

用
地
物
産

B. a. XIX.

地質調査所報告 第232号

日本におけるウランの産状

その2

地質調査所

昭和44年3月

Ⅳ. 鉾床各論

この章には、鉾床別の記述が北海道から南下する順序で、地域的にまとめてなされる。一般の鉾床記載と異なる少数の論文も、関係する地域に含められた。

Ⅳ.1.1 北海道瀬棚郡今金町下ハカイマップ川流域のウラン鉱床

成 田 英 吉*

要 旨

瀬棚郡今金町下ハカイマップ川流域のウラン鉱床は、国鉄瀬棚線今金駅の北北西約12kmに位置する。

本鉱床は基盤花崗閃緑岩を不整合に被覆する新第三紀八雲層中に胚胎する堆積性ウラン鉱床である。ウラン鉱床を胚胎する層準は、八雲層下部の基底礫岩の上位に位置する砂岩および淤泥岩層である。

異常値地域は大きく3地域に分かれる。第1異常値地域は南北延長約140mの範囲をしめ、第1・第2の2つの高異常値部分に分かれる。最高異常値は、前者では0.17 mr/h、後者では0.135 mr/hをしめす。第2異常値地域は径約40mの範囲にのび、最高値は0.29 mr/h (0.040% U_3O_8)をしめす。第3異常値地域は南北約410mの範囲にのび、最高値は0.135 mr/hをしめす。

鉱床は、基盤花崗閃緑岩の表面地形に著しく規制されて胚胎しており、緩傾斜部では第1異常値地域第1高異常値部の南部、第2異常値地域南部、第3異常値地域のように異常地帯は拡がるが、ウランの品位は低くなっている。急傾斜部から緩傾斜部に移り変わる地域には範囲は狭まるが、第1異常値地域第1高異常値部、第2異常値地域の北部のような高品位部が形成されている。

ウラン鉱床胚胎層準あるいは近くの層準には硫化鉄鉱・酸化マンガン鉱の存在が認められる。これらの鉱石鉱物とウラン鉱床堆積との関係については今後の問題として考えて行きたい。

本地域のウラン鉱床は全体として低品位で稼行の対象とはなり得ない。しかし八雲層が厚く発達する第1異常値地域、第2異常値地域の南部、第3異常値地域の南西部は現在未探査地域となっているので、今後の主要な探査地域として注目される。

1. ま え が き

瀬棚郡今金町のウラン鉱床については、昭和31年以来資料収集をはじめ、異常値地域概査が行なわれてきたが、昭和35年には種川中流のスカルン鉱化帯に異常値が発見され、さらに昭和38年には下ハカイマップ川中流に異常値点が発見された。昭和40年から41年にかけては、下ハカイマップ川中流地域の異常値点の精査が行なわれている。この報告は昭和38年から40年・41年にかけて行なわれた異常地域の概査、精査の報告である。

今金地域のウラン調査は、筆者のほか、山田敬一・五十嵐昭明・番場猛夫・松村明・斎藤正雄らが行なっているが、とくに下ハカイマップ川の概査は筆者と山田との共同調査研究として行なわれた。また、この調査については今金町役場および種川町加藤国恵氏からいろいろの便宜供与をうけた。これらの方々に厚くお礼を申し上げる。

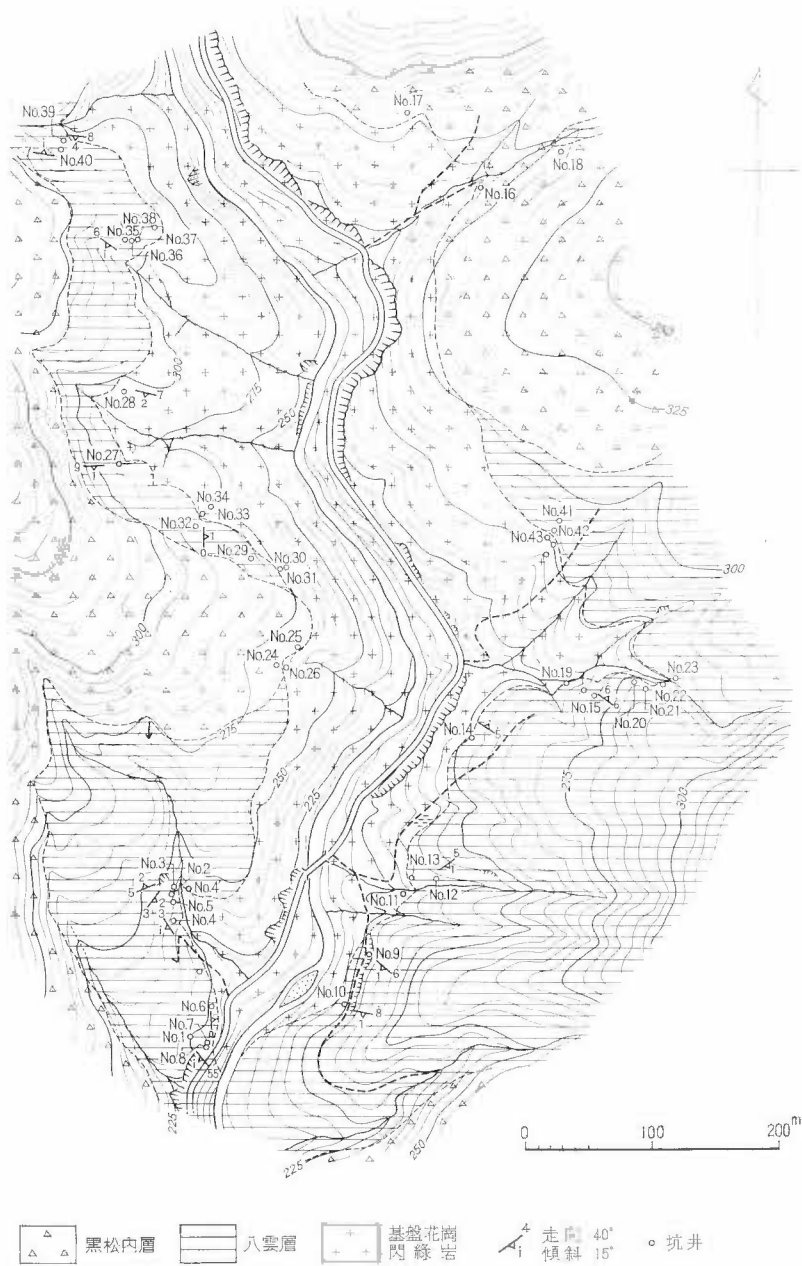
2. 位置・交通

鉱床調査地域は、瀬棚郡今金町字種川に位置し、国鉄瀬棚線今金駅の北北西約12kmの地域にあたる。国鉄瀬棚線種川駅から調査地域までは下ハカイマップ川ぞいに約9kmの林道が通じている。林道は車を通ずる良好な道路で、交通はきわめて便利である。

3. 地 質

今金地域は北海道西部基盤山塊の一地域である大平山塊をしめ、調査地域はその南側の一部をしめる。この地域の地質は窓状に露出する先新第三系基盤深成岩と、これを被覆する新第三系の堆積岩類、火山砕屑岩

* 大阪出張所



第1図 種川下ハカイマップ川流域地質図

類で構成されている。

基盤深成岩は、中粒型、粗粒型の2つの型が区別され、後者は本調査地域に分布する。粗粒型花崗閃緑岩はしばしば巨晶花崗岩・半花崗岩などの岩脈を伴っている。

花崗閃緑岩は、黒雲母・緑色角閃石・石英・斜長石・正長石を主成分とし、燐灰石・楣石・ジルコン・不透明鉱物を伴っている。この花崗閃緑岩は、調査地周辺地域では石灰岩と接触して、銅・鉛・亜鉛スカルン型鉱床を形成し、ときにウラン鉱物(山田, 1962)を伴っていて、白堊紀末の花崗岩と推定される。

新第三紀層には、花崗閃緑岩を不整合に被覆する八雲層と、それらを覆う黒松内層からなる。

八雲層は、基底礫岩層・含海緑石砂岩層・泥岩、あるいは淤泥岩・砂岩の互層からなる。

基底礫岩層は本層の最下部をしめ、下部の花崗閃緑岩を不整合に被覆する。本礫岩層の厚さ、粒度は多様で地域的に異なっているが、礫は基盤花崗閃緑岩が多い。西側地区、南側地区のものは全体に細粒で礫の大きさは 5 cm に達するものもあるが一般には 2~3 cm 程度のものが多い。北東地域のは巨礫を伴う場合があり、時には 80~150 cm に達する花崗閃緑岩の礫を含む。

礫岩層の厚さは、場所によって欠如するが (No. 2, No. 4, No. 23, No. 25, No. 32 坑井), No. 9, No. 20, No. 24, No. 42 坑井では 5~12 cm, No. 39 坑井では 160 cm の厚さをもち全体に薄い。この地域には美利河鉱山新鉱床と同じような地質構成をもつ若干のマンガウ鉱床が存在する (土居, 1961)。含海緑石砂岩層は礫岩層から漸移的に変わっている。岩層の上部は部分的に暗緑色をしめすが、全体に優白質な岩石で、礫岩層の基質と同様な花崗閃緑岩源の石英・斜長石・角閃石・黒雲母などから構成され、海緑石様の粘土を含んでいる。

砂岩・淤泥岩・泥岩、あるいは頁岩互層は本地域に分布する八雲層の主要部分をしめ、凝灰質砂岩・淤泥岩・泥岩・頁岩から構成され、各層は 30 cm 以上の厚さをもっている。本層の下部は一般に暗灰~暗黒色で火山岩源の破片粒状石英や粒状の斜長石を伴っているが全体に基質は長周期の粘土からなり、しばしば多量の海緑石や珪藻を伴っている。この部分はしばしば高い放射能異常をしめず、上部は全体として淡灰色から灰色の岩質をしめす。

黒松内層は本地域内に分布する新第三紀層の最上部をしめ、おもに集塊岩で構成される。しかし下部は八雲層上部の軟質の灰色凝灰質泥岩、淤泥岩と互層し、塊状の集塊岩層に移り変わっている。

集塊岩層は灰色、褐灰色、赤褐色の輝石安山岩の性質をしめしている。

4. 鉱 床

本地域のウラン鉱床は、八雲層下部の暗灰~暗黒色の泥岩、淤泥岩中に胚胎する堆積性鉱床である。異常値を示す八雲層の泥岩、淤泥岩は下ハカイマップ川林道の起点から約 9 km の地点より北に 750 m の範囲にわたって分布する。異常値をしめず地域は大きく 3 地域に分かれている。

第 1 異常値地域、この地域は種川駅から約 9 km の地域にある。この地域に対しては、NNW 方向に約 140 m の範囲に No. 1, No. 2, No. 3, No. 4, No. 4', No. 5, No. 6, No. 7, No. 8 の他 10 カ所の坑井を掘り調査を行った。

No. 8 地点は、昭和 38 年 10 月の核原料資源物質概査によって、山田敬一と筆者とによって発見されたものである。No. 1 から No. 8 地点までの柱状図および No. 8 地点の露頭スケッチを第 2 図および第 3 図にしめた。

この地域の八雲層は厚さ 30~200 cm の第四紀層に覆われ、55~110 cm の厚さで基盤花崗閃緑岩を不整合に被覆する。基盤花崗閃緑岩の地形はきわめて興味ある形態をしめし、No. 1, No. 7, No. 8 坑井付近は急傾斜で、これより北は No. 2 地点まで緩傾斜となり、それより以北はまた急傾斜となっている。

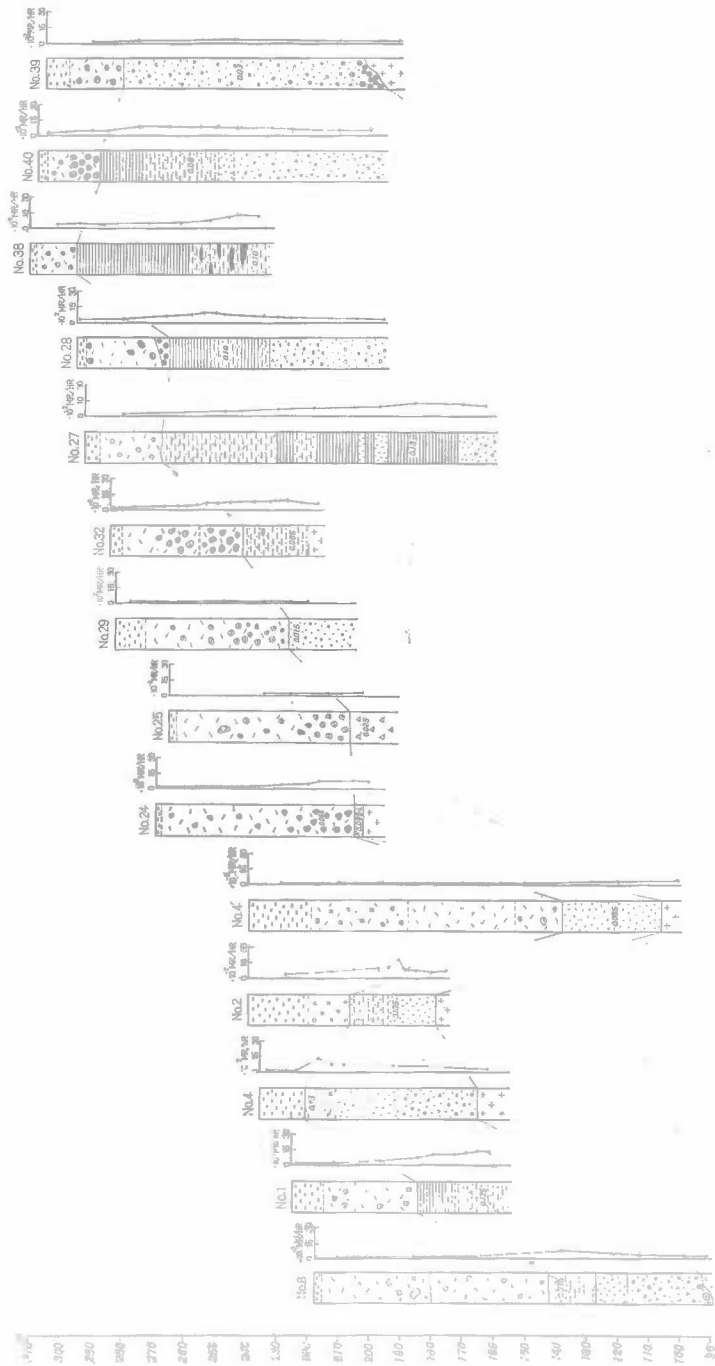
この地域の高異常値点は、No. 1 坑井、No. 2 坑井の 2 地点にみられ、前者は 0.135 mr/h、後者は 0.17 mr/h をしめしている。No. 1 坑井から No. 4 坑井までの基盤花崗閃緑岩平坦地形の部分では放射能強度は低くなっている。

第 1 高異常値部は No. 4 坑井方向を長軸として約 150 m の範囲の延長をもっており放射能強度は No. 2 坑井の 0.17 mr/h を中心とし、その周辺を取りまく第 2 露頭、No. 4 坑井では 0.04 mr/h、0.085 mr/h、0.13 mr/h と減少している。

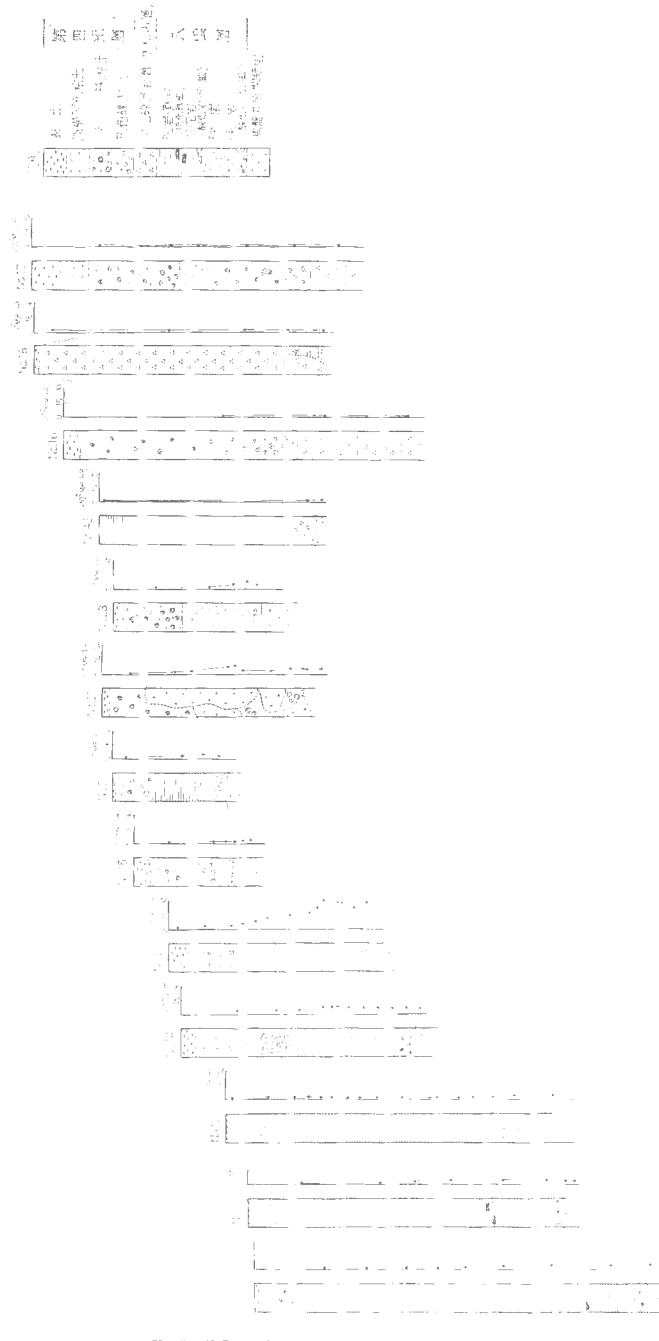
第 2 高異常値部は No. 1 露頭の西端方向に長軸をもって延長する。放射能強度は No. 1 坑井 0.135 mr/h を中心とし、No. 8 坑井 No. 1 露頭、No. 6 坑井、No. 7 坑井ではそれぞれ 0.075 mr/h、0.06 mr/h、0.04 mr/h と減少している。

この 2 つの高異常値部は柱状図にみられるように、その胚胎の層準を異にしている。八雲層は一般に基盤花崗閃緑岩を不整合に覆って下部から基底礫岩・砂岩・淤泥岩・頁岩の順に重なっているが、第 1 高異常値部は礫岩の上の砂岩層にみられ、第 2 高異常値部は砂岩の上部をしめる淤泥岩中に胚胎している。各高異常値部の層準には、このような差異が認められ、各高異常値部は単に分離しているだけではなくその形成

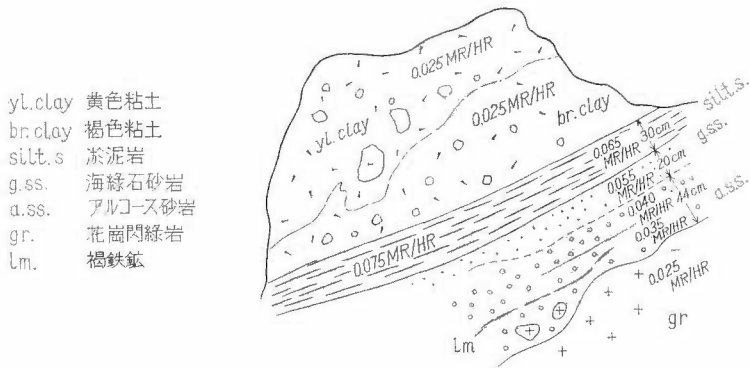
地質調査所報告 (第 232 号)



第 2 図 a

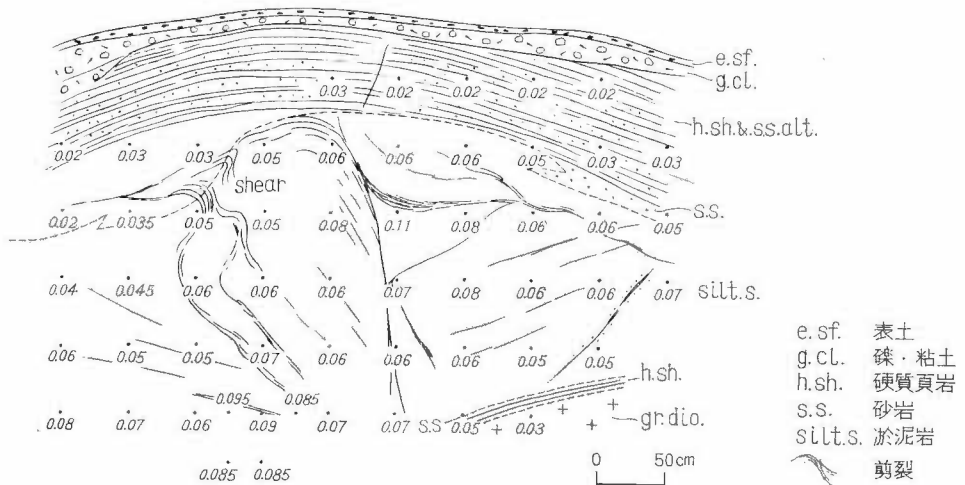


第2図 b 坑井地帯柱状図と地形断面
 左のスケールは柱状図の縮尺は1/50
 柱状図の縮尺は1/50



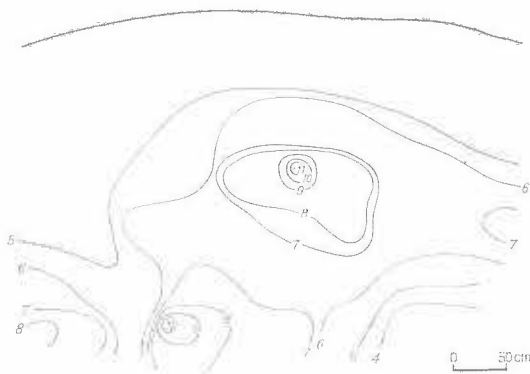
- yl. clay 黄色粘土
- br. clay 褐色粘土
- silt.s 淤泥岩
- g.ss. 海緑石砂岩
- a.ss. アルゴース砂岩
- gr. 花崗閃緑岩
- Lm. 褐鉄鉱

第3図 No. 8 露頭スケッチ



- e.sf. 表土
- g.cl. 礫・粘土
- h.sh. 硬質頁岩
- S.S. 砂岩
- silt.s. 淤泥岩
- 剪裂

第4図(a) No. 19 トレンチ側壁スケッチ (mr/h)



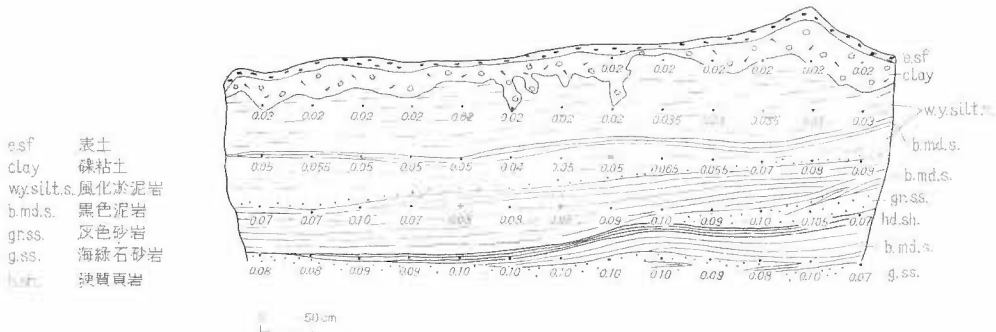
(b) No.19 トレンチ放射能異常($\times 10^{-2}$ mr/h)

過程を若干異にしている。

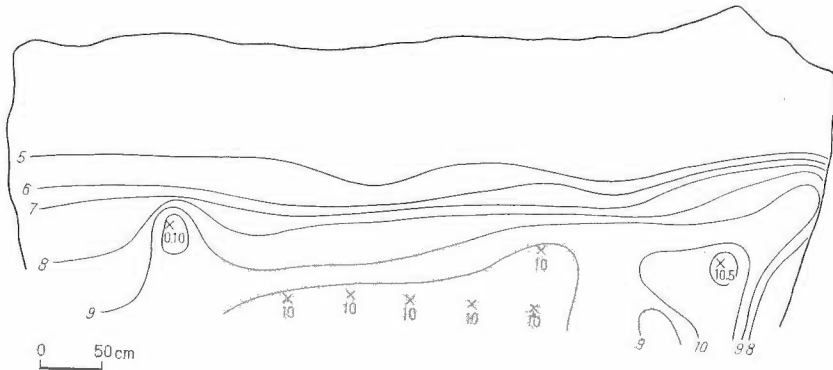
第2異常値地域はNo. 8異常値点から北東方向約40mの地域にあって、No. 9坑井0.29 mr/h からNo. 14坑井0.075 mr/h まで北北東にのびる約90mの範囲に拡がっている。No. 19坑井は、本調査地域で最高値の U_3O_8 0.040%をしめしている。これは第1異常値地域の第2高異常値部と同様に同層準の淤泥岩を母岩として胚胎する。

No. 19トレンチは第4図に示されているように延長約4.5m、高さ約3mの範囲で行なわれた。南側には基盤の花崗閃緑岩がありそれを直接八雲層の硬質頁岩(5~7cm)がおおい、さらに約2.5mの海緑石を含む淤泥岩が被覆し、その上部に硬質の灰色頁岩層(約

北海道瀬棚郡今金町下ハカイマップ川流域のウラン鉱床 (成田英吉)



第5図(a) No. 27 トレンチ側壁スケッチ (mr/h)



(b) No. 27 トレンチ放射能異常 ($\times 10^{-2}$ mr/h)

50cm) がみられる。それらは第四紀層の粘土砂・礫と表土で覆われている。淤泥岩部はしばしばもめている。鉱床の産状はNo. 19トレンチでみられるように必ずしも層理に平行して高品位部がみられるのではなく、全体としてもめた部分が高い値をしめている。また地表から風化された酸化帯までの部分は放射能強度のいちじるしい減少をしめし、酸化帯の範囲では 0.03 mr/h を超える値は得られない。

第3異常値地域はNo. 8異常地点から北方約500mの地域にあって、No. 27坑井 0.0135 mr/h を中心とし北はNo. 40坑井 0.10 mr/h、南はNo. 32坑まで約410mの範囲にわたって分布する。この鉱床も第1異常値地域の第2高異常値部と同様に同層準の黒色淤泥岩を母岩として高品位部を胚胎する。

第27号トレンチは、第5図にしめたように延長約7m、高さ2.5mの範囲で行なわれた。このトレンチでは基盤の花崗閃緑岩およびそれを被覆する八雲層基底の礫岩層は掘り出されていないがそれより上部の砂岩、泥岩と第四紀層とは剝土されている。この他の坑井、トレンチでみられる高異常値部の胚胎層準となっている淤泥岩層は、このトレンチでは細粒になって黒色の泥岩となっている。鉱床の産状は、第1異常値地域第2高異常値部のものと若干異なり、ほぼ地層に平行した形態をとっているが、若干傾斜した高品位部を作っている。

5. 基盤花崗閃緑岩の地形と鉱床の胚胎の状態

基盤花崗閃緑岩の地形は、支所の技術課測量係によって作られた地形図と、井戸掘によって作った第四紀層、新第三紀八雲層の柱状図からの厚さにもとづいて、基盤花崗閃緑岩表面の等高線図によって表わされた(第7図)。この等高線図によれば、基盤花崗閃緑岩の表面は急傾斜を示す部分と緩傾斜をなしている部分とがあり、第1異常値地域、および第2異常値地域はこの急傾斜から、緩傾斜に変わっていく地形的変移部分

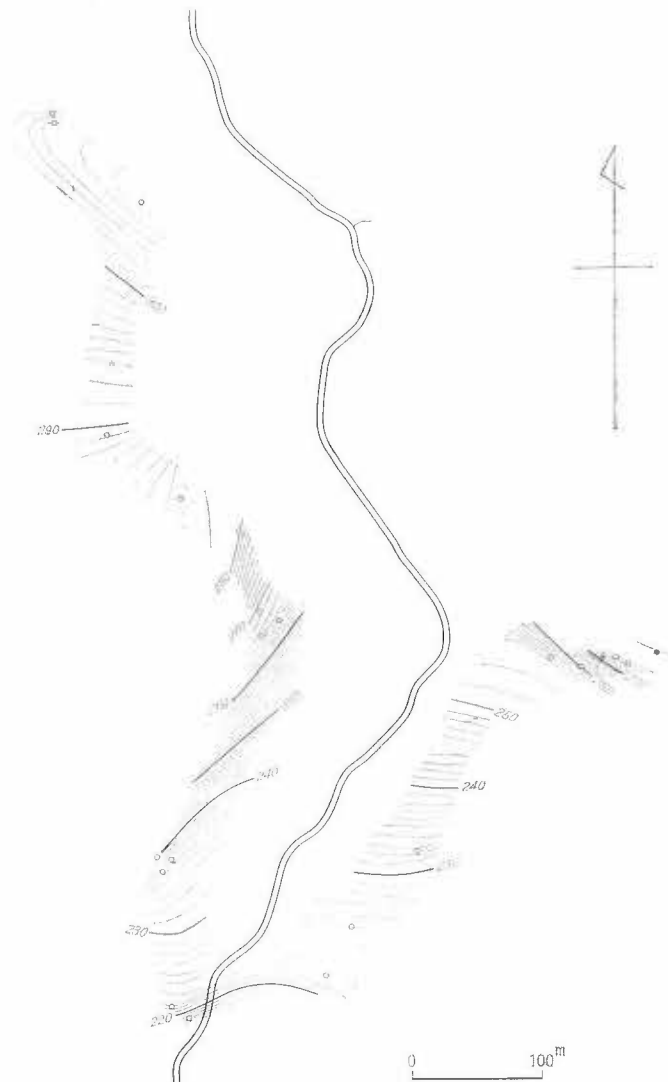


第6図 放射能異常分布図

に認められる。

第1異常値地域第1高異常値部は花崗閃緑岩の 239m から 235m の高さの位置に 0.174 mr/h から 0.13 mr/h の比較的異常値の高い鉱石を濃集するが、その側面では急激に 0.08 mr/h の値に下がってしまう。第2高異常値部の場合も同様で、花崗閃緑岩 223m のところから 215m のところで、0.135 mr/h から 0.075 mr/h のやや異常値の高い部分がみられるが、側方では 0.04 mr/h と低い値になって、側面には拡がっていない。第2異常値地域の場合も同様で、花崗閃緑岩 253m のところから 250m のところに 0.29 mr/h から 0.075 mr/h と比較的値の高い部分が認められ、東側の 274 m の高さのところでは 0.025 mr/h となり側方に拡がっていない。上記資料にもとづいて、各鉱体の延長方向（鉱床のシュート）は図に示した矢印の方向と推定することができる。

しかし第3異常値地域の場合は、第1、第2異常値地域の場合と異なって、後者にみられるような高異常をしめす鉱石が伴われていない、また後者のような狭い分布を示さず延長ほば 400m にわたる広い範囲の異



第7図 基盤花崗閃緑岩表面の等高線図

常値地域を作っている。

このように基盤花崗岩のしめす深部地形は、それがこの鉱床形成を大きく規制したことをしめしている。

①鉱床は緩傾斜部に選択的に拡がって堆積していくが、緩傾斜部の広い場合には鉱体が拡がっていくと同時に品位は低下してくる。

②とくに高異常値部をしめす場所は急傾斜から緩傾斜に変わる地域で、このような場合には上部や側方には一般に拡がらず狭い範囲の鉱体を作り、比較的高い異常値をしめす鉱石を形成している。

③高位品位部は側方には拡がらないなどの特徴があげられる。

6. 鉱石および鉱石鉱物

これらの鉱石はすでにのべたように八雲層中の比較的下部（数 cm～150 cm 前後）にみられる泥岩・淤泥岩・砂岩で、一般には基底礫岩、砂岩の上位に位置する凝灰質淤泥岩であるが、第1異常値地域第1高異常

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 ウラン 鉱石 分析 値

番 号	鉱 石	U ₈ O ₈ %		採 取 場 所
No. 1	凝灰質砂岩	0.013	(0.125 mr/h)	今金町下ハカイマップ川第 1 異常値地域 No. 2 坑井
No. 2	黒色淤泥岩	0.020	(0.175 mr/h)	今金町下ハカイマップ川第 1 異常値地域 No. 2 坑井
No. 2	〃	0.009	(0.125 mr/h)	〃
No. 4	〃	0.008	(0.075 mr/h)	今金町下ハカイマップ川第 1 異常値地域 No. 4 坑井
No. 19	黒色泥岩	0.041	(0.29 mr/h)	今金町下ハカイマップ川第 2 異常値地域 No. 19 坑井

第 2 表 マンガン 鉱石 X線資料 (Fe/Mn)

1		2		3	
d	I	d	I	d	I
				4.40	22
		4.08	2		
		3.425	2	3.43	12
		3.346	1	3.33	40
3.079	100	3.096	10	3.109	100
		2.651	0.5		
		2.537	1		
2.405	23	2.396	6	2.403	28
		2.193	3		
2.113	17			2.112	18
2.108	17	2.108	4		
1.976	13	1.964	4	1.976	8

1. 下ハカイマップ No. 15 坑井のパイロルース鉱
2. Pyrolusite (Fleischer & Richmond, 1943)
3. 福島県玉路鉱山産パイロルース鉱 (岡田, 南部, 1962)

ものがときに認められる。この鉱石の周辺には塊状、レンズ状、細脈状の形態を問わず 1 cm 前後の石礫石化した粘土を伴っている。この硫化鉄鉱は白鉄質のもので風化しやすく、2~3 日中には分解してしまう。

このほか透明鉱物には斜長石・石英・モンモリロン石・混合層粘土(第 3 表)がみられる。斜長石は花崗閃緑岩源のものでなく火山性の柱状斜長石が多く、この淤泥岩が火山源の凝灰質淤泥岩であることをしめしている。石英は破碎状のものが多く。この淤泥岩の基質はモンモリロン石質粘土でしめられる。海緑石よう細

値部の場合のように下部の砂岩に濃集するものがある。これらの鉱石の分析値は第 1 表にしめした。

鉱石中の鉱物にはウラン鉱物は認められなかったが、硫化鉄鉱、二酸化マンガン鉱などの不透明鉱物が認められる。二酸化マンガン鉱は No. 15 坑井の基盤花崗閃緑岩上に数 cm の粘土層をはさんで 5 cm 程度の厚さのものがみられるほか、No. 21 坑井中の基底礫岩層中の礫に膜状をなして附着しているものがある。これらは X線回折の結果パイロルース鉱であることが明らかになった(第 2 表)。このような二酸化マンガンを伴う坑井地域には異常値が認められないので、ウラン鉱物は二酸化マンガン鉱とは共生しないようである。硫化鉄鉱は No. 9, No. 10, No. 14, No. 19, No. 32, No. 38 坑井などにみられる。これは一般に塊状、球状、レンズ状、針状で層理にほぼ平行に胚胎しているが、No. 19 坑井では層理に斜交する細脈状の

第 3 表 第 2 異常値地域 No. 19 坑井の鉱石にみられる長周期粘土鉱物の X線回折資料 (Cu/Ni)

d	28.1	23.2	16.1	9.2	7.8	4.54	4.32	3.37	3.27	3.25	2.61	2.597	2.575	2.470	2.128	1.934	1.900
I	28	25	88	28	28	54	50	100	44	30	30	30	30	25	25	28	28

第 4 表 第 2 異常値地域 No. 19 坑井の鉱石の蛍光分析による微量成分

Cd	Y	U	Ra	Ca	Zn	Zr	Ni	Fe	Mn	Cr	As	In
tr	tr	+	+	tr~+	2+	tr	2+	>3+	2+	+	tr	tr

粒の綠色塊をしめす鉱物はX線回折で長周期の混合層粘土の性格をしめしている。この他多量の珪藻の化石が認められる。ウラン鉱物の存在は認められなかったがおそらく微量成分とし入り得る鉱物は、混合層粘土と思われる。この点については母岩の変質の問題とあわせて今後検討して行きたい。鉱石中の微量成分については蛍光分析で定性した結果を第4表にしめた。

7. おわりに

今金町下ハカイマップ川流域のウラン鉱床は、先第三紀の花崗閃緑岩を不整合に被覆する八雲層中に胚胎する堆積性鉱床である。

八雲層中鉱床を胚胎する層は、下部の基底礫岩層を除いてその上部の砂岩層、淤泥岩層である。鉱床の大部分はこのうちの淤泥岩層中に胚胎し、南北約700mの範囲に分布する。

鉱床は大きく3地域に分かれ、第1異常値地域、第2異常値地域、第3異常値地域が認められた。とくに第1異常値地域は2つの高異常値部に分かれている。

鉱床はいずれも、基盤岩の地形に著しく規制され、基盤地形の緩傾斜になった地域では鉱体は著しく広がるが、品位は低下して行く。とくに富鉱部は基盤岩の急傾斜の地形から緩傾斜に移り変わっていく部分に形成され、第2異常値地域では本地域最高の0.040% U_3O_8 の鉱石を産出する。

本地域の鉱床は全体に低品位で稼行にたえるものは認められないが、第1、第2、第3の各異常値地域南部の鉱体の延びの方向にはいずれも比較的厚い八雲層が分布しており、現在までの調査では未探査地域になっている。この地域は今後の主要な探査地域である。

文 献

- Dor, S. (1961): On the Stratigraphical Situation and Shapes of Pirika Type Neogene Tertiary Manganese Deposits, Southwestern Hokkaido. 地下資源調査所報告, 第25号
- 土居繁雄・他(1961): 今金地域のマンガングル鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第64号
- 松井 愈・他9名(1955): 北海道後志国今金町東北部地質鉱床調査報告, 今金町
- 成田英吉・他8名(1965): 後志国島牧村今金町地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・マンガングル・硫化鉄鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第78号
- 岡田広吉・南部松夫(1962): 福島県玉路鉱山産マンガングル鉱石鉱物組成, 選鉱製錬研究所報告, 第376号, p. 29~38
- 山田敬一(1962): 長万部岳周辺地区金・銀・銅・亜鉛・鉛・硫化鉄・マンガングル鉱床調査報告—Ⅳ瀬棚郡今金町マップ川中流地域の銅・磁硫鉄鉱・マンガングル鉱床, 北海道地下資源調査資料, 第74号

Uraniferous Ore Deposits in the Shimo-hakai-mappu Imagane-cho, Setana-gun, Hokkaido

By
Eikichi NARITA

Noticeable radioactivities have been detected in the Shimo-hakai-mappu area, situated 9 km NNE of the Tanekawa-cho, Setana-gun. Granodiorite mass believed to be pre-Tertiary in age occurs as fenster. Surrounding the mass, sedimentary rocks of Neogene Tertiary (period) develop, which are composed of muddy and pyroclastic materials. Granodiorite described above is covered unconformably by basal conglomerate correlated to the Yakumo formation. Slight radioactive anomaly was detected commonly through the sediments overlying the basal conglomerate, such as arkose sandstone, glauconite sandstone, siltstone, mudstone and so on. The thickness of the sediments showing radioactive anomalies is calculated about 2 m.

Especially more noticeable radioactive anomaly (0.29 mr/h, 0.040% U_3O_8) is recognized in the horizons of siltstone and mudstone. There are three areas showing considerable values of

radioactivities in this region.

Hand specimen from Dai-1 area located in the southern part of the region contains 0.020% U_3O_8 . Dai-2 area is located about 350 m NNE from Dai-1 area, and Dai-3 area is about 450 m NNW from Dai-1 area. In general, higher radioactive anomalies are detected in the horizon of mudstone. Distributions of the facies are regarded to be controlled by deep topographic surface of granodiorite.

IV. 1.2 北海道太櫓地区の地質とウランの産状

佐川 昭*・根本隆文*・盛谷智之**・坂巻幸雄***・中川忠夫****

要 旨

北海道瀬棚郡北松山町太櫓地区の毛無山北側斜面に、1964年以降3カ所の放射能異常点が発見され、それらを含めて一帯の地質精査、研究を行なった。異常点は、中新統の福山層に一対比される含炭質物泥岩・細礫岩・亜炭等のなかに存在し、いずれも基盤の花崗閃緑岩に近接している。ウランの最高品位は、0.12% U_3O_8 、延長は数m以内と、規模の点では直ちに経済的価値を認められないが、良瑠石川異常点からは、道内最初の含ウラン鉱物として、磷灰ウラン石が同定された。現在露出する花崗閃緑岩は貫入岩体の頂部に相当し、構造盆地の形成に寄与したと考えられる断層群により破碎され、かつ深層風化を蒙っている。これらの事実から、他のグリーンタフ地域と同様に、ウランの溶脱、移動、再濃集が、この断層群に沿って行なわれたことが推定され、一般的な鉱床の成因を考える上でも多くの知見を得ることができた。

1. ま え が き

1954年以降、地質調査所と原子燃料公社(当時)が中心となって進められてきた、ウラン鉱床に対する探査・研究活動のなかでも、北海道に関するものは概して副次的な位置しか与えられていなかった。その原因はいろいろ考えられるが、まず、花崗岩類の分布がいわゆる道南地方と日高山脈の一部に局限され、一つの岩体の規模も小さいこと、その岩質が一般に花崗閃緑岩質であること、また、道南ではその周縁の堆積盆地がいわゆるグリーンタフ沈降域の特徴をそなえていて、断裂を伴った基盤の急速な沈降と、その中への尨大な量の火山源物質の供給が行なわれたこと、など、地質学的には、ウランの濃集に好適な条件がとくにみだせなかったことが、もっとも大きかったのではないかと考えられる。

しかし、それにもかかわらず、毎年続けられてきた探査活動の結果、1959年に至って、道南地方今金地区

第1表 太櫓地区関係調査研究一覽表

年	月	内 容	担 当 者	備 考
1964	9	地 質 概 査	佐 川 昭	良瑠石川異常点発見
	10	地 質 概 査	根 本 隆 文	
1965	7	地 形 測 量	山 屋 政 美 村 瀬 田 国 正 昭	1:10,000 および 1:5,000 地形図作成
	8	地 質 精 査	根 本 隆 文 盛 谷 智 之 坂 巻 幸 雄	ガロウノ沢上異常点発見 ガロウノ沢下異常点発見
1966	7	地 質 精 査	根 本 隆 文 坂 巻 幸 雄	
	7	試 錐	中 川 忠 夫	良瑠石川1~3号試錐

化学分析:大場きみじ・望月常一

薄片製作:石川七右衛門・大野正一・村上 正・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治

* 北海道支所
** 地質部
*** 鉱床部
**** 技術部

で、メップ川河岸の含銅緑泥石英脈から、道内最初の放射能異常が検出され、また、同じ年に、久遠西方約15kmの奥尻島の亜炭層中からも微弱な異常が発見されるに及んで、前記の悪条件にもかかわらず局地的にはウランの濃集が行なわれ得る可能性が示された。この事実にもとづいて、道南地方の花崗岩体周縁の探索・研究の必要性が再認識され、その結果、新異常点の発見を含めて、この地域でのウラン鉱床に関する知識は一段と豊富になって現在に至っている。

ここにのべる太櫓地区の調査研究は、この道南地方花崗岩体に対する計画の一環として行なわれたもので、1964年9月、筆者の一人佐川昭による発見以来、第1表にみられるような規模で現地研究が行なわれた。この報文はそれらの結果を、一般地質については主として佐川・根本・盛谷が、異常点については坂巻が、試錐成果については中川が、それぞれ分担して総括したものである。

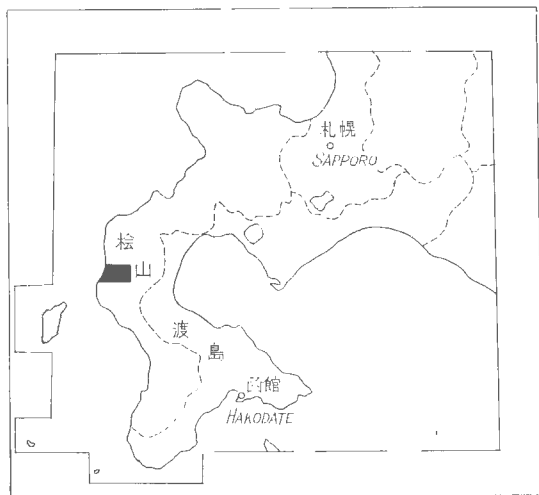
なおこの研究にあたっては、地元の北桧山町役場、東瀬棚管営林署当局から、設営、入山などの面で多くの協力を受けた。また、ほぼ同時期に、周辺地域の図幅・鉱床調査に従事された秦光男・植田芳郎・佐藤博之・吉井守正・成田英吉ほかの諸氏からは多くの有益な助言を与えられ、さらに地質調査所北海道支所の方々からも、資料提供をはじめとする協力を受けた。ここに記して謝意を表する。

2. 調査地の位置・交通

太櫓地区は、北海道後志国(桧山支庁)瀬棚郡北桧山町に属し、日本海岸に面している。

この付近の中心地は、北桧山町の市街地である。北桧山(旧称・東瀬棚)駅からは、国鉄瀬棚線を利用して43km、約80分で函館本線国縫駅に達することができる。また、道南地方の1中心、江差町へは、久遠を経て1日2往復の函館バスの便がある。

太櫓部落へは、北桧山駅前から1日5往復の函館バスの便があり、9km、23分で到達するので、道内としては交通至便の部に属する。しかし、部落から異常点までは、途中の数kmはジープを通じる林道があるが、最後の400m~2kmは、笹藪のなかの踏み跡をたどるか沢沿いの渡渉を行なうよりほかはない。



第1図 位置図

Index map

3. 地形

太櫓地区の地形は、きわめて特徴のある3つの

要素で構成されている。すなわち、河川沿いの低地、海岸段丘、山地である。

低地は、おもに太櫓川沿いに帯状に分布するだけで多くは農耕地となり、河口部付近には小規模な砂丘ができていて、これに対して海岸段丘は、よく発達した3段の段丘面が認められ、それぞれ段丘堆積物を表層にのせる。太櫓川の支谷をはじめとする小河川は、急峻な谷壁をもつ溝状の谷を作って、これらの段丘を下刻しているが、段丘面の大半は現在もよく保存され、牧場・開拓地として一部が利用されている。

山地の主体となっているのは花崗閃緑岩からなる毛無山(816m)である。全体的にはおだやかな山容を示すが、周縁部は数多くの断層群によって截られ、ブロック化しているために、局所的な急斜面や、遷移点を生じている例が多い。

山地と段丘が日本海岸に直面するところでは、おそらく南北系構造線の影響も一部には加わって、典型的な海食崖ができ、毛無山西部の“三九郎歌”付近では比高約150mに達するところもある。太櫓、良瑠石等の部落は、海食崖の下のせまい帯状の浜辺に、貼りつくようにして作られている。

4. 地 質

この地域は基盤をなす先新第三系 (いわゆる古生層) とこれを貫く花崗閃緑岩類, およびそれらを覆う新第三紀層の堆積岩層, 火山岩からなる。第四紀層として, 3 段の海岸段丘堆積物と, それらに対比される河岸段丘堆積物が良く発達している。これは地質図では省略してある。第四紀層を除いた地質の総括を示すと第2表のとおりである。新第三紀層中新統の地層名は, この報告では, A~F 層の記号式命名を用い, それぞれ西南北海道標準層序との大体の関係を併記した注1)。

地質図はおもに佐川昭・植田芳郎¹⁰⁾による5万分の1地質図幅「瀬棚」, および吉井守正・沢村孝之助・村山正郎¹⁰⁾による同じく「久遠」の資料に基づき, これに基盤岩周辺を対象とした筆者らの調査資料を付け加えたものである。

第2表 太櫛地区地質総括表 (第四紀層を除く)
Stratigraphic section of futoro area (Omit the Quaternary)

時 代 Geologic Age		地層名 Formation Name	厚 度 Thickness (m)	柱 状 図 Columnar section	岩 相 Lithology	そ の 他 Note
鮮 新 世 Pliocene	瀬 棚 階 Setana stage	瀬 棚 層 Setana Formation	125+		砂岩・砂質泥岩互層 含軽石鉄 礫岩を挟む 細～中粒砂岩 (斜層理) 細粒砂岩 泥質砂岩 基底礫岩	貝化石
	中 新 世 Miocene	黒 松 内 階 Kuromatsumai stage	F	150+		砂質泥岩～微細粒砂岩 凝灰岩も挟む 一部細～粗粒砂岩
		E	70		軽石質凝灰岩 砂質泥岩も挟む	
福 山 階 Fukuyama stage		福 山 階 Fukuyama stage	D	110		泥岩・黒色火山岩質砂岩互層 礫質泥岩団塊も含む 流紋岩質凝灰岩
	C		玄武岩岩脈・玄武岩質凝灰岩 砂岩・泥岩 基底礫岩			マンガン鉱 Desmostylus sp. Caroharodon sp.
	B		珪藻土質泥岩 (石炭を挟む) 安山岩質凝灰角礫岩 凝灰岩 安山岩 燧岩			
先 新 第 三 紀 Pre-Neogene	基 盤 岩 類 Basement rocks	A	200+		軽石質凝灰岩・凝灰質砂岩 細礫岩 (石灰・泥岩を挟む) 礫岩・砂岩 含炭沙小岩砂岩 玄武岩 燧岩	ウラン鉱
					ホルンフェルス チャート スレート 角閃石黒雲母花崗閃緑岩	

注1) しかし, 精査地域の中新統は, 堆積盆地全体からみた場合は, 局地的特徴の強くあらわれた周縁相にすぎないため, 正確な対比には困難を感じることはなほ多い。とくに, 最近ではA層の一部に, 台島型植物化石の産出も知られてきているので, この地域の地層対比が一部修正される可能性が生じているが, この報告では, 一応従来からの層序区分に従って記載を進めておくこととする。

4.1 基盤岩

先新第三系 いわゆる古生層と呼ばれているもので、良瑠石海岸、良瑠石川流域、ガロウノ沢西側支流の上流にかけ、花崗閃緑岩の上にルーフペンダント状に分布する。本層はおもに粘板岩・チャートからなり、ときに輝緑凝灰岩を挟む。また、その一部は花崗閃緑岩の貫入による接触熱変成を受けホルンフェルス化し、粘板岩には黒雲母を生じている

花崗閃緑岩 この花崗閃緑岩は本地域南西部に広く分布し、主要なものは毛無山山塊をくぐる、長径約10 kmのやや北西-南東方向に伸びた形の岩体である。その他、ガロウノ沢中流など各沢の流域で、新第三紀層の下に地窓状に露出するものもある。

花崗閃緑岩中には、いわゆる古生層が地質図に示すように丸山付近の大ルーフのほか、良瑠石川上流の敷力所で捕獲岩状に産し、また、各所で捕獲岩片として含まれるのが観察される。これらから、現在地表に現われている毛無山の岩体は、花崗閃緑岩貫入岩体の深部でなく、岩株ないしボスの尖頭部を示すものと考えられる

この岩石は、中粒ないし粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母および角閃石を主成分とし、鉄鉱・燐灰石・ルコ・クサビ石を副成分としている。斜長石は自形～半自形、卓状をなし、累帯構造が発達する。石英は他形、半自形、粒状である。カリ長石は他形で他の鉱物の間をみだし、ポイキリチックに包有し、ベルト構造はみられない。黒雲母は葉片状の集合体をなし、褐色である。角閃石は少量で緑色を呈する

花崗閃緑岩は半花崗岩・石英斑岩・玢岩などの岩脈によって貫かれている。また、この花崗閃緑岩体は風化の進んだ部分が多く、とくに断層に沿っては、ボロボロに腐った深層風化帯が形成されている

石英斑岩・玢岩脈 地質図上では良瑠石川上流、小川上流の小岩体を示した。花崗閃緑岩を貫く岩脈として産し、新第三紀層とは小川上流で断層で接し新旧関係は不明である。しかし、岩石が花崗閃緑岩に関連した半深成岩の性質をもつことから、おそらく花崗岩の活動の末期の貫入であろう。小川上流の石英斑岩はやや斑状・完晶質で、石英・斜長石・カリ長石からなり、緑泥石・炭酸塩鉱物化した黒雲母と角閃石様鉱物を含む。

4.2 新第三紀層

新第三紀層は、中新世に属するA・B・C・D・EおよびF層と、鮮新世に属する瀬棚層に分けられる

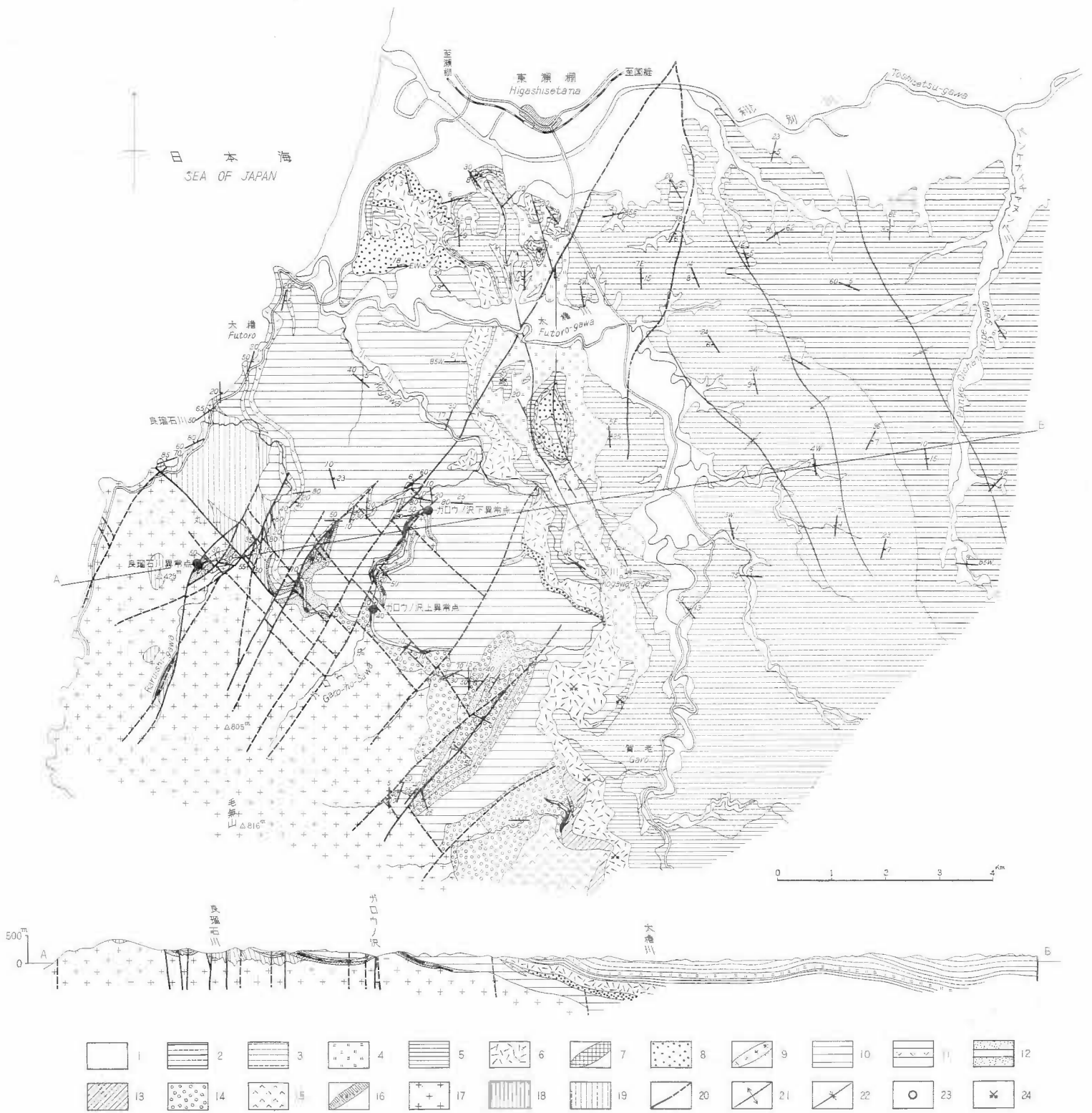
A層は本地域新第三紀層の最下位の地層で、基盤岩類をとりまいて広く分布し、また、一部はB層の下に小窓状に露出する。本層は安山岩・玄武岩の火砕岩・熔岩を主とし、これに堆積岩を伴う火山岩質複合岩層で、下位から、玄武岩熔岩、いずれも炭層を挟む礫岩・砂岩、凝灰質砂岩・細礫岩、シルト岩・砂岩の3者、および本層の主体をなす安山岩熔岩・火砕岩の各岩相に分けられ、それぞれの特徴をあげると次のとおりである。

玄武岩熔岩：本地城南端の賀老部落付近に限って分布する。暗黒色・堅硬な熔岩流をなし、岩石は橄欖石玄武岩である。斑晶は橄欖石からなり、大きさ0.2～1mm、自形で、すべて蛇紋石化・炭酸塩鉱物化している。石基は斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱からなり、ピロタクシチック組織を示す。

礫岩・砂岩：賀老西方に模式的に発達し、前述の玄武岩の上に重なる地層である。全体として安山岩質礫岩で、場所によっては凝灰角礫岩の性質が強まる。賀老西方では礫に安山岩のほか、基盤の花崗閃緑岩・チャートが含まれている。一般に炭質物に富む砂岩を挟み、賀老西方の石炭層は若松炭鉱として稼行の対象となす。また、小川上流では軽石質凝灰岩・同質砂岩が含まれている。

凝灰質砂岩・細礫岩：ガロウノ沢西側支流に模式的に発達し、良瑠石川、ガロウノ沢流域にかけ分布し、これらの場所では、A層の基底部をなしている。前述の礫岩・砂岩とは同時異相の関係と考えられる。石英・長石粒・黒雲母片を含むアルコーズ細礫岩・砂岩、黄色の凝灰質砂岩・凝灰岩、硬質泥岩および珩藻土質泥岩からなり、レンズ状の石炭や植物破片がしばしば挟まれる。地質図では石炭層の層準を示すため誇張して表現してある。本礫層岩層は、A層の主体をなす厚い火山岩層の基底部にあること、分布が局所的・散点的であることから、A層堆積の初期に基盤の局地的な凹所を埋めて堆積した地層と思われる。

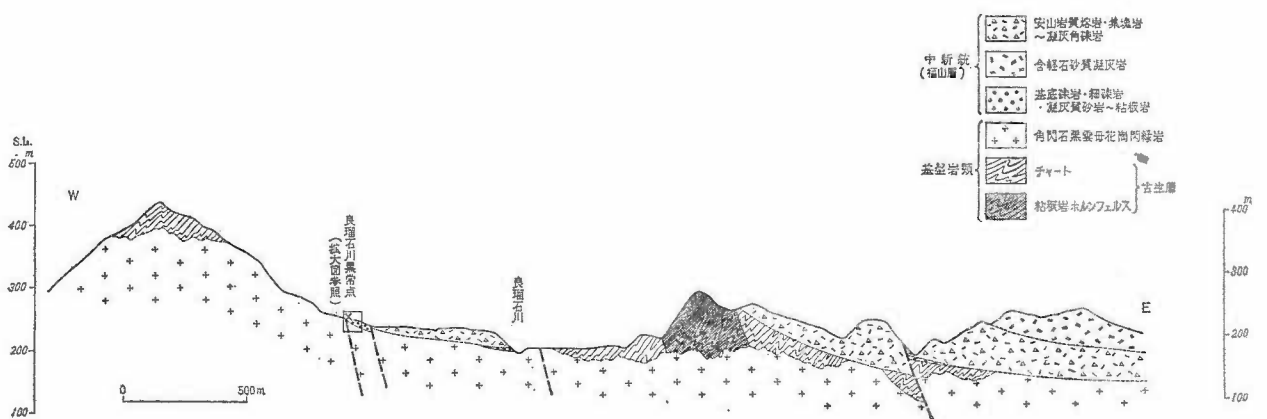
本火砕岩層中に3カ所で放射能異常が認められ、良瑠石川中流支沢の細礫岩中からは燐灰ウラン石 (autu-



- | | |
|-----------------|--|
| 1 冲積層 | Alluvial deposits |
| 2 漸棚層 | Setana formation |
| 3 F層 | F formation |
| 4 E層 | E formation |
| 5 D層 | D formation |
| 6 C層 | C formation |
| 7 玄武岩岩脈 | Basalt dyke |
| 8 B層 | B formation |
| 9 安山岩岩脈 | Andesite dyke |
| 10 安山岩火砕岩 | Andesite pyroclastics |
| 11 安山岩熔岩 | Andesite lavas |
| 12 凝灰質砂岩・細礫岩 | Tuffaceous Sand stone and granule conglomerate |
| 13 含炭シルト岩・砂岩 | Coaly siltstone and sandstone |
| 14 礫岩・砂岩 | Conglomerate and sandstone |
| 15 玄武岩熔岩 | Basalt lavas |
| 16 石英斑岩・珪岩岩脈 | Quartz-porphry and porphyrite dykes |
| 17 花崗閃緑岩 | Granodiorite |
| 18 先新第三系 (チャート) | Pre-Neogene (Chert) |
| 19 先新第三系 (粘板岩) | (Slate) |
| 20 断層 | Fault |
| 21 背斜軸 | Anticlinal axis |
| 22 向斜軸 | Synclinal axis |
| 23 放射能異常地 | Localities of anomaly |
| 24 マンガン鉱床 (廃坑) | Manganese deposits (abandoned) |

第2図 太櫓地域地質図および断面図

Geologic map and profile of Futuro area.



第3図 良瑠石川異常点付近地質断面図

Geologic profile of the area near Raruishi-gawa outcrop.

nite) を産し、ガロウノ沢上および下の各異常点では石炭屑～含炭質物層にウランが含まれている。これらについては別項で改めて記述する。

含炭シルト岩・砂岩：賀老西方に局所的に分布する。石炭を含むシルト岩・砂岩・粘土層・礫岩などの碎屑岩からなる。

安山岩熔岩・火砕岩：A層の主体をなし、分布は広範である。主として安山岩質凝灰角礫岩、同質火山礫凝灰岩・凝灰岩、および安山岩熔岩からなり、一部に岩脈もみられる。一般に非常に新鮮である。小川最上流部では一部に緑色変質した緑色凝灰岩の岩相がみられる。

岩石は普通輝石紫蘇輝石安山岩で、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱からなり、石基は単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱を含み、ピロタキシチック組織を示す。なお、小川上流の変質輝石安山岩は、斑晶は斜長石・輝石で、斜長石は絹雲母化・曹長石化し、輝石は一部に単斜輝石の新鮮な部分が残るほかはすべて緑泥石・鉄鉱・緑簾石で置換されている。石基は斜長石・輝石・鉄鉱からなり、粒状化・鉄鉱化が著しく、二次鉱物の緑簾石も多く生じている。

A層下部の礫岩・砂岩から、本地域南部賀老の沢中流で阿仁合型化石植物群を産し¹⁵⁾、本地域北隣の瀬棚地区の安山岩火砕岩の上部に発達する珪藻土質泥岩からは *Melosira* spp. など多量の淡水棲珪藻を産する⁴²⁶⁾。このようにA層はその産出化石から、ほぼ淡水～汽水成の地層と考えられる。その時代は従来、訓縫層に対比されてきたが、最近この地域を研究している岡幅グループの見解によると福山層に対比される可能性もあげられており⁷⁾、ここでは一応福山層に相当するものとして扱っておく。層厚は200m+である。

B層はA層を不整合に覆っている。本層は安山岩円礫をとする礫岩を基底とし、火山岩質砂岩と黒色泥岩との互層からなり、緑黒色凝灰岩および凝灰質砂岩を挟む。太櫓川北方海岸付近の本層は黒雲母片を多量に含む軟質砂岩からなる。東瀬棚南西方では玄武岩岩脈の貫入を受けている。この岩脈の岩質は橄欖石玄武岩で、斑晶は橄欖石・斜長石・紫蘇輝石・石英からなる。橄欖石はすべて緑泥石で置換された仮像をなす。斜長石は一部緑泥石化・鉄鉱化している。紫蘇輝石は少量である。石英は外来の結晶と思われ、溶融した外縁をもち、その周りにはハロー状にガラス部分がとりまき、ガラス基地に単斜輝石の粒晶が生じている。吉村はこの石英は基盤の花崗岩からとり込まれたものとしている¹⁰⁾。B層の基底部近くの砂岩から *Desmostylus* sp., *Carcharodon* sp., *Pecten kimurai* YOKOYAMA ほかの海棲化石を産し、泥岩部から *Makiyama* sp. を産する。層厚は35m±である。

C層は凝灰岩と、それにはさまれる火山岩質礫岩・砂岩、凝灰質砂岩からなる。凝灰岩は白色流紋岩質-軽石凝灰岩で、少量の黒雲母を含む。一般に軟質であるが、小川中流の凝灰岩は堅硬である。地域北部ではガラス質岩片を多く含む。本層はところによりB層を欠いてA層にアバットして分布する。本層はB層を貫く玄武岩をおおっている。B層最上部および本層下部から、ところによってマンガン鉱を産する⁴²⁶⁾。本層の厚さは変化が多く、小川中流においては30m+であるが、その東方では数mにすぎない。

D層は黒色火砕岩質砂岩・凝灰質砂岩と、帯緑灰色やや堅硬なシルト岩との互層からなり、硬質凝灰岩の薄層をはさむ。砂岩は一般にB層のものよりも細粒である。本層上部の泥岩中に黒色硬質ガラス質団球、安山岩質凝灰角礫岩を含み、またスランピングが認められる。*Makiyama* sp. を産する。小川峠付近で最大層厚30m+と算定される。

B層とD層とは、その堆積相に差はないが、C層はB層を貫く玄武岩をおおうことから、B層は訓縫層にC・D層は八雲層に相当するものと思われる。

E層は7層の軽石凝灰岩と、これにはさまれる凝灰質砂岩・シルト岩からなる。シルト岩から *Makiyama* sp. を産する。凝灰岩は小川峠付近で最大層厚70mを算するが、南北に薄化し、その部分では砂岩・シルト岩部が発達する。

F層は砂質泥岩・珪藻土質泥岩と細～粗粒砂岩との互層からなり、凝灰岩および凝灰質砂岩・泥岩をはさむ。一般に下位から上位に向かい、また南部から北部に向かって粗粒となる傾向が認められる。本層中の凝灰岩のうち、下部の含黒雲母軽石層灰岩、中位の粗粒岩滓凝灰岩および上部の含黒雲母軽石凝灰岩は、それぞれ特徴ある数枚の組合せで、良好な鍵層となる。地域外北方の本層中から *Nemocardium* sp. の単群集を産し、全層を通じ、とくに下部の細粒部から *Makiyama* sp. を豊富に産する。E層およびF層は黒松内層に対

比される。

瀬棚層は F 層を不整合におおって地域東部に分布する。本層に 2 つの堆積輪廻が認められる。堆積輪廻の順序は下から 1) 基底礫岩～泥質砂岩～細粒砂岩, 2) 礫入り砂岩～軽石質砂岩と砂質泥岩との互層となっている。中位の著しい斜層理を有する砂岩を除いて、各層準から海棲化石を産し、その種類も豊富である。次に本地域および周辺地域からの産出化石を示す。

二枚貝・巻貝化石

Acila vigiria SCHENCK., *Nuculana* sp., *Arca* sp., *Glycymeris yessoensis* (JAY), *Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA, *Amusium* sp., *Chlamys swifti* (BERNARDI), *Ch. cosibensis* (YOKOYAMA), *Ch. daishakaensis* MASUDA, *Ch.* sp., *Pecten heterogyptus* YOKOYAMA, *P.* spp., *Patinopecten yezoensis* (JAY), *Anomya lischkei* DAUTZENBERG & FISCHER, *A.* sp., *Ostrea gigas* THUNBERG, *Astarte sulcata* DECOSTA, *A. alaskensis shinadae* KANNO, *A. borealis* (SCHUMACHER), *Venericardia* (*Cyclocardia*) *ferruginea* CLESSIN, *Lucina* sp., *Clinocardium californiense* DESHAYES, *C. chikagawaense* KOTAKA, *Serripes laperousii* (DESHAYES), *Soletellina* sp., *Peronidia* sp., *Macoma tokyoensis* MAKIYAMA, *Mya arenaria* LINNE, *Allopora nagaoui* EGUCHI n.sp. (M.S.), *Modiolus difficilis* (KURODA & HABA), *Mytilus* sp., *Monia macroschisma* (DESHAYE), *Lima goliath* (SOWERBY), *L.* sp., *Puncturella* sp., *Pseudoamiantis taiyensis* (YOK.), *Neptunea* sp., *Dentalium* sp., *Natica janthostoma* DESHAYES, *Mohnia yanamii* (YOKOYAMA), *Terebratulina crossert* (DAVIDSON), *Turritella* (*Neohaustator*) *fertilirata habeii* KOTAKA.

(菅野三郎鑑定ほか) 639

有孔虫化石

Quinqueloculina vulgaris D' ORBIGNY, *Elphidium crispum* (LINNÉ), *E. etigoense* ASANO, *Bolivina decussata* BRADY, *Ubigerina akitaensis* ASANO, *Angulogerina* sp., *Discopulvinulina bradyi* (CUSHMAN), *Buccella frigida* (CUSHMAN), *B. kuromatsunaiensis* SHIRAI (MS), *Epistominella suttsuensis* SHIRAI (MS), *Cassidulina japonica* ASANO & NAKAMURA, *C. setanaensis* ASANO & NAKAMURA, *Hanzawaia nipponica* ASANO, *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB). *C. refulgens* (MONTFORT).

瀬棚層の厚さは 125m + ある。

(白井健裕鑑定) 183

4.3 地質構造

この地域の地質構造は、大局的には南西側の毛無山基盤山地の隆起帯と、東側の新第三紀層堆積盆をつくる沈降帯とに構造区分される。両者の境界は不整合の場合もあるが、基本的には北西 - 南東性の断層で接することが多い。この方向は新第三紀層の構造に反映し、A 層から瀬棚層まで、大局的には北西 - 南東の走向を有し、西から東へ傾く単斜構造を示し、褶曲軸も北西 - 南東性である。

他のこれと交わる方向の構造は、北北東 - 南南西性の断層としてあらわれ、毛無山基盤山地の北縁は 2 つの方向の断層が顕著に発達し、細かくブロック化されている。

5. ウランの濃集部とその特徴

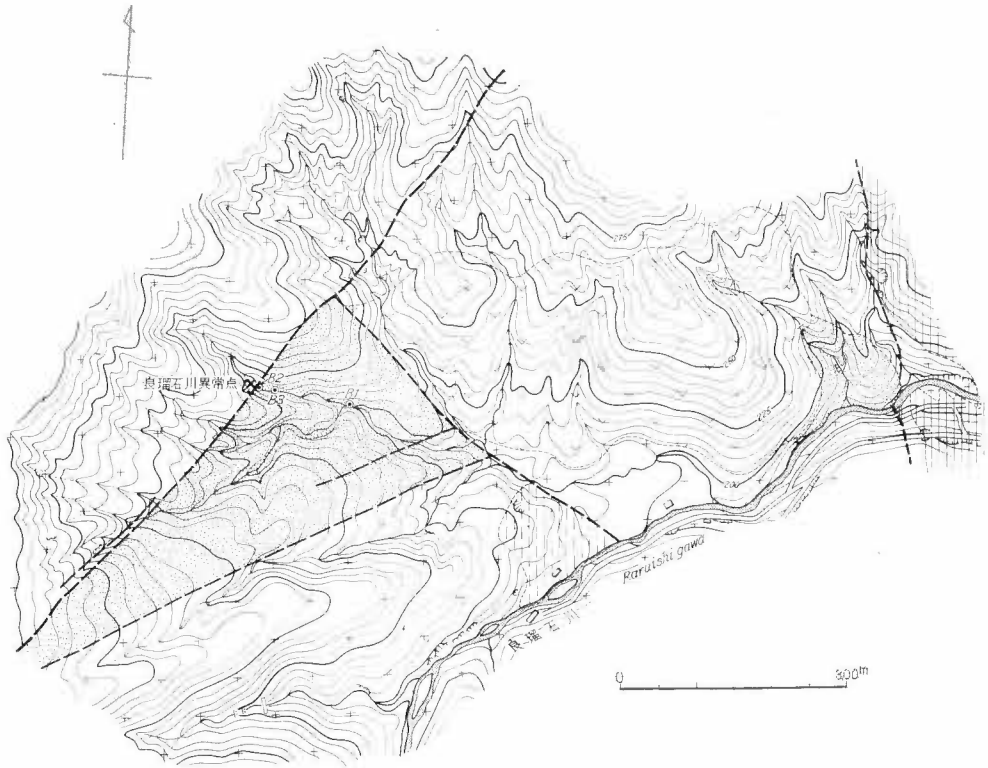
現在までに発見された太櫓地区の放射能異常点は 3 カ所であって、いずれも毛無山北東山腹の、中新統堆積盆地の縁辺部に位置する。それらのおのおのの産状は、次のとおりである。

5.1 良瑠石川異常点

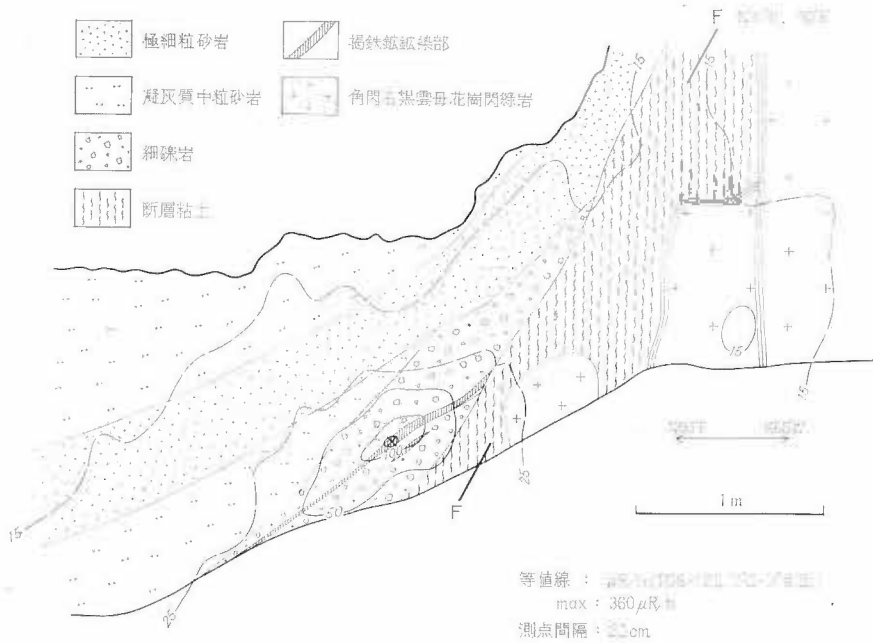
1964年9月、佐川昭によって、この地区で最初に発見された異常点である。太櫓部落南方約 2 km の良瑠石川河口から、さらに約 3.5 km さかのぼった中流部の、左岸側造林地 (毛無山国有林第 41 林班) 内に位置する。

この一帯では、基盤の花崗閃緑岩、一部に古生層の粘板岩ホルンフェルスがみられ、これにアバットして、前述の中新統福山層下部相当とみられる“ A 層”が分布する。

この地区の“ A 層”は、最下部の玄武岩類を欠き、湖成堆積物と推定される含炭質物シルト岩、凝灰質中～細粒砂岩を主体とし、花崗閃緑岩基盤の直上部では、基底礫岩、細礫岩、粗粒アルコーズ砂岩等をまじえる。これらの層厚は基底部を除き約 50～70 m で、そのさらに上位では、緑色軽石質凝灰岩、安山岩熔岩、安山岩質凝灰岩礫岩などの、おなじ“ A 層”のなかでも、よりグリンタフ的要素の強い部分に整合的に移り変



第4図 良瑠石川異常点付近地質図 (凡例は第2図に同じ)
Detailed geologic map around Raruishi-gawa outcrop



第5図 良瑠石川異常点スケッチ
Sketch of Raruishi-gawa outcrop

地質調査所報告 (第 232 号)

第 3 表 燐灰ウラン石の粉末回折線
X-ray powder data for autunite

Day Break (1)		良瑠石川(2) Raruish-gawa		hkl
dÅ	I	dÅ	I	
10.4	100	10.18	100	002
8.72	2			
8.24	2			
6.67	6			011
5.19	50	5.16	46	004
		5.09	43	
4.96	25	4.92	15	110
4.48	20	4.47	5	112
		3.86	2	
		3.67	5	
3.58	45	3.56	23	015
3.51	20	3.51	13	020
3.33	18	3.32	13	022
		3.20	5	
		3.13	2	
		3.04	2	
2.91	6			024
2.86	8	2.85	5	213
2.73	10	2.74	12	017
2.60	2	2.59	2	008
2.50	4			215
2.48	4			220
2.41	6	2.43	2	222
2.30	4			118
2.22	6	2.20	15	224
2.19	6	2.19	17	310
2.17	6			312
2.15	8	2.16	11	217
2.08	16	2.07	14	028, 0.0.10
2.039	6	2.04	8	314
		1.939	4	
1.918	4	1.913	8	029
1.834	2			307
1.787	2			0.2.10
1.761	2			325
1.73	6B			
1.637	8	1.631	6	
1.551	4	1.549	5	
1.515	4	1.512	3	
1.484	2			
		1.430	7	
1.419	4	1.418	5	
1.365	6	1.363	6	

(以下略)

(1) ASTM 12-418 Cu/Ni, Day Break Mine, Wash. U.S.A.

(2) "Geigerflex" diffractometer, Cu/Ni, 8-1-4, 1°-1°-0.4 mm, 2°-2 cm/min, collodion mount.

わる。

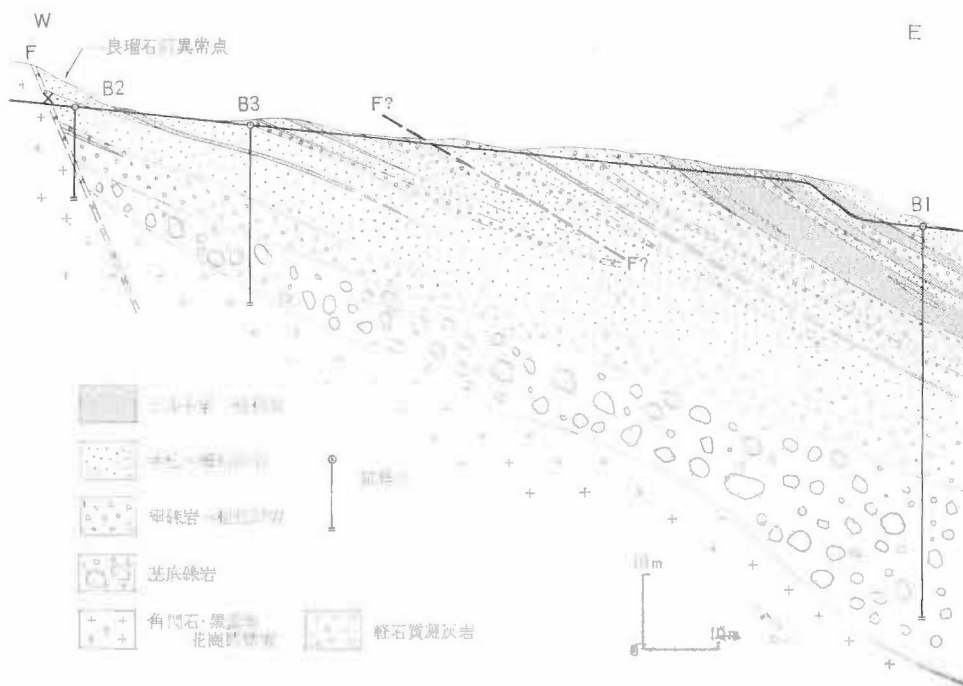
異常は、基底部直上の細礫岩が断層によって花崗閃緑岩と接した部分に発見されている。この断層は巾1～3mの粘土化した破碎帯を伴い、走向N30°E±、傾斜50°E±を示し、約1km以上にわたって追跡できる。異常はこの断層に沿った細礫岩の割れ目をみたした褐鉄鉱に伴われていて、最大値360μr/h(医理学研究所製、TCS-121型シンチレーションカウンタによる。プローブを引き出して測定。以下同様)、分析品位最高0.019%U₃O₈、平均0.005%U₃O₈を与えるが、連続性にきわめてとぼしく、異常部の延長は約2mにとどまる。

ウランの大半は褐鉄鉱およびモンモリロン石に吸着されているが、褐鉄鉱染部を中心とした空隙には、時に径1mm以下の淡黄色、雲母状～鱗片状の燐灰ウラン石の微細な結晶がまばらに着生している。おもなX線粉末回折線は、既知の燐灰ウラン石のデータとよく一致する。

この燐灰ウラン石は、主成分としてウランを含む鉱物としては、道内で初の産出である。

5.2 良瑠石川1～3号試錐

良瑠石川異常点の下流(東)側に、1966年7月に、第6図に示すように3本の簡易試錐を実施した。これは、盆地周縁部の細部構造の確認と、異常の追跡を目的としたものである。その結果、断層の把握、基底部付近の構造の解析については、正確な資料を得ることができたが、試錐孔中に新たな異常は認められなかった。これは、異常の分布が甚だ局限されていることの一つの反映とも考えられる。



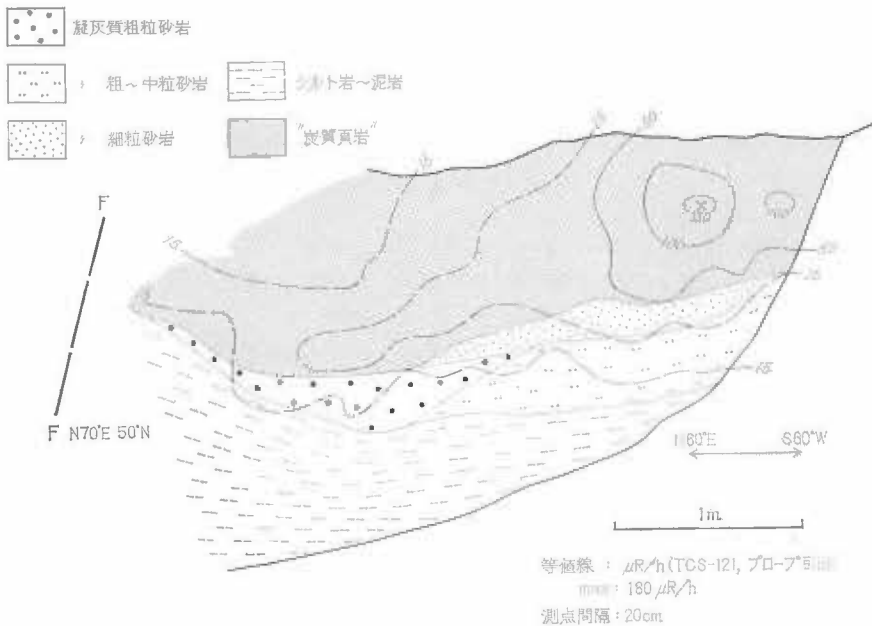
第6図 良瑠石川異常点付近地質断面図

Detailed profile section of Raruishi-gawa outcrop

B1～B3: drilling holes, F: fault

5.3 ガロウノ沢下異常点

太櫓川河口の川尻部落から、支流の小川(こがわ)沿いに約7km南東方に遡った、小川林道の終点からさらに約300m南方にある。ここは、小川の一支流、ガロウノ沢の曲流部に当たっており、崩壊した川岸の斜面が露頭となっている。そのほぼ中央を、巾約30cmの粘土化破碎帯を伴った、走向N70°E、傾斜50°Nの正断層が走る。上盤側は、“A層”中部の、層理の明確でない安山岩質凝灰角礫岩からなるのに対し、下



第7図 ガロウノ沢下異常点スケッチ
Sketch of Garô-no-sawa lower outcrop

盤側は、よく成層した凝灰質砂岩・シルト岩を主体として、その中に、厚さ 30cm の亜炭層～暗褐色“炭質頁岩”層を 2～3 層含み、全層厚約 20m に達する。

基盤との関係はこの露頭では直接示されていないが、これより約 300m 上流側の河床には花崗閃緑岩が広く露出することから、この下盤側の地層が、基盤にほど近い堆積相を示していることは、ほぼ確実といえる。

異常は、断層ざわから下盤側に露頭面で約 4 m へだたった、“炭質頁岩”中に存在する。この“炭質頁岩”は全体として破碎され、少量の湧水を伴っている。異常の最大値は 180 $\mu\text{R}/\text{h}$ 、分析品位は 0.035% U_3O_8 に達するが、局所的で、追跡できる範囲は露頭面上で約 3 m にすぎない。

含ウラン鉱物は発見されず、ウランは炭質物および褐鉄鉱に吸着されているものとみられる。この褐鉄鉱は、亜炭や“炭質頁岩”中に多量に含まれている黄鉄鉱から生成したものである。

5.4 ガロウノ沢上異常点

ガロウノ沢下異常点から約 2 km、南南西方向へ沢を遡った右岸側にある。下異常点のやや上流側で一たん川床に現われた花崗閃緑岩は、この上異常点の下流約 200m のところで東西系の推定断層で切られ、異常点付近ではふたたび基盤直上部の“A層”が繰り返しかえし現われる。“A層”はここでは、下部が泥まじり凝灰灰角礫岩～含炭質物凝灰質砂岩泥岩互層、上部が、泥質物の薄層をはさむ安山岩質凝灰灰角礫岩から構成されている。

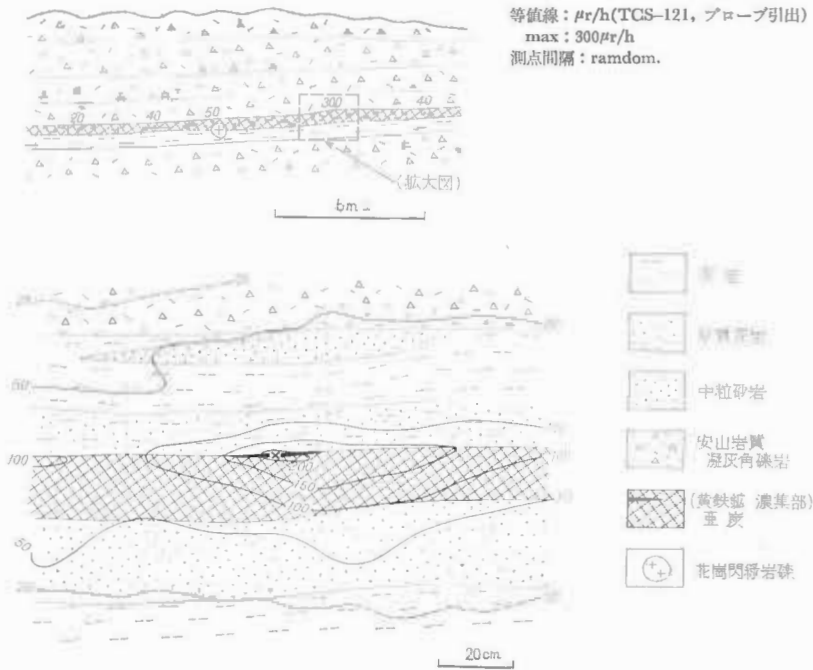
異常点は“A層下部”の砂岩泥質岩互層中に 10～15 cm の厚さで連続する粗悪亜炭層に沿って認められ、約 15m にわたって追跡できる。この亜炭層は割れ目が多く、一部に湧水を伴い、なかに含まれている多量の黄鉄鉱の一部は褐鉄鉱化している。この亜炭層の下位の泥岩中には、花崗閃緑岩礫がとりこまれていることがある。

異常値の最大は 300 $\mu\text{R}/\text{h}$ 、分析品位の最高値は 0.12% U_3O_8 に達し、後者は本地域を通じての最高値であるが、ウランは炭質物・褐鉄鉱中に吸着され、特定のウラン鉱物の発見には至っていない。

これら 3カ所の異常点に共通する特徴としては、

- 1) 基盤の花崗閃緑岩の直上に位置し、かつ接近してその露出があること。

北海道太櫓地区の地質とウランの産状 (佐川・根本・盛谷・坂巻・中川)



第8図 ガロウノ沢上層頭スケッチ
Sketch of Garō-no-sawa upper outcrop

- 2) 付近に断層が存在し、母岩がその影響下に多少とも破碎され、地下水の浸透が認められること。
- 3) 異常部では、炭質物、褐鉄鉱、粘土化帯など、ウランの吸着材となり得るものが存在すること。などがあげられる。

一方、地区全体を通じてみた放射能強度からは、基盤岩、とくに花崗閃緑岩、玢岩岩脈と上位の中新統の間には明らかに有意の差が認められる。すなわち、中新統の放射能測定値は、2, 3の例外を除き7~10 $\mu\text{r}/\text{h}$ の範囲にすべておちつくのに対し、花崗閃緑岩についての測定値は通常12~17 $\mu\text{r}/\text{h}$ を示し、とくに断層破碎帯近傍では25 $\mu\text{r}/\text{h}$ に達する。玢岩は通常破碎帯沿いに貫入して、それ自体再破碎、粘土化を蒙っており、この場合も、20~25 $\mu\text{r}/\text{h}$ の値が現われる。

以上の事実を総合した考察では、ウランの濃集部が中新統の堆積に当たって同生的に形成された可能性はかなり薄い。断層付近のみに異常点の分布が局限されていることは、断裂系に沿っての風化の進展と、ウランの溶脱に加えて、とくに、地下水による移動の際に、これらの弱線帯が有力な通路となったことが考えら

第4表 各種岩石の平均的放射能強度
Radioactivities on various kinds of rocks in Futuro area

基盤岩類 (Basement rocks)	角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (hornblende-biotite granodiorite)	12—17 (25)*
	玢岩 (porphyrite)	17—18* (25)*
	古生層・粘板岩ホルンフェルス (Paleozoic F.・clayslate hornfels)	15—16
	“チャート” (“chert”)	10±
中新統 (Miocene sediments)	安山岩質凝灰角礫岩~凝灰岩 (andesitic tuff breccia~tuff)	7—10 (15)
	“熔岩” (andesite lava)	7±
	砂岩・シルト岩・“炭質頁岩”・細礫岩 (sandstone, siltstone, “coaly shale”, granule conglomerate)	7—10
	亜炭 (lignite)	7±

・ 医理学研究所 TCS-121 型シモンチレーション・カウンタによる。単位 $\mu\text{r}/\text{h}$ 。プローブ内蔵の状態で計測

・ () 内は例外的に現われた極値、3箇所の異常点近傍を除く

・ * 印は破碎帯における値

れる さらに、現在の異常点で、粘土化帯、褐鉄鉱、炭質物などがみられることは、移動途中のウランがこれらの物質によって、選択的に吸着・濃集されたことを示唆している。

花崗閃緑岩に含まれているウランの量の一例としては、良瑠石川中流の新鮮な転石について 6.4 ppm U という値が得られており、これは、通常の黒雲母花崗岩の値に匹敵する。この値が、一般に花崗閃緑岩のウラン含量よりも高いのは、現在地表に露出する部分が岩体の頂部付近に当たっていることが影響しているものとみられ、この部分が風化によってウランの有力な供給源となった可能性は非常に強いといわねばならない。

6. 結 論

現在までに得られた知見によれば、太櫓地区で発見されたウランの濃集部は 3 カ所であり、それぞれ、中新統福山層相当とみなされる“**A 層**”の縁辺部に胚胎する。これらの部分は、岩相的には、炭質物を多量に含む、淡水成の湖沼堆積物とみなされ、火山性物質が比較的少ないことから、グリンタフ堆積盆地の形成初期に、限られた時間ではあるが静穏な環境が存在したことを示唆するものといえる。しかし、異常点はこの層準に均一に分布するものではなく、現在観察される断層系に密接に支配され、また、粘土、褐鉄鉱、炭質物等に吸着された形で存在することから、濃集はむしろ後生的に行なわれたとみるのが適当でありその供給源としては、花崗閃緑岩中に含まれている微量のウランが第一に考えられる。

含ウラン鉱物としては、良瑠石川異常点で燐灰ウラン石の産出があったのにとどまり、異常点の規模、品位ともまとまったものがないため、資源的な価値については現在の段階に関する限り多くを望むことは困難である。しかし、この地区の産状は、たとえば、京都府奥丹後地域でのウランの産状ときわめてよく似ていて、構造盆地の発展と、基盤からのウランの溶脱、再濃集の過程には一定のパターンが存在することがほぼ確実視される。今後の野外・室内研究を通じて、その機構を解明する作業が、グリンタフ地域だけでなく、堆積型ウラン鉱床全般を通じて、鉱床の成因を考え、探査方針を検討するに当たって、大きな手掛りを与えることは、疑う余地がないものと考えられる。

文 献

- 1) 秋葉 力(1958)：北海道西南部における鉱床区，新生代の研究，**27**，22～31
- 2) 秋葉 力・藤江 力・松井 愈・岡部賢二・酒匂純俊・魚住 悟(1966)：北海道西南部における火成活動と地質構造，地団研専報，**12**，16～24
- 3) 地団研札幌支部(1960)：北海道地域の新第三紀構造発達史，地球科学，(52)，30～36
- 4) 土居繁雄・針谷 宥(1951)：太櫓地域のマンガン鉱床，北海道地下資源調査資料，**65**，1～24
- 5) 藤江 力(1957)：新生代の堆積区とその変遷(5)―北海道地域―，新世代の研究，**24**～**25**，51～58
- 6) 橋本 亘・菅野三郎・品田 稔・大島一精(1963)：北海道渡島半島今金一國縫一八雲間の地質，地質雑，**69**，228～238
- 7) 秦 光男(1967)：西部北海道熊石町付近の新第三系，地調北海道支所調査研究報告会要旨録，**18**，17～21
- 8) 池谷仙之・植松健児(1968)：瀬棚層と黒松内層との関係について―北海道渡島半島八雲・今金・瀬棚地域の地質―，地質雑，**74**，21～36
- 9) 三谷勝利・斉藤尚志・長尾捨一(1961)：太櫓地域の石炭および可燃性天然ガス調査報告，北海道地下資源調査資料，**67**，1～24
- 10) 佐川 昭・植田芳郎(1968)：5 万分の 1 地質図幅「瀬棚」，同説明書，北海道開発庁
- 11) 佐藤伝蔵(1922)：北海道珪藻土調査報文―後志国瀬棚郡瀬棚町の珪藻土，工業原料用鉱物調査報告，**12**，2～7
- 12) 佐藤文男・白幡浩志(1965)：西南北海道の花崗岩質岩の岩石化学的研究，岩鉱，**54**，14～22
- 13) 白井健裕(1959)：瀬棚層産化石有孔虫群集を中心とする黒松内地域の地質について―北日本新第三紀化石有孔虫群集の研究(1)―，北海道地質要報，**38**，1～12

北海道太櫛地区の地質とウランの産状 (佐川・根本・盛谷・坂巻・中川)

- 14) 吉井守正・秦 光男(1967)：西南北海道久遠地域の第三系—とくに不整合関係について—(演旨)，地質雑，73，(2)，105
- 15) 吉井守正・沢村孝之助・村山正郎(未刊)：久遠地域の地質・地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地調
- 16) 吉村豊文(1952)：日本のマンガン鉱床，瀬棚地域，190～199

Geology and Uranium Occurrence in the Futoro Area, Hokkaido, Japan

By

Akira SAGAWA, Takafumi NEMOTO, Tomoyuki MORITANI, Yukio SAKAMAKI
and Tadao NAKAGAWA

Three spots of uranium concentration have been discovered on the flank of sedimentary basin in the Futoro area, Southwestern Hokkaido, where the remarkable depression and submarine volcanisms took place during early to middle Miocene age. The pre-Miocene basement of the area is composed of granodiorite stocks, porphyrite dikes and Paleozoic formation.

Anomalies are localized along the fault zones cutting through the basal part of the non-marine Miocene sediments such as conglomerate, sandstone or lignite. The highest ore grade reaches to 0.12% U_3O_8 , but very little economic value is expected. Fine autunite crystals has been found from one locality.

Judging from the mode of occurrence, uranium transportation and concentration from granodiorite to the sediments seem to be supported by the circulation of meteoric water through the faults or sheared zones.

Ⅳ. 1. 3 北海道爾志郡熊石村見市川流域のウラン鉱床

成田 英吉*・五十嵐 俊雄**

要 旨

見市川流域のウラン鉱床は、国鉄函館本線八雲駅の南西約 22 km に位置する。

本鉱床は、基盤花崗閃緑岩を不整合に被覆する新第三紀層中に胚胎する堆積性ウラン鉱床である。鉱床を胚胎する層準は、中部中新世の砂岩層である。

認められた異常地点は、見市温泉から見市川上流に約 400m の第 1 異常地点と下流約 2 km の第 2 異常地点である。

前者の高異常値を含む部分は、中粒砂岩層中の炭質物を含む部分で、異常値は 0.15 mr/h をしめし、その範囲は 3.6m×2.8m をしめす小規模なものである。後者の高異常値を含む部分は、礫岩砂岩互層中の細粒砂岩の一部で 0.40 mr/h の値をしめすのみである。

1. はじめに

見市川流域についての第 1 次核原料物質調査は、昭和 38 年に山田敬一・成田英吉によって行なわれた。この調査によって、見市川下流と中流国道付近に 2 カ所の異常地点がみいだされた。このため翌昭和 39 年に、筆者らは、この地域の地質および核原料物質の賦存範囲について、精査を行なった。ここにその概要を報告する。

この調査の結果をまとめるにあたっては、以前調査された山田敬一技官に資料および写真の提供を、また番場猛夫課長、北海道支所鉱床課の方々に助言をいただいた。調査に際しては熊石村役場から便宜と援助をいただいた。これらの方々に深く感謝の意を表する。

2. 位置・交通

調査地域は、爾志郡熊石村見市にあって、函館本線八雲駅の南西約 22km に位置する。本調査地域は、八雲一鮎川を通ずる国道の近くにあって交通は至極便利である。調査地までは八雲町から同国道に沿ってバスの便がある。

3. 地 質

本地域の地質は、遊樂部岳山塊を構成する基盤岩と、それらを不整合に被覆する新第三紀層からなる。

基盤岩は、花崗閃緑岩質深成岩で、本地域の北部および南東部地域に広く分布する。

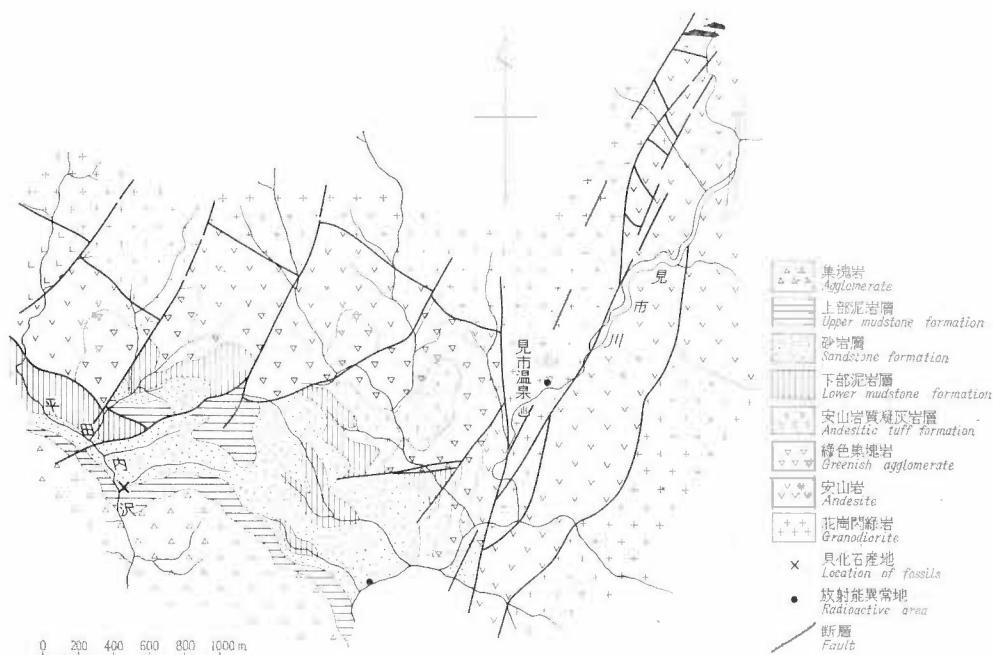
新第三紀層は、下部から安山岩および安山岩質集塊岩・同凝灰角礫岩・下部泥岩・砂岩・上部泥岩・緑色集塊岩等で構成され、基盤深成岩をバリーヤとして、大半は南西地域に分布する。これらの堆積岩層のうち砂岩層は、下部泥岩層と不整合に接し、下部は礫岩層となって一部で基盤深成岩を覆っている。

基盤深成岩は、冷水岳一毛無山を結ぶ北西方向に延びる山塊を作り、新第三紀層はその両翼に分布する。南西翼地域のもの、基盤山塊の延長方向と一致する北西、西落しの走向・傾斜をしめすが、東翼のものはほぼ南北、東落しの走向・傾斜をしめす。

深成岩周辺地域には、北東系、北西系の断層が発達し、北東系の断層に沿って約 5 km にわたって発達する安山岩が認められる（第 1 図）。

* 大坂出張所

** 鉱床部



第1図 見市川付近地質図
Geologic map of Kumaishi District, Southern Hokkaido

4. 鈾 床

本調査地域のほぼ中心部に見市温泉がある。昭和38年調査の際に認められた異常地点は、この温泉から見市川上流約400m地点の国道の切割(第1異常地)と、下流約2km地点の国道の切割(第2異常地)の2地点である。後者は上部、下部泥岩層の間にある砂岩層中の炭質物を含む部分で0.40 mr/hの高い値をしめす。しかし、これは局所的な放射能異常にすぎず、他の部分は異常値をしめさない。そのため調査の重点は上流側のものにおかれ、簡単な地形測量を行なったほかトレンチを用いて調査を行なった。

4.1 第1異常地の鈾床

この地点は上にのべたように見市温泉の上流で、温泉から国道沿いに八雲方向400mに位置する。

第1異常地の地質は、第2図に示されているように、第四紀の崖錐堆積物と、新第三紀の砂岩・礫岩層および基盤深成岩で構成され、新第三紀の上部泥岩以上の地層も、下部泥岩層以下の地層も欠如している。

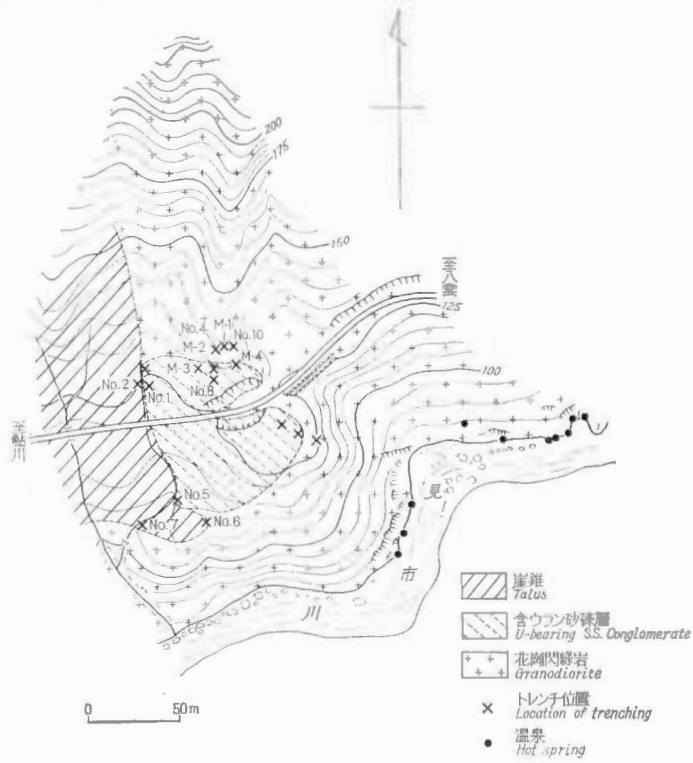
基盤深成岩は風化した軟質の黒雲母・角閃石花崗閃緑岩である。

新第三紀の砂岩・礫岩層は、基盤の花崗閃緑岩を堆積源としたアルコーズ質砂岩で、この地域の中央部に厚さ2m、東西80m、南北のはんにに拡がるにすぎない。本層は、基盤のくぼみに不規則に堆積しているが、基盤80m側から大きく①含礫砂岩層-粗粒砂岩層、②中粒砂岩層、③粗粒砂岩層、④細粒砂岩層の順に重なっている。①の粗粒砂岩層の基底、②中粒砂岩層、③細粒砂岩層の層間の一部には緑色粘土を挟む。また、①粗粒砂岩層基底、①粗粒砂岩層・②中粒砂岩層の層間、②中粒砂岩層中や②中粒砂岩層・③粗粒砂岩層の層間に炭質物を伴っている。

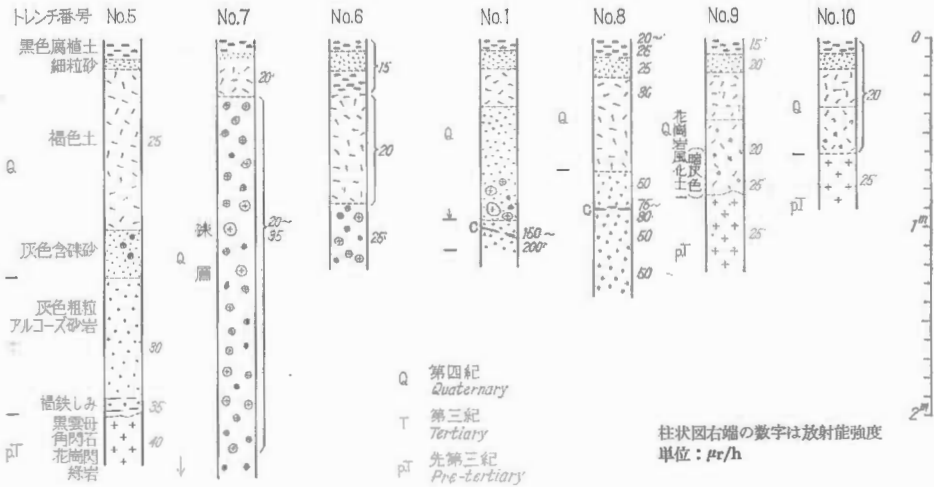
崖錐堆積物は基盤岩の巨礫から構成され、前記2者の西方に分布する(第3図、第4図)。

高異常値の認められた場所は、②中粒砂岩層中の炭質物を含む部分で、異常値は最高0.15 mr/hをしめし、その範囲は3.6m×2.8mをしめす。その他③粗粒砂岩層・④細粒砂岩層の層間に0.075 mr/hの値をしめすものが1点、②中粒砂岩層・③粗粒砂岩層層間の炭質物の上盤にみられる含緑色粘土層に0.050、0.051 mr/hの値をしめす部分が2点ある。また③粗粒砂岩層の上位で0.053 mr/hの値をしめすものが1点みられる。この異常値の水平的な拡がり、は、第2図にしめしたような15か所のトレンチによって確かめられた。こ

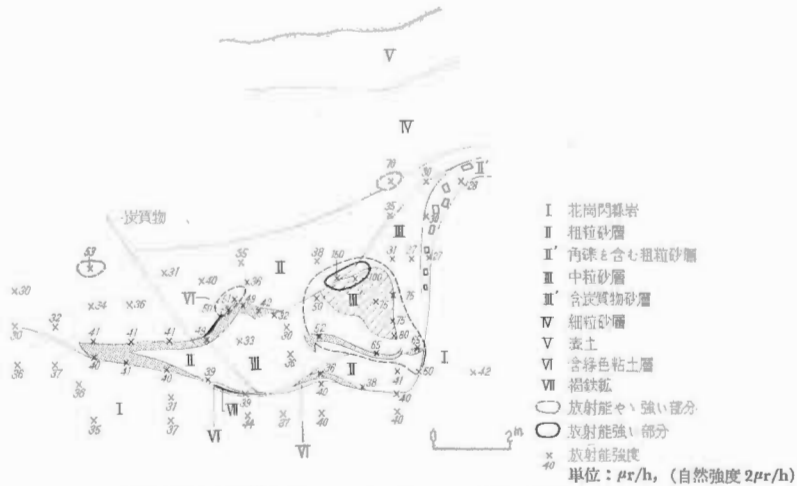
北海道爾志郡熊石村見市川流域のウラン鉱床 (成田英吉・五十嵐俊雄)



第2図 見市川第1異常地質図
Geologic map of Ken-ichi area, Kumaishi, Southern Hokkaido



第3図 第1異常地柱状図
Geological column of Ken-ichi area



第4図 第1異常地カッティングスケッチおよび放射能強度分布
Sketch and radioactivity of road cutting of Ken-ichi area

のうち異常値の認められたものは No. 1 と No. 8 のトレンチ地点だけである。

No. 1 トレンチでは、地表から 96 cm で粗粒砂岩層が現われる。この砂岩層は、上の第四紀の褐色土 (0.020~0.025 mr/h) に較べて著しく高い値 (0.15 mr/h) をしめすが、この砂岩層中の炭質物を挟む部分では一そう高い値 (0.2 mr/h) をしめしている。

No. 8 トレンチでは、地表から 70 cm 下部で粗粒砂岩層が現われるが、その値は全体に 0.050 mr/h をしめす。20 cm 下部の炭質物を挟む部分ではやや高くなり 0.075~0.085 mr/h をしめしている。

このように異常値は、どちらかといえば炭質物部分に集中しているが、第1異常地のスケッチにみられるように、広い面積を示さず、局所的に小規模な濃集を示している。

5. おわりに

今まで記載したことをまとめると

- ①この地域で異常値の認められる地層は、下部泥岩層を不整合に覆う砂岩(礫岩)層だけである。
- ②そのなかでもとくに高い異常値をしめす部分は、第1異常地 (0.15 mr/h)、第2異常地 (0.40 mr/h)、No. 1 トレンチ (0.200 mr/h) にみられるように、砂岩中に挟在あるいは含まれる炭質物の部分である。
- ③その他に異常地をしめすものとしては炭質物を含む No. 8 トレンチ (0.080 mr/h)、含緑色粘土層(0.051 mr/h)、炭質物を含まない砂岩中第1異常地 (0.070 mr/h) があるが全体に値は低い。
- ④これらの異常値をしめす部分は、範囲の広いものでも 3.6m 程度の小規模な延長をしめすにすぎず、多くは点状の濃集をしめす。

上部泥岩層中の炭層や、上下盤には異常値は認められなかった。下部泥岩層中には、上部泥岩層と同様に、炭層が挟在しているが、本地域では炭層を挟在するものが認められず、泥岩層にも高い値をしめすものは認められなかった。しかしこの地域の南西地域では同層から石炭が採掘されたことがあるといわれているので、この地域は今後の探査の対象になるかもしれない。

**Uraniferous Ore Deposits of the Ken-ichi District,
Nishi Region, Western Hokkaido**

By

Eikichi NARITA and Toshio IGARASHI

Uraniferous radioactive anomalies of the Ken-ichi district located in the Nishi region of western Hokkaido, were detected in 1963–1964. Especially, sandstone or conglomerate of Neogene-Tertiary period covering granodiorite were investigated. As the result of research in 1964, two anomaly points have been discovered. These anomalies in coaly parts of a sandstone bed and the maximum value was 0.40 mr/h. The values decrease drastically in the neighbouring parts. Valuable uraniferous ore deposits cannot be expected in the district.

Ⅳ.2 秋田県田沢湖地方の地質とウラン鉱床

島田 忠夫*・小関 幸治**

要 旨

この地域の地質層序は、基盤は花崗閃緑岩に順次不整合関係をもって重なっている、新第三紀の玉川層・小沢層・尻高層・松葉層から構成されている。放射能の異常地は、1) 鐳畑ダム東方営林軌道の第3 隧道内、2) 上記第3 隧道北口の北西方200m のダム湖南岸、3) 鐳畑ダム堤の南南西方500m の玉川西岸などである。いずれも玉川層中の異常で、基底部から10数m および30~50m 上方の層準に、層状に胚胎している。一般に高品位部は不規則なレンズ状を示し、小規模な鉱床しか認められない。第1 異常地では放射能の最高は0.3 mr/h (0.64~1.0 U₃O₈%) で、鉱石は淡灰緑色の凝灰角礫岩中の脈状~礫状の幅約1m の黒色石墨状物質である。第2 異常地の放射能強度の最高は0.13 mr/h (0.012% U₃O₈) で、鉱石は淡灰緑色の火山礫凝灰岩であり、異常部の層厚は0.3~0.9m である。第3 異常地では淡灰緑色の火山礫凝灰岩層の、不整合面より約10m および30~50m 上部の層厚約1m の部分が自然計数の5~8 倍の異常(=0.003~0.007% U₃O₈) を示し、横に約100m 間連続して異常が認められる。測定器はDC-P5 型 Schinchlacion counter を使用した。第1 異常地には3 坑の試錐を行な したが、秋田県でも第2 異常地に県営4号井と5号井の2 坑井を試錐し、これらに対して小型検層器 TCS-102 型を使用して放射能検層を行な した。第1 異常地の黒色物質からはウラン鉱物として Cofinite が同定された。

ま え が き

秋田県下のウラン探査は昭和33年の地質概査、昭和34年の自動車放射能調査がそのはじまりであっ 34年9月、自動車放射能調査の際に田沢湖北方鐳畑ダム付近の第3 隧道内において、著しい放射能異常が発見され、その後同年11月の地質調査・測量・試錐調査・放射能検層、昭和35年の放射能異常地調査および秋田県県営試掘井の実施と、それに対するγ線検層、昭和36年の地質補足調査などが行なわれた結果、このウラン鉱床の概要が判明したのでここに報告する。

調査に参加した人員とその調査方法は次のとおりである。

- ・地質調査 島田忠夫・小関幸治・石山尚珍・小尾五明・三梨昂・関根良弘・肥田昇
- ・試錐調査 藤倉孝次・小鯛桂一
- ・物理検層 佐野俊一・中井順二・武居由之
- ・測量調査 松田栄蔵・市川賢一

1. 位置・交通 (位置図) (第3 図)

本調査区域は、秋田県仙北郡田沢湖町鐳畑の北方鐳畑ダムを中心として、東西3km、南北2kmにわたる面積を占める。調査地へは田沢湖線田沢湖駅から、田沢湖東側を南流する玉川をさかのぼりて田沢經由鐳畑に達するバスの便がある。一方、田沢湖駅を起点とする営林署の植林軌道によって、田沢・鐳畑・尻高・小沢を經由して玉川北方に達する便もある。

2. 地 形

区域内を玉川が南流しており、その両側山地は標高300~700mの急峻な地形を呈している。区域の中央部には、玉川をせき止めて建造された県営鐳畑発電所の鐳畑ダム(堤高55m・長さ235m、湛水面積255ヘクタール)がある

* 燃料部

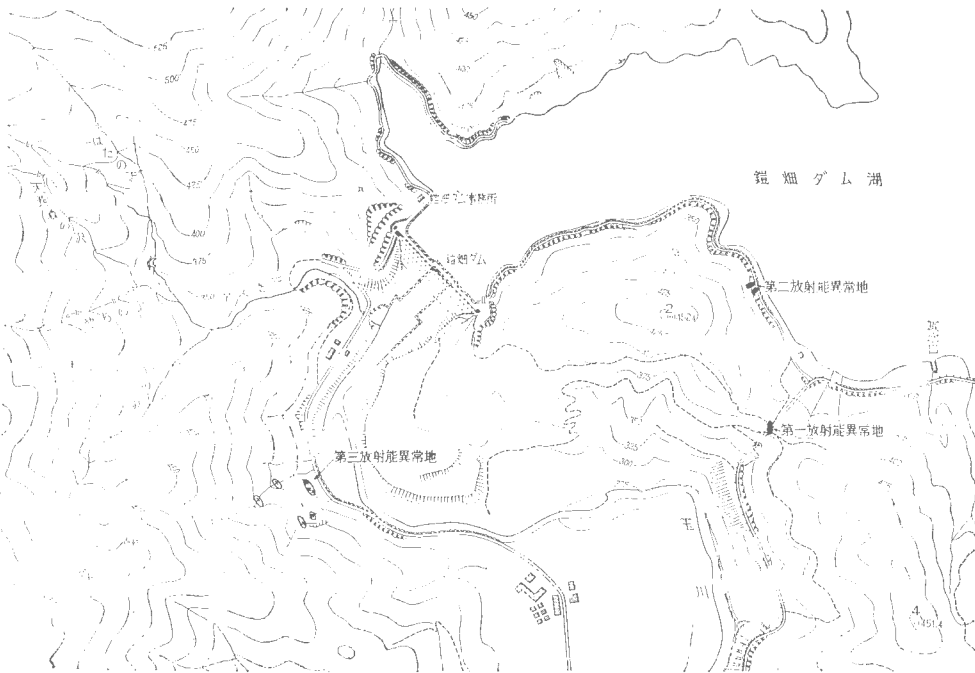
** 株式会社熊谷組(元鉱床部)

地質調査所報告 (第 232 号)

時代	地層名	層厚 (m)	柱状図	岩相	火成活動	備考	灯目
沖積世	沖積層	0~30		礫・砂			
中新世	松華層	+100		流紋岩質硬質凝灰岩 浮石・石英砂を散在 野舎礫同質凝灰岩	流紋岩		女川層
	尻高層	100 180		砂質粗粒凝灰岩・緑色凝灰岩 粗粒玄武岩・玄武岩・泥岩 凝灰質粗粒砂岩〜礫岩	粗粒玄武岩 玄武岩	洗岩中に Sogarites	西黒武層
	台島層	200 ~275		火山礫凝灰岩・ 淡青棕色凝灰岩・碎石 石等安山岩のシム	安山岩	色種 赤・バ	台島層
	雲川層	0~80		下部に凝灰岩・頁岩・垂石 のレンズ			
先新第三紀	花崗閃緑岩 (基盤層)	+200		粗面岩質安山岩の火山礫・ 基岩安山岩 火山礫凝灰岩・ 火山角礫岩・輝岩	安山岩質 粗面岩質 安山岩 巨晶玄武岩	基部部近 シラノ異常	門前層
	花崗閃緑岩 (基盤層)			黒雲母角閃石花崗 閃緑岩			

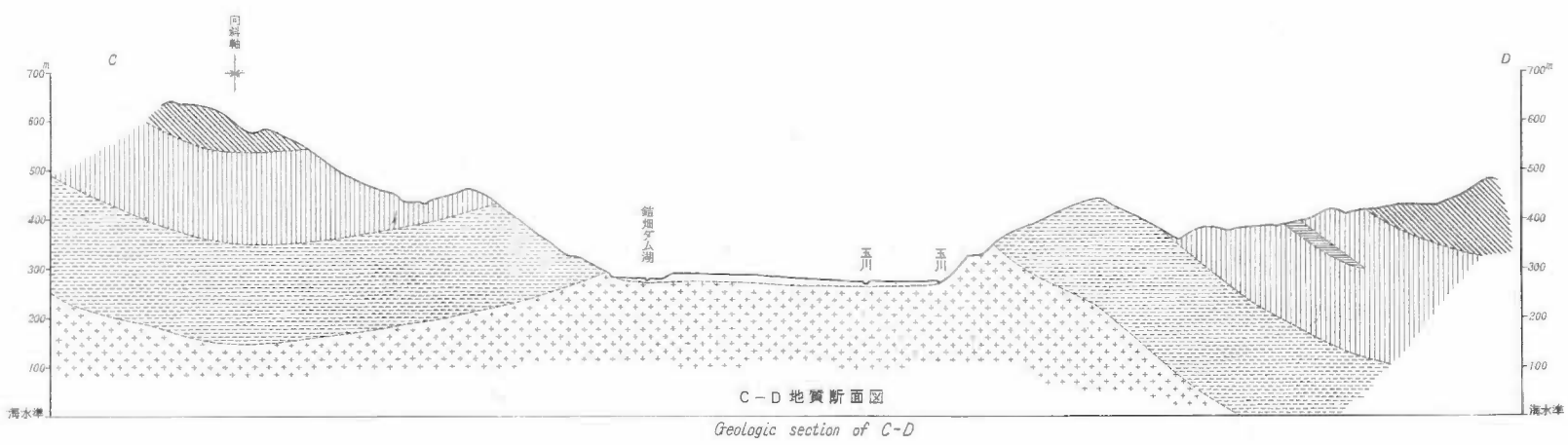
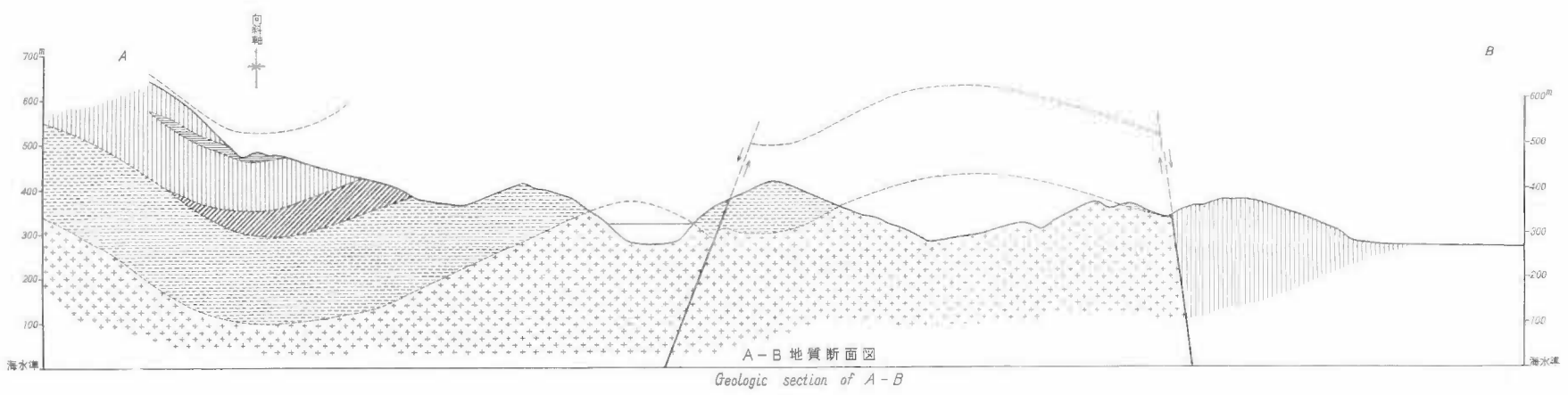
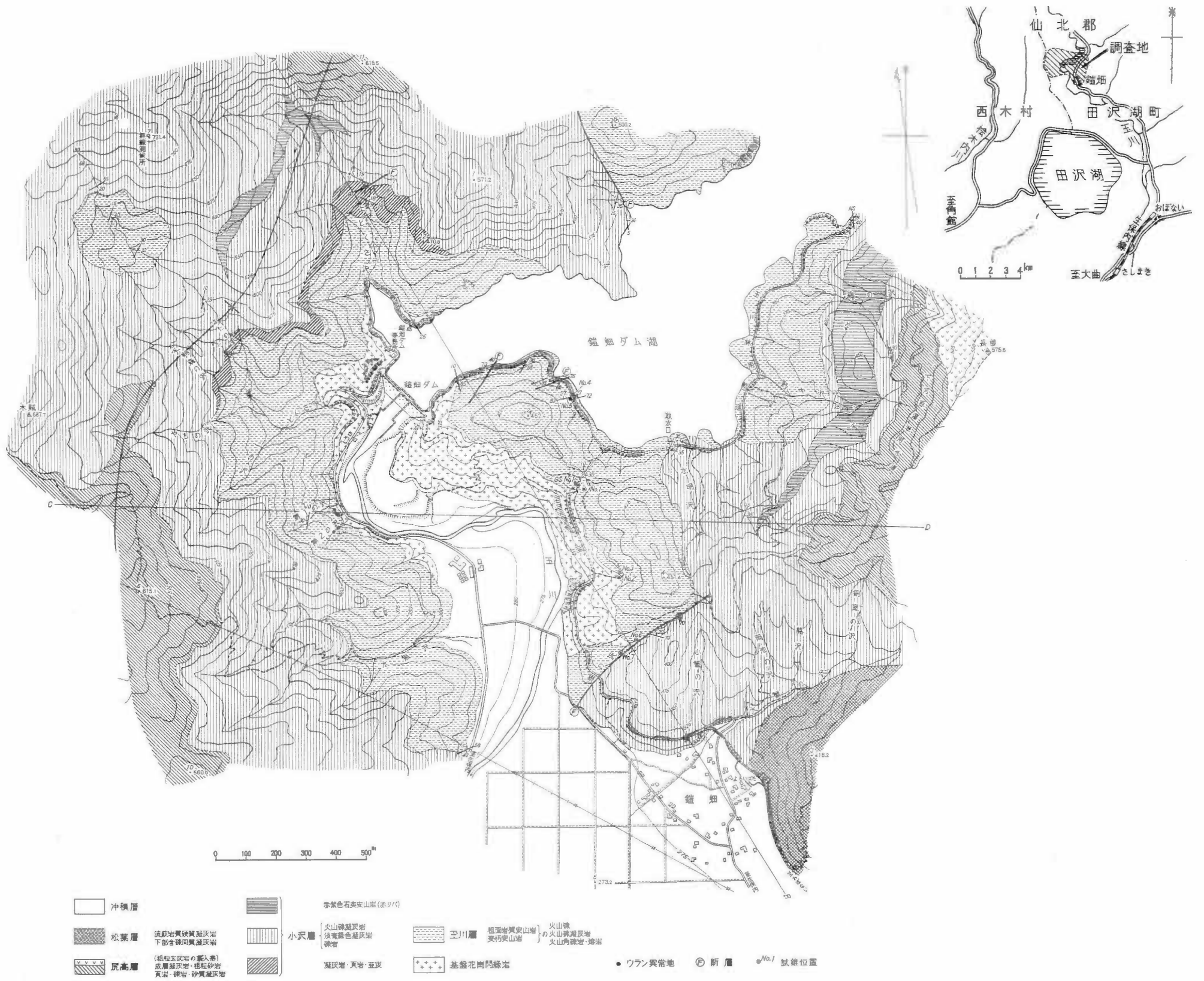
第1図 總畑付近地質概念図

Stratigraphic Conceptual Map of near Yoroibata area



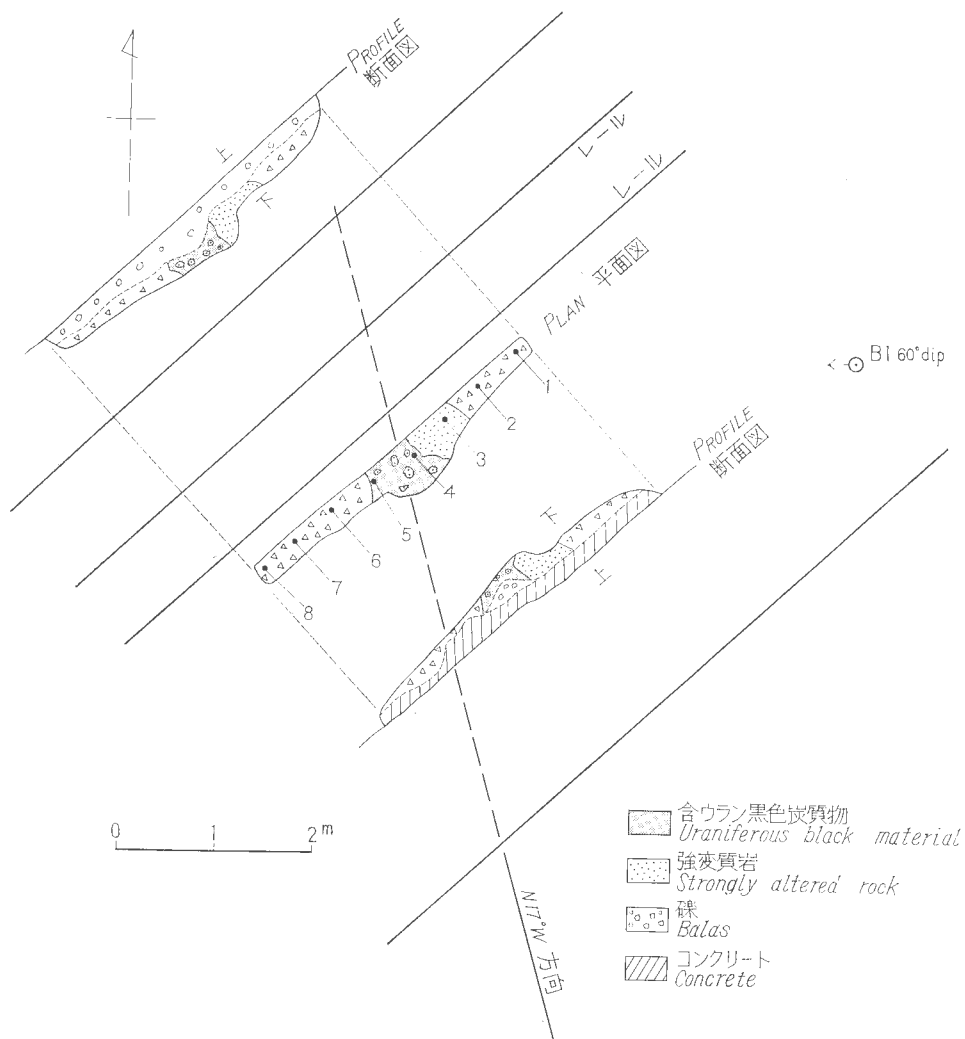
第2図 放射能異常地分布図

Distribution Map of Radioactive Anomalies

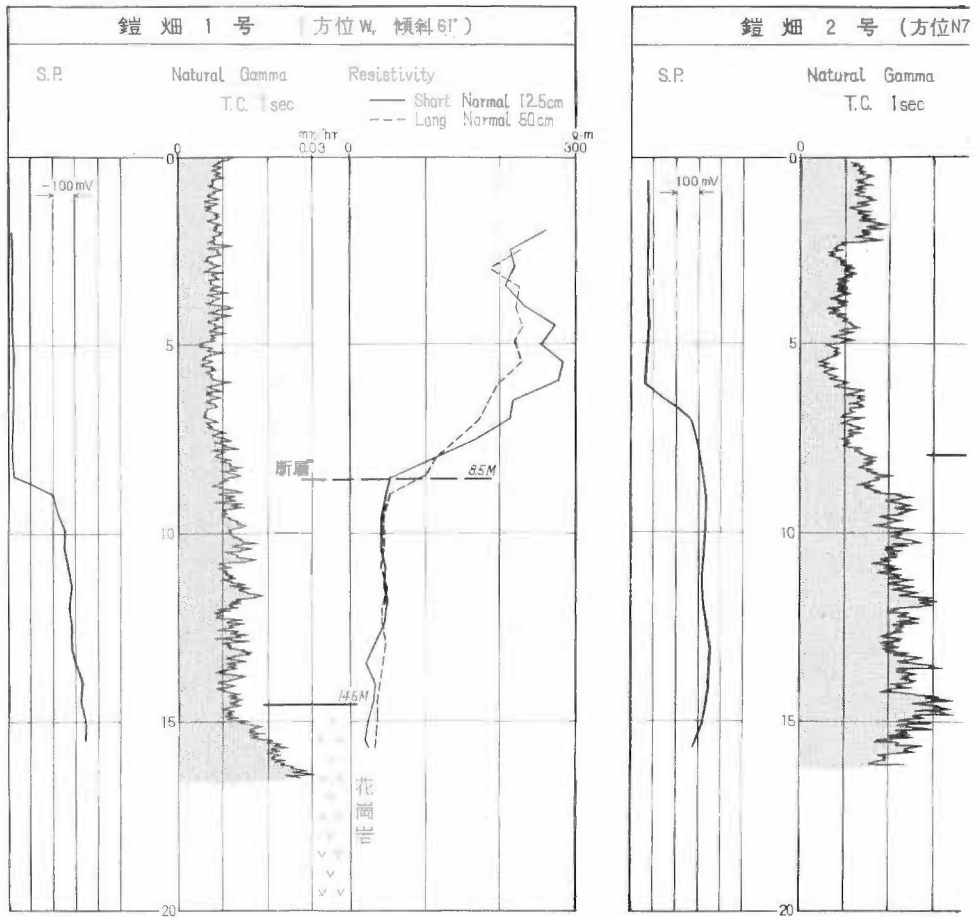


第 3 図 秋田県田沢湖鉾畑ダム付近地形および地質図
Geologic and topographic map near the Yoroibata Dam, Tazawako, Akita Prefecture

Loc.	Rad.(cpm. by DC-P3)
1	110
2	145
3	214
4	4,260 ~ 7,200 (4.6 mR/hr)
5	1,274
6	302
7	108
8	76



第4図 第1放射能異常地露頭のスケッチ (隧道内)
Geological Sketch radioactive anomaly No. 1 (In the Tunnel)



第5図 秋田県田沢湖町

玉川の小支流として東側に大蟹の沢・畑の沢・水明沢・野中の沢・雞の沢が、西側に水無沢・とくさ沢・上とくさ沢がある。調査区域から約3km南方に田沢湖がある。

3. 地質および構造

この地域の地質は、地形地質図および地質断面図(第3図)、地質概念図(第1図)に示すように、基盤の花崗閃緑岩と、その上位に順次それぞれ不整合関係をもって重なっている。新第三紀の玉川層・小沢層・尻高層・松葉層によって構成されている。なお地層名は、上田良一の田沢湖周辺山地の地質層序(1963)²⁾に従った。

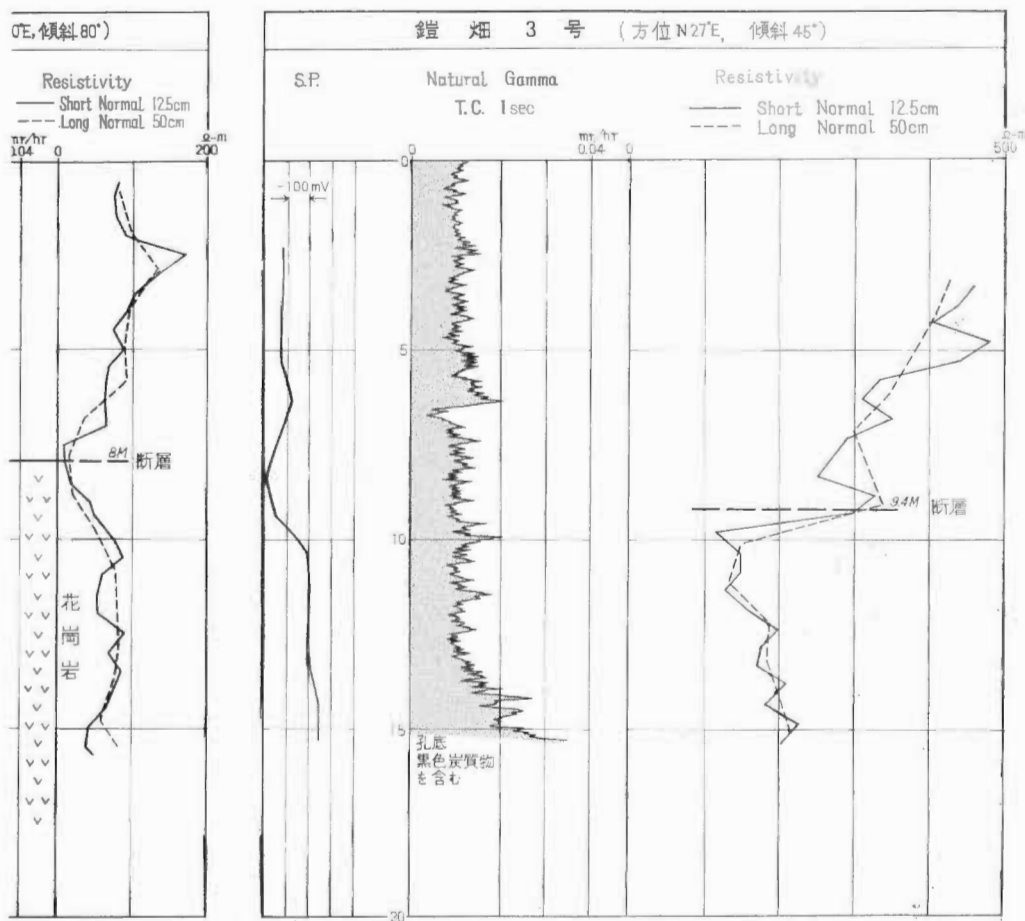
3.1 地質各説

3.1.1 花崗閃緑岩

地域中央部の鑿畑ダム付近に露出する。田沢湖図幅説明書⁴⁾によれば、石英・カリ長石・斜長石・角閃石・黒雲母を主成分とし、副成分として褐簾石・燐灰石・鉄鉱を、2次成分として緑泥石・炭酸塩鉱物・緑簾石・絹雲母を含む黒雲母角閃石花崗閃緑岩である。外観は中粒～粗粒の淡灰色であって、淡紅色のカリ長石が散在している。風化している部分は、軟質粗鬆になり淡紫赤色を呈する。

3.1.2 玉川層

本層は花崗閃緑岩を覆って、区域中央部にドーム状構造を呈して同心円状に分布するほか、第3隧道北部



鎧畑地区物理横層図

では、玉川の両岸にまたがって半円形の分布を示す。岩相は粗面岩質安山岩と変朽安山岩の火山礫・火山礫凝灰岩・火山角礫岩・熔岩などからなり、いわゆる緑色凝灰岩状のもので、濃緑青色～淡緑青灰色を呈し、緻密、堅硬である。

粗面岩質安山岩の火山碎屑物層と、変質安山岩の火山碎屑物層の関係は指交関係である。また本層下部には巨斑晶変質玄武岩の貫入がみられるほか、基底部には下部の花崗閃緑岩の巨礫がまれに含まれている。層厚は約200mである。

3.1.3 小沢層

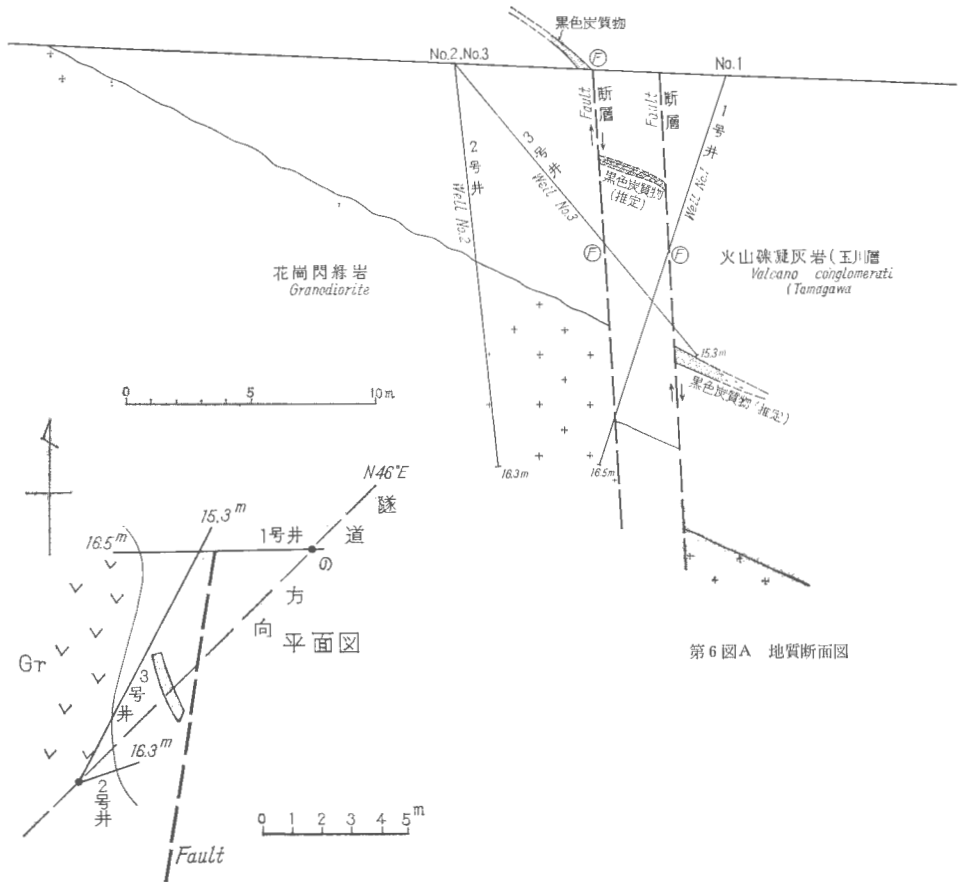
本層の下部には、鎧畑ダム西方において亜炭を挟在する凝灰質頁岩・頁岩・亜炭の互層からなる地層があり、基底部は礫岩である。この含亜炭層を欠く場合は、礫岩より上部は、石英安山岩および同質火山礫凝灰岩・同質熔岩・淡青緑色凝灰岩から構成されており、石英安山岩のシートを挟む。この石英安山岩のシートは通称“赤リパ”といわれ、赤紫色堅硬で流理構造がみとめられる。

層厚は含亜炭層は最厚部で約80mであり、含石英安山岩層の厚さは200～275mである。

本層と下位の玉川層との関係は従来は不整合関係とされているが、この地域では、その証拠が得られないので、両者の関係は不明である。

3.1.4 尻高層

本層は調査区域の東部と南西部および北端部に分布する。その岩相は砂質粗粒凝灰岩・緑灰色凝灰岩を主体とし、Sagaritesを含む泥岩を挟み、粗粒玄武岩および玄武岩によって貫かれている。砂質粗粒凝灰岩はし



第6図B 平面図

第6図 第1放射能異常地(隧道内)地質断面図および平面図

Geological Section of Radioactive anomaly No. 1 (In The Tunnel)

ばしば無層理塊状の凝灰質粗粒砂岩および一部凝灰質礫岩となる。層厚は100~180mである。

3.1.5 松葉層

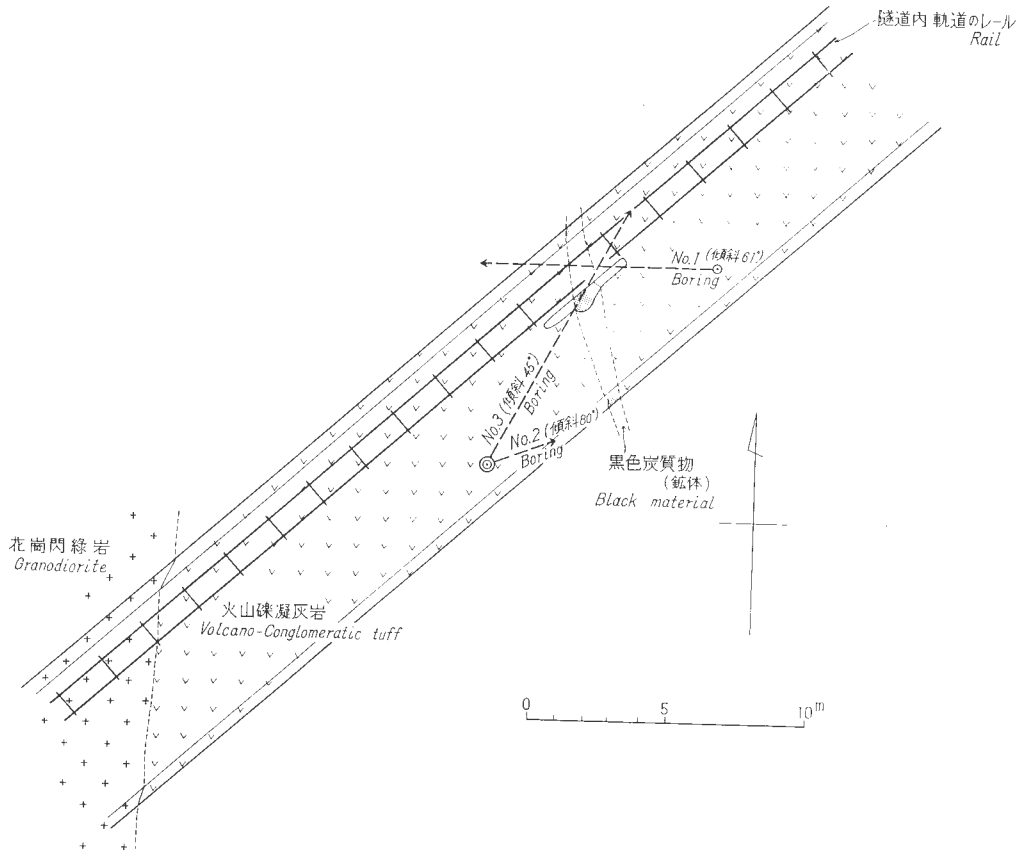
本層は本地域の南東端部の鑑畑発電所裏側の山地を構成して分布するほか、南端部の玉川西岸にも分布の一端が現われる。その岩相は主として塊状無層理の緻密な流紋岩質凝灰岩であって、軽石および石英砂を散含し灰青色を呈するが、風化すると白色となる。その基底部付近は含礫質となっていて、とくに基底部では珪質泥岩・花崗閃綠岩および下位の地層の火山岩の礫や石英砂を多く含んでいる。

下位の地層とは分布上明らかに不整合関係にあり、層厚は当区域内では100m以上である。

3.2 地質構造

前述のとおり区域の中央部にドーム状背斜の隆起部が存在し、その核心部には基盤の花崗閃綠岩が露出している。基盤を覆う玉川層・小沢層・尻高層からなる累層は、この花崗閃綠岩の周囲に同心状に分布するほか、区域西隅にはほぼ南北に走る向斜が存在し、その軸部に沿った高所には、尻高層が分布している。

やや顕著な断層は、北部のうば沢より北方に走るうば沢断層と、南部畑の沢に沿う畑の沢断層である。また、とくに後述する含ウラン部を胚胎する玉川層中には、きわめて多数の断層~切り面が複雑に発達している。



第7図 第1放射能異常地（隧道内）地質平面図および試錐位置図
（放射能電気検閲報告書）

Geological Plan Map of Radioactive anomaly No. 1 and Distributional Map of Test Boring No. 1~No. 3

4. 鉱床

4.1 放射能異常地の概要

判明している放射能異常地は、次の箇所である（第2図参照）。

第1放射能異常地（鐙畑ダム東方営林軌道第3隧道内）

第2放射能異常地（上記第3隧道北口の北西方200m付近）

第3放射能異常地（玉川西岸，鐙畑ダム堤の南南西方500m付近）

放射能異常（含ウラン）部は、いずれも玉川層中にあり、その基底部から10数m上位の層準と、30~50m上位の層準に断続して胚胎する。現在までにその高品位部は、不規則小規模のものしか認められていない。

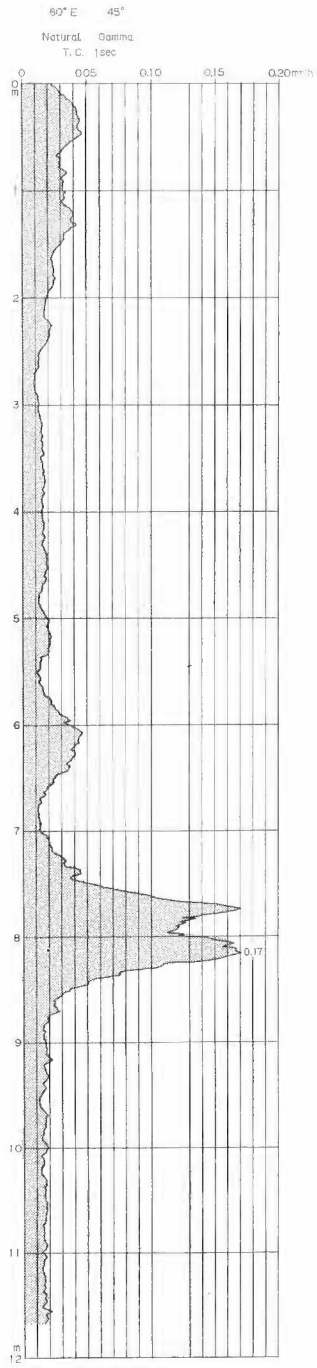
以下にこれら各放射能異常地について概説する。

4.1.1 第1放射能異常地

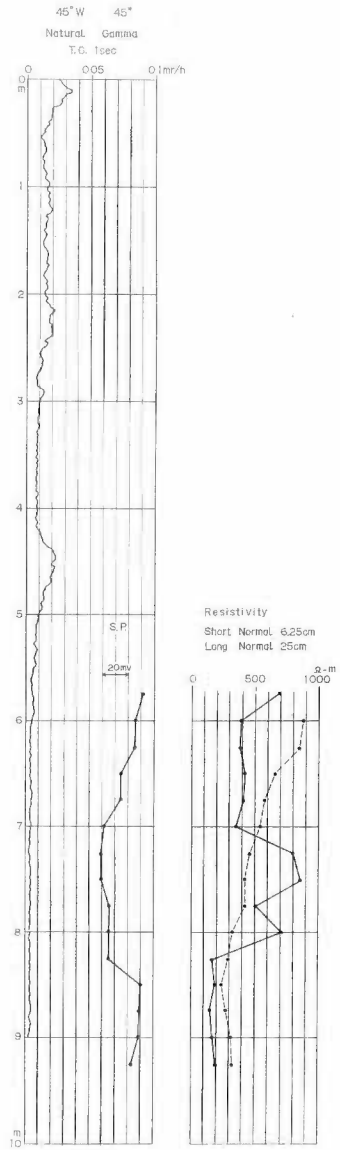
この露頭は、この地区でもっとも顕著な放射能異常地で、カーボン調査によって発見された。上記の第3隧道は全長180mで、露頭はその北側入口から93m付近に認められた。隧道内はおおむねライニングされているために、剝土とショートボーリング等を併せ行なった。剝土による露頭のスケッチを第4図に示す。

放射能異常は約1mの幅をもって隧道内をN10°W方向に横切り、隧道側壁にわたって認められる（最高の異常値は自然計数の30倍）。地表を若干剝土してみると、変朽安山岩化した淡灰緑色の凝灰角礫岩中に、脈状または礫状に介入している黒色の石墨状物質あるいは黒色凝灰質物質が最高の異常を示した。この黒色

地質調查所報告 (第 232 号)



第 8 图 放射能電気検層



第 9 图 放射能電気検層

物質は破碎されていて粉状化しやすく、まとまった拳大なものを採取するのさえ容易ではない。

この隧道内の異常地付近を昭和34年11～12月に、試錐課で3孔の試錐を行ない、物探部で物理検層を実施した。その結果は⁹⁾第5図に示した通りである。この試錐では放射能異常物質に当たらず、釷体の実態をつかむことはできなかった。この試錐と物理検層の結果から推定される異常地の地質断面図を第6図に、試錐位置を含む地質平面図を第7図に示した。

図に示されるように、これら3孔の試錐によっても放射能異常を示す黑色物質がつかめなかった理由は、黑色物質がレンズ状をなして連続性を欠いたためもあると思われるが、地表観察および物理検層の結果から認められる断層が、それを切断し転位していたためと考えられる。また、幅の狭い隧道内では、試錐位置の選定がおのずから限られて、希望どおりの調査（剝土と試錐）ができないうらみがあった。

この補足として隧道外の地表調査と、隧道の上部の異常地点直上付近の地表調査と試錐調査（秋田県営によるもの）を併せて行なったが、地表および試錐結果では異常地は見えず、異常地点における黑色物質の延長部はこの付近では追跡されえずに終わった。しかしながら、試錐の結果から、高異常値を示す黑色物質は基盤花崗岩から約10m上部の玉川層中に存在していることが判明した。

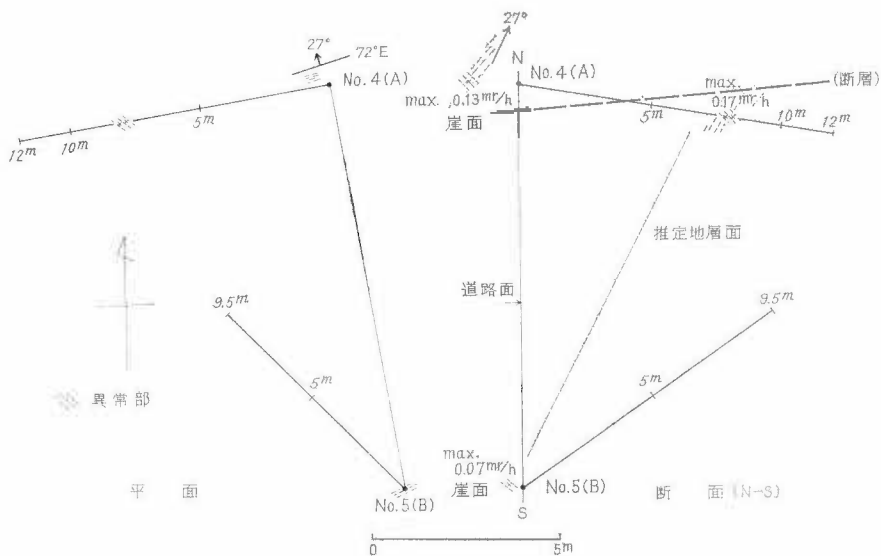
4.1.2 第2放射能異常地（A・B）

この異常地は、第3隧道北側出口の北西方200m付近にあり、隧道北口から鑑畑ダム堤・ダム事務所に通じるダム湖沿いの道路に面している崖すそに、10mの距離をへだてて2カ所存在する。このうち北寄りの異常地は秋田県営試錐No.4を掘さくした地点で第2異常地Aであり、南寄りの異常地は県営試錐No.5を掘さくした第2異常地Bである。A・Bともに地層は玉川層の淡灰緑色火山礫凝灰岩であって、灰緑色・白色・赤紫色などの火山礫による斑点が入っている。

A地点における地表の放射能強度は最高0.13 mr/h（自然計数の10倍）、B地点では最高0.07 mr/h（自然計数の6倍）であった。

A地点では秋田県が県営試錐No.4を12m掘さくし、B地点では県営試錐No.5を9m掘さくした。この2孔について地質調査所物探部が物理検層を行なった結果⁹⁾を第8図と第9図に、両試錐地点の位置的關係を第10図に示した。4号井の7.5～8.4m間に0.17 mr/hの異常が認められ、この部分の平均品位は、0.01%程度と推定された（分析品位0.006～0.012% U_3O_8 ）。また7.8mおよび8.1m付近の高異常を示す箇所での品位は0.1%U程度と推定される。

この4号井は坑内が乾燥しており、亀裂の多い部分を掘さくしたものと思われるが、実際地表でも4号井



第10図 試錐孔の配置

の地並上約 1 m の所には小断層が存在する。

5 号井の坑口の 0.07 mr/h の異常部は、傾斜方向に延びて 4 号井の深度 8 m 付近に露われ、4 号井の坑口付近の 0.13 mr/h を示す異常部は、4 号井の深度 8 m の層準のものが上記の断層のために切られて繰り返され地表に露われたものであり、これらの異常部はすべて同一層準のものとする。異常部はレンズ状のものであるかも知れないが、少なくともこの付近ではある程度の延びが認められたわけである。しかしながらこの付近では、小断層が多く存在するので、異常部の追跡は容易ではない。なお 5 号井の深度 5.5 m にも破砕帯が存在する。

4.1.3 第 3 放射能異常地 (A・B)

玉川西岸の発電所ダム堰堤の南南西方約 500 m にある 2 つの小沢 (通称第 1 の沢—北部と、第 2 の沢—南部) の沢口付近およびその中間部に弱い放射能異常が認められた。

異常部は基盤の花崗岩直上にのる玉川層の基底部に近い 2 層準のものであって、岩質は淡灰緑色の火山礫凝灰岩であり、第 2 異常地の岩質と同様に灰緑色・白色・赤紫色の角礫状の斑点が入っている。異常を示す部分は不整合面から約 10 m および約 30~50 m 上部にあって、放射能強度は自然計数の 4~6 倍程度であるが、連続性があり約 100 m 間は追跡することができる。異常部の層厚はいずれも約 1 m 前後である。

4.2 放射能強度および分析値

4.2.1 第 1 放射能異常地

第 3 隧道内の異常地の放射能強度は、昭和 34 年度の自動車放射能探査では DSC-156 型 Scintillation Counter を使用した際に、最高 850 cps を示し、携帯用 Scintillation Counter (DC-P5) では自然計数 0.01 mr/h の 30 倍の 0.3 mr/h の異常値を示した。この異常部の幅は約 1 m であるが、このうち火山礫凝灰岩中に含まれる黒色物質はそれ以上の異常値を示した。この黒色物質のウラン品位の分析値は最高約 1% U_3O_8 (化学課の分析値は 0.64% U_3O_8) である。ウラン鉱物としてはコーフィン石が確認されている。

この異常地の隧道の上部山地の斜面で秋田県が掘きくした県営試錐 1 号の岩芯の分析値を第 1 表に示す。この試錐では、4.7~5.3 m, 7.2~7.7 m, 8.45~9.45 m, 10.25~11.35 m において、0.001% U_3O_8 が認められたが、高異常部にはあっていない。

4.2.2 第 2 放射能異常地

県営 No. 4 試錐の位置では、0.1~0.13 mr/h の放射能強度を示す箇所は、地表で幅約 0.7 m・高さ 1.5 m の範囲にみられた。県営 No. 5 試錐の位置では、0.05~0.07 mr/h の強度の箇所は、地表の道路脇で 1 m × 1 m の範囲に認められた。

この部分の岩石のウラン含有量を第 2 表に示す。A 点の最高値は 0.009% U_3O_8 、B 点の最高値は 0.007% U_3O_8 であった。また県営試錐の岩芯の分析値を第 3 表に示す。4 号井では 7.6~7.9 m 間に 0.001~0.012%

第 1 表 第 1 放射能異常地・秋田県県営試錐 1 号井の岩芯中のウラン分析値

no.	試料岩石名	深 度 (m)	U_3O_8 (%)
12	角 礫 凝 灰 岩	4.70~ 5.00	0.001
14	〃	5.15~ 5.30	0.001
29	〃	7.20~ 7.40	0.001
30	〃	7.40~ 7.50	0.001
31	〃	7.50~ 7.70	0.001
37	〃	8.45~ 8.65	0.001
38	〃	8.65~ 8.85	0.001
39	〃	8.85~ 9.05	0.001
41	〃	9.25~ 9.45	0.001
47	〃	10.25~10.80	0.001
48	〃	10.80~11.35	0.001
142	〃	39.00~41.50	0.000

秋田県田沢湖地方の地質とウラン鉱床（島田忠夫・小関幸治）

第2表 第2放射能異常地のウラン分析値

No.	試料岩石名	採取場所	U ₃ O ₈ (%)
A-黒	角礫凝灰岩	鉛畑第3トンネル	0.006
A-02	〃	北側第2異常地A露頭	0.003
A-03-1	〃	〃	0.003
A-03-2	〃	〃	0.008
A-03-4	〃	〃	0.001
A-04-0	〃	〃	0.008
A-04-1	〃	〃	0.002
A-04-2	〃	〃	0.001
A-05	〃	〃	0.001
A-06	〃	〃	0.001
A-07	〃	〃	0.004
A-08-1	〃	〃	0.006
A-08-2	〃	〃	0.004
A-08-3	〃	〃	0.007
A-08-4	〃	〃	0.002
A-09	〃	〃	0.009
A-012	〃	第2異常地 A露頭	0.001
A-015	〃	〃	0.008
A-36	〃	〃	0.008
A-50	〃	〃	0.006
B-02	〃	第3 トンネル北側第2異常地B露頭	0.004
B-03-1	〃	〃	0.004
B-03-2	〃	〃	0.001
B-03-3	〃	〃	0.005
B-04-1	〃	〃	0.005
B-04-2	〃	〃	0.006
B-03-3	〃	〃	0.007
B-04-4	〃	〃	0.004
B-05	〃	〃	0.005
B-06-1	〃	〃	0.006
B-06-2	〃	〃	0.007
B-06-3	〃	〃	0.003
B-08-1	〃	〃	0.004
B-08-2	〃	〃	0.003
B-09	〃	〃	0.002
B-10	〃	〃	0.004
B-16	〃	第2異常地B露頭	0.003
B-18-1	〃	〃	0.007
B-18-2	〃	〃	0.002
B-20-1	〃	〃	0.002
B-20-2	〃	〃	0.001
B-30	〃	〃	0.002
B-40	〃	〃	0.003

第 3 表 第 2 放射能異常地・秋田県試錐 4 号井・5 号井の岩芯中のウラン分析値

No.	試料岩石名	深 度 (m)	U ₃ O ₈ (%)
B-4-1	角礫凝灰岩	0.00~0.20	0.001
B-4-2	〃	0.40~0.60	0.001
B-4-10	〃	1.50~1.60	0.001
B-4-16	〃	2.10~2.20	0.001
B-4-40	〃	6.20~6.50	0.001
B-4-44	〃	7.40~7.60	0.007
B-4-45	〃	7.60~7.80	0.010
B-4-46	〃	7.80~7.90	0.012
B-4-47	〃	7.90~8.15	0.006
B-4-49	〃	8.55~8.60	0.002
B-4-50	〃	8.60~8.80	0.001

(0.17mr/h)の異常が認められる。この異常部は、基盤花崗岩から約50m上位の層準にあるので、トンネル内の異常部とは異なった層準のものと考えられる。

4.2.3 第3放射能異常地

ダム堰堤南南西方の異常地のうち第1の沢においては、基盤花崗岩から10m上部の層準の玉川層の火山礫凝灰岩のなかで、自然計数の5~7倍を示す箇所が約1mの層厚で存在し、水平に連続して、100m南方の第2の沢まで追跡できる。

この上部約20mの箇所にも自然計数の4倍を示す角礫凝灰岩の層厚約1mの異常部が存在する。第2の沢でも基盤花崗岩の上部約10mの所に5~8倍の異常部が層厚約1mで存在し、この上部20mの所にも3~4倍の異常を示す層厚約1mの玉川層の淡紅色含円礫凝灰岩が存在する。この上部の異常も第1の沢の上部異常部の延長と推定される。これら異常部分の岩石のウラン品位の分析値を第4表に示す。

第3異常地ではU₃O₈含有量は一般に低く、最高値は第1の沢の上部で0.006%、下部で0.004%であり、第2の沢の上部で0.003%、下部で0.007%、両沢の中間部の下部層で0.004%にすぎない(この調査のち原子燃料公社注1)ではこの異常地付近で小規模の高異常部を発見したということである)。

4.3 鉱石(鉱物)

田沢湖町鋳畑のウラン異常地の放射性鉱物については、第3隧道内の黒色物質は佐藤長治注2)によりコフィン石であることが認められた。

この含ウラン炭質物は外観は黒色~灰黒色で、一般にもろいが、堅い部分もあり炭化の低い黒色頁岩様を呈している。断面では黒色部の灰黒色の部分が層理面に平行に縞状に発達している。周縁部層との接触部には滑かな面を呈する部分も認められるが、全体の状況は明らかでない。また周縁部には局部的に灰色の変朽安山岩が密着している部分がある。また局部的に炭質物の層面を灰白色の細脈が切っている。

鏡下では、黒色部は縞状に配列した細粒の不透明黒色物質を主とし、また灰黒色を呈しやや堅い部分は微粒の石英・長石などが含まれているが、これらは縞状に発達している。また黒色部を切る細脈は、大部分が方解石からなっている。さらに部分的に細粒微晶の黄鉄鉱も認められる。

ウラン鉱物については採取した試料では同定困難であったが、佐藤長治によればコフィン石(coffinite)であることが同定されている。また試料のうち高放射能部分をオートラジオグラフによってウラン分布を調べると第11図のようである。これによって顕微鏡下の観察と比較検討すると、黒色炭質物質の層理面に沿ってとくに放射能部分が一様に発達する。また黒色部を切る方解石細脈に沿う部分、軟弱な割目に沿う部分などが強く感光し、放射能が強いことを示している。また上記の灰黒色部のうちやや硬い部分については放射能による感光度は著しく低くなっている。またラジオラクトグラフによる結果は第12図の通りである。また一部の高放射能部分の顕微鏡写真は第13図、第14図の通りである。

注1) 現在の動力炉・核燃料開発事業団

注2) 動力炉・核燃料開発事業団探鉱開発部資料による。

秋田県田沢湖地方の地質とウラン鉱床（島田忠夫・小関幸治）

第4表 第3放射能異常地のウラン分析値

No.	試料岩石名	採取場所	U ₃ O ₈ (%)
1-上-6	角礫凝灰岩	第1ラウンの沢	0.006
1-上-7	〃	〃	0.001
1-下-1	〃	〃	0.001 ⁻
1-下-3	〃	〃	0.001 ⁻
1-下-5	〃	〃	0.001 ⁻
Ⅱ-上-1	〃	第2ラウンの沢	0.003
Ⅱ-上-2	〃	〃	0.001
Ⅱ-下-1	〃	〃	0.002
Ⅱ-下-2	〃	〃	0.002
Ⅱ-下-3	〃	〃	0.003
Ⅱ-下-4	〃	〃	0.001
Ⅱ-下-5	〃	〃	0.007
Ⅱ-下-6	〃	〃	0.001
M-1-1	〃	第1, 第2ラウンの沢中間	0.001 ⁻
M-1-2	〃	〃	0.002
M-1-3	〃	〃	0.001
M-1-4	〃	〃	0.001
M-1-5	〃	〃	0.001
M-1-6	〃	〃	0.002
M-1-7	〃	〃	0.002
M-1-8	〃	〃	0.001
M-1-9	〃	〃	0.001 ⁻
M-1-10	〃	〃	0.004
M-1-11	〃	〃	0.001
M-2-1	〃	〃	0.003
M-2-2	〃	〃	0.002
M-2-3	〃	〃	0.002
M-2-4	〃	〃	0.003
M-2-5	〃	〃	0.001
M-2-6	〃	〃	0.002
M-2-7	〃	〃	0.002
M-2-8	〃	〃	0.001
M-2-10	〃	〃	0.001
M-2-11	〃	〃	0.002
M-2-12	〃	〃	0.001
M-M-1	〃	〃	0.001 ⁻
M-M-2	〃	〃	0.001
M-M-3	〃	〃	0.001
M-M-4	〃	〃	0.001
M-M-5	〃	〃	0.001 ⁻
M-M-6	〃	〃	0.002
M-M-7	〃	〃	0.001
M-M-8	〃	〃	0.002
1-下-H	〃	第1ウランの沢	0.004
1-上-黒	黒色角礫凝灰岩	〃	0.006



第11図 秋田県田沢湖町, 銚畑
第3トンネル産含ウラン
炭質物のオートラジオグラフ
12日間露出
炭質および細脈に沿う部分が
とくに放射能が高い



第13図 第12図のA部拡大図 (×20)
C: 炭質物 (lignite)



第12図 同上研磨片のラジオラックソングラフ
蛍光体 ZnS
富士 X-ray フィルム
(間接用)
露出: 7日



第14図 第13図のB部拡大図 (×200)
P: 黄鉄鉱 (白色斑点部)
pyrite
C: 炭質物 (灰色部)
lignite

なお高放射能部分について関根節郎・大森貞子・前田憲一郎が行なった化学分析の結果と金子博祐が行なった分光分析の結果を示すと第5表の通りとなる。

この地点の比較的高いウランの含有 (1.7~2% U_3O_8) は, 上記の炭質物に極限されている。このような産状は岩手県花巻西鉛付近に見られるものの一部の露頭 (島津光夫, 1963)⁹⁾ と同様に基盤の溶出ウランが炭質物に吸着濃集したものと考えられる。

この付近の放射性鉱物産地として有名なのは, 当地より約 14km 北方の玉川上流に位置する仙北郡玉川温泉である。玉川温泉産の北投石は, ラジウムの強放射性鉱物で硫酸バリウムおよび硫酸鉛の混晶であり, 天然記念物に指定されているこの北投石の放射能はラジウムによるものでウランによるものではないことが発表されている²⁾。

また約 50km 南東方の岩手県花巻市豊沢川上流鉛温泉付近の放射能異常地では, 放射性鉱物として, コーフィン石の他にウラノフェンが同定されている。この鉛温泉付近の異常地の地質・産状および放射能強度は当地域と頗る類似していて, 異常部は花崗岩直上の緑色火山礫凝灰岩または赤褐色粘土中にあり, その放射

第5表 秋田県仙北郡田沢湖町鉛燐産含ウラン炭質物の化学分析及分光分析結果

(成分)	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe%	FeO%	MnO%	MgO%	CaO%	Na ₂ O%
No. 1	69.96	0.23	4.63	0.74	3.01	0.02	1.74	1.65	0.20
No. 2	65.88	0.20	6.40	1.08	2.93	0.02	1.95	1.90	0.29
(成分)	K ₂ O	U ₃ O ₈ %	H ₂ O-%	H ₂ O*-%	S%	C%	CO ₂ %		Total
No. 1	0.34	1.71	0.96	5.43	0.85	8.19	—		99.66
No. 2	0.26	2.02	1.17	6.05	1.24	7.73	0.68		99.80

No. 1, No. 2 とも同様な地点の試料で、医理学研究所製 DCP3 による計数 2610 cpm のもの

	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr		
No. 1	?	5	?	—	?	tr	—	—	6<	?	—	tr	tr		
No. 2	?	5	?	—	tr	tr	—	—	6<	?	—	1	1		
	Cu	Fe	Ga	Ge	In	Mg	Mn	Mo	Hg	Ni	P	Pb	Pd		
No. 1	3	6	?	tr	—	4	3	tr	—	tr	?	tr	—		
No. 2	3	6	tr	tr	—	6	3	1	—	1	?	tr	—		
	Pt	Sb	Sc	Si	Sn	Sr	Ta	Te	Ti	Tl	V	W	Y	Zn	Zr
No. 1	—	?	—	6<	—	tr	—	—	tr	?	2	—	—	?	—
No. 2	—	?	—	6<	—	tr	—	—	1	?	2	—	—	tr	—

(分光分析条件)

分光器 島津 QL-170 型大型水晶分光写真器

発光法 直流弧光，陽極層法

電圧 220~221V

電流 7A±0.1

スリット 0.015mm

露出 30 sec

電極 日立炭素電極

試料 試料同量の NaCl 混合

— 検出せず 弱—? tr. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 6< (強度強く判定むづかしいもの) →強

No. 1, No. 2 とも同様な地点の試料で同上 DCP3 による計数は 2200 cpm のもの

能強度は自然計数の 4~12倍程度である。

5. むすび

田沢湖町鉛燐の放射能異常は昭和34年に発見され、その後昭和35年・36年にわたり地質・試錐・測量・物理探査などによる研究が進められた。これに平行して秋田県も地質・試錐の研究を行ない、原子燃料公社^{注3)}でも鉱床の探査を実施した。しかしながら、放射能異常部は規模が小さく、本調査区域外へは広がらず、類似鉱床が岩手県鉛温泉付近に発見されたにとどまった。鉛燐の異常地については第3隧道内の顕著な異常の延びが地表では適確につかめずに終わったが、このことはこの異常部がレンズ状をなして断続していることを想定させる。いずれにせよ玉川層中の放射能異常部の層準は基底から約10m上位に一带（第1異常地・第3異常地）と、30~50m上位に一带（第2異常地・第3異常地）の2帯であると考えられる。

また鉛燐から15km南東方で田沢湖駅東方の生保内川中流の相沢山(920m)の北部の沢の中でも、基盤花崗岩から約10m上部の緑色凝灰岩層中の赤紫色頁岩の夾み(層厚約1m)に、自然計数の4~5倍の異常が認められた。この層準には炭質物の破片が散含まれ、亜炭の薄層(1cm以下)が挟まれている。

注3) 現在の動力炉・核燃料開発事業団

このようにすでに発見されている放射能異常部は、レンズ状の局部的なものではあるが、基盤花崗岩上の火山礫緑色凝灰岩(玉川層)中の一定層準に存在して、かなりの広がり(鎧畑一向生保内一鉛温泉)をもっていることが推定される。現在のところウランの品位は低く、規模も小さいが、今までの調査探鉱の結果を一応整理検討することによって、今後の探鉱は今までよりも能率的に成果をあげることが可能である。また今後の調査によって新しい有望な含ウラン層が発見されることも考えられる。もしそれが低品位のものであるとしても、相当広範囲にわたって分布する可能性があるから、ウラン資源としては、将来の探鉱・冶金などの技術的進歩と、国際的なウラン資源の需給バランスの見通しのもとでは、無視することはできないだろう。

ウランの成因については、不明の点が多いが、ウラン鉱物が玉川層の基底に近い層準にみいだされたこと、その層準には亜炭や炭質物の薄層が挟まれていて貝化石がみいだされないこと、ある特定の層準にだけ異常が認められることなどから、基盤花崗岩の沈降部の初期の、外海からとどされた浅い内湾または湖沼中に火山活動によって噴出された、火山灰・火山礫・火山角礫岩が堆積し、それがあつた特種な水素イオン濃度に達した際に、基盤花崗岩で構成された後背地から供給されて堆積盆中の水中に溶解していた花崗岩中の微量ウラン成分が、一匙に火山灰や凝灰岩中に吸着沈積され、その後の上位の堆積物の堆積中に起こつた水中の水素イオン濃度の変化によって、吸着されたウランが若干溶脱され、さらにその後の陸化時代と現時点における天水によって濃集部が破壊されたために、現在みられるような低品位・レンズ状の賦存状態を示すに至つたものと考えられる。

なお基盤花崗岩の直上または直上付近にはしばしば赤紫色頁岩層が発達するし、玉川層基底部も凝灰質である点などからして、これらの部分の粘土鉱物の研究および地球化学的諸研究は、地質の造構造運動的研究と相まって、鉱床の成因の解明にとつて必要であると思われる。

文 献

- 1) 堀川義夫・氏家 明・島田忠夫(1962): 秋田県自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 13, no. 11
- 2) 河野義礼・早川正巳・佐野浚一・角 清愛(1957): 秋田県玉川温泉地質調査および放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 8, no. 7
- 3) 大沢 禮・角 清愛(1958): 5 万分の 1 地質図幅「田沢湖」, 同説明書, 地質調査所
- 4) 佐野浚一・中井順二・武居由之(1960): 秋田県田沢湖地区における物理検層, 地質調査所月報, vol. 11, no. 12
- 5) 佐野浚一・島田忠夫(1961): 秋田県田沢湖町鎧畑地区区営試錐孔における物理検層の報告, 地質調査所月報, vol. 12, no. 6
- 6) 島津光夫(1963): 岩手県花巻市西鉛付近の新第三紀層基底部のウランの産状について, 地質調査所月報, vol. 14, no. 12
- 7) 上田良一(1961): 秋田県仙北郡田沢湖町鎧畑付近の地質層序, 秋田大学鉱山学部, 地下資源開発研究所報告 no. 24
- 8) 上田良一(1963): 田沢湖周辺山地(松木内川・玉川流域)の地質層序, 秋田大学鉱山学部, 地下資源開発研究所報告, no. 28

Geology and Uranium Deposits in Tazawako Town, Akita Prefecture

By

Tadao SHIMADA and Kōji KOSEKI

The uranium-bearing beds were found near Yoroibata, Tazawako town, Akita prefecture in 1959.

They are constituents of early Miocene Tamagawa formation which consists of altered andesite and its pyroclastic rocks, and overlie unconformably the basement of granodiorite.

Uraniferous ore deposits are situated about 10 m and 30~50 m above the base of the formation. The scale, intensity and uranium content at each locality are as follows.

	Locallity	Scale	Intensity	Uranium content
1	in the No. 3 tunnel east of the Yoroibata dam	1 m × +2 m × (+5 m)	0.3~4.6 mr/h	0.64~1.0%
2	200 m northeast of the tunnel	2 m × (+1 m) × (+10 m)	0.07~0.13	0.007~0.012
3	500 m south-southwest of the Yoroibata dam along the west bank of Tamagawa river	1 m × (+1 m) × (+100 m)	0.05~0.08	0.004~0.007

The coffinite are found in the uraniferous ore deposit.

Ⅳ.3 岩手県花巻西部地域のウラン鉱床

北村 信*・佐藤明男**・大和栄次郎***・林昇一郎****

要 旨

秋田県田沢湖北方鎧畑付近で、下部グリーンタフ基底部から放射能異常が認められて以来、岩手県花巻市西方西鉛付近にも、同様の産状の放射能異常が発見された。これら含ウラン鉱床は、その産状からみて、地質構造に多分に関連して胚胎されるものと考えられるので、その実態を明らかにし、今後の探査研究の一助にすべく調査研究を実施した。

本地域は東北地方脊梁山脈のほぼ中心部に相当し、黒雲母花崗岩を基盤とし、いわゆるグリーンタフのものとも広く分布する地域にあつている。地域内に発達する新第三系の下部は、変朽安山岩・石質凝灰岩を主体とし幕館層と呼ばれている。本調査地域の大部分はこの幕館層の分布地域であつて、ウラン鉱床はこの幕館層の基底部に胚胎している。また、調査地域内にはNE-SW方向をもつ2つの基盤隆起帯があることが明らかにされた。この隆起帯は東部地区と西部地区に地壘帯として、ほぼ平行に配列している。この両地壘帯の完成は幕館層堆積後であるが、基盤岩にすでに形成されていた破砕性構造帯が、幕館層堆積初期から堆積後にいたるまで再活動した結果によるものと考えられる。ウランの濃集はこれら地壘性隆起帯と密接な関係があり、とくに、その上に直接重なる含円礫砂岩および含円礫凝灰岩に限られており、その後地下水の流動などの2次的な作用によって、より吸着され易い岩相や炭化した木片などに集中しているものと思われる。このような結果からみるとグリーン・タフ地帯の放射能異常の今後の探査研究には基盤の構造性隆起帯の周辺部が重要視されるべきであろうと思われる。

1. ま え が き

東北地方脊梁山脈西縁部の田沢湖北方、鎧畑付近で下部グリーン・タフ基底部に放射能異常が認められて以来、岩手県花巻市西方西鉛付近にも同様の産状を示す放射能異常が認められ、継続してその周辺地域の探査が行なわれ、2, 3の放射能異常が発見された。

これらはいずれもその規模は大きなものではないが、含ウラン鉱床の産状および地質構造との関連性を明らかにしておくことは、今後の探査研究に役立つものと考え、昭和39年6月、昭和40年10月の2回にわたって現地調査を行なった。その結果の概要をここに報告する。

第1回現地調査では、主として白沢ウラン沢露頭および鶯沢第2露頭と周辺の地質構造との関連性についての吟味を行ない、第2回現地調査では上記2露頭の再検討を行なったほか、東白川露頭・小倉沢露頭の調査も行ない、周辺地域の地質構造との関係を明らかにした。

2. 位置および交通

調査地域は岩手県花巻市西鉛温泉西方の豊沢川ダム周辺部である。鉱床露頭の散在する地点は豊沢川ダムの東部・南部および西部に位置している。

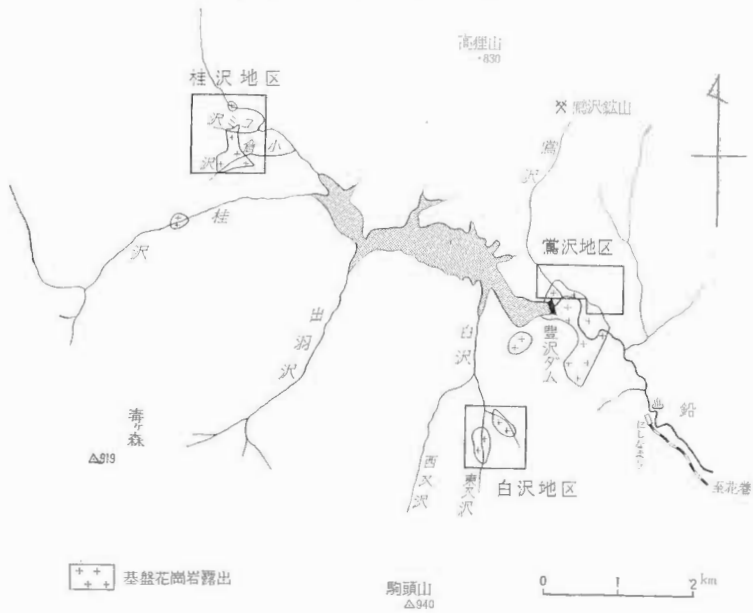
本調査地区にいたるには東北本線花巻駅下車、花巻温泉鉄道西鉛温泉行に乗り換え、終点にて下車し、豊沢川に沿った県道を利用することになる。この県道は花巻市より豊沢川ダムを経て和賀郡沢内村に通じており、トラックの通行が可能であるので、調査のみならず作業上にも便利である。

* 東北大学理学部地質学古生物学教室

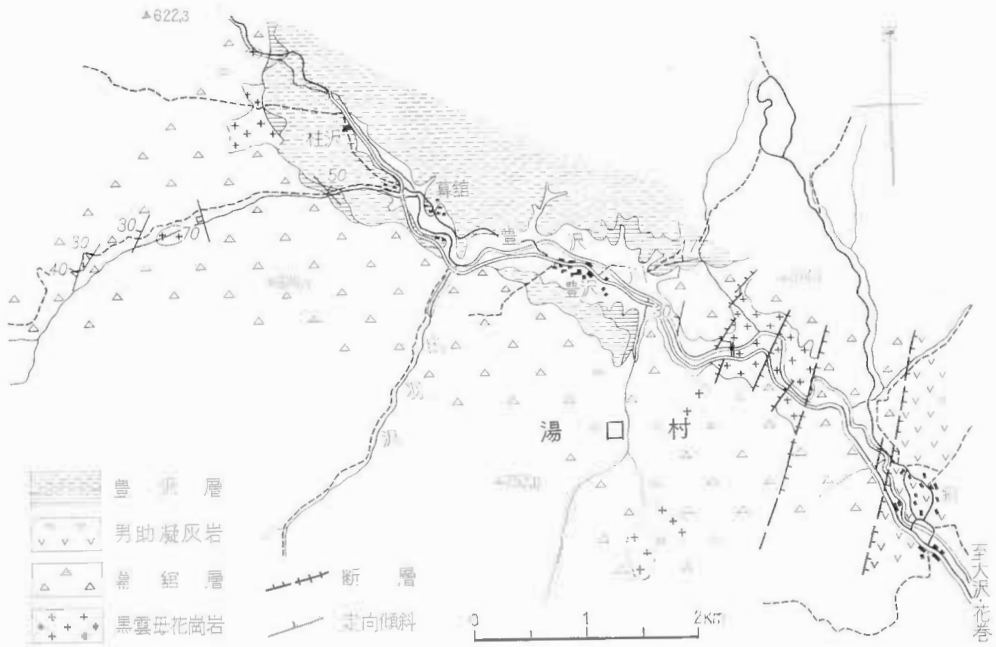
** 動力炉・核燃料開発事業団

*** 応用地質部

**** 鉱床部



第1図 花巻地区位置図



第2図 地域地質図

3. 地 質

本地域は東北地方脊梁山脈のほぼ中心部に相当し、いわゆるグリーンタフのもっとも広範に分布する地域にあっている。グリーンタフの基盤を構成するものは黒雲母花崗岩で、豊沢川ダム東部に比較的大きな岩体として分布するほか、白沢上流・桂沢・小倉沢・ユミ沢などに小露出をなして分布する。

本地域に発達する新第三系の下部を代表するものはいわゆるグリーンタフ下部層に相当するもので、変朽安山岩およびそれに伴った石質凝灰岩を主体とし、早川ら (1954) によって幕館層と呼ばれている。本調査

地域の大部分はこの幕館層の分布地域で、基盤の黒雲母花崗岩を不整合におおって、豊沢川右岸の山岳地帯に広く分布し、ウラン鉱床も幕館層基底部に胚胎している。新第三系中部を代表するものは男助凝灰岩で、主として豊沢川下流西鉛温泉付近以東に分布し、幕館層とは断層で接し、ウラン鉱床とは無関係である。

新第三系上部は豊沢層によって代表され、主として、豊沢川沿いの豊沢および桂沢付近の低地帯に分布し、北方の葛丸火山噴出物によっておおわれている。本層下部は主として湖沼性堆積物からなるが上部になるに従い火山砕屑物で代表され、葛丸火山噴出物に連続する(第1表)。

3.1 黒雲母花崗岩

本地域の黒雲母花崗岩は灰緑色中粒で、紅色カリ長石を含むもので、半花崗岩によって貫かれている。豊沢川ダム周辺に発達するものは $N20^{\circ}E$, $40\sim60^{\circ}E$ 性の数条の階段状断層によって寸断されているが、西側では明らかに幕館層によって不整合でおおわれている。黒雲母花崗岩分布の東限はふたたび断層で幕館層に接している。小貫(1961)はこれら基盤花崗岩に発達する階段状断層を東から西へ $F_1\sim F_8$ の断層に分け、 $F_3\cdot F_4$ を除く他のすべての断層は東傾斜東側落しの階段状断層であるとしている。 F_3 断層は西傾斜を示し、その性格は不明であるが F_4 の断層は東傾斜西側落しの逆断層であって、 F_2 と F_4 の断層に挟まれた地塊は地壘状を呈して上昇していると述べている。白沢上流ウラン沢および東又沢に小露出をなして分布する黒雲母花崗岩は岩質的に豊沢川ダム周辺部のものに等しく、幕館層の基底礫岩との接触部は NS または $N30^{\circ}E$ の断層で接しているが一部はさらに小断層で切れ複雑化している。白沢上流の2つの黒雲母花崗岩体と豊沢川ダム周辺部の黒雲母花崗岩との直接の連続性を確かめることは不可能であるが、ともに同方向の断層や副次的な断層破碎帯を伴っていることから推察して、基盤の同一構造帯内に属するものと考えることができる。

本地域西部に点在する黒雲母花崗岩は一般に風化が著しいが、岩質的には東部のものと同様に紅色カリ長石を含む黒雲母花崗岩からなっている。これらは桂沢・小倉沢・ユミ沢・豊沢川本流に、ほぼ $N30\sim40^{\circ}E$ の方向に配列して分布するが、幕館層によっておおわれているため、連続性は確かめられない。しかし本地区に分布する黒雲母花崗岩中の Shear joint および小断層は常に $N10\sim20^{\circ}E$ を示しているので、雁行状に配列した基盤の隆起帯の頂部が断続的に露出しているものと推定することができる。

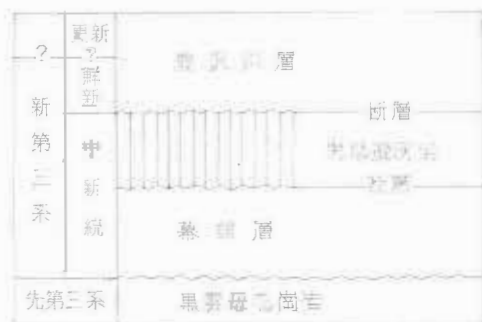
3.2 幕館層

本層は花巻市幕館豊沢川右岸一帯を模式地として早川ら(1954)によって命名されたもので、横黒線沿線の大荒沢層および大石層の一部を含めたものに相当する。

本層は変朽安山岩・同質石質凝灰岩・火山礫凝灰岩・緑色凝灰角礫岩・凝灰質砂岩などを主体とするものであるが基底部には厚さ数mの礫岩および礫質砂岩を伴い、基盤の黒雲母花崗岩を不整合におおっている。変朽安山岩および石質凝灰岩は常に濃緑紫色を呈し、緻密堅硬で、緑泥石化・赤鉄鉱化・曹長石化・緑簾石化・炭酸塩化作用が著しく、原岩の同定は困難であるが、基性の両輝石安山岩を主体としたものが多い。火山凝灰岩・凝灰角礫岩は比較的粗鬆で、濃緑色～淡緑色を呈し、固結の程度は石質凝灰岩におとるが、ほとんどが基性～中性の安山岩角礫を含み、東北地方脊梁山脈でいわゆるグリーンタフと称されている岩相の下部層を代表するものと一致している。緑色凝灰角礫岩は淘汰作用をうけ、遠望すれば層理を示すが直接走向傾斜を測定することは困難である。しかし、所によっては、層理明瞭な緑色凝灰質砂岩を挟み *Glycymeris vestioides*, *Chlamys nisataiensis*, *Lucinoma acutiniliatum* などの海棲貝化石を産出し、本層は明らかに浅海性堆積物であることを示している。

本層の基底部に発達する礫岩および礫質砂岩は地域的变化にとみ、基盤の黒雲母花崗岩由来のアルコーズ

第1表



砂岩および黒雲母花崗岩円礫を主体としたいわゆる基底礫岩とみなされるものの発達は、西側の桂沢地区に発達がよく、東側の鶯沢地区および白沢地区ではそれらの存在は不明瞭でむしろ変朽安山岩噴出に由来する凝灰質細粒物質とアルコーズ質砂岩との混合した岩質を基底部（matrix）とし、これに黒雲母花崗岩円礫および変朽安山岩円礫を含む礫岩からなっている。これら基底部の礫岩および礫質砂岩はウラン鉱床胚胎の場としても重要であるのでウラン産状の項で個別に詳細を記載する。

3.3 男助凝灰岩

豊沢川下流鉛温泉付近一帯に分布する凝灰岩類は北村（1961）による男助凝灰岩に包括されるもので、主として青灰色～灰緑色石英安山岩質凝灰岩からなり層理不明瞭である。本岩は西鉛温泉付近で幕館層と断層で接し、この関係はプシの沢上流でも確認することができる。本岩と幕館層の層位関係は本調査地域内では確かめ得ないが、零石盆地周辺部では幕館層より上位層準の地層と指交関係にあり、中新統中上部に相当する。

3.4 豊沢層

本層は豊沢川ダム貯水池周辺部に模式的に分布するもので、下部は凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩・凝灰岩の薄互層からなり、上部は白色軽石凝灰岩からなる。本層最下部には基底礫岩が発達し、幕館層を不整合におおっている。凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩・凝灰岩の薄互層は湖沼性の堆積物で、Slump structure のような堆積構造を示し、きわめて不安定な堆積盆に堆積したものであることを暗示している。上部の白色軽石凝灰岩も同様の水中堆積物で一部は淘汰をうけて弱い層理を示すが、上部になるにしたがって層理不明瞭な軽石流凝灰岩となり、石英安山岩火山礫を含むようになる。本層は早川（1952）によると、葛丸火山第Ⅰ期活動に由来したものとされているが、ここでは湖沼性堆積物で代表される部分を一括して豊沢層として取扱った。

したがって、豊沢層の上位には葛丸火山の活動に由来する火山碎屑物・火山岩類が整合的に重なっているものと考えられる。

4 ウラン鉱床付近の地質

4.1 白沢地区

豊沢ダムに注ぐ白沢上流のウラン沢および東又沢に露出する黒雲母花崗岩に接して含ウラン堆積岩が発達し、これらをウラン沢露頭・東又沢露頭と呼称する。両露頭と周辺の地質との関係は第 3,4 図に示したとおりで、本地域一帯には幕館層の下部が発達し、基盤の黒雲母花崗岩を不整合でおおっている。

幕館層は主として変朽安山岩とそれに伴った緑色凝灰角礫岩からなっているが、基盤に接近した部分には礫岩が発達し、この部分にウランの濃集部がみられる。また、幕館層は NE 性の走向をもつ石英斑岩の岩脈によって貫かれているが、この方向は基盤岩類中の破碎帯の方向と一致している。

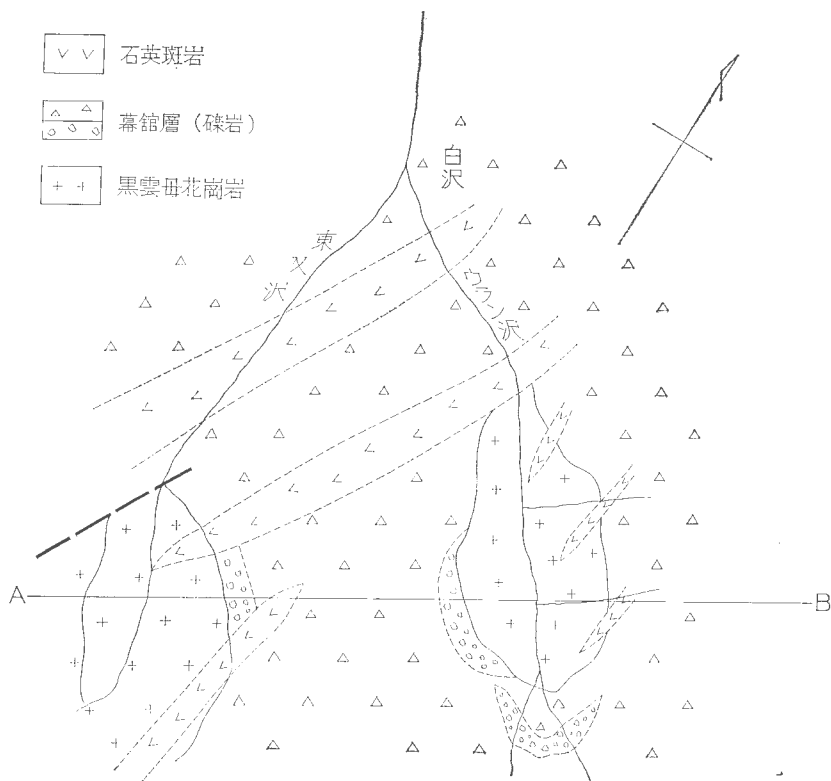
ウラン沢露頭

ウラン沢中流左岸にみられるこの露頭は、幕館層と黒雲母花崗岩の不整合接触部そのものであるが、第 5 図 A に示したとおり、その後の断層運動によって複雑化している。すなわち、黒雲母花崗岩と礫岩は常に断層で接し、礫岩には基底礫岩的なものと火山礫岩的なものとの 2 種類があって、後者は前者よりも上位層準でさらに上位の石質緑色凝灰岩に漸移している。また、少なくとも礫岩堆積後玄武岩の貫入があり、さらにその後 N-S, NE-SW および NW-SSE 性の断層で切られた。

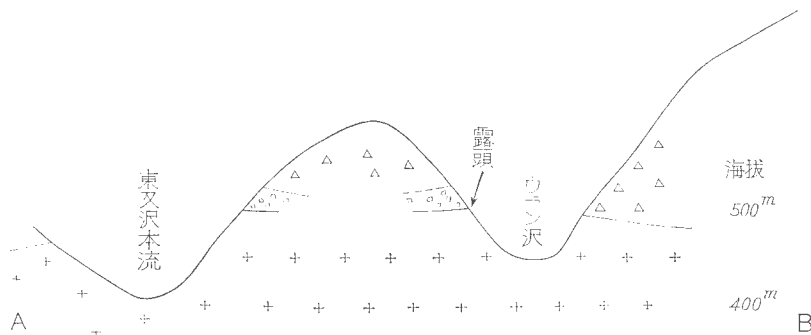
断層の新旧を論ずることは困難であるが、黒雲母花崗岩と圧碎花崗岩との関係は漸移的で、露頭左端の圧碎花崗岩はその下位にある黒雲母花崗岩岩体の右端の圧碎花崗岩に連続していたものであることが容易に判断される。

これら圧碎花崗岩類の再結晶の状態より判断すると N-S 性および NE-SW 性の破碎構造はすでに第三紀以前に形成されていたもので、第三系の堆積後再び活動したものと考えることができる。

本露頭の放射能強度分布は第 5 図 B に示したとおりで、礫岩そのものの分布に支配されるよりむしろ、それを切る断層に沿った部分に放射能の強い部分が集中している傾向がみられる。同時に、黒雲母花崗岩や圧碎花崗岩に接近した方が強度が高く、はなれるに従って低くなる傾向も見逃すことはできない。ウラン移

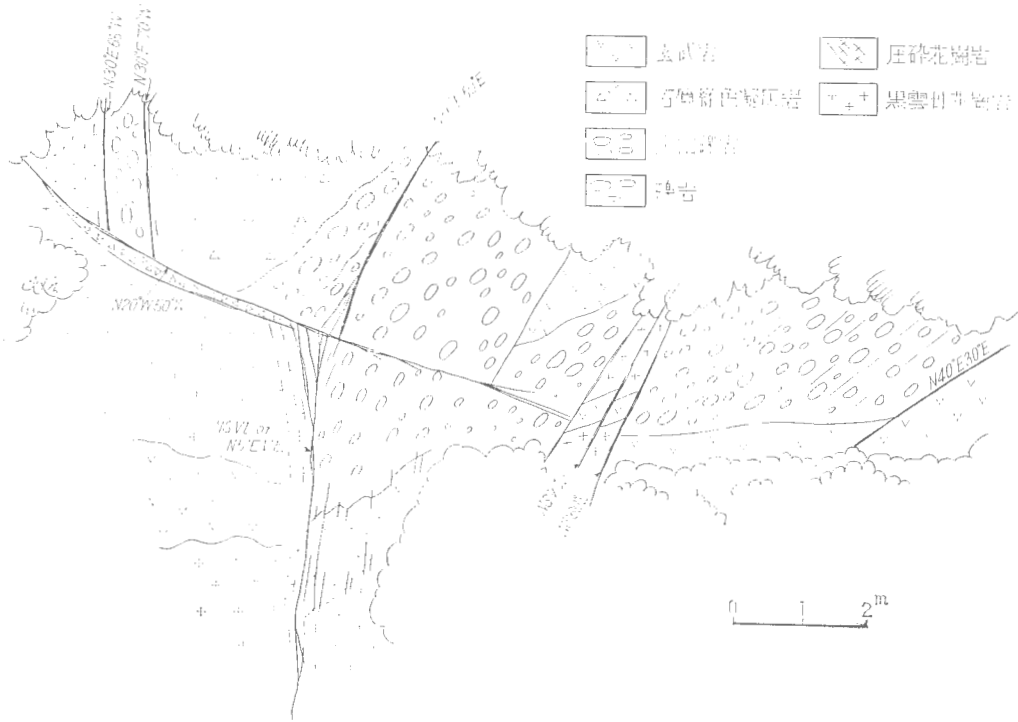


第3図 白沢地区模式平面図

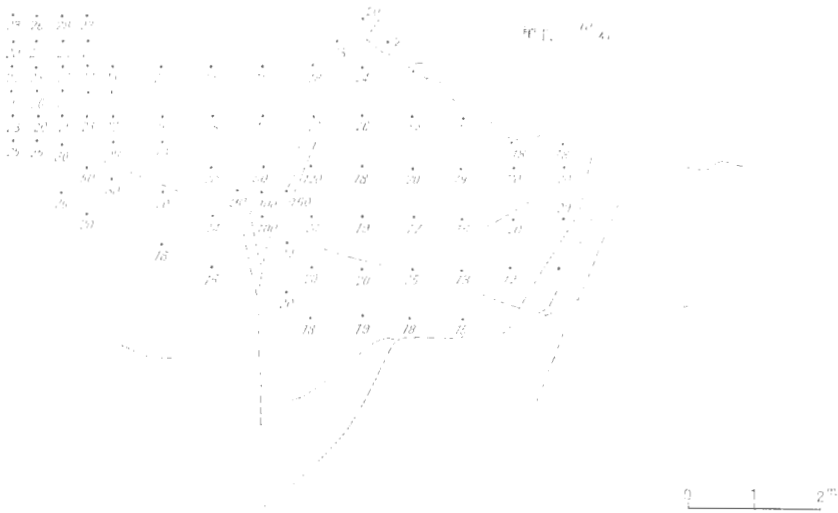


第4図 白沢地区模式断面図

動の経路として、礫岩内の放射能異常を吟味してみると、下部の礫岩は花崗岩類の礫を多く含み、基地部 (matrix) にもアルコーズ砂岩質のものを多く含むが、粘土質ないし火山灰質物質もかなり多く含み、長期間波浪または水流で洗われて多くの礫と粗砂だけが徐々に蓄積されたものではなく、むしろ短期間に堆積を行なった mud conglomerate 的なもので、堆積鉱床としてのウラン濃集にそれほど重要な役割を果たしたとは思えない。上部の礫岩はさらに火山性の物質に富み、火山泥流の性質をもつのでウラン濃集には全く無関係に堆積したものと考えられる。したがって、本露頭におけるウラン濃集部はむしろ2次的(断層運動終了後)



第5図-A 白沢地区ウラン沢露頭



第5図 B 白沢地区ウラン沢露頭放射能強度分布

に基盤の破碎性構造帯に沿って流動した地下水によって移動し、透水性の比較的良好な岩相および第三系中の断層帯に濃集したものと考えられる。

東又沢露頭

白沢支流東又沢における露頭は、黒雲母花崗岩分布の南端部にみられるもので、第6図-Aに示したよう

に、黒雲母花崗岩と石英斑岩との間に発達する粘土を伴った断層角礫帯内に放射能異常が認められる。断層角礫帯は変朽安山岩・花崗岩類・緑色凝灰岩などの角礫と青灰色粘土の混合したものからなり、灰黒色粘土のパッチを伴っている。石英斑岩との接触部は N - S, 65°W の断層面であって、その表面には 10°N の条痕がみられる。断層角礫帯と黒雲母花崗岩の境界部は不規則で、灰色の粘土を伴っているがすべり面は存在しない。断層角礫帯の中の物質をみると幕館層の変朽安山岩および緑色凝灰岩由来のものが多く、実際の断層は黒雲母花崗岩を取り囲んだ幕館層と、それを貫く石英斑岩との間に生じ、幕館層のほとんど全部が断層角礫となったものと判断される。

本露頭における放射能強度分布は第 6 図 - B に示したとおりきわめて不規則ではあるが、黒色粘土パッチの部分に強度がもっとも高く、灰色粘土の部分にこれに次いでいる。黒色粘土の部分には有機質に富んだ粘土であるが原岩が炭質頁岩であるという断定はできない。

本露頭においては、断層によって破碎されているため幕館層下部堆積時におけるウラン濃集の可能性を吟味することはできないが、断層破碎帯形成後の 2 次的濃集 (地下水による移動) の可能性が強い。

4.2 鶯沢地区

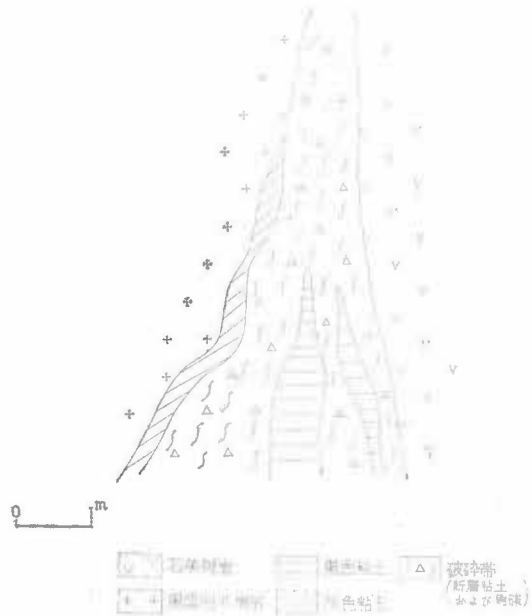
本地区については、すでに島津 (1963) によって報告されているが、島津の調査当時の露頭状況は、その後の表土剥ぎその他露頭部拡大のための掘さくによって変形しているため、各露頭の関係位置を示す地質略図を第 7 図に示した。

本地区は豊沢川支流鶯沢を約 300m さかのぼって、北左岸より注ぐ小沢が合流する付近一帯で、第 1 露頭は鶯沢左岸にあり、第 2 露頭および第 3 露頭は小沢を上ったところにある。各露頭は基盤の黒雲母花崗岩と幕館層との接触部に近接して分布するが、幕館層の基底礫岩の存在は確かめることはできない。

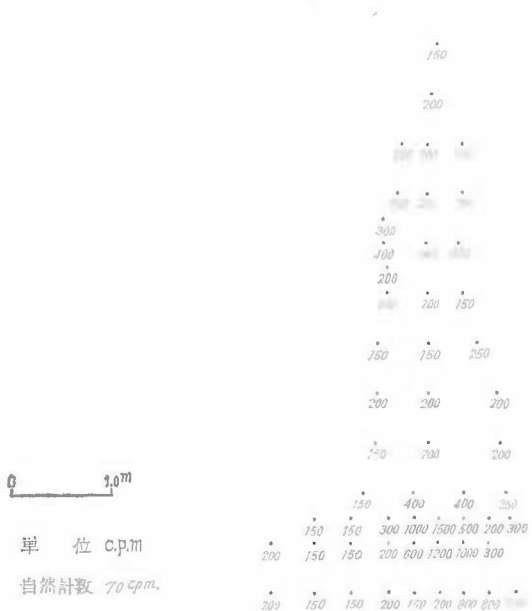
両者は N - E 性ないし N - W 性の 2 つの系統の断層によって相接しているが、幕館層は下部に特有な含円礫凝灰岩および石質凝灰岩によって代表されているので、断層の落差はあまり大きくないと思われる。

鶯沢第 1 露頭

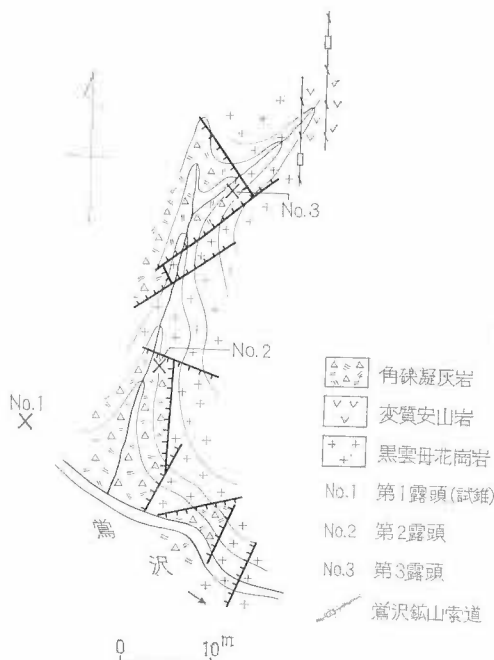
本露頭は鶯沢左岸であるが、現在露頭そのものを観察することはできない。この地点のボーリング資料に



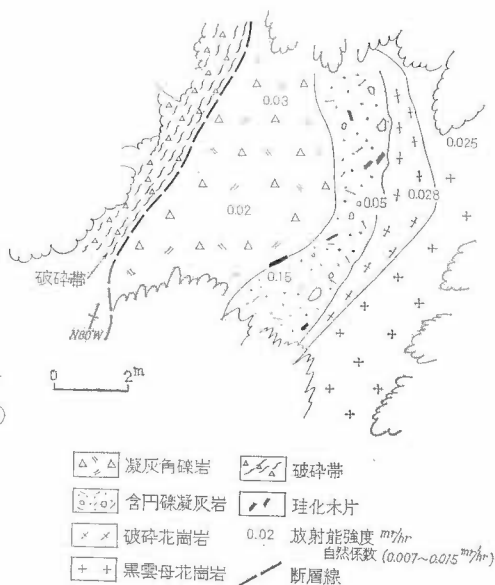
第 6 図-A 白沢地区東又沢露頭



第 6 図-B 白沢地区東又沢露頭放射能強度分布



第7図 鶯沢地区地質図



第8図 鶯沢地区第2露頭



第9図 鶯沢地区第3露頭

よれば、地表付近の含円礫凝灰岩は次第にアルコ-ズ質となり、約50mの深度で基盤の黒雲母花崗岩に達しているとのことである。

鶯沢第2露頭

第7図に示したとおり、この露頭は鶯沢に北より急傾斜で注ぐ小沢を約8m上ったところにあり、N-S性の断層とN70°Wの断層で囲まれた部分に位置する。第8図は露頭のスケッチであって、ここでは黒雲母花崗岩の縁辺部は破碎され、含円礫凝灰岩と一見不整合関係に見えるが slickenside をもった断層で接している。含円礫凝灰岩は石質凝灰角礫岩に移化し境界は不明瞭である。放射能異常は含円礫凝灰岩にみられ、とくにその中に含まれる珪化木片に著しい。含円礫凝灰岩は基底礫岩とは性質を異にし、凝灰質物質で膠結され、明らかに火山泥流的成因によるもので、変朽安山岩・凝灰角礫岩の円礫ないし重円礫を多く含むが黒雲母花崗岩の円礫は少ない。

珪化木片の混入は接近した陸地注¹⁾からの供給によるもので、ウランの吸着は2次的な原因によるものと考えられる。

鶯沢第3露頭

この露頭は第2露頭の約20m上流にあり、N35°W

注1) 幕籍層の大部分は海底火山噴出によってたらされたと考えられているが、幕籍層堆積の初期にはまだ所々に列島状に陸地が残っていたと考えた方がよい。

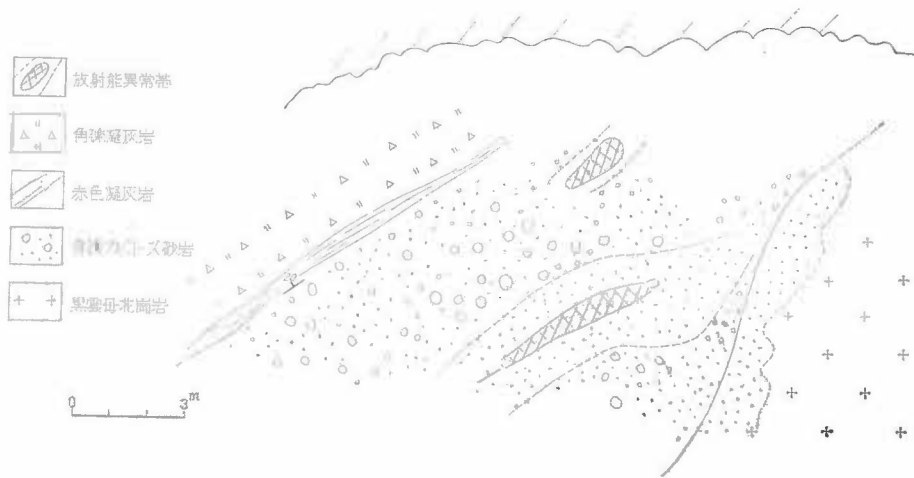
および $N70^{\circ}E$ の断層によって囲まれた部分で、第9図は $N35^{\circ}W$ の断層に接した箇所のスケッチである。黒雲母花崗岩と幕館層との接触部が凹凸して見えるのは露出の起伏によるものであるが、この部分は $N35^{\circ}W$ 西側落しの断層関係にあり、中間に破碎花崗岩を伴っている。幕館層は第2露頭にみられるものと同様の含円礫凝灰岩と石質凝灰角礫岩からなり、その西側にアルコズ砂岩と凝灰質砂岩を伴っている。放射能異常は含円礫凝灰岩および石質凝灰角礫岩中にみられ、とくに珪化木片において著しいという事実も第2露頭と全く同様である。また、これらに接しているアルコズ砂岩や凝灰質砂岩では放射能異常はそれほど著しくない。

4.3 桂沢地区

本調査地域西部に点在する基盤の黒雲母花崗岩周辺部にみられる放射能異常地帯を桂沢地区として一括した。本地区には小倉沢露頭・ユミ沢露頭などが含まれ、放射能異常は黒雲母花崗岩を不整合におおう幕館層基底部の礫質砂岩中にみられる。すでに述べたように、本地区の黒雲母花崗岩は $NE-SW$ 方向に echelon 状に配列した基盤隆起帯を形成していたもので、基底部の礫質砂岩を水平に、広範囲にわたって追跡することは不可能である。

小倉沢露頭

本露頭は旧桂沢部落より小倉沢を約 800m さかのぼった地点の北から注ぐ小沢上流部にある。第10図-A



第10図-A 桂沢地区小倉沢露頭

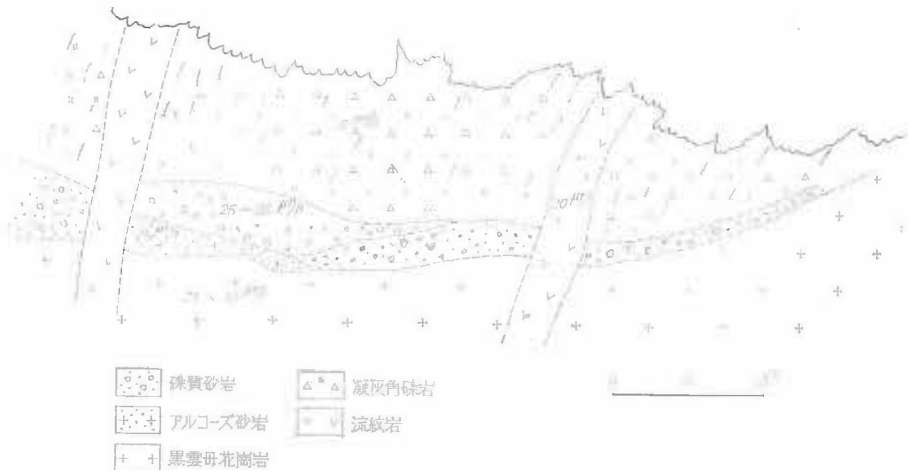


第10図-B 桂沢地区小倉沢露頭放射能強度分布

は基盤の黒雲母花崗岩とそれを不整合でおおう幕館層基底部のスケッチである。黒雲母花崗岩は比較的風化し、黄橙色を呈し、 $N10^{\circ}E \sim N20^{\circ}E$ の節理・小断層の発達が著しい。不整合面上に直接重なる幕館層は含円礫アルコーズ砂岩からなり、円磨された花崗岩礫を含み、泥質のパッチを挟在する。含円礫アルコーズ砂岩は4~5mの厚さをもつが、 $N10^{\circ}E$ のせん断性断層で切られているので正確さは欠く。この砂岩は上位に向かって円礫の数と礫径を増すが、同時に基地部が泥質ないし凝灰質に変化し、火山泥流的な岩相に変化する。礫は主として拳大の花崗岩・珪岩・変朽安山岩・緑色凝灰岩等からなり、東側地区の白沢・鶯沢露頭で観察されるものとはほぼ同岩相を示す。さらに上位には暗灰色泥岩の薄層を経て緑色凝灰角礫岩が発達する。放射能異常は幕館層基底部の含円礫アルコーズ砂岩に見られ、とくに泥質のパッチの部分で著しい。第10図-Bは放射能異常の強度分布を示したものである。

ユミ沢露頭

本露頭は豊沢川ユミ沢合流点より豊沢川本流を約300mさかのぼった地点の右岸に注ぐ小沢付近にある。第11図は黒雲母花崗岩を不整合におおう幕館層基底部のスケッチである。基底部の礫質砂岩はアルコーズ質で花崗岩・珪岩の円礫を含み一部では含円礫凝灰岩に移化している。礫質砂岩は4~7mの厚さをもつが、厚さの変化は著しく、上位の緑色凝灰角礫岩によってアバットされる可能性がある。放射能異常は基底部の



第11図 桂沢地区ユミ沢露頭

第2表 岩手県花巻市ウラン鉱分析表

産地名	岩相	U ₃ O ₈ %	備考
(鶯沢地区)			
第2露頭	礫岩	0.01	コフィン石
第3露頭	砂岩	0.018	コフィン石
(桂沢地区)			
小倉沢第1露頭東部	礫岩	0.008	
"	砂岩	0.006	
"	"	0.03	
(白沢地区)			
ウラン沢第1露頭	凝灰岩	0.004	ホーチナイト
東又沢露頭	砂岩	0.042	
"	"	0.047	

分析者：大場きみじ 1965年

礫質砂岩と基盤の黒雲母花崗岩にみられ、同時にこれらを貫く流紋岩岩脈でも放射能の比較的高い値を示している。

これら各露頭の分析値は第2表のとおりである。

5. ウラン鉱床付近の地質構造上の特徴

本調査地域に発達する基盤の黒雲母花崗岩は東西2地区に分かれて分布し、おのおのNE-SW方向の基盤隆起帯として幕館層分布地域内に露出している。基盤の黒雲母花崗岩中に発達する裂力は、N-S, $N10^{\circ} \sim 20^{\circ}E$, $N30^{\circ}E$ 系のものがもっとも多く、ついで $N60^{\circ}W$, $N70^{\circ}W$ 系のものもみられる。これらの多くはせん断

性の断層であるが対をなすものとは考えられない。豊沢川ダム付近においてはNE系の階段状断層がよく観察され、明らかにNE系の断層は幕館層をも切っている。しかし、白沢地区の観察結果によれば、片状構造をもつ圧碎花崗岩は第三系堆積以前の圧碎作用によるものでN-S性およびNE-SW性の断層は基盤岩類にすでに存在していた断裂帯の再活動によるものと考えることができる。西部の桂沢地区では、このような観察はできなかったが、黒雲母花崗岩中にはN10°EないしN20°Eの節理・小断層が著しく、鶯沢・白沢地区と同様の条件を示しているものと判断される。

つぎに幕館層基底部の積成機構について考察すると、東部地区では一般に最下底の含円礫アルコーズ砂岩の発達悪く、その上位の含円礫凝灰角礫岩が優勢に発達している傾向がある。もちろん、多くの場合両者は断層で接しているの、アルコーズ砂岩が断層のため欠如しているのかも知れない。しかし、白沢のウラン沢露頭や鶯沢第3露頭などでは、むしろ両者は複合している傾向を示している。また、礫質砂岩および含円礫凝灰角礫岩は共に matrix が礫よりも量が多く、礫と礫が直接接することなく、常に礫の間に matrix が介在している。このことは円礫を含んだ砂や火山灰などが一種の density current 的な作用で急速な堆積を行なったことを示すもので、急斜面における海底地すべりに基因する砂泥流とか、火山性の火砕流によって運ばれて堆積したものであることを暗示している。一方、西部の桂沢地区では明瞭な含円礫アルコーズ砂岩が発達し、その後半から含円礫凝灰岩の堆積へと移行している。東部地区と西部地区の相違をこれ以上対立的に考えることはできないが、幕館層堆積初期における基盤岩の差別的運動の烈しさ、基盤岩の隆起量の大きさによって、幕館層基底部の岩相差がでてきたものと考えられる。しかし、同時に、東部地区の各露頭と西部地区の各露頭の構造上の位置、すなわち、隆起帯の頂部に位置しているのか、縁辺部に位置しているのかによっても異なるのは当然である。基盤隆起帯^{注2)}の形成は幕館層堆積の初期から行なわれていたかどうかをここで論ずることは避けるが、少なくとも、西部地区の各露頭は隆起帯頂部付近のものであり、東部地区の各露頭は隆起帯の縁辺部に位置していることは確かである。

ウラン濃集の程度の差からみると、含円礫アルコーズ砂岩と含円礫凝灰岩とは区別することができず、2次的に移動していることが推察される。このことは隆起帯は常に基盤および上位の幕館層に破碎性の断層帯を伴い、地下水の流動を容易ならしめたことを意味するものと考えられる。しかし、実際には、含円礫アルコーズ砂岩でのウラン濃集—地下水の流動に伴う移動—については炭質物または有機物に富む泥質岩相への吸着といった移動経路を想像することはできても実証することは不可能である。

6. むすび

本調査地域内にはNE-SW方向をもつ2つの基盤隆起帯があって、その中心部には黒雲母花崗岩が分布する。この隆起帯は東部地区と西部地区に地壘帯としてほぼ平行に配列している。両地壘の完成は幕館層堆積後であるが、基盤岩にすでに形成されていた破碎性構造帯が幕館層堆積初期から堆積後にいたるまで再活動した結果によるものと考えられる。ウランの濃集はこれら地壘性隆起帯と密接な関係があり、とくに、その上に直接重なる含円礫砂岩および含円礫凝灰岩に限られている。しかし、現在みられる放射能強度分布は2次的な地下水の流動などによってより吸着され易い岩相の部分に集中している傾向がみられる。このような結果からみると、基盤の構造性隆起帯周辺部のボーリングによる探査が望まれる。また、東北地方脊梁山脈の基盤花崗岩類の分布地帯の実態が今後さらに明らかにされることによって、より正確な探査方針が樹立されるものと期待される。

文 献

- 早川典久(1952)：岩手県葛丸川及び豊沢川上流地方に於ける火成活動に就いて、岩砧，vol. 36, no. 5
早川典久・舟山祐士・斉藤邦三・北村 信(1964)：岩手県北上山地西縁より脊梁山地に亘る地域の新第三系の地質，東北鉱山，vol. 10
北村 信(1961)：男助凝灰岩の問題について，槇山教授退官記念論文集

注2) ここでいう基盤隆起帯は、実際には、この帯の両側に活発な火山活動を伴いながら急速に沈降して幕館層の大部分を堆積させた沈降帯があった事を意味する。

小貫義男(1961) : 豊沢ダム付近の地質, 東北研究, vol. 11, no. 3

島津光夫(1963) : 岩手県花巻市西鉛付近の新第三紀層基底部のウランの産状について, 地質調査所月報,
vol. 14, no. 12

Uraniferous Ore Deposits at the Region West of Hanamaki City, Iwate Prefecture

By

Nobu KITAMURA, Haruo SATO, Eijirō OWA
and Shōichirō HAYASHI

To clarify the relation between the occurrences of the uraniferous deposits and the geologic structures of the green tuff region, the authors studied the region west of Hanamaki City, Iwate Prefecture. This region occupies a part of the Backbone Range in Northeast Japan.

In the region just mentioned, the Makudate Formation, mostly consisting of pyroclastic rocks is distributed on the pre-Tertiary granitic rocks. The Makudate Formation is assigned to the Lower to Middle Miocene age and is a representative of the so-called Lower Green Tuff, which is distributed widely around the Backbone Range in Northeast Japan.

There are two sub-parallel zones with horst like structure trending NE-SW in the region, and the central portion of the zones are occupied by the pre-Tertiary granitic rocks. The re-activation of the pre-existing tectonic lines in the basement during and after the deposition of the Makudate Formation caused the structures.

The distribution of the uraniferous deposits are limited to the peripheral part of the zones and to the pebble-bearing sandstone or tuff near the base of the Makudate Formation.

About seven occurrences of the uraniferous deposits are discussed and described from the region west of Hanamaki City. High concentrations of the uranium occur in special parts of the strata, such as in the finegrained sandy or tuffaceous matrix and fragments of carboniferous woods.

From the available evidence it seems most probable that the uranium was leached from the granitic rocks and transported along the fracture zones in the granitic rocks or through the porous deposits at the base of the Makudate Formation to become deposited there.

Ⅳ.4 山形県東田川郡朝日村砂川付近の地質および含ウラン礫岩

島津 光夫*・河内 洋佑**

要 旨

朝日村砂川地区は山形県の南西部に位置し、朝日山地の北麓にあたっている。昭和33年新第三紀層の基底礫岩に放射能異常がみいだされ付近一帯の調査が進められた。この地域は、基盤をなす花崗岩類とそれを覆う新第三紀中新世の堆積岩層および火山岩類からなっている。花崗岩類は産状、岩質から次の5つの岩型に分けられる。すなわち、早田花崗閃緑岩・黒森斑状石英閃緑岩・湯ノ沢細粒石英閃緑岩・三方倉花崗閃緑岩・母狩花崗閃緑岩である。新第三紀層は、下部から仏沢層・落合層の順に重なっている。仏沢層は花崗岩を不整合に覆い、安山岩および同質集塊岩および緑色凝灰岩からなっている。落合層（台島階）は仏沢層を不整合に覆い、おもに石英安山岩質凝灰岩・同質凝灰角礫岩、および泥岩・砂岩からなり、基底礫岩を伴っている。放射能異常を示すのはこの基底礫岩である。落合層は玄武岩の岩床、安山岩・石英安山岩の熔岩を伴っている。このほか流紋岩の熔岩あるいは岩脈もこの地域には多い。含ウラン礫岩は3つの離れた堆積盆に産している。代表的な第1露頭は最も北側の堆積盆の両端に位置している。試錐、トレンチによると礫岩は落合層の基底部に一様に分布するとは限らず一種のチャンネル状をなし、基底面の傾きはおおよそ北西に15°前後と推定される。

礫の種類は大部分早田花崗閃緑岩で、わずかに流紋岩を伴っている。淘汰は良く、径最大2mである。基質はアルコース砂岩および凝灰岩で所々に黄鉄鉱を生じ、また貝化石、鮫の歯を産している。ウランは凝灰質の部分に最も多く含まれ、最高0.15% U_3O_8 の値を示している。

第2露頭は第1露頭の南方の別の小さな堆積盆の北端に位置し、基質がおもにアルコース砂岩からなるほかは、第1露頭に類似している。放射能異常はこのほか、試錐、トレンチによって数カ所に認められている。試料の化学分析値（ウラン）と放射能とは対応していないが、これはおそらく放射平衡に達していないためであろう。放射性鉱物はみいだされず、 α 飛跡もわずかに散在するだけなので、ウランは基質の部分に吸着されているものと考えられる。微量元素、黄鉄鉱の産状（コロホーム状）、粘土化が進んでいないことから、熱水性の成因は考えられない。したがってウランは基盤の花崗岩（および花崗岩中の含ウラン脈）の風化産物から供給され、基底礫岩中に濃集されたものと考えられる。

1. 緒 言

昭和33年9月、朝日村の金属鉱山の放射能異常調査のさい、小芋川の奥で基底礫岩中に放射能異常が発見された。そのため新たに調査班が編成され、付近の堆積岩地域、とくに基底礫岩の調査が進められ、島津・河内もその一部を担当した。この報告では34年8月島津・河内による調査、同11月島津による調査・検層、および35年9月河内による西部の基盤花崗岩の調査の結果を総合して記述する

なおこの調査に参加したものは次の通りである。

地質調査：島津光夫・河内洋佑・青柳信義・河野迪也・尾上 亨

地形測量：向井清人・小野寺公児・橋本知昌・金井孝夫・佐藤 優・松田栄蔵・小張 孝

試 錐：野口 勝・伊藤吉助・後藤 進・小鯛桂一・丹治耕吉

その他、電気検層、化学探査も行なわれた。

なお、この付近の調査は、35年12月の試錐をもって終了したが、放射能異常は数カ所で認められたに止まり、量的にも品位のうえでもほとんど期待できない。

* 新潟大学（元鉱床部）

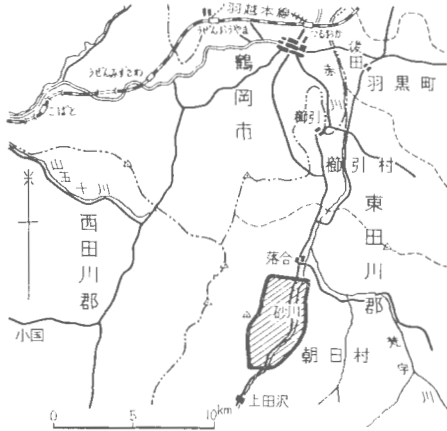
** 地 質 部

この調査にあたり、種々の御便宜をいただいた朝日村役場ならびに砂川部落の伊藤鉄太郎・同金吾の両氏に厚く謝意を表す。なお原子燃料公社調査班の諸氏からも種々便宜を与えていただいた。

2. 位置および交通

この地域は朝日山塊の北縁、大鳥川の中流部にあたる。調査範囲は第1図に示す。

砂川部落は羽越線鶴岡駅の南方12kmでバスの便がある。



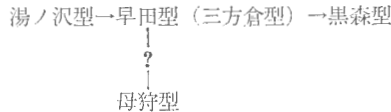
第1図 調査範囲図

3. 地質概説

この地域は、基盤をなす花崗岩類とそれを覆う新第三紀中新世の堆積岩層および玄武岩・安山岩・流紋岩等の火山岩からなる。

河岸段丘の発達も顕著で、2～3段区別される。東部は広く月山の火山灰に覆われている。基盤の花崗岩類は、南部の山地一帯および三方倉山・母狩山を結ぶ急峻な山稜をなして南北に細長く分布し、庄内平野の南縁まで達している。いくつかの岩相（岩体か）が識別され、次の5つの岩型に区別した。すなわち早田花崗閃緑岩・黒森斑状石英閃緑岩・湯ノ沢細粒石英閃緑岩～石英閃緑玢岩・三方倉花崗閃緑岩・母狩花崗閃緑岩である。野外で明らかにされた、これら相互の関係

は 1) 湯ノ沢型注1) が早田型の岩脈および三方倉型に貫かれている。2) 早田型および母狩型が黒森型に類似した岩脈に貫かれている。3) 三方倉型は早田型と同質である。これらの事実から次の進入順序が考えられる。



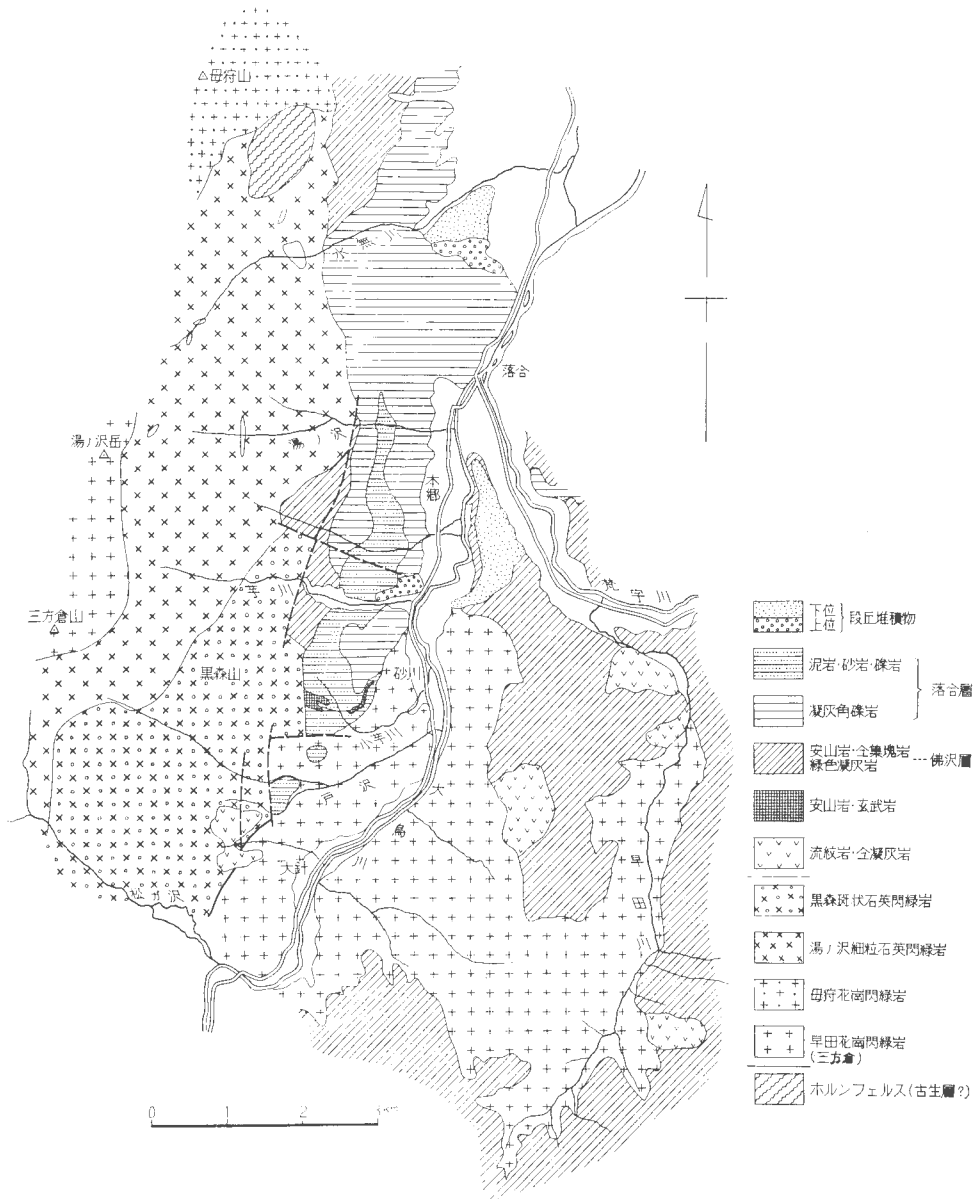
さきに筆者らは朝日山塊の花崗岩相互の関係にふれ、八久和型（湯ノ沢型に類似）および黒森型が早田型より早期進入であると述べた。しかし、今回のさらに詳しい調査の結果黒森型は八久和型から区別されるもので、この地域では末期の進入岩であることが明らかになった。母狩型と早田型との関係は明らかではないが、おそらく両者および三方倉型は近縁な関係を持っているものと考えられる。

なお、湯ノ沢型には変成組織の認められる部分がある。また、湯ノ沢型の中には捕獲岩状をなして、古期堆積岩（古生層か）が産している。これは泥質～砂質岩で熱変成作用をわずかに蒙り白雲母等を生じている。

新第三紀層は、基盤花崗岩を覆い、地域の南部および北部に広く分布しているが、ここでは大針以北のものについてのみ記述する。この地域の新第三紀層については公表された資料に乏しく、山形県庁による表層地質図のほか、竹内ら⁷⁾、小倉ら⁸⁾の報文に簡単に記されているにすぎない。地層名も確立されていない。したがってここでは新第三紀層を上下に2分し、下位層を仏沢層注2)、上位層を落合層とよぶことにする。仏沢層は調査地域の東部にも広く分布する安山岩および安山岩質集塊岩からなる地層で、基底に礫岩を伴う場合がある。落合層は仏沢層の安山岩を不整合に覆うか、直接花崗岩を不整合に覆い、基底礫岩を伴っている。石英安山岩質凝灰岩あるいは同質角礫凝灰岩の厚層を主とし、田の沢以南には泥岩・砂岩からなる異相が発達している。放射能異常を示す部分は本層の花崗岩類を含む基底礫岩である。なお本層は安山岩～石英安山岩質熔岩をはさみ、また小芋川上流では、粗粒玄武岩に岩床状に貫かれている。本層の一部に具化石、

注1) 以下略して型とよぶ。

注2) 岩淵（1958）が卒論で用いた地層名を用いた。



第2図 東田川郡朝日村付近地質図

鮫の歯を産する。流紋岩類は岩脈状に花崗岩を貫き、また大鳥川以東では各所で仏沢層を覆っている。大針の西方には流紋岩および同質凝灰岩の互層からなる部分があるが、露出が悪く落合層との関係は明らかでない。

4. 地質各説

4.1 花崗岩類

4.1.1 早田花崗閃緑岩

この花崗閃緑岩は、早田川から大鳥川付近にかけて分布し、仏沢層および一部落合層に覆われている。南

部の八久和川に沿った地域にも分布している。ほぼ均一で、白色～黝白色中粒の岩石である。花戸付近にはこの中に岩株状に優白質中粒の黒雲母花崗岩(花戸型)を産している。この岩石は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母および角閃石を主成分とし、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱を副成分としている。部分的にモンゾニ岩組織を示す。カリ長石は正長石で他形を呈し、ときに不規則なペルト石を生じている。石英は中心部に液体包有物を多く含んでいる。黒雲母は褐色で緑泥石・緑簾石に変化しているものが多い。角閃石は量が少なく緑色で、他形～半自形を呈する。なお花戸花崗岩はカリ長石が多い。

4.1.2 黒森斑状石英閃緑岩

この岩石は早田花崗閃緑岩体の西方に黒森山を中心として小区域に分布している。

斑状構造を示し斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・角閃石を斑晶としている。石基は粒状の斜長石・石英からなる。

斑晶の斜長石は自形～半自形で、周辺に累帯構造が幅狭く発達している。石英は他形を呈する。カリ長石は含まれる場合とそうでない場合がある。斑晶をなすものは半自形でペルト石をなしている。黒雲母は葉片状の集合として産し、褐色を呈する。角閃石は柱状のものもあるが他形を示すものが多い。石基に当たる部分の石英・長石の粒度は産地によりまちまちである。

4.1.3 湯ノ沢細粒石英閃緑岩

この岩石は黒森斑状石英閃緑岩の西側に南北に細長く分布している。湯ノ沢上流で黒森斑状石英閃緑岩と同質の岩脈で貫かれている。また水無川の支流では砂岩ないし砂質粘板岩からなる古期岩石（古生層？）を捕獲岩としてとりこんでいる。優黒質、細粒、斑状で變成岩様の組織を示す場合がある。鏡下では斑状、または閃緑岩質組織を示す。斑晶としては斜長石・石英・角閃石・黒雲母および普通輝石を含んでいる。石基の部分は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母が主で、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱を伴っている。斑晶の斜長石は自形～半自形で累帯構造が発達している。外側あるいは一様に絹雲母細片を生じているものがある。結晶の一部は石基の石英・長石の粒状結晶がくいこみ、凹凸のある外形を示しているものもある。石英は他形で、ときに石基の長石を包みこんでいる。黒雲母・角閃石は、緑泥石・緑簾石・楣石に変化しているものが多い。石基のカリ長石はペルト石構造を示している。普通輝石・紫蘇輝石は斑状組織の著しい細粒の岩石中に含まれ、他形でまわりに細かい緑色角閃石・黒雲母を生じている。また全体が無色の角閃石に変化しているものがある。この岩石中の黒雲母は褐色葉片状であるが、細片の集合、細片をなして角閃石に伴う場合などがある。石基の部分は微細な粒状結晶からなる。

4.1.4 母狩花崗閃緑岩

この岩石は調査地域の北端に分布し、湯ノ沢細粒石英閃緑岩の北側に分布するが、両者の関係はわからない。中粒、優白質で、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる。斜長石は半自形ないし他形でカリ長石の量は少ない。黒雲母は褐色を呈する。角閃石は、淡緑色柱状である。石英はときに波動消光を示す。カリ長石は部分的に微斜長石構造を示す。

4.1.5 三方倉花崗閃緑岩

この地域の西方、湯ノ沢岳から三方倉山にかけて分布し、湯ノ沢細粒石英閃緑岩を貫いている。岩質からは、早田花崗閃緑岩と同一岩体ではないかと思われる。中粒で斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石からなる。早田花崗閃緑岩と類似しているので、記載は省略する。

4.2 新第三紀層（第4図）

4.2.1 仏沢層

模式地：梵字川上流仏沢付近

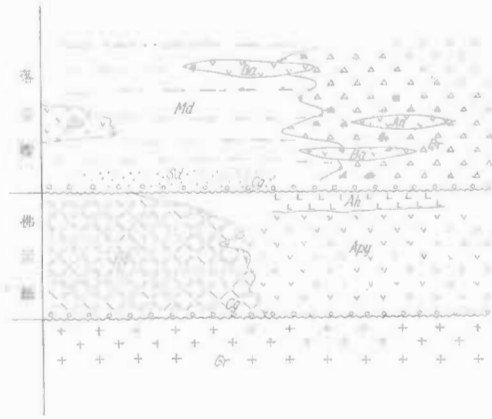
岩質および分布：輝石安山岩および同質集塊岩の互層からなる。大鳥川以西に分布するものは、赤紫色安山岩および緑色凝灰岩からなる。芋川においては上部に角閃安山岩を伴っている。

層位関係：花崗岩を不整合に覆い、基底礫岩が発達している。礫の種類は安山岩および花崗岩類で最大80 cm に達している。本郷付近の大鳥川川岸ではほぼ水平に花崗岩の上ののっているのが観察される。一般に大鳥川以東の本層はゆるい傾斜で花崗岩を覆っている。一方、大鳥川左岸では花崗岩と断層で接している場合が多いが、水無川上流では基底礫岩は40～50°の傾斜で花崗岩の上ののっている。西部では一般に本層は

東落ちの急傾斜をなしている。

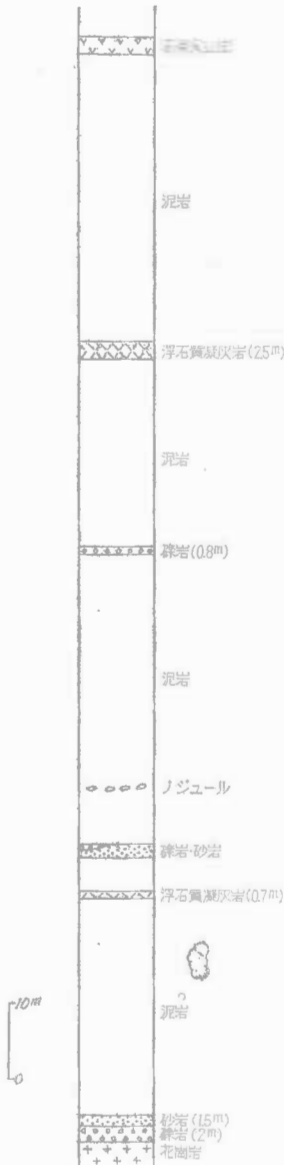
層厚：不明

火山岩類：本層の安山岩は大部分複輝石安山岩で、普通輝石・紫蘇輝石・斜長石の斑晶と、拍子木状の斜長石、小粒状の輝石および磁鉄鉱を主とする石基からなる。輝石は、変質して緑泥石に変化しているものが多い。大鳥川以西の安山岩は変質の程度が著しい。



Gr：早田花崗閃緑岩または黒森斑状石英閃緑岩
 Cg：礫岩，Gt：綠色凝灰岩および変質安山岩，
 Ary：輝石安山岩，Ah：角閃石安山岩，Br：角礫凝灰岩
 (石英安山岩質)，Md：泥岩，Sd：砂岩，Do：粗粒玄武岩，Ba：玄武岩，An：安山岩，Da：石英安山岩

第 4 図 新第三紀層模式柱状図



第 5 図 落合層柱状図 (地質調査による) (小芋川沿い)

芋川下流の落合層の基底直下には赤黒色の角閃安山岩が産する。オパサイト化した角閃石と斜長石の斑晶を有し、石基は拍子木状の斜長石およびガラスからなっている。また芋川中流および平沢上流の赤色～赤紫色を呈するものは橄欖石・普通輝石の斑晶を含み、玄武岩質安山岩である。

4.2.2 落合層

模式地：朝日村落合の大鳥川右岸の崖

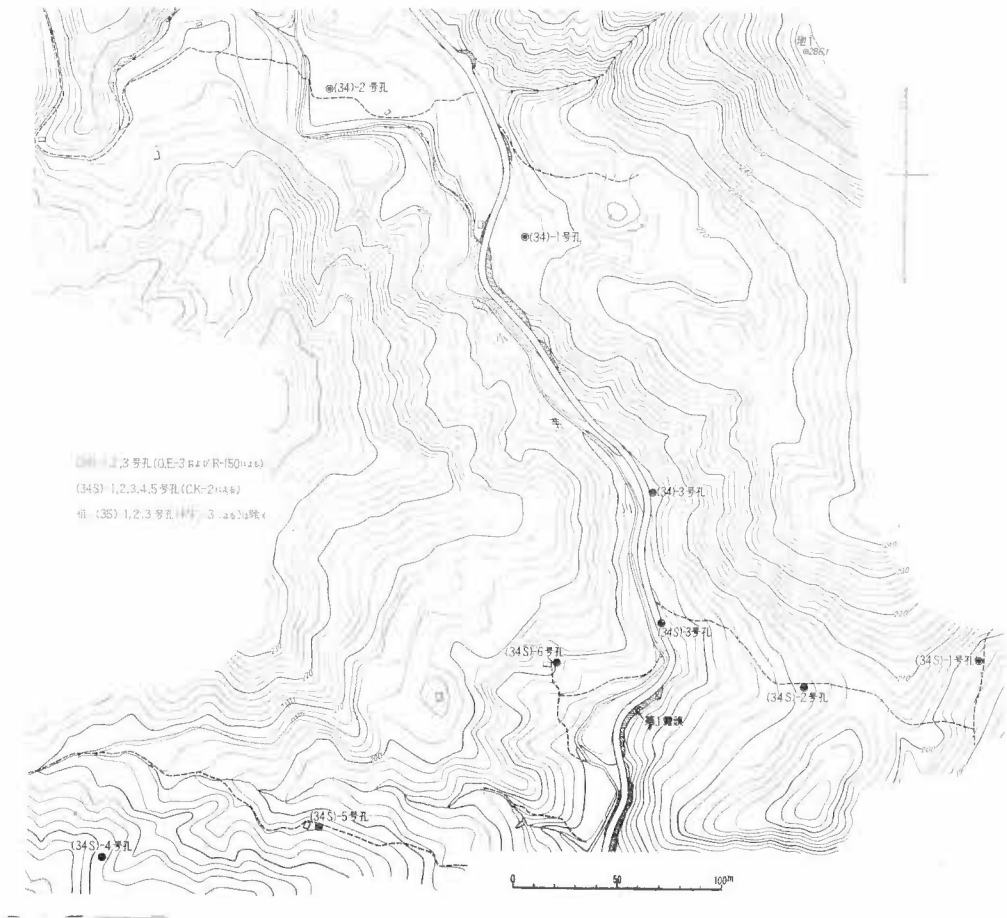
岩質および分布：本層はほとんど火山碎屑岩からなる岩相と、泥質岩を主とする岩相との 2 つの異相からなっている。後者は湯ノ沢以南に発達する。基底礫岩・砂岩・泥岩・安山岩・石英安山岩の熔岩および同質凝灰岩，同質凝灰岩礫岩，角礫状の凝灰質泥岩からなる。砂川地区の本層の柱状図を第 5 図に示す。

層位関係：芋川には仏沢層の安山岩 (角礫安山岩) を覆う礫を含んだ砂岩が発達している。小芋川上流では花崗岩を覆って花崗岩礫からなる基底礫岩^{注9)}が発達し、上位に砂岩および厚い泥岩が堆積している。試錐の結果も基底礫岩の存在を示している。露出が悪く野外調査からは充分明らかにすることはできないが落合層と仏沢層との関係は不整合と考えられる。火砕岩を主とする部分と泥岩を主とする部分の関係も明らかではないが、砂川西部で指交する部分も認められ、同時異相の関係と考えられる。化石の産出は少なく、小芋川・芋川の基底礫岩から貝化石および鯨の歯を産し、また湯ノ沢上流の砂岩からも貝化石を産している。

層厚：150～200m

火山岩類：本層中にも火山岩を多く挟在している。砂川地区では野外でも 2 枚の玄武岩質安山岩と 1 枚の石英安山岩が認められ、また 1 号試錐でも 2 枚の玄武岩質安山岩が認められる。その他田の沢にも安

注9) 第 1，第 2 露頭で放射能異常を示す。



第6図 砂川地区試錐位置図

山岩が産している。小芋川上流には40m以上の厚さの粗粒玄武岩が岩床あるいは岩株状に産している。玄武岩質安山岩は橄欖石(輝石)、および斜長石斑晶と普通輝石および拍子木状斜長石からなる石基からなり、間粒組織を呈している。斑晶の橄欖石は、サポーナイトに変化している。また斑晶の輝石および斜長石が完全に方解石におきかえられているものもある。粗粒玄武岩は橄欖石の斑晶(サポーナイト化)を含み、その他の部分は、長柱状の斜長石の集合あるいは普通輝石と斜長石の文象状共生からなり、その他鉄鉱物を含んでいる。

4.2.3 その他の火山岩

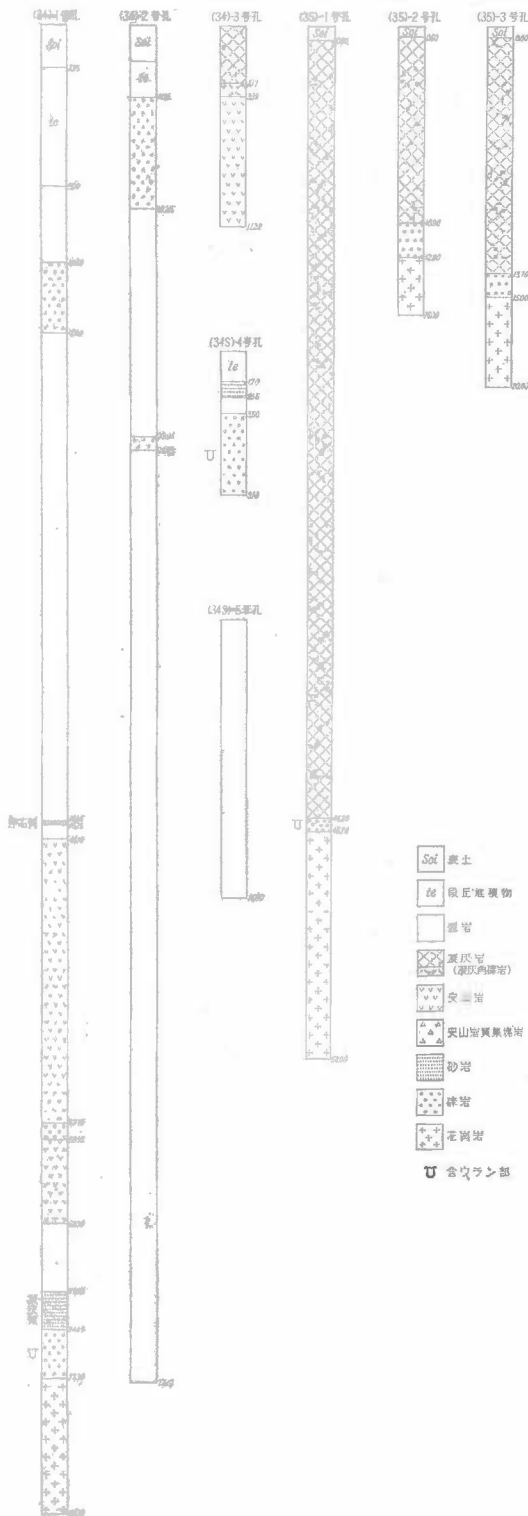
この地域には仏沢層を覆って流紋岩が各所に分布している。また大針西方には花崗岩の上に流紋岩と流紋岩質凝灰岩の互層が分布している。大鳥川本流の川岸では各所で早田花崗閃緑岩を貫く流紋岩岩脈がみられる。

4.3 段丘

大鳥川に沿って河岸段丘が良く発達し、高位より130~170m, 80~110m および現在の河川に沿った平坦面(45~65m, 20~35m)の4つの面が区別される。

4.4 地質構造

この地域の地質構造は西方の基盤山地の隆起上昇により、東部と西部で著しい対照をなしている。すなわち、大鳥川以東では準平原化した基盤の花崗岩の上に仏沢層が水平に近くのとっているのに対し、西方の花崗



第7図 砂川地区試錐柱状図

岩類とは南北性の断層で接する 경우가多く、地表および試錐調査の結果ではかなりの落差が推定される。断層以外（不整合関係）の場合も数10°の傾斜で東に傾いている。このような西方山地の基盤の隆起は山地の西側の西田川地域でも認められ、花崗岩と新第三紀層の関係は南北性の断層で接する 경우가多く、基底部が露出していない。このような隆起運動は最近まで続き3～4段の段丘あるいは崖錐が発達している。仏沢層の上に不整合による落合層は上述のように2つの異相からなるが、それらの関係は泥岩を主とする層相が火砕岩を主とする層相の中央部を占め、全体として向斜構造をなしているものように考えられる。

4.5 対比

周辺の地域との対比は、調査も不十分で明らかでないが、北部では落合層の上部は、泥岩・砂岩の互層からなり、植物化石を挟在する地層が分布（同時異相か）し、西田川炭田地域の土郷層に移化している。北東方では資料¹⁾によると、落合層（大網層）上位に硬質頁岩からなる草薙層が重なっている。南部の上田沢付近では砂岩、厚い礫岩が分布し、流紋岩が多く、ときに断層をはさんでいる。化石については決定的な資料を欠いているが、岩相からは、おおよそ次のような対比が考えられる。

	東田川郡 岩淵 (1958)	砂川地区 島津・河内 (1961)	山形県 地質図 (1960)
男鹿半島 西田川			
女川層	女川 草薙 薙野層		草薙層
西黒沢層 台島層	上郷累層	大網層 落合層	金山層
西男鹿副群	温海層群	仏沢層 仏沢副(及位層)	

5. 砂川付近の含ウラン礫岩

5.1 含ウラン礫岩層の分布

砂川付近の含ウラン礫岩は、地表および試錐によって次の諸地点で認められる。

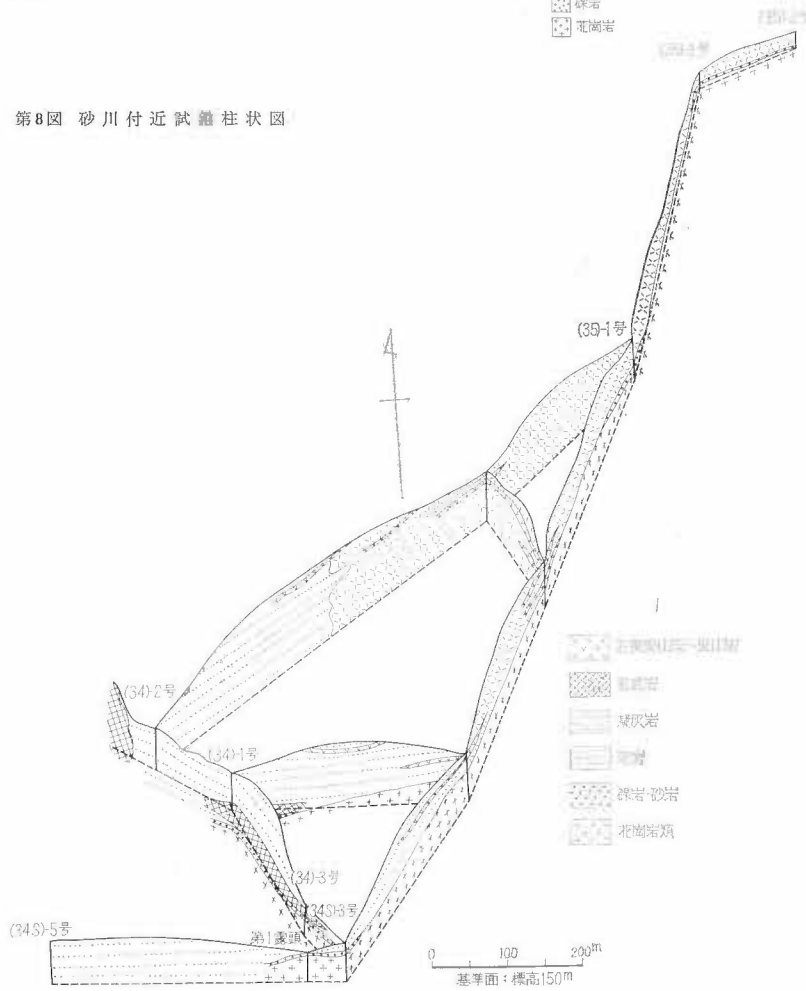
第1露頭（トレンチによって南東方向に20数m追跡される）（第3, 6, 10図）

第2露頭（トレンチによって南方に数m追

山形県東田川郡朝日村砂川付近の地質および含ウラン礫岩（島津光夫・河内洋佑）



第8図 砂川付近試錐柱状図



第9図 砂川地区落合層のパネルダイアグラム

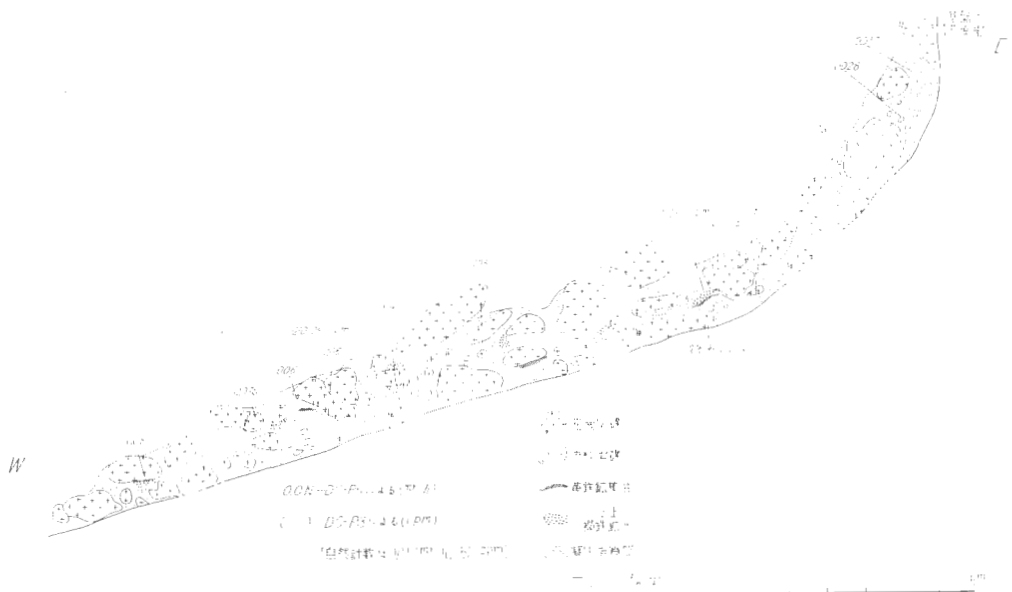
跡される) (第3, 11図)

第3露頭 (トレンチにて確認) (第3図) 試錐(34)一1号 (深度74.45m) (第6, 7, 8図)

試錐(34S)一3号 (深度3.50m) (第6, 7, 8図)

試錐(35)一1号 (深度44.30m) (第3, 7, 8図)

すでに述べたように、含ウラン礫岩を基底礫岩とする分離された3つの堆積盆 (とくにそのうちの2つは花崗岩に浮ぶ島状) に分けられる。第1露頭は最も北の堆積盆の南端に当たる。(34)一1号, (34S)一3号,



第10図 放射能異常を示す第1露頭のスケッチ (小学川)

(35)―1号試錐地点もこの堆積盆の中に位置している。第2,第3露頭は上の堆積盆の南の小さな盆の基底部に位置している。さらにその南に一つの堆積盆があるが、地表では基底礫岩は認められない注4)。地表調査および試錐の結果(第7図)から、第1露頭周辺の含ウラン礫岩の分布のようすをパネルダイアグラムで示す(第9図)。第1露頭と(34)―1号試錐孔を結ぶ方向では礫岩層は15°前後の北西傾斜を示し、厚さも減少している(第8図)。(34)―1号孔の西方120mの(34)―2号孔では上の傾斜から推定される深度においても礫岩が認められない。これはさらに基底面の傾斜が大きくなっているのか、あるいは基底礫岩の分布がある範囲(すなわち一種のチャンネル状)に限られるかのいずれかによるものと考えられる。第1露頭付近の試錐およびトレンチの結果でも、第1露頭と(34)―1号孔を結ぶ線を軸として両翼で貧化している(20m東方では数cmの厚さになっている)事実から、後者の可能性が大きい。第1露頭と(35)―1号孔の間には礫岩層は認められない(露頭も悪いが)。(35)―2,3号孔では礫岩はあるが異常を示さない。(35)―1号孔の北方700mの芋川露頭には顕著な含礫砂岩が仏沢層の安山岩の上のっている。この砂岩は(35)―1号孔の礫岩と連続するものと考えられる。芋川露頭は若干の放射能異常を示すが化学分析ではウランを確認できなかった。

以上の事実から第1露頭を含む堆積盆は北西に20°前後傾いた堆積盆で、基底礫岩を局部的に発達させたものと考えられる。第2露頭を含む堆積盆はきわめて小規模で隔離され、やや北東へ傾いた堆積盆と考えられる。

5.2 含ウラン礫岩の産状

第1露頭 (第10,11図) この露頭は小学川沿いの道路の切割に10数mの間露出している。基底面は40°前後の傾きを示している。厚さは明らかでないが、露出している部分だけで2mを下らない。礫は花崗岩(早田型>黒森型)が大部分で少量の流紋岩を含む。礫の大きさは最大径2mに達するものもあるが1m程度のものと、20~30cmのもの2種類が多い。礫は細長いものや角形のものでもかどは良くとれている。長径2mに達する1個の流紋岩礫は流理面より剝離され、板状を示している。基質はアルコース砂岩および、白色凝灰岩で、礫の間隙は2~3cmの間、微粒の硫化鉄鉱によりかこまれていることが多い。硫化鉄鉱は褐鉄鉱化している。また基質の部分からは貝化石、鮫の歯の化石を産する。放射能異常は礫岩の基質の部分に

注4) 後の2つについては原子燃料公社により試錐がなされた。

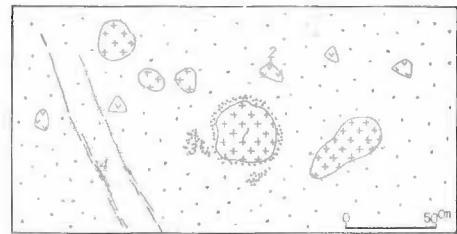


第11図 第1露頭の含ウラン礫岩

広く認められる。DC-P5（シンチレーション）による測定値を第10図に付記した。礫岩の上部には層理の発達した青色をおびた砂岩がのっている。第1露頭は東方に追跡して行なった各トレンチによると、礫岩の厚さは次第に減じ、数10cmから10cmになっている。それらにおいても上位には砂岩が重なるが、最も東端のトレンチでは礫質砂岩の上位に角礫凝灰岩が直接重なっている。

各トレンチにおける礫岩も放射能異常を示し、最大0.06mr/hの値となっている。

第2露頭(第12, 13図) この露頭では礫岩の全容を



1：花崗岩礫 2：凝灰岩礫 3：黄鉄鉱集合
4：割れ目（褐鉄鉱化）
その他の部分はアルコース砂岩

第12図 第2露頭



第13図 第2露頭の含ウラン礫岩

みることはできないが、砂質部が多く礫の量は少ない。

礫は早田型の花崗岩が大部分で、最大 40 cm、基質はアルコース砂岩で貝化石を含み、ところどころに凝灰岩をパッチ状に含んでいる。やはり、硫化鉄鉱の集合が認められている。礫の一部は玉葱状に風化し、外皮の部分(2~3 cm)が硫化鉄鉱により鉱染されている。基質の部分は割れ目にそって褐鉄鉱化している。最高 0.15mr/h の値を示す。

芋川露頭 この露頭は芋川の両岸で観察される。層位的関係は第14図に示した。基底部の礫岩は 50cm で下部の 15cm の基質は白色凝灰岩を主とし、花崗岩の礫が一層、1 m 前後の間隔で並んでいる。その上部は小礫を含むやや層理の発達した黒色の安山岩質の凝灰質砂岩で、層理に平行に緑色のパッチが並んでいる。最高 0.05mr/h を示すにすぎない。

(34) - 1号孔 試錐のコアからみた基底礫岩は、厚さ 2.9m で、花崗岩礫を主とし基質は細粒緑色砂岩である。礫岩の上部には安山岩質凝灰岩が重なり、さらにその上部に泥岩がのっている。

(35) - 1号孔 基底礫岩は厚さ約 1 m で礫は花崗岩を主とし、基質は白色凝灰質である。その上部には凝灰岩が重なっている。

5.3 含ウラン礫岩の 2, 3 の性質

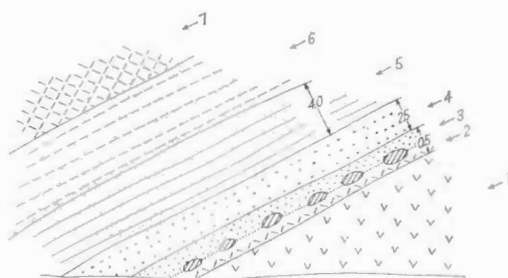
第 1, 第 2 露頭から採取した試料の分析値を第 1 表に示す。

第 1 表のように含ウラン量(化学ウラン)に対して放射能測定値は低い。このような両者に対応性のないことは、おそらく、放射能平衡が保たれていないためであろう。なお、数個の試料についてトリウムの分析も行なったが全然検出されなかった。

第 1 表

採取場所	岩 質	U ₃ O ₈ (%)	cpm
第 1 露頭	凝 灰 岩	0.070	
	"	0.094	
	"	0.150	
第 2 露頭	凝 灰 岩	0.044	
	砂岩(粗)	0.017	
	"	0.021	65
	"	0.019	56
	"	0.014	37
	"	0.023	63
	砂岩(細)	0.023	81
	"	0.033	72
	"	0.009	26
	"	0.018	52
	泥 岩	0.040	62
"	0.061	169	
"	0.011	31	
"	0.031	87	

分析：望月常一



- 1 : 角閃石安山岩
 - 2 : 白色凝灰岩
 - 3 : 黒色(安山岩質)砂岩
 - 4 : 砂岩
 - 5 : 泥岩
 - 6 : 砂質泥岩
 - 7 : 凝灰岩
- 斜線部：花崗岩礫

第14図 落合層の基底部(芋川)

第 2 表

元素名	試 料 番 号							
	S-1	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7	O-1	Y-1
As	100	500	250	100	200	200	~10000	100
Ga	15	15	20	15	10	20	7	15
Sn	*	*	*	7	*	20	50	*
Ni	25	10	10	10	7	30	8	20
Co	7	5	40	25	10	20	*	30
Cr	7	7	5	20	5	—	—	—
V	80	80	40	100	80	80	25	70
Mn	1,000	1,000	2,500	2,500	800	—	—	—
Mo	5	5	3	1	3	200	2,500	7
Ag	*	*	1	*	*	2	800	*
Cu	250	250	500	100	80	50	多	
Pb	50	40	40	20	10	25	50	40
Ba	750	100	50	80	100	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	400	多	*

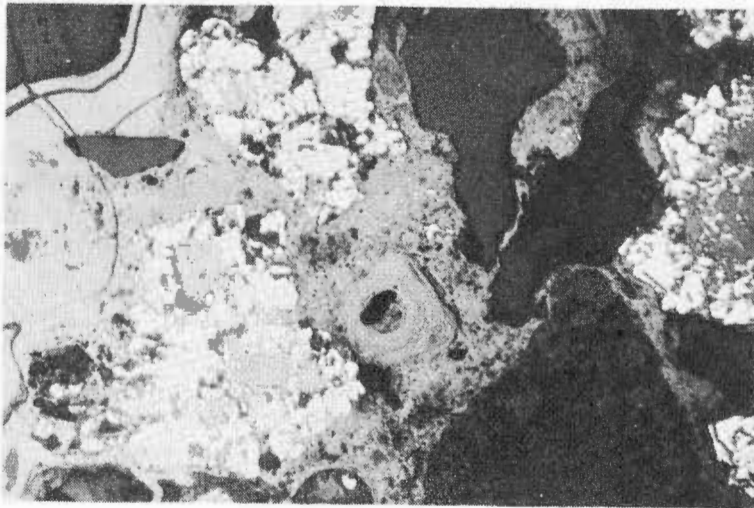
- S-1 : 小芋第 1, 泥岩
- S-3 : 小芋第 2, 凝灰岩
- S-4 : 小芋第 2 南, 褐鉄鉱を含む泥岩
- S-5 : 小芋第 2 南, 砂岩
- S-6 : 小芋第 2, 砂岩
- S-7 : 小芋第 1, 凝灰岩
- O-1 : 大張鉱山酸化鉄
- Y-1 : 八久和赤鉄鉱脈

* 検出限界以下, 未測定
(分析: 高橋清 分析は格子分光分析装置(JACO)による)

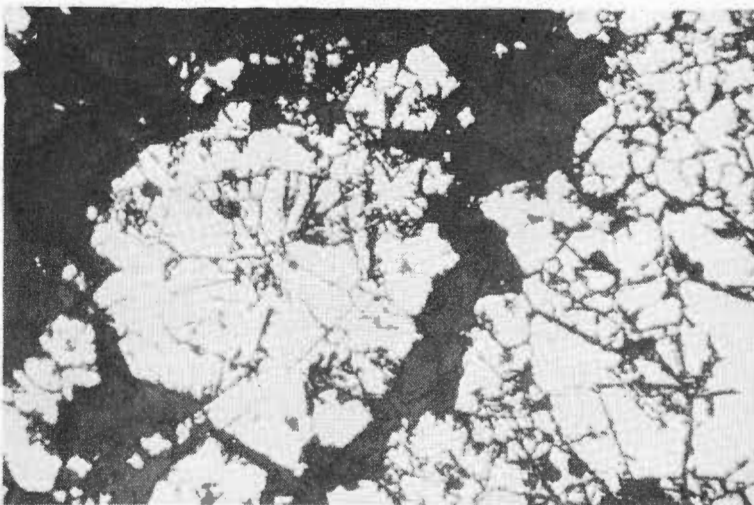
次に第1，第2露頭から採取した試料中の微量元素の分析結果を第2表に示す。それによるとAs，Cuに富み，一部ではBi，Moに富んでいる。その値は花崗岩中のものよりはるかに高く，元素の種類はむしろ周辺の花崗岩中に胚胎する金属鉱床の鉱石中の主要元素に類似している。

含ウラン礫岩の基質は，凝灰岩質またはアルコース砂岩質である。凝灰岩は斜長石・石英・燐灰石・ジルコンの碎晶を含み，その他の部分はガラス質である。緑色のパッチを含むものもみられる。長石は一部絹雲母化しているが，基質の部分はほとんど粘土化の様子がみられない。X線粉末法でも若干の絹雲母・モンモリロナイトが認められただけである。

含ウラン礫岩中の黄鉄鉱は礫岩の礫をとりまいて発達している。微細な結晶の集合で，ルーズでくずれやすい。酸化して褐鉄鉱に変化している部分が多い。反射顕微鏡で観察すると，半自形の結晶の集合がリング状に重なり，コロホーム組織より変化したような産状を呈している(第15図)。また，2重～3重に重なって成長した様子を示すものがある。そのような場合内側の結晶は，自形結晶(5角12面体)となっている(第16図)。このような黄鉄鉱の産状は低温生成を示すものと考えられる。X線のデータでは白鉄鉱の線が認め



第15図 礫岩中の黄鉄鉱，リング状を呈している



第16図 礫岩中の黄鉄鉱，2重の構造を示し，内核は5角12面体の自形を呈する

られ鏡下でも異方性を示すものがあるので、一部に白鉄鉱が存在しているものと考えられる。

ウラン含量の多い試料(凝灰質の部分)の研磨薄片および研磨片を原子核乾板^{注5)}に1カ月間露出させた結果、 α 線の飛跡がわずかに認められた。そのでかたは点源をもたずに散在している。鏡下で α 飛跡が散在している部分に対応する部分を探し出すと凝灰質の部分で、何ら特別変わった様子はみられない。そのでかたからは吸着によるとしか考えられない。なお化学ウランの量と放射能の関係が対応していないことを放射能測定値から指摘したが、オートラジオグラフ(α 飛跡)からも同様なことが推定できる。

6. 含ウラン礫岩についての2, 3の考察

含ウラン礫岩は落合層の基底礫岩でとくに花崗岩を不整合に覆う部分に発達している。上述のようにこの礫岩は、貝化石、鮫の歯を含み、その上位に砂岩および厚い泥岩を堆積し、海成層であることは間違いないであろう。しかし、厚い泥岩中にも2~3枚のうすい礫岩を挟み、また3つの離れた堆積盆を作っているように、浅海成で比較的狭い水域に堆積したものと思われる。また火山活動が盛んで、火砕岩に較べて泥岩の分布はかなり狭い範囲に限られている。

日本の堆積岩型のウラン鉱床は、人形峠(中新世終り~鮮新世)を除いては、多くは砂川と同様に、朝日山塊の花崗岩の周辺に位置し、時代も中新世中期の台島階の堆積岩中に胚胎するものが多い(小国、三川、長井、中条)。その他のものはさらに古く中新世初期の双六階(西男鹿層群相当層一田沢、花巻)の地層中にみだされている。ここで朝日山塊の南側の小国と比較してみると、砂川が海成層であるのに対し、小国では礫岩・砂岩等の厚い粗粒堆積物が良く発達し、植物化石および樹幹を産する陸成層で、海侵の証拠はかなり上位の地層(女川階)で認められる。ウランの産状も異なっている。三川の場合は小国と同様である。中条の場合は海成層の top conglomerate 中に産するが、燐灰石のノジュール中にウランは濃集している。ウランは容易に水に溶解し運ばれ濃集するので、含ウラン礫岩の堆積環境の類似性だけからウランの濃集の共通性を求めることはできないが、東北裏日本において台島階に、しかも朝日山塊の周辺にいくつかの含ウラン礫岩層が分布することは、それらに共通したものがあることを示しているかもしれない。

砂川の含ウラン礫岩の基質がアルコース砂岩または凝灰岩質で、一方その中の微量元素は付近の花崗岩中に胚胎する中熱水性鉱脈の構成鉱物を作る元素と共通している点がある。しかも、大成・朝日鉱山では、一部にウランを含み、その他付近には類似の含ウラン脈(細脈)が多数存在している。礫岩にはまた何ら堆積後に熱水溶液の影響が認められない(粘土化のみみられず、黄鉄鉱も熱水性のものではない)。したがってウランの起源は、基盤の花崗岩およびその中に胚胎する鉱脈に求めるのが自然ではないかと考えられる。花崗岩には早田花崗閃緑岩と、黒森斑状石英閃緑岩があって、それらのウラン含量は、後者の方がやや多い。

早田花崗閃緑岩: 0.9, 1.6ppm

黒森斑状石英閃緑岩: 1.7, 1.7ppm

分析: 貴志晴雄

しかし、溶脱したウランが供給される場合どの程度、もとの花崗岩のウラン含量が影響するかは、他の要因がからみあうので一概にはいうことはできない。なお、第1露頭の礫は早田花崗閃緑岩に富み、第2露頭では黒森斑状石英閃緑岩に富んでいる。

台島階に裏日本に含ウラン礫岩を生じた原因についてはウランの起源のほか古気候・古地理等の条件があげられるが、証拠が乏しいのでここではこれ以上ふれないことにする。

次にウランの濃集機構であるがここではそれを記述するだけの資料がない。片山の分類によれば、砂川の含ウラン礫岩は基底型である。

小国も基底型であるが一部は地下水型とよぶことができる。砂川付近の基盤は起伏に富んでいる。たとえば第2露頭付近は小さな凹地を形成し、また第1露頭と(34)-1号孔を結ぶ方向は1つのチャンネルと考えることができるかもしれない。しかし、ポーリングの資料も少なく確かなことはわからない。地表の調査によっても、第1露頭以北では礫岩(とくに含ウラン礫岩)の発達には局在しているように思われる。また、礫岩・砂岩等の透水層は、基底付近には、基底部のそれら以外にはなく、その他の地層は泥岩・凝灰岩・熔岩等

注5) フジ写真フィルム社製オートラジオグラフ乾板, EM type ET-2E

の不透水層である。以上のことを考えると、砂川付近のウランの濃集は、基底礫岩堆積後、ほとんど同位置で、基底面に沿って行なわれたと考える方が適當のように思われる。礫の間を埋めている黄鉄鉱は還元環境という好都合な条件を示しているともよいのではなからうか。

なお、以上のような生成過程を考える場合に次の2点が問題として残っている。1つは第1露頭と1号孔を結ぶ方向（北西方向）の断面を切ると、基底面の傾斜が15°前後になっていることである。礫岩堆積当時にそのような傾きをもっていたとすれば、ウランの濃集にはあまり好都合ではなかったのではなからうか。もう1つは含ウラン礫岩（第1、第2露頭等）は放射平衡に達していないことである。この事実は現在みられる露頭がウランが2次的に移動して生成されたものか、娘元素（daughter element）が逸脱したものか、いずれかの2次的な影響を受けたことを示すものかもしれない。

文 献

- 1) 岩淵義郎(1958)：鶴岡市南東部の地質，東北大理学部地質古生物学教室卒論（手記）
- 2) 神保 恵(1954)：山形県西田川炭田，日本地質学会秋田部会地質見学案内書
- 3) 北村 信(1959)：東北地方における第三紀造山運動について，東北大地質古生物学教室研究 邦文報告，no. 49
- 4) 西田彰一(1958)：いわゆるグリーン・タフ地域にまつわる諸問題，新生代研究，no. 27
- 5) 小倉 勉(1957)：山形県朝日山地北東部の地質，特に花崗閃緑岩類について，山形大紀要(自然科学)，vol. 4，no. 2
- 6) 島津光夫・河内洋佑(1961)：朝日山地の含ウラン鉱床，地質調査所報告，190号
- 7) 竹内常彦(1952)：山形県大張，八久和両鉱山付近の地質鉱床，東北大選研彙報，vol. 8，no. 2
- 8) ウラントリウム鉱物研究委員会(1960)：ウラン資源と鉱物，朝倉書店
- 9) 山形県(1955)：5万分の1表層地質図，鶴岡
- 10) 山形県(1955)：5万分の1表層地質図，湯殿山
- 11) 山形県鉱業課(1960)：20万分の1山形県地質図

Geology and Uranium-bearing Conglomerate in the Vicinity of Sunagawa, Asahi-mura, Higashitagawa-gun, Yamagata Prefecture

By

Mitsuo SHIMAZU and Yosuke KAWACHI

This area is situated in the northern margin of the Asahi mountainland. In this area, sediments and volcanic rocks of middle Miocene age overlie granitic rocks, which are mainly composed of quartz diorite and granodiorite. Tertiary formation is divided into the Hotokezawa and Ochiai formations in ascending order. The former is composed of andesite and its agglomerate and green tuff. The latter is composed of dacitic tuff, mudstone, sandstone and conglomerate and accompanies dolerite, andesite and dacite.

Uranium-bearing conglomerate, which is the basal conglomerate of the Ochiai formation, is locally distributed and is found along the channel of NW direction in the neighborhood of the first outcrop. The conglomerate is composed of well-sorted granite boulders and matrices of arkose sandstone and tuff including marine fossils. Some granite boulders are enclosed by aggregates of pyrite and limonite. Uranium content is 0.15 percent U_3O_8 at maximum. But radioactivity does not correspond with analysed uranium content. It probably means that radioactive equilibrium has not been accomplished. As any radioactive mineral is not found and α tracks have not point sources, uranium in conglomerate may have been absorbed in the matrix.

From the mode of occurrence, properties of conglomerate and distribution of trace elements, it seems that uranium has been derived from weathering products of granitic and uranium-bearing hydrothermal vein, and been concentrated in the basal conglomerate under the favorable condition.

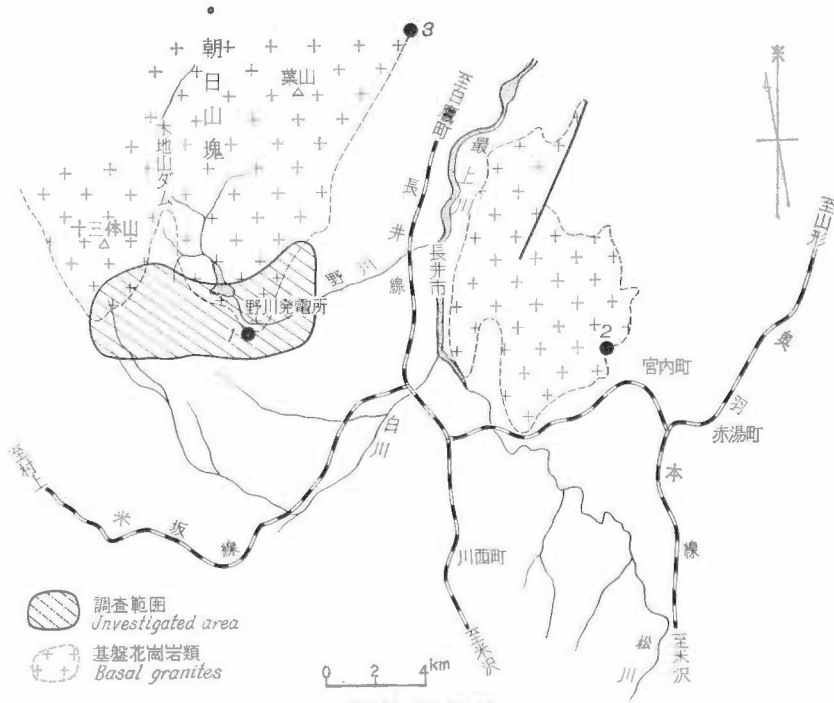
Ⅳ.5 長井市西方山地の新第三系とウラン鉱床

矢崎清貫*・石原舜三**・桑形久夫***・市川賢一****・桂島茂***・金井孝夫*****

要 旨

長井市西方山地の含ウラン層は、小白川層と滝沢層の2つの地層中に介在する。これらのうち滝沢層下部層にみられるものが高品位で、かつ異常地の数も多い。これらの2つの地層の地質時代は、小白川層が台島階に相当し、滝沢層が西黒沢階に相当する。この2つの地層の関係は、けいびな不整合関係を示している。ウランは、基盤花崗岩から由来した花崗岩質粗粒砂岩の中の炭質物および細粒相に多くの場合に濃集している。構造的には、背斜の翼部に多くの異常地がみられる。岩質的には、粗粒岩相のなかに介在する炭質頁岩がもっとも高い濃度を示す。さらにこの炭質物の拡がり方が3次元的に小さいものほど濃度の高い傾向がある。本地域の異常地を地形標高別にみると、高い処にある異常地より低い処にある異常地が一般的に高い傾向がある。また総体的にみて、不整合面の直上において高く、不整合面より距離が遠くなるほど低下する。もっとも高品位のものは、0.013% U₂O₅で、そのほかのものは0.005~0.01%以内のものが多い。ウラン鉱床の形成の時期は、晩期中新世から現在における間に形成されたもので、いわゆる後生源ウラン鉱床である。このウラン鉱床形成には、船川期末期からはじまるグリーンタフ地背斜運動、すなわち隆起に伴う地相斜解体が原動力になっていると思われる。

後生源ウラン鉱床を形成するには、起源物質(多分基盤の花崗岩)、その風化侵食、運搬に必要な循環水および造構運動が必要な要素であって、とくに造構運動に伴う古地理的変遷がこのウラン鉱床形成にもっとも重要であったと思われる。



第1図 位置図
Index map

* 燃料部 ** 鉱床部 *** 技術部 **** 金属鉱物探鉱促進事業団(元技術部) ***** 応用地質部(元技術部)

1. ま え が き

東北日本内帯の新第三系には、すでに多くの放射能異常地が発見され紹介されている。わが国では経済的にもっとも重要な新第三紀層中のいわゆる堆積型ウラン鉱床と同様の性格のものが、筆者の一人矢崎清貫により山形県長井市西方で1960年10月に発見されたので、同年11月から1963年にかけて、地形・地質層序および鉱床調査研究が継続的に行なわれた。本報告は、主として地質層序および鉱床調査結果の総括的な報告である。

調査地域に発達する新第三紀層については、小川琢治 (1900) が踏査したのをはじめとして、最近まで多くの分野の調査研究が発表されている。その中で主なものは、20万分の1地質図幅新潟・村上・仙台、1930～1933年にかけての森田日子次の植物化石の研究、徳永重元・棚井敏雄 (1954) の層位学的研究、および広範囲にわたる皆川信弥 (1959年) の層位学的研究等である。

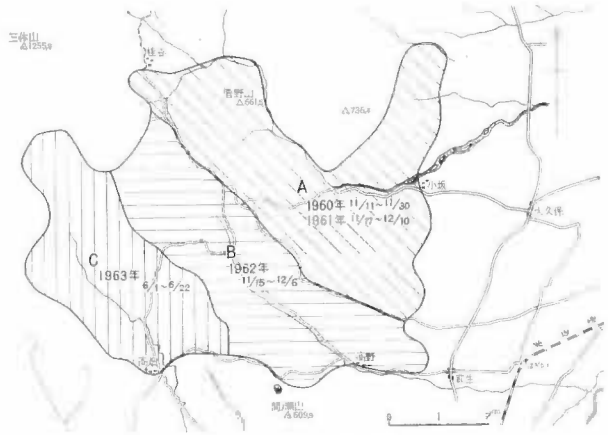
位置：調査地域は第1図に示すように朝日山塊を構成する花崗岩類の南縁部にあたる。本異常地の周辺部の山形県内には、小国・黒鴨などの異常地が発見されている (門田長夫ほか、1966)。また本地域東方宮内山塊には、矢ノ沢の異常地が明らかにされている。行政的には、山形県長井市および西置賜郡飯豊町の範囲に入る。

調査範囲：調査範囲は、第2図に示すように、長井市寺泉西方山地から飯豊町小白川上流にまたがり、その面積は約60km² (南北6km, 東西10km) である。Aの範囲は1960～1961年度、Bの範囲は1962年度、Cの範囲は1963年度にそれぞれ外業20～30日で実施した。作業日程ならびに分担は、下表のとおりである。

調査方法ならびに測定器：地表地質調査は、トレンチ作業を主として行なった。調査に使用した地形図は、1961年は長井市役所発刊の20,000分の1地形図、1961年は桑形らの実測図 5,000分の1地形図、1962年は同じく 5,000分の1の地形図、1963年は市川らの実測図 10,000分の1地形図であった。

放射能測定器は、Ds 288 (シンチレーションカウンタ mR/h) および DC P-3 (ガイガーカウンタ, cpm) である。

本調査を実施するにあたっては、地元山形県庁・山形大学・長井市役所および飯豊町役場らの諸機関から種々の便宜があたえられた。とくに山形県商工部鉱業課保健主任技師ならびに山形大学地質学教室の山形理氏からは現地において直接御援助をうけたので、ここであらためて感謝の意を表する。



第2図 年度別作業分担図

Surveyed areas on the basis of different fiscal years

期 間	担当者	分 担 項 目
1960年 11/11～11/30 11/11～11/30	矢崎清貫 石原舜三	一般地質 鉱床予察調査
1961 3/2 ～ 3/15 "	桑形久夫 金井孝夫	標定点測量調査 "
1961 9/28～10/31 9/29～10/31	桑形久夫 市川賢一	A・B地区地形測量調査 "
1961 11/17～12/10	矢崎清貫	A地区地表地質調査注1)
1962 11/7 ～11/18 "	市川賢一 桂島 茂	C地区地形測量 "
1962 11/15～12/6 1963 6/1 ～ 6/22	矢崎清貫 矢崎清貫	B地区地表地質調査 C地区地表地質調査

2. 地 質 層 序

この地域の地質層序は、基盤を構成する花崗岩類、それを不整合に覆う新第三紀層、これらを不整合に被覆する第四紀層からなっている。花崗岩類は、朝日山塊に連なる大きな地塊の分布を示している。新第

注1) 小関幸治から短期間技術指導を受けた。

三紀層は、基盤花崗岩類をとりかこむように大沢西方山地から小白川上流にわたって分布している（第3図参照、ポケットにあり）。岩相は、下位層準で粗粒相を呈し、上位層準は細粒相を示している。上位層準の細粒相中には、緑色凝灰岩が地域西方でよく発達し、本地域全域に追跡できる。第四紀層は、地域中央部の断層に伴う陥没地形を充填して分布するものと、平野部の段丘および扇状地に分布するものがある。火成岩類は、地域西方の小白川上流および東方の鴨石沢流域にみられ、いずれも岩脈状を呈し、比較的下位層準の時代の貫入のものである。岩質は、玄武岩および斜長石流紋岩である。この両者のうち本地域では、前者の基性の岩体がやや広い分布を示している。

新第三紀層の地層名は、少なくとも同一堆積盆地内ではできるだけ普遍化するように努めている。しかし本地域は、位置的に米沢堆積盆地の北縁部に近く、岩相的には、むしろ山形堆積盆地の南縁部に類似している。以上の理由から、本報告では、便法的に第1表に示すような地層区分を行ないこれについて説明する。

2.1 基盤花崗岩類

花崗岩質岩の多くは、朝日山地の実川型花崗岩に属すると思われ中粒閃雲花崗閃緑岩であり、完晶質かつ均質な岩体である。一部に直径数10mの細粒基性捕獲岩体を含む。しかし、全般に形の大小を問わず捕獲岩

第1表 地質柱状図
Geologic history of the studied area

時代	地層区分と層厚	柱状	岩質・古生物	火成岩	含ウラン層	
第四紀	扇状地堆積物 段丘堆積物		礫として礫 礫・砂・粘土			
	明神平層 20-40m	上部層 30m	礫・粘土・泥炭・埋木			
		下部層 10m	粗粒花崗質砂岩・礫			
新第三紀	尻無沢層 400m	上部層 300m	板状硬質頁岩 凝灰質砂岩 魚のウロコ 魚の化石			
		下部層	塊状硬質頁岩			
	高畑層 390-150m	上部層 30m	緑色砂質凝灰岩			
		中部層 20-80m	凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩の薄層をはさむ			
		下部層 150-70m	緑色凝灰角礫岩 <i>Chlorite</i> sp., <i>Dacrydium</i> sp.			
	中層	上部層 320-225m	硬質泥岩と凝灰質砂岩の互層 礫岩勝ちである			
		下部層 70-10m	白色砂質凝灰岩・砂質泥岩・凝灰質砂岩			
	小白川層 800-250m	上部層	砂岩・含礫砂岩・泥質砂岩・礫岩・粗悪炭			Tu5 異常層 Tu4 " Tu3 " Tu2 " Tu1 "
		下部層 410-4m	はもの科の植物化石			
		上部層 210m	細粒砂岩・泥岩 <i>Castanea</i> , <i>Acer</i> , <i>Alnus</i> , <i>Ulmus</i>			
小白川層 250m	中部層	粗粒花崗質砂岩 細粒砂岩・含礫砂岩 粗悪炭		Ku2 異常層 Ku1 "		
	下部層 90m	花崗岩礫を主体とする礫岩				
先新第三紀	花崗岩類		花崗閃緑岩 半花崗岩			

は少ない。主岩相の主成分鉱物は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・角閃石からなり、有色鉱物が比較的多い。木地山ダム付近には、細粒黒雲母花崗岩が分布する。カリ長石および石英がしばしば斑状を呈し、黒雲母は細粒である。これら花崗岩類の放射能強度は、前者が25~28mR/hであるのに対し、後者は、28~32 mR/h とやや高く酸性で優白質な岩相ほど高い数値を示すという一般的傾向をもっている。

2.2 小白川層

本層は、当地域における新第三紀層のもっとも下部を構成する地層であって、岩相の上から下部層・中部層および上部層の3つの部層に分けられる。

模式地：小白川上流

分布 模式地付近の小白川上流上滝沢・平沢および手おき沢からさらに西方に発達している。本層の北東方への延長は、焼山山頂部付近まで確認できるがそれより以東ではみられない。

岩質 下部層の岩質は、礫岩および含礫粗粒砂岩を主体とする粗粒相を呈する。礫岩は、圧倒的に基盤花崗岩体から由来するものが多く、礫の大きなものは2 m、小さいものは5 cm内外で、不均一の角礫~亜角礫状を示す。このほかいわゆる古生層といわれている箱の口層から由来する粘板岩および硬質砂岩などの礫(5~10 cm)が、わずかにみとめられる。この礫は円礫状を呈する。

中部層は、花崗岩質の粗粒砂岩と含礫花崗岩質粗粒砂岩を主体とし、部分的に硬質細粒砂岩の薄層をはさむ。また、部分的に山丈2 mに達する粗悪炭をはさむ。このほか山丈10~30 cmの粗悪炭~褐炭を、2~7枚内外介在する。粗粒砂岩の中に含まれる礫は、主として古生層から由来する円まのよい礫とアプライト岩体から由来した小礫を主体とする。礫の大きさは、2~10 cmでアプライトから由来したものは比較的小礫状を呈する。本層の主体をなす粗粒砂岩は、花崗岩質で石英粒を主とし雲母粒をわずかに含む。

上部層は、褐色~黄灰色を呈する硬質中粒~細粒砂岩を主体とし、部分的に珪質泥岩と細粒砂岩の互層帯を介在する。また一部分には、粗悪炭の薄層10~30 cmを介在する。概して剝離面がよく発達している。

層厚 模式地付近の本層全層厚は、550 mである。各部層別では、下部層90 m、中部層250 m、上部層210 mである。

古生物 上部層から *Salix*, *Castanea*, *Metasequoia*, *Acer* などの植物化石を産する。この含植物化石層は、おそらく小国地方にみられる小国植物化石層(森田日子次, 1931)、冲庭植物化石層(徳永重元, 1960)に相当するものであろう。

下位層との関係 模式地付近では、断層で接し直接の関係は不明である。焼山付近では、不整合が予想されるが直接の関係は未確認である。

2.3 滝沢層注2)

模式地：滝沢・大平かり沢および小平かり沢

分布 第4図トレンチ位置図に示すように、60T-2・60T-6・60T-13をへて小白川上流にかけて分布し、さらに西方小国地方にのびている。本層は、東方山地で小白川層を欠き直接基盤花崗岩類を不整合に覆う。西方小白川流域では、小白川層の上に軽微な不整合で接している。

岩質 本層は、岩質の特徴によって3つの部層に区分できる。すなわち、粗粒相を主体とする下部層、中粒砂岩および白色砂質凝灰岩らを主体とする中部層、泥相を示す上部層に分けられる。

下部層の岩質は、いわゆる礫質フリッシュ層に相当し、主体は粗粒花崗岩質砂岩である。本層の下限を規定する部分には、多くの場合花崗岩類由来



第4図 トレンチ位置図

Distribution of trench along the rim of the basement granite

注2) この地層は、従来野川夾炭層として筆者らは扱ってきたが、調査範囲の拡大で本地域西方小白川流域でよく発達するので、改めて滝沢層と呼ぶことにする。

礫状を呈する部分をわずかに含む。本部層も下部層と同様に、地域西方で多少変質し、東方で変質が少ない。

本層の下部層および上部層は、本地域内でよく追跡できるので、鍵層として重要である。この鍵層は、山形堆積盆地によく発達し、堆積盆地南縁の黒鴨まで追跡できる。したがって、この鍵層は、本地域内の鍵層として扱われると同時に、本地域内の堆積層と地域外の堆積層とを対比するのに有効である。

層厚 模式地でもっとも厚く全層厚 390mである。各部層別にみると、下部層 150m、中部層 210m、上部層30mである。

本層も前述した滝沢層と同様に、地域東方で層厚を減じている。すなわち、模式地付近で390mの層厚が、B-B'地質断面線付近では、150m内外でほぼ2分の1程度にちぢまっている。このうちもっとも層厚がちぢまった部層は、中部層でほぼ3分の1に層厚を減じている。

古生物 下部層から、*Anadara*、*Dosinia*などを産する。

下位層との関係 整合である。

2.5 尻無沢層

模式地：尻無沢流域

分布 本層は、模式地付近ならびに大平部落を中心として小向斜状の形態を示して分布し、その一部は地域北東方に延びている。

岩質 本層は、いわゆる硬質頁岩層に相当する地層で普通一括して扱う場合が多い。しかし筆者らは、岩質の上から上部層と下部層の2つに区分した。上部層と下部層との境には、必ずしも明白な境をひけない。したがって、かなり任意的な区分である。

下部層の岩質は、黒色硬質頁岩で塊状を示し、新鮮な石英の斑晶(1~3 mm)が散在する。

上部層の岩質は、いわゆる模式的な硬質頁岩で厚さ3~5 cm内外の板状を呈し、石英の斑晶は肉眼的には認められない。本部層の比較的上部の層準には、凝灰質砂岩(厚さ10~20m)の単層を介在する。

層厚 上限が不明で全体の層厚は、明白でない。しかし地質断面線B-B'でもっとも厚く300m以上に達する。各部層別にみると、下部層50~100m、上部層200~300m+である。層厚の横への変化は、下部層が西方山地で厚い。

古生物 模式地付近の尻無沢および菰生川中流から魚の化石および魚のウロコを産する。

下位層との関係 整合である。

2.6 第四紀層

本地域にみられる第四紀層には、明神平峠付近から木地山にかけての陥没地帯を充填したような産状を呈して分布する明神平層、山地から平野への移行に発達する段丘堆積物、ならびに河川の流出運搬に伴う扇状地堆積物がある。

2.6.1 明神平層^{注3)}

模式地：明神平峠付近

分布 ほぼN-S方向の地形的緩斜面に沿って分布し、南限は清水沢までである。

北方へののびは、やなばせ沢・小濁沢を経て桂谷・木地山方面に達している。

岩質 本層は、岩質の区分から2つの部層に分けられる。すなわち、花崗岩質粗粒砂を主体とする下部層、礫を主体とする上部層。下部層の岩質は、花崗岩質粗粒砂層と礫層からなる。礫層は本層の基底礫岩に相当するもので、厚さは4 m内外を示す。

礫は基盤花崗岩から由来するもので不均一で重角礫~円礫状を呈し、その大きさは10~50 cmである。これらの礫は、まったく自由であって凝結はされていない。

花崗岩質粗粒砂層は、石英粒・長石粒・雲母粒等を主体とする粗しよう質な柔い砂層である。長石類はかなり変質し粘土化している。

上部層の岩質は、礫層を主体とし部分的に粘土層がある。この粘土層の中には、厚さ30 cm内外の粗悪な泥炭ならびに埋木^{注4)}がみられる。粘土層は厚さ5~10m、延長方向の長さは10~30m内外の3次元的な

注3) 本層が模式的に発達するのは、木地山付近である。したがって従来筆者らも、木地山層として扱ってきた地層である。

注4) 山形県の見解によると、埋木の物であるとのことである。

レンズ状の形態を示す 礫層は、基盤花崗岩から由来する花崗岩礫が圧倒的に多く、そのほか安山岩礫・古生層由来の礫がこれについている 礫の大きさは、10~30 cm で円礫状を呈し不均一である。この礫も固着されておらず、自由であって凝結は進んでいない

層厚 全層厚20~40m, 部層別に見ると下部層10m, 上部層30mである

古生物 同定されていない

下位層との関係 下位のいずれの地層とも不整合である

本層は、1959年に皆川信弥が新第三紀層の明沢橋層(森山日子次, 1930)に相当する地層としてあつまっている

2.6.2 段丘堆積物ならびに扇状地堆積物

段丘堆積物は、新山・大沢部落付近に分布し、砂・礫・粘土らからなっている 層厚は最大15m内外である

扇状地堆積物は、主として野川流域に発達し、大小河川からはこぼれた礫によって構成されている。

2.7 火成岩類

本地域には、平かい沢玄武岩・鴨石沢玄武岩ならびに鴨石沢流紋岩が見られる このうちもっとも大きな分布を示す岩体は、平かい沢玄武岩である これらの火成岩は、いずれも岩脈状を呈して産出し、周辺の堆積岩にわずかに珪化をあたえている

2.7.1 平かい沢玄武岩

本岩体は、平かい沢付近でもっともよく観察される ほぼ東西方向に長い分布を示し約4000m, 南北方向に20~50mの巾をもって露出する 本岩の東方への延びは、高畑断層によって区切られ、それより以東では、これに相当する岩体はみられない

岩質は、暗灰色でやや光沢があり、肉眼的には斑晶が認められない。一般に緻密質であるが、部分的に粗粒を示す場所もある 産状は、岩脈状を呈し、周辺の堆積岩にわずかに珪化をあたえている 貫入の時期は、尻無沢中期頃と考えられる

2.7.2 鴨石沢玄武岩

鴨石沢上流にみられる本岩体は、南北方向に長 650mを示し、東西方向に 150mの露出が観察される 岩質は、暗灰色無斑晶緻密質玄武岩である 産状は、平かい沢玄武岩と同様脈状を呈し、滝沢層中にみられるが、おそらく平かい沢玄武岩と同時期の貫入であろう

2.7.3 鴨石沢斜長流紋岩

鴨石沢中流にみられる本岩体は、ほぼ南北方向に 500m, 東西方向に約 100mにわたって露出している 岩質はやや緑色潜晶質斜長流紋岩で、肉眼でわずかに斜長石の斑晶がみとめられる 岩脈状を呈し周辺の堆積岩に珪化をあたえている 貫入の時期は、前述した基性火成岩類の後と考えられるが、両者の貫入の時期はかなり接近したものである

3. 地質構造

本地域は、朝日山塊を中心とする大きな単元での隆起帯を核として、その南にのびる3つの隆起部と3つの沈降部が本地域の地質構造ならびに堆積機構上の背景の基調である 上述の3つの隆起部、沈降部は、第5図に示すような関係になっている

褶曲 本地域にみられる主な褶曲は、第5図に示したような3つの隆起部に起因する鼻状背斜と、3つの沈降部にみられる3つの舟底形向斜である これらの構造ののびの方向は、ほぼNW-SE方向を示し、大きな単元での構造方向と必ずしも一致しない したがってこれらの褶曲は必ずしも標式的なメカニズム注5)をへて形成されたものではなく、むしろ堆積形態的な要因によるものであろう このほか小白川流域・荻生川および尻無沢に、いわゆる油田方向の配列を示すNNE-SSW方向の小単元の褶曲がみられる

断層 本地域のおもな断層には、西方からしの沢断層・焼山断層・高畑断層・野川断層および高野断層などがある この他小断層は全般を通じてみられるが、とくにトレンチ番号60T-6付近に密集している 上述

注5) V・V 型のこの褶曲帯の形成。

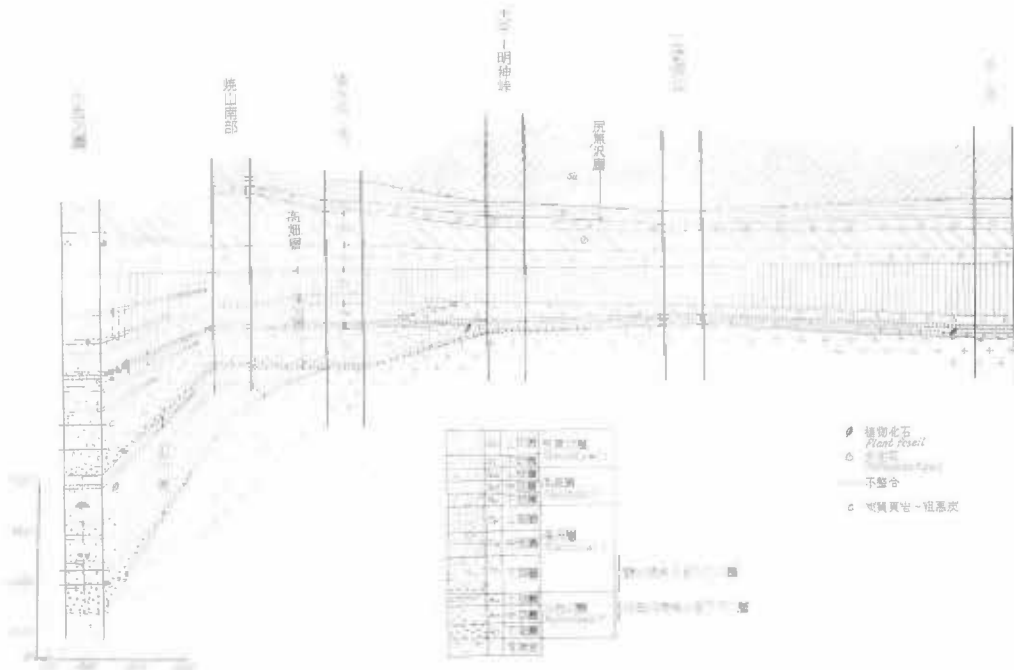
した断層は、走向方向から 3 つに区分される。すなわち NE-SW, NNE-SSW および N-S 方向などがある。NE-SW 方向のものは、焼山断層および菅野山断層である。NNE-SSW 方向のものには、野川断層および高野川断層がある。N-S 方向のものは、高畑断層およびしの沢断層である。以上 3 つの方向性を持つ断層の活動期はそれぞれ異なっているであろうが、概して NE-SW ならびに NNE-SSW 方向のものが古く、N-S 方向のものが新期である。上述した断層のなかでとくに留意しなければならない断層は、高畑断層である。その理由は、地域中央にみられる陥没性の地形ならびに明神平層の堆積という事件のあることである。すなわち、この断層は少なくとも新第三紀層堆積末期から第四紀層堆積初期にかけて起こった断層であるか、あるいは以前の断層がふたたびこの時期に活動したかのいずれかである。

走向・傾斜 本地域に分布する地層の走向は、前述した隆起部と沈降部とに規制されてこれらの形態とほぼ調和しており、禿頂部ではほぼ E-W 方向を示す。傾斜は、一般的にみて下位層準で緩傾斜を示し、上位層準で比較的急傾斜を示す。

4. 岩質および層厚変化

本地域の岩質および層厚変化については、すでに「2 項」で多少ふれた。しかし含ウラン層追跡の過程で問題になるので、ここでつけ加えて説明する。

第 6 図は、本地域全般にわたる岩質および層厚変化を示した柱状断面図である。この図で明らかのように、下位層準ほど層厚の横への変化が著しい。これに反して、上位層準は比較的安定している。また岩質からみても、粗粒相を示す岩質が横に大きな変化を示している。これに反して、泥相を示す岩質は比較的安定している。このような傾向は、「3 項」ですでにのべた 3 つの隆起部と、3 つの沈降部に起因しているものである。すなわち隆起部の禿頂部でもっとも層厚を減じ、沈降部で層厚を増大している傾向がみられる。上述したような現象は、隆起部の大・小との相関関係において規制されていることを示している。この関係を



第 6 図 岩相、層厚変化図

Changes in rock facies and thickness against the basement granite

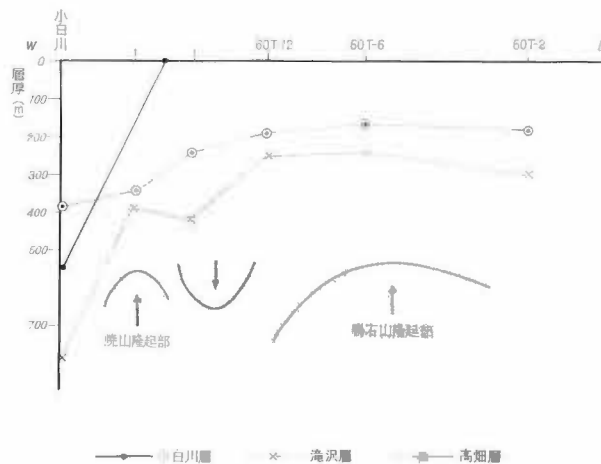
第7図・第8図および第9図に示す。第7図は、地層区分にしたがって層厚変化を示し、第8図および第9図は、滝沢層・高畑層における部層別区分の層厚変化を示したものである。これらの図で解るように、大きな鴨石山隆起部で、もっとも層厚が薄くなっている。これに反して焼山隆起部では、わずかの層厚増が認められる。しかしこのような傾向は、滝沢層堆積末期までであって、高畑層堆積時階では認められない。すなわち高畑層堆積時階に入ると、鴨石山隆起部を頂点として全般的に西方へ沈んでいる。第10図は、地域全般について岩質別に区分して総括した結果の層厚変化である。この図で明らかなように、もっとも層厚変化を規制している岩相は、礫岩・含礫質砂岩を主体とする粗粒相である。これについて砂岩相を主体とする岩相である。

これに反して凝灰岩および凝灰質砂岩は、比較的安定した層厚を示している。このような傾向は、滝沢層下部層の含ウラン層準についてもほぼ同様に観察される。第11図は、本地域のウラン異常地が多く存在する野川地域で、トレンチ付近の100分の1地質柱状図を基にして作成した層厚・岩相変化を示す図である。この図でも明らかなように60T-9付近から西方と東方では、かなりの層厚および岩相変化が認められる。すなわち、西方で厚く東方で薄い。したがって前述した本地域全般に通用する東方の隆起—西方の沈降の差別運動に密接な関係をもった層厚変化を示しているといえる。第12図は、岩相からみた層厚変化の概念図である。この図で明らかなように、西方への層厚増大のおもな要因になっている岩質は、粗粒～細粒砂岩である。礫岩・泥質砂岩・泥岩および炭層などは、層厚増大の主体ではなく客体である。炭層はむしろこれに相反する傾向を示している。以上のように本地域の層厚ならびに岩相変化は、鴨石山隆起部を頂点として西方に総体的に層厚を増している。いわゆる、薄頭状の堆積形態を示している。また岩質的にみても、鴨石山隆起部の禿頂部で粗粒相が厚く、西方沈降部に細粒相が発散状に多くなる。

5. 対 比

本調査地域の各地層を、隣接堆積区に対比すると第2表ようになる。対比した理由は、次のようなことだからである。含植物化石層および炭層の有無・岩相上の類似・火成活動の一致・堆積形態の類似・凝灰岩の追跡。

小白川層と小口層・一つ沢層および龍ヶ岳層の対比の理由 小白川層上部の植物化石層がほぼ小口植物層に追跡できること、含植物化石がほぼ同一種のものが多いこと、基盤花崗岩にアバット状に堆積すること、上位との地層と不整合関係を示すこと、などが主な理由である。この時代は、男鹿半島の台島階に対比されるものであろう。



第7図 地層別層厚変化図

Thickness variation of the three Tertiary formations against the basement granite

第 2 表 対 比 表
Regional correlation of the studied area to the other selected areas

男鹿半島 秋田大学	米沢堆積盆地 西縁部(皆川・1959)	本調査地域	山形堆積盆地 西縁部(神保・1961)	
湯西層	玉庭層	明神平層	白鷹火山噴出物	
鮎川層	中沖層		左沢層	
脇本層	手ノ子層 高峰層		稲沢山層 大谷層	
北浦層	宇津峠層		真淵層 橋上層	
船川層	湯小屋層		間沢層	
女川層	沼沢層		尻無沢層 さくま層	
西黒沢層	明沢橋層		高畑層 滝沢層	大井沢層 Mi-Op
台島層	小口層 眼鏡橋層		小白川層	二ツ沢層 竜ヶ島層
西男鹿層群	北小口層 不軌沢層			
先新第三系	基盤(箱ノ口層および花崗岩類)			

♁: 台島形植物化石 ♁: 植物化石 Mi: *Miogypsina* Op: *Operculina*
⊙: 介化石

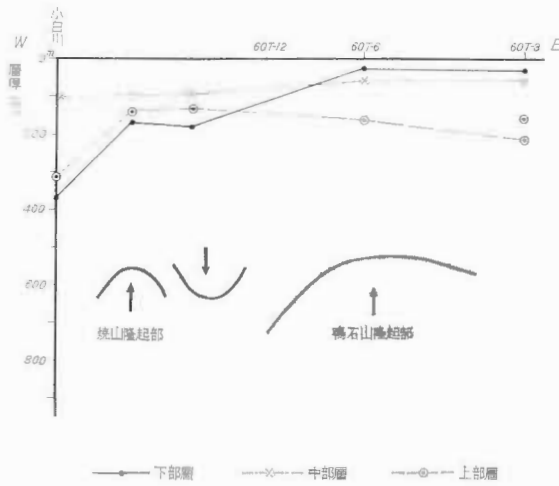
滝沢層・高畑層と明沢橋層および大井沢層の対比の理由 緑色凝灰角礫岩が追跡できること、基性火成岩の活動のあること、介化石を産することである。大井沢層からは *Miogypsina*, *Operculina* の産出が知られている。この時代は、男鹿半島の西黒沢階に対比される。筆者らはこの西黒沢階に対比される本地域の滝沢層・高畑層を岩質の上から、下位層準のものを滝沢層としてあつかい、上位の層準のものを高畑層としてあつかった。

尻無沢層と沼沢層および水沢層の対比の理由 尻無沢層と沼沢層が直接接していること、魚の化石およびウロコの化石が産出すること、岩質が類似すること、などから従来男鹿半島の女川階に対比されている。しかし最近の調査の結果注6) 明らかになったことであるが、本層の上部の泥岩から西黒沢階に産出する有孔虫化石が産出している。このようなことから、女川階に対比することに多少問題が残る。しかしこの問題は、本地域だけで解決できる問題ではなく広い単元で今後決めるべき問題であろう。

明神平層の問題 明神平層は、「2項」でのべたように、現世の埋木を介在すること、新第三紀層に無関係の様相を呈して分布すること、下位のいずれの地層とも不整合関係を示すこと、ならびに岩相が粗雑でやわらかくまったく凝結がないことから、第四紀層としてあつかった。しかし隣接堆積区に、これに相当する岩相を示す地層がないことなどから今後の問題を残している。

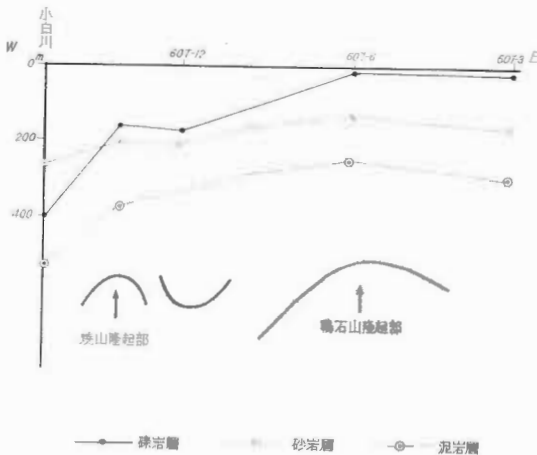
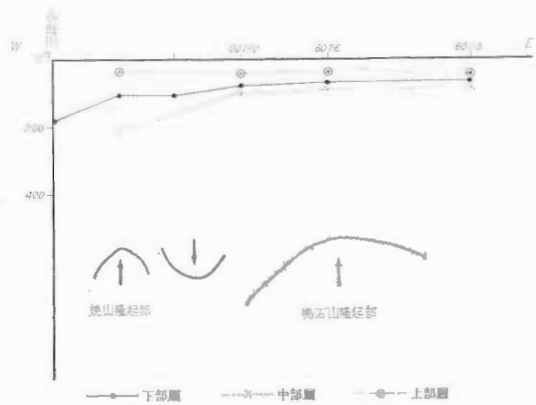
注6) 1966年筆者らの矢崎が実施した。金岡広域調査の結果。

長井市西方山地の新第三系とウラン鉱床 (矢崎・石原・桑形・市川・桂島・金井)

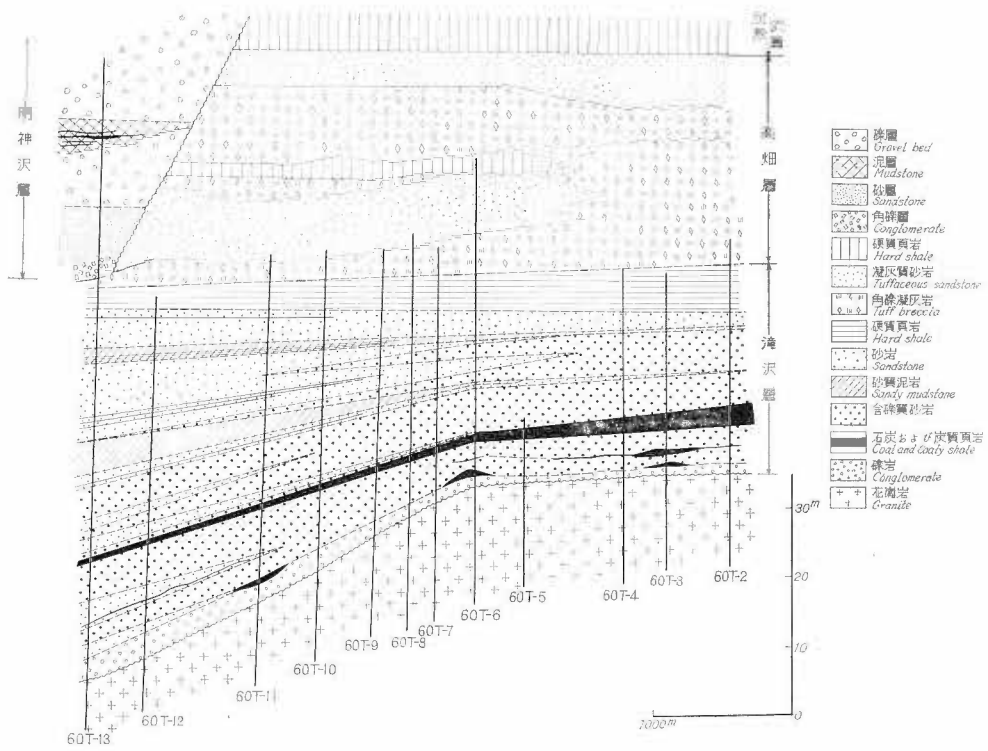


第8図 滝沢層の層厚変化図
Detailed variation in thickness of Takizawa formation against the basement granite

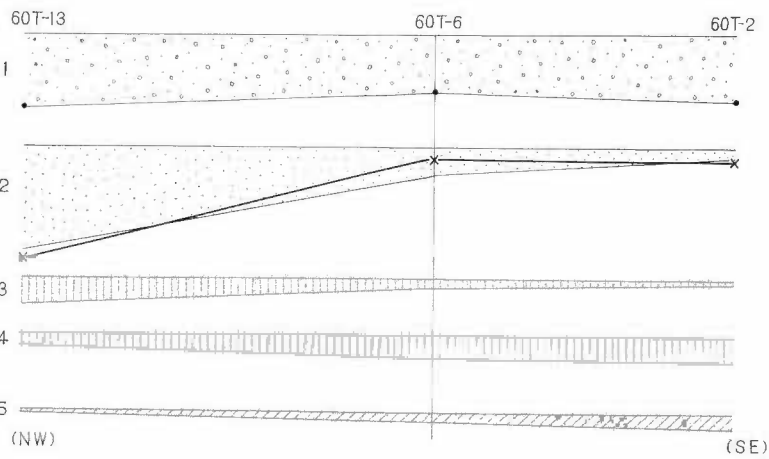
第9図 高畑層の層厚変化図
Detailed variation in thickness of Takabata formation against the basement granite



第10図 岩質別層厚変化図
Variation in thickness of total conglomerate, sandstone, and mudstone against the basement granite



第11図 野川付近岩相および層厚変化図
Facies along uranium-bearing sediments around Nozawa



1. 礫岩～含礫質砂岩 2. 粗粒砂岩～細粒砂岩 3. 泥質砂岩
4. 砂質泥岩 5. 炭質頁岩～粗悪炭 —×— 合計堆積量

第12図 岩相からみた層厚変化の概念図

Generalized column of all kinds of sediments indicating sandstone contribute most to the total thickness around Nozawa

6. ウラン鉱床

本地域の含ウラン層^{注7)}は、地層区分から見ると小白川層および滝沢層に含まれる。すなわち2枚の含ウラン層がある。このうち多くのウラン異常層^{注8)}は、野川流域の滝沢層下部層に含まれている。本地域でもっと高い品位を示す異常地は、60T-6の露頭でみられるTu 1ウラン異常層である。品位は、 $0.013 \text{ U}_3\text{O}_8/\text{T}$ cmである。ウラン異常層は炭質物および炭質頁岩が大部分で基盤岩直上のものが多い。

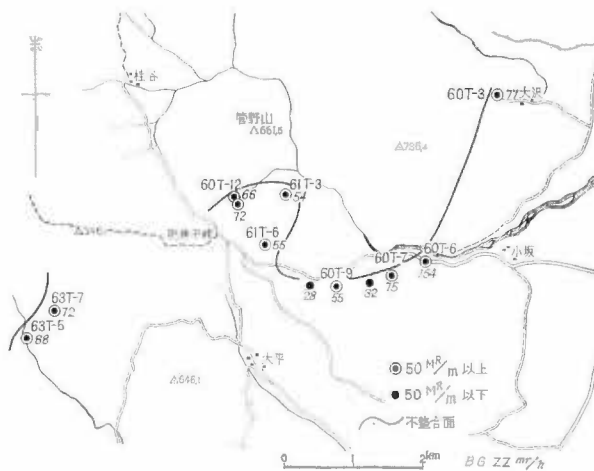
6.1 含ウラン層の水平的分布

発見露頭トレンチ番号60T-6での放射能異常分布は、不整合直上1 m付近の炭質頁岩および炭質物に富む砂岩・頁岩で高い。ついでアルコーズ砂岩、および花崗岩の巨礫に富んだ礫岩などに弱い異常が認められている。したがって予想される不整合面に沿って、多くのトレンチ掘りを実施し追跡した結果、第13図に示すような場所で異常を確認した。すなわち60T-3・60T-6・60T-7・60T-9・61T-6・61T-3・60T-12ならびに小白川層上流63T-5・63T-7である。

これらのうちもっとも異常の強いものは、自然計数の7.5倍内外を示している。これについて63T-5の異常で自然計数の約4倍内外を示している。他の異常地は、60T-6・63T-5に比較して総体的に弱く自然計数の2～3倍程度である。以上のべたように含ウラン層準の横への拡がり、かなり広くその延長は約10 kmに達している。ただしこれらのうち下部層準（小白川層）のものは、焼山村近で含ウラン層を欠除することから横への拡がりは狭い。しかし西方へののびは、北小国地域をへて小国金丸のすでに知られている異常地につながっていることが予想されている。このことは、「5項」でのべたように小白川層と、小国含ウラン層が対比されるからである。滝沢層下部層中にみられる含ウラン層は、少なくとも60T-12・60T-6・60T-3をへて東北東の黒鴨のウラン異常地につながっている。このことは、層位的にもいえる。したがって滝沢層下部層の中に含まれる含ウラン層の水平的な拡がりは、ほぼ9 kmと予想される。

6.2 ウラン異常地の垂直的分布

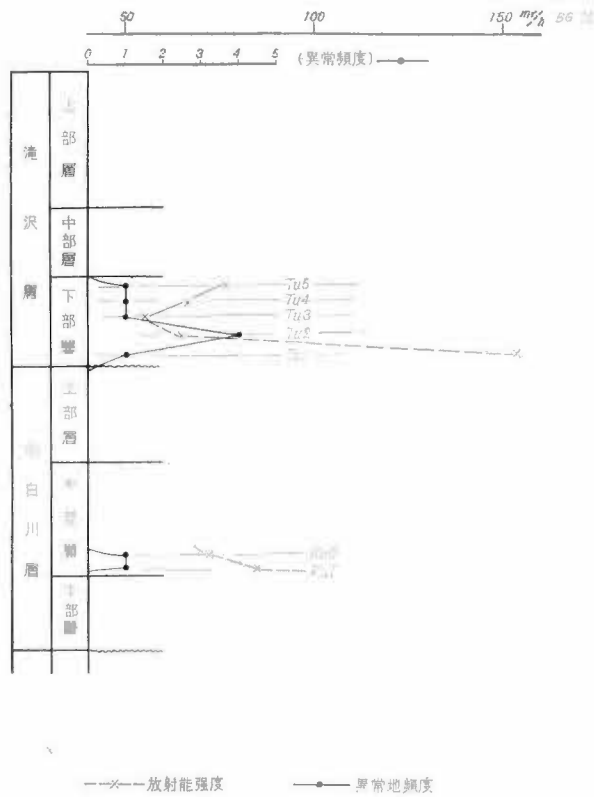
本地域のウラン異常地の垂直的分布は、地層区分の上から2帯にわけられる。すなわちその一つは、下位の層準小白川層中部層の中のものであり、他は上位の滝沢層下部層中にみられるものである。さらにこの2帯を厳密に識別すると、7層に分類できる。小白川層準のものを、下位からKu 1、Ku 2としてあつかい、滝沢層準のものを下位からTu 1・Tu 2・Tu 3・Tu 4・Tu 5としてあつかった。これらの異常を強度別、頻度別に示すと第14図のようになる。第15図は、滝沢層下部層の基盤不整合面からの距離と異常強度の関係



第15図 ウラン異常地分布図
Locations of uraniumiferous beds

注7) ウラン異常層を介在する累層。

注8) ウラン異常を示す単層。

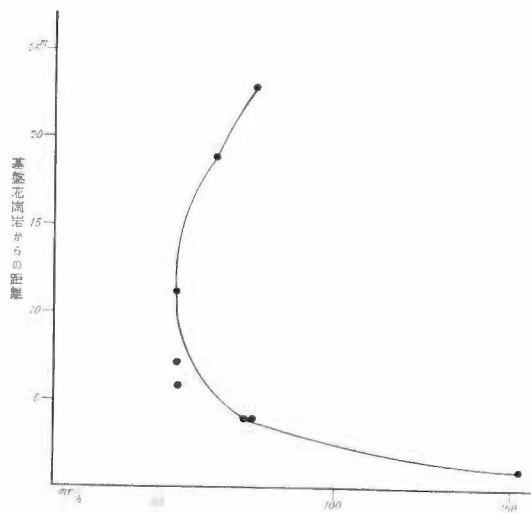


第14図 各ウラン異常層垂直分布とウラン強度ならびに異常地頻度の関係
Number of radioactive anomaly and its intensity plotted against geologic column

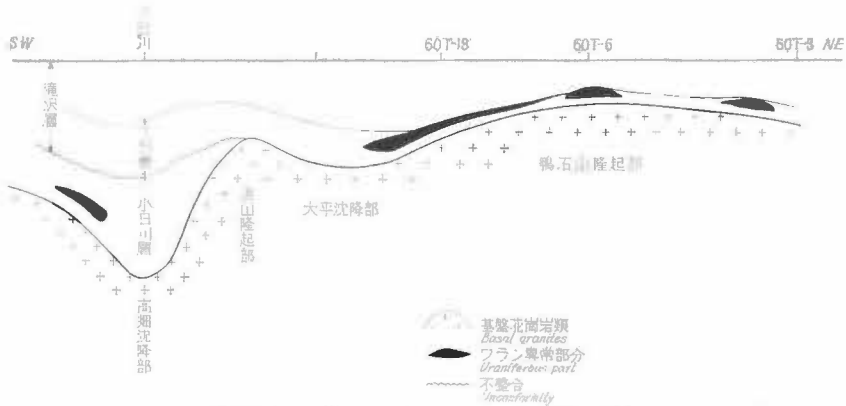
を示した図である。これらの図でも明らかなように基盤不整合面の比較的近距离に異常地点が密集するとともに異常強度が高い傾向が観察される。

6.3 ウラン異常地の構造的位

本地域のウラン異常地を地質構造的な角度から考察すると、第16図のような位置にあっている。この図でも明らかなようにウラン異常地の大部分は、大きな単元での背斜頂部ならびに翼部にかけて存在する。これに反して向斜部(沈降部)では、まったく異常地を確認できない。第17図は、滝沢層下部層のウラン異常地点ならびに異常強度を示した図である。この図でも明らかに、背斜の頂部付近、翼部の斜面に異常がみられる。これらの図から、背斜部、翼部の背斜部に近い所、沈降部に近い所および向斜部に区分してウラン異常地頻度とウラン異常強度の関係をみると、第18図のように逆相関関係

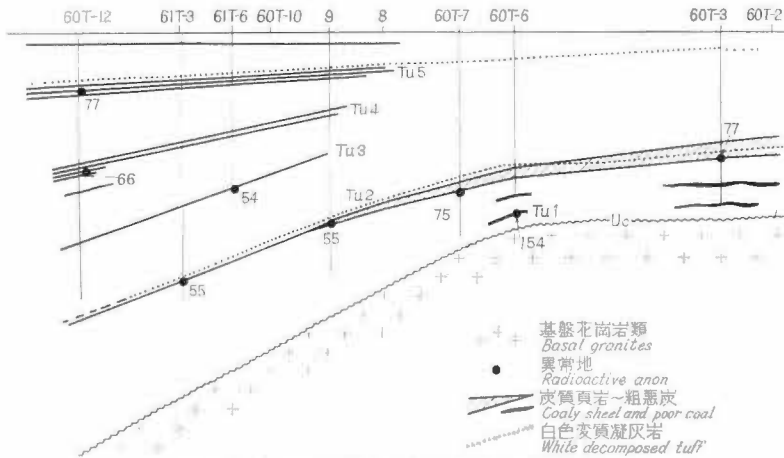


第15図 不整合面から距離と異常強度分布図(滝沢層下部層)
Radiometric intensity of the lower Takizawa formation and the distance from the basement granite



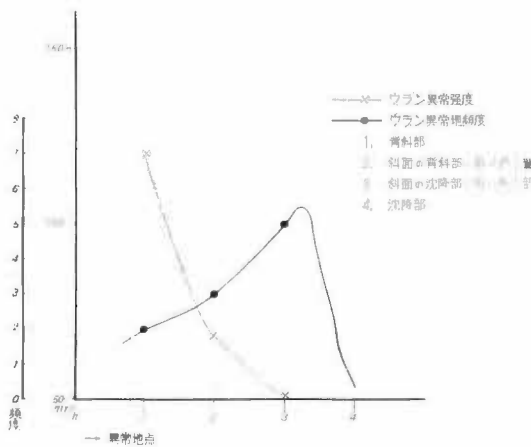
第16図 概念的な構造的位置からみたウラン異常地分布図

Schematic position of uraniumiferous beds against relief of the basement granite



第17図 野川流域における構造的位置からみたウラン異常地分布図

Uraniferous beds on the generalized section along Nogawa river



第18図 構造的位置からみたウラン異常地頻度と強度分布図

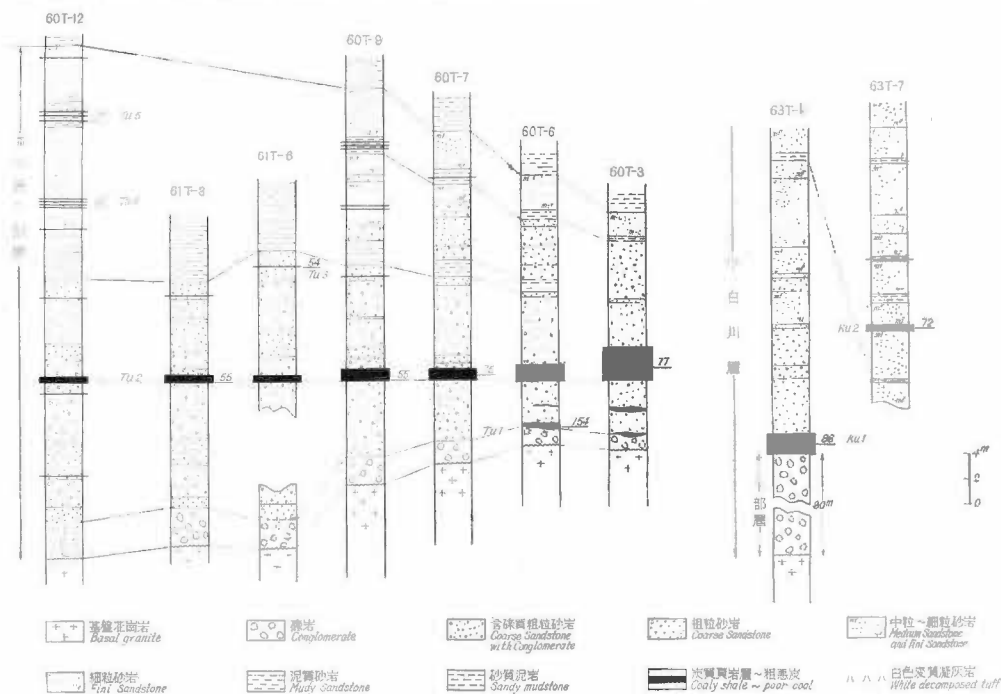
Uranium anomalies vs. tectonic position of the basement granite

がみられる。このような現象は、おそらくウラン濃集の機構に起因するものであろう。

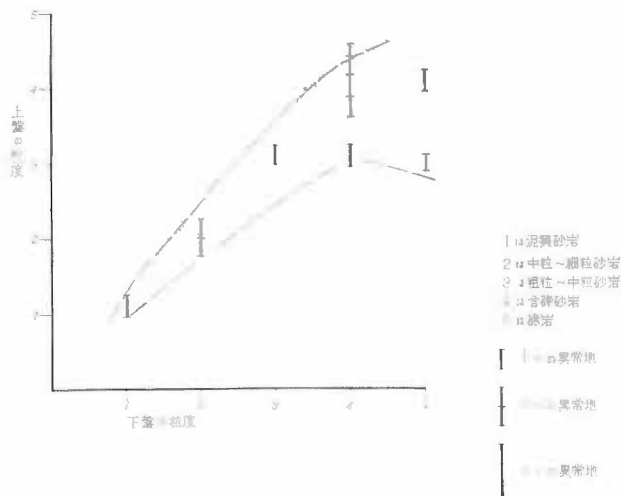
第17図で明らかなように、ウラン異常地が特定の1つの層準にあるのではなく分散している。多くの異常地は、続成作用の過程の中での隆起・沈降の構造的背景の中でその濃集機構が説明されるものであろう。したがってウラン異常地の構造的位置は、ウラン鉱床形成の過程でとくに留意しなければならないことがらと思われる。

6.4 含ウラン層の岩質とウラン異常強度の関係

本地域のウラン異常地付近の岩質の上下の関係は、第19図に示すようにその大半は粗粒花崗岩質砂岩であ

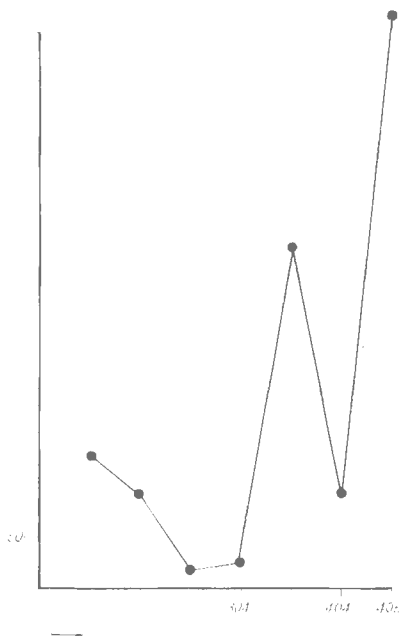


第19図 各異常における地質柱状図
Columns of uraniumiferous beds



第20図 粒度(岩質)組成からみたウラン強度と異常地頻度分布
Number of uranium beds in relation to the grain size of the host sediments

これに対してウランを濃集している地層は、炭質頁岩・粗悪炭ならびに泥岩などである。とくに炭質頁岩および粗悪炭層の中の夾みは、多くのウランを濃集している。このようなことを粒度組成の場からみれば、ウランを濃集吸着している粒度は $\phi 0.1\text{mm}$ 以下ということになる。したがってこれらのウラン異常の上盤・下盤の粒度組成からみると第20図のような傾向がみられる。この図で明瞭のように、粗粒相のなかの



0: 炭質頁岩～粗悪炭(ウラン異常層) 1: 泥質砂岩
2: 細粒砂岩 3: 中粒～細粒砂岩 4: 含礫質粗粒砂岩
5: 礫岩 例305とは、中粒～粗粒砂岩, ウラン異常層, 礫岩の粒度組合せを意味する。

第20図 粒度組成によるウラン異常強度分布

Uranium anomalies vs. combination of sedimentary facies

細粒相が多くの場合異常を形成している。たとえば、礫岩層のなかにある炭質頁岩が多くの場合に高い異常を示す。本地域の10箇所の異常地を岩質ならびに粒度の組成からみると次のようになる。今かりに礫岩を5とし、含礫質粗粒砂岩を4とし、粗粒～中粒砂岩を3とし、中粒砂岩～細粒砂岩を2とし、泥質砂岩を1とし、ウラン異常層(ここでは炭質頁岩および粗悪炭)を0という数値を用いて表現すると次のようになる。

Tu 5 の 60T-12の異常地	=101
Tu 4 の 60T-12	=202
Tu 3 の 61T-6	=404
Tu 2 の 61T-3	=305
Tu 2 の 60T-9	=404
Tu 2 の 60T-7	=404
Tu 2 の 60T-3	=404
Tu 1 の 60T-6	=405
Ku 2 の 63T-7	=303
Ku 1 の 63T-5	=305

(異常層の上・下1mの岩質による。前の数が上盤である)

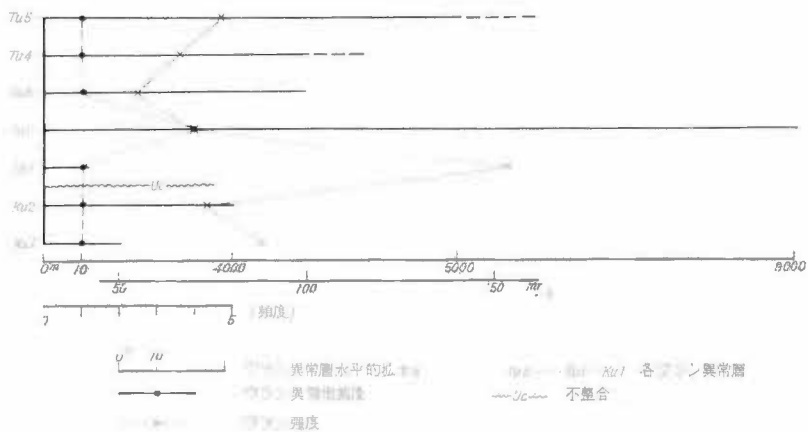
以上のような結果、岩質(粒度)の組み合わせからみるとおのおの異常地で異なる場合が多い。しかし、404の組み合わせには、4つの異常地が該当する。これらの組み合わせとウラン異常強度との関係を示すと、第21図のようになる。この図で明らかなように、粗粒相を示す岩質に

はさまれた炭質物をもっとも強い異常を示していることがわかる。以上のべたことは、異常地点の上下の岩質についてのべたのみで横への拡がりとの関係についてはふれていない。ここで横への岩質変化とウラン異常強度の関係のみをみると、第22図に示すようになる。すなわち、単層の横への拡がりの小さいものほどウラン異常が高いということになる。この関係を、第22図に示す。

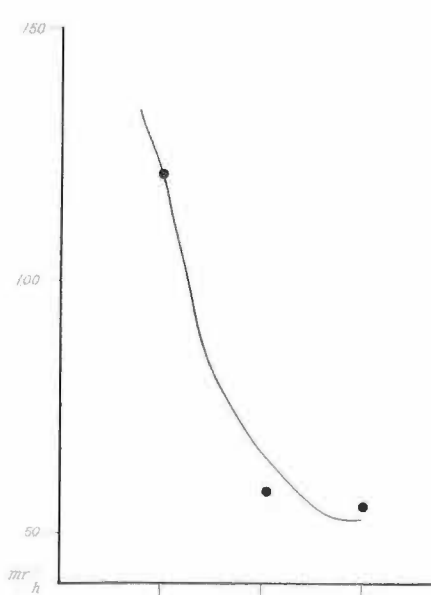
以上のことを要約すると、岩質的にもっとも粗粒相の中に介在する3次的により小さいレンズ状細粒相(炭質頁岩および粗悪炭)がもっとも高品位のウラン鉱床を形成するということになる。

6.5 ウラン異常と標高との関係

本地域のウラン異常と標高との間には次のような関係が観察される。60T-3の異常地は310m, 60T-6の異常地は320m, 60T-7の異常地は470m, 60T-9の異常地は490m, 61T-6の異常地は640m, 61T-3の異常地は560m, 63T-7の異常地は720m, 63T-5の異常地は550m, 60T-2の上の異常地は560m, 60T-12の下の異常地は550mである。これらのウラン異常地の標高とウラン強度との関係を、第24図に示す。この図でも明らかなように、比較的高い処にある異常地が放射能強度が低い傾向がみられる。このような傾向は、黒鴨地域のウラン異常地では明瞭に観察される。すなわち、黒鴨異常地の同一単層では、下位のものに異常があるが標高40m上位では、まったく異常を認められない。したがってウラン鉱床形成の機構のなかで、一般に無視されがちな現地形の要因が、上述したように異常地形成に役立っているように考えられることは注意すべき問題であろう。

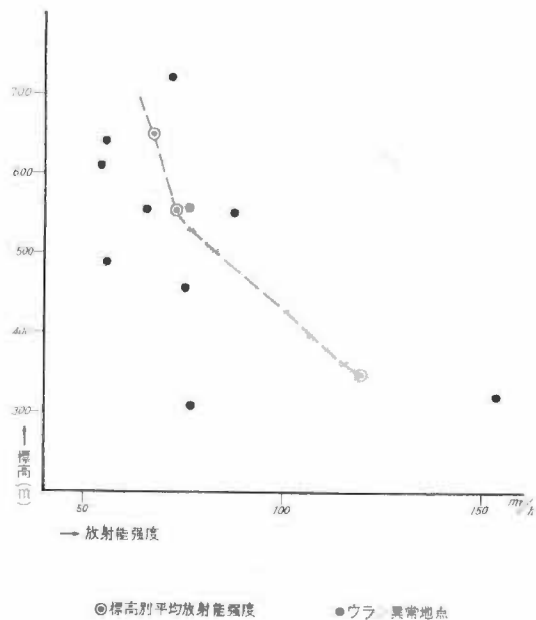


第22図 各ウラン異常層の横への広がりとうラン異常強度分布
Uranium anomalies vs. their horizontal extent



1. ウラン異常層の2次元的な広がりが10m以内
2. ウラン異常層の2次元的な広がりが4~5km内外
3. ウラン異常層の2次元的な広がりが9 km以上

第23図 2次元的な広がりからみたウラン強度分布
Intensity of the anomalies vs. the horizontal extent



第24図 ウラン異常の標高とうラン強度の関係
Uranium anomalies vs. their present altitude

6.6 60T-6 (発見露頭) におけるウランの産状

60T-6 (発見露頭) は、第25図に示すように高さ30数mの路傍の急崖である。不整合は、その壁を斜めに走っている。

第26図・第27図は、第25図のAで示した範囲の露頭スケッチである。第26図付近では、下部から礫岩・砂岩および炭質頁岩・含礫質粗粒砂岩の3つに大別できる。まず最下部に花崗岩の巨礫を含み、部分的に粗粒

の砂岩あるいは粘土などを含む粗粒礫層が約 80 cm 堆積している。その上部は、約 50 cm の厚さの中粒砂岩層である。これは、基盤と同一の閃雲花崗閃緑岩およびアプライト（石英脈を含んでいるものもある）の巨礫を含み炭質物に富む。炭質物に富んだ砂岩は、この岩層の上部に見られ、最上部では炭質頁岩となり、その一部で最大の放射能異常を示した。この炭質頁岩の上には、含礫質中粒-粗粒砂岩がのっている。第27図付近では、下部から礫岩・粗粒砂岩および中粒砂岩の不規則な互層・炭質頁岩・含礫質粗粒砂岩・泥質砂岩および粗粒砂岩の6つに分けられる。最下部の礫岩は、内容的に第26図と同様の岩層であるが礫岩の礫はそれより多少小さい。その上の粗粒砂岩の中には、アプライトの巨礫が含まれ、部分的に炭質物のレンズ状の薄層が含まれている。本層の上半部は、不規則の互層形態がみられるが、水平方向につながらない。その上位の炭質頁岩は、産状はレンズ状であるが横にかなり追跡できる。厚さは、最高 60 cm で比較的放射能異常が高い。その上の含礫質粗粒砂岩中には、2枚の炭質物を含んでいるが、異常は認められない。その上位の泥質砂岩の中に含まれる炭質物は、分析品位 0.005% U_3O_8 のウランを含んでいる。

これらの地層は、マトリックスとともに花崗岩質で、礫種は花崗岩、およびアプライトが多く、直接基盤から由来した花崗閃緑岩がもっとも多い。礫は、下位のものほど大きく最大 3~4 m である。これに比較して上位層準のものは、小さく 0.5 m 以下である。ほとんどの礫は、上下をとわず歪角礫が多く淘汰が悪い。

第28図は、第25図Aにおける岩層柱状図とウラン放射能異常の関係を示した図である。①は、第25図Aの①の柱状図である。②は、①より約18m西側の地点の柱状図である。③は、②の地点よりさらに西側 4.5m の柱状図である。④は、③より2m西側の第27図における柱状図である。この4つの柱状図を通じて最大の特色は、どの単層をとってみても詳しく見れば岩層の連続性に乏しいことである。例えば、最下位の層準の炭質頁岩が18m離れた②の地点では、厚さ 2 cm となり、②、③および④の地点ではまったく認められない。このように岩質の変化と同様に、放射能異常もまったく連続性が認められず、わずかに上位層準の炭質頁岩が多少その傾向を示しているようにみられる。

6.7 ウラン品位と産状

第29図は、本地域内のウラン異常地とウラン分析品位の分布図である。ウランの品位は、全般を通じて低く、その上計測値から予想されるウラン品位よりも分析品位はやや低く、計測時においてウラン以外の元素の影響も考えられる。ともかく高品位のもので 60T-6 における 0.013% U_3O_8 および 0.01% U_3O_8 である

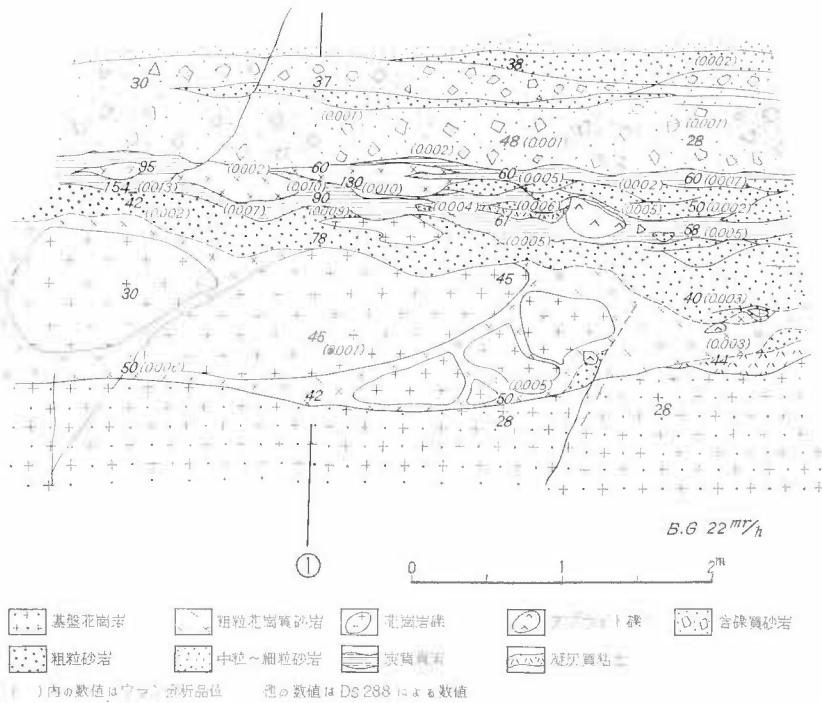


第25図-A 発見露頭 (90T-6) の全景 (図中の27, 28図は26, 27図を意味する)

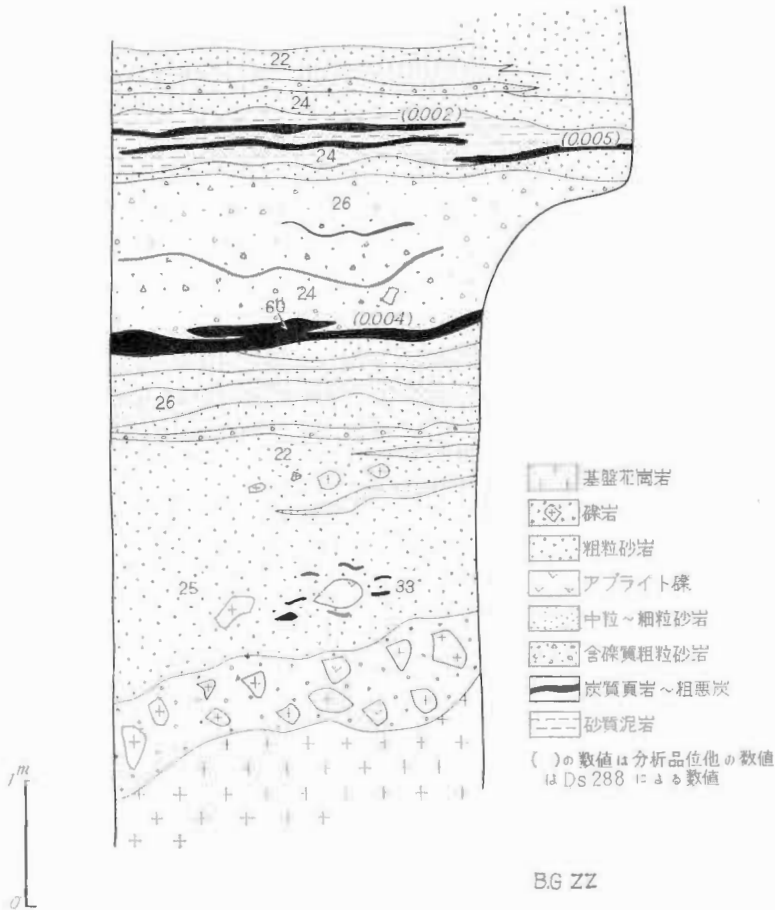
Outcrop where the first detection was made



第25図一B 兎見露頭
Uraniferous part of the outcrop



第26図 60T-6付近の異常地のスケッチ
A sketch of the Figure 25 (B)



第27図 60T-6の上流におけるスケッチ

A sketch at upper stream side of the Figure 26

にすぎない。しかし、これらの分析値はすべて各単層別の平均品位であるので、部分的に強い地だけを選出して分析すればこれ以上の数値がえられるであろう。0.013% U_3O_8 のサンプリングの厚さは17 cmであり、0.01% U_3O_8 のサンプリングの厚さは、23 cmである。60T-3のサンプリングの厚さは、28 cmである。60T-7のサンプリングの厚さは、25 cmである。以下60T-9は13 cm, 60T-12の上は14 cm, 60T-12の下は25 cm, 61T-6は30 cm, 61T-3は15 cm, 63T-5は10 cm, 63T-7は8 cmである。

第30図は、主として60T-6露頭での不整合面からの距離に岩相を加味してウランの品位の頻度分布を示した図である。この図でも明らかなように不整合面から離れるほどウラン品位は、低下することを示している。この傾向はすでに述べた垂直的分布と、ほぼ同じ結果になる。この図で炭質物に関係しないもので例外的にやや高品位を示したもの(0.006~0.009% U_3O_8)は、炭質物に挟まれた粘土層、螢光物質の付着する礫岩中のマトリックスおよび炭質頁岩の直下の細粒砂岩などである。

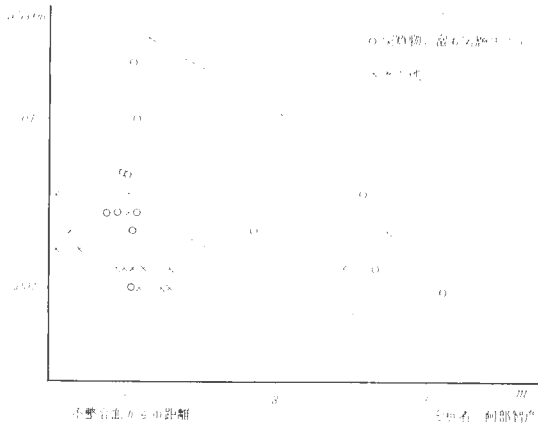
6.8 ウラン鉱物

初生・2次ウラン鉱物のいずれも認められなかった。60T-6の露頭の一部で、不整合直上の礫岩のマトリックスに白色鉱物でミネライトで黄緑色の螢光を発する鉱物がある。含水珪酸鉱物と思われるが未同定である。したがって大部分のウランは、炭質頁岩およびうすい粘土層中に吸着されているものと思われる。また記述するほどの黄鉄鉱などの硫化物も発見されていない。

7. 考 察

本地域のいわゆる堆積形ウラン鉱床の濃集機構について2, 3の試論をのべたい。

まず最初に本地域の堆積形態についての概要をのべる。すでに岩質および層厚の項でのべたように、本地域は総体的に東方に薄く西方に厚い層厚変化がみられる。したがって一般的概念から東方が上昇し西方で沈降したということになる。このことを含むウラン層の主体である滝沢層下部層についてみると、450m対30mの比になって、相対的にかなり大きな上下運動が想定される。このうごきのちがいを実証する意味で、本地域の基盤花崗岩と新第三系の不整合面を古地理的かん点からあつかってみると、第31図のような関係が認められる。すなわち



第30図 不整合面からの距離に対するウラン品位の頻度分布図

Decreasing uranium contents in leaving the basement granite

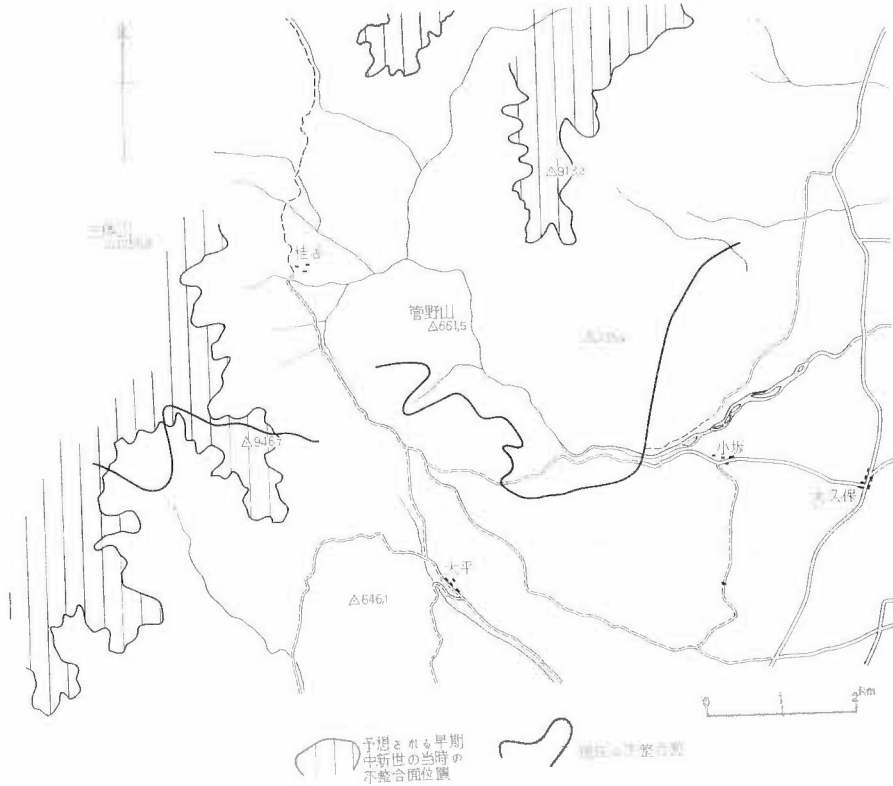
なわち基盤花崗岩の分布は、少なくとも現在の地形標高 800m+付近が早期中新世の不整合面（その当時の岸边）であつたらう。その理由は、多くの早期中新世に対比される地層の分布から考えられる。したがって早期中新世当時の不整合面と、現在みられる不整合面を比較するとその間における不整合面の変遷がえられる。この理由から本地域の東方と西方との運動を比較してみると第31図のような結果が明らかになる。すなわち東方地域では、南東方向にかなりの移動がみられる。これに反して地域西方では、中新世初期の時代と現在の時代とを通じて余り変化がない。このことは、東方の地塊と西方の地塊の運動のちがいを実証していることがうかがわれる。この運動のちがいを分けているものは、すでにのべた高畑断層ではないかと想定できる。

前述した東方の地塊が上昇し西方地塊が沈降した事実は、層厚の変化量だけでなく、不整合面の移動などによっても実証される。不整合面の移動は、早期中新世から現在における空間における事件である。

一方層厚変化は、滝沢層下部層という特定時階における空間に対する事件である。2つの異なった空間に起きた事件からみて、東方地塊と西方地塊とはかなり異なった動きが想定される。すなわち、西方地塊は早期中新世から中期中新世にかけて総体的に沈降を続けたであろうし、一方東方地塊は、滝沢層初期の時階にわずかであるが隆起したことが想定される。これは、滝沢層下部層の堆積形態から推測される。さらにこの東方地塊は、晩期中新世から現在にかけても西方と異なった動きが基盤花崗岩の不整合面の移動から推測される。すなわち晩期中新世の朝日山塊の全面的隆起の中でも、東方地塊は、それ以上の孤立的隆起が考えられる。その理由としては、西方地塊と東方地塊の不整合面の移動量が歴然と異なることからである。

ウラン鉱床形成のなかで重要なことは、古地理的造構史の変遷である。本地域の古地理的造構史の変遷は、大きな単元でみると早期中新世・中期中新世・晩期中新世の3つの時代にとくに重要な造構史の背景がある。すなわち、グリンタフ地向斜の発生、海域の拡大地向斜解体期などの事件がそれに相当する。まず最初の早期中新世の時代では朝日山塊の大部分は、陸地で侵食の場にさらされ、小川層および滝沢層が堆積した。中期中新世では、朝日山塊の大部分は、沈降にともない海域の拡大によって侵食の場から堆積の場に転移したと考えられている。本地域を含めて内陸盆地の各堆積区、この時代に相当する地層の中に花崗岩から供給された物質がないことから、中期中新世の時代には朝日山塊はまったく堆積の場に転位したと考えられる。このことについて湊正雄らは（1965）多少の陸地をのこしている。しかし海域の拡大という観点では、異論がないであろう。晩期中新世は、地向斜解体期、またはグリンタフの地背斜の時代と呼ばれ沈降から隆起運動に転移した時代である。この隆起に伴い、後背地の形成、これに伴い多量のモラッセ型堆積物を沈降部に供給し現在に至っている。

堆積ウラン鉱床の形成では、多くの場合ウランの起源を花崗岩に求められている。本地域でも基盤に花崗



第31図 早期中新世の不整合面と現在の不整合面の関係

Exposed unconformity-plane and paleoshore-line of the early Miocene

岩が存在する。花崗岩から供給されたウランは、多種多様の機構をへて鉱床を形成するのであろうが、その中で花崗岩の風化・侵食の多少は重要な要素の一つである。

花崗岩の風化侵食を古地理的造構史の変遷の立場で考えてみると、中期中新世の時代と晩期中新世から現在に至る間との2つの時期が考えられる。この2つの時期について花崗岩の風化侵食量の多少を検討してみよう。

いまかりに、花崗岩から供給された物質の大部から形成された、滝沢層下部層（早期中新世）の層厚と、晩期中新世から現在にかけて花崗岩から供給された堆積物の層厚を比較してみると160m^{注9)}、1,000m^{注10)}となつて、晩期中新世の時代の風化侵食量が多いことになる。

一方地質時代を背景として考えた場合は、一部層対船川末期以後という単位のあつかいが異なることから後者が長いことは当然である。いまかりに数値を使用して、この2つの時間を比較してみると次のような時間が得られる。

まず最初の早期中新世では、既述のように東方地塊は隆起し、一方西方地塊は沈降している。したがって地層の厚さもかなり異なる。侵食という場からみれば、東方地塊が侵食されてその付近に薄く西方に厚い堆積をしたということになる。よって滝沢層下部層の平均層厚をもちいて計算すると、次のような数値が得られる。

$$(\text{滝沢層下部層の平均層厚 } 160 \text{ m} \div 0.003 \text{ cm/年}^{\text{注11)}}) = 540,000 \text{ 年。}$$

注 9) 滝沢層下部層の平均層厚

注10) 船川階末期から現在における、山形堆積盆地・米沢堆積盆地の平均層厚

注11) 地殻の岩石侵食の平均速度

この160mの堆積量が花崗岩から削り取られたものと仮定して、物理学的傾向から数値を算出すると、130m内外の隆起量が想定される。この数値からも明らかに、早期中新世（滝沢層下部層）の時階の花崗岩風化量はわずかで、かつその時間も短い日安がつく。

一方晩期中新世から現在にいたる間の花崗岩風化侵食の地質年代は、鮮新世の時代だけをみても1,000万年であるから、晩期中新世から現在にいたる時間は1,000万年であって、早期中新世に対して圧倒的に長い時間である。

いまかりに1,000万年の時間における侵食量を求めてみると、1,000万年×0.03 cm/年=3,000 mが得られる。この数値は、晩期中新世から現在における風化堆積量に相当する。この3,000mは、前にも述べたように物理学的傾向から考えると、2,400mとなる。すなわち、晩期中新世から現在における隆起量は、2,400mである。一方堆積量は、3,000mである。以上のべた数値は、1,000万年の時間で求めた数値であって、実際はそれ以上の時間であろうとαがそれぞれの数値に加えられるべきである。

2,400mの隆起量を、古地理的造構史の過程のなかで考慮し検討してみると、かなり類似した数値がえられる。すなわち本地域に隣接した山形堆積盆地および米沢堆積盆地の、基盤花崗岩のもっとも深い処は2,000m内外であると物理探査、地表調査の結果でえられている。一方朝日山塊のもっとも高い処で、標高2,000m内外である。したがって本地域の隆起量のもっとも大きな数値は、4,000m内外であるということになるが平均すると2,000～3,000mである。この結果は前にも述べた2,400mに非常に近い。

以上を総合すると基盤花崗岩の風化侵食量は、晩期中新世から現在にかけての時期において圧倒的に多いといえる。

花崗岩の風化量がウランの供給源として充分であっても、鉱床を形成するためにはそのウランの濃集が必要である。既述のように早期中新世の時代にも花崗岩の風化は認められている。しかし早期中新世から中期中新世にかけては、全般的な沈降運動とあいまって海域の拡大が継続し、堆積が続行されるので、堆積層中に含まれた化石水の流出および循環水のごきはないであろう。一方晩朝中新世から現在にかけての時期は、2,000～3,000mにわたる隆起運動（地向斜解体期）に転じた時代である。この運動は、いわゆるブロック・ムヴメントといわれる差別運動である。この差別運動に伴って、地層の傾動、隆起部から沈降部へ地層の流出、多くの断層、後背地の形成などが起こる。地層の傾動、地層の流出などによって循環水の流れが起こり、断層はそれを規制する。循環水中のウランは少なくとも初期においては微量と考えられるので、ウランが地層中に濃集されるためには、透水層と不透水層が存在し、ウランの供給がある限られた部分に選択的におこなわれることが必要であろう。本地域では、滝沢層下部層（本地域の主体となる含ウラン層）が粗粒相で代表される透水層であって、その厚さはわずかに30m内外である。これに反して滝沢層中部層より上位の地層の大半は、不透水層の泥相を主体として厚さも1,000m内外と予想される。したがって滝沢層下部層は、循環水によってウランが濃集し供給される環境としては好ましい状態にあったであろう。

花崗岩の風化量の多い方の晩期中新世から現在に至る花崗岩の風化量を、全体の層厚で400mから米沢および山形堆積盆地の女川および船川相当層の平均層厚900m（非花崗岩物質からなる）を引いた値—1,500mで表わすと、この値は、早期中新世の滝沢層下部層（野川流域）の平均層厚30mの50倍である。前考の風化、堆積物中の含ウラン化石水が地塊運動とともに循環を開始し、断層などに沿って特定の透水層（滝沢層下部層）を繰返し通ることはウランの濃集に好都合であったと思われる。

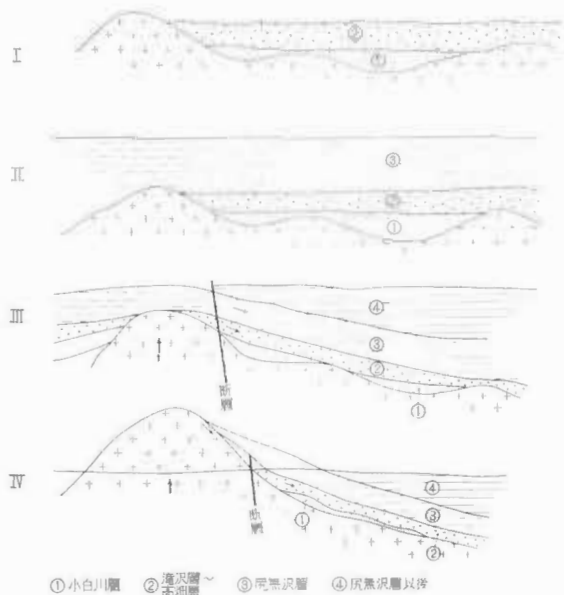
現在の地表水でみる限り、一般にそのウラン量より海水中のウラン量（3.3 ppb）の方が高い。しかし野川地域の含ウラン堆積物は、海水の影響の少ない種類のものであるので、ウランの起源は、花崗岩物質中の化石水あるいはそれが循環する過程でとかし出した不整合面直下の風化した基盤花崗岩中のウランに求める方がよさそうである。微量のウランを含んだ循環水がウランが濃集されるためには長い地質時代が必要で、本地域のウラン鉱床の形成は晩期中新世から現在にわたっていると考えるのが妥当であろう。この循環水からウランを固定させる要因として、炭質物や粘土鉱物が必要であったと思われる。わが国のいわゆる堆積型ウラン鉱床の形成機構については、花崗岩が、風化侵食作用をうけて微量のウランが循環水によって運搬されて長い期間にわたって濃集して形成されたと考える人が多い。本地域のウラン鉱床の成因もこの考え方で説明できるとと思われる。

筆者らは、前述した多くの野外観察から地質的背景に存在するグリーンタフ地域の造構造運動が重要であったことを強調して本稿を結びたい。

第32図は、本地域の古地理的造構史の変遷を模式的に示した図である。ウラン鉱床の濃集機構を考える上で必要であるので、参照されたい。

8. あとがき

いわゆる堆積型ウラン鉱床は、本邦のウラン鉱床を代表するタイプの鉱床である。したがってウラン濃集機構について、さらに多くの分野から研究を進める必要があることはいうまでもない。しかし本研究を通じていえることは、花崗岩の風化→循環水による搬出→細粒相への濃集→鉱床の生成の形成過程の中で古地理的造構史の変遷、すなわち時間変数が従来の研究には、余り考慮されていないように思う。したがって今後は、このような観点に留意されて研究が進展すれば幸である。



第32図 模式的に示した堆積機構図
Schematic diagrams of the geologic history of the studied area

文 献

- 1) 別所文吉 (1962): 山形市北部地方地質図および説明書
- 2) 藤田至則 (1960): 東北日本におけるグリーンタフ地向斜の古地理的造構史の変遷に関する法則性, 地球科学, no. 50~51
- 3) 門田長夫・土井和己ら (1960): 新潟県岩船郡関川村中東のウラン鉱床, 鉱山地質, vol. 16
- 4) 北村 信 (1958): 東北地方の堆積盆地の変遷史, 新生代の研究, no. 26
- 5) 牧 真一・矢崎清貫ら (1966): 山形県下のヘリウム資源について, 地調月報, vol. 17, no. 11
- 6) 森田日子次 (1930): 山形県西置賜郡小口町付近の第三紀層の地形・地質, 東北大学論
- 7) MORITA, H. (1931): On New Species of the Genera Cinnamum and Smilax Miocene Deposits of Oguni-Machi, Uzen Province, Jour. Geol. Geog., vol. 9, no. 1, 2.
- 8) 小川健三 (1962): 山形県山形盆地重力探査, 地調月報, vol. 12, no. 2
- 9) 小川琢治 (1900): 羽前国西南部の第三紀層, 地質雑, no. 7
- 10) 徳永重元・棚井敏雄 (1954): 山形県置賜亜炭地質調査報告 1, 地質構造と炭層状況, [地調月報, vol. 5, no. 12
- 11) 山形 理 (1957): 山形盆地西部左沢一大井沢地域の地質, 山大紀要, vol. 4, no. 2
- 12) 矢崎清貫 (1961): 山形県米沢市付近の天然ガスについて, 地調月報, vol. 12, no. 1
- 13) 矢崎清貫 (1961): 内陸盆地の油田地質について, 石油技誌, vol. 25, no. 4
- 14) 矢崎清貫・石原舜三 (1961): 山形県長井市西方で新たに発見された放射能異常地について, 鉱山地質, vol. 1, no. 2
- 15) 矢崎清貫 (1961): 朝日・飯豊両山塊を取りまく下部新第三系 (特に米沢盆地西南部の新第三系について), 未公刊
- 16) 矢崎清貫・井波和夫 (1965): 山形盆地の屈折法地震探鉱, 地質ニュース, no. 133

一般文献の主なもの

- MINATO, M., GORAI, M. & HUNAHASHI, M. (1965): The Geologic Development of the Japanese Islands.
湊 正雄・井尻正二(監修) (1958) : V. V ロウソフ著, 構造地質学
島津康男 (1966) : 地球内部物理学
高島 彰 (1966) : ウラン鉱のすべ
佐野凌一 (1967) : 岩石と放射線

**So-called Bedded-type Uraniferous Deposits in Neogene
Sediments, West of Nagai, Yamagata Prefecture, Northern Japan**

By

Kiyotsura YAZAKI, Shunso ISHIHARA, Hisao KUWAGATA,
Kenichi ICHIKAWA, Shigeru KATSURAJIMA and Takao KANAI

Thick Neogene sediments are distributed around the southeastern rim of the Asahi Mountainland, west of Nagai city, Yamagata prefecture. The area is a part of "green tuff region" in the Inner Zone of the Northeastern Japan. The Neogene sediments overlie unconformably a granodiorite mass, which consists of the major parts of the Asahi mountainland, and are covered by the Quaternary thin beds. The Neogene sediments are divided into such four formations as Kojirakawa (550 m thick), Takizawa (250-800 m), Takahata (150-390 m), and Shirinashizawa (400 m) in the order of bottom to top. The Kojirakawa formation is overlaid by the Takizawa formation with a slight time gap. Uraniferous beds are embedded in the Kojirakawa formation of the Daijima stage and Takizawa formation of the Nishikurosawa stage, both of which are in the lower Miocene.

The uraniumiferous beds are composed of coaly matter with fine-grained silt, clays, or the like. More numbers and higher uranium content are known in the Takizawa formation than in the Kojirakawa formation. Averaged uranium contents of bed unit varies from 0.005 to 0.001 percent U_3O_8 ; the highest value of coaly shale of 17 cm thick is 0.013 percent. Though the contents are too low grade to be economical, the following interesting phenomena have been observed in field. 1) Locations of the uraniumiferous beds are limited in wings of anticlines, i. e., noses of the basement granodiorite. 2) The uraniumiferous beds closer to the basement granodiorite contain more uranium than those afar from the granodiorite. 3) The uraniumiferous beds, extent of which is limited horizontally and vertically, occur in thick beds of coarse-grained arkosic sandstone, which are very permeable. 4) Present altitude of the uraniumiferous beds may be related to the uranium contents; the lower ones contain more uranium.

For the above observations the uranium source of the uraniumiferous beds may have been derived from trace amounts of uranium in the decomposed basement granodiorite; then uranium-bearing fossilized water could have been circulated after regional movement from the Funakawa stage (upper Miocene) to recent time. The circulating ground water preferably passed through permeable beds like the arkosic sandstone, in which favorite material to fix uranium from the water may have caught it and enriched the uranium content during the geologic time of more than 10 million years after the Funakawa stage.

IV.6.1 新潟・山形県境のウラン鉱床

島津光夫*・徳永重元**・小関幸治***

要 旨

小国・金丸地区にみいだされたウラン鉱床(含ウラン砂岩)の産状,分布を明らかにし,周辺地区との層位的関係を調べるために,地質調査(1万分の1)を行なった。この地域は朝日山地の南端にあたり,基盤の花崗岩(おもに粗粒の黒雲母花崗岩)および古生層を覆って新第三紀中新世の地層が発達している。下位から北小国層(下部グリーンタフ),それを不整合に覆う今市互層,その上位に整合に小国砂岩礫岩互層・舟渡頁岩層が重なっている。

今市互層は南部で火砕岩を主とする足野水層(上部グリーンタフ)に移過する。小国互層までは海成の証拠がない。含ウラン砂岩は今市互層の下位の越戸砂岩中に発達しているが,分布は越戸付近に限られるようである。

1. ま え が き

東北地方の南西部に当たる山形・新潟県下にはかねてからいくつかの放射能異常地の存在が知られていた。そのうちの1つである小国・金丸地区は米沢から坂町に至る米坂線の中央からやや西方に位置している。

調査地区は山形県西置賜郡小国町と新潟県岩船郡関川村とにまたがり,調査は昭和35年8月から11月にかけて2回にわたり行なわれた。

その結果,ウランを含有する地層の分布およびその層位を明らかにできたので,その概況を報告する。

山形県と新潟県との県境一帯には,花崗岩および古生層を基盤として,第三系が分布しているが,地形が峻険のため地質調査作業上かなりの障害があり,調査結果に基づいてさらにくわしい検討を行なうことが必要な地域もあるが,今回の調査では一応概査の目的は達することができた。

鉱床については,浜地忠男・五十嵐俊雄が精査した。その結果の一部はこの報告にくみ入れたが,詳細については別に報告される予定である。

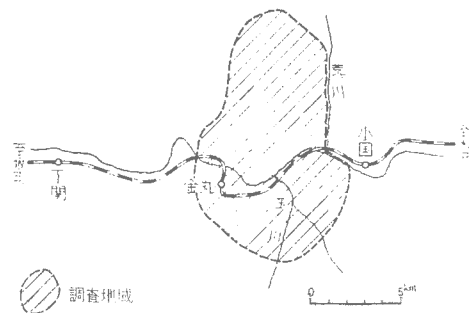
なお,野外調査を行なうにあたり,動力炉核燃料開発事業団(原子燃料公社)の本社および当時の小国出張所の方々から多大の御援助をうけ,また,現地小国町当局および現地在住の方々からも種々の協力をうけた。深く感謝する次第である。

2. 位置・交通

調査範囲は山形県西置賜郡小国町および新潟県岩船郡関川村にまたがり,東西約4km,南北約10km,面積は約40km²である(第1図)。使用した地形図は原子燃料公社作成の1万分の1地形図(航空写真から図化)で,調査結果をさらに2万分の1地形図にまとめた。

3. 地 形

調査地は山形県南部にある米沢盆地の西縁にあたり,山形・新潟両県境の山岳地帯である。北方には

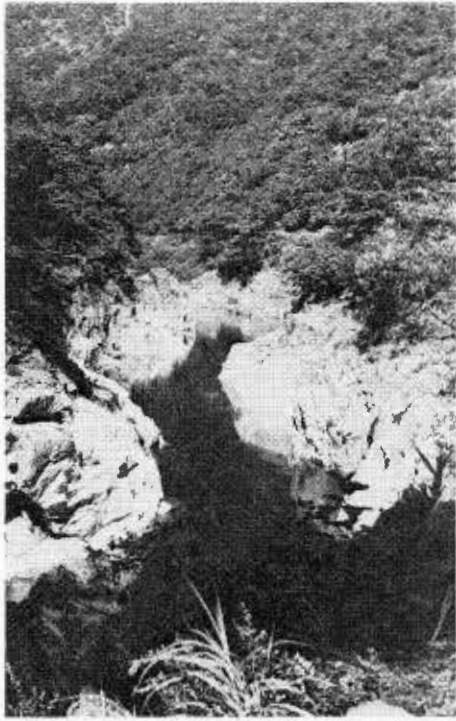


第1図 調査地位置図

* 新潟大学(元鉱床部)

** 燃料部

*** 株式会社熊谷組(元鉱床部)



第2図 荒川峡谷

朝日岳，南方には飯豊山の山塊があり，調査地はほぼその中間部にあたる。

小国町を中心とする盆地には荒川・横川が流れているが，荒川は小国盆地の西縁を南流し，ついで調査地の中央部を東西に横切り西へ流れている。そして小国町から新潟県岩船郡関川村下関に至る間の花崗岩地域を深く削りし“荒川峡谷”を形成している（第2図）。

この荒川の北側では花崗岩とその上にある第三系地帯とでは，地形上に顕著な差を生じている。その地域で地形上目立つものとしては北小国方面における沖庭台地がある（第3図）。この台地は標高 600～700mで南北に長い平坦面を形成し，西方の蕨峠（841.8m）や北方の花崗岩地帯の削り出した峻険な山容とは対称的な台地の景観をあらわしている。

調査地区の荒川南岸における標高 500m以上の山地は，横根山以南においてはおもに流紋岩からなっているものが多く，その突兀とした山容によって岩質をある程度まで判断することが可能である。

また調査地の西縁にあたる関川村金丸の西側には，古生層およびこれを貫く花崗岩からなるきわめて急峻な山稜が南北に走り，その東縁は断層となっている。金丸北方の荒川北岸のウラン探鉱地域は越戸断層の西側にあたり，ゆるく南西に傾く平坦な丘陵地帯をなしている（第4図）。

荒川から東方，小国盆地方面は地質の向斜部にあたるため浅く開折された谷が多く，さらに東方では西に傾く第三系の諸層が高い山地を形成している。

このように岩質と地形との関連性が密接であり，断層によっては断層崖が生じているなど，その概観はきわめて変化が多い。



第3図 小国町横根付近より北方沖庭台地を望む

地質時代	地層名	層厚 (m)	岩相	部層名	記事
中新世 （中期）	舟渡頁岩層	200+			上部は泥岩質頁岩で <i>Makiyama</i> (= <i>Sagarites</i>) や他の微化石を多く含み、下部は淡緑色の頁岩や珪質頁岩、砂質頁岩など互層となる。
	小国砂岩頁岩互層	500±			全体としては凝灰質の頁岩と砂岩の互層で一部に礫岩質や砂岩質の部分がまざる。この互層は固結度が低く風化しやすい。中部には植物化石を多く含む頁岩層があり小国植物化石層として知られていた。 <i>Liquidambar</i> , <i>Smilax</i> , <i>Cinnamomum</i> などが特徴種である。層相は全体として淡色であるが海浸の証拠があり貝化石および魚化石 (<i>Sardinopsis</i> sp.) などを産する。
	今市砂岩礫岩互層	100±		沖庭礫岩	小粒～中粒の礫岩で固結度はやや低い。南部ではこの層準に流紋岩質凝灰岩がある。
		200±		沖庭砂岩	暗灰色～鼠色の砂質頁岩を主とする含植物化石層を1～2層含み <i>Comptonia</i> , <i>Quercus</i> , <i>Liquidambar</i> などを産する。この層は薄化して分層不可能となる地域がある。
		300		赤芝礫岩	顕著な礫岩で大～中円礫を主とし、礫は古生層の砂岩またはホルンフェルス状岩が多い。荒川流域では各所で崖をなしている。
	20-		越戸砂岩	粗粒なアルコーズ砂岩で越戸方面ではウラン鉱床が胚在する。	
北小国凝灰岩層	300+			淡緑色の凝灰角礫岩が厚く堆積しており、下部には流紋岩質の凝灰岩が厚く堆積している。規則的な層序関係を示さず両者の分布は混然としている所が多い。北部において広い分布を示す。	
基盤岩					花崗岩類と古生層がある。花崗岩類には斑状花崗岩・半花崗岩・花崗閃緑岩などがあり、半花崗岩中の長石を採掘している所もある。古生層は粘板岩・砂岩よりなり、ホルンフェルス化している部分がある。

第5図 荒川北方地域模式地質柱状図



第 4 図 越戸方面を

4. 地 質

4.1 概 説

東北地方の裏日本一帯に分布する第三系のうち“緑色凝灰岩”を主体とする地層は、この山形県南西部の米沢盆地の西縁にも発達する。

第三系はこの地域で花崗岩類・古生層を基盤として堆積しており、地域的な岩相変化がかなり見られる。調査地は内陸の炭田地帯と日本海側の油田地帯とのほぼ中間にあたり、また出羽丘陵の南部にあたっているの、南北両方面においても岩相変化が著しく、これを一つの模式地質柱状図に表わすことは困難である。したがって一応この地域内の荒川兩岸（南部と北部）の層序を基準とし、第 5、6 図のようにその層序関係を模式的に示した。

この調査地域内における基盤岩は、小国盆地と新潟県側平野部との中間、荒川流域において見られるが、おもに斑状花崗岩・花崗閃緑岩・細粒花崗岩とこれらに貫かれている古生層である。

古生層は金丸西方において高い山稜を形成しているが、チャート・砂岩・粘板岩などの互層からなる。また古生層は荒川南部にも玉川に沿って小範囲に分布している。

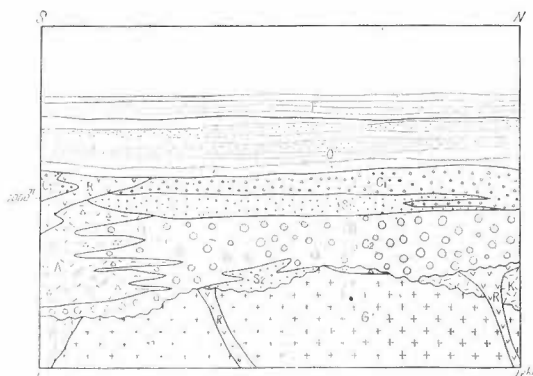
斑状花崗岩は調査地内に分布する花崗岩の大半をしめ、沖庭台地一帯に広く露出している。

花崗閃緑岩は横川・荒川合流点付近、および越戸東方より玉川・荒川合流点付近、さらに玉川新田付近にわたり、かなり広い分布を示すが斑状花崗岩との境は漸移している。

花崗岩類は明らかに古生層を貫いて接触変成作用を与え、ホルンフェルスを生じている。また花崗岩中には貫入岩類が見られる。越戸北西方における安山岩脈・沖庭台地東麓における安山岩脈・足野川に沿う地域に貫入している玄武岩脈などがそれである。これらの大部分は新第三紀火山岩類と考えられるが、一部に花崗岩類に先行した岩脈類も認められる。

花崗岩類および古生層の上の第三系は、荒川北西方を模式地にとれば、下位から次のような層序を示している（詳細については地層詳説の項参照）。

北小国層



- | | | |
|----------------------------|---------|--------|
| F 舟渡頁岩層 | R 流紋岩 | } 足野水層 |
| O 小国互層 | A 凝灰角礫岩 | |
| C ₁ 沖庭礫岩部層 | K 北小国層 | |
| S ₁ 沖庭砂岩部層 | P 古生層 | |
| C ₂ 赤芝礫岩部層 | G 花崗岩 | |
| S ₂ 赤芝礫岩部層中の砂岩相 | | |

第 6 図 荒川と足野川とに沿ったほぼ南北方向の地質断面図



北方から望む

今市互層 足野水層

小国砂岩頁岩互層

舟渡頁岩層

これらのうちで、基盤岩類に直接堆積しているのは北小国層と今市互層である。前者は調査地域外北方において古生層上にのり、中央部から南部にかけては今市互層またはその異相である足野水層が花崗岩にのっている。このように基盤の起伏や堆積の状況によって岩相を異にする場合が多い。北小国・今市互層など下位の地層は化石や岩相上からみて、非海成層であると考えられ、小国互層に至ってはじめて海侵の証拠が認められる。

これら第三系は小国・下関間に隆起帯を形成する花崗岩体の上位および両側に水平あるいは緩傾斜で堆積しているが、小国盆地の北部荒川西岸では、川に沿って南北に走る小国断層があり、その付近では地層は直立し、一部では逆転構造を示している。

沖庭台地の西縁には西落ちの越戸断層がほぼ南北に走り、その西側には今市互層がゆるい西傾斜をもって分布している。この地域の基盤岩である斑状花崗岩は起伏の多い面を示し、その上にのる第三系は厚さの変化に富んでいる。この越戸断層は荒川以南では、南東に向きを変え、玉川付近では次第に東西に近くなっている。また金丸西方の古生層は両側を断層で切れ、くさび状に露出している。

つぎに、裏日本内陸部すなわち小国東方の第三系と対比すると、東方地域では今市互層当層中にも海成の要素が濃い。米沢盆地その他の地域で定められた層序との対比を第1表に示す。

この対比表に示したように、小国町東方の横川流域で定められた森田（1931）の層序と、調査地内で定めた層序とはきわめてよく一致し、小国向斜の両側の地層の対比が今回の調査で明瞭となった。

また今市互層中の植物化石群の構成から、今市および小国両互層は中新世中期のものと考えられる。

基盤岩である花崗岩直上の越戸砂岩部層はアルコーズ質であり、調査地のほぼ中央部越戸付近に分布し、ウランを含有している。この含ウラン砂岩は、動燃事業団（旧原子燃料公社）によって探鉱がすすめられた。越戸砂岩部層に類似した砂岩は沖庭台地にも分布しているようであるが、放射能異常が認められるのは現在のところ越戸断層以西の地域に限られる。最も顕著に含ウラン砂岩が認められるのは崩沢の露頭（H露頭）で、ここでは基盤より5～6mの間に異常が認められ、とくに上位にウラン鉱物（おもに autunite）の濃集部が認められる。

またゴラ栃沢の北の沢の第2露頭においては砂岩中に含まれている炭質物に放射能異常が著しい。

以上、第三系は全層厚 1,600m内外を示すが、今市互層基底以外には顕著な不整合は認められない。

4.2 基盤岩類

4.2.1 花崗岩類

第 1 表 金丸・小国地域関連地層対比表

小国地域 1931 森田 ¹⁰⁾	小国・金丸地域 1963 島津・徳永・小関	置賜含炭地 1954 徳永・棚井 ¹³⁾	米沢盆地西縁 1959 皆川 ⁶⁾	
		段丘堆積物	中・低位段丘堆積物	
			玉庭層	
? ↑ 手ノ子層群		軽井沢層	中原層	白川層群
		手ノ子互層	手ノ子層	
		高峰夾炭層	高峰層	
		大鹿累層	宇津峠層	
宇津峠層群		湯小屋頁岩層	湯小屋層	置賜層群
沼沢層群	×舟渡頁岩層	間瀬互層	沼沢層	
明沢橋層群	×小国互層	洗尾累層	明沢橋層	
×小国層			小国層	
今市層	今市互層		眼鏡橋層	八谷層群
北小国層	北小国層		北小国層	
			不動沢層	
箱ノ口層	古生層 および 花崗岩類	古生層	箱ノ口層群	

調査地域に分布している花崗岩類は、斑状花崗岩・花崗閃緑岩および細粒花崗岩である。

斑状花崗岩は、分布量も広く、越戸以西、沖庭東部に第三紀層の基盤をなして分布している。花崗閃緑岩は、この地域の中央部（露出する花崗岩の中心部）に分布し、西側は越戸断層に切れられ、東側は玉川口東方で斑状花崗岩に移過する。北側では関係が明らかでない。

荒川以南で第三紀層の基盤をなす花崗岩質岩は中粒の花崗閃緑岩であるが、一部にやや斑状を示す部分もみられ、また、時無沢の上流で窓状に露出するものは斑状花崗岩である。細粒花崗岩は金丸鉾山付近に分布し、斑状花崗岩に漸移するようと思われる。同様の関係は下ノ沢の上流でも認められる。半花崗岩質岩で一部に柘榴石を含む部分がある。細粒花崗岩は金丸鉾山の長石脈および鉄満重石脈の母岩となっている。各花崗岩は分布、相互の関係から、一連のものとなされ、花崗閃緑岩が中心部を占めて、斑状花崗岩さらに細粒花崗岩と周辺相（～浅部相）の性質を示すものではないと考えられる。朝日山地の花崗岩類については、さきに著者の一人島津がその概略を報告したが、この地域の花崗岩類は、岩船地方に分布するもの（小川型）と一連のものと考えられる。

つぎに代表的な岩石について岩石学的性質を記載する。

斑状花崗岩（含角閃石黒雲母花崗岩） 中～粗粒、斑状で、斜長石の 1 cm 大の斑晶が認められる。その他、カリ長石・石英・黒雲母・角閃石からなる。カリ長石には微斜長石構造を示しプルト石質のものもみられる。黒雲母は褐色であるが、大部分緑泥石に変化している。角閃石は少量で淡緑～淡褐色を呈する。

花崗閃緑岩（角閃石黒雲母花崗閃緑岩） 中～細粒で、石英・斜長石・カリ長石（正長石）・角閃石・黒雲母からなる。角閃石は量が少ない。優黒質、細粒で、モンゾニ岩組織を示すものもある。一部に優白質の

部分があるが、成分鉱物には変化がない。上ノ沢上流に産する優白質、半花崗岩質な岩石は、白雲母および柘榴石を含んでいる

細粒花崗岩（黒雲母花崗岩） 細粒、半花崗岩質、やや斑状で、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなる。不等粒粒状組織を示している。黒雲母は褐色を呈する。

このほか、下ノ沢上流には、細～中粒で、カリ長石を含まないトロニウム岩質の岩石が産するが、一般に変質し、緑色を帯びている。

滝ノ沢・小屋沢では、斑状花崗岩中に塩基性岩質捕獲岩を産している。それらは熱変成を受け、透角閃石岩あるいは、角閃石黒雲母斜長石岩に変化している。

4.2.2 古生層

調査地域内では、金丸西方にきわだって高い山稜をなして分布しているほかに、新田付近に第三紀層の基盤をなして狭く分布する 金丸西方では、塊状の粘板岩・砂岩を とし北側は斑状花崗岩に貫かれ、接触変成を受けている。西および東側は断層で、第三系に接している。

新田付近でも、砂岩・粘板岩を主とし、北側は花崗閃緑岩に貫かれ接触変成を受け、堇青石ホルンフェルスを生じている。

これら古生層の対比は明らかでないが、小国東方の横川流域に露出している箱ノ口層群にはほぼ相当するものと考えられる。なお、飯豊山西麓の古生層は、紡錘虫の化石から中～上部二疊紀のものであることが知られている。

4.3 第三系

4.3.1 北小国層

森田日子次の命名による本層の模式地は小国町の北方北小国方面で、この地域の第三系としては最下位層にあたる。古生層を不整合に覆い、小国町北部のオイデ沢以北に分布する。流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および流紋岩からなる

本層は小国町北部の荒川西岸とくに砥沢以北に発達し広い分布を示している。大沢川流域の流紋岩質凝灰岩は直接花崗岩上にのり、大滝沢の川床に広く露出している。また越沢上流の流紋岩質凝灰岩も花崗岩を直接覆っているが、その層厚は薄い。砥沢中流でも断層に挟まれクサビ状に本層が分布している。

砥沢以北の地域においては標高 600m以上の山頂部（すなわち上位）には凝灰角礫岩層があり、見掛け上は下位に凝灰岩または緑色凝灰質頁岩が分布しているが、この上下関係には地域的な変化があるようで、必ずしも規則的なものではなく、両者の岩相は指交しているものと考えられる。

これらの層厚は 600mを超えると考えられる。

上位の今市相互層の礫岩が、この上にあるのが礫岩と接する層準は地域によって異なっている。

4.3.2 今市互層

森田日子次命名の今市層と同じで、礫岩・砂岩を主とする地層である。調査地の中央部では直接花崗岩上に、北部では北小国層上にのり、不整合関係を示す。また本層は南部では礫岩層の部分がきわめて薄くなり、火山砕屑岩層が多くなるのでこの部分を別に取り扱い、足野水層と名付ける。

今市互層は調査地の中央部では4部層に分けることができる。下位から

- a 越戸砂岩部層
- b 赤芝礫岩部層
- c 沖庭砂岩部層
- d 沖庭礫岩部層
- e 足野水層

これら全層厚は 600m程度である 全般的には礫岩相が最も卓越し、本累層の下限は不整合関係をもて下部層、あるいは基盤岩上にのりが、上位層の小国互層との関係は整合である。なお南部には足野水層が分布する。

越戸砂岩部層 本層は基盤岩、とくに花崗岩の直上に堆積した粗粒アルコーズ質砂岩で、赤芝礫岩層に覆われ、分布は限られている。そのおもな発達地は調査地中央部荒川北岸の越戸断層—西側の越戸周辺で、断層東側では確認されていない 岩質は基盤の花崗岩が分解し、その構成造岩鉱物がそのまま堆積したと考え



第 7 図 越戸砂岩部層中の含ウラン部

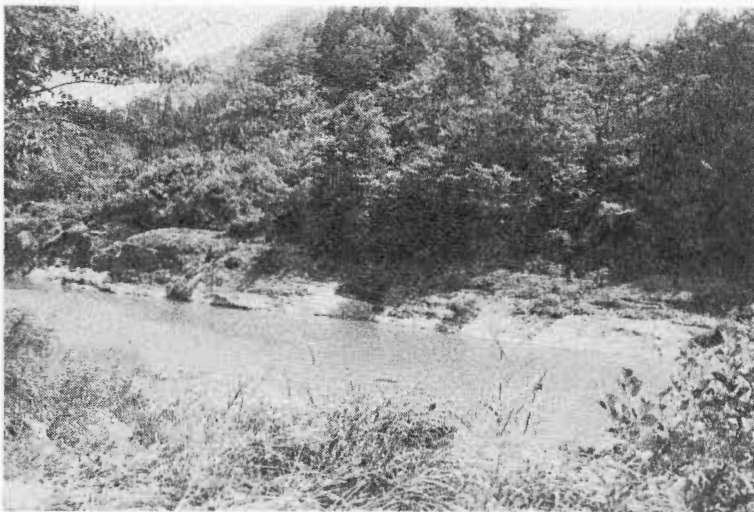
られるもので、見掛け上基盤の花崗岩と大差がない。しかし風化部は赤褐色をおびている。

崩沢ではとくに原地成の堆積物のような堆積状態を示す。ゴラ栃沢付近では本層には成層した部分がかかなり見られ、また炭質物も混在している。第 2 露頭 (第 7 図) においては、とくにその炭質物に放射能異常が見られる。本層の最も発達している越戸では層厚は 0~20 m であるが、試錐によるとそれよりもやや厚いようである。

崩沢の H 露頭では放射能異常部は 3 m の厚さで、とくに autunite の濃集部は 20~30 cm の厚さの層をなしている。越戸砂岩部層の分布する地域は前述のように越戸付近 (上ノ沢の両岸) に限られ、その他の地域には発達しないようである。

赤芝礫岩部層^{注1)} 小国町から西方約 3 km にあたる荒川と横川の合流点付近、赤芝橋付近を模式地とする礫岩層 (第 8 図) で、この付近では北小国層の流紋岩を覆っている。おもに古生層の垂角礫~円礫が多く、花崗岩の礫を混じえ、基地は砂質 (部分的にはアルコーズ) からなっていて木片、植物片等を含んでいる。礫の種類は、所により変化するが斑状花崗岩・細粒花崗岩、古生層の粘板岩・砂岩・チャート等である。調査地の大部分

に分布し、層厚は 200~300 m に達する。固く膠結しているので崖をなすことが多く、仙仁左門沢入口付近では古生層の砂岩の上に淘汰の悪い古生層の角礫がのっている。沖庭台地東側一帯の断崖は多く本層からなっている。下位の北小国層とは不整合関係を示すことがあるが、直接花崗岩の上ののる所が多い。上部には、砂岩を挟み、沖庭砂岩層に移化する。



第 8 図 金丸東方荒川川岸の赤芝礫岩部層

注1) 小国町東方の横川流域網取 (眼鏡) 橋付近の礫岩は、下部にかなりの花崗岩類の礫をまじえているが、赤芝の礫岩はほとんど古生層の礫からなっている。

冲庭砂岩部層 赤芝礫岩部層の上に整合にのり、上位の冲庭礫岩部層に移化する。いわば2つの礫岩層の間に介在する砂岩部である。本層は冲庭台地頂上部および越戸断層南西部、荒川南部に広く分布し、植物化石層を1～2帯挾有している。砂岩を主とし、砂質頁岩を伴っている。

この植物化石層の主要産地としては下記の諸地点があり、産出する化石の内容については第2表に示した。

化石産地：

- 小渡から冲庭神社に至る道（標高 490m）Loc. 102116
- 冲庭神社裏凹地（635m）Loc. 8234
- 冲庭神社北方の谷（575m）Loc. 82312
- 入山から巖峠へぬける道（625m）Loc. 916
- 砥沢中流（225m）Loc. 10292（直立層）

この砂岩層は小国断層の東側においては直立している。また冲庭台地上においては、北部に至ると冲庭礫岩部層と赤芝礫岩部層が近接してこの砂岩層は薄化し、区分しにくくなる。層厚は平均 200m前後である。

本層は荒川南方にも広く分布している。赤芝礫岩部層の上に重なり冲庭礫岩部層に覆われている。

しかし、南部では赤芝礫岩部層が薄くなり、玉川新田付近では直接古生層の上ののっている。

また、足野水付近では直接足野水層の流紋岩に覆われているが、玉川西方では足野水層の凝灰岩を挾在し、またはこれを指交している。

冲庭礫岩部層 冲庭台地上の標高600～700mの所に位置しているほか、荒川南方では標高300～400mに位置してゆるく南方に傾いている。台地の東側では小国断層の東側に細長い分布を示し、南北に走り44～75°東または西方に傾斜している。下部の赤芝礫岩部層との区別は礫が本層のものが細かいこと、固結度がやや低いことなどで区別される。層厚は 100m前後である。足野水・玉川付近では足野水層の流紋岩・凝灰岩と指交している。

第2表 小国・今市両層産植物化石表

	小 国 層		今 市 層			
	尻 無 沢	入 山 口	冲 庭	冲 庭 裏	ナ メ ノ コ 沢	カ ン カ ケ 遣
<i>Picea</i> sp.	—	—	○	—	—	—
<i>Salix</i> sp. cfr. <i>varians</i> GOEP.	—	—	—	—	○	—
<i>Comptonia naumanni</i> (NATH.) HUZIOKA	—	○	○	○	○	○
<i>Pterocarya asymmetorosa</i> KONNO	—	—	—	○	—	—
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	—	—	○	—	—	—
<i>Carpinus subcordata</i> NATH.	—	—	○	—	—	—
<i>Castanea miomollissima</i> HU et CHANEY	—	—	○	—	—	○
<i>Quercus subvariabilis</i> TANAI	—	○	○	○	○	—
<i>Quercus miocrispula</i> HUZIOKA	—	—	—	—	○	—
<i>Zelkova ungeri</i> (ETT.) KOVAT.	—	—	○	○	—	—
<i>Cinnamomum oguniense</i> MORITA	—	—	—	○	—	○
<i>Liquidambar miosinica</i> HU et CHANEY	—	○	○	—	—	—
<i>Cercis miochinensis</i> HU et CHANEY	—	—	—	○	—	—
<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEP.)	○	—	—	—	—	—
<i>Diospiros miokaki</i> HU et CHANEY	—	○	○	—	—	—
<i>Smilax trinervis</i> MORITA	—	○	—	○	—	—

(尾上亨鑑定) ○印産出

足野水層^{注2)} 荒川の南岸一帯においては、今市互層中の礫岩層が著しく薄くなり、これにかわって、淡緑色の凝灰岩および凝灰角礫岩および流紋岩熔岩が発達してくる。これら火山岩および火山砕屑岩(流紋岩質)を主とする地層を一括して足野水層とする。

その模式的発達地は玉川上流の足野水付近である。小国・足野水間では上位から大体下記の層序を示す。

- 凝灰質頁岩
- 緑色凝灰岩—凝灰角礫岩(凝灰質砂岩を挟む)
- 流紋岩
- 緑色凝灰岩
- 砂岩
- 凝灰角礫岩
- 砂岩・礫岩

これらの互層は、ほぼ今市互層と同層準にあたり、大体横根山以南に分布し、その層厚は 600m 程度である。

4.3.3 小国砂岩頁岩互層

本層は森田日子次が命名した小国層に相当する。調査地内では下位の今市互層とは整合関係を示し、沖庭礫岩部層の上位の凝灰質頁岩および砂岩をまとめて小国互層とした。

本層は荒川に沿った小国町北方の主として平野部に分布しているが、その模式的な発達地としては入山の越沢入口付近をとる(第9図)。荒川以南においても、小国町西方横根山付近と金丸方面に分布している。

岩質はおもに凝灰質頁岩・砂岩の互層で、灰白色および灰黒色を呈することが多く、砂質頁岩中には植物化石を含むことがある。入山の越沢入口付近、小渡北方のオイデ沢・小屋沢合流点付近がおもな化石産地である。

かつて“小国植物化石群”として知られたものは、ほとんど、この層準から採取されたものである(第2表)。

また植物化石の産出された地層中からは貝化石 *Venericardia?* sp. がみいだされ、ほぼ同じ層準とみなされる尻無沢からは魚化石^{注3)}が発見されているなど、海成層としての要素が含まれている

また荒川南部の小国町県社山方面では砂岩は一部石灰質とな っている

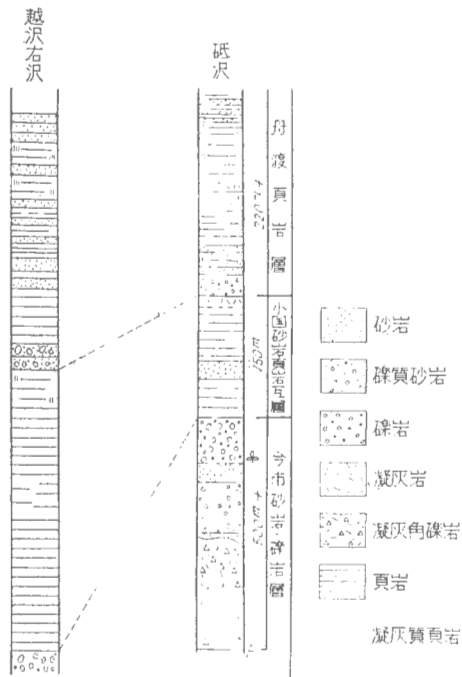
層厚は約200~300mである

4.3.4 舟度頁岩層

本層は荒川沿岸ぞいに、小国向斜構造のほぼ中央部に分布している。小国層群の上に整合的に堆積し、さらに上部の砂岩層によって覆われる。調査地内においては小国町北方4kmの荒川にかかる沖庭橋下を標式地とする。岩相は頁岩を主とするが下部は硬質頁岩、上部は黒色泥岩からなる。

本層は、ほぼ南北の走向を示し、大半を沖積層に覆われている。

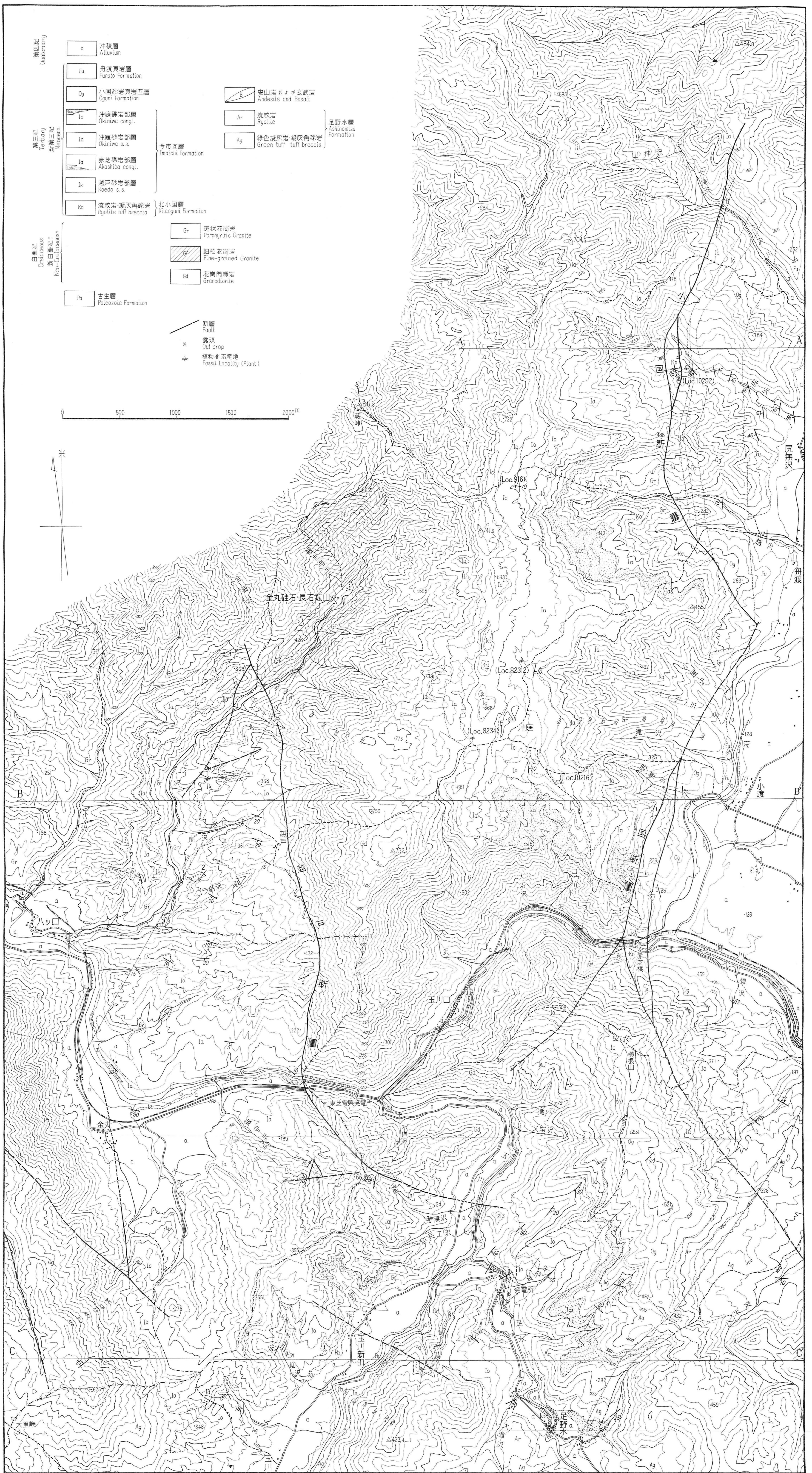
上部の泥岩は暗灰色~黒灰色で頁岩状を示し、細かい破口を示し、頁岩質の部分は約10cm単位で成層している。



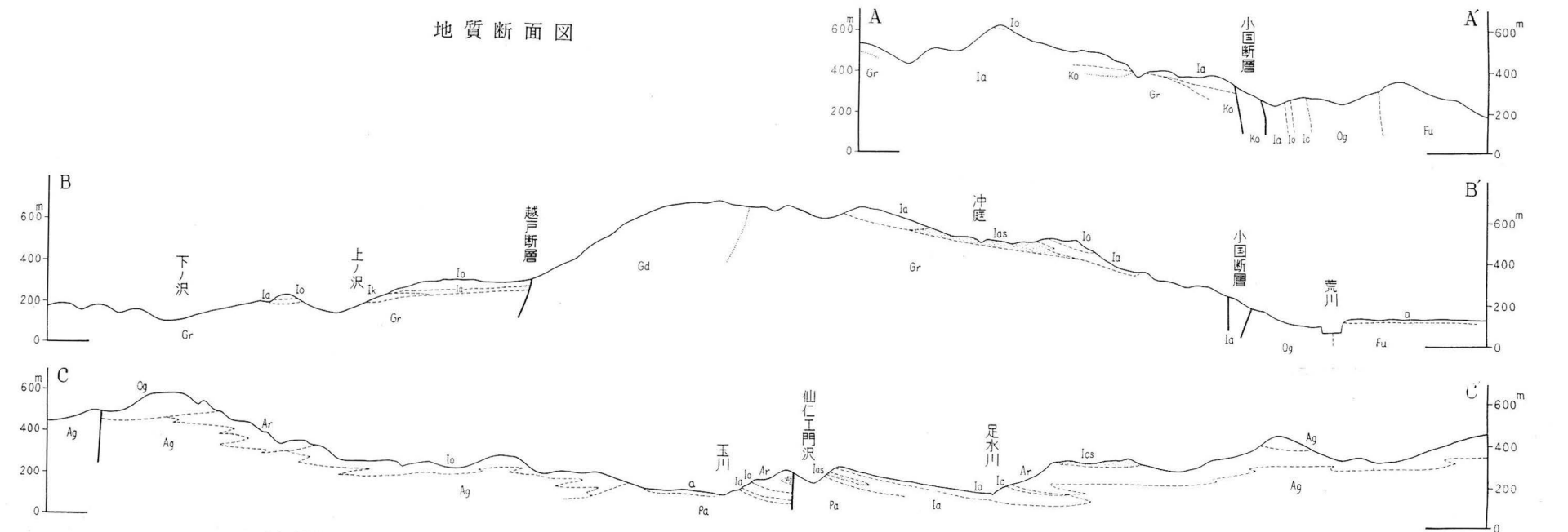
第9図 荒川流域小国方面第三系代表的地質柱状図

注2) 本層は小国町南西方4kmの長者原付近まで広く分布し、西方は古生層地塊をとりまいて、下関方面に連なり、硬質頁岩と指交している。この地域の鉾脈・黒鉾鉾はこの層中に胚胎している。

注3) *Sardinopsis* sp. にしん科のものと考えられている。



地質断面図



本層の下部は小国町から横川に沿い赤芝橋に至る間に分布しているきわめて特徴のある^{注4)} 淡緑色硬質頁岩と砂質頁岩の互層である。

上部の泥岩中には海棲微化石を含むことが多く、*Makiyama* (= *Sagarites*) はよく見ることができ、小国町付近からは *Balanus* (ふじつば) がでた記録もある。

この層は油田層序でいう硬質頁岩と黒色頁岩との層準にあたと考えられる。

層厚は 200m 以上を示す。

4.4 火山岩類

この地域の酸性火山岩類は、すでに述べたように大きく2つに分けられる。すなわち、

第1期 酸性火山岩（北小国層）下部グリーンタフ層

第2期 同上（足野水層）上部グリーンタフ層

これらの層位的関係については前述したので、ここでは岩石学的性質を記述する。

なお、これら酸性火山岩は、流紋岩質の熔岩あるいは凝灰岩および凝灰角礫岩であるが、赤芝橋付近のものは、侵入性のものと考えられる。その他の火山岩として、玄武岩・安山岩類が、岩床または岩脈として産している。その1つは、小国断層西側で花崗岩を貫く安山岩脈で、越沢・大沢等でみられる。

その他の地域でも2, 3認められる（水道沢等）。玄武岩（厚さ20~30m）は、足野水川に沿い、発電所付近に分布し、赤芝礫岩層中に挟在し、上部は角礫状ないし集塊岩状を呈し、杏仁状を示す部分もあるが、中心部は塊状緻密である。しかし、上盤の砂岩は赤色または緑色に汚染されているので、礫岩中に貫入した岩床と考えられる。

調査地域の北東（第10図地質図範囲外）、口曲沢付近には、古生層を覆い、赤芝礫岩部層に覆われて、安山岩ないし玄武岩が分布している。また、小国東方では眼鏡橋層（今市互層に相当）と同層準に安山岩の活動が知られている。しかし、この地域の安山岩類（岩脈）は花崗岩を貫いて産し、新第三紀層との関係が不明なものが大部分で、一部、砥沢では小国断層に沿って分布している。したがってその貫入時期は明らかではないが、小国断層形成後の可能性もある。なお、足野水付近に岩床状に産する玄武岩は赤芝礫岩部層を貫いている。これは、低地域^{注5)}でみられるように、女川階のものかもしれない。

酸性火山岩（流紋岩）のうちで、第1期のものは塊状で、一般に粗しょう、淡赤色~小豆色、または淡緑色~黄白色を呈し、野外で、熔岩と凝灰岩あるいは凝灰角礫岩の区別がつかない場合が多い。ハリ長石を含むものが多いのが特徴である。一方、第2期のものは、熔岩をなすものは、流紋構造が顕著で、真珠岩を伴い、玉髓（そろばん玉石）を斑点状に生じている。この玉髓はときに径数 cm に達し、とくに十四ヶ森付近（八木沢）のものに多い。色は、灰紫・淡灰・淡緑色等で、ハリ長石を含まない。

第1期・第2期の流紋岩は、いずれも多少の変質をうけ、曹長石化・珪化・緑泥石化を蒙っているが、第2期のものがとくに著しいようである。第2期の流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩は、淡緑色を呈するものが多い。この地域の南部では、これら凝灰岩・凝灰角礫岩中に石英脈（黄銅鉱・黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・石膏）が胚胎している（玉金鉱山・畑鉱山など）。

つぎにおもな火山岩類の岩石学的性質を記す。

流紋岩（北小国層）

塊状、粗しょうで、石英あるいは斜長石・ハリ長石の斑晶を有し、流紋構造はあまり認められない。斜長石・石英・ハリ長石・黒雲母の斑晶とガラス質石基からなる。石英は融食され丸味をおびていて、量がきわめて少ないものもある。斜長石は自形ないし半自形で、アルパイト・カールスパド双晶を示し、累帯構造が発達するものがある。絹雲母化しているものもある。ハリ長石は自形ないし半自形で、一部カールスパド双晶を示し、やや波状消光を示す。黒雲母は細片状で、褐色を呈し、絹雲母化しているものもある。石基は曹長石化をうけ、葉片状あるいは不規則な形の曹長石を生じている。

流紋岩質凝灰岩は火山岩片（流紋岩質・安山岩質）および斜長石・カリ長石（ペルト石質）の破片を含んでいる。

注4) 一部に海緑石をふくむということである。

注5) 本地域の北方、入折戸付近にもこの時期の安山岩が分布している。

流紋岩（足野水層）

流状構造が著しく、うすい板状に割られるものが多い。斜長石、一部、石英の斑晶を含み、石基はほとんどガラスからなるが、一部に拍子木状の斜長石を生じているものがある。斜長石は、自形ないし半自形で、アルバイト・カールスバド双晶を示し、累帯構造も認められる。

石基は完全に、または一部曹長石に交代され、ときに曹長石および淡青緑色緑泥岩のプールを生じ、また、方解石を生じているものもある。

橄欖石普通輝石安山岩（岩脈）

黒色、緻密で、輝石の斑晶が認められる。斑晶として、橄欖石・普通輝石・斜長石を含み、石基は拍子木状斜長石および鉄鉱からなる。

橄欖石は完全に変質し、緑泥石および赤鉄鉱の集合に変化している。普通輝石は、自形ないし半自形の結晶をなしている。石基には緑泥石を生じているものが多い。

普通輝石玄武岩（岩床）

褐黒色、緻密で、微粒結晶質である。斑晶として斜長石および輝石あるいは橄欖石（変質）を含み、石基は拍子木状斜長石・普通輝石およびそれらの間をうる黄褐色〜緑褐色緑泥石様鉱物、アノソクレス、石英からなる。斑晶の鉄苦土鉱物は、周りに微粒の輝石を生じ石基の普通輝石も反応緑を生じている。

4.5 第四系

この地域の第四系は荒川および玉川・横川流域における沖積層と段丘礫層である。これらのおもな分布地は小国町周辺および玉川新田方面・金丸周辺である。

5. 地質構造

地質概説の項で述べたように調査地は裏日本の内陸と油田地帯との中間に位する基盤岩の隆起帯に相当する。したがってその上に堆積した岩相には変化が多い。しかし幸いにも今市五層の植物化石を含む礫岩層が花崗岩体の東西両側によく分布しているので、構造もよく判明した。

この調査地のおもな構造は基盤の起伏に左右されるが、花崗岩塊の東縁には南北に走る断層があり、その他同一傾向の断層によって生じた地壘状のブロックが各断層間の地帯に存在している。南北に走る断層のうちおもなものの性状を以下に述べる。

5.1 小国断層

小国町付近の平野部の北西方、荒川の西岸をほぼ南北に走る小国断層は、2 のわん曲した断層からなっている。北側の断層は尻無沢北方棚倉付近でその北限が不明であるが、ほぼ荒川に沿って南北に走り、入山まで続いている。南側の断層は入山から南に赤芝橋をへて八木沢方面まで続いている。この2つの断層は入山付近で交差するが、一連のもので形成時期にずれがないものと考えられる。全般的には東落ちの正断層であるが、一部逆断層の傾向がある。

この断層の両側の地層の走向・傾斜をみると西側でほぼ水平または東へ緩傾斜の地層が、断層東側では直立または逆転し西傾斜を示している。

この傾向は調査地北部の入山以北においては次第に弱くなり、東傾斜の単斜構造を示すに至っている。断層面は垂直に近いものと考えられている。落差は礫岩が互いに断層によって接するので詳らかにできないが、層位からみて数100mが最大である。

5.2 越戸断層

沖庭台地の西縁沿いに走り、西落ちで荒川以北では走向ほぼ南北の顕著な正断層がある。この断層の東側には沖庭台地の基盤を構成している斑状花崗岩があり、西側には赤芝礫岩部層が接している。この赤芝礫岩部層は沖庭台地の標高600〜700mに分布しているものと同じなので、約400m高低差を生じている。したがってこの断層の落差もこの程度と考えてよいであろう。

この断層の北限は上ノ沢北方において花崗岩体の中に入り不明である。東側の花崗岩地帯と西側の第三系地帯との地形上の差はきわめて著しく、この断層の存在は容易に認めることができ、越戸東方では顕著な断層面が観察され、また荒川川岸では30〜40mの破砕帯を生じている。荒川南部では飯守沢（断層谷）に沿



第11図 越戸断層、左側は花崗岩 右側は今市互層で地形斜面は地層面とほぼ平行

て南東方向に曲り次第に東西方向となって、玉川を横切っているが、落差は数10m以内である（第11図）。

5.3 金丸付近の断層

調査地のほぼ中央部荒川南岸の金丸部落西方には標高 600mを示す基盤岩塊（花崗岩および古生層）が南北に連なっている。この東麓に沿って東落ちの正断層がある。また南西側も北西-南東方向の断層によって切られている。

断層の東側には西へ $10\sim 15^\circ$ を示す冲庭岩部層があり、花崗岩に接している層位から考えて断層の推定落差は数 100mと考えられる。西側の断層の西には小国互層が分布している。

その他これら南北に走る主要断層に伴って東西性の短い断層が存在するが連続性に乏しい。

5.4 褶曲構造

おもな褶曲構造としては小国断層の東側に沿う逆転構造が顕著であるが、その他荒川南部の小国町南西方に1背斜構造が認められる。

向斜構造としては小国盆地の中央をほぼ南北に走る1向斜がある。この向斜の両翼は比較的ゆるやかで、盆地の東西で地層は冲積層下に没している。この向斜構造の西側には荒川が南流し、その西岸には小国互層が分布している。向斜の東側では開析された浅い谷がある。この地帯に分布する諸層は $10\sim 15^\circ$ 西に傾斜している。また1向斜構造が荒川南岸、玉川の東方にある。

6. 対 比

調査地は前述したように裏日本油田地帯と内陸の堆積盆地の中間にあたり、花崗岩の基盤が隆起した地域にあっている。したがってこの基盤岩類の上に堆積した地層の層序を明らかにすることによって、両地域の地層の対比も可能となる。

またこの基盤岩の直上にあるウランを含有する越戸砂岩部層の層位も、この結果明らかになるわけである。

まず内陸方面の諸層と当地域諸層との層序的関連性について述べる。

皆川（山形大）は小国町から東方米沢市までの間の地域の層序を明らかにしているが、それによれば基盤岩である古生層の上にある不動沢層はこの小国盆地付近ではみられず八谷層群の北小国層がこの地域の最下層となっている。この北小国層は前述したように調査地内の北部に分布しており、岩質的にも皆川の記載した北小国層と同一である。

第1表（対比表）に示したように、皆川の北小国層上にある眼鏡橋層は礫岩を主としたものであり、調査地内の今市互層に相当すると考えられる。ただ横川流域の綱取（眼鏡）橋における礫岩には花崗岩礫がかな

第 3 表 小国産植物化石表 (小国層産)

森田採取, 鑑定 1931

Aspidium sp.
Pinus hepios UNGER.
Glyptostrobus? *europaeus* HEER
Taxodium disticum miocenium HEER
Salix denticulata KEER
S. denticulata HEER
S. viminalis LINNE.
Comptoniophyllum japonicum NATH.
Betula prisca HEER
Carpinus grandis UNGER.
Castanea kubinyi KOV.
C. ungeri KEER
C. vulgaris LAM.
Quercus glauca THUNB.
Q. glandulifera BL.
Ulmus carpinoides GOEPP.
Planara ungeri HEER
Ficus ungeri LESQ.
F. subtruncata LESQ.
Magnolia angustifolia NEW.
Cinnamomum miocenium MORITA
C. lanceolatum UNGER.
C. oguniense MORITA.
Laurus nobilis LINN.
L. californica LESQ.
L. princeps HEER.
Persea sp.
Bauhinia sp.
Sophora sp.
Sapium japonicum PAX. et K. H.
Zizyphus cfr. *vulgaris* LAM.
Hedera sp.
Diospiros kaki LINN.
Fraxinus sp.
Smilax trinervis MORITA
S. minor MORITA
Dryandroides lignitum ERT.

り含まれているが、赤芝礫岩部層および沖庭礫岩部層にはほとんどなく、古生層の岩石、特にホルンフェルス・粘板岩が多い。

皆川の 小国層はまた森田の命名した小国層と一致し、調査地域内にも分布している。この中には前述したように植物化石層が挟在しており、その中からの化石を荒川に沿う地域から森田が多く採取している。森田によれば第 3 表に示すものが明らかとなっている。この中で *Cinnamomum*, *Liquidambar* など暖帯性の要素のこい植物が見られることが特にこの特徴となっている。この植物化石群は早くから知られていたため東北地方南部における中新世中期のものとしてよく引用されている。

この植物化石群は温暖気候を指示するもので、第 3 表に示した津川層産^{注6)}の植物化石群 (第 4 表) と比較して、同時期のものであるとし、したがって小国層も中新世中期のものであるとした。今回調査した地域では今市互層中から第 2 表に示したような植物化石が産し、津川層産のものに類似している。したがって、今市互層も中新世中期のものと考えられる。

舟渡頁岩層については沖庭橋その他の地域で肉眼でも *Makiyama* (*Sagarites*) がみられ、この化石の産出は皆川の層序では沼沢層にもみられ、海成層であること、また岩質上も両者対比できる。

火成活動の時期、火山岩の性質などの点から内陸地域と調査地域を比較すると、第 1 期の流紋岩の噴出時期は皆川の北小国層の時期にあり、これが調査地内の北小国層と同一期にあたる。

第 2 期の流紋岩に相当するものは内陸地域では著しくなく、明沢橋層に認められるだけである。この流紋岩は本地域南部から西方で卓越している。

調査地域内に分布する諸層を新潟県側の油田第三系の諸層と対比してみると、金丸西方下関方面においては黒色の硬質頁岩層が礫岩層の上位にのり、礫岩層は薄くなっている。この礫岩層は今市互層に対比されるので、今市互層の層準が油田層序の上部緑色凝灰岩層に相当することが明らかである。これは足野水層が南部で基盤をとりまいて連続していることから確かである。

7. 含ウラン砂岩の産状

含ウラン砂岩 (越戸砂岩部層) は現在までのところでは越戸断層の西側 (上ノ沢の両側) にだけ分布が確認されている。

個々の露頭について述べるまえに、越戸砂岩部層・赤芝礫岩部層・沖庭砂岩部層の堆積状態についてのべる。

注6) 新潟県東蒲原郡三川村小北地

東西断面からもわかるように、本地域の中央部が最大の隆起部で、今市互層の基底面は東西両側に傾斜している。東側でははなはだしい所では基底面の高低差が 300m 以上にも及んでいる。このような東西方向の一般的傾向のほかに、南北方向でも今市互層の基底面にはかなりの高低差があり、今市互層堆積時の地表面はかなり凹凸が著しかったものと推定される。したがって今市互層のなかで、越戸砂岩部層・赤芝礫岩部層の堆積は地表の凹凸に支配され、いくつかの凹所とくに厚く堆積している。大沢上流、越沢上流、沖庭、横根山南方はそのような凹地にあたり、最大 300m に達する礫岩の堆積が認められる。

その上の沖庭砂岩部層はほぼ平らな堆積面をもって赤芝礫岩部層の上に重なっている。沖庭砂岩部層は越沢上流を中心として大きく北側と南側とにゆるく傾いているが、足野水付近では傾きが大きくなり、火山砕屑岩が多くなっている。堆積後の一般的な隆起を別にしても、足野水以南は沈降量が大きかったものと考えられる。

堆積物の性質からみると、越戸断層の西側では、越戸砂岩部層の発達する地域の赤芝礫岩部層は、歪角礫～円礫で、礫の径が大きいが、南方に行くに従い小円礫が多くなり砂岩の夾みも多くなっている。しかし、礫の径は比較的一様で、ところどころに葉理の発達した砂質部を挟んでいる。以上のような赤芝礫岩部層の厚さの変化、礫の性質などから礫は北方から供給されたと考えられる。越戸断層の東でもほぼそのような傾向が認められる。

礫岩の堆積環境を推定する資料は少ないが、海棲の化石を含まないこと、植物破片、木片（流木か）を含むこと、礫岩の堆積状態などから、一応、非海成と考えられる。

つぎに、越戸砂岩の堆積状態をみると、第12図に示すように、崩沢付近が最も厚く、北側、南側に厚さを減ずる。つぎに堆積物の状態をH露頭、第2露頭、第1露頭で較べてみる。

H露頭では厚さ 5 m 前後で基底部には数 10 cm の細粒のアルコーズ砂岩が発達するが、その他の部分は大部分粗粒のアルコーズ砂岩で、層理もあまり顕著でなく淘汰も比較的良く進んだ砂岩 (30cm 前後) が発達している。

一方、第2露頭では厚さ 2 m 前後で、第11図に示すように基底より細粒の粘土を含むアルコーズ砂岩・礫質砂岩・炭質物の薄層、細粒の雲母にとむ砂岩、粗～中粒の砂岩の互層、の順に重なっている。第1露頭では花崗岩の上に直接礫岩がのっている。これら3つの露頭の関係をみると、H露頭の付近は1つの凹地で、原地性に近く、第2露頭はその端にあたるものと考えられる。

放射能異常の様子は、第15図に示すようである。

H露頭では、アルコーズ砂岩が一様に 0.02 mR/h の値を示すが、上位近くの成層した砂岩がとくに著しく、0.07 mR/h (0.17% U_3O_8) の値を示し、燐灰ウラン鉱 (autunite) を生じている。この砂岩はおそらく地下水面上昇により2次的にウランが濃集した部分にあたるものと考えられる。その他の部分では炭質的に富む部分がやや異常が顕著である。

第2露頭では、雲母に富んだ細粒砂岩の炭質物の薄層が最も著しく 0.5 mR/h の値を示し、炭質物の分析値は 0.4% U_3O_8 に達している。

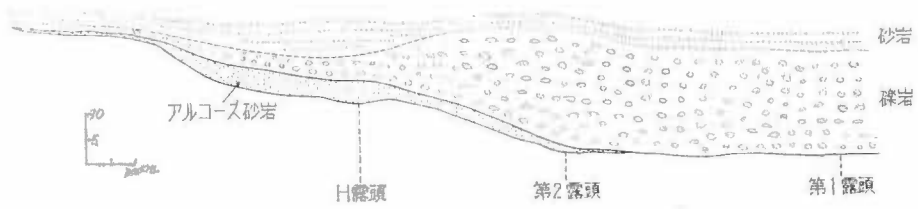
第1露頭では、礫岩の基質の砂岩の部分に異常が認められるが、最高 0.15 mR/h 程度である。

以上のように、H露頭の上位の燐灰ウラン鉱を含む砂岩を除いては、アルコーズ砂岩、とくに炭質物に異常を示している。このような特徴は、周辺地域（赤谷・三川・長井など）の異常地でも認められる。

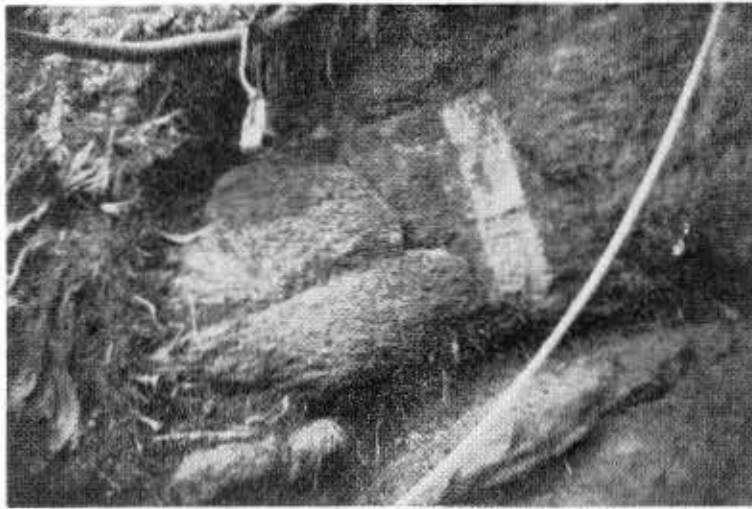
第4表 新潟県津川（観音沢）産植物化石表
(Kryshstofovich 鑑定) 1926

Pinus sp.
Comptonia aeningsensis AL. BL.
Comptoniophyllum japonicum NATH.
Castanea vulgaris NATH.
Quercus glauca THUNB.
Q. myrsinaefolia BL.
Q. glandulifera BL.
Q. sp.
Dryophyllum? sp.
Ulmus sp.
Lindera serices BL.
Liquidambar? sp.
L. formosana HANCE ?
Camellia japonica L.
Trapa sp.
Araliophyllum nanmanii NATH.
Vibrunum sp.
Smilax sp.
Taxites sp.

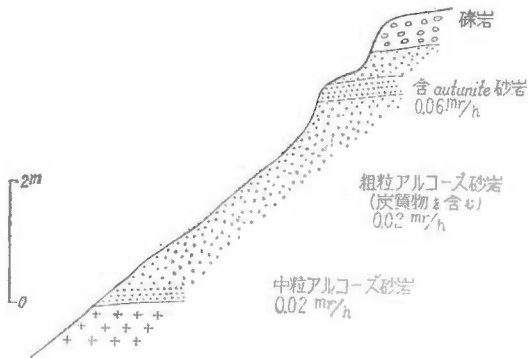
地質調査所報告 (第 232 号)



第12図 各露頭を結ぶ模式断面図



第13図 崩沢H露頭の含 autinite 砂岩 (白縦線のある層状の部分)



第14図 H露頭のスケッチ

なお、越戸以外でも、今市互層の礫岩が直接花崗岩を覆っている露頭が数カ所 (時無沢・惣兵エ沢・飯守沢・玉川左岸など) で認められるが、放射能異常は認められない。

8. 結 語

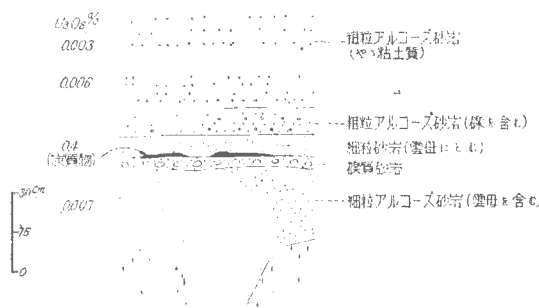
山形・新潟県境の小国・金丸地区の地質については、今回の調査で一応その層序が明らかにされた。またウランを含む越戸砂岩層についても分布と岩質が調べられた。

その結果、山形県側の内陸地帯の地質と新潟県側の油田地帯の層序とが対比でき、今後の調査対象地域について見通しをたてることができた。

現在まで、朝日山地周辺で含ウラン鉱床が見られているのは、本地区および、山形県長井市西方および東田川郡朝日村砂川地区である。なお、飯豊山地の西麓の新潟県東蒲原郡三川地区にも同様な鉱床がみいだされている。それら相互の関係については詳細を省くが、これらの各鉱床が、ほぼ同一層準(台島階)に位置していることは注目すべきである。そして砂川地区を除いては、すべて非海成の基底の砂岩・礫岩である。これらの各地区を含めた古地理的環境は今後充分検討する必要があるが、少なくとも現段階では、探査は、上述の層準の基底部に注目し、類似の岩質、産状を示す砂岩・礫岩の調査に重点を置くべきであると考えられる。

また、ほとんどすべての場合、基盤の岩石が広島型花崗岩に類似した黒雲母花崗岩(小川型)(鉄満重石石英脈を伴う)であるが、それら花崗岩とウランの濃集の間になんらかの関係があるかどうか、今後検討する必要がある。

ちなみに、基盤花崗岩のウラン含量をみると数 ppm 程度で、岩質によっては、大きな差は認められない。むしろ、長石(特にカリ長石)に富んだ花崗岩は風化しやすい傾向があるので、風化の難易が、ウランの濃集に関係があるのではないとも考える。そして、小国植物化石群が示す暖帯性の気候と風化の関係も注目する必要がある。



第15図 第2露頭のスケッチ

文 献

- 1) 藤田和夫 (1949): 新潟県津川盆地の第三系, 地質学雑誌, vol. 55, no. 650~651, p. 199~204
- 2) 今泉力蔵 (1951): 山形県西置賜郡小国村横川産 *Trachycarcinus huziokai* n. sp., 地質学雑誌, vol. 56, no. 656, p. 277
- 3) 今泉力蔵 (1951): *Trachycarcinus huziokai* n. sp. from Yamagata Pref., Short Pap. I.G.P.S. no. 3, p. 33~40
- 4) 皆川信弥 (1958): 山形米沢盆地西縁における新第三紀後期の造構運動, 日本地質学会第三系討論会資料, p. 21~23
- 5) 皆川信弥 (1959): 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究(その1), 西縁および西南縁の層位一, 地質学雑誌, vol. 65, no. 765, p. 364~373
- 6) 皆川信弥 (1959): 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究(その2), 西部および西南部の岩相変化・火成活動・対比一, 地質学雑誌, vol. 65, no. 767, p. 483~493
- 7) 皆川信弥 (1959): 米沢・山形盆地東縁に分布する後期中新世非海成層について, 山形大紀要, vol. 5, no. 1, p. 1~10
- 8) 皆川信弥 (1960): 米沢盆地周辺における層位学的ならびに古生物学的研究(その3), 一北縁(吉野地域)における層序および対比一, 地質学雑誌, vol. 66, no. 777, p. 393~404
- 9) 皆川信弥 (1960): 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究(その4), 東南縁・東縁および東北縁の層序・火成活動・岩相変化および対比一, 地質学雑誌, vol. 66, no. 779, p. 489~501
- 10) 森田日子次 (1933): On new species of genera *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene deposits of Oguni-machi, Uzen Prov. Japan, 地質学地理輯報, vol. 9, p. 1~8

- 11) 森田日子次 (1933) : 山形県小国産中新世植物群から発見せるターミナリアについて, 地質学雑誌, vol. 40
- 12) 鈴木敬治 (1959) : 天王寺植物化石群とその古植物生態学的研究, 地団研専報, no. 9
- 13) 徳永重元・棚井敏雅 (1954) : 山形県置賜亜炭田地質調査報告, 地質調査所月報, vol. 5, no. 12, p. 13~38
- 14) 徳永重元 (1960) : 山形県小国植物化石層についての新知見, 地質調査所月報, vol. 11, no.8, p.35
- 15) 西田彰一 (1958) : いわゆるグリーンタフ地域にまつわる諸問題, 新生代研究, no. 27, p. 8~21
- 16) 島津光夫・河内洋佑 (1961) : 朝目山地の含ウラン鉱床, 地質調査所報告, no. 190, p. 45~55
- 17) 矢崎清貴 (1961) : 山形県米沢市付近の天然ガスについて, 地質調査所月報, vol. 12, no. 1, p. 31~44
- 18) CHIHARA, K. (1959): Geology and petrology of granitic rocks and gneiss in the northern district of Niigata Prefecture, Part I, Granitic rocks, Jour. Fac. Sci., Niigata Univ., Ser. II, vol. 3, no. 3, p. 111~169.
- 19) 島津光夫・徳永重元・小関幸治 (1963) : 新潟・山形両県境小国金丸地区ウラン鉱床, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2. p. 1~16
- 20) 門田長夫 (1962) : 新潟・山形県境小国・金丸地域の地質とウラン鉱床, 鉱山地質, vol. 11, no.54

Geology of the Uranium-bearing Deposits in the between Yamagata and Niigata Prefectures

By

Mitsuo SHIMAZU, Shigemoto TOKUNAGA and Koji KOSEKI

The uranium-bearing deposits occur in the basal sandstone or conglomerate of the Miocene sediments overlying the biotite granite of the Asahi mountainland. Several uranium-bearing deposits showing the same occurrence are found around the Asahi and Iide mountainlands, which are the basements of the Green Tuff of the Inner Zone of the Northeastern Japan.

The writers surveyed the area in order to determine the distribution and stratigraphical succession of these uranium-bearing formations.

The stratigraphical subdivision of the Neogene Tertiary formations of this area is shown as follows in descending order:

Funato formation		200 m	
Oguni formation		500	
Imaichi formation	Okiniwa conglomerate member	100m	
	Okiniwa sandstone member	200—	
	Akashiba conglomerate member	300	Ashinomizu member
	Koedo sandstone member	0~20	
Kitaoguni formation		300	

Granite and Paleozoic formation

The Kitaoguni formation is the so-called lower green tuff formation (Sugoroku stage) and is composed of rhyolite lava and tuff. The Ashinomizu formation corresponding to the Imaichi formation is the so-called upper green tuff formation (Dajima stage) and is also composed of rhyolite lava and tuff. The Imaichi formation is non-marine deposits. On the other hand, marine molluscan fossils occur in many parts of the Oguni and Funato formations, and so they may be marine deposits. Liquidambar, Cinnamomum etc., which are members of the Oguni flora showing middle Miocene, occur in the Imaichi and Oguni formations. The uranium-bearing deposits are parts of the Koedo sandstone member of the Imaichi formation and are mostly composed of arkose sandstone. In some outcrops, uranium mineral is autunite, but in other outcrops, uranium is accompanied with carbonaceous matters.

Ⅳ. 6. 2 新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床

浜地 忠男*・五十嵐俊雄**

要 旨

山形県西置賜郡小国町越戸から新潟県岩船郡関川村八ツ口にわたる荒川の支流、上の沢上流地域には今市互層（新潟油田の津川層の下部に対比される）が分布し、今市互層の下部の基盤花崗岩近くの砂岩・礫岩の一部にウランが産出する。H露頭では試錐の結果、含ウラン部の拡がりは200m×150mの範囲にわたり、基盤の凹凹に支配されるよりも特定のアルコーズ砂岩の走向・傾斜に支配されて層状に分布している。ウランの大部分は砂岩・礫岩の基地を構成する細粒物質中にウラン鉱物を形成せずに存在し、とくに、黒雲母・緑泥石および褐鉄鉱中に濃集する。一部高品位部では燐灰ウラン鉱やコフイン石が認められるほか、亜炭中にもウランは含まれている。

1. 緒 言

昭和35年8月9日から28日まで浜地および五十嵐が、さらに昭和36年9月5日から14日まで浜地が、山形県西置賜郡小国町と新潟県岩船郡関川村にまたがって分布している新第三系堆積岩中の含ウラン鉱床の野外調査を行なった。

当地区のウランは昭和34年10月に原子燃料公社高瀬博により発見され、その後引き続いて原子燃料公社小国出張所によって、剝土作業を含む地質調査および試錐が行なわれてウランの賦存状態も段々と明確となり、東北裏日本に分布する新第三系堆積岩中の含ウラン鉱床として重要視されるようになった。その結果については門田長夫ほか¹⁾²⁾によりすでに公表されている。

昭和35年度の調査は徳永重元・島津光夫の当地区を含む小国町一帯の地質調査と同時に行なわれ、浜地・五十嵐は米坂線越後金丸駅北方の上の沢（荒川支流）流域の約5km²の面積の、原子燃料公社により用意された空中写真に基づく1万分の1地形図を使用して地質調査を行なうとともに、放射能異常地点の観察および試料採取を行ない、36年度の調査は新たに行なわれた剝土作業の結果を観察した。

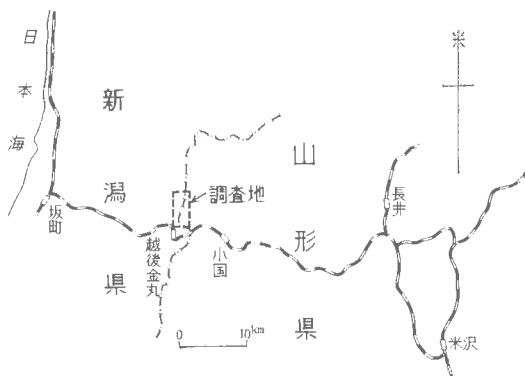
当地域全体の地質と対比については島津らにより詳細に報告されているので³⁾、本報告ではこれらの点については略述し、含ウラン鉱床について野外調査の結果と、2、3の室内研究の結果について報告する。

なお本調査研究を実施するにあたり、原子燃料公社本社および小国出張所の方々から未公表資料の提供そのほかについて多大の御援助をうけた。深く感謝する次第である。

2. 位置および交通

調査地区は山形県西置賜郡小国町越戸および新潟県岩船郡関川村八ツ口にわたる荒川の支流、上の沢の流域である。

当地区に至るには、米坂線（羽越本線坂町一奥羽本線米沢間）越後金丸駅下車、北方約1kmの八ツ口部落より越戸部落および日本黨業金丸鉱業所に至る道路を利用する。この道路はリヤカーを通じうる程度の広さで、調査地区内は他に山道があるのみで、道路の発達はきわめて悪い。



第1図 調査地区位置図

金属鉱物探鉱促進事業団（元鉱床部）

* 鉱床部

3. 地 質

小国・金丸地区の層序および対比については徳永らにより第 1 表のように考えられている。調査区域内に分布するものはすべて今市互層に属する。今市互層は下位から、

- a 越戸砂岩部層
- b 赤芝礫岩部層
- c 沖庭砂岩部層
- d 沖庭礫岩部層

と分けられ、調査区域内には下位 3 部層が分布する。

3.1 基盤岩類

調査地区内には古生層の分布はなく、基盤岩としては花崗岩類が分布する。花崗岩類は斑状花崗岩・花崗閃緑岩および細粒花崗岩に分けられるが、斑状花崗岩が最も広く分布する。

花崗閃緑岩は越戸断層の東部、越戸部落～沖庭神社山道付近より南部に露出し、細粒花崗岩は調査地区の北部に分布している。これらの関係は島津³⁾らによると漸移関係で花崗閃緑岩が中心部を占めて、斑状花崗岩、さらに細粒花崗岩と周辺相の性質を示すものと考えられている。斑状花崗岩は中～粗粒で、斜長石の 1cm 大の斑晶が認められ、その他カリ長石・石英・黒雲母、少量の角閃石からなる。

第 1 表 小国・金丸地域地層対比表

		新潟県西山・寺泊・弥彦地区、京大・新潟大・帝石 ¹⁾	小国・金丸地区 1960 島津・徳永・小関 ²⁾	米沢盆地西縁 1959 皆川 ³⁾		
洪積世				中・低位段丘堆積物		
				玉庭層		
鮮新世		灰爪層		中原層	白川層群	
		西山層		手ノ子層 高峯層		
中新世	上部	椎谷層	舟渡頁岩層	宇津峠層	置賜層群	
		寺泊層		?		湯子層層
		七谷層				沼沢層
	中部		小国互層	明沢橋層		
		津川層	今市互層 足ノ水層	小国層		
				目鏡橋層		
下部		北小国層	北小国層	八谷層群		
			不動沢層			
		古生層および花崗岩類	箱ノ口層群			

- 1) 藤岡一男: Green tuff (綠色凝灰岩) の研究, 科学, vol. 26, p. 440~446, 1956
- 2) 島津光夫・徳永重元・小関幸治: 新潟・山形県境小国・金丸地区ウラン鉱床, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2, 1963
- 3) 皆川信弥: 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学および古生物学的研究 (その 2) 西部および西南部の岩相変化・火成活動・対比, 地質学雑誌, vol. 65, p. 483~493, 1959

3.2 越戸砂岩部層

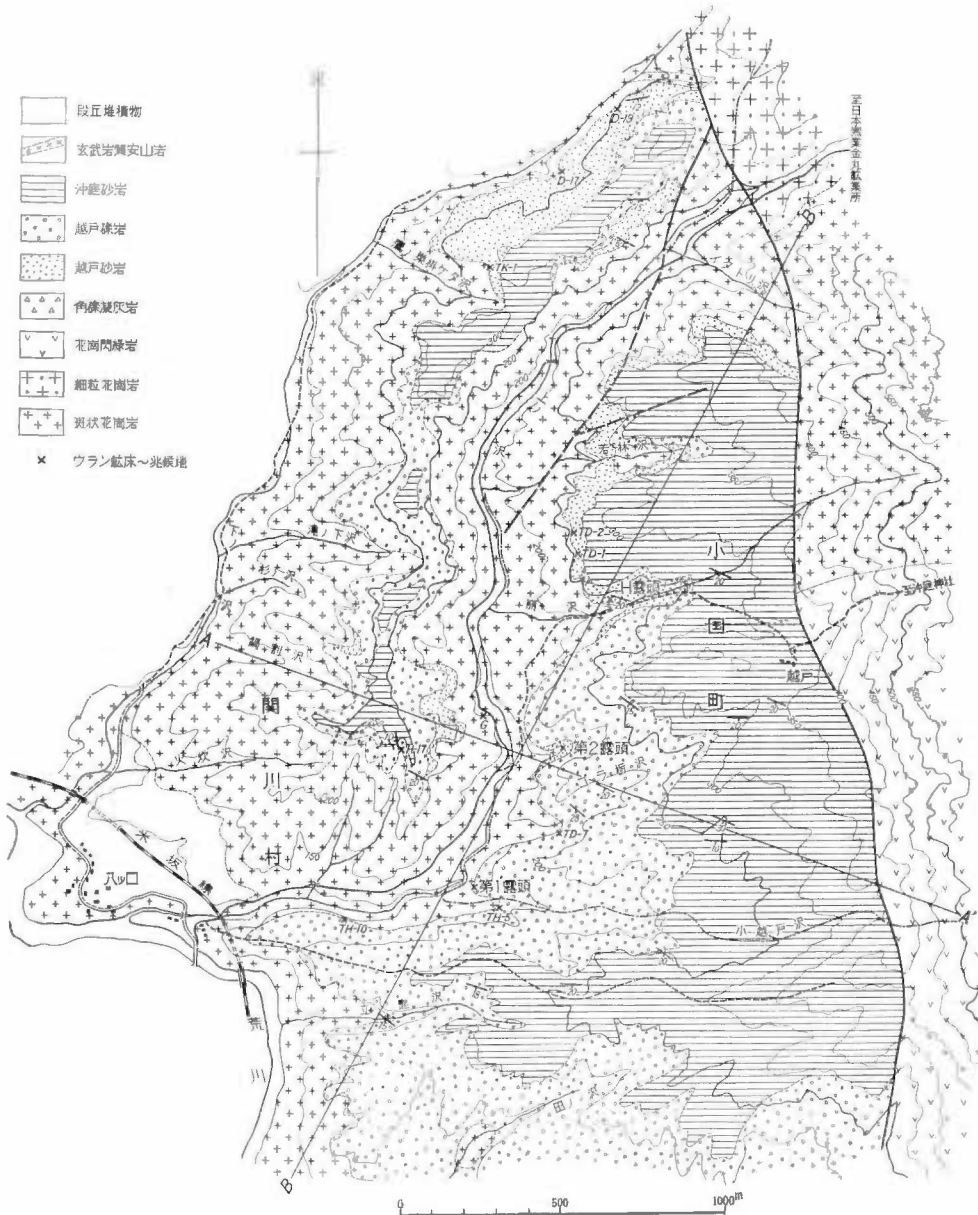
本層は花崗岩直上に堆積した粗粒アルコーズ質砂岩を主とする層で、最厚数 10m に及ぶ。その上部は赤芝礫岩層あるいは沖庭砂岩層に被覆され、分布範囲は H 露頭付近より北部に限られ、層厚の変化が著しい。これらの岩質は基盤の花崗岩が分解して、その構成鉱物がそのまま、堆積したものと考えられ、層理が不明瞭で塊状を呈する場合が多いが、第 2 露頭のように成層して、亜炭の薄層を含む場合もある。図版 I-1 はこれらアルコーズ砂岩の薄片の拡大写真で、石英・長石・雲母の破片とこれを埋める膠結部の構造を示しており、この場合の膠結部は黒雲母・緑泥石・絹雲母・褐鉄鉱およびカオリン(?) からなっている。

これらアルコーズ砂岩は長石の斑晶の破片を含み原地性の堆積物であろうが、その粒度分布を調べた結果が第 4 図に示される。比較のために片山信夫および佐藤良昭⁴⁾により発表されている鳥取県三朝町の人形峠の露頭のアルコーズ砂岩、および丸山修司の洪積世の砂鉄を含む砂岩から得られた結果が示される。第 4 図は横軸に粒度 ($\phi = -\log_2 dmm$), 縦軸に粒度の累積重量%をとったもので、これより中央値 (Md_ϕ), 平均値 (M_ϕ), 淘汰度 (σ_ϕ) および歪度 (α_ϕ) を算出した⁵⁾結果は次のとおりである。

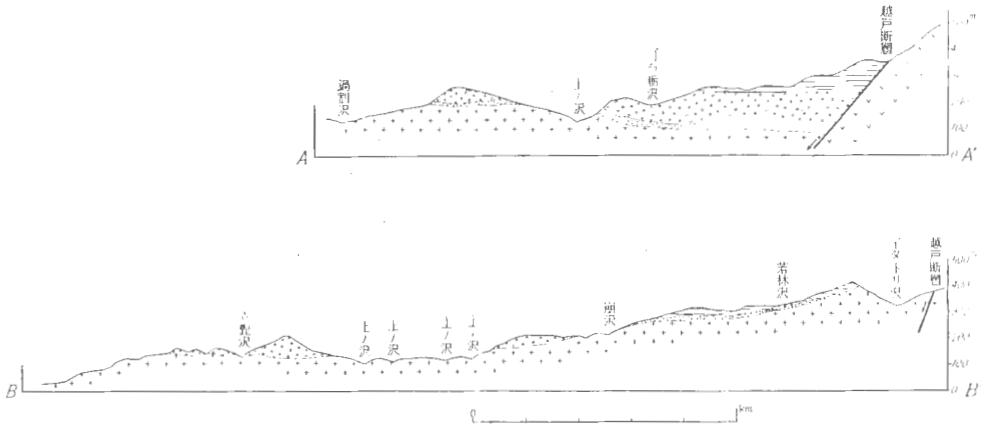
新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床 (浜地忠男・五十嵐俊雄)

試料番号	Md_{ϕ}	M_{ϕ}	σ_{ϕ}	α_{ϕ}	産地
H-1	0.3	0.4	2.5	+0.04	小国・H露頭
H-12	0.5	0.85	2.25	+0.15	〃
A	1.23		2.80	+0.35	人形峠 ^わ
No.8	1.7	1.7	0.6	0	青森県下北郡
No.1	2.0	2.0	0.5	0	〃

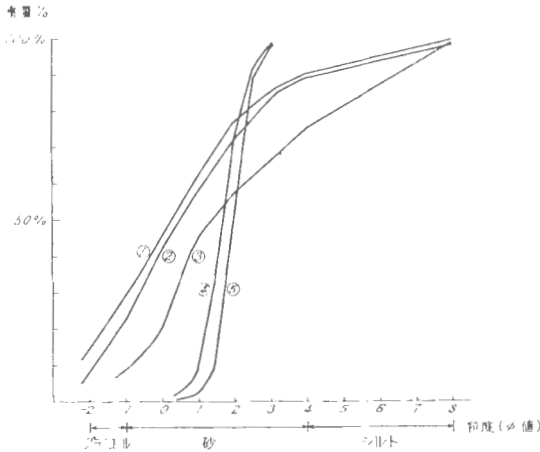
H-1および12は、海岸砂といわれるNo. 1および8と較べて淘汰はきわめて悪く、人形峠の人形峠層に押し出されたと考えられるAと同じように、流水による淘汰作用がほとんど行なわれなかったような状態で堆



第2図 小国・金丸地域越戸村近地質図



第 3 図 小国・金丸地域越戸附近地質断面図 (凡例は第 2 図と同じ)



- ① 山形県西置賜郡小国町越戸 ① アルコーズ砂岩 (小国H-1)
- ② 同 上 ② " (小国H-12)
- ③ 鳥取県西伯郡三朝町人形峠 ③ 露頭、人形峠沖の粗粒アルコーズ砂岩④
- ④ 青森県下北部東通村岩屋 ④ 海岸段丘砂鉄 (鉱床部丸山修司未公表資料) (No. 8)
- ⑤ " " 田名辺町女館 ⑤ 山砂鉄 (鉱床部丸山修司未公表資料) (No. 1)

第 4 図 累積頻度曲線

礫岩層は北部では前述の越戸砂岩部層の直上を覆うが、南部では直接花崗岩を覆う。

3.4 沖庭砂岩部層

模式地は当地区の東方、小国町の沖庭神社付近で、ここでは最厚 200 m に及び、植物化石層を 1~2 帯挟有し、すでに徳永により記載されている⁶⁾。

調査地区内ではゴラ棚沢・小越戸沢の上流でよくその露出が見られ、泥岩ないし泥質砂岩からなり、保存の悪い木の葉や茎の破片を産する。層の厚さは小越戸沢南方では約 130 m に達する。ゴラ棚沢や小越戸沢では沖庭砂岩部層は前記赤芝礫岩層を覆うが、崩沢北方では礫岩を欠くことが多く、直接アルコーズ砂岩を覆う。調査地区の北西部、上の沢西部の尾根ではほとんど砂岩だけが分布しており、その厚さは 50 m に達する。この砂岩層は礫岩の上部に分布する点では沖庭砂岩層に対比されるが、泥質部がほとんどなく、岩質では異なる。

積したものと推定される。

3.3 赤芝礫岩部層

模式地は小国町西部、荒川と横川との合流点付近、赤芝橋である。調査地区内ではとくに南部に発達し、ゴラ棚沢・小越戸沢に広範囲に露出する。厚さは小越戸沢南方の尾根の試錐の結果によると見掛け上最大 140 m に及ぶ。北方に行くにつれて厚さが減り、ゴラ棚沢付近では見掛け上、約 100 m、崩沢付近では 10~20 m となり、これより北方では全くなくなる場合が多い。上の沢西方の尾根でも南方ほど発達が良い。最大 30 m の厚さに達する。

礫はおもに古生層の亜角礫~円礫が多く、花崗岩の礫を混え、基底部に近いところは径 20 cm 以上の礫が多く、また、径数 10 cm に及ぶ花崗岩の大礫がある場合も見られる。ほかに安山岩・アプライトなども見られる。礫部は容積で 80% 以上を占める。基底は一般に砂質 (部分的にアルコーズ) であるが泥質の場合もあり、木片・植物破片などを含むことがある。厚さ数 10 cm 以下の細~粗粒砂岩や、時に泥岩を挟む。

地質図で上の沢西方尾根南端に小範囲に分布する凝灰角礫岩や、小越戸沢南方尾根にしばしば見られる同様な岩相を示すものは、荒川南方において認められる今市互層に対応する足之水層（凝灰質頁岩・凝灰角礫岩・流紋岩・緑色凝灰岩からなる）に対比さるべきものである。

調査地区北部に斑状花崗岩中に玄武岩質安山岩の岩脈があるが、これは、上記のものより新しい時代のものであろう。

以上のように、北部ではアルコーズ砂岩が発達し、礫岩の発達が悪いが、これに対して南部では逆にアルコーズ砂岩の発達が悪く、礫岩が発達する。そして全体の層厚も南部では約300mに達するが、北部では100m程度である。不整合面は南部では海拔130m（露頭）あるいは50m（試錐）であるが北部にゆくにつれて高くなり、最も高い所で約400mである。不整合面の凹凸は著しく、また不規則である。

断層は東部の沖庭台地との間に越戸断層があり、地形的にも明瞭に追跡される。この断層は走向ほぼ南北、西落ちで、当地区では約600mの落差がある。このほか、イタトリ沢と上の沢との合流点を通るほぼN20°W方向の断層があって、上の沢西方尾根の今市互層の一部を切っており、北部では今市互層はこの断層によって花崗岩に接している。金丸部落西方にある古生層と新第三系の分布を支配する東落ち、落差数100mの正断層の北方への延長は、八ツ口部落を通り花崗岩地帯を通るものと推定されるが、この断層によっても当地区内の新第三系の分布が限定されている。このように当地区の今市互層は、南北に細長い地域に分布しているものと考えられる

今市互層の時代について徳永らにより、その植物化石が津川層中のそれと類似している点から中新世中期とされ、非海成である。

4. 鉱 床

ウランを濃集する部分は沖庭砂岩層中には発見されず、すべて越戸砂岩と赤芝礫岩層および基盤の斑状花崗岩の一部に分布し、とくに越戸砂岩層中に数多く発見されており、いずれも花崗岩との不整合面の近くにある。

原子燃料公社により実施された約80カ所以上に及ぶ不整合面のトレンチのうち、放射能異常を呈したものは約20カ所であるが、そのほとんどが砂岩層中で、礫岩層中の放射能異常は第1露頭、H-5およびH-10の3カ所にすぎない。これらのうちで特に放射能異常が著しいのは砂岩中のH露頭付近と第2露頭で、このほかは現在までただ弱い放射能異常が局部的に認められているにすぎない。また、花崗岩中の放射能異常としては1カ所、上の沢に沿う道路傍（第2図G点）で認められている。

採取試料について化学分析を行なった結果は第2表のとおりである。採取方法は放射能異常を示す部分を約1kg採取し、これから四分法によって一部を取り分析試料とした。49個の分析値のうち0.0n% U_3O_8 台のものは2個、0.0n% U_3O_8 台のものは15個で一般にウラン含有量は低い。

4.1 砂岩中のウラン

最も代表的なものはH露頭と第2露頭である。

4.1.1 H露頭

第5図と第6図はH露頭を示すもので、とくに第6図は小沢に沿って含ウラン部の試料採取地点と各地点の放射能強度およびウラン含有量を示している。ここでは斑状花崗岩の上に粗粒アルコーズ砂岩が分布し、下部では赤褐色、含ウラン部では灰色、その上では灰白色を呈するが、局部的にグラニユールが多くなるほか、粒度や淘汰状況は変わらず、上部で層理がやや明瞭となり、N50°W、20°Sの走向傾斜を示す。H-14点が最高のウラン含有量を示し0.17% U_3O_8 に達するが、ここでは燐灰ウラン鉱の細かな結晶が肉眼的に認められる。また、水の湧出が認められ、この付近数10cmにわたり他の部分に比べて放射能強度は著しく強い。第6図で示されるように0.0n% U_3O_8 % 台に達する部分の厚さは約5mに達し、不整合面から約7m直上に位置している。含ウラン部の下部ではウランの含有量は漸減しているが上部では急激に変化し不毛帯に移る。高品位部の肉眼的特徴は石英が黒色に焼けていることや、炭質物の小破片が目立つことである。

門田長夫²⁾によると、試錐の結果では、この含ウラン部は約200m×150mの範囲で確認され、南西

地質調査所報告 (第 232 号)

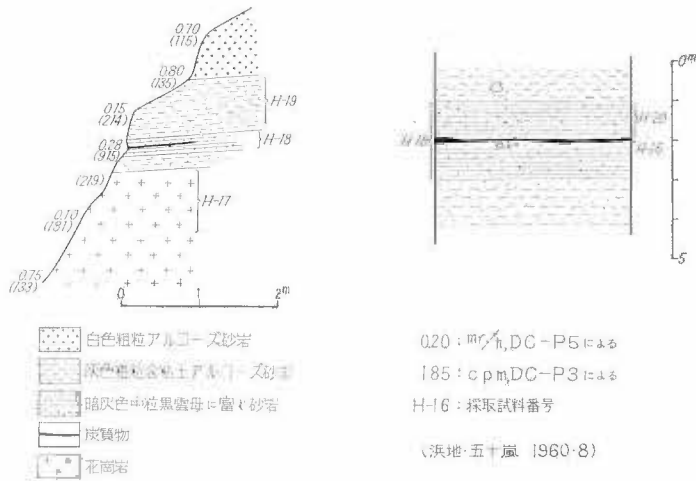
第2表 化学分析結果

試料番号	試料名	U ₃ O ₈ (%)	ThO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	C (%)	採取場所
H-1	アルコ—ズ砂岩	0.000	0.00			崩沢H露頭
2	〃	0.001	0.00	0.05	0.05	〃
3	〃	0.010	0.00			〃
4	〃	0.003	0.00			〃
5	〃	0.003	0.00			〃
6	〃	0.042	0.00	0.08	0.06	〃
7	〃	0.042	0.00			〃
8	〃	0.026	0.00			〃
9	〃	0.016	0.00			〃
10	〃	0.004	0.00			〃
11	〃	0.080	0.00	0.11	0.07	〃
12	〃	0.034	0.00			〃
13	〃	0.005	0.00			〃
14	(燐灰ウラン鉱を含む)	0.17	0.00	0.19	0.46	〃
15	〃	0.001	0.00			〃
16	亜炭を含む砂岩	0.40	0.00	0.22	2.12	上の沢, 支沢第2露頭
17	花崗岩	0.003	0.00			〃
18	アルコ—ズ砂岩	0.012	0.00			〃
19	〃	0.003	0.00			〃
20	〃	0.007	0.00	0.06	0.03	〃
21	礫岩のマトリックス	0.001	0.00			上の沢・下流南岸 H-10 トレンチ
22	〃	0.035	0.00			小越戸沢・支沢 H-5 トレンチ
23	〃	0.012	0.00			〃
24	〃	0.001	0.00			〃
25	花崗岩	0.001	0.00			〃
26	礫岩のマトリックス砂	0.040	0.00			上の沢東岸第1露頭
27	〃	0.011	0.00			〃
28	アルコ—ズ砂岩	0.011	0.00			ゴラ析沢 D-7 トレンチ
27'	変質した花崗岩	0.011	0.00			越戸部落と, 金丸長石鉱山との 道路の分岐点より, 鉱山へ至る 道路を上へ約 150m の露頭
28'	〃	0.009	0.00			
29	〃	0.004	0.00			
30	〃	0.004	0.00			
31	〃	0.004	0.00			
32	花崗岩	0.001	0.00			
33	〃	0.001	0.00			
34	アルコ—ズ砂岩	0.005	0.00			田の沢 D-23 トレンチ
I-1	〃	0.018	0.00			上の沢上流東方 TD-1 トレンチ
2	〃	0.001	0.00			〃
3	〃	0.004	0.00			上の沢, 上流東方 TD-2 トレンチ
D-19(1)	泥岩	0.0021				下の沢東岸 D-19 トレンチ
D-19(2)	アルコ—ズ砂岩	0.0018				〃
D-18	炭質泥岩	0.0005				下の沢東岸 D-18 トレンチ
D-17(1)	アルコ—ズ砂岩	0.004				〃 D-17 トレンチ
D-17(2)	〃	0.006				〃
TS-1	泥岩	0.0007				鷹の巣掛けた沢 TS-1 トレンチ
H-24(1)	〃	0.0011				上の沢西方 H-24 トレンチ
H-24(2)	アルコ—ズ砂岩	0.0001				〃
TK-1	〃	0.004				鷹の巣掛けた沢北 TK-1 トレンチ
H-17	〃	0.0004				火炊沢東方 H-17 トレンチ
H-12~13	〃	0.024				H露頭

分析: 関根節郎 (ThO₂), 貴志晴雄 (U₃O₈, H-1~I-3), 望月常一 (U₃O₈, D-19(1)~H-12~13), 藤貞正 (P₂O₅, C)。

第2露頭断面図

第2露頭H-18付近柱状断面図



第7図 山形県西置賜郡小国町第2露頭断面図

方向に 10° 内外でゆるく傾斜して分布している。基盤の花崗岩には凹凸があって、基盤からの距離は最大14 mに及び、鉱床の分布は基盤の形に支配されているというより、むしろアルコーズ砂岩の走向・傾斜に支配されている。

4.1.2 第2露頭

ゴラ崩沢と崩沢との中間の小沢の崖に露出する放射能異常部で第7図にそのスケッチを示す。ここでは風化した脆弱な斑状花崗岩の上に下から灰色粗粒含粘土アルコーズ砂岩(厚さ約10cm)、暗灰色中粒黒雲母砂岩(厚さ約10cm)、灰色粗粒含粘土アルコーズ砂岩(厚さ約35cm) および白色粗粒アルコーズ砂岩が比較的明瞭に成層して分布し、暗灰色中粒の黒雲母に富む砂岩中に炭質物(亜炭)の厚さ1cm以下の薄層が含まれている。この露頭は全体として放射能異常を示すが、とくに著しい異常は炭質物で、そのウラン含有量は化学分析の結果 $2\% \text{U}_3\text{O}_8$ に近い場合がある。また、暗灰色中粒の黒雲母に富む砂岩も $0.007\% \text{U}_3\text{O}_8$ (H-20) を含む。ほかにはこの上に分布する灰色粗粒含粘土アルコーズ砂岩が $0.03\% \text{U}_3\text{O}_8$ を含んでいる。この露頭では亜炭が多量のウランを含んでいるにもかかわらず、ウラン鉱物は発見されていない。

4.1.3 TD-1トレンチ

崩沢北方の小沢のトレンチで第8図の平面図と断面図にその産状を示す。ここでは風化した斑状花崗岩上に主として粗粒アルコーズ砂岩が分布し、放射能の高い部分は断面図に示してあるように花崗岩の直上約3.5 m、厚さ約20cmの部分で、他の部分の約4倍の放射能を示す。この部分の分析結果は $0.018\% \text{U}_3\text{O}_8$ を示し(試料番号I-1)、これに対して $0.060 \mu\text{C}/\text{h}$ を呈したその直下約20cmの部分の分析結果は $0.001\% \text{U}_3\text{O}_8$ (I-2) を示しており、含ウラン部の分布はきわめて局部的である。

一般にトレンチにより確認された砂岩中の放射能異常部は前述のTD-1トレンチに類似しており、その分布はきわめて小部分に限られている。

4.2 礫岩中のウラン

礫岩中の放射能異常としては TH-10, TH-5 トレンチおよび第1露頭がある。

4.2.1 TH-5 トレンチ

小越戸沢とその入口の支沢との分岐点近くに掘られたトレンチですべて礫岩が露出している。その最下部の崖に第9図で見られるように放射能異常が認められる。ここでは基盤の斑状花崗岩の上に礫岩が直接分布して、アルコーズ砂岩はない。礫の種類は古生層の粘板岩および砂岩が圧倒的に多いが、斑状花崗岩の礫も



第10図 小国町花崗岩中の異常点

では長石が赤色化し、石英が灰色を示す点の特長である。

化学分析の結果は 0.011% U_3O_8 (H-27'), 0.009% U_3O_8 (H-28'), 0.004% U_3O_8 (H-29), 0.004% U_3O_8 (H-31) を示し、付近花崗岩の分析値は 2 つとも 0.0001-% U_3O_8 である。門田長夫²⁾によると当地区外の花崗岩にもウランの濃集部を認め、0.04% U に達する部分を報告し、この現象を水による溶脱、移動、再配分によるものと説明しているが、この G 点では、その産状から、下部からの上昇液の作用によって濃集したものと考える。

5. ウランの賦存状態

現在までウラン鉱物として肉眼的に認められているのは H 露頭の高品位部中の燐灰ウラン鉱のみで、他にコフィン石が同じ場所から原子燃料公社の村野徹により X 線粉末回折法によって認められている。

この他、黒雲母・緑泥石・褐鉄鉱・亜炭にウランが異常に含まれているので、これらについて述べる。

5.1 燐灰ウラン鉱

H 露頭の H-14 点付近のウラン含有量の多い試料に認められる。帯黄緑色の径 2 mm 以下の小鱗片状を呈し、ミネラライトにより容易に識別できる。

5.2 コフィン石

門田長夫²⁾によると、石英・長石・黒雲母などの間隙を埋める緑泥石・粘土鉱物・黄鉄鉱および炭質物などを含む黒色不透明物質から、X 線粉末回折法により主要回折像 4.62 Å(s), 3.47 Å(s), 2.76 Å(f), 2.62 Å(m), 2.01 Å(f) を得ており、2~3 μ 以下のきわめて微粒をなして産する。

5.3 黒雲母・緑泥石・褐鉄鉱

人形峠においては礫中の黒雲母およびその分解物にウランを含むことが認められ、また褐鉄鉱中に普遍的にウランが含まれていることはすでに原子燃料公社の武藤正・村野徹⁷⁾により報告されているが、当地区のアルコーズ砂岩中のウランについても同様なことが認められる。

アルコーズ砂岩は図版 I-1 のように石英・長石・黒雲母の碎屑粒とこれらの粒間を埋める細粒部からなるが、この細粒部は黒雲母・緑泥石・絹雲母・褐鉄鉱、ときに黄鉄鉱・炭質物などからなり、とくに褐鉄鉱化が著しい場合には、黒雲母の周辺や劈開にそい、あるいは碎屑鉱物の細かい粒間を満たして褐鉄鉱が分布する。

図版 I-2はウランを含んでいる第2露頭の亜炭の直下の砂岩の研磨片に対する原子核乾板によるオートラジオグラフの顕微鏡写真で、石英・長石の粒間を埋める部分にウランが含まれていることを明瞭に示している。この写真で比較的広い範囲から α 線を放射している部分は黒雲母などを含む部分で、その中で特に多くの α 飛跡を記録している部分は、褐鉄鉱や、褐鉄鉱中の帯赤色黒色物質でほとんどレターディションを示さぬ物質である。また、粒間を埋めて狭い幅で α 飛跡を放出している部分は微細な黒雲母・緑泥石・褐鉄鉱・絹雲母からなっており、いずれの鉱物もウランを含んでいるように見える。この図版のとくに多量の α 飛跡を放出している部分も、その露出時間が約414日という長期間にわたることを考慮に入れると、コフィン石や閃ウラン鉱のようなウランを主成分とする鉱物とは考えられないし、もしも存在するとしても顕微鏡では認められないほどの超微粒のものである。

図版 I-3および4は、H露頭産H-11 (0.080% U_3O_8) の研磨薄片に対するストリップ法（富士オートラジオグラフ乾板、ストリップ用 EM, Type ET-2E 15 μ ）によるオートラジオグラフの顕微鏡写真で、図版 I-3は α 線は黒雲母の各部分から均一に放出されており、ウランが黒雲母中に含まれていることを直接に証明している。また図版 II-1は同一試料の他の部分で、黒雲母中の不透明物質から黒雲母の20~30倍の α 線が放出されたことを示している。この黒雲母の小範囲内の T_α 値(α 飛跡数/cm²/sec)は0.03(標準誤差10%±)で、eU%に換算すると0.042% eUとなる。

また、H露頭H-13 (0.005% U_3O_8) のストリップ法によるオートラジオグラフでは、黒雲母の破片の末端部の劈開に沿って交代した褐鉄鉱はその黒雲母の数倍ないし10数倍の α 線を放出しているのが認められる。

H-16-1の研磨薄片に対してコンタクト法によるオートラジオグラフを用いて T_α を算出した結果は次のとおりである。

測定対象	測定面積	測定 α 飛跡数	露出時間	T_α
褐色黒雲母	0.2085mm ²	1588個	414日	0.023

このように、黒雲母は一般に0.0n% eU、褐鉄鉱は0.n% eU 台、不透明物質は0.n eU 台を含み、緑泥石は黒雲母と同程度含んでいる。

5.4 炭質物

炭質物が放射能が強い例は第2露頭で認められ、これらは脆弱で細かく割れやすく、断口は介殻状を呈する場合がある。これらを手選でできるだけ純粹にした試料につき工業分析を行なった結果は第3表のとおりで、灰中には20% U_3O_8 、原炭に換算しても約1.7% U_3O_8 を含有している。CEACの規定による発熱量の補正を行なうと6,460カロリーとなり、褐色 F_2 に属し、いわゆる亜炭である。

これらの亜炭は一片ごとに放射能強度が異なり、図版 II-2のように2個の亜炭片の研磨片に対する原子核乾板によるオートラジオグラフはそれぞれ感光濃度が異なるばかりでなく、1つの試料の中でも感光濃度は異なるばかり、濃淡の縞は層理に平行(左の試料ではほぼ横の方向、右の試料では左上-右下方向)なものと、ほれに直交するものが右の試料の中央で認められる。図版で示したオートラジオグラフは肉眼で濃淡を識別できるほど長時間にわたり露出(露出時間約397日)したため、強い濃度の部分の α 飛跡は識別不能であるが、短時間の露出で得たオートラジオグラフの観察によると、ラジオコロイドによると思われる α 飛跡の集合は認められず、オートラジオグラフの濃淡はウラン含有量の多少を示すものと考えられる。したがってウランは亜炭中に決して均一に含まれているのではなく、不均一に分布しているが、ウラン鉱物は認められない。

第3表 第2露頭亜炭の分析結果

試料番号	試料品名	水分 (%)	灰分 (%)	揮発分 (%)	固定炭素 (%)	発熱量 (カロリー)	Ge (%)	U_3O_8 (%)
H-16	亜炭	14.64	8.76	31.10	45.50	4900	0.002	20

注：Ge および U_3O_8 は灰中の含有量を示す。

CEAC の分類によると、発熱量を補正して $\left(\frac{\text{発熱量(分析)}}{100 - 1.08 \times \text{灰分} - \text{水分}} \right) - 6460$ カロリーとなり、褐炭 F_2 に属する。

分析：阿部智彦 (U_3O_8)、金子博祐 (Ge)、村田富子 (水分~発熱量)

このような現象はすでに東北大学岡好良⁸⁾により認められており、宮城県伊具郡大内炭鉱の例より亜炭中に吸着されているものであろう。

亜炭の反射顕微鏡観察の結果は青柳信義によれば、ウランの多い層理に平行な部分は、層理に沿って雁行状に配列するセミフジットの部分に対応し、他のウランの小さい部分はビトリットからなっている。また層理に直交するウランの多い部分は層理を切る割れ目に対応し、ここでは 1μ 以下の微粒状黄鉄鉱が認められる。

6. むすび

当地区の含ウラン鉱床は中新世中部の今市互層の基底に分布するアルコーズ砂岩中に主として胚胎しており、当地域の地質や鉱床周辺の状況から熱水溶液の作用があったとは考えられないし、また、漂砂源のウランの濃集も考えられないので、地下水の作用により花崗岩中の可溶性ウランが溶脱、運搬され、再沈殿して濃集した“地下水型”に属するものと考えられる。また、門田長夫⁹⁾により認められているように、ウランの分布が基盤の構造よりも母層の構造に支配されていることなどから“地下水面型”と考えるのが妥当であろう。

今市互層が淡水性堆積物であり、越戸砂岩はその最下位に分布する淘汰の悪い原地性堆積物である点は地下水型ウラン鉱床の生成に、一つの好都合な条件を示すものであるが、大規模なウランの濃集を起すには、堆積後の乾燥した内陸盆地のような環境や、ウランを定着させるような還元環境も重要な条件であり、この点については当地区が好条件であるかどうかは疑わしい。ウランを定着させるために当地区では亜炭のような炭質物の存在が重要であり、また、黒雲母のようなフィロシリケートも一つの役割を行なったものと考えられる。

当地区のウラン鉱床の正確な評価は引きつづいて実施されている原子燃料公社の探鉱の結果を待たねばならない。

文 献

- 1) 佐藤源郎・東郷文雄・門田長夫 (1960): 小国・金丸地域の堆積型ウラン鉱床について, 鉱山地質, vol. 10, p. 408~410
- 2) 門田長夫 (1962): 新潟・山形県境小国・金丸地域の地質とウラン鉱床, 鉱山地質, vol. 12, p. 199~210
- 3) 島津光夫・徳永重元・小関幸治 (1963): 山形・新潟県境小国・金丸地区ウラン鉱床——とくに周辺の地質について——, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2
- 4) KATAYAMA, N. & SATO, Y. (1957): The sedimentary environment of the uraniferous bed of the Ningyo pass, Sci. Papers of the College of General Education, University of Tokyo, vol. 7, p. 131~144.
- 5) INMAN, D. L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments, Jour. Sed. Petrol., vol. 22, p. 125~145.
- 6) 徳永重元 (1960): 山形県小国化石層についての新知見, 地質調査所月報, vol. 11, p. 524
- 7) 武藤 正・村野 徹 (1961): 人形峠のウラン鉱石, ウラン, p. 365~371, 朝倉書店
- 8) 岡 好良・菅野卓治・堀津多三郎 (1961): 大内亜炭中のゲルマーウムとウラン, ウラン, p. 422~427, 朝倉書店

新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床 (浜地忠男・五十嵐俊雄)

**Uraniferous Deposits of the Oguni-Kanamaru District,
Niigata and Yamagata Prefectures**

by

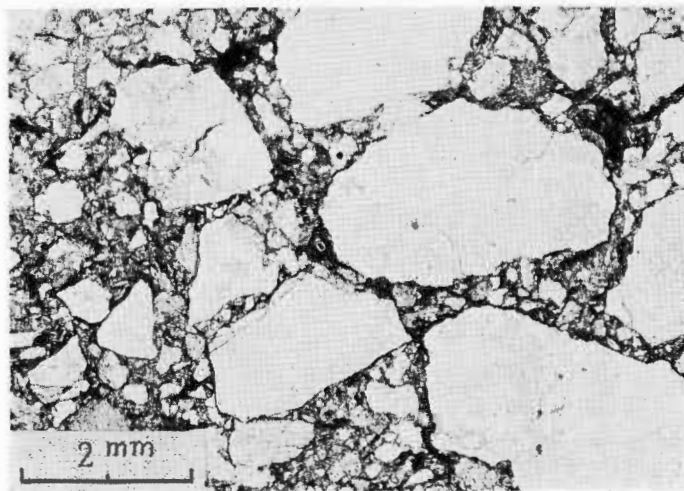
Tadao HAMACHI and Toshio IGARASHI

In the Koedo area of the Oguni-Kanamaru district, the Middle Miocene sediments, the Imaichi formation which is divided into the Koedo sandstone, the Akashiba conglomerate, and the Okiniwa sandstone members, are distributed on the granitic rocks. The Koedo sandstone member mostly consisting of badly sorted coarse arkose sandstone develops in the northern part of the area and the Akashiba conglomerate member develops and directly covers the granitic rocks in the southern part of the area.

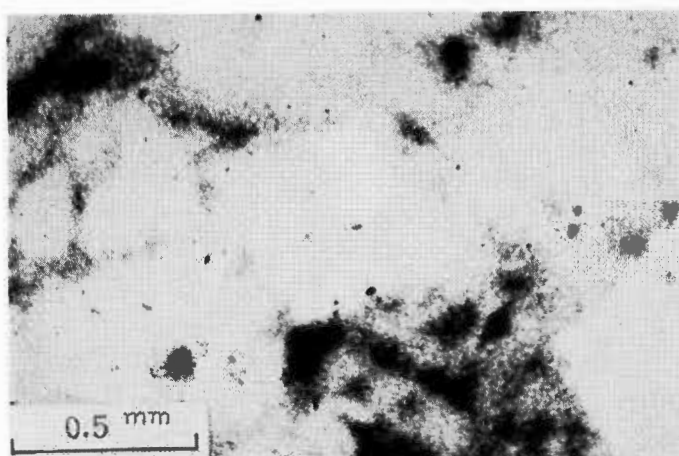
About twenty uraniferous parts have been found in the arkose sandstone and conglomerate within ten and several meters from the top of the granitic rocks. The largest outcrop is called the **H outcrop** and in its nearby area, the uraniferous part occurs along the bedding plane of the arkose sandstone and has three meters thickness and 100 m × 150 m area, though the other uraniferous parts are of very small scale and low grade.

Coffinite and autunite are identified in the **H outcrop**, and biotite, chlorite, and limonite which occur as cements between the detrital grains of the sandstone are uraniferous. The thin seams of lignite bed in the second outcrop are also uraniferous and a part of them contains 1.70 per cent U_3O_8 .

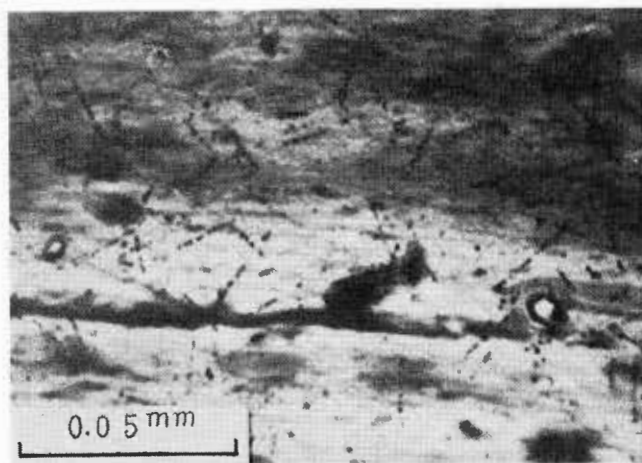
As to the origin of uranium, it is most possible that uranium was leached from the granitic rocks and was transported and finally fixed in the present position by the action of ground water.



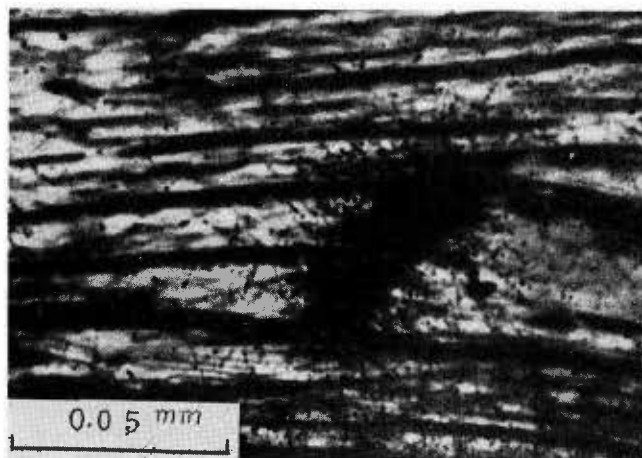
1. アルコーズ砂岩の組織を示す透過顕微鏡写真 試料小国 H-11



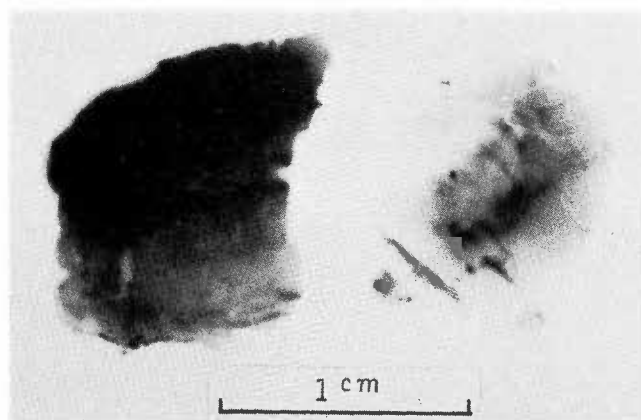
2. アルコーズ砂岩のコンタクト法によるオートラジオグラフの顕微鏡写真 試料小国 H-16-1 (オートラジオグラフの露出時間約414日)



3. 黒雲母からの α 飛跡を示すストリップ法によるオートラジオグラフの顕微鏡写真 試料小国 H-11 (オートラジオグラフの露出時間約216日)



1. 黒雲母中の黒色物質からの α 飛跡を示すストリップ法によるオートラジオグラフの顕微鏡写真 試料小国 H-11 (オートラジオグラフの露出時間約216日)



2. 亜炭のコンタクト法によるオートラジオグラフの拡大写真 試料小国H-16 (オートラジオグラフの露出時間約397日)

IV.6.3 新潟県岩船郡関川村中東地区の含ウラン燐鉱

浜地 忠男*・小尾 五明**

要 旨

新潟県岩船郡関川村中東の含ウラン鉱床は中新世西黒沢階の釜杭層の最上位、下関層の直下に胚胎する燐鉱である。ここでは小川花崗岩の上に砂岩が分布し、その最上位に厚さ1.5mに達するベントナイト層が発達し、その直下に一般に厚さ30cm以下の含燐砂岩が層状に分布している。基盤からの距離は最大20mで、一般には数m以内である。燐鉱は1km×1.5kmの範囲内に数ブロックに分かれて分布し、その平均品位は0.02~0.03% U_3O_8 といわれる。燐灰石は carbonate fluorapatite で、この中にウランは少なくとも0.14% U_3O_8 までは含まれている。

1. ま え が き

1960年8月、原子燃料公社小国出張所により、新潟県岩船郡下関村中東においてはじめて亜炭から放射能異常が発見され、1961年6月から探鉱が開始され、1961年~64年まで、試錐、溝掘り、井戸掘作業が行われ、中東部落東方の北斜面から、藤沢川を越えて北部まで1km×1.5kmにわたり、新第三系中に含ウラン燐鉱が賦存することが明らかになるとともに井戸掘の一部から燐灰ウラン鉱が産出することも確認された。そして、0.02~0.03% U_3O_8 の品位で14~15万tの鉱量が計算された¹⁾。

筆者らは1962年と63年に当地区を1万分の1地形図により地質調査を行ない、溝掘り、井戸掘の一部を観察することができた。また、1962年には地質調査所試錐課伊藤吉助・後藤進・加藤完および小鯛桂一の各技官により深度80m余の試錐が実施された。

筆者らは調査地区内の地質の概略と鉱床について報告する。なお、試錐結果について資料を提供いただいた原子燃料公社に感謝する次第である。

2. 調 査 範 囲

第1図に示されるように、米坂線越後下関駅北東方約2kmにある湯沢温泉から北方方向中東までの約6



第1図 中東地区位置図
Location map of the Nakamaruke area

* 金属鉱物探鉱促進事業団 (元鉱床部)

** 鉱床部

km, 中東から北東方向田麦までの約4kmの線を中心に、幅2kmの範囲で、海拔100~500mの地区である。

調査地区内は新潟県岩船郡関川村に属し、中東に至るには、越後下関駅~村上市間のバスの宮前停留所から徒歩による。自動車を通じ得る道路はほぼ東西方向で、宮前から田麦に至る県道、中東から女川に沿う女川林道、瀧原からコーモリ沢に沿い東北東に入るコーモリ沢林道のみである。

3. 地質（第2図~第4図参照）

調査範囲では、基盤をなす古生層、花崗岩類およびこれらを不整合に覆う新第三系からなる。

3.1 基盤岩類

古生層は田麦付近、小和田付近、湯沢北方に小範囲に、また調査地域北部に分布し、主として、粘板岩・砂質粘板岩からなり、一部にチャートを挟む。著しいホルンフェルス化作用を受け、小和田付近女川に沿い、第2次大戦中に、熱変成作用を受けたチャートが珪石として採掘された跡がある。

花崗岩類は大部分が粗粒黒雲母花崗岩であるが、均一ではなく、一部細粒半花崗岩、あるいは、女川林道および千刈の一部には基性岩の混成岩と考えられる閃緑岩質のものが分布する。そして、これらは白堊紀に比較的浅所で侵入したもので小川型花崗岩と呼ばれている⁴⁾。

3.2 新第三系

新第三系は西田彰一・津田禾粒³⁾の命名により、下位から釜杭層・下関層および内須川層に分けられる。各層の関係は整合的である。そして、油田地帯の津川層・七谷層および寺泊層は、それぞれ、釜杭層・下関層および内須川層に相当する。

3.2.1 釜杭層

村上市南東方長津川沿いの露頭が模式地で、調査範囲内では流紋岩、礫岩および砂岩からなる。

流紋岩は調査地区の北部に山嶺を作って分布し、ちょうど古生層と花崗岩との境界付近を覆う熔岩で、厚さは200mに達する。淡褐色やや多孔質である。この上には小範囲に砂岩が分布するとともに、西部では厚さ約70mに達する礫岩層に覆われ、礫岩層の一部には亜炭が含まれている。湯沢北方にもきわめて小範囲に露出し、厚さはわずか4~5mで、上部は凝灰質砂岩に覆われている。流紋岩のうち、とくに北部に分布するものは釜杭層に属さず、小国地区の最下位を構成する北小国層に対比される可能性が高い。

礫岩および砂岩は釜杭層の主要な岩相で、礫岩は中東部落北方の断層から北では砂岩の下位に分布して基底礫岩をなすが、断層から南では礫岩は、小和田付近に見られる程度で砂岩が直接基盤岩を覆うか、あるいは基底礫岩の発達が悪く1m以下のことが多い。礫岩の礫は基盤岩の種類を反映し、中東北方の礫岩は礫として多量の粘板岩、少量のチャートを含み、pebble~boulderの角礫~亜角礫を80~90%含み、基底は砂質泥岩により固く充填されている。そして中東から湯沢にかけて、花崗岩を基盤とする場合にはpebble~boulder級の円~亜円礫を多く含み、基底はアルコーズ砂岩により、ゆるく充填されている。礫岩の厚さは中東北方では100m以上に及ぶが、断層の南側では試錐で確認された限りでは15mが最大で、普通3m以下である。

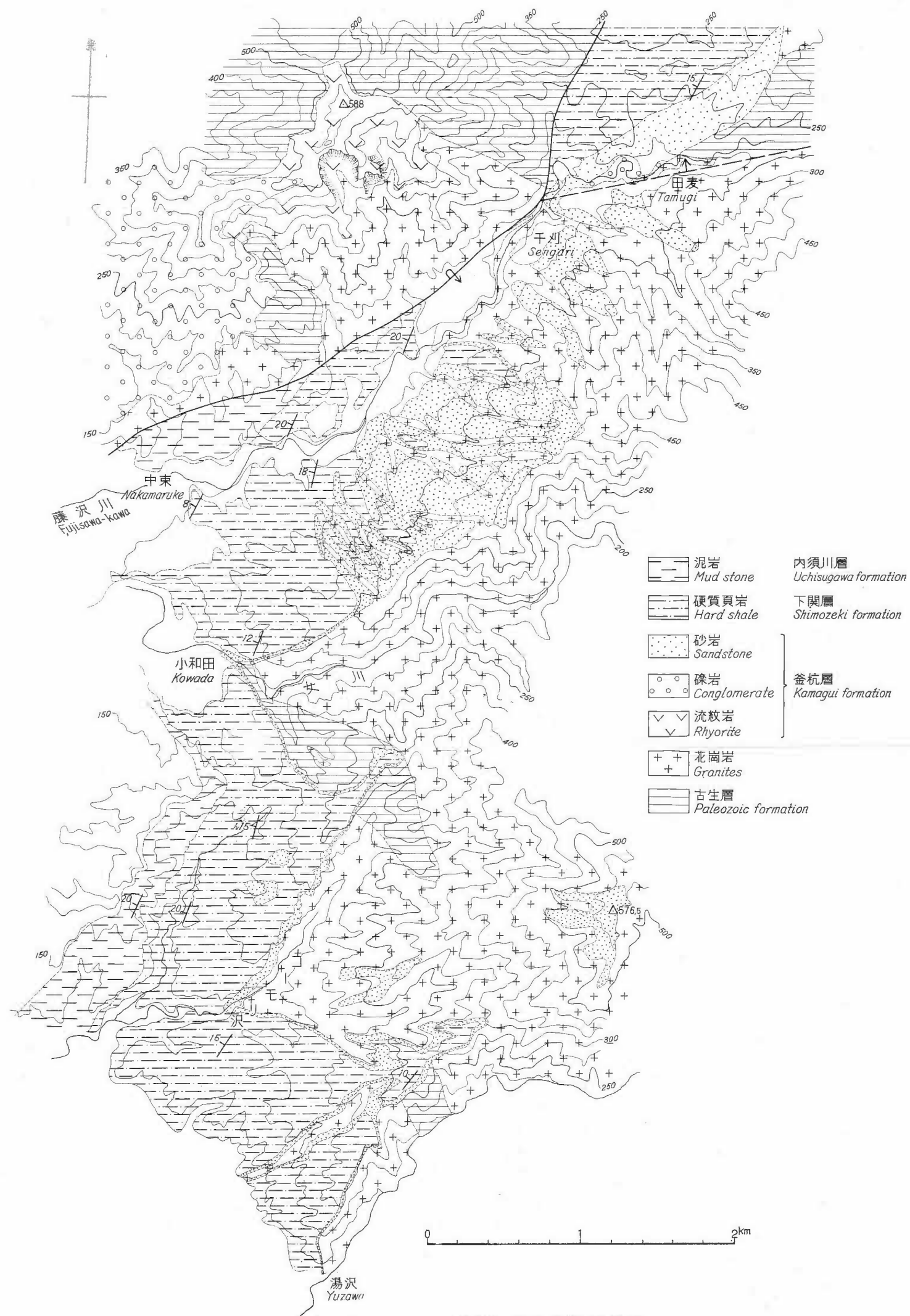
砂岩は普通塊状中~粗粒アルコーズ砂岩で、直接基盤を覆う場合がしばしば見られる。その厚さは最大20mに及ぶが、一般に10m以下である。

調査範囲内では化石は見つらなかつたが、湯沢温泉東方約1kmの沢部落では、2枚の亜炭層の間の細粒砂岩中に植物化石を産し、石炭課尾上技官によると *Metasequoia occidentalis* (NEWB), *Acer* cfr. *arctium* HEER, および *Alangium aqualifolium* (GOEPP.) である。

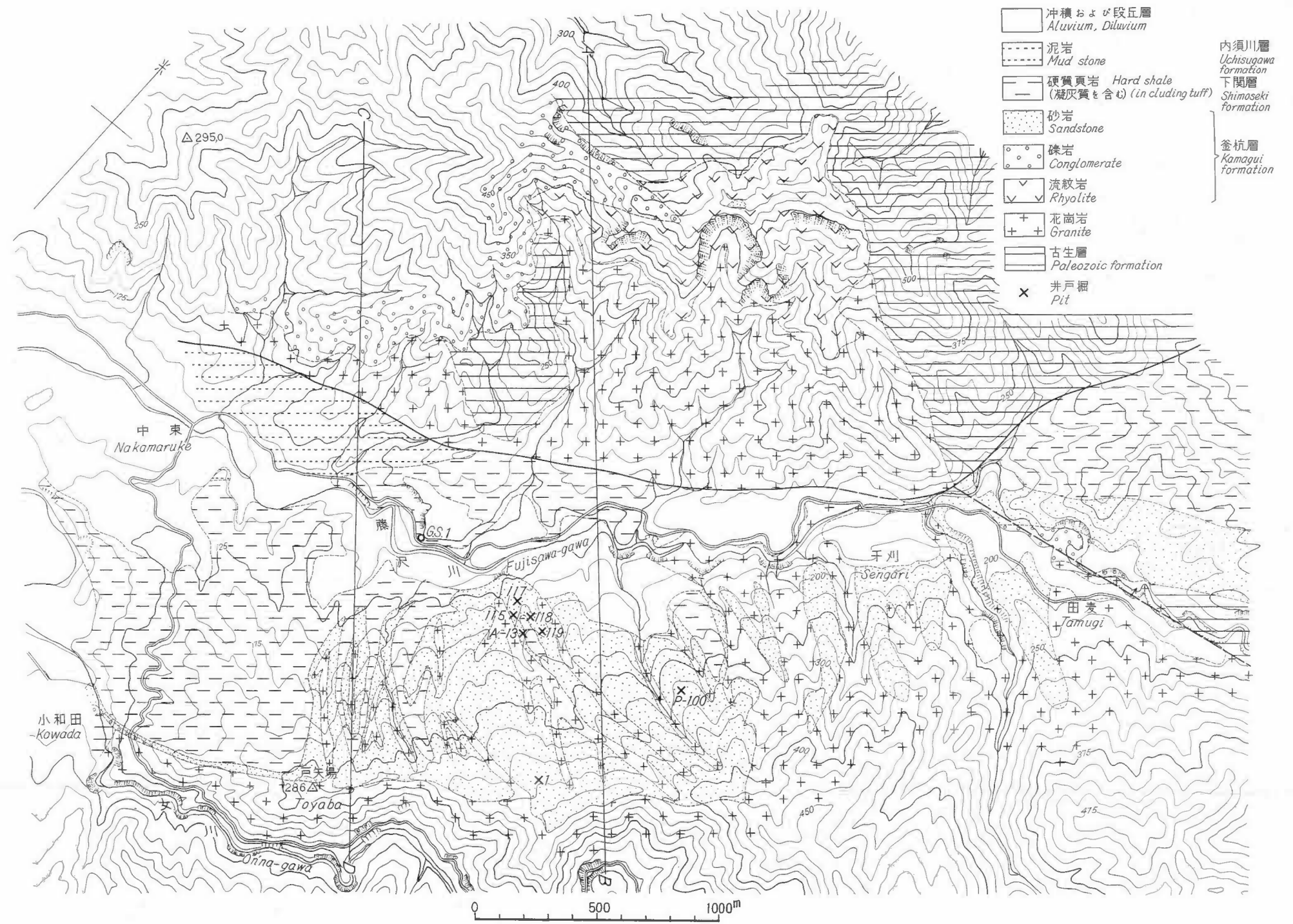
3.2.2 下関層

関川村下関付近の荒川沿いの露頭が模式地であり、ここでは緻密堅硬で層理が明瞭な珪質頁岩で、黄鉄鉱および珪質ノジュールを多量含んでいる

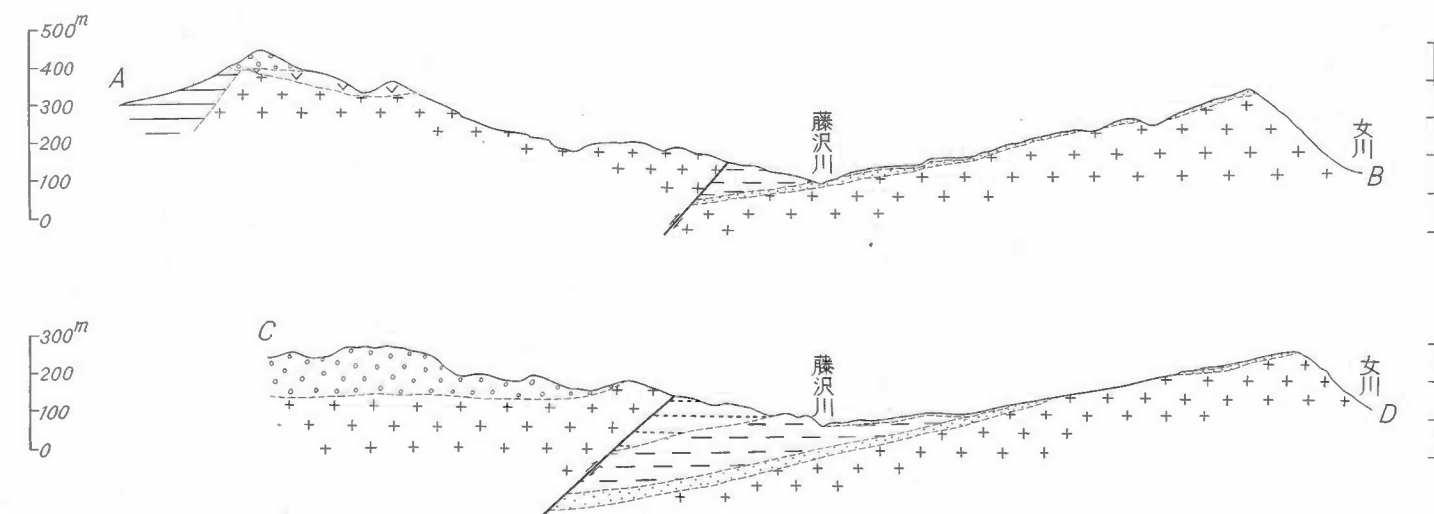
中東付近では暗色珪質な部分と白い凝灰質な部分とが互層する場合が見られ、また、径1mに及ぶ石灰岩ノジュールを含むが、上位の内須川層に近づくにつれて泥質で層理が不明瞭となる。田麦北方や中東~湯沢間では珪質な部分はほとんど存在せず、白色凝灰質な部分が多いことと、石灰岩のノジュールの存在により下関層として識別できる。厚さは50~60m以下である。



第2図 中東地区地質図
Geologic map of the Nakamaruke area

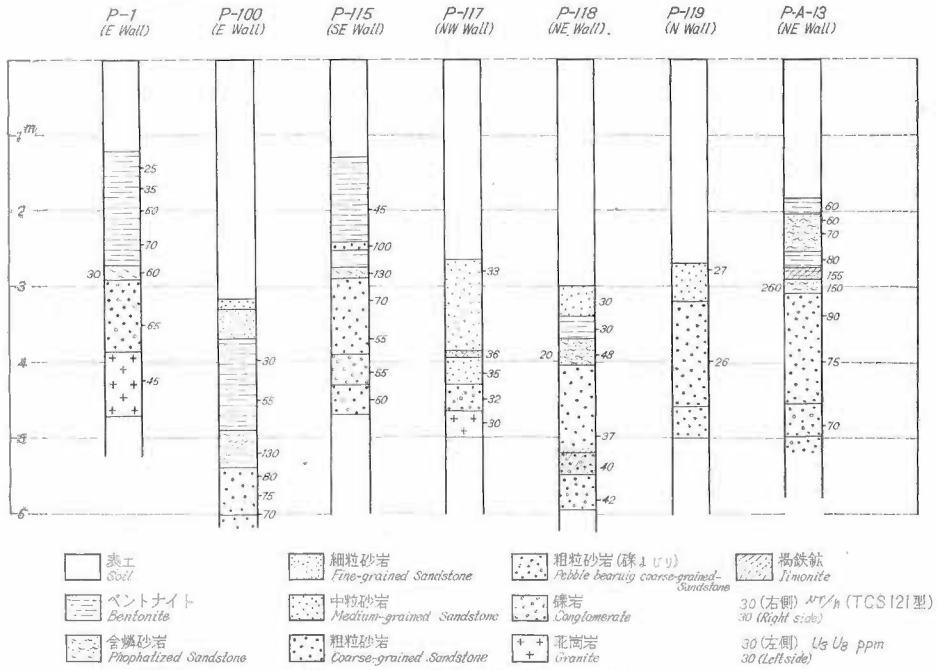


第3図 中東付近地質図

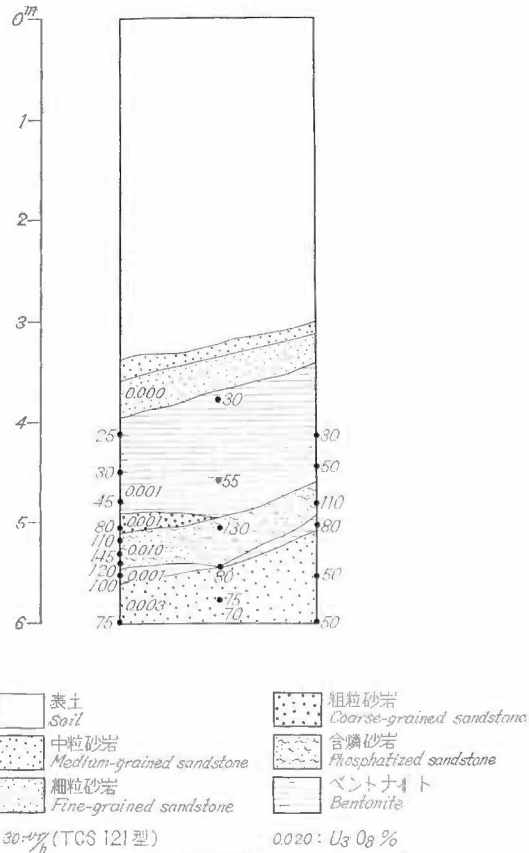


第4図 中東~田麦地区断面図
Cross sections of the Nakamaruke-Tamugi area

新潟県岩船郡関川村中東地区の含ウラン燐鉱 (浜地忠男・小尾五明)

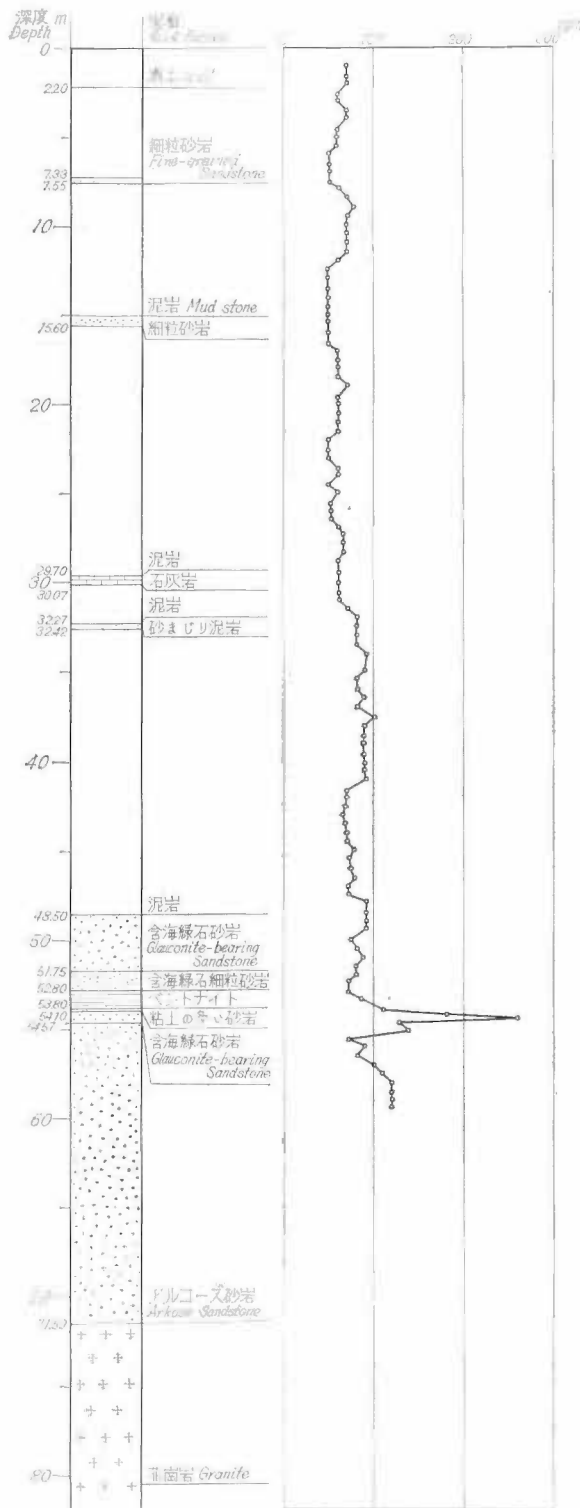


第5図 新潟県岩船郡関川村中東地区井戸掘柱状図
Columnar sections of the pits at the Nakamaruke area



第6図 新潟県岩船郡関川村中東地区井戸掘P-100東壁スケッチ
Sketch showing the east wall of P-100 pit, Nakamaruke area

地質調査所報告 (第 232 号)



第 7 図 新潟県岩船郡関川村中東地区 G. S. 1号試錐柱状図および核層図
Columnar section and radioactive logging chart of the G.S. 1 drill hole

下位の釜杭層との境界は海緑石を含む砂岩の存在で識別できる。

3.2.3 内須川層

関川村内須川が模式地で、塊状の柔らかい暗灰～黒色泥岩である。当地区では厚さ約50m位である。下位の関層との境界は漸移的であるため、地層区分は多少人為的であることはまぬがれない。

釜杭層は一般には海進初期の浅海の堆積物、下関層は釜杭層に較べて深海の堆積物と考えられる。

これらの地層は湯沢付近ではN 20° ± W の走向を持ち、北に行くにつれ N-S から NE に転じ、中東・田麦間ではN20° ± E となる。傾斜はゆるく、西方に20°以下である。中東東方の北斜面では、斜面の走向傾斜と地層の走向傾斜がほぼ一致して、斜面を薄く新第三系が被覆するので、花崗岩と新第三系の不整合面は複雑な分布を示す。同様な分布は湯沢北方にも見られる。

中東～千刈の藤沢川とほぼ平行に東北東方向に走り、南落ちの大きい断層^{注1)}が発達する。この断層は西方は宮前から北東方向に大栗田部落北方を通るもので、すでに説明したようにこれを境にして北部では釜杭層の礫岩が異常に発達する。田麦付近を通り N 70°~80°E, N 80°~90° の断層の存在が推定される。

4. 含ウラン燐鉱

4.1 産状

最初に放射能異常が確認されたのは戸矢場（海拔 286m）の東方約 300mの尾根を通る山道で、ベントナイトの直下であった。露頭ではほかに2カ所ほど発見されたが、その後試錐、井戸掘の作業が進むにつれて、中東～千刈のほぼ中間の北斜面から県道を越えてほぼ1 km 1.5 km の範囲内にウランを含む燐灰層が確認された。燐鉱の厚さは最大 50cm、一般に 30 cm 以下で、例外なくベントナイト層の直下に産出する。しかし、中東から湯沢にかけては、たとえベントナイト層が分布していても、燐鉱は存在しない。

第5図および第6図は井戸掘の柱状図を示し、第7図は G. S. 1 号試錐の柱状図と放射能検層図を示す。

ベントナイト（一部にカオリンとモンモリロン石との規則混合型粘土）は最大1.50m以上の厚さを持ち、その直下に、含燐灰石砂岩が分布し、その下位に粗粒アルコーズ砂岩が一般に10m以下、G. S. 1 号試錐では 117mで基盤の花崗岩に達する。

地表から浅い井戸掘では判然としないが、第7図で判るように、ベントナイト層の上部に含海緑石砂岩が発達し、燐鉱そのものにも海緑石を含むとともに多量の黄鉄鉱を含んでいる場合もある。

4.2 外観

灰白～白色を呈し、花崗岩の砂・石英・長石の砂粒を埋める一見凝灰質の基地がある。そして径4～5mm以下の指頭でつぶれるほど柔軟な古生層の小礫の円礫がその中に散点する。外観だけでは凝灰質砂岩と誤認されやすい。

4.3 鉱物組成

花崗岩の長石・石英・雲母の破片を埋めて基地の部分は主として微細な燐灰石の集合体で、海緑石も円い外形を示して散点する。黒雲母は不規則な板状を呈し、褐色で、ときに周辺部あるいは劈開に沿って緑泥石化ないし褐鉄鉱化している。基地の部分には燐灰石のほか粘土鉱物—モンモリロン石とカオリン—が含まれている。

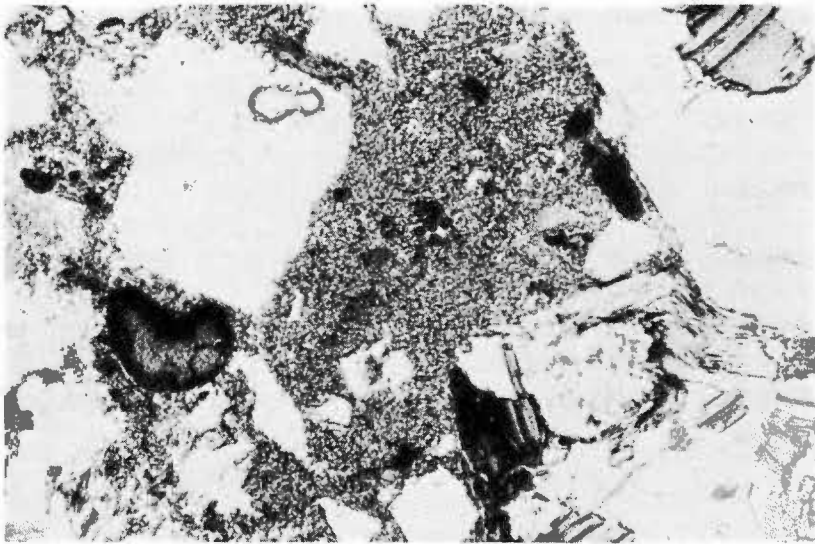
燐灰石の種類については、X線粉末回折像は fluorapatite ないし carbonate fluorapatite と一致する。調査所の分析では弗素は水ひ物について 2.24%含んでいることが判ったが CO₂ についての結果がないので、燐灰石の種類を断定することはできないが、原子燃料公社の分析によると、例えば F 2.96% CO₂ 0.62、と常に F>CO₂ で、しかも方解石は認められないので carbonate fluor apatite である。

4.4 ウラン含有量

採取試料のウランと燐の含有量が第1表に示される。

個数が少ないので、U₃O₈ と P₂O₅ との間に直線の相関を示すかどうかは決定し難いが、少なくとも U₃O₈ と P₂O₅ との間に正の相関関係がある。そして、P-100-7の粗鉱と水ひ物との U₃O₈ および P₂O₅ とを較べ

注1) 原子燃料公社の試錐の結果低角度の逆断層である とが確認された。



第8図 中東 P-11-1 顕微鏡写真 透過光平行ニコル
 砂粒を埋める基地の部分が主として燐灰石からなる
 Photomicrograph showing the matrix mainly consisting of
 apatite and detrital grains

第1表 中東産燐鉍のウラン燐含有量
 Uranium and phosphor contents in the phosphorite from Nakamaruke

試料番号	U ₃ O ₈ %	P ₂ O ₅ %	採取場所	備考
HN A-13-3	0.026	4.72	井戸掘 A-13	鉍 粗
HN P-118-5	0.002	0.32	" P-118	"
HN P-1-3	0.003	0.38	" P-1	"
HN P-11-1	0.056	9.45	" P-11	"
HN P-100-3	0.010	2.85	" P-100	"
HN P-100-7	0.029	7.64	" P-100	"
HN B-5	0.010	n. d.	G. S. 1号試錐	54.5m付近 コア
HN P-100-7	0.14	34.94	井戸掘 P-100	水上物
HN 12	0.015		戸矢場東方 300m	粗 鉍

分析者：技術部 関根節郎・望月常一

た場合、水ひ物の方がほぼ 4.8倍増加しており、この現象は原子核乾板（接触法）による飛跡の分布が燐灰石の部分からのみ記録され、しかも何ら濃集したα飛跡が記録されない点を考え合わせると、ウランはすでに報告した新潟県北蒲原郡中条町²⁾の場合と同様、燐灰石の Ca を置換して存在しており、他の鉍物中にはほとんど含まれていないものと考えられる。

5. むすび

中東地区の燐鉍は新第三系釜杭層の最上部に産出し、海緑石を含んでいる。そしてウランは燐鉍中の燐灰石に含まれている。しかも調査した限りでは、この層準全体に燐鉍がつねに存在しているのではなく、約 1 km×1 km の範囲に限られており、しかも、この部分にはモンモリロン石（酸性白土）が層状をなして分

布している。しかも燐鉱としては現在まで発見されている新潟県下のものに較べるとその規模は飛び抜けて大きい。

中東付近か 千刈にかけては第三系の最下位を占める釜杭層の厚さは一般に10m以下で、砂岩が多く、しかもその分布から海浸初期の入江の存在が考えられる。そして、なんら化石の産出はないが、その入江の一部には生物源の燐酸が供給される環境にあって燐灰石が沈殿して、砂岩の基地を形成するとともに、海水中のウランが堆積当時および続成作用を通じて、あるいは陸化後も地下水中のウランが燐灰石中に定着されたものであろう。

文 献

- 1 土井和己 (1963) : 新潟県岩船郡関川村中東地区ウラン鉱床の産状, 日本原子力学会要旨集, p.326
- 2) 浜地忠男 (1962) : 新潟県北蒲原郡中条町の含ウランノジュールについて, 地調月報, vol. 13, p. 583~588
- 3) 西田彰一・津田禾粒 (1961) : 新潟県坂町付近の新第三系, 横山次郎教授記念論文集, p. 107~113
島津光夫 (1964) : 東北日本の白亜紀花崗岩(I), 地球化学, no. 71, p. 18~27

Uraniferous Phosphorite at Nakamaruke Area, Sekigawa-mura, Iwafune-gun, Niigata Prefecture

By

Tadao HAMACHI and Ituaki OBI

The uraniferous phosphorite occurs in the Kamagui formation consisting of sandstone and conglomerate overlying the Cretaceous Kogawa granite. The Kamagui formation is overlain by Shimoseki formation (hard shale member) conformably and the occurrence of phosphorite is restricted in the uppermost part of the Kamagui formation. The both formations belong to Miocene in age.

The phosphorite bed has generally thickness less than thirty centimeters and is estimated to have one hundred and several tens thousands tons reserve with 0.02-0.03 per cent U_3O_8 .

The phosphorite consists of coarse-grained detrital grains of quartz, feldspar, biotite, and hornfels with aggregates of small grains of apatites, clay minerals, chlorite, and glauconite.

The apatite is identified as carbonate fluorapatite and contains up to 0.14 per cent U_3O_8 .

Ⅳ.7 新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度 および含ウラン層

坊城俊厚*・鈴木泰輔*・青柳信義**
松井 寛*・神山貞二***・稲積 愷****

要 旨

新潟県東蒲原郡三川村^{みかわ}、新発田市赤谷^{あかたに}などを中心とした地域の新第三系を対象とした放射能強度調査、含ウラン層の探鉱が、昭和35年度以降、地質調査所ならびに原子燃料公社によって実施された。

それらの結果、地域内の新第三系の分布、構造、放射能強度分布、ウラン濃集地点の層位関係、含ウラン層の発達状況などについてかなりの知見がえられた。

三川・赤谷地区

新第三系は下位から三川層群、津川層^{あわせ}、粟瀬層^{あわせ}に区分されるが、これらは地区中部（古館～古岐）^{ふるだて ふらまた}付近を中心とした盆地構造をかたちづくる。

ウランの濃集は三川村吉可沢^{よしが}、旧赤谷炭鉱および五頭山地区の3カ所にあり、いずれも新第三系基底部^{注1}の津川層中に主として炭質物に伴ってみられる。

ウラン含有量は炭質物中で局部的に0.3～0.4% U_3O_8 を示すが、一般に0.0n% U_3O_8 程度である^{注2}。

津川町付近

主として、従来資料が乏しかった津川町西部の新第三系下部の分布・発達状況などがある程度明らかになったが、津川層基底部をはじめその上位の諸岩層には顕著な放射能強度の異常はみいだされない。

新発田市周辺

調査の主眼は新発田市南部の月岡から上赤谷にわたる山稜地に新第三系の最下部として分布している山の神礫岩層におかれた。

南部地区における新第三系は花崗岩類を基盤とし、大観して北北西に沈降する背斜構造を示し、山の神礫岩層の層厚は550～650mに達する。これに反し、北部地区の同層に対比される津川層^{注3}は薄くなっている。

両地区における各地層の放射能強度は、基盤の草水小川型花崗岩類で計数比^{注4}の平均値は1.97、山の神礫岩層1.82と全般的にやや高く、その他の地層はいずれもさらに低い強度を示す。山の神礫岩層で放射能強度の計数比が3倍程度を示す地点の試料を分析したがウランは検出されなかった。

津川町東部～鹿瀬町

津川町東方の八木山付近には、花崗岩類の礫を多量にふくむ巨礫岩層が分布し、これは津川層最下部の「観音沢砂礫岩」⁴⁾に対比される。この礫岩層を追跡、調査するとともに盤越西線日出谷周辺の新第三系基底部付近の探査をすすめた。

これらの結果、すでに含ウラン層の賦存が知られている当地区東隣の福島県耶麻郡宝川^{ほうがわ}付近までの地質の概略ならびに諸岩層の示す放射能強度分布を明らかにした。

放射能強度計数比2以上の弱い異常地点が多数みとめられるが、化学分析によって、ウラン含有(0.002%

* 燃料部

** 中国出張所

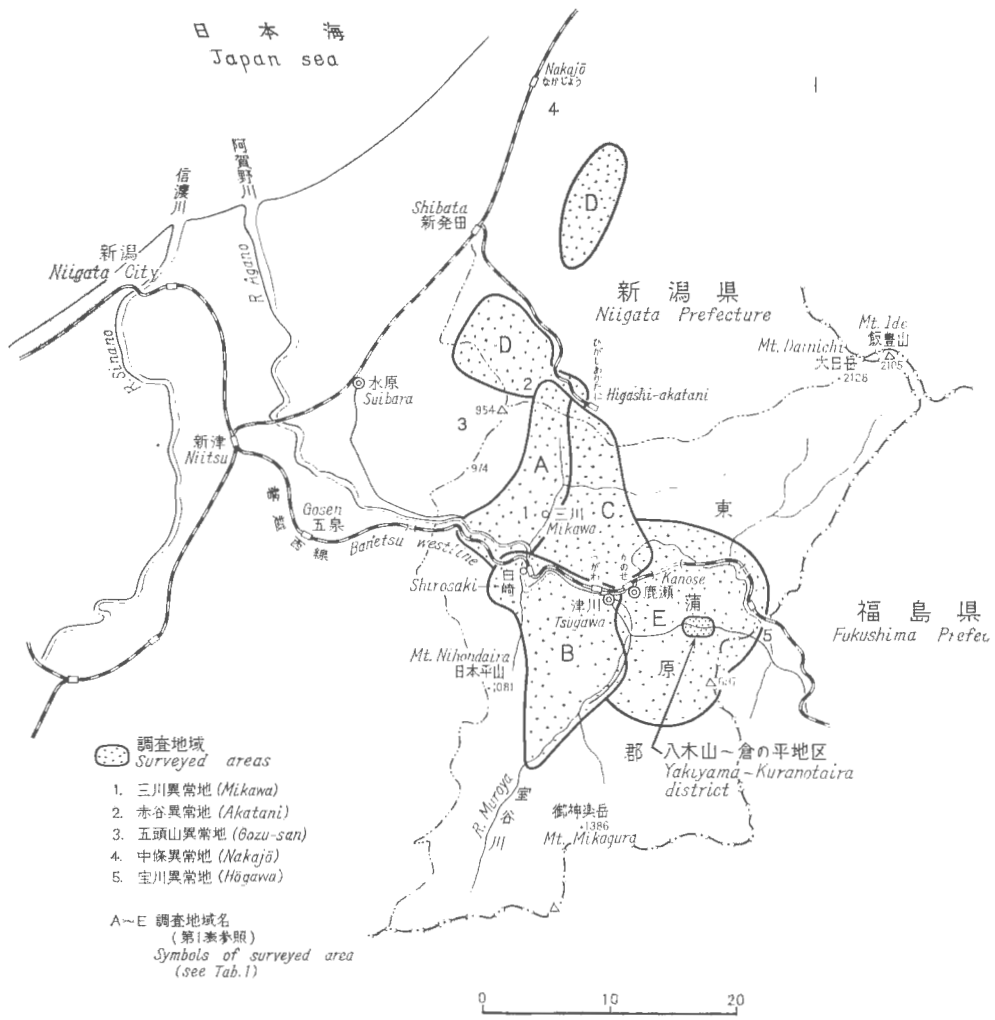
*** 動力局・核燃料開発事業団(旧原子燃料公社)

注1) 三川・赤谷地区の西部では津川層が基盤岩類を不整合に覆い、三川層群を欠くものと考えられる。

注2) 主として原子燃料公社資料による。

注3) ここでいう津川層の呼称は久代(文献19)によるが、厳密には藤田の津川層観音沢砂礫岩に相当する地層と考えられる。

注4) 露頭における計数値を自然計数(宿舎における)で割った値。



第1図 調査地域図
Symbols of surveyed area

U_3O_8 (注5) が示されたのは津川町東部の倉の平付近の津川層基底の砂岩のみであった。

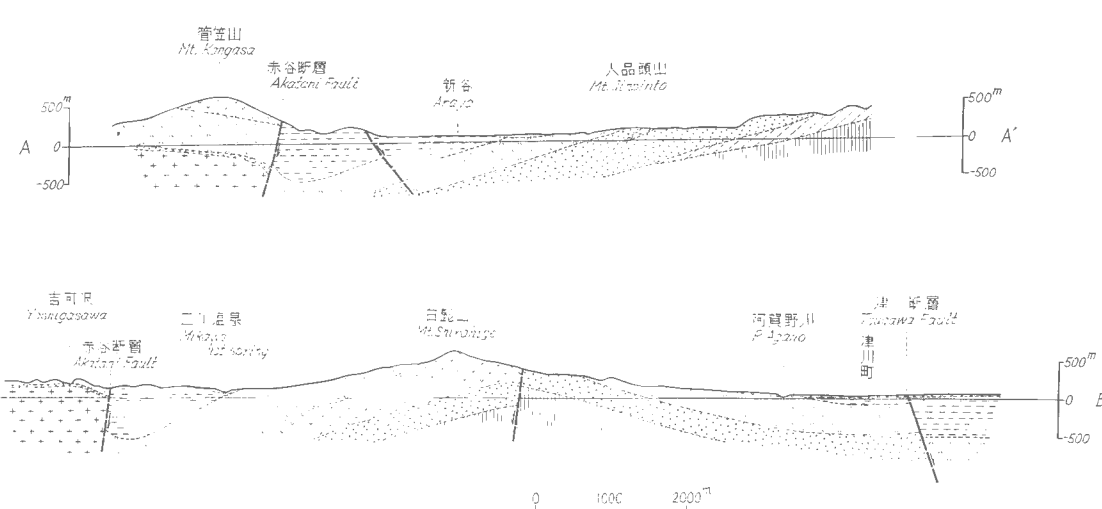
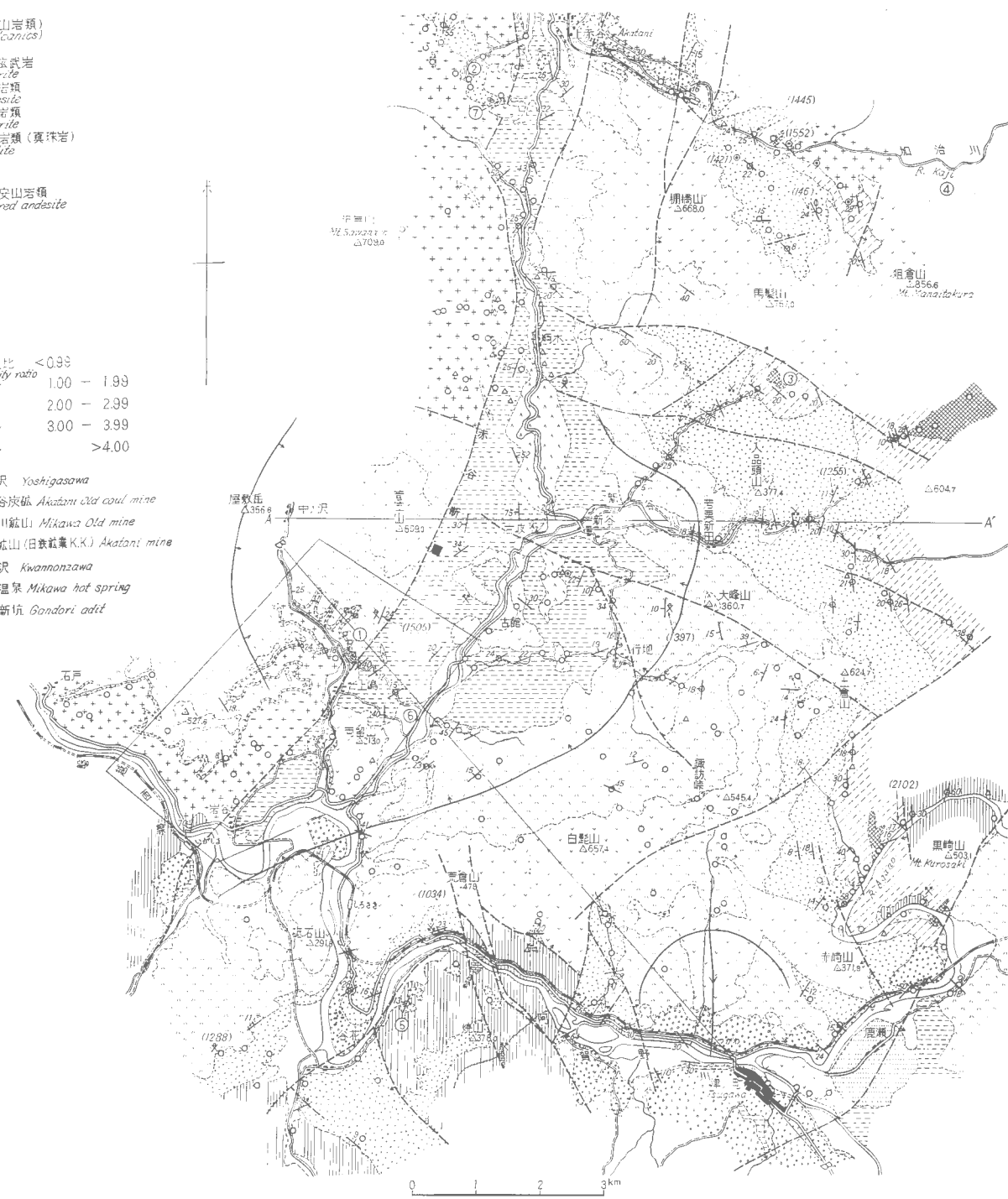
1. 緒言

飯豊山地 (主峰飯豊山 2,105 m) は新潟・山形・福島 の 3 県に接し、それぞれの分水嶺となっているが、西側の新潟県北西部地帯には花崗岩類を覆う新第三系中にウランの濃集が、昭和33年以降、地質調査所および原子燃料公社の調査によって、逐次みいだされた。すなわち、北から新潟県北蒲原郡中条町 (昭和33年発見)、新発田市上赤谷 (昭和35年5月)、五頭山地区 (昭和35年7月)、東蒲原郡三川村 (昭和35年1月) の諸地区である。これら各所におけるウランの濃集は、中条町付近を除いて、いずれも新第三系の基底部付近であることが知られていた。

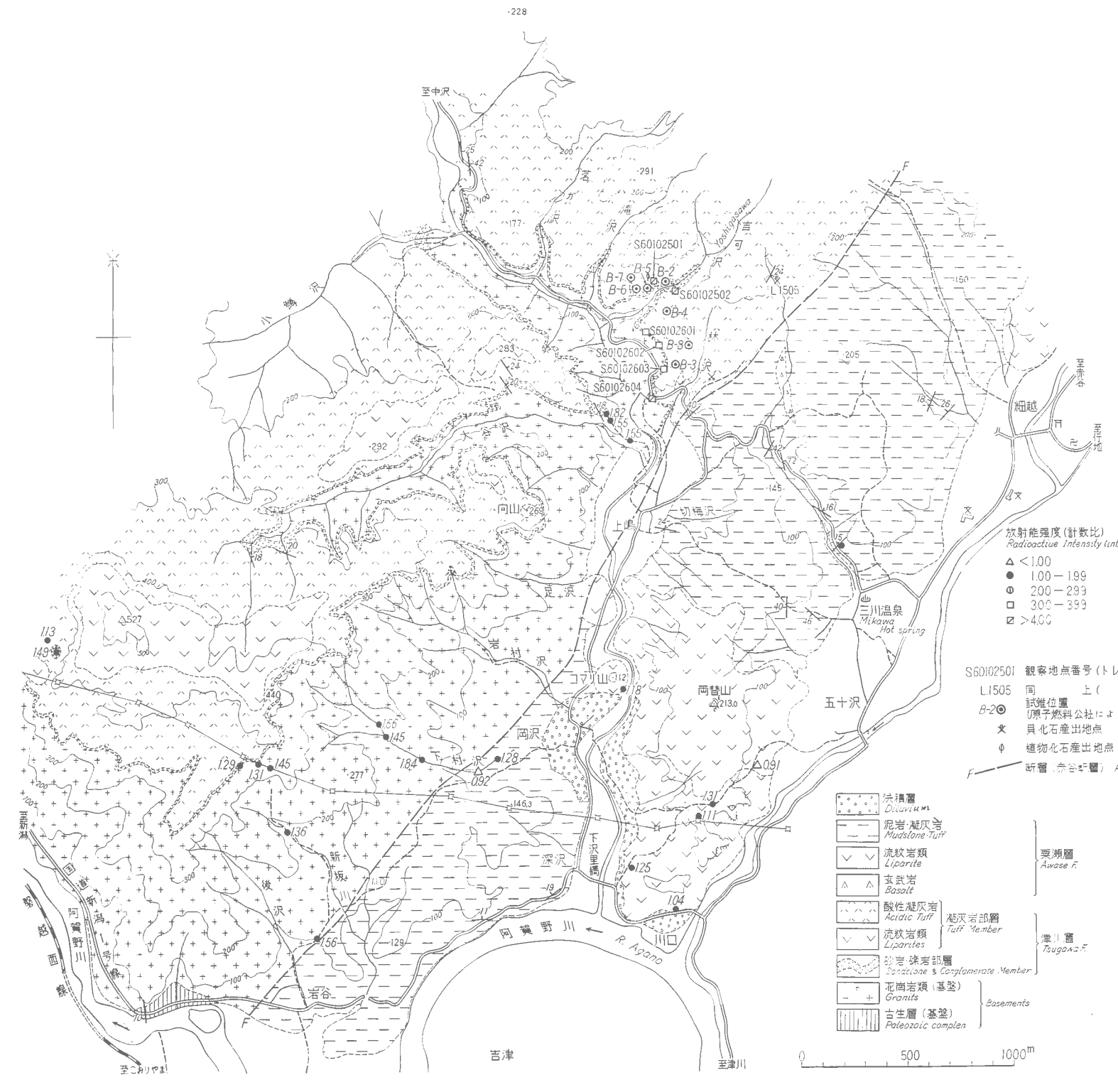
これらの事実を基として、地質環境を同じくする周辺地域の放射能強度異常を広く探知し、あわせて昭和35年に行なわれた自動車放射能探査の結果⁹⁾ をチェックする目的をもって、広域の概査を地質調査所が実施した。概査は昭和35年度から同39年度まで継続したが、各年度別調査編成、調査地を第1図、第1表として示

注5) 地質調査所化学課同位体部分析。

- 第四系
Quaternary
- 砂層 (沖積層) Sandbed (Alluvial deposit)
 - 洪積層 Diluvial deposit
- 新第三系
Neogene
- 栗湖層 Awase f.
 - 凝灰岩部層 Tuff member
 - 砂岩部層 Sandstone f.
 - 礫岩部層 Conglomerate member
 - 三川層 Mikawa group
- 基盤岩類
Basements
- 花崗岩類 (斑状花崗岩類) Granites
 - 古生層 (粘板岩・粘板砂岩) Paleozoic (Slate-schist)
 - 古生層 (石灰岩) Paleozoic (Limestone)
- (火山岩類)
Volcanics
- 粗粒玄武岩 Dolerite
 - 安山岩類 Andesite
 - 流紋岩類 Lignite
 - 流紋岩類 (斑岩) Rhyolite
 - 安山岩類 Andesite
- 放射能強度
Radioactive intensity
- 針数比 Intensity ratio
- < 0.99
 - 1.00 - 1.99
 - 2.00 - 2.99
 - 3.00 - 3.99
 - > 4.00
- 主要地名
Main locality
- ① 吉可沢 Yoshigazawa
 - ② 赤谷採炭坑 Akatani old coal mine
 - ③ 旧三川採炭坑 Mikawa Old mine
 - ④ 赤谷採炭山 (旧鉄鉱業K.K.) Akatani mine
 - ⑤ 観音沢 Kwannonzawa
 - ⑥ 三川温泉 Mikawa hot spring
 - ⑦ 雁取新坑 Gondori old
- 新層 Fault
- ベース・沈降向斜 Basin structure
- 採炭山 Working mine
- 旧坑 Old mine
- 動物化石採取地 Fossil Fauna
- 植物化石採取地 Fossil Flora
- 観測地点番号 Location number
- 第4図 (地質図) の範囲



第2図 新潟県三川村付近地質図および断面図



- 放射能強度 (針数比)
Radioactive intensity (intensity ratio)
- △ < 1.00
 - 1.00 - 1.99
 - 2.00 - 2.99
 - 3.00 - 3.99
 - > 4.00
- S60102501 観測地点番号 (トレンチ) Location number
- L1505 同上 ()
- B-2 試掘位置 (原子燃料公社による) Drilling hole
- ★ 貝化石産出地点 Fossil Mollusca
- ◇ 植物化石産出地点 Fossil Flora
- 新層 (赤谷採炭) Fault (Akatani fault)

- 洪積層 Diluvial
 - 泥岩・凝灰岩 Mudstone-tuff
 - 流紋岩類 Lignite
 - 玄武岩 Basalt
 - 酸性凝灰岩 Acidic tuff
 - 凝灰岩部層 Tuff member
 - 流紋岩類 Lignite
 - 砂岩・礫岩部層 Sandstone & Conglomerate member
 - 花崗岩類 (基盤) Granites
 - 古生層 (基盤) Paleozoic complex
- 栗湖層 Awase f.
- 三川層 Mikawa f.
- Basements

第3図 三川村上嶋～岡沢付近地質図

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)

第1表 年度別調査地および調査研究者一覧表

調査年月	調査地域	調査者
35年10月	A 新発田市赤谷、東蒲原郡三川村西方	青柳信義・鈴木泰輔
36年10～11月	B 新潟県津川町付近	青柳信義・坊城俊厚
37年10～11月	C 新潟県東蒲原郡三川村東方	坊城俊厚・青柳信義
38年8～9月	D 新発田市北部および南部	坊城俊厚・松井 寛
39年8～11月	E 新潟県津川町東南部、鹿瀬町	坊城俊厚

す。

一方、原子燃料公社は、新発田市上赤谷(旧赤谷炭鉱)、五頭山地区(旧小宮大室炭鉱付近)、三川村吉沢の3カ所について、トレンチ、試錐をふくむ含ウラン層に対する精査を主として行なった。

以下はこれら調査・探鉱成果の要約であるが、ウランの産状等に関する項目の記載とその掲載図表は原子燃料公社が担当して行なった。

調査・探鉱に際して資料の提供や種々の御教示をいただいた方々は多数に上るが、ここではとくに新潟大学西田彰一・津田禾粒・茅原一也、早稲田大学今井直哉の諸氏の名をあげて謝意を表する。

2. 地質・鉱床

2.1 三川村およびその周辺

2.1.1 地質概説

地域内の地質については藤田の研究⁴⁾、新潟大学の総括的研究¹⁶⁾があるほか、金属鉱床に関する長沢¹⁷⁾、森田の研究¹⁸⁾、新第三系の層序、微古生物の細井⁹⁾、林⁷⁾、新保²³⁾、山田²⁰⁾の調査などがある。

この報文では全般的な地質については、主として新潟大学の資料²¹⁾¹⁸⁾をもととしたが、地域中部(旧三川鉱山付近)は長沢(前出)、地域西部(おもに赤谷断層以西)については原子燃料公社および筆者らの資料によった。

今回は、以上の諸資料による成果を活用し、これらを総括することにつとめたが、必ずしも十分とはいえず、一部の層序区分などについて既往の資料と相違した点もある^{注6)}。

なお、地域内の層序、岩質、構造などの詳細については本報文の主旨でないので簡略にとどめることとする。

基盤岩類

地域内の基盤岩類は古生層およびこれに貫入する花崗岩類からなる。

古生層は地域北部の加治川流域^{注7)}、地域南部の阿賀野川ぞいの地区などおもに三川盆地の東部、南部地区に分布し、粘板岩・変質砂岩などホルンフェルス・珪岩を主とし、石灰岩をはさむ。

この古生層と貫入関係にあると考えられる花崗岩類は、地域北部加治川沿岸および地域西部(赤谷断層以西)に露出する。

この花崗岩類は、一般にカリ長石を斑晶状にふくむ粗粒のもので黒雲母にとみ、“斑状花崗岩類”^{注8)}に属するものと思われるが、一部(加治川ぞい、Loc. 1552)に優白色細粒のものがみられる^{注9)}。“斑状花崗岩類”中にはアプライト岩脈が多い。

新第三系

地域内の新第三系を、主として岩相層序区分によって、下位から三川層群、津川層および粟瀬層に分層した(第2表)。

注6) 必要に応じて後記する。

注7) 粗倉山北方、日鉄鉱業赤谷鉱業所付近、文献(15)参照。

注8) 新潟大学の区分による。

注9) 文献(20)ではこの付近に局部的に「草水小川型花崗岩類」の分布を示す。

第 2 表 新潟県三川村周辺地質系統表

Outline of Geologic succssion in the vicinity of Mikawa

a. 三川村吉可沢地区
Yoshigarawa, Mikawa-mura district
(赤谷断層以西)
(Western part of Akatani fault)

b. 東部地区
Eastern district
(赤谷断層以東)
(Eastern part of Akatani fault)

区分 Division	層名 (層厚 m) Formation	備考 Remarks
新第三系 Neogene	津川層 Tsu-gawa f. 凝灰岩部層 (600+) Tuff member	(上限不明) 流紋岩 Liparite
	砂岩礫岩部層 (7~30) Sandstone & conglomerate member	含ウラン層 Uraniferous layer
基盤岩類 Basements	斑状花崗岩類 "Porphyritic granite"	

区分 Division	層 (層群) 名 (層厚 m) Formation	備考 Remarks
沖積統 Alluvium	沖積層 (10±) Alluvial deposit	
洪積層 Diluvium	洪積統 (10+) Diluvial deposit	
新第三系 Neogene	粟瀬層 (800+) Awase formation	(上限不明) 粗粒玄武岩・流紋岩 Dolerite Liparite
	津川層 Tsu-gawa f. 凝灰岩部層 (350~800+) Tuff member	流紋岩 Liparite
	砂岩礫岩部層 (400~600) Sandstone & conglomerate member	
基盤岩類 Basements	三川層群 (0~450+) Mikawa group	変質安山岩 altered andesite
基盤岩類 Basements	古生層 Paleozoic complex (花崗岩類) (Granites)	

三川層群 (仮称)

本層群は加治川川岸, 地域中部の新谷川上流および南部の鹿瀬付近にみられ, 砂岩・礫岩・凝灰岩などの互層からなる。

岩質上の特徴としては, 本層群中の凝灰岩・角礫凝灰岩は変質し, 一部には変質安山岩類^{注10)}がみられることである。

加治川川岸 (Loc. 1552) においては厚さ 5 m の基底礫岩 (花崗岩礫からなる) をもって本層群は基盤花崗岩類を不整合に覆うが, 南部鹿瀬北方 (Loc. 2102) における本層群と基盤古生層は断層関係にあると観察される。このほかの地区における両者の関係は本調査では明らかにしていない。

新谷川上流 (Loc. 1255), 加治川川岸 (Loc. 1445) にみられる, かなり厚い礫岩層の下底を津川層の基底とし^{注11)}, それ以下を本層群としたが, 上位の津川層と本層群の間には, いまのところ, 顕著な構造的差異はみとめられない。

本層群の層厚はかなり変化にとみ, 加治川ぞいでは約 100m, 中部の新谷川流域で 450m+, 鹿瀬付近 300 m+ と概算されるが, 地域西部 (赤谷断層以西) および南西部では本層群は欠如するものと考えられる。

以上のように, ここにいう三川層群は津川層砂岩礫岩部層^{注12)}下において変質火山岩類などを特徴的に伴う地層を一括して呼んだもので, 従来の鹿瀬層, 日出谷層を併せたものに, ほぼ相当すると考える^{注13)}。

なお, この調査では本層群の詳しい層序, 古生物学的内容^{注14)}などを十分に検討することができなかった

注10) 長沢は地域中部旧三川鉱業所における鉱床の母岩としてプロビライトを記載している (文献17)。

注11) 加治川ぞいで津川層基底の礫岩と考えたものは層厚約 5 m, 新谷川では 50m+ であり, 本礫岩層で津川層を限定したことについては機会を改めてふれたい。

注12) 藤田 (文献4) の観音沢砂礫岩に対比される。

注13) 新潟大学 (文献18) の鹿瀬層および日出谷層の大部分, 林 (文献7) の B₃層以下, 細井 (文献9) の A~D層にほぼあたると考える。

注14) 西山量平が *Marlea aequalifolia* (Göpp) を採取したといわれる地点は, 本層群上部層準にあたると思われる。

ので、地層名は仮称^{注15)}とする。

津川層

本層は地域東部にも露出し、一部は赤谷断層以西に分布するが、下部に砂岩・礫岩など一連の堆積層があり、上部には酸性の火山碎屑岩類、流紋岩類がみられる。

下部を砂岩礫岩部層、上部を凝灰岩部層とする。

砂岩礫岩部層は藤田⁴⁾の観音沢砂礫岩に対比されるが、地域西部の谷花付近においては下部層準に、比較的厚く緑色凝灰岩が発達し、一部には泥岩、炭層(旧福田炭砒, Loc. 1034)をはさむ。付近の観音沢から、かつて、Liquidambar, Comptoniphyllumなどの植物化石を産したことは著名である。

この砂岩礫岩部層は鹿瀬付近より土倉山をへて新谷川付近に至って肥厚し(層厚600m±)、花崗岩にきわめて外観が類似したアルコーズ砂岩、炭層^{注16)}をはさみ、一部には凝灰岩および泥岩がみられる。

加治川川岸における本部層には白色の角礫凝灰岩質の礫岩が発達し、炭質物薄層が非常に多い。Loc. 146には石炭の旧坑がみられ、その畔には植物化石が多産する。

尾上亨^{注17)}の鑑定によれば次のとおりである。

Metasequoia occidentalis (NEWB.)

Cinnamomum sp.

Cryptomeria sp.

赤谷断層以西の北から赤谷、三川村上嶋、同岩谷北部には、本部層に相当すると思われる砂岩、礫岩層が花崗岩類を基盤として分布し、ウランを含有する。

吉可沢地区では、原子燃料公社の実施したトレンチの調査、および同社の試錐探鉱の資料などから判断して、すでに鈴木が発表²⁵⁾したように、本部層の層厚はうすく、7~30m程度で、地区内(水平方向に約500m)においては北方に層厚を増す傾向がうかがえる(第3図、第4図)。

また、本地区におけるこの部層の上位には酸性凝灰岩(後記凝灰岩部層に相当)がくがるが、次のような砂岩・礫岩などの累重関係がみとめられる。

上部：古生層礫主の礫岩層、層厚4m±

中部：砂岩・礫岩の互層

(泥岩・凝灰岩・炭質物薄層をはさむ。一部に植物化石を含む)層厚2~18m

下部：花崗岩類礫主の礫岩層、層厚3~7m

以上の関係は本部層の層厚にかかわらず、前記トレンチ(6カ所)、および試錐(7本)の各柱状を通じてみられるが、中部の砂岩礫岩互層の膨縮がもっとも著しい。また、下部の花崗岩質の礫岩層は淘汰が悪く、角礫のある花崗岩類の巨礫をしばしばふくんでいる。これらの累重関係のうち、上部に古生層由来の礫を主とする「黒玉礫岩」があり、下部に花崗岩類礫を主とする「白玉礫岩」がみられることは山の神礫岩層²⁾(新発田市周辺)、八木山の礫岩層¹⁾(津川町東部)の場合と共通している。津川層上部の凝灰岩部層は酸性の火山碎屑岩類・流紋岩類が圧倒的に多いが、地区により、岩質およびその組み合わせが、かなり変化する。

地域北部の加治川流域においては流紋岩類^{注18)}が広く分布するが、新谷川(若栗新田付近)では流紋岩類の発達ほとんどみられず、砂質凝灰岩・層灰岩が主となる。

さらに、大峯山とその南部の通称「雁田沢」においては、酸性凝灰岩中に細粒砂岩・泥岩がはさまれ、部(Loc. 1397)の細粒砂岩中には貝化石^{注19)}を産し、大峯山村付近には粗粒玄武岩の小岩脈がある。

土倉山以南から白崎(地域南東部)にかけては、ふたたび、流紋岩類、および同質の凝灰岩類が卓越するが、諏訪峠北部には層灰岩的の微細粒の凝灰岩がみられる。

諏訪峠以西、白髭山、荒倉山、砥石山一帯の流紋岩は「石英流紋岩」^{注20)}が主で、同岩体周縁の一部では

注15) 本層群は鹿瀬付近には標式的露出がなく、また東方の日出谷地域の調査(昭和39年度)結果未整理である。

には鹿瀬層・

日山谷層の名称は用いない。一括して三川層群とし

注16) 田安部、天原燃料、東越炭砒、いずれも長沢の資料に。

注17) 地質調査所燃料部

注18) いわゆる「赤谷流紋岩」長沢(17)の fluidal rhyolite

注19) 未鑑定、層準は藤田(4)の小手茂沢 fauna に相当すると思われる

注20) 新潟大学の区分によ

真珠岩となる。

吉可沢地区では、本部層は白色凝灰岩が多く、砂岩・礫岩部層を整合的に覆うのがトレンチによって観察されるが、吉可沢東方（Loc. 1505）の凝灰岩部層から *Chlamys*^{注21）} をえた。この *Chlamys* は硬質の角礫凝灰岩中に密集し、谷花西方（Loc. 1288）、旭滝（Loc. 49^{1）}、南部隣接津川地域、出角山南方）および福取（津川町東方約 8.5 km、昭和39年度調査）などにおける *Chlamys* と、ほぼ、同層準（本部層最下位ないし下部）のものと考えられる。

以上の凝灰岩部層は400～800mの層厚をもち、岩質上、藤田^{4）}の広谷凝灰岩に対比されよう^{注22）}。

栗瀬層

地域中部から同西部寄りの地区に、南北に伸長した形で露出し、暗褐、暗灰ないし黒色泥岩を主体とし、微細粒～細粒砂岩、酸性凝灰岩（ときにベントナイト化）をはさむ地層を栗瀬層とした^{注23）}。

本層の泥岩はノジュール（団塊）がみられ、しばしば雲母（黒雲母）片にとみ、*Sagarites* を産するほか、新保^{23）}、山田^{25）}によって有孔虫などの微化石の産出が報じられている。

本層中には粗粒玄武岩・流紋岩などの火山岩類がある。

下位津川層と本層との境界は、泥岩を主とする厚い地層が終りその下位に緑色凝灰岩（行地付近）、砂質～層灰的凝灰岩（三川温泉付近）を主とする地層がはじまることによってした。

本層と津川層とは整合関係とみなされるが、地区によっては本栗瀬層は800m以上の層厚をもつと概算される。

新第三系の構造

第2図にもみられるように、地域内の新第三系は中部（古館、古岐）付近を中心とした盆地構造を形づくる。

盆地の西寄りに南北性の赤谷断層が通過し地層分布に顕著な変位を与えるとともに、この盆地構造の形態を不完全なものとしている。

地域南部の阿賀野川ぞいの焼山および黒崎山付近には基盤古生層の隆起部があり、両者を結ぶ線以南の地区の構造は南に開いた半ベーズンである^{注24）}。

地域内の主要な断層としては、上記の赤谷断層など南北性のもののほか、旧三川鉱業所の主要鉱脈を胚胎する東西性のもの^{17）}などがみとめられる。

2.1.2 地層などの放射能強度

野外における岩石の自然露頭（一部トレンチ）の放射能強度を DC-P3 型ガイガー・カウンターおよび DC-1010A 型シンチレーション・カウンターをもって計測し、その結果を第2図などにとりまとめた。

基盤岩類

地域内の古生層は、測定数が少ないが、一般に放射能強度は小さい。

花崗岩類についての計測は、おもに赤谷断層以西の西部地区で行なったが、その対象は“斑状花崗岩類”が主である。

第5図に示されるように計数比にして0.86～2.60の放射能強度を示し、その平均は1.53であった。これらの値は、吉可沢および旧赤谷炭砒の含ウラン新第三系をのぞく他の各地層のものよりは大きい、新発田市月岡東部の“草水小川型花崗岩類”の示す放射能強度^{22）}などに較べて、多少、小さいものである。竹田ら^{26）}によれば、吉可沢および旧赤谷炭砒付近の含ウラン新第三系直下の花崗岩類のウラン含有量は2～9 ppm程度である。

新第三系

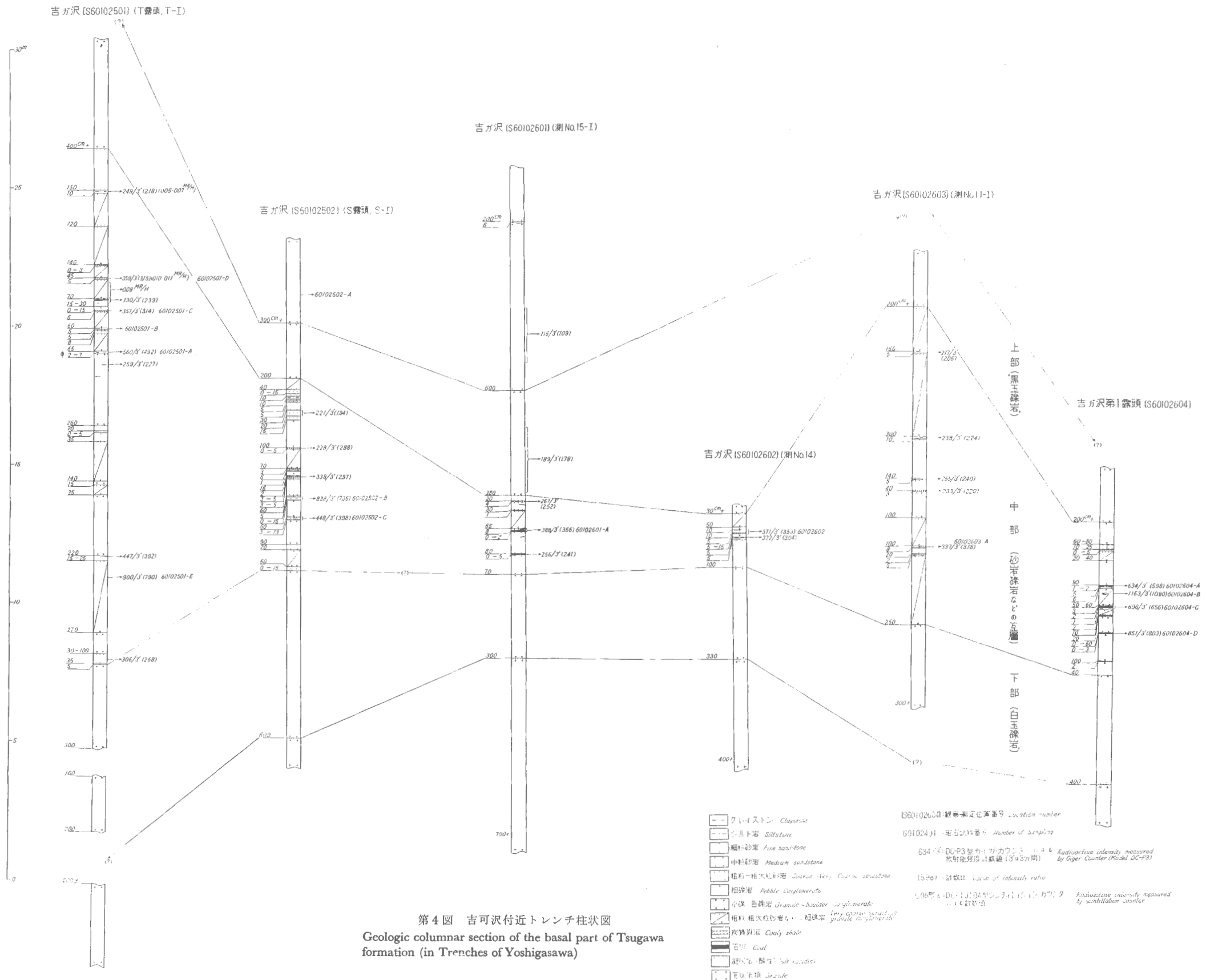
三川村吉可沢、赤谷地区のウランの産状などについては、すでに鈴木^{25）}、稻積^{5）}、堀川^{8）}、須貝^{24）}、竹田^{26）}などの資料がある。

注21) 谷花付近のものと同種とみられる。

注22) 行地東方の本部層から山田 28) は *Haplophragmoides* sp., *Martinottiella*-2 の産出を報じている。池辺 10) がすでに指摘しているように、本部層の少なくとも上部は七谷期に属すると考えられる。

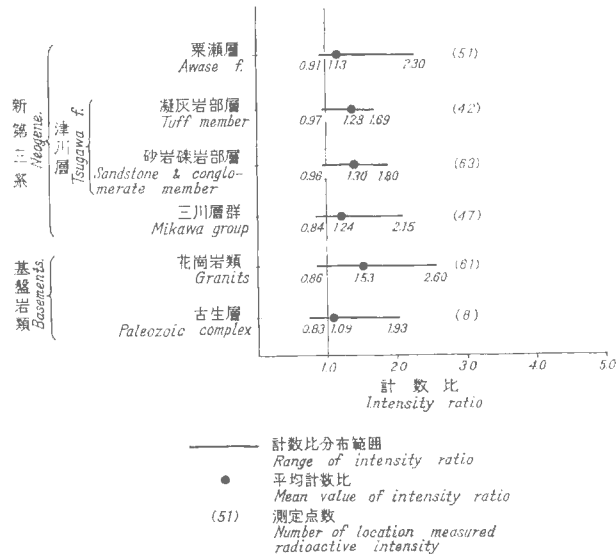
注23) 藤田の栗瀬層に岩質上対比する。長沢 17) の新谷層の大部分にあたる

注24) 藤田 4) の津川構造盆地の北縁部にあ



第4図 吉可沢付近トレンチ柱状図
 Geologic columnar section of the basal part of Tsugawa formation (in Trenches of Yoshigasawa)

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)



- 注1) 栗瀬層のうち2.30の計数比が測定されたのは1箇所のみであって、大部分は1.30以下である。
 2) 旧赤谷炭礦付近および三川村吉ヶ沢の津川層基底部付近の資料は除く。
 3) 上記2) 地区の含ウラン層を中心とした放射能強度については第4図など参照。
 4) 平均計数比は測定値の算術平均。

第5図 三川村付近の地層別放射能強度

Radioactive intensities of rocks in Mikawa, Akatani areas

地域内でのウランの濃集とそれに基づく放射能強度の異常の大部分は津川層基底付近にみとめられる。

赤谷，三川，五頭の3地区以外では顕著な放射能強度異常がみられる箇所はないが，次の2カ所の記載を行なっておく。

加治川川岸，(Loc. 1552)における三川層群の基底礫岩は2.20(計数比)の多少高い強度を示す。また，通称「きりん沢」(Loc. 1421)において中粒砂岩(津川層砂礫岩部層)中の炭質頁岩薄層は，竹田の分析によって0.003% U_3O_8 の含有を示した。

2.1.3 ウランの産状その他

上赤谷炭砒付近のウラン賦存地付近の地質は第6図に示すが，津川層は $N30^{\circ}W$ 方向の褶曲軸で背，向斜をくりかえしている。炭層は向斜の西翼部で花崗岩類との不整合から約10m前後上位に賦存し，最大傾斜 $60\sim70^{\circ}$ の急傾斜をもって東落ちに胚胎している。滝の沢における大切坑付近を通る走向 $N30^{\circ}W$ ，傾斜 $80^{\circ}E$ の善右エ門沢断層がみられ，さらに東部には赤谷衝上断層があり，その南方延長は三川地区まで追跡される。雁取坑付近には $N80^{\circ}W$ ， $45\sim60^{\circ}S$ の雁取衝上断層があり，雁取坑内で津川層礫岩の上位に花崗岩類がのっているのが観察され，この関係は坑外試錐(第7図)でも確かめられた。

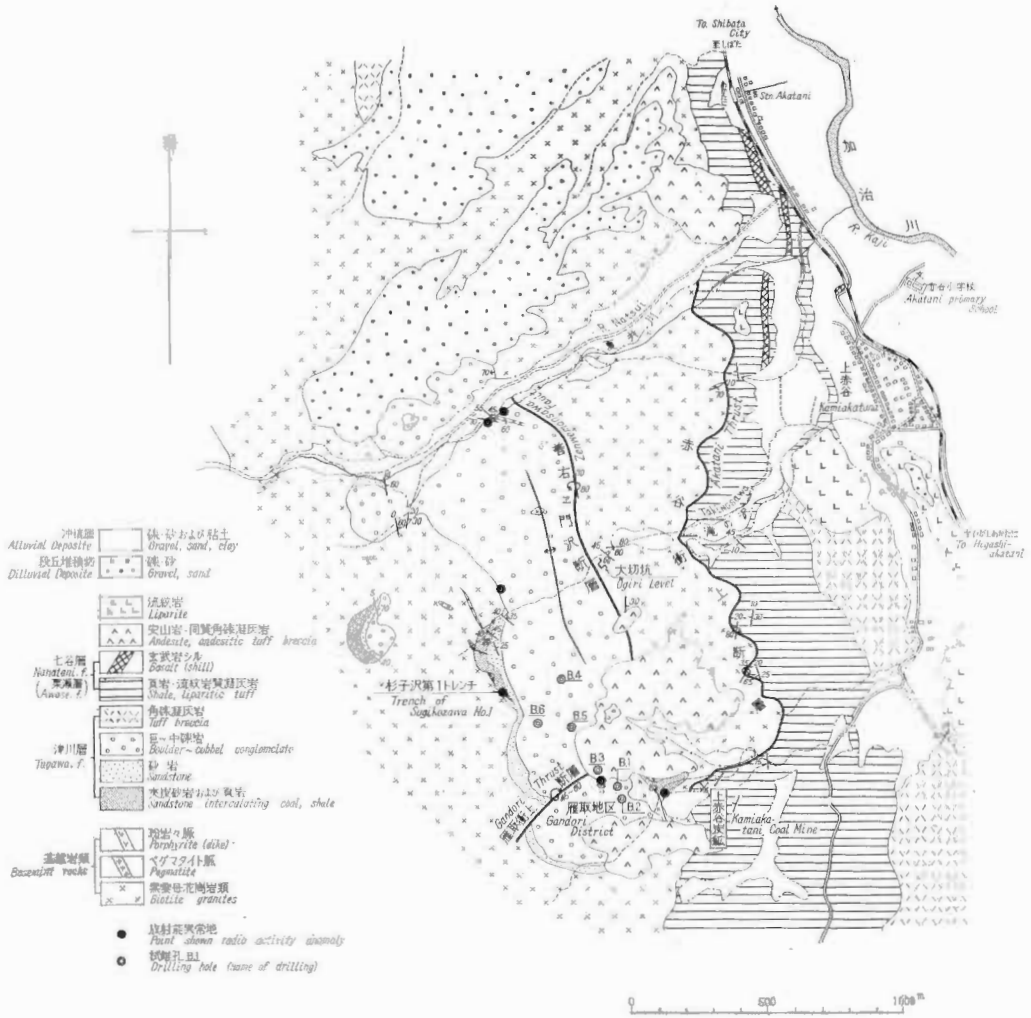
五頭山地区の含ウラン層は北蒲原郡笹神村地内(五頭山912.5m²角点東方約1.5kmの赤安山付近)に賦存する。ウランは新第三系津川層と考えられる堆積岩中にあるが，ここでの津川層は，一般走向 $NE-SW$ ， $10\sim35^{\circ}S$ 傾斜の単斜構造を示す。基盤花崗岩類とは $N20^{\circ}E$ ， $80^{\circ}W$ の断層をもって接する(第8図)

三川村吉可沢の地質は第9図に示すが，第三系は NE 方向の背斜軸でゆるく傾斜する。

ウランは各種の調査結果から，津川層最下部の炭質砂岩，炭質頁岩，石炭および礫岩の一部に含有される(第7，10~12図参照)

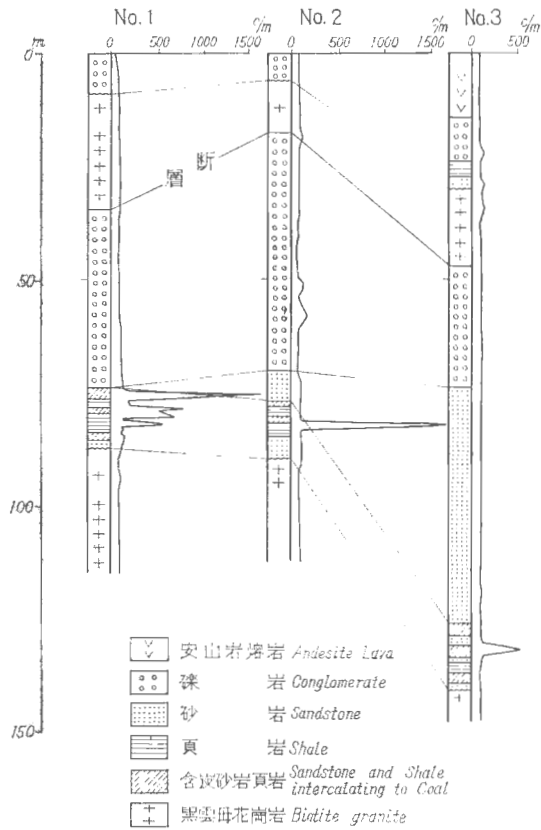
共通の産状は，花崗岩類直上部の陸成要素の強い夾灰部中の炭質物に密接に関連し，黄鉄鉱集合体，炭質物の珪化物，ドロマイトとカオリナイトの細脈を伴う。

上赤谷の夏井川，三川地区の吉可沢では礫岩の一部に，五頭山地区では両雲母花崗岩中の断層粘土にそれぞれ0.02% U_3O_8 のウラン含有がみとめられた。



第 6 図 上赤谷地区地質図 (原子燃料公社資料)
Geologic Map of Kamiakatani Area

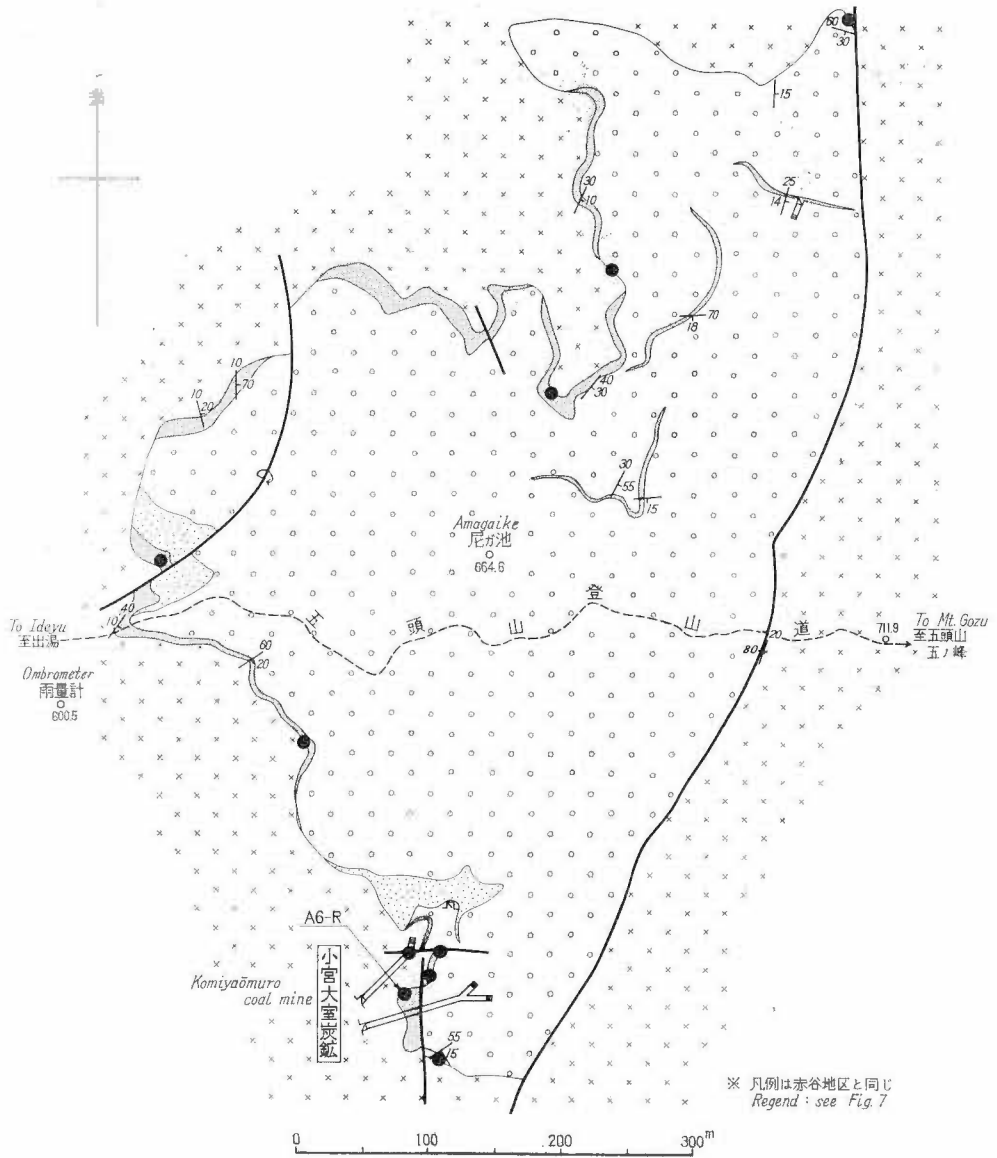
新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)



検層器は科研製 SU-P4W型γ線検層器
PROBE ANTON G.M.T φ:10mm, L:150mm

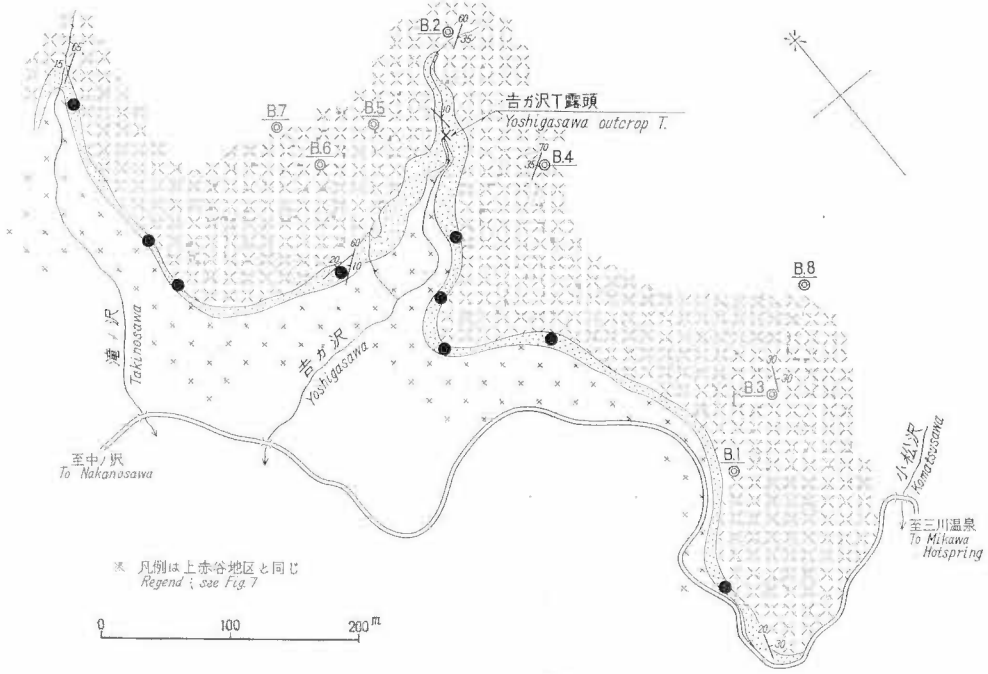
第7図 上赤谷炭礦ウラン探鉱試錐柱状図、放射能検層図 (原子燃料公社資料)

Geologic Colum and Radio activity through the drill hole at Kamiakatani Coal mine

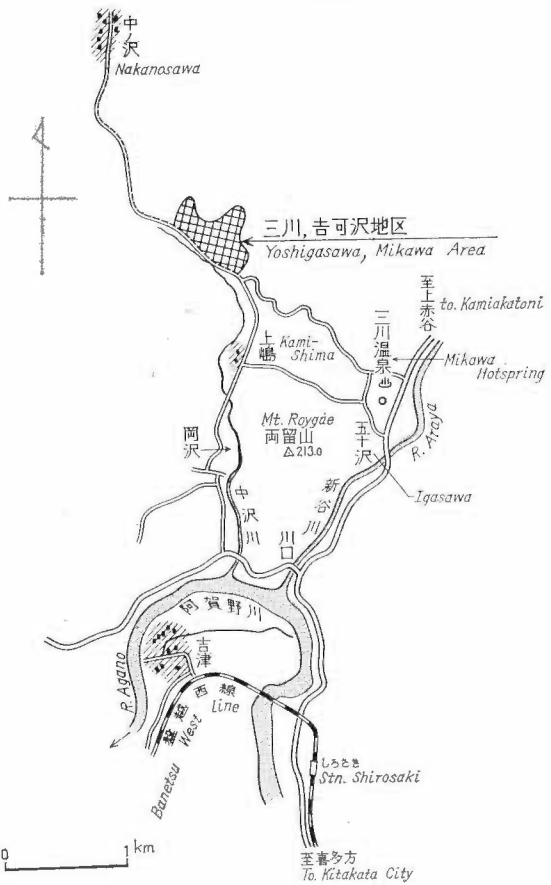


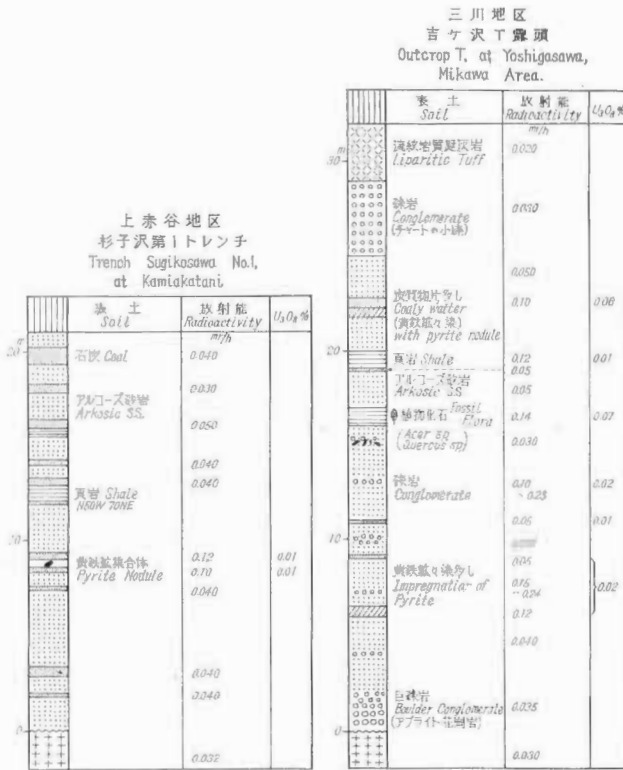
第 8 图 五頭山地区地質圖
Geologic Map of Gozu-san area

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稻積)



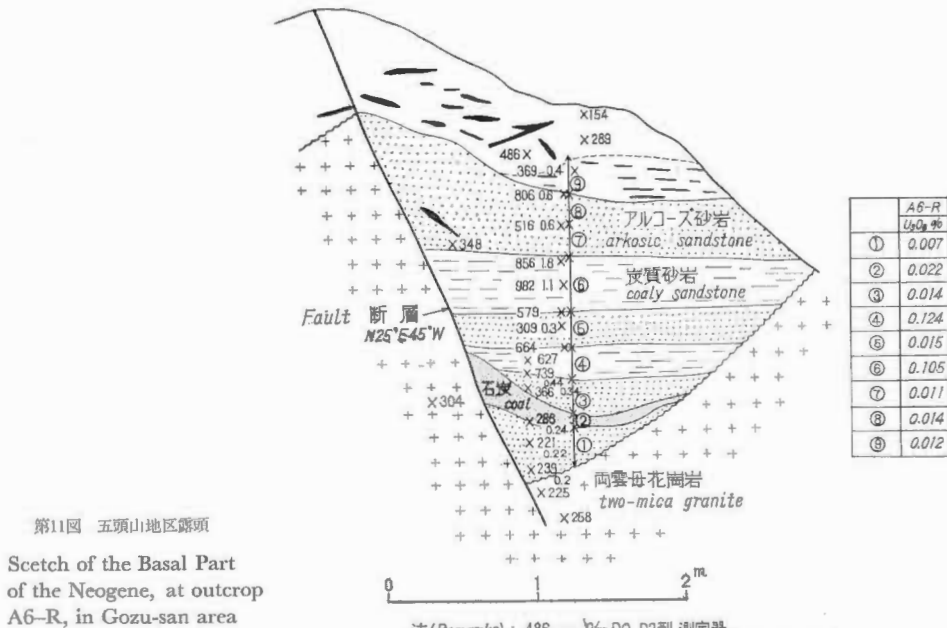
第9図 三川吉可沢地区地質図 (原子燃料公社資料)
Geologic Map of Yoshigasawa, Mikawa area (after the Atomic Fuel Corporation of Japan)



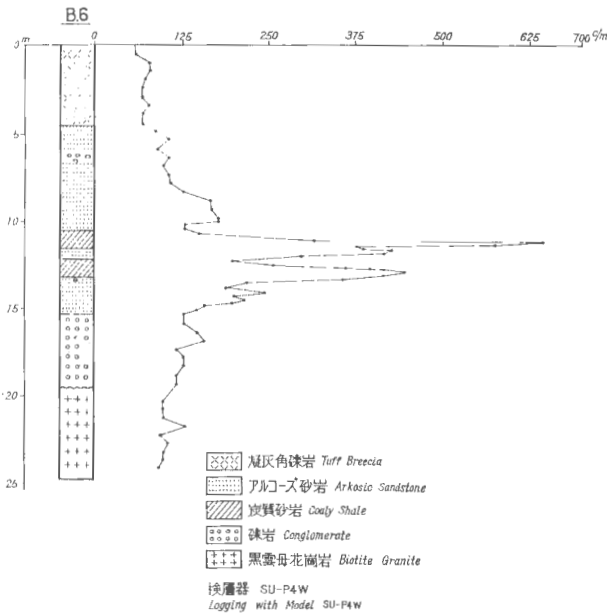


第10図 上赤谷および吉ヶ沢トレンチ等往状図
(原子燃料公社資料)

Geologic Colum with Trench at
Kamiakatani (Sugikosawa No. 1
Trench) and Yoshigasawa
(outcrop T)



新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラ 層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)



第12図 三川吉可沢地区ウラン探鉱試準柱状図, 放射能検層図

Geologic Column and Radioactivity Logging through the Drill hole at Yoshigasawa, Mikawa area

炭質物中のウラン品位は、各地区とも局部的には最高 0.3~0.4 % U_3O_8 にも達するが、一般には 0.0n % U_3O_8 ほどで、しかも上赤谷地区を除いては品位の変化がはげしい。

ウラン鉱物はX線粉末回折法で調べ、上赤谷炭砒の雁取新坑の石炭 (0.19% U_3O_8) からウラニナイトを、五頭山地区露頭部の炭質物 (第12図) からコツフィン石を同定した。

2.2 津川町付近

2.2.1 地質概説

地域内の新第三系は層厚累計約2,000mに達し、主として古生層をその基盤とする。

本系については、藤田和夫の研究⁴⁾、新潟大学の地域的調査¹⁸⁾があり、これらが、現段階では、地域内の本系についての指導的資料となっている。しかし、最近は、石油資源開発株式会社の行なった微古生物調査²³⁾²⁸⁾、地域内の金属および非金属鉱床²⁷⁾に関する調査研究などの資料が集積されつつある。

この調査の重点は、前記のとおり、新第三系基底部付近におかれ、全般的な調査を実施していないので、地質図は既存の資料に一部の補足をこなしてとりまとめた。地層区分については藤田 (前掲) のものを、ほぼ踏襲している。補足の主要な点は、いままで資料の乏しかった地域西部 (箕輪山、二倉山付近) の観察資料の追加、および微生物調査を参考とした地質図の局部的改訂である (第13図、第3表参照)。

地質についての全般的記述は、既往の諸文献にゆずり、以下には津川層の発達状況その他に問題をしばって、地域内の地質についての説明に替える。

「津川層」の層相変化など

藤田 (前掲) による「津川層」は、下部を観音沢砂礫岩、上部を広谷凝灰岩と区分しているが、今回およびその後の調査によって、この区分は、津川町周辺で、大局的に妥当なものと思なうと考えている。

しかし、上記の意味での津川層の層相は、今回の調査地内に限っても、単純なものではなく、次のような変化がみられた。

- (1) 揚川・谷沢 (白崎南方) 付近では、観音沢砂礫岩に対比される層準の下半部には比較的厚い (30~50

第 3 表 新潟県津川地域地質総括表
Geologic sussection in Tsugawa area

時代 Geological Age	地層名 Formation	層厚 Thickness (m)	模式柱状 Column	岩相 Lithologic Facies	含有化石その他 Fossils		
第四紀 Quaternary	沖積層 Alluvial deposits	10-		砂・礫・粘土			
	砂礫層 Terrace deposits	20+		砂・礫			
	礫層 Braid bed	8+		礫石・まどとして層平礫	津川・荒川 (ウバ・砂石)		
	新 第三紀 Neogene	西山層 Nishiyama stage Tokanami f.	大船山砂岩 Oshirayama sandstone	40+		塊状・灰色細一中粒砂岩 (泥岩・凝灰岩薄層)	
			佛川凝灰岩 Harukawa tuff	200+		白色細一中粒凝灰質砂岩 (粗粒砂岩・礫層)	
			甲堀細粒砂岩 Hirabori fine sandstone	200 ~300		暗灰色泥岩一細粒砂岩 (中一粗粒砂岩まれに 細一小礫岩)	
			栗橋層 Awase f.	200 ~400		暗灰色泥岩・微細粒砂岩, 主 細一中粒砂岩, まれに 細一小礫岩, ときに 斑質頁岩・凝灰質泥岩一凝灰岩 津川盆地東部では主として凝灰 質泥岩・凝灰岩となる	<i>Cardium</i> sp. <i>Serripes lapeoustii</i> , etc. (藤田 1946) <i>Martiniella</i> 2, <i>Haplaphragmites</i> sp. etc. 有孔虫 (新久保・山田 1946) (粗粒玄武岩) <i>Barbatia</i> sp. <i>Glycymeris</i> sp. <i>Ulamys miyakokoensis</i> etc. (藤田 1946)
	新 第三紀 Neogene	西山層 Nishiyama stage Tsugawa f.	広谷凝灰岩 Hirodani tuff	500 ~700		凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角 礫岩まれ火山角礫岩の火山砕 屑岩およびこれらと堆積岩との 混成岩類	(石英粗面岩類)
			観音沢砂礫岩 Kannonzawa sandstone & conglomerate	200 ~300		細一小礫岩・細一粗粒砂岩・ 凝灰岩・火山礫凝灰岩, 主 まれに泥岩・炭層 地域北部(谷沢一箕輪山付近) で緑色凝灰岩のはさみが肥厚 する	<i>Anadara</i> (<i>Scaphyca</i>) <i>kakehataensis</i> <i>HATAI</i> & <i>NISHIYAMA</i> , <i>Chlamys</i> cf. <i>ingeniosa</i> (<i>YOKOYAMA</i>), <i>Ostrea</i> sp., <i>Leukoma</i> sp., その他 <i>Comptoniophyllum</i> , <i>Liquidambar</i> (観音沢 Flora)
	古 生代 Paleozoic Era (Permian?)	古生層 Paleozoic complex Granite			(不整合) Unconformity 古生層 (粘板岩・硬砂岩・珪質 岩・礫岩よりなり, 石 灰岩をはさむ) 花崗岩類 (小川型花崗岩?)		

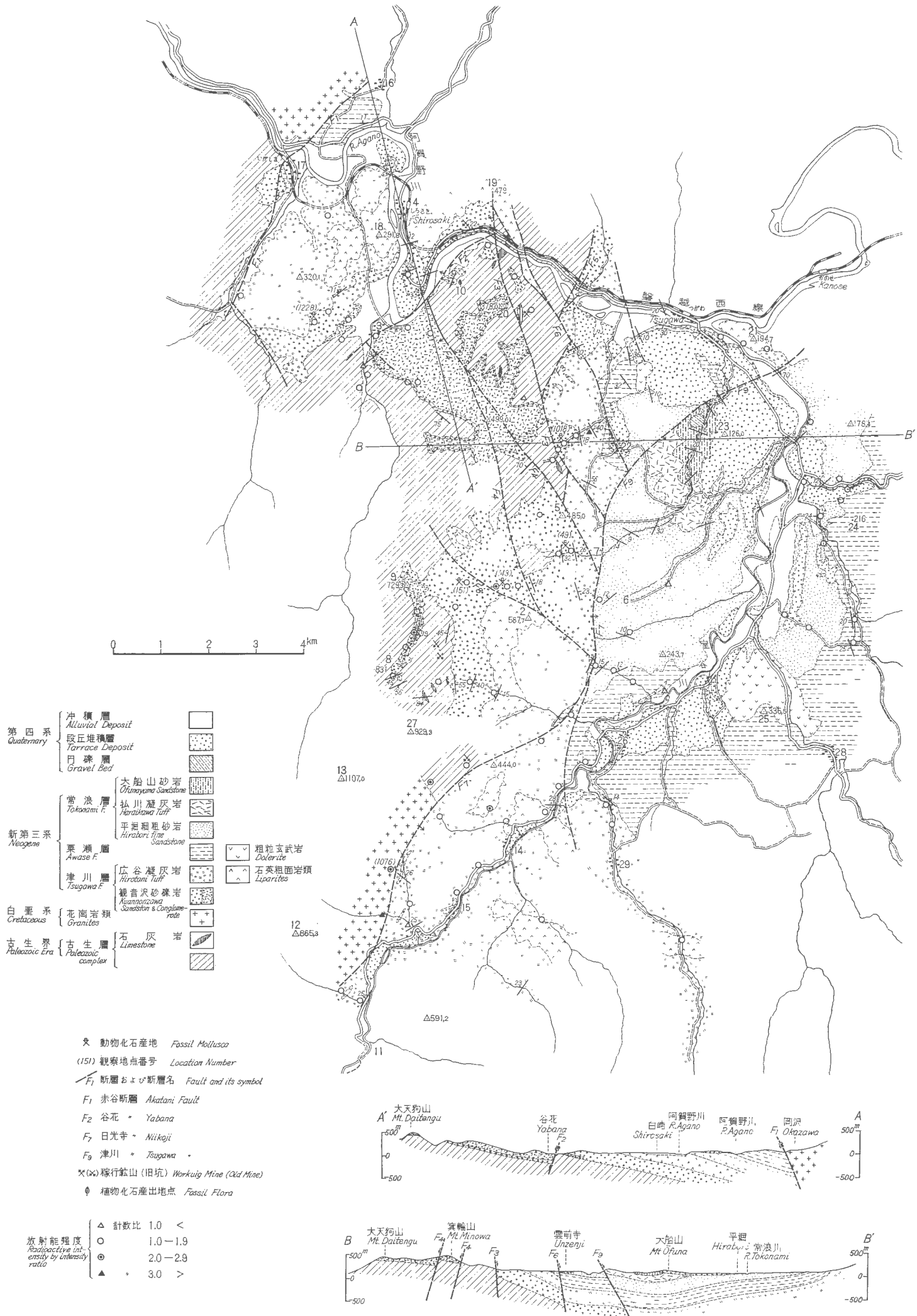
m) 緑色の凝灰岩 (主として混成凝灰岩) が発達する注25)。

(2) 観音沢砂礫岩の模式地として藤田が指摘した出角山北西の谷 (通称西の谷) においては, 砂岩・礫岩部層中には, 顕著な凝灰岩の発達が見られず, 上位の火山碎屑岩を主とする部層 (広谷凝灰岩) とは, 概して, 劃然と区分される。

(3) 出角山より南部の諸沢 (地藏屋敷の沢, 旭滝西部など) では, 津川層下半部の砂岩・礫岩部層が肥厚し, 凝灰岩の挟在はまれである。

(4) 観音沢砂礫岩に相当する部層分布の南限近くと考えられる人ヶ谷においては, 砂岩・礫岩の発達が著

注25) 地質図中KTとして表現したもの, 新潟大学資料 (文献18) の津川層下部硬質凝灰岩に相当すると考える。



第13図 地質図および断面図

しく、その層厚は 500m 程度とみられた。ただし、最下部（人ヶ谷山～大鱒谷山山稜線部）には、砂質凝灰岩が薄くはさまれる。

(5) 一方、津川盆地東縁の八木山付近の津川層基底部には、前述のように、花崗岩類の巨礫からなる礫岩層（層厚50m程度）が、特徴的に発達する。

(6) 津川層上半の「広谷凝灰岩」の岩相は変化にとみ、凝灰岩・火山礫凝灰岩・角礫凝灰岩・混成凝灰岩・石英粗面岩（真珠岩）など多様なものからなるが、調査地南部（人ヶ谷以南）では、凝灰角礫岩・火山角礫岩を多量にふくむようになり、「広谷凝灰岩」の層厚が肥大する。

津川層産の化石

地域北部の谷沢東方の通称観音沢の新第三系基底直上から、*Comptoniophyllum*, *Liquidambar* などの植物化石が産出したことはよく知られているが、今回は、一部の地点で鑑定にたえない植物化石片を採取した以外、植物化石については新しく知見を加えていない。

しかし、観音沢砂礫岩—とくに地域西部の数カ所から動物化石を採取したが、大山桂の鑑定によると第4表のとおりである。

大山によれば、この地域にみられる第4表の貝化石類は全体として、門の沢軟体動物群に類似し、その時代は西黒沢階と考えると支障ないようである。

化石の産出層準については、産出箇所を克明に追跡していないので正確を期したが、いずれも、新第三系基底部から200m以内の層準にあると考えられる。Loc. 49 その他における *Chlamys* は密集して、特徴ある岩相（緑色凝灰岩の角礫をもつ暗色岩）中に産し、精査が行なわれるような段階では、ある程度の鍵的役割を果しうるとも考えられる注26)。

基盤岩類

地域内の基盤の大部分は、粘板岩・硬砂岩・珪岩を主体とし、石灰岩の薄層をはさむ古生層とされている地層である。

花崗岩類は、地域南部（室谷北方の大方山・二倉山）に露出し、肉眼的に、中～粗粒、淡紅色長石と少量の黒雲母がみとめられ、前記古生層とは進入、新第三系とは断層関係にある。大方山付近（Loc. 1076, 第6

第4表 津川層産の動物化石
Fossil List of Tsugawa formation

化石名 Fossil species	採取地 (地質図参照) Sample Loc. (See Fig. 7)	備考 Remarks
<i>Anadara (Scapharca) kakehataensis</i> HATAI & NISHIYAMA	Loc. 151, 1018	
<i>Chlamys</i> cf. <i>ingeniosa</i> (YOKOYAMA)	" 49	多産 (abundant)
<i>Chlamys</i> sp.	" 1228	
<i>Ostrea</i> sp.	" 143	
<i>Dosinia</i> sp.	" 151	
<i>Cyclina (Cyclina) japonica</i> KAMADA	" 151	
<i>Ventricolaria</i> ? sp.	" 151	
<i>Leukoma</i> sp.	" 151, 1018	多産 (abundant)
<i>Lutraria</i> ? sp.	" 1228	
" <i>Cardilia</i> " <i>yudaensis</i> OTUKA	" 151	
<i>Angulus</i> ? sp.	" 1018	
Gastropoda	" 151	多産 (abundant)

(大山桂による)
after K. OYAMA

注26) 津川町周辺におけるその後の調査で *Chlamys* は主として「観音沢砂礫岩」の最上部に産することが多い。

図) の試料については、島津光夫^{注27)}の検鏡によるとその概略は以下のとおりである^{注28)}。

石英：粒状

カリ長石：他形，パーサイト質，やや波動消光，マイクロクリンらしい。

斜長石：半自形，カリ長石より小形で量も少ない。

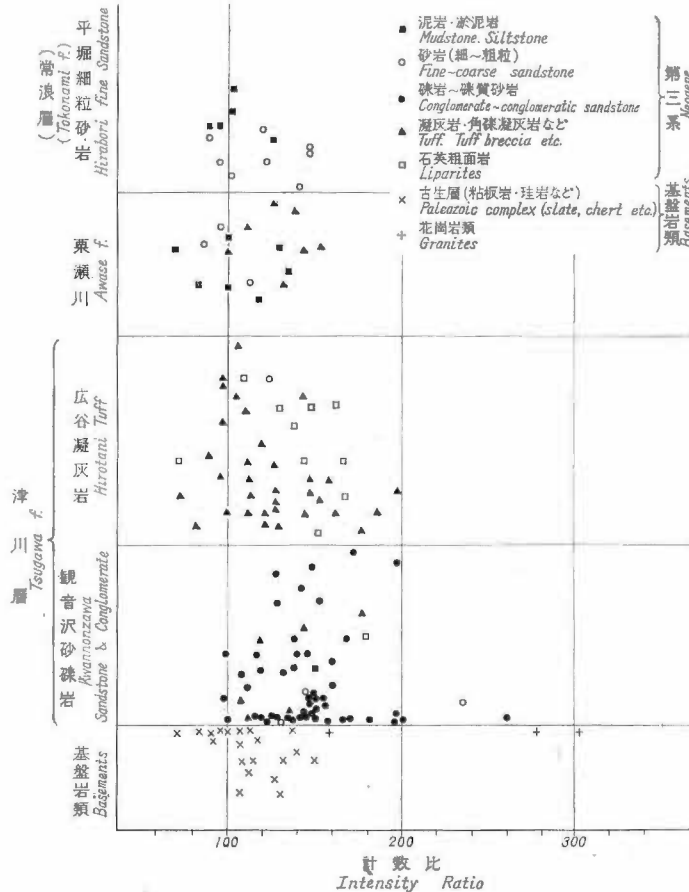
黒雲母：他形～半自形，褐色，一部クロライト化

副成分鉱物：ジルコン

なお，地域東部，八木山踏査地付近では，主として実川型花崗閃緑岩の巨礫からなる新第三系の基底礫岩があるが，花崗岩類の基盤そのものは未確認である。

地質構造上の特徴

地域内の構造については，いずれ他の機会にふれる予定であるので，以下には構造上の1つの特徴と思われる点をあげるにとどめる。津川町市街地付近を中心として新第三系は，藤田も指摘しているように構造盆地の形態を備え，阿賀野川沿いには，基盤古生層の隆起部がみられるが，その北方の三川村付近に中心をもつ新第三系の盆地と連続している。



放射能比の値のプロットされている層準上の位置は概略のものである

第14図 地層別放射能強度分布図
Radioactive intensities of rocks in Tsugawa area

注27) 新潟大学

注28) 茅原 (1950, 1951) によると小川型とよばれる岩型に属すると考えられる。

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラ 層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)

両盆地は併せて1つの堆積盆(沈降盆)と呼ぶ方が妥当であるかも知れないが、両盆地ともその西縁部に顕著な南北性の断層(三川盆地の赤谷逆断層、津川盆地の日光寺断層)がみられ、比較的顕著な構造上の変化が観察される。

第13図にも示すように、この南北性断層の西側には基盤岩層が広く露出し、その上に新第三系が比較的薄くのっている。

2.2.2 放射能強度の分布について

この地域については、自動車放射能探査(前掲)がすでに実施され、一部にやや高い計数値が観測された。この調査では新第三系とくに津川層の基底部をおもな対象として、野外において、DC-P 3型ガイガーカウンター、DC 1010-A型シンチレーションカウンターをもって、自然露頭の放射能強度を測定した。

その結果は、放射能強度計数比をもって第7図に層別に示し、さらに第6図に示してある。

地域内の岩層のうち、花崗岩類は自然計数値の2~3倍の計数値を示してもっとも放射能強度が強い。自動車放射能探査(前出)における室谷北方約1kmの地点付近のやや高い計数値(1000~1400 cps)は、この花崗岩露出の影響である注29)。

調査の主対象とした新第三系基底部(観音沢砂礫岩)については、自然計数の2倍以下の強度の場合が多く、とくに放射能異常というべきものは、今回の調査では、いまだされなかった

これは、観音沢砂礫岩の構成物質(礫その他)に花崗岩類由来のものが概して乏しく、さらに、基盤のほとんどが古生層であるなど、当地域の地質条件の大部分がウランなどの濃集に不適当なためと考えられる。

津川層の上部、広谷凝灰岩中にも放射能強度の異常はみいだされなかった。ただ室谷川沿いの楢山・鋳取付近に計数比2倍程度を示す地点があり、前記自動車放射能探査のときにもやや高い計数値が報告されている。

栗瀬層および常浪層は、下位の津川層にくらべて一段と放射能強度が弱い。

採取した岩石試料のうち約60個について、DC 3型ガイガーカウンターによって室内における放射能強度を測定し、野外における測定値のチェックを行なった。

なお、古生層中に胚胎される鉄鉱床(接触鉄床)その他からの廃鉄、廃石についても、数カ所において放射能強度を測定したが、強度の異常はみとめられなかった。

以上の結果であるので、当地域で採取した試料の化学分析は実施していない。

八木山付近の花崗岩質礫岩層について

地域東方の八木山峠近くに、若松街道沿いの約2kmの間には、花崗岩類礫からなる顕著な巨礫岩層がみられる。

この巨礫岩層は角閃石黒雲母花崗閃緑岩注30)類の礫を主体とし、同質の基質をもつ淘汰の悪い岩層で、上位は砂岩(一部泥岩)をへて緑色凝灰岩となることから、津川層下部の観音沢砂礫岩に対比されるものと思われる。

この礫岩層(層厚は数10m程度)は、しばしば、放射能強度で、2倍程度の計数比が測定され、一部においては3.6倍注31)の地点がみいだされた。八木山東方の宝川(福島県、第1図)異常地との関連性などを考慮しつつ、放射能探査の観点から、この礫岩層をさらに調査・追跡した(後記 2.4.2)

2.3 新発田市周辺

2.3.1 地質概説

地域の地質・層序などについては、新潟大学¹⁹⁾、石和田・三梨(1949)¹¹⁾、久代(1963)¹³⁾、松井(1949)¹⁴⁾その他の資料があるが、その詳細については未公表のものが多く

しかし、地域の地質・層序はこれらの資料によってかなり明らかにされているので、今回はこれをもとに調査をすすめながら、一部について補足・改訂を行ない、その結果を地質図(第15図)などとしてとりまとめた。

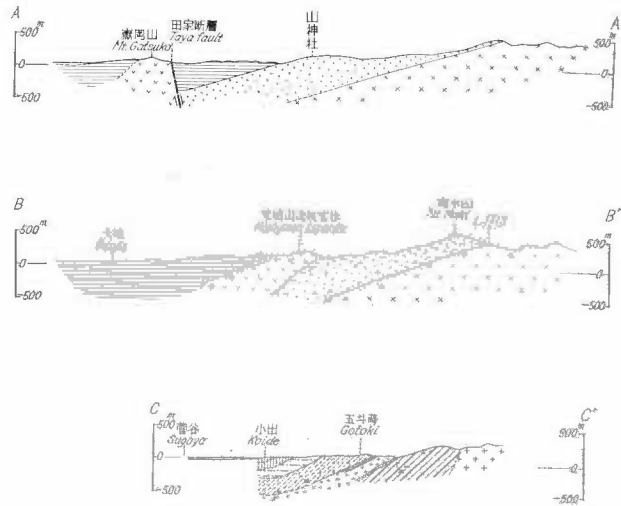
地域内の地質系統の概略を第5表に示す。

注29) 原子燃料公社の調査ではこの付近の沢水中にかなりのUをみ

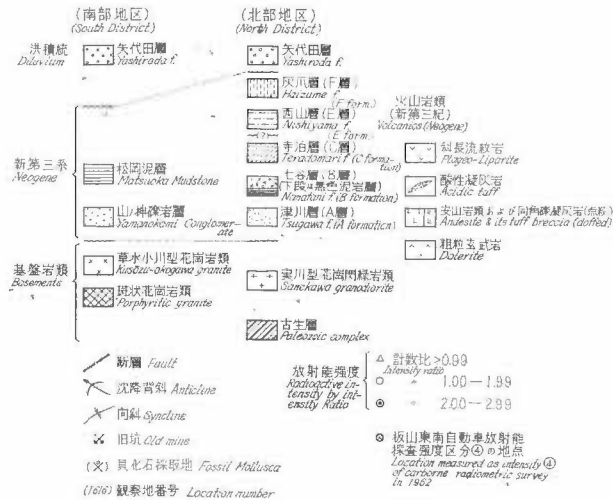
注30) いわゆる実川型花崗岩類。

注31) 雨天時の測定値であり、再測定を要する

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稻積)



(2) 地質断面図
Geologic section



(3) 地質図、断面図記号凡例
Legend of geologic map and its profile

第 5 表 新発田市周辺地質層序表
Outline of geology in the vicinity of Shibata city

地質時代 Geologic Age	層名 Formation	層厚 Thickness (m)	備考
沖積世 Alluvium	沖積層 (Alluvial deposit)	?	
洪積世 Diluvium	矢代田層 (Yashiroda formation)	15+	
新第三紀 Neogene Tertiary	灰爪 礫 (F層) (Haizume f. (F.f.))	110-120	
	西山 礫 (E層) (Nishiyama f. (E.f.))	150+	
	寺泊 礫 (C層) (Teradamari f. (C.f.))	260+	
新第三紀 Neogene Tertiary	七谷 礫 (B層) (Nanatzni f. (B.f.))	200+	Dolerite Liparite
	津 礫 (A層) (Tsugawa f. (A.f.))	20+	
先第三紀 Pre-Tertiary	奥川型花崗閃緑岩類 (Sanekawa granodiorite)		
	古生 礫 (Paleozoic group)		
新第三紀 Neogene Tertiary	松岡泥 礫 (Matsuoka mudstone f.)	500+	Liparite Andesite
	山 神礫 礫 (Yamanokami conglomerate f.)	550-650	
先第三紀 Pre-Tertiary	草水小川型花崗岩類 (Kusozu Kogawa granite)		
	斑 花崗 類 (Porphyritic granite)		

注 1) 南部地区の松岡泥層以上の新第三系(文献11参照)は未調査であるので省略した。
2) 北部地区の層序区分は久代(1963)によつた。層厚は地質断面図C-C'から算出したものとし、備考らん中には主要な火山活動を示した。

基盤岩類

北部地区では珪質岩類・粘板岩・ホルンフェルス化した砂岩などからなる古生層を主とし、一部に花崗岩類(実川型花崗閃緑岩類, 古生層に進入)がみられる

南部地区の基盤は草水小川型花崗岩類および斑状花崗岩類に大別される。

草水小川型花崗岩類は分布が広く、一般に、優白色で、黒雲母がめだち、しばしば、桃色カリ長石を有するが、アプリーチックないしは半花崗岩質の部分を含むほか、塩基性包有物もみられて岩相の変化にとむ。また、粒度も、随所で変化する。

斑状花崗岩類は斑晶状カリ長石を含み、黒雲母を顕著に有するのが特徴であるが、通常、露頭において草水小川型のものに較べて風化・分解がすすんでいる。

今回の調査では両岩型相互の関係は明らかにしえなかった。

新第三系

山ノ神礫岩層

南部地区新第三系の最下部を占め、花崗岩類(草水小川型)を不整合に覆い、松岡泥層に覆われる粗粒岩主の地層で、石和田・三梨(1949)の山ノ神礫岩層に、ほぼ一致する。

本層は今回調査の主要対象であるが、大部分が淘汰の悪い粗大粒砂岩、種々の粒度の礫岩からなり、しばしば細粒~粗粒砂岩を、まれに微細粒砂岩または泥岩をはさむ(第16図)

本層については次の諸点が指摘できる。

- (1) 本層の構成物質は、全般的に、著しく花崗岩質である。
- (2) 古生層由来と考えられる礫(珪質岩類・粘板岩・砂岩など)を主とする礫岩(黒玉礫岩と仮称)は本層の上部約100mの間に優勢である。
- (3) 花崗岩類礫を主とする明色の礫岩(白玉礫岩)は上記(2)層準以外の全層に卓越する。礫の大部は草水

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)

小川型花崗岩類、および斑状花崗岩類の礫であるが、その大きさは、しばしば小牛大に達する。また、この白玉礫岩および随伴する粗大粒砂岩などの基質部が、著しく赤色や緑色を呈する場合も多い注32)。

(4) 本層は炭質物薄層を含むが、“黒玉礫岩”の発達層準に頻繁に伴われ、次いで基盤花崗岩類との不整合面近くの最下部層準に介在されている傾向がある。

炭質物薄層は、一般に 2~3 cm 程度以下の厚さで連続性に乏しく、総じて炭層と呼ぶに値しない注32)。

南部地区の南東部(中々山・上赤谷)には斑状花崗岩類の凹所に矢代田層に覆われて花崗岩質砂岩・礫岩層が小範囲に露出する。これらは南隣の旧赤谷炭砒付近に分布する砂岩・礫岩層(松井・井上, 1949)の北方への延長であり、山ノ神礫岩層に対比されるものと考えられる。

北部地区で山ノ神礫岩層に相当する地層(第1表の津川層)は花崗岩質の砂岩・礫質砂岩・礫岩などからなり、基盤岩類を不整合に覆って、熊出付近から田貝方面へ連続して追跡されるが、その層厚は南部地区に較べきわめて薄い。

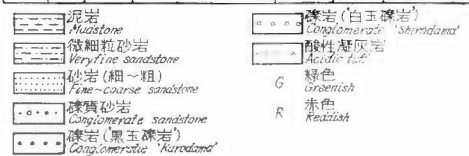
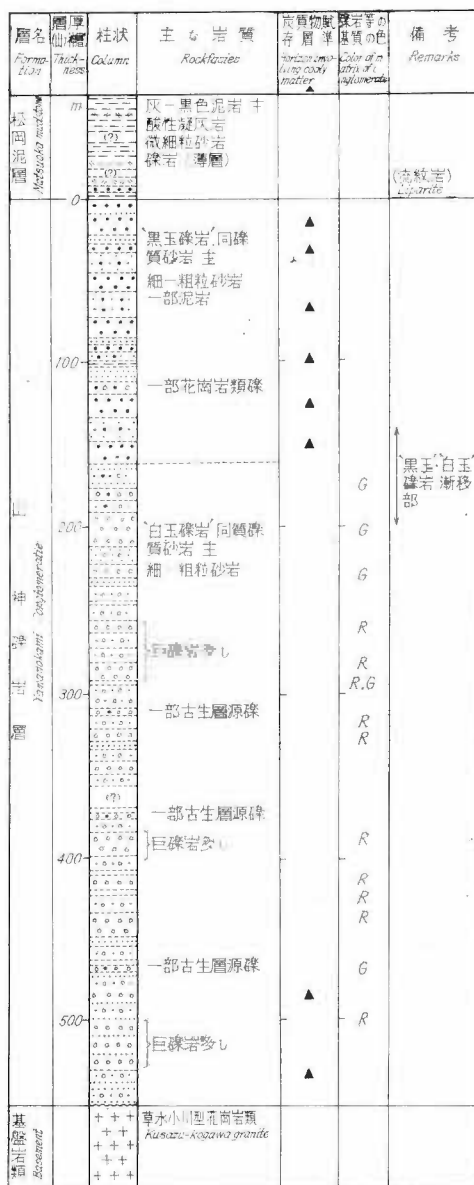
松岡泥層

山ノ神礫岩層の上位に泥岩主の地層が分布し、石和田・三梨¹¹⁾はこれを松岡泥層と呼んだ。南部地区における本層は、灰色ないし黒色泥岩からなり、層厚は 500m 以上と推定されるが、下半部は泥質砂岩ときに粗粒砂岩を介在して全般的に凝灰岩質である。

地区北部、猿ヶ馬場山付近の流紋岩体周辺の本層には凝灰岩の発達がよく、また松岡、荒川部落南東の本層最下部付近の層準には白色ないし帯緑色の酸性凝灰岩、同質の角礫凝灰岩がみられる。

石和田・三梨は本層から *Cyclammina*, *Sagarites* などの産出を報じているが、今回は、権現山東方(Loc. 1611)付近の本層最下部層準から転石として二枚貝化石を得た。

北部地区においては津川層(久代, 1963)を覆って酸性凝灰岩・砂質凝灰岩を主とし砂質泥岩・黒色泥岩ををさむ地層がみられ、本層が松岡泥層下部に相当するものと思われる注34)。



この柱状は主として A-A' 断面(第2図)によって作成した
第16図 山ノ神礫岩層の柱状図

Geologic columnar section of Yamanokami conglomerate

注32) 黒雲母などの風化・変質に起因するものと考えられる。

注33) 南部地区、真木山付近 Loc. 1719 には 10cm 程度の薄炭層がみられ、これを探炭した旧坑がある。

注34) 岩相上は広谷凝灰岩層(文献4)に類似する。

久代⁹⁾はこれをB層と呼び七谷層に対比しているが、この地層は北部地区の南半部（上石川～田貝）においては黒色泥岩相をほとんど欠き白色酸性凝灰岩・角礫凝灰岩・砂質凝灰岩主のものに移化する。

寺泊層（C層）

北部地区の北半部に分布し灰色、塊状で固結度の低い泥岩（ときに凝灰質）を主体とする地層が前記七谷層（B層）の上位にみられる。

久代¹⁹⁾はこれを放散虫化石その他から寺泊層に対比し、C層と呼称した。

本層は南部地区との対比においては松岡泥層の上部に当たるものかも知れないが^{注35)}、北部地区では岩相上七谷層および西山層（後記）と明瞭に区別できる。

西山層（E層）

前記寺泊層と同様、北部地区の北半に分布し淘汰のよい青灰色泥岩・微粒砂岩の互層からなる地層を久代にしたがって西山層とした。

灰瓜層（F層）

青灰色砂質シルトを主とし、灰瓜層の指準化石である *Turritella saishuensis* などを産する地層を久代は灰瓜層（F層）として区分している。本層については今回の調査では観察していない。

火山岩類

新第三紀の火山岩類として考えられるもののうち主要なものは流紋岩およびこれに伴う凝灰岩である。

南部地区においては荒城山周辺に山ノ神礫岩層と松岡泥層の境界部を切った形で流紋岩体のみられる。この流紋岩は鏡下の性状などから、“斜長流紋岩”^{注36)}と考えられる。

荒城山東部には流紋岩と密接に伴って安山岩および同質の角礫凝灰岩があるが、流紋岩との関連は明確になし得なかった。

このほか、南部地区嶽岡山付近の流紋岩体、北部地区、石川川以南の酸性凝灰岩に伴う流紋岩・真珠岩などはいずれも前記荒城山周辺の流紋岩体とほぼ同一層準中にある。

小規模ではあるが、上赤谷付近の松岡泥層や下中山南東（北部地区）の七谷層中には粗粒玄武岩岩床・岩脈のみられる。

また、山ノ神礫岩層、基盤花崗岩類中には流紋岩・安山岩類の小岩脈が散在する。

矢代田層（洪積統）

南部地区（主としてその南東部）および北部地区には礫層を主としこれに砂層、粘土層をはさむ粗しような層が丘陵地性地貌をなして分布する。

これらを一括して矢代田層としたが、南部地区の本層は花崗岩質の構成物からなり、北部地区では古生層由来と思われる礫などを主体とする場合が多い。

しかし、明らかに新第三系由来とみられる酸性凝灰岩・火山岩・砂岩などの礫が識別される場合がある。

地質構造

以下主として新第三系の構造について略記する。

南部地区の主部では、花崗岩類を不整合に覆う新第三系は、大観して、北北西に沈降する背斜をかたちづくる。主要な断層は田家断層（石和田・三梨）および中々山～大月にわたる断層の両者で、いずれも、南北性である。後者は赤谷逆断層（松井・井上）の北方延長とみなされる。

北部地区の構造は比較的単純であって、北西ないし北北西に20～30°傾斜する新第三系は第15図に示すように弧状に展開している。久代¹⁹⁾は北部地区の西方に、下寺内～丸山～下三光付近を通る向斜の存在をみとめている。

2.3.2 地層の放射能強度

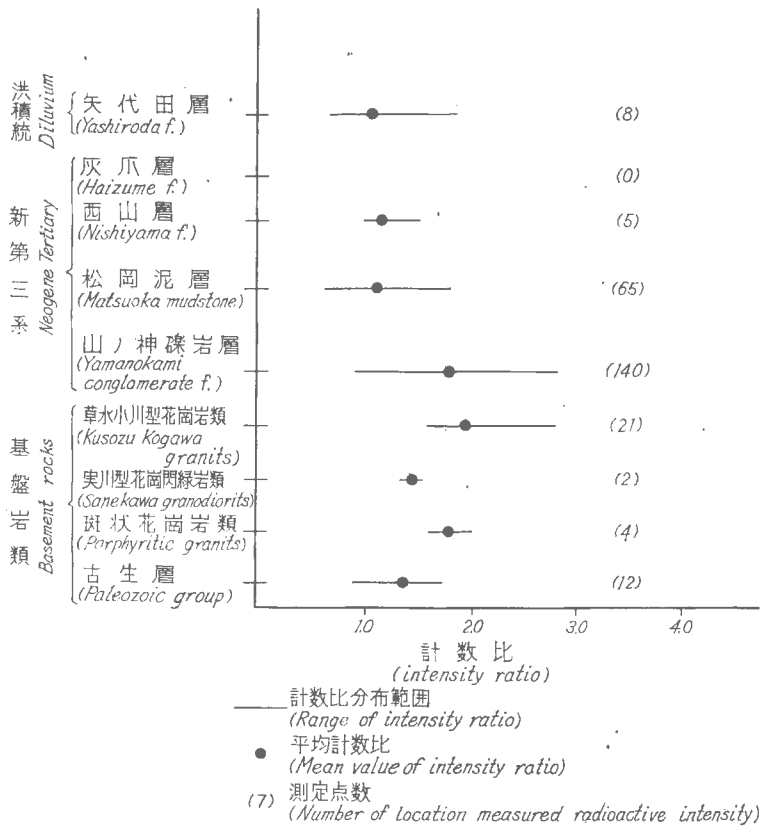
山ノ神礫岩層の調査を中心に各地層の自然露頭における放射能強度を測定したが、その結果を第15図および第17図として示した。

野外で使用した測定器はTCS-121型シンチレーションカウンターで、一部の測定はDC-P3型ガイガー

注35) 石和田・三梨は松岡泥層を七谷、寺泊層を含めたものとして対比している。

注36) 新潟大学の区分による

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層
(坊城・鈴木・青柳・松井・神山・稲積)



第17図 新発田市周辺地層別放射能強度

Radioactive intensities of rocks in the vicinity of Shibata city

カウンターによった。

基盤岩類

花崗岩類中では、草水小川型花崗岩類が、一般的に、やや高い計数値を示すが、最高値は折居東部 (Loc. 1612) における2.80 (計数比) 程度にすぎない。

実川型花崗閃緑岩類の強度は、測定箇所が少ないが、花崗岩類中も、とも小さい。

古生層の示す放射能強度は花崗岩類に較べて一段と小さい。

山ノ神礫岩層

本層の放射能強度は、第17図にもみられるように、松岡泥層以上の新第三系と比較して明瞭な差があり、全般として草水小川型花崗岩類のそれに匹敵する。

これは本層の構成物質による影響と考えられるが、放射能強度の最高値 (計数比) は2.83ほどであり、また、本層中にしばしば含まれている炭質物もとくに高い強度を示すものはみいだされなかった。

放射能強度が計数比で3倍弱の3カ所 (田家部落東南山神社付近その他) からの試料を分析したが、ウランは検出されなかった。

北部地区の津川層の強度は南部地区に較べて小さい。

松岡泥層その他

これらの示す放射能強度は、一般に小さい。今回の調査では、これらの地層に対する測定数があまり多くないが、従来の知見からして、これらの強度は傾向としてこの程度のものとみて支障ないと考える。

自動車放射能探査結果との照合

今回の結果を自動車放射能探査成果³⁾と併せて考慮すると次の点があげられる。

(1) すでに堀川によって一部みとめられているが、地域内の放射能強度分析と地質との間にはかなりの対応がある。

すなわち、自動車放射能探査において、区分③(601~800 cps)^{注37)}と区分④(801~1,000 cps)のやや高い強度が組み合されて計測された箇所は基盤花崗岩類または山ノ神礫岩層分布地に限られる。

折居、その東部……草水小川型花崗岩類
田家東南山神社……山ノ神礫岩層
荒城山南麓……同上
中々山西部……斑状花崗岩類
板山部落南東……：同上（流紋岩）

このうち、荒城山南麓のやや高い強度については付近に露出している斜長流紋岩体からの影響が加わっているかも知れない^{注38)}。

(2) 北部地区の新第三系などの示す強度は自動車放射能探査によっても、今回の結果からみても、いずれも小さい。

(3) 松岡および荒川部落南東ルートの松岡泥層分布地について自動車放射能探査ではやや高い強度（区分③ 601~800 cps）が連続して測定されている。

今回の調査では松岡泥層の強度は、全般的に、かなり小さい値をとるので、上記の点については説明がつきにくい。

1つの推測としては付近の沖積層が後背山地から由来した花崗岩質から構成されているので、この影響と考えることである。

(4) 板山部落南東のやや高い強度（地質図中⊗印）については、今回現地をチェックしていないので不明であるが、既存資料から判断して、花崗岩類（および流紋岩）の露出に関連があるとして誤りないものと思う。

2.4 津川町東部～鹿瀬町

2.4.1 地質概説

基盤岩類

新第三系の基盤岩としての古生層は阿賀野川にそって分布するほか、地域中部の八木山付近の地形的凹地に地窓としてわずかにみられる。これらはチャート・粘板岩・砂岩などを主とし、花崗岩類の近くではとくにホルンフェルス化が著しい。一部で石灰岩薄層をはさむが、しばしば流紋岩岩脈によって貫かれる。

地域の北東部で古生層に貫入する花崗岩類は実川型花崗閃緑岩類と呼ばれ、地域北端付近の実川流域がその標式地とされている。

新第三系

下位からこれを三川層群・津川層・栗瀬層および常浪層に区分する。この区分は藤田⁴⁾のものを踏襲し、三川層群については前述（2.1.1）したような内容をもつ。

三川層群は地域の北部、鹿瀬町角神付近の阿賀野川沿岸と日出谷北部などにみられ、砂岩・礫岩・泥岩・凝灰岩を主体とし、上位の津川層の岩層に較べて、多少、固結度が高く、しばしば変質火山岩類を伴う。前記日出谷北部の本層群とみなした地層などについては津川層との関係その他で問題が多いが、これらは別報として扱う。

津川層はこれを下部の砂岩礫岩部層と上部の凝灰岩部層に分かつことができることは隣接の津川町周辺地域などと同様である。下部の砂岩礫岩部層は花崗岩質の砂岩・礫岩を主とし、ときに泥岩・凝灰岩をはさむが、一般に粗粒の堆積物からなり、阿賀野川以南では古生層（宝川で花崗閃緑岩）を不整合に覆い、新第三系の基底礫岩に相当する。層厚は20~100m程度に変化し、また地区によって岩相にもかなり差異がある。

注37) 文献8付図（地質調査所月報, vol. 14, no. 9 付図）参照。

注38) 流紋岩は従来の調査（赤谷東部、津川町付近）で栗瀬（七谷）層その他に較べていぶん高い強度を示すことが多いことが知られて

地域中部、八木山付近の本部層の状況については2.2.2に述べた。

凝灰岩部層中には、とくに地域南部の船久保山(476.3m)および袴腰山(509m)を中心とした地区に流紋岩の発達が目立つ。本部層の最下部付近からChlamysを産する場合が多い。

栗瀬層は地域の西縁にそい南北に伸長した分布を示し、地域南部の栗瀬を標式地とする。

層厚および岩相は南北にわたってかなりの変化がみられる。

地域内の常浪層は下部の平掘細粒砂岩⁴⁾であるが本層についてはとくにここに記述しない。

段丘堆積層

黒崎山から東方へ徳沢付近にかけての阿賀野川川岸にそって2～3段の礫層からなる河成段丘があり、とくに盤越西線豊実駅付近に見事な発達がみられる。

2.4.2 放射能強度分布

新第三系の基底部付近の層準を主に、地域内約500地点についての計測を、TCS-121型シンチレーションカウンタによって実施した。

① 一般に基盤の実川型花崗閃緑岩類の示す放射能強度が大きく、ついで津川層砂岩礫岩部層のものが大きい。

地域内において計数比2以上の値を示す弱異常地点は多数みだされる。

② 津川町東部倉の平付近(Loc. 1917)の津川層基底部の砂岩は、最高0.07 mr/hを示し、分析結果^{注39)}は0.002% U_3O_8 であった。本砂岩は古生層を基盤とする。

③ 津川町東部の田沢部落周辺に分布する津川層砂岩礫岩部層は外見が花崗岩類の風化岩体にきわめて酷似した花崗岩質砂岩、同礫岩を主とする。その一部においては泥岩とともに粗悪炭(炭丈46cm, 山丈67cm)をはさむが、これの下盤砂岩付近において稲積^{注40)}は0.06 mr/hの放射能強度の異常を報じている。

④ 地域の北東部をわずかにはずれた福島県耶麻郡宝川、杉山周辺の含ウラン層についてはすでに原子燃料公社や当所においてやや精密な探査が行なわれた。これらの探査成果については別に報じられる予定である。

3. 結 語

5カ年にわたった地質調査所の調査は、放射能鉱物の探査に視点をしぼったため、地域内の地質、層序などの調査・検討には不十分な点が多い。しかし東蒲原郡三川村吉可沢周辺の調査、新第三系の特定層準の追跡などによって新しい地質資料がえられた。

さらに、新発田市赤谷地区、三川村吉可沢地区、北蒲原郡五頭山地区に重点をおいた原子燃料公社の探鉱は最近まで(上赤谷地区、昭和41年)継続され、含ウラン層の実態について貴重な成果をあげるとともに、地質的な新しい情報がえられた。以下その要点を述べる。

(1) 調査において対象としたおもな地層は新第三系下部の三川層群、津川層および栗瀬層に属するものであったが、これらは地区によって発達状況(層厚、層相など)にかなりの相違がみられた。とくに南部の津川地域と北部の新発田市周辺とでは津川層ないしはその相当層の層相に変化があり、一方東部の鹿瀬町日出谷付近と西部三川村吉可沢付近とでは三川層群の発達の有無などに関し層序に大きな差異がある。

しかし、津川町周辺において組まれた藤田の層序区^分は、調査地全般にわたって層序を解明する場合の有力な基準となりうるように考えられる。

(2) 地質調査所が実施した放射能強度分布についての概査は主に携帯用シンチレーションカウンタにより諸岩層の自然露頭を計測したものであるが、一部は原子燃料公社の設けたトレンチ溝を用いて調査した。今回の調査以前すでにウランの含有が知られていた赤谷、三川、五頭山の3地区以外においても放射能強度の異常を示す箇所は多数みとめられた。

しかしウランの含有が化学分析によってみとめられたのは、地域北部加治川沿岸と津川町東部倉の平(前項参照)の2地点である。

注39) 地質調査所、関根節部分析

注40) 動力炉・核燃料開発事業団(旧原子燃料公社)事業報告、昭和39年度

(3) 原子燃料公社は、地域内において地質状況が比較的明らかな上赤谷炭鉱付近(赤谷地区)に重点をおき、ウラン含有の発見以来昭和41年8月まで地表調査、試錐探鉱を中心とした調査を実施した。その結果上赤谷炭鉱で、未掘部分の夾炭部層中にかなりの鉍量を認めたと、平均品位は0.017% U_3O_8 と低かった。

三川、五頭山地区においてはウラン濃集の連続性が乏しく、地層を切る小断層の付近に濃集する傾向がある。

(4) 以上の含ウラン層および放射能強度異常を示す箇所は、いずれも当地域の新第三系の基底付近の津川層砂岩礫岩部層のものが大多数である。

ウラン含有は各種粒度の砂岩、礫岩の基質、凝灰質泥岩、炭質頁岩、炭層、炭層下盤粘土にみられるが、一般には炭化物に伴うものが顕著であることが知られる。

(5) ウラ を含有する新第三系の基盤は花崗岩類であるが、津川町倉の平では例外的に古生層 がある。

現在までのところ、赤谷炭鉱における含ウラ 層がなかでも規模が大きいが、全般的には品位も低く、含ウラ 層の発達状況も良好とはいえない。しかし、調査地域内においては小規模ながら容易にウラ を濃集する地質環境が多数存在するところは興味深い。

参 考 文 献

- 1) 青柳信義・坊城俊厚(1966): 飯豊山地南西部の新第三系の放射能強度について(の1), 地質調査所月報, vol. 17, no. 8
- 2) 坊城俊厚・松井 寛(1966): 飯豊山地南西部の新第三系の放射能強度について(の3), 地質調査所月報, vol. 17, no. 8
- 3) 茅原一也(1950): 新潟県阿賀野川流域の花崗岩類について(演旨), 地質学雑誌, vol. 56, no. 656
- 4) 藤田和夫(1949): 新潟県津川盆地の第三系, 地質学雑誌, vol. 55, no. 650~651
- 5) 原子燃料公社: 探鉱の概要(1961), 探査専門委員会資料(1962)(1964)
- 6) 浜地忠男(1962): 新潟県北蒲原郡中条町の含ウラ ジュールについて, 地質調査所月報, vol. 13, no. 7
- 7) 林 良知(1961): 緑色凝灰岩層序班地調査報告, 石油資源開発株式会社, 未公開
- 8) 堀川義夫(1963): 羽越・会津地域自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 14, no. 9
- 9) 細井 弘(1953): 津川層序調査報告, 石油資源開発株式会社, 未公開
- 10) 池辺 稔(1953): 最近の探鉱成果, 石油技術協会誌, vol. 18, no. 4
- 11) 石和田靖章・三梨 昂(1949): 新潟県北蒲原郡東南周縁部の地質, 地質調査所, 未公開
- 12) 金原均二(1950): 新潟油田の地質, 石油技術協会誌, vol. 15, no. 1~2
- 13) 久代利男(1963): 「新潟平野北部総合」地表調査報告, 石油資源株式会社, 未公開
- 14) 松井 寛・井上絢夫(1949): 新潟県北蒲原郡赤谷炭鉱調査報告, 地質調査所, 未公開
- 15) 森田 宏(1960): 赤谷鉍山の地質と鉍床, 鉍山地質, vol. 10, no. 44
- 16) 長沢敬之助(1951): 新潟県三川鉍山の地質と鉍床, 地質学雑誌, vol. 57, no. 671
- 17) NAGASAWA, K. (1961): Mineralization at the Mikawa Mine, Northeastern Japan. *Jour. Earth Science Nagoya Univ.*, vol. 9, no. 1.
- 18) 新潟大学: 5万分の1地質図「津川」, 未公開
- 19) 新潟大学: 5万分の1地質図「新発田」, 未公開
- 20) 新潟県(1962): 20万分の1新潟県地質鉍産図, 同説明書
- 21) 西田彰一・津田禾粒(1962): 東蒲原郡の地質—特に津川・三川両盆地の新第三紀の地史を中心として, 新潟県文化財年報, 第4集
- 22) 島津光夫(1964): 東北日本の白堊紀花崗岩, I, II, 地球科学, 第71~72号
- 23) 新保久弥(1956): 津川~会津地域の微小古生物学的調査報告, 石油資源開発株式会社, 未公開
- 24) 須貝貫二(1963): 飯豊山周辺三川・赤谷, 中東および金丸ウラン鉍床概査報告, 地質調査所, 未公開

刊

- 25) 鈴木泰輔 (1962) : 赤谷, 三川, 津川地域の地質とウランの産状 (演旨), 地質調査所月報, vol. 13, no. 8
- 26) TAKEDA, E., MOCHIZUKI, T. & KANEKO, H. (1965): On the Uranium in Coal-bearing Bed of Mikawa and Akatani Area. *Bull. Geol. Surv. J.*, vol. 16, no. 9.
- 27) 武司秀夫 (1963) : 新潟県東蒲原郡のトナト鉱床, 地質調査所月報, vol. 14, no. 1
- 28) 山田昌道 (1955) : 津川地域の微古生物学的調査報告, 石油資源開発株式会社, 未公開
- 29) 吉村尚久・佐々木邦夫 (1963) : 津川産七谷層基底の海緑石について (演旨), 地質学雑誌, vol. 69, no. 814

Radioactivity and Uraniferous Beds of Neogene Tertiary in Akatani, Mikawa, Tsugawa Areas, Niigata Prefecture, Northeastern Japan

By

Toshiatsu Bojo, Taisuke SUZUKI,

Nobuyoshi AOYAGI and Hiroshi MATSUI Teiji KAMIYAMA, Satoru INASUMI

The results of radiometric survey and prospecting of the uraniferous beds carried out in 1960 through 1966 on the above-mentioned areas are summarized in this paper.

Preceding to this survey, uraniferous beds have been recognized in the following five places by our colleagues of the Geological Survey of Japan and the Atomic Fuel Corporation of Japan.

1. Mikawa area, Niigata Prefecture
2. Akatani area, Niigata Prefecture
3. Gozu-san area, Niigata Prefecture
4. Nakajo area, Niigata Prefecture
5. Hogawa area, Fukushima Prefecture

The surveyed areas and locations of these known uraniferous beds are shown in the Fig. 1. The summarized results on each area are as follows:

1. Mikawa and Akatani areas (area A and C in the Fig. 1)

In Yoshigasawa and Akatani areas, Mikawa-mura, Niigata prefecture, uraniferous beds have been discovered at the basal part of the Neogene Tertiary (Miocene) by Atomic Fuel Corporation in 1960.

Then, Geological Survey of Japan carried on more extensive geologic and radiometric survey of the Neogene sediments exposed within the above-mentioned districts and there adjacent areas in 1960 through 1962.

The Neogene sediments in the area lying unconformably on basement rocks (granites and Paleozoic formation) are divided into the Mikawa group, the Tsugawa formation and the Awase formation in ascending order. (Table 2)

However, it seems that the Tsugawa formation directly overlies the basal granites because of thinning out of the Mikawa group in Yoshigasawa and Akatani areas.

Uranium occurs only at the lowest part of the Tsugawa formation consisting of arkosic sandstone and conglomerate in the districts.

The average uranium content in this area shows 0.0 n% U_3O_8 , though attains locally 0.3-0.4% U_3O_8 in maximum value. The uranium minerals indentified with x-ray powder refraction method is as follows.

Uraninite..... in coal (0.19% U_3O_8) Kamiakatani coal mine.

Coffinite..... in coaly matter, outcrop (A 6-R), Gozu-san area.

As the results of prospecting carried on by the Atomic Fuel Corporation of Japan in the Akatani area, a considerable uranium resource has been detected, but the average uranium content in the area is estimated to be less than 0.017% U_3O_8 . It has been noticed that uranium has a

tendency to be concentrated in coaly matter (thin coal seams, coal pieces etc.) scattering in the sedimentaries, but the extension of uraniferous part is small.

2. Tsugawa area (area B in the Fig. 1)

The Neogene Tertiary in the area attains up to about 2,000 meters in thickness and is divided into three formations; the Tsugawa, Awase and Tokonami formations in ascending order (Table 3). The lower member of the Tsugawa formation, named Kwannonzawa conglomerate, seems to be the basal conglomerate of the Neogene in the area and is known as the sediments containing Comptoniphylum-Liquidambar flora. The member also contains some molluscan fossils shown in the Table 4.

As the basement rock of the Neogene in the area, Paleozoic complex (Permian) distributes widely, but granitic rock is observed at the southern extreme of the area. (Fig. 14)

The radioactivities of both the Awase and Tokonami, the upper two formations, are lower than those of the Tsugawa formation. (Fig. 15)

3. Shibata area (area D in the Fig. 1)

The outline of geology in this area is shown in the Table 5 and the Neogene Tertiary in Miocene age is divided into several formations. Among those formations, the Yamanokami conglomerate, the lowermost part of the Neogene Tertiary, overlies unconformably the granite named Kusozu-Kogawa type and its thickness is 550~650 m. in the southern part of this area.

This formation is composed chiefly of coarse arkosic materials and abundant thin coal seams, and the survey of this formation is a main object of our survey.

The other Neogene Tertiary in this area mainly consists of some fine-grained sediments (mudstone, very fine sandstone etc.) intercalating acidic pyroclastic rocks.

The distribution and variation of radioactivity of each formation measured by scintillation counter are shown in the Fig. 18.

The summarized results are as follows: The radioactivity intensity by natural count in both the Kusozu-Kogawa granite (1.97) and the Yamanokami conglomerate (1.82) is larger than in the other formations. The accumulation of uranium is not detected by the chemical analysis of three samples from the Yamanokami conglomerate which has maximum value of radioactivity nearly 3.0.

4. Eastern part of Tsugawa and Kanosc-machi. (area E in the Fig. 1)

The survey was carried out in 1964 to detect the basal part of the Neogene. Particularly, basal part of the Tsugawa formation consisting mainly of arkosic sandstone and conglomerate was traced in the Yagiyama-Kuranotaira district, east of Tsugawa-machi.

As the results, weak anomalies of radioactivity were recognized at places. A medium-grained sandstone collected from basal part of the Neogene at Kuranotaira shows 0.002% U_3O_8 in chemical analysis. It is noteworthy that the uraniferous sandstone covers unconformably Paleozoic basement composed chiefly of chert.

Ⅳ.8 新潟県中条町付近のウラン鉱床

島田 忠夫*・浜地 忠男**

要 旨

昭和33年(1958)に中条町の半山の沢において、黒色頁岩層直下の津川層の砂岩中の瘤塊状泥岩に放射能異常を認めた。その後地質調査と試錐を行ないウラン鉱床の実体を究明した。この泥岩は、 U_3O_8 を最高0.14%含むが、連続性に乏しい。津川層最上部の粗粒砂岩中の層厚約2mの部分が U_3O_8 を約0.01%含有し、まれには黒色頁岩層の基底部の泥岩の層厚約1mの部分も U_3O_8 を約0.01%含有している。

この地域のウラン鉱床は一般に含有量は少ないが、規模は大きく、この程度の放射能異常は南北に約6kmまで現在追跡される。ウラン鉱物は未発見である。分析の結果はウランの含有量と燐の含有量は正相関を示しているため、ウランは燐灰石中の Ca^{++} を置換して入っていると考えられる。

ま え が き

昭和33年に津川層と七谷層の境にある瘤塊状泥岩に放射能異常を認め、これが動機となって以後地質調査と試錐探査を行なった結果、油田地帯のウラン鉱床の実体が若干判明してきた。調査の経過は以下のとおりである。

- 昭和34年度 地質調査
 - 試錐3坑(深度約20m)
 - 試錐2坑(深度93mと132m)
- 昭和35年度 試錐1坑(深度93m)
- 昭和37年度 地質調査
 - 調査試錐15坑(深度3~19m)

このウラン異常地は油田地帯のウラン鉱床としては日本では初めてのものであり、放射能異常は津川層とその上位の黒色頁岩層中に認められる。ウランの品位は U_3O_8 として0.01%程度で低品位であるが、異常の分布の規模は大きく、この付近だけでも、現在、延長およそ6kmに及ぶ。また特に品位の高いものは、黒色頁岩直下の瘤塊状泥岩で、最高0.14%の U_3O_8 を含み、燐の含有量と規則正しい相関性を示している。

1. 位置・交通

中条町は新潟平野の北端部に近く(北蒲原郡)、日本海に面し、新潟市の北東約40kmの地域であり、胎内川の南部にあたる。

交通は羽越本線が通じ、新発田より20分、村上より40分で中条に達する。中条からは村上・鷹ノ巣・宮久・胎内発電所行きのバス路線が通じている。異常地半山および関沢は中条駅の南東方約3kmの処にある。

2. 地 形

西部の平野部の4km西方で日本海に臨み、東方には鳥坂山・白鳥山・大峰山等の連なる楯形山脈(最高589m、平均400~500m)が南北に走って迫っている。大きな河川は北部に胎内川が東西に流れ、その南方には羽根の沢・半山の沢・飯角の沢・関沢・小国谷・貝屋の沢・金山の沢などが楯形山脈に切れ込んでいる。

3. 地質および構造(第1図)

この地域の基盤をなすものは楯形山脈を構成する花崗岩であって、その西側山麓より平野にかけては新第

* 燃料部

** 金属鉱物探鉱促進事業団(元鉱床部)

坑が掘さくされた。このほか羽黒の沢・飯角の沢・関沢にも浅掘試錐を実施して調査したが以下に各露頭の状態と試錐の結果の概略を述べる。

4.1.1 半山の沢

中条駅から約3km東方の半山の沢中流にあり、黒色頁岩層と津川層最上部層との境界付近である。鉱床は津川層最上部の層厚5～6mの最上部砂岩礫岩層にある。この部分は含雲母細粒～中粒砂岩・花崗岩質粗粒砂岩・含泥岩礫粗粒砂岩・礫岩、一部に泥岩などの互層からなり、化石を含み、最上部に硬質の青灰色瘤塊状泥岩を散含する。DS-277型シンチレーションカウンターで0.016～0.03 mr/h(自然計数は0.008mr/h)すなわち自然計数の2～4倍の異常を示す。とくに青灰色瘤塊状泥岩は自然計数の5倍、層厚約50cmの泥岩層が4倍の異常を示している。

この近くで実施した試錐の結果は次のとおりである。

1) 半山深掘1号井(第2図)

深度131.8mまで掘さくし、128mまでの放射能検層を行なった。83mまでが黒色頁岩で以下132mまで津川層の砂岩礫岩および礫質砂岩層である。77～81m間に酸性白土質白色凝灰岩があり、97～99m間の礫岩が0.11 mr/h、101～102.5m間の中粒砂岩が0.085 mr/h(小型放射能検層器による)であった。分析の結果は U_3O_8 は最高0.008%である。

2) 半山深掘2号井(第3図)

深度93.25mで放射能検層は84mまで行なわれた。41mまで黒色頁岩が続き、以下は細粒砂岩になり、93mまでは砂岩・礫岩・礫質砂岩の津川層である。27～33m間に凝灰岩、40～40.3m間に酸性白土質凝灰岩がある。61～62.5m間の礫質砂岩が0.12mr/h(小型放射能検層器)の異常を示した。

3) 半山深掘3号井(第4図)

深度93mで検層深度は90.4mである。40.5mまで黒色頁岩で、40.5～47.2m間は淤泥質砂岩であり、以下93mまで津川層の含礫砂岩層である。黒色頁岩中には27.2mより30cm、29.1mより40cmの凝灰質粘土があり、淤泥質砂岩中には43.7mより50cm、46.7mより10cm、47.1mより10cmの酸性白土質凝灰岩がある。検層の結果は66.9～68.2m間の中粒砂岩中に6600C/Mの異常を認めた(SL-2型検層機)(B.G 400 C/H) 岩芯の分析の結果は0.004% U_3O_8 が最高である。

4) 半山浅掘1号井(第5図)

本地域に最初に掘られた坑井で深度19mである。8mまでが黒色頁岩層で以下19mまで津川層の砂岩礫岩層、2.3～2.7m間に凝灰岩がある。4.4～5.5m間と、15.5～18.5m間に自然計数の約4倍の異常が認められる(GL-2型検層機)。

5) 半山浅掘2号井(第5図)

深度22mであって、7mまでが黒色頁岩層で以下は津川層である。凝灰岩は3～5m間と、11.3～11.6m間にある。14～16.5m間に自然計数の4倍の異常がある(SL-2型検層機)。

6) 半山浅掘3号井(第6図)

2号井より約500m上流の津川層の含礫砂岩中を深度7.35m掘さくしたが異常は認められなかった(SL-2型検層機)。

7) 半山浅掘4号井(第6図)

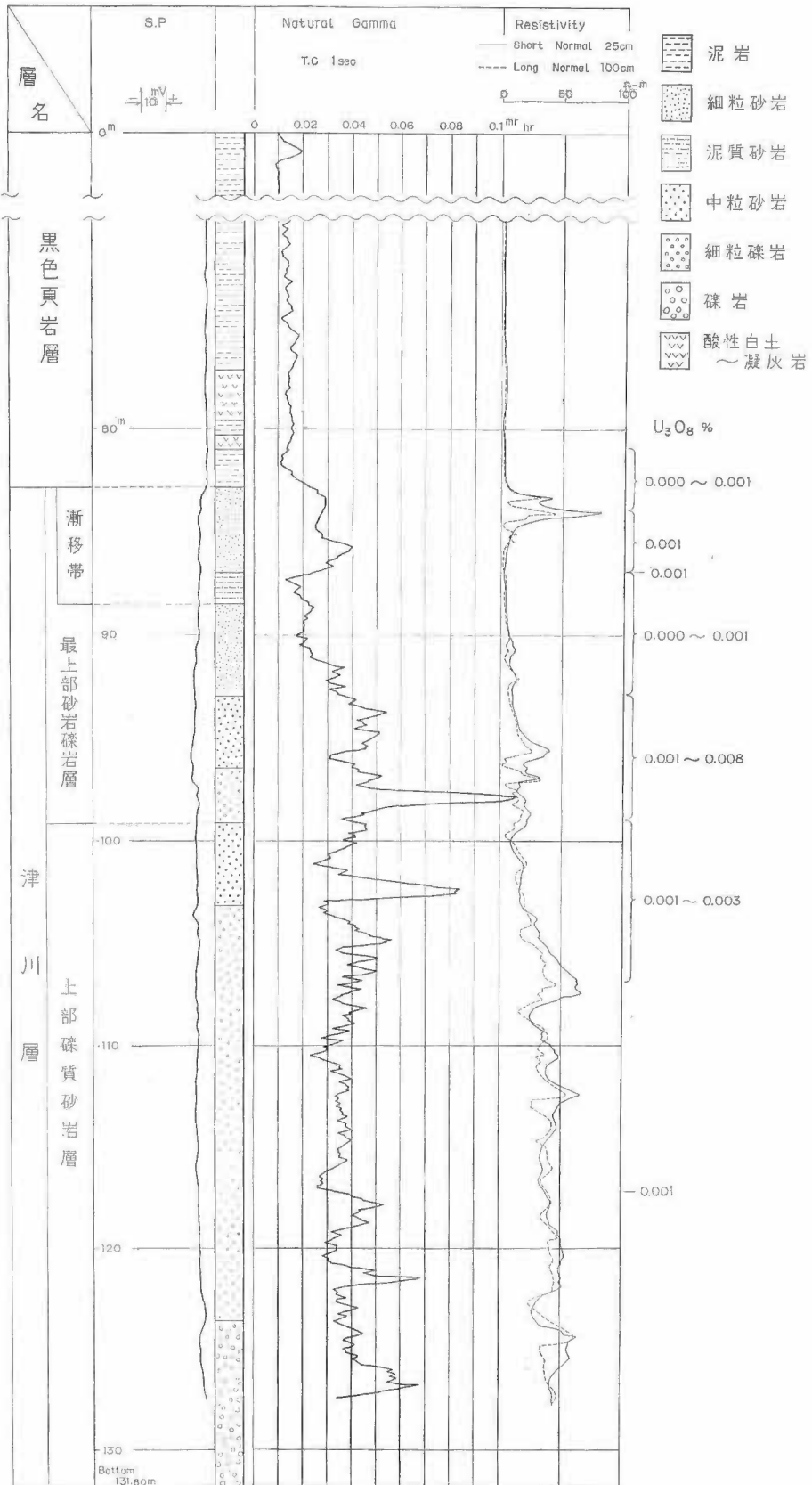
3号井の約50m上流の津川層の含礫砂岩中を深度9.7mまで掘さくした。7m付近に3.5倍程度の異常を認めた(SL-2型検層機)。

4.1.2 関沢

関沢浅掘1号井(第5図)

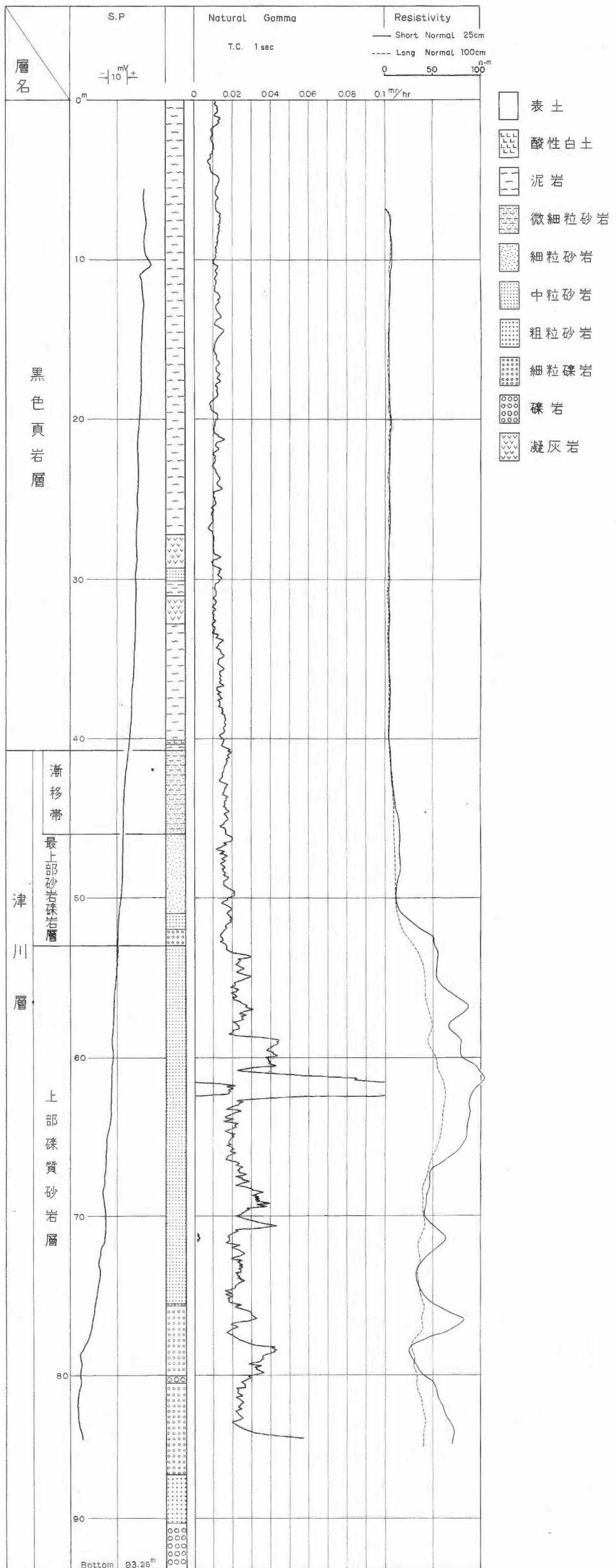
深度24mで検層は19.7mまでである。4.5mまで黒色頁岩層で以下は津川層である。2.5～4.0m間の黒色頁岩中に自然計数の7倍の異常を認めた。黒色頁岩中の異常はすこぶる珍らしいものである(GL-2型検層機)。

関沢の試掘地のすぐ側の露頭では黒色頁岩の下位の粗粒砂岩に自然計数の約5倍の異常を認めたが、この異常は試掘井まで連続していない。

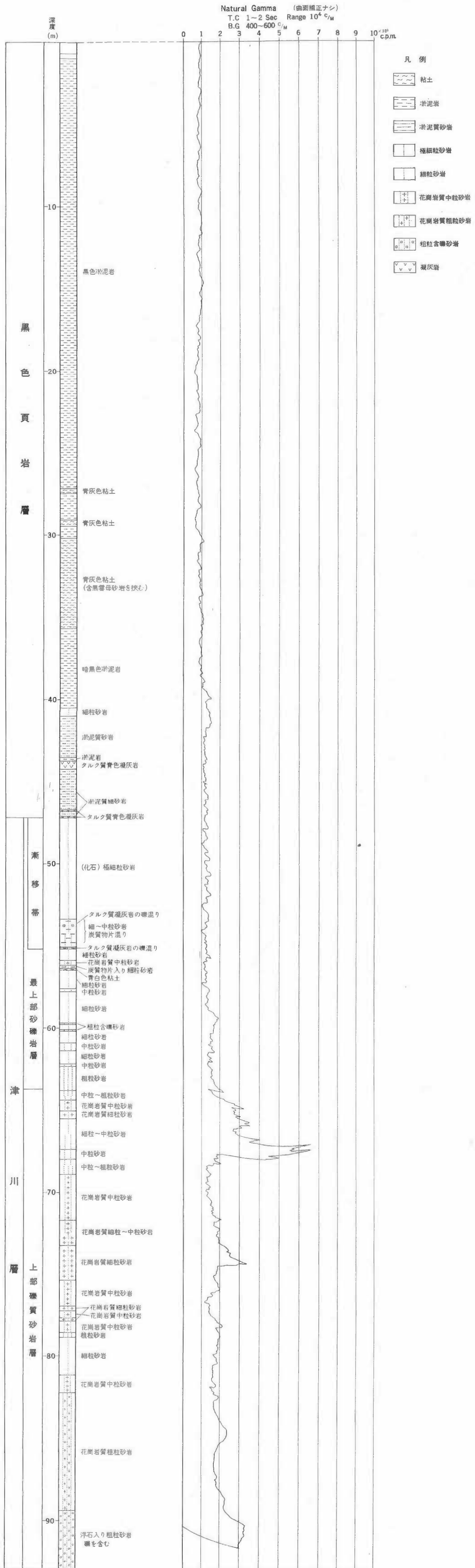


第2図 中条町半山深掘1号井柱状図および検層図

試錐調査：中川忠雄

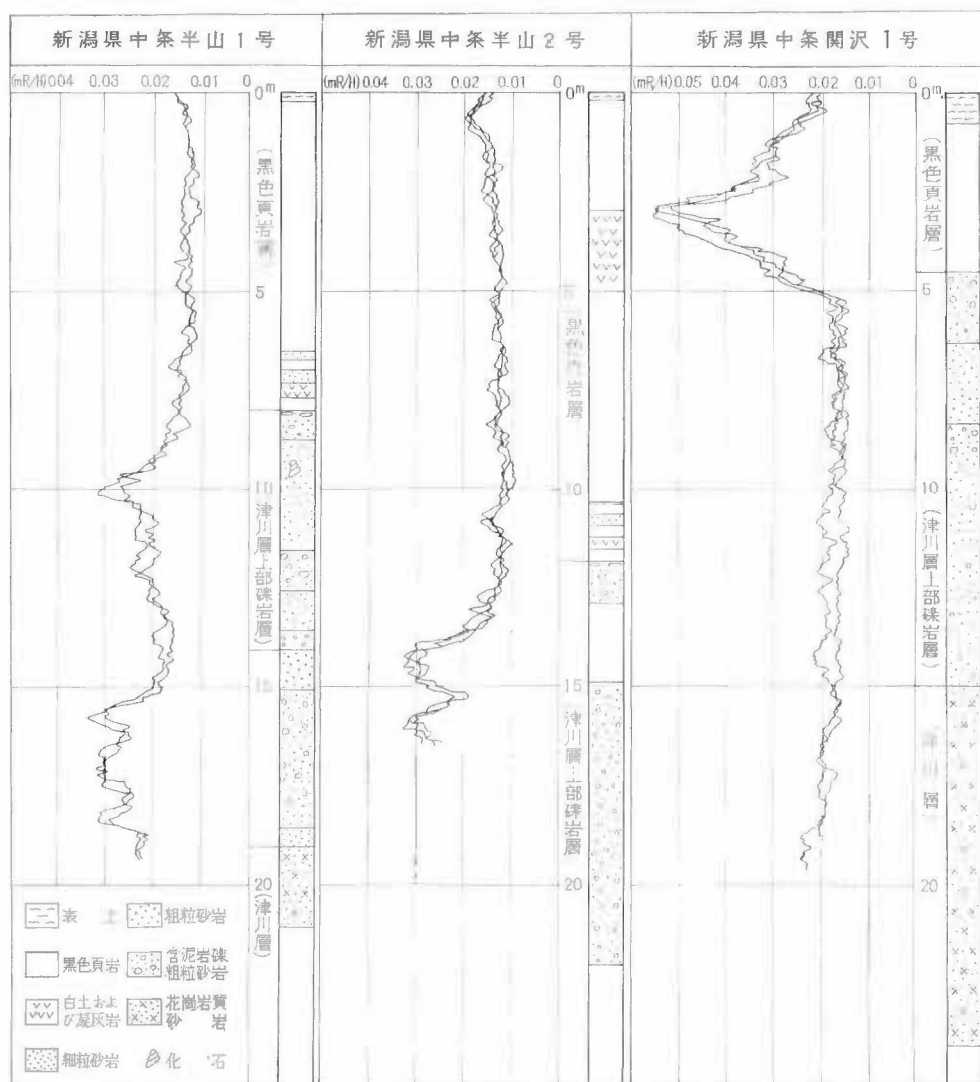


第3図 半山深掘号井柱状図および検層図



第4図 中条町半山深掘号井柱状図および検層図

新潟県中条町付近のウラン鉱床（島田忠夫・浜地忠男）



第5図 中条地区放射能検層図（試錐：野口勝 検層：佐野俊一）

4.1.3 飯角の沢（第6図）

地表露頭では黑色頁岩の下の砂岩中に自然計数の約 2.5 倍程度の異常しか認められない。この付近の砂岩中に深度 2～7 m の試錐を 5 坑実施したが、第 6 図に示すように 2 号井では深度 1.5～2.0 m 間に自然係数の 4.5 倍の異常を認めた。検層は 2 m 以下は坑壁崩壊のため、実施不能であった。この他 5 号井では 1.5～2 m 間の含礫砂岩中に 2.5 倍程度の弱い異常があった（LS-2 型検層機）。

4.1.4 貝屋の沢

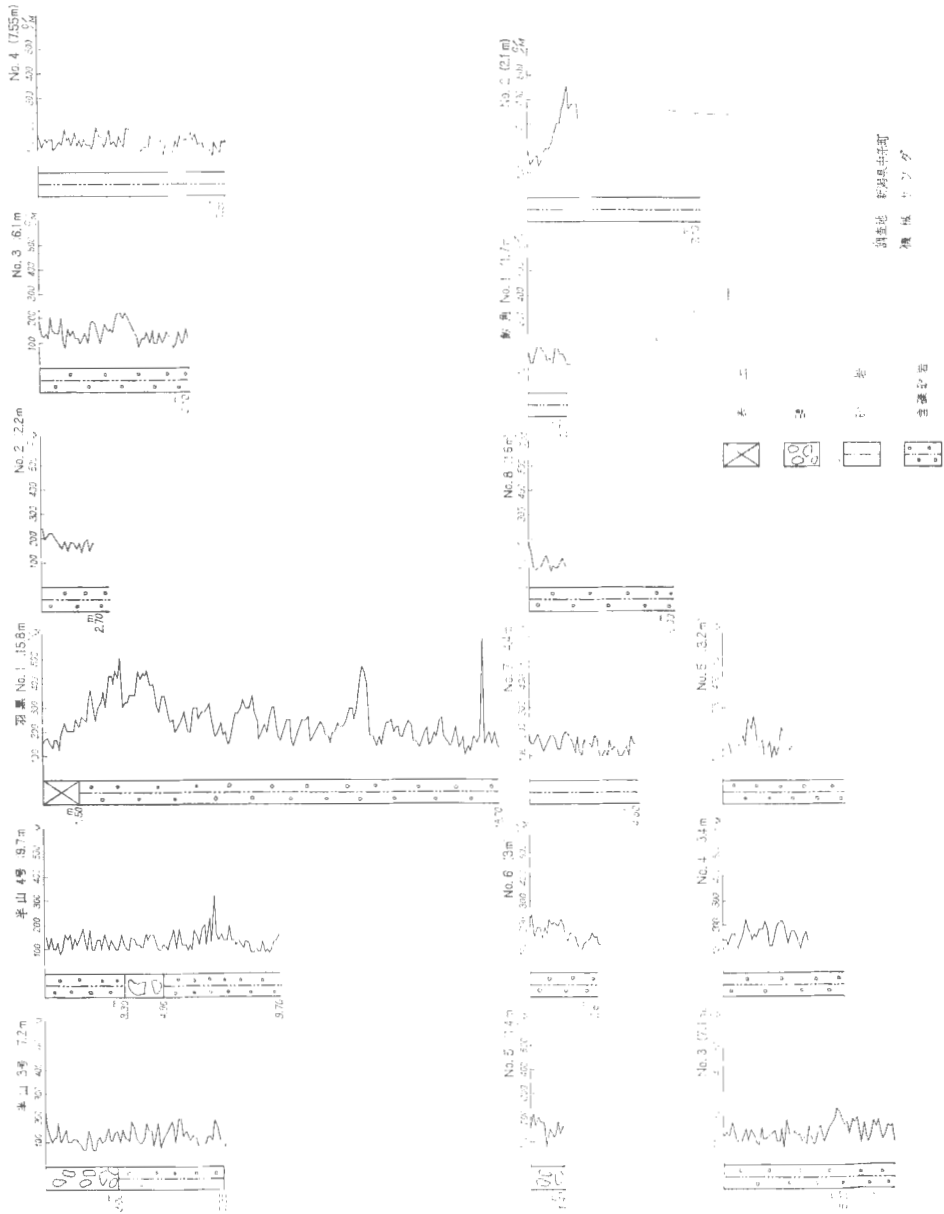
黑色頁岩と粗粒砂岩との境界近くの粗粒砂岩中に地表で自然計数の約 3 倍の異常がある。

4.1.5 金山の沢

津川層の最上部の雲母の多い粗粒砂岩中に挟まれる砂質泥岩が部分的に自然計数の 3.5 倍の異常を示す（DCP-3 使用）。この露頭は翌年には表面の風化のためか、異常は 2 倍程度に落ちた。

4.1.6 羽黒の沢

黑色頁岩層と津川層とは断層で接している。



第6図 カラシ鉱床試採区域および横断図 試採位置: 中川忠雄

この断層は N 66°E 86N であるが、この付近の異常は自然計数の 2 倍弱である。この断層近くに 2 坑井を掘さくし（羽黒 1 号・2 号）、150m 上流から上流に向かって 30~50m 間隔で、3 号・4 号・8 号（橋の北側）・7 号（橋の南側）・5 号・6 号を沢沿いに掘さくした。これらの坑井を検層した結果は第 6 図に示した通りである。

羽黒浅掘 1 号井（第 6 図）

津川層の含礫粗粒砂岩を 18.7m 掘さくしたが深度 3~5 m 間と、13~13.5m 間に自然計数の 5 倍近い異常を認めた。

4.2. 放射能強度および分析値

一般に放射能強度は露頭の表面では微弱であるが、1~2 m 程度の剝土を行なった場合、半山の沢の露頭では DS-277 型シンチレーションカウンターで 0.016~0.030 mr/h（自然計数は 0.008 mr/h）、すなわち自然計数の 2~4 倍の異常を示す。黒色頁岩直下の砂岩中の青灰色瘤塊状泥岩は 5 倍の異常を示す。また黒色頁岩層と津川層の境界は小国谷で 0.028 mr/h、貝谷の沢で 0.033 mr/h、金山の沢（風化面）で 0.021 mr/h（いずれも DS-277 型）あった。関沢では津川層直上の黒色頁岩が露頭で約 4 倍、下位の粗粒砂岩が約 5 倍の異常を示す。関沢の黒色頁岩は地層の傾斜が 60~70° で急のため、地表水の浸透により津川層の砂岩中のウラン成分が流出し、黒色頁岩に吸着されたものと考えられる。次に各露頭の岩石および試掘坑井の岩芯の分析値を示す。いずれにせよ中条地区の異常は最高が露頭で約 5 倍、坑井内で約 12 倍である。ウランの分析値は最高が瘤塊状泥岩の 0.14% で、地層としては富鉱部が 0.01% 程度である。

第 1 表 分析値一覧表

採取場所	岩質	U ₃ O ₈ %	P ₂ O ₅ %	MnO ₂ ppm	S%	Fe ₂ O ₃ %
半山の沢露頭	瘤塊状泥岩	0.087	12.90			
"	"	0.060	10.82			
"	"	0.110	15.71			
"	"	0.108	13.95			
"	"	0.018	4.00			
"	"	0.140	16.89			
"	亀岡岩質砂岩	0.001				
"	"	0.001				
"	"	0.002				
"	中粒砂岩	0.007	0.028	0.05	0.02	2.87
"	粗粒砂岩	0.003				
"	"	0.014	0.038	0.04	0.03	6.39
"	"	0.013				
"	"	0.008				
"	粗粒砂岩	0.009				
"	粗粒砂岩	0.007				
"	粗粒砂岩	0.011				
"	層中の礫	0.001				
"	"	0.002				
半山の沢 1 号井 81~84m 間	質泥岩	0.001				
"	質細粒砂岩	0.001				
半山の沢 1 号井 87m	質泥岩	0.001				
" 93~99m 間	灰色泥質砂岩	0.004	0.03			
"	"	0.004	0.03			
"	中粒砂岩	0.001				
"	灰色泥岩	0.008	0.08			
"	青色軟質泥岩	0.005	0.05			

地質調査所報告 (第 232 号)

採取場所	岩質	U ₃ O ₈ %	P ₂ O ₅ %	MnO ₂ %	S%	Fe ₂ O ₃ %
半山の沢 1 号井 99~107m間	粗粒砂岩	0.003				
" "	淡灰緑色砂質泥岩	0.001				
" "	粗粒砂岩	0.001				
" "	淡緑灰色粗粒砂岩	0.001				
" "	極粗粒砂岩	0.002				
" 107m	極粗粒砂岩	0.001				
半山の沢 2 号井 84.5~87m間	暗灰色泥質砂岩	0.004	0.02 (P%)			
" 60.25~65.25m間	花崗岩質中粒砂岩	0.002				
" "	"	0.001				
" "	"	0.001				
" "	" 粗粒砂岩	0.001				
" 52.4~60.25m間	黒色物質を含む中粒砂岩	0.001				
" "	花崗岩質中粒砂岩	0.001				
" 65m	スライムの中粒砂	0.001				
半山の沢 3 号井 48.4m	細粒砂岩	0.000	0.143			
" 56.1m	細粒~中粒砂岩	0.000	0.126			
" 60m	細粒砂岩	0.000	0.103			
" 64.65m	花崗岩質中粒砂岩	0.001				
" 64.80m	細粒~中粒砂岩	0.001				
" 65.00m	"	0.000	0.079			
" 65.50m	中粒~細粒砂岩	0.001				
" 65.60m	花崗岩質中粒砂岩	0.001				
" 65.85m	中粒砂岩	0.001				
" 66.30m	花崗岩質中粒砂岩	0.003	0.070			
" 66.50m	"	0.001				
" 66.55m	"	0.001				
" 66.70m	中粒砂岩	0.004	0.084			
" 66.80m	花崗岩質中粒砂岩	0.001				
" 67.00m	"	0.004	0.074			
" 67.20m	"	0.001				
" 67.40m	中粒砂岩	0.002				
" 67.50m	花崗岩質中粒砂岩	0.001				
" 70.05m	中粒砂岩	0.000	0.078			
" 73.00m	細粒砂岩	0.001				
" 73.05m	"	0.001				
" 73.15m	中粒砂岩	0.001				
" 73.35m	細粒砂岩	0.001				
" 73.55m	花崗岩質中粒砂岩	0.002				
" 74.30m	花崗岩質細粒砂岩	0.002				
" 75.15m	花崗岩質細粒砂岩	0.000	0.094			
" 75.55m	" 中粒砂岩	0.001				
" 77.05m	細粒砂岩	0.001				
" 77.70m	中粒砂岩	0.001				
" 77.90m	細粒砂岩	0.001				
" 79.80m	"	0.000	0.093			
" 85m付近	中粒砂岩	0.001				
半山の沢 3 号井 90m付近	軽石入粗粒砂岩	0.001				

新潟県中条町付近のウラン鉱床（島田忠夫・浜地忠男）

採 取 場 所	岩 質	U ₃ O ₈ %	P ₂ O ₅ %	MnO ₂ %	S%	Fe ₂ O ₃ %
関 沢	砂 岩	0.009	0.026	0.04	0.04	4.47
"	黒 色 頁 岩	0.019	0.023	0.01	0.04	2.56
"	"	0.013	0.041	0.01	0.04	4.15
"	泥 岩 礫	0.013	0.016	0.03	0.03	3.83
"	泥 岩 礫	0.008	0.031	0.05	0.04	3.19
"	粗 粒 砂 岩	0.007	0.038	0.35	0.03	4.15
"	細 粒 砂 岩	0.011	0.038	0.04	0.03	1.92

(分析：地質調査所技術部化学課，望月常一・阿部智彦・藤貞正・永井茂・阿部喜久男・関根節郎)

4.3 鉱石（鉱物）その他

目下のところ放射性鉱物の検出および同定はなされていない。しかし瘤塊状泥岩については、検鏡の結果とX線粉末回折の結果から非常に細粒の燐灰石を含んでいることが判り、これの化学分析の結果は最も良質なものは P₂O₅ = 16.89%，U₃O₈ = 0.14% を示し、ウランの含有量と燐の含有量は正相関を示すことが判った。

また研磨面の原子核乾板によるアルファ飛跡の分布の研究によると、アルファ飛跡は燐灰石に一樣に分布している。一つの研磨片からのアルファ飛跡の T_a の値は 0.067 を示した。以上の事実と現在までの研究から、ウランは独立したウラン鉱物として産出するのではなく、燐灰石のカルシウム (Ca) を置換しているものと推定される。

5. む す び

この地区は昭和33年11月に油田地帯のウラン鉱床の探査を行なって、油田地帯では始めて発見した放射能異常地である。異常は余り顕著なものではなく、ウランの含有量も0.01%程度で低品位ではあるが、鉱床の規模は大きいと推定され、かつ堆積岩中のウランは可溶性が大きいため、現在では稼行の対象と成り得ないとしても将来の精錬法。採鉱法の進歩のいかんによっては、日本の国内資源として無視できないものであろう。

鉱床の成因に関しては、砂岩中に雲母片の多いことからしてウランの供給源は基盤の花崗岩と考える。また放射能異常が燐灰石と密接な関係にあることは、その堆積環境が燐灰石の堆積環境と等しいことを示し、ウラン成分が堆積時に燐灰石に吸着されたことを想定させる。黒色頁岩中の異常は下位の砂岩中のウラン成分の地下水による移動と考えられる。また津川層上位の黒色頁岩層の対比が決定されていない問題もあって、津川層最上部の砂岩礫岩層はあるいは黒色頁岩層の基底礫岩である可能性もあり、あるいは七谷層の硬質頁岩の欠除があるかもしれない。この場合は砂岩礫岩層中の硬質瘤塊状泥岩は七谷層から由来された、七谷層の削剝物の疑いも生じる。これは七谷層相当層の基底部にしばしば介在する0.3~2 mの海緑石砂岩が、この地域の黒色頁岩層の基底に欠除している点からも充分考えられることである。この場合には瘤塊状泥岩の供給された根源である地層の探究が問題となるであろう。

6. 文 献

- 1) 地質調査所(1959)：油田地帯のウラン鉱床，地質ニュース，no. 62
- 2) 西田彰一・津田禾粒(1961)：新潟県坂田付近の新第三系，横山次郎教授記念論文集，P. 107~113
- 3) 島田忠夫・浜地忠男(1961)：新潟県中条地区含ウラン層，地質調査所報告，no. 190，日本におけるウランの産状，その I，P. 412~417

**Geological and Radiometric Surveys in the Nakajo District
of Niigata Prefecture**

By

Tadao SHIMADA and Tadao HAMACHI

The radioactive anomaly was found in the mudstone nodules in the sandstone layers of Tsugawa formation in Han-yama valley south-east of Nakajō town, Niigata prefecture. The nodules contain 0.14% U_3O_8 and 16.89% P_2O_5 at the maximum.

The geological and drilling surveys show that the areal extent is very limited.

The uraniferous deposits were found in the coarse sandstone and mudstone of the uppermost part in Tsugawa formation.

They are one or two meters in thickness and their distribution is more than 6 km in extent. They contain 0.01% U_3O_8 .

Uranium content is usually proportional to phosphate. The radioactivity was measured by DCP-3 and DS 277 type scintillation counters in the field, and SL-2 and GL-2 type counters in the bore holes.

IV.9.1 宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層

河野迪也*・曾我部正敏**・鈴木泰輔*・尾上 亨*

要 旨

大内地域は宮城県伊具郡丸森町大内を中心とし、仙台市の南方約45 km、福島県との県境近くに位置する。本地域にはわが国ではじめて発見された、含ウラン褐炭層および炭質泥岩層が分布している。

この地域の地質は基盤岩類のジュラ紀層および花崗岩類と、これらを不整合に覆っている新第三系により構成されている。新第三系は下部から下部層・夾炭部層・中部層および上部層に分けられる。含ウラ層は褐炭・炭質泥岩および砂岩などからなり、下部層および夾炭部層中に挟有されている。夾炭部層は台島型植物群に対比される植物化石を産し、中期中新世の地層と考えられる。

ウラン鉱物はいまだ発見されていないが、含ウラン層中のウランの最高品位は、褐炭層中の炭質泥岩から0.16% U_3O_8 の部分が知られている。しかしながら、ウラを濃集している岩層でも、ウランの含有量は0.0n%、の分布範囲は大内炭鉱周辺および南平の一部にかぎられ、経済的に採行可能な含ウラ層はいまだ発見されていない。

ウラを濃集している含ウラン層の成因は、基盤の花崗岩中の微量のウラを溶かし出した含ウラ地下水が、透水性の良い岩層中を移動し炭質物および粘土鉱物など、ウランを吸着する能力に富んだ成分を含む岩層に接し、ウランの定着に有効な地球化学的条件の下で、現在みられるような含ウラン層を後成的に形成したものと考えられる。

ま え が き

本地域には含ウラン層としてはその例の少ない、含ウラン褐炭層および泥質泥岩層が分布している。一般に石炭および炭質泥岩は、普通の堆積岩の中では放射能の少ないものの一つに考えられている^{注1)}。しかしながら、世界各国で実施されているウラン探査ならびに研究により、ウランを著しく濃集している例外的な石炭および炭質泥岩が、世界各地で発見されている^{注2)}。

わが国においては、昭和32年1月に開催された第1回原子力シンポジウムにおいて東北大学の菅野卓治¹⁾により、大内炭鉱の採行炭層から採取した垂炭試料中に、ウラが0.038% U_3O_8 も含まれていることが報告された。その後、新潟県赤谷炭鉱および岐阜県美濃炭田でも、それぞれウランを異常に濃集している石炭および炭質泥岩が発見されている。

本地域にたいする調査研究は、地質調査所により昭和32年12月以来数次にわたり、地質、試錐および物理検層、地球化学などにより総合的に実施され、含ウラン層の賦存状態、ならびにその成因の究明が行なわれた。実施された総合調査研究の概要は第1表に示すとおりで、個々の調査研究成果についてはすでに公表されているものもある。この報文ではウランを非常に濃集している地区の、地質ならびに含ウラン層の賦存状態を述べ、これらの結果を検討して含ウラン層の成因について地質学的考察を試みた。

1. 位置・交通

調査地域は宮城県南東部の伊具郡丸森町大内を中心とし、青葉・佐野・南平および伊手の各部落を含み、東西約4 km、南北約9 kmにわたり、仙台市の南方約45 km、福島県との県境近くに位置する。大内地域は伊具郡南部に賦存する伊具含炭地の中心部にあたり、含炭地内には大内炭鉱をはじめ小規模な炭炭^{注3)}が

* 燃料部
北海道支部

注1) Couret, 1952; Russel 1954; Davidson and Ponsford, 1954

注2) Davidson and Ponsford, 1954; Gruner, 1954; Khen, 1957; ekrasova, 1957; Vine, 1962

注3) 青葉炭鉱・上野原炭鉱・台町炭鉱・羽黒炭鉱・丸森炭鉱

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 大内地域調査研究概要一覧表

年度	調査地域	調査内容	調査者	備考
1957	大内炭鉱	地質・放射能概査	須貝貫二・星野一男	鉱山地質 8 卷 29 号 地調月報 17 卷 8 号
1958	大内炭鉱近傍	地質・放射能概査	河野迪也・尾上 亨	
	大 内	重鉱物調査	佐藤良昭・宮下美智夫	地調月報 13 卷 1 号
	大内炭鉱近傍	地球化学調査	竹田栄蔵・金子博祐・池田喜代治	地調月報 14 卷 2 号
	大内炭鉱近傍	地形調査	加々美時寛・金井孝夫	
	大内炭鉱近傍	試錐調査	河内英幸・加藤完・野口勝・後藤進	青葉 1 号・佐野 1 号 高田 1 号・2 号
	大内炭鉱近傍	電気・放射能検層	佐野浚一・高木慎一郎・畑瀬安彦	地調月報 11 卷 6 号
1959	南 平	地質・放射能概査	河野迪也・鈴木泰輔	
	南 平	地形調査	佐藤優・金井孝夫	
	南 平	試錐調査	加藤 完	南平 P E 1 号～4 号
1960	南平・大内	地質調査	河野迪也	ウラン p. 417 地質ニュース 74 号
	南平・大内	試錐調査	加藤完・藤倉孝次	南平 1 号 柳平 1 号
	南平・大内	電気・放射能調査	佐野浚一・中井順二・高木慎一郎・畑瀬安彦	
1964	南平・丸森	地質・放射能概査	河野迪也	
1964	大内・南平・丸森	花粉調査研究	徳永重元	燃料協会誌 45 卷 476 号
	青葉・佐野	堆積環境調査	垣見俊弘・平山次郎・関根節郎・池田喜代治	地質学会 1966 年総会講演
1965	南平・角田	地質・放射能調査	坊城俊厚・佐藤良昭・鈴木泰輔	地調月報 18 卷 3 号
	南平・角田	試錐調査	野口勝・中川忠男	西向 1 号～4 号
	南平・大内	地質精査	河野迪也・曾我部正敏	
	南平・大内	試錐調査	野口勝・中川忠男	沼端 1 号～3 号 佐野 2 号
1966	大内・伊手	地質精査	河野迪也・曾我部正敏	地質ニュース 150 号
	南平・大内	地球化学調査	望月常一	
		化学分析	関根節郎・望月常一・阿部智彦・貴志晴雄・岡本憲・池田喜代治・大場きみじ・大場信雄・永田松三・村田富子 橋本正臣	

あったが、現在いずれも休山ないし廃山の状態である。

最寄りの国鉄駅は福島県相馬市にある常磐本線中村駅で、ここから北西方約15kmの所に大内地域がある。この地域に通ずる交通機関としては、仙台駅と中村駅間の県道を運行している国鉄定期バスがあり、交通の便は比較的良好である。

2. 地 形

本地域は阿武隈山塊の北東縁に接する標高約50~150mのなだらかな丘陵地で、東・西および南方を山地に囲まれ、北方に向かって次第に低くなり、南北方向に連なる細長い盆地状をなしている。

地域の中央を北流する雉子尾川はその源を南方の県境から発し、蛇行しつつ北流して阿武隈川に丸森町北部で合流する。

3. 地 質

本地域の地質は基盤岩類のジュラ紀層および花崗岩類と、これらを不整合に覆って分布する新第三系および第四系からなり、これら岩層の層序ならびに分布は、それぞれ第2図および第3図に示すとおりである。

花崗岩類は西部および南部に広く分布し、ジュラ紀層は東部に分布している。新第三紀層は上部・中部・夾炭部および下部の4層に分けられ、地域の中央部を南北方向に細長い分布を示し、北方にゆくにつれて上部の地層が露出し、その分布面積も広がっている。

ウランの濃集部分は、一定の層準に一樣にみられるのではなく、地域性を有し不規則な分布を示す。すなわち、夾炭部層中の褐炭層および炭質泥岩層、ならびに下部層または上記以外の層準であっても夾炭部層が基盤の花崗岩類と接する部分に認められる。

従来この地域に関する地質、ならびに炭層の賦存状態を詳しく調査した文献はほとんどなく、昭和22年に地質調査所炭田調査会で実施した小岩井³⁾の報告があるのみである。

ジュラ紀層

本層はおもに堅硬な灰色細粒砂岩および黒色頁岩からなり、塊状で、しばしば石灰岩をレンズ状に挟有し、地域東部を南北方向に走る山地を形成している。本層は複雑な地質構造を示すが、南部では新第三系と断層関係、北部では不整合関係で接している。

花 崗 岩 類

本地域の南部および西部の山地を形成している花崗岩類は、阿武隈山塊を構成するものの一部で、そのなかでも白堊紀後期に進入した新期花崗岩類の一部と考えられている。本岩類は黒雲母花崗岩および花崗閃緑岩からなり、数カ所で安山岩および花崗斑岩の岩脈に貫かれている。

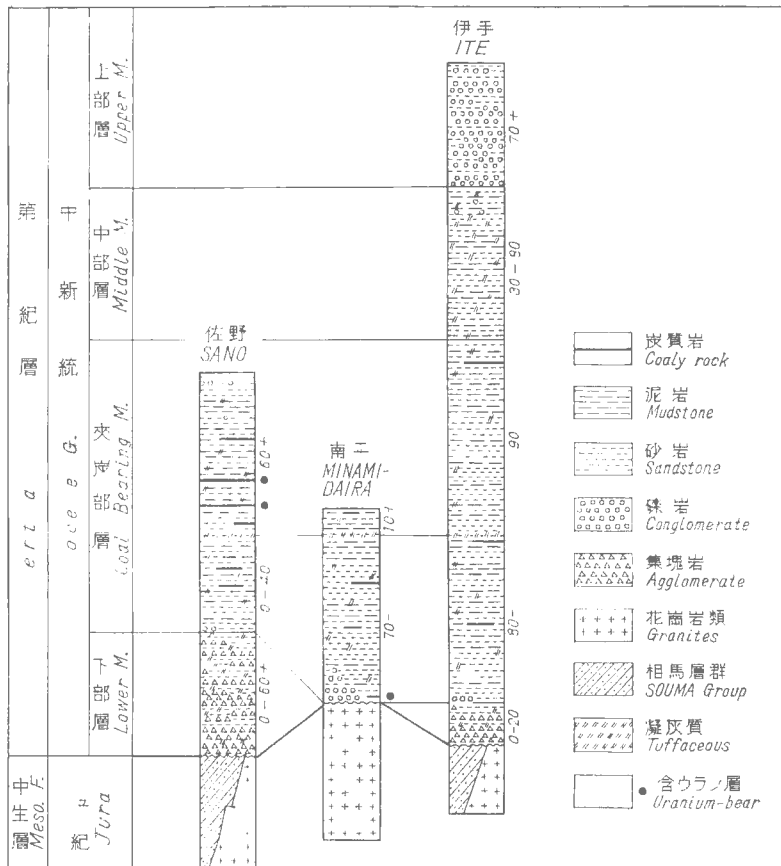
新第三紀層

本層は基盤岩類のジュラ紀層、および比較的起伏に富んだ花崗岩類の上に堆積した中新世の地層で、岩相により上部層・中部層・夾炭部層および下部層の4つに層別される。これらの中で夾炭部層がもっとも広い分布を示し、下部層はおもに南部に、中部層および上部層は東部から北部にかけて広く分布する。

下部層は基盤の凹凸によりその厚さが著しく異なるが、一般に本地域内では薄く南方にゆくにつれて厚さ



第1図 位置図
Index map



第2図 地質総合柱状図
Generalized composite stratigraphic sections of the Ouchi area

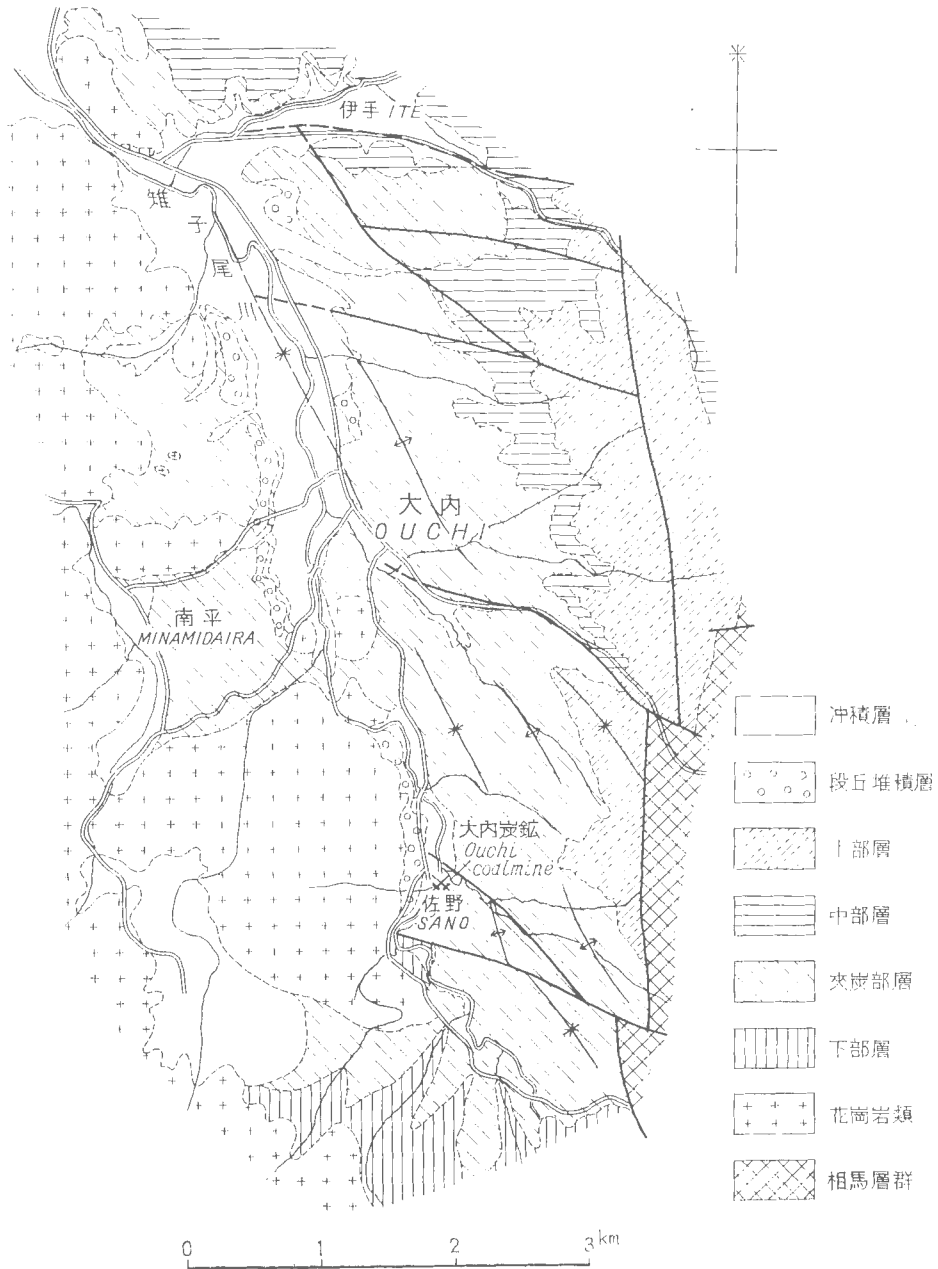
を増し、その岩相も場所により著しく異なる。本層は安山岩・安山岩質集塊岩・凝灰角礫岩および凝灰質砂岩および泥岩などからなり、塊状をなし全体に暗緑色ないし暗灰色を呈する。これらのうち本地域に分布する本層上部は、凝灰質角礫岩・砂岩および泥岩などからなり、ときに炭質物を挟在する。凝灰質角礫岩は細粒の火山碎屑物で膠結された、角礫ないし亜角礫状を呈する直径 2 m 以下の安山岩・片岩および花崗岩の礫などからなる。本層と上位の夾炭部層との関係は、インターフィンガーをなし漸移する。

夾炭部層は地域の中央部に広く分布し、その西側では下部層を欠き基盤の花崗岩類を直接覆っている。本層は灰色ないし灰白色を呈する砂岩・泥岩・凝灰質泥岩および砂岩などからなり、褐炭・炭質泥岩および礫岩などを挟有している。稜角炭層は 1 層で本層の下部に挟有されており、その厚さは変化に富み佐野地区でもっとも厚く約 1.7 m である。本地域に分布する褐炭はいわゆる炭質亜炭とよばれるもので、純炭カロリー 5,200~6,700 kcal/kg、灰分 10~30% を示し JIS の炭質分類による $F_1 \sim F_2$ に属する。本層が下位の下部層を欠き直接花崗岩類と接する場所では、一般に花崗岩質の礫および砂からなる、厚さ 2~3 m の礫岩層が発達している。稜角炭層の下位約 25 m のところに、厚さ 10~15 m の含軽石凝灰質砂岩が発達しており、灰白色を呈するこの地層は良好な鍵層となり地域全般にわたり分布している。

大内炭鉱の稜角層の上位約 5 m のところに発達する白色凝灰質泥岩層は、保存良好な多数の植物化石を産する。本層から尾上が採取鑑定した植物化石は第 2 表のとおりで、27 種類が検出され、これらの植物組成は台島型植物群に対比される

中部層および上部層は本地域の北部および東部に分布し、北方に向かう 広 露出し、含ウラ 層を挟有

宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層 (河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 幸)



第3圖 大内地域地質圖

地質調査所報告 (第 232 号)

第 2 表 夾炭部層産出植物化石

Fossil plant leaves from the Coal-bearing member

<i>Comptonia naumanni</i> (NATHORST) HUZIOKA	A
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	R
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO	R
<i>Carpinus shimizui</i> TANAI	R
<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST	R
<i>Carpinus subyedoensis</i> KONNO	R
<i>Castanea miomollissima</i> HU et CHANEY	A
<i>Quercus mandraliscae</i> GAUDIN	A
<i>Quercus nathorsti</i> KRYSHTOFOVICH	R
<i>Quercus sinomiocenicum</i> HU et CHANEY	C
<i>Quercus subvariabilis</i> TANAI	A
<i>Celtis</i> cf. <i>miobungeana</i> HU et CHANEY	R
<i>Ulmus</i> cf. <i>longifolia</i> UNGER	R
<i>Zelkova ungeri</i> (ETTINGS) KOVATS	C
<i>Cinnamomum oguniense</i> MORITA	D
<i>Actinodaphne nipponica</i> TANAI	R
<i>Neolitsea japonica</i> TANAI	R
<i>Machilus ugoana</i> HOZIOKA	R
<i>Parabenzoin protopraecox</i> (ENDO) TANAI	C
<i>Lindera gaudini</i> (NATHORST) TANAI	R
<i>Liquidambar miosinica</i> HU et CHANEY	C
<i>Parrotia fagifolia</i> (GOEPPERT) HEER	A
<i>Rosa usyuensis</i> TANAI	D
<i>Sapindus kaneharai</i> TANAI	R
<i>Camellia protojaponica</i> HUZIOKA	R
<i>Alangium aequalifolium</i> (GOEPPERT) KRYSHT. et BORSK	A
<i>Diospyros miokaki</i> HU et CHANEY	R

A: Abundant. C: Common. R: Rare. (Collected and identified by T. ONOE)
(尾上 採取・鑑定)

していない。中部層は灰色を呈する砂岩・泥岩および凝灰質砂岩ないし泥岩からなり、炭層を挟有せず、カキの化石を産し半淡半鹹性の堆積物と考えられる。上部層は砂岩・泥岩および礫岩からなり、海棲貝化石を産する。

地質構造

本地域に分布する新第三紀層は東側のジュラ紀層と、西側の花崗岩類との間の南北方向に細く連なる凹所に、N20~30°W 方向の褶曲軸を有する複向斜構造を形成している。西部に分布する夾炭部層および下部層は、起伏に富んだ花崗岩類の上に堆積しており、大小種々の盆地状構造をなし全体として東方にゆるく傾斜している。底の深い盆地には下部層が厚く堆積し、基盤の隆起部では夾炭部層が直接基盤を覆い下部層の堆積がみられない。東部に分布する新第三紀層はジュラ紀層と南北方向の断層で接し、断層付近では地層の傾斜が急になっている。断層としては、上記の南北方向の断層、および東西ないし北西方向の断層がみられるが、いずれもその落差は小さく、著しい断層運動は認められない。新第三紀層の傾斜は一般に 20~30°であるが、含ウラン層の発達している西部の不整合面近くでは 10°内外である

堆積環境

本地域で実施された各種の調査研究の結果、含ウラン層の堆積に関係のある夾炭部層および下部層の堆積環境は、つぎのように考えられる。夾炭部層から産する植物化石は台島型植物群に対比され、これらの植物は温暖多湿な気候の下で、海岸に近い平原に繁茂したものと考えられている^{注4)}14)。夾炭部層堆積当時の海岸線は北方から南方に向か て湾入しており、夾炭部層はその内湾の奥に陸域に堆積したと考えられる。本地域に分布する新第三紀層は全般に凝灰質で、夾炭部層・中部層・下部層の順序に火山碎屑物の含有量が多

注4) 棚井敏彦(1955)・本州炭田産の第三紀化石植物図説

くなる。下部層の下部には安山岩の噴出，ならびにこれらの集塊岩および岩床が挟有されており，夾炭部層堆積前には本地域の南方で，相当活発な火山活動のあったことが推定される。夾炭部層および中部層堆積当時の火山活動は，上記地域よりもさらに遠い地域で行なわれ，本地域に対して直接の影響は与えなかった。本地域に分布する新第三紀層の重鉱物分析を行なった佐藤・宮下¹⁰⁾によれば，下部層の堆積当時は本地域南部に活発な火山活動の存在が推定され，夾炭部層堆積当時の火山活動は本地域内にみられない大体平穏な時期で，夾炭部層の堆積物はおもに周辺の花崗岩類およびジュラ紀層から供給された。中部層堆積当時はまたたび盛んな火山活動がみられる。すなわち，夾炭部層の堆積前ならびに堆積後にいずれも本地域周辺で，盛んな火山活動が行なわれたと推定している。

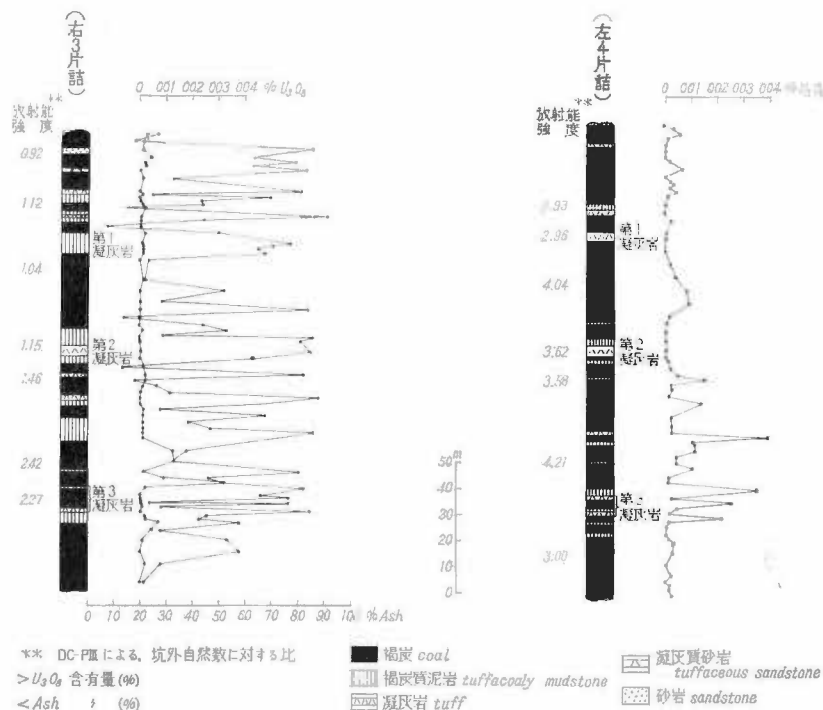
4. 含ウラン層の産状

放射能異常を示す地点は佐野および南平の両地区に分布し，このうち著しい放射能異常を示す地点は下部層または夾炭部層が，花崗岩類の隆起部と不整合に接する付近にみられる。両地区にみられる放射能異常地点およびウランの最高品位は，それぞれ第4図および第5図に示すとおりで，またそれらの層序的關係は第6図に示すとおりである。これらの地点の含ウラン層は褐炭層・炭質泥岩層または砂岩層であるが，それか



Map showing sampled outcrops, bore holes, waters and uranium content in the Sano district

2-2 (0.002%) : Locality number (Uranium content, maximum percent of U_3O_8 equivalent uranium, if followed by eU, or gamma per liter in sample) (First number 2 of locality number shows the data from E. TAKEDA, 1963)



第7図 大内炭鉱本坑における炭柱図ならびにウラン含有量(須貝・星野による)
Chart showing sections of coal and uranium content at the Ouchi coal mine
(After K. HOSHINO, 1966)

らはいまだ鉱物の型としてのウランは発見されていない。つぎにおもなる含ウラン層の露頭について述べる。

大内炭鉱坑内(佐野地区) (第7図参照)

昭和31年に東北大学の菅野²⁾により発見され、東北大学の岡・他2名⁶⁾⁷⁾および地質調査所の須貝・星野¹¹⁾¹²⁾により、坑内のウラン分布状態は詳しく調査研究されているので、ここではこれらの結果をとりまとめて述べる。

稼行炭層は炭質ならびに厚さの変化に富むが、灰白色を呈する凝灰質砂岩からなる厚さ5~10cmの、やや顕著な連続性を有する夾みを3層挟有している。稼行部分は上部の夾みから下部の夾みまでの間約1mで、この間に上記以外の薄い泥岩または砂岩の夾みを多数挟有している。放射能強度は垂直的にも水平的にもかなりの変化を示すが、中部と下部の夾みの間約60cmが一般に高い。ウランが濃集されている部分は、灰分を多く含む褐炭・炭質泥岩および炭質物を含む細粒凝灰質砂岩で、最高0.04% U_3O_8 のウランを含有している。

第2露頭(佐野地区) (第8図参照)

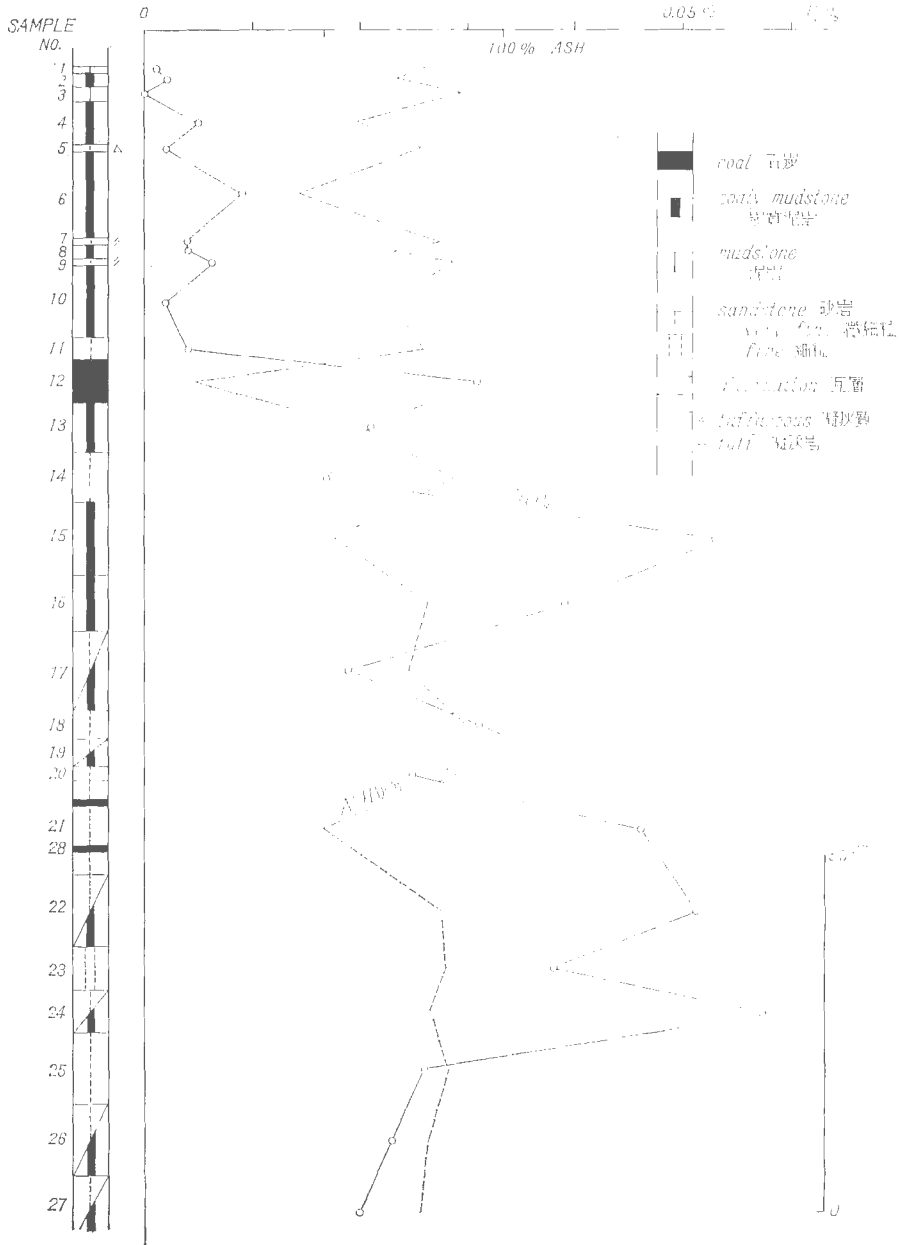
本露頭は須貝・星野¹¹⁾¹²⁾により発見され、その後竹田・他2名¹³⁾および岡・他2名⁶⁾らにより調査研究が行なわれた。ここにみられる地層はその厚さ約1.5mの炭質泥岩層で、稼行炭層の下部約10mのところ位置している。本層中には砂岩・泥岩・凝灰質砂岩および礫岩などが、不規則なレンズ状をして介在し、岩相の変化がはげしい。放射能強度は水平的にも垂直的にも著しい変化を示すが、一般に中部の炭質物を多く含む約80cmの間が高い。ウランが濃集されている部分は、炭質泥岩および炭質物を含む凝灰質細粒砂岩で、最高0.058% U_3O_8 のウランを含有している^{注5)}。

第3露頭(佐野地区) (第9図参照)

本露頭は堀津⁶⁾により発見され、その後岡・他2名⁶⁾⁷⁾および竹田・他2名¹³⁾により調査研究された。ここに露出している地層は稼行炭層の上部および中部で、3層ある夾みのうち下部の夾みは川底にあり確認で

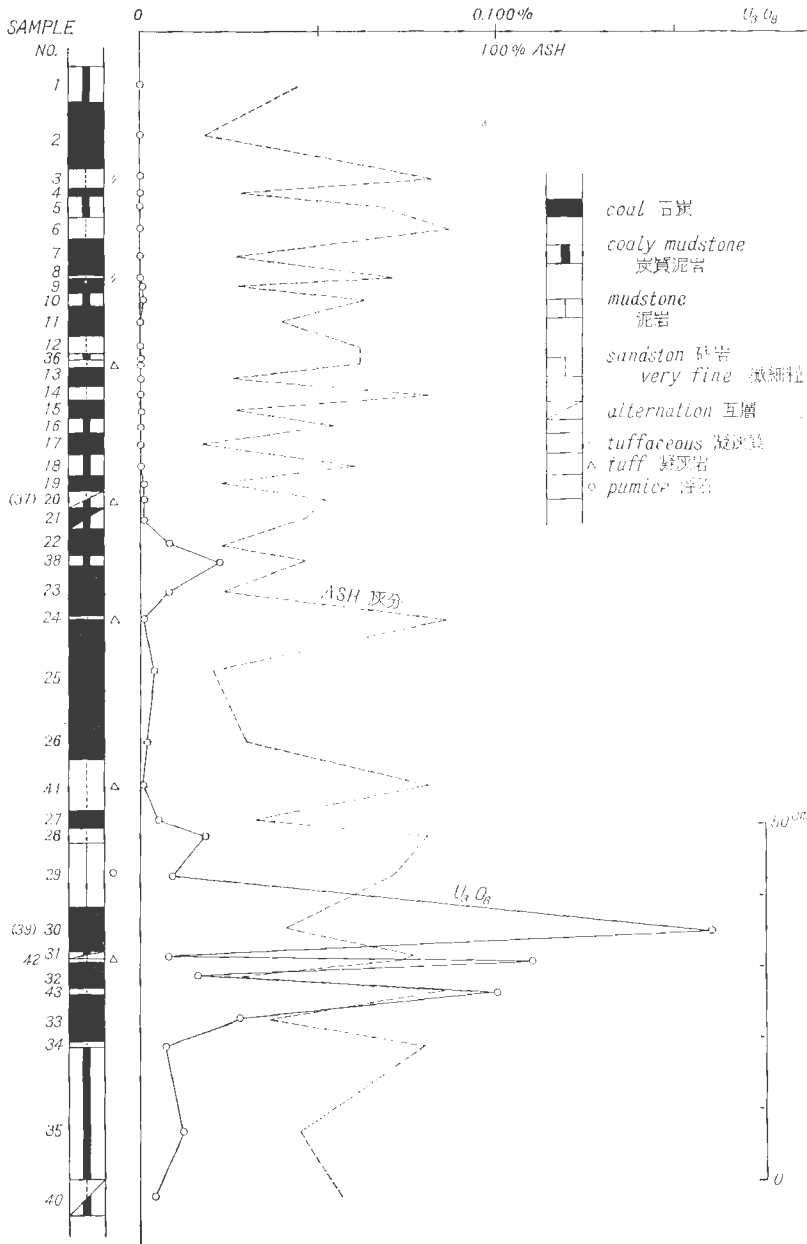
注5) 文献5)における最高品位は0.16% U_3O_8 である。

地質查調所報告 (第 232 号)

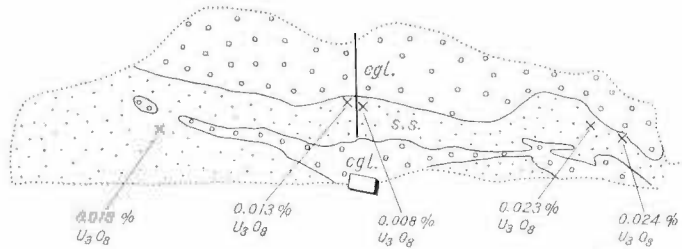
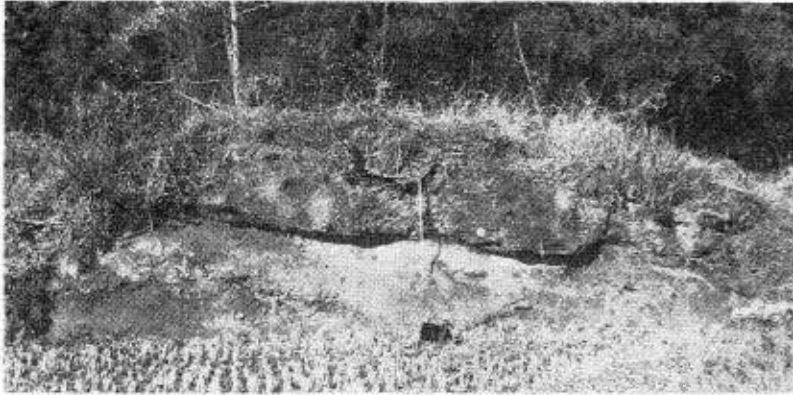


第8圖 第 2 露頭

Outcrop No. 2



第9回 第 3 露 頭
Outcrop No. 3



第10図 竹内東部の第4露頭

The weathered outcrop of the uranium-bearing sandstone at the Outcrop No. 4

きない。本層中には炭質泥岩・砂岩および凝灰質砂岩の薄層が多数介在し、岩相の変化に富む。ウランを濃集している部分は坑内と同様に、中部の夾みの下位にある炭質泥岩、および炭質物を含む凝灰質細粒砂岩にみられる。ウランの最高品位は 0.14% U_3O_8 で、厚さ約 10cm、灰分40%の炭質泥岩中にみられる。

第4露頭 (南平地区) (第10図参照)

西向部落の東部に位置する本露頭は、大内地域ではじめて発見された炭質物を含まない含ウラン層である。露出している地層は夾炭部層の下部で、下部層を欠き基盤の花崗岩の隆起部を不整合に覆っている。露頭の岩相は第10図にみられるように、灰白色を呈するやや花崗岩質の細粒ないし中粒砂岩と、直径 10cm 以下の花崗岩の円礫または歪角礫からなる礫岩との互層である。露頭において放射能異常を示す岩相は砂岩で、放射能強度の比較的高い部分の化学分析値は、第10図に示すとおりである。礫岩の自然露頭における放射能強度は、自然計数値の3倍程度でとくに著しい値を示さない。砂岩中のウラン含有量は最高 0.028% U_3O_8 で、ウラン鉱物は露頭では肉眼で認められない。この露頭周辺に実施した4本の浅掘り試錐のうち露頭から60m以内の範囲にある3本の試錐孔は、いずれも基盤の花崗岩の上位1~7mの間に放射能異常¹⁾を示した。なかでも竹内3号孔で、基盤の上位約5mのところのみられる砂岩は、自然計数値の約10倍にあたる放射能異常を示した。

その他の放射能異常地点

佐野地区において夾炭部層から検出される放射能異常は、青葉1号・佐野1号・高田1号および高田2号の4本の試錐孔⁴⁾⁸⁾ および稼行炭層の露頭¹³⁾ で認められ、第4図に示すようにいずれも 0.00n% U_3O_8 のウランを含有している。4本の試錐孔で放射能異常を示す岩相はいずれも褐炭層および炭質泥岩層からなり、各孔における放射能強度の分布は、稼行炭層の下位約10mのところにある炭質泥岩でもっとも高く、ついで稼行炭層で高くなる傾向がある。

南平1号試錐⁴⁾⁹⁾ は夾炭部層の下層が堆積している南平堆積盆地のほぼ中央に実施され、深度51m余で基盤の花崗岩に達し、深度43~48mの間にわたり顕著な放射能異常を示した。なかでも深度47m付近にある炭質泥岩は最高のγ線強度を示し、化学分析の結果 0.01% U_3O_8 のウランを含有していることが判明した。

南平地区の北西部に、大内炭鉱の稼行炭層とほぼ同一層準の炭層を稼行した廃坑があり、そこでみられる厚さ約1.3mの炭層は、上・下盤ともに花崗岩質砂岩である。放射能異常は、炭層の下部にある厚さ20cmの炭質泥岩中にみとめられ、そこにおけるウランの含有量は0.015% U_3O_8 である。また坑口近くにある相当風化したズリ山の放射能強度は、自然計数値の約5倍の値を示し、最高0.020% U_3O_8 のウランを含有している。

動力炉・核燃料開発事業団により大内地区青葉小学校の北西方において、昭和41年末に実施された2本の浅掘試錐^{注6)}は下部層上部が基盤の花崗岩類に接する不整合面近くで、自然計数値の30倍強の顕著な放射能異常を示した。これらの放射能異常は、前記の竹内2・3号試錐にみられる放射能異常とともに、下部層も不整合面近くでは含ウラン層を挟有し得る可能性のあることを示している。

5. 含ウラン層の性質^{注7)}

ウランを多量に濃集している岩層の性質およびその成因を究明するために、各種の室内実験を行なったのでその結果を以下に記述する。

ラジオラクソグラフ

含ウラン層中のウランの分布状態を知るために、第3露頭の試料番号30および42についてラジオラクソグラフの撮影を行なった。炭質泥岩からなる試料番号30にみられる感光部分は、成層面に平行な線となってあらわれ、細粒の凝灰質砂岩からなる試料番号42のそれは、全体に分散した多数の微弱な点となってあらわれた。試料番号30の標本を反射顕微鏡下で観察すると、感光部分は成層面に平行に挟まれているドリットまたはクラリットの部分に対応される。

試料の比重組成とウランの分布

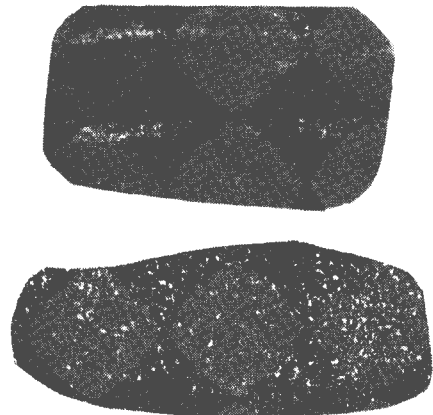
ウランを多量に濃集している炭質岩中のウランが、有機物質の多い部分と無機物質の多い部分とでは、いずれにより多く含まれているかを知るために、試料を粉砕して比重1.6の重液で分離した。第2および第3露頭の試料のなかで、比較的ウランを多く含んでいる12個の試料について比重分離を行ない、各部分について化学分析を行なった。これらの結果は第3表に示すとおりで、比重1.6より軽い部分、すなわち有機物質の多い部分のウラン濃集度は、無機物質の多い部分のそれより一般に高いことがわかった。すなわち、ウランの濃集には炭質物が重要な役割を果していることが明らかになった。

ウラン以外の微量成分

佐野地区の含ウラン層中の微量成分の分布状態については、竹田・他2名^{注8)}により分光分析による詳細な研究が行なわれた。すなわち、炭質物およびそれらの上・下盤の泥岩および砂岩など259個の試料にたいして、分光分析を行なった結果は第4表に示すとおりである。この結果ウランと他の微量成分との関係は相当複雑であるが、一般にウランを多く含む試料では微量成分も多く検出される傾向が認められた。とくにこの傾向は、V・Ni・Zn・Sn・Co・Ge・Fe・Cuなどの譜元素にいちじるしくあらわれている。

粘土鉱物

粘土鉱物とウランとの関係を知るために、鉱床部大津・安田両技官により第2および第3露頭の全試料70個について、X線粉末蛍光法による粘土鉱物の検出が行なわれた。長石・カオリンおよびモンモリロン石



第11図 第3露頭試料の研磨および薄片のラジオラクソグラフ
試料番号3-3 褐炭
試料番号3-42 微細粒凝灰質砂岩

Radiolaxographs of thin and polished sections from the Outcrop No. 3

注6) 深さ約30mおよび53mでそれぞれ基盤に達した。動力炉・核燃料開発事業団の未公表資料による。

注7) 詳細な実験資料は河野が近く発表の予定である。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 3 表 第 2・第 3 露頭における含ウラン褐炭および炭質泥岩中のウランの比重別分布
Analyses, in percent, of uraniferous coal and coaly mudstone, and specific gravity separates
of samples from the Outcrop No. 2 and No. 3

		2-12	2-15	2-28	3-22	3-23	3-25	3-26	3-27	3-30	3-32	3-33	3-38
Ash	A	25.31	49.93	29.85	20.59	27.57	27.49	27.81	30.71	38.51	28.43	47.01	45.71
	B	18.05	21.22	20.35	85.07	17.17	17.89	17.75	15.52	17.93	15.06	16.62	17.13
	C	51.12	55.82	43.55	39.11	37.18	34.75	36.75	42.67	43.67	37.75	48.30	51.16
U ₃ O ₈ in ash	A	0.043	0.078	0.198	0.049	0.065	0.004	0.014	0.016	0.447	0.102	0.100	0.024
	B	0.066	0.311	0.339	0.072	0.087	0.011	0.028	0.045	0.781	0.252	0.215	0.088
	C	0.011	0.061	0.103	0.015	0.053	0.003	0.008	0.009	0.412	0.061	0.099	0.020
U ₃ O ₈ in sample	A	0.001	0.039	0.059	0.010	0.018	0.001	0.004	0.005	0.17	0.029	0.047	0.011
	B	0.012	0.066	0.069	0.011	0.015	0.002	0.005	0.007	0.14	0.038	0.035	0.015
	C	0.006	0.061	0.045	0.006	0.020	0.001	0.003	0.004	0.18	0.029	0.048	0.010
Weight of fraction relative to whole	B	78	17	59	77	42	48	47	44	20	41	4	16
	C	22	83	41	23	57	52	53	56	80	59	96	84
Weight of U ₃ O ₈ relative to whole	B	88	28	60	87	41	60	61	58	16	53	3	23
	C	12	72	31	13	59	40	39	42	84	47	97	77
Enrichment ratio	B	1.1	1.7	1.2	1.1	0.9	1.4	1.3	1.3	0.8	1.3	0.8	1.4
	C	0.5	0.9	0.8	0.6	1.1	0.7	0.7	0.8	1.1	0.8	1.0	0.9

A: Original sample, B: Specific gravity < 1.6, C: Specific gravity > 1.6
Enrichment ratio: Ratio of percentage of U₃O₈ in fraction to percentage of fraction
(Chemical analyses by T. MOSHIZUKI and K. OBA)
(化学分析者: 望月・大場技官)

第 4 表 微量成分検出頻度表
Frequency table, in percent, of trace elements

	A	B		A	B		A	B
Ag	31	23	Ga	99	100	Mg	100	100
As	75	60	Ge	72	41	Ba	100	100
Sb	3	0	Sn	93	94	Sr	100	100
Cu	100	100	Mo	97	74	B	100	100
Pb	98	100	Fe	100	100	Al	100	100
Cd	4	3	V	100	100	W	44	24
Zn	88	81	Ti	100	100	Zr	8	4
Ni	99	100	Mn	100	100	Li	21	14
Co	100	99	Be	9	0			
Cr	99	94	Ca	100	100			

A: 179 samples of coaly carbonaceous rocks
炭質岩試料 179 個
B: 80 samples of enclosing rocks and partings
夾みおよび上・下盤岩石試料 80 個
(After E. TAKEDA and others, 1963, p. 39)
(竹田・他 2 名¹⁹による)

は、ほとんど全部の試料から検出された。ゼオライトは第3露頭の試料43個のうち7個から検出された。黄鉄鉱は第2露頭の試料からはほとんど全部に検出された。モンモリロン石および黄鉄鉱の多い試料は、一般にウランを多く含んでいるが、しかし両者の多い試料は必ずしもウランを多く含むとは限らなかった。

地下水中のウラン

含ウラン層の分布する大内および南平両地区の井戸水および沢水などの試料は、竹田・他2名の資料12個¹⁸⁾とあわせて第4・5図に示すとおり、22試料についてウランおよび一般水質分析が行なわれた。採取された試料は花崗岩地帯を流れる沢水、またはその近くの井戸水で、これら22試料中16個から0.1~15 γ /lのウランが検出された。なおウランと他の溶存成分との関係については、これらの試料からはとくに注目される結果は得られなかった。

6. 含ウラン層の成因について

本地域に分布する含ウラン層中、ウランを多量に濃集している含ウラン層について、その地質的背景、野外観察および室内実験結果などを考察すると、ウランを濃集するために寄与した要素としては、つぎに述べるようなものが考えられる。しかしながらこれらの要素のなかで、単独で決定的な要素はないが数種類の組合せにより、現在みられるような異常な濃集が行なわれたと考えられる。

1) 基盤の花崗岩に近いほどウランを多く濃集している。すなわち、稜行炭層にみられるように同一層準の岩層でも、基盤から遠ざかるにしたがいウランの量が少なくなる。第4露頭およびこの周辺に実施した3本の試錐、ならびに南平1号試錐にみられるように、放射能強度の最も強い部分是不整合面近くのみみられる。

2) 含ウラン層の上・下位の岩層は透水性に富んでいる。南平1号はじめ大内地区に実施された4本の試錐において、含ウラン層および放射能異常を示す岩層は、一般にその上位または下位に電気検層区にもみられるように、透水性の良い岩層を伴っている。第4露頭および南平1号試錐にみられる含ウラン層は、不整合面直上に存在し、含ウラン層自体およびその上位に透水性のよい岩層を伴っている。

3) 含ウラン層自体の物理的および化学的性質に関係がある。含ウラン層の中でウランを多量に濃集している部分は、第2および第3露頭の柱状図にみられるように、周囲の部分より透水性が良く含ウラン溶液の移動を容易にしている。炭質物のウラン吸着能力の高いことは多くの実験により知られており^{注8)}、本地域においても第2および第3露頭の試料で、炭質物の多い部分にウランが多く濃集されていることが明らかにされている。

4) 含ウラン層は地下水面よりやや上位にみられる。ウランを異常に濃集している南平1号、第2・第3および第4露頭などの含ウラン層は、現在の地下水面からあまり遠くない上位にあり、常時地下水の停滞するところでなくそれらの移動しやすい、地表近くかまたは地表に出ており地下水の蒸発が行なわれやすい位置にみられる。含ウラン層の深げ部に実施した大内地区の4本の試錐の放射能異常は、いずれも露頭のそれより低い。これは放射能異常部分が地下水面下にあり、地下水の停滞している部分に位置しているためと考えられる。

5) 基盤の花崗岩類に含まれているウランの量、およびそれらを溶かし出してくる地下水中のウランの量がきわめて多い。本地域の基盤をなす花崗岩類の放射能強度は、堆積岩よりも高いが自然計数値よりやや高い程度で、とくに著しくはない。しかしながら、この花崗岩類に接触した地下水中のウランの量は、前章に述べたとおり異常に多く最高15 γ /lも含まれているものがある。

以上述べたウランの濃集に寄与する要素のほかに、断層および地下深所からの熱水溶液などが考えられるが、本地域ではこの2つの要素はいずれもウランの濃集に無関係である。

本地域に分布するウランを多量に濃集している含ウラン層の成因は、上述の要素および地質的種々の現象によりつぎのように考えられる。この地域で知られている含ウラン層の中で、0.00n% U_3O_8 以下のウランを含んでいる岩層の分布は、地質構造に関係なく、ウランを異常に濃集している岩層のそれよりも数倍の拡がりをもっている。したがって、ほとんどすべての含ウラン層中の0.00n% U_3O_8 以下のウランは、その岩

注8) G. MOORE (1954), S. SZALAY (1954), I. BREGER and others (1955), H. MASARSKY (1962)

層の堆積当時または続成化の過程で、その岩層中に導入されたものと考えられる。しかしながら、0.0n% U_3O_8 以上のウランを含む岩層はきわめて限られた範囲内に分布し、上述の1)から5)までのウランの濃集に好都合な要素のいくつかを具備している。したがって、ウランの含有量が0.0n% U_3O_8 以上の含ウラン層の成因は、初成的または続成的に導入された0.00n% U_3O_8 以下のウランと、その岩層がほぼ現在のようない地質環境下で、基盤の花崗岩中のウランを溶かし出した含ウラン地下水と接し、そのなかのわずかなウランが絶えず導入蓄積された後成的なもの、両者の相重された結果によるものと考えられる

文 献

- 1) 坊城俊厚・他2名(1967):宮城県角田盆地および大内第4露頭付近の含ウラン層について、地質調査所月報, vol. 18, no. 3
- 2) 菅野卓治(1957):地下水ならびに2, 3の亜炭中のウラン, 第1回原子力シンポジウム報文集, 第3分冊, p. 449
- 3) 小岩井隆(1947):宮城県伊具炭田丸森地区調査速報, 地質調査所炭田速報, 10号
- 4) 河野迪也・他2名(1961):宮城県大内炭鉱近傍の含ウラン層, ウランとその資源と鉱物, 朝倉書店, p. 417~422
- 5) 河野迪也(1967):宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層, 地質ニュース, 150号
- 6) 岡好良・他2名(1959):大内地区の亜炭層中のウラン, 東北大学選鉱製錬研究所報告, 316号, p. 91~102
- 7) 岡好良・他2名(1961):大内亜炭中のゲルマニウムとウラン, ウランとその資源と鉱物, p. 422~428
- 8) 佐野浚一(1960):小型放射能検層器ならびに放射能検層による放射性鉱物鉱床の品位・鉱量の推定と宮城県大内地区における物理検層, 地質調査所月報, vol. 11, no. 6
- 9) 佐野浚一・高木慎一郎(1963):宮城県大内地区における物理検層, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2, p. 145~150
- 10) 佐藤良昭・宮下美智夫(1962):宮城県伊具含炭地大内付近の重鉱物組成, 地質調査所月報, vol. 13, no. 1, p. 49~56
- 11) 須貝貫二・星野一男(1958):宮城県伊具郡大内炭鉱のウラン鉱床, 鉱山地質, vol. 8, no. 29, p. 55~67
- 12) 須貝貫二・星野一男(1966):宮城県伊具含炭地における核原料物質概査報告, 地質調査所月報, vol. 17, no. 8, p. 30~40
- 13) 竹田栄蔵・他2名(1963):大内炭鉱周辺の亜炭層に伴なうウランについて, 地質調査所月報, vol. 14, no. 2, p. 119~144
- 14) 徳永重元(1966):含ウラン炭の花粉学的性質, 燃料協会誌, vol. 45, no. 476, p. 839~841

Geology and Uranium Deposits of the Ouchi Area, Miyagi Prefecture

By

Michiya KOUNO, Masatoshi SOGABE, Taisuke SUZUKI and Toru ONOE

The Ouchi area, Marumori town, Igu county, lies in the southeastern margin of Miyagi Prefecture. The area is located at the northern extremity of the Abukuma Mountain range and has altitudes from 50 to 150 meters above sea level.

The stratigraphic section exposed in the area includes rocks of Mesozoic, Tertiary and Quaternary age. The basement rocks of the region are formed of the granites and Jurassic formations and are overlain unconformably by the Tertiary formations. The Tertiary formations of Miocene age are divided into the Lower, Coal-bearing, Middle and Upper members in ascending order.

No districts of unusually high radioactivity were found in the Jurassic and upper parts of the Tertiary formations.

Lower member comprises andesite agglomerate, agglomerate tuff and tuffaceous sandstone. The rock characters of this facies vary from place to place. The Coal-bearing member is composed of light gray mudstone and very fine to medium-grained sandstone, and lesser amount of tuffaceous fine-grained sandstone, conglomerate and coaly carbonaceous rocks, most of which is believed to be continental origin. Most of the beds of the coaly carbonaceous rocks which occur mainly in the lower parts of the Coal-bearing member are lenticular and may pinch out or be replaced by noncarbonaceous materials within a few thousand meters, therefore persist for only a few thousand meters along their outcrop. The rock characters in the lower parts vary from place to place. In some parts of the area, the Lower member is absent and the Coal-bearing member rests unconformably on the granites.

The granites belong to the northern marginal parts of main mass of the Abukuma granites widely developed in the Abukuma highland in which the older and younger granites are recognized. The younger granites crop out in the area and consist of biotite-granite and granodiorite.

The Ouchi area studied occupies a topographic and structural basin in the southern part of the Igu area. The Tertiary sediments are faulted, gently folded, and rest unconformably on the basements of the Jurassic and granites. The uranium-bearing beds in the area lie on the west flank of the synclinorium which is main structural features. The axes of the synclinorium trend from about N 15° W, to S 15° E, plunging gently north.

At some places in the districts, Sano and Minamidaira, the beds of sandstone, coaly mudstone and coal in the Coal-bearing member contain uranium in amount of many times as much as that of the enclosing strata. No uranium minerals has been identified in the uranium-bearing beds and mineralogic nature of the occurrence is unknown. The uranium-bearing beds of main coal and coaly mudstone which crop out in the western part of the Sano district contain from 0.001 to 0.003 percent U_3O_8 . In some places, parts of these beds apparently contain no uranium and in other places of these beds contain as much as 0.16 percent U_3O_8 .

The most radioactive bed in the Sano district consists of the coaly mudstone and is 10 meters stratigraphically below the main coal seam which is also uranium-bearing bed. The greatest concentration of uranium in the bed is 0.058 percent U_3O_8 at the Outcrop No. 2. The main coal seam which is the only one workable coal seam in the district, contains small amount of uranium throughout the district. The greatest concentration of uranium found in the bed is 0.16 percent U_3O_8 at the Outcrop No. 3. The most uraniumiferous parts of these beds crop out near the Ouchi coal mine. The uranium contents of these beds are not uniform in lateral, and within the bed the vertical distribution of uranium is somewhat irregular, but uranium commonly concentrated in the lower part.

The uranium-bearing beds of the sandstone and coaly carbonaceous rocks in the Minamidaira district occur at the base of the Coal-bearing member and contain from 0.008 to 0.024 percent U_3O_8 .

The uranium content is generally greatest in the lower part of the beds and series, and decreases progressively upward. The lateral distribution of uranium content in the uranium-bearing bed is very irregular at different places along the same bed. For this reason, and because the distribution and lithology of the beds are unstable, no individual uranium rich bed containing 0.01 percent or more U_3O_8 could be traced continuously for more than 500 meters.

The abnormal concentration of uranium in the coaly carbonaceous rocks and sandstone in the area cannot be conclusively demonstrated, although there are many field evidences which support the epigenetic theory that the local concentration of uranium in the coaly carbonaceous rocks and sandstone was secondarily derived by ground-water leaching of the radioactive materials in the granites. The following relationships are believed to be particular significance: 1) The greatest concentration of uranium in the beds occur near the unconformity. 2) Within the series of the coaly carbonaceous rocks and sandstone the stratigraphically and topographically lower beds, in general, have more uranium. This suggests that the uranium was probably derived from an underlying potential source. 3) The high grade concentrations of uranium occur at the lower parts of the beds of the coaly carbonaceous rocks, diminishing progressively upward to the vanishing point in their upper parts. 4) The uranium distribution is related to variation

in the permeability of the rocks enclosing the uraniferous rocks. 5) The distribution of uranium also appears to be related to variation in the permeability within individual beds of the coaly carbonaceous rocks. 6) The radioactivity of the granites is greater than most of other rocks. 7) Water analyses show large uranium content for streams and wells now issuing from the granitic area.

Data obtained during this study indicate that the relatively high grade uranium content in the uranium-bearing beds is secondary origin, having been introduced after formation of the beds, and that the uranium has been and is being leached by ground-water from the mildly radioactive granites.

Ⅳ.9.2 炭層中におけるウランの初生的濃集の可能性

垣見俊弘*・平山次郎*・関根節郎**・池田喜代治**

要 旨

堆積岩中のウランの濃集が、同生的であるか後生的であるかを論ずるような場合には、まず、濃集部が厳密に認定された最小単位の地層と、どのような関係にあるかを明らかにすることが必要であろう。このような見地から、筆者らは、宮城県大内炭田のウランの低濃集のみられる炭層の、厳密な対比をこころみ、凝灰岩や泥岩の薄層を鍵に、約1mの柱状の中で数10枚の炭層（1枚の厚さ1~15cm）を、約1.5kmにわたって対比することに成功した。

このうち、大葉炭鉱坑内で、互いに5mおよび70mはなれた3地点で、代表的な20の層準からサンプル（同層準サンプルと呼ぶ）を採り、蛍光法によりウランを、分光法によって微量元素を検出した。

結果は、Uの含有量が10ppm以下のところでは、3つの同層準サンプルは、ほとんどが誤差の範囲内でよく一致した値を示し、数10ppmのところでも、少なくともピークの位置は層準によって一致することがわかった。このような一致は、岩質や灰分の量とは一応無関係であり、また3地点を比較した限りでは、距離が離れるほど一致性がそこなわれるということもない。

微量元素の分析は、一部についてしか行っていないが、Co, Mo, Vなどは、同層準でその量が一致するとともに、U含有量とも正の相関を示した。その他の元素のなかには、U含有量とは必ずしも強い相関を示さないが、同層準で含有量の一致する傾向のものがみとめられた。

このような結果から、筆者らは炭層のなかでは、数10ppmていどのUの低濃集は、もっぱら堆積時に行なわれ得るものと考え、その機構について若干の推定を行なった。

なお、炭層堆積当時の大内炭田地域の環境が、いくつかの点で、ウランの同生的濃集に都合がよいことを示した。

1. はじめに

石炭・亜炭や炭質頁岩中にウランが濃集している例は、海外でもわが国でも多数報告されている。宮城県大内炭田は、炭層にともなうウランとしては、わが国で最初に報告され、また、割合に詳しく調査されたところである（須貝・ほか1966、河野ほか1967）。これら、炭質物中に濃集しているウランの成因については、一般に2通りが考えられている。1つは、炭質物（原植物）の堆積とほぼ同時期（炭化作用以前）にウランが沈殿・濃集したとする、狭義の同生説である。もう1つは、現在のウランは、地層生成後（炭化作用以後）に、主に地下水に含まれていたウランが、石炭層の中に吸着・濃集されたとする、広義の後生説である。この中間には、続生作用の段階での濃集が考えられる。また、地下水以外の含ウラン溶液（石油・温泉水・熱水など）にその起源を求めねばならない例もあろうが、ここでは一応除外しておこう。

わが国では、炭層中、または地層中の炭質の部分にウランが濃集している場合に、これまではすべて広義の後生説—地下水中のウランが炭質物に吸着された—で説明されているようである注1)（河野ほか1961、岡ほか1961、須貝・ほか1966）。

しかし筆者らには、これまで報告されたウランを含む夾炭層の多くが、中新世中期に属し、その堆積環境

*地質部 **技術部

注1)ただし竹田ら（1963）は、堆積直後の段階での有機物の分解にともなう還元環境が、ウランの濃集に重要な役割を果たしたことを暗示している。

(古地理・古気候・後背地など)は、初生的なウランの沈殿・濃集に適した環境でもあるから、少なくともその一部には、同生的ウランの含まれている可能性があるように思われた。

このような動機から、筆者らは、大内炭田をえらんで、同生的ウラン濃集の可能性を検討してみることにした。

筆者らの仕事の分担は次のとおりである。

野外調査・サンプリング・灰分分析：垣見・平山

ウランの蛍光分析：関根

微量元素の分光分析：池田

ここに、これまでの調査の経過(手法)と得られた結果を報告する。ここに得られた結果にもとづいて、筆者らは、大内炭田の炭層中のウランの一部は、堆積時に濃集した可能性がきわめて強いという結論に達した。

この研究中に、大内炭田の地質およびウランに関する資料と情報を提供していただいた地質調査所燃料部の河野迪也氏、徳永重元氏、分析法、分析資料について御教示いただいた、同所技術部竹田栄蔵氏、高橋清氏、安藤厚氏およびウランの地球化学と堆積環境について御教示・討論をいただいた、同所地質部水野篤行氏に厚く御礼申上げる。

2. 大内炭田の地質環境

大内炭田(正確には重炭田)は、宮城県南端部に位置する。阿武隈川の支流、雉尾川の流域にあって、南・東・西方と山地に囲まれ、北方にひらいた盆状地をなしている。

この付近の地質の概略を、河野ほか(1967)の資料によって第1図に示す。

新第三系の基盤は、東部では“相馬中生層”，西および南部では“阿武隈花崗岩類”からなる。新第三系は、下位から、安山炭質火砕岩(霊山の火山活動の産物)からなる下部層、石炭を含み、砂岩・泥岩の互層からなる夾炭部層、泥がちの砂泥互層からなる中部層、礫岩を主とする上部層の4部層に分けられている。下は陸成層であり、中部層は半鹹半淡、上部層は海成層である。

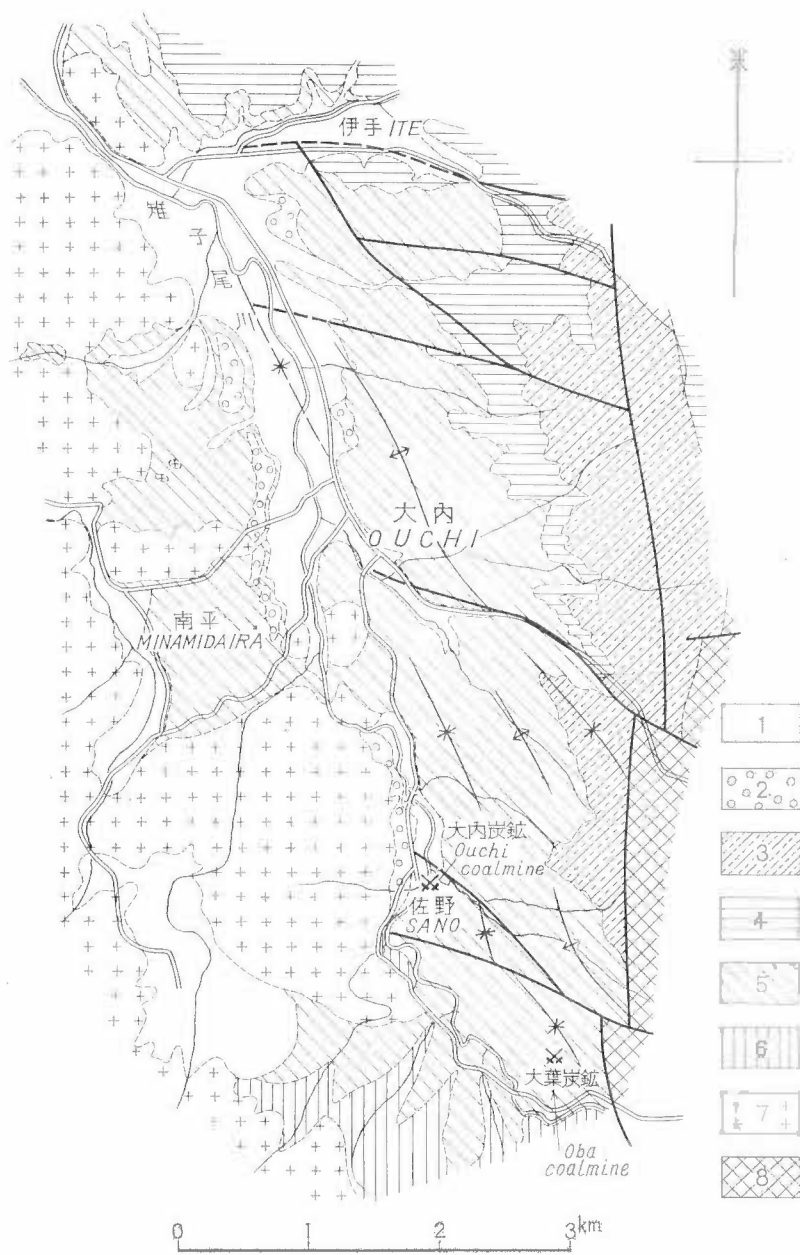
盆地のひろがりについて：下部層は、層厚と岩相の変化がいちじるしく、その上、基底部層を欠いて、夾炭部層のいろいろな層準が直接基盤の花崗岩にのっているところが、地表でもボーリングでも数多くたしかめられている(河野ほか,1967)。少なくとも夾炭部層の堆積時までは、地層は、基盤の凹所を埋めるように堆積したと考えられる。大内部落付近では、中心部に石炭を夾み泥岩にとむ地層が、東および西側の山地に近づくにつれ、砂質の地層に変化しているのが観察される。おそらく、夾炭部層の時代の1つづきの堆積盆地の範囲は、現在の新第三系分布範囲をあまり越えなかったであろう。そして、当時は、このような半ば閉じた小規模な沼沢地が、多数存在していたであろう。

夾炭部層中には、いろいろな層準に炭質物を挟む(第2図)が、もっとも発達しやすい炭層は、その中部にあり、厚い石英安山岩質軽石凝灰岩(10m以上の厚さをもち、おそらく火砕流堆積物)の上位約20~30mのところにある1枚である。これを主炭層と呼ぶことにする。主炭層は、大内部落を中心とし、雉尾川ぞいに南北に10kmちかく連続するが、大内部落の南と北では、同じ層でも主炭層の産状(厚さ、炭質、夾みの岩質など)はかなり異なっている。

しかし、筆者らの調査した、大内炭砒から大葉炭砒にかけて(以下、佐野地区と称する)の主炭層は、最下部の砂質部を除けば、多くの凝灰岩、泥岩、炭質頁岩、石炭岩などの1枚1枚の“単層”—ここでは便宜上、野外のスケッチで識別表現できる岩相の最小単位をいう—の厚さや岩質が、よく一致連続していることが明らかにされた(詳しくは次章にのべる)。したがって、佐野地区の主炭層は、小規模な盆地内の堆積物ではあっても、南北方向に関する限り、少なくとも1km以上にわたって岩相変化のほとんどない、おだやかな、一連の水域に堆積したと考えられる注2)。

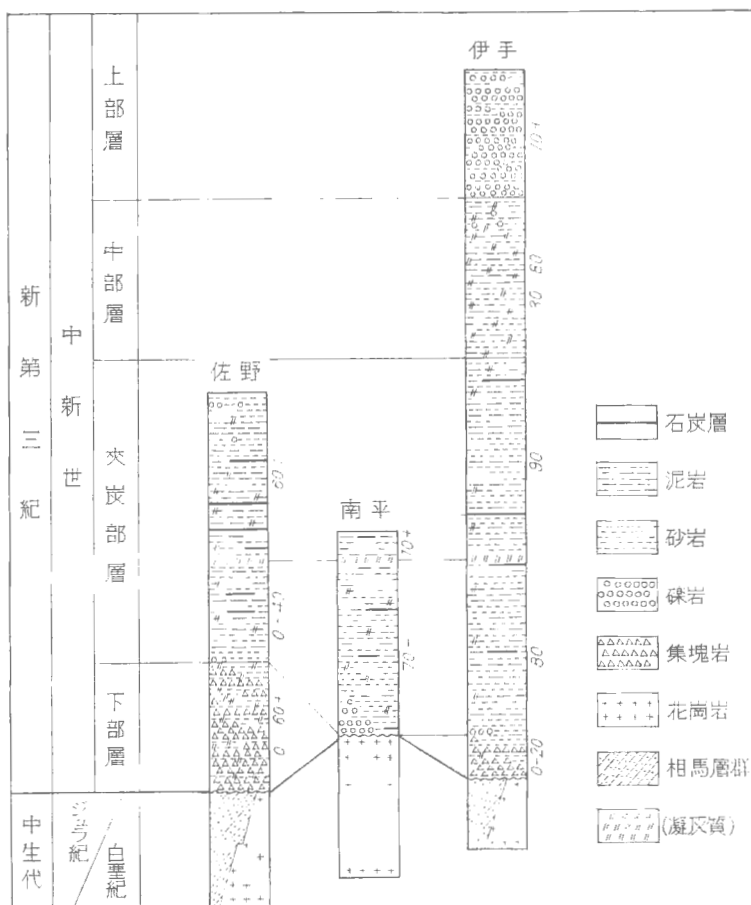
古気候について：大内の夾炭部層は、以前から、中新世中期の台島階に対比されている(たとえば、北村

注2) 堆積当時の景観については、670ページを参照。



1. 沖積層 2. 段丘堆積物 (3-6は中新統) 3. 上部層
 4. 中部層 5. 夾炭部層 6. 下部層 7. 花崗岩
 8. 相馬層群 (ジュラ系)
- 1 Alluvium 2 Terrace deposit 3 Upper member 4 Middle member
 5 Coal-bearing member 6 Lower member 7 Granites 8 Souma group

第1図 大内炭田地域の地質図 (河野迪也ほかによる)
 Geologic map of the Ouchi area



第2図 大内炭田地域の模式柱状図 (河野迪也ほか, 1967に一部加筆)
Generalized composite stratigraphic sections of the Ouchi area

1958など)この時代は、東北日本全体を通じ、現在よりもはるかに温暖で、海洋性の湿潤な気候であったとされている。地質調査所の尾上亨によって同定された、夾炭部層の中の植物化石群(河野ほか1967)は、*Comptonia maumanni* (NATHORST) HUZIOKA などを特徴種とする“台島フローラ”に等しく、上記の古気候を支持している。

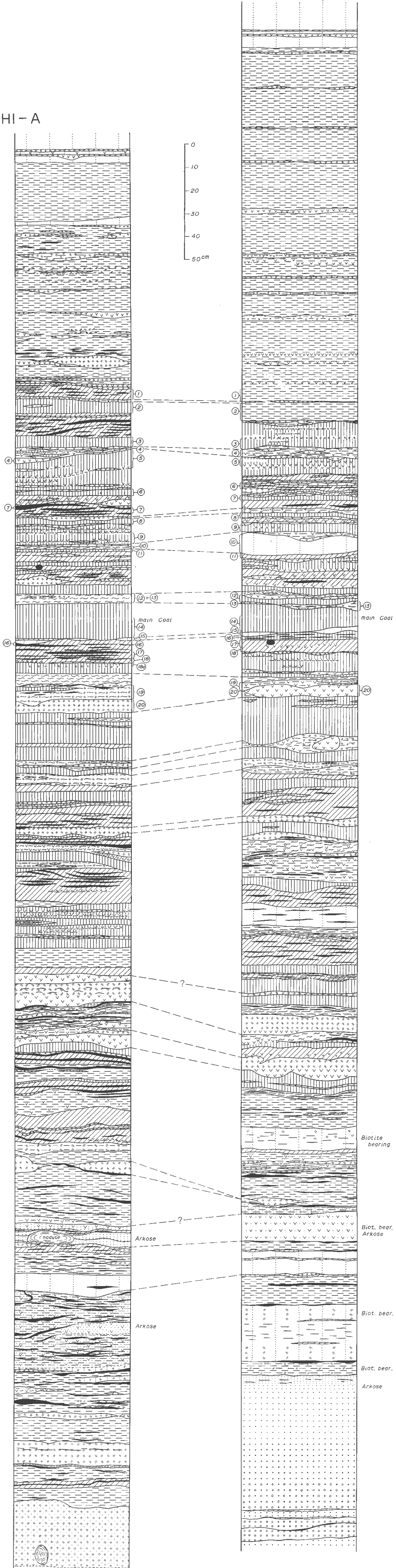
主炭層の堆積速度：この地域の主炭層の堆積速度を推定する根拠は、現世堆積物から類推する以外、何もない。ただし、ある仮定を設ければ、この地域での上・下の地層と、相対的な堆積速度の比較をすることはできる。主炭層の中および上・下位には、きわめて多数の凝灰岩薄層(厚さ数mm~20cm)が認められる(第3,5図(巻末袋入り))。そのほとんどが全部、同じようなみかけ(白色、微細粒ないし、ルト・サイズ)を呈する。いずれも、きわめて遠方の火山活動に由来する降下火山灰であろう。第3図および第5図によれば、同じ厚さの柱状の中で、これらの凝灰岩のはさまれている割合は、石炭層の部分ではきわめて多いが、泥炭層の部分では比較的少ないように思われる。降灰の頻度が、泥岩のたまった時期と、石炭のたまった時期で、いちじるしく違ったとする特別の理由もないであろう。そこで、この割合は、逆に、降灰の頻度は同じであるが、石炭と泥岩の堆積する速度の方が違ったことを表わしていると仮定しよう。この仮定で、主炭層およびその上位注3)の、石炭、炭質頁岩、泥岩のそれぞれについて、上下を凝灰岩にはさまれた“単層”数10枚に

注3) 下位層は砂岩が優勢に、凝灰岩が砂中にまれにみられる。おそれがある層は除外する。

- | | | | |
|--|-------------------|--|--------------|
| | 砂岩 (細→粗) | | 凝灰岩 (シルトサイズ) |
| | 泥岩 | | 同上 (微砂サイズ) |
| | 炭質頁岩 | | 同上 (極薄層) |
| | 同上 (泥状) | | 凝灰質 |
| | 石炭 (粗層) | | |
| | 同上 (良質) | | |
| | 同上 (レンズ状硬炭および木質炭) | | |

OUCHI-A

OBA-B



第3図 主炭層付近柱状図

ついてその厚さの平均を求めてみると、石炭では 7 cm、炭質頁岩は 10 cm、泥岩は 18 cm、相互の比は 1 : 1.5 : 2.5 という値が得られた。すなわち、この仮定の下では、炭層は泥炭層の 1/2.5 の堆積速度しかないとことになる。

（なお、便宜上、基準にとった凝灰岩は、厚さ 5 mm 以上のもののみを採用した。それ以下の凝灰岩までを対象とすれば、石炭層の堆積速度は、さらにおそくなる。また、この仮定で、碎屑物質のみを問題にすれば、石炭層の中の碎屑物質の堆積速度は、泥岩層のそれにくらべて、一層桁ちがいに小さくなるであろう）

3. 主炭層内の“単層”対比と、同層準サンプリング

ウランが地層と同時期に濃集したか否かを検討するためには、最低限、同一層準にある地層中についてしらべなければ意味がない。そのために、野外では、できるだけ細かい単位で、同一層準の地層を識別することに、大部分の努力を注いだ。

大内炭礫と大葉炭礫の比較：まず、主炭層の内部で、どの程度まで地層の細分ができ、細分された地層に、どの程度岩相や層厚変化があるかをためすため、約 1.4 km はなれた大内炭礫と大葉炭礫（位置は第 1 図参照）とで、縮尺 $\frac{1}{2}$ のスケッチにより、主炭層の上・下約 4 m の部分の柱状図を作り比較した。それを第 3 図に示す。とくに石炭については、肉眼でみられる輝炭と暗炭の区別をできるだけ表現するようにつとめた。

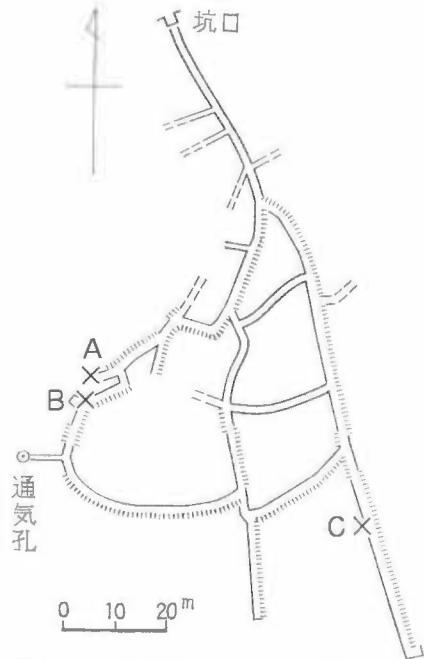
第 3 図であきらかなように、スケールでみると、個々の“単層”はきわめて膨縮に富んでいることがわかる。このうち、凝灰岩、泥岩、泥状の粗悪炭などに特有なレンズ状形態は、不均等荷重により、物質の流動転位に起因するものと考えられる。一方、砂岩層にみられる不規則な形態は初生的なものと考えられる。輝炭・暗炭のレンズ状累重状態も、堆積時の初生構造を比較的保存しているものようである。

しかし、凝灰岩や泥岩の夾みを鍵層として、大内と大葉の柱状を対比してみると、主炭層の中央部では、数 10 cm の範囲ではいちじるしく膨縮するにもかかわらず、全体としては、岩質も厚さもきわめてよく一致、連続していることがわかる。中央部では、炭質の良し悪しの変化を除けば、同層準で岩相が変化しているきざしはほとんど認められない。

主炭層の上部と下部とでは、岩相と厚さにわずかな変化がみられる。強いていえば、砂岩・泥岩の夾みは、大葉で厚くなり、炭質は大内で幾分よくなる傾向がある。これは、大内の方が、より堆積盆地の中心にちかきことを意味するのかも知れない。しかし大局的には、大内も大葉も、ほとんど同じ堆積環境にあったとって差支えないであろう。

なお、この中に記載した凝灰岩は、どれもほとんど同じみかけを呈するため、凝灰岩の特徴から同一層準を決定することはできなかった。したがって、微細な凝灰岩の間にはさまれた炭層を細部まで対比することには、若干の疑問がある。

参考までにいうと、凝灰岩の厚さも、それだけではあまり対比の基準にはならない。レンズ状の膨縮がきわめていちじるしいからである。また、微細砂サイズ、シルトサイズなど、粒度による直接の対比も危険である。本来は 1 回の降灰として一粗粒なものが下位、細粒なものが上位に一堆積したものが、その後の圧密の過程で分離して、粒度のことなる別々の凝灰岩にみえている可能性が大きい。



第 4 図 大葉炭礫坑道図 (A, B, C は柱状試料採取地点を示す)

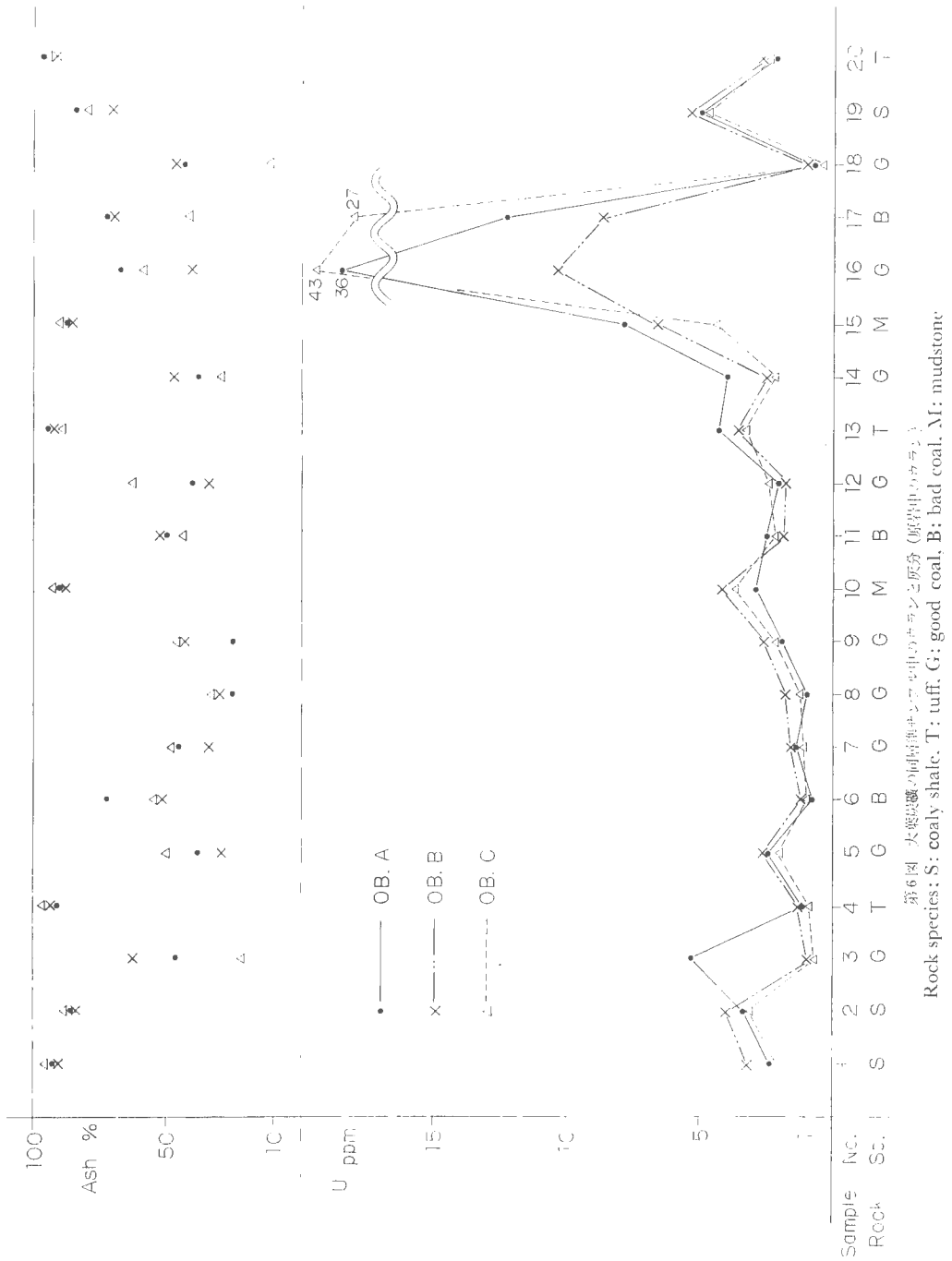
大葉炭礦内部での対比：大葉炭礦の坑内の3カ所(第4図参照)で、炭質もよく、鍵層となる凝灰岩もよく発達している主炭層の上部約1mの部分、前と同様¹⁾のスケッチで柱状をとり比較した。ここでは、約1mの間に、層準のはっきりした20枚以上の凝灰岩(このほか、石炭の中にラミナ状に分布しているごくうすい凝灰岩も連続する場合がある)と、2枚の泥岩とを用いて、30枚以上の石炭の同層準と認められる“単層”を識別することができた。第5図にそれを示す。ここでは、地点A—B間は約5m、A・BとCの間は約70mはなれているが、岩質も厚さもほとんど変化が認められなかった。ただし、炭質については、肉眼での観察と灰分分析の結果とは、必ずしも一致しなかった。

同層準試料のサンプリング：大葉炭礦内のA・B・C地点および、これと同層準の大内炭礦の合計4カ所から、良質炭、不良炭、炭質頁岩、泥岩、凝灰岩をえらび、同層準のサンプルを1カ所から20コずつ採取した。石炭“単層”(1枚の厚さ1~5cm)からは、なるべく平均したサンプリングができるようにつとめた。サンプル番号が同じ(たとえばOBA-A-15と、Ouchi-15)ものは、同じ層準のサンプルをあらわしている。採取地点はいずれも坑内で、ピッケルで表面1~2cmを取除いたのちにサンプリングを行なった。このうち、大葉A・B地点は、採掘された直後の新鮮な壁面であり、C地点は、採掘後1~2年を経過していると思われる。また大葉の3地点は、いずれも壁面が乾燥しており、現在の地下水の影響は考えられない。しかし大内の採取点は、調査当時、坑内の条件がわるくて、柱状の観察ができなかったので止むを得ず坑口付近をえらんだ。ここは、数年間大気にさらされており、かつ壁面から水が大量にしたたっている。この点で、大葉のサンプルに較べると、風化その他の条件のちがいが、ウランの分析値に影響をおよぼしているおそれがある。

第1表 同層準サンプルのウランと灰分含有量

岩質はOBA-Cのサンプルのそれを示した(石炭については、肉眼でみたときの良否と灰分の含有量は必ずしも一致していない)

層準	OBA-A		OBA-B		OBA-C		OUCHI-A		岩質
	ウラン ppm	灰分 (%)	ウラン ppm	灰分 (%)	ウラン ppm	灰分 (%)	ウラン ppm	灰分 (%)	
1	2.3	92.9	3.2	91.8	2.1	95.7	2.3	55.6	凝灰質泥岩
2	3.3	87.2	4.0	87.5	3.2	87.9	6.4	28.2	炭質頁岩
3	5.3	46.8	1.9	63.1	0.8	21.6	3.8	69.2	石炭(良)
4	1.2	93.4	1.2	93.7	1.0	95.7	0.5	94.3	凝灰岩
5	2.5	39.0	1.6	29.7	2.0	49.6	0.8	40.1	石炭(良)
6	0.9	73.4	1.2	52.6	1.0	55.2	1.7	54.0	“(不良)
7	1.4	46.6	1.6	35.2	1.2	47.5	2.1	36.0	“(良)
8	1.0	25.7	1.8	32.4	1.2	32.9	9.1	35.3	“(良)
9	2.0	25.7	2.6	45.0	2.0	46.4	11.7	36.7	“(良)
10	2.9	91.9	4.2	91.8	3.7	92.9	2.0	71.0	泥岩
11	2.5	52.2	1.9	51.9	2.1	44.4	5.1	31.7	石炭(不良)
12	2.1	41.4	1.8	35.0	2.4	63.3	} 11.6	58.6	“(良)
13	4.3	94.6	3.6	92.6	3.4	93.3		凝灰岩	
14	4.0	39.5	2.4	48.3	2.4	29.9	2.9	41.6	石炭(良)
15	7.9	90.3	6.6	87.4	4.4	89.6	4.8	89.5	泥岩
16	36.4	68.1	10.4	41.5	42.5	58.6	2.3	30.4	石炭(良)
17	12.3	72.8	8.7	71.9	27.2	41.9	1.8	51.8	“(良)
18	0.7	44.9	1.0	47.4	0.4	11.9	1.0	51.5	“(良)
19	4.9	85.2	5.4	71.4	4.9	79.6	19.3	74.3	炭質頁岩
20	2.2	97.0	2.7	94.1	2.3	94.7	4.0	96.5	凝灰岩



4. 同層準内でのウラン含有量

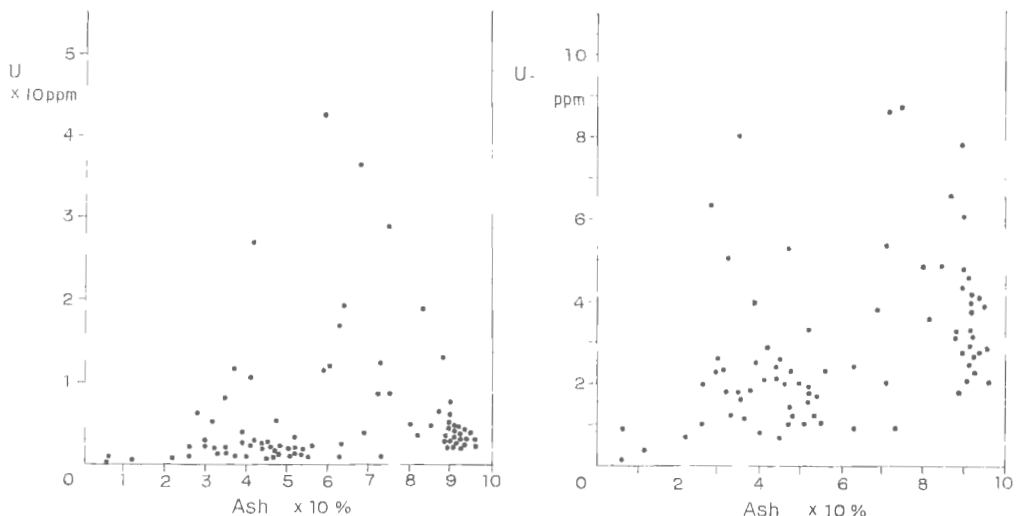
分析法 . ウランの分析は、蛍光法により行なった。分析法の詳細は、関根ほか (1964) のとおりである。ふつう、この方法では、約10%内外の誤差を見込まなければならないとされている。また、2~3 ppm 程度の、クラーク数と大差のない数値の間で、互いの量比をくらべるのは、これまではあまり意味がないと思われてきた。しかし、今回の分析の場合は、少なくとも 1 ppm のオーダーまでは信頼がおけるように、慎重に測定を行なった。なお、ppm 以下のオーダーを要求されることは、分析法の限界を超えるものと思われたが、参考までにその値を記入しておいた。

同層準サンプルでのウラン含有量：第1表および第6図に、大葉炭礫の3地点での分析結果を示す。見して、同一層準の試料では、どの岩質のものも、含有量がきわめてよく一致していることがわかる。詳しくみると、

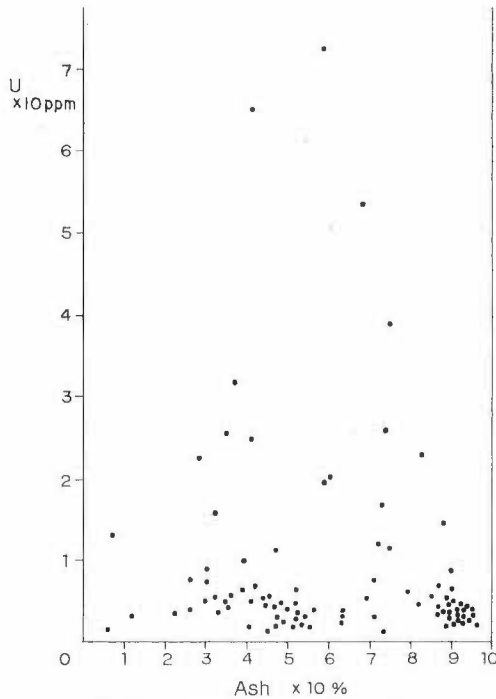
- 1) 2~3 ppm の低濃集の層準では、含有量の差が 1 ppm 以下、すなわち、この分析法での限界誤差以内におさまってしまうものが多い。しかもなお、層準ごとの微妙な含有量の差は、第6図の折れ線の小さな山や谷として反映している。
- 2) 含有量が多くなると、その差の絶対値も増大するが、同層準では、含有量の比が2倍も超えるものはほとんどない。いくぶん差があるようにみえても、少なくとも極大部および極小部 (第6図の山と谷) の位置は、1つを除き完全に一致している。
- 3) 互いに5mへだった、地点AとB、および70mはなれた地点AとC、またはBとCを比較しても、特に目立った含有量のちがいは認められない。すなわち、大葉の坑内に関する限り、距離が遠ざかっても、含有量の一致性は全く失われていない。

灰分とウラン含有量：第1表と第6図には、同層準サンプルでの灰分の含有量も示しておいた。灰分とウラン含有量との関係については、第7図に示した。この図は、層準1~20のサンプルのうち、凝灰岩を除いたもの、およびこの層準以外の石炭、炭質頁岩および泥岩について分析した全サンプルを含んでいる。これらの図表から、次のことが認められる。

- 1) 灰分または炭質物の量と、ウランの含有量は、直接の相関を示していない (第7図)。ただし、今回分析したものに関する限り、比較的ウラン含有量の高いものは、炭質物と灰分が適当に混合した試料 (炭質物が40~60%のもの、すなわち、あまり質のよくない石炭) に多い。しかし、この逆は必ずしも真でない。



第7図—4 原岩中のウランと灰分との関係。右図は左図の10 ppm以下の部分を拡大したものである。



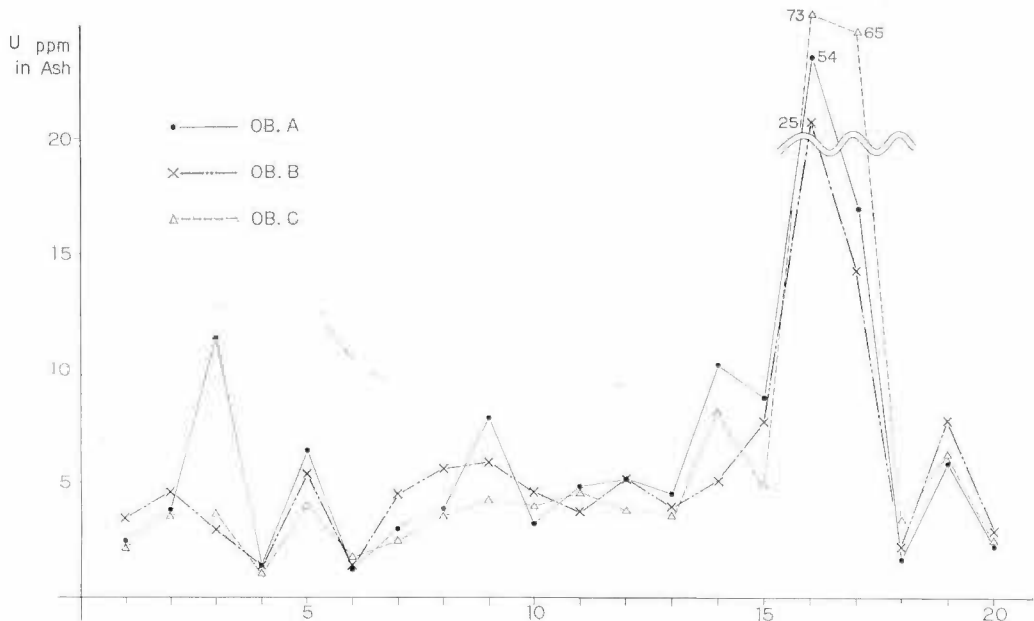
第7図-b 灰分中のウランと灰分との関係

2) 灰分のきわめて少ないサンプルでは、ウラン含有量もきわめて少ない。このようなサンプルは、木質炭または輝炭の部分である。さらに、灰分6~7%の炭化樹幹(直径10~15cm)にいたっては、0.1~0.9 ppm ทีเดียวウランを含んでいない。したがって、ここでは、原植物中のウラン含有量はほとんど無視することができる。

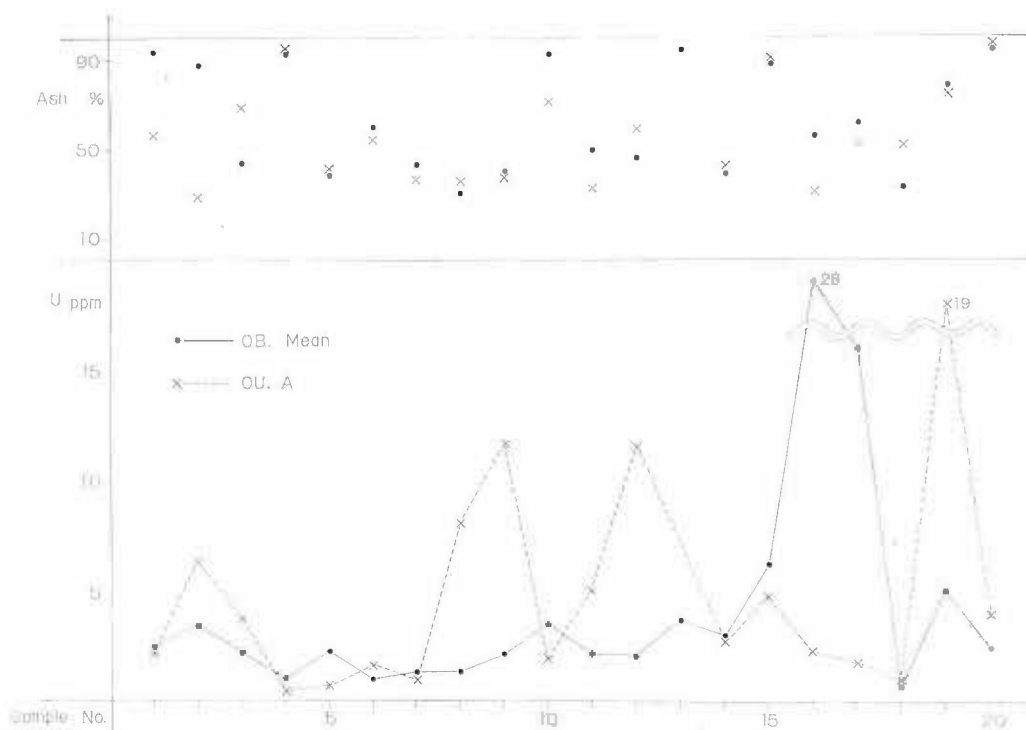
3) 炭質物のきわめて少ない、泥岩や炭質頁岩にも、一般にはウラン含有量のあまり多いものはない。これは、おそらく、砕屑物起源のウランも、ここではあまり多くは含まれていないことを示しているのであろう。

ところで、層準1~20のなかで、3地点のおおの同層準のサンプルについて灰分を比較すると(もちろん、凝灰岩や泥岩は別として)、肉眼的なみかけの類似性にかかわらず、灰分の量には、数10%にまで達する、かなりの差が認められる。したがって、同層準でのウラン含有量は、サンプルにおける灰分の多少——つまり炭質の良し悪し——にかかわらずほぼ一定していることになる。

第8図に、灰分中のウランに換算した含有量を示す。全サンプル中のウラン(第6図)と比較すれば、はるかに一致がわるいことがわかるであろう。こころみに、同一層準で、ウラン含有量の差と、灰分の差とをとって比較してみたが、どのような相関も得られな



第8図 第6図と同じものを灰分中のウランに換算したもの



第9図 大内炭礫と大葉炭礫における同層準サンプルのウラン含有量
OB. Mean; 大葉炭礫の3カ所(第6図)の平均値

かった(ただし、灰分の極端に少ない木質炭の場合は、同一層準でも、灰分の多いものと較べてウランの量が少ない傾向がある)。

大内と大葉の比較: 大内炭礫におけるウランの含有量を第1表末、第9図に示す。サンプルには大葉炭礫におけるものと同じ層準のものと同じ番号を付けてある。大葉炭礫におけるサンプルと比較してみると、同層準サンプルでのウラン含有量が一致しているとはいえない。とくに、10 ppm以上の濃集部の位置は完全にずれている。

このことについての考察は、あとでのべる。

5. ウランの濃集機構に関する考察

大葉炭礫における濃集機構: 大葉炭礫においては、互いに5 mおよび70 mはなれた3地点で、1~数 cmの幅で採集した同層準サンプル中のウランの含有量は、

- ① 同じ層準では、きわめてよい一致を示す
- ② 層準がちがえば、多少なりと確実に違った値を示す
- ③ サンプル式取点の距離が遠ざかるにしたがって一致性が悪くなるという傾向も全くない
- ④ それらの値は、灰分の多少(炭質の良し悪し)とも関係がない

ことがわかった。このような結果から、この地区のウランの炭層への濃集機構について考察をすすめてみよう。

まず、大内炭田のウランの濃集機構として、これまでに説明されてきた(河野ほか1961, 岡ほか1961, 須貝ほか1966)後生的な吸着説——すなわち、地層が形成され、炭層が固化したのち、ウランを含む地下水が炭層中を通過する過程で、炭質物に吸着・濃集されたとする説——について検討してみよう。

吸着説をとる場合、大葉炭礫のなかでは、同じ層準では炭質の良否に関係なく、ほぼ全域にわたって同じ

くらのウランが吸着されていることを説明しなければならない。もし、地下水中に溶けているウランの濃度が一定だとすれば、そのウランが吸着・濃集する割合は（炭質の良否には関係ないのだから）、地下水と接する炭層の孔隙や、割れ目の表面積に比例するであろう。大葉炭砒の場合は、1～数 cm の厚さで続く“単層”ごとに割れ目や孔隙の割合が一定であるとは考えにくい。また、割れ目にそって地下水が上・下の“単層”へ移動しなかった、と考えることも、いささか不自然であろう。なぜならば、この柱状のなかでは、第3図にみられるように、石炭の“単層”はもともと細かいレンズ状の集合体であり、また、泥岩や凝灰岩も、圧密の過程で側方に流動し、レンズ状にちぎれている。したがって、特定の不透水層といったものが考えにくいからである。

なお、第6図を一見すると、層準16付近の極大値は後生的なものとも思われやすいが、よくみると、層準16～17の極大値から、18の最小値へウラン含有量が急激に移行することは、後生的吸着では不可解であろう。層準は17と18とは、第5図に示されるように、互いに2 cm ほどしか離れておらず、しかもその間に、不透水性の連続層は認められないからである。

これらの理由から、筆者らは、大葉炭砒内での層準1から20までの、数～数10 ppm のウランの濃集も、後生的な吸着で説明することは困難であると考えざるを得ない。したがって、この章の冒頭にのべた①～④までの結果は、おもにウランの同生的な濃集をあらわすものと考えた方が、合理的に思われる。

この場合、第7図でみたように、灰分の極端に少ない木質炭にも、碎屑物を大量に含む泥岩や炭質泥岩にも、ウランの量は少ないので、木質炭も碎屑物も、ここではウランの濃集をかえって薄める役しか果たしていないことになる。いいかえれば、ここでは、原植物起源および碎屑物起源のウランは、トータルのウラン含有量にはあまり影響をおよぼしていない。したがって、これらの層準でのウランの大部分は、沼沢地（あるいは潟）に流れこんだ底層水中のウランに求めなければならない。すなわち、水底に沈積していた原植物や腐泥あるいは粘土に吸着され、あるいは水中のそれら微粒子と共沈したものと考えられる。

層準1から20までのうち、15から17までを除く、大部分のウラン含有量は、普通、2～3 ppm、多くてもせいぜい5 ppm 前後である（15～17を除く全サンプルの平均値は2.4 ppm）。第2表からもわかるように、大内夾炭層周辺の基盤を構成する花崗岩のウラン含有量は1.5～2.3 ppm で平均2.0 ppm 前後、安山岩類については0.6～2.3 ppm で平均1.7 ppm 前後の含有量を示す。結晶片岩に至ってはさらに低く1.0 ppm を割る。このような基盤岩類と比較して大葉の主炭層中のウラン含有量は、大部分のものが基盤岩類と同程度かせいぜい2～3倍程度の濃集を示しているにすぎないことがわかる。したがって、この程度のウラン含有量では、実はまだ“濃集”といえるほどのものではない。

碎屑性堆積岩中のウランの量は、一般に分布のパターンはきわめて不規則であるが、平均すれば約1.2 ppm とされている BELL, 1954)。頁岩だけについてはよく知られていて、SWANSON (1961) によれば、世界中の頁岩の平均値は3～4 ppm、そのうち、いわゆる“black shale”については平均8ppm（3から250 ppm

第2表 大内夾炭層周辺の基盤岩類のウラン含有量

岩 石 名	ウラン含有量 (ppm)	平均ウラン含有量 (ppm)
花崗岩	試料 1	1.5
	試料 2	2.3
	試料 3	2.3
安山岩	熔岩 1	2.3
	熔岩 2	2.3
	火山礫凝灰岩	0.6
結晶片岩 (旗巻峠)	0.6	0.6

まで変動する)とされている。一般には、海成のものは陸成のものに較べて含有量は高く、とくに地向斜的な厚い“black shale”の平均含有量は約 20 ppm であるという。この場合のウランの起源は海水である。陸水起源のウランを含む湖沼や潟の堆積物では、平均的なウラン組成は知られていないが、現在の環境でも、たとえば島根県穴道湖——中の海の湖底中心部の細粒堆積物中には、5 ppm 内外のウランは、ごく普通に含まれている(水野ほか, 1967)。したがって、大葉炭礫地域のサンプルのうち、2~5 ppm 程度のウランについては、他地域とちがった「特別な」濃集条件を想定する必要はないであろう。

ただし、この範囲内でも、層準が移動するごとに、ウラン含有量も少ないながら確実に変動している現象は、堆積当時の環境——後背地の風化、気候などに支配された底層水中のウラン濃度、水の停滯、堆積速度、pH、Eh 条件など——が変動した過程を反映しているものと思われる(ウランの水溶液からの濃集を規制する条件については、BELL, 1954; MCKELVEY et al., 1955; 片山, 1961B; 武藤ほか1965などを参照)。

つぎに、層準 16 付近の、10 ppm から 40 ppm 以上(第 6 図の極大部を参照)に達する濃集機構について考えてみよう。この極大値が、後生的吸着では説明が困難なことはすでにのべた。しかし、炭層が堆積するような環境は、むしろ好氣的——酸化環境にあったであろうから、水中のウランが直接沈殿する条件はもとよりなかったであろう。また、腐植からなる底質の表面への吸着や、コロイド状の有機物または粘土粒子との共沈によって、数 10 ppm にも達するウランが全部もたらされたとも考えにくい。したがって大部分のウランは、おそらく、堆積物が続成過程に移り、その内部で原植物が分解して強度の嫌氣的——還元環境に移ったのち、その中に含まれていた間隙水のなかから、腐植あるいは粘土によって吸着・固定されたと考えるのが、もっとも妥当であろう。腐植および粘土鉱物(とくにモンモリロン石)のウラン吸着能がきわめて高いことは、実験によってたしかめられている(SZALAY, 1958; 武藤ほか, 1965)。なお、正確な濃集機構はわからないが、湖成層中に含まれている、数 10 から数 100 ppm にも達するウランが、同時生成説で解釈されている例(LENOBLE et al., 1951; 片山, 1961A)もある。

大内炭田の堆積環境: 大内炭田の、とくに主炭層の堆積時代は、一般的にウランの同生的濃集に適した環境を示している。すなわち、

- ① 現在の九州南部から台湾付近にまたがる、暖帯ないし亜熱帯にちかい温暖多湿な気候条件のもとで、後背地を構成する花崗岩類の化学的風化が促進され、ウランの供給も増大したと考えられる。
- ② 大内炭田全域に分布する中新世中期の地層は、全体として薄かつほとんど水平に近いことから、その堆積時には構造運動が不活発で、低平な後背山地に取囲まれた沼沢地ないし潟の景観を呈していたものと考えられる。したがって、上記の気候条件と相まって、後背山地の化学的深層風化が促進された。
- ③ 夾炭部層が下位層を欠いて、基盤の花崗岩類に直接するところもあるから、夾炭部層堆積時の水域は、小さな島や水底バンクを多数配した南北に細長くのびる浅いラグーンであったと考えられる。したがって、堆積盆に運び込まれたウランは、外洋に運び出されることなく、その大部分がこのラグーン内に沈殿したであろう。
- ④ 炭田全域を通じて地層が薄いうえ、先きのべたように、主炭層は堆積速度がとくにおそいため、ウランが炭質物や碎屑物などで薄められる度合が小さかった。
- ⑤ 薄い石炭や凝灰岩・泥質岩などの単層のいちじるしい連続性から、主炭層を堆積させた水域は、激しい水の動きを欠く、停滞性の還元環境にあったものと考えられる。したがって、後背地からこの水底中に運びこまれた酸化ウランが、還元沈殿されやすかったであろう。

大内炭礫のウランについて: 大内炭礫から得られたウラン含有量の分布パターン(第 9 図参照)は、大葉炭礫の 3 地点と同じ層準を示すと思われるにもかかわらず、大葉のパターンとはうまく合わず、今までのべてきたような同生説では説明しにくい。大内では、10 数 ppm 以上のウランの濃集には、後生的な吸着が主要な役割を示したのかもしれない。なお、大内炭田では、最高 1,600 ppm におよぶ異常濃集部が発見されているが、これをも同生とする根拠はない。さらに、盆地周辺部で、アルコオス質砂岩層中にレンズ状に介在している石炭層のウランは、おそらく後生的吸着による濃集と考えて差支えないであろう。

しかし、今回大内炭礫から採った柱状試料は 1 カ所にすぎない。大葉のそれと較べて、岩質もわずかながら異なり、1~数 cm 以内での厳密な同層準対比にもやや問題がある。また、大内の試料採取地点は、採掘

されてから長い間大気に曝されており、また露頭から大量の水がしみ出していて、大葉の採取点とは、露頭の条件がちがっている。これらの理由から、大内炭砒においては、どの程度のウランが、同生的な濃集として存在しているか、また大葉の同層準のものとの比較については、今後の問題として保留しておくことにする

6. 同層準サンプル中のウランと微量成分との関係

大葉炭砒で、互いに70mはなれたA C 2地点のうち、層準13から20番までの同層準サンプルについて、微量元素の分光分析を行なった。

（試料の調製および分析法）

試料は、500°C以下の温度で、きわめて徐々に約8時間加熱し完全に灰化し、分光分析用試料とした。灰化試料はめのう乳鉢で、塩化ナトリウム（メルク社製特級）と1：1重量比に十分に混ぜ合わせ、グラフアイト補助電極につめて以下の分光分析の装置および分析条件で発光分光分析を行なった。

分光器：ジャコー・エバート型分光器

電極：下部電極（陽極）、6.15 mmφ、試料孔 2.4 mm φ、深さ 6 mm、日立スペーシャル。上部電極（陰極）120°角 6.15 mmφ 日立スペーシャル 電極間隙：3 mm

励起：直流アーク 10 Amp. 280 V

露光時間：120 sec.

乾板：Kodak SA-1 現像：D-19, 3分

標準試料は、SiO₂ ベース中に49元素をおおの1, 10, 100, 1000 ppm 含むスペックス Si スタダードと、微量成分の結果が出ている岩石の標準試料G-1（花崗岩）、W-1（輝緑岩）などを用いた。これらの標準試料と分析試料は、同じ条件で調製、撮影し、乾板に写った線の太さを比較した。撮影は7ステップ・フィルターを使用している

上述の方法では比較的良好に標準試料と分析試料の線の比較を行なうことができるが、石炭灰のように主成分元素の化学組成が試料によって大幅な相違を示すと考えられる試料では、マトリックス効果による差異があるものと考えねばならない。したがって分析精度にやや疑問があるものとみななければならない。

得られたデータは、灰分中の含有量を示しているもので、これを全試料中の含有量に換算し、第3表および第10図に示す。この図・表に示されたウランの含有量だけは、比較のために、蛍光分析で行なった値を示したもので、分光分析の値ではない注4)。

なお、同層準サンプルも、2地点での試料しか扱っていないので、3地点以上で比較する場合に比べ、偶然の要素を相当みこまなければならない。したがって、以下に説明する、ウランと他の元素との相関は、予報的なものと考えていただきたい

まず、ウランの含有量が、同層準サンプルではきわめてよい一致を示しているもので、他の微量元素についても、同層準のもの分析値が一致する傾向があるかどうか注目しよう。

次いで、層準の変化に対応する変化のようすが、ウラン含有量のそれと、どのような相関があるかを概観してみよう。

1) まず、層準による含有量の一致性がよく、ウランの含有量とも正の相関をもともよく示すのは、Coである。次いで、V, Mo が比較的良好な傾向を示す。

2) Li, Cr は、層準による一致性はきわめてよいが、ウランの分布とは莫然とした相関しかみられず、ピークの位置がずれている。Wは、層準による一致性はよくないが、ウランとはある程度の正の相関がみられるようである。

3) Ba, Ga, Pbなどは、同層準ではほぼ同じ値を示すが、ウランの分布とは無関係（あるいは逆相関にちかい？）で、むしろいくらか岩質の影響を受けているように思われる注5)。

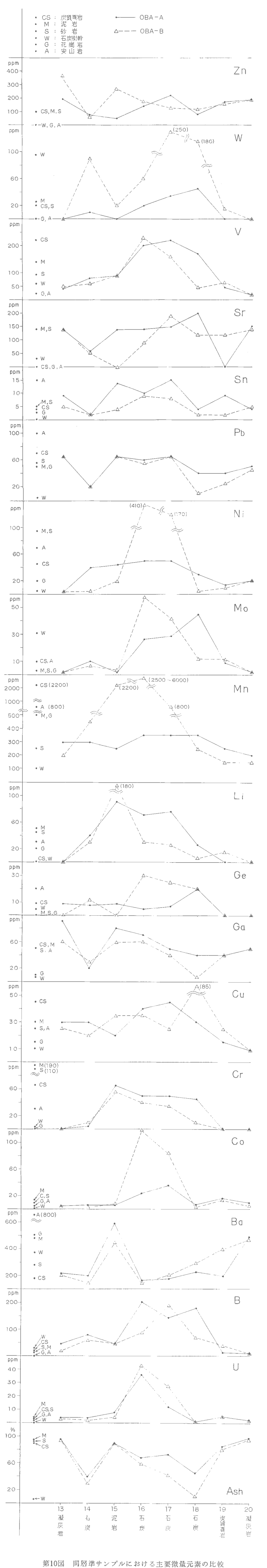
注4) 数～数10 ppmのウランは、分光分析では検出できない。

注5) 今回分析した限りでは、微量元素の量は一般に炭質物に多く、凝灰岩には少な
る凝灰岩に多、炭質物には少ない。

(Ba, Pb)の微量元素だけはむ

第 3 表 主要微量元素分光分析 (半定量) 結果表
 (OBA-A と C とで同じ番号のものは同じ層をさ
 らわす, U は蛍光分析の結果を示す)

岩質	元素 試験名	B ppm	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ge	Li	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	Sr	Te	V	W	Zn	U ppm	Ash %
主炭層の凝灰岩	OBA-A-13	50	200	4	—	30	90	9	—	300	2	5	70	9	140	—	40	—	190	4.5	94.6
" 石炭	"	80	200	6	4	30	20	8	40	300	10	40	20	2	60	—	80	10	80	4.0	39.5
" 泥岩	"	50	600	6	60	20	80	9	90	250	2	50	60	15	140	—	90	—	50	7.9	90.3
" 石炭	"	200	170	25	50	40	70	5	70	350	30	50	60	10	140	5	260	20	140	36.4	68.1
" "	"	150	180	40	50	50	50	7	70	350	30	50	70	15	150	6	220	40	220	12.9	72.8
" 質頁岩	"	180	200	7	50	30	40	20	25	350	50	30	40	4	200	4	170	30	80	0.7	44.9
" 凝灰岩	"	15	200	15	—	15	40	—	—	250	9	15	40	9	—	—	50	—	170	4.9	85.2
" "	"	10	300	10	—	10	50	—	—	200	2	20	50	4	150	—	15	—	190	2.2	97.0
主炭層の凝灰岩	OBA-C-13	20	200	3	—	25	60	—	—	200	2	5	70	5	140	—	50	—	370	3.4	93.3
" 石炭	"	60	150	3	10	20	30	12	30	450	7	5	20	2	50	—	60	90	60	2.3	29.9
" 泥岩	"	45	450	10	50	40	50	—	180	2200	4	20	60	4	—	—	90	20	270	4.4	89.6
" 石炭	"	90	150	120	40	40	50	30	30	2500~6000	60	400	50	9	90	4	230	60	180	42.5	58.6
" "	"	190	200	80	30	25	40	25	25	800	40	170	60	8	200	6	160	250	130	27.2	41.9
" "	"	70	300	2	10	80	7	20	6	250	12	5	10	2	120	1	50	180	120	0.4	11.9
" 質頁岩	"	40	400	15	—	25	40	—	15	150	12	10	25	2	120	—	60	15	160	4.9	79.6
" 凝灰岩	"	10	500	5	—	8	50	—	—	150	2	20	50	5	140	—	20	—	190	2.3	94.7
主炭層上盤の炭質頁岩	OBA-3-1	20	180	10	70	30	50	9	—	2200	9	50	70	4	—	4	220	20	90	2.8	89.7
主炭層下盤の泥岩	" 3-27	15	500	15	200	30	50	—	30	500	9	100	50	5	140	—	140	25	100	3.9	95.3
" 砂岩	" 3-28	15	300	10	110	25	50	—	50	250	2	90	60	5	140	—	100	20	90	2.8	93.7
主炭層中の石炭層	Kono-2	30	400	1	3	10	7	5	—	100	30	5	5	5	30	—	50	90	—	0.1	6.1
大内炭田周辺の花崗岩	" -29	—	500	5	—	15	10	—	20	500	4	20	50	3	—	—	25	—	—	2.2	(99.7)
" 安山岩	Boja-1143	—	800	5	30	25	50	20	30	800	10	70	100	15	—	10	20	—	—	2.3	(99.4)



第10図 同層準サンプルにおける主要微量元素の比較

4) 逆に B, W などは、層準による一致よりも、むしろ岩質(炭質物の量)と相関しているようにみえる(3)と逆相関のように思われる)。

5) そのほかの元素には、層準による一致も、ウランとの相関もあらわれていない。

こうしてみると、1)の Co, V, Mo は、いちおう、ウランと同様のプロセスをたどって濃集され、保存されたと考えてよさそうである。2)の Li, Cr, W にもその可能性はある。

もともと、CO, Cr, Ni, V などは、粘土質岩のなかで互いに相関する元素とされている (SHAW, 1954) ので、これらの元素と U との親近性が認められる。また、初生的濃集とされている層状マンガン鉱床地域のウランに随伴する微量元素の報告(渡辺ほか, 1961)とも矛盾しない。同層準サンプルについてはないが、同じ大内地域で竹田ら(1963)が行なった U と微量元素の報告にも、これらの元素は莫然とではあるが正の相関が認められる。

3)以下の元素については、さらに詳しい検討が必要である。ただ、炭層中には、後生的な吸着によって濃集されやすいとされているゲルマニウム(竹田ほか, 1956)が、ここではウランの分布とは全く相関していないことが注目される。

なお、第6図にみられるように、ウランの分析値は、同層準での一致性がよいばかりではなく、層準(時代)のわずかな違いによる環境の微妙な変化をよく反映しているらしいことは、すでに述べた。分析法がちがうので、他の微量成分の変化と直接比較するのは早計ではあろうが、第10図をみても、ウランは炭層の堆積環境を指示する“微量元素”としても、きわめて優れたものの一つと考えられよう。

7. まとめと今後の問題

堆積岩中に含まれるウランの成因や、濃集のプロセスを明らかにするためには、厳密に同じ層準で得られた、異なる地点のサンプルで比較することが、最低限必要な操作であろう。

筆者らは、約70mはなれた大葉炭砒の内部3カ所、および同炭砒から約1.4 km はなれた大内炭砒の1カ所で、約1 mの柱状の間に50以上の、同層準とみられる“単層”を識別することができた。このうち4カ所からそれぞれ20層準(1層準の厚さ1~5 cm)をえらび、ウランの含有量を比較した。

その結果、大葉炭砒における炭層中の、数~数10 ppm 程度のウランは、初生的濃集による可能性がきわめて強いと考えられることがわかった。

大葉と大内炭砒の比較では、明確な結論を出すことができなかった。今後、大内炭砒の内部の数カ所で、大葉炭砒と同じ条件で厳密に対比された、同層準サンプルによって比較すれば、同生説にせよ吸着説にせよ、より実証的な結論が得られるであろう。

次の段階では、“単層”の内部構造(石炭組織、孔隙など)および、層間にまたがる構造(割れ目、層面など)とウラン分布との関係をしらべることが必要であろう。この段階の一部として、河野ら(1967)は、石炭組織とウラン分布に関して、大内炭砒のサンプルで、興味のある結果を示している。

同層準サンプルによる微量元素の比較は、今回のテストでは明確な結論はでなかった。しかし、今後、分析精度を上げ、また比較の材料をふやすことによって、ウランばかりでなく、微量元素そのものの濃集の機構を明らかにするうえで、大きな将来性があろう。

文 献

- BELL, K. G. (1954): Uranium and Thorium in Sedimentary Rocks. in Nuclear Geology (ed. by FAUL, H.) J. Wiley & Sons, Inc., p. 98~114.
- 片山信夫(1961A) : たい積岩中のウラン鉱床の成因, ウラン——その資源と鉱物, 558p., 朝倉書店, p. 417~422
- 片山信夫(1961B) : ウランの地球化学, 同上, P. 1~12
- 北村 信(1958) : 東北地方の堆積盆地の変遷史, 新生代の研究, no. 26, p. 1~15
- 河野迪也・竹田栄蔵・須貝貫二(1961) : 宮城県大内面炭田の含ウラン層, ウラン——その資源と鉱物, 558 p., 朝倉書店, p. 417~422

- 河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 亨 (1967) : 宮城県伊具郡大内地域の含ウラン層, 地調報告, no. 232, p. 641~658
- LENOBLE, A., and GANGLOFF, A. (1958): The Present State of Knowledge of Thorium and Uranium Deposits in France and the French Union, Peaceful Uses of Atomic Energy, Proc. Second Intern. Conf., vol. 2, p. 569~577.
- 水野篤行・関根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公児・小野美代子 (1969) : 中ノ海, 穴道湖底中のウランの分布, とくに沈積環境との関係, 地調報告, no. 232, p. 317~352
- 武藤 正・広野修一郎・倉田英男 (1965) : 天然水からのウラン固定機構について, 鉱山地質, vol. 15, p. 287~298
- MCKELVEY, V. E., EVERHART, D. L., and GARRELS, R. M. (1955): Origin of Uranium Deposits. Econ. Geol., 50th Ann. vol., Pt. 1, p. 464~533.
- 岡 好良・菅野卓治・堀津多三郎 (1961) : 大内亜炭中のゲルマニウムとウラン, ウラン——その資源と鉱物, 558 p., 朝倉書店, p. 422~427
- 関根節郎・望月常一・阿部智彦 (1964) : 岩石中のウラン分析法, 地調月報, vol. 15, no. 7, p. 420~424
- SHAW, D. M. (1954): Trace Elements in Pelitic Rocks, Part II: Geochemical Relations. Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 65, p. 1167~1182.
- 須貝貫二・星野一男 (1966) : 宮城県伊具含炭地における中新統中の放射能異常について, 地調月報, vol. 17, no. 8, p. 472~490
- SWANSON, V. E. (1961): Geology and Geochemistry of Uranium in Marine Black Shales, A Review. U. S. G. S. Prof. Paper, 356-c, p. 67~112.
- SZALAY, A. (1958): The Significance of Humus in the Geochemical Enrichment of Uranium, Peaceful Uses of Atomic Energy, Proc. Second. Intern. Conf., vol. 2, p. 182~186.
- 竹田栄蔵・永田松三・池田喜代治 (1956) : 最上炭田における炭層中のゲルマニウムについて, ゲルマニウム委員会編, ゲルマニウム, 404p., p. 274~294
- 竹田栄蔵・金子博祐・池田喜代治 (1963) : 大内炭砒周辺の亜炭層に伴なうウランについて, 地調月報, vol. 14, no. 2, p. 119~144
- 渡辺武男・浜地忠男 (1961) : 層状マンガン鉱床に伴なうウラン鉱の産状と成因的考察, ウラン——その資源と鉱物, 558p., 朝倉書店, p. 205~213

Possibility of Syngenetic Concentration of Uranium in a Coal-Field

By

Toshihiro KAKIMI, Jiro HIRAYAMA, Setsuro SEKINE and Kiyoji IKEDA

For clarifying the process and mechanism of uranium concentration in sedimentary rocks, it is worthy to examine its contents by the samples obtained from the same stratigraphic horizons which are strictly correlated.

The writers have tried this work along a coal-bearing horizon in the Ouchi coal-field, Miyagi prefecture. A considerable uranium concentration has been found from this field, and it has been explained by the hypothesis of epigenetic adsorption.

The samples were collected from three points in a gallery of Oba coal-mine, Ouchi coal-field. At this mine, the main coal seam consists of alternation of thin strata, one to five centimetres thick of good coal, bad coal, coaly shale, mudstone and tuff. Two points of them are five metres distant, and the third point is 70 metres distant from them. At these three points, about one

metre sequence is strictly correlated at one stratum to one stratum basis.

A set of samples, taken from 20 representative strata (labelled in Fig. 5) of the sequence, is collected at each point. Provisionally, the writers call the samples taken from the same horizon at different points the "iso-horizon samples".

Uranium contents of these samples are shown in Table 1 and Fig.6. From these table and figure, followings can be derived:

1) In the case of lower (one to several ppm) concentration, the contents are nearly equal numerically among the "iso-horizon samples". In the case of higher (several to several tens ppm) concentration, the fluctuation of numerical values of the contents increases, nevertheless, their concentration seldom exceeds two with a few exception. Therefore, in Fig. 6, the positions of maxima and minima on these three zig-zag lines coincide almost entirely.

2) Among "iso-horizon samples", samples collected at nearer points have not always closer values of U-concentration than those of more distant points. Thus, so far as at Oba-mine, closeness of uranium contents of two "iso-horizon samples" is independent of distance of two points where the samples were taken.

3) In the "iso-horizon samples", differences of U- contents have nothing to do with those of ash contents.

From these results, the writers would like to conclude that, in this area, U-concentration coming up to several tens ppm were brought mainly by syngenetic co-precipitation with humus and clay fractions.

As to the view-point of sedimentary environments, following conditions are favorable for syngenetic enrichment of uranium.

1) The climate indicated by the fossil flora represented by *Comptonia Naumanni* was very warm and humid. Consequently, deep-seated chemical weathering and decomposition of uranium-bearing granites might have been accelerated at the time.

2) The sedimentary basin had a landscape of narrow, enclosed marsh or lagoon. So, the uranium solution was not easily carried out of the marsh into the open sea.

3) In the time of deposition, supply of clastic materials was so small, that dilution of uranium by the clastic materials was weak.

4) By the decomposition of plant debris, the water area had reserved the reducing environment which enabled and accelerated the adsorption and co-precipitation of uranium.

5) In the time, uranium-bearing granitic rocks broadly exposed around the sedimentary basin.

Ⅳ.9.3 宮城県角田盆地および大内“第4露頭”付近の 含ウラン層

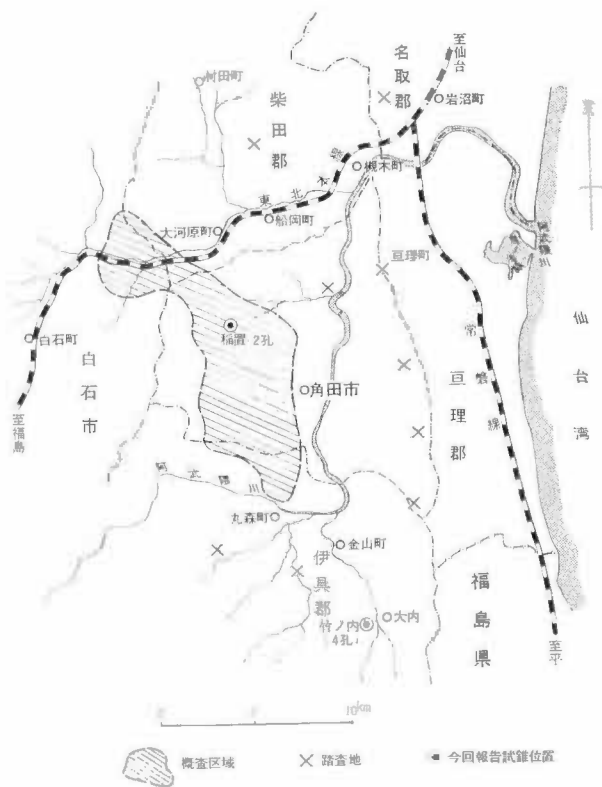
坊城 俊厚*・佐藤 良昭*・鈴木 泰輔*
野口 勝**・中川 忠夫**

要 旨

伊具含炭地（宮城県伊具郡大内付近）の新第三系中の含ウラン層については、昭和32年以降に行なわれた各種の調査⁴⁾⁷⁾¹⁰⁾¹¹⁾によって、逐次その状況が明らかにされている。

本文は上記の調査にひきつづいて実施したもののうち第1表による調査成果の概要をとりまとめたものである。なお、試錐実施のさいの技術的問題についてはここではふれない。

角田盆地西部の新第三系は花崗岩類を基盤とし、その基底部は花崗岩質礫岩、砂岩および泥岩などからなり、一般に顕著な放射能強度の異常はみとめられないが、稲置付近（第1図など参照）の基底部には微弱な



* 燃料部 ** 技術部

地質調査所報告（第232号）

第1表 調査地その他

調査地	調査法	担当者	時期 (外業)	備考
(1) 角田市周辺 (角田盆地)	放射能強度分布概査	坊城俊厚・佐藤良昭・ 鈴木泰輔	昭和39年 2月	調査範囲 第1図参照
(2) 角田市稲置	試錐（2孔），放射能 検層，地質調査	野口 勝・中川忠夫・ 坊城俊厚	昭和40年 2，3月	
(3) 伊具郡丸森町 大内，竹ノ内注1)	試錐（4孔），放射能 検層，地質調査	野口 勝・中川忠夫・ 坊城俊厚	昭和40年 2月	大内第4露頭付近 の試錐

放射能強度異常がみとめられ，ウランの含有が知られた。

ここでのウランの濃集は著しいものでないが，従来知られているウラン含有地一伊具含炭地域旧大内炭砒付近一から北方約20 kmの地点に同様な型のウラン徴候地が探知されたことは注目される。

また，大内における“第4露頭”は旧大内炭砒の北方約2.5 kmに位置し，昭和39年11月，河野迪也によってウランの濃集が発見されたものであるが⁷⁾，今回はこれの発達状況を探査する目的で該露頭を中心とし4孔の試錐を実施した。これらの試錐はいずれも基盤花崗岩類に到達し，新第三系の基底部付近でかなりの放射能強度の異常が検知された（第5，6図）。

1. 調査地域の地質の概略

半沢正一郎ほかによる研究²⁾が，主として調査地域の北部について公表されており，小岩井隆ほかの調査³⁾，河野迪也の資料⁷⁾，佐藤良昭の資料¹¹⁾，などが地域南部（旧大内炭砒付近）に関して利用できる。

しかし，地域全般のとりまとめなどにあたっては，上記資料を参考にしながら，宮城県地質図⁹⁾を用いたので，以下の記述のうち地層名，地層の対比などは本地質図に主としてよった。

角田盆地の新第三系の基盤はその西部では花崗岩類であり，これらは黒雲母が肉眼で顕著にみとめられ，粒度変化にとむ花崗閃緑岩質のものが多く，しばしばアブライト，ときに玢岩類の小岩脈によって貫かれている。

同盆地東縁部（割山，明通，小斎峠を結ぶ山稜線部）には割山層とこれに貫入関係にあるとみられる花崗岩類が南北に伸長した形態で露出するが，割山層は千枚岩質粘板岩・砂岩を主とし，花崗岩類は多く片状で少量の黒雲母・角閃石がみとめられる。

角田盆地の新第三系は，大部分，砂岩・泥岩およびそれらの互層からなる槻木層（盆地東縁の基底部は礫岩を主とする金山層）であり，偽層の発達が著しく，酸性凝灰岩・亜炭などの炭質物をはさむ。

地域北部の大河町西部（第2図②付近）には高館安山岩，砂岩・礫岩などからなる茂庭層，泥岩・砂岩を主とする旗立層，凝灰質砂岩に泥岩をはさむ綱木層などが分布する。茂庭層は，ほぼ槻木層に対比される。

地域南部（伊具含炭地）の新第三系は，下位から，霊山層，槻木層（下部を金山層），迫層および芳ヶ沢層に区分され，霊山層は安山岩質凝灰岩礫岩，安山岩類を主とし，前記高館安山岩に対比される。また，迫層は凝灰岩，凝灰質泥岩・砂岩を主とし旗立層に，凝灰質砂岩，礫岩などからなる芳ヶ沢層は綱木層にそれぞれ対比される^{注2)}。

なお，地域南部，旧大内炭砒周辺の地質については河野迪也・曾我部正敏によって，新しい資料に基づき総括される予定である。

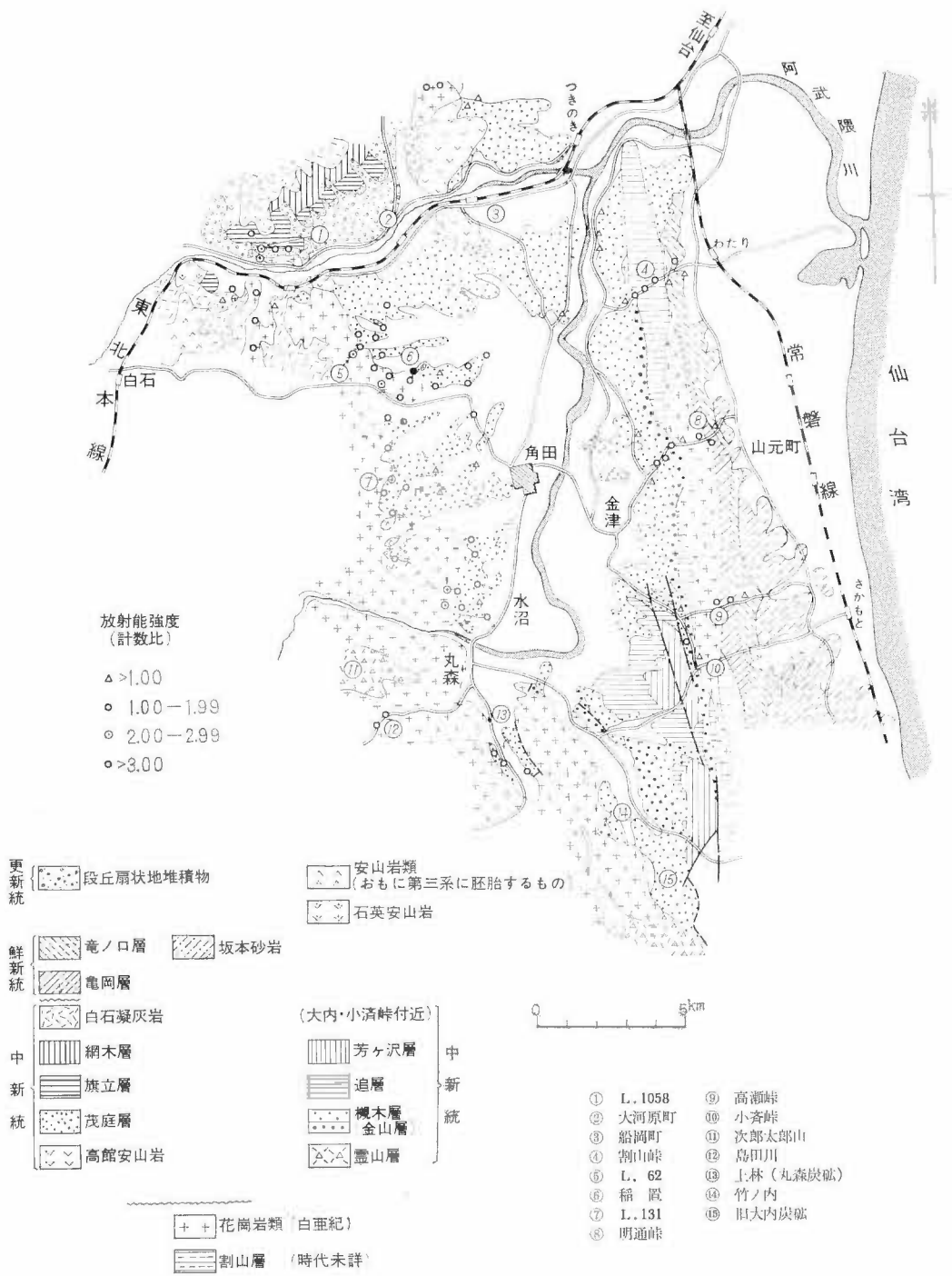
今回は槻木層，茂庭層の基底部付近に主眼をおいて調査したが，従来知られている含ウラン層，今回知られた含ウラン層は槻木層（金山層をふくめた）中に賦存する。

注1) “大内第4露頭”付近，周辺の地質は河野・鈴木によって調査されている。文献⁷⁾参照。

注2) 小岩井の層序区分⁸⁾との関係はほぼ次のように考えられる。

金山層一新第三系下部（小岩井），槻木層一新第三系夾炭部，迫層一新第三系中部，芳ヶ沢層一新第三系上部。

宮城県角田盆地および大内第4露頭付近の含ウラン層（坊城・佐藤・鈴木・野口・中川）

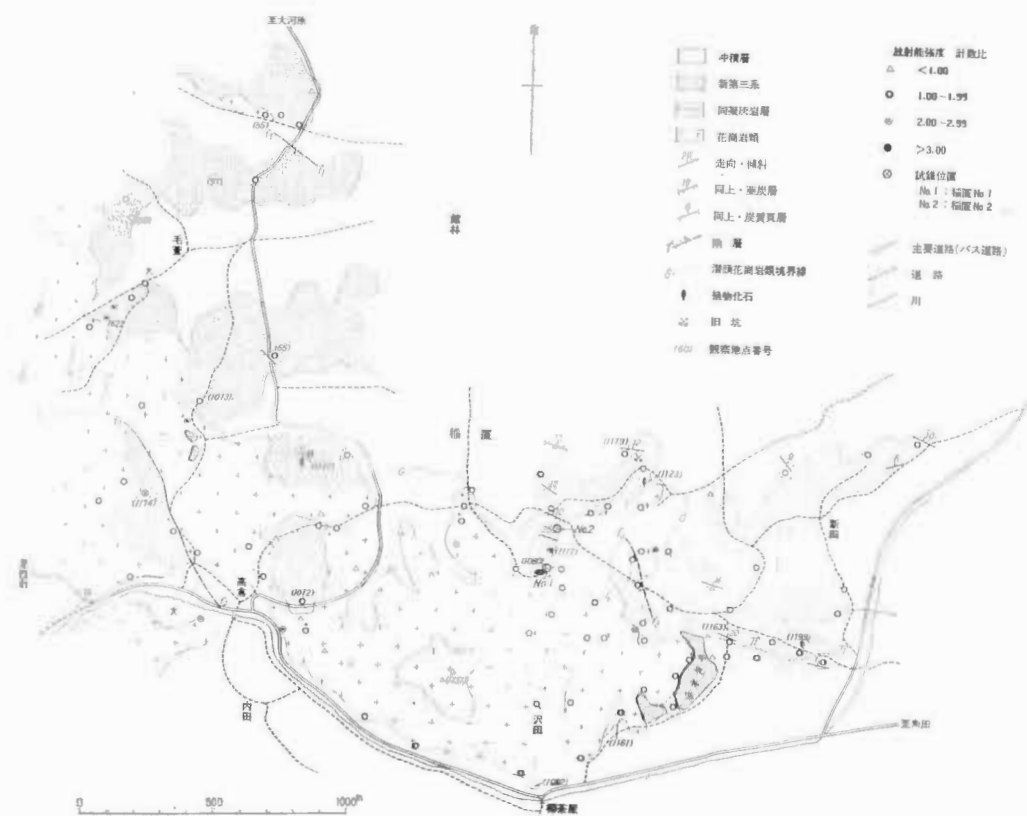


第2図 地質概略図 (主として宮城県地質図 (1962) による)

2. 角田市周辺の放射能強度分布

角田盆地の西縁部 (第 1 図概査区域) における新第三系基底部に注目し放射能強度分布概査を実施し、さらに同盆地東縁部の割山, 明通, 小芥峠などを踏査した。

野外調査には TCS-121 型シンチレーション・カウンター, DC-P 3 型ガイガー・カウンターを用い, 岩層の自然露頭 (一部で小規模の皮はぎ) の放射能強度を測定したが, その結果を以下および第 3 図などとして要約する。



第3図 稲置付近地質図

第 2 表 新第三系の微弱な放射能強度異常地その他

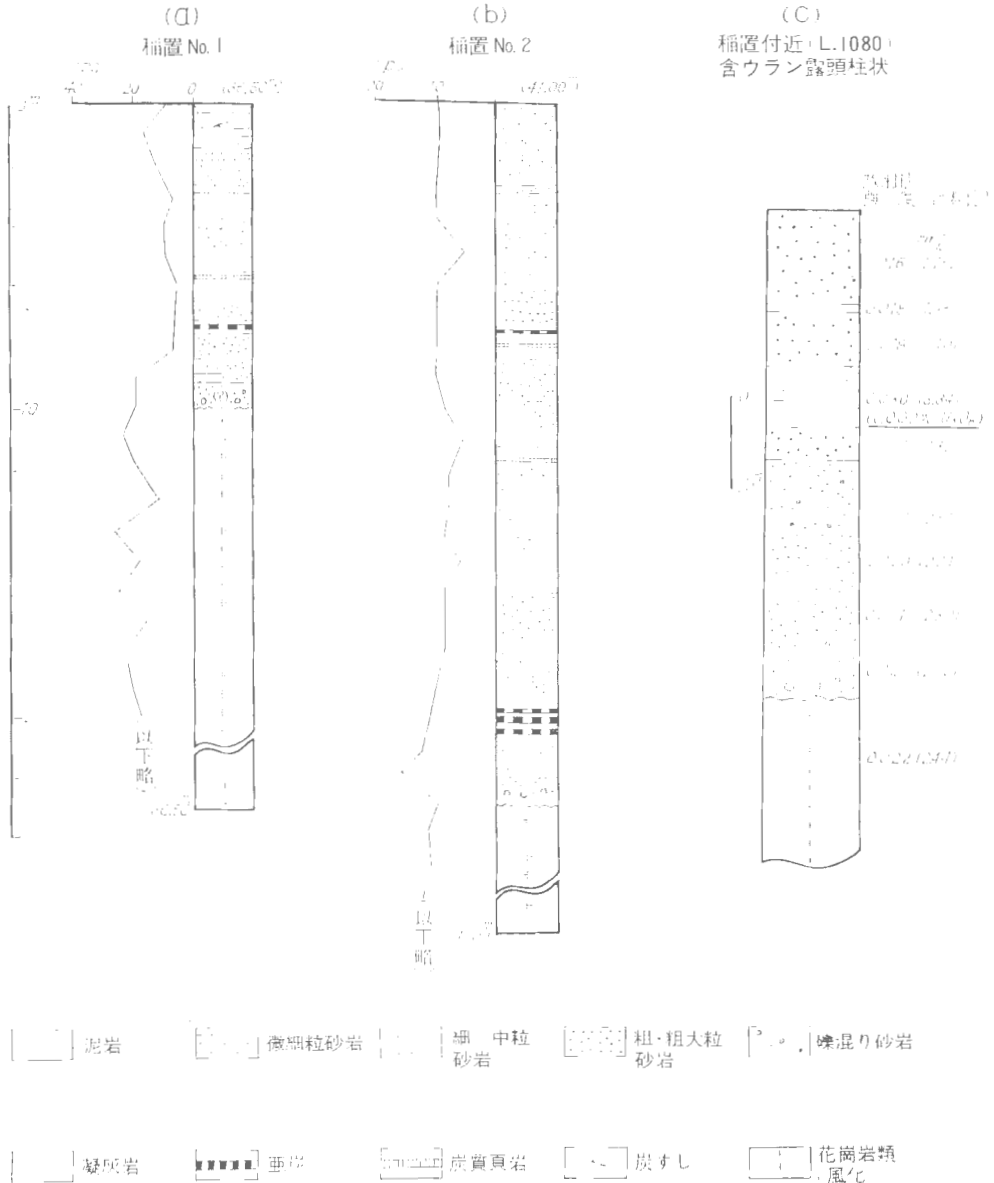
地 点	放射能強度		岩 質 そ の 他	備 考
	計数比	mr/h		
大河原町西部 L. 1058	2.00	0.018	基盤花崗岩類との不整合面直上の花崗岩類の巨礫岩, 茂庭層基底部	地点位置 第 2, 3 図 参 照
毛鷲 L. 62	2.55	0.023	不整合面直上部の花崗岩質礫岩の基質	
高倉北西 L. 1174	2.26	0.016	基盤花崗岩類直上の花崗岩質細礫岩	L. 1058…観察・ 測定地点番号
稲置 L. 1080	3.34	0.03	基盤花崗岩類直上部 (第 4 図など)	
〃 L. 1117	2.00	0.024	基盤花崗岩類直上の花崗岩質小礫岩	
豊室 L. 131	2.10	0.019	基盤花崗岩類付近の花崗岩質礫岩の基質	

2.1 概況

割山峠その他における割山層は 0.013~0.017 mr/h の放射能強度を示すが、計数比の値は 1.5~2.0 以下である(注3)。

広い分布を示す花崗岩類は 0.006~0.022 mr/h の範囲の強度を示したが、通常、計数比の値は 2.0 をこえない場合が多く、大河原町西部（津田付近）、稲置付近、木沼町西方のものがやや高い強度（計数比 2.0以上）を示した。角田盆地東縁部の基盤花崗岩類は放射能強度が同西縁部のものに較べて一段と低い。

新第三系槻木層（茂庭層）の基底には薄い花崗岩質礫岩・礫質砂岩がみられることが多く、基盤花崗岩



第4図 稲置付近試錐柱状図その他

注3) TCS-121型測定器の自然計数値はほぼ一定し、0.009 mr/hであった。

類とは凹凸のある不整合面をもって接する場合が多い。この付近の新第三系の示す放射能強度は、一般に、さほど大きくはないが、稲置で最高3.34の計数比を示し、その他地域内で計数比の値が2.0以上に達する地点は第2表のとおりである。

角田市周辺の槻木層にしばしば介在する亜炭または炭質頁岩のうち、毛萱、稲置付近の露頭（L. 57, 65, 1179）などについて放射能強度の測定を行なったが、異常はみとめられない。

2.2 稲置付近の試錐その他

稲置付近（L. 1080, 第3図）では新第三系は花崗岩類と不整合関係にあるが、不整合面直上の花崗岩質砂岩泥岩互層は最高0.030 mr/hの放射能強度を示し、これより採取した試料は望月常一の分析によって0.002% U_3O_8 の値を示した。ここにおける含ウラン部は不整合面上約1.5mにあるチョコレート色泥岩である（第4図(c)）。

この露頭付近の地質は第3図にみられるように基盤花崗岩類は起伏ある形態をとり、その上位に砂岩・泥岩からなる新第三系（槻木層）がのるが、新第三系の基底部には花崗岩類の巨礫からなる礫岩が発達する箇所（L. 1072）もある。しかし、付近の新第三系は礫質粗粒砂岩をもって基盤岩と接する場合が多い。新第三系中には2～3層以上に亜炭や炭質頁岩があり、基底部付近の一部では酸性凝灰岩、含植物化石層がみられる。

前記の含ウラン露頭（L. 1080）付近に2試錐を行なったが、その柱状、検層の成果を第4図((a), (b))として示す。試錐によって掘進された新第三系は砂岩がちの砂岩泥岩互層で、亜炭、炭質頁岩をはさんでいる。コアその他から本系の基底部には礫岩の存在はみとめられず、また、基盤花崗岩類はかなり深部に至ってもサバ状に風化していることが知られた。

2試錐孔の放射能検層は放射能強度の異常をみとめていない。

3. 大内第4露頭付近の試錐成果

要旨に述べた大内字竹ノ内における含ウラン第4露頭では、基盤花崗岩類直上の新第三系砂岩および礫岩部において、河野（前記）は最高0.45 mr/hの放射能強度を測定し、そこからの試料の分析で最高0.028% U_3O_8 の結果をえた。

この結果に基づき今回は前記第4露頭を中心とした含ウラン層の地表下における発達状態を探索する目的をもって4孔の試錐（CK-II型試錐機使用）を実施した。その概要を第5, 6図に示す。

3.1 試錐によって判明した地質

新第三系基底部付近は、おもに、各種粒度の砂岩、礫混り砂岩、泥岩の互層からなるが、全般に砂岩が優位を占める。これらの砂岩は大部分花崗岩質であり、石英、長石、黒雲母がみとめられる。しかし、赤褐色などの火山岩岩片を顕著にふくむ。一部のやや粗粒の砂岩中には黄鉄鉱粒がみられる。砂岩は一般に暗色のものが多い。コアその他から判断して泥岩は黒灰色ないし黒色を呈し一般に薄く（通常層厚1m以下）、さらに細～小礫岩層が一部にみられる。

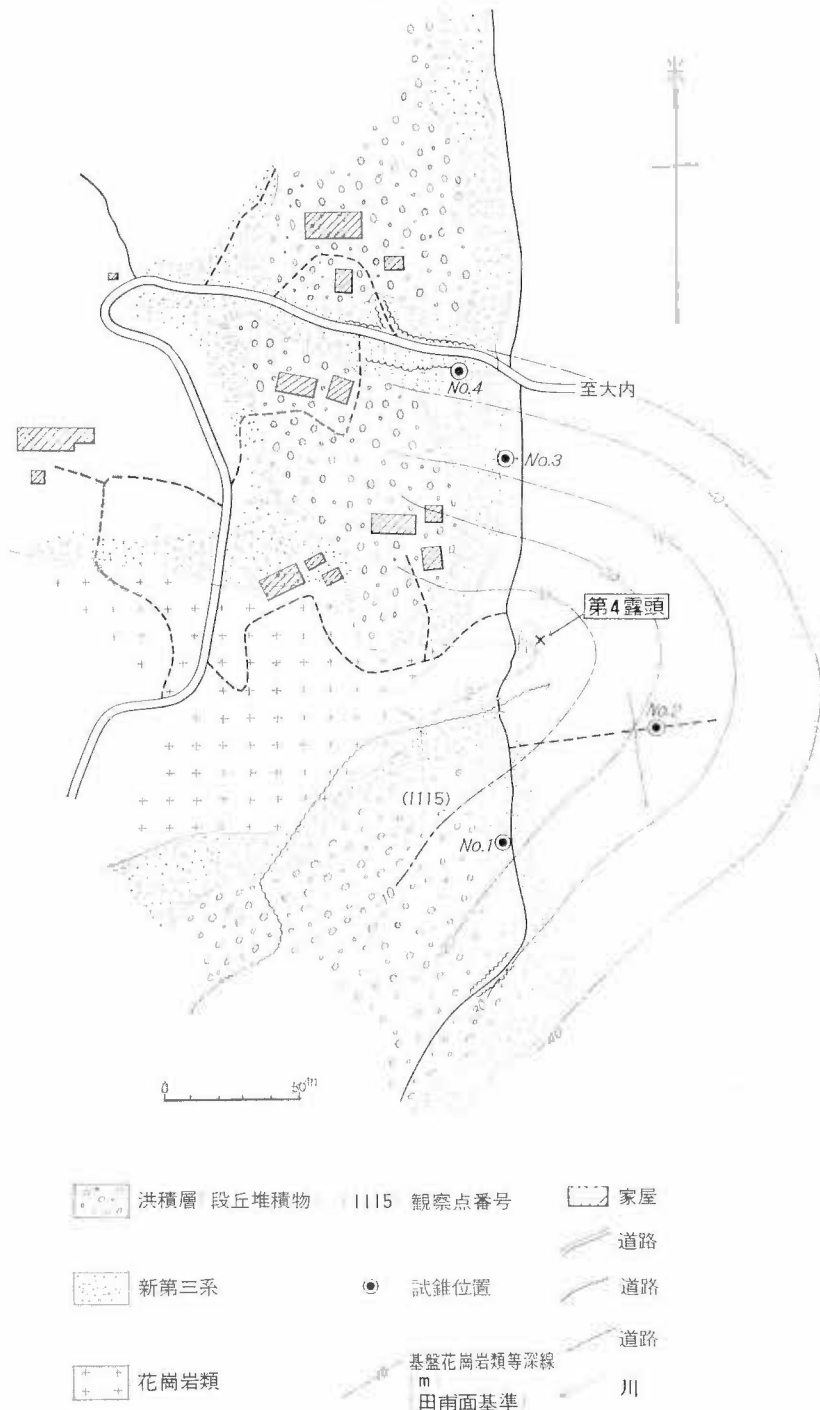
4試錐の柱状を通じて著しいことは、凝灰質岩層とその下位にみられる、やや厚い亜炭ないし炭質頁岩層の存在である。










この凝灰岩層は肉眼で緑色を帯びた灰黒色の基質中に火山岩岩片、白色鉱物粒（風化長石？）がみられ、層厚は最大2.5m程度（No. 3試錐）で基盤の花崗岩類上位10～20mにある。No. 3試錐の深度18m付近の本岩は、鏡下において、凝灰質基質中に多量の安山岩質岩片と鉄鉱物をふくみ、斜長石（0.8mm以下）・輝石（0.5mm以下）および少量の黒雲母を有する安山岩質の火山礫凝灰岩ないし凝灰岩とみなされるものである。

試錐における新第三系中には、亜炭、炭質頁岩その他の炭質物をひんぱんにはさむが、そのうちのやや厚いものは基盤に近く、前記凝灰質岩の下位5～10mの層準にみられる。

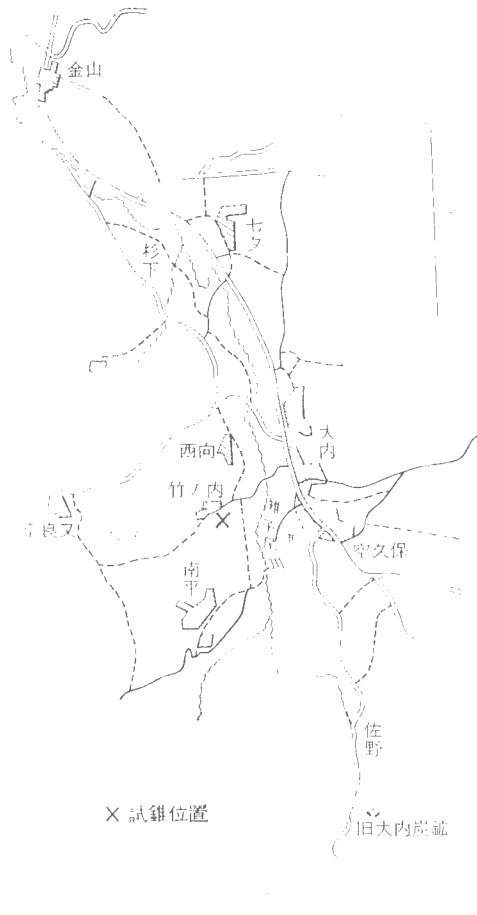
以上の凝灰質岩層および亜炭（炭質頁岩）層に着目し、試錐柱状図（第6図）から判断すれば、第4露頭付近での新第三系は、第4露頭に西方から張り出した花崗岩類の凸部にゆるくアバットするものと考えられる（第5図）。

宮城県角田盆地および大内第4露頭付近の含ウラン層（坊城・佐藤・鈴木・野口・中川）



- | | | | | | |
|---|-----------|---|---|---|----|
|  | 洪積層 段丘堆積物 | (1115) 観察点番号 |  | 家屋 | |
|  | 新第三系 |  | 試錐位置 |  | 道路 |
|  | 花崗岩類 |  | 基準花崗岩類等深線 |  | 道路 |
| | | m | 田南面基準 |  | 川 |

第5図 大内第4露頭付近地質および試錐位置図（地質は河野による）



第6図4 大内・竹ノ内試錐位置図

前記した安山岩質凝灰質岩層およびコアにみられる砂岩・泥岩などの色調その他から、試錐によって掘られた新第三系の一部は小岩井ほかによる新第三系下部の安山岩質の部分、いわゆる霊山層タイプに相当するものであろう。

3.2 検層の結果

4 試錐孔は掘り上がり直後、GL II 型ガイガー検層器によって放射能検層を行なったが、その結果の概要を第6図および第3表に示す。

4. 結 語

大内第4露頭付近に実施した試錐はいずれも予定深度をもって基盤の花崗岩類に達し、その検層結果からかなりの放射能強度の異常が新第三系の基底部分付近に検知された。しかし強度の異常箇所の品位の確認は今回採取した範囲のコアの分析では充分でない。必要によっては異常箇所のコアを完全に採取するための補助的な試錐を新たに行なうことも考えられる。

第4露頭をふくめた周辺の新第三系の層序などについては河野の調査などによって一層明らかにされることと思われるが、前記(3.1)の安山岩質凝灰質岩層を有する新第三系の基底部は、いわゆる霊山層型のもので、旧大内炭蔵の隳行炭層および南平（今回試錐地の南部隣接地区）の炭層をふくむ夾炭部からは区別される公算が強い。

角田盆地周辺については、北部の毛堂一小奥間の新第三系基底部の概査が残されたが、今回の概査および踏査範囲についてさらに精しい調査を実施

第3表 竹ノ内試錐の放射能検層結果

試錐名	放射能強度の異常を示す深度(孔口から) (m)	放射能強度		異常箇所のコアなどによる岩質	異常箇所の基盤までの深度 (m) (約)
		cps	計数凡		
No. 1	16.40	42	2.65	炭質頁岩泥岩互層	2.30
	16.90 (約40cm間)				
No. 2	14.10	80	5.7	粗粒～粗大粒の花崗岩質砂岩	7.10
	14.50 (約10cm間)	90	6.4	黒色泥岩～炭質頁岩	6.70
No. 3	28.90 (約20cm間)	144	10.1	コア採取不足不明の点が多いが、掘進記録などから粗粒砂岩とみられる	5.40
No. 4	42.00	23	1.9	礫混り粗粒砂岩	6.10

(注) 東北本線北白川駅付近。

するとも決して無駄ではないと思われる。

参考文献

- 1) 藤田至則 (1957) : 仙台, 福島間における中新統の層相変化, 北部阿武隈の第三系の研究(その 4), 新生代の研究
- 2) HANAZAWA, S. et al., (1953): The Geology of Sendai and its Environs. *Sci. Rept. Tohoku Univ., Second Ser. (Geology)*, vol. 25.
- 3) 小岩井隆・他 6 名 (1947) : 宮城県伊具炭田大内, 丸森地区調査報告, 炭田調査会報告, 地質調査所
- 4) 河野迪也・他 2 名 (1961) : 宮城県大内並炭田の含ウラン層, ウラ とその資源
- 5) 木戸 正 (1942) : 角田町付近の地質, 東北大学卒論
- 6) 北村 信 (1953) : 仙台周辺の地質 (解説), 地質調査所仙台駐在員事務所
- 7) KOUNO, M. (1966): Geology of Uranium-bearing Coaly Carbonaceous Rocks of Tertiary Age in the Ouchi Area, Miyagi Prefecture, *Geol. Surv. J.*
- 8) 宮城県 (1962) : 宮城県地質図 (20万分の 1)
- 9) 奥海 靖・他 3 名 (1940) : 阿武隈地方地質調査報告, 東北大学進論
- 10) 須貝貫二・星野一男 (1958) : 宮城県伊具郡大内炭鉱のウラン鉱床, 鉱山地質, vol. 8, no. 9
- 11) 佐藤良昭・宮下美智夫 (1962) : 宮城県伊具含炭地大内付近の重鉱物組成, 地質調査所月報, vol. 13, no. 1
- 12) 鹿野明郎 (1961) : 角田市周辺の地質, 東北大学卒論

Uraniferous Beds in the Kakuta and Northern Ouchi Districts, Miyagi Prefecture

By

Toshiatsu Bojo, Yoshiaki SATO, Taisuke SUZUKI

Katsu NOGUCHI and Tadao NAKAGAWA

The reconnaissance radiometric survey and drillings for the uraniferous beds of the Neogene sediments in the above-mentioned districts were carried out by the writers in February, 1964 and also February to March, 1965.

The basal parts of the Neogene sediments covering the granitic basement rocks, are chiefly composed of arkosic conglomerate, sandstone, and mudstone with thin acidic tuff.

In general, the sediments in this districts show relatively low radioactivities, ranging from 0.030 to 0.006 mr per hr (with the scintillation counter, Model TCS-121) at their exposures, but weak radioactivity anomalies were recognized at several localities in the Kakuta district.

Among them, a uranium bearing thin mudstone which contains 0.002 percent U_3O_8 was found at Inaoki, the northern part of the Kakuta district.

As the concentration of uranium is poor, it should be emphasized that same type of uraniferous bed was found far from the Ouchi district (twenty kilometers south of Inaoki).

An outcrop containing uranium of 0.028 percent U_3O_8 in maximum value (the No. 4 outcrop in the Ouchi district) has been detected by Michiya KOUNO of the Geological Survey in November, 1964.

Then, for survey of the uraniferous bed surrounding the outcrop, four drillings were performed by the writers in February to March, 1965.

The results of the radioactivity logging through these drill holes show high radioactivity anomalies, at the basal part of the Neogene sediments. The maximum value is 140 cps or ten times the natural background counter.

IV. 10 石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床

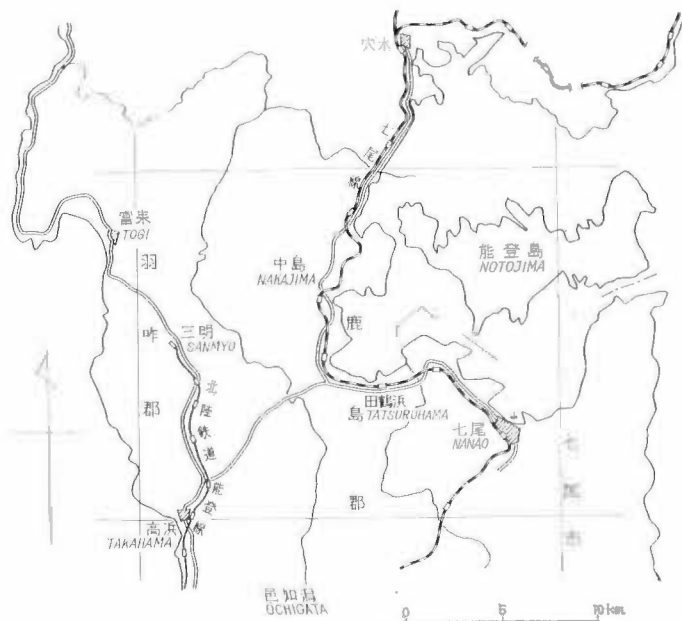
盛谷 智之*

要 旨

石川県七尾地域の堆積性燐鉱床は、中新世下部の穴水累層を不整合に覆う海成堆積岩層の基底をなす半の浦礫岩、基盤からはなれた赤浦砂岩とその異相部、および陸成の山戸田泥岩層中に存在する。これらのうち前2者の海成燐鉱床中に放射能異常を示す含ウラン燐鉱が含まれており、それらは、散点的ではあるが、かなり広い範囲に分布している。含ウラン燐鉱について各種の検討を行なった結果、ウランは燐鉱石の主部をなす燐灰石中にCaを置換して分散的に存在していることが判った。化学分析によって得られたウラン品位は0.045~0.078% U_3O_8 で海成含ウラン燐鉱層の一般値0.005~0.03%に近い。ウランは、邑知潟地域に露出する花崗岩が含放射能鉱物を含むペグマタイトを伴っている事実から、このような第三紀層の基盤をなす花崗岩から溶脱され海緑石および黄鉄鉱の存在で示されるような還元性環境で燐灰石中に定着されたものと考えられる。

1. ま え が き

能登半島七尾地域はいわゆるグリーンタフ地域に属し、とくに中新世堆積性燐鉱床が分布することでふるくから有名であるが、新潟県下で日本では初めての含ウラン燐鉱が発見²³⁾されて以来ウラン賦存地域の一つとして注目された。1961年には原子燃料公社による概査が行なわれ、能登島地区無関、閨および高浜地区親右エ門谷において、燐鉱床旧坑の含燐砂岩に弱い放射能異常とウラン濃集の事実が報告された²⁴⁾。これに



第1図 位置図
Index map

* 地質部

続き筆者は1964年に20日間、能登島地区の第三紀層を対象に、層序と放射能強度分布との相関を知ること、異常地探査の目的で、地質調査と携帯用シンチレーションカウンター (TCS-121 型) による強度測定を併わせて行ない、佐波、須曾において礫岩基質の燐鉱にウランが含まれていることを確かめた²¹⁾。翌1965年にも七尾地域地質調査の際、高浜、田鶴浜、七尾など他の地区に異常地が新たに発見され、同様にいずれも堆積岩中の含ウラン燐鉱であり、その鉱石はX線粉末回折による検討で主に燐灰石からなることが判明した²²⁾。これらの含ウラン燐鉱床は貧弱で資源的な価値は乏しいと考えられるが、新潟県下の鉱床ともよく類似しており、この種の燐鉱に伴うウラン鉱床の成因に関連して、鉱床学的、地質学的に大きな意味をもっているため、ここにその結果を報告する。

調査研究にあたって、金沢大納野義夫教授、当所今井功、坂本亨両技官からは地質について、金属探鉱事業団浜地忠男部長からは鉱物についてそれぞれ御教示を受けた。厚くお礼申し上げます。

第1表 地質層序表
Stratigraphic divisions

時代 Age	地層名 Formation	岩相 Lithofacies	鉱産 Ore deposits	
新 鮮 世 Pliocene	野崎シルト岩層 50m Nozaki siltstone member	小島砂岩層 100m Kojima sandstone member	砂岩・泥岩 Siltstone, mudst.	
	二穴泥岩層 70m Futaana mudstone member		礫岩・シルト岩の交互層 Alternation of tuffaceous and sandy siltstone	
中 新 世 Miocene	狐繁泥岩層 80m Kutsunagi mudstone member	和倉泥岩層 100m Wakura mudstone member	柱状土質泥岩 Columnar mudstone	
	含藍緑石砂岩層 1-2m Glauconite sandstone layer		藍緑石 Glauconite	
	アフロカリテス層 Aphrocallistes bed		アフロカリテス砂岩 Aphrocallistes sandstone	
	須曾泥岩層 10m Suso mudstone member		含化石シルト岩 Fossiliferous sandstone	
	羊の瀧礫岩層 10m Hannoura conglomerate mem.		礫岩 Conglomerate	ウラン燐鉱 Uraniferous phosphatic ore
	七尾・出雲石灰岩層 Nanao, Izumo limestone mem.		石灰質砂岩 Calcareous sandstone	
	赤浦砂岩層 200m Akaura sandstone member		アークosit砂岩 Arkosit sandstone	
	浜田泥岩層 200m Hamada mudstone member	上原泥岩層 50m Sachikura mudstone member	アフロカリテス砂岩 Aphrocallistes sandstone	
	山戸田泥岩層 Yamatoda mudstone member		泥岩 Mudstone	
	草水互層 Kusumi alternation mem.		柱状土質泥岩 Columnar mudstone	
荒屋礫岩層 Araya conglomerate mem.		礫岩 Conglomerate		
安水累層 550m Anamizu formation		礫灰質砂岩・泥岩 Tuffaceous sandstone and mudstone		
		安山岩火砕層・礫岩 Andesite pyroclastics and lava		

燐 鉱 Phosphate ore
 マンガン 鉱 Manganese ore
 銅 鉱 Copper ore



第2図 七尾地域の地質図
Geologic map of the Nanao district.

2. 位置および交通

調査範囲は5万分の1地形図七尾およびその隣接地域で、七尾市、鹿島郡、羽咋郡にまたがる。七尾・田鶴浜地区は国鉄七尾線七尾駅からバスがあり、能登島地区へは七尾港から能登船航の定期船便中島線があり島内には小型バスが運行されている。高浜地区親右エ門谷へは北陸鉄道能登線高浜駅から安津見行バスか、七尾駅から高浜行バスを利用、梨谷バス停から徒歩で至る（第1図）。

3. 地 形

七尾地域の地形は高さ300m以下の緩やかな丘陵地をなしている。丘陵の間をぬう河川の流域、河口などには低平地が発達する。とくに顕著なものは七尾市街地と崎山半島との間幅約2kmの平野で、これは北東から南西方向に延びる邑知瀉地溝帯の北端にあたる。

この方向性をもつ小規模な低地は高浜から七尾西湾に延びる地帯、富来から北東に延びる地帯にも存在する。これと直交する北西-南東方向の低地も三明付近の米町川、中島で海に注ぐ熊木川の各流域に発達する。七尾地域の北東四半部には七尾湾が入りこみ、湾内には緩やかな地形の能登島があり、これが七尾湾全体を北湾、西湾、南湾に分けている。南湾および西湾に面した七尾側には海拔高度約30mの津向段丘面が発達している。丘陵山地は安山岩類からなり、山地間の低平地には堆積岩層が分布する。燐、マンガ、銅の各層状鉱床は地形からみると、両者の境界、すなわち丘陵地の周縁で平地に移りかわる場所に位置している。

4. 地質および構造

4.1 地質の概要

本地域には第三紀層下の基盤は露出していないが、南の邑知瀉地域、北の穴水地域には飛驒変成岩、花崗岩類が窓状にあらわれており、本地域の第三紀層の下にはこれらが連続して基盤をなしているものと考えられる。

第三紀層は大きく分けると、下位の安山岩類からなる穴水累層（中新統下部）と、上位の堆積岩相の地層群（中新統中部、上部、鮮新統）からなる（第1表、第2図参照）。

穴水累層は能登半島中部に広い面積を占めて分布しており本地域内では丘陵性山地を形成し、上位の地層の基盤となっている。

穴水累層を覆う上位の地層群は各区域ごとに区分、命名されており、全体の正確な対比が確立されるまでには至っていない。しかし、大きくは3分することが可能で、A) 非海成層（中新統中部）、B) 岩相変化の激しい海成層（中新統中部）、およびC) 含海緑石砂岩にはじまる岩相の一定した海成層（中新統上部、鮮新統）に分けられる。

A) では粗粒から細粒への水平的変化があり、荒屋礫岩層、亜炭層を含む草木互層、植物化石や淡水性珪藻を産する山戸田泥岩層に区分される。

B) の海成層では、一般に細粒から粗粒への岩相変化があり、下位に高浜、三明、中島地区の浜田泥岩層、七尾・田鶴浜地区の七原泥岩層があって、上位には赤浦砂岩層が重なる。しかし、能登島地区では半の浦礫岩層から須曾泥岩層に移化する、粗粒から細粒への岩相変化が認められる。石灰質砂岩層や含アフロカリテス層はそれらの地層と同時異相の関係で局所的に発達するもので層準はかならずしも一定しない。浜田泥岩層と七原泥岩層は均質な粘土質泥岩からなり岩相、層準が似ていることから地質図には一括して示した。赤浦砂岩層は顕著なアルコーズ砂岩からなる。石灰質砂岩層はウニ、貝、サメの歯などの化石が、含アフロカリテス層は *Asphrocallistes* sp. の化石がそれぞれ著しく密集した岩相を示す。

C) の安定した岩相の海成層は、七尾地区、能登島地区では基底に厚さ1m程度の含海緑石砂岩層が発達、その上に珪藻土質の和倉泥岩層、縁紫泥岩層がそれぞれ重なり、これらは同一の地層と考えられ地質図には一括してある。珪藻泥岩層の上には能登島地区でやや砂質な岩相の二穴泥岩層が重なる。その上位の鮮新統としては能登島東部の野崎シルト岩層があり、七尾地区ではこれに相当する小島シルト岩層が赤浦砂岩層を不整合に覆っている。

第四紀層は七尾地区に高階層と呼ばれる下部洪積統と考えられている地層と、それより新しい津向段丘層がある。これらは地質図では一括して示した。

燐鉱床をはじめマンガン、銅などの層状鉱床は、穴水累層と含海緑石砂岩層との間にある中新統中部の海成層中に賦存しており、とくにこの層準の地層は鉱床学的に注目される。

4.2 地質各説

4.2.1 穴水累層

本累層はこの地域に露出する第三紀層下部の火山性の地層である。北部の富来、中島地区にもっとも広く、さらに能登島西部、七尾、田鶴浜、高浜地区などにも相当の面積を占めて分布する。その層厚は調査範囲内には下限が露出していないのでまだ確認されていないが、和倉におけるボーリング資料²⁷⁾によると、本累層を550m掘進してまだ基盤に達していない。したがってその層厚はそれ以上でおそらく何100mのオーダーであろう。

岩相はおもに安山岩凝灰角礫岩で、熔岩流を伴い、安山岩の岩脈をなすものもふくむ。凝灰質砂岩、炭質物を含む泥岩、石英安山岩質軽石凝灰岩が挟まれることもある。熔岩流には板状節理の発達するものが多い。

岩質は黒色の紫蘇輝石普通輝石安山岩で、角閃石を含むものもある。新鮮な岩石は鏡下で、斑晶として斜長石が多く、普通輝石、角閃石、鉄鉱をもち、石基は斜長石、普通輝石、角閃石、鉄鉱の微晶およびガラスからなる。

変質は一般に弱い。しかし、富来地区の金鉱床地帯では熱水作用を著しく受け、珪化・粘土化などの現象がみられ、風化も激しい。

丘陵地に露出する岩石は風化で赤色化する場合が多い。燐鉱層の基盤となっている部分では表面から1～2mが磷酸分の浸入により白色化したものもある。

この地域の穴水累層には植物破片を含むことがあるが、その他の化石は発見されていない。

4.2.2 荒屋礫岩層、草木互層、山戸田泥岩層

三明・中島地区に分布する非海成層で互いに同時異相の関係にある。荒屋礫岩層は穴水累層に接する部分に発達し、直径1mに達する巨礫を含む大小不ぞろいな円礫からなる。礫はすべて穴水累層に由来する安山岩で、礫間を埋める物質も安山岩質である。基盤から遠ざかると細粒となり草木互層に指交状に漸移する。

草木互層は厚さ1m程度の安山岩粗粒砂岩および塊状泥岩の互層からなり、炭質物を含み、三明、中島地区ではかつて本層中の亜炭層が稼行の対象となった。

山戸田泥岩層は草木互層と漸移する均質な黒色泥岩・珪藻土質泥岩からなり、淡水性の珪藻を多量に含み、また、保存の良い植物化石を多産し、これは能登中島植物群と名付けられ台島型の内容とされている¹⁰⁾。

4.2.3 浜田泥岩層、七原泥岩層

浜田泥岩層は中島・三明地区に模式的に発達する。山戸田泥岩層の上位にあり、その境界面は微小な凹凸面をなし、細礫状の小片が密集することが特徴とされる¹⁰⁾。この地区で従来笠師保泥岩層とされたものは本層と一連の地層であり、ここでは本層の上部として一括した。南の代田付近では赤浦砂岩層によって整合に覆われている。

岩相は均質な粘土質泥岩からなり、ウニ、貝、海綿などの化石をよく産し海成層であることを明瞭に示す。三明地区の沢口鉱山付近には本層の上部層準で、アルコズ砂岩層の下位に含アフロカリテス層がとくに発達し、銅鉱床はその中に賦存する。

七原泥岩層は田鶴浜地区より南にかけて分布する。赤浦砂岩層の下位に発達する泥岩層で、貝、海綿の化石を含む海成層であることから、ほぼ浜田泥岩層に相当すると考えられる。

4.2.4 赤浦砂岩層

高浜、七尾地区に広く分布する。斜層理の発達が著しい、淡黄色のアルコズ砂岩層で、基盤の花崗岩類に由来する物質からなる。一般に南に向かうほど粗粒となり邑知瀧地域では礫岩層となる。安山岩に接する付近では安山岩に由来する砂粒が混じり褐色を帯びることが多い。赤浦砂岩層そのものには化石の産出がまれであるが、七尾地区南西方の満仁では *Patinopecten kaganianus permirus* の産出が知られている¹⁰⁾。

赤浦砂岩層には化石の密集した地層が局所的に発達しており、この部分は同時異相として区分してあつか

う。七尾石灰質砂岩層、出雲石灰質砂岩層、含アフロカリテス層がこれに相当する。含ウラン燐鈹はこのような異相部に関係が深い

七尾石灰質砂岩層：七尾地区の赤浦砂岩層の比較的上部層準にあり、周囲のアルコーズ砂岩とは同時に堆積し、層理面は共通でありながら、岩相の全くちがう部分を塊状に形成している。貝殻の破片、ウニの棘など石灰質生物遺骸からなり、次のような化石が知られている¹⁹⁾。二枚貝、*Patinopecten kagamianus permirus*, *Miyagipecten matsumoriensis*, *Nanaochlamys notoensis*, *Chlamys crassivenia*; 腕足類、*Terebratella coreanica*, *T. gouldi*, *Terebratulina japonica*, *T. crossei*, *T. peculiaris*, *Terebratella nipponensis*, *Laqueus rubellus*, *Coptothyris grayi*, *Hemithyris psittacea* など10種以上、こけむし類では *Cellaria japonica*, *C. divaricata*, *Microporina japonica* など40種以上、そのほか多量のウニの棘や破片。有孔虫類は *Nonion pompilioides*, *Angulogerina hughesi*, *Cassidulina margareta*, *Cibicides* sp., *Fussulina* sp., *Lagena apioleura*, *Nonion nicoberense*, *Rotalia* sp., *Uvigerina* sp. など30種以上と、多量の *Globigerinids*。

出雲石灰質砂岩層：高浜地区の出雲、火打谷、親右エ門谷に、基盤の安山岩に接して赤浦砂岩層の周縁に発達する。みかけ上はアルコーズ砂岩層の下部にあたる。七尾石灰質砂岩層と同様に生物遺骸が密集している。化石は *Chlamys crassivenia* など大型化石のほか、有孔虫、こけむしを多産し七尾石灰質砂岩層のものに類似するといわれている¹⁹⁾

この種の石灰質砂岩は牛ヶ首、代田など各地に小規模なものがある。高浜地区でかつて採掘された燐鈹床は出雲石灰質砂岩層中のもので、七尾地区でも七尾石灰質砂岩層の燐分に富む部分が採掘されたことがある。

含アフロカリ ス層：七尾地区の含海緑石砂岩層の下位に場所によって発達する。これは、赤浦砂岩層のアルコーズ砂岩、七尾石灰質砂岩層、穴水累層を覆うことがある。*Aphrocallistes* sp. あるいはその海綿骨針が密集しており、海緑石粒を含み暗緑色を呈することが多い。大杉崎の本層には含ウラン燐鈹を産する。

4.2.5 半の浦礫岩層

能登島地区の含海緑石礫岩より下位にある地層は半の浦礫岩層と須曾泥岩層である。これらは岩相変化が激しく、分布に連続性がないため層序関係のはっきりしないものもある。海成層であることからおそらく浜田泥岩層、赤浦礫岩層の層準の地層と考えられる。

半の浦礫岩層は基盤に接して発達する周縁礫岩で、基盤から遠ざかると須曾泥岩層のシルト岩に移行してしまう。半の浦付近を模式地とし、基盤の穴水累層の周縁に断続しながら分布している。層厚は半の浦付近で最高10m程度で、通常は1~2mにすぎない。礫岩の礫はすべて穴水累層に由来する安山岩の亜円磨礫からなり、10~20cm大の礫が多いが、ときには径1mをこえる。礫の間は安山岩質の細粒物質であることが多いがその他多様な物質があり、半の浦から佐波にかけてはしばしば、サメの歯、海綿骨針や海緑石粒などを含む燐鈹質の部分があり、その一部にウランが濃集している。マンガン旧坑付近では、二酸化マンガン鈹の薄層が礫の間をしばしばうめっている。

4.2.6 須曾泥岩層

多量の海綿骨針や貝などの生物遺骸を含む石灰質そして凝灰質な粗粒シルト岩ないし細粒砂岩からなる。局所的には含アフロカリテス層といえる岩相も発達するが須曾泥岩層そのものとの関係はわからない。

須曾部落西方の崖に模式的に発達し、能登島西部の穴水累層の周辺に分布する。層厚は露出する範囲内では一般に薄く、0~数mで、半の浦東方では10mとやや厚くなる。

岩相は一般に凝灰質で軽石が含まれることが多く、場所によって粗粒部と細粒部がある。貝殻、有孔虫、サメの歯、海綿化石など生物遺骸が著しく多く、このため全体に石灰質となっている。海緑石粒の散点する部分も多い。この層を構成する物質は付近の穴水累層に由来する安山岩質なもの为主である。本層から産する化石は、細粒部から *Neptunea*?, *Pentalium*, *Cadulus*?, *Arca* (*Navicula*), *Crassatellites* (*Crassitina*), *Naculana*, *Ostrea* (*Notostrea*), *Palliorum*, *Solamen*, *Yoldia*, 単体サンゴなど、粗粒部は *Acila* (*Truncacila*), *Crassatellites* (*Crassitina*), *Chlamys crassivenia*, *Thyasira bisecta*, *Gellocyathus*, 腕足類、サメの歯、*Operculina* などが報告されている¹⁹⁾。

4.2.7 含海緑石砂岩層

能登島地区、七尾地区に分布している。厚さ1m程度の層をなして珪藻土質の和倉泥岩層および緑紫泥岩層の基底に発達し、半の浦礫岩層、須曾泥岩層、赤浦砂岩層、そしてときには穴水累層を直接に覆っている。

海緑石粒が密集しているため濃緑色を呈する。海綿骨針をも含む。一般に珪質で堅硬なため露頭面で本層が突出することが多い。

燐鉍は含海緑石砂岩層には含まれないが、その直下の海成層中に伴われるのが普通で、本砂岩層の分布と燐鉍床の分布とは地理的に一致する場合が多い。

4.2.8 和倉泥岩層、緑紫泥岩層

和倉泥岩層は七尾地区和倉付近に分布する珪藻土質泥岩で、これとまったく同じ地層が能登島地区では緑紫泥岩層と呼ばれる。

岩相は通常、塊状、均質な青灰色珪藻土質泥岩で、風化面は特有の黄色の粉をふいた状態になる。珪藻遺骸を多量に含み、風乾すれば非常に軽い。基底部や基盤に近いところでは海綿骨針、放射虫が多くなるため粗粒である。

珪藻化石は大部分 *Coscinodiscus* 属などの海棲種からなる。

4.2.9 二穴泥岩層

能登島地区で緑紫泥岩層の上に重なる、凝灰質中粒シルト岩と細砂質粗粒シルト岩の互層である。凝灰岩の薄層をはさみ、泥灰岩層や泥灰岩質ノジュールを含む。粗粒部には海綿骨針を含むが細粒部では少ない。他の化石はきわめて少ない。

4.2.10 野崎シルト岩層、小島砂岩層

野崎シルト岩層は能登島東部に二穴泥岩層の上に重なる石灰質シルト岩からなり、所により泥灰岩層をはさんでいる。鮮新世に属する。

七尾地区に小範囲に分布する小島砂岩層はシルト質砂岩、細粒砂岩からなり、赤浦砂岩層を不整合に覆っている。貝化石、有孔虫を多産し、含有化石から鮮新世を示し野崎シルト岩層とは同時異相と考えられている¹⁰⁾。

4.3 地質構造

穴水累層中の断層としては、北西部富来地区の生神—広地の金鉍床付近に NE-SW 系の破碎帯を伴うかなり大規模なものが存在する。その他では高浜—七尾西湾、邑知瀧地溝帯の延長方向にあたる七尾から能登島佐波付近の2地区に上位の地層が NE-SW 方向にある幅をもって直線的に分布する形から、断層が存在するのではないかと考えられるが、地表に露出する場所では認めることができない。穴水累層の褶曲構造は20°~30°のゆるい傾斜を示し、大局的には NE-SW 方向の軸で波曲をくりかえしている。

穴水累層を覆う上位の地層には能登島地区佐波、向田、野崎付近に小規模の断層があるが顕著なものは認められない。褶曲構造は発達しない。基盤に近づくと20°程度に傾斜するが、全体としてみるとほぼ水平層をなしている。

七尾地域の地質構造は台地的性格によって特徴づけられる。すなわち、穴水累層の堆積後は比較的安定した地帯であり、安山岩のつくる凹凸地形に支配された堆積が行なわれたのであり、これが堆積薄化、生物源の地層形成、水平的岩相変化の激しいことなどに反映している。丁度このような特徴をもつ地域に隣、マンガ、銅などの層状鉍床が存在することは地質構造の性格と関連があるものと考えられる。

5. 鉍床概要

5.1 鉍床区の特徴

本地域には金、銅、マンガ、燐、海緑石など多種類の鉍床、特異な堆積層が存在し¹²⁾¹⁷⁾²⁵⁾、現在は稼行されているものはないが、能登半島における一つの特徴ある鉍床地帯となっている（第2図参照）。

このうち金鉍床は北部の富来地区に限って分布し、穴水累層の安山岩を母岩とする含金石英脈であり他の堆積岩中の鉍床とは性格が異なっている。銅、マンガ、燐の鉍床は穴水累層を不整合に覆う上位の地層中に賦存する層状鉍床で、地理的にほぼ同一の区域内に分布している。

マンガン鉱床は能登島の佐波鉱山、中島東方の瀬嵐鉱山、高浜東方の火打谷鉱山などが有名であるが、そのほかの場所にも小規模な鉱床が数多く分布している。鉱床は黒色の二酸化マンガン鉱（軟マンガン鉱）の鉱層で主要なものは厚さ1 m程度であったとされ、通常1～2 m厚さの虎石と呼ばれる珪質岩を伴っている。また、このような主要な鉱床の付近には母層の礫岩、砂岩中に厚さ数 cm のマンガンの薄層が存在することが多い。一部には基盤の安山岩中の割れ目を脈状に充填している場合もある。

銅鉱床は三明南方の沢口鉱山が有名で、米町の滝付近にも小規模な露頭がある。沢口鉱山の鉱床は赤浦砂岩層の下位に発達する含アフロカリテス層の一部が孔雀石（ $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ ）で鉱染され、全体としてみると層状をなす。基底部には礫岩の礫を膠結する珪質岩があり、米町の滝露頭でも炭酸銅鉱石と珪質岩が伴っている。マンガン鉱床の珪質岩と似た産状である。

銅、マンガン鉱床の放射能強度測定の結果いずれも測定値は低く、ウランを含むものはない。本地域の含ウラン鉱床は燐鉱床の一部だけに限られている。このようにウランと密接な関係があるので燐鉱床全般について次に概要を紹介する。

5.2 燐 鉱 床

燐鉱が盛んに開発、採掘されたのは明治末期から大正時代にかけてで、その後も幾度かくり返されたが大規模な稼行にはいたらず、現在ではまったく廃止されている。このため、かつての採掘箇所は観察できないことがほとんどで、鉱床の産状については不明の点が多い。しかし稼行の対象とはなり得なかつたいくつかの燐鉱層の露頭があり、それらに放射能異常が発見された。

採掘当時の観察にもとづく諸文献⁶⁾¹²⁾¹⁷⁾¹⁹⁾²⁶⁾と筆者の観察などから、燐鉱床は3つの型に分けられる。すなわち、穴水累層を不整合に覆う堆積岩からなる地層の基底礫岩、砂岩をレンズ状の形に膠結するもの、基盤から相当離れた位置の砂岩中に燐分が濃集したもの、泥岩中のノジュールの各場合である。

第一の基盤の直上にある鉱層は、能登島の半の浦の鉱床、高浜地区親右エ門谷、出雲、火打谷などの鉱床によって代表される。半の浦海岸の鉱層は最も大規模であったといわれ、海を堤防でしめきって海底から採掘された。その産状は不明であるが、文献によると半の浦礫岩層の基質を膠結した燐鉱で、礫岩の上にはおびただしい珪質海綿、その他の化石からなる地層（須曾泥岩層）が重なっていたと記録されている²⁶⁾。現在、能登島における燐鉱の露頭は、佐波から須曾・半の浦間の峠にいたる海岸に沿う道路の側崖に点在している。その産状は半の浦礫岩層の基質を埋める鉱層で、その上位には須曾泥岩層が重なる場合が多く、半の浦海底のものと同じ関係がみられる。高浜地区の鉱床は出雲石灰質砂岩層の燐分に富む部分が採掘された。親右エ門谷では、かつて採掘された基盤に接する石灰質砂岩層の部分は埋没しているが、基盤よりやや離れ赤浦砂岩層に移りかわった部分のアルコーズ砂岩中に燐のノジュールが認められる。

第二の基盤からはるかに離れた位置の石灰質砂岩が燐分に富む例としては、七尾地区細川鉱山があり、七尾石灰質砂岩の一部が採掘された。これは化石の密集した粗粒砂岩で燐の含有量は通常1%で低い。また、同じ七尾地区の大杉崎では石灰質砂岩層の上の含アフロカリテス層が燐鉱化した部分が認められる。

第三の泥岩中のノジュールは中島地区熊木川流域の山戸田泥岩層中のものが採掘された。燐含有量は20%を示すがウランは含まない。

燐鉱石の鉱物学的研究としては、分析値から主に炭酸塩燐灰石 2 or 3 $[\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8] \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ からなること、半の浦産の高品位層状燐鉱（通称ベッコウ燐）が Kuruskite 2 $[\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8] \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$ に相当することなどの報告がある⁶⁾¹⁷⁾。今回、各地区の燐鉱をX線粉末回折により検討したところ、混在物を多く含むが主体は炭酸塩弗燐灰石(carbonate fluorapatite)に一致する回折像を示した。

燐鉱の品位は、一般的に礫岩、砂岩中のものは P_2O_5 5%、局部的には P_2O_5 25～30%、石灰質砂岩では平均1%、局部的には10～15%、泥岩中のノジュールが10～20%といわれているが⁶⁾¹⁷⁾、今回の数個の試料についての分析値はこれと一致する結果を示した。

6. 含ウラン燐鉱の産状

それぞれの燐鉱床について放射能測定を行なった結果、能登島、田鶴浜、高浜および七尾の各地区において、一部を除くと従来稼行の対象にならなかつた小規模な燐鉱の露頭に、異常が認められウランが含まれて

いることが明らかになった。

基盤の安山岩の直上にある礫岩層中の鈾層でウランを含むのは、能登島地区の佐波から半の浦・須曾間の峠に至る間の数カ所の露頭、田鶴浜地区三引口西方の露頭に認められた。また、高浜地区親右エ門谷では基盤に近いアルコーズ粗粒砂岩中の燐ノジュールに 0.078% U_3O_8 のウランの濃集が認められ、これは七尾地域を通じて最も高い含有量である。

基盤からはるかに離れた位置の石灰質砂岩層では一般に測定値も低いが、七尾地区妙観院の露頭 1 カ所に微弱な異常が認められた。

同じ七尾地区の大杉崎では含アフロカリテス層の燐鈾質部にウランが濃集している。

泥岩中のノジュールは中島地区のものについて測定した結果放射能異常が認められず、化学分析でもウランは検出されなかった。

以下に各露頭における含ウラン燐鈾の産状を説明する。

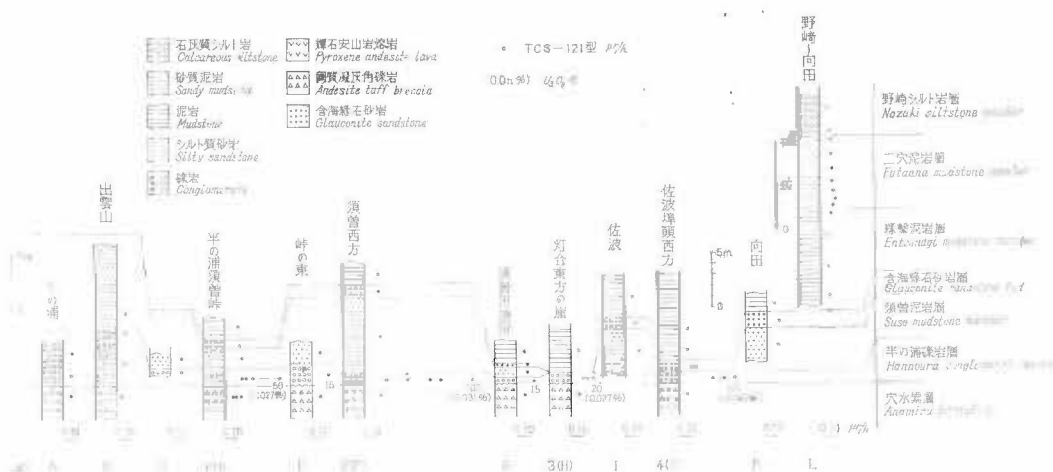
6.1 能登島地区

他の地区の放射能異常が局部的であるのに対して、能登島地区ではかなり水平的な拡がりをもち、それが層位上も限られた位置に集中する傾向がある。第 3 図に各地点における地質柱状図と放射能強度の垂直分布とを併せて示した。穴水累層は $6 \sim 10 \mu r/h$ で低く、これを覆う半の浦礫岩層は一般に高く、最高 $100 \mu r/h$ 、普通に $20 \mu r/h$ 程度で自然計数の 2 倍から 10 倍強の異常を示す。須曾泥岩層は $10 \sim 15 \mu r/h$ でやや高い程度、含海緑石砂岩層より上位の地層になると一般に低い測定値しか示さない。

かつて燐鈾が採掘された半の浦海岸の半の浦礫岩層、無関、関など北部の須曾泥岩層には異常は認められず、顕著な含ウラン燐鈾が発見されたのは、半の浦—須曾間の峠より佐波に至る海岸沿いの道路に面した露頭である。その代表的な産状を次に示す。

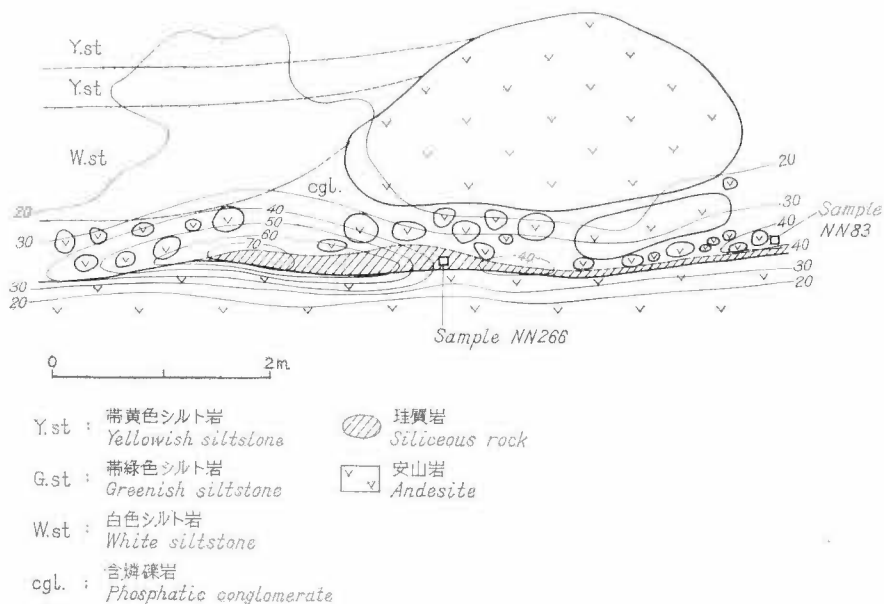
須曾部落西方の露頭 (Loc. 2)

第 4 図に須曾西方から半の浦—須曾間の峠に至るルートマップと放射能強度測定値を記入して示した。このように、延長 600m の範囲の半の浦礫岩層の部分に異常が認められる。その最も顕著なのがこの露頭でその見取図を第 5 図に示す。基盤をなすのは穴水累層の安山岩の熔岩、一部は凝灰角礫岩で、その表面は燐酸の浸入で白色化している。その上を覆う地層が海綿骨針、貝、サメの歯などの化石に著しく富む石灰質な須曾泥岩層で、その基底は半の浦礫岩層となる。半の浦礫岩層の基質は白色のシルト質燐鈾によって埋められ、高い測定値を示しウランを含んでいる。須曾泥岩層の一部にも $19 \mu r/h$ とやや高い測定値を示すところがあるが、これは異常部の影響を測定器が受けるためでウランは含んでいない。



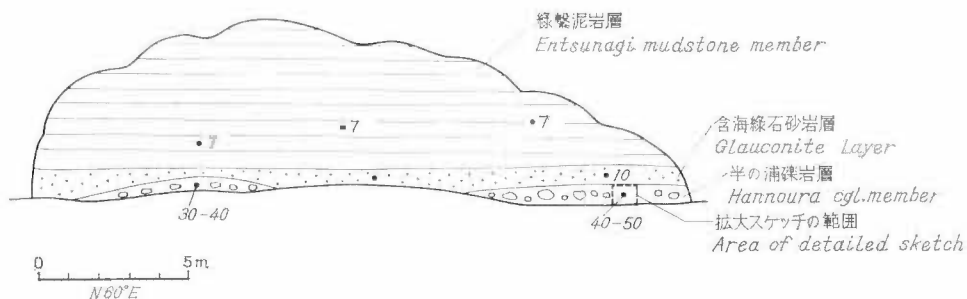
第 3 図 能登島地区の地質柱状図と放射能強度垂直分布図

Columnar sections and vertical change of radioactivities in Notojima area



第 6 図 拡大スケッチと等放射能強度線図

Detailed sketch and isograde of radioactivity ($\mu\text{r/h}$)

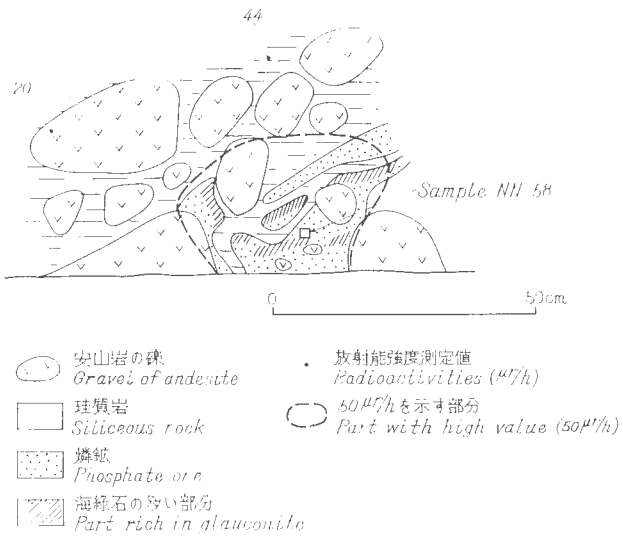


第 7 図 佐波埠頭西方露頭 (Loc. 4) 見取図

Sketch showing outcrop of Sanami quay (Loc. 4) and radioactivities ($\mu\text{r/h}$)

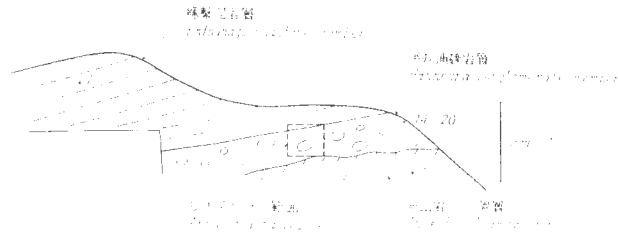
この露頭は佐波埠頭から西方へ約 200m の地点の道路の側崖に 20m の間露出している。基盤の安山岩凝灰角礫岩は見取図 (第 7 図) の右端より数 m 離れて露出しており、非常に堅くしまった岩質である。ここでは前述の須曹西方の露頭とは異なり、含海綠石礫岩層の下位には須曹泥岩層に相当するシルト岩の岩相を欠き直接半の浦礫岩層がある。この露頭からさらに 100m 西方の道路切割には厚さ 4m 以上の貝化石、サメの歯化石を多産する須曹泥岩層が露出しており、おそらくそれが収れんする部分と考えられる。半の浦礫岩層の礫はすべて安山岩で、径 50 cm に達するものもあるが 10~30 cm 程度のものが多い。礫の形は歪円磨礫が主で、かなり角は円くなっている。基質はやはり安山岩質の物質も含むが、主に燐鈹質からなり、拡大図 (第 8 図) に示したように非常に堅い珪質岩が礫を膠結する部分もある。燐鈹と珪質岩の境は明瞭でない。両者とも海綠石粒を含み、そのため綠色を呈し、とくに粒が密集すると濃綠色となる。黄鉄鉱も鉄染状に含まれている。放射能異常は礫岩層だけに認められ、30~50 $\mu\text{r/h}$ の値を示す。しかし礫岩層全体が平均した強さを示すのではなく、燐鈹が濃集した部分が塊状に高い値となっている。

石川県七尾地域のウラン燐鉱床 (盛谷智之)



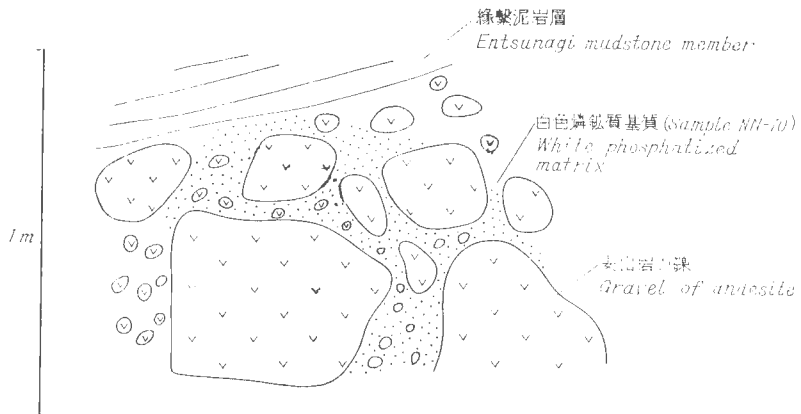
第8図 佐波岬頭西方の燐頭拡大スケッチ

Detailed sketch



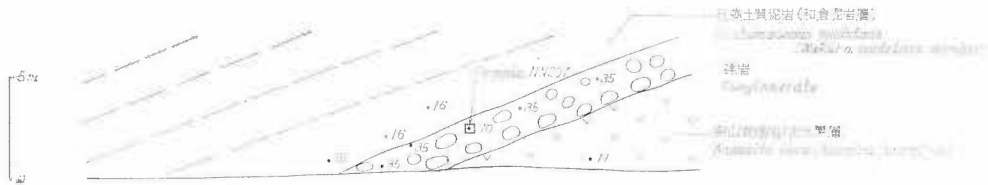
第9図 佐波岬頭東方の燐頭 (Loc. 3) と放射能強度測定値

Sketch showing outcrop to the east the Sanami becon (Loc. 3) and radioactivities ($\mu r/h$)



第10図 拡大スケッチ

Detailed sketch



第11図 三引口露頭 (Loc. 5) スケッチと放射能強度測定値
Sketch showing outcrop of Mibikiguchi (Loc. 5) and radioactivities ($\mu\text{r/h}$)

佐波灯台東の露頭 (Loc. 3)

この露頭はやはり佐波から西に向かう道路の側崖に露出している。約200mの間に一つの向斜部をはさんで、半の浦礫岩層は一続きの露頭の東と西の端にあらわれている。どちらの側でも、同じ層位関係、同じ程度の放射能異常が認められる。その東端の部分を第9図に示す。この露頭の礫岩層の基底面は少し凹凸があるが全体として緩く西に傾いている。基盤は安山岩の熔岩であり、露出する岩体の上部2mの部分は著しく風化し、燐酸分の侵入で白色化している。礫岩層の礫はすべて安山岩で、径50cm以下の大きさの不ぞろいなもので、形は歪円磨礫をなす。基質は安山岩質の細粒物質、粘土質白色燐鉱である。異常は燐鉱の濃集部に認められ(第10図)14~20 $\mu\text{r/h}$ を示した。礫岩層の上位には縁紫泥岩層がのる。その基底に含海緑石砂岩層は発達していない。したがってこの礫岩層が含海緑石砂岩層の下位の層準のものであるという確証はない。しかし、縁紫泥岩層は基底に粗粒部をはさまず直接、下位層を覆うこと、岩相の類似から、須賀泥岩層の周縁相を示す半の浦礫岩層と考えられる。

6.2 田鶴浜地区

三引口露頭 (Loc. 5)

この露頭は田鶴浜駅より国道に沿って約1kmの最初の側崖(Loc. 6)と、そこからさらに300mほど西に進んだ地点の崖(Loc. 5)の2カ所にあり、同じような産状が観察される。第11図には西側の露頭を示す。基盤は穴水累層の安山岩熔岩で風化は受けず新鮮である。上位には見かけ上、10m以上の厚さを示す和倉泥岩層がのり、均質、塊状の珪藻土質の岩相である。

和倉泥岩層と基盤との間に厚さ約2mの礫岩層がある。礫岩層の礫は安山岩で、基質は灰白色シルト様の燐鉱で、その中には海緑石粒を散点している。放射能異常はその基質部に認められ、最高、70 $\mu\text{r/h}$ 、普通は35 $\mu\text{r/h}$ を示した。この産状は佐波灯台東の露頭の半の浦礫岩層中の含ウラン燐鉱と似ている。この露頭でも和倉泥岩層は含海緑石砂岩層を欠くことから、層準を正確に知ることが困難であるが、能登島の半の浦礫岩層に相当するのではないかと考えられる。東側の露頭(Loc. 6)では礫岩層中に珪質岩レンズが挟まれている。

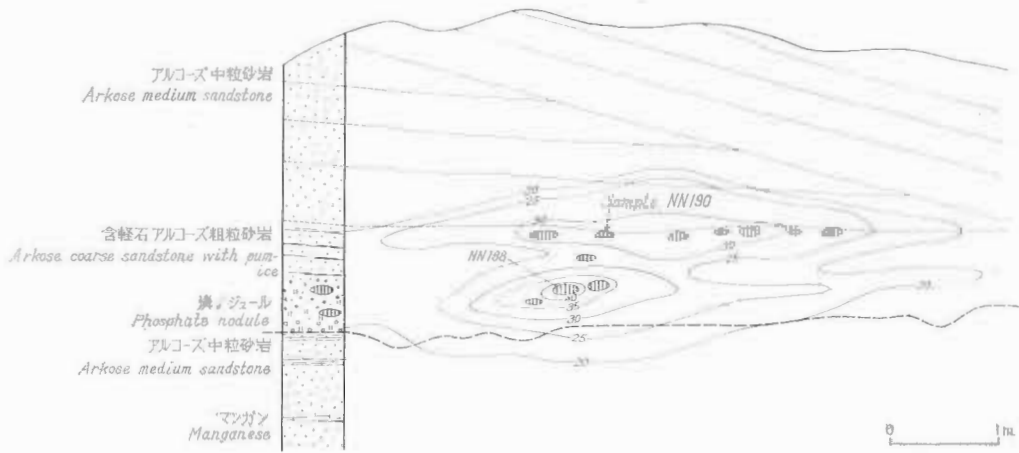
6.3 高浜地区

親右エ門谷の露頭 (Loc. 7)

この露頭は安津見親右エ門谷部落の細川家北側の水田際の崖に観察される。もと燐鉱が採掘されたのは、この露頭の東端の小沢を20m北に入ったところの左手にある凹地形となっている地帯で、この崖とは地続きである。この露頭には穴水累層の安山岩は露出していない。もとの採掘地では現在は埋没のためみることが出来ないが、安山岩の直上の燐鉱層を稼行したといわれている。その基盤の位置より20m以上離れているため、礫岩はなく、赤浦砂岩層のアルコーズ質砂岩のみからなる。アルコーズ砂岩はこの露頭では3つの岩相に区分され、下位に中粒砂岩があり、その上に中位の粗粒砂岩が重なりその下限は下位の中粒砂岩の中にくいこんだ形の荷重痕を生じ、上位には斜層理の発達する中粒砂岩となっている(第12図)。

下位の中粒砂岩はアルコーズ特有の粗しよで白っぽい色をしている。そのなかに厚さ数cmの粉状の黒色マンガンの薄層が縞状に含まれる。それは荷重痕によって切られているので砂岩と同時に堆積であることがわかる。化石はときにサメの歯が砂粒の間に入っているほかはみられない。中位の粗粒砂岩は下部は粗く、

石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床（盛谷智之）



第12図 親右エ門谷の露頭 (Loc. 7) スケッチと等放射能強度線図 ($\mu\text{r/h}$)
Sketch showing outcrop of Oyaemondani (Loc. 7) and isograde of radioactivity ($\mu\text{r/h}$)

上に向かって細粒となる。アルコーズ物質のほかに安山岩の細礫、軽石片、泥状マンガンの薄層を含み、全体が黄褐色の汚れた感じである。そして部分的に砂粒を膠結して細シルト質の燐鉱ノジュールがあり、最大長径 10 cm のものもある。化石は下位の砂岩と同様にサメの歯をときに産する。この粗粒砂岩は上に向かって次第に細粒となり中粒砂岩に移りかわる。

放射能異常は中位の粗粒砂岩の燐ノジュールの部分に認められる。第12図に付記したように、燐ノジュールの部分を中心にして等放射能強度線図は同心的に分布する。最高は $40 \mu\text{r/h}$ を示し、その部分が 0.078% U_3O_8 の含有量である。

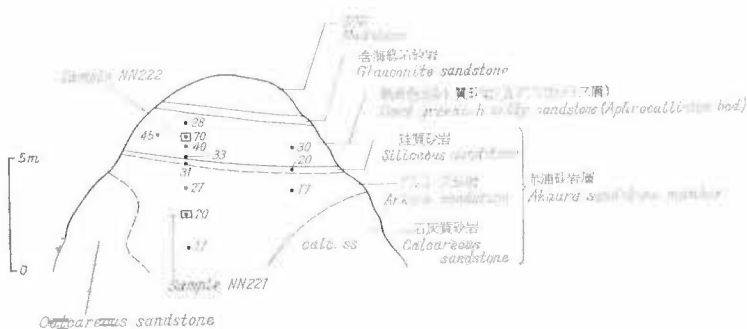
親右エ門谷の異常は、現在、燐鉱床の主部や基盤から上にそろった層序が観察できないため、その異常が常にノジュールの部分に限られるとは断定できない。原子燃料公社の調査によると旧坑のズリに 180 r/g U の濃集が報告されている²⁴⁾。これはかつて採掘された燐鉱床の主部にウランが含まれる可能性を示すものと考えられ、砂岩中のノジュールはむしろ含ウラン燐鉱層の末端にあたるものかもしれない。採掘時に燐鉱層の産状を観察した細川氏の話によると、安山岩の基盤上に $3\sim 5 \text{ cm}$ の粘土層を界して、黒色ガラス質の岩石（珪質岩？）のレンズを挟む白色の燐鉱層があり、その上に白色のきれいなアルコーズ砂岩が 50 cm の厚さであり、さらにその上に厚さ 3 m 程度のサメの歯や貝殻などの化石を含む石灰質砂岩層があり、これにも相当燐分を含んでいたといわれる。現在は詳細を観察できないので推定の域を出ないが、燐鉱層の上部に生物遺骸に富む石灰質砂岩層のあること、珪質岩を伴う可能性があることなどから、親右エ門谷の燐鉱主部は能登島地区の半の浦礫岩層中の含ウラン燐鉱層の産状と同じタイプのように思われる。

6.4 七尾地区

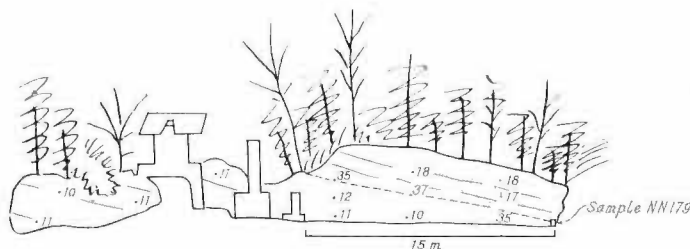
大杉崎の露頭 (Loc. 8)

七尾市津向の住友セメント工場裏側の大杉崎の崖に露出している。この露頭は採土のためその様相は変わりつつある。第13図は40年5月にスケッチしたものである。下位の赤浦砂岩層はアルコーズ砂岩の部分と化石の密集した石灰質砂岩の部分とがある。石灰質砂岩層はこのような塊状をなして地層中に入っているのが普通である。アルコーズ砂岩層の最上部は厚さ 5 cm が珪酸分で膠結され堅くなっている。それを界して上位に含アフロカリテス層の暗緑色シルト質砂岩が重なる。これは *Asphrocallistes* sp. の個体や海綿骨針に著しく富み、海緑石粒を含む。シルト質砂岩には局部的に灰色をした燐鉱質の部分がある。含アフロカリテス層の上には濃緑色の海緑石砂岩層がのり、最上位には粘土質泥岩がある。

放射能異常は含アフロカリテス層の燐鉱質の部分に認められ、最高は $70 \mu\text{r/h}$ を示す。これは地層の基底



第13図 大杉崎の露頭 (Loc. 2) スケッチと放射能強度測定値
Sketch showing outcrop of Osugizaki (Loc. 2) and radioactivities ($\mu\text{r/h}$)



第14図 妙観院の七尾石灰質砂岩層の露頭 (Loc. 9) と放射能強度測定値
Sketch showing outcrop of the Nanao calcareous sandstone member at Myokan'in (Loc. 9) and radioactivities ($\mu\text{r/h}$)

でなくむしろ中程に層理と平行に高い値の部分として示される。この産状はこれまでにあげた基盤の安山岩の上にある鉱床と異なり、親右エ門谷のアルコーズ砂岩中の燐ノジュールに似ている。

妙観院の露頭 (Loc. 9)

七尾市小島の妙観院の門の右手の崖に露出する (第14図)。この露頭は七尾石灰質砂岩からなり、七尾地区でかつて低品位の燐鉱として採掘されたのはこの種の岩石である。塊状であるが層理も弱くあらわれ、それと平行に厚さ 5 cm の層をなして約15mにわたり、測定値が 35 $\mu\text{r/h}$ を示す相対的に高い部分が認められる。しかし異常部の岩相や岩質は他の低い値を示す部分と差はない。

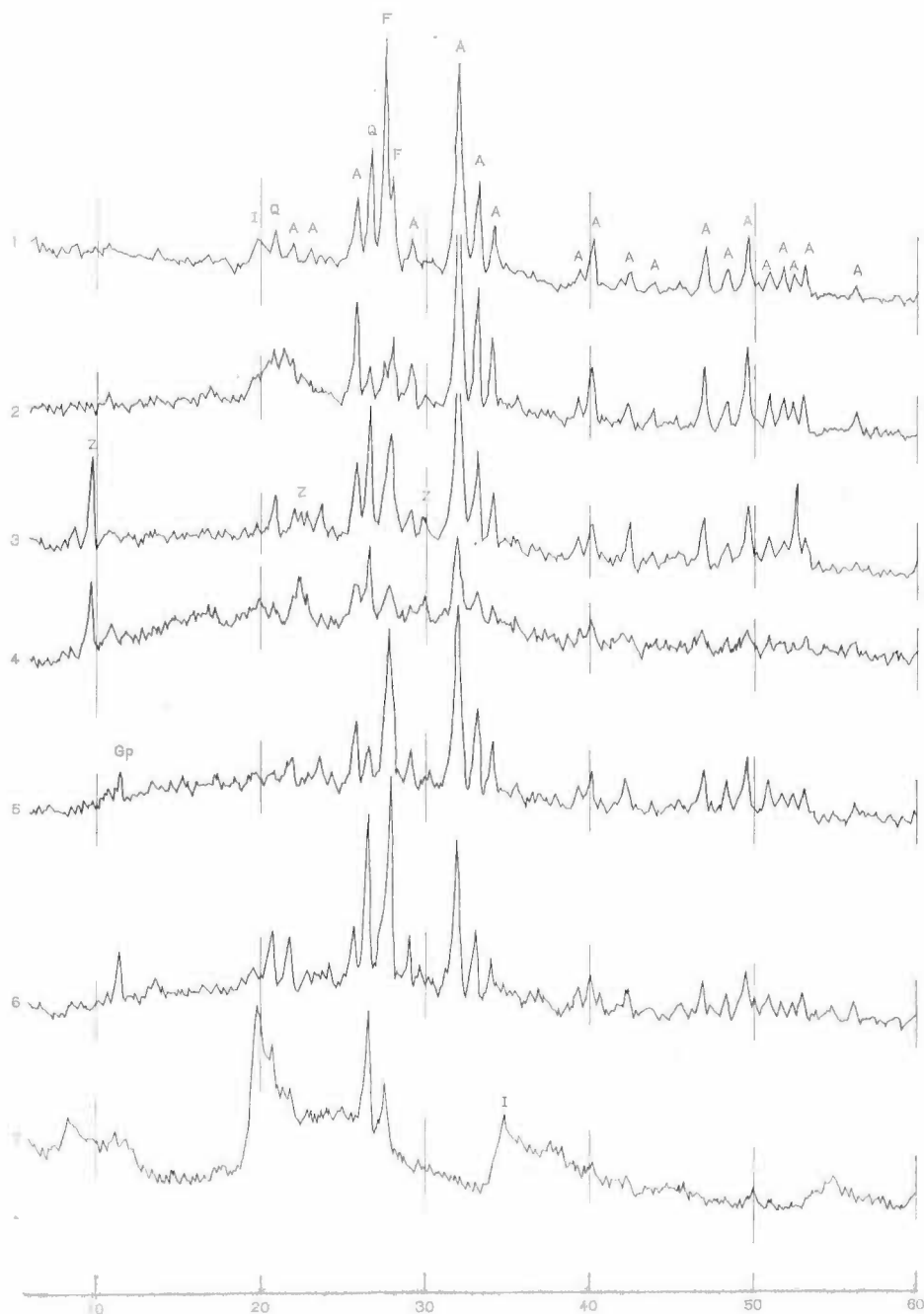
7. 含ウラン燐鉱の性質について

放射能異常が認められた各露頭より採集した岩石試料について検討した。

顕微鏡下で、礫岩の基質あるいは砂岩の粗粒部分をなす碎屑岩片や鉱物粒は産地によって異なる。能登島のは基盤の安山岩に由来する短冊型の斜長石からなる凹味をおびた岩片が主で、ときには凝灰岩の石英、長石、黒雲母の鉱物粒が含まれる。親右エ門谷のようにアルコーズ砂岩中の鉱石では石英、長石、黒雲母である。そのほか海緑石粒、化石片が普通に含まれ、ときには黄鉄鉱が含まれる。以上の岩片や鉱物粒を埋める基質の細粒部分が微小な燐灰石の集合体である。個々の粒子を区別するのは困難なことが多い。複雑折が弱く、十字ニホルではほとんど暗黒となる (図版 I-1, 2)。

鉱石試料のまま粉碎し、X線粉末回折を行なった結果を第15図に示す。燐鉱のほとんどすべてが燐灰石の回折像を示した。なお、妙観院の露頭の低品位燐鉱 (試料 No. NN 179) は方解石のピークを示し燐灰石のピークはあらわれていない。三引口東の露頭から採集した、燐鉱に伴う白色粘土はイライトの回折像を示す。

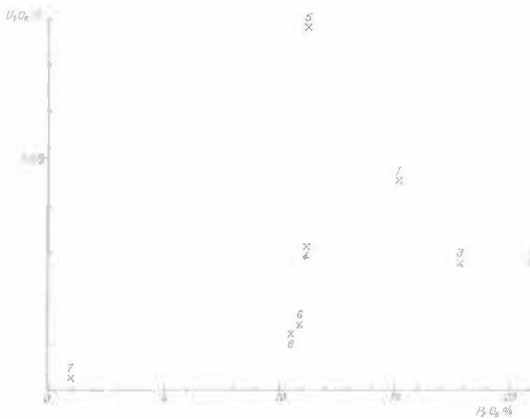
石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床 (盛谷智之)



第15図 含ウラン燐鉱のX線粉末回折図

X-ray powder diffraction chart of uraniumiferous phosphate ores

1-NN 188 (親右エ門谷), 2-NN 58-a(佐波), 3-NN 70(佐波灯台東),
 4-NN 180(須管), 5-NN 207(三引口), 6-NN 222(大杉崎), 7-NN 210(三引口)
 A-Apatite, F-Feldspar, Gp-Gypsum, I-Illite, Q-Quartz, Z-Zeolite



第16図 含ウラン燐鉱中の P_2O_5 と U_3O_8 との関係

Diagram showing the relation between P_2O_5 and U_3O_8 in the uraniumiferous phosphates (Numbers represent the numbers in Table 2)

その他の鉱物は石英、長石が普通にあらわれこれは碎屑鉱物粒のものである。そのほか沸石のピークが能登島の一部の燐鉱にあらわれ、これはおそらく斜沸石であろうと予想されるがX線だけでは判定できない。これが凝灰岩の変質鉱物を示すものか、あるいは温泉沈殿物の可能性もあるが未検討である。一部の鉱石には石膏と思われる回折線があらわれた。

燐灰石の種類については、X線粉末回折像から浜地⁷⁾による新潟県中条産の炭酸塩弗燐灰石 (carbonate-fluorapatite)、Mckonell による弗燐灰石 (fluorapatite) によく一致する (第16図)。

鉱石のなかでのウランの分布を知るため撮影したラジオラクトグラフの結果を図版II-1

に示す。燐灰石の部分が平均して感光しており、ウランは細粒の燐灰石中にちらばって含まれることがわかる。そしてウランは独立の鉱物をつくるのではなく、燐灰石中では一般に考えられているように Ca の一部をUが置換した形で存在するものと推定される。

異常部の試料および比較のため各岩石種の試料について行なった化学分析値を第2表に示す。含ウラン燐鉱のウラン含有量の最高は親右エ門谷の燐ノジュールで 0.078% U_3O_8 を示す。このほか同じ露頭のノジュールの0.068%、能登島佐波の礫岩基質の0.045%などは中条産の含ウラン燐ノジュール⁷⁾に匹敵する。他は海成燐鉱層中のウラン含有量一般値²⁰⁾ (0.005~0.03%) にほぼ相当する値である。また、半の浦産の高品位燐鉱 (通称ベッコウ燐) のP含有量は P_2O_5 32.56%と著しく高いがウランは含まれていない。また、中島地区の山戸田泥岩中の燐ノジュールにもウランを含まない。このように燐鉱床のうちでもウランが濃集する事例は限られている。

ウランと燐が相関することは一般に認められた事実で、能登地方の燐鉱についてもその傾向があると報告されている²⁴⁾。今回の分析試料は岩石のままであつてあり、相関関係は明瞭にはあらわれなかった (第17図)。

含ウラン量に比較すると放射能測定値は低くでる傾向がある。このように対応性のないことは放射能平衡が保たれていないためと考えられる。米田ら²⁸⁾の親右エ門谷の燐鉱中のウランおよびその娘核種の定量分析の結果によると、娘核種は平衡量以下の場合があり、しかも $^{234}U/^{238}U$ 比も平衡値でないこととされていることがそれを裏づけている。

含ウラン燐鉱床の一部に伴う珪質岩についてとくにその性質を検討した。図版II-2は三引口東側露頭で採取した赤褐色ガラス状の試料の顕微鏡写真である。微細なクリストパライトの集合したもので、一部に魚卵状組織がみられ珪酸ゲルが固化したことを示している。不透明な鉱物は赤鉄鉱の部分である。各地区の珪質岩について行なったX線粉末回折の結果を第18図に示す。1, 2, 3. が含ウラン燐鉱層に伴うもの、4, 5. が層状銅鉱床のもの、6 がマンガン鉱床のものである。いずれも共通して α -クリストパライトの回折像を示す。なお図には示していないが能登北部に分布する硬質頁岩も同じ α -クリストパライトの回折像を示している。この種の珪質岩で鉱床に伴うものは従来、多くの場合温泉沈殿によるものと考えられ¹⁷⁾、一方、硬質頁岩のように大規模な地層をなすものは生物源とする考えがある⁴⁾。最近では珪藻土をX線回折すると非晶質シリカのピークに重なって、強い α -クリストパライトのピークが認められることから、結成作用の過程で珪藻土の非晶質シリカがクリストパライト化し、それに伴って珪藻殻の溶解がおこるのではないかと考えられている¹⁴⁾。本地域の鉱床に伴う珪質岩は、次の考察の項に述べるように含ウラン燐鉱の成因に関連し大きな意味をもつと考えられるが、生物源か温泉源かを定める鉱物学的な資料はまだない。

石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床（盛谷智之）

第2表 化学分析値

Result of chemical analyses

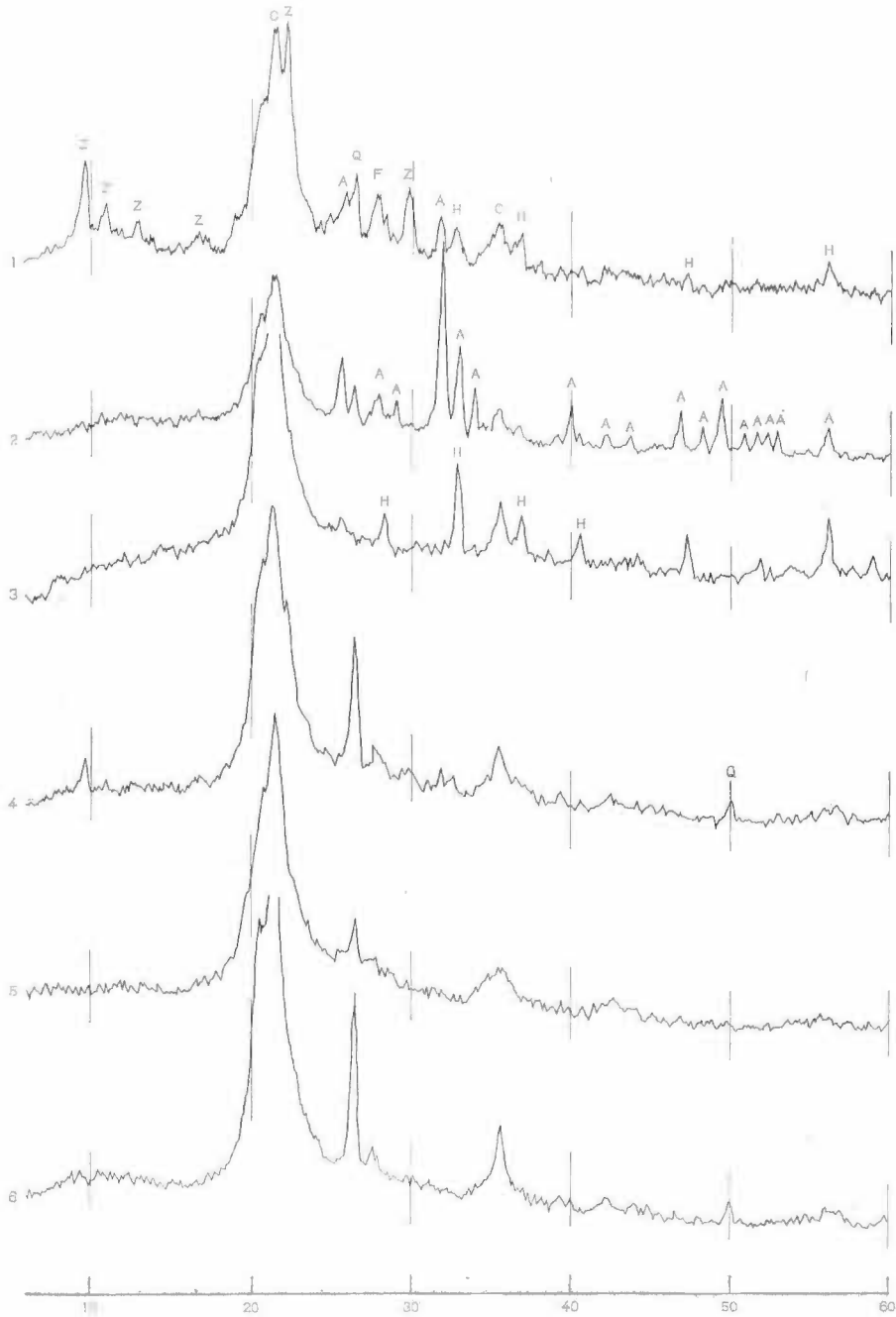
No.	Sample No.	Location	Member name	Rock species	U ₃ O ₈	P ₂ O ₅
1	NN-58-a	能登島, 佐波 Loc. 4. Notojima	Hannoura cgl.	phosphatic matrix	0.045	15.17
2	NN-70	" 佐波 Loc. 3	"	"	0.027	20.97
3	NN-102-a	" 須曾峠 Loc. 1	"	"	0.027	17.81
4	NN-180	" 須曾 Loc. 2	"	"	0.031	11.17
5	NN-188	高浜, 観石工門谷 Takahama Loc. 7	Akaura ss.	phosphate nodule	0.078	11.27
6	NN-207	田鶴浜, 三引口 Tatsuruhama Loc. 5	Hannoura cgl.	phosphatic matrix	0.014	10.89
7	NN-179	七尾, 妙観院 Nanao Loc. 9	Nanao calc. ss.	calc. ss.	0.003	0.97
8	NN-222	" 大杉崎 Loc. 8	Aphrocallistes bed	phosphatic ss.	0.012	10.47
9	NN-91	能登島, 無間 Notojima	Suso md.	phosphatic ss.	0.001	0.51
10	NN-117	" 半の浦	Hannoura cgl.	phosphate ore	0.000	32.56
11	NN-171	三胡, 牛ヶ首 Sanmyo	Akaura ss.	calc. st.	0.000	0.05
12	NN-194	高浜, 出雲 Takahama	Izumo calc. ss.	calc. ss	0.000	0.09
13	NN-164	七尾, 福口 Nanao	Nanao calc. ss.	calc. ss	0.000	0.12
14	NN-221	" 大杉崎 Loc. 8	"	"	0.001	0.66
15	NN-83	能登島, 須曾 Notojima Loc. 2	Anamizu f.	andesite	0.001	
16	NN-184	" "	Hannoura cgl.	phosphatic matrix	0.017	
17	NN-183	" "	"	"	0.001	
18	NN-82	" "	Suso md.	md.	0.001	
19	NN-185	" "	"	st.	0.000	
20	NN-81	" "	Glauconite ss.		0.000	
21	NN-73	" 須曾部落	Entsunagi md.	md.	0.000	
22	NN-102-b	" 須曾峠 Loc. 1	Hannoura cgl.	phosphatic matrix	0.012	
23	NN-58-b	" 佐波 Loc. 4	"	"	0.039	
24	NN-115	" "	Glauconite ss.		0.000	
25	NN-68	" 佐波部落	Hannoura cgl.	phosphatic st.	0.000	
26	NN-61	" "	Suso md.	ss.	0.000	
27	NN-69	" 佐波 Loc. 3	Anamizu f.	andesite	0.059	
28	NN-105	" 閼	Suso md.	phosphatic ss.	0.000	
29	NN-109	" 向田	Entsunagi md.	md.	0.000	
30	NN-110	" 向田一野崎	Futaana md.	md.	0.000	
31	NN-113	" 野崎	Nozaki st.	calc. rock	0.000	
32	NN-189	高浜, 観石工門谷 Takahama Loc. 7	Akaura ss.	phosphate nodule	0.068	

地質調査所報告 (第 232 号)

33	NN-187	" "	"	arkose ss.	0.000
34	NN-191	" "	"	"	0.000
35	NN-192	" 親右エ門谷	Izumo calc. ss.	calc. ss.	0.000
36	NN-193	" 出雲	"	calc. st.	0.000
37	NN-195	" "	"	"	0.001
38	NN-196	" "	"	"	0.000
39	NN-197	" "	"	"	0.001
40	NN-172	三明, 中ヶ首 Sanmyo	Akaura ss.	fine arkose	0.000
41	NN-166	" 矢田	Izumo calc. ss.	calc. ss.	0.001
42	NN-167	" 沢口鉦山	Aphrocallistes bed	siliceous rock	0.000
43	NN-141	" 米町	Akaura ss.	"	0.000
44	NN-210	田鶴浜, 三引口 Tatsurunama Loc. 6	Hannoura cgl.	phosphatic matrix	0.001
45	NN-211	" "	"	"	0.005
46	NN-213	" "	Wakura md.	md. st.	0.000
47	NN-209	" 三引口 Loc. 5	"	"	0.000
48	NN-201	" 三引部落	Akaura ss.	arkose	0.000
49	NN-204	" "	"	calc. concretion	0.001
50	NN-205	" "	"	"	0.001
51	NN-202	" "	Wakura md.	md. st.	0.000
52	NN-217	七尾, 石崎口 Nanao	Akaura ss.	arkose ss.	0.001
53	NN-218	" "	Aphrocallistes bed	ss.	0.000
54	NN-219	" "	Glauconitic ss.		0.001
55	NN-223	" 大杉崎 Loc. 8	"	"	0.000
56	NN-176	" 小島	Akaura ss.	arkose ss.	0.000
57	NN-161	" 岩屋	"	"	0.000
58	NN-162	" 細口	"	"	0.000
59	NN-163	" "	Nanao calc. ss.	calc. ss.	0.000
60	NN-200	" 吉田	Shichihara md.	md.	0.000
61	NN-224	中島, 土川 Nakajima	Yamatoda md.	md.	0.000
62	NN-13	" 瀬嵐	Hamada md.	md.	0.000
63	NN-14	" "	"	siliceous ss.	0.000
64	NN-523	" 山戸田	Yamatoda md.	nodule	0.000 0.30
65	NN-590	" "	"	phosphate nodule	0.000 23.6
66	NN-594	" "	"	phosphatic md.	0.000 26.4

分析者: 望月常一・大場きみじ
Analysts: T. Mochizuki and K. Owa (U₃O₈)
加藤甲五・藤貫 正
K. Kato and T. Fujinuki (P₂O₅)

l.-formation, cgl.-conglomerate, ss.-sandstone,
md.-mudstone, calc.-calcareous



第17図 珪質岩のX線粉末回折図

X-ray powder diffraction chart of siliceous rocks

1—NN 266-b(須管), 2—NN 58-b(佐波埠頭), 3—NN 212(三引口),
 4—NN 141(米町の滝), 5—NN 167(沢口鉱山), 6—NN 257-3(瀬嵐鉱山)
 A—Apatite, C—Cristobalite, H—Hematite, Q—Quartz, Z—Zeolite

Table 3 X-ray powder diffraction data for apatite

1		2		3		
d (Å)	I	d (Å)	I	hkl	d (Å)	I
3.45	45	3.45	40	002	3.432	2
3.17	15	3.18	20	102		
3.06	20	3.06	15	120, 210	3.060	3
2.802	100	2.793	100	121, 211	2.798	10
				112	2.769	4
2.704	65	2.697	50	300	2.702	6
2.627	30	2.623	25	202	2.616	3
2.519	5			301	2.517	0.5
2.284	10			122, 212	2.289	0.5
2.246	25			130, 310	2.248	2
2.136	10			131, 311	2.135	1
2.065	10	2.060	5	113	2.057	1
2.000	5			203	2.001	0.5
1.931	30	1.933	20	222	1.937	3
1.882	15	1.878	20	132, 312	1.883	1
1.839	40	1.835	30	123, 213	1.838	6
1.792	10	1.791	15	231, 321	1.795	3
1.766	10	1.765	15	140, 410	1.769	3
1.747	10	1.744	15	402	1.745	3
1.726	15	1.722	25	004	1.720	3
1.635	10			232, 322	1.637	1
1.601	5			133, 313	1.605	0.5
				240, 420	1.533	0.5
		1.517	5	331	1.521	0.5
		1.498	5	124, 214	1.498	1
		1.464	5	502	1.468	2

1. Apatite, Noto-jima, Ishikawa Pref. Diffractometer (Geigerflex), CuK radiation with Ni filter, 30 kV-15 mA

2. Carbonate-fluorapatite, Nakajo-machi, Niigata Pref., given by T. HAMACHI (1962)

3. Fluorapatite given by D. McCONNELL (Am. Min., vol. 23, p. 8, 1938)

8. 含ウラン燐鈦の成因についての考察

七尾地域の含ウラン燐鈦床は層位的には、下位の穴水累層（中新統下部）と、上位の含海緑石砂岩層にはじまりやや深い安定した層相の海成層（中新統上部）との中間にある。岩相変化の激しい海成層（中新統中部）中に存在する。この胚胎母層となる海成層は、水平的に礫岩、砂岩、泥岩と岩相変化が激しいことのほか、堆積物が薄いこと、石灰質砂岩層のように生物源堆積層が卓越するなどの特徴をもつ。これは本地域が穴水累層の堆積後は台地的性格をおび、この海成層の堆積がもつぱら穴水累層の安山岩がつくる地形に支配され、その凹所の浅海域で行なわれたことを示しており、閉じた海盆の存在、碎屑物の堆積速度が遅いなど、一般に堆積性鈦床の生成に適した堆積環境があったものと考えられる。本地域に燐だけでなくマンガンや銅の層状鈦床が、層位的にも地理的にも接近して分布することはその反映であろう。

日本における中新世の含ウラン燐鈦床は七尾地域のほか、新潟県下の朝日山塊西側周辺にならぶ中条、中東地区などに分布し、硬質泥岩、海緑石層直下の海成中新統津川層のアルコーズ砂岩中にノジュールあるいはペントナイト層と伴って賦存するものが知られている⁶⁾⁷⁾。その層位関係、産状は本地域の鈦床と類似しており、共通した堆積環境の存在を示すものかもしれない。

堆積岩中の燐鈦層の成因についてはふるくから多くの研究がありさまざまな見解が述べられているが、現

在なお決定的、統一的な解決はない

ΡΕΤΤΙΓΟΝ²⁰⁾は諸説をまとめ次のような特徴をあげている。燐鉱層は、一般に海緑石と伴い、共通にみられる化石に骨、サメの歯、魚りんがあり、小規模の不整合の上にある地層中に産するなどの性質をもつ。燐鉱層には海緑石や砂質物質を伴う浅海台地型と、黒色頁岩やチャートを伴う深海地向斜型の2つの型がある。また、燐は鉄と同様に海水中にごく微量に含まれるにすぎないが、もしも黒色頁岩や縞状チャート、鉄一珪酸塩鉱物（海緑石）という随伴岩相によって示される、ややpHが低く碎屑物の堆積速度が遅いという嫌気性環境が、長時間あるならば、局部的には大きな量の燐が低含有量の海水の中より、Caの沈殿とは無関係に沈殿することができるだろうと環境の重要性をあげている。

YOUSSEF²⁹⁾は海水からの無機沈殿説に対して従来からある有機物腐敗生成説の立場をとり、その条件としてとくに海底凹地形の存在をあげ、凹地にもた有機物の腐敗でアンモニアと燐酸アンモニアができ、その際硝酸バクテリアがアンモニアを酸化し亜硝酸塩をくり、その結果これらを栄養とするプランクトン類の繁殖をうながす。それらの生物は死後海底凹地に落ち込み、やがては動植物の生活必要量をこえる余剰燐溶液が生じる。この場合、水流作用を避ける凹地であると溶液が海盆に拡散していくのを防ぎ、燐酸アンモニアはCaイオンあるいはCaCO₃の沈殿と反応し燐酸石灰を生成する。という海底地形に支配される燐の生物化学的濃集によって燐鉱層の形成を説明している。

しかし、燐鉱が地層と同生的に直接、燐酸石灰として沈殿することには疑問ももたれている。AMES¹²⁾は鉱物学的に燐鉱が含炭酸塩燐灰石であることに着目し、0.1 ppmから上の低含有量のアルカリ燐酸溶液(Na₃PO₄)が炭酸石灰(CaCO₃)を交代すると炭酸塩燐灰石が生じることを実験的に確かめ、これが海成燐鉱層形成の基本的な機構であり、続成作用の過程を含めて、石灰質堆積物、石灰岩が燐溶液によって交代されることで説明している。

能登地方の燐鉱層についても、北崎、市田がこのような石灰岩の燐溶液による交代過程として説明しており、石灰岩層をつくる生物源物質の燐分はそれ自体で鉱層となるには微量であり、燐は地層形成後続成作用の過程、循環する地下水に含まれ、外部より供給され、その途中にある石灰質部分を交代すると地質学的考察を行なっている。

能登地域の鉱層に含まれる燐の起源については、北崎・市田¹⁸⁾は上位の新しい堆積輪廻の堆積物中に吸着されたかたちの有機物質からの燐が地層を循環する地下水によってもたらされたとし、IMAI¹²⁾らは、地層堆積時に穴水累層の安山岩がつくっていた島々に棲んだ海鳥の糞が海中に流入し、一部は鉱層として沈殿、一部は地下水に含まれて島の周囲の地層中にしみこんだとする一種のグアノ説を述べ、ふるくは小川²⁵⁾、阿曾⁹⁾らは現在燐鉱層の母層をなしている石灰質な地層をつくる物質そのものに起源をもとめ、海棲生物の遺骸に含まれる燐や軟体部が分解してそれから沈殿した燐が鉱層をなし、一部にはこれが地下水作用で二次的に移動し濃集するとした。

能登地方七尾地域の燐鉱は海綿、貝、サメの歯などの化石に富む地層と密接に関連している。これら生物の量は、現在地層として残っていないものを含めると、ぼう大なものであったと思われる。したがって、個々の生物体の軟体部や骨の中、あるいは排泄物に含まれた微量な燐分も、これを集めると燐の供給源となりうる量であろう。現在みられる燐鉱は地層の中にレンズ状あるいはユール状をなして局部的に濃集した形であること、厚い化石層そのものでなくその最下位の基底礫岩に産する場合が多いことなどは、燐鉱が同生的に沈殿したと説明するのは困難である。おそらく燐分を含む生物源堆積物の燐分が続成作用の過程で部分的に濃集したものであろう。高品位燐鉱に含まれる化石は多くの場合燐灰石化しているが、もともと生物殻は方解石、アラゴナイトの炭酸石灰として沈積したものであろうから、その後燐溶液によって交代され燐灰石化したと考えねばならない。続成作用の過程では堆積層中に透過し循環する水が重要な役割を果たし、燐分はその中に溶け不透水層である基盤の安山岩の凹みの部分に富化する場合は多いのではないかと考えられる。また透水性、石灰質堆積物の存在という条件が適していれば砂岩層中にも燐灰石化が行なわれるであろう。

ウランの有力な供給源と一般に考えられている花崗岩類は本地域には露出しない。しかし、高浜地区、七尾地区の含ウラン燐鉱はアルコーズ砂岩の卓越する赤浦砂岩層中に賦存するアルコーズ物質を供給し

たのは南隣の邑知瀧地域に大規模に露出していると思われる飛驒変成岩、花崗岩類であり、この花崗岩体が風化されウランが溶脱し、当時の堆積盆にもたらされる可能性は強い。この花崗岩類には放射能鉱物を含むベグマタイト¹¹⁾ が邑知瀧地域長手島に知られていることから、ウランの供給源と考えるのが自然であろう。しかし、アルコーズ砂岩層の分布範囲外で、主に北側の穴水累層の安山岩の山地から物質の供給があった能登島地区の燐鉱や、赤浦砂岩層でも上部の含アフロカリテス層中の燐鉱などについては、風化、溶脱による海水盆へのウランの搬入の機構では説明がむずかしい点もある。

また、本地域が一般に堆積性鉱床の生成に適した堆積環境にあったと考えられるにもかかわらず、燐鉱床のうちでもウランを含むものは限られていること、含ウラン燐鉱床にマンガン鉱床、銅鉱床のものと同様化した珪質岩を伴うことなどは、成因的に温泉作用との結びつきを暗示する可能性もある。

最近 BRODSKAYA⁵⁾ は環太平洋活動帯における燐鉱床は、塩基性熔岩の海底噴出と結びついた火山噴気堆積性であり、燐は珪酸とともに内生的に供給され、その際に炭酸塩相、礁構造がそれらの物質の沈殿に役割をもつという仮説を述べている。

日本では黒鉱に伴うウラン鉱床⁹⁾ の例も知られており、本地域の含ウラン燐鉱床についても温泉作用をまったく否定することはできない。ウランだけでなく燐の供給源についてもこの立場から今後検討してみる余地があるように思われる。

ウランがどのようなかたちで海盆に供給されたにせよ、含ウラン燐鉱を含む地層が黄鉄鉱、海緑石粒の存在などから還元性環境を示す場合が多く、堆積時から続成作用の過程にかけて、ウランを定着させやすい条件があったものと考えられる。現在のウランが燐灰石の Ca を置換しており、含ウラン燐鉱が生成するためには燐灰石化が前提となるが、物質の沈積直後よりはじまる続成作用の過程で、燐灰石化とともにウランの濃集も進行したのであろう。一方、米田²⁰⁾ らの実験資料に示されるように、放射能平衡に達してないウランの新しい時期での二次的な移動も一部には考慮する必要がある。

含ウラン燐鉱、あるいは燐鉱床そのものの成因は非常に複雑な要素をもっている。筆者の資料はまだ限られ、詳しく検討する段階でないが、問題提起をかねて若干の推論をこころみた。

9. 文 献

- 1) AMES, L. L. JR. (1959): The genesis of carbonate apatites. *Econ. Geol.*, vol. 54, p. 829~841.
- 2) AMES, L. L. JR. (1960): Some cation substitutions during the formation of phosphorite from calcite. *Econ. Geol.*, vol. 55, p. 354~362.
- 3) 阿曾八和太 (1940): 燐鉱, 丸善
- 4) BRAMLETTE, M. N. (1946): The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. *U.S.G.S. Prof. Pap.* 212.
- 5) BRODSKAYA, N. G. (1966): Phosphate accumulation in the zone of the pacific belt. 11th Pacific Science Congress Abstract related with Geological Science, p. 64.
- 6) 土井和己他 (1963): 新潟県岩船郡関川村中東地区ウラン鉱床 (演旨), 昭和38年度日本原子力学会要旨集, p. 326
- 7) 浜地忠男 (1962): 新潟県北蒲原郡中条町の含ウランノジュールについて, 地質調査所月報, vol. 13, no. 7, p. 583~588
- 8) 林昇一郎 (1949): 石川県能登地方の燐鉱床について (演旨), 地質学雑誌, vol. 55, p. 170
- 9) 林昇一郎・小尾五明 (1963): 黒鉱式鉱床に伴うウラン, その1, 一島根県石見石膏鉱山地区一, 地質調査所月報, vol. 14, no. 7, p. 885~892
- 10) 市川 渡・泊野義夫 (1963): 能登半島の珪藻土, 石川県
- 11) IMORI, S., YOSHIMURA, J., HATA, S. (1931): A New Radioactive Mineral found in Japan. *Sc. Pap. I. P. C. R.*, vol. 15, no. 285, p. 83~88.
- 12) IMAI, H. and YAMADERA, H. (1952): The Peculiar phosphate deposits in the Noto peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 58, p. 79~93.

- 13) 今井 功 (1965) : 5 万分の 1 地質図幅「小口瀬戸」同説明書, 地質調査所
- 14) 井上雅夫 (1967) : 珪藻質堆積物の続成作用, 堆積学に関する諸問題 (昭和42年度地質学会連合学術大会討論会資料), p. 231~235
- 15) KASENO, Y. (1963): Geology of Southern Noto peninsula, Central Japan, with Reference to the Cenozoic history. Sci. Rep. Kanazawa Univ., vol. 8, no. 2, p. 541~568.
- 16) 絆野義夫編 (1965) : 7 万 5 千分の 1 能登半島地質図, 同説明書 (能登半島の地質), 能登半島学術調査書, 石川県
- 17) 木村正他 (1949) : 石川県能登地方地下資源概査報告, 地質調査所速報, no. 83
- 18) 北崎梅香・市田恵子 (1950) : 能登半島の燐鉱々床について—堆積源鉱床の形成過程の研究 I, 地質学雑誌, vol. 56, p. 127
- 19) 桑野幸夫 (1951) : 石川県能登島の地質, 資源科学研究所彙報, no. 19~21, p. 158~163
- 20) MCKELVEY, V. E. (1956): Uranium in phosphate rock. U. S. G. S. Prof. Pap. 300, p. 477~482.
- 21) 盛谷智之 (1965) : 石川県能登島の含ウラン燐鉱 (演旨), 昭和40年度三鉱学会連合講演会要旨集, p. 5
- 22) 盛谷智之・今井 功・坂本 (1967) : 能登半島七尾地域のマンガングル床の層位について (演旨), 地質学雑誌, vol. 73, p. 104
- 23) 盛谷智之 (1967) : 能登半島七尾地域の含ウラン燐鉱について (演旨), 岩鉱学会誌, vol. 57, no. 3, p. 129
- 24) 岡田 茂 (1962) : 石川県能登地域探鉱概要, 第 6 回探鉱専門委員会資料, p. 35~42, 原子燃料公社
- 25) 小川琢治 (1908) : 20 万分の 1 地質図幅「輪島」同説明書, 地質調査所
- 26) PETTJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. second edition, Harper & Brothers.
- 27) 利根工事株式会社 (1967) : ヘリウム資源調査用試験 (GSH-2 号) 工事報告書
- 28) 米田昭二郎・小村和久・阪上正信 (1966) : 能登地方堆積層の化学的研究と含リウニウム石中の U, Th, Pa 同位体の定量, 昭和41年度地球化学会討論会講演要旨集, p. 112
- 29) YOUSSEF, M. I. (1965): Genesis of bedded phosphates. Econ. Geol. vol. 60, p. 590~600.

Uraniferous Phosphate Deposits in the Nanao District, Ishikawa Prefecture

By
Tomoyuki MORITANI

The Nanao district occupies the central part of the Noto peninsula in the so-called green tuff region, and is known as one of the provinces of the Miocene sedimentary phosphate deposits in Japan, in which recently were discovered uraniferous phosphate ores.

The stratigraphic sequence of the Neogene Tertiary in this area is shown in descending order as follows:

(Pliocene)	(Nozaki siltstone members Kojima sandstone m.)	
(upper Miocene)	(Futaana mudstone m. Wakura mudstone m. Entsunagi mudstone m. Glauconite sandstone layer Aphrocallistes bed Calcareous sandstone m. Akaura sandstone m.)	Suso mudstone m. Hannoura conglomerate m.
(middle Miocene)	(Hamada mudstone m. Shichihara mudstone m. Yamatoda mudstone m. Kusaki alternation m. Araya conglomerate m.)	
(lower Miocene)	Anamizu formation: andesite lava and pyroclastics	

Although the basement rocks of the Neogene Tertiary do not expose in this area, there are several window like outcrops of the Hida metamorphic rocks and granites of pre-Tertiary age in the southern neighbouring Ōchigata district.

The Anamizu formation and lower part members of middle Miocene, namely, Araya conglomerate, Kusaki alternation and Yamatoda mudstone, are of non-marine, on the contrary, the remains are all of marine.

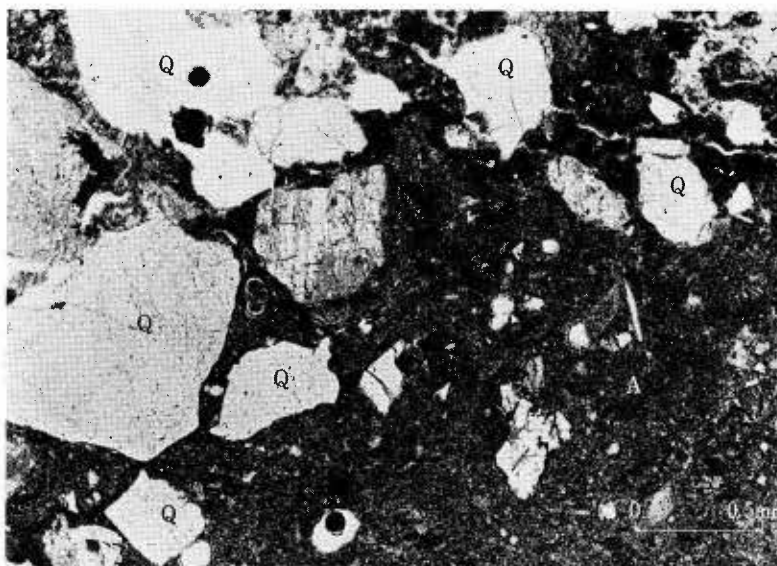
The bedded deposits of phosphate as well as manganese and copper occur stratigraphically in the marine sedimentary formations, especially of shallow sea in this case, between the unconformably underlying Anamizu formation and the Glauconite sandstone layer or Wakura mudstone member, in many cases, along or near the unconformity plane with the former.

The phosphate deposits are generally accompanied by the surrounding fossiliferous rocks with sponge spicule, mollusca, shark's teeth etc. On the other hand, the similar siliceous rocks to those associated in the bedded manganese and copper deposits, occur in some phosphate deposits in small lenticular mass.

In some of the phosphate deposits were found uranium phosphate ores at Notojima (0.012~0.045% U_3O_8), Takahama (0.78% U_3O_8), Tatsuruhama (0.005~0.014%), and Nanao (0.003~0.012%) areas respectively.

The results of microscopic observation, X-ray powder diffraction, radioluxograph and chemical analyses show that these ores are composed mainly of small aggregates of carbonate apatite, in which uranium may be dispersedly contained, and partly of clastic or tuffaceous grains and authigenic minerals as glauconite or pyrite. Siliceous rock shows the peak of α -cristobalite.

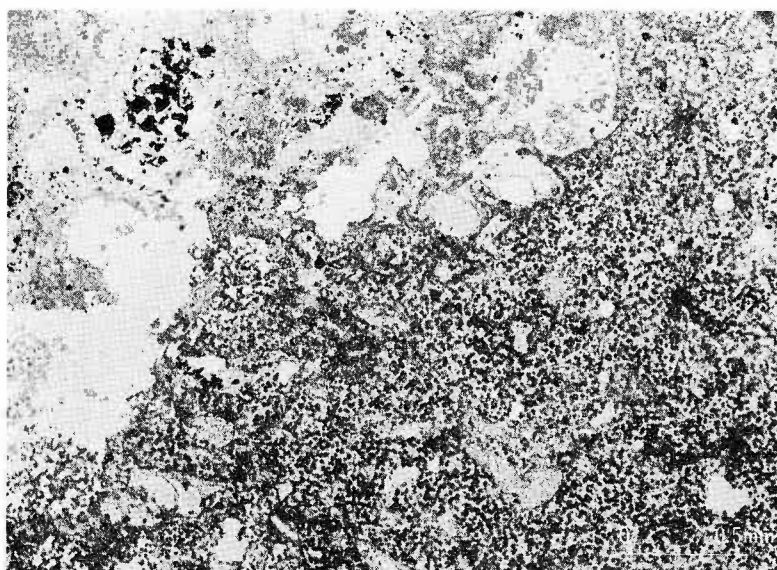
The genesis of uranium phosphate ores is not yet clear only by the present data. But from the mode of occurrence and properties of the ore, it seems that there has been such favorable environment for the formation of the deposits, as archipelagic topography, slow deposition of clastic materials and rather anaerobic condition, and uranium has been derived from the granites of the basement of the Neogene Tertiary in this region. As to the process of uranium supply, there are left two probable interpretations, one as weathering products or the other as hot spring solution.



1. 含ウラン燐鉱の顕微鏡写真（試料 NN-190-b, 親右エ門谷 Loc. 7 のノジュール）

Photomicrograph of thin section of uraniferous phosphate ore (Sample NN-190-b, Loc. 7, nodule)

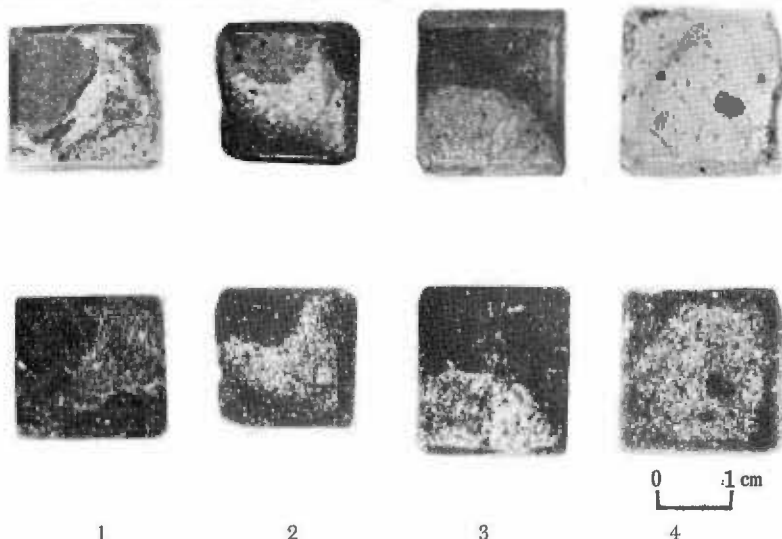
A : 燐灰石 Apatite
 Q : 石英 Quartz
 F : 長石 Feldspar



2. 含ウラン燐鉱の顕微鏡写真（試料 NN 58-a, 佐波 Loc. 4, 礫岩基質）

Photomicrograph of thin section of uraniferous phosphate ore (Sample NN 58-a, Loc. 4, matrix of conglomerate)

A : 燐灰石 Apatite

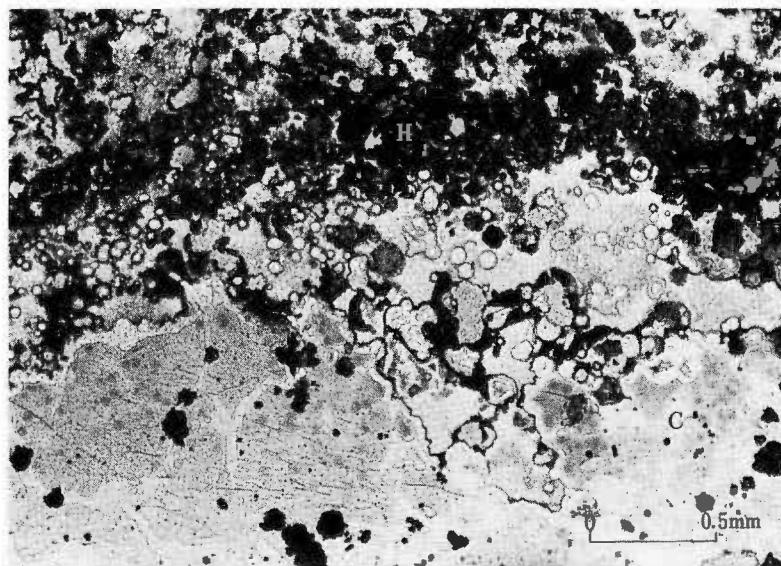


1 2 3 4

1. 含ウラン燐鉱の研磨薄片によるラジオラクトグラフ
Radioluxographs of uraniumiferous phosphate rock
 上：研磨薄片の写真 下：ラジオラクトグラフ
 Upper : polished sections Lower : radioluxographs
 1 : NN 58 } 燐岩基質部
 2 : NN 184 } matrix part of conglomerate
 3 : NN 183 }
 4 : NN 188, ノジュール
 nodule

露川 (Exp) : 144 hrs. Film : Polaroid ASA 3000
 研磨薄片の白色部と対応するラジオグラフの感光顕部が燐鉱からなる部分

The white parts in the polished sections and the bright sensitive parts in the corresponding radioluxographs show the area of phosphate ore



2. 魚卵状組織をもつ珪質岩 (試料 NN-263, 三引口 Loc. 6)
 Photomicrograph of thin section of siliceous rock with oolitic texture (Sample NN-263, Loc. 6)
 C : Cristobalite
 H : Hematite

Ⅳ. 11.1 岐阜県土岐市北部の地質とウラン鉱床

島田忠夫*・林 昇一郎**・小尾五明**

要 旨

昭和37年12月に放射能異常が発見されて以来、この地域に各種の調査が行なわれたが、この調査は地質構造・層序・ウラン鉱床の分布などを調査した。

地質構造は北部に露出する基盤花崗岩を覆って第三系が、ほとんど単斜構造で緩い傾斜でもって南方に傾斜している。

第三系は下部より土岐夾炭層・本郷層・月吉層・戸狩層・山野内層・生俵層・瀬戸層がある。この地域の含ウラ層はほとんどが土岐夾炭層の基底部近くに位置している。放射能異常地は現在8カ所が認められる。

放射能強度は地表で0.1~5.0 mr/hにおよび U_3O_8 含有量は0.01~0.28%であるが、特に強い異常を示し規模も大きい露頭は第1露頭と第2露頭西部(新道)である。燐バリウムウラン石 Uranocircite $Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ ・コフィン石 Coffinite $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_4$ 閃ウラン鉱 Uraninite $UO_2 \cdot 2UO_3$ 、燐灰ウラン鉱 Autunite $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ などのウラン鉱物を産出する。このうち閃ウラン鉱を産出する第2露頭西部(新道)では閃ウラン鉱が月吉層の化石層を鉱染している珍しい産状で、ウラン含有量も U_3O_8 6~16%の平均品位をもち、鉱床成因論的にも興味深いものである。

ま え が き

1950年土岐市隠居山から Desmostylidae 科の哺乳動物の完全化石が発見され、以来、この地域は多数の地質学者の関心を集め、地質学的にも良 知 れた処であったが、1962年の12月に地質調査所の自動車放射能探査班が、国道旧第21号線の一部において著しい放射能異常を発見して以来、この地域に各種のウラン調査が実施されて来た。この調査は主として地質構造の解明と層序の確立を主目的とし、あわせてウラン鉱床の分布を調査したものである。層序の確立のために基準としたものは明世累層中にある数枚の凝灰岩であり、これを銚層として構造と層序を求めた。

第4章(3)―(5)鉱物関係の項の記載は林 昇一郎が担当した。

1. 位置・交通

土岐市は岐阜県の南東部に位置し、俗に東濃地方と呼ばれる地域に属し、名古屋からの距離は約43 kmで国鉄中央線で約1時間の距離にある。調査地域は土岐市の北部に属し、南隅を中央線が走っている。

2. 地 形

土岐市の平野部の標高は約140m あり、調査地域は大体低平な丘陵地形を呈しており、その標高は250~300 m である。この付近でやや高い山としては北西部にある高根山で標高340mである。主なる河川としては南隅を東西に流れる土岐川があり、東部の賤洞の沢・定林寺の沢は北から南に流れて土岐川に合する。このほかには無名の小沢があるばかり、いずれも土岐川にそいでいる。

3. 地質および構造

の付近の層序区分表を第1表に示す。土岐市周辺の地質(第1図:巻末袋入り)に関し、は当地域が美濃亜炭田の中心地であり、陶器原料の木節・蛙目粘土の産地として著名の地であること、かつ動物化石の

燃料部
鉱床部

第 1 表 土岐市北部層序区分表

時代	層名		層厚(m)	岩相	
鮮新世	瀬戸層群	土岐砂礫層	50 以上	礫を主とし砂をまじえる	
		土岐口層	0 ~ 30	粘土・珪砂	
中新世	瑞浪層群	生依層	0 ~ 60	粘土～淤泥岩 下部細粒砂岩 基底礫岩	
		明世層	上部層 (山野内層相当層)	20 ~ 25	細粒砂岩～砂質淤泥岩
			中部層 (戸狩層相当層)	10 ~ 15	細粒～中粒砂岩
		本郷層	下部層 (月吉層相当層)	20~30	中粒～粗粒砂岩 基底礫岩
			土岐夾炭層	60	砂岩泥岩互層 亜炭・炭質頁岩・礫岩・凝灰岩を挟む 基底礫岩
先第三紀	基盤花崗岩類		黒雲母花崗岩		

スモスチルスの出土地として有名である点、明世累層より貝化石を多数産するため化石産地としても特に有名であることなどにより、すでに多数の地質研究者によって、それぞれの観点から多くの研究報告が発表されている。しかしながらこの地域には多くの地層の不整合関係が重複し、かつ岩相変化が著しいため、地層区分や対比の点では、多くの異なった見解が行なわれ統一を欠いているきらいがある。

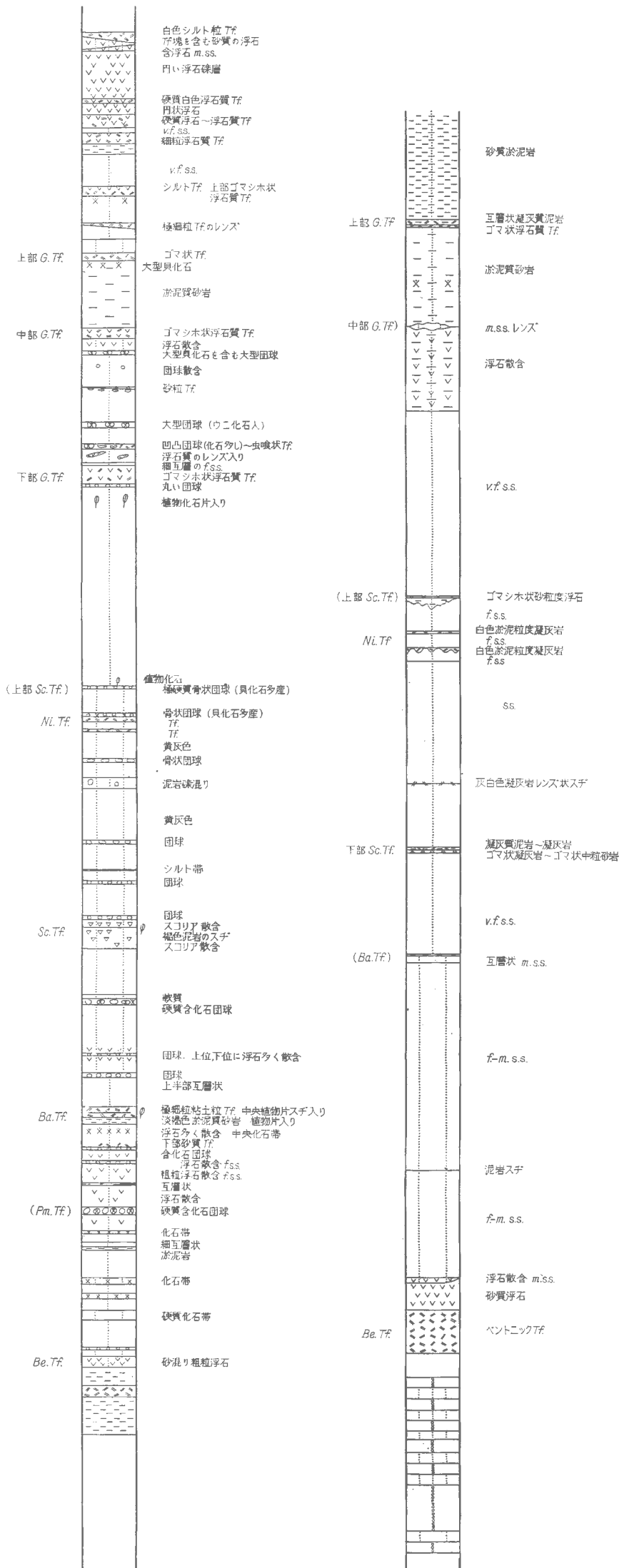
3.1 基盤花崗岩

基盤をなす花崗岩は先第三系の苗木型の黒雲母花崗岩であって、ときに石英脈に貫かれた部分がある。

3.2 土岐夾炭層

基盤花崗岩を不整合に覆って分布する土岐夾炭層は、上位の本郷層とは不整合関係にあるとされているが、河合の本郷層の分布地を除けばほとんどの場合当地域では本郷層は欠除されていて、夾炭層の上位は海成層の明世層群下部層の月吉層によって覆われている。

夾炭層はその上部が明世層群の堆積以前に削剝作用を受けたことと、堆積盆地の周辺堆積物のために層厚は全般的に薄く数mないし60m程度にすぎない。基底部の礫岩は古生層の珪岩・粘板岩・砂岩、花崗岩の角礫・亜角礫の巨大なものを含む。基底部より上位は緑灰色ないし青灰色の砂岩・泥岩の互層で1～5mの礫岩、1～2mの炭質頁岩、0.8m程度の亜炭などを挟む。産出する植物化石は *Ulmus* sp., *Acer* sp., *Fagas* sp. などがある。また基盤の形の凹凸は激しい傾向が認められるが、放射能異常は基底部の角礫岩の直上の、砂岩・炭質頁岩・頁岩中に認められる。



柱状図	記号	説明
	silts s.	泥岩~泥岩
	sandy silts s.	砂質泥岩
	silty s.s.	泥質砂岩
	v.f. s.s.	極細粒砂岩
	f. s.s.	細粒砂岩
	m. s.s.	中粒砂岩
	c. s.s.	粗粒砂岩
	cg.	礫岩
	Tf.	凝灰岩
	pum.	浮石
	pumci. Tf.	浮石質凝灰岩
	Sco	スコリア
	f.	貝化石
	nod.	団球帯
	plant f.	植物化石

凝灰岩 凡例	
G. Tf.	ゴマタフ
Ni. Tf.	二枚組タフ
Sc. Tf.	スコリアタフ
Ba. Tf.	パウデットタフ
Pm. Tf.	浮石タフ
Be. Tf.	ベントナイトタフ

第2, 3図

3.4.3 上部層 (山野内層相当層)

本層は中部層に整合に重なる。下半部は黄褐色ないし灰色の凝灰質細粒砂岩で、上半部は砂質淤泥岩である。下限には上述の2枚組凝灰岩 (Ni Tf) があり、それより順次上部に含スコリア中粒～粗粒砂岩 (上部 Sc Tf), 軽石質ゴマシホ状細互層凝灰岩 (下部 G. Tf), 軽石質ゴマシホ状凝灰岩 (中部 G. Tf), 灰白色ゴマシホ状凝灰岩 (上部 G. Tf) などが介在し、上部は生俵層によって不整合に覆われている。また下部には団球が多く含まれ次のような化石を産する。層厚は20～25mである (第2図・第3図・第6図)。

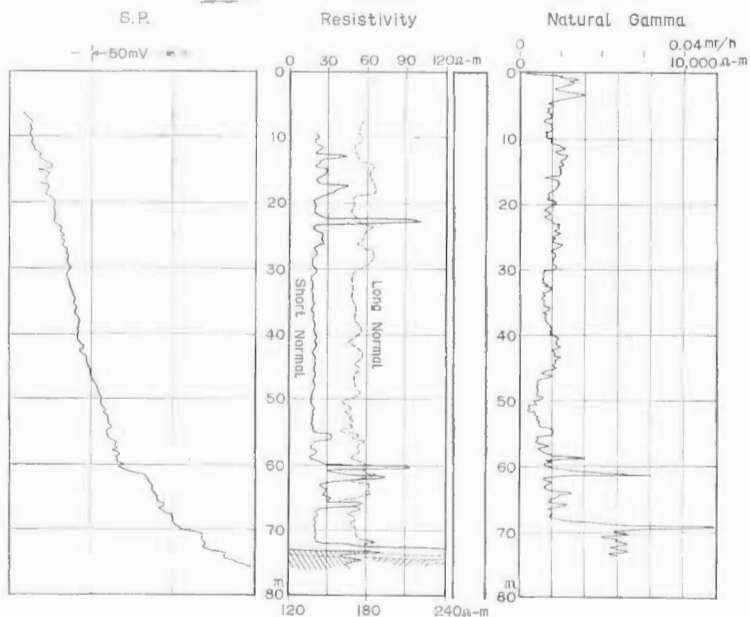
- Nuculana kongiensis* OTUKA
- Pecten kimurai murayamai* YOKOYAMA
- Ancistrolepis togariensis* NARUSE
- A cila submirabilis* MAKIYAMA
- Cultellus izumoensis* YOKOYAMA
- Patinopecten togariensis* OGOSE (MS)
- Macoma takyoensis* MAKIYAMA
- Macoma calcarea* (GMELIN)
- Phaxas izumoensis* (YOKOYAMA)
- Venericardia* cf. *tokunagai* YOKOYAMA

本層は従来の山野内層に相当するものである。

3.5 生俵層

生俵層は区域の北部および西部における山腹に帯状に分布し、明世累層上部層を不整合に覆い、上部は瀬戸群によって覆われている。岩相は淡紅色粘土ないし淤泥岩を主とするが、処により下部に基底礫岩および灰白色～青灰色の軽石質細粒砂岩が発達する。

本層は瑞浪地区の市原層に相当するものである。



(土岐GS2号井)

3.6 瀬戸層群

本層群は下部の土岐口層と上部の土岐層に細分される。土岐口層は基底礫岩の上に木節粘土・蛙目粘土と呼ばれる粘土と、珪砂質砂岩とからなるが、当地域内にはほとんど分布せず、五斗蒔方面に良く発達している。土岐層は砂礫層であるが、ほとんどは礫からなる。

礫は花崗岩、古生層の硬砂岩・珪岩、火成岩などからなり良く円磨された円礫が多いが、処により第三系の泥岩礫を混える場合がある。

3.7 地質構造

この地域は第1図(巻末袋入り)の断面図に示すように、堆積盆地の北側周辺部に属し、基盤花崗岩を覆う第三系はゆるい傾斜で北部山地から南部平野部に向かって沈降しており、隠居山と定林寺の間に1つの基盤の高まりが存在するほかは、巨視的には単斜構造を形成している。

断層は隠居山西方と河合付近に、北北西-南南東方向のものが存在する。

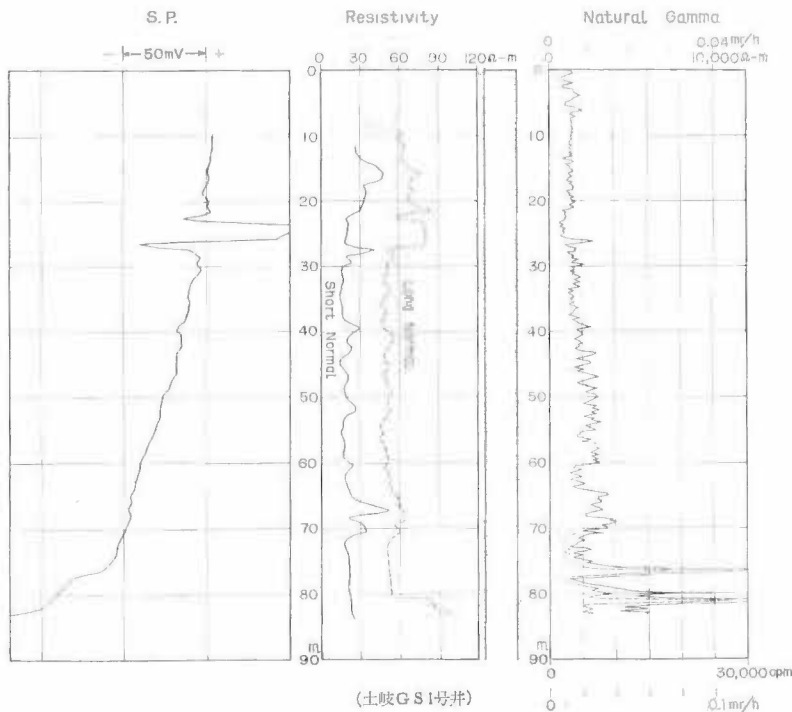
4. 鉱床の一般的性質

4.1 各鉱床露頭の概略

土岐地区の放射能異常は基盤の花崗岩を覆う土岐夾炭層の基底部およびそれに近い層準の夾炭層の中に認められるものがほとんどである。地質調査所が久尻に実施した2坑井の試錐坑(第7図)のGamma検層(第8図)によれば、基底部近くに2帯の異常部が認められる。すなわち基底部の直上と、それから4~8m上部の2帯に層厚約1mづつの異常部が認められる。一方御嵩町地域では試錐坑のGamma検層の結果では夾炭層中の3層準に異常が認められている。地域的な異常地の分布は地質図(第1図)および第2表に示すように、9カ所(和合露頭は区域外)に達する。これらの鉱床の露頭における概略は次のとおりである。

1) 第1露頭

泉町北部の第1露頭の平面図は第9図であって、山嶺を通る山道をカーボン車が走って、第2露頭の次に発見したものである。



部 物 理 検 層 図

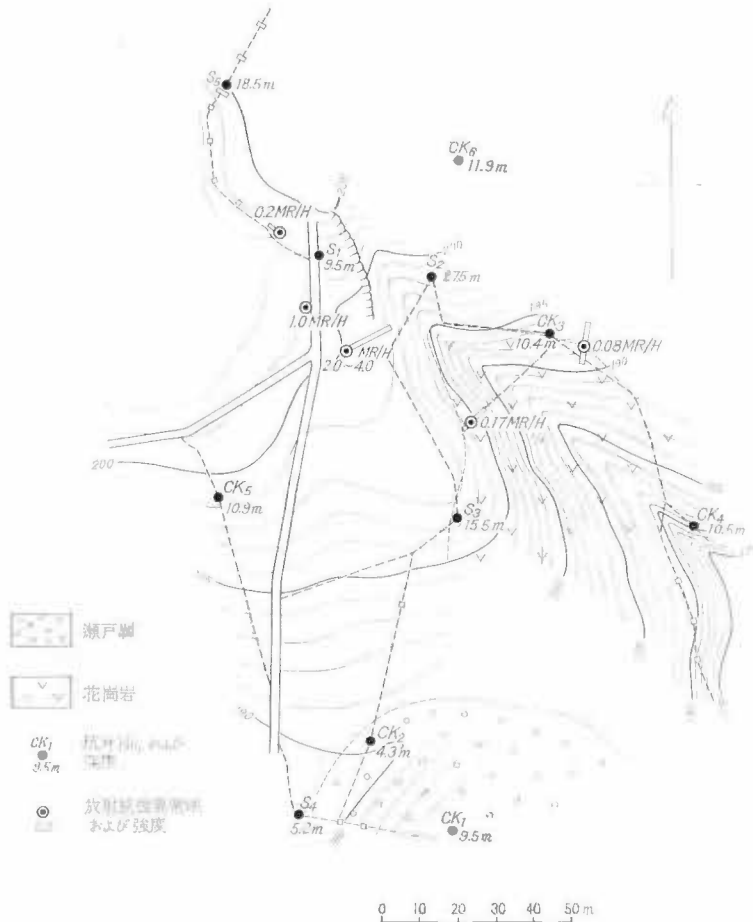
花崗岩の基盤の上に薄く土岐夾炭層の基底部の礫岩・砂岩が乗り、それを順次覆って月吉層・生俵層・瀬戸層が薄く疊重しているが瀬戸層以外の各地層はその層厚は数mないし20~30mにすぎない。夾炭層の基底礫岩部が道路に露出する部分では放射能強度は最強で、礫岩に鉱物が付着する部分では 4 mr/h の放射能強度を示す。この露頭の周辺の剝土による地表の放射能強度の分布状態は地質図(第1図)および第9図に示すとおりである。

この第1露頭に浅い深度の試掘を11坑行ない坑内の放射能測定を行なったが、その結果は第9図と第10図のとおりである(C₁~C₆の6坑井とS₁~S₅の5坑井)。

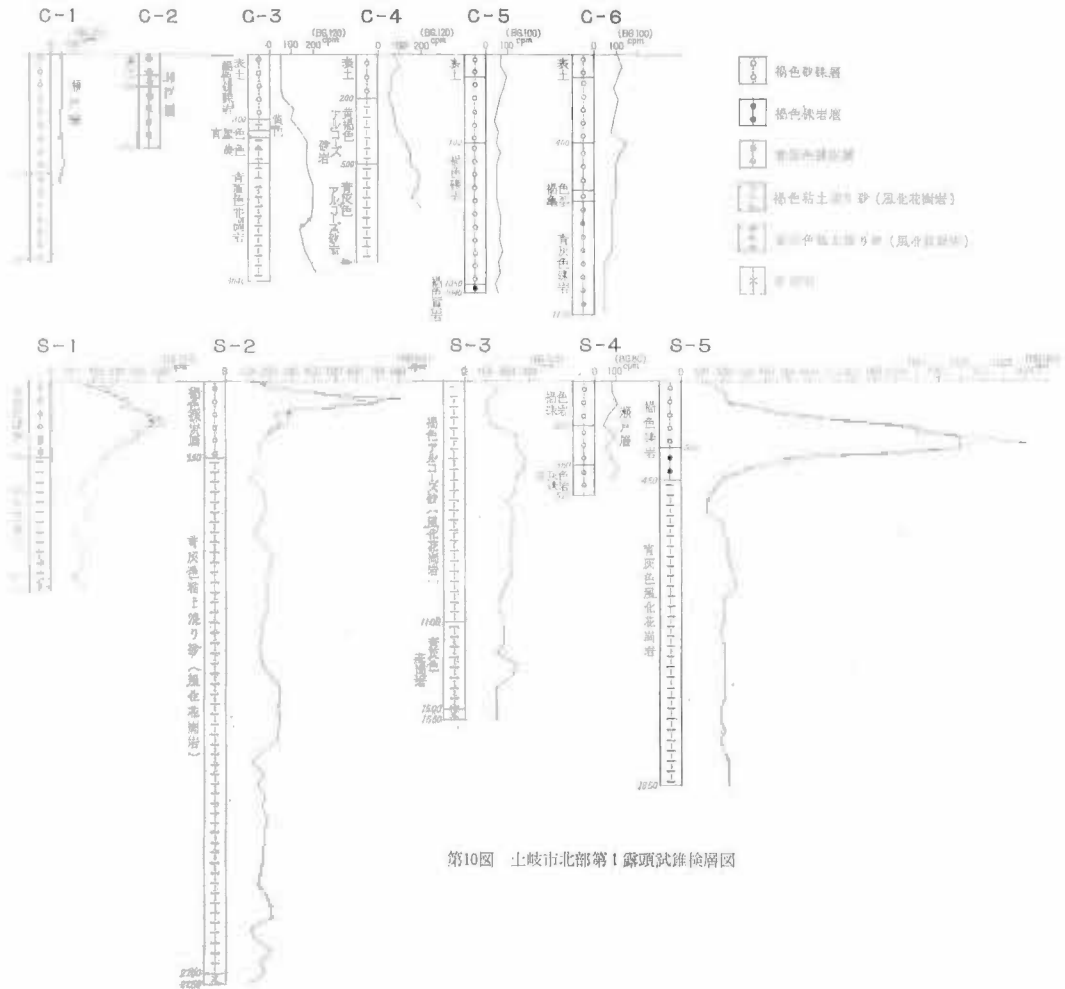
鉱床の延長は地表においては東方の沢の東側山腹および、同じ沢の北方に約700mも連続して放射能異常が認められる。鉱床の層厚は1~2mである。

2) 第2露頭およびその南東部

昭和37年(1962)の12月に地質調査所の自動車放射能探査班(カーボン)は、旧国道21号線の定林寺北部山道の石垣の箇所(第2露頭)で、放射能異常を発見した。これがこの地域で異常が発見された最初であって、東濃ウラン鉱床のこれ以降に開始された大規模な調査研究の端緒であった。放射能異常は第1露頭と同じく、夾炭層の基底部に近い花崗岩質砂岩および泥岩の中に認められ、粗粒砂岩の中の石英砂は薄紫色に帯色されている。基底の砂礫層中の礫は古生層のチャート・花崗岩・粘板岩などであり巨礫が多い。第2露頭から100m南東部の異常地では、夾炭層中の泥岩・炭質頁岩・亜炭に放射能異常(最高0.8 mr/h)が認めら頭



第9図 第1露頭平面図および坑井分布図



第10図 土岐市北部第1露頭試錐検層図

れるが、この層準は前述の基底部に近い層群より上位にある別の層準の異常帯である。地表における異常部の規模は両者を併わせて東西 300m、南北 150mであって、層厚は 1～3 mに達する。ただし亜炭層ないし炭質頁岩の層厚は約 0.3mである。

3) 定林寺の沢中流

夾炭層中のもので基底部に近い砂岩中に異常が認められ、亜炭の薄層を挟在する。

放射能強度は最高で 0.24 mr/h であるが、この露頭は河中の一部分だけで延長の追跡は付近が人家と石垣のため困難である。

4) 河合宮洞

河合の宮洞の神社と鳥井の中間で参道が川と交叉する付近にある。

異常は夾炭層の炭質頁岩・泥岩にみられ当初は 0.15 mr/h であったが、剝土による新露頭では最高 0.9 mr/h に達する放射能異常が認められ、鉱物も鑑定された。層厚は 0.7m程度である。

5) 大徳原北方

花崗岩の上に夾炭層の基底部と思われる地層が 100m²程度分布しており、基底礫岩の上位の泥質砂岩に最高 0.1 mr/h の異常が認められた。第 1 露頭の西方延長部の侵食された残部と考えられる。

6) 国鉄隧道北部

区域西隅の国鉄隧道の北部日吉神社の裏に花崗岩上に花崗岩質砂岩の薄い地層が分布し、その中粒～粗粒

の砂岩中に異常が認められる。地層は夾炭層の基底部と考えられる。

7) 国道21号線の定林寺北方新道

第2露頭の西部にあたり、21号線の新道の切換工事の際に、新しい露頭が発見された。最初 2.5 mr/hの異常で示す部分は、上位に明世層群の基底礫岩があるため夾炭層のものと思われたが、その後同じ箇所に関ウラン鉱を産し 10 mr/h 以上の強異常の砂岩が発見された。この砂岩は海棲化石を多く含む月吉層の砂岩であって、関ウラン鉱が砂岩中に塊状または細脈状に鉱染して存在している。このように堆積岩を鉱染してウランの一次鉱物が産出したことは本邦でも初めてであり、関ウラン鉱の生成の時期は月吉層堆積中またはそれ以後ということになり、精しい研究が今後行なわれることにより興味ある新事実が逐次判明するものと思われる。この露頭には関ウラン鉱のほかコフィン石も産出する。現在観察される露頭の規模は 5 m×10m程度であり、異常部の層厚は約0.5m位である。平均品位は6.25%程度であるが、強異常部の品位は15.8%に達する。この関ウラン鉱を含む鉱床の規模に関心が持たれる。

8) 土岐市東端和合

調査区域をはずれるが土岐市の東端、瑞浪市の境界に近い和合において、花崗岩の上に乗る堆積岩の基底部に近い砂質泥岩に強い異常が認められ、オーチナイト・トーパーナイトなどのウラン鉱物（動力炉・核燃料開発事業団（旧原子燃料公社）による）を肉眼でも認められるほど多く産する。層厚は 0.3m程度であり、1～2 m上部には化石を産する砂質泥岩があり、野外観察では整合漸移的にみられるが、やや岩質の違いがあるところから下位の地層は夾炭層または本郷層であるかもしれない。現在のところ強異常部の延長は確認できなく、鉱物を産する箇所はこの露頭だけにすぎない。

9) 試掘井について

土岐市久尻において地質調査所は昭和38年に、深度85m（土岐1号井）と深度75m（土岐2号井）の2坑を掘さくし（第7図）、放射能 Gamma 検層と電気検層を実施した（第8図）。試錐位置は第1図地質図に示してある。

土岐1号井では深度27.4mまでが明世累層下部層（月吉層）で、礫岩・砂岩の互層の中に凝灰岩・泥岩を挟み、貝化石を散含する。

27.4～82.65mまでが土岐夾炭層、以下掘止深度の85.75mまでが基盤花崗岩であった。放射能検層の結果は 76.6m付近の層厚約 1.5mの部分が最高 0.07 mr/h (16000 cpm)、81.7m付近の層厚 1.2mの部分が最高 0.11 mr/h (27,000 cpm) であった。

土岐2号井では深度13mまでが明世累層下部の月吉層相当層で、礫岩・砂岩の互層を主体として凝灰岩を挟在している。16.0～72.16m間が土岐夾炭層、以下75.45mまで花崗岩である。放射能異常は61.6mと69.2m付近に認められた。すなわち61.6m付近の層厚約 1mの部分が最高 0.032 mr/h (8,000 cpm)、69.2m付近の層厚約1.5mの部分が最高 0.05 mr/h (12,000 cpm) の異常である。

4.2 放射能強度および分析値

各露頭における放射能異常地の強度と分析値を第2表に示した。このうち特に高い異常値をもつ露頭は、第1露頭と第2露頭西部の21号線国道の新道の露頭である。両露頭ともにウラン鉱物が認められ、分析値も高いが、特に後者では酸化ウラン (U_3O_8) の平均含有量が6%にも達し、富鉱体の平均含有量は16%に達し、関ウラン鉱の産出とともに珍しい富鉱体である。

4.3 鉱物

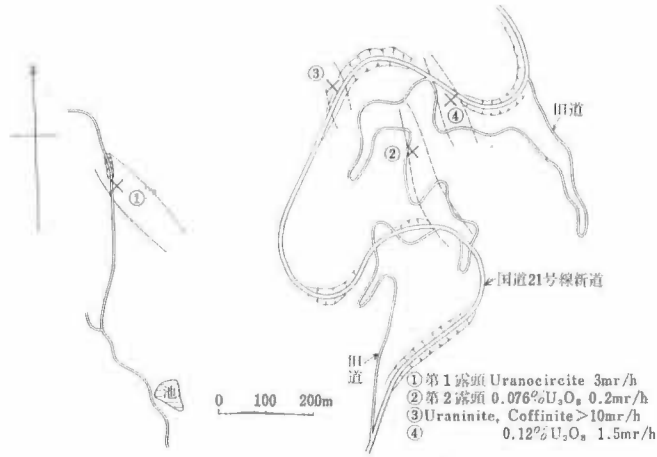
この項の記載は、筆者の一人林昇一郎が研究を行なった東濃地方のウラン鉱床全般にわたるものの各論である。

本地域に認められているウラン鉱物としては一次鉱物として、センウラン鉱・コフィン石があり、二次鉱物として、リンバリウムウラン石、ウラン硫酸塩などがある。これらは量的には少量であって、ウランの大部分は含ウラン粘土の形で存在するものとみられる。肉眼的ウラン鉱物を産した位置は第11-b図に示すとおりである。

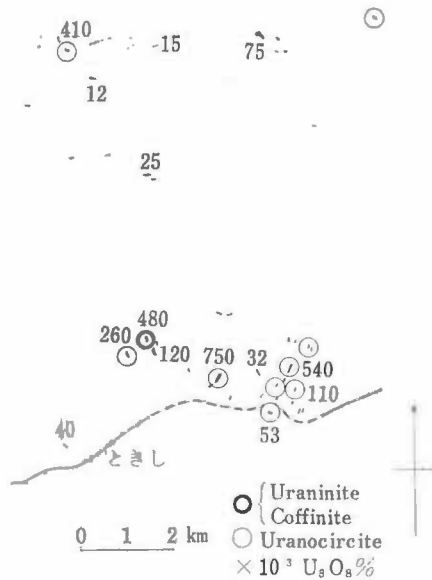
1) センウラン鉱・コフィン石

第2露頭西部の国道21号線の開さくに伴って、昭和42年3月発見されたものである。最初は基盤の花崗岩

中に細脈をなしている部分が発見され、鉱化作用の中心的部分を推定させるような産状であった(第11-a図)。この部分のウラン鉱物はおもにコフィン石と黄鉄鉱からなっている。その後この上部の礫岩のマトリックスの部分にセンウラン鉱を主とする部分が発見された。日本でもまれに見るこの富鉱部はその後セメントの吹付けがなされたために一部分は見られなくなった(第12図, 第13図コフィン石を主とする部分, 第14図センウラン鉱を主とする上部)。



第11-a 図 土岐市北方のウラン鉱床分布図
 Uranium deposits at the northern part of Toki city



第11-b 図 ウラン鉱物産地
 Location of uranium minerals



第12図 第 2 露頭 遠景
View looking the second outcrop

セウラン鉱は花崗岩が暗緑色に変質した部分にピッチ状光沢を示して簇生しており、黄鉄鉱を多く随伴している。第15図にコフィン石を主とする鉱石（黒色部）を示す。セウラン鉱を主とする部分の研磨片（図版 I-1）およびこれに対応するラヂオラクソグラフ（図版 I-2）を示す。セウラン鉱は石英・長石の粒間をうめ、またはこれを切っており、黄鉄鉱とほぼ同時頃の生成とみられる。研磨片の腐食試験、鏡下の性質などは五十嵐俊雄のセウラン鉱Ⅱ注1)に属するものと認められた（巻頭カラー図版参照）。

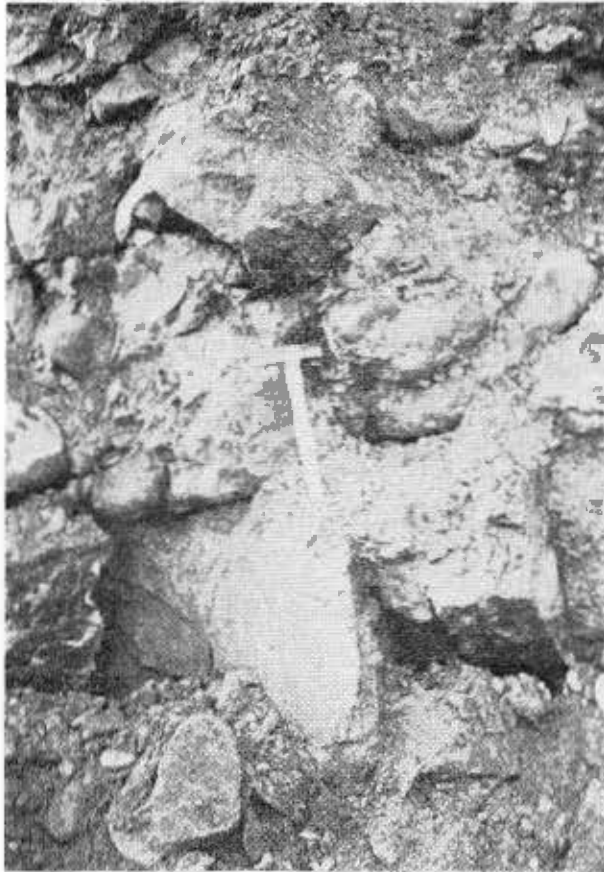
重液などを用いて濃集した部分の分析値は U_3O_8 53.4% に達した。第3表に第2露頭産セウラン鉱の分析値を示す。

本セウラン鉱の粉末X線像はやや広い回折図形を示し、600°Cに加熱することにより一度非晶質の状態を経て、ついで hexagonal phase に転移することが認められた。その模様は第16図に示すとおりである。また同資料のDTA図は第17図のとおりである。実験はアグネ会社の

注1) 地調報告, 190号, 160~161頁, 1961

第 2 表 土岐市付近ウラン異常地分布一覧表

No.	所在地	層 準	鉱床の母岩	鉱 物	地妻における異常の規模 (層厚×延長×鉱がり)	U_3O_8 含有量 (%)	最高品位 (%)	放射能強度 mr/h	バックグラウンド (0.015 mr/h) に対する倍数
1	泉町北部 (第1露頭)	土岐夾炭層	砂岩・礫岩	リンバリウムウラン石	1~2m × 700m × 200m <	0.05	0.15	0.9~4.0	60~260倍
2	定林寺国道21号線道路石垣附近 (第2露頭)	"	砂岩・泥岩		1~3m × 300m × 150m <	0.01	0.029	0.2~0.7	40 倍
3	" (第2露頭南東部)	"	泥岩・炭質頁岩		0.3m × 50m × 10m	0.04	0.8	0.8	50 倍
4	定林寺の沢中流	"	砂 岩		0.5m × 1m × 1m	0.015	0.083	0.11~0.24	8~15倍
5	河合宮洞	"	泥岩・炭質頁岩		0.7m × 20m × 50m	0.04	0.28 0.11	0.15~0.9	10~60倍
6	大徳原北方	"	泥質砂岩		1.2m × 3m × ?	—	—	0.05~0.1	7 倍
7	国鉄隧道入口の北部	土岐夾炭層	砂 岩		0.3 × 50m × 150m	0.03	0.090	0.3~0.6	20~40倍
8	国道21号線新道の第2露頭西部	土岐夾炭層 月吉層	砂 岩	セウラン鉱, コフィン石	0.5 × 5 × 10m <	6.25	15.8	2.5~10.0 以上	170~350倍
9	土岐市東端和合	土岐夾炭層 または本郷層	砂質泥岩	リンバリウムウラン石	0.3 × 2m × 5m	—	1.0 <	1.5~3.0	100~200倍



第13図 コフィン石の濃集部（ハンマーの下付近）国道21号線

An occurrence of coffinite

マイクロDTA装置を用い、試料約10mgを用いて行なわれた。放射平衡にはないようでもあるが、予備的実験により得られた結果によると約 10×10^6 年^{注2)}という絶対年代が得られており、これは地質的産状から推定された年代を裏付ける一資料であるとみられている。センウラン鉱の研磨片を用いて蛍光X線（弯曲法）により走査すると、黄鉄鉱（Fe）のまわりにUがあることが明瞭に認められる（第18図）。

コフィン石はセンウラン鉱に密接に相伴ない、また一部は炭質物を多く含むような所にも認められている。第4表にその分析値を示す。第5表にX線資料を示す。

2) リンバリウムウラン石 Uranocircite

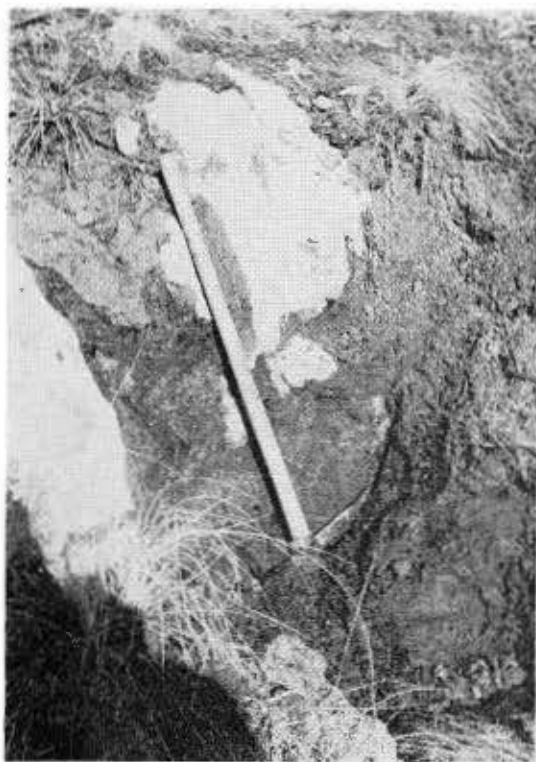
本地域の特徴的2次鉱物はリンバリウムウラン石 $[BaO \cdot 2UO_3 \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O]$ であることが認められた。土岐市地方の産地は第11-b図に示してある数カ所である（巻頭のカラー図版参照）。リンバリウムウラン石は世界的に最も普通に産する所のリンカイウラン石 autunite のCaをBaが置換した鉱物であるが、世界的にも比較的まれな鉱物である。諸種の性質が両者にごくにているので、色調、X線資料などからは誤認のおそれがあり、

第3表 第2露頭産センウラン鉱の分析値

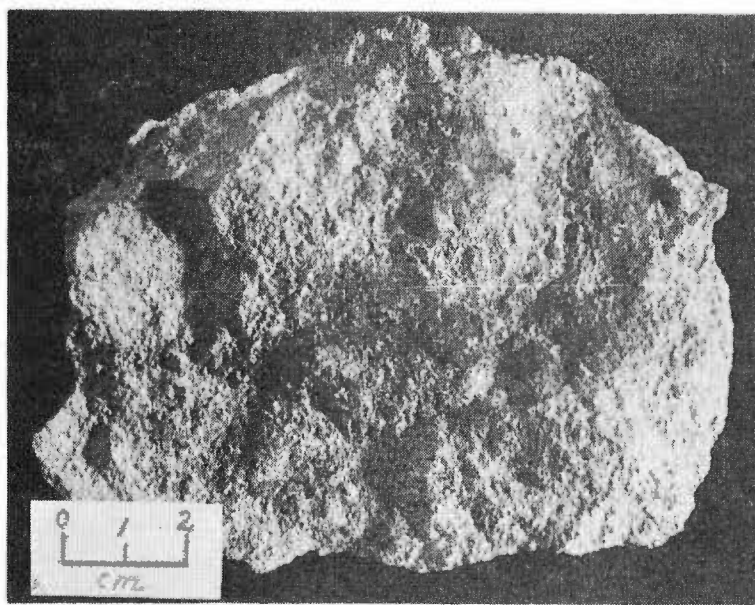
	%
H ₂ O(-)	4.5
HCl 不溶物	21.7
U ₃ O ₈ (UO ₂ +UO ₃)	53.4
CaO	2.7
Fe ₂ O ₃	5.8
MnO	0.3
TiO ₂	0.2
全S	5.8
合計	94.4

分析者：長島弘三，1967

注2) 金谷 弘：未公表資料（1967）



第14図 第2露頭のセンウラン鉱を主とする部分 (つるはしの先付近)
An occurrence of uraninite



第15図 コフィン石 (黒色部) の濃集している部分
Coffinite specimen

第4表 第2露頭産コフィン石の分析値

UO ₂	13.1%
ThO ₂	0.1%以下

1. コフィン石の濃縮している部分約0.15gを用いて分析した。
2. U(IV) は HF により確めた。
3. 分光分析では, Y, Yb などは検出されない。
標準試料としたものの産地および分析値はつぎのとおりである。

1. 産地名, Woodrow Mine, New Mexico, U.S.A.
2. 結果, UO₂ 49.1%
ThO₂+希土 0.3%

分析者:長島弘三, 1966

第5表 X-ray data for coffinite

(1)		(2)		(3)		(4)		hkl
Toki		Iwaya		Woodrow		Arrowhead		
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	
4.63	7	4.59	3	4.63	9	4.63	S	011
3.45	10	3.48	10	3.47	10	3.47	S	200
2.78	5	2.79	3	2.77	5	2.78	W	121
2.63	8	2.60	5	2.64	8	2.64	M	112
2.44	6	2.46	3	2.45	5	2.46	F	220
2.16	3	2.17	2	2.16	4	2.18	W	031
1.991	3	1.999	1	1.996	3	2.01	F	013
1.850	4	1.841	3	1.839	5	1.841	W	321
1.812	5	1.790	4	1.799	6	1.801	M	312
1.773	4	1.740	2	1.732	3	1.737	W	123

- (1) Toki, Gifu, Japan, Cu/Ni, April, 1966.
- (2) Iwaya, Okayama, Japan, Cu/Ni, Sept., 1958.
- (3) Woodrow, N. M., U. S. A., Cu/Ni, April, 1966.
- (4) Arrowhead, Colo., U.S.A., Cu/Ni, 1956.

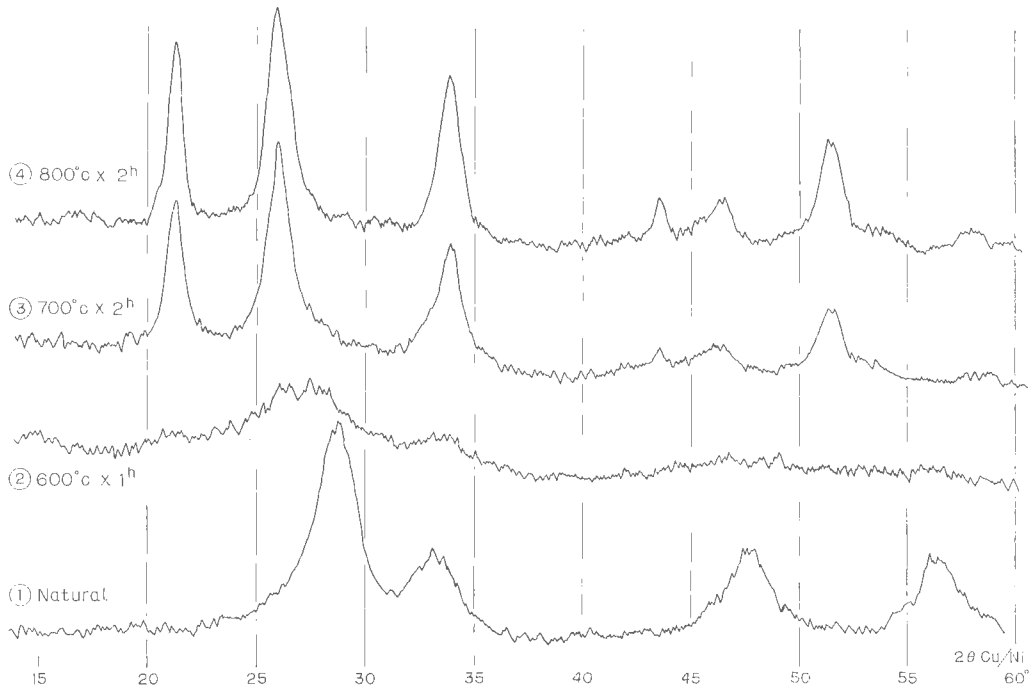
また見のがされている可能性もあるものと見られる。

産状 第1露頭で最初発見された2次鉱物は昭和38年7月に, リンバリウムウラン石と同定された立派な標本であった。そこでは, 1) マトリックスの砂岩をうめて, 黄色ないし黄緑色の肉眼的結晶として産する(図版II-3), 2) 円磨されたホルンフェルスの割目, 3) モンモリロン石化した岩石の割目等に産し, 4) 花崗岩の割目に重晶石と共生(明世)していることもある(林昇一郎, 1963・1965)。

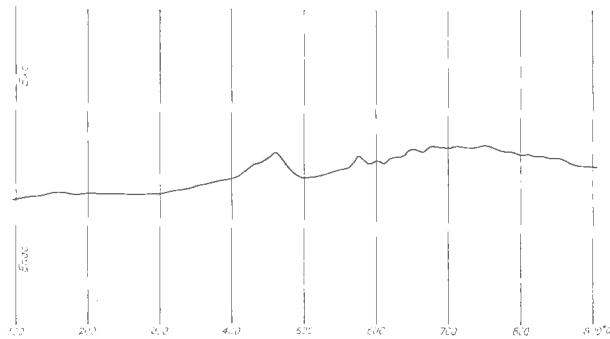
リンバリウムウラン石の相関係

本鉱物は最初1877年にドイツ Saxony 地方のFalkensteinにある石英脈中のウラン鉱物としてA. WEISBACHにより記載された。鉱物名は地名 Falken (意味は, はやぶさの一種, ギリシヤ語のキニコス) にちなみ命名された。しかしその後 metatorbernite group の meta-I 相と等構造であることが認められたので meta-uranocircite と呼ばれることになった。したがって“uranocircite”は天然物の完全に水和した相に対して与えられることになった(C. FRONDEL)。

従来ウランウンモ族の鉱物には結晶水の多少により, hydrous, meta-I, meta-II の3相が知られており, リンバリウムウラン石については hydrous phase は天然には存在せず, 本報告でいう meta-II phase が



第16図 土岐市産セウラン鉱の加熱による相変化図
A phase transition of uraninite by heating



第17図 土岐市産セウラン鉱のDTA図
A DTA curve for uraninite

meta-uranocircite として記載されている。逸見吉之助(1961)は本鉱物の合成実験を行ない、上記3相の関係などについて解明したが、本邦では未産であった。

一方筆者(S. H.)などの研究により、第1露頭産結晶についてはなんら処理することなく、実験室における湿度の季節変化によって、上記3相の存在をX線資料から確認することができた。そこで筆者は再び、Weisbachの命名のようにuranocirciteと呼び、各相をhydrour, meta I, meta-IIと呼ぶことを提案する。本実験は本邦および米内地質調査所(Denver, Colo.)において行なったもので、C. FRONDEL教授も同感の意を表されていた。3相のX線資料を第6表に示す。

外国の産状 鉱脈型の鉱床に伴うものは前記Saxonyのほか、ババリア・ハンガリー・スペインなど欧州の諸国から報告されている(HEINRICH, 1958)。堆積岩中から産する例はマダガスカル島において泥炭・粘

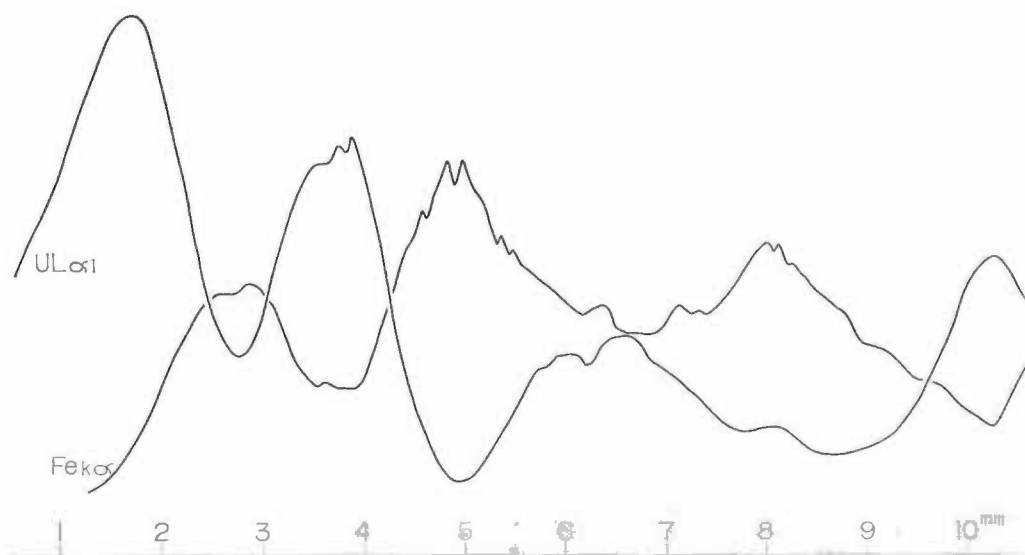
第6表 X-ray Data for Uranocircite

Uranocircite				Meta-uranocircite I				Meta-uranocircite II						
1		2		3		4		5		6		7		
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	(hkl)
10.32	100	10.04	65	10.23	8	10.05	8	9.93	10	9.94	8	—	—	—
8.90	8	9.02	10	8.86	100	8.79	100	8.43	100	8.45	100	8.19	70	002
6.80	20	6.70	20	6.47	8	6.43	10	—	—	7.13	2	—	—	—
6.65	20	6.53	25	5.47	30	5.45	25	6.45	5	6.40	8	—	—	—
6.44	10	6.37d	20	5.12	5	5.05	5	—	—	5.49	3	—	—	—
5.78	8	—	—	4.92	20	4.89	20	5.37	20	5.36	25	5.37	60	012
5.13	70	5.09	55	4.74	5	4.71	5	4.97	10	4.92	10	4.90	30	110
4.94	40	4.89	100	4.42	30	4.39	30	4.92	10	—	—	—	—	—
4.56	15	4.54	25	4.30	25	4.28	28	4.88	10	4.87	15	—	—	—
4.33	10	4.33	15	—	—	4.11	5	4.21	30	4.21	20	4.21	60	004
4.12	10	4.11	7	3.72	90	3.72	50	3.87	5	3.86	3	—	—	—
3.92	8	3.96	7	3.47	20	3.46	25	—	—	3.77	3	—	—	—
3.86	5	3.85	7	3.41	10	3.41	10	3.60	65	3.60	60	3.58	100	014
3.68	35	3.67	30	3.34	10	3.34	2	3.47	20	3.46	25	3.39	20	021
3.54	50	3.52	80	3.24	25	3.22	25	3.34	30	3.39	5	—	—	—
3.49	40	3.47	100	3.15	8	3.14	5	3.21	25	3.20	25	3.21	50	022
3.40	25	3.05	50	3.05	5	3.04	3	—	—	3.03	2	—	—	—
3.30	30	3.28	100	2.99	8	2.98	5	2.92	10	2.92	8	2.91	30	122
3.20	8	3.20	20	2.93	10	2.90	10	2.80	5	2.81	8	—	—	—
3.01	15	3.01	20	2.74	10	2.74	5	2.77	5	2.77	3	—	—	—
2.92	10	2.91	10	2.71	25	2.70	20	2.67	5	2.67	3	2.67	5	024
2.89	20	2.87	20	2.54	10	2.53	5	2.60	25	2.60	20	2.59	40	016
2.79	10	2.78	15	2.46	5	2.46	5	2.49	7	2.49	3	—	—	—
2.69	10	2.69	7	2.43	10	2.42	5	2.45	10	2.44	5	—	—	—
2.60	5	2.63	4	2.37	10	2.36	10	2.36	7	2.36	8	2.35	10	222
2.58	8	2.58	7	2.33	5	—	—	2.34	7	2.35	5	—	—	—
2.52	5	2.52	4	2.20	20	2.19	10	2.29	5	2.27	3	—	—	—
2.45	10	2.45	25	2.18	10	2.17	10	2.23	5	2.23	3	—	—	—
2.43	15	2.38	7	2.14	20	2.13	15	2.20	5	2.20	5	2.18	20	{130 026}
2.36	10	2.35	20	2.10	15	2.09	10	—	—	2.18	5	—	—	—
2.28	5	2.30	4	2.05	5	2.05	5	—	—	2.13	8	—	—	—
2.21	25	2.19	60	2.01	10	2.01	5	2.11	30	2.10	10	2.12	10	{132 224}
2.17	20	2.16	30	1.960	5	1.953	5	2.09	20	2.08	10	2.08	70	126
2.10	10	2.13	7	1.938	10	1.931	5	—	—	2.02	8	—	—	—
2.04	15	2.04	15	1.898	5	—	—	2.01	15	2.01	10	2.01	40	018

1, 3, 5: Toki, Gifu Pref., Geigerflex, Cu/Ni, Calibrated by quartz, by S. HAYASHI, 1963.

2, 4, 6: Synthetic materials, Norelco by K. HENRI.

7: Falkenstein, Saxony, Nuffield and Milne, Am. Min., 1953.



第18図 土岐市産センウラン鉱のウランと鉄の関係図
U: Fe relationship of uraninite-bearing sample

第7表 第1露頭産リンバリウムウラン石の化学分析値

希硝酸可溶部		
	%	モル比
BaO	2.7	1.0
UO ₃	10.1	1.91
P ₂ O ₅	2.5	1.0
CaO	1.3	(1.2)
希硝酸不溶物		
	59.1	
その他 (H ₂ O など)	24.3	
合計	100.0	
式	1.0 BaO · 1.9 UO ₃ · 1.0 P ₂ O ₅ · nH ₂ O	
分析者	長島弘三, 1963	

土とともに産する。アフリカ、ガボン共和国においては、Francevillite とともに産する。米国では南ダコタ州の漸新世のチャンネル砂岩中に重晶石・リンカイ石とともに産する (G. W. MOORE, 1955)。

アリゾナ州 Cameron 地区では炭質物に伴ってほとんど純粋なものを産する (AUSTIN, 1964)。Utah 州では螢石とともに産する (WILMARTH, 1952)。

重晶石との共存 第2露頭以外でもリンバリウムウラン石が確認されて来たので、他のバリウム鉱物の存在が期待されていたが、佐藤良昭は明世の花崗岩の重鉱物組成を調べて、重鉱物中の黒雲母を除くと大部分は白色透明の重晶石であることを鏡下に認め、筆者もX線資料によりこれを確認することができた。このことは含 Ba 溶液の存在を裏付ける一資料として重要なものとみられる。

化学分析値 外国産のものの一部には Ca を相当含む中間成分のものが知られているが、土岐市産のものは Ca および Sr の量は Ba の数10分の1以下のほとんど純粋に近いものであることが確かめられている。濃縮物約 1 g を用いた化学分析値を第7表に示す。

2~3相が混在し、X線図形もにているので、各結晶について化学分析をしないと厳密なことは決定できないが、簡単に識別する一方法としては、塩酸 (1:4位) で溶解した後、硫酸 (1:4位) を加えると、リンバリウムウラン石は白色の沈殿 (BaSO₄) を生ずるので、ごく少量の試料についても確かめられる。

温度と3相の関係 米国などのように乾燥国においては dry phase が勿論安定であるが、日本のように湿気が多い所では明らかに hydrous phase も天然に安定に存在することが認められたので、季節的変化を示す一例を第8表に示す。

吸収スペクトル 可視部の吸収スペクトルを類似したウラン鉱物について行なったところ、他鉱物にみられない 479 mμ が認められた。第9表にその結果を示す。

第8表 A Phase Transition Relationship of URANOCIRCITE due to Humidity from Toki, Gifu Pref. Japan (1963)

No.	Date Obs.	Occurrence	Color	Uranocircite	Meta-UCI	Meta-UCII
819	Feb. 15	Mont.				++
871	Feb. 21	Mont.				++
926	Mar. 7	Hornf.	green		+	++
927	Mar. 7	Cong.	blue		++	+
928	Mar. 7	Cong.				+
930	Mar. 7	Cong.				+
932	Mar. 9	Cong.	blue		++	+
933	Mar. 9	Hornf.	green		+	++
934	Mar. 9	Hornf.	green			+
952	Apr. 1	Cong.	green	+	++	
953	Apr. 1	Cong.	green	++	+	
954	Apr. 1	Cong.	green		+	
1002	Apr. 19	Cong.		+	++	
1038	May 8	Cong.			+	
1040	May 8	Cong.	yellow	+		
1041	May 8	Cong.		+	++	
1042	May 8	Cong.	green	++	+	
1043	May 8	Cong.		+	++	
1044	May 8	Cong.			+	
1102	Jun. 28	Cong.		+	++	
1103	Jun. 28	Mont.	yellow	+		
1104	Jun. 28	Mont.	yellow	+		
1107	Jun. 28	Cong.			+	
1116	Jul. 9	Cong.	yellow	+	++	
1117	Jul. 9	Cong.			+	
1118	Jul. 9	Cong.		+	++	

++: Predominant, +: Present.

Mont.: Montmorillonite, Horn.: Hornfels, Cong.: Conglomerate

Observed by "Geigerflex" diffractometer from Feb. through July, 1963, in Tokyo, Japan.

第9表 Visible Region Absorption Spectra using White Light Diffraction Grating Microspectroscope ($m\mu$)

1	2	3	4	5	6	7	8
Autunite	Autunite	Autunite	Uranocircite	Uranocircite	Torbernite	Uranophane	Liebigite
500 f	501 f	502m	—	—	505 f	493 f	—
484 f	485 f	485 s	485m	487 f	484m	480 f	—
—	—	—	479m	—	—	—	—
471 f	469 f	470m	471 f	—	473m	—	467 s
454m	454 f	457m	457 f	—	460m	459 f	457 s
—	—	—	—	—	444 s	—	—

s: strong, m: medium, f: faint.

1: Autunite, Daybreak mine, Wash., U.S.A.

3: Autunite, Utah, U.S.A.

5: Uranocircite, Cameron mine, Arizona, U.S.A.

7: Uranophane, Grants, N. M., U.S.A.

2: Autunite, Midnite mine, Wash., U.S.A.

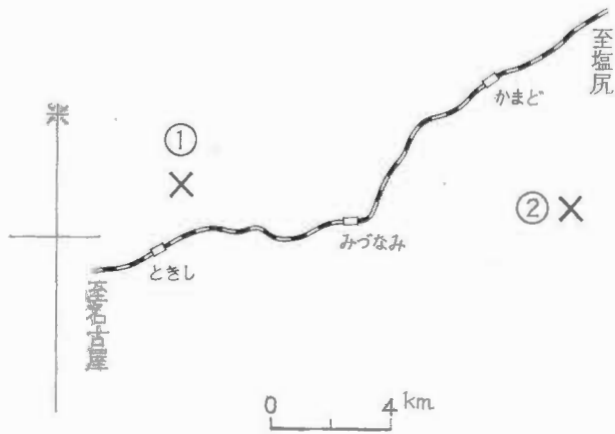
4: Uranocircite, Toki, Japan.

6: Torbernite, Nations Treasure mine, Jamestown, Colo., U.S.A.

8: Liebigite, Wyo., U.S.A.



第19図 明世地区の含重晶石花崗岩
Barite-bearing granite at Akiyo



- ① 岐阜県土岐市定林寺
- ② 岐阜県瑞浪市釜戸鉾山

第20図 瑞浪市釜戸鉾山位置図
Index map of Kamado mine

リンカイウラン石との関係 現在までに判明している、リンカイウラン石とリンバリウムウラン石のX線の関係はつぎのとおりである。

3) 重晶石

バリウムを主成分として含むリンバリウムウラン石が発見されたので、他のバリウム鉱物の産出が期待されていたが、果して明世地区の花崗岩 (第19図) から佐藤良昭^{注3)} は1966年、重鉱物中から大量の重晶石を認めた。この重晶石は白色透明で、放射能を伴わない。またこの南西 550mにおいても重晶石が認められている。

注3) 佐藤良昭: 未公表資料 (1966)

地質調査所報告 (第 232 号)

第10表 X-ray data for Beta-uranophane

(1) KAMADO		(2) ASTM, 8-301		(3) Sahara	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
7.72	100	7.83	10	7.71	10
6.63	20	6.66	4	6.66	3
6.10	20	6.15	4	6.08	3
5.05	20	5.07	4	5.03	4
4.86	10	4.85	4	4.83	2
4.54	10	4.55	4	4.54	2
4.11	10	4.11	3	4.06	3
3.86	50	3.90	9	3.87	7
3.72	10	3.75	1	—	—
3.48	20	3.51	6	3.49	3
3.40	10	3.41	1	3.42	5
3.34	20	3.35	2	3.34	5
3.18	20	3.19	5	3.17	6
3.02	20	3.04	4	3.02	4
2.97	15	2.99	3	—	—
2.91	10	2.91	2	2.917	4
2.82	20	2.83	4	2.811	4
2.77	10	2.78	3	2.679	2
2.57	20	2.59	5	2.577	4
2.40	5	2.41	2B	2.491	1
2.36	5	2.36	2B	—	—
2.28	5	2.29	1	2.275	1
2.21	5	2.21	2B	—	—
2.18	10	2.20	2B	2.185	1
2.16	5	2.17	1	—	—
2.13	5	2.13	1	2.118	1
2.09	5	2.11	1	—	—
2.07	5	2.08	2	2.083	4
2.01	5	2.04	1B	—	—
1.962	5	2.01	1	2.003	2
1.930	10	1.98	3B	1.960	2
1.870	5	1.887	3	1.868	2
1.837	5	1.841	3	—	—
1.793	5	1.807	3	—	—
1.772	5	1.778	2	—	—
1.731	3	1.734	3	1.735	3
1.695	3	1.701	2B	—	—
1.654	5	1.658	2B	1.656	1

(1) Cu/Ni, Calibrated by quartz, by S. HAYASHI, 196, 7λ=1.5417

(2) Cu/Ni, λ=1.5418, Joachimsthal, Bohemia, Am. Min. 40, 634~645 (1955)

(3) CuK_α, Sahara, by G. BRANCHE et al., Les Minerais uranifères Français 1960, p. 141.

ウランは諸種の岩相を呈するものの中に認められているが、高品位部の試料は注意深く分離などを行なっていくと、究極的にはウランの大部分はモンモリロン石を含む部分にあることが認められる。このモンモリロン石は一般に細かいものである。電顕写真を図版Ⅱ-4に示す。

また低品位の粘土には、カオリン、ハロイサイトなども認められている。このことは粘土化作用とウランの鉱化作用が密接に関係すると見られる一資料である。

一部のウランは黒雲母・褐鉄鉱などの中にも含まれていることも認められている。

6) 随伴鉱物

おもな随伴鉱物として特徴的なものはつぎのものがある。

1. 黄鉄鉱

ウランの高品位部の試料には一般に肉眼的には見られなくても、水簸してくわしく検すると認められる場合が多い。土岐市大洞産のものは五角十二面体^{注5)}（一面が2面から構成されているもの）のものが多い。

またX線により白鉄鉱がかなり存在することは珍しい例である。

2. 鉄鉱物としてはチタン鉄鉱が大部分であって、磁鉄鉱はごく少量であるのが特徴的である。

3. 花崗岩類など基盤岩の平均試料中の重鉱物組成を機会あるごとに調べているが、いずれも「ルロン」などが含まれていることは良く知られている。

土岐市南部の妻木産の重鉱物組成を検したところ、重鉱物当たり、ilmenite 80%、zircon 12%、monazite 5.5%、tourmaline 2.5%（うち褐色のもの約70%、青色のもの約30%）であった。monazite、tourmaline がこのように大量に存在することは供給地の問題と関連して今後の問題である。

4. Nb の産出

土岐市大洞（第21・22図参照）の高品位ウラン鉱（ U_3O_8 0.75%）を含む粘土状の鉱石は、蛍光X線分析により Nb_2O_5 0.05% 程度含有されていることが、貴志晴雄^{注6)}によって認められた（林昇一郎，1965 a）。ある風化環境下における Nb の濃集が見られる例は、世界的にもあまり知られていないが、米国 Arkansas 州のポーキサイト鉱床に見られる Nb の産状に一部はにているようであるので、今後検討を要する点であろう（GORDON, 1952）

4.4 特殊な化石

含ウラン試料中にみいだされた特殊な化石について記す。

4.4.1 石灰藻類

土岐市大洞においては数10m程度の規模を示す局所的石灰岩の発達がある。下盤はいわゆるマンガンワッド式のものもあり、特殊な環境であったと見られる。この地層は明らかに海成層であり、しかも深い相を示すものとされている^{注7)}。平面図・断面図・ウラン品位などの関係を第21図、第22図に示す。

類似した産状は、伊豆半島池代のマングン鉱床に伴うもの（Ishijima, 1967）、能登半島などに知られている。

土岐市大洞産の化石種は石島渉によると、*Lithophyllum* sp., *Mesophyllum yabei* Ishijima, *Corallia* sp. などがあり中部—下部中新統に普通な化石である。図版Ⅲ 5にそれを示す。

4.4.2 皿状さんご

本地方からはすでに、浅い海に産する枝状さんごの産出は知られているが、今回土岐市大洞の西部（第21・22図の coral の位置）において、皿状の単体さんごの底部の一部が産出した。この皿状さんごの生態についての現在の知識は比較的深い海（30～数100m）に産するものといわれる（林昇一郎，1967）。図版Ⅲ 6に示す。

4.4.3 コイ科の化石

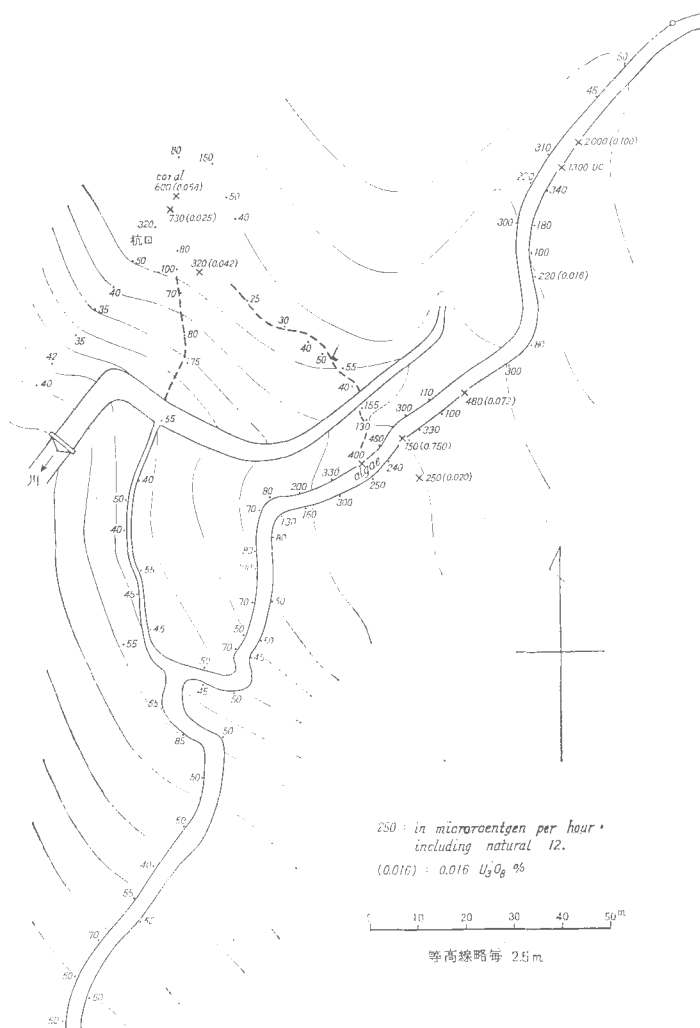
昭和40年11月、御嵩町謡坂において、杉之原正暁は コイ科に属する保存のよい化石を採集した。同所付近は含ウラン頁岩で U_3O_8 0.012%であった。中新世のような比較的古い地層から淡水産の魚類化石を産し

注4) 阪上正信ほか：未公表資料（1967）

注5) 砂川一郎氏による。

注6) 貴志晴雄：未公表資料（1965）

注7) 石島 渉：未公表資料（1968）



第21図 大洞 鉍 床 平 面 図
Obora deposit (plan)

たことは本邦では珍しい例であるので、図版Ⅴ-7にかかげておく。上野輝弥によると種は *Xenocrypsis* sp. である (杉之原正暁・上野輝弥, 1967)。

4.5 ウランが線状配列を示す一例

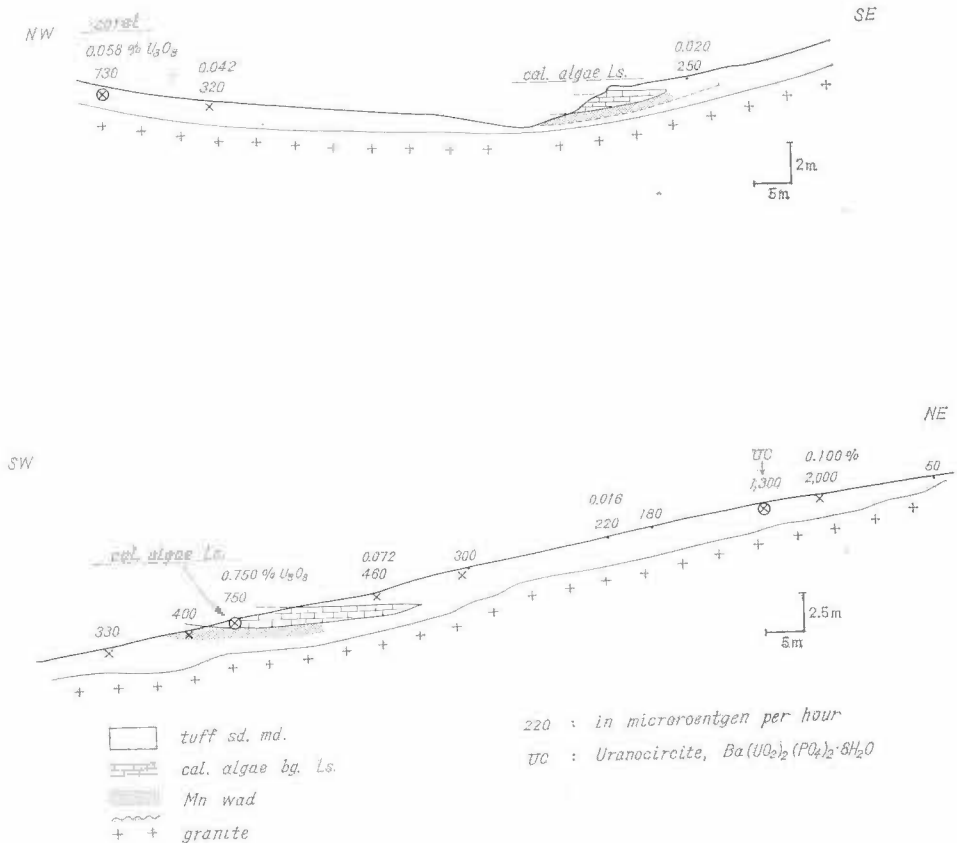
ウランの富鉍部は詳細にしらべると、諸種の岩相を通じて線状配列をなしているのが認められ、その方向は NNW, または NNE などのものが多い。明世付近のものも地表によく認められる一例であるので第23図にその分布とウラン品位を略示する。

4.6 瀬戸市下品野におけるウランの分布

瀬戸市において本格的ウランの認められた例として下品野の例を第24図に示す、またピットの一例を第25図に示す。スコップの先付近の砂岩の部にウランが多く含まれている。

5. む す び

当地域の放射能異常はほとんどが土岐夾炭層の基底部付近の2層準に顕われている。地表における露頭の



第22図 大洞 鉱床 模式 断面 図
 Cross section of Obora deposit

異常箇所は 9 カ所、放射能強度は 0.1~0.5 mr/h の範囲にあり、そのうちの 2 カ所では放射能鉱物が肉眼的にも認められる。

今後の当地域における問題点として次の点があげられる。

① 岩相変化の多様性と不整合関係の重複のために正しい地質層序の確立がすこぶる難しい地域であるため、従来使用されていたこの地域の地層名には多くの混乱と誤まちがあるので、すっきりとした正しい地層の命名と対比の設定が望ましい。

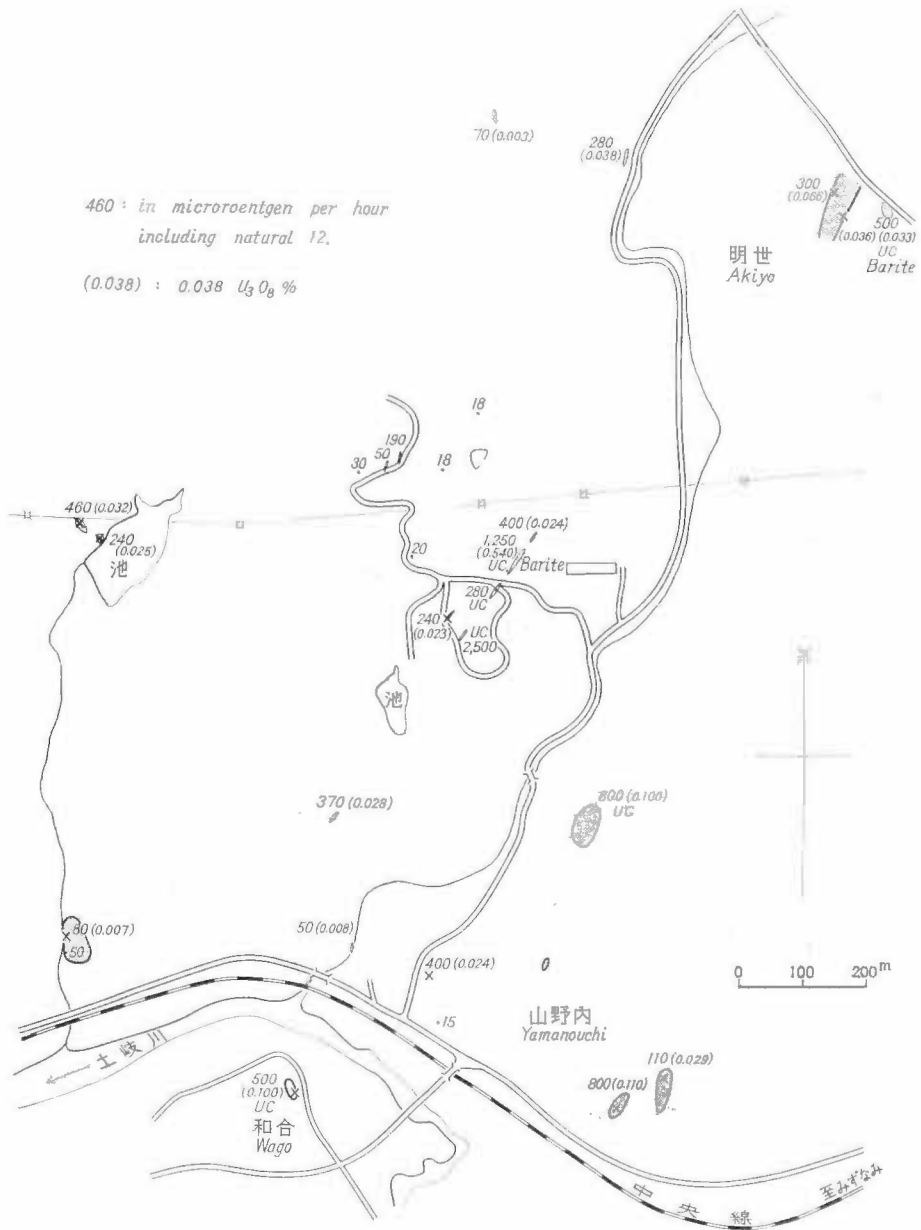
② 東濃地域のウラン鉱床は、可見・土岐・岩村の各堆積盆地に存在しているが、これらの各盆地の堆積機構の特性を握み、正しい地史の解明が必要である。

③ ウラン鉱床の成立に関して、その成因およびウランの根源の解明と、含ウラン層の層準の正確な把握が、ウラン鉱床の埋蔵量の算定とともに鉱床開発のための今後の問題であろう。

④ 鉱床の規模は放射能強度と分布の拡がりから観ても、人形峠鉱床に匹敵するもので、日本でも優秀なウラン鉱床と思われるが、含ウラン層の分布と構造の特性を早く把握する必要がある。

⑤ 第 2 露頭西部の閃ウラン鉱を産する露頭は今後のこの地域のウラン鉱床の実体を握むための研究の上で、特に貴重なものと思われる。理由は一次鉱物の閃ウラン鉱が夾炭層より上位の地層の海成層である明世累層下部層中に進入していて、明らかに含化石帯を鉱染している点であって、品位も特に高く、鉱床成因の解明に重要な資料を与えるものと思われるからである。

⑥ 東濃地域のウラン鉱床は、初期の野外の観察からすると土岐夾炭層の中における賦存するものと考えられたが、その後調査の進展に伴い新事実が発見されて、現在では異常は夾炭層を主とはするが、そのほか

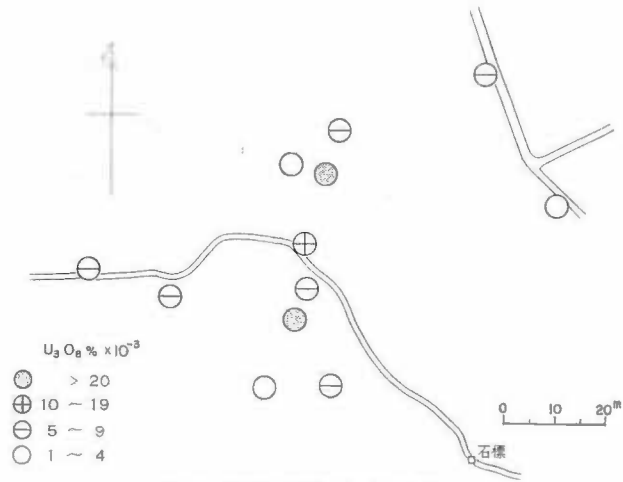


第23図 明世地区ウラン分布図

Distribution of uranium at Akiyo

UC : Uranocircite

に花崗岩を不整合に覆り別の新しい層準の地層の基底にも存在することが判明している。また閃ウラン鉱の発見もあって、最初に考えられた成因的解釈としての次のもの、すなわち花崗岩中の微量のウラン成分が風化により可溶性となり濃縮され、その後半淡半鹹水または淡水の水圏の浸入により水中に溶解し、堆積中の粘土鉱物や有機物に吸着されて鉱床が生成されたという説のほか、これとは別の成因的解釈、すなわち火成作用によるウラン成分をもった鉱液の進入により鉱染された堆積岩の鉱床が最初に形成され、その後永い期間の天水や地下水の浸入のために初めの一次鉱床のウラン成分が拡散し稀釈されて若干移動し、別の地層中の粘土鉱物や有機物に吸着され現在の鉱床が成立したという説も考えられている。これらの成因的解釈



第24図 瀬戸市下品野ウラン鉱床分布図
Distribution of uranium at Seto



第25図 瀬戸市下品野の露頭
An outcrop of uranium at Seto

に関しては今後の精しい研究の成果の積み上げがさらに必要であろう。

6. 文 献

- 1) 藤田和夫・生越 忠 (1950, 1951): 岐阜県瑞浪市北方の新生代層の岩相的分類(1, 2), 地質雑, 56, 57
- 2) 林昇一郎・小尾五明 (1963): 岐阜県土岐市に発見されたウラン鉱床, 地質ニュース, 112
- 3) 林昇一郎 (1965): 土岐市北部産の本邦新産のリンバリウムウラン石, 日本原子力学会誌, 7, 79~85
- 4) 林昇一郎 (1967): 東濃地域のウラン鉱床の概要, 地質ニュース, 150号, 3~6
- 5) 林 唯一 (1954): 岐阜県土岐郡泉町付近の地質, 東京教育大地質研究報告, 3号
- 6) 肥田 昇 (1967): その後の新しい放射能異常地と岐阜県東濃地域などの調査研究, 地質ニュース, 150
- 7) 平沢 清 (1965): 岐阜県土岐市北部ウラン鉱床地域付近における地震探査について, 地調月報, vol. 16, no. 9
- 8) 平沢 清・伊藤公介 (1967): 岐阜県土岐市北部ウラン鉱床地域付近における第2次地震探査について, 地調月報, vol. 18, no. 9
- 9) 堀川義夫・本間一郎 (1968): 岐阜県土岐・瑞浪地域南部のウラン鉱床に対する物理検層, 地調月報, vol. 19, no. 3
- 10) 井尻正二 (1952): 「岐阜県泉町産の *Desmostylus* 産出層」にふくまれる2, 3の問題, 地質雑, 58
- 11) ITOIGAWA, J. (1960): Paleocological studies of the Miocene Mizunami group, central Japan, Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 8
- 12) 石原舜三 (1967): 東濃地域の基盤花崗岩の問題, 地質ニュース, 150
- 13) 清野信雄・石井清彦 (1927): 7万5千分の1「多治見」図幅および同説明書, 地質調査所
- 14) 松沢 勲・近藤善教・植村 武 (1959): 美濃炭田土岐地区地質図, 東海北陸亜炭業対策委員会
- 15) 松沢 勲・植村 武 (1964): 土岐構造盆地の地質と地質構造, 名古屋大学理学部地球科学教室構造地質学研究室業績, 1
- 16) 生越 忠 (1952): 岐阜県泉町産の *Desmostylus* の産出について, 地質雑, 58
- 16) 生越 忠 (1953): 瑞浪層群の研究から提起された地質学上の基礎的諸問題, 地質雑, 59
- 17) 佐野俊一・他4名 (1967): 岐阜県土岐・瑞浪地区のウラン鉱床に対する物理検層, 地調月報, vol. 18, no. 9.
- 18) 曾我部正敏・鈴木泰輔・井上英二 (1967): 美濃炭田土岐・可児両地区の主要稼行亜炭層対比について, 地調月報, vol. 18, no. 3
- 19) UEMURA, T. (1961): Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan, Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 9.
- 20) 渡辺景隆・岩堀正二郎 (1952): 岐阜県土岐盆地第三系の層位学的研究, 地質雑, 58
- 21) 矢崎清貫 (1964): 同時面からみた土岐・瑞浪地域の中新統, 地質雑, 70
- 22) 矢崎清貫 (1968): 東濃北部含ウラン地域の地質層序, 地質ニュース, 167
- 23) AUSTIN, S. RALPH (1964): Mineralogy of the Cameron Area, Coconino County, Arizona, RME-99, p. 39.
- 24) FRONDEL, C. (1958): Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium, USGS. Bull., 1064.
- 25) 林昇一郎 (1967): 最近発見されたウランの注目すべき産状, 鉱山地質, vol. 17, no. 84, p. 65~67
- 26) HEINRICH, E. WM. (1958): Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials, p. 83~84.
- 27) 逸見吉之助 (1961): ウランウモン族, ウラン——その資源と鉱物——p. 227~239
- 28) MOORE, G. W. et al. (1955): Uranium-bearing Sandstone in the White River Badlands, Pennington County, South Dakota, USGS. Circ., 359.
- 29) 杉之原正暁・上野輝弥 (1967): 岐阜県御嵩町謡坂産中新世コイ科魚類の化石について, 地質学雑

岐阜県土岐市北部の地質とウラン鉱床 (島田忠夫・林昇一郎・小尾五明)

誌, vol. 73, no. 2, p. 101

30) WILMARTH et al. (1952): Uranium in Fluorite Deposits, USGS. Circ., 220, p. 13.

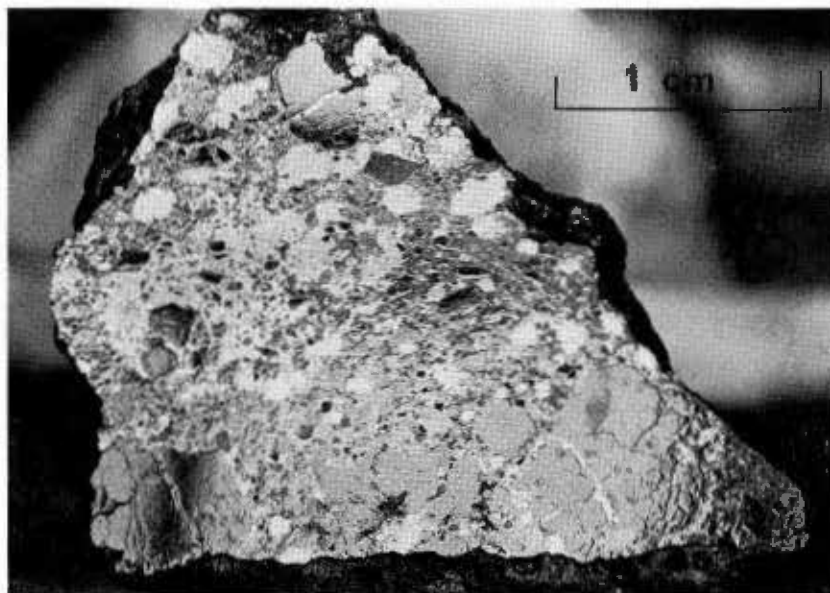
Geology and Uranium Deposits in Toki City, Gifu Prefecture

By

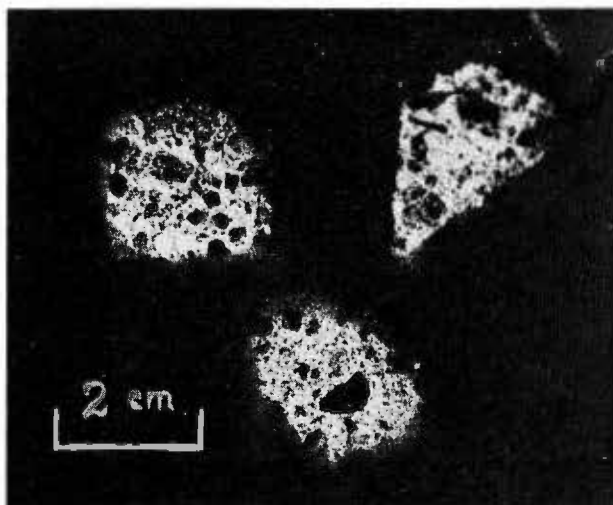
Tadao SHIMADA, Shoichiro HAYASHI and Itsuaki OBI

Since the discovery of uranium deposits in 1962 in the northern part of Toki City, Gifu prefecture, the authors have been engaged in the geologic study of stratigraphy, geologic structure and distribution of the uraniferous deposits. The radioactivity was measured by TCS-121 type scintillation counter. The Tertiary Toki coal beds, Akiyo complex, Oidawara beds and Seto group overlie unconformably the basement complex of granite, and are inclined toward south. The uraniferous deposits were found in the two horizons of the lower part in coal-bearing beds. The uranium contents are 0.01 to 0.28% U_3O_8 . Uraninite, coffinite, uranocircite and autunite were identified, and uraninite-bearing part contains 6 to 16% U_3O_8 .

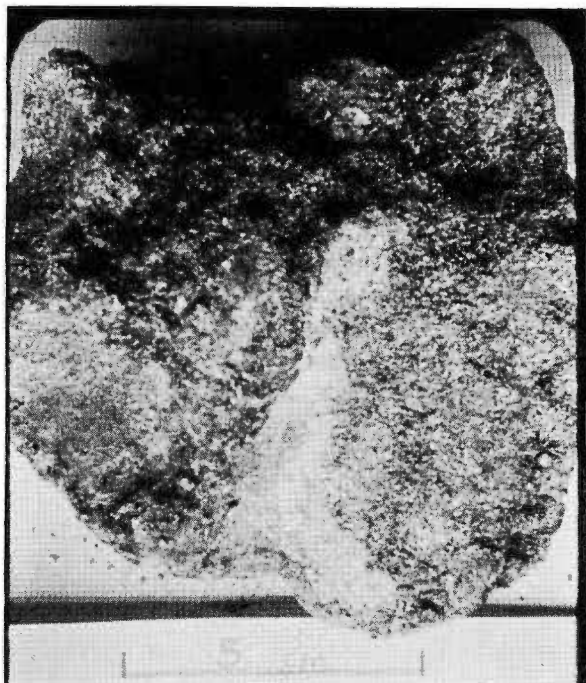
The uranium-bearing beds and uraniferous deposits run on a large scale and compared with that of the Ningyō-tōge mine.



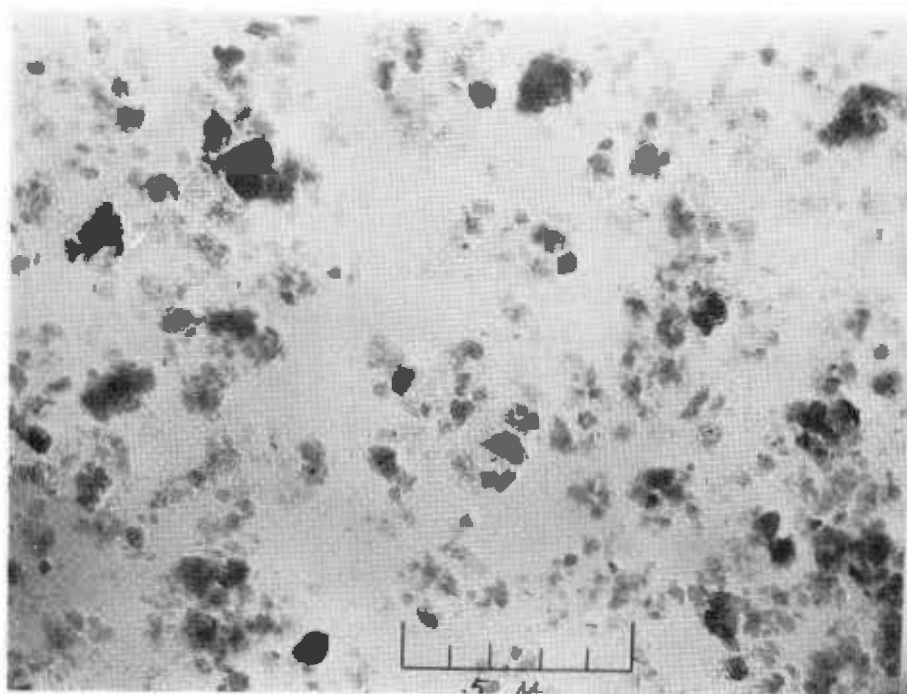
1. センウラン鉱を主とする部分の研磨片 (撮影, 石原舜三)



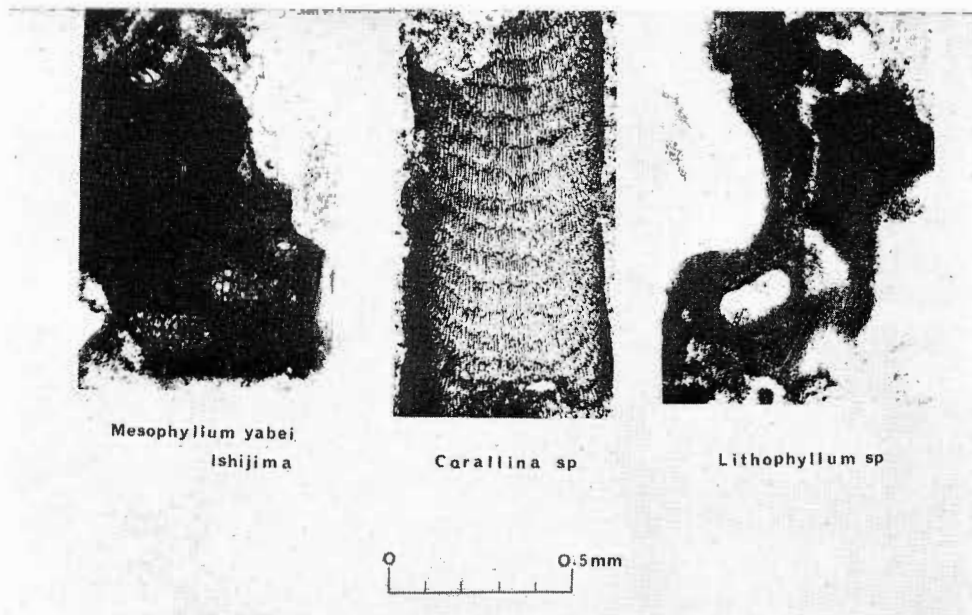
2. ラジオラクトソグラフ
ASA 3000, ポーラロイドフィルム使用 露出15分



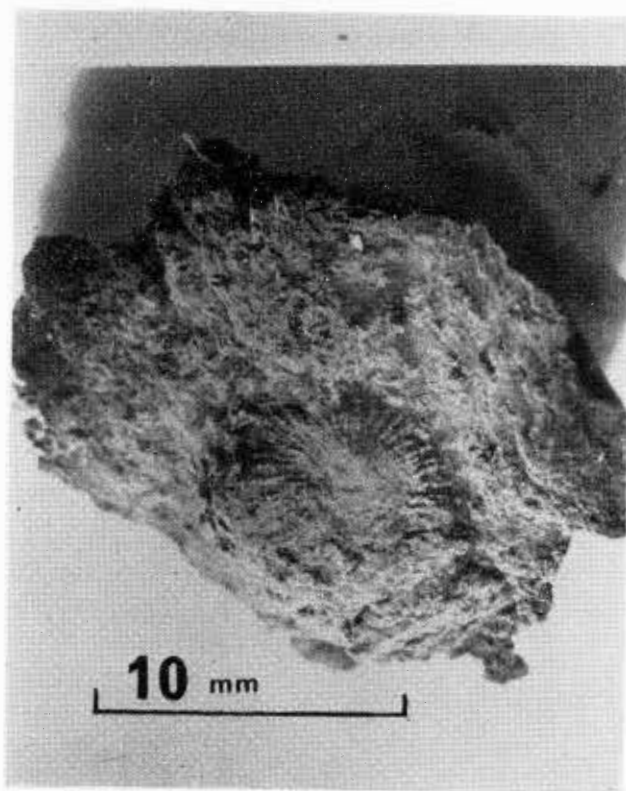
3. 土岐市第1露頭産リンバリウムウラン石 (白色部)



4. 含ウラン粘土の電子顕微鏡写真 (土岐市大洞産)
日本電子(株)撮影, Cr シェドウ



5.



6. 土岐市大洞産皿状サンゴ



7. 岐阜県産コイ科魚類化石
採集者：杉之原正晴（1966）
撮影：国立科学博物館

IV. 11.2 土岐市河合のウラン露頭

大塚寅雄*・近藤善教*・佐々木政次*・高田康秀*・下坂康哉*

要 旨

土岐市泉町大富、定林寺付近のウラン鉱床探査の機会に、泉町河合地内の八幡神社境内に放射能異常露頭をみいだした。

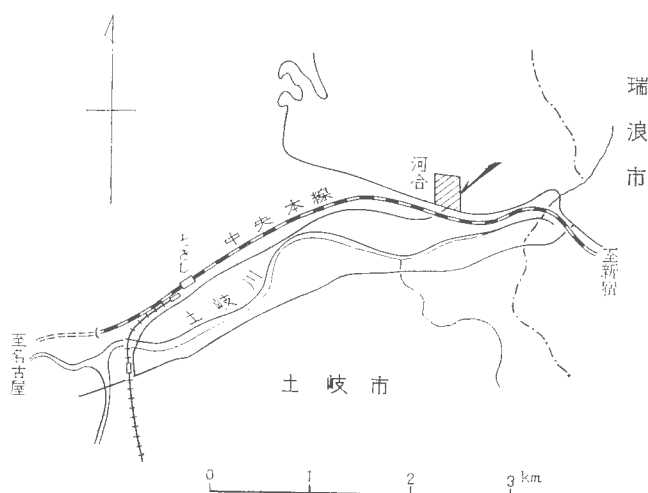
露頭付近の地質は基盤花崗岩を不整合に第三紀層が覆い、さらにその上に段丘堆積物がのっている。花崗岩は石英の斑晶の多い黒雲母花崗岩で、一般に放射能は高く 0.03~0.045 mr/h を示す部分もある。第三紀層は土岐夾炭層に相当するものと思われ、おもに暗青灰色または黄灰色の泥岩からなる。

露頭で掘り下げた深さ約 4 m の試掘坑においては、基盤花崗岩の直上は花崗岩質含礫砂岩からなり、この上部 5~6 m の間は砂質で花崗岩の角礫を多く含む。また炭質物の破片を多く含み、一部に薄炭層を挟む炭質泥岩がある。炭層からさらに上部は、漸次凝灰質の部分を増し礫および炭質物を減少する傾向がある。放射能は泥岩中基盤直上部に近い含礫の部分から砂質泥岩相の部分で散発的に高く 0.05~0.3 mr/h を示し、さらに基盤面から数 m 上部の炭質部にもっとも高く 0.5~1.0 mr/h、品位 2.25% U_3O_8 の値を示した。これらについてミネライトの照射を試みたが、ほとんど蛍光発光鉱物は認められなかった。

この地の放射能異常は、現況では連続性が乏しいが、さらに段丘堆積層下あるいは沖積層下への延長の追跡が期待される。

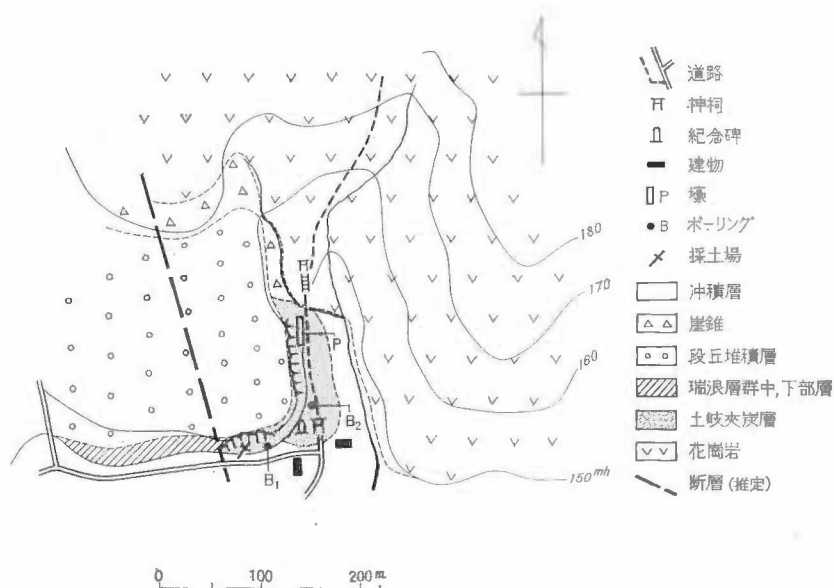
1. ま え が き

昭和38年2月、土岐市泉町大富、定林寺の1号・2号のウラン鉱床露頭の公表と、探査が始められた折、周辺地区の探査を行なった結果把握された露頭の一つに、河合の露頭がある。泉町河合地内の八幡神社の境内注1) にみいだされたもので、第三紀の堆積型鉱床探査について、東濃地区拡大の初期に蛍光発光鉱物を伴わぬ鉱床として重要な示唆を与えた高異常露頭であった。



第1図 位置図

* 名古屋出張所
注1) 土岐市泉町河合字馬屋平1,016番地-1-3



第 2 図 河合八幡宮周辺地質図

この露頭については、土岐市の協力によって壕を掘り、基盤近い非酸化帯の鉱床の一端をうかがうことのできたもので、さらに露頭の異常を追跡するため露頭から数10mを距てて原子燃料公社において簡易試錐を行なった注2)。

この調査をはじめこの地方一帯のウラン探査を実施するに当たり、格別の御援助と御協力をいただいた土岐市長二宮安徳・同経済部長山本順治両氏のほか、地元の方々に深甚なる謝意を表する。

2. 位 置

土岐市泉町河合地内、国鉄線土岐市駅から東方約 2.5 km 瑞浪市境に近く、国鉄線の北側新国道に面して八幡神社がある。八幡神社の鳥居を通して境内に入り約30~50mの間の西側に高さ10mの崖がある。崖のもっとも北側の麓に現在壕が掘ってある。この壕が露頭に掘られたものである。

3. 地 形

現地は土岐盆地の北縁に当たり北側の丘陵が低平地に臨む末端部に南北に削り込まれた浅い袋状の谷があり、谷の口に宮の鳥居がある。この谷を一般に河合の宮洞と称している。谷の西壁をなす崖の上表面は平坦な台地で、農耕地および遊園地となっている。谷の北奥および東側は山地につづき、やや急斜面を示す。

4. 地 質

河合付近の地質は土岐市周辺の一般的地質状況と同様、基盤花崗岩の上に不整合に第三紀層が覆い、さらにその上に段丘堆積物がのっている。低平地には沖積層が広がっている。急斜面を示す山地は花崗岩からなり、段丘堆積物に覆われた台地は第三紀層によって構成される。台地が山地に接する付近は花崗岩塊を主とする崖錐が狭い範囲に分布する。

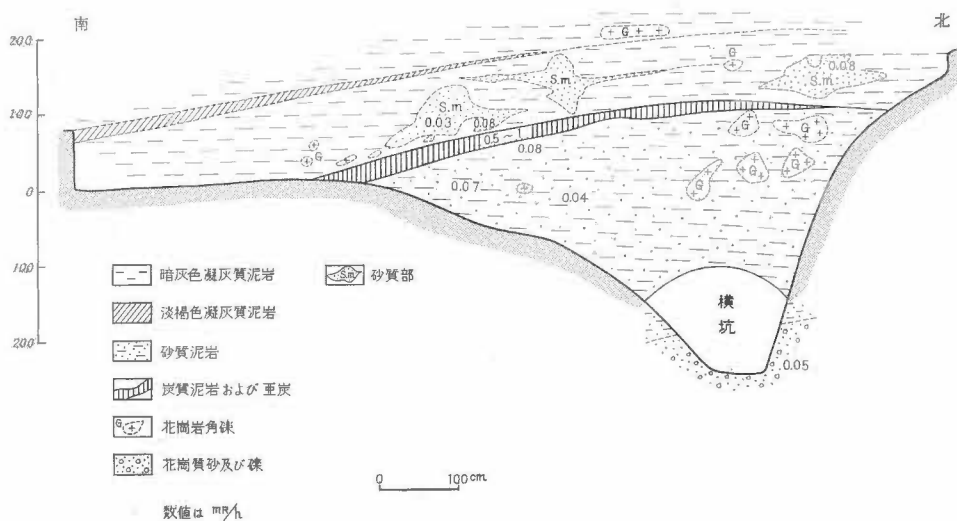
4.1 花 崗 岩

黒雲母花崗岩で石英の斑晶が多く、多分に斑状質であり、不均質な組織をもっている。風化の著しい場所

注2) 径44 m/m, No. 1, 深度34m 基盤深度25m 異常なし
No. 2, " 31m " 25m "

第1表 河合付近の層序

層		序	岩 質
第四紀		沖 積 層	礫, 砂, 粘土
		段 丘 堆 積 層 崖 錐 堆 積 層	礫, 砂, 岩屑
新第三紀	中新世	瑞浪層群中下部層	凝灰質泥岩, 砂岩
		土岐夾炭層	泥岩, 砂岩, 亜炭
先新第三紀		基盤花崗岩	黒雲母花崗岩(苗木型)



第3図 河合試掘壕側面見取図

においては明瞭ではないが、新鮮な場所においてはよく発達した板状の節理が認められる。苗木型花崗岩に属するものと考えられ、とくにこの地域ではもっとも特徴の顕著な新規の貫入型のものである。一般に放射能は高く自然放射能の3倍余に達する部分も認められる。

4.2 第三紀層

露頭の崖に見られるものは暗青灰色の泥岩であり、風化した部分では黄灰色を呈し、やや堅硬である。試掘坑底に見られる基盤花崗岩の直上は花崗岩質含礫砂岩であり、これより5~6mの間は砂質であって、角礫状の基盤花崗岩の中~巨礫を多く含む。また一般に炭質物の破片を多く含み、一部に数cm厚の薄い炭を挟む炭質泥岩がある。炭層の見られる位置は含礫部より礫の乏しくなる漸移帯に当たり、炭層の延長連続性は確かめられなかった。炭層よりさらには上部にはうすい黄褐色の凝灰質の部分が含まれ、上部になるにしたがって漸次夾みの数と量を増す傾向にあり、またこの傾向に応じて炭質物の量も乏しくなる。この露頭に見られる一般的な状況より本層は土岐夾炭層に相当するものとみられる。八幡宮鳥居前西側に採土場があり、

前の露頭と同様の泥岩が露出し、これより西部では段丘堆積物が覆って確認し難いが、土岐夾炭層の岩相をうしない、凝灰質泥岩が優勢となりこの間に岩相の不連続がある。しかし積極的に断層をもって接するものと断定する異常は認め難いが、岩相からして瑞浪層群中、下部のものに相当するものと考えられる。

5. 放射能異常

筆者らは土岐市の援助をうけて、八幡宮境内の異常地点に、深さ約 4 m の壕を掘った。その新鮮な壁面について放射能を測定した結果は、第 2 図のような状況を示した。

- | | |
|----------------|---------------------|
| 1. 泥岩 | 0.01~0.02 mr/h |
| 2. 泥岩・砂質泥岩 | 0.04~0.08 mr/h |
| 3. 薄い炭層および炭質泥岩 | 0.5~1.0 mr/h |
| 4. 砂岩(基盤直上部) | 0.05~0.3 mr/h |
| 5. 基盤花崗岩 | 0.03~0.045 mr/h(注3) |

以上の概況を示し、この壕においては泥岩中基盤直上部に近い含U礫の部分から砂質泥岩相の部分が散発的に高く、さらに基盤面から数m上部の炭質部にもっとも高い値を示した。この泥岩の放射能の高い部分についてミネラライトの照射を試みたがほとんど蛍光発光鉱物は認めることができなかつた。

放射能の高い部分を粉碎して分級処理し、X線によって鉱物同定を試みたが筆者らは明確なウラン鉱物を確認することができなかつた(注4)。

また、異常の部分について分析を試みたが、その結果は次のようである。

炭質部	2.25% U_3O_8
砂質泥岩部	0.10 "
凝灰質部	0.27 "

38.5.18 分析者：関根節郎・望月常一

凝灰質と見られる部分を鏡下で認めると、火山抛物体が多く認められ、この部分にも基盤岩や一般の泥岩部よりやや放射能が高い部分が見られた。

境内入口付近に掘さくされた 2 本の試錐の結果では、基盤直上においても強い異常は認められなかつたといわれる。しかしながら試錐孔よりはわずかに硫化水素臭を伴った水が溢流していて、露頭付近より南へゆるやかに傾斜する基盤岩の上表面に沿って透水性の予想される砂岩や含礫部をつたって地表水が浸透し、この挙動によって 2 次的にウランの溶脱と、鉱床の破壊が行なわれた可能性もあり得よう。現況ではこの地の異常は非常に高い品位の部分をもつ異常でありながら、連続性が乏しく、散発的なものと見られる。段丘堆積層下あるいは沖積層下への延長の追跡が期待される。

文 献

- 1) 地質調査所名古屋駐在員事務所 (1956) : 岐阜県瑞浪市日吉町周辺放射能予察中間報告, 所内資料
- 2) 森田 清・他 (1960) : 岐阜県瑞浪地区天然水中のウラン, 名古屋工業試験所報告, vol. 9, no. 7
- 3) 松沢 薫・他 (1959) : 美濃炭田土岐地区地質図
- 4) 林 唯一 (1954) : 岐阜県土岐郡泉町附近の地質
- 5) 地質調査所 (1961) : 日本におけるウランの産状, 地質調査所報告, no. 190
- 6) ウラン・トリウム鉱物研究委員会編 (1961) : ウラン, その資源と鉱物, 朝倉書店
- 7) 近藤善教・他 (1965) : 岐阜県土岐地方のウラン鉱床, 名古屋地学, no. 19

注3) 自然カウント 0.01~0.02 mr/h

注4) 原子燃料公社において coffinite を不確定であるが認めている。筆者らにおいても同様の結果を得たが断定には至らない。

The Outcrop of Uraniferous Deposit at Kawai, Toki City

By

Torao OHTSUKA, Yoshinori KONDO, Masaji SASAKI,
Yasuhide TAKADA and Koya SHIMOSAKA

The uranium outcrop is situated about 2.5 km east of the Toki-shi Station on the Chuo-line of National Railway.

This is the 1st discovered outcrop of uranium deposit with no-fluorescence in the Toki district, although uranium mineral is not observed.

The geology of this district is composed mainly of the Miocene formations, terrace deposits, Recent formation and granitic rocks.

Granitic rocks are biotite-granite with many porphyritic quartz phenocrysts so-called Naegi type, and radiation count of them is higher than the natural count, but some of them indicate 0.03~0.045 mr/h.

Highest radioactive anomalies are found in Toki coal-bearing Miocene formation covering granitic basement, but their distribution is restricted only in thin coal bed and coaly mudstone locally and their radiation is 0.5~1.0 mr/h at the part of a few meters high above the boundary of the Toki coal-bearing formation and granitic basement.

Radioactive coal bed is not widely distributed, but it is expected to distribute under the terrace or Recent deposits.

Chemical analysis is as follows:

Coal	2.25% U_3O_8
Sandy mud	0.10
Tuffaceous mud	0.27

IV. 11.3 岐阜県御嵩地区の地質とウランの産状

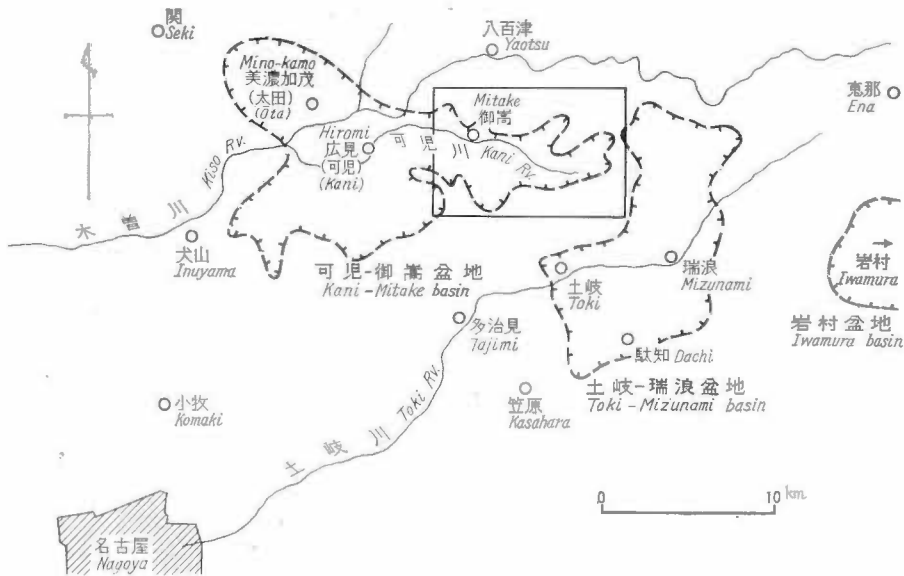
坂巻 幸雄*・鈴木 泰輔**・小尾 五明*

要 旨

岐阜県東濃地方御嵩・可児堆積盆地の主として東縁部に、1963年から68年にわたる調査研究の結果、15カ所の放射能異常点が発見された。これらは非海成の中新統中村層群可児夾炭累層と、平牧層群“本郷累層”中に胚胎し、最高品位は1.05% U_3O_8 に達するが、全般には規模、品位とも多くを望めない。2カ所でメタ・リンバリウムウラン石を産する以外にはウラン鉱物が発見されず、粘土鉱物、褐鉄鉱などによる吸着効果が考えられる。異常点の分布は、基盤地形とくにチャンネルと呼ばれる先中新世の小河川流路、透水層の発達状況、基盤花崗岩との距離・位置関係等で規制され、古生層が基盤となっている盆地中西部では異常点の密度も粗となることなどから、成因的には風化花崗岩から溶脱されたウランが地下水によって運搬され、再濃集した可能性がもっとも濃いとみられる。

1. ま え が き

1962年12月、カーボンによって発見された、岐阜県土岐市定林寺地区の放射能異常点は、引続いて行なわれた精査の結果とともに、岐阜県東部(いわゆる東濃地方)に広く分布する中新統中に、ウランの濃集部が存在する可能性をあらためて示したものであった。この発見をきっかけに、東濃地方では既知鉱床の精査、周辺地域への調査範囲の拡大、成因論的研究の3つの作業が平行して活発に行なわれるようになったが、そのうちでも筆者らは、特に土岐構造盆地の西方、可児盆地の地質環境を重視し、探査・研究の実施を急いだ。



第1図 位 置 図
Index map

* 鉱床部
** 燃料部

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 御嵩地区関連研究一覧表

年 月	担 当 者	研究方法	地 域	備 考
*'63 6～7	小尾 五明・坂巻 幸雄	地表地質	御嵩東部	発見露頭：謡坂・小原・樋ガ洞 樋ガ洞下・長岡 (概査)
*'64 7～8	河野 迪也・沢 俊明 坂巻 幸雄	地表地質	御嵩東部	発見露頭：中切・美佐野・正ガ 洞 (精査)
* 7～8	野口 勝・小林 竹雄	試 錐	御嵩東部	御嵩 1～4 号
* 5・7	岩崎 一雄・勝目 一泰 藤本 弁蔵・橋本 知昌 清水 道也・宮沢 芳紀	地 形	御嵩・平岩	1:10000 地形図作成
'65 2	曾我部正敏・井上 英二	地表地質	御嵩・平岩	層序
'65 3	石原 舜三・鈴木 淑夫	地表地質	御嵩・土岐他	基盤花崗岩
* 11～12	鈴木 泰輔・坂巻 幸雄	地表地質	御嵩南部	発見露頭：次月・井尻・尼ガ池
'66 11～12	佐藤 良昭	地表地質	御嵩・平岩	重鉱物
'66 2～3	曾我部正敏・鈴木 泰輔	地表地質	御嵩・平岩	層序
* 6～7	鈴木 泰輔・坂巻 幸雄	地表地質	御嵩西部	
* 9	清水 道也・茅山 芳夫 磯山 功	地 形	御嵩・可児	1:10000 地形図作成
* 11	宮沢 芳紀・伊藤 公介 坂巻 幸雄	物 探 地表地質	可児中部 御嵩西部	地震探査準備 発見露頭：南山，確認露頭：松 野池・津橋・大庭
* 11	小林 竹雄	試 錐	御嵩東部	津橋 1・2 号
* 11	金谷 弘・武居 由之	物 探	御嵩東部	試錐孔検層
*'67 1～2	平沢 清・伊藤 公介 武居 由之・宮沢 芳紀 清水 道也	物 探	可児中部	地震探査
6～7	清水 道也・窪木時雨郎 川野 辰男・茅山 芳夫	地 形	御嵩・平岩	重力探査準備
8～9	須田 芳朗・長谷川 功	物 探	御嵩・平岩	重力探査
9～10	坂巻 幸雄	地表地質	可児西部	発見露頭：丸山
11～1	伊藤 吉助・柳原 親孝 丹治 耕吉	試 錐	御嵩東部	松野池 1 号
'68 12	石原 舜三・鈴木 淑夫	地表地質	土岐・御嵩他	基盤花崗岩
*'68 2～3	矢崎 清貫・鈴木 泰輔 坂巻 幸雄	地表地質	瑞浪・御嵩	層序対比
2	佐藤 良昭	地表地質	御嵩・平岩	重鉱物

《室内研究》

化学分析：関根節郎・望月常一・大場きみじ

薄片製作：石川七右衛門・村上 正・宮本昭正・安部正治：佐藤芳治

(*印・本稿に直接関連する調査研究、これ以外のは別途報告される)

結果は、ほぼ当初の予測をみだし、1963年6月、第1回の概査の際に、可児郡御嵩町(旧、上之郷村)謡坂・小原・樋ガ洞地内で数カ所の異常点をあらたに発見したのに引続き、その後も範囲の拡大と精度の向上に留意して研究を続行した結果、現在までに、可児盆地の東縁部に関する限り、ウランの産状を基本的に把握することができたので、ここにその結果をとりまとめて報告する。

野外調査研究を実施した時期、概要は、第1表に示すとおりである。野外での討論・整理、室内実験等は、その都度担当者の間で行なわれ、最終的なとりまとめは主として坂巻の責任で進められた。

なお、この調査研究に当っては、名古屋大学・植村武助教授、動力炉・核燃料開発事業団(旧・原子燃料公社)^{注1)}東濃探鉱事務所の諸氏から、直接指導していただいたり、資料を提供していただいたりすることができた。地元、可児郡御嵩町役場・可児町役場・土岐市役所当局からは、調査実施に際して多くの便宜を与え

注1) 機改革に伴い昭和42年10月改称された。本報文中では原則として旧称によっている。

られた。所内では、担当者以外にも、ウラン・グループ、名古屋出張所を中心に、多くの方々から支援と助言を得た。ここに記して謝意を表わす次第である。

2. 位置・交通

調査地域の中心、御嵩町市街は、木曽川の一支流、可児川に沿う旧中仙道の宿場町である。西方約 35 km の岐阜市との間は国道21号線で結ばれ、途中鶯沼町からは国道41号線が分岐して名古屋に通じている。名古屋からは、国道19号線土岐市経由で21号線に乗り入れる別経路もある。どの国道も、2車線完全舗装で、名古屋または岐阜から、自動車で約2時間弱で到達できる。

鉄道は、名古屋鉄道広見線の終点、御嵩駅が町の西端にあり、30分～1時間間隔で電車が運転されている。新名古屋、新岐阜までの所要時間は、新広見（国鉄太多線接続）-犬山経由の特急列車で約1時間20分である。

盆地内の交通機関は、名鉄バスによって1日13往復の鬼岩公園行、6往復の上岐市行、10往復の美濃太田行、東濃バスによって3往復の綱木経由八百津行、4往復の久々利経由多治見行などが運行され、比較的便利であるが、東方、上岐・瑞浪へのバス連絡は、道路施設がよくなったのにくらべて、かなりたちおけている。

3. 地 形

調査地は、西に向かって開いた半盆地状の地形を示し、その底に当たる平坦部と、周囲の丘陵部とに大別される。

このうち、丘陵部は、いわゆる奥美濃高原の西半、見行山地の最西端につながる。標高は東部で約400m、西部で約150mで、頂部には広い開析平坦面を残し、東から西へ、徐々に高度を減じる定高性の顕著な台地状丘陵地形を呈している。

水系は、調査地の東端、土岐～瑞浪盆地との分水界上に源を発する可児川・久々利川が、それぞれ西に向かって盆地内を貫流し、調査地北端の台地の中を、深い峡谷を作って西流してきた木曽川と、可児町今渡で合流する。

可児川・久々利川の中流以下では、流路沿いに開析が進んで広い平地が作られ、多くは水田となっている。御嵩町から西では、河岸段丘も一部で顕著に発達する。これに対して上～中流域の水系は、地質環境を反映して大きく変わる。第三系の地域では細かい樹枝状谷が、また、花崗岩地域では節理系に支配された細かい網状谷が、主として発達する。一方、古生層地域では谷密度は少なくなる代わりに谷壁の勾配は急になり、ところによってはせまい峡谷を作り、あるいは滝を懸ける。調査地東部の美佐野～津橋間を流れる津橋川の谷、“伊羅久後峽”はその代表的なものである。

さらに、調査地東端の鬼岩公園は、その北方、平岩～松野の小盆地の水が、花崗岩の節理系に支配されたギャップを通って可児川へ落ちる部分にあたり、風化して丸くなった花崗岩の巨岩が、峡谷の兩岸にそそり立って奇観を呈している。

しかし、これらの沢や峡谷も、源流部にまでさかのぼると、稜線上に広く残っている平坦面のなかに入ってゆくために、勾配はゆるくなり、最後は浅く広い湿地となって終わるのが普通である。

丘陵地の山麓部には、局地的に崖錐が形成されるが、いずれも小規模である。

これらのうちで、特に、基盤岩の分布する地域の現在の地形を考慮しておくことが、第三系の下に埋め込まれている基盤の古地形を推定・復元する際に、有効な知識を提供するものと思われる。

4. 地質および地質構造

4.1 基盤岩類

4.1.1 秩父古生層

御嵩町とその周辺にあらわれている秩父古生層は、岐阜県中部に連続して広く分布する岩層の東南縁に相当する。おもに黒色粘板岩からなるが、部分的には砂岩や白色系のチャート帯を挟む。走向は、局地的に

は NE~SW 系, NW~SE 系が見られるが, 大局的にはほぼ E~W で, 70°以上の急傾斜で北または南に傾く。

調査地域の南限, 可児町浅間山一帯にはやや厚いチャート帯がある。この部分は侵食に対する抵抗力が大きかったために, 山稜となり, 瀬戸層群堆積時の汎濫原の面よりもぬきんでて, 現在でも明瞭に指摘できる残丘地形を作っている。浅間山の東麓には, 二酸化マンガン鉄の小規模な鉄染部があって, 一部試験的に探鉄された痕跡を残している。

調査地東半部の古生層は, 近接して花崗岩体が侵入しているために, 一般に顕著な熱変成作用を蒙り, 次月~美佐野間で左岸側から可児川に合する一支谷・カミヤ洞などでは, 肉眼でも容易に識別できる堇青石ホルンフェルスとなっている。

調査地域の西のはずれ, 愛知県犬山市栗栖鉄山では, 以前, マンガン鉄床に伴う非変成黒色粘板岩中に, 同生的に形成されたとみられるウランの濃集部が発見されており(浜地・坂巻:1961), また, 今次の調査研究でも, 古生層基盤直上の中新統中に, 後述するように数カ所の放射能異常点が発見されている。しかし, 野外の測定結果と分析結果からの知識では, 最高の異常でも 25 μ r/h (医理学研究所製 TCS-121型シンチレーションカウンタによる。プローブを引出して測定。以下特記しない限り同じ), <0.001% U_3O_8 であることから, 古生層の岩石中から直接, 中新統に対してウランが供給された可能性は, 一応否定して差支えないと考えられる。

4.1.2 花崗岩類

古生層中に侵入して, 基盤の主要な構成部分を占める花崗岩類は, 白堊紀末から第三紀初期に形成されたものと考えられている。これらは, いわゆる領家外縁帯の一メンバーとして, 北東方, 中央本線沿いに分布する苗木~上松花崗岩体に対比されている。土岐市を中心として露出するこの花崗岩体は, 以前“日吉花崗岩”の名で呼ばれたこともあったが, この報文では石原舜三(1967)にしたがって土岐花崗岩体と呼び, 以下, その考え方にしたがって概略を示す。

調査地域内での露出は, 径 15 km におよぶこの上岐花崗岩体の北西部に相当し, 古生層との関連からみて, 侵入岩体の頂部付近が現在地表にあらわれているものと解釈できる。したがって, 岩相変化もまたいちじるしく, 大別して以下にのべる 3 種の岩相が近接して現われる。各相間にまたがる連続露頭を欠くために断定することはできないが, それらの形成時期に大きなギャップがあったとする証拠は何もなく, 各相は, おおむね互いに漸移するものと考えられている。

1) 粗~中粒黒雲母花崗岩

調査地域外の瑞浪市平岩, 鴨ノ巣東方から, 地域内の松野池~鬼岩公園一帯にかけて広く分布する。優白質・粗粒で, 肉眼的には石英粒が暗灰色に着色しているのがいちじるしい特徴である。有色鉄物は黒雲母だけで, 径 1~3 mm の白形~半白形をなす。カリ長石は時に長径 5~8 mm 程度の斑晶として含まれることがある。

この岩体のなかには晶洞ペグマタイトが随所にみられる。多くは, 径 30cm 前後, 最大のものでも長径 4 m 程度の小規模なものである。松野池北岸のペグマタイトからは, かつてカリ長石, 煙水晶の美品を産したと伝えられる。鬼岩温泉入口の国道21号線新道沿いのペグマタイトでは, 現在モルタル吹付のため観察できないが, 最大 85 μ r/h におよぶ弱放射能異常が認められたことがある。

2) 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩

前者の西方, 津橋部落を中心として分布する。粒度はさらにこまかく, かつ緻密となり, 有色鉄物として黒雲母と少量の角閃石を含む。石英は通常, 淡灰色に着色している。

有色鉄物の主体である黒雲母は前者と同じく径 1~3 mm 程度であるが, 量的には前者よりも多い。

この岩体のなかのペグマタイトは, 上之郷前沢で窯業原料として採掘の対象になっている。

3) 細粒~斑状花崗閃緑岩

前 2 者のさらに西方, 西洞部落付近, および御嵩町市街南方の南山等に小岩体として露出し, 古生層と境を接する。全体に不均質で, やや同化の進んだ捕獲岩片を持つ例もあることから, この岩体は前 2 者の縁辺相と判断される。

肉眼的には細粒で、霜降り状に径 1mm 以下の黒雲母、角閃石を含み、さらに径 5 mm 程度の斑晶状のカリ長石の自形結晶が点在する。有色鉱物の量が多く、粒度が細かいので、見掛けの色調は前 2 者よりさらに黒ずんでみえる。

4.1.3 酸性岩類の岩脈

花崗岩類と古生層の接触部付近には多くの酸性岩岩脈が貫入している。これらは主として石英斑岩・花崗斑岩・アプライトからなり、最大幅は 40m 前後、最大延長は約 400m に達する。延長方向は、御嵩町中切附近では東西系のものがあるが、一般的には北北西～南南東系が多い。

美佐野部落北方の稜線直下では、中粒花崗閃緑岩の見掛上上位に、花崗斑岩の転石が広く分布する。この上には、直ちに鮮新統瀬戸層群の砂礫層がのり、露頭で貫入形態をつかむことができないが、その分布から推して岩床状のものである可能性が高い。

可児川南方木屋洞左岸、美佐野北方伊羅久後峡右岸、西洞部落のアプライト、および、御嵩町長岡北方、谷山洞上流のカオリン化を著しく受けた石英斑岩岩脈は、いずれも窯業原料として採掘の対象になっている。

上記の花崗岩類と酸性岩岩脈類は、それらに伴っていたことが考えられる気成～熱水性鉱脈とともに、第三系に対して直接的にウランの供給源としての役割を果たしていたものと考えられる。土岐花崗岩体を通じての平均的な U・Th 含量は、石原 (1967) にしたがえばそれぞれ 3～6 ppm, 15～20 ppm 程度である。すなわち、ウランに関する限り、野外で異常として観察できる最低の限界値は約 10 ppm であるから、その 1/2～1/3 の量のウランが、すでにこの原岩体のなかに存在していたことは、注意する必要がある。

4.2 新第三系

4.2.1 中村層群

(蜂屋累層および可児夾炭累層)

土岐・可児の両堆積盆地を通じて、最初に堆積した中新統は、中村層群の名で呼ばれている。

そのなかでも、最も初期に堆積したものは美濃加茂市北方、蜂屋を模式地とする蜂屋累層である。主として安山岩質凝灰角礫岩・熔岩から成り、上部は、以下に記す可児夾炭累層の下部層と指交しながら漸移する。この蜂屋累層の分布は、現在地表で知られている限りでは、おおむね国鉄太多線以西に限られ、したがって、今回の調査範囲には現われない。

可児夾炭累層は、土岐・瑞浪盆地における土岐夾炭累層の相当層であって、中村層群の主体をなし、御嵩町美佐野以西の平地部から山麓部一帯にかけて広い分布を示す。盆地中心部の基底層に関する情報は、亜炭探鉱の目的で行なわれたこれまでの試錐が、ほとんど稼行炭層の層準で終わっているために十分とはいえないが、最も発達した部分での全層厚は 150～180m 程度と推定される。

可児夾炭累層の主部は、灰色～暗灰色の中～細粒砂岩～シルト岩互層で、比較的静穏な淡水湖盆の堆積物と考えられる。全般的に炭質物に富むなかで、中～下部には下位から第四層・第三層・中層・第二層・第一層と呼ばれる 5 層の主要炭層が認められ、そのうち第三層と第二層は発達が良好である。これらは 1940 年代以降、いわゆる可児亜炭田として、第三層は主として可児川以北、第二層は以南で、それぞれさかんに採掘されていたが、現在はそのほとんどが廃山となり、御嵩町伏見山田・可児町二野・我田などの二、の炭鉱だけがわずかに残って稼行しているにすぎない。炭層の上下盤、あるいは炭層相当層準には、0.2～2 m 程度の、暗褐色で緻密、堅硬な、いわゆる“炭質頁岩”が存在する。

凝灰岩ないし凝灰質砂岩～シルト岩の発達は、中部層以上でやや顕著となり、特に、第三層直上の凝灰質頁岩は日吉地区にまで追跡され、御嵩・可児地区の“第三層”と、日吉地区の“本層”とを対比する上で一つの良好な鍵層となっている(鈴木・矢加部 1967)。また、御嵩町樋ガ洞・井尻近傍では、これらの約 5 m 上位に、同定不能の植物破片を含む厚さ 30～50 cm のガラス質白色凝灰岩層が断続しつつ、同一層準に分布する。さらに、凝灰岩層の発達が悪い部分を含め、一般に、第三層炭層以上では、砂岩～シルト岩中に、径 1～2 mm の白色軽石粒を混える部分が多くなる。これらは一括して、引続く平牧期の火山活動の前駆的現象として理解される。

第三層上位以上には、また、これらの凝灰質岩と互層または指交して、粗～中粒アルコース砂岩が分布し、一部ではクロスラミナや乱堆積相が観察されている。東部・上之郷地区ではこの層準に、黒雲母片を多

量に含み、葉理面から薄板状に剝離しやすい性質をもつ細粒砂岩～シルト岩が発達する。後述するように、同地域ではこの部層がウラン鉱床を胚胎しやすい一つの層準となっている。

上記の各層は、盆地周縁に向かって漸次厚さを減しながら基盤にアットするが、現在みられる基盤の縁から水平距離で50～300mの範囲では、特徴的な縁辺相に移化している。これは、風化面で鮮かな赤褐色～黄褐色の色調を呈する細粒砂岩～シルト岩に加えて、花崗岩質基盤の場合には、礫岩・淘汰の悪い粗粒アルコース砂岩・砂質泥岩等を、また、古生層基盤の場合は角礫岩・礫質砂岩等を混じたもので構成される。礫種は、基盤の岩質を明瞭に反映している。

4.2.2 平牧層群

可児盆地の瑞浪層群相当層は、従来から平牧層群の名称で呼ばれている。

その細分については多くの意見がこれまでの研究者によって提唱されていて、例えば、広この地域において総括を行なった、美濃炭田可児地区地質図（松沢ほか：1962）では、下位から本郷累層、華立累層、山崎累層の3累層を区別している。しかし、筆者らの現地調査の結果では、この地域で“本郷累層”と“華立累層”を区別して考えねばならぬ積極的な根拠は発見できず、したがってこの報文では“華立累層”の名称を用いない。

これに対し、一方の“本郷累層”については、最近、模式地である瑞浪市日吉本郷付近の研究が進み（矢崎・1968）従来、無化石とされていた層準から貝化石が発見されるにおよんで、模式地と、定義自体についての再検討が望まれるに至った。現在の段階では従来の“本郷累層”の一部は、日吉地域では少なくとも明世累層下部の月吉層と、同時異相の関係にあることがほぼ確認されている。これらの命名を整理する立場から、YOSHIDA（1963～65）、花田ら（1968）は層群境をも変更した試案を提出しているが、現在、まだ一般化しているとはいえ、かつ、今後の検討をまつ必要もあると思われるので、ここは一応これまでの慣用にもとづいて、“本郷累層”の名称を引用符つきで使うこととする。

すなわち、この報文で用いる“本郷累層”は可児夾炭累層上位の、陸水成の凝灰質シルト岩～砂岩・礫岩等で構成される地層を指し、可児炭田図中の本郷・華立両累層を合したもの、また、花田らの原見礫岩部層・津橋部層と、平牧層群から山崎部層を除いたものにほぼ相当する。また、年代的には瑞浪層群本郷累層と、それと同時異相関係にある明世累層の一部とほぼ同時期の堆積物と推定され、かつ、上部は明世累層中～上部層とも対比される可能性を残す。

山崎累層は、“本郷累層”の上に軽微な不整合関係でなっている。

瑞浪層群と平牧層群との生成環境からみた大きな相違点は、前者の中～上部に、明世累層から生依累層に至る一連の海成相があるのに対して、後者は完全に陸水湖盆中に堆積したことである。双方の堆積盆地が直接つながった時期を示す堆積物としては、松野池北方、鴨ノ巣部落との中間稜線上に、“本郷累層”の中～上部層が薄く残っているだけで、この堆積直後から、両盆地は再び分化していったものと考えられる。

平牧層群と中村層群、つまり、可児夾炭累層と“本郷累層”との関係は、盆地東部では明瞭な不整合であるが、中部の御嵩町城以西では基底礫岩の発達がわるくなり、西に向かって次第に粗粒アルコース砂岩に移化して明瞭な堆積間隙を示さなくなる。全域を通じて、この両層群間の時間間隙は、それほど大きなものではなかったと思われる。

1) “本郷累層”

“本郷累層”の露出は、可児盆地東縁部の中新統のうちで最も広い面積を占め、特に、御嵩町可児川左岸の丘陵地帯には標式的に分布する。

頂部を削られているので真の全層厚は明らかでないが、現在観察できる部分での最大層厚は110m、傾斜は、局地的な例外を除いて水平ないし5°以下の緩傾斜である。南西方に傾く場合がやや多い。

不整合面付近の岩相は可児夾炭累層と酷似し、区別は極めてつけにくい。しかし、主要部は、軽石粒を多量に含んだ暗灰色中粒～細粒砂岩・淡灰色凝灰質シルト岩・白色凝灰岩等の互層で構成され、容易に識別できる。一部の凝灰質シルト岩を除き層理の発達は貧弱で、マブな見掛をとることが多く、風化面では黄灰色、黄褐色となり、特徴ある蜂の巣状の割れ目を生じる。各単層の厚さは1～8m程度である。

凝灰質岩のなかの軽石粒の大きさは、1～3mmが普通であるが、上部に多い粗粒部では局部的に径2cm

に達するものがある。泥質の基質が少なく、軽石粒が相対的に多くなったものでは、一見、“あわおこし”状の見掛を呈する。

基底部以外の礫岩層で顕著なものは、可見川左岸では2層あって、標高230m前後と標高210m前後（基底よりそれぞれ約70～80m、および50～60m上位）の地点をつらねてそれぞれ分布する。最大層厚6m前後、平均2～3mで、古生層粘板岩の角礫を主体とし、堅く固結している。

可見川右岸地区では、堆積盆の周縁に近づくために、単層の連続性は劣り、膨縮もはなはだしい。

上之郷地区、美佐野以東では、“本郷累層”は直接、先第三系基盤岩類の上にある。ここでは、先行河川の流路を埋めて堆積したと思われる礫岩～礫岩の発達が著しく、美佐野～正ガ洞間では粘板岩ホルンフェルスを主体とし、チャート・花崗岩を混える礫岩のレンズが数層重なる。東方、次月部落付近では基盤は花崗岩類となり、礫種もそれを反映して、花崗岩礫だけになる。いずれの場合も礫の最大径は約1mに達し、基質は、淘汰の悪い、泥まじりの粗粒アルコース砂からなる。この上位にみられる“本郷累層”の主体は、凝灰質シルト岩～砂岩、白色ガラス質凝灰岩等で、軽石粒を含むこと、マッシブな見掛を呈すること等、可見川左岸地区にみられる特徴をここでも保っている。特に、前沢～津橋地区では、部分的に珪質ノジュールを含むマッシブな凝灰質シルト岩層の発達が特に良好となり、最大層厚約60mに達する。このなかには、径1cmに達する軽石粒を多量に含む場合があり、現地では“オニサバ”と俗に呼ばれている。

さらにこの上位には、軽微な侵食面をへだてて礫岩～細礫岩、炭質砂岩、粗～中粒アルコース砂岩、凝灰質砂岩～シルト岩の順で、下位から上位に堆積した厚さ30～40mの部層があり、正ガ洞の奥から津橋・次月間のトンネルを経て松野池に至る間に主として分布する。礫岩からアルコース砂岩にかけては多量の黒雲母片を、また、凝灰質砂岩中には軽石粒とスコリヤを、それぞれ多量に含み、クロスリナが顕著である。津橋～松野池間の小径に沿って、凝灰質シルト岩中には含まれた、厚さ約30cmの亜炭層があって、小規模に試掘された跡がある。

“本郷累層”と可見炭累層間の不整合面は、上之郷謡坂・美佐野東部・小原～謡坂間・井尻等で局部的に観察される。可見川河床では、宿部落の天王堰堤に標式的な基底礫岩が現われている。ここでは、最大径30cm程度の花崗岩、チャート、粘板岩等の円礫～亜円礫が、アルコース質の基質で固結されていて、約5mの厚さを持つが、下流側に粒度・層厚を減じ、御嵩町市街付近から西では、礫質部がレンズ状に断続しながら、次第に含礫粗粒アルコース砂岩に移化する。前述のように、基底礫岩上10m前後の範囲では、“本郷累層”の典型的な岩相が現われることは少なく、したがって、基底礫岩が充分発達していない地点では、一見層準の判定に困難を感じる場合が多い。

さらに、特徴的な緑辺相には、御嵩町市街の南方約3km、可見町原見～久々利部落一帯に分布する乱堆積相がある。これは、御嵩町～可見町の境界となっている古生層の基盤稜線に沿って、幅約800mの範囲に分布するもので、粗悪亜炭・炭質頁岩・凝灰質砂岩～シルト岩等の雑然とした堆積物である。走向・傾斜の測定を有意に行なえる場合はほとんどない。細部の観察によると、個々のユニットはいずれもまだ可塑性を相当有する状態で変形をうけていることから、これらは、堆積後固結が充分進行しないうちに、湖底でスランピングをおこしたものと考えられる。久々利～柿下間の県道沿いで観察されるこの乱堆積層と、上部の成層した砂岩～シルト岩互層岩の関係は、非整合である。

同様の乱堆積層のもう一つの模式地は、可見町山岸～石井間の丘陵地である。ここではホルンフェルス化した古生層粘板岩を基底として、その上位約30mの稜線に至るまで、この乱堆積層で占められている。大局的にみて、基部には粘板岩角礫を含むシルト岩～細粒砂岩が多く、その上位には暗褐色無層理の堅硬な含軽石粒シルト岩が乗る。このなかには、厚さ1.5m前後の、淘汰の比較的良好～粗粒アルコース砂岩のレンズや、粗悪亜炭層の断片などが、無秩序に包含されている。

“本郷累層”中からは海棲動物の化石は産出せず、従来の記載によれば *Palaeotapirus yagii*, *Chilothelium pungator*, *Anchitherium hypohippoides*, *Amphitragulus minoensis* などの哺乳類化石が報告されている。(MATSUMOTO・1921, TAKAI 1939 ほか)。植物化石は、特に、中～下部層の凝灰質シルト岩～凝灰岩層中に、保存の悪い破片を局部的に多産し、場合によっては薄い粗悪亜炭層を作ることもあるが、同定に堪えるものは少ない。

筆者らの調査区域中では、御嵩町謡坂の白色凝灰岩層の下部に、比較的保存のよい植物化石を産し、尾上亨によって *Alangium aequalifolium*, *Ulmus pseudolongifolia*, *U. ctr. miophylla*, *Smilax trinervis*, *Acer* sp. が同定されている。これらは下位の中村層群中の植物化石との共通種が多く、冷温気候を指示する阿仁合型植物群の特徴をそなえているが、一方では *Smilax* のような暖気候種の出現は、瑞浪盆地で明世累層が堆積した時期と同一の、温暖気候へのうつりかわりの過程を示すものとして注目される。

2) 山崎累層

可見盆地の中新統の最上部に分布する火山砕屑物に富む地層で、調査地内での露出は、御嵩町市街と可見町柿下を結ぶ線の西側に限られ、特に、可見町山崎・二野・吹ガ洞一帯では標式的な露頭が数多く見られる。層厚は約50mである。全体によく成層していて、大局的には西南方に5°以下のゆるい角度で傾斜するが、個々の露出面ではほぼ水平層として扱える場合が多い。

山崎累層は下位の“本郷累層”を軽微な不整合でおおう。久々利、山崎付近では、基底部に古生層源の珪円礫を主体とし、固結の進んだ厚さ2～3mの基底礫岩が見られるが、一般には、風化面でいちじるしい赤褐色を呈する含礫シルト岩が、直接“本郷累層”の上位にのる。

柿下～二野間では、NW-SE系の構造線に沿って、南西側の“本郷累層”が相対的に沈降して生じた凹所があり、その斜面上に山崎累層がアバットする。ここでは、山崎累層の主体は含礫凝灰質砂岩～シルト岩であって、礫種は主として古生層源の粘板岩ホルンフェルス、チャートからなり、花崗岩類はまれである。このなかにはまた、下位の“本郷累層”の凝灰質砂岩～シルト岩の礫が局地的に含まれることがある。

山崎累層の主部は、下部層準では主として凝灰質細粒砂岩層～シルト岩層からなり、白色軽石質凝灰岩・粗粒砂質凝灰岩等をはさむが、中部層準では中～粗粒の含礫砂質凝灰岩・細礫岩等が主として発達するようになり、局地的にシルト岩～細粒砂岩層をはさむ。中部層中には通常、軽石粒やスコリアを多量に含み、クロスミナの発達がいちじるしく、下位の単層は時に、深さ5m程度にわたって洗掘されたり、泥質岩では団塊状～レンズ状に引きちぎられたりしている。凝灰質の部分には天然木炭の破片が含まれることがあり、泥質部には保存の悪い植物片をまじえるものがある。

基底から約30～40m上位には、厚さ約7～10mの、きわめて均質な灰白色砂質凝灰岩がよく連続しており、露岩となってしばしば稜線上にあらわれる。さらにこの上位には、凝灰質シルト岩～砂岩互層の発達が顕著である。地質図上では便宜上、上記の砂質凝灰岩の底部以上を、上部層として一括表示してある。

古生物学的見地からの山崎累層の層序対比はまだ充分とはいえないが、二野・大森・辻洞を中心としては、*Acer* sp.などをはじめとする台島型植物群に属する化石の産出が知られている（江場・1955）。一方、山崎累層は、その岩相が土岐市下肥田の模式地における下肥田累層の岩相に酷似し、火山活動の形式、規模からは、同累層との対比には相当な可能性が残されている。矢崎に（1964）よれば、下肥田累層と明世累層の上部とが同時異相である可能性が指摘されているが、この見解をも考慮して、現在の知見では、山崎累層の位置を、明世累層中部層以上、生俵累層以下の層準に対比するのが最も妥当と考えられる。

4.2.3 瀬戸層群

上記の中新統を明瞭な不整合でおおい、鮮新統瀬戸層群が調査地内の稜線上に広く分布する。その大部分は、よく円磨された古生層と濃飛流紋岩類の礫からなる礫層で、レンズ状に中～粗粒アルコース砂岩層をはさむことがある。これらは、松沢・植村らによって、下位の土岐口累層と上位の土岐累層に分けられ、両者は軽微な不整合関係にあるとされている（松沢・植村：1964）。

土岐口累層は砂・粘土・粗悪亜炭を主とする部分で、土岐盆地南部から笠原・多治見・瀬戸市にかけてよく発達し、この地方の主要産業である陶磁器類の原料供給源として、資源的にも重要視されているために、多くの地質・鉱床学的研究が行なわれている。しかし、御嵩・可見地域では、土岐口累層の発達はきわめて悪く、東南端浅間山の周辺に限って、厚さ10m前後の砂～粘土互層がわずかに分布するにすぎない。

これにくらべて、土岐累層は主な稜線上をほとんど例外なくおおい、その延長は東方約35kmの中津川市近傍から、西南方へは名古屋・岡崎市付近にまでおよぶ。その主部は前記の礫岩で、礫の大きさは通常鶏卵大～こぶし大であるが、時には人頭大以上のものも含まれる。

土岐累層の基底部はしばしば“赤色土化”・褐鉄鉱化が進み、所によっては礫が褐鉄鉱層によって固結さ

れ、俗称、“鬼板”となっていることがある。また、局地的には粘土化が進んで、礫の部分までハンマーで割れるほど軟弱になっていることがあり、美佐野部落南方塞ノ神松付近の稜線上に典型的な露頭がある。

瀬戸層群を構成する遼大な量の砂礫は、当時の河川の氾濫原として堆積したものと考えられており、この点については従来の意見の多くが一致している。すなわち、この時代には中新世にみられた堆積盆地は消失して、陸化に伴う準平原化がほぼ完了しており、定高性の強い見行山地中位面が形成されていたとみてよい。瀬戸層群はこの上をさらにおおって、現在稜線部に広く残っている土岐面を形成したものである。しかし、その形成時の気候条件に、いわゆる“大雨期”を想定する必要があるかどうかは、まだ議論の余地があると思われる。一つの傍証として、土岐盆地の瀬戸層群下部からは、*Liquidambar miocenica*, *Smilax trinervis* 等の植物化石が発見されており、高温多湿の気候条件を指示している点が注目されている（徳永：1967）。

4.3 第四系

4.3.1 段丘堆積物

調査地域西端、現在の木曾川流路に近い御嵩町高倉・伏見、および可見町二野には、海拔120~140mの間に明瞭な段丘面が指摘され、この表面をおおって、層厚2~10m程度の段丘礫層が分布する。礫は、古生層のチャート・粘板岩、濃飛流紋岩の中~巨礫からなることが多く、主として現在の木曾川に関連して運搬、形成されたものと考えられる。さらに、可見川左岸の御嵩町送木附近にも、小規模な、砂礫を主とする段丘堆積物が存在する。

4.3.1 崖錐堆積物

現在、古生層の粘板岩・チャートが比較的急峻な斜面を作っている御嵩町北側丘陵の山麓部と、南山付近の花崗閃緑岩の露出部付近にはそれぞれの角礫を主体とする小規模な崖錐がかたちづくられている。地質図上には、その主要なものだけに限って表現した。

4.4 地質構造とその発達史

前記の観察結果から推して、御嵩町付近の中新統堆積当時の地質環境は、東部は花崗岩類、主部は古生層からなる、相当開析の進んだ山地が沈降して生じた、内陸性の湖盆であったと考えられる。現在の可見盆地の南縁には、ほぼ北西~南東方向に走る華立断層が存在し、一部では瀬戸層群をも切っているが、隣接する土岐・岩村等の構造盆地に比較して、形成に際して基盤が受けた擾乱は微弱であったものと推察される。しかしながら、大局的に見れば、東濃地方での堆積盆の形成には、白堊紀後期からすでにその兆候があらわれていたように、NE-SW系、およびNW-SE系の2つの主な断裂系で規制された、地塊性の運動が関与していたことは否めない。また、盆地の形成の初期から継続した火山活動の痕跡などとあわせて、この盆地の誕生が、いわゆる“古瀬戸内沈降帯”の活動の一環としての性格をもっていることを、あわせて考慮する必要がある。

可見盆地全体としてみた沈降の中心は、現在の可見町広見附近とみられることには、筆者らの観察結果を含め、多くの研究者の意見が一致している。しかし、現在みられる中新統の全層厚から推定して、沈降量は、多めに見積っても数100m程度にとどまり、東北日本の典型的なグリンタフ積成盆地のように、数千メートルにもおよぶ大規模な沈降域の形成とはまさに対照的である。また、これらのことから、沈降に当たって当時の古地形面は大きな擾乱を受けずに保存され、現在復元される基盤地形がほぼそれにあたるとみてよいであろう。

この基盤の谷の部分には、通称“チャンネル”と呼ばれていて、その中に最初に堆積した中新統基底部の粗粒堆積物は、後背地の地質を明瞭に指示している。御嵩町東部では、大局的にみてチャンネルの位置はほぼ現在の可見川の流路と一致する。チャンネルの本流は、“津橋チャンネル”と呼ばれるもので、松野池東端から津橋部落東部・正ガ洞・美佐野・宿・中切・送木と下り、それに対して北方からは諏坂・小原・樋ガ洞・井尻と下る“諏坂チャンネル”と、南方からは、大壺から北流して城町で合流する無名のチャンネルと、合わせて2本の枝チャンネルの存在も、あわせて確認されている。これらのチャンネルの解析には、系統的なボーリングと重力探査が特に有効なほか、縁辺部等では、基盤直上の中新統の走向、傾斜が、多く基盤地形と調和的であるため、それらを測定することも一応の目安として利用できる。しかし、盆地中央の平



第 2 図 御嵩地区基盤等高線図
Contour map of pre-Miocene basement

野部では、基盤の深さも多くは200m前後となるので、細かい解析はまだ行なわれていない。

チャンネルに対応して、久々利～御嵩間には、地表の中新統の直下に埋もれて、東西に伸びる古生層の尾根があるらしく、現在、中新統中に点在する古生層の“島”によって、その存在が推測される。

中新統堆積期間中におこった堆積盆地の変化のなかで、注目に値するのは東北部、日吉地区と西南部、御嵩・可児地区との盆地の分化現象である。すなわち、東部では夾炭層形成後に一時的な隆起傾向を示し、本郷累層との間に明瞭な不整合面が形成されたのに対し西部の隆起現象は微弱で、しかも、引きつづく堆積盆地の沈降の中心は次第に西方に向かって移動していったことが明らかである。

中新統が堆積をはじめたから以後の変動も“本郷累層”の一部の基底にみられる乱堆積相に関連するものを除けば一般に軽微で、断層沿いのごく局所的な例外を除いて、いちじるしい褶曲や地層の急斜はみられない。一般には、上部の瀬戸層群をも含めて、 10° 以下の緩傾斜が普通である。

これらのことはまた、後にのべる、ウラン鉱床の形成の場が、現在まで大きな擾乱をまぬがれてきたことをも、あわせて意味している。

5. 含ウラン鉱床の産状と成因

5.1 一般的産状

開発初期における、東濃地区全般を通じてのウラン鉱床探査上の作業仮説としては、主として次のようなものがあつた。すなわち、

- A) 異常点は、花崗岩類の基盤直上、約10m前後の範囲に限って存在する。
- B) 異常点は、土岐～可児夾炭累層中に限って存在する。

の2つがそれである。このうち、A)は供給源としての花崗岩類の役割を重視した推測であり、B)は鉱床の形成環境に関する規定であつた。特に、B)は鉱床形成の機構にある程度同生的な要素が考慮されていたためもある。この2つの仮説にしたがつて、当時の調査範囲は、土岐～可児夾炭累層と花崗岩類基盤との間の不整合面に沿う部分が重点とされていた。

しかし、その後の調査研究の進展に伴つてこれらの作業仮説は大幅に改訂されるに至つた。すなわち、



1. 古生層 2. 花崗岩類 3. 岩脈 4. 中新統, 同縁辺相 5. 放射能異常点
 1. Palaeozoic formation 2. granitic rocks 3. dike 4. Miocene sediments, marginal facies 5. spot of radioactive anomaly

第3図 御嵩地区放射能異常点分布図
 Distribution map of radioactive anomalies

第2表 御嵩地区の放射能異常点

露頭	標高 m	測定値 (最大) μr/h	品位 (最高) % U ₃ O ₈	層準 ⁵⁾	岩相
松野池 ¹⁾	325	80 ²⁾	0.01±	H-m	凝灰質シルト岩
津橋 ¹⁾	274	100	0.02±	H	凝灰質シルト岩
正ガ洞	240	80	0.01±	H	礫混り粗粒砂岩・細粒砂岩
次月	200	85	0.024	H-m	細粒砂岩
美佐野	175	35	0.01±	K	細粒砂岩
中切	200	65	0.01±	K-m	細粒砂岩
譚坂	258	1150	1.05	K	中～細粒砂岩
小原	252	140	0.031	K	中粒砂岩
種ガ洞	245	700 ³⁾	0.21	K	凝灰質中粒砂岩
種ガ洞下	205	70 ³⁾	0.007	K-m	粗粒砂岩
井尻	180	48	0.012	K-m	粗粒砂岩～細礫岩
長岡	155	35	0.015	K-m	泥混り粗粒砂岩
南山	170	25	0.003	H	極細粒砂岩
尼ガ池	132	110	0.016	K-m	細粒砂岩
大庭 ¹⁾	150	100	0.010	K-m	細粒砂岩

1) 原子燃料公社発見。
 2) TCS-123型)シンチレーションカウンタで測定。他は TCS-121 型。
 3) DC-P 5型)シンチレーションカウンタで測定。他は TCS-121 型。
 4) ±……異常値より推定。他は蛍光法により分析。分析者 関根節郎・望月常一・大場きみじ
 5) H……“本郷累層”, K……可児炭灰累層, -m……各, 縁辺相

A)については、基盤から少なくとも70m以上上位にある異常点(小原)の発見、さらに、現在の地表での花崗岩地域の縁辺から3km以上もへだたった、古生層基盤上の異常点の発見(大庭など)

B)では、“本郷累層”中での異常点の発見(松野池・津橋・次月・正ガ洞・南山など)があったためである。これらの発見によって、鉱床賦存の可能性が、時代的にも空間的にも一層拡大されることになった。

現在までに、可児盆地東半部において、放射能異常点として確認されたものは第2表に示す通りであって、前述のように、胚胎層準は可見夾炭累層基底から“本郷累層”中部にまで及んでいる。

可見夾炭累層のうち、隕行炭層第三層を一つの鍵層として扱うと、縁辺部ではその直上位、あるいは最下位に異常点が比較的密に分布する傾向があるが、全般的にみても特定の層準だけに限って、ウランがことに濃集しやすいという傾向はあらわれていない。これは、瑞浪～土岐盆地にも共通する傾向である。

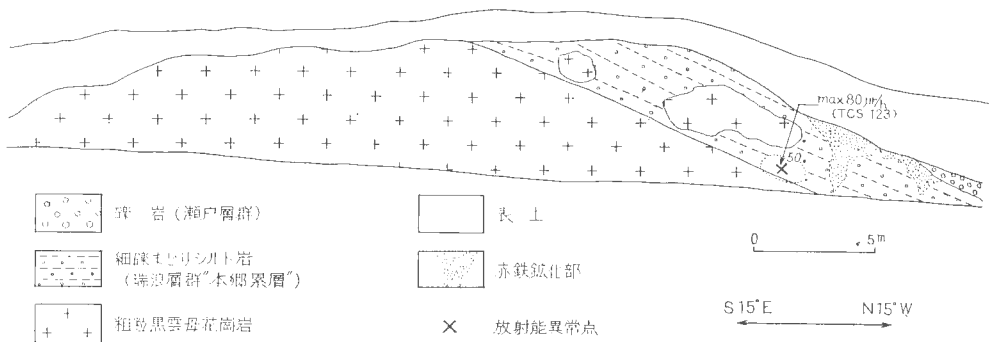
次に特徴的なのは、基盤古地形と関連して盆地縁辺部、特に、“チャンネル”や湾入部に鉱床が密集する傾向がみられることである(第2図参照)。これらの点をさらに検討すると、おのおの異常点の状況から、さらにいくつかの共通的な要素を拾い上げることができる。それらは、おおむね以下のようにまとめられる。

A) 花崗岩類の基盤直上に位置する異常点は、通常、アルコース砂岩に伴われる。粒度は概して粗粒であるが、部分的には中粒の場合もあり、時には、粘土、泥まじりとなったり、細礫質の部分もあって、淘汰はよくない例が多い。可見夾炭累層、“本郷累層”を通じて、この基底部の異常点の岩相上の特徴は共通である。

B) 花崗岩類を基盤としながらも、基底部以外の上位層準に現われる異常点の場合でも、一般には花崗岩起源の物質が認められる。最も特徴的なのは、比較的新鮮な黒雲母片である。加えて、植物片、粗悪亜炭の薄層をはさむ場合も多く、乾燥した風化面では片状に剝離しやすい。粒度からは中粒～細粒砂岩に属するものがほとんどであるが、上・下盤を“炭質頁岩”～シルト岩にはさまれて、通常、相対的な透水層になっている。このことは、水平方向に測った基盤との距離が短いことともあわせて、ウランを含んだ地下水の循環系が、直接鉱床の形成に関与した可能性を強く示唆するものである。第三層炭層の層準と関連づけて考える必要があるのは、特にこの場合である。

C) A) B) の両タイプが同一地点でオーバーラップすると、数層準にわたって何本もの異常のピークが現われることになる。

D) 一方、古生層基盤の場合は、これらとはかなり状況を異にしている。各異常点を通じて共通の要素は、アルコース質の碎屑物が肉眼的にはほとんど認められないこと、基盤周辺に発達する淘汰不良の黄褐色泥混じり砂岩～シルト岩の縁辺相から、正常の堆積層に移行する付近に異常が認められる場合が多く、基盤との垂直距離は10m内外とみられること、などである。



第4図 松野池露頭スケッチ
Sketch of Matsumoike outcrop

異常の連続性は水平的にも垂直的にもきわめて不良で、普通は約10m以内、しかも品位も0.0m% U_3O_8 以下である。このことは、必然的にこの種の鉱床が発見される確率を低め、経済的価値を低めている一要素といえよう。

5.2 露頭および試錐

露頭および試錐について、そのおのおのの概略を以下に記載する。測定値は特記したもののほか、標準テストピースを用いて校正した医理学研究所製 TCS-121 型シンチレーションカウンタを用い、プローブをケース外に引き出して露頭に密着させた時の値。分析値は、技術部化学課によって、蛍光法で得られた値である。

1) 松野池露頭

瑞浪市西端、松野池の北岸。湖畔の道路に沿って八幡神社から約250m北東方に進んだ地点。池の大江に面する道路ぎわの、高さ約4mの崖に、延長約3mにわたって放射能異常が存在する。測定値の最大は80 μ r/h（医理学研究所製 TCS-123 型シンチレーションカウンタ使用）。同一露頭の南端には、煙石石英を含む粗粒黒雲母花崗岩の露出があり、異常は基盤直上である。

岩質は淘汰の悪い、細礫混じりの凝灰質シルト岩で、直上に瀬戸層群土岐砂礫層の基底部が来ているために、赤鉄鉱化、粘土化がいちじるしい。層準は“本郷累層”の中部層に相当し、その縁辺相とみられる。位置的には津橋チャンネルの源流部に相当する。

放射性鉱物は認められず、モンモリロナイト質粘土のウラン吸着による異常と推定される。

1966年、原子燃料公社によって発見された。

2) 津橋露頭、津橋1・2号試錐

津橋部落の東部で、松野池へ向かう小径と小さなトンネルを抜けて次月へ向かう小径との分岐点付近で、1966年、原子燃料公社によって発見された露頭である。

現場は民家の裏手で、それより約3m低い水田のふちの用水路底であって、正確な地質環境は掴みがたい。しかし、東方約30mには風化した閃雲花崗閃緑岩の露出が存在するので、基盤のごく近傍であることにはまちがいない。異常部の岩相は、“本郷累層”中部層の黄褐色凝灰質シルト岩で、地表での異常の水平延長は約10m。異常の程度は最大100 μ r/hと、いずれも小規模である。

この部分は津橋チャンネルの東側壁部にあたるため、異常がさらに広い範囲に及んでいる可能性を検討する目的で、異常点から約60m間隔で、チャンネルの中心線に向かって、津橋1・2号試錐を掘さくした。（1966年11月、担当：小林竹雄、コア検査：鈴木泰輔）これらの試錐孔については、原子燃料公社および金谷弘・武居由之らにより検層が行なわれたが、特に顕著な異常は発見されなかった。

3) 正ガ洞露頭

名鉄バス松泉閣前停留場から北東方に伸びる可見川の支谷・正ガ洞を、約600mさかのぼった、正ガ洞部落の東南、水田わきの用水路の縁にあらわれた異常で、最大の厚さは約3.5m、延長は約70mである。母層は“本郷累層”中部層に局部的に発達する灰色粗粒アルコース砂岩と、そのなかにレンズ状にはさまれる厚さ約1mの暗褐色細粒砂岩とからなり、一部には花崗岩・古生層起源の中礫～細礫を混ざる。

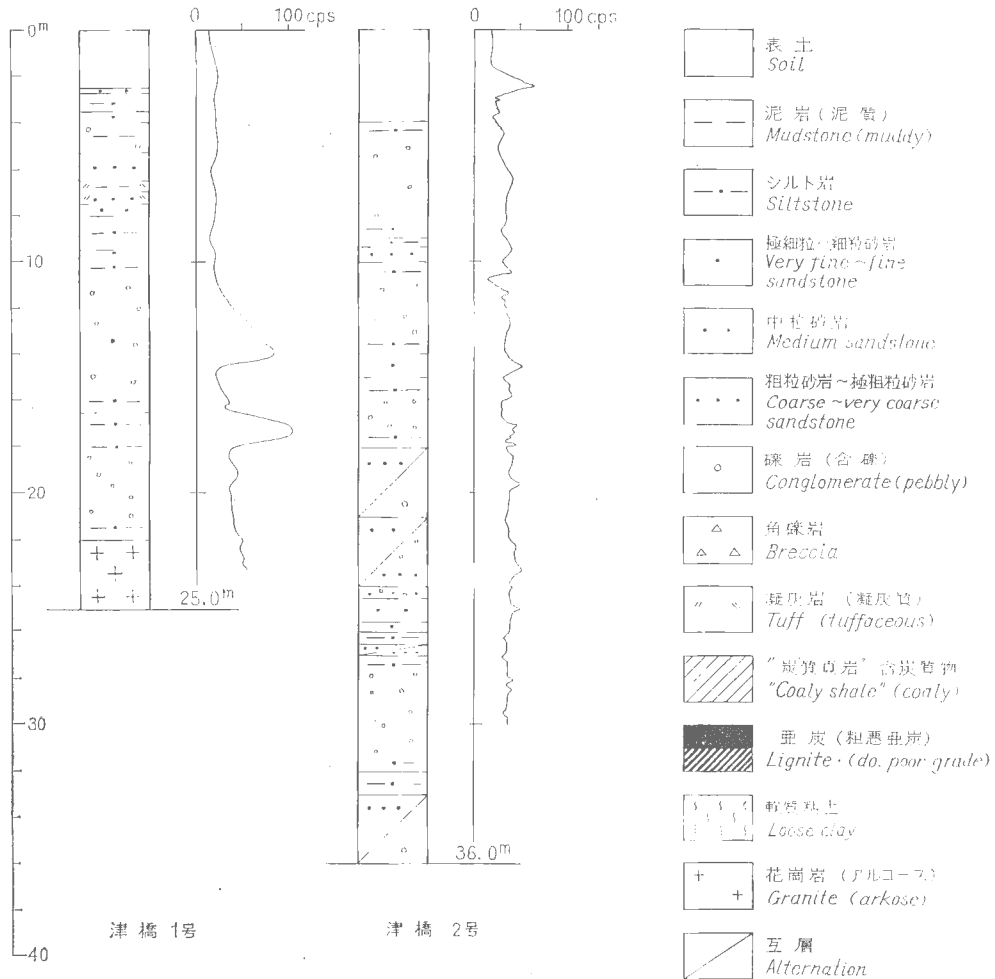
異常の最大値は80 μ r/h。放射性鉱物は確認されていない。

同様の粗粒アルコース砂岩～礫岩は、正ガ洞・津橋トンネル・次月部落北方一帯に比較的広く分布し、あきらかに“本郷累層”中～下部層の特徴を持つ凝灰質シルト岩の上位にのり、所によっては接している下位の単層をわずかに削っている。これは、現在の知見では、“本郷累層”堆積中の一時的な堆積ギャップと考えられる。

この地域は現在では津橋川の流域からはずれているが、基盤地形からは津橋チャンネルの中流部に相当し、最も有望な鉱床賦存地域の一つとして、1968年現在、動力炉・核燃料開発事業団の手で試錐探鉱が進められ、一定の成果を収めつつある場所である。

4) 次月露頭

名鉄バス鬼岩公園前停留場から国道21号線を上岐市方面に約100m進んだ左手北側の崖で、異常点はその東端、道路面直上にある。この崖は、国道21号線改修工事に伴って、1965年に切りひらかれたもので、現在はコンクリートモルタルが吹きつけられているため、直接岩盤を観察することはできない。



第5図 津橋1, 2号試錐柱状図
測定器: 医理学研究所製シンチレーションカウンタ, B.G.=13 cps, T.C.=2 sec, 速度=1 m/min.
Columns of Tsubashi No. 1 & 2 drilling cores

露頭全体は、“本郷累層”中～下部の縁辺相にあたりと考えられ、粗粒黒雲母花崗岩の細礫～巨礫が、泥混じり粗粒アルコース砂～黄褐色凝灰質シルト等の基質中に多量に含まれている。礫質部と砂質部は、レンズ状の断面を示して相互に重なり合う場合が普通である。淘汰はきわめてわるく、典型的な崖堆積物の様相を呈する。

異常のある東端部では、下位の褐色シルト岩ないし細粒砂岩と、上位の巨礫岩とにはさまれて、厚さ平均30 cmの黒色の炭質細粒砂岩の薄いレンズがある。異常は、この黒色部に限られ、測定値は40-85 $\mu\text{r/h}$ 、分析品位は0.024% U_3O_8 である。特定の含ウラン鉱物はみられない。

基盤の黒雲母花崗岩までの垂直距離は約20mと推定されるが、この露頭の北方約100mのところには、鬼岩公園の西端に相当する花崗岩の山稜が迫っており、これらの堆積物は津橋チャンネルから分岐して東にのびる枝チャンネルの底に堆積したものとみてよい。また、この粗粒花崗岩体のウラン含量は土岐花崗岩体中で

最も高く、ウランの供給源として特に注目に値するものといえる。

5) 美佐野露頭

美佐野部落東端、国道21号線高橋東詰から津橋川左岸を約 250mさかのぼった地点に連続する高さ約10mの崖である。青灰色中～細粒砂岩と、花崗岩～古生層粘板岩・チャート等の礫を含む細礫岩～中礫岩の互層からなり、単層の厚さは礫岩でおおむね 1m以下、砂岩等で 50 cm以下である。連続性には乏しく、巨視的にはレンズ状を呈する。

異常はこのうち、黒雲母片を特徴的に含み風化面では片状に剝離する性質が顕著な、層厚約 30 cmの細粒砂岩層中にみられる。露頭面での延長は数m、最大値は $35 \mu\text{r/h}$ と、微弱かつ局地的な異常である。津橋チャンネルの中～下流部に相当する。

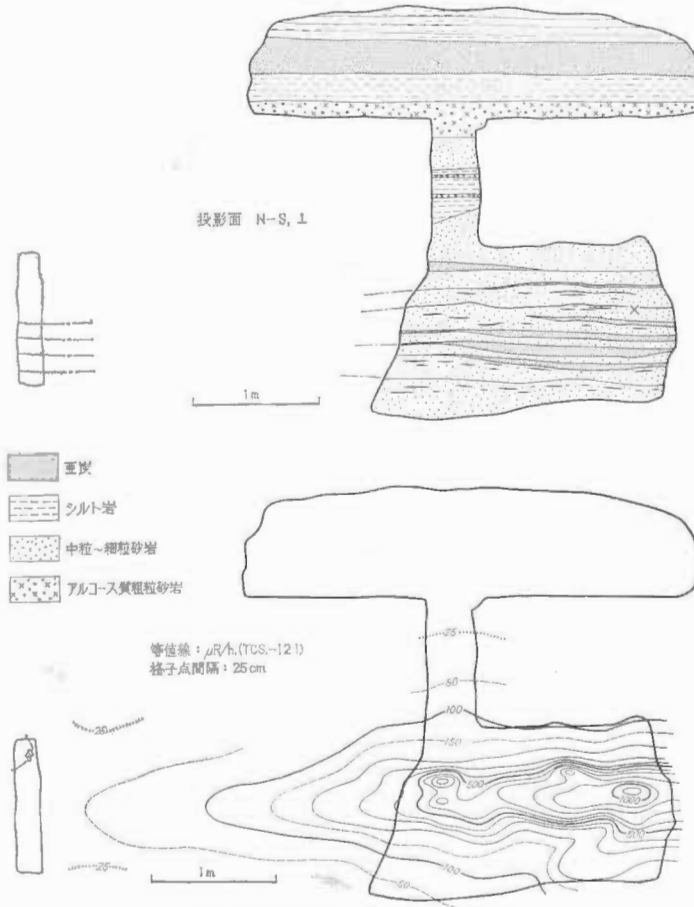
6) 中切露頭

中切部落東方、願仙寺溜池からさらに東方に伸びる、浅い小谷に沿った標高200mの地点で、雑木林の中にある。黄褐色細粒砂岩の崩落土からなる小露頭で、局部的に、自然数の約4倍に相当する $65 \mu\text{r/h}$ の異常が認められるが、連続性その他は、周辺が深い表土層におおわれていて不明である。

層準的には、その岩相からみて斑状細粒閃雲花崗閃緑岩にアバットする、可児夾炭累層中～上部層の縁辺相と推定される。

7) 謡坂露頭、御嵩1・2号試錐

謡坂露頭は1963年6月、坂巻・小尾によって御嵩地区で最初に発見された異常点であり、その後の本地域



第6図 謡坂露頭スケッチ
Sketch of Utō-zaka outcrop

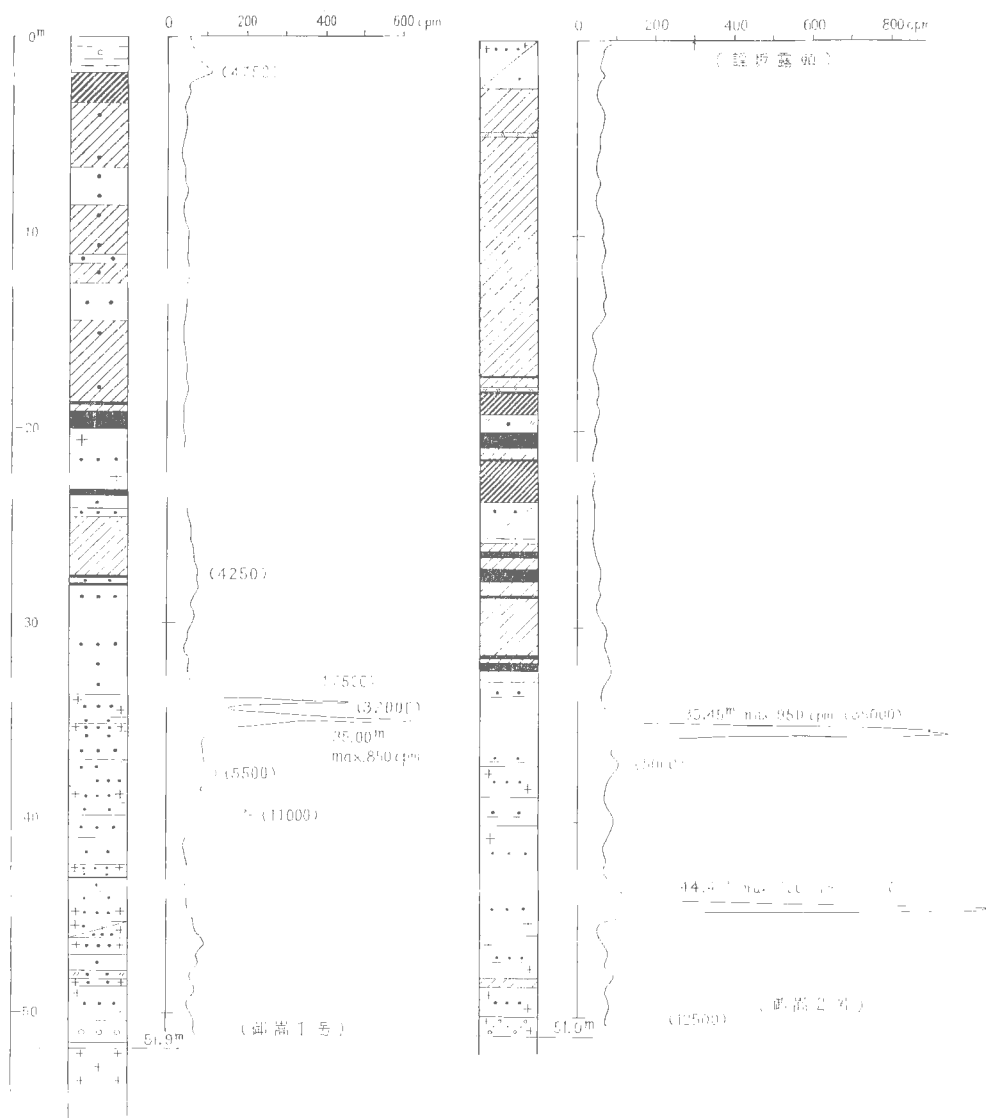
地質調査所報告 (第 232 号)

の調査・研究の端緒となったものである。その位置は、小原公民館から東方へ約200m、誦坂部落へ向かう広い谷の東北縁にあたる。

異常は、可児夾炭累層の第三層炭最上位の暗褐色・ルーズな中粒～細粒砂岩層にみられる。この砂岩層は、風化すると片状に剝離し、植物片を相当量含み、さらに多量の黒雲母片を含むのが特徴である。異常値の最高は 1.15 mr/h, 分析品位は最高 1.05% U_3O_8 に達する。しかし、同一層準内でもU品位には著しい差がみられ、側方約 4 m の位置でのトレンチでは異常はほとんど認められなくなる。

含ウラン鉱物は、現在の知見では、二次鉱物として生成したメクリンバリウムウラン石が、肉眼的・X線の・化学的に確かめられた唯一のものであって、初成鉱物はまだ知られていない(林・長島1966)。

この露頭と基盤との垂直的な位置関係を正確に把握するために、1964年7月、簡易試錐・御嵩1・2号を挿進し(担当:小林竹雄)、あわせて、原子燃料公社の協力を得て放射能検層を実施した。



第7図 御嵩1, 2号試錐柱状図
Columns of Mitake No. 1 & 2 drilling cores

その結果あきらかになったことの中には、深度約50m前後で基盤花崗岩に着盤する以前に、2層の放射能異常帯があり、地表の謡坂露頭自体を含めると、3層の放射能異常帯が重層しているという、注目すべき事実がある。このことは、それまでの“花崗岩に接する放射能異常帯は基盤直上に限って分布する”との作業仮説が、少なくともこの地域では成立しないことを示すとともに、側方からの透水層を流下する地下水等によって、ウランの運搬、濃集が促進された可能性をあわせて示唆する点で重要である。

基盤地形との位置関係では、この異常はいわゆる“謡坂チャンネル”の源流部に位置するものである。

8) 小原露頭、御嵩3号試錐

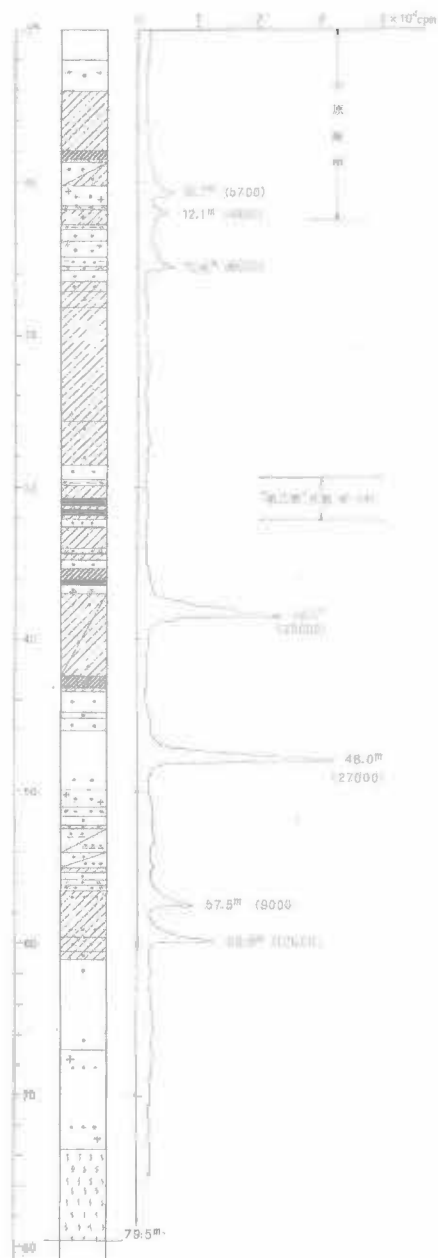
同じく1963年6月、謡坂露頭から同一の層準を追跡中に発見した異常点である。小原部落中央、白山神社の東方約100mの、小原公民館の南西裏にあたる高さ約9mの崖の中腹部である。劣化した第三層炭層の“炭質頁岩”の上位に、黄鉄鉱クロットを含む泥質細粒砂岩～粗・中粒アルコース砂岩の互層がのり、そのなかの、アルコース質中粒砂岩に沿う上下約1mの範囲が異常帯である。黒雲母細片を多量に含み、風化すると片状に剝離するのは謡坂露頭と同様の特徴である。

含ウラン初生鉱物は発見されず、少量のメタリンパリウムウラン石が母岩の割れ目などに着生する。結晶は極めて微細で、肉眼では黄白色、粉状を呈し、鱗片状の自形を示すものはない。異常値の最高は140 $\mu\text{r/h}$ であるが、測定値の側方変化は著しく、追跡できるのは約15mの範囲である。分析品位の最高は、0.031% U_3O_8 である。

露頭直上から行なった御嵩3号試錐(担当・小林竹雄)および、同試錐孔に対する原子燃料公社による放射能検層の結果では、謡坂露頭および御嵩1・2号試錐でみられる異常の重層構造が、ここでも明瞭に示され、かつ、それらの部位が透水層になっていることが判明した。また、この試錐孔は79.5mの掘進にもかかわらず基底部に到達せず、謡坂露頭との間でチャンネル底の流路勾配が急に立ってきていることは、注目に値しよう。

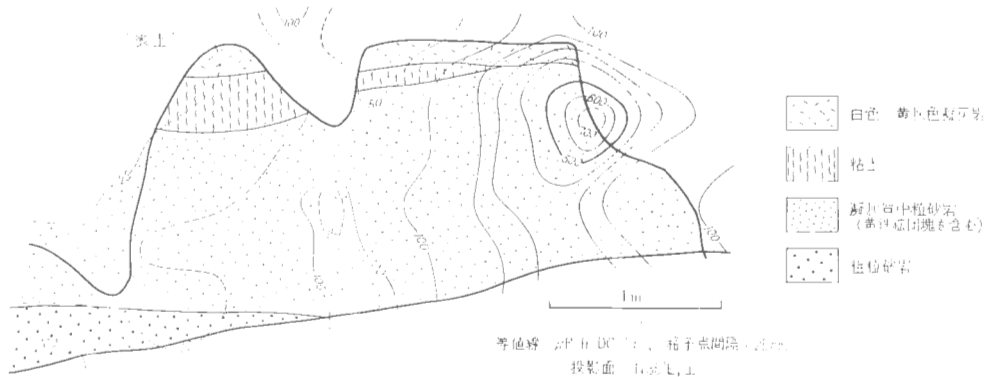
9) 樋ガ洞露頭、御嵩4号試錐

小原露頭の西北西方約450m、樋ガ洞部落内の北寄りの部分の水田の畔にある。第三層炭層～“炭質頁岩”の約10m下位と推定される比較的均質な凝灰質中粒砂岩中に、最大値700 $\mu\text{r/h}$ (DC-P5型シンチレーションカウンタによる)。



凡例は第5図に同じ
測定器：S.L. シンチレーションカウンタ，T.C. = 1 sec.
第8図 御嵩3号試錐柱状図

Column of Mitake No. 3 drilling core



第9図 樋ガ洞露頭スケッチ
Sketch of Tōgahora outcrop

分析品位 $0.21\% \text{U}_3\text{O}_8$ の放射能異常が認められる。この砂岩は黄鉄鉱クロットをやや多量に含むが、それらと異常点との直接の関連はない。凝灰質の部分はモンモリロン石化が顕著で、特定の含ウラン鉱物が発見されないことから、ウランの大半はこのモンモリロン石に吸着されている可能性が最も濃い。同一層準内の異常の連続性は乏しく、延長にして数mの範囲にとどまるが、発見露頭から約150mの西方の同一層準に、最大値 $60 \mu\text{r/h}$ (DC-P 5) の別個の異常が存在することから、他にも、微弱な異常点がこの層準に沿って局所的に散在している可能性がある。

樋ガ洞露頭の古地形上の位置は、謡坂チャンネルの中流部で、流路が東-西方向から南南西方向へ屈曲する地点に相当している。

基盤深度は、地表から41.5m掘進した簡易試錐・御嵩4号(担当:野口勝)でも確認されていない。試錐孔の下部では古生層の粘板岩ホルンフェルスを主体とする淘汰不良の角礫層が発達していることから、基盤は古生層と推測される。この試錐孔の放射能検層(原子燃料公社による)の結果では、自然計数の2.5倍以上の放射能異常は検出されていない。

10) 樋ガ洞下露頭

樋ガ洞部落の南端、樋ガ洞露頭から約450m下流の左岸側用水底に、最大 $70 \mu\text{r/h}$ (DC-P 5型シンチレーションカウンタによる)、分析品位 $0.007\% \text{U}_3\text{O}_8$ の微弱異常がある。

この南方約100mには、東側、すなわちチャンネルの左岸側から張り出した基盤古生層の小さな尾根があって、現在の地表にも粘板岩ホルンフェルスが露出している。異常点一帯は、層的には可見夾炭累層の中部層に相当すると思われるが、岩相的には直接対比することができず、恐らくこの尾根によってダム・アップされた、基盤直上の周縁堆積相と考えられる。

基盤に接しては、厚さ3m以上にわたって、最大径80cmの花崗岩円礫と粘板岩ホルンフェルスの亜円礫を主とする基底礫岩部があり、その上位に、灰緑色〜暗青灰色粗粒アルコース砂岩・アルコース質細礫岩を主として、中〜細粒砂岩・泥質岩・炭質物をまじえる、厚さ7~10mの縁辺相堆積物がのる。

異常はこれらのなかで、基盤から約8~10m上位にある、厚さ約20cmの暗青灰色粗粒砂岩を中心として存在する。側方延長は約10mで減衰するが、自然計数の約1.5倍に当たる $20 \mu\text{r/h}$ 前後の極微弱異常は、この露頭のほぼ全面にわたって認められる。

この異常点は基盤直上のチャンネル底の堆積物中にある点で、次月露頭と類似している。謡坂・小原の試錐孔底部に近く現われる異常も、おそらく類似の地質環境下で形成されたことが考えられる。

11) 井尻露頭

井尻部落西方の丘陵、井尻八幡神社の裏参道に沿う。約20m下方には基盤の古生層粘板岩ホルンフェルスが現われており、これにアバットして下位から上位へ向かい、凝灰質砂岩〜泥岩互層・粗粒アルコース砂岩

～細礫岩が分布する。これらはいずれも可児夾炭累層の縁辺相に対比が可能である。

異常は、粗粒アルコース砂岩～細礫岩のなかで、弱い褐鉄鉱化を受けた基部付近に認められる。最大値 48 $\mu\text{r/h}$ 、分析品位 0.012% U_3O_8 の微弱なもので、延長も約20mである。ウランは褐鉄鉱ないし粘土鉱物に吸着されているものとみられ、含ウラン鉱物は発見されていない。

12) 長岡露頭

井尻露頭の南西方約200m、長岡部落の東端に位置する客七用の小採土場跡の崖で、基盤の古生層粘板岩ホルンフェルスは、異常点の直下約5mのところすでに露出している。

異常点の岩質は、淘汰の悪い暗褐色～黄褐色の泥まじり粗粒砂岩で、時に古生層源の角礫を含み、湖盆の縁に崖錐性堆積物として形成されたものと考えられる。層位的には、可児夾炭累層中部層に相当する。

異常の最高値は 35 $\mu\text{r/h}$ 、分析品位は 0.015% U_3O_8 、異常部の延長は 3 m 程度と、いずれも小規模で、含ウラン鉱物も発見されていない。

13) 南山露頭

御嵩町市街地南方、南山溜池堰堤から約300m西北西、奥田川をはさんで金比羅神社と相対する丘陵の稜線直下に位置する。上半部約20mは、ほとんど水平に成層したおおむね均質の黄褐色含軽石凝灰砂岩～シルト岩で、下半部約15mは、花崗閃緑岩の中礫～巨礫と、古生層砂岩～粘板岩の角礫等を多量に含む、泥まじり粗粒アルコース砂岩の基底部層からなる。これらは、“本郷累層”の中～下部層相当層である。

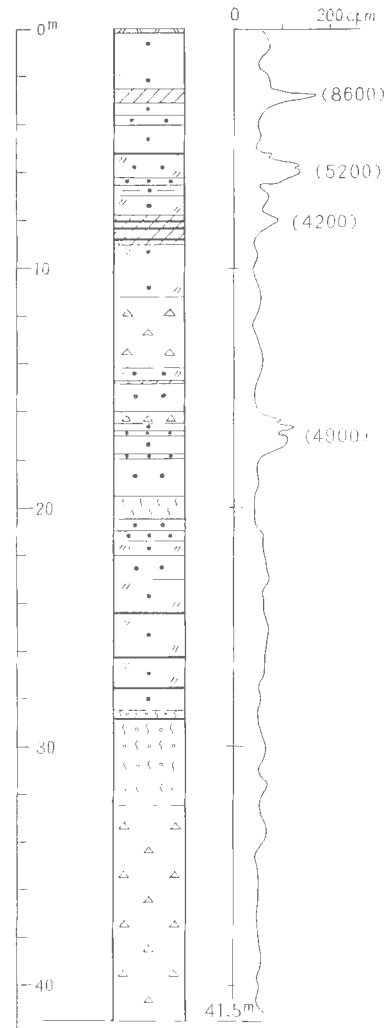
異常は上半部のうちの、厚さ約50cm、延長約2.5mの、緻密な赤褐色極細粒砂岩の“はさみ”の部分に限られ、最大測定値は自然計数の約3倍の 25 $\mu\text{r/h}$ 、分析品位 0.003% U_3O_8 と、微弱である。しかし、基底からやや離れた“本郷累層”中の異常点として、特異な存在のため、特に記載する。

14) 尼ガ池露頭

御嵩町市街南方、尼ガ池部落の南端山麓部に位置する。基盤の古生層粘板岩ホルンフェルス上に、その角礫を多量に含んだ極めて淘汰の悪い泥質砂岩が約3mの厚さで乗り、さらにその上位に、比較的良好に成層した青灰白色の凝灰質中～細粒砂岩層が局部的に分布する。露頭部での観察では、これらは基盤の地形と調和して、西に向かって緩く傾斜する。附近の水田にはかつて稼行された重炭酸鈣の立坑跡が散在し、稼行の記録からは、上記の砂岩層は第二層炭層の上位、第三層炭層の下位に相当する、可児夾炭累層の縁辺相であることがたしかめられている。

異常はこれらのうち、細粒砂岩層の一部に限って存在し、地層面に規制される傾向を示す。最大測定値は 110 $\mu\text{r/h}$ で、分析品位は 0.016% U_3O_8 である。含ウラン鉱物は存在しない。この露頭は品位こそ低いが、古生層基盤との関係が最もよく観察できる点で重要である。

15) 大庭露頭



凡例は第5図に同じ
測定器：SU-P4W G-M カウンタ、B.G.=60 cpm, T.C.=12 sec 測点：50 cm ごと、() 内は S.L. シンチレーションカウンタによる値。

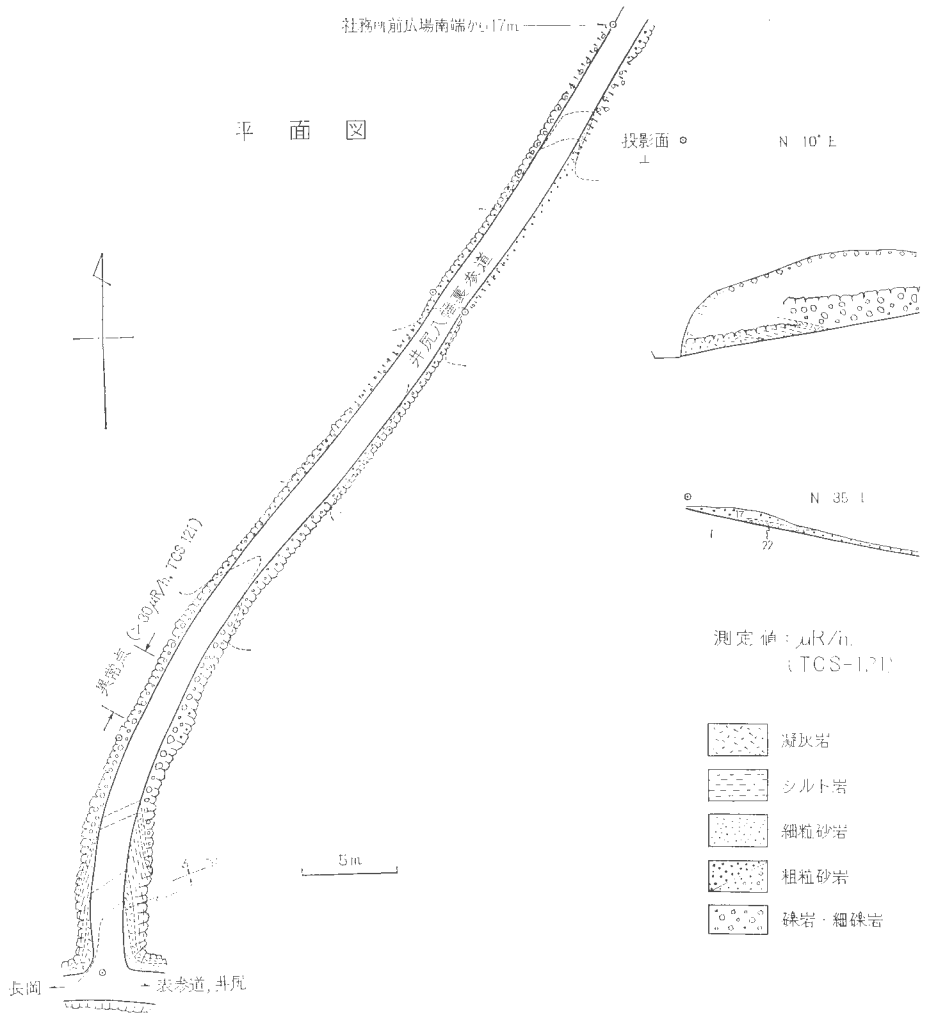
第10図 御嵩4号試錐柱状図
Column of Mitake No. 4 drilling core

1966年に、原子燃料公社によって発見された露頭で、御嵩町大庭部落の北端から、菖蒲溜池に通じる小径を約350m北上した地点にある。露頭では、淘汰の悪い、黄褐色シルト質細粒砂岩・灰色中粒砂岩・暗褐色炭質シルト岩等が不規則に混在した、典型的な可児夾炭累層の縁辺相があらわれている。しかし、その南方約20mのところまでは、第四層炭層が確実に追跡されてきており、また北方約30mの地点には基盤古生層の粘板岩が露出していることから、この露頭が第四層相当層準であることは間違いない。

異常は、この縁辺相のうち、粘板岩角礫や最大径 30 cm 程度の石灰質ノジュールを含んだ、黄褐色シルト質細粒砂岩の部分にみられ、上下約 3 m、延長約 5 m にわたっている。異常値の最大は $100 \mu\text{R/h}$ 、分析品位は $0.010\% \text{ U}_3\text{O}_8$ に達するが、原子燃料公社では $0.075\% \text{ U}_3\text{O}_8$ に達する分析結果も得られている。

微視的にみた場合には、石灰質ノジュールと異常との間に直接の関連はみられないが、巨視的には、南方の正常な堆積相中でも、異常点と同層準の含ノジュール層や角礫岩層が $12\text{--}16 \mu\text{R/h}$ の値を示し、一般の砂岩・シルト岩層の測定値 ($7\text{--}8 \mu\text{R/h}$) に対し、あきらかに有意の差を示している。特定のウラン鉱物は発見されていない。

この露頭は、現在までに発見された可児盆地東半部の異常点群のなかで最西端に位置し、現在、地表に露



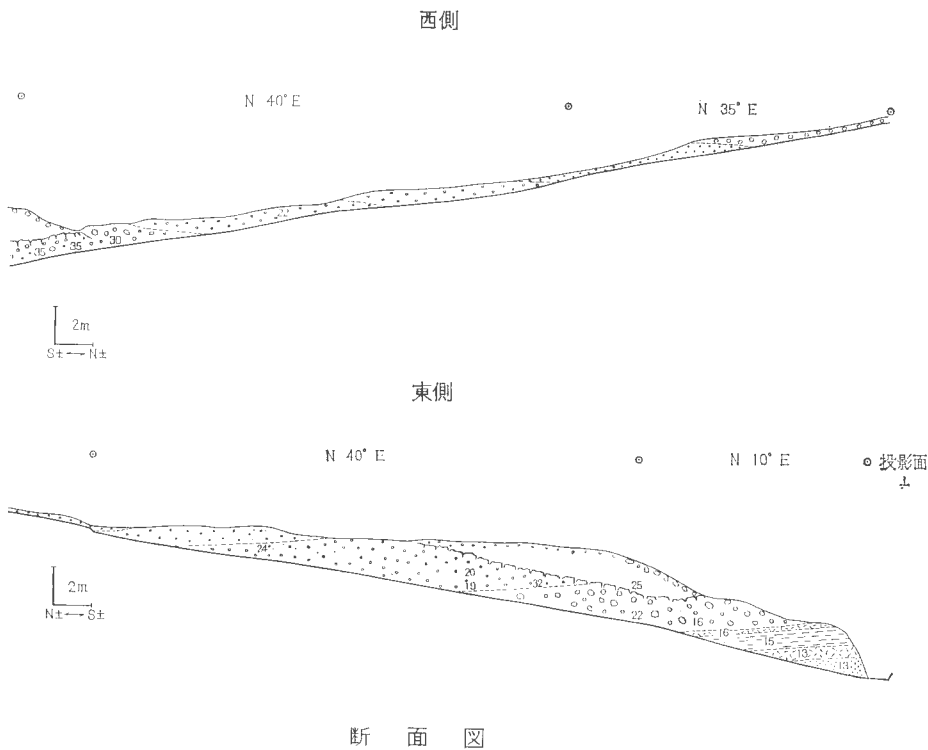
第11図 井尻露

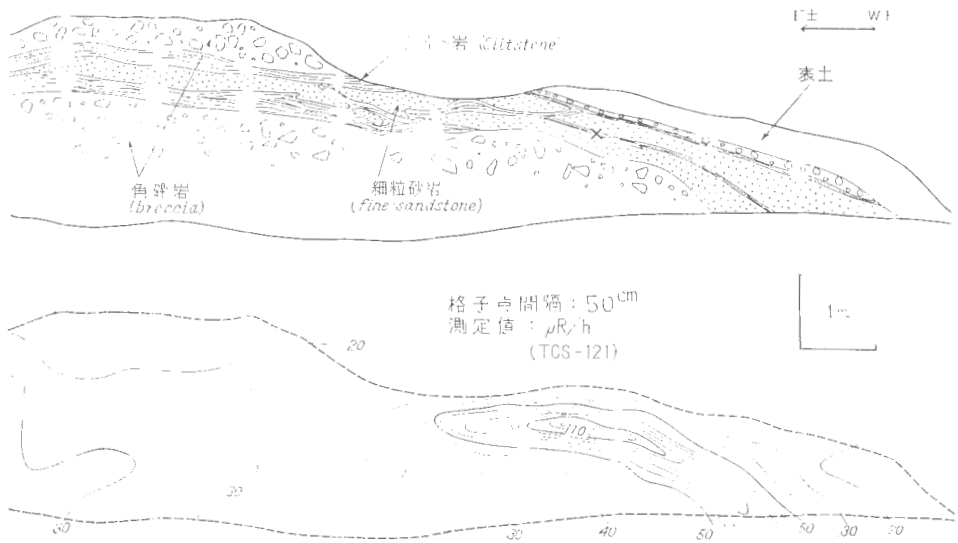
出する花崗岩体の縁からの水平距離も、約 3.5~4km と最も遠い。これは花崗岩体からのウランの移動を考
える場合、この地域としては、一応の限界値に相当する距離とも考えられる。

5.3 鉱床の成因に関する考察

現在、これまでに記したような鉱床と地質に関する多くの知見によって、鉱床の成因について従来よりは
かなり明瞭な方向が示されるようになった。しかし、最終的な結論づけにあたっては、これまでの探査を中
心にした野外研究を、成因究明の立場からさらに発展させるとともに、実験室段階でも、鉱石の絶対年代測
定、放射平衡論的考察、母岩の透水性・孔隙率の測定、吸着・溶出機構の検討等、多くの面からのアプ
ローチが必要である。これらは、いずれも現在、研究が進行中か、あるいは将来にわたって計画されている段階
なので、ここでは、現在までの知識で明らかになった範囲に限って、予備的な考察を試みることにする。

ウランの供給源として考えられるほとんど唯一といってよい対象が、花崗岩類であることは否定できな
い。古生層、特に黒色粘板岩中にも微量のウランが存在することは、広く一般に知られているが、この地域
の試料では 10 ppm U におよぶものはまれで、供給源としての重要性はまず考慮の外においてよいものであ
る。





第12図 七岐池露頭スケッチ
Sketch of Amagaïke outcrop

したがって、鉍床賦存の可能性は、花崗岩地帯をはたれると急速に小さくなり、また、個々の異常点の規模・品位も劣化する。可見夾炭累層～“本郷累層”の堆積時に、当時の地表水系によって運搬された花崗岩質の砂の分布は、岩体西縁の御嵩町中切から約 9 km 西方の、可児町石井・山岸にまで及んでいるが、鉍床の分布地域はこれよりもせまい。盆地東半部とほぼ同一精度の探査を御嵩町西部、可児町一帯について実施した結果からみても、いまのところ前記の大庭露頭以西には異常が発見されておらず、また、今後、発見される可能性も低い。

基盤古地形との関連で、湾入部・縁辺部に異常が多く現われることは、一般的な意見として言われているとおり、このような半閉鎖的環境がウランの濃集にとって好適な場であるという主張を支持するものである。御嵩町市街以西は、盆地中心部に近く、陸水湖盆ではあるが、東部よりも開放的な環境であったために、この点からもウランの濃集には不利であったと推定できる。

一方、これらの不利な条件のない場所ではあっても、ウラン鉍床は普遍的に存在するものではない。特に、一定の層準に限って異常が現われるという傾向が巨視的には示されていないことは、鉍床が、同成的なものである可能性、したがって、現在の不均質性が、もともと均質だった同成的濃集帯からの溶脱や再濃集によって生まれたという可能性を否定する。さらに、第三系の蒙った変質作用のうちで、局部的にせよ熱水変質と指摘できるものがないことから、ウランの濃集機構を中新世以後の熱水作用に求める説にも難点が存在する。

これらの諸点からみて、現在、まだ多く検討の余地を残しているとはいえ、成因的に最も大きな可能性をもつプロセスは、基盤花崗岩類からの、恐らく風化、剝削に伴うウランの溶脱と、主として地下水による運搬・定着という図式であらわされる。謡坂チャンネルで特に顕著な重層構造は、往時の地下水水面の変動とあわせて、2層以上の透水盤に沿った側方からのウランの供給をおもに考える必要がある。

石原・鈴木(1969)による七岐花崗岩体のウラン・トリウム量に関する研究では、この岩体を供給源とみなし得る可能性について、少なくとも数量的には難点がないことが証明されている。しかし、さらに個々のチャンネル、個々の異常点について考察する場合には、岩体のなかでも一段と小さなスケールでのウラン分布の不均質性を問題にする必要がある。たとえば、土岐市定林寺第一露頭付近、松野池試錐孔などでは、放射能異常の認められる黄鉄鉱-緑色粘土細脈の存在が知られており、さらに、鬼岩附近には晶洞ベグマタイトも数多く観察されている。近接している苗木地区にみられるように、岩体の進入と同時に、あるいはごく

わずかおくれた時期に、侵入岩体の頂部に近くこのような形で局地的なウランの濃集部ができることは、ごく自然に考えられる。このような部位が風化、侵食を蒙った場合には、一般の場合とくらべて特に多量のウランが移動させられるわけで、堆積岩中のウラン分布の不均等性を論ずる場合に、この要因は無視できない。換言すれば、現在の異常点分布の不均等性は、堆積岩自体の物理的・化学的不均質性だけによるものではなく、ウランの母層への供給量そのものが、時間的・空間的に不均等であったことをも、あわせて指示している可能性が濃い。従って、今後の成因の解明には、具体的に上記のプロセスを追って、作業仮説を吟味してゆくことが必要だと思われる。

6. む す び

岐阜県御嵩地区におけるウラン鉱床は、基盤花崗岩類からの水平・垂直距離、および基盤古地形、母層である中新統の構造等の諸要素で規制されており、恐らく、花崗岩類の風化等に伴ってウランが溶脱され、地下水による運搬・沈殿の過程を通じて後生的に形成されたと考えるのが妥当である。1967年末までに15の異常点が知られているが、主要なものは、堆積盆地北東縁の基盤花崗岩の分布地域に限られ、基盤古地形に現われた津橋・謡坂の2つのチャンネル沿いに分布する。局部的には最高品位が1.05% U_3O_8 に達するものもあるが、一般には0.0n% U_3O_8 台のものが多い。含ウラン鉱物としてはリンバリウムウラン石が2カ所で確認されたのにとどまり、他は品位・産状からみて粘土鉱物と、一部は褐鉄鉱等に吸着されていると考えられる。

資源的には当面ただちに採行価値を期待することはむずかしいが、中新統堆積盆地の形成・発展と、そのなかでのウランの濃集機構というテーマに対しては、隣接する土岐一瑞浪、岩村の両盆地とともに、今後とも標準的な意義をもつ好フィールドとして、その価値がそこなわれることはないと思われる。その意味で、さらに進んだ段階での研究成果が将来にわたって集積されることが期待される。

参 考 文 献

- 1) 地質調査所ウラングループ(1964)：御嵩・平岩地区の放射能異常点と地質の概要，日本原子力学会誌，vol. 1, p. 87～89
- 2) 地質調査所ウラングループ(1968)：東濃北部含ウラン層域の地質順序，地質ニュース，no. 167, p.1～6
- 3) 土井和巳・平川清純・柴山弘之・稲積 惺・青山安雄(1964)：土岐市北部のウラン鉱床，日本原子力学会誌，vol. 1, p. 76～78
- 4) 江場信彦(1955)：岐阜県可児郡地方の中村・平牧層の植物群について，名古屋地学，vol. 6, p. 6～8
- 5) 浜地忠男・坂巻幸雄(1961)：愛知県栗栖鉱山の含ウラン鉱床，地質調査所報告，no. 190, p. 390～393
- 6) 花田克巳・鯉沼 稔・菊地 清(1968)：岐阜県可児盆地中東部の地質（演習）地質学雑誌，vol. 74, p. 107～108
- 7) 林昇一郎(1964)：土岐市北部産の本邦新産のリンバリウムウラン石，日本原子力学会誌，vol. 7, p. 79～85
- 8) 林昇一郎(1967)：東濃地域のウラン鉱床の概要，地質ニュース，no. 150, p. 3～6
- 9) 林昇一郎・長島弘三(1966)：岐阜県土岐市地方のウラン鉱床（第3報）（演旨），鉱物学雑誌，vol. 8, p. 117
- 10) HAYASHI, T., & INOUE, S. (1962): Sedimentary structure in the southern part of the Mino massif, central Japan. *Bull. Aichi Gakugei Univ. (Nat. Sci.)* no. 11, p. 79～90.
- 11) 林 唯一 (1968)：美濃加茂基盤漸層について（演旨），地質学雑誌，vol. 74, (2), p. 114
- 12) HAJITA, K. (1962): Tectonic development of the Median zone (Seto-uchi) of Southwest Japan, since the Miocene. *Jour. Inst. Polytechnics, Osaka City Univ.*, vol. 6, p. 103～144.
- 13) 藤田和夫・生越 忠 (1950～51)：岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相的分類，地質学雑誌，vol. 56, p. 481～492, vol. 57, p. 91～111
- 14) 石原舜三 (1967)：東濃地区の基盤花崗岩類の問題，地質ニュース，no. 150, p. 10～20
- 15) 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，地質調査所報告，no. 232(Ⅲ.1.2)

- 16) 糸魚川淳二・植村 武・菊地 清 (1967) : 東濃第三系とウラン鉱床, 日本地質学会全国大会 (名古屋) 地質見学案内書
- 17) 岩堀正二郎 (1951) : 岐阜県土岐盆地の第三系 (演旨), 地質学雑誌, vol. 57, p. 415~416
- 18) 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄 (1964) : 木曾川・矢作川流域の地形発達—現地シンポジウムにおける討論と今後の課題, 地理学評論, vol. 37, p.89~102
- 19) 神山貞二・佐藤学而・大橋取司・土井和巳 (1966) : 東濃におけるウラン鉱床探査の現況について, 鉱山地質, vol. 16, p. 85~90
- 20) 片田正人・河田清雄・坂本 亨・山田直利・村山正郎・磯見 博 (1960) : 20万分の1地質図幅飯田, 地質調査所
- 21) 清野信雄・石井清彦 (1925) : 7万5千分の1地質図幅多治見, 地質調査所
- 22) 横山次郎 (1931) : 美濃上之郷村にて新に発掘されたマストドンについて, 地球, vol. 16, p. 333~345
- 23) MATSUMOTO, H. (1921) : Description of some new fossil mammals from Kani district, Province of Mino, with revisions of some Asiatic fossil Rhinocerotoids. *Sci. Rept. Tokoku Imp. Univ., 2nd Ser.*, vol. 5, p. 75~91.
- 24) 松沢 勲・近藤善教 (1953) : 平牧層について (演旨), 地質学雑誌, vol. 59, p. 320
- 25) 松沢 勲・近藤善教・植村 武 (1959) : 2万5千分の1美濃炭田土岐地区地質図, 東海北陸亜炭鉱業対策委, 基礎資料専門委
- 26) 松沢 勲・近藤善教・吉田新一・植村 武・三浦一男 (1962) : 2万5千分の1美濃炭田可見地区地質図, 東海北陸亜炭鉱業対策委, 地質図編集専門委
- 27) 松沢 勲・植村 武 (1964) : 土岐構造盆地の地質と地質構造, 名古屋大学理学部地球科学教室構造地質学研究室業績, p. 1~35
- 28) 中野尊正 (1967) : “木曾川流域の地形発達” 「日本の地形」 p. 194~198, 築地書館
- 29) 野村松光 (1960) : 愛知県・岐阜県南部の鉱物化石新産地雑録 (その1), 地学研究, vol. 11, p. 279~282
- 30) 生越 忠 (1953) : 瑞浪層群の研究から提起された地質学上の基礎的問題, 地質学雑誌, vol. 59, p. 15~24
- 31) 小栗敬彦・正木建樹・神田昭夫・河井政治 (1968) : 可見郡御嵩附近の花崗岩類 (演旨), 地質学雑誌, vol. 74, p. 88
- 32) 大森正夫・忠内龍男 (1952) : 岐阜県地下資源調査報告書 第2輯 第1部・可見郡広見地区
- 33) 坂巻幸雄・鈴木泰輔・小尾五明 (1968) : 岐阜県御嵩地区のウラン鉱床に関する二・三の問題 (演旨), 地質学雑誌, vol. 74, p. 127
- 34) 佐藤良昭 (1967) : 東濃御嵩附近に分布する第三系の重鉱物組成 (予報) (演旨), 地質学雑誌, vol. 73, p. 101
- 35) SHIKAMA, T. & YOSHIDA, S. (1961) : On the Equid fossil from Hiramaki formation. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 44, p. 171~174.
- 36) 菅我部正敏・鈴木泰輔・井上英二 (1967) : 美濃炭田土岐・可見両地区の各主要稼行亜炭層対比について (予報), 地質調査所月報, vol. 18, p. 215~220
- 37) 杉之原正暁・上野輝弥 (1967) : 岐阜県御嵩町蒜坂産中新世コイ科魚類の化石について (演旨), 地質学雑誌, vol. 73, p. 101
- 38) 鈴木泰輔・菅我部正敏・坂巻幸雄 (1967) : 東濃御嵩・H吉両地域の地質と放射能異常について (演旨), 地質学雑誌, vol. 73, p. 100
- 39) 高田康秀・朽名重治 (1962) : 可見郡御嵩町上之郷, 前沢地区長石, カオリン鉱床調査報告, 岐阜県地下資源調査報告書, no. 10, p. 1~7
- 40) TAKAI, F. (1939) : The Mammalian faunas for the Hiramakian and Togarian stages in the Japanese Miocene, *Jubilee Publ. Comm. Prof. H. Yabe's 60th Birthday*, p. 189~204.

- 41) 徳永重元・尾上 亨（1960）：岐阜県美濃亜炭田土岐・可児両地区ならびに天草・三池両炭田における主炭層の古植物学的研究報告，地質調査所月報，vol. 11, p. 577~584
- 42) 塚本勝彦（1960）：岐阜県可児郡の平牧層における *Nelumbo* について，地学研究，vol. 11, p. 283~285
- 43) UEMURA, T. (1961): Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan, *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 394~417.
- 44) 渡辺景隆・岩堀正二郎（1952）：岐阜県土岐盆地第三系の層位学的研究，地質学雑誌，vol. 58, p. 433~442
- 45) 矢崎清貫（1964）：同時面からみた土岐・瑞浪地域の中新統，地質学雑誌，vol. 75, p. 596~598
- 46) 矢崎清貫（1967）：Key Bed(凝灰岩)からみた瑞浪層群の層序（演旨），地質学雑誌，vol. 73, p. 100
- 47) 矢崎清貫（1968）：堆積機構からみた東濃地域のウラン鉱床（演旨），地質学雑誌，vol. 74, p. 107
- 48) YOSHIDA, S. (1963~65): Stratigraphy and petrography of the Miocene Kani group in the western part of Kani basin, Gifu Prefecture (pt. 1~3), *Bull. Aichi Gakugei Univ.*, vol. 12, p. 61~80, vol. 13, p. 93~118, vol. 14, p. 85~96.
- 49) 吉川虎雄（1961）：木曾川の河岸段丘，御岳火山と濃尾平野との地形発達に関連を中心として，辻村先生古稀記念地理学論文集，p. 70~87

Geology and Uranium Occurrence in the Mitake Area, Gifu Prefecture, Central Japan

By

Yukio SAKAMAKI, Taisuke SUZUKI and Itsuaki OBI

Since 1963, 15 spots of radioactive anomalies have been discovered in the Mitake area located in the southeastern part of Gifu prefecture, so-called "Tōnō" or "East Mino" district, Central Japan.

There are three sedimentary basins in the Tōnō district named Iwamura, Toki-Mizunami and Mitake-Kani from the east to the west. Mitake area extends in the last one, occupying the area about 20 km long and 10 km wide. These basins belong to the Seto-uchi subsiding zone which took place along the southwestern part of Honshu arc during early to middle Miocene.

Radioactive anomalies accompanied with uranium concentration are found in the lower to middle Miocene sediments such as arkose sandstone, conglomerate or sometimes tuffaceous sandstone. All of them are non-marine facies and classified into the Kani lignite bearing formation of Nakamura group, and partly into the "Hongo" formation of Hiramaki group. The layout of anomalies is closely controlled by some structural factors such as position of the permeable beds, distribution of the basemental Cretaceous-early Tertiary granites and the buried troughs so-called "channel" under the Miocene sediments.

The most spots are concentrated along the eastern flank of the area, and very few are in the central to western part where the Paleozoic sediments are cropping out as the basement. Judging from these field evidences, it seems to be reasonable that the most important source of uranium would be the granitic rocks in the eastern part.

Very few uranium minerals have been identified except meta-uranocircite at two localities, and the most cases of uranium concentration are considered to be the adsorption effect on clay minerals or limonite. Underground water through the permeable beds and "channel" would be important as the carrier for leached-out uranium.

The grade of ore reaches up to 1.05% U_3O_8 , but to 0.0 n% in general.

IV. 11.4 岐阜県瑞浪市日吉地域の地質とウランの産状

鈴木泰輔*・浜地忠男**・根本隆文***・大久保太治****・尾上 亨*

要 旨

岐阜県瑞浪市日吉町周辺にみいだされる含ウラン層の産状、分布を明らかにし、同地域内の層位的関係を知るために試錐を伴う地質調査を行なった。

この地域は美濃飛驒山地の南端にあたり、基盤の古生層・花崗岩などを覆って新第三紀中新世の地層が発達している。下位より中村層群土岐夾炭累層、瑞浪層群本郷・生俣累層および瀬戸層群土岐累層に分けられ、各層群はそれぞれ不整合関係をもって接している。

これらのうち、ウラン濃集部は土岐夾炭累層と本郷累層中にみられるが、後者では露頭の数が少ない。

ウラン濃集部は高品位を示す地点が少ないが、連続性に乏しいようである。また、堆積岩中に存在するモンモリロナイトと密接な関係にあることが判った。

この地域の主要な含ウラン層となっている土岐夾炭累層は、上位の地層によって広く覆われるため、現段階の調査ではウラン鉱床の分布について不明の点が多い。

1. ま え が き

岐阜県下は古くから放射性鉱物の産地として有名であるが、本調査地域内ではじめてウランの存在が報告されたのは昭和35年森田・大塚⁷⁾らによってである。これは主として天然水中のウラン含有濃度を調査し、その分布から堆積土壌中におけるウラン濃集地帯を考察する地化学的探鉱法であった。その後、昭和37年12月、地域外の土岐市土岐津町北方において堆積岩中から高品位のウラン鉱物が発見された。本調査はこれを契機として瑞浪市日吉町周辺に分布する新第三系⁸⁾の堆積岩を対象に地質調査を行なったもので、それとともに含ウラン層について探査を実施したものである。

1.1 調査員および期間

この報告は昭和38・39両年度にわたって実施された地質調査ならびに試錐を伴う放射能探査などと、さらにその後他地域とあわせて行なわれた層序研究などの資料によって取まとめている。これらの調査・人員・期間などを表示すれば第1表のようになる。

なお、野外調査を行なうにあたり、動力炉・核燃料開発事業団東濃探鉱事務所の方々から多大の御援助をうけた。とくに、試錐検層や同社で実施した試錐のコア閲覧などに際し御協力を得た。また、瑞浪市当局ならびに現地の方々から種々の便宜を与えられた。深く感謝する次第である。

1.2 調査の精度および使用機器

調査にあたっては1万分の1空中写真図化地形図(現地補備測量を伴う)を使用し、地質準精査を行ないあわせて放射能強度測定調査を実施した。平岩付近についてはビット・トレンチ、浅掘試錐を行なうとともにルート・マップを作製し、他地域と較べやや調査の精度が高くなっている。また、日吉町白倉付近において詳細な資料を得るための層序試錐を行なった。

使用した測定器ならびに試錐機は次のとおりである。

測定器：株式会社医理学研究所製 TCS-121型 (TR式7線用シンチレーション・サーベーター)、同社製 DG-P₃型 (ガイガー・カウンター)、G. M 管—Su-P_{4W}

試錐機：鉱研式 TE-3型、サンダー SD-3型

* 燃料部 ** 金属鉱物探鉱促進事業団(元 鉱床部) *** 北海道支所, **** 応用地質部(元 技術部)

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 日吉町周辺の調査一覧表

No.	年度	地 域	作 業 種 類	調 査 者	期 間
1	38	日吉町周辺と他地域	地質概査と放射能強度測定	鈴木 泰輔 尾上 亨	38. 7. 8~7. 29 調査日数20日間
2	38	土岐市・瑞浪市・可児郡	試錐資料収集	鈴木 泰輔 坊城 俊厚	39. 3. 13~3. 20 調査日数6日間
3	39	日吉町平岩	浅掘試錐を伴う地質精査と放射能強度測定および鉱床調査	鈴木 泰輔 浜根 忠隆 大久保 隆太	39. 7. 25~8. 15 39. 7. 24・8. 16 調査日数20日間
4	39	日吉町周辺と他地域	空中写真図化のための標定, 補備測量	清藤 道也 岩崎 一 宮崎 芳 勝目 一 橋本 知	39. 5. 15~5. 24 調査日数10日間 39. 7. 10~7. 19 調査日数10日間
5	39	日吉町白倉	順序試錐	後藤 進 伊藤 勝 野口 吉 丹治 耕 鈴木 泰輔	39. 11. 3・11. 24 調査日数20日間 39. 11. 24・12. 15 調査日数20日間 39. 11. 18~11. 21 39. 12. 7~12. 11 調査日数5日間
6	40	日吉町周辺と他地域	順序研究	鈴木 泰輔	40. 8. 11~8. 25 調査日数13日間
7	40	同 上	同 上	曾我部 正敏 鈴木 泰輔	41. 2. 21~3. 4 調査日数10日間

2. 位置および交通

調査地は岐阜県の南東部に位し、瑞浪市日吉町地内にある。古くから要路として知られている中山道は、地域中央部のやや北寄りを東西に通じ細久手は当時の宿場であった。

瑞浪市街から北方へ約 8 km で地域中心部に至る (第 1 図)。中央本線瑞浪駅から本郷・細久手・平岩・深沢行の各バス路線があり、交通の便は良い。

3. 地 形

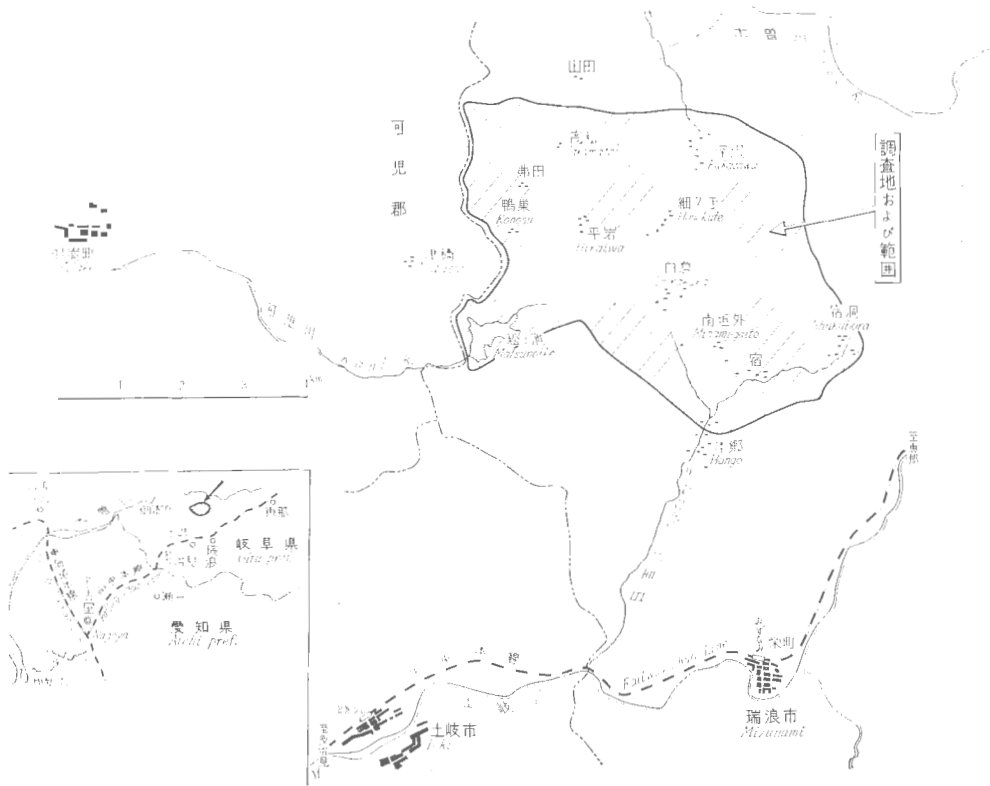
調査地は岐阜・愛知両県にまたがって広く発達した濃尾平野の北東縁に近い。東方約 35km には木曾山脈ほぼ南限の主峰恵那山 (標高2,190m) があり、北方には阿寺山地 (標高1,400~1,600m) 注1)、美濃飛騨山地 (標高1,000m前後) などの連山をひかえる。これらの山岳は南一西方に向かって次第に高さを減じついに濃尾平野に至るが、調査地域はこの間の見行山地と称される標高300~600mの丘陵地帯に相当する。

地域内の水系を概観すると大きく 2 つに分けられる。すなわち、丘陵上にある細久手を分水嶺の頂とし、それぞれ南に流れるものと北および西に流れるものとである。前者はすべて本郷付近で合流し土岐川支流の日吉川となり、後者は深沢を経て直接木曾川にそそぐもの、平岩松野池を経て木曾川支流の可児川となるものとのである。

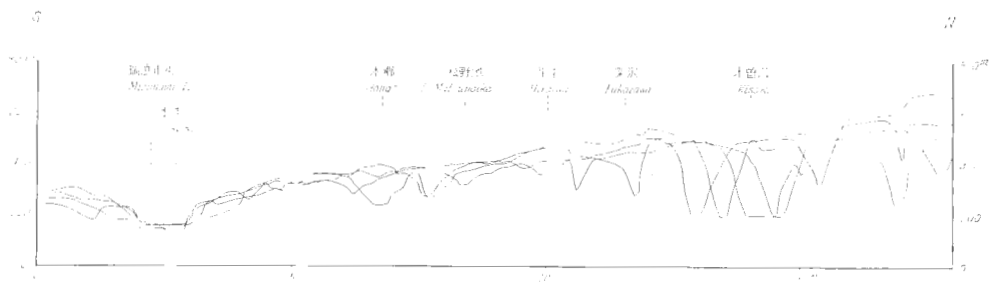
地形上には地質の差があまり顕著にあらわれない。しかし、一般に堆積岩分布地域は緩やかな丘陵地形であるのに対し、木曾川沿岸にみられるように、基盤岩類とくに古生層の粘板岩が分布している地域は急峻な崖となり峡谷を形成しやすい (第 2 図)。

注1) 岡山俊雄は木曾川流域の切峰面図でそれぞれの高さから 5 つの定高性を見出し、木曾山脈・恵那山地・三河高地・阿寺山地・美濃飛騨山地と区分した。美濃飛騨山地はさらにニツ森山地・見行山地に分けられている。

岐阜県瑞浪市日吉地域の地質とウランの産状（鈴木・浜地・根本・大久保・尾上）



第1図 調査位置図
Index map



第2図 瑞浪北方地域の地形投影断面図
Projectional section of topography in the north of Mizunami District

4. 地質および構造

4.1 地質

地域内の地質は古生層と花崗岩類を基盤とし、新第三系および第四系からなっている（第3図巻末袋入りおよび第2表）。

4.1.1 基盤岩類

地域周辺の基盤岩類は古生層と白堊紀末に貫入した花崗岩類とである。

第2表 日吉町周辺地域地質層序表

Table of Stratigraphical Sequence in the Hiyoshi-cho area

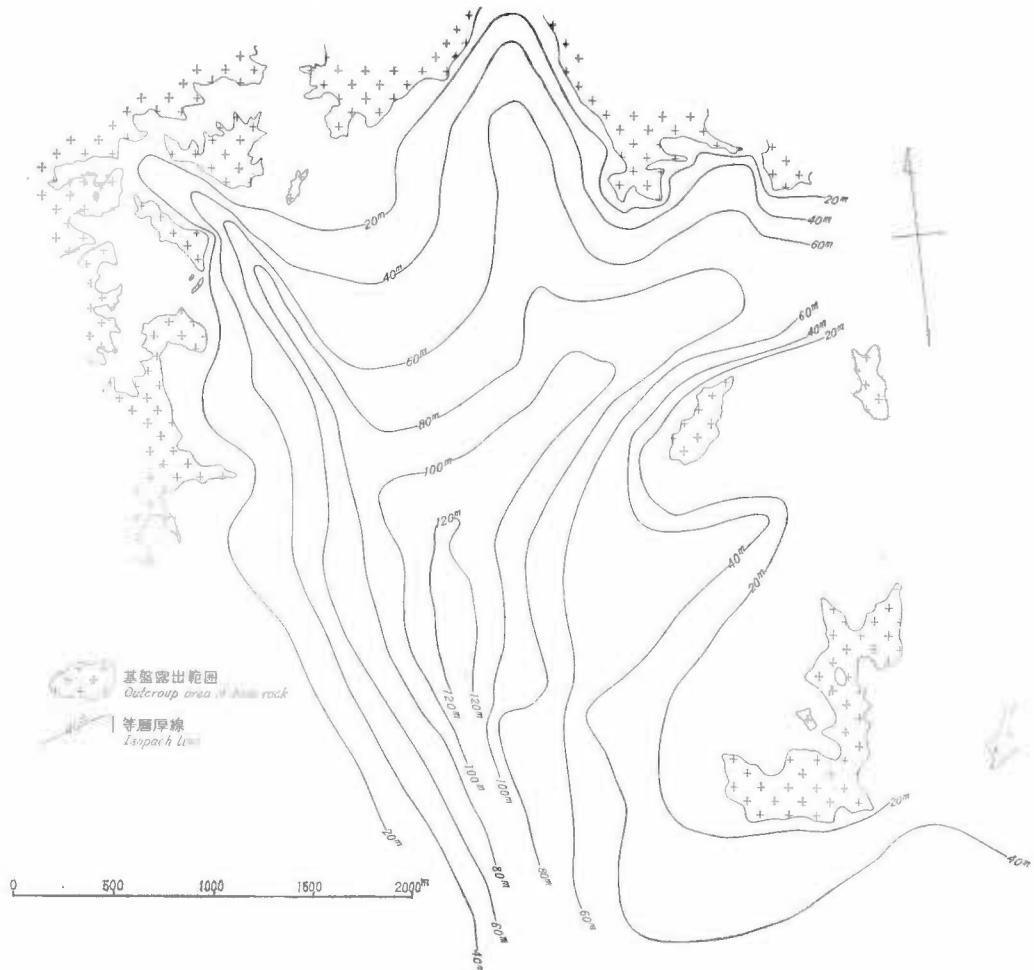
地質時代 Age		地層名 Group & Formation (Thickness: m)		対比 Correlation 松沢・植村, 1964 Matsuzawa・Uemura		
Quaternary 第四紀		沖積層 Alluvium (5)		沖積層 Alluvium		
		段丘堆積層 Terrace deposits (5)		崖錐堆積層 Talus deposits		
		段丘堆積層 Terrace deposits (5)		段丘堆積層 Terrace deposits		
Neogene 新第三紀	Pliocene 鮮新世	瀬戸層群 Seto group	上岐累層 Toki f. (60)	上岐累層 Toki f.	Akeyo f. 明世累層	
			土岐口累層 Tokiguchi f.	山内層 Yamanouchi mem.		
	Miocene 中新世	Mizunami group 瑞浪層群	生俵累層 Oidawara f.	泥岩層 (40) Mudstone mem. 宿洞層 (40) Shukubora mem.	生俵累層 Oidawara f.	Akeyo f. 明世累層
			下肥田累層 Shimohida f.	本郷累層 Hongō f. (70)	戸狩層 Togari mem.	
			月吉層 Tsukiyoshi mem.	本郷累層 Hongō f.	本郷累層 Hongō f.	
			上岐夾炭累層 (130) Toki coal bearing f.	上岐夾炭累層 Toki coal bearing f.		
Pre-Tertiary 先第三紀	Basement rocks 基盤岩類	花崗岩および古生層 Granite & Paleozoic formation		花崗岩および古生層 Granite & Paleozoic formation		

古生層は本地域内には露出せず直接観察することはできないが、地域周辺に分布し、北方本曾川沿岸ぞいや西隣御嵩地域に黒色粘板岩、ホルンフェルス、硬質砂岩などが露出している。

花崗岩類は黒雲母花崗岩で平岩・高松・深沢付近に広く分布するほか、中屋敷・社別当および宿洞付近の谷底に細長く露出する。これらは大部分が粗～中粒で石英がもともと多く50%以上を占め、次いで大型の長石・黒雲母の順となっている。新鮮なものは堅硬であるが原地形面上の風化が著しく、しばしば数mにわたり“さば”状を呈する。また、まれに石英脈の貫入が認められ、南垣外北方では3mの幅をもちほぼ東西に貫いている。

4.1.2 新第三系

下位から中村・瑞浪および瀬戸の3層群に分けられる。大きくみて、淡水-海水-淡水性の岩相を示すが、本



第4図 土岐夾炭累層等厚厚線図
Isopach map of Toki coal bearing formation

地域の周辺に発達する新第三系堆積岩層とは多少岩相上に差がある。

中村層群

隣接する可見郡御嵩地区には土岐夾炭累層と対比される可見夾炭累層の下位に、安山岩質凝灰角礫岩を主体とした蜂屋累層が発達し、これをあわせて中村層群と総称されているが、本地域には蜂屋累層相当層が存在せず本層群は夾炭累層1層である。

土岐夾炭累層

基盤地形の凹部に堆積した第三系堆積岩層の最下位層にあたる。最大層厚130m、地域全般にかけて広く分布する（第4図）が、上位のほぼ水平に堆積した新期堆積物によって広く覆われるため地表における露出範囲は少ない。平岩・深沢・白倉・南垣外および宿東方付近の地形低所に露出している。これらのうち、深沢周辺が最も広範の露出分布をもちよく観察できる。

本累層は岩相上から基底部・夾炭部の2部層に大別することができる（第5図）。

基底部層はおおむね砂岩・礫岩の互層からなり、泥岩の薄層を挟むほか、炭筋および炭質物片を多量に含

んでいる。礫岩の礫種は、花崗岩・古生層由来のチャート・粘板岩およびホルンフェルスなどであるが、場所により平岩・本郷にかけては花崗岩礫が圧倒的に多く、深沢東方付近では粘板岩が多くなっている。また、花崗岩礫はときにより巨礫の場合がある。これらのことは礫が堆積時に供給地となっている基盤地域からあまり遠く運ばれていないことを意味している。砂岩は細～粗粒にわたり特に粗粒のものはアルコーズ砂岩が多い。基底部層は深沢北西方付近でよく観察されるほか、平岩・白倉付近で実施した探査ボーリングのコアでも確認される。層厚は一定でなく基盤地形の凹部に厚く、凸部においては夾炭部層が直接基盤とアバットしてまったく欠いている場合がある。最大層厚は平岩付近で10m、白倉付近で80mに達する。上位の夾炭部層は泥岩・砂質泥岩を主とし、砂岩を従とする互層からなり、白色凝灰質頁岩および1～2層の亜炭層を挟有する。しかし、夾炭層堆積盆の縁辺部では上下を通じ粗粒となり、礫岩を挟むほか礫質砂岩に富み泥岩も淘汰不良となっている。泥岩・砂質泥岩は灰色～暗緑灰色を示し、軽石粒を含む部分もあってやや凝灰質である。また、しばしば黄鉄鉱の小結晶を含む。砂岩は青灰色～淡緑灰色で、細～中粒砂岩が多く縁辺部地域を除き一般に淘汰良好である。これら砂岩の重鉱物は佐藤^{注2)}によれば、普通角閃石が最も多く次いで緑れん石・ジルコン・ざくろ石などからなるほか不透明鉱物として磁鉄鉱がみられる。

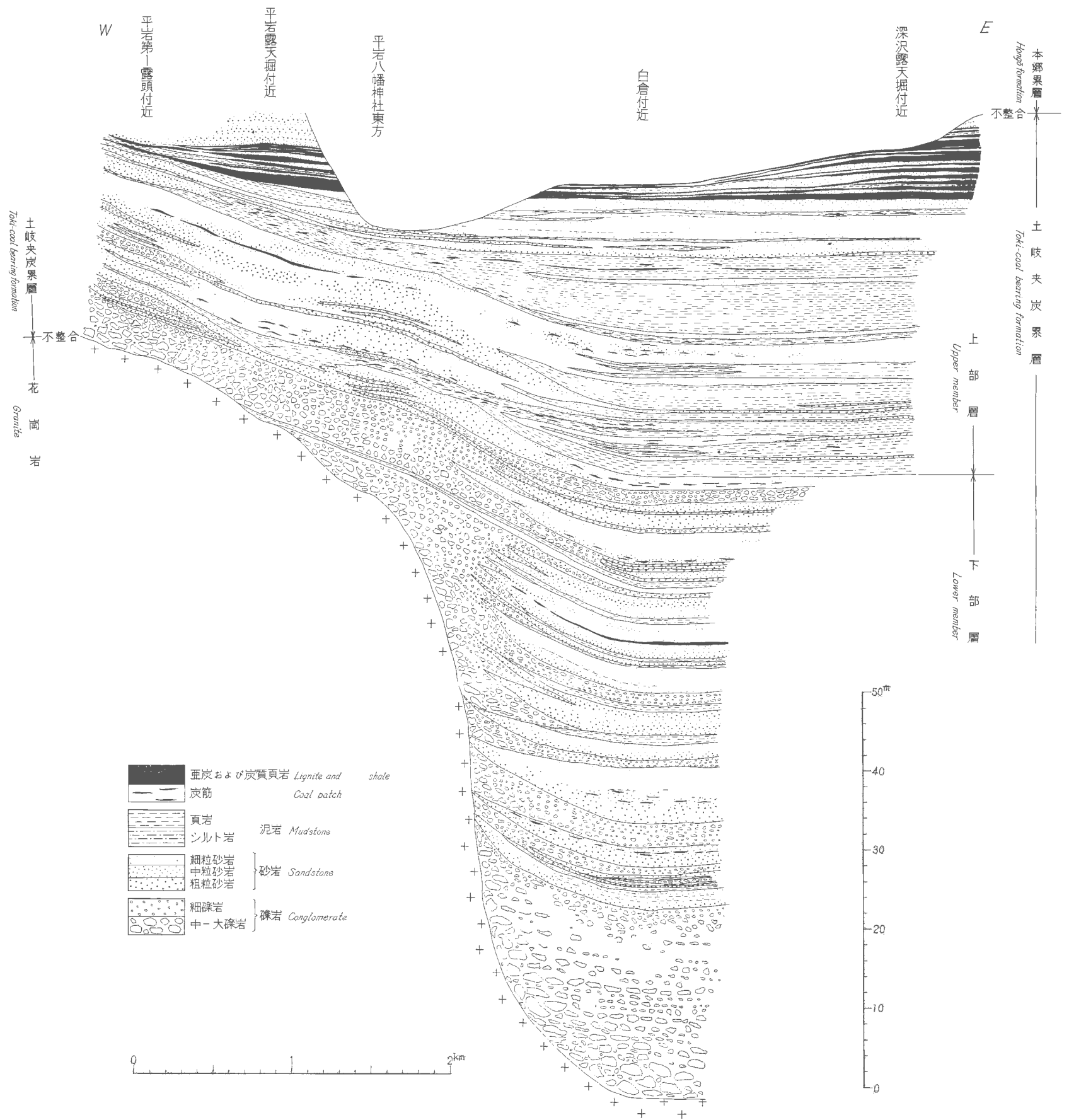
泥岩・砂岩中には不規則に多量の炭質物を含む層準があり、ある程度連続性がある。これは砂岩泥岩と多量の炭質物の3者が薄葉状互層となり、一見“虎の皮”のような縞模様を呈するものである。亜炭層は下部に山丈20～30cmの薄炭層と、上部に“本層”と呼ばれてこの地域の主要稼行亜炭層(第6図)となっているものの2層であるが、前者は連続性に乏しいようである。“本層”は深沢・日吉両炭鉱におけるように山丈10m、炭丈7mに達する厚層となる場合があるが、基盤面の露出部に向かい尖滅する傾向を有する。一方、上位に重なる本郷累層基底の不整合によって削剝をうけているのでところにより炭層厚は大きな差がある。なお、“本層”天盤ないし2～3m上位にはきわめて特徴的な頁岩が存在する。すなわち、厚さ1～3mで脂状のなめらかな感じの岩相を有し層理明瞭な凝灰質頁岩で、新鮮面は緑灰色ときに暗褐色、風化すると白色となり薄板状に剝離し易い(第7図)。この凝灰質頁岩は深沢、南垣外および平岩炭鉱跡の各所で認められ良好な鋸層となっている。しかし、深沢炭鉱の一部地域および早川炭鉱においては上位本郷累層基底の不整合によって削剝されている。深沢炭鉱東方露天掘跡でみられる本頁岩層中には植物化石が多産する。徳永⁴⁾によれば *Glyptostrobus europaeus*, *Metasequoia occidentalis*, *Alnus kefersteinii*, *Fagus antipofii*, *Ulmus longifolia* など阿仁合型植物群の特徴種を含むほか *Pseudolarix japonica*, *Keteleeria miocenica*, *Castanea miomollissima* など暖帯種が加わり、阿仁合型植物群と台島型植物群との漸移型とでも称される植物構成とされている。亜炭層の岩質は日本工業規格(JIS M 1002)の褐炭(F₁～F₂)に属している。夾炭部層の厚さは最大45mである。

次に炭層対比について述べると、本地域に発達する亜炭層は可見地区可見夾炭層下部の亜炭層に対比される。すなわち、可見夾炭層層中では炭層が上位から第1層、第2層、中層、第3層、第4層とそれぞれ呼称され5亜炭層が挟有される。このうち第3層の天盤には風化面白色、薄板状剝離の岩質をもつ特徴的な凝灰質頁岩が存在する。同頁岩は前述したように本地域の“本層”上位にも存在し対比が可能であること、さらに両地域の層序関係が類似していることなどから両者を同一層準の岩層と見なした⁵⁾ものである。従って、本地域には可見地区に発達している夾炭層の上半部が存在しない(第8図)。

以上述べた結果に基づき、さらに可見地区における夾炭層に較べ非常に粗粒であること、夾炭盆地の大きさは花崗岩を基盤とする本地域よりも主として古生層を基盤としている可見地区が大であることなどの事実を加えて本累層の堆積の場を推論してみると次のことが判る。“本層”(または第3層)が堆積し、上位に凝灰質頁岩が堆積した時点までは両地域とも同じような堆積環境にあった。それ以後は可見地区のみ沈降が進み、夾炭層上部が発達した。その間日吉地域はほぼ静止の状態にあったのではなからうか(第9図)。第3層に較べ“本層”が厚炭層となっているのは炭層となる植物群が大量に供給されたことであり、換言すれば一方の堆積盆に対し植物群の供給が大である後背地を控えていたことを意味する。これは堆積当時の基盤原地形が現在みられるものに近かったことを想像させる。

要約すると本地域においては可見地区の夾炭層上半部に相当する部分は上位の不整合によって多少の削剝

注2) 佐藤良昭:東濃御前付近に分布する第三系の重鉱物組成 予報 第73年 日本地質学会講演(1966)

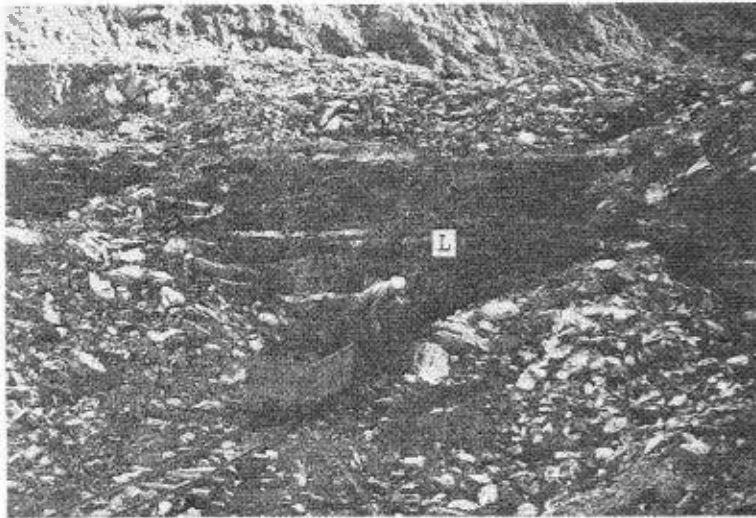


第5図 土岐夾炭果層の岩相図
Rock facies of tokicoal bearing formation

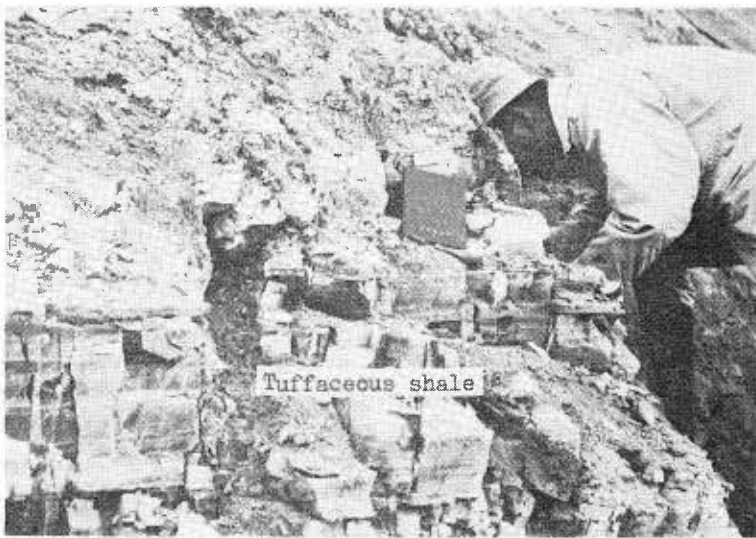
は受けたにしろその大部分が最初から堆積しなかったのではないかと推定される。

瑞浪層群

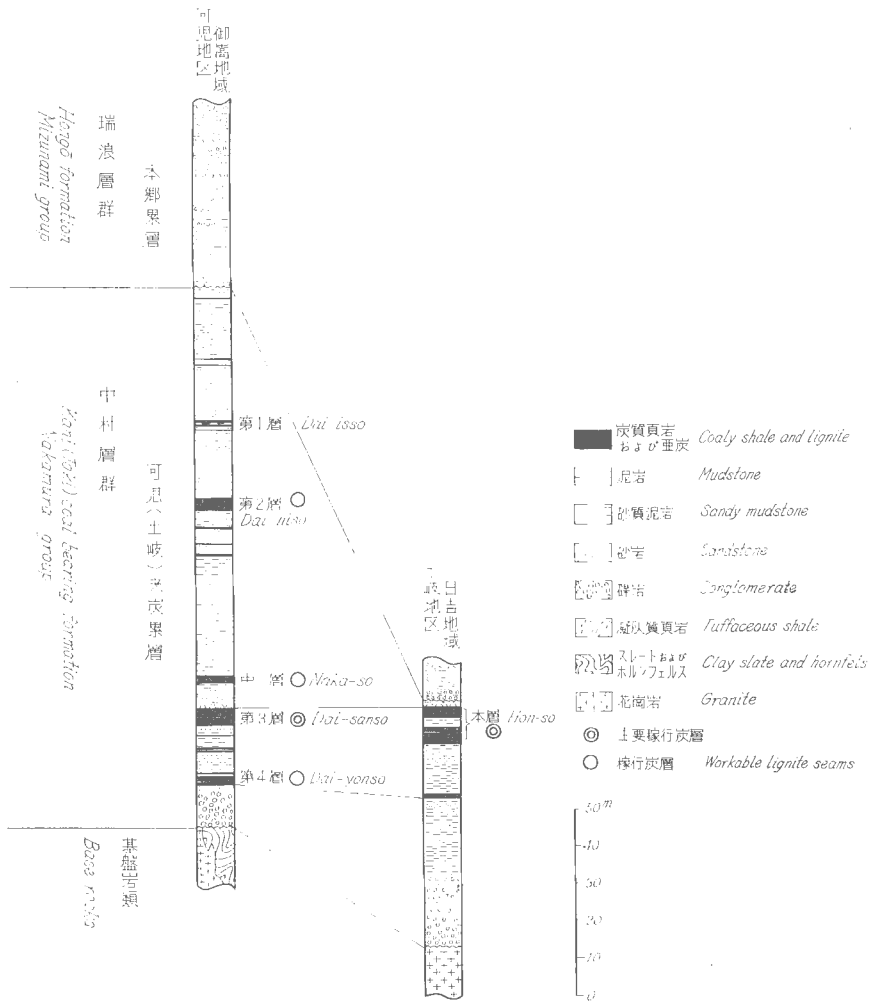
瑞浪市街北方木暮^{このくれ}～明世付近にかけては本層群が標式的に発達し、下位から本郷・明世・下肥田および生俵の4累層に分けられている⁵⁾⁶⁾。これらの地層は大部分が多くの海棲動物化石を含み純然たる海成堆積相を示しているが、本地域は堆積盆の周辺部にあたり堆積の場が中心部と異なることから全層が揃っておらずまた地層の岩相・層厚などに変化がある。下位から本郷・生俵の2累層に分けられる。この地域は従来多く



第6図 亜炭層露天掘り（日吉町深沢炭砒）L：亜炭層
Open-pit of lignite seam, Fukazawa colliery, Hiyoshi-chō L: Lignite seam



第7図 融層となる凝灰質頁岩（日吉町深沢）
Tuffaceous shale, a good key bed in the Toki coal bearing formation, Fukazawa, Hiyoshi-chō



第 8 図 中村層群可見・土岐夾炭果層対比図 (柱状は鉱産誌掲載のものを一部修正した)

Correlative columnar section of Kani and Toki coal bearing formations, Nakamura group

の研究者により層位についての検討がなされているが¹³⁾⁵⁾⁶⁾¹³⁾、ここでは松沢ら⁶⁾が本郷累層としている地層にあつたな解釈を行ないさらに生俵層については糸魚川²⁾の区分に従つた。

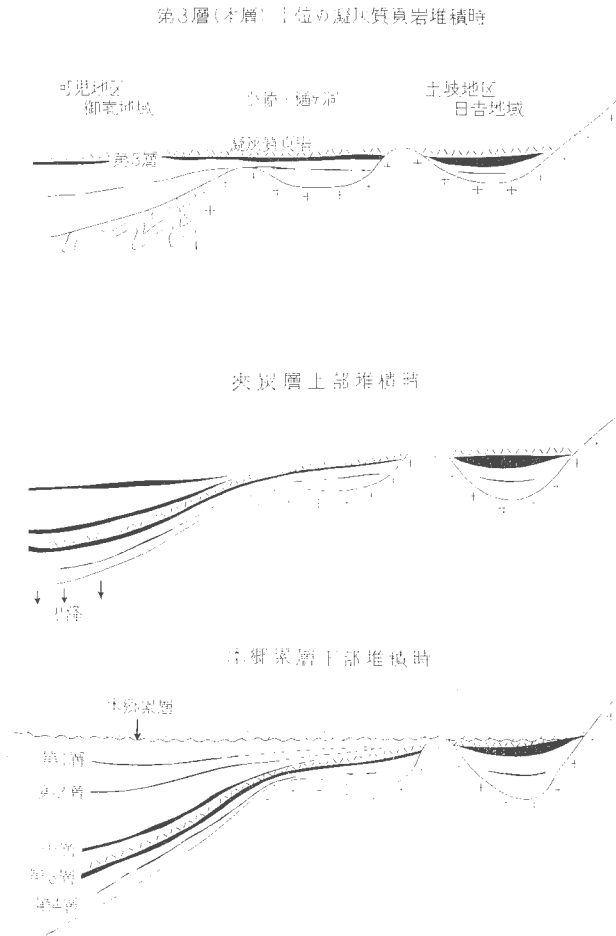
本郷累層

本郷累層は松沢⁵⁾⁶⁾の本郷累層、渡辺・岩堀¹³⁾の平牧層にほぼ該当する。

ここで明世累層の中部以下の地層に対比されるものとして扱つたのは次の理由による。すなわち、明世累層の標式地月吉付近において実施された試錐結果^{注3)}と層序が合致すること、海棲動物化石が含まれること、月吉層と岩相が似ていること、矢崎¹⁴⁾によれば凝灰岩の対比が可能であることなどである。

下位の土岐夾炭果層とは明らかに不整合で接する。土岐夾炭果層に較べ著しく火山碎屑物が多く全般的に非常に凝灰質な岩相である。平岩・細久手付近を北限とし、白倉・南垣外を結ぶ線以南本郷にいたる間に良好に発達するほか鴨巢・松野池周辺にも部分的にみられる。

注3) 勸業事業団1966年実施、説明38号、同40号など。



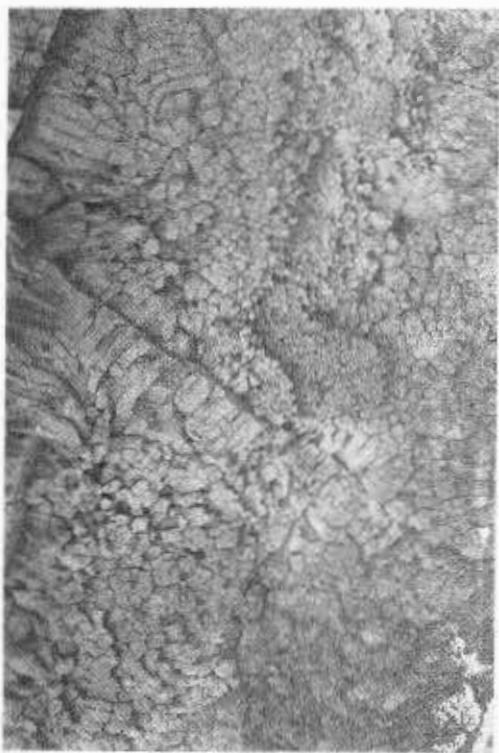
第9図 夾炭層堆積の推移模式図

Diagrams showing development of the coal bearing deposits

主として凝灰質砂岩優勢の地層で中下部にやや泥岩を多く挟む。また、白色凝灰岩や軽石粒のみからなる薄層をしばしば挟有している。基底部から約40m上位には scoria の小片を多量に含む 1~2 cm の凝灰岩 2 枚と、それより 4 m 上位に ash pisolite を含む層準がある。これは白倉付近の県道と町道の三叉路北側の山腹にみられるもので、この組合せはここより南方 1 km にわたり追跡できる。さらに、pisolite は各所で認められある程度の鍵層となる。

佐藤によれば本層中の砂岩を構成する重鉱物は紫蘇輝石・普通輝石が量的に最も多く、少量の普通角閃石と不透明鉱物として磁鉄鉱を含む。泥岩は風化するとしばしば柱状剝離をもつ特徴的な外観を呈し(第10図)他累層の泥岩と見分け易い。また、砂岩・泥岩とも一般に軟質で風化にもろいため崩れた崖を形成し易いようである(第11図)。

本層の基底部は礫岩かもしくは礫質岩からなる。深沢鉱業三友炭坑付近では土岐夾炭累層の亜炭層(“本層”)上に礫径数 cm の礫岩が直接し、礫岩シルト岩互層部1.5mが見られる(第12図)。この礫岩は動燃事業団がウラン探査のために実施した多くの試錐コア中에서도認められる。従来、白倉岩と俗称されている⁵⁾礫岩(第13図)はここでは基底より上位の層準と考え基底礫岩としない。その理由は同礫岩を追跡すると消滅することによる。同岩は白倉川沿岸および川底に露出し、さらに北東方日吉鉱業白倉坑付近まで約 2 km



第10図 本郷累層中の泥岩の風化面 (日吉町本郷)
Weathering surface of mudstone in Hongō
formation, Hongō, Hiyoshi-chō

の間の各地点で3~5mの厚さをもち一定層準内に追跡可能であるが連続しておらずレンズ状である。礫の消滅している部分は軽石質の粗粒砂岩に変化し、この部分の上下間に不整合を示す侵食面は見出せない。

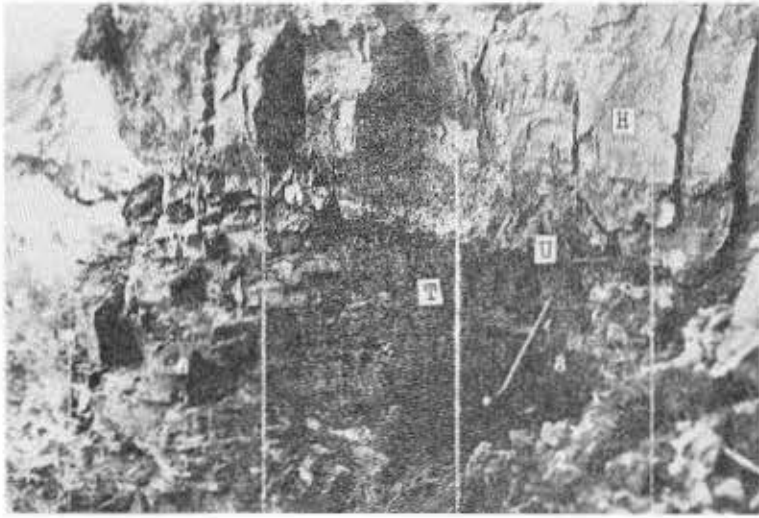
最大層厚70mに達するが、宿から宿洞にかけ急速に厚さを減じ早川炭鉱露天掘現場の崖では本層を全く欠く。

全般を通じて化石に乏しい地層であるが、海棲動物化石をわずかに産するほか植物化石をも含む。すなわち、本郷部落内の日吉川に架設された橋下付近の軽石質泥岩中や同部落西側丘陵および白倉付近¹⁰⁾などで *Saxolucina (Megaxinus) khataii* (OTUKA), *Cerithidea (Cerithideopsis) minoensis* ITOIGAWA, *Dosinia* sp., *Cyclina* (ss.) *japonica* KAMADA などが採取された^{注4)}。植物化石としては産出層準の一定しない珪化木と基底部から約30m上位層準の細粒砂岩中から産する葉化石がある¹⁰⁾¹¹⁾。前者は乳黄色~暗紫灰色にわたる蛋白石化した樹幹化石で本郷部落東方や白倉から細久手に通ずる山道沿いの崖中にみられるがいずれも樹種は不明である。後者は白倉三叉路北側の崖上に産し、折れ曲り原型を保っているものが少なく流された産状を示す。 *Ulmus appendiculate* HEER, *Zelkova ungeri* KOVATS, *Cinnamomum* sp., *Buxus*



第11図 本郷累層の崖 (日吉町本郷北方)
Outcrop of Hongō formation, north of Hongō, Hiyoshi-chō

注4) 動燃事業団東濃探鉱事務所 杉之原正曉氏により採取され、名古屋大学理学部糸魚川淳二氏により鑑定された。



第12図 本郷累層（H）と土岐夾炭累層（T）との不整合の境界（日吉町深沢）、U：不整合面
Unconformable boundary between Hongō formation (H) and Toki coal bearing formation (T), Fukazawa, Hiyoshi-chō, U: plane of unconformity

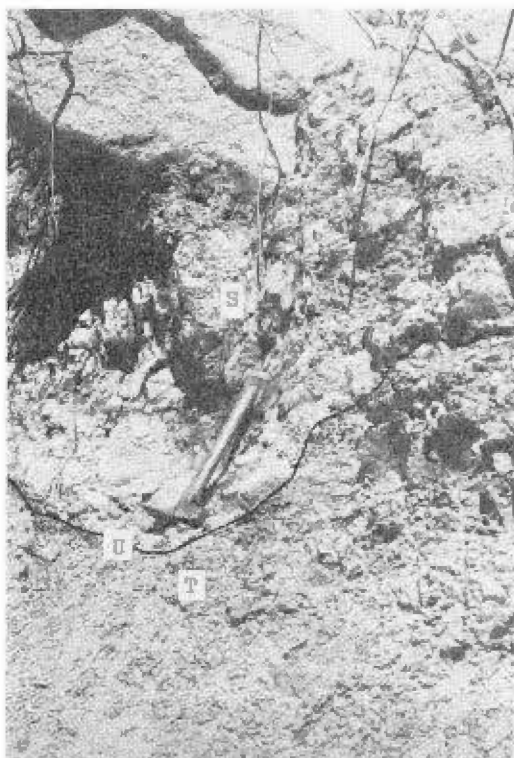


第13図 本郷累層中の礫岩（日吉町白倉）
Conglomerate in Hongō formation, Shirakura, Hiyoshi-chō

protojaponica TANAI et ONOE, *Acer subpictum* SAPORTA など個体数は多いが種類がわずかでとくに特徴種が産出してないことから堆積時の古気候については明確でない。なお、同層準から保存の悪い鑑定不能な動物化石1個が認められた。これは地域外南方明世付近の月吉層中に貝化石と混在して葉化石の産出すること¹²⁾など動物と植物の混在して産出する状況が似ている。

生俵累層

岩相から宿洞層・泥岩部層に分けられる。



第14図 宿洞層の基底礫岩と土岐夾炭累層との不整合境界
(日吉町宿)
S: 宿洞層 T: 土岐夾炭累層 U: 不整合面

Unconformable boundary between basal conglomerate of Shukubora formation and Toki coal bearing formation, Shuku, Hiyoshi-chō
S: Shukubora formation T: Toki coal bearing formation U: Plane of unconformity

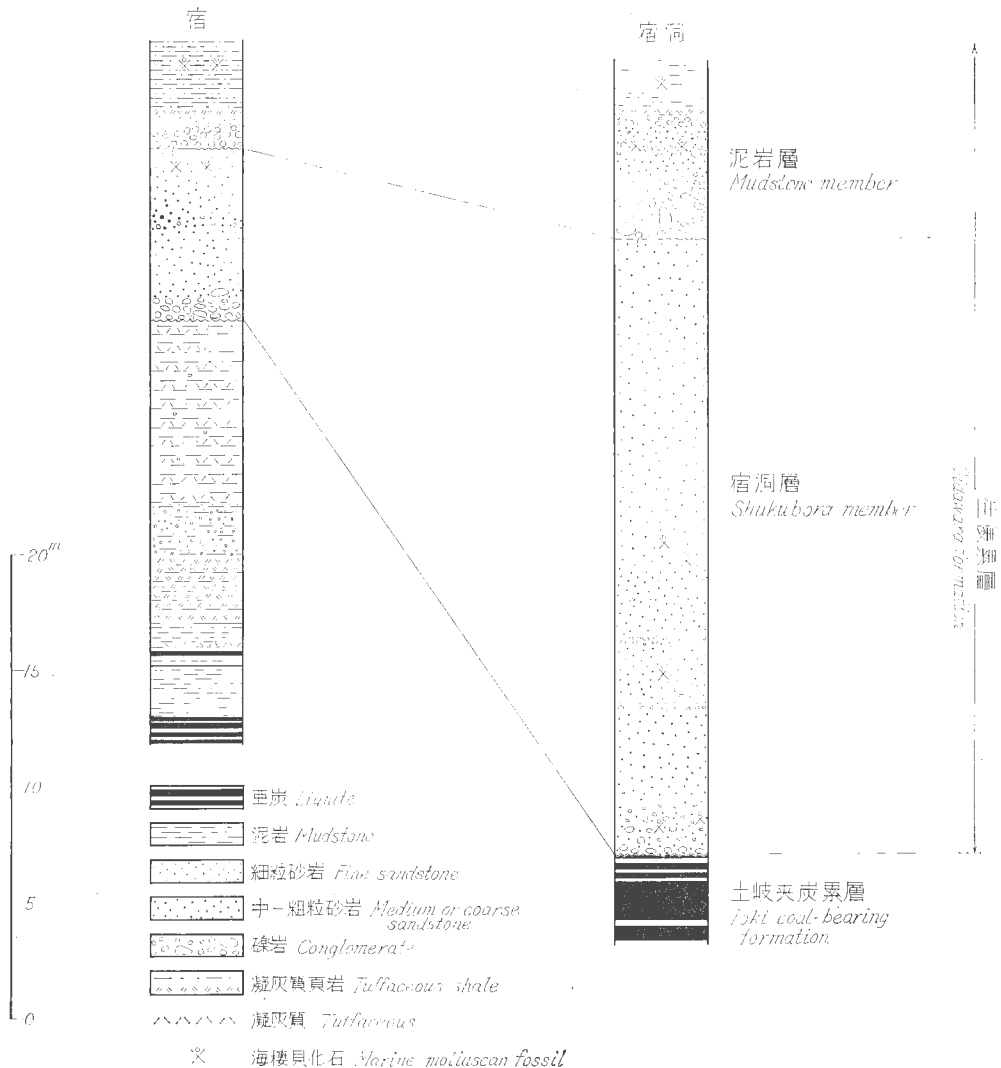
岩中に本郷累層の泥岩を礫として含むこと、泥岩礫中には明世累層下部中に多く産出する *Dosinia nomurai* OTUKA, *Batillaria mizunamiensis* n. sp., *Felaniella usta* (GOULD), *Soletellina minoensis* YOKOYAMA, *Saxolucina* (*Megakinus*) *khataii* (OTUKA) などを含むこと^{注5)}。本層と本郷累層が直接している関係はみられないが生俵泥岩部層と同様北方に薄化する傾向があり、本郷累層と同時異相の関係¹³⁾とは考えにくいこと、つねに生俵泥岩層の下位に分布していることなどである。一方、次項に述べる上位の生俵泥岩部層とは不整合関係にあり、また、偽層を呈する礫質砂岩は明世累層上位に重なる下肥田累層¹⁴⁾の砂岩などと岩相的に似ている点もあり生俵累層とは別個の地層とも考えられる。しかし、現在のところ細部にわたる対比は未了であるため一応この措置をとった。

化石は早川炭砒付近では基底部の粗粒部分に多いが²⁾、清宗炭砒跡付近では基部に産出せず上位の細粒砂岩中に含まれている。一般に小型のものが多く *Astriclypeus manni*, *Turdo ozawai*, *Cavilucina kitamurai*, *Glycymeris cisshuensis*, *Dentalium* sp., *Parapholas minoensis* などのほか「さんご」や *Miogyopsina kotoi* はよく知られている²⁾。

泥岩部層

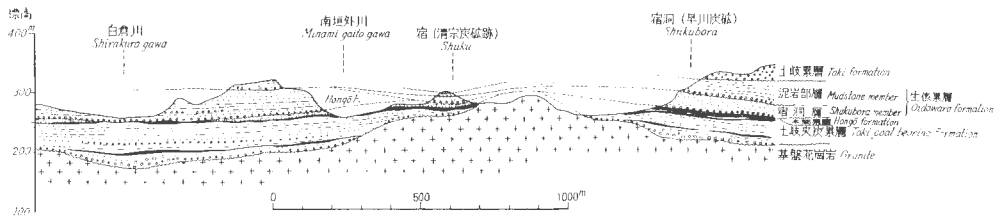
瑞浪市北東方の生俵付近に標式的に発達し下位の各地層ならびに基盤岩類などを不整合をもって覆う海成

注5) 注4)と同じ



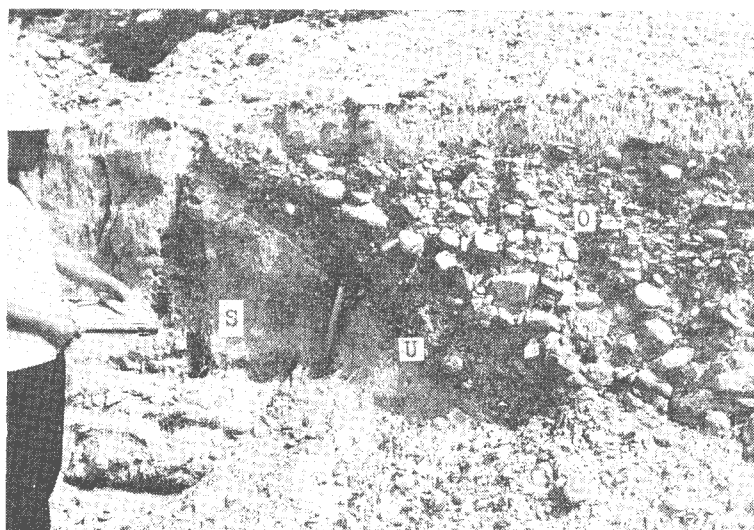
第15図 宿一宿洞付近生俵層柱状図

Columnar section of Oidawara formation Shuku and Shukubora



第16図 白倉一宿洞周辺模式断面図

General geologic section, from Shirakura to Shukubora



第17図 生灰泥岩部層の基底礫岩と宿洞層との不整合境界 (日吉町宿洞)

O: 生灰泥岩部層 S: 宿洞層 U: 不整合面

Unconformable boundary between basal conglomerate of Oidawara mudstone member and Shukubora member, Shukubora, Hiyoshi-chō

O: Oidawara mudstone member S: Shukubora member U: Plane of unconformity

層である。本地域では本郷周辺の東西丘陵上に小分布する。

下位宿洞層との関係についてとくに述べる。すなわち、瑞沢層群全体は北方へ薄化する傾向があり、かつ、宿洞層自体が局地的に発達した堆積層とも考えられるので同層の層厚が変化していても上位の不整合による削剝とは断定しにくい。しかし、早川炭砒露天掘現場および宿の清宗炭砒付近の露頭では明らかに削剝面を有することが観察されるので時間的間隙の大小は不明ながら不整合としたものである。

本部層の主体は塊状無層理の灰色凝灰質泥岩からなるが、基部には厚さの変化する砂礫岩層が存在する。すなわち、宿洞早川炭砒露天掘付近では6mの厚さを有し、しばしば径1m以上におよぶ花崗岩の巨礫が含まれているが、800m西方の宿付近では亜円礫の径20cm以下に比較的粒形の揃った礫岩となり厚さも1mと薄化する。さらに700m西方本郷北方の丘陵上付近では泥岩中に径10cm前後の礫が基底に沿って散見されるにすぎない(第17～19図)。基底砂礫岩のすぐ上位には通常25～30cmの白色凝灰岩が存在しよく連続している。主部となっている泥岩はきわめて無層理の暗灰色砂質泥岩で風化すると黄白色となり崖面に沿って割れる性質をもつ。

化石としては泥岩中から Makiyama (= *Sagarites*) を見出すのは容易であるが、他の化石は宿付近ではむしろ基部の礫岩・砂岩中に多く、ときに海棲貝化石の破片が密集している場合がある。しかし、本累層全般を通じては一般に放散虫・珪質鞭毛虫・珪藻など珪質微化石が多いようである。これらからはおおむね深い泥質底の堆積環境が考えられている。

瀬戸層群

標式地では土岐口累層と土岐累層とに区別されているが、本地域では下位の土岐口累層は発達していない。

土岐累層

基盤岩類および中新世の諸層を不整合に覆う砂礫層で、地域内の丘陵山頂部に広く分布している。

最大60mの層厚を有し、主として礫岩からなるが、砂岩・泥岩の薄層をささむ。礫は珪岩・砂岩・粘板岩



第18図 生俵泥岩部層の基底礫岩と宿洞層との不整合
（日吉町宿）

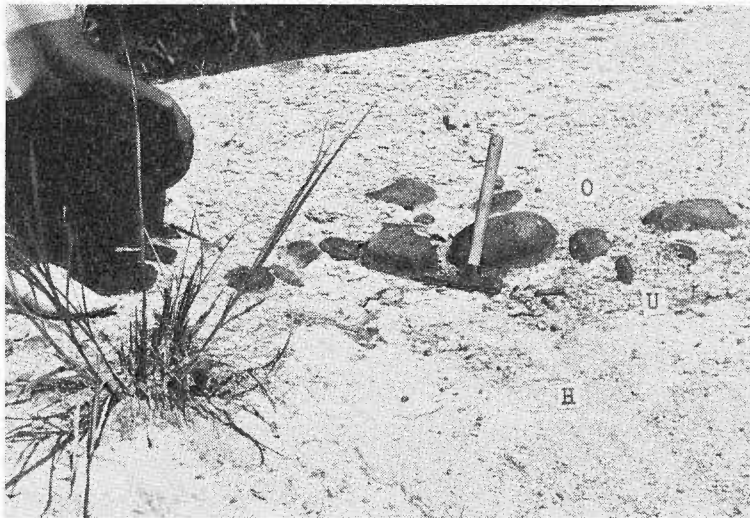
O: 生俵泥岩部層 S: 宿洞層 U: 不整合

Unconformable boundary between Oidawara mudstone member and Shukubora member, Shuku, Hiyoshichō

O: Oidawara mudstone member

S: Shukubora member

U: Plane of unconformity

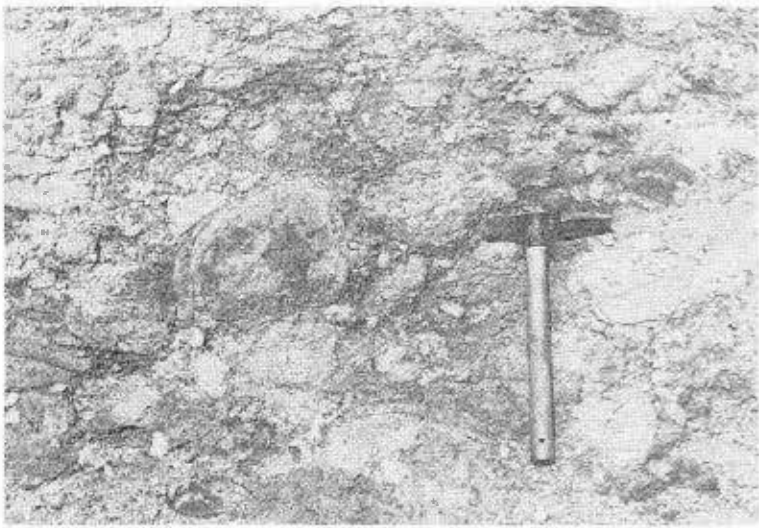


第19図 生俵泥岩部層と本郷累層との不整合（日吉町本郷北方）

O: 生俵泥岩部層 H: 本郷累層 U: 不整合面

Unconformable boundary between Oidawara mudstone member and Hongō formation, north of Hongo, Hiyoshi-chō

O: Oidawara mudstone member H: Hongō formation U: Plane of unconformity



第20図 土岐累層の風化した礫岩（日吉町細久手北方）

Weathered conglomerat of Toki formation, north of Hosokute, Hiyoshi-chō

などの古生層の岩石と、花崗岩・石英斑岩などからなり、多くの場合比較的軟弱なアルコーズ砂岩で膠結されている。なお、花崗岩の礫はとくに風化し易く、尾根の切り取りなどではしばしばマトリックスの砂岩と区別しにくくなっているのがみられる（第20図）。これらの礫は円礫もしくは亜円礫で大きさは小～巨にわたり、礫径は不揃いである。一般に下位にあるものが大きい。砂岩は中～粗粒にわたり、偽層が発達している。泥岩は軟弱で風化すると粘土化する。砂岩・泥岩の厚さはいずれも数10cm程度にとどまる。

本累層は岩質上一般に崩壊しやすく、地表ではしばしば下位地層との境界が不明瞭となっているが、日吉炭砦付近でみられるように時によって大きな山崩れを起こす場合がある。

本累層は鮮新世における氾濫原の堆積物とされている。

4.1.3 第四系

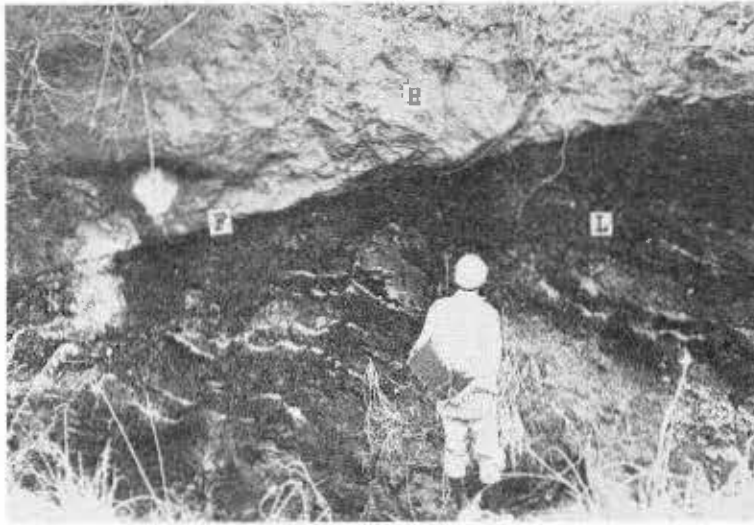
本地域における第四系は白倉川・深沢川・平岩川などに沿って小規模に発達した河岸段丘とそれら河川の現河床堆積物で、いずれも礫・砂・粘土などからなる。河岸段丘は小規模のため地質図では省略してある。

4.2 地質構造

地域内における地質構造は基盤地形に順応しており、宿断層を除けば構造運動上にみるべきものはなく、わずかに地域中央部付近から南部にかけて落差の少ない小断層が数條知られているに過ぎない⁵⁾。これら小断層は基盤の尾根に向かって直交するものが多く、おそらく瑞浪層群堆積後の隆起時に基盤地形に反映して生じたものと考えられる。なお、これら断層は亜炭層採掘時に掘進坑道で確認されたものらしく現在地表では確認し得ないので地質図には記載していない。

宿断層は地域南東の宿から釜戸に通じる日吉釜戸線の起点付近にみられるもので、土岐夾炭累層と本郷累層とが接し、走向N70°E、見掛上の落方向Sに20°となっている（第21図）。本断層は20～50cmの攪乱帯を伴うが、断層粘土は発達していない。土岐夾炭累層中の“本層”と呼ばれる厚い亜炭層が乱され衝上方向に引ずられている状態から明らかに上位本郷累層がの上り逆断層と断定される。層間落差は最大20m前後と推定される。

宿断層の生成時期およびその成因について推考してみると瑞浪層群堆積の場の変遷と無関係ではないようである。すなわち、土岐夾炭層堆積後隆起・沈降を経て白倉本郷付近に本郷累層が堆積した。その後隆起・沈降または海浸・海退がくり返されて明世累層上部の堆積に続くが、これらの堆積は本郷累層堆積の場と中心部が異なり瑞浪市外町一木暮北方付近に盆地の中心が移動している。この地域には明世累層以上の地層が

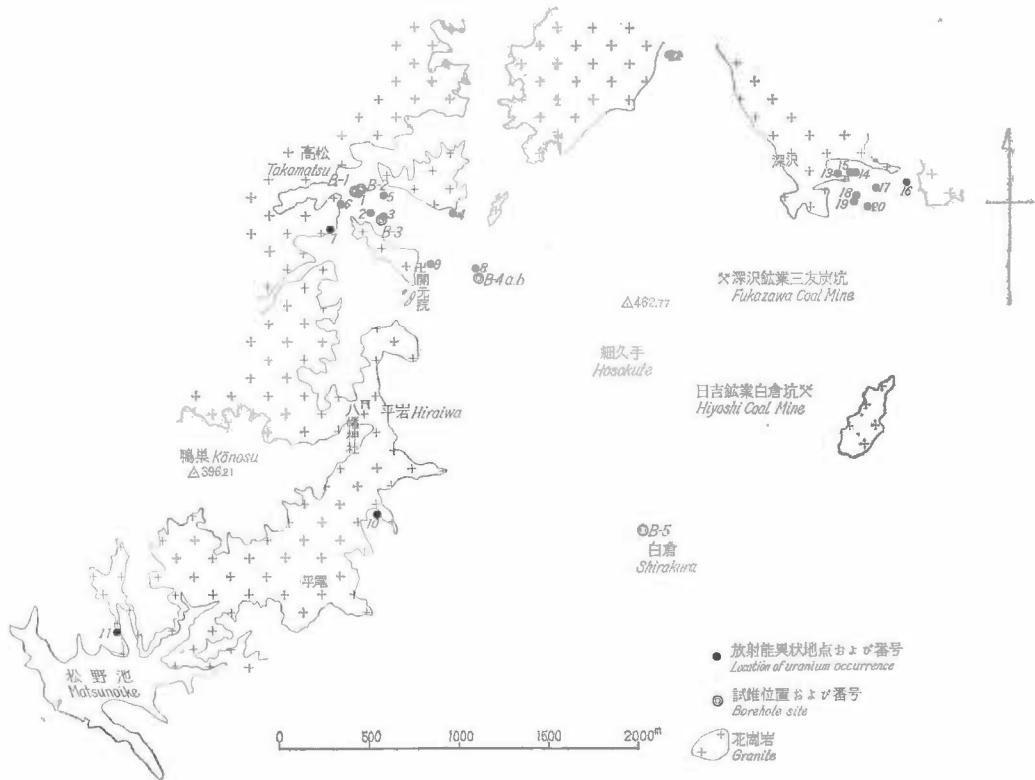


第21図 宿逆断層の露頭 (日吉町宿)

H: 本郷累層 F: 断層面 L: 土岐夾炭累層の破砕された亜炭層

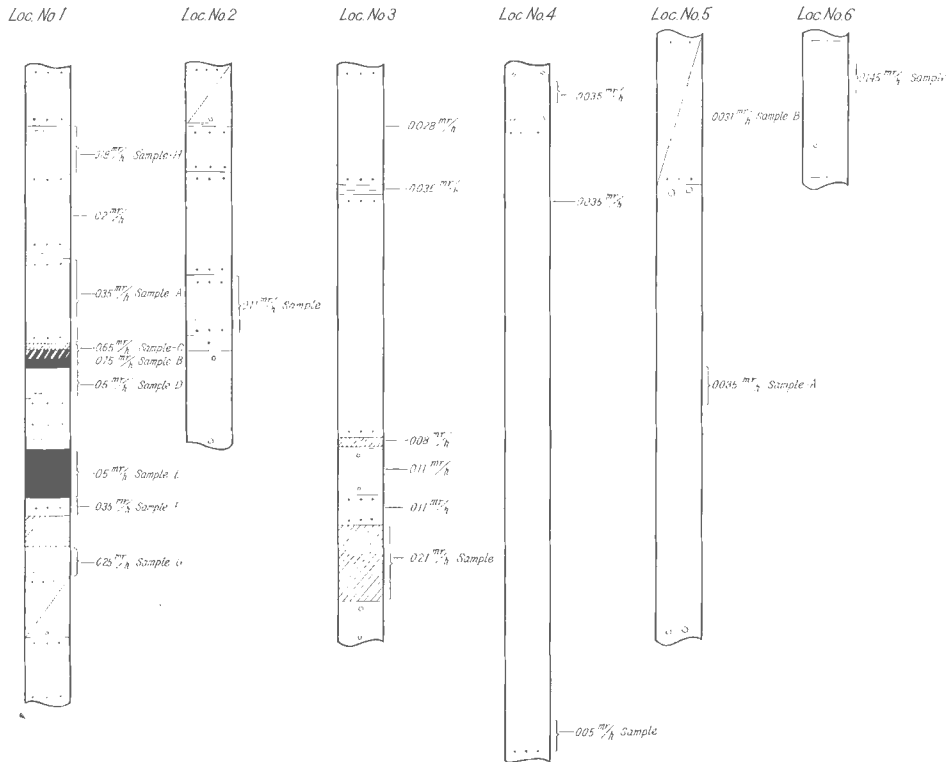
Outcrop of the Shuku thrust, Shuku, Hiyoshi-chō

H: Hongō formation F: Fault plane L: Crushed lignite seam of Toki coal-bearing formation



第22図 日吉地域の放射能異常地点および試錐位置図

Map showing locations of boreholes and uranium occurrences, Hiyoshi area



第23図 試料採取地点の柱状
Columnar section of sampling

厚く発達しているが、宿断層はおそらくこれら地層の堆積の終わり近くの沈降過程において上位に累積した地層の荷重によって軟弱な亜炭層に沿って生じたものではないだろうか。

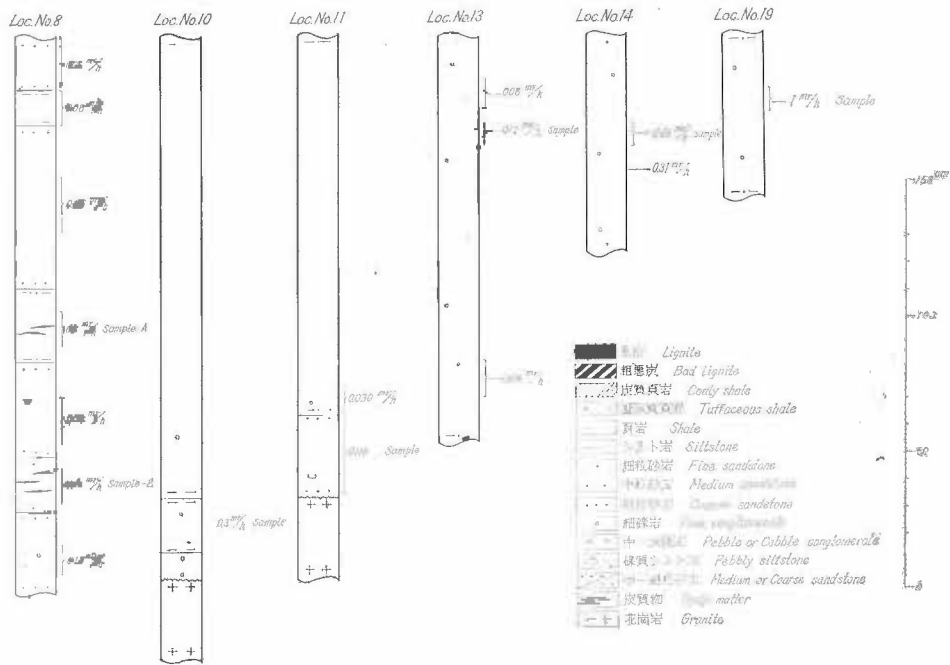
5. 含ウラン層の産状

5.1 一般的性質

本地域においてウラン濃集地点が確認されているものは昭和41年12月現在24カ所を数える(第22図)。これらは大部分が自然露頭で、他はトレンチおよび試錐などによって確かめられたものである。

ウラン濃集部は土岐夾炭累層中に最も多くみられ、本郷累層中にはわずかに2カ所、それより上位の地層中からは皆無であった。1つの考え方として各地層の基盤花崗岩上に堆積する層準の相違によって生じた結果とも考えられよう。すなわち、花崗岩中における微量ウランが堆積型ウラン鉱床に重要な役割を果しているとするれば、土岐夾炭累層は当地域における堆積岩層中最下位の地層で基盤に直接する位置にあり、花崗岩からのウラン溶脱によるその濃集をうけ易い立場にあること。これに対し、本郷累層以上の地層は基盤からの層序的位置が遠くなり関連性が薄れている。一方、下位の地層を欠いて直接基盤と接するところではこの限りでなく、本郷累層の2カ所の異常地点はこれに該当している。もう1つの考えとしてウラン濃集の時期が各地層の堆積時代およびその環境などと何らかの関連をもつことが考えられる。本地域内には基盤花崗岩に直接する鮮新世の土岐累層がかなり広範にわたって分布するにかかわらず、それらの地域からは異常が見出されていない。

つぎに、各異常地点の分布を検討してみると、基盤地形に類似性が認められる。これは基盤原地形の小さな谷間とも呼ぶべき位置にウラン濃集部が集中していることを指す。このことは今後この地域を探索するに



とそれらの放射能強度
points and measured radioactivity

当たり注目すべきことがらの一つと思われる。

土岐夾炭累層中の各異常地点におけるウラン濃集部について層序的位置関係を総合してみると、同累層上部の夾炭部層中に多くの濃集がみられる。夾炭部層は主として泥岩・砂岩の互層からなり亜炭を挟有するが、周辺部において著しく粗粒堆積物を伴う。平岩北方地域および深沢地域にみられる高品位のウラン濃集はいずれもこの夾炭部層に該当している。下部の基底礫岩層は主として礫岩からなり砂岩を従とする互層であるが、同部層のウラン濃集部は互層中の砂岩、または礫岩中のマトリックスで、現在までの調査結果では上部夾炭部層中のものに比べ低品位である。

露頭における各ウラン濃集部は、土岐夾炭累層および本郷累層両層中のものを通じ、一般に側方変化が激しく局所的に追跡できる程度で連続性に乏しいようである。

5.2 露頭および試錐各説

放射能異常地点の分析試料採取位置を柱状によって示す(第23図)とともに分析値を掲げる(第3表)。

分析試料は試錐のものを除いて他はその露頭における高異常部分の平均試料である。

第22図において各露頭ならびに試錐孔に番号を仮設しているが、これによって説明を行なう。なお、これら露頭の約半数は動燃事業団によって発見されたものである。

露頭 1

本露頭は筆者らがかつて平岩第1露頭と改称した¹⁰⁾ものと一致する。平岩部落開元院の北北西約600mに位置し、平岩から高松に通ずる村道わきにある(第24図)。

岩質は粗粒のアルコーズ砂岩および泥岩との互層で、連続性に乏しい亜炭・砂粒まじりの亜炭・岩質頁岩

第 3 表 分析値一覽表
Chemical analysis of samples

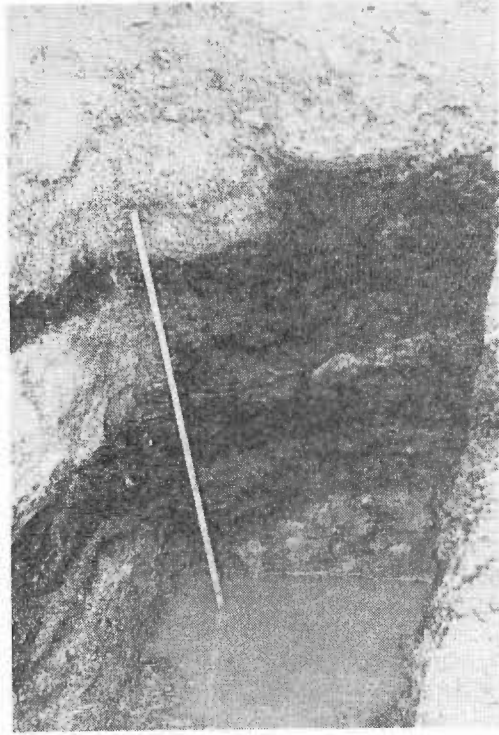
番号 Number	試料岩質 Rock facies	採取場所 Location	U ₃ O ₈ %	分析年月日 Date
1-A	粗粒砂岩 Arkose sandstone	平岩峠付近 North of Hiraiwa	0.001	1963・9・16
1-B	亜炭および炭質頁岩 Lignite and Coaly shale	"	0.88	"
1-C	粗悪亜炭 Bad lignite	"	0.24	"
1-D	泥岩 Mudstone	"	0.038	"
1-E	亜炭 Lignite	"	0.042	"
1-F	粗粒砂岩 Coarse sandstone	"	0.006	"
1-G	泥岩 Mud stone	"	0.012	"
1-H	"	"	0.003	"
2	粗粒砂岩 Arkose sandstone	"	0.003	"
3	炭質頁岩 Coaly shale	"	0.038	"
4	粗粒砂岩 Coarse sandstone	"	0.003	"
5-A	礫岩のマトリックス Matrix of conglomerate	"	0.002	1964・10・21
5-B	中粒砂岩 Medium sandstone	"	0.003	"
6	礫質シルト岩 Pebbly siltstone	高松 Takamatsu	0.028	1967・1・13
7	ペグマタイト Pegmatite	"	0.002	"
8-A	砂質泥岩 Sandy mudstone	平岩露天掘付近 Hiraiwa open pit	0.16	1966・5・27
8-B	細粒砂岩 Fine sandstone	"	0.53	"
9	シルト岩 Siltstone	"	0.001	1963・9・16
10	アルコーズ砂岩 Arkose sandstone	平岩口 Hiraiwa guchi	0.020	1967・1・13
11	"	松の池北岸 North border of Matsu noike	0.006	1966・8・11
12	粗粒砂岩 Coarse sandstone	深沢北方 North of Fukazawa	0.001	1963・9・16
13	泥岩 Mudstone	深沢 Fukazawa	0.007	1964・10・21
14	泥質細粒砂岩 Mudy fine sandstone	"	0.10	1966・8・11
15	"	"	0.021	"
16	砂質シルト岩 Sandy siltstone	"	0.014	1967・1・13
17	礫質シルト岩 Pebbly siltstone	"	0.049	"
18	シルト岩 Silt stone	"	0.026	"
19	"	"	0.18	"
20	"	"	0.038	"
B-4-a	細粒砂岩 Fine sandstone	平岩 4 号 試錐深度 Borchole No.4 Depth 26m	0.007	1964・10・21
B-4-b	細粒砂岩 Fine sandstone	" 深度 " D. 28.5m	0.008	"

分析者 関根節郎・望月常一・大場きみじ
By S. SEKINE, T. MOCHIZUKI, K. OBA

などの薄層を挟む。また、黄鉄鉱の小結晶が含まれている。

新鮮な試料を得るためトレンチを行なった結果、亜炭の一部分で最高 0.75 mr/h を記録し（第25図）、同点の品位は 0.88% U_3O_8 であった。この地点は 0.001% U を最低とし、上述の亜炭層を挟んで 2 m 間にわたりウランを含んでいる。しかし、道路を距てて 17 m 東方の同層準では 2~3 cm の岩質頁岩をみいだすのみで、異常度も低く最高 0.07 mr/h であった。

なお、高品位の U を含む亜炭層は、本調査地域では“本層”と呼ばれる亜炭層に対比できる。



第24図 露頭1のピット・トレンチ（平岩北方）
The pit trench of the Outcrop No. 1, north of Hiraiwa, Hiyoshi-chō

露頭 2・3

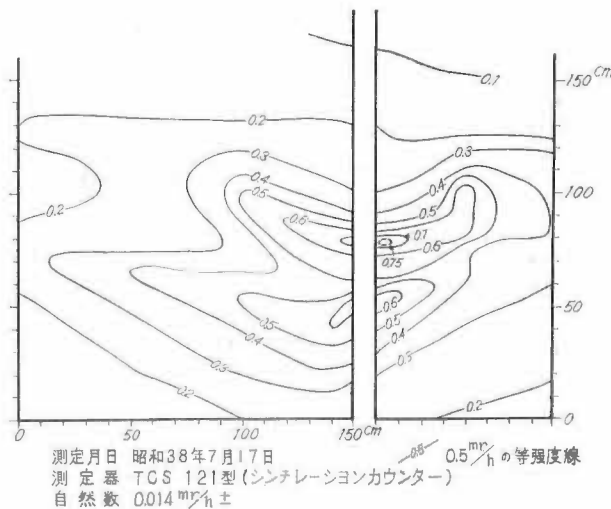
露頭 1 と同じ村道わきにあり、同露頭の南南東 170 m, 230 m にそれぞれ位置している。これらはいずれもトレンチ調査によって確認されたもので、露頭 1 より数 m 下位の層準にあたる。礫質粗粒アルコーズ砂岩を主とし、泥岩・炭質頁岩などを挟んでいる。

露頭 4

基盤花崗岩から 10 m 強上位の粗粒砂岩中、10 cm の厚さをもつ異常部がみられるに過ぎない。基盤に近接しているが土岐夾炭累層の下位層準ではなく、アバットしている上部層に相当する。

露頭 5

トレンチによって確認された。試料番号 A は中礫岩のマトリックスとなっているアルコーズ砂部分、同 B はその上位に重なる中粒砂岩である。露頭 4 と



第25図 露頭1における放射能強度分布図
Isograds map of radioactivity, Location No. 1

同層準か、もしくはやや下位の層準にあたる。

露頭 6

平岩—高松間に存在する丘陵上の農地開墾道東側斜面上にある。上部夾炭部層中のシルト岩で基盤に近接しているため礫質となっている。

露頭 7

露頭 6 地点から南南西 160m の丘陵上に位置する。

この露頭は堆積岩型鉱床でなく、基盤花崗岩を母岩に数 m の岩脈状としてみられるペグマタイト中に認められる異常である。最高 0.07 mr/h を示し、風化して白色軟質になった長石部分の品位は 0.02% U_3O_8 であった。

この付近の黒雲母花崗岩は他地域の花崗岩に較べ一般に放射能度が高く、0.03 mr/h を超える場合が少なくない。従って詳細に調査すればこの種の露頭は他にもあるものと思われる。

露頭 8

平岩露天掘跡東側の水田わきを流れる用水路に面して位置している (第 26 図)。

土岐夾炭累層の上部夾炭部層中、主要亜炭層から約 5 m 下位の層準にあたる。

粗粒砂岩を優勢として細粒砂岩・泥岩などからなる互層であるが、泥岩はとくに淘汰不良で、不規則にレンズ状の粗粒砂岩を挟むほか砂粒を混じえている。また、試料番号 A・B の高異常を示す部分は炭質物片を多量に含む。



第 26 図 露頭 8、崖の下位部分にウラン濃集がみられる (平岩北方)

Outcrop No. 8, uranium deposit are found at the lower part of cliff, north of Hiraiwa, Hiyoshi-chō

露頭 9

平岩開元院の東丘陵下にあり、かつて亜炭を採取し現在廃坑となっている坑道入口の地点である。炭片を含む粗粒シルト岩中約 50cm にわたって 0.03 mr/h の弱異常が認められた。

露頭 10

本露頭は後述する露頭 11 とともにこの地域における数少ない本郷累層中の異常である。

平岩部落交叉点から南方 400m の小沢入口付近に位置している。

本郷累層の上部が直接基盤花崗岩を不整合に覆う基底部分に相当している。基底部分は 30~50cm にわたりほとんど花崗岩礫のみからなる小礫岩となっているが、これを膠結するマトリックスは泥岩であってこの部分にウラン濃集がみられるものである。

露頭 11

本地域南西隅に存在する松の池の北岸にあたり露頭 10 と同様に本郷累層上部が基盤にアバットして堆積した層準である。

花崗岩礫を含むサバ状のアルコーズ砂岩 30cm の部分に異常が認められる。この砂岩は上位に重なる泥岩と漸移関係にあり、泥岩中にも多くの砂粒が含

まれ、淘汰不良となっている。

露頭12

細久手から深沢峡ダムに至る南戸瑞浪線ぞいにあり、細久手小学校の北方に位置する。

土岐夾炭累層の下部基底部層に相当し、筆者らがかつて深沢第1露頭と仮称¹⁰⁾していたものである。

花崗岩礫を主とし、古生層由来の粘板岩礫などを混じえた礫岩およびこれを膠結するアルコーズ砂岩からなっている。

異常はマトリックスの砂岩中に部分的に認められる。

露頭13

深沢部落北東方の町道沿いにある（第27図）。

上部夾炭部層中の泥岩部に相当するが、基盤に近接するため花崗岩から由来した石英粒ならびに黒雲母などが多く混入され、径数 cm の礫などを散含する淘汰不良の塊状泥岩である。また、不規則な形状で炭質薄片を多く含む。異常は部分的であまり層状をなさない（第28図）。しかし、後述する露頭14～同20も含めてこれらの層準はおおよそ20mの層間に集約され、巨視的には一致した層準といえる。

露頭14・15

露頭14は同13の約20m上位層準にあたり、同15は14地点の約5m下位にある。いずれも泥質な細粒砂岩であり、他にも近接して高異常が認められるところからあるいは局部的に濃集部が追跡できるかも知れない。しかし、調査の立地条件が悪いため側方への追跡はしていない。

露頭14においては肉眼的に淡黄色な外観を呈する2次鉱物が見出され、これはミネラライトで蛍光を発し、本地域内のウラン鉱物中特色がある。

露頭16

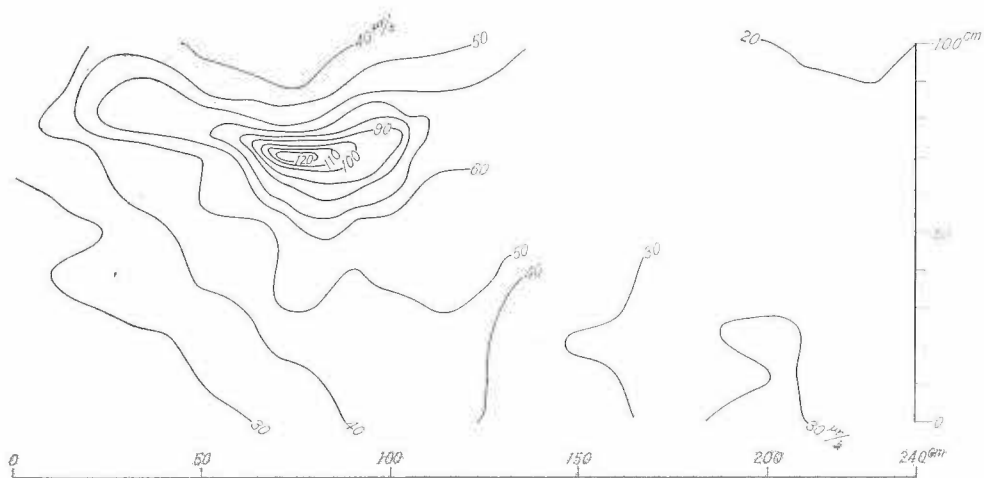
深沢部落東方から北野に通ずる山道上にあり礫質の泥岩である。露頭14より上位の層準にあるが、花崗岩に近接している。



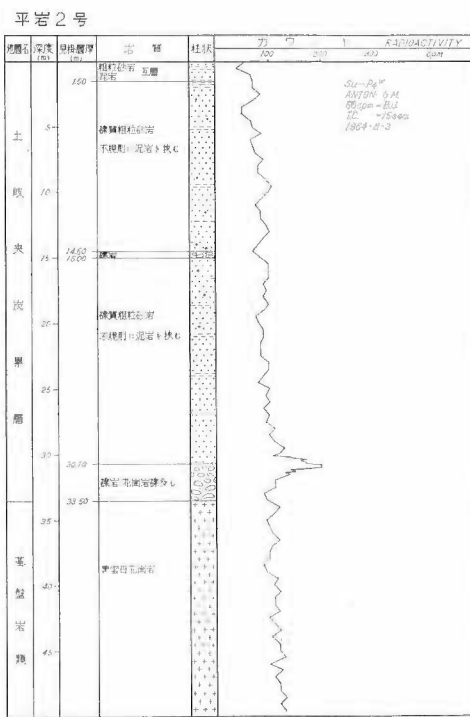
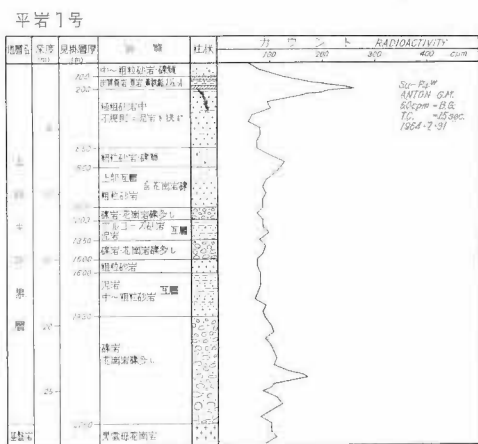
第27図 露頭13の放射能異常を示す泥岩（日吉町深沢）

The uraniumiferous mudstone of Outcrop No. 13, Fukazawa, Hiyoshi-chō

地質調査所報告 (第 232 号)



第28図 隣頭13における放射能強度分布図
Isograds map of radioactivity, Location No. 13



- 頁岩
- ▨ 泥質頁岩
- ▧ 粘板岩
- ▦ 砂岩
- ▥ 砂岩
- ▤ 砂岩
- ▣ 砂岩
- ▢ 砂岩
- 砂岩
- 砂岩
- ▟ 砂岩
- ▞ 砂岩
- ▝ 砂岩
- ▜ 砂岩
- ▛ 砂岩
- ▚ 砂岩
- ▙ 砂岩
- ▘ 砂岩
- ▗ 砂岩
- ▖ 砂岩
- ▕ 砂岩
- ▔ 砂岩
- ▓ 砂岩
- ▒ 砂岩
- ░ 砂岩
- ▐ 砂岩
- ▏ 砂岩
- ▎ 砂岩
- ▍ 砂岩
- ▌ 砂岩
- ▋ 砂岩
- ▊ 砂岩
- ▉ 砂岩
- █ 砂岩
- ▇ 砂岩
- ▆ 砂岩
- ▅ 砂岩
- ▄ 砂岩
- ▃ 砂岩
- ▂ 砂岩
- ▁ 砂岩

註: 柱状の大部分は試料 No.

露頭17～20

いずれも深沢西方の小沢中にある。これらの露頭は水田を挟んで南北の山腹に存在するもので、明示した露頭点以外にもこれらに近接していくつかの異常がみられる。

ほとんどが淘汰不良の塊状泥岩で、径 2 cm 以下の礫を散在するほか炭質物や石英粒などを多く含む。これらのうち石英粒はいわゆる“放射能やけ”がみられ、暗紫色～灰黒色を呈している。露頭19の一部分では最高 1 m/h の強異常を記録したが、肉眼的に鉱物は見られなかった。

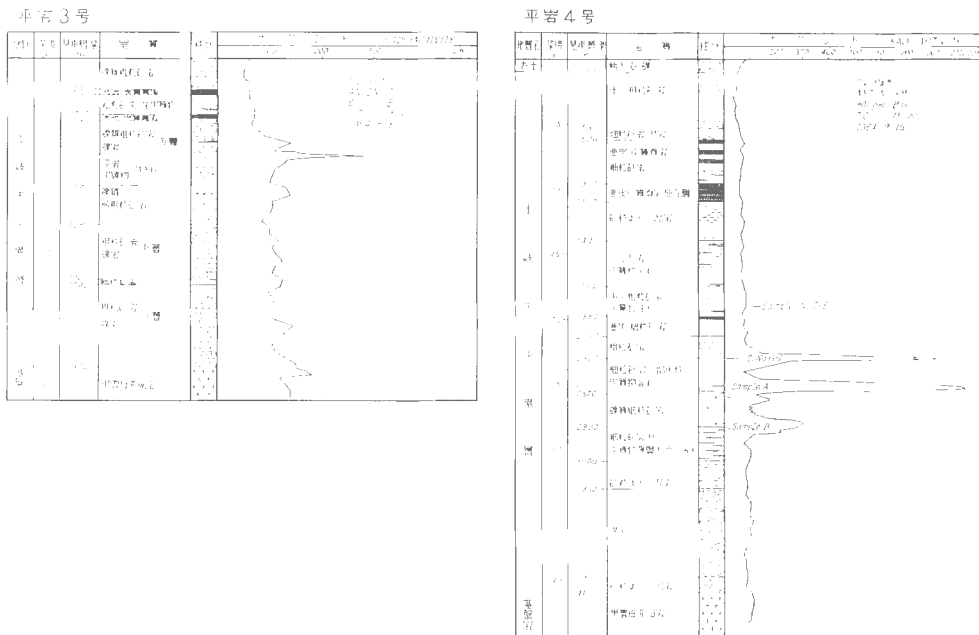
試 錐

試錐による探査は39年度において5カ所実施された。これらのうち4カ所は平岩北方地域における浅掘り簡易試錐、他は白倉付近で行なった層序試錐である（第29, 32図）。

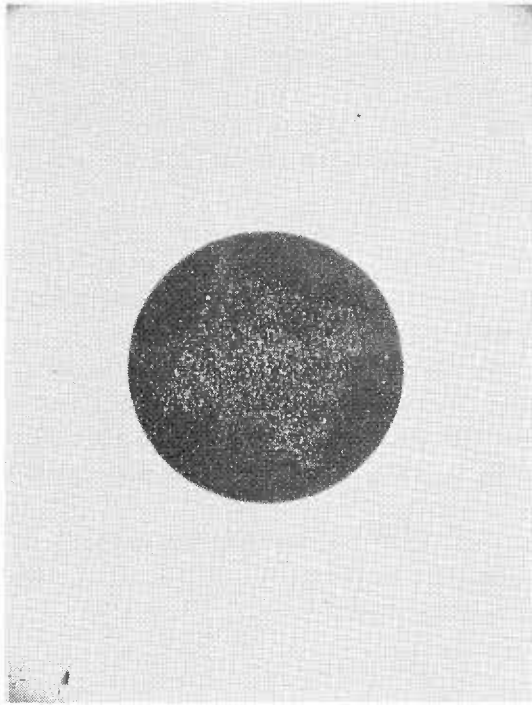
放射能異常は平岩1～4号試錐にそれぞれ見られ、特に4号における異常が顕著であった。すなわち、土岐夾炭累層上部夾炭部層の主要亜炭層下盤より11.5mから17mにわたる間に3カ所の異常点が記録されている。この異常はこの地点からさらに60m西方に原子燃料公社が実施した岐平2号試錐注6) によっても確かめられている。従って、地表下における大部分の露頭と異なり、この異常に関するかぎりある程度の距離間は追跡可能と思われる。

白倉1号は上位の地層によって広く覆われ、観察しにくい土岐夾炭累層の層序ならびにこの地点における放射能異常を探査する目的で掘さくされたが、検層可能範囲には異常がみられなかった。しかし、この地域でもっとも厚く発達している同累層の岩相について詳細な資料を得ることができた。

注6) 昭和41年3月検層 動燃事業団 未発表資料

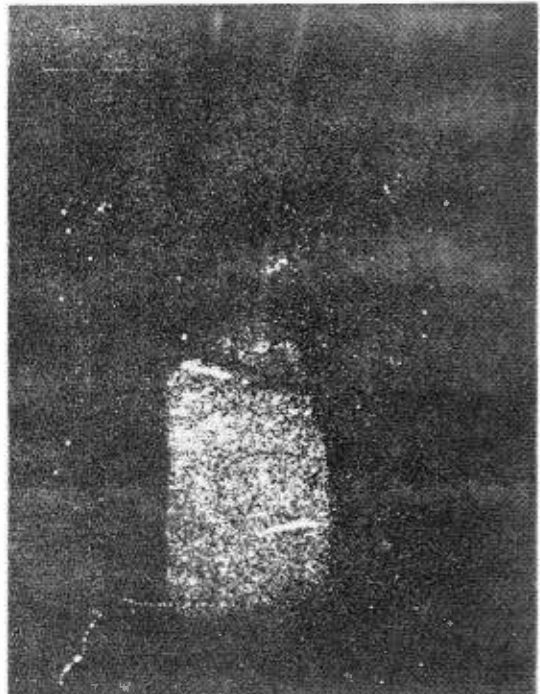


お よ び 検 層 図
with radioactivity data



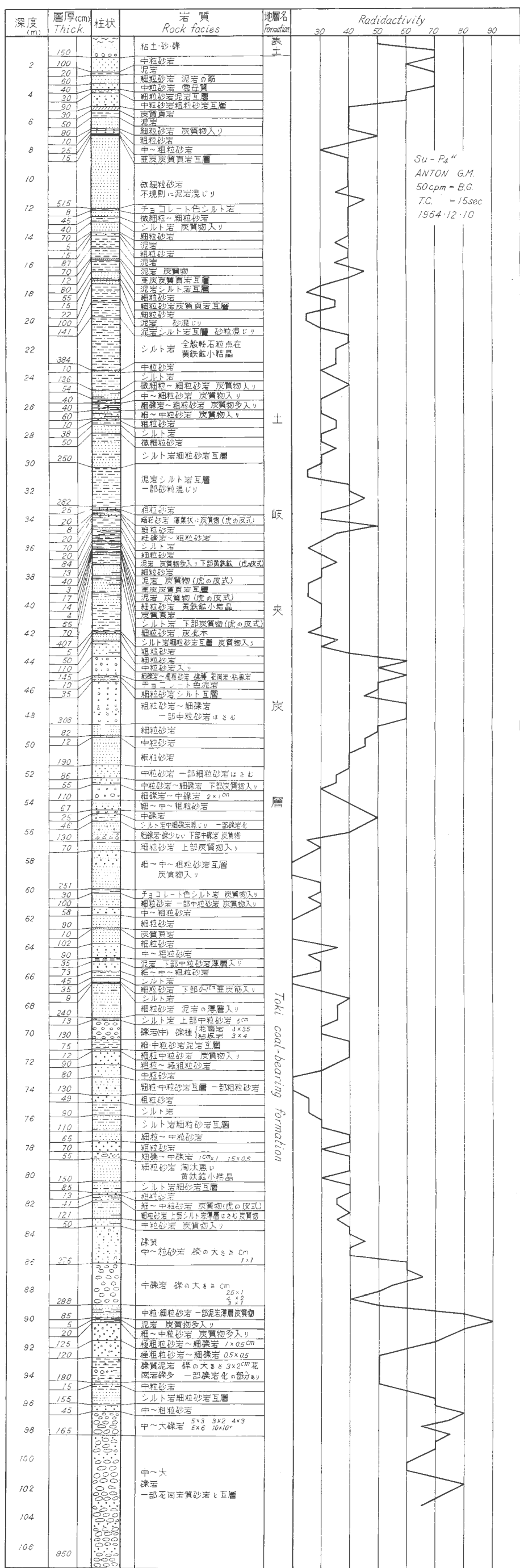
第30図 細粒砂岩研磨片によるラジオラクス
ソグラフ (4号試錐, 深度45m付近のコア)
試料の大きさ: 22mm×22mm
垂直断面
露出: 2時間
フィルム: ポラロイド10,000ASA

Radioluxograph of uraniumiferous sandstone
(Boring No. 4, depth 45 m)
Samples size: 22 mm × 22 mm
Vertical section
Exposure: 2 hrs
Film: Polaroid 10,000 ASA



第31図 細粒砂岩研磨薄片によるラジオラクス
ソグラフ (4号試錐45m付近のコア)
試料の大きさ: 45mm×23mm
垂直断面
露出: 16.5時間
フィルム: ポラロイド10,000ASA

Radioluxograph of uraniumiferous sandstone
(Boring No. 4, depth 45 m)
Samples size: 45 mm × 23 mm
Vertical section
Exposure: 16.5 hrs
Film: Polaroid 10,000ASA



Su-P₄"
ANTON G.M.
50cpm = B.G.
T.C. = 15sec
1964.12.10

土
炭
層

Toki coal-bearing formation

第32図 白倉1号試錐柱状および検層図

第4表 含ウラン砂岩の細粒部X線粉末回折記録

X-ray powder diffraction data for clay part of uraniferous sandstone

sample No. G-5		Sample No. G-7		備 考
d	I	d	I	
15.5	100	15.2	100+	Mt.
9.94	10			
7.19	10	7.17	5	Kao.
5.15	10			
		5.08	8	Mt. ?
4.62	2			
4.45	8	4.44	8	Mt. ?
3.94	5			
3.77	2	3.75	2	Mt.
3.55	5	3.53	2	Mt.
3.32	10	3.32	5	Mt.+Qz.
3.22	5	3.22	5	
3.18	8			
3.08	5	3.06	8	Mt.
2.97	5			
2.54	3	2.54	5B	Mt.

conditions:

"Geigerflex" diffractometer

Target. Cu-K α_1 , ($\lambda=1.54050\text{\AA}$), Ni filter

Source: 30 kV-10 mA, Slit system 1°-1°-0.4 mm Count full scale 400 c. p. s.

Mt. = Montmorillonite Kao. = Kaolinite Qz. = Quartz

5.3 ウランの賦存状態

堆積岩中におけるウランとその他の鉱物との相互関係をみるために平岩第4試錐のコアによって検討を加えた。

高異常を示した深度25m付近^{注7)}の細粒砂岩を研磨薄片とし、ラジオラクソグラフを作製した(第30, 31図)。

また、いま一つの高異常を記録した深度23m付近の細粒砂岩を水簾し、X線粉末回折を行なった(第4表)。

これらの結果を総合すると、ラジオラクソグラフで見られるように水平、垂直両断面ともに線源の分布が一樣であること、感光していない部分は細粒砂岩中の石英・長石・角閃石などの砂粒であること、X線粉末回折で認められるように各砂粒間を膠結する物質は明らかに著しい存在を示すモンモリロナイトと考えられることなどである。従ってこの地点におけるウランはモンモリロナイトと密接な関係にあることが判った。

一方、粘土質物質がウラン吸着をしやすいことは実験的に解明されているので、これらのことを考えあわせると本地点のウランはモンモリロナイトの吸着によるものと推定される。

なお、同試錐コアのうち、異常を示さない各層準から7個の試料を選んでX線粉末回折を行なっているが、これらの結果をみてもモンモリロナイトが顕著に認められている。このことは土岐夾炭累層が上下を通じ非常にモンモリロナイトを多く含む地層であることを物語っている。一方、これらにウラン濃集がみられていないことは次項で述べる吸着条件などが満たされない結果と類推した。

注7) 掘進深度とコア採取率との関係からコア採取位置は多少の誤差が生ずるものと思われ、正確な異常部分ではないかも知れない。

6. むすび

瑞浪市日吉町周辺の地質についてはすでに言及したように対比上にいくつかの疑問点が残されているが、一応、地域内の層序が明らかとなった。

とくに、主要な含ウラン層となっている土岐炭炭累層の岩相について明確となった点が多い。

ウラン濃集部は一般に基盤花崗岩と近接した堆積岩層中に存在し、さらに現在までのところ、基盤から100mを超える層間上位には認められていない。同時に基盤原地形との関連性もある程度認められた。また、一部のウラン濃集部は堆積岩中のモンモリロナイトと密接な関係にあることが判明した。一方、発見された多くのウラン濃集部は一部を除いて連続性に乏しく、高品位を示す部分は数10cmの単位で側方へ変化する。さらにごく近接して存在する他の濃集地点とも詳細な層準において合致しない場合が多く、層準のぼらつきが目立っている。

これらのことがらを総合して推定すると、この地域のウラン濃集は堆積型ウラン鉱床の一般的成因論と一致し、微量なウランを含む花崗岩からの溶脱・沈殿による後成的成因が考えられる。すなわち、基盤花崗岩から水の移動を受け易い位置にあった。同時に、それらの水を受け入れる地層が適度な透水性をもつ岩質であり、かつ、この帯水層付近にウランを吸着し易い物質が存在していた。さらに、微量な含ウラン水は岩石中で長年月にわたり、乾・湿を繰返されるような条件下にあったなど、その他さまざまな条件が重なってウラン濃集が進行したものと推定される。

なお、主要な含ウラン層は、上位の地層によって広く覆われ、地下に伏在する分布が多いため今回の調査でこの地域における同層の全貌を知ることはできなかった。従ってウランの資源的評価は今後の探査・研究をまたねばならない。

引用文献

- 1) 藤田和夫・生越 忠 (1951) : 岐阜県瑞浪町北方の新生代層の岩相分類—濃尾地方新生代層の地質—, 地質学雑誌, 第57巻, 666号
- 2) ITOIGAWA J. (1960) : Paleocological Studies of the Miocene Mizunami Group, Central Japan. The Journal of Earth Sciences, Nagoya University, vol. 8, no. 2.
- 3) 北村 信 (1959) : 宿洞層 (日吉層) の層位について, 地質学雑誌, 第65巻, 770号
- 4) 貝塚爽平・他5名 (1963) : 日本地形論 (上), 地学双書19, 地学団体研究会
- 5) 松沢 勲・近藤善教・植村 武 (1959) : 美濃炭田土岐地区地質図, 東海北陸亜炭業対策委員会
- 6) 松沢 勲・植村 武 (1964) : 土岐構造盆地の地質と地質構造, 構造地質学研究室業績, 名古屋大学理学部地球科学教室
- 7) 森田 清・大塚寅雄・水野広造 (1960) : 岐阜県瑞浪地区天然水中のウラン, 名古屋工業技術試験所報告, 第9巻, 7号
- 8) 生越 忠 (1952) : 瑞浪層群における化石の産状—濃尾地方新生代層の地質学的研究 (第3報)—, 地質学雑誌, 第58巻, 685号
- 9) 曾我部正敏・鈴木泰輔・井上英二 (1967) : 美濃炭田土岐・可児両地区の各主要稼行亜炭層対比について, 地質調査所月報, 第18巻, 3号
- 10) 鈴木泰輔・尾上 亨 (1966) : 岐阜県瑞浪市北方地域の地質と放射能異常について, 地質調査所月報 第17巻, 2号
- 11) 徳永重元・尾上 亨 (1960) : 岐阜美濃亜炭田土岐・可児両地区ならびに天草・三池両炭田における主炭層の古植物学的研究報告, 地質調査所月報, 第11巻, 9号
- 12) 徳永重元 (1965) : 東濃地域の古生物学的資料, 日本原子力学会誌, 第7巻, 2号
- 13) 渡辺景隆・岩堀正二郎 (1952) : 岐阜県土岐盆地第三系の層位学的研究, 地質学雑誌, 第58巻, 684号
- 14) 矢崎清貫 (1964) : 同時面からみた土岐・瑞浪地域の中新統, 地質学雑誌, 第70巻, 831号

**Geology of the Uranium Deposits in the Hiyoshi
Area of Mizunami City, Gifu Prefecture**

By

Taisuke SUZUKI, Tadao HAMACHI, Takabumi NEMOTO,
Taiji OKUBO and Toru ONOE

Geological and uranium prospecting survey were done at the above-titled area, where the Miocene and Pliocene sediments are developed.

The Miocene sediments, unconformably overlies the basement rocks of pre-Tertiary granite and Paleozoic rocks, are divided into four formations of the Toki coal-bearing formation (130 m in thickness), the Hongō formation (70 m), and the Oidawara formation (80 m) in ascending order. They are overlain unconformably by the Toki formation (60 m) of Pliocene age.

Uranium deposits are found in the Toki coal-bearing formation at twenty two localities in the but a few in the Hongō formation. Among them, according to the result of chemical analyses, the highest value of uranium contents is 0.88 percent U_3O_8 at the outcrop No. 1, the second is 0.53 percent at the outcrop No. 8, the third is 0.18 percent at the outcrop No. 19, and the rest shows lower grade.

Five bore holes were drilled in the area, and four of them contain uranium. Studies of core samples from No. 4 bore hole by radioluminograph and x-ray diffraction pattern suggest that there is a close relationship between uranium minerals and montmorillonite.

Uranium deposits are often found in the marginal depression of the sedimentary basin. These uranium may be introduced into the Toki coal-bearing and Hongō formations by ground waters bringing the uranium solution from the granities around the basin.

Outcrops of the uranium-bearing formation are so limited that there are many unsolved problems at present.

Ⅳ. 11.5 東濃御嵩・日吉付近に分布する新第三系の重鉱物組成*

佐藤 良昭**

要 旨

標記地域の、主として新第三紀砂岩中の透明重鉱物組成を調べた。花崗岩類の組成は、ジルコンが多く、時に緑れん石やバライトが多量に存在する。中村層群下部の蜂屋累層は普通輝石-紫蘇輝石(約20%)で、夾炭部層は多量の普通角閃石あるいは、ジルコン-緑れん石で特徴づけられる。瑞浪層群の本郷累層においては、ほぼ等量の紫蘇輝石-普通輝石を含むが、明世累層の組成は、紫蘇輝石(70%台)、普通輝石(10~20%)、普通角閃石(10%以下)で示される。含ウラン部では、特徴的な重鉱物というものは、見あたらなかった。その組成は、中村層群の夾炭部層のそれと一致する。有色鉱物の組成変化から、各地層を区別することが可能であり、さらに当時の火山活動の変遷を知ることができる。

1. 緒 言

上記地域には、中新世中期といわれる中村層群・瑞浪層群が分布している。近年、これらの地層中にウランが次々と発見され、地質調査所や原子燃料公社などによって、大規模な探査活動が続けられている。筆者はこれら地層中の砂岩の透明重鉱物組成の研究を行ない、含ウラン層の重鉱物組成上の特徴や、各地層の鍵



第1図 試料採取位置図
Map showing sample localities

* 日本地質学会第73年総会にて講演
** 燃料部

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 花崗岩類・中村・瑞浪層群の透明重鉱物組成 (%)
 Percentages of nonopaque heavy minerals from granites, the Nakamura and Mizunami Groups

Geologic Age	Group	Formation	Sample & Location	Zircon c.	Zircon br.	Garnet	Epidote	Biotite	Barite	Others	Common Hornblende	Hypersthene	Augite	Magnetite		
中 新	瑞 浪	明 世 累 層 80m	59 月吉								7	67	26			
			60 吉東									14	70	16		
			61 部ト										10	80	10	
			62 シ										5	77	18	+
			63 ネ										5	78	17	+
			64 ル										7	72	21	+
			65 付近										7	86	7	+
	層 群	本 郷 累 層 70 ~ 80 m	御 嵩 町 南 部	44								4	80	16	○	
				73										64	36	
				26								3	11	50	36	
				27	2							2	24	11	61	
				28									13	57	30	
				29									16	44	40	+
				11									7	41	52	
				9									74		26	+
8									96		4	+				
7						1			1	98			+			
世	中 村 層 群	可 見 (土 岐) 夾 炭 累 層 70 ~ 150 m	6 } 上部								1	99		+		
			10 }	2							1	95	2	+		
			35 }	1							1	95	3	+		
			14 }	8								87	5	●		
			47 } 夾炭部層	43	3	33				3	5	4	9	◎		
			48 }	1								99		◎		
			50 }	35	1					12	45	7		○		
			57 }	54	24	3	15	1		3				○		
			15 } 下部								1	53	46	+		
			17 }	1		1	1			1	96			◎		
			18 }	20	37		30				5	7		◎		
先 第 三 紀	花 崗 岩 類		16			6	24	47			23			+		
			25			4	4	16	7	69				+		
			40			30	43					27*				

東濃御嵩・日吉付近に分布する新第三系の重鉱物組成（佐藤良昭）

第2表 本郷累層の透明重鉱物組成（御嵩町南部地域以外）

Percentages of nonopaque heavy minerals from the Hongo formation at Hosokute, Tsubashi, and Shirakura

Geologic Age	Group	Formation	Sample & Location	Zircon c.	Zircon br.	Garnet	Epidote	Biotite	Barite	Other	Common Hornblende	Hypersthene	Augite	Magnetite
瑞 浪 層 群	本 郷 累 層	本 郷 累 層	20 } 細久	4	1						39	61		
			19 } 手								18	52	30	○
			43 } 津橋								7	46	47	○
			42 } 津橋								2	53	45	○
			41 } 津橋								60	39	1	○
			56 } 白倉								3	97		
			55 } 白倉								10	72	18	
			54 } 白倉								5	85	10	+
			53 } 白倉								94		1	+

第3表 含ウラン砂岩の透明重鉱物組成（%）

Percentages of nonopaque heavy minerals from the uranium bearing sandstones

Sample & Location	Zircon c.	Zircon br.	Garnet	Epidote	Biotite	Others	Common Hornblende	Hypersthene	Augite	Magnetite
1 } 樋ヶ洞 夾炭部層	19		10	38	1	4	16	8	4	○
2 } 樋ヶ洞 夾炭部層	17	2	12	19		3	47			+
3 } 樋ヶ洞 夾炭部層	1					1	98			+
4 } 樋ヶ洞 夾炭部層	1		1				93	4	1	+
5 } 樋ヶ洞 夾炭部層				2			17	42	39	+
13 } 平岩第1露頭 夾炭部層	16	4	12	2	44	6	14	2		◎
21 } 和合							35	6	59	+
31 } 土岐第1露頭	44	19	29	3			5			○
31 b } 土岐第1露頭	70	9	11	2		8				○
37 } 鬼岩露頭							9	2	89	
38 } 鬼岩露頭							3	11	86	◎
33 } 鬼岩露頭								12	88	●

c. : colorless, br. : brown

● : very abundant, ◎ : abundant, ○ : common, + : rare

* : mostly allanite

鉱物を見出して、ウラン探査・地層対比上の手がかりを得ようと試みた。この研究は着手したばかりで、サンプル数も充分とはいえず、いろいろと問題点もあるが、今後その不備を補って行きたいと考えている。

2. 地 質

本地域の位置・地形・地質に関しては、鈴木泰輔、坂巻幸雄技官ら(1969)により、本報告中に詳細に述べられ、筆者もこれによっているので、これらを参照して頂きたい。

ごく要約すれば、花崗岩類・古生層などを基盤岩類とし、これをおおって中村層群(可見郡御嵩地域では蜂屋累層+可見夾炭累層、瑞浪市日吉地域では土岐夾炭累層)が分布し、さらにこれを不整合に瑞浪層群(下位から本郷・明世・下肥田・生俣累層)がおおっている。ウランは主として中村層群の夾炭累層中に発見されているが、本郷累層中にも存在するとされている。

3. 試 料

おもに御嵩・日吉地域において、基盤岩である花崗岩類や中村層群・瑞浪層群本郷累層の砂岩試料を、南東部の明世付近では瑞浪層群明世累層の砂岩試料を採集した(第1図)。合計53個の試料について、重液にはテトラブロムエタン(比重約 2.9)を用い、普通の方法(佐藤, 1966)によって重鉱物分析を行なった。鉱物表面の酸化鉄被膜を除くため、試料はすべて1規定の塩酸で15分煮沸してある。得られた重鉱物をリゴラックでスライドガラスに封じこみ、透明重鉱物のみ約 200 個数え、各鉱物の百分率を求めた(第1, 3表)。なお磁鉄鉱は不透明鉱物であるが、馬蹄型磁石によって別に分離されており、その相対的量は比もわかるので、表に示してある。

4. 重 鉱 物

重鉱物の種類を列挙すると、無色ジルコン・褐色ジルコン・紫色ジルコン・褐色電気石・緑色電気石・ざくろ石・緑れん石・ゾイサイト・アラナイト?・スフェン・ルチル・黒雲母・白雲母・バライト(重晶石)・普通角閃石・酸化角閃石・青緑色角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱など20種あまりになる。しかしこの中、その量が多くしかも量比の変化から各地層の特徴が示されると考えられる鉱物は、無色および褐色ジルコン・ざくろ石・緑れん石・黒雲母・普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱であり、第1, 3表の重鉱物組成表にはこれら鉱物以外を一括してその他として取扱っている。

次に花崗岩類および各地層の重鉱物組成の特徴を述べる。

4.1 花 崗 岩 類

この組成は、おおむねジルコンが多く、特に褐色ジルコンが目立つ。また試料によっては緑れん石が多いもの、アラナイト?の目立つものなど相違がある。特に、リンバリウムウラン石の発見された(林, 1966, 1967)明世の花崗岩中には(試料25)69%ものバライト(重晶石)が見出され、ウラン鉱物の成因と関連して興味深いものがある。しかしこのバライトも地表の風化した花崗岩中のみ存在し、地表下20 cmないし4 m85の新鮮なコア試料では、緑褐色の黒雲母・無色および褐色のジルコン・緑れん石・燐灰石・アラナイトがみられるだけである。

4.2 中 村 層 群

御嵩地域のしかも西部にのみ露出する本層群下部の蜂屋累層は、安山岩質凝灰角礫岩を主体とするが、その重鉱物は多量の普通輝石と20%前後の紫蘇輝石で特徴づけられるといえる。この輝石類は上位の地層中にみられる新鮮なそれと違い、やや風化・変質を受けているようにみえる。

本層群の主部をなす御嵩地域の可見夾炭累層と日吉地域の土岐夾炭累層の組成は共通しており、地域による差はみとめられない。そして本累層の下部層・夾炭部層を通じて、その組成には2つの異なった種類が存在する。すなわち1はジルコン・緑れん石の組合せで特徴づけられるものであり、他は、大部分が普通角閃石からなるものである。また磁鉄鉱がいずれの場合にもかなり存在しているのが目立つ。この他に下部層の試料15では普通角閃石・普通輝石の組合せがみられるが、これが例外的なものであるか、普遍性を有するものであるかは、今後の問題として残されている。

夾炭累層の最上部には、多量の普通角閃石が存在するようである。

4.3 瑞浪層群

4.3.1 本郷累層

御嵩町南部の試料7～44によれば、本累層の最下部付近は、夾炭累層の最上部と同じく、多量の普通角閃石で特徴づけられるようである。しかし中部付近では角閃石の量が減じ、新たにほぼ等量の紫蘇輝石-普通輝石が優勢となってくる。そして上部では大部分が紫蘇輝石で占められるという傾向を有している。しかし白倉における本郷累層の試料（53～56）についてみると、下部で普通角閃石の多い点は一致しているが、中部以上の組成には紫蘇輝石が多量に入り、次に述べる上位の明世累層の組成と良く似ている。

4.3.2 明世累層

月吉の東、トンネル付近の崖に露出するものを連続的にサンプリングしたものであるが、組成は非常に安定している。すなわち、紫蘇輝石が70%台と最も多く、普通輝石が10～20%でこれに次ぎ、おおむね10%以下の普通角閃石が含まれている。したがって、明世累層をさらに細分できるような組成上の特徴はみあたらない。

5. 含ウラン部の重鉱物組成および対比

含ウラン層の放射能が高い部分あるいはウラン鉱物が確認された部分の重鉱物組成をみると、ジルコン-ざくろ石-緑れん石または多量の普通角閃石を含むなど、夾炭累層の組成の特徴をそのまま持っている。普通角閃石-普通輝石の組合せを持つ和合の試料（21）は、深沢の夾炭累層下部の試料15と良く似ているがまた本郷累層中部の試料27にも類似した点がある。鬼岩の異常点の試料37, 38, 39は多量の普通輝石を有しているが、このような組成を持つものは、現在までのところ、他に見出されておらず、これが、中村層群あるいは瑞浪層群のどの辺の層準にあたるものか、今後の課題として残されている。

樋ヶ洞の試料5の組成は、本郷累層中部のものと類似しているのであるが、地質調査の結果（曾我部ら、1967）では夾炭累層に属するものであり、この点も今後の検討が必要である。

今回の透明重鉱物の顕微鏡的観察のみからは、含ウラン部なるが故の特別な重鉱物は見出せなかった（なおウラン鉱物は、試料を塩酸処理したため失なわれたものと思われる）。

5. 結 び

各地層の重鉱物組成の特徴をまとめ、その変化を追ってみると次のようになる。

中村層群の夾炭累層は、多くの場合ジルコン-緑れん石を含むが、これはその供給源として周辺の花崗岩が考えられる。アルコーズ砂岩の堆積中、しばしば多量の普通角閃石を含む火山砕屑物の供給があった^{注1)}。ときに普通角閃石-普通輝石で代表される火山活動もあったかもしれない。

瑞浪層群本郷累層は、下位層を不整合におおっているのであるが、しかしその組成には変化がなく、本郷累層下部でも、普通角閃石の供給が続いている。しかし中部以上になるとやや塩基性の火山活動が盛んとなり、紫蘇輝石-普通輝石が特徴的な有色鉱物となってくる。

そして本郷累層最上部から、あるいは明世累層からは（この層準はさらに検討を要する）、非常に多量の紫蘇輝石を含むようになり、原岩である火山岩の性質がさらに変化した様子がうかがえる。

すなわち有色鉱物の組成変化は、普通角閃石-紫蘇輝石-普通輝石-紫蘇輝石と、下位から上位に向かってたどることができる。

含ウラン部なるがゆえの特別な透明重鉱物を見出すことはできなかった。その組成は中村層群の夾炭累層のそれと良く一致しているが、どの層準に対比し得るかがいまだ不明なものも存在する。

この他、鉱物組成による対比を行なう上で解決を要する幾つかの問題が残されており、今後さらに中村層群・瑞浪層群の細かいサンプリングを行なって、問題を解決して行くつもりである。

注1) この普通角閃石は粒度が粗で、しかもよく揃っており、角閃石を含む軽石も見出されることから花崗岩起源ではなく火山岩起源と思われる。

文 献

- 林昇一郎・長島弘三(1966)：岐阜県土岐市地方のウラン鉱床 (第 3 報) (演旨), 鉱物学雑誌, 8 卷, 2 号
林昇一郎(1967)：東濃地域のウラン鉱床の概要, 地質ニュース, 150号
坂巻幸雄・他(1967)：岐阜県可児郡御嵩地域の地質とウランの産状, 地質調査所報告, 第232号
佐藤良昭(1966)：砂岩の中の重鉱物, 地質ニュース, 141号
曾我部正敏・鈴木泰輔・井上英二(1967)：美濃炭田土岐・可児両地区の各主要稼行亜炭層対比について
(予報), 地質調査所月報, 第18卷, 第 3 号
鈴木泰輔・他 4 名(1969)：岐阜県瑞浪市日吉地域の地質とウランの産状, 地質調査所報告, 第232号

**Nonopaque Heavy Minerals in Sandstone of Miocene Age
in Mitake and Hiyoshi Districts, Gifu Prefecture**

By
Yoshiaki SATO

The purpose of this study is to obtain the heavy mineral data on the Miocene uranium bearing sediments which distribute in the above-titled area and to get the key for the uranium prospecting and for the correlation of strata.

Zircon, epidote, and biotite or hornblende are common in granites. One sample from the weathered granite at Akcyo, from which uranocircite has been found by Hayashi (1966), contains abundant barite besides zircon and epidote.

The Kani coal bearing formation, which is called the Toki formation at Hiyoshi, has two different suites as zircon-epidote like of the granites and predominant hornblende. The latter may have been derived from volcanic rocks.

The Hongo and Akcyo formations of the Mizunami group are characterized by the presence of abundant mafic minerals and three zones can be recognized by the proportions of the minerals. Hornblende predominates in the lowest part of the Hongo formation, about equal amount of hypersthene and augite exists in the middle, and more than 70 percent hypersthene can be seen in the upper Hongo and Akcyo formations.

The heavy mineral assemblage and the field evidence suggest that most uranium bearing sandstones belong to the coal bearing formation.

Ⅳ.11.6 岐阜県瑞浪市南部・駄知地区の含ウラン層

河野迪也*・坂巻幸雄**・井上英二*

要 旨

土岐盆地を中心とする東濃地域に実施されている、核原料物質調査研究計画の一環として、土岐盆地の南部に位置する瑞浪南部・駄知地区の放射能強度分布概査を行なった。

今回調査した範囲は土岐川以南に位置する瑞浪市南部および土岐市駄知地区で、東西約 12 km、南北約 8 km の地域を占め、1 万分の 1 地形図により調査された。

調査地域の南部および東部には基盤の花崗岩類が山地を形成して広く分布しており、これら山地の裾野をなす丘陵地には調査対象になった新第三系が分布している。新第三系は中村層群に属する土岐夾炭累層、瑞浪層群に属する本郷累層・明世累層・下肥田累層・生依累層・“品野累層”および瀬戸層群に属する土岐口累層・土岐累層に分けられ、これら各層群は互いに不整合関係で接し、基盤の花崗岩類および古生層を不整合に覆っている。

放射能異常を示す地層は土岐盆地全般にわたり認められている土岐夾炭累層と、駄知地区でのみ認められる“品野累層”で、調査地域内ではこれらの累層が基盤の花崗岩類を不整合に覆う部分から、数カ所で放射能異常が発見されている。顕著な放射能異常地点は尾上亨により発見された、益見東部にある中京商高グラウンド北方の沢に分布する土岐夾炭累層の基底礫岩層中にみられる。この礫岩層中の花崗岩質砂岩の化学分析値は最高 0.092% U_3O_8 、0.00% ThO_2 を示した。この他にみられる放射能異常は土岐夾炭累層の基底礫岩層中では瑞浪南部地区の小井戸東部、河原西部および肥田南部と、“品野累層”中では駄知地区の大平および円寺で認められる。これらの地点の放射能異常はいずれも自然計数値の 2～3 倍程度である。

本地域内に分布する基盤の花崗岩類は起伏に富み、益見東部の顕著な放射能異常は土岐夾炭累層が基盤の間所に堆積した部分にみられ、これは土岐盆地ですでに発見されている他の放射能異常地点と類似の地質環境を具えている。益見以外にもこれと類似の地質環境を具えた地点が調査地域内には多数見られるので、今後このような地点をさらに詳しく調査することにより放射能異常地点の発見が期待される。

1. 緒 言

土岐盆地西部に位置する土岐市北部の定林寺地区において、最初に含ウラン層が発見されて以来、調査地域はそれを中心として西方および東方に向かって拡大された。東方および北東方に向かって多数の放射能異常地点が発見され、含ウラン層の分布地域は土岐盆地北東部に位置する日吉地区から、さらに可児盆地にまでおよんだ。土岐盆地の中で土岐川をはさんでその南方、瑞浪市南部および土岐市駄知地区にもそれぞれ上述の地域と類似の地質環境が認められるので、今回これらの地区の地質、ならびに放射能強度分布調査が実施された。

この調査は東濃地域核原料物質調査研究計画の一環として取り上げられたもので、土岐盆地の南部に位置し、調査面積は盆地の約 3 分の 1 の地域を占めている。

この地域に実施された調査研究は瑞浪南部および駄知地区に分けられ、それぞれの規模の概要はつぎのとおりである。

<瑞浪南部地区>

昭和39年度

地質・放射能概査：河野迪也・尾上亨，調査日数20日間

試雑調査：河内英幸・小林竹雄・野口勝，調査日数20日間

昭和40年度

* 燃料部

** 鉱床部

地質調査所報告（第232号）

地質・放射能調査：井上英二・尾上亨・五十嵐昭明，調査日数20日間

試錐調査：柳原親孝・丹治耕吉・野口勝・小林竹雄，調査日数20日間

地形調査：橋本尚幸・磯己代治・清水道也・橋本知昌・井上正文・桂島茂，調査日数10日間，空中写真図化による1万分の1の地形図作成（駄知地区とも）

昭和41年度

地質調査：河野迪也・尾上亨，調査日数11日間

<駄知地区>

昭和39年度

地質・放射能概査：小尾五明・坂巻幸雄，調査日数20日間

試錐調査：中川忠夫・後藤進，調査日数20日間×2

地形調査：藤本弁蔵・勝目一泰・清水道也・桂島茂，調査日数10日間（瑞浪南部地区とも）

昭和40年度

地質・放射能調査：小尾五明，佐川昭，坂巻幸雄，調査日数20日間

試錐調査：野口勝・小林竹雄，調査日数20日間

以上実施された地質および放射能調査ではいまだ不十分な点も多数あるが，この報文ではとりあえず地質の概要ならびに発見された顕著な放射能異常地点の記載を行なった。瑞浪南部地区については河野迪也，駄知地区については坂巻幸雄が記述した。

2. 位置・交通

調査地域は土岐川の南側に位置し，瑞浪市の南部および土岐市土岐津町・下石町および駄知町を含み，東西約12 km，南北約8 km，その面積約65 km²を占めている。

調査地域の北方に中央本線土岐市駅および瑞浪駅があり，いずれも調査地域北端まで1 km以内の距離に位置し，調査地域の西部には東濃鉄道駄知線が通じている。地域内の道路網は良く発達しており，交通の便はきわめて良好である。

3. 地 形

本地域は土岐盆地の南部に位置し，東方・西方および南方に向かって次第に高度を増し，南部は北東から南西方向に連なる標高400～800mの山地に接する。なだらかな地形を呈する丘陵地は本地域の大半を占め，全体として北方にゆるやかに傾斜し，地域の北部を東から西に向かって流れる土岐川に面している。おもな河川は上述の土岐川と，地域の東部・中部および西部をそれぞれ南から北に流れている，小里川・肥田川および妻木川で，これらはいずれも土岐川に合流している。

4. 地 質

本地域を構成する地質は基盤岩類の古生層およびこれに進入している花崗岩類と，これらを不整合に覆って分布する新第三系および第四系とからなり，これらの層序は第1表に示すとおりである。

土岐盆地の中央部に位置する月吉・戸狩地区の地質については古来多数の論文が発表されているが，土岐川から南の地域の地質に関する論文はきわめて少数である。

4.1 瑞浪南部地区

古 生 層

本層はおもに砂岩および頁岩の互層からなり，花崗岩類の進入による接触変成作用を受けてホルンフェルスに変質している部分が多い。なおこれらに貫入した石英斑岩の岩脈が各所でみられる。古生層は東部において基盤岩体としてやや大規模な分布を示し，中央部においては花崗岩体中の捕獲岩体として数箇所小規模な分布を示している。

花 崗 岩 類

本岩類はおもに黒雲母花崗岩からなり，一般に中粒ないし粗粒で，多少斑状を呈する部分および半花崗岩

質の部分もある。本岩類は地区の南部では次第に高度を増しながら広く分布し、駄知地区に連なっている。地区内の中央部および東部では大小種々の大きさの突起部となり地表に露出している。

新第三系

本層は比較的起伏に富んだ基盤岩類の上に堆積した地層で、中新統の中村層群と瑞浪層群および鮮新統の瀬戸層群に分けられる。これらの層群はたがいに不整合関係で接し、中新統は丘陵の斜面に、鮮新統は丘陵の頂部の平坦面に分布している。含ウラン層は中村層群が基盤の花崗岩類と接する部分から発見されている。

中村層群

本層群は土岐盆地および可児盆地にまたがる美濃炭田に分布する中新統の地層のなかで、夾炭累層以下の地層に対して与えられている地層名であるが、当地域を含む土岐盆地には本層群のなかで上部の土岐夾炭累層のみが分布し、これ以下の地層の堆積は行なわれなかった。

土岐夾炭累層

本層は主として泥岩・凝灰質泥岩・砂岩・凝灰質砂岩および礫岩からなり、数層の褐炭・炭質泥岩および凝灰岩を挟有している。東部に分布する本累層の基底は顕著な礫岩からなり、きわめて特異な崖錐堆積相を示している。礫岩は花崗岩質粗粒砂岩を基質とし、おもに花崗岩類の円礫から角礫まで種々な型の礫を含み、ときに古生層由来のチャートおよびホルンフェルスの礫を混えている。礫の直径は最大2mに達するものもあり大小種々で、その円磨度も不均質でほとんど淘汰をうけていない。

この礫岩層の礫は花崗岩類を基盤とする付近ではおもに花崗岩類からなり、ときに古生層由来の礫を混え、古生層を基盤とする付近では古生層と花崗岩類の礫からなる。崖錐堆積相を示す上述の基底礫岩層は、小井戸および益見南東方などのかぎられた地域にのみ分布し、南部の花崗岩類との境界付近には分布しない。

本層の大部分は泥岩を主とする青緑色ないし灰色の砂岩の互層からなり、炭層および凝灰岩相を挟有している。泥岩および砂岩のなかにはやや凝灰質な部分もあり、一般に層理は明瞭である。稼行炭層は本累層の上部に挟有され、桜堂および入ヶ洞で稼行された跡がある。

本累層は基盤の起伏によりその堆積量ならびに堆積相を異にしており、基盤の凹所に厚く堆積し突起部に向かって薄化し、全体として南方に向かって薄化する傾向を示し、基盤地形の急峻な場所における基底礫岩層は特異な堆積相を示している。本累層は上位の瑞浪層群と不整合関係で接し、ところにより被削剝量を異にしているためその厚さは不定であるが、本地域内における厚さは100m以下である。本累層からは中新統中期を示す、阿仁合型植物群に含まれている植物化石の産出が報告されている。

瑞浪層群

本層群は下位から“本郷累層”・明世累層・下肥田累層および生俵累層の4層に分けられ、これらはたがいに不整合関係で接している。

“本郷累層”^{注1)}

本層は砂岩および泥岩の互層からなり、全般に凝灰質で砂岩に富み、しばしば直径1~10mmの白色軽石粒を含む。下部には細礫岩・炭質泥岩・白色凝灰岩などの岩層を介在し、軽石粒を多量に含む中粒凝灰質砂岩は本累層の特長を示し、下位の土岐夾炭累層との境には一般に薄い細礫岩層がみられる。

本層の分布は地域の中央部から南部にかけて厚くなる傾向を示し、北部では分布がみられず、その厚さは南部で最大30mである。産出する化石は植物化石のみで、動物化石ははまだ発見されていない。

第1表

地質時代		層	序	
第四紀		沖積層		
		段丘堆積層		
		崖錐堆積層		
新第三紀	鮮新世	瀬戸層群	土岐累層	
			土岐口累層	
	?	“品野累層”		
	中新世	瑞浪層群	生俵累層	
			下肥田累層	
			上部	
			明世累層中部	
下部				
		“本郷累層”		
先第三紀	中村層群	中村層群	土岐夾炭累層	
		基盤岩類	花崗岩類	
			古生層	

注1) 横式地(瑞浪市本郷)付近での最近の研究の進展からみて、従来呼ばれてきた本郷累層の名称は、再定義の必要があるかもしれない。しかし、本稿では従来の慣用に従い、累層名に引用符をつけることでそのまま表示してある。

明世累層

本層は土岐川の北側で典型的な発達をしており、戸狩および月吉地区でみられるように下位から月吉・戸狩および山野内の3層に分けられている。しかしながら、本地区内では北西部の桜堂から市原にかけてわずかに分布するので、その厚さも60m以下に薄化し、上・中・下部の3層に分けたがそれぞれを模式地のそれに対比することは困難である。

地区内に分布する本層は下位の“本郷累層”を欠き、土岐炭累層を直接不整合に覆っている。本層は一般に凝灰質の砂岩および泥岩の互層からなり、層理面にそって石灰質団塊を含むことがある。本層は全般にわたって多くの海棲貝化石を産し、部分的に化石の密集しているところがみられる。下部はおもに青灰色ないし灰色の砂質泥岩または泥岩からなり、ところにより石灰質団塊を含有する。中部は凝灰質の粗粒ないし中粒の砂岩からなり、成層面はあまり明瞭でない。上部は凝灰質の泥岩および細粒砂岩からなり、成層面はやや明瞭で石灰質団塊を散在することが多い。

下肥田累層

本層は地域の西部および北西部に分布し、北に向かって薄くなり、西に向かって厚くなる傾向を示している。西部では下位の明世累層を欠き本層が直接“本郷累層”を覆っている。本層は凝灰質砂岩・含軽石礫質砂岩・泥岩および凝灰岩などからなり、全般に凝灰質で灰色・淡灰色ないし灰白色を呈する。全般に軽石粒およびスコリアの含有が多く、軽石は細粒のものから直径数10cmにおよぶものまであり、比較的大きなものがしばしばある層準に密集していることがある。

生俵累層

本層が模式的に発達する地区は土岐川の北側にある生俵を中心とする地域で、本地区内における分布範囲は北西部の桜堂から市川にわたるわずかな地域である。本層はおもに灰色ないし淡灰色を呈する塊状無層理の凝灰質泥岩からなり、風化面では貝殻状断片を示し鋭い縁辺をもった破片となって崩壊する。下部はやや粗粒の堆積物からなり、凝灰質砂岩・砂岩などがみられ礫岩を挟む。基底は種々の岩相をもって下位の累層と接し、下肥田累層とは凝灰質泥岩をもって漸移する。

瀬戸層群

基盤岩類および上述の各累層を不整合に覆い、地区内の平坦な山頂部に広く分布している。本層は砂礫岩層を主とし粘土または砂岩を挟有し、岩相の変化に富み不均質複雑な様相を示している。

下部の土岐口累層は窯業用粘土・珪砂・泥岩・蛭目粘土などからなり、上山田付近では窯業原料として採掘された跡がみられる。

上部の土岐累層はやや固結度の低い礫岩・砂岩・泥岩および砂質泥岩からなり、岩相の変化に富み不均質複雑な様相を示している。礫岩層の礫は大部分チャートからなり、その他砂岩・ホルンフェルスおよび花崗岩類の円礫または亜角礫からなり、礫の大きさは大部分が中礫程度でまれに大礫を混える。

地質構造

基盤の花崗岩類および古生層は中部および南部に広く分布し、それぞれ地区の南方および東方に向かって高度を増している。新第三系は起伏に富んだ基盤岩類の上に堆積し、基盤の起伏を反映して走向・傾斜は一定でないが、全体として北西方向にゆるやかに傾斜している。新第三系は堆積後褶曲運動をほとんど受けていないが、北西部には北東から南西方向の軸をもった向斜構造がみられ、向斜軸をゆるい角度で切る北東から南西方向のやや顕著な断層がみられる。

4.2 駄知地区

駄知地区は前記の瑞浪南部地区の南西方延長に相当し、一般地質も特に異なるところはないので、重複を避け、そのうちでも主要な問題点を2、3指摘するととどめる。

- 1) 瑞浪南部地区から伸びてきた屏風山断層崖は地区の南端をENE WSW方向に走り、その北側と南側との比高差は200~300mにおよぶ。この断層は鮮新統の瀬戸層群をも切って活動している。
- 2) この断層崖に沿った北麓に、崖錐性堆積物からなる“品野累層”が発達する。これについては後に述べる。
- 3) 屏風山断層に雁行して、上山田—肥田間、駄知—妻木間に、それぞれ構造線群が発達する。松沢・植

村（1964）の命名に従えば、前者が山田断層帯、後者が駄知構造線に相当する。大局的にみれば、これらの構造線群によって、北側の地塊が落ち込んだ形をとり、地表では同一層準の地層のくり返ししが観察される。一般に $5\sim 10^\circ$ 以下の緩傾斜を示す中新統が、構造線付近では、 $40\sim 60^\circ$ の急傾斜となっている。その際の走向は、構造線の走向とほぼ一致した ENE-WSW 系のことが多い。

- 4) 地表で観察できる地層は、下位から、中新統中村層群土岐夾炭累層、瑞浪層群“本郷累層”・下肥田累層（南西部を除く）・生伎累層（南西部を除く）、瑞浪層群（？）“品野累層”、鮮新統瀬戸層群土岐口累層・土岐累層である。
- 5) 土岐夾炭累層と“本郷累層”間の層群境の不整合面は顕著ではなく、地質図上では粗粒アルコース砂岩と、特徴的な軽石粒を多量に含む凝灰質シルト岩の組合せを“本郷累層”の基底として扱った場所がほとんどである。このうち、アルコース砂岩は乱堆積相を示し、部分的に礫岩相に移化することもある。
- 6) “本郷累層”の全層厚は約 $50\sim 60$ m と、瑞浪南部地区よりやや厚くなるが、岩相的にはほぼ同一である。しかし山田地区では基底から約 10 m 上位の層準までは粗悪亜炭層が存在することがある。また、駄知町市街南東部や山神駅南方等では層理面の不明確な縁辺相となり、一部に珪化ノジュールを伴う。
- 7) 瀬戸層群は、特に、土岐津町～駄知町間のゆるやかな丘陵の頂部をおおって、広い分布を示す。
- 8) 山神駅北西方では、土岐口累層中の粘土層を迂回面として、現在地迂りが進行中であり、一部、工作物に被害が及んでいる。
- 9) 妻木、下石、土岐口を中心に、土岐口累層中の陶上の採掘が盛んに行なわれている。土岐夾炭累層中の亜炭は、かつて浅野、下石、妻木、山神、駄知等で稼行されたが、現在はすべて廃山になっている。本稿の直接の対象ではないので、一部を除いて地質図上への表示は省略した。

“品野累層”

“品野累層”は、駄知地区の山麓部に限って分布し、美濃炭田土岐地区地質図（松沢ほか、1959）では、“妻木累層”として示されているものにあたる。全体を通じて、古生層の粘板岩ホルンフェルス角礫を主体とする角礫岩で構成され、部分的に砂岩・泥質岩をレンズ状にはさまる。礫の大きさは通常 $10\sim 30$ cm 程度であるが、時には 1.5 m 程度の巨礫も見られ、淘汰は極めて悪い。花崗岩・石英斑岩礫は比較的被埋であるが、大きさはほぼホルンフェルス角礫と同大であるのに対し、古生層源のチャートはよく円磨された径 $1\sim 5$ cm 程度の円礫として、局地的に含まれるのが特徴である。

基質は普通泥質、粘土質で、南縁部に行くに従ってアルコース質となる。固結度は概して低い。観察できる全層厚は、およそ $30\sim 60$ m とみられるが、層理の発達が悪いため、正確な測定は行なうことができない。

“品野累層”の層序上の位置は、下位の“本郷累層”相当層を不整合におおふことなどから、従来は明世累層の縁辺相として扱われることが多かったが、瑞浪層群の各累層に比較して固結度が甚だ低いこと、鮮新統瀬戸層群におおわれる場合、不整合関係が必ずしも明確でないこと、基底部に、瀬戸層群基底と酷似した赤鉄鉱化作用をしばしば蒙っていること、などの状況が観察されるために、この“品野累層”を中新統中に含まれるかどうかには多少の疑問も残される。少なくとも、明世累層の同時異相と考えるよりは、中新統最上部～鮮新統下部の局地的な堆積物と考えたほうが一層適当だと思われる。この問題の解明のためは、模式地の品野、下半田川方面との比較検討を進めると同時に、相当の困難が予想されるが古生物学的な新事実の発見があわせて望まれる。

堆積環境としては、盆地の南縁を限る屏風山断層崖の山麓に形成された、崖錐堆積物であって、その点からは、この漸層の活動と密接な関係のもとに形成されたものと考えられる。

基底部直上には、後述するように2つの放射能異常点が認められ、その他の地点でも、往々にして、 $13\sim 25$ μ r/h（TCS-121 型シンチレーションカウンタによる。以下同様）にわたる、極微弱異常が基盤に接した本累層中に限ってみられることがあり、注目される。

5. 放射能異常

放射能強度の測定は、新第三系が基盤の花崗岩類を不整合に覆う地区に対して重点的に実施した。

放射能異常を示す地点は、瑞浪南部地区では益見東方の顕著な異常地、小井戸北部および河原西部など数箇所で見出された。これらの地点はいずれも、土岐夾炭累層の基底部に崖錐堆積相を示している礫岩層が、基盤の花崗岩類の近くに露出している部分である。駄知地区には3箇所の微弱な放射能異常点が見出されている。うち、2箇所は駄知町南方の花崗岩山地の北麓に、1箇所は肥田町南方の丘陵地帯中であっていずれも小規模である。

益見東方異常地

益見部落の南端から南東方向に約250m距った沢の中にあり、この小沢はほぼ東西方向に流れ、ほとんど黒雲母花崗岩が分布している。この沢の中に土岐夾炭累層の基底部にみられる崖錐相の礫岩が、約100mの間にわたって露出している。この礫岩層は花崗岩質粗粒砂岩をを基質とし、礫は花崗岩類の円礫ないし角礫からなり、その礫の大きさは直径1mに達するものもあり大小種々で、ほとんど淘汰をうけていない。放射能異常は基質の花崗岩質砂岩に認められる、放射能異常を示した花崗岩質砂岩5個の化学分析結果はそれぞれ0.092%、0.041%、0.028%、0.026%、0.020% U_3O_8 で、いずれも ThO_2 は0.00%であった。

（分析者：化学課望月常一技官）

小井戸北部および河原西部の異常点

これらの地点はいずれも土岐夾炭累層の基底部にみられる崖錐相の礫岩が、基盤の黒雲母花崗岩を不整合に覆っている部分で、ごく小規模な範囲に、自然計数値の2～3倍程度の一般よりやや高い放射能異常を示した。

大平異常点

東濃鉄道山神駅から大平部落経由で約1.6km南東方、大平部落共同桑園の作業場裏手約20mにあたる。風化して丸い岩塊状になった基盤の中～粗粒斑状黒雲母花崗岩をおおって、厚さ約5mの“品野累層”のメンバーと考えられる薄いシルト岩～角礫岩層がのり、さらにその上を瀬戸層群の礫層がおおう。異常は、“品野累層”の基部の、花崗岩の隙間に喰い込んだ黄褐色粘土中にみられ、最大 $65 \mu\text{r/h}$ を示すが、規模は小さく、約40cmの範囲を外れると $22\sim 35 \mu\text{r/h}$ と、自然数の約3倍の値におちつく。分析品位は $0.001\% U_3O_8$ に過ぎず、ウランは粘土中のカオリンに吸着されているものと考えられる。

山寺異常点

妻木町山寺部落の東端から大平部落方面へ通じる小径を東方に約500m進んだところの小露頭である。風化した基盤の細粒黒雲母花崗岩にアパットして、花崗岩・ペグマタイト質石英の亜角礫を多量に含み、一部に、含炭質物シルト岩を混える“品野累層”基底部がみられる。特に、花崗岩とじかに接する部分ではアルココース質の砂が粘土化し、この部分が約2mにわたって最高 $65 \mu\text{r/h}$ の異常を示す。これに対し、花崗岩上での測定値は $25\sim 30 \mu\text{r/h}$ 、“品野累層”の約5m上位の部分では $23\sim 25 \mu\text{r/h}$ にすぎない。推定品位は $0.001\% U_3O_8$ とみられ、ウランは粘土中のカオリンに吸着されている模様である。

雲吾ノ洞異常点

上肥田部落の中央より南方に伸びる“雲吾ノ洞”^{注2)}を約1kmさかのぼった地点の河床右岸に現われる小露頭である。粗粒黒雲母花崗岩を基盤とし、その約5～10m上位と推定される、淘汰の悪い暗青色粗粒アルココース砂岩中に暗褐色シルト質レンズがはさまれ、この部位が厚さ10cm、延長約40cmにわたって $60 \mu\text{r/h}$ の異常を示す。このアルココース砂岩はまた径20～50cmの花崗岩、石英斑岩角礫を多量に含み、それらを通じての平均的な放射能強度は $25\sim 40 \mu\text{r/h}$ と、一般的な値の1.5～2倍を示している。特定のウラン鉱物は発見されず、ウラン品位は $0.001\% U_3O_8$ と推定される。

この堆積層は、広瀬戸層群におおわれていて、せまい谷筋に限って露出しているために、他の場所との直接の対比が行なえないが、岩相上は、土岐夾炭累層の縁辺相となして差支えない。この地点より約300m上流には、粗粒黒雲母花崗岩を貫いて幅約20cm内外のアルライト岩脈がみられ、それに沿って局所的に最大 $60 \mu\text{r/h}$ の異常が認められることから、基盤中のウランの分布自体も、一様ではなかったことが類推される。

注2) “洞”の地名は東濃地方一帯で用い、丘陵地内の小

この異常点を中心として行なわれた上肥田（雲吾ノ洞）1～3号試錐では、そのうち、2号に限りて微弱的な異常が検出されている。

以上の異常点とほぼ同じ地質環境下に、自然数の1.5～2倍程度の異常がさらに数カ所知られているが、上記よりもさらに小規模なので、ここでは記載を省略する。

6. 結 論

当地域内に分布する新第三系および基盤の花崗岩類の放射能強度は、ほとんど自然計数値に近く、とくに顕著な放射能異常を広範囲に認めることはできなかった。しかし、数箇所放射能異常点を発見、そのうち最高0.092% U_3O_8 の品位を示した土岐夾炭累層の基底礫岩層は、一応含ウラン層として注目すべき地層と考えられる。

含ウラン層として可能性のある上述の基底礫岩層は、上位の地層に覆われて露出しない場合が多く、また基盤の突起部では堆積が行なわれなかった部分もあるので、この地域におけるウランの探査には基盤の形状を知ることが重要な要素となろう。

文 献

- 1) 堀川義夫・本間一郎（1968）：岐阜県土岐，瑞浪地域南部のウラン鉱床に対する物理検層，地質調査所月報，vol. 19, no. 3, p. 187～193
- 2) ITOGAWA, J. (1960): Paleontological studies of the Miocene Mizunami group, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 8, p. 246～300.
- 3) 松沢 勲・近藤善教・植村 武（1959）：美濃炭田土岐地区地質図，東海北陸亜炭鉱業対策委員会
- 4) 松沢 勲・植村 武（1964）：土岐構造盆地の地質と地質構造，名古屋大理学部地球科学教室，構造地質研究業績
- 5) 佐野浚一・中井順二・武居由之・本間一郎・高木慎一郎（1967）：岐阜県土岐，瑞浪地域のウラン鉱床に対する物理検層，地質調査所月報，vol. 18, no. 9, p. 593～598
- 6) 徳永重元（1967）：東濃地域の古生物・層位学上の問題点，地質ニュース，150号
- 7) 地質調査所編（1960）：日本鉱産誌，石炭編
- 8) UEMURA, T. (1961): Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of the east Mino, central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 9, p. 394～417.

Uranium Occurrence in the Neogene Sedimentary Rocks of the Mizunami and Dachi Districts, Gifu Prefecture

By

Michiyo KOUNO, Yukio SAKAMAKI and Eiji INOUE

This reconnaissance investigation for radioactivity was carried out to research for new deposits of uranium-bearing sediments in the Neogene sedimentary rocks. Measurements of radiation in the field were obtained with a portable scintillation counter.

The rocks in the districts are composed of the granitic rocks, Paleozoic, Neogene and Quaternary sedimentary rocks. The Neogene sedimentary rocks which rest unconformably on the basement rocks are divided into three formations, in ascending order as follows: the Nakamura and Mizunami formations of Miocene age, and Seto formation of Pliocene age. In some places the lower member is absent and the upper member rests directly upon the basements.

Anomalous radioactivity has been found in the basal conglomerate of the Toki Coal-bearing member belonging to the Nakamura formation and the Shinano formation but there are no visible indication of mineralization.

The maximum value of uranium contents is 0.092 percent U_3O_8 at the east of Masumi. The basal conglomerate of the Toki Coal-bearing member is considered to have a possible ore reserve of the radioactive minerals in the area.

Ⅳ.11.7 岐阜県土岐市ウラン鉱床の化学探鉱

望月 常*一・関根 節郎*

要 旨

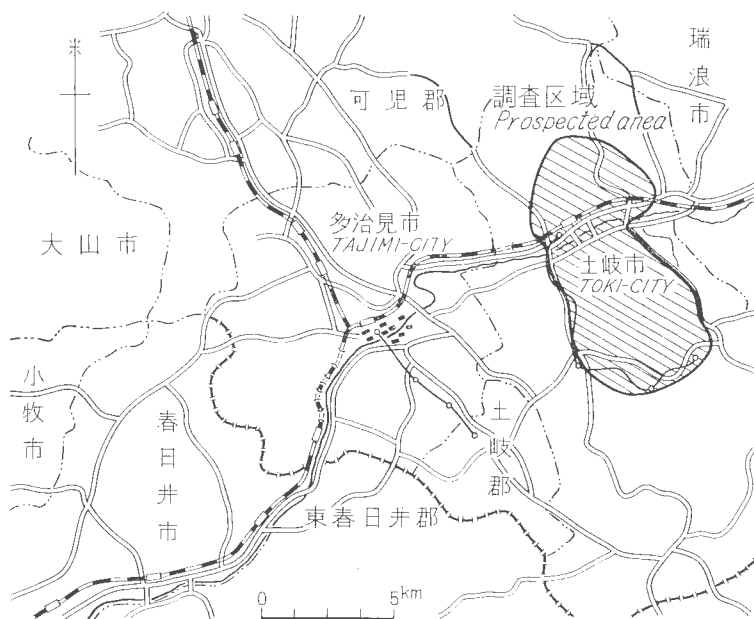
昭和38年6月および昭和40年9月、岐阜県土岐市においてウラン鉱床の化学探鉱を実施した。土岐地区の地質は、基盤の花崗岩、中新統の土岐夾炭層、瑞浪層群、鮮新統の瀬戸層群からなっている。ウラン鉱床は、主に土岐夾炭層の下部、特に花崗岩に接する基底部に多く発見される。既知鉱床周辺の沢水中のU、Zn、Pを分析した結果、この地区のウラン鉱床を探索する場合、ウランだけが指示元素として有効であることが判明した。従って、ウランを指示元素とし、沢水による化学探鉱を実施した結果、土岐夾炭層のなか、またはその周辺で幾つかの異常点を発見した。

通常の沢水中のウラン含量は0.0n ppbであったが、異常点の最高ウラン含量は1.6 ppbであった。

1. 緒 言

昭和37年末地質調査所のカーボン調査によって土岐市北部の泉町地内に放射能異常地が発見されて以来、東濃地区の土岐市・瑞浪市・御嵩町の3市町にわたって多数の放射能異常地が発見されてきた。そして周辺地域の調査が進むにしたがい、放射能異常地の分布範囲はますます拡がりつつある。

昭和38年6月土岐市北部地区、昭和40年9月土岐市南部地区において、自然水を対象としウランを指示元素として化学探鉱を実施したのでこの結果を報告する。この調査は、堆積型ウラン鉱床の化学探鉱に関する基礎資料を得ると同時に、新鉱床探索に関する指針を得ることを目的として行なった一連の研究の一部であ



第1図 地化学探鉱調査位置図
Showing the area prospected geochemically

* 技術部

る。この調査を実施するに際して、種々の御援助をうけた土岐市・瑞浪市当局および現地在住の方々に厚く御礼を申し上げる。

2. 位置および交通

土岐市は、岐阜県南部の窯業都市で名古屋の北東 50 km, 名古屋から中央本線で約 1 時間半の距離にある。カーボン調査によって最初に発見された第 1 露頭は、中央本線土岐市駅の北方約 2 km に、第 2 露頭は土岐市駅の北東約 2.5 km にある (第 1 図)。

3. 地質の概要

この地域の地質については多治見図幅¹⁾、美濃炭田土岐地区地質図²⁾ が公刊されているほか多数の報告がある。本書のなかにも詳しい報告がなされているので概要を述べるにとどめる。

黒雲母花崗岩を基盤とし、これを不整合におおって中新世土岐夾炭層、瑞浪層群が分布し、さらにこれを不整合におおって鮮新世の瀬戸層群が分布する。土岐夾炭層中最上部の炭層は厚く各所で稼行されている。ウラン鉱床は、主として中新世土岐夾炭層の下部をはじめとして中新統が花崗岩に接する基底部付近および基盤花崗岩の風化部に多く発見されている。そして、これらのウラン鉱床は、この付近の地質状況と鉱床の産状からして、地層堆積後ウラン溶液が浸透して沈殿し生成したものと考えられている。

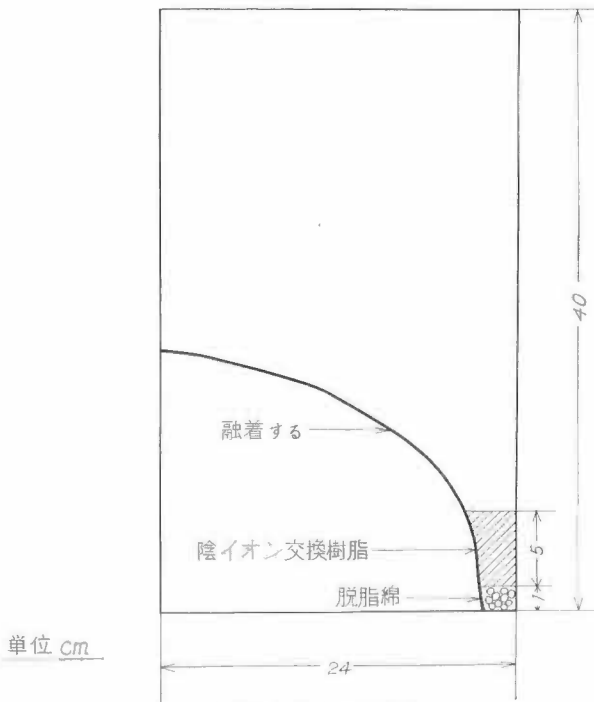
4. 化学探鉱

4.1 調査方法

調査地内の沢水 1 l を約 30 m ごとにポリエチレン製試葉びんに採水し、pH, U, SO₄, Zn, P を測定した。現地では、pH を比色法、SO₄ を硫酸バリウムによる比濁法、Zn をジチゾン法、P をリンモリブデン青による比色法でそれぞれ定量し、U だけは機材の関係から現地で定量するのがむずかしいのでつぎのような方法で処理した。

従来はウランをアルミニウムと共沈させてこれを実験室へ送ることに行っていたが、現地でこの仕事を完全に行なうことはかなりむずかしい。そこで、沢水のように塩類の少ない試料はウランをイオン交換樹脂に吸着させ、この樹脂を実験室へ送ることにした。すなわち、試水 500 ml をビーカーにとり、アスコルビン酸 0.1 g を加えて溶解し硫酸で pH を 1.0 ~ 1.3 に調節する。これを SO₄ 形陰イオン交換樹脂を詰めたポリエチレン製の袋 (第 2 図) に入れ、適当な場所につりさげたのち袋の底に小さい穴をあけてゆっくり水を流出させる。

このようにしてウランを樹脂に吸着させたのち、この樹脂だけを実験室に送り、これからウランを定量した。温泉水などのように塩類の多い水は、硫酸で酸性にしたのちポリエチレン製試



第 2 図 ウラン吸着用の袋

Polyethylene bag used in substitution of ion exchange column

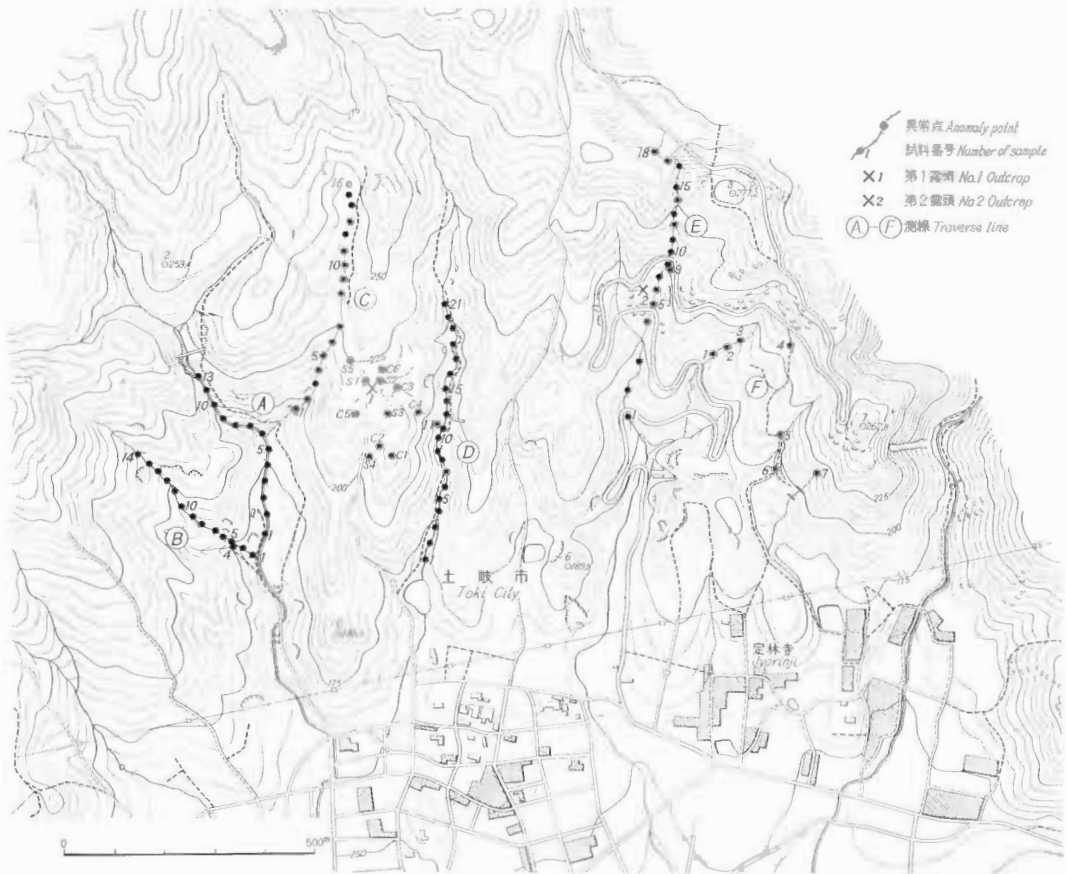
葉びんに入れて実験室へ送り、ウランをアルミニウムと共沈させ、これからウランを定量した。ウランの定量は岩石中のウラン分析法⁴⁾に準じてケイ光法で行なった。

4.2 指示元素

代表的な堆積型ウラン鉱床である鳥取・岡山県境の人形峠鉱床の化学探鉱では、U, Zn, P が指示元素として有効であると報告されている³⁾。したがって、土岐市駅の北方約2 kmにある第1露頭付近の沢水を採取して、沢水のpH, P, U, Zn, SO₄などの化学成分の分布を調査した。試料を採取した位置を第3図に、分析結果を第1表に示す。

測線Aは、上流にダムがあり水量も多く、花崗岩の分布する地域を流れる沢である。沢水のpHは6.2～6.3でU, Zn, Pはほとんど検出されない。測線Bは、大体花崗岩の分布する地域を流れている沢であるが、一部で土岐夾炭層を横切っている。沢水のpHは6.3～6.4でU, Zn, Pはほとんど検出されない。測線Cは第1露頭に近くウラン鉱床の影響をうけると考えられる沢である。この測線の沢水は測線A, Bの沢水にくらべて非常に違った様子を示している。とくに、測点1～10の沢水のウラン含量は、測線A, Bの沢水がほとんど0.0 ppbであるのにくらべて一般に多く、最高は1.0 ppbを示している。

また、SO₄もほとんどの測点で検出されている。しかし、この沢でもZn, Pは検出されない。測線口は比較的長い沢で、土岐夾炭層をはじめいろいろの堆積岩層の間を流れてくる沢である。この沢水のpHは6.3～6.5, U, Zn, Pはほとんど検出されない。しかし、第1露頭の近くから流れてくる、支流の沢水（測点11）からは非常に多量のウランが検出されている。



第3図 試料採取位置
Map showing sampling points of stream water

地質調査所報告 (第 232 号)

第1表 沢水の分析結果
Chemical analysis of natural water

測 線	Na.	pH	U (ppb)	SO ₄ (ppm)	Zn (ppm)	P (ppm)
A	1	6.2	0.0	0	0	0
	2	6.2	0.0	0	0	0
	3	6.2	0.0	0	0	0
	4	6.3	0.1	0	0	0
	5	6.3	0.0	0	0	0
	6	6.3	0.0	0	0	0
	7	6.3	0.0	0	0	0
	8	6.3	0.0	0	0	0
	9	6.3	0.0	0	0	0
	10	6.3	0.0	3	0	0
	11	6.3	0.0	6	0	0
	12	6.3	0.0	5	0	0
	13	6.2	0.1	5	0	0
B	1	6.3	0.1	0	0	0
	2	6.3	0.0	2	0	0
	3*	6.3	0.0	0	0	0
			0.0	0	0	0
	4	6.3	0.1	2	0	0
			0.1	2	0	0
	5	6.3	0.0	0	0	0
	6	6.3	0.1	2	0	0
	7	6.3	0.0	0	0	0
	8	6.3	0.0	0	0	0
	9	6.3	0.0	0	0	0
	10	6.3	0.0	0	0	0
	11	6.3	0.0	0	0	0
	12	6.4	0.1	2	0	0
13	6.4	0.0	2	0	0	
14	6.4	0.0	3	0	0	
C	1	6.7	0.3	0	0	0
	2	6.8	0.4	5	0	0
	3	6.9	0.1	5	0	0
	4	6.9	1.0	4	0	0
	5	7.0	0.5	3	0	0
	6	6.9	0.3	5	0	0
	7	6.8	0.4	4	0	0
	8	6.8	0.9	3	0	0
	9	6.8	0.4	3	0	0
	10	6.8	0.6	3	0	0
	11	6.5	0.2	3	0	0
	12	6.5	0.1	4	0	0
	13	6.4	0.2	4	0	0
	14	6.4	0.0	5	0	0
	15	6.2	0.0	3	0	0
	16	6.2	0.1	2	0	0

測線	No.	pH	U (ppb)	SO ₄ (ppm)	Zn (ppm)	P (ppm)
D	1	6.5	0.1	3	0	0
	2	6.5	0.1	5	0	0
	3	6.5	0.1	5	0	0
	4	6.5	0.0	3	0	0
	5	6.4	0.0	3	0	0
	6	6.5	0.1	3	0	0
	7	6.5	0.4	3	0	0
	8	6.5	0.0	3	0	0
	9	6.5	0.1	3	0	0
	10	6.5	0.1	3	0	0
	11*	—	1.6	5	0	0
	12	6.5	0.0	5	0	0
	13	6.5	0.1	5	0	0
	14	6.5	0.0	5	0	0
	15	6.3	0.1	5	0	0
	16	6.3	0.0	5	0	0

* 支流の水

わが国では、ウラン鉱床に関係のない天然水中のウラン含量は一般に少なく、0.0~0.1 ppb の範囲に入るものが大部分で、しかも、0.1 ppb に達するものが非常に少ない。なお、花崗岩のウラン含量はほかの岩石にくらべて多く、しかも、このウランは比較的溶出し易いものが多いといわれているけれども、花崗岩の分布する地域を流れる地表水に、とくにウランが多いということもない。以上のことを念頭において各測線のU, Zn, P の分析結果をみると、沢水中のウランは、鉱床の影響をうけると思われる測線Cの1~10、測線Dの11の沢水に異常に多く、明らかに鉱床の影響が認められる。しかし、Zn, P は、全測線の沢水から検出できず、鉱床との関係は全く認められない。したがって、土岐市周辺のウラン鉱床について沢水を対象として化学探鉱を実施する場合、指示元素として有効なものはウランだけで、Zn, P は不適当である。

4.3 調査結果および考察

第1露頭周辺の調査結果から土岐地区でウラン鉱床の化学探鉱を実施する場合、さしあたり、指示元素として用いられるのはウラン以外にないことが明らかとなったので、第2露頭周辺および土岐市南部地区の沢水についてそのウラン含量を測定した。第2露頭周辺の測定結果を第2表に、試料採取位置を第3図に示す。土岐市南部地区では、妻木川・土岐川・肥田川で囲まれた地域を基盤花崗岩の露出する山寺、大平部落付近（中央本線の南約8km）まで、沢水、井戸水など約180点を調査したが、ウラン含量は、すべて0.1ppb以下（ほとんど0~0 ppb）で、非鉱床地帯の自然水のウラン含量と全く変わりなかった。したがって、この方面の試料採取位置などは省略する。

前にも述べたように、自然水中のウラン含量は0.1 ppb 以下であるのが普通であるから、0.2 ppb 以上のウラン含量を示す沢水を異常とすれば、明らかに第2露頭の影響と思われる測線Eの4, 5, 6を除くと、異常を示す測点は、測線Eの9, 12, 14, 17, 18, および測線Fの1~7である。

異常を示す測点と地質との関係を見ると、これらの測点は土岐夾炭層のなかまたは夾炭層に近いところで発見されている。自然水中のウラン含量が増加するのは、問題の水がウランの濃縮されているところを通過するか、ウランを溶解してきた水が混入するかのいずれかであると考えられるから、異常を示す測点の周辺は十分な調査を必要とするところである。なお、調査に際して注意しなければならないのは、化学探鉱の異常値の大きいところが必ずしも有望であるとは限らないことである。すなわち、ウラン鉱床の化学探鉱は、ウランを指示元素とするという点を除けば、一般の金属鉱床の化学探鉱とその原理、方法ともに全く変わりなく、結果についての慎重な検討が望ましい。

第 2 表 土岐市北部地区沢水の分析結果

Chemical analysis of natural water at the northern part of Toki-shi

測 線	No.	pH	U (ppb)	SO ₄ (ppm)	Zn (ppm)	P (ppm)
E	1	6.4	0.1	6	0	0
	2	6.4	0.0	3	0	0
	3	6.4	0.0	0	0	0
	4	6.4	0.2	4	0	0
	5	6.4	0.3	6	0	0
	6	6.4	0.3	6	0	0
	7	6.4	0.1	4	0	0
	8	6.4	0.0	3	0	0
	9*	5.8	0.4	6	0	0
	10	6.4	0.0	5	0	0
	11	6.4	0.0	5	0	0
	12	6.4	0.2	5	0	0
	13	6.4	0.0	5	0	0
	14	6.4	0.2	5	0	0
	15	6.2	0.0	5	0	0
	16	6.2	0.0	5	0	0
	17	6.2	0.2	5	0	0
	18	6.2	0.2	5	0	0
F	1	6.6	0.9	3	0	0
	2	6.5	0.5	3	0	0
	3	6.5	0.5	3	0	0
	4	6.8	0.4	2	0	0
	5	5.6	0.2	2	0	0
	6	5.2	0.5	0	0	0
	7	—	0.2	0	0	0

5. 温泉水中のウラン含量

土岐市周辺の温泉についてそのウラン含量を測定したので、測定結果を第 3 表に示す。

温泉水のウラン含量も地表水のウラン含量と変わりはないが、鬼岩・瑞浪・曾木の温泉水にウランの多いのが注目される。

6. む す び

(1) 土岐市周辺で沢水を対象としてウラン鉱床の化学探鉱を実施する場合、有効な指示元素はウランである。

(2) ウランを指示元素として用い、沢水から第 2 露頭周辺に注意すべき異常点を検出した。

(3) 鬼岩・瑞浪・曾木の温泉水のウラン含量は異常に多い。

第 3 表 温泉水中のウラン含量

温 泉 名	U (ppb)
鬼 岩	0.6
五 斗 蔭	0.00
瑞 浪	2.0
明 世	0.08
釜 戸	0.04
白 狐	0.02
曾 木	0.6
柿 野	0.02

文 献

- 1) 清野信男・石井清彦(1928)：7万5千分の1地質図幅「多治見および同説明書」, 地質調査所
- 2) 松沢 勲・他 2 名(1959)：美濃炭田土岐地区地質図

- 3) 大橋取司・他2名(1958)：人形峠地区におけるウラン鉱床の化学探鉱について，第2回原子力シンポジウム報文集 no. 3, p.146
- 4) 関根節郎・他2名(1964)：岩石中のウラン分析法，地質調査所月報，vol. 15, no. 7, p. 420

Geochemical Prospecting of Uranium Ore Deposits in Toki-shi, Gifu Prefecture

By

Tsunekazu MOCHIZUKI and Setsuro SEKINE

Geochemical prospecting of uranium ore deposits was carried out in Toki-shi, in June, 1963 and in September, 1965.

The geology of this district is composed of the basement of pre-Tertiary granite, Miocene sediments, Toki coal-bearing formation, Mizunami group and Pliocene sediments, Seto group. Many ore deposits have been found in the lower part of the Toki coal-bearing formation, especially, in the basal part near the granite.

By analyzing U, Zn, P in stream waters near the known ore deposits, it has been found that U is an effective element as indicator for uranium ore deposits in this area, but Zn, P are not.

As a result of geochemical prospecting using uranium as indicator, some anomalies were found in the Toki coal-bearing formation and in its vicinity.

Uranium contents of ordinary stream water was 0.0 n ppb and the maximum value of anomalies was 1.6 ppb.

IV. 11. 8 岐阜県恵那郡岩村盆地・武並山麓のウラン鉱床

小村幸二郎*・清水道也**・丹治耕吉**

要 旨

1964年11月、肥田昇らによって、岐阜県恵那郡岩村町内の武並山北東山麓部で放射能異常が発見された。本調査は、この異常地点を中心とする武並山山麓部一帯における放射能異常部の規模、地質および地質構造との関係を確認し、あわせて、その結果を岩村盆地の放射能異常調査に利することを目的として、試錐を有効に利用して行なわれた。

調査の結果、異常部は基盤となっている先第三紀花崗岩を不整合に覆う新第三紀中新世の瑞浪層群の基底部付近に限られ、基盤花崗岩の表面構造のうちとくにトラーフ状の窪みの部分に強く規制されて賦存することが判明した。ウランを含む母層は基盤花崗岩直上のアルコーズ砂岩および礫岩である。

採取試料の分析結果は最高 0.033% U_3O_8 、多くは 0.001% U_3O_8 以下である。

含ウラン層の分布、厚さなどからみて、調査区域内だけの含ウラン層の開発は困難である。

序 言

昭和39年11月、肥田昇・小尾五明・清水道也らによって、岐阜県恵那郡岩村地区内に分布する新第三系中に放射能異常が発見され、異常部から採取された試料中には最高0.03%のウラン (U_3O_8) が含有されていることが分析の結果判明した(第1表)。

第1表 分析結果表(昭和39年、肥田らによって採取された試料)

試料番号	試料名	採取場所	U_3O_8 %
1	細粒礫岩	異常地(道路 Cutting)	0.001
2	凝灰質砂岩	"	0.001
3	黒色砂岩	"	0.002
4	凝灰質砂岩泥岩	"	0.004
5	灰色凝灰質砂岩	"	0.007
6	帯紅灰色泥質砂岩	"	0.033
7	中粒凝灰質砂岩	"	0.013
8	凝灰質泥岩	"	0.019
9	"	"	0.007

(分析者:望月常一)

昭和40年度の核原料資源調査計画の一部として上記放射能異常地を中心とする含ウラン層の実態を検討することになり、筆者らはその業務を担当した。

調査を行なうにあたっては、諸般の事情によって、剝土作業を充分に行なうことが困難だったので、10カ所において浅掘り試錐を行なって調査の精度を高めることにつとめた。

調査期間、担当および使用した機器は次のとおりである。

調査期間 昭和40年7月30日から8月18日まで18日間

* 鉱床部

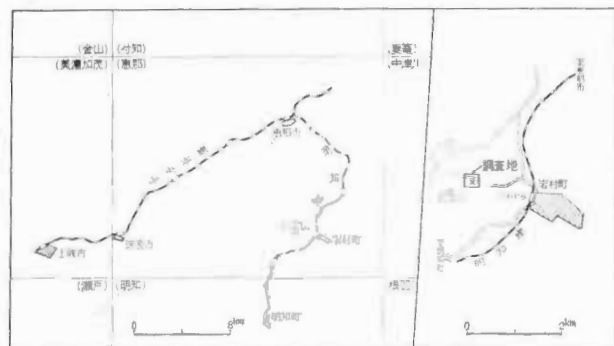
** 技術部

業務担当 地質鉱床 小村幸二郎・清水道也
 試錐 丹治耕吉
 使用機器 測定器 Aloka シンチレーションサーベイメーター, SU-P4W
 試錐機 CK 2 型

本調査を行なうにあたっては岩村町役場ならびに岩村高等学校より御協力を戴いた。ここに厚く感謝の意を表する。

1. 位置および交通

調査地は岐阜県恵那郡岩村町内にある (第 1 図) (1/200,000 飯田, 1/50,000 恵那)。岩村町は、恵那郡下



第1図 位置交通図

ではもっとも南部に位置し、東方では上矢作町をへだてて長野県と愛知県とに接している。町の中心部は海拔およそ 550m にあり、町内の最高部は三森山の 1,100m, 最底部は小沢付近の 340m 前後である。

放射能異常が発見された場所は、岩村町役場から N80°W 方向に直距 2.75 km, 武並山 (645m) の北東方山麓に近いバス道路 (岩村と上切とを結ぶ) の切取部である。

調査地へ行くには、中央本線恵那駅で明知線に乗換え、岩村駅で下車し、

これより 2 km 余の間徒歩による。しかし明知線の運転間隔が遠いので、恵那駅前から、国道 257 号線に沿って約 12 km, 岩村行バスによる方が便利である。

2. 地質

2.1 地質概略

岩村町付近の地質については伊田一善¹⁾ および糸魚川淳二²⁾ によってすでに報告されているが、この地域に分布する新第三系の取扱いについては、第 2 表に示すように、両者の間に解釈上の若干の相違がある。しかしここでは、一応、主として糸魚川の解釈に従って地質のあらましを述べる。

岩村町付近の基盤は、大よそ明知線の両側に海拔 600~800 m の山を形成する。先新第三紀の花崗岩である。この花崗岩は、いわゆる黒雲母花崗岩でときには斑状を呈する。この花崗岩の武並山を形成するものは東西方向に約 1 km, 南北方向に約 2 km のはんいに露出しており、舌状に露出するその北東部は南北方向に

第 2 表 層序対比表

		糸魚川 (1958. 11)	伊田 (1944)	
瑞浪層群	遼山累層	東原累層	東原陶土層	恵那統
		両伝寺互層	牧層	
		牧シルト岩層	石ヶ洞層	
		東洞砂岩層	久保原層	
	鶴岡泥岩層	久保原砂岩層	土岐統	
阿木累層		阿木層		
		基盤岩類	基盤岩類	

走る断層によって新第三系の阿木累層と境されている。総体的に、この花崗岩は地表から数 m の間は風化して軟弱となり、ときには酸化鉄で汚染されている部分が多いが、岩村駅の北西方 1.5 km 付近と武並山の北東方山麓付近では以前に石材として採掘されている。

上記花崗岩の上には、中新世中期の堆積物と考えられている、瑞浪層群が不整合にのるかまたはこれと断層で接

している。

瑞浪層群の最下部は、総体的に凝灰質でシルト岩を主とし、数枚の亜炭層によって特徴づけられた阿木累層である。本層は、その模式地とされている青野から宮田にいたる崖では石英斑岩を主とする礫を基底礫岩として基盤の花崗岩を不整合におおっており、海棲化石を含んでいないことや層相などによって、淡水性の堆積層とみなされている。当地域と最近ウラン鉱床が存在することで注目されてきた土岐市や瑞浪市付近との層序対比が完全にはなされていないので正確にはわからないが、本層は、第2表に示されたような層序的位置ならびに層相上の類似点からみて、土岐夾炭層に対比されるのかもしれない。

阿木累層の上には、整合ときには小規模の侵食面を境にして、遠山累層の最下部をなす久保原砂岩層と鶴岡泥岩層がのっており、山岡駅の西方では後に述べる牧シルト岩層がのっている。これらのうち久保原砂岩層と呼ばれる地層は軽石や植物片を含むがそのもっとも大きな特徴は石灰質のノジュール中に貝化石を多量に含むことである〔例：根ノ上の民家の横の崖〕。これらの化石のおもなものはすでに伊田および糸魚川によって報告されているが、最近地質調査所の水野篤行によって詳細な検討が進められている。糸魚川が久保原砂岩層としているものの下半部は伊田の報告では阿木層の最上部となっており、両者の久保原砂岩層の下限に対する解釈には相違がみられるが、久保原砂岩層とその下位の阿木累層との層相上の相違からみれば、糸魚川の解釈に従った方がよさそうである。

山岡駅の西方では久保原砂岩層と同層準に厚さ10m前後の鶴岡泥岩層とその上に久保原砂岩層によく似た東洞砂岩層が分布しているが、これらの地層は調査地付近には分布しないので説明を割愛する。

久保原砂岩層の上には牧シルト岩層がのっている。この地層は、凝灰質シルト岩を主とし、下部に厚さ0.2～2mの凝灰岩層をはさむほか貝化石をかなり多く含む。本層は、武並山付近では久保原砂岩層の上に整合にのっているが、山岡駅の西方では阿木累層の上に直接にのるかまたは青灰色ないし暗灰色の凝灰質泥岩を主とする鶴岡泥岩層、あるいは東洞砂岩層の上ののっている。糸魚川が牧シルト岩層としたものは、伊田によれば、最上部は厚さ60m以下の石ケ洞層、中部は約250mの久保原層、下部は阿木層の最上部となっており、両者間の解釈には相違があるが、そのおもな原因は、糸魚川が久保原砂岩層としたものと東洞砂岩層としたものは岩相もその中に含まれている化石も非常によく似ているので伊田は両者を同一岩層として久保原層とし、鶴岡泥岩層を阿木層の最上部として取扱っていることによる。しかし両者の解釈のうちどちらがより正しいかは今回の調査では確認されなかった。

牧シルト岩層の上には、厚さ2～5mのシルト岩と、0.1～2mの砂岩とが互層する、両伝寺互層がのる。この地層は、厚さ約80mで、互層をなす砂岩中にはノジュールや亜炭をはさみ、飯羽間の東方に割合に広く分布している。伊田は糸魚川が両伝寺互層としたものを牧層と名付け、その厚さを最高200mとしている。また、糸魚川は下位の牧シルト岩層と両伝寺互層との関係を整合であるとしているが、伊田は石ケ洞層と牧層との関係を明らかに不整合であるとし、両者の間には解釈上大きな相違がある。そしてその結果、糸魚川は両伝寺互層とこれを不整合におおう東原累層との境界を瑞浪層群と瀬戸層群との境界とし、伊田は石ケ洞層と牧層との間の不整合面を下位の土岐統と上位の恵那統との境界としている。

岩村付近に分布する新第三系の構造について、糸魚川は北東から南西に走る田沢断層によって向斜状構造をなし底が破れた構造となっていると報告している。またその時代については、瑞浪層群の時代を中新世中期（F₂-F₃）とし、その上に不整合にのる東原累層の時代を鮮新世（H₂）としている。

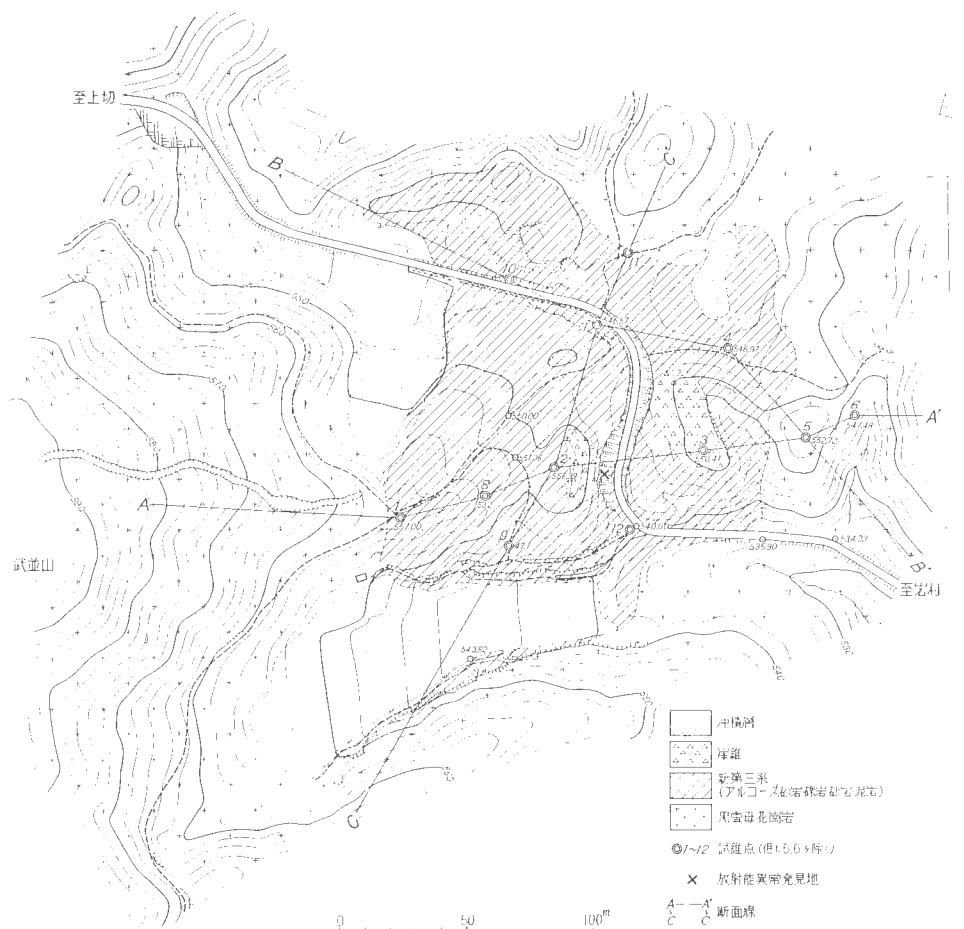
以上、岩村町付近の地質について、糸魚川の報告を中心に、概略を述べたが、瀬戸層群より上部の地層については、それらが武並山付近に分布しないことおよびウラン鉱床にきわめて乏しいことなどの理由で、説明を割愛した。

2.2 異常地付近の地質

放射能異常地付近の地質は、ときに斑状を呈する黒雲母花崗岩、これを不整合におおう瑞浪層群の一部および崖錐等からなる（第2図）。

黒雲母花崗岩は調査区域内に広く分布しており、地表近くには数mの範囲に「サバ」状を呈し、かつ、酸化鉄によって黄褐色に汚染されていることが多い。

調査区域内には東西方向に約150m、南北方向に約250mの範囲に瑞浪層群の一部が分布しているが、これ



第2図 武並山東山麓地質概念図

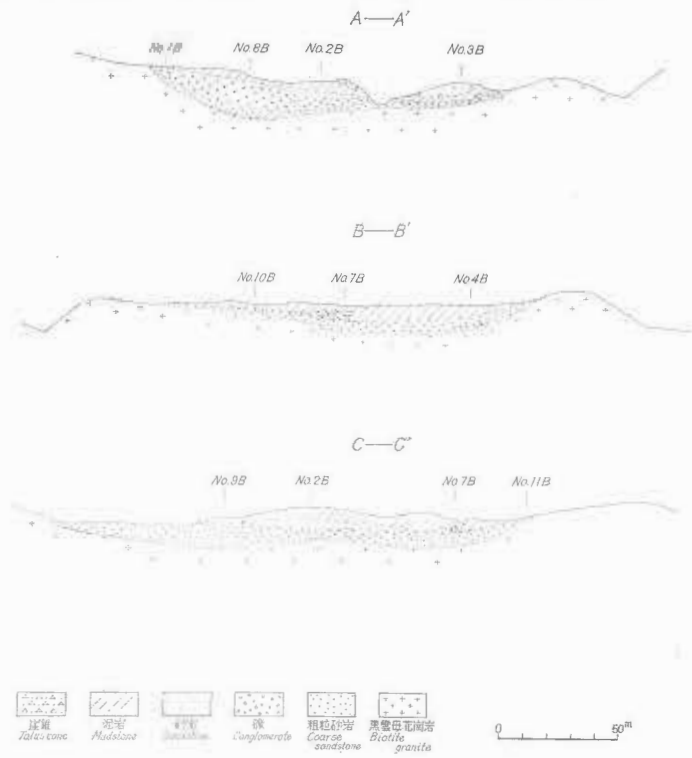
については糸魚川も伊田も報告していない。この範囲内に分布している地層は、厚さおよそ25m以下で、総体的には、下部から上部へ向かってアルコーズ砂岩・礫岩・砂岩・泥岩等から構成されている(第3図)。この地層が瑞浪層群のどの部分に相当するかは、武並山周辺に分布する例えば阿木累層や牧シルト岩層と、この地層との関係が花崗岩の露出によって絶たれていること、本層が化石を含んでいないことなどの理由で、明らかでない。しかし、この区域に分布する瑞浪層群の層序的位置を確認することは、単に地質学の問題の解決に役立つばかりでなく、岩村地域およびこれと同様の地質からなる近接地域において今後進められるであろうウラン調査を方向づけるために、早急に行なわれるべきであろう。放射能異常が発見された場所の東方700m付近には、小川の南側に拓かれた畠の縁に、第4図に示したような、亜炭層が小規模に採掘(探鉱?)された跡がある。この亜炭層をはさむ地層が阿木累層であることはまず間違いないが、この部分と異常地付近に分布する地層との関係は、両者の間が花崗岩の露出によって絶たれているので、判然としない。

放射能異常が発見された露頭の状況は第5、6図に示された通りで、調査区域内に分布する瑞浪層群を構成する岩層の全部がここに露出している。

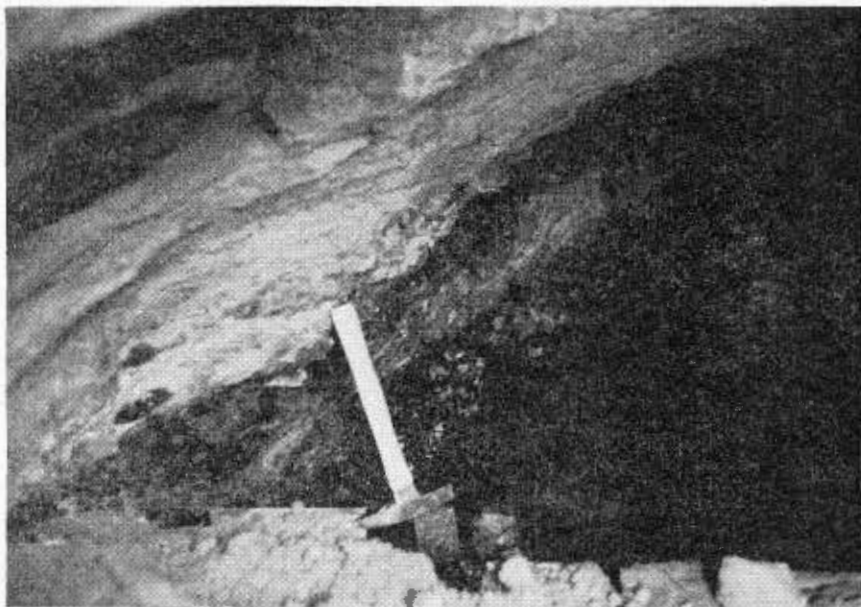
この露頭の最下部にみられるアルコーズ砂岩は、ときに薄い泥岩や礫岩層をはさみ、一部を除いて(例: No. 8 試錐孔)は、基盤の花崗岩の直上において、瑞浪層群の下限となっている(第3図)。

アルコーズ砂岩の上のっている礫岩層は、この露頭では厚さ約2mであるが、武並山に近い瑞浪層群の縁部では厚さ13m前後に達する。礫は、花崗岩が主で、大きさ最大20cm程度であるが、全体的に見た場合

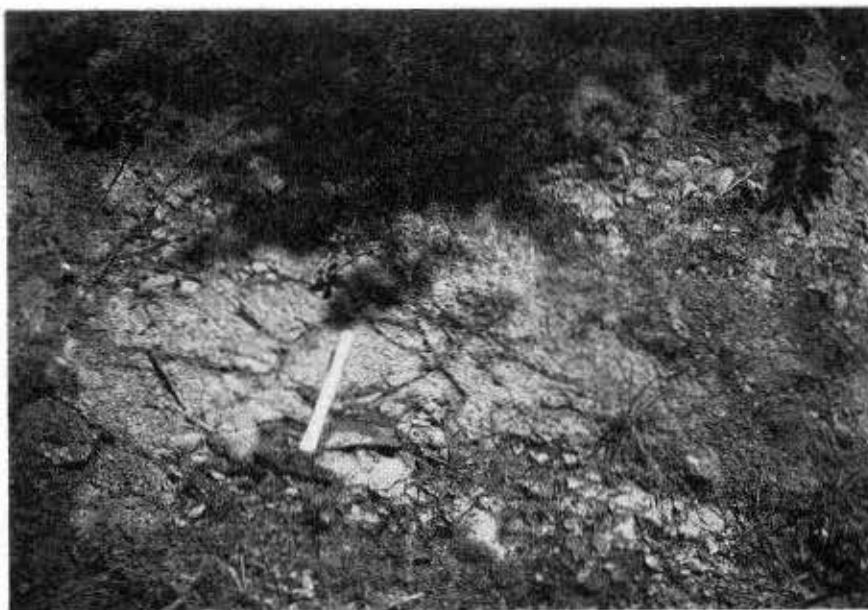
岐阜県恵那郡岩村盆地・武並山山麓のウラン鉱床（小村幸二郎・清水道也・丹治耕吉）



第3図地質断面図



第4図 坑道入口の亜炭層
 左上半部は細粒砂岩
 亜炭層の厚さは大体ハンマーの柄の長さと同じ



第 5 図 放射能異常が発見された露頭



第 6 図 No. 10 試錐地点付近でバス道路に面する礫岩層の露出

には、第2図に示された自動車道路にほぼ沿って分布するものは大きく（第6図）、武並山に近い部分では径3cm以下のものが多い。このことは、換言すれば、武並山から東方山麓部へ向かって、礫のサイズは大きくなっていることを意味するが、第3図に示されたような礫岩の分布と考え合わせると、堆積環境と条件とを示すものとして興味深い。

この露頭において礫岩層の上のっている砂岩層は、第3図の断面図A-A'にみられるように、これより約50m西方で消滅し、東方では約20mの所で消滅しており、その分布範囲は他のどの岩層のそれよりも小さい。放射能異常は、この砂岩層の上限に近い、厚さ5cm前後の薄桃色をおびた部分に、みだされているが、今回の調査ではこの部分にはとくに高い測定値は得られなかった。この砂岩層の上限近くには厚さ5cm前後の黒色の部分がある。この種の砂岩は、他の部分にはみられないので鍵層として取扱えようであるが、連続性に乏しいので、不適当であり、また、とくに注目されるべき異常を示さない。

この砂岩層またはその下位の礫岩層の最上位には青灰色を呈する凝灰質泥岩がのり、区域内に広く分布している。この泥岩は、厚さ7m以下で、No.7試錐点付近では礫岩と指交状をなし、No.3試錐点の東方の沢では厚さ50cm前後の砂岩層をはさむ。一般に無層理で、乾燥すると割合に角ばった割れ方を示し、化石を含まないが、牧シルト岩層によく似ている。

凝灰質泥岩層の上には、No.2試錐点からNo.3試錐点付近にかけて、崖錐がのっているが、これについては特筆すべきことはない。

調査区域内に分布する瑞浪層群は、第3図に示されたように、基盤の形に支配されて、中心部はほぼ水平、周辺部は中心部の方へ向かってゆるく傾斜し、盆状構造をなしている。

基盤の形と堆積岩類の分布や厚さとの関係はやはり堆積の場と堆積作用との関係をよく示しており、とくに礫岩層を構成する礫が武並山から供給されたことは疑う余地がなさそうである。

調査区域内に分布する第三系が瑞浪層群のどの地層であるかは判然としないが、当区域内において最上部に広く分布する凝灰質泥岩は、層相ならびに当区域の北方から北西方へかけて広く分布する牧シルト岩層との位置的関係などからみて、牧シルト岩層の一部ではないかと推察される。おそらく当区域内には久保原砂岩層および阿木累層は分布しないのではないと思われるが、あるいは、前記凝灰質泥岩の下位にある砂岩層は阿木累層の一部かもしれない。

3. 放射能強度

今回の調査では、地表についてはシンチレーションサーベイメーターを用い、試錐孔についてはSU-P4W検層器を用いて放射能強度を測定した。その結果、地表についてはとくに注目すべき数値は得られなかったが、試錐孔については若干の興味ある資料が得られたのでこれについて述べる。

各試錐孔については50cmおきに、やや高い放射能強度を示す部分については10cmおきに測定し、これより得られた数値を正確に図上にプロットして、等放射能強度線を書いて第7図に示した。これらの図によっても判るように、放射能強度は、基盤の形によっても、また岩層によっても異なっている。

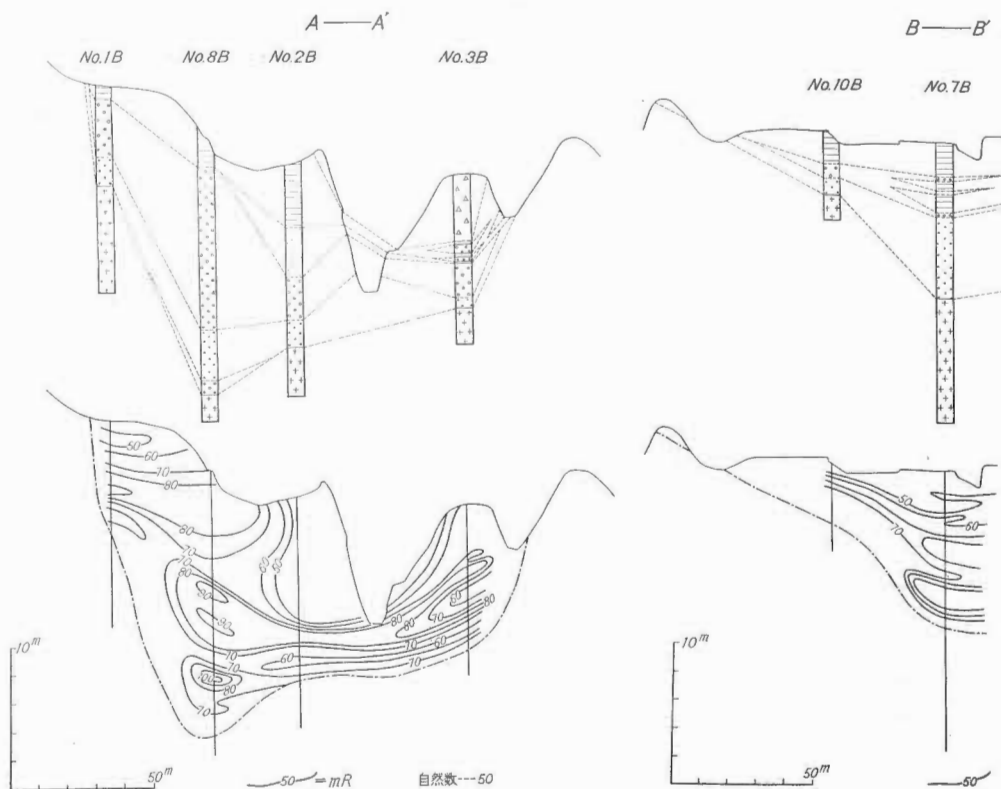
一般に、放射能強度は、基盤が、鋭角的にくぼんでいる部分では高く、割合になめらかな曲面をなしている部分がこれに次ぎ、より上っている部分では低くなっている。このことは、先に述べた基盤の形と、堆積岩類との関係とまったく同様に、基盤となっている花崗岩から溶脱されたウランがくぼみの部分に選択的に堆積したことを示す。

各岩層と放射能強度とを対象してみた場合、総体的には、基盤を直接におおうアルコーズ砂岩がもっとも高い放射能強度を示すが、そのなかでも基盤に近い下半部がとくに高い。

アルコーズ砂岩層の次に強い放射能強度を示すのは礫岩層である。これについても下部の方が強いのはアルコーズ砂岩の場合と同様であるが、本層のなかでとくに注目すべき放射能強度を示す部分はやはり基盤の急傾斜をもつくぼみの部分に限定される。

砂岩層および泥岩層の放射能強度は、一般的に低く、自然強度と同程度かそれ以下であり、注目すべき異常を示さない。

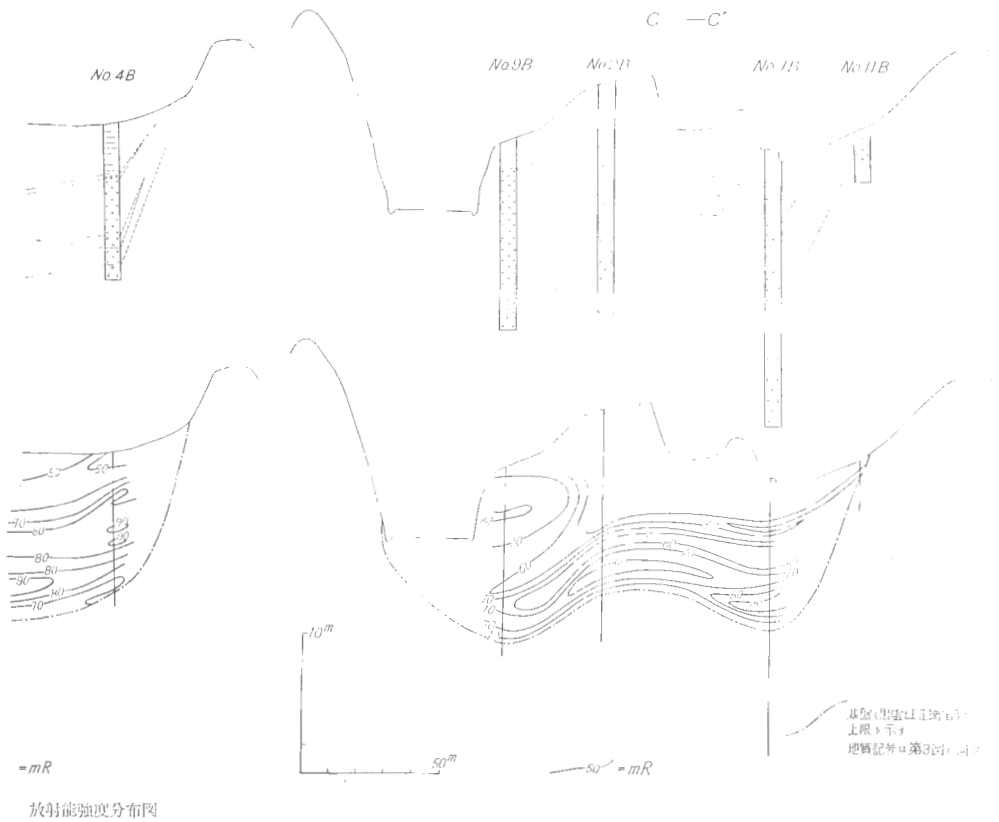
地質調査所報告 (第 232 号)



第 7 図 武並山山麓部における

第 3 表 分析 結果 表

No.	採 取 場 所	U ₃ O ₈ %	No.	採 取 場 所	U ₃ O ₈ %
5	武並山山麓 No. 2 Boring	0.000	53	武並山山麓 No. 8 Boring	0.000
11	" No. 3 "	0.000	55	" " "	0.000
12	" " "	0.000	59	" " "	0.000
13	" " "	0.000	61	" " "	0.000
14	" " "	0.000	62	" " "	0.000
22	" " "	0.000	67	" No. 9 "	0.000
24	" " "	0.000	73	" " "	0.000
27	" No. 1 "	0.000	82	" No. 12 "	0.000
28	" " "	0.000	87	異常地露頭	0.003
29	" " "	0.000	88	" "	0.002
33	" No. 4 "	0.000	89	" "	0.002
34	" " "	0.000	90	" "	0.002
35	" " "	0.000	91	" "	0.002
36	" " "	0.000	92	" "	0.002
37	" " "	0.000	93	" "	0.000
47	" No. 7 "	0.000	94	" "	0.001
48	" " "	0.000	95	" "	0.001
49	" " "	0.000	96	" "	0.001
51	" No. 8 "	0.000	97	" "	0.001
52	" " "	0.000	98	" "	0.000



4. 品位

本調査では放射能異常が発見された露頭および試錐コアから98コの試料を採取し、これらのうちやや強い放射能強度を示す部分から採取された試料40コを化学分析に供した。

その結果は第3表に示した通りである。

5. 結語

武並山山麓に分布する新第三系含ウラン層の賦存状態および放射能強度分布を確認し、その結果を岩村盆地内のウラン鉱床探査に役立たせるために、肥田昇・小尾五朗・清水道也らによって発見された放射能異常地をほぼ中心とする区域について、試錐を利用して精査を実施した。

その結果、放射能異常部は、全体的には基盤花崗岩の表面構造に顕著に支配され、とくに基盤花崗岩がV字状ないしU字状にくぼんでいる部分のアルコーズ砂岩および礫岩中に特徴的に存在することが判明した。

調査区域内には採掘に値する品位、鉱量をもつウラン鉱床の存在を期待できないが、いわゆる岩村盆地については、上記結果を参考にして、積極的に探査が行なわれることが望ましい。

区域内のウランの濃集については、地質・基盤構造・放射能強度分布などから、武並山を形成する黒雲母花崗岩中のウランの水中への溶脱→基盤花崗岩の表面構造規制下における沈殿機構が一応考えられる。

**Uranium Deposits of Takenami-yama Area,
Iwamura Basin, Gifu Prefecture**

By
Kohjiro KOMURA, Michiya SHIMIZU and Kokichi TANJI

Iwamura town, Ena-gun, Gifu prefecture, lies about ten airline kilometers southeast of Ena city having station on the Chuo line of National Railway.

The Iwamura area was chosen for detailed investigation because a few radioactive anomalies were discovered on the northeastern foot of Mt. Takenami, 645 meters surmounting the sea level.

During the course of uran deposit survey of Tertiary sediments, detailed geological investigation of this area was made from July 30, through August 18, 1965. Ten borings were also carried out to certify the layout of the uraniferous bed and radioactive intensity.

Geology of this area, located in the Iwamura sedimentary basin occupying the area about sixteen kilometers long and five kilometers wide, consists of basal hornblende granite of pre-Tertiary and Mizunami formation thought to be middle Miocene. The latter unconformably lies on the former.

The uraniferous bed composed mainly of arkose sandstone and conglomerate forms the base of the Mizunami formation, and seems to be compared with some of the uraniferous beds extending widely within the so-called Tohno district, one of the best potential uran ore in Japan and about twenty airline kilometers southwest of the area.

As the results of this investigation, it was identified that uran seems to be concentrated and controlled tightly by surface structures of the basal granite such as hollows or troughs. In the investigated area, the ore tonnage of uran to be developed may be hopeless. Detailed investigation, however, should be carried out within the Iwamura sedimentary basin where the Tertiary sediments just same that of the investigated area spread widely.

IV.11.9 岐阜県恵那郡岩村盆地の地質とウラン鉱床

島田忠夫*・宮下美智夫*・矢崎清貫*

要 旨

岩村盆地の第三系は下位より阿木夾炭層(阿木層・中西層)・久保原層・牧層・両伝寺層・梅平層・瀬戸層群であって、基盤岩類の黒雲母花崗岩・濃飛流紋岩などの上にアバット状堆積をしている。ウラン鉱床はこのために、中西層・久保原層・牧層・両伝寺層・梅平層などと花崗岩との不整合面の直上に胚胎されている。主なる放射能異常地は山岡町梅平(梅平層の砂岩) 0.15 mr/h・ U_3O_8 0.018%、同町中西北西町(両伝寺層の泥岩) 0.26 mr/h・ U_3O_8 0.04%、岩村町上切西部(久保原層の砂岩) 0.35 mr/h、同町上切北東部(久保原層の砂岩) 0.16 mr/h・ U_3O_8 0.07%、同町根の上(中西層の含礫泥岩) 0.165 mr/h・ U_3O_8 0.019%、同町中切高地(両伝寺層の砂質泥岩) 0.07 mr/h・ U_3O_8 0.011%、同町武並山東麓道路(両伝寺層の砂質泥岩) 0.15 mr/h・ U_3O_8 0.033%である(放射能測定器は TCS-121 型)。鉱床の層厚は 0.3~0.7m である。

試錐は山岡町梅平で 6 坑、岩村町上切・中切付近で 6 坑、岩村町武並山東麓で 12 坑掘鑿した。放射能検層の結果は梅平 3 号井が自然計数の 10 倍、4 号井が 15 倍、根の上 2 号井・3 号井が 4~4.5 倍、中切高地の 4 号井が 4 倍の異常を示した。鉱床は海成層のものが多く、阿木層には現在異常層は発見されていないが、異常が存在する可能性は充分ありうる。

ウランの成因としては基盤花崗岩の風化侵食が乾燥地帯で高度に進行、アバット堆積が示すように第三系堆積直前の基盤の急激な隆起とその後の浅い沈降と低い隆起の繰返し反復、山地より供給される多量の堆積物によるウラン成分の部分的な急激な定着などが要因として考えられる。

ま え が き

昭和 39 年に地質調査所の核原料資源課が恵那郡岩村町の武並山を通じる道路の一露頭で、基盤花崗岩に乗る礫岩層の上部の凝灰質泥岩(厚さ 0.4~0.7m)に最高 100 mr/h(自然計数 15 mr/h)の放射能異常を発見した。露頭の延長は約 10m でウラン含有量は U_3O_8 0.013~0.033% であった。

昭和 40 年より 42 年にかけて岩村町を中心とした地域の地質調査と、その後発見された山岡町梅平放射能異常地の試錐調査を実施した。現在この地域全体の調査を続行中であるので、とりあえず山岡町梅平異常地を主として報告する。なおこの調査の共同研究者は以下のとおりである。

地質調査 島田忠夫・矢崎清貫・宮下美智夫・肥田 昇・小尾五明・小林幸二郎・清水道也

試錐調査 丹治耕吉・加藤 完

化学探査及び化学分析 関根節郎・望月常一

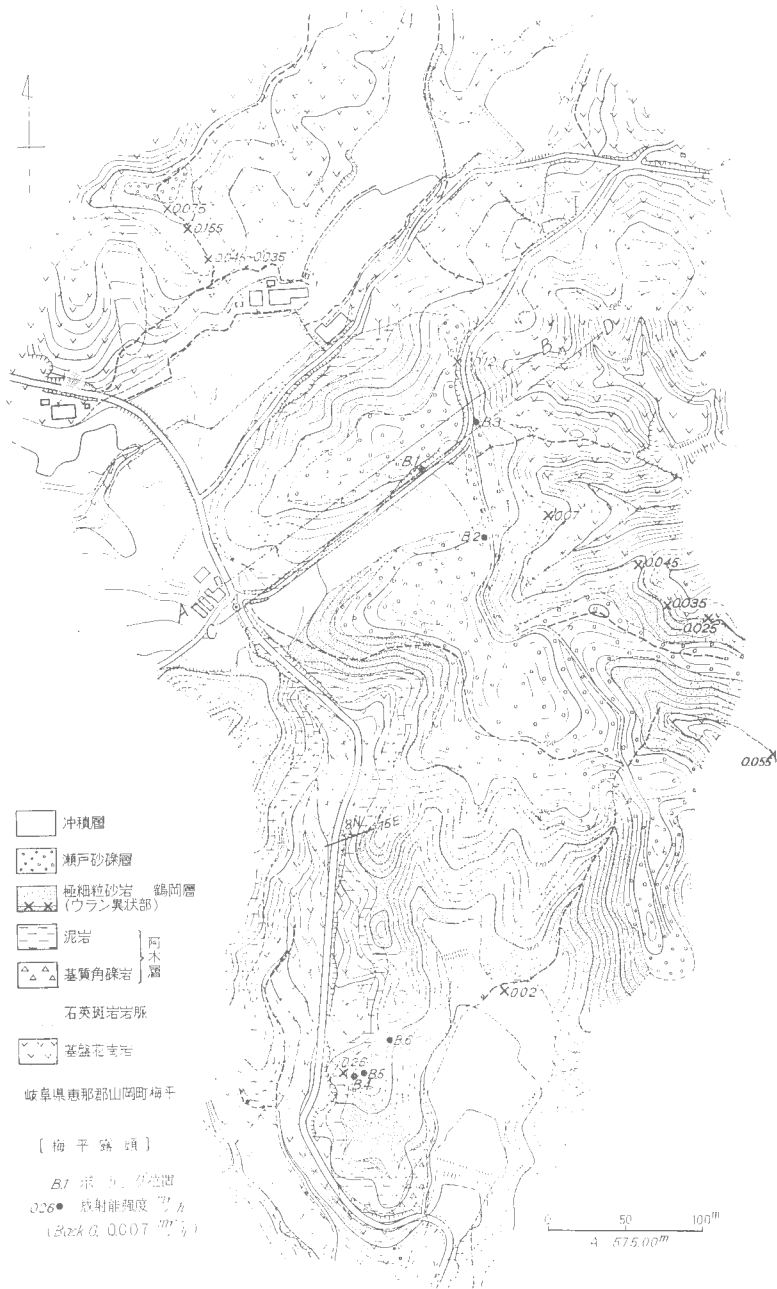
1. 位置・交通

岩村町・山岡町は岐阜県恵那市の南方約 10km に位置しており、国鉄明智線が恵那市より、岩村町・山岡町を通過して明智町まで通じている。このほかの交通としてはバスが恵那市・瑞浪市・明智町に通じている。梅平は武並山の西方で夕立山の南山麓にあり、山岡町に属する。

2. 地 形

本地域の平均標高は 500m 前後であって、区域の北部には夕立山(727m)、西部に屏風山(794m)、中央部に武並山(645m)、東部に三ツ森山(1100m)・水晶山(961m)、南部に木ノ尖峠(758m)より東西に連なる山々がそびえ立ち、岩村盆地を形成している。河川は阿木川の支流の岩村川が区域東隅を北流し、小里川は区域南隅を東西に西流している。また梅平露頭は上記の如く夕立山の南山麓の標高 580~600m 間にある。

* 燃料部



第1圖 梅平付近地質図
 Geological map of Umedaira Region

砂岩・頁岩・ホルンフェルス・花崗岩の亜角礫が多い。頁岩は暗灰色で堅硬であり、軽石の白い斑点を散含している。

3.2.2 中西層（新称，島田忠夫・矢崎清貫命名）

阿木層の上位に整合に発達する無層理塊状の暗灰褐色のタルク質泥岩で、阿木層中の頁岩と同じく軽石の白い斑点を散含する泥岩であり、梅平露頭南部の中西から、その東方の沖までの道路の南側川淵に露出分布する。本層は基盤花崗岩を直接覆って分布する場合も多いが、上位は久保原層に覆われ、その関係は不整合である。

3.3 久保原層

阿木夾炭層を覆う一連の海成層の基底部に相当し、塊状の中粒砂岩である。海棲化石を含み、上位の牧層の極細粒砂岩および泥岩とは整合に移化している。本層の基底には礫岩が発達することがあり、直接基盤岩類を不整合に覆い、アバット堆積を示す場合も多い。この場合の基底礫岩は、花崗岩・濃飛流紋岩の巨大な亜角礫を含んでいる。層厚は2m程度より10数mまで層厚を増減する。特に化石を多く産するのは岩村町上切付近である。本層はまた久保原砂岩層と呼ぶ地層と同一である。

3.4 牧層

明智線山岡駅のすぐ南方の牧の沢が模式地であって、牧泥岩層または牧シルト岩層と呼ばれている地層と同一である。塊状の泥岩または砂質泥岩であって、数mおきに白色凝灰岩とスコリア質黒色凝灰岩を挟んでいる。海棲化石を産出する層厚20～40mの地層で、下位は久保原層、上位は両伝寺層と整合に接する。

岩村盆地には普遍的に広く分布していて、戸狩層や山野内層に対比されてきた。

3.5 両伝寺層

牧層の上位に整合に乗る板状硬質の泥岩で、白色凝灰岩・スコリア質凝灰岩・細粒砂岩の薄層を挟む。岩村町両伝寺付近に広く分布し標式地となっている。海棲化石を産する。基盤岩類にアバット堆積し直接これを覆う場合もある。上位は梅平層または瀬戸層群に覆われる。

3.6 梅平層（新称，島田忠夫・矢崎清貫命名）

梅平露頭の放射能異常をもつ地層で、梅平周辺・稲井南方・根の上北方高地など主として標高の高い所に分布する。淡黄灰色の凝灰質塊状粗鬆細粒砂岩で、両伝寺層に整合に乗る場合と、花崗岩にアバットする場合とがあり、基底部には2～3mの花崗岩質粗粒砂岩が発達する。上位は瀬戸層群に不整合に覆われる。まれに内湾性浅海性の化石^{注1)}を含み、下部の無化石帯に放射能異常をもつ。層厚は約20～30m程度である。

3.7 瀬戸層群

当地域の第三系の最上部に相当する地層で基盤岩類および久保原層以新の地層を不整合に覆う陸成の砂礫岩で、薄い含砂礫粘土層を挟むこともある。礫は円礫が多く、大きさも径10cm以下のものが主である。標高による分布をみると、夕立山南麓の梅平以北の主なる分布地域では590m以上高に分布し、分布は狭いが武並山西部では560m以上、武並山北東部で510m以上高に分布している。

なお区域南方の東洞付近には下位に厚い粘土層と珪砂層が発達し東洞陶土層と呼んでいる。

地質構造は基盤岩により構成され、若干の起伏のある盆地状凹地を埋めて第三系が、ほとんど水平に近い緩傾斜（10度以内）で堆積し、第三系はすべて基盤岩の高まりにアバットしている特徴が認められる。

4. 鉱床の一般的性質

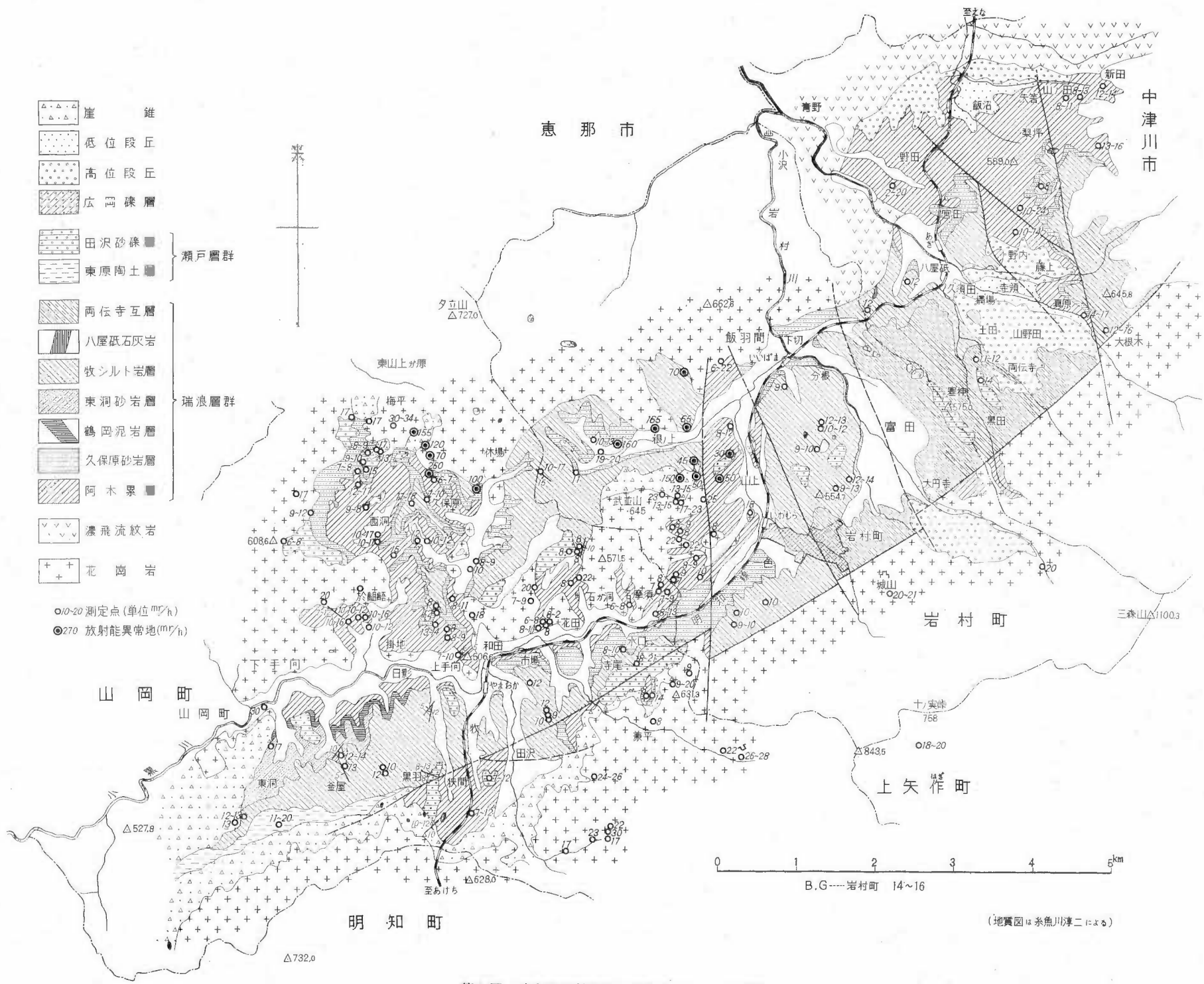
現在までに発見された放射能異常地（第4図）は、すべて基盤の黒雲母花崗岩の直上に位置する第三系の基底部に認められる。第1表に異常地における地質と放射能強度および分析値を記載する。

4.1 各鉱床の概略

4.1.1 山岡町梅平付近

この付近の地質は第1図および第2図に示すように、第三系は基盤花崗岩にアバット状に堆積していて、第1図の南端部の礫岩は牧層または両伝寺層の基底礫岩であり、両者のいずれに属するかは露頭欠除の部分が多く不明である。

注1) *Gratotoma* sp., *Lucinuma* sp., *Macoma* sp.



第3図 岐阜県岩村盆地放射能分布および地質概念図



第4図 恵那郡岩村盆地における放射能異常地域

第1表 岩村町・山岡町の放射能異常地のウラン分析値

No.	位 置	層 準	岩相 (厚さm)	(mr/h)	分析値 (U_3O_8 %)
1	山岡町梅平第1露頭	梅平層基底	細粒砂岩 (0.3)	0.15	0.018
2	" 第2 "	"	" (0.6)	0.155	0.008
3	" 第3 "	"	" (0.6)	0.09	0.003
4	" 第4 "	"	" (0.6)	0.045	0.000
5	" 中西北西部 "	両伝寺層基底	泥 岩 (0.6)	0.26	0.040
6	" 中西北東部 "	牧 層	" (0.5)	0.10	0.009
7	岩村町上切西部 "	久保原層基底	中粒砂岩 (0.5)	0.35	
8	" 北東部 "	"	" (0.7)	0.16	0.007
9	" 根の上 "	中西層 "	含礫泥岩 (0.5)	0.165	0.019
10	" 飯羽間 (中切) 高地 "	両伝寺層 "	砂質泥岩 (0.6)	0.07	0.011
11	" 飯羽間 (中切) 平地 "	中西層 "	泥 岩 (0.5)	0.065	0.003
12	" 武並山東麓道路 "	両伝寺層 "	細粒砂岩 砂質泥岩 (0.7)	0.15	0.013~
13	" 武並山東麓山の上 "	"	含巨礫泥岩 (0.6)	0.05	0.033

その上部に両伝寺層が薄く堆積し、その上位に梅平層、これを不整合に覆って瀬戸層群が堆積している。花崗岩は一部石英斑岩の貫入を受けている箇所が見られる。その上位の基底礫岩は花崗岩・濃飛流紋岩の巨大な亜角礫を含む層厚2~3mの礫岩で、両伝寺層は主として塊状の硬質泥岩で、白色凝灰岩・細粒砂岩を挟み、化石は発見できない。

梅平層の基底には2~3mの花崗岩質粗粒砂岩が発達し上部は細粒砂岩となり、この境界付近に放射能異常が存在する。異常の最も強い部分は粗粒砂岩直上の層厚0.3~0.6mの細粒砂岩で、放射能強度は最大0.155 mr/h (TCS-121型・TCS-122B型使用)で、 U_3O_8 は最高品位で0.018%である。このほか下位の粗粒砂岩の1~2mと、富鉱体の上位の細粒砂岩の0.5~1mにも自然計数の5倍以上の放射能異常が認められる。これらの異常の顕著な露頭は、梅平第1露頭と第2露頭であって、第3露頭・第4露頭では、異常は弱まるが、これらの各露頭の延長は約500mに達する。

第1図南部の中西部落の北西部露頭は基底礫岩の上位は4~5mの中粒~粗粒の砂岩で、その上位にくる淡黄褐色凝灰質の泥岩(0.6m)に最高0.26 mr/hの放射能異常があり、その最高品位は0.04%であるが異常は連続性に乏しいようである。層位上から本層を両伝寺層とする。

この梅平付近に6坑の試掘井を行なった(第1図)。その柱状図と放射能検層の結果は第6図である(試錐機CK-II型・検層器SL-2型)。検層の結果異常の認められたものは3号井の深度4.5~5.5m間と、4号井の深度3~3.5m間である。



第5図 山岡町梅平第1露頭

4.1.2 岩村町上切付近

この付近は基盤岩類の上に阿木夾炭層中の中西層が処々に分布するが、その分布は狭く大部分の基盤岩類の上位は久保原層以新の第三系が広く分布する。上切西部と北東部の露頭の放射能異常は、いずれも花崗岩直上の久保原層の基底の中粒砂岩中に認められる。

放射能強度は上切西部露頭で 0.35mr/h、上切北東部で 0.16 mr/h であり、異常部の層厚は 0.5~0.7m 程度である。この付近に掘られた試錐(第7図)の検層の結果は第8図のB-1号井(深度11.5m)とB-6号井(深度5.8m)である(試錐機 CK-II 型・検層器 SL-2 型で以下同じ)。放射能異常は最高で自然計数の約3倍程度であった。異常部の地表における連続性は、10~30m程度である。

4.1.3 岩村町根の上露頭

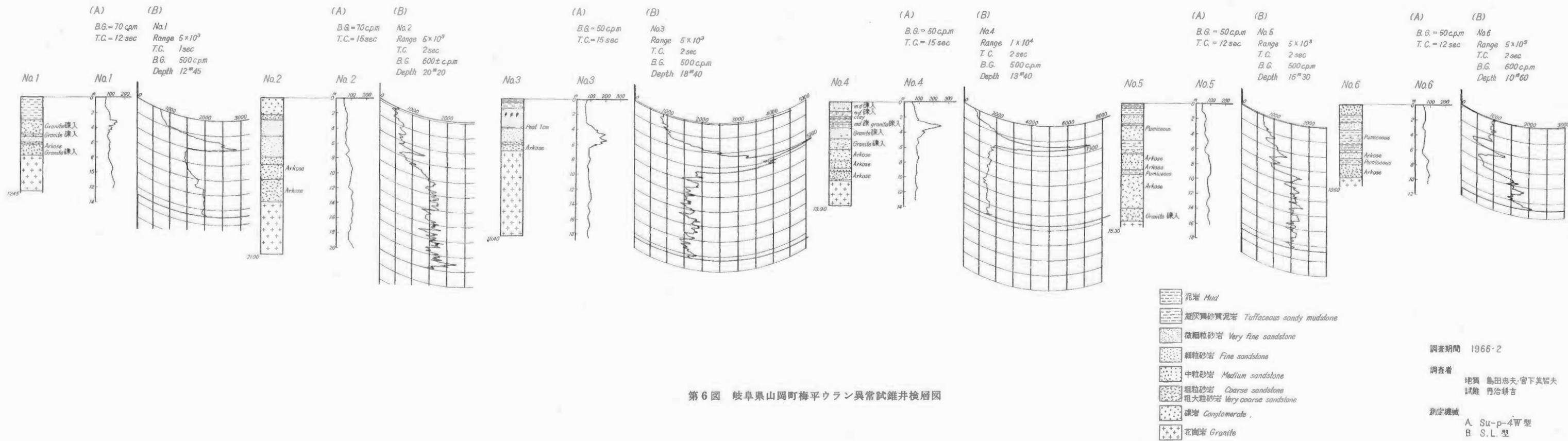
根の上部落の神明神社北方 200m の山腹の山道脇の露頭の放射能異常で、地質は中西層の基底部の花崗岩と濃飛流紋岩の巨礫をうめる含礫泥岩である。放射能強度は 0.165 mr/h(U_3O_8 は 0.019%)、測定器は TCS-121 型を使用した。地表の異常は約20m追跡できる。この付近の試錐の結果は第8図のB-2号井(深度16m)とB-3号井(深度7.4m)であって、異常は自然計数の4~4.5倍程度であった。

4.1.4 岩村町飯羽間中切高地露頭

中切より古墳群に行く山道を 1 km 登った処で、花崗岩の上に乗る両伝寺層の基底より 4~5 m 上部の塊状砂質泥岩の層厚約 0.6m 程度の部分が 0.05~0.07 mr/h の放射能異常があり(TCS-121 型)、約10mほど横に追跡できる。この付近の試錐の結果は第8図のB-4号井(深度17.7m)とB-5号井(深度23.8m)で

第2表 岩村町上切・根の上・中切付近の岩芯のウラン分析値

坑	井	名	深	度(m)	岩	相	$U_3O_8\%$
上	切	1	号	井			5.7
							5.9
							6.1
根	の	上	2	号	井		4.0
							4.1
中	切	4	号	井			8.8
							9.0
							9.2
							9.35



第6図 岐阜県山岡町梅平ウラン異常試錐井検層図

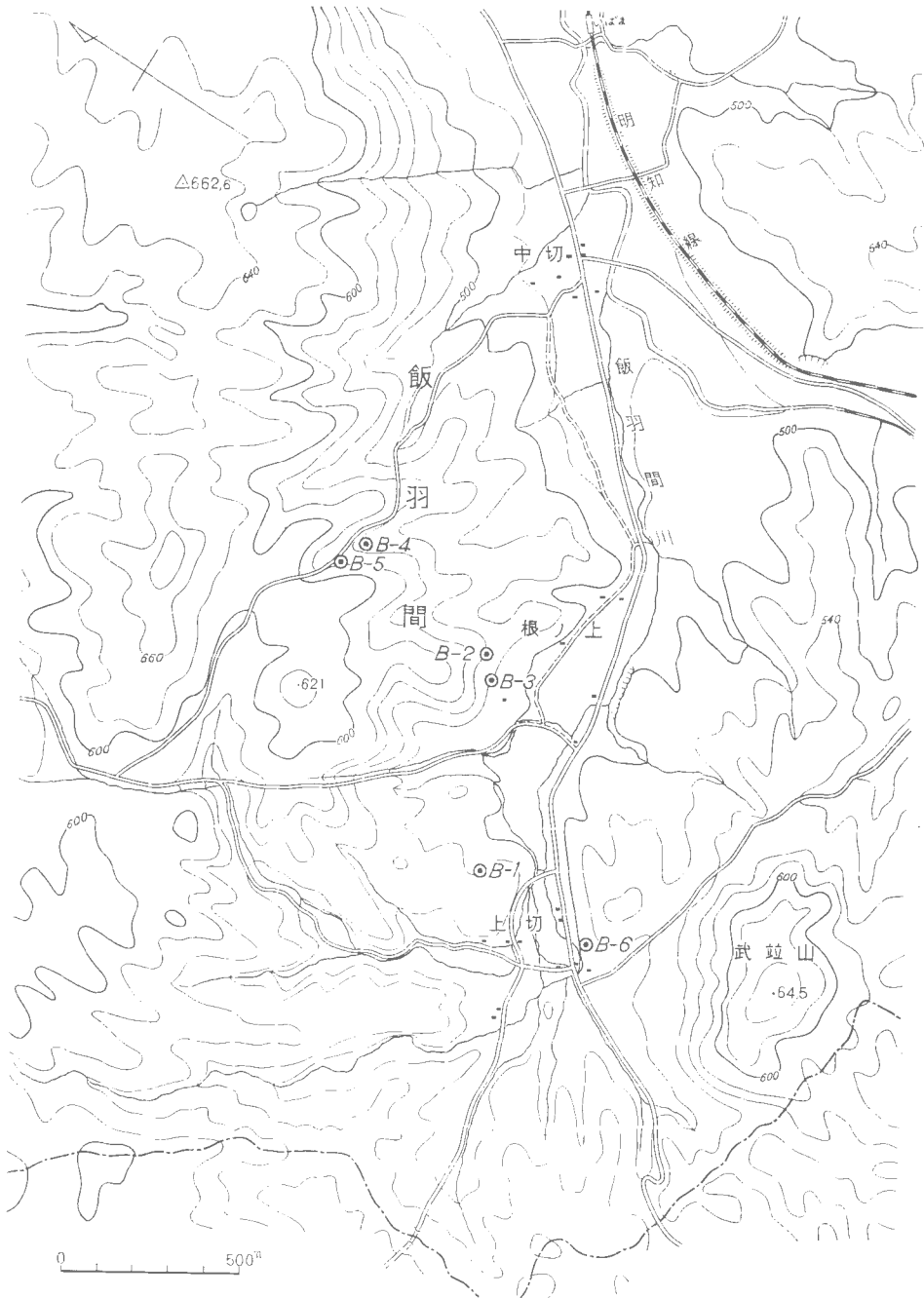
調査期間 1966・2

調査者

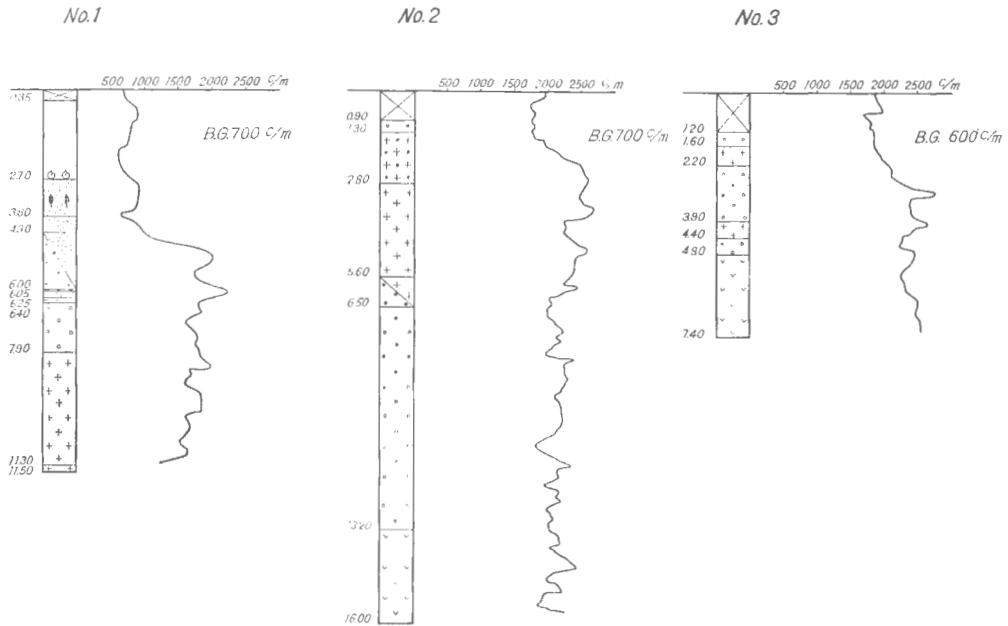
地質 島田忠夫・宮下美智夫
 試錐 丹治耕吉

測定機械

A. Su-p-4W型
 B. S.L.型



第7図 恵那郡岩村町根の上・上切地区試維位置図



第 8 図 岩 村 試 錐

あって、放射能異常は自然計数の 3 ~ 4 倍程度であった。

4.2 岩芯の分析値

岩村町の上切・根の上・飯羽間中切付近の試錐の岩芯中のウラン分析の結果は第 2 表である。

4.3 鉱物その他

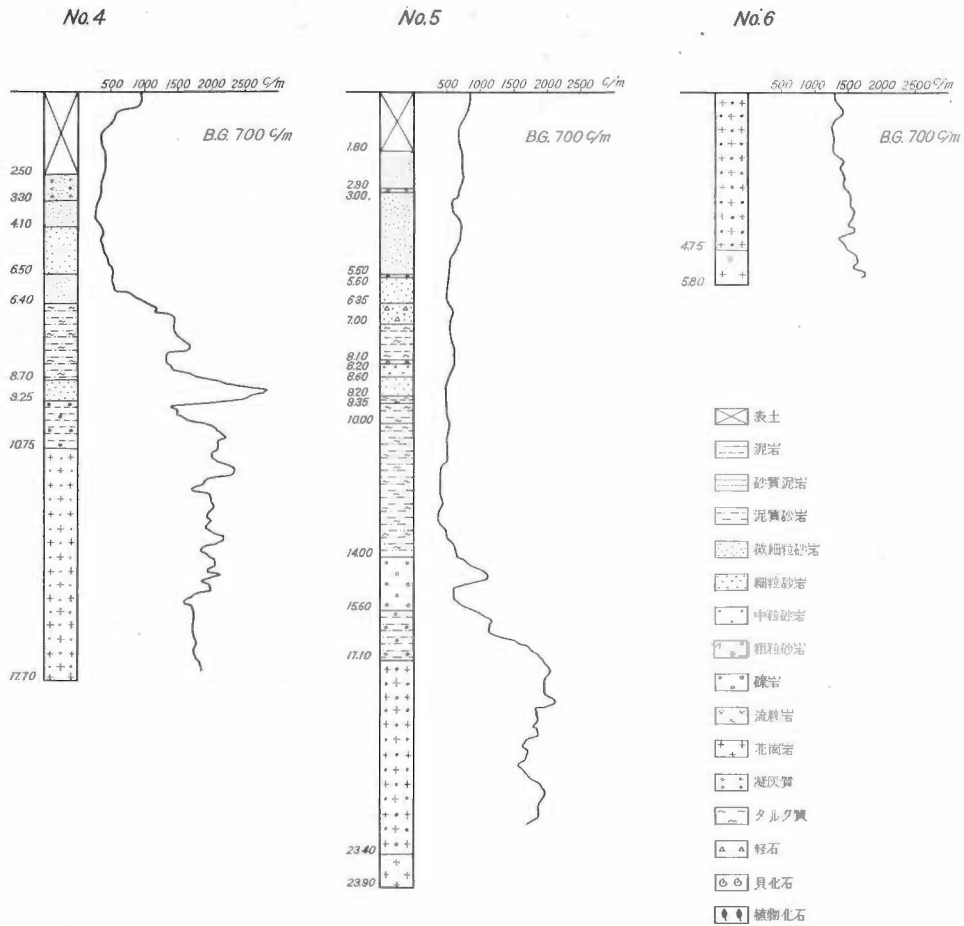
この地域では放射性鉱物は未発見である。

5. む す び

岩村盆地の地質の特徴は基盤岩類の起伏が多く、基底面の凹凸が烈しいが、第三系はこの凸部の高まりに対してアバット状堆積をしていることである。

また今回この地域の地質層序の研究の結果新しい地層名、すなわち中西層と梅平層を新設した。この設定に関しては地質調査所石油課矢崎清貫の業績に負う処が多い。

ウラン鉱床は中西層・久保原層・牧層・阿伝寺層・梅平層などの地層のほとんど基底部に多いが、これは基盤花崗岩に各地層がアバット堆積し、その花崗岩との不整合面直上に鉱床が生成されているからである。現在までのところ岩村盆地内では第三系最下部の阿木層の基底部には亜炭が挟在されているにもかかわらず放射能異常が発見されておらず、阿木層より上位の地層は、瀬戸層群を除いてすべて基盤との界の直上に異常が発見されている。このため阿木層基底部にも放射能異常が存在する可能性は充分ありうると考える。これは、可児・御嵩地区、土岐・瑞浪地区、瀬戸・猿投地区および長野県飯田地区などの夾炭層中にはすべて放射能異常があるので、岩村盆地にもし異常が存在しない場合は、他地区に較べてよほどの堆積環境の差異



地質検層柱状図

があるはずであるが、それを支持する有力な資料は目下のところ認められていない。

岩村盆地の地史は、夾炭層をもたらした基盤の浅い沈降以前に、基盤の上昇があり、侵食風化のかなり進んだ時期に浅い沈降が起こり、夾炭層が堆積し、その後引続いて数回の隆起と沈降が行なわれ、山地よりの供給物の急激な供給が行なわれてアバット状堆積層が形成されたものと考え、ウランを含む花崗岩の侵食供給が急激のため、ウランの定着が連続性を欠くものと考え。また岩村盆地は現在四周を山地にかこまれ、かつ標高も高く降雨量の少ない乾燥地帯である。第三系堆積時にも、この地域一帯がこれと似た環境にあったとすれば、東濃地域のウラン鉱床の成因の一つとして、乾燥地帯の花崗岩の風化度の高いことと、第三系堆積時直前の隆起と、陸化、その後の浅い沈降とが大きな要素となったものと考え。

文 献

- 1) 林昇一郎(1967) : 東濃地域のウラン鉱床の概要, 地質ニュース, no. 150
- 2) 石原舜三(1967) : 東濃地区の基盤花崗岩類の問題, 地質ニュース, no. 150
- 3) ITOIGAWA, J. (1955) : Molluscan Fana of the Mizunami Group in the Iwamura Basin, Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., Ser. B, vol. 22, no. 2, 127~143.
- 4) 糸魚川淳二(1955) : 岐阜県岩村盆地の新生代層, 地質学雑誌, vol. 16, no. 722
- 5) ITOIGAWA, J. (1960) : Paleocological studies of the Miocene Mizunami group, central Japan, Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 8, p. 246~300.

- 6) 伊田一善(1944) : 岐阜県恵那郡岩村町付近の第三系, 京大学術報告, 3 ~ 17
- 7) 神山貞三・他 3 名(1966) : 東濃におけるウラン鉱床探査の現況について 鉱山地質, vol. 16, p. 85 ~ 90
- 8) 河田清雄・他 4 名, 1961 : 中央アルプスとその西域の地質, その 2, 濃飛流紋岩類, 地球科学, no. 54, p. 20 ~ 31
- 9) 松沢 勲・近藤善教・植村 武(1959) : 美濃炭田土岐地区地質図, 東海北陸亜炭鉱業対策委員会
- 10) 松沢 勲・植村 武(1964) : 土岐構造盆地の地質と地質構造, 名古屋大学理学部地球科学教室業績, p. 1 ~ 35
- 11) 日本地質学会(1967) : 東濃第三系とウラン鉱床, 日本地質学会全国大会準備委員会, 地質見学案内書
- 12) UEMURA, T. (1961) : Tectonic development of Miocene sedimentary basins of east Mino, Central Japan, Jour. Earth Sci., Nagoya Univ., 9, p. 394 ~ 417.
- 13) 矢崎清貫 (1964) : 同時面かみた土岐・瑞浪地域の中新統, 地質学雑誌, vol. 70, p. 596 ~ 598
- 1 矢崎清貫 (1968) : 東濃北部含ウラン地域の地質層序, 地質ニュース, no. 167

Geology and Uranium Deposits of Iwamura Basin, Gifu Prefecture

By

Tadao SHIMADA, Michio MIYASHITA and Kiyotura YAZAKI

The Tertiary formations deposited in the Iwamura basin are divided into Agi coal bearing bed (Agi and Nakanishi formations), Kubohara, Ryōdenji and Umedaira formations, and Seto group in ascending order. They overlie unconformably granite and rhyolite of basement complex. Uranium deposits are found near the bottom of the basin. Radioactive intensity is 0.07 to 0.35 mr/h which is measured by TCS-121 type scintillation counter. Chemical analysis shows that the radioactive parts range from 0.007 to 0.04% in U_3O_8 content, the thickness of which is 0.3 to 0.7 meter. They are deposited in shallow marine environment. The drilling survey was carried in Umedaira area of Yamaoka town and in Kamigiri area of Iwamura town in order to ascertain the distribution of uranium deposits. In some drill-holes by using drilling machine CK-II, the radioactivities were found by scintillation counter SL-2.

Ⅳ.12.1 京都府等楽寺の含ウラン鉱床（予報）

林 昇一郎*・肥田 昇*・坂巻幸雄*

要 旨

京都府竹野郡弥栄町等楽寺のウラン鉱床は、昭和34年11月、地質調査所のカーボン調査により発見された。

地質は中生代末の黒雲母花崗岩を基盤として、これを覆う安山岩類の基底にごくせまく分布する第三紀の礫岩・アルコエ砂岩などの薄層が発達する。ウランは第三紀層基底部に散在する炭質物中に濃集している。放射能強度は現地で最高 710 $\mu\text{r/h}$ （自然計数 8 $\mu\text{r/h}$ ）に達し、炭質物のみの分析品位は 0.1~0.5 % U_3O_8 であった。第1露頭の試料には燐灰ウラン石が肉眼的に認められ、また、コフィン石を伴い高品位部を形成している。

1. ま え が き

昭和34年11月24日、地質調査所のカーボンによる放射能異常地調査の際、京都府竹野郡弥栄町等楽寺南東方約500mの道路において放射能異常が認められた。これに基づき、昭和35年11月、林・肥田・坂巻は現地調査を行なった。さらに昭和36年9月、肥田・坂巻は精査を行なった。この報告は前記第1回目の調査結果をとりあえずとりまとめたものである。地形測量は、松田栄蔵・市川賢一・桑形久夫が担当した。

現地調査にあたっては種々便宜を与えられた原子燃料公社関係各位ならびに地元各位、とくに等楽寺区長吉岡政治氏に厚く謝意を表する。

2. 位置および交通

鉱床は京都府竹野郡弥栄町等楽寺（5万分の1地形図宮津）部落の南東方約500mにある第1露頭と、その西方約1kmにある第2露頭、第3露頭とからなる。第1露頭は峰山駅の東北東直距5.5kmにあたる。

交通は宮津線峰山駅下車、バス約5kmで溝谷部落に達し、そこから約5kmで現地に達する。溝谷から現地までの間も1日3回のバスの便がある。

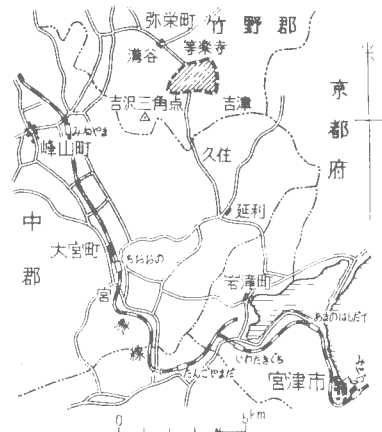
3. 地質の概要

鉱床付近の全般の地質は、宮津図幅（5万分の1）²⁾に詳細はゆずり、ここには第2図（原図 1/2,000）をもってその概要を示す。地質は基盤の花崗岩と、それを不整合に覆う第三紀のアルコエ砂岩・凝灰岩類・泥岩などの互層からなる。

4. 鉱 床

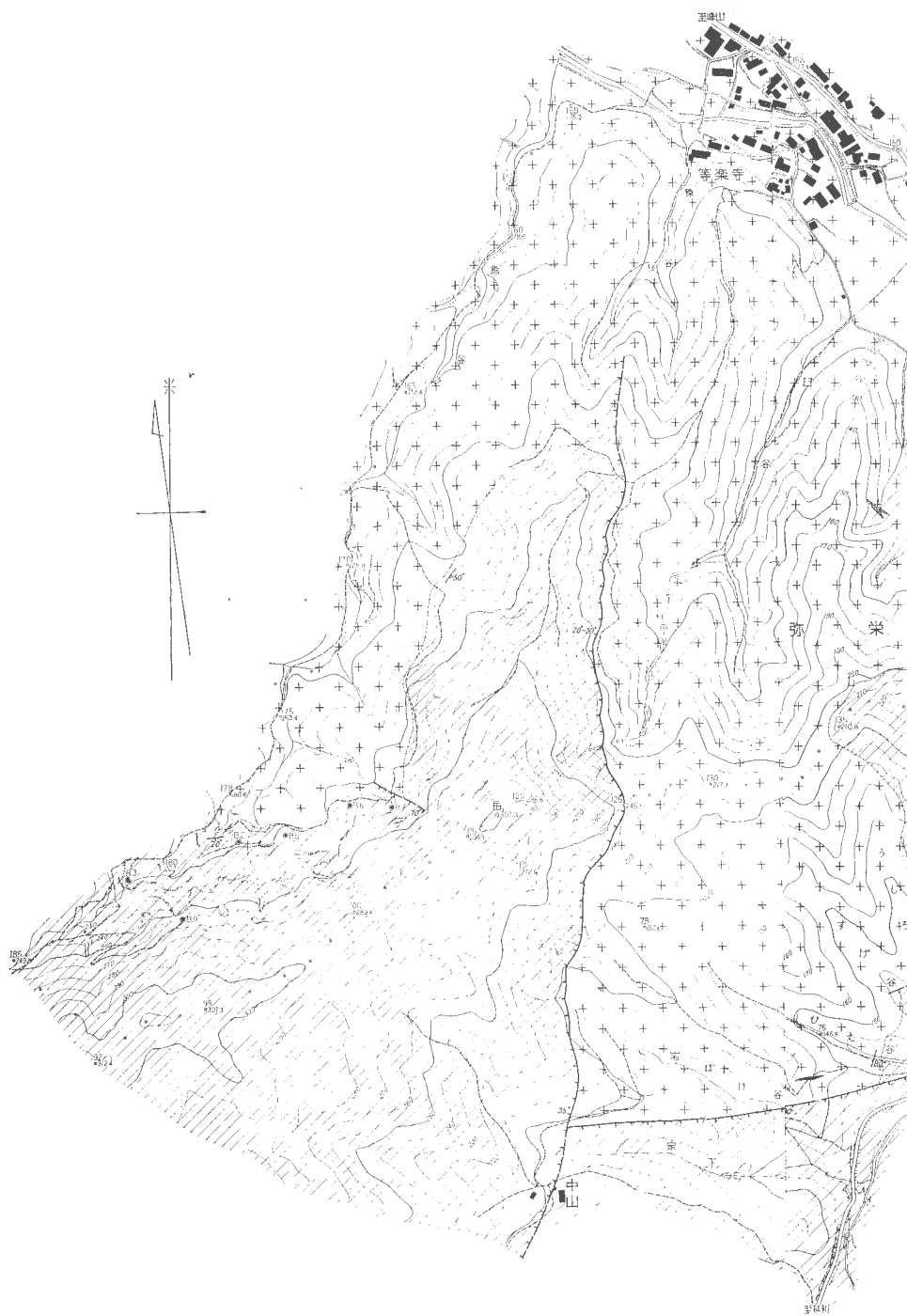
鉱床は発見露頭である第1露頭と、熊ノ沢上流の第2露頭および第1・第2の中間にある第3露頭である。ウランはいずれも第三紀層の下部の基盤に近い部分にある炭質物に濃集している。

* 鉱床部

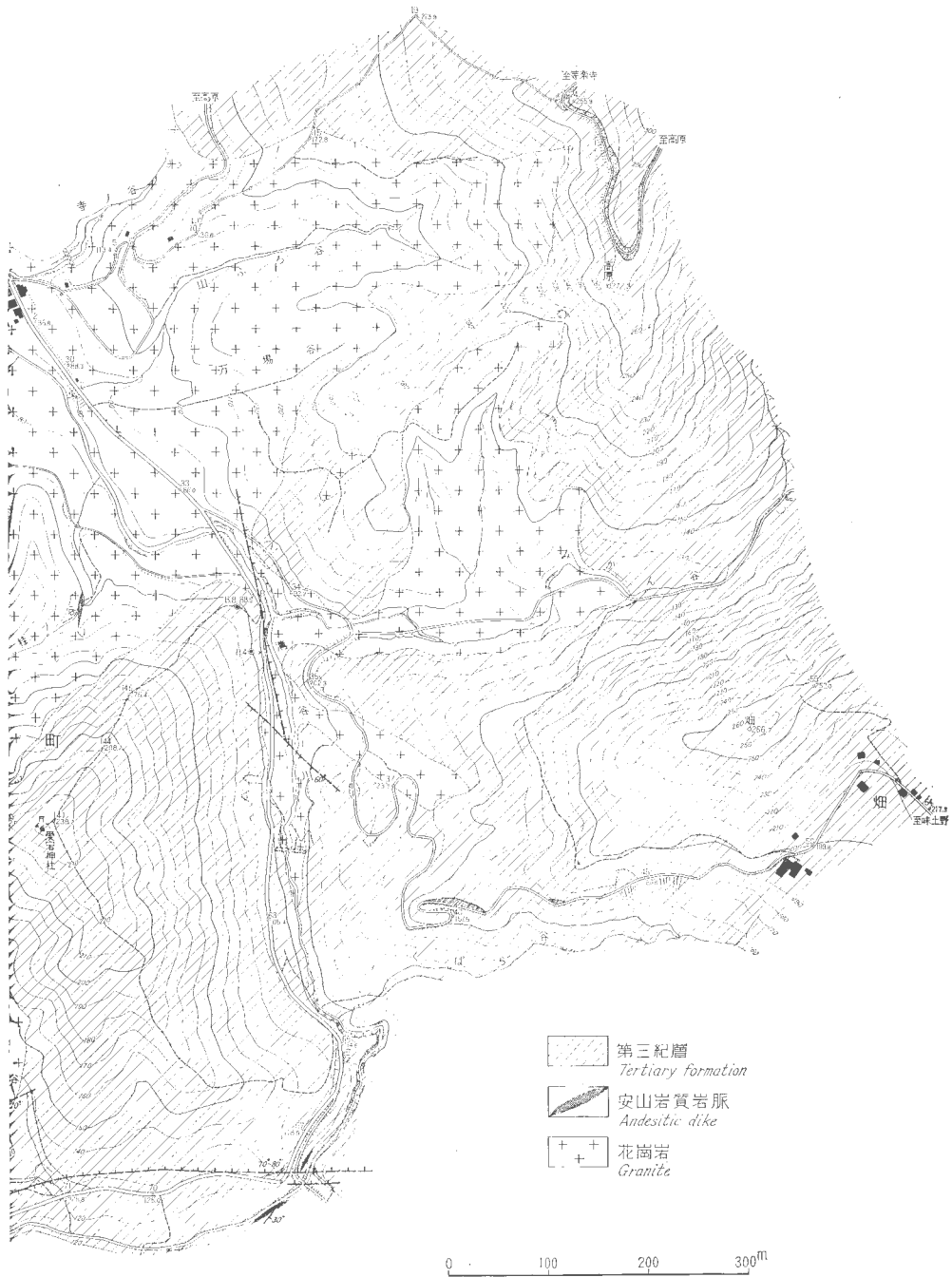


第1図 位置図

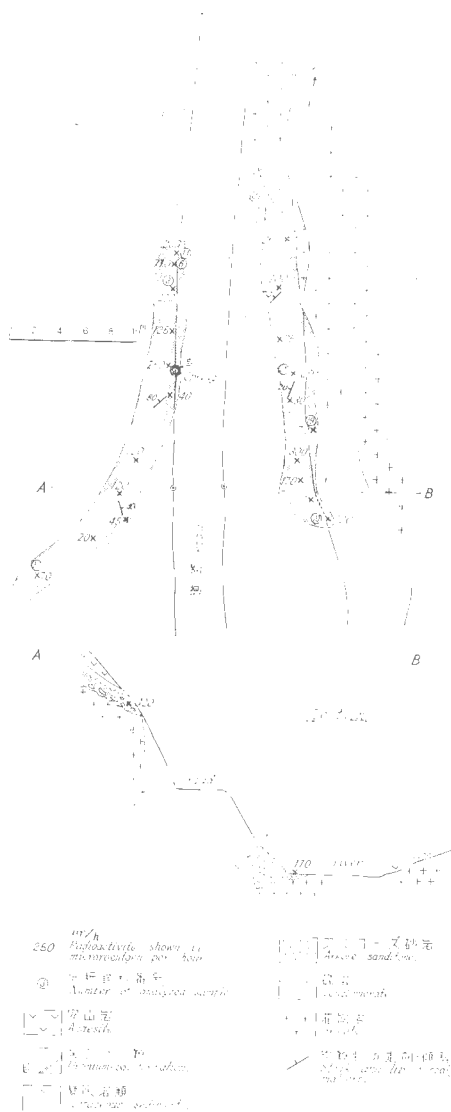
Index map



第2図 等楽寺地区
Geologic map of Torakuji



地形および地質図
and adjacent area



第3図 第1露頭模式平・断面図
Geologic map of first outcrop, Torakuji

使用した放射能測定器はシンチレーション・カウンタ (Scintiscope, Reed Curtis, U.S.A.; DC-P 5, Aloka; DS 277, Detectron, U.S.A.) である。放射能異常は自然計数 8~9 $\mu\text{r/h}$ の時に最高 710 $\mu\text{r/h}$ であった。

第1露頭 昭和34年11月発見された露頭で、たまたま道路の西側の清水の流出している付近であった。この流出水を採取後実験室で分析した結果は次のとおりであった。pH 6.7, U 0.3 $\mu\text{r/l}$ (分析: 貴志晴雄, 1960)。

放射能異常は基盤の花崗岩の直上ないし、1~3 m の処にあり、1~20 cm の円礫を含む基底礫岩部に散在する炭質物に著しい。炭質物は黒色で炭化が進んでおり、部分的には堅硬であるが、一般にもろくなっている。大きさは切れ炭状になっており、大きいものは 50~100 cm \times 10~20 cm で伸長した形のものが多い。小さいものは数 cm の木片といった感じのものも多い。その座状を模式的に第3図・第4図に示す。

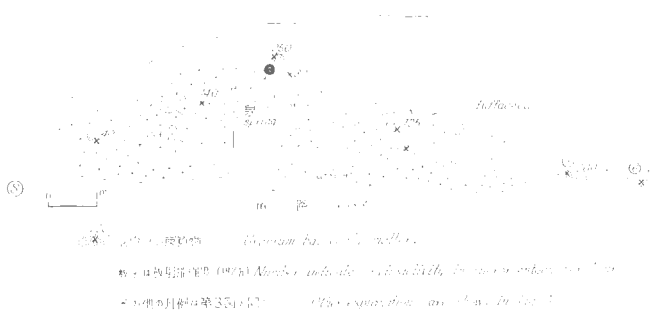
道路下の左岸には、花崗岩の直上に凝灰質物で固結された部分があり、肉眼的炭質物の断片は認められないが、100~300 $\mu\text{r/h}$ の放射能強度が連続しており、分析結果は 0.01~0.03% U_3O_8 であった。道路上の露頭との間は、川にはほぼ平行な新層により東側が数 m 程度落ちたものと見られる。

含ウラン炭質物層の厚さは 0.5~数 m であり、その延長は 40~50 m 追跡される。不整合面は存在しても必ずしもウランが平均に賦存していないことは他地区の含ウラン炭質物層のそれと類似している。

この含ウラン炭質物の特徴は、ウラン二次鉱物が肉眼的にしばしば顕著に見られることである。本鉱物は X線回折により燐灰ウラン石 (meta-autunite I) であることが認められた。その資料を第1表に示す。このような部分の平均品位は 0.1~0.5% U_3O_8 である。また X線回折によりコフィン石も認められる。

採取した代表的試料の化学分析結果を、第2表に示す。

この含ウラン炭質物には灰白色の細脈が多数認めら



第4図 第1露頭模式見取図
A sketch of first outcrop, Torakuji

第1表 燐灰ウラン石 X線資料
X-ray Powder Diffraction Data for Meta-autunite I

1. 等楽寺 Torakujji		2. 人形峠 Ningyo-toge		3. 人形峠 Ningyo-toge		4. 計算値 calc.
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
8.43	100	8.45	100	8.54	100	8.47
5.37	50	5.36	15	5.37	32	5.38
4.92	30	4.94	7	4.93	14	4.93
—		4.30	10	4.28	16	4.26
4.24	45	4.24	15	4.25	30	4.24
3.60	85	3.60	45	3.62	86	3.62
3.49	60	3.48	15	3.50	28	3.49
3.22	45	3.22	15	3.24	18	3.22
—		—		3.20	10	3.21
2.92	30	2.93	7	2.93	11	2.93
2.79	10	—		—		2.82
2.69	15	—		—		2.69
2.61	30	2.61	20	2.62	48	2.62
2.50	15	2.51	6	2.51	7	2.51
2.47	15	—		—		2.47
—		2.39	5	2.45	9	2.45
2.37	10	2.37	5	2.38	3	2.37
2.24	10	2.24	3	2.25	4	2.24
2.21	30	2.21	4	2.21	7	2.21
—		—		2.19	6	2.19
2.13	20	2.13	15	—		2.13
2.11	20	—		2.11	63	2.12
2.09	15	2.09	7	2.095	18	2.09
2.04	20	2.04	7	2.037	8	2.04
—		2.02	7	2.020	17	2.03
1.943	15	1.941	8	1.943	22	1.946
1.757	17	1.752	6			
1.745	15	—				
1.596	20	1.600	8			
1.526	10	1.523	5			

1. 2: Cu/Ni, calibrated by quartz, S. HAYASHI, 1961

3. 4: Y. TAKANO, 1961

れ、これはフッ石であり、X線回折により laumontite¹⁾ であることが確認された。わが国で含ウラン炭質物中にフッ石が認められたのはこれがはじめてである。その他の随伴鉱物としては黄鉄鉱・緑泥石・モンモリロン石などが認められた。

5. むすび

(1) 京都府等楽寺付近のウラン鉱床は中生代末の黒雲母花崗岩の直上にある中新統の礫岩・アルコーズ砂岩などの中に胚胎するおもに炭質物、一部粘土に含有されているものである。

(2) 放射能強度は現地で 710 $\mu\text{r/h}$ (自然計数 8 $\mu\text{r/h}$) に達し、炭質物に二次ウラン鉱物の生成されている所が一般に高い。分析品位は平均 0.0n% U_3O_8 、選別した炭質のみは 0.1~0.5% U_3O_8 に達する。

(3) 放射性鉱物としては meta-autunite I, coffinite が認められた。随伴鉱物としては pyrite, chlorite, laumontite などがあり、とくに laumontite がウラン鉱物と共存しているのは珍しい例である。

第 2 表 京都府等楽寺産鉍石分析値

Chemical Analysis of the Ore from Torakuji, Kyoto Pref.

番号 No. of Sp.	現地放射能 Radioactivity $\mu r/h$	U_3O_8 (%)	地質・特徴 Remarks
3	225	0.21	炭質物
6	710	0.55	
6-1	510	0.21	6) の一部分
6-2	710	0.32	
6-3		0.14	6) の炭質物
6-4		0.21	6) の平均試料
11	200	0.075	6) の北 2 m
15	70	0.054	
17	70	0.018	道下, モンモリロン石を伴う
19	70	0.033	道下, 水中
20	120	0.013	水中
8	120	0.009	第 2 露頭
9	30	0.022	" 炭質物
10	120	0.078	" P_2O_5 0.09%
27		0.016	第 3 露頭
28-1	70	0.024	"
28-2		0.012	"

分析: 望月常一・阿部喜久男・阿部智彦, 1962

Analysts: T. MOCHIZUKI, K. ABE, T. ABE, 1962

(4) 鉍床としては分布範囲も狭く, 平均品位も低いが, この種のウラン鉍床としては典型的な例である。燐灰ウラン石が相当量認められ, ウラン濃集機構の研究には好適である。

文 献

- 1) 林昇一郎(1962): 本邦の放射性鉍物に随伴するフッ石, 日本鉍物学会年会講演
- 2) 広川 治・黒田和男(1960): 5 万分の 1 地質図幅「宮津」, 地質調査所
- 3) TAKANO, Y. (1961): X-ray study of autunite, Am. Mineral., vol. 46, p. 812~822.

Preliminary Report of the Uraniferous Ore Deposits at Torakuji, Kyoto Prefecture

By

Shōichirō Hayashi, Noboru Hida and Yukio Sakamaki

Uraniferous ore deposits at Torakuji was found by a carborne radiometric survey which was carried out in November, 1959. The geology of adjacent area surveyed is composed mainly of biotite granite of Late Mesozoic age overlain by conglomerate, arkoses andstone, tuffaceous sediments and andesite of Tertiary age.

Uranium is concentrated mainly in the coaly matters and partly in clays at the basal part of the Tertiary. Uranium-bearing coaly matters have been recognized sporadically in the bottom part ranging 0.5 to several meters in thickness. Size of the coaly matters is 10 to 50 cm in elongated length.

Radioactivity is 100 to 700 $\mu r/h$ including natural activity of 8 $\mu r/h$ with a scintillation counter, Scintiscope, Reed Curtis, U. S. A. Coaly matter contains about 0.1 to 0.5 percent U_3O_8 . Main uranium minerals have been identified by X-ray methods as meta-autunite I and coffinite accompanied by pyrite, chlorite, montmorillonite, and laumontite, a zeolite mineral. Paragenesis of uranium minerals and zeolite minerals occurring in coaly matters has first been recognized here in Japan.

This uraniferous deposit is one of the typical occurrences among uranium-bearing coaly matters in Japan. The fact that occurs abundant autunite will offer a good field to dissolve the problem of uranium concentration.

Ⅳ.12.2 京都府弥栄町須川周辺ウラン徴候地の

写真地質学的水文地質学的考察

黒田 和男*・坂巻 幸雄**

はしがき

京都府北部のいわゆる奥丹後地方では、1959年（昭和34年）11月24日、地質調査所のカーボン班が、京都府竹野郡弥栄町等楽寺の道路横で放射能異常を発見したことが端緒となってウラン探鉱が開始され、昭和39年4月以降は、主として原子燃料公社により鋭意探鉱が進められている。

筆者のうち黒田は、昭和32年から33年にかけて当地域を含む地質図幅調査を実施した。また坂巻は、昭和35年から36年にかけて、等楽寺周辺地区の鉱床探査を実施した。その後、原子燃料公社の調査結果とあわせて、当地域のウラン徴候地をめぐる地質的背景についてかなり貴重な資料が蓄積されたので、それらの資料にもとづいて、とくに基盤岩上の侵食面の把握を目標に、昭和38年10月および39年の10月に写真地質および水文地質の方法を加味した野外調査を実施した。以下に報告するのは、その概要である。

本調査研究に際しては、原子燃料公社探鉱部および奥丹後探鉱事務所、とくに橋本好一技師から未公表の資料の提供を受けるとともに、種々の教示や討論をいただいた。

なお、本文中の水質一般成分分析は、地質調査所応用地質課の安藤武技官、ウラン含量分析は化学課の関根節郎技官をわずらわした。また野外調査および取りまとめについては、原子燃料公社作成の1万分の1地質図を利用した。

本文を草するに当たって、奥丹後地方のウラン鉱床概要は、前項で別に掲載されているので、できるだけ重複を避けるようにつとめた。また、探鉱の結果をまつ解釈が多いので、ここではとりあえず中間報告の意味をもたせたことをお断りするとともに、次の機会に改めて成果を総括することにした。

1. 従来の経過

今回調査研究の対象とした地域は、京都府北部に位置する奥丹後半島のほぼ中心部で、海拔高度400～500mの急峻な地形を呈し、この地方としては、比較的人口密度稀薄で、交通の便にも恵まれない箇所である。

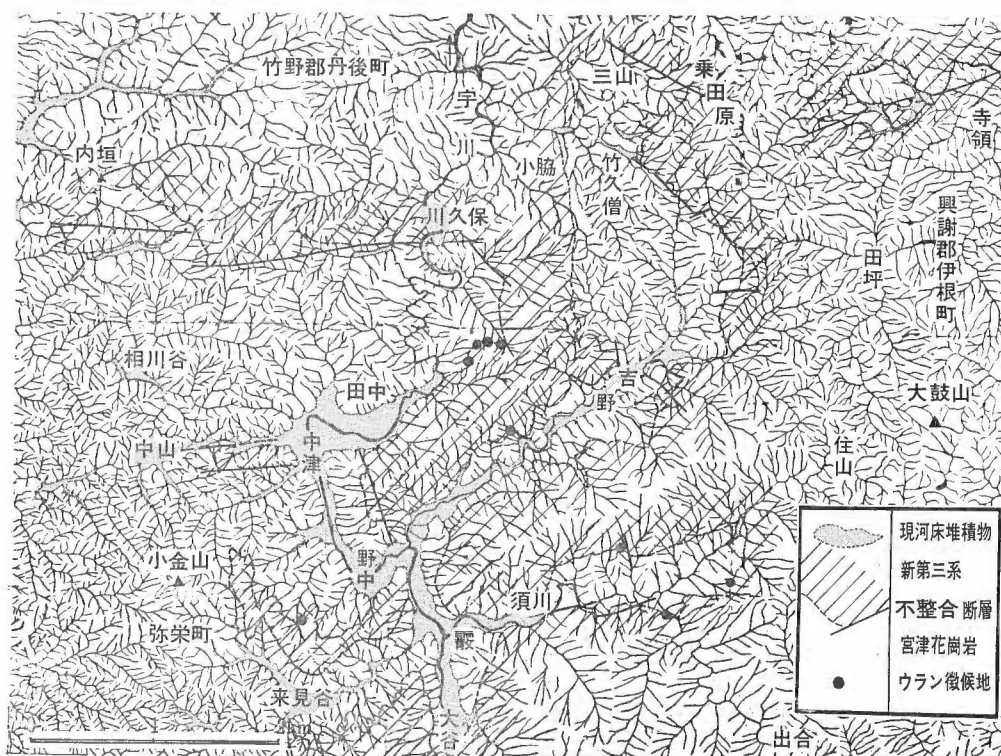
この地域の地質の詳細な説明は、すでに本書の前半で、橋本らによって記述されているので、ここでは筆者らが補足的に行なったルート・サーヴェイの資料を加味して、その要点だけを第1図および第1表、第2表に示す。

このような地質条件のもとで、等楽寺および須川周辺一帯のウラン濃集部の多くが、花崗岩とその上に不整合にのる安山岩層の境界部にうすく挟まれる礫岩中にあることが判明しているため、ウラン鉱床探鉱方法として、昭和36年以降原子燃料公社では、トレンチによる不整合面のたんねんな追跡と、不整合面付近の放射能異常の発見につとめ、その結果確認したウラン徴候地について、さらに不整合面付近に賦存する徴候部分の地中へのひろがりを試錐等によって追跡するとともに電気探査によって基盤の形状を推定した。その結果わかったことは

- ① ウラン母層は、主として凝灰質砂岩で基盤の粗粒黒雲母花崗岩の砂を多量に含んでいる。
- ② ウラン母層中に炭質物の破片を多量に含むか炭化木が存在する場合、ウラン濃集が認められる。
- ③ 基盤の花崗岩とウラン母層あるいは安山岩層との不整合面は、ほとんど大部分が、山側へ傾斜しており、その角度も30～80°と非常に大きい。
- ④ この地域一帯に、断層や不整合面に沿う滑りが多く認められ、探鉱に大きな障害となっている。

* 応用地質部

** 鉱床部



第1図 地質概要図

第1表 調査地域地質系統表

時代	名称	おもな岩質	摘要
中新世	木子泥岩層	植物化石を含む湖成堆積物、主として暗褐色泥岩で、砂岩と互層することがある。	
	野間火山岩層	玄武岩質安山岩、安山岩の熔岩、凝灰角礫岩、凝灰岩などからなる。橋本(1964)はこれをA型、B型、C型の3つに分けている。	
	等楽寺礫岩砂岩層	不整合面直上のアーコース砂岩を主とした地層	含ウラン層
先第三紀	宮津花崗岩 《矢田川層群》	粗粒黒雲母花崗岩、小範囲にはアブライト～細粒花崗岩質の部分もある。 流紋岩質凝灰角礫岩(ホルンフェルス化)	

《 》は露出していないが、本文中に関係するもの

この鉱床は、堆積型ウラン鉱床の中の地下水型堆積鉱床に属し、河川あるいは湖水の堆積環境で礫岩・砂岩・泥質岩等が堆積したあとで、地下水中に含まれていた微量のウランが、還元環境下に沈殿したものとされ、そのためにウラン鉱床の母層の下に地下水の滲透を許さない不透水層が存在することが必要であるとされてきた。人形峠鉱床や東郷鉱床をはじめとし、日本各地に散在する堆積型ウラン徴候地は大部分この型に属するものであるが、鉱床の母層となる基底礫岩砂岩層は厚い被覆層(安山岩類)の下にあって、その探鉱は容易でない。

以上のような問題を含む中であって、ここでは、ウラン鉱床に関するいろいろな問題のうち、ウラン母層堆積時の古地理を中心とした生成環境の規則性を、写真地質学あるいは水文地質学の方法をもって解明しよ

第2表 岩石の種類による放射能測定値の差異

岩石の種類			測点数	線量率 ($\mu\text{r/h}$)		
				平均値	標準偏差	範囲
中	岩脈類	石英安山岩	2	10	—	8, 12
		流紋岩	4	15.5	5.8	12~25
		玢岩	1	18	—	—
新	木子泥岩層	泥岩	8	13.7	4.1	10~20
		砂岩	6	17.5	5.3	10~30
統	野間火山岩層	安山岩質熔岩	57	13.6	3.3	8~20
		安山岩質凝灰角礫岩	42	12.7	2.9	8~20
	等楽寺礫岩・砂岩層	礫岩	7	18.6	1.5	15~20
先第三系		アブライト	13	38.8	7.9	20~50
		黒雲母花崗岩	161	28.4	4.5	18~40

（弥栄町東部のルート・サーヴェイ記録から集約。測定器：TCS 121 型 シンチレーションカウンタ）

うとするものである。そうしてとくに基盤の花崗岩とウラン母層との不整合が山の中腹にみられる場合に、不整合面は常に山側に傾斜していること、ウラン徴候地にNW-SEの方向性が認められることが、問題を解く手がかりとなっている。

2. 調査方法の概要

一般に周囲を不透水性の岩石・地層にかこまれ、その中に、比較的空隙の多い地層で充填された盆地内には、かなり多量の層状地下水が賦存しているということは、古くからトンネル工事の際に確認されていた。筆者の知る実例としては、東海道新幹線由比ヶ道掘削の際に、向斜構造を呈する帯水層（この場合は凝灰角礫岩）内に導坑が進入すると、かならず湧水が認められるということがある。とにかくこのような地質構造は、岩盤中の水を取扱うようなたとえばトンネルの掘削の場合には重要な問題となってくる。

当調査地域も、すでに述べたような地質構成から、基盤の花崗岩を不透水盤とし、その上に不整合にのるウラン母層としての基底礫岩砂岩層、さらに安山岩の層を帯水層とする集水構造が予想され、したがってこの集水構造から地下湖の存在も予想される。この考えをすすめていくと、調査地域にある河川の水源の少なくとも一部分は、この地下湖からあふれ出た水であると考えられる。

この地域の地質構成から予想する降水の挙動は次のようである。

- ① 降水が直接に表流水となるもの、その水の成分は雨水のそれに類似する。
- ② 降水が安山岩の地層内に侵入し、いったん安山岩中の層状水として貯えられ、あるいは流動した後に地表にあらわれ表流水となったもの
- ③ 降水が花崗岩の風化表土の中に自由面地下水として貯えられ、その後地表にあらわれ表流水となったもの
- ④ 降水が花崗岩の岩盤内に裂カ水として貯えられた後に地表に現われ、表流水となったもの
- ⑤ 降水が安山岩の地層内に侵入し、いったん層状水として貯えられ、または流動した後に不整合面を通過して花崗岩中の裂カ水となり、その後地表に現われて表流水となるもの。

したがって、何らかの方法でこの5種の水を識別することができれば、逆にこの地域の水文地質の状況を把握できるはずである。

幸いにもこの地域では、原子燃料公社の手によって精度の高いトレンチをともなう不整合露頭線の追跡が行なわれているために、上記のような表流水の識別を行なうことは容易である。水の溶存成分は、①—③、④—②および⑤の3つのグループ順に富んでいるとみられ、若干の地点でチェックしてみた結果、水比抵抗

値を測定することが最も容易であると判断したので、横河電機製コーラウプリッジと測定容器によって水の比抵抗値を、その沢の沢口付近において、あるいは水田が山の中腹にもある場合には、水田表面に一時貯溜される雨水の影響を避けるために、その水田より上流側の表流水について、水比抵抗値を測定した。

表流水の起源として、温泉または冷泉として地下深所から湧出する水も考えられる。この点については、水比抵抗測定時に、表流水の流量と谷の流域の形状とがよくマッチしているかどうかという点も含めて充分な考慮を払ってある。

3. 水比抵抗値の測定結果とその解析

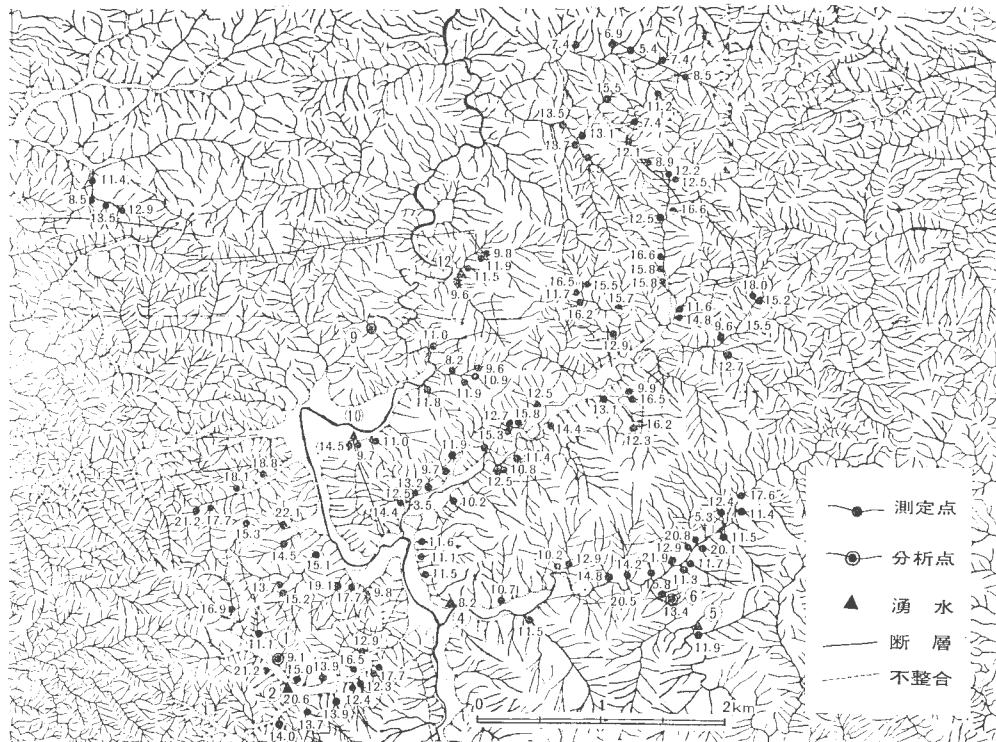
水比抵抗を測定した地点と、その地点における比抵抗値を第2図に示す。

調査地域内の谷川の水源の位置は不明瞭でかつ天候にも左右されることが多い。したがっていちおう地形から観察して、谷らしい谷になる部分を仮りに水源とし、水源の岩石、測定点の岩石の種類ごとに次のように分けてみると

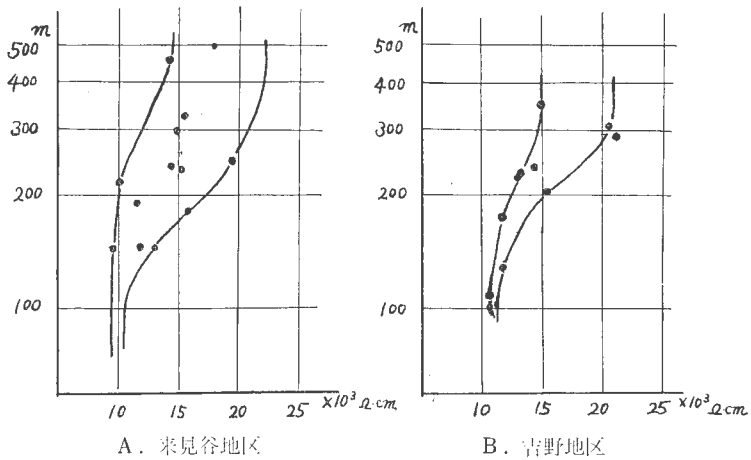
- ① 水源から測定点まですべて安山岩中にあるもの
- ② 水源は安山岩層中にあり、測定点は花崗岩中にあるもの
- ③ 水源から、途中の経路、測定点すべて花崗岩中にあるもの

また、湧水について水比抵抗値を測定したものは、水源から測定点までの距離がほとんどないものとして、上記①、③の分類中のいずれかに、湧水点の地質に応じて入れてある。

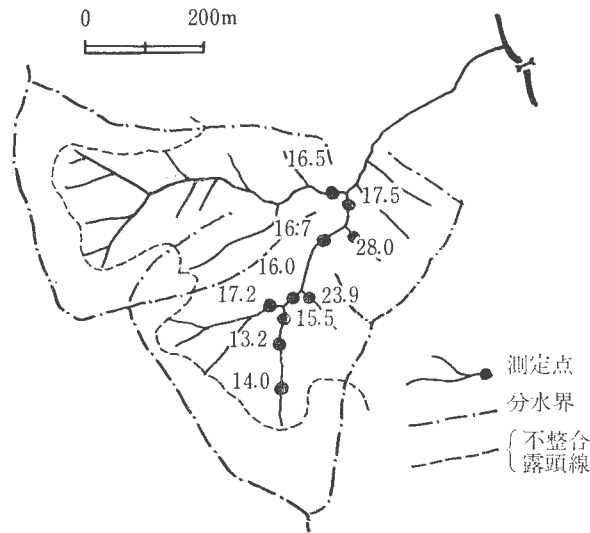
この結果をみると、①、③の水は明らかに水比抵抗値に差を示し、②の水は①、③が代表する数値の間となることがわかる。すなわち、花崗岩中に貯溜された水、安山岩中に貯溜された水は、それぞれ固有の水比抵抗値をもっていることがわかるし、②については最初、安山岩中の層状水の性格をもった水にしたいに



第2図 水比抵抗測定点と測定値



第3図 不整合から測定点までの斜距離と水比抵抗値との関係例



第4図 水比抵抗の変化状況例

花崗岩の性格をもった水が混入していくものと解釈しても誤りではない。

②の表流水について、谷川における不整合から測定点までの斜距離と測定値との関係を示したのが第3図である。これをみると、斜距離の割に花崗岩の固有値に近いもの、あるいは安山岩の固有値に近いものが区別できる。また表流水が、しだいにその水比抵抗値を変えていくようすを第4図に示してみた。

こうして多くの水を識別した後で、代表的な水露頭をえらんでその水質化学分析を行ない、水理地質環境を考察した。分析結果を第3表に示す。

この結果を要約すると、2, 6, 8, 9の水は花崗岩の風化してできた表土中をかすめてきた水で、含有成分量も少ない。1, 3, 4, 10, 12は安山岩の層状地下水であって含有成分量も多い。11の水は参考資料として役立つが、風化表土中を通過した水の好例であろう。5は明らかな層状地下水であり7は安山岩の層状地下水としてはやや特異である。

ここに12の水は、花崗岩の割れ目から多量に湧出しているが、実際は雨水が安山岩中に一時貯えられ、基底礫岩砂岩を通過して花崗岩の割れ目を充たしつつ流動しているものである。

第 3 表 水 質 分 析 表

番号	位 置	C° 温度	Ω-cm 比抵抗	γ/l U	摘 要	ppm HCO ₃ ⁻	ppm Cl ⁻	ppm SO ₄ ⁻	ppm Ca ²⁺	ppm Mg ²⁺	ppm total Fe	ppm SiO ₂
1	来見谷	13.9	8,800	0.1	安山岩の基底を通り 花崗岩に入る表流水	50.0	14.4	0.0	9.6	2.2	0.00	18.0
2	来見谷	14.0	20,400	0.0	花崗岩中の表流水水 源付近	12.2	11.6	0.0	1.2	0.5	0.00	14.4
3	大 谷	13.1	10,700	0.0	安山岩中の湧水	48.8	11.6	0.0	11.2	0.7	0.00	18.0
4	須 川	12.9	8,200	0.1	安山岩中の表流水	62.2	15.0	0.0	14.8	2.7	0.00	21.8
5	須 川	15.0	9,700	1.3	京気16号試錐孔から の湧水 (層状水?)	51.2	11.6	1.0	9.2	0.5	0.00	14.8
6	須 川	13.9	13,800	0.0	花崗岩中の湧水	19.6	16.4	0.0	3.2	2.2	0.00	12.0
7	等楽寺	13.0	10,600	0.2	安山岩基底付近の湧 水	37.8	15.8	0.0	5.6	2.4	0.00	25.2
8	黒 部	14.8	13,200	0.0	花崗岩中の表流水	15.8	18.5	0.0	2.0	2.4	0.00	17.8
9	中 津	12.2	17,500	0.2	花崗岩中の裂カ水をも ちとする表流水	13.4	14.4	0.0	1.6	1.0	0.00	14.4
10	中 津	13.0	9,000	0.0	安山岩基底付近の湧 水	59.8	13.8	0.0	12.4	2.2	0.00	22.6
11	峰 山	14.0	10,000	0.0	風化花崗岩中の湧水	37.8	17.8	0.0	6.0	1.7	0.00	27.0
12	川久保	12.2	9,700	0.9	花崗岩中の裂カ水	45.2	13.8	1.5	10.8	2.7	0.00	13.6

1963・10・26～28日 採水

4. 地下水の流動状態についての考察

上記のように、花崗岩中の水と安山岩中の水とは容易に水比抵抗値を測定することによって区分されるので、この状態と、不整合を追跡してできた成果を組み合わせ、この地域で降水が地中に透過してから再び河水となるまでの経過を集約してみる。

この地域の降水は、地中に透過して、まず安山岩中に侵入する。安山岩中ではその中の孔隙の多い部分を選んで層状地下水となり、重力にしたがって下方へ移動し、基底面の最も低いところで再び湧水となって地表に現われる。原子燃料公社の試錐調査の結果によれば、チャンネルが現河床面以下にあらわれる須川、黒川間においては、安山岩の基底部すなわち第三紀層の不整合の部分を通ると直ちに地下水が自噴するとのことであるから、地下湖となっている部分にはかなりの水頭をもった層状地下水が包含されているはずである。

降水のさらに他の部分は、風化花崗岩の表土中に透過し、地中深く侵入することなく湧水となって地表に現われる。この水は比抵抗値の高いのが特長である。

花崗岩中に開いた裂カ多数集中している部分では、不整合面に沿って低いところへ移動している安山岩成分の層状地下水あるいは風化花崗岩の表土中の自由面地下水は、その割れ目に侵入し、どこか適当なところがあれば地表に現われる。この例は12の湧水である。

花崗岩地帯にはこの種の湧水も多数存在すると予想されるが、目下のところ確認されたものは少ない。

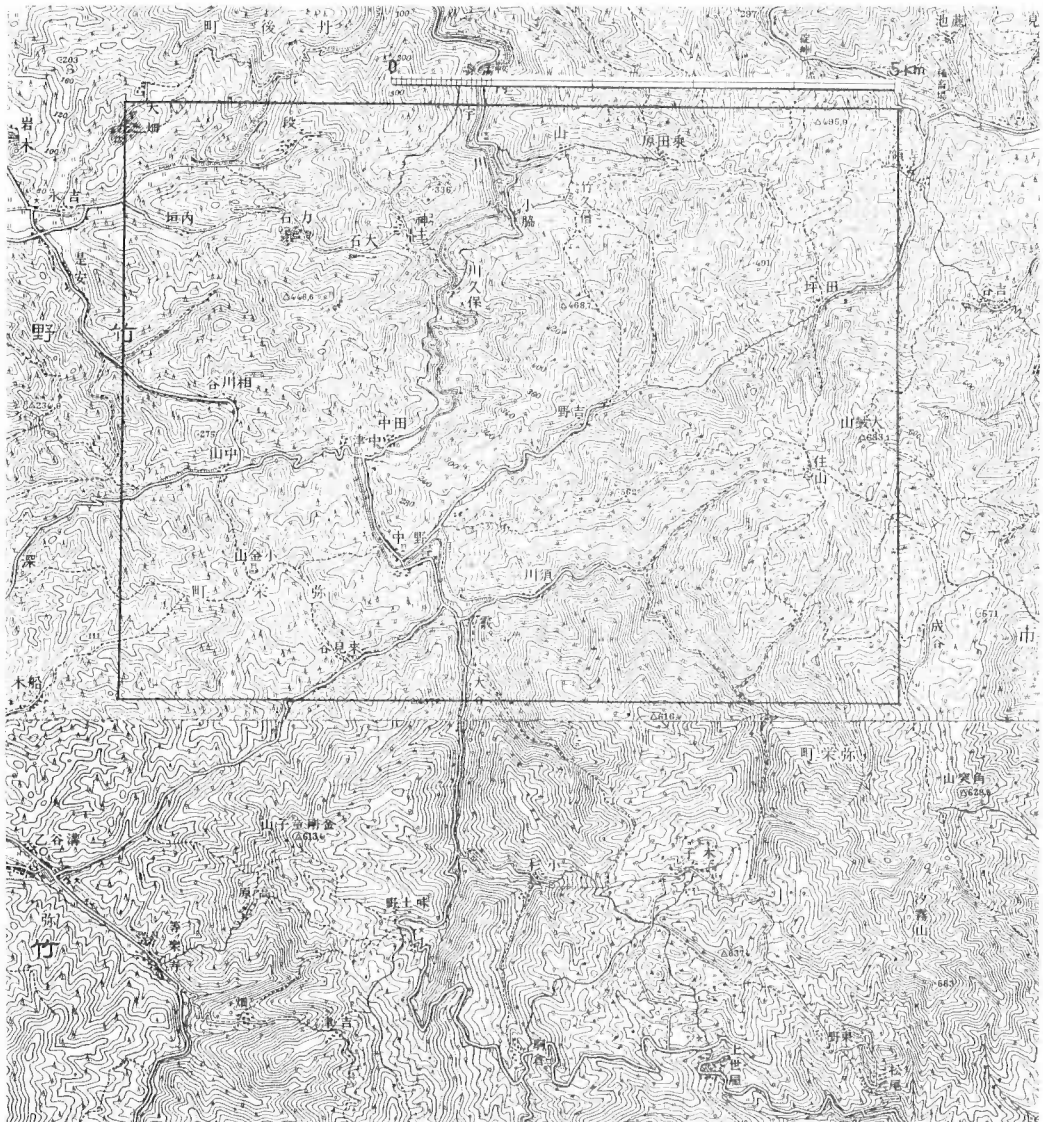
温泉水として地中から上昇してくるような水は現段階ではまだ発見していない。したがって、調査地域内の湧水はすべてとも降水に由来し、重力の作用によって地中をとにかく流下して再び地表に現われ、表流水の源となったものである。

このような考察のもと、ウラン含量との比較を試みると、1、4、7の水は、不整合面の最も低いいわゆるチャンネルの底をほぼ選んだものであって、ことに7では、すぐ傍らに等楽寺の第1頭頂があり、多少のウランが検出されるのは大体当を得ていると考えられる。すなわち仮りに多少にせよ不整合面付近にウラン

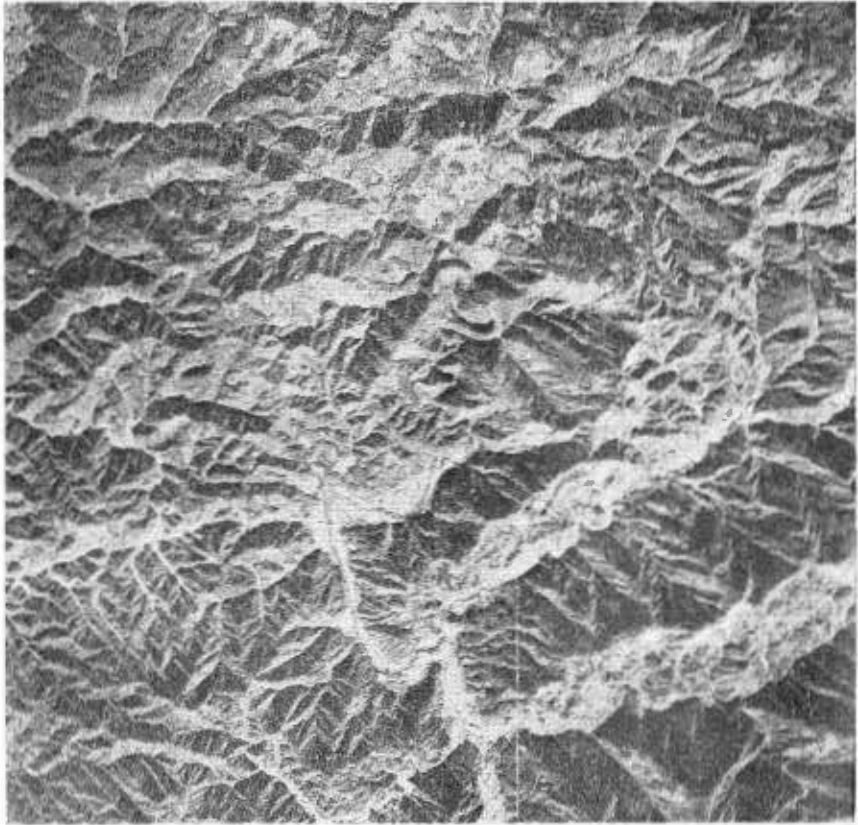
第4表 空中写真上の特徴対照表

	花崗岩地帯	安山岩地帯
写真の色調	若干淡色に見えるがほとんど差がない	
水系模様	正方状または鋭角状	樹枝状
谷密度	概して大きい	花崗岩地帯に比較して若干小さい
山型	ややとがっている	丸みを帯びている
植生	安山岩地帯より粗に見える	密で常緑樹やつたの類が多い
その他の特徴	平底谷が発達する部分がある	

使用空中写真：国土地理院保有 1947年11月4日撮影 M626 128～131



第5図 調査地域周辺地形図



第6図 地 域

の濃集部分があれば、溶出されたウラン成分が集中して検出されるからである。花崗岩の風化表土中だけを通過してきた水にウランが検出されないことは、この地域のウラン鉱床生成機構を考えるうえに手がかりが得られるかも知れない。9 および12のような花崗岩の裂カ水に多量のウランが検出されることも重要な手がかりとなる。5の水については別に考察せねばならないが、今のところチャンネルの底にある水が自噴していることだけを記しておこう。

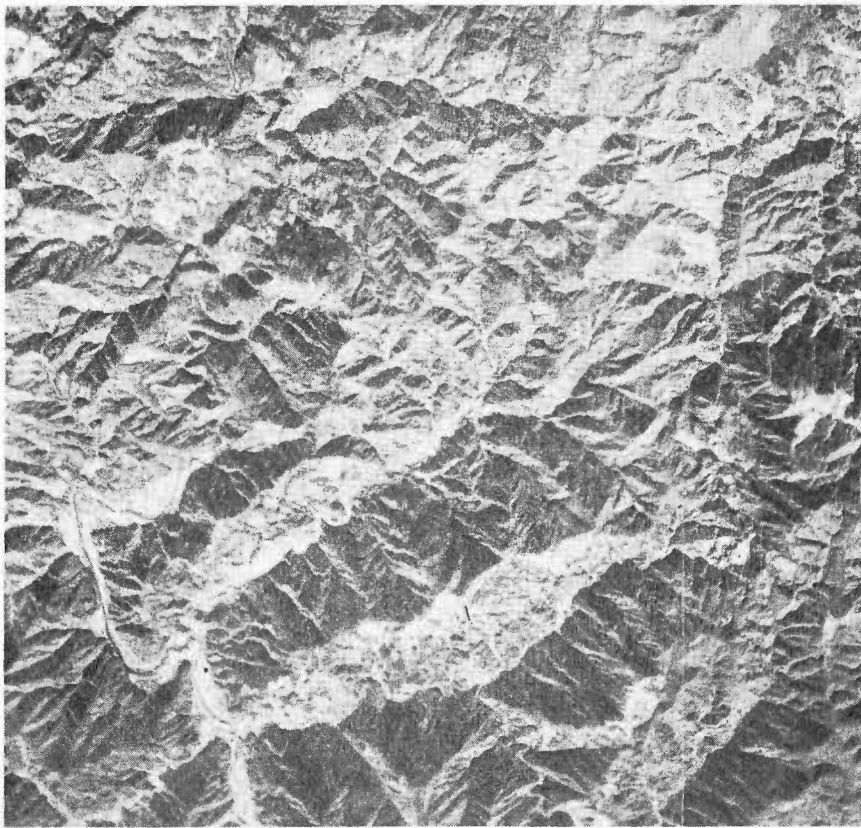
5. 空中写真上にあらわれる地形の特長

本調査研究の対象とした地域は、すでに述べたように黒雲母花崗岩とその上に不整合にのる安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩の互層、および黒雲母花崗岩と安山岩との間にごく薄く挟まれる基底礫岩砂岩層の3つから主として構成されているが、基底礫岩砂岩層は、厚さがせいぜい数m程度のことが多いため、空中写真にみられる特徴は花崗岩と安山岩によって規定されている。第4表には空中写真上にみられる特徴を、花崗岩と安山岩とについて記したものである。

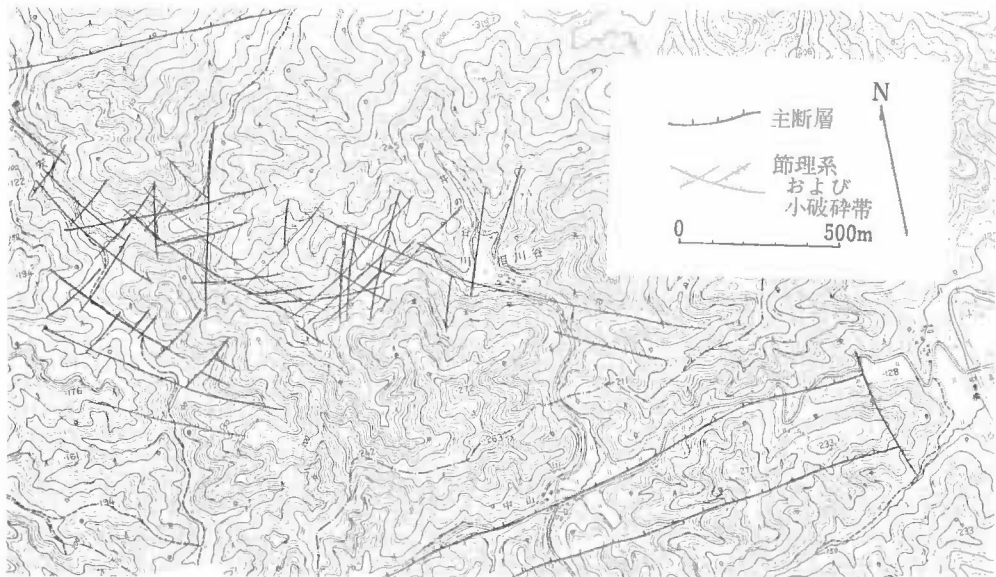
このように、花崗岩から構成されている部分と、安山岩から構成されている部分とを、空中写真上から大きく区分することはできるが、その境界位置を刺針程度の誤差でおさえることは非常に困難である。幸い、この地域は、原子燃料公社が、詳細なトレンチによって不整合面を追跡しているので、この地質図と空中写真とを対応させて、以下に述べる考察を試みた。

水系模様についてみると、花崗岩から構成されている部分と、安山岩から構成されている部分とでは、明らかに差があり、花崗岩では方状となっている。

多くの文献によれば、花崗岩からなる岩盤中の裂カ系と、水系模様の方向性とは約70%の割合またはそれ以上に一致することが知られている。この地域では NW-SE 方向の谷の発達が顕著であり、NE-SW, E-W



の空中写真



第7図 花崗岩地域における裂カ系と水系との関係例



第8図 地域内の水系網ととくに強いリニアメントを示す

系の方向性をもつものがこれに次いでいる。現地観察の結果でも、これらの水系と花崗岩の岩盤にある裂カ系は、大体一致している。その一例を第7図に示す。

花崗岩からなる地域では、小金山のように周囲から一段と突出した峯もあるが、多くはなだらかな稜線を示しており、これは岩質がほぼ一様であることを指示している。小金山付近には、アプライト質の花崗岩が認められるが、おそらくこのような岩質の差が、風化侵食の速さの差を作ったものであろう。

この地域において、空中写真上から読みとれる強い地形上のリニアメントの位置を第8図に示してみた。地形上のリニアメントを示す理由にもいろいろ考えられるが、花崗岩からなる岩盤中の比較的規模の大きい破碎帯、あるいは節理に沿って強く侵食作用が働き、その結果として直線状の谷が形成されたものが、この地域でリニアメントとして認められるというごく常識的な説に従っておく。

ここで問題となるのは、安山岩からなる部分の中に認められる強いリニアメントである。これは未確認であるが、次のように考えてみたい。すなわち、安山岩質の熔岩・凝灰岩からなる地層が堆積した後に地盤のブロック運動があり、ブロックの境界すなわち断層に沿って、基盤の上ののっている安山岩の中にも割れ目が形成され、その割れ目に最初に谷が喰い込んで行った。現在の竹野川・宇川・網野川などの流路は、もともとその割れ目に沿っていたのが、しだいに岩盤深く穿入蛇行をしながら喰いこんで、現在ではブロックの境界と余り関係のない流路をとったと解釈すると、宇川・竹野川の支流で安山岩の岩盤中をきざんでいる谷の中には、基盤の花崗岩中の断層の影響によって安山岩の中にもその断層に関連した割れ目が形成され、現在はその割れ目に沿って谷が下刻を続けている段階にあると考えることができる。上にある安山岩の岩体を下刻し抜けて、花崗岩の岩盤中を下刻している川の流路は、すでに花崗岩中の裂カ系の支配を受けるようになっており、その例は吉野川・須川でみることができる。逆にいえば、この安山岩中にみられる強いリニアメントの下に、新しい断裂系がかくされている可能性がある。

6. 地域の地形発達の考察

すでに前項で述べたように、原子燃料公社による精査の結果、新第三紀層の基底面は、一部の例外を除いて、山腹斜面と逆方向に傾斜しているという特徴が認められた。この理由を、筆者は不整合面に沿う断層転移ではなく地形の逆転現象によるものとする。すなわち、基盤をなしている粗粒黒雲母花崗岩から構成されている山体の削削の速さが、安山岩質岩石から構成されている山体における速さより非常に大きいために、本来ならば新第三紀層の最も高い位置よりも高い位置にあるはずの花崗岩の山が、安山岩の山よりも低くなったということである。本調査地域南方の新宮付近では、新第三紀層を構成しているものは礫岩であって、この礫岩もまわりの花崗岩の山地より一段と高い位置を占めている。

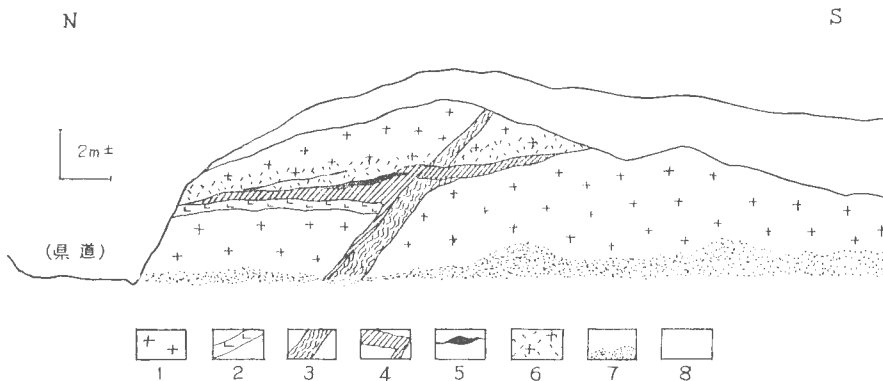
なお地形の逆転現象の詳細な解析は、いずれ稿を改めて報告してみたい。

7. ウラン鉱床生成に関する考察と問題点

以上記載してきたこの地域の水文地質学的特徴、および写真地質学的の特長、さらに地形発達と地質構成との関係等をもとにして、原子燃料公社が発表した当地域の地化学探査結果もあわせてみると、宮津鉱床須川地区のウラン鉱床微候地は、大きくみて断層（断裂）帯のうえに乗っている不整合面直上の地下水型鉱床であるとみられ、その形成機構を次のように組み立てることが可能である。

- ① 須川鉱床では、不整合面直上のわずかなくぼみにウラン含有部があるが、雨水がいったん地中に浸透した際にウラン成分を溶かし、別のところで再沈殿したものである。
- ② 再沈殿した箇所は、基底付近のアルコース砂岩のところで、その下には花崗岩の岩盤中に割れ目の集中した箇所があって、不整合面も割れ目の集中度に応じたくぼみをもっている。
- ③ 浸透水がアルコース砂岩を通り抜ける際にウラン成分がそこに沈殿する機構は、あたかも漏斗の中に漏紙を置いて、沈殿を集めるようなもので、漏斗の下の出口は、水を通しやすい花崗岩の割れ目の部分であったと推定する。
- ④ この地方の地形発達を考えると、過去のある時期に地形の逆転現象があり、大量の花崗岩が侵食し去られている。ウラン鉱床をもたらした溶液の供給源は、現在侵食されてしまってもう存在していない岩体から供給されたものであろう。
- ⑤ 現在、ウラン鉱床が生成中か、それとも流れ去る時期にあるかはわからない。ただ、今の仮説によれば、むしろ流れ去るような状態にありそうである。

しかし、この場合に前提となるウラン成分をもたらした溶液が、雨水をもとにする浸透水であるか、花崗



第9図 中山峠西面断層破砕帯スケッチ

1. 粗粒黒雲母花崗岩 風化が進み、有色鉱物は緑泥石化している
2. アプライト脈 一部赤鉄鉱化
3. 破砕帯(N75°±W, 40°N±) N-S方向の滑り面も存在する
4. 赤鉄鉱化帯 原岩の黒雲母花崗岩は破砕、変質して原構造を留めない、赤鉄鉱化、絹雲母化が顕著
5. 黄褐色粘土 6. 粗粒黒雲母花崗岩黄褐色に汚染 7. 崩土 8. 伏土
(放射能測定値は全面にわたり 20μr/h: TCS 121 シンチレーションカウンタによる)

岩の割れ目を通し湧出した“温泉”であるかについては、現在は温泉徴候がみられないという根拠だけであり、第 9 図のような顕著な断層破碎帯に沿う花崗岩中の赤鉄鉱化帯の存在が何らかの示唆を与えるかも知れない。

さらに、ウラン鉱床をもたらした溶液の供給源となつた山地は、現在のような粗粒黒雲母花崗岩からできているのではなく、ルーフ接触をもった他の岩石、ないしはアライト脈・ペグマタイト脈がひんぱんに認められる花崗岩体であったかもしれない。この点については、宮津花崗岩をめぐる詳細な検討が必要であると思われる。

文 献

- 1) 林昇一郎・肥田 昇・坂巻幸雄(1963): 京都府等楽寺の含ウラン鉱床(予報), 地質調査所月報, vol. 14, no. 2
- 2) 東郷文雄(1963): わが国の堆積型ウラン鉱床の特性, 原子燃料公社
- 3) 佐藤源郎・東郷文雄(1963): わが国の堆積型ウラン鉱床の特性, 日本鉱業会誌, vol. 79, no. 902
- 4) 杉山隆二・佐藤学而・菊地 清・福岡勇雄(1963): 鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床, 日本鉱業会誌 vol. 79, no. 902
- 5) 佐藤源郎・加来一郎・中村穎三(1963): わが国の堆積型ウラン鉱床の探査技術, 日本鉱業会誌, vol. 79, no. 902
- 6) 安藤 武(1961): 地下水の水質(その I, II), 用水と廃水, vol. 3, no. 1~2
- 7) 黒田和男・白井慶治・吉川恵也(1963): 国鉄新幹線由比ざい道の地質とその応用地質学的解釈, 応用地質, vol. 4, no. 3
- 8) 広川 治・黒田和男(1960): 5 万分の 1 地質図幅「宮津」及び同説明書, 地質調査所
- 9) 広川 治・黒田和男(1958): 5 万分の 1 地質図幅「丹後由良」及び同説明書, 地質調査所
- 10) 西尾元充・河原紀夫(1963): 航空写真を利用した地質調査, 写真測量, vol. 2, no. 2
- 11) 橋本好一・他(1964): 人形峠鉱床と異なる型の第三系中の層状ウラン鉱床探査——特に奥丹後地域について, 第 2 回資源探査現地討論会要旨, 日本原子力学会誌, vol. 6, no. 3 p.165~177

On some aspects of uranium field in Sugawa District and its vicinity, Yasaka-cho, Kyoto Prefecture, based on photogeologic and hydrogeologic investigations.

By

Kazuo KURODA and Yukio SAKAMAKI

A few uraniferous deposits were found at Sugawa district and its vicinity by the Atomic Fuel Corporation. The deposits are sedimentary and in most cases beared in basal conglomerate of Neogene Tertiary strata which cover with unconformity coarse-grained biotite granite. The Neogene Tertiary of the district are composed mainly of andesitic lavas and pyroclastics. Thickness of basal conglomerate are generally less than 5 m.

The writer carried photogeologic and hydrogeologic investigations for consideration of sources and fixation of uraniferous materials based on geological structure and field evidences reported already by the Atomic Fuel Corporation. Difference of photogeologic features between granitic region and areas of andestic lavas and pyroclastics are distinct. Among the area remarkable photogeologic lineaments are observed by stereoscopic view. The lineaments are caused by zone of open cracks or joints including minor faults. On the other hands, five kinds of surface water, of which geological forms of aquifer or path are differ from each other, were distinguished by hydrogeological measurements, for example, electric resistivity, chemical composition, etc. Among them, some uranium contents were detected in water flowing from fissures of granite.

Based on above-mentioned evidences, the writer proposed the problems on source and path of uranium-containing solution, especially related to the geological age of faulting and limonite mineralization along the faults, and fixation in the basal conglomerate of Neogene Tertiary strata.

IV. 13.1 人形峠・東郷鉾山周辺の地質

福岡 勇雄*・久保 恭輔**

要 旨

人形峠鉾山・東郷鉾山周辺の地質はウラン鉾床を胚胎する三朝層群とその基盤をなすものとの2つに大別することができる。

三朝層群は後期中新世から鮮新世にかけて形成された陸水性の堆積物を伴う各種火山岩類からなるもので鳥取県中部地区を中心に基盤岩類を不整合におおって広く分布している。その厚さは火山岩をも含め 500m を超すものと見られる。

陸水性の堆積物は火山活動によってせきとめられたと考えられる閉塞湖に形成されたもので礫岩・アルコーズ砂岩、および泥岩からなり三朝層群の下部に優勢に見られ、上部は一般に火山性のものが著しい。火山岩は珪アルカリ系列のもので、その活動には塩基性から酸性へと移る規則性が認められ、それによって三朝層群は3～4期のものに区分することができる。この三朝層群の基盤は三郡変成岩類、花崗岩類、木地山火山岩類等からなり、花崗岩類は後期中生代から新生代初期にかけて侵入したものおよび新生代中期に侵入したものと分けられ、前者はさらに古期深成岩類、新期深成岩類、人形峠型花崗岩類とに区別される。

三郡変成岩類は佐治谷一帯に広く見られ花崗岩類によって貫かれている。

古期深成岩類は東西性の貫入方向を示し、三郡変成岩類を貫くがその構造を余り乱さない。また本岩類は岩相によって田代花崗閃緑岩、奥津花崗閃緑岩、用ヶ瀬花崗岩に区別される。新期深成岩類は北東-南西の貫入方向を示し、倉吉市南方一帯に広く分布する。

人形峠型花崗岩類は古期深成岩類と新期深成岩類との間に人形峠を中心として北東-南西にのびるレンズ状の分布を示し、他岩体との関係、測定された絶対年代等からして、古期深成岩類が新期深成岩類の侵入によって一種の花崗岩化作用を受けて形成されたものと考えられている。

木地山火山岩類は安山岩・石英安山岩および流紋岩からなるもので上記の花崗岩類を貫き、また不整合におおって主として本地域西部および鳥取市南西方に広く分布し、第三紀複合深成岩体に貫かれる。

第三紀複合深成岩体は若干侵入時期を異にする岩体によって形成されているもので、半深成岩ないし深成岩の岩相を呈し、岩相変化が非常に激しいのが特徴的であり、塩基性の斑縞岩から酸性な花崗岩まで、種々な岩質のものが見られる。

1. 基盤および基盤岩類

東郷鉾山の位置する鳥取県中部地区から、人形峠鉾山の位置する岡山県北部一帯にかけては、花崗岩類を主とする深成岩類と陸水性の堆積物を伴う各種火山岩類が広く分布しているが、これらはウラン鉾床を中心としてみる時、ウラン鉾床を胚胎する三朝層群とその基盤をなすものとの2つに大別することができる。

ウラン鉾床を胚胎する三朝層群の基盤を構成するものは三郡変成岩類、白堊紀中～後期から古第三紀にかけて侵入した花崗岩類、木地山火山岩類、これらに貫く第三紀複合深成岩体および中新世に形成された鳥取層群等であるが、このうち白堊紀中～後期から古第三紀にかけて侵入した花崗岩類は、鉾床賦存地域に広く発達し、鉾床を胚胎せしめるチャンネル構造にその形成の場を与えていることから最も重要視されているものである。

これらの基盤岩類によって形成される三朝層群の基盤は、三朝層群の堆積後の断層地塊運動の影響を多少受けてはいるものの、大体において三朝層群の堆積直前にはそれまでの侵食作用により県境付近に高く、北へ次第に低くなる傾向を示していたものと考えられる。

* 動力炉・核燃料開発事業団倉吉出張所

** " 東郷探鉱事務所



- A: 中川分水嶺 B: 古菅ヶ原尾根 C: 古高清水尾根 D: 古吉野尾根 E: 古三圃山尾根 F: 古砂見尾根
 G: 古磯脚尾根 1: 古大原谷(チャンネル) 2: 古碓崎谷 3: 古吉尾谷 4: 古神ノ倉谷 5: 古桑原谷
 6: 古河内谷 7: 古入形谷 8: 古黒岩谷 9: 三期窪地帯
 A: Chugoku palcowatershed mountain range B: Sugegahara palcoridge C: Takashimizu palcoridge D: Yoshiwara palcoridge E: Mikuniyama palcoridge F: Sunami palcoridge G: Nanzeki palcoridge 1: Ohara channel 2: Matsuzaki channel 3: Yoshio channel 4: Kannokura channel 5: Kuwabara channel 6: Kōchi channel 7: Ningyō channel 8: Kuroiwa channel 9: Misasa depression zone

第1図 三朝冠群堆積時の古地形
 Palcotopographical map at the Misasa stage



第2図 三朝冠群の基盤岩類分布図(鳥取県群を除く)
 Geological map showing distribution of the basement rocks of pre-Misasa stage

三朝層群堆積時の基盤岩上に刻まれた古地形を、現在までに得られた資料より復原した概念図を第1図に、また基盤岩の分布を第2図に示した。

1.1 三郡変成岩類

三郡主脈に連なると考えられている本岩類は鳥取県の佐治谷を中心に広く分布するほか、花崗岩類のルーフペンダントとして、また捕獲岩体として大小多数の孤立した岩体として存在する。佐治谷地域では粘板岩・千枚質珪岩・珪岩等からなり一般に東西方向の走向を示す。これらは花崗岩類の進入によりかなりの範囲にわたってホルンフェルス化しており、また接触部付近では局所的な珪化作用、微粒な黄鉄鉱の鉱染等がしばしば認められる。

1.2 白堊紀中～後期進入花崗岩類

中国底盤の一部をなす花崗岩および花崗閃緑岩からなる本岩類は本鉱山地域にも広く分布し、鉱床生成に重要なチャンネル構造にその形成の場を与えている。

本岩類はその進入時期、岩質から下記の3群6岩体に区分することができる。

I 古期深成岩類

- a) 田代花崗閃緑岩
- b) 奥津花崗閃緑岩
- c) 用ヶ瀬花崗岩

II 新期深成岩類

- d) 高清水花崗岩
- e) 小鴨花崗岩

III 人形峠型花崗岩類

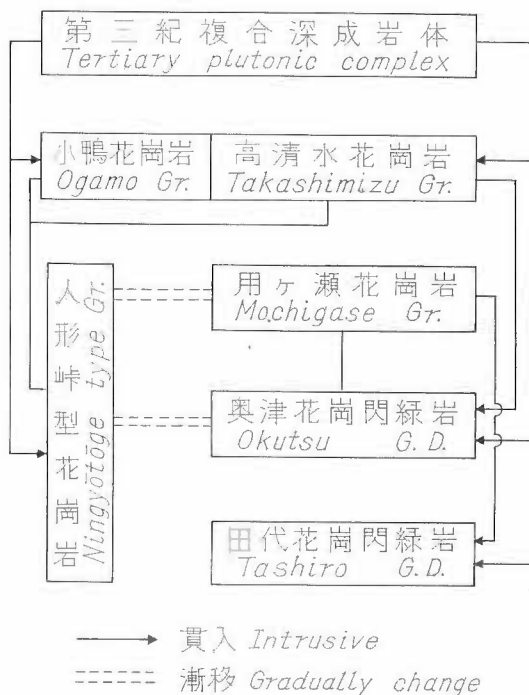
これら6岩体間と第三紀複合深成岩体との相互関係を第3図に示した。また第1表には当地域の花崗岩類から測定された絶対年代を示した。

なお当地域の花崗岩類については、すでに村山・山田⁶⁾²⁰⁾、杉山¹⁶⁾等の研究がある。村山・山田は本地区のものを火山岩類を境にそれ以前の時代未詳の余川花崗閃緑岩と、それ以後のものに分け、さらに後者を第1期～第3期の進入岩類に区分している。これに対し杉山は奥津付近に分布する閃緑岩類を古期花崗閃緑岩とし、これに小鴨付近一帯に広く分布する小鴨花崗岩が進入しこれによる一種の花崗岩化作用によって人形峠付近の花崗岩類が形成されたという見解を示し、また村山・山田が区分に用いた火山岩類は第三紀のものでありその変質は鉛山石英閃緑岩体の進入によって受けたものとしている。

筆者は調査の結果、杉山の見解をとり、ここではさらにこれを岩相によって細分した。筆者の古期深成岩類が杉山の奥津ないし古期花崗閃緑岩類に、新期深成岩類が小鴨花崗岩に、また第三紀複合深成岩体の一部が鉛山石英閃緑岩類にそれぞれ対比されるものである。

1.2.1 古期深成岩類

田代花崗閃緑岩、奥津花崗閃緑岩、用ヶ瀬花崗岩からなる本岩類は、奥津北方一帯から東西性の方向を持って分布し、各所において三郡変



第3図 人形峠・東郷両鉱山周辺の花崗岩類相互関係図
Mutual relation of granitic rocks in adjacent area of Ningyōtōge mine

第 1 表 人形峠周辺花崗岩

Results of absolute age determination from

試料採取位置 Location	岩体名 Mass	岩石 Rock
下古屋 Shimogoya	第三紀複合深成岩体 Tertiary plutonic complex	細粒黒雲母花崗岩 Fine grained bi-granite
		細粒角閃石黒雲母花崗岩 Fine grained ho-bi-granite
木地山 Kijiyama	小 鴨 Ogamo	細粒黒雲母花崗岩 Fine grained bi-granite
菅ヶ原 Sugegahara		中粒黒雲母花崗岩 Medium grained bi-granite
福吉 Fukuyoshi	人形峠型花崗岩 Ningyōtōge type granite	中粒黒雲母花崗岩 Medium grained bi-granite
太郎田屋敷 Tarōdayasaki		粗粒黒雲母花崗岩 Coarse grained bi-granite
赤和瀬南方 Southern part of Akawase		中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 Medium grained ho-bi-granodiorite
人形峠南方 Southern part of Ningyōtōge		粗粒角閃石黒雲母花崗岩 Coarse grained ho-bi-granite
上齊原 Kamisaibara		中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 Medium grained ho-bi-granodiorite
人形峠東方 Eastern part of Ningyōtōge		粗粒黒雲母花崗岩 Coarse grained bi-granite
人形峠 Ningyōtōge		粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 Coarse grained ho-bi-granodiorite
	粗粒黒雲母花崗岩 Coarse grained bi-granite	

成岩を貫き、また捕獲しているが、その構造を余り乱していないのが特徴的である。

三郡変成岩を貫き、新期深成岩類に貫かれるという地質的事実以外その進入時期を決める資料がなく、その推定は甚だ困難であるが人形峠型花崗岩類で測定された絶体年代^{注1)}、本岩類のジルコンの群色^{注2)}による他岩体との対比等から間接的に白堊紀中期に進入したものではないかと推察している。

a) 田代花崗閃緑岩

本岩は三郡町田代部落南方から加茂町加茂（岡山県苫田郡）、智頭町（鳥取県八頭郡）南方にかけて東西に広く分布するほか、人形峠東方小林部落付近にも小岩体として存在する。岩石は普通、カリ長石に乏しい等粒状の中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、全体に優黒質で数 cm から数 10 cm の不規則な塩基性包有物に富み、カリ長石はおおむね正長石である。三郡変成岩を貫き、用ヶ瀬花崗岩に貫かれ捕獲されている。

b) 奥津花崗閃緑岩

奥津温泉から上齊原に至る吉井川沿いに代表的に観察される斑状角閃石黒雲母花崗閃緑岩で、岩石は肉眼

注1) 第 1 表参照

注2) 本岩類に含まれる副成分鉱物のジルコンの群色は、いずれも灰褐色を呈し、北九州の古期深成岩類とされている平尾花崗岩、真崎花崗岩、北崎花崗閃緑岩などに対比される。

類の絶体年代測定結果

granitic rocks in the vicinity of Ningyōtōge

鉱物 Mineral	方法 Method	測定年代および誤差 10 ⁶ 年 Age and estimated error of million years	分析者 Analyst
黒雲母 Biotite	K-A	36±5・33±5・32±4	柴田・山田 ²¹⁾ SHIBATA・YAMADA
		38	植田・河野 UEDA・KAWANO
		38	
		60	
		62	
		57±6・62±6	柴田・山田 ²¹⁾ SHIBATA・YAMADA
		64±6	
		57±3	
		57±2	柴田 SHIBATA
		63	植田・河野 ⁴¹⁾ UEDA・KAWANO
		63±4	柴田 SHIBATA
		60	植田・河野 ⁴⁾ UEDA・KAWANO
	50・57・63	早瀬 HAYASE	
	Rb-Sr		125・130・132

的には全体に粗粒で長さ 1 cm に達する角閃石および淡紅色斑晶状の微斜長石が特徴的である。塩基性包有物も見られるが田代花崗閃緑岩に較べれば少ない。

田代花崗閃緑岩との関係は未だ確認されておらず不明であるが、その変質相とも考えられる。上斉原部落南方で三郡変成岩の小岩体を捕獲し著しい接触変質を与えている。他方栃原（八頭郡佐治村）西方では用ヶ瀬花崗岩に、また上斉原南方では新期深成岩類に属する高清水花崗岩に貫かれ捕獲されている。

c) 用ヶ瀬花崗岩

用ヶ瀬町（八頭郡）の南西部一帯から阿波村（苫田郡）、加茂町北部にかけて広く分布する細～中粒黒雲母花崗岩で黒岩高原、五輪原高原、佐治谷南部に広がる三朝層群の重要な基盤となっている。

岩石は細～中粒相が主体を占め、粗粒相は少ない。全体に優白質で風化すると淡紅色を呈することがある。本岩体中には小規模なペグマタイトや石英脈等も見られる。

三郡変成岩を貫きこれに熱変質を与えているほか、田代花崗閃緑岩、奥津花崗閃緑岩等をも各地で貫き捕獲している。また人形峠型花崗岩類とは漸移するものようで境界ははっきりしない。

1.2.2 新期深成岩類

高清水花崗岩、小鴨花崗岩からなる本岩類は、古期深成岩類が東西性を示すのに対し北東-南西の方向性

を持って貫入し、倉吉市の南方から三朝町西部、東郷町と広く分布するほか人形峠から峠北東部にかけても見られる。

古期深成岩類を貫き、木地山火山岩類、第三紀複合深成岩体の一部をなす石英閃緑岩等には貫かれ捕獲されている。

これらの地質状況およびこれまで測定された絶対年代^{注3)}から白堊紀後期より古第三紀にかけて侵入したものと考えられる。なお本岩類からのジルコンの群色は鈍い灰棕色を呈するが、これは北九州の新期深成岩類に属する嘉穂花崗岩と同色のものである。

d) 高清水花崗岩

本岩は高清水高原の東部から鉛山部落（三朝町）東部にかけて主岩体が分布するほか、人形峠東部から上斉原にかけても小岩体がいくつか人形峠型花崗岩を貫くような形で存在する。

岩石は全体として非常に粒のそろった中粒の優白質黒雲母花崗岩で、石英・カリ長石に富み斜長石は少ない。カリ長石はほとんどが微斜長石である。

上斉原南方で奥津花崗閃緑岩を貫き、これを捕獲するが一方鉛山南方では木地山火山岩類、第三紀複合深成岩体の一部をなす石英閃緑岩に貫かれ捕獲されている。

小鴨花崗岩との直接の関係は不明であるがほぼ同時期のものと考えられる。なお副成分鉱物のジルコンは小鴨花崗岩に比べ全体に透明度が高く、やっとなり早期の晶出を示唆している。

e) 小鴨花崗岩

新期深成岩類の大部分を占める本岩は鹿野町鹿野（鳥取県気高郡）、三朝町太郎田屋敷、同町穴鴨と結ぶ北東-南西の線以西に広く分布する。岩石は一部に細粒半花崗岩質なものも見られるが、大部分は粗粒でペグマティックな黒雲母花崗岩である。石英・カリ長石に富み斜長石は少なく、カリ長石は高清水花崗岩と同様ほとんどが微斜長石である。

古期深成岩類との直接の関係は不明であるが、木地山（三朝町）周辺で木地山火山岩類に、また第三紀複合深成岩体に属する石英閃緑岩には倉吉市余戸谷町で捕獲されているのが観察される。現在までに測定された絶対年代は 60×10^9 年^{注4)}を示している。

1.2.3 人形峠花崗岩類

本岩類は間に高清水花崗岩、木地山火山岩類、第三紀複合深成岩体等の貫入を見たため現在は三朝町神ノ倉から柿谷にかけて分布するもの、三朝町座性寺南方に分布するもの、人形峠南方に分布するものと大きく3つの岩体に分かれて存在するが、これらは全体的に見れば人形峠を中心として古期深成岩類と新期深成岩類との間に北東-南西にのびるレンズ状の一岩体とみなすことができる。

本岩類に属する岩石は粒度において細粒なものから粗粒なものまで、また有色鉱物において角閃石を含むもの、また見られないもの、それが複雑に組み合わせることで全体に岩相の変化が著しい。しかし共通するものとして微斜長石の斑晶状のものが見られ、しばしば顕著な斑状角閃石黒雲母花崗岩、斑状黒雲母花崗岩等を形成している。

杉山は本岩類の成因を古期深成岩類である花崗閃緑岩が新期の小鴨花崗岩の貫入によって著しいカリ添加作用という一種の花崗岩化を受けたもので、変斑晶 (porphyroblasts) はそれによって生じたとしている。

1.3 木地山火山岩類

本岩類は古期および新期深成岩類を貫き、また不整合におおい、第三紀複合深成岩体によって貫かれ、また鳥取層群に不整合におおわれる鳥取県中～東部に分布する安山岩類、石英安山岩類、流紋岩類等を総称したもので、従来中生代火山岩類と呼ばれていたもののうち、少なくとも古第三紀以降のものと考えられるものを分離し名称を与えたものである。

本岩類は本来一つづきの岩体をなしていたものと考えられるが、その後の第三紀複合深成岩体の貫入、断層運動、侵食による削剝等のために現在は木地山周辺、鳥取市南西方、湖山池西方、打吹山（倉吉市）の4つのブロックに分離独立して分布している。

注3) 第1表参照

注4) 第1表参照

安山岩類、石英安山岩類、流紋岩類の相互関係を明瞭に示す露頭は今までのところ発見されていないが、分布する位置的関係からして安山岩類が古く、この上に石英安山岩類および流紋岩類が重なるものと考えられる。

地質図では便宜上石英安山岩は安山岩と一括して記したが、本来本岩は流紋岩との区分もつけ難く明確な境界は現段階では引き得ないものであるが、表示上一応優勢に発達する岩相で代表させ区分した。

安山岩類 木地山ブロックの大半を構成し、鳥取市南西方のブロックのうち鷺峰山付近一帯にもかなり広く分布する本岩類は、輝石安山岩・輝石角閃石安山岩・角閃石安山岩、石英安山岩の熔岩流・凝灰角礫岩・貫入角礫岩等から主としてなるが、一部には基盤の花崗岩の礫を有する礫岩・アルコズ砂岩・凝灰質砂岩・混成火山礫凝灰岩等の水成層の発達も見られる。

凝灰角礫岩および貫入角礫岩中には1 cm から数10 cm 大にも及ぶ大小様々な各種花崗岩の角礫が多量に見られる。この花崗岩礫はその岩質からして奥津花崗礫緑岩、人形峠型花崗岩、高清水花崗岩、小鴨花崗岩に由来するものと考えられる。

なお本岩類は加谷（三朝町）付近では角閃石黒雲母花崗閃緑岩^{註5)}（奥津花崗閃緑岩）を、福吉南方では黒雲母花崗岩（人形峠型花崗岩）をそれぞれ不整合におおい⁽¹²⁾⁽¹⁸⁾、また一方第三紀複合深成岩体に属する石英閃緑岩に鉛山南方の大坪谷、大練谷で、アプライト岩脈には河内（鹿野町）西方の滑石谷で貫かれているのが観察される。

流紋岩類 鳥取市南西方のブロックの大半を占め、湖山池西方、打吹山両ブロックを構成する本岩類は主として凝灰岩・凝灰角礫岩等の火山砕屑岩からなり、熔岩流はわずかに認められるのみである。また一部の凝灰岩は明瞭な熔結構造を示す。凝灰角礫岩中には異質岩片として石英安山岩・花崗岩等が普通に見られるが神馬部落（河原町）周辺では三郎変成岩に由来する千枚岩・珪石等の角礫を多量に取り込んでいるのが特徴的である。

打吹山西方および落河内部落（河原町）西方には本岩類の見掛け上その下位に凝灰質泥岩・砂岩等の水成層の発達が見られる。いずれも化石を産しないので堆積時期は不明であるが、本流紋岩類の活動に伴って堆積したものと考えられる。

鳥取市高路西方において第三紀複合深成岩体に属するアプライト岩脈に貫かれているのが観察される。

1.4 第三紀複合深成岩体

倉吉市周辺、人形峠北西部および鹿野町東部から鳥取市にかけては、非常に岩相変化の激しい半深成岩ないし深成岩の岩相を呈する塩基性岩および酸性岩が白堊紀中～後期進入深成岩類、木地山火山岩類等を貫いてかなり広範囲にわたって分布している。

本岩体は本来若干時代の異なる諸岩体の進入によって形成されたものと考えられるが、現在なお調査不十分なため分体するにいたらず、ここでは第三紀複合深成岩体の名で一括した。

なお筆者は本複合深成岩体を形成する諸岩体の進入時期としては、花崗岩類の一部より測定された絶体年代^{註6)}によって始新世末から漸新世初期にかけて、岩美層群^{註9)}の一部および全部を貫く石英閃緑岩の存在^{註8)}から中新世中期および後期にかけて、また、ジルコンの群色より島根県中部において君谷累層を貫き、佐摩累層に不整合におおわれる湯抱火成岩類^{註5)}に対比されるものの存在が示唆されることなどからして、古第三紀末から新第三紀中新世にかけて数度の進入時期があるものと考えている。

塩基性岩類 本岩類は岩質より橄欖石斑輝岩、角閃石普通輝石斑輝岩等の斑輝岩相なもの、黒雲母角閃閃緑岩、石英閃緑岩等の閃緑岩相なものに2大別されるが各岩相は同一岩体において相互に移過するためその区分は甚だ難しい。全体的に見れば斑輝岩相は比較的大きな岩体の中心部を占め、閃緑岩相は独立する小岩体および斑輝岩相の周縁相として存在しているといえよう。またそのほか石英閃緑岩、花崗閃緑斑岩等は本複合深成岩体の酸性岩類の周縁相としても存在する。

本岩類は若杉山（三朝町田代南方）、三ヶ城山（上齊原村）、高山（鳥取市安蔵南方）にそれぞれ斑輝岩相を伴う比較的大きな独立岩体として、また打吹山南西方、鉛山、楠城（岩美郡国府町）、手放山（同左）には

註5) 村山・山田（1961）は本岩体に余川花崗閃緑岩の名を与え、時代未詳としているが、筆者は岩相、ジルコンの群色などからして奥津花崗閃緑岩に含めた。

註6) 第1表参照

石英閃緑岩を主とする小岩体が分布する。

なお本岩類は後述の酸性岩類の一部によって貫かれ、また捕獲されたため変質作用を受けている部分も多い。

酸性岩類 人形峠西方、倉吉市南方の小岩体として、また鹿野町から東方鳥取市一帯にかけて広く分布する本岩類は岩相上、細粒黒雲母花崗岩・文象質花崗岩・花崗斑岩等に区分されるが、これらは同一岩体内において混在したり、また相互移化を示す部分も多々存在するため地質図ではこれらを一括して示した。

人形峠西方、倉吉市南方の小岩体および鹿野町から吉岡温泉付近にかけては、主として細粒黒雲母花崗岩が、周縁相としてまた先駆岩としての石英閃緑岩を伴って分布し、小嶋花崗岩・木地山火山岩類および前述の塩基性岩類をそれぞれ貫き捕獲している。また本細粒黒雲母花崗岩は局部的に文象花崗岩相を呈することがある。文象質花崗岩は細粒斑状の桃色長石の顕著なもので鳥取市周辺に主として分布する。

なお本酸性岩類に属するものは、どの岩相のものにおいても副成分鉱物として黄鉄鉱の量が著しく多いのが特徴的である。

1.5 鳥取層群

鳥取市の南方八頭郡河原町の千代川以西には三郡変成岩類、用ヶ瀬花崗岩、木地山火山岩類、および第三紀複合深成岩体の一部を不整合におおって、また一方三朝層群の火山岩層に不整合におおわれる基底礫岩砂岩層を伴う火山岩層が広く分布している。

本層は村山・一色・坂本等によって鳥取層群⁷⁾と名づけられたものの一部で、郡家礫岩層、河原火山岩層にそれぞれ対比されるものである。

郡家礫岩層 本地域内では三郡変成岩起源の角礫のみからなる礫岩を最下部にし、粘板岩・半花崗岩・石英斑岩・安山岩等の円礫からなる礫岩、細礫岩中粒砂岩互層、凝灰質泥岩を挟む砂岩等がその上位に発達している。

本層は鳥取層群を積成した盆地の周縁に形成された地層と考えられ、非常に断続した分布を示している。本地域では佐治村津無部落付近を中心に神馬、山上、小倉、春谷付近に分布している。

河原火山岩層 本層は郡家礫岩層上に発達する熔岩流および火山砕屑岩類からなる地層で河原町西方から鳥取市南西部に広く発達している。筆者は本層に関し詳しい調査を行っていないが、村山等⁷⁾によれば主として安山岩・玄武岩および粗面安山岩質の凝灰角礫岩・凝灰岩からなり、石英安山岩質軽石凝灰岩～凝灰岩および安山岩・玄武岩・粗面安山岩熔岩を挟むが、露出が悪く、風化も著しいので詳細な層序の確立は困難とされている。

2. 三朝層群

鳥取県中部地区一帯から人形峠東部県境地区にかけては陸水性の堆積層を伴う各種火山岩類が著しく発達する。三朝層群の名はこれらに対し“岡山県北部および鳥取県中部に分布する主として花崗岩を不整合におおいウラン鉱床を胚胎する一連の地層群で火山噴出物により不整合におおわれる新第三系”という定義⁷⁾で与えられた名称である。

この三朝層群は火山層序学的単位の地層が礫岩・砂岩・泥岩等を伴って累重し形成されたものと見ることができ、火山層序学的追跡からその火山活動には塩基性のものから酸性なものへと移行する規則性が認められる。さらに、杉山その他¹⁴⁾は東郷鉾山周辺の三朝層群の火山層序について3輪廻あることを述べたが、その後の本地域全般の調査結果を検討した結果、筆者らは4輪廻あるとの見解に達したので、ここでは、筆者らの見解すなわち三朝層群を4輪廻、12の火山層序的単位に区別して述べることにする（第2表）。

三朝層群の形成時期については、本層群が前述の如く著しい火山性のもことからなるためそれ自体には吉原層、人形峠層および思原付近の泥岩中の植物化石、花粉以外にはそれを決める積極的資料はないが、鳥取層群の河原火山岩層を不整合におおい、火山系噴出物に不整合におおわれること。亀尻玄武岩層の一部熔岩からの絶体年代の測定⁹⁾。火山活動輪廻および酸性火山岩中のジルコンの群色⁸⁾による対比等からして第2

注7) 第9回ウラン・トリウム委員会の際決定（昭和34年）。

注8) 三仏寺石英安山岩層からのものは bright pinkish～brownish red を呈し小豆島の黒雲母流紋岩、および照来層群歌長流紋岩のものとも一致する。河内石英安山岩層からのものは dull rose pink を呈し豊州層群（大分県）中の黒雲母石英安山岩のものとも一致する。

第2表 人形峠・東郷両鉱山地域の三朝層群の火山層序対比
Volcano stratigraphic correlation of Misasa group in Ningyōtōge and Tōgō mines district

地質時代 Geological age	地質系統 Geologic system	火山活動および火山岩層 Volcanic activities	層序 Stratigraphic			
			北東部 North-east part	中央部 Central area	人形峠周辺 Ningyōtōge area	兎原周辺 Onbara area
中新世 Miocene	神ノ倉期 Kannokura cycle	中津河石英安山岩層 Nakatsukagawa andesites			V*	V
		俵原安山岩層 Tawara andesites		V	V	
		赤和瀬安山岩層 Akawase andesites		V	V	V
	波岡峠期 Nagasaki cycle	鉛山玄武岩層 Numariyama basalts		V	V	V
		河内石英安山岩層 Kawachi dacites	V	V	V	V
		津島長流紋岩層 Tsushima rhyolite andesites		V	V	V
		入芝山長流紋岩層 Irisayama andesites		V	V	V
	三徳期 Mitoku cycle	亀尻玄武岩層 Kamejiri basalts		V	V	V
		高橋斜長流紋岩層 Takahashi andesites		V	V	V
		三徳寺石英安山岩層 Mitokuji andesites	V	V	V	V
仙津山期 Senzan cycle	川上峠安山岩層 Kawakami andesites		V	V	V	
	麻畑玄武岩層 Asabatake basalts		V	V	V	
		方面斜長流紋岩層 Asahidake andesites		V	V	
基盤岩類 Basement rocks			(V = 火山岩類 Volcanics)			

表に示したように、中新世末から鮮新世のほぼ末期にかけて形成されたものと考えられる。

2.1 各論

2.1.1 仙津山期

三朝層群中最も古い方面斜長流紋岩層を形成した斜長流紋岩の活動によって代表される時期である。本期のこの火山活動は、方面斜長流紋岩層の基底部に発達する礫岩・砂岩層および間に発達する花崗岩質物（石英・長石等）を多量に含む混成火山礫凝灰岩等からして陸上にその中心を持ち、その堆積は陸上において陸水の影響を受けつつ行なわれたことは明らかであるが、方面斜長流紋岩層がその後の侵食・削剝作用のため現在、方面・麻畑・仙津山周辺にわずかに残存するのみであるため詳細は不明である。

方面斜長流紋岩層

麻畑部落より方面部落へ延びる尾根一帯を模式地として、基盤の小鴨花崗岩を不整合におおって発達する本層は基底部に発達する基底礫岩・アルコズ砂岩および斜長流紋岩質火山礫凝灰岩、混成火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩から主としてなり、これに若干の熔岩、凝灰角礫岩を伴って基盤の凹部を埋めて数mから最高10数mの厚さで、基盤にアバットする部分を除いてほぼ水平に広がっている。

基底礫岩・アルコズ砂岩は数cmから1.5mの厚さで層厚変化が激しく、凹部の最低部より翼部や凹部を形成した古河川の合流部とも見られる箇所でも厚く発達する傾向が見られる。本層の主部分を占める混成火山礫凝灰岩中には部分的にアルコズ砂岩、礫岩のレンズを挟むほか礫として様々な炭化度を示す埋れ木状亜灰（ピトリット型）をかなり多く含んでいることが知られている。また、本層は全体をつうじ粘土化（モンモリロン石化）が著しく、特に基盤底部に近いところでは原岩の構造すら残さないところも多い。このため岩石の色は地表近くの酸化帯では一般に白色～乳白色を呈している。しかし内部の非酸化帯においては黄鉄鉱 ferri-ferrous hydroxide 等のため暗緑色～帯青緑色を呈する。

2.1.2 三徳期

中新世の後期にあたりと考えられる本期は麻畑玄武岩層を形成する活動に始まり、川上峠安山岩層、三徳寺石英安山岩層と続き、高橋斜長流紋岩層を形成する一つの火山活動の輪廻で示される。

本期の活動による火山岩の分布は三朝町東部を中心とする地域にほぼ限られ、岡山県側にはほとんどおおよぼ、古高清水—三國山—高山尾根以南では辰巳峠東方に閉塞湖ができ栃原累層を形成する堆積作用が始まり三徳寺石英安山岩層形成期末まで続いた。一方活動の中心地域においても前半は余り見られなかった陸水性の堆積層の発達が生じた。三徳寺石英安山岩層の形成後期から目立ちはじめ、三朝町吉原から中津にかけて、また神ノ倉南方、西小鹿周辺にもそれぞれ独立した湖に形成された吉原層、西小鹿凝灰岩層等が見られる。

三徳寺石英安山岩の活動後期には三徳付近の火山中心と見られる付近を中心とした北東—南西に細長い地

域で陥没が生じている。

麻畑玄武岩層

本層は塩基性凝灰質泥岩および玄武岩熔岩・凝灰角礫岩からなる。本層は方面斜長流紋岩層と同様麻畑部落より方面に延びる尾根一帯を模式地として、方面斜長流紋岩層を不整合に、またこれの欠けるところでは基盤の小鴨花崗岩を直接不整合におおって発達する。

本層はこの模式地のほか仏津山一帯にも、また、地表には露出していないが坂本部落東方の試錐⁹⁾においてもその存在が確かめられている。

模式地においては最下部に北に厚く南に次第に薄くなる最大10mの厚さを有する凝灰質泥岩が見られる。下部は比較的層理面の発達がよくしばしば植物化石を産するが、上部になるに従い、次第に塊状の凝灰岩に移化する。

また下部では間にアルコーズ砂岩の薄層の発達を見ることも多い。

この上部に玄武岩質凝灰角礫岩、普通輝石橄欖石玄武岩熔岩の順で重なるが、凝灰角礫岩の発達は非常に不規則でしばしば欠除する。熔岩は北部と南部で若干岩相を異にし、北部では粗粒玄武岩の様相を呈するのに対し、南に移るに従い緻密質なものへ漸移する。層厚は最大40m程度である。

川上峠安山岩層

紫蘇輝石安山岩熔岩および同質火山砕屑岩類からなる本層は麻畑玄武岩層を、またこれを欠く時は基盤の花崗岩を直接不整合におおって川上峠南方一帯から麻畑～方面尾根、仙津山西方に分布している。

全体的には南に熔岩の発達が顕著で北へ向かうに従い次第に凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩が増す傾向が見られる。熔岩は岩相の変化が激しく、方面付近では斜長石斑晶の顕著な斑状紫蘇輝石安山岩の岩相を示すが麻畑部落に近づくにつれ次第に変化し一部では流紋岩様の岩相を呈する。また、川上峠南方では非常に緻密質なものとなり肉眼では斑晶はほとんど認められなくなる。

なお地質図では湖山池西方において木地山火山岩類、細粒黒雲母花崗岩等を不整合におおひ、白兔層に不整合におおわれる塊状輝石安山岩熔岩および同質凝灰角礫岩からなる火山岩層を、尾崎付近の鳥取層群に属するソーダ粗面岩⁷⁾を、明確にその関係を示す露頭はないが見掛け上不整合におおうように考えられる点、また鳥取層群中の諸火山岩との風化程度の違い等から一応本層に含め記したが確証はない。

三仏寺石英安山岩層

三朝町三徳周辺を模式地として発達する本層は厚い熔岩流および火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩等の火山砕屑岩からなり、主として三徳山のやや北東に火山中心を持つ活動によって形成されたものと考えられる。

熔岩流は三徳を中心に北東-南西両方向に顕著で、北東側では鹿野町河内西方にかけて緩く北に傾き、南西側では三朝町吉田、高橋両部落¹⁰⁾にかけては西に傾斜して分布している。

熔岩の岩質は黒雲母石英安山岩、黒雲母角閃石石英安山岩、角閃石安山岩等であるが、中心部ほど酸性な傾向が見られる。

火山砕屑岩類は熔岩流の間に挟まれるなどして密接に熔岩流に伴われて分布するほか、熔岩流の分布する周辺に単独でより広く見られる。さらにこの火山砕屑岩類の周りには鉛山北部から神ノ倉南部にかけて、また峠谷町南部一帯に見られる火山礫岩の発達がある。

高橋斜長流紋岩層

三朝町高橋部落付近を模式地として発達する本層は斜長流紋岩熔岩、火山角礫岩、凝灰角礫岩から主としてなり、下位の三仏寺石英安山岩層および基盤の花崗岩類を不整合におおって三徳山西方一帯およびその近接地に分布する。

本層を形成した活動は熔岩流の分布等から推して、現在の三徳山付近にその中心の存在が考えられる。

本層は一般には下部に一部火山礫岩に移化する流紋岩、安山岩、そのほか基盤の花崗岩類等異質な角礫

注9) 原子燃料公社倉吉出張所で実施した倉・波・3号孔。

注10) 吉田、高橋両部落付近の地表には本熔岩の露出はないが、原子燃料公社倉吉出張所で行われた試錐によって、その地下には相当厚い本層の熔岩流が存在することが知られている。

を有する基底礫岩が発達し、上部に熔岩流、火山砕屑岩類等が発達する。

熔岩の岩質は灰白色～帯桃灰白色、緻密で顕著な流状構造を呈し、斑晶としては黒雲母・斜長石・石英等が見られる。

なお三朝町吉尾、下谷、羽衣石、十万寺各部落付近には10 cmから数10 cm大のほとんどが基盤の花崗岩角礫からなる礫岩が若しく発達している。本層の基底礫岩へ漸移すると見られる本礫岩層はその性質からして断層崖に形成された崖錐的なものと考えられ、その断層崖は三仏寺石英安山岩活動後期の陥没に関連して生じたものと推察される。

栃原累層

人形峠東方約6kmの地点にある恩原池の北部一帯には古人形谷を埋めた陸水性の礫岩・砂岩・泥岩等堆積層の互層が一部に火山砕屑岩類を挟みながら、基盤の三郡変成岩類および花崗岩類を不整合におおってほぼ水平に拡がっている。100 mにもおよぶこの地層は従来恩原層と呼ばれ一括されていたが、筆者は近年ウラン鉱床探査のため実施された多数の試錐の結果を検討し、従来の恩原層は2累層に区分することが適当であるとの結論を得、下部のものを栃原累層、上部のものを辰巳峠累層と呼ぶこととする。第4図に辰巳峠周辺の試錐柱状図およびそれによる分層を示した。

本累層は堆積輪廻、礫岩の性質等から次の3層に分けることができる。

下部層：古人形谷の最低部を占める礫岩、砂岩泥岩からなり古人形谷の両翼にもまた、谷の上流部へも薄化尖滅する。基盤直上に発達する基底礫岩は基盤の三郡変成岩類、花崗岩類の礫のみからなり火山岩は含まない。最大層厚約30 m。

中部層：下部層を見掛け上不整合におおって発達する礫岩、砂質泥岩、泥岩からなる地層で下部層よりやや広い分布を示し、その層厚は60 mにもおよぶ。本層の礫岩より礫に安山岩の混入を見る。

上部層：中部層をおおって下位2層より東寄りに広く分布する。本層の最下部および最上部には黒雲母角閃石石英安山岩の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩が発達し、その間に挟まれるように礫岩、含礫砂岩、砂質泥岩が発達する。全体的に東方へ向かうに従い火山性の要素が強くなる。

以上の3層からなる本累層は礫岩中に含まれる安山岩礫および上部層中の凝灰角礫岩等からして川上峠安山岩層の形成後期から三仏寺石英安山岩層形成の活動期に堆積したものと推察している。

吉原層

三朝町吉原部落北方の沢を模式地とする本層は細礫岩、粗粒砂岩、凝灰質砂岩を主体とし、間に植物化石¹¹⁾を産する凝灰質泥岩を挟むもので、吉原部落南方から中津部落にかけてかなり広い範囲にわたり分布している。模式地では本層は三仏寺石英安山岩層の凝灰角礫岩の間に挟まれて発達しているが、模式地より南方では直接基盤の花崗岩を不整合におおって拡がりその厚さも60 mにおよぶ。

神ノ倉部落南方にも本層と対比されるものが発達し、ここではウラン鉱床探査のため坑道探鉱が実施され詳細な層序が判明している。

この神ノ倉地区では花崗岩類を基礎として下位より礫岩、砂岩、石英安山岩質火山円礫岩が発達し、これらをさらに津野安山岩層およびそれより後期の火山岩層が不整合におおっている。

礫岩は基盤の凹部のみ見られ、その礫は基盤岩に由来したもののみで構成される。厚さは最も厚いところで約5 m、翼部へアバットして行¹⁾。砂岩は花崗岩の分解物からなるアルコーズで粗粒、透水性に富み礫岩とは漸移する。一般に上部になるほど細粒化し次第に炭質物ないし有機物に富むようになり含有有機物砂質泥岩との互層を作っている。この泥岩中にはブナ、カエデ、マツ、ササ類等の植物化石を産するが未だ公表された研究はない。

層厚は礫岩同様凹部で厚く2～5 mを示す。

有機質泥岩の上には砂岩の薄層を挟む層理面の発達の良い青灰色泥岩が重なる。最大層厚は約10 mである。この青灰色泥岩層は部分的に侵食作用を受けていることが観察される。

以上の地層を広くおおって三仏寺石英安山岩層の黒雲母角閃石石英安山岩質火山砕屑岩類が分布する。一般に下部には凝灰質砂岩、火山礫凝灰岩が、上部には火山円礫岩、凝灰角礫岩の発達が顕著である。下部の

注11) 本層より産出する植物化石については柳井・尾上(1961)¹⁰⁾の研究があり後期中新世を示すものとされている。

火山礫凝灰岩ないし火山礫岩中にはしばしば珪化木が産出する。本火山岩層は約100mの層厚を有している。

西小鹿凝灰岩層

三朝町西小鹿部落南方から吉尾、井戸部落付近一帯にかけては凝灰質砂岩、泥岩からなる厚さ約50mの地層が、高橋斜長流紋岩層上に、また一部は直接基盤の花崗岩を不整合におおってほぼ水平に発達する。本層を西小鹿凝灰岩層と称する。本層は高橋斜長流紋岩の活動末期に三朝温泉南方一帯に形成された閉塞湖に堆積したものと考えられる。吉尾部落および片柴部落周辺に見られる本層中の泥岩は一般に層理面の発達が良いので植物化石を産するが、これに関しても未だ公表された研究はない。

2.1.3 波間峠期

本期より再び亀尻玄武岩層を形成する活動に始まる新しい火山活動の輪廻が開始される。本期の活動は三徳期より広範囲にわたりその活動の中心はやや南に移動し、火山砕屑岩を余り伴わない著しい量の熔岩流によって特徴づけられる。この事実および熔岩流の分布等からして亀尻玄武岩層、八葉寺安山岩層を形成した活動は主として裂隙噴出の形で行なわれたものと見られる。この後の石英安山岩の活動は河内石英安山岩層を形成するのみならず、各地に岩株状の貫入岩体を作っている。

三徳期に辰巳峠東方において形成された閉塞湖は、本期にますますその範囲を広げ、人形峠付近にまで達し、辰巳峠累層、人形峠層、高清水累層等を堆積せしめている。

一方古高清水—三国山—高山尾根以北では本期の初期、中期を通じて顕著な湖盆の形成は見られず、わずかに亀尻玄武岩層の活動初期に佐美礫岩層を形成したものが知られるのみである。また、後期においてもさしたるものはなく菅ヶ谷から中津にかけて菅ヶ谷層を形成したものとおよび鹿野の北部で白兔層を形成した公海につながるものが存在する程度である。

亀尻玄武岩層

本層は岩質により大きく2つに区分することができる。1つは普通輝石橄欖石玄武岩ないし粗粒玄武岩で他の1つは橄欖石粗面玄武岩に属するものである。

前者は青谷町亀尻部落一帯から泊村小浜部落一帯にかけて、基盤の花崗岩および三仏寺石英安山岩層を不整合におおって広く分布し、3枚の熔岩流からなり、南から北へ緩く傾斜している。熔岩は全体に粗粒で灰色～帯緑暗青色を呈し時に多孔質である。150m前後の厚さを有する。

後者は波間峠東方に代表的に見られるほか各地にその分布が知られている。

波間峠東方では熔岩を主としてそれにわずかの火山角礫岩、凝灰角礫岩が伴っている。熔岩は7枚を数えることができその厚さは200mを越す。熔岩は肉眼では暗灰色～灰色、一般に緻密で珪晶は目立たない。部分的には多孔質なものもあり晶洞の認められるものもある。倉吉駅北側の石切場付近一帯はとくに晶洞の発達が良好で、これに関しては太田良平氏の詳しい研究がある⁶⁾。

八葉寺安山岩層

倉吉市北方から東郷町、青谷町一帯に広く分布するもので主として熔岩流からなり、南から北へ緩く傾斜し熔岩台地地形をよくとどめている。本層が代表的に発達する鉢伏山から八葉寺にかけては4枚ないし5枚の熔岩流を数えることができる。本熔岩流はきわめて流動性に富むものと見られそれぞれの熔岩流を広い範囲にわたって追跡することができる。

本岩は灰～暗灰色で一般には珪晶は余り目立たない、普通輝石紫蘇輝石安山岩、紫蘇輝石安山岩で板状節理の発達が顕しいのが特徴的である。

津野安山岩層

佐治村津野部落付近一帯から河原町柚小屋にかけて発達する若干の凝灰角礫岩を伴う主として厚い熔岩流からなるもので、肉眼的には灰色で5mmまたはそれ以上の大きさの斜長石およびオパサイト化した角閃石が顕著な珪晶として見られる角閃石安山岩で150m以上の厚さを有する。

本層は八葉寺安山岩層に引き続く活動によって形成されたもので本地区のほか辰巳峠東部、神ノ倉南部にも見られる。八葉寺安山岩層との関係は河原町新田付近で見られ、それをおおっている。八葉寺安山岩層の熔岩とは珪晶の顕著な点、板状節理のない点等で容易に区別できる。しかし鉛山玄武岩層の間においてその

上に発達する、赤和瀬安山岩層のものとは類似点が多く、間に玄武岩層を欠く時はその区別が甚だ困難となる。

河内石英安山岩層

熔岩および火山砕屑岩類からなる本層は、東郷池東方の御冠山一帯、三朝町依原部落から中津、鹿野町河内部落から鷲峰山一帯と本地域の北東部にかけて広い範囲を占めて分布する。御冠山一帯および依原一河内・中津をそれぞれ結ぶ範囲に見られるものは熔岩流のみからなり火山砕屑岩は伴わない。一方中津南方から三国山、高鉢山一帯にかけては相当量の火山角礫岩、凝灰角礫岩等の火山砕屑岩類を伴っている。前者の熔岩は紫蘇輝石角閃石安山岩、黒雲母角閃石紫蘇輝石安山岩等で後者に較べやや塩基性なもので代表され、後者のものは角閃石石英安山岩、黒雲母角閃石石英安山岩等で代表される。

河内部落南方から中津一帯にかけては全体に著しい珪化作用を蒙っており、黄鉄鉱の鉱染もしばしば見受けられる。

佐美礫岩層

東郷町佐美南方の尾根には花崗岩を、三朝町高橋南方では高橋斜長流紋岩層をそれぞれ不整合におおって、さらに亀尻玄武岩層におおわれる礫岩砂岩層が発達する。本層を佐美礫岩層と称する。

本礫岩層は普通10m前後、厚いところでは30mの層厚を有し基底部にはしばしばアルコーズ砂岩の発達を見る。礫は人頭大のものが多く円磨度は亜角礫～亜円礫程度で淘汰度はきわめて悪い。礫種は基盤の花崗岩類および安山岩質なものからなるが安山岩質のものは粘土化が著しく、岩質の判定は困難である。充填物はアルコーズ質のものであるが上部では次第に凝灰質なものが優勢となる。

本層は亀尻玄武岩層の基底礫岩層とも見なされるが、他地区では全然発見できない。

人形峠層

人形峠付近を模式地として発達する本層は基底礫岩層、泥岩砂岩互層、礫岩砂岩泥岩互層の3つの単層からなる60m前後の層厚を有する地層で、基盤層上に刻まれた古人形谷を埋め、東へは赤和瀬部落南方まで追跡される。

これより東は赤和瀬安山岩層の形成以前に剝削され赤和瀬安山岩層が直接基盤をおおう。このため中津河東方より恩原にかけて発達する辰巳峠累層との関係は直接にはわからない。しかしその岩層よりして辰巳峠累層の下部層と対比し得るものであり、一連のものとして形成されたと考えられる。

基底礫岩層；赤和瀬以西一峠付近までの古人形谷の底部に発達する大～巨礫からなる淘汰度のあまり良くない平均3mの厚さを有する礫岩で、上部には中～粗粒のアルコーズ砂岩をレンズ状に挟む。構成礫は基盤岩に由来する花崗岩類、本地山火山岩類のものからなり、東部では少量ながら三郎変成岩に由来するものも見られる。円磨度は亜角礫～亜角礫で充填物な花崗岩質な細～粗粒砂である。

本層の最上部には一般に厚さ数10cmの礫の少ない砂質ないし泥質な有機質物に富む部分があり、この中にはしばしば炭化木が認められている。

本層の岩相は東西方向には比較的安定しているが南北方向へは基盤の高まりとともに急に薄化尖滅するがそれとともに粒度、層厚の変化が激しい。

泥岩砂岩互層；基底礫岩層の上に整合に重なる数cm単位の泥岩を主とする細粒砂岩との縞互層であるが一部には数10cmから1mにもおよぶアルコーズ粗粒砂岩をレンズ状に挟むことがある。またこのような場合砂岩中に下位の泥岩がしばしば不規則塊状の偽礫となって入りこんでいるのが観察される。

本層の下部には炭質物の薄層が見られるほか保存の良い植物化石を伴っている。本層の植物化石および花粉については棚井・尾上¹⁹⁾、島倉²⁰⁾等によってそれぞれ詳しい研究がなされている。

礫岩砂岩泥岩互層；泥岩砂岩互層を整合におおい、人形峠から高清水に至る県境をなす陵線付近に主として分布する厚さ50m前後の砂岩礫岩を主とし泥岩を不規則に挟在する地層である。砂岩はアルコーズ質粗粒砂岩を主とするが上部には凝灰質砂岩、凝灰岩等も見られる。礫岩は一般に鶏卵～コブシ大の亜角礫からなり礫種としては基盤の花崗岩類、本地山火山岩類および各種の火山岩が見られる。

本層は高清水累層の最下部にくる礫岩層ではないかという疑いもあるが、はっきりしていない現在一応人形峠層として含めておく。

辰巳峠累層

恩原池周辺から中津河東部にかけて赤和瀬安山岩層下に広く発達する本層は古人形谷を埋めて東西に細長く分布し、棚原累層およびこれを欠く時は、直接基盤の花崗岩を不整合におおう最大80m前後の厚さを有する地層で、堆積輪廻、岩相により下部層および上部層の2層に区分される。

下部層；基底礫岩・アルコーズ砂岩および泥岩砂岩互層からなる地層で恩原川以西の恩原高原の地下に発達し地表にはその姿をあらわさない。従って中津河地区のウラン鉱床探査のための坑道によってのみみぐり得るもので、模式地も従って本鉱体および南部鉱体の沿層坑道実施地域とする。

基底礫岩・アルコーズ砂岩は普通2～4mの層厚を有し、凹部の中心にむかって厚くなる傾向を示す。礫岩は基盤をなす各種花崗岩木地山火山岩類に由来する安山岩および三郡変成岩よりのものを構成礫種とする細～巨礫で淘汰度は良くなり、円磨度は亜円礫～亜角礫程度であるが一般に小さな礫ほど円磨度が良く、また基盤のはね上り部分に近いほど角礫が多くなる傾向がある。充填物は花崗岩質な中～粗粒砂である。

この上に発達する5～8mの厚さを有する泥岩を主とする泥岩砂岩互層は、東部で凝灰質泥岩に移化する部分を除き人形峠層の泥岩砂岩互層と見掛け上ほとんど同じものである。

なお本泥岩砂岩層と基底礫岩砂岩層との間には小さな堆積のギャップが認められる部分も存在する。

上部層；下部層を部分不整合におおう礫岩、アルコーズ砂岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩、安山岩質凝灰角礫岩ないし火山円礫岩、石英安山岩質凝灰角礫岩ないし火山円礫岩からなる約80mの層厚を有する地層で下部層よりやや東側の恩原池から辰巳峠付近にかけて主として分布している。一般に下部層に比べ火山性の強い堆積物からなり、安定性に乏しく層相、層厚とも変化著しく、偽礫、偽層等も各所に見られる。また礫岩中には下部層の基底礫岩中には見られなかった木地山火山岩類以外の玄武岩、安山岩等の礫も多数混入している。これらの性質から見て、本上部層は後述の清水累層と一連のものとして形成されたものと考えられる。

清水累層

峠地区北部では人形峠層を整合におおい、人形峠層の欠ける清水累層帯から十二川上流部にかけては基盤の花崗岩および木地山火山岩類を直接不整合におおい、また鉛山玄武岩層に不整合におおわれる最も厚いところで100mにもおよぶ層厚を有する礫岩、砂岩、泥岩、凝灰質砂岩・泥岩、混成火山礫凝灰岩等からなる地層が分布する。本層を清水累層と呼ぶ。

本累層はその地層の岩相より古人形谷から古清水水一三国山尾根を越し古神ノ倉谷の上流部にかけて形成された比較的浅く大きい水流の存在する湖沼的な場で亀尻玄武岩層の形成後期から河内石英安山岩層形成期を通じて堆積形成されたものと考えられる。

なお本層は岩相、堆積輪廻より3層に区分することができ、下部より下部層、中部層、上部層と呼ぶ。

下部層；基盤の凹部のみ見られるもので礫岩、砂岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩からなり10m前後の厚さを有する。

礫岩は最下部に発達するものと比較的上部に見られるものがあり、最下部のものはさらに礫種により2分される。その一つは基盤の直上部にくるもので厚さ1mないし1.5mで玄武岩の大～巨礫のみからなる。つづいて厚さ3m前後の粗粒なアルコーズ砂岩を間に挟み、主として安山岩の巨礫からなり若干の花崗岩礫を伴う礫岩が重なる。

この基底部にくる礫岩をおおって凝灰質泥岩の薄層を挟むアルコーズ砂岩、凝灰質砂岩の互層、厚さ約3mが拡がりさらに上位の安山岩の円礫のみからなる細～中礫岩層および凝灰質砂岩層、厚さ約3mが重なる。アルコーズ砂岩、凝灰質砂岩中にはしばしば炭質物が観察される。

中部層；上部層を整合におおって最上位に、厚さ2～10mの比較的良く追跡できる珪藻泥岩の発達する礫岩、砂岩、凝灰質砂岩、泥岩からなる最大層厚30mを有する地層が発達する。これを中部層とする。

最下部には花崗岩の亜円礫のみからなる大～巨礫岩とアルコーズ砂岩厚さ1～2mが直接下部層をおおって拡がる。しかしその分布範囲は狭く下部層とほとんど同じであり、基盤が高まると薄化し尖滅する。この上に凝灰質砂岩・泥岩、珪藻泥岩の順に重なっている。

なお凝灰質砂岩の下部には部分的ではあるが河内石英安山岩層に属する石英安山岩熔岩、凝灰角礫岩の発

達が見られる。

久保⁵⁾によってすでに報告されている高清水東部産の珪藻泥岩中の珪藻化石は本層中のものである。

上部層：標高 850m 付近にはほぼ水平に広がる珪藻泥岩の上に厚さ約 50m の軽石を特徴的に有する酸性の混成火山礫凝灰岩、混成軽石凝灰岩、凝灰質砂岩が重なる。本層を上部層とする。本層は高清水地方から鉛山松谷にかけては河内石英安山岩層に属する石英安山岩質凝灰角礫岩へ漸移する。

菅ヶ谷層

三朝町中津部落西方から菅ヶ谷、さらに県境を越え長者地区一带には吉原層、亀尻玄武岩層およびこれらの欠除する時は直接基盤の花崗岩を不整合におおい、さらに赤和瀬安山岩層に不整合におおわれる火山円礫岩を主としこれに含礫アルコーズ砂岩、凝灰岩等からなる地層が分布している。最大約 60m の層厚を有する本層を菅ヶ谷層と称する。

本層は、その中に発達する火山円礫岩からして、津野安山岩層形成後期に古河内谷がせきとめられ生じた湖に堆積したものと考えられ、その堆積作用は河内石英安山岩層形成期に大量な火山円礫岩の堆積を見たため湖の位置、規模には相当な変動があったことが考えられるが河内石英安山岩層形成のほぼ後期まで続いたものと推察される。

なお本層は広く追跡できる石英安山岩質火山円礫岩を境に上下 2 層に分ける。

下部層：本層は古河内谷上流部の凹部を埋めて長者付近に分布するもので基盤直上に発達する含礫アルコーズ砂岩、これをおおって互いに移化する凝灰岩層、凝灰質泥岩層、およびこの上位に発達する安山岩質火山円礫岩からなり最大約 40m の層厚を有する。

上部層：本層は基盤の凹部を埋めた下部層を整合におおって菅ヶ谷層の分布範囲全域に広く発達する厚さ 20~30m の厚さでほぼ水平に広がる石英安山岩質火山円礫岩を主とし、これによって小鹿湖北方に新たに生じた小規模な湖に堆積したものと見られる凝灰質砂岩泥岩層を伴うもので、その最大層厚は約 40m である。

白 兎 層⁵⁾

鳥取市湖山池西方から気高町酒津、浜村一带には花崗岩類、本地山火山岩類、川上峠安山岩層等を不整合におおう安山岩質～石英安山岩質火山円礫岩が発達する。本層を白兎層と呼ぶ。本層は帯赤灰色、灰色、帯青灰色の安山岩～石英安山岩の亜円礫～円礫、直径 10~50 cm のものからなり基盤直上部を除いては基盤源の礫は認められない。本層は一般に北ほど円磨度、淘汰度とも良好で酒津一带では凝灰質砂岩泥岩との互層となるが、一方南へはその逆で礫は次第に角ばり亜角礫から角礫となり、鷲峰山北斜面の中腹では凝灰角礫岩ないし火山角礫岩に漸移する。

この事実および古地形から判断して本層は河内石英安山岩層形成期に、鹿野付近より北に伸びる数本の谷によって鷲峰山付近からもたらされ、谷および湖盆の縁辺部に堆積したものと考えられ、その厚さは 100 m 以上に達したと推察される。

2.1.4 神ノ倉期

三朝層群形成の最後を占める本期は、鉛山玄武岩層を形成した塩基性火山活動に始まり赤和瀬安山岩層、俵原安山岩層と続き高松山流紋岩層を形成した酸性の活動に終るほぼ完全な火山輪廻によって代表されるもので、その地質時代は直接には判断する資料がないが蒜山系、大山系の火山岩層等との関係よりおそらく波開峠期とともに鮮新世にあたるものと考えられる。また、その活動は各火山岩層の分布範囲およびその状態から見て現在の県境部を中心に、複数の火口によって各岩層を形成した活動とも行なわれたものと考えられるが、その個々の活動形成については現在なお明らかでない点が多い。

一方本期の陸水による堆積層は棚原累層より高清水累層まで一連の地層を形成した古人形谷の湖が前期にほぼ埋めつくされたため大きなものはなく、局部的に小規模なものが見られるのみである。

鉛山玄武岩層

本層は人形峠の北部県境地区、高清水高原から丹戸谷にかけて当時の凹みを埋めて分布するほか倉見（岡山県苫田郡加茂町）東方の五輪原高原、黒岩高原（苫田郡河波村）にも広く分布している。

人形峠北部の県境地区では普通輝石橄欖石玄武岩の 4 枚の熔岩流およびそれに伴う火山砕屑岩類が高清水累層を、これを欠く時は基盤の花崗岩類、本地山火山岩類を直接不整合におおって南から北へ緩く傾いて分

布している。各熔岩流の間には凝灰質砂岩、泥岩、混成火山礫凝灰岩等の発達が顕著である。これらの堆積物は本岩層形成の活動によるものよりむしろ高清水果層より供給され再堆積したと見られるものが多い。本地区では間に挟む堆積層をも含め最高130mの層厚を有する。

五輪原から北の県境付近へかけて分布するものは、倉見部落の北方をほぼ東西に走る基盤の尾根を境に北側では3枚の熔岩流が火山砕屑岩を伴って基盤の花崗岩、三郡変成岩および河内石英安山岩層に属する凝灰角礫岩等を不整合におおって当時の凹みを埋めて緩く北に傾き、南側では北側の最上部に見られる熔岩流のみが五輪原付近の閉塞湖に堆積した礫岩、凝灰質泥岩をおおって広く発達し熔岩台地の地形を残している。

下部の礫岩は直径5～10cmの円磨度の良い基盤の花崗岩類のみの円礫からなるもので厚いところでは15mを超す層厚を有する。この上に整合に凝灰質泥岩が重なるが、本泥岩層は北に行くに従い凝灰岩、玄武岩質火山礫凝灰岩に漸移する。ここでは一応この礫岩、凝灰質泥岩も本層に含める。

本地区の熔岩は普通輝石橄欖石玄武岩、橄欖石玄武岩、橄欖石粗面玄武岩で、黒岩高原のものも同一である。

赤和瀬安山岩層

紫蘇輝石角閃石安山岩、紫蘇輝石安山岩、角閃石安山岩の熔岩流および、火山砕屑岩類からなる本層は、三国山を中心に人形峠北部県境地区一帯から東部の赤和瀬、中津河にかけて代表的に見られるほか佐治谷北部の高鉢山、佐治谷南部の県境地区にもその分布が見られる。

熔岩は灰色から暗灰色で一般に斜長石の5mm前後の斑晶が顕著で板状節理の発達もやや良好である。

赤和瀬本谷一丹戸谷を境にこれより西側では薄いが良く追跡のできる2ないし3枚の熔岩流および火山砕屑岩が鉛山玄武岩層をおおって、より広く分布し、緩く北西に傾き、その延長は三朝町北部にまでおよぶ。

また、この地区では鉛山玄武岩層形成期に存在した湖が引き続き存在したと考えられ各熔岩流の間には凝灰質砂岩、含軽石混成火山礫凝灰岩等鉛山玄武岩層の熔岩流間に見られたものとほぼ同じ岩相の堆積層が挟まれている。

一方東側では辰巳峠付近に小規模な礫岩、凝灰質砂岩、泥岩層の夾みがみられるのみで優勢な熔岩流および凝灰角礫岩からなっている。熔岩流は三国山に近いほど優勢で、赤和瀬北東部では4枚を数えることができる。

俵原安山岩層

三朝町俵原部落の北西一帯には河内石英安山岩層を不整合におおって、礫岩、凝灰質砂岩、さらにその上部に板状節理の発達する無斑晶安山岩熔岩が重なって分布し、比較的良く熔岩台地地形をとどめている。礫岩・砂岩層および熔岩流を含め俵原安山岩層と呼ぶ。

本岩層は上記模式地では河内石英安山岩層より新しいという以外、層準的決め手がないが、この地のほか羽衣石、赤和瀬本谷県境部に岩相・岩質とも非常に類似したものがあり、羽衣石では赤和瀬安山岩層をおおって、また赤和瀬では赤和瀬安山岩層をおおい、さらに中津河石英安山岩層におおわれている。この事実から一応本岩層は赤和瀬安山岩層に引き続く活動の産物と考える。

中津河石英安山岩層

三国山から南南西に延びる恩原高原に代表的に見られる本層は、局部的には凝灰質砂岩、泥岩層の発達を見ることがあるが、主として熔岩流および凝灰角礫岩からなり、県境部ではほぼ水平に、恩原高原では南南西に緩く傾き、熔岩流の表面は熔岩台地として良く保存されている。

熔岩は暗灰色～黒色をとり、数mm程度の斜長石および角閃石の斑晶が認められ、時には黒雲母も見られる黒雲母角閃石安山岩ないしは石英安山岩である。

恩原高原は100mを超す厚い1枚の熔岩流からなるが、三国山付近では3枚の熔岩流が間に凝灰角礫岩、混成軽石凝灰岩等を挟んで分布しているのが認められる。

高松山流紋岩層

蒜山原と関金町との境界をなす高松山から仏ガ仙一帯にかけては粗粒黒雲母花崗岩、閃緑斑岩等を不整合におおって下部に礫岩、凝灰質砂岩、凝灰岩を伴う流紋岩熔岩が発達する。これらを一括して高松山流紋岩層と呼ぶ。礫岩、砂岩、凝灰岩は基盤の凹部にのみ見られるもので非常に不規則な発達をなす。

礫岩は花崗岩、石英斑岩等を礫種とする人頭大の重角礫～亜礫岩からなるもので比較的淘汰度は良い。最大約20mの層厚を有する。

凝灰質砂岩、凝灰岩は礫岩に密接に伴って分布するものでその層厚は約2～3mである。熔岩は帯赤灰色～灰色を呈する斑晶として石英、黒雲母の見られる黒雲母流紋岩で、その厚さは100m以上に達す。

2.2 構造

本層群は断層運動による局部的攪乱以外初生の構造を乱すものは認められない。

本地域における断層にはNE-SW系、NW-SE系、E-W系の3系列が認められる。

前2系列のものは神ノ倉付近一帯を核とするように東側ではNW-SE系が、西側ではNE-SW系の発達が目立つ。

E-W系のもとは中津河本鉱体南限に見られる垂直断層を除き急角度の逆断層で、いずれも北側の衝上したもので、その存在は神ノ倉付近を南北に結んだある巾を持った地域内のみであることは興味深い。

3. おわりに

本稿は原子燃料公社人形峠出張所および倉吉出張所の探鉱関係各位の調査結果をとりまとめたものである。調査にあられた各位に敬意を表するとともに深く感謝する。

なお稿を草するにあたり、種々貴重な御討議、御助言を頂いた神山探鉱開発部長、横山職員、現場の調査において指導を頂いた信州大学杉山教授および岡山大学温泉研究所の各位、またジルコンの群色の鑑定をして頂いた西南学院大学唐木田教授に深甚の謝意を表する。

文 献

- 1) 藤田 崇(1963)：岡山県人形峠近傍の新第三系の層序，大阪工大紀要，vol. 9, no. 1
- 2) 藤田 崇(1964)：岡山県下三朝層群の2・3の基本的問題，大阪工大紀要，vol. 9, no. 2
- 3) 川井直人・広岡公夫(1966)：西南日本新生代火成岩類若干についての年代測定結果，年代測定結果を中心としてみた日本酸性岩類の形成時期；連合学会討論資料
- 4) 唐木田芳文(1964)：鳥取県三朝町における中新世後期安山岩質岩脈中の花崗捕獲岩のジルコン，地質学会西日本支部会報，no. 36
- 5) 久保恭輔(1962)：鳥取・岡山県下人形峠附近のウラン鉱床，原子燃料公社探鉱部研究報告，no. 2
- 6) 村山正郎・大沢 櫻(1961)：5万分の1地図幅「青谷・倉吉」及び同説明書，地質調査所
- 7) 村山正郎・一色直記・坂本 亨(1963)：5万分の1地質図幅「鳥取北部・鳥取南部」及び同説明書，地質調査所
- 8) 西脇正己・今村外治(1956)：鳥取市東南方大成村附近の新第三系（演旨），地質雑，vol. 62, no. 730
- 9) 太田良平(1958)：本邦玄武岩及び粗面玄武岩の晶洞(1)，岩鉱，vol. 42, no. 5
- 10) 佐藤学而・福岡勇雄・伊藤 賢・鶴田 博(1964)：人形峠周辺のウラン鉱床の胚胎層準について（演旨），日本鉱業誌，vol. 80, no. 915
- 11) 佐藤学而・菊地 清・福岡勇雄・花田克巳(1964)：人形峠周辺の堆積型ウラン鉱床と基盤表面の構造（演旨），日本鉱業誌，vol. 80, no. 915
- 12) 柴田秀賢・猿山光男(1959)：取県三朝町附近の地質及び岩石，岡大温研報告，no. 25
- 13) 島倉巳三郎(1960)：本邦新生代層の花粉層序学的研究（IV），奈良学大紀要 vol. 9, no. 2
- 14) 杉山隆二・佐藤学而・菊地 清・福岡勇雄(1963)：鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床，日本鉱業誌，vol. 79, no. 920
- 15) 杉山隆二(1964)：山陰の温泉の地質（その2），温泉工業会誌，vol. 2, no. 1
- 16) TANAI, T. and ONOE, T. (1961)：A Mio-Pliocene flora from the Ningyo-Toge area on the border between Tottori and Okayama prefecture, Japan Geological Survey of Japan Report no. 187
- 17) 富田 達・唐木田芳文・排井 齊(1957)：北九州白亜紀花崗岩類の進化とジルコン，岡大温研報告，no. 19

- 18) 鳥取県(1966) : 鳥取県10万分の1の地質図及び説明書
- 19) 山田直利(1961) : 5万分の1地質図幅「奥津」及び同説明書, 地質調査所
- 20) 山田直利(1966) : 5万分の1地質図幅「智頭」及び同説明書, 地質調査所
- 21) YAMADA, N. and SHIBATA, K. (1966) : Potassium-Argon age of the granitic rocks in the vicinity of Ningyo-Toge, Chugoku, west Japan, 地質調査所月報, vol. 16, no. 8.

Geology of Environs of Ningyō-toge and Tōgō Mines

By

Isao FUKUOKA and Kyosuke KUBO

All previous geological reports show that the geology of this area is composed mainly of basement and Tertiary sediments called Misasa group of which age has been believed as Miocene to Pliocene.

The basement is composed of Sangun metamorphic rocks, Mesozoic granitic rocks, Kijiyama volcanics and Tertiary plutonic complex.

Sangun metamorphic rocks exposed in the southeastern part of Mt. Mikuni are invaded by the Mesozoic granitic rocks. Therefore, most of them have been given contact metamorphism in various degrees.

Mesozoic granitic rocks occupy the most extensive area in this district, and their channel structures made by paleo-stream were offered as favourable structure for formation of the uranium ore deposits. These granitic rocks are roughly divided into three groups by chronological order and lithologic facies.

Tashiro granodiorite, Okutsu granodiorite and Mochigase granite belonged to the first group are known as older intrusives in this district. Their representative rocks, characterized by predominant plagioclase over orthoclase, are exposed at Onbara and Okutsu.

The second group contains Takashimizu granite and Ogamo granites. The localities of their typical rocks are the central part of Ningyō-tōge area and southern part of Kurayoshi city, where the rocks are characterized by the presence of pinkish microcline crystals.

Granites belonged to the third group are called Ningyō-tōge granites, and occupy southern half of the Ningyō-tōge area and extend as far as Kannokura and Mitoku ore deposits of Tōgō mine. These granites characteristically contain porphyroblast-like crystals of microcline which suggest that these rocks must be probably formed from the older group by addition of potassium related to the intrusion of Takashimizu and Ogamo granites.

The Kijiyama volcanics, which intrude into the Mesozoic granites or overlie unconformably them, are distributed chiefly in the western part of this district and southwestern part of Tottori city.

Main rocks of the Kijiyama volcanics are andesite, dacite and rhyolite and their pyroclastic rocks which have been given weak thermal metamorphism by the Tertiary plutonic intrusives.

Tertiary plutonic intrusives composed mainly of gabbro, diorite, quartz diorite, graphic granite and granite are exposed at Namariyama, about 4 km north of the Ningyō-tōge, and southeastern part of Shikano. These intrusives intrude into the Mesozoic granites and the Kijiyama volcanics.

Conspicuous variation of rock features is known as the most remarkable one of petrographic characters of this complex.

The Misasa group consists of fresh water sediments and various kinds of semi-alkalic volcanic rocks. Total thickness of the group seems to be 500 m.

The sediments seem to accumulated in closed basin which may be dammed up by volcanics. In general, the lower part of the group is composed of such lacustrine deposits as conglomerate, arkose and mudstone, and the upper horizon is mostly occupied by volcanic debris sediments and lava flows.

Ⅳ.13.2 鳥取県東郷鉍山のウラン鉍床

高瀬 博*

要 旨

いわゆる人形峠ウラン鉍床地帯は、岡山・鳥取両県の中中部県境にまたがり広範な分布を示すが、県境以北の主要範囲を東郷鉍山と称し、50鉍区を合併して原子燃料公社で探鉍作業を実施している。

中国脊梁山脈より日本海に注ぐ千代川、天神川をそれぞれ東、西の両端とし、脊梁地帯より海岸線にかけて本地域のウラン鉍床の母層をなすいわゆる三朝層群¹⁾²⁾の分布が知られている。

既知鉍体ないし鉍床露頭分布地区は第1図に示すとおり三朝層群分布範囲内に点在し、これまでに坑道探鉍まで実施されたのは、方面、麻畑、神ノ倉の3地区、試錐探鉍まで実施されたのは、大別して松谷、菅ヶ谷、三徳山—中津、余戸、飯盛山、羽衣石、仙津山、鉢伏山、八葉寺、河内、安藏—三滝の11地区に及んでいる。

これらの地区のうち、これまでに鉍量計算の対象となっているのは、方面、麻畑、神ノ倉、三徳山、仙津山、羽衣石、菅ヶ谷、松谷の8地区である。

鉍床はいずれも花崗岩類、古生層、古期変質火山岩類(木地山複合岩体)¹⁾²⁾等を基盤とし、それら岩体表面の凹所(チャンネル)を不整合に被覆する三朝層群基底部に層状をなして胚胎するのが普通であるが、地区によって鉍床を胚胎する層準は異なっている(第1表参照)。

ウラン鉍床の母層は基底の礫岩、アルコーズ砂岩、炭質砂岩、凝灰質岩等からなり、岩相は河川性ないし湖沼性の堆積物である。

鉍石鉍物は酸化物、磷酸塩、硫酸塩、珪酸塩、バナジン酸塩等環境により多様性があるが、一次鉍物としては人形石、二次鉍物としては燐灰ウラン石といずれも磷酸塩鉍物を主体とする。随伴鉍物は非酸化帯では硫化鉄鉍、石膏等、酸化帯では褐鉄鉍、粘土等がそれぞれ主体をなす。その他炭質物、粘土、褐鉄鉍、蛋白石等に吸着状態で上記鉍物の周辺に伴うのも一般的な性質といえる(第2表)。主要箇所ごとのウラン鉍物と母層との関係を一括すると第3表、第4表のとおりである。

ま え が き

人形峠の露頭が発見されたのは昭和30年11月であるが、昭和32年12月にいたり、東郷町方面地内において土地の人、遠藤良一氏が燐灰ウラン石、二酸化マンガン鉍を伴う白色粘土試料を採取し、原子燃料公社倉吉出張所に鑑定依頼したのが端緒となり、翌33年1月に現地調査^{注1)}を行なった結果、いわゆる人形峠型の鉍床露頭であることを確認した。

これが県境以北の鳥取県内での堆積岩中の鉍床露頭発見第1号であり、その後原子燃料公社の本地域における広域探査を刺戟する一助ともなったといえることができる。

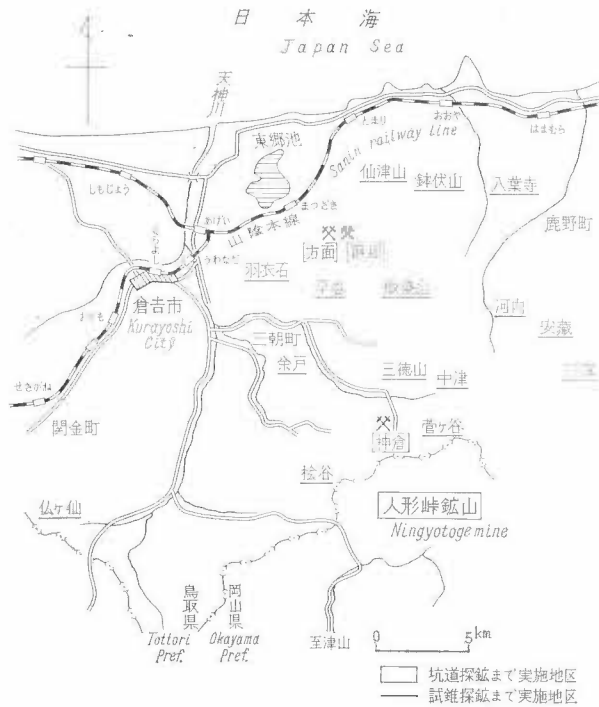
昭和33年5月下旬より県境以北一帯の広域調査が開始され、同年6月下旬には三朝町神ノ倉タラ谷上流において、ついで同年8月には三朝町神ノ倉尼子谷上流においてそれぞれ露頭を発見した^{注2)}。前者が神ノ倉鉍床に、後者が三徳山鉍床に発展した。

方面地区では発見露頭を中心に、トレンチ精査から地化学探鉍、物理探鉍、試錐探鉍、坑道探鉍えと順次探鉍を拡大し、昭和37年度までにいわゆる方面、麻畑地区の鉍床の実態を把握することができた。

* 原子燃料公社

注1) 原子燃料公社 田村民司・菊地 清

注2) 原子燃料公社 杉之原正暁・伊藤賢治



第1図 東郷鉱山位置・交通図

Index map

第1表 三朝層群の火山層序とウラン鉱床の層準

Relation of volcanostratigraphy of Misasa formation to horizon of ore deposits

時代	地質系統		ウラン鉱床層準	
鮮 新 世 〜 中 新 世 後 期	三朝層	神倉累層	中津石英安山岩層	
			俵原安山岩層	
			赤和瀬安山岩層	
			鉛山玄武岩層	
	三朝層	波関峠累層	河内石英安山岩層	十二川層
			津野安山岩層	高清水層 人形峠層
			八葉寺安山岩層	
			亀尻玄武岩層	
	三徳層	三徳累層	高橋斜長流紋岩層	小鹿層
			三仏寺石英安山岩層	恩原層
			川上峠安山岩層	
			麻畑玄武岩層	
	仙津山累層	方面斜長流紋岩層		

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床 (高瀬 博)

第2表 東郷鉱山産ウラン鉱物一覧表
Table of Uranium Minerals at Togo Mine

鉱物名		化学成分	産地						
ウ	初成鉱物	閃ウラン鉱 Uraninite	UO ₂	方面, 麻畑, 神倉					
		コフィン石 Coffinite	U(SiO ₄) _{1-x} (OH) _{4x}	神倉					
		人形石 Ningyoite	U _{1-x} Ca _{1-x} R _{2x} (PO ₄) ₂ · 1~2H ₂ O	方面, 麻畑, 神倉					
ラ	二	燐灰ウラン石 Autunite	Ca(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 10H ₂ O	東郷鉱山全般					
		メタ燐灰ウラン石 meta-Autunite	Ca(UO ₂) ₂ (PO) ₂ · 6~2 H ₂ O	"					
		ウラノフェン Uranophane	Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ · 5H ₂ O	"					
		ベーターウラノフェン β-Uranophane	Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ · 5H ₂ O	方面, 麻畑					
	次		ボルトウッド石 Boltwoodite	K ₂ (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ (OH) ₂ · H ₂ O	方面				
			カルノー石 Carnotite	K ₂ (UO ₂) ₂ (UO ₄) ₂ · 3H ₂ O	神倉, 麻畑				
			ウィークス石 Weeksite	K ₂ (UO ₂) ₂ (Si ₂ O ₅) ₃ · 4H ₂ O	麻畑				
			ランキル石 Ranquillite	1.5CaO · 2UO ₂ · 5SiO ₂ · 12H ₂ O	神倉				
			燐ウラニル石 Phosphuranylite	Ca(UO ₂) ₄ (PO ₄) ₂ (OH) · 7H ₂ O	神倉				
			ウラノピル石 Uranopilite	(UO ₂) ₆ (SO ₄)(OH) ₁₀ · 12 H ₂ O?	神倉				
			燐銅ウラン石 Torbernite	Cu(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 10H ₂ O	神倉, 露頭				
			ジッペ石 Zippeite	K ₄ (UO ₂) ₆ (SO ₄) ₃ (OH) ₁₀ · H ₂ O	神倉				
			マグネシウムウラノフェン Mg-Uranophane	(Ca, Mg)(UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ · 5H ₂ O	神倉				
鉱物		モンモリロン石 Montmorillonite		東郷鉱山全般					
		カオリン Kaoline		"					
		蛋白石 Opal		神倉					
		褐鉄鉱 limonite		東郷鉱山全般					
		炭質物 Carbonaceous matter		"					
ウ	ラ	吸	着	物					

地質調査所報告 (第 232 号)

第 3 表 人形峠倉吉地域におけるウラン鉱床の鉱体別対比表
Comparative table of ore bodies at Ningyotoge-kurayoshi uranium field

(昭和37年 8 月 原子燃料公社 探鉱部)

		人 形 峠 鉱 山		東 郷 鉱 山	
		峠・夜次	中 津 河	方 面・麻 畑	神 ノ 倉
基 盤 岩	岩 石 種	人形峠型花崗岩 木地山型変質 角閃安山岩	人形峠型 (一部奥津 型) 花崗岩 ホルンフェルス (三 群変成岩)	小嶋型花崗岩 (中粒~粗粒)	人形峠型 (一部 奥津型) 花崗岩 (粗粒~細粒)
	粘 土 化	花崗岩はカオリン 化 安山岩々脈は モンモリロン 石化	花崗岩はカオリン 化, 一部に脈状にカ オリン化, モンモリ ロン石化, セリサイ ト化する部分あり, 安山岩岩脈はモン モリロン石化	花崗岩はモンモ リロン石化, 一 部にカオリン 化, セリサイト 化あり, 安山岩 岩脈はモンモリ ロン石化	花崗岩はモンモ リロン石化, カ オリン化, 安山 岩岩脈はモンモ リロン石化
	黄 鉄 鉱 化	なし	花崗岩中に鉱染する もの, 割れ目に沿っ てフィルム状をなす ものがある。ウラ ン鉱物に随伴する場 合と単独に存在する 場合とがある。	なし	あり
	黄 盤 平 坦 化	U字谷 (巾約 500m)	U字谷 (巾約500m)	V字谷	U字谷(V字谷)
含 ウ ラ ン 母	岩 石 種	○ (礫...花崗岩 変質安山 岩: 亜円 礫: 細~ 巨礫 マトリック ス...アル コーズを 主とす)	◎ (変質安山岩をほと んど伴わない。他 は峠・夜次と同じ)	○ (礫...花崗岩, 半花崗岩, 安山岩: 角 礫: 巨礫 マトリック ス...アル コーズ)	○ (礫...花崗岩, 安山岩: 亜 円礫: 細~ 中礫 マトリック ス...アル コーズ)
	砂 頁 凝 灰 岩 岩	○ ○ —	◎ ◎ —	◎ (アルコーズ) — ◎	◎ (アルコーズ) ◎ —
構 成 質	炭 質 物 黄 鉄 鉱	○ ◎	○ ◎	○ ○	◎ (一部珪化木) ◎
ラ	鉱 体 の 位 置	不整合面より数10m上位 " より数m上位 " 直上		} 麻畑	
ン	帽 岩 的 な も の	○ (頁 岩 (泥質岩) 熔 岩 凝 灰 質 岩)	○ (ただし, 頁岩砂岩 互層 (不整合面か ら5~6m上位) お よび頁岩 (不整合 面から20~30m上 位) 中に鉱化作用 が認められる場合 は逆に挟有される 粗粒砂岩が不毛で ある。)	○	○
母	粘 土 化	○ (モンモリロン石化 カオリン化)	○ (局部的) ○	◎ 40~50% ○ (局部的) 1%±	○ 1・ 30% 2・ 6% ○ (局部的) 1%± 7%

鳥取県東郷鉾山のウラン鉾床 (高瀬 博)

		人形峠鉾山		東郷鉾山				
		峠・夜次	中津河	方面・麻畑	神ノ倉			
層	上の位置 火山の層序	Ⅲ Ⅱ Ⅰ			○			
ウ	非酸化帯	閃ウラン鉾 [UO ₂] コフィン石 [(USiO ₄) _{41-x}](OH) _{4x}] ニンギョウ石 U _{1-x} Ca _{1-x} R _{2x} (PO ₄) ₂ I-2H ₂ O	+	+	+	(母層) 凝灰角礫岩	+	(母層) 炭質砂岩 炭質砂岩
	酸化帯	リンカイウラン石 [Ca(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 10~20 H ₂ O] ベータ・ウラノフエン [Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ (OH) ₂ ·5H ₂ O] ウラノフエン [Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ (OH) ₂ ·3H ₂ O] ボルトワッド石 [K ₂ (UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₂ (OH) ₂ (OH) ₂ ·5H ₂ O] カルノー石 [K ₂ (UO ₂) ₂ (VO ₄) ₂ · 3H ₂ O] ウィークス石 [K ₂ (UO ₂) ₂ (SiO ₃) ₃ · 4H ₂ O] ランキル石 [1.5CaO·2UO ₃ 5SiO ₂ ·12H ₂ O] リンドウウラン石 [Cu(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ 10H ₂ O]	+++	+++	+++	砂岩, 凝灰 角礫岩	+++	砂岩, 凝灰 角礫岩, 頁 岩
ラ	酸				++	砂岩	+	砂岩
	化				+	砂岩	++	砂岩
ン	物				+	砂岩	-	
	帯				+	砂岩, 凝灰 岩	+	砂岩, 凝灰 岩
鉾	物				+	凝灰岩	-	
	帯				-		+	凝灰角礫岩
物	硫酸鉾物	石 リョクバン	+++ ++	+++ ++	- ++		+	++
	炭質鉾物	(非帯) 方解石 酸化菱鉄鉾 元の組織を残すもの フミン酸	+ +	+ +	+ (麻畑) +		+	+
微量成分		Zr/U } Y/U }	非酸化帯は高い 酸化帯では低い	左に同じ	左に同じ	++ (珪化作用顕 著)	++ (珪化作用顕 著)	++
		Gc	非酸化帯は多い 酸化帯では少ない Gと正と相関あり, Uと関係なし	左に同じ	左に同じ			
その他								

* 奥津型角閃石黒雲母花崗閃緑岩…本地域で最も古期の花崗岩類(杉山隆二によると三疊紀末)で、斜長石が正長石より多い。小鴨型燻白ベグマタイト質黒雲母花崗岩…中生代末~新生代初期に進入したもので、その主成分鉾物であるカリ長石が桃色の微斜長石によって特徴づけられている。人形峠型花崗岩類…奥津型花崗岩類が小鴨型花崗岩類に接する付近などにおいて著しいカリ添加作用を受けたもので、微斜長石の斑晶を有し斑状を呈する。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 4 表 人形峠鉱山・東郷鉱山地域の層状ウラン鉱床対比表

Comparative Table of Geological Environment of Ore Bodies at Ningyotoge Mine-Togo Mine

(昭和37年 5 月)

	名 称	地区名	人 形 峠										東 郷							
			峠地区	夜次	十二川	赤和瀬	中津河原	長者	辰巳オト	佐倉見(北)	倉見(南)	黒岩	方面	麻畑	神ノ倉	鉛山	菅ヶ谷	三徳山	羽衣石	余戸
基	粗粒 中粒 細粒	粗粒 中粒 細粒	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
盤	有色鉱物 角閃石 " "	有無	○(少)	○	○(少)	○	○	○	○	○(少)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
の	カリ長石 斜長石	カリ長石が多い 斜長石が多い	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
花	粘土 化	カオリン モンモリ 綯雲母 緑泥石	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○(少)	○(少)	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
崗	珪化作用	著しい 普遍的	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
岩	長石の赤化	著しい やや多い	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
質	貫入時代	古中生代 中生代 新生代	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
石	脆弱度	著しい 普通 ほとんどない	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
岩	平坦化	進んでいない 進んでいない	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
石	準平原地域	であった でなかった	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
石	チャレンネ	認められる 認められない	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
			○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

鳥取県東郷鉾山のウラン鉾床 (高瀬 博)

	鉾床地区名	鳥取										鳥取										
		山										東郷										
		人形峠					嶺					東郷					東郷					
峠地区	夜次	十二川	赤和瀬	中津河原	長者	辰オジ	オト	倉(北)	佐治(北)	倉(南)	倉(南)	黒岩	方面	麻畑	神ノ倉	鉛山	菅ヶ谷	三徳山	羽衣石	余戸		
に つ い て	破碎運動 および	著るしい 普通ほとんどない	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	含鉾 ウラン	あなるる ない	○	○	○	○	○	○	○	?	?	?	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	ベグ マイト	あなるる ない											○	○								
	ゼノ リス	多少 いい	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
安山岩質岩脈	あ モ ン 緑 炭 酸 変 質	モ ン 緑 炭 酸 変 質	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
		モ ン 緑 炭 酸 変 質	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
含 ウ ラ ン 成 層	岩 石 種	碎砂泥凝 質 岩 岩 岩	○ (一部) ○ (一部)	○ (一部)	○ (一部)	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	
	構 成 物 質	花崗岩 炭質 炭酸	○ ○ ○	○ (少) ○	○ (少) ?	○ (少) ○	○ (少) ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	○ ○ ○	
	成 層	良 普 不	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
	分 級 度	良 否	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
母 層	固 結 度	硬 普 軟	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
	堆 積 環 境	海 淡 水	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
時 代	中 鮮 新 世	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床（高瀬 博）

神ノ倉地区においてもタタラ谷上流の発見露頭から出発し、同様の探鉱段階を経て昭和41年度まで坑道探鉱を継続し、第1, 第2, 第3の各鉱体の実態を把握するとともに、第4鉱体についてもその賦存状態の一部を観察することができた。また鉛山鉱体、本鉱体の概況も試錐によりある程度推察することができ、これら鉱体群は人形峠鉱山十二川鉱体と一連のチャンネル系に属し、その下流部ないし下流部の枝チャンネルに胚胎するものであることも判明した。

この間に東郷町仙津山、青谷町八葉寺、鹿野町河内、河原町三滝、三朝町平谷、余戸、ホケナル、羽衣石、桧谷、菅ヶ谷、中津等の諸地区においても多数の露頭が発見され、トレンチ精査、地化学探鉱、物理探鉱、試錐探鉱等が適宜実施され、それぞれの鉱床の規模、品位、形態その他の特性を把握してきた。

その結果、現在では東郷鉱山およびその周辺地域を含め、鉱体、鉱床露頭の分布範囲は南北約20 km、東西約20 kmに及んできた（第1図参照）。

ちなみに、これまでに実施した探鉱作業量の内訳を示すと第5表のとおりである。

また昭和41年度末現在の人形峠ウラン鉱床地帯における獲得埋蔵鉱量は第6表のとおりである。

しかしながら本地域に残された問題点としては、今後は潜頭鉱床の探査が主体をなすのであるが、地形的にも位置的にもまた気象条件的にも次第に不利な条件が重なってくるため、探鉱実績をあげる速度が鈍ることは逸れない。約10年間の本地域における成果は単に鉱量把握に止まるだけでなく、各方面の多数の専門家による調査、研究が行なわれており⁹⁾、この種の鉱床およびその背景となるに必要な地質学的、地球科学的環境等多大の資料を得るとともに、探査技術の進歩確立を計ることができた点は特筆に値する。

「東郷鉱山」は鳥取県東伯郡東郷町方面地内において最初に坑道探鉱を開始したために命名されたものであるが、前述したとおりその後広範囲に亘り探鉱が行なわれ、重要鉱床が賦存もしくは賦存される可能性のある範囲の30鉱区を合併してその後も東郷鉱山と呼称するようになった。

東郷鉱山およびその周辺の主要探鉱区は10数箇所にて点在し、それぞれ位置、交通、地形、地質、鉱床等その内容を異にするので便宜上、各地区の位置、交通、地形は第7表に総括し、地形、鉱床の特徴的な問題に

第5表 探 鉱 作 業 量 集 計 表
Account Note of Prospecting Works

探鉱作業種別	作 業 量	昭和41年12月 原燃倉吉出張所	
		放 射 能 異 常	着 鉱 率 %
地 表 調 査	面積 1573.5 km ²		
ト レ ン チ	掘さく量 18819.9 m ³ , 本数2462	0.08 mr/h以上 134本	5.4
電 化 探	測線数1259, 延長68889m, 試料数28267個	10 r/gU 以上の 50 測線数	3.97
地 震 探 鉱	測線数 6, 延長19 km		
深 部 電 探	測線数 8, 延長18.11 km		
試 錐 誰	延長 79360m, 孔数620孔	1,000 c/m以上 73孔	11.77
坑 内 錐 誰	延長 7937.11m, 孔数809孔		
測 量	面積 12.83km ² , 縮尺1/2000		
坑 道	水平坑 10205.4m, 斜坑 1592.59m, 掘上 1364.15m, 掘下 56.65m		

第6表 人形峠ウラン鉱床地帯における獲得鉱量（昭和42年4月1日現在）

鉱山名	確 定 鉱 量			推 定 鉱 量			予 想 鉱 量			合 計		
	(t) 鉱 量	(%) 品位	(t) U ₃ O ₈ 量	(t) 鉱 量	(%) 品位	(t) U ₃ O ₈ 量	(t) 鉱 量	(%) 品位	(t) U ₄ O ₉ 量	(t) 鉱 量	(%) 品位	(t) U ₃ O ₈ 量
人形峠	644,000	0.077	499	331,000	0.044	146	950,000	0.039	374	1,925,000	0.053	1,019
東 郷	156,000	0.076	118	421,000	0.061	256	692,000	0.080	545	1,269,000	0.072	919
合 計	800,000	0.007	617	752,000	0.053	402	1,642,000	0.056	919	3,194,000	0.061	1,938

地質調査所報告 (第 232 号)

第 7 表 主要探鉱地区の位置, 交通, 地形

Location, Communication and Topography of Main Prospecting Areas, at Togo Mine

探鉱地区名	位 置	交 通	地 形
方 面	鳥取県東伯郡東郷町方面 松崎駅南方約 3km, 標高 270m 付近の山腹に露頭, 坑口などあり	山陰線松崎駅 → (バス 4 km) 別所入口 → (徒歩 3 km) 現場 坑口まで自動車道路あり。	天神川上流で東に分岐する三徳川 以北にほぼ包含されるこれらの地 区は, 以南県境脊梁までの地区と 東部の鷲峰山 (920.6m) を中心と する地区が夫々急峻な地貌を示す のと対照的に, 海岸線までゆるや かな勾配の熔岩台地地形を示し, 鳥取県中部の主要な廿世紀梨栽培 地帯となっている。飯盛山 (672.6 m) を中心に 200~768.8m の東西 性の脊梁と, 100~672.6m の南北 性の脊梁が地形の中軸をなしこれ らの間を縫って河内川, 日置川, 勝部川などの南北性河川が日本海 に注いでいる。したがって平坦地 形を利用して地震探鉱深部電探な どを主としてこれらの地域で実施 し, 熔岩台地下の基盤構造ないし 潜頭鉱床の探査解明につとめてき た。 余戸地区は三徳川小鹿川と加茂 川に囲まれた 400m 以下の緩漫な 熔岩台地で, その一部はゴルフ場 として利用されている。
麻 畑	鳥取県東伯郡東郷町麻畑 方面の東に隣接する。標 高 250m 付近の山腹に露 頭坑口などあり。	山陰線松崎駅 → (バス 3 km) 川上入口 → (徒歩 4 km) 現場 坑口まで自動車道路あり。	
仙 津 山	鳥取県東伯郡東郷町白・ 松崎駅北東約 2.5km, 標 高 125m 付近に露頭あり 試錐が行なわれた。	山陰線松崎駅 → (バス 2.5 km) 白石入口 → (徒歩 2 km) 白石露頭	
鉢 伏 山	鳥取県気高郡青谷町 鉢伏山三角点北斜面で, 深部電探, 試錐が行なわ れた。	山陰線青谷駅 → (バス 5 km) 紙屋 → (徒歩 5km) 現 場	
八 葉 寺	鳥取県気高郡青谷町八葉寺 青谷駅南方約 5km, 標高 250m 付近に露頭あり, 試錐, 深部電探が行なわ れた。	山陰線青谷駅 → (バス 3 km) 八葉寺入口 → (徒歩 3km) 露頭	
河 内	鳥取県気高郡鹿野町河内 浜村駅南方約 10km, 標高 250m 付近に露頭あり, 化探, 試錐が行なわれた。	山陰線浜村駅 → (バス 13 km) 河内 → (徒歩 1km) 第 一露頭。	
羽 衣 石	鳥取県東伯郡三朝町片柴 " " 東郷町十万寺 上井駅南東約 7km, 標高 350m 付近に露頭があり, 西部一帯で試錐が行なわ れた。	山陰線上井駅 → (バス 12 2km) 片柴 → (徒歩 3km) 露 頭 山陰線松崎駅より十万寺部 落まで自動車を通じる道路 があり, 西部探鉱現場には 便。	
飯 盛 山	鳥取県東伯郡三朝町片柴 " " 東郷町麻畑 " 気高郡青谷町桑原 上井駅南東約 9km, 標高 250 m 付近の平谷に露頭 があり, 北東部一帯で地 震探鉱, 試錐などが行な われた。	山陰線上井駅 → (バス 12 km) 片柴 → (徒歩 3km) 平 谷露頭。 山陰線松崎駅より麻畑部落 まで自動車を通じる道路が あり, これより北部探鉱現 場に至る山道もある。	

鳥取県東郷鉾山のウラン鉾床（高瀬 博）

探鉾地区名	位 置	交 通	地 形
余 戸	鳥取県東伯郡三朝町余戸 上井駅南東約8km, 標高 200m付近に露頭があり, 試錐が行なわれた。	山陰線上井駅 → (バス12 km) 片柴 → (徒歩2km) 露 頭	
三 徳 山 (中津)	鳥取県東伯郡三朝町神ノ倉 上井駅南東約14km, 標 高650m付近に西端の露 頭があり, 小鹿貯水池北 岸までの間に点々と露頭 が分布する。露頭線以北 で試錐が行なわれた。	山陰線上井駅 → (バス20 km) 神ノ倉 → (徒歩3km) 西端露頭。 中津地区の露頭および試 錐現場は中津部落まで自動 車を通じる道路があり, こ れから入ると便利である。	三徳川と小鹿川に囲まれた三徳山 (899.4m)の南斜面で, 基盤花崗 岩と, それを覆う熔岩との境界は 明瞭な階段状況地形を呈する。
菅 ケ 谷	鳥取県東伯郡三朝町菅ケ谷 上井駅南東約16km, 標 高約700m付近に露頭が あり, 東部および南東部 一帯で試錐が行なわれた	山陰線上井駅 → (バス20 km) 神ノ倉 → (徒歩5km) 露頭。	加茂川上流ないし, 小鹿川上流 以南に位置するこれらの地域には 県境脊梁より北流する急勾配の 河谷が密に発達し, 三朝層群に 属する諸岩層は豪雨, 豪雪によ る剝脱著しく, 急崖をなす部分 が多い。 日照時間が短く, 冬季の積雪も 特に多い。鉱業用地としての立 地条件には恵まれていない。人 形峠鉾山, 高清水, 十二川, 長 者などの諸地区と県境をはさん で背中合せの関係位置にある。
神 ノ 倉	鳥取県東伯郡三朝町神ノ倉 上井駅南東約15km, 標 高670m付近に露頭があ り, 南東部一帯で試錐, 坑道探査が行なわれた。	山陰線上井駅 → (バス20 km) 神ノ倉 → (徒歩4km) 坑口。 自動車は坑口まで通じる	
檜 谷	鳥取県東伯郡三朝町鉛山 上井駅南東方約15km, 標高約700m付近に露頭 あり, 南東部一帯で試錐 が行なわれた。	山陰線上井駅 → (バス30 km) 太郎田屋敷 → (徒歩 10km) 露頭。	
安 蔵	鳥取市安蔵 鳥取駅南西約19km, 標 高700m付近で化探, ト レンチを行なった。	山陰線鳥取駅 → (バス13 km) 河内 → (徒歩10km) 露頭。	本地域は鷲峰山(920.6m), 高鉢 山(1,205m)などを主峯とする南 北性の急峻な脊梁と高山(1053.7 m)を中心とする東西性脊梁の交 叉する付近に端を発し, 東流す る野坂川, 曳田川の上流地帯で, 地形急峻, 交通不便の避地であ る。付近には測候所がある。
三 滝	鳥取県八頭郡河原町三滝 河原駅西方約15km, 標 高610m付近に露頭があ り, 試錐が行なわれた。	因美線河原駅 → (バス10 km) 北村 → (徒歩10km) 試錐現場近くまで自動車 を通じる林道がある。	

については2項で詳述することとする。

なお人形峠ウラン鉾床地帯全般に亘る地質については, 別報「人形峠・東郷鉾山周辺の地質」^{注9)}に詳述されているので本稿ではその重複をさけ, 地区ごとの特徴的な地質についてのみ 2.の各項で述べることにした。

1. 位置, 交通および地形 (第1図参照)

本地域は鳥取県中部に位置し, 山陰線鳥取駅～上井駅間の各駅からそれぞれの地区の山元または最寄り山

注9) 福岡勇雄による。

り、これらの火山活動には3つの輪廻があり、それぞれの輪廻には概して玄武岩にはじまって安山岩を経て流紋岩質噴出物に終わる岩質の変化が認められ、これらの熔岩、火山砕屑岩には礫岩、砂岩、泥岩の薄層が挟有される。従って鉱床を胚胎する層準は一つに限定されるのではなく、これらの夾みが基盤岩に直接する部分では鉱床を胚胎するので地区によって層準を異にしている³⁾。

ちなみに三朝層群の全層厚は約500mとされている。

ウラン鉱床を胚胎する母層は、チャンネルを埋める基底の礫岩、アルコーズ砂岩、炭質砂岩ないし泥岩が主体をなすが、一部には上位の凝灰質岩を母層とすることもある。

これらの関係を第9表に総括した⁴⁾。

基盤岩と上位の不透水性岩層との間に挟有される孔隙率の高い透水性岩層(礫岩、砂岩等)中に鉱床が胚胎されることはすでに常識となっている。

人形峠鉱山地域の礫岩は現在認められる基盤岩類起源以外の岩石種ものを雑多に伴うが、東郷鉱山地域のものは花崗岩類起源のものを主とし、かつ礫が比較的少なく砂質部が卓越する特徴がある。かつ前者の鉱

第9表 東郷鉱山における含ウラン母層とウラン鉱物
Relation of Country Rock to Uranium Deposits, at Togo Mine

神ノ倉

含ウラン母層名	一次 鉱 物	二 次 鉱 物
火山礫凝灰岩		Carnotite, Autunite
凝灰質砂岩		Ranquillite, Uronophane, Weeksite 黄色鉱物
頁 岩	灰色頁岩	Autunite
	黒色頁岩	Uraninite Ningyoite, Coffinite
アルコーズ	Uraninite Ningyoite, Coffinite	Autunite, Uranophane
礫 岩	Ningyoite, Coffinite	Autunite 黄色鉱物

麻畑

含ウラン母層名	一次 鉱 物	二 次 鉱 物	
斜英岩 長粗 石面類	火山礫凝灰岩	Uroninite, Ningyoite	Autunite
	凝灰質粘土		Autunite, Weeksite, Carnotite
アルコーズ	Ningyoite	Autunite, Uranophane, Beta-uranophane Carnotite	
礫 岩		Autunite	

方面

含ウラン母層名	一次 鉱 物	二 次 鉱 物	
塩基性凝灰質頁岩		Autunite	
斜英岩 長粗 石面類	火山礫凝灰岩	Ningyoite, Uraninite	Autunite
	凝灰質粘土		Autunite
アルコーズ		Autunite, Beat-uronophane Uranophane, Bolt woodite 黄色鉱物	
礫 岩			

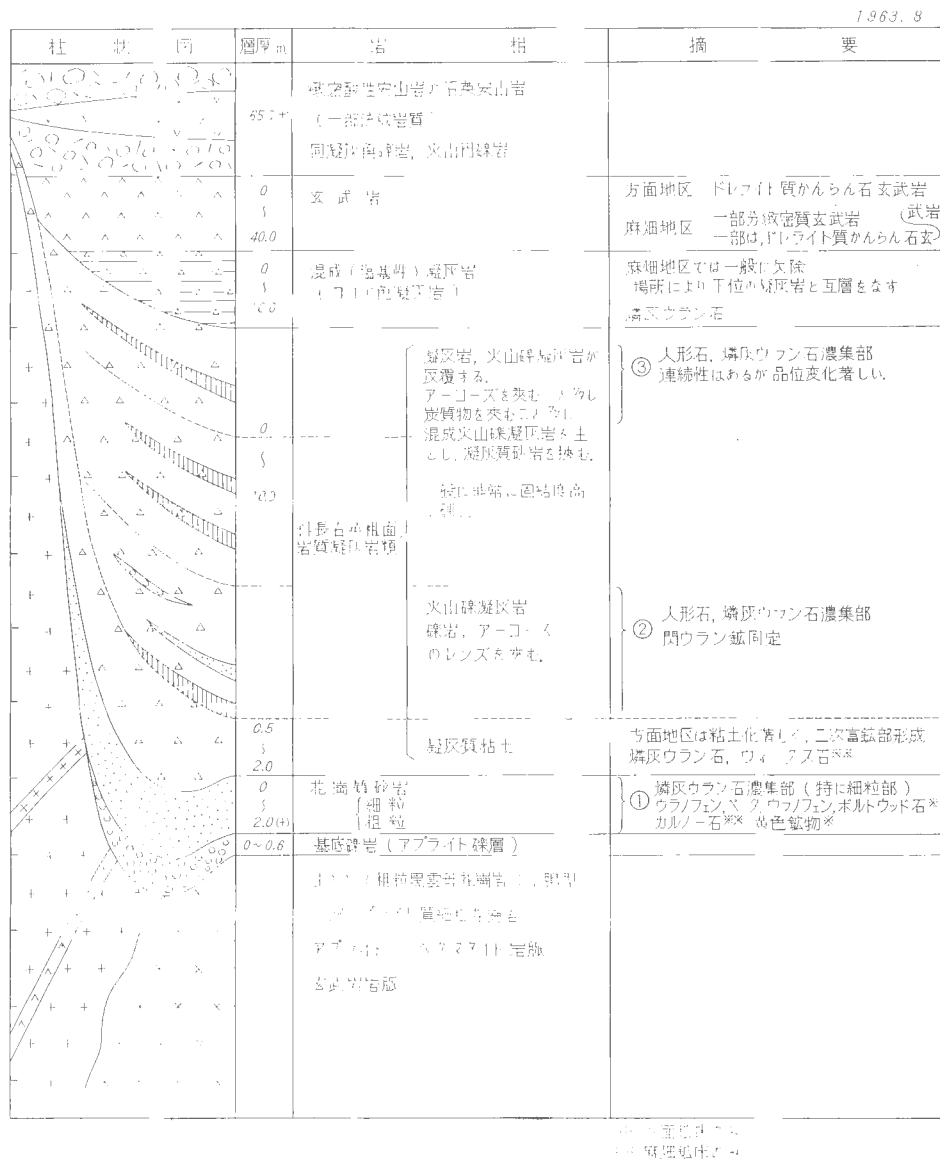
— は主要鉱物

石は礫岩に伴うに反し、後者は礫岩よりもアルコーズ砂岩ないし炭質砂岩に伴う傾向がある。また前者では炭化木にはウランをほとんど検出しないが、後者では炭化木、珪化木にもウランを濃集する相異点がある。しかも東郷鉱山地域のウラン鉱物には多種類のものを産する。

次に富鉱部はチャンネル底部の狭窄部上流、すなわち“淀み”を形成するような箇所に存在する傾向がある。しかもチャンネル底部の規模、形態によってもその位置を異にし、一般には幅員が広がれば底部から選部にかけて、また狭小になれば底部そのものに賦存することが多い。

また、断層および破碎帯周辺の不整合面直上ないし数m上位に富鉱部が偏在することも多々認められている。

要するにこれらの問題は、含ウラン溶液の移動、沈殿、溶出等の輪廻を規制する物理的、化学的環境を反



第2図 東郷鉱山(方面・麻畑地区)模式地質柱状図
Geologic columnar map to Tōgō mine (Katamo-Asabatake area)

映する地質条件にほかならない。

以下に各地区ごとの地質、鉾床に関し特徴的な点を記述する。

2.2 鉾床各論

2.2.1 方面、麻畑地区

昭和33年度から昭和37年度まで原子燃料公社により探鉾が行なわれたが、現在は諸施設も撤収され、坑内は荒廃したまま放置されている。第2図に示すとおり小鴨型の粗粒黒雲母花崗岩を基盤とし、標高250~270mの不整合面沿いに基底礫岩、アルコーズ砂岩の薄層が覆い、その上に三朝層群としては第I期に属する斜長石英粗面岩およびその火山碎屑岩類、第II期に属する玄武岩、石英安山岩およびその火山碎屑岩類が累重する。基底の礫岩とアルコーズ砂岩とは判然と識別できる所もあるが、厚さ数cmから1.5mに達するものまできわめて変化に富み、この中に含まれる礫はすべて直接の基盤からもたらされたもののみで、残留角礫岩の性質⁹⁾を備え、アプライト礫が多く余り移動していない。特に方面地区の一部には水で洗われた形跡も留めない程度の様相が認められる。

アルコーズ砂岩は一般にチャンネルの最底部よりもむしろ翼部に厚く、またチャンネルの合流部では急激に厚くなる等の点からみて、流水中の堆積相を示す。斜長石英粗面岩類は10数mの厚さを有し、基盤の凹部を埋めて本地域全般に広く分布する。本岩類は熔岩、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩、混成火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩等の岩相に区分される。本岩類は全般にわたり粘土化が認められ、特に下位数10cmから数mにわたってはほぼ完全にモンモリロン石に変化している。玄武岩で代表される塩基性火山活動は前述の酸性火山活動後若干の時期を隔てて始まっている。

下部には数~10m内外の厚さを有する凝灰質頁岩および凝灰岩が拡がり、この上に普通輝石かんらん石玄武岩が覆い、下部層の状態は、チャンネルの形態等に左右されるが、玄武岩の上面はほぼ水平になっている。その上に石英安山岩類がのり、本地域の尾根部を形成している。

本地域にはN-S系およびNW-SE系の小断層が発達し鉾体を転位せしめているが、鉾体の酸化にも重要な役割を果している。

本地域には第3図に示すとおり、方面鉾床と麻畑鉾床が隣接して分布する。侵食作用のために現在は2つに分かれているが、元来は同一水系に属するチャンネルに規制されて生成された鉾体群で、往時は一連のものであったと推定される⁹⁾。

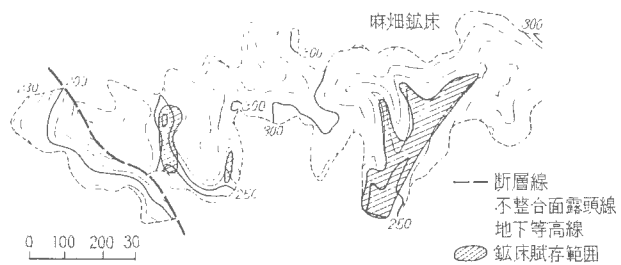
方面鉾床

北から南に走る大小2つのチャンネルに沿って鉾床が賦存する。西側のチャンネルを第1チャンネル、東側のものを第2チャンネルと称している。第

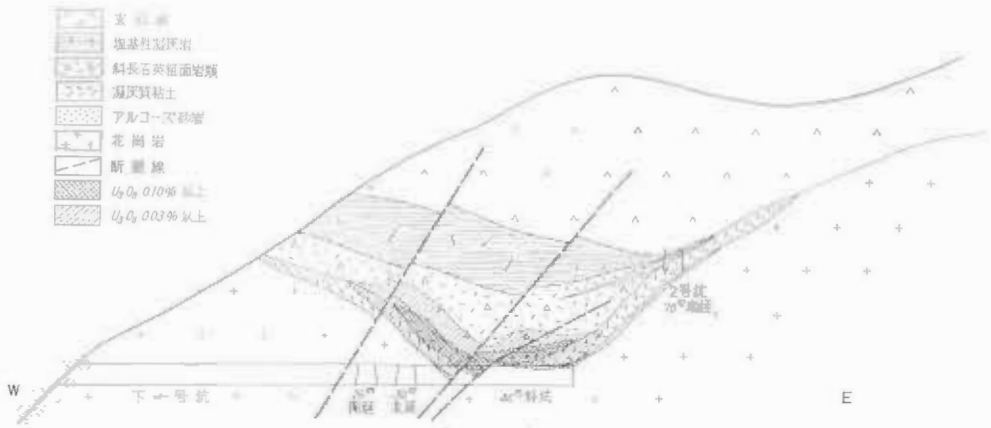
1チャンネルはN5°Eの方向を示し、延長370mの主チャンネルとこれに合流する群小チャンネルで構成され、第2チャンネルはN30°Eの方向を示し、延長130mで、第1チャンネルの東方約120mに独立した形で位置する。本来は第1チャンネルの一つの支流であったものと考察される。鉾床はこれらのチャンネルを埋めるアルコーズ砂岩、斜長石英粗面岩類および塩基性凝灰質頁岩の一部を母層とし、チャンネルの底部から翼部のはね上り部に沿って狭長な形態で分布する。その一断面を第4図に示す。この鉾床中には0.1%U₃O₈を優に上まわる富鉾部が多数存在する⁹⁾(第10表参照)。

富鉾部の形成には基盤面の形態、母層の空隙率、有機物の存在、断層によるウランの移動、被圧地下水の停滞、粘土によるせき止め等幾つもの条件の組み合わせが寄与したものと考えられる。

麻畑鉾床



第3図 方面・麻畑鉾床とチャンネル図
Relation of Ore Deposits to channel, at Katamo-Asabatake area



第4図 方面鉱床第1チャンネル横断面図
F-W Section of 1st channel of Katamo

第10表 方面地区富鉱部内訳

Bonanza at Katamo area

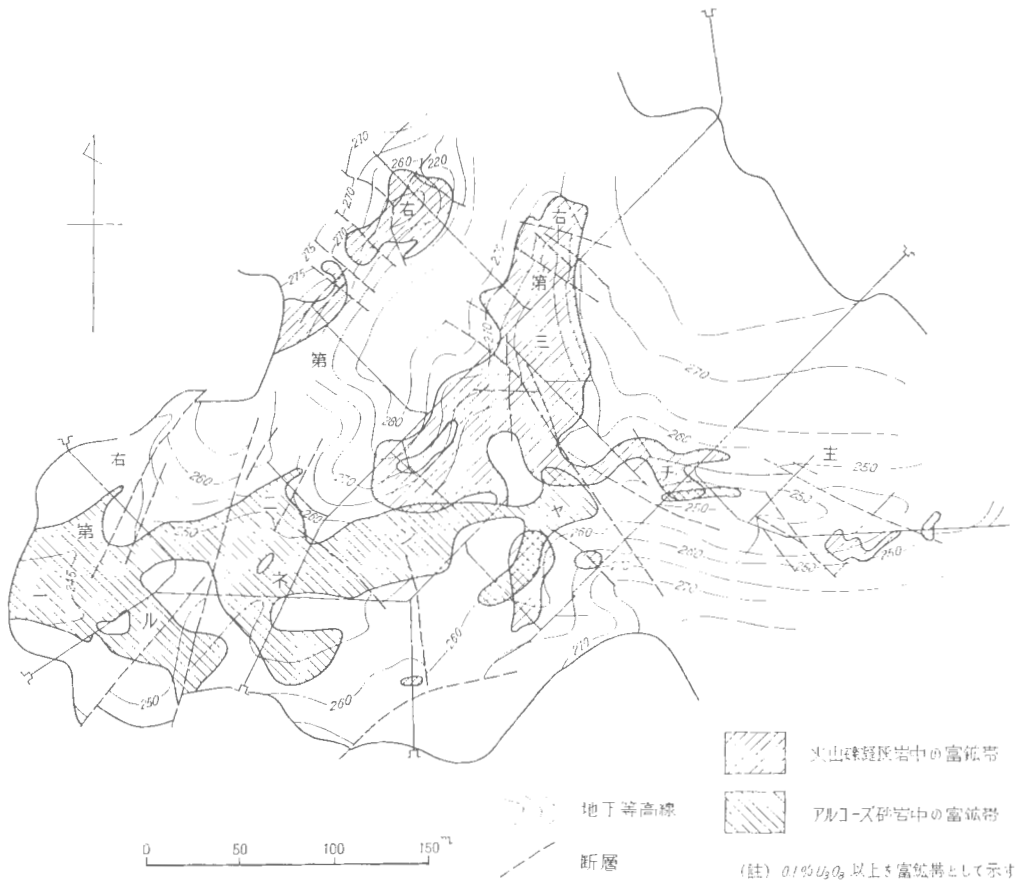
(原燃 倉吉出張所)

母層	位置	U ₃ O ₈ %	厚さ[m]	面積[m ²]	鉱石 鉱物	形成条件
アルコーズ砂岩	第1チャンネル中央部	0.50	0.5	20×5	} 凝灰ウラン石, ウラノフェン, ペーターウラノフェン, ボルトウッド石	チャンネル底部断層
	第1チャンネル古第3支流	0.40	0.5	8×5		チャンネル翼部
	第1チャンネル左第4支流	0.20	0.5	10×5		チャンネル翼部断層
凝灰質粘土	第1チャンネル中央部	0.25	1.0	100×10	凝灰ウラン石	チャンネル底部 チャンネル翼部断層
	第1チャンネル南端部	0.30	0.3	20×3	〃	チャンネル翼部
	第1チャンネル左第4支部	0.10	0.5	15×5	〃	チャンネル底部～翼部断層
火山礫凝灰岩	第1チャンネル中央部	0.20	1.0	25×5	〃	チャンネル底部断層
	第1チャンネル南端部	0.20	0.3	20×3	〃	チャンネル翼部
	第1チャンネル—左第3支流合流付近	0.20	0.5	30×5	〃	下部不透水層によるせき止め
	第1チャンネル右第3支流	0.20	0.5	10×5	〃	チャンネル翼部
	第1チャンネル右第4支流	0.30	0.5	5×5	〃	断層

第5図に示すように、ほぼ東西方向の主チャンネルとこれに合流する N 5~30°E, 延長 50~250m, 幅30~60mの3本の枝チャンネルに規制されて鉱床が賦存する。

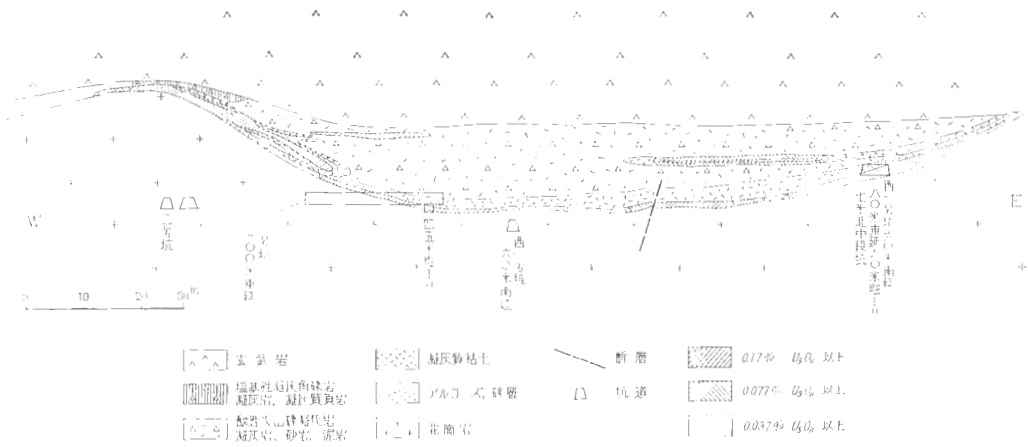
主チャンネルは約 600m の延長を有し、幅は最大 170m 位に達する。麻畑鉱床は方面鉱床とほぼ類似の産状を有するが、チャンネル下流部の主チャンネル底部では延長 150m, 平均幅 25m で最下位のアルコーズ砂岩中に平均層厚 50cm 以下の富鉱部があり、上流部の枝チャンネルではアルコーズ砂岩が欠除して上位の火

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床 (高瀬 博)



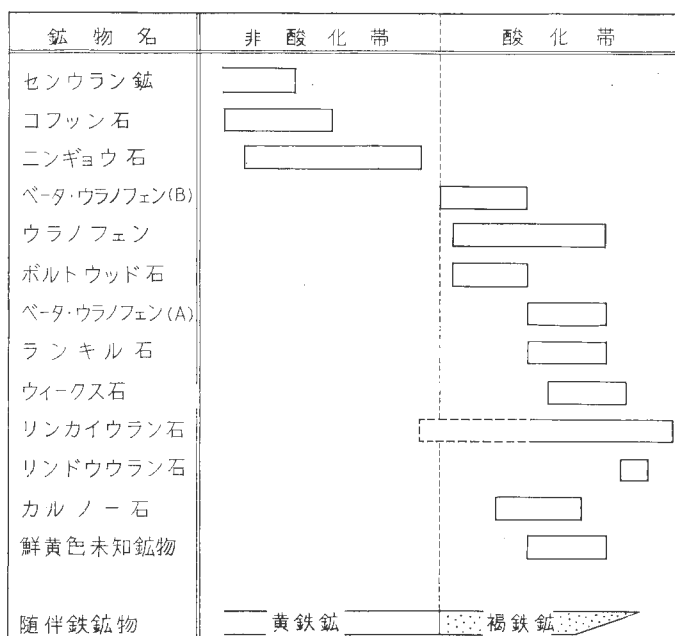
第5図 麻畑鉱床とチャンネル図

Relation of ore Deposits to channel structure, at Asabotake



第6図 麻畑鉱床主チャンネル横断面図

EW Section of Main channel of Asabotake



第7図 東郷鉱山方面坑・麻畑坑・神ノ倉坑におけるウラン鉱物共生関係図
Paragenetic Sequence of Uranium Minerals on Katamo, Asabatake and Kannokura area, Tōgō mine

第11表 神ノ倉地区試錐坑道掘さく量内訳
Account Note of Boring and Drift Works at Kannokura

	掘進延長	孔数
坑外試錐	11,453 m	113孔
坑内試錐	4,814.9m	507孔
坑道探鉱	7,470.25m	

山礫凝灰岩が直接基盤花崗岩にのってくるため、その中に富鉄部がみられるが層厚変化が著しい。アルコーズ砂岩中と火山礫凝灰岩中の富鉄部が重なって存在することはきわめてまれである。また富鉄部は下流部ではチャンネルの両翼部に、上流部では底部に胚胎する。第6図に主チャンネルの一断面を示す。

方面、麻畑地区の鉄床のようにウランの濃集がアルコーズ砂岩、凝灰質粘土、火山礫凝灰岩の3層にまたがる

場合は、各岩層中の富鉄部の位置は上下に多少ずれる傾向がみられる。本地域に産するウラン鉱物は、酸化帯では燐灰ウラン石が圧倒的に多いが、その他ウラノフェン、ベーターウラノフェン、ポルトウッド石、ウイクス石、カルノー石等6個のウラン鉱物が褐鉄鉱、モンモリロン石を随伴して産する。また非酸化帯では人形石、閃ウラン鉱といった4個のウラン鉱物を産し、これらは黄鉄鉱等の硫化鉄物および炭質物と共存する場合が多い。ウラン鉱物の共生関係を示すと第7図のとおりである⁸⁾。

本地域で実施した試錐および坑道探鉱の実績を示すと第7図のとおりである。

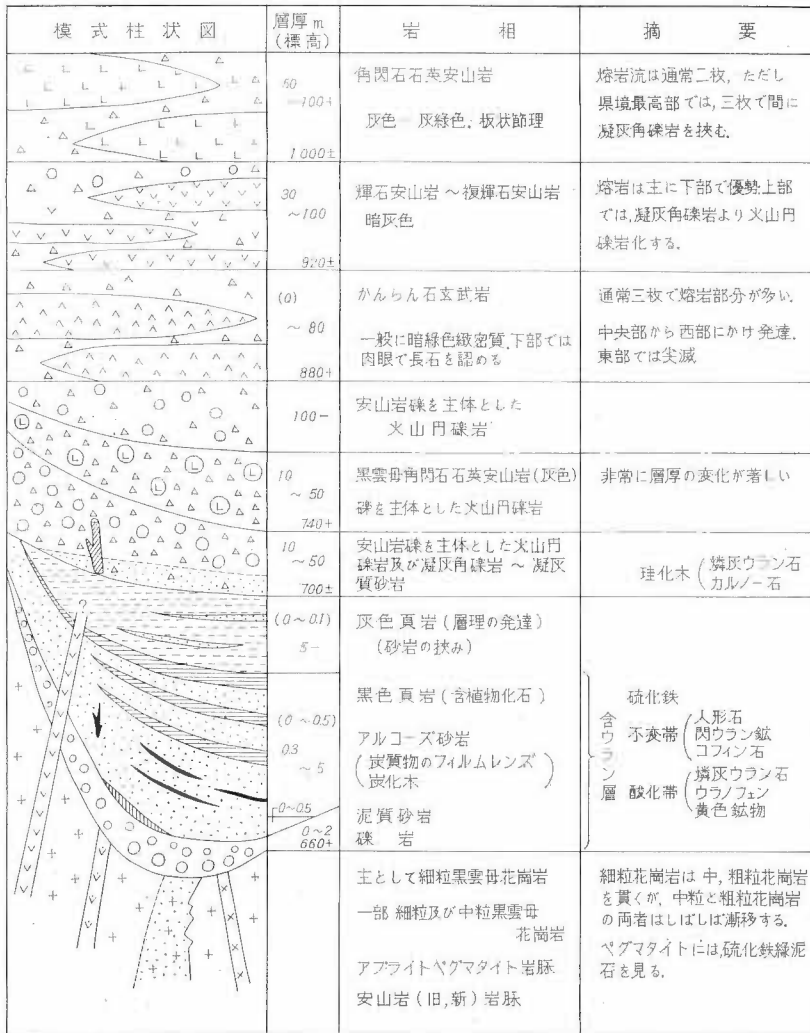
2.2.2 神ノ倉地区

本地区は昭和33年度に露頭が発見され、昭和41年度まで探鉱が行なわれた。その間に坑道は延7640.37m、試錐は延11444m (78孔) を掘進した。

第8図に示すとおり、基盤をなす人形峠型花崗岩上に、三朝層群の第II期に属する石英安山岩の礫を含む火山礫凝灰岩ならびに第III期に属する玄武岩、安山岩、石英安山岩およびそれらの火山砕屑岩類が厚く覆っている⁸⁾。

すなわち下位よりチャンネル部には基底礫岩、砂岩、泥岩がそれぞれ0~2m, 0.3~5m, 0.2~5mの厚さで発達している。その上に石英安山岩の礫を含む火山礫凝灰岩が150~200mの厚さで分布し、この層準には珪化木を産することがある。さらにこの上にかんらん石玄武岩が3枚以上の熔岩と同質凝灰角礫岩を伴

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床 (高瀬 博)



第8図 東郷鉱山(神ノ倉地区) 模式地質柱状図

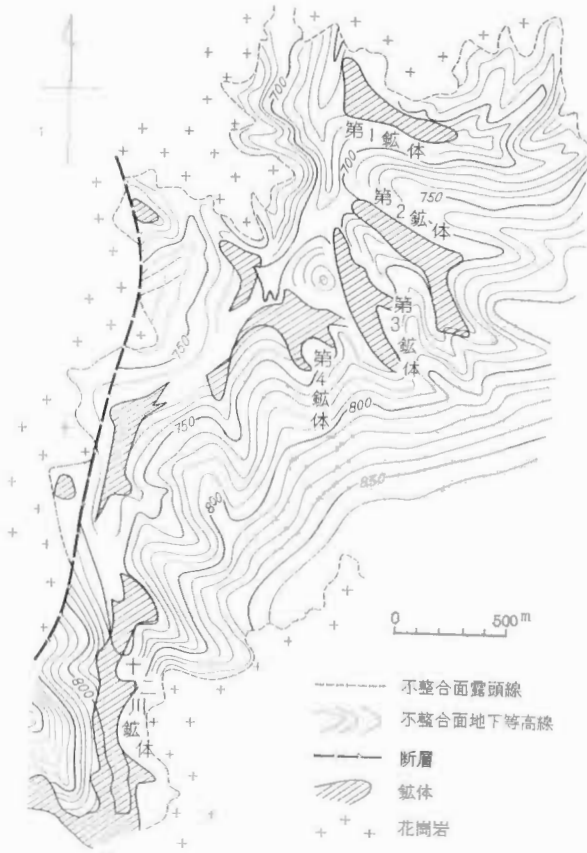
Geologic columnar map of Kannokura area, Tōgō mine

い、当地区中央部から西部にわたって発達し、東部では薄化尖滅する。層厚は80mに達する部分もあり、黒色～暗緑色緻密な岩相を示す。これに引続き輝石安山岩が2枚以上の熔岩を伴いほぼ水平に玄武岩を覆っている。層厚は30～100mと変化があり、南に厚く北に薄く分布する。これら全部を被覆し県境山頂部を形成する角閃石石英安山岩が標高980～1000m以上にほぼ水平に分布している。岩脈類として基盤岩中の古い安山岩と、基底の泥岩層までを貫く新期の輝石安山岩とがあり、前者は変質が著しいが、後者は比較的新鮮である。

基盤の花崗岩は鉱床付近では破碎作用および粘土化作用が著しく、全般に脆弱である。

本地区のチャンネルは、現在の県境を形成する脊梁の南方約1.2km付近からN35°E方向に流下する延長約4,300mの主チャンネルと、これに流入する方向E-WないしN45°W、延長0.5～1.0kmの6本の枝チャンネルからなっている。主チャンネルの上流部には人形峠鉱山の十二川鉱床が胚胎されている。

神ノ倉地区の鉱床は第9図に示すとおり、主チャンネル上流部と枝チャンネルに沿って賦存されている。北東から南西に向かい概して400～500mおきに発達する右第1チャンネル(延長1,000m、幅80m、断面の形



第9図 神ノ倉鉱床とチャンネル図

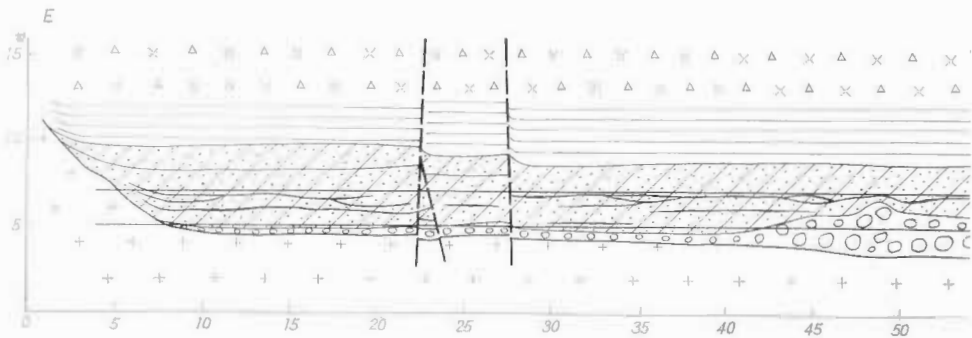
Relation of ore deposits to channel at Kannokura area

は底部は平坦で翼部は 30~40° の傾斜を示し、上流部では小分岐も認められる) には第1 鉱体, 右第2チャンネル(延長約 800m, 幅 70~80m, 断面は第1チャンネルと類似)には第2 鉱体, 右第3チャンネル(右第2チャンネルと同程度の規模, 類似形態)には第3 鉱体, 右第4チャンネル(規模形態は十分把握されていない)には第4 鉱体をそれぞれ胚胎する。主チャンネルを中心に上記諸チャンネル群の反対側にも小規模の枝チャンネルが存在する。すなわち, 右第3チャンネルと右第4チャンネルの中間部の西側には左第1チャンネルがあり, いわゆる鉛山鉱体を胚胎する。さらに主チャンネル上流部にはいわゆる本鉱体の存在が知られている。以下に主要鉱体の坑道探鉱結果につき述べる。

第1 鉱体

主チャンネルとの合流点から上流に向かい約 800m 付近から上流側約 250m の間に, 幅約 80m, 厚さ約 1m で存在する。含ウラン層は花崗岩直上の礫岩, アルコーズ砂岩, 黒色泥岩からなる。礫岩の厚さは約 1m で, チャンネル翼部では尖滅し, 上流部に行くに伴い薄化している。アルコーズ砂岩は厚さ 1m 弱で粗粒である。

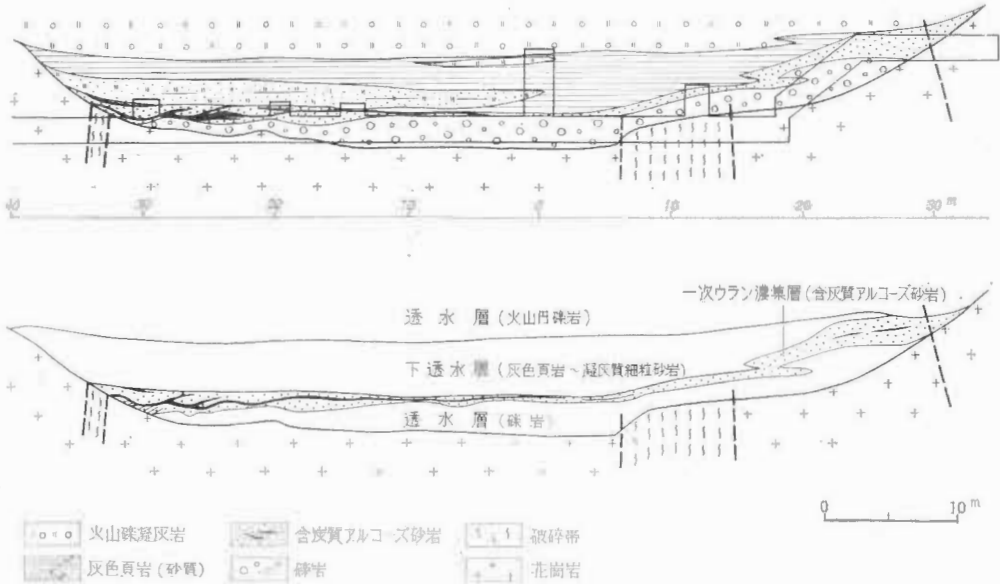
平均品位 0.05% U_3O_8 であるが, フィルム状炭質物または炭化木を含む部分は 0.1% U_3O_8 の高品位を示す。黒色泥岩は層厚 0.2m 位であるが有機物を含み, 品位は平均 0.1% U_3O_8 におよぶ。チャンネル下流部では酸化帯が発達し燐灰ウラン石, ウラノフェン, カルノー石を産する。上流部は非酸化帯で人形石, 閃ウラン鉱, コフィン石を産する。随伴鉱物としては黄鉄鉱が多い。



第10図-b 神ノ倉南1号坑 230m

EW Section of S1-230m

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床 (高瀬 博)



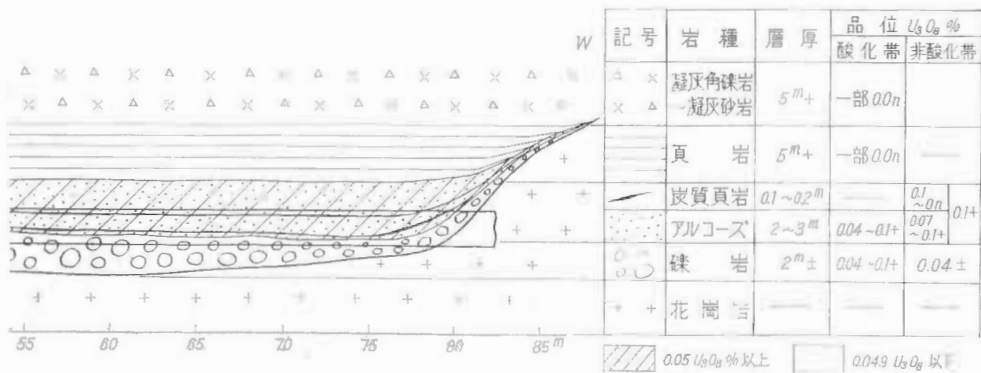
第10図-a 神ノ倉南1号坑430m中段坑地質鉱床断面図・含ウラン層分布図

EW Section of S1-430 m Sub Level at Kannokura and Distribution of Uraniferous Bed

第2鉱体

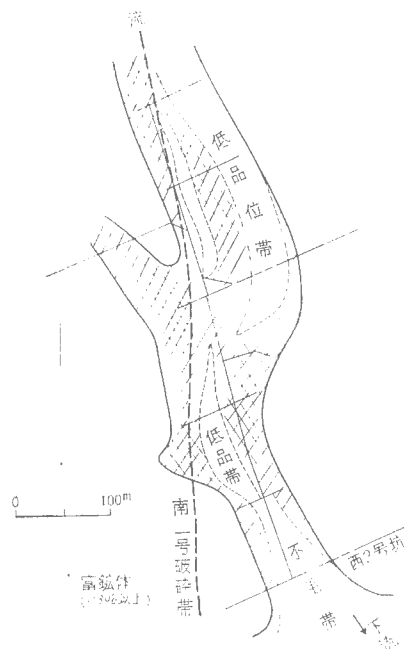
延長約800m, 幅約70mで, 含ウラン層は第1鉱体と同一層準に位し, 礫岩の厚さは1~3m, アルコーズ砂岩は1~2m, 厚さ10m以下の砂岩頁岩互層中に挟まれる黒色泥岩は0.6m以下である。その他火山礫凝灰岩中に挟まれる凝灰質砂岩の一部が酸化された部分には燐灰ウラン石を認める。チャンネル下流部の基底礫岩には酸化帯が発達し燐灰ウラン石ウラノフェン, ランキル石等からなる富鉱部を, 中流部~上流部では非酸化帯が発達し, 基底礫岩の上位のアルコーズ砂岩および炭質砂岩中に人形石を主とする富鉱部を形成しており, まれに1% U_3O_8 以上の炭質物をまじえることがある。また火山礫岩中に珪化木を産することがあり, 中心部はオパール化し各種のウラン二次鉱物を伴う(第10図参照)。

第2鉱体の縦軸方向を沿層掘進した南1号坑に沿って0m付近から430m付近の断面図を第12図に示した。これによると上述の諸事実が明らかであるとともに, 品位分布の概要を把握することができる。0.3% U_3O_8 以上の部分をはさみ, 上下, 左右に対称的にレンズ状をなして高品位から低品位に移化している。0.01% U_3O_8



中段坑地質鉱床断面図

Sub Level at Kannokura



第11図 神ノ倉第3鉱体におけるチャンネルの鉱床規制
Channel Structural Control of ore Deposits at 3rd ore Body, Kannokura area

小規模の枝チャンネルには高品位帯が発達している。0.1% U_3O_8 以上の部分が厚さ4mにも達する。富鉱部で特徴的なのは基底に礫岩を欠き、数10cm層厚のアルコーズ砂岩、炭質砂岩および炭質泥岩の互層が優勢である。鉱石は二次鉱物のことが多い。

第3鉱体から第4鉱体にかけての低い尾根部にのる鉱石は、大部分が燐灰ウラン石を主とする二次鉱物からなっているが、これは不透水層（帽岩の役割を果す）である灰色頁岩層が高位で劣化するため、上位の帯水層に近接し酸化作用が進行した結果の産状と考えられる^{注5)}。第3鉱体については上流部を除きほぼその実体を確認することができたが、第4鉱体については、その東の一部（730m準）をみたに過ぎず、全貌は坑道掘進を中止したため明らかにされていない。しかし試錐で予想したものより格段に優勢な品位と規模をもつものであることは推察に難くない。これは坑道探鉱と坑内試錐による一大成果である。

神ノ倉地区におけるウラン鉱物による鉱床の分帯^{注6)}

神ノ倉第1鉱体、第2鉱体におけるウラン鉱物の分布を検討した結果、おのおのの鉱物がある地域に限られた分布を示し、鉱物による分帯が可能であることを認めた。ただし神ノ倉鉱床は母層の垂直方向の変化が著しく、また酸化帯の形態が複雑なため、同一層準、同一岩層部における鉱物分布をとりあげて分帯の基準とした。第14図にアルコーズ砂岩中の炭質部分（炭質細粒砂岩および亜炭）と炭質泥岩について行なった鉱床の分帯を示した。図は非酸化帯の中心部から外側（酸化帯方向へ）に向かい、閃ウラン鉱・コフィン石・人形石・ウラニル・鉱物群という順序の鉱物帯に大別されることを示している。酸化帯の分布は母層の性質と地質構造、局部的には岩石の透水性等と密接に関連しているため、基底礫岩、アルコーズ砂岩、火山円礫岩、凝灰角礫岩等分帯の基準とした炭質層の上下の岩石中ではウラン鉱物は必ずしも同一でなく、むしろ異なっている場合が多い。母層の差による鉱物分布の関係を模式的に表現したのが第15図である。

分帯にみられるように閃ウラン鉱帯は最も初生的状態のまま保存されている酸化帯であると考えられる

以上の部分をとると厚さ最大15mに達し、0.05% U_3O_8 以上の部分の厚さは最大6m、0.1% U_3O_8 以上の部分の厚さは最大下層2m、上層2.5mとなっている。

チャンネルの横断方向について富鉱部の産状をみると、非酸化帯ではほぼチャンネル中央部に、また酸化帯では一般に翼部に偏在する傾向がある

第3鉱体、第4鉱体（東部）

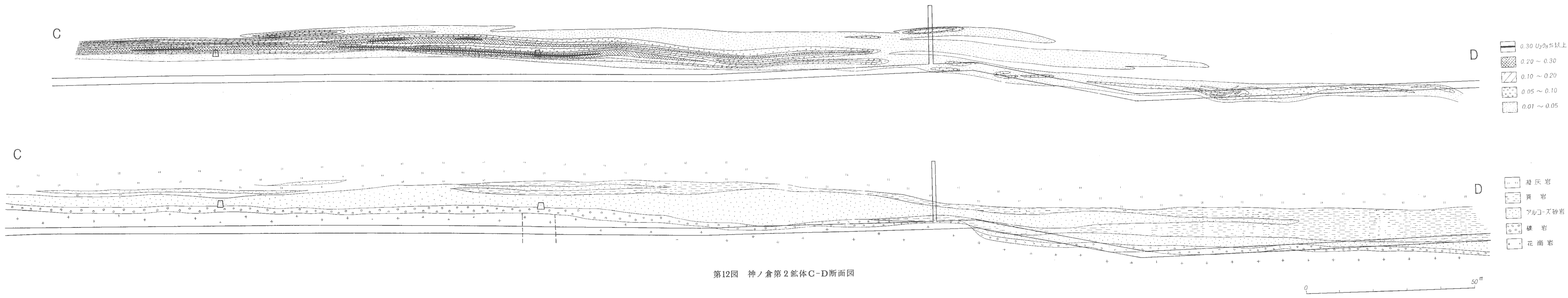
坑道探鉱の結果判明した第3鉱体の形態、品位分布を示すと第11図のとおりである。

鉱体を賦存するチャンネルはNS系の破碎帯とゆるやかに交叉し、周辺部の基盤岩は破碎ないし粘土化が著しい。ウラン鉱床の母層の模様およびウラン鉱物は第1、第2鉱体とほぼ類似している。

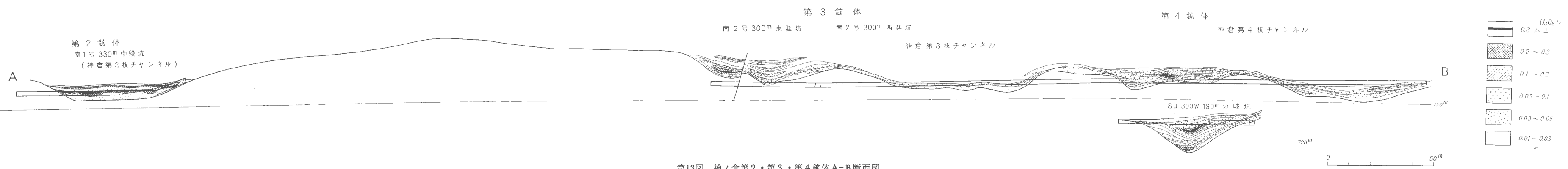
第2鉱体と第3鉱体は約350mの距離をおいて対峙し、中間には約25mの高さを有する尾根部が明瞭に存在するが、南2号坑300mW延坑道では第3鉱体と第4鉱体とは相近接し、尾根も低く基底堆積層は尾根をまたいで双方に連続分布し、鉱床は一連の様相を呈する。南2号坑300m西延坑道に沿って東西方向の横断面を切ると第13図のとおりである。チャンネルと富鉱部の形成が密接な関係にあることがうかがえる。すなわち第2鉱体では概して一様の分布を示すが、第3鉱体と第4鉱体では中心の大規模チャンネルには0.05% U_3O_8 以下の劣勢な鉱床を賦存し、周辺の

注5) 佐藤長治の談話による。

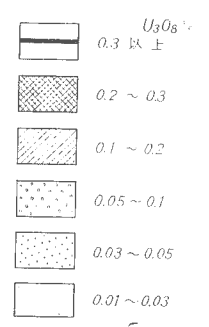
注6) 奥野孝晴の研究による。



第12図 神ノ倉第2鉱体C-D断面図

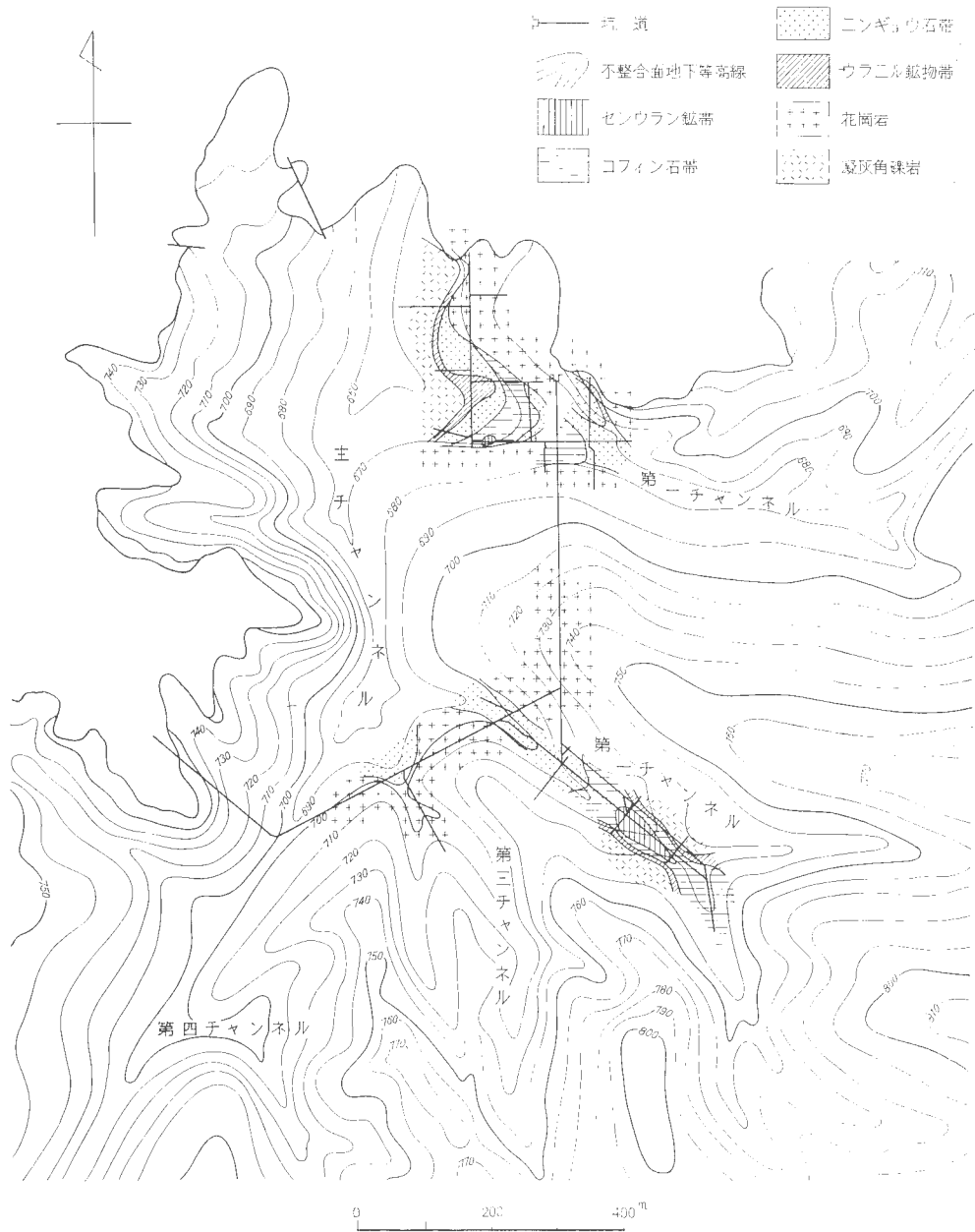


第13図 神ノ倉第2・第3・第4鉱体A-B断面図



鳥取県東郷鉾山のウラン鉍床 (高瀬 博)

以下この帯におけるウランの産状および閃ウラン鉍につき述べる。本帯のウランは炭質物に集中的に濃集しており、炭質物を含まないアルコーズ砂岩、泥岩のウランの品位は一般にきわめて低い特徴をもつ。ウラン量は岩石中の炭質物量(炭化木の場合は炭化度)にほぼ比例しており、炭質相は隣接している砂質岩石の数10倍ないし100倍前後のウランを濃集しているのが通例である。亜炭の中には最高32%のウランを含むものが存在する。鉍物は閃ウラン鉍で、時にコフィン石が認められ常に黄鉄鉍を伴う。随伴元素のうちジルコニ



第14図 神ノ倉鉍床分帯図
Zonal Distribution of ore Deposits at Kannokura area



第15図 母層別ウラン鉱物分布図

Uranium Mineral Distribution in Each County rocks

ウム、イットリウム ストロニウム、鉛素はウランと正の相関をもち、鉄、亜鉛は負の相関をもつ。閃ウラン鉱は亜炭中などに微晶として鉱染しているのが結晶を単独でとり出して分離できないがX線回折でその存在を確認することができる。

閃ウラン鉱の粉末回折線はブロードで、またウラン品位とピークの高さとは必ずしも一致しないので結晶度は部分によって一様でなく、一般には不良であることが推定される。神ノ倉南1号坑230m掘り産の閃ウラン鉱のX線回折線は次表のとおりで、これより格子定数 $a_0 = 5.437 \text{ \AA}$ が算出される。閃ウラン鉱はおの

おの産出する鉱床の型式により a_0 を異にし、その平均値^{注7)} はペグマタイト鉱床で 5.410 \AA 、脈状鉱床で 5.437 \AA 、堆積型鉱床で 5.410 \AA であって、神ノ倉南1号坑産のものは脈状鉱床産の平均値とほぼ同一の値を示し、堆積型鉱床としては a_0 の大きい部類に属する。

含ウラン珪化木^{注8)}

神ノ倉1号坑および2号坑に産する珪化木は基底の礫岩、アルコーズ砂岩層を覆う石英安山岩質火山礫凝灰岩層の酸化帯に産する。直径5cm またはそれ以上の木幹

部を交代するもので、それ以下の大きさのものは存在しない。上部層の被圧はなく、下図の如く直立し下部に根部の認められる例がある。



珪化木の産状に較べ、炭化木の大部分は基底礫岩、アルコーズ砂岩の非酸化帯に産し、直径5cm以上の木幹部が堆積岩中に炭化木として産する場合、木炭、枝、葉の組織をもつ炭質物が薄層として産する場合、植物組織をもつ炭質物の細片が堆積物中に一杯に混入して炭質堆積岩層を形成する場合等がある点、大きな埋れ木炭化木の場合を除いて、炭化木は通常上部層による著しい被圧をうけ炭質物は扁平になっている点等が対照的である。

酸化帯では珪化木は炭化木と同様著しいウランの濃集が認められる。

珪化木を伴う母層は通常数10%のモンモリロン石を含むいわゆる酸化帯となっている。

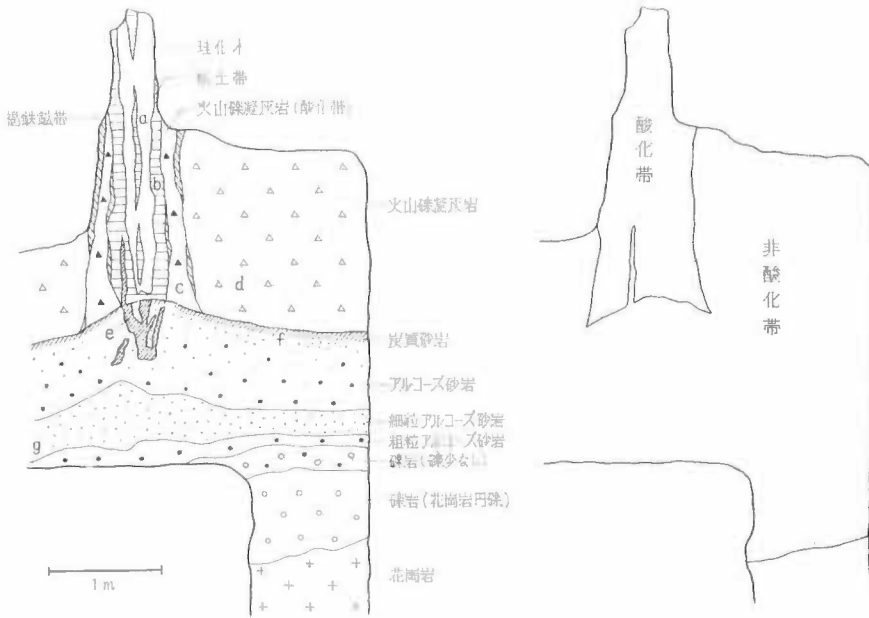
まれな例として非酸化帯のカオリンの多い母層中の炭化木が若干珪化している場合がある。

珪化木はその大半がオパールからなる。ウラン富鉱部の珪化木はオパール自身も淡い蛍光を発し、0.1%のウランをふくむ。オパール中に木幹の植物組織を明瞭に留めている。まれに組織の間に鉄苦土質のドロ

注7) C. FRONDEL (1958), Bull. U. S. Geol. Survey, 1064 を資料とし、ペグマタイト鉱床産60、脈状鉱床産91、堆積型鉱床産67試料についての算術平均値をとった。

注8) 奥野孝晴(38年8月15日)の調査研究による。

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床 (高瀬 博)



第16図 神ノ倉南1号坑280m東110m南幅10m上珪化木産状図
Silicified Wood at K1-280E-1105-10U, Kannokura area

マイトの小粒自形結晶が晶出していることがある。

珪化木に伴うウラン鉱物はいずれもウラニル鉱物で、ランキル石、ウィークス石、カルノー石、燐灰ウラン石が知られている。

産出の一例を第16図に示す。上部の酸化帯では珪化木、下部の非酸化帯では炭化木の状態である。(c)中には人形石、コフィン石、珪化木(a)にはカルノー石、燐灰ウラン石を伴い、特に珪化木の割目または粘土帯(b)で最大3mm前後の燐灰ウラン石結晶を認める。その他の部分ではきわめて微少かつ粉状で産する。

(e)では0.36% U, (a)では平均0.49% Uであるがウランの分布は均一でなく、オパールの割目に燐灰ウラン石-カルノー石の細脈があり、オパール自体は0.1~0.25% Uである。珪化木の芯部および外側部の粘土帯では0.85% Uでカルノー石、燐灰ウラン石が肉眼的に認められる。数地点に産する試料の分析結果は第14表のとおりである。

Table 13 X-ray diffraction pattern of Opal

d (Å)	I
4.15	10
2.515	2

母層中の炭化木には4価の形でウランは濃集し、その後に酸化帯を形成する変質作用が起こり、母岩の石英安山岩の粘土化に伴う free silica が炭化木を選択的に交代する。炭化木が初生的に含有していたウランその他の元素は珪化木の形成に伴って移動し、形を変えて再沈殿したものと考えられる。変質作用はウランを供給せず、ウランの移動、再沈殿の役割を果たしたものと推察する。

2.2.3 その他地区の鉱床

松谷地区

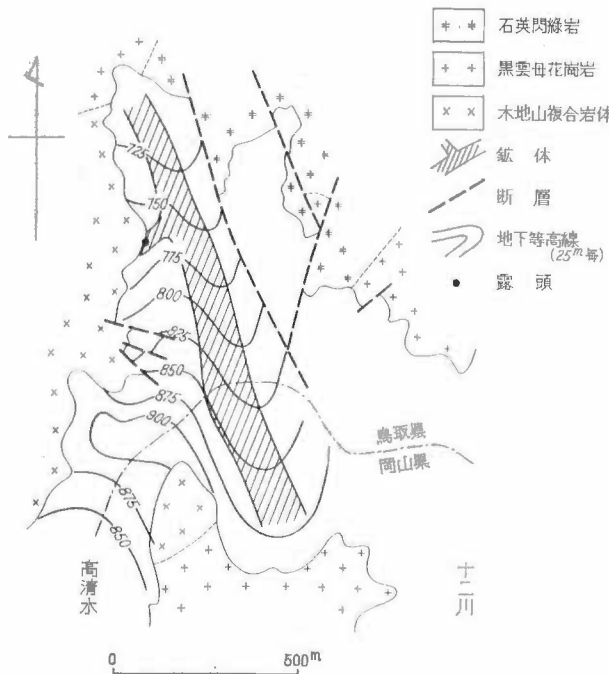
昭和34年~35年の神ノ倉地区西部の地表調査、電化探により3カ所で含ウラン露頭を発見した。その一つが松谷で、人形峠鉱山高清水地区の北斜面に位置する。昭和36~40年の間に試錐延2,037m, 20孔をさく孔し、南北延長1,500m, 東西幅約200mの北流するチャンネル中に300 c/m(0.01% U_3O_8)~2700 c/m(0.09% U_3O_8)が9孔で着鉱し、鉱床が賦存されることを確認した。

付近は花崗岩、花崗閃緑岩、木地山複合岩体が基盤をなし、NS系の断層が優勢で20~70mの落差で転移

第14表 分析一覽表

(単位 wt%)

サンプル番号	岩石	U	Gc	Zr	Y	As	Fe	Mn	Zn	Pb	灼熱減量	ウラン鉱物
101 a	珪化木	0.49	0.0013	0.008	0.008	0.00	1.15	0.04	0.0	0.0	8.84	Carn. Aut.
b	粘土帯	0.85	0.0042	0.033	0.009	0.012				0.0	9.31	Carn. Aut.
c	火山礫凝灰岩帯 酸化	0.096	0.0004	0.024	0.000	0.00				0.0	6.35	Aut.
d	火山礫凝灰岩帯 非酸化	0.01	0.0016	0.024	0.002	0.004				0.0	5.76	
e	炭化木	0.36	0.34	0.027	0.000	0.17	6.91	0.03	0.22	0.0	88.30	Ning Coff
f	炭質砂岩	0.52	0.0050	0.048	0.001					0.0	7.31	Ning
g	砂岩	0.02	0.0023	0.016	0.003	0.031				+	5.98	



第17図 栢谷地区鉱床分布図
Distribution of ore Deposits at Hinokidani area

している。露頭付近は不整合面が最も低く、標高 720m まで下る。基底から上位に向かい礫岩、アルコーズ砂岩、石英安山岩、玄武岩、安山岩、石英安山岩が累重する。露頭部では基盤は木地山複合岩体で、アルコーズ砂岩、凝灰質砂岩、凝灰岩が重なり、不整合面から 2 m 上位の凝灰質岩の粘土化した部分で放射能異常を示し、燐灰ウラン石を認める (0.04% U_3O_8 を検出)。

異常部の水平方向への連続性は乏しく、左右で基盤は崇り、幅のせまい凹所にあたる。

露頭は東へ傾斜するので、その本流を予想し、県境付近から露頭東部に向かって試錐を行なった。鉱床は南北延長約 1,000m、東西幅約 150m、層厚平均 80cm、平均予想品位 0.04% U_3O_8 程度のもと考えられる。

菅ヶ谷地区

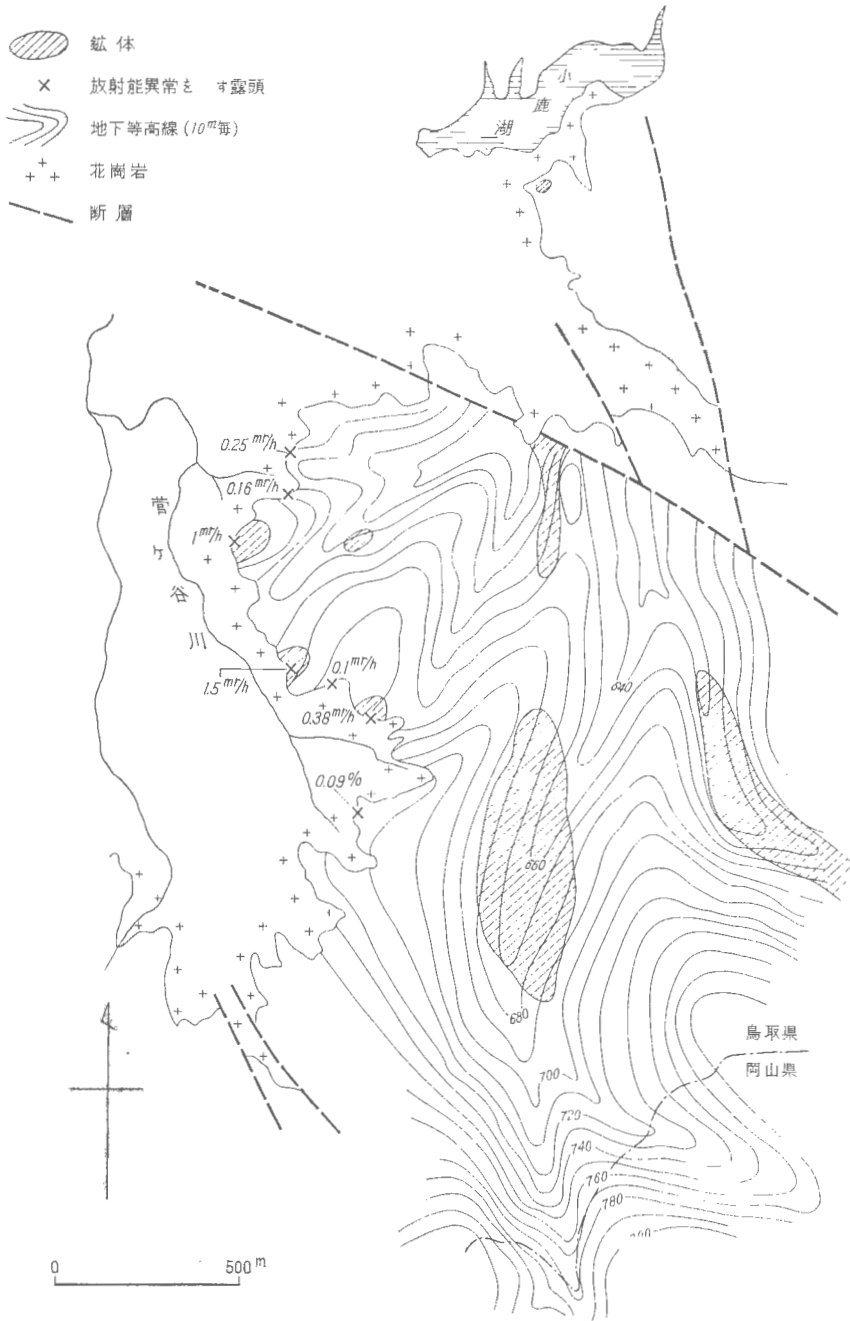
本地区は神ノ倉地区の東方約 2 ~ 4 km に位置し、不整合面標高は 620m 以上で起伏する。

昭和 33 年 11 月、菅ヶ谷川東岸山腹において鳥取県地下資源開発局技師^{注9)}の調査により露頭が発見された。その後原子燃料公社により昭和 34 年度から 41 年度まで地表調査、試錐探鉱が実施され、最高 1.5 mr/h をはじめ多数の放射能異常を示す露頭が発見され、また延 6418 m、108 孔の試錐により東西約 1 km、南北約 3 km の範囲において 300 ~ 18000 c/m を示す 20 孔で着鉱している。

付近の地質は粗粒黒雲母花崗岩が基盤の大部分を占めるが、東部ではホルンヘルスグループペンダントに分布し、これらを不整合に覆って下位から 0 ~ 5 m のアルコーズ砂岩、(礫岩)、含石英粒凝灰質砂岩の薄層をはさみ、石英安山岩層、玄武岩層、安山岩層、石英安山岩層の順序でこれらは 350m 以下の厚さで累重する。

注9) 西村善博 (鳥取県)

鳥取県東郷鉾山のウラン鉾床 (高瀬 博)



第18図 菅ヶ谷地区鉾床分布図
Distribution of ore Deposits at Sugegatani area

南から北にひらく主チャンネルと南東および南西からこれに合流する枝チャンネルが数条あり、これらを埋める礫岩、アルコーズ砂岩、炭質泥岩の一部に鉱床が胚胎する。

主チャンネルの最上流部には人形峠鉱山の長者鉱体が胚胎し、西部の十二川—神ノ倉鉱床、池河川—松谷鉱床と同様県境をまたぐ一連の鉱体群である。

鉱床は幅約150m、延長約2kmの主チャンネルと幅約100m、延長約1.5kmの南東枝チャンネル内に主として分布するが、地区北西部の枝チャンネル群の最上流部（ほとんど露頭周辺のみ）にも小規模のものが賦存されている。

さらにこれらのチャンネルが合流する下流部（小鹿湖南岸山腹）でも若干の放射能異常を示す試錐孔があり、小鹿湖を横断してその北岸にも露頭がみられる。概括的にみて人形峠鉱山長者鉱体を胚胎するチャンネルの下流部をこれらが代表し、さらに鹿野町河内地区へ通ずるものと推察している(第18図参照)。層厚は最大1.5mで概して薄い。

西部で当初に発見された露頭部では基底礫岩を欠き、花崗岩に直接するアルコーズ砂岩と含石英粒凝灰岩砂岩からなる厚さ10~20cmの薄層に自然数の5~15倍の異常を示し、約70mの連続が認められる。

凝灰質砂岩は20~100cmの層厚を示し、重炭質物を挟有する。これには放射能異常は認められない。

点々と露頭は発見されたが、簡易試錐で深部へ追跡した結果、いずれも連続性に乏しく露頭周辺のみ分布に終わっている。

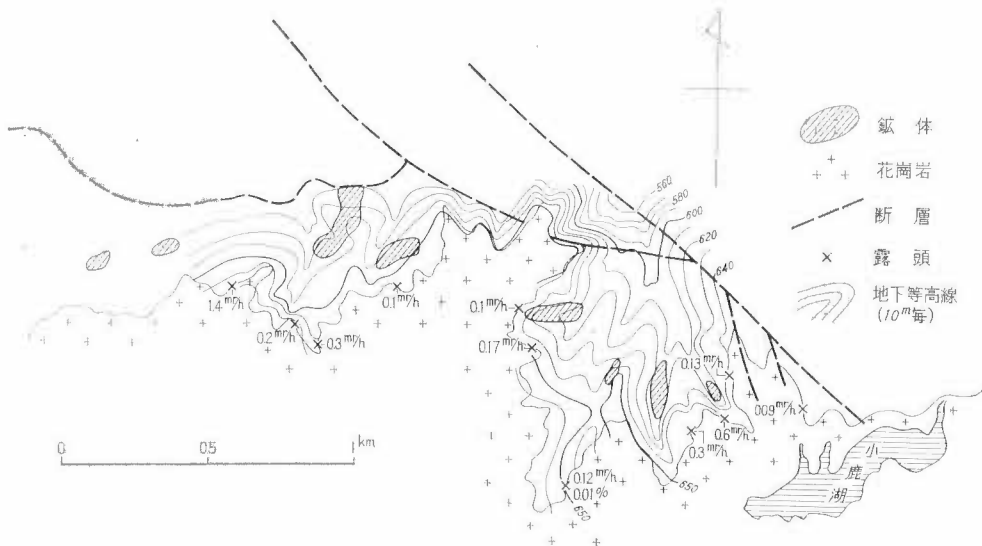
玄武岩層の下底は比較的平坦で、下位の石英安山岩層までが基盤の凹所を埋めているので、鉱床がチャンネルに賦存されることから、下位石英安山岩層が鉱床探査の鍵層として利用されている。

三徳山・中津地区

本地区は神ノ倉、菅ヶ谷地区の小鹿川をへだてた北岸山腹に位置する。

昭和33年度より地表調査が実施され、同年7月に尼子谷西岸で燐灰ウラン石を伴うアルコーズ砂岩（最高0.1 mr/h）の露頭を発見した注10)。その後昭和35年度まで地表調査、電化探を継続するとともに、昭和33年度から昭和41年度まで断続的に試錐探鉱を行なった。

その結果地表においては最高1.5 mr/hをふくめ多数の放射能異常地点を確認するとともに、延8,495m、



第19図 三徳山地区鉱床分布図
Distribution of ore Deposits at Mitokusan area

注10) 杉之原正晴の調査による。

70孔の試錐で東西約3 km, 南北約1 kmの範囲で、300 c/m以上の放射能異常を伴う20孔で着鉱した。

付近の地質は粗粒黒雲母花崗岩を基盤とし、不整合に下位より礫岩、アルコーズ砂岩、凝灰質砂岩、凝灰質頁岩、玄武岩層、安山岩層、石英粗面岩層が累重する。ただし本地域の西半部では火山岩類の分布が顕著であるに反し、東半部では火成岩源物質を主とする堆積岩相が卓越する特徴がある。

また東西に延びる不整合面露頭線より北方約700m付近には西部ではEW系、東部ではNW-SE系の衝上断層が発達し、この間では約5°で基盤面は北に傾くがこれらの断層以北では概して基盤が急激に落下し、試錐孔のほとんどが深度増大し、基盤に未達のままとなっている。

従って断層以南、不整合面露頭線までの間の鉱況しか判明していない。

第19図に示すとおり不整合面標高は露頭線上で標高630m以上であり、基盤は全般的に北方へ傾いている。菅ヶ谷ないし神ノ倉地区のチャンネルの北延部が、本地区のチャンネルに連なるものと考えられている。

本地区では東西約800mの間に、南から北へひらく延長300~600mの狭小なチャンネルが数条認められ、それらの中に鉱床の賦存が判明している。鉱床の層厚は最大1.5m程度で概して薄い。

露頭部の観察によれば基盤花崗岩の上位にはアルコーズ砂岩(花崗岩、アプライトの小角礫を伴う)が1.5m以下の層厚で分布し、膨縮が著しい。この上位には植物化石を顕著に伴う凝灰質岩が優勢に発達する。

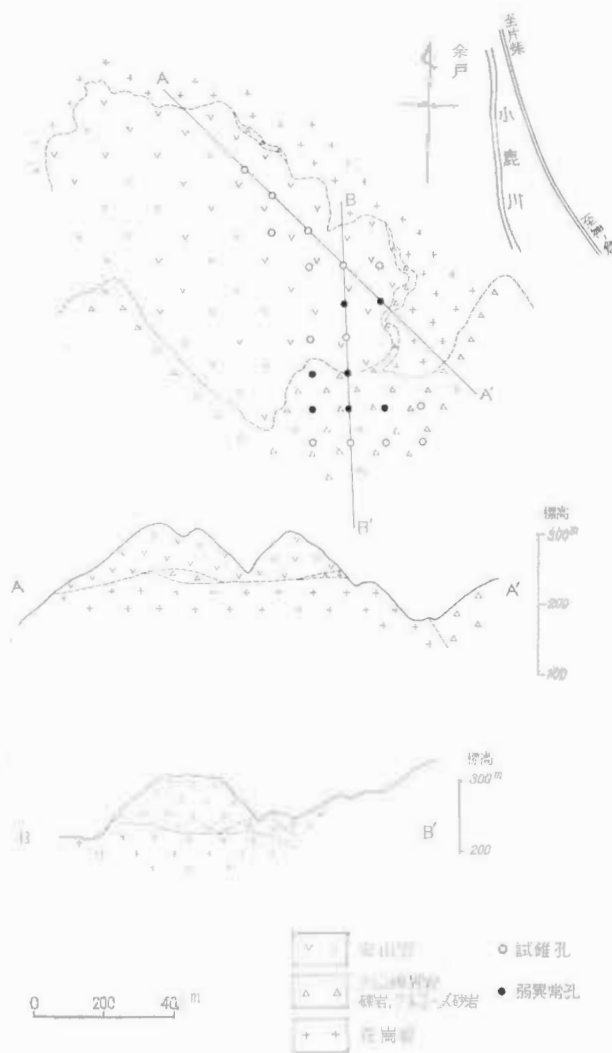
南部の菅ヶ谷地区の露頭の様態と類似するが、本地区のアルコーズ砂岩は凝灰質物による充填がやや著しい。また凝灰質砂岩に伴う亜炭質物は本地区では放射能異常を示す点で菅ヶ谷地区とやや趣を異にする。

これらの上位を覆う凝灰角礫岩も本地区のものが、酸性岩角礫にとむに反し、菅ヶ谷地区のものは中性ないし塩基性岩角礫にとむ点でやや相異点がある。

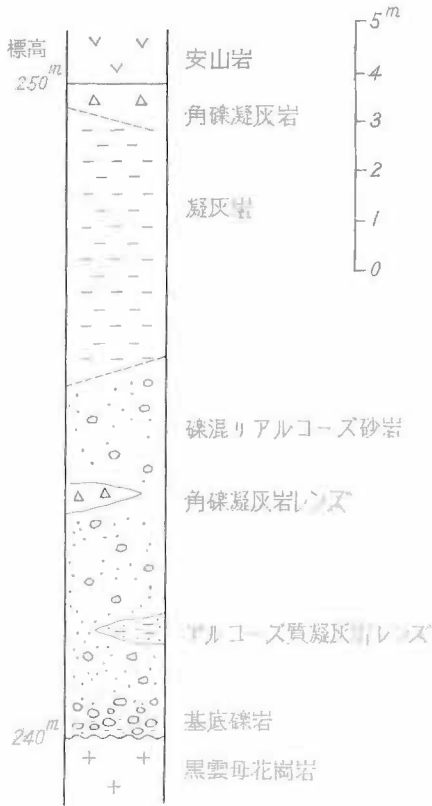
余戸地区

いわゆる余戸・吉尾地区と称せられる地域で、三朝温泉街南部の緩慢な丘陵地帯である。

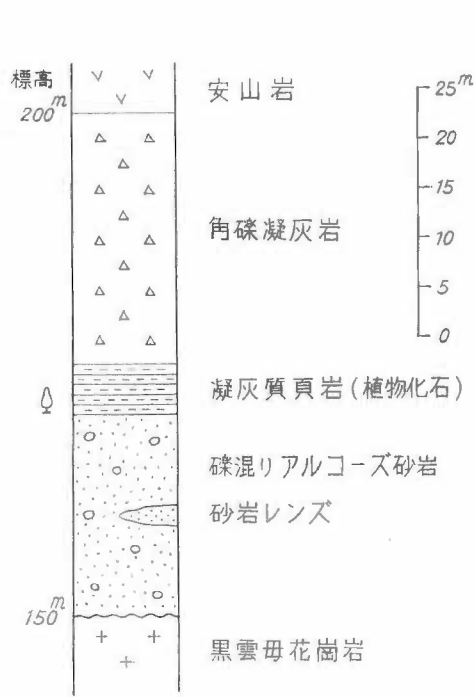
昭和33年より38年度までの間に地表調査、電化探、試錐探鉱を実施した。第20図に示すとおり、不整合面は概して標高200m内外を起伏するが、東部の小鹿川寄りの山腹では最も低くなり、300m×200mの範囲の試錐孔において弱異常(480 c/m~1000 c/m 6孔)を検出したが、鉱体として括まるものは把握できないまま探鉱を中止してい



第20図 余戸地区地質平・断面図
Geologic Map of Yodo area



第21図 余戸付近模式地質柱状図
Geologic columnar Map of Yodo area



第22図 ホケナル付近模式地質柱状図
Geologic columnar map of Hokenaru area

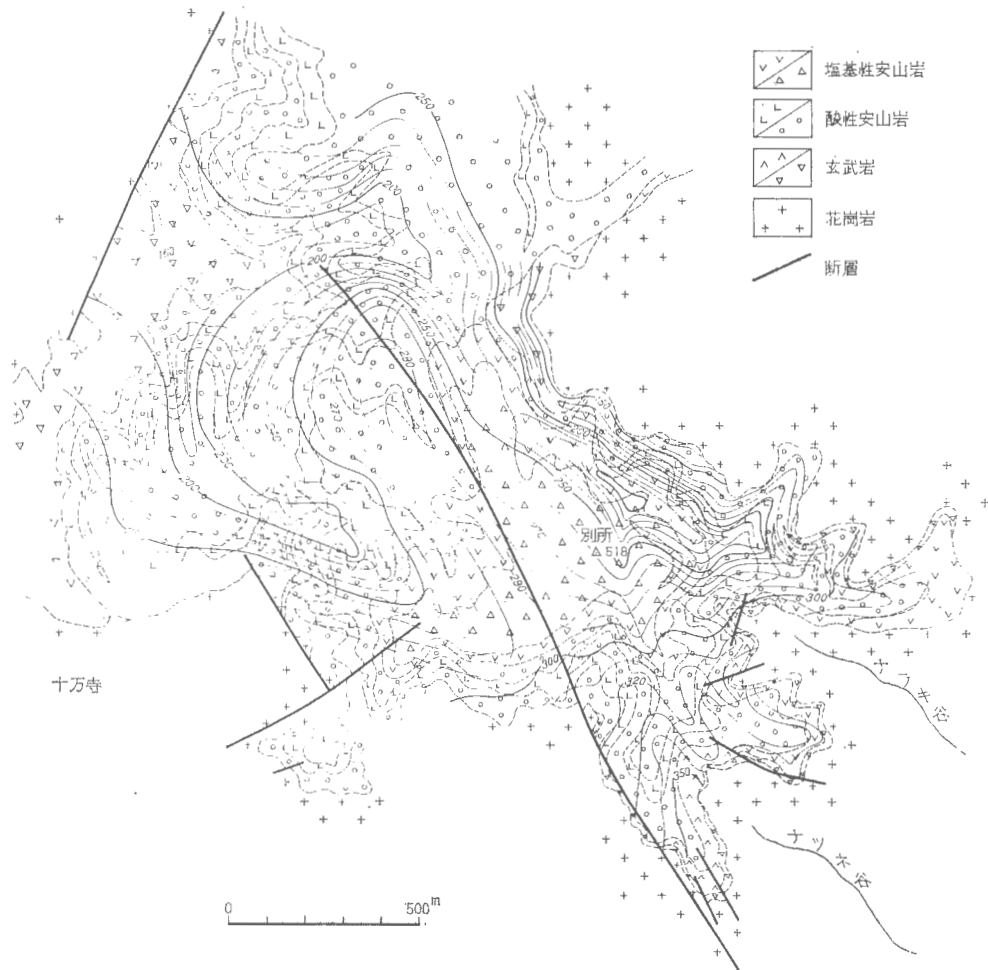
る。花崗岩直上の礫岩、アルコーズ砂岩、火山砕屑岩の薄層部で弱異常帯がある(第21図)。小鹿川をはさみ北東岸の通称ホケナルにおいては第22図に示すとおり、不整合面は標高150m±となり、不整合面より30m±上位の凝灰質岩で極度に強い放射能異常を示す露頭がある。分析の結果ウランによるものではなくラヂウムの影響であることが判明した。二酸化マンガン鉄の鉱染が著しい⁴⁾。

羽衣石地区

本地区は昭和34年度より41年度までの8年間、地表調査、電化探、試錐探鉱が行なわれた。片柴北方で波関谷に合流するナツネ谷、ナラキ谷上流の花崗岩と三朝層群の不整合面に沿って延長約1.2kmの東面山腹にほとんど連続的に露頭ないしトレンチによる放射能異常帯(最高0.25 mr/h, 0.087% U_3O_8)が分布している。その他北部、南部、西部の不整合面部にも2, 3の異常が発見されているが連続性がない。従って上記の東郷露頭付近より西部に向かって試錐探鉱を行ってきた。延4, 111m, 44孔をさく孔し、第23図に示すとおり不整合面は地区中央部にNW-SE方向に伸びる基盤の尾根部をはさみ、その東側と西側にそれぞれ東部または南部に端を発する数条のチャンネルが存在し、これらは西部の露頭付近で合流するものであることが判明した。含ウラン屑(300c/m, 予想品位0.01% U_3O_8 以上の部分)の礫岩およびアルコーズ砂岩は東部の露頭付近に端を発し、南北幅約200mで西流するチャンネルに沿って東西約350mの間、すなわち上流部の露頭周辺のみを括まるものであることが分った。最高6500 c/mをふくめ6孔で着鉱している。層厚は最大60 cm程度で概して薄い。

下位の石英安山岩層はチャンネル部のみに分布し、その上にある玄武岩層は東部では優勢であるが西へ行くに従い劣化尖滅し、基底の礫岩、アルコーズ砂岩も玄武岩と同様の分布状態を示す。

断層で階段状に西側が落ちるので、見掛上東から西へ流れるチャンネルの様相を示すが、上述の玄武岩



第23図 羽衣石地区地質図
Geologic Map of Ueishi area

層、礫岩、砂岩層の分布状態等から考え合わせると古地形はむしろ西高、東低であったかも知れない。これは北部の仙津山地区でもみられる共通点である。

飯盛山地区

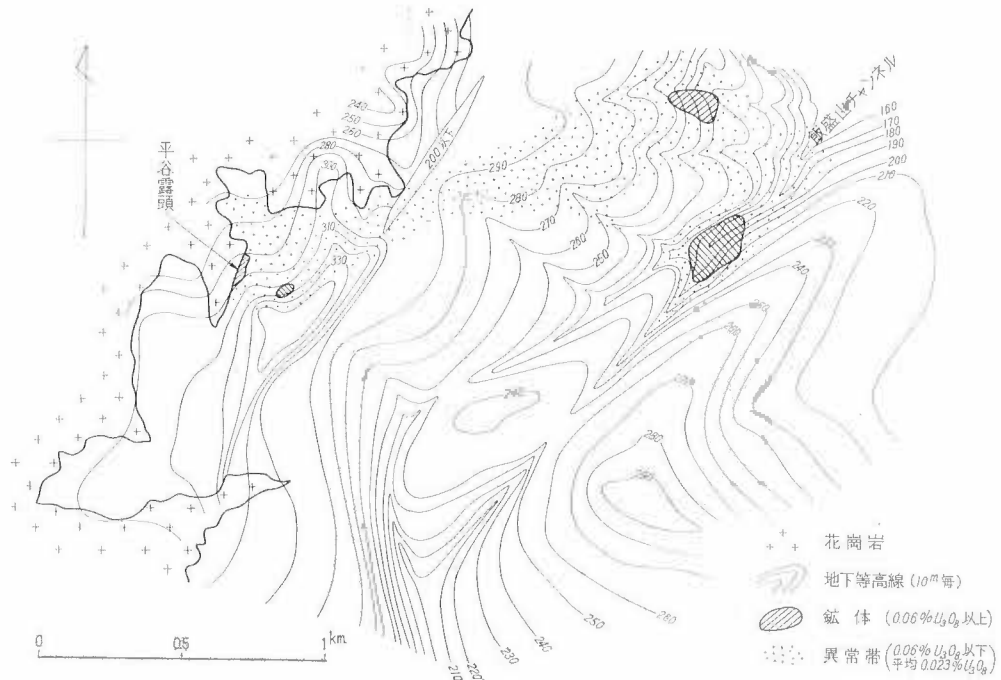
本地区は昭和33年度より探鉦が開始され、同年12月に片柴北方の平谷において、最高 5 mr/h の燐灰ウラン石を伴うアルコーズ砂岩の露頭を発見した。その後この露頭周辺および東方飯盛山一帯にかけて、地表調査、地震探鉦、試錐探鉦等が昭和40年度まで順次実施された。

試錐は延12,063m、75孔をさく孔し、300 c/m~2600 c/m を示す12孔で着鉦した。

付近の地質は主として花崗岩を基盤とするが飯盛山チャンネル東部では時代未詳の流紋岩が基盤の凸部を形成し、花崗岩体の直上には5~8mの礫岩、アルコーズ砂岩の薄層をはさみ、上位に安山岩が厚く覆っている。

平谷露頭付近には礫岩、アルコーズ砂岩の上半部に0.1mr/h内外の異常帯が南北方向に約130mの連続性を示し、一部燐灰ウラン石を伴う。

カゲシ谷西岸にはNE-SW方向のチャンネルの存在が想定され(飯盛山チャンネル)、その中ないし上流帯には不整合面標高190m内外の位置に1100 c/m、1850 c/m、2600 c/m等の異常が400m×250mの範囲に集合している。これより下流および上流帯には異常は必ずしも連続性を示さず、むしろ飯盛山チャンネルと斜交



第24図 飯盛山地区 鉱床分布図
Distribution of ore Deposits at Iimori area

して平谷方向 (NEE-SWW 方向) に幅約300m, 延長約 2 km にわたって発達する古丘陵部に弱異常が連続している。推定 0.023% U_3O_8 が 1.2m の層厚で分布する。その中心地帯を占める標高 210~250m の不整合面上には150m×200mの範囲に推定 0.06% U_3O_8 以上の異常が集合している。

チャンネルおよび古脊梁部はいずれも NE-SW 方向に伸びる傾向があり, これは一つの構造線を代表するものと考えられる。特に飯盛山チャンネルは花崗岩と流紋岩の境界線に沿って直線上に発達し, また平谷北東のチャンネルもこれと平行して発達する一種の陥没窪地と考えられ, いずれも南東部に優勢に発達する坂本断層に平行する構造谷であろう (第24図参照)。

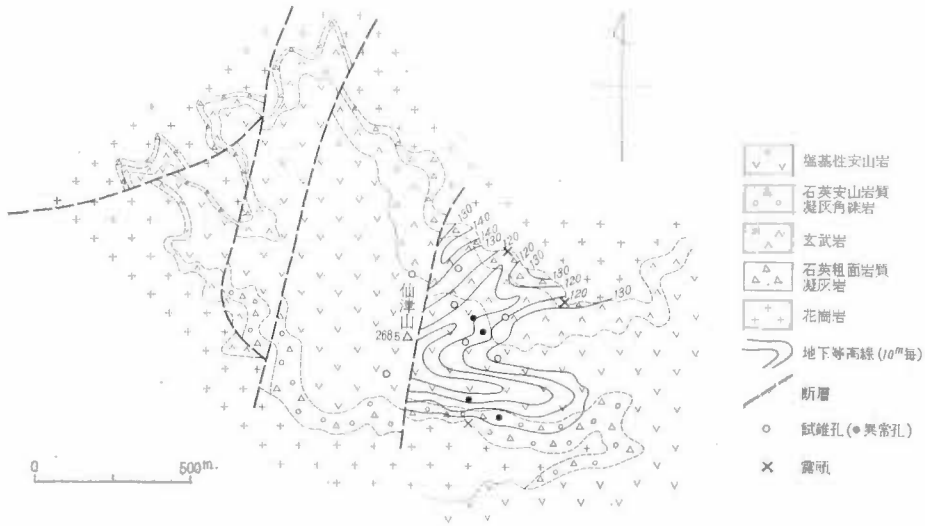
仙津山地区

本地区は方面・麻畑地区の北方 1.5~2 km に位置し, 山陰線沿線との中間の仙津山 (標高 268.5m) を中心とする地区で一名白石地区とも呼ばれている。昭和35年度から昭和39年度にわたり, 地表調査, 電化探, 試錐探鉱が行なわれた。

本地区の地質は第25図および第26図に示すとおり, 花崗岩を基盤とし, アルコーズ砂岩, 凝灰質砂岩の薄層が基底部を埋め, 上位に石英粗面岩質凝灰岩, 玄武岩質凝灰岩, 石英安山岩質角礫凝灰岩, 塩基性安山岩の順序でこれを覆っている。玄武岩熔岩は北東部で厚く (最大50m), 南西部で薄い (最小3 mないし尖滅) 分布を示す。石英安山岩質凝灰角礫岩は南西部にのみ発達する。北東部では同岩は尖滅し塩基性安山岩が直接玄武岩を覆っている。

不整合面は北東部で標高120~130m, 北部で70~100m, 西部で50~100m, 南部で130~150mと起伏し, 見掛上南東より北西に傾いている。トレンチ, 試錐資料から北東ないし東より西流する 2つのチャンネルが認められる。

しかし階段断層で西へ落ちる傾向のあること, 北東部で発見された放射能異常を示す露頭部ではアルコーズ砂岩, 細粒砂岩の層厚は 2 m強で上位の凝灰角礫岩を含めると 5 mを超すが, 西部では最大40cm, 通常 0~20 cm に過ぎないこと, 玄武岩熔岩の厚さが北東部で優勢 (最大50m) であるが西部で尖滅すること等か



第25図 仙津山地区地質図
Geologic Map of Senzusan area

ら考察して、チャンネルは必ずしも北東ないし東から西に流下するものとは考え難い。むしろ転位する以前の姿は西に高く、東に低かったかも知れない³⁾。ウランは北東部の地化探の100~104測線の部分で最高18 γ /gのウランを検出した。トレンチによりアルコーズ砂岩中で最高0.22 mr/b, 750 γ /g Uを検出したがウラン鉱物は未詳である。石英の黒化が著しい。その後試錐延1,386.4 m, 13孔をさく孔し、400 c/m~8,000 c/mを4孔で検出した。中でも2,050 c/mと8,000 c/mが特に異常で、両者の水平距離は約220mであるがその間の連続性は認められなかった。炭質物に伴う、ごく限られた範囲の異常と解釈している。ただし2,050 c/mの異常は玄武岩より上位で検出されており、特異な産状を示すものかも知れない。

鉢伏山地区

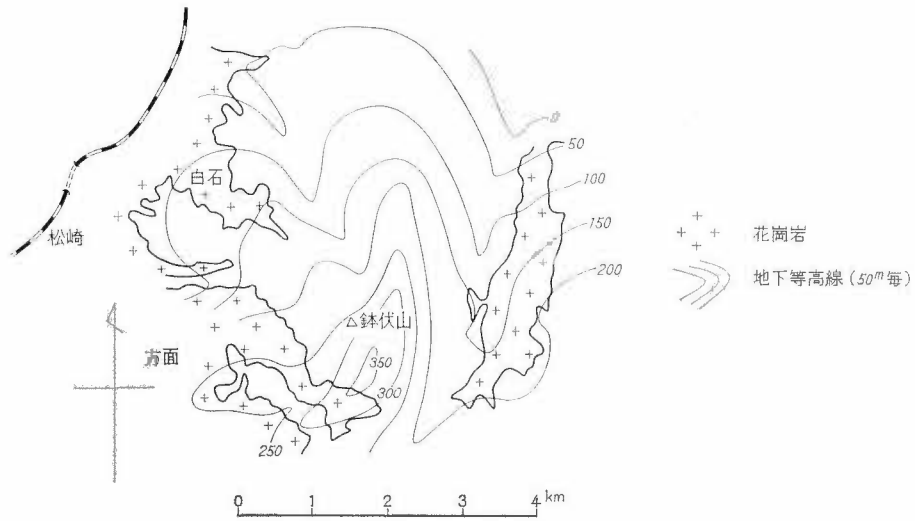
本地区は方面、麻畑、仙津山等の地区の東方延長、飯盛山地区の下流方向として潜頭鉱床の賦存を想定し、昭和34, 35の両年度に試錐探鉱、11孔を実施したが、着鉱をみなかった。昭和39, 40の両年度に改めて深部電探を

行ない、基盤面の起伏の解析に努め、その結果にもとづき、41年度に試錐5孔を行なった。鉢伏山頂付近からNNE方向に緩慢な古脊梁がのび、その東側に落合橋、不動滝付近に中心をもつ幅広いチャンネルがNNE方向に流下することが判明したが、これまた鉱床把握には至らなかった。

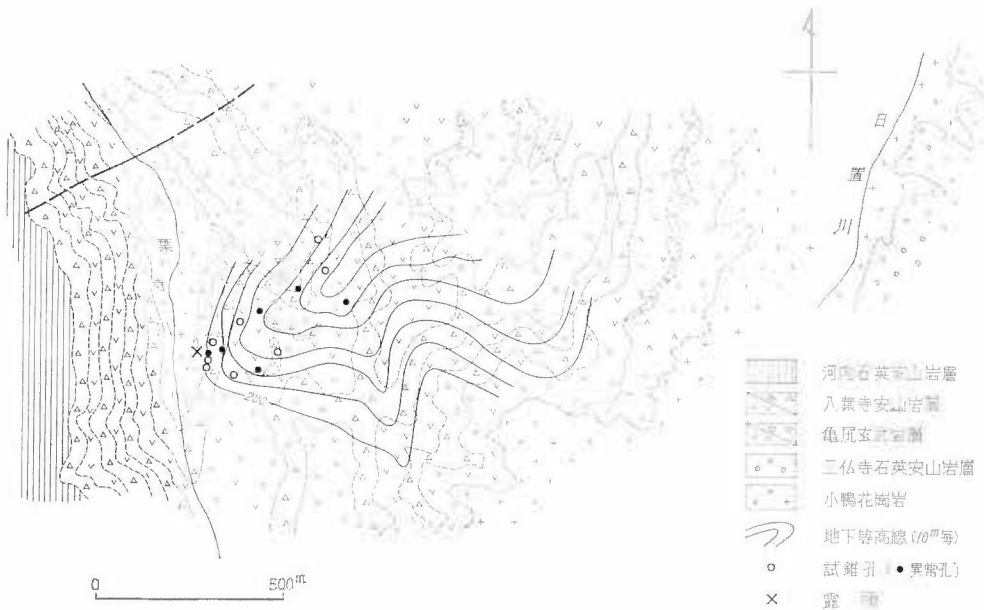
このチャンネルの上流が飯盛山チャンネルに連続する想定がついた(第27図参照)。また鉢伏山付近に発

柱状図	層厚	岩質	摘要
▽	30 ^m	塩基性安山岩	
○	0~25	石英安山岩質凝灰角礫岩	
△	0~50	玄武岩	
△	5±	玄武岩質凝灰岩	
△	0	火山礫凝灰岩	石英粗面岩質凝灰岩層
△	0~2	凝灰質砂岩	
△	0~1	凝灰岩粘土化帯	
△	0~1	アルコーズ砂岩不整合	
△		黒雲母花崗岩	小鴨型
△		石英粗面岩	} 岩脈
△		石英斑岩	
△		塩基性安山岩	

第26図 仙津山地区模式地質柱状図
Geologic Map of Senzusan area



第27図 鉢伏山地区地下等高線図
Underground center Map of Hachibuse area



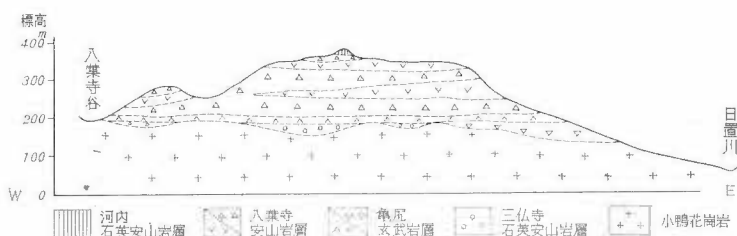
第28図 八葉寺地区地質図
Geologic Map of Hatshōji area

達する基盤面のドームを中心として、それより、南西方向に流下するチャンネル帯に方面、麻畑地区の鉱床が、また北西方向に流下するチャンネル帯に仙津山地区の鉱床がそれぞれ胚胎する関係も判明した。

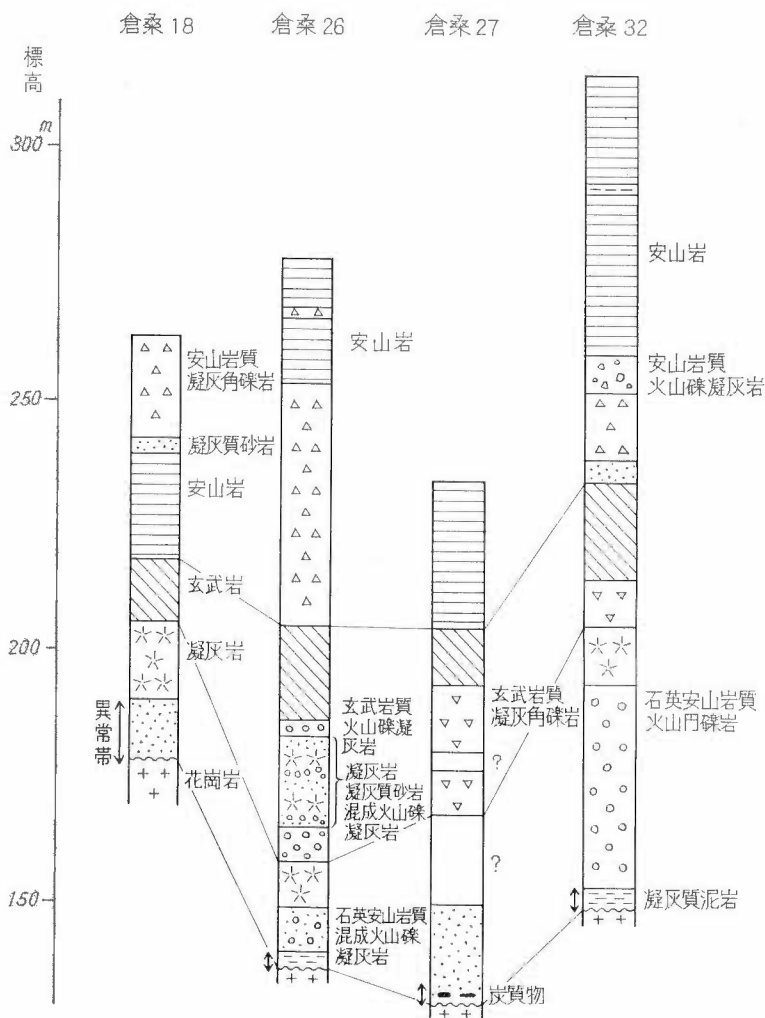
八葉寺地区

本地区は昭和36年末から現在まで調査探鉱が続けられている。当初小畑東方で最高 25 μ /g、早牛で最高 25 μ /gのウランを電化探で検出し、その後トレンチにより八葉寺谷上流東岸山腹で 0.005 mr/h の放射能異常を示す露頭を発見した。その付近を簡易試錐探鉱を行ない 1,180 c/m の異常を認め、さらに深掘試錐を進め延 1,450m、11孔のうち4孔において 480~1,600 c/m の異常を検出した(第28図参照)。その後は一応試錐を中

鳥取県東郷鉾山のウラン鉱床 (高瀬 博)



第29図 八葉寺地区東西模式地質断面図
E-W Section of Hatshōji area



第30図 八葉寺地区主要試錐柱状図
Geologic columnar Map of Main Bore Holls at Hatshōji

止し、現在東部地区一帯を深部電探により、基盤面の構造解析を急いでいる。

本地区は安山岩熔岩に覆われ、北方に緩慢な勾配を示す熔岩台地地形をなすが、河谷部では急崖を形成している。

小鴨型の粗粒優白質黒雲母花崗岩が基盤をなし、下位より 仏寺石英安山岩層、亀尻玄武岩層、八葉寺安山岩層、河内石英安山岩層の順序で累重する（第29図参照）。

含ウラン層は最下位の 仏寺石英安山岩層であるが、地表にはほとんど露出せず、試錐によるのみ握み得る。本層は火山円礫岩、混成火山礫凝灰岩、含軽石混成凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩等の2次的なもので、火砕流堆積物、熔岩等の一次的なものは認められない。凝灰質砂岩、凝灰質泥岩で炭質物を挟有する部分からウランが検出されている³⁾

本地区の不整合面は標高約200m以下で、概して南から北に向かって緩慢に傾斜しているようである。して露頭付近に端を發し南西から北東に向かい、流下する基盤面の一つのチャンネルは 仏寺石英安山岩層が埋めている。

含ウラン露頭は 仏寺石英安山岩層基底のアルコーズ砂岩薄層、さらに漸移して凝灰質砂岩と発達するものうち、後者からウランも検出した（16 r/gU）。試錐孔で検出した放射能異常もす 凝灰質砂岩ないし同質泥岩で、炭質物の部分で特に強い異常を示す（第30図参照）。

現在南北幅約100mでチャンネル沿いに東西方向に約400mまで異常部が追跡されている。 仏寺石英安山岩層の探査追跡が今後に残された問題で、そのためにはそれを胚胎するチャンネルを深部電探等により解析し、上記露頭から発展した鉱体と関係づけることが急務である。

河内地区

本地区は東限が鳥取市、南および西限は それぞれ東伯郡との尾根で界され、おのおの安蔵・三滝、中津の各地区に隣接する。

昭和33年度から39年度の7年間にわたり、地表調査、電化探、試錐探鉱が行なわれた。

佐谷流域で礫岩から0.01% U_3O_8 、玄武岩質凝灰岩から、0.045% U_3O_8 、石英安山岩質凝灰角礫岩から0.005% Uの放射能異常を伴う露頭を發見したが、いずれもその連続性に乏しく探鉱を中止している。

付近の地質は小鴨型優白質粗粒黒雲母花崗岩、木地山複合岩体、鉛山型石英閃緑岩、細粒優白質黒雲母花崗岩ないし石英斑岩（鳥取型）が相錯そうし、これらが基盤をなし、下位より礫岩、アルコーズ砂岩の薄層、石英安山岩、玄武岩、安山岩、石英安山岩が累重する。NS系、EW系、NE-SW系等の断層がみられ、数10mの落差で転位している。不整合面は本谷上流部で標高約900mに達するが、順次北西方で低下し、河内部落付近では200~300mまで下る（第31図・第32図参照）。

三朝群層は北西部から南東部に行くに従って上位の地層が基盤岩の崇りにアバットする。

佐谷より尾根にかけて各岩層は広範囲に珪化作用、黄鉄鉱化作用が認められ、礫岩（層厚1~2m）は概して緑泥石化している。

含ウラン層は佐谷流域で基底礫岩層（走向方向に300mの連続を示すも放射能異常部はごく一部に限られている）とその上位の玄武岩質凝灰岩層の一部および基盤に直接する石英安山岩質凝灰角礫岩層の一部等であることが判明した。3孔、延311mの試錐の結果これらの露頭より基盤面は低くなっているにかかわらず、放射能異常は認められなかった。

仙津山、八葉寺等の地区と同様連続性に乏しい鉱床かも知れない。今後は中津地区との関連性をふくめて探査を行なう必要がある。

安蔵・三滝地区

本地区は鷲峰山東部に東郷鉱山各地区とは孤立して位置する。

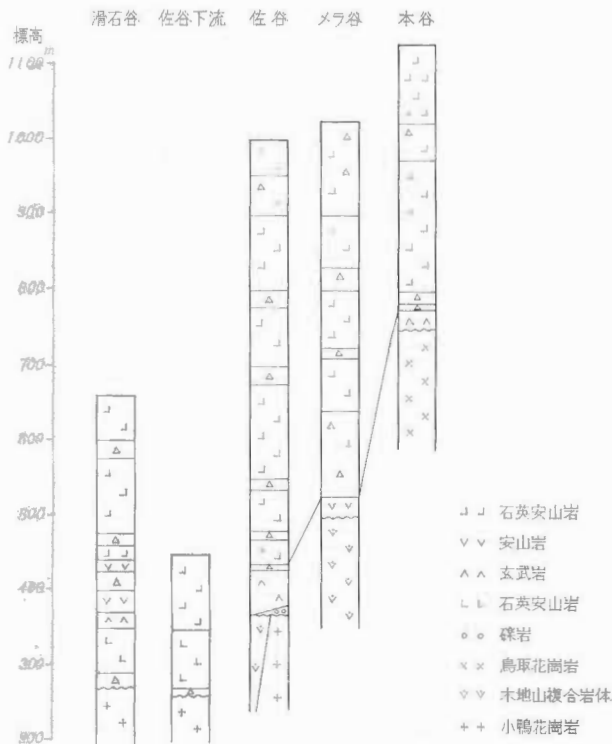
昭和40年度に化学探鉱が実施され、サイノ峠南方約1.5kmの地点（安蔵地区）と高山をはさみその南斜面の虹ノ滝付近（三滝地区）において8~15 r/gのウランを検出した^{注1)}。

これに引続き41年度末まで地表調査を行ない、三滝地区において最高0.3 m³/hを示す露頭を發見した。

注1) 福岡勇雄他：三滝地区化学探鉱結果（倉吉出張所報告 1965）
菊地 清他：三滝地区トレンチ精査結果（ " " ）



第31図 河内地区地質図
Geologic Map of Kōchi area



第32図 河内地区ルート地質柱状図
Geologic columnar Map of Kōchi area



第33図-a 三流・安藤地区地質図
Geologic Map of Mitaki-Azō area

この露頭から五葉ノ谷にかけては弱異常帯が連続的に分布するので、深部の鉱況を究めるため簡易試錐延484m、22孔をさく孔したが、いずれも花崗岩の1.5倍程度の放射能強度で鉱床はきわめて小規模の様相である。

付近の地質は細粒黒雲母花崗岩と木地山複合岩体が基盤をなし、上位に亀尻玄武岩層、津野安山岩層、河内石英安山岩が累重する。

基盤面の凹所には亀尻玄武岩層の低位を礫岩、砂岩、泥岩が埋める(第33図¹⁾)。

放射能異常を示す露頭は第33図-aに示すとおりで花崗岩と泥岩との間にはさまる炭質物に富む泥質砂岩の薄層からなる。走向延長は2m内外、厚さ約10cmのレンズで連続性に乏しい。この部分はチャンネルの底部で、両翼はたかまっている。付近の様式地質柱状を示すと第34図のとおりで露頭南西部では基底礫岩が急激に厚くなる。チャンネルは高山三角点直下付近を経てNW-S E方向に延びるものと予想される。不整合面露頭は高山北斜面の方が上記露頭よりも高位にあるので、NWからSE方向に流跡をとどめるチャンネルかも知れない。

上記、露頭の延長上を北方へ追跡したところ、高山測候所の下付近に別個のチャンネルが存在しその南翼部で花崗岩の2倍程度の放射能強度を示す箇所があるが、その北方では基盤は閃緑岩となり、基底堆積物も凝灰質となり異常は認められない。

本地区の鉱床は上記0.3 mr/hを示す小規模の炭質物に富む泥岩レンズにとどまるのか、あるいはこのチャンネル上に点々と同様のものが賦存するも

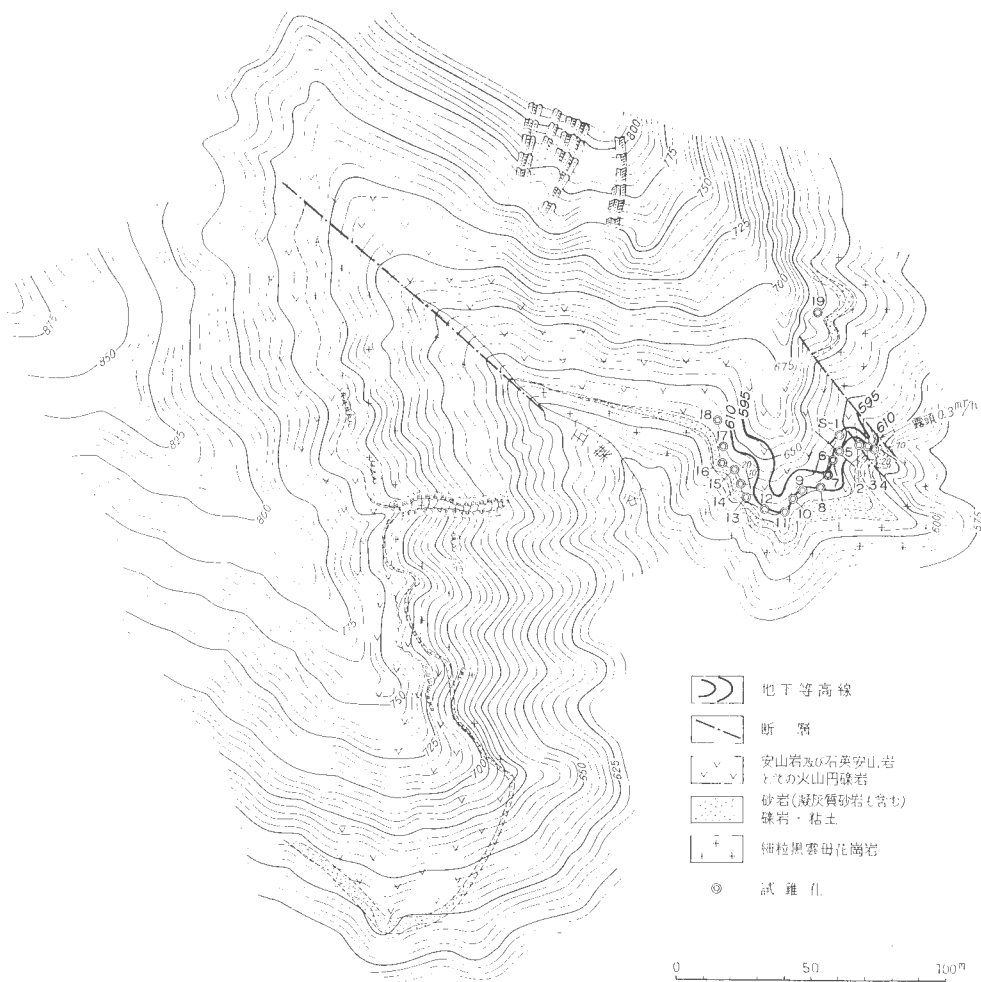
のか、今の段階では判断できない。さらに試錐探鉱を行なう必要がある。

要するに基底礫岩には放射能異常はなく、礫岩層の上面にのる泥質岩の薄層に弱異常を示す傾向のあることだけは判明した。

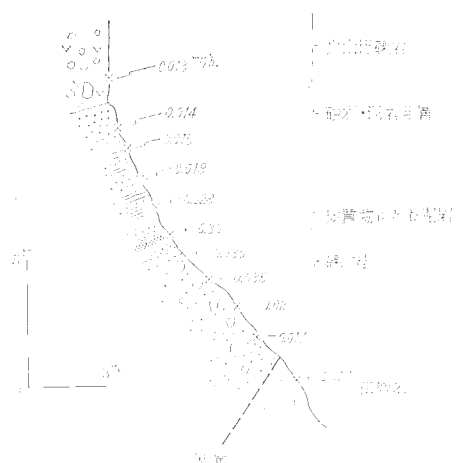
3. む す び

本地域の地質をウラン鉱床の立場からみると次のようなことがいえる。

鳥取県東郷鉾山のウラン鉱床 (高瀬 博)



第33図-1 三滝露頭付近地質図
Geologic Map of Mitaki Outcrop and 1st Adjacent area



第34図 三滝露頭断面見取図
Vertical Sketch of Mitaki outcrop

(1)三朝期の終末まで海浸の形跡は認められない。ウラン鉱床を賦存する場合は、生成期から現世にいたるまで陸化していたものと考えられる。

(2)三朝期における本地域の基盤岩は、鳥取・岡山県境の脊梁よりもやや南方にずれて一つの脊梁部をつくり、北に東郷湖盆、南に人形峠湖盆を形成したものと考えられる。

人形峠湖盆には650～900mの高位平坦面、東郷湖盆には600～800mの中位平坦面と350m以下の低位平坦面とがそれぞれ顕著に発達し、これらの平坦面には大小の河谷が複雑に刻まれ、溺れ谷的環境^{注12)}で堆積作用が営まれたものと解せられる。

(3)上記河谷を代表するチャンネルの生成機構としては、人形峠地域ではEW系の構造線（木地山—中津河—辰巳峠）に沿って幅広く単調に形成されている（峠、夜次、赤和瀬、中津河、恩原、辰巳峠等の地区）のに対し、東郷地域ではNE-SW系（神ノ倉主チャンネル、菅ヶ谷主チャンネル、三徳山、方面、麻畑枝チャンネル、八葉寺、飯盛山、鉢伏山等）、EW系（神ノ倉第1チャンネル、麻畑主チャンネル、仙津山等）、NW-SE系（神ノ倉第2、第3、第4、鉛山チャンネル、菅ヶ谷枝チャンネル、松谷、羽衣石等）等の群小弱線帯に沿って数多くのチャンネルが形成されている。

人形峠湖盆ではこれらのチャンネルを埋める堆積物の上位に、広範囲に珪藻土が分布している点等からみて、その後湖沼として発展したことが推察される。東郷湖盆では珪藻土の分布は認められないが、熔岩間には成層する火山砕屑岩類が厚く分布している点からみて、相当の水深にまで発展したものであろう。

(4)人形峠地域では厚さ数m以下の基底礫岩層中に規則的に鉱床の主体が賦存されるのに対し、東郷地域では礫岩の発達が悪く、鉱床は概して礫岩部をさけて基底のアルコーズ砂岩中ないし炭質物にとむ泥岩、砂岩中に富鉱部を形成し、前者が人形石、燐灰ウラン石を主とする単純な鉱石からなるのに対し、後者はその他に閃ウラン鉱、コフィン石、ウラノフェン、ペーターウラノフェン、カルノー石、ボルトウッド石、燐銅ウラン石、ランキル石、ウィークス石等多種の鉱物を少量ながら随伴する点で両者の沈殿環境の差を現わしている。

(5)二次ウラン鉱物の生成された年代は一般に若いとされており、現在も地下水、地球化学的環境に支配され溶出、移動、沈殿を繰返しているものと考えられる。

(6)東郷地域の探鉱結果からみて、上記中位平坦面上の鉱床（神ノ倉を中心とし、西の松谷、東の菅ヶ谷、北の三徳山鉱床群）が最も規模が大で、下位平坦面上の鉱床は方面、麻畑がやや規模に優るも、周辺の羽衣石、飯盛山、仙津山、八葉寺等では次第に規模は劣化している。平坦面の標高と鉱床の規模との相関が何に起因するものか今の段階では解釈がつかない。

(7)主チャンネル下流部の幅広い部分は一般に不毛帯で、上流部または枝チャンネルに富鉱部を形成する傾向があるので、綿密な探鉱方法が要求されることとなり、間隔の狭い試錐または坑道等によって成果を挙げるためには時間と経費がかさむ難点がある。

しかし企業化の立場から調査したり、鉱量を適確にふやすには坑道探鉱が最も効果的であることはすでに立証されている。

物理探鉱法による小規模チャンネルの解析にはまだまだ問題点が多く、適用の域には達していない。

従って最近の趨勢としては、探鉱段階ではトレンチ精査と試錐探鉱により鉱床の賦存状態の概略を推察する程度でとどめる傾向にある。しかも地形、位置的にみて本地域における今後の探鉱は次第に悪条件が重なるため、その成果の期待度は低くならざるを得ない。

本稿作成に当たり、図面作成、その他多大の御協力を得た原子燃料公社倉吉出張所技術課の菊地、伊藤、佐藤、奥野、和田の諸氏に厚く御礼を申しあげる。

文 献

- 1) 地質調査所：倉吉図幅、説明書
- 2) " : 鳥取南部図幅、説明書
- 3) 原子燃料公社倉吉出張所：探鉱報告書集

注12) 池辺展生の談話による。

- 4) 原子燃料公社探鉱専門委員会：議事要旨集
- 5) 原子燃料公社(1962)：鉱床懇話会議事録
- 6) ウラ トリウム鉱物研究委員会 1961)：ウランその資源と鉱物
- 7) 佐藤学而・菊地 清(1964)：神ノ倉鉱床とチャンネル構造，日本鉱業会研究発表講演要旨集
- 8) 佐藤学而・菊地 清・鶴田 博・奥野孝晴 1964)：東郷鉱山神ノ倉地区の鉱床，日本鉱業会研究発表講演要旨集
- 9) 杉山隆二・佐藤学而・菊地 清・福岡男雄(1963)：鳥取県東郷鉱山の ウラ 鉱床，日本鉱業会誌，vol. 79, no. 902
- 10) 高島 彰(1965)：ウラン鉱のすべて，地学出版社
- 11) 鳥取県(1965)：鳥取県地質図，説明書
- 12) " (1959)：菅ヶ谷地区にウラン鉱床調査報告

Uranium Deposits of the Tōgō Mine, Tottori Prefecture

By
Hiroshi TAKASE

Uranium Ore Deposits at Tōgō Mine, Tottori prefecture in northern Ningyo-tōgeu ranium district is the most important uranium mineral resources in Japan. The deposits which occur as separated block in each of the Kannokura, Katamo, Asabatake, Sugegatani, Mitokusan, Hinokidani, Ueshi and Senzusan areas, are estimated to contain 2 million tons of 0.052% U_3O_8 ore (1966).

Prospecting was enforced till the step of gallery-prospecting in the three areas of Kannokura, Katamo and Asabatake, and ended in the stage of boring prospecting in the areas of Ueshi, Imoriyama, Yodo, Mitokusan, Sugegatani, Hinokidani, Hatshōgi, Hachibuseyama, Kochi and Mitaki.

Accordingly the degree of occurrence of ore deposits in each area is unlike according to the accuracy of prospecting.

In this copy we especially fully explain about the area of Katamo, Asabatake and Kannokura, and give an outline of the result of boring about other areas.

The deposits occur as stratiform in basal conglomerate, arkosic sandstone, carbonaceous siltstone, tuffaceous sandstone and carbonaceous matter of lacustrine Neogene Tertiary sediment in the Misasa formation, which is about 500 m thick.

Generally ores are formed in 1) permeable arkosic sediments containing carbonaceous matters that include humic acid and 2) paleodrainage channel way related to paleotopographic, sedimentary or structural features.

The primary ores characteristically are black and contain U^4 as ningyoite, coffinite, uranite ~ and organic matter associated with pyrite.

The Secondary ore are yellow or brown and contain U^6 as autunite, uranophane and other minerals.

It is conceivable that the genesis of the deposits are as follows:

Primary ore deposits accumulated in permeable fluvial arkosic sediments rich in carbonaceous matter under reducing environment probably created by bacteriogenic hydrogen sulfide.

IV. 13.3 岡山県人形峠鉍山のウラン鉍床

福岡 勇雄*・久保 恭輔**

要 旨

人形峠鉍山の各鉍床は三朝層群と呼ばれる新第三紀、中新世末期から鮮新世にかけて形成された地層の基底部に発達する礫岩、砂岩、泥岩を母層として胚胎する堆積型ウラン鉍床で、分類上地下水型の基底礫岩型に属すると考えられるものであり、その分布はチャンネル構造と呼ばれる基盤の構造に支配されている。

三朝層群は著しい火山活動の産物によって特徴づけられ、各種の火山岩類を含むが、全体としては火山層序学的単位の地層が陸水性の堆積物である礫岩、砂岩、泥岩を伴って形成されたものと見られる。

この三朝層群の基盤をなすものは三郡変成岩類、白堊紀～古第三紀侵入花崗岩類、木地山火山岩類、第三紀侵入複合深成岩体に大別される。このうち白堊紀～古第三紀侵入花崗岩類は本地区に最も広く分布し、鉍床を胚胎しているチャンネル構造を形成しているだけではなく、ウランの供給源としても重要な役割を果たしているものと考えられる。

チャンネル構造は基盤岩上に刻まれた旧河川の存在を表わし、その形成は明らかに基盤の裂力系に支配されている。人形峠周辺にはE-W系およびN-S系のものと、新期深成岩類の進入方向と一致するNE-SW系およびこれに直交するNW-SE系の4系列のものが観察され、人形峠鉍山内に見られる3つのチャンネル、すなわち高清水、峠、夜次、中津河、恩原、辰巳峠の各鉍床を胚胎させる人形チャンネル、十二川鉍床および東郷鉍山の神ノ倉鉍床を胚胎させる神ノ倉チャンネル、長者鉍床を胚胎させる河内チャンネル等も例外なくこの4系列に属する。

鉍床を胚胎する母層の岩相はどの鉍床においても大差ないが、その層準は必ずしも同一でなく、栃原累層下部層、人形峠層およびこれと一連の地層であると考えられる辰巳峠累層下部層、高清水累層の下部層および中部層と若干堆積時期に違いのある地層に分かれる。

母層はまたその岩相の違いから一般に固結度が低く脆弱で透水性が大きい礫岩、砂岩と、細～中粒の凝灰質砂岩、泥岩との2つに区分され、これ等はさらに非酸化帯と酸化帯に2分されおのおの的徴的な鉍物組成を持つ鉍石を形成している。

鉍石鉍物は非酸化帯では人形石、閃ウラン鉍、酸化帯では燐灰ウラン石で代表されるがこのほかウラン鉍物の形をとらず、非酸化帯ではフミン酸に吸着された形で、また酸化帯では褐鉄鉍と共沈して固定されウラン鉍石を形成している褐鉄鉍に吸着されるものもある。鉍石の品位は鉍床の規模に左右されず、品位変化は泥岩ないしは頁岩中のものに較べて礫岩、砂岩を母層とするものは一般に激しく、また高品位部ほど変化が著しい傾向がある。

個々の鉍床の元の規模を推察することは後の侵食によってそれが分体されている現状では少々困難であるが、全体としては見る時人形チャンネルにおいては上流部では余りまとまった形をとらず幾つかの小鉍床を、中流から下流部にかけてやまとまとめた鉍床を形成しているように考えられ、またその胚胎場所も上流部、中流部、下流部でそれぞれ少しずつ異なっている。

鉍床の成因に関しては、母層の性質、生成環境、ウラン鉍物および随伴鉍物、鉍物の性質、鉍床の構造規模その他の形態的特性から、母層の堆積後、主として地下水を媒体として運ばれたウランが還元環境下で母層に固定したものと考えられる。

ま え が き

人形峠鉍山は昭和30年11月12日、鳥取・岡山両県の県境にほど近い鳥取県側のバス道路の切割で地質調査

* 動力炉・核燃料開発事業団倉吉出張所

** // 東濃探鉍事務所

所カーボン班が放射能異常をとらえたことにはじまる。

爾来今日まで11年有余、調査は昭和31年8月原子燃料公社が設立されるとともに調査所から公社に引き継がれ、また公社はさらに昭和32年8月人形峠出張所を設立し探査の陣容を整えるに従い、鉱床も発見露頭に連なる峠鉱床だけでなく、夜次、中津河、恩原、辰巳峠、高清水、十二川、長者と相次いで発見され、鉱量も飛躍的に拡大し粗鉱量200万t、金属ウランにして1,000tが獲得されるに至っている。

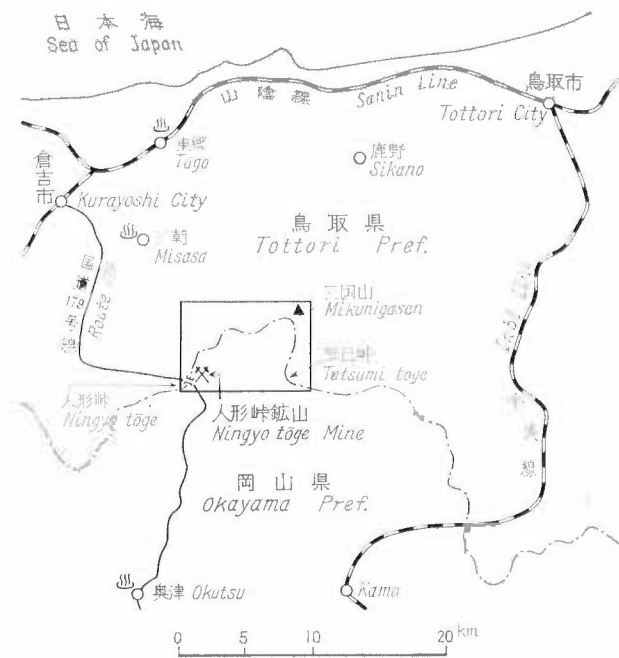
また一方では世界最初の人形石の発見、チャンネル構造と鉱床との関連を明らかにするなど鉱物学的、鉱床学的な成果にも見るべきものがある。

本報告書は原子燃料公社で行なった調査をもとにして取りまとめたものである。過去11年間、人形峠出張所、倉吉出張所において本地区の探査に従事された諸兄に深甚の謝意を表す。特に稿を草するに当たり貴重な御助言御討議を頂いた横山明弘職員に、また図面の作成を手伝って頂いた村田雪夫氏に感謝する。

1. 位置および交通

人形峠は鳥取県東伯郡三朝町と岡山県苫田郡上斉原村との境界、標高735mにあり、鉱山事務所は峠の東方約500mの上斉原村内に設置されている。なお人形峠は鳥取県倉吉市上井から岡山県津山市を結ぶ国道179

号線に位置しているため、両市間を結ぶ国鉄バス、民間バスの便があり、倉吉市からは26km、約1時間、津山市からは48km、約1時間半を要する。第1図にその位置を示した。



第1図 人形峠鉱山位置図

Index map of Ningyōtōge uranium mine

2. 地形

人形峠から高清水、三國山と連なる県境は、日本海側と瀬戸内側を分ける分水嶺と一致し1,000m前後の山々が連なっている。

この県境を境に鳥取県側はかなり急峻な地形を呈し、岡山県側はこれとは対称的にゆるやかな高原性の地形を示している。

本地区に流れる河川はその方向によっておおむね2系統に分けられる。その一つはNEからSWへ流下するもので赤和瀬川、中津川、恩原川で代表され、本地区を大きくブロック化している。他の一つはこれと直交する方向に発達する前記河川の支流を形成するもので特に基盤岩をなす花崗岩の良く露

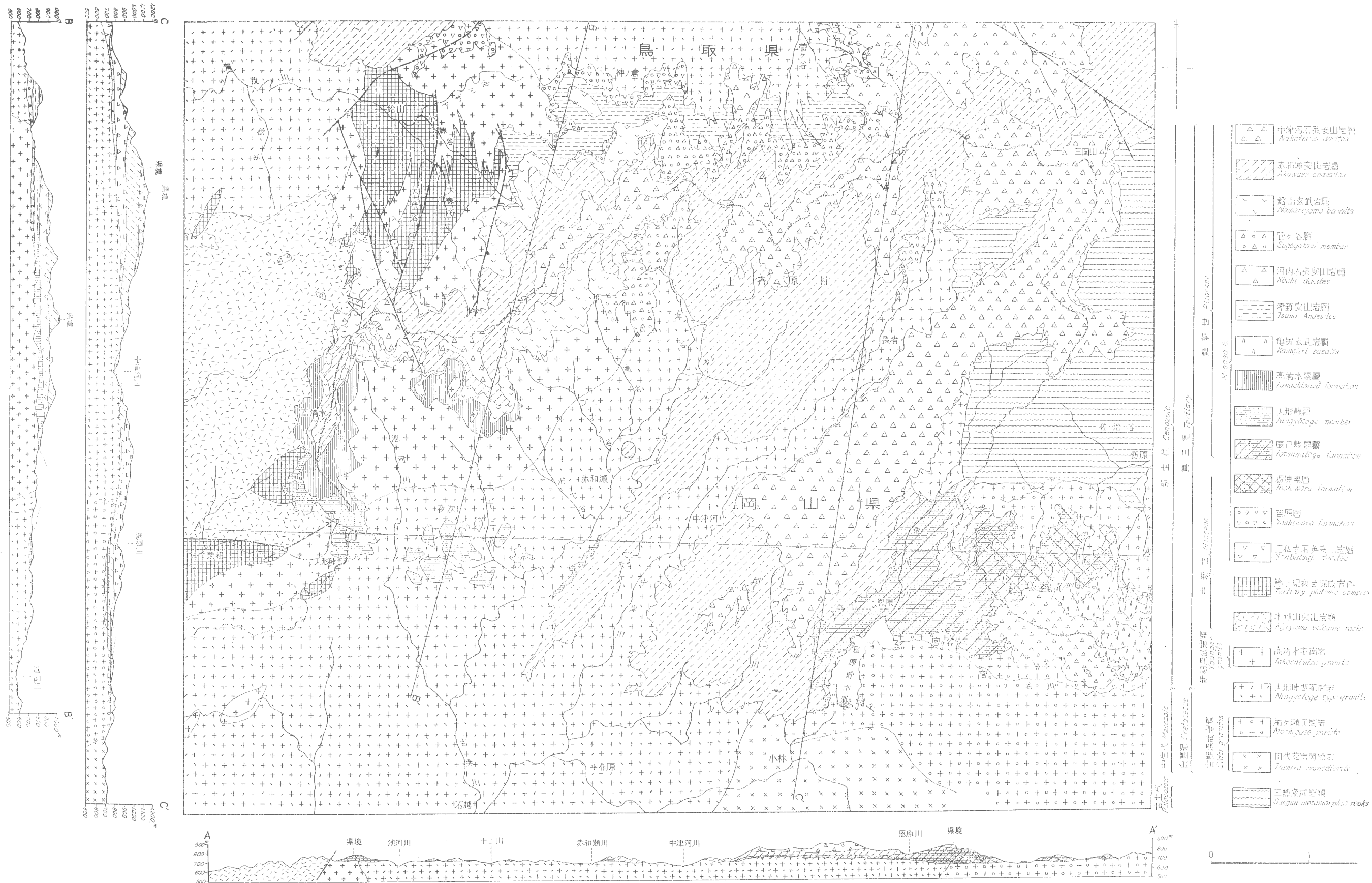
出する地に顕著に発達する。

熔岩流が高原状の尾根を形成するところでは支流方向は不規則となり、尾根の伸び方向に直交する谷の解析が顕著である。

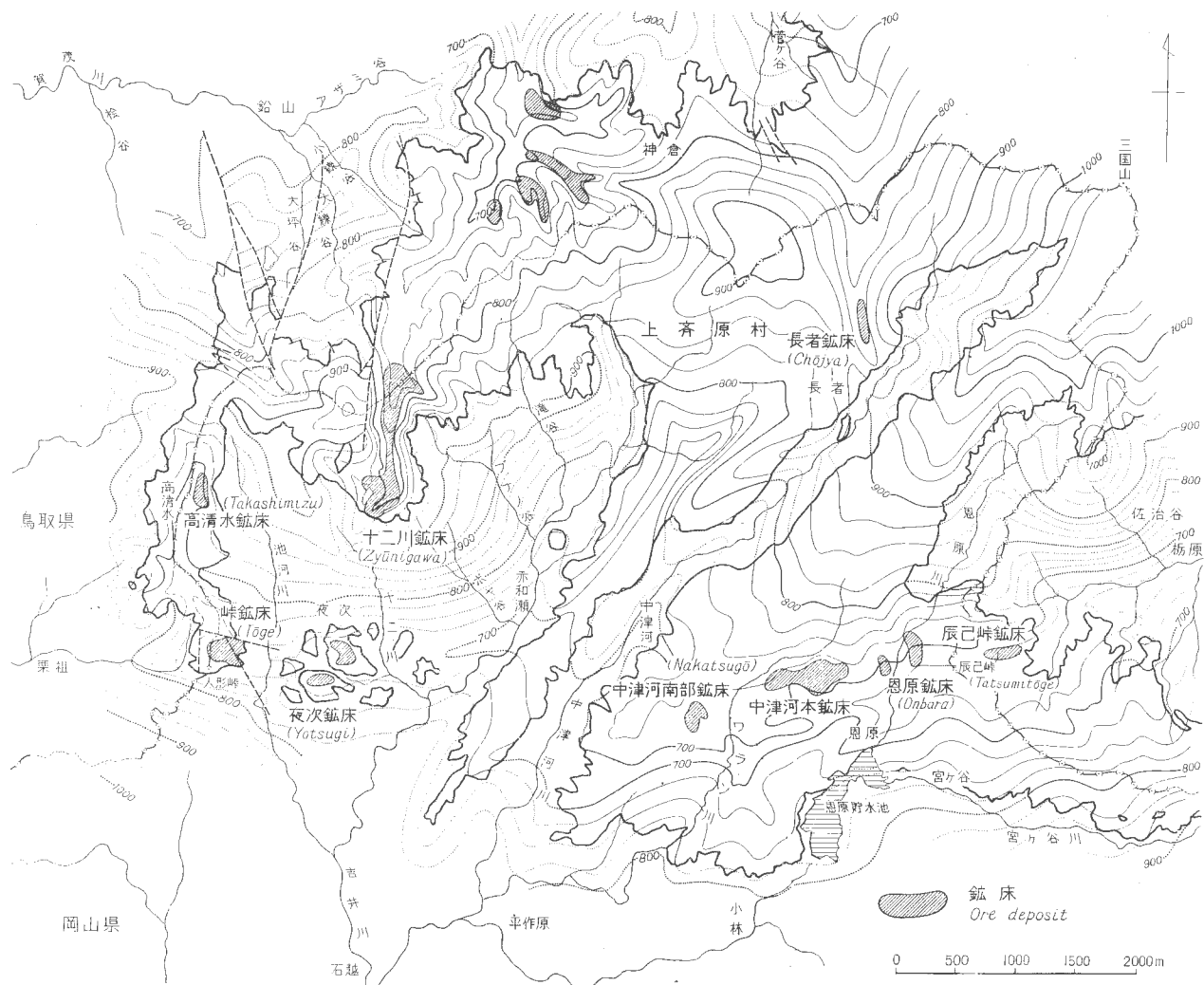
3. 地質および構造

第2図に人形峠鉱山地域の地質を示す。

なお地質および構造については、別項人形峠・東郷鉱山周辺の地質で述べたので、ここでの説明を省略する。



第2圖 人形峠嶺山地地質圖



第3図 人形峠鉱山地域における不整合面等高線図および鉱床位置図

4. 鉾 床

4.1 鉾床の一般的性質

人形峠鉾山には現在8つの鉾床または鉾床群ともいうべきものが過去10年間の調査によって発見されているが、これらの鉾床または鉾床群はすべて基盤の花崗岩類を直接不整合におおる三朝層群と呼ばれる新第三系中に胚胎されており、分類上堆積型ウラン鉾床に属し、チャンネル構造と呼ばれる基盤地形にきわめて強く支配されて、主として基盤直上に発達する礫岩、砂岩および泥岩の一部を母層として、ほぼ水平的な拡がりを示している。

第3図に人形峠鉾山全域の不整合面等高線および鉾床位置図を示した。

4.1.1 チャンネル構造と鉾床

鉾床はすべてチャンネル構造と呼ばれる基盤岩上に刻まれた旧河川内に堆積した礫岩、砂岩および泥岩ないしは酸性凝灰岩中に胚胎するが、これはこのチャンネル構造が地下水を媒体とするウランの運搬および集中によって形成される堆積型ウラン鉾床の形成に必要な条件、すなわち含ウラン溶液の集中、流動のための重要な器の役目を果しているためと考えられる。鉾床は、このチャンネル構造内に賦存するとはいえ、含ウラン溶液の停滞、ウランの固定という条件を満たす場にしか形成されないため、その位置は必ずしもチャンネルの中心部とは限らず、中心部に発達するもの、中心部から翼部にかけて、また翼部の斜面に懸架するように発達するもの等様々である。

しかし鉾床賦存の垂直的距離は、泥岩ないし凝灰岩中に胚胎する一部の例外を除いて数mないしは20mまでで、概括的には鉾床は基盤の直上部に胚胎しているものと見なされよう。

人形峠鉾山地域内には、現在までのところこのようなチャンネルが、人形チャンネル、神ノ倉チャンネル、河内チャンネルと3つ発見されている。第1表にその形態、鉾床の位置等を示す。

人形チャンネル

本チャンネルは古高清水脊梁の一角、現在の高清水高原のやや北部に端を発し、南へ下り、峠付近で東へ向きを変え辰巳峠東方まで10km余

追跡できる本地区では最大のもので、その中に高清水鉾床、峠鉾床、夜次鉾床、中津河南部鉾床および本鉾床、恩原鉾床、さらにこれより分岐する枝チャンネルに辰巳峠鉾床と数多くの鉾床を胚胎している。

高清水から峠北部に見られるチャンネル上流部は流れの方向に約6°、翼方向に13~15°の傾斜を持つ比較的緩いV字型を呈し、鉾床は翼部に発達している。

東方への転向点である峠付近から夜次一帯にかけての中流部と見られるところでは底部に300~400mの平坦面があらわれ、その断面は幅広いU字型を示し、下流方向への傾斜は著しく減じ1°以下となる。しかし底部平坦面から翼部への傾斜は上流部とさして変わらず15~20°を保っている。この中流部では鉾床は底部の平坦部のほぼ全域に拡がっている。

中津河南部および本鉾床を胚胎している下流部ではさらに幅広いU字型を呈し、底部平坦面は500~600mにもおよぶ。中流部において平坦面全域に拡がった鉾床は、この幅広い下流部の平坦面では若干その様相を変え、平坦面の中の一段高い棚とも段丘面とも見なされるところに胚胎している。

第1表 人形峠鉾山に見られるチャンネルの形態と鉾床位置
A relation between ore deposit and configuration of channel in the Ningyōtōge mine

神ノ倉チャンネル

東郷鉱山の神ノ倉の一連の鉱床を胚胎している本チャンネルの上流部は、現在の県境を越え岡山県側の人形峠鉱山地域内に伸び十二川の鉱床群を形成している。

ここでは東郷鉱山についての説明との重複をさけるため十二川鉱床群の周辺、すなわち上流部についてだけ記す。

古高清水脊梁の一部に端を発した本チャンネルは北西から南東へと下り、さらに一転して北へ向かう。このため上流部は一見鉤型をなし、これに胚胎される鉱床群の分布もそれに従う。北西から南東へは流れの方向に 6° 、翼方向へ $18\sim 25^\circ$ の傾斜を示すV字型をなし、鉱床は底部基盤直上に発達するものと翼部から中心部へほぼ水平に伸びて来るものとの2つの型が見られ、その2者が相重なって発達する場合も認められる。

主流に連なる南から北へ流れる部分では下流方向への傾斜はやや減じ、 3° 前後となるが翼方向へは逆に 30° 前後の傾斜を示すようになる。またこの付近になると狭いながら幅数10m程度の底部平坦面も見られるようになり、チャンネル横断面はU字型を呈し、鉱床はおおむね底部に位置する。

河内チャンネル

本チャンネルは古三国脊梁の一角に源を発し、ほぼ真北へ下り中流部に東郷鉱山の菅ヶ谷、三徳山の両鉱床を胚胎し延々と日本海に注ぐが、古三国山脊梁が現在の県境よりもやや南へずれて位置しているため、その上流部は人形峠鉱山地域内に位置し、その中に長者鉱床を胚胎している。

神ノ倉チャンネルと同様重複記載をさけるため長者鉱床周辺についてのみ記す。

鉱床付近は最上流部の小谷に分岐する地点に位置している。そのため横断面は緩い小V字が集った底部に凹凸の多いU字型を呈し、流れの方向へ $3\sim 4^\circ$ 、翼方向へ 18° 前後の傾斜を示す。

鉱床は底部から東の翼部への転移部に発達し、チャンネルの中心部には認められない。

4.1.2 含ウラン母層とその層序上の位置

ウラン鉱床を胚胎する母層としては (1)礫岩砂岩層、(2)泥岩ないしは凝灰岩層の2つがあげられるが、各鉱床の主要部分は(1)の礫岩砂岩層内に胚胎している。

(1)の礫岩は一般にチャンネルの基底部に発達するが、地層が翼部へも、また上流部へもアバットするため上位の地層の礫岩が直接基盤や下位の地層をおおって広く発達する場合も多く、そのいずれもが母層となっている例も多く観られる。

構成礫種は基盤を構成する花崗岩類に由来するものが圧倒的に多く、その他、所によって異なるが、本地山火山岩類、三郡変成岩類に由来するものおよび地層の形成前または形成時の火山活動によってもたらされたもの等が見られる。

粒度は大礫から巨礫程度のもが多く、下流部ほどやや小さくなる傾向にあり、円磨度は上流に悪く亜角礫ないし亜円礫を呈するが下流部では亜円礫ないし円礫となる。淘汰度は全般に不良である。

砂岩は礫岩中にレンズ状にまた礫岩の上位に礫岩と漸移して発達し、花崗岩の風化生成物によって構成されるアルコーズ砂岩であり、礫岩中の充填物と同一のもので砂岩として単独に扱ふよりむしろ礫岩と一体のものとなされる。礫岩砂岩層の厚さは一般には2~5m前後であるが時には数10mにもおよぶことがある。岩石組織は一般に粗くきわめて透水性が強い。

(2)の泥岩ないしは凝灰岩が母層をなす場合2つの型が認められる。1つは炭質物によって特徴づけられるもので炭質物の量とウラン品位とは狭い範囲において顕著な正の相関を示す。他の1つは粘土の吸着によってウランが濃集したと考えられるものである。

これら含ウラン母層は各鉱床においてはある限られた層準を示すが、個々の鉱床の層序上の位置は同一で

第2表 人形峠鉱山における含ウラン母層の層序上の位置

Stratigraphical position of uraniferous beds and names of ore deposits in them

はなく、人形峠鉱山内においては4つの異なる層準の地層が含ウラン母層となっていることが判明している。第2表にそれを示した。

4.1.3 粘土化と鉱床

人形峠鉱山において鉱床の存在する場所およびその周辺では、基盤をなす花崗岩および母層中に粘土化が認められ、現在までにいくつかの研究が行なわれている。

その結果によると粘土化と鉱床との間にはかなり重要な関連性があることが判明している。

奥野¹⁵⁾は中津河本鉱床の母層中の粘土化について調査を行ない、本鉱床における燐灰ウラン石の分布はモンモリロン石変質帯中に限られることを明らかにし、武藤・広野・倉田等^{注1)}は中津河本鉱床付近の基盤の花崗岩において、鉱床地帯と非鉱床地帯では粘土鉱物の程度と量および微量成分量にかなりの相違があり、それらを鉱床地帯に対する非鉱床地帯の比で表わすと、

$$\begin{array}{l} \text{モ モリロン石} : \frac{12.9}{1.3} \approx 10.0 \quad \text{イライト} : \frac{8.3}{4.3} \approx 2.0 \quad \text{Mn} : \frac{287}{173} \approx 1.7 \\ \text{Fe} : \frac{1.5}{3.1} \approx 0.5 \quad \text{U} : \frac{7}{14} = 0.5 \end{array}$$

となり、粘土化作用は鉱床地帯に著しく、また各成分の相関関係から鉱床地帯の花崗岩中の U, Fe は、粘土化作用の過程において一部溶脱された形跡のあることを指摘しており、また武藤^{注2)}はイライト カオリナイトがウラン量と良い相関を示し、この事実は鉱液にかつてカオリナイト→イライトの反応が起きたものと考えられること等を明らかにしている。

杉之原^{注3)}は、中津河本鉱床および南部鉱床における各粘土化と鉱床との関係をさらに細かく調査研究し、その結果、「カオリナイトは基盤岩中においても母層中においても、それを多く含む主要部分は中心部はずれ、むしろ鉱床をとりまくような分布を示し、また基盤岩と母層中のその分布傾向はほとんど一致している。雲母類（主として絹雲母、黒雲母、白雲母およびイライト）もカオリナイトと同様な傾向を示し、その分布はカオリナイトの多い地域におおむね重なっている。モンモリロン石の基盤岩中の分布と母層中の分布傾向はほぼ一致するが、その分布範囲は前2者と若干異なり、南部鉱床では鉱床の中央部を NNE-SSW の方向に切るような傾向を示し、基盤岩中の安山岩質岩脈の分布と大きな関係が考えられ、また本鉱床では北縁部の低品位部あるいはそれ以北に分布しており、2次鉱物分布地域は本鉱床、南部鉱床を問わずモンモリロン石化帯に属する」という奥野と同じ結果を得ていることを明らかにしている。

4.1.4 鉱石およびウラン鉱物

人形峠鉱山の鉱石を、母層の相違によって、2種類に区分できることは前述した通りであるが、これらはさらに非酸化帯と酸化帯に2分される。

しかし非酸化帯、酸化帯を問わず鉱床の主たる鉱物組成は普通の造岩鉱物およびその変質物によって示され、母層を構成する物質によって左右されるので、地域的に大きな変化を示す。普通の造岩鉱物以外の鉱物としては黄鉄鉱、褐鉄鉱、ウラン鉱物および粘土鉱物等が見られるが一般にその量は少ない。

第3表に人形峠の鉱石の鉱物組成を示す。

本鉱山に産するウラン鉱物としては4種の人形石、閃ウラン鉱、6種の燐灰ウラン石、チップ石等が知られているだけである。

非酸化帯の鉱石

本帯の鉱石は、灰色～暗灰色～黒色を呈し、一般に富鉄部ほど黒色が強い。普通の造岩鉱物のほかに黄鉄鉱、炭質物を含み岩石組織は一般に粗く透水性が良い。

ウラン鉱物としては4種の人形石、閃ウラン鉱の2つが確認されており、このほかウラン鉱物の形はとらないがウランを含むものとして主としてフミン酸に吸着¹¹⁾されたものおよび変質した黒雲母中の黒色物質¹¹⁾が知られている。

注1) 原子燃料公社東海事業所鉱物試験室勤務、第10回原子燃料公社探鉱専門委員会（1964）報告資料（未公表資料）

注2) 第9回原子燃料公社探鉱専門委員会資料（未公表資料）

注3) 原子燃料公社東濃探鉱事務所勤務（当時人形峠出張所勤務）、第10回原子燃料公社探鉱専門委員会資料（1964）および人形峠鉱山中津河一恩原付近のウラン鉱床探鉱報告書（1965）、ともに未公表資料。

第 3 表 人形峠ウラン鉱石の鉱物組成
Mineral composition of the ores of the Ningōyōtōge mine

(武藤正⁹⁾による)
(by T. Muto)

A 基盤岩の造岩鉱物起源 Allogenic mineral		含有率 Content (%)	B 自生鉱物 Authigenic mineral (Aからの変質物を含む)		含有率 Content (%)
石英	Quartz	15~50	黄鉄鉱	Pyrite	tr.~ 5
カリ長石	K-feldspar	10~40	白鉄鉱	Marcasite	tr.
斜長石	Piagioclase	10~40	閃亜鉛	Sphalerite	tr.
黒雲母	Biotite	1~ 3	石膏	Gypsum	tr.~ 5
白雲母	Muscovite	tr.	緑礬	Melanterite	tr.
角閃石	Hornblende	~ 1	方解石*	Calcite	tr.
輝石	Pyroxene	~ 1	菱鉄鉱*	Siderite	tr.
燐灰石	Apatite	tr.	褐鉄鉱*	Limonite	tr.~ 5
磁鉄鉱	Magnetite	tr.	カオリナイト	Kaolinite	5~25
褐礬石	Allanite	tr.	モンモリロン石	Montmorillonite	tr.~20
ジルコン	Zircon	tr.	絹雲母	Sericite	tr.~ 5
チタン石	Sphene	tr.	緑泥石	Chlorite	tr.~ 3
イルメナイト	Ilmenite	tr.	炭質物	Carbonaceous matter	tr.~ 1
ルチル	Rutile	tr.	ウラン鉱物	Uranium mineral	0.1~ 5

* 酸化帯の鉱石中のみ含まれている
Found only in the oxidized ores

人形石は非酸化帯全般に認められるが閃ウラン鉱は夜次および中津河本鉱床の一部で同定されているだけで普遍的なものではない。

また、母層中にはしばしば炭質物が見られる。

この炭質物は単独で産するピトリット型、母層の最上部に層状に発達するドリット型および母層全体に微粒にほぼ均質に散らばっているもの等がある。母層の最上部に層状に発達するものは一般にウランを含まないが、他の2つはウランを含むことが多く、炭質物の量とウラン品位は狭い範囲においては正の相関を示すことが知られている。

この炭質物中のウランは時に人形石が同定される¹⁰⁾場合もあるが一般にはウラン鉱物の形をとらず、ウランはフミン酸に吸着されているものと考えられる¹¹⁾。

酸化帯の鉱石

酸化帯は露頭付近および被覆層が薄い地下浅所を一般に示しているが、このほか断層破碎帯、被覆層の節理の発達等によって天水が深部まで達するような場所にもしばしば認められる。

本帯は非酸化帯が単に酸化され変化しただけにとどまらず、ウランの再移動・一沈殿という過程において濃集し、2次富鉱体という形をとる場合もあり、非酸化帯より一層強く基盤構造に支配されている傾向が見られる。

本帯の鉱石は一般に褐鉄のため黄褐色~帯赤褐色を呈する。非酸化帯と較べ鉱物組成の上ではモンモリロン石、褐鉄鉱が増え、黄鉄鉱が消滅するほか炭質物も姿を変える。

ウラン鉱物としては2次鉱物である6価のリンカイウラン石が普遍的に認められるが、中津河南部鉱床においてはチップ石も認められている。

またウラン鉱物の形はとらないがウランと共沈した含ウラン褐鉄鉱も鉱石としては重要である。

鉱石の特性

人形峠産の鉱石には採鉱、選鉱、製錬の過程においてそれぞれすぐれた特性が存在することが現在の調査で明らかにされている。

採鉱上の特性としては、鉱床を胚胎する母層が新第三紀という新しい地質時代に形成されたものであるため固結度が低く、水力採鉱が可能であり、採掘、搬出コストを在来法に較べ著しく低下させる見込みがあること。

第2の選鉱上の利点としては、これは主として非酸化帯の鉱石に適宜し得るものであるが、鉱石中のウランの分布は鉱石の微粒部分に集中しており、これがため鉱石の固結度の低いことと相俟って、採掘した鉱石を洗鉱ふるい分けすることによって製錬所への給鉱品位を比較的簡単に7倍近くあげることができ、しかも廃石品位を0.01% U_3O_8 以下に押えることができる³⁾⁴⁾⁵⁾²¹⁾こと。

第3の製錬上の利点は、人形石、燐灰ウラン石とも酸に溶け易く、鉱石としても空隙が多いため酸の浸透が容易ですみやかに、かつ充分にウランを浸出し得、また製錬上および核燃料としての妨害元素を含んでおらず、そのため高価で複雑な処理を必要としないで優秀な核燃料を製造し得る点である。

以上3つの特性から、外国産の鉱石に較べやや低品位であるといわれる唯一の欠点も充分にカバーでき得るものと考えられる。

ウラン鉱物

人形石 (Ningyoite) 本鉱物は昭和32年3月人形峠鉱山、峠鉱床の非酸化帯で発見された黒色高品位鉱に含まれていたものであり、その後武藤らの研究により新鉱物であることが確認され、人形峠の名に因んで人形石の名がつけられたものである。本鉱物はその後の調査により高品位部だけではなく非酸化帯にも普遍的に分布していることが判明している。なお本鉱物については武藤らによって詳しく研究^{7)~10)12)}されており、以下それによって記す。

1) 化学式 $(Ca, U, RE)_2[P(0.0H)_4]_2 \cdot 1 \sim 2 H_2O$

2) 結晶 斜方晶系（偽六方晶系）

空間群 P 222

格子定数 $a_0 = 6.78 \text{ \AA}$ $b_0 = 12.10 \text{ \AA}$ $C_0 = 6.38 \text{ \AA}$ $a_0; b_0; C_0 = 0.560; 1; 0.527$

3) 物理的性質 比重3.2~3.5 色は見掛け上黒色、煤状で肉眼では結晶を見ることはできない。

4) 光学的性質 屈折率は水の量、カルシウムがウランを置換する割合によって変わるが人形峠産のものは大体一様で $n = 1.64 \sim 1.65$ 複屈折は低い。

普通 5μ 以下の大きさの菱形または短冊状の微晶で直消光（正の伸長方向）を示す。色は淡緑色で一般には有機物によって褐色に着色して見えることが多い。

弱い多色性（X軸方向に薄い）が認められる。

5) 産状 非酸化帯の礫岩砂岩中において砂礫粒の表面および空隙に黄鉄鉱、その他の鉱物をおおって

第4表 人形石X線粉末回折線
X-ray powder spacing data for ningyoite

（武藤，他⁷⁾による）
（by T. Muro, etc.）

Toge		Toge		Toge		Toge	
d	I	d	I	d	I	d	I
12	f	4.02	f	2.69	v w	1.926	f
6.8	f	3.45	w	2.35	w	1.903	v w
6.35	v w	3.39	m b	2.33	f	1.845	w b
5.99	w b	3.19	f	2.26	f	1.740	w
5.69	v w	3.02	v s b	2.22	f	1.728	f
4.49	v w	2.81	s	2.13	s	1.692	w
4.33	m	2.73	v w	2.01	f		

第 5 表 夜次坑産セウラン鉱の X 線粉末線
X-ray powder spacing data for uraninite from Yotsugi ore deposit

(武藤 正¹¹⁾)

(by T. Muro)

結地区 2 坑 オウテッ鉱 Toge No. 2 drift Pyrite		セウラン鉱 Uraninite					夜次坑試料 Sample from Yotsugi No. 2 drift		$(I_Y - I_P) \times 2/7)^*$	[I']
d (Å)	I _P	hkl	Mivida 鉱山		熱水合成物		d (Å)	I _Y		
			d (Å)	I	d (Å)	I				
3.13	30	111	3.10	100	3.13	100	3.13	100	91	100
2.71	100	200	2.69	40	2.71	46	2.71	60	31	34
2.42	70	210					2.42	20	0	0
2.21	67	211					2.21	20	1	1
1.194	43	220	1.905	58	1.919	42	1.916	50	38	42
1.633	100	311	1.623	48	1.637	38	1.634	50	21	23
1.563	17	222	1.553	9	1.566	6	1.566	10	5	5
1.503	23	320					1.502	7	0	0
1.447	23	321					1.447	7	0	0

* 夜次試料の X 線回折線の強度から (210), (211), (320), (311) のようなオウテッ鉱のみによる回折線の強度をもとにして、オウテッ鉱による影響を引いたもので、その最大強度を 100% として計算したものが [I'] である。

くさび状に微結晶が晶出するのが特徴的で、硫化鉄、セッコウと密接に共生する。

一般には数 cm から数 10 cm の品位 0.0n~0.n % 台の不規則な小レンズ状の鉱層を母層中に形成するが、時には中津河南部鉱床に見られる品位も n% 台の比較的大きな規模の鉱体を形成する。

第 4 表に人形石の X 線粉末回折線を示す。

閃ウラン鉱 本鉱物は夜次 2 号坑 120m 付近および中津河本鉱床 1,300m 1 号中段北延付近の試料について同定されているだけで本鉱山においてはその産出はまれである。

夜次産の閃ウラン鉱の格子定数は武藤・村野¹¹⁾によれば $a_0 = 5.41 \pm 0.005 \text{ \AA}$ で C. FRONDEL の与えた堆積型ウラン鉱床の閃ウラン鉱の格子定数の中間値とほぼ一致するという。

第 5 表に夜次の試料による X 線粉末線のデータを、第 4 図に C. FRONDEL のデータを集計したタイプ別格子定数の度数分布を示し、それに夜次産および東郷鉱山神ノ倉鉱床産のもの位置を示した。

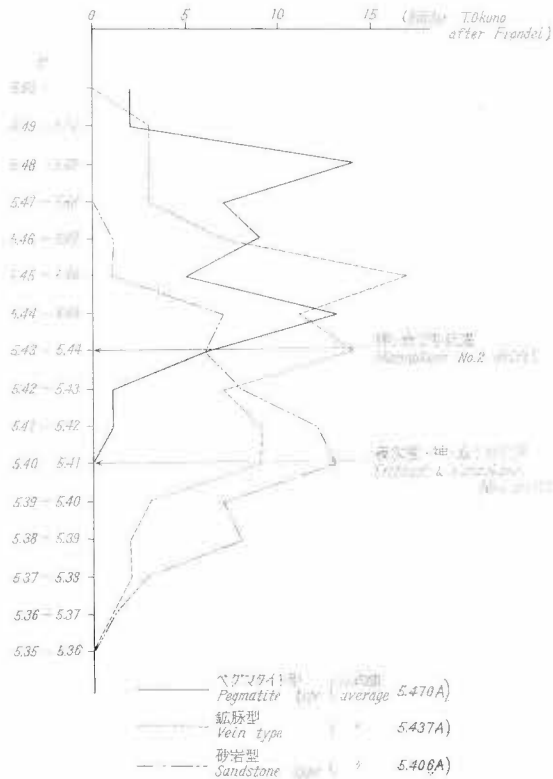
燐灰ウラン石 本鉱物は酸化帯に普通に見られるもので、普通 1 mm 内外の板状結晶の集合からなるもの、土状のもの、1 mm 前後の半球状をなすもの等があり、礫の表面、割目、あるいは礫の膠結部によく発達する。脆弱な礫の場合、ほぼ均質に鉱染状に産し、また花崗岩のような粗粒なものの場合、結晶粒の境界に沿って形成されているものも見られる。本鉱物は母層中だけでなく母層直下の基盤岩中にもしばしば認められる。

肉眼的には黄色なものと黄緑色を呈するものとの 2 つに区別されるが、この 2 つのもの X 線回折図、屈折率にはほとんど差異がなく、化学成分、酸に対する溶解度、メタ I 相二全含水相の平衡が異なり、黄緑色のは黄色のものに較べヒ素が多く酸により溶けやすく、またメタ I 相を水中に浸した場合、全含水相により早く戻る等のことが知られている¹¹⁾。

本鉱物と褐鉄鉱とは普通密接に伴って産し、巨視的には褐鉄鉱の分布と本鉱物の分布は一致している。第 6 表に峠鉱床産の燐灰ウラン石およびメタ燐灰ウラン石の X 線粉末回折線を示した。

Zippelite 本鉱は現在中津河南部鉱床の一部 580 m 3 号中段西延に知られているだけで、鉱床母層をなす礫岩中には産せず、鉱体直下の基盤表面に 0.5~1 mm の大きさで濃黄色で粒状を呈し産する。本鉱物は

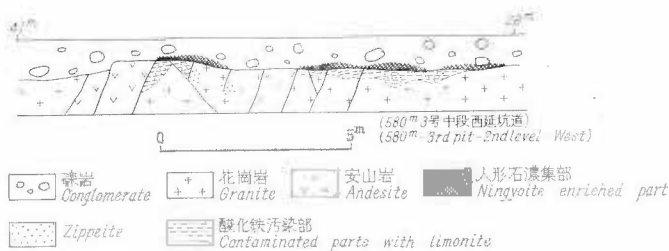
岡山県人形峠鉱山のウラン鉱床（福岡勇雄・久保恭輔）



原子燃料公社倉吉出張所「東郷鉱山神ノ倉地区第1鉱体探鉱成果報告書」未公表資料（1965）から転載

第4図 世界各地産セウラン鉱の Type 別格子定数

Frequency diagram of uraninite unite cell dimensions in the world



第5図 中津河南部鉱床に見られる Zippelite の産状

Sketch showing a occurrence of zippelite at the Nakatsugo south ore deposit

坑道掘進後1次鉱物から変化して生成したことが明らかであるという。第5図に産状を、第7表にX線粉末線のデータを示す。

4.2 鉱床各論

4.2.1 高清水鉱床

位置：人形峠北方約1.5km, 高清水高原東方

発見：昭和34年度トレンチによる地表精査を実施した際0.02% U_3O_8 の露頭を発見，その後探查重点を

第 6 表 峠鉍床産燐灰ウラン石およびメタ燐灰ウラン石 X線粉末回折線
X-ray powder spacing data for autunite and meta-autunite from Tōge ore deposit

(奥野 編¹⁴⁾)

(Ed. OKUNO)

燐 灰 ウ ラ ン 石		Autunite		メ タ ー 燐 灰 ウ ラ ン 石 Meta-autunite	
峠 (Takano)		峠 (Soma)		峠 (Takano)	
d	I	d	I	d	I
10.48	100	10.28	10	8.54	100
6.74	6	6.37	2	5.37	32
5.19	86			4.93	14
4.91	35	4.90	9	4.28	16
4.46	15			4.25	30
3.565	83				
3.495	18			3.62	86
3.317	22	3.31	6	3.50	28
2.899	8			3.24	18
2.861	13	2.85	1	3.20	10
2.727	16	2.75	1	2.93	11
2.596	5			2.62	48
2.495	3			2.51	7
2.440	5			2.45	9
2.418	7	2.41	2	2.38	3
2.299	9			2.23	4
2.219	14	2.21	1	2.21	7
2.193	26			2.19	6
2.181	22			1.11	63
2.161	16	2.16	1	2.095	18
2.143	17	2.13	2	2.037	8
2.080	45			2.020	17
2.033	9			1.934	22
1.917	10	1.93	1		

東へ置いたため空白期間が生じたが昭和37年度より調査を再開し試錐探鉍により小規模ながら幾つもの鉍体が存在することが明らかになった。

探鉍方法：地表精査および試錐探鉍

地質：本地区は高清水花崗岩、木地山火山岩類を基盤とし、これを不整合におおって、高清水累層の下部層、中部層に属する礫岩、アルコーズ砂岩、凝灰質砂岩、酸性凝灰岩、泥岩、含珪藻泥岩が発達し、さらにこれらを鉛山玄武岩層がおおう。

一般に礫岩、砂岩が卓越する下部層は基盤の凹部を埋めるように発達し、ところによってはその厚さは20mにもおよぶ。

中部層は下部層に整合に重なるアルコーズ砂岩にはじまり、全体には泥岩の発達が顕著で最上位には珪藻泥岩の発達を見る。

鉍床：人形チャンネルの最上流部の緩いV字型谷中に南北約800m、東西約200mの範囲内に12個の小鉍体が散在している。

各鉱体は主チャンネルの底部には存在せずチャンネルの東側の翼部の傾斜面およびこれに刻まれた小規模な枝チャンネルに形成されており、その胚胎層準から2群に区分し得る。

1つは高清水累層下部層の基底部に発達する礫岩、アルコーズ砂岩、粗粒凝灰質砂岩を母層として不整合面の直上ないしは10m以内に、チャンネルの延びの方向に沿ってやや細長く発達する鉱体群で不規則なレンズ状をなす。各鉱体の厚さは一般には数m前後であるが、部分的には低品位ながらも10mにおよぶことがある。

放射能検層の結果によって推定される品位は0.0n%台が普通であるが、露頭部付近ではn%台に近い検層値を示すものもあり、鉱体内における品位変化は著しいものと予想される。

他の一群は高清水累層の中部層の含礫アルコーズ砂岩、粗粒凝灰質砂岩を母層として胚胎するもので一般に低品位なものが多く、その厚さも2mを越すことはまれである。

不整合面からの距離は場所によって異なるが20mにもおよぶこともあり、また下部層が欠除するところでは直接基盤上にも見られる。

第6図に高清水鉱床付近のチャンネル構造と鉱体位置および地質断面図を示した。

ウラン鉱物：試錐の岩芯によって燐灰ウラン石が知られているだけである。

4.2.2 峠 鉱 床

位置：倉吉市上井から姫路に至る国道179号線が岡山・鳥取両県の県境を通過するところに人形峠は位置するが、本峠鉱床はこの人形峠に接する北部一帯に賦存する。

発見：鳥取県倉吉市の小鴨鉱山に放射性鉱物が発見されたのを機に、地質調査所では周辺一帯に組織的にカーボン検査を実施し、その結果昭和30年11月12日県境にほど近い鳥取県側の道路の切割で顕著な放射能異常を見出した。これが峠鉱床および周辺の多くの鉱床発見の端緒となったもので、わが国では堆積型ウラン鉱床の最初の発見である。

発見から1年を経た昭和31年8月には原子燃料公社が設立され、以来地質調査所に代って公社の手で探査が進められ、峠鉱床については昭和35年までで一応調査は終了した。この間試錐約3,000m、坑道約4,000mが掘さくされている。なお昭和34年からは開発技術確立のため各種採鉱法の試験、粗製錬試験等が行なわれ今日に至っている。

地質：本地区の地質は人形峠型花崗岩および木地山火山岩類を基盤とし、これらを入整合に基底礫岩層、泥岩砂岩の縞状互層、礫岩砂岩、泥岩の不規則互層からなる人形峠層がおおっている。

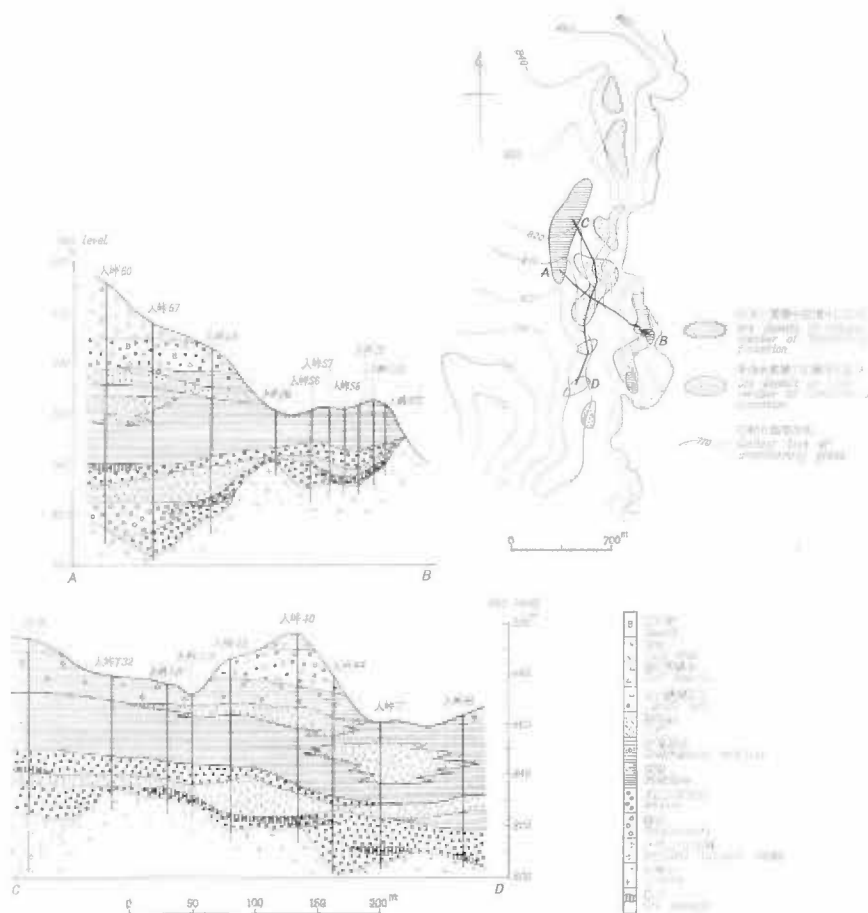
基底礫岩層は2号坑坑口のチャンネルの中心部で厚く局部的には6mを越す層厚を示す。

しかし全体的には2~3mの厚さで2号坑を境に南では薄く北側ではやや厚い傾向が見られる。

本層の主体をなす礫岩層の礫は基盤の花崗岩類、木地山火山岩類に由来し、その大きさは10~数10cmが普通であるが時には1mを越す巨礫も見られる。円磨度、淘汰度は もに不良。また本層の中・上部には中

第7表 Zippeite のX線粉末回折線
X-ray powder spacing data for zippeite
(奥野¹⁴⁾による)
(T. OKUNO)

中 津 河		Joachimsthal, Bohemia (Frondel 1952)	
d (Å)	I	d (Å)	I
10.7	1		
8.60	1	8.65	4
7.68	1		
7.07	10	7.06	10
		6.45	2
5.60	1	5.44	4
		4.27	5
3.86	1	3.88	3
		3.63	4
3.51	6	3.51	8
3.11	1	3.12	9
		2.86	6
		2.71	2
		2.65	5
		2.47	5
2.34	2	2.34	2
		2.21	4
		2.14	3
		2.09	2
		2.05	5
		1.935	6
		1.876	2
		1.856	2
		1.816	5
1.755	1	1.745	6



第 6 図 高清水鉱床付近のチャンネル構造と鉱床位置および地質断面図

Location of Takashimizu ore deposits in a channel and their geologic vertical sections

粒アルコーズ砂岩がレンズ状にはさまれ、特に最上部のものは、炭質物を多量に含む特徴をもつ。

これを整合におおう泥岩砂岩互層は厚さ10~20mの泥岩を主とする互層で基底礫岩層とほぼ同様な分布状態を示す。基盤にアバットする周縁部に近づくにつれて互層中の砂岩の発達が顕著となり、基盤に接する付近ではさらに礫岩砂岩互層に移化する。

泥岩砂岩互層上に整合に重なる砂岩礫岩泥岩の不規則互層からなる人形峠層の最上部層は人形峠からその北方県境に沿う稜線付近に主として見られ、凝灰質砂岩、凝灰岩類等下部2層には見られなかった火山性物質を特徴的に挟み、その厚さは50m以上にもおよぶ。

鉱床：峠鉱床は丁度人形チャンネルが西方からのものと北方で高清水鉱床を胚胎せしめているものとの合流部、東西方向に約400m、南北に約300mの比較的平坦部に位置し、基盤の直上にその凹みを埋めて発達する基底礫岩層および泥岩砂岩互層の一部を母層として胚胎している。

本鉱床は3号坑のすぐ北側をほぼ東西に走る急角度の逆断層を境とし、通常南側は南部鉱床、北側は北部鉱床と呼ばれている。

南部鉱床は大部分が非酸化帯に属し、人形石を主な鉱石鉱物とする灰色~灰黒色鉱からなるが、一部鉱床の東縁付近を北西-南東に切る落差約6mの垂直断層付近以東および発見露頭付近では酸化が進み、2次鉱物である磷灰ウラン石を主な鉱石鉱物とする帯赤褐色鉱が分布する。両者の分布比率はほぼ7:3である。

鉱床は巨視的にはチャンネルの底部に分布するが、富鉱部は必ずしもこの構造とは一致せず、また個々の



第7図 峠鉱床のチャンネル構造と品位分布関係図

Map showing the relation between ore grade and channel structure of the Tōge ore deposit

場所における垂直的品位分布にも一定した傾向は認められない。

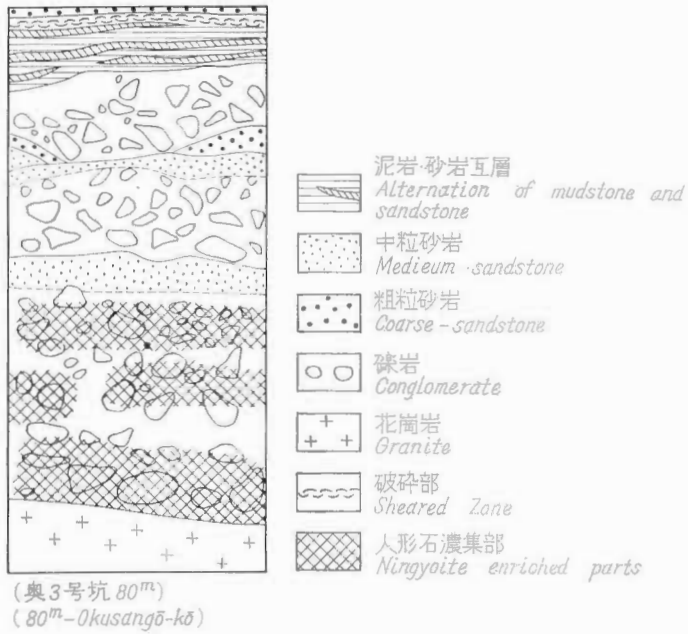
鉱石品位は酸化鉱，非酸化鉱とも最高 0.1% 台で平均 0.05~0.06% を示すが，酸化鉱の方がやや高い平均値を示す。

3号坑の酸化富鉱部の存在する付近では，基盤の花崗岩中にも，燐灰ウラン石が濃集して鉱石となっている。

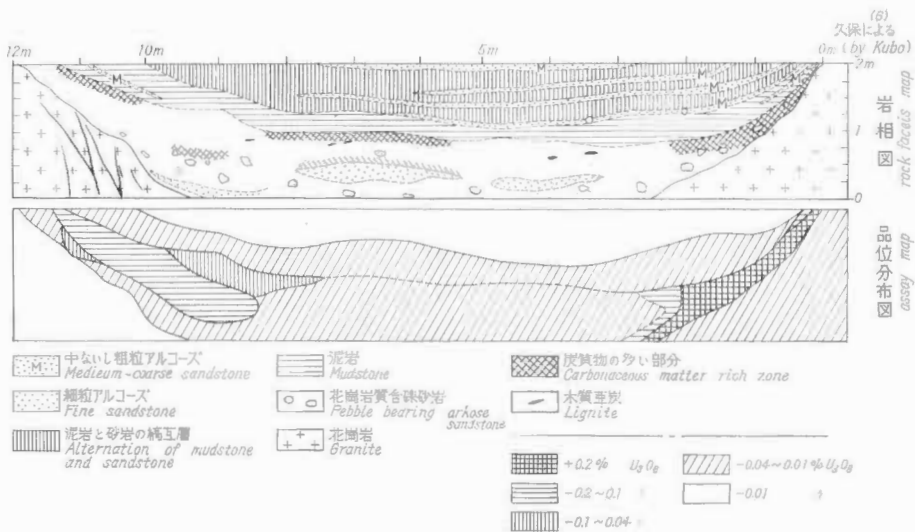
第7図に峠鉱床のチャンネル構造と品位分布関係を，第8図に鉱床内のスケッチを示した。

北部鉱床は南部鉱床とくらべて相当様相を異にする。すなわち南部鉱床がチャンネルの中流に胚胎する鉱床の性格を持つのに対し，北部鉱床は高清水鉱床と同様，上流ないし副次谷的な性格を示し，個々に独立した小規模な鉱体からなり，それらは谷部より肩部に形成され位置していることが多い。第9図にその代表的な例として5号坑200m地点のスケッチを示す。

鉱床の母層は南部と同じ基底礫岩層であるが一部では泥岩砂岩互層の最上部のものも母層となっている。全体に品位は低く鉱床としての価値は小さい。



第 8 図 峠南部鉱床の産状スケッチ図
Sketch showing a occurrence of Tōge south ore deposit



第 9 図 峠北部鉱床の小チャンネルスケッチ図
Sketch showing a small channel in Tōge north ore deposit

ウラン鉱物：非酸化帯で人形石，酸化帯で燐灰ウラン石がしられている。

4.2.3 夜次 鉱床

位置：峠鉱床の東方約 1 km，牛神山周辺およびその北方平坦地一帯

発見：峠鉱床の探査に引き続きトレンチを主とする地表精査で南部鉱体を昭和31年度に発見，昭和32年度の調査で北部にも人形石層の発達を確認され，試験探鉱によって北部鉱床の胚胎が確かめられた。

探鉱方法：トレンチを伴う地表精査，水中のリン，亜鉛を指示元素とする化学探鉱，試錐探鉱および坑道探鉱。

地質：峠鉱床および本鉱床は本来一連のものであったと考えられ，同じような地質状態を示すが，最上部層を欠く。

基底礫岩層は峠地区に較べやや厚く，全般的に基盤の古地形によく対応し凹部で厚くなる。しかし一部では凹部で著しく薄化するところもあるが，これはU字谷中の河床が不安定で，そのために起こる一種の同時侵食による結果と解釈される。礫は峠地区に較べやや小さくなり，その量も少なく砂質部が多くなり，円磨度もやや良くなる。構成礫種には大きな相違は認められない。

U字谷の北翼部では礫岩は次第に粗粒アルコーズ砂岩に変わり，上位の砂岩泥岩の互層も泥相から砂相に移化する。従って両層間の境界ははなはだ不明確である。

鉱床：鉱床を胚胎するチャンネルは東西方向に伸びる典型的な幅広いU字型を示し，底部平坦面は約400mの幅をもつ。鉱床はかつてはこの底部平坦面全域に形成されていたものと考えられるが，現在はほぼ中央部が東西に侵食削剝を受け，鉱床は南北に二分されている。

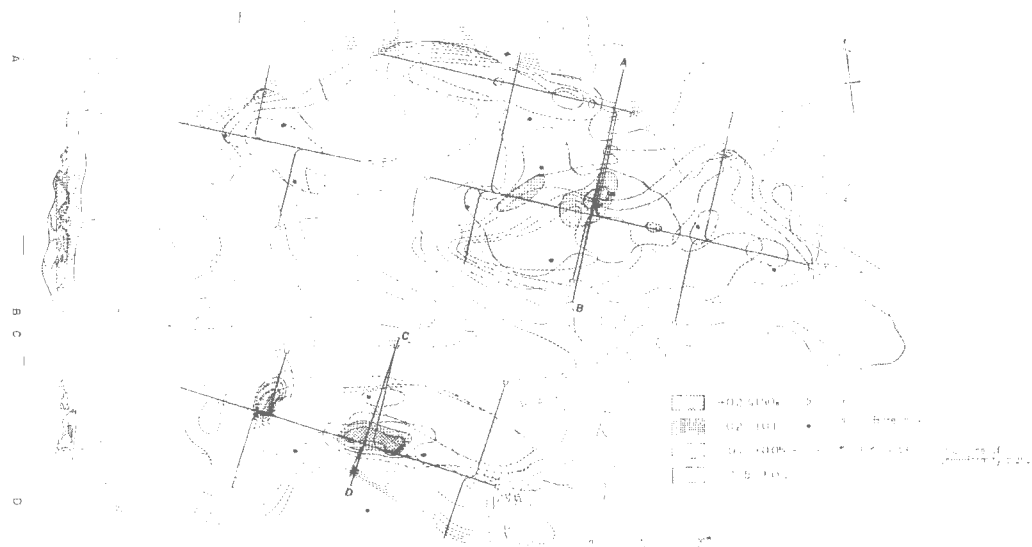
当地域では鉱体の被覆層が侵食され，厚さ30m以下に削られている。従って鉱床は全体に酸化作用を受け燐灰ウラン石を鉱石鉱物とする2次鉱床へ変化しており，非酸化帯は局部的に不規則な形で酸化帯中に取り残されているにすぎない。また鉱床はこの酸化による溶脱作用を受けているものと考えられ，富鉱部は被覆層の厚い部分に偏在している。

北部の富鉱部では7m以上にわたって鉱化作用が認められ，その平均品位も0.0%を示す優勢な部分もある。そこでは上部3mは主として中ないし粗粒のアルコーズ砂岩からなり，下部は拳大の円礫を主としレンズ状に砂岩を挟む礫岩からなり，ともに鉱染状に褐鉄鉱を含み燐灰ウラン石が濃集する。とくに上部の砂岩中では燐灰ウラン石が層理面に沿い綿状に形成されるほか埋れ木の周辺部に著しい。

本地区の富鉱部では一般に最高品位部は中部ないし上半部にあり，基底部の50cm前後は品位が低いという傾向が認められる。

第10図にチャンネル構造と品位分布関係を，第11図に坑内スケッチを示した。

ウラン鉱物：全体に酸化帯であるため燐灰ウラン石を主要ウラン鉱物とするが，残された非酸化帯には人



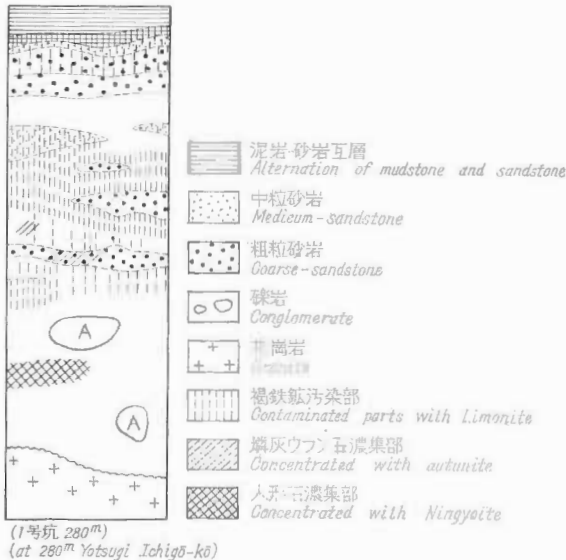
第10図 夜次鉱床におけるチャンネル構造と品位分布関係図

Map showing the relation between ore grade and channel structure at the Yotsubi ore deposits

形石が認められる。また 2 号坑本延 150m 付近の不規則塊状の非酸化帯では X 線分析により閃ウラン鉱が同定されている。

4.2.4 中津河地区の鉱床

人形峠付近から東方を眺めると、左手県境の一角、三国山から南へ長々と連なる熔岩台地状の尾根が望見される。この熔岩台地の南限一帯が中津河地区と呼ばれるところで中津河南部鉱床、中津河本鉱床の 2 つの代



(1号坑 280m)
(at 280m Yotsugi Ichigō-ko)

第11図 夜次鉱床の産状スケッチ

Sketch showing a occurrence of Yotsugi ore deposit

表的鉱床をはじめ、安兵衛谷鉱体その他の小鉱体がその地下に散在している。これらの鉱床はいずれも地質構造的な追跡によって発見された本邦最初のウランの潜在鉱床であって昭和32年11月19日、同地区17本目の試錐 1821 号によって 2,000 c. p. m.^{注4)}の放射能異常が確認されたことによって、その端緒がつかまれたものである。

本地区の地質は粗粒含角閃石斑状黒雲母花崗岩（人形峠型）、中粒角閃石黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩（田代花崗閃緑岩）を基盤として、その上に不整合に重なる辰巳峠累層、赤和瀬安山岩層、中津河石英安山岩層等によって構成されている。

辰巳峠累層は、チャンネルの底部平坦面一帯に広がる基底礫岩、アルコーズ砂岩、泥岩からなる下部層とこれを整合におおう礫岩、砂岩、凝灰質砂岩、泥岩、

安山岩質凝灰角礫岩～火山円礫岩、石英安山岩質角礫岩～火山円礫岩等からなる上部層とに分けられる。

本地区の鉱床はこのうち、辰巳峠累層の下部層の基底礫岩砂岩層および泥岩の一部を母層として胚胎するが、その胚胎位置によって大きく 3 つの型に分けられる。

(1) 不整合面直上の基底礫岩の最下部に胚胎するもの。(2) 不整合面から若干離れた礫岩あるいはその周囲に比較して粒度の粗いルーズな砂岩中に胚胎するもの。(3) 不整合面から数mないし数10m離れた泥岩ないし泥岩中に薄く挟まれた砂岩中に胚胎するもの等である。

これらはいずれも本地区の代表的な鉱床、すなわち南部鉱床、本鉱床にも観察されるので 2 鉱床の記載の中で記す。

第12図に中津河地区の不整合面等高線および地質断面を示した。

中津河南部鉱床^{注5)}

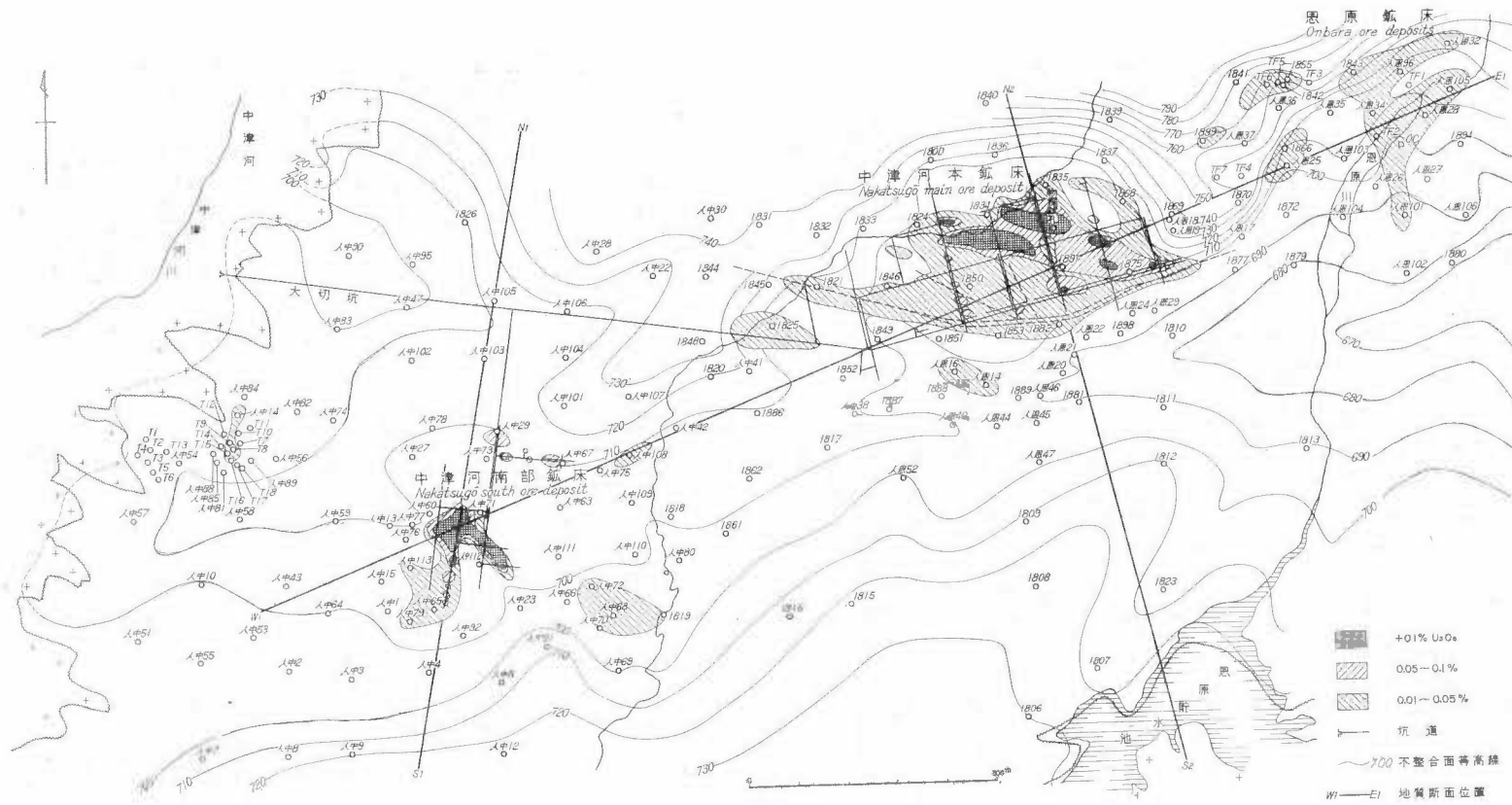
発見：昭和34年に実施された人中67号、人中71号試錐によってそれぞれ 23,000 c. p. m.、4,200 c. p. m. の強い放射能異常がとらえられ、昭和35年度から実施された坑道探鉱によって確認された。

地質：中粒角閃石黒雲母花崗岩ないし花崗閃緑岩が基盤をなし、不整合面はおおむね標高706～707mを示す。一般に粘土化が著しく大部分の長石、黒雲母および角閃石はそれぞれカオリン化および緑泥石化している。また本岩中には N5～40°W の方向を示す幅 1 m内外の安山岩質岩脈の発達著しいが、それらは大部分モンモリロン石化をしている。

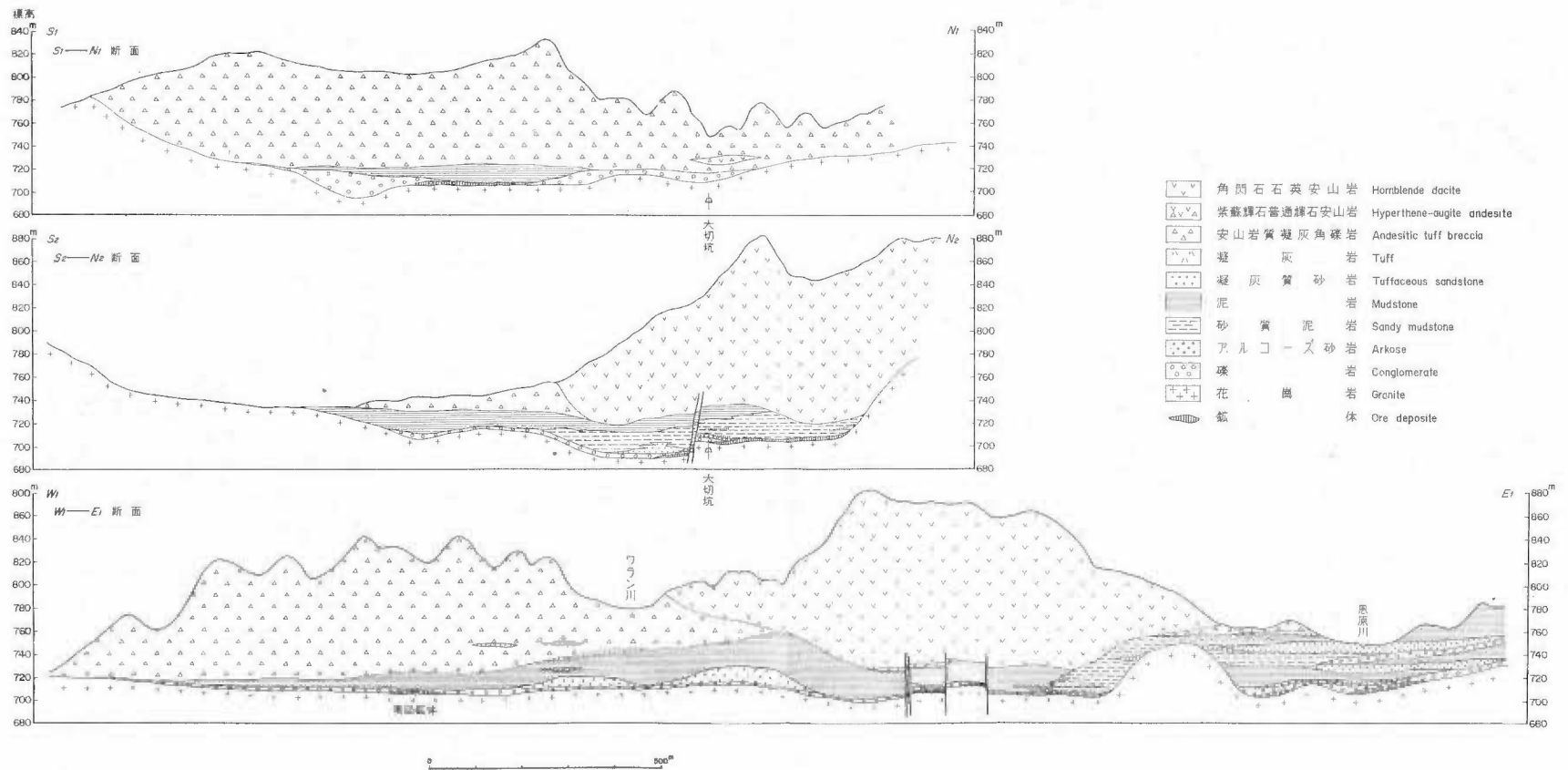
この基盤岩を不整合におおって辰巳峠累層下部層の基底礫岩、アルコーズ砂岩、泥岩砂岩層が厚く重なっている。

注4) 理科学研究所製、Su-P 4 W 型ガイガー計数器による測定値、自然計数は 60 c.p.m. 前後。

注5) 主に原子燃料公社人形峠山頂探鉱課探鉱係編集による「人形峠鉱山、中津河一恩原附近の探鉱報告」(1965) 未発表資料によった。



第12図-a 中津河恩原地区のチャンネル構造と鉱床位置および品位分布図



第12図-b 中津河恩原鉱床地区地質断面図

基底礫岩およびアルコーズ砂岩は普通2～4mの厚さをもつが、南へ、すなわちチャンネルの中心部にむかってやや厚くなる傾向にある。

この上に発達する5～8mの厚さをもつ泥岩を主とする泥岩砂岩互層はところによって下部に数10cmのアルコーズ砂岩をもつ。

本層と下部の基底礫岩、アルコーズ砂岩との間には小さな堆積間隙が認められる部分もある。

基底礫岩は基盤をなす花崗岩類、木地山火山岩類に由来する安山岩、流紋岩および三郡変成岩によるものを構成礫種とし、亜円礫～円礫からなる細～巨礫岩で淘汰度は悪い。

充填物はアルコーズ質中～粗粒砂である。

鉱床：中津河本鉱床の南西方に位置し、中津河～恩原を東西に走る人形チャンネルの底部平坦面のうち一段高い棚とも見られるところに賦存する。

鉱床は前述の(1)に属し礫岩層の基盤直上部の部分に発達しており、全体的にはほぼ水平でその厚さは0.5m前後であるが中心部では2mにもおよぶ。鉱化作用が礫岩層の上部のアルコーズ砂岩、あるいは泥岩におよぶことはほとんどない。鉱体の形は非常に不規則で富鉱部の中心から四方に短い足を出したようなアミーパー状の形をなす。

この南部鉱床は潜頭鉱床であり被覆層も100mの厚さを有するためほとんどが非酸化帯に属し、人形石を鉱石鉱物とするが他の鉱床の鉱石にくらべて非常に高品位であることが特筆されることである。他の鉱床は高品位部で0.n%台、平均0.0n%台であるのに対し、この鉱床では中心部でn%台、周辺部でも鉱化作用を受けている部分はn～0.n%台を示し、かつ鉱化作用を受けた部分とそうでない部分とがきわめて明瞭に区別され得る。

このため鉱石は黒色を呈し、乾比重も他地区のものが2.0程度であるのに対し2.3前後の値を示す。

なお杉之原は、この鉱体中のNi, Co, S, PおよびFe等の微量成分とUの関係を研究し富鉱部の中心にはNi-Co-S-P-Fe-U帯が存在し、その外帯にCo-S-P-Fe-U帯が、さらにその周りにS-P-Fe-U帯が存在すると述べている。第13図に中津河坑580m3号中段西延50m南延、富鉱部の中心部のスケッチを示した。

ウラン鉱物：人形石を主とするが2次鉱物である燐灰ウラン石およびZippeiteが3号坑中段西延にわずかに認められる。

中津河本鉱床

発見：昭和32年11月1821号試錐によって、始めてその一端がつかまれ、その後の試錐によって拡がり確かめられ、さらに昭和33年から実施された坑道探鉱によってその全貌がほぼ把握された。

地質：本鉱床は東西に走る人形チャンネルの北側に一段高い、入江状の平坦面に形成されており、基盤は含角閃石斑状黒雲母花崗岩である。この花崗岩には人形チャンネルと同方向の東西性の破碎構造の発達が著しく、全体に粘土化も進んでいる。

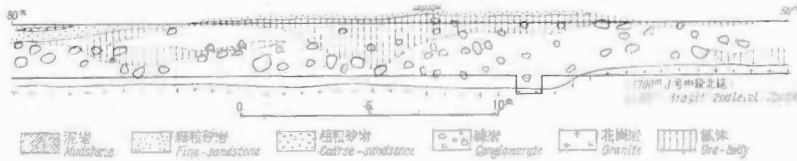
不整合面は東西性の断層によって若干乱されてはいるが、おおむね標高700～709mにある。この花崗岩を不整合におおって鉱床の母層をなす辰巳峠累層下部の基底礫岩、アルコーズ砂岩、泥岩が発達する。

礫岩およびアルコーズ砂岩は普通2m前後の厚さで拡がるがチャンネルの中心部に向かって厚くなる傾向



第13図 中津河南部鉱床の富鉱部のスケッチ

Sketch showing occurrence of enriched zone at Nakatsugō south ore deposit (by SUGINOHARA)



第14図 中津河本鉱床中の砂岩型鉱体の産状

Sketch showing a occurrence of sandstone type deposit at Nakatsugo mine ore deposit (by SUGINOHARA)

がある。礫岩の性質は南部鉱体とほぼ同じであるが三郡変成岩起源の礫が若干多く、また基盤の跳ね上り部分では角礫が多くなる。

この上に発達する泥岩は10mから50mにも達する厚さを有し、一般にチャンネルの中心部で礫岩の場合と同様厚くなる傾向を示すが、基盤の低下以上に厚さを増す。このことは泥岩層の堆積以後、上部層の堆積前に水流の変化によって一部が削剝作用を受けたためと考えられる。本泥岩層は大部分花崗岩起源の物質からなっており、その中に含まれる石英粒は一般に角ばっている²²⁾。またこの泥岩層の大きな特徴の一つとして弱い炭化作用を受けた植物化石の小さな破片が葉理面の方向と平行に非常に多く含まれており、そのため一般的に黒味を帯びていることがあげられる。この泥岩の単層の厚さは10~数10cmでその単層間には薄いアルコーズ砂岩を互層状に挟むのが普通である。

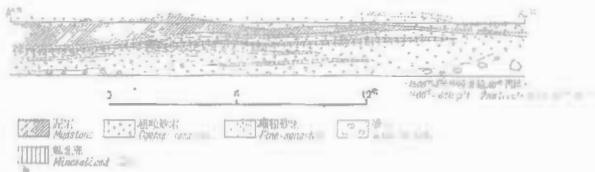
鉱床：中津河本鉱床はその胚胎する母層によって大きく2つに区分される。その1つは基底礫岩およびアルコーズ砂岩を母層とするものであるが、南部鉱床とはやや様相を異にし、基盤直上の礫岩中でなく、むしろ基盤からやや離れた部分、あるいは周囲に比較して、粒度の粗いルーズなアルコーズ砂岩中に胚胎している。その胚胎状況は礫岩中あるいはその上に発達するレンズ状の砂岩の拡がりに大きく左右されているようにみられる。

品位は最高が0.1% 台で低品位鉱が広く厚く分布しているのが普通である。

第14図に一例として1,700m 3号中段北延のスケッチを示した。

他の1つは泥岩を母層とするものであるがこれはさらに濃集する場所によって3つの型に分けられる。

1) 1,400m 3号中段から1,500m 4号中段にかけて見られるタイプで泥岩層の最下部に濃集しているもの(第15図参照)。



第15図 中津河本鉱床中の泥岩型鉱体の産状(その1)

Sketch showing a occurrence of mudstone type deposit at Nakatsugō main ore deposit (1st type) (by SUGINOHARA)

2) 1,400m 1号中段東延に代表的に見られるもので、泥岩層内に挟まれる粗粒アルコーズ砂岩に接する部分に濃集するもので、この場合接するアルコーズ砂岩中にはほとんどウランは含まれていない(第16図参照)。

3) 1,700m 5号中段東延に見られるタイプでいわば礫岩タイプと泥岩タイプの複合型と見られるもので、基盤直上の礫岩および礫岩上の細粒砂岩およびさら

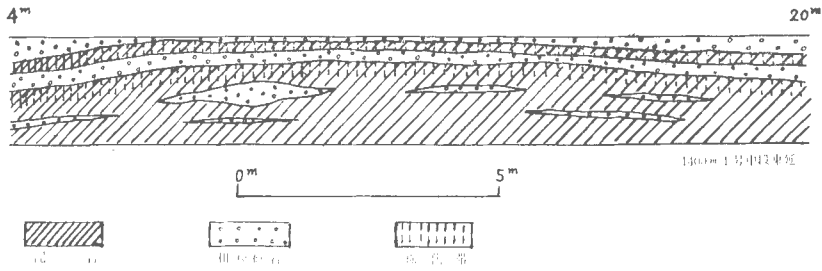
にその上位の泥岩中に濃集するものである(第17図参照)。

杉之原・奥野²²⁾等はこの泥岩中のウランについて研究を進め次のような結果を得ている。

1) 泥岩中のウランの濃集の仕方は、いずれも泥岩の堆積した葉理面に沿って、しかもまわりの粒度よりやや粗い砂質部または粘土化の進んだ部分にごく薄く沈殿している傾向がある。

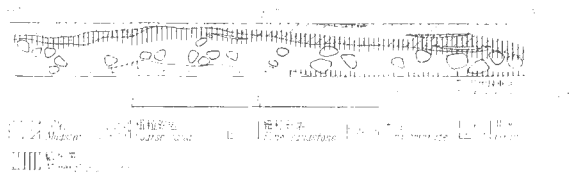
2) ウランを含む泥岩はいずれも多くの炭質物を含むという共通性を有する。しかしこの炭質物とウランの間どの程度の相関関係があるかは現在のところ明確でない。

3) 燐はこの型の鉱床においてはきわめて少なく、最大0.06%程度にすぎず、ウラン鉱物も人形石も認められず、主要ウラン鉱物はそれ以外のものと考えられる。



第16図 中津河本鉱床中の泥岩型鉱体の産状（その2）

Sketch showing a occurrence of mudstone type ore body at Nakatsugō main ore deposit (2nd type) (by SUGINOHARA)



第17図 中津河本鉱床中の泥岩型鉱体の産状（その3）

Sketch showing a occurrence of mudstone type ore-body at Nakatsugō main ore deposit (3rd type) (by SUGINOHARA)

4) ヒ素とウランの相関は多少認められる点もあるが必ずしも一致していない。また硫黄とヒ素との関係を見てもはっきりした関係は不明である。これはヒ素が硫化物中に入っているもの他に炭質物中にも吸着されているものも多くあるためと考えられる。

以上に記した2つの含ウラン母層より形成される本鉱床のほとんどは非酸化帯に属し、酸化鉱は鉱床の北縁部にはわずかにみられるにすぎない。

ウラン鉱物：礫岩およびアルコーズ砂岩を母層とするものは大半が非酸化帯で人形石を鉱石鉱物とする。その他には、1,300m 1号中段北延でX線分析で閃ウラン鉱が同定されている。3号中段線以北の酸化帯では2次鉱物である燐灰ウラン石が局部的に認められる。

その他：花崗岩中の鉱化作用

中津河本鉱床地区の基盤岩中には2つの型の鉱化作用が認められる。その1つは花崗岩中のレンズ状に粘土化したものに見られるものでウランの1次鉱物は認められないが黄鉄鉱、方鉛鉱および閃亜鉛鉱等が観察される。

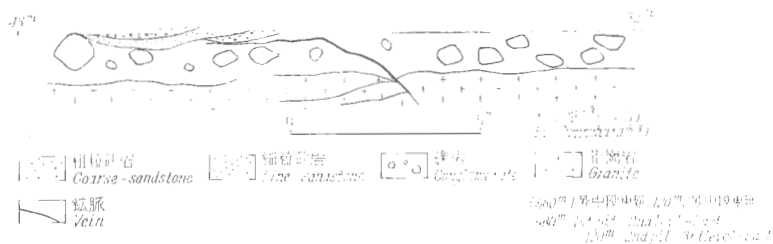
他の1つは鉱脈状のもので次のような例がある。1) 580m 1号中段東延120m 2号中段東延30~40m付近に見られるもので、花崗岩およびその上の礫岩をともに切っている小断層に沿って含ウラン黒色粘土脈が胚胎している（第18図参照）。

2) 花崗岩を貫くアプライト脈に沿って細い含ウラン鉱脈が各所に見られるもので1,300m斜坑、1,700m 1号中段西延引立、1,600m 3号掘上りで観察され、ウラン鉱物はアプライトと花崗岩中の境界、またアプライトの割目に厚さ1~数cmの幅の黒色粘土中に、あるいはアプライト中に、レンズ状に鉱染しているもので、とくに1,600m 3号掘上りのものは傾斜方向に少なくとも13m追跡でき、ウラン鉱物として人形石が同定されている（第19図参照）。

これらの事実は堆積型ウラン鉱床の成因を考察する上に重要なものと考えられる。

4.2.5 恩原 鉱床

位置：恩原貯水池北方約800mの恩原川両岸一帯。



第18図 中津河南部鉱床中に見られる含ウラン脈

Sketch showing the uraniferous vein at Nakatsugō south deposit (580 m-1st pit-2nd level-east 120 m-2nd pit-3rd level-east)

発見：中津河地区の鉱床探査のために実施された一連の試錐によって昭和33年に発見。

探鉱方法：試錐探鉱

地質：粗粒含角閃石斑状黒雲母花崗岩を基盤として礫岩、砂岩および泥岩層からなり辰巳峠累層下部層、さらにこれを整合におおう礫岩、粗粒アルコーズ砂岩に始まり、石英安山岩質凝灰角礫岩、凝灰岩等を伴う上部層が発達し、さらにこれを不整合におおう赤瀬安山岩層が発達する。

基盤の花崗岩は全体に風化が著しく粘土化も進んでいることが多い。

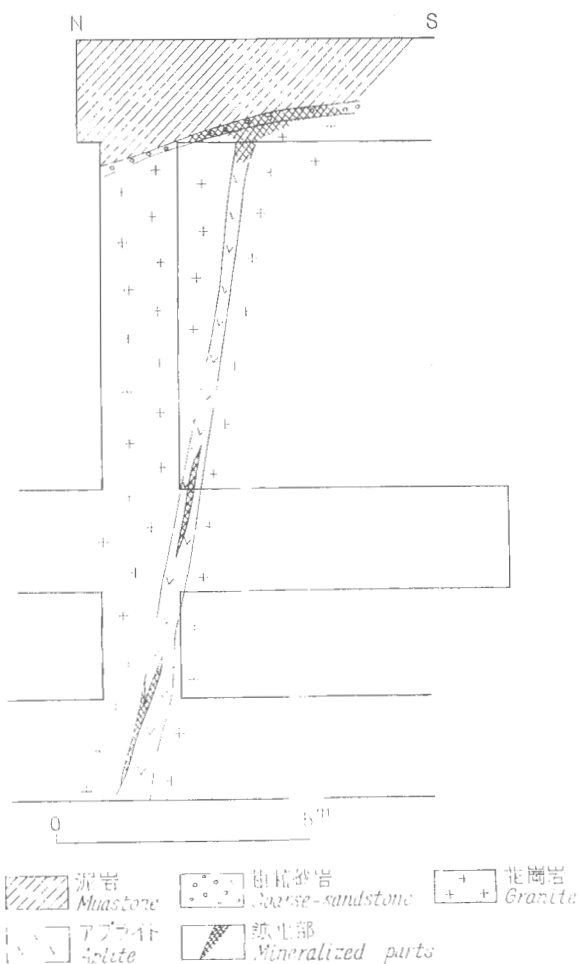
下部層はチャンネルの中心部を埋めて発達するが、上流部へも翼部へも薄化尖滅する。

上部層はその堆積輪廻から2つに区分することができ、それぞれ下部に厚い礫岩砂岩層をもつ。

鉱床：本鉱床は東西に流れる人形チャンネルの下流部の北翼の緩い斜面から、やや急斜面へかかる東西約400m、南北に約400mの範囲内に散在する8個の小鉱体からなるもので、この各鉱体はその胚胎層準から下記の3群に区分される。

- 1 基底礫岩型
- 2 中位礫岩型
- 3 上位砂岩泥岩型

1. 基底礫岩型 辰巳峠累層の基底礫岩を母層として胚胎するもので、標高700m前後のところに位置し、等高線に沿っ



第20図 中津河1,600m 3号掘上りに見えるアプライトに伴う鉱脈 (杉之原による) (by SUGINOHARA)

Sketch showing the uraniferous vein with aplites at 1600 m 3rd pit Nakatsugō-kō

てやや細長く、チャンネルの中心部へわずかに張り出し気味の不規則な形をなす。基盤の高まりによって礫岩が薄化するところでは礫岩の全体に鉱化作用が認められるが、基盤の凹所において礫岩が著しく発達するところでは母層の中ほどから上位にだけ認められ、基盤の直上部では不毛となる傾向が見られる。

鉱体の厚さは、普通2m前後、品位も0.0n%台であるが、ある鉱体では10数mにも鉱化作用がおよび、品位も鉱体全体として0.1n%台に近い値を示す。

2. 中位礫岩型 標高730mから750mにかけて見られる鉱体で、上部層の下位礫岩層またはこれに移化するアルコーズ砂岩を母層として、翼部の比較的急斜面上に胚胎する。

一般に不整合面より10m前後離れたところに形成されている。鉱体の規模は小さく、品位も全体として0.0n%台であるが、局部的には0.1n%台を示すものもある。

3. 上位砂岩泥岩型 上部層下位の礫岩、アルコーズ砂岩の上に発達する凝灰質砂岩および凝灰質泥岩を母層として、等高線沿いにほぼ水平に胚胎する低品位ながらやや安定した厚い鉱体で、不整合面から著しく離れているのが特徴的で、その距離は40mにもおよぶ箇所もある。

第19図に恩原鉱床付近のチャンネル構造と鉱体位置および地質断面を示した。

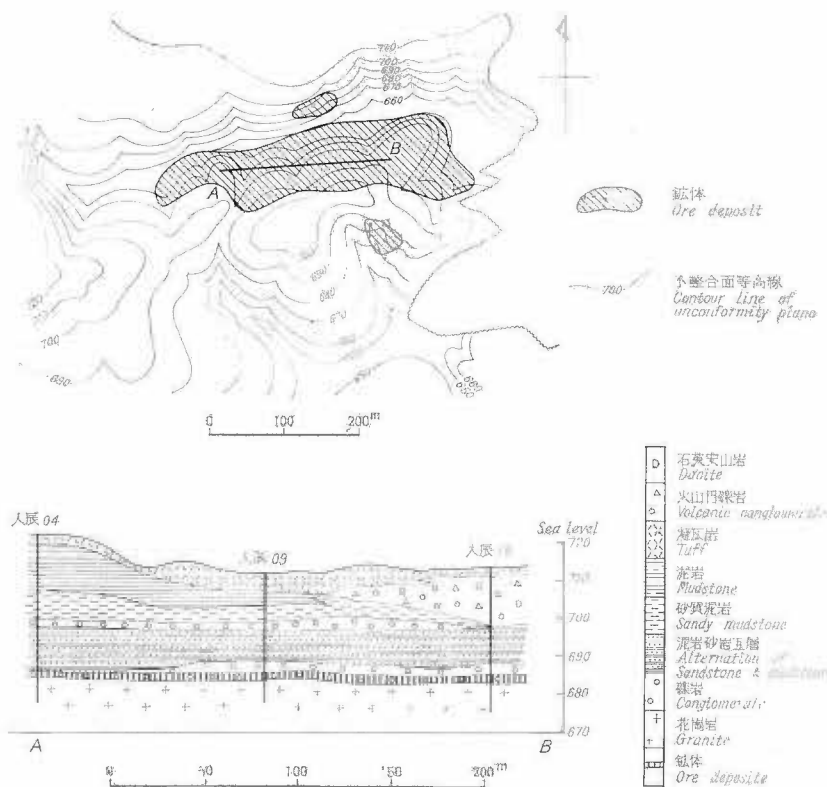
ウラン鉱物：未確認

4.2.6 辰巳峠鉱床

位置：辰巳峠北方、恩原から佐治谷に至る県道の西側に近接する。

発見：昭和32年鳥取県庁地下資源開発局の調査員によって露頭が発見され、公社の手によって昭和33年トレンチによる地表精査、昭和34年、35年試錐探鉱が実施され、その結果賦存が確認された。

探鉱方法：トレンチを伴う地表精査および試錐探鉱。露頭発見後水から直接ウランを検出する化学探鉱も



第21図 辰巳峠鉱床付近のチャンネル構造と鉱体位置および地質断面図

Location of Tatsumitōge ore deposits in a channel and its geologic vertical section

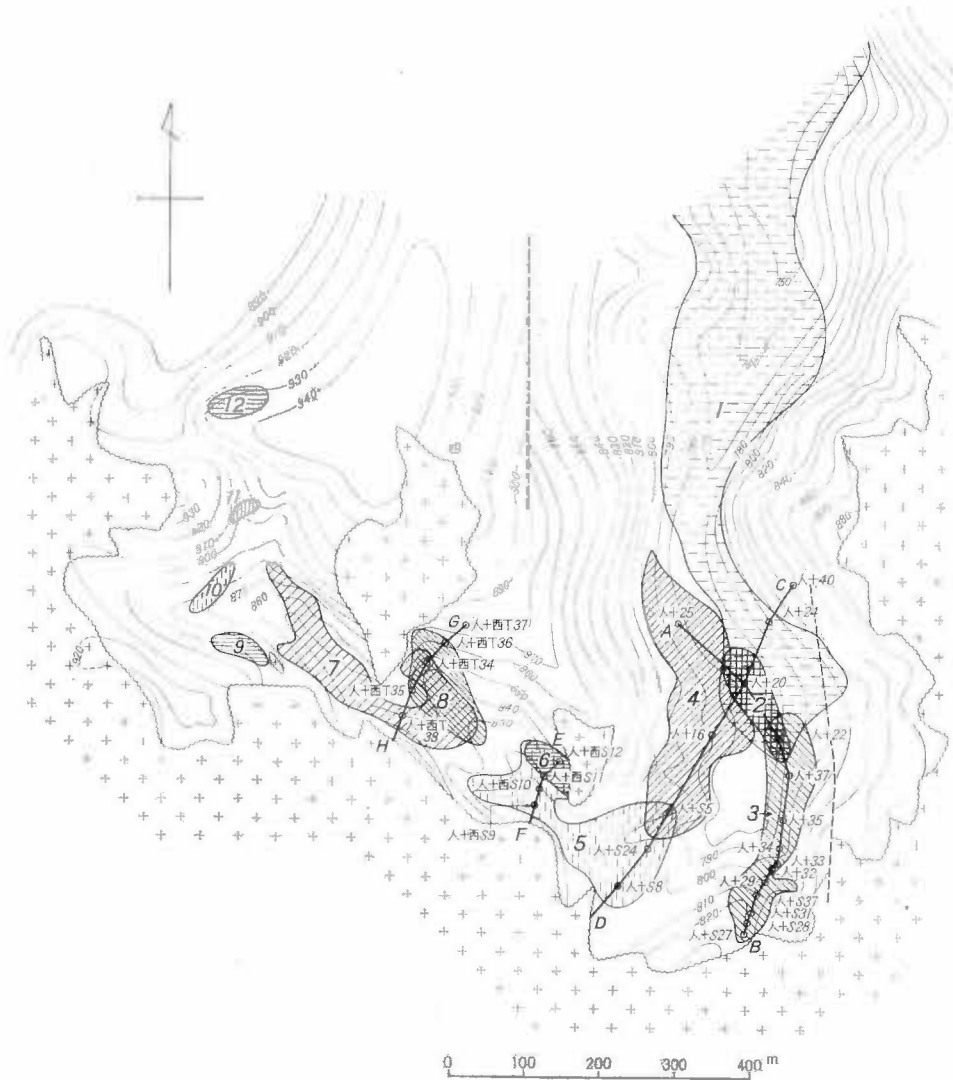
周辺に対して行なわれた。

地質：本地区は粗粒斑状黒雲母花崗岩（人形峠型），中粒優白質黒雲母花崗岩（用ヶ瀬花崗岩），およびこれらに貫かれる三郡変成岩類を基盤として，礫岩，砂岩，泥岩からなる栃原累層下部層，中部層および石英安山岩質凝灰角礫岩を伴う上部層等がほぼ水平に累重し，西側にはこれを不整合におおう辰巳峠累層が，さらには赤和瀬安山岩層が県境部から恩原一帯にかけて広く発達している。

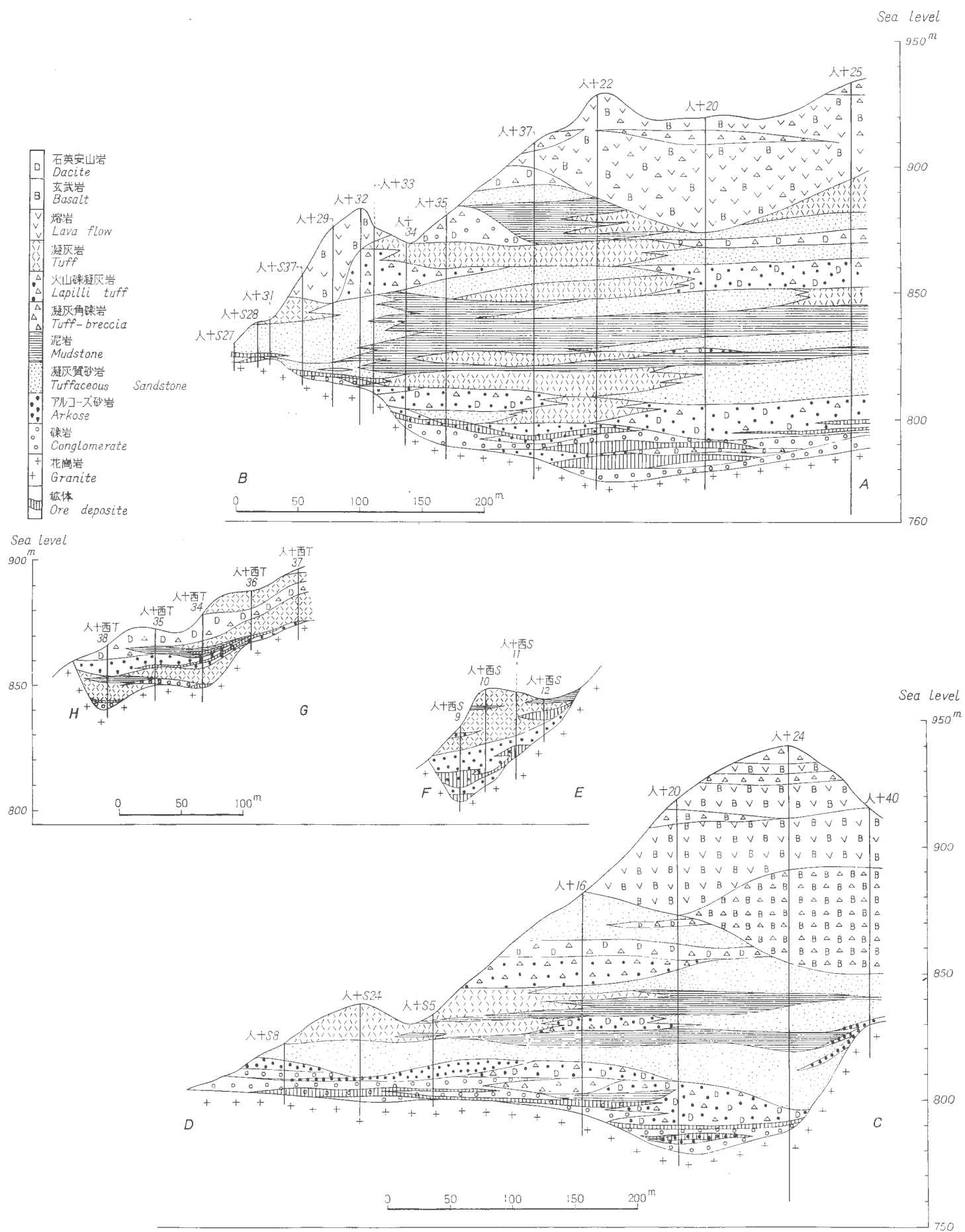
鉱床：辰巳峠東方において人形チャンネルの主流より分岐した枝チャンネル内に胚胎する本鉱床は，基盤直上に発達する栃原累層の下部層の基底礫岩，砂岩層を母層とし，東西に伸びる枝チャンネルの南斜面に，ほぼ不整合面の等高線に沿って東西に細長く伸びている。

鉱化作用は基盤面直上の 1～2 m 以内に限られ，その規模は東西に 400 m，南北に 100 m 程度であるが，全体に品位が低く価値は小さい。第 21 図にチャンネル構造と鉱床位置および地質断面を示した。

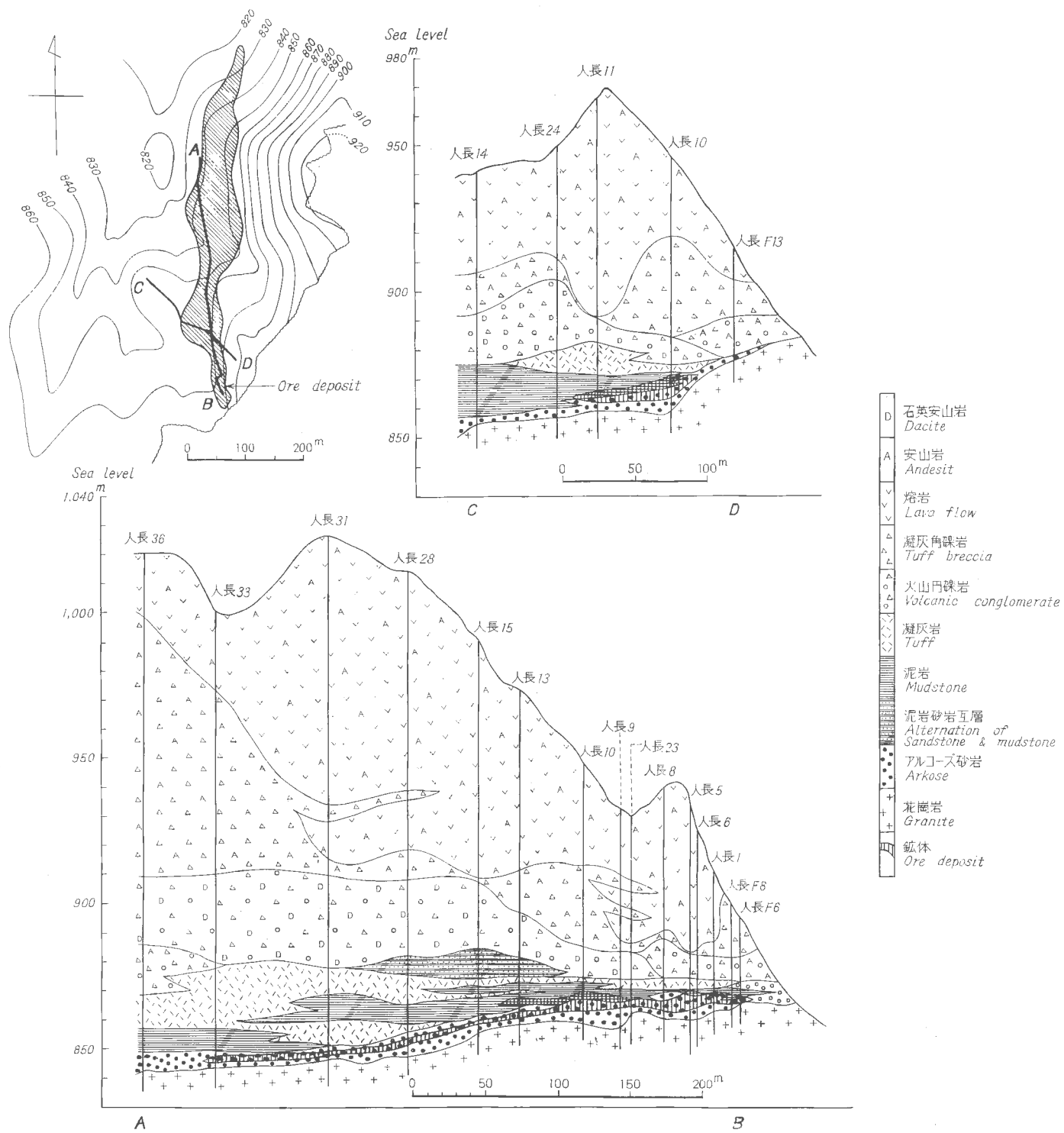
ウラン鉱物：未確認



第22-b 図 十二川鉱床地区のチャンネル構造と鉱体位置
Location of Zyunigawa ore deposits in a channel



第22図-a 十二川鉱床地区の地質断面図



第23図 長者鉱床付近のチャンネル構造と鉱床位置および地質断面図

4.2.7 十二川 鉱床

位置：夜次北部の県境部一帯

発見：昭和36年本地区の基底礫岩に燐灰ウラン石の附着した露頭を発見，直ちに簡易試錐によって露頭周辺の探査を進め，さらに昭和37年度より本格的な試錐探鉱作業を実施した結果相当な鉱量を有する本鉱床の存在を確認した。

探鉱方法：トレンチを伴う地表精査および試錐探鉱

地質：本地区には高清水花崗岩が基盤として広く分布し，これを不整合におおって高清水累層が発達し，さらに上位を鉛山玄武岩層がおおっている。

基盤面には神ノ倉チャンネルが鉤型に刻まれ，チャンネルの中心部の凹部には高清水累層の下部層および中部層の基底礫岩，アルコズ砂岩が発達し，上位には中部層および上部層の石英安山岩質凝灰質砂岩，泥岩および火山礫凝灰岩，凝灰角礫岩等が発達している。

第22図にチャンネル内の鉱床の位置および地質断面を示した。

鉱床：第22図に示されるように十二川鉱床は神ノ倉チャンネルの上流部のチャンネルの底部および底部から斜面にかかるあたりの礫岩，アルコズ砂岩，凝灰質砂岩，泥岩および凝灰岩の一部を母層として胚胎する大小12個の鉱体によって形成されている。

これらの各鉱体は，概してチャンネル方向に長く，翼方向に短い不規則な層状に拡がる鉱体で，その大部分は基盤直上に発達する礫岩，アルコズ砂岩を母層としている。同一母層内であっても，その胚胎位置は基盤面直上に位置するもの，若干上位するもの等様々であり，時には3つの鉱層が重なる場所もみられる。

凝灰質砂岩，泥岩および凝灰岩等を母層とするものは，主としてチャンネルの斜面部分に見られ，翼部からチャンネルの中心部へ向いてやや傾斜しながら発達する。No. 6 および No. 8 の鉱体はこれに属する。

各鉱体の厚さは一部では低品位のものまで含めると5～6mにも達するが，普通は2m前後で，翼部および上流部に行くにつれて薄化する。

各鉱体の品位は平均値として0.0n% 台の値で示されるが部分的にはn% 台に近い高品位が推定される放射能検層値を示すものもあり，内部における品位変化は相当激しいものと予想される。

なお試錐によって採取された岩芯よりも露頭線に近い各鉱体は酸化が進み，酸化鉱の形で賦存するものと考えられる。

ウラン鉱物：露頭部付近の試錐の岩芯中に燐灰ウラン石が知られているだけである

4.2.8 長者 鉱床

位置：人形峠東方中津河川の上流にあたり中津河部落から北東約3kmの地点

発見：昭和35年トレンチを伴う地表調査の結果発見された放射能異常地に対し，昭和36年より試錐探鉱を開始し，鉱床の存在が確かめられた。

探鉱方法：トレンチを伴う地表調査，試錐探鉱および一部に坑道探鉱を実施。

地質：第23図の断面図に示すように，本地区は粗粒優白質斑状黒雲母花崗岩（人形峠型）を基盤とし，これを不整合におおって含礫アルコズ砂岩，泥岩，凝灰岩，安山岩質火山円礫岩，石英安山岩質火山円礫岩等からなる菅ヶ谷層がのり，さらにこの上にまた赤和瀬安山岩層が広く分布している。

基盤岩中にはチャンネルと同方向の南北系の裂力の発達が著しく，一部では鉱体を切る小断層も認められる。

鉱床：河内チャンネルの最上流部に位置する本鉱床は，基盤面直上に発達する含礫アルコズ砂岩およびその上に重なる多量の炭質物を有する細粒砂岩，泥岩の一部を母層とし，チャンネルの東翼部に東西にきわめて狭い南北にチャンネルに沿って長く伸びる帯状に胚胎している。

ウランの濃集は含礫アルコズ砂岩の上部，とくに炭質物を有する細粒砂岩の周縁部で著しく，基盤の直上数mの間にはほとんど認められない。

鉱床は一般に南部で優勢で5～6mの厚い鉱層がほぼ水平に拡がり，品位も0.0n% 台を示す部分も少なくないが，北へ向かって次第に標高が下るとともに鉱層は薄化し，品位も劣化する傾向がある。全体的な品位は，0.0n% 台である。

なお坑口から85m付近に見られるN-S系の破砕帯に沿って、基盤岩中にも高品位の黒色鉍が胚胎するのが観察される。この破砕帯の南方延長部と考えられるものが坑口の南側の花崗岩中に見られ、ここではこの部分に安山岩岩脈が貫入するが、周囲の花崗岩の石英は煙石英化し、黒い。

ウラン鉍物：坑道探鉍を実施した鉍床南部では酸化鉍が主で燐灰ウラン石を鉍石鉍物とするが、一部には1次鉍物と考えられる黒色粉状鉍物（未同定ながら人形石ではないかと推定されている）が含礫アルコーズ砂岩および基盤岩中に認められている。

5. むすび

人形峠鉍山は、日本で最初に発見された堆積型ウラン鉍床を稼行する鉍山として誕生して以来今日まで10有余年、その間に発見露頭につながる峠鉍床のほか、多くの鉍床が発見された。また峠鉍床のほか夜次、中津河地区の各鉍床についても坑道探鉍が実施され、数多くの貴重な資料を提供した。このことは単に学問的な資料の集積にとどまらず、新しい知識は絶えず新しい鉍床を生み出す大きな原動力となっていることを示す。

ここに人形峠周辺の堆積型ウラン鉍床について要約するとともに成因に関する一般的見解を述べるが、これに対し諸兄の忌憚のない御意見および御教示が頂ければ、今後の探鉍に一層の指針として役立たせたいと考える。

1) 鉍床の一般的性状

(1) 鉍床は花崗岩類を基盤とし、その上に刻まれたチャンネル構造内の、堆積層を母層として胚胎している。

(2) チャンネル内の鉍床の位置はチャンネルの場所によって異なり、上流部では底部から翼部にかけて、中流部では底部平坦面のほぼ全域に、下流部では底部平坦面の一部に位置する。また一般に不整合面の直上部に胚胎することが多いが時には数10mも離れたところにも存在する。

(3) 鉍床の母層は比較的透水性の強いものとするが、その層序学的層準は一定したものではなく、堆積時期を異にするものもある。また、鉍床は岩相境界に支配されず、斜交するようなものも見られる。

(4) 基盤の花崗岩は、鉍床直下と鉍床を離れたところでは、粘土化において質的にも量的にも異なり、またU、Feの量も直下では少なくなっている。

(5) 鉍石鉍物は人形石、燐灰ウラン石を主とし、1次鉍物である人形石は硫化鉄、炭質物と密接に関係して生成されている。

2) 成因に関する一般的見解

(1) 生成時期

- ・ 鉍床は、チャンネル内にだけ存在するがその胚胎母層は層序学的にみて同一層準には限られず、母層の岩相境界を切るようなものも見られ、かつ非常に不均一な品位分布を示す。

- ・ 人形石と共生する硫化鉄の産状、鉍物学的特性から鉍床が母層と同時に生成したとは考えられない。すなわち峠、夜次、中津河の各鉍床の主たる含ウラン母層である礫岩層は、その性質からして河川堆積物であることは明らかであり、このような堆積物を形成する堆積環境は一般に酸化状態が普通であり、硫化鉄の生成環境としては好ましくない。また、八面体の黄鉄鉍、針状黄鉄鉍は堆積源のものとして普通の形態ではなく、その中に含まれる微量成分は低熱水および酸性温泉起源の黄鉄鉍に普通に見られるものに類似する。

以上のことから人形峠の鉍床は後生鉍床と考えられるが、さらにその鉍化作用の時期は母層の層序上の位置、鹿野町河内南方において観察された河内石英安山岩層の珪化作用にウランの鉍化作用が伴っている事実およびU-Pb法によるウラン鉍石からの絶体年代の測定結果¹⁰⁾等からして、鮮新世初期から中期と考えられる。

(2) ウランの搬入、沈殿

各ウラン鉍床がチャンネル構造に規制されて存在し、またウラン鉍床を内臓するチャンネルは複数のものが相当な距離をへだてて存在すること、および各鉍体においても異なった方向の幾つかの含ウラン溶液の経路が考えられること等からして、チャンネルは含ウラン溶液の集積する器として、また通路としての役割を果し、含ウラン溶液のチャンネルへの流入は長者鉍床、中津河本鉍床の基盤岩中に見られる例(第20図参照)

等からして裂カ、岩脈を通じて数多くの地点で行なわれたことが考察される。鉱床はチャンネル内において含ウラン溶液が移動する際、還元環境下で沈殿固定されて形成されたもので、還元剤としては2価の鉄、炭質物、硫化鉄等の存在があげられる。チャンネルの場所による鉱床胚胎位置および形態の相違は、流速の差にもとづく酸化還元電位の差による沈殿速度に関係するものと考えられる。

(3) ウラン溶液の性質¹²⁾

人形石の沈殿環境、共生関係から含ウラン溶液は主に硫酸塩および燐酸塩イオンを含む弱アルカリ性のもので、人形石はこの含ウラン溶液と燐灰石との反応によって沈殿し、その時の温度は35°~100℃の間であったと考えられている。

(4) ウランの起源

ウランの起源としては ① 花崗岩中の可溶性ウラン、② 岩漿熱水性溶液中のウラン ③ 凝灰岩中のウラン (4) 既存のウラン鉱床等が考えられるが、当地区の鉱床の基盤がすべて花崗岩であること、当地域の花崗岩中の可溶性ウランの量が鉱床を生成するのに充分であること等から、①の花崗岩中の可溶性ウランにその起源を求める方が適当と考えられる。

参 考 文 献

- 1) 安藤 厚 (1961): 人形峠鉱床の鉱石の特性, 第2回原子力研究総合発表会 (演旨)
- 2) Uranium Resources in Japan Atomic Fuel Corporation.
- 3) 梶芳光昭・神尾恭一 (1963): 人形峠鉱山たい積型ウラン鉱床の湿式ふるい分析試験について, 日本鉱業会誌, vol. 79, no. 902
- 4) 川村 勉 (1961): 人形峠鉱石の処理試験, ウラン—その資源と鉱物—, 朝倉書店
- 5) 久保恭輔・橋本好一 (1960): 人形峠鉱石の鉱床学的特性, 第1回原子力研究総合発表会 (演旨)
- 6) 久保恭輔 (1962): 鳥取・岡山県下人形峠附近のウラン鉱床, 原子燃料公社探鉱部研究報告, no. 2
- 7) Muro, T., MEYROWITZ, R., POMMER, A. M., and MURANO, T. (1961): Amer. Miner vol. 44, p. 633~650.
- 8) Muro, T. (1961): Parageneses of the minerals of the Ningyo-Toge mine Mineralogical Journal vol. 3, no. 4.
- 9) 武藤 正・嶋崎吉彦・安藤 厚 (1961): ニンギョウ石, ウラン—その資源と鉱物—, 朝倉書店
- 10) 武藤正 (1961): ニンギョウ石の生成環境, ウラン—その資源と鉱物—, 朝倉書店
- 11) 武藤 正・村野 徹 (1961): 人形峠のウラン鉱石, ウラン—その資源と鉱物—, 朝倉書店
- 12) Muro, T. (1962): The Precipitation Environment of Ningyoite, Mineralogical Journal, vol. 3, no. 5~6.
- 13) 岡田 茂 (1967): 花崗岩類中のウランに関する諸問題, 柴田秀賢教授退官記念論文集
- 14) OKUNO, T. (1964): Uranium minerals in the Ningyō-Tōge-Tōgō district, western Japan, Atomic Fuel corporation.
- 15) 奥野孝晴 (1964): 人形峠地域のウラン鉱物の帯状分布, 日本鉱業会誌, vol. 80, no. 915
- 16) 坂上正信 (1961): 人形峠地域の炭質物中のウランとゲルマニウム, ウラン—その資源と鉱物—, 朝倉書店
- 17) 佐藤学而・福岡勇雄・伊藤賢治・鶴田 博(1964): 人形峠周辺のウラン鉱床の胚胎層準について(演旨), 日本鉱業会誌, vol. 80, no. 915
- 18) 佐藤学而・菊地 清・福岡勇雄・花田克己 (1964): 人形峠周辺の堆積型ウラン鉱床と基盤表面の構造(演旨), 日本鉱業会誌, vol. 80, no. 915
- 19) 佐藤源郎・東郷文雄・岡田 茂 (1960): 日本の堆積型ウラン鉱床の成因と花崗岩の関係について, 第1回原子力研究総合発表会演旨
- 20) 佐藤源郎・東郷文雄 (1963): わが国の堆積型ウラン鉱床の特性, 日本鉱業会誌, vol. 79, no. 972
- 21) 佐藤源郎・東郷文雄・野沢和久 (1963): 鉱物組成からみた人形峠ウラン鉱石の特性, 日本鉱業会誌,

vol. 79, no. 920

- 22) 杉之原正晁, 奥野孝晴 (1963) : 人形峠鉍山中津河鉍床のウランを含む頁岩について, 日本鉍業会誌, vol. 79, no. 902
- 23) 杉山隆二・佐藤学而・菊地 清・福岡勇雄 (1963) : 鳥取県東郷鉍山のウラン鉍床, 日本鉍業会誌, vol. 79, no. 902

Uranium Deposits of the Ningyo-toge Mine, Okayama Prefecture

By

Isao FUKUOKA and Kyosuke KUBO

Abstract

Ningyō-tōge uranium mine is located in the vicinity of the boundary between Kamisaibaramura, Tomata-gun, Okayama prefecture and Misasa-chō, Tōhata-gun, Tottori prefecture.

Access to the mine is very easy because a main unpaved road, connecting Tsuyama city of Okayama prefecture with Kurayoshi city of Tottori prefecture, is passing through the center of mine area.

The uranium ore deposits of this mine belong genetically to epigenetic sedimentary type deposit and occur in the basal part of Misasa group, composed mainly of conglomerate, arkose, mudstone and tuffaceous rocks, of which age is believed as Miocene to Pliocene by all previous geological reports. Moreover, the layout of the ore deposits are strongly controlled by the so-called channel structure, probably remnants of paleo-stream on the surface of the underlying granitic rocks.

Nine main ore deposits called Takashimizu, Tōge, Yotsugi, Nakatsugo south, Nakatsugo, Onbara, Tatsumitōge, Jūnigawa and Chōja belong to this mine, and these are intermittently scattered for a distance of about 7 km from east to west.

Occurrence of the deposits is limited to the immediate vicinity of the bottom of the channels. Thus, the ore deposits used to disappear outside the channels. However, the stratigraphic position of each individual ore body is not always identical. Such phenomena probably means that the channel structure was served gathering uranium containing solution and offered reducing condition for precipitation of primary minerals.

Uranium is especially concentrated in the basal conglomerate and arkose.

The ore consists of amorphous uranium associated with such primary minerals as ningyoite and uraninite and secondary minerals such as autunite and zippeite occurring with organic matter, clay minerals and iron compounds.

Primary tetravalent minerals such as ningyoite are abundantly found in oxidized zone. Ningyoite occurs as fine-grained crystals (of several microns) cementing voids of the arkose and matrix or cracks of gravels of the conglomerate, or coating the surface of gravels in skin-like manner.

In the vicinity of outcrops and surrounding area of fault sheared zone, the oxygen content of the groundwater increases, and these primary minerals undergo oxidation and subsequently dissolve in the form of hexavalent complex ions of uranium.

Very commonly these complex ions are re-precipitated as stable secondary minerals such as autunite, and form enriched ore bodies in the oxidized zone.

The unoxidized ore shows gray to black colour, and the oxidized ore is yellowish gray to brown in colour. These ores are composed of common rock forming minerals of allogenic origin and their altered products.

The chemical composition of the ore depends on the constituents of the country rocks or of the pebbles.

The assay values of U_3O_8 range between 0.0 n% and 0.0 n% in general.

The characteristics of uranium mineralization are summarized as follows.

- 1) All of the uranium ore deposits were formed after the sedimentation of the country rocks.
- 2) According to many evidences observed, it is undoubted that primary uranium minerals were precipitated with solution under such a condition that ground water was stagnating.
- 3) Ningyoite, the most abundant primary mineral in this mine, was occurred by the reaction between uranium containing solution and apatite.
- 4) On the geochemical properties of the solution, evidences observed in the mine area suggest us that the solution may have contained sulphate and phosphate ions as principal anions in weakly alkaline condition.
- 5) The temperature of the ningyoite precipitation in the deposits is supposed to be 35 to 100 .

Ⅳ. 14 広島県口和町の中新統中のウラン鉱床

小尾 五明*・鈴木 泰輔**・清水 道也***

要 旨

表記地区の中新統備北層群下部層に発見された放射能異常点群について調査研究を行なった。現在同地域に分布の知られている基盤岩類は、白堊紀末から第三紀にかけて侵入した、いわゆる高田流紋岩類として一括されている流紋岩質熔岩、凝灰岩、熔結凝灰岩等と、花崗斑岩や黒雲母花崗岩などの一連の酸性岩コンプレックスである。これを不整合におおって備北層群が現在の盆地内の低い部分をうめて発達している。

異常点は基盤直上から約50mの範囲にわたる部分で、岩相としては砂岩相に属するものが多い。現在までに判明した異常点(30 $\mu\text{r/h}$ 以上)の数は47点、最大測定値 500 $\mu\text{r/h}$ 、最高の品位を示す細粒砂岩の分析値は 0.057% U_3O_8 である。特定のウラン鉱物は認められず、U は顕著に含まれているカオリンに吸着されて存在するものとみられる。0.00n% 程度のU含有量を示す同層準の地層は比較的良好な連続性を示し、浅海におけるUの堆積機構を考察する上で注目される。

ま え が き

昭和37年12月、岐阜県東濃地方で下部中新統中にウラン鉱床が発見され、その後の調査の進展に伴って、類似の環境のもとで堆積した中新統中のウランの賦存状態がにわかに関心されることになった。この観点から、いわゆる瀬戸内沈降帯中に花崗岩類を基盤として堆積した中新統に対する調査研究がとくに必要とされるようになり、本地域もその一環としてとりあげられたものである。

その結果筆者の一人小尾は、昭和40年10月、広島県比婆郡口和町で中新統備北層群下部層中に放射能異常を認めたので、翌41年8月から9月にわたり、口和町一帯に分布する同層群について鈴木泰輔・清水道也と共同して地質鉱床調査研究ならびに地形測量を行なった。

現地調査研究にあたっては、中国出張所長青柳信義技官から資料の提供と指導を、また口和町役場から便宜供与を受けた。ここに厚く謝意を表する。

1. 位置および交通

口和町は広島県の北部(5万分の1地形図・上布野)に位置し、その中心地永田部落は国鉄芸備線三次駅の北東方約18 km、あるいは同線備後庄原駅西方約15 kmの地点である。

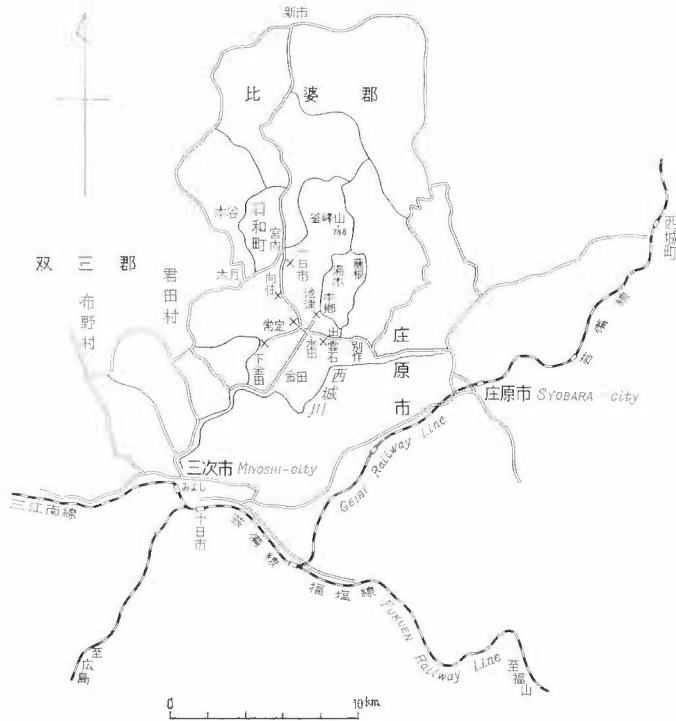
三次駅から備北交通湯木行バスで永田までおよそ40分、また備後庄原駅からは同社の大月行または宮内行バスでおよそ30分を要する。運行回数とはともに1日5~6往復である(第1図)

2. 地 形

口和町の主部は東西約6 km、南北約7 km、標高約250~400mのゆがんだ円形の小盆地をなす。これは中国脊梁山脈の南斜面に発達する構造的な小盆地群の一つである。盆地周辺に地形上とくに顕著に認められる構造線としては、当地方の構造線の一般方向である NNE-SSW をはじめとして、NNW-SSE、E-W の各方向のものがああり、多くは小河川の流路となっている。

盆地北東縁から北西縁にかけては標高750~850mの、山頂部に平坦面を残す山地で境され、山麓線に沿っては所によって崖錐地形が発達する。南縁は標高約450mの丘陵性の山地に続き、その山地内を西城川が峡谷となって、ほぼ構造線に沿って屈曲しながら東西に貫流している。盆地内は比高約150mのなだらかな丘陵とその間に刻まれた幅の広い低平地からなり、前者は牧草地、山林、畠に、後者は主として水田に利用さ

* 鉱床部
** 燃料部
*** 技術部



第1図 広島県口和町地区放射能異常地 (×印は主な異常点)

Index map for Kuchiwa-machi area x: radioactive anomaly spot

れている。

ここで注目しなければならないのは、調査地内での備北層群の分布区域が現在、地形的に明らかに指摘できるこの盆地内に局限され、とくに丘陵地の中腹部以下を占めて発達することである。このことはこの盆地の形成にあたって、構造的な営力がとくに顕著に作用したことをあらわすとともに、中新世の備北層群堆積時以前に、すでにこの地域が地形的に盆地としての基本形態をそなえるにいたっていたことを示しているものであろう。

3. 地質および地質構造

地域内の地質は後期白堊紀～古第三紀初期の貫入といわれる花崗岩質岩類を基盤とし、新第三系および第四系からなっている (第2図および第4図)。

3.1 基盤岩類

調査地域および周辺で、堆積盆地の基盤を構成しているのは、白堊紀末から第三紀初期に形成された一連の酸性岩コンプレックスである。その貫入～噴出時期は数次に及び、形成機構についても単純ではない。したがって、この地域の各岩体の特性を明らかにするためには、さらに引続いて行なわれる予定の調査研究にまたねばならぬところがきわめて多いが、ここではとりあえず、概括的な記載を行なっておく。

当然各岩体の相互の関係についてもまだ十分な資料を得ていないので、ここでは一応、20万分の1広島県地質図の区分に従うことにする。

高田流紋岩類

中国山脈脊梁部に広い分布をもつ高田流紋岩類の一部が、当地域の周縁部に露出する。ここではそのほとんどが、流紋岩質の熔岩、または熔結凝灰岩である。後者の熔結は進んでいて、従来はその外見からしばしば“石英斑岩”と称されていた。事実、礫として第三系中に含まれる場合は、岩脈起源の石英斑岩と肉眼的

時代	地層名		柱状	層厚 (m)	岩質その他
現世 更新世	沖積層			3±	礫・砂・粘土
	三瓶火山灰層			3.3	浮石質砂・粗粒浮石
	段丘堆積物			3±	礫・砂
中新世	備北層群	上部 泥岩部層		50	暗灰色～灰白色 泥岩 下部に20cm±の 細粒砂岩数枚挟む
		下部 礫岩・砂岩部層		5 30	半海棲～海棲貝化石 上部砂岩 多 泥岩の薄層挟む 砂岩よりループ 下部 礫岩 中～粗粒
第三紀 後白堊紀	基盤岩類				酸性岩岩脈 花崗斑岩 角閃石英英閃綠岩 中粒黒雲母花崗岩 流紋岩角閃岩輝岩(石英斑岩) 流紋岩

第2図 口和町周辺模式地質柱状図

Schematic columnar section of general geology in Kuchiwa-machi area

に区別するのは容易ではない注1)。

新鮮な標本では、石英の斑晶を多量に含む青灰色緻密な岩石であるが、当地域のものはほとんどが、熱水変質を蒙って白色～灰白色を呈している。

鏡下では斑晶として、相当量の溶蝕された石英と、カリ長石・斜長石・黒雲母、まれに角閃石を少量含む。石基は再結晶化していて、後期の花崗岩の貫入時の際、熱的影響を蒙ったのではないかと推測される。さらに後期の熱水変質の影響で緑泥石化、絹雲母化も進行している注2)。

花崗斑岩

調査地域全域にわたって、不規則な外形の岩体として普遍的に分布する。青灰色、緻密な見掛けを呈するが、熱水変質を受けて灰白色に変わるのは流紋岩類の場合と同じであり、そのため、野外ではしばしば流紋岩類および斑状黒雲母花崗岩との境界が不明確となる。鏡下では、ペルト石構造をもつ正長石と石英の斑晶が、同質の石基中に点在する。後からの再結晶作用、および、緑泥石化、絹雲母化がみられることも、高田流紋岩類の場合と同様である。

角閃石英英閃綠岩

地域北縁宮内、および南西縁橋堅付近に局部的に分布する小岩体で、広島県地質図では北方の新市、および西方の作木でいわゆる“作木火山岩類”に不整合におおわれているところから、中央深成岩群のうちの古期花崗岩類として分類している。

肉眼的にはやや優黒質、細粒で、ときには斑状のものもある。鏡下では、有色鉱物として角閃石および少量の黒雲母を含み、累帯構造を示す斜長石が特徴的である。

注1) 本報告では、明確な判定を下しがたい場合、または従来に記載を強調する必要のある場合には「石英斑岩」という表現によっている。

注2) この高田流紋岩類は、年代的には岐阜県東部の濃飛流紋岩にほぼ対比されている。その噴出機構と断層系の形成との関係などの点では、両地域によく似かよった現象がみられるのは興味深い。

その他、副成分鉱物としてはクサビ石・燐灰石・不透明鉱物などが普通に含まれる。有色鉱物は、往々緑泥石化が進んでいる。

優白質黒雲母花崗岩

中央深成岩体のなかの、未区分花崗岩体として分類されている黒雲母花崗岩で、おもに盆地の中心に近く分布する。縁辺部ではやや不均質、細粒ないし斑状を呈し、前記の花崗斑岩との境界は必ずしも明確ではない。

中心部では中粒～粗粒の、優白質黒雲母花崗岩となる。前述の石英閃緑岩との前後関係は地域内では明らかでない。

全般に風化が進み、新鮮な標本は得にくい。鏡下では、とくに縁辺相のものに graphic texture が発達するのが認められる。黒雲母と、時としてみられる微量の角閃石は多くの場合緑泥石化、緑簾石化、絹雲母化をうけている。

これらの変質は、単なる風化の影響だけではなく、地域周辺の観察とあわせて、少なくとも一部は、熱水変質を蒙った結果生成したとも考えられる。

岩脈類

日南、宮内地区には角閃石玢岩の小侵入岩体と、microdiolite の小岩脈が、また、本郷～出雲石間の仁平池北岸には石英斑岩の小岩脈がある。

これらは、日南、宮内では角閃石石英閃緑岩および花崗斑岩を、また仁平池では優白質黒雲母花崗岩を切っており、いずれも火成活動の最末期の侵入と考えられる。いずれの地域でも、連続性には乏しい。

調査の進展に伴っては、なお数カ所で同様の岩脈の存在が明らかになる可能性がある。

3.2 新第三系

地域内における新第三紀層は備北層群と呼ばれる中新世の半海成～海成相を示す堆積物からなっている。

当地方において新第三系の基底層となっている塩町層は本地域に存在しない。

備北層群は岩質によって下位から礫岩・砂岩部層および泥岩部層に2分され、三次・庄原盆地一帯に分布している本層群下・上部層にそれぞれ対比される。

下部層は前項で述べた基盤岩類を不整合におおひ、地域の各地に露出している。主として砂岩・礫岩からなり、泥岩の薄層を挟む。層厚は地表においてみられるかぎり地域南西方に薄く(5～10m)、東から北方に厚い(20～30m)傾斜を有するが、深部では基盤地形の凹凸によってかなり変化した層厚が予想される。砂岩はアルコーズ中～粗粒砂岩が主で、細粒のものが少なく、一般に淘汰不良である。礫岩は中～巨礫にわたり花崗岩類の礫がもともと多く、ついで石英斑岩・安山岩礫なども目立っている。これらの礫は粗粒砂岩によって膠結されている。

本部層中から *Cyclina* sp., *Dentalium* sp., *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA などが採取できる。

上部層は泥岩が主体であるが中～下位にかけて 20 cm 前後の砂岩薄層を数枚挟む。最大層厚は約 50 m となっている。泥岩は一般に暗灰色塊状であるが風化すると灰白色になり細かく破碎する性質がある。砂岩は細～中粒で淘汰が良い。下部層とは整合に重なり、砂岩が顕著な泥岩に移り変わる場所をもって両部層の境界とした。本部層中における含有化石は大型種が少なく有孔虫化石が豊富に産出することが知られている。

一般の走向・傾斜は上下部層を通じあまり乱れておらず、基盤の起伏を反映し堆積盆地の周辺地域において局部的に 20～30° 前後を示すが、おおむね 15° 以下の緩傾斜で単純な構造をとっている。

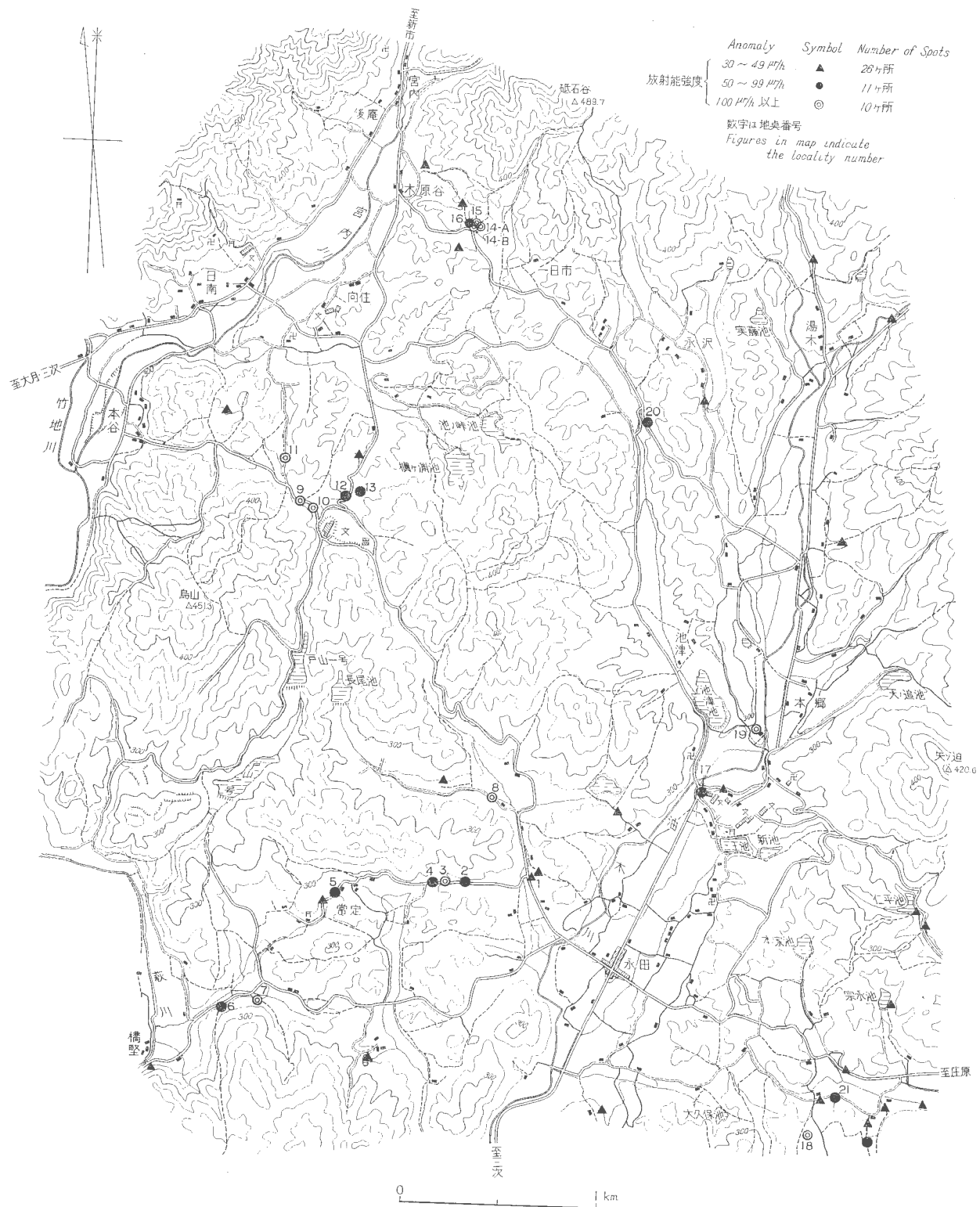
なお、永田部落西方から常定付近の一部および池津西方においては、下部層を欠き基盤岩と上部層が直接しているが、これは多分、基盤地形が急崖を示す部分と推察される。

3.3 第四系

本地域における第四系は河岸段丘とその上位に不整合で重なる三瓶火山灰層、地域内の中・小河川における沖積層および崖錐堆積物である。

河岸段丘礫層

地域外南部を東西に流れる西城川の支流萩川が、地域の南西隅橋堅付近を流れているが、その東岸に河岸段丘がみられる。また、これと類似の段丘面の小分布は他の小河川沿いにも局地的に存在する。いずれも固



第3図 広島県口和町地区放射能異常点分布図

Distribution map for radioactive anomalies in Kuchiwa-machi area



第四紀 Quaternary	沖積層 Alluvium	粘土および砂・礫 Clay and sand, Gravel	
		崖堆積物 Talus debris	砂・礫 Sand, Gravel
		三瓶火山灰層 Sambé Volcanic sediments	浮石質砂・火山灰 Funicaceous sand, Volcanic ash
第三紀 Tertiary	中新世 Miocene	佛北層群 Bokuho group	泥岩 Mudstone
		高田層群 Takada group	砂岩・基底礫岩 Gravel, Sandstone, Basal conglomerate
白堊紀 Cretaceous	岩脈類 Dikes	石英斑岩 Quartz-porphry	
		角閃石斑岩 Hornblende-porphryite	
	未区分花崗岩類 Granitic rocks undivided	雲母花崗岩 Biotite granite	
		新期花崗岩類 Younger granitic rocks	角閃石英閃輝綠岩 Hornblende quartz diorite
	高田流紋岩類 Takada rhyolitic rocks	花崗斑岩 Granite-porphry	
		流紋岩・流紋岩質凝灰岩 流紋岩質凝結凝灰岩 Rhyolite, rhyolitic tuff, Rhyolitic welded tuff	
放射能強度	Symbol	Anomaly	Number of Spots
	▲	30 ~ 49 $\mu\text{r/h}$	26ヶ所
	●	50 ~ 99 $\mu\text{r/h}$	11ヶ所
◎	100 $\mu\text{r/h}$ 以上	10ヶ所	

数字は地点番号
Figures in map indicate the locality number

第4図 広島県口和町地区地質図
Geologic map of Kuchiwa-machi area

第1表 異常地点試料分析表
Sample list for chemical analysis

試料 No.	試料名 rock name	層準 horizon	採取位置 location	U ₃ O ₈ %	放射能強度 radioactivity (μt/h)
1	泥質細粒砂岩	備北層群下部層	口和町永田西北方	0.005	40
2	軟質砂岩	"	" "	0.003	55
3	泥質細粒砂岩	"	" "	0.002	110
4	粗粒砂岩	"	" "	0.003	60
5	細泥岩	"	" 常定	0.002	75
6	アルコーズ粗粒砂岩	"	" 橋堅東方	0.003	53
7	中粒砂岩	"	" "	0.033	220
8	アルコーズ粗粒砂岩	"	" 永田西北方	0.004	120
9	泥岩	備北層群上部層	" 口和中学校西側	0.006	350
10	中粒砂岩	備北層群下部層	" "	0.003	110
11	細粒砂岩	"	" 口和中学校北西方	0.017	180
12	アルコーズ中粒砂岩	"	" 口和中学校北方	0.011	75
13	アルコーズ粗粒砂岩	"	" "	0.005	80
14	A 泥質細粒砂岩	"	" 宮内南東方	0.045	450
	B 細粒砂岩	"	" "	0.057	500
15	中粒砂岩	"	" "	0.006	110
16	細泥岩	"	" "	0.003	170
17	母岩変質帯	"	" 口北小学校下ガケ	0.002	70
18	粗粒砂岩	"	" 出雲石西方	0.003	260
19	泥岩	"	" 池津	0.001	100
20	泥岩	"	" 一日市南方	0.001	50

分析: 関根節郎・大場きみじ
Analyst: S. SEKINE & K. OBA.

結度の低い礫・砂の混合堆積物をのせているが、多くは数m以下の薄層であり、分布が狭小なため地図からは省略した。

三瓶火山灰層

本地方で“吉備土”と俗称されている黄褐色軟弱な軽石層および軽石質砂層で、基盤岩類や新第三系および第四系の河岸段丘などの堆積物を不整合におおって存在する。層厚は一定でないがもっとも厚い日南南方付近では3.3mである。この地点では“石英斑岩”の上に、軽石粒および礫を含む褐～黒色植土質層0~1.5m、軽石質細粒砂層1.3m、粗粒軽石層0.5mがあるが、一日市付近では砂礫層上にある、黒褐色泥質細粒砂層1m、白色凝灰質粘土層1.0m、粗粒軽石層1.5mで構成されている。

本火山灰層は分布などから地域北東方約40kmの三瓶火山から由来したものと考えられる。

沖積層および崖錐堆積物

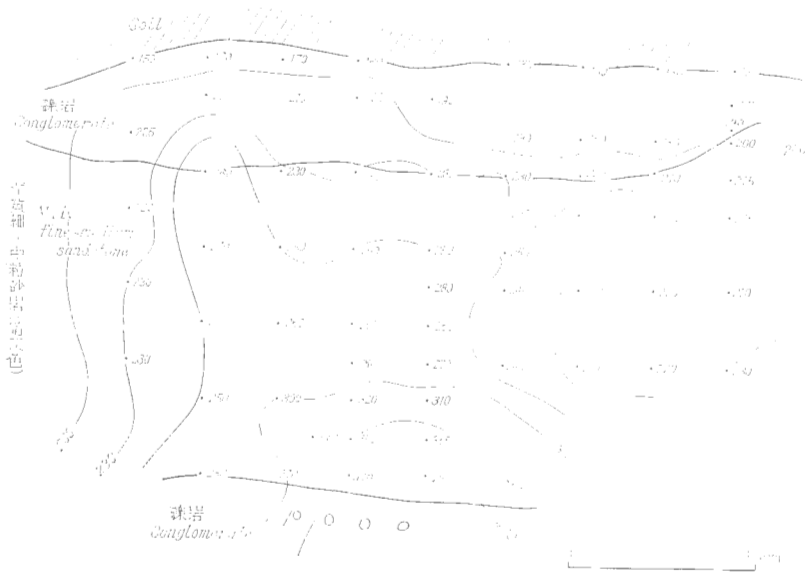
地域西部寄りを北から南に流れる油木川と、北西部から南西部付近を流れる萩川流域には沖積層が比較的広く発達している。いずれも礫・砂および粘土などから構成されるが、厚さは薄い。宮内西方の盆地西縁斜面には小規模な崖錐堆積物が存在する。

4. 鉱床の一般的性質

地域内においてウランの濃集が確認されている地点は、昭和41年9月現在20カ所を数え、盆地のほぼ全域にわたる(第1表および第3図)。

これらはすべて自然露頭によって発見したもので、その一部についてはトレンチを行なっている。

ウラン濃集部はほとんど備北層群下部の礫岩・砂岩部層中に認められ、上部泥岩部層中にはわずか1カ所



第 5-A 图 管内露頭放射能第分布图 (露頭番号 14, 北壁)

Geologic and radiometric sketch of Miyuchi trenching pit: north wall (No. 14 outcrop)



第 5-B 图 管内露頭放射能強度分布图 (露頭番号 14, 底面)

Geologic and radiometric sketch of Miyuchi trenching pit: bottom (No. 14 outcrop)

みられるに過ぎない。基盤岩とウラン濃集地点の垂直距離は、20カ所のうち約半数近くが基盤岩にごく近接した位置にあり、他の濃集地点も10～10数m前後の層準に入る。異常の程度の強いものは基盤花崗岩類に近接するものに多く、基盤花崗岩類との距離が水平的、垂直的にへだたるに従って異常の程度が弱く、規模も小さくなるおよその傾向が知られている。このことは、ウラン濃集が基盤岩類と密接な関係にあることを物語っている。地域的に強い異常を示すものは、宮内南東部（宮内露頭）、口和中学校周辺、常定周辺地域で、これらおもな露頭についての記載を以下に示す。

4.1 宮内露頭

宮内部落南東方、木原谷から一日市に通じる道路の峠付近、標高350mの位置で昭和40年10月地表調査により発見された異常点で、引続いて41年9月にふたたび調査した。

露頭は上記地点にある農業用小溜池の北縁に沿い東西に10数m連続し、走向EW、傾斜10°S、小礫を含む中粒～粗粒砂岩の互層からなり、異常部分は層厚約3mである。

第5図 A、Bはこの露頭の東端からさらに下位3mの位置で行なったピットトレンチで、上記の中～粗粒砂岩互層の直下に相当する。ここでは2層の礫岩層の間に厚さ約80cmの暗灰色泥質の細～中粒砂岩をはさみ、その基底部に近くとも強い異常(500 μ r/h)を示す部分があるほか、上・下位の礫岩層にも異常の範囲が及んでいる。これらを通じみられる異常の規模は東西方向に約30m、上下方向では約5mに及ぶ。

上記の最強異常点の試料の分析値は0.057% U_3O_8 を示す。

この異常点の層準は、付近の花崗岩基盤から測って約30m上位にあり、下部層の縁辺相に相当するものと考えられる。含ウラン鉱物はまだ確認されたものではなく、X線的には長石類の分解によって生成したと思われるカオリンの回折線が比較的明瞭にあらわれるところから、試料のウランはこれに吸着されている可能性が強い。

4.2 口和中学校周辺地域

向住部落南部、永田から宮内に通じるバス道路の西わき、標高330mの位置にある。昭和40年10月に発見された異常点を中心に、引続いて行なわれた41年9月の調査で、さらに前回の異常点の東側に1カ所、西側に3カ所、計4カ所の異常点が認められた。

最初に異常を発見した露頭はバス道路に沿い、南北に約40m連続している。岩質は風化面では赤褐色の中粒アルコーズ砂岩で、炭化した植物細片からなる薄層をはさみ、NE方向に5°以下のゆるい角度で傾斜する。観察される最大の層厚は約3mである。

露頭から約100m南方、口和中学校敷地の北縁の崖では、熔結凝灰岩と推定される基盤岩が露出している。この一帯では、甚だしい熱水変質を蒙り、カオリン化、絹雲母化しているので、原岩の判定には相当の困難がある。この基盤の高まりは東西につらなって、地形的には永田、常定の盆地と向住、宮内の盆地をわける稜線をかたちづけている。

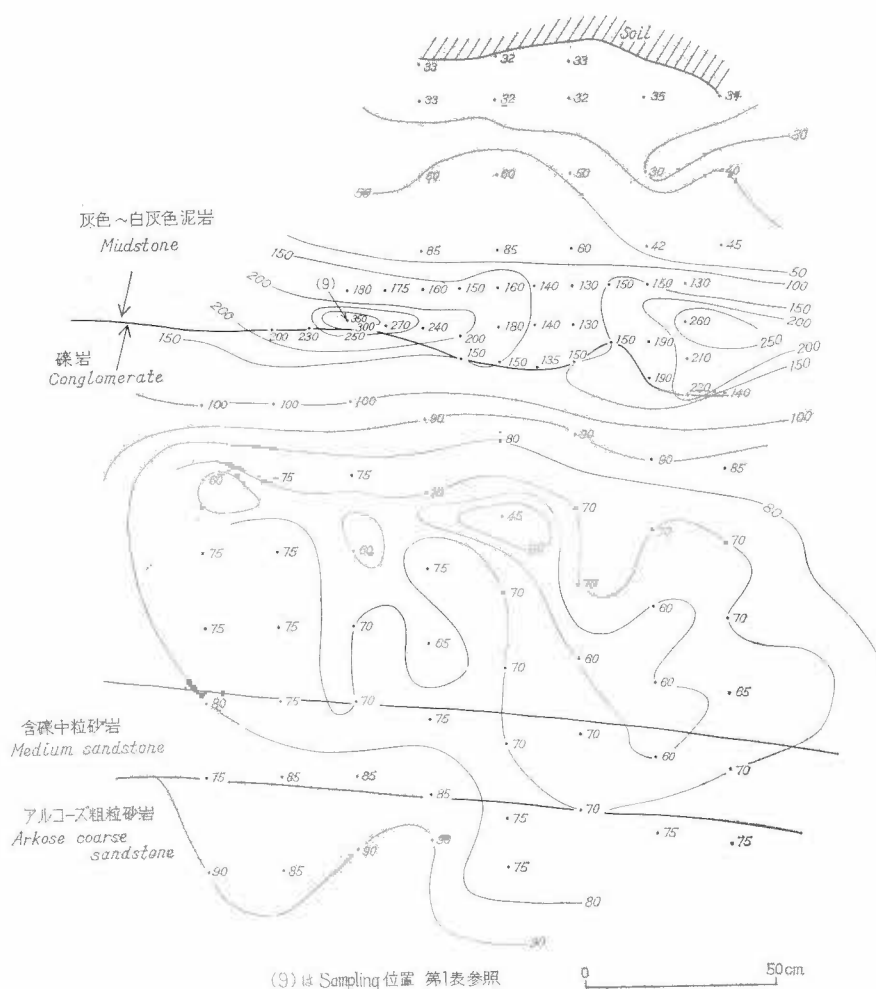
上記の砂岩層はこの基盤に向かって尖滅し、基盤岩に接しては、基底礫岩層が露出する。このなかには最大径60～70cmの花崗岩・花崗斑岩の巨礫を含むほか、チャートを主とする古生層源の亜角礫を含む。基質は炭質物を含む粗粒のアルコーズ質の砂で、淘汰はよくない。

この基底礫岩層の露頭での層厚は約4mであるが、局地的にはかなり変動すると思われる。

上記の砂岩層中の異常は、平均50 μ r/h、最大75 μ r/hに達し、50 μ r/h以上の部分の露頭面上での延長は約15mに及ぶ。この南方約40mの基底礫岩層の露頭では、基質の砂の部分に異常があり、最高75 μ r/hに達する。50 μ r/h以上の異常はほぼ露頭面全体にわたって約8m追跡できる。

これらの異常点の層準は下部層の基底部に属し、基盤より約10m上方である。41年度に隣接して発見された3カ所の異常も同層準、同じ産状である。ただし、1カ所、No.9のは、この直上の上部層基底部の泥岩中と思われる異常であるが、基盤岩とはきわめて接近した位置にあり、同一の産状と考えて問題はないものと思われる（第6図）。

含ウラン鉱物は各異常点ともまだ確認されていないが、X線的にはカオリン・絹雲母が、さらに上部泥岩部層の試料に限ってはモンモリロン石が確認されているので、宮内露頭と同様ウランはこれらの粘土鉱物に吸着されている可能性が高い。これらの試料の分析値は、0.004～0.017% U_3O_8 の範囲にわたっている。



第 6 図 口和中学校西方付近放射能強度分布図, 露頭番号 9
Geologic and radiometric sketch of No. 9 outcrop

基盤岩と備北層群との境界線はこの露頭よりさらに東方に連続しているが、その部分についてはまだ調査を行っていない。この区域については、この異常点と同一の地質的環境が存在したと思われるので、今後の調査の進展に伴って、さらに新しい異常点が発見される可能性が大である。

4.3 常定周辺地域

常定部落から永田に通じる林道沿い道路わき (標高 310 m) をはじめ、41年9月の調査であらたに発見した異常点である。

本地域は前述の口和中学校地域の南から連続する基盤岩の南縁が、露頭のすぐ北方に迫って、東西に連続する尾根をかたちづくっている。

露頭は部落の東方、林道沿いに3カ所、部落の西に2カ所、南西に1カ所、計6カ所でそのほとんどが、粗粒～中粒砂岩中の異常である。

常定部落の一番東寄り異常点の No.2 付近では、砂岩・泥岩の互層がみられる。砂岩中には花崗岩質の礫が点在し最大径は約 50×70 cm である。No. 3 付近では、灰白色の泥質砂岩が基盤の黒雲母花崗岩と接する部分に、東西に約20m異常が連続している。

部落の西方 No. 5 の異常点は灰白色の軟質泥岩で、ところどころで、花崗岩質の巨礫を含む。部落の南西方 No. 7 では、層厚約 40 cm の粘土岩の下部に層厚 30 cm 前後の暗灰色中粒アルコーズ砂岩があり、その中に異常が認められる。

これらの異常点は付近の黒雲母花崗岩の基盤から約 5 m 程度上位にあたり、下部層の縁辺相に相当する層準と考えられる。

上述の最強異常点 (No. 7) の放射能強度は最高 220 $\mu\text{r/h}$ で、この試料の分析値は 0.033 % U_3O_8 を示す (第 1 表)

含ウラン鉱物は確認されていない。X線粉末回折のパターンで、粘土鉱物としてカオリンおよび少量の絹雲母があらわれていることは、前記の諸異常点と同様である。

4.4 出雲石周辺地域

出雲石部落西方約 0.5 km, 永田東方 1.5km, 永田から庄原に通じるバス道路上の有田停留場の南, 約 500 m に位置している。

本地域は昭和 40 年 10 月の調査では 45 $\mu\text{r/h}$ 以下の弱異常点であったが、41 年 9 月の調査で異常地域が拡大し、さらに強い異常点を発見した。すぐ南の山稜には斑状黒雲母花崗岩が分布していて、その範囲は西は常定の南、東は別作、南は西条川の南岸の山内西村に及んでいる

露頭はこの基盤岩の山稜最北縁に沿って標高 250~270 m の位置に東西に分布し、層準的には下部層および上部層双方の異常である。

No. 18 異常点は基盤直上の礫岩である。風化が激しく新鮮な礫はみられない。礫は花崗岩質で、基質は粗粒のアルコーズ質砂からなる。この部分の放射能強度は 260 $\mu\text{r/h}$ で本地域の最大値である。

No. 21 異常点では下部層中の礫岩部が約 5 m 露出し、基質の部分が 35~50 $\mu\text{r/h}$ の異常値を示す この 2 点のほかにも弱い異常点は、No. 18 から No. 21 を経てさらに東方に連続していて、これらを含めると異常点の総数は 50 $\mu\text{r/h}$ 以上 3 カ所、50 $\mu\text{r/h}$ 以下 4 カ所の計 7 カ所となる。50 $\mu\text{r/h}$ 以上を示す部分が下部層の縁辺相であるのに対し、50 $\mu\text{r/h}$ 以下の弱異常を示す 4 カ所のうちの 2 カ所は上部泥岩部層に、そして 2 カ所が下部層に属する。

当地域の試料の分析最大値は 0.003 % U_3O_8 を示し、異常点の層準は下部層のもので基盤から約 10 m 上位にある (第 1 表)。

4.5 その他の異常地域

上記のほか、散在的なものとして次の 2 カ所の異常点が発見されている。

① 永田北西方、永田から宮内に通じるバス道路の西、大塩部落の北から長尾池に向かう小路わき、標高 260 m の位置に、昭和 41 年 9 月の調査で発見された異常点がある。

この異常点 (No. 8) は、下部層に属する中粒~粗粒の暗灰色アルコーズ砂岩中に認められる。異常の値は 120 $\mu\text{r/h}$ で、試料の分析値は 0.004 % U_3O_8 である。異常点のさらに西方の人家裏では、上部泥岩層中に 40 $\mu\text{r/h}$ の異常が認められている。

これらは、常定周辺地域の各露頭群と同様の層準関係にあり、今後の調査によってさらにあらたな異常点が発見される可能性がある。

② 永田北東方約 1 km, 永田から湯木に通じるバス道路わきの口北小学校敷地下の崖、標高 275 m の位置に異常点がある。

露頭のすぐ西には、粗粒黒雲母花崗岩が露出しており、異常はこれが変質粘土化した部分にみられる。

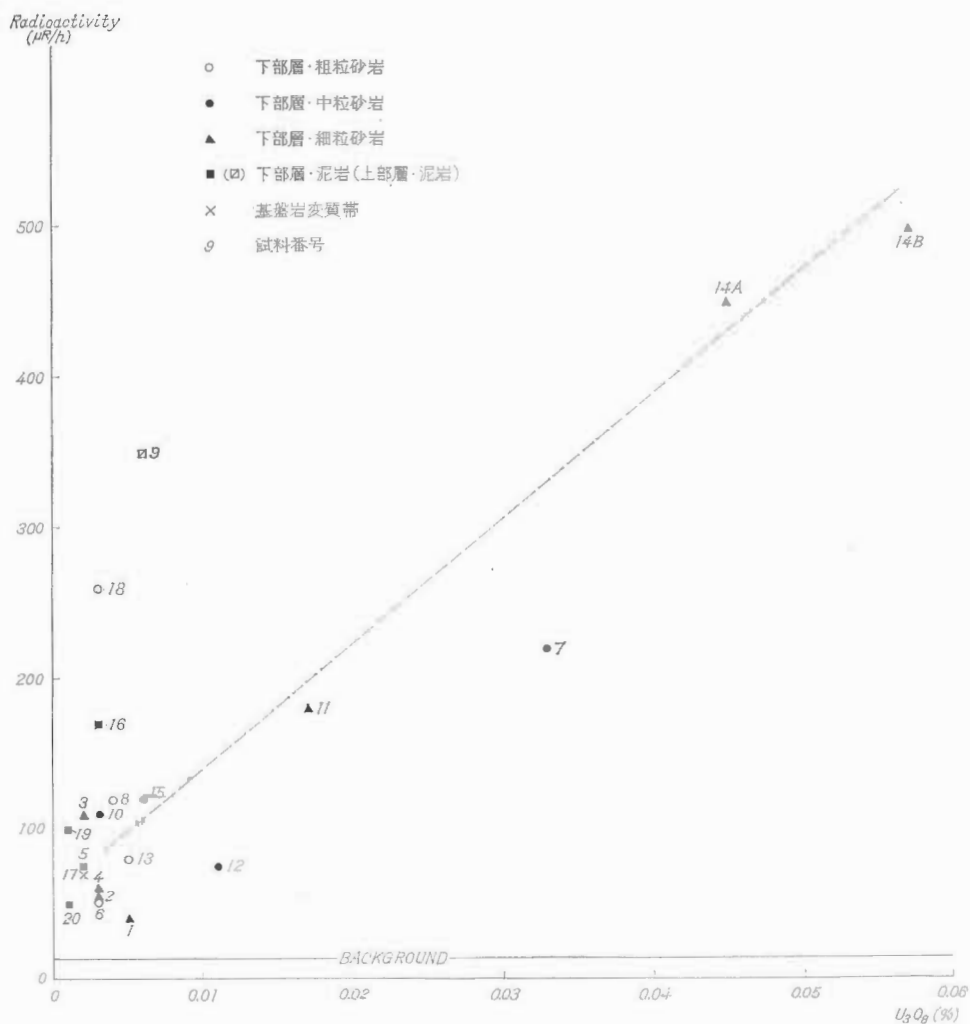
この粘土化帯は幅約 7 m で N 20° W の走向、70~80° W の傾斜を示す。これに沿って、岩盤の一部が滑動した形跡がある。変質部分は一部褐鉄鉱化して赤褐色を呈する。

放射能強度は最大 70 $\mu\text{r/h}$, 試料の分析値は 0.002 % U_3O_8 である (第 1 表)

5. 放射能異常とその原因についての考察

これまで述べてきたように、各放射能異常点に共通する性質としては、次のような諸点があげられる。

備北層群の基底部付近に属し、基盤の花崗岩類、とくに黒雲母花崗岩に近接し、かつ基盤との位置的



第 7 図 放射能強度～U品位相関関係図
Relation diagram between radioactivity and U_3O_8 grade

関係が一般に明確である。

② 岩質的には、細粒砂岩～中粒砂岩の場合が多いが、特定の単層に限定されているわけではない。

③ 異常の程度は 30～500 $\mu R/h$ 、 U_3O_8 品位は 0.001～0.057% であり、第 7 図に示すように、この両者は中程度の相関を示すが、厳密な検量線は得られない。これは、異常点の面積が狭く、かつ、その中の品位分布が一様でない時には、サンプリング誤差と測定誤差が、急速に増大することが原因の一つと考えられる。⁴⁰K その他の放射性核種の寄与の程度については現在まだ不明である。

④ 異常点から採取した標本によるパルクの X 線粉末回折像の解析では、石英・カリ長石・斜長石などのほかに、おもな粘土鉱物としてカオリンを含む。一部では少量の絹雲母、さらに、上部泥岩部層中では少量のモンモリロン石が検出されることがある。

⑤ 特定の含ウラン鉱物は検出されず、ウランはこれらの粘土鉱物に吸着されているものと考えられる。

これらの事実からは以下の推論が可能である。

ウランの供給源としてもっとも可能性の高いものは、中新統の基盤として分布する花崗岩類、とくに、黒

雲母花崗岩であり、一般的には、これからの風化溶脱によりウランはウラニルイオンの形で表流水ないし地下水に移行し、カオリンを主体とする粘土鉱物を含む地層を通過する際に、吸着されたものと考えられる。分析品位の上からは、ウラン鉱物の生成に至るまでの濃集度には、いまだに到達していない段階であるとみてよい。

高田流紋岩類のウランの供給源としての価値についてはまだ未知の領域に属する。しかし、調査地域内での同岩類は他の基盤岩とともに、相当広い範囲にわたってカオリン化、絹雲母化しており、一部では微粒の黄鉄鉱の鉱染がみられることから、少なくとも熱水変質の影響が顕著に及んでいることは否定できない。約20kmはなれた庄原地区では、同様の流紋岩類のなかに緑泥石～コフィン石脈が発見されている^{注3)}ことから、少なくとも、副次的なウランの供給源となった可能性は残されている。

第三系中の粘土鉱物の起源は、一般的には後背地の花崗岩類に求め得るが、一部には、熱水変質によって生成した変質岩から供給されたものがある。このことは、ウランの濃集にとっては有利な条件として作用する。

以上を通じてみると、口和町一帯の備北層群の堆積盆地には、全般的に、ウランの濃集にとって不利な条件はとくに存在しなかったと考えられる。しかし、上記の推論をうらづけ、さらに、正確な結論を得るためには、現在の知識はまだ貧弱であり、今後の調査研究の進展によって、さらに充実したデータを得る必要がある。

6. む す び

広島県口和町のウラン鉱床は、花崗岩質岩を基盤とする構造性の堆積盆地中に形成された、中新統備北層群の基底部付近に胚胎する。

現在までに得られた知識では、品位、鉱量とも稼行に耐える規模とはいえないが、既知の露頭群の分布からみて、今後も盆地内に、かなり普遍的に異常点が発見される可能性が大きい。このためには、地表調査とあわせて、ボーリング、地化学探査等を併用した組織探査を引続いて行なうことと、供給源としての基盤岩類についての研究を行なうことが必要である。

ウラン鉱床の成因としては、花崗岩質岩に起源をもち、それらから溶脱・移動の際に粘土鉱物等により吸着されたという過程が、現在のところもっとも可能性が高いが、それをうらづけるためのデータも、今後の調査研究の進展に伴ってさらに充実させることができるであろう。

7. 文 献

- 1) 広島県地質図（20万分の1）
- 2) 広島大学理学部地学教室（1963）：地質巡検旅行案内書、「三次」
- 3) 大和栄次郎（1959）：島根県・広島県江川中流流域の地質および放射能探査概報，地質調査所月報，vol. 10, no. 9, p. 737
- 4) 松原秀樹（1959）：広島県江川下流流域の地質および放射能異常概査報告，地質調査所月報，vol. 10, no. 9, p. 741

注3) このことは、鉱化作用の時期が高田流紋岩類生成の時期と、大局的に一致することを必ずしも意味しない。従来例からみれば、後期の花崗岩体の形成に伴う鉱化作用に対して、流紋岩類がキック・ロックの役割を果たしていたためではないかと考えられる

**Uranium Ore Deposits in the Miocene Sediments
in Kuchiwa-machi Area, Hiroshima Prefecture, Southwest Japan**

By

Itsuaki OBI, Taisuke SUZUKI and Michiya SHIMIZU

In October, 1965, a radioactive anomaly was detected by the authors, in Kuchiwa-machi, about 70 km northeast of Hiroshima city, Hiroshima pref., western Honshu, Japan. Basement rocks around the anomaly are composed of rhyolitic rocks which consist of rhyolitic lava, tuffs, welded tuff, granite-porphry, and biotite granite. The above mentioned rocks are unconformably overlain by the Bihoku group of Miocene age.

Radioactive anomalies have been recognized exclusively in the part within 50 m or so above the basement rocks, and especially they are found in sandstone facies. We found to date 47 anomaly points which show over 30 $\mu\text{r/h}$, and a maximum intensity is 500 $\mu\text{r/h}$ (0.057% U_3O_8 in chemical analysis).

In as much as no definite uranium mineral has been identified, most uranium is believed to have been absorbed in "kaolin" mineral, which is commonly associated in the radioactive samples identified by X-ray powder method. Since the uranium-bearing horizons, which contain as much as 0.00n% U_3O_8 , show a well continuity, it is suggested that the area is a appropriate field to consider and study mechanism of uranium concentration in a shallow sea environment.

IV. 15 大分県津久見石灰岩中の含ウラン燐鉍

浜地 忠男*・井上 秀雄**

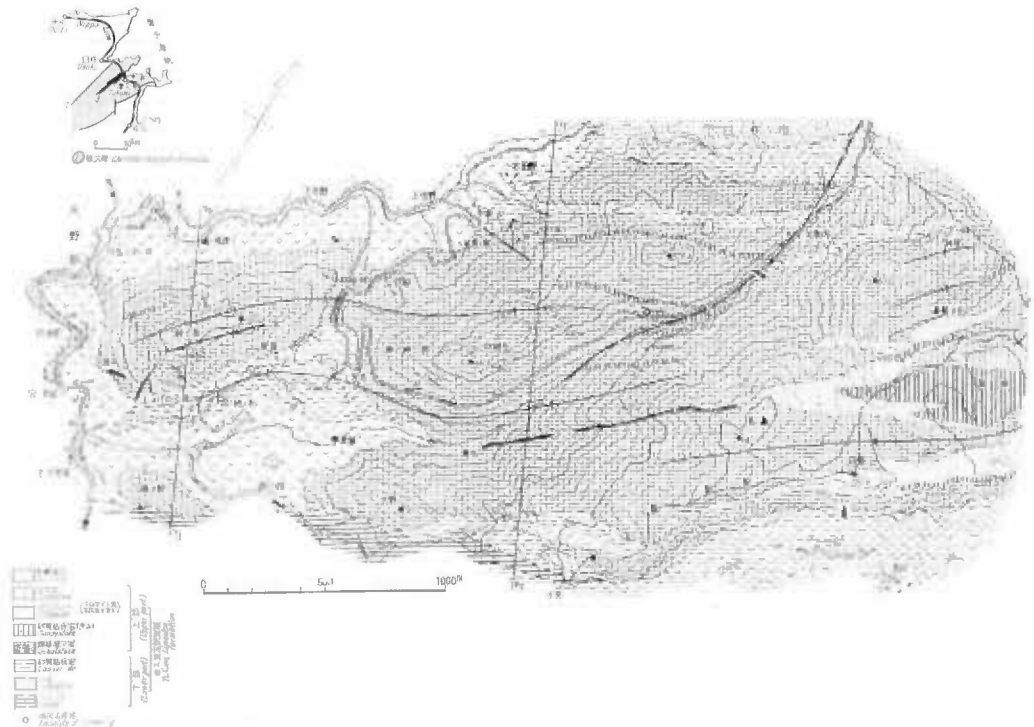
1. ま え が き

筆者の一人井上秀雄は、1955年以来数年にわたり大分県に分布する津久見石灰岩地帯を、ドロマイト鉍床をおもな対象として調査した。そして、1959年に臼杵市川原内ボロケ山の南斜面ではじめて石灰岩中の燐鉍の濃集部を発見し、ついで川原内部落付近の県道の崖でも同様な露頭を発見し、その後の化学分析の結果、70 ppm の U_2O_5 が含有されていることが判った。ドロマイト鉍床、燐鉍の産状、燐灰石の種類などについてはすでに井上秀雄により公表された¹⁾²⁾。

1964年11月に筆者らはウラン調査の一部として川原内部落付近の調査を行ない、その結果の一部は公表された³⁾。井上により公表されていた燐鉍中の燐灰石が fluor carbonate apatite 石ではなく、fluor apatite である点が確認されたことはきわめて興味深いことであり、また、古生代石灰岩中に微量とはいえ、ウランが濃集する点も日本でははじめての現象であり、本報告では燐鉍の産状、燐灰石の種類等について述べる。

2. 地 質 の 概 要

津久見石灰岩層は臼杵～八代線の南側に分布する西南日本外帯の秩父帯に属している。秩父帯の本地域の



第1図 大分県津久見北方西部石灰岩地域の地質図(地調月報, vol. 15, no. 9 から採録)

Geologic map of the limestone area in the western part of Tsukumi district, Oita prefecture

* 金属鉱物探検促進事業団(元鉍床部)

** 鉍床部

古生層は上位は主として石灰岩とこれに伴うドロマイトからなり、下位は、砂質粘板岩、砂岩、チャートなどから構成され、複向斜構造を呈している。津久見石灰岩層は東は津久見市水晶山にその端を発して、これより南西 20 km の大野郡野津町白岩までその分布が認められる。

津久見石灰岩層は次の岩層類から構成されている。

上 部	石灰岩
	ドロマイト・ドロマイト質石灰岩
	チャート
	砂質粘板岩 (夾み)
下 部	輝緑凝灰岩
	砂質粘板岩
	砂岩
	チャート
	石灰岩
	ドロマイト・ドロマイト質石灰岩

石灰岩中にはフズリナの産出が少なく、あまり明らかではないが下位より *Pseudoschwagerina* 帯、*Neoschwagerina* 帯、*Yabeina* 帯に一応分帯ができ、前 2 者の分布は広範であり、多くのドロマイトは *Neoschwagerina* 帯に発達し、主として基盤岳周辺においてドロマイト鉱床が形成されている。

3. 磷 鉱

3.1 石灰岩中の磷

各化石帯別の P_2O_5 含有量は次の通りである。

層 準	石 灰 岩	ド ロ マ イ ト
Yabeina 帯	0.017% (3)	
Neoschwagerina 帯	0.239% (26)	0.087% (32)
Pseudoschwagerina 帯	0.135% (53)	0.070% (5)

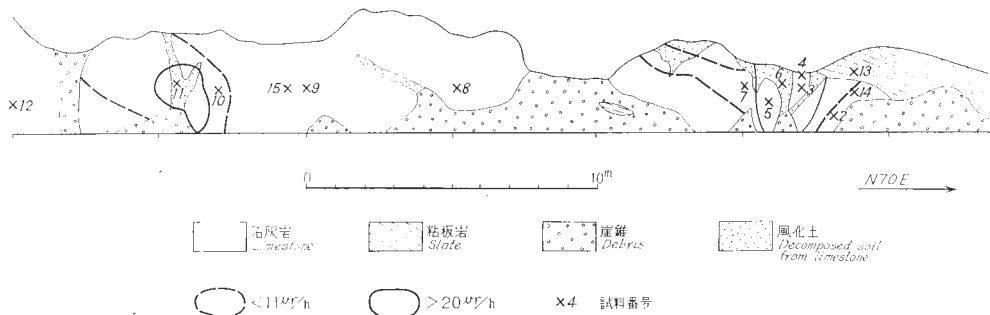
() 内は分析個数

この結果から判るように石灰岩は同じ帯のドロマイトに比較して 2~3 倍の P_2O_5 を含有している。石灰岩中の磷量の平均値は *Neoschwagerina* 帯が高いが、この帯には部分的に非常に高い値を示すものがあるため、かえって *Pseudoschwagerina* 帯に属する、1) 水晶山の南斜面、2) 胡麻柄山の北西部斜面、3) 基盤岳台地の北斜面のある範囲に限って磷の含有を見た場合は高い値を示している。そして他地区の石灰岩中の含有量と比較した場合——例えば栃木県葛生町上部石灰岩の 0.053% P_2O_5 (個数15)、新潟県青梅石灰岩の 0.068% P_2O_5 (個数27) ——津久見石灰岩は高い磷酸を含有しているといわねばならない。

3.2 磷鉱の産状

白杵市川原内の磷鉱は *Neoschwagerina* 帯石灰岩中に産出し、その産状は第 2 図に示される。

ここでは粘板岩 (夾み) の下に石灰岩が露出し、この粘板岩の走向傾斜は N 30°W, N 30° で、このスケッチはほぼ走向に直角に切った面である。磷鉱を胚胎する部分はほぼ走向方向に平行に 2 層準確認される。すなわち 2 図に示されるように磷鉱はウランを含むため肉眼的に識別不可能な場合にも放射能測定により追跡可能で、石灰岩の放射能強度は 7~8 $\mu r/h$ (TCS 121 型シンチレーション・カウンター) であるから 11 $\mu r/h$ 以上を示す部分はほぼ走向に平行となっており、この部分に磷鉱が含まれている。上記粘板岩の直下では含磷帯の厚さは 1~2 m、それより約 10m 下位の含磷帯の厚さは約 3 m である。そして磷鉱はこの帯中に均一に分布しているのではなく、局部的に濃集する。肉眼的に磷鉱のみからなる部分の放射能強度は 50 $\mu r/h$ に達する。そしてこの付近に発達する赤褐色風化土 (図版 I-1) は磷鉱の破片を含むため放射能は一般に強い。



第2図 津久見地区川原内道路崖スケッチ

Sketch of the road cutting at Kawarauchi, Tsukumi district

燐鉍は粘板岩直下では最大径 30 cm 以下の亜円～亜角礫状を呈し *Neoschwagerina* やサンゴを含む礫状石灰岩の間を埋めるように産したり、また不規則塊状を呈することもある。下の帯では後者の産状を呈する。

燐鉍は黒色を呈し、磨耗の際に異臭を発生し、顕微鏡観察や化学分析の結果から、この黒色は有機物によるものである。風化面では方解石が溶脱されるため象皮状を呈する (図版 1-2)。そして、燐鉍部に発達する方解石の分泌細脈中に限り、しばしば紫色を呈する螢石が産出する。

3.3 顕微鏡下の性質

これらの燐鉍は顕微鏡下では燐灰石の微細な集合体により特徴づけられる。

燐灰石は一般に方解石 (石灰岩) の凹礫の周辺部を交代しているのがしばしば見られる。この場合、方解石は劈開あるいは結晶粒の境界に沿って燐灰石により交代されているのがしばしば観察される (図版 II-3)。

一方、燐灰石の集合体で最大径 1 mm にも及ぶ角礫状のものもしばしば見られ (図版 II-4)、この際には燐灰石のみからなり、この間を埋める基地は微細な方解石と燐灰石とが混合しているのが普通である。燐灰石の集合体中にはしばしば石灰藻(?)や、*Textularia* sp. が観察される (図版 III-5)。

これらは切って方解石の細脈が普通に見られ、最大巾 2 mm 以上に及ぶ。この中に螢石の微晶が存在する (図版 III-6)。

反射顕微鏡下では 1~2 μ の不定形ないし六面体の黄鉄鉍および、径 20 μ に及ぶ球状の黄鉄鉍、さらに 1~2 μ の不定形の黄鉄鉍の粒状集合体を中心に含む球状の閃亜鉛鉍(?)がまれに観察される。

燐灰石の集合体は低倍率では淡褐色を呈する場合が多く、細粒して屈折率液に浸して高倍率で観察すると、無色透明な燐灰石中に有機物と考えられる褐色～濃褐色物質の微粒が含まれている。

石英、ドロマイトは鏡下では識別できないが、X線粉末回折の結果からは燐鉍中に微量に含まれていることは確実である。

3.4 燐灰石

燐灰石は微粒で方解石と密雑しているため、風化面は象皮状を呈し、肉眼的にほとんど燐灰石から構成されている部分につき化学分析とX線粉末回折とを行なった。第1表と第2表にその結果が示されている。

X線粉末回折像は fluor apatite ないし fluor carbonate に一致する。

今回の分析結果はすでに公表された資料¹⁾²⁾と較べると MgO が少ない。そしてすべての分析値が MgO:CO₂ (分子) が 1:2 を示していることは津久見の燐灰石にはドロマイトが伴っており、CO₂ は fluor carbonate apatite のものではなく、燐灰石中には含有されていないことを示している。また、水については、今回の分析値では実に 2.61% に達し、あるいは燐灰石中に OH 基の存在を推定はさせるが、前の 2 個の分析値はそれぞれ 1.27%, 0.20% を示しており、燐灰石以外の物質からのものであろうと推定される。とくに今

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 白杵市川原内産燐灰石の化学分析結果 (分析者: 化学課 磯野 清)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	F	-F=0	total	Ig. Loss
0.33	0.53	0.06	52.40	0.22	n. d	39.55	0.46	1.13	0.48	3.57	98.78	1.50	97.28 5.16

第 2 表 燐灰石の X 線粉末回折値

(1)			(2)		(3)	
h k l	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
100	8.4	5				
200	4.06	5				
111	3.87	5				
002	3.44	80	3.432	2	3.431	2
102	3.17	20			3.157	0.5
120	3.07	30	3.060	3	3.044	2
121	2.80	100	2.798	>10	} 2.765	>10
112	2.78	30	2.769	4		
300	2.70	60	2.702	6	2.683	7
202	2.62	40	2.616	3	2.618	4
301	2.51	10	2.517	0.5	2.508	0.5
122	2.29	10	2.289	0.5	2.277	1
130	2.25	30	2.248	2	2.238	3
131	2.14	20	2.135	1	2.127	2
113	2.06	10	2.057	1	2.060	1
222	1.936	40	1.937	3	1.928	3
132	1.883	20	1.883	1	1.876	1
123	1.837	40	1.838	6	1.835	3
231	1.793	20	1.795	3	1.788	2
140	1.770	10	1.769	3	1.762	2
402	1.747	10	1.745	3	1.740	2
004	1.721	30	1.720	3	1.720	2
232	1.637	10	1.637	1	1.631	0.5
133	1.608	10	1.605	0.5	1.601	0.5
240	1.531	5	1.533	0.5	1.525	0.5
331	1.522	5	1.521	0.5	1.515	0.5

以下省略

- (1) 白杵市川原内産, Geigerflex. CuKα 30 kV-10 mA
- (2) Fluor apatite } D. McCONNELL, Am. Min. vol. 23, p. 5, 1938
- (3) Francolite }

回の灼熱減量 (約900°C) は5.16%に達しているが、これは分析試料の燐鉍がとくに有機物に富んでいたためである。

したがって、ドロマイトとしての Ca を差し引き、後 P と F のみ抽出して分子比を算出すると、Ca₄.94 (PO₄)_{2.83} F_{1.00} となり、fluor apatite (Ca₅ (PO₄)₃ F) とほぼ一致する。

3.5 赤褐色風化土

第 2 図で判るように石灰岩の一部、ここでは、燐鉍を含む部分が風化されてラテライトに変化している。この部分には燐鉍の風化した多孔質な碎片が認められるほか、X線粉末回折によると必ず燐灰石の存在が認

第3表 大分県川原内産石灰岩等のウラン含有量

試料番号	U ₃ O ₈ %	種 類	野外での放射能強度 $\mu\text{r/h}$
2	0.000	石灰岩	10
4	0.002	石灰岩・燐灰石	20
5	0.002	同上	26
6	0.005	赤褐色風化土	40
7	0.000	石灰岩・燐灰石*	14
8	0.000	石灰岩	10
9	0.0000	同上	7
10	0.000	石灰岩・燐灰石*	17
11	0.001	赤褐色風化土	20
12	0.000	石灰岩	10
13	0.000	粘板岩	15
14	0.000	石灰岩	10
15	0.000	同上	6

* X線粉末回折像で確認
分析者：化学課，望月當一・大場きみじ

められる。ラテライトの構成鉱物は針鉄鉱・カオリン・モンモリロン石・燐灰石・石英である。

3.6 ウラン含有量

分析に供した燐灰石のウラン含有量は0.007%である。第2図に示した試料番号の各岩石のウラン含有量は第3表のとおりである。

石灰岩のうち No. 9 のみ精度を一桁上げた分析値であるが、そのウラン含有量は 1 ppm 以下である。一方 No. 4, 5, 6, 7, 10, 11 はいずれも燐灰石を含んでいるが、No. 7 および No. 10 は 0.000% U₃O₈——すなわち、5 ppm U₃O₈ 以下 を示すにすぎない。これらの試料のX線粉末回折を同一条件で行なって燐灰石の指数 (211) の強度を示すと、No. 4-24, No. 5-35, No. 6-70, No. 7-5, No. 10-5, No. 11-40, となり、燐灰石の含有量は No. 11 を除きウラン含有量と正の相関がある。そして、オートラジオグラフの結果からも、ウランは燐灰石中に含まれていることは確実である。

4. む す び

津久見石灰岩中のウランの濃集は、わが国の石灰岩中のものとしてははじめてのものである。諸外国、例えばアメリカ合衆国ニューメキシコ州のジュラ紀の Todilto 石灰岩中の蛍石閃亜鉛鉱-ウランフェーンを含む部分がウラン鉱石として採掘され、またソ連中央アジアのフェルガーナ盆地石炭紀の石灰岩中のパライト脈や晶洞中のツヤムン石はウラン鉱石としても重要なものである。しかし津久見石灰岩中のウランは燐灰石中に微量含まれており、むしろ、海成燐鉱と称すべきもので、資源としてはその量と質からまったく問題とならない。

しかし、燐灰石の石灰岩中の局所的な濃集、有機物と燐灰石の密接な関係、燐灰石が弗素のみを含み、この部分にのみ蛍石を伴うことは、燐・ウラン・弗素の濃集が類似していることを暗示しているものであろう。燐は石灰岩の堆積時に局所的に海水中に濃集して、おそらく生化学的に既存の石灰岩を交代したり、石灰岩とともに細粒の混合物として燐灰石として沈殿した。そして弗素も現世の海鳥生息地で海水に浸される石灰岩の凹所で弗素を含む燐灰石の生成が知られており⁵⁾、また鳥の巣石灰岩中にも微細な蛍石が散在することが判っている(小原浄之助氏私信)点から、同様に海水中から供給され得るであろう。

燐鉱生成時の海底の条件は、有機物、黄鉄鉱、方解石、燐灰石の共生ということから、pH は7.8以上、Eh は相当低かったことが推定される。

文 献

- 1) 井上秀雄 (1964) : 大分県津久見石灰岩中のドロマイト鉱床, 地調月報, vol. 15, p. 517~546
- 2) 井上秀雄 (1964) : 大分県津久見石灰岩中の燐灰石, 石灰石, vol. 90, p. 434~439
- 3) 井上秀雄・浜地忠男・磯野 清 (1965) : 大分県津久見地区の石灰岩中の燐灰石の産状について, 岩鉱, vol. 53, p. 125~126
- 4) W. C. KRUMBEIN and R. M. GARRELS (1952): Origin and classification of the chemical sediments in terms of pH and oxidation reduction potentials, *J. Geol.*, vol. 60, p. 26.
- 5) E. H. LUND (1957): Phosphate contents of sediments near bird rookeries in South Florida, *Econ. Geol.*, vol. 52, p. 582~583.

**Uraniferous Phosphorite in the Tsukumi Limestone,
Oita Prefecture**

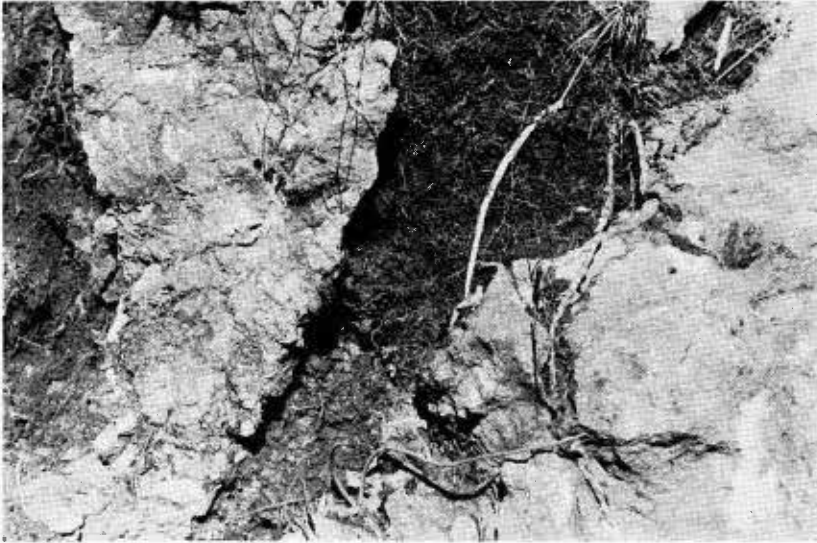
By

Tadao HAMACHI & Hideo INOUE

The phosphorous sediments were found in the Middle~Lower Permian limestone near Kawarauchi, Usuki city.

The phosphorous part is very small on scale and is composed of mainly apatite and calcite with a little organic matter cut by fluorite bearing calcite veinlets. Apatite is identified as fluorapatite by chemical analyses and x-ray powder diffraction.

Uranium has a close relation with apatite and about 0.007 percent U_3O_8 is included in apatite.



1 Apatite bearing reddish brown soil (dark part) decomposed from limestone
1. 燐鉍濃集部の間に発達する赤褐色風化土

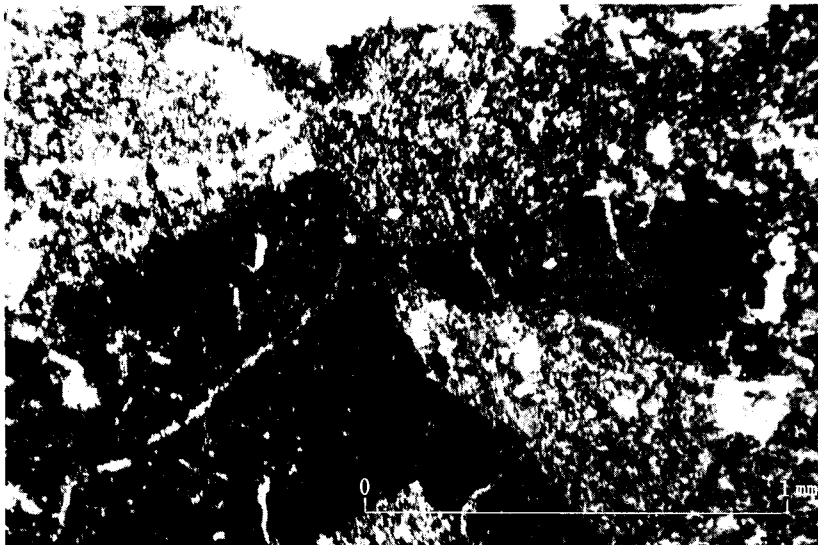


2 Apatite on the weathered part (dark color) (photographs)
2. 風化面の燐鉍
黒色を呈しガサガサしている



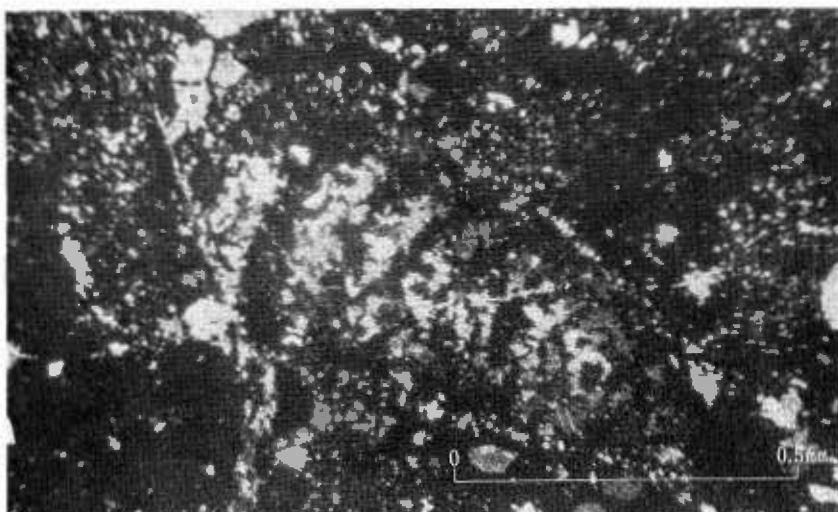
Apatite replaced limestone, the upper part is composed of apatite and calcite the lower partly (0.2 mm \pm thick) is replaced (microscopic photographs)

3. 石灰石の礫を交代する燐灰石
 上半部は燐灰石と方解石との細粒混合物からなり下半部の礫を0.2mm前後交代している
 透過顕微鏡写真 単一ニコル



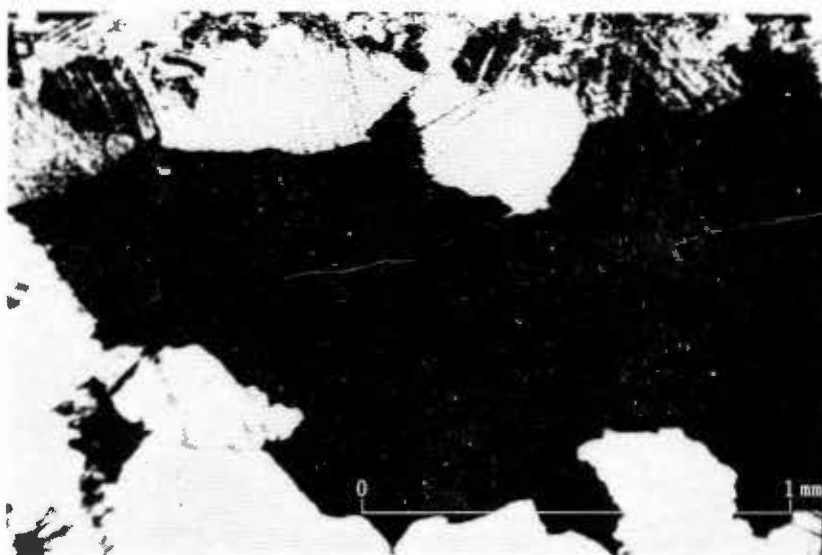
Apatite (dark) and mixed part of apatite & calcite

4. 左下および右の真黒な部分は燐灰石他の部分は燐灰石と方解石の混合部
 透過顕微鏡写真 直行ニコル



Textularia sp. in the apatites ($\times 400$) (microscopic photographs)

5. 磷灰石濃集部にみられる Textularia sp.
透過顕微鏡写真 直行ニコル



Fluorite in the Calcite-vein (\times nicol dark part)

6. 方解石細脈中の螢石 (黒色)
透過顕微鏡写真 直行ニコル

IV.16 鹿児島県垂水地域のウラン鉱床

肥田昇*・石原舜三*・坂巻幸雄*・浜地忠男**・小村幸二郎*

要 旨

垂水地域のウラン鉱床は、鹿児島県垂水市大野原・田地明・駒ヶ丘・垂桜・鉄山谷にわたる地区に存在する。このウラン鉱床は、高隈花崗岩体を基盤として発達する大野原砂岩礫岩層の上部にあり、大野原熔結凝灰岩に被覆されている。

この地域の地質概況は、下記の通りである。時代未詳の砂岩・頁岩の互層が、高隈山花崗岩の侵入によって広く変質を受けホルンフェルス化している。高隈山花崗岩の上にホルンフェルスの角礫・亜角礫・円礫を主とし、花崗岩の礫を混えた大野原砂岩礫岩層が発達する。この上にウラン鉱床を含むアルコーズ砂岩・凝灰質砂岩・粘土層が載り、さらにこの上に大野原熔結凝灰岩層が発達している。以上各岩層を被覆して、非常に広い範囲にわたり哈良火山大隅降下軽石層およびローム層が堆積している。

ウラン鉱床は東西300~400m、南北約2.5 kmの範囲に分布し、標高460~470m位の高さに発達しているが、含ウラン層の厚さは10~60 cmと推定され、1 mを超えることはない。

ウラン含有量は一般に0.00n~0.026% U_3O_8 を示して高くないが、一部試錐のコアから得られた試料では0.28% U_3O_8 と高く、かつこの部分には二次鉱物の *ranquilite* ($1.5 CaO \cdot 2UO_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 12H_2O$)があることが確認されている。そのほかでは一般にウランは加水ハロイサイトとともに含まれている。

ウランの起源は、基盤を構成する高隈山花崗岩の風化部分の微量ウランと考えられ、鉱床中のウランの多くは大野原砂岩礫岩層の堆積後に二次的に富化されたものと推定される。

このウラン鉱床は、九州地方では現在のところ唯一の堆積型鉱床であり、ウランの含有はやや低い、比較的まとまったものである。

ま え が き

「すず鉱床」で知られかつてウランを産した垂水鉱山はこの地域の北東に含まれているが、ここに述べる垂水地区のウラン鉱床は、東西約3 km、南北約4 kmの地域内の一部に発達する堆積岩タイプの鉱床である。

この地域のウラン鉱床の発見の端緒は、通称「鉄山谷」の一部に露われた崖くずれの一部である。これは動力炉・核燃料事業団、高瀬博、平川清純、稲積惺の各氏が1961夏、当時の原子燃料公社が租鉱権を設定して探鉱業務を行っていた垂水鉱山長尾坑の調査の途次、その周辺部に発達する礫岩層を調査していた際に発見されたものである。以来地質調査所によってこの地域全般に地質調査が進められ、1965年にはほぼその概要の調査を終了した。

調査期間は1962年2月以来、毎年20日間、のべ約80日にわたった。この間に地形図(1:5000)の作製のための地形測量、地下地質状態把握のための試錐25孔延長約647mが行なわれた。なお地質調査所の調査終了後1966以来、原子燃料公社の試錐作業(主として深掘り)が進められているが、ここは一部その資料を参考にしに留めてある。

この調査を進めるに当たり、とくに長期にわたり調査上種々便宜を与えて頂いた垂水市長を初め、担当部

* 鉱床部

** 金属鉱物探鉱促進事業団(元鉱床部)

地質調査所報告 (第232号)

課の方々に一方ならぬお世話を頂いた。また現地調査に際し、鹿児島県工鉱業課および農林省鹿屋営林署、鹿児島大学附属演習林からも御協力を頂いた。以上の各位に対しここで心から謝意を表する次第である。

この地域をとりまとめるに当たってこの調査研究の参加者は次の通りである。

調査年月	地質鉱床調査	地形調査	試錐調査
1962年 2～3月	肥田昇 太田良平	松田栄藏 磯己代治	加藤完
1963年 2～3月	浜地忠男 小村幸二郎	磯己代治 橋本知昌 茅山芳夫 藤本弁藏 大竹重吉	野口勝 加藤完 中川忠夫
1963年7月	浜地忠男		野口勝 後藤進
1964年 2～3月	肥田昇 坂巻幸雄		伊藤吉助 後藤進 丹治耕吉 藤倉孝次
1965年 3月	肥田昇 石原舜三 坂巻幸雄		後藤進 丹治耕吉

これによってこの地域の地形図(5,000分の1)はウラン鉱床を中心とした部分につき、1963年(昭和37年度)に実測を完了したが、地表地質調査の進捗に伴って、主要地帯について試錐調査を併行して実施した。

地質鉱床調査については

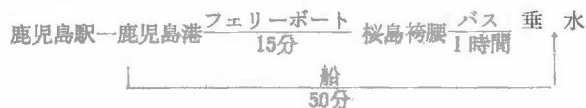
1962年には肥田が鉄山谷露頭およびこの北西部付近、太田が上部の熔結凝灰岩の調査を分担し、1963年には浜地・小村が、田地明およびその西部地区の礫岩地帯を中心に調査を分担し、さらに同年7月に田地明における試錐作業での高放射能異常部について浜地が担当した。

1964年に、肥田・坂巻が田地明より北部地区(高峠)および垂水鉱山長尾坑付近を調査し、1965年に鉄山谷露頭―田地明露頭の間接地帯を中心としてこの地域の全般的な検討を肥田・石原・坂巻が分担してこの地域の調査を終了した。

試錐調査については、初年度(1963年)は野口・加藤・中川が田地明付近と、西部の礫岩地帯を主として分担し、さらに同年野口・後藤が、田地明高放射能部のコア採取のための試錐を行なった。第3年度(1964年)には田地明付近をさらに詳しく調査するための試錐調査を伊藤・後藤・丹治・故藤倉が分担し、第4年度には鉄山谷北部―駒ヶ丘付近の間接地帯について後藤・丹治が分担した。

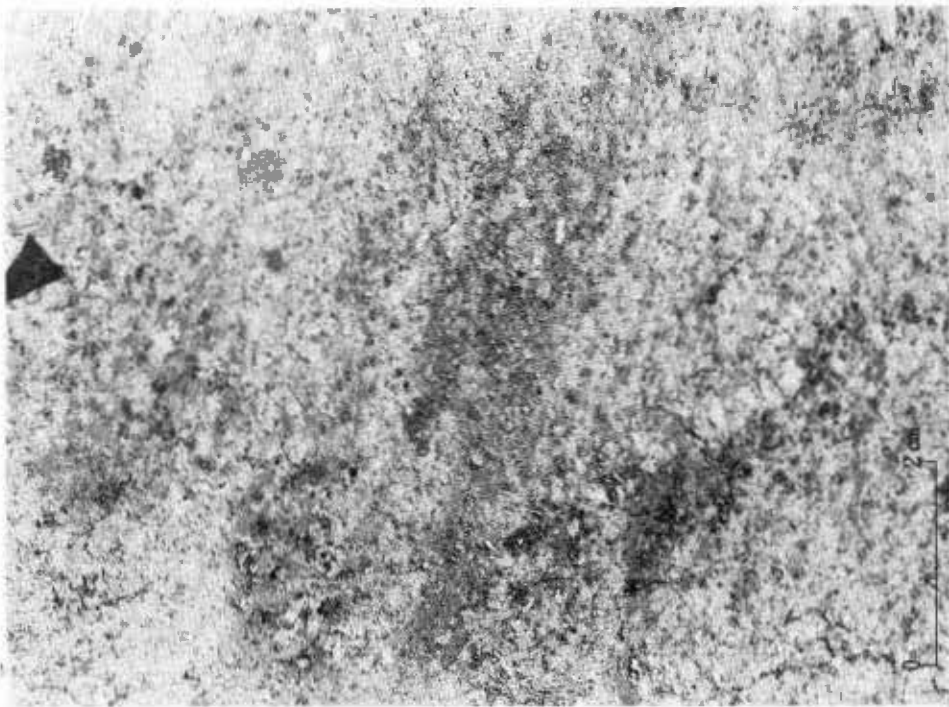
1. 位置と交通

垂水ウラン鉱床は鹿児島県垂水市東方約5~6kmの同市大野原、田地明、垂桜、駒ヶ丘にわたる地域を占めているが、ウラン鉱床の中心は田地明および駒ヶ丘南方鉄山谷地帯である。垂水市には、

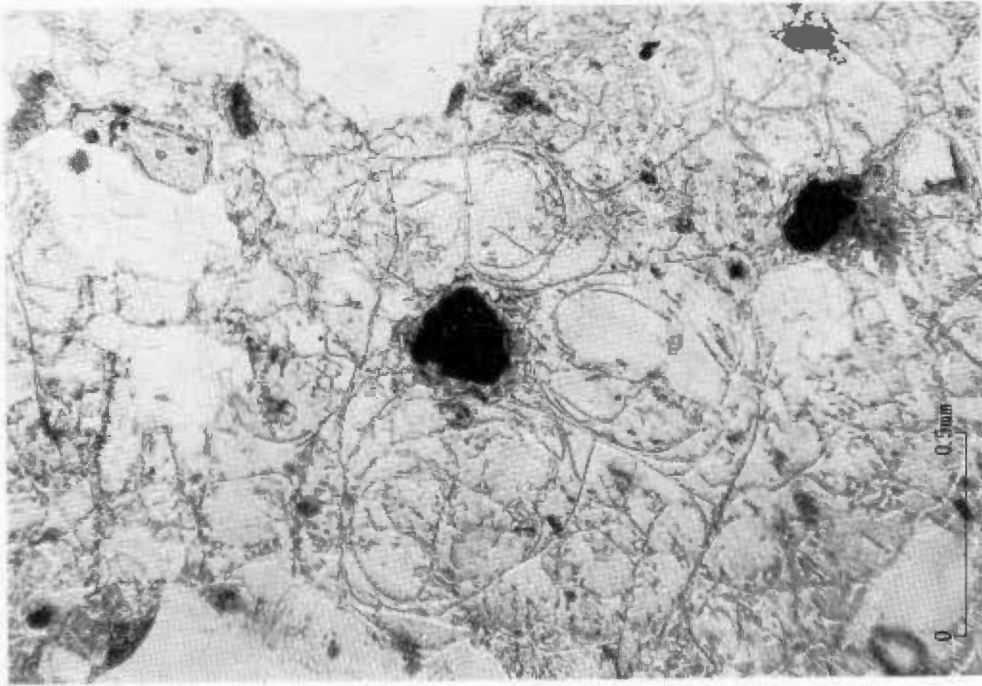




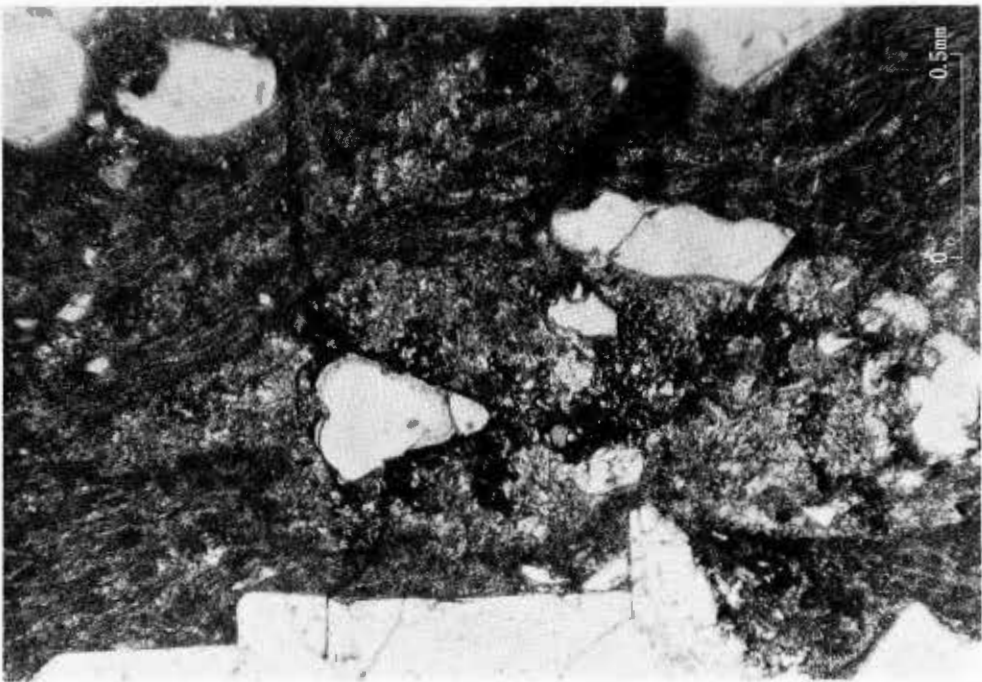
2. 熔結作用により生じたと思われるマトリックスの構造
黒色は磁鉄鉱、浮上った部分は輝石、柱状、白色部は斜長石(単ニホル)



1. 大野原磁鉄鉱石の研鑿面
上端の黒色部は頁岩の角礫、兼理面は写真の上・下辺にほぼ平行 (5-3-11,
鉄山名)



4. 鉄山谷の一部で認められるパーライト構造(単ニコル)



3. 引伸されたガラス片(写真中央部のレンズ部)
白色部は斜長石とその破片(単ニコル)

鹿児島県垂水地域のウラン鉱床（肥田昇・石原舜三・坂巻幸雄・浜地忠男・小村幸二郎）

で鹿児島より1～1.5時間を要する。

ウラン鉱床現場までは、垂水市一大野原間のバス（1日3回）で約40分、田地明下車現場に至る。また垂水市には、日豊本線都城駅から志布志線にて志布志→鹿屋経由古江線垂水駅下車で行くこともできる。

位置および交通は第1図を参照のこと。



第1図 垂水市垂水ウラン鉱床位置図

Index map of uranium ore deposits in Tarumizu city, Kagoshima Pref

2. 地 形

当地域は高隈山地の海拔 500m内外の台地をなしている。

当地域東方および南方約 3 km 内外の部分では高隈山地の海拔 800～1200mの峨々たる山嶺（大笠柄岳、御岳、横岳、白山など）がしょう立し、北方では高峠（722m）が台地の北側に立ち、壮年期の地形を示し、東西約 5 km、南北約 7 km の海拔 500 m 内外の台地を取囲み、西方に次第に低くなって 200 m 内外の台地を形成して、垂水市街地の10m内外の低い台地へと移行している。

この地域の渓谷は後述する地質の節理系に支配され、全般的に東西性のものが多く、ときに南北性の谷を形成している。これらはこの地域の主流本城川に合流して垂水市街地の南側を流れて鹿児島湾に注いでいる。

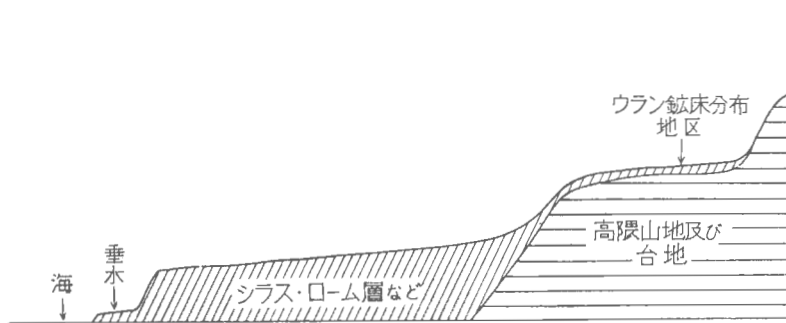
この台地を取囲む山峯は大部分は時代未詳層からなり、この一部は台地を形成する花崗岩体の侵入によりホルンフェルス化して急峻な地形をなしている。花崗岩は侵入後の風化侵食により約 500mの台地状の平坦面を作り、この地形を熔結凝灰岩、シラスなどの新期堆積物がうずめている。この平坦面の形状が後述のウラン鉱床の存在と密接な関連をもっている。

この地区の地形の東西断面を模式的に表現すると第2図のようになる。

3. 地質および構造

3.1 地質の概要

この地域の地質については、古くは伊原敬之助(1931年)による7万5千分の1地質図幅説明書があるが、最近では太田良平および河内洋佑による垂水（1964年）および鹿屋（1965年）の5万分の1地質図幅説明書があり、とくに垂水、鹿屋両図幅はウラン鉱床地域の大半を含んでいる。また鹿児島県全域については鹿児島



第 2 図 高隈山地—垂水台地模式断面図

Schematic section of topography around Takakuma-Tarumizu area

島県庁の20万分の1地質図および説明書がある。

また高隈山地の中心をなす花崗岩体については大庭昇の多くの記述があり、花崗岩体と鉱床については石原舜三・河内洋佑の記述がある。

とくにこの地域の北東部には、前述のかつてすず鉱を産した垂水鉱山長尾坑があり、ここで発見されたウラン鉱床に関しては石原舜三・河内洋佑により地質調査所報告「日本におけるウランの産状 (その1) (1961年)」に詳細に記述されている。

この地域の地質を概観すると、最も古い岩石は高隈山地を構成するもので、おそらく、ジュラー白堊系と考えられる時代末群である。岩質は黒色粘板岩と砂岩との互層からなり、とくに後述の高隈山花崗岩体の進入の影響を受け著しくホルンフェルス化している。本層の一般走向は N15~30°E で東方あるいは西方に急斜している。

	岩 質	岩 質 お よ び 内 容	
		表土層	ウランはこの砂岩層または礫岩層の上部に含まれる
		下から礫岩、ローム・粘土互層、茶褐色、黒色のローム層 0~13m	
		軽石質砂礫層 (シラス) 北方で厚く、南で薄い 0~20m	
		ローム質粘土、または礫岩層が部分的に発達	
大野原 熔結凝灰岩層		部層 粗粒、熔結度低い。田地明附近のみ 0~50m	
		中部層 中粒、熔結度よく発達。田地明附近のみ 0~30m	
		下部層 細粒、熔結度低い。局部的に熔岩、凝灰岩 0~15m	
大野原 砂岩層		大野原砂岩礫岩層。ホルンフェルスの礫が多く、花崗岩・泥岩および凝灰岩。厚さ不定で最大 40m位	
時代末群 花崗岩類		時代末群 (粘板岩・砂岩を主とする) およびこれを貫ぬ花崗岩類 (猿ヶ城型および新光寺型)。花崗岩の進入により粘板岩などのホルンフェルス化が著しい。	

第 4 図 垂水地区ウラン鉱床付近の地質模式柱状図

Generalized geologic sequence of Tarumizu uranium area

花崗岩類はこの時代末詳層群を貫いているが、この接触部は新光寺付近の本城川沿いの道路で観察される。この花崗岩類は高隈山地の中央部に低平な地形をなして露出しており、とくにこの地域内の中心をなしている。高隈山花崗岩と呼ばれているこの岩体は、南方の国見山花崗岩とともに西南日本外帯の花崗岩類と共通した特徴をもち、第三紀中新世の進入とされている。この高隈山花崗岩の台地の上にはほぼ水平に大野原砂岩礫岩層が不整合に載っている。この礫岩層は厚さは不定で薄いところから最大40m位の部分もある。この礫岩層は多くはホルンフェルスの礫と花崗岩質の基質からなり、この地域の比較的高い場所を占めて分布する。この上位にのる大野原熔結凝灰岩は後述するように、上、中、下部層に分けられ、基盤花崗岩の古地形に支配されて流れて固結した状況がよく観察されている。熔結凝灰岩の下部あるいは大野原砂岩礫岩層の間に、ウラン鉱床が発達している。

以上の諸岩層を不整合に被覆してローム、粘土あるいは礫岩の薄層（0～2m）をはさみ、いわゆるシラス層が広範囲に発達している（第3図、巻末袋入り）。このシラス層は太田・河内によれば、始良火山の降下軽石であり6～20mの厚さがあるが、一般に北方では厚く、南方では薄くなっている。

さらにこれをローム層が不整合に被覆し、現地形の起伏と調和的に広く分布している。これはさらに細分することができるが、全体の厚さは0～8m位である。

以上は模式的に第4図のように示される。

3.2 地質各論

1) 花崗岩類

基盤は高隈山花崗岩と呼ばれ、前回のウラン鉱床の総括で報告された（河内洋佑, 1961；石原舜三・河内洋佑, 1961）。その結果はその後の区幅調査で部分的に改訂されている（太田良平・河内洋佑, 1965）。

この花崗岩注1)は四万十川層群に非整合的に貫入する小岩株で、南北約9km、東西6km、北北西-南南東にややのびた楕円形の露出を示す。これは新光寺型と猿ヶ城型に分けられる。前者は主岩相で、一般にいう黒雲母花崗岩である。後者は花崗岩体のほぼ中央部に南北3.5km×東西2.5km程度に分布し、ザクロ石を含み、アプライト質である。電気石に富む小ペグマタイトに富み、ルーフに近い所で閉ざされた環境で固結したものらしい。重晶石、スピネルなどを含む包有物（径数cm以下）を含む所がある。高隈山花崗岩は西南日本外帯の花崗岩類中では岩漿分化の進んだ岩石からなる（OBA 1963による化学分析値のまとめ参照）。

一般の花崗岩に較べても“酸性”である。たとえばDI値（ここではほぼ $\text{qmz} + \text{ab} + \text{or}$ ）でHATTORI et al (1960)による本邦の平均値(SiO_2 , 65%以上)が81であるのに対し、新光寺型は85～86の平均値を示す猿ヶ城型はDI 92～95で、さらに酸性である。個々の成分について特異なのはMnOが猿ヶ城型で多いことである。これはザクロ石の出現に関係しているらしい。

高隈山花崗岩の微量ウランの測定数はわずかに3個である（河内洋佑, 1961, p. 102）新光寺型3.0 ppm, 猿ヶ城型4.5 ppmと8 ppmとであり、猿ヶ城型が1.5～2倍程度新光寺型より高い。その後あらたに分析された5個についてもほぼ同様の結果が得られている（本書Ⅲ.3.1参照）。現在までに侵食された部分の花崗岩にどちらの型のものが多かったかは知るべくもないが、猿ヶ城型はルーフの近くや周縁相としてみられるので、現在地表でみる両者の露出面積の比率（新光寺型：猿ヶ城型=70：30, 本書Ⅲ.1.5参照）より猿ヶ城型に富んでいたと思われる。鉱床中のウランの起源としては、さく剥された花崗岩中の微量ウランより、堆積岩の下位に残留する風化花崗岩中の微量ウランがはるかに重要であったと考えられる（本書Ⅲ.1.2参照）。

両者の境界は岩体北部（たとえば垂水鉱山長尾坑内）で猿ヶ城型が岩脈状に貫入する部分では明瞭であるが、一般には漸移的である。鉄山谷の異常地はほぼその漸移部の上にある。それより北に田地明との間に試錐で発見された異常地も同じような基盤の状態を持つと思われる。地形から判断すると侵食にたえうるこの細粒の猿ヶ城型はダムや堰堤のように猿ヶ城からやや北方まで（田地明付近まで）のびていたらしい。調査地域（第1図）の西半の基盤はすべて新光寺型からなる。

2) 時代末詳層群

調査地域内では主として北部地区高峠を中心とした部分に分布しているが、ウラン鉱床との直接的な関連

注1) 2個のK-A法による年代測定は 16 ± 10^6 年（中新世後期）である（MILLER et al, 1962）。

はない。この地層は高隈山の主要な部分をなし、風食に耐えその山塊に特徴的なものを形成している。

この地層は化石は発見されていないが、従来ばくぜんと中生界といわれてきたものである。太田・河内によれば、高隈山地を構成しているものを“四万十川層群”と鹿屋図幅地域東部に点々と分布するものを“日南層群”としており、この地域に分布するものは前者で後者の下位として取扱っている。

この地域の四万十川層群は一般にはNE-SWの走向を呈しているが、花崗岩(中新世後期侵入)との接触部に近いため、その大部分が熱変質を受けてホルンフェルス化している。外観は暗色～暗灰色、一般に堅硬、緻密で、部分的には千枚岩状になっている。岩質は砂質岩層、シルト岩層、泥質岩層、およびこれらの互層からなっているが、この地域に分布するものは多くは泥質岩のホルンフェルス化したもので、太田・河内はとくにここに発達する接触変成岩類について、外側帯、中間帯、内側帯(花崗岩側)に分けて記述しているが、この地域のもは内側帯に属するものと考えられる。これらの多くの岩層は後述の大野原砂岩礫岩層の礫の主要な部分となっている。

鏡下では斜長石、石英、黒雲母、白雲母、董青石を含み、またザクロ石を含んでいる。このザクロ石の含有はこの地帯の太田・河内のいわゆる変質帯の内側帯を特徴づけている。

3) 大野原砂岩礫岩層

大野原砂岩礫岩層は前記花崗岩の上にはほぼ水平に不整合に載り、後述する大野原熔結凝灰岩に被覆されている。この砂岩礫岩層は化石は産しないが、太田・河内により更新世(あるいは第三紀末)の堆積物とされている。

調査地域内での露出は駒ヶ丘北西方の本城川支流沿いと、鉄山谷のウラン露頭の付近、および垂桜部落東部であるが、主なものは前者である。地質図にも示してあるように、その分布範囲はいわゆる大野原高原を形成する花崗岩の上部に堆積しており、台地の基底部を占め、露出は台地の縁辺部の一部にみられる。すなわち、駒ヶ丘西部のものでは海拔450～470m位の位置を占めているが、その厚さは一定ではなく厚いところでは最大40mに達するが、数mから10数m位の厚さを有している。

礫岩を構成するものは、その大部分が時代未詳層群の岩石からなり、花崗岩やアブライトがわずか含まれる。礫のマトリックスは砂質物である。礫は多くは人頭大以下の種々の粒度のものからなっているが、数10cm～1m以上の大きい礫も含まれることがある。この傾向はとくに鉄山谷のものに見られる。またこれらは一般に円磨度はよくない。また垂桜付近のものでは花崗岩の礫がやや多い。この大野原砂岩礫岩層の上限には厚さ数10cmの凝灰質岩石、砂岩、粘土層およびアルコーズ砂岩が分布している。この上にさらに不整合に後述の熔結凝灰岩が覆っているが、この層準の岩層がこの地域のウラン鉱床と密接な関連をもっている。

この凝灰質岩石などの岩層は砂岩礫岩層の上部に必ずしも分布するものではないようで、厚さも一定しない。下部からアルコーズ砂岩、砂を交える暗灰色泥岩、白色凝灰岩および変質粘土が認められ、さらに場所によって粗粒アルコーズ砂岩が分布する場合がある。これらについてはウラン鉱床の部分で詳述する。

4) 大野原熔結凝灰岩

本岩の名称は太田・河内(1965)に従っているが、熔結凝灰岩と判定できる野外資料(下部での非熔結部の存在、柱状節理の変化、押潰された軽石の存在など)は存在しない。しかし後述の鏡下観察は多分熔結作用の結果と思われる。

本岩は前述の大野原砂岩礫岩層を不整合に覆って、いわゆる大野原高原台地の山頂部に東西約2～2.5km、南北2～3kmにわたって分布している。厚さは非常に薄い部分から数10mの厚いものに及んでいる。これは、火砕流として流動する際の地形にも支配されているようである。

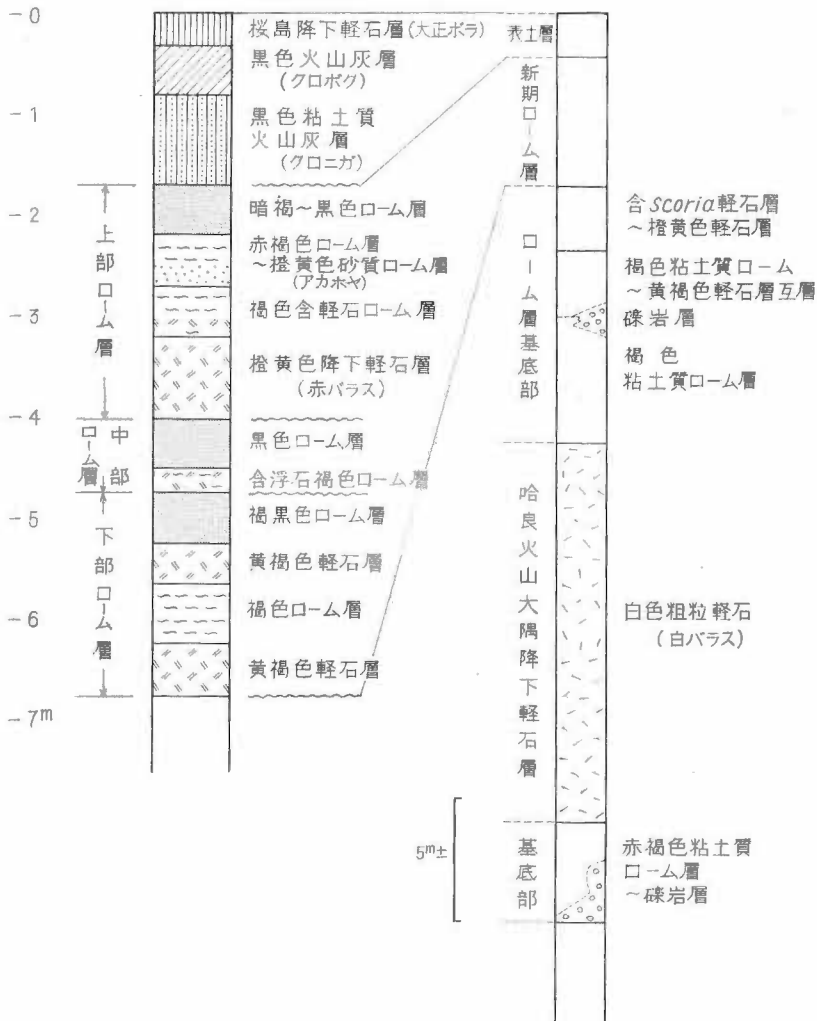
本岩は灰色で、比較的均質、輝石安山岩質である。斑晶状で2～3mm以下程度の斜長石と輝石を含む。外来岩片は一般に少ないが、少量の1～4mm以下の押潰された軽石と思われる白色岩片、3～7mm以下で亜角礫状の火山岩岩片や、時代未詳中生層の岩片(鉄山谷ウラン鉱床露頭部付近の下部層の一部で認められたのみ)、などがある(図版I-1)。レンズ状にのびるこの軽石や火山ガラスのかけらは、斑晶状の斜長石とともに弱い方向性を示し、露頭では肉眼的に微弱な層理面様構造として観察される。その方向は種々で、傾斜は一般に20°程度でゆるいが、局部的には30～50°である。鉄山谷の基盤に近い部分では、基盤の花崗岩

の盛り上りに従う走向傾斜を示したり、また現地地形に沿ったりしている。鉄山谷上流から田地明にかけて、上部が露出している所では、一般的傾向を認め難いが、本岩を覆う降下性シラスの層理面とは調和しない。

本岩には著しく発達する節理は存在しないが、上述の層理面様構造(または葉理面)に平行な板状節理が認められる。局部的には不規則な割目が存在することがある。

鏡下で斑晶状鉱物は多い順に斜長石>輝石>磁鉄鉱である。微粒のシリカ鉱物がある。斜長石は自形と破片状のものがあり、両者の割合はほぼ等しいか、前者がやや多い。累帯構造が著しい。輝石はおもに紫蘇輝石と普通輝石で、両者はほぼ等量であるが、多くの場所で前者がやや多い。ともに分解されて、部分的に緑泥石と不透明鉱物(磁鉄鉱)としてみられることが多い。この変質は上部相でより顕著である。

マトリックスは非晶質の火山ガラスからなり、複雑な構造が斑晶状鉱物の間にみられる(図版I-2)。押潰された軽石と思われるものも少量存在する(図版I-2, II-3)。また、微細な針状 crystallite が円形に



第5図 大野原地区新期堆積物模式柱状図
Schematic columnar section of Onobaru area

集合したり、パーライト構造が認められる部分もある (図版Ⅱ-3)。

本岩の上部相のあるもののマトリックスはわずかに結晶質のことがある。この若い地質時代の小岩体に部分的な脱バリ化は考えられないので、それは非熔結部に移行する部分かもしれない。全般的に下部相のマトリックスは鏡下のその諸構造が上部相のものより明瞭で (図版Ⅰ-2 とⅡ-3 を比較せよ)、また十字ニール下でより完全に非晶質である。これらの現象は、上記の本岩の上下変化による熔結度の違いを支持すると思われる。

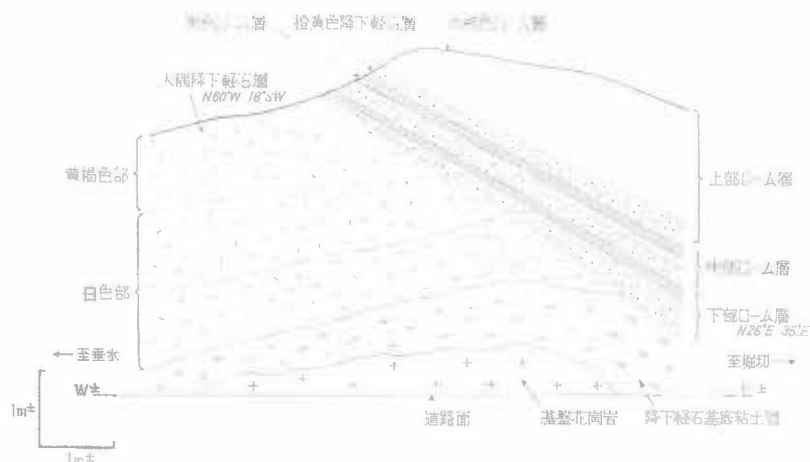
5) 哈良火山大隅降下軽石層^{注2)}、ローム層および表土層

大野原熔結凝灰岩の上部相を明瞭な不整合でおおって、白色、粗粒の「降下軽石層」が堆積し、またその上を不整合におおい、山稜、山腹などの急斜面を除いて「新时期ローム層」が調査地全域にわたって分布している。さらにこの新时期ローム層を不整合に被覆してこの地域の最上部の表土層が分布している。これらの模式柱状図は第5図の通りである。上、中、下部の各ローム層の対比は郷原・小森(1961)の基準を参考とした。

以上の各層のうち哈良火山大隅降下軽石層は、場所によって異なるが、基底部 (ローム質赤褐色粘土および礫岩層を主とし、2~10mの厚さ) を含め2~60m位の厚さがあり、さらにその上部のローム層および表土層は5~15mの厚さがあるが、これらの各層は部分的に欠如したり薄くなったりすることがある。

この状況は第6図に示す。降下軽石層の基底部の礫岩層は、花崗岩、および粘板岩ホルンフェルスの角礫~亜角礫が主で、ときには径1m前後の巨礫を含み、淘汰は悪い。また特徴的なのは、直下位の大野原熔結凝灰岩の礫がほとんど見られないことで、堆積環境としては、現在と同様な基盤岩の稜線に囲まれた山間盆地を思わせるものがある。地域北東部の長尾付近では、この礫岩層相当層準に局部的に中粒砂岩層が発達する。この基底部層の上部に載る軽石層は、この層の主要な部分を占め、軽石粒はこぶし大から小豆粒大で基盤地形にはほぼ平行する荒い層理をもっている。斜面角度約34°以上ではこの軽石層は存在しない。またさらに見かけ上はこの軽石層の上位に、クロスミナの顕著に発達する淡黄褐色の軽石層が発達する場所があり、とくに鉄山谷源流部では厚さ約30mに達する。その産状からは、上流から運搬されてきた軽石と降下軽石とが水面下に沈積して形成されたと推定される。

これら降下軽石は石英安山岩質で、分布からみて哈良カルデラからの噴出物であり、またこの形成年代は 2.2×10^3 y B. P. ^{注3)}、すなわち更新世第4氷期前半とみられている。



第6図 田地明・農協基盤頭スケッチ (Loc. No. 61)
A sketch of the outcrop at Tajiake

注2) 野外調査の際“シラス”と呼ばれることもあるが、厳密な定義づけには不適当なので、ここでは用いない。

注3) 学習院大学木越教授の測定による。

4. 鉱床

4.1 概要

この調査地域内の含ウラン層の露頭は南部の「鉄山谷露頭」が主なもので、ほかには田地明の農協事務所付近のわずかなものがある。これらの露頭の状態と、地表の地質調査の結果にもとづき試錐調査を実施してこれらの露頭とほぼ類似の産状と思われる放射能異常地点が、地表下23~24mの部分に数カ所発見されている。

含ウラン層の存在が予想される地域は、北は田地明、南は鉄山谷の間約2.5 km、東は垂桜~西は駒ヶ丘の間約300~500mの広さにわたっているが、放射能異常の強度は不定で、基盤地形に支配されて断続しており、必ずしも層状に連続しているものでないことが予想される。

今回の調査で地質調査所が実施した試錐は25地点、延約647mでそれらの柱状図は第7図の通りである。また旧原子燃料公社が昭和41~42年にかけて、田地明~鉄山谷の中間地帯において深度の深い試錐を実施している注4)。

含ウラン層は地質概況の項でも述べた通りこの付近に広く発達する大野原砂岩礫岩層の上部とこれに不整合に載っている大野原熔結凝灰岩層の下部の不整合面付近に賦存している。

含ウラン層の厚さは一定せず数10 cmにわたるが、アルコーズ砂岩、砂質凝灰質岩、粘土層などに放射能異常部分が認められ、ウラン含有は0.001~0.03% U_3O_8 の範囲であるが、田地明付近の試錐GB9号で得た地表下23~24mの部分のコアで最高放射能異常値を確認し、0.22~0.28% U_3O_8 のウラン含有を示している。これは後述するように、部分的に当地唯一のウラン二次鉱物—ranquilite—を含んでいるためとくに高いものである。

次にこれらの地域で得られた試料について行なった化学分析の結果の代表的なものを第1表に示す。

第1表 垂水地区ウラン分析表
Uranium contents of uraniferous sediments of Tarumizu area

No.	岩 質	採 取 場 所	U_3O_8 %	備 考
1	アルコーズ砂岩	鉄山谷 A 露頭	0.001	0.1 mr/h (露頭部に)
2	灰砂岩 (含白色アルコーズ)	"	0.008	0.17 "
3	灰褐色砂岩	"	0.004	0.13 "
4	黄褐色凝灰質粘土	"	0.009	0.13 "
5	白色粘土質砂岩	"	0.011	0.15 "
6	灰白色粘土質	"	0.011	0.25 "
7	黄白色粘土質砂岩	鉄山谷 B 露頭	0.008	0.15 "
8	灰色アルコーズ砂岩	"	0.003	0.12 "
9	白色粘土	同上 A 露頭 T ₁ -上	0.024	0.32 "
10	白黄色粘土	" 下	0.026	0.28~0.30 "
11	灰色アルコーズ砂岩	" T ₁	0.018	0.40 "
12	白色凝灰岩	袂川上流	0.009	0.06 "
13	褐色砂質凝灰岩	" (GB 15号直上)	0.003	0.05 "
14	黄白色凝灰岩	"	0.008	0.08 "
15	アルコーズ砂岩	垂 桜	0.001	0.03 "
16	灰白色砂質粘土	ボーリング GB 15号	0.002~0.006	深度 21.5 m 付近
17	"	ボーリング GB 16号	0.021~0.033	深度 25.5 m 付近
18	凝灰質砂岩	ボーリング GB 22号	0.003~0.009	深度 11.30~12.25 cm 付近
19	灰白色凝灰質砂岩	ボーリング GB1号附近	0.004	鉄山谷露頭付近
20	灰白色凝灰岩	"	0.001	"

注4) 試錐作業が完了していないので、その成果の一部を同社の諒解を得て記載した。

4.2 含ウラン層

前述したように、この地域のウランは大野原砂岩礫岩層そのものではなく、この層の上部に不整合にのる大野原熔結凝灰岩の境界部のアルコーズ砂岩・砂質凝灰岩・粘土層などに含まれている。地表部で「露頭」として発見されている含ウラン層は調査地域の北部の田地明付近と南部の鉄山谷付近である。以下それらの概要を述べる。

4.2.1 田地明露頭（第6図参照）

いわゆる田地明露頭と称しているものは、田地明道路分岐点より約200～250m南西の沢沿いの高さ約4m位の部分に見られるもので、この地区で唯一のものであるがウラン露頭と表現できるほど著しい放射能異常を示していない。

すなわち放射能異常の強さは、自然計数（約45 μ r/h、医理学研究所製測定器）の2.5～3.5倍の部分が数10cmの厚さで露われている。この露頭部では基盤の花崗岩（100 μ r/h土）上に礫岩層がなく直接白色のアルコーズ砂岩が載り上に向かって白色砂質粘土（130 μ r/h）→淡黄緑色粘土（170 μ r/h、約10cm）→黄灰色砂質粘土（150 μ r/h）→凝灰質粘土→熔結凝灰岩となっている。この間約2～3mの厚さを有する。この露頭部での最高の放射能強度を示す部分は厚さ約10cmの170 μ r/hの粘土質部分である。

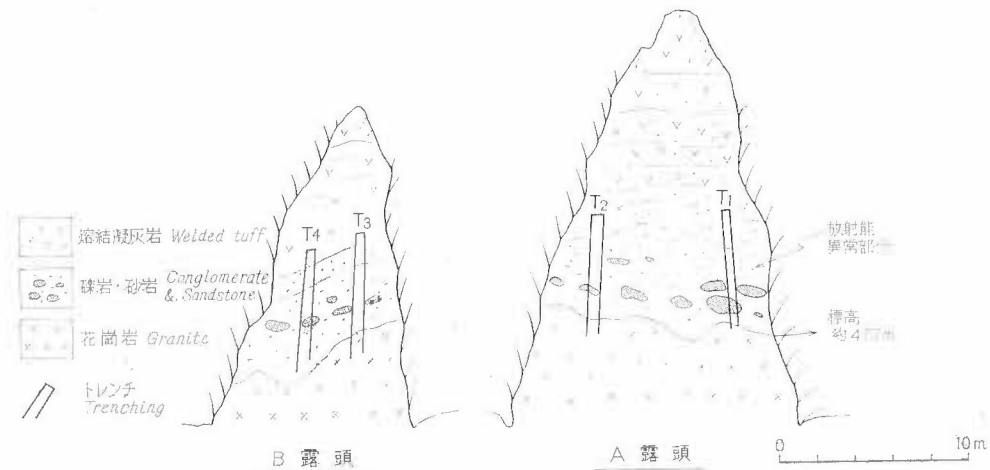
この基盤の花崗岩露頭部は沢の部分で急に下底に沈み、50～100mの上流の地点での試錐で地下30m以上の深部で露われており、基盤地形が著しい起伏を示している。

4.2.2 鉄山谷露頭

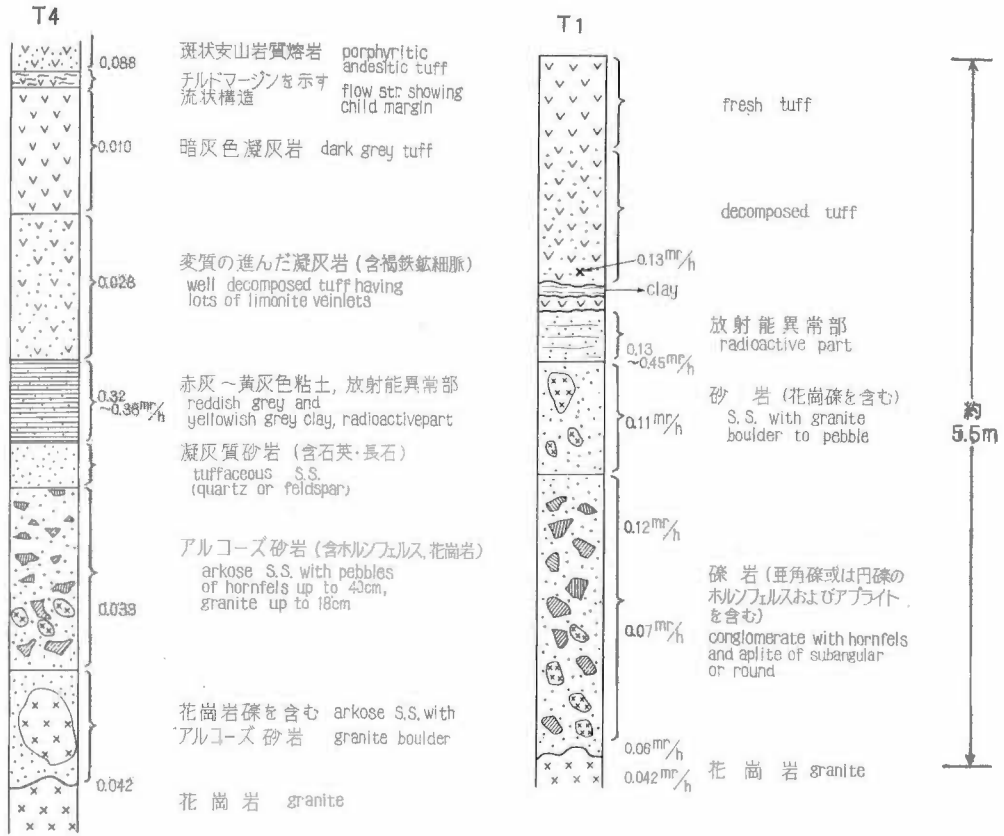
この露頭は垂水地区の堆積型ウラン鉱床の最も重要なもので、この地域のウラン鉱床発見の端緒になったものである。

この地点は鉄山谷を流れる川沿い右岸の植林地帯の一部の水害による崖くずれの2カ所に露われており、道路に沿う約30mの部分に見られる。露頭の位置関係を概念的にスケッチして第8図に示したが、基底部は垂水地区の基盤をなす花崗岩が現われており、この基底部の上部は標高約470mに相当している。今かりに、ウラン鉱床露頭部を上流の方を「A露頭」、下流の方を「B露頭」とし、代表的柱状図をとるためのトレンチをT₁、T₂、T₃、T₄とした。この図で示してあるように、基底部の花崗岩の上には花崗岩の大小の礫を混えた亜角礫あるいは円礫のホルンフェルスを中心とし砂岩・凝灰岩をマトリックスとした大野原砂岩礫岩層が発達し、その上部は砂岩・砂質凝灰岩・粘土層、さらに上部に風化した熔結凝灰岩・凝灰岩などが見られる。

放射能異常を示す部分は、砂岩の上部から粘土層と、一部風化した凝灰岩に認められ、全般的には0.1～



第8図 鉄山谷露頭およびトレンチ位置概念図
General sketch of outcrops of Tetsuyamadani



第9図 鉄山谷露頭部トレンチ (T₁, T₄) の模式柱状図

Schematic columnar sketch of trench T₁ and T₄ at the outcrop of Tetsuyamadani

0.45 mr/h の強度を示しており、とくに粘土質部分が 0.28~0.45 mr/h と高い値を示している。化学分析によるウラン含有量は 0.00m~0.026% U₃O₈ である。

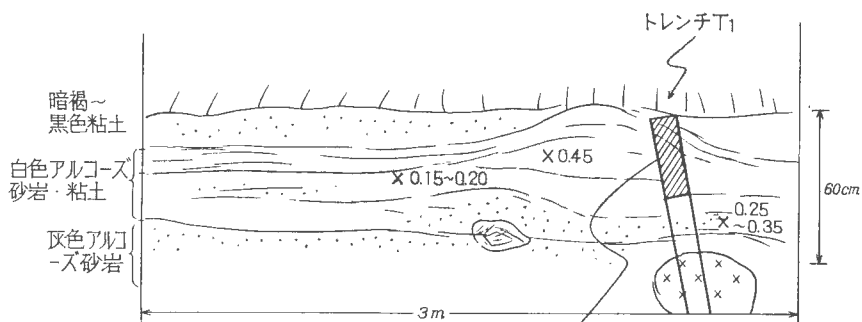
A露頭およびB露頭のトレンチ T₁, T₄ についての模式柱状図は第9図の通りである。この図でも明らかに、礫岩部は一般に放射能は高くなく、礫岩層の上部から放射能異常が認められ、さらに上部の砂質部、粘土質部分に行くに従い放射能は高くなって、とくに粘土層部分で 0.3~0.45mr/h を示している。

一般に放射能異常部分の厚さは数 10 cm 位で、ここの露頭部では 1 m に及ぶことはない。これらの含ウラン層はほぼ水平に発達しているが、下底部ではその形態に支配されて不規則な凹凸を示している場合が見られる。第10図は、基底部に礫がある場合に含ウラン層がその礫の存在に支配された状況をトレンチの一部についてスケッチしたものである。この図でも見られるように、花崗岩礫が存在した場合、その存在状態に支配されてその上部に堆積した含ウラン層の堆積の状況がよく認められる。このスケッチで見られる現象から推察すると、非常に静穏な湖に粘土~砂礫が徐々に堆積した状況が観察される。

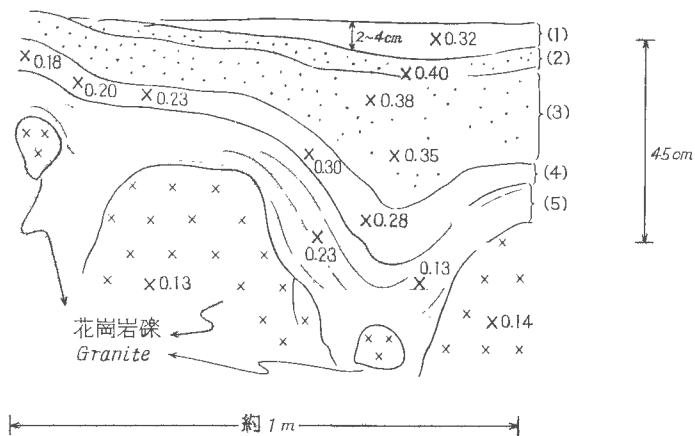
図に示したようにここに見られる含ウラン層は上部から、

- (1) 白黄色粘土 (0.32 mr/h)
- (2) 灰色粘土 (0.40 mr/h)
- (3) 灰白色アルコーズ砂岩 (0.35~0.38 mr/h)
- (4) 白色粘土 (0.18~0.30 mr/h)
- (5) 青灰色粘土 (0.13~0.23 mr/h)

に分けられるが、放射能強度の高いものは(1)~(3)の白黄色、灰色および灰白色の粘土の部分で、細粒の砂を



拡大部分スケッチ



- (1) 白黄色粘土 *White yellowish clay*
- (2) 灰色粘土 *Greyish clay*
- (3) 灰白色アルコース砂岩 *Greyish arkose S.S.*
- (4) 白色粘土 *White clay*
- (5) 青灰色粘土 *Blue greyish clay*

x 0.20 放射能強度 mr/h (自然強度 0.035 mr/h)

第10図 鉄山谷A露頭トレンチ T₁ 付近スケッチ
Sketch of a radioactive part of Tetsuyamadani

鹿児島県垂水地域のウラン鉱床（肥田昇・石原舜三・坂巻幸雄・浜地忠男・小村幸二郎）

含んでいる。これら(1)~(3)の粘土は、X線によって大部分が加水ハロイサイトであることが判明している。

これら高放射能部分は化学分析の結果では0.18~0.26% U_3O_8 を示している。この鉄山谷露頭から得られた試料には、ウラン鉱物は全く認められない。

以上のように、垂水地域では2地区以外に含ウラン層の露頭はなく、わずかに地表調査の際のトレンチで弱い放射能異常（自然数の2~3倍）を示した部分が駒ヶ丘西部の礫岩層の上部で1、2カ所認められたのみである。

4.3 基盤地形と「古田地明湖」

本邦の花崗岩地域で基盤直上部に胚胎する堆積型ウラン鉱床では、基盤古地形の小起伏によって鉱体が規制されている例が多数知られている。従って、地表調査によって含ウラン層の分布範囲がおおむね確定した大野原高原地区に関して、精査の一過程として基盤地形の復元・解析を試みた。

この目的に利用できた野外調査基礎資料としては、以下のものがある^{注5)}。

- A) トレンチ等で確定した不整合面~大野原砂岩礫岩層上端面の標高、および、測定可能な場合はそれらの走向・傾斜
- B 試錐(25孔、総延長 647m)により確定した不整合面等の標高
- C. 大野原熔結凝灰岩中に認められる層理面様構造の走向・傾斜(測定結果 第11図)

これらのうち C) は、微視的には斑晶鉱物の定向性配列と石基部の流理状構造とから構成されていて、熔結凝灰岩形成時の堆積面と調和的であり、とくに下部ほど基盤地形面の影響を多く反映している傾向が観察される。また作業上必要な仮定として、熔結凝灰岩の堆積後に図示区域として蒙った変動は、全体としての均等な昇降のみで、傾動や断層形成などの局所的な擾乱・変形はなかったものとみなしている。

上記の条件、資料により復元した推定地盤地形図を第12図に示す^{注6)}。一見して明らかなように、地域のほぼ中央を占めて南北約 2.5 km、幅約 0.5 km の細長い低地帯があり、底に近い部分には大野原礫岩層、および上位の砂岩層が分布する。これらは当時の小河川底~小湖盆底の堆積物と考えられる。地下等高線で判断できる限りでは、この小湖盆は比高約10m、約50mの2つの鞍部で南北を限られているが、礫岩層の分布等を考えに入れると、排出口は南方、現在の鉄山谷に向かって開口していた可能性がより大きい。この小湖盆を野外での慣用に従って「古田地明湖」と仮称する。

本城川の支谷の袂川に面する山腹の礫岩層は、主要部が現在の河谷の侵食の結果失われているために、完全な復元が不可能であるが、おそらく、古田地明湖の西側にほぼ平行して存在した、類似の堆積環境下に形成された河谷ないし湖盆底堆積物の断片と推察される。

図示したように、顕著な放射能異常点は主として湖盆の縁辺部に多い傾向があり、逆に礫岩層の発達が良い湖盆の中心域では、一般的に異常が弱まる傾向が生じている。また、この小堆積盆をはなれて大野原熔結凝灰岩が直接基盤花崗岩上にのる場合には、放射能異常は認められていない。これらの事実は、「古田地明湖」、特に、その縁辺部が、ウランの濃集に対して有利な条件を与えていたことを結果として示しているものといえる。

5. ウラン 鉱物

前述したように、この地区のウランは、加水ハロイサイトを主とする粘土および砂質~凝灰質粘土層に含まれている。ウラン鉱物としては、次に述べるような二次鉱物の *ranquillite* 以外は同定されていない。しかもこの *ranquillite* は試錐のコア中からわずかに採取した試料によるもので、地表調査において採取した試料ではない。

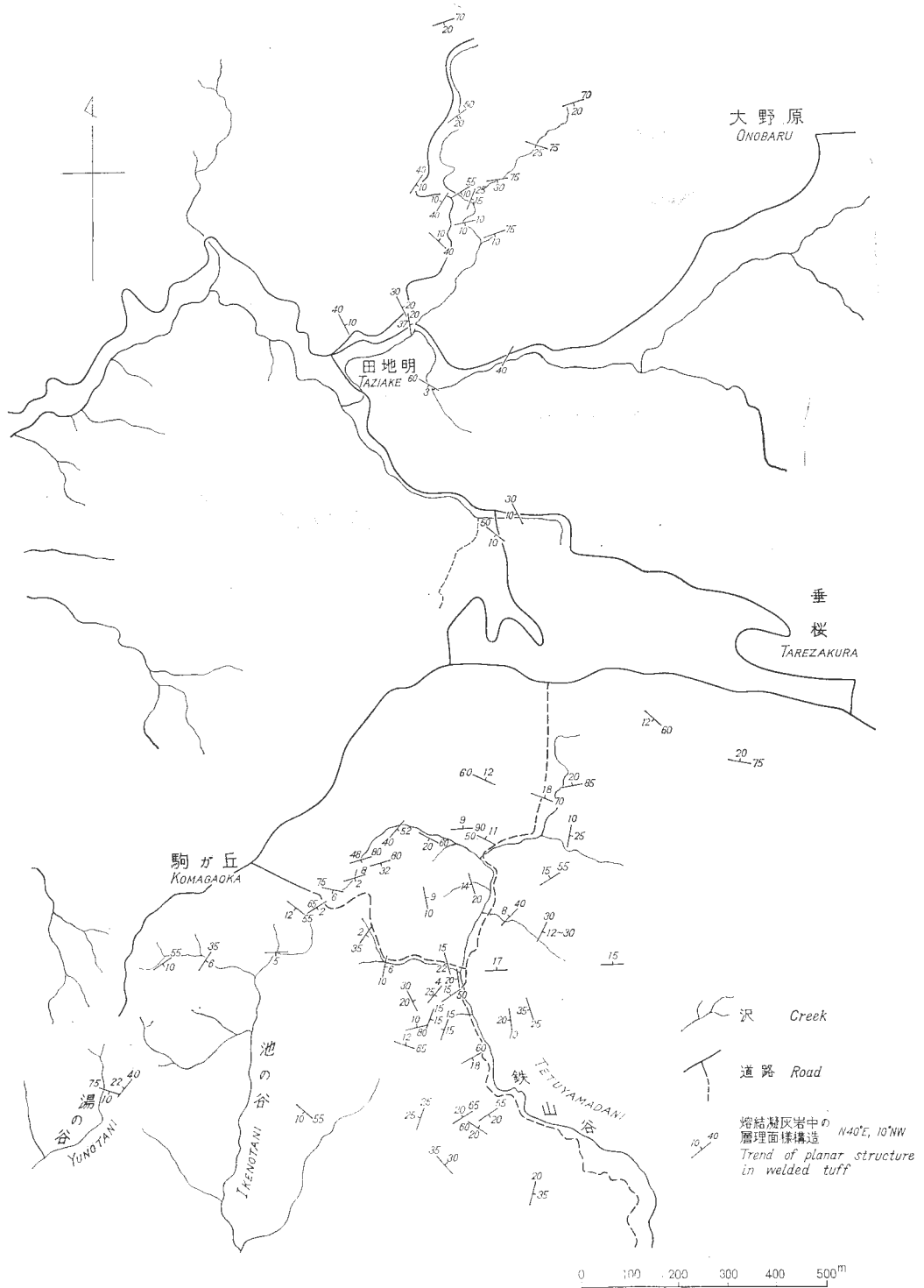
5.1 *ranquillite*

このウラン鉱物はGB 9号試錐コアで確認された。

注5) 図根点密度は、これらの3種をあわせて、80点/ km^2 であった。

注6) 測点数と測定精度の制限から、この図では古地形の細部表現は必ずしも完璧ではないが、現在の当地域の花崗岩台地表面の谷密度、断面形とはほぼ同一の環境が当時すでに完成されていたとして推計すると、等高線示度の誤差範囲は $\pm 9.8m$ の幅に納まる。本図作成後に行なった動態事業団の試錐結果からもこの精度に対する妥当性はうけづられており、従って、大局的な古地形表現は本図によって十分行なわれていると考えて差支えないであろう。

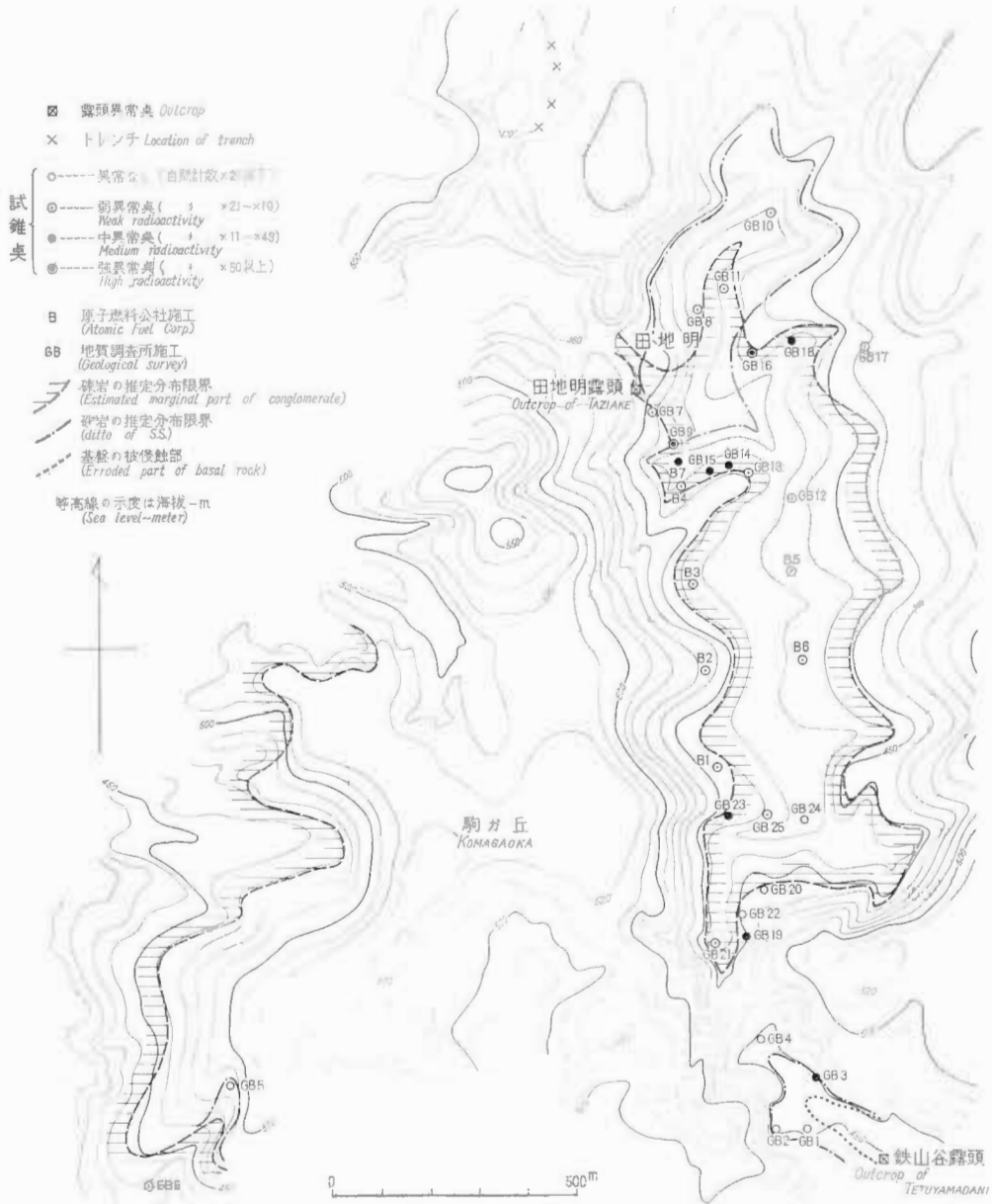
鹿児島県垂水地域のウラン鉱床（肥田昇・石原舜三・坂巻幸雄・浜地忠男・小村幸二郎）



第11図 田地明一鉄山谷付近熔結凝灰岩中の層理面様構造

Trend of planar structure in welded tuff at Tajiake-Tetsuyamadani area

GB 9号試錐柱状図の一部は第13図の通りである。18m付近から下部の熔結凝灰岩は灰白色を呈し、その上位に較べて熔結度は低い。熔結凝灰岩の下位の凝灰岩としたものは白色を呈し 57 cm の厚さがある。上位の熔結凝灰岩との境界は乾燥したコアでは漸移のように見え、肉眼的に区別することは困難であるが、試錐作業の際、水を送ると水中で散乱してしまう部分からは凝灰岩とした（実際には粘土質部分も含まれていると推定される）。そしてこの部分が、果して降下物であるか、熔結凝灰岩と一連のもので水中に流れたものかは不明である。



第12図 田地明-鉄山谷付近の推定基盤地形図
Estimated topography of underground basal rock at Tajiake-Tetsuyamadani area

ranquillite は深度 19.70~19.80m のコアの中でのみ見出された。この付近のコアは弱い放射能異常を呈し、0.00n~0.0n % U_3O_8 を含んでいる。ranquillite は熔結凝灰岩の小さな割れ目（巾 1 mm 以下）に帯黄白色のフィルム状を呈して局部的に付着し、時に径 2 mm の黄色の schoepite を取り囲んでおり、また茶褐色のモンモリロン石に挟まれている。

紫外線で、ややうすい青色（燐灰ウラン石と類似）の蛍光を発する。

顕微鏡下では 1 μ 前後の微粒集合体、あるいは普通長さ 40 μ 以下、巾 1 μ 位の繊維状を示し、時に放射状を呈する。ほとんど無色である。

光学性は

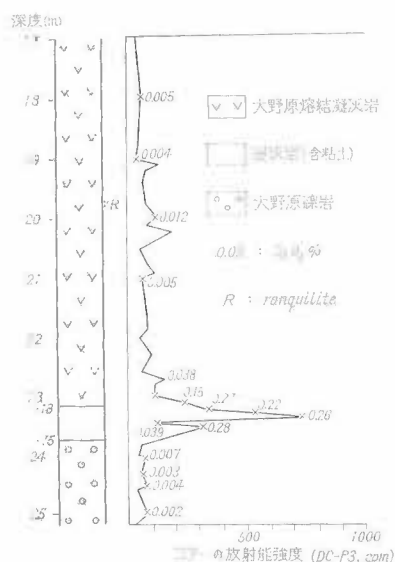
$$\alpha = 1.558, \gamma = 1.579, \gamma - \alpha = 0.020, (-) 2V = 25^\circ \sim 30^\circ, \text{伸長性: 光学的正である。}$$

双眼顕微鏡下で純粋の ranquillite のみを採取して、その X 線粉末回折像は第 2 表の通り得られた。DE ABELEDO et al (1960) が与えた回折像と比較すると、ほとんどの回折像が ranquillite(hydrate I) とほとんど一致し、わずかに ranquillite (hydrate II) の回折像が認められる。

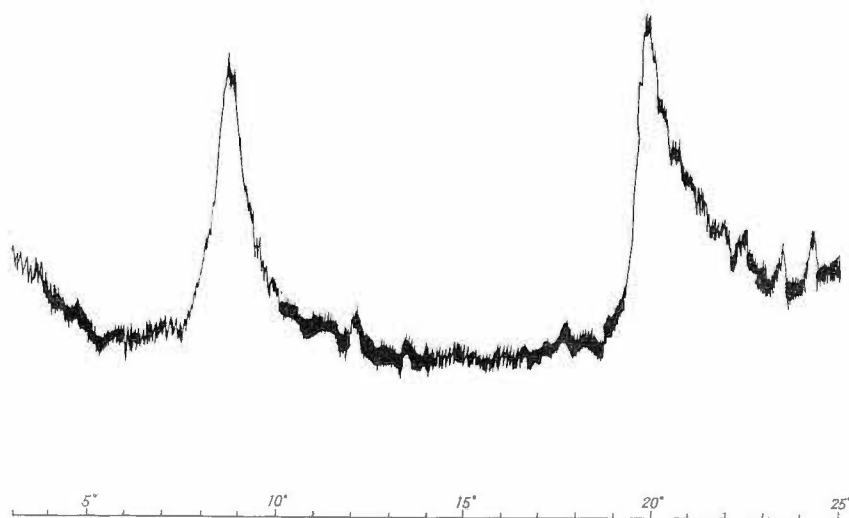
試料は微量のため普通の化学分析は不可能であり、日本電子 K. K. 製 X-ray microanalyzer を使用した。そのための分析試料は可能な限り、大きい面積を有するフィルム状の ranquillite をスライドガラス上にセメダインで固定し、可能な限りフィルム面を水平にした。同様に原産地のアルゼンチン、Mendoza 地方のものも試料を作製した。X-ray microanalyzer による分析結果は垂水産のものはアルゼンチン産のものと同じく、Ca, Si, U が検出され、そして吸収補正を行なった結果は Ca, Si, U 間の量比はほとんど両者とも同じであった。

5.2 加水ハロイサイト

すでに述べたように GB 9 号試錐で最も多量にウランを含む部分は凝灰質岩石の部分で、最高 0.28 %



第13図 Ranquillite を産する GB-9号試錐柱状図
Ranquillite-bearing drilling core, GB-9



第14図 田地明における含ウラン加水ハロイサイトの X 線回折像 CuK_{α} (Ni), 30kV-10mA
X-ray powder pattern for uranium-bearing hydrohalloysite at Tajiake

第 2 表 ranquillite の X 線粉末回折像
X-ray powder data for ranquillite

(1)			(2)	
I	d (Å) measured	hkl	I	d (Å) measured
100	9.30	002	100	9.29
0.4	6.63	{120 021}	10	8.18
13	5.07	203	5	5.08
43	4.62	004 031 130	40	4.61
40	4.47	104 131 123	40	4.46
8	3.67	421 133 323 005	7	3.67
20	3.57	040 015 224	20	3.57
9	3.40	205 510		
30	3.34	042 511 215 034	30	3.33
25	3.21	512 423 125 404	20	3.21
28	3.037	106 143	30	{ 3.06 3.00
17	2.814	523 150 051 044	10	2.82
13	2.63	425 007	8	2.63
3	2.508	540 515 630		
7	2.405		5	2.41
8	2.332		4	2.33
8	2.281			
9	2.222		8	2.22
10	2.186		10	2.18
8	2.067		6	2.08
13	1.98		10	1.982
12	1.934		10	1.934
18	1.892		8	1.892
8	1.863			
6	1.838		3	1.839
8	1.811			
9	1.781		3	1.786
9	1.745		3	1.742
5	1.658			

(1) ranquillite (hydrate I) after M. J. DE ABELEDO,
orthorhombic cell with $a_0 = 17.60$, $b_0 = 14.28$, $c_0 = 18.48$ Å

(2) ranquillite from Tarumizu city, Japan

CuK α , Ni filtered 30 kV-15 mA 4-0.8-4 1°-0.4 mm⁻¹° with Geigerflex X-ray diffractometer
8.18 Å corresponds to (002) of ranquillite (hydrate II)

U₃O₈に達している。野外でも熔結凝灰岩の下に分布する凝灰質岩石は田地明、鉄山谷などではウランを含み、化学分析の結果、最高0.012% U₃O₈を含んでいる。

これらのX線粉末回折像は第14図のように明瞭に加水ハロイサイトを示している。場所によっては明らかに微量のハロイサイトを含むものもある。

GB 9号試錐コアの凝灰岩の粉を、定着液に浸して脱銀した写真乾板にHCl (1:5)をしみこませた後に散布して、黄血塩溶液をうすく塗布して、透過顕微鏡で観察すると、微細な加水ハロイサイト全体が淡褐色を呈しており、加水ハロイサイトがウランを含有していることが確認される。

6. 結 論

鹿児島県垂水地域のウラン鉱床は、九州地方で唯一の堆積型のウラン鉱床で、高隈山塊の基盤をなす高隈山花崗岩体を基盤として発達する大野原砂岩礫岩層の上部のアルコーズ砂岩・砂質凝灰岩・粘土層中に含まれ、さらにその上部は大野原熔結凝灰岩に覆われている。

ウラン鉱床は垂水市大野原・田地明・駒ヶ丘および鉄山谷一帯の地表部および地下深部に分布している。この分布は東西300~400m、南北約2.5 kmの範囲に発達していると推定され、標高450~470mに発達する基底礫岩（大野原砂岩礫岩）の上に、旧河川の湖盆に規制されて存在している。鉱床の厚さは基盤の地形・形態に支配され一定していないが、10 cm~60 cm 位の間で、1 mを超えるものはない。

ウランの含有量は一般に0.00n~0.026% U₃O₈で低いが、試錐のコアから得たものでは最高0.28% U₃O₈のものもある。

この地域のウラン鉱物は、田地明地区における地表下23~24mの試錐コアから得た試料から、二次鉱物であるranquilliteを同定している以外は、その大部分は加水ハロイサイト（一部ハロイサイト）がウランを含んでいる。

垂水ウラン鉱床は堆積岩を母岩とし、ウランの多くは後生的に地下水によって富化された型の一典型である。鉱床下位の大野原砂岩礫岩層は地下水の通路として、上位の大野原熔結凝灰岩は帽岩として重要であった。大野原熔結凝灰岩の形成後、地下水面的変化によって停滞化石水や地下水の移動が透水層を中心に生じ、帽岩直下の好ましい環境（おもに粘土鉱物）に基盤に由来するウランが固着した。古田地明湖の縁では透水層がまとまり、より多くのウランが供給された。また固着反応時間も湖盆の中心よりも十分であった。ウランの一部は上盤側の割目にしみ込み、局所的な特殊環境下で二次鉱物を生じた。

鉱床の母層は、高隈山花崗岩頂部のかなりの部分とそのルーフとが開析された所にあり、その後の浸食量はその¹/₁₀程度に少ないから、ウランの後生的な富化作用はきわめて新しい地質時代（更新世）から現在までの期間に生じた。この鉱床形成時間の短いことおよび母層に著しい還元環境をもたらす要素が乏しかったことが、垂水ウラン鉱床が低品位であるおもな原因である。ウランの起源は基盤上部の風化花崗岩中の微量ウランで、新鮮な岩石のウラン存在量・風化しやすさ（粒度と組織）・古田地明湖付近の2岩相の分布状態の3点を考慮して、新光寺型と猿ヶ城型とは同程度に重要な供給源であったと思われる。

文 献

- DE ABELEDO, M. J., DE BENYACAR, M. R., and GALLON, E. E. (1960) Ranquillite, a calcium uranyl silicate. Amer. Min. vol. 45, p. 1078~1086.
- 郷原保真・小森長生 (1961) : 鹿児島県大隅半島の第四紀層、特に火山噴出物について、資源研彙報, vol. 54~55, p.176~190
- HATTORI, T., NOZAWA, T., and SARTO, M. (1960): On chemical composition of granitic rocks of Japan. Intern. Geol. Congr. XXI, Norden, Part XVI, p. 40~46.
- 伊原敬之助 (1931) 7.5万分の1地質図幅「鹿児島」および同説明書、地質調査所 p.1~45
- 石原舜三・河内洋佑 (1961) : 鹿児島県高隈山の花崗岩と垂水鉱山長尾坑の含ウラン鉱床、地質調報告, no. 190, p. 333~349

- 鹿児島県 (1953) 20万分の1 鹿児島県地質図, 鹿児島県
鹿児島県 (1966) 20万分の1 鹿児島県水理地質図, 鹿児島県企画部
河内洋佑 (1961) : 南九州の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床. 地質調査報告, no. 190, p. 93~104
MILLER, J. A, SHIBATA, K., and KAWACHI, Y. (1962): Potassium-argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. Bull. Geol. Surv. Japan, vol. 13, p. 712~714.
OBA, N. (1963): Chemical composition of the Kyushu Outer Zone granitic rocks. Sci. Rept. Kagoshima Univ. no. 12, p. 35~51.
小畑浩 : (1961) : 大隅半島地形誌, 資源研彙報, vol. 54~55, p.151~160
太田良平 (1964) : 5 万分の1 地質図幅「垂水」および同説明書, 地質調査所, p. 1~25
太田良平・河内洋佑 (1965) : 5 万分の1 地質図幅「鹿屋」および同説明書, 地質調査所, p. 1~56
SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1967): K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. Geochem. Jour. vol. 1, p. 131~138.

Uranium Deposits of the Tarumizu Area, Takakuma Mountainland, Kagoshima Prefecture, Southern Kyushu

By

Noboru HIDA, Shunso ISHIHARA, Yukio SAKAMAKI,
Tadao HAMACHI, and Kojiro KOMURA

A high uranium content was detected at the Tarumizu mine of stannite-cassiterite-quartz vein deposits in 1957. The uranium occurred in uranophane, clay minerals, and limonite. The uraniumiferous parts of this mine have never been in consideration with the development programs, in spite of intense prospecting work continued by the previous Atomic Fuel Corporation. In 1962, another type of uraniumiferous outcrop was discovered at Tetsuyama-dani, about 2 km south of the mine. The uranium occurs in (Plio-) Pleistocene sedimentary formations. This type of the uranium deposits in the Tarumizu area is the subject of this report.

The oldest rocks of the Takakuma mountainland, the western slope of which is called the Tarumizu area, are regionally metamorphosed fine-grained sandstone and shale of middle to upper Mesozoic formation. Thermal metamorphism caused by intrusion of a Miocene granite (16×10^6 years, K-Ar age on the biotite), overlaps the weak regional metamorphism. The granite consists of the major phase of biotite granite and marginal phase of leuco-granite. The trace amounts of uranium of the granite are 2.7 to 6.5 ppm for the major phase and 5.1 to 9.9 ppm for the marginal phase, both of which belong to a higher range among similar granitic rocks in Japan (see II.3.1). The roof of the granite and the upper part of the granite were eroded out extensively before the Pleistocene time. Then, the present stock-size exposure was formed largely during the geologic time. Sandstone and conglomerate filled the lowest parts of the erosional surface. The Aira caldera became active in Pleistocene. Pyroclastic flow deposits, followed by pyroclastic fall deposits (pumice mainly and ash), covered the Tarumizu area.

The uranium deposits occur in the arkosic sandstone and sandy clay beds, which are intercalated in the uppermost horizon of the Onobaru sandstone and conglomerate formation. Surface and drilling information suggests that the distribution is 300 to 400 meters east-westerly and 2,500 meters north-southerly, which follows a paleo-stream called the paleo-Tajjiake lake in this report. The present altitude is between 460 and 470 meters above the sea level. The thickness of the uraniumiferous beds is 30 to 60 cm, and the grade varies from 0.00 to 0.03 percent in U_3O_8 . High grade ores containing 0.25 and 0.28 percent were found at the drill hole GB-9. Ranquilite, $1.5 CaO \cdot 2UO_3 \cdot 5SiO_2 \cdot 12H_2O$, was identified in the high grade ore. In general, uranium of this area seems to be absorbed in clay minerals, most of which are composed of hydrohalloysite.

Structural controls of the Tarumizu uranium deposits are, 1) presence of a cap rock (here Onobaru welded tuff) and permeable bed (Onobaru conglomerate) above and beneath the uraniumiferous beds, and 2) margin of a paleo-stream or small lake (here the western margin of the paleo-Tajjiake lake). No matter that makes strong reductional environments has been recognized in the uraniumiferous beds of the Tarumizu area. Moreover, the beds seem to have been mineralized in relatively short time after the Pleistocene volcanism. These are reasons why the Tarumizu uranium deposits are rather low grade, compared with those in the Ningyo-toge and Tono regions. The Tarumizu uranium deposits are a typical example of bedded-type uranium deposit, whose source is trace amounts of leachable uranium of the basement granite, and enriched in the suitable beds by groundwater circulation.

付表 核原料物質調査一覧表

ここに掲載する核原料物質調査一覧表は、堆積岩地帯について、地質調査所が行なうたうち、とくに著しい放射能異常を認めなかったものについて記載したものである。
昭和42年3月末現在までのものを、各出張所管内別に取りまとめている。

〔北海道支所管内〕

調査対象地	担当者調査年月および測定器の種類	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
奥尻地区 (情報収集)	根本隆文 41. 9 TCS-121型	檜山郡奥尻町	花崗岩を基盤とし、それを覆って新第三系が分布する。新第三系は走向N40°E、傾斜SE50°前後を示し、約3枚の炭層を挟む。	異常値は炭層中に発達する数cmの小断層中に認められ、自然係数の6～8倍であった。
上ノ国地区 (情報収集)	根本隆文 40. 10 TCS-121型	檜山郡上ノ国村	基盤の古生層および花崗岩と、その上にのる新第三系および山系を貫く流紋岩・安山岩・玄武岩・凝灰岩を主体とし、上部はとくに石炭層をはさむ。砂岩・泥岩の互層からなる。	異常値は自然係数の2倍、花崗岩は自然係数の2～3倍、新第三系は異常なし
吉岡一湯の岱地区	上高宏・植田芳郎・根本隆文・佐川昭 38. 11 DCP-5型	上ノ国村松前町・福島町	古生層の堆積岩類・花崗岩・花崗閃緑岩・閃緑岩などの深成岩類および流紋岩・玄武岩をおおふ。新第三系は、これらに互層を貫く流紋岩・安山岩・玄武岩・凝灰岩を主体とし、その間に新第三系をおおふ。石炭層を挟む。他の鉱床として、古生層中に脈状に発達するママン鉱床がある。	花崗岩は自然係数の5～6倍、古生層中の黒鉛質粘板岩は5～10倍の異常値を示す。鉛は検出されなかつた。
北海道南部 大千軒岳周辺	根本隆文・佐川昭 39. 6 TCS-121型	渡島郡知内村	粘板岩を主とし、硬質砂岩・チャート・ホルンフルスからなる古生層を基盤とし、その上に新第三系が分布している。新第三系は緑色凝灰岩を主体とし、その間に泥岩・砂岩・泥岩を構成され、その間に低品位の鉄床が脈状に発達している。	古生層中に発達する黒鉛質粘板岩中から自然係数の5～6倍の異常値が検出された。
檜山・松前地区 江良鉱山	番場猛夫・沢俊明 33.	松前郡松前町字江良	古生層(石炭紀?)の粘板岩を主体とし、珪質岩を挟み、輝緑岩が貫入している。	マンガン鉱床の下盤をなす珪質岩について調査。

調査対象地	調査方法 担当者および 調査年月	位置	地質	おおよび	鉱床	放射能異常の有無 およびその程度
茅沼地区	山田敬一・佐川昭 34.	赤谷郡猿払村	中新世下部の緑色凝灰岩および頁岩からなり、茅沼夾炭層を呈する様式地である。東部には、流紋岩・花崗閃緑岩が分布している。			異常なし
小石炭砒・藤田炭砒	山田敬一 34.		中新世赤谷夾炭層に属する砂岩頁岩互層が発達する。			異常なし
奥尻島全域	五十嵐昭明・根本隆 文	奥尻郡奥尻町	白堊紀花崗岩を基盤とし、これを覆って新第三紀の堆積岩類および安山岩・安山岩質集塊岩・第四紀層が分布する。			茶津層中部の灰炭部付近にやや異常あり。 0.062~0.13mR/hr
沼の沢地区 (カーボーン)	香揚猛夫 35.	檜山郡原沢部村沼の沢	古生層の粘板岩および珪岩からなる諸所にN E E系の剪断帯が発達し、その部分では粘板岩は石炭化している。			異常なし。 0.01~0.025mR/hr
小砂子地区 (カーボーン)		檜山郡上ノ国村小砂子	古生層の粘板岩を基盤とし、輝緑岩岩脈と閃緑岩とがこれを貫いている。			異常なし。 上に同じ。
北見地区 (カーボーン)	斎藤正雄・五十嵐昭 明 36.	常呂郡常呂町	先白堊紀の輝緑凝灰岩層を基盤とし、新第三紀層がこれを覆う。同者の境界部付近に剪断帯が発達する。			異常なし。 0.009~0.02mR/hr
枝幸一興部地区	山田敬一・五十嵐昭 明 37.	枝幸町・興部町・紋別市・滝ノ上町	先白堊紀の日高累層群に属する粘板岩・砂岩層、これらの変成したホルンフェルスおよび輝緑岩・花崗岩などの火成岩類が基盤をなす。これらを被覆して、新第三紀層が分布し、これを変朽安山岩・流紋岩・安山岩・玄武岩などの各種火成岩類が貫く。			花崗岩周囲の堆積岩類をはじめ、全地域にわたって異常なし。
国富・鉱山周辺 (情報収集)	斎藤正雄・香揚猛夫 37.	岩内郡共和村	新第三紀中新世の緑色凝灰岩、石英安山岩質凝灰岩および石英安山岩が基盤をなし、これらをも頁岩層がおおおう。さらに、上記中に粗粒玄武岩岩脈、岩床が発達する。			黒鉱体上盤のシルト岩中に弱異常がみられる。 0.07~0.08mR/hr
奥尻島、滝の淵地区 (情報収集)	斎藤正雄・五十嵐昭 明 38.	奥尻郡奥尻町字宮津	花崗岩を基盤とし、これをおおって、中新世の茶津層が分布する。茶津層は夾炭層で、階炭を嵌在する。			夾炭層の層理にそって付着する黄色土状鉱物に弱い異常が認められる。 0.18~0.19mR/hr 0.012% U ₃ O ₈
爾志郡一円	斎藤正雄・沢俊明・山田敬一 39.	爾志郡熊石町乙部村	白堊紀花崗岩およびその周囲のホルンフェルスを基盤とし、新第三紀中新世の変朽安山岩および緑色凝灰岩・砂岩・頁岩・泥岩などの堆積岩層がこれをおおっている。			平内内温泉の沈殿物中にやや異常が認められた。
石崎川流域 (情報収集)	沢俊明 39.	檜山郡上ノ国村	いわゆる古生層の粘板岩およびこれを貫く花崗岩が基盤をなし、新第三紀の安山岩質凝灰岩、緑色凝灰岩および変朽安山岩・安山岩、第三紀完晶質岩などが分布する。			異常なし。

上目名 (情報収集)	沢 俊明	料太郎蘭越町	花崗閃緑岩(第三紀?)を基盤とし、これを新第三紀中新世中上部および鮮新世の斐河安山岩・砂岩・頁岩などが被覆している。	異常なし。
調査対象地	担当者および 調査年月	位置	地 質	お よ び 鈹 床
秋田県阿仁炭田地区	奥海 靖 34. 8	秋田県北秋田郡阿仁町・森吉町および鷹巣町	第三系中新世の阿仁合夾炭層および火成岩からなる。	東北前田炭鉱その他の他の一層において炭層の上下盤の黒色頁岩は15~18mR/hr を示す。分析の結果は0.001% (U ₃ O ₈)
秋田県秋の宮地区	奥海 靖 35. 11	秋田県雄勝郡雄勝町秋の宮	基盤の花崗岩類と第三系中新世の堆積岩、火山岩および火山碎屑岩類からなる。	異常を認めない。
秋田・山形県神室山地区	高橋兵一・北村 信 39. 8	秋田県雄勝郡雄勝町山形県最上郡金山町	基盤の花崗岩類と、これをおおおう第三紀の緑色凝灰岩類からなる及位層、およびそれらを含んだ石炭層からなる。	雄勝町赤倉沢において、第三紀基盤底層岩より自然計数の1.7~2.2倍の異常を認めた。
岩手県宮古市南西地区	奥海 靖 33. 8	宮古市花輪町長沢、下閉伊郡山田町	古生層中のチャーター・粘板岩を母岩とするMn 鉱床。	日鉄花輪鉱山の鉱体中最高は70mR/hr 0.013% U ₃ O ₈ 。大谷山および豊間根鉱山では0.015~0.036mR/hr
岩手県早池峰地区	奥海 靖 33. 10	岩手県下閉伊郡小国村	古生層の粘板岩および石灰岩と、これらを含く花崗岩類。	異常を認めない。
秋田・岩手県平鹿炭田地区	高橋兵一 34. 7~8	岩手県和賀郡湯田村	第三紀、鮮新世花山層中の夾炭層。	異常を認めない。
岩手県和賀地区	高橋兵一 35. 8~9	岩手県和賀郡和賀町および湯田村	変成岩類と、これを含く花崗閃緑岩類を基盤とし、これを不整合に覆って第三系に属する大荒沢層が広く分布している。	第三系についての異常は認められない。花崗閃緑岩類は自然数の2~2.5倍。本岩を真くアプタイト岩脈は約3倍の異常を示す。
岩手県和賀北部地区	高橋兵一 36. 10	岩手県和賀郡沢内村	基盤の花崗閃緑岩類と、これをおおおう第三系の大荒沢層および大石層からなる。	花崗閃緑岩類は常に自然数の2~3.5倍、凝灰岩類は1~1.5倍
岩手県岩泉町小川地区	高橋兵一 36. 9	岩手県下閉伊郡岩泉町字門	粘板岩・砂岩等からなる古生層を基盤とし、これを不整合に覆う石灰岩および粘土層を挟在する古第三系からなる。	古第三系は一般に自然数の2.0~2.5倍程度を示し、とくに現在稼行

〔東北出張所管内〕

調査対象地	担当者および 調査年月	位 置	地 質 名 称	お よ び 鉱 床	放射能異常の有無 およびその程度
岩手県焼石岳地区	藤井敬三 37. 9	岩手県胆沢郡胆沢村	基盤の花崗岩類と第三系中新世の堆積岩・火山岩および火山砕屑岩類からなる。		中の日本粘土岩手鉱業所の硬質粘土層は4.0~4.5倍の異常がある。硬質粘土の分析結果は0.003% U_3O_8
山形県温海地区	奥海 靖・高橋兵一 33.10	西田川郡温海町	基盤をなす花崗閃緑岩と、これを覆う第三系の砂岩、頁岩の累層および炭灰層からなる。		異常を認めない。
山形県米沢市付近	奥海 靖 34.11	米沢市、長井市西置賜郡白鷹町および宮内町	基盤の花崗岩を直接覆う。第三紀中新世の眼鏡橋層および大平礫岩層からなる。		異常を認めない。 礫岩で 20~25mR/hr を示す部分がある。
宮城一山形県境	奥海 靖・高橋兵一 36.12	山形市東沢および山寺	基盤の花崗閃緑岩と第三紀中新世の劫原層（東沢地区）と同層（山寺地区）からなる。		異常を認めない。
仙台市周辺部	高橋兵一 34. 3	宮城県仙台市の南部	新第三紀鮮新世に属する主として、仙台層群の砂岩・頁岩・炭灰層からなる炭灰層。		異常を認めない。
宮城県南部地区	藤井敬三 36.11	宮城県刈田郡七ヶ宿町湯の原	基盤の花崗岩類と中新世の堆積岩・火山岩および火山砕屑岩からなる。		異常を認めない。
神室山周辺地区	高橋兵一・北村信・大和栄次郎 40.8.9	宮城県鳴子町鬼首	付近には北東方に延びる基盤の花崗岩があり、その西方は第三紀緑色凝灰岩類から構成され、マタゴゴ層および層沢層等が断層によって接している。また前記の花崗岩の東方部には鬼首、湖成堆積層が分布している。		大森山 (700m) 山麓の国道 108 号線に沿って第三紀基底礫岩が確認され、この基底礫岩は自然放射能の異常を示し、分析の結果、粗粒砂礫で0.0006~0.0008% U_3O_8 が検出された。
福島県安積地区	奥海 靖 33. 8	安積郡熱海町	第三紀中新世の凝灰岩と、黒色頁岩およびそれらの互層からなる。高玉鉱山は熱水性金銀鉛脈で、鉱床としては 1. 本山鉱床 2. 鶯鉱床 3. 青木葉鉱床（熱海金山として稼行中）等がある。		(1) 本山鉱床、久盛坑 (-40m坑) における「南北2号脈」で最高0.030mR/hrを示す。 (2) 青木葉鉱床、通洞地並で0.028mR/hr (母岩、石英粗面岩) 0.030 mR/hr (通気が悪い) を示す部分がある。 鉱脈および母岩についての測定結果は0.028~0.03mR/hrであった。

福島北方地区	奥海 靖・藤井敬三 35.10	福島県信夫郡飯坂町、伊達郡築川町、福島市	基礎の花崗岩類と、第三紀中新世の堆積岩・火山岩および火山砕屑岩類からなる。	異常を認めない。
福島県吾妻地区	奥海 清 35.9	福島県那須郡猪苗代町および北塩原町	基礎の花崗岩類と第三紀中新世の堆積岩・火山岩・火山砕屑岩類からなる。	〃

〔東京産産局管内〕

調査対象地	担当者および調査年月	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
群馬県勢多地区	宮下美智夫 34.10	群馬県高崎市、安中市	下位より富岡層（主に頁岩からなる）・板鼻層（夾炭層で礫岩・砂岩・泥岩の互層）・秋間層（集塊岩・礫岩の互層で熔岩流を挟む）の第三系からなり、これを第四系の凝灰角礫岩・集塊岩が被覆している。	特に放射能の異常は認められなかった。
神奈川県足柄下郡	大沢礮・垣見俊弘・山田直利 37.3	丹沢山地、神奈川県足柄下郡山北町	御坂層・御坂層変成相および中新世石英閃緑岩からなる。	特に放射能異常を認めず。
甲府周辺（カーボーン）	小屋中丸・氏家明・金谷弘・堀川義夫 39.3	山梨県甲府市周辺	38年6月11日～6月20日実施のカーボーン参照。	38年6月11日～6月20日に実施されたカーボーンの補足調査および増富温泉沈殿物についての2～3の異常は認められなかった。
長野県松本地域（カーボーン）	杉山友紀 38.9～10 福久 38.11 杉山友紀・中井順二 38.11～12 島田忠夫 38.11	長野県松本市地方、石英閃緑岩周辺の堆積物	第四紀・流紋岩・茶臼山 新第三紀・安山岩等—小原郡中部堆積岩—東筑摩郡上田市石英閃緑岩—諏訪市和田峠下部堆積岩—松本市北東	石英閃緑岩の放射能強度は400～500 cps。諏訪郡下諏訪町西餅屋—和田峠に分布する凝灰岩（白色）については1,000 cps程度の異常が認められた。
新潟県北部	春城清之助 36.10～11	新潟県村上市および岩船郡	花崗岩および古生層と、これらの上に不整合に堆積する新第三系からなる。中新世とされている厚い地層で、下位から岩新第三系は、中野川層・寺泊層からなる。岩船層と洋船川層との間には不整合に礫岩層を伴って、また、両層とも火山岩質で、一般に前者は塩基性、後者は酸性である。	とくに顕著な放射能異常は認められなかった。

調査対象地	担当者および調査年月	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
新潟一山形県境	小関幸治 37.10	新潟県岩船郡関川村、山形県西置賜郡小国町、中東鉱床から小国一金丸鉱床間	基盤の花崗岩質岩類と、その上にのる第三系台島相当層からなる。花崗岩質岩類の母層である新第三紀層は、既知鉱床の北方数kmまで分布する。南方延長は約5km、湯沢付近まで認められた。 1) 中東ウラン鉱床の母層は、既知鉱床の北方数kmまで分布する。南方延長は約5km、湯沢付近まで認められた。 2) 小国一金丸鉱床の母岩である新第三紀層は、女川上流地帯まで分布する。	とくに放射能異常は認められなかった。
新潟一福島県境	青柳信義・坊城俊厚 36.10	新潟県東蒲原郡津川町(主として阿賀野川以南)	調査地域には、花崗岩質岩または古生層を基盤として、いわゆる津川層が広く分布している。新第三系は下位から津川砂礫岩層、広谷凝灰岩層、栗瀬層および平塚砂質礫岩層に分けられる。	津川砂礫岩層中で、基盤に近い部分に自然放射能の2.5倍程度の異常が認められた。
新潟県飯豊地区	青柳信義・坊城俊厚 37.10	新潟県東蒲原郡三川村、同津川町、阿賀野川以南	地域の南西部に露出する基盤の古生層(変質粘板岩・珪質岩および石炭層)と新第三系(砂岩層・凝灰岩層(流紋岩・礫岩・砂岩層・礫岩層)と泥岩、砂岩を主とする七谷新第三系(伴う)からなる津川層とむむN-S~NE-SWの走向を示し、ゆるく西向きに傾斜している。津川層中には連続性をかく褐炭層があり、一時露行されたことがある。炭丈は最大25cm。	顕著な放射能異常は認められないが、津川層中の褐炭層の放射能強度は、はやや大きく、0.04 mR/hr, B, G, 0.03 mR/hr を示した。(試料分析中)
新潟県飯豊地区	坊城俊厚・松井寛 38.8	新潟県東蒲原郡三川町、同津川町、阿賀野川以南	基盤は斑状および草水型等の花崗岩類からなり、これを不整合に戴う新第三系(山神礫岩層・松岡泥岩層など、主として津川・七谷谷期のもの)が発達する。今回は、山神礫岩層等の新第三系の基底部の放射能強度を測定した。	山神礫岩層は野外において、自然放射能の2~4倍の計数値を示す。
新潟県中東	浜地忠男・小尾五明 38.9	新潟県岩船郡関川村、中東鉱床の南部、湯沢温泉までの地域	花崗岩を基盤とし、その上に礫岩・砂岩層(津川層)・硬質頁岩層(七谷層)などの新第三系の堆積岩が分布する。	放射能異常は認められない。
新潟県五泉市馬下岡辺	宮下美智夫 39.10	新潟県岩船郡関川村、中東鉱床の南部、湯沢温泉までの地域	古生層およびこれを貫く花崗岩を基盤とし、これに断層及び不整合をもたせて接する。津川層(斜長石英粗面岩がこれを貫く)・七谷層・矢代田層が賦存する。	津川・七谷・矢代田各層のうち、津川層が最も高い(特に斜長石英粗面岩およびその上)が、この各層は、見出しの3倍以下で、異常地点は見出されなかった。
栃木県足尾尾地城(カーボン)	中井順二・林昇一郎 35.3			日光市南方約6km付近の頁岩中に1,100 cpsの異常値が認められた。

栃木県北部 (カーボーン)	小尾中丸・中井順二 ・松田武雄・佐々木 次雄			中生代と思われる花崗岩が、各所に分布している。	た。中禅寺湖菅蒲浜付近にて、花 崗岩中に1,400 cps の異常が認め られた。
甲府周辺 (カーボーン)	佐野俊一・岩崎章二 ・鈴木淑夫 38. 6	山梨県甲府周辺	主 要 岩 石 第四紀—安山岩 (茅ヶ岳熔岩) 第三紀—安山岩 (及び集塊岩) 花崗岩 (漸移?) 花崗閃緑岩 白堊紀—古第三系堆積岩 (御坂層群)	出 地 露 地 甲府市北部 甲府市北部 駒ヶ岳, 身仙峡, 金峰山 大菩薩嶺 塩川 (北巨摩郡) 河岸 勝沼町 勝沼町	放射能強度 300 cps 300 800~600 600~500 350 800~550 550

[800cps ないしそれ以上の放射能強度を示す地点]
1) 北巨摩郡須玉町増富鉱泉
最高2,500cps (30 μ R/h), 津金楼の廃湯の沈殿物で試料のガンマ・スペクトルによれば, ウ
ランの含有量は僅小である。
2) 御坂層群および花崗岩類の放射能強度は 800 cps 前後である。
括弧内の μ R/h の値はデテクタトロン D S-271 型シンチレーション・サーベイメーターによ
る測定値である。

〔大阪出張所管内〕

調査対象地	担当者および 調査年月	位 置	地 質	お よ び 鉱 床	放射能異常の有無 およびその程度
兵庫県三田市	塚脇祐次・宮村 学 35. 7~8	兵庫県三田市	石英粗面岩と、これらを不整合に覆う第三紀層の礫岩・凝灰 岩・砂岩からなる。		放射能異常は認められない。
近畿中部 (奈良・和 歌山) (カーボーン)	岩崎章二・小尾中丸 ・金谷弘・田中信一 36. 2~3	奈良県, 和歌山県	奈良・和歌山下に分布する古生層および花崗岩と, その 上に盆地状に堆積した新期堆積層からなる。		瀬田町, 大鳥居 (5 万分の 1 地形 図水口), 奈良市, 大慈山 (奈良), 中ノ庄南方 (桜井), 河内長野市滝 尻 (五条) で 1,000cps 以上の異常 値が認められた。
兵庫県村岡地区	宮村 学・下坂康哉 36. 11	兵庫県美方郡村岡町	調査地域は, 上から猿尾滝岩脈・群湯船川黒色頁岩層・鹿 田凝灰岩層・大谷砂岩礫岩層・河江火山岩類・辻礫岩層 ・八鹿果層からなる。		諸層の測定結果, 自然数の 1~1.5 倍程度のものが認められたに過ぎ ない。
兵庫県神戸市北部	下坂康哉・宮村 学	神戸市兵庫区	粗粒黒雲母花崗岩からなり, 一部に中新統が認められる。		カーボーン調査の結果, 異常が認

調査対象地	担当者および 調査年月	位置	地質	および おおよそ	鉱床	放射能異常の有無 およびその程度
京都府竹野郡	河合正彦 37. 2 36. 11	京都府竹野郡弥栄町 弥栄寺，原子燃料公 社試験雑孔	基盤花崗岩直上のアルコゾ砂岩中に胚胎する層状鉛床。			められたと報告があったので，チ ウソクサーベーターを行なった。 花崗岩地帯は自然数の2倍程度 で，中新統は1.5倍程度であった
三重県下，他 (カーボーン)	カーボン 堀川義夫・中井順二 ・田中信一 37. 2～37. 3	三重県中部，奈良県 東部，滋賀県南部	花崗岩質岩を基盤として新第三紀層が，伊賀盆地周辺および津市西方に分布する。			深度70m付近のアルコゾ砂岩 中に異常を認めたと。検層図より含 ウラン層は，厚さ約0.5m，品位 0.006%U ₂ O ₅ と推定される。
和歌山県下	稲井信雄・下坂康哉 37. 11	和歌山県日高郡下	時代未詳中生代といわれる日高川流域に分布している。			信楽町北部に分布する花崗岩質岩 には，放射能のやや高いものが認 められたが，新第三系の地層には 放射能異常は認められなかった。
兵庫県北部地区	上村不二雄・坂本亨 ・松原秀樹 37. 10	兵庫県美方町温泉町	基盤の花崗岩と，これを不整合に覆う新第三紀中新世の北 但層群，およびこれら2者をさらに不整合に覆う照来層群 および秋伏山火山岩類からなる。			全般的に自然計数の1.5～2倍程度 の強度で，岩質別にも地層別にも 特に高い放射能異常は発見されな かった。
京都府宮津地区	塚脇祐次・宮村学 38. 10	京都府中部郡崇山町， 竹野郡細野町	粗粒の黒雲母花崗岩の上に，不整合に堆積したアルコゾ 砂岩および安山岩類からなる。			照来層群流紋岩上部にあたる温泉 町高山東方および田中西方地区に 放射能異常(自然計数の6～8倍) が認められたが，分析の結果は， Uの含有率は極めて低かった。降 下物質による異常かも知れない。
兵庫県北部地区	坂本亨・松原秀樹 38. 11	兵庫県美方郡 美方町・岡村町	広く分布する照来層群地域の南東半分にあたる部分で，下 位の北但層群とは，東部および南端部で断層で接する。			主として不整合面の近くを追跡し て放射能異常の有無を測定した。 砂礫層1.0～1.6 (自然数の倍率) アルコゾ砂岩 1.2 泥岩 1.0～1.6 花崗岩 1.1～1.7

兵庫県明石地区	塚脇祐次・港 38.12	兵庫県加西郡滝野 町，西脇市	石英粗面岩～凝灰岩と，その上の大阪層群の礫岩層からなる。	一般に低く，礫岩層は自然計数 の1.0～1.5倍，石英粗面岩は1.1～ 1.7倍。
奈良東部地区 奈良南部地区	稲井信雄・宮村 39.12	奈良市夫田原，天理 市福住	黒雲母花崗岩を基盤とし，この上に不整合状に盆地状にの る新生代の堆積層がある。主として砂岩・頁岩・凝灰岩・ 礫岩の互層で，下部には，所により亜炭練の炭質物がはさ まれている。	凝灰質の地層に，幾分放射能の高 いとところがあつたが，他は自然計 数と大差がない。
京都府大浦半島地区	塚脇祐次・宮村 39.8	舞鶴市登尾・栢尾・ 成生，宮津市黒岬	登尾・栢尾地区は流紋岩を基盤として，その上に堆積したし て，凝灰質砂岩・礫岩・成生・黒岬地区は花崗岩を基盤とし て，その上に堆積した礫岩・砂岩・泥岩などからなる。	異常なし。
京都府舞鶴地区	磯見博・菊地清一郎 39.10～11	舞鶴市村近	上部古生層の舞鶴層群。	異常なし。
兵庫県淡路島北部地 区	塚脇祐次 39.11	兵庫県津名郡五色町	基盤の黒雲母花崗岩とその上に堆積した大阪層群（砂礫 砂・アールコーズ砂・粘土）の各層からなる。	異常なし。
熊野地区 （カーボーン）	小尾中丸・氏家明・ 堀川義雄・中井順二 ・宮村学	和歌山県東牟婁郡，南牟 婁郡	古第三系東牟婁層群，新第三紀宮井層群が発達し，宮井層 群を貫く石英斑岩・花崗斑岩・流紋岩などが広く分布す る。地域北部には，時代未詳中生代が分布する。	東牟婁層群・宮井層群 400～700 cps 時代未詳中生層 500～600 cps 石英斑岩・花崗斑岩類 500～800 cps 顕著な異常は認められない。
滋賀県甲賀郡，蒲生 郡地区	塚脇祐次・小村良二 40.9	滋賀県甲賀郡甲西 町，蒲生郡龍王町	黒雲母花崗岩を基盤として，その上に鮮新更新世の礫，砂 粘土が堆積している。	異常なし。
兵庫県篠山地区	宮村 学 40.7～8	兵庫県多紀郡篠山	丹波層群（二疊紀）と篠山層群（白堊紀）からなり，両層 群は不整合関係を示している。篠山層群は砂岩・粘板岩を 主とする下部層と安山岩からなる上部層とに分けられる。	各層とも自然係数の約1.5倍程度 である。
兵庫県川西市	塚脇祐次・小村良二 40.12	川西市一庫	古生層およびその上に堆積した大阪層群の地層（礫・砂・ 粘土）からなる。	異常なし。
明石・神戸地区	塚脇祐次 40.2	明石市大蔵谷，神戸 市重水	黒雲母花崗岩を基盤として，その上に不整合に中新世の神 戸層群，鮮新更新世の大阪層群などがのる。	異常なし。
奈良県下	塚脇祐次・宮村 41.3	奈良県宇陀郡普爾村	黒雲母花崗岩を基盤として，その上に山辺層群が不整合に のる。山辺層群は粘土・砂・礫・亜炭層を含む。	異常なし。

調査対象地	担当者および 調査年月	位置	地質および 地質	鉱床	放射能異常の有無 およびその程度
滋賀・福井県下 (カーボン)	中井順二・氏家明・ 小尾中丸・堀川義夫 ・宮村学 40.11	滋賀県琵琶湖東部お よび南部	鈴鹿山系を形成する古生層、石英斑岩、領家花崗岩、さら に日野を中心とする丘陵地を形成する第三紀鮮新洪積層 からなる。	花崗岩、石英斑岩、領家花崗岩、さら に日野を中心とする丘陵地を形成する第三紀鮮新洪積層 からなる。	花崗岩： 1,000 cps 以上 古生層： 200~400 cps 第三紀層： 200~600 " 古びり湖層： 400~600 " Back Ground： 200 "
奈良県宝生地区	稲井啓義・小村良二 41.7	奈良県宇陀郡宝生村	花崗岩を基盤とし、これを新第三系中新統の山辺層群の中 部と考えられる凝灰質砂岩、礫岩が不整合に覆っている。	花崗岩を基盤とし、これを新第三系中新統の山辺層群の中 部と考えられる凝灰質砂岩、礫岩が不整合に覆っている。	放射能異常は、基盤岩の直上から 数米内外の砂岩中にみられる。 最高 0.21 mr/h で自然計数の約12 倍、分析結果は U_3O_8 0.007%、 含有鉱物は不明。

〔中国出張所管内〕

調査対象地	担当者および 調査年月	位置	地質および 地質	鉱床	放射能異常の有無 およびその程度
鳥取県南部地方	村山正郎・一色直記 33.9~10	鳥取県中東部			
鳥取県若桜	坂本 亨 35.8~11 松原秀樹 35.10~11	鳥取県東部地域	第三紀中新統は、三群変成岩・花崗岩・中生代火山岩類を 基盤とし、下位から基底礫岩層・下部火山岩層・黑色泥岩 層・砂岩礫岩層・砂岩層の順に重なる。	異常なし。	
鳥取県倉吉地方	村山正郎 33.3	鳥取県中央部	花崗岩類・火山岩類、その他		
鳥取県中部	鈴木淑夫	鳥取県東伯郡三朝町 倉吉市	少なくとも3種類の花崗岩質岩と木地山層・第三紀層等の 堆積岩類からなる。		
鳥取県辰巳峠付近	上野三義・山田正春 33.8~9	鳥取県八頭郡佐治 村、岡山県吉田郡上 若原村	異雲母花崗岩上にのる礫層・砂岩層の互層（人形峠層に対 比される）。		各層とも異常なし。
鳥取県畑	同上	鳥取県八頭郡佐治村 畑地内	古生層と安山岩熔岩にはさまれている礫層。		異常なし。
鳥取県西南部	峯城清之助・中沢次	鳥取県日野郡日高町	第三紀中新世砂岩・頁岩層中		0.002% U_3O_8

津山東部	多里地域	35.9~10	多里地域	35.9~10	多里地域	35.9~10	多里地域
津山東部	岡山県津山市、勝田郡勝美町・勝北町・奈義町	長浜春夫・星野一男 34.11	岡山県津山市、勝田郡勝美町・勝北町・奈義町	35.9~10	多里地域	35.9~10	多里地域
岡山県蒜山原	岡山県真庭郡	須貝真二・佐藤良昭	岡山県真庭郡	須貝真二・佐藤良昭	岡山県真庭郡	須貝真二・佐藤良昭	岡山県真庭郡
蒜山原西方		中沢次郎		中沢次郎		中沢次郎	
平山亜炭	岡山県赤松郡吉井町	肥田 昇・坂巻幸雄 34.10	岡山県赤松郡吉井町	肥田 昇・坂巻幸雄 34.10	岡山県赤松郡吉井町	肥田 昇・坂巻幸雄 34.10	岡山県赤松郡吉井町
倉敷市北部地区	岡山県倉敷市、都窪郡山手村	東元定雄 34.10	岡山県倉敷市、都窪郡山手村	東元定雄 34.10	岡山県倉敷市、都窪郡山手村	東元定雄 34.10	岡山県倉敷市、都窪郡山手村
金光・玉島地区	岡山県玉島市、浅口郡金光町	東元定雄 39.10	岡山県玉島市、浅口郡金光町	東元定雄 39.10	岡山県玉島市、浅口郡金光町	東元定雄 39.10	岡山県玉島市、浅口郡金光町
島根県石見地区 鰐淵鈺山	島根県平田市河下町	林昇一郎・小尾五朗 35. 8	島根県平田市河下町	林昇一郎・小尾五朗 35. 8	島根県平田市河下町	林昇一郎・小尾五朗 35. 8	島根県平田市河下町
鰐淵鈺山	島根県平田市河下町	東元定雄 36. 1	島根県平田市河下町	東元定雄 36. 1	島根県平田市河下町	東元定雄 36. 1	島根県平田市河下町
鰐淵鈺山	島根県平田市河下町	林 昇一郎 36.8~9	島根県平田市河下町	林 昇一郎 36.8~9	島根県平田市河下町	林 昇一郎 36.8~9	島根県平田市河下町
島根県東部	島根県中海・六道湖およびその周辺	水野篤行・中沢次郎 ・関根節郎・青木市太郎 40.7~8	島根県中海・六道湖およびその周辺	水野篤行・中沢次郎 ・関根節郎・青木市太郎 40.7~8	島根県中海・六道湖およびその周辺	水野篤行・中沢次郎 ・関根節郎・青木市太郎 40.7~8	島根県中海・六道湖およびその周辺
玉造地区	島根県八束郡	東元定雄 34.10	島根県八束郡	東元定雄 34.10	島根県八束郡	東元定雄 34.10	島根県八束郡
石見鈺山	島根県大田市五十猛町	林 昇一郎 36.8~9	島根県大田市五十猛町	林 昇一郎 36.8~9	島根県大田市五十猛町	林 昇一郎 36.8~9	島根県大田市五十猛町
大田市浅原	島根県大田市浅原	杉山隆二 36.10~11 林 昇一郎 36.11	島根県大田市浅原	杉山隆二 36.10~11 林 昇一郎 36.11	島根県大田市浅原	杉山隆二 36.10~11 林 昇一郎 36.11	島根県大田市浅原

異常なし。

試験孔の放射能検査の結果、顕著な放射能異常なし。

異常なし。

異常なし。

異常なし。

異常なし。

坑内の一部40 μ R/h, 0.003%U₃O₈

異常なし。

坑内異常40~50 μ R/h, 0.009%U₃O₈ (自然計数8 μ R/h)

異常なし。

坑内最高異常700 μ R/h, 0.15%U₃O₈ (自然計数8 μ R/h)

放射能検査の結果、自然計数の2~3倍の異常があり、分析によってウランを認められた。

調査対象地	担当者および 調査年月	位 置	地 質	お よ び	鉱 床	放射能異常の有無 およびその程度
石見地区(石見鉱山)	林昇一郎・小尾五明 35. 8	島根県大田市五十猛 町	中新世凝灰岩を母岩とする黒鉱式石膏鉱床、異常は変質粘土帯の一部に断続している。			50~220 μ R/h(8 μ R/h) U_3O_8 0.01~0.07%
鬼村鉱山	同 上	島根県大田市鬼村	中新統中の黒鉱式石膏鉱床			試雑岩芯中0.015% U_3O_8
山陰松代鉱山	同 上	島根県大田市松代	中新統中の黒鉱式石膏鉱床			異常なし。
大田市周辺	東元定雄 35.10	島根県大田市五十猛 町・大田町・川合町 ・大屋町・三瓶町	大田市周辺には、基盤花崗岩の上に第三紀層(石見層群・出雲層群)が広く分布している。石見層群は礫岩・砂岩・頁岩と、火山岩によって構成されている。			石見石膏鉱山最高 池田ラジウム鉱泉 1,500 cpm その他には異常なし。
島根県東部	春城清之助・中沢次 郎 35.9~10	島根県仁多郡横田町 三井野原地域 島根県邑智郡瑞穂町 高原地域	第三紀中新世頁岩・砂岩層中			0.002% U_3O_8
島根県志方ヶ原地区 高見地区	小関幸治・小泉久直 33.11~12	島根県邑智郡瑞穂町	第三紀中新世砂礫岩およびシルト中			0.001% U_3O_8
島根県益田市周辺	河合正彦・東元定雄 36.11	島根県益田市	花崗岩および石英斑岩を基盤とする第三紀層、礫岩・砂岩・泥岩からなり、まれに炭質物をはさむ。			異常なし。
広島・島根県境	東元定雄	広島県比婆郡比和 田町、島根県仁多郡廣 田町	花崗岩類・安山岩類および古生層を不整合におおって第三紀層が分布している。			異常なし。
広島県東城地区	青柳信義 40. 9	広島県比婆郡東城町	古生層を基盤として、備北層群が分布しているが、備北層群には、古生層の因子が多い。			異常なし。
広島・島根県境	東元定雄 37.10~11	広島県比婆郡高野町 " 双三郡布野村 " " 作木村 高根県仁多郡仁多町	第三紀層は流紋岩類、花崗岩類を不整合におおって分布し礫岩・砂岩・頁岩などからなり、薄い亜炭層をはさんでいる。これらを玄武岩類が不整合におおおう。藍石層が玄武岩およびそれ以前の岩石をおおって広く分布している。			布野村石島の玄武岩と、花崗岩との境界付近の表土が 54~137 cpm (B.G. 15~20cpm)を示したほか、他の岩石には、顕著な異常は認められない。
広島県西城地区	青柳信義	広島県比婆郡西城町	西城川に沿って中新統備北層群が分布している。			著しい異常は認められないが、

40.2~3	および庄原市	黒雲母花崗岩、花崗斑岩および古生層と接している。	備北層群の基底礫岩中に $45\mu\text{R/h}$ (B.G. $15\mu\text{R/h}$) を示した箇所がある。
青柳信義 40.11	広島県比婆郡東城町、岡山県阿哲郡菅西町	花崗岩類および古生層を基盤として、備北層群の下部礫岩砂岩層が分布している。	異常なし。
青柳信義 40.10	広島県双三郡君田村、同郡布野村、三次市	花崗岩類を基盤とし、備北層群の下部礫岩砂岩層および上部泥岩層が山麓部に分布。	石英斑岩変質部に $35\mu\text{R/h}$ の弱異常が見出された他、異常なし。
青柳信義 41.9	広島県三次市	花崗岩類を不整合におおって、備北層群が分布している。	異常なし。
青柳信義 40.1	広島県松永市尾道市	松永市藤江町に黒雲母花崗岩および古生層を基盤として、砂岩・礫岩層が、松永市北西部には、花崗岩質岩をおおって砂岩層が分布している。	尾道市浦崎町畑において、基底礫岩に $38\mu\text{R/h}$ (B.G. $13\mu\text{R/h}$) の弱異常を認めた。
東元定雄 38.3	広島県三原市御調郡久井町 〃 〃 尾道市原田町	花崗岩類を不整合におおって分布する第三紀層と、第三紀～第四紀の礫層とからなる。砂岩・頁岩からなり、並放層および粘土層をはさんでいる。	異常なし。
肥田昇・青柳信義 40.12	広島県三原市宗郷町(三原鉦山)	広島型花崗岩類と、その上にルーン状に分布している古生層(粘板岩・チャート・輝緑凝灰岩の互層および石灰岩)からなる。	3号坑内において、含螢石閃石に最高 2.5mR/h の異常あり。砂礫層17~27層にBe含有の異常を認めためた。ベリロメーターによって自然計数の数倍~15倍の異常が検知された。
東元定雄 39.10	山口県玖珂郡輪通町宇佐郷・向峠	古生層粘板岩ホルンフルス・白堊紀花崗岩および洪積世の砂礫層からなる。裂罅から放射能泉が湧出しており、湧出孔付近に多量の昇華沈殿物がある。	湧水および昇華沈殿物に最高 2.5mR/h の異常あり。砂礫層17~27層にBe含有の異常あり。砂礫層17~27層にBe含有の異常を認めためた。ベリロメーターによって自然計数の数倍~15倍の異常が検知された。
東元定雄 38.9~10	山口県大島郡大島町同腐町・東和町	領家片麻岩類・花崗岩類を基盤として、新第三紀安山岩類が分布している。基盤岩類と、それをおおう安山岩類との境界付近に、局部的に礫岩・砂岩が見られる。	異常なし。
河合正虎・東元定雄 34.8~9	山口県大津郡油谷町同日置村	基盤：八幡層・流紋岩・玢岩・安山岩・玄武岩・花崗岩 第三系：片層層群(古第三紀)・人丸累層・油谷湾層群 第四系：礫層・凝塊玄武岩・沖積層	八幡層：普通 $11\sim17\text{mR/h}$, 1カ所 $40\sim50\mu\text{R/h}$, $133\sim180\text{cpm}$ その他異常なし。 異常地点では、砕砕帯に粘土がみられるのみで、放射能鉱物は産出してはいない。
浜越忠勇	宇部市二俣瀬区善和	中生代末の黒雲母花崗岩を基盤として、その上に古第三系	古第三系は一般に $10\sim20\mu\text{R/h}$,

調査対象地	担当者および 調査年月	位 置	地 質	お よ び	鉼 床	放射能異常の有無 およびその程度
	39. 3	吉敷郡阿知須町万年 塩付近		が分布する。第三系は、分布はんいもせまく、厚さもうすい。		万年池北岸で局部的に最大40μR/h (分析値最高0.008% ¹³⁷ Cs _{0.6})の 異常を示す。

〔四国出張所管内〕

調査対象地	担当者および 調査年月	位 置	地 質	お よ び	鉼 床	放射能異常の有無 およびその程度
徳島県南部	清島信之 34. 9	徳島県海部郡牟岐町 牟岐鉼山		中生代安芸川層群(砂岩・頁岩互層)中の裂隙充填アンチモニー石英脈		多少異常あり。 鉼石・鉼は自然の約1.4倍
徳島県森山炭鉼		徳島県麻植郡森山炭 鉼		結晶質岩を基盤とする第四紀堆積層中の夾炭層		異常なし。
香川県小豆島	春城清之助 38. 9. 6~19, 11. 12 ~11. 22, 12. 2~12. 16	香川県小豆郡土庄町 ・小豆島西部		中国型花崗岩(白堊紀後期)および古生層を基盤とし、その上に第三紀中新世の土庄層群(含亜炭)と讃岐層群(火山岩および火山砕屑岩類)がのっている。土庄層群上には、第四紀離離層が広くのっている。		異常なし。
小豆島 (情報収集)	春城清之助 40. 10. 27~10. 28	香川県小豆郡土庄町 肥土山		中国型花崗岩類(白堊紀後期)を基盤とし、その上に中新世の土庄層群、讃岐層群がのっている。土庄層群上には、第四紀の離離層が広くのっている。		異常なし。
小豆島	佐藤良昭・鈴木泰輔 ・丹治耕吉 38. 11. 4~11. 27 小瀬桂一 38. 11. 15~11. 21	香川県小豆郡土庄町 ・池田町・内海町, 小豆島西部		主として花崗岩類を基盤とし、その上に中新世の土庄層群(含亜炭)および讃岐層群(火山岩および火山砕屑岩類)がのっている。		異常なし。
香川県小豆島	春城清之助 39. 12. 14~12. 23, 40. 2. 22~3. 3	香川県小豆郡内海町 ・池田町・土庄町, 小豆島東部		領家型および中国型花崗岩類を基盤とし、その上に中新世の讃岐層群(火山岩および火山砕屑岩類)がのっている。		異常なし。
小豆島	清島信之 34. 8	香川県小豆郡内海町 海浜		花崗岩類と後期貫入の斑岩・閃緑岩からなる。 チタン砂鉄		異常なし。
香川県東部	清島信之 35. 1. 11~1. 17	香川県大川郡白鳥町 ・引田町		黒雲母花崗岩(領家花崗岩)を基盤とする和泉砂岩層(中生代白堊紀)の基底部。		異常なし。

香川県東部	清島信之 34.11~12	香川県香川郡塩江町 ・大川郡長尾町	黒雲母花崗岩を基盤とし、これを不整合に中生代白堊紀の 和泉砂岩層がおおっている。	和泉砂岩層基底部のアースコーン岩・礫岩層中に介在する炭質頁岩 層に放射能異常あり、炭質頁岩は 100cpm土、最高150cpm
愛媛県下		香川県坂出市与島町 ・岩黒(イダクロ)島 海浜	傾家型花崗岩と後期貫入の閃緑岩からなる。チタン砂鉄	異常なし。
同上	清島信之 35.3.16	香川県仲多度郡満濃 町	粗粒黒雲母花崗岩の所々でアプライトの細脈が貫く。	異常なし。
同上		愛媛県宇麻郡土居町	関川が縫織に注ぐデルタ地帯の石榴石砂鉄床。	異常なし。
同上		愛媛県新居浜市市ノ 川鉾山	三波川系・石黒片岩・礫岩中の裂罅充填アンチモニー石英 脈。	異常なし。
同上		愛媛県新居浜市別子 銅山	三波川系・結晶片岩中のキースラーガー鉄床。対象は鉄床上 盤の緑色片岩中に胚胎する裂罅充填アンチモニー石英脈。	異常なし。
同上 (情報収集)	清島信之 36.8	愛媛県高縄半島基部 ・周桑郡丹原町より 松山市に至る東西20 km、幅2~3kmの 帯状区域	傾家変成岩類と、これに貫入した先新生代の閃雲花崗岩。	異常なし。
同上		愛媛県越智郡高直窪 町海浜	チタン砂鉄、周辺の地質は黒雲母花崗岩。	異常なし。
同上		愛媛県越智郡大三島 町明日	黒雲母花崗岩とその捕獲岩塊の古生層(粘板岩・珪岩)	異常なし。
同上		同上大三島町野々江 坂海浜	黒雲母花崗岩と、これを貫く珪岩・安山岩岩脈からなる。 チタン砂鉄。	異常なし。
同上		愛媛県越智郡波古町 海浜	黒雲母花崗岩と、これを貫く珪岩および半花崗岩からな る。チタン砂鉄	異常なし。
同上	清島信之 35.11.7~11.8	愛媛県越智郡朝倉村 浅地	閃雲花崗岩。	異常なし。
同上	清島信之 35.1.20~1.22	愛媛県越智郡朝倉村 周桑郡三芳町	粗粒黒雲母花崗岩と、一部にこれを貫く石英珪岩。	異常なし。
愛媛県下	浜地忠男・坂巻幸雄 37.2	松山市湯山福見川、 福見川鉾山	傾家帯、千枚珪岩中の層状マンガン鉄床。	異常なし。

調査対象地	担当者および調査年月	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
愛媛県下	春城清之助 41.3.17~3.20	愛媛県松山市	硬膏花崗岩類(花崗閃緑岩)上に不整合にのる鮮新世の高浜層からなる。	異常なし。
同上		愛媛県温泉郡久谷村 旧四国院敷	古第三紀始新世の久万層群(石炭を含む)および中新世~鮮新世の石槌層群からなる。	異常なし。
同上	清島信之 34.9~10	愛媛県上浮穴郡柳谷 村落出	上部古生層の砂岩・黒色千枚岩・帯緑色凝灰岩。	多少異常あり。 黒色千枚岩・帯緑色凝灰岩は自然の1.8~2倍、最高約2.4倍。
同上	清島信之 35.7.20~7.24	愛媛県上浮穴郡柳谷 村落出	上部古生層の輝緑凝灰岩・黒色千枚岩・珪岩・粘板岩。	34年度の調査(34-I-33-③)と同様、輝緑凝灰岩・黒色千枚岩に異常が認められる。異常範囲は約250m、最高105cpm(34年度試料分析結果0.001~% U ₃ O ₈)
同上	清島信之 35.9.5~9.6	愛媛県上浮穴郡石槌 山周辺、とくに青滝 山・石槌山・陣森山 の山ろく地帯	結晶片岩(一部和泉砂岩層)を基盤とし、これを不整合に石槌山層群(第三紀中新世)がおおっている。	異常なし。
同上	清島信之 36.9	愛媛県上浮穴郡下 久万町南方より小田 町一帯	御荷鉢層と、上部古生層および両層とを境する御荷鉢層に沿って貫入した輝緑岩。	異常なし。
同上		上浮穴郡小田町・久 保野報国鉱山	三波川南縁帯・黒色千枚岩中のマンガン鉱床。	異常なし。
同上		愛媛県伊予郡砥部町 万年鉱山	第三紀中新世の石槌層群(礫岩層)を貫く安山岩・礫岩層中の裂罅充填アンチモニー石英脈。	異常なし。
同上		伊予郡砥部町ツヅラ 川、古宮鉱山	三波川帯、緑色片岩中の層状マンガン鉱床。	異常なし。
同上		伊予郡中山町佐礼谷 三宝鉱山	三波川帯、緑色片岩中のマンガン鉱床。	異常なし。
同上		喜多郡河辺村用之山 用之山鉱山	古生層輝緑凝灰岩珪岩五層中の層状マンガン鉱床。	異常なし。
同上		喜多郡藍川町徳峨谷 徳峨谷鉱山	古生層の千枚珪岩中の層状マンガン鉱床。	異常なし。

愛媛県下	喜多郡五十崎町大久喜，大久喜鉱山	神南山土塩基性複合岩体中の銅・硫化鉄鉱床。	異常なし。
同上	大洲市藤川，藤川鉱山	三波川南縁帯，輝緑凝灰岩中にはさまれた赤色帯状珪岩中の層状マンガン鉱床。	異常なし。
同上	愛媛県北宇和郡広見町成川	高月山花崗岩（第三紀）の裂隙に，鉄染状の黄鉄鉱—粘土脈。	異常なし。
高知県下	高知県長岡郡穴内鉱山・井ノ沢鉱山	古生層中のマンガン鉄床。	異常なし。
同上	高知県高岡郡佐川町試登第3816号マンガン鉱区	上節古生層（二疊紀中世）に属する。虚空蔵山層（砂岩粘土岩互層・チャート・石灰岩・凝灰岩）中のマンガン鉄床。	異常なし。
同上	高知県幡多郡大方町・佐賀町，日吉鉱山	中生代安芸川層群（砂岩頁岩互層）中の裂隙充填アレンチモニー石英脈。	異常なし。
同上	高知県幡多郡西土佐村，押谷鉱山	中生代安芸川層群（砂岩頁岩互層）中の裂隙充填アレンチモニー石英脈。	異常なし。
同上	高知県幡多郡西土佐村藤川，藤川鉱山	中生代安芸川層群（砂岩頁岩互層）中の裂隙充填アレンチモニー石英脈。	異常なし。
同上	清島信之 37. 1	高月山南ろくは，高月山花崗岩（第三紀中新世の貫入）塊の領域にあたり，同花崗岩は，中生代四万十層を広くフオルンフェルリス化している。黒帯けい谷には，フオルンフェルリス化した四万十層の単層な砂岩頁岩互層が分布する。	異常なし。

〔九州出張所管内〕

調査対象地	担当者および調査年月	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
福岡県筑豊地区（カーボーン）	中井順二・氏家明・細野武男 33. 2～3	福岡県筑豊成田・粕屋炭田を中心とした地域	古生代・中生代に属する諸岩層，中生代貫入岩類および新生代の夾炭層（筑豊・粕屋・福岡地区の古第三紀層）からなっている。	花崗岩類は 700～1, 200 cps, その他は 400 cps 前後。
福岡県炭田およびその周辺	上島 宏・佐々木実 32. 2	福岡市南西部早良郡	三郡変成岩類およびこれを貫く花崗岩類を基盤として，古第三系がこれらに不整合にのり，さらに洪積層および沖積層がこれらを覆っている。	自然の 1～2. 3 倍。

熊本県八代郡	稲井信雄・原田種成 34. 10	熊本県八代郡泉村	砂岩・粘板岩・チャートの互層からなる上部二層系の起水層が厚く分布する。チャートは、鉄床(マンガン)付近に厚くあらわれている。主要鉱石鉱物は、二酸化マンガン・水マンガン・菱マンガン・菱マンガン・燧石である。	異常なし。
熊本県池ノ鶴・長倉地区	稲井信雄・原田種成 35. 1~2	熊本県球磨郡五木村	古生層の砂岩・千枚珪岩・粘板岩・石灰岩からなる。地層の走向はN60~70°で北に傾斜している。マンガン鉄床は、厚い珪岩中に胚胎している。主要鉱石は菱マンガン・二酸化マンガン・輝石・バラ輝石・緑マンガン・チヨココノコト鉱である。	粘板岩 5~6 mR/hr 砂岩 5~7 マンガン鉄石 8~9 異常なし。 4~7
熊本県八代郡八代地区	稲井信雄・村上 36. 3	熊本県八代郡坂本村市, 俣	二層系に属する四層層の分布する地区で、チャート粘板岩を主体とし、砂岩をはさまむ。一般走向はN80°E~EWで、NまたはSに70°前後傾斜している。鉱石はチヨココノコト・バラ輝石を主とし、二酸化マンガン・カブツジ鉱・テフロ石を産出する。	チャート 自然の1.1~1.3倍 粘板岩 1.5~1.8 マンガン鉄石 0.93 断層黒鉛化帯 4.0前後 異常なし。
大分県南海部郡戸高山区	藤井紀之 34. 9	大分県南海部郡宇目村	古生層のチャート・粘板岩および砂岩からなり、走向N90~70°E, 多くはNに傾斜する。N50~70°E性の走向断層が顕著で、断層近傍では褶曲が著しい。断層に、チャート中に胚胎する層状のマンガン鉄床で、褶曲構造に支配され、時に塊状の富鉄部を形成する。	粘板岩 自然の1.6~3.6倍 断層 2.5~3.6 (特に黒鉛を含むもの) その他は異常を示さない。
大分県津久見付近	藤井紀之・古川俊太郎 34. 12	大分県津久見市千怒	古生層のチャート・粘板岩を母岩とする層状マンガン鉄床で、一般走向N60°E, NまたはSに急傾斜する。断層により複雑化している。鉱石はアラウレン鉱・チヨココノコト・菱マンガン・二酸化マンガン・燧石。	粘板岩の一部および断層中の黒鉛質粘土に、3~5倍の異常があった。
大分県日田盆地	古川俊太郎 37. 12	大分県玖珠郡北山田・豊後中村	輝石・角閃石・角閃流紋岩類の各種安山岩熔岩・同角礫集塊岩層および阿蘇熔岩等と、これらの山腹、山ろく、溪谷等に局部的に露出する砂岩(凝灰質砂岩・同礫質砂岩)・砂質頁岩・頁岩・珪藻土等の互層からなる。紀層からなる。	異常なし。
大分県緒方町	清島信之・古川俊太郎 39. 1	大分県大野郡緒方町	大野川支流流域は、中賢およびこれを不整合に覆う新第三系からなる。この南方地域には、第三紀中新世後の花崗岩類が露出している。	異常なし。
大分県津久見地区	浜地忠男・井上秀雄 39. 11	大分県津久見市・白杵市	西日本外帯の古生層中の石灰岩および苦灰岩からなり、川内内には、局部的に燐を含む部分がある。	石灰岩・苦灰岩・チャート・輝石 5~7μR/h 凝灰岩 10~12μR/h 粘板岩・砂岩 20μR/h以上 燧石 局所的に50μR/h以上 燐を含む部分は20μR/h以上、他は異常なし。

調査対象地	担当者および調査年月	位置	地質および鉱床	放射能異常の有無およびその程度
宮崎県高千穂町	木下亀城・藤井紀之 34.2~3	宮崎県高千穂町黒仁田	古生層のチャート・粘板岩・砂岩・石灰岩からなる。マンガングン鉱床は層状鉱床で、部分的にはレンズ状あるいは掌状をなす。鉱石鉱物は、チヨコレート鉱・バラン輝石・ブラウン鉱・二酸化マンガン鉱・マンガン石・テフロロ石・ペニクワイイ石・菱マンガン鉱である。	異常なし。
宮崎県北部地区	清島信之 39.11~12	宮崎県児湯郡西部市	時代未詳中生層およびこれを不整合に覆う、新第三紀宮崎層群からなる。	異常なし。
宮崎県東臼杵郡	清原清人・村上肇 39.10	宮崎県東臼杵郡北方村	花崗岩を主とし、一部に第四系礫層が認められる。	異常なし。
宮崎県下(カーボン)	中井順二・金谷弘・小尾中丸・佐野俊一	宮崎県北部地域	東北東方向の帯状構造をなす古生層と、花崗岩からなる。	北川村溪口惣別当付近で、黒色粘板岩中に900~1,000cpsの放射能異常が認められた。
宮崎県南部	清島信之 40.2	宮崎県南那珂郡・宮崎市・日南市	新第三系宮崎層群に属する砂岩頁岩互層からなり、これらの中には、結核状構造が認められている。	異常なし。
鹿児島県奄美大島	石原舜三・河内洋佑 34.12	鹿児島県名瀬市小瀬 ・大和村大欽・名音 ・宇保村阿室・電郷 島町下久志・天城村 松原	輝緑凝灰岩・チャート・粘板岩中に胚胎するペラ輝石・酸化マンガン鉱・ブラウン鉱からなる。	黒色粘板岩に40~43 $\mu\text{R/hr}$ / 15~20 $\mu\text{R/hr}$ の異常が認められたのみで、他は異常なし。
鹿児島県大隅地区(カーボン)	中井順二・金谷弘・佐野俊一・小尾中丸・古川俊太郎	鹿児島県肝属郡、嘯 鹿郡	粘板岩・砂岩中の磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱・褐鉄鉱鉱床 黒雲母花崗岩中の針鉄鉱——石英・電気石脈 砂岩中のSb——石英脈	異常は認められなかった。 45 $\mu\text{R/hr}$ / 22 $\mu\text{R/hr}$ 異常は認められなかった。
鹿児島県川辺郡	古川俊太郎 38.3	鹿児島県川辺郡笠沙町一帯	時代未詳中生層を基盤とし、これを貫く花崗斑岩類・新期火山岩類が大部分を占め、一部により後期のシラスがみられる。	異常なし。
鹿児島県大隅地区	肥田昇・原田種成・澤水道也 39.1~2	鹿児島県肝属郡・鹿屋市・志布志町・串良町・高山町・葦平町・田代町・内之浦町	大隅半島南部地域に、広大に分布する黒雲母花崗岩を主とする岩体と、これに貫かれた古第三紀層、さらにこれらを上覆う第四紀凝結凝灰岩・軽石質角礫凝灰岩(シラス)およびロームなどからなる。	異常なし。

中生代？の和野砂岩質岩互層と、これを貫く第三紀の花崗岩類、およびこれらをおおひ第四紀の礫層・砂層・ローム等からなる。一部に、含金銀石英脈がある。異常なし。

地質調査所報告

第 227 号

SHIBATA, K.: K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rock in Japan, 1968.

第 228 号

鈴木尉元：日本列島とその周辺地域の震源分布について の試論, 1968.

第 229 号

HATTORI, H.: Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968.

第 230 号

FUJII, N.: Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968.

第 231 号

近藤善教：伊賀構造盆地の構造地質学的研究, 1968.

REPORT, GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

No. 227

SHIBATA, K.: K-Ar age determinations on granitic and metamorphic rock in Japan, 1968 (in English).

No. 228

SUZUKI, Y.: Seismicity and tectogenesis in the Japanese Islands and their neighbourhood, 1968 (in Japanese with English abstract).

No. 229

HATTORI, H.: Late Mesozoic to Recent tectogenesis and its bearing on the metamorphism in New Zealand and in Japan, 1968 (in English).

No. 230

FUJII, N.: Genesis of the fireclay deposits in Tajimi-Toki district, Gifu prefecture, central Japan, 1968 (in English).

No. 231

KONDO, Y.: Studies on Structural Geology of the Iga Tectonic Basin, 1968 (in Japanese with English abstract).

地質調査所報告は1報文について報告1冊を原則とし、その分類の便宜のために、次のようにアルファベットによる略号をつける。

- A. 地質およびその基礎科学に関するもの
 - a. 地質
 - b. 岩石・鉱物
 - c. 古生物
 - d. 火山・温泉
 - e. 地球物理
 - f. 地球化学
- B. 応用地質に関するもの
 - a. 鉱床
 - b. 石炭
 - c. 石油・天然ガ
 - d. 地下水
 - e. 農林地質・土木地質
 - f. 物理探鉱・化学探鉱および試錐
- C. その他
- D. 事業報告

As a general rule, each issue of the Report, Geological Survey of Japan will have one number, and for convenience's sake, the following classification according to the field of interest will be indicated on each Report.

- A. Geological & allied sciences
 - a. Geology
 - b. Petrology and Mineralogy
 - c. Palaeontology
 - d. Volcanology and Hot spring
 - e. Geophysics
 - f. Geochemistry
- B. Applied geology
 - a. Ore deposits
 - b. Coal
 - c. Petroleum and Natural gas
 - d. Underground water
 - e. Agricultural geology and Engineering geology
 - f. Physical prospecting, Chemical prospecting & Boring
- C. Miscellaneous
- D. Annual Report of Progress

昭和 44 年 3 月 20 日 印刷

昭和 44 年 3 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小宮山幸造

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1969 Geological Survey of Japan

日本におけるウランの産状 その2

Hida, N.
Koseki, K.

肥田 昇・小関幸治

地質調査所報告, no. 232, p. 1~9, 1969

地質調査所報告 190号としてすでにベグマタイト鉱床, 金属鉱床等に伴うウランの産状について記述したが, 本報告では, その後発見された多くの堆積岩に伴うウラン鉱床についてとりまとめている。まず総論では堆積岩に伴うウラン鉱床の発見の経過, 鉱床の分布, 代表的鉱床の概要について述べている。またさらに本論中に設けた特論についてその概要を紹介し, 最後にわが国の堆積岩に伴うウラン鉱床の一般的特性をとりまとめて結論している。

553. 495 : 552. 4(52)

朝日・飯豊山地の含ウラン鉱床

Hamachi, T.
Shimazu, M.

浜地忠男・島津光夫

地質調査所報告, no. 232, p. 11~24, 1969

3 illus., 2 tab.

本報文は山形県・新潟県に分布する含ウラン鉱床に関して, 基盤岩類, とくに花崗岩類と鉱床を胚胎する中期中新世の堆積岩, とくにウラン鉱床の母層をなす西黒沢階(一部台島階)の堆積環境との関係を現在までの知識から記述したものである。本地域では, ウランはすべて西黒沢階(一部台島階)の地層が, 直接基盤岩類を被覆する場合のみ産出し, 2つの型式に分けられる。一つは花崗岩の不整合面の上一般に数m以内に分布し, 一般に炭質物を伴うものと, もう一つはこれら砂岩, 礫岩部層の最上位に位置し, 層状または, ノジュール状の燐鉱である。

553. 495(521. 15+521. 41)

岐阜県東濃地域のウラン鉱床

Hayashi, S.
Obi, I

林昇一郎・小尾五明

地質調査所報告, no. 232, p. 25~33, 1969

5 illus., 1 tab.

昭和37年12月上旬, 地質調査所の自動車放射能調査班は土岐市北方において著しい放射能異常を認めた。これを端緒にして同38年2月には本格的層状鉱床の性格を有することが確認された。その結果現在では人形峠地区の鉱床とならんで本邦の最も重要な鉱床となりつつある。地質は基盤の古生層と花崗岩類, これらをおおう中新統からなる。鉱床は基盤岩類の一部, 中新統基底部の礫岩・砂岩・凝灰岩などの中に認められる。富鉱部は不整合面上数10mの範囲に多い。ウラン鉱物としてはセンウラン鉱・コフィン石・リンバリウムウラン石などであるが, ウランの大部分は含ウラン粘土の形で賦存する。粗鉱 457 万 t (0.055% U_3O_8)。

553. 495(521. 53)

京都府奥丹後地域のウラン鉱床

Hashimoto, Y.
Yamamoto, I.
Hirono, S.

橋本好一・山本 勇・広野修一郎

地質調査所報告, no. 232, p. 35~60, 1969

24 illus., 2 tab.

昭和34年11月に当地域で放射能異常が発見されて以来, 地質調査所, 次いで原子燃料公社によって探鉱が進められた結果, 現在までに鉱床について判明したこと, および鉱床の成因に関して, 地球化学的に若干の考察を行なったことが記述されている。ウラン鉱床は, 多くのトレンチおよび試錐から4つの型に分類され, とくに凝灰質砂岩および火山礫凝灰岩中の炭質物には 21.2% U_3O_8 に達する濃集部がある。ウラン鉱物は, 1次鉱物としてコフィン石が, 2次鉱物として燐灰ウラン石が同定された。なお, 鉱物と炭質物, フミン酸, 水酸化鉄, 粘土鉱物等の相関から, 鉱床の生成環境もあわせ検討されている。

553. 495(521. 73)

鳥取・岡山県境地域のウラン鉱床

Togo, F.

東郷文雄

地質調査所報告, no. 232, p. 61~64, 1969

1 illus.

いわゆる人形峠ウラン鉱床が昭和30年発見以来, 積極的な探鉱の結果多数の鉱床が発見され, その鉱量も増加しているが, 一方これらの鉱床ならびに地質の状況に関する多数の調査研究がなされている。この地域鉱床は南の人形峠鉱山と, 北の東郷鉱山とに分けているが, 昭和41年4月1日現在でのウランの鉱量は次のようになっている。東郷鉱山 1,821,000 t (約 0.53% U_3O_8), 人形峠鉱山 2,064,000 t (0.055% U_3O_8), 合計 3,885,000 t (0.054% U_3O_8)。

553. 495(521. 81+521. 83)

含ウラン燐鉍

Hamachi, T.

浜地忠男
地質調査所報告, no. 232, p. 65~73, 1969
5 illus., 2 pl., 1 tab.

日本の含ウラン燐鉍は津久見石灰岩中のもの、長野県贛川鉍山のものを除き、すべて中新世の砂岩、礫岩中に産出する。中新世のものは能登半島を除き新潟県に産出する。これらはノジュール・レンズ、層状をなして産出する。ウラン含有量の最高は新潟県中条町のノジュールの一部の0.16% U_3O_8 であるが、一般に0.0n% U_3O_8 である。ウランは燐鉍中の燐灰石中に含まれており、その含有量は外国の海成燐鉍中のそれと較べると一桁大きい。燐灰石は津久見産のものが fluorapatite であるほかすべて carbonate fluorapatite である。ウラン、燐、弗素、炭酸などの濃集について若干の考察を行なった。

553.495 : 553.64(52)

黒鉍型鉍床に伴うウラン鉍床

Hayashi, S.

林 昇一郎
地質調査所報告, no. 232, p. 75~91, 1969
15 illus., 6 tab.

黒鉍に放射能があることは1918年にはじめて注意された。1959年島根県石見石膏鉍山で変質粘土中にウランが認められた。ウランは黒鉍型鉍床の鉍体に接する変質粘土帯中などになりに普遍的に認められる。現地放射能強度は0.1~0.7 mr/h。ウラン含有を支配する第1の要素は母岩が凝灰質であるか (U_3O_8 0.01~0.2%) 頁岩質であるか (0.00n%) ということ。第2にウラン量は変質粘土種により異なり、多い順から chlorite \geq sericite $>$ montmorillonite, kaolin である。ウランは単独鉍物としてではなく、他の微量元素とともに変質過程において再分配され固定された。

553.495 : 553.4(521.82)

現地残留鉍床に伴うウラン
高知県足摺岬におけるウラン・トール石鉍床

Hayashi, S.
Ishihara, S.
Sakamaki, Y.

林昇一郎・石原舜三・坂巻幸雄
地質調査所報告, no. 232, p. 93~103, 1969
4 illus., 1 pl., 6 tab.

昭和32年11月、高知県足摺産砂鉄精鉍中に著しい放射能 (240 μ r/h, 使用機械 Scintiscopie, Reed Curtis 製) が認められ、これは本邦初産の緑色 uranorhite (ThO_2 62.41%, U_3O_8 11.07%, SiO_2 19.62% など) に由来することが判明した。本鉍物は中生層をつらぬく、黒雲母花崗岩・石英閃長岩の中に造岩鉍物として含有されている。母岩の放射能強度も自然計数の2~3倍に達する。花崗岩類の風化したものを水で淘汰して得た砂鉄粗鉍の主要構成鉍物はチタン鉄鉍67%, 磁鉄鉍15%, 石英14%, ジルコン1.74%などで、 ThO_2 0.05%, U_3O_8 0.007%, ZrO_2 1.17% であった。トール石はメタミクト状態にある。

549.514.83(523.5)

朝日・飯豊山地の花崗岩類

Shimazu, M.

島津光夫
地質調査所報告, no. 232, p. 105~111, 1969
1 illus., 1 tab.

朝日・飯豊山地で、いわゆるグリーン・タフの基盤を構成する古生層と花崗岩類のうち、後者の野外観察結果が主としてのべられた。花崗岩類はその形成時期から4つのグループに分けられた。ウラン鉍床の基盤は第3と4のグループの花崗岩~花崗閃緑岩からなり、その多くはこの地域の他の花崗岩類よりカリウムに富むものである。

552.3(521.15+521.41)

東濃地方ウラン鉍床の基盤花崗岩類

Ishihara, S.
Suzuki, Y.

石原舜三・鈴木淑夫
地質調査所報告, no. 232, p. 113~127, 1969
11 illus., 3 tab.

土岐ウラン鉍床の成因を解明する一助として、土岐一岡崎地域の花崗岩類を検討した。鉍床の基盤である土岐花崗岩は139 km²の拡がりを見せ、主に黒雲母花崗岩からなり、微量のウラン・トリウム量が多い。このウランの存在量から、鉍床中のウランは基盤から溶脱したものとみることが可能である。

552.3(521.53) : 553.495

京都府丹後地域の花崗岩類

Hirokawa, O.

広川 治
地質調査所報告, no. 232, p. 129~134, 1969
2 illus., 2 tab.

岡幅調査の結果を主として、京都府丹後地域の花崗岩類についてのべられた。花崗岩類は前期に形成された岩相変化に富むものより後期の粗粒で比較的均質なものとに分けられた。ウラン鉱床の基盤は後者のうち、いわゆる酸性で粗粒の黒雲母アダメロ岩である。

552.3(521.73) : 553.495

鳥取・岡山県境地域の花崗岩類

Murayama, M.

村山正郎
地質調査所報告, no. 232, p. 135~143, 1969
1 illus., 2 tab.

わが国の主要なウラン鉱床地帯の一つである。鳥取・岡山県境の花崗岩類が総括された。調査は岡幅調査としておこなわれ、個々の報告はすでになされている。調査地域では、白堊紀末~古第三紀に熔結凝灰岩を伴う陸上の火山活動があり、引続き小規模で多種の岩質にわたる貫入活動(第1期)、大規模で底盤状侵入活動にもとづくアダメロ岩~花崗閃緑岩(第2期)と黒雲母花崗岩(第3期)の形成が生じた。堆積型ウラン鉱床は第2と第3期の花崗岩類を基盤としている。

552.3(521.81+83) : 553.495

鹿児島県高隈山花崗岩体の構造

Kawachi, Y.

河内洋佑
地質調査所報告, no. 232, p. 145~154, 1969
12 illus., 1 tab.

鹿児島県高隈山地の優白質花崗岩体(岩株状)の野外調査結果が、その内部構造を中心にまとめられた。この岩株は頂部が平坦で、側壁が急な貫入体で、その上昇固結の過程で生じた inward-dipping joints の発達が著しく、アプライト・石英脈はこの規制をうける。花崗岩体の侵食量が概算され、それとウラン鉱床のウランの起源との関連が推察された。

552.3(522.7) : 553.495

土岐一岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比

Suzuki, Y.
Ishihara, S.

鈴木淑夫・石原舜三
地質調査所報告, no. 232, p. 155~168, 1969
11 illus., 4 tab.

岐阜県土岐市付近に分布する花崗岩の侵入岩体から、全域にわたって44枚の薄片を作り、特に鉱物容量比を測定し検討を加えた。岩体の大部分は白雲母黒雲母花崗岩であって、岩体北西部の限られた部分に角閃石黒雲母花崗岩が分布している。両者は同じ時代のものであるが前者は後者よりやや遅れた時期のものと思われる。鉱物容量比は岩体内部で地域的にかなりの変化を示している。その分布から考えて、岩体はある程度まとまった大きさの塊りが集って迸入したものと予想される。南部の領家帯の花崗岩類は岩質の変化にとみ、花崗岩から石英閃緑岩まで変化する。土岐岩体と領家帯との境は必ずしも明瞭ではない。

552.3 : 549(521.53+.62) : 553.495

土岐一岡崎地域の花崗岩類の微量成分

Takahashi, K.
Ishihara, S.

高橋 清・石原舜三
地質調査所報告, no. 232, p. 169~178, 1969
5 illus., 4 tab.

土岐一岡崎地域の花崗岩類の微量元素11種を79個の試料について、分光分析法によって検討した。分析元素、Ba, Sr, Li, Ni, Co, Cr, V, Mo, Cu, Ga, B の多くは主成分元素に規制されるものが多いが、なかには主成分との相関を考慮してもなお岩相あるいは岩体によって偏在を示すものがあり、各種の花崗岩類それぞれの起源物質とその固結時期の地質環境などの相違を考慮する必要が認められる。

552.3 : 543(521.53+.62)

花崗岩類中のウランおよびトリウム量とその地質学的意義

石原舜三・関根節郎・望月常一・大場きみじ
地質調査所報告, no. 232, p. 179~219, 1969

29 illus., 5 pl., 15 tab.

花崗岩中の U・Th の存在量, 両元素の存在状態, 変質作用における挙動, ウラン鉱床との関係などを知る目的で, 西南日本内帯と外帯の花崗岩類248個が分析された。U は蛍光法, Th は比色法によった。平均的存在量は諸外国の例よりやや少ない, Th/U比は花崗岩の成因や変質作用の解明に重要である, などが強調された。

552.3 : 546.791+546.841 : 543.426+43(52)

Ishihara, S.
Sekine, S.
Mochizuki, T.
Oba, K.

上部古生代粘板岩と新第三紀シルトストーン中のウラン量

石原舜三・関根節郎・大場きみじ
地質調査所報告, no. 232, p. 221~231, 1969

5 illus., 6 tab.

ウランに関する地球化学的資料を蓄積するために, 上部古生代の粘板岩57コと新第三紀シルトストーン21コ中の微量ウランを検討した。分析方法は蛍光法である。分析試料はわが国の各地に及ぶ。粘板岩は 1.2~6.1ppm, その地域別平均値は 2.2~3.0 ppm, シルトストーンは 0.7~4.3 ppm, その平均値は 2.3 ppm である。これらの値は 2,3 の外国の例よりやや低い。ウランは一般に C とよく相関する。また K, P, V などともシルトストーンについては比較的よく相関するが, 粘板岩では相関関係が明瞭でない。

552.52 : 546.791 : 543.426.063(52) : 551.73+551.782

Ishihara, S.
Sekine, S.
Oba, K.

鳥取・岡山県境のウラン鉱床, 峠・夜次地区における微量成分の分布

安藤 厚・浜地忠男・嶋崎吉彦
地質調査所報告, no. 232, p. 233~267, 1969

3 illus., 10 tab.

人形峠地域ウラン鉱床の地球化学的性格を知るために, 峠・夜次地区鉱床の試料, 212個が分析された。分析方法はおもに発光分光法により, 分析元素は U, Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, Cr, V, B, Be, Sr, Ba, (Re, Au, Sc, Y, La, Ce, Nd, Gd) の 31元素である。これらの結果が表がされ, 鉱床帯の諸単位が示す元素分布の特徴がのべられ, それぞれの成因に言及された。

553.495(521.81+83) : 543.42.063

Ando, A.
Hamachi, T.
Shimazaki, Y.

岡山県中津河南部ウラン鉱体における微量成分の分布

安藤 厚・浜地忠男・嶋崎吉彦
地質調査所報告, no. 232, p. 269~284, 1969

6 illus., 5 tab.

人形峠地域ウラン鉱床の地球化学的性格を知るために, 高品位鉱が産出する中津河南部鉱体産の富鉱部鉱石, 周囲の堆積物, 人形石, 坑内水などの化学成分が合計73試料, 最大数29成分について検討された。わが国でもっとも高品位ウラン鉱である人形石を含む黒色鉱石の鉱床別の特性の比較, 黒色鉱と周囲の弱鉱化部分との差, 有機炭素量とその意義, 人形石の微量成分の産地別の特性, 坑内水の化学的特質, などが記述され, 成因についてものべられた。

553.495(521.75) : 543.063

Ando, A.
Hamachi, T.
Shimazaki, Y.

岐阜県土岐地域ウラン鉱床の地球化学的予察結果

—微量成分について—

安藤 厚
地質調査所報告, no. 232, p. 285~293, 1969

1 illus., 2 tab.

土岐地域ウラン鉱床で, 比較的初期に発見された第1~4露頭の堆積岩類59個, 基盤岩5個の21化学成分が化学分析法と発光分光分析法とで検討された。これら成分の母層の種類と鉱物組成にもとづく特性, 人形峠地域ウラン鉱床との比較などが記述され, また黄鉄鉱の晶へきと, その微量成分も検討された。溶脱ウランが移動して, 母層の鉱物組成と化学的環境に支配されて再固定された可能性がのべられた。

552.5 : 553.495(521.53) : 543.2+42.063

Ando, A.

おもなウラン鉱床地帯における古生物・層位的諸問題

Tokunaga S.
Onoc, T.

徳永重元・尾上 亨

地質調査所報告, no. 232, p. 295~316, 1969
16 illus., 16tab.

わが国の主要ウラン鉱床地帯である宮城県大内, 山形県小国, 岐阜県東濃, 京都府奥丹後, 岡山県人形峠において, 主として植物化石を中心として, 古生物学的研究をおこない, 含ウラン層の堆積環境を考察した。また既往の古生物学的資料もあわせ検討して層序的問題についても検討した。

553.495 : 550.86(52)

宍道湖・中海底泥中のU分布, とくに沈積環境との関係
(予報)

Mizuno, A.
Sekinc, S.
Nakazawa, J.
Takaku, A.
Onodera, K.
Ono, M.

水野篤行・根根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公兎・小野美代子
地質調査所報告, no. 232, p. 317~352, 1962
22illus., 4 tab.

島根県の日本海沿岸にある宍道湖・中海の両汽水湖の底泥中には他地域よりも若干高い量のUがふくまれている。かつ, 両水域のなかで, その量の上から, 低含有部(1~3 ppm), 中含有部(4~5 ppm), 高含有部(6~11 ppm)の3地域が識別される。その成因を明らかにするために, 底泥・湖水についての諸側面に関する解析をおこなった。低含有部・中含有部のUはおそらく, ほとんど全部後背地の花崗岩類からのものであり, いっぽう, 高含有部のUの少なくとも一部(1~6 ppm?)は湖水中からの沈殿あるいは其沈の形でもたらされたものであろう。

550.4 : 546.791 : 551.481.19 : 551.313(521.82)

空中放射能探査

Iwasaki, S.

岩崎章二

地質調査所報告, no. 232, p. 353~358, 1969
4 illus., 2 tab.

地質調査所の空中放射能探査は核原料資源調査の一環として実施された。すなわち1955年に試験的探査を行ないその結果本探査法の有用性がみとめられたので必要な装備をそなえて探査が実施されることとなった。そして1956~1960の5年間に17区域約 61,000 km²の探査が行なわれた。探査は空中放射能探査としては高々度測定による概査であり, 直接ウラン鉱床を発見することは困難であったが, 探査区域の放射能強度分布を迅速に把握して要探査区域を限定するための有用な資料がえられた。

550.378(203)

自動車放射能探査法(主として測定機器について)

Obi, N.
Ujiic, A.

小尾中丸・氏家 明

地質調査所報告, no. 232, p. 359~364, 1969
7 illus.

昭和30年度より, 核原料資源調査事業の一環として, 自動車放射能探査法が実施されてきたが, これらの探査に使用された放射能測定装置について概要をのべる。現在までに使用された測定器は, 科学研究所製シンチレーション・カウンタ(ヘッド1.5"×1.5" 2個使用), マウントソブリス社製 SC 156 A型シンチレーション・カウンタ(ヘッド5"×2" 1個使用), および日本無線医理学研究所製シンチレーション・カウンタ(ヘッド5"×2" 1個使用)である。これらの測定器は車載用測定器として走行中の動揺, 衝撃等の悪条件下, 測定精度の向上・測定器の安定化への努力が払われた。その結果, 国内における探査を能率的に行ない, 多くの成果を得た。

539.16.08

自動車放射能探査による放射能強度分布

Horikawa, Y.

堀川義夫

地質調査所報告, no. 232, p. 365~395, 1969
10 illus., 4 tab.

核原料物質探査の一環として自動車放射能探査を全国にわたって実施した結果, 概要をとりまとめたものである。調査面積延 150,000 km²に, わが国の重要ウラン鉱床である人形峠地域, 奥丹後地域, 東濃地域をはじめ多くの放射能異常地点を発見した。花崗岩類のガンマ線強度分布と地質構造区分およびウラン鉱床分布との関係について考察を行なった。堆積型ウラン鉱床は, ガンマ線強度の高い花崗岩類分布地域周辺の堆積岩中に胚胎する例が多くなり, 今後のウラン探査もこのような地域を重点的に行なう必要がある。

550.378(52) : 656.138

放射能検層

佐野浚一・堀川義夫・中井順二・金谷 弘
地質調査所報告, no. 232, p. 397~402, 1969
1 illus., 2 tab.

ウラン鉱床の試錐孔における放射能検層の調査研究の概要である。ウラン探査の開始以来検層機の開発, 解析法の研究を行ってきた。検層機は初期には G. M 管を用いていたが, その後直径 30 mm のシンチレーション検出器を開発し, 昭和36年からトランジスタ化された携帯用測定器を開発し使用している。測定器の開発と併行して解析法の理論的研究や, 模型坑井による実験や検定も行なった。

550.835 : 550.822 : 553.495

Sano, S.
Horikawa, Y.
Nakai, J.
Kanaya, H.

γ 線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察

金谷 弘
地質調査所報告, no. 232, p. 403~416, 1969
20 illus., 4 tab.

γ 線波高分析によって, ウラン鉱石の放射平衡を調べる試みを行なった。岐阜県上岐市, 瑞浪市付近の露頭を中心に採集した約 100 個について測定を行なったが, その大半の試料が非平衡であった。また本方法においては特に U 238 系列の Ra 226 の溶脱が γ 線スペクトルに顕著にあらわれ, 逆に U 238, U 234 の溶脱が顕著な影響を及ぼさず, 定量的な扱いに難があるなどの結果が得られた。

549 : 553.495 : 539.122(521.53)

Kanaya, H.

基盤構造の電気探査

武居由之・本間一郎
地質調査所報告, no. 232, p. 417~426, 1969
11 illus.

ウラン鉱床探査のため物理探査法を適用するにあたって各方法の得失をみて, 電気探査法が昭和32年以来継続して行なわれてきた結果を概観している。初期には既存の鉱床に対して, 比抵抗法, 自然電位法を放射能探査法と併用して, 異常の発見を容易ならしめた。次いで堆積型ウラン鉱床の開発に伴い, 堆積盆地の基盤の探査に電気探査を適用し, 探査方法に新たにシュランペルジャー配置による直流法を採用して探査深度を大幅に深めた。測線を設定して連続した垂直探査あるいは一定の電流電極間隔による地域的水平探査により地下構造断面および地下等高線図を得ている。

553.495 : 550.837

Takei, Y.
Houma, I.

地震探査法によるウラン鉱床地域の基盤構造の探査

平沢 清
地質調査所報告, no. 232, p. 427~455, 1969
14 illus., 8 tab.

堆積型ウラン鉱床は基盤の構造規制を受け, その古地形上の谷部に形成されることから, 昭和33年以来, 地震探査屈折法による基盤構造解明のための探査研究が実施されている。この報告はわが国で現在までに行なわれた地震探査を, 人形峠東部・同北部・東濃の3地域に分けて述べ, その結果が検討されている。人形峠地域では地形や火山岩類の分布のため, 直接鉱床胚胎が期待しうるチャンネル構造の検出は出来なかったが, 基盤の概略の構造を探査し得た。東濃地域では基盤構造をかなり詳細に解明し, 探鉱上有用な成果が得られている。

553.495.068 : 550.834(521.53+521.81+.83)

Hirasawa, K.

北海道瀬棚郡今金町下ハカイマップ川流域のウラン鉱床

成田英吉
地質調査所報告, no. 232, p. 457~468, 1969
7 illus., 4 tab.

下ハカイマップ川流域のウラン鉱床は, 基盤花崗岩を不整合におおう新第三紀八雲層中に胚胎する堆積性ウラン鉱床である。異常地域は大きく3つに分かれ, 第1のものは延長 150 m, 最高 0.17 mr/h, 第2のものは延長約 40 m, 最高 0.29 mr/h (0.040% U_3O_8), 第3のものは延長 410 m, 最高 0.135 mr/h をしめす。

553.495.065 : 551.782(524)

Narita, E.

北海道太櫓地区の地質とウランの産状

佐川 昭・根本隆文・盛谷智之・坂巻幸雄・中川忠夫
地質調査所報告, no. 232, p. 469~481, 1969
8 illus., 4 tab.

北海道瀬棚郡北檜山町太櫓の、毛無山北斜面に発見された3カ所の放射能異常点を中心に、調査研究(地表および試錐)をおこなった。異常点は中新統福山層に一応対比される淡水、非火山性堆積物中にみられ、いずれも基盤の花崗閃緑岩に近接している。ウランの品位、規模の点では稼行価値に乏しいが、うち1カ所からは道内初の含ウラン鉱物として燐灰ウラン石の産出をみた。花崗閃緑岩からのウランの溶脱、移動、再濃集は構造盆地の形成に寄与した断層群を通じて行なわれたものと推定され、その産状も他のグリーンタフ地域のウラン鉱床ときわめて似かよったものとなっていることは注目する必要がある。

55(524): 553. 495

Sagawa, A.
Nemoto, T.
Moritani, T.
Sakamaki, Y.
Nakagawa, T.

北海道爾志郡熊石村見市川流域のウラン鉱床

成田英吉・五十嵐俊雄
地質調査所報告, no. 232, p. 483~487, 1969
4 illus.

見市川流域のウラン鉱床は、基盤花崗岩、新第三紀中新世下部の地層を不整合におおう中新世中部の砂岩層中に胚胎する堆積性ウラン鉱床である。異常地域は2つに分かれ、ともに小規模なものである。第1地域のもは0.15 mr/h、第2地域のもは0.40 mr/hの異常値をしめす。

553. 495. 065 : 551. 782(524)

Narita, E.
Igarashi, T.

秋田県田沢湖地方の地質とウラン鉱床

島田忠夫・小関幸治
地質調査所報告, no. 232, p. 489~505, 1969
14 illus., 5 tab.

秋田県仙北郡田沢湖町鋸畑のウラン鉱床は、昭和34年の自動車放射能調査で発見された。この異常地の概略を調べるため、昭和35年までの間に地質調査・測量・試錐・検層を行なった。この地域の地質は基盤の花崗閃緑岩の上にそれぞれ不整合に玉川層・小沢層・尻高層・松葉層が重なっている。放射能異常地は3カ所あるが、いずれも玉川層の淡灰緑色の火山礫凝灰岩~凝灰角礫岩の中の層厚約1mの脈状~レンズ状の異常で、放射能強度は0.05~0.13 mr/h ($U_3O_8 = 0.001 \sim 0.012\%$) (DC-P 5型)であるが、0.3 mr/h ($U_3O_8 = 0.64 \sim 1.0\%$)を示す黒色物質はコフィン石を含む。

553. 495(521. 14)

Shimada, T.
Koscki, K.

岩手県花巻西部地域のウラン鉱床

北村 信・佐藤明男・大和栄次郎・林昇一郎
地質調査所報告, no. 232, p. 507~518, 1969
11 illus., 2 tab.

地域内に発達する新第三系の下部は、変朽安山岩・石質凝灰岩を主体とし幕館層と呼ばれている。本調査地域の大部分は、この幕館層の分布地域であって、ウラン鉱床はこの幕館層の基底部に胚胎している。調査地域内にはNE-SW方向をもつ2つの基盤隆起帯が東・西部地区にあり、ほぼ平行に配列している。ウランの濃集はこれら地塁性隆起帯と密接な関係があり、とくに、その上に直接に重なる含円礫砂岩・含円礫凝灰岩に濃集しているものと考えられる。したがって、この種ウラン鉱床の今後の探査研究には、基盤の構造性隆起帯が重要視されるべきであろうと思われる。

553. 495(521. 12) : 551. 782

Kitamura, S.
Sato, A.
Owa, E.
Hayashi, S.

山形県東田川郡朝日村砂川付近の地質および含ウラン礫岩

島津光夫・河内洋佑
地質調査所報告, no. 232, p. 519~533, 1969
16 illus., 2 tab.

朝日山地の北麓に分布する新第三紀中新世の堆積岩中の含ウラン礫岩について、その周辺の地質(基盤の花崗岩類、新第三紀層)、礫岩の分布、産状、2, 3の性質等を記述した。含ウラン礫岩は、落合層(台島階)の基底礫岩で、早田花崗閃緑岩・黒森石英閃緑岩および仏沢層の安山岩を不整合に覆っている。その分布は局在し、第1露頭付近では北西方向に溝状に分布している。礫は大部分花崗岩で基質はアルコース砂岩および凝灰岩からなる。礫岩の産状、基質部の性質(黄鉄鉱・粘土鉱物・微量元素等)からは、ウランは花崗岩から供給され、基底礫岩中に濃集されたものと推定される。

553. 495 : 551. 782. 1(521. 15) : 550. 8

Shimazu, M.
Kawachi, Y.

長井市西方山地の新第三系とウラン鉱床

矢崎清賢・石原舜三・桑形久夫・市川賢一・桂島 茂・
金井孝夫
地質調査所報告, no. 232, p. 535~561, 1969
31 illus., 1 map., 2 tab.

長井市西方山地の含ウラン層は、小白川層と滝沢層の2つの地層中に介在する。これらのうち滝沢層下部層にみられるものが高品位で、かつ異常地の数も多い。ウラン鉱床は、基盤花崗岩から由来した花崗岩質粗粒砂岩の中の炭質物および細粒相に多くの場合濃集している。岩質的には、粗粒相のとくに粗い岩相の中に介在する炭質頁岩がもっとも高い。さらにこの炭質物の拡がりも三次元的に小さいものほど高い。本鉱床の形成の時期は、船川末期から現在にいたる時期のものであろう。その中で特に重要なうごきをしたのは、グリーンタフ地背斜運動である。

553.495 : 551.782(521.15)

Yazaki, K.
Ishihara, S.
Kuwagata, H.
Ichikawa, K.
Katsurajima, S.
Kanai, T.

新潟・山形県境のウラン鉱床

島津光夫・徳永重元・小関幸治
地質調査所報告, no. 232, p. 563~580, 1969
15 illus., 4 tab.

山形・新潟県境、山形県西置賜郡小国町を中心とする地域に分布する、ウラン鉱床地域において、主として東部の地域について、地質層序・地質構造、含ウラン層の状況等について論及した。

この調査は昭和38年に行なわれたものであるが、その後の資料によって若干、内容を変更してある。

553.495(521.15)

Shimazu, M.
Tokunaga, S.
Koseki, K.

新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床

浜地忠男・五十嵐俊雄
地質調査所報告, no. 232, p. 581~593, 1969
10 illus., 2 pl., 3 tab.

新潟県村上郡関川村と山形県西置賜郡小国町との境界付近をウランを目的に調査を行なった。当地域では花崗岩類の上に中期中新世の今市互層が最大200mの厚さをもって分布している。含ウラン鉱床は今市互層の最下部を占めて調査地区の北部に発達するアルコーズ砂岩中に主として発達する。約20カ所でウランが認められるが、巨礫頭付近のみが優勢で100m×150mの範囲で厚さ3mの含ウラン部が層理に沿って発達する。燐灰ウラン鉱・コフィン石(原燃で同定)のほか、ウランは珪灰や、アルコーズ砂岩の粒間を埋める黒雲母・緑泥石・褐鉄鉱などの中にも含まれている。

553.495(521.15+521.41)

Hamachi, T.
Igarashi, T.

新潟県岩船郡関川村中東地区の含ウラン燐鉱

浜地忠男・小尾五明
地質調査所報告, no. 232, p. 595~601, 1969
8 illus., 1 tab.

当地の含ウラン燐鉱は中東部落東方に北斜面に層状に産出する。花崗岩類を直接被覆する新第三紀中新世の釜杭層(津川層)、下関層(七谷層)、内須川層(寺泊層)が分布し、燐鉱は釜杭層の最上部にのみ産出する。燐鉱は石英・長石・黒雲母のやや粗粒な砂とこれをうるめる燐灰石の微結晶の集合、粘土鉱物、変質生成物である緑泥石、海緑石などからなり、ホルンフェルスの小礫を含む。燐鉱は一般に厚さは30cm以下で、10数万tの鉱量があり、ウランの平均品位は0.02~0.03% U_3O_8 といわれる。ウランは燐灰石中に含まれ、少なくとも0.14% U_3O_8 まで含まれていることが確認され、燐灰石は Carbonate fluorapatite である。

553.64 : 551.782(521.41) : 553.495

Hamachi, T.
Obi, I.

新潟県赤谷・三川・津川地域における新第三系の放射能強度および含ウラン層

坊城俊厚・鈴木泰輔・青柳信義・松井 寛・神山貞二・
稲積 愷
地質調査所報告, no. 232, p. 603~630, 1969
17 illus., 5 tab.

新潟市上赤谷、東蒲郡三川村、北蒲原郡五頭山付近の含ウラン層はいずれも花崗岩類を基盤とする新第三系津川層の基底部近くの層準に賦存する。ウランは砂岩、泥岩、礫岩基質などにも含まれるが、炭層等炭質物に伴われることが多い。上記の含ウラン地以外にも多数の弱い放射能強度の異常を示す地点がみいだされ、0.00% U_3O_8 程度のウランの含有がみとめられる箇所があるが、全般として調査地域内の含ウラン層の規模は小さい。しかしそれらのうち赤谷炭層の含ウラン層は比較的まとまりがある。

551.781 : 550.378(521.41) : 553.495

Bojo, T.
Suzuki, T.
Aoyagi, N.
Matsui, H.
Koyama, T.
Inasumi, S.

新潟県中条町付近のウラン鉱床

Shimada, T.
Hamachi, T.

島田忠夫・浜地忠男
地質調査所報告, no. 232, p. 631~640, 1969
6 illus., 1 tab.

昭和33年に中条町の半山の沢において、黒色頁岩層直下の津川層の砂岩中の泥岩固結に放射能異常を認め、地質調査と試錐を実施し調査を行なった。泥岩固結は U_3O_8 0.14%, P_2O_5 16.89% を含むが連続性が乏しい。津川層最上部の粗粒砂岩の層厚 2 m の部分と、黒色頁岩基底部の泥岩の約 1 m が約 0.01% の U_3O_8 を含有している。この鉱床は低品位であるが、規模は大きく、異常部は現在 6 km 以上連続している。ウランの含有量は錐の含有量に比例している。放射能測定に使用した器機は、DCP 3 型・DS 277 型で、検層には小型検層器・SI.2 型・GI.2 型を使った。

553.495(521.41)

富城県伊具郡大内地域の含ウラン層

Koumo, M.
Sogabe, M.
Suzuki, T.
Onoe, T.

河野迪也・曾我部正敏・鈴木泰輔・尾上 亨
地質調査所報告, no. 232, p. 641~658, 1969
11 illus., 4 tab.

この地域の地質は基盤岩類のジュラ紀層および花崗岩類と、これらを不整合に覆う中新統(下部層・夾炭部層・中部層・上部層)により構成されている。含ウラン層は樹灰・炭質泥岩および砂岩などからなり、下部層および夾炭部層中に挟み込まれている。ウランの最高品位は 0.16% U_3O_8 の部分が知られているが、ウラン含有量が 0.0 m% の含ウラン層は大内炭鉱周辺および南平の一部にかぎられ、稼行可能な含ウラン層およびウラン鉱物は発見されていない。含ウラン層の成因は花崗岩中のウランを溶かし出した地下水が透水性の良い地層中を移動し、その結果ウランの定着に有効な諸種の条件下で含ウラン層が形成されたものと考えられる。

553.495(521.13)

炭層中におけるウランの初生的濃集の可能性

Kakimi, T.
Hirayama, J.
Sekine, S.
Ikeda, K.

垣見俊弘・平山次郎・関根節郎・池田壽代治
地質調査所報告, no. 232, p. 659~675, 1969
9 illus., 1 map., 3 tab.

富城県大内炭田における、炭層中のウランの濃集機構を明らかにするために、まず炭層の精密なスケッチによって、1 m の柱状の中で数10枚の同層準の薄層を約 1.4 km にわたって對比した。このうちから互に 5 m と 70 m はなれた 3 地点(大葉炭鉱坑内)で、代表的な 20 層準からサンプリングを行ない、蛍光法による U、および分光光度計による微量元素の分析を行なった。結果は、U 含有量は、炭分や岩質には一応無関係に、層準によってのみきわめてよい一致を示し、微量元素のうち Co, Mo, V などとも U とはほぼ同じ挙動を示した。このような結果は、U の濃集がもっぱら堆積時に行なわれたことを示す可能性が大きい。

553.495:553.94(521.13)

富城県角田盆地および大内“第4露頭”付近の含ウラン層

Bojo, T.
Sato, Y.
Suzuki, T.
Ioguchi, K.
Nakagawa, T.

坊城俊厚・佐藤良昭・鈴木泰輔・野口 勝・中川忠夫
地質調査所報告, no. 232, p. 677~686, 1969 6 illus, 3 tab.

富城県伊具含炭地の大内“第4露頭”付近の含ウラン層(新第三系基底部)の発達状況を知るために試錐とこれによる放射能検層を実施し、一方、大内以北における含ウラン層の延長、放射能強度分布の概況を把握するために角田盆地周辺の新第三系を調査した。大内“第4露頭”付近の試錐においては最高約10倍(計数比)の放射能強度の異常が新第三系基底付近に検知され、大内北方約 20 km の角田市稲置の新第三系基底に微弱な放射能強度異常と弱いウランの濃集が探知された。

553.495:553.94:551:782(521.3):550.8

石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床

Moritani, T.

盛谷智之
地質調査所報告, no. 232, p. 687~710, 1969
17 illus., 2 pl., 3 tab.

七尾地域の堆積性燐鉱床は中新世下部の穴水層層を不整合に覆う海成堆積岩層の基底部、基盤から離れた部分、および陸成珪藻泥岩中に存在する。これらのうち前2者の海成燐鉱床中に放射能異常を示す含ウラン燐鉱が含まれ、かなり広い範囲に分布していることが確かめられた。燐石について各種の検討を行なった結果、ウラン品位は 0.045~0.078% U_3O_8 を示し、ウランは燐鉱石の主要部をなす燐灰石中に Ca を置換して分散状に存在していることが判った。ウランは第三紀層の基盤をなす花崗岩から溶脱され海鏡石および黄鉄鉱の存在を示される還元性環境で燐灰石中に定着されたものと考えられる。

553.64.065:553.495(521.43)

岐阜県土岐市北部の地質とウラン鉱床

高田忠夫・林昇一郎・小尾五明
地質調査所報告, no. 232, p. 711~739, 1969
24 illus., 4 pl., 1 map., 11 tab.

1962年に岐阜県土岐市北部にウラン鉱床が発見され、筆者等は翌年2月に地質構造・層序・鉱床分布を調査した。測定器は TCS-121 型を使用した。地質構造は花崗岩上に土岐夾炭層・明世界層(月吉層または本郷層・戸狩層・山野内層)・生徒層・瀬戸層群が緩傾斜の南傾斜の単斜構造で乗る。鉱床は夾炭層基底部の2層準に胚胎するが、閃ウラン鉱(6~16% U_3O_8)をもつ処では月吉層が鉱染されている。地表の8つの露頭では0.1~0.5 mr/hの強度と0.01~0.28% U_3O_8 の含有量をもち、ウラン鉱物は Uraninite・Coffinite・Uranocircite・Autuniteが産出し、鉱床の規模は日本で一般の人形峠鉱床に匹敵する。

553.495 : 551.7(521.53)

Shimada, T.
Hayashi, S.
Obi, I

土岐市河合のウラン露頭

大塚寅雄・近藤善教・佐々木政次・高田康秀・下坂康哉
地質調査所報告, no. 232, p. 741~745, 1969
3 illus., 1 tab.

本露頭は東濃ウラン鉱床の端緒となった土岐市泉町大富、定林寺鉱床周辺探査の機会に発見されたもので、蛍光発光鉱物を伴う鉱床として、この地方では最初のものである。国鉄土岐市駅の東方約2.5 km、河合八幡神社の宮域にあり、参道西側に約10 m高の崖があり、この崖に異常を得て深さ約4 m 試掘した。黒雲母花崗岩を基盤とし、新第三紀中新統中・下部層に相当する泥岩からなり、上部に凝灰質部を増す。基盤直上より数m上部の泥岩中の薄い炭層と、炭質泥岩の部分に放射能が強い。炭質部で2.25% U_3O_8 の値を得たが、非蛍光発光鉱物の確定はできなかった。炭層および異常の連続性は乏しい。

553.495 : 552.527.551.782.1(521.53)

Ohtsuka, T.
Kondo, Y.
Sasaki, M.
Takada, Y.
Simosaka, K.

岐阜県御嵩地区の地質とウランの産状

坂巻幸雄・鈴木泰輔・小尾五明
地質調査所報告, no. 232, p. 747~771, 1969
12 illus., 1 map., 2 tab.

東濃地方御嵩一可児堆積盆地の主として東縁部に、1963~68年の間に15カ所の放射能異常点が発見された。これらは中新統中村層群可見夾炭累層、平次層群“本郷累層”中に胚胎し、最高品位は1.05% U_3O_8 に達するが、全般には規模・品位とも多くを望めない。2カ所でメタ・リンバリウムウラン石を産する以外にはウラン鉱物が発見されず、粘土鉱物、褐鉄鉱の吸着効果が考えられる。異常点の分布は、基盤地形、透水層の発達状況、基盤花崗岩との距離等の条件で規制され、盆地中西部の古生層基盤地域では粗となるところから、風化花崗岩から溶脱されたウランが地下水により運搬・再濃集された可能性がもっとも濃い。

553.495(521.53)

Sakamaki, Y.
Suzuki, T.
Obi, I.

岐阜県瑞浪市日吉地域の地質とウランの産状

鈴木泰輔・浜地忠男・根本隆文・大久保太治・尾上 亨
地質調査所報告, no. 232, p. 773~801, 1969
31 illus., 1 map., 4 tab.

瑞浪市日吉町付近(5万分の1美濃加茂・恵那)に分布する新第三系の堆積岩を対象に試錐を伴う地質調査とウラン探査研究を行なった。調査は1万分の1地形図を使用し、放射能測定は TCS 121 型, GM 管 Su-P₄W などによった。その結果、この地域における堆積岩の層序を明らかにし、さらに、土岐夾炭累層中から22カ所、本郷累層中から2カ所のウラン濃集地点を確認した。ウランは高品位を示すものが少なくないが、含有傾向は一般に連続性に欠けている。また、一部のウランは堆積岩中のモンモリロナイトと密接な関係にあることが判明した。この地域の含ウラン層は新期堆積物により広く覆われるため現段階ではまだ不明の点が多い。

553.495(521.53)

Suzuki, T.
Hamachi, T.
Nemoto, T.
Okubo, T.
Onoe, T.

岐阜県東濃御嵩・日吉付近に分布する新第三系の重鉱物組成

佐藤良昭
地質調査所報告, no. 232, p. 803~808, 1969
1 illus., 3 tab.

岐阜県可児郡御嵩町、瑞浪市日吉町付近、および土岐市に分布する中村層群、瑞浪層群などに含まれる透明重鉱物組成を調べ、含ウラン層および各地層の組成上の特徴を見出し、ウラン探査・地層対比上の手がかりを得ようと試みた。中村層群(夾炭累層)透明重鉱物の組成は、ジルコン・緑れん石を主とした基盤の花崗岩類と同様なものと、90%以上が角閃石からなるものの2種類が認められる。瑞浪層群本郷累層は下位より上位へ、角閃石→紫蘇輝石→普通輝石→紫蘇輝石という変化で特徴づけられ、明世累層は80%以上の紫蘇輝石を含んでいる。明世の花崗岩中に多量のパライト(重晶石)が見出された。

549 : 551.782

Sato, Y.

岐阜県瑞浪市南部・駄知地区の含ウラン層

河野迪也・坂巻幸雄・井上英二
地質調査所報告, no. 232, p. 809~815, 1969
1 map.

本調査は東濃地域核原料物質調査計画の一環として、上岐盆地の中で上岐川以南の上岐・瑞浪両市にまたがる地域にたいして、地質および放射能概査を行なった。地質は南部に分布する基盤の古生層・花崗岩類と、これらを不整合に覆う新第三系および第四系とから構成されている。調査はおもに新第三系（下から中村・瑞浪・瀬川の3層群に分けられる）について行なった。放射能異常を示す地層は中村層群の土岐夾炭累層および瑞浪層群の品野累層で、これらが花崗岩類を不整合に覆う部分にみられる。顕著な異常は、益見東部に分布する土岐夾炭累層の基底礫岩にみられ、ここの花崗岩質砂岩の最高品位は 0.092% U_3O_8 を示した。

553. 495(521. 53) : 551. 782

Kouno, M.
Sakamaki, Y.
Inouc, E.

岐阜県土岐市ウラン鉱床の化学探鉱

望月常一・関根節郎
地質調査所報告, no. 232, p. 817~823, 1969
3 illus., 3 tab.

ウランの化学探鉱法研究の一環として、自然水中の pH, U, Zn, P などの分布を調査した。pH は 6.2~6.8 で大差なく、ウラン以外の成分は検出されなかった。花崗岩地域の自然水・花崗岩中より湧出する温泉水のいずれもウラン含量が 0.0 n ppb であり、一般自然水中のウラン含量とくらべて特別な差はなかった。ウラン鉱床付近の沢水からは 1.6 ppb 温泉水からは 2.0 ppb のウランが検出され、一般自然水中のウラン含量より非常に多く鉱床の影響が明らかであった。したがって本地区でウランの化学探鉱を実施する場合ウラン以外にないことがわかった。

551. 48/. 49 : 543. 3 : 541. 132. 3+546. 791+546. 47+546. 18(521. 53)

Mochizuki, T.
Sckinc, S.

岐阜県恵那郡岩村盆地・武並山山麓のウラン鉱床

小村幸二郎・清水道也・丹治耕吉
地質調査所報告, no. 232, p. 825~834, 1969
7 illus., 3 tab.

1964年11月、岐阜県恵那郡岩村町内の武並山北東山麓部の道路傍で、肥田昇らによって放射能異常が発見されたので、本調査では、この異常地点をほぼ中心として、試錐を併用して地質精査を実施した。その結果、放射能異常部は、基盤の先第三紀花崗岩を不整合におおう新第三系の基底部を構成するアルコーズ砂岩および礫岩中に存在すること、および基盤花崗岩の表面形態に著しく規制されていることが判明した。調査区域内の異常部で採取された試料について行なわれた分析結果は最高 0.033% U_3O_8 を示す。調査区域内の含ウラン層の規模は探鉱の対象としては望みに期待できない。

553. 495(521. 53) : 550. 822+550. 85

Komura, K.
Shimizu, M.
Tanji, K.

岐阜県恵那郡岩村盆地の地質とウラン鉱床

島田忠夫・宮下美智夫・矢崎清賢
地質調査所報告, no. 232, p. 835~844, 1969
8 illus., 2 tab.

岩村盆地の第三系は下位より阿木夾炭層(阿木層と中西層)・久保原層・牧層・両伝寺層・梅平層・瀬川層群であって、基盤の花崗岩と流紋岩の上にアバット状堆積を示す。ウラン鉱床は阿木層と瀬川層群を除いた各地層が花崗岩に乗る基底部に存在する。放射能強度は 0.07~0.35 $\mu r/h$ (TCS-121), 0.007~0.04% U_3O_8 , 層厚 0.3~0.7 m で海成層のものが多く、今後は阿木層にも発見の可能性がある。試錐は山崎町梅平に6坑(B・Gの10~15倍の異常が2坑)、岩村町に18坑(B・Gの4倍の異常が3坑)浅掘りを実施した(試錐機CK-II, 検層器SL-2)。

553. 495(521. 53)

Shimada, T.
Miyashita, M.
Yazaki, K.

京都府等楽寺の含ウラン鉱床(予報)

林昇一郎・肥田昇・坂巻幸雄
地質調査所報告, no. 232, p. 845~850, 1969
4 illus., 2 tab.

京都府竹野郡弥栄町等楽寺のウラン鉱床は、昭和34年11月、地質調査所のカーボン調査により発見された。付近の地質は中生代末の黒雲母花崗岩とそれを不整合に覆う第三紀の礫岩・アルコーズ砂岩・安山岩類などからなる。ウランは第三紀層基底部に散布する炭質物中に濃集している。放射能強度は現地では最高 710 $\mu r/h$ (自然計数 8 $\mu r/h$)、炭質物の分析品位は 0.1~0.5% U_3O_8 である。第1露頭の試料には燐灰ウラン石が肉眼的に認められ、また、コフィン石を伴う。随伴鉱物として黄鉄鉱・粘土鉱物のほかにフッ石(laumontite)を伴う。

553. 495(521. 73) : 551. 78

Hayashi, S.
Hida, N.
Sakamaki, Y.

京都府弥栄町須川周辺ウラン徴候地の写真地質学的
水文地質学的考察

Kuroda, K.
Sakamaki, Y.

黒田和男・坂巻幸雄
地質調査所報告, no. 232, p. 851~862, 1969
9 illus., 4 tab.

京都府北部の竹野郡弥栄町須川周辺には、多数のウラン徴候地が発見されているがそれらの鉱床の成因を解く鍵の1つとして、筆者は写真地質学的方法と水文地質学的方法とを駆使し、これらの結果に従来の資料を加味した検討を行なっている。空中写真上には、強いリニアメントが認められる地区が認められるが、それは花崗岩の岩盤中で割れ目の顕著な部分であり、また花崗岩中の裂隙水にウラン成分が認められ、それが強いリニアメントの部分に沿っている。これらの事実から、筆者はウラン溶液が供給される場を推定している。

553. 495 : 553. 2(521. 3)551. 48+778. 35

人形峠・東郷鉱山周辺の地質

Fukuoka, I.
Kubo, K.

福岡勇雄・久保恭輔
地質調査所報告, no. 232, p. 863~880, 1969
4 illus., 2 tab.

人形峠鉱山および東郷鉱山の周辺の地質は、ウラン鉱床を胚胎する三朝層群とその基盤をなすものに2大別される。三朝層群は後期中新世から鮮新世にかけて形成された陸水性の堆積物を伴う各種火山岩類からなり、鳥取県中部地区を中心として基盤岩類を不整合に覆っている。その下部はウラン鉱床を含む礫岩・アルコーズ砂岩および泥岩からなっている。基盤は三郡変成岩類、花崗岩類、木地山火山岩類等からなり、花崗岩類は後期中生代～新生代初期および新生代中期に進入したものに分けられる。

553. 495(521. 81) : 551. 782

鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床

Takase, H.

高瀬 博
地質調査所報告, no. 232, p. 881~921, 1969
34 illus., 14 tab.

東郷鉱山の鉱床はいずれも花崗岩類、古生層、古期変質火山岩類(木地山複合岩体)を基盤とし、それら岩体表面の凹所(チャンネル)を不整合に被覆する三朝層群基底部に層状をなして胚胎するが、地区によって胚胎する層準を多少異にしている。ウラン鉱床の母層は基底の礫岩、アルコーズ砂岩、炭質砂岩、凝灰質岩等からなり岩層は河川性ないし湖沼性堆積物である。ウラン鉱物は人形石、燐灰ウラン石を主とするほか、一部で閃ウラン鉱、コフィン石、ウラノフェンなども産し、含ウランモンモリロン石やカオリンも全般に認められる。

553. 495(521. 81)

岡山県人形峠鉱山のウラン鉱床

Fukuoka, I.
Kubo, K.

福岡勇雄・久保恭輔
地質調査所報告, no. 232, p. 923~948, 1969
23 illus., 7 tab.

人形峠鉱山の各鉱床は三朝層群といわれる新第三紀中新世末期に形成された地層の基底部の礫岩、砂岩、泥岩を母層として胚胎している。鉱床の形状は「チャンネル」構造と呼ばれる基盤の構造に支配されている。三朝層群は著しい火山活動の産物によって特徴づけられている。基盤の広い部分を占める花崗岩類は、白堊紀末～古第三紀進入とされているが、鉱床胚胎のチャンネル構造を支配するのみでなく、ウランの供給源としても重要な役割を果している。ウラン鉱物は非酸化帯では人形石、閃ウラン鉱で、酸化帯では燐灰ウラン石で代表されている。

553. 495(521. 81+521. 83)

広島県口和町の中新統中のウラン鉱床

Obi, I.
Suzuki, T.
Shimizu, M.

小尾五明・鈴木泰輔・清水道也
地質調査所報告, no. 232, p. 949~960, 1969
7 illus., 1 tab.

広島県三次市の北方、口和町一帯で中新統備北層群中に、放射能異常点が発見された。同層群は、白堊紀末～第三紀に進入した流紋岩～花崗岩類を主とする、酸性岩コンプレックスを基盤として堆積した、浅海性の礫岩～砂岩(下部層)ないし泥岩(上部層)からなる。異常点は現在までに47点が知られているが、大部分は下部層中に発見されたもので、基盤直上から約50m上方の層準にわたって分布している。異常点と同層準の単層の連続性は比較的良好で、堆積・濃集機構を考える上で注目される。最高品位(0.057% U_3O_8 ・野外測定値 500 $\mu r/h$)の試料からもウラン鉱物は発見されず、ウランのカオリンへの吸着の可能性が考えられる。

553. 495 : 551. 782. 1(521. 84)

大分県津久見石灰岩中のウラン燐鉱

Hamachi, T.
Inoue, H.

浜地忠男・井上秀雄
地質調査所報告, no. 232, p. 961~966, 1969
2 illus., 3 pl., 3 tab.

大分県臼杵市川原内付近の燐鉱は西南日本外帯に分布する中~下部二疊紀に属する石灰岩中に胚胎している。この燐鉱は暗灰~黒色を呈し、微量のウランを含んでおり、石灰岩中に含まれている点や有機物を伴う点とともにきわめて興味深い。燐鉱中に含まれる燐灰石は fluor-apatite で、これら燐鉱を切る方解石細脈中の紫色の蛍石とともに弗素の本源とともに地球化学的に興味ある問題である。ウランは燐灰石と密接な関係を持ち、燐灰石中に少なくとも 0.0007% 含まれている。

553. 64 : 553. 636 : 551. 736(522. 6) : 553. 495

鹿児島県垂水地域のウラン鉱床

Hida, N.
Ishihara, S.
Sakamaki, Y.
Hamachi, T.
Komura, K.

肥田 昇・石原舜三・坂巻幸雄・浜地忠男・小村幸二郎
地質調査所報告, no. 232, p. 967~986, 1969
13 illus., 1 map., 2 pl., 2 tab.

垂水地域のウラン鉱床は、九州地方唯一の堆積型ウラン鉱床である。この鉱床は高隈山地の基盤をなす高隈花崗岩体を基盤として発達する大野原砂岩礫岩層の上部のアルコーズ砂岩・凝灰質砂岩・粘土層中であってその厚さは 10~60 cm と不定で、ウランの含有も 0.00n~0.026% U_3O_8 と一定していない。分布範囲は、標高 460~470m 位の高さに、東西 300~400 m, 南北 2.5 km にわたっている。一部ボーリングのコアでは 0.26~0.28% U_3O_8 の高品位のものがあり、これは二次鉱物の *ranquillite* であることが明らかになった。

553. 495. 065(522. 7)

XIX
1969

REPORT No. 232

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke Sato, Director

**NATURAL OCCURRENCE OF
URANIUM IN JAPAN**

Part 2

By

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

1969

地質調査報告
Rept. Geol. Surv. J.
No. 232, 1969