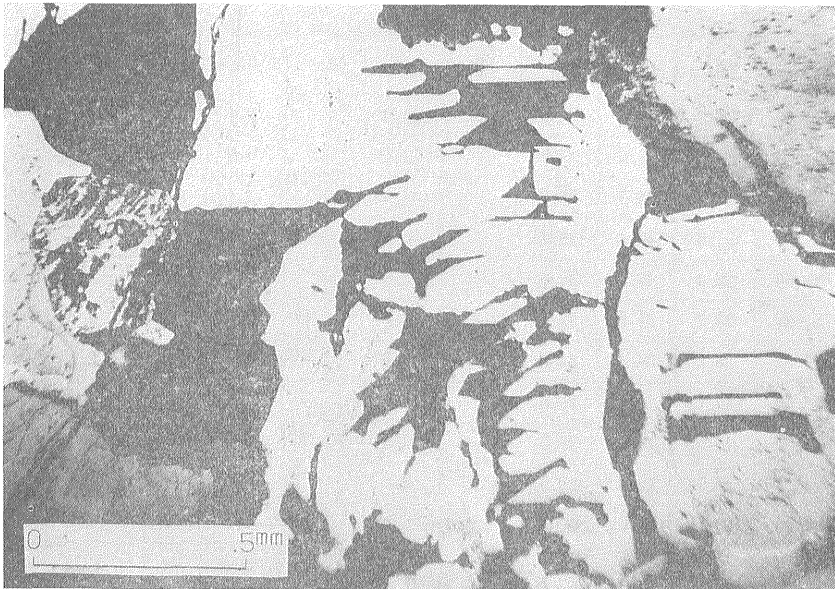


第3図 花崗岩類のモード斜長石-カリウム長石-石英
斜線は島根県東部の花崗岩類の領域 (石原1966)

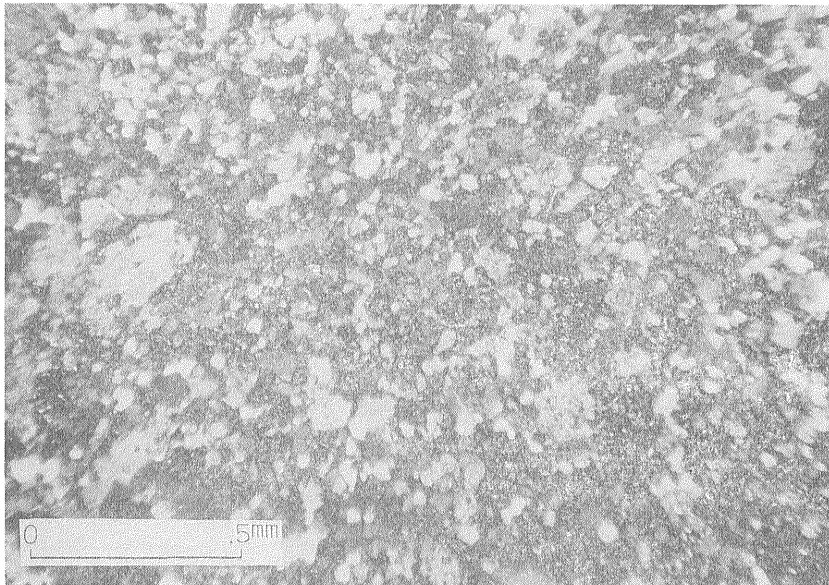
カリにやや富む岩系の残骸から固結したことを示していると考えられ, これまでの経験では (たとえば石原ほか1969), この種の岩石の放射能強度は強く, 微量の U と Th とは高いことが知られている。

本岩はもっとも新鮮な部分でも, 多少とも変質鉱物を生じており, 長石類はおもに絹雲母, カオリナイトを主

とする粘土鉱物, 斜長石に限って微量の炭酸塩鉱物と緑簾石などの微晶を含んでいる。一般に斜長石はカリウム長石より, より著しく変質作用をうけている。黒雲母は緑色黒雲母・緑泥石・緑簾石・不透明鉱物・炭酸塩鉱物・絹雲母などに分解している。以上の変質作用には, 本岩体固結末期の現象のほか, 中新統堆積時とより以後



第4図 口南岩体に発達する微文象構造の一例。白色部は石英，黒色部はAb分子の多いカリウム長石 67S-12 (十字ニコル)



第5図 斜長石の残晶を埋める再結晶石英，カリウム長石と赤褐色黒雲母。67S-9 貝の平 (十字ニコル)

の常温・常圧下のものも含まれていると思われる。

入君岩体はやや斑状を呈するアプライトである。口南岩体に比較して、本岩は、1) アプライト組織を示し、よりち密で、晶洞と文象構造に乏しい、2) より珪質である、3) 石英中の包有物が少ない、4) 変質作用が弱、いなどの相違を示す。本岩は口南岩体と類似のマグマ

から固結したものであろうが、その固結条件(とくに揮発性物質のぬけ出しやすさ)が違っていたものと推察できる。

2.3 火成岩類の晶出順序

広島県地質図によると、広域的な火成活動史は調査地域周辺について、吉舎安山岩類、高田流紋岩類、花崗斑岩

の順であって、花崗岩類がこれらに引続く。花崗岩類はすべて底盤状の大岩体である広島花崗岩類よりも早期の活動物とみなされて、古期,新期,未区分に分けられた。

筆者らの今回の調査は概査の域を出ないので、以上の諸岩石のそれぞれの晶出時期を明確にしえていない。しかし、庄原市貝の平で口南岩体に近接する凝灰岩は著しい再結晶化をうけ(第5図),火山岩類は花崗岩類に先立つ噴出物であることを思わせる。また、入君岩体には花崗斑岩体と類似の岩石が捕獲岩として取り込まれており、花崗斑岩は花崗岩類より早期の晶出物のようである。

以上の結果は、ウラン鉱床の基盤である口南岩体が他の同質岩に比較して、とくに放射性ではないことを示している。このことは下記のUとTh量にも表われている。

3. 火成岩類の U と Th 分布

花崗斑岩および花崗岩類の微量の U・Th 量は第3表の通りである。一般に知られている通り、より苦鉄質な岩相で両元素量は少ない。これらの算術平均値を第4表にかかげる。

第3表 貫入岩類の U と Th 量

	試料番号	岩 石 記 載	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
口 南 岩 体	67S-11	弱変質花崗岩(晶洞多し), 接触面より2cm内側	2.0	8	4.0
	67S-12	同上(文象組織あり)(モード分析参照)	1.8	13	7.2
	67S-14	同上(同上)(同上)	2.7	11	4.1
	67S-50	弱変質アプライト(斑状)(同上)	3.0	11	3.7
	67S-51	同上(同上)(同上)	1.8	9	5.0
	67S-54	黒雲母花崗岩(同上)	3.0	12	4.0
	67S-15	輝石一角閃石石英斑輝岩	0.5	*	
入君岩体	67S-27	弱変質斑状アプライト(モード分析参照)	4.4	13	3.0
	67S-28	ち密質アプライト 岩脈 幅1m	3.6	14	3.9
北 部 地 域	67S-32	細粒黒雲母花崗岩(モード分析参照)	6.6	25	3.8
	67S-40	斑状アプライト質花崗岩(同上)	3.6	17	4.7
	67S-41	アプライト(部分的に弱く緑簾石化, 緑泥石化)	2.1	16	7.6
	67S-43	中粒黒雲母花崗岩(モード分析参照)	3.8	16	4.2
	67S-21	中粒閃雲花崗閃緑岩(同上)	2.2	9	4.1
	67S-22	同上	2.5	10	4.0
	67S-25	角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(モード分析参照)	1.1	6	5.5
	67S-31	中粒閃雲花崗閃緑岩(同上)	2.2	13	5.9
	67S-37	同上(同上)	1.3	12	9.2
	67S-39	中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩(同上)	2.3	13	5.7
67S-48	細粒黒雲母花崗閃緑岩(混成岩?)	2.2	9	4.1	
全 域	67S-26	花崗斑岩	2.5	13	5.2
	67S-29	花崗斑岩(弱く緑泥石, 緑簾石化)	2.1	12	5.2
	67S-35	花崗斑岩	2.0	11	5.5

分析者: 望月常一, 大場きみじ。

* Ti が多いために再検討中のもの。

2.4 火成岩類の放射能強度

ポータブル・シンチレーションカウンター(DCP-5)による岩石別の放射能強度は下記の通りである。流紋岩質火山砕屑岩: 11~22 μ R/hr(平均17), 花崗斑岩: 12~16 μ R/hr(平均15), 花崗閃緑岩: 7~10 μ R/hr(平均8), 北部の花崗岩類: 12~21 μ R/hr(平均16), 口南岩体: 18~20 μ R/hr(平均19), 入君岩体: 11~13 μ R/hr(平均12)。

第4表 火成岩類の平均的 U と Th 量

岩石と岩体名	U (ppm)	Th (ppm)
口南岩体(花崗岩)	2.4	10.7 (6個)
入君岩体(アプライト)	4.0	13.5 (2個)
北部地域	花崗岩	4.0 (4個)
	花崗閃緑岩	2.0 (7個)
花崗斑岩	2.0	12.0 (3個)
流紋岩質火山砕屑岩	3.4	14.8 (9個)

第5表 噴出岩類のUとTh量

地域	試料番号	岩石記載	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
流質	67S-1	“新鮮な”流紋岩質凝灰岩	9.5	34	3.6
	67S-2	同上岩が細脈状に緑泥石(方解石)化をうける部分(幅1cm)	38.2	27	7.1
	67M-7①	変質流紋岩質凝灰岩(30メッシュ以下, 変質鉱物に富む)	25.1	22	0.9
	②	同上, 緑泥石(方解石)細脈の多い部分(幅1cm)	17.4	22	1.3
岩質	67S-20	流紋岩質凝灰岩, 稜理面 N75°E-20°SE (大月北方)	3.1	13	4.2
	67S-30	同上 (君田発電所上流)	3.5	13	3.7
	67S-34	” (神瀬橋たもと)	2.5	19	7.6
	67S-36	” カリウム長石斑晶が明瞭(茂田南方)	4.5	18	4.0
	67S-45①	” 灰色部, 幅 4cm (比和川沿い, 山奥)	2.1	11	5.2
	②	” 赤褐色部 (同上)	2.2	10	4.6
	67S-46	” 絹雲母化, 黄鉄鉱染(須川)	3.5	14	4.0
	67S-49	” 石英, カリウム長石斑晶多し(小屋原南方)	5.6	18	3.2
	67S-53①	” (比和川沿い, 濁川北方)	3.8	17	4.5
②	” 幅3cmの黄鉄鉱-緑泥石-方解石変質部(同上)	2.9	15	5.2	
安山岩質岩	67S-6	暗緑色細粒輝石安山岩	0.9	*	
	67S-7	赤褐色安山岩質凝灰岩	1.2	6	5.0
	67S-8	暗緑色細粒輝石安山岩(門田西方)	1.0	*	
	67S-47	石英安山岩質凝灰岩(須川一下古頃間)	1.5	10	6.7
堆積岩	67S-13	凝灰岩質頁岩(貝の平)	3.0	14	4.7

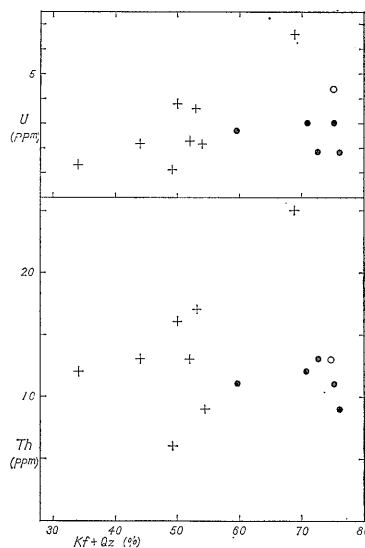
分析者: 望月常一 * Tiが多く, 再検討中のもの

以上の表で明らかのようにUのもっとも低い岩石は, 口南岩体北西部の石英斑瀾岩 0.5ppm で, 花崗閃緑岩 1.1~2.5ppm (7個の平均 2.0ppm), 花崗斑岩 2.0~2.5ppm (3個の平均 2.2ppm), 口南岩体の花崗岩 相 1.8~3.0ppm (6個の平均 2.4ppm), 入君岩体の同岩相 3.6~4.4ppm (2個の平均 4.0ppm), その他の花崗岩相 2.1~6.6ppm (4個の平均 4.0ppm) などが続く。Th量の岩相による変化もUの場合と同様である。

口南岩体が他の同質岩にくらべて両元素に乏しい傾向は, 岩質との関係を示す第6図にも表われている。調査地域の花崗岩類の岩質の変化は, 珪長3鉱物について石英量でほぼ一定で, 長石比で著しいから(第3図), U・Thはカリウム長石あるいは K_2O との相関性に乏しいことを意味し, この事実はこれまでの結果(石原ほか, 1969; 鈴木・石原, 1969)と異なっている。

噴出岩類のU・Th量は安山岩質岩で低く, 流紋岩質岩石で高い(第5表)。流紋岩質岩石のUは2.1~5.6ppmで, 1個の脈状変質部を除くと9個の平均は3.4ppmである。Th/U比は同質の貫入岩類の同比とほぼ同様である。

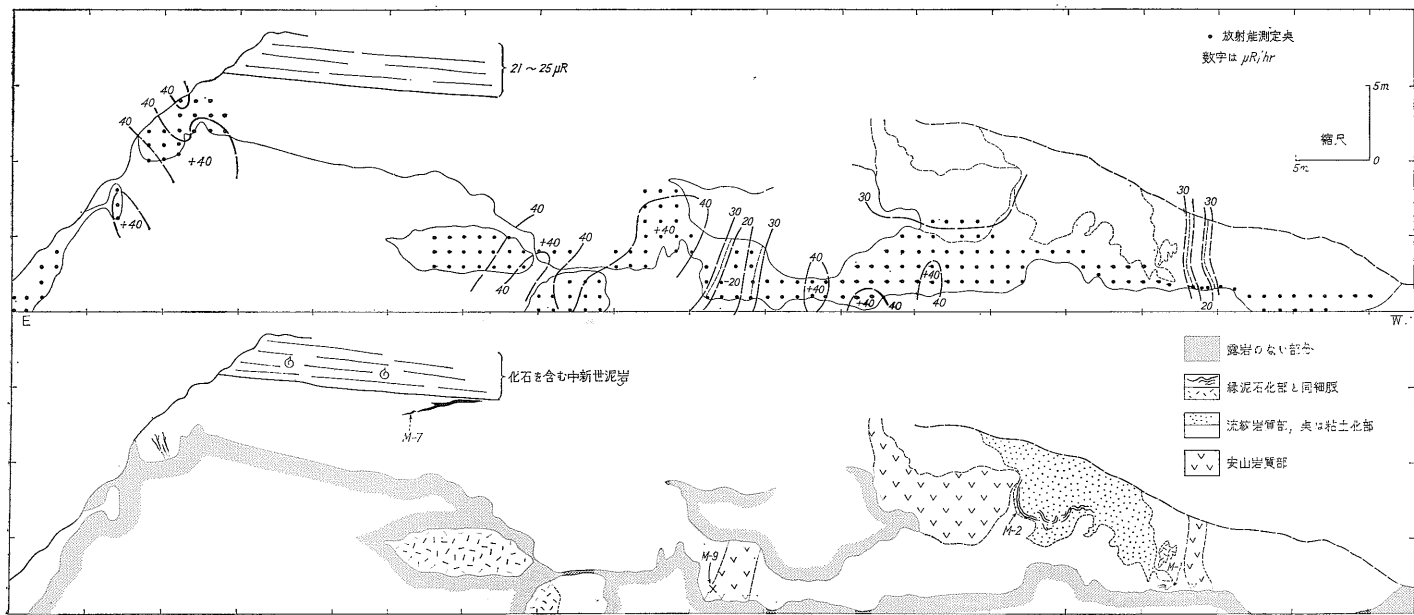
明質の同質岩は新鮮なものでも9.5ppm U, 34ppm Thと両元素に富み, 変質岩はUについて通常値の4倍以上を示した。



第6図 U・Th とカリウム長石+石英との関係

4. 噴出岩類中のU異常

口和町の中新統基底部のウラン鉱床発見により実施された周辺のカーボン調査で, 庄原駅の東方約3kmの採石場で放射能異常が発見された。異常はDCP-5型シンチレーション・カウンターで45 μ R/hr程度で, 同様な異常は比和川沿いの濁川部落北部(67S-53)でも認



第7図 明賀異常地のスケッチ(下)と放射能測定値(上)

められた。

明賀の異常は明賀部落に通ずる西城川上の橋のすぐ南東側の大きな採石場である。そこでは流紋岩質凝灰岩が主として分布し、岩脈状や不規則塊状の安山岩と同質の凝灰岩も認められる。崖の上部には最大厚さ4mの化石に富む中新世の暗灰色泥岩があって、火山岩類を不整合に覆っている(第7図)。

長さ約90mにわたるこの露頭で、安山岩質岩は一般に15~20 μ R/hrを示し、その放射能強度がもっとも低い。中新世泥岩は21~25 μ R/hrで、これに次ぐ。流紋岩質岩は一般に25~40 μ R/hrを示す。この中に40~45 μ R/hrの部分が不規則に存在する(第7図上図)。

このやや高い値を示す部分には、暗緑色を呈するものがある。これは網状~鉱染状に緑泥石(方解石)化の著しい流紋岩質凝灰岩がのちに粘土化をうけた岩石である。脈状部に沿う割目を直接測定すると、その放射能強度は45~50 μ R/hr程度で、一般の粘土化流紋岩質凝灰

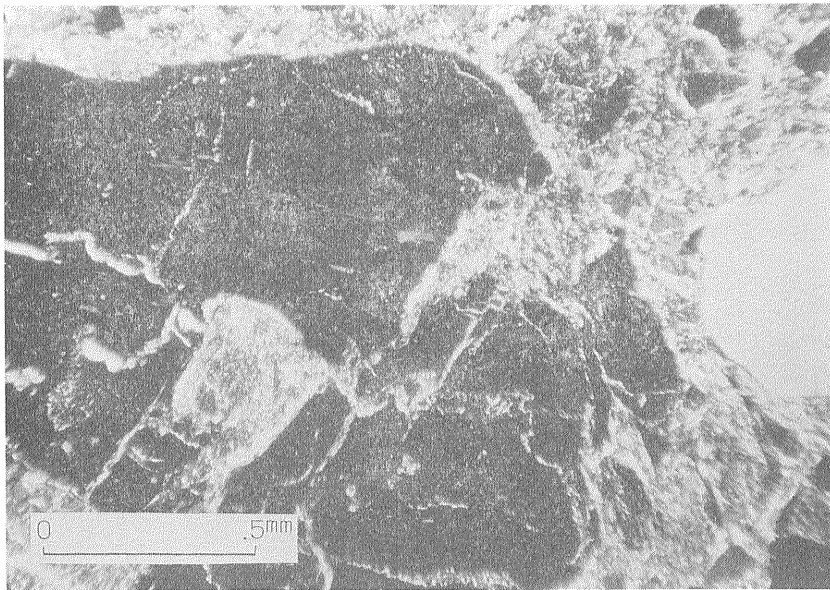
岩中の異常部より、やや高い値を示すことが多い。

野外観察から明賀の異常は、1)粘土化流紋岩質凝灰岩の緑泥石(方解石)細脈の多い部分、2)粘土化流紋岩質凝灰岩、の2つに由来する。

化学分析によると、Uのもっとも高い値は緑泥石(方解石)細脈の多い部分(第5表, 67S-2, 38.2ppm および第6表 67M-9, 40ppm)で得られた。粘土化岩石は25ppm(67M-7①)以下である。

明賀異常地の流紋岩質岩石は多少とも変質作用をうけている。珪長鉱物の破片を埋め、絹雲母の発達が一般に著しい(第8図)。暗緑色を呈する緑泥石(方解石)細脈部は、鏡下で多い順に絹雲母・炭酸塩鉱物(おそらく方解石)・粘土鉱物・緑泥石などの変質鉱物を含む。これらの変質鉱物はマトリックスを埋めるのみならず、破片状の長石類をも交代する。

粘土化の著しい流紋岩質凝灰岩4個のX線回折によると、絹雲母・カオリナイト・モンモリロン石の回折像が



第8図 カリウム長石の縁に沿って生じた絹雲母 67S-1, 明賀(ト字ニコル)

第6表 明賀異常地の粘土鉱物の種類とU量

試料番号	分析試料の肉眼観察	X線回折結果	U ₃ O ₈ (%)
67M-1①	褐鉄鉱-粘土化流紋岩質凝灰岩	回折線あらかわせず	0.002
②	同上, 30メッシュ以下	混合層粘土鉱物(?)	0.002
67M-2	褐鉄鉱-粘土化流紋岩質凝灰岩(局部的に著しいカオリナイト化)	カオリナイト	0.001
67M-9	緑泥石化→絹雲母化割目(幅1cm)	絹雲母(加水雲母?)	0.004
67M-12	粘土化流紋岩質凝灰岩	モンモリロン石, 加水雲母(?)	0.001

U分析者: 望月常一

第7表 放射能異常試料の微量元素分布

地域	試料番号	Ba	Sr	Li	Mo	B	Cr	V	Ti	Ni	Co	Cu	Pb
庄原市 明賀	67S-53①	360	140	17	1	70	110	22	1,300	22		3	24
	67S-53②	420	130	30	0.7	17	80	30	3,200	5	2.5	5	70
	67M-7①	220		45	0.4	30	30		7,000	4	2.5	25	2,000
	67M-7②	130		50	1.5	160	300	25	1,600	50	3	3	70
	67S-2	250	150	26	0.4	130	100	22	1,900	7	3	3	1%
山口県 長門市 浅井	670821-1	470	230	30	1,000	350	180	1,100	3,700	32	100	7	400
	670821-4	600	210	50	14	85	160	500	7,000	30	50	220	85
	670821-5	450	140	35	0.5	500	160	240	3,000	27	10	33	20
岐阜県 土岐市 定林寺	67T-163①	210			0.4	非常 に少 量	40	25	1,600	3	20	4	120
	67T-163②	250			23		90	25	6,000	5	20	7	250
	67T-163③	1,100	130		1%↑		50		2,600	4	25	3	5%
	67T-163④	850	170		18		300	30	1%	10	58	6	8,000
	67T-163⑤	380	—		80		160		1,600	2	50	9	1%
	67T-163⑥	4,200	620		13		30		1,300	2	5	7	120
	W-1	180	180	12	0.5	17	120	240	6,400	78	50	110	8
	G-1	1,220	250	24	7	1.5	22	16	1,500	1.5	2.4	13	49

Jaco エバート型 3.4m による。下段の値の W-1, G-1 (Fleischer 1965) を標準試料とし、その値をはずれるものには Spex 標準試料を適用した。単位は ppm。空白は検出限界以下、横線は根拠。

岩石記載：山口県長門市油谷町浅井の3個、670821-1；燐灰ウラン鉱-黄鉄鉱含有凝灰岩（発見露頭のピット、0.17% U_s Os, 16ppmTh, 望月常一分析）、4；黄鉄鉱-緑泥石凝灰岩（B グリッド）、5；黒色頁岩（河床）。

岐阜県土岐市国道21号線定林寺露頭、67-T-163①と②；基盤花崗岩、③黄鉄鉱-閃ウラン鉱鉱石、④同低品位部、⑤低品位塊状鉄（原岩はアルゴース砂岩）、⑥合貝化石砂岩。

明瞭である（第6表）。また、加水雲母や混合層粘土鉱物の存在の可能性も認められた。

分光分析法による微量元素の検討は第7表のとおりである。67S-53①は濁川北部の異常地の新鮮な部分で、同②は脈状の暗緑色変質部である。この変質部は流紋岩質凝灰岩中の割目沿いに緑泥石・方解石・絹雲母・微量の黄鉄鉱などを含み、野外で 40~50μR/hr 程度の異常を示した。しかし、この一例（67S-53②）では U・Th とともに異常が認められていない（第5表）。他の微量元素についても、67S-53①と②との間にとくに著しい差が認められない。

この2つの分析例は、たとえば濃飛流紋岩の微量元素（石原、1968）と類似の値を示すから、これらを基準に採用すると、明賀異常値の3例はつぎの特色を示す。Ba はやや減少し、これはカリウム長石の変質によるもので、Sr の減少しているものは斜長石の分解に起因すると考えられる。Li は絹雲母の多いものでやや増加しており、苦鉄鉱物に伴われる Cr, V, Ti, Ni, Co, Cu などは増減が明瞭でない。Pb が 67S-2(約1%)と 67M-7①(0.2%)で多い原因は不明であるが、一部には微量元素の方鉛鉱が存在するかも知れない。

参考までに、山口県長門市油谷町浅井の脇野亜層群中

と岐阜県土岐市の中新統基底部の含ウラン層の結果を、第7表に付記した。この2産地でU品位のもっとも高い鉱石（670821-1と67T-163③）について、MoとPbとがとくに著しい異常を示した。

5. 結 語

上布野図幅内では、白亜紀末の局部的に堆積作用を伴う噴出活動ののち、石英斑瀾岩~花崗岩（アプライト）に至る花崗岩類の貫入が生じた。これらの多くは、その岩相と微量の U・Th 存在量について、西南日本内帯の内側に分布する花崗岩類と同様な性格を持ったものと考えられるが、ウラン鉱床の基盤である口南岩体は、石英（SiO₂）に乏しくややアルカリ岩の傾向を示すものであった。口南岩体は微文象構造と晶洞とに富むから、微量のウラン、とくに溶脱しやすいウランを多く含んでいたであろう。

浸食作用が始まり、口南岩体は径約 6km にわたって露出し、中新世には堆積作用が生じた。堆積盆の発達には広域的な構造運動に基本的には支配されたであろうが、局部的には基盤の岩質に規制されたものと思われる。口南岩体に堆積物が発達する原因は、この岩体が周囲の岩石よりも浸食作用におかされやすい性質を持つことによ

るのであろう。

口南岩体は現在多少とも変質鉱物を含んでおり、新鮮な部分が少ない。変質鉱物のあるもの、とくに粘土鉱物は堆積作用の前後に常温常圧下で生じたものと思われ、その時期に微量の U・Th も移動し、現在にみる両元素にやや乏しい値が生じたと考えられる。

中新統中のウランの起源を基盤を求める考え方に立つ場合に、口南岩体はその産状、組織、岩質の3点で、上布野図幅内の諸岩石中でもっともすぐれた性質を示している。しかし、ウランを沈殿、固着させる環境の方がウラン鉱床の形成により決定的な要素であることはいうまでもない。

明賀の異常は、勝光山のろう石鉱床の形成にもおそらく関係する広域的な熱水変質作用によってUの弱い濃集が生じ、それが中新世堆積盆の発達に伴う粘土化で再移動した結果と考えられる。異常の程度は10万分台で非常に微弱であり、ウラン鉱物は確認されず、Uはおもに粘土鉱物に吸着されているものと考えられる。

(昭和42年9月調査)

文 献

- ALLING, H. L. (1938) : Plutonic perthite, *Jour. Geol.* vol. 46, p. 142.
- 広島県 (1964) : 20万分の1 広島県地質図および同説明書, 広島県, p. 1~182
- 石原舜三 (1966) : 島根県東部の花崗岩類とモリブテン鉱床の地質的位置, *地質雑* vol. 72, p. 553~571
- 石原舜三 (1968) : 岐阜県平瀬モリブデン鉱床の地質的位置, *鉱山地質*, vol. 18, p. 257~272
- 石原舜三・関根節郎・望月常一・大場きみじ (1969) : 花崗岩類中のウラン・トリウム量とその地質学的意義, *地質調報告*, no. 232, p. 179~219
- 小尾五明・鈴木泰輔・清水道也 (1969) : 広島県口和町の中新統中のウラン鉱床, *地質調報告*, no. 232
- 鈴木淑夫・石原舜三 (1969) : 土岐一岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比, *地質調報告*, no. 232, p. 155~168