

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

553.495 (52)

地質調査所報告

所長 佐藤光之助

日本におけるウランの産状

その2

地質調査所

序 文

昭和29年に、国内のウラン資源に関する調査が初めて国家的な要請で取上げられまして以来、地質調査所がこの事業を開始して約10余年を経ました。この間、とくに前半におきましては、関連各界の御協力を得ましてペグマタイト鉱床や金属鉱床に伴う放射能異常を数多く発見しましたが、それらの主要な含ウラン鉱床に関する調査研究の成果は、すでに昭和36年12月に「日本におけるウランの産状、その1」（地質調査所報告第190号）として刊行致しております。

また、前述の報告書を取りまとめました当時には、すでに発見されておりました鳥取・岡山県境の注目すべき人形峠鉱床で代表されるいわゆる堆積型ウラン鉱床に調査対象の重点をしぼり、とくに花崗岩を基盤とする第三紀の堆積岩中のウラン鉱床を対象として、その後引き続き広汎な調査を行なってまいりました。この間多くの放射能異常地を発見してまいりましたが、とくに昭和38年には岐阜県東濃地方に現在の人形峠地域の鉱床を上廻るものと期待される鉱床が発見され、現在動力炉・核燃料開発事業団によって探査が進められております。このようにして、いわゆる堆積型ウラン鉱床の多くの発見と調査の進捗によりまして、これらについてその概要を取りまとめる段階に到りました。ここで前の報告書の続編として「日本におけるウランの産状その2」を編集刊行することになりました次第でございます。

本報告書は、昭和41年末頃までの現況で記述されたものが多く、一部のものはその後さらに調査研究の進捗によって新しい事実が判明しているものもありますが、これらについてはさらに本所の月報その他の機会に個々の報告として発表することと致しております。

本篇と前回の報告の2篇によって、わが国のウラン鉱床の全体を知ることができるように期待しておりますが、もちろんこの両篇でも充分でなく、さらに新しい事実や研究成果を加えより充実したものに致したいと存じております。

この報告書を編集するに当たり、地質調査所の発見後、とくに動力炉・核燃料開発事業団が積極的な探査を実施した地域につきましては、同事業団の関係者御一同の御協力を得ましたことをお知らせし厚くお礼申し上げます。

本書が今後の調査研究の一つの基礎資料ともなれば、執筆者・編集者とともに大きい欣びであります。

昭和 44 年 3 月

地質調査所長 佐藤 光之助

FOREWORD

It has been more than ten years since geologic and radiometric exploration programs of nuclear resources were started by the Geological Survey of Japan and the Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, which were previously called Atomic Fuel Corporation. During the earlier stages of the period, our Geological Survey worked mostly on uranium resources associated with pegmatites and metallic ore deposits. Many but rather small radioactive anomalies were discovered. These works and later investigations were published in the Report of Geological Survey of Japan, No. 190 in 1961, under the title of "Natural Occurrence of Uranium in Japan, Part I".

During the later stages of the period, our work was concentrated in areas of so-called bedded-type uranium deposits, which occur usually in Tertiary sediments overlying late Mesozoic granitic rocks. As the results of the extensive and intensive examinations of these areas, which were carried out in co-operation with the Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, promising uranium deposits of Tono region and many other radioactive anomalies were discovered. Moreover, further studies were made on known deposits distributed in areas of Ningyo-toge, Okutango, and Oguni, and many others, most of which had been detected in the earlier stage of our exploration programs. All geological, geochemical, and geophysical methods were applied to the analyses of the uranium deposits.

This volume is the second compilation of our studies on Japanese radioactive raw materials, in which major emphasis is put on uranium of so-called bedded-type deposits for their economic importance.

It is indeed a great pleasure for me to be able to present this volume which is the result of the endeavors of the staff of our organization. As this is the only comprehensive geological study of uranium of Japan in recent years, this will, I am sure, be of use to not only geologists but all the professional men concerned with exploration and utilization of uranium.

Konosuke SATO
Director,
Geological Survey of Japan



ベータウラノフェン β -Uranophane
 $\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$

産地：岐阜県瑞浪市釜戸鉱山

スケール：横 8 cm × 高さ 5 cm

説明：鮮黄色部分 母岩はアブライト
 (林 昇一郎採取)

リンバリウムウラン石 Uranocircite



産地：岐阜県土岐市

スケール：横 13 cm × 高さ 8 cm

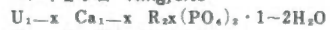
説明：淡黄色部分 母岩は凝灰質泥岩

高品位部分 50% U_3O_8

(林 昇一郎採取)



ニンギョウ石 Ningyoite



産地：岡山県人形峠鉱山

スケール：横 11 cm × 高さ 5 cm

説明：黒色斑点状部分 黄褐色部は礫岩の礫

品位 礫質部を除くと約 4% U_3O_8

(動力炉・核燃料開発事業団提供)



リンカイウラン石 Autunite
 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
産地：鳥取県東郷鉱山（麻畑）
スケール：横12cm×高さ13cm
説明：黄色部分 ほかは砂岩
平均品位 8.89% U_3O_8
黄色高品位部 23.4% U_3O_8
（動力炉・核燃料開発事業団提供）



センウラン鉱 Uraninite
 $\text{UO}_2 \cdot \text{UO}_3$
産地：岐阜県土岐市
スケール：横19cm×高さ15cm
説明：黒色斑点状の部分 母岩は砂質凝灰岩
右下灰白色部は比較的具化石の多い部分で保存のよい
2枚貝も含まれている
平均品位 2% U_3O_8
高品位部分 50%以上 U_3O_8
（林 昇一郎採取）

目 次

序	文	佐藤 光之助
I. 総論	論	肥田 昇・小関幸治…… 1
II. 概論		
II. 1.1	朝日・飯豊山地の含ウラン鉱床	浜地忠男・島津光夫…… 11
II. 1.2	岐阜県東濃地域のウラン鉱床	林昇一郎・小尾五明…… 25
II. 1.3	京都府奥丹後地域のウラン鉱床	橋本好一・山本勇・広野修一郎…… 35
II. 1.4	鳥取・岡山県境地域のウラン鉱床	東郷文雄…… 61
II. 2.1	含ウラン燐鉱	浜地忠男…… 65
II. 2.2	黒鉱型鉱床に伴うウラン鉱床	林昇一郎…… 75
II. 2.3	現地残留鉱床に伴うウラン ——高知県足摺岬におけるウラン・トール石鉱床——	林昇一郎・石原舜三・坂巻幸雄…… 93
III. 特論		
III. 1.1	朝日・飯豊山地の花崗岩類	島津光夫…… 105
III. 1.2	東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類	石原舜三・鈴木淑夫…… 113
III. 1.3	京都府丹後地域の花崗岩類	広川 治…… 129
III. 1.4	鳥取・岡山県境地域の花崗岩類	村山正郎…… 135
III. 1.5	鹿児島県高隈山花崗岩体の構造	河内洋佑…… 145
III. 2.1	土岐一岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比	鈴木淑夫・石原舜三…… 155
III. 2.2	土岐一岡崎地域の花崗岩類の微量成分	高橋 清・石原舜三…… 169
III. 3.1	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…… 179
III. 3.2	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…… 221
III. 4.1	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…… 233
III. 4.2	岡山県中津河南部ウラン鉱床における微量成分の分布	安藤 厚・浜地忠男・嶋崎吉彦…… 269
III. 4.3	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…… 285
III. 5	おもなウラン鉱床地帯における古生物・層位学的諸問題	徳永重元・尾上 亨…… 295
III. 6	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)	水野篤行・関根節郎・中沢次郎・高久昭子・小野寺公兎・小野美代子…… 317
III. 7.1	空中放射能探査	岩崎章二…… 353
III. 7.2	自動車放射能探査法(主として測定機器について)	小尾中丸・氏家 明…… 359
III. 7.3	自動車放射能探査による放射能強度分布	堀川 義夫…… 365
III. 7.4	放射能検層	佐野俊一・堀川義夫・中井順二・金谷 弘…… 397
III. 7.5	γ線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察	金谷 弘…… 403
III. 8.1	基盤構造の電気探査	武居由之・本間一郎…… 417
III. 8.2	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…… 427
IV. 鉱床各論		
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…… 457
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…… 469
IV. 1.3	北海道志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…… 483
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…… 489
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…… 507
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…… 519
IV. 5	長井市西方山地の新第三系とウラン鉱床	矢崎清實・石原舜三・桑形久夫・市川賢一・桂島茂・金井孝夫…… 535
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…… 563
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…… 581
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…… 595

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.....	603
Ⅳ.8	新潟県中条町付近のウラン鉱床.....	631
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.....	641
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.....	659
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.....	677
Ⅳ.10	石川県七尾地域の含ウラン燐鉱床.....	687
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.....	711
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.....	741
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.....	747
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.....	773
Ⅳ.11.5	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.....	803
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.....	809
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.....	817
Ⅳ.11.8	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.....	825
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.....	835
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.....	845
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.....	851
Ⅳ.13.1	人形峠・東郷鉱山周辺の地質.....福岡勇雄・久保恭輔.....	863
Ⅳ.13.2	鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床.....高瀬 博.....	881
Ⅳ.13.3	岡山県人形峠鉱山のウラン鉱床.....福岡勇雄・久保恭輔.....	923
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.....	949
Ⅳ.15	大分県津久見石灰岩中の含ウラン燐鉱.....浜地忠男・井上秀雄.....	961
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.....	967

付表 核原料物質調査一覧表

CONTENTS

Foreword: By KONOSUKE SATO	
I .	Introduction:
	By Noboru HIDA and Koji KOSEKI 1
II .	Summary of Major Uranium Regions and Special Occurrences of Uranium
II .1.1	The Uraniferous Deposits in the Asahi-Iide Mountainlands, Niigata and Yamagata Prefectures:
	By Tadao HAMACHI and Mitsuo SHIMAZU 11
II .1.2	Uranium Deposits in the Tono District, Gifu Prefecture:
	By Shōichirō HAYASHI and Itsuaki OBI 25
II .1.3	Uranium Deposits in Okutango Area, Kyoto Prefecture:
	By Yoshikazu HASHIMOTO, Isamu YAMAMOTO and Syuichiro HIRONO 35
II .1.4	Uranium Deposits at the Border Area in the Tottori and Okayama Prefectures:
	By Fumio TOGO 61
II .2.1	The Uraniferous Phosphorites in Japan:
	By Tadao HAMACHI 65
II .2.2	Uranium Contained in the Kuroko (Black Ore) Type Ore Deposits in Japan:
	By Shōichirō HAYASHI 75
II .2.3	Uranium in the Decomposed Granitic Rocks at the Cope Ashizuri, Kochi Prefecture, with Special Reference to the Green Uranothorite:
	By Shōichirō HAYASHI, Shunso ISHIIHARA and Yukio SAKAMAKI 93
III .	General Features of Basement Granites and Special Papers on Selected Topics
III .1.1	Granitic Rocks in the Asahi and Iide Mountainlands:
	By Mitsuo SHIMAZU 105
III .1.2	Basement Granites of the Toki Uranium Deposits in Tono Region:
	By Shunso ISHIIHARA and Yoshio SUZUKI 113
III .1.3	Granitic Rocks in the Tango Province, Kyoto Prefecture:
	By Osamu HIROKAWA 129
III .1.4	Granitic Rocks of the Border Area between Tottori and Okayama Prefectures, Chugoku District:
	By Masarō MURAYAMA 135
III .1.5	The Structure of Takakumayama Granitic Stock:
	By Yosuke KAWACHI 145
III .2.1	Modal Compositions of Granitic Plutons of Toki-Okazaki Region:
	By Yoshio SUZUKI and Shunso ISHIIHARA 155
III .2.2	Trace Elements Distribution in Various Granitic Rocks of Toki-Okazaki Region:
	By Kiyoshi TAKAHASHI and Shunso ISHIIHARA 169
III .3.1	Contents of Uranium and Thorium in Granitic Rocks and their Petrogenetic Significance:
	By Shunso ISHIIHARA, Setsufo SEKINE, Tsunekazu MOCHIZUKI and Kimiji OBA 179
III .3.2	Uranium Contents of Upper Paleozoic Slate and Neogene Siltstone:
	By Shunso ISHIIHARA, Setsufo SEKINE and Kimiji OBA 221
III .4.1	Distribution of Minor Elements in the Toge and Yotsugi Uranium Deposits, Ningyo-toge Area:
	By Atsushi ANDO, Tadao HAMACHI and Yoshihiko SHIMAZAKI 233
III .4.2	Distribution of Minor Elements in Uranium Deposits of the Nakatsugo South Orebody, Ningyo-Toge Area:
	By Atsushi ANDO, Tadao HAMACHI and Yoshihiko SHIMAZAKI 269
III .4.3	Preliminary Study on the Geochemistry of Uraniferous Toki District, Gifu Prefecture—Distribution of the Minor Elements:
	By Atsushi ANDO 285

III.5	Biostratigraphic and Paleobotanical Problems of Important Uraniferous Deposits in Japan: By Shigemoto TOKUNAGA and Toru ONOE	295
III.6	Uranium Concentration in the Bottoms of the Lake Shinjiko and Lake Naka-umi, with the Special Reference to its Genetic Relationship with Sedimentary Environment: By Atsuyuki MIZUNO, Setsuro SEKINE, Ji-ro NAKAZAWA, Akiko TAKAKU, Kōji ONODERA and Miyoko ONO	317
III.7.1	Airborne Radioactivity Surveying: Shōji IWASAKI	353
III.7.2	Measuring Apparatus in Carborne Radiometric Surveys: By Nakamaru OBI and Akira UJIE	359
III.7.3	Distribution of Radioactive Intensity in Japan Obtained by Carborne Radiometric Surveys: By Yoshio HORIKAWA	365
III.7.4	Geophysical Loggings for Uranium Deposits: By Syuichi SANO, Yoshio HORIKAWA, Junji NAKAI and Hiroshi KANAYA	397
III.7.5	An Observation of Radioactive Equilibrium of Uranium Ores by means of gamma-ray Spectroscopy: By Hiroshi KANAYA	403
III.8.1	Electrical Prospectings for Uranium Deposits: By Yoshiyuki TAKEI and Ichiro HONMA	417
III.8.2	Exploration of Basement Structure in the Uranium ore deposits area by means of the refraction seismic prospecting: By Kiyoshi HIRASAWA	427
IV.	Descriptions of Individual Uranium Deposits and Related Subjects	
IV.1.1	Uraniferous Ore Deposits in the Simo-hakai-mappu Imagane-cho, Setana-gun Hokkaido By Eikichi NARITA	457
IV.1.2	Geology and Uranium Occurrence in the Futoro Area, Hokkaido : By Akira SAGAWA, Takafumi NEMOTO, Tomoyuki MORITANI, Yukio SAKAMAKI and Tadao NAKAGAWA	469
IV.1.3	Uraniferous Ore Deposits of the Kenichi District, Nishi Region, Western Hokkaido: By Eikichi NARITA and Toshio IGARASHI	483
IV.2	Geology and Uranium Deposits in Tazawako Town, Akita Prefecture: By Tadao SHIMADA and Kōji KOSEKI	489
IV.3	Uraniferous Ore Deposits at the Region West of Hanamaki City, Iwate Prefecture: By Nobu KITAMURA, Haruo SATO, Ejirō OWA and Shōichirō HAYASHI	507
IV.4	Geology and Uranium-bearing Conglomerate in the Vicinity of Sunagawa, Asahi-mura, Higashitagawa-gun Yamagata Prefecture: By Mitsuo SHIMAZU and Yosuke KAWACHI	519
IV.5	So-called Bedded-type Uraniferous Deposits in Neogene Sediments, West of Nagai, Yamagata Prefecture: By Kiyotsura YAZAKI, Shunso ISHIHARA, Hisao KUWAGATA, Kenichi ICHIKAWA, Shigeru KATSURAJIMA and Takao KANAI	535
IV.6.1	Geology of the Uranium-bearing Deposits in the Area, between Yamagata and Niigata Prefectures: By Mitsuo SHIMAZU, Shigemoto TOKUNAGA and Koji KOSEKI	563
IV.6.2	Uraniferous Deposits of the Oguni-Kanamaru District, Niigata and Yamagata Prefectures: By Tadao HAMACHI and Toshio IGARASHI	581
IV.6.3	Uraniferous Phosphorite in Nakamaruke Area, Sekigawa-mura,	

	Iwafune-gun, Niigata Prefecture:	
	By Tadao HAMACHI and Itsuaki OBI	595
IV .7	Radioactivity and Uraniferous Beds of Neogene Tertiary in Akatani, Mikawa, Tsugawa Areas, Niigata Prefecture:	
	By Toshiatsu BOJO, Taisuke SUZUKI, Nobuyoshi AOYAGI, Hiroshi MATSUI Teiji KOYAMA, and Satoru INASUMI	603
IV .8	Geological and Radiometric Surveys in the Nakajo District of Niigata Prefecture:	
	By Tadao SHIMADA and Tadao HAMACHI	631
IV .9.1	Geology and Uranium Deposits of the Ouchi Area, Miyagi Prefecture:	
	By Michiya KOUNO, Masatoshi SOGABE, Taisuke SUZUKI and Toru ONOE	641
IV .9.2	Possibility of Syngenetic Concentration of Uranium in a Coal-Field:	
	By Toshihiro KAKIMI, Jiro HIRAYAMA, Setsuro SEKINE and Kiyoji IKEDA	659
IV .9.3	Uraniferous Beds in the Kakuta and Northern Ouchi Districts, Miyagi Prefecture:	
	By Toshiatsu BOJO, Yoshiaki SATO, Taisuke SUZUKI, Katsu NOGUCHI and Tadao NAKAGAWA	677
IV .10	Uraniferous Phosphate Deposits in the Nanao District, Ishikawa Prefecture:	
	By Tomoyuki MORITANI	687
IV .11.1	Geology and Uranium Deposits in Toki City, Gifu Prefecture:	
	By Tadao SHIMADA, Shoichiro HAYASHI and Itsuaki OBI	711
IV .11.2	The Outcrop of Uraniferous Ore Deposit at Kawai, Toki City:	
	By Torao OHTSUKA, Yoshinori KONDO, Masaji SASAKI, Yasuhide TAKADA and Koya SHIMOSAKA	741
IV .11.3	Geology and Uranium Occurrence in the Mitake Area, Gifu Prefecture:	
	By Yukio SAKAMAKI, Taisuke SUZUKI and Itsuaki OBI	747
IV .11.4	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	773
IV .11.5	Nonopaque Heavy Minerals in Sandstone of Miocene Age in Mitake and Hiyoshi Districts, Gifu Prefecture:	
	By Yoshiaki SATO	803
IV .11.6	Uranium Occurrence in the Neogene Sedimentary Rocks of the Mizunami and Dachi Districts, Gifu Prefecture:	
	By Michiya KOUNO, Yukio SAKAMAKI and Eiji INOUE	809
IV .11.7	Geochemical Prospecting of Uranium Ore Deposits in Toki-shi, Gifu Prefecture:	
	By Tsunekazu MOCHIZUKI and Setsuro SEKINE	817
IV .11.8	Uranium Deposits of Takenami-yama Area, Iwamura Basin, Gifu Prefecture:	
	By Kohjiro KOMURA, Michiya SHIMIZU and Kokichi TANJI	825
IV .11.9	Geology and the Radiometric Survey at the Iwamura and the Yamaoka Areas of Iwamura Basin, Gifu Prefecture:	
	By Tadao SHIMADA, Michio MIYASHITA and Kiyotsura YAZAKI	835
IV .12.1	Preliminary Report of the Uraniferous Ore Deposits at Torakuji, Kyoto, Prefecture:	
	By Shoichiro HAYASHI, Noboru HIDA and Yukio SAKAMAKI	845
IV .12.2	Some Aspects of Uranium Field in Sugawa District and its Vicinity, Yasaka-cho, Kyoto Prefecture, based on photogeologic and hydrogeologic investigations:	
	By Yukio SAKAMAKI and Kazuo KURODA	851
IV .13.1	Geology of Environs of Ningyo-toge and Togo Mines:	
	By Isao FUKUOKA and Kyosuke KUBO	863
IV .13.2	Uranium Deposits of the Togo Mine, Tottori Prefecture:	
	By Hiroshi TAKASE	881
IV .13.3	Uranium Deposits of the Ningyo-toge Mine, Okayama Prefecture:	

	By Isao FUKUOKA and Kyosuke KUBO	923
Ⅳ.14	Uranium Ore Deposits in the Miocene Sediments in Kuchiwa-machi Area, Hiroshima Prefecture:	
	By Itsuaki OBI, Taisuke SUZUKI and Michiya SHIMIZU	949
Ⅳ.15	Uraniferous Phosphorite in the Tsukumi Limestone, Oita Prefecture:	
	By Tadao HAMACHI and Hideo INOUE	961
Ⅳ.16	Uranium Deposits of the Tarumizu Area, Takakuma Mountainland, Kagoshima Prefecture, Southern Kyushu :	
	By Noboru HIDA, Shunso ISHIHARA, Yukio SAKAMAKI, Tadao HAMACHI and Kojiro KOMURA	967
Appendix:	The list of the sedimentary rock areas where no or weak radioactive anomalies have been detected between 1957 and 1967.	



堆積岩に伴う主なウラン鉱床分布図

I. 総論

肥田 昇*・小関 幸治**

1. ま え が き

地質調査所が、わが国のウラン資源の全国的な探査を開始した昭和29年から、すでに13年あまりを経過している。この間、前半における約6年間には、わが国のペグマタイト鉱床、金属鉱床に伴われるウランの賦存予想地域や鉱山などの大部分の調査を終わったが、ウラン鉱床の重点が岡山県・鳥取県境地域の人形峠鉱床で代表される堆積岩に伴うウラン鉱床に移行して現在に至っている。

この前半期におけるペグマタイト鉱床や金属鉱床に伴うウラン鉱床に関する調査研究の成果については、すでに昭和36年12月、地質調査所報告(190号)「日本におけるウランの産状その1」に報告した。

本報告では、前記地質調査所報告(190号)に含まれない、堆積岩に伴うウラン鉱床についてわが国の代表的な地域をとりあげてその概説とこれらのウラン鉱床の各論について記述している。また本報告では、特論の章を設けて、ウラン鉱床と最も密接な関係があると思われる基盤の花崗岩類についての概要と、またとくに重要地域については岩石化学的な記述を行ない、また主要ウラン鉱床地域についての地球化学的な記述と、さらに、ウラン鉱床を含む堆積岩に関してその古生物学的な記述、さらに現世堆積物からウランの堆積環境に関する予察的な研究結果の記述を行なっている。またさらに、ウラン鉱床の探査に際して実施した空中および自動車放射能強度分布調査の概要と諸種の地球物理学的なウラン鉱床探査法に関する記述を行なっている。

なお、地質調査所が従来原子力平和利用研究費によって、その当初から行なってきた全国的な探査で、とくに堆積岩地域を対象にした調査でほとんど放射能異常が認められなかった地域について、その調査成果を一覧表として末尾に掲載した。

またこれらの多くの調査研究の成果は、部分的には、本所の月報に発表されているものもあるが、その後とくに本所で取上げないものについては月報より再録の形をとっている。

また、さらに地質調査所が行なった調査研究の後に、当時原子燃料公社(現動力炉・核燃料開発事業団)の探査の手にゆだねられた地域のうち、岡山・鳥取県境地域、京都府奥丹後地域などのように、著しい探査の成果があがり、本所の調査当時より遙かに発展したような地域については、とくに動力炉・核燃料開発事業団にその執筆を依頼して、全面的な協力を得て本報告に掲載している。

執筆内容については昭和41年度末頃の現況で期日を規定したので、その後の新しい鉱床(三重・奈良県境地区長野県飯田地区、鳥根県三刀屋地区、山口県西部地区)については記述していない。

本報告は先に発行した「日本のウランの産状その1」とともに、昭和41年度末頃におけるわが国のウラン鉱床の産状のすべてが理解できるようにし、同時に本所が過去に行なった全国的な地点の探査の成果の概要を把握できるようにしたものである。

2. ウラン調査のその後の経過

ウラン鉱床の堆積岩に伴うものが、世界的にも重要になったことは前述の本所報告にも述べられているが当時すでにわが国で最も注目すべき岡山・鳥取県境の人形峠鉱山の鉱床の発見が端緒となって、ウラン鉱床の調査研究の対象は、「花崗岩質岩石を基盤とする第三紀層」に重点がおかれた。当時さらに宮城県大内炭田、山形県朝日村に放射能異常が発見されており、また秋田県田沢湖町、京都府宮津付近にも自動車放射能探査班により、花崗岩上の新第三紀層の基底部に強い放射能異常が発見され調査が進められていた。

また昭和34年には旧原子燃料公社(現動力炉・核燃料開発事業団)によって、新潟・山形県境付近の花崗岩上の基底礫岩に放射能異常が発見された。一方昭和38年はじめには、前年岐阜県土岐市北部で本所の自動

* 鉱床部

** 株式会社熊谷組(元鉱床部)

地質調査所報告(第232号)

車放射能探査で発見された放射能異常部が、さらに詳しい調査によって大きいウラン鉱床として発展する可能性をみだし、岐阜県東濃地方として、重点的に調査を進めた結果放射能異常が数多く発見され、東西30 km, 南北25 kmの地域にウラン鉱床が点在することが明らかになった。この地区はさらに現在詳細な探査が動力炉・核燃料開発事業団の手によって精力的に進められている。

また前記した新潟・山形県境地域、京都府宮津地域(奥丹後地域)のウラン鉱床については、前記事業団がそれぞれ昭和39年、昭和41年に、探鉱事務所を閉鎖するまで探査活動が精力的に進められ、それぞれ295,000 t (U_3O_8 0.047%), 143,000 t (U_3O_8 0.039%)の鉱量を把握している。

鹿児島県垂水地域では昭和37年、事業団によって、高隈山地の花崗岩を基盤とする新第三紀の基底部に放射能異常が発見され、その後地質調査所によって調査研究が推進されその概要が把握された。

前記岐阜県東濃地方における探査的業務は、昭和40年に設置された動力炉・核燃料開発事業団東濃探鉱事務所によって行なわれているが、地質調査所では、主として地質鉱床学的、地球物理学的、地球化学的観点からこの地域の鉱床を中心として調査研究を継続している。

また一方、昭和41年度よりとくにウランの含有の多い現世の堆積物を中心として、ウランの堆積環境に関する調査研究を島根県宍道湖・中海を中心にして実施中である。

なお、地質調査所の昭和35年度以降における年度予算額は次のとおりである。

昭和	35年	42,116千円
	36年	38,959
	37年	30,668
	38年	35,628
	39年	35,093
	40年	34,563
	41年	24,095
	42年	29,525
	43年	28,092

3. 堆積岩に伴うウラン鉱床の分布

すでに、本所報告その1にウラン調査の調査研究方法の概要について記述してあるのでここではふれない。

堆積岩に伴うウラン鉱床は、地域的にはやや集中的に分布する数地域があるが、図に示したように、北から

- 1) 北海道南部地域
- 2) 岩手・秋田県地域
岩手県花巻、秋田県田沢湖町
- 3) 山形・新潟県境地域(朝日・飯豊山地)
山形県長井地区、同東田川地区、新潟・山形県境地区、同小国・金丸地区、新潟県関川村中東地区、同県赤谷・三川・津川地区、同中条地区
- 4) 宮城県大内地域
大内炭田、角田盆地
- 5) 石川県七尾地域
- 6) 岐阜県東濃地域
土岐・瑞浪地区、御嵩地区、瑞浪市日吉地区、瑞浪市南部・土岐市駄知地区、岐阜県恵那郡岩村盆地
- 7) 京都府奥丹後地域
- 8) 岡山・鳥取県境地域
人形峠鉱山、東郷鉱山

9) 広島県口和町地域

10) 鹿児島県垂水地域

などの地域があげられる。

なお、これらのほかに新しく発見されている長野県飯田地区、奈良・三重県境地区、島根県三刀屋、山口県西部地区のものも含まれる。

以上の各地域のウラン鉱床の規模はまちまちであり、必ずしもまとまった鉱床のみではないが、わが国の堆積岩に伴うウラン鉱床の重要な分布地域である。またこれらの鉱床は、前述の報告書その1で扱った「ペグマタイト、金属鉱床に伴うウラン」に較べると、鉱床分布の広さとウランの量についてははるかに大きく、その地質的環境も著しく異っている。前回の報告に見られた多くは、放射能異常点としてはその数も非常に多く、かつ部分的には高いウラン含有を示しているが、これらはいずれの場合も点ないし細脈として存在し、きわめて小規模なものであるのに較べ、堆積岩に伴うウラン鉱床は、それがたとえ小規模でも、その分布の拡がりは堆積岩の拡がりに沿って続く場合が多い。

分布図から見られるように、堆積岩に伴うウラン鉱床は、含まれている新第三紀の岩層、基盤を構成する花崗岩類の種類などから比較的特徴的な分布を示している。鉱床分布は関東、四国両地方にはなく、北海道、九州地方では小規模である。

また、これらのウラン鉱床を一般的な地質区分と関連させてみると、

1) 東北日本グリンタフ区に分布するもの

北海道南部、秋田県田沢湖、岩手県花巻西方、新潟・山形県境地区のウラン鉱床

2) 北陸～山陰グリンタフ区に分布するもの

京都府奥丹後地域の鉱床群と島根県三刀屋のウラン鉱床

3) 非グリンタフ区(東北日本および西南日本内帯)

宮城県大内、岐阜県東濃、奈良・三重県境、広島県三次の各地域のウラン鉱床

4) その他区(中新世以降更新統最下部)

岡山・鳥取県境、鹿児島県垂水地域のウラン鉱床

となり、地域的特徴がかなりはっきりと認められる。

4. 代表的ウラン鉱床の概要

本報告では第Ⅱ章概論として、堆積岩に伴うウラン鉱床のうち、前節3の分布で述べた各地域で、ウラン鉱床が比較的密集している地域一朝日・飯豊山地(新潟・山形県境地域)、岐阜県東濃地方、京都府奥丹後地域、岡山・鳥取県境地域を代表的なウラン鉱床としてその概説を行なっている。すなわち、

朝日・飯豊山地は古生層とこれに進入した花崗岩からなり、これらを新第三系中新世の地層が被覆している。含ウラン鉱床は中新世黒沢階(一部台島階)の地層が直接基盤をおおう部分に数地区にわたり確認されている。鉱床には2つの型があり一つは基盤岩直上の砂岩・礫岩中のもので一般に炭質物を伴うが、ほかの一つは同じ累層の上位(津川層または釜杭層の上位)で七谷層または下関層の直下に胚胎する燐鉱である。これらを含む地層は海浸初期の堆積物で、その大部分が周辺相であり、前者はおそらく淡水成、後者は浅海成のものである。ウラン鉱石は、コフィン石、燐灰ウラン石(小国地区)、閃ウラン鉱(三川一赤谷地区)などと含ウラン燐灰石である。

岐阜県東濃地方は基盤をなす古生層と花崗岩類と、これを被覆する新第三紀中新世の地層からなっている。ウランは花崗岩類の一部、中新世の基底部の礫岩・砂岩・凝灰岩などに認められている。ウランの富鉱部は基盤直上数10mの範囲の諸岩層にわたるが、比較的多くウランを濃集しているのは、土岐夾炭層(中村層群)～月吉下部層(明世累層下部)である。またこれら含ウラン層も基盤花崗岩類の凹地形に支配されており、古生層を基盤とする場合は微弱な放射能異常が少数あるのみである。ウラン富鉱部の一部ではこの地方のある裂か系などの線状構造に沿って発達している部分があり、この構造に沿う富化があったと思われる例も認められる。

この地域の古生物学的な検討では、中新統の地層の堆積から温冷→温→温冷という古気候の変化とともに

淡水湖沼一内湾一外洋という堆積の場の変化が認められている。

ウラン鉱物はセンウラン鉱、コフィン石、燐バリウムウラン石、燐灰ウラン石などであるが、含ウランモンモリロン石の形でウランを含んでいるものが多い。

京都府奥丹後地域では基盤を構成する花崗岩類と、これをおおう新第三系中新世および鮮新世の火山岩、同碎屑岩、堆積岩および第四紀の火山岩類からなっている。ウラン鉱床は主として、基盤岩に近い中新世の火砕岩および堆積岩中に含まれている。いわゆるグリンタフ地域の代表的なウラン鉱床といえるが、基盤岩近くの凝灰質砂岩および火山礫凝灰岩中の炭質物には部分的に高品位の濃集部も見られるが、また粘土化された安山岩、頁岩、泥岩中にもウランの濃集が見られる。一般にこの地域のものは、含ウラン層が層状に追跡できるものは少なく、高品位部分も急に消失したりすることが多く、まとまった含ウラン層の分布はせまい。ウラン鉱物としてコフィン石および燐灰ウラン石が同定されているが、その量も多くはない。

岡山・鳥取県境地域は基盤となっている三郡変成岩類・木地山層群・山陰型花崗岩類とこれらを不整合におおう新第三系中新世の西郷層・河原層、鮮新世初期の堆積物とされている三朝層群および大山火山噴出物を主とする第四系の地層からなっている。この地域は、人形峠付近の清水一高山脊梁帯の隆起部に境に北部は三朝湖盆と南部の人形峠盆とに分けられる。ウランを含む岩層は基盤花崗岩類の上部の三朝層群で代表される人形峠層と中津河層中部以下の層準に限定され、基盤の古地形に強く支配されている。鉱床はこれらの層準中の礫岩・砂岩中に含まれるが、鉱床はほとんど例外なく基盤の古地形に支配された「チャンネル」の底部か、翼部に胚胎している。これらの地質時代は、ほかの鉱床地域のものよりやや新しく下部鮮新世、非海成の堆積物とともに産している。

ウラン鉱床の存在する地域は県境地域の人形峠鉱床では西から、人形峠、夜次、赤和瀬、恩原、中津河、東郷鉱床では、神倉、東郷の各地区からなっているが、これらは東西30 km、南北20 kmの地域内に分布しており、わが国でも最重要ウラン鉱床地域である。

ウラン鉱物は、人形石、燐灰ウラン石およびセンウラン鉱などで、人形石は非酸化帯中に、後2者は酸化帯中に産している。とくに、人形石は1959年にこの地域で同定発表された新鉱物である。

5. ウラン鉱床地帯における地質学的、地球化学的考察と地球物理学的適用

本報告では第Ⅲ章に「特論」の項を設けてとくにウラン鉱床地帯における基盤花崗岩に関する概説を行ない、さらに代表的地域における岩石化学的考察、古生物学的考察を行ない、またさらに、現世堆積物中のウラン濃集の堆積環境に関する考察などを行なっている。このほか、ウラン鉱床の発見の端緒となった自動車放射能探査をはじめ、ウラン鉱床への地球物理学的の方法の適用などについて詳しく記述を行なっている。

まず、特論の項目Ⅰでは、堆積岩に伴うウラン鉱床の基盤花崗岩質岩を、主要鉱床地帯の岐阜県東濃地域と鳥取・岡山県境地域、さらに朝日・飯豊山地、京都府奥丹後地域、鹿児島県高隈山地とより上げた。朝日・飯豊山地と高隈山地は、前回の「そのⅠ」で記述されているので、それをおぎなう形で今回は書かれている。前報とあわせて読んでいただきたい。

新しい堆積物の基盤花崗岩質岩には各種のものが存在するが、ウラン鉱床の基盤は、朝日・飯豊山地でもカリウムに富む花崗岩、一部で花崗閃緑岩、東濃地域ではそのほとんどが花崗岩、奥丹後地域と高隈山地で花崗岩のみ、鳥取・岡山県境付近で花崗岩～花崗閃緑岩、などの岩質を示す。以上のうち、花崗岩は微量ウランが多い、あるいは多いと予想されるものである。微量ウランが一般にやや少ない花崗閃緑岩を基盤とする場合は、鳥取・岡山県境、朝日・飯豊山地の順に多く、単独の鉱床でも北海道太櫓、領家帯、などに知られている。

基盤の微量ウランがどの程度にその上位の鉱床中のウランに関与したかは明らかにしにくい。しかし、これまでに多くのウラン鉱床は、基盤が花崗岩質岩の場合に限りその直上か近くに発見されていて、この事實は、基盤のウランは少なくとも鉱液中のウラン濃度を高める作用を及ぼした、あるいは鉱液中のウランのほとんどの起源であった、の可能性を暗示している。一般に花崗岩質岩中では微量ウランは、他の岩石(たとえば古生代の砂岩頁岩)にくらべて多く、またそれは容易に溶出する。

ウラン鉱床の形成には起源の溶液(鉱液)中のウラン濃度のほかに、それがウラン鉱物として沈殿するに

必要な地質環境(母岩の性質)が重要である。しかしこの環境が同様な場合には、鉱液中のU濃度の重要性が高まる。これまでに発見された堆積型ウラン鉱床は花崗岩質岩石を母岩とし、その直上か近くの好ましい母層中に存在する。花崗岩質岩石中の微量ウラン量は他の諸種の岩石にくらべて多く、またそれは溶出しやすいから、鉱床中のウランになんらかの成因的な関係をもっていると思われる。東濃地方では、基盤の溶出ウラン量がある仮定のもとに計算され、それは鉱床中のウラン量をおぎなうて充分であること、ウラン鉱床の基盤としての優劣を比較した場合に、土岐花崗岩は“領家花崗岩類”よりはるかに秀れていること、などが指摘された。

特論の項目2では、土岐一岡崎地域の花崗岩質岩類の鉱物容量比と分光分析による微量元素とが検討された。鉱物容量比はモード分析により、とくに土岐花崗岩で集中的におこなわれ、その組成変化があるままとまりをみせることから、この花崗岩体は地下である程度分化した塊りがほぼ時期を同じくして進入したものと考えられた。また、Thとカリ長石量との間に顕著な正の相関があることも指摘された。

微量元素は79試料の11成分について検討された。微量成分と主成分との相関が指摘され、またその相関性を考慮してもなおかつ岩相または岩体別に特性が認められるものがある。分化の進んだ花崗岩の近くに、大局的にはウラン鉱床が分布する。なども指摘された。

項目3では、微量ウランとトリウムが広域的に検討された。まず、花崗岩質岩石について西南日本内外帯の248個が選ばれ、分析法の検討、他機関による結果との比較、前回の総括に公表された値との比較などが論ぜられ、ついで個々の地域の両元素の含有量の範囲と平均値、岩質との相関性、地域と固結の場による相違性などが指摘された。

Th/U比は花崗岩の成因解明の一手段として有効であり、岩石中に両元素が多い場合には、ジルコンなどの副成分鉱物でも多い可能性、なども報告された。モリブデン鉱床中の変質帯とその原岩を例に、変質作用による両元素の増減が検討され、両元素は変質作用の機構と温度とによって個々の挙動をとると推定された。

人形峠と東濃地方の主要ウラン鉱床の基盤花崗岩質岩石は、岩質を考慮してやや両元素に富むものに属するが、同じ程度かより多い岩石はその他の地方に数多くあり、溶出したウランを沈殿せしめる地質環境がより重要である点が指摘された。この項目はK₂Oの分析値とあわせて地殻発熱量算定の基礎資料としても有効であろう。

都城・原村により変成帯の問題のために主成分が分析された古生代上部の粘板岩57個、第三紀シルトストン21個、登米統の粘板岩5個のウランが検討され、外国例との比較、平均的存在量、他成分との相関性などが論ぜられた。UはGと明瞭に正の相関を示す。登米統はとくに環元性環境の堆積物でない、などが指摘された。この分析は、前回の総括でとり上げたマンガン鉱床に伴われる含ウラン頁岩(>20ppm)の基礎資料として、おこなったものである。

4の項目では日本の主要ウラン鉱床(鳥取・岡山県境地域と東濃地方)の地球化学的性質が、合計349個の試料に基づく、最大31元素にわたる分析結果をもとにして、論ぜられた。鳥取・岡山県境地域では、峠・夜次鉱床で次の諸点が明らかにされた。

- 1) Uは基盤花崗岩のチャンネル構造をうめる礫岩のマトリックスで平均1,100ppm U₃O₈に達して最高で、基盤が平坦な所では平均73ppm U₃O₈に低下するが、この73ppmは一般の堆積物の値よりはるかに高いから、弱鉱化帯を含めると、ウラン鉱化作用はかなり広範囲に及んだと考えられる。
- 2) 鉱化帯の礫岩マトリックスでは、人形石と黄鉄鉱の主成分元素のほかに数多くの微量元素が濃集しているが、1,000ppm U₃O₈以上の高品位部では、UはSr, As, Mo, Pb, Cuと正の、Vとは負の相関を示す。
- 3) 人形石中には多種の微量成分が濃集していて、その中の稀土類元素の存在パターンは花崗岩のものと類似して、成因的な関連性を暗示する。
- 4) 黄鉄鉱中にはおもに親銅元素が濃集する。そのNi>Coの傾向は堆積性黄鉄鉱の一般傾向と一致する。
- 5) 礫岩中に散在する木質亜炭の灰の微量成分の濃集傾向は、鉱化帯のマトリックスのものとはかなり異なる。

るから、有機物は還元環境を提供する以上に、より直接的には鉱床の形成に関与しなかったと思われる。

中津河南部鉱床は小規模な高品位鉱床である。ここでは、この黒色鉱や人形峠の化学的性質は、前述の峠地域のものやや異なるが、大局的には共通性を示すことがのべられた。黒色鉱中の炭素は、ほとんど有機炭素である。その量は還元環境を生ぜしめるためには充分である。周囲の非鉱化帯の有機炭素量と大差ないなども指摘された。

東濃地方では土岐地方の第1～4露頭を中心に予察的検討がなされた。ここでは非酸化帯の鉱石は産出せず、微量成分の濃集もわずかである。部分的に人形峠地域と同様な傾向や Ba が多い結果(二次鉱物のリンパリウムウラン鉱がここでは産出する)などが報告された。また堆積岩中の黄鉄鉱は八面体で、その微量成分とあわせて、人形峠地域の黄鉄鉱との類似性も指摘された。

おもなウラン鉱床は古植物、層位的にも検討された。宮城県大内、山形県小国、岐阜県東濃、京都府宮津、岡山県人形峠の諸地方では、ウラン鉱床に近い層位に多くの植物化石が産出する。これらのほとんどは温暖性の古気候を示すもので、東濃地方と人形峠地域の一部で温冷を指示しているといわれる。また、植物化石の保存はよく、堆積環境は静穏であったと思われる。

一部の基盤からかなり上位の含ウラン層は海成層であるが、一般にウラン鉱床の母岩と含化石層の間に海成堆積物は認められない。温暖な気候条件下の植物の繁茂、花崗岩物質の分解、静かな淡水性堆積環境などはウラン鉱床の母層生成の一側面といえる。

現在のウラン鉱床のウランの大部分はその母層と同時的に沈殿したとは思われていないが、一般の堆積作用でウランがどのような挙動をとるのかを知ることはウラン鉱床の成因解明に重要である。宍道湖、中海はこのような見地から、詳細に検討された。底泥中のウランは還元環境下のもので多く、ウラン量の多少は逆に還元性を表わす指針となることが明らかにされた。

この研究は、ウランの起源としての後背地の諸岩石と河水または海水を含めて、湖内の地形と水の流れ、湖水と底泥の化学的性質、底泥の鉱物組成などを中心になお継続中であり、今後期待できる面が多い。

特論の7項では、地球物理学的な探査の手法について実例を中心として、その方法、結果、問題点などを述べている。

空中放射能探査については1956～60年の間に実施した17区域約61,000 km²の探査について記述している。

また自動車放射能探査については、その機器の具体的な紹介と1965年まで約10年間で実施した約140,000 km²にわたる調査の成果の概要をのべ、人形峠鉱山、東濃地方、京都府奥丹後地域の発見の成果が記述されている。また、本邦各地の花崗岩質岩石の平均ガンマ線強度を求め、地域別、侵入時代別等に分け考察している。

放射能検層については、ウラン鉱床の試錐孔における放射能検層器の開発、解析法と今後の問題点などについて記述してある。

γ線波高分分析によって、ウラン鉱石の放射平衡を調べたが、とくに岐阜県東濃地方の露頭部の約100個の試料の測定の結果、その大半が非平衡であるとしている。

特論の8項では、従来行われてきた物理探鉱法のウラン鉱床の探査への応用として、とくに、地震探査法および電気探査法についてその成果と考察を行なっている。これらはいずれもウラン鉱床が基盤花崗岩類の形態に支配されている点から、とくにその基盤構造の解明のために実施したものであるが、地震探査法の場合、人形峠周辺で行なった成果の不十分であるに反し、東濃地方では相当成果が上っていることがのべられている。

6. 堆積岩に伴うウラン鉱床の一般的特性

本報告では第Ⅳ章としてわが国の堆積岩に伴うウラン鉱床の各論の記述を行なっている。これは北は北海道から南は鹿児島まで、各単独の鉱床あるいはある程度密集した鉱床としてそれぞれ詳細に記述が行なわれている。

これらを通覧すると、現在まで得られた資料からわが国の堆積岩に伴うウラン鉱床の一般的な特性が次の

ようにまとめられている。

1) ウラン鉱床は、主として白堊紀末～第三紀初期に侵入した花崗岩類を基盤とし、湾入部・湖沼・河川を埋めた礫岩・砂岩・凝灰岩・夾炭層の一部に存在する。すなわち非海成の岩層がその大部分を占めており、わずかに東濃地方の一部、広島県三次地区の一部のものに海成の岩層が認められている。

2)* 含ウラン層の地質的区分では新第三紀中の中新世のものが多く、一部(人形峠地域・垂水地域)には中新世～更新世のものが含まれている。これらの堆積岩は、それらに産する植物化石などによって、その種類と保存の良さから、比較的温暖な気候と静穏な環境のうちに堆積している。しかし東北日本グリンタフ区や北陸-山陰グリンタフ区では、断裂系の生成、急速な沈降、海侵、激烈な火山活動などがおこり、ウランの母層としての好適な条件をそなえた normal sediments が局地的に存在するためウラン賦存の連続性が乏しく規模も小さい傾向を示している。

3) ウラン鉱床中に含まれるウラン鉱物としては、センウラン鉱・人形石・ウラノフェン・コフィン石・燐灰ウラン石・燐バリウムウラン石などである。これらのうち最も一般的に多く産出するのは燐灰ウラン石であり、人形石(人形峠鉱山地区)・燐バリウムウラン石(東濃地方)がついでおり、その他の鉱物は量的にも少なく、存在するところも局所的である。

4) ウラン鉱物が共生する鉱物としては、黄鉄鉱・褐鉄鉱・炭質物・石膏・方解石・カオリン・モンモリロン石・加水ハロイサイト・沸石・燐灰石などがあげられる。一般にウラン鉱物が明瞭に観察されないような放射能異常部では、カオリンなどの粘土吸着、炭質物による吸着が多い。

5) ウラン鉱床を形成したウランの起源については、現在のところ基盤花崗岩中のウランの溶出後、主として還元環境のもとで沈殿濃集したと考えるのが適当であるが、一方また局所的には人形峠鉱山や東濃地方の鉱床の一部では、「熱水性」起源の考え方を示すような産状が見られている。しかし現在までの時点では本報告に示される多くの事例は、基盤花崗岩に由来する溶出ウランに起因していることを支持している。

6) ウラン鉱床の一般的な品位は、0.00 n %～0.0 n %・U₃O₈を示すが、人形峠鉱山や東濃地方では局部的に著しく高く0. n %を示しているものもある。また本報告ではとくにふれられていないが、ここに代表的な堆積岩に伴うウラン鉱床について動力炉・核燃料開発事業団が行なった鉱量の試算を示すと第1表のとおりとなっている。

第1表 昭和43年4月1日現在のわが国のウラン埋蔵鉱量

(本表は動力炉・核燃料開発事業団の諒承を得て掲載しているが、昭和42年度末におけるものである)

	確定 鉱 量			推 定 鉱 量			予 想 鉱 量			可 能 鉱 量			合 計		
	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	U ₃ O ₈ 量 (t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	U ₃ O ₈ 量 (t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	U ₃ O ₈ 量 (t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	U ₃ O ₈ 量 (t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	U ₃ O ₈ 量 (t)
人形峠	665,000	0.077	511	748,000	0.053	399	1,513,000	0.056	840	820,000	0.030	248	3,746,000	0.053	1,998
東 郷	135,000	0.079	106	4,000	0.080	3	167,000	0.056	93	912,000	0.035	323	1,218,000	0.043	525
東 濃	0	—	0	0	—	0	0	—	0	4,574,000	0.055	2,516	4,574,000	0.055	2,516
山 陰	0	—	0	0	—	0	53,000	0.040	21	9,000	0.033	3	62,000	0.039	24
奥 丹 後	0	—	0	0	—	0	6,000	0.200	12	137,000	0.037	50	143,000	0.043	62
小 国	0	—	0	81,000	0.030	24	214,000	0.030	64	0	—	0	295,000	0.030	88
垂 水	0	—	0	0	—	0	60,000	0.055	33	175,000	0.044	77	235,000	0.047	110
合 計	800,000	0.077	617	833,000	0.051	426	2,013,000	0.053	1,063	6,627,000	0.049	3,217	10,273,000	0.052	5,323

また、前述の一般的特性からやや趣を異にするものとして、黒鉱鉱床に伴う比較的量的にもまとまった放射能異常を示すものが、東北地方および山陰地方の黒鉱鉱床に確認されている。これらはおもに、各黒鉱鉱床の変質粘土帯中に発見されているが、ウランの濃集 (U₃O₈ 0.0n %～0. n %) はとくに絹雲母・緑泥石帯に著しいことが共通的な傾向として認められている。

このほか分布はわずかであるが、燐鉱に伴うものが、新潟県～石川県能登半島、長野県豊川鉱山、大分県津久見石灰岩鉱床に報告されている。長野県・大分県のものを除きすべて新第三紀中新世の砂岩・礫岩中に

* 最近発見された山口県下のウラン鉱床が、中生代の関門群中に存在している事実があるが、今後の調査研究によって明らかにされるであろう。

地質調査所報告 (第 232 号)

産する。これらは海侵初期の浅海成の砂岩・礫岩中に層状あるいはノジュール状または不規則な形状を呈して産する。品位は一般に 0.03% U_3O_8 以下 (max. 0.16% U_3O_8) で低いが、このようなものは今後さらにグリンタフ地域の類似の地質条件の地帯にも期待されよう。

なお、参考のために世界の主要ウラン鉱床 (南ア連邦・カナダおよびアメリカ) とわが国の鉱床の特徴を表示すると第 2 表のようになる。

第 2 表 主な世界のウラン鉱床と日本のウラン鉱床

国名	地質および鉱床	鉱物	時代
南ア連邦 Witwatersrand	Precambrian 始生代の変成岩類の上の 4,000 ~ 5,000 m の原生代の砂岩・礫岩・熔岩などからなり、鉱床は基底礫岩や層間の礫岩中	閃ウラン鉱 自然金・黄鉄鉱	Precambrian (原生代)
カナダ Blind River (Ontario 州)	Precambrian 始生代の緑色岩・花崗岩の上に千数百 m の厚さの原生代 (Huronian) の堆積岩からなり、鉱床は不整合面から 100m 以内の礫岩層中	ブランネル石・閃ウラン鉱・ウラントール石	Precambrian (原生代)
アメリカ	Jurassic および Triassic 砂岩・礫岩中のレンズ状、あるいは層状鉱床 (Colorado Plateau) Lower Jurassic の砂岩中のレンズ状あるいは層状鉱床 (Black Hills, South Dakota) Tertiary-Eocene の砂岩・礫岩中のレンズ状あるいは層状鉱床 (Gas Hill, Wyoming) などがおもなものである	コフィン石・閃ウラン鉱・カルノー石・ツヤムン石	Tertiary 37.8% Cretaceous 0.7% Jurassic 51.5% Triassic 5.6% Paleozoic 1.53% Precambrian 2.9%
	Paleozoic-Devonian 瀝青質頁岩 (Chattanooga shale) (Tennessee)	U_3O_8 max. 0.008%	
日本	花崗岩質岩石を基盤とする新第三紀層中の礫岩・砂岩・凝灰岩・夾炭層などの一部に存在し、その大部分のものは Miocene のものが多く、一部 Miocene-Pliocene のものも含まれる。含ウラン層は基盤花崗岩質岩類の直上あるいはそれに近い部分に存在する	燐灰ウラン石・人形石・燐バリウムウラン石・コフィン石など	Tertiary Miocene Miocene-Pliocene

Introduction

By

Noboru HIDA and Koji KOSEKI

The results of the survey and investigation of uraniumiferous deposits except chemical precipitation deposits in the sedimentary rocks have been issued as the Report No. 190 of the Geological Survey of Japan in 1961, "Natural Occurrence of Uranium in Japan Pt. I"

The results of the survey and investigation of the uraniumiferous deposits occurring in the sedimentary rocks have been brought in this paper, "Natural Occurrence of Uranium in Japan Pt. II"

Since 1961, the Geological Survey have emphasized to survey and investigate with cooperation of Atomic Fuel Corporation on the sedimentary type of uranium deposits. Around 1961, the uranium deposits of Ningyotoge mine and small numbers of similar type to the sedimentary type of deposit had been already discovered. Many sedimentary type of uranium deposits such as those in Asahi-Iide district (Niigata-Yamagata Pref.), Tono district (Gifu Pref.), Okutango district (Kyoto Pref.), and Tarumizu district (Kagoshima Pref.) have been newly discovered by the Survey and Atomic Fuel Corporation. The results of the survey and investigation on the mentioned above districts have been becoming clear. In this paper, the present results before 1967 will be described.

Recent survey activities, distribution, characteristics of the main uranium deposits, and the summary of occurrence of sedimentary type of deposit are reported in Chapter I. The outline

of the main uranium deposit districts are described in Chapter II. In Chapter III, the outline of basement granites of uranium deposits, results of petrographical and petrochemical studies of the main deposit districts, minor quantity of uranium and thorium in the granite and other rocks, results of geochemical study of the main uranium deposits, result of paleontological and stratigraphical studies of uranium bearing sediments, results of the radiometric survey and radiometric logging method and some geophysical methods are reported. The results of the detailed study of representative deposits are reported in Chapter IV. The results of surveyed and detected areas of sedimentary rocks overlying on the granitic rocks are briefly reported in the end of this volume as appendix.

Geological aspects described in Chapter I are briefly as follows:

1) The distribution of uranium deposits (see distribution map).

Main uranium deposits are distributed in the Asahi-Iide mountainlands, Tono district of Gifu Pref., Okutango district of Kyoto Pref., and Okayama-Tottori Pref. (Ningyotoge mine and Togo mine). These uranium deposits occur generally in the Tertiary sediments overlying unconformably granitic rocks of late cretaceous to early Tertiary time.

2) Outline of the main uranium deposits.

a) Asahi-Iide mountainlands: Uranium deposits occur in the middle Miocene sediments (sandstone, conglomerate, coal matter, and phosphate rock) which cover granitic rocks. The deposits are classified into two types, that is, one those is in the non-marine sandstone and conglomerate associated with carbonaceous matter and other is those in the marine sandstone and conglomerate in the uppermost horizon of the same member always associated with carbonate-fluor-apatite. Uranium minerals are coffinite, uraninite, autunite, and uranium-bearing apatite.

b) Tono district: Several uranium deposits occur in the middle-lower Miocene sediments (conglomerate, sandstone, tuff, and tuffaceous rocks) associated with carbonaceous matter which overlie the Toki granite of late Mesozoic to early Tertiary time at north of Median Tectonic Line in Central Japan. Primary uranium minerals are uraninite, coffinite accompanied by pyrite and montmorillonite. Secondary minerals are uranocircite and autunite, and uranocircite is significant mineral throughout this district and is the first occurrence in Japan.

c) Okutango district: Uranium deposits of this district are contained in the tuffaceous sandstone and lapillitic tuff, and crushed and clayey andesite of lower-middle Miocene epoch. These Miocene sediments cover unconformably granitic rocks of late Mesozoic to early Tertiary time. Uranium minerals are coffinite and autunite.

d) Okayama-Tottori district: Uranium deposits in this district occur in the Tertiary sediments of upper Miocene to lower Pliocene epochs. These sediments, being composed mainly of conglomerate, arkose sandstone, mudstone, and tuffaceous rocks, cover the Sangun metamorphic rocks, and Mesozoic granitic rocks. Ore deposition are generally controlled by the paleotopographic structure of the basement granites. Uranium minerals are ningyoite, uraninite, coffinite, uranophane, and autunite. Ningyoite and autunite are abundant in Ningyotoge area.

The other type of uranium deposits different from those above mentioned occur in the Kuroko ore deposits area in Tohoku and San-in districts. The radioactive anomalies are detected in the altered zone (sericite and chlorite) around ore body. Uranium contents are from 0.00n to 0.0n percent U_3O_8 .

Uraniferous phosphorites occur mainly in the Miocene sandstone and conglomerate in Niigata Pref. and Noto peninsula, Toyama Pref., except two occurrences in the Paleozoic limestone and slate. Uranium content is less than 0.03 percent U_3O_8 and in the Paleozoic phosphorites is less than 0.007 percent U_3O_8 .

The special studies on the main uranium deposits have been emphasized from the geological, geochemical, and geophysical points of view. The results of these studies are described in detail in Chapter III.

Summary of the general characteristics of the uranium deposits in Japan are as follows:

1) Uranium deposits occur in the conglomerate, sandstone, tuff, and coaly matter which deposited at the marginal embayment of lacustrine and river, so that these sediments are generally non-marine sediments. There are some marine sediments partly in Tono district and Miyoshi district (Hiroshima Pref.). The basements are mostly granitic rocks of late Cretaceous to early Tertiary time and partly those of Miocene epoch.

2) Stratigraphical horizon of the uranium-bearing formations is almost in the middle Miocene except those in Ningyotoge area and Tarumizu area (Kagoshima Pref.) of upper Miocene to lower Pliocene epochs. The fact that the abundant occurrence of fossilized plants in the uranium-bearing sediments indicates a gently depositional environment at the time of accumulation of the uraniferous beds. In the stand point of paleoclimatology, warm temperature at the time of deposition of the uraniferous beds is supposed except the cases of Ningyotoge and Tono districts.

3) Uranium minerals contained in the uranium deposits are uraninite, ningyoite, uranophane, autunite, uranocircite and others. Autunite, among all uranium minerals, occurs in many places in general, and Ningyoite in the Ningyotoge area, and uranocircite in Tono area.

4) Associated minerals with uranium deposits are pyrite, limonite, carbonaceous matter, gypsum, calcite, kaolinite, montmorillonite, hydrohalloysite, zeolite, apatite, and others. In general, uranium in the sediments are often absorbed in the clay materials such as kaolinite and montmorillonite, and also carbonaceous matter.

5) The origin of uranium would possibly be the uranium solution which desolved trace amounts of uranium in the basement granitic rocks; then it precipitated under the reductive environment in the sediments mentioned above. On the other hand, there are some occurrences which show hydrothermal origin partly in Ningyotoge and Tono areas.

6) Uranium contents of the deposits are generally from 0.00n percent to 0.0n percent U_3O_8 , but very high content such as 0. n percent to n percent U_3O_8 are assayed from the ores of Ningyotoge, Tono and some other areas.

Ⅱ. 概 論

この章には、代表的な4ウラン鉱床地域の概括的な記述と、特異なウラン産状を示す3種類の地質現象の総括とが試みられる。

II. 1.1 朝日・飯豊山地の含ウラン鉱床

浜地 忠男*・島津 光夫**

要 旨

朝日・飯豊山地は古生層とこれに進入した花崗岩からなり、これらを新第三系中新世の地層が被覆している。含ウラン鉱床は中新世西黒沢階（一部台島階）の地層が直接基盤岩をおおう部分に数地区にわたり確認されている。鉱床は2つの型に分けられる。一つは基盤花崗岩の直上に分布する砂岩・礫岩層中に胚胎するもので、一般に炭質物を伴う。ほかの一つは同じ累層の上位（津川層または釜杭層の上位）で七谷層または下関層の直下に胚胎する燐鉱である。これらを胚胎する地層は海浸初期の堆積物で、その大部分が周辺相であり、前者はおそらく淡水成、後者は浅海成の堆積物中にあり、ウラン濃集の機構も異なっている。

1. ま え が き

朝日山地の北縁にあたる山形県東田川郡大朝日村砂川地区で、1958年に新第三紀中新世の礫岩中にウランが発見されてから、朝日・飯豊山地周辺に分布する中新世の堆積岩を対象に地質調査所および原子燃料公社によりウラン調査が行なわれた結果、現在までに小国～金丸地区・中東地区・釜杭～門前地区・長井地区・中条地区・赤谷地区・三川地区・五頭山地区などでウランの産出が確認された。

これらウラン産地の地質やウランの産状については、一部はすでに坊城俊厚ほか(1966)⁹⁾、浜地忠男(1962)⁶⁾、浜地忠男・五十嵐俊雄(1963)⁷⁾、門田長夫ほか(1961)¹⁰⁾、門田長夫(1962)¹¹⁾、島津光夫・河内洋佑(1962)²¹⁾、島津光夫・徳永重元・小関幸治(1963)²²⁾、竹田栄蔵・望月常一・金子博佑(1965)²⁴⁾などにより公表されており、また本報文集中でも公表される予定であり、また当域の基盤岩類¹³⁾についても島津光夫(1964)²³⁾により公表されている。

本報文では本地域の地質および含ウラン鉱床の概略を述べるとともにウランの成因について若干の考察を行なう。なお、本報文中の地質の項に関しては島津が、その他の項に関しては浜地が分担した。

各地区の含ウラン鉱床については必ずしも公表された資料は十分とはいえないが、この点に関しては原子燃料公社の社内資料を利用させていただいた。ここに原子燃料公社の御厚意に対して深く感謝する次第である。

2. 地 質

2.1 基盤岩類（第I図参照）

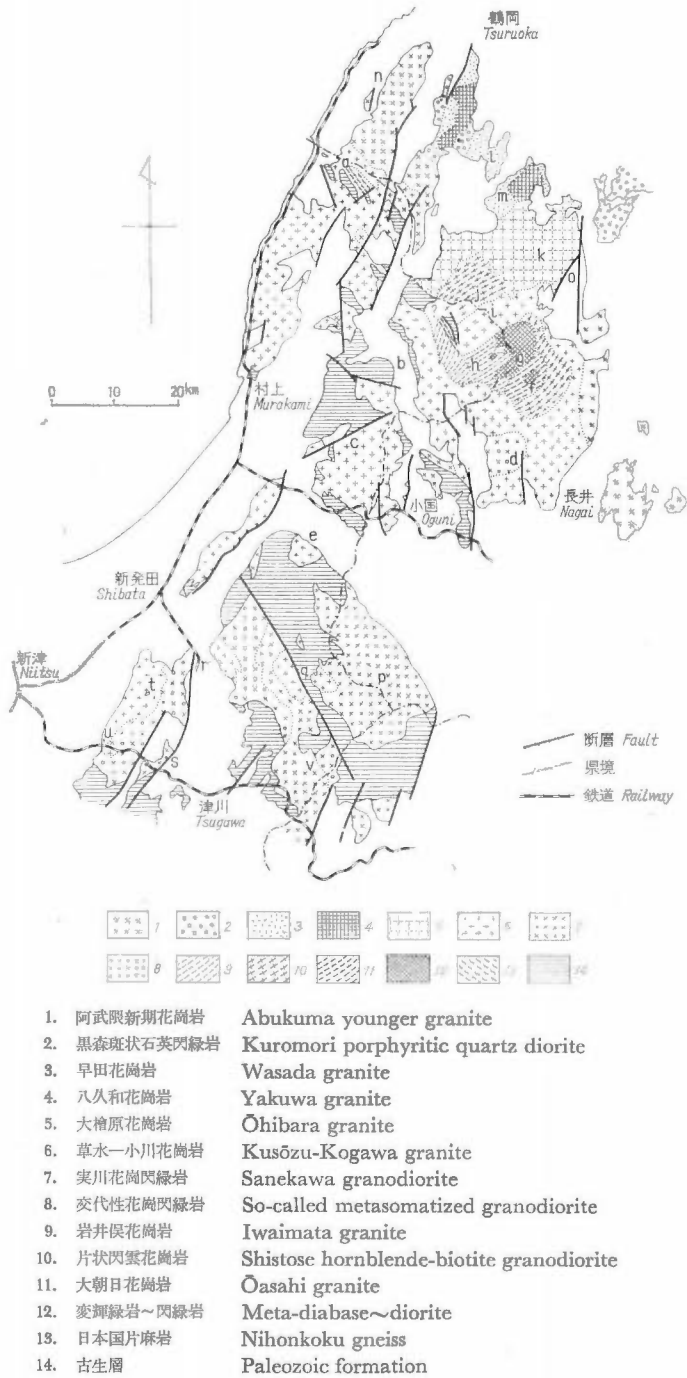
朝日・飯豊山地は東北日本内帯のグリーンタフの基盤山塊で古生層および花崗岩類から構成されている。花崗岩類については本報文集中で別に島津が詳述するのでここでは簡単に述べる。

朝日山地の花崗岩類は大朝日岳(1870 m)を中心として南北45 km、東西23 kmの間に分布し、西側では女川周辺の花崗岩類、岩船海岸の花崗岩類、西田川・摩耶山～母狩山にかけての花崗岩類が数km～10kmの幅で南北に延びて分布している。これらのいくつかの花崗岩塊の間は新第三紀層により被覆され、新第三紀層の堆積盆地および新第三紀層を切る断層が南北方向をとるものが多いため、岩塊の配列はほぼ南北方向になっている。

一方、飯豊山地は朝日山地と異なり、古生層は花崗岩類と同じ程度の面積を占めている。粘板岩・砂岩を主としているが、赤谷鉱山付近などには石灰岩、シャルルスタインが含まれている。花崗岩類は飯豊山を中心とした地域と、二王子岳から加治川中流をへて実川付近に達する地域に分布するものに分けられる。いずれも分布の方向はNW-SEである。その他、地域の西部の櫛形山塊・五頭山地域にかなり広く分布している花崗岩類はNNE-SSWの方向に分布している。しかし、この分布の方向は新第三紀以後の断層により形成

* 金属鉱物探鉱促進事業団（元鉱床部）

** 新潟大学（元鉱床部）



第 1 図 朝日・飯豊山地の基盤岩類と含ウラン鉱床分布図

Map showing the distribution of the basement rocks and uranium occurrences in the Asahi and Iide mountainlands

第1表 朝日・飯豊山地の花崗岩類
Granitic rocks in the Asahi and Iide Mountainlands

グループ	地域	朝 日 山 地	飯 豊 山 地	米 沢 盆 地
4		早田花崗岩(59) 八久和花崗岩(71) 大檜原花崗岩(63)		
3		小川花崗岩(85)(87)(81)	草水花崗岩(92) 小川花崗岩(54)(63)	阿武隈新期花崗岩(88)
2		実川花崗閃緑岩 西田川花崗岩(55)(61) 片状閃雲花崗岩	実川花崗閃緑岩 交代性花崗閃緑岩	
1		岩井俣花崗岩 大朝日花崗岩 日本国片麻岩(92)		

() は絶対年代, 単位百万年, 河野義礼・植田良夫(1966)による。

されたものである。その他, 岩株状の岩体がいくつか分布している。模式地の小川花崗岩はその例である。

当地域の花崗岩類は部分的に古生層に対して侵入関係を示し, 新第三紀最下部の北小国層あるいは日出谷層に覆われている以外に侵入時代を示す地質学的証拠はない。しかし, 花崗岩の岩相, 内部構造の差異にもとづき花崗岩相互の関係を示すと第1表のようになる。

全地域を通じて最古期と考えられるものは, 大朝日・岩井俣花崗岩であり, 白堊紀以前のもと考えられる。第3グループに属する花崗岩は中国地方の広島花崗岩と岩石学的性質は非常に類似し, さらにこれに随伴する金属鉱床にも共通した点が多い。

北部の砂川地区の含ウラン堆積岩の基盤花崗岩は早田花崗岩と呼んだもので均質な白色~優白色中粒の花崗閃緑岩で, 有色鉱物として黒雲母・角閃石を含み, カリ長石が比較的多く, 部分的にはモンゾニ岩組織を示している。南東部の長井地区の基盤花崗岩は中粒閃雲花崗閃緑岩で小川花崗岩の異相と考えられ, 小国~金丸地区・中東地区の基盤花崗岩は新潟県では小川花崗岩と呼ばれている中~粗粒の黒雲母花崗岩で斑状を呈することがある。中条・五頭山のもの草水花崗岩と呼ばれる紅色を帯びた黒雲母花崗岩で, 赤谷・三川のものは交代性花崗閃緑岩とされている斑状花崗閃緑岩である。釜杭~門前地区の含ウラン層(燐鉱)の基盤岩は古生層である。しかし, 一般に当地域の含ウラン堆積岩の基盤岩類は, 花崗岩~花崗閃緑岩で, 当地域を構成する花崗岩類の中ではカリ長石に富んだ種類のものである。

2.2 新第三紀層 (第2図参照)

当地域のウランの産地は規模は小さいが, かなり広い範囲に散在している。そして新潟県下の各地区は地質学的に共通した性格を持ち, 地層の対比も容易である。そしてウランを含む礫岩・砂岩の堆積環境からみれば, 全地域のウラン産地に共通した面が多い。

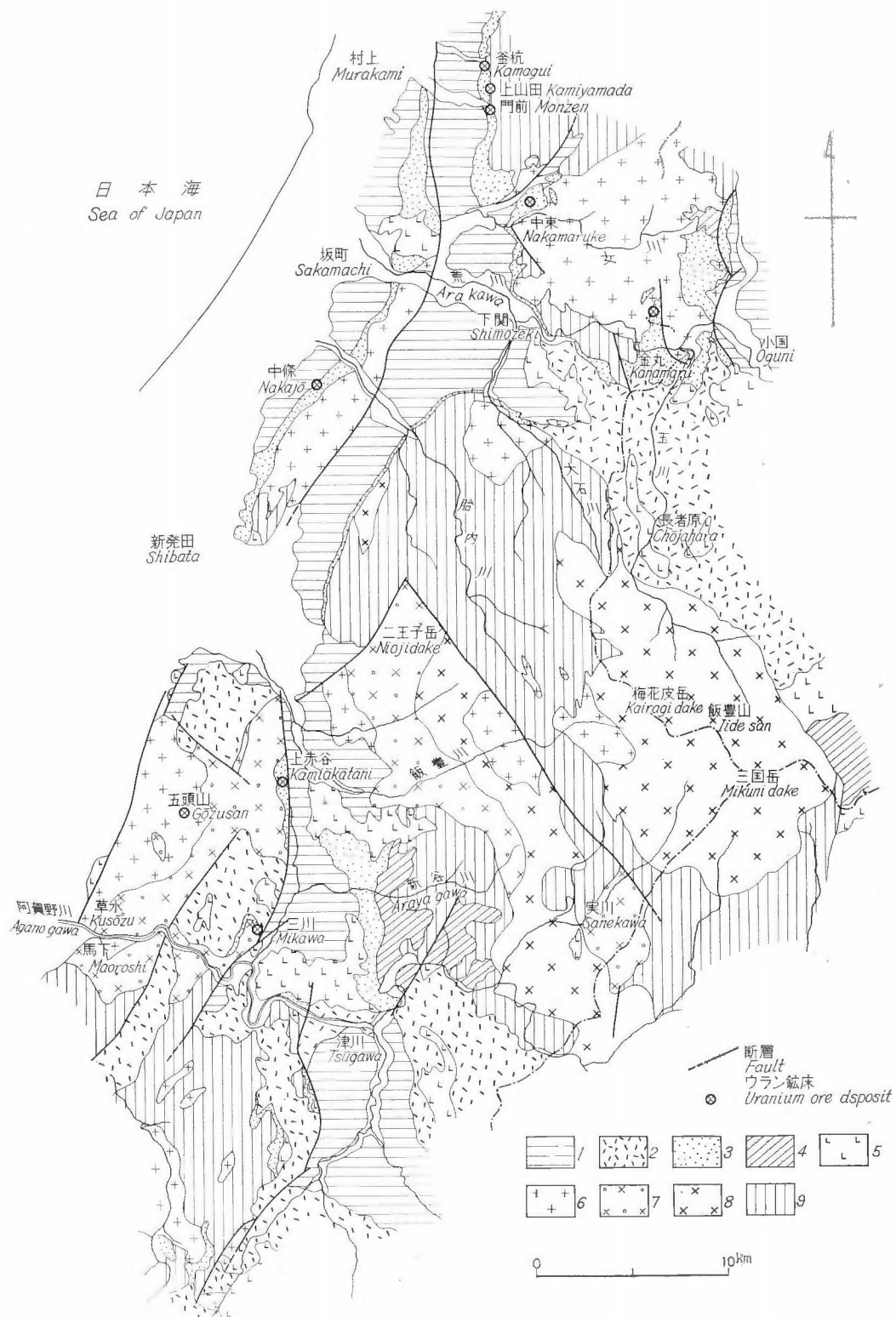
以下では, 各地区ごとに概観し, 地層の対比を行ない, ついでに新潟県下の産地に共通した津川層の問題について述べる。

2.2.1 小国~中東~釜杭地区

この地域の地質は, 森田日子次(1933)¹⁵⁾の研究に始まり, その後に皆川信弥(1959)¹⁴⁾により研究された。小国地区でウラン鉱床が発見されてからは筆者らが小国周辺を調査し報告した(島津・徳永・小関, 1963²²⁾; 浜地・五十嵐(1963)⁷⁾。また, 門田長夫(1962)¹⁰⁾¹¹⁾も報告している。

この地域, とくに小国付近では新第三紀層は下位から北小国凝灰岩層・今市砂岩礫岩互層・小国砂岩頁岩互層・舟渡頁岩層の順に重なっている。これらの岩相および層厚は第3図のようになる。これらの中で特に重要なのは, 今市・小国両層から *Liquidambar*, *Cinnamomum* で特徴づけられ, 森田により小国植物化石群と

地質調査所報告(第232号)



朝日・飯豊山地の含ウラン鉱床 (浜地忠男・島津光夫)

1. 黒色頁岩・砂岩・泥岩・凝灰岩 (七谷・寺泊・椎谷・灰爪層)
Black shale, sandstone, siltstone, and tuff (Nanatani, Teradomari, Shiiya and Haizume formations)
2. 緑色凝灰岩 (津川層) Green tuff (Tsugawa formation)
3. 礫岩・砂岩 (津川層) Conglomerate and sandstone (Tsugawa formation)
4. 先津川層 Pre-Tsugawa formation
5. 流紋岩類 Rhyolites
6. 草水-小川花崗岩 Kusōzu-Kogawa granite
7. “交代性”花崗閃緑岩 So-called metasomatized granodiorite
8. 実川花崗閃緑岩 Sanekawa granodiorite
9. 古生層 Paleozoic formation

第2図 朝日・飯豊山地西部地質概略図

Geologic map of the western part of the Asahi-Iide Mountainlands

地質時代	地層名	層厚 (m)	岩相	部層名	記 事
新 世 中 期	舟渡頁岩層	200+			上部は泥岩質頁岩でMakijama(=Sagavites) 中の微化石を多く含み、下部は淡綠色頁岩や珪質頁岩、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じる。 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, Smilax, 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侵の証候があり貝化石および魚化石 (<i>Cardinopsis</i> sp.) などを産する。
	今市砂岩礫岩互層	100±		沖庭礫岩	小粒-中粒の礫で固結度はやや低い。 南部ではこの層中に流紋岩質凝灰岩がある。
		200±		沖庭砂岩	暗灰色-灰色の砂質頁岩を主とする含植物化石層を1-2層含み <i>Myrica, Quercus, Liquidambar</i> などを産する。 この層は清化して分層が明瞭になる地域がある。
		300		赤芝礫岩	顕著な礫岩で大-中粒礫を多く含み、礫は古生層の砂岩またはホルンフルス状岩が多い。 荒川流域では各所で産をなしている。
20-		越戸砂岩	粗粒なアルコーズ砂岩で北方面ではウラン鉱床が存在する。		
基 盤 岩	北小国凝灰岩層	300+			淡綠色の凝灰角礫岩が厚く堆積しており、下部には凝灰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。
	花崗岩				花崗岩と古生層がある。 花崗岩は斑状花崗岩・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、ホルンフルス化している部分がある。

注 この模式柱状図は荒川北方における層序関係を示したもので、火山岩の侵入および荒川南方の足野水層は省略してある。また岩相をも記入してあるが本文では省く。

第3図 荒川北方地域模式柱状図

Schematic columnar section of the northern district of Arakawa

呼ばれたものが産することで、津川地方の観音沢植物化石群と同じ内容のものである。したがって、今市・小国両層は新潟県下の津川層に対比される。今市互層は北小国層を不整合に覆っている。北小国層の時代は明らかではないが、西男鹿階に相当するものと考えられる。舟渡頁岩層は新潟油田の七谷層にはほぼ対比される。なお、今市互層は小国の南方、足ノ水付近では緑色の流紋岩質凝灰岩・流紋岩熔岩と指交し、それより南方ではほとんど火山岩類だけからなる。

中東一釜杭付近の層序も小国付近とほぼ同様である。両地区の関係は金丸西方の基盤岩類隆起部の存在のため連続していないが、それ以西の鷹の巣では、基盤岩類を取りまいて、全く同様な基底礫岩が分布している。この地区の地質層序は西田彰一・津田禾粒 (1961)¹⁷⁾ により、下位から上位へ釜杭層・下関層・内須川層と命名されている。

釜杭層は下部に著しい礫岩、その上部に砂岩が重なり、一部にシルト岩・緑色凝灰岩を挟んでいる。花崗岩をおおう場合は礫岩中の礫は花崗岩礫を主とし、その基質および砂岩もアルコース質である。これに対して古生層をおおう場合は古生層の礫が多く、基質も砂質泥岩からなる。この地区でも南西方の沼付近では凝灰岩と指交している。釜杭は古く藤本治義 (1934)⁴⁾ により報告された *Miogypsina*, *Operculina* の産地として知られ、また貝化石も産出する。釜杭層は有孔虫化石から西黒沢階、新潟油田の津川層に相当することは確実である。

下関層は黒色頁岩を主とし、一部では硬質頁岩を含み、凝灰岩を挟在する地層で、最下部に海緑石砂岩が発達している。南東部などでは淡緑色凝灰岩と指交している。

2.2.2 三川—赤谷地区

この地区は津川～三川盆地の西部にあたり、三川・赤谷の中間を東西に流れる新谷川沿いには、津川～三川盆地における中新世の中・下部層が分布している。そこでは、下位から日出谷層・鹿瀬層・津川層・七谷層の順に重なっている。日出谷層・鹿瀬層は新谷川の上流から鹿瀬にかけてのみ、基盤岩類を覆って分布し、その他の地域には分布していない。その他の地域では津川層が直接基盤岩類をおおっている。日出谷層を西田・津田 (1962)¹⁸⁾ は三川層群と呼んでいる。

日出谷層・鹿瀬層については必ずしも十分明らかにされているとはいえない。日出谷層は安山岩熔岩・流紋岩質凝灰岩・凝灰質泥岩などからなり、一部に植物化石 (*Fagus antipafi*) を産し、それにより西男鹿階に対比されている。鹿瀬層は酸性凝灰岩および安山岩熔岩・礫岩・砂岩・シルト岩からなり一部に貝化石を産している。

日出谷・鹿瀬層の分布が狭いのに対し、津川層の分布は広い。津川層は、津川盆地を研究した藤田和夫 (1949)⁶⁾ により命名されたものであり、その後新潟油田の標準層序の一員として新潟県下に広く用いられている。藤田は津川盆地における津川層以上の層序を、津川層・粟瀬層・常浪層とした。

藤田は津川層を層相から、観音沢砂礫岩と広谷凝灰岩に分けている。観音沢砂礫岩は古くから植物化石を産し、観音沢植物化石群 (*Liquidambar*, *Comptoniophyllum*) の名で知られている観音沢を模式地としている。基盤岩を不整合に覆い、礫岩・砂岩を主とし、シルト岩を伴っている。礫は花崗岩および古生層で、基質はアルコース質砂岩である。砂岩もアルコース質である。

広谷凝灰岩の模式地は津川南方の広谷であるが、津川・三川盆地に広く分布している。流紋岩質凝灰岩を主とし、同質の熔岩を挟んでいる。上部には真珠岩を挟在しており、砂岩・礫岩・亜炭層を挟むことがあり、また一部から *Operculina complanta japonica* を産している。

藤田あるいは西田・津田らによると上の2つの部層にかなりはっきりと区別されるように述べられているが、広谷凝灰岩の下部にも10m前後の礫岩あるいは砂岩が発達し、それが基盤の上に累積している関係が見られ、また、新谷川沿いでは、基底の礫岩の上に砂岩が厚く発達し、その中に何枚かの凝灰岩が挟在している。したがってこの両部層の関係は指交関係にあって、観音沢砂礫岩は基底部あるいは周辺相にあたるものと考えられる。なお広谷凝灰岩の上部には黒鉾鉾床 (西川鉾山) が胚胎している。

粟瀬層は硬質泥岩を主とし、一部に凝灰岩を挟在している。また玄武岩熔岩 (押手玄武岩) が津川南方に発達している。

常浪層は細粒砂岩・凝灰岩・砂岩からなる。

三川温泉付近では基盤の斑状花崗閃緑岩を覆って、津川層基底のアルコース質砂岩が発達し、その中に非常に薄い炭層が挟在する。

赤谷地区にも津川層が斑状花崗閃緑岩を覆って分布し、その基底部のアルコース砂岩に炭層が挟まれている。

2.2.3 長井地区

長井西方の野川中流付近については皆川信弥 (1959)¹⁸³⁾の研究がある。皆川は小国付近から東方、米沢付近まで、すなわち、米沢盆地の西～南西縁の調査を行ない、下部から不動沢層・北小国層注1) (以上八谷層群)・眼鏡橋層注2)・小国層注3)・明沢橋層注4)・沼沢層注5)・湯小屋層注6)・宇津峠層注7) (以上置賜層群)の層序を確立した。

彼の地質図によると野川付近では、基盤の花崗岩を覆って、明沢橋層が分布し、その上部に沼沢層・宇津峠層が重なっている。明沢橋層の基底部には礫岩が発達している。そしてこの礫岩中にウランが含まれている。

野川の含ウラン砂岩層中には薄い炭層を挟み、小国地区などと較べた場合、眼鏡橋層の礫岩と考えた方が良いように思われる。

北小国層は上述の小国～金丸地区のものと同様なものである。

眼鏡橋層は米坂線沼線の眼鏡橋を模式地としており、ほとんど礫岩からなり、小国層の基底礫岩とも見なされている (皆川, 1959¹⁴⁾)。

小国層は小国を模式地として森田 (1933)¹⁴⁵⁾により命名された地層である。眼鏡橋層・小国層は島津ら (1963)²²⁾の今市互層・小国互層を含めたものに対比される。

明沢橋層は明沢橋付近を模式地とし、小国層の上に整合に重なる。黒色頁岩、緑色凝灰岩、凝灰質砂岩の互層で安山岩および流紋岩熔岩を挟んでいる。この層準に安山岩熔岩を厚く含むことは小国西方では見られない特徴である。

沼沢層は黒色の硬質頁岩を主とし、安山岩および流紋岩の熔岩および凝灰岩を挟在している。明沢橋層および沼沢層からは有孔虫および貝化石を産する。

宇津峠層は下半部は凝灰質砂岩で、上半部は砂岩および礫岩である。

なお、長井北方の黒鴨付近の含ウラン砂岩も野川付近と同様な層準に相当するものと考えられる。

2.2.4 砂川地区

大鳥川の上流、庄内平野の南西縁にあたるこの地域の地質についてはまだ十分には研究されていない。

西部の西田川地域は古くから多くの研究がある (棚井敏雄, 1951²⁰⁾; 西田彰一・茅原一也, 1966¹⁰⁾など)。また、庄内平野およびその東部については帝国石油KKあるいは石油資源KKにより詳細に調査されている (井上寛生, 1962⁸⁾)。

一方、東部の大井沢地域については山形理 (1957)²⁷⁾により研究されている。この地域はそれら周辺の地域の接合部にあたるが、資料は少なく、以下に述べる砂川地区の層序も他地域との対比が困難で、時代を明らかにできない現状である。

この地区の新第三紀層は、竹内常彦他 (1952)²⁵⁾および小倉勉 (1957)²⁰⁾により簡単に報告され、また、筆者の一人も簡単に報告した (島津・河内, 1962)²⁹⁾。ここではこれらをもとにして述べる。

新第三紀層は花崗岩類を覆って広く分布している。砂川地区では、下位から仏沢層と落合層とに分けられる。

仏沢層は梵字川上流仏沢付近を模式地とし、大鳥川の東側に広く分布する輝石安山岩および同質集塊岩からなる地層である。大鳥川の西側にも分布し、ここでは赤紫色安山岩および緑色凝灰岩からなる。基底礫岩が発達しているが、礫岩は安山岩および花崗岩の礫からなる。大鳥川の東部ではほぼ水平に花崗岩の上に分布するが、西部では東に急傾斜をなしている。

落合層は朝日村落合を模式地とし、大鳥川の西部に発達している。模式地付近では石英安山岩質火山砕屑岩を主としているが、南部では基底部に薄い礫岩・砂岩が発達し、泥岩を主とし、凝灰岩を薄く挟在してい

注1)～注7) 森田日子次 (1933)

第 2 表 朝日・飯豊山地周辺地域の新第三系の対比表
Correlation table of Neogene Tertiary formations among the surrounding areas of the Asahi-Iide Mountainlands

	新潟 油田	津川・三川盆地 藤田 (1949) 西田 津田 (1962)	中東・釜杭地区 西田・津田 (1961)	小国・金丸地区 島津・徳永・小関 (1963)*		米沢盆地西縁 皆川 (1959)	砂川地区 島津・河内 (1962)
北浦階	椎	常 浪				宇津峠	
船川階	谷					湯子屋	
女川階	寺泊		内須川	舟渡	沼沢		
西黒沢階	七谷	粟瀬	下関				
	津川	津川	釜杭	小国 今市	足ノ水	明沢橋 小田 眼鏡橋	落合
台島階		鹿瀬					仏沢
西男鹿階	三 川	三 川					八 谷

る。砂川地区では基底礫岩が直接、花崗岩を覆っている。この礫岩中にウランが認められる。また、仏沢層の安山岩を不整合におおう礫岩中にもウランが認められる。基底礫岩中に貝化石および鮫の歯を産する。

砂川地区の南部の田の沢付近には厚い礫岩・砂岩が発達し一部に炭層を挟んでいる。仏沢層・落合層の時代は必ずしも明らかでないが、岩相から一応仏沢層は西田川地区の上郷層群の下部、落合層はその上部に対比される。

2.2.5 中条地区

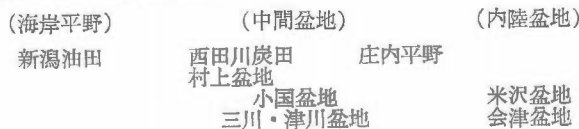
この地区の地質は一般的には中東・釜杭・三川地区とは変わりはない。すなわち、基盤の花崗岩を覆って津川層(砂岩・礫岩)・七谷層・寺泊層が重なっている。他地区との違いはこの地区が新潟油田の直接の周縁部であることである。ウランは津川層と七谷層との境界部に産している。

2.2.6 各地区の対比

小国—中東—釜杭地区、三川—赤谷地区、中条地区はほぼ完全に対比できるが、その他の地区については上に述べたようにいろいろ問題が多い。各地区の対比は第 2 表に示したが、含ウラン堆積岩はほとんど西黒沢階に当たるといことができる。

2.3 周辺地域、とくに西部地域の地質学的特性

ウラン鉱床を産する地域を 5 つの地区に分けて層序の概観、対比を述べてきたが、この地域を堆積盆地あるいは堆積区として見ると、次のようになる。



これらの堆積区、とくに西田川・村上・津川における新第三紀前期～中期にかけての堆積盆地の移動とそれに伴う地層累重の型式などについては、西田(1958)¹⁶⁾が詳しく論じているが、西田川炭田を除いては西男鹿階に相当する地層の分布が局限されているのが一つの特徴である。小国盆地における北小国層、または八谷層群、三川―津川盆地における三川層群のように、中間山地の一部に南北方向に狭小な分布を示している。そのような下部層の分布地域ではそれに不整合に西黒沢階に相当する地層の津川層などが重なり、それらの分布の見られない地域では津川層などは直接、基盤岩類を不整合に覆っている。ただし、村上盆地では台島階の岩船層を津川層が不整合に覆っている。このことは最下部層は欠いているが、この盆地が西田川炭田と関連が深いことを示している。

西黒沢階に相当する津川層は、いわゆる羽越地向斜の本格的な海浸の始まりを示すものである。このような地層の大部分が基盤岩類を直接覆い、しかも基盤山地の縁に入り込んで堆積しているのが、この地域のもっとも大きな特徴といえることができる。

中間山地ではその後、引き続き限られた盆地内で堆積が続いたが、西側の地域では次第に堆積盆地が大きく西に移動し、新潟油田堆積区を形成した。

一方、東側でも中間山地の小国―津川盆地を境にして堆積盆地が東側に移り、会津あるいは米沢の堆積盆地を形成している。

このように下部層の堆積を欠き、西黒沢階に大きく海浸が進んだ地域は、これより南西方の入込瀬地域まで及び、また、南方の只見川上流地域にも達している。その分布は西田(1958)¹⁶⁾も指摘しているように、NW―SE方向をとり、幅は約100kmの範囲にわたっている。詳しいことは省略するが、東北日本内帯のその他の地域ではあまり見られないことで、特異な地域といえることができる。この地域はまた新潟県下でグリーンタフがもっとも良く発達する地域でもある。つぎに津川層の岩相をみると、礫岩・砂岩相と凝灰岩相に分けられる。秋田油田の西黒沢階の堆積物にはさらにシルト岩、泥岩相(池辺積・岩佐三郎, 1962⁸⁾)が加わっている。このようなシルト岩・泥岩相は従来、女川階のものに一括されていたものが多い。したがって新潟県下で七谷層とされているものも西黒沢階と女川階に分けられる^{注8)}。津川層の礫岩・砂岩相は一方ではシルト岩・泥岩相に直接移行し、他方では凝灰岩相に移行している。この移行の関係は大きく見ると前者は東西方向の変化であり、後者は南北方向の変化を示している。この凝灰岩相はいわゆる上部グリーンタフで、酸性の火山砕屑岩からなり、他のグリーンタフ地域と同様に黒鉱鉱床を胚胎している。

このような岩相の違いは、堆積盆地内での堆積位置を示し、礫岩・砂岩相は基盤山地に近い沈降の少ない浅海地域、シルト岩・泥岩相は沈降地域を反映している。礫岩・砂岩相の発達する地域からは *Miogyopsina*, *Operculina* のような大型有孔虫と植物化石が見出されているが、これらの化石はまた、温暖海流に支配されていたことを示している。

3. 含ウラン鉱床

朝日・飯豊山塊の周辺に分布するウランを胚胎する堆積岩は上述したようにいずれも西黒沢階の砂岩・礫岩相が直接基盤岩を被覆する部分に産出し、海浸初期の浅海域、局部的には淡水域の堆積物に限定され、その当時の海流は温暖で、基盤岩類の分布する陸地も温暖な環境であったことが推定される。

含ウラン鉱床は2つの型に大別される。すなわち一つは基盤岩の直上に分布する砂岩・礫岩中に胚胎するもので、炭質物を伴う場合が多く、非海成堆積物中に産出するもので、他の一つは、津川層の上位で七谷層の直下に産出する燐鉱床おそらく海成堆積物と考えられる砂岩・礫岩中に産出するものである。

次に各地区の含ウラン鉱床について述べる。

3.1 砂川地区

山形県東田川郡朝日村砂川付近で1958年に発見された。

小芋川に沿う道路の露頭が第1頭露と呼ばれ、この南南西方向700m以内に第2および第3露頭が発見され、また試験によっても2, 3の放射能異常が発見された。いずれも早田花崗岩を覆う落合層の基底礫岩中

注8) 浮游性有孔虫からも明らかである。

の基地の部分にウランが胚胎する。第 1 露頭では、礫は花崗岩が大部分で、少量の流紋岩を含み、礫の大きさは 1 m 程度のものと、20~30 cm 程度のものの 2 種類が多い。そして礫は亜円礫である。基質はアルコース砂岩および白色凝灰岩で、礫の周囲は 2~3 cm の間、微粒の硫化鉄鉱により取り囲まれていることが多い。そして基質の部分からは貝化石、鮫の歯の化石を産する。礫岩の厚さは 2 m を下らないが、これを東方に追うと礫岩の厚さは、数 10 cm から 20 cm になる。

ウラン含有量は一般には 0.01%~0.04% U_3O_8 が多いが、第 1 露頭の一部では 0.15% U_3O_8 に達した。ウラン鉱物として独立した鉱物は認められず、ウランは吸着されているものと推定される。

含ウラン礫岩が浅海成である点はこの地区と異なる点であるが、砂岩・礫岩のような透水層は基底付近には基底部以外になく、上位は泥岩・凝灰岩・安山岩におおわれており不透水層を形成している。そして、なら熱水作用を示す変質作用も見られないので、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推定され、ウランは基盤の花崗岩やその中に胚胎する含ウラン鉱脈にその起源が求められる。

3.2 長井地区

1960年に長井市西部、野川で発見された。

ここでは小川花崗岩に属すると考えられる閃雲花崗閃緑岩を基盤として、眼鏡橋層と考えられる基底礫岩層が発達する。そして礫岩の上位にはアルコース砂岩が 50~100m の厚さで分布し、さらにその上には海成層と考えられる硬質頁岩・角礫凝灰岩や凝灰質砂岩が分布する。含ウラン部は最大数mの厚さで分布する礫岩の上位に堆積した砂岩中の炭質岩中に主に含まれる。炭質を含む部分は 3 層準認められるが、一般に基底部に近いほどウラン含有量は多く、最高 0.07% U_3O_8 に達する。一般には 0.00n% U_3O_8 の微量のウランしか含まれていないし、また、炭質物を伴わない部分は最高 0.009% U_3O_8 、一般には 0.005% U_3O_8 以下のウランしか含んでいない。長井地区のウラン産地としては矢の沢もあるが、これらはいずれも、淡水成の基底礫岩・砂岩中の炭質を含む部分に密接に伴って産し、その成因については基盤岩からのウランの溶脱と炭質物によるウランの沈殿定着を考えるのが妥当であろう。

3.3 小国一金丸地区

1959年に山形県西置賜郡小国町の米坂線越後金丸駅北方の露頭ではじめて放射能異常が発見され、その後原子燃料公社の小国出張所が積極的に探査を行なった結果、多数の同様な露頭が発見されたが、その代表的なものは、越戸部落付近の H 露頭と第 2 露頭である。いずれも花崗岩類を直接覆う今市互層の最下位を占める越戸砂岩部層中に産出する。

H 露頭付近では花崗岩の直上に分布するきわめて淘汰の悪い砂岩中に層状にウラン鉱床が分布し、門田ら (1961・1962)¹⁰⁾¹¹⁾によれば水平的分布は南北約 300m、東西約 150m に及び、その厚さは約 3 m、平均品位は 0.05% U_3O_8 以上である。局部的に燐灰ウラン鉱が認められる部分は最高 0.17% U_3O_8 に達する。鉱床は北から南南西に 10° 内外傾斜しており、通常花崗岩の直上数 m 以内にあるが、最も離れた箇所では 14m 上位に位置しており、花崗岩の凹部に直接鉱床が支配されるという関係は見られず、むしろ砂岩の走向傾斜に支配されている。この点は、人形峠鉱床のように基盤花崗岩のチャンネルなどの凹所に胚胎するものとはやや異なった性格を持っているといえる。ウラン鉱物としては燐灰ウラン鉱とコフィン石とが確認されているが、ウランの大部分は粗粒な石英・長石・黒雲母の間を埋める細粒部を構成する物質のうち、黒雲母・褐鉄鉱・緑泥石中に含まれている。

第 2 露頭では花崗岩直上に分布する砂岩全体が放射能異常を示すが、その中に賦存する亜炭が特に多量のウランを含有し 2% U_3O_8 に達する。

一方、第 H-5 露頭では基盤花崗岩直上位に分布する花崗岩の巨礫を含む礫岩の基質に、きわめて局部的にウランが含まれており、最高 0.035% U_3O_8 に達する。

以上のように小国一金丸地区の含ウラン鉱床は基盤花崗岩直上に分布する砂岩・礫岩中に分布し、一部では亜炭中に含まれている。そして含ウラン鉱床の母層は淡水成である。

3.4 中東地区

1960年に新潟県岩船郡下関村中東部落北東の山腹で花崗岩をおおう礫岩層中の亜炭から放射能異常が発見

されたが、1961年に中東部落東方の山腹で燐灰石に伴うウランが発見され、その後3年間、原子燃料公社により、探鉱された。ここでは花崗岩直上に薄く分布する釜杭層の砂岩は N 20°E, NW 20° 以下の走向傾斜を持ち、ほぼ斜面の走向傾斜と一致するため、不整合面は平面的には複雑な分布を示し、局部的に上位の下関層が見られる。

含ウラン燐鉱は釜杭層の上部に分布するベントナイト層の直下のみ胚胎しており、層状を呈し、1 km × 1.5 km の範囲内に数ブロックに分かれて分布し、その厚さは最大 50 cm、一般に 30 cm、そのウラン含有量は 0.02~0.03% U_3O_8 である。

これら燐鉱は少量の海緑石を含み、その層準は釜杭層の最上部で、斜面では基盤花崗岩から数m以内であるが、藤沢川の北部では20mに達する。一部に燐灰ウラン鉱の存在が認められた以外、ウランはすべて燐灰石中に含有されており、最高 0.14% U_3O_8 程度に達する。釜杭層の下位には場所により亜炭層が発達し、非海水成であるが、中東の燐鉱の層準付近は海緑石の存在、田麦の砂岩中に浅海性の貝化石が産出する点から浅海成と考えられる。

3.5 釜杭一門前地区

新潟県岩船郡朝日村高根では1961年に釜杭層に属する基底礫岩中で燐鉱が発見された。基盤花崗岩の直上 2~3mの位置に硬いノジュールが2個認められ、最大長径は 40 cm であり、0.018% U_3O_8 を含んでいる。

朝日村釜杭では礫岩の基地に燐鉱が発達し、最高 0.044% U_3O_8 を含んでいる。

村上市門前では基盤古生層の上位20mの釜杭層の最上部に近い砂岩層の中に、層状レンズ状、ときに硬いノジュール状をなして燐鉱が産出し、走向方向に 40 m にわたり厚さ 10 cm 内外の含燐鉱帯が追跡され、最高0.034% U_3O_8 を含んでいる。

村上市上山田では古生層を貫く花崗岩が小範囲に露出し、その上位10数mの釜杭層の最上部に近い砂岩中に層状、一部ノジュール状に燐鉱が胚胎し、走向方向には 2~3 m しか追跡できない。最高 0.022% U_3O_8 を含んでいる。

釜杭以下の3産地は1965年に発見され、いずれも海緑石を含み、釜杭層の上部、下関層の直下に燐鉱が含まれており、燐灰石の一部は鏡下に pellet 状を呈する。

3.6 中条地区

1958年新潟県下で最初に放射能異常が北蒲原郡中条町半山沢の津川層と七谷層との境界で発見された。ここでは長径最大 30 cm に及ぶ燐鉱のノジュール3個が存在し、ウランの含有量は 0.16% U_3O_8 に達する。燐灰石中のウラン含有量は 0.2% U_3O_8 以上に及ぶものと推定される。

3.7 赤谷・五頭山・三川地区

1960年新潟市上赤谷にある赤谷炭鉱坑内から放射能異常が発見された。ここでは基盤花崗岩の直上に津川層の最下部にあたる亜炭層が発達し、亜炭の一部および炭質頁岩~砂岩中にウランが含まれており、一部では閃ウラン鉱が認められ、最高 0.2% U_3O_8 のウラン含有量を示している。赤谷炭鉱付近では同じ津川層が分布しても夾炭層が発達しないところには放射能異常は認められない。なお、赤谷炭鉱北方約 1 km の夏井川中流の礫を少量含む砂岩中からもウランの存在が認められた。

1960年に北蒲原郡笹村五頭山中腹の山道で放射能異常が発見された。ここでは津川層は草水花崗岩の上に小範囲に分布し、その最下部に夾炭アルコース砂岩薄層が分布し、数 cm~数 10 cm の炭層を数枚挟んでいる。この炭層は N 60°E, 10~30° S の走向傾斜を持ち、往時小宮大室炭鉱として稼行された。ウランは炭層または炭質砂岩中に見られるが、炭質物が存在しても必ずしも放射能異常は存在しない。化学分析の結果は一般には 0.00n% U_3O_8 であるが、局部的には 0.33% U_3O_8 という高いウランを含んでおり、ウラン鉱物としては炭質物中にコフィン石が認められている。

三川地区は当地区としては最初の放射能異常が発見されたところで、1960年に東蒲原郡三川村吉可沢で発見された。ここでは津川層は下部は砂岩、礫岩などからなる砂岩礫岩部層、上部は酸性流紋岩および火山碎屑岩からなる凝灰岩部層からなり、下部の砂岩礫岩部層は 7~30mの厚さで基盤花崗岩を覆い、この中にウランが含まれている。坊城ら(1966)³⁾によると、下部の砂岩礫岩部層は、下部は花崗岩礫を主とする礫岩層(層厚 3~7m)、中部は泥岩・凝灰岩、炭質物薄層を含む砂岩・礫岩の互層(層厚 2~18m)、上部は古生層の礫

を主とする礫岩層(層厚 4 m 以上)に分けられ、ウランは中部のとくに炭質物に伴っている。竹田ら(1965)²⁴⁾の研究結果によるとウラン含有量のとくに高いのは良質の炭の部分よりもむしろ灰分の多い炭質頁岩または炭質泥岩であること、有機物の量とウラン含有量との間には一定の関係がないことが認められ、ウラン含有量の最高値は 0.045 % U_3O_8 である。しかし、原子燃料公社の分析によるとウラン含有量の最高値は露頭試料で 0.15% U_3O_8 を示している。

3 地区の含ウラン鉱床はいずれも炭質物を含む部分で、母層はいずれも淡水～汽水成である。

4. むすび

当地域の含ウラン鉱床は西黒沢階(一部台島階)の砂岩あるいは礫岩が、基盤岩を覆う部分に胚胎しており、大きく 2 つの鉱床型に分けられる。すなわち

- 1) 基底部の砂岩・礫岩・炭質頁岩・亜炭などに伴い、基盤岩はカリ長石の多い花崗岩～花崗閃緑岩。
- 2) 津川層の最上部の砂岩～礫岩中の燐鉱で基盤岩はカリ長石の多い花崗岩あるいは古生層。

1) の型は砂川地区のを除いて、すべて非海成堆積物で、基盤の直上から一般に数 m 以内に産出する。三川～赤谷地区・長井地区では炭質物と密接な関係があり、炭質頁岩～砂岩にウランは含まれており、一般に良質の亜炭そのものにウランが含まれていることはほとんどないが、小国地区の第 2 露頭の亜炭(灰分 8.76%, 発熱量 6460 カロリー)の中には 1.7% U_3O_8 という多くのウランを含んでいる。また小国地区の H 露頭では高品位部に炭質物の破片を少量含んでいるほかはあまり炭質物は認められない。ウラン鉱物としては小国地区ではコフィン石・燐灰ウラン石、三川・赤谷地区で閃ウラン鉱、五頭山地区でコフィン石が高品位部から同定されているが、低品位部では不明な点が多い。しかし小国では筆者の一人浜地ら(1963)⁷⁾が認めたように、石英・黒雲母の粗砂を埋める基地を構成する鉱物のうち、黒雲母・緑泥石・褐鉄鉱あるいは炭質物中に、ウランが吸着されて存在する場合は、ウラン鉱物として存在する場合よりも遥かに多いものと考えられる。ウランの母層は羽越地向斜の本格的な海浸の始まりを示す西黒沢階の地層のおそらくは堆積盆地の縁辺部の淡水～汽水成の局所的な湖沼～三角洲に堆積したものである。含ウラン層には火成作用に係る熱水変質作用を示すものはなく、またウランが母層の堆積時に同時に定着したということは、堆積環境から考えられないので、ウランは母層が堆積して陸化した後に地下水により供給されたものと考えのがもっとも妥当である。そして含ウラン鉱床が当地域内では比較のカリ長石の多い花崗岩類としていることや、これら基盤岩中には砂川地区・小国地区のように含ウラン熱水鉱脈が胚胎していることから、ウランはこれらから溶脱され、地下水により不整合面直上に運搬され、炭質物のようなウランを定着させやすい物質を含む部分で再沈殿濃集されたものであろう。

2) の型では中東地区の一部で同定された燐灰ウラン石を除き、ウランはすべて燐鉱中の燐灰石(carbonate-fluor-apatite) 中に含まれており、1) の型と異なり、海成堆積物中に胚胎している。そして燐灰石の生成には生化学的要因が大きく、浅海の小さな入江での燐酸を供給するよう生物の繁殖による海水中の燐酸の濃集が推定される。そして、上山田の燐鉱が方解石と共存することや、燐灰石の種類から予想されるように、炭酸イオンも重要な役割を果たしている。浅海性の局所的な入江や温暖な気候とは生物の繁殖、その結果として海水中の燐酸濃度の増大という条件を作り、燐灰石で飽和している海水(Kramer, 1964¹²⁾)から直ちに燐灰石が沈殿したのと考えられる。中東地区のような相当な拡がりを持つ燐鉱の場合には、その地区全体が燐酸濃度が海水中で増大するような条件にあったが、その他の地区、とくに高根や中条のようなノジュールの場合はこの条件はきわめて局所的であったと考えられる。また、これらの燐鉱が灰白色を呈し、有機物を伴わない点は、その時の海水は Eh はそんなに低くはなく、pH は 7 以上、方解石を伴う場合には 7.8 以上の条件が推定される。Altschuler et. al (1955)¹¹⁾, Ames, Jr. (1960²³⁾, McConnell (1953)¹³⁾ら多数の研究者により確認されているように、結晶化学的に燐灰石のカルシウムを置換しやすいウランは、燐鉱の堆積時および続成作用を通じて海水中から容易に燐灰石中に定着されたものであろう。ただ、当地域の燐鉱中のウラン含有量は諸外国のものと比べて大差はないが、燐酸の量に対応するウラン、すなわち燐灰石そのものに含まれている量はきわめて大きい。その理由としては、堆積および続成作用を通じての海水との接触の時間、ウランのトラップとしての燐灰石の量などがあげられる。また七谷層やペントナイトのような不透水層と基盤との

間に挟まれた釜杭層全体が地下水の良好な通路となり、陸化後に後背地の基盤岩からウランを溶脱してきた地下水からの供給によるとも考えられる。

以上のように1)と2)の型は、それぞれ相異なった成因を持っているが、これらと類似の堆積環境は朝日・飯豊地域の西黒沢階(一部台島階)の地層が直接基盤を覆う地区には存在している。鉱床としての規模は中東や小国地区以外は小さい続成作用を通じて海水中からも供給されたものであろう。しかし、当地域の磷鉱中のウランの品位は諸外国のものと大差がないが、磷酸の量に対応するウラン、すなわち、磷灰石そのものに含まれているウランは諸外国の海成磷鉱に較べるときわめて多量含まれていることは、磷鉱そのものの規模が小さいため、海水からのウランを定着するチャンスが大きかったためか、あるいは陸化後に七谷層あるいはベントナイトのような不透水層と基盤岩類との間に挟まれているため、それが地下水の良好な通路となって、地下水からのウランの供給も考えられる。

文 献

- 1) Z. S. ALTSCHULER, R. S. CLARKE JR., and E. J. YOUNG (1955): Uranium in apatite, *Am. Min.*, vol. 40, p. 308.
- 2) L. L. AMES, JR. (1960): Some cation substitution during the formation of phosphorites from calcite, *Econ. Geol.*, vol. 55, p. 354~362.
- 3) 坊城俊厚・青柳信義・鈴木泰輔(1966): 飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について(その2, 新潟県三川村およびその周辺地域), 地調月報, vol. 17, p. 459~471
- 4) 藤本治義(1949): 新潟県岩船郡釜杭産有孔虫化石, 地質学雑誌, vol. 41, p. 204~205
- 5) 藤田和夫(1949): 新潟県津川盆地の第三系, 地質学雑誌, vol. 55, p. 199~204
- 6) 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
- 7) 浜地忠男・五十嵐俊雄(1963): 新潟・山形県境小国・金丸地区の含ウラン鉱床について, 地調月報, vol. 14, p. 873~884
- 8) 池辺 穰・岩佐三郎(1963): 秋田油田の新第三系——とくに2つの問題をとりあげて——, 化石, no. 5, p. 98~104
- 9) 井上寛生(1962): 新第三紀における出羽丘陵周辺地域の古地理学的研究, 石油技, vol. 27, p. 233~254
- 10) 門田長夫・佐藤源郎・東郷文雄・中村頼三(1961): 東北日本羽越山塊の小国・金丸ウラン鉱床, 原子力学会誌, vol. 3, p. 422~429
- 11) 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
- 12) J. M. KRAMER (1964): Sea waters, saturation with apatite and carbonates, *Science*, vol. 140, p. 637~638.
- 13) D. C. McCONNELL (1953): Radioactivity of phosphatic sediments, *Econ. Geol.*, vol. 48, p. 147~148.
- 14) 皆川信彌(1959): 米沢盆地周辺における新第三紀層の層位的ならびに古生物学的研究(その1, その2), 地質雑, vol. 65, p. 364~373, p. 483~493
- 15) 森田日子次(1933): On new species of genera *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene deposits of Oguni-machi, Uzen Province, Japan, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 9, p. 1~8.
- 16) 西田彰一(1958): いわゆるグリーンタフにまつわる諸問題, 新生代の研究, no. 27, p. 8~21
- 17) 西田彰一・津田禾粒(1961): 新潟県坂町付近の新第三系, 榎山教授記念論文集, p. 107~113
- 18) 西田彰一・津田禾粒(1962): 東蒲原郡の地質, 新潟県文化財年報, 4集, p. 329~339
- 19) 西田彰一・茅原一也(1966): 西田川炭田の新第三系(その1)——層序, 構造, 火成活動——, 新潟大学理学部地質鉱物教室研究報告, 第1号, p. 21~57

- 20) 小倉 勉(1957) : 山形県朝日山地北東部の地質, 特に花崗閃緑岩について, 山形大学紀要 (自然科学), vol. 4, p. 199~216
- 21) 島津光夫・河内洋佑(1962) : 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について, 地調月報, vol. 13, p. 559~572
- 22) 島津光夫・徳永重元・小関幸治(1963) : 新潟・山形両県境小国・金丸地区のウラン鉱床——とくに周辺の地質について——, 地調月報, vol. 14, p. 1~16
- 23) 島津光夫(1964) : 東日本の白堊紀花崗岩 I・II, 地球科学, no. 71, p. 18~27, no. 72, p. 24~29
- 24) E. TAKEDA, T. MOGHIZUKI, and H. KANEKO (1965): On the uranium in coalbearing beds of Mikawa and Akatani Areas, Niigata prefecture, 地調月報, vol. 16, p. 469~497
- 25) 竹内常彦・他(1952) : 山形県大張・八久和両鉱山付近の地質鉱床, 東北大学選研彙報, vol. 8, no. 2
- 26) 棚井敏雄(1951) : 山形県西田川炭田北部の地質構造——庄内平野周縁地域の地史学的研究(その1), 地質学雑誌, vol. 57, p. 157~170
- 27) 山形 理(1957) : 山形盆地の西部, 左沢~能井沢地域の地質, 山形大紀要(自然科学), vol. 4, p. 229~248

The uraniferous deposits in the Asahi-Iide Mountainlands, Niigata and Yamagata prefectures

By

Tadao HAMACHI and Mitsuo SHIMAZU

The Paleozoic formation and granitic rocks which intrude it are overlain by the Middle Miocene sediments in the Asahi-Iide Mountainlands and their environs, and the uraniferous deposits have been found in several areas of the Miocene sediments since 1958.

The distribution of these deposits are limited in the member composed of mainly sandstone and conglomerate belonging mainly to the Nishikurosawa stage. The deposits are classified into two types, that is, one is in the non marine sandstone and conglomerate generally associated with carbonaceous matter within ten meters upper the unconformity on the granitic rocks, and, the other is in the marine sandstone and conglomerate in the uppermost horizon of the same member always associated with carbonate-fluor-apatite.

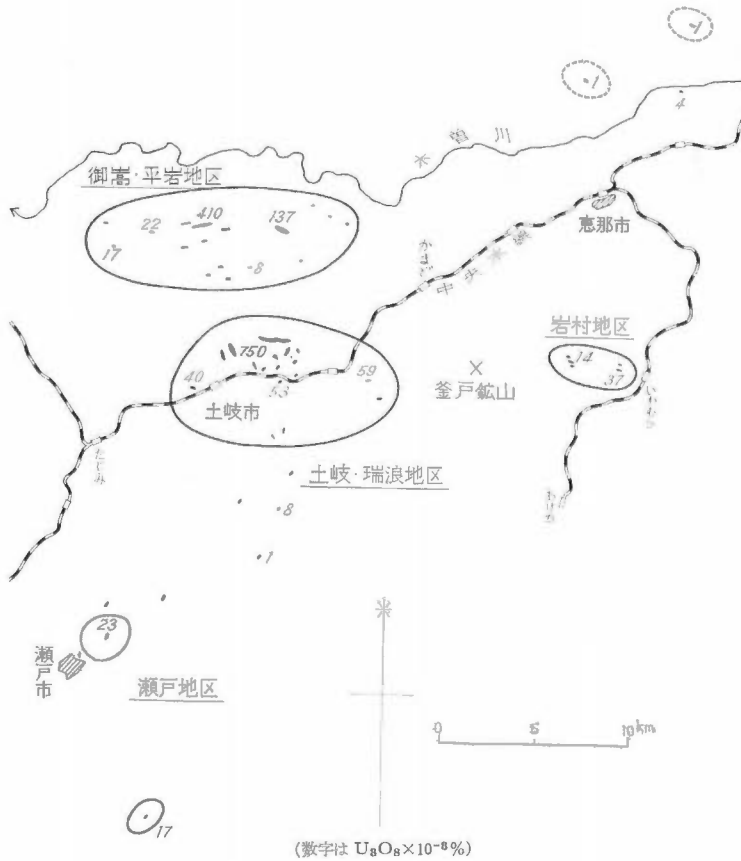
It is conjectured that uranium in the first type is leached and transported by ground water and finally fixed in the present position after sedimentation from the granitic rocks. Uranium in phosphorite is supplied from sea water during sedimentation and diagenesis, but, uranium contents in apatite itself are considerably higher than those of typical foreign marine phosphorites and some addition of uranium is probably due to the same process as that of the first type.

II. 1. 2 岐阜県東濃地域のウラン鉱床

林 昇一郎*・小尾五明*

要 旨

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月の予察により本格的層状ウラン鉱床の性格を有することが確認され、多数の総合調査が実施された。その結果、人形峠地区の鉱床とともに本邦では最も重要な鉱床となりつつあり、埋蔵鉱量も、昭和43年4月現在、粗鉱約457万t (0.055% U_3O_8)、含有量2,516tと公表されている。地質は基盤の古生層・花崗岩類とこれらをおおう中新統からなる。鉱床は花崗岩類の一部、中新統の基底部の礫岩・砂岩・凝灰岩などのなかに認められている。分布は東西35km、南北40kmにわたり、富鉱部は不整合直上数10mの範囲の諸層にわたる。放射能強度は0.1mr/h程度は数10箇所及び最高10mr/h以上。ウラン鉱物はセンウラン鉱・コフィン石・リンパリウムウラン石などであるが、量的には大部分含ウランモンモリロン石の形である。



第1図 東濃地方のウラン鉱床分布図

* 鉱床部

1. まえがき

昭和37年12月上旬、地質調査所の物理探査部自動車放射能探査班は岐阜県土岐市北部において著しい放射能異常を認めた¹²⁾。その当時本邦においては第三系中の含ウラン地点としては10余が確認されていたが、その後の探査研究の結果によると、この東濃地方のものが人形峠地区のものについて有望視されるにいたっている。本邦においてこのように急速に探査成果が得られた例は特記するに値する。

発見当初は、土岐市駅(昭和40年から旧土岐津駅を改称した)北方などを中心とする鉱床が発見されたので、「土岐ウラン鉱床」と呼ばれていたが、その後ウラン鉱床が5万分の1地形図4~5枚にわたってきたので、「東濃ウラン鉱床」と呼ばれるようになった(第1図分布図参照)。したがって愛知県瀬戸市などの鉱床も含む総称として取扱っている。

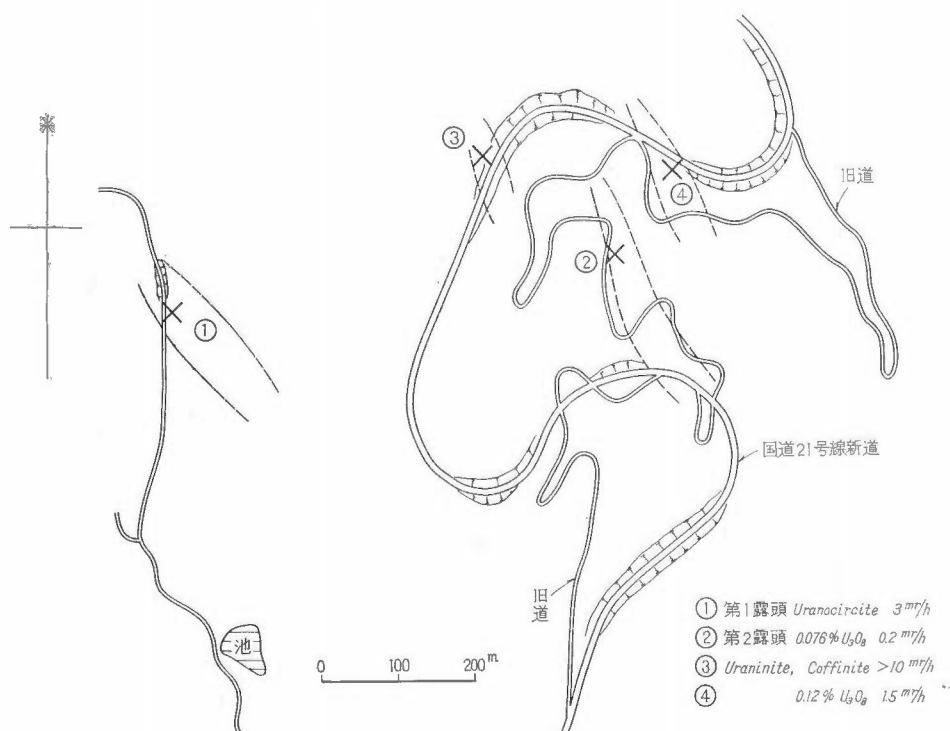
この報文は本地域の調査に参加された方々の資料、とくに動燃事業団の諸氏の御援助に対して厚く謝意を表する。

2. 開発の経過

本鉱床の重要性にかんがみ開発初期の模様を中心に簡単に経過を記す。

1) 昭和37年12月1日、地質調査所の自動車放射能探査班は、国道21号線旧道の一部(第2図の②地点)において放射能異常を記録した¹²⁾。ここはその後第2露頭と呼ばれるようになり、さらに昭和40年12月には同国道の拡張工事に伴う切割において、花崗岩ならびに、その上位の礫岩中などに、センウラン鉱・コフィン石などが濃集しているのが発見された。本露頭はウラン鉱石としては本邦随一の高品位鉱である(第3図)。昭和37年12月3日には上記露頭の西方600mにおいて第1露頭が発見された。

2) 上記情報にもとづき、昭和38年2月上旬、筆者らの第1回の予察調査が行なわれ、2月9日第1露頭において、黄緑色のウラン2次鉱物を発見した。これらの産状などから、典型的な層状ウラン鉱床としての、性格をもつことが確認された。この2次ウラン鉱物は同年7月、本邦新産のリンバリウムウラン石と同定さ



第2図 土岐市北方ウラン鉱床分布図

れ、本地方に共通の、特徴的な2次鉱物となった^{1)~7)}。

3) 昭和39年8月には、日本原子力学会第3回資源探査現地討論会が土岐市において開催され、研究成果10余篇が発表された²¹⁾。多数の調査が実施され、土岐地区以外のおもな発見年月はつぎのとおりである。

岐阜県可児郡御嵩町	昭和38年6月
岐阜県恵那郡岩村町	昭和39年10月
愛知県瀬戸市下品野町	昭和40年12月
愛知県西加茂郡猿投町	昭和41年2月
岐阜県瑞浪市釜戸鉱山	昭和42年3月

4) 原子燃料公社の精査が行なわれ、鉱量も300万t (0.04% U_3O_8) 以上と見込まれるにいたり、昭和40年9月には、原子燃料公社東濃探鉱事務所が開設され、本格的探鉱の段階に入った。

5) 昭和41年1月28日、地質調査所は過去3カ年の研究成果について公表した。

6) 本地方の埋蔵鉱量は、昭和43年4月現在457万t (0.055% U_3O_8)、含有量2,516tと動燃事業団から公表されている。

3. 地質の概要

鉱床付近の地質に関してはすでに、多治見図幅 (1:75,000)¹⁵⁾、美濃炭田土岐地区地質図

(1:25,000)¹⁶⁾、同可児地区地質図¹⁷⁾が出版されている。デスマスチルスの化石が1950年10月に第1露頭の南西約1kmの通称隠居山に産したために、同地区の層位学的研究論文は20余篇におよんでいる^{11), 28)}。

付近の地質は基盤岩を構成する古生層とこれを貫く花崗岩類と、これらをおおう中部中新統と第四系からなる。古生層は粘板岩・チャート・砂岩などからなる。チャートの一部は花崗岩類の貫入による熱変成作用をうけて一部軟珉石化しているため採掘されている。花崗岩はいわゆる苗木型花崗岩に属するもので、年代は5,000~6,000万年と測定されている¹⁴⁾。花崗岩類は諸所に小規模のペグマタイト岩脈・アプライト岩脈があり、岩相も諸種であるが、詳細は別項にゆづる。ただ花崗岩も部分的に放射能が高く0.1~0.5 mr/hに達する例は普通であり、その付近の堆積岩中にウランの濃集の見られる所もあるので、留意する必要がある。このような例は長野県飯田地方でも認められ、放射能の一部はウランのほかトリウムに由来するものである⁷⁾。

当地方には可児・土岐・瑞浪・瀬戸・岩村などの盆地構造が発達しており²²⁾、大局的に見るとウラン鉱床はこれらの盆地堆積物の基底部付近に発見されている例が多い。本地方の堆積状態は他の同種鉱床の見られる地方と同様で、アバット状を呈する所も多く、含ウラン層は層位学的にはある一定の層準に限定されていない。

含ウラン層を中心とする層位学的研究は概略についてはほぼ一致しているが、細部にわたっては現在研究が続行されている。岩相は夾炭層相当層とその上位の海成層に大別されるが、地域的にはかなり入り混ったような所も見られる。

含ウラン層を中心として、これらの現象を見ると、ウランの濃集は地質的同時面的規制を受けていると見られる要素は従と見られている。また西部の御嵩地区などでは非海成層中にウランは認められているが、土



第3図 土岐市定林寺(国道21号線)高品位ウラン鉱産地(矢印)
A photograph showing the view of uraninite-coffinite deposit along the highway No. 21, in Toki city

岐地区などでは明らかに海成層中にウランが認められている。

層序の詳説・対比などは各論にゆずる。

4. ウラン鉱床の概要

現在までに認められているウランの地表の露頭のおもなものと、代表的な試料の化学分析値を第1図・第1表に示してある。その分布は最初発見された土岐市駅の北方を中心にして、東西約35 km、南北約40 kmにわたっている。5万分の1の地形図名は、美濃加茂・恵那・瀬戸・豊田などにわたっている。既知のウラン鉱床はおもなもの10余カ所、露頭など20余カ所に達している。これらはおもに露頭追跡の結果確認されたものであり、さらに試錐作業の進展にともない比較的浅所にある鉱床が確認されつつある¹³⁾。

地表の露頭としては、第1図に示すように、4地区に大別され、それぞれ各論にのべられている。

- a. 土岐・瑞浪地区
- b. 御嵩・平岩地区
- c. 岩村地区
- d. 瀬戸地区

その他局部的のもの、花崗岩中の異常などが諸所に認められている。

ウラン鉱床を胚胎する地層は、最初発見された露頭などは中新統基底部の夾炭層相当層と見られていた。そのため初期はそのような地層を重点的に調査が進められてきたが、その後必ずしも夾炭層のみに限られていないことが判明してきた。

現在までに認められている含ウラン層を総合してみると、花崗岩および古生層を不整合におおう礫岩・砂岩・凝灰質岩石・粘土類・炭質物、および花崗岩の一部など、諸種の岩相を示す岩石中にウランは含まれている。これらの地層は非海成¹⁴⁾のものから明らかに海成層¹⁵⁾のものも認められている。上記諸岩石を通じて不整合面上数10m位の範囲がウランの著しい(例えば0.1 mr/h以上)鉱化作用を受けている。

含ウラン層は、土岐・瑞浪地区を例にとると、土岐夾炭層・月吉層・戸狩層・山野内層、一部は生俵層にまで及んでいるといわれる。しかしいずれにしても不整合面上数10m位の範囲にのみ認められている。

ウラン鉱の産状をやや詳しく見ると、

1. 基盤直上の礫岩・砂岩など

第1露頭の礫は大部分ホルンフェルス化したチャートの円礫で大きさは1 mに達する。この礫の割れ目、表面、マトリックスの部分などにリンバリウムウラン石が認められる。また随伴する粘土類の中にもウランは0. n%程度まで含まれる場合がある。

第2露頭の高品位部においては、モンモリロン石化を受けた花崗岩礫のマトリックスなどがウランの鉱化作用を受けており、センウラン鉱・コフィン石・黄鉄鉱を主とする。

2. 花崗岩直上のアルコーズ部分

この部分は、花崗岩が現地風化していわゆるさば状になったものから、多少淘汰をうけて黒雲母などが少なくなっている部分もあるが、異常部分は通常10 m以内の拡がりがありポケット状である。ただこのような部分もある線状配列が追跡される例が多い。ウランは異常部分の試料を水簾などを行ない、種々分離してウランの配分を試みると、究極的には粘土鉱物、一部は褐鉄鉱・黒雲母などの中に大部分は濃集されていることが認められる。

3. 花崗岩基盤の直上に礫層などを伴わず粘土化した岩石中に異常のあるもの。このような場合にはアバットした部分と見られるが、異常の産状は2.と質量ともに類似した規模である場合が多い。

4. 基盤花崗岩の割れ目にあるもの

第2露頭高品位部の下部に見られた。細脈状に幅数mの間が鉱化を受けている。また明世の花崗岩の一種の節理面に沿っては重晶石^{注1)}とリンバリウムウラン石が産し、Baの鉱化作用があったことを示す一証拠となっている。

5. 古生層の基盤上の堆積物の基底部の砂岩・泥岩中のもの。この異常は御嵩町西部方面に、夾炭層相当

注1) 佐藤良昭：未発表資料(1966)

層の弱異常として知られる。その例は御嵩町井尻 (0.048 mr/h, 0.012% U_3O_8)、御嵩町尼カ池 (0.110 mr/h, 0.016% U_3O_8) にある。このような例は必ずしも基盤に花崗岩がなくても地下循環水などによる濃集を示す例である。

6. 花崗岩中の異常。

細脈状、小さいペグマタイト脈などが花崗岩を詳細に調べると諸所にあり、UのほかThが認められる。異常は 0.1~0.5 mr/h にも達し、上記1~4の異常のある付近の花崗岩は一般に高く、調査上留意すべき点であり、成因的にも関連があると見られている。このような例は長野県飯田地区のウラン鉱床の場合にも認められている。

ウラン鉱床の分布と品位の概略値は第1図・第1表のとおりである。

以上要約するとウランの単独鉱物として産するものは量的にはごく少量である。大部分は粘土鉱物、おもにモンモリロン石、一部はカオリン・ハロイサイト・褐鉄鉱・黒雲母などに含まれている。とくに野外において高品位を示す部分は岩相はたとえ異なっても、明らかにモンモリロン石化が容易に判別される場合が多い。

鉱物

本地方に認められたウラン鉱物は、1次鉱物として、センウラン鉱・コフィン石があり、2次鉱物として

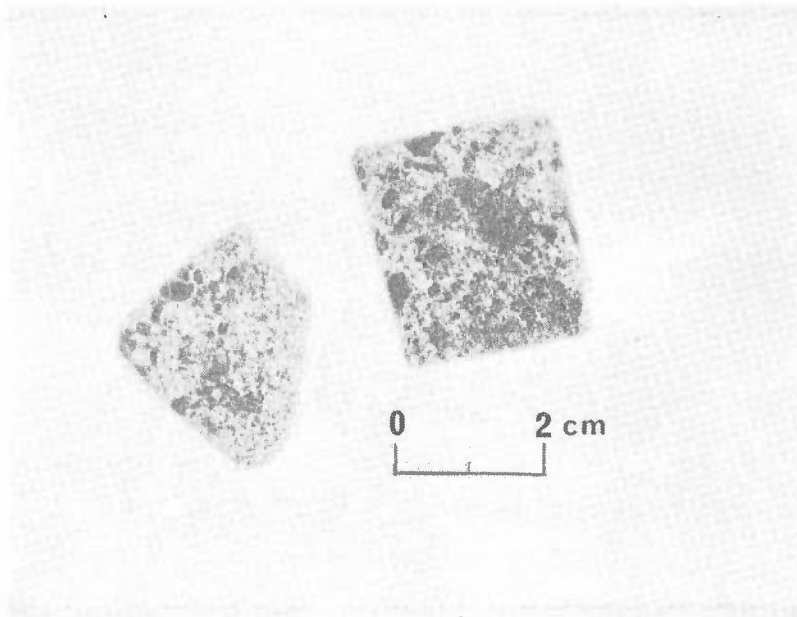
第1表 代表的ウラン鉱の分析値
Chemical analyses of typical ores

産地名	U_3O_8 %	Ba %	備考
第1露頭	0.26	0.10	UCを含む平均
第2露頭	6.25	0.24	高品位平均試料
〃	15.82	0.04	Ur.を含む平均
明世トンネル	0.014	0.14	UC, barite
日吉学校	0.019	0.14	UC
日吉グラウンド	0.12	0.05	
河合	0.10	0.04	
深沢	0.34	0.63	
瑞浪市平岩	0.025	0.03	花崗岩
神坂村霧カ原	0.005	—	花崗岩

UC: リンバリウムウラン石 Uranocircite

Ur: センウラン鉱 Uraninite

分析者: 望月常一・大場きみじ・池田喜代治
Analyst T. Mochizuki, K. Oba, K. Ikeda



第4図 土岐市定林寺産センウラン鉱 (白色部) のラジオラクソグラフ
(ポーラロイドフィルム, ASA3000使用, 露出14分)

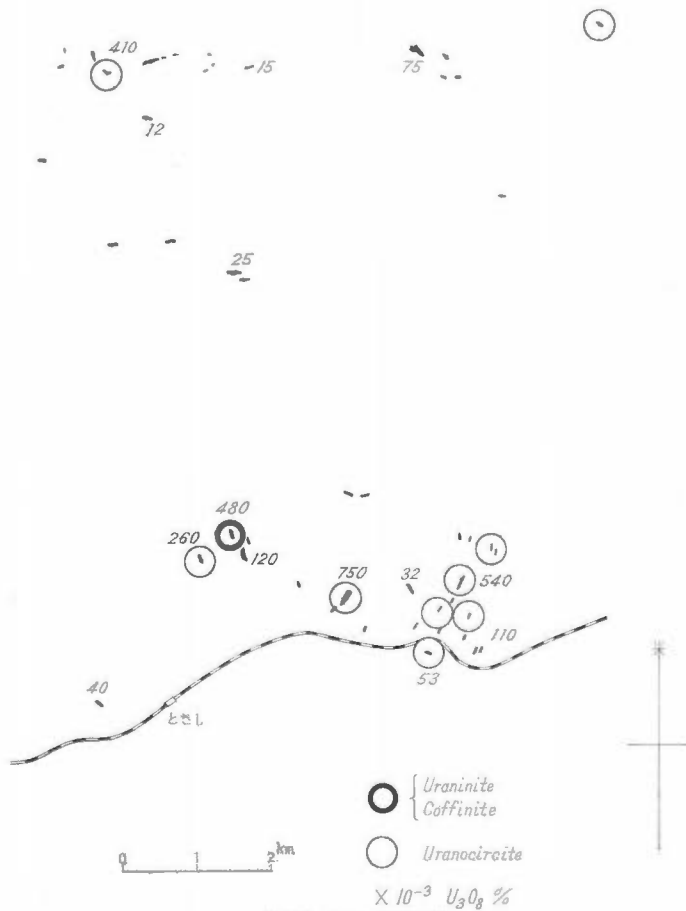
Radioluxograph of uraninite (white part) from Toki city using the Polaroid film ASA 3000, exposure 14 min

リンバリウムウラン石[$\text{Uranocircite Ba}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$]・リン灰ウラン石・ウラン硫酸塩などがある。

本地方の特徴としては Ba を主成分として含むリンバリウムウラン石の存在である。ウランウランモの一つであるリン灰ウラン石は全世界的に最も普通に多産するものであるが、リンバリウムウラン石は世界でも確認された例は比較的少ない。東濃地方において筆者らの研究した限りでは、数カ所において美しい黄緑色の蛍光を発する 2 次鉱物の大部分は、リンバリウムウラン石であることが確認されている。しかも Ca をほとんど全部 Ba が置換した種類であることは世界的にも比較的珍しい例である。また Ba 元素が明世の一部においては重晶石 barite の形でかなり大量にリンバリウムウラン石と密接に共存していることは、少なくとも Ba がかなり十分に供給され得る環境下であったことを意味する。

しかし上記肉眼のウラン鉱物は量的にはごく一部分であって、大部分は含ウラン粘土、含ウラン炭質物、などの形で存在している。含ウラン粘土としては含ウランモンモリロン石が最も高品位 (0.7% U_3O_8) であり、微量のウランはカオリンまたはハロイサイト中にも存在する。このことはウランの濃集が粘土化作用と密接に関係していると見られる一資料である。

センウラン鉱は石英・長石などの粒間を満たし、または細脈状に切って、黄鉄鉱とほぼ同時に沈殿したと見られる組織が認められる。粉末 X 線実験によるとやや幅広い回折図形を示し、600°C 位の加熱により完全に hexagonal phase に転移することが認められた。放射平衡にはないが、予備的実験によると約 10×10^8 年という年代も得られている注2)。その他の鉱物学的詳論は各論の項にゆずる。



第5図 ウラン鉱物産出地

注2) 金谷弘：未公表資料(1967)

5. 総 括

当地方のウラン鉱床は中新統盆地の基底部付近の諸種の地層に認められている。したがってその分布は大局的にはそのような堆積物の見られる基盤の凹地形の支配をうけている。ただし基盤は花崗岩類が大部分であって古生層を基盤とするものには微弱なものが少数認められているにすぎない。

このような構造支配の中でも、詳細に見ると富鉱部は少なくとも一部はある裂か系など線状構造に沿っての富化があったのではないかと思われる例も認められている。

ウランは一部はウランの独立鉱物として存在することが認められているが、大部分は含ウラン粘土の形で存在することが特徴的である。高品位部は大部分含ウランモンモリロン石の形であり、一部はカオリン・ハロサイトなどに含まれている。また Ba を主成分鉱物とするリンバリウムウラン石の存在も、重晶石と共存関係において特徴的である。

本地方のウラン鉱床の成因に関しては、他地方の同種鉱床の場合と同じく、さらに追及すべき点が残されている。しかし質、量の点から幸い多くの資料が得られつつある現状である。

本邦ではまれに見られる高品位のセンウラン鉱を主体とするポケット状鉱体については産状、鉱石組織などから、その部分に関しては浅熱水性鉱床のごく末期のような環境が推定されよう。センウラン鉱自身のウランは平衡状態にないとはいえ、予備的に得られた年代は母岩にほぼ近い古さを示している。またこれらに引続いたか、または、やや後期に見られる含ウラン粘土を主とする鉱床は、量的には何百万 t という量に達し、花崗岩類中のウランの溶脱、運搬、沈殿、粘土化と受入れ側の母岩の性質、古地形的要素などが要因になったものと見られている。

ある一定の地質的層準には限定されないが、基盤直上数10mの範囲内に1層ないし複数の含ウラン層が認められており、それ以上の新期の地層には同程度のウランの濃集はほとんどないということは、地質的にはある短い時期の間にウランの鉱化作用が、質・量を考慮して、複数回あったと考えることは、可能な考察ではなからうか。

文 献

- 1) 林 昇一郎 (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号, p. 8~10
- 2) 林 昇一郎・長島弘三 (1965) : 岐阜県土岐市地方のウラン鉱床 (第2報), 鉱物学雑誌, vol. 7, no. 5, p. 357
- 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, vol. 7, no. 2, p. 79~85
- 4) 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), 鉱物学雑誌, vol. 8, no. 2, p. 117
- 5) 林 昇一郎 (1967) : 東濃地方のウラン鉱床の概要, 地質ニュース, 150号, p. 3~6
- 6) 林 昇一郎・長島弘三・小尾五明 (1967) : 岐阜県土岐市地方のウラン鉱床 (第4報), とくにセンウラン鉱の産出について, 鉱物学雑誌, vol. 8, no. 5, p. 343
- 7) 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
- 8) 林 昇一郎・鈴木重孝・小尾五明 (1967) : 岐阜県土岐市の含ウラン粘土の諸性質について (予報), 地質学雑誌, vol. 74, no. 2, p. 126
- 9) 林 昇一郎・長島弘三・小尾五明 (1968) : 岐阜県土岐市地方のウラン鉱床 (第5報), 日本鉱物学会年会予講集, p. 16
- 10) 林 昇一郎 (1968) : ウランの「熱水性」起源の可能性, 地質調査所月報, vol. 19, no. 4, p. 51~52
- 11) 林 唯一 (1954) : 岐阜県土岐郡泉町付近の地質——主として第三系について——, 東京教育大理学部地質鉱物学教室研究報告, 第3号, p. 135~142
- 12) 堀川義夫・小尾中丸 (1965) : 自動車放射能探査による愛知県東部地域の放射能強度分布, 地質調査所月報, vol. 16, no. 3, p. 148
- 13) 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

- 14) 河野義礼・植田良夫(1967):本邦火成岩の K-Ar dating (VI)——花崗岩類,総括——,岩碇, vol. 57, no. 5, p. 177~178
- 15) 清野信雄・石井清彦(1927):多治見図幅(1:75,000)同地質説明書,地質調査所
- 16) 松沢 勲・近藤善教・植村 武(1960):美濃炭田土岐地区地質図(1:25,000),東海北陸亜炭鉱業対策委基礎資料専門委
- 17) 松沢 勲・他4名(1962):美濃炭田可児地区地質図(1:25,000),東海北陸亜炭鉱業対策委
- 18) 杉之原正晴・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,地質学雑誌, vol. 73, no. 2, p. 101
- 19) 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, vol. 17, no. 2, p. 75~86
- 20) 徳永重元・尾上 亨(1960):岐阜県美濃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
- 21) 東濃ウラン鉱床とその地質,日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 74~109(1965)
- 22) UEMURA, T. (1961): Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central Japan, The Journ. of Earth Science, Nagoya Univ., vol. 9, no. 2, p. 394~417.

Uranium Deposits in the Tōnō District, Gifu Prefecture, Central Japan

By

Shōichirō HAYASHI and Itsuaki OBI

In December, 1962, distinct radioactive anomalies due to uranium have been recognized at the northern part of Toki city, Gifu Pref., about 30 km northeast of Nagoya city, by a car-borne radiometric reconnaissance survey carried out by the Geological Survey of Japan. After the discovery geologic survey was repeatedly carried out in the district since February, 1963, and revealed that the deposits have typical sedimentary features and it has been expected to get further information straight.

Rocks around the district are composed of Paleozoic formation, and Cretaceous granitic rocks (50 to 60 million years) overlain by Miocene lake and marine sediments. We found corals, calcareous algae (*Lithophyllum* sp., *Mesophyllum yabei* Ishijima, *Corallia* sp., which are common in middle- to lower-Miocene), and carp (*Xenocrypsis* sp.) in the uranium-bearing tuffaceous sediments. Uranium is contained in great variety of rocks of Miocene sediments as conglomerate, sandstone, shale, tuffaceous rocks, and others. Since uranium is exclusively confined within several tens meters above unconformity, the uranium mineralization believed to have been taken place at a limited geologic time. So far, we found over ten sizable deposits and more than twenty outcrops in the mineralized district occupying about 40 by 35 km. An example of one continuous ore body extends 200 m by 50 m, 1 to 3 m in thickness.

Primary uranium minerals are uraninite, and coffinite accompanied by pyrite, montmorillonite. Uranocircite is a significant secondary mineral throughout the district. The uranocircite is the first occurrence in Japan, and at an outcrop in granite with abundant barite. It exhibits also three phases at room temperature according to the humidity, that is, hydrous, meta-I, and meta-II phase. Hydrous phase is said unstable in the laboratory in arid countries, and in this study meta-II phase is identical with "meta-uranocircite." Since our laboratory is under rather a humid environment compared to other arid countries, we could clearly recognize the three distinct phase changes by carefully repeated X-ray diffraction study. At the Kamado aplite mine, we found beta-uranophane at the marginal part of the aplite vein in granitic host rocks associated with tourmaline and pale yellowish sericite.

We found a peculiar uraninite-coffinite occurrence in fissures of granitic host rocks and in

the matrix of conglomerate just above the unconformity. Uraninite crystal is recognized filling interstitial part of quartz and feldspar grains, and often cut those minerals as veinlet, and closely associated with pyrite, and montmorillonite in the sandstone. This occurrence is the best one ever found in Japan containing very high quality uranium ore (16% U_3O_8). Field radioactivity is over 10 mr/h, though it develops along several meters. Green and/or yellowish green secondary uranium minerals are developed above the surface of uraninite-bearing part at an open pit. The colored minerals are supposed to belong uranium sulfate minerals and others.

In quantity, however, the most part of uranium is conjectured to have been contained in such alteration clay minerals as montmorillonite, kaolin, and halloysite after carefully treated separation. Analyzed content of U_3O_8 ranges 0.01 to 0.7% about representative uranium-bearing clay samples corresponding to 0.1 to 3.0 mr/h. An intimate relationship between argillization and the uranium deposition above-mentioned might lead to a sort of "peneconcordant" type uranium deposit. To date, the Tōnō uranium deposits are one of the promising district in Japan along with the Ningyō-tōge deposits, in Tottori-Okayama prefectures, western part of Honshū. The known ore reserve is announced over 4.57 million tons with 0.055% U_3O_8 , while the Ningyō-tōge deposits is 4.95 million tons with 0.051% U_3O_8 , as of April, 1968.

Ⅱ. 1. 3 京都府奥丹後地域のウラン鉱床

橋本 好一・山本 勇・広野修一郎

要 旨

京都府の北西端に位置する奥丹後地域は、中生代末、もしくは、古第三紀初期に進入したとみられる花崗岩類を基盤として、これを覆って新第三紀中新世および鮮新世の火山岩・同碎屑岩・堆積岩および第四紀の火山岩類ならびに沖積層が分布している。

基盤を形成する花崗岩類中には、河辺・大呂などいくつかのペグマタイトがあって放射性鉱物を産するが、いずれも規模が小さい。

ウラン鉱床は、主として、基盤岩に近い中新世の火砕岩および堆積岩中に胚胎している。いわゆる、“緑色凝灰岩地域”のウラン鉱床としては代表的なものであり、基盤岩近くの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 に達する濃集部もある。また、破碎され粘土化された A 型安山岩中では 0.0n ~ 0. n % U_3O_8 の鉱体が確認されている。

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ている。

1. 探査の経緯

本地域のウラン探査が開始される端緒となったのは昭和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である。まず地質調査所と原子燃料公社が協力して地質構造の解明、鉱床の拡がりなどの把握に努めた。

昭和35年3月以降は、原子燃料公社によって精力的に調査が推進され、昭和35年3月には、等楽寺の発見露頭西方 1.5 km および 1 km の箇所にそれぞれ等楽寺第2露頭・第3露頭を発見し、また芋野部落でも弱異常を認めた。昭和36年5月には大宮町新宮において、0.02 % U_3O_8 の露頭が発見されたが、翌37年5月24日、弥栄町須川において発見された 21.2 % U_3O_8 の超高品位露頭のため、影が薄れてこの地区の調査はその後進展していない。

須川地区の探鉱は不整合面傾斜が山側へ急斜するため難航しているが、しだいにその実態が究明され明らかになっていった。

昭和39年8月には、原子燃料公社奥丹後駐在員事務所が峰山町に設置され、さらには、昭和40年9月には奥丹後探鉱事務所となり、より有機的、総合的な探鉱が推し進められた。その結果、大谷・来見谷・野中・中津の各地区で 0. n % の露頭が時々発見され、今まで等楽寺・須川と両方の点でしかなかった鉱床が、線および面としての性格を示唆し、探鉱もこれら露頭間の連続体としての観点から重点的に実施する方針を打ち出すことができるようになった。その後の探査結果、露頭と深部の試錐探鉱結果とをいかに関連させて行くかという問題が提起され、この問題の解決こそが奥丹後のみでなく、“緑色凝灰岩地域”のウラン探査の上にも焦眉の急とみられる。

2. 探査の方法

本地域のウラン鉱床探査は地質調査所の 1/50,000 の地質図幅素図「宮津」および「網野」を参考にして、トレンチを伴う地表調査によって不整合面の丹念な追跡と不整合面付近の放射能異常の探査、ならびに層序の解明に努め、Uスコープによって地域全般の放射能異常分布の概査を行ない、また露頭より地下への鉱床の拡がりを把握するため電気探鉱を行なって基盤の形状を解析し、また現在までに 132 孔延約 11,500 m の試錐探鉱を実施した。この結果、最初の発見地、等楽寺を中心に大宮町新宮、さらには弥栄町須川・来見谷・大谷・野中・吉野・中津および川久保で放射能異常が新しくキャッチされた。しかしながら、当地域の中心である奥丹後半島は東西 25 km、南北 20 km、不整合面の露頭延長は 150 km にわたって半島の頸部を縦断

しており、地表調査は目下露頭延長の2/3を終わった段階であるが試錐探鉱については地表調査により大体2年間程度のズレが生じている。

3. 地質の概要

本地域の基盤は中生代末あるいは古第三紀の進入とみられる粗粒の黒雲母花崗岩および閃雲花崗岩であり、部分的に細粒の花崗岩も時折認められるが、大部分はカリ長石の多い粗粒花崗岩であり、この中には放射性鉱物を伴うペグマタイトが2~3地区に存在する。不整合面の形状は、はなはだ起伏が激しい。これを覆って北但層群中の八鹿累層・豊岡累層に対比される新第三系が分布している。

これを第1表に示すが、放射能異常は基盤岩直上付近の新第三系のうち、八鹿累層および豊岡累層の礫岩~砂岩中で認められ、とくに八鹿累層の凝灰質砂岩中の炭質物では U_3O_8 21.2%に達する濃集部がある。

八鹿累層の安山岩類は岩質上、A,B,C,Dの各型に分けられそれぞれ特徴的な岩質と分布状態を示している。

3.1 基盤岩

奥丹後地域の基盤を形成する岩石は白堊紀末あるいは第三紀初期に進入したと考えられる花崗岩類であるが次のように区分できる。

1) 粗粒黒雲母花崗岩

この地域における花崗岩類の大部分を占めて分布する。一般に規則的な破砕帯・節理が発達し、風化し、軟質、わずかにアプライト・安山岩の岩脈が存在するほか、ゼノリスはほとんど見られない。

全般に粗粒であるが地域により粒度が大きくなり2~3cm大の石英・長石を含むことがあり、ところによってはアプライト状になる。

鏡下では石英・斜長石・アルカリ長石がほぼ等量に含まれている。アルカリ長石にはペルト石構造が見られる。

柴田秀賢氏による分析結果を下に示す。

第1表 奥丹後地域層序表

年代区分	地層区分	岩 石	火 活	山 動
中	丹後累層	含黒雲母角閃石安山岩 石英安山岩 角閃安山岩 両輝石安山岩	↑	第三期
	G 網野累層 (F ₃)	泥岩・砂岩・層灰岩 凝灰岩 流紋岩 安山岩 頁岩 含礫凝灰岩 礫岩・砂岩		
新	F ₃ 豊岡累層	流紋岩・石英安山岩および同火山碎屑岩 頁岩 砂岩・頁岩 凝灰岩 砂岩~礫岩 礫岩	↓	第一期
世	F ₂ 八鹿累層	輝石安山岩および同火山碎屑岩類 (C型) 斑状安山岩および同火山碎屑岩類 (B型) 角閃石安山岩および同火山碎屑岩類 (A型) 砂岩~凝灰質砂岩 礫岩 (基底礫岩)		
	古第三紀~中生代 (白堊紀)	基盤岩 花崗岩類		

(池辺・松本・弘原海, 調査所図幅, 公社資料により作成)

分析資料	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Total
須川 T ₂₇	74.26	0.24	12.30	0.98	0.80	0.07	0.61	1.65	3.40	3.55	1.64	0.61	0.04	100.15

2) 角閃石黒雲母花崗岩

この地域の東部, 大宮町三重・五十河を結ぶ線付近以東の宮津湾ぞいに分布する。黒雲母のほか, 角閃石

をかなり多く含み、数mmから1m近い円形ないし楕円形の基性ゼノリスが見られる。ところにより安山岩質岩脈・ペグマタイトも数多く見られる。

3) 新期花崗岩

この地域南部に点々と小岩体をなして分布し峰山町大呂付近では粗粒黒雲母花崗岩を貫き、ペグマタイトを胚胎している。

一般に中粒で有色鉱物の量は比較的少なく鏡下では主としてアルカリ長石・石英・斜長石および黒雲母からなり、黒雲母はしばしば緑泥石化している。

3.2 第三系

地質調査所図幅で与謝層群と呼ばれているものおよび鮮新世火山岩とされているものであり、池辺・松本・弘原海により北但層群の一部とされている。

1) 八鹿累層

ウランの母層として重要な本層は高柳累層に対比されている非火山性の基底礫岩類と厚い安山岩類および同火砕岩類からなる。

基底礫岩類は基盤の凹部を埋め広く分布すると思われるが、露頭部では局地的で、断層や基盤の傾斜のため、完全なる追跡は困難である。来見谷東岸には標式的に分布する。家鬼谷における基底礫岩は直径0.5cm～人頭大の花崗岩・アプライトおよびいわゆる“矢田川層群”の円礫を持ちマトリックスはアルコーズ砂岩である。層厚最大2mで火山性物質は全く見られないのが特長である。しかし、野中南方においては凝灰質砂岩をマトリックスとする重円礫岩が分布する。この時期より火山活動が開始され上位に向かって凝灰質砂岩～砂岩・火山礫凝灰岩に漸移、また、不整合面より10数m内に頁岩～炭質頁岩が発達しウランの母層となることもあり植物化石を産する。

安山岩類および同火砕岩類は直接不整合面上に、また前述の礫岩類と漸移し分布する。

地層は安山岩類の熔岩火山礫凝灰岩・角礫凝灰岩および成層した凝灰岩類からなり、まれに泥岩を挟在することなどから一応水域での火山活動による積成と推定される。

これらの火山岩類をA型・B型・C型・D型と区分する。

(1) A型およびD型安山岩

斜長石の斑晶等によりA型とD型に区別しているが本質的差異はないと思われる。

暗灰色～暗黒色、緻密な岩石で前者は無斑晶、後者は斜長石・有色鉱物が肉眼的にも認められる。鏡下には角閃石・単斜輝石・斜方輝石がわずかに認められ、石基は玄武岩組織を示す。

両者の層位的区別は不明確であるがD型のものが上位を占めるようである。特長的に球状、小眼球状に沸石が形成されており大谷のトレンチにては不整合面直上に幅数cmの結晶脈を認めている。その他、石英脈、炭酸塩鉱物（主として方解石）もしばしば見られる。

(2) B型安山岩

暗黒～灰色の斑状岩で1～3cmの特長的な斜長石の斑晶を有するが、石基はA型の岩質とほぼ同一である。前2者との関係は一部A-D型安山岩中に貫入し、一部では比較的上位に熔岩として分布する。

(3) C型安山岩

黒色緻密な0.5～1.5cmの輝石の斑晶を持つ輝石安山岩である。

分布は非常に限られた分布を示し八鹿累層中、上～中位の層準を占める。

鏡下では斜方輝石は少なく石基はピロタクシチック組織を示す。

本岩中にも沸石がしばしば認められ杏仁状構造を特徴とする。分布は堀越～吉津で一番厚く、400m土に達する。

2) 豊岡累層

八鹿累層を不整合に覆って数100mの層厚で豊岡累層が分布する。火山活動も塩基性を主とした八鹿期から酸性～中性岩を主とした活動に移る。この時期には地域全般に沈降運動が起こり、新しく発生した堆積盆地に周辺部の基盤岩地域より粗粒な堆積物が搬入され礫岩・砂岩等が広く厚く分布し岩相の変化が激しい。堆積盆地の拡大とともに泥岩・頁岩等が発達し、さらに前後して行なわれた火山活動で噴出した流紋岩・石英

安山岩および同質火砕岩類が厚く累重している。

大宮町新宮においては、この累層の基底礫岩中に放射能異常が認められる。

3) その他

豊岡期より沈降運動がひきつづき、堆積盆地が拡大し海成期となる。また中性～酸性の火山活動が激しく行なわれた。これら一連の地層が網野累層・丹後累層である。

竹野川岸および宮津湾周辺等には新期の海岸段丘が発達し、弥栄町黒部にては半淡河口性の貝化石を産する。

3.3 構造

1) 基盤の構造

奥丹後地域の基盤岩は前記の通り花崗岩類であるが、半島中部より南にかけて広範囲に露出している。一番高いところは660m、南西より北東に向け傾斜して、日本海に沈む形をとっている。

第三紀層におおわれる花崗岩類の高距離は約430mで凹凸が激しく、その山と山との幅は東西にやや長く(500～2,000m)、南北には短かい(200～500m)傾向を示す。

節理はN-Sに近い方向のものが最も明りようであり、節理面は垂直に近い。花崗岩を貫いて噴出した古期安山岩岩脈はほとんどこの節理面にそったものが多い。

現在、花崗岩と第三系を境する不整合面および断層はほとんどの場合、山側に傾斜し急な時は80°、一般に30～50°を示す。すなわちトレンチ探鉱により不整合を追跡しているが同一地層の追跡とは限らず、また八鹿累層の最下底部が露出することは少ない。

2) 第三系の構造

この付近の第三系について池辺・松本・弘原海は全体としてENE-WSW方向の軸による波曲構造を示すことを指摘している。筆者等もそれらの構造運動および造盆地運動によって基底礫岩類が積成し、それに引続く同一方向の断裂的基盤運動とともに多量の塩基性火山岩が噴出したと考える。

全体としては地質図に見るように構造はゆるやかである。

各露頭に見る不整合面は山側に急角度に傾斜し、第三系も同一傾斜を示すが山地の内部では比較的平坦となり、上位層は各堆積盆地の基盤岩に対しアバットする傾向を示している。

また、主な断層は北東-南西ないし南北および北東-南西ないし東西方向をとり形成の時期により方向に差異を生じているがこれらにより第三系は切断され、差動運動を行ない特異的な分布を示す。

4. 鉱床

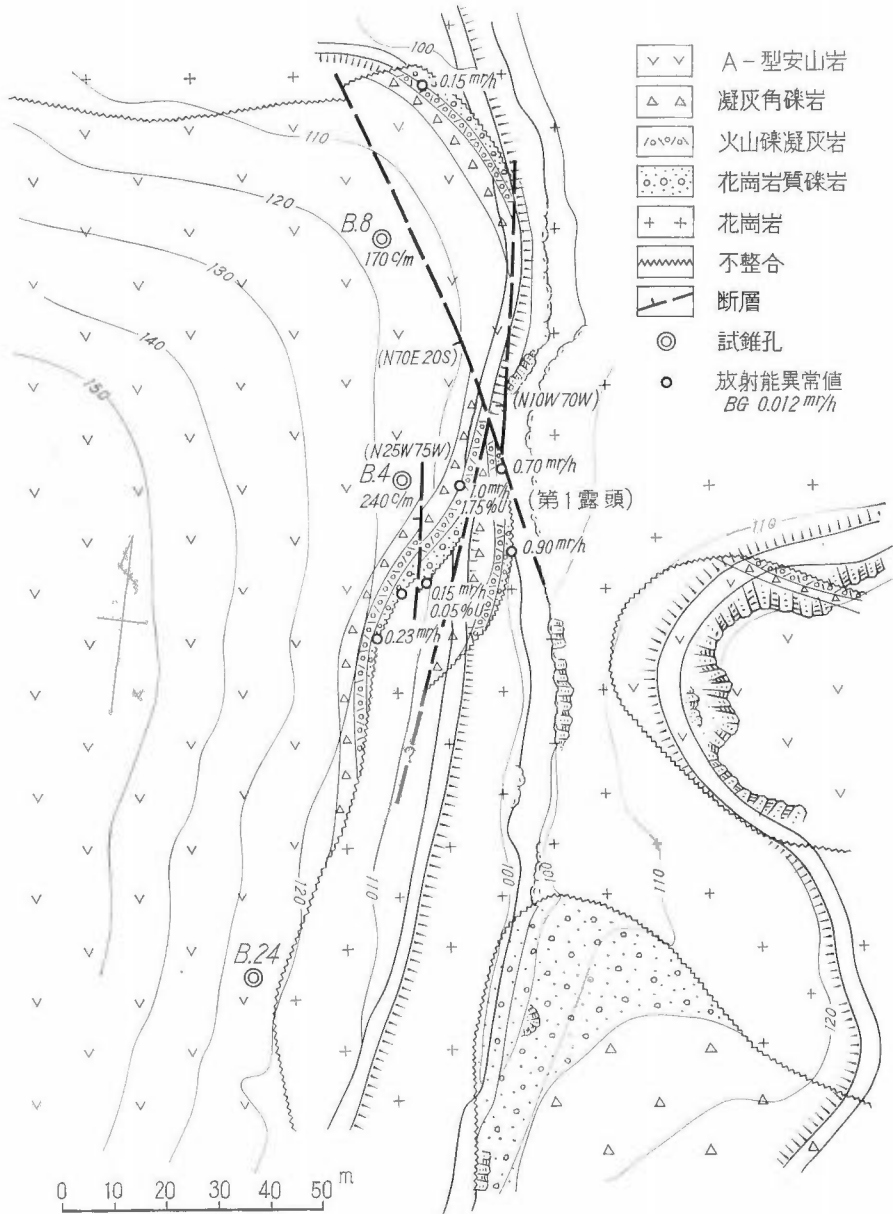
本地域における第三系中のウラン鉱床は、基盤花崗岩と第三系とが境する直上部に多いが、不整合面から15～40m上位の地層にも放射能異常が認められたり、また両者が断層で接する場合には花崗岩側にも相当のUを検出することがある。

さらに八鹿累層の最下底部のみでなく、八鹿累層中で繰り返される堆積輪廻の最下底でない所でも花崗岩に接する凝灰質砂岩・礫岩層があれば鉱床は胚胎されるし、上位の豊岡累層でも同様のことがいえる。

4.1 等楽寺付近

等楽寺第1露頭付近は地形的にみて、この付近で最も低い所であり、また地質構造的には長軸50m、短軸30mのチャンネル構造に支配される鉱床の好例であるが、断層が多く、この構造が乱されており、解析ははなはだ困難である。花崗岩上にアルコーズ礫岩・凝灰質砂岩・凝灰角礫岩・安山岩が累重し、ウランは凝灰質砂岩中の炭質物にとくに濃集し、1.75% U_3O_8 を示すところがあり、1.5m厚さの平均が、0.3% U_3O_8 に達する部分が5～10m続いている。しかし鉱床の規模は小さく、大体炭質物に左右される傾向が強い。

等楽寺の第2露頭では、アルコーズ砂岩上に硬質頁岩があり、これと砂岩との間に植物化石を多量に含んでいて0.05% U_3O_8 の異常を示すが、ここを中心にして実施したトレンチおよび試錐探鉱の結果では、鉱床は第2露頭から谷沿いに南へ延びて不整合傾斜60°Sに規制されて傾斜している。さらに電気探鉱、試錐の結果を総合すると第2露頭より100m奥の「京弥-3」で1,000 c.p.m (B.G. 60 c.p.m., SU-P4W), 0.05% U_3O_8 を記録して、大体チャンネルの底を形成し、チャンネルはここから南東へ蛇行して「京弥-30」と「京弥-10」



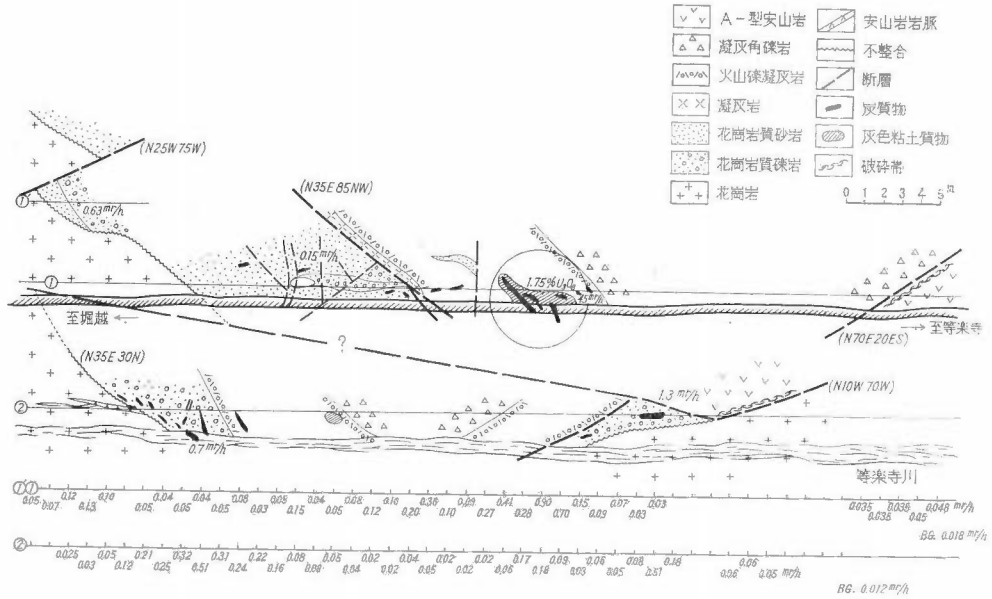
第1図 奥丹後等楽寺第1露頭地質図

The Geological Map of Torakuji Outcrop No. 1, Okutango

の中間に向かって下っていると推定される。また「京弥-3」より南は第3図のように花崗岩と第三系の境は断層と推定され、基盤は南に向かって隆起しているが、電探の結果からはその先に凹部が解析されている。この異常を示す岩層は不整合面近くの黒褐色凝灰質砂岩であり、この中には植物の破片が多量に認められる。第3露頭周辺では凝灰角礫岩中にレンズ状に介在するアルコーズ礫岩で試錐結果 750 c.p.m., 0.03% U_3O_8 の異常があるが、第2露頭の異常と層準を異にするものである。

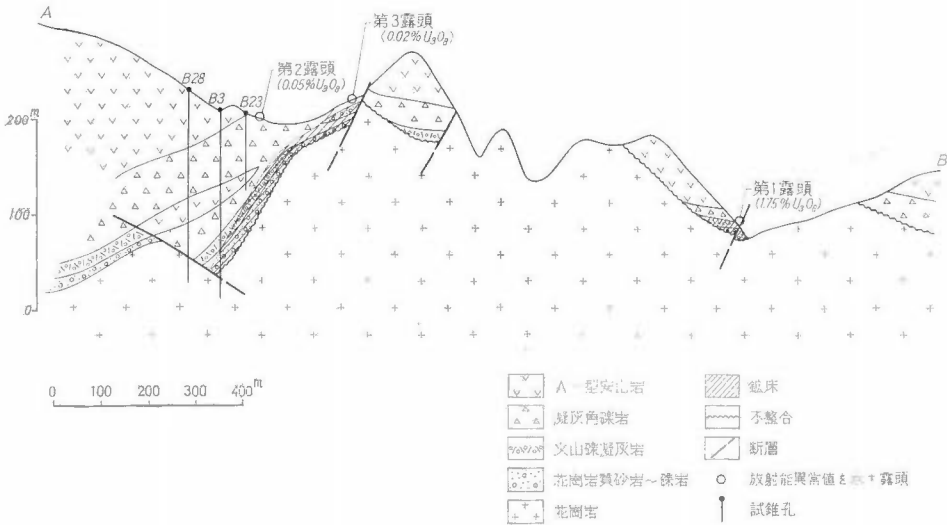
4.2 須川付近

弥栄町等楽寺から北東に直距離 7 km, 粗粒黒雲母花崗岩を基盤として、これを覆う新第三系の不整合面



第2図 奥丹後等楽寺第1露頭における放射能異常図

The Sketch of Radioactive Anomaly at Torakuji Outcrop No. 1, Okutango

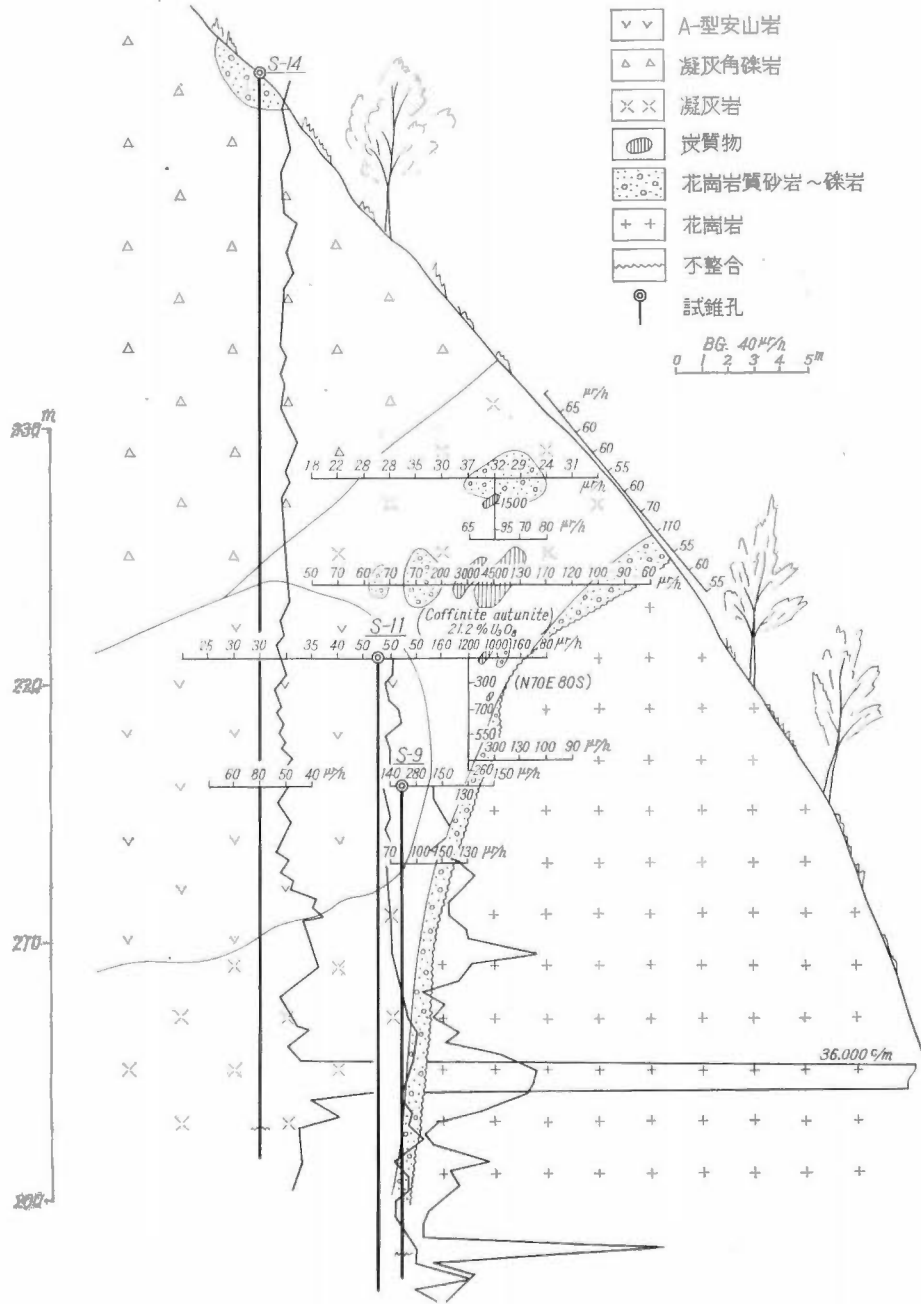


第3図 奥丹後等楽寺付近 N70°E 方向の地質断面図

A Section of Torakuji, Okutango (N70°E)

近くで放射能異常がみられる。

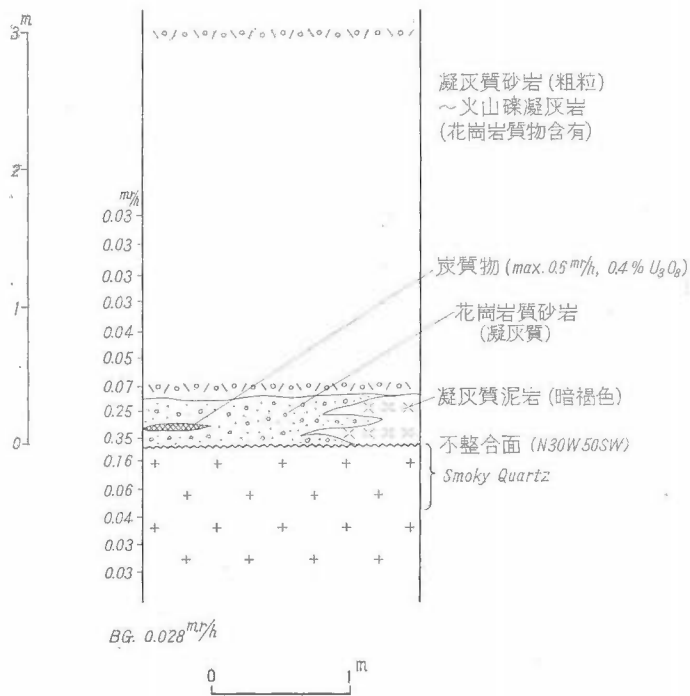
母層は主として凝灰質砂岩であり、基盤花崗岩の砂を多量に含んでいる。そして、この層中に炭質物の破片を多量に含有するか炭化木が存在する場合は 0.n% U_3O_8 台のウラン濃集がみられ、最高 21.2% U_3O_8 にも達する箇所もある。さらにトレンチと簡易試錐探鉱を実施した結果、鉱床は露頭延長 1.5 km、深部へも 36,000c.p.m., 5,300 c.p.m., 2,900 c.p.m 等の異常を示しつつ連続していることが確認された。さらに傾斜方向への試錐探鉱の結果 13,500 c.p.m., 1,250 c.p.m., 6,500 c.p.m 等が検層され、鉱床の伸びは露頭より 200m 程度把握された。また不整合面は全く山側に傾斜しており、その角度も 30~80° と非常に大きく、また断層



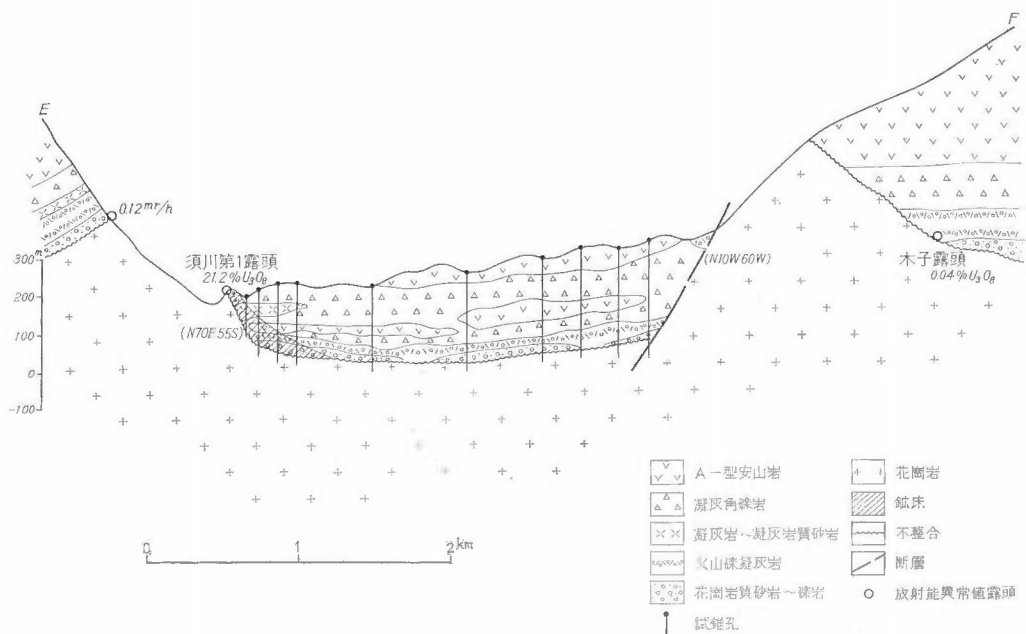
第4図 奥丹後須川露頭における放射能異常図

The Sketch of Radioactive Anomaly at Sugawa, Okutango

地質調査所報告(第232号)



第5図 奥丹後須川S T-23トレンチのスケッチ
The Sketch of Trench, ST-23 at Sugawa, Okutango



第6図 奥丹後須川一出合間 N40°W 方向の断面図
A Section of Sugawa-Deai, Okutango (N40°W)

や不整合面に沿う滑りが多いため探鉱に大きな障害となっている。

しかし、この傾斜も大きくみた場合、第6図に示すように堆積盆地の翼部であり、露頭から100m奥で不整合面はほとんど水平に近くなり安定する。

また、露頭から約200m奥まで鉱体は追跡されるが、ここから鉱体は谷の方向からそして南に蛇行している。しかし鉱体は山が急傾斜することから追跡されていない。この鉱体には不整合面直上に胚胎するもの、直上の砂岩・礫岩には鉱床を欠きながらこの上の凝灰質砂岩および火山礫凝灰岩中に優勢な鉱体が認められるものと、不整合面から20~40m上位にあるA型安山岩が著しく破碎、粘土化されて、ここに鉱体が存在する場合とがある。

最後の型の鉱床は150~200m追跡されるが粘土化の著しいほどウラン品位は高く、0.1~0.01% U_3O_8 を示す。粘土としてはモンモリロン石が多く、40%以上に達することがあるがこの鉱床のもつ意義は、緑色凝灰岩地域のウラン鉱床の生因を考える上に重大である。

さらに、一の谷においては、不整合面より15m上位に炭質頁岩~凝灰岩がレンズ状にあって、この中で最高0.75 mr/h, 0.087% U_3O_8 が検出されている。

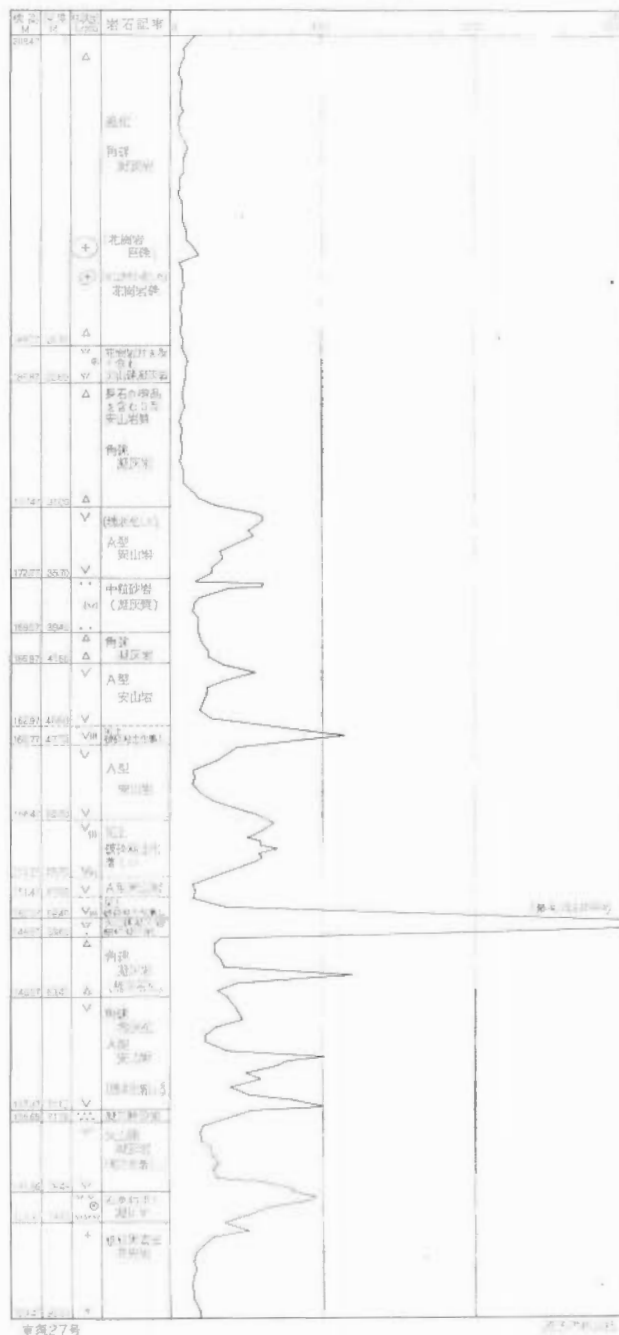
須川 ST-23 では不整合面に沿う滑り面に粘土ができてはいるが、この中に炭質物があり、0.4% U_3O_8 , 0.6 mr/h で、とくに花崗岩中の石英が黒色化している。

4.3 大 谷

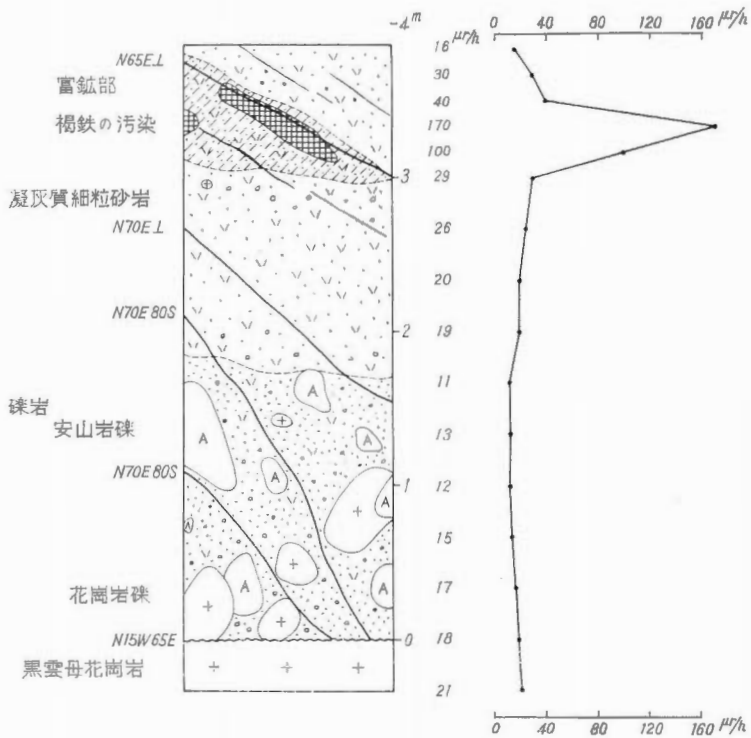
大谷部落南方、大谷川の東岸で放射能異常が認められる。須川・等楽寺両露頭を結ぶ線上両者からおのおの3~4 kmの地点である。

大谷川東岸には安山岩および同碎屑岩類が広く発達するが、露頭付近には一部砂岩・礫岩類が分布する。すなわち、基盤花崗岩上に不整合に礫岩が、さらに凝灰質砂岩がおおい後者に異常が認められる。各トレンチにおける異常の形態は凝灰質砂岩中の2次的節理、褐鉄鉱の分布に支配されている。異常は南北ほぼ35mにわたり、最高0.17 mr/h, 0.17% U_3O_8 が検出された。

図 7 須川 ST-23 試錐核層柱状図



第7図 京須27号 試錐核層柱状図



第8図 奥丹後大谷T-87トレンチのスケッチ

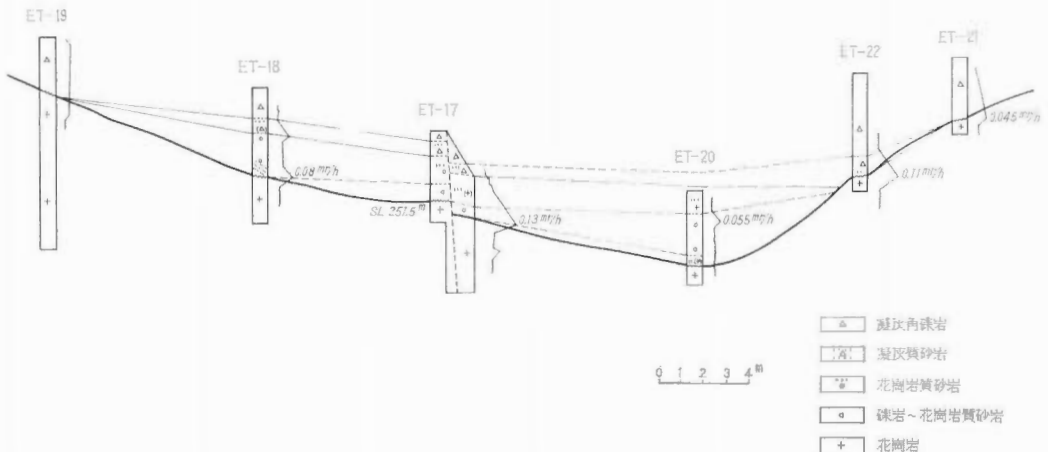
露頭線に直交する試錐の結果でも北東方への延びが認められ、30m内部で 1,000 c.p.m. が検層された。

4.4 来見谷

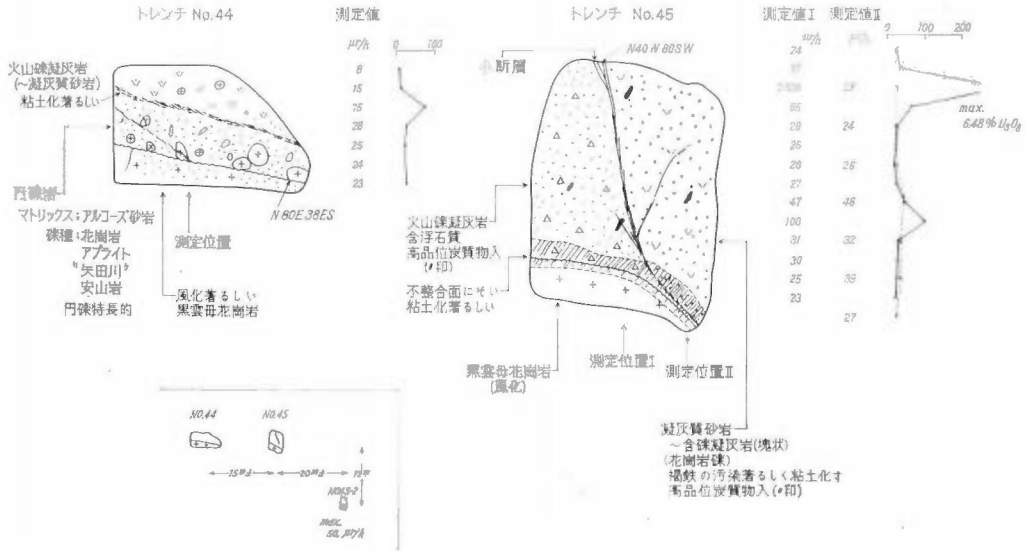
1) 来見谷第1露頭

来見谷部落の東方ほぼ 0.6 km の第1露頭付近においては露頭線に斜交するチャンネル構造が認められ、簡易試錐でも延長が確認されわずかに山側に傾斜する。チャンネルの凹部に礫岩・アルコズ砂岩が分布し、さらに上位を火山碎屑岩類がおおう。

放射能異常は礫岩・アルコズ砂岩および破碎花崗岩中に認められ、最高 0.13 mr/h, 0.17% U_3O_8 で5



第9図 奥丹後来見谷第1露頭関係図



第10図 奥丹後来見谷第2露頭スケッチ

カ所のトレンチで延長ほぼ35mにわたり追跡し得る。

代表的トレンチ来見谷 E T17における分析結果からみると、この露頭は、基底礫岩型を示す。

2) 来見谷第2露頭

第1露頭の南西ほぼ 0.6 km の第2露頭は基底礫岩直上部の凝灰質砂岩・凝灰角礫岩および滑りにそう粘土化帯中に放射能異常が認められ、炭質物中でとくに高い。

代表的露頭における放射能測定値、品位分布をみると炭質物およびその周辺部にウランは集中し最高 2.5 mr/h 以上、6.48% U_3O_8 を検出した。

またコフィン石・燐灰ウラン鉱が認められる。

4.5 野 中

野中地区は東西ほぼ 2 km、幅ほぼ 0.3 km の小山塊をなして基盤花崗岩上に含礫凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩、さらに上部に安山岩が分布する。火砕岩中には珪化木がしばしば産出する。この付近にはほぼ東西系・南北系の大小の断層が発達するが野中部落南方かくれば谷においては、花崗岩および含礫凝灰質砂岩は不整合面付近で弱い破碎、粘土化を受け不整合面にそうすべり面が見られる。

主たる放射能異常は不整合面にそう凝灰質砂岩の粘土化帯および花崗岩中の弱破碎帯中に認められ、層厚 0.5~2 m、最高 0.28 mr/h、0.19% U_3O_8 のほか 0.1 mr/h 以上を示すトレンチ10カ所、露頭延長 180 m にわたる。また肉眼的に燐灰ウラン鉱が認められる。

山地全体として南部北部の不整合面は山側に傾斜し、ほぼ東西のチャンネル構造が推定される。トレンチ試料によるペーパークロマト分析でかくれば谷以外の数地点でも弱異常が認められた。

試錐探鉱では2孔に弱放射能異常が認められたにすぎないが、露頭部から西南西に向かって鉱体の伸びが期待される。

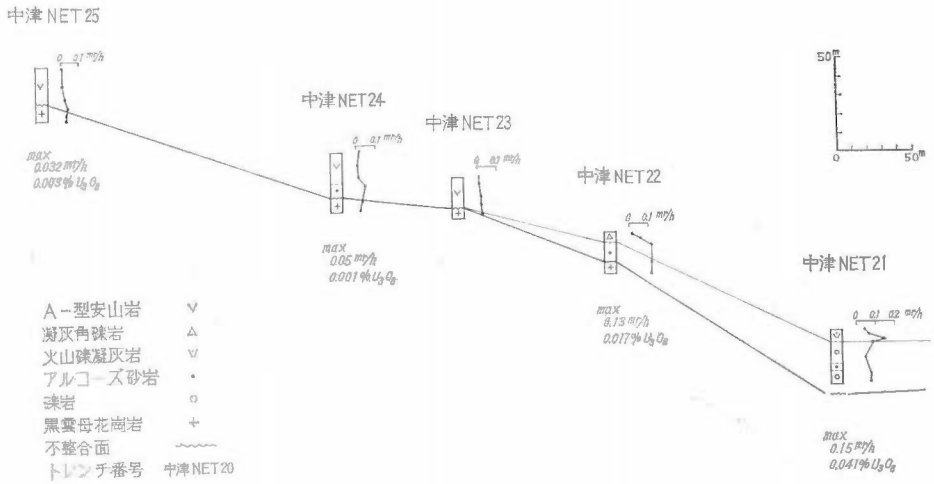
4.6 中津~川久保

中津大谷・川久保大谷に挟まれ半島状に突出した大尾根には基盤を花崗岩とし礫岩・砂岩・凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩等が東西ほぼ400m、南北ほぼ300mにわたり分布し、その西端を断層により切られる。この尾根の南面・北面に4カ所の露頭がみいだされている。

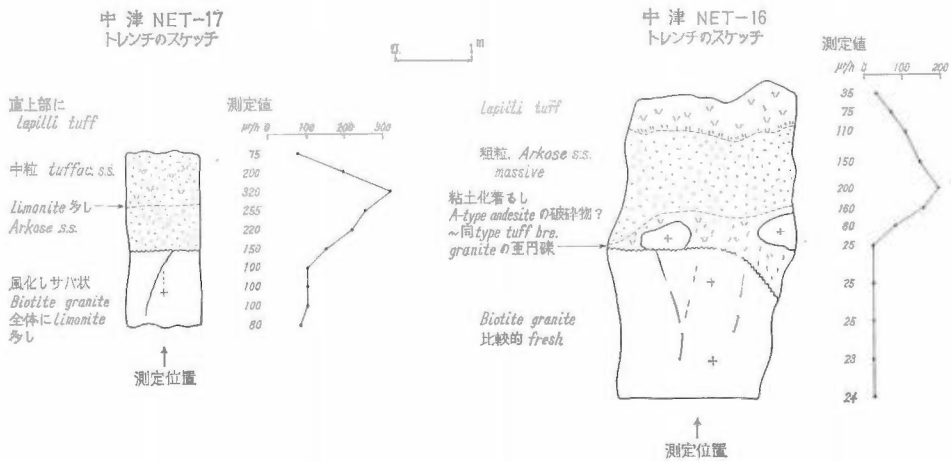
1) 中津露頭

中津大谷、標高 250 m には風化した花崗岩上に両翼の傾斜のゆるい幅100数10mのチャンネル構造が認められ、凹部を埋めて礫岩・砂岩がさらに上部に火砕岩類が分布する。基底礫岩・砂岩は褐鉄鉱による汚染が著

地質調査所報告(第232号)



第11図 奥丹後中



第12図 奥丹後中津露頭代表トレンチのスケッチ

しい。

放射能異常はチャンネルの底部では砂岩・礫岩または一部不整合面にそい破砕された花崗岩中に認められ最大層厚 1.5 m, 最高 0.32 mr/h, 0.08 % U₃O₈ である。チャンネルの翼部では花崗岩と火砕岩・安山岩が直接に接し、不整合面にそい粘土化帯中に異常が認められるが、層厚、品位ともに著しく減少する。

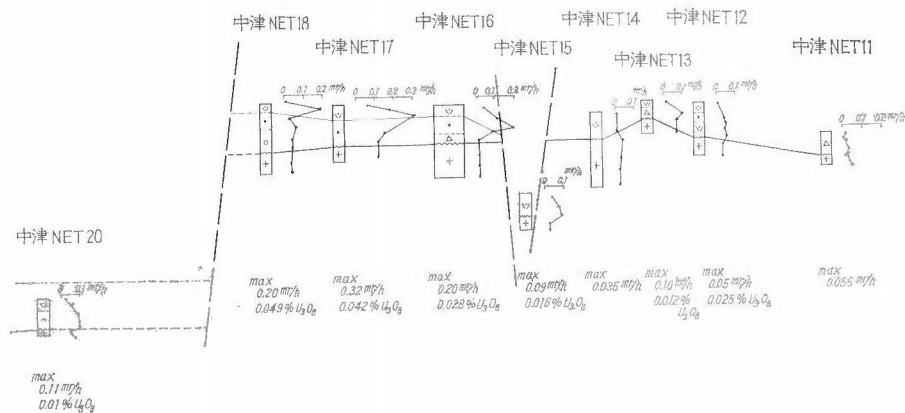
露頭線にそい13カ所のトレンチでほぼ 130m 追跡しうる。

2) 川久保第1露頭

中津露頭の北東ほぼ 350 m, 川久保大谷に面す。露頭部では花崗岩上に幅数mのチャンネル状の凹部が見られ、厚さ 20~30cm のアルコーズ砂岩のレンズを挟む凝灰質砂岩が埋める。アルコーズ砂岩のレンズの部分で最高 0.15 mr/h, 0.05 % U₃O₈ を検出した。またこの付近の火砕岩の粘土化した部分もわずかに異常が認められる。

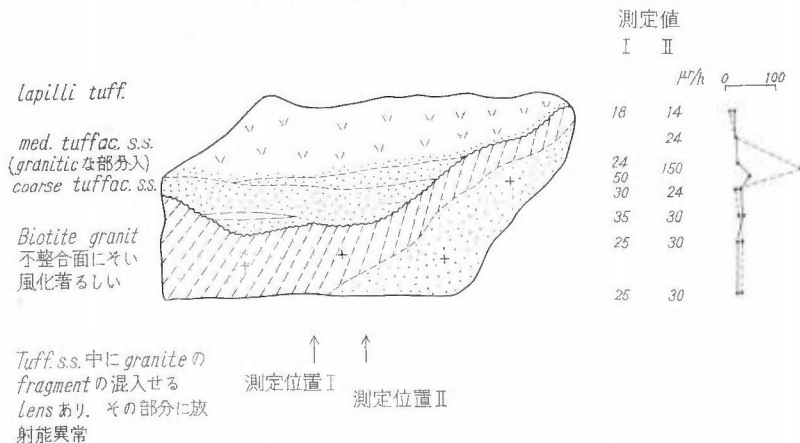
3) 川久保第2露頭

第1露頭の西方ほぼ 100 m, 山地の西縁を切る断層にそった地点である。この付近には露頭面に平行な断面にみると楔状に礫岩が分布し、厚い部分では 8 m 以上となり、層厚の変化が著しく、急斜面にそい崖錐的堆積岩とも考えうる。



津露頭関係図

中津 NET 36 スケッチ



第13図 奥丹後川久保第1露頭のスケッチ

放射能異常は礫岩層全体に認められ、さらに上部の粘土化した火山礫凝灰岩中にも見られる。0.1 mr/h 以上を示す層厚は 8 m 以上に達する。褐鉄鉱による汚染部は一般に強異常を示し最高 0.30 mr/h, 0.08% U_3O_8 であるが露頭線上10mあまり離れると礫石は消失し、異常は認められない。断層方向に延びるものと推定される。肉眼で燐灰ウラン石が認められる。

4) 川久保第3露頭

第1露頭の東方はほぼ 300m のこの付近には前3者と異なり花崗岩質堆積岩は分布しない。

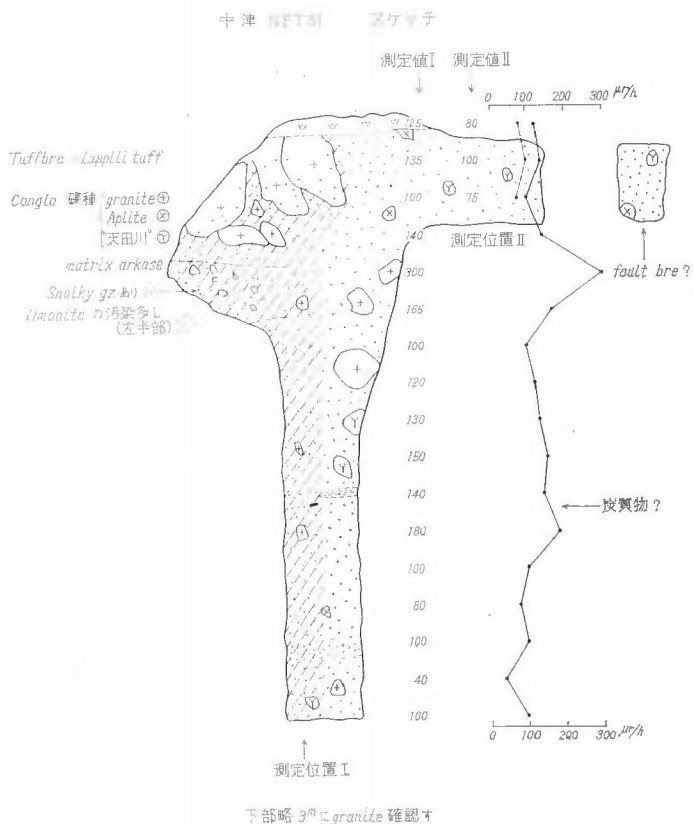
基盤花崗岩を直接おおう火山礫凝灰岩は不整合面にそい数 cm の幅で著しく粘土化し、その部分に放射能異常が認められる。弱異常はトレンチでほぼ40m追跡されるが、とくに炭質物の破片およびその周辺部では強い異常となり 0.15 mr/h, 0.05% U_3O_8 を得た。

4.7 大宮町新宮付近

弥栄町等楽寺から東南東へ直距離 6 km 粗粒の黒雲母花崗岩を基盤として、新第三紀のアルコーズ砂岩および礫岩の互層が厚さ 200m 土 分布し、その不整合面近くに点々と放射能異常が認められる。

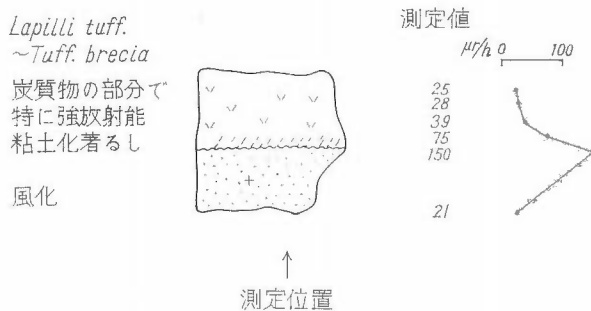
異常を示す部分には炭質物や黄鉄鉱があり、褐鉄鉱・赤鉄鉱のヤケが附随している。放射能異常の最高値は 0.20 mr/h, 0.02% U_3O_8 であるが、地層走向への連続性に乏しいようである。

地質調査所報告(第232号)



第14図 奥丹後川久保第2露頭のスケッチ

中津 NET 43 スケッチ

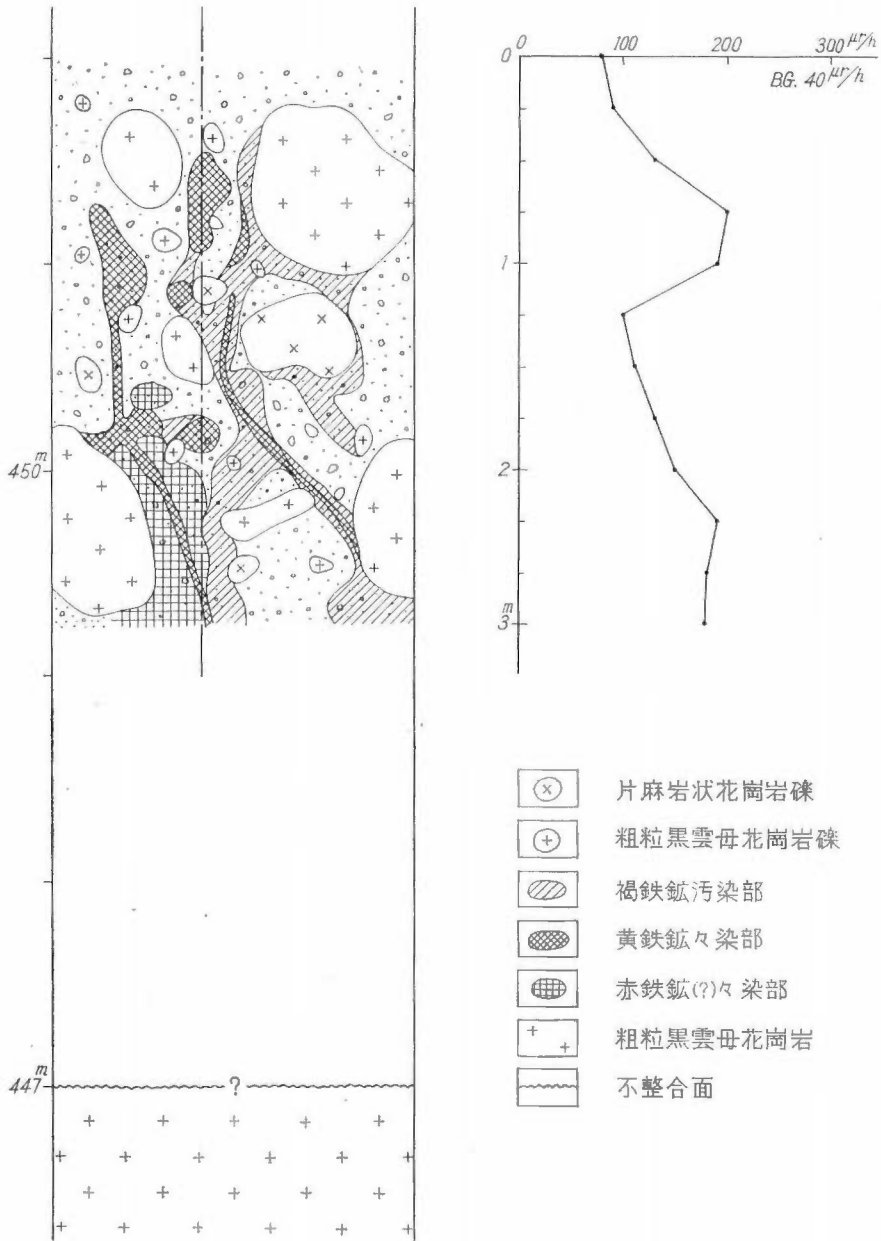


第15図 奥丹後川久保第3露頭のスケッチ

全般的にみて、アルコーズの基底層は微弱な異常を示しているが、高異常でまとまったものは、現在までのところ認められていない。これは砂岩・礫岩が厚すぎるため、ウランは全体に分散したものであろうか。

4.8 木子

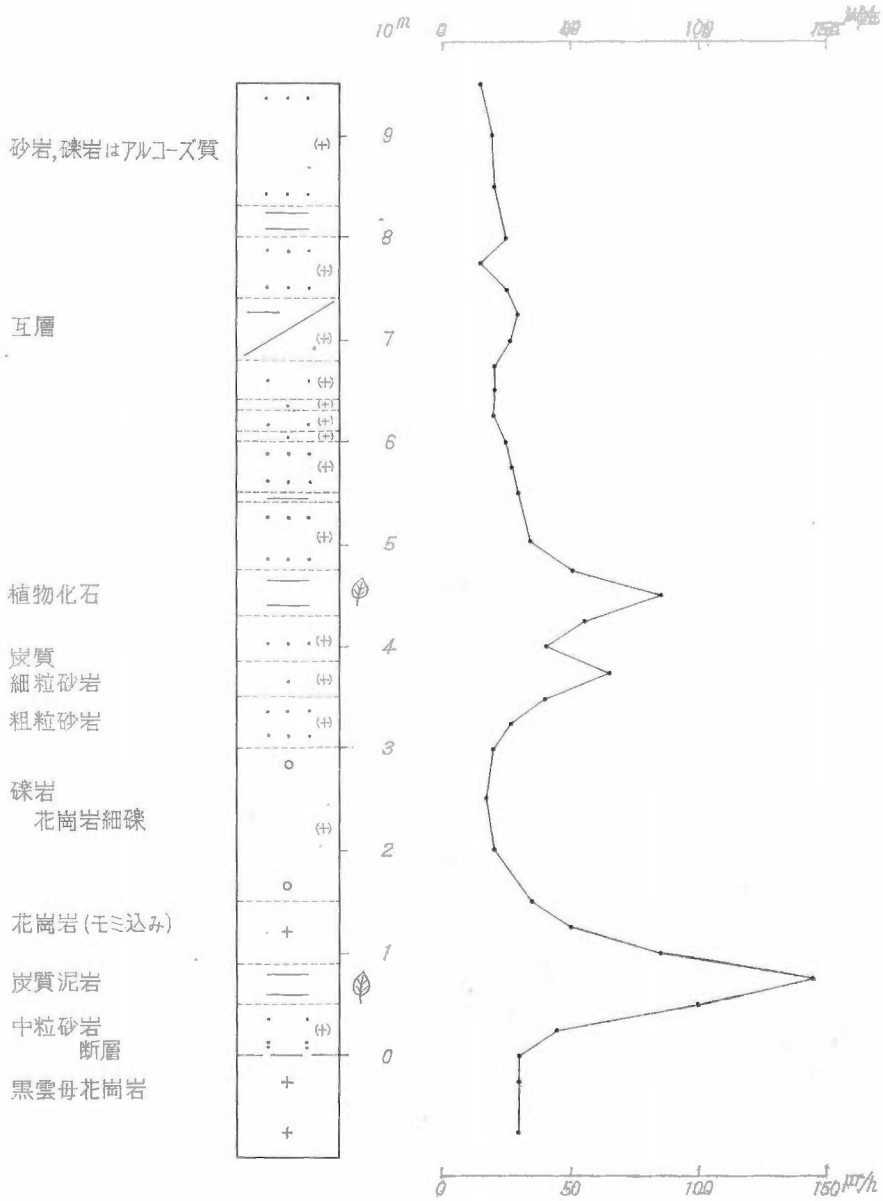
宮津市木子部落北北東ほぼ 1.5 km には宇川上流の川底に南北 200m, 東西 100 m にわたり基盤黒雲母花崗岩が露出する。



第16図 奥丹後新宮における放射能異常の例

この付近では下部に含礫凝灰質砂岩、上部に凝灰岩が分布し、さらに上位に火山礫凝灰岩・安山岩が分布する。放射能異常は不整合面直上部の凝灰質砂岩中に、さらに上部の同岩および凝灰岩中に認められる。基底部のものは層厚1m±、炭質部でとくに高い。

上位の異常は節理にそい、粘土化、褐鉄鉱の分布と関係するものと観察される。最高 0.25 mr/h, 0.03 % U_3O_8 であり10数mにわたり追跡できる。



第17図 奥丹後には安における代表的トレンチ柱状図

4.9 是 安

丹後町是安付近は、東西に走る有力な断層(川久保断層)により、黒雲母花崗岩と豊岡累層の砂岩・礫岩・泥岩とが境される。放射能異常はトレンチによると、断層面から数m以内の細粒砂岩~泥岩中に認められ、最高0.13 mr/h(B.G. 0.02 mr/h)のものが、露頭線に沿い100数10mの間断続する。沢水の分析結果も、是安露頭を含めて成願寺に至るまで、断層を挟む花崗岩および第三紀層中に顕著な異常が認められる。

5. ウラン鉱床の産状と分類

5.1 ウラン鉱床の母層・層準および規模

第2表 奥丹後地域の代表的放射能異常露頭比較表

確 認		等 楽 寺	等 楽 寺 熊 谷	須 川	須 川 一 の 谷
確 認		34年—11月	35—3	37—5	38—8
露 頭 状 況	異 常 位 置				
	母 岩	凝灰質砂岩 礫 (炭質物)	炭質頁岩 アルコーズ砂岩	凝灰質砂岩(炭質物)	炭質細粒砂岩
露頭延長(異常トレンチ数)		15 m	20 (3)	75×200	15 (4)
層 厚		150 cm	40	150	50
最高計数值/ 最高分析品位		1.0 $\mu\text{r/h}$ / 0.4% U_3O_8 (1.75)	0.25/0.054	5.0/0.3(21.2)	0.75/0.087
ウラン鉱物		コフィン石 燐灰ウラン石		コフィン石 燐灰ウラン石	
そ の 他		高品位炭質物 黄鉄鉱 緑泥石化・沸石 付近に断層 チャンネル構造	炭質物 珪質頁岩特長, 植物 化石産出	高品位炭質物 黄鉄鉱 方解石・沸石・粘土 鉱物	炭質物 褐鉄鉱 植物化石産出
確 認		大 谷	来 見 谷 第 1	来 見 谷 第 2	野 中
確 認		39—9	39—10	39—11	40—5
露 頭 状 況	異 常 位 置				
	母 岩	凝灰質砂岩	アルコーズ砂岩 礫岩 (一部花崗岩)	凝灰角礫岩 凝灰質砂岩	含礫凝灰質砂岩 花崗岩
露頭延長(異常トレンチ数)		35 (4)	35 (5)	25 (3)	180 (10)
層 厚		10~50	20~80	2~150	50~200
最高計数值/ 最高分析品位		0.17/0.17	0.13/0.17	2.5+/6.48	0.28/0.19
ウラン鉱物		コフィン石?		コフィン石 燐灰ウラン石	コフィン石? 燐灰ウラン石
そ の 他		炭質物あり 褐鉄鉱緑泥石化・珪 化節理にそう	褐鉄鉱・粘土化 断 層 チャンネル構造	高品位炭質物 粘 土 化 塊 状	高品位炭質物 黄鉄鉱 不整合面にそい粘土 化 破 砕 帯 珪化木産出

地質調査所報告(第232号)

		中 津	川久保第3	水 子	新 宮
確 認		40-5	40-5	40-8	36-7
露 頭 状 況	異 常 位 置				
	母 岩	礫灰質砂岩 砂岩・凝灰岩	火山礫凝灰岩 (凝灰質砂岩)	凝 灰 岩 凝灰質砂岩	含礫アルコーズ砂岩
露頭延長(異常トレンチ数)		130 (13)	40 (3)	15 (3)	
層 厚		50~150	2~5	50~150	150~200
最高計数値/ 最高分析品位		0.32/0.08	0.15/0.05	0.25/0.03	0.20/0.02
ウラン鉱物					
そ の 他		褐 鉄 チャンネル構造	高品位炭質物 緑泥石化	炭質物に高放射能 節理にそう	炭質物に高放射能 黄鉄 鉄 褐 鉄 断層にそう 豊岡累層

鉱床の母層は八鹿累層中下部の礫岩・砂岩・凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩および破碎粘土化されたA型安山岩であり、さらには八鹿累層が欠除した場合、豊岡累層の下部礫岩にも鉱床を胚胎する。そしてA型安山岩中の鉱床を除いて他のいずれの場合も地層は花崗岩起源の物質を含んでいることが岩質の特徴であり、大小不規則な炭化木・珪化木を伴う内陸性堆積物である。

鉱床は不整合面に沿う傾向を示し、不整合面の起伏と相まって、人形峠鉱床のような基底礫岩型とみられるものもあるが、一般には地層の層面を切って賦存している。

また、須川付近において、不整合面から20~40m上位にあるA型安山岩が著しく破碎粘土化されて、ここに鉱床が胚胎することと考えあわせて、鉱床の成因を考える上に熱水作用、黒鉄鉱床の生成機構等の考え方を導入する必要があることを示唆しているといえるのではないだろうか。

鉱床の賦存型式については第2表でもわかるように次の各型が考えられる。

(1) 不整合面直上型

これは不整合面から数m以内に賦存する型であるが、八鹿・豊岡両累層の基底部もしくは堆積盆地の基底部に胚胎する基底型と、不整合直上ではあるが堆積盆地の翼部でアバットした関係で凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩がある場合、ここに鉱床が賦存するもの2種類が観察される。前者の例としては等楽寺第1・第2・来見谷第1・第2・中津・川久保・吉野・新宮の各露頭であり、後者の例としては須川・来見谷第2・等楽寺第2・第3・須川ST-23・川久保第3の各露頭である。

(2) 頁岩・泥岩型

不整合面から5~15m上位(見掛け上であって層準的には数10m上位のものもある)で、アルコーズ砂岩~礫岩の上、もしくは、火山礫凝灰岩中に挟在する炭質頁岩、泥岩層中に胚胎する鉱床であり、多くの場合、ウラン品位は炭質物に左右される傾向が強い。鉱体の連続性は頁岩の分布と一致し、層状に賦存するが

その規模は100 m 以下のことがほとんどである。この例としては等楽寺第2・須川一の谷がある。

(3) 火山礫凝灰岩型

この型は奥丹後地域では特徴的なものであり、量的にも最も重要な型の鉱床である。

不整合面直上にアルコーズ砂岩～礫岩が分布しているが、この中には鉱床は賦存せず、この砂岩～礫岩の上に累重する凝灰質砂岩および火山礫凝灰岩中に優勢なウラン品位を示す型の鉱床である。不整合面直上型と類似する点もあるが、下位の砂岩～礫岩に異常が認められないことが特徴の一つであり、この点で、(1)と類別することができる。この型の場合、炭質物が点在し、この炭質物にウランが濃集している。一般的に0.1% U_3O_8 の品位が分析され、 $n \sim 20\%$ U_3O_8 を示すものも数カ所で発見されている。岩石自体も、緑泥石化作用等の粘土化作用が進んでいる。

(4) その他

現在、次の2種類がみられる。

等楽寺第3露頭に見られる型であるが、火山碎屑岩中にレンズ状に分在する礫岩（礫は安山岩の歪角礫～亜円礫で膠結物は花崗岩質物質からなる）中に胚胎する鉱床で地層の層面に沿い層状に賦存する。

他の一つは須川露頭南部で不整合面から、20～40m上位にあるA型安山岩が、強度の破碎作用を受け、さらに著しい粘土化作用をも蒙っている所に胚胎される鉱床の型であるが、0.1～0.01% U_3O_8 の鉱体が150～200m 確認されている。

この下部の岩石にも(1)および(3)の型の鉱体が存在しており、鉱床生成機構を解く上に一つの指針を与えている。

5.2 ウラン鉱床と基盤の形態

人形峠地域においてはチャンネル構造が鉱床の生成機構に非常に重要な意味をもっているが、当地域においては等楽寺第1露頭・中津露頭・来見谷第1露頭を除いては重要な要素とはいえない。

すなわち現在までの探鉱結果からは基底部と考えられないところに鉱床が発見されていることが多い。

大きく堆積盆地を考えた場合、この不整合面が傾斜した位置もチャンネルの翼部と考えられるが、地下水や溶液の移動を考えた際、普通に考えられるチャンネル構造に支配された鉱床生成とは推論し難い。

5.3 ウラン鉱床と断層との関係

この地域には多数の断層が発達し鉱床と断層との関係は、はっきりした結論に達し得ず今後の調査にまたねばならぬが、鉱床の生成機構、粘土化の問題との関連も考え得るので各放射能異常地について簡単に触れる。

この地域においては次のような事実が知られる。

(1) 断層に直接接して放射能異常が認められるもの

花崗岩側の破碎帯も比較的高い放射能測定値を示す。

是安

(2) 付近に有力な断層が走るもの

鉱床を直接切るのではないが、この地域の有力な断層に隣接するもの。

大谷（東岸）・木子・等楽寺・川久保第2

(3) 断層・裂罅・沁り面に伴う粘土化帯と関係するもの

断層・裂罅・沁り面等にそう粘土脈、粘土化帯中、またはその周辺に異常が見られるもの。

川久保第1・第3・来見谷第2・野中・須川・新宮

(4) 破碎帯にそい鉱化が見られるもの

(3)と明らかな区別はつき難く同一とも考え得るが、鉱床を直接断層が切り、肉眼的に粘土化の程度は(3)より低く、むしろ破碎化に重点がおかれる。

花崗岩中の異常も多い。さらに、褐鉄鉱による汚染が特徴であり、しばしば磷灰ウラン鉱を認める。

野中・等楽寺・中津

(5) 節理に支配されるもの

節理にそい褐鉄鉱の汚染が見られ、その部分に異常が見られるもの。破碎、粘土化等はあまり問題に

ならず、2次的な生成と考えられる。

大谷(東岸)・木子

6. ウラン鉱物

当地域のウラン鉱物についてはまだ同定は進んでいないが、初生鉱物としてコフィン石、2次鉱物として燐灰ウラン石、その他が知られている。

6.1 コフィン石

等楽寺第1露頭・須川露頭・須川ST-23および来見谷第2露頭で発見されており、炭質物と密接に関係し、炭質物を交代して認められる。

6.2 リンカイウラン石

等楽寺第1露頭・須川露頭・須川ST-23・来見谷第2露頭・野中露頭および川久保第2露頭で認められた。炭質物の割れ目や表面に褐鉄鉱・赤鉄鉱と随伴してよく見られ、炭質物の周囲が凝灰質砂岩でこれが粘土化している場合には、その中にも一面に点在しており、コフィン石からの2次鉱物と考えられる。結晶は一般に小さく、最大2~3mm程度のものでまれに存在する。

6.3 その他

以上のほかには同定の終わっているものはないが、高品位部にはスペクトル分析の結果、Baが多いことからUranocirciteの存在も考えられるし、岡山大学逸見助教によればphosphouranyliteらしい鉱物の存在が報ぜられている。

7. ウラン鉱床の地球化学的考察

7.1 炭質物とウランの関係

奥丹後地域のウランは炭質物に伴う場合が非常に多い。軽度に珪化したあるいはかなり炭化の進んだ亜炭や、炭質物の破片を含む炭質頁岩・アルコーズ砂岩中に含まれることが普通である。そして前記鉱物のほかに炭質物に吸着されたウランが、特に炭化が進みほとんど珪化を受けていないものに存在する。

珪化した炭化木は凝灰岩中に産し、ウランの分布は偏在している。ウラン品位の高い部分はセッコウが密集するのが普通である。

炭質物のオートラジオグラフをとるとαトラックは全面にわたって分布する。特に割れ目を充填する黄鉄鉱等の細脈がある場合、その近くに濃集する傾向を示すが、黄鉄鉱自体からは出ていない。これは割れ目に沿って燐灰ウラン石が晶出していることにもよるが、これだけでなく黄鉄鉱の晶出時期にウランの再富化作用がなされたものと解した方が妥当と思われる要素が強い。

炭質物中には黄鉄鉱のほか、石英・沸石・赤鉄鉱の細脈が観察されるが、αトラックの分布とは直接関係ない。

ウランとCの関係を第18図に示した。

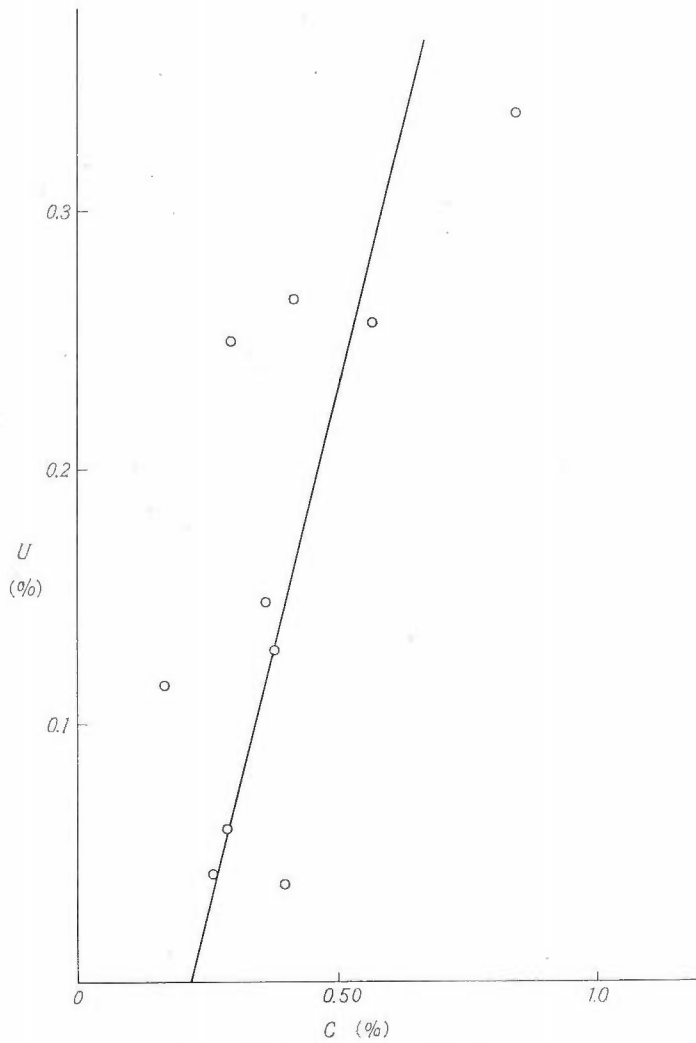
7.2 フミン酸とウランとの関係

採取した試料から炭質物の含まれる13試料のフミン酸と、ウランとの分析をおこなった結果は第19図である。第19図で示されるように試料に含まれるウラン量とフミン酸量とはよい正の相関関係にある。そしてこれらの試料のうち、ウラン含有量の多いものについてはX線回折でCoffiniteを同定しているので、これらの試料に含まれるウランは、まずフミン酸に吸着され、周囲の環境に応じてウラン鉱物を生成し、その結果フミン酸は吸着能力を回復して、またウランを吸着するというようなサイクルが重なって生じたものであろう。このフミン酸とウランとの関係は、また顕微鏡写真下でも定性的に認められる。

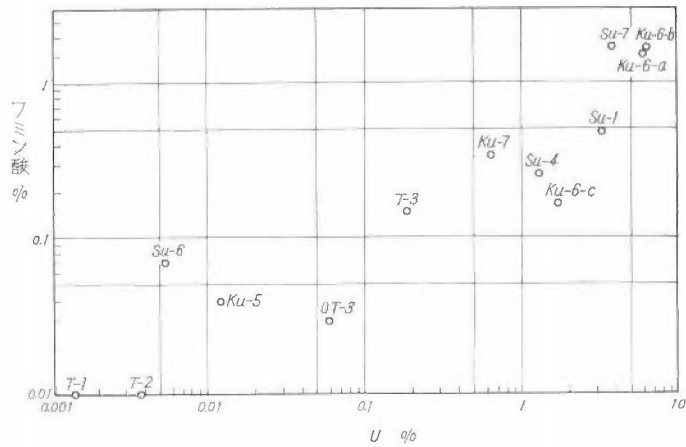
これらのウランを含む炭質物は、碎片として堆積岩中に含まれるものもあるが、その量はごくわずかである。おもなものは須川露頭・来見谷トレンチなどでみられる直径30~50cmの塊状として存在しているが、それらの塊状の炭質物は上記露頭トレンチで見られるほか試錐のコアで得られることがある。

7.3 水酸化鉄とウランとの関係

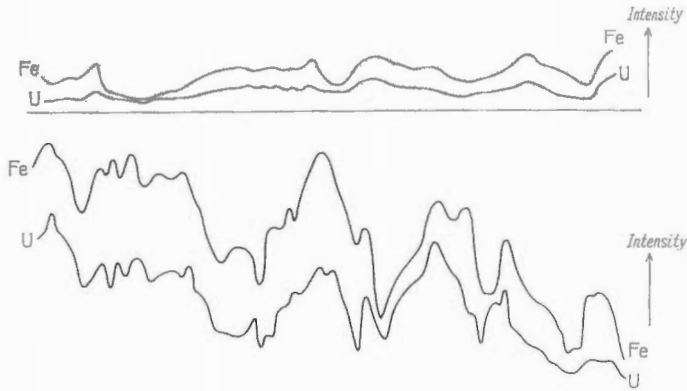
ウランを吸着したと考えられる水酸化鉄は酸化鉄に変化しているが、その水酸化鉄中のFeとUとの関



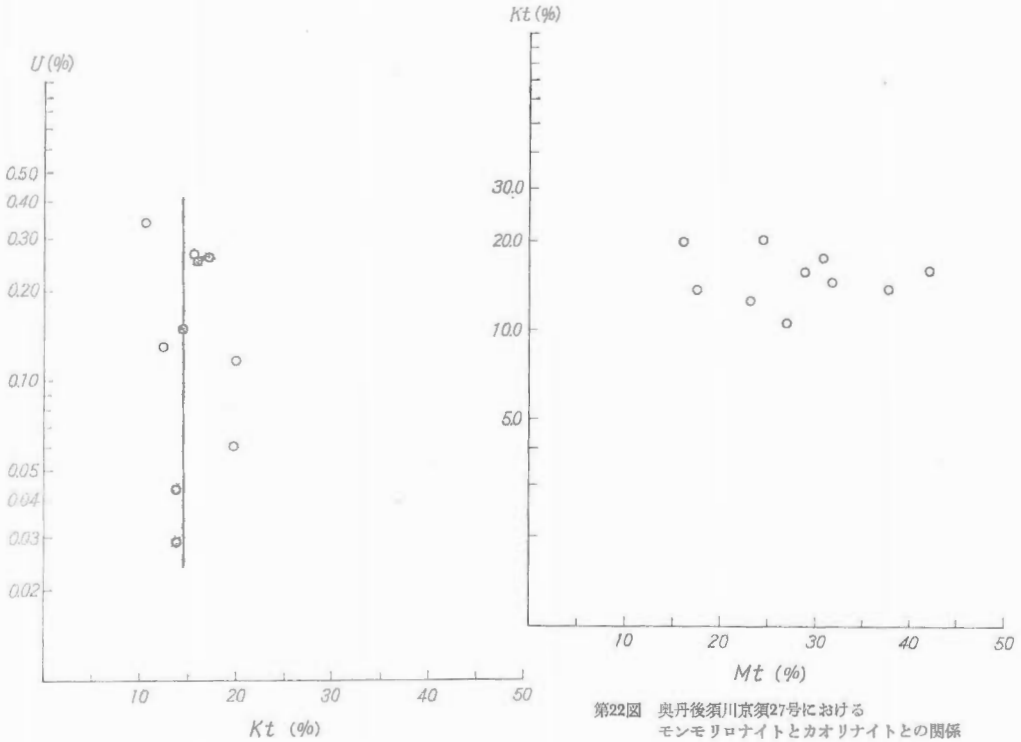
第18図 奥丹後須川におけるウランとCとの関係



第19図 奥丹後ウラン鉱床地区のウランとフミン酸との関係



第20図 奥丹後須川露頭試料の微量蛍光分析によるFeとウランとの関係



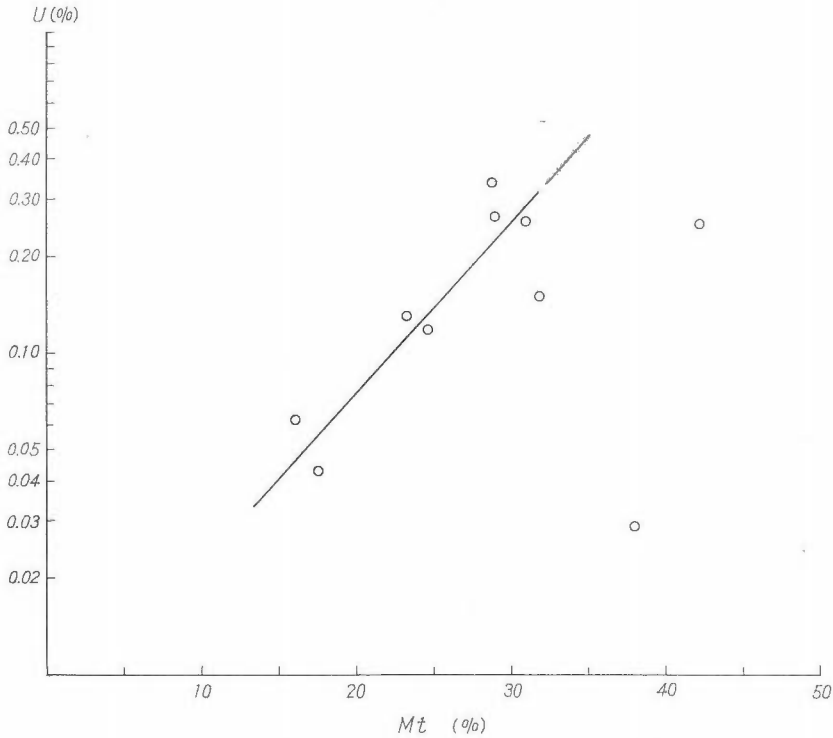
第21図 奥丹後須川京須27号におけるウランとカオリナイトとの関係

第22図 奥丹後須川京須27号におけるモンモリロナイトとカオリナイトとの関係

係は、須川・来見谷・野中・大谷・中津・川久保など各露頭やトレンチで、両者はよい正の相関を示している。一例として須川露頭の試料の酸化鉄の部分の微小蛍光分析にてFeとUとの関係を求めたが、その関係は第20図に示してある。第20図をみるとFe含有量の多い部分はU含有量が多く、したがって水酸化鉄に吸着してウラン含有量が多い部分が生じたことがよくわかる。

7.4 粘土鉱物とウランとの関係

今回の研究資料52個についての粘土鉱物の分析結果はほとんどの試料に主としてモンモリロン石が含まれ、最高60%で、平均21.4%である。この他に、Heulandite, Laumontite, Kaolinite が少量含まれるものもあるが、その量と数ともわずかに数%程度である。このようにすべての試料にモンモリロン石が含まれて



第29図 奥丹後須川におけるウランとモンモリロナイトとの関係

おり、モンモリロン石も実験では、フミン酸程度ウランを吸着する筈であるが、試料に含まれているウラン量も 140 ~ 10 ppm 以下と少なく、またモンモリロン石とウランとの間にもほとんど相関関係は認められない。しかしながらラジオラクトグラフの結果から凝灰質砂岩など粘土鉱物の多い部分がわずかながら一様に感光しているので、粘土鉱物中に少量ではあるがウランが、おそらく吸着された状態であるのではないかとと思われる。

7.5 Sとウランとの関係

中津河鉱床などのように還元環境でウラン鉱床が生じた場合などは、その環境で黄鉄鉱も生成し、その結果ウランとSとはよい正の相関関係を示すが普通であるが、奥丹後地域ではウランとSとは相関関係は認められない（昭38.8.日本原子力学会資源探査現地討論会，間人にて発表）。このことはウランの沈殿をひきおこす還元剤が硫化物でなかったか、またはチャンネルの形状、勾配やチャンネル上の堆積層などがウランの沈殿をひきおこす還元環境を作るに充分でなかったのではないかと考えられる。この2つの原因のうちおそらく後者の方が奥丹後地域のウランがSと正の相関関係にない原因の主なものであろうと思われる。

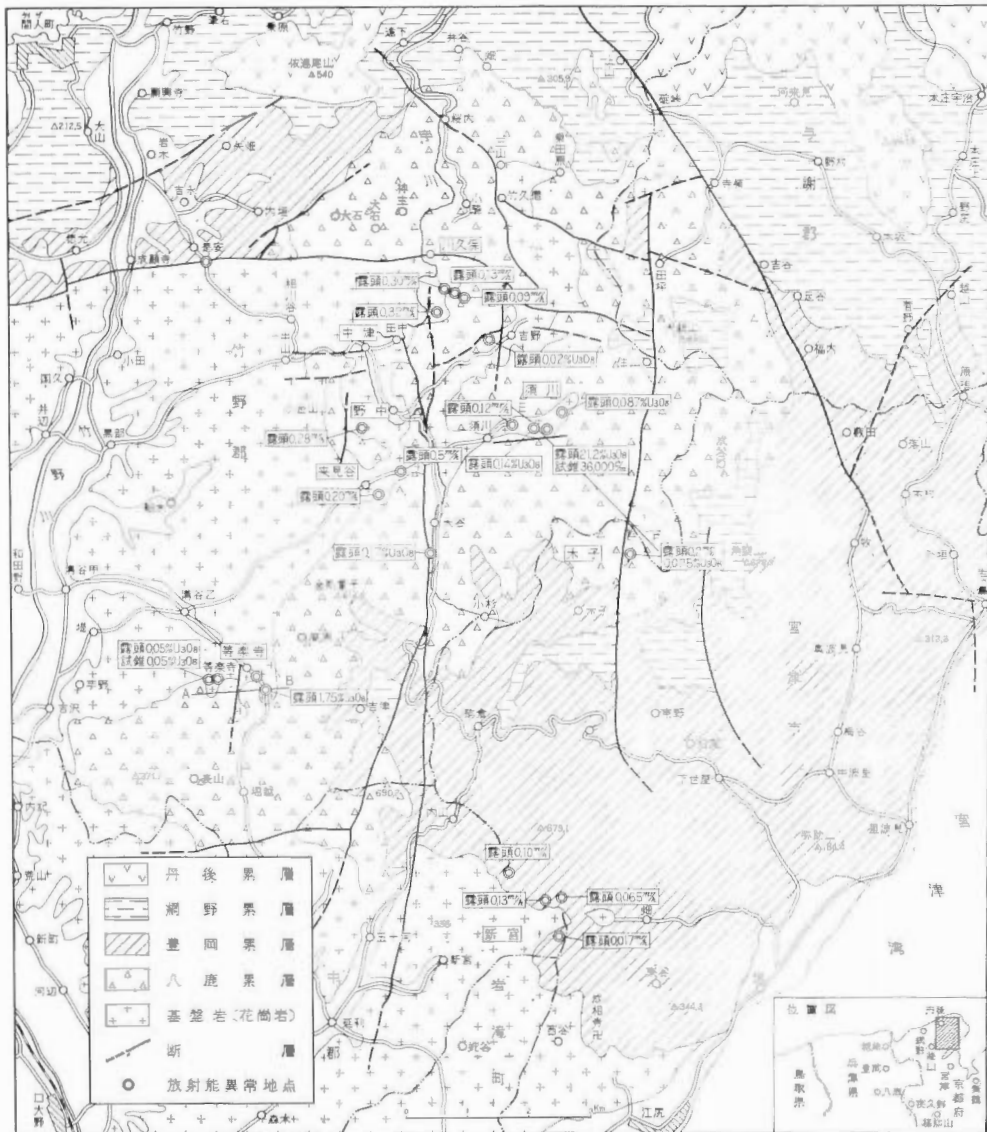
7.6 微量成分とウランとの関係

以上の成分の他に、As・Ba・Fe・Ge・Mn・Pb・Sn・Sr・Zn・Zr・Y・P等について定量した結果、ウランとよい相関関係を示すのはAsおよびYがあるが、ウランの砒化物としての鉱物は同定されていない。Yについては人形峠中津河鉱床と較べると量的には著しく少ない。また、Pb・Znについても中津河鉱床より少なく、Srが多いことが特徴である。人形峠で非常によい相関を示すPはウラン鉱物が異なることから相関をもたない。

花崗岩数種の微量成分の分析結果では、人形峠型花崗岩のそれとよく類似していた。

他の微量成分の相関についてはFe-Mnがよい相関関係を示している。

以上奥丹後地域のウラン鉱床は、主としてフミン酸・水酸化鉄・粘土鉱物に吸着され、かつ、吸着されたのとほとんど同じ場所で生成されたものと考えられる。現在までに2次的な動きはあまりやっていないよう



第24図 奥丹後地域地質図

に見受けられる。

さらに、Sとの相関関係をもたないことから沈殿を惹き起こす還元剤が、硫化物でない場合が多いことを示している。

まとめ

以上、奥丹後地域のウラン鉱床についての要点を述べてきたが、これを問題ごとに集約してみると次のようになる。

1. 鉱床の形態と成因について、まず鉱床の賦存する形態から次のように分類した。
 - (1) 不整合面直上型
 - (2) 頁岩・泥岩型
 - (3) 火山礫凝灰岩型

(4) その他 イ)火砕岩中の礫岩型 ロ)破碎変質安山岩型

この分類は成因に基づいてなされたものではないが、将来、当然形態のみでなく成因上からの分類に発展させる意味を含ませて考えてみた。

これらの鉱床は、どのような生成機構および成因によって胚胎されたか、形態上は分類できるが、同一時期に生成し、連続した鉱体として追跡できるか。地下水等による2次的な移動や再沈殿はないのか、これらの問題は鉱床の規模を規制する上に重要な要素となることであり、チャンネル構造、地下水型のみでなく熱水作用も当然考えなければならない現象も多い。

2. 凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩中に炭質物がある場合、高品位を示すが、これより0.5~1.5 m離れると品位が激減する傾向があるが如何なる理由によるのか、供給されたウランの絶対量が少なかったのか、それとも前記岩層は沈殿させる能力に欠けていたのか、供給された時間の問題か。いずれにしても解決せねばならない問題である。

3. トレンチ探鉱ではしばしば高品位の露頭が見つかり露頭延長もある程度のものがあるが、深部への試験探鉱結果思わしくないことが多いのは如何なる理由か、試験探鉱の方法とくに間隔に問題があるのか。

等楽寺・須川の探鉱ではある程度の延びが確認されており、露頭だけに限られるとは考えられない。

このように考えてみると、露頭と深部の鉱床との関連をいかにしてつけるかが大きな課題である。

黒鉱鉱床探査において成功した「同一層準の追跡」というような、ウラン鉱床把握のための鍵を早急に見つけなければならない。とくに、探鉱上の大きな障害の一つに不整合面がすべて山側に傾斜し、30~80°と急角度を示すため、不整合面の追跡においても同一層準の追跡はほとんど望み薄である。

また、断層が多く、地塊運動も激しい、という点が挙げられ、これを克服するような鍵をみいだすことが望まれる。

4. ウラン鉱床の母層は粘土化が著しいが、これとウラン鉱床の胚胎時期と関係があるか、などの問題は“緑色凝灰岩地域”に胚胎するウラン鉱床全体についていえることであるし、鉱床の形態のみならず産するウラン鉱物、母層等もよく類似している。

これらの問題解明こそが、“緑色凝灰岩地域”をウランの鉱床生成区と定義づけることにつながるものである。

追記 (閉鎖前の現況で記述したことを附記)

文 献

- 1) 林 昇一郎・他2名(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
- 2) 橋本好一・他9名(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,原子力学会誌, vol. 6
- 3) 地質調査所:5万分の1地質図幅「宮津」・「丹後由良」・「冠島」・「大江山」,同地質図幅素図「網野」
- 4) 池辺展生・他3名:京都府丹後町地域の地質調査報告(第1報),原子燃料公社資料

Uranium Deposits in Oku-tango Area, Kyoto Prefecture

By

Yoshikazu HASHIMOTO, Isamu YAMAMOTO &
Syuichiro HIRONO

Okutango area is located at the northwest of Kyoto prefecture, and occupies the whole part of Tango peninsula.

Granitic rocks of the basement distributed in this area, are biotite granite, hornblende-biotite granite and younger granite which seems to have intruded in Mesozoic era or Paleogene. They are covered by the Neogene and Quaternary system. The former is constituted by conglomerate, sandstone, basaltic~rhyolitic lavas and their pyroclastics, and the later is andesitic~rhyolitic lavas and Alluvial deposits.

In granitic rocks, several pegmatites containing with radioactive minerals are found small masses.

It is inferred that the uranium deposits in this area are classified into some types of the deposits occurring in the basal part of so-called "Green Tuff" in the Northeast Japan and the Hokuriku district.

Generally, uranium deposits occur in Neogene system near the basement. Uranium concentration (max. 21.2% U_3O_8) is found especially in the carbonaceous matters of tuffaceous sandstone and lapilli tuff. And the ore body containing 0.0n~0.n % U_3O_8 is detected in the crashed and clayey A-type andesite.

As for the uranium minerals, coffinite and autunite can be cited.

II. 1. 4 鳥取・岡山県境地域のウラン鉱床

東 郷 文 雄*

要 旨

鳥取・岡山県境のいわゆる人形峠ウラン鉱床は昭和30年発見以来、積極的に探鉱が続けられており、多数の鉱床が発見されその埋蔵量も年を追って増加しつつある一方、これらの鉱床ならびに地質状況に関する多数の調査研究もなされている。

この人形峠ウラン鉱床は主として中生代末期に貫入したと思われる花崗岩類を基盤として、中新世末期から鮮新世にかけて堆積した、いわゆる三朝層群の基底部が、基盤のチャンネル構造に支配されて堆積した礫岩・砂岩等を母層としている層状鉱床であって、鉱床はそのチャンネルの規模によって規制されるが、一般に幅数10m、延長数100m、厚さ1～数mのものが多く、鉱物は非酸化帯では人形石、酸化帯では燐灰ウラン石によって特徴づけられる。

鉱石は礫質、砂質あるいは粘土質のこともみるが一般に膠結度はかなり低く、ウラン鉱物はこの間隙を埋めたり、礫の表面に皮殻状をなしているので単体分離は比較的容易である。

鉱石のウラン品位は鉱床によりまた部分的なばらつきがあるが、一般に0.05～0.1% U_3O_8 を示すものが多い。

ま え が き

鳥取・岡山県境人形峠において、地質調査所のカーボンによって放射能異常が探知されたのは、昭和30年11月12日のことで、さらにつぎの調査班により11月22日この放射能異常が層状ウラン鉱床の露頭によるもので、露頭の礫岩中に燐灰ウラン石が存在することが確認され、また礫岩の上位の砂岩・泥岩にもウランを胚胎することがわかってきて、昭和31年2月の鉱山地質学会において東大片山教授その他によって、わが国ではじめて発見された人形峠水成ウラン鉱床として発表された。

その後さらに県道切削に現われているウラン鉱床の精査、精密測定ならびに周辺への鉱床の追跡が行なわれた結果、この人形峠ウラン鉱床の母層は平坦化されて緩慢な傾斜をもった基盤花崗岩の侵食面の上に不整合に乗った新第三系の水平層であって、ほぼ水平に相当広範囲にわたって分布するものであろうと推論された。

昭和31年8月には原子燃料公社が発足し、この地域全般の探査事業は地質調査所から原子燃料公社に引きつがれ、以来地表調査、試錐探鉱ならびに坑内探鉱を地域全般にわたって実施することによって、鉱床規模の拡大、鉱床の賦存状況の把握、探鉱方法ならびにその技術の確立をはかるとともに、地質調査所その他の研究機関による種々の特定調査研究が行なわれて、地質学的、地球物理学的あるいは地球化学的分野における数多くの問題が解明されてきた。

参考のために原子燃料公社によって今までに実施した探鉱作業ならびに作業量を示す(昭和31～40年まで)。

方法別	地表調査	化学探鉱	物理探鉱	試錐探鉱	坑道探鉱
	トレンチ(m ²)	測線範囲(km ²)	電気探鉱・地震探鉱範囲(km ²)	試錐延長(m)	坑道延長(m)
作業量	68,466	274.1	85.05	139,349	33,366

なお、この間に把握された当地域におけるウランの埋蔵量、品位は次の通りである。

* 動力炉・核燃料開発事業団(昭和42年10月原子燃料公社は改組され左記事業団となる)

鉱山名	確 定			推 定			予 想			合 計		
	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	含有量 (U ₃ O ₈ t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	含有量 (U ₃ O ₈ t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	含有量 (U ₃ O ₈ t)	鉱量 (t)	品位 (U ₃ O ₈ %)	含有量 (U ₃ O ₈ t)
東郷鉱山	194,000	0.062	120	365,000	0.073	268	1,262,000	0.044	558	1,821,000	0.052	946
人形峠鉱山	1,012,000	0.058	588	114,000	0.039	45	938,000	0.054	509	2,064,000	0.055	1,142
合 計	1,206,000	0.059	708	479,000	0.065	313	2,200,000	0.049	1,067	3,885,000	0.054	2,088

（昭和41年4月1日現在）

またこれらの採鉱作業の進展とともに、将来の開発に備えて最適の採鉱法、製錬法の適用性と生産規模操業の設計データを得るための試験が現在山元で試みられている。

1. 当地域の地質

当地域の地質は主として花崗岩類からなる基盤岩類と、これを不整合に被覆する三朝層群とによって構成されている。

ウラン鉱床は三朝層群の基底部の礫岩・砂岩等を母層として基盤の構造に規制されているので、これらの岩類の概略を述べる。

1.1 基盤岩類

基盤岩類としては白堊紀から古第三紀にかけて進入した古期深成岩類、新期深成岩類と、両者の進入関係によって生成されたものといわれている人形峠型花崗岩の3つの型の深成岩類と、木地山火山岩類と呼んでいるもので、上記深成岩類を貫きまたはこれらを被覆して分布している主として安山岩・石英安山岩・流紋岩およびその火山砕屑岩からなる火山岩類、ならびにこれらの火山岩類を貫いている第三紀複合深成岩体と呼んでいる、塩基性から酸性に及ぶ各種の半深成岩ないし深成岩類が地域の基盤の大部を占めて、各所に分布している。

また、本地城南東部には主として黒色千枚岩質粘板岩、片状砂岩を主とする三郡変成岩類が分布し、花崗岩類の進入を受けたところではホルンフェルス化している。

1.2 三朝層群

上述の各種の基盤岩類を不整合に被覆して、中新世末期から鮮新世初期に堆積したり溶流したと考えられている、厚さ500m以上に及ぶ主として火山岩類およびその砕屑物により構成される三朝層群が、県境の背稜地帯から日本海にかけて広域に分布している。

本層群は当地域東方に分布している照来層群に対比されるもので、多数の植物化石を産出する。

三朝層群は3～4回の顕著な火山活動の輪廻によって形成されたものであるが、いずれもその初期は河川における礫岩・砂岩・泥岩等の沈殿からはじまって、激しい火山活動へと移っていることが認められる。

これらの輪廻のはじまりに堆積した陸水性の堆積物は高低基盤の古地形に支配されて、いわゆるチャンネル構造を示し、ウラン鉱床生成の場を与えているのであって、その層厚は数mから数10mと一般にさほど厚いものではなく、とくに鉱床母層となっている礫岩・砂岩は1～2mないし数mに過ぎない。

2. 鉱床概要とその特質

当地域のウラン鉱床は堆積岩に伴う層状鉱床であって、昭和30年発見以来、数多くの鉱床について試錐探鉱、坑道探鉱を行ってきたので、鉱床の賦存状況、鉱石の性質等について詳細な知識を得ることができた。

これらの鉱床は三朝層群の主として基底部の礫岩・砂岩あるいは凝灰質砂岩中に胚胎して、ほぼ水平に層状鉱床の形態をなしている。

ウラン鉱床が形成されている場所は生成当時の地下水の流れがゆるやかであったところとか、停滞していたようなところ、例えば湖の下底とか、河川においては流路がくびれた場所の上流部、あるいは蛇行しているようなところの下底に相当しているようである。

そして、このような含ウラン層が分布している付近の基盤岩は、地下水の流出をさまたげている不透水性

の花崗岩質岩類からなっていることが多い。

また、この含ウラン層の上位には頁岩・角礫凝灰岩・火山礫岩および各種の熔岩類が累重して、鉱床成生後の地下水の浸透を防いでいるために既存のウラン鉱床は溶出をまぬかれているものようである。

ウラン鉱床の生成機構についてはまだいくつかの問題点は残されているようであって、地下水中のウランの起源についても問題はあるが、いずれにしても強い還元環境下で地下水中からウランが沈殿して透水性の礫岩・砂岩等の粒間を充填してウラン鉱物が晶出したものと解される。

個々の鉱床についてみると、鉱床を胚胎している母層の堆積時期には地質の項で述べたように相違があるとともに、鉱床を胚胎する場所、層準も母層の位置、形態によって違っている。例えばチャンネルは一般に上流部ではV字型をなし下流部ではU字型をなしているが、V字型のチャンネルではV型の底を埋めたようにしてウラン鉱床が賦存しているのに反してU字型のチャンネルではU字の底にはウランは乏しく、むしろ上位層あるいはチャンネルの両翼部が鉱化作用を受けている傾向がみられる。

また、一部の鉱床では母層が強い粘土化作用をうけてモンモリロン石、カオリンが生成していることもある。

鉱床付近では基盤の花崗岩は不整合面から相当下部まで、大なり小なり風化作用を受けており、しばしば著しく風化して、花崗岩の組織は残していても全く土壌化していることがある。

また、鉱床付近では基盤花崗岩は破砕作用を受けて、破砕帯が発達していることがしばしば認められ、この破砕帯に沿って安山岩が脈状あるいは網状に注入しているのがみられる。

ウラン鉱石は膠結度の低い礫岩・砂岩・凝灰質砂岩等からなっており、ウラン鉱物は微細な結晶をして母層の構成粒間を充したり、礫の表面に皮殻状をなして晶出している。

このことは鉱石の処理に際して原鉱石の粉碎を容易にするとともに単体分離が可能で、単に選鉱、ふるい分けをすることによって精鉱品位を数倍に上げることができる。

また、膠結度が低く粒間が空隙に富んでいるために、硫酸によるウラン浸出に際して浸透が容易に行なわれる。

次に鉱石の鉱物組成であるが、ウラン鉱物としては非酸化帯では人形石、酸化帯では磷灰ウラン石が主要鉱物であって、その他非酸化帯では閃ウラン鉱・コッフィン石、また酸化帯ではウラノフェン・ベータウラノフェン・ボルトウッド石・カルノー石・ウィークス石・ランキル石・リンドウウラン石等も随伴する。また、非酸化帯ではウランはフミン酸に吸着された形で存在している。

脈石類としては、花崗岩起源の珪酸塩鉱物が主体をなし、少量の黄鉄鉱・粘土鉱物を随伴しているが、方面、麻畑鉱床のように多量の粘土鉱物から構成されていることもある。

3. 総 括

鳥取・岡山県境地域に分布する人形峠ウラン鉱床は、堆積型ウラン鉱床の中で地下水型に属するものであって、域内には多数の鉱床が発見されており、なお適切な探鉱を行なうことにより今後とも潜在鉱床の発見可能な地域が残されている。

当地域では中津河南部鉱床、神ノ倉鉱床等のように相当高品位の鉱床が賦存していることも知られてはいるが、今までに把握された多数のウラン鉱床について総体的にみると、ウラン品位は 0.05% U_3O_8 前後となっており、海外における稼行鉱山のそれに比較するときわめて低品位である。

しかし当地域の鉱床は新第三紀に生成されたものであって、その産状、鉱石の組織、品質等において海外鉱石にみられない恵まれた利点をもっているため、これらの点を採鉱、選鉱、製錬の過程で有効利用することができれば、これらの低品位鉱も相当量の埋蔵量が把握されているので、核原料資源としての比重はさらに大となるであろう。

参 考 文 献

- 1) 藤原清丸・佐藤良昭・尾上 亨 (1957) : 鳥取・岡山両県境人形峠附近のウラン鉱調査報告 —— その 1, 人形峠の概査報告 ——, 地調月報, vol. 8, no. 8

- 2) 片山信夫・丸山修司・物部長進・北 卓治・三堀照夫(1958): 鳥取・岡山県境人形峠県道切取りに発見されたウラン鉱床について, 地調月報, vol. 9, no. 1
- 3) KATAYAMA, N (1958): Genesis of the Uranium Deposit in Tertiary Sediments in the Ningyō-tōge Area, Western Japan, Proc. 2nd U. N. I. C. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, vol. 2.
- 4) MUTO, T., MEYROWITZ, R., POMMER, A. M., & MURANO, T. (1959): Ningyoite, A New Uranous Phosphate from Japan, Am. Mineral, vol. 44.
- 5) MUTO, T. (1961): Paragenesis of the Minerals of the Ningyō-tōge Mine, Mineral, Jour., vol. 33.
- 6) 村山正郎・大沢 穂(1961): 5万分の1地質図幅「青谷・倉吉」及び同説明書, 地質調査所
- 7) 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
- 8) TANAI, T., & ONOE, T. (1961): A Mio-Pliocene flora from the Ningyō-tōge area on the border between Tottori and Okayama prefecture, Japan, Geol. Surv. Japan, Report no. 187.
- 9) 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
- 10) 日本学術振興会ウラン・トリウム鉱物研究委員会(1961): ウラン—その資源と鉱物,
- 11) MUTO, T. (1962): The precipitation environment of Ningyoite, Mineral. Jour., vol. 3.
- 12) ウラン鉱山開発号, 日本鉱業会誌, vol. 79, 1963
- 13) 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
- 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
- 16) 鳥取県(1966): 鳥取県10万分の1地質図及び説明書
- 17) 山田直利(1966): 5万分の1地質図幅「智頭」及び説明書, 地質調査所

Uranium deposits at the border area in the Tottori and Okayama prefectures

By
Fumio Tōgō

The uranium ore deposits of Ningyō-tōge exist in Neogene Tertiary beds, namely Misasa group.

The host rocks of these uranium ore deposits are mainly constituted from porous rocks such as arkosic sandstone, conglomerate, and tuffaceous sandstone.

These terrestrial sedimentary rocks occur along paleostreams cut into basement granitic rocks and others.

Ore bodies of this districts are, in general, elongated in the direction of channel trend about several hundred meters length, several ten meters width, and lie near the base of the channel with about one several meters thickness.

The major uranium ore mineral in the un-oxidized zone is ningyoite with uraninite and coffinite, and in the oxidized areas is autunite with uranophane, β -uranophane, boltwoodite, carnotite, weeksite, ranquillite and torbernite.

II. 2.1 含ウラン燐鉍

浜 地 忠 男*

要 旨

日本の含ウラン燐鉍は新潟県下, 石川県能登半島に中新世の砂岩・礫岩中に胚胎するものと, 古生層に属する津久見石灰岩中のもの, 長野県贛川鉍山の硫化鉄鉍層の下盤に分布するものが知られている。中新世のものは海浸初期の浅海成の砂岩・礫岩中に層状あるいはノジュール状あるいは不規則な形状を呈して産出し, ウラン含有量は新潟県中東産のノジュール中で最高を示し 0.16% U_3O_8 に達するが, 一般には 0.03% U_3O_8 以下で, 古生層中のものはさらに低く 0.007% U_3O_8 以下である。燐灰石の種類は津久見石灰岩中が fluorapatite である以外, carbonate fluorapatite である。中新世の燐鉍中の燐灰石中に含まれるウランは諸外国産の海成燐鉍に較べると著しく大きい。この場合のウランのあるものは海水以外から, すなわち, 地下水から供給された可能性がある。

1. ま え が き

1958年, 新潟県下のウラン概査の際, 燃料部石油課島田忠夫・鈴木尉元両技官により, 北蒲原郡中条町半山沢の道路崖の露頭で, 中新統の七谷層と津川層との境界に分布する礫の一つが放射能異常を示すことが発見され, 化学分析の結果 0.06% U_3O_8 のウランが含まれていることが判った。そして, さらに室内研究の結果, この礫は燐灰石を含み, ノジュールであることが判り, その結果についてはすでに報告された¹⁾。

その後, 1959年に長野県西筑摩郡檜川村贛川鉍山, 1961年に新潟県岩船郡関川村中東, 朝日村高根, 1963年に大分県臼杵市川原内, 1964年に石川県鹿島郡能渡島町佐波および須首, 1965年に新潟県村上市門前, 上山田および岩船郡朝日村釜杭, さらに石川県羽咋郡志賀町で同様な燐鉍が発見された。

一方, 世界の燐鉍は主として海成燐鉍層から供給されており, 微量のウランを伴うことは一般的現象として良く知られており, ウランの需要が急増した 1952 年には, アメリカ合衆国のフロリダの鮮新統の Bone Valley 層中の燐鉍中に含まれる, 0.01~0.02% のウランが燐の副産物としてはじめて回収され, 年間最高生産量は約 400 t U に及んだ。しかしその後, コロラド高原型のウラン鉍床の急速な開発とともに燐鉍中のウランは経済的価値を失ったが, 未来のウラン資源の潜在力として考えられており, これらの燐鉍床に関する論文が多数^{1)~4)9)~12)} 発表され, 鉍物学的問題や成因論について論ぜられた。

一方, わが国の燐鉍についてはすでに明治時代に全国的な資源調査が行なわれ¹⁴⁾, 多数の産地が記載されており, あるいはそれらの産地を追跡すれば同様なウランを伴う可能性は大きい。含ウラン燐鉍の個々の産地についてはすでに発表されたものもあり, また, 本報告書の別項で記載される予定なので, ここでは含ウラン燐鉍の一般的性状について述べる。

2. 産 状

2.1 新第三系中に産出するもの

第2図に示されるように, 新潟県北部に産出するものはいずれも新第三紀中新世に属する津川層(あるいは釜杭層)中に胚胎する。津川層は古生層あるいは花崗岩を基盤とし, その直上に分布する礫岩・砂岩で, ときに流紋岩や凝灰岩を含む。その上位は七谷層(あるいは下関層)と呼ばれる一般には硬質頁岩の層が分布している。

燐鉍はノジュール状, 層状, レンズ状を呈する。

高根および中条では, 堅硬なノジュールのみを産出し, 前者では礫岩の中に2個産出し, その長径は約40 cm に達し, 基盤の花崗岩の直上約2~3 mの位置にある。上部は1 mで段丘礫層に覆われているため正確

* 金属鉍物探査促進事業団(元鉍床部)

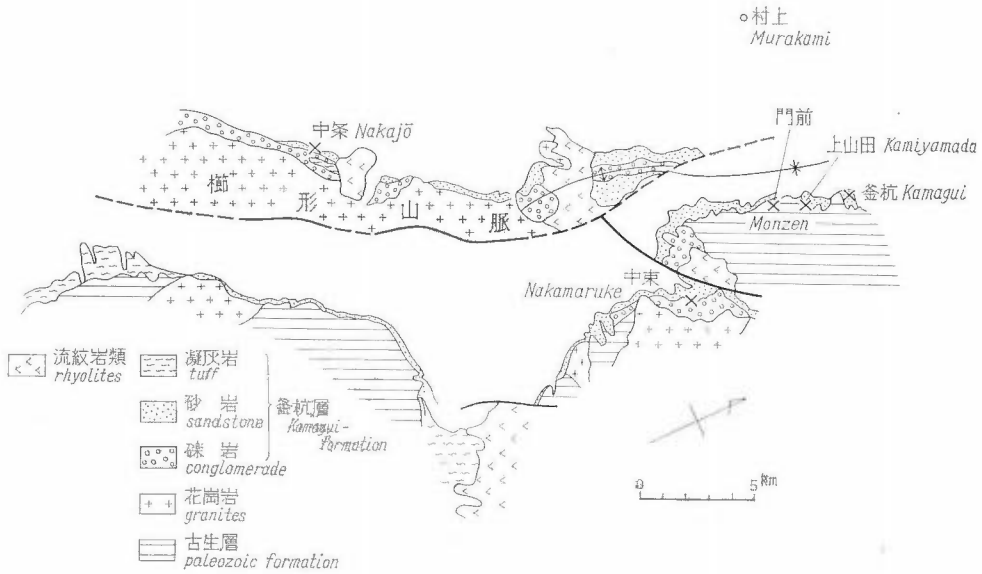
地質調査所報告 (第232号)



- | | |
|----------------|----------------------|
| 1. 新潟県岩船郡朝日村高根 | 6. 新潟県北蒲原郡中条町半山沢 |
| 2. " " " 釜杭 | 7. 石川県鹿島郡能渡島町佐波および須曾 |
| 3. " 村上市上山田 | 8. " 羽咋郡志賀町出雲火打谷 |
| 4. " " 門前 | 9. 長野県西筑摩郡瀬川村中畑 |
| 5. " 岩船郡関川村中東 | 10. 大分県臼杵市川原内 |
1. Takane, Asahi-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.
 2. Kamagui, Asahi-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.
 3. Kamiyamada, Murakami-city
 4. Monzen, Murakami-city
 5. Nakamaruke, Sekigawa-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.
 6. Hanyamasawa, Nakajō-machi, Kita Kambara-gun, Niigata pref.
 7. Sanami & Suso, Notoshima-machi, Kashimo-gun, Ishikawa pref.
 8. Izumo-Hiuchidani, Shiga-machi, Hagi-gun, Ishikawa pref.
 9. Nakabata, Narakawa-mura, Nishichikuma-gun, Nagano pref.
 10. Kawarauchi, Usuki-city, Ōita pref.

第1図 含ウラン燐鉱分布図
Distribution map of uraniferous phosphorites

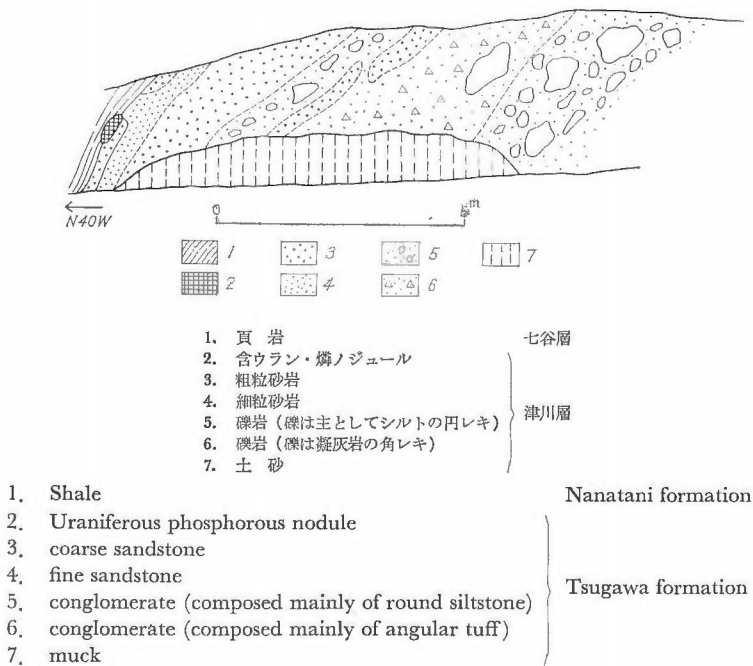
含ウラン燐鉱 (浜地忠男)



(西田 彰一, 津田 未粒: 坂町付近の新第三系より)
 (after Nishida and Tsuda)

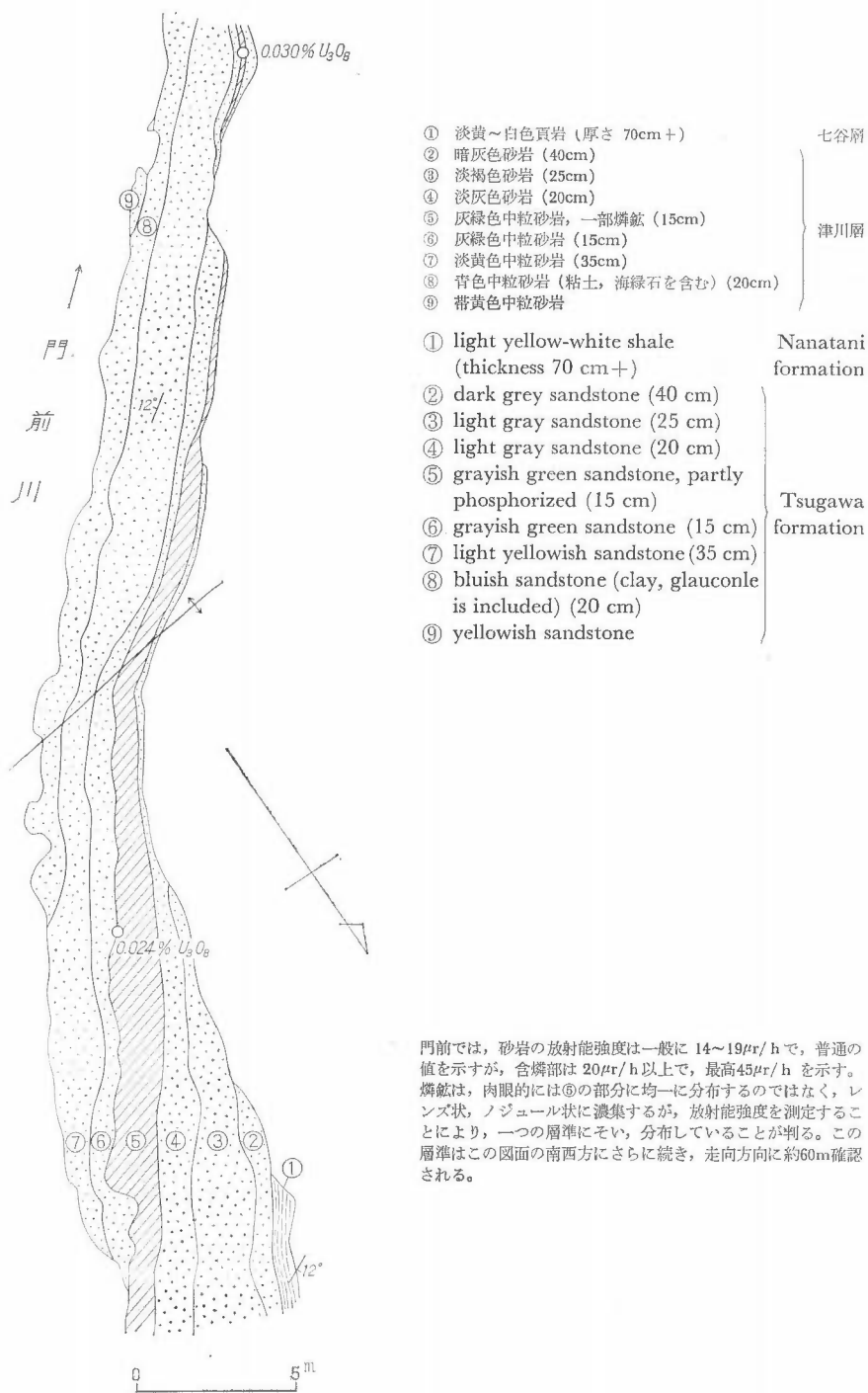
第2図 新潟県北部燐鉱分布図

Distribution map of uranium phosphorites in the northern part of Niigata prefecture



第3図 新潟県中条町半山沢含ウラン燐頭スケッチ

Sketch of the cutting showing the distribution of uranium nodule at Hanyama-sawa, Nakajo-machi, Niigata prefecture



門前では、砂岩の放射能強度は一般に 14~19 μ r/h で、普通の値を示すが、含燐部は 20 μ r/h 以上で、最高 45 μ r/h を示す。燐鉱は、肉眼的には⑤の部分に均一に分布するのではなく、レンズ状、ノジュール状に濃集するが、放射能強度を測定することにより、一つの層準にそい、分布していることが判る。この層準はこの図面の南西方にさらに続き、走向方向に約 60m 確認される。

第 4 図 村上市門前門前川異常地露頭

Map showing the outcrop along the Monzen-gawa river, Monzen, Murakami-city

には津川層での位置を決定できない。後者では津川層の最上部で丁度七谷層との境界に最大長径約 30 cm に達するノジュールを 3 個産出した (第 3 図参照)。

層状を呈するものは中東のものが典型的で、ベントナイト層の直下のアルコーズ砂岩の基地をうめて産出し、試錐の資料からもベントナイト層直下の含海緑石砂岩中に産出している。露頭部と試錐の結果から、燐鉱の分布する位置は上位の七谷層との境界付近である。

門前および上山田では層状ではあるが、燐鉱の胚胎する層準の中でレンズ状、また局部的には硬いノジュール状を呈する (第 4 図参照)。門前では基盤の古生層の直上に厚さ約 5 m の礫岩層が分布し、さらにその上に厚さ約 25 m の砂岩層が分布する。燐鉱の層準は七谷層の下位数 10 cm で、走向方向に 40 m 以上追跡される。上山田では基盤は局部的に分布する黒雲母花崗岩の直上に化石 (ウニ) を多量に含む砂岩が小範囲に分布し、その上に 10 数 m に及ぶ砂岩がある。燐鉱は下関層の直下約 2 m の砂岩の中にある。

釜杭では礫岩中に不規則な形態を示し、径 10 cm 以上の古生層粘板岩の亜角礫を多量に含む礫岩の基地の部分が局部的に燐鉱を形成している。ここでは七谷層との関係は判らないが、基盤は古生層である。

能登地方では新第三紀中新世に属する穴水累層 (安山岩熔岩および凝灰岩) 上に半ノ浦礫岩層が局部的に分布し、さらにその上に須曾泥岩層が全地域を覆う。半ノ浦礫岩層は周辺部に局部的に分布するもので、その厚さは最大 5 m に及び、燐鉱はその中に基地を埋めて層状、レンズ状、不規則塊状に分布し、ときに須曾泥岩層最下位にも存在する。ウランは燐鉱全部に含まれているとは限らず、局部的に含まれており、現在まで 4 カ所で確認されている。そしてこの場合、礫岩層の厚さは比較的薄く、1 ~ 2 m 前後である。

2.2 古生層中に産するもの

長野県贊川鉱山では鉱染状硫化鉱の下盤側に厚さ数 cm ~ 10 cm の含燐粘板岩が数 m の長さにわたり認められる⁷⁾。

大分県白杵市川原内では、当地域の津久見石炭層中の *Neoschwagerina* 帯中に産出し、全体として走向にほぼ平行に厚さ 2 m, 4 m の燐鉱帯が認められる。しかし燐の濃集部はきわめて不規則な形態を示している⁸⁾。

3. 規模および品位

新潟県岩船郡関川村中東の燐鉱は原子燃料公社より 1961 年 ~ 64 年に、試錐により充分に探鉱された結果、ほ

第 1 表 燐鉱 (粗鉱) 中のウラン含有量
Uranium contents in the phosphorites

場 所	U ₃ O ₈ % (最高値)
1. 新潟県岩船郡朝日村高根 Takane, Asahi-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.	0.018
2. 新潟県岩船郡朝日村釜杭 Kamagui, Asahi-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.	0.044
3. 新潟県岩船郡関川村中東 Nakamaruke, Sekigawa-mura, Niigata pref.	0.056
4. 新潟県村上市門前 Monzen, Murakami-city	0.034
5. 新潟県村上市上山田 Kamiyamada, Murakami-city	0.022
6. 新潟県北蒲原郡中条町半山沢 Han'yamasawa, Nakajo-machi, Kitakambara-gun, Niigata pref.	0.16
7. 石川県鹿島郡能渡島町佐波 Sanami, Notoshima-machi, Kashima-gun, Ishikawa pref.	0.028
8. 長野県西筑摩郡楯川村中畑 Nakahata, Narakawa-mura, Nishichikuma-gun, Nagano pref.	0.051
9. 大分県白杵市川原内 Kawarauchi, Usuki-city	0.005

ほ 1 km×1.5 km の範囲に分布し、その規模は 14~15 万 t、品位は 0.02~0.03% U_3O_8 といわれている⁵⁾。他の地区のものはきわめて小規模である。

各地区の燐鉍中のウラン含有量は第 1 表の通りである。

第 1 表から判るように新第三系中のものは、その最高値は中条町産のノジュールで 0.16% U_3O_8 であるが、これはむしろ例外で一般に 0.0n % U_3O_8 である。また白杵市の石灰岩中のものは非常に低い値を示している。一般にウランの含有量は、燐鉍の品位に左右されるが、これについては後述する。

4. 鉍物組成

新第三系中のものはいずれも類似している。

燐灰石は中条産のものが化学分析から Carbonate fluorapatite (francolite) と呼ぶべきもので、他の産地のものも X 線粉末回折像と化学分析から同様のものである。

中条および高根産のノジュールでは最大径 0.2 mm、一般に数 10 μ 以下の石英の破片、微量の斜長石、最大長さ 0.3 mm に達する黒雲母およびこれより変質した緑泥石を含み、これを充填するように、微細な燐灰石と粘土鉍物(カオリンとモンモリロン石)との混合物が全体の数 10% を占める。この細粒混合部は顕微鏡下でも個々の粒を識別することは困難で、まれに燐灰石のみからなる最大径 200 μ に達する集合体が見られる。

砂岩あるいは礫岩の基地を埋めて産するものは、基盤岩の種類によって、その中に含まれる砂の種類や量に変化がある。

釜杭および門前では基盤が古生層で、燐鉍は多量のホルンフェルスの小礫(径 2~3 mm)を含むが、黒雲母の破片を含まない。一方、中条のように基盤が花崗岩の場合にも、古生層のホルンフェルスの小円礫(径最大数 mm)を少量含むとともに多量の石英、長石、黒雲母の破片を含む。能登のものは基盤が安山岩であるため、安山岩の小礫を多量に含むほか、斜長石および少量の石英の破片を含んでいる。そして、これらに共通なことは海緑石を比較的多量に含んでいることである。これら海緑石の一部は周辺部がさらに緑泥石化している場合がある。これらを埋めて燐灰石が分布している。

燐灰石の産状として、能登のものと村上市上山田のものには顕微鏡下に pellet をなすものが認められる。完全な球状を呈し、最大径 300 μ に達する。そして、ときには 2 個の pellet が相接して生長して接続しているのが観察される。これらの pellet は、完全に燐灰石からなるもの、海緑石が中心で外側が燐灰石からなるもの、また上山田のように方解石を伴う場合には、中心に方解石、外側に燐灰石、さらに最外殻を方解石がとりまくことがある。また中心部に燐灰石、外側を緑泥石がとりかこむのも観察される。能登産のものには、海緑石の間を燐灰石が方射状隔壁をなして産するものがある。燐灰石の大部分は上述の pellet 状のものよりも、微細な集合体として砂粒の間を埋めるものである。

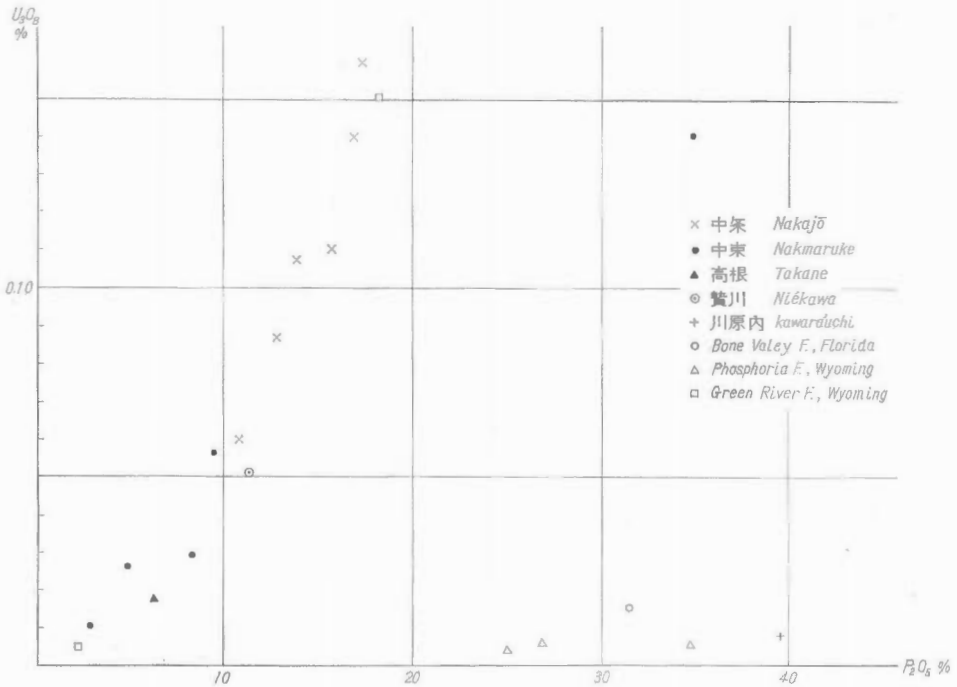
黄鉄鉍は微量ではあるが普遍的に産出し、鏡下で 2~3 μ の不規則な形状を呈するか、あるいは 10~20 μ の 12 面体あるいは不規則な形が見られる。

津久見石灰岩中のものはおもに方解石を伴い、微量の石英・ドロマイトを含む。燐灰石は顕微鏡下で、石灰岩の礫を交代しているのがしばしば見られ、また 1~2 mm の小さな角ばった純粋な集合体、および微粒な方解石と密雑する。燐灰石を含む部分は肉眼的には暗灰色を呈するが、粉末にして鏡下に観察すると暗褐色物質が微粒として燐灰石中に含まれている。そして化学分析からも有機物が確認されるので、これらの暗褐色物質は有機物と推定される。黄鉄鉍は微量賦存し、2~3 μ の立方体のもの、径 20 μ の pellet 状のものが認められるほか、1~2 μ の不規則粒状の黄鉄鉍の集合体を 20 μ 程度の pellet 状の閃亜鉛様鉍物(黄鉄鉍)がきわめて微量存在する。その他、燐鉍を切る後期の小脈方解石中に紫色の螢石が見られる。燐灰石は carbonate fluorapatite ではなく fluorapatite である。

5. ウランの賦存状態

燐鉍中のウラン鉍物としては中条地区の探鉍ピットの一つで燐灰ウラン石が発見されたといわれているほか、ウラン鉍物は発見されていない。すでに中条の含ウラン燐鉍で報告したように、原子核乾板による α -飛

含ウラン燐鉱 (浜地忠男)



第5図 燐鉱中のウラン～燐関係図

Figure showing the relation between uranium and phosphor

跡の分布は燐灰石の部分でほぼ均一で濃集した点源は認められない。同様に他の産地のものも燐灰石を含む部分から α 線が記録される。

燐鉱中のウランと燐との含有量との関係はすでに中条産のものについて報告したが、現在までに化学分析された結果については第5図に示される。この図から判るように中条で認められたと同様にウランと燐の間には正の相関関係がある。

中条産のものウランと燐の含有量との間にはほぼ直線の相関を示し回帰式は

$$y = 0.014x - 0.092 \quad \text{ただし } x = P_2O_5\%, y = U_3O_8\%$$

で与えられた。そして、実際に燐酸が増大する割合よりも多量にウランが増大する。そしてこのことは燐酸およびウランが全部燐灰石に由来するものとすれば燐灰石を多量に含有する部分ほど、燐灰石そのものに含まれるウランが増大する。すなわち、ノジュールの中心部ほど、燐灰石の量が增大すると同時に、燐灰石中のウラン含有量も増大するものと解釈された。一方、中条の場合には中条のような関係があるとは必ずしもいえない。そしてとくに P 100-1-7 の粗鉱では $U_3O_8 = 0.029\%$, $P_2O_5 = 7.64\%$, その水ひ物では $U_3O_8 = 0.14\%$, $P_2O_5 = 34.94\%$ で、 U_3O_8 と P_2O_5 の増加率はそれぞれ 4.8 前後で、中条産のものは、ほぼ確実にウランが燐灰石中のみ含まれていることを示している。

第5図で判るようにフロリダの海成の Bone Valley 層 (鮮新世) や Wyoming 州の Phosphoria 層 (二疊紀) の海成燐鉱中のウランと較べて、日本の燐鉱中のウラン含有量は一桁上の含有量 (燐酸の量を基準にした場合)、津久見産のもののみ低い。そして Wyoming 州 Green River 層 (始新世) および Wastatch 層 (始新世) の陸成燐鉱中では、日本の新第三系中の燐鉱と同程度あるいはそれ以上含んでおり、Wasatsh 層中では最大 $0.29\% U_3O_8$, $19.04\% P_2O_5$ を含んでいる。

燐鉱中のウランの状態については従来多数の研究者によりその見解が発表された。

D. McCONNELL¹⁰⁾ によれば燐灰石の Ca の位置を置換して入る元素として確認されたものは Mn^{2+} , Na^+ , Ba^{2+} で、 U^{4+} , Th^{4+} , Ra^{2+} はやや疑問があるとした。その後 Z. S. ALTSCHULER et al.¹¹⁾ は岩石学的、化学分

析および原子核乾板による研究の結果から、 U^{4+} が Ca^{2+} を置換していると結論した。一方、L. L. AMES, JR.¹²⁾ は方解石から人工的に燐灰石を作る際の種々の陽イオンの挙動を実験的に研究した結果、 U^{4+} よりむしろ UO_2^{2+} が 2 Ca^{2+} を置換すると結論した。一方、R. S. CLARK, JR. および Z. S. ALTSCHULER¹³⁾ はフロリダの Bone Valley 層の黒色礫中のウランは 63~90% の U^{4+} を含み、カルフォルニア州の海底からのノジュール中ではウランは 59~70% の U^{4+} を含み、海成燐灰石中に最初に U^{4+} としてウランは入り、その後の風化作用により U^{6+} となったと結論づけた。

以上のように燐灰石中にウランがカルシウムを置換して存在することは間違いない事実であり、本邦の場合も化学分析、原子核乾板による研究の結果から、ウランはほとんど全部が燐灰石中に含まれているといえる。

6. む す び

新第三系中の燐鉱はいずれも海浸初期の基底礫岩層中で、しかもその上位に分布する頁岩層の直下に多く産出し、海緑石を伴う。白〜灰白色を呈し、有機物はほとんど伴わない。また、能登地方や村上市上山田ではその下位から化石を多量に産する場合がある。そして上山田には方解石も産出する。

一方、津久見石灰岩中の燐鉱は有機物を含み灰黒色を呈し、石灰岩中に産出する点是非常に特殊なものである。

燐酸の本源は生物化学的な作用が重要である。新第三系の燐鉱の場合、浅海の小さな入江での燐鉱の生成が考えられ、Eh はそんなに低くなく、津久見石灰岩中の燐鉱は相当低い Eh 条件下で生成されたものであろう。そして、pH は 7 以上、方解石と共生するときは 7.8 以上—KRUMBEIN および GARRELS の石灰岩領域—が考えられる。

津久見石灰岩の場合には、海水中の一部で燐酸の濃度が高くなって、既存の $CaCO_3$ を置換交代して燐灰石を生成するとともに、直接燐灰石として方解石とともに沈殿した場合が考えられる。そして、新第三系中の場合にも、上山田の場合には類似の現象が見られ、局部的に Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} が濃集した場所に、 PO_4^{3-} の濃度によって、方解石あるいは燐灰石が生成沈殿したものであろう。そして新第三系中の燐鉱が carbonate fluorapatite であることは、燐鉱生成の際に海水中の PO_4^{3-} ばかりではなく、 Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} も重要な役割を果していることを示している。L. L. AMES, JR.²⁾ の実験のように 0.1 ppm の PO_4^{3-} で方解石は容易に燐灰石となるので、燐酸の供給源さえあれば燐灰石は海水中から容易に生成される。

海成燐鉱に対して、新第三紀の鉱化作用により生成された新潟県赤谷鉱山のモンモリロン石と共生する燐灰石、秋田県小坂鉱山内の袋鉱床に産出する燐灰石は、化学分析の結果 0.001% 以下のウランしか含んでいない。赤谷の場合、鉱液中にウランがほとんど含まれていなかったと考えられ、小坂の場合、海底で生成されたとしても海水中のウランが燐灰石中に定着するような状態でなかった。例えば堆積速度も早く、海水と続成作用を通じて接触することがなかったと推定される。

これに対して新第三系の燐鉱は海水に接触する期間も長く、生成期および続成作用を通じて海水からウランを定着し、一方では陸化後の地下水からもウランを定着したものであろう。

日本においては含ウラン燐鉱は中東を除いてはきわめて小規模で、中東のものも燐酸の品位が低いので燐鉱としての経済価値も考えられない。しかし、同様な産出はグリーンタフ地域の類似の地質条件のところにも期待されるので、将来のウラン資源の潜在地域としては一応考慮に入れられても良いと考えられる。

文 献

- 1) Z. S. ALTSCHULER, R. S. CLARKE, JR. and E. J. YOUNG (1955): Uranium in apatite, *Am. Min.*, vol. 40, p. 308.
- 2) L. L. AMES, JR. (1959): The genesis of carbonate apatites, *Econ. Geol.*, vol. 54, p. 829~841.
- 3) L. L. AMES, JR. (1960): Some cation substitutions during the formation of phosphorite from calcite, *Econ. Geol.*, vol. 55, p. 354~362.
- 4) R. S. CLARKE, JR. and Z. S. ALTSCHULER (1958): Determination of the oxidation state of uranium in

apatite and phosphorite deposits, *Geo. Cos. Acta*, vol. 13, p. 127~142.

- 5) 土井和己・他 (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. 336
- 6) 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
- 7) 林昇一郎・丸山修司 (1962): 長野県西筑摩郡下の放射能調査, 地調月報, vol. 13, p. 589~596
- 8) 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
- 9) J. D. LOVE (1964): Uraniferous phosphatic lake beds of Eocene age in intermontane basins of Wyoming and Utah, U. S. G. S. Prof. Paper, 474-E.
- 10) D. McCONNELL (1953): Radioactivity of phosphatic sediments, *Econ. Geol.* vol. 48, p. 147~148.
- 11) V. E. McKELVEY, D. L. EVERHART, and R. M. GARRELS (1955): Origin of uranium deposit, *Econ. Geol.* 50 th. Ann. Volume Part I, p. 464~533.
- 12) V. E. McKELVEY (1956): Uranium in phosphate rock, U. S. G. S. Prof. Paper 300, p. 477~482.
- 13) V. E. McKELVEY and L. D. CARSWELL (1956): Uranium in the phosphoria formation, U. S. G. S. Prof. Paper, 300, p. 483~487.
- 14) 農商務省肥料砒物調査所 (1903): 肥料砒物調査報告

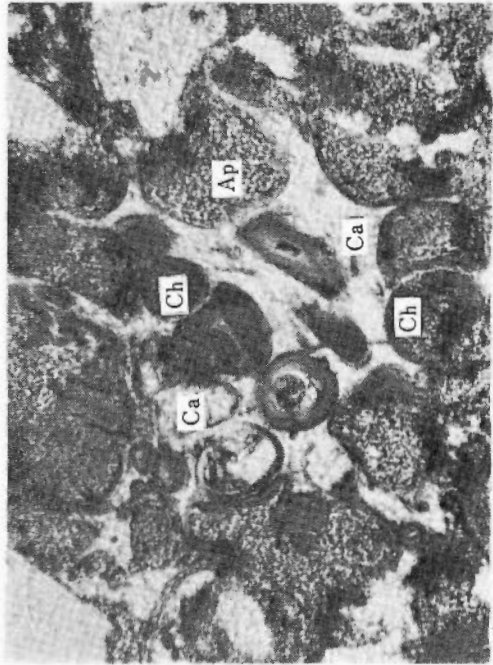
The uranium phosphorites in Japan

By
Tadao HAMACHI

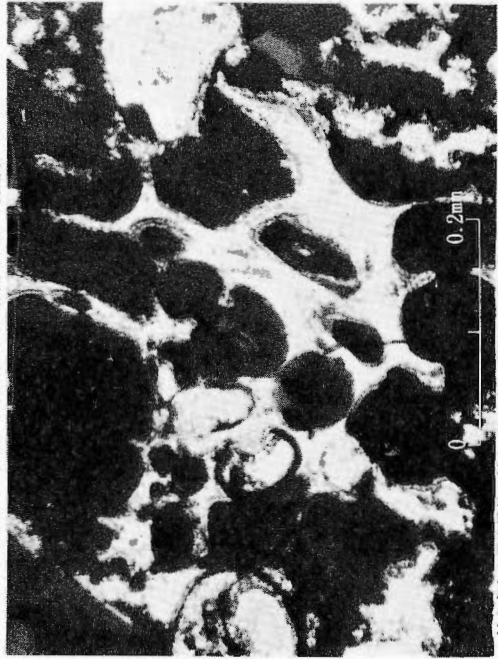
The uranium phosphorites have been found in Japan since 1958 though they are of no economic importance. Most phosphorites occur in the Miocene sandstone and conglomerate overlying on the granitic and Paleozoic basements, except two occurrences in the Paleozoic limestone and slate.

The known maximum content of uranium in phosphorites is 0.16 per cent U_3O_8 which is detected in a part of nodule at Nakajō-machi, Niigata prefecture, and, in general, uranium content in the Miocene phosphorites is less than 0.03 per cent U_3O_8 , and on the other hand, uranium in the Paleozoic phosphorites is less than 0.007 per cent U_3O_8 .

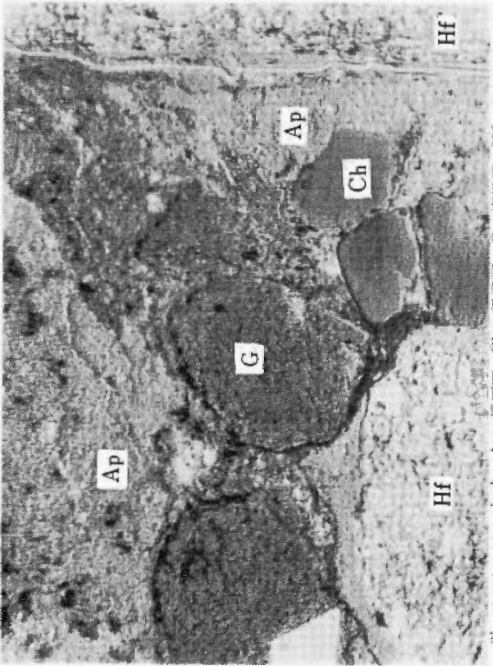
Apatite is identified as carbonate fluorapatite except fluorapatite from the Paleozoic limestone. The uranium content in carbonate fluorapatite itself in the Miocene sediments is remarkably higher than those of typical foreign marine phosphorites, and, it is conjectured that all of uranium were not supplied from sea water, but some uranium were supplied from ground water. The Miocene phosphorites are of white to light gray coloured type without organic matter and Paleozoic phosphorites are of dark gray coloured type with organic matter, and this suggests the difference of condition at the time of sedimentation.



3. 単一ニコール one nicol Ap: 輝灰石 Ch: 綠泥石 Ca: 方解石



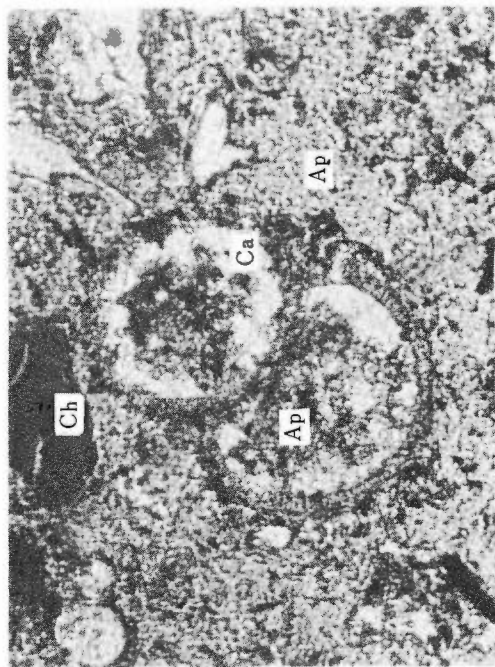
4. 村上市上山田産輝鉾(村上21-1)の顕微鏡写真 直交ニコール



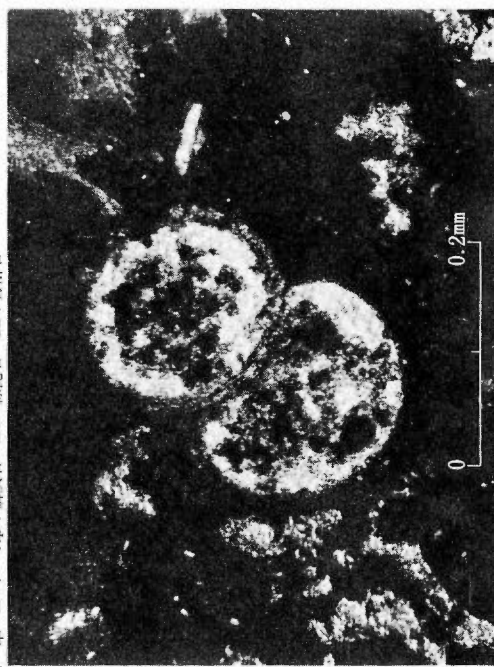
1. 単一ニコール one nicol Ap: 輝灰石 G: 綠礫石 Ch: 綠泥石 Hf: ホルンブエーブルス



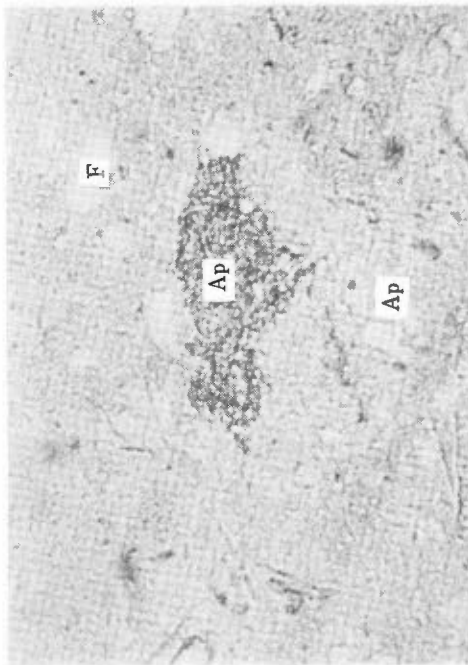
2. 新潟県岩船郡朝日村釜ヶ産輝鉾(村上3-2)の顕微鏡写真 直交ニコール



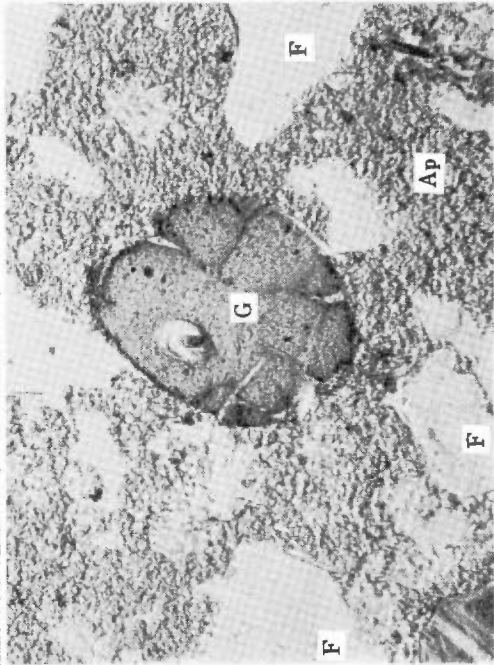
1. 単一ニコル Ap: 燐灰石 Ch: 綠泥石 Ca: 方解石



2. 村上市上山田産燐鉱(村上12111)の顯微鏡写真 直交ニコル



3. 新潟県北蒲原郡中条町産燐鉱(中条4-3)の顯微鏡写真 単一ニコル Ap: 燐灰石 F: 石英・長石



4. 新潟県岩船郡関川村中条産燐鉱(中条P-11)の顯微鏡写真 単一ニコル Ap: 燐灰石 G: 海綠石 F: 石英・長石

Ⅱ. 2. 2 黒鉍型鉍床に伴うウラン鉍床

林 昇一郎*

要 旨

黒鉍および土鉍に放射能があることは1918年にはじめて注意された。1959年島根県石見鉍山の黒鉍粘土中にウランが認められた。筆者は1960年以來、同鉍床はじめ、東北地方の類似鉍床からウランの産出を確認した。

ウランは黒鉍鉍体およびそれに近接する変質粘土化帯などにかなり普遍的に含まれているが、鉍脈状の硫化物鉍床にはほとんど認められない。ウラン含有量を支配する第1の要素は、母岩が凝灰質であるか (0.01~0.2% U_3O_8) 頁岩質であるか (0.00n% U_3O_8) 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 (0.01~0.2%), sericite (0.01~0.05%), Kaolin, montmorillonite (0.00n%) であった。ウランは単独鉍物として晶出する以前の状態にあると見られ、他の微量元素 (Mo, Zr, Tl など) とともに変質過程において再分配されて、固定されたものと見られる。

1. ま え が き

本邦におけるウランの産出は少量づつではあるが、ペグマタイト型以外の岩しよう性鉍床、キースラーガ一型の一部、高熱交代鉍床 (今井秀喜ほか, 1961) などにも認められてきた。残された重要な鉍床型式である黒鉍型鉍床については1918年に注意されたにすぎなかった。その後1959年11月、土井和己は、島根県石見石見鉍山において放射能異常を認めた。筆者はその後石見石見鉍山のウランについて研究をはじめ、その産状から全国的な産出が期待されたので、秋田県・福島県下の代表的黒鉍型鉍床について予察して、ウランの存在を確認することができた。

ウランの産状は単にウラン鉍床の研究としてばかりでなく、黒鉍型鉍床の成因に関係ありと見られる問題もあるので、現在までに得られた成果ならびに今後の問題点について報告する。

現地調査に当たっては鉍山側各位から貴重な資料その他多くの便宜を与えられた。ここに記して厚く感謝の意を表す。また粘土鉍物の性質などについて御教示にあづかった、木下亀城・岩生周一・須藤俊男の諸教授に厚い謝意を表す。

2. これまでの研究の概要

1) 黒鉍に放射能が認められることは1918年渡辺渡が秋田市の講演会において、「黒鉍およびその風化物である土鉍に放射能があることに注意した」ことが、神保小虎 (1918) によって地質学雑誌の雑録に記載されている。

2) 1920年、浅井郁太郎はその著「工業鉍物」においてつぎのように記している。ウランその他放射性鉍物の項において、本邦産のものとして、フェルグソン石・苗木石・北投石などのあとに、ラジオ重晶石の項につぎのように述べている (原文のまま)。

ラジオ重晶石 白色または赤色の結晶をなして羽後の渋黒沢に産す。

外国の産地 ボヘミア

黒鉍中にも放射能を有するものあり。是或はラジオ重晶石を含めるによるか。

しかし鉍石の産地は記されていない。その後筆者は1961年、秋田県小坂鉍山の旧露天掘跡の硫化鉍の露頭において、0.013% U_3O_8 を認めた。前述の試料もこの付近のものであると考えても差支えないような一資料である。

3) 木下亀城 (1924) は黒鉍鉍床研究の一部として、写真乾板および電気計を用いて、当時の代表的黒鉍

* 鉍床部

第 1 表 黒鉱型鉍床に伴うウラン鉍床一覧表

鉍 山 名	県 名	分 析 値 U ₃ O ₈ %	主 な 含 ウ ラ ン 粘 土	発 見 年 月
1. 石 見 石 膏	島 根	0.17	chl. ser. mont. nacrite	昭34. 11
2. 鬼 村	"	0.015	mont.	35. 8
3. 高 丸	"	0.007	mont.	35. 8
4. 鰐 淵	"	0.003	ser.	34. 11
5. 花 輪	秋 田	0.13	chl.	36. 12
6. 花 岡	"	0.075	chl. ser.	35. 10
7. 相 内	"	0.23	chl.	36. 11
8. 小 坂	"	0.013	ser.	36. 11
9. 西 館	"	0.008		36. 11
10. 上 北	青 森	0.020	dickite, kao.	37. 10
11. 安 部 城	"	0.003	kao.	37. 11
12. 吉 野	山 形	0.003	kao.	38. 3
13. 羽 前 小 国	"	0.007		37. 8
14. 宮 崎	宮 城	0.001		40. 10
15. 刈 田	"	0.001		40. 11
16. 朝 日	福 島	0.035	ser.	35. 11

chl : chlorite, ser : sericite, kao : kaolinite, mont : montmorillonite

鉍山であった、小坂・花岡・鰐淵鉍山などの鉍石を測定した。しかしながら結論としては「黒鉍に放射性のあることは肯定することはできない」と記載している。その後は誰も黒鉍の放射能には注意することなく約30年を経過した。

4) 1954年日満鉍業(株)は理研 I. M. 泉効計を用いて地中ガスの放射能測定を行ない、断層直上付近に顕著な示徴が現われた(重井平四郎ほか, 1954)。

5) 1957年頃、千原鉍業(株)石見鉍山探査班は地質構造調査の目的で放射能調査を行ない、放射能異常を認めた。

6) 1959年11月、土井和巳^{注1)}は石見石膏鉍山の坑内において石膏粘土の一部に放射能異常を認めた。

7) 筆者は1960年8月、石見鉍山地区を調査して研究の結果、浅井郁太郎の予言したとおり40年後にラジオ重晶石を含む含ウラン粘土の存在を確認することができた。放射能は一般に黒鉍型鉍床と関連があると認められたので、さらに秋田県花岡鉍山(0.02~0.08% U₃O₈)・相内鉍山(0.01~0.23% U₃O₈)・花輪鉍山(0.05~0.13% U₃O₈)・福島県朝日鉍山(U₃O₈ 0.035%)などにおいてもはたして、それぞれ類似した産状を呈するウランによる放射能異常を確認することができた。

8) その後のおもな黒鉍型鉍床について研究結果の概要は第1表に示すようである。

3. 代表的鉍山の産状

現在までに放射能調査を実施した黒鉍型鉍床は第1図に示すとおりであり、またその結果の概要は第1表のとおりである。つぎに各鉍山別の記載を行なう。

3.1 石見石膏鉍山

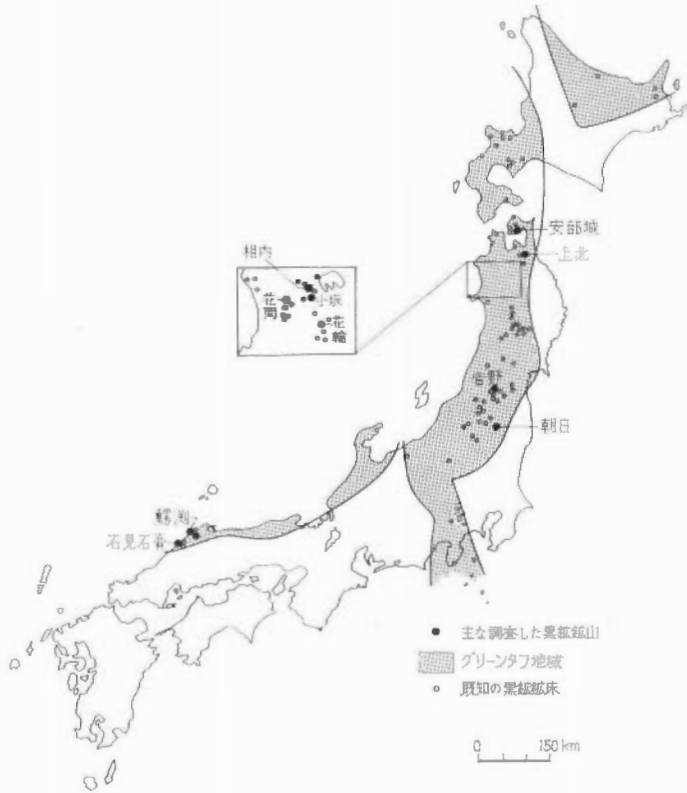
3.1.1 位置および交通

石見石膏鉍山^{注2)}は島根県大田市五十猛町(5万分の1地形図大浦)にある。山陰本線五十猛駅の南直距離1.3kmにあり、山元まで自動車を通じ、これにより鉍石を搬出している。駅から山元までの道は平坦であり便利がよい。付近の地形は第三系の地域であるので一般に緩やかである。冬季風は強いが、年間を通じて作

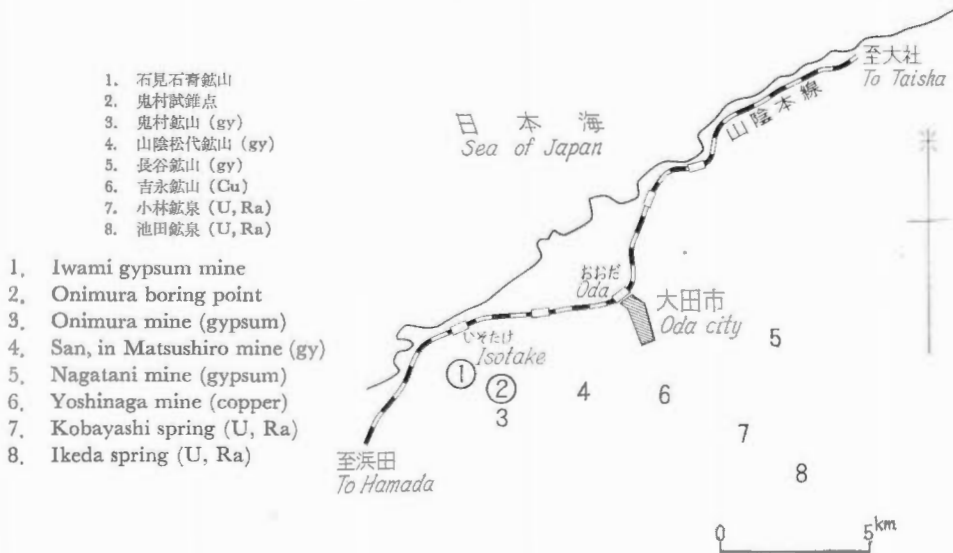
注1) 土井和巳(1960):ウラン・トリウム鉍物委員会報告

注2) 粗鉍権で石膏を採掘中の部分を石見石膏鉍山と呼び、その余の千原鉍業(株)が探鉍中の部分を石見鉍山と呼び区別している。

黒鉱型鉱床に伴うウラン鉱床 (林昇一郎)



第1図 含ウラン黒鉱鉱床分布図
Index map of Kuroko Deposits in Japan



1. 石見石膏鉱山
 2. 鬼村試錐点
 3. 鬼村鉱山 (gy)
 4. 山陰松代鉱山 (gy)
 5. 長谷鉱山 (gy)
 6. 吉永鉱山 (Cu)
 7. 小林鉱泉 (U, Ra)
 8. 池田鉱泉 (U, Ra)
1. Iwami gypsum mine
 2. Onimura boring point
 3. Onimura mine (gypsum)
 4. San, in Matsushiro mine (gy)
 5. Nagatani mine (gypsum)
 6. Yoshinaga mine (copper)
 7. Kobayashi spring (U, Ra)
 8. Ikeda spring (U, Ra)

第2図 鳥取県石見石膏鉱山位置図
Index map of the Iwami gypsum mine, Shimane prefecture

業に支障はない (第 2 図)。

坑内は酸化作用のためかなり暑い所が存在する。

3.1.2 沿革および現況

沿革

(1) 本鉱床は第 2 次大戦後、西方約 500m にある高丸鉱床を含金珪鉱帯とみて試錐探鉱を積極的に行なって、昭和 28 年に黒鉱鉱床を発見した (重井ほか, 1954)。

(2) 昭和 32 年、三井金属鉱業㈱の権利となり、石膏鉱体の一部は、日満鉱業(株)が、租鉱権を設定して昭和 37 年 7 月末までの契約で石膏の採掘を行なった。

鉱区関係

租鉱区番号：租第 8 号, 395 アール

鉱種名：石こう

租鉱業権者：日満鉱業(株) 千代田区丸の内 3 の 2, 三菱 21 号館 5 階

原鉱区番号：探第 95 号, 89, 000 坪

鉱種名：金・銀・銅・鉛・アンチモニー・亜鉛・硫化鉄・ひ・石こう・重晶石

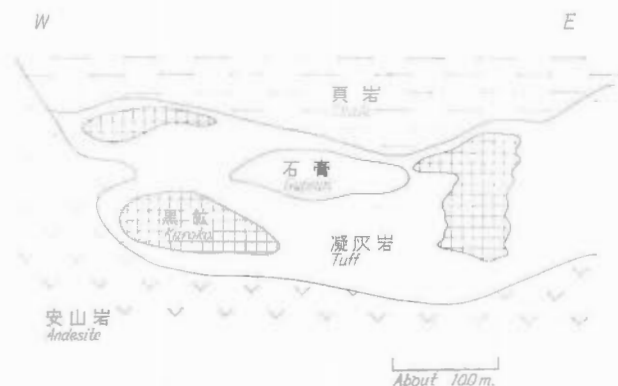
鉱業権者：三井金属鉱業(株) 中央区日本橋室町 2 の 1 の 1

現況

調査当時、従業員 100 余名で、石膏粗鉱約月産 4, 000 t を生産していた。粗鉱の一部は水洗され、その尾鉱は坑口付近および海岸に捨てられていた。

3.1.3 地質および鉱床の概要

地質および鉱床の詳細は文献 (重井, 1954; 小関ほか, 1958) にゆずる。鉱床付近の地質は中新世の凝灰岩・頁岩・礫岩および安山岩などからなる。鉱床は凝灰岩ないし凝灰質頁岩の中に塊状に胚胎する。その模



第 3 図 石見鉱床模式断面図
A schematic profile of Iwami deposit

式断面図を第 3 図に示す。これからわかるように黒鉱式鉱床としては秋田県下の鉱床群に比較しうるような典型的な産状であり、鉱量も 100 万 t 台のものである。黒鉱の平均品位は、Cu 0.7%、Pb 2.4%、Zn 4.8% といわれる。

石膏鉱体の概略の大きさは 200 × 150 × 20m 位である。この鉱体中には黒鉱はごく一部分しかなく、大部分は雪花石膏からなる。精鉱平均品位 SO₃ 35%、上鉱は 42% に達する。鉱体の周縁部は一般にせんに石膏に富み、粘土分が多く低品位石膏帯を形成する。

3.1.4 放射能異常

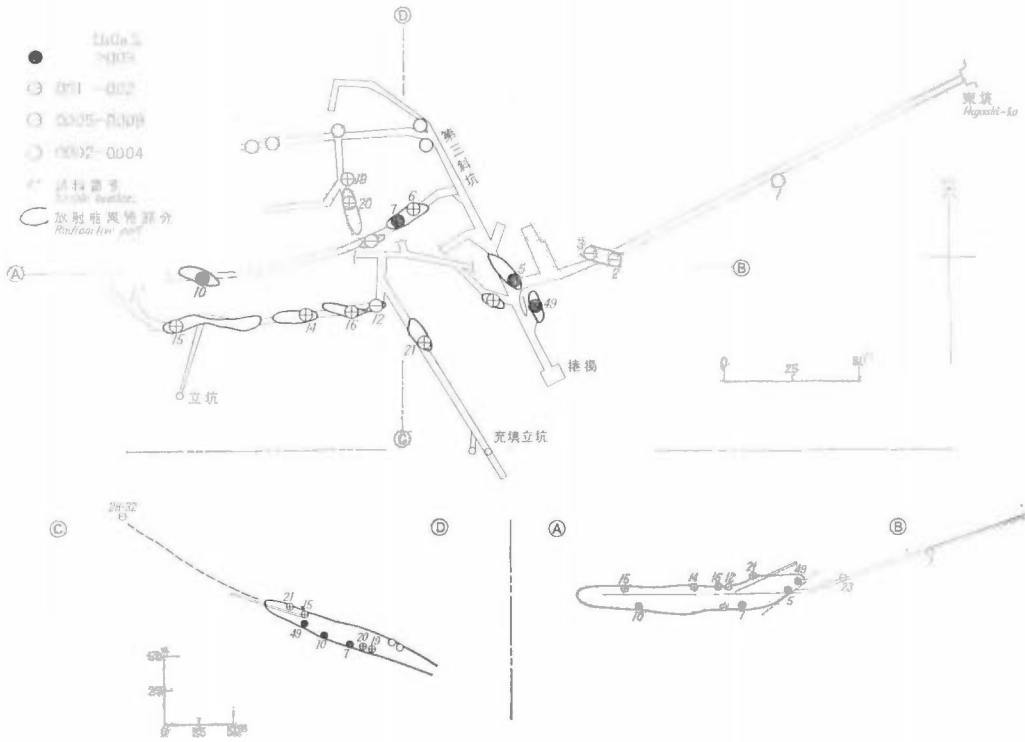
使用した放射能測定器はシンチレーションカウンター (Scintiscoper, Reed Curtis, U. S. A.) で、その強度は $\mu\text{r/h}$ (microroentgen per hour) で、自然計数 8 $\mu\text{r/h}$ を含む値で現わしてある。

放射能異常は石膏鉱体の周縁部の低品位石膏帯、変質粘土帯などに断続して認められた。異常の最高は坑内で 700 $\mu\text{r/h}$ 以上で、50 $\mu\text{r/h}$ 以上の所は諸所に見られる。その範囲は数 m ~ 10 数 m の間坑道に沿って認められ、その中に著しい部分が 1 × 2 m 程度存在する。その情況は古生層マンガング鉱床に伴うウラン鉱の分布と類似している (林ほか, 1961)。

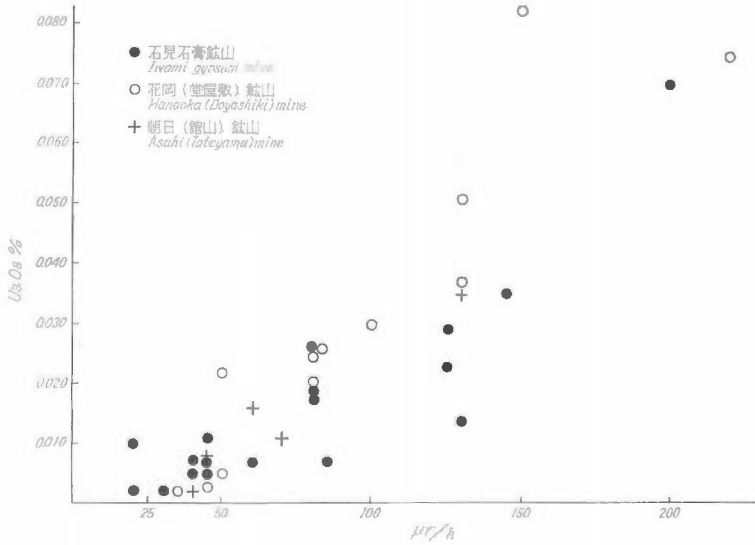
第 4 図に石見鉱床の放射能異常部分の分布とそのウラン品位を示す。第 2 表に粗鉱約 1 kg の化学分析の品

注 3) 昭和 36 年 8 月から日満興業 (株) と改称。

黒鉛型鉱床に伴うウラン鉱床 (林昇一郎)



第4図 石見鉱山放射能分布図
 Map showing the distribution of radioactivity at the Iwami mine



第5図 石膏粘土の放射能と品位との関係
 A relationship between radioactivity of clays and uranium contents

第 2 表 石見鉱山地区含ウラン粘土分析表

Chemical analyses of uranium-bearing clays from the Iwami mining area

Number	Radioactivity ($\mu\text{r/h}$)	U_3O_8 (%)	Remarks	Sericite	Chlorite	Montmo- rillonite	Radio- barite
1	30	0.002	下 盤 粘 土				
2	45	0.005	外 縁 粘 土				
3	85	0.007	"				
5	80	0.026	暗 黒 色, 低品位石膏	10	1		
6	125	0.023					
7	125	0.029	低品位鉱中の黒色粘土	10	0		
10	200	0.070	珪 化 下 盤 粘 土	0	10		+
12	45	0.007					
14	45	0.011	上 盤 粘 土	0	0	10	
15	80	0.019	"	0	10		
16	25	0.010	ナクライト, 平均				
19	80	0.019	下 盤 粘 土				
20	130	0.014	含 jarosite	10	0.5		
21	80	0.018	黒 色 粘 土		10		
26	25	0.002	貯 鉱 場 ス ラ イ ム				
28	40	0.005	林 道 わ き			10	
32	40	0.007	旧 坑 わ き				
33	60	0.007	高 丸 鉱 床 廃 石 山			10	+
35	17	0.001	海 岸 の ス ラ イ ム				
49	145	0.035		0	10		+
41	18	0.001	松代鉱山, 下盤粘土				
45	15	0.001	鬼村鉱山, 下盤粘土				
48		0.015	" 試 錐 芯			10	

1) Analysts: 関根節郎・阿部智彦 (1960)

S. SEKINE & T. ABE.

2) 粘土類の項の数字は, X-線粉末像から求めた粘土の相対値。

Quantitative relationship of clays is measured with X-ray diffraction patterns.

3) +: 存在する。

位を示す。

鉱床付近の一般の放射能はつぎのとおりで, 石膏選鉱尾鉱にも放射能が認められた例は他の石膏鉱床にはないことで, 本鉱床の粘土にかなり平均してウランが含有されている証拠と見られる。

安 山 岩 12 $\mu\text{r/h}$ (自然計数 8 $\mu\text{r/h}$ を含む)

凝 灰 岩 7

雪 花 石 膏 8

水 選 雪 膏 8

含粘土石膏 18

石膏手選尾鉱 20~25

水 選 尾 鉱 SO_3 25~29%, 25 (0.002% U_3O_8)

沈殿池尾鉱 SO_3 15%, 17 (0.001% U_3O_8)

第 5 図に現地測定放射能強度とウラン分析品位との関係を示す。石見鉱石が他鉱石に比較して, 放射能に較べてウラン品位が低いのは一部にラジオ重晶石の存在のためと見られる。

3.1.5 含ウラン粘土類の性質

放射能は大部分ウランにより, 一部はラジウムによるものであることが分離した試料の化学分析, 放射能の精密測定などから認められた。ウランは現在までのところ, 大部分は母岩の変質作用の過程として生成さ

第3表 ナクライトのX線粉末回折資料
X-ray powder diffraction data for nacrite

<i>d</i> (Å)	I	<i>d</i> (Å)	I	<i>d</i> (Å)	I
7.14	100	2.39	30	1.757	7
4.43*	15	2.31	10	1.736	7
4.37	20	2.28	10	1.683	7
4.14	20	2.24	7	1.619	10
3.96	15	2.09	10	1.605	10
3.58	100	2.07	10	1.588	10
3.46	20	1.956*	10	1.557*	7
3.41	20	1.935	10	1.486	10
3.11	10	1.917	10	1.472	10
3.05	20	1.897	10	1.457	10
2.92	10	1.841	7	1.436*	10
2.56	10	1.815	7	1.368	10
2.51	15	1.795	20	1.357	10
2.42	20	1.774	10	1.264	10

- 1) Conditions: Cu/Ni, 30 kV-10 mA, Scale factor 8, Multiplier 1, Time constant 4 sec., Calibrated by quartz, Geigerflex Diffractometer.
- 2) Sample number is 16, Iwami mine.
- 3) * Due to dickite.



第6図 鳥取県石見石青鉍山産ナクライトの電子顕微鏡写真
撮影：小尾五明 (1961)

An electron photomicrograph of nacrite from the Iwami mine, Shimane Prefecture, photo taken by I. Obi, 1961

れた、ナクライト・緑泥石・絹雲母・モンモリロン石などの粘土鉍物類に、密接に共存しているものと見られる。含ウラン粘土を通常の方法を用いて、粘土分を除去した残部の、黄鉄鉍など硫化鉍物・石膏・石英・長石などに放射能が全く認められないことから含ウラン粘土の存在が推察される。

粗鉍でウラン品位の高いものの粘土類は緑泥石・絹雲母で 0.16~0.05% U_3O_8 である。これに対してナクライト・モンモリロン石を含む粘土の U_3O_8 は最高0.01%どまりであった。このことは後述し第8図に示すように全国的な現象である。また一試料中の粘土の種類は2, 3種類の混合であっても、1種類が多くの場合他種よりも非常に多い例が普通であった。

また一部にはラジオ重晶石が存在する。これは蜂蜜黄色、透明で含ウラン粘土と共生している。この重晶石はホクトウ石のように鉛を含むものでなく、少量のストロンチウムを含みX線的には通常の重晶石と認められた。ラジウムを含みウランは含有していない。ラジオ重晶石が温泉沈殿物として産することは世界中から報告されているが、ウラン鉍床の露頭に産する例は少ない。Heinrich (1958) によるとこのような例は米国(オクラホマ州, コロラド州)・ソ連(フェルガナ盆地)などから報告されている。しかし石見鉍床のような例はまだ報告されていない。しかも本鉍床からは白色の正常重晶石を別個に産する。

ナクライト 黒鉍鉍床からナクライトを産することは珍らしく、青森県の青森鉍山(林久人, 1961)について認められたものである。石見産ナクライトは1~2 mmの斑点状に黄鉄鉍混りの粘土と共生している。そのX線資料ならびに電子顕微鏡写真を第3表および第6図に示す。これからわかるようにナクライトの大きさは数 μ で明瞭な六角板状を呈している。この鉍石の粗鉍平均は 0.010% U_3O_8 であった。

その他の随伴鉍物として、鉍床南部の旧坑付近の廢石中からは現在も紅色の realger を産する。また黒鉍の試錐芯中には細針状の stibnite を産する。石膏鉍体には諸所に黄色の jarosite を産する。

3.2 石見鉍床付近のウラン

3.2.1 高丸鉍床

石見鉍床の西方約500mにあり、かつて珪鉍帯の金を目的に探鉍されたもので、本鉍床の露頭とみなされた重要なものである(重井, 1954)。この高丸鉍床の廢石山は一帶に放射能異常が認められ、その一部には 60 μ r/h, 0.007% U_3O_8 が認められた。ウランはおもにモンモリロン石に関係し、また石見鉍床と同様の蜂



第7図 石見鉱山地区関係図
A general map of the Iwami mining area

蜜黄色のラジオ重晶石を伴っている。母岩の変質粘土はモンモリロン石によって代表される。

3.2.2 鬼村 鉱山

鬼村鉱山は歴史的にはわが国で最初に石膏が採掘された所で、1891年(明治24年)であった。その鉱床を現在も引続き小規模に採掘中で、当時月産約 400 t であった。母岩は凝灰岩が多くその緑泥化を受けたものは坑内で最高 25 $\mu\text{r/h}$, 0.001% U_3O_8 であった。

鉱区内の 8 号試錐芯の一部には 0.015% U_3O_8 が認められた。同試料はモンモリロン石と正常重晶石などからなり、ウランは前者に関係している。この試料は地表下 -38m から採集され、さらにこの下 42m には方鉛鉱を産するよしで、石見鉱床のものと類似した産状を呈する。

3.2.3 山陰松代 鉱山

本鉱山の母岩は黒色頁岩で、一部には天然記念物の霰石・巻貝化石・こはくなどを産するのが特徴的である。石膏鉱体の下盤位の凝灰質頁岩の油肌化を受けたものの一部は 18 $\mu\text{r/h}$, 0.001% U_3O_8 であった。

3.2.4 長谷 鉱山

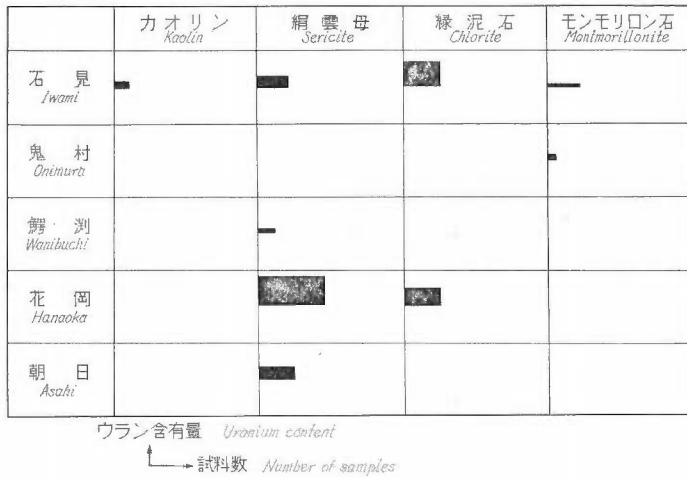
凝灰岩中の石膏鉱床であるが、坑口付近の粘土などには異常は認められなかった。

3.3 粘土類の累帯配列と含ウラン量

黒鉱式鉱床における変質粘土は中央部から周縁部に向かって標識的には累帯配列をなしていることがすでに岩生周一(1954, 1956, 1958)によって報告されている。それによると中央部はカオリン鉱物であり、外側に向かって絹雲母・緑泥石帯を経て、最外縁部はモンモリロン石となっている。

石見鉱山地区の場合にはこの累帯配列がかなり標式的に観察できる場合と見られる。すなわち第7図に示すとおり、中央部の鉱床付近にはカオリン(ナクライト)・絹雲母・緑泥石帯があり、周縁部がモンモリロ

黒鉱型鉱床に伴うウラン鉱床 (林昇一郎)



第8図 含ウラン粘土の量的関係

A tentative quantitative relationship of uranium bearing clays

ン石帯 (高丸鉱床, 露頭線など) となっている。

粒土鉱物中に含有されているウランの量は第8図のように概括される。これからわかるようにウランは絹雲母-緑泥石帯に濃集することが認められる。このことはウランが母岩の変質作用の過程において他の微量元素, たとえば Mo, Rb, Sr, Tl, Zr などとともに移動して濃集したものとみられる。これは今後さらに多くの例について考究すべき点である。微量元素の分光分析の結果を第4表に示す。

3.4 鱈淵鉱山

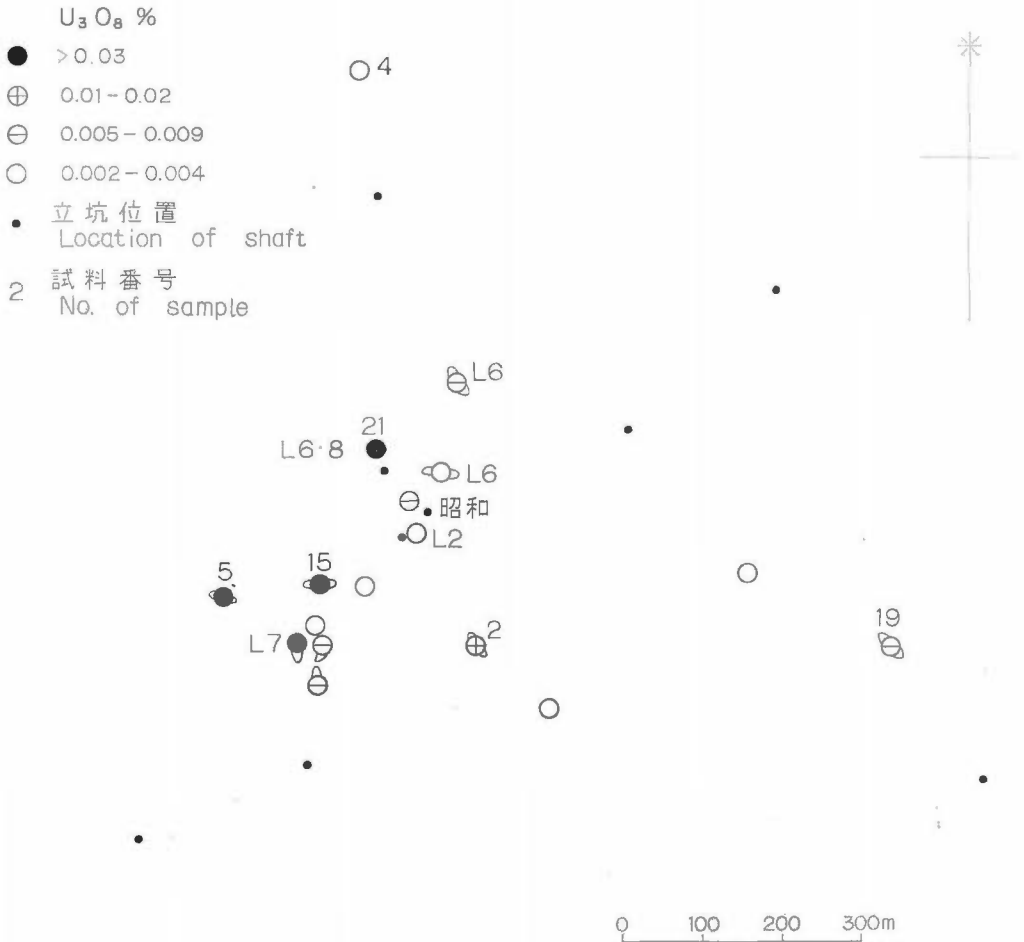
金山鉱床の一部を調査した範囲では, 黑色頁岩が一般にほかの岩種よりも高く, 20~25 μ r/hであった。低品位石膏帯に直接する上盤または下盤の凝灰質頁岩の一部は 40 μ r/h に達し, 0.002~0.003% U_3O_8 であった。含ウラン粘土鉱物はおもに絹雲母からなる。

第4表 含ウラン粘土の分光分析結果

Spectrographic analyses of uranium-bearing clays

	石 10	石 49		石 10	石 49		石 10	石 49
Ag	4	4 ⁻	Cu	5	6 ⁺⁺	Sb	tr.	tr. ⁺
Al	6 ⁺⁺⁺⁺	6 ⁺⁺⁺⁺ 以	Fe	6 ⁺	6 ⁺	Si	6 ⁺	6 ⁺⁺⁺
As	tr. ⁻	tr. ⁺	Ga	tr.	3 ⁻	Sn	—	?
Au	?	tr. ⁻	Ge	?	—	Sr	6 ⁺⁺⁺	6 ⁻
B	?	1	Mg	6 ⁺⁺⁺	6 ⁺⁺	Ti	2	3
Ba	6 ⁺⁺⁺⁺ 以	6 ⁺⁺⁺⁺ 以	Mn	3	4 ⁻	Tl	3	2
Bi	—	—	Mo	4 ⁻	4 ⁻	V	2 ⁻	1 ⁺
Ca	6 ⁺⁺⁺⁺ 以	6 ⁺⁺⁺⁺	Ni	tr. ⁺	1 ⁺	Zn	1 ⁺	3
Co	—	—	P	—	—	Zr	?	?
Cr	?	1	Pb	3	5 ⁺			

- 1) 分析者: 金子博祐 (1961)
 分光分析 (定性), 島津リトロ型大型石英分光器, 直流アーク, 220v, 7A, スリット幅 0.015 mm, 露出時間30秒, 電極間隙 2 mm, 試料に同量 (W%) の NaCl を混合。
- 2) 線強度の表示法
 ←弱 ? tr.⁻ tr. tr.⁺ 1⁻ 1⁺ 5⁺ 6⁻ 6⁺ 6⁺⁺ 6⁺⁺⁺ 6⁺⁺⁺⁺ 6⁺⁺⁺⁺以上 →強, 一検出せず。
- 3) Be, Cd, Ce, Hg, In, Pd, Pt, Ta, Te, Th, W, Y, 検出せず。
 Analyst: H. Kaneko, 1961, using a Shimadzu quartz spectrography QL-170.



第 9 図 花岡(堂屋敷)鉍山放射能分布図(平面)
Distribution of uranium at Doyashiki, Hanaoka

3.5 花岡鉍山

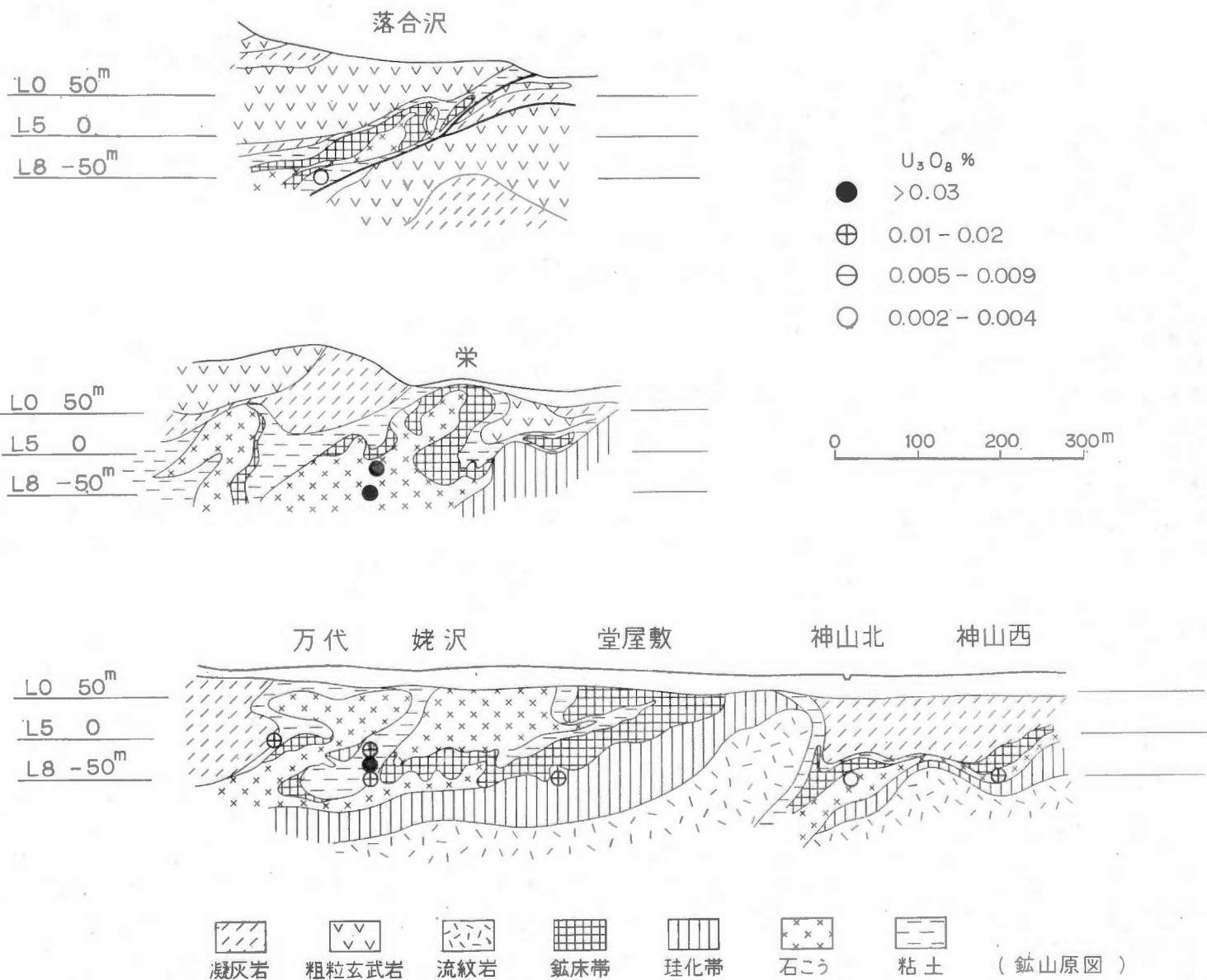
花岡鉍山は秋田県大館市花矢町(5万分の1地形図大館)にあり、地質鉍床については多くの研究論文が発表されているので、それらにゆずる(堀越義一, 1951; 堀越勲, 1960; 木下亀城, 1944; Sudo, 1955; 虎岩達夫, 1959)。

調査したのは堂屋敷鉍床の一部であったが、ウランの産状は石見石膏鉍山の場合と同じく石膏鉍体の周縁部、硫化鉍混りの珪化帯などであった。鉍床は凝灰岩中に胚胎し、石膏・黒鉍・粘土などとともに全体として著しい褶曲構造などを示し、かなり複雑な形態を呈している。

放射能異常は低品位石膏帯・珪化帯・変質粘土帯などであるが、いずれもかなり鉍体に近接している所が多い。その状況を第 9 図・第 10 図にそれぞれ平面図および断面図を示す。放射能強度は $0.225 \mu\text{r/h}$ に達し、その範囲は数 m ないし 20 m 以上坑内で連続しているのが認められ、その中でとくに著しい部分が $1 \times 2 \text{ m}$ 位ある例は他鉍山の例と似ている。代表的な例として、万代鉍体 L 6 (第 11 図)、神山鉍体 L 8 (第 12 図) を示す。ウランは絹雲母・緑泥石に密接に関係している。代表的試料の分光分析結果、蛍光分析結果を第 5, 6 表に示す。

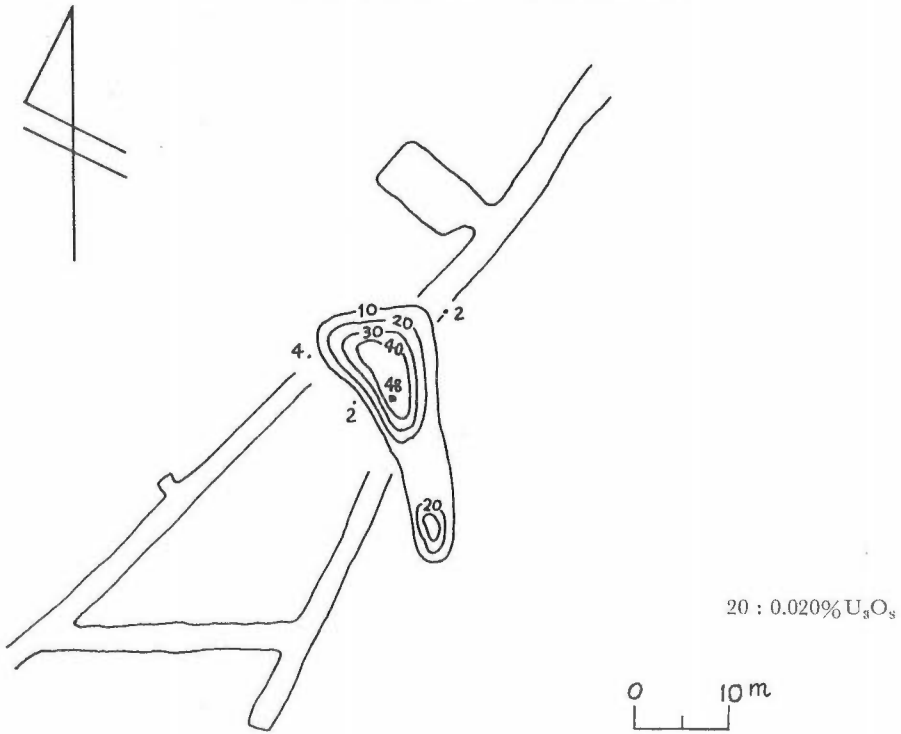
3.6 上北鉍山

青森県上北郡天間林村にあり、いわゆる層状鉍床と筒状鉍床(立石鉍床)がかなり接して胚胎しており、

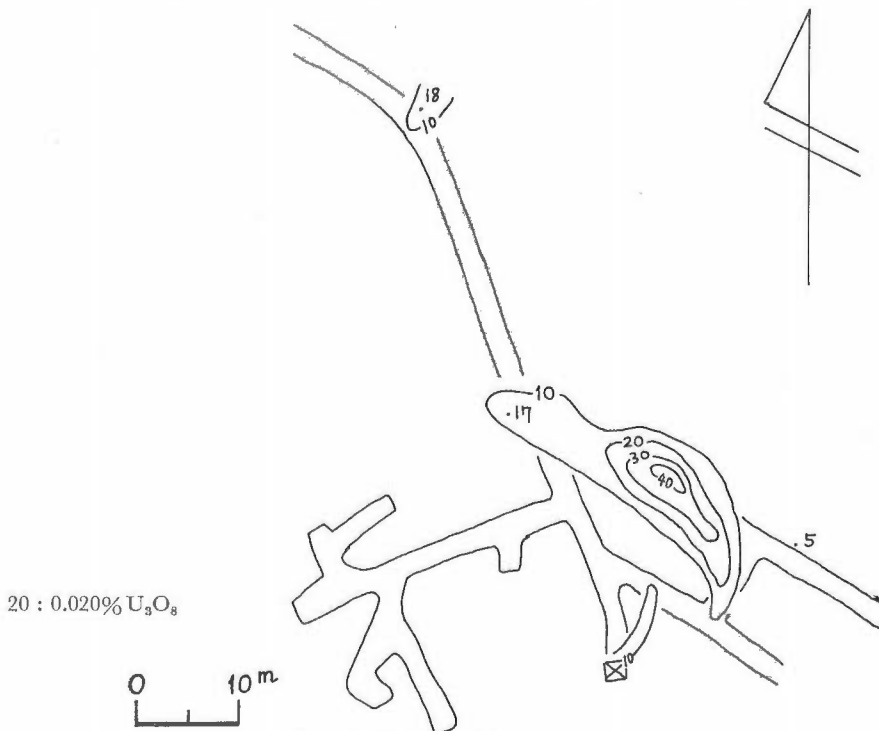


第10図 同断面図

黒鉍型鉍床に伴うウラン鉍床 (林昇一郎)



第11図 花岡鉍山L. 6, 万代
An example of uranium concentration at Bandai L6, Hanaoka mine.



第12図 花岡鉍山L. 8, 神山
An example of uranium concentration at Kamiyama L8, Hanaoka mine.

地質調査所報告 (第 232 号)

第 5 表 分光分析結果
Spectrographic analyses of uranium-bearing clays

試験番号	石 10	石 49	罇 53	花 7	花 15	花 20	花 21	朝 2	与 6
U ₃ O ₈ %	0.070	0.035	0.003	0.082	0.025	0.020	0.075	0.035	0.001
Sericite	0	0	10	10	2	5	10	10	—
Chlorite	10	10	1	0	10	10	0	0	—
R-barite	+	+	—	—	—	—	—	—	—
Ag	4	4—	1	3	1+	1+	3	1	1+
Al	6冊	6冊以	6冊	6冊	6冊	6冊	6冊以	6冊以	6冊以
As	tr—	tr+	?	?	tr—	1—	tr—	tr	tr—
Au	?	tr—	—	—	—	—	—	—	—
B	?	1	1—	tr—	tr—	tr—	tr—	tr	tr
Ba	6冊以	6冊以	5—	6冊	6冊	6冊	6冊	6	6+
Bi	—	—	—	?	1+	2+	3—	—	tr+
Ca	6冊以	6冊	6冊	6冊	6冊以	6冊以	6冊以	6冊	6+
Co	—	—	tr—	tr—	1	1—	2—	—	—
Cr	?	1	4+	5	4+	3	4+	?	?
Cu	5	6+	5+	6+	6冊以	6冊	6+	6+	5+
Fe	6+	6+	6+	6	6+	6+	6+	6+	6+
Ga	tr	3—	3	4—	3+	3—	4	3—	2
Ge	?	—	?	—	—	—	?	—	?
Mg	6冊	6+	6+	6+	6+	6+	6—	6+	6+
Mn	3	4—	5—	3—	3	3—	1+	4—	2
Mo	4—	4—	4+	5	4	5—	5—	3+	3+
Ni	tr+	1+	2	2+	3	1	3+	1	—
P	—	—	—	tr—	tr	—	?	—	—
Pb	3	5+	1+	1	1	1+	1	1+	1+
Sb	tr	tr+	—	?	—	—	—	tr	—
Si	6+	6冊	6冊	6冊以	6冊以	6冊以	6冊以	6冊以	6冊
Sn	—	?	?	tr	tr—	?	tr+	?	tr
Sr	6冊	6—	3+	3	5—	5—	3	5—	2+
Ti	2	3	2+	3	1+	1	3—	1—	tr+
Tl	3	2	—	tr	?	3—	1—	2+	tr+
V	2—	1+	3—	4—	3+	2+	3	3	tr+
Zn	1+	3	—	—	—	—	?	—	tr—
Zr	?	?	?	?	—	—	—	—	—

- 注 1. U: 蛍光分析法による。分析者: 関根節郎・阿部智彦, 1960。
 2. Sericite, Chlorite: X線粉末像による粘土中の含有比の概略値。R-barite+: Radiobariteを確認したもの。測定者: 著者
 3. Ag-Zr: 分光分析(定性)法による。分析者: 金子博祐, 1961, 使用分光器: 島津リトロ型大型石英分光器。
 発光方法: 直流アーク, 220 V, 7 A。スリット幅 0.015 mm, 露出時間30秒, 電極間隙 2 mm, 補助電極 日立製炭素電極,
 試料 試料に同量 (W%) の NaCl を混合。
 線強度の表示法: 弱← →強
 ? tr— tr tr+ 1— 1 1+ …… 5+ 6— 6 6+ 6+ 6冊 6冊 6冊以上, — 検出せず。
 Be, Cd, Ce, Hg, In, Pd, Pt, Ta, Te, Th, W, Y は全試料に検出しなかった。
 4. 試料名略称: 石: 石見石膏鉱山, 罇: 罇淵鉱山, 花: 花岡鉱山, 朝: 朝日鉱山, 与: 与内畑鉱山。

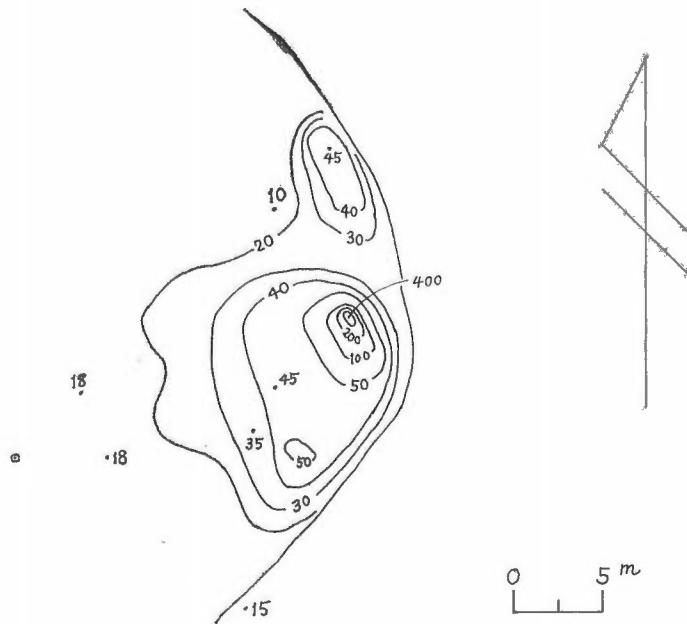
成因的に鉱床生成時期は余り離れたものとは見られていない。層状鉱床の代表的例として奥の沢鉱床の例を第13図に示すように、典型的産状が認められた。筒状鉱体には全然放射能異常が認められず、随伴粘土鉱物種も一部は異にしている。同種の粘土鉱物も認められているが、層状鉱床にはかなりウランが含有されているにもかかわらず、他には全然認められていないということは、粘土鉱物生成の過程を異にするものと見られる一資料である。

黒鉱型鉱床に伴うウラン鉱床 (林昇一郎)

第6表 X線蛍光分析結果

試料番号	花 7	花 15	花 20	花 21
U ₃ O ₈ %	0.082	0.037	0.020	0.075
22 Ti	○			○
25 Mn		○	○	
29 Cu		○	○	
33 As	△	△	○	△
37 Rb	○		○	○
38 Sr	○	◎	○	○
39 Y		△	△	
40 Zr	◎	○	○	◎
42 Mo	◎	○	◎	○
82 Pb	○	○	○	○
83 Bi	△		△	△
92 U	◎	○	○	◎

1. 条件: Target W, Crystal LiF, 40kV, 30 mA, Detector Scintillation counter, 理学電機 (株), 1960。
2. ◎強, ○弱, △不確実, Fe は大量のため省略, 試料は分光分析と同じもの。
3. 化学記号の前の数字は原子番号。



40 : 40 μ r/h by DCP-5.

第13図 上北鉱山奥の沢坑北鉱体剝立
Distribution of radioactivity at Okunosawa, Kamikita mine.



第14図 朝日(館山)鉱山放射能分布図
Distribution of uranium at Asahi mine.

異常は数 $10 \mu\text{r/h}$ から $130 \mu\text{r/h}$ 以上であって、その範囲は数m位のものが多い。鉱体は長径約330m、短径100m、厚さ50m、水平に横たわった扁平な形であるのでその外縁部にそって、かなり異常は広く断続して認められる例である。分析結果は $0.01 \sim 0.035\%$ U_3O_8 で、第14図にその分布を示す。ウランはおもに絹雲母に含まれている。

3.9.1 与内畑鉱山

本鉱体は母岩がおもに黒色頁岩からなる石膏鉱床である (萱木ほか, 1960)。1号坑の上盤の凝灰質頁岩が $20 \mu\text{r/h}$ であったが、分析結果は 0.000% U_3O_8 であった。

3.9.2 加納鉱山 校堂坑

角礫凝灰岩中の黒鉱式鉱床で、上盤の粘土の一部に $25 \mu\text{r/h}$ であったが、 0.001% U_3O_8 であった。

4. 総括と問題点

現在までの研究成果と今後の問題点としてつぎのものがあげられる。

- 1) 黒鉱型鉱床(狭義)における諸種の金属鉱物に密接する変質粘土中にはウランが存在し U_3O_8 千分の1台に達する。これに反して、ごく接近しており一連の鉱化作用によって生成されたと考えられる鉱脈状鉱

3.7 花輪鉱山

岩手県鹿角郡花輪町にあり典型的黒鉱型鉱床であるが、形態が褶曲して一見筒状の鉱体である本山鉱体を調査したところ、片盤側に沿って、各レベルごとに異常部が追跡され、傾斜延長に沿って数10m以上にわたって確認された。ウランは亜鉛鉱の多い部分に比較的高い部分が認められ、粘土鉱物としては緑泥石が主であった。磁鉄鉱・apophyllite注4)などを伴う。

3.8 相内鉱山

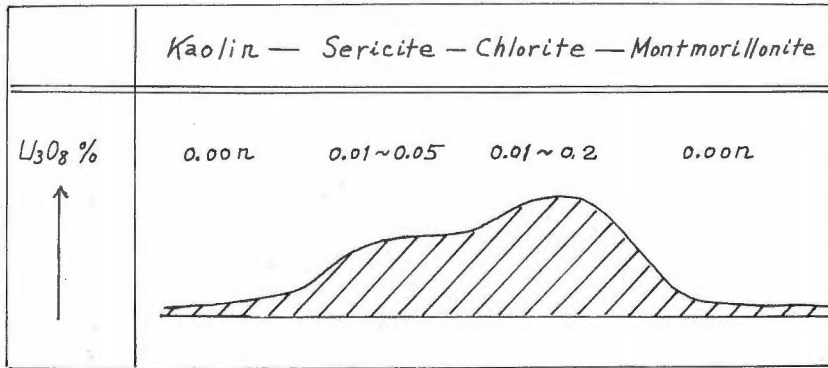
秋田県鹿角郡小坂町相内にあり小坂駅の北方直距9km、湯の森の麓にある。黒鉱の亜鉛の多い部分には第1表に示すとおり高品位部が認められた。同部分のX線資料からはコフィン石様回折線が得られているが、他の鉱物が密雑しているのでさらに検討を要する。

3.9 朝日鉱山

朝日鉱山は福島県会津若松市大戸町(5万分の1地形図若松)にあり、若松市の南方約8km、県道の東側に接して鉱床があり便利である。現在石膏を月約5,000t出鉱している。

鉱床は凝灰岩中の石膏鉱床で、黄鉄・黒鉄はわずかである。鉱体は大別して本山と館山の2つが開発されているが、前者は大半採掘済で今回は館山鉱床の一部を調査した。その結果石膏鉱体の周縁部の粘土帯で、鉱山で「カスリ」とよんでいる部分に異常が認められた。この部分は黄鉄鉄のために暗黒色の斑点状にみえるもので、基地は絹雲母からなる。

注4) 大津秀夫による。



母岩	ウラン量	金属量	石膏
凝灰質 ↑ 頁岩質	多 ↑ ↓ 少	多 ↑ ↓ 少	少 ↑ ↓ 多

第15図 含ウラン粘土模式品位図

A diagrammatic illustration showing uranium concentration in clays.

床に伴う粘土中には、たとえ同一種の粘土が存在しても、ウランの濃集は 0.000% U_3O_8 以下であった。これは変質粘土の生成過程の差に起因するものと考えられる。

2) ウランの変質粘土中における濃集を支配する重要な要因の一つは、母岩が凝灰岩質であるか、頁岩質であるかということである。すなわち凝灰岩質物質を源とするものの中には 0.01~0.2% U_3O_8 程度の濃集が認められるが、頁岩質のものは 0.01~0.001% U_3O_8 であった。また随伴する金属量の多少とも関連があるようで、大局的に見ると火成活動との関連が見られる。火成活動の著しい地域に近いと一応見られる凝灰岩物質の供給が多かった地域の鈹床にはウラン濃集が一般に高い。

3) ウランは粘土鈹物中に含有されているとみられるものが大部分であって、ウランの単独鈹物として晶出する以前の状態にあるのではないかとみられる。ウランの含有量は黒鈹鈹体の中心から外側にむかって一般的に累帯配列が認められているおもな粘土種のうち、

chlorite \geq sericite $>$ montmorillonite or Kaolin

の順序であることは、変質過程においてウランなどの微量元素が再分布して粘土鈹物中に固定されたのではないかとみられる。とくに含ウラン粘土部分の一部には Mo が約 0.5% も濃集していることは成因的にみて著しい特徴である。これを模式的に図示すると第15図のようになる。

4) ウランが上記のような層状粘土鈹物の層間にあるものか、端にどんな化学的狀態に存在するかということ、ならびにどのような化学的処理条件下においてウランの溶脱が行なわれるかということなどが、今後の問題として残されている。ただすでに、実験段階では、これら粘土種のうち、ウランなどの吸着能はモンモリロン石が高いこと、Sr, Cs などの放射性廃棄物の一部は 10 Å 粘土によく吸着されることが認められて

いる。黒鉛粘土の場合には、実験室におけるような短時間における吸着現象ではないということが異なっている。含ウラン粘土を含めて黒鉛鉱石などについての S, Pb, Sr などのアイソトープの組成についての研究も試みられている。

5) このような放射能は黒鉛型鉛床以外の金属鉛床などにおけるよりは、はるかに普遍的に認められるものであって、試錐孔などを利用しての放射能検層、探査に利用され得ることはすでに発表した(林, 1961), その後この方法が実際に各鉛山において実証されつつある(長田武司ほか, 1968)。

参 考 文 献

- 1 浅井郁太郎(1920):工業鉛物, p. 179
- 2 今井秀喜・林昇一郎・河内洋佑(1961): 岩手県山口鉛山の含ウラン鉛床, とくに閃ウラン鉛について, 地調報告, no. 190, p. 135~143
- 3 林 久人(1961): 二三の黒鉛式鉛床の変質帯の鉛物学的研究, 鉛物学雑誌, vol. 5, no. 2, p. 101~125.
- 4 林昇一郎・井上秀雄(1961): 栃木県加蘇鉛山の含ウラン鉛床, 地調報告, no. 190, p. 377~381
- 5 林昇一郎(1961): 本邦の黒鉛式鉛床に認められる放射能異常について, 日本鉛業会誌, vol. 77, no. 877, p. 2~6
- 6 林昇一郎・小尾五明(1963): 黒鉛式鉛床に伴なうウラン, その 1, 地調月報, vol. 14, no. 12, p. 13~20
- 7 HEINRICH, E.W. (1958): Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials, p. 127~128, 553~556.
- 8 堀越義一(1951): 花岡鉛山を中心とする黒鉛鉛床の基礎的研究, 鉛山地質, vol. 1, no. 1, 2
- 9 堀越 毅(1960): 花岡一小坂地域におけるクロコウの層序的位置, 鉛山地質, vol. 10, p. 300~310
- 10 IWAO, S., et al (1954): Wall rock alteration of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan, Rept. no. 162, Geol. Surv. Japan.
- 11 IWAO, S. (1956): Hydrothermal gypsum deposits of the Wanibuchi mine, Japan, with special reference to alteration of wall rocks, *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 27, (24), p. 105~131.
- 12 IWAO, S. (1958): Some aspect on hydrothermal alteration with special reference to the occurrence of clay minerals in Japan, *Sci. Pap. Coll. General Educ. Univ. Tokyo*, vol. 8, (1), p. 93~113.
- 13 神保小虎(1918): 黒鉛の放射能調査, 地質学雑誌, vol. 25, p. 545
- 14 木下亀城(1944): 黒鉛の放射能測定, 地球, vol. 1, no. 6, p. 57~61
- 15 木下亀城(1944): 本邦の金属鉛床, vol. 3, 黒鉛鉛床, 丸善
- 16 小関幸治ほか 4 名 (1958): 島根県下の石膏鉛床(その 1), 石膏と石灰, no. 32, p. 1575~1583
- 17 長田武司ほか 2 名 (1968): 北鹿鉛床地区の放射能異常について, 鉛山地質, vol. 18, p. 150~156
- 18 佐野俊一・室住正義(1965): 秋田県花岡・小坂鉛山における放射能の測定, 地調月報, vol. 16, no. 3, p. 163~173
- 19 重井平四郎・志賀鉄太郎(1954): 石見鉛山の調査探鉛の現況, 日本鉛業会誌, vol. 70, p. 787~798
- 20 SUDO, T. and H. HAYASHI (1955): New types of clay minerals with long spacings at about 30 Å found from the altered area developed around certain ore bodies of the Hanaoka mine, Akita Prefecture, *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Gaigaku, Sec. C.* (25), p. 281~294.
- 21 虎岩達夫(1959): 花岡鉛山と構造規制, 日本鉛業会誌, vol. 75, p. 45~49
- 22 萱木浅彦・鈴木喜義(1950): 福島県与内畑鉛山の石膏鉛床について, 鉛山地質, vol. 10, p. 152~167

Uranium contained in the Kuroko (Black Ore) Type Ore Deposits in Japan

By
Shoichiro HAYASHI

“Kuroko” deposits are quite common and have important role of copper, lead, zinc, and gypsum resources in Japan. They occur in the so-called “green tuff” region in the Miocene age as massive or blanket form, and believed to have been formed as a volcano-syngenetic deposits under the shallow sea environments. Radioactivity in the so-called “Kuroko” type deposits was first recognized by Dr. Wataru WATANABE in 1918, and in 1920, Dr. Ikutaro ASAI stated in his “Industrial Minerals” as, “. . . The radioactivity of Kuroko might have been related to the presence of radiobarite in the ore.” Since then, however, no further study was carried out to determine the presence of radioactivity, until Mr. Kazumi DOI recognized distinct radioactivity at the Iwami gypsum mine, Shimane Pref., western part of Honshu in 1959.

Radiobarite occurring in close association with the uranium-bearing alteration clay minerals was recognized from the Kuroko deposit at the Iwami mine by the author in 1960. The author confirmed that the radioactivity was due to the uranium contained in the clays of hydrothermal origin. The facts have been observed later by the similar occurrences of uranium throughout the country of more than fifteen major Kuroko type deposits including the Hanaoka, Aina, Hanawa, Kamikita, and Kosaka mines.

Radioactivity was detected, in general, at the marginal parts, lower grade gypsum ore with clays, pyrite and/or other sulfides ores as much as 0.2 to 0.7 mr/h at underground gallery. The uranium-bearing clays of some 0.05 mr/h expose at a level for about several to twenty meters in length comprising high radioactive part for about two to five meters across. Uranium concentration is quite favorable, so far studied, at tuffaceous host rocks (U_3O_8 0.01 to 0.2%), and poor at shaly host rocks (U_3O_8 0.00n%). It is also characteristic that the uranium content varies according to the clay mineral species, that is, in the decreasing order, chlorite (U_3O_8 0.01 to 0.2%), sericite (U_3O_8 0.01 to 0.05%), kaolin and montmorillonite (0.00n%), since alteration clays exhibit a schematic zonal distribution, that is, kaolin, sericite, chlorite, and montmorillonite from inner to outer zone respectively, as mentioned by Prof. Shuichi IWAO.

To date, it has been revealed that the uranium might have been reworked or redistributed and fixed in the alteration clays during the hydrothermal alteration stage accompanying the sulfide mineralization with other minor elements as Mo, Zr, Sr, Rb, Tl and others. Particularly interesting is the enrichment of molybdenum up to 0.5% at high uranium-bearing parts. The feature of uranium concentration with certain minor elements during hydrothermal alteration seems to indicate early stage of uranium deposition, it might be connected with sorption of clay minerals. They might be crystallized later as definite uranium and/or molybdenum minerals. At the Iwami mine, uranium is contained in sericite, chlorite, nacrite, and in montmorillonite. And honey yellow, transparent, radiobarite is closely associated with chlorite or montmorillonite. The barite is not plumbian like hokutolite, but contains some quantity of strontium. The discovery of such occurrence of uranium turned out a new type in the world as well as quite peculiar in Japan. Measuring radioactivity around the Kuroko deposits is now being popular as a radioactive logging method at drilled boreholes in the Kuroko mining districts in Japan. Attention to these patterns will help further prospecting.

Ⅱ. 2. 3 現地残溜鉍床に伴うウラン —高知県足摺岬におけるウラン・トール石鉍床—

林昇一郎*・石原舜三*・坂巻幸雄*

要 旨

昭和32年11月、高知県足摺岬付近の砂鉄精鉍中に 0.240 mr/h の放射能が認められた。付近の地質は白堊紀の粘板岩・砂岩と、これらを買ぬく黒雲母花崗岩・石英閃長岩～閃長岩で、その絶対年代は $10\sim 13\times 10^6$ 年と報告されている。砂鉄精鉍は上記の花崗岩類の風化した部分を19世紀頃、鉄貨幣の原料を得るために選別した貯鉍の一部とみられる。

砂鉄精鉍の鉍物組成(%)は、チタン鉄鉍67、磁鉄鉍15、石英14、ジルコン1.7、ウラン・トール石少量で、化学分析値(%)は、 ThO_2 0.05、 U_3O_8 0.007、 ZrO_2 1.17、 TiO_2 35.90、Fe 35.18、 SiO_2 約14であった。ウラン・トール石は磁選・碗掛け・手選により選別され、緑色、ガラス光沢で、メタミクト化している。主要成分(%)は ThO_2 62.41、 UO_2 10.66、 Ce_2O_3 1.75、 P_2O_5 1.23。空气中で $1,000^\circ\text{C}$ 、7時間加熱した試料のX線図形からは、cubic ThO_2 、tetragonal ThSiO_4 、および monoclinic ThSiO_4 の相が認められた。緑色ウラン・トール石は環太平洋地域に多く報告され、本産地は、Celebes, California, Alaska についての産出である。

1. 緒 言

昭和32年11月、高知県足摺産砂鉄精鉍中に著しい放射能が清島信之(地質調査所四国駐在員)によって認められた。本砂鉍中には化学分析、X線粉末回折などにより緑色ウラン・トール石が含有されていることが判明した。

緑色ウラン・トール石は本邦では初産であり、世界でも環太平洋地域の数カ所から報ぜられているだけで、比較的産出はまれである。その産状確認のため昭和34年3月母岩の花崗岩類を中心に放射能調査を行った。足摺鉍山については筆者の一人、林が昭和29年11月チタン砂鉄調査として行ない、未利用鉄資源第1輯に報告されている。

現地調査に当たっては土佐清水市役所の配慮を得た。ここに深く謝意を表する。

沖の島については足摺地区と類似した花崗岩類が露出するので併せて放射能調査を実施した。

2. 位置および交通(第1図)

足摺鉍山 砂鉄を採取した足摺鉍山は高知県土佐清水市伊佐(5万分の1地形図土佐清水)にある。同部落の北方直距700m、標高200m付近に往時の採掘跡があり、地形図上に崩土として示されている。今回は伊佐を中心に足摺半島南部の花崗岩地域を調査した。陸路ここに到るにはかなり不便である。

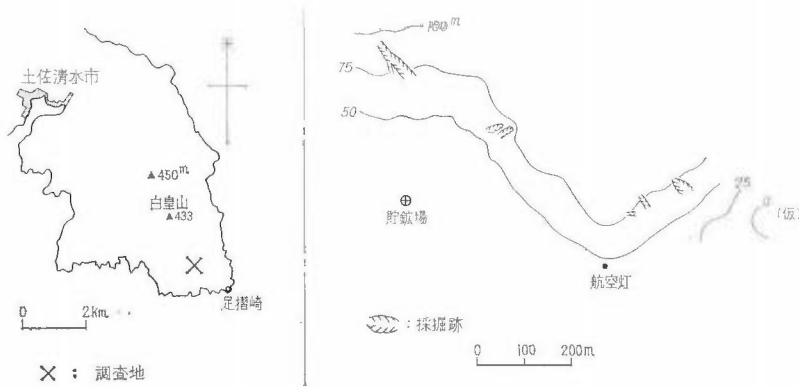
土讃線窪川駅(終点) $\xrightarrow[2\text{時間}]{\text{バス}}$ 土佐中村市 $\xrightarrow[2.5\text{時間}]{\text{バス}}$ 土佐清水市 $\xrightarrow[1\text{時間}]{\text{バス}}$
伊佐 $\xrightarrow[20\text{分}]{\text{徒歩}}$ 現地

海路による時は高知港から、須崎、以布利、窪津、伊佐經由清水行の航路が1日1往復あり高知港から10時間余で達し、海上平穏な時にはこの方が楽である。

付近の地形は200~280mの緩い南斜面の地形で、全体としては花崗岩の侵食地形として普通のもので、諸所に独立峰的高地があり、類似した地形を呈する所が多い。付近の最高峰は450mであるため、水選に要す

* 鉍床部

る水はきわめて乏しい。従って往時は選鉱用水を適当な凹地に池を築き、貯水して行なった模様である。



第1図 足摺砂鉄鉱山位置・鉱床図
Index map of Ashizuri area

3. 沿革および現況

3.1 沿革

特殊な砂鉄であるので、その沿革をやや詳しくのべる。

1) 藩政時代(1800年代)土佐通宝、南海通宝等の鉄貨幣の原料を得るために、現地に貯水池を作り、風化した花崗岩を水で淘汰して砂鉄精鉱を得た。その精鉱は現地に10数t現存し、一部は船積場の東海岸にあったが、現在はほとんど流出してない。往時は船で四万十川河口の西部にある八東村宇津蔵淵に運搬し、そこで製錬したといわれる。

2) 明治時代、砂鉄として出願されたが、選鉱用廃水が漁業に支障あるとの事にて事業化しなかった。

3) 昭和28年、チタンの需要の増大のため山下唯一(土佐清水市松尾の人)が鉱区を出願、同29年足摺チタニウム鉱業㈱を設立現地にティブル選鉱機1台を設置したが事業化せず、休山した。

4) その後未利用鉄資源関係の調査が行なわれた。

5) 昭和32年11月、砂鉄精鉱につき、清島信之が放射能異常を発見した。

3.2 現況

調査当時は砂鉄としては休山中であり、附帯設備等は全部撤去されてあった。

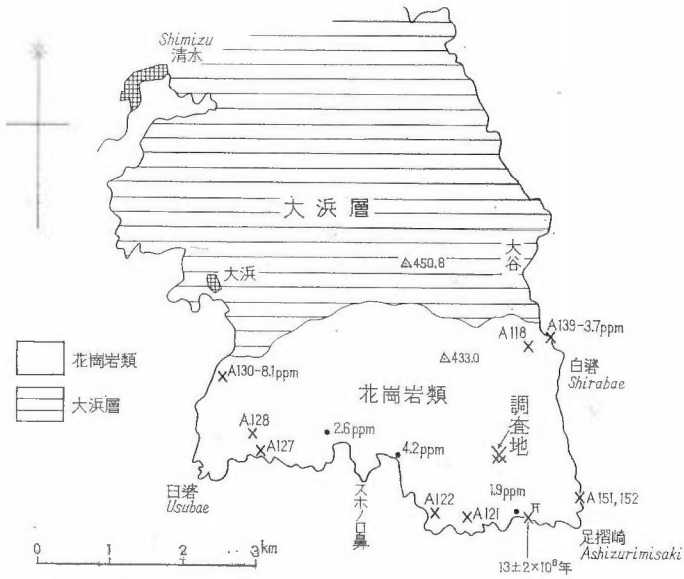
4. 地質概況(第2図)

調査地域を構成する岩石は大浜層と称される砂岩頁岩互層と、これに貫入する花崗岩類および脈岩類からなる。大浜層は足摺岬半島の大浜部落付近に発達し、主として頁岩からなり、砂岩を挟む。走向 $N 80^{\circ} E$ 、傾斜 $60 \sim 80^{\circ} N$ である。

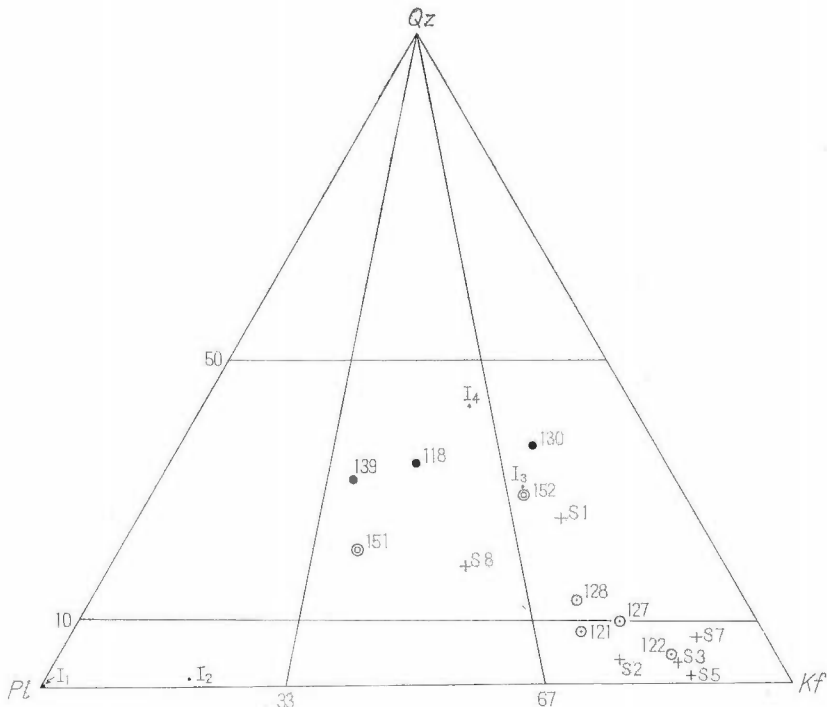
花崗岩類は、大浜層にほぼ整合的に貫入し、接触部付近で熱変成作用を及ぼしている。貫入の時代は他の西南日本外帯の花崗岩類と同じく中新世であろう。K-Ar 法による黒雲母の絶対年代は 13 ± 2 (柴田・野沢 1966)、 13×10^6 年(河野・植田, 1966)と報告されている。T. W. STERN 氏の未発表資料によると、当地産ジルコンを用いての Pb- α 法による年代測定結果は $10 \pm 10 \times 10^6$ 年である(1964)。

花崗岩類はその岩相から黒雲母花崗岩と閃雲閃長岩に大きく2分できるが、前者が広く分布している。村上(1963)は、この花崗岩に2時期を認めている。半島の先端部、足摺岬の近くには捕獲岩状の斑糲岩がある。そこには貫入する花崗岩により同化作用をうけ、中間の組成を持つ各種の岩相が存在する。

花崗岩類に伴われる鉱床は皆無に近いが、赤渚では、砂岩との接触部に近い花崗岩中のペグマタイト質石英脈、開では砂岩頁岩互層中の黄鉄鉱-硫砒鉄鉱-石英細脈がわずかに探鉱されている。同様に小規模な探鉱は他の数カ所でおこなわれたと伝えられる。



第2図 足摺地区の地質と分析試料 (U, Th, モード組成, 黒雲母年代) 採取位置図
Geologic map of Ashizuri area



第3図 足摺岬花崗岩類の石英-カリウム長石-斜長石図
Model quartz, potassium feldspars, and plagioclase of granitic rocks of Ashizuri area

4.1 黒雲母花崗岩

白瀨から赤瀨にかけてほぼ東西に、大浜層との接触部に平行に分布する。この花崗岩は大浜層の諸岩石を捕獲岩としてとり込むほか、東部の南縁、岬付近で概述の斑瀾岩を多量に含む。

本岩は比較的粗粒であるが、部分的に細粒、または斑状構造を示すこともある。本岩中の節理には N 70° W と N-S 系のものが発達する。閃雲閃長岩との接触部付近では一般に本岩が細粒優白質となり、所によっては石英が斑晶状となる。主構成鉱物は石英・カリ長石・斜長石・黒雲母からなる。本岩の放射能強度は、30-35 $\mu\text{r/h}$ で一般の花崗岩に較べて高い。

4.2 閃雲閃長岩

本岩は明神崎より伊佐部落にかけて、海岸沿いに分布する。村上 (1963) の古期閃長岩に相当する。径数 10 cm 程度の比較的小さい捕獲岩がしばしば含まれる。主岩相は細～中粒で、カリ長石・斜長石・石英のほか、ほぼ等量の角閃石と黒雲母を含む。N-S 系節理が卓越して発達する。本岩の放射能強度は、一般に 18～20 $\mu\text{r/h}$ で、既述の黒雲母花崗岩より低い。

黒雲母花崗岩に近い本岩は斜長石・石英・黒雲母を増し、漸移的に移行する。このことは石英・カリ長石・斜長石 (第 3 図) にも示されていて、黒雲母花崗岩と閃雲閃長石の主岩相は明らかに異なった領域におちるが、中間の領域に分布するものも存在する。村上・松尾 (1963) はこの閃長岩の成因を、アルカリ溶液の交代作用により花崗岩から生成されたものとしている。

明神崎西方の閃雲閃長岩中には幅 60 cm、淡緑色のリーベカイト質角閃石を含む珪長質岩脈があって、N 15° W～60° NE に走る。この岩脈は 40～50 $\mu\text{r/h}$ の放射能強度を示し、やや異常である。化学分析によると 10 ppm U を示す。密着法オートラジオグラフにより、 α -飛跡を追跡したが、構成鉱物が微細で放射能物質の根源は明らかでない。

4.3 花崗岩類中のウラン

分析した花崗岩類中の微量ウランを第 1 表にかかげる。黒雲母花崗岩の分析値は 2 個で、3.7 と 8.1 ppm である。閃雲閃長岩は 3 個、1.9～4.2 ppm であり、花崗岩より低い値であって放射能強度と同じ傾向を示している。しかし閃長岩中に桃褐色ジルコンが肉眼的にやや顕著に認められるに於ては低い値であり、Th を

第 1 表 四国地方の花崗岩類のウラン含有量
Uranium content of granitic rocks in Shikoku district

試料番号	岩体名	採 集 場 所	岩 石 名	U (ppm)	ThO ₂ (%)
333	高月山	梅ヶ成峠北方約 500m, 岩体周縁部	細粒アプライト質黒雲母花崗岩	1.7	0.00
336	"	高月山三角点西北西方海拔 1,000m	"	3.0	"
331	御 檜	御檜村下駄場松田川右岸の石切場	細粒黒雲母花崗岩 (アプライト)	2.7	"
303	沖の島	沖の島谷尻路傍の切割り	細粒花崗閃緑岩 (諏訪 1967 による谷尻型)	1.5	"
304	"	" 古屋野, 弘瀬のほぼ中間	柘榴石電気石含有黒雲母花崗岩 (同, 母島型)	1.6	"
309	"	" 古屋野	同上 (同, 母島型)	1.6	"
322	柏島	" 柏島石垣用材	電気石花崗岩	1.4	"
323	"	" 渡	黒雲母花崗岩	1.6	"
328	"	奥内村浦尻左岸の石切場	"	1.8	"
130	足摺岬	大浜, 白瀨のほぼ中間, 岩体周縁部	} 黒雲母花崗岩	8.1	0.01-
139	"	赤瀨沿岸		3.7	0.01
141	"	伊佐, 海食洞付近	} 閃雲閃長岩	1.9	"
125	"	松尾, バス道から沢道に 10m 入る		2.6	"
143	"	大戸, バス道		4.2	0.01-

分析者: 貴志晴雄・阿部智彦 (1960年 8月)

の他のウラン以外の放射能元素の検討が必要であろう。

予察的に踏査した沖の島、その他の花崗岩類の分析値も第1表に記した。沖の島・柏島付近の花崗岩類は、1.4~1.8 ppm U で低い。他の小岩株にはやや高いもの (2.7 と 3.0 ppm U) が存在する。これらの花崗岩類はいずれも中新世の貫入岩類と考えられる (柴田・野沢, 1966)。

5. 鉱 床

5.1 砂鉄鉱床

足摺岬の突端部だけが、中生層を貫く花崗岩類からなり、藩政時代に貨幣を作るための原料を得るために、わずかの水を数日もかかって貯水池にため、この水を利用し猫流しによって風化した花崗岩から砂鉄を採取した。これは原岩中に造岩鉱物として含有されているチタン鉄鉱・磁鉄鉱などに由来するものであって通常の意味の淘汰され成層した砂鉄層ではない。

このような広義の砂鉄採取地域は伊佐部落の北方直距 700m に 3, 4カ所あり、現在は大部分畠となっており旧形をわずかにとどめるにすぎない。その残鉱が 5×3 m の地域に 10 数 t 現存し、チタン鉄鉱に富むため、チタン砂鉄としての調査が昭和 29 年以来数回行なわれ、未利用鉄資源第 1 輯⁹⁾、第 5 輯²¹⁾などに報告されている。

5.2 放射能調査

使用した放射能測定器はシンチレーションカウンター (Scintiscope, Reed Curtis 製) である。足摺地区の花崗岩類の放射能強度は一般に自然計数よりも高く、自然計数 10 μ r/h の時に、

黒雲母花崗岩	30—35 μ r/h
閃雲閃長岩	18—20 "
アプライト	25—40 "

で普通の花崗岩類よりやや高い値であった。砂鉄の採取跡と見られる所は閃雲閃長岩であり、採取試料の室内測定値は 0.01% eU であったが、その分析値は 0.000% U_3O_8 、0.00% ThO_2 であった。その分析値を第 2 表に示す。

砂鉄精鉱の貯鉱場の値は最高 240 μ r/h であった。この異常は大部分ウラン・トール石に、少量はジルコンに由来するものである。この精鉱の分析値は第 2 表⁹⁾のとおりである。

6. 放射性鉱物

6.1 放射性鉱物の分離

ウラン・トール石は砂鉄精鉱中にわずか 0.06% 程度含有されている程度であるので、約 40kg の砂鉄を水洗、乾燥させ、80メッシュ以下のものを集めた。これは大部分の放射能がこの部分に濃集することを予め測

第 2 表 含ウラン・トール石原鉱の分析値
Chemical analyses of uranorthorite-bearing samples

	1	2	3	4
U_3O_8 %	0.000	0.000	0.000	0.007
ThO_2	0.00	0.00	0.00	0.05
ZrO_2	0.01	0.01	0.02	1.17
Fe	7.82	6.14	5.03	35.90
TiO_2	1.70	1.66	1.10	35.18
P_2O_5	—	—	—	0.17

1, 2, 3: 砂鉄採取跡の花崗岩 Granitic rocks (1: 東部, 2: 中部, 3: 西部)

4: 砂鉄精鉱 A stockpile of iron sand

分析者: 関根節郎・阿部智彦・磯野清, 1959~60

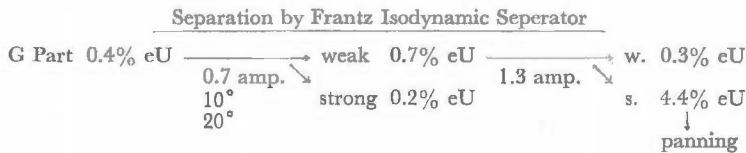
Analysts: S. SEKINE, T. ABE, & K. ISONO, 1959~1960

定した後に行なわれた。つぎに三田村製 7 極磁選機で大別し、最後の無磁性部(G部に) 0.4 % eU のものが集まる。これを Frantz 製 Isodynamic Separator を用いて繰返し行ない、4.4 % eU のものが得られた。これはジルコンを混じえるので碗掛けによりジルコンより重い緑色鉱物であるウラン・トール石を分離した。しかしジルコンを完全に除去するには手選によるほかなかった。ウラン・トール石は 120~200 メッシュ、すなわち径0.1 mm 前後のものが一番多い。第 3 表にその分離例を示す。

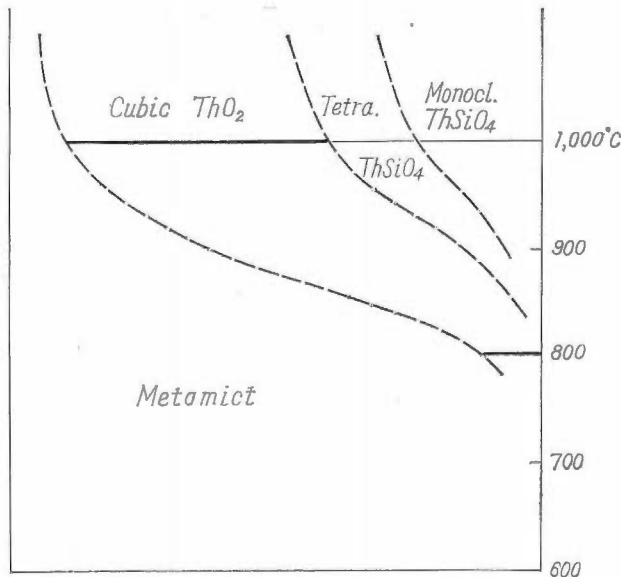
第 3 表 足摺産砂鉄の分離例

	Gauss	c/5m*	Wt%	eU%
Crude Ore	—	203	—	—
A	600	84	7.9	—
B	1,000	87	10.3	—
C	2,000	75	5.3	—
D	3,000	98	33.5	—
E	4,000	140	33.7	0.01
F	5,000	170	5.0	0.01
G	—	2,692	4.3	0.40

* 自然計数88を含む値



この砂鉄の主要構成鉱物は第 2 表の分析値から、磁選の結果などを考慮して大略、チタン鉄鉱 67.71 %、磁鉄鉱 15.70 %、石英 13.18 %、ジルコン 1.75 %、その他 1.66 % と計算される。



第 4 図 足摺産ウラントール石の加熱による相変化図
A phase transition diagram by heating of Uranothorite from Ashizuri, Kōchi Prefecture, Japan

6.2 ウラン・トール石の物理性

色は緑色, 半透明, 包有物がある。条痕は淡緑色, ハリ光沢, 劈開は不明瞭, 自形のものと同破片状のものがある。断面は不平滑, 薄片ではほとんど完全に等方性, 空气中で1,000°C数時間加熱すると黒色になる。

屈折率約1.82, 比重は約6.0。

薄片の写真およびオートラジオグラフを図版Iに示す。オートラジオグラフから測定した T_g の値は31~39である。

6.3 X線試験

ウラン・トール石は常温ではそのX線粉末回折線が得られず (Geigerflex diffractometer による) 完全にメタミクト状態であった。つぎに, 800°C, 1,000°Cなどに6~7時間空气中で加熱して後同様にX線像をとり実験して第4図のような相の変化図を得た。すなわちまず amorphous のものが, cubicの thorianite(ThO_2) formになり, ついで tetragonal の thorite(ThSiO_4) formおよび monoclinic ThSiO_4 (huttonite) form に変化することは, Pabst^{17,18)} の実験のとおりであるが, 足摺産のものはかなり高温でも cubic form が安定である領域が広いのが特徴であるようである。ただしこの加熱実験には粉末度がかかなり影響するので, さらに検討を要する点である。

加熱により格子常数の小さくなることは一般的に認められているが, 最近実験した長野県高瀬川産のものとともに第4表にそれを示す。蛍光X線分析によると主成分 Th, U のほかに少量の Ce, Fe などが認められた。

6.4 化学分析

長島弘三氏によるウラン・トール石の化学分析値は, 第5表のとおり。分析試料は約200 mgで, ウラン・トール石97%, ジルコン3%程度を混じえるものである。ジルコンは黄色であるが少なくとも

第4表 ウラン・トール石の加熱による格子常数の変化

足摺			
元 鉱		a_0	
-200 mesh	800°C×6 h	5.59	Cubic ThO_2 について
"	1,000°C×6 h	5.56	
+120 mesh	1,000°C×6 h	5.56	
"	1,000°C×12h	5.55	(再加熱6 h)
高瀬川 (non-metamict)			
		a_0	c_0
"	1,000°C×7 h	7.10	6.32
Nigeria (non-metamict)		7.10	6.32 (文献)
"	1,050°C	7.05	6.32

第5表 足摺産ウラン・トール石の分析値

Chemical analysis of uranothorite from Ashizuri, Japan

ThO_2 %	62.41
UO_2	10.66
Ce_2O_3	1.75
$\text{ZrO}_2 + \text{HfO}_2$	2.62
Al_2O_3	0.90
CaO_2	0.15
MgO	0.09
Fe_2O_3	0.02
MnO_2	0.00
TiO_2	tr
P_2O_5	1.23
SiO_2	19.62
$\text{H}_2\text{O}(+)$	0.25
Total	99.70

分析者: 長島弘三, 1959
Analyst: Kozo NAGASIMA, 1959

も濃淡3種のもが肉眼で区別され, 濃色のものが放射能が高く, 重い平均して放射能は0.16% eUである。したがって, この分析値の U, Th の値にはほとんど影響がないものと見られる。

また粒度別ジルコンの比重はつぎのとおり。

+100 mesh	G	3.53
100-200 "		4.13
-200 "		4.29

比重測定者: 前田憲二郎, 1959年5月

6.5 世界の緑色ウラン・トール石との比較

従来文献に現われた世界の緑色ウラン・トール石を見ると, 中部セレベス, 中部アラスカ, カリフォルニア州, コロラド州の hydrothermal vein 中のもの, New Zealand などがあるが, このうち前3者は placer 中のもので, metamict で類似している。コロラドのものは産状を異にし, New Zealand のものは huttonite

Table 6 A List of Green

	1	2	3
	Uranothorite (Th, U, Al, Ce) (Si, P) O ₄	Uranothorite (Wisaksonite)	Uranothorite ThSiO ₄
Location & Occurrence	Ashizuri, Japan, iron sand from Tertiary granite, 1958.	Masamba, Celebes, river sand, 1948.	California, U. S. A., gold placer from Jurassic granite.
Color	green	green	bluish green
Fluorescence	none	none	none
Specific gravity	≐ 6.0	≐ 4	6.36
Index	≐ 1.82	1.88 ± 0.05	1.82 to 1.86
Optical and X-ray data	metamict 800° 6 h cub. 5.59 Å 1,000° 6 h cub. 5.56 Å tetra. mono.	metamict 860° 1 h cub. 5.52 Å 1,250° 4 h mono.	partly metamict 1,000° 15h mono.
Chemical analysis			
ThO ₂	62.41		69.36
U ₃ O ₈	11.07		8.43
Σ Ce ₂ O ₃	1.75		0.52
Σ (La, Y) ₂ O ₃			
ZrO ₂	2.62		0.07
PbO			0.09
Al ₂ O ₃	0.90		1.25
CaO	0.15		nil
MgO	0.09		0.01
Fe ₂ O ₃	0.02		0.63
MnO	0.00		
TiO ₂	tr		0.10
P ₂ O ₅	1.23		
SiO ₃	19.62		15.96
H ₂ O	0.25		0.82
total	100.11		97.24
Reference	S. HAYASHI & K. NAGASHIMA, 1959.	C. O. HUTTON, 1954.	D. G. GEORGE, 1951.

Uranothorite in the World

4	5	6	7	8
Uranothorite	Uranothorite	Uranothorite	Cheralite (TR, Th, Ca, U) (P, Si) O ₄	Huttonite ThSiO ₄
Ruby dist., Alaska, placer.	Jamestown, Colorado, Hydrothermal fluorite deposit	Gillespie, New Zealand, beach sand	Travancore, India	Gillespie, New Zealand, beach sand
green	green	green (dichroic)	pale to dark green	Colorless to creamy white
		none	none	a dull white
6.5 ± 0.2		6.7 ± 0.05	5.1 to 5.3	7.1
1.86 ± 0.01	1.86 ± 0.01	× 1.815, y 1.850	1.77 to 1.81	1.89 to 1.92
metamict cubic 5.60 Å	metamict cubic 5.60 Å	uniaxial (+) tetra.	mono.	mono.
64.52 9.68 0.1 nil 0.13 0.1 to 0.4 21 very low	≥ 11.4 spect. 13.92 chem. < 0.1 0.1 to 1.0 1.3 to 13.6 1.4 to 14.3 > 21 very low	62.6 12.0 1.1 0.51 0.3 0.3 2.3 19.5 1.93 100.54	31.50 4.05 14.21 13.35 0.92 tr 6.30 tr 26.80 2.10 0.06 99.29	76.6 nil 2.6 nil nil 1.2 tr tr 19.7 nil 100.1
G. PHAIR, 1952.	G. PHAIR, 1952.	C. O. HUTTON, 1950.	S. H. U. BOWIE, 1953.	A. PABST, 1951. C. O. HUTTON, 1951.

と共存するもので non-metamict である。しかしこれはいずれも環太平洋地域に見られるのが特徴のようである。上記鉱物および cheralite, huttonite のおもな性質と化学分析値を第 6 表に示す。

緑色トール石は HEINRICH⁷⁾ が “Much disseminated thorite from granitic rocks is green” と記しているように、足摺の例もこれに属するとみられる。

7. 結 論

緑色ウラン・トール石はその他のウラン・トール石に較べて屈折率が高く、比重が大、H₂O が 1% 前後、メタミクト状態にあるなどの点が特徴的であるとされている。足摺産のものについてそれらを列記する。

- 1) 屈折率は 1.82 で緑色のものとしては普通であるが、比重は 6 前後で低い方である。H₂O が少ないことは共通である。
- 2) U の多いトール石はメタミクトになり易いといわれるがその例である。
- 3) 加熱実験によると高温において Cubic ThO₂ form の安定域が広いようである。
- 4) 今後花崗岩地域の砂鉄・川砂などを調べることにより緑色トール石が認められるかもしれない。

文 献

- 1) BERMAN, J. (1955): Identification of metamict minerals by X-ray diffraction, *Am. Mineral*, **40**, 805.
- 2) BOWIE, S. H. U. and HORNE, J. E. T. (1953): Cheralite, a new mineral of the monazite group, *Min., Mag.* **30**, no. 221, 93~99.
- 3) GEORGE, D. R. (1951): Thorite from California, a new occurrence and variety, *Am. Mineral*, **36**, 129~132
- 4) 林 昇一郎 (1955): 高知県足摺鉱山 (砂鉄) 調査報告, 地調月報 vol. 6, no. 7, p. 444
- 5) 林 昇一郎 (1955): 未利用鉄資源, 第 1 輯, p. 254~256
- 6) 林 昇一郎・長島弘三 (1959): 高知県足摺産 green uranothorite について, 日本鉱物学会昭和 34 年総会講演要旨, p. 4
- 7) HEINRICH, E. W. (1958): Mineralogy and Geology of Radioactive Raw Materials, p. 111.
- 8) HUTTON, C. O. (1950): Studies of heavy detrital minerals, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **61**, 635~716.
- 9) HUTTON, C. O. (1951): Occurrence, optical properties and chemical composition of huttonite, *Am. Mineral*, **36**, 66~69
- 10) HUTTON, C. O. (1954): Wisaksonite is metamict uranoan thorite, *Am. Mineral*, **39**, 825~829
- 11) 井上禧之助 (1901): 宿毛図幅説明書 (1:200,000), 地質調査所, p. 19
- 12) 加藤敏郎・長島弘三, 林 昇一郎 (1961): ウラン・トール石, ウラン——その資源と鉱物——p. 290~292
- 13) 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩の K-A dating (V)——西南日本の花崗岩類——, 岩鉱, vol. 56, p. 191~211
- 14) 宮久三千年 (1958): 西南日本外帯とくに九州および四国の 第三紀酸性貫入岩類と金属鉱床区, 愛媛大学紀要 II 3, no. 1, p. 145~155
- 15) MORIMOTO, Ryohei, (1950): A Petrological Note on the Granitic Rocks near the Cape Ashizuri, Shikoku Island, Japan,
(1) **26**, pt. 1/4 p. 45-48.
(2) **27**, pt. 1/4
- 16) 村上允英・松尾 裕 (1963): 本邦産交代性閃長岩類の岩石学的研究 (I), 高知県足摺岬の閃長岩類, 岩鉱, vol. 50, p. 93~109
- 17) PABST, A., (1951): Huttonite, a new monoclinic thorium silicate, *Am. Mineral.*, **36**, 60~65.
- 18) PABST, A., (1951): X-ray examination of uranothorite, *Am. Mineral*, **36**, 557~562.
- 19) PHAIR, G., and Shimamoto, K. O., (1952): Hydrothermal uranothorite in fluorite breccias from the

Blue Jay Mine, Jamestown, Boulder County, Colorado, *Am. Mineral*, **37**, 659~666

- 20) 柴田 賢・野沢 保 (1966) : 西南日本外帯の酸性深成岩類の時代, 総合討論会資料, 於金沢大学
- 21) 柴野照博 (1958) : 砂鉄鉱床各論——足摺岬地区, 未利用鉄資源第5輯, p. 168~172
- 22) 鈴木達夫 (1938) : 宿毛地質説明書 (1 : 75,000), 地質調査所
- 23) 諏訪兼位 (1967) : 四国西南端沖ノ島の花崗岩類, 柴田賢教授退官記念論文集, p. 86~93

**Uranium in the decomposed granitic rocks at the cape
Ashizuri, Kochi Prefecture, with special reference
to the green uranothorite**

By

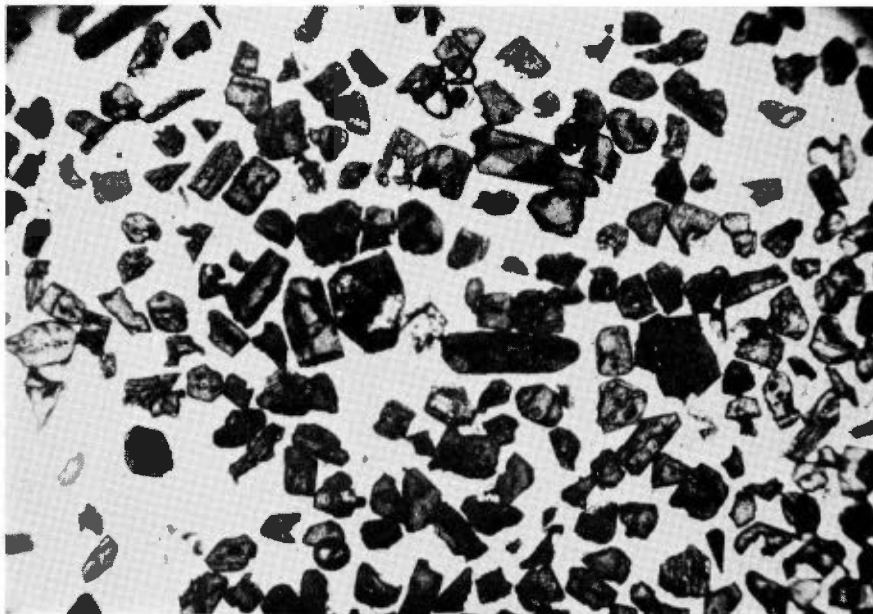
Shoichiro HAYASHI, Shunsō ISHIHARA and Yukio SAKAMAKI

A distinct radioactivity (240 μ r/h) had been found at the stock of Ashizuri iron sand and was recognized due to green uranothorite which is the first occurrence in Japan.

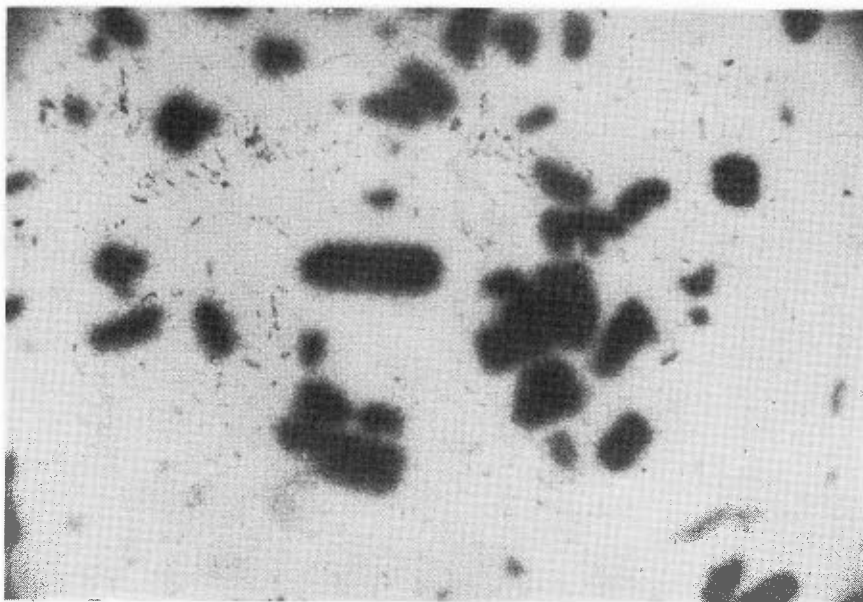
The rocks at the Ashizuri area comprise biotite granite and quartz syenite intruding into slate and sandstone of Cretaceous age. Iron sand concentrate was derived from the granitic rocks by gravity separation for raw materials of ferrous coins in the nineteenth century. Main constituent minerals of the iron sand are ilmenite (67%), magnetite (15%), quartz (14%), and zircon (1.7%), and a little quantity of uranothorite. The concentrate contains ThO₂ 0.05%, U₃O₈ 0.007%, ZrO₂ 1.17%, TiO₂ 35.90%, Fe 35.18%, SiO₂ about 14%.

Uraniothorite has been separated with magnetic separators and panning. The mineral is a green, and is vitreous lustre with indistinct cleavage, and isotropic due to metamict. After heating at 1,000°C for seven hours, it shows composite distinct x-ray powder diffraction patterns of cubic ThO₂ (Thorianite), tetragonal ThSiO₄ (Thorite), and monoclinic ThSiO₄ (Huttonite) as mentioned by Pabst.

This uranothorite was discovered next to the similar occurrences in Celebes, California, and Alaska, and it is conjectured as a mineral characteristic in the Circum-Pacific region.



1. トール石とジルコン
トール石は Photo 2 の黒色部に對比されるもの 透過光, $\times 100$



2. Photo 1 のオートラジオグラフ
黒色部はトール石の α 飛跡 透過光, $\times 100$

Ⅲ. 特 論

この章には、1)重要な5つのウラン鉱床地域の基盤花崗岩類、2)東濃地域付近の基盤花崗岩類の鉱物組成と微量元素、3)一般岩石中の微量ウランとトリウム、4)主要ウラン鉱床中の微量元素、5)主要ウラン鉱床地域の古植物・層位学的諸問題、6)現世の湖泥中のウラン分布、7)放射能探査の各種の方法とその利用、8)一般の物理探査方法のウラン鉱床への適用、などが含まれる。

Ⅲ.1.1 朝日・飯豊山地の花崗岩類

島津 光夫*

要 旨

朝日・飯豊山地は東北日本内帯の“グリーン・タフ”の基盤をなす、花崗岩類と古生層とによって構成される山塊である。花崗岩類は旧期から新期のものに、下記の4つに分けられる。

1. 片麻岩状閃雲花崗閃緑岩（大朝日花崗岩）～片状黒雲母花崗岩（岩井俣花崗岩）。細粒の変輝緑岩～閃緑岩と粗粒斑縞岩とを伴う。
2. 中粒閃雲花崗閃緑岩（実川花崗閃緑岩）といわゆる交代性花崗閃緑岩
3. 粗粒または斑状黒雲母花崗岩（草水一小川花崗岩）
4. 中粒閃雲花崗閃緑岩（大松原と早田花崗岩）および石英閃緑岩（八久和花崗岩）

上記のうち、1と4とは朝日山地に、2と3とは朝日・飯豊の両山地に分布する。K-Ar法による黒雲母年代は、3が85～92×10⁶年、4が59, 71×10⁶年であって、野外観察結果と矛盾しない。

3は中国地方の広島花崗岩と、その岩相、随伴鉱床、黒雲母年代などで類似している。含ウラン礫岩・砂岩層は3と4の花崗岩類を覆う堆積物中であって、とくにカリウムに富んだ花崗岩を基盤としていることが多い。

1. ま え が き

朝日山地の北縁にあたる山形県東田川郡大朝日村砂川地区で、礫岩中に放射能異常が検知されてから、小国～金丸地区・中東地区・野川地区と相次いで堆積岩中に異常がみいだされた。一方、飯豊山地の周辺でも三川地区・赤谷地区・五頭山地区あるいは車峠地区などに異常が発見された。

朝日・飯豊山地は、東北裏日本の新第三系分布地域の中では、基盤岩類、とくに花崗岩類の分布が広いことは古くから知られ、いくつかの研究報告が発表されている。これらの花崗岩類は、後述するように各種の岩相に区分されるが、その多くが白堊紀末の花崗岩類で、中国地方の広島花崗岩に類似している点が多い。そのなかに胚胎する金属鉱床（鉱脈、接触鉱床など）にも共通性があり、とくにタングステン・モリブデン鉱床は中国地方のものと非常に良く類似している。

小嶋・三吉を始め中国地方ではこの種の鉱床にウランを伴うことは、わが国でウラン調査がはじめられて間もなく知られたところで、その後、この朝日・飯豊山地でも、そのような鉱脈鉱床を対象として調査の網がはられた。

筆者も当初からこの地域の調査に参加する機会をえて、大張・鍋倉などの調査に従事した。しかし、それらの鉱床中の異常は局部的で、その後重点が堆積型の鉱床にうつされ、冒頭にあげたようないくつかの地区がうかびあがってきたのである。

鉱脈型の含ウラン鉱床と花崗岩類との関係については、すでに報告したことがあるので、この稿では、堆積型の鉱床を念頭におきながら、朝日・飯豊山地の花崗岩類を概観してみたい。この報告はこの地域を調査された多くの人、とくに河内洋佑氏に負うところが大きい。深く感謝する次第である。

2. 朝日山地の花崗岩類

朝日山地の花崗岩類は大朝日岳（1,870m）を中心として南北45km、東西23kmの間に分布している。そしてさらにこの花崗岩類の周辺に西側では女川周辺の花崗岩類、岩船海岸の花崗岩類、さらに西田川・摩耶山～母狩山にかけての花崗岩類が数km～10kmの幅で南北にのびて分布している。これらのいくつかの

* 新潟大学（元鉱床部）

花崗岩塊の間は新第三紀層(おもにグリーン・タフ)によって覆われている。新第三紀層の堆積盆地および新第三紀層を切る断層が南北方向をとるものが多いため、岩塊の並びはほぼ南北方向となっている。

一方、東側にも長井東方や、本道寺付近に小岩塊が分布している。

これらの花崗岩類は現在分断されているが、新第三紀層堆積以前は一続きのものであったことは疑いないので、以下では一括して記述する。飯豊山地の花崗岩類とも一連のものと考えられるが、ここでは一応、米坂線以北のものについて述べる。

花崗岩類の被進入岩は地域の南西部に分布する古生層である。古生層は粘板岩・砂岩を主とし、わずかに石灰質岩、シャルスタインを含んでいる。

朝日山地の花崗岩類は地域的には日本国片麻岩(杉山隆二・茅原一也, 1951; 茅原一也, 1963)を南東に延長した線を境にして大きく南半部と北半部とにわけられる。

南半部に分布する花崗岩類は、杉山らによる小川花崗岩に相当するもので、斑状を呈するもの、淡紅色を示すものなどがある。粗粒黒雲母花崗岩を主体としている。また、一部には、中粒の黒雲母花崗閃緑岩もある。一般に片状構造はないが、三面川上流のものや、日本国片麻岩に接する付近のものは、北西-南東方向の片理をもっている。一般に均質であるが、ときには女川付近にみられるように塩基性岩との間に混成岩を作り、不均質な岩相を示す部分もある。細粒半花崗岩質花崗岩・花崗斑岩を周辺相として伴う場合がある。

木地山付近にも斑状黒雲母花崗岩～花崗斑岩(木地山花崗岩)が岩株状に産している。

北半部の花崗岩類は、さらに大きく4つのグループにわけられる。その1つは、大朝日岳から竜門山に至る主稜部を中心に分布するもので、N 30~50°E, 60~70°N の片理をもち、この山地では最古期と考えられる花崗岩である。

西朝日岳付近の細粒の変輝緑岩～閃緑岩および粗粒のはんれい岩、それらに漸移またはしばしば進入している中～細粒黒雲母花崗岩(岩井俣花崗岩)、および片麻状の閃雲花崗閃緑岩(大朝日花崗岩)などからなる。岩井俣花崗岩と一括したものは、混成岩的なものから、圧碎岩的なものまで種々の岩相のものを含んでいる。

第2のグループは、第1のグループの花崗岩をとり囲んで、その西側の大鳥池および朝日鉱泉付近に分布する片理の弱い閃雲花崗閃緑岩である。第1のグループとの進入関係は明らかでないが、それよりおくれでそれに規制されて、同方向の片理をもつて進入したものと考えられる。以東岳付近に分布する粗粒斑状花崗岩は小川花崗岩に類似しているが、第1のグループに近接する部分ではそれと同方向の弱い片理が発達している。

第3のグループは、第1・第2のグループの北部、大松原山付近に分布する。片理のない中粒の閃雲花崗閃緑岩(大松原花崗岩)である。

第4のグループは、山地の北部に岩株状に産するいくつかの岩体で、細粒の石英閃緑岩(熱変成をうけている)、中粒の閃雲花崗閃緑岩～黒雲母花崗岩からなる早田花崗閃緑岩・石英閃緑岩などである。

これら第3・第4のグループに属する花崗岩類は、第1・第2のグループより後期のものと考えられる。

なお、西田川地方に広く分布する閃雲花崗閃緑岩～石英閃緑岩は実川花崗閃緑岩にやや類似している。

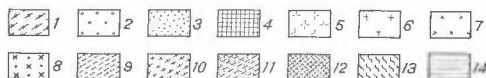
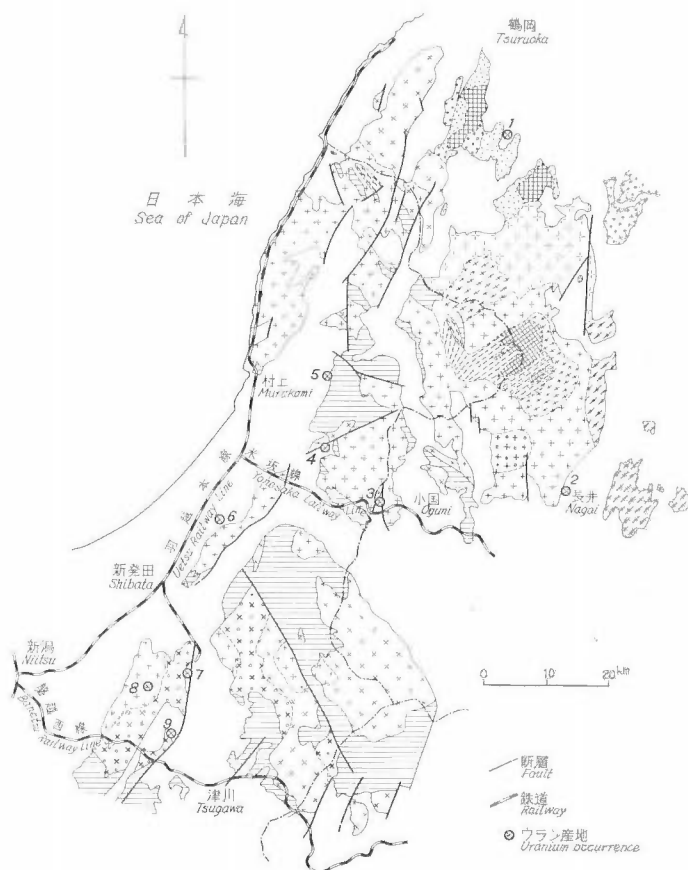
また、長井の西方に分布する閃雲花崗閃緑岩は小川花崗岩に移化するものにやや類似している。さきに述べた日本国片麻岩の延長は、三面川上流までは追跡できるが、その南東延長にあたる長井西方では明らかでない。

以上のように、朝日山地の花崗岩類はいくつかの単位にわけられるが、そのうち南半部に広く分布する粗粒黒雲母花崗岩(小川花崗岩)は西南日本の広島花崗岩と共通した点が多い。また、古期の花崗岩とした大朝日岳付近の花崗岩類は、岩相も内部構造も、阿武隈山地の古期花崗岩とも異なっており、その構造的意義が明らかでない。あるいは古い変成帯の名残りかもしれない。

3. 飯豊山地の花崗岩類

飯豊山地は朝日山地とちがいで、古生層が花崗岩と同じ程度の範囲を占めている。古生層は粘板岩・砂岩を主としているが、赤谷鉱山付近などには石灰岩・シャルスタインが含まれている。飯豊山地およびその周辺の花崗岩については、杉山・茅原らによって詳しく調べられている。以下ではそれらの研究結果を参照し、

朝日・飯豊山地の花崗岩類 (島津光夫)



1. 阿武隈新期花崗岩 2. 黒森斑状石英閃緑岩 3. 早田花崗岩 4. 八久和花崗岩 5. 大檜原花崗岩
 6. 草水-小川花崗岩 7. 夷川花崗閃緑岩 8. 交代性花崗閃緑岩 9. 岩井俣花崗岩 10. 片状閃雲花崗岩
 11. 大朝日花崗岩 12. 變輝緑岩~閃緑岩 13. 日本国片麻岩 14. 古生層

1. Abukuma younger granite 2. Kuromori porphyritic quartz diorite
 3. Wasada granite 4. Yakuwa granite 5. Ōhibara granite
 6. Kusōzu-Kogawa granite 7. Sanekawa granodiorite
 8. Metasomatized granodiorite 9. Iwaimata granite
 10. Schistose hornblende-biotite granite 11. Oasahi granite
 12. Meta-diabase-diorite 13. Nihonkoku gneiss 14. Paleozoic formation

- a. 日本国 b. 三面 c. 女川 d. 木地山 e. 小川 f. 大朝日岳 g. 西朝日岳
 h. 岩井俣沢 i. 以東岳 j. 大島池 k. 大檜原山 l. 早田川 m. 八久和 n. 西田川
 o. 大井沢 p. 飯豊山 q. 湯ノ平 r. 東赤谷 s. 三川 t. 五頭山 u. 草水 v. 夷川
 a. Nihonkoku b. Miomote c. Onnagawa d. Kijiyama
 e. Kogawa f. Oasahidake g. Nishiasahidake h. Iwaimatazawa
 i. Itodake j. Ōtoriike k. Ōhibarayama l. Wasadagawa
 m. Yakuwa n. Nishitagawa o. Oizawa p. Iidsan
 q. Yunohira r. Higashiakatani s. Mikawa t. Gozusan
 u. Kusōzu v. Sanekawa

第1図 朝日・飯豊山地周辺地域の基盤の構成岩類

筆者が調査した結果を含めて述べることにする。

飯豊山地の花崗岩類は飯豊山を中心とした地域と、二王子岳から加治川中流をへて、実川付近に達する地域に分布するものに分けられる。いずれも分布の方向はNW-SEとなっている。その他、地域の西部には楯形山塊、五頭山地域にかなり広く分布している。これらの地域ではNNE-SSWの方向に分布している。

しかし、この分布の方向は新第三紀以後の断層により形づくられたものである。その他、岩株状の岩体がいくつか分布している。下関南方の模式地の小川花崗岩も小岩体である。

飯豊山地およびその周辺に分布する花崗岩類も、朝日山地、とくにその西部のものと変わりが無い。飯豊山地の花崗岩類は、杉山・茅原らにより実川花崗閃緑岩・草水-小川花崗岩・交代性花崗閃緑岩に大別されている。

典型的な実川花崗閃緑岩は実川から北西方向に細長く分布し、また、飯豊山の主稜の大部分をつくっている。

一般に無片理、均質な中粒の花崗閃緑岩で、黒雲母の他に角閃石をかなり含んでいる。しかし古生層と接する部分では進入方向に平行な片理が発達している。実川付近ではあまり著しくないが、飯豊主稜では鳥帽子岳以西に片理が発達し、とくに梅花皮岳^{かいらぎ}付近ではやや粒度が小さくなり片状構造が著しくなっている^{注1)}。片理の方向はそこではN 40°Eである。

草水花崗岩^{まわらし}は馬下の北、草水^{くそうず}付近に典型的に露出する中粒で紅色を呈する黒雲母花崗岩で、小川花崗岩と近縁のものである。この花崗岩は草水から五頭山にかけての地域以外には分布していない。

小川花崗岩は、飯豊山地では小規模に分布するだけである。

飯豊山地で典型的な実川花崗閃緑岩について、広い分布を示すのは茅原(1959)により実川花崗閃緑岩の異相とされている交代性花崗閃緑岩(Metasomatized granodiorite)である。これはさらに斑状のものと無斑状のものに分けられている。茅原(1959)はこの花崗閃緑岩は、実川花崗閃緑岩が草水花崗岩マγμαからのエマネーション(K, Si)をうけ交代的に形成されたものと考えている。

この交代性花崗閃緑岩は中粒~細粒、不均質で、カリ長石に富み、とくに斑状のものは1~2 cmのカリ長石の斑晶を含んでいる。有色鉱物は黒雲母がおもで少量の角閃石を含むものがある。

この交代性花崗閃緑岩は、飯豊山地および草水北東方地域ではかなり広い分布を示している。

その成因についてはなお多くの問題が残されているように思われ、むしろ、実川花崗閃緑岩とは別の岩体ではないかとも考えられる。

4. 朝日・飯豊山地の花崗岩類相互の関係と進入時代

この地域の花崗岩類は、部分的に古生層に対して進入関係を示し、新第三紀最下部層の北小国層あるいは日出谷層に覆われている以外に進入時代を示す地質学的証拠がない。

また、もともと花崗岩類相互の進入関係を野外で確かめることは困難であるが、それに加えて新第三紀層に覆われ、また新第三紀以後の断層に断断されているため容易でない。山地の中心部は、地形が急峻なこともそれを困難にしている。

しかし、花崗岩の岩相、内部構造のちがいなどをよりどころにして、花崗岩相互の関係を示すとおおよそ第1表ようになる。なお、括弧内に示したのは河野義礼・植田良夫(1966)により測定された絶対年代の値である。

全地域を通じて最古期と考えられるものは、大朝日・岩井俣花崗岩である。これらの花崗岩類は白堊紀以前のものと考えられる。

実川花崗閃緑岩と草水-小川花崗岩の関係は、草水花崗岩が実川花崗閃緑岩を貫き、それに交代作用を与え、交代性花崗閃緑岩を生じていると考え、杉山・茅原らは実川花崗閃緑岩がより早期と考えた。筆者も交代作用には疑問を感じながらも同様な進入順序を考えてきた。しかし、絶対年代の値はそのような関係と矛盾している。

注1) 前の報文(島津, 1964)では古期のものではないかと述べたが、その後の調査で実川花崗閃緑岩の片理の著しい部分であることが明らかになった。

第1表 花崗岩類の対比表

グループ	朝 日 山 地	飯 豊 山 地	米 沢 盆 地
4	早田花崗岩 (59) 八久和花崗岩 (71) 大檜原花崗岩 (63)		
3	(85) 小川花崗岩 (87) (89)	草水花崗岩 (92) 小川花崗岩 (54)(64)	阿武隈新期花崗岩 (88)
2	実川花崗閃緑岩 西田川花崗岩 (55)(61) 片状閃雲花崗岩	実川花崗閃緑岩 交代性花崗閃緑岩	
1	岩井俣花崗岩 大朝日花崗岩 日本国片麻岩 (92)		

()は絶対年代, 単位百万年

代表的な実川花崗閃緑岩についての年代は測定されていないが、筆者が実川花崗閃緑岩と同様のものと考えた西田川地方の花崗岩類は、55および61×10⁸年という若い値を示している。一方、草水花崗岩および小川花崗岩(岩船地方)は90×10⁸年前後の値でそれより古い値を示している。西田川の花崗岩を実川花崗閃緑岩と同じものと考えてよいかにも問題があるので、この値からすぐに小川花崗岩をより早期といえないかも知れないが、今後の問題である。

小川花崗岩にはさまれて分布する日本国片麻岩が、小川花崗岩とほぼ同じ年代(92×10⁸年)を示すことが最近報告された(SHIBATA & NOZAWA, 1966)。この値が日本国片麻岩が形成された年代を示すか、小川花崗岩による影響を示すかは明らかでない。

また、飯豊山地の湯ノ平温泉西方に分布する小川花崗岩が、54あるいは63×10⁸年という若い値を示す点も問題である。

上のような色々な問題は残るが、草水—小川花崗岩が、中国地方の広島花崗岩あるいは阿武隈新期の花崗岩とほぼ同じ年代を示すことは、岩相あるいは随伴する金属鉱床の共通性からも首肯できることである。実川花崗閃緑岩との関係についてはさらに多くの試料の測定をまって解決されるであろう。

朝日山地の北部の花崗岩類(大松原・早田・八久和花崗岩)は産状その他から最後期と考えたが、絶対年代も新しい値を示している。

筆者は以前、東北日本の白堊紀花崗岩の総括を試みた際、朝日・飯豊山地の花崗岩を北上・阿武隈進入帯の内側の上越進入帯として一括し、広島期のものと考えた(島津, 1964)。その際も実川花崗閃緑岩の位置づけが問題として残った。実川花崗閃緑岩、茅原による交代性花崗閃緑岩は領家帯の花崗岩との共通性がないだろうかと現在は考えている。

5. 含ウラン堆積岩の基盤をなす花崗岩類

朝日山地周辺の含ウラン堆積岩は、大部分、新第三紀層の基底礫岩あるいは砂岩で、基底礫岩は花崗岩礫を多く含み、基質はアルコース質で、砂岩もまた、アルコース質である。これらのアルコース質砂岩は大部分、原地性あるいはそれに近い堆積岩で、基盤をなす花崗岩の風化、削剝されたものである。

北部の砂川地区の含ウラン堆積岩の基盤花崗岩は早田花崗岩とよんだものである。

均質な白色～優白色中粒の花崗閃緑岩で、有色鉱物として黒雲母・角閃石を含み、カリ長石が比較的多く、部分的にモンゾニ岩組織を示している。

南部の小国—金丸地区、中東—釜杭地区の基盤花崗岩は、新潟県側で小川花崗岩とよばれている中～粗粒

の黒雲母花崗岩で、斑状を呈することがある。この花崗岩は中粒の閃雲花崗閃緑岩に移化している。

南東部の長井西方の基盤花崗岩は中粒の閃雲花崗閃緑岩で、小川花崗岩の異相と考えられる注2)。

飯豊山地周辺の含ウラン堆積岩もほぼ同様で、とくに三川・五頭山のものは小国—金丸地区のものと類似している。基盤花崗岩も五頭山のものは、草水花崗岩とよばれる紅色をおびた黒雲母花崗岩で、三川のものは交代性花崗閃緑岩とされている斑状花崗閃緑岩である。

以上のように、朝日・飯豊両山地周辺の含ウラン堆積岩の基盤花崗岩は花崗岩～花崗閃緑岩で、両山地を構成する花崗岩類の中では、カリ長石に富んだ種類のものである。

基盤花崗岩の性質がそのまま含ウラン堆積岩の形成と結びつけることはできないが、ウランの供給源としての適、不適は花崗岩の性質によるところが大きいであろう。

文 献

- 1) 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
- 2) 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦産火成岩の K-A dating (IV)——東北日本の花崗岩類——, 岩鉱会誌, vol. 56, no. 2, p. 41~55
- 3) 今田 正・高橋昭好 (1963): 朝日山地の地質, 地質学雑誌, vol. 69, no. 814, p. 318
- 4) 宮城一男 (1961): 東北裏日本グリーンタフ地域の基盤花崗岩質岩石, 岩鉱会誌, vol. 45, no. 5, p. 174~185
- 5) 小倉 勉 (1957): 山形県朝日山地北東部の地質, 特に花崗閃緑岩について, 山形大学紀要 (自然科学), vol. 4, no. 2 p. 199~215
- 6) SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1966): K-Ar age of the Nihonkoku gneiss, northeast Japan, 地調月報, vol. 17, no. 7, p. 426~429
- 7) 島津光夫・河内洋佑 (1961): 朝日山地の含ウラン鉱床, 地調報告, no. 190, p. 45~55
- 8) 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——とくに周辺の地質について——, 地調月報, vol. 14, no. 2, p. 1~16
- 9) 島津光夫 (1964): 東北日本の白亜紀花崗岩 I, II, 地球科学, no. 71~72, I p. 18~27, II p. 24~29
- 10) 杉山隆二 (1950): 新潟県の花崗岩について, 郷土研究, vol. 7, no. 1, p. 5~8
- 11) 杉山隆二・茅原一也 (1951): 日本国の片麻岩類について (予報), 地質学雑誌, vol. 57, No. 670, p. 305~306
- 12) 竹内常彦・他 3 名 (1952): 山形県大張・八久和両鉱山の地質鉱床, 東北大学選研彙報, vol. 8, no. 2, p. 219~229

Granitic Rocks in the Asahi and Iide Mountainlands

By
Mitsuo SHIMAZU

The Asahi and Iide mountainlands form the large blocks of the basements of the "Green tuff" formation in the Inner Zone of Northeast Japan.

These are made up of granite and the Paleozoic formation. Granitic rocks are divided from older to younger into four groups as follows:

1. Gneissose hornblende-biotite granodiorite (Oasahi granite) to schistose biotite granite (Iwaimata granite), accompanying fine-grained meta-diabase to diorite and coarse-grained gabbro.
2. Medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Sanekawa granodiorite) and so-called

注2) 前の報告 (島津, 1964) では、大楡原花崗岩に含めたが改める。

metasomatized granodiorite.

3. Coarse-grained or porphyritic biotite granite (Kusōzu-Kogawa granite).

4. Medium-grained hornblende-biotite granodiorite (Ohibara and Wasada granites) and quartz diorite porphyrite (Yakuwa granite).

Granitic rocks of the first and fourth groups are distributed in the Asahi mountainland, and those of the second and third groups are distributed in the both mountainlands. The absolute ages of several granitic rocks recently estimated by K-Ar method are as follows:

1. Granitic rocks of the third group $85-92 \times 10^6$ years

2. Granitic rocks of the fourth group $59,71 \times 10^6$ years

It may be that data of the absolute ages for some granites are incompatible with field relation.

Granitic rocks of the third group are correlated to the Hiroshima granite from petrographical character, ore deposits accompanied with it and absolute age, but other granites are obscure.

Uraniferous conglomerates and sandstones of this area cover some granitic rocks of the third and fourth groups, which are more rich in potassium than the other granites.

Ⅲ.1.2 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類

石原 舜三*・鈴木 淑夫**

要 旨

土岐周辺のウラン鉱床の基盤をなす花崗岩類を、土岐花崗岩と呼ぶ。土岐花崗岩体は古生層中に非調和的に貫入し、南北約 14 km、東西約 12 km、ほぼ円形で 139 km² の拡がりを示す。この岩体の約77%は新第三紀以降の堆積物に覆われる。残りの露出部分の観察によると、この岩体の約97%は細～粗粒、部分的に斑状を呈する黒雲母花崗岩で、約3%が角閃石を含有する花崗閃緑岩である。

土岐花崗岩をその南方に広く分布する一般の領家花崗岩類と比較すると、土岐花崗岩は、1) 非調和的貫入形態を示す、2) 片状構造が認められない、3) 放射性物質に起因する暗色石英が多い、4) 晶洞性ペグマタイトやベグマタイト質部分が多い、5) より酸性で、アルカリのうち Na₂O にやや富む、6) U と Th 量が多い、などの諸性質を示す。

ウラン鉱床を形成したウランの多くを基盤から溶脱した微量ウランに求めると、花崗岩を離れてウラン鉱床が、ほとんど知られていない事実が説明し易い。概略的な試算によると、基盤の土岐花崗岩の微量ウランは、鉱床中の金属ウラン量をおぎなっており、量的には充分である。

1. 緒 言

いわゆる東濃地域のウラン鉱床は、土岐一瑞浪地区の主要鉱床を中心に、北は御嵩から西は瀬戸、東は岩村にわたって広く分布している。これらの鉱床はほとんどの場合に花崗岩類を基盤とし、それに近接した堆積岩類中に存在する。ここではこの基盤花崗岩類について記述するが、調査地域は土岐市付近から南方岡崎市にかけて、東西約 30 km、南北約 55 km の範囲に及んでいるので(第1図)、多くのいわゆる領家花崗岩類をもこの報告に含めている。

土岐市周辺の花崗岩類は主に黒雲母花崗岩からなり、一般には苗木地方の苗木・上松花崗岩相当相として理解されているが、詳しい記載は清野・石井(1928)の報告を除いてなされていない。土岐地域の東方および南方の花崗岩類については、愛知教育大学を中心とする多くの報告があり、42年度地質学会、地質見学案内書(6)「東濃地方の花崗岩と濃飛流紋岩」に仲井豊(1967, p. 1~7)ほかによってまとめられているので、参照されたい。

筆者らの鉱物容量比の測定数は、三国山以南のいわゆる領家花崗岩類で、従来の花崗岩の区分を著しく変更するためには不充分であるので、花崗岩類の名称と区分については1/20万地質図幅「豊橋」に原則としてしたがう。これによる分類では、おそらく鉱物容量比で石英量が10%以上の岩石で、カリ長石量が全長石英の約10%以下を石英閃緑岩、約10~50%を花崗閃緑岩、約50%以上を花崗岩と呼ぶ、と思われる。したがって花崗岩の云葉は広義の花崗岩質岩類の総称、狭義の岩石名としての名称、の2つを意味している。

最近、花崗閃緑岩と花崗岩との間にアダメロ岩(=石英モンゾニ岩)を置く分類を用いる研究者が多いので、その1例に筆者らの測定値をおとした(第7図参照)。長石比に基づく分類では曹長石や苦鉄鉱物の扱かい方に基本的な問題が含まれており、その使用に当たっては、これらの諸問題が十分に討論される必要がある。

ウラン鉱床の主要な基盤である土岐花崗岩を後述のように定義し、新第三紀以降の堆積物を無視すると、調査地域内の花崗岩類は北からほぼ次のような割合で分布している。土岐花崗岩13%、黒雲母花崗岩(Gb)19%、閃雲花崗閃緑岩(Gd)8%、アプライト質花崗岩(Ga)1%、閃雲花崗岩(Ghb)15%、片状閃雲花崗

* 鉱床部 ** 科学技術庁、無機材質研究所(元物探部)



第1図 土岐花崗岩の位置 (網日は領家変成岩類, 古生層, 濃飛流紋岩類など)
Location of Toki granite and Niggli's k-values of all granitic rocks

岩 (Ghbs) 18%, 両雲母花崗岩 (Gm) 20%, 片状石英閃緑岩 (Dqs) 5%, 閃雲花崗岩中の閃緑岩質岩0.2%以下。

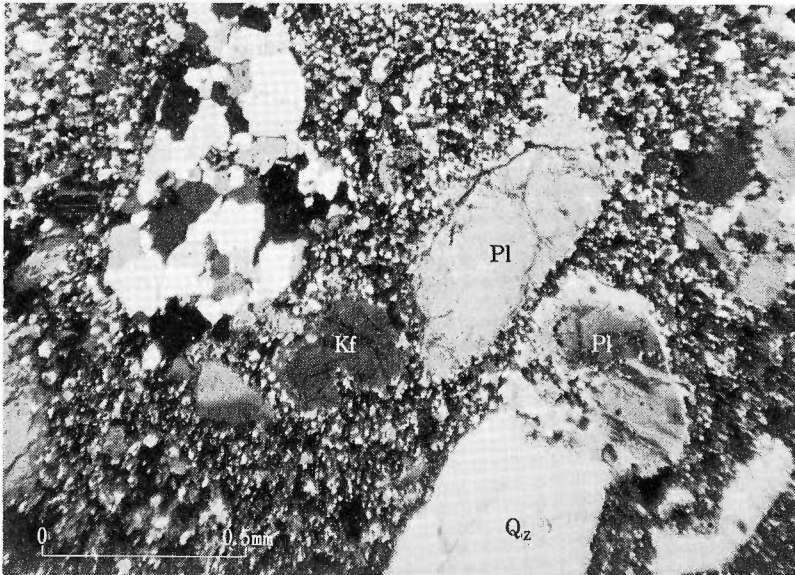
2. 土岐花崗岩の一般的性格

土岐市周辺の花崗岩類は、東-西〜東北東系で急傾斜の古生層の層理面を切る形で分布しており、古生層に非調和的に侵入した花崗岩体とみることができる。調査地域北東部にはいわゆる濃飛流紋岩が露出し、花崗岩に近い部分で再結晶化が観察できる (第2図)。

しかし、別の部分では接触部に近い濃飛流紋岩が花崗岩の礫や破片をとり込んだ事実が動燃事業団東濃事務所の地質家によって発見されている (第3図)。

それは大湫南方の清漣荘入口付近で、清漣荘碑直下の著しい破砕化をうける接触部から南方に約 100mの範囲に花崗岩質礫が認められる。礫種は一般に約40%の古生層 (細粒砂岩・チャート・頁岩など)、約30%の花崗岩 (細〜粗粒黒雲母花崗岩, 角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩など)、約20%の石英斑岩, その他10%である。これらの礫は角礫〜亜角礫, 径 4~5 cm 以下のものが多い (まれに径 30 cm の頁岩, 10 cm の石英斑岩などがある)。

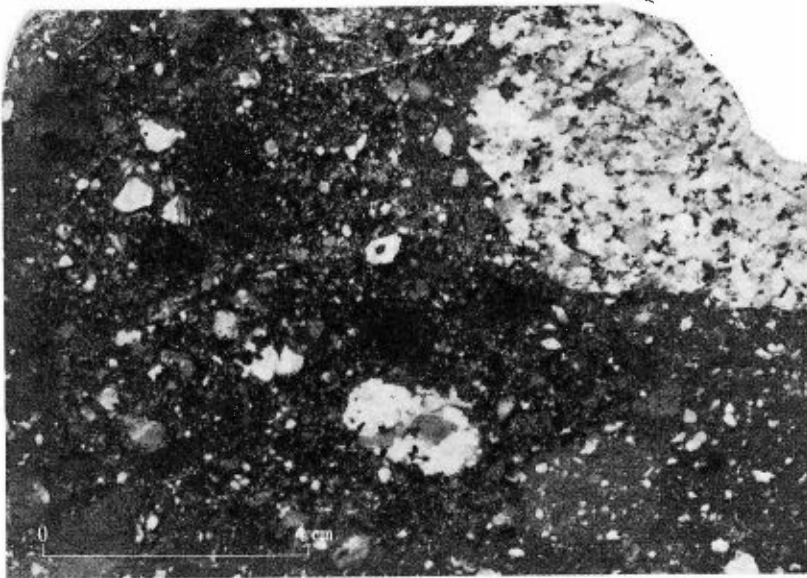
付近の濃飛流紋岩には、火山碎屑岩類のほかに凝灰質泥岩なども存在するので、この花崗岩礫を含む火山碎屑岩が一般のいわゆる濃飛流紋岩に占める位置を重点に、その構造, 岩質などの精査が必要である。現在までの筆者らの資料では、この花崗岩礫含有の角礫岩の性格は明らかでない。しかし、その露頭が断層, 破



65T23, 大湫^{くて}病院の西方直距離約500m, 再結晶化をうけるマトリックスが斑晶状の斜長石(Pl), 石英(Qz), カリ長石(Kf)などを埋める(十字ニコル)

第2図 再結晶化をうける濃飛流紋岩

Recrystallized parts of Nohi rhyolitic pyroclastic rock



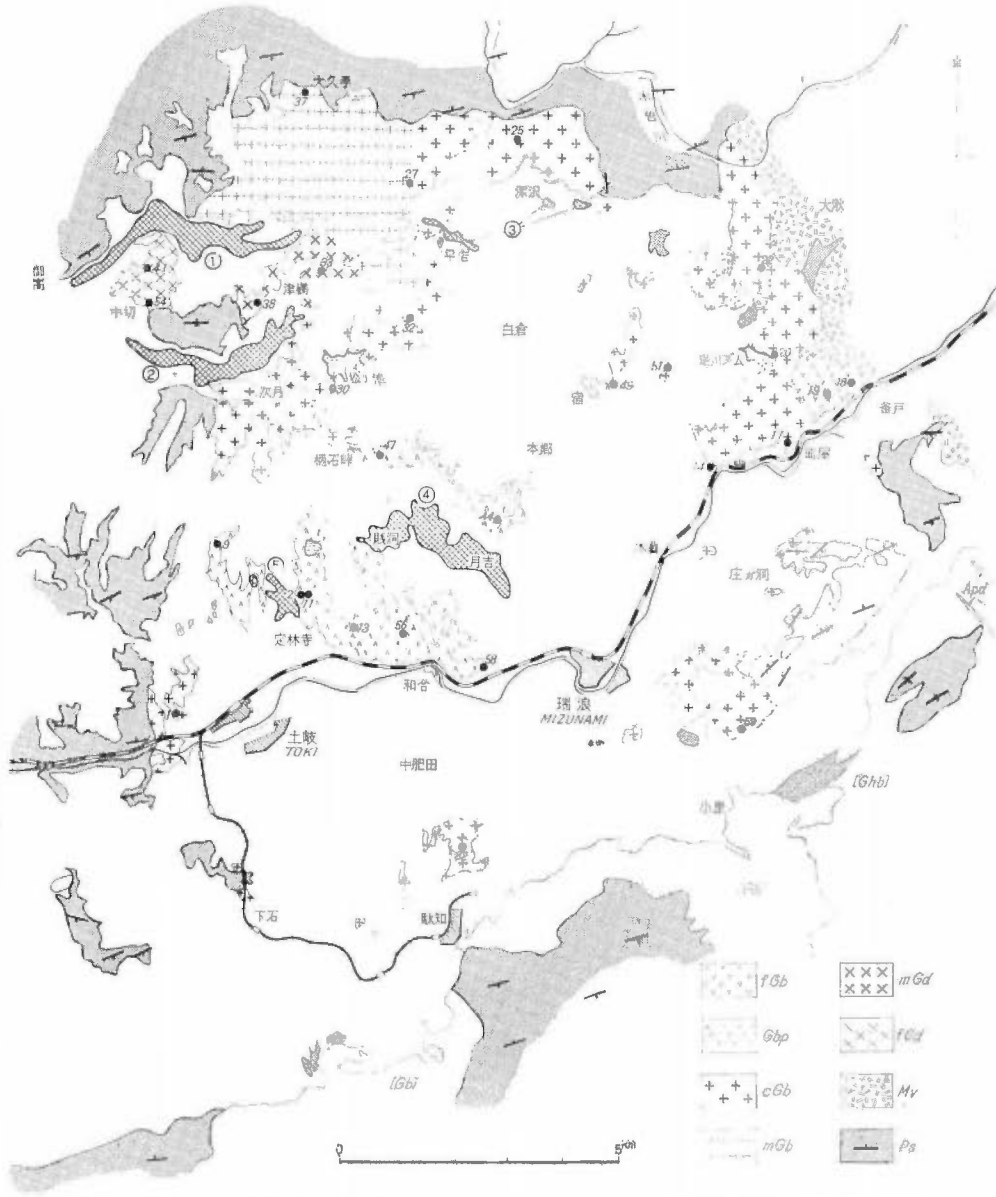
大湫^{くて}南方の清瀝^く荘碑の南約100mの地点

第3図 花崗岩礫を伴う濃飛流紋岩の外観

Polished surface of Nohi rhyolitic pyroclastic rock containing granitic fragments

砕作用、熱水変質作用などを伴う構造帯に位置し、しかもすぐ近くには土岐花崗岩の貫入により再結晶化を受けた濃飛流紋岩が存在する事実は、この角礫岩は土岐花崗岩形成後の構造運動と微弱な火成作用により形成された可能性をも示している。白堊紀後期の火成活動では、一般に(たとえば山田, 1966)噴出活動は深成活動より早期といわれている。

土岐—瑞浪地域を中心に分布する花崗岩を土岐花崗岩体と名付ける。この岩体の南縁は、多くの部分が新第三紀以降の堆積物に覆われるために明らかでないが、駄知を通る東北東の一線とした。しかし、1~2 km 北方におき、駄知北方や瑞浪南東方の花崗岩の露出を除くことも可能である。いずれにしてもこの境界線付近には東北東系の断層多く、その南側は中新世以降に隆起している(UEMURA, 1961; 美濃炭田土岐地区地質図, 1959)。傾家帯の諸構造に東北東系のものが多いことと併せて、駄知付近を通る構造線が中新世堆積盆地



花崗岩の記号については本文参照 Mv は濃飛流紋岩 Ps は古生層 黒丸に番号は分析試料採集地点 鉱床(交斜線部)の位置は1967年現在の動燃事業団資料による ①藤坂鉱床 ②美佐野鉱床 ③平岩・深沢鉱床 ④月吉鉱床 ⑤定林寺鉱床

第4図 土岐花崗岩の岩相変化とウラン鉱床の位置

の発達以前から存在していて、それを土岐花崗岩の南限とすることは可能であろう。

土岐花崗岩をこのように限定すると、東西約 12 km, 南北約 14 km (139 km²) の岩体とみることができる。そのうち、花崗岩類の露出面積は全体の約23%にすぎず、残りは新第三紀以降の堆積岩類に覆われている。断片的な露出部の観察によると、土岐岩体のほとんどは黒雲母花崗岩で占められ、北西周縁の一部に角閃石が含まれる。露出面積からは、角閃石含有部分は土岐岩体のわずかに 3.4% で、残りは黒雲母花崗岩である。野外における岩相変化から土岐岩体を次の 6 つに分ける (第 4 図)。

2.1 細粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (fGd)

本岩は御嵩町中切一西洞付近に分布し、古生層中に挟まれて分布する。完晶質、構成鉱物は一般に 1 mm 以下で、そのなかに斑晶として自形の斜長石とともに不規則楕円形状で周辺がぼかされた外観の斜長石 (4 × 7 mm 以下) が存在する。粗粒部では斜長石のほか石英も径 4 mm 程度で、斑晶状である。苦鉄鉱物は一般に微粒である。

3 個のモード分析によると、構成鉱物は多いものから、斜長石 35~47%, 石英 27~38%, カリ長石 13~21%, 黒雲母 4~12%, 角閃石 0.2~1% である。鏡下においては、斜長石周縁部の著しい曹長石化が特徴的で、またカリ長石はその多くが微斜長石である。黒雲母は $Z \approx Y$ = 褐色である。

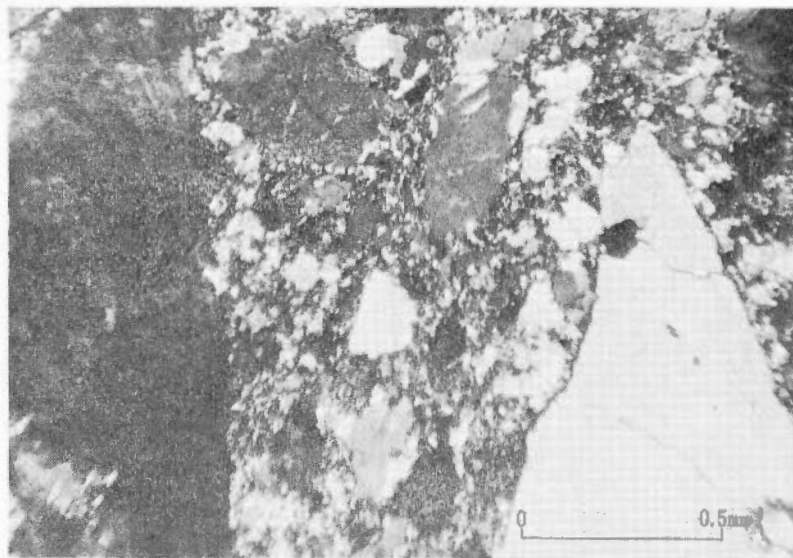
2.2 中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 (mGd)

本岩は土岐岩体北西部の津橋付近に分布し、後述の黒雲母花崗岩類に漸移すると思われる。こぶし大以下で、ときに方向性を示す優黒質捕獲岩がやや多い。ところによって石英脈あるいはペグマタイト質石英脈に切られる。津橋の東方、粗粒黒雲母花崗岩に近い部分では、長さ 35mm に達するようなカリ長石の巨晶を少量含むことがある。

本岩は前述の花崗閃緑岩 (fGd) よりやや粗粒で、斜長石は 4 × 9 mm 以下程度であるが、黒雲母は底面径 2 mm 以下、角閃石 1 × 5 mm 以下と粗い。2 個のモード分析によると、構成鉱物は斜長石 (32~37%), 石英 28~45%, カリ長石 19~26%, 黒雲母 3~8%, 角閃石 0.2~0.5% などである。鏡下で斜長石は一般に累帯構造を、カリ長石の多くはパーサイト構造を示す。

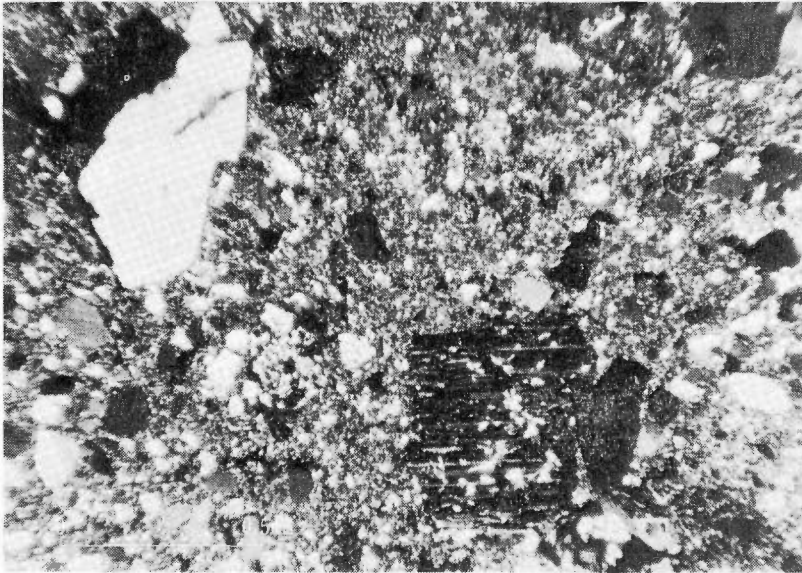
2.3 中～粗粒黒雲母花崗岩 (mGb, cGb)

これは、土岐岩体中もっとも広く分布する岩相である。全般にわたり小ペグマタイトに富んだ部分が多い (たとえば松野池北東方、大久手・逆川・大湫の西付近など)。またアプライトの細脈や不規則脈状に文象構



65T17, 白弧温泉西方約500mの国道筋 (十字ニコル)

第 5 図 土岐花崗岩中の破砕された粗粒黒雲母花崗岩
Sheared biotite granite (cGb) of Toki granite

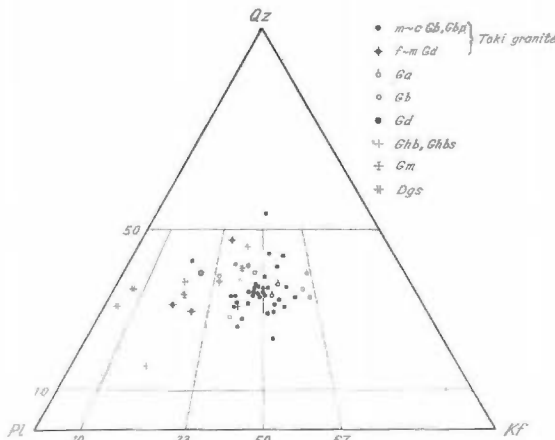


大湫南方約 1 km, 変質鉱物はマトリックスを埋め, 微粒である(十字ニコール)
 第 6 図 破碎化の後に絹雲母化, 緑泥石化, 黄鉄鉱化などをうける土岐花崗岩 (cGb)
 Hydrothermally altered sheared rock of Toki granite

造を示す部分も多い。瑞浪北東方の白弧温泉付近で破碎された部分がある(第 5 図)。大湫一釜戸間の濃飛流紋岩に近い本岩類中にも破碎化の著しい部分があって, 熱水変質が認められ(第 6 図), 部分的に微量の硫化物が伴われる。

石英は暗色を示すことが多く, これは別報のように, ウラン・トリウム含有量の多いことによると思われる。一般に構成鉱物の粒度は前述の中粒花崗閃緑岩に類似するが, やや不均質である。また少量のカリ長石の巨晶 (2×3 cm) が全般的に含まれる。しかし, 中粒花崗閃緑岩の北方に露出する本岩は均質, 等粒状である。

23個のモード分析によると, 本岩は斜長石25~42%, 石英25~41%, カリ長石13~43%, 黒雲母 2~5% などからなる。



第 7 図 土岐一岡崎地域花崗岩類の斜長石-カリ長石-石英
 Modal plagioclase, potash feldspar, and quartz of
 granitic rocks of Toki-Okazaki region

2.4 斑状黒雲母花崗岩 (Gbp)

これは土岐岩体の中央部の西よりに分布し, 既知ウラン鉱床のうち最大の月吉鉱床の基盤を形成する。カリ長石の斑晶量と黒雲母量の変化により不均質な岩相を呈する。ほぼ全般的に斑状構造を示す。斑晶は, カリ長石の巨晶 (一般に 12×25mm 以下, まれに 20×40 mm に達する) と少量の石英 (9×14 mm 以下) からなる。マトリックスは, 各種の構成鉱物が mm 以下で細粒である。カリ長石の斑晶は本岩の北東周縁にあたる山野内石切場付近より柄石峠にかけて顕著で, この巨晶の周辺には曹長石を伴うことが多い。

13 個のモード分析によると, 石英 29~52%, カリ長石23~36%, 斜長石21~38%, 黒雲母 1~5% である。

第1表 三国山一岡崎地域花崗岩類の黒雲母年代
Biotite ages by a K-Ar method of granitic rocks of Mikuniyama-Okazaki region

試料番号	岩 石 名	産 地	年 代 m. y.
65-T-66	粗粒 黒雲母花崗岩 (Gb)	愛知県西加茂小原村市木 南方 500m	62
65-T-78	中粒 片状角閃石黒雲母石英閃緑岩 (Dqs)	愛知県東加茂郡下山村崗	67
65-T-81	細粒 白雲母黒雲母花崗岩 (Gm) (岡崎石)	下洞愛知県岡崎市米河内町 ウバヤゲ	73
65-T-86	細～中粒 黒雲母花崗岩 (Ga)	愛知県瀬戸市品野白石	64
65-T-99	中粒 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Gd)	愛知県西加茂小原村上仁未	63

測定者：東北大学 河野義礼・植田良夫 (河野・植田, 1968)

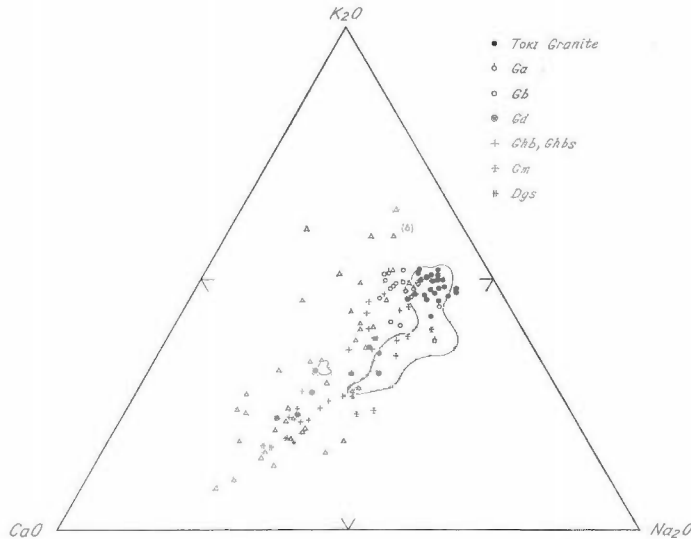
2.5 細粒黒雲母花崗岩 (fGb)

これは土岐岩体東縁の釜戸駅北方に小範囲に分布する。細粒・均質で、微量の黄鉄鉱が鉱染する。黄鉄鉱は緑泥石化とともに斑点状あるいは脈状に見られることもある。まれに白雲母細脈が節理をうめる。2個のモード分析によると、カリ長石36～38%、石英35～38%、斜長石20～26%、黒雲母2～3%である。

3. 三国山一猿投山周辺以南の花崗岩類

土岐花崗岩の南方には、一般に領家花崗岩類と呼ばれる岩石が広く分布している。この地域の筆者らの調査は概査程度にしすぎないので、地質区分は1/20万地質図幅「豊橋」の区分にしたがう(第2表参照)。この区分は基本的には清野・石井(1927, 1928)の1/7.5万地質図幅、「多治見」と「足助」の調査結果によると思われる、かなり古い資料に基づいているが、最近ほぼ同じ地域を総括した仲井(1967)の結果との間に大きな差は認められない。

仲井の改訂した大きな点は三国山一猿投山周辺から明智一足助にかけての部分であって、次の2点に要約できる。1) 猿投山周辺に拮がっている粗粒黒雲母花崗岩 (Gb) に北東-南西の境界で岩相変化を認め細区分する。2) 三国山を経て西北西-東南東に分布する花崗閃緑岩 (Gd) がその東端で構造、分布ともに南西



三角記号は段戸地域の領家花崗岩類。実線は西南日本内帯の古生層を貫く花崗岩類(184個)の7%の領域(服部・野沢, 1957より) ()内の Ga は岩脈

第8図 土岐一岡崎地域花崗岩類の CaO-Na₂O-K₂O
CaO-Na₂O-K₂O diagram of granitic rocks of Toki-Okazaki region



三国山山頂南方直距離 2.5km, 開拓部落に通じる林道。ハンマーの長さは約 35cm。

第 9 図 黒雲母花崗岩 (Gb) 中の片状閃雲花崗岩 (Ghbs)

Schistose hornblende-biotite granite (Ghbs) found in biotite granite (Gb)

に彎曲し、閃雲花崗岩 (Ghb) と片状閃雲花崗岩 (Ghbs) に岩質、構造ともに漸移する。

3.1 三国山—岡崎地域の花崗岩類

三国山の東方に主として分布するアプライト質花崗岩は、細粒で苦鉄鉱物が少ない (1~2%) 花崗岩で、弱い斑状構造を示すことがある。ペグマタイトやアプライト細脈に切られ、周囲の花崗閃緑岩 (Gd) を捕獲する。類似の岩石 (細粒黒雲母花崗岩を含めて) は三国山—猿投山周辺の花崗閃緑岩および、黒雲母花崗岩 (Gb) 中に小規模に分布する。これら花崗岩類は広域的な総括、たとえば端山 (1966) では土岐花崗岩と苗木・上松花崗岩に含めることができようが、ライム・アルカリ三角図 (第 8 図) と別項目でのべるウラン・トリウムその他の微量元素分布からは、むしろ猿投山周辺の黒雲母花崗岩 (Gb) に近い性質を示す。

花崗閃緑岩 (Gd) は三国山から東に広く分布する。中~粗粒で、優黒質な部分でも黒雲母 \geq 角閃石である。とくに東部で塊状や、いわゆるシュリーレン状の苦鉄鉱物に富む諸岩石 (片状閃雲花崗岩 (Ghbs) に類似する) を含み、また弱い片状構造を示す。全体を通じて後述の閃雲花崗岩 (Ghb) に類似する部分が多い。少量のカリ長石の斑晶 (10×20mm 以下) を含んで、弱い斑状構造を示すことがある。ペグマタイトやアプライト脈はとくに西部に多い。

黒雲母花崗岩 (Gb) は、上記 2 岩の周辺に広く分布し、粗粒で、部分的に角閃石を含む。少量の優黒質捕獲岩やカリ長石 (おもに微斜長石) の巨晶を含む片状閃雲花崗岩 (Ghbs) を捕獲する (第 9 図)。後者の場合に本岩との境界は漸移的で、その周辺の本岩は弱い斑状構造を示すことが多い。アプライト質花崗岩 (Ga) の近くで、とくにペグマタイトやアプライト脈の貫入をうける。

以上の諸岩類は仲井 (1967) の猿投岩体に属する。端山 (1966) は黒雲母花崗岩 (Gb) を後述の澄川花崗岩に含めた。野外観察と化学的性質からは、広域的にこの花崗岩 (Gb) を閃雲花崗岩 (Ghb, 澄川の一部) に含めることは可能である。

以上の花崗岩類の南方には北東-南西にのびて、閃雲花崗岩 (Ghb) と片状閃雲花崗岩 (Ghbs) が分布している。弱い片状構造を示すが、とくに後者で著しい。これは後者の苦鉄鉱物量が多いことにもよるらしい。後者は前者中に漸移関係でシュリーレン状に含まれ、また後者中にも前者の組成に近いものがある。豊橋図幅の両者の境界は組成上はかなり動きうる。

両者はともに粗粒の岩石で黒雲母が角閃石より多く、閃雲花崗岩の多くの部分は少量の角閃石を含むにす

ぎない。片状閃雲花崗岩中には苦鉄鉱物に富むシュリーレンが多く、また、とくに南西部ではカリ長石 (15×60mm以下) の巨晶を含んで、斑状を呈する。一般には両者を併せて澄川花崗岩と呼ばれる。

澄川花崗岩の南方には、武節岩体と呼ばれる両雲母花崗岩が広く分布している。これは細～中粒で、ほぼ等量の黒雲母と白雲母とを含むが、白雲母を欠くこともある。少量の柘榴石とモナズ石とを含むこと (仲井豊, 私信) も他の諸岩石と異なる特長である。弱い片状構造を示し、北半分の概査では走向が分布ののびに平行で、北にゆるく傾斜する。部分的に弱い斑状構造を示す。

片状石英閃緑岩 (Dqs) は、上記の両雲母花崗岩中に分布する。中粒で、苦鉄鉱物に富み (30%程度)、黒雲母>角閃石である。本岩は端山 (1966) によると、東方の段戸に分布する清崎岩体に含まれているが、仲井 (1967) は南方の蒲郡市三谷付近の類似岩 (三谷岩体) に対比している。

3.2 花崗岩類相互の晶出順序

筆者らの断片的な野外観察では、各岩相の晶出順序を判定するに不充分であって、ここでは東北大学でおこなわれた黒雲母についての年代測定とこれまでの報告結果について記述する。

いわゆる領家花崗岩類については KOIDE (1958) で代表されるように、花崗岩類を新旧2時期に分けたものが多い。筆者らの調査地域には段戸の旧期のもの (武節・澄川・清崎) が存在し、新时期 (三都橋) は存在しない。しかし、この2時期は最近の年代測定には現われていない (KARAKIDA et al. 1965; 端山, 1966)。

筆者らの5個の結果については (第1表)、三国山-猿投山周辺のもの3個が、Ga-64, Gb-62, Gd-63×10⁶年、両雲母花崗岩 (Gm) 73×10⁶年、片状石英閃緑岩 (Dqs) 67×10⁶年であり、K-Ar法による黒雲母の

第2表 土岐-岡崎地域花崗岩類の区分と絶対年代
Classification and absolute ages of granitic rocks of Toki-Okazaki region

仲井 (1966) による区分	1/20万「豊橋」による区分	河野・植田 (1966) K-Ar法		早瀬・石坂 (1967) Rb-Sr法
		調査地域	地域東方	
(斑状) 両雲母花崗岩 } 両雲母花崗閃緑岩 } 武 (斑状) 黒雲母花崗岩 } 黒雲母花崗閃緑岩 } 節 アプライト質花崗岩 } (斑状) 黒雲母花崗岩 } 猿 角閃石含有黒雲母花崗岩 } 投 (斑状, 片状) 閃雲花崗閃緑岩 } (塩基性包有物含有) } 石英閃緑岩 } 澄 黒雲母花崗岩 } (片状) 閃雲花崗閃緑岩 } 三 石英閃緑岩・閃緑岩 } 都 黒雲母花崗閃緑岩 } 閃雲花崗閃緑岩 } 清 石英閃緑岩 } 崎 (斑状, 片状) 閃雲花崗閃緑岩 } (片状) 石英閃緑岩 } 三 	(北) 土岐花崗岩 (= 苗木・上松) —アプライト質花崗岩 [Ga] —黒雲母花崗岩 [Gb] —花崗閃緑岩 [Gd] { 閃雲花崗岩 [Ghb] 片状閃雲花崗岩 [Ghbs] 両雲母花崗岩 [Gm] 片状石英閃緑岩 [Dqs] (南)	66, 67, 72 (64, 68, 68±3 柴田ほか (1962)) いずれも黒雲母 64 62 63 65, 67 73 67	KARAKIDA ほか (1965) Pb-α法 70±10 (ジルコン) 85±10 } 90±10 } (モナズ石)	72, 73*, 77* (苗木) *カリ長石 73 (猿投)

注 最近の OJIMA et al. (1967), *Jap. Jour. Geol. Geograph.*, vol. 38, p. 159~162 にも、筆者らの調査地域南東方の値が掲載されている。

年代には著しい差は認められない (第 2 表)。未測定のと岐花崗岩と澄川花崗岩については、できるだけ近い地域の同じ鉱物と核種についての値を第 2 表に示したが、同様に $62\sim 73\times 10^6$ 年におさまる。

これらのなかで武節花崗岩は 7,300 万年で、最も古い値である。Pb- α 法による武節花崗岩のモナズ石と澄川花崗岩のジルコンは、 $85, 90\times 10^6$ 年、 70×10^6 年とやはり前者が古く出ている。仲井 (1967) の総括による晶出順序では、武節岩体は三国山-猿投山以南では最も新しい時期とされている。

武節花崗岩が他の花崗岩類に貫入する野外観察は多い。清野・石井 (1927, 1928) の記述が底盤状の花崗岩体 (澄川) の周辺に沿って若い花崗岩 (Gm と Gd) が晶出する概念に捕われたとしても、武節花崗岩のある部分が、他の花崗岩類に貫入することは事実であろう。したがって、武節花崗岩の中心部の形成と周縁相や分岐岩脈の固結との間に、かなりの地質的な時間が存在していたものと思われ、武節花崗岩の各岩相の絶対年代を測定し、その形成に必要な地質時間を知る必要がある。

4. ウラン・トリウム量とと岐花崗岩の位置

と岐-岡崎地域の花崗岩類のウラン・トリウム量については別項目で報告するが、それらの平均値を第 3 表に掲げる。ウラン・トリウム量は鉱物・化学組成のほか、地域性にも関係していると思われるので、対比に曖昧さのある三国山-猿投山北西方の閃雲花崗岩 (Ghb) はこの平均値に含めていない。したがってこの表の値は下 (南) から上 (北) にこれら花崗岩類の断面をみることになる。

この表からわかるように、両元素の分布状態は一義的に花崗岩類の地質的位置に支配されている。両雲母花崗岩 (Gm) は片状閃雲花崗岩 (Ghbs) や、片状石英閃緑岩 (Dqs) より酸性であるにもかかわらず、ウラン・トリウム量は少ない。澄川花崗岩 (Ghb+Ghbs) はウランに対するトリウム比が高い。

一般に (たとえば LACHENBRUCH et al., 1966), 放射性元素は底盤状花崗岩地帯でおそらくマグマの分化作用により地殻の上部に濃集すると信じられているから、領家中核帯の花崗岩類はと岐-三国山地域のものよりも深所で形成されたのであろう。

ウラン・トリウム両元素は、残漿に濃集する元素として一般に知られるので、溶融体から固結した花崗岩類では両者の比は一地質単位である限られた範囲 (この範囲はおそらく起源物質の比を反映する) に分布す

第 3 表 と岐-岡崎地域花崗岩類のウラン・トリウムの岩相別平均値
Averaged amounts of uranium and thorium of different types of granitic rocks in Toki-Okazaki region

岩 石 名	分析個数	U (ppm)	Th (ppm)	
と岐花崗岩	fGb	2	4.0	17.8 } 17.1 }
	Gbp	8	5.1	
	cGb	10	5.9 (24個)	
	mGb	4	4.8	
	mGd	2	3.8	
	fGd	2	2.3	
三国山~猿投山 周辺	Ga	5	5.8	17 } 13.4 }
	Gb (Gd の北側)	7	2.9	
	(同 南側)	6	2.3	
	Gd	5	2.4	
領家中核帯	(8)	(2.3)	(12.4)	10.6 } 10.6 }
	Ghb	5	1.6	
	Ghbs	9	1.7	
	Gm	6	1.2	
	Dqs	4	1.5	

分析者：関根節郎・望月常一・大場きみじ

るはずであり、たとえば山陰地方のこの種の花崗岩類や、土岐花崗岩ではこの傾向を示している。また岩漿の進化に対する両元素の分布領域もある範囲におさまる。しかし領家花崗岩の多くのものは、Th/U 比ではばらつきが激しく、同時にいわゆる火成源の花崗岩類のトリウムが $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ に対して分布する領域をはずれるものが多い。これらの事実はマグマの起源に近年の同位体研究に基づく酸性マグマのモデルを適用すると、固結途中で上記の2点を説明しうる何らかの変化を考える必要がある。他方、片状石英閃緑岩はこの2つの扱いで火成源花崗岩類と同じ傾向を示し、領家中核帯にあっても、周囲の花崗岩類と異なった成因で形成されたことを示しているらしい。

土岐花崗岩の多くの部分は、同じ斜長石-カリ長石-石英-黒雲母の組合わせを持つ三国山-猿投山周辺の花崗岩類に較べて、1) より明瞭に古生層に貫入する分布を示す、2) 未消化の領家花崗岩類が存在しない、3) 晶洞性ペグマタイトが多く、その鉱物組合わせに石榴石などが含まれない、4) $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 図でナトリウムに富む領域におちる、5) ウラン・トリウム量が多い(もっともアプライト質花崗岩(Ga)はほぼ同程度である)、などの特長を示し、他の領家花崗岩類とはさらに明らかな差を示している。

土岐花崗岩の黒雲母花崗岩は苗木・上松花崗岩に対比されるが、1) 先駆活動と思われる濃飛流紋岩類の噴出と直接には関係していないらしい、2) 苗木花崗岩相当の細粒黒雲母花崗岩の占める割合が少ない、3) 伴われる金属鉱床がほとんど存在しない、などの違いがある。これらはいずれも貫入時の地質環境の差と現在の露出面の違いに起因しているものと思われ、より根本的な相違点は両者の間に存在しないと思われる。

5. 基盤花崗岩のウラン量の意味

これまでに発見、開発された、わが国のいわゆる堆積型ウラン鉱床は、その数と量において花崗岩類の直上か、それに近接したウラン鉱物の沈殿に好ましい堆積岩中に胚胎されていることが多く、そのような環境を探索することは、探索上の重要な作業仮説となっている。本書のカーボンの項目で説明されるように、これまでのカーボン探索は、確かに主として花崗岩地域でおこなわれていて、その他の諸岩石を基盤とする地質環境の場合の比率が低い。しかし人形峠や、土岐周辺の圧倒的に優勢なウラン鉱床は花崗岩類を、しかもウラン含有量の低くない花崗岩類を基盤としていることは事実である。

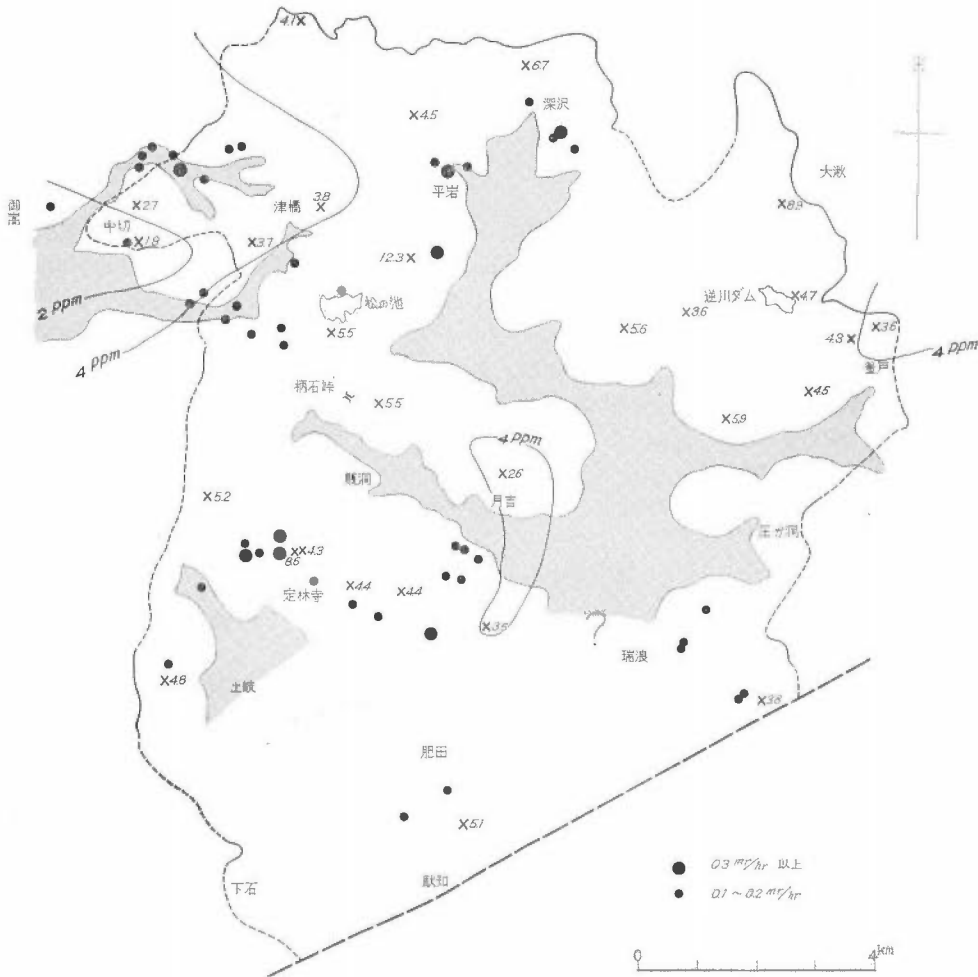
多分この事実から、ウラン鉱床担当者にはウランの起源を基盤岩に求める人が多く、成因上の論争点は、ウランが運ばれ沈殿する過程が地下水程度に低い温度条件、あるいは温泉水かより高温の熱水性であるかの点であろうと思われる。この熱水性の概念は、一般に鉱床学でいわれる火成活動に付随した熱水活動とは趣きを異にしている(石原, 1968)。

鉱床中のウランの起源が、おもに基盤からのものであるとすると、その溶出運搬沈殿の過程が類似の地質環境では、基盤のウラン量の多いことは、鉱床形成の一つの必要条件であろうし、少なくとも探索上の目安となるであろう。第10図に土岐花崗岩のウラン量とそれを基盤とするウラン鉱床の分布を示した。

基盤のウランが鉱床形成に関係している仮定に立つと、ウランの起源を次の2つ、1) 基盤の分解時に吐き出されたもの、2) その後溶出されたもの、に分けることができよう。鉱床の母岩である土岐夾炭層を主体とする諸岩石が堆積した当時には、その岩質からして多量のウランもまた堆積盆に運び込まれたと思われる。その分解と搬出とは、少なくとも酸化性の環境で生じたであろうから、溶出ウランは動き易かったに違いない(GARRELS, 1955)。したがってウランは独自には沈殿しにくい状態にあったと思われ、その多くは流失した。

堆積作用の地殻変動につれて、化石水の移動や陸化に伴う循環水の発達が基盤のウランを溶出し、透水層に近い部分にそれを濃集したとするモデルは、一般の支持を得やすいが、実証することが難しい。そのため筆者らは土岐花崗岩の風化部分の検討をおこなっているが、一般的には花崗岩中のウランの溶出し易すぎが、傍証の一つとして挙げられている。

岡田(1967)によって紹介されているように、第1回目の“Geneva paper”までのアメリカ合衆国の諸研究(LARSEN & KEEVIL, 1947; HURLEY, 1950; BROWN ほか, 1953 a,b)の総括的意見は、花崗岩中の微量ウランは鉱物間隙に存在し、それは弱酸性水で容易に溶脱し、ジルコンなどの副成分鉱物中のウラン量が、岩石全体に占める割合は10~30%に低い、などであろう(LARSEN et al., 1956)。



網目は基盤のくぼみ 放射能異常の程度と位置は鉱床部・燃料部および動燃事業団の各担当者の資料を総合したもの
 第10図 土岐花崗岩のウラン量分布と地表における放射能異常

Distribution of trace amounts uranium of Toki granite and surface radiometric anomalies in Neogene sedimentary rocks

これに対して、ソ連の諸研究には(LEONOVA & TAUSON, 1958; LEONOVA & POGIBLOVA, 1961; CHENTSOV, 1959; KRYLOV & ATRASHENOK, 1959), ジルコン・榎石など副成分鉱物は岩石全体の50%程度のウランを含み、残りのほとんどは主造岩鉱物にとり込まれている、また種々の希釈溶液による溶出実験でジルコンなど副成分鉱物中のウランまで溶出する、などを指摘しているものがある。

広野(1965)は土岐花崗岩について予備実験をおこなった。この実験はなお継続中であるが、60メッシュ以下の粉末試料を100°Cの蒸留水中で8時間熱し、かなりのウランが溶出し、また岩相による溶出量の変化(たとえば筆者らの細粒花崗閃緑岩(FGd)では溶出しにくい)があることを指摘した(広野修一郎, 私信)。

以上の溶出実験は粉碎した花崗岩についておこなわれていて、天然の場合と著しく異なる。しかし、ROGERSほか(1965)やHARRISS & ADAMS(1966)が指摘したような風化作用のきわめて初期のウランの溶脱(“新鮮な花崗岩”からの溶脱)が、花崗岩地域で普遍的な事実であるとする、土岐花崗岩の多くの部分はその微量ウランの溶脱または移動を生じていることになる。



三国山山頂から柿野方面を望む(1966年12月)

第11図 風化の著しいアブライト質花崗岩 (Ga)

Decomposed aplitic granite (Ga) near Mikuniyama

土岐花崗岩の露出面積 (139 km²) の全般にわたり、かりに平均深度50mの範囲で微量ウラン (平均 5 ppm) の20%が溶脱していると仮定すると、溶出ウラン量は金属ウランで約 2万 t [(139×10⁶)×50×2.7 (G)×(5×10⁻⁸)×0.2=18,765 t] である。

1967年末期までの、調査結果に基づく動燃事業団の鉱量計算のうち、最低可採品位0.03%の鉱石に含まれる金属ウランは約1,840 t (2,027 t/U₃O₈, 平均品位 0.052 % U₃O₈, 中村頼三私信) である。この値は上記の溶出ウラン量の約 1/10 である。鉱床の母層である中新世堆積物の堆積当時のウラン量は炭質物などを除き、この最低可採品位 0.03 % の 2 桁下の数字であろうから、3 ~ 300 ppm U の堆積岩中のウランを加えると、後生的に富化されたウラン量は、この 1,840 t よりはるかに多いと思われる。しかし、2万 t はこれらをおぎなうて十分な数字であろう。

一単位の花崗岩のほぼ中心部が堆積当時に低地を形成し、溶脱ウランが堆積物に集中的に関与したと思われる地域は、土岐と鹿児島県の垂水地域で、上記の計算は両地域の鉱床についてもっとも行ない易い。その他の鉱床について、花崗岩中のウランを同様に計算すると、花崗岩の量が多くその上に発達する鉱床が小規模であるので、鉱床とその周辺の全ウラン量は、多くの場合に花崗岩の微量ウランでまかないうる。

土岐花崗岩と領家花崗岩とを比較すると、1) 土岐花崗岩のウラン絶対量が多い、2) ウランは残漿に濃集する元素であるから、土岐花崗岩類の産状と岩質から、溶脱し易い状態のウランは土岐花崗岩にはるかに多い、の 2 点で、土岐花崗岩はウラン鉱床の基盤としてはるかにすぐれている。

三国山周辺の花崗岩類は、土岐花崗岩と同程度に高いウラン量を含み、現在の地表でみる限り、その風化が著しい (第11図)。瀬戸市中品野に小鉱床が発見されているが、柿野から曾木に至る、あるいは四郷から豊田に注いだ堆積物中では、鉱床とよべるものは未発見である (河野ほか, 1967)。これは主として好ましき母層が存在しないことによると思われるが、堆積作用後の地殻変動の相違なども関係しているのであろう。

三国山以南では今までのところ、ウラン鉱床は発見されていないが、動燃事業団により長野県飯田市米川 (林, 1967)、三重県室生地区の東部 (中村頼三, 私信) などに鉱床が知られている。これらの発展如何によっては、これまでの作業仮説に修正が必要となるかも知れない。

土岐一岡崎地域の基盤花崗岩類の研究も、岩石単位のウラン・トリウム量を知り得たのみで、その存在状態、溶出過程など今後にゆだねることが多い。既述の“新鮮な花崗岩”からのウランの溶脱は、同時に富化

作用の可能性を示しており、たとえばその岩質と産状にしては微量ウランの多い人形峠地域の基盤である花崗閃緑岩は(本書, III. 3. 1), この問題の検討の後に討論されるべきと思われる。またウラン以外の諸元素の溶脱と鉱床への濃集機構もウランと同様に検討する必要がある。

謝辞: この報文をまとめるに当たり動燃事業団東濃探鉱事務所の佐藤学而・中村顯三・久保恭輔・土井和巳・菊地徹・杉之原正暁・花田克巳・藤本順吉・鯉沼稔の諸氏は野外作業上の便宜を与えられ、新しい資料を教えて下さった。また、東海村研究所の広野修一郎氏には室内実験結果について教えていただいた。信州大学杉山隆二教授、愛知教育大学仲井豊助教授には種々のご討論とご教示をいただいている。

以上の諸氏に厚くお礼申し上げる。

文 献

- BROWN, H., BLAKE, W. J., CHODOS, A. A., KOWALKOWSKI, R., MCKINNEY, C. R., NEUERBURG, G. J., SILVER, L. T. & UCHIYAMA, A. (1953a): Geochemical aspects of interstitial material in igneous rocks (Abstract). *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 64, p. 1400.
- BROWN, H., BLAKE, W. J., CHODOS, A. A., KOWALKOWSKI, R., MCKINNEY, C. R., NEUERBURG, G. J., SILVER, L. T. & UCHIYAMA, A. (1953b): Leaching studies of interstitial material in igneous rocks (Abstract). *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 64, p. 1400~1401.
- CHENTSOV, I. G. (1961): The entry of uranium into some rock-forming minerals. *Intern. Geol. Review*, vol. 3, p. 5~8.
- GARRELS, R. M. (1955): Some thermodynamic relations among the uranium oxides and their relation to the oxidation states of the uranium ores of the Colorado Plateaus, *Amer. Min.* vol. 40, p. 1004~1021.
- HARRISS, R. C. & ADAMS, J. H. S. (1966): Geochemical and mineralogical studies on the weathering of granitic rocks, *Amer. Jour. Sci.*, vol. 246, p. 146~173.
- 端山好和 (1966): 領家帯の岩石時代および地質学的関係について, 昭和41年連合学術大会総合討会資料「年代測定」p. 11~13
- 早瀬——・石坂恭一 (1967): Rb-Sr 法による地質年令 (I) ——西南日本——, 岩鉱, vol. 58, p. 201~212
- 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 p. 65~67
- 広野修一郎 (1965): 基盤花崗岩の地球化学的研究 (演旨), 昭和41年日本原子力学会年會要旨集, 日本原子力学会 p. 369
- 堀川義夫 (1965): 自動車放射能探査による本邦花崗岩の γ 線強度について, 物理探鉱, vol. 18 p. 14~24
- HURLEY, P. M. (1950): Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurement, *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 61, p. 1~8.
- 石原舜三 (1968): 堆積型ウラン鉱床のウランの起源 (演旨), 地質調査所月報, vol. 19 (4), p. 52~53
- KARAKIDA, Y., TOMITA, T., GOTTFRIED, D., STERN, T. W., & ROSE, Jr. H. J. (1965): Lead-alpha ages of some granitic rocks from North Kyushu and Central Japan, *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D. vol. 16, p. 249~263.
- 河野義礼・植田良夫 (1966): 本邦火成岩類の K-A dating (V) ——西南日本の花崗岩類——, 岩鉱, vol. 56, p. 191~211
- 河野迪也・徳永重元・尾上亨 (1967): 愛知県猿投地区放射能強度調査, 地質調査所月報, vol. 18, p. 209~214
- 清野信雄・石井清彦 (1927): 7万5千分の1地質図幅「足助」同説明書, 地質調査所, p. 1~49
- 清野信雄・石井清彦 (1928): 7万5千分の1地質図幅「多治見」同説明書, 地質調査所, p. 1~58
- KOIDE, H. (1958): *Dando granodioritic intrusion and their associated metamorphic complex*, Japan Soc. Prom. Sci., Tokyo., p. 1~311.

- KRYLOV, A. Ya. & ALRASHENOK, L. Ya. (1959): The mode of occurrence of uranium in granites, *Geochemistry*, no. 3, p. 307~313.
- LACHENBRUCH, A. H., WOLLENBERG, G. W., GREENE, G. W. & SMITH, A. R. (1966): Heat flow and heat production in the Central Sierra Nevada, Preliminary results (Abstract), *Amer. Geophys. Union Trans.*, vol. 47, p. 179.
- LARSEN, JR. E. S. & KEEVIR, N. B. (1947): Radioactivity of the rocks of the Batholith of Southern California, *Bull. Geol. Soc. America.*, vol. 58, p. 483~493.
- LARSEN, JR. E. S., PHAIR, G., GOTTFRIED, D. & SMITH, W. S. (1956): Uranium in magmatic differentiation, *USGS. Prof. Paper* 300, p. 65~75.
- LEONOVA, L. L. & TAUSON, L. V. (1958): The distribution of uranium in the minerals of Caledonian granitoids of the Susamyr Batholith (Central Tien Shan), *Geochemistry*, no. 7, p. 815~826.
- LEONOVA, L. L. & POGIBLOVA, L. S. (1961): Uranium in minerals of the intrusive rocks of the Kzyl-Ompul Mountains (Northern Kirgiziya), *Geochemistry*, no. 10, p. 999~1004.
- 仲井 豊 (1967): 東濃地方南部および三河地方北西部の花崗岩類, 昭和42年度日本地質学会見学会案内書, 6, p. 1~7
- 岡田 茂 (1967): 花崗岩類中のウランに関する諸問題——とくに日本の花崗岩類中のウラン含有量について——, 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 41~52
- ROGERS, J. J. W., ADAMS, A. S. & GATIN, B. (1965): Distribution of thorium, uranium, and potassium concentrations in three cores from Conway granite, New Hampshire, U.S.A., *Amer. Jour. Sci.*, vol. 263, p. 817~822.
- 杉山隆二 (1966): 東濃ウラン鉱床地帯の基盤花崗岩——花崗岩体の地質構造——(演旨), 昭和41年日本原子力学会年会要旨集, 日本原子力学会, p. 366~367
- 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.
- 山田直利 (1966): 西南日本およびその周辺地区における後期中世代火成活動の性格, *地球科学*, no. 85, 86, p. 53~58

Basement Granites of the Toki Uranium Deposits in Tono Region

By

Shunso ISHIHARA and Yoshio SUZUKI

Toki granite, having dimensions of 12 km (E-W) by 14 km (N-S)—139 km², is the northern extension of a wide exposure of various granitic rocks of late Mesozoic to early Tertiary ages at north of the Median Tectonic Line in central Japan. The Toki granite intrudes disconformably upper Paleozoic formations. About 3 percent of the granite is hornblende-bearing biotite granodiorite; the rest is biotite granite. In comparison with those of so-called Ryoke granites, which are distributed between the Toki granite and Median Line, the Toki granite shows characteristics as follows: 1) disconformable intrusion, 2) no foliations found, 3) dark-colored radioactively damaged quartz present, 4) many drusy pegmatities with combinations of ordinary minerals and no garnet, 5) more acidic and sodic in composition, and 6) high contents of uranium and thorium.

Neogene bedded-type uranium deposits mainly occur in arkosic sediments just above the Toki granite. A possible source of the uranium that has formed the uranium deposits may be leachable uranium of the granite. The possibility was discussed in referring to experimental studies of leachable uranium of granitic rocks of previous workers, e.g., LARSEN, JR. et al. (1956), KRYLOV and ATRASHENOK (1959), and many others.

Ⅲ. 1.3 京都府丹後地域の花崗岩類

広川 治*

要 旨

丹後地域の花崗岩類は白堊紀末～第三紀に進入したもので、古生層・中生層・夜久野貫入岩類・白堊紀末の酸性噴出岩類などに、接触変成作用を及ぼし、新第三紀堆積物に不整合に覆われる。

花崗岩分布地域の南部には、斑禰岩類を含み岩相変化に富む、比較的早期に固結した花崗岩類が分布する。その北側には、より後期の粗粒のアダメロ岩～花崗閃緑岩が分布する。これを貫いて、花崗岩質・ペグマタイト質・アプライト質の岩石があり、ペグマタイトには放射性鉱物がしばしば産出する。

含ウラン鉱床は奥丹後地域で、粗粒黒雲母アダメロ岩の北東部を基盤とする、新第三系の基底部に存在する。

1. ま え が き

丹後地域の花崗岩類は、中国地方に広く分布する白堊紀末とされている花崗岩類の一端で、一続きの岩体は、西側では豊岡市街―出石町を結ぶ NW-SE 方向の線で限られ、部分的に白堊紀酸性火山岩類を貫いており、南側では二疊系・夜久野貫入岩類などを貫き、ほぼ ENE-WSW 方向の線で区切られ、上記被進入岩類に接触変成作用を及ぼしている。岩体の北西部から北東部にわたって、新第三系に不整合におおわれており、これまでウラン鉱物の見出されているところは、北東部（奥丹後地域）のほぼこの不整合面にあたるところである。なお、花崗岩体の南に分布する中生層・古生層・夜久野貫入岩類などを母岩として賦存する銅・亜鉛・硫化鉄などの鉱床は白堊紀末の花崗岩類の進入に関係あるとされているが、明確でないようである。

山田 (1961)、村山・大沢 (1961) らは、この岩体の西方鳥取・岡山県境付近で、白堊紀噴出岩類よりも新期の進入岩類を、分布・進入様式および岩相の特徴によって 3 種に区分した。すなわち、①小岩体で、斑禰岩から文象斑岩にいたる岩相変化を示し、多くの場合半深成岩的のもの、②鳥取・岡山県境付近およびそれ以南の地域に底盤状に分布し、花崗閃緑岩およびアダメロ岩を主岩相とするもの、および③日本海沿岸部に ENE-WSW 方向に沿って分布する優白色の黒雲母アダメロ岩を主岩相とするものであり、貫入関係から、①・②・③をそれぞれ、第 1 期進入岩類・第 2 期進入岩類・第 3 期進入岩類と呼んだ。

丹後地域の花崗岩類は、猪木・黒田 (1965) が大江山地質図幅で進入時期を 3 期に区分して、山田・村山等の区分に対応させているように、3 期のものに分けられるかも知れない。岩体西部については報告が少ないが、これまで報告されたものをとりまとめて以下に述べる。

2. 丹後岩体南部の花崗岩類^{注1)}

これは猪木・黒田 (1965) により山田・村山等の第 1 期花崗岩類に対応されているもので、以下は主として猪木の記載による。丹後岩体の南部では官津花崗岩より前期のものに、斑禰岩・中粒黒雲母花崗岩（雲原花崗岩）・花崗閃緑岩・花崗岩質複合岩（花崗斑岩・細粒黒雲母花崗岩・文象花崗岩）などがある^{注2)}。この花崗岩類の化学成分を第 1 表に示してある。

斑禰岩は小岩体としてあらわれ、石英斑禰岩質で、花崗岩類の影響を受けている。主成分鉱物は斜長石・単斜輝石で、これに紫蘇輝石が含まれることがあり、角閃石・黒雲母が伴われ、石英・カリ長石もまれでない。

* 地質部

注1) 主として猪木・黒田 (1965) から引用した。

注2) 名称は猪木・黒田 (1965) による (第 1 表参照)。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 丹後地域の花崗岩類の化学分析値

Chemical analyses of the granitic rocks in the Tango province

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Total
1	77.03	0.08	12.82	1.04	0.44	0.05	0.07	0.37	4.58	3.37	0.05	0.38	0.01	100.29
2	74.60	0.18	13.23	0.93	1.13	0.10	0.49	1.11	3.65	3.85	0.25	0.33	0.06	99.91
3	74.26	0.24	12.30	0.98	0.80	0.07	0.61	1.65	3.40	3.55	1.64	0.61	0.04	100.15
4	68.84	0.36	14.93	0.95	2.44	0.21	1.54	2.89	3.17	3.94	0.38	0.38	0.09	100.12
5	67.85	0.36	15.27	1.37	2.14	0.10	1.74	3.22	2.95	3.89	0.62	0.50	0.10	100.11
6	67.82	0.41	15.90	1.55	1.63	0.08	1.38	3.84	3.84	2.73	0.66	0.02	0.05	99.91

1	細粒黒雲母花崗岩	(福知山市与謝岬南)	Fine-grained biotite granite
2	宮津花崗岩	(京都府与謝郡加悦町)	Miyazu granite
3	宮津花崗岩	(京都府竹野郡須川)	Miyazu granite
4	花崗閃緑岩	(京都府与謝郡福知山市境界千丈ヶ岳)	Granodiorite
5	雲原花崗岩	(福知山市雲原)	Kumobara granite
6	宮津花崗岩	(宮津市小谷)	Miyazu granite

3: 第12回探鉱専門委員会資料 (1966) による。分析者: 柴田秀賢

1, 2, 4, 5, 6: 猪木 (1965) による。分析者: 大森えい

「丹後由良」図幅地域の成生岬南西には閃緑岩質岩石があり、斜長石・角閃石・黒雲母・単斜輝石・斜方輝石・石英およびカリ長石を主とする (広川・黒田, 1958)。

中粒黒雲母花崗岩 (雲原花崗岩) は、ここに述べる花崗岩類の最南部を占め、北東-南西方向に伸び、古生層に接触変成作用を及ぼしている。宮津花崗岩との直接の関係は、花崗岩質複合岩の介在により不明である。比較的均質でアプライト質脈岩が少ない。斜長石・石英・カリ長石を主とし黒雲母を含む。

花崗閃緑岩は同質岩が花崗岩質複合岩帯にも含まれ、宮津花崗岩中に捕獲されている。灰色~灰白色で、等粒ときに斑状である。主成分鉱物は斜長石・石英・カリ長石・角閃石および黒雲母である。

花崗岩質複合岩のうち花崗斑岩は複合岩帯の北東部にあたり、宮津花崗岩中の捕獲岩塊である。斑晶は石英・斜長石を主とし、カリ長石および黒雲母を含む。石基は主として斑晶と同種の鉱物からなる。

細粒黒雲母花崗岩は複合岩帯の西側の大部分を占めている。カリ長石に富み、石英・斜長石は、それについてほぼ等量含まれている。黒雲母は少量で、ほとんど緑泥石化されている。まれに角閃石を含むことがある。

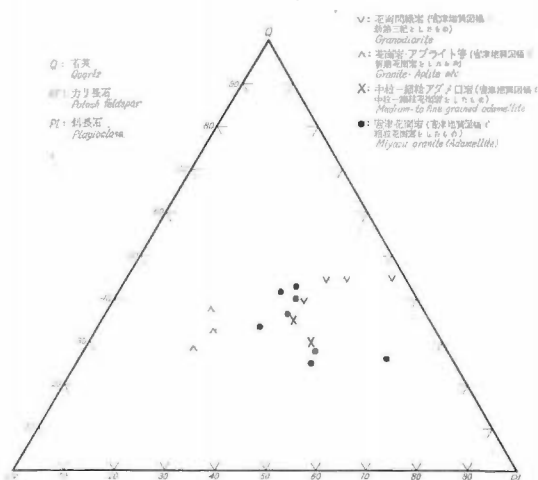
文象花崗岩は複合岩帯の主体をなし、細粒黒雲母花崗岩にくらべて白色がちである。石英とカリ長石との微文象組織が特徴的で斑状構造はまれである。主成分鉱物はカリ長石・石英および斜長石であるが、斜長石はきわめて少量であり、黒雲母の細片が少量散点している。

中粒~細粒アダメロ岩 (宮津地質図幅で中粒~細粒花崗岩としたもの) は宮津花崗岩体内にあるが、それらの関係は明らかでない。捕獲岩がなく均質であるが、数 cm の範囲で不規則な淡紅色、粗粒の部分が見られることや構成鉱物の性質などから宮津花崗岩より前期のものである可能性が高い。

3. 宮津花崗岩 (アダメロ岩~花崗閃緑岩)

これは丹後地域に分布する花崗岩体の主要部を占めており、猪木・黒田 (1965) が述べているように、山田・村山等の第 2 期侵入岩類にあたるものであろう。有色鉱物は一般に黒雲母を主とするが、角閃石を含むこともあり、由良川と野田川の間地域のもの角閃石を多く含む。捕獲岩の量は一般に角閃石黒雲母花崗閃緑岩に多く、黒雲母アダメロ岩にはまれである。捕獲岩は輝緑岩~輝緑凝灰岩のような塩基性岩源と考えられるもので、円形に近いものが多いが、楕円形や不規則な形に伸びたものもある。捕獲岩の大きさは 1 m 大以下数 mm 大までであるが、数 mm~数 cm のものが多い。「宮津」図幅地域中央部森本付近のものには、きわめて多量の捕獲岩が含まれ、やや伸びたものが一定の方向に並んでいる。これまでウラン鉱物の見出されているところは、岩体北東部の黒雲母アダメロ岩を不整合に覆う新第三系の基底部である。

岩石は一般に粗粒、等粒で、淡紅色の長石を含む。「宮津」図幅地域南西部などでは、とくに粒度が大き



第2図 宮津図幅地域の花崗岩類の斜長石・石英・カリ長石の容量比 (宮津地質図幅説明書による)

Q: 石英 Kf: カリ長石 Pl: 斜長石

Q-Kf-Pl Diagram of the Granitic rocks in the Miyazu Quadrangle

Q: Quartz Kf: Potash feldspar Pl: Plagioclase

らなり、有色鉱物の量は無色鉱物の約3%である。ペルト石はかなりある。斜長石は、灰曹長石～中性長石で、そのなかに多量の絹雲母が生じている。累帯構造をほとんど示さず、ミルメカイトはきわめて微量で、カリ長石と接する縁辺部は新鮮である。黒雲母はほとんど緑泥石に交代されている。これによく似たものが黒岬にある (広川・黒田, 1958)。

4. その他の花崗岩

宮津花崗岩と一連のものかどうか分らないが、「宮津」・「城崎」両図幅地域の南半部の、一般に地形的に低い部分に点々と小岩体が分布している。「城崎」図幅地域のもは、まれに円形で数 cm大の宮津花崗岩と考えられる捕獲岩を含んでいる。その他の種類の捕獲岩はほとんどみられない。

岩石は一般に中粒であり、淡紅色の長石に富み、有色鉱物の量ははなはだ少なく、全体の 0.5～2%である。鏡下では主としてカリ長石・石英・斜長石および黒雲母からなる。ペルト石構造はあまりみられない。斜長石は灰曹長石～中性長石で、累帯構造もミルメカイトもほとんどみられない。きわめて少量の絹雲母を生じていることがある。周縁部は新鮮である。黒雲母はしばしば緑泥石化している。

5. ベグマタイト・アプライト

ベグマタイトは角閃石黒雲母花崗閃緑岩にもみられるが、黒雲母アダメロ岩に、よりしばしばみられ、アプライトは両者に同様にみられる。

「宮津」図幅地域西部大呂南東では、宮津花崗岩を貫く花崗岩質岩石にベグマタイトが胚胎されている。この地域のベグマタイトの概要を第2表注4)に示してある。

6. 要約

丹後地域の花崗岩類は白堊紀末に進入したもので、古生層・中生層・夜久野貫入岩・白堊紀酸性噴出岩類などを貫き、それらに接触変成作用を及ぼしており、新第三系に不整合におおわれている。丹後地域花崗岩体の南部には、岩相変化に富み、斑輝岩類を含む白堊紀末花崗岩類のうちでも、前期の花崗岩類が分布してい

注4) この引用文献については、宮津地質図幅説明書に記してある。

京都府丹後地域の花崗岩類 (広川 治)

第2表 ペグマタイトの概要 (宮津地質図幅説明書による)

産地	鉱床および鉱石	稀元素鉱物	備考
京都府中郡五箇村大呂部落南方約1kmの道路側	粗粒の黒雲母アダムロ岩を貫く新期の花崗岩の尖端部(露頭2カ所で幅15~20m)のなかに見られる。ペグマタイトは径7~8mの塊状で、外殻は淡紅色のペルト石からなり、内部は径約3mで石英からなる。ペルト石からなる部分に紅色の条帯が走り、その部分は放射能がとくに高い。	変種ジルコン(++) フェルグソン石(++) チタン鉄鉱(+) 榭石(+)	ウラン探鉱がなされたことがある。長石・石英は良質でない。
京都府中郡大宮町河辺部落東北東約1.5km	粗粒の黒雲母アダムロ岩中に約20数m、塊状に露出。主として淡紅色の微斜長石のなかに不規則塊状の石英が見られる。このほか少量の白色の斜長石および黒雲母を随伴する。	チタン鉄鉱(+++) モナズ石(+++) 変種ジルコン(+) チェフキン石(+) ゼノタイム(±) フェルグソン石(±)	昭和18~19年、石英を約300t出鉱した。
京都府中郡三重村谷内部落道路から約30m	ペグマタイトの長石は白色または淡紅色のペルト石である。黒雲母を伴う。	変種ジルコン(+) 榭石(±)	昭和21年頃石英を採掘したといわれる。
京都府中郡三重村森本部落北東方約1500m、標高286.9mの山頂近くにある	露天掘の跡が2カ所にあり、上位のものは規模が大きく幅約7m、走向N40°Wで、その下部には幅約4mのペグマタイトが露出。長石・石英のほか、黒雲母を伴う。	変種ジルコン(+) 榭石(+)	以前に石英および長石が採掘されたことがある。
京都府三重村三重部落北東方約1km、標高160m余の地点	走向N20°Wで傾斜はほぼ垂直。埋没のため産状は明らかでない。	変種ジルコン(+) 榭石(?)	以前に石英および長石が採掘されたことがある。

+++ : はなはだ多量, ++ : 多量, + : 普通, ± : 少量, ? : 不確実

る。この北に広く分布する丹後地域の花崗岩体の大部分は、前期のものにやや遅れて侵入したもので、粗粒のアダムロ岩~花崗閃緑岩質のものである。これを買いて花崗岩質、ペグマタイト質およびアプライト質の岩石があり、ペグマタイトにはしばしば放射性鉱物が産する。

ウラン鉱物の見出されているところは奥丹後地域であって、粗粒黒雲母アダムロ岩の北東端部と、これを不整合に覆う新第三系との境界部である。

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, p. 72~76
- 2) 広川 治・黒田和男(1958) : 5万分の1地質図幅「丹後由良」および同説明書, 地質調査所
- 3) 広川 治・黒田和男(1960) : 5万分の1地質図幅「宮津」および同説明書, 地質調査所
- 4) 兵庫県(1961) : 17万分の1兵庫県地質産図および同説明書
- 5) 猪木幸男・黒田和男(1965) : 5万分の1地質図幅「大江山」および同説明書, 地質調査所
- 6) Iai, S. (1966) : The late Mesozoic intrusive rocks in the vicinity of the Oeyama Mountains, Kyoto Prefecture, Japan, *Jour. Geol. Soc. Jap.*, vol. 72, no. 1, p. 1~9.
- 7) 池辺展生・弘原海清・松本 隆(1965) : 但馬丹後地域—北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序, 日本地質学会第72年年会, 地質見学案内書
- 8) 河野義禮・植田良夫(1966) : 西南日本に産する花崗岩類の K-A dating (演旨), 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 55, no. 3, p. 127
- 9) 小関幸治・松原秀樹(1961) : 含ウラン・ペグマタイト鉱床, 日本におけるウランの産状 その1, p. 13~26
- 10) 村山正郎(1960) : 中国東部の白堊紀火成活動 その2——鳥取県中部地域の花崗岩類(演旨)——,

地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 476

- 11) 村山正郎, 他 2 名(1961): 倉吉一人形峠地域の地質, ウラン——その資源と鉱物——, 朝倉書店, p. 400~405
- 12) 村山正郎・大沢 穰(1961): 5 万分の 1 地質図幅「青谷」・「倉吉」および同説明書, 地質調査所
- 13) 村山正郎・猪木幸男・山田直利・服部 仁(1962): 中国地方の白堊紀 (~古第三紀) 火成活動(2)——山陰地方——(討論会演旨), 地質学雑誌, vol. 68, no. 802, p. 380~382
- 14) 村山正郎・他 2 名(1963): 5 万分の 1 地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書, 地質調査所
- 15) 山田直利(1960): 中国東部の白堊紀火成活動 その 1 ——鳥取・岡山県境付近の変質火山岩類と花崗岩類の関係(演旨)——, 地質学雑誌, vol. 66, no. 778, p. 476
- 16) 山田直利(1961): 5 万分の 1 地質図幅「奥津」および同説明書, 地質調査所
- 17) 山田直利(1966): 5 万分の 1 地質図幅「智頭」および同説明書, 地質調査所

Granitic Rocks in the Tango Province, Kyoto Prefecture

By

Osamu HIROKAWA

The granitic rocks of Later Cretaceous age are distributed in the Tango province, the eastern end of the San'in district, Inner Zone of Southwest Japan. The rocks intrude Paleozoic and Mesozoic sedimentary rocks, Yakuno intrusive rocks, and Cretaceous acidic effusive rocks; while they are unconformably covered by Neogene sediments and volcanics. Among these granitic rocks, an earlier granitic complex is distributed in association with gabbroic rocks in the southern part of the Tango province. Coarse-grained adamellite~granodiorite (Miyazu granite), the next stage of intrusion, occupies the main part of the Tango granitic rocks on the north of the earlier granitic complex.

Small bodies of younger intrusives, such as granite, pegmatite, aplite and so on, intrude the adamellite~granodiorite in some places, and some of the pegmatite contains such accessory minerals as ilmenite, zircon, monazite, fergusonite, titanite, tscheffkinite, allanite, and xenotime.

Uranium minerals such as autunite are found especially in connection with carbonaceous matter in the conglomeratic basal part of the Neogene sediments above the erosion surface of the biotite adamellite.

Ⅲ.1.4 鳥取・岡山県境地域の花崗岩類

村山 正 郎*

要 旨

中国地方は中生代後期～第三紀初期の火成活動の最も活発な地域で、ここで取り扱う鳥取・岡山県境地域は、その火成活動のすべてが典型的に認められる地域の一つである。

この時期の火成活動は、火山活動およびこれに引続く花崗岩類の侵入活動とに分けられる。

火山活動は広大な分布を示す安山岩類、および流紋岩類の火山砕屑岩類（凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩等）の噴出を主とする陸上の火山活動で、流紋岩類には熔結凝灰岩がしばしば認められる点を特徴とする。これに引続く花崗岩類の侵入活動は、侵入時期の上から3期に分けられる。第1期は、火山活動に密接な関係をもつ斑輝岩～閃緑岩・玢岩類・文象斑岩・花崗斑岩等の侵入で、小岩体を形成し、岩相変化がはげしい。第2期は花崗閃緑岩・アダメロ岩等の底盤状複合岩体からなる。第3期は最終で中粒～粗粒黒雲母花崗岩の単一の岩相からなる底盤状岩体を構成する。

第2期花崗岩類は脊梁以南、第3期花崗岩類は第2期花崗岩類の北部地域にそれぞれ侵入している。

堆積型ウラン鉱床は、第2期および第3期花崗岩類の侵食平坦面上を被覆する新第三紀上部の堆積岩類、あるいは火山岩類の基底部に胚胎している。この種の鉱床は鳥取・岡山県境に位置する人形峠以東の地域が代表的である。

1. ま え が き

西南日本の内帯には、中生代後期～第三紀初期の火成活動の産物である、安山岩質および石英安山岩質～流紋岩質の2種類の火山岩類と、これらに貫く花崗岩類が広い領域を占めて分布していることは、近時よく知られているところである。

この時代の火山岩類および花崗岩類の分布地域は、北九州地域を一応除くと、中部地方の美濃地方から飛騨地方にかけての地域と、中国地方の山陰・山陽地域の2地域に大別される。なお、両者の中間地域に相当する近畿地方には、この時代の目立った火成活動の存在は認められない。

これら両地域の火成活動は、その内容が非常によく似ていて、一言にしていえば、広大な地域にわたる火山砕屑岩類の噴出が先行し、ついで底盤状の花崗岩類の侵入が続くという過程が共通してみられる。

この火山砕屑岩類は、凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩等から構成されるが、熔結作用を受けた部分も多く、大部分が固結度の高い堅硬な岩石であるために、古くから「石英斑岩」という名称と呼ばれ、その概念で取扱われていた。しかし中部地方に分布する同種岩石の調査研究から、これは「石英斑岩」ではなく、火山砕屑岩類であることが確かめられ、中部地方のものには「濃飛流紋岩類」なる名称がつけられた。

この調査研究に引続いて、中国地方の「石英斑岩」についても、同様な観点から、調査が進められた結果、これもまた、同一の火山砕屑岩類であることが判明し、大体これ以後は、この見解が共通的なものとなり、「石英斑岩」という呼称と概念は、現在に至って、ほとんど使用されない状態に至っている。近時、この火山岩類の調査研究が一步進んだ段階に進み、詳しい観察から、各地域々々の同岩類の構造も追求され、この産物を生んだ火山活動の過程が漸次解明されつつある。

「濃飛流紋岩類」の提唱を行なった地質調査所の関係者の貢献は、非常に大なるものがあることをここにあえて明記しておきたいと思う。

この火山岩類の噴出に続く花崗岩類の侵入活動は、中部地方と中国地方とでは、その趣をかなり異にする。

* (株)応用地質調査事務所(元地質部)

すなわち、中部地方においては、濃飛流紋岩類に続く花崗岩類の活動は、苗木・上松花崗岩と呼ばれる中粒～粗粒の黒雲母花崗岩のみで代表されるといってもよいが、中国地方のそれは、花崗岩類の活動が少なくとも 3 段階に区分され、かつ岩種も変化に富み、全体としてかなり複雑な様相を示している。

ここで取り上げる鳥取・岡山県境地域は、上に述べた複雑な火山活動と深成火成活動との所産の大半が見られる地域の一つである。

この地域の広域的な、かつまとまった地質全般の調査が行なわれたのは、鳥取県倉吉市南方に位置する小鴨鉾山から、含ウラン鉱物の存在が報ぜられ、続いて当地域全般にわたる自動車放射能強度調査の実施の過程で、鳥取・岡山県境に位置する人形峠付近から、放射能異常が発見されたこと等に端を発して行なわれた広域にわたる地質調査、つまり 5 万分の 1 「倉吉」図幅および「奥津」図幅の調査をはじめとして、連続地域にまたがる一連の図幅調査をもってはじめてとする。この時点までは、この地域の地質資料としてまとまったものはほとんど存在しなかった。

これ以後、この地域をはじめ、山陰地方の火成活動をも含めた全般的な地質調査が各地で進み、それまでは概念的に単純と考えられていた火成活動も、かなり複雑なものであることが判明してきた。このような背景の下に作成された鳥根県地質図(縮尺 20 万分の 1) および鳥取県地質図(縮尺 10 万分の 1) の発行も最近のことである。

かくして、調査の歴史の浅い山陰地方の火成活動史については、まだ見解の一致を見るには至っていないのが現状であって、この問題の解決は今後に残されている。

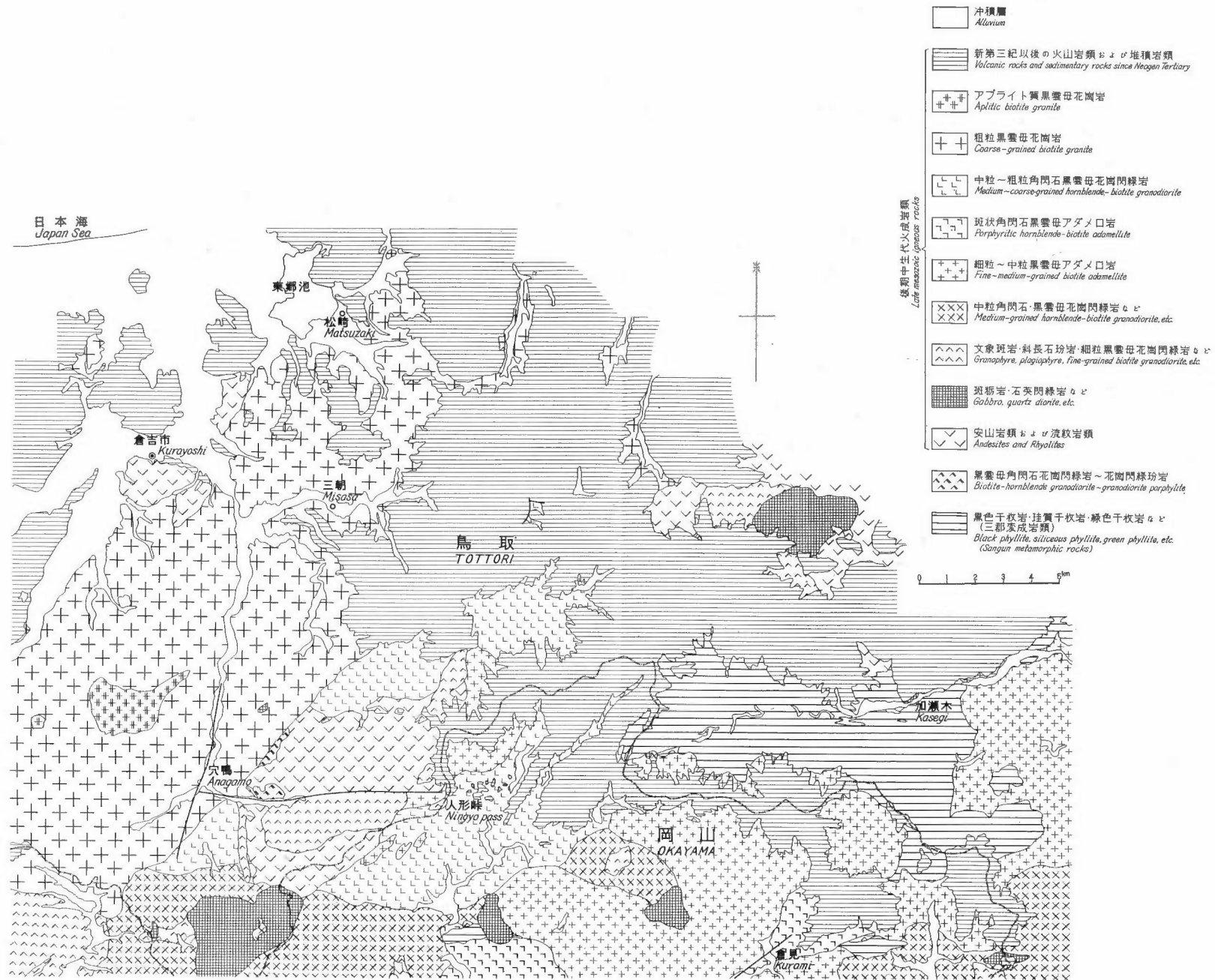
2. 地質の概要

別掲の地質図は、花崗岩類に主眼点を置いて、この地域の地質構成の概要を示したもので、引用した地質図原図は、地質調査所発行の 5 万分の 1 地質図幅「倉吉」・「奥津」・「鳥取南部」および「智頭」の 4 図幅である。したがって、花崗岩類に主眼を置いたため、基盤岩類および花崗岩類より新しい時代に属する諸岩層(ただし第四系は沖積堆積物として白抜き別示)は、それぞれ一括して図示しており、構成内容の相違による区分あるいは生成時代による区分はしていない。なお、選定した地域は、鳥取・岡山県境の一部に位置する人形峠付近をほぼ中心地域にとり、北限は東郷池東部のウラン鉱床賦存地帯を含む地域まで拡大せしめてあるので、全体として凸字状になっている。

この地域の主要な地質構成は、時代の古いものから列記すると、(1) 三郡変成岩類、(2) 時代未詳の花崗岩類、(3) 中生代後期の火山岩類、(4) 中生代後期～第三紀初期の花崗岩類、(5) 新第三紀鮮新世初期の人形峠層、(6) 鮮新世の火山岩類、および (7) 第四系から構成されている。地質図では、これらの地質構成員のうち、(1)、(5)および(6)をそれぞれ一括して表現し、細区分が省略されており、また(4)は、岩種の相違によって、8 区分されている。なお、数多く存在する岩脈類、河岸段丘堆積物等は省略してある。

第 1 表 地 質 総 括 表

第 四 紀	沖積堆積物・砂丘 河岸段丘堆積物 大山火山噴出物	
新 第 三 紀	鮮新世火山岩類 人形峠層 中新世後期火山岩類	
中生代後期～第三紀初期	岩脈(輝緑岩～玢岩) 侵入岩類(第 1～3 期) 火山岩類 余川花崗閃緑玢岩(時代未詳)	} 第 2 表参照
岩 生 代	三郡変成岩類	



第1図 倉吉・人形峠地域地質概略図

第2表 中生代後期～第三紀初期火成岩類総括表

		輝緑岩～閃岩 (岩脈)
侵入岩類	第三期	アプライト質黒雲母花崗岩 } (鳥取花崗岩) 中粒～粗粒黒雲母花崗岩 }
	第二期	中粒～粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (柿谷花崗岩) 斑状角閃石黒雲母アダメロ岩 (倉見花崗岩) 細粒～中粒黒雲母アダメロ岩 (用瀬花崗岩) 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (智頭花崗岩)
	第一期	アプライト質花崗岩 文象斑岩・花崗斑岩 花崗閃緑玢岩・石英閃緑玢岩 細粒黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩 斜長石玢岩 (石英土) 斑禰岩～閃緑岩・石英閃緑岩
火山岩類		石英安山岩～流紋岩 安山岩 (凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩・熔岩等)
		黒雲母角閃石花崗閃緑岩～花崗閃緑玢岩 (余川花崗閃緑玢岩)

これらの地質構成を表示すれば第1表のとおりに表示される。

さらに、中生代後期の火山岩類、および中生代後期～第三紀初期の花崗岩類(時代未詳の花崗岩類をも含む)を、その侵入時期の前後関係をも考慮に入れて、岩種別に表示すれば第2表のとおりになる。

以下には、上述の(1)～(7)について、その概要を記述する。なお、第1表あるいは第2表に表現してあって、かつ(1)～(7)には含まれていないものについては、以下の概要の説明のなかで触れる。

1) 三郡変成岩類

地質図の東半中央部に、基盤岩類として表現してあるものの大半がこれに相当する。この変成岩類は、この地域の以東ではさらに分布が広がる。

この変成岩類は、地域全体の基盤を成す最も生成時代の古いもので、その岩相や構造から、あるいはまた中国地方全域に視野を拡げた場合の、同種岩石の分布状態等から判断して、これは北九州地域から中国地方にかけて分布する、三郡変成岩類の東端に近い部分に相当するものと考えるのが妥当である。

黒色千枚岩・珪質千枚岩および緑色千枚岩からなり、これらはそれぞれ粘板岩・チャートおよび塩基性火山岩類が、広域変成作用の軽度の影響を受けて生成されたものである。全体として、ほぼE-W方向の軸をもつ背斜褶曲構造を形成している。また、花崗岩類のルーフペンダントとして小岩体が認められることもある。

いずれの場合も、花崗岩類侵入の影響を受けてすべてホルンフェルス化をこうむっている。

2) 時代未詳の花崗岩類

これについては、中生代後期～第三紀初期の花崗岩類とともに後述する。

3) 中生代後期の火山岩類

まえがきにも述べたように、これは中国地方および中部地方に広く分布し、以前は「石英斑岩」と呼称され、現在は火山碎屑岩類として取扱われている、一連の火山岩類の一部に相当するものである。この火山岩類は、総体的にみると、石英安山岩～流紋岩質の酸性のものが量的に多いが、一方、安山岩質の中性のものが地域によってはかなり優勢であることが認められている。また、両者が同一地域に噴出時期の前後関係を持って存在していることもしばしば認められている。しかし、この両者がいろいろな面で、どのような関係を持っているのかという問題、たとえばそれぞれの活動場所上の問題、成因上の問題、噴出時期の問題、構

造上の問題等については、まだ問題提起の段階にあって、解明には至っていないのが現状である。この問題は、火山岩類の噴出に引続く花崗岩類の活動内容とも、なんらかの関連性があることは当然予測されるところで、今後の調査研究に期せられる。

この地域に分布する中生代後期の火山岩類は、安山岩類および石英安山岩～流紋岩類の両者をともに含んでいる。前者は熔岩および火山碎屑岩類(凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・凝灰岩等)からなるが、後者は火山碎屑岩類のみから構成される。とくに、後者には熔結構造がしばしば認められる事実から、この火山活動は陸上で火山碎屑岩類を噴出固結せしめたものであることがわかる。

これらの火山岩類は、花崗岩類と接する部分で、ホルンフェルス化を受けた証跡があることや、また種々の変質作用を受けたり、中に包有する炭化物が無煙炭化していたりというような事象が報ぜられている。このことは、この火山岩類の生成時代が、花崗岩類のそれに先立つものであることを示しているといえる。また、火山岩類の分布地域内には、しばしば斑岩、各種の玢岩類、あるいは花崗斑岩等の小岩体がともなわれることは興味のある問題である。

なお、この地域では、この火山岩類の構造は不明であるが、他の条件に恵まれた地域では近時その構造が判明しつつある。

4) 中生代後期～第三紀初期の花崗岩類

これについては、2)とともに次章で記述する。

5) 鮮新世初期の人形峠層

人形峠から以東の地域にかけて、準平原化された花崗岩類の基盤上の、凹地に堆積した陸水成堆積層である。礫岩・砂岩頁岩互層等からなり、含有される植物化石から、その生成時代は鮮新世初期であると判断されている。

この人形峠層の下部層、主として礫岩層中には含ウラン鉱物が胚胎して、現在のところ、日本における堆積型ウラン鉱床の代表的なものである。これについては、他で詳しく記述されるものと思われる。

6) 鮮新世の火山岩類

県境をなす脊梁部、およびこれ以北の地域にかなり広い地域にわたって分布している。

玄武岩および安山岩の熔岩と、同質の火山碎屑岩類(凝灰角礫岩が主体をなす)からなるが、安山岩質のものの方が量的に多い。

岩種の数例を示せば、普通輝石橄欖石玄武岩・橄欖石粗面玄武岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩・紫蘇輝石角閃石安山岩・普通輝石紫蘇輝石含有角閃石黒雲母石英安山岩等非常に幅広い範囲にわたる岩種が認められる。

なお、この火山岩類の下部には、安山岩質凝灰角礫岩層が認められるが、これに伴う泥岩層から産する植物化石は中新世後期を指示するものがあり、この部分と上位の鮮新世火山岩類との間には時間的間隙が予想される。

この鮮新世火山岩類より新期の火山岩類は、大山火山によって代表される第四紀の火山岩類である。

7) 第四系

各河川の流域および下流域の平野部を形成する沖積堆積物がほとんど大部分を占める。この他には、河岸段丘堆積物および海岸地域における砂丘堆積物があるが、ここでは省略する。

以上が、花崗岩類を除いた他の地質構成について、その概要を記述したものである。

3. 花崗岩類について

ここで記述する花崗岩類は、前章の地質の概要で区分した地質構成のうち、2)の時代未詳の花崗岩類と4)の中生代後期～第三紀初期の花崗岩類の両者である。

1) 時代未詳の花崗岩類

人形峠西方に広い分布を示す中生代後期の火山岩類の西端部に、わずかに顔を出している小岩体がこれに相当する。分布地区を流下する支沢の名前をとって、余川花崗閃緑岩と名付けられている。

この岩体は、これに接する中生代後期の火山岩類に覆われている分布状態を示していることと、火山岩類

の構成員である凝灰角礫岩中に礫として包有されていること等から、火山岩類の噴出の時期には、すでに地表に露出していたものと判断される。つまり、この花崗岩類の生成時期は、中生代後期の火山岩類のそれよりも古いものであるということが出来るわけである。

一般に、この地域のみならず、他の地域においても、中生代後期の火山岩類に属する凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩のなかに、花崗岩質岩石の礫状体や岩片が包有されているのが認められる場合がまれではない。これは、火山岩類噴出以前に、すでにそれより生成時代の古い花崗岩類岩体が存在していたということを暗示するものであるが、このような条件を明らかに具備した花崗岩類岩体が、露出している例はきわめて少ない。この余川花崗閃緑玢岩は、規模はきわめて小さいが、少なくとも火山岩類中に礫として包有されているその起源に相当する、花崗岩質岩石の岩体の確認される一例に相当するものである。

この岩体は、黒雲母角閃石花崗閃緑岩～同花崗閃緑玢岩からなるが、角礫岩あるいは斜長石が斑晶状に発達している場合が多く、全体として玢岩相が優勢である。一般的に圧砕作用を受けた形跡が認められる。またこの岩体は後述するより新しい鳥取花崗岩に接しているが、その部分では、ホルンフェルス化を受けている。

生成時期については、先にも記したように、中生代後期の火山岩類噴出以前ということ以外には解らないわけであるが、分布位置の上からあるいは岩相上から考えると、後述するような、火山岩類と密接な関係を持つと推定される最も初期の花崗岩類、つまり第1期進入岩類と類似した性質を備えていることが特徴的であるので、これは、火山岩類に先行する、第1期進入岩類の先駆的な進入岩体と一応解釈し得るものと思われる。つまり、その進入時期は、火山岩類の噴出時期とかけはなれた古い時代ではなく、火山岩類とは大きな意味で同じ中生代後期と考えておきたい。

2) 中生代後期～第三紀初期の花崗岩類

この時期に属する花崗岩類の活動は、本地域のみならず、中国地方全域に共通する普遍的な性格と規模を有しているものである。

いろいろな事象から、この花崗岩類は、先に述べた中生代後期の火山岩類よりも新しい時期に生成されたものと判断することができる。また、この地域では、中新世後期と考えられる火山砕屑岩層に被覆されている。したがって、その進入時期は、中世代後期以後、中新世後期以前という範囲に納められることになるので、ここでは一応中生代後期～第三紀初期という表現をとっておくこととする。

さらに、ここに含まれる花崗岩類は、その進入時期上の前後関係から第1期進入岩類、第2期進入岩類、および第3期進入岩類の3期に細区分して取り扱うのがもっとも妥当である。

これらの第1期～第3期進入岩類は、進入時期の相違と同時に、それぞれの活動様式たとえば進入位置、規模、進入形態、あるいはまた岩相等のいろいろな点で相互に異なった特徴を有している。このような、この花崗岩類の進入時期上の区分や性格上の諸特性は、汎中国的なものであることが経験的にいい得る。しかし、この点は、地域によってその内容に消長があるので、すべて軌を一にしているとはいえないのはもちろんである。

以下には各期ごとにその概要を述べることにする。

第1期の進入岩類は、先に述べた中生代後期の火山岩類に密接に伴って現出するのを特徴とするが、なかには第2期あるいは第3期の花崗岩類中にとりこまれた状態で存在する場合もしばしば認められる。このような後者の場合でも、個々の岩体としては孤立しているが、さらに視野を広げて広域的にその分布状態を調べると、あるまとまった分布域を有しているか、あるいはまたある限られた幅を持つ帯状域の範囲内に納められるか、このどちらかの性質を備えている。また、このいずれの場合に属するにしても、野外における仔細な観察によって、どこかの岩体には、これに密接して火山岩類がわずかに存在しているという例が、しばしば認められるようである。これらの事例を考え合わせると、第1期の進入岩類の分布が認められるところには、かつては火山岩類もまた存在していたという可能性が充分に考えられるのである。

このような、第1期の花崗岩類と火山岩類との分布上の密接な関係から判断すると、両者はそのよってきたる起源を同じくし、一方は火山岩として溢流あるいは噴出したものであり、他は地下浅所に進入固結したもので、いうなれば地下火山体とでも称することのできる性格のものであるかも知れない。

第1期進入岩類は、一般にいずれも小さな岩体を形成している。

岩相も、斑礫岩〜閃緑岩、斜長石玢岩その他の各種玢岩類、文象斑岩、細粒の黒雲母花崗岩、ときにはアプライト質花崗岩等々のように、塩基性のものから酸性のものに至るまでの多岐にわたり、また同一岩体内での岩相変化に富んでいる点も特徴的である。これらのうちでも、文象斑岩および玢岩相が他と較べると相対的に優勢な発達を見るようである。

続く第2期の進入岩類は、大体脊梁部およびこれ以南の地域に分布し、進入時期をほぼ一にするが相互に相前後する各種花崗岩体が進入密接して、全体として底盤状岩体を構成しているという進入状態を示している。各岩体の主岩相は、相互に明瞭な相違を示す特徴を有しているのであるが、境界部の数10〜数100mの範囲は、相接する両者の移化相的な岩相を示す場合が多いので、相互の進入時期の前後を確実に判断し得る場合がほとんどない。これは、各岩体相互間に、進入時期上の大きな間隙が存在しないことを暗示するものと考えられる。

この地域の第2期進入岩類は、岩相的には大きく3区分することができ、かつこれらはそれぞれ岩相別に地域的にも大きく区分されている。すなわち、南部一帯は中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主岩相とする岩体(智頭花崗岩と名付けられている)、その北方に接する地域では、東半部に細粒〜中粒黒雲母アダメロ岩を主岩相とする岩体(用ヶ瀬花崗岩と名付けられている)、西半部に中粒〜粗粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩を主岩相とする岩体(柿谷花崗岩と名付けられている)という工合に、それぞれの地域を占有し、全体としてほぼENE-WSW方向に延びた、底盤状複合岩体ともいべき大きな岩体を構成しているわけである。

なお、この他の岩相、たとえば地質図にも示した比較的広い分布を示す斑状角閃石黒雲母アダメロ岩(倉見花崗岩と名付けられている)等は、他の小岩体とともに、前述の主要な岩体中に包有された形で局地的に存在している。

第2期の進入岩類の分布地域である脊梁部は、かつて準平原化作用を受け、その後に隆起侵食をこうむった地帯である。ウラン鉱床の発達する人形峠層等の分布する地帯は、この準平原化を受けた地域内の凹地形を呈する部分に相当し、基盤を構成する第2期進入岩類は、前述した柿谷花崗岩および用ヶ瀬花崗岩に相当する。

なお、第2期に属する花崗岩類は、いわゆる塩基性包有物に富むことをはじめとして、部分的に混成作用の存在を示している証拠が、しばしば認められる点が共通的である。この点は次に述べる第3期の、花崗岩類とは非常に異なった特徴であるといえる。

次に、最終の進入時期を示す第3期進入岩類は、脊梁部以北、つまり第2期の進入岩類分布地域以北に分布し、その北限は日本海に没するため不明である。したがって、その分布領域はきわめて広大である。

岩相は、粗粒の黒雲母花崗岩がほとんど大部分を占め、ときに粒度が中粒になったり、あるいはカリ長石が大きく発達して斑状構造を示したりという変化は認められるが、全体として岩相変化がきわめて少ない、単調な底盤状岩体を構成するという点が特徴的である。このような特徴を備える点は、これまでに述べた第1期および第2期の進入岩類とは全く趣を異にする。また、岩質が他期のものと比較して酸性を示し、正規の花崗岩に近い点も他とは相違する点として挙げられる。なお、この岩体中には、アプライト質の部分が、地質図に示すように、局部的ではあるが、かなり広い領域に明瞭な分布を示している。

この第3期の花崗岩類(鳥取花崗岩と名付けられている)は、第1期および第2期の進入岩類の延びの方向を切った、かなり直線的な境界でこれらと接し、ときには接触変成の影響を与えている証拠が認められることがある。

また、この岩体中には、規模は小さいが、タングステン・モリブデン・ウラン、あるいはまた絹雲母等の鉱床が胚胎し、さらには三朝温泉をはじめとし、浜村温泉・松崎温泉・関金温泉等の温泉湧出に富むことも、他にはほとんど見られない特徴的な点である。

これらのいろいろな特性を考え合わせると、第3期の花崗岩類は、この地域の進入岩類の最終産物に相当するものと考えられる。

なお、以上に述べた第1期〜第3期の花崗岩類の進入後、これらすべてを切る形で、非常に数多くの輝緑岩〜玢岩の岩脈が諸所で認められる。岩脈の貫入方向は区々ではあるが、全体的な傾向としては、NE-SW

方向およびNW-SE方向の2方向が、比較的顕著に認められるといえる。

4. あとがき

以上に述べたように、この地域の花崗岩類をはじめとする火成活動に関する調査研究は、手がつけられてからまだ日が浅く、したがって、火成活動史の解釈についても、統一された見解がまだ確立されていないのが現状である。たとえば、第1期～第3期の侵入岩類の侵入時期の前後関係の問題、あるいはここで中生代後期とした火山岩類の時代的な問題等、少なくとも基本的な点で、今後さらに確かめられるべき問題が存在している。

なお、中国地方の中生代後期～第三紀初期の火成活動に関連する問題として、領家帯における火成活動との関連如何の問題がある。最近の調査研究によって、領家帯の構成メンバーのうち、最新期に属する花崗岩類が、中生代後期の火山岩類を貫き、かつここで述べた第3期の花崗岩類に貫かれる事象が、中部地方で確かめられつつある。これが事実となれば、領家帯の最新期の火成活動と、中生代後期～第三紀初期の火成活動とは、その活動の場所は相隣という関係で位置を異にするが、活動の時期は接近して、大きく見れば重複あるいは連続しているという関係になり、変成帯の最終の火成活動と、それに隣接する非変成帯の火成活動との相関という問題の解明に、一つの緒口を提供していることになり、今後さらに追求発展して行くものと期待される。

これらに関連して、最近多くの絶対年代の測定が行なわれ、結果が多数報告されている。これについては、その数値のみから、花崗岩類の生成時代あるいは侵入時代を、一義的に結論づけることはいろいろな問題があると考えられるので、ここには特に触れないことにする。

なお、この地域の花崗岩類に伴う鉍脈型鉍床にも含ウラン鉍物を産するが、ウラン鉍床として、現在のところ、日本でも最大の規模を有するものは、人形峠地域およびそれより以北の地域に存在する。花崗岩類を基盤として堆積した新第三紀以降の水成堆積岩層、あるいは火山砕屑岩層の最下底部付近に認められる堆積型ウラン鉍床である。現在のところ、これに匹敵する規模をもつものは、中国地方の他の地域には認められていない。しかし、最近、中国地方と同じような地質環境を持つ中部地方の、花崗岩類地域に相当する土岐市付近で、かなり規模の大きな堆積型ウラン鉍床の存在が確かめられつつあることは、異なる地域における類似した地質条件の下に胚胎した同型鉍床の存在として、その成因の解明の上に、多くの問題を提示しているものと考えている。つまり、この問題については、他の章で記述されることと思われるが、どのような地質条件の場所に鉍床は形成されるのか、また基盤をなす花崗岩類はこの時にどのような条件を備えたものであり、かつどのような役割を演じているのかといった問題を内蔵しているわけである。

文 献^{注1)}

- 藤田 崇 (1963) : 岡山県人形峠近傍の新第三系層序, 大阪工大紀要 (理工篇), vol. 9, no. 1
 河田清雄・山田直利・磯見 博・村山正郎・片田正人 (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, 54号
 河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦産火成岩の K-A dating (V)——西南日本の花崗岩類——, 岩鉱, vol. 56, no. 5
 河野義礼・植田良夫 (1967) : 本邦産火成岩の K-A dating (IV)——花崗岩類, 総括——, 岩鉱, vol. 57, no. 5
 久保恭輔 (1962) : 鳥取・岡山県下人形峠付近のウラン鉍床, 原子燃料公社探鉱部研究報告, no. 2
 三浦 清 (1963) : 山陰中部における後期白堊紀～古第三紀の火成岩類に関する地質学的岩石学的研究 (I), 岩鉱, vol. 50, no. 2
 宮川邦彦 (1961) : 鳥取県若桜町付近の三郡変成岩, 地雑, vol. 67, no. 793
 村上允英・西野英之 (1967) : 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (II), 山口大理科報告, vol. 17

注1) 鉍床関係の文献は省略してある。

- 村山正郎 (1960): 中国東部の白堊紀火成活動その 2 —— 鳥取県中部地域の花崗岩類 (演旨), 地雑, vol. 66, no. 778
- 村山正郎・大沢 禮 (1961): 5 万分の 1 地質図幅「倉吉」・「青谷」および同説明書, 地質調査所
- 村山正郎・山田直利・大沢 禮 (1961): 倉吉—人形峠地域の地質, ウラン——その資源と鉱物——, 朝倉書店
- 村山正郎・猪木幸男・山田直利・服部 仁 (1962): 東中国地方の白堊紀 (~古第三紀) 火成活動 (2)——山陰地方—— (討論会演旨), 地雑, vol. 68, no. 802
- 村山正郎・一色直記・坂本 亨: 5 万分の 1 地質図幅「鳥取南部」・「鳥取北部」および同説明書, 地質調査所
- 西野英之・村上允英 (1965): 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (Ⅱ), 山口大理科報告, vol. 15
- 岡山県 (1963): 岡山県地質図および同説明書 (15 万分の 1)
- 太田良平 (1962): 5 万分の 1 地質図幅「赤碓」・「大山」および同説明書, 地質調査所
- 太田良平 (1962): 5 万分の 1 地質図幅「湯本」および同説明書, 地質調査所
- 西南日本新生代研究グループ (1960): 西南日本の新生代地史——構造発達史への序説——, 地球科学, no. 50, 51
- 柴田秀賢・猿山光男 (1959): 鳥取県三朝町付近の地質および岩石, 岡山大温泉研究所報告, no. 25
- SHIBATA, K. & YAMADA, N. (1966): Potassium-argon ages of the granitic rocks in the vicinity of Ningyo-toge, Chugoku district, West Japan, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 16, no. 8.
- 相馬徳蔵 (1957): 三朝温泉付近の花崗岩について, 岡山大温泉研究所報告, no. 19
- 相馬徳蔵・杉山隆二 (1961): 人形峠鉱床付近に分布する花崗岩, ウラン——その資源と鉱物——, 朝倉書店
- 杉之原正暁 (1968): 人形峠鉱山中津河—恩原付近のウラン鉱床の成因に関する二, 三の問題, 鉱山地質, no. 87
- 杉山隆二 (1963): 山陰の温泉の地質 (その 1), 温泉工学会誌, vol. 1, no. 1
- 相馬徳蔵 (1965): 山陰地方の地質展望——山陰の基盤花崗岩類——, 岡山大温泉研究所報告, no. 35
- 鳥取県 (1966): 鳥取県地質図および同説明書 (10 万分の 1)
- 地学団体研究会 (1967): 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史, 地函研専報, 13
- 山田節三 (1951): 7 万 5 千分の 1 地質図幅「久世」, 地質調査所
- 山田直利 (1960): 中国東部の白堊紀火成活動 (その 1) —— 鳥取・岡山県境付近の変質火山岩類と花崗岩類の関係 —— (演旨), 地雑, vol. 66, no. 778
- 山田直利 (1961): 5 万分の 1 地質図幅「奥津」および同説明書, 地質調査所
- 山田直利 (1966): 5 万分の 1 地質図幅「智頭」および同説明書, 地質調査所
- 山田直利 (1966): 濃飛流紋岩類を貫く領家花崗岩の存在とその意義, 地雑, vol. 72, no. 7
- 吉田博直 (1961): 中国地方中部の後期中生代の火成活動, 広島大地理学研究報告, no. 8

Granitic Rocks of the Border Area between Tottori and Okayama Prefectures, Chugoku District

By
Masarō MURAYAMA

The studies area, including Ningyo-toge uranium deposits near the border between Tottori and Okayama prefectures, is a part of Chugoku District, where extensive volcanism and plutonism were developed during late Cretaceous to early Tertiary time. The volcanism preceded the plutonism. The volcanic rocks consist mainly of rhyolite and rhyolitic pyroclastic rocks, and

some andesite. They were erupted on land and the rhyolitic rocks were in places a pyroclastic flow, indicated by presence of welded tuff structure.

The plutonism can be divided into 3 stages as follows. The first was intrusion of rather small units being composed of gabbro to diorite, porphyrite, granophyre, and granite porphyry. They had close association with the preceded volcanism. The second stage was of batholith-forming granodiorite and adamellite. They are now distributed largely south of the Chugoku mountain ridge. The third stage was also of a batholith-forming unit of rather homogeneous medium-to coarse-grained biotite granite. This rock crops out in the northern parts of the second stage granitic rocks.

Bedded-type uranium deposits, best demonstrated by those around Ningyo-toge, occur in basal parts of Neogene sediments above the second and third stages granitic rocks. Erosion surface of the rocks, such as paleo-stream and its terrace and tributaries, was important for concentration of the uranium.

Ⅲ. 1.5 鹿児島県高隈山花崗岩体の構造

河内 洋 佑*

要 旨

鹿児島県高隈山地を形成する花崗岩体の上部には、これを不整合におおって新第三紀末ないし更新世の堆積型ウラン鉱床が存在する。この花崗岩体の形態と岩質、被侵入岩との接触面の構造的特徴、被侵入岩の変成度とその性状、花崗岩体中の節理系と岩脈類等について詳細に検討した結果、侵食作用以前の花崗岩体の形態と規模、その侵入上昇に伴う被侵入岩への影響および節理、岩脈類の形成順序等が明らかになった。また、推定された侵食前の花崗岩体の形態に基づいて、削剝された花崗岩の量は約 10 km³ と推定された。この量は、堆積型ウラン鉱床の起源と直接むすびつけられるべきではないかもしれないが、高隈山花崗岩体が孤立していること、およびその上にウラン鉱床が直接にのっていることからみれば、ウラン鉱床の堆積について考究する場合に、考慮されなければならない要素の一つと思われる。

1. ま え が き

高隈山花崗岩は鹿児島県大隅半島の北部にあつて、西南日本外帯の四万十帯に属する時代未詳層群の弱変成相を示す泥質岩および砂質千枚岩中に貫入している。この岩体は、西南日本外帯の花崗岩質岩石中、もつとも優白質な岩質をもっており、その形態上の頂部付近はペグマタイト等の岩漿分化の末期固結を示す相に富んでいる。この岩体の頂部はほぼ水平に近かつたと考えられ、侵食はまだ岩体にまでは及んでいない。その頂部を削って堆積した新第三紀末ないし更新世のアルコーズ砂岩、および礫岩を主とする地層中にウランの異常地がみいだされたことは、このような岩体の形態上、および岩質上の特徴と切りはなして考えることはできない。

この岩体の岩質上の特徴についてはすでに河内(1961)、石原・河内(1961)などが不充分ながら報告した。したがってここでは、その後の若干の検討を加えて、主として構造上の問題について概略を述べることにする。

2. 岩体の概説

高隈山花崗岩体の主部は、東西およそ 6.5km、南北およそ 7.5 km の北北西-南南東方向に長軸をもつた楕円形に近い平面図上の形態をもっている。主岩体の南方に小露出があるのでこれを加えると、長軸方向の長さは約 9 km であり、総露出面積は、岩体をおおっている新第三紀層以上を除去したとして、およそ 36km²である。主岩体の北半部は大野原砂岩礫岩層(更新世あるいは第三紀末でウランを含む)、大野原熔結凝灰岩、および新期ローム層その他によっておおわれている。

岩体の周囲は、頑いホルンフェルスの急峻な山地を作っており、岩体東部の最高峰大笹柄岳(おおのがら岳)は標高 1,237m に達する。

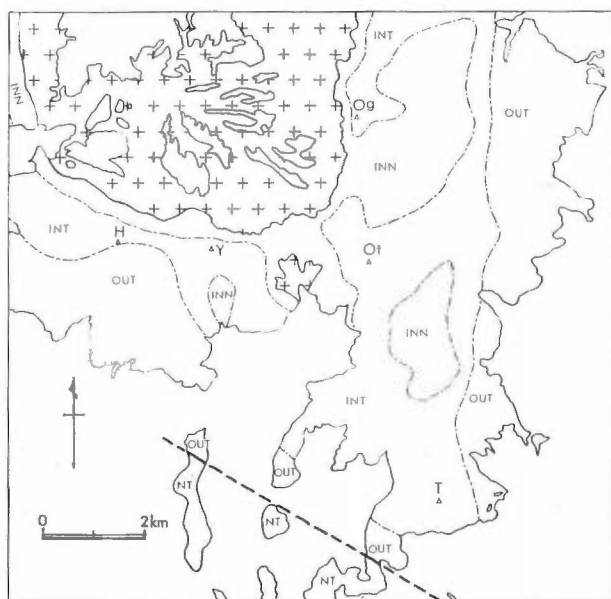
花崗岩の分布する地域は、以上の山地に囲まれた盆状地形を示すが、そのなかで岩体の中央部から南部にかけての細粒相(猿が城型花崗岩)が著しい突起した山地をつくっている。

黒雲母を用いたカリウム-アルゴン法による年代測定(MILLER et al., 1962)の結果によれば、1600万年



第1図 位置図
Index map

* 地質部



第2図 変成分布図

(中新世後期) という値が得られている。

本岩体は岩質から大きく2つに分けられる。一つは優白質で、ペグマタイト・アプライト・石英脈および堇青石包有物に富む電気石・白雲母・黒雲母アダメロ岩である猿が城型岩石で、もう一つは、優白質であるが猿が城型よりやや色指数の高い黒雲母花崗閃緑岩である新光寺型岩石である。前者は岩体の中央から南方にかけて分布しており、後者は岩体の東西および北部に広く発達するが、これを立体的にみると猿が城型が岩体の外被状にうすく存在し、新光寺型が岩体の下部に、本体をなしているものと考えられる。

ゼノリスはあまり多くなく、その岩質は石英閃緑岩質のものが多い。やや角ばっているものもみられる。その分布に顕著な傾向は認められない。なお

猿が城型岩石中の堇青石包有物の起源についてはまだ結論を得ていない。

本岩体中には流理構造を全く欠いている。

周囲の四万十帯千枚岩類の粘土質岩中の変成鉱物組合わせに基づいて、接触変成帯を3帯に分帯した(太田・河内, 1965)。変成帯の外縁は新期堆積物におおわれたり、あるいは断層によって切られているための未知であるが、花崗岩体の東部および南部に、比較的高変成度の部分が、花崗岩体から離れて分布していること、変成帯のみかけ上の幅が異常に広いことが、特徴となっている。このことは、後述するような各種の

第1表 泥質岩に基づく変成分帯

Metamorphic zoning with the stability of metamorphic minerals in pelitic rocks

	外側帯 <i>Outer zone</i>	中間帯 <i>Intermediate zone</i>	内側帯 <i>Inner zone</i>
緑泥石 <i>Chlorite</i>	—		
黒雲母 <i>Biotite</i>	—		
白雲母 <i>Muscovite</i>	—		
堇青石 <i>Cordierite</i>	—		
柘榴石 <i>Garnet</i>	—		
紅柱石 <i>Andalusite</i>			?
剛玉 <i>Corundum</i>		
カリ長石 <i>Potash feldspar</i>		
電気石 <i>Tourmaline</i>		
石墨 <i>Graphite</i>		
石英 <i>Quartz</i>		
斜長石 <i>Plagioclase</i>		

— ぶつうに出現
Common

----- ときに出現
Occasional

..... まれに出現
Rare

事実とともに、花崗岩体が地下のひかく的浅いところに伏在すると考える根拠の一つとなっている。

3. 被进入岩との接触面

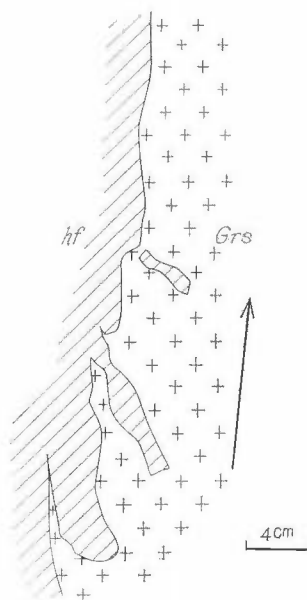
岩体の形態をできる限り正確につかむため、被进入岩との接触面を各所においてみいだすようつとめた。

接触面はどこでもきわめてシャープで、混成現象のようなものは認められなかった。

猿が城型の岩石は広義の周辺相であると考えられるが、これを別にして狭義の急冷周辺相も何カ所かで認められた。また、かなり顕著な斑状の半深成岩的構造を示す部分も岩体北部で認められた。本城川流域の転石(ほとんど地山に近く、岩体西縁の接触部の一例を示すと考えられる)にみられた接触面の一形態を第3図に示す。そこでは、壁岩が岩片となって離れつつあり、その配列からみて、矢印に示したような花崗岩マグマの運動方向が推定される。また、壁岩がはがされて行くときに壁岩に生じる割れ目は後述する inward-dipping joint であると考えられる。

接触面は観察されたほとんどの場所で、岩体の外方へ向かって傾いている(第4図)。その傾斜は一般に岩体の北部および西部で急であり、東部と南部とでゆるい。特に東部ではほとんど水平に近く、接触変成帯のアイソグラッドから考えられる岩体の、地下における形態ときわめて調和的である。岩体の北東、ヒツ岳にはループペンダントとして、粘土質岩起源のホルンフェルスが、水平な底部をもつてのっている。このような形態からみて、本岩体の頂部は、ほとんど水平に近かったと考えられる。現在みられる侵食の最深部と、推定される接触部の頂部との高度差、すなわち花崗岩中への侵食の深さは、垂直方向に最大 500m と計算される。

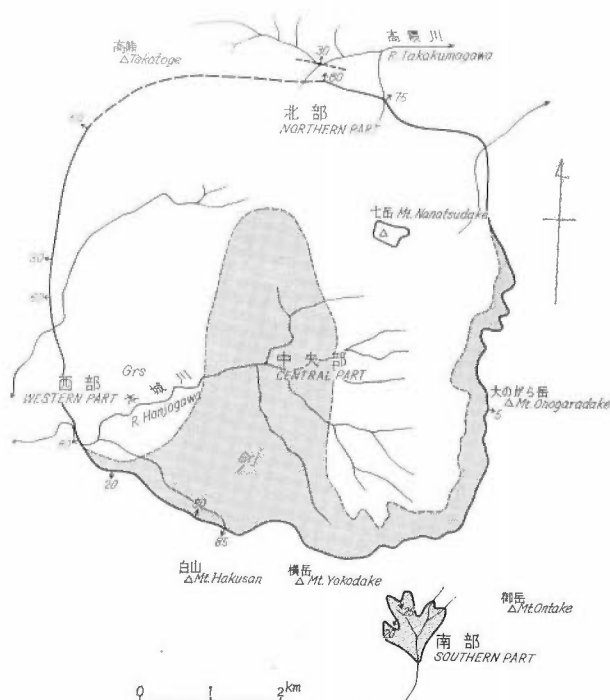
接触面の一部は、岩体の内方へ傾いており、また岩体北部では、接触面が階段状に高低2カ所でみとめられるところがある。すなわち、高隈川の河床にみられる低い方の接触面は、北方へ30°傾むいており、その内側(南方)にホルンフェルスがあらわれ、さらに河床から約150m高い位置に北方へ80°傾むく接触面が再



第3図 本城川転石にみられた被进入岩との接触面の一例

An example of the granite contact seen on a boulder of River Honjo-gawa. Note sharp contact (1), and relative movement of magma shown as arrow deduced by the arrangement of raft of wall rock (2)

Grs: Shinkoji-type granite,
hf: wall rock



第4図 花崗岩体の平面図 (矢印つき数字は接触面の傾斜を示す)

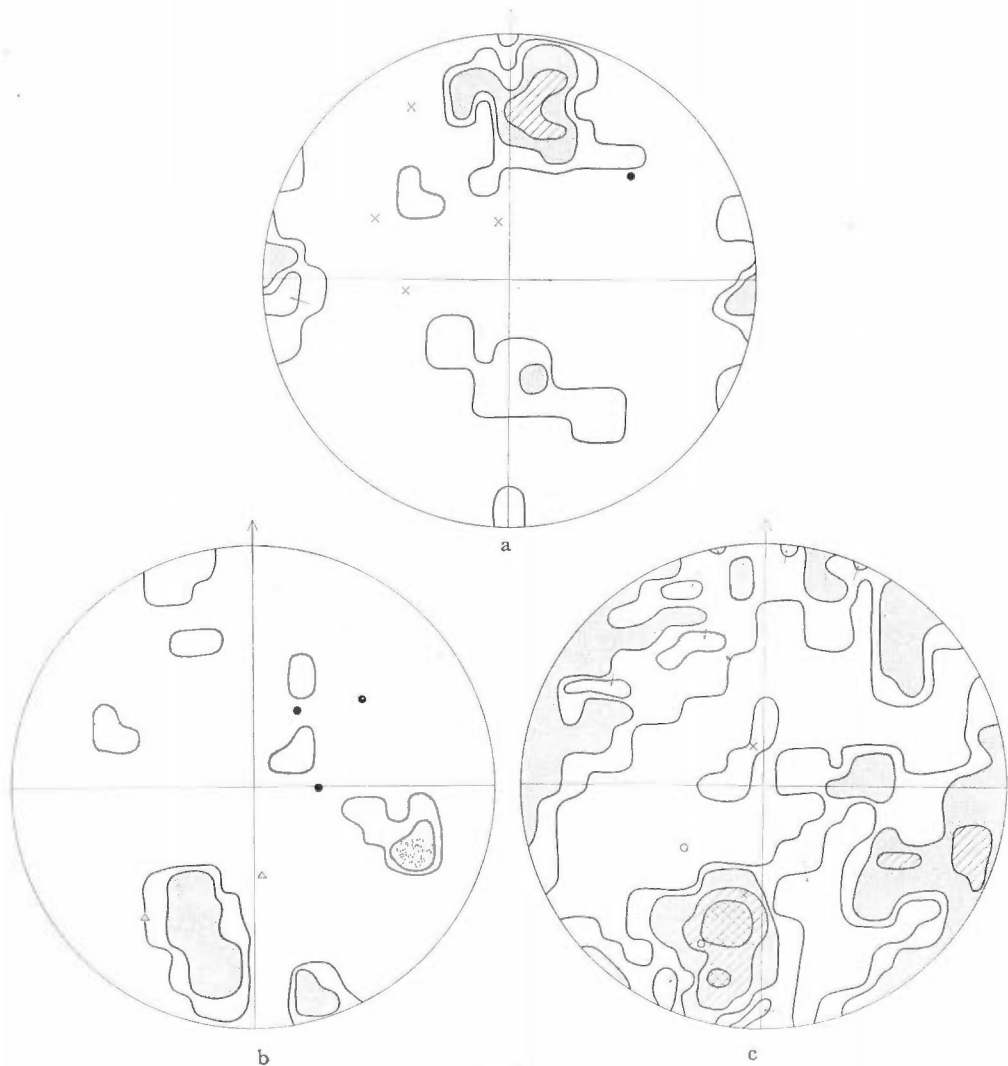
Plan of the Takakumayama granite stock. Figures with arrows outered along the contact line represent dip of the contact surface

Grs: Shinkoji-type granite
Grj: Sarugajo-type granite

びあらわれている。付近は河床あるいは道路わき以外が、ほとんど降下軽石層でおおわれているため、詳細を追跡することは困難であるが、このような現象は、次節に述べる節理系と結びつけて考えるともっともよく理解されるであろう。すなわち、花崗岩体の進入前後における上方へのつき上げに伴って、かなり冷却し半ば固結した岩体外縁部中に、inward-dipping joints を生じ、それに沿う一種の衝上がおこって現在の形をとるに至ったものであろう。

4. 節理系

比較的測定を多くおこなった岩体北部を主に、岩体西部・中央部および南部の節理系（および／または各種の脈岩類）を検討した。



第 5 図

- a. 岩体北部の節理 b. 岩体西部の節理 c. 岩体中央部の節理
- a. Joints of northern part, 32 points (1-2-10%)
Solid circle: granite contact, crosses: pegmatites
 - b. Joints of western part, 23 points (2-5%)
Solid circle: granite contact triangles: joints in hornfels
 - c. Joints of central part, 132 points (0.5-1-4-8%)
Crosses: aplites open circles: quartz veins

測定に当たっては、できる限り無差別的に顕著に発達するものを測定するように心掛けたが、水平に近い節理系はルートの関係で測定数が比較的少なくなった。しかしながら、全体としての傾向はよく示されていると思われる。

まず岩体北部にみられる節理系（第5図a）には、走向南北で垂直、走向東西で南傾斜と、走向東西で北傾斜の3系統が認められる。これらは互いにほとんど直交（90~95°）している。観察された局部的被進入岩との接触面のあるものが、このうち南傾斜系の節理面に近いことは、前述のとおりこの節理系に沿う衝上運動の存在を暗示するものである。南北系の節理は、放射状節理系の一部である。後述するように、アプライトや石英脈は、節理系のうち、inward-dipping系に強く規制されている。しかし、ペグマタイトは節理系とまったく関係なく、おそらく節理系形成前の活動を示している。また、inward-dippingと一致した方向での熱水変質や、シア運動の認められることがある。

岩体西部（第5図b）では、測定数は少ないが、被進入岩との接触面にほぼ平行な走向で、やはり内方へ傾むく節理系がもっとも著しく、また放射状節理系も認められる。

岩体中央部の猿が城型岩石中（第5図c）では、北北東-南南西系と、東南東-西北西系の2系統の節理系がみられ、とくに後者が著しい。これらの節理系とアプライトや石英脈との関係はあまり明瞭でないが、電気石細脈とはよく一致した方向性を示す。

主岩体の中央部から、南西部にかけての本城川支流の流路は、地形図を一見しても明らかなように、節理系の支配を著しくうけている。とくに白山北方の花崗岩の外形と本城川支流の流路の方向の、節理系との一致は非常に顕著である。

5. ペグマタイト・アプライトおよび石英脈

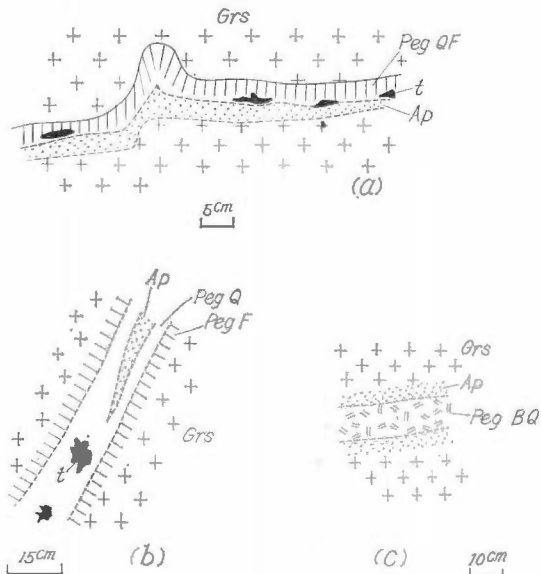
本岩体中にはペグマタイト（第6図）が非常に多い。とくに猿が城型岩石中には径数m以上に達するものがあり、一部では石英あるいは長石を対象として稼行されたこともある。ペグマタイトには、不規則な形態をもつものと、規則的な板状のものがあり、前者は猿が城型岩石中に多い。

規則的な形態のものについてのみさらに検討すると、岩体北部（第5図a）、岩体西部（第9図c）などでは、ペグマタイトと節理系とは全く無関係である。一方、岩体中央部の猿が城型岩石中では、ペグマタイトの走向傾斜の集中（第7図）は、節理系の集中（第5図c）と完全に一致している。

アプライトと石英脈は、岩体の周辺部にきわめて多く、板状の規則的な形態をもっている。石英脈はまた、岩体外の内側帯ホルンフェルス中にも多数認められる。ホルンフェルス中の石英脈には、鉍石鉍物を伴うことも多く、鉄マンガン重石・錫石・金などが稼行されたことがある。

岩体北部のアプライト（第8図a）は、inward-dipping jointsのほか、他の2つの節理系（第5図aと比較せよ）にも支配されている。また、現在の節理と無関係な北西-南東方向の直立するアプライトも若干みられる。

岩体南部にみられるアプライト（第8図b）は、走向東西で北へ急傾斜するものがきわめて多く、その集中もきわめてよい。



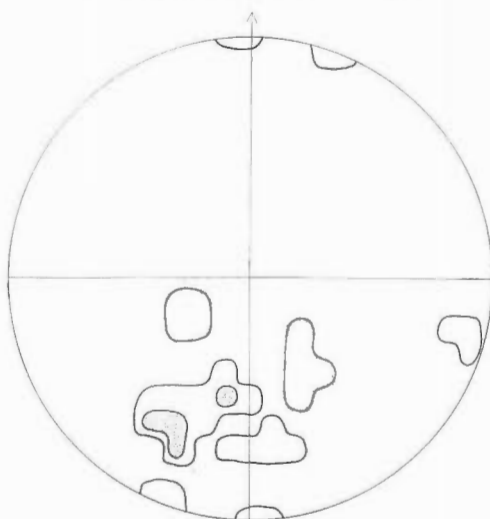
第6図 新光寺型岩石中での規則的な板状ペグマタイトの産状

Occurrence of pegmatites and aplites

Grs: Shinkoji-type granite Peg: pegmatite

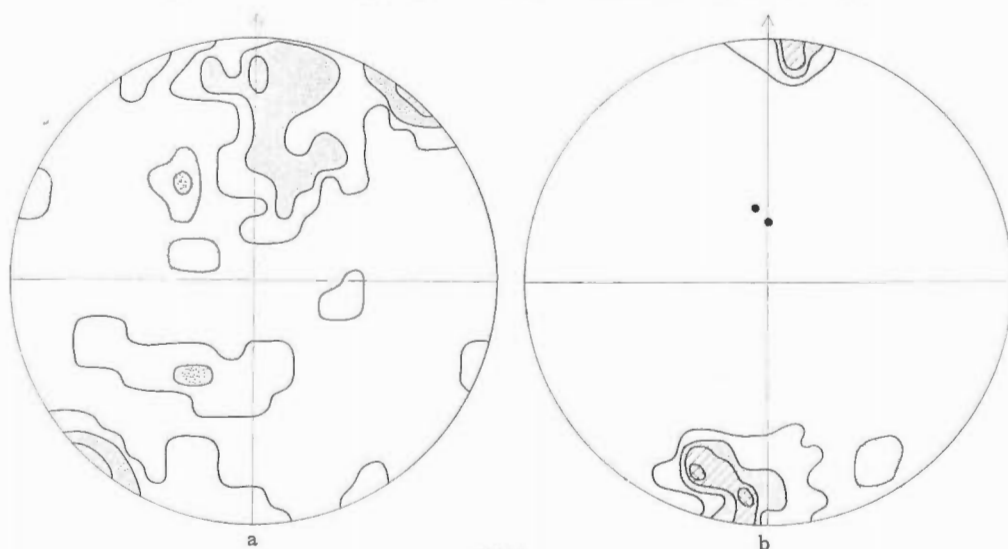
Q: quartz F: feldspar B: biotite

Ap: aplite t: tourmaline



第7図 猿が城型岩石中のペグマタイト
(規則的形態のもののみ)

Pegmatites in the Sarugajo-type rock (regular form only) 13 points (5-10%)



第8図

a. 岩体北部のアプライト b. 岩体南部のアプライト

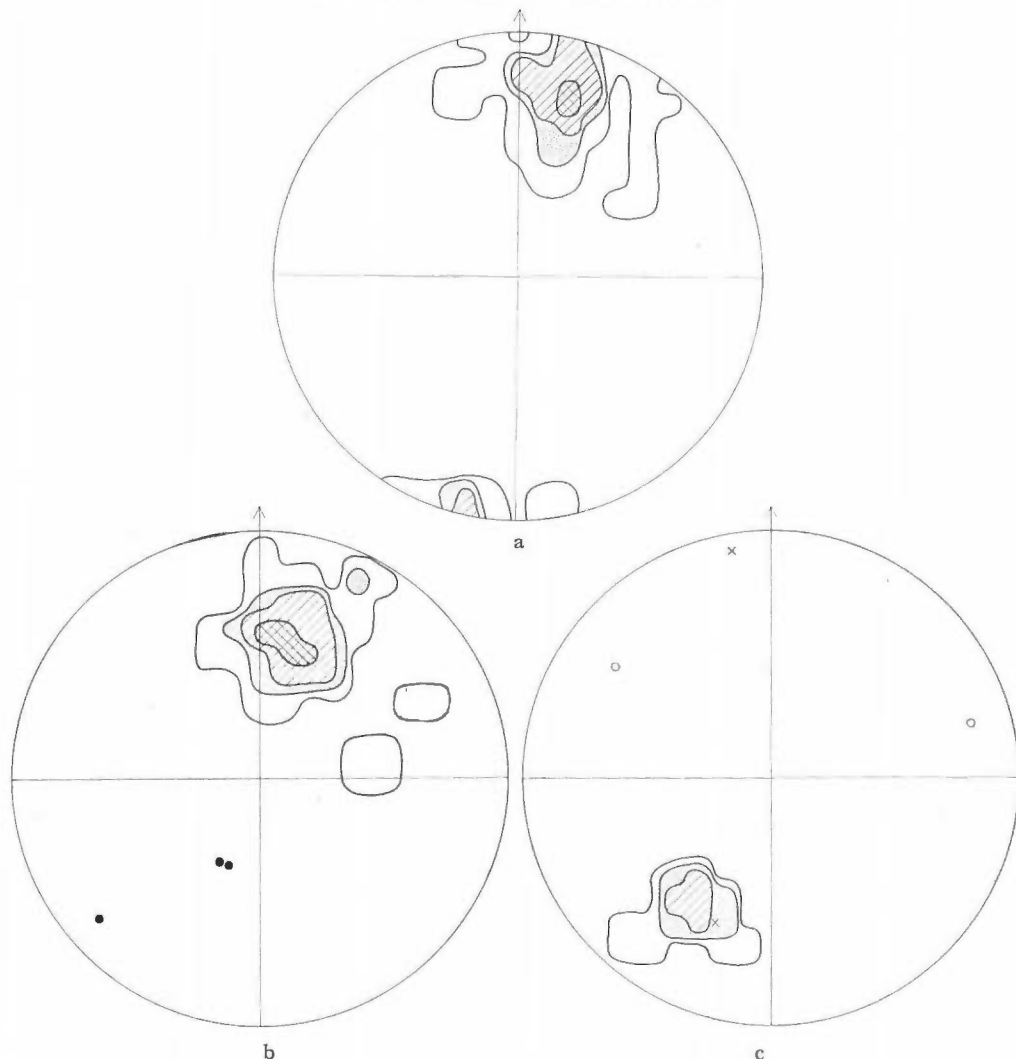
a. Aplites of northern part 48 points (1-5-10%)
b. Aplites of southern part 82 points (1-10-20-30%) Solid circles: granite contact

岩体北部の石英脈(第9図a)は、良好な集中を示し、ペグマタイトと異なって inward-dipping joints のみ支配されている。

岩体北方のホルンフェルス中の石英脈(第9図b)も集中きわめてよく、花崗岩体中の石英脈と同様、inward-dipping joints に支配されている。ただし、その傾斜は花崗岩中のものより多少ゆるい。

岩体西部での石英脈(第9図c)も inward-dipping joints に完全に一致しており、集中もきわめてよい。ペグマタイトとアプライトとは、岩体中央部付近では相伴って複合岩脈として産することが多い(第6図)。

アプライトは、先端で石英脈に移化する例が、岩体南部で多数観察される。本城川の西部接触部付近で、褶曲するアプライトと、これを切って発達する inward-dipping joints, さらに、それに沿って入ってきてい



第9図

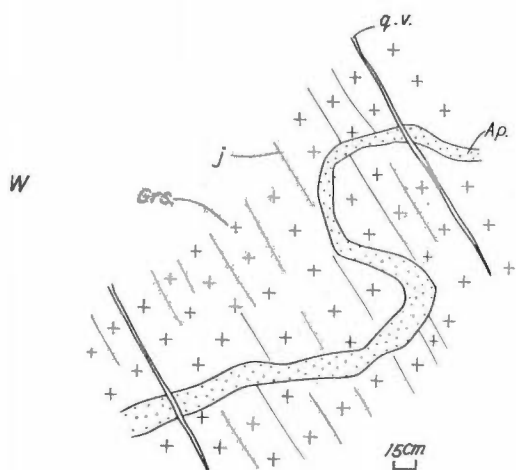
- a. 岩体北部の石英脈 b. 岩体北方の石英脈 c. 岩体西部の石英脈
 a. Quartz veins in granite of northern part 40 points (1-8-10-20%)
 b. Quartz veins in hornfels of northern part 30 points (1-3-10-20%)
 Solid circles: granite dikes
 c. Quartz veins of western part 45 points (2-10-30%)
 Crosses: pegmatites open circles: aplites

る石英脈という興味ある関係を示す露頭がみいだされた (第10図)。

節理系と脈岩類との一致、あるいは不一致と、第10図等の関係をあわせて考慮すると、脈岩類の形成の順序は次のように結論される。不規則状ペグマタイトの形成→規則状ペグマタイトの形成(このころ節理系の形成がはじまる)→アプライトの形成(岩体の上昇運動が激しくなり、一部ではアプライトが褶曲する)→石英脈の形成→岩体固結後の若干の上昇運動に伴う粘土化、衝上運動など。

8. 花崗岩体の形態、進入様式および侵食

以上のように、周辺相の分布、接触変成帯の形、接触面の走向傾斜、節理系や各種脈岩類の分布および走向傾斜などからみて、高隈山花崗岩体は、頂部が非常に平らで、周辺部で接触面が急に立つというかなり典型的な岩株状花崗岩体であろうと考えられる。現在はそのほぼ西半部が露出しているものである。このよう



第10図 褶曲したアプライトとこれを切る inward-dipping joint 系と石英脈 (本城川西部接触部付近)

Plastically folded aplite vein in the Shinkoji-type granite is cut by numerous inward-dipping joints, along which quartz veinlets inject. Near the western margin of the stock, River Honjo-gawa

Grs: Shinkoji-type granite Ap: aplite
j: joint (N60°W, 60°N) q.v.: quartz vein

また前述のような侵食前の岩体の形の推定が正しいとすれば、削り去られた花崗岩の量は約 10 km³ (2.5 ~ 3 × 10⁹ t) となる。もちろんこの値を堆積性ウラン鉱床の起源の問題と直接結びつけて考えることはできないが、孤立した花崗岩体と、その上に不整合に直接のっている含ウラン堆積岩の問題を考究する際の参考ぐらいにはなるかもしれない。

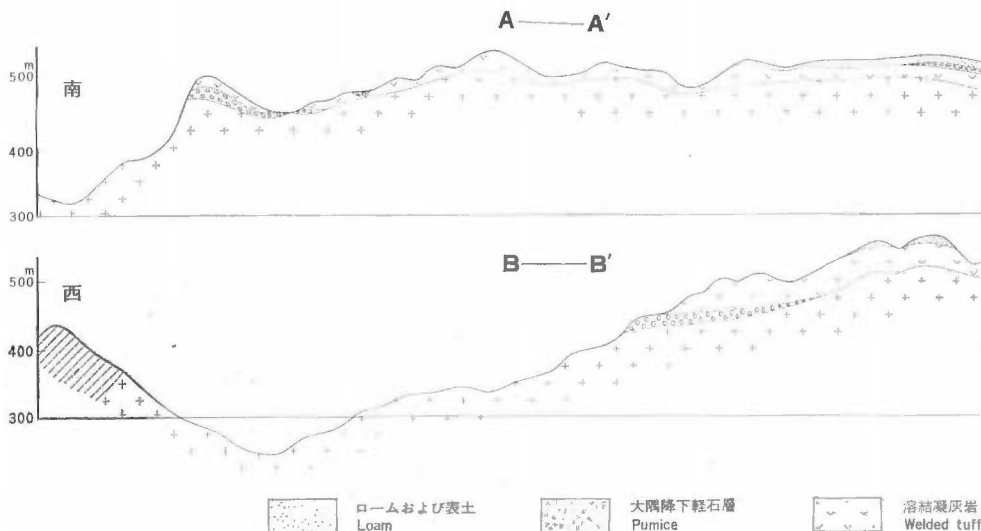
7. あとがき

高隈山花崗岩体に関して、とくにその南方に高温型から低温型に至る鉱床の帯状分布でも知られている。この問題も、岩体の構造、形態と密接に関連しているであろう。ここでは触れないので、これについては末尾の文献を参照されたい。なお、本岩体の調査は、1957年、石原舜三と筆者が協同して行なったもので

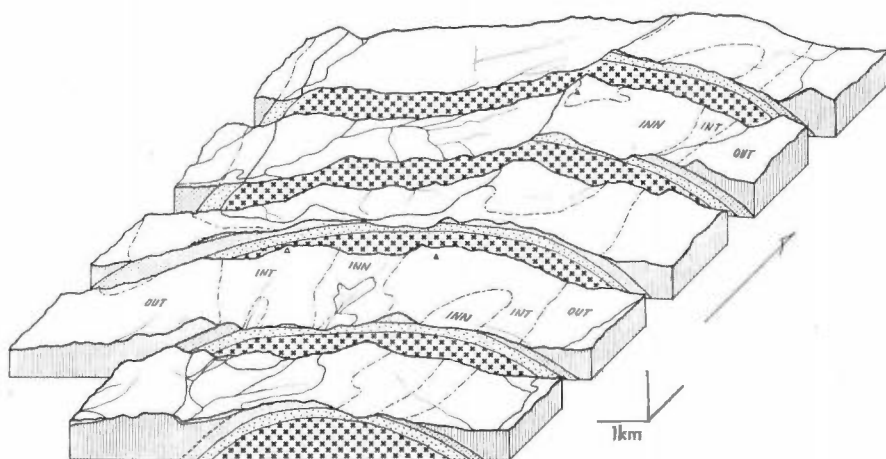
な見解で作った断面図およびブロックダイアグラムを示す (第11図, 第12図)。

このような岩株状花崗岩体の強力な上昇運動にともなって inward-dipping joints が特徴的に発達するといわれている (BALK, 1937)。高隈山岩体はその典型的な実例であろう。

接触変成帯の外縁が地表で未知であるため、外縁までの厚さの推定はやや不確実であるが、外側帯の厚さを 1,000m, 中間帯を 500m, 内側帯を 300m とみつもり、花崗岩の進入したときに接触変成帯の外縁が地表に接していたと仮定して現在の河床の最低部までの侵食の速さを計算すると、1万年当たり 14.4m, すなわち 1年当たり 1.4 mm となる。しかし実際には、現在の地形は大野原砂岩礫岩層の堆積した当時に、すでにほとんど完成していたと考えられるから、この値はこれより多少大きいであろう。



第 11 図 断



第12図 ブロックダイアグラム

あることを付記しておく。

文 献

BALK, R. (1937): Structural Behavior of Igneous Rocks, Geol. Soc. Am., Mem., 5.

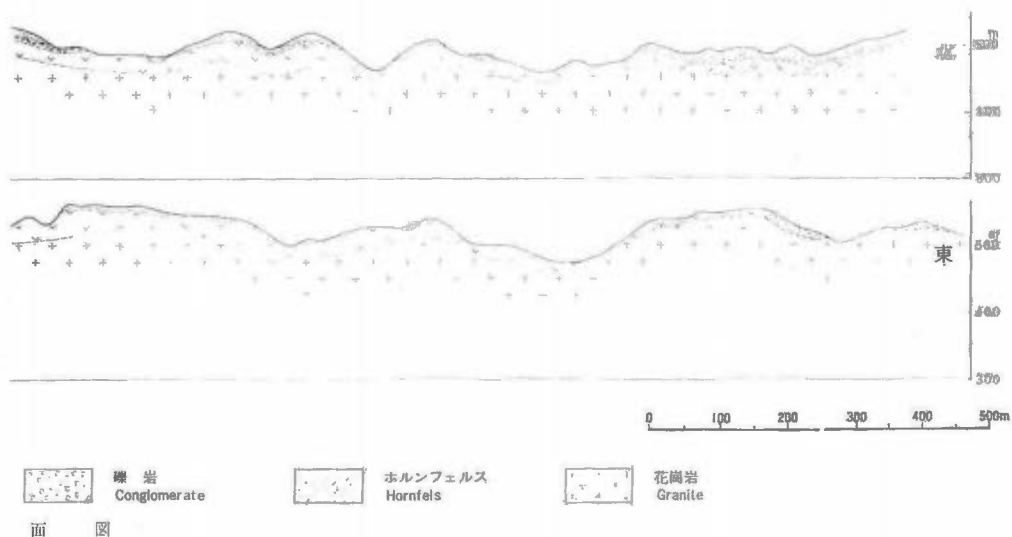
石原舜三・河内洋佑 (1961) : 鹿児島県高隈山の花崗岩と垂水鉾山長尾坑の含ウラン鉍床, 地質調査所報告, no. 190, p. 333~349

河内洋佑 (1961) : 南九州の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床, 地質調査所報告, no. 190, p. 93~104

MILLER, J. A., et al (1962): Potassium-Argon Ages of Granitic Rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan, Bull. Geol. Suru. Japan, vol. 13, no. 8, pp. 70~72.

太田良平・河内洋佑 (1965) : 5万分の1地質図幅鹿屋及び同説明書, p. 1~56

浜地忠男・石原舜三 (1958) : 鹿児島県高隈山地鉍床調査報告, 地質調査所月報, vol. 9, p. 756~770



面 図

The Structure of Takakuwayama Granitic Stock

By
Yosuke KAWACHI

The Takuwayama granitic stock of Kagoshima prefecture, which is characterized by the most light-colored nature among the granites of the Outer Zone of SW Japan, is overlain by uraniferous Onobara conglomerate bed of Plio-Pleistocene age.

Its distribution of rock facies, zoning of metamorphic aureole, nature of contact plane with the invaded rock, classification and description of joint systems, as well as the distribution, nature and time relation of activities of pegmatites, aplites, and quartz veins, are closely examined.

From the facts mentioned above, it is concluded that this stock has steep wall and flat horizontal roof, and must be much larger than presently outcropped. Inward-dipping joints, the development of which represent strong upward movement at the time of intrusion of the stock, control all quartz veins, almost all aplites, and no pegmatites. The eroded volume of the granite is estimated as about 10 km³, and the rate of erosion is 1.4 mm per year in average.

Ⅲ. 2. 1 土岐一岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比

鈴木 淑夫*・石原 舜三**

要 旨

岐阜県土岐市を中心として分布する花崗岩体は、主として堆積岩類中に進入した岩体である。この岩体の各地点から44枚の薄片を作り、主として鉱物容量比を測定した。この測定結果をもとにして考えると、岩体の大部分は白雲母黒雲母花崗岩であって、岩体の北西部の限られた地域に角閃石黒雲母花崗岩が含まれている。前者は後者より時期的にやや遅れて進入したものとみなされる。

岩体内部の各地点の鉱物容量比の間には、鉱物の種類によってかなりの変化があり、その変化は、岩体内で連続的に変化するとみれば、岩体内である程度まとまった範囲の部分が、互いに不連続的に変化するとみなすことができる。このことは貫入花崗岩体は、地下である程度分化した塊りがいくつか集まって、大体時期を同じくして進入したものと考えられるであろう。

南部のいわゆる領家帯の花崗岩類との境は、露出が不良のため明瞭ではなく、岩質的にも類似する部分があるが、一応区別することができるようである。南部の領家帯の花崗岩類は、いくつかの岩体からなっており、その岩相変化は著しく、花崗岩から石英閃緑岩質のものまで含まれている。

1. 緒 言

岐阜県土岐地方から愛知県岡崎地方にかけての地域に分布する深成岩類については、従来からとくに多くの調査研究が行なわれていたわけではないが、隣接する苗木上松地域および段戸地域などの花崗岩類についてはすでに幾多の研究がなされている。

本地域を含めて、いわゆる領家帯の深成岩類は、従来地質調査から大別して新旧2期の貫入になるものと考えられていた。しかし近年の放射性同位元素による年代測定によって、上述の2時期は年代的にとくに離れたものではない結果が得られるに到り、この地域の地質構造の考え方も再検討がなされるに到っている。

この地域の深成岩類の岩石学的な記述は、柴田(1939)、小出(1958)などにより多数発表されているが、岩体としてまとまった定量的な記述は少ない。本報告では、この地域の花崗岩質岩類についての鉱物容量比を中心として記載を行なった。これらの測定結果の一部は第1表および第2表に示した通りである。鉱物容量比は、ポイントカウンターを用いて測定を行なった。

花崗岩類のように肉眼では細かい変化を認め難い岩石の場合は、ややもすると平均から著しくはずれた特殊な岩質のもののみが重視され、岩体の主要な部分がかえって見落されることがあるため、今回の野外調査では岩質の測定を行なう目的の岩石標本は、全地域からなるべく一様に採集し、採集による偏りができるだけ少なくなるように留意した。

岩石の名称は岩石標本名と岩体名とを区別して扱わなければならないが、岩体が複雑である場合はその命名は簡単ではない。今回の調査を行なった地域の内、充分な数の標本を採集しており、また野外でも岩体としてある程度まとまっていると認められるものは、国鉄中央線以北の部分だけである。今これを土岐岩体と略称することとする。この土岐岩体の限界については、別の報告(Ⅲ. 1. 2)に記述した。

従来の岩石の命名方法のうち、花崗岩については、主として鉱物組合せと鉱物容量比とによるものが多い。従来からの JOHANNSEN (1939) などの命名方法に従えば、この地域のほとんどの岩石標本は花崗岩ないし花崗閃緑岩に相当する岩質を示している。しかし南部のいわゆる領家帯とされているものなかには、一部に石英閃緑岩に相当する岩石標本が含まれている。

岩体としてみた場合、前述の土岐岩体は花崗岩と呼ぶべき岩質を示している。いわゆる領家帯に属する深成岩類は従来から多くの岩体に区別されているが、分布が複雑であって、今回の調査ではこれらの充分な資

* 科学技術庁無機材質研究所(元物探部)

** 鉱床部

第1表 土岐花崗岩質岩体の鉱物容量比

	1	2	9	11	12	13	14	15	18	19	20	22	24	25	27	28	29	30	31	32
Quartz	39.2	43.8	37.7	32.7	30.9	35.0	32.5	34.9	38.2	34.9	32.8	31.5	25.3	33.6	33.9	32.9	42.6	27.9	32.8	42.3
K-felspar	31.0	27.0	30.1	32.1	35.9	32.1	42.6	29.8	38.1	36.2	39.2	36.2	30.5	26.3	31.9	30.0	28.3	34.6	25.4	26.8
Plagioclase	25.0	27.3	28.0	31.4	31.3	31.1	23.0	31.9	20.1	26.0	26.3	29.6	41.1	38.3	31.6	34.2	25.7	32.9	38.2	28.0
Biotite	4.3	1.3	3.8	3.7	.9	1.5	1.5	3.0	3.1	1.9	1.6	2.3	2.4	1.2	2.3	1.6	3.2	3.7	3.2	2.6
Muscovite	.4	.0	.1		.1	.2	.1	.1	.1	.7	.1	.2	.4	.2	.2	.9	.2	.4	.3	.0
Hornblende																				
Others	.1	.6	.3	.1	.9	.1	.3	.3	.4	.3		.2	.3	.4	.1	.4	.1	.5	.1	.3
Color Index	4.8	1.9	4.2	3.8	1.9	1.8	1.9	3.4	3.6	2.9	1.7	2.7	3.1	1.8	2.6	2.9	3.4	4.6	3.6	2.9
Quartz+K-felspar	70.2	70.8	67.8	64.8	66.8	67.1	75.1	64.7	76.3	71.1	72.0	67.7	55.8	59.9	65.8	62.9	70.9	62.5	58.2	69.1
Total Felspar	56.0	54.3	58.1	63.5	67.2	63.2	65.6	61.7	58.2	62.2	65.5	65.8	71.6	64.6	63.5	64.2	54.0	67.5	63.6	64.8
Total Count	(2605) (2188)	3439	2431	2465	2377	2328	3008	2733	2375	3339	(2125) (2286)	2790	2362	3287	2199	2192	2599	2026	2477	3372
IC Number	26	64	59	52	72	59	30	72	52	51	32	44	32	24	32	41	35	30	44	36

第2表 三国山一岡崎地域花崗岩質岩の鉱物容量比
Model composition of granitic rocks of Mikumiya Okazaki region

	60	65	66	70	72	75	76	78	79	81	84	86	89	99
Quartz	34.4	33.6	38.4	36.2	42.9	14.1	31.5	25.5	21.8	37.6	33.2	33.5	37.8	25.6
K-felspar	39.1	14.3	21.0	34.3	22.4	14.1	14.5	3.0	2.0	23.5	13.4	33.1	27.3	25.6
plagioclase	23.4	36.5	39.9	28.0	28.6	58.6	46.3	43.5	46.7	31.7	43.1	29.9	30.8	38.7
Biotite	2.6	11.1	.5	1.3	5.3	10.8	6.8	17.7	21.3	3.7	9.6	3.1	3.8	7.0
Moscovite	.1		.1	.0			.6					.0	.1	
Hornblende		4.0			.4	1.6		10.1	7.8		.2			3.0
Others	.4	.5	.1	.2	.4	.8	.3	.2	.4	.4	.5	.4	.2	.1
Color Index	3.1	15.6	.7	1.5	6.1	13.2	7.7	28.0	29.5	7.2	10.3	3.5	4.1	10.1
Q+Kf	73.5	47.9	59.4	70.5	65.3	28.2	46.0	28.5	23.8	61.1	46.6	66.6	65.1	51.2
Total Felspar	62.5	50.8	60.9	62.3	51.0	72.7	60.8	46.5	48.7	55.2	56.5	63.0	58.1	64.3
Total Count	5001	2769	2955	5600	3047		2766	3019	3041	2988	2909	5243	2921	2498
IC Number	40	43	22	42	26	41	59	59	53	50	25	54	76	48

料は得られていない。

岩石標本における鉱物組合せは、全地域を通じてほとんど石英—カリ長石—斜長石—黒雲母が主であつて、他に少量ないし微量の白雲母が含まれているものと、少量ないしやや多量の角閃石が含まれているものがある。花崗岩質の深成岩では白雲母と角閃石のどちらが存在するかということが、その成因を考える上で重要である(鈴木, 1962, 1967)。同一岩石標本の内では白雲母と角閃石とは原則として共存しないが、このことはこの地域においても同様である。この地域内の一部の岩石(第1表中の Nos. 38, 41)は角閃石とともに絹雲母が含まれているが、この場合の絹雲母は斜長石中に含まれており、他の白雲母のように鉱物粒の間に interstitial に産するものとは異なり、おそらく、岩石固結後の二次的な絹雲母化によるものと考えられる。したがってこのような岩石は一次的には角閃石黒雲母花崗岩とみなすことができる。領家帯の深成岩体で絹雲母化の行なわれているものは伊奈川花崗岩で報告されている(山田・村山, 1958)。

本地域に分布する白雲母を含む岩石と、角閃石を含む岩石との間には、かなりの鉱物組成の差が認められるが、これらのうちには化学組成が比較的類似するものがある。

白雲母黒雲母花崗岩と角閃石黒雲母花崗岩とは全体として化学組成に差があるが、もし化学組成が類似する場合は物理条件の差によるものと考えられる。従来から領家帯ではいくつかの岩体が区別されているが、これらはおもに野外の観察によるものが多いため、この岩体が上述の2種の岩質と一致しない場合がある。

土岐市北西部の地域には両種の花崗岩が分布しているが、この境界付近では、一見肉眼的に破碎されたよ

(Model compositions of Toki granitic body)

33	34	36	37	38	39	40	41	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	56	57	58	59
28.3	26.8	43.2	34.4	45.4	33.7	27.3	26.8	39.1	32.3	29.6	34.8	28.6	30.3	36.1	52.1	40.7	42.7	34.7	35.4	33.5	22.2	32.8	30.7
26.0	29.9	22.8	31.7	18.6	30.6	12.8	17.1	24.8	30.7	37.1	29.5	35.4	26.4	29.7	22.9	13.0	31.5	29.3	20.5	28.4	39.0	28.8	29.8
37.0	39.1	34.1	31.2	32.0	33.2	46.9	45.4	30.5	32.3	28.7	32.5	31.5	37.9	28.8	21.4	42.2	23.3	32.3	38.2	34.2	34.5	32.8	35.8
7.8	3.5	.7	1.5	3.3	1.5	11.5	9.2	4.9	4.1	4.4	2.6	4.0	4.5	5.1	3.2	3.8	2.2	3.1	4.3	3.4	4.0	4.8	3.6
	.6	1.4	.7		.7			.2	.0	.0	.2	.3	.3	.0	.1	.1	.1	.1		.3		.0	.1
.5				.2		1.0	.2												1.0				
.4	.1	.8	.5	.5	.3	.5	1.3	.5	.6	.2	.4	.2	.6	.3	.3	.2	.2	.5	.6	.2	.3	.8	.0
8.7	4.2	2.9	2.7	4.0	2.5	13.0	10.7	5.6	4.7	4.6	3.2	4.5	5.4	5.4	3.6	4.1	2.5	3.7	5.9	4.6	4.3	5.6	3.7
54.3	56.7	63.0	66.1	64.0	64.3	40.1	43.9	63.9	63.0	66.7	64.3	64.0	56.7	65.8	75.0	53.7	74.2	64.0	55.9	61.9	61.2	61.6	60.5
63.0	69.0	56.9	62.9	50.6	63.8	59.7	62.5	55.3	63.0	65.8	62.0	66.9	64.3	58.5	44.3	55.2	54.8	61.6	58.7	62.6	73.5	61.6	65.6
2438	2729	2428	2779	3617	2802	2677	3676	2890	3608	2823	2921	2664	2863	2886	2841	2526	2572	2426	2790	2664	1995	2098	2637
50	46	52	29	31	83	61	59	49	69	54	41	40	60	59	45	27	44	34	68	53	29	69	26

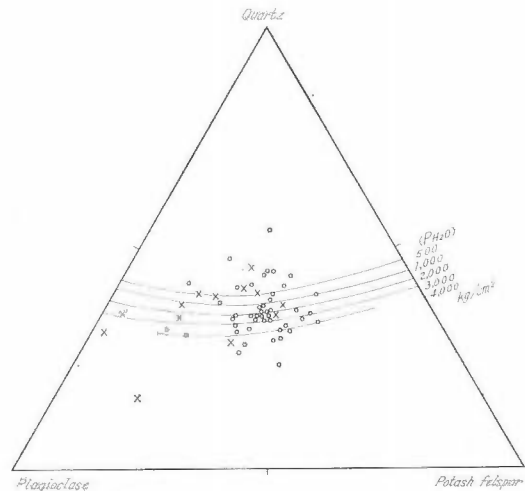
うな岩石が認められ、両種の岩石の間に岩質のみならず、岩体としても区別した方が適当であることが予想される。

2. 鉱物組成

花崗岩類の岩質は、主として鉱物組成、鉱物粒度、構造、鉱物の性質などによって示すことができる。これらは互いに独立したものではなく、密接な関係を有しているが、ここでは量的にもっとも測定しやすい鉱物容量比を主として取扱うこととした。

鉱物組成の表示には、その目的に応じて各種の方法がある。この地方の、深成岩類について(石英・カリ長石・斜長石)、(石英+カリ長石・斜長石・有色鉱物)などの表示方法を用いた結果では、北上山地や北海道など他の日本の地域の深成岩体との差はとくに明瞭ではない。鉱物組成の測定は薄片を用いるために、測定面積、粒度などの影響を受けやすく、測定値の変動が大きくなる傾向があるので、非常に細かい量的な差異を認めることは難しい。

土岐岩体およびその南部の領家帯のいずれの岩石中にも石英・長石類がそれぞれ相当に含まれているが、南部の愛知県東加茂郡下山村付近で、従来石英閃緑岩として記載されているものには、カリ長石が非常に僅か含まれているのみである。しかしカリ長石の存在は岩質を著しく左右し、たとえ僅か数%の量のカリ長石が含まれていても、鉱物組合せの上からは重要であって見逃すことはできない。



第1図 石英-カリ長石-斜長石三角図
(Modal quartz, potash feldspar, and plagioclase)

○：土岐岩体 ×：三國山-岡崎地域
図中の線は Tuttle and Bowen (1958) による各水蒸気圧下の最低溶融成分を示す

土岐から岡崎にかけての地域の深成岩類には、少なくとも13%以上のカリ長石が含まれているが、前述の石英閃緑岩とされている岩石には高々3%の量しか含まれておらず、両者の間には著しい不連続が存在している。

従来の地質調査の結果から、土岐一岡崎地域の深成岩は、いくつかの岩体、あるいは岩型に分類されている。これらの各岩型のものについてそれぞれ数個づつ標本を採集して比較してみると、従来同一岩体または岩型とされているものでも、その内部の岩質の差が著しい場合がある。この際同一岩型とされているもの同志は比較的有色鉱物の量が類似している傾向があり、このことは肉眼観察による野外調査では、有色鉱物の

量に左右されることがあるものと推察される。

前述の優黒質な石英閃緑岩とされている岩石では、有色鉱物の量に較べて黒雲母の量が著しく多い特徴がある。一般に深成岩が優黒質になるに従って、黒雲母量に較べて角閃石の量が多くなり、さらに輝石を含むようになる傾向があるが、この岩石は28%もの有色鉱物を含むにも拘らず、黒雲母が21%も含まれていることは岩石の成因を考える上で興味あることで注目に値する。

3. 土岐岩体の岩質

調査した地域のうちで比較的まとまった数の岩石標本を検討した範囲は、土岐岩体のうち国鉄中央線以北である。

岩体の周囲の大部分は堆積岩であって、岩体はこれらを買いて進入している。従来この岩体は北東方の苗木上松型花崗岩と同様な地質構造的に分布していると考えられているが、この岩体がさらに南部のいわゆる領家帯の深成岩

類とどのような地質関係を示すかは、露出状態が悪いためあまり明瞭ではない。今回の野外調査および鏡下の観察では、互いに岩質が著しく類似する部分があり、漸移すると考えた方がよい場合がある。

今までの野外調査では、苗木型花崗岩が他の花崗岩を買っていることが認められているが、最近の K-Ar 法による年代測定結果では、苗木型花崗岩と領家帯の花崗岩類との間には、とくに著しい時代の差のないことが示されている。

大きな規模の花崗岩体では、貫入から全体の固結までにはかなりの時間を要するのが普通で、条件次第では数百万年ないし数千万年を要することもあり得るため、花崗岩体内部の各部分が塊として移動し、相互に貫入現象を示すことがあるであろう。このような場合に貫入の部分が相互に温度または岩質が著しく異なれば、それぞれ別の岩体として観察できるが、これは決して時代的な差があるわけではない。

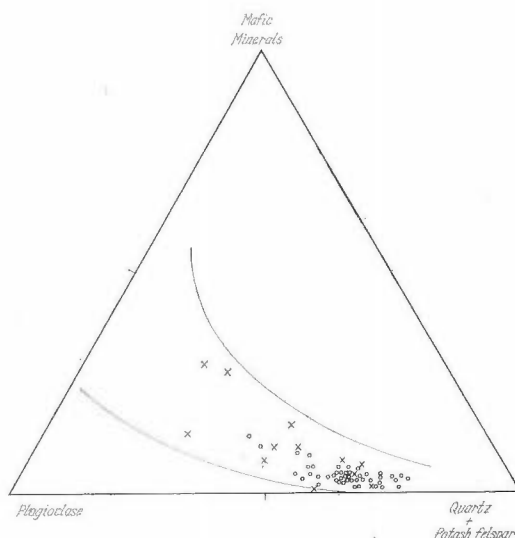
領家帯に含まれる花崗岩類は、数種の代表的な岩体に区分される(柴田, 1939; 山田・村山, 1958)。これらのうちで地質構造上、土岐岩体ともっとも関係が深いと考えられるものは苗木上松型花崗岩であって、また領家帯の花崗岩類中で、これと類似の岩質を示すものは伊奈川花崗岩と呼ばれる粗粒角閃石黒雲母花崗岩である。

苗木上松型花崗岩は伊奈川型花崗岩に比較すると、1) basic inclusion がまれである。2) schistose hornfels, granite などの捕獲岩は絶無である。3) 角閃石をほとんどふくまない。4) 黒雲母は clot となるが、schistosity, schlieren はない。5) 石英はしばしば自形である。などの点で異なっているといわれている(山田・村山, 1958)。このような差異は土岐岩体とその南部の深成岩類との間の違いにあてはまる場合もあり、あてはまらぬ場合もある。土岐岩体には南部の深成岩類に較べて、角閃石黒雲母花崗岩の分布は少ないがある程度存在する。土岐岩体中の土岐津西方深沢川河口付近 (No. 43) および御嵩町中切付近 (No. 54) のものには、黒雲母が clot をつくるが、他にはほとんど見ることができない。

土岐一岡崎地域の深成岩類は、各岩体内部の岩質変化が著しいため、岩体間の変化を認めることが困難の場合がある。

3.1 鉱物容量比

土岐岩体の内部の鉱物組成は鉱物の種類によってそれぞれかなりの変化を示している。土岐岩体の大部分は白雲母黒雲母花崗岩質岩であるが、北東部の津橋から西洞にかけての地域には角閃石黒雲母花崗岩質岩が



第2図 石英+カリ長石, 斜長石, 有色鉱物三角図
Modal quartz + potash feldspar, plagioclase, and mafic minerals with a modal plutonic field
○: 土岐岩体 ×: 三国山一岡崎地域
実線内は modal plutonic field (Suzuki, 1955)

分布している。特に西洞地域のもの（Nos. 40, 41, および54）は細～中粒ち密の岩石であって、いずれも容量比からみて花崗閃緑岩と称すべき岩石である。

この地域以外の土岐岩体では、現在までまだ角閃石の産出が認められておらず、角閃石の含まれている岩石は西洞～津橋付近に限られるようである。

津橋付近の岩石のなかには、黒雲母が細かい粒の集合状態を示すもの（No. 38）がある。石英・アルカリ長石類は、津橋のものでは周囲の岩石と構造上の差が認められないが、西洞のもの（No. 54）では破碎され斑状になっていることが鏡下で観察され、この部分がほとんど固化したあとで、熱あるいは応力の影響を受けたことが想像される。このような一見変成作用を受けたような岩石が産することから、角閃石を含む岩石が、含まない岩石によって貫入されたとも解釈できる場合があるが、これらの岩石にみられる再結晶作用はあまり強いものではなく、必ずしも貫入作用に伴う変成現象といえるか否かは不明であり、その詳細はさらに検討を要する。

鉱物容量比はポイントカウンターによって測定され、その結果は第1表に示した。標本数は岩体の広さに較べて必ずしも多くはないが、一般の標本の採集に較べれば、面積あたりで非常に多い数である。

鉱物容量比の測定用の薄片は各岩石標本から一枚づつ製作し、それぞれは少なくとも20mm×30mmの面積を有している。

鉱物容量比は一個の標本のなかでもかなり変化するのが普通で、どの程度変化するかということは、一個の標本から数枚以上の薄片を作り測定を行えば知ることができる。

このような測定をすべての標本について行なうことは、実際上かなり時間を要し困難である。薄片による測定に伴う誤差は、その標本の鉱物粒度および測定面積に関係することが CHAYES (1956) により研究されている。

薄片による鉱物粒度の測定はその取扱いがむずかしく、実際の複雑な形の粒については正確な表現はほとんど不可能に近い。そのために CHAYES は IC 数という量を提案し、これを粒度を表現する値として用いている。土岐岩体の IC 数は第1表に示した。

IC 数を用いて、その測定面積と測定誤差との関係を調べたものは、CHAYES (1956) が New England 地方のものについて研究したものが知られているのみである。土岐岩体と New England 地方の岩石とは、大体同様の花崗岩質岩であり、鉱物粒度、構造などはやや類似するので、New England で調べられた関係を土岐岩体にあてはめて考えることとする。

土岐岩体における IC 数は、44枚の薄片の平均は47であり、もっとも少ないものは24であった。薄片が625mm²の面積を有するものと考えれば、上述の IC 数からその測定精度はそれぞれ約2.5%および約4.1%であると推定される。

このような個々の測定に伴う精度が、それぞれの観測値間の変動以上に大きければ、いくつかの観測値間の変化を論ずることは意味がない。土岐岩体については、測定精度の目安として IC 数から予想される変動をとり、標本間の変動はすでに得られた結果を用いて比較することとする。各鉱物について、標本間の変動および測定精度のそれぞれの分散の比をみると、IC 数が24というもっとも粗粒の場合を考えて計算すると、石英では1.99、カリ長石では2.42、斜長石では2.02、石英+カリ長石では3.15、全長石は1.78となる。IC 数が平均で47の場合は、これらの値はいずれも4.3以上になる。自由度43の場合の F 分布は5%水準で1.66、1%水準で2.06なので、これらの鉱物は、標本間の変動が測定の誤差に較べて充分大きいと推論することができる。黒雲母、有色鉱物などは量が少ないため、地域的な変化に充分意味があるとはいえない。

岩体が標本の集合体であると見なして、鉱物容量比の地域的な変化を考える場合には、Trend Surface Analysis によるのがもっとも適当である。しかしここでは、簡単に等値線で結んだ図を示すにとどめた。

岩体全体を一つの集団として取扱う場合に、この集団を表わす値としては、平均値と、平均値を中心として標準偏差の2倍および3倍だけ異なった値を用いるのが便利である。平均値から標準偏差の2倍および3倍はなれた値の範囲のなかには、ガウス分布であれば、それぞれ全体の約95%および99.7%のものが含まれることになる。

測定した鉱物容量比を岩体の各地点にあてはめたものを第3～11図に示した。各地点の数値はそれぞれ約

第 3 表 土岐岩体の鉱物容量比の平均値
Averaged modal components of Toki
granitic body

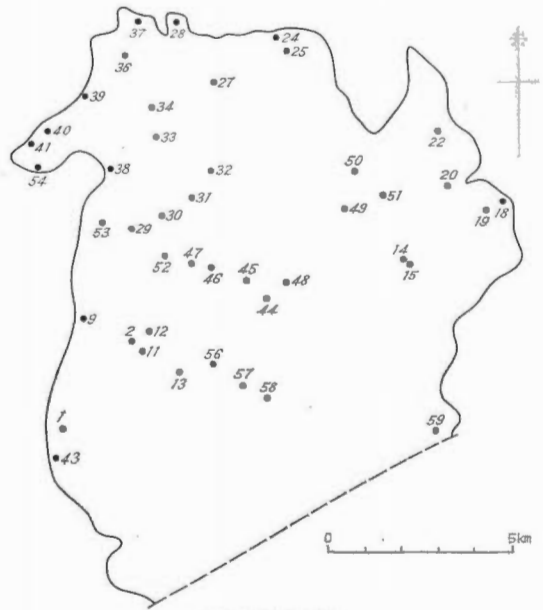
	個数	平均値	標準偏差
Quartz	44	34.40	5.79
K-felspar	44	29.32	6.38
Plagioclase	44	32.20	5.84
Biotite	44	3.41	2.04
Muscovite	37	0.26	0.29
Hornblende	5	0.58	0.36
Color Index	44	4.08	2.17
Quartz+K-felspar	44	63.73	7.28
Total Felspars	44	61.52	5.48

2~4%の誤差を含んでいるが、全体を通じて平均より多い値、少ない値、およびとくに著しく異なった値が、どのような地域に分布するかという大体の傾向をつかむことができる。

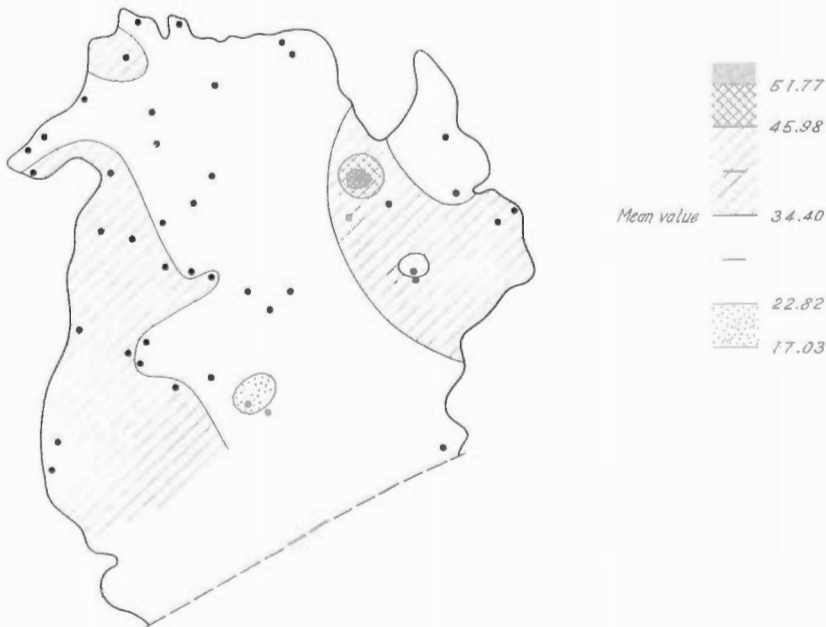
この場合、黒雲母・有色鉱物量などは量が少ないため、測定精度に較べて岩体全体としての変化ははっきりしないが、岩体の内部に地域的ななかたよりがあれば、地域的な変化の傾向を知ることができるため、これらについてもものべることにする。

石 英 (第 4 図)

石英の量は土岐岩体全域を通じて不規則な変化を示し、地域的な分布傾向は認められない。全体を通じて 22.2%~52.1%の量の変化が認められ、その平均値、標準偏差は第 3 表に示した通りである。

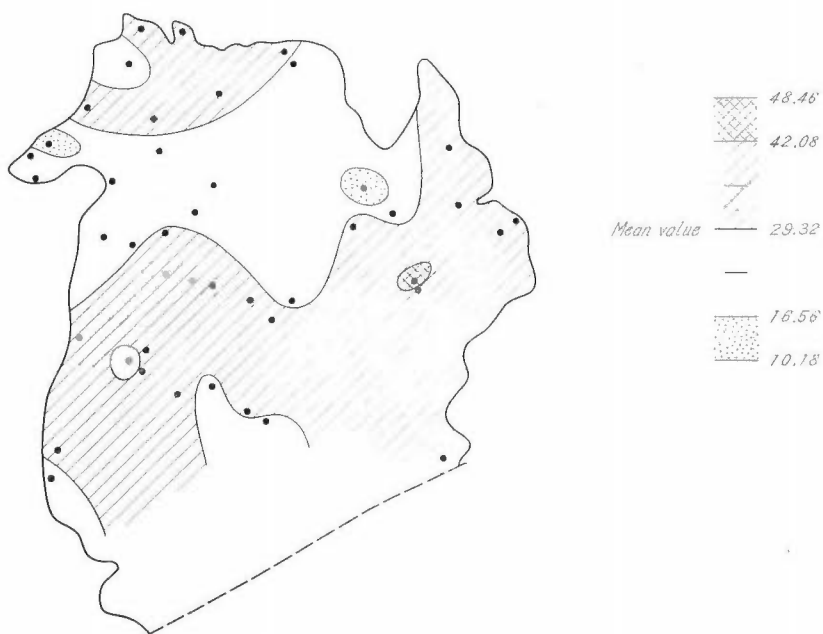


第 3 図 標本分布図
Locations of analyzed specimens
標本番号は第 1 表の番号と一致する

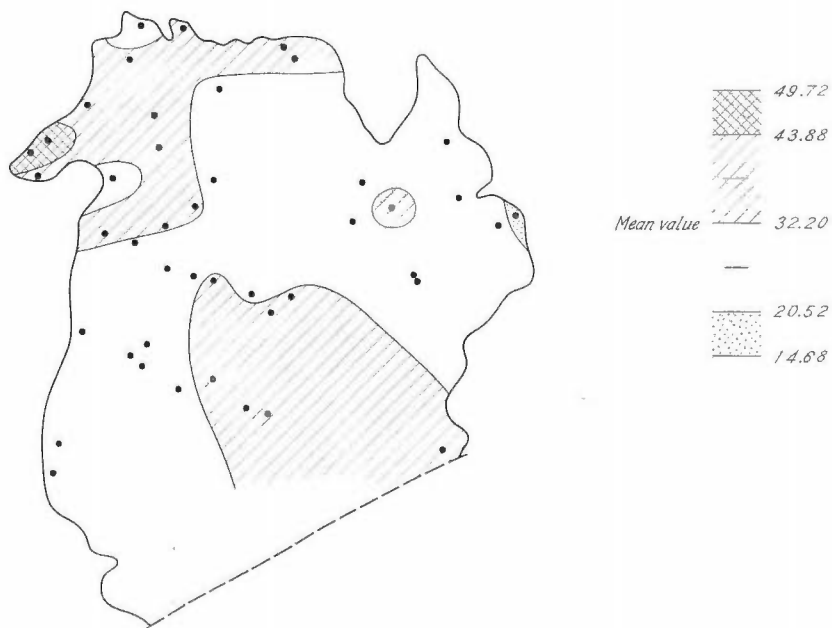


第 4 図 石 英 (Quartz)

土岐一岡崎地域の花崗岩質深成岩の鉱物容量比 (鈴木淑夫・石原舜三)



第5図 カリ長石 (Potash feldspar)



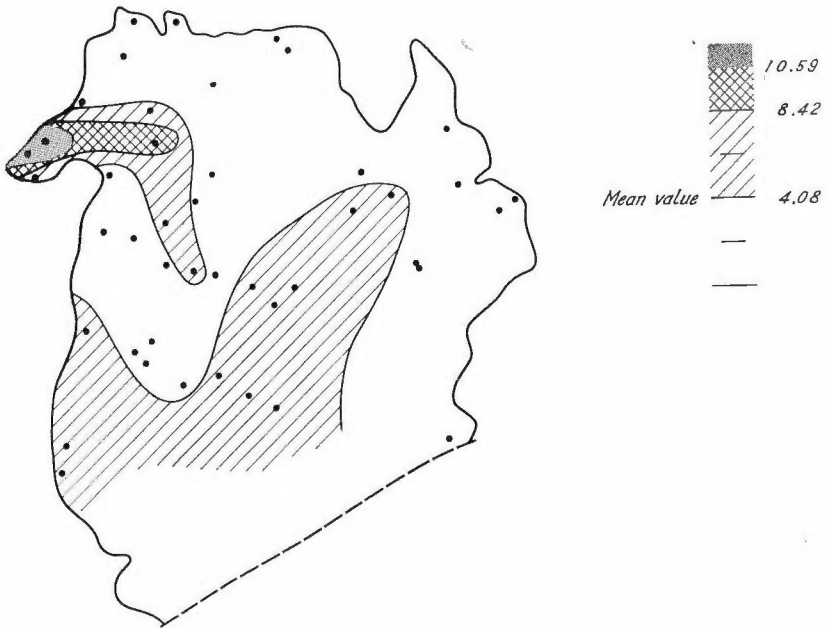
第6図 斜長石 (Plagioclase)



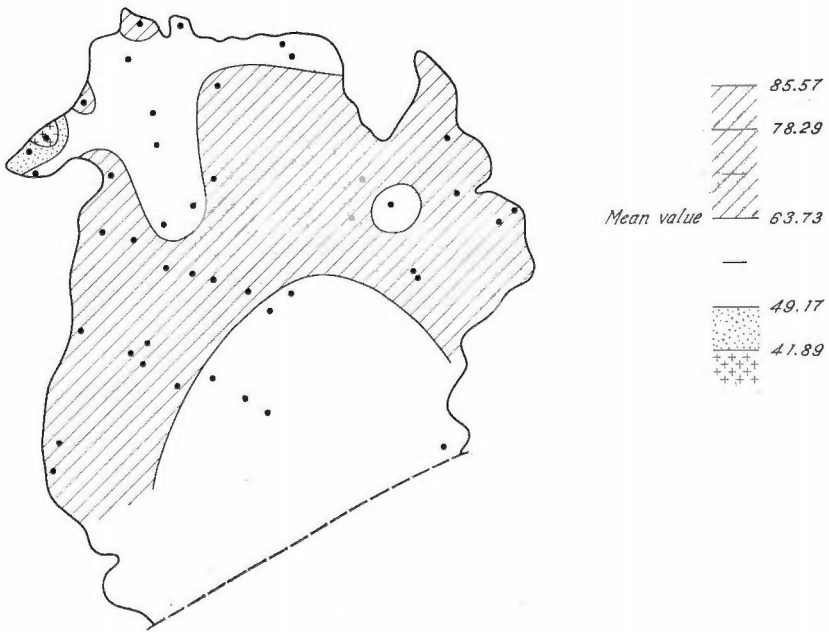
第7図 黒雲母 (Biotite)



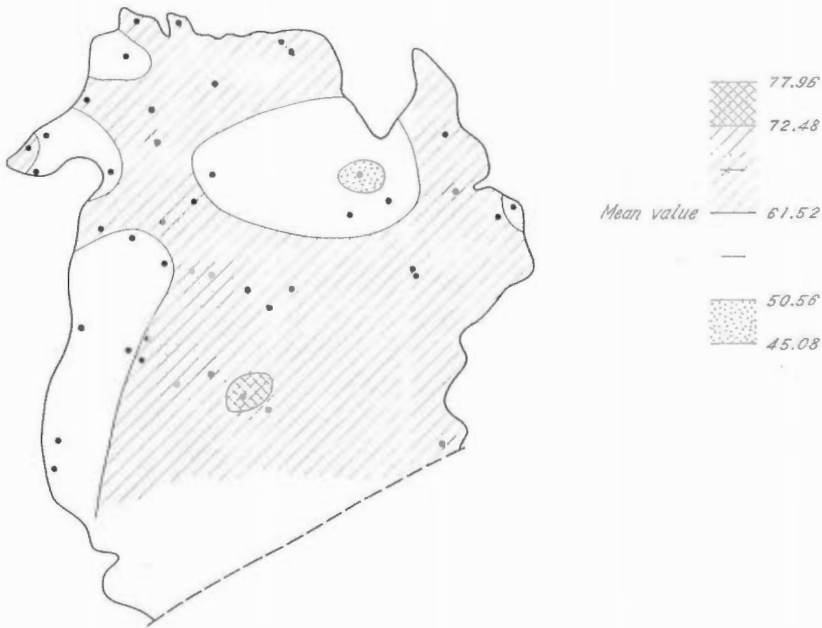
第8図 白雲母 (角閃石) Muscovite (Hornblende)



第9図 有色鉱物 (Mafic minerals)



第10図 石英+カリ長石 (Quartz+potash feldspar)



第11図 全長石 (Total felspar)

カリ長石 (第5図)

カリ長石量は岩体を通じて13.0%から42.6%まで変化する。量の変化には地域性が認められ、北部木曾川付近、東部大島付近、および土岐市付近のものにはカリ長石量が高い。西洞地域の角閃石を含む岩石中のカリ長石量は20%以下である。概して岩体の中心部ではカリ長石量の変化が少なく、量の多いものあるいは少ないものは岩体周辺部に産することは注目すべきことである。

斜長石 (第6図)

斜長石の量は20.1%から46.9%までの変化を示している。石英の場合と同様の変化をするが、地域的な変化の傾向が存在する。カリ長石と斜長石とはそれぞれの地域的傾向は同様ではなく、北部木曾川沿いではカリ長石・斜長石ともに平均より多いが、東部大島付近ではカリ長石量が多いが斜長石量は著しく少ない。石英—カリ長石—斜長石図で示すと、上述の地域のものはいずれも平均から離れている。これらの鉱物の比率は、花崗岩の最低溶融点の組成および分化過程と関係が深いので、以上に述べた地域の岩石類は、その生成条件に著しい差があることが想像される。

黒雲母 (第7図)

黒雲母は全域に産出し、有色鉱物のなかでは量的にもっとも多く含まれている。量は0.7%から11.5%まで変化するが、角閃石を伴う岩石中には、とくに多量に含まれている。地域的な分布の特徴は認められないが、概して岩体の中央部の岩石に黒雲母が多い傾向がある。

白雲母 (第8図)

黒雲母の次に副成分として広く含まれているものは白雲母である。全域を通じて量的には多くはないが、北部木曾川沿いの部分では、比較的に多量の白雲母が含まれている。

角閃石 (第8図)

角閃石はごく一部の西洞～津橋地域に産出する。量は0.2～1.0%であって少ないが、岩石中に角閃石が存在する場合の岩質は、それを含まないものと著しく異なるので、角閃石を含む西洞～津橋の部分は他とは明瞭に境さるべきものである。

有色鉱物 (第9図)

全域を通じて有色鉱物の量は少なく、とくに角閃石を含まない部分では5%を超すものはまれである。有色鉱物は岩体が進入する場合には、その周辺部に多いのが普通であるが(鈴木, 1965)、本地域では有色鉱物量は北部や東部の周辺部にはむしろ少なく、岩体中央部に多く含まれていることは注目すべきことである。このことは全岩体がすべて均一の流動体ではなく、いくつかの部分岩体の集合である可能性を示している。

石英+カリ長石 (第10図)

深成岩が分化して次第に流動部分が濃集する場合に、この分化の程度を示す尺度にはいろいろの方法が考えられている。これらの尺度は従来は化学組成を基にして考えられているが、鉱物組成を基とした尺度としては石英+カリ長石量はかなり有効であることが鈴木により提唱されている(鈴木, 1955)。

本地域内における石英カリ長石量は全体を通じて高い値を示しており、他の一般の花崗岩におけると同様である。岩体内ではかなり地域的変化を示し、大島付近および土岐市付近では石英カリ長石量が多く、角閃石を含む地域ではかなり低いことが注目される。

全長石 (第11図)

全長石の量は岩石中のライム・アルカリおよびアルミナの量に支配される量で、従来から比較的良好に用いられている。この地域における全長石の量は、全体として比較的一定した分布を示しており、南西部にやや低い値を示すもの以外は、とくに著しい地域的傾向は認められない。

3.2 岩石の組織および粒度

この地域の岩石の鉱物粒度はかなりの変化を示し、野外でも岩相、粒度の地域的な差異を観察することができる。

岩石中の鉱物粒度の表現は簡単ではなく、とくに斑状構造のものはその表示が著しく困難である。斑状の岩石では概して鉱物間の粒度の差が著しく、石基にも粗粒のものや細粒のものなど変化が多い。また鏡下の観察では一般に大きな斑晶をかえて見逃すことがあり、肉眼的な粒度の表示と必ずしも一致しない場合がある。

粒度の表現が困難ではあるが、定性的に粗粒～細粒として岩石を大別してみると、岩体内の各部分でかなり明瞭な地域的差異が認められる。岩体の中心部から西部にかけての地域の岩石は、隣接した部分で構造、粒度が比較的漸移的に変化するが、北部木曾川沿いの部分と、東部付近および中央部の本郷～柄石峠にかけての部分など、概して岩体の中央部がかなり粗粒であり、周辺部は中～細粒である。

カリ長石は岩石中で斑晶状の大きな結晶を形成するばかりでなく、他の鉱物をそのうちにとり込み、あるいは鉱物粒間をうめて発達するものが多い。また石英粒は一般に長石類より細粒であるが、細かい粒が集合して一見肉眼的には大きな斑晶状のものとして認められる場合がある。このような集合体は、斑晶と同様に考えて取扱うことができるであろう。

岩体が、その周囲と接触する部分は、ときに片状構造などの周縁相をしめすが、その分布範囲は広くはない。岩体の中央部でも、和合付近などにはこのような岩相を示すものが分布するが、これが部分的な岩体の周縁部であるか、または岩相の境であるか詳細は不明である。

長石・石英など斑状を示す鉱物のうちでは、岩体の中央部には概して石英の斑状集合が多く、その周囲の部分にはカリ長石の斑晶が多い傾向がある。

岩石の物理的な生成条件が著しく差のない場合には、斑状構造は化学組成に密接に関係し、石英・カリ長石の斑晶の多いものでは当然岩石が非常に花崗岩質である場合が多い。

苗木上松型花崗岩には部分的に晶洞が多く、石基が文象斑岩質の組織を示す部分があると報告されている(柴田, 1939)。土岐岩体では部分的にペグマタイト質で晶洞を伴う部分が認められ、また、一部 (No. 12) に文象構造の石基が存在するが、全岩体を通じては晶洞などは苗木上松型花崗岩に比較して少ない。

4. 考 察

地域的にある範囲にわたって岩石の組成が変化する場合、その変化の程度が、個々の岩石標本の内部における変化よりも小さい場合には、その範囲で岩石は均質であると表現することができる。

土岐岩体の岩相はすでに述べた通り変化に富んでいるが、IC数から予想される測定精度をもとにして、

岩体内部の組成変化をみると、岩体の中心部は比較的均質であることが認められる。

また、岩体中の岩相はかなりまとまった範囲で類似しており、岩相変化の著しい部分は部分岩体として存在していることが想像される。とくに北西部の角閃石を含む岩相のように、全く周囲と異なった岩質、構造を示すものは、部分岩体として全岩体とともに進入したものと推定される。

この土岐岩体は周囲の岩石との関係から推して、既存の岩石が現在の位置で後次の影響をうけたものではなく、全体としては進入岩体である。既存の岩石が花崗岩の原物質に作用したとすれば、それは岩体が現位置に進入する以前のことであろう。

土岐岩体の中心部に分布する均質な岩石は、その鉱物組成、および化学組成が、TUTTLE および BOWEN (1958) によって実験的に示された花崗岩質岩の最低溶融点に相当する組成を示すことは注目すべきで、この岩体の中心部はいわゆる分化の進んだものと考えられるかも知れない。

この場合、分化が進み低温まで流動性が保たれていたとしても、同時に物質の移動能力は著しく小さくなるため、必ずしも均質な組成、構造をとるとは限らない。このような例は低温の変成岩あるいは鉱脈などを認められることである。したがって低温で均質であるためには、長時間ある程度流動し得る状態におかれたことが必要である。一方、進入した岩体が冷却して周囲との温度差が少なくなれば、その冷却速度はさらに遅くなる。この状態でお岩体が流動性を保っている場合には、進入した岩体がさらに動けば岩体内部はさらに分化をおこして組成上または構造上の不均質を生ずる可能性がある。このような点から考えて、土岐岩体は進入以前にある程度分化し、均質化した中心部分を有する岩体が、進入過程でさらに分化し現位置を占め、その後そのまま固化したものと想像される。

土岐岩体では岩体の周辺部が、より優黒質またはより不均質な岩相となっている。一般に進入性の岩体の

第 4 表 ウラン・トリウムと鉱物容量比との相関係数
Correlation between chemical and mineral compositions

	相関係数 (r)	$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$
U-Th	0.669	4.408**
U-CaO	-0.419	2.257*
U-Na ₂ O	0.132	0.651
U-K ₂ O	0.414	2.223*
U-Quartz	0.300	1.537
U-K-felspar	0.114	0.558
U-Plagioclase	-0.345	1.797
U-Color Index	-0.443	2.419*
U-Quartz + K-felspar	0.408	2.189*
U-Total Felspar	-0.124	0.612
Th-CaO	-0.371	1.954
Th-Na ₂ O	0.021	0.102
Th-K ₂ O	0.237	1.195
Th-Quartz	0.042	0.205
Th-K-felspar	0.684	4.594**
Th-Plagioclase	-0.320	1.650
Th-Color Index	-0.482	2.693*
Th-Quartz + K-felspar	0.395	2.106*
Th-Total Felspar	0.175	0.866

* 1%危険率で有意のもの

** 5%危険率で有意のもの

周辺部に優黒質のものが多い傾向があり、これは岩体が流動的に進入する過程で岩相変化がおこるものと解釈できるが、土岐岩体の場合も同様であろう (鈴木, 1965)。

既存の岩石がその後の進入になる新期の岩石によって、影響をうけたと認められるものはこの地域にはなく、時期的に著しく異なった花崗岩の進入は認められない。しかし、すでに述べたように黒雲母が細かい粒の集合として分布し、一見接触變成岩のようにみえる岩石が一部に産する。この場合石英・長石類にはとくに著しい構造上の差は認められないことから、時代的に非常に大きな差のある新旧の進入岩体は考えられない。しかし上述のような岩石が一回の進入でできにくいものとすれば、同一進入時期のなかでも多少の固結時期の前後があり得るので、一応固化した黒雲母部分が後で再び温められたものと推察できる。

5. 鉱物容量比とウラン・トリウムとの関係

土岐岩体の標本の一部のものについては、別項目でのべられるように U および Th の量と、CaO, Na₂O および K₂O の分析値が得られている。

これらの量の間の関係を相関係数によって表わし、第4表に示した。計算に用いた標本は、Nos, 1, 2, 9, 11, 13, 14, 18, 19, 20, 22, 25, 27, 30, 32, 33, 37, 38, 41, 44, 47, 49, 51, 54, 56, 58, 59 の計26個である。

これらの相関係数が、標本数が26個という少数の場合でも相関があるといえる範囲を t 分布にあてはめて考えると、1%の危険率で有意なものは U-Th と Th-カリ長石量の関係であって、いずれも Th が増すと U およびカリ長石量が増すという正の相関関係がある。これ以外の鉱物量と U, Th のあいだには互いに関係があるとはいいきれない。

U と Th とが正の相関を示すことは一般に知られており、また両元素が K₂O と相関することも一般的事実である。しかし、鉱物容量比と比較された例は少ない。カリ長石は、末期に固結する鉱物の一つであるから、Th-カリ長石の関係は、既述のカリ長石よりも黒雲母に分配される K₂O が多いような例を除き、一般には理解しやすい。U がカリ長石と正の相関を示さない事実は、岩漿分化の末期の U と Th との挙動をめぐる問題 (たとえば Whitfield et al., 1959) に関連すると思われ、今後に残された問題である。

文 献

- CHAYES, F. (1956): Petrographic modal analysis, John Wiley and Sons., New York.
- JOHANNSEN, A. (1939): A descriptive petrography of the igneous rocks vol. 1, Univ. Chicago Press.
- KONDE, H. (1958): Dando granodioritic intrusives and their associated metamorphic complex, Japan Society for the Promotion of Science.
- 柴田秀賢 (1939): 美濃国恵那郡苗木地方の花崗岩類及びペグマタイト (1~4), 地質学雑誌, vol. 46, p. 465~480, 503~518, 547~559, 583~593
- SUZUKI, Y. (1955): On some mutual relations among the mineral constituents of plutonic rock series, Jour. Faculty of Science, Hokkaido Univ. Ser. IV vol. IX, no. 1, p. 43~54.
- SUZUKI, Y. (1962): Two-mica granite and hornblende-biotite granite, Carnegie Inst. Washington Year Book no. 61, p. 128~130
- 鈴木淑夫 (1965): 傾向面解析について, 物理探鉱, vol. 18, no. 3, p. 120~129
- 鈴木淑夫 (1967): 花崗岩における鉱物組合せと化学組成との関係, 柴田教授記念論文集, p. 94~99
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O, Geological Society of America Memoir 74.
- WHITFIELD, J. M. ROGERS, J. J. W. & ADAMS, J. A. S. (1959): The relationship between the petrology and the thorium and uranium content of some granitic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta vol. 17, p. 248~271.
- 山田直利・村山正郎 (1958): 5万分の1地質図幅「妻籠」, および同説明書, 地質調査所

Model Compositions of Granitic Plutons of Toki-Okazaki Region, Central Japan

By

Yoshio SUZUKI and Shunso ISHIHARA

An intrusive granitic body occurring in Toki area has been investigated. Forty-four thin sections were made from the specimens collected from all over the area. Volumetric analyses of constituent minerals by a point counting method were obtained on these thin sections. Average mineral compositions of the Toki granite body are as follows;

Mineral	Num. samples	Average (%)	Standard deviation (%)
Quartz	44	34.40	5.79
Potash feldspar	44	29.32	6.38
Plagioclase	44	32.20	5.84
Biotite	44	3.41	2.04
Muscovite	37	0.26	0.29
Hornblende	5	0.58	0.36
Color index	44	4.08	2.17
Quartz + potash feldspar	44	63.73	7.28
Total feldspar	44	61.52	5.48

The analysed results show that the most part of the plutonic body is composed of muscovite-biotite granite. Hornblende-biotite granite occurs in a restricted part of the body in the north-western area.

The hornblende-biotite granite was influenced by weak thermal effect due to intrusion of the muscovite-biotite granite, although the age difference between the two granite intrusions may not be so large; the both may be the same in geological time scale.

The remarkable areal variations of the each modal component were observed within the plutonic body. The mineral composition does not always continuously vary from a point to the neighbour through the whole area. It seems that the composition varies continuously within a small area, but there are some discontinuities between these small blocks and the surrounding points. It may be considered that within small partial body, small pluton, the mineral composition changes continuously but between the partial bodies the composition varies discontinuously in general. So the whole granite body is supposed to be composed of a number of these partial bodies.

On the basis of areal heterogeneity in the composition, microscopic petrographic features and field observations, it is suggested that partial bodies had been already originated at depth, and at the time of intrusion the whole plutonic body was an aggregation of many small bodies. The fractional crystallization from a single material during the intrusion was not essential reason for the variation of composition within a whole body.

The boundary between the granite body of the Toki and those of the southern area, so-called Ryoke metamorphic zone, is not clear because of bad outcrop condition, despite of some distinctions on their petrographic nature between the two. Granitic rocks in Ryoke metamorphic zone are divided into several types including various granites and quartz-diorite.

Ⅲ. 2.2 土岐—岡崎地域の花崗岩類の微量成分

高橋 清*・石原 舜三**

要 旨

土岐—岡崎地域の花崗岩類, 79個について, Ba, Sr, Li, Ni, Co, Cr, V, Mo, Cu, Ga, B の11元素を分光法により分析した。Ba は一般にK量と相関せず, Sr は Ca 量と相関する。Ni, Co, Cr, Vなどは苦鉄鉱物の量に一般に規制されている。

分析元素の多くは, それが規制される主成分を考慮しても, なお岩相あるいは岩体別の特徴を示すものがあり, 個々の岩相(体)が原物質と進入および固結の条件で, それぞれ独自の特徴を有していたものと判断される。

土岐花崗岩と三国山周辺との花崗岩類には, 微量元素の分布状態から最末期に固結したと思われるものが存在する。大局的には, それらの諸岩石が分布する地域の新第三系に, 既知のいわゆる堆積型ウラン鉱床が分布している。

1. 序 言

土岐—岡崎地域の花崗岩類, 79個の微量元素を JACO エバート型 3.4m 分光器により検討したので報告する。分析試料は, 別項目でのべられる他の化学的性質が検討されたものと同一粉末試料である。

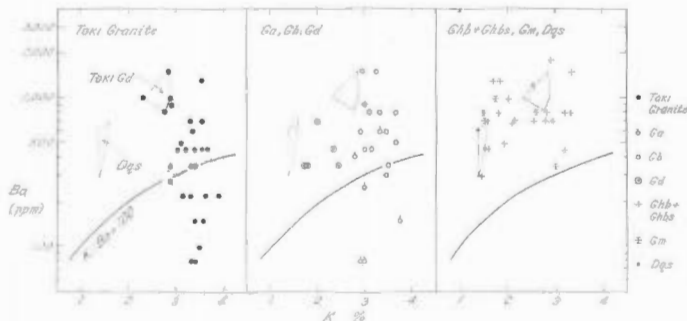
緩衝剤には等重量の食塩を用いた。発光条件は, DC arc, 220 V, 8 A, 発光時間は90秒である。標準試料として W-1, G-1 を用いて半定量した。分析元素は, Ba, Sr, Li, Ni, Co, Cr, V, Mo, Cu, Ga, B の11元素である。

2. 微量元素の岩相(体)別存在量

分析結果を第1~3表に, 岩相(体)別の平均値を第4表に記す。

Ba : Ba は土岐花崗岩で 80~1,500 ppm である。Ba²⁺ (1.34 Å) は, そのイオン半径の類似性から, K⁺ (1.33 Å) を置換しているといわれるが, 土岐花崗岩ではKの少ないより苦鉄質の岩相 (mGd, fGd) が 800~1,500 ppm (4個の平均 1080 ppm) を示し, 苦鉄鉱物が黒雲母のみからなり, Kの多い岩相よりもやや高い。全体として負の相関を示す傾向が認められる(第1図)。

これは, 両元素のイオン半径と電気陰性度 (Ba²⁺ 0.85, K⁺ 0.8, Ringwood 1955) とは類似しているが,



第1図 岩相(体)別のバリウム—カリウム図

Barium-potassium relationships in various granitic rocks of Toki-Okazaki region

* 技術部

** 鉱床部

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 土岐花崗岩の微量成分

Abundance in ppm of trace elements of Toki granite

Sym.	Sample No.	Ba	Sr	Li	Ni	Co	Cr	V	Mo	Cu	Ga	B
fGb	65-T- 18	1300	120	30	8	3	3	5	8	10	18	—
	65-T- 19	280	40	30	10	—	12	—	12	25	20	—
Gbp	65-T- 2	700	100	40	10	5	8	10	5	23	18	15
	65-T- 9	350	80	35	12	5	3	15	5	15	20	15
	65-T- 11	450	120	35	10	3	3	15	4	20	25	12
	65-T- 13	220	50	25	8	3	3	7	3	12	20	—
	65-T- 44	900	100	20	9	—	8	5	3	25	20	—
	65-T- 47	700	120	25	6	—	—	7	4	5	15	—
	65-T- 49	450	100	25	6	3	—	8	35	8	18	—
	65-T- 56	350	60	35	6	—	—	7	2	10	23	—
cGb	65-T- 1	600	120	50	12	5	5	10	4	15	20	20
	65-T- 17	150	60	45	15	3	10	—	7	15	18	—
	65-T- 22	150	50	55	6	—	—	5	4	35	25	—
	65-T- 25	450	60	35	12	3	25	7	6	10	20	—
	65-T- 30	500	80	50	7	3	—	7	3	8	20	—
	65-T- 32	450	80	45	10	3	20	5	10	8	15	—
	65-T- 51	350	100	18	6	—	—	7	4	5	15	—
	65-T- 58	450	80	35	9	3	—	7	—	12	18	—
	65-T- 59	220	40	25	5	—	—	—	—	10	25	—
	65-T- 82	220	60	25	3	—	—	—	15	8	15	—
mGb	65-T- 14	80	40	30	7	—	5	—	2	10	18	—
	65-T- 20	220	40	55	4	—	—	—	4	10	12	—
	65-T- 27	100	60	25	5	—	—	—	4	15	25	—
	65-T- 37	80	40	40	7	—	—	—	2	10	25	—
mGd	65-T- 33	1000	280	30	10	12	5	240	4	10	28	25
	65-T- 38	800	120	18	10	5	12	150	12	12	28	10
fGd	65-T- 41	1000	150	18	10	7	10	30	7	8	23	—
	65-T- 54	1500	300	12	15	5	10	30	5	10	15	—

注：—は検出限界以下。2と3表についても同様。

土岐一岡崎地域の花崗岩類の微量成分 (高橋 清・石原舜三)

第2表 三国山一猿投山周辺花崗岩類の微量成分

Abundance in ppm of trace elements of granitic rocks in Mikuniyama-Sanageyama area

Sym.	Sample No.	Ba	Sr	Li	Ni	Co	Cr	V	Mo	Cu	Ga	B
Ga	65-T- 70	80	50	18	4	—	5	5	—	5	15	—
	65-T- 86	250	40	30	4	—	8	8	—	5	12	—
	65-T- 90	80	40	18	6	—	—	8	4	10	18	—
	65-T- 96	150	80	30	6	3	—	10	3	5	23	—
	66-T-145	600	150	50	5	3	35	10	4	15	15	—
	66-T-153	400	150	35	3	3	5	8	2	15	18	—
Gb	65-T- 60	450	50	18	5	—	10	—	—	8	15	—
	65-T- 62	800	150	12	6	3	—	7	7	12	25	—
	65-T- 64	1500	250	15	9	3	—	5	5	12	20	—
	65-T- 66	800	120	20	3	—	8	—	3	10	15	—
	65-T- 67	500	80	18	3	—	—	5	—	8	15	—
	65-T- 89	450	100	18	5	—	8	10	7	8	20	—
	65-T- 92	300	100	45	7	3	—	12	2	15	20	—
	65-T- 94	350	120	35	6	3	—	10	—	8	18	—
	66-T-109	900	150	18	8	—	12	8	3	10	20	—
	66-T-114	1500	230	20	6	—	12	3	4	10	15	—
	66-T-120	800	150	15	5	—	8	5	15	5	18	—
	66-T-121	600	100	20	6	—	8	5	2	5	15	—
66-T-123	600	80	25	4	—	5	—	2	8	23	—	
Gd	65-T- 65	700	230	20	12	8	15	25	3	8	20	—
	65-T- 97	350	120	30	7	5	15	20	3	10	25	—
	65-T- 99	450	120	35	9	8	15	30	2	8	23	10
	66-T-118	350	120	30	12	8	10	30	4	15	25	—
	66-T-128	350	180	25	8	12	12	80	4	10	20	—

地質調査所報告 (第 232 号)

第 3 表 領家中核帯花崗岩類の微量成分

Abundance in ppm of trace elements of granitic rocks in the core of the Ryoke metamorphic belt.

Sym.	Sample No.	Ba	Sr	Li	Ni	Co	Cr	V	Mo	Cu	Ga	B
Ghb	65-T- 61	700	180	12	7	5	—	12	—	8	25	—
	65-T- 71	700	100	<10	5	3	3	25	4	15	25	—
	65-T- 72	800	120	<10	6	3	12	10	8	8	15	—
	65-T- 84	700	80	15	4	—	8	8	2	8	12	—
	66-T-103	450	60	40	7	5	12	10	4	15	18	—
	66-T-105	800	180	25	12	3	10	12	4	8	20	—
	66-T-110	700	150	18	6	3	10	12	5	12	20	—
	66-T-115	1500	200	18	7	—	8	5	4	12	18	—
Ghbs	65-T- 74	500	80	10	5	8	8	40	4	15	25	—
	65-T- 75	450	100	<10	6	7	12	25	4	18	23	—
	66-T-117	1300	230	15	8	4	8	10	5	8	23	—
	66-T-125	1300	230	15	8	5	10	12	12	18	25	—
	66-T-126	1800	250	15	5	3	8	15	4	12	20	—
	66-T-127	1000	230	30	8	5	8	25	7	15	18	—
	66-T-129	800	120	<10	6	3	10	8	3	12	18	—
	66-T-130	800	150	<10	4	3	12	15	6	10	15	—
	66-T-132	700	100	<10	8	5	5	25	5	18	25	—
Gm	65-T- 76	800	230	10	5	3	8	10	5	5	20	—
	65-T- 81	800	120	20	6	—	10	—	2	25	18	—
	66-T-131	1000	280	25	6	3	5	8	4	8	23	—
	66-T-133	350	150	35	12	4	18	15	3	12	20	10
	66-T-135	700	280	30	6	3	10	12	4	5	23	—
	66-T-136	1200	220	45	7	3	35	12	4	18	20	—
Dqs	65-T- 78	300	120	15	35	12	60	240	3	40	20	15
	65-T- 79	600	150	12	30	20	70	280	4	35	28	15
	66-T-134	700	180	15	30	23	50	240	4	32	25	25
	66-T-151	450	120	25	40	30	25	180	7	35	25	20

第4表 微量元素の岩相別平均値

Averaged trace element contents of granitic rocks in Toki-Okazaki region

岩石単位と分析個数		Ba	Sr	Li	Ni	Co	Cr	V	Mo	Cu	Ga
土岐花崗岩	fGb (2)	790	80	30	9	2	8	3	10	18	19
	Gbp (8)	520	90	30	8	2	3	9	8	15	20
	cGb (10)	350	75	38	9	2	6	5	5	13	19
	mGb (4)	120	45	38	6	<1*	2*	<3*	3	11	20
	mGd (2)	900	200	24	10	9	9	190	8	11	28
	fGd (2)	1250	230	15	13	6	10	30	6	9	19
		570	90	30	9			8	8	15	20
		290	65	38	8			5	5	11	19
		1080	210	20	11	7	9	110	7	10	24
猿投山周辺	Ga (6)	260	85	30	5	2	9	8	2	9	17
	Gb (13)	740	130	22	6	1	6	5	4	9	18
	Gd (5)	440	155	28	10	8	13	35	3	10	23
領家中核帯	Ghb (8)	790	135	17	7	3	8	12	4	11	18
	Ghbs (9)	960	165	12	6	5	9	20	6	14	21
	Gm (6)	810	215	26	7	3	14	10	4	12	21
	Dqs (4)	510	145	17	34	21	51	235	5	36	25

* 検出限界以下のため、傾度が大なるものを参考に算定

Ba²⁺ の電荷が高いために、より早期に晶出するカリウム鉱物に Ba が入り易いことにも起因していると考えられる。黒雲母花崗岩中では、中粒黒雲母花崗岩が一般にやや低い値 (80~220ppm, 4 個の平均 120ppm) を示す。

三国山—猿投山周辺で、一般的に Ba が多い岩相は粗粒の黒雲母花崗岩 (Gb) であって、300~1500 ppm (13 個の平均 740 ppm) を示す。より優白質なアプライト質花崗岩 (Ga) は 80~600 ppm (6 個の平均 260 ppm) であり、黒雲母花崗岩より低く、より苦鉄質の閃雲花崗閃緑岩 (Gd) も 350~700 ppm (5 個の平均 440 ppm) であって、やや低い。この黒雲母花崗岩 (Gb) は土岐花崗岩の類似岩相 (cGb, 150~600 ppm, 10 個の平均 350 ppm) に較べて、やや高い。

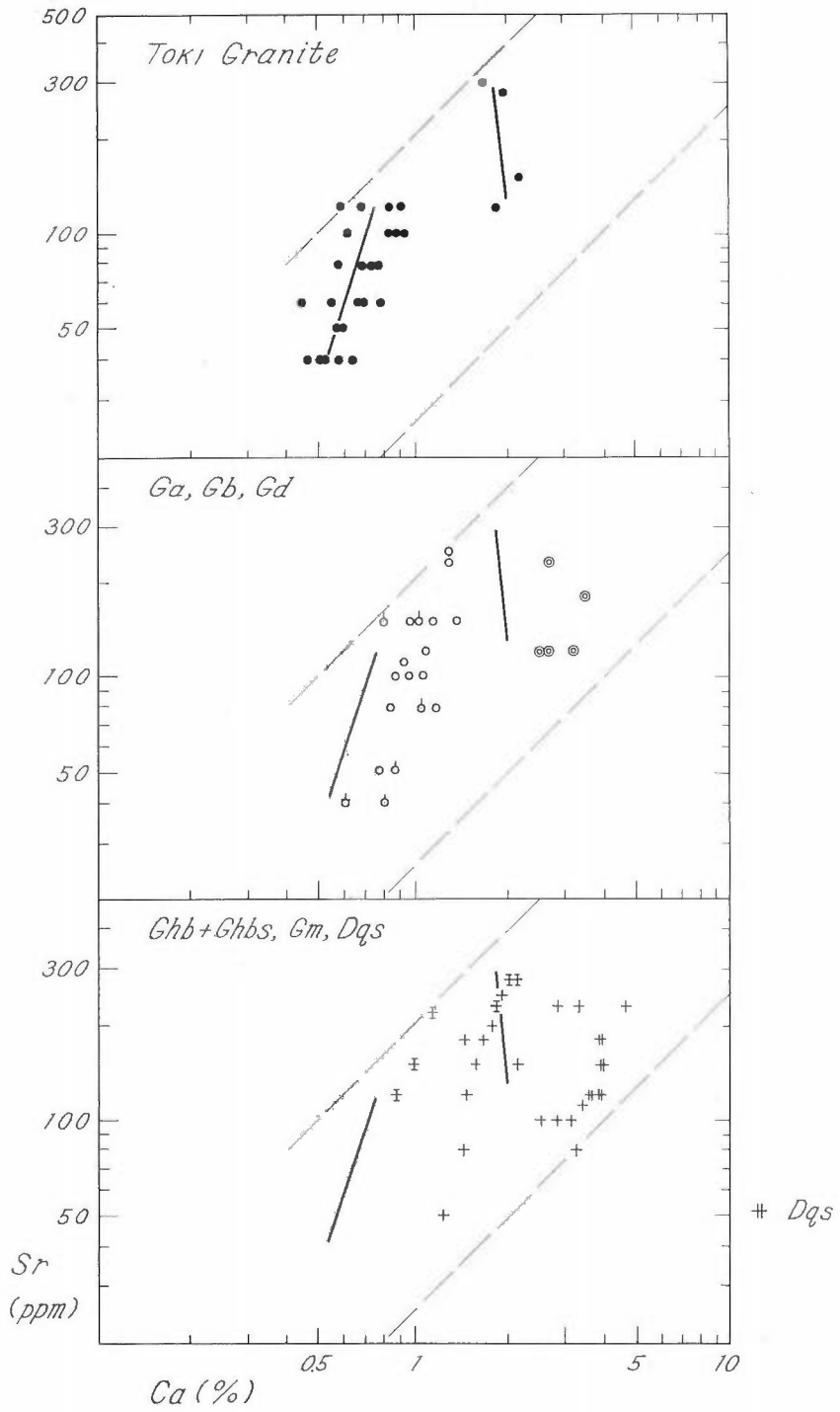
領家中核帯の諸岩石のうち、澄川花崗岩と通称される閃雲花崗岩は 450~1500ppm (8 個の平均 790ppm)、同じ鉱物相を持つが、より苦鉄質で片状構造が明瞭な岩相 (Ghbs) は 450~1800 ppm (9 個の平均 960ppm) であって、前者より Ba が多い。武節花崗岩と通称される両雲母花崗岩 (Gm) は 350~1200 ppm (6 個の平均 810 ppm) であり、片状石英閃緑岩 (Dqs) は 300~700 ppm (4 個の平均 510 ppm) である。

以上のように Ba は K との相関よりも鉱物組合せと各岩相 (体) の地質的位置により、その存在量にかなりの変動を示している。

Sr : Sr²⁺ (1.12 Å) は、土岐一岡崎地域の花崗岩類では斜長石の Ca²⁺ (0.99 Å) を置換し、一部が K⁺ を置換しているものと考えられる。一般に Sr と Ca とは正の相関を示している (第2図)。

土岐花崗岩では、Ca に富む角閃石含有相が 120~300 ppm (4 個の平均 210ppm) を示し、黒雲母花崗岩類 (40~120 ppm) よりも高い。黒雲母花崗岩類では、中粒相が 40~60 ppm (4 個の平均 45 ppm) を示し、Sr がもっとも少ない。

Sr が Ca 量にほぼ比例する関係は、三国山—猿投山地域の花崗岩類でも認められ (第2図中)、アプライト



第2図 岩相(体)別のストロンチウム-カルシウム図
Strontium-calcium relationships in various granitic rocks of Toki-Okazaki region

ト質花崗岩 (Ga) が 40~150 ppm (6 個の平均 85 ppm), 黒雲母花崗岩 (Gb) が 50~250 ppm (13 個の平均 130 ppm), 閃雲花崗閃緑岩 (Gd) が 120~230 ppm (5 個の平均 155 ppm) である。黒雲母花崗岩の値は土岐花崗岩の類似岩 (cGb, 40~120 ppm, 10 個の平均 75 ppm) に較べてやや高いが, これは Ca 量の多さに原因している。

領家中核帯では, 澄川花崗岩 (Ghb+Ghbs) が, Sr-Ca の間で一般に正の相関を示す。両雲母花崗岩 (Gm) は Ca に較べて Sr が多い領域で相関し, 片状石英閃緑岩 (Dqs) は逆に少ない領域に属する (第 2 図下)。これらは地質的位置と鉱物相の差などが Sr 量に反映していることを示している。

Li: Li は土岐花崗岩では, 苦鉄質の花崗閃緑岩 (mGd と fGd) で少なく (12~30 ppm, 4 個の平均 20 ppm), 黒雲母花崗岩類のうちやや優白質で後期晶出相とみられる cGb と mGb で高い (18~55 ppm, 14 個の平均 38 ppm)。

三國山一猿投山周辺で, Li 量は岩相の違いに著しく反映していない。領家中核帯では前 2 地域のものよりも Li は一般に少ない。両雲母花崗岩 (Gm) では全般に高く, それは白雲母の多さに関係している。

ペグマタイトにしばしば産出する Li 鉱物で示されるように, Li はアルカリ元素とともに岩漿分化の過程で揮発成分に富む後期晶出相に濃集する。土岐花崗岩のほとんどは, 同じ鉱物組合せ (白雲母-黒雲母-斜長石-カリ長石-石英) からなるから, 土岐花崗岩中の Li 量の変化は上記のマグマ中の濃度差で説明しうるであろう。K 量は岩漿分化の尺度にとると, 土岐花崗岩では Li-K が正の相関を示す傾向にある (第 3 図)。

しかし, 領家中核帯のような深成の部分では Li は, それが造岩鉱物に固定される時の条件に主として規制されたとみることができる。苦鉄鉱物種の組合せ (角閃石-黒雲母あるいは黒雲母-白雲母) およびとくに黒雲母中で Mg^{2+} を置換する程度が重要であったと思われる。

Ni: Ni^{2+} (0.69 Å) は一般に Mg^{2+} (0.66 Å) を置換して, 早期晶出鉱物に多く含まれる。土岐一岡崎地域でも, たとえば土岐花崗岩の角閃石含有相 (mGd, fGd) や領家中核帯の片状石英閃緑岩 (Dqs) で示されるように, 苦鉄質な岩石で Ni 量が一般に多い。しかし, 閃雲花崗閃緑岩 (Gd) や, 片状閃雲花崗岩 (Ghbs) では, Ni が多いとはいえず様子を異にしている。

Co: Co^{2+} (0.72 Å) は Fe^{2+} (0.74 Å) を置換するものとして一般に知られており, 土岐一岡崎地域の花崗岩類でも苦鉄質な岩相で Co 量は多い。

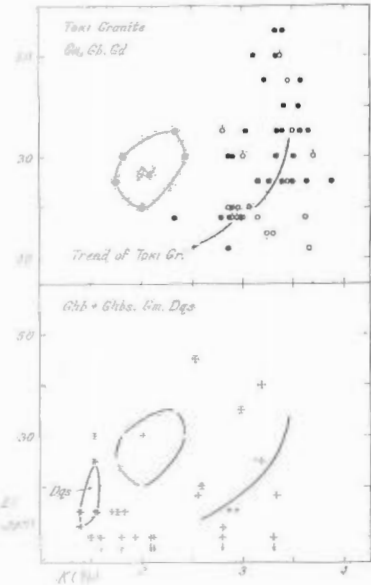
Cr: Cr^{3+} (0.63 Å) は Fe^{3+} (0.64 Å) と似ていて一般に苦鉄鉱物に富む岩相で多いが, 両雲母花崗岩 (Gm) でもやや高く, クロム鉄鉱など微量な造岩鉱物の検討が必要と思われる。

V: V^{3+} (0.74 Å) は, Fe^{3+} を置換して, おもに磁鉄鉱に含まれると思われる。V は一般に苦鉄質な岩相に多い。土岐花崗岩の角閃石含有相は V 量で明瞭な差を示し, 中粒のより完晶質な岩相で V が多い。これらに含まれる鉄鉱物の検討が必要である。

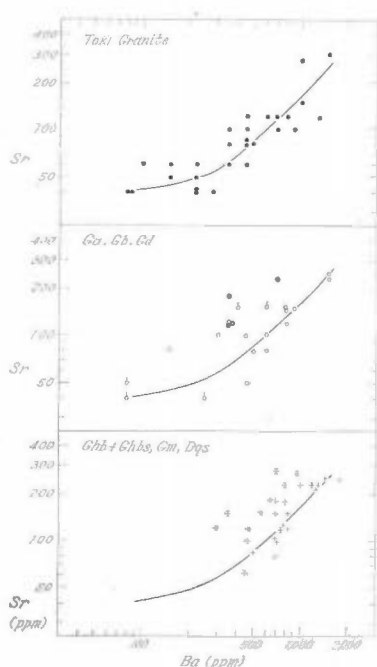
Mo: Mo^{4+} (0.70 Å) は, 岩相や地域によって明瞭な差を示さない。これはとくに分析精度に原因しているものと思われ, W-1, G-1 に与えられた Mo 値 (FLEISCHER, 1965) は詳細に検討された, たとえば KURODA & SANDEL (1954) の結果に較べてかなり高い。

Cu: Cu^{2+} (0.72 Å) も岩相と地域によって明瞭な差を示さないが, 片状石英閃緑岩でやや高い。これは Fe^{2+} の多さに関係していると思われる。

Ga: Ga^{3+} (0.62 Å) は, Al^{3+} (0.51 Å) を置換する元素として一般に知られるが, そのイオン半径がやや大



第 3 図 岩相(体)別のリシウム-カリウム図
Lithium-potassium relationships in various granitic rocks of Toki-Okazaki region



第4図 岩相(体)別のバリウム-ストロンチウム図
Barium-strontium relationships in various granitic rocks of Toki-Okazaki region

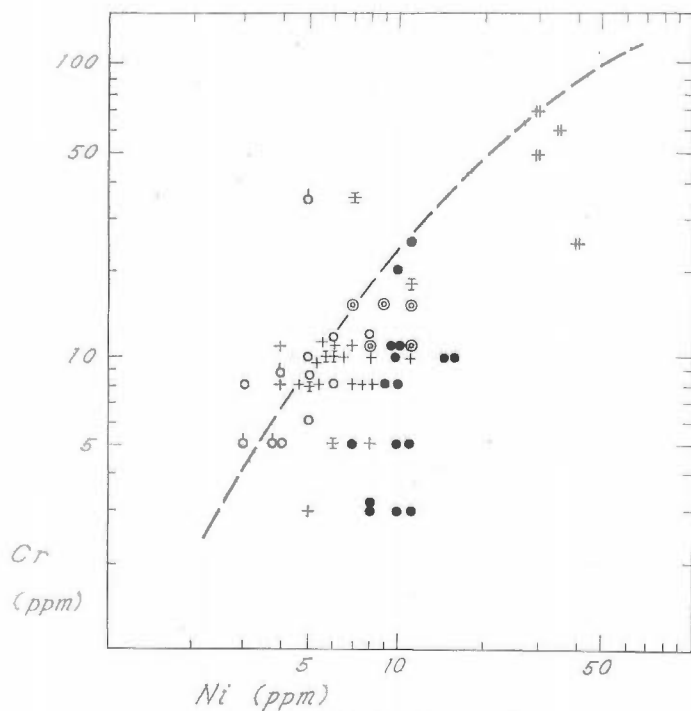
きいので、後期晶出の Al 鉱物に多く含まれるであろう。土岐-岡崎地域の花崗岩類では一般に苦鉄質な (Al の多い) 岩相で Ga がやや多い傾向が認められるが、Al の絶対量とそれが造岩鉱物に分配される晶出時期との相対的な関係で、Ga 量は決定されるものと思われ、Ga 量の変化を単純には説明しきれないものが多い。

3. 微量元素相互の関係

Ba-Sr : マグマの分化とともに花崗岩中の Ba/Sr 比は減少する (KOLBE & TAYLOR, 1966)。HEIER & TAYLOR (1959) はカリ長石の同比が10から1近くまで低下するとのべている。土岐花崗岩で Ba/Sr 比は、5 付近 (65-T-54, fGd) から2 付近 (65-T-14, 37, mGb) に変化する (第4図上)。この中粒相は土岐花崗岩中で最末期に固結した部分と考えられる。

三国山-猿投山周辺の花崗岩類は、土岐花崗岩とはほぼ同じ領域に分布するが、閃雲花崗閃緑岩 (Gd) は Sr にやや富んだ傾向を示す (第4図中)。この地域では野外観察から、アプライト質花崗岩 (Ga) が、最末期の晶出物とみなすことができ、その Ba/Sr 比には、分化が進んだ領域におちるものが多く、これは野外観察と一致している。

これに対して、領家中核帯の花崗岩類はすべて未分化の領域を占めている。今後は領家中核帯で岩脈などの小岩体を形



第5図 岩相(体)別のニッケル-クロム図
Nickel-chromium relationships in various granitic rocks of Toki-Okazaki region

成する、優白質岩相の Ba/Sr 比を系統的に検討する必要があるであろう。なお、澄川花崗岩は土岐花崗岩の領域にほぼ重複するが、両雲母花崗岩 (Gm) と片状石英閃緑岩 (Dqs) とは Sr にやや富んだ領域を占める。

Ni-Cr : Ni/Cr 比は牛来 (1957) によって火成起源と花崗岩化起源の花崗岩類を識別する方法として提唱され、牛来は前者が一般に Ni>Cr を、後者が Cr>Ni の関係を示すと述べた。土岐—岡崎地域の花崗岩類には Ni>Cr のものが多く、土岐花崗岩・閃雲花崗閃緑岩 (Gd)・片状石英閃緑岩 (Dqs) などは Ni>Cr である (第5図)。

この地域で花崗岩化の成因を考える場合に、片状構造を示す花崗岩類のうち、とくに両雲母花崗岩 (Gm) の諸性質が、一般にその可能性をもっとも暗示している。この花崗岩も一般に Ni>Cr であって、Cr>Ni の関係を示していない。原村 (1961 a, b, 1962, 1963) は古生代の粘板岩と新第三紀シルトストンの両元素をより精度を高めて分析し、それらが Ni-Cr 図で牛来の提唱した境界線 (第5図破線) にまたがって分布し、とくに Cr>Ni の領域におちないことを報告している。

4. 結 語

土岐—岡崎地域の花崗岩類のうち、土岐花崗岩中の中～粗粒黒雲母花崗岩 (m~cGb) と三国山周辺のアブライト質花崗岩 (Ga) とは、Ba/Sr 比の低さおよび苦鉄鉱物に伴われる元素 (Ni, Co, Cr, V など) の少なさから、最末期に固結した部分を推察することができる。

そのような花崗岩質マグマは揮発性物質に富み、また微量の U も多く含まれていたであろう。もし新第三紀層状ウラン鉱床の U の起源が基盤の微量ウランであるならば、これらの花崗岩類は鉱床の基盤としてすぐれていたものと思われる。

文 献

- FLEISCHER, W. (1965): Summary of new data on rock samples G-1 and W-1, 1962-1965. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 29, p. 1263~1283.
- 牛来正夫 (1957) : 火成岩成因論 (中), 地団研地学双書, 12
- 原村 寛 (1961 a, b, 1962, 1963): 古生層の粘板岩, 化学組成 I, II, III, V, 地質雑, vol. 67, p. 618~622, 671~675, vol. 63, p. 29~32, vol. 69, p. 201~206
- HEIER, K. S. and TAYLOR, S. R. (1959): The distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-cambrian alkali feldspars. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 17, p. 286~304.
- KOLBE, P. and TAYLOR, S. R. (1966): Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. *Contr. Mineral. and Petrol.* vol. 12, p. 202~222.
- KURODA, P. K. and SANDEL, E. B. (1954): Geochemistry of molybdenum. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 6, p. 35~63.
- RINGWOOD, A. E. (1955): The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization, I and II. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 7, p. 189~202, 242~254.

Trace Elements Distribution in Various Granitic Rocks of Toki-Okazaki Region

By

Kiyoshi TAKAHASHI and Shunso ISHIHARA

Using a Jarrell-Ash Ebert grating spectrographic apparatus, various granitic rocks of Toki-Okazaki region, mixed with sodium chloride, were analyzed for eleven trace elements, such as Br, Sr, Li, Co, Cr, V, Cu, Mo, Ga, and B. New data on W-1 and G-1 by FLEISCHER (1965) were used to calibrate the results.

The analyzed samples were also inspected for CaO, Na₂O, K₂O, U, and Th by different

methods, which are reported separately in this volume. The region covers so-called Ryoke granites at the south and post-kinematic granites at the north. Miocene sedimentary rocks upon the post-kinematic granites contain bedded-type uranium deposits close to the granites basement.

Barium does not follow amounts of potassium in general; it is more likely to show a negative skewness. Strontium decreases with decrease of calcium. Elements such as Ni, Co, Cr, and V follow ferro-magnesium elements. Most of these elements seem to be controlled by the Goldschmidt rule. But some of the elements are characteristically abundant in certain granitic rocks. This should reflect the origin, mode of intrusion, and physico-chemical conditions at the crystallization stage of the each granitic rock. Following a low Ba/Sr ratio and the least amounts of so-called mafic trace elements, the most fractionated granitic rocks seem to be those distributed in Toki and Mikuniyama areas. Known uranium deposits were so far found in the two areas in Toki-Okazaki region.

Ⅲ.3.1 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**

要 旨

西南日本内帯の花崗岩類210コと西南日本外帯の花崗岩類25コ、熱水変質岩13コ、合計248コのU(蛍光法)およびTh(比色法)が検討された。そのほとんどについて、CaO, Na₂OとK₂O、一部について全分析がおこなわれた。UとThとは岩質にもとづく増減のほか、花崗岩の地質的位置により、その存在量が異なる(第14表)。わが国でもっとも広く露出する西南日本内帯花崗岩類の両元素の平均的存在量を知るために、岡崎—土岐—白川村の横断面の算術平均値を採用すると、領家中核帯の石英閃緑岩～花崗閃緑岩で1.2～1.6 ppm U, 6～11 ppm Th, その北側の花崗閃緑岩～花崗岩で2.4～2.7 (5.8) ppm U, 12～13 (17) ppm Th, 土岐の花崗閃緑岩～花崗岩で3.0～5.3 ppm U, 13～18 ppm Th, 白川村の花崗閃緑岩～花崗岩で2.4～2.9 ppm U, 11～13 ppm Thである。西南日本内帯の花崗岩類全体に2.8 ppm U, 12 ppm Thを与えることができる。これらはその下位に存在する地殻物質の最高値を示しているのでもあろう。

頂部に近いと思われる花崗岩体は一般に両元素に富むが、白川村の岩体は例外である。岩石として両元素が多い場合に、その中のジルコンなどの副成分鉱物中の両元素量も高そうである。Th/U比は片状構造を示す花崗岩で、塊状のものよりその変化が激しい。鉱床形成に伴われる変質作用で、両元素はその機構と温度とによって、個有の挙動をとると思われる。人形峠と東濃地方の主要ウラン鉱床の基盤花崗岩は、岩質を考慮してやや両元素に富むものに属するが、同じ程度かより多い花崗岩は、その他の地方で数多く存在している。

1. 緒 言

わが国のいわゆる堆積型ウラン鉱床は多くの場合に基盤の花崗岩類の直上か、近接する堆積岩類中に含まれていることから、そのウランの起源を花崗岩類中の微量ウランに求める人が多い。この考え方が正しければ、ウランの溶出・運搬・沈殿過程が類似している場合に、基盤中のウラン量の多少はウラン鉱床の成因と探査の両面で重要である。

東濃地方のウラン鉱床の研究の一環として、筆者らは基盤花崗岩類のウラン・トリウム量を検討し、一部はすでに発表した(石原ほか, 1966)。分析試料は下記の野外調査で採集した。

1回目：昭和40年2月5～17日	石原舜三・鈴木淑夫
2回目：昭和41年2月26～3月16日	石原舜三
3回目：昭和41年12月12～20日	石原舜三

このほか、石原のモリブデン鉱床調査に基づく岐阜県平瀬地域と島根県東部の試料も検討した。後者の地域には三刀屋の堆積型鉱床が存在する。東濃地方とならぶウラン鉱床である人形峠地域の花崗岩類については、図幅調査による若干の試料を分析した。高知県足摺岬付近の中新世花崗岩類はこれまでの結果で両成分の量が多く、ウラン・トール石が産出している。将来のトリウム低品位鉱床としては第1に取り上げられる花崗岩類と予想できるので、併せて検討をおこなった。

分析試料はできるだけ新鮮な岩石を選んだが、一部にはやや風化しているものがある。粉末にした岩石は原則としてこぶし大の大きさである。いわゆる領家花崗岩類には、粗粒で、かつカリ長石の斑晶や苦鉄鉱物の配列に不均一なものがあり、その場合にはこぶし大より大きい試料を使用した。試料の採集と調整は石原が、分析は関根・望月・大場が担当した。

花崗岩類中の微量ウランはかつて原子燃料公社により定量され、報告された(SHIBATA et al 1961)。この内

* 鉱床部
** 技術部

容は稿を改められてふたたび報告されている(岡田, 1967)。この論文によると、「日本の花崗岩類 (257コ) 中のウラン含有量はほぼ 2~10 ppm で、その平均値は 5.6 ppm である」。

地質調査所でおこなわれたこの種の分析には、前回のウランの総括(地質報告, 第190号)に収録された49コがある。朝日山地の花崗岩類は1つの例外(13 ppm)を除き1~5 ppm (10コ 島津・河内, 1961, p. 48 と p. 53), 山陰地方のもの 1~6 ppm (28コ, 石原, 1961, p. 83), 西南日本外帯のもの 1.5~8 ppm (10コ, 河内, 1961, p. 102) であり、これらのほか高知県足摺岬と沖の島の花崗岩類の19コがあり、本書に記載される(II. 2.3)。これらの値は全体として岡田の報告した値のほぼ半分程度に低い。

当時の地質調査所の微量ウラン分析方法はつぎのような方法であった。試料を炭酸アルカリなどで融解し、完全に分解したのち硝酸塩にかえ、ウランを酢酸エチルで抽出する。この酢酸エチルの一定量に融剤を加えて融解し、融成物の蛍光強度を測定してウランを定量する。

この方法は、1) 前処理に時間がかかる、2) μg のウランの完全抽出がむずかしい、3) 空実験値が大きくなる、などの欠点があるため、岩石中のウラン分析方法は、現在、つぎのように改良されている。

試料を水酸化カリウムで融解し、水および硫酸で処理して可溶成分を溶解する。アスコルビン酸を加えたのち pH を 1.0~1.5 に調節して陰イオン交換樹脂カラム (SO_4 形) に通し、ウランを吸着させる。水および塩酸で洗浄したのち塩酸 (1 N) でウランを溶離し、この溶出液の一定量を白金ざらに分取して蒸発乾固後融剤を加えて融解する。融成物の蛍光強度を測定してウランを定量する。

この方法によれば、ウランの回収は完全であり、空実験値も通常の場合無視することができるくらい小さいので、精度、再現性とも良くなっている。

前回分析した山陰地方の花崗岩類(石原, 1961, p. 83, 第2表)から4コを選び、同一粉末試料についておこなった結果を次に示す。

試料番号	貴志 (1960) による方法 [貴志晴雄分析]	関根・ほか (1964) による方法 [大場きみじ分析]
71	5.2 (ppm U)	6.2 ($\times 1.2$) (ppm U)
173	3.5	4.4 ($\times 1.3$)
303	1.2	1.7 ($\times 1.4$)
426	0.3	1.0 ($\times 3.3$)

この表でわかるように、今回の結果が予想通り高い値を示し、その増加率は絶対値の低い426で著しく高い。

岩石中のトリウムの分析には、つぎのように、アルセナゾ-IIIによる吸光光度法が用いられた。

試料を過酸化ナトリウムで融解したのち水で抽出し、沈殿を硫酸に溶解する。アスコルビン酸を加えたのち pH を 2.0~2.3 に調節して陰イオン交換樹脂カラム (SO_4 形) に通し、トリウムを吸着させる。希硫酸で洗浄後塩酸で溶離し、この溶出液に少量の硝酸アルミニウム溶液を加え、アンモニア水で沈殿を作る。この沈殿を塩酸に溶解、シュウ酸、アルセナゾ-IIIを加えて発色させ、660 m μ で吸光度を測定してトリウムを定量する。

試料番号	U (ppm)				Th (ppm)		
	地 調		公 社*		地 調		公 社*
	蛍光法	エネルギー分析	蛍光法	PAR法	比色法	エネルギー分析	比色法
65-T-32	12.3	12.4	9.7	25	25	22.0	28
65-T-2	8.6	12.5	6.5	15	20	27.2	24
65-T-41	2.7	2.9	9.1	<10	13	14.2	12
65-T-76	1.0	2.1	1.6	<10	5	9.6	5

* 原子燃料公社, 東海製錬所分析課による2回の平均値。PAR法: TBP抽出, ビリジリアゾレゾルシン光度法。 γ 線エネルギー分析の試料は化学分析のものと同じあら割り試料であるが、同一粉末試料ではない。

昭和41年度の日本原子力学会年会の討論会（東濃ウラン鉱床地帯の基盤花崗岩）の席上、分析機関による分析値のへだたりが問題となり、土岐—岡崎地域の4コの粉末試料が原子燃料公社と地質調査所で検討された。結果は前ページ下表の通りである。なお、 γ 線エネルギー分析法による結果も付記した（本書Ⅲ.7.3参照）。

以上のように、トリウムについては比較的よく一致するが、ウランでは両機関で不一致である。とくに蛍光法による65-T-41の9.1 ppmは地質調査所の2.7 ppmより著しく高い。

原子燃料公社におけるウラン分析法のうち PAR 法はウラン鉱石の0.001~0.05% Uを対象として開発された方法であるが、蛍光法は0.01~30 ppm Uに適用でき、分析精度は2 ppmの場合に ± 0.15 ppmであるといわれる。この蛍光法は（1963年1月改訂原子燃料公社東海製錬所分析課資料による）地質調査所における古い蛍光法とほぼ同様で、各分析過程でより蛍光を発する（より高い値を示す）要素を含まない。したがって原子燃料公社側の高いウラン値は分析方法に基づかない、たとえばいわゆるコンタミネーションなどによるもの、と筆者らは推察する。

2. 土岐—岡崎地域

土岐—岡崎地域に分布する花崗岩類のウラン・トリウム量をライム・アルカリ量とともに第1~3表に示した。分析試料の採集箇所のうち土岐花崗岩のものは別項目の報告（Ⅲ.1.2）で知ることができるので、三国山周辺以南のもののみを第1図に示した。

2.1 土岐花崗岩

土岐花崗岩体中では角閃石を含む塩基性な岩相で U・Th 量がともにもっとも少ない。すなわち細粒花崗閃緑岩 (fGd) は2コの平均値で 2.3 ppm U, 11.5 ppm Th である。

この細粒相に較べて中粒花崗閃緑岩 (mGd) はやや“酸性”である。たとえば平均値で CaO が少なく (fGd 2.71-mGd 2.66%), Na_2O (fGd 3.19-mGd 3.50%) と K_2O (fGd 3.12-mGd 3.42%) に富む。ウラン・トリウム量はともに細粒相より多く、3.8 ppm U, 15 ppm Th である。

角閃石を欠く岩相—黒雲母花崗岩—は上記2者に較べて酸性である。とくに CaO について黒雲母花崗岩は1.30% (65 T 49) 以下であって少なく、花崗閃緑岩類と著しい差がある。ウラン・トリウム量は一般に高く、花崗閃緑岩類で認められたように主成分の酸性の度合と相関関係にあるが、細粒黒雲母花崗岩 (fGb) のウラン・トリウム量は中粒花崗閃緑岩の量とほぼ等しく、ライム量に逆比例していない。

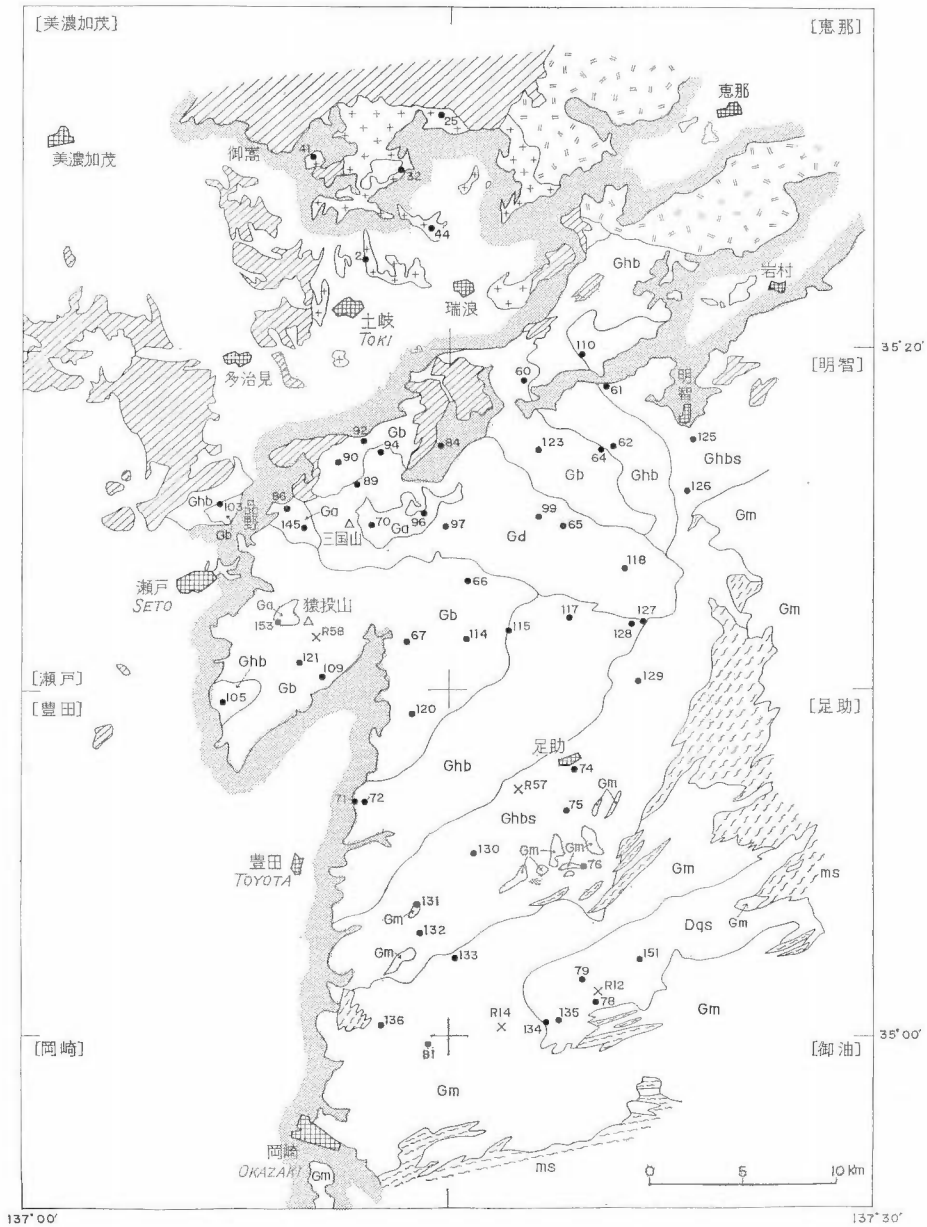
野外における岩相単位別では、中粒黒雲母花崗岩 (mGb) のウラン量は 4.1~5.9 ppm U, 4コの平均は 4.8 ppm U である。トリウム量は地域によって差があり、岩体北部の2コ (65 T 27, 37) は 11, 13 ppm Th であるのに対し、東部の2コ (65-T 14, 20) は 24, 26 ppm Th である。主成分については後者が Na_2O に富み、 K_2O がやや多く、CaO にやや乏しい傾向がある。

粗粒黒雲母花崗岩 (cGb) は中粒花崗閃緑岩の含有量程度のもの (65 T 58, 3.5 ppm U, 11 ppm Th) から、著しく高い値 (65 T 32, 12.3 ppm U, 25 ppm Th) まで変化する。10コの平均値は 5.9 ppm U, 18.4 ppm Th である。両元素の含有量の高い65 T 22と32は同じ露頭に晶洞性小ペグマタイトの多い岩石で、その石英の色は濃い。

斑状黒雲母花崗岩 (Gbp) は 2.6~8.6 ppm U, 11~20 ppm Th の含有量を持ち、8コの平均値は 5.1 ppm U, 17.4 ppm Th である。含有量の高い65 T 2は国道21号線旧道曲りの最上部で採集したもので弱い熱水変質をうけている。付近にはウラン鉱床が存在しており、ウランの一部は岩石固結後に添加されたものかもしれない。

細粒黒雲母花崗岩 (fGb) は2コの平均値で 4.0 ppm U, 14.5 ppm Th であり、前2者に較べて両元素ともにやや低い値である。

野外調査の段階で、分析試料は土岐花崗岩全体の全域からほぼ等間隔に採集するようにつとめたが、花崗岩の露出が限られていてこの目的は十分には達せられていない。しかし、たとえばすでに侵食、さくはんされた部分のウラン量のオーダーを算出するために、土岐花崗岩体の平均値が必要な場合には、第1表の分析値の算術平均で十分かも知れない。黒雲母花崗岩の24コの平均は 5.3 ppm U, 17.8 ppm Th であり、4コの



分布は1/20万「豊橋」図幅にもとづき、一部改訂。斜線部は古生層、波模様には同変成岩類。恵那付近の岩石は「濃飛流紋岩類」

第1図 土岐一岡崎地域花崗岩類の分布と分析試料の位置

Granitic rocks intruded mainly into Paleozoic schists and sedimentary rocks, and partly Cretaceous rhyolitic pyroclastic rocks in Toki-Okazaki region

第1表 土岐花崗岩の化学分析値
Selected chemical components of Toki granite

Sym.	Sample No.	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO / CaO + Na ₂ O + K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
								Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
fGb	65-T-18	.83	2.93	4.23	7.16	8.13	.1193	47.27	44.91	92.18	.4872	3.6	14	3.9
	65-T-19	.90	2.92	3.49	6.41	7.31	.1231	47.10	37.05	84.15	.4403	4.3	15	3.5
Gbp	65-T-2	.87	3.46	4.29	7.75	8.62	.1009	55.82	45.55	101.37	.4493	8.6	20	2.3
	65-T-9	1.05	3.08	4.09	7.17	8.22	.1277	49.69	43.42	93.11	.4663	5.2	18	3.5
	65-T-11	.97	3.29	4.29	7.58	8.55	.1135	53.07	45.55	98.62	.4619	4.3	14	3.3
	65-T-13	.83	3.28	3.80	7.08	7.91	.1049	52.91	40.34	93.25	.4326	4.4	19	4.3
	65-T-44	1.20	3.50	3.49	6.99	8.19	.1465	56.46	37.05	93.51	.3962	2.6	18	6.9
	65-T-47	1.19	3.50	3.95	7.45	8.64	.1407	56.46	41.94	98.40	.4262	5.5	20	3.6
	65-T-49	1.30	3.31	4.09	7.40	8.70	.1494	53.40	43.42	96.82	.4485	5.6	19	3.4
	65-T-56	.97	3.53	4.04	7.57	8.54	.1136	56.94	37.48	94.42	.3969	4.4	11	2.5
cGb	65-T-1	1.27	2.97	4.03	7.00	8.27	.1536	47.91	42.79	90.70	.4718	4.8	11	2.3
	65-T-17	.77	3.42	4.31	7.73	8.50	.0906	55.17	45.76	100.93	.4534	4.5	22	4.9
	65-T-22	.81	3.58	4.09	7.67	8.48	.0955	57.75	43.42	101.17	.4292	8.9	25	2.8
	65-T-25	.95	3.52	4.41	7.93	8.88	.1070	56.78	46.82	103.60	.4519	6.7	19	2.8
	65-T-30	.98	3.51	3.76	7.27	8.25	.1188	56.62	39.92	96.54	.4135	5.5	18	3.3
	65-T-32	.81	3.65	3.88	7.53	8.34	.0971	58.88	41.19	100.07	.4116	12.3	25	2.0
	65-T-51	1.25	2.81	3.46	6.27	7.52	.1662	45.33	36.73	82.06	.4476	3.6	17	4.7
	65-T-58	1.08	3.12	3.65	6.77	7.85	.1376	50.33	38.75	89.08	.4350	3.5	11	3.1
	65-T-59	.74	3.30	4.37	7.67	8.41	.0880	53.23	46.40	99.63	.4657	3.8	17	4.5
	65-T-82	1.11	3.32	4.68	8.00	9.11	.1218	53.56	49.69	103.25	.4813	5.1	19	3.7
mGb	65-T-14	.71	3.31	4.01	7.32	8.03	.0884	53.40	42.57	95.97	.4436	5.9	24	4.1
	65-T-20	.81	3.07	3.99	7.06	7.87	.1029	49.52	42.36	91.88	.4610	4.7	26	5.5
	65-T-27	.63	4.10	4.22	8.32	8.95	.0704	66.14	44.80	100.94	.4038	4.5	11	2.4
	65-T-37	.66	3.84	4.12	7.96	8.62	.0766	61.95	43.74	105.69	.4139	4.1	13	3.2
mGd	65-T-33	2.72	3.35	3.46	6.81	9.53	.2854	54.04	36.73	90.77	.4046	3.8	14	3.7
	65-T-38	2.60	3.64	3.37	7.01	9.61	.2706	58.72	35.78	94.50	.3786	3.7	15	4.1
fGd	65-T-41	3.05	3.13	2.79	5.92	8.97	.3400	50.49	29.62	80.11	.3697	2.7	13	4.8
	65-T-54	2.37	3.25	3.44	6.69	9.06	.2616	52.43	36.52	88.95	.4106	1.9	10	5.3

注 CaO, Na₂O, K₂O の分析は東京石炭鉱物研究所の大田菊松による。アルカリの分析はローレン・スマイス法による。U, Th の分析は関根節郎, 望月常一, 大場きみじによる。以下の表について同様。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 2 表 三国山—猿投山周辺花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of granites in Mikuniyama-Sanageyama region

Sym.	Sample No.	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO /CaO+Na ₂ O+K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
								Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
Ga	65-T-70	1.23	2.69	3.57	6.26	7.49	.1642	43.39	37.90	81.29	.4662	6.6	17	2.6
	65-T-86	1.12	2.81	3.64	6.45	7.57	.1480	45.33	38.65	83.98	.4602	5.2	17	3.3
	65-T-90	.85	3.01	4.67	7.68	8.53	.0997	48.56	49.58	98.14	.5052	7.7	24	3.1
	65-T-96	1.47	2.72	4.48	7.20	8.67	.1696	43.88	47.56	91.44	.5201	3.1	17	5.5
	66-T-145	1.12	3.12	4.03	7.15	8.27	.1354	50.33	42.79	93.12	.4595	7.0	18	2.6
	66-T-153	1.46	4.15	3.39	7.54	9.00	.1622	66.95	35.99	102.94	.3496	6.9	16	2.3
Gb	65-T-60	1.09	3.58	3.59	7.17	8.26	.1320	57.75	38.11	95.86	.3976	3.6	18	5.0
	65-T-62	1.61	2.66	4.42	7.08	8.69	.1853	42.91	46.93	89.84	.5224	1.7	17	10.0
	65-T-64	1.81	2.75	3.91	6.66	8.47	.2137	44.36	41.51	85.87	.4834	2.4	8	3.3
	65-T-66	1.32	2.99	3.71	6.70	8.02	.1646	48.23	39.39	87.62	.4496	2.0	9	4.5
	65-T-67	1.64	2.79	4.39	7.18	8.82	.1859	45.00	46.61	91.61	.5088	2.7	11	4.1
	65-T-89	1.46	2.56	3.74	6.30	7.76	.1881	41.30	39.71	81.01	.4902	3.7	14	3.8
	65-T-92	1.36	2.95	4.17	7.12	8.48	.1604	47.59	44.27	91.86	.4819	4.0	18	4.5
	65-T-94	1.53	2.91	4.22	7.13	8.66	.1767	46.94	44.80	91.74	.4883	3.2	15	4.7
	66-T-109	1.93	3.20	3.62	6.82	8.75	.2206	51.62	38.43	90.05	.4268	2.0	13	6.5
	66-T-114	1.82	3.34	3.56	6.90	8.72	.2087	53.88	37.80	91.68	.4123	1.3	14	10.8
	66-T-120	1.37	2.43	3.99	6.42	7.79	.1759	39.20	42.36	81.56	.5194	3.1	13	4.2
	66-T-121	1.23	2.38	3.49	5.87	7.10	.1732	38.39	37.05	75.44	.4911	2.7	9	3.3
	66-T-123	1.18	2.68	4.15	6.87	8.01	.1473	43.23	44.06	87.29	.5048	2.0	15	7.5
Gd	65-T-65	3.78	2.64	2.43	5.07	8.85	.4271	42.59	25.80	68.39	.3773	2.1	15	7.1
	65-T-97	3.71	2.84	2.94	5.78	9.49	.3909	45.81	31.21	77.02	.4052	3.0	11	3.7
	65-T-99	3.53	2.51	2.82	5.33	8.86	.3984	40.49	29.94	70.43	.4251	1.8	15	8.3
	66-T-118	4.51	2.82	2.19	5.01	9.52	.4737	45.49	23.25	68.74	.3382	2.4	4	1.7
	66-T-128	4.90	2.56	2.11	4.67	9.57	.5120	41.30	22.40	63.70	.3517	2.7	13	4.8

第3表 “領家中核帯” 花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of foliated granites in Ryoke metamorphic zone

Sym.	Sample No.	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO / (CaO + Na ₂ O + K ₂ O)	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
								Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
Ghb	65-T-61	2.03	3.57	3.38	6.95	8.98	.2261	57.59	35.88	93.47	.3839	2.1	12	5.7
	65-T-71	3.56	3.43	2.53	5.96	9.52	.3740	55.33	26.86	82.19	.3268	1.6	11	6.9
	65-T-72	2.07	2.68	3.97	6.65	8.72	.2374	43.32	42.15	85.47	.4932	1.7	6	3.5
	65-T-84	2.02	2.53	3.54	6.07	8.09	.2497	40.81	37.58	78.39	.4794	1.4	13	9.3
	66-T-103	1.71	3.23	3.84	7.07	8.78	.1948	52.11	40.77	92.88	.4390	5.7	19	3.3
	66-T-105	2.32	2.99	3.86	6.85	9.17	.2530	48.23	40.98	89.21	.4594	3.7	14	3.8
	66-T-110	2.20	3.62	3.08	6.70	8.90	.2472	58.30	32.70	91.10	.3590	1.6	13	8.1
	66-T-115	2.49	3.24	4.01	7.25	9.74	.2557	52.27	42.57	94.84	.4489	0.8	11	13.8
Ghbs	65-T-74	4.51	2.81	2.33	5.14	9.65	.4674	45.33	24.74	70.07	.3531	1.6	10	6.3
	65-T-75	4.31	2.79	1.93	4.72	9.03	.4772	45.01	20.49	65.50	.3128	1.0	5	5.0
	66-T-117	4.62	3.22	2.20	5.42	10.04	.4602	51.94	23.35	75.29	.3101	1.7	16	9.4
	66-T-125	3.61	2.80	2.07	4.87	8.48	.4257	45.17	21.98	67.15	.3273	2.0	9	4.5
	66-T-126	2.69	3.43	3.46	6.89	9.58	.2808	55.33	36.73	92.06	.3990	1.8	12	6.7
	66-T-127	3.84	3.20	2.42	5.62	9.46	.4059	51.62	25.69	77.31	.3323	2.8	15	5.4
	66-T-129	4.76	2.76	2.17	4.93	9.69	.4912	44.52	23.04	67.56	.3410	1.6	11	6.9
	66-T-130	3.00	3.01	3.38	6.39	9.39	.3195	48.56	35.89	84.45	.4250	2.0	9	4.5
	66-T-132	4.03	2.56	2.54	5.10	9.13	.4414	41.30	26.97	68.27	.3951	0.7	9	12.9
Gm	65-T-76	2.58	3.23	1.79	5.02	7.60	.2044	52.11	19.00	71.11	.2672	1.0	5	5.0
	65-T-81	1.23	2.66	3.12	5.78	7.01	.1755	42.91	33.13	76.04	.4357	1.3	6	4.6
	66-T-131	2.83	2.93	2.10	5.03	7.86	.3601	47.27	22.30	69.57	.3205	0.8	6	7.5
	66-T-133	1.40	3.95	3.59	7.54	8.94	.1565	63.72	38.11	101.83	.3743	2.2	3	1.4
	66-T-135	2.97	3.20	1.84	5.04	8.01	.3708	51.62	19.53	71.15	.2745	0.6	5	8.3
	66-T-136	1.60	3.21	3.05	6.26	7.86	.2036	51.78	32.38	84.16	.3847	1.4	8	5.7
Dqs	65-T-78	5.55	2.84	1.67	4.51	10.06	.5517	45.81	17.73	63.54	.1790	1.0	5	5.0
	65-T-79	5.60	2.67	1.67	4.34	9.94	.5634	43.07	17.73	60.80	.2916	1.1	6	5.5
	66-T-134	5.41	3.42	1.88	5.30	10.71	.5051	55.17	19.96	75.13	.2657	2.3	10	4.4
	66-T-151	5.10	2.99	1.85	4.84	9.94	.5131	48.23	19.64	67.87	.2894	1.4	7	5.0

花崗閃緑岩を加えた全分析値の平均は 5.0 ppm U, 17.1 ppm Th である。

既述のように土岐花崗岩のウラン・トリウム含量は主成分とある関係を持つ面もあるが、黒雲母花崗岩類ではとくに厳密には特定の関係を示さない。部分的にみられた類似の値は (65 T 27 と 37, 65 T 18 と 19 など) 両元素の分布の地域性を表わしているようであるが、逆に (たとえば 65 T 2 と 11) 近接する試料でウラン・トリウム量の著しく異なるものも存在する。

2.2 三国山—猿投山周辺の花崗岩類

土岐花崗岩体の南方、三国山—猿投山付近に分布する花崗岩類はアプライト質花崗岩 (Ga), 黒雲母花崗岩 (Gb), 閃雲花崗閃緑岩 (Gd) に大別できる (第 1 図)。アプライト質花崗岩 (Ga) の分布は第 1 図に示したが岩脈状の小岩体は各所に存在する。65 T 90 はその一例であり、そのウラン・トリウム量は 7.7 ppm U, 24 ppm Th であって、ともにこの地域で最高の値である。比較的規模の大きい本岩は 3.1~7.0 ppm U, 16~18 ppm Th の値を示し、5 コの平均は 5.8 ppm U, 17 ppm Th であった。これらの値は土岐岩体の黒雲母花崗岩の平均値 (5.3 ppm U, 17.8 ppm Th) に類似している。

黒雲母花崗岩 (Gb) は粗粒で広範囲に分布する。その中央部に後述の花崗閃緑岩 (Gd) が存在し、この花崗岩は 2 地域に分けられる。北側のものは土岐花崗岩のすぐ南に分布し、1.7~4.0 ppm U, 8~18 ppm Th の値を持つ。7 コの平均値は 2.9 ppm U, 15 ppm Th であり、上記の土岐岩体の平均値に比べてトリウムにやや乏しく、ウランは約半程度に低い。

南側の花崗岩は 1.3~2.7 ppm U, 9~14 ppm Th で、6 コの平均は 2.3 ppm U, 11.5 ppm Th で、北側のものよりもやや低い値である。以上の 13 試料を平均すると、2.7 ppm U, 13.4 ppm Th となる。

閃雲花崗閃緑岩 (Gd) は既述のように東西に分布し、一般に東の部分は片状構造が顕著である。5 コの分析値は 1.8~3.0 ppm U, 4~15 ppm Th を示し、平均値は 2.4 ppm U, 11.6 ppm Th であって、上記の黒雲母花崗岩よりもやや低い値である。しかし、たとえば CaO 3.53~4.90% (Gd)→1.09~1.93 (Gb), K_2O 2.11~2.94% (Gd)→3.49~4.42% (Gb) で示されるように、花崗閃緑岩の岩質が著しく異なる (いわゆる塩基性の方へ) ことに較べると、ウラン・トリウム量の変化の割合 (減少の方へ) は少ない。

2.3 領家中核帯の花崗岩類

上記の三国山—猿投山周辺の花崗岩類の南方には北東—南西にのびて花崗岩類が分布する。この分布は領家変成岩の変成作用のもっとも強い部分にはほぼ相当するので、ここでは領家中核帯の花崗岩類と仮称する。これらの岩石には一般に片状構造が認められる。それが肉眼的に著しいものは片状閃雲花崗閃緑岩 (Ghbs) と片状石英閃緑岩 (Dqs) である。これは有色鉱物がおもに黒雲母と角閃石で、その上両鉱物量が他のもの (両雲母花崗岩 [Gm] と閃雲花崗岩 [Ghb]) より多いことにもよると思われる。

閃雲花崗岩 (Ghb) は、猿投山周辺の花崗岩類の南側、豊田から明智にかけて北東—南西に主として分布する。しかし三国山—猿投山周辺の花崗岩類の北側にも類似の岩石が小規模に分布している (第 1 図)。主部の本岩は 0.8~2.8 ppm U, 6~16 ppm Th のウラン・トリウム含量を示し、9 コの平均は 1.9 ppm U, 11.7 ppm Th である。北側のものは 1.4~5.7 ppm U, 13~19 ppm Th (65 T 84, 103, 105 の 3 コ) で、主部の諸岩石よりやや高い値である。

片状閃雲花崗岩 (Ghbs) は上記の閃雲花崗岩の南側に分布する。両者は一般に漸移的に移行する。組成鉱物量は変化するが、鉱物種と組織において両者は類似し、併せて澄川花崗岩として一般には呼ばれる。ウラン・トリウム量は 0.7~2.0 ppm U, 5~10 ppm Th であり、5 コの平均は 1.4 ppm, 8.8 ppm Th であって、閃雲花崗岩の場合よりもやや低い。閃雲花崗岩の主部 (9 コ) に本岩 (5 コ) を加えて澄川花崗岩としての平均値を求めると、1.6 ppm U, 10.6 ppm Th となる。

両雲母花崗岩 (Gm) は雲母片岩を主とする領家変成岩類に密接に関連して分布する。小分布は上記の片状閃雲花崗岩中の特定のゾーンに北東—南西にのびてみられる (第 1 図)。本岩は一般に武節花崗岩として知られ、岡崎石として石材に用いられる。ウラン・トリウム量は 0.6~2.2 ppm U, 3~8 ppm Th である。6 コの平均値は 1.2 ppm U, 5.5 ppm Th であって、調査地域の平均値のなかでも最低の値である。

片状石英閃緑岩 (Dqs) は上記の両雲母花崗岩中に分布し、おそらく中軸の盛り上りに沿って貫入したものである。ウラン・トリウム量は 1.0~2.3 ppm U, 5~10 ppm Th, 4 コの平均値は 1.5 ppm U, 7 ppm Th

である。

2.4 ウラン・トリウム量のまとめ

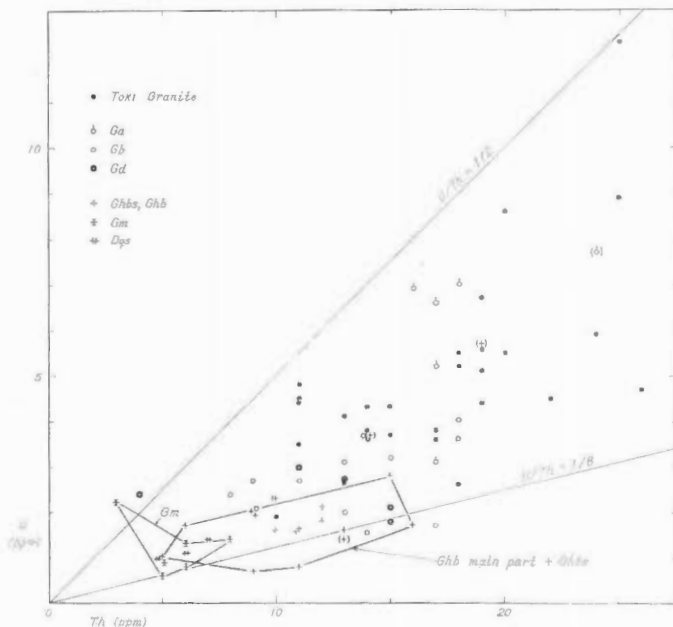
以上に記述した岩相別のウラン・トリウム量を概括すると、ウランについては全体として地域性に基づいているようである。これは地質的には中央構造線(または領家中核帯)からの距離とおきかえることもできるであろう。領家中核帯の4種類の花崗岩は平均値で 1.2~1.9 ppm U であり、三国山—猿投山周辺の同様に大分布を示す粗粒岩は同じく平均値で 2.4~2.7 ppm U である。これに対して土岐花崗岩の中~粗粒黒雲母花崗岩は 4.8~5.9 ppm U である。同様にウランに富む三国山—猿投山周辺のアプライト質花崗岩 (5.8 ppm U) は土岐花崗岩と同様に、中央構造線から非常に離れた位置にある。

トリウム量はウランの場合とほぼ類似の傾向を示すが、個々の試料については必ずしもそのようでない。いわゆる澄川花崗岩の閃雲花崗岩 (Ghb) と片状閃雲花崗岩 (Ghbs) はウラン量に較べてトリウム量がやや多い。このことはウラン・トリウム比 (第2図) に現われていて、両岩の分析値が図の下部で下線にほぼ平行に分布することで示される。同様の傾向は第1~3表に付記した Th/U 値にも現われている。

古生層中に非整合的に貫入し、少なくとも溶融状態を経て形成されたと思われる土岐花崗岩体とアプライト質花崗岩 (Ga) の諸岩石は、Th/U = 2.0~6.9 (ほとんどは 2.3~5.5) である。他の諸岩石は Th/U = 1.4~13.8 の間に散在し、ウラン・トリウム量の相関関係が著しくないことを示す。しかしこのような領家花崗岩類のなかにあつて、片状石英閃緑岩 (Dqs) のみはわずかに4コの分析結果ではあるが Th/U = 4.4~5.5 を示し、土岐花崗岩の場合と同様に Th/U 値に変化が少なく、この片状石英閃緑岩は周囲の領家花崗岩類と異なつた過程で形成された可能性を示しているようである。

ウラン・トリウム両元素はいわゆる残漿系元素として知られ、溶融状態から固結する場合に、厳密にはたとえば WHITFIELD et al (1959) が指摘したように違った割合で岩石中に固着されるかも知れないが、大ざっぱには同様な挙動をとるであろう。したがつて Th/U 値にばらつきが少ないと予想できる。土岐花崗岩、片状石英閃緑岩、後述の山陰地方の底盤状花崗岩類は、他の領家花崗岩類に較べてこのばらつきが少ない。

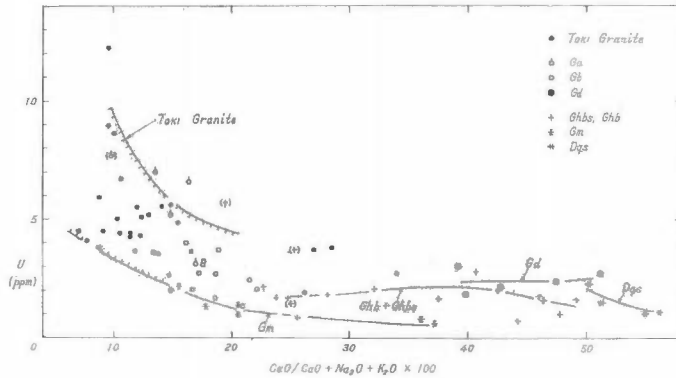
このばらつきが大きい領家中核帯の花崗岩類が、もし溶融状態を経て固結したのであれば、Th/U 比にば



()内は Ga の 65T90 と Ghb の 65T84, 103, 105。以下第7図まで同様

第2図 土岐—岡崎地域花崗岩類のウラン・トリウム比

Uranium plotted against thorium of granitic rocks of Toki-Okazaki region



第 3 図 土岐-岡崎地域花崗岩類のウランと石灰・アルカリ比

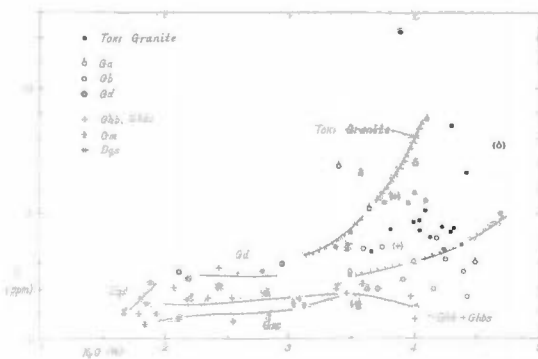
Uranium plotted against $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100$ of granitic rocks of Toki-Okazaki region

らつきを生ずる原因を想定する必要がある。これらの花崗岩類は片状構造を示し、その面に垂直に構成鉱物量が変化している。この変化は Th/U 比にも影響していると考えられる（この問題は現在検討中である）。熔融状態では物質はもっとも均質化しやすいはずであるから、微量元素を含めて組成の不均質性はどのようにして生じたのであろうか。

これらの片状構造は広域的に認められるから、単純な流理構造とみなすことができない。また、流理構造では広域的な Th/U 比のばらつきが生じないであろう。マグマが固結に近い状態で応力の影響を受けると、未固結の物質が移動して不均質性を生ぜしめるであろう。これは 1 つの説明と考えられる。また、これらの岩石が地殻物質の不完全熔融物質から固結したのであれば、この問題は単純化できる。たとえば堆積岩層は非常に不均質であるし、現在知られている限り Th/U 比のばらつきがもっとも著しいものは堆積岩である。しかし、筆者らの分析個数はまだ不十分で、その他の諸性質の検討もおこなわれている。

2.5 ウラン・トリウム量と主成分との関係

トラン・トリウム両元素が残漿系微量元素である見解に立つと、第 1～3 表中の主成分から、岩漿の進化度を示すある指数との関係を求めることが有意義と思われる。ここでは $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ を取り上げ、ウラン・トリウムとの関係を第 3 と第 6 図に示した。 $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 三角図で、土岐-岡崎地域の花崗岩類は $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ 線に沿って CaO 端から $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 線に向かって分布し、 Na_2O 量の変化が少ないことを示している（Ⅲ.1.2 第 8 図）。



第 4 図 土岐-岡崎地域花崗岩類のウランとカリウム

Uranium plotted against potassium of granitic rocks of Toki-Okazaki region

カリウムはカリ長石・黒雲母・白雲母などに含まれるが、黒雲母がたとえば酸性斜長石より後期に晶出しているか否かは疑わしい。調査地域でもっとも黒雲母量の多い片状石英閃緑岩 (Dqs) はモード分析で 20% 程度の黒雲母と数% のカリ長石を含み、黒雲母に含まれるカリウム量が圧倒的に多い。カリウム量はこの種の指数としては、不適当かも知れないが、その量的変化が大きいため第 4 と第 7 図を作成した。

1) ウランとの関係

ウランは一般に石灰の減少、カリウムの増加とともに増加し、 $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100 = 20$, $\text{K}_2\text{O} = 3.4\%$ 付近からやや急

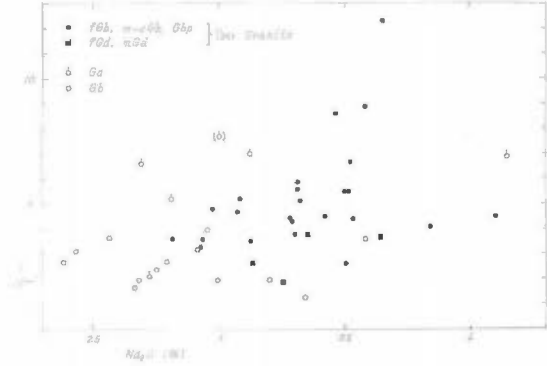
激に増加する(第3図)。この傾向にしたがわないものは閃雲花崗岩類 (Ghb 主部 + Ghbs) と、花崗閃緑岩 (Gd) とである。土岐花崗岩の諸岩石はこの傾向によくしたがっている。領家花崗岩類では片状石英閃緑岩 (Dqs) が、とくにカリウムとの関係においてこの一般傾向によく調和する。このことはウラン・トリウム比の項で記述したこの岩石の性質の一つのあらわれ方である。

三国山-猿投山周辺の黒雲母花崗岩 (Gb) はウラン/ライム・アルカリ比図では土岐花崗岩の黒雲母花崗岩類と同じ領域におちる。同じ図でアプライト質花崗岩 (Ga) は黒雲母花崗岩 (Gb) の末期相的な分布を示す。しかし、ウラン・カリウム図(第4図)では黒雲母花崗岩 (Gb) は土岐花崗岩よりウランの少ない明らかに別の領域を占め、またアプライト質花崗岩は黒雲母花崗岩 (Gb) より土岐岩体の黒雲母花崗岩と同じ系列に入る可能性を示す。

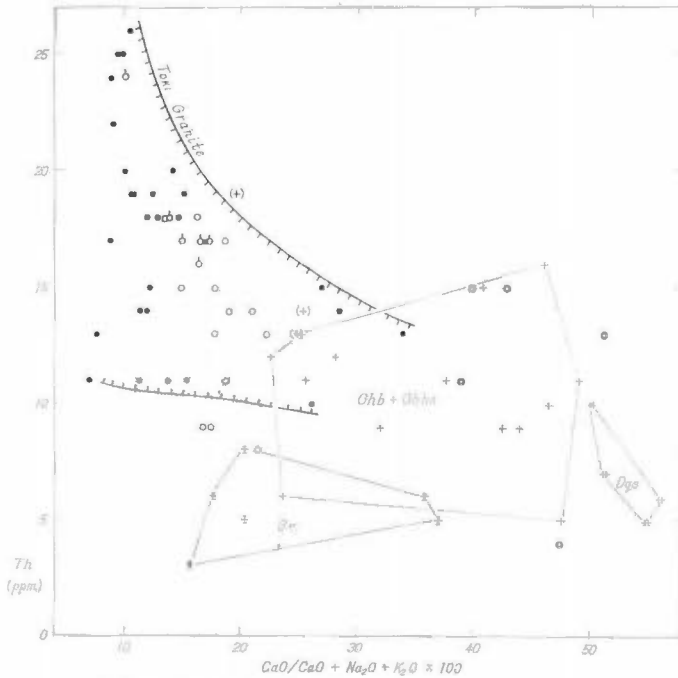
三国山周辺の花崗岩類と土岐花崗岩との主成分上の顕著な差はナトリウム量であるとすでに記述した。ウラン・ナトリウム図で(第5図)、アプライト質花崗岩には土岐花崗岩より低いナトリウム量で高いウラン量を示すものがあり、このアプライト質花崗岩は土岐花崗岩よりも、その周辺に分布する黒雲母花崗岩 (Gb) に関連した生成物を見ることが出来る。

2) トリウムとの関係

トリウムは一般にライムの減少、カリウムの増加とともに増加するが、個々の岩体についてその相関関係



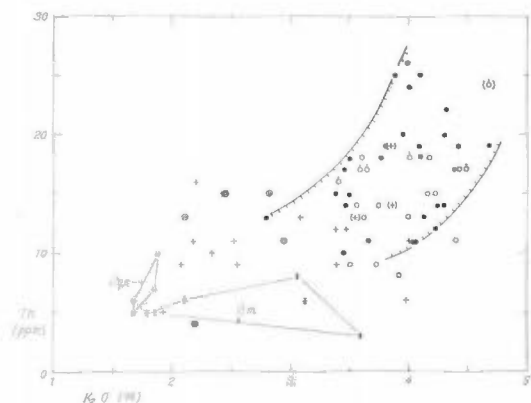
第5図 土岐-猿投山地域花崗岩類のウランとナトリウム図
Uranium plotted against granitic rocks (not foliated ones) of northern Toki-Okazaki region



第6図 土岐-岡崎地域花崗岩類のトリウムとライム・アルカリ比図
Thorium plotted against $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100$ of granitic rocks of Toki-Okazaki region

は明瞭でない。ライム・アルカリ比に対する土岐花崗岩のトリウム量はその上限 (トリウム量の多いもの) で相関関係が著しいが、その下限では著しくない (第 6 図)。すなわち、同比の小さいものにトリウム量の少ないものがある。

三国山以南で角閃石を含む諸岩石のうち、三国山周辺の花崗閃緑岩 (Gd) と澄川花崗岩相当相 (Ghbs と Ghb) の諸岩石は、ライム・アルカリ比の高い石灰質なものでもトリウム量の多いものが多く、全体の分布



第 7 図 土岐一岡崎地域花崗岩類のトリウムとカリウム図
Thorium plotted against potassium of granitic rocks of Toki-Okazaki region

傾向は土岐花崗岩の傾向から推察される領域と一致せず、特別の領域を示す (第 6 図)。しかし片状石英閃緑岩 (Dqs) は土岐花崗岩の領域の延長上に分布し、その分布の形も土岐花崗岩に似て上記の 2 岩相よりライム・アルカリ比とトリウムの相関が明瞭である。

両雲母花崗岩 (Gm) は主分布領域を低い方にはずれ、トリウム量はライム・アルカリ比に関係していない特自の領域を形成する。

以上の第 6 図にみられる分布傾向は、トリウム・カリウム図でも認められる。土岐花崗岩がもっとも明瞭な相関関係を示し、三国山周辺のアプライト質花崗岩 (Ga) と黒雲母花崗岩 (Gb) はそれよりトリウム量のやや少ない領域で相関関係を示す。傾家花崗岩類のうち片状構造の著しいものはこれらの領域をはずれるものが多い

(第 7 図)。しかし片状石英閃緑岩 (Dqs) は土岐花崗岩の延長上に分布し、トリウムとカリウムの相関がやや明瞭である。

2.6 ウラン・トリウムの存在状態

土岐一岡崎地域の分析試料を顕微鏡観察するとウラン・トリウム量の多い 65T32 は黒雲母中に被放射能ハロを伴う数多くのジルコンを含む (図版 III-2)。また黒色不透明鉱物の一結晶が他形で、同じ黒雲母中に存在し、この鉱物は著しいハロを伴い、閃ウラン鉱の可能性がある。

黒雲母中のジルコンを各試料について比較観察すると、岩石のウラン・トリウム量の多いものから少ない方へ、一般にジルコンの数量と粒度を減じ、メタミクト状態のものが少なく、新鮮であり、周囲の放射能によるハロが弱くなる (図版 III ~ V)。

これら図版の黒雲母は任意の薄片でジルコンなどを目測で多く含んでいる結晶である。ジルコン周辺の被放射能ハロの幅を一結晶について 2 点 (最小と最大) で測定し、その長さや頻度とを比較すると第 8 図のようになる。ハロの形成にウラン・トリウムのどちらがどの程度に影響を与えたかは今後の問題であるが、いまかりに $R=U+1/2Th$ をジルコン中の放射能の強さの尺度として同図に付記した。

第 8 図の実線間の面積は、黒雲母中のジルコンの多少を示すが、これは R 値のもっとも高い 65T32 で大きい。なお破線はジルコンのもっとも少ない黒雲母結晶の結果である。同じく土岐花崗岩中の別の黒雲母花崗岩 (65T25) は上記粗粒相と類似の形を示し、頻度のピークはともに 12μ 付近である。花崗閃緑岩相 (65T38) は分布面積が小さく、ハロの幅も狭くなる。

三国山以南の花崗岩類は、一般に黒雲母中のジルコン量が少ないが、三国山付近で比較的 R 値の高い岩石 (65T70, 103) のピークは土岐花崗岩の R 値の高いものとほぼ同様である。他の諸岩石のピークはいずれも 8μ 以下である。しかし両雲母花崗岩 (Gm) では 15μ 付近にあって、他の傾家花崗岩類と異なる。

ジルコンを分離する過程で、この両雲母花崗岩はジルコンより多量のモナズ石を含むことが知られている (仲井豊, 私信)。鏡下観察では、測定したこのハロを伴う微細鉱物はジルコンの可能性が強いが、この鉱物がモナズ石であって、その鉱物種の違いが周囲の黒雲母にもあらわれている可能性がないとはいえず、今後の検討が必要である。

放射性元素に富むジルコンはメタミクト状態にあることがしばしば知られているので、愛知教育大学で分離されたジルコンを図版Ⅰ～Ⅱに示す。土岐花崗岩で岩石としてのウラン・トリウム量の多い試料のジルコンにはメタミクト状態と思われるジルコンが多く含まれている。その傾向は七岐花崗岩中最高のウラン・トリウム量を示した65 T32や苗木花崗岩の一例(図版Ⅲ-1)で、とくに著しく認められる。予察的な分析結果によると、苗木花崗岩の両元素は土岐花崗岩の値より2倍程度に高いと予想できる。

以上の予察的な鏡下観察から、ウラン・トリウムに富む岩石では、両元素を置換して含みうる、ジルコン中のウラン・トリウム量も同様に高そうである。花崗岩類中のウラン・トリウムはこのほか陽イオンを置換しないで主要造岩鉱物にとり囲まれたり、またとくにウランは鉱物中の割目や鉱物間隙に多く存在するといわれる。これらの細部にわたる検討は今後に残された課題である。

ジルコン中のウラン・トリウムはジルコンの晶癖に関係するといわれる(唐木田ほか, 1962)。土岐—岡崎地域の花崗岩類のジルコンの研究(酒井ほか, 1960, 1961)と筆者らの結果とを結びつけることも重要であろう。

3. 平瀬地域

3.1 地質概況

前述の土岐—岡崎地域花崗岩類よりさらに内帯側に当たる、岐阜県大野郡白川村には庄川沿いに花崗岩類の小露出が点在し、河合(1961)によって白川花崗岩類とよばれている。これら花崗岩類は、飛騨複合岩類や手取統を覆い、濃飛流紋岩類の北西延長部に相当する流紋岩質凝灰岩に貫入している(石原, 1968)。

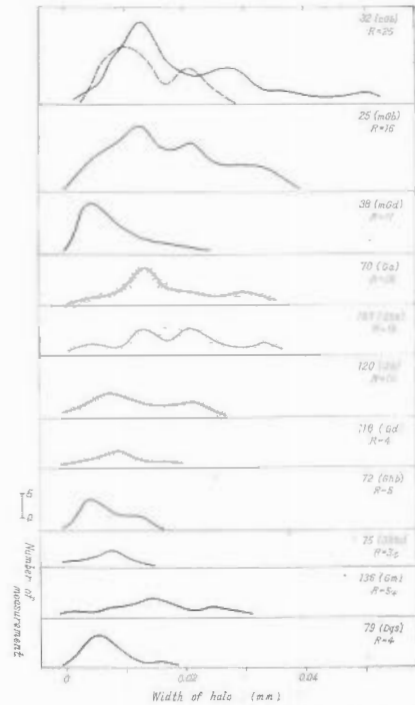
白川花崗岩類は北から南に分布する鳩ヶ谷岩体・平瀬岩体・御母衣岩体によって主として構成される。御母衣南方の福島谷入口の小露出を含めて、これらはいずれも庄川沿いの低地に分布し、また細粒～中粒、不均質でいわゆる浅所形成の岩相を示すことから、濃飛流紋岩の下に広く横たわる底盤状岩体の頂部が露出しているものと思われる。

白川花崗岩類のうち、鳩ヶ谷を中心に椿原ダムから大牧ダムにかけて南北にのびる岩体を鳩ヶ谷岩体と名付ける。南北約15 km, 東西に約3 km程度に露出する。この岩体は岩相変化に富み、北部では捕獲岩状の細粒石英閃緑岩質塊(径2～3 m以下)を閃雲花崗閃緑岩質のマトリックスが埋めるが、南方にかけて礫状部が減少し、マトリックスの岩質が酸性—アプライト質—となり、ついには礫状部を含まないアプライトに変わる。鳩ヶ谷周辺から南方にかけては中粒の黒雲母花崗岩で、部分的にアプライト質である。少数のモリブデン小鉱脈を伴う。

平瀬岩体は鳩ヶ谷岩体の南方、木谷から平瀬にかけて分布し、南北約4 km, 東西約1.5 kmの拡がりをもつ。細～中粒黒雲母花崗岩であるが、アプライト質部やペグマタイトが多い。岩体としてもっとも優白質である。岩体南端の平瀬モリブデン鉱床のほか、多くのモリブデン小鉱脈が本岩体の周縁に存在する。

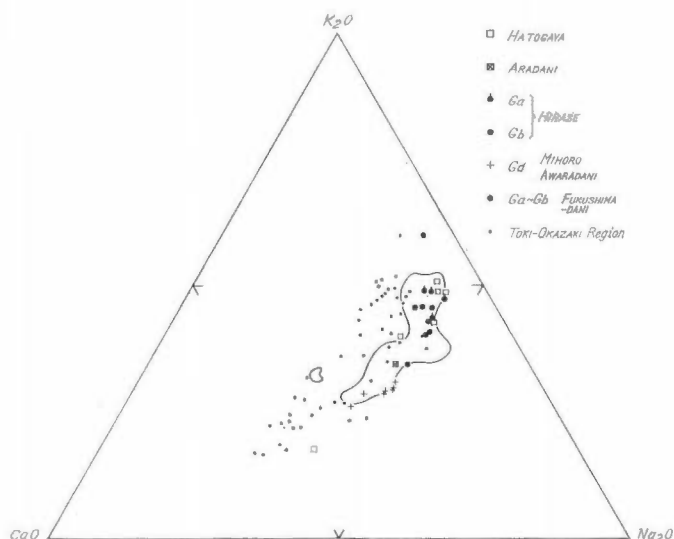
御母衣岩体は平瀬岩体と御母衣ダムとの間に露出し、北西—南東にのび約1.5×5 kmである。この岩体は細～中粒角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩で、中心部が完晶質、周縁部は弱い斑状組織を呈する。全般に消化のよい径1～2 cm程度の包有物と部分的(とくに周縁部)に優黒質捕獲岩(径1～2 m以下)を伴う。類似の岩石は大白川の支流であるあわら谷に露出する。

白川花崗岩類を土岐—岡崎地域のものと比較すると、粒度、鉱物組合わせ、花崗岩の種類の量的な差、化



第8図 土岐—岡崎地域花崗岩類の代表試料中の黒雲母に含まれるジルコンハロの大きさ

Width of zircon halo in biotite of some selected granites of Toki-Okazaki region



第9図 白川村花崗岩類のライム・アルカリ図

CaO-Na₂O-K₂O diagram of granitic rocks of Shirakawa-mura area. The granites are plotted generally in the solid-line area, 7 percent area of 114 batholith-forming granites in the Inner Zone of the Southwest Japan, but a sodium side of those of Toki-Okazaki region

学的性質などに相違が認められる(石原, 1968)。一例を第9図に示す。ライムとアルカリに関しては, 白川村の花崗岩類は一般に Na に富んでいる。

3.2 白川村花崗岩類のウラン・トリウム量

白川村の花崗岩類の著しい特徴は両元素に乏しいことである。これらの花崗岩類は花崗岩体の頂部が露出している形態を示し, 一般にこのような部分には両元素は濃集していると信じられている(早瀬, 1961)。

平瀬岩体は全体としてもっとも優白質で, その一部に存在する平瀬モリブデン鉱床では閃ウラン鉱, モナズ石(大塚ほか, 1961), ゼノタイム(石原, 1968)などの含ウラン鉱物が確認されている。また鉱床の東側周辺には, 熱水変質帯が認められ, これらの変質岩では原岩にくらべて, ウランが増加している(石原, 1968)。平瀬岩体を形成したマグマはウランに富んでいたと推定できる。

しかし, 平瀬岩体は主部の中粒黒雲母花崗岩相で, 2.0~3.4 ppm U (7 コの平均 2.9 ppm), 9~16 ppm Th (平均 12.3 ppm), アプライト相で 1.9~3.4 ppm U (5 コの平均 2.8 ppm), 10~17 ppm Th (平均 13 ppm) で, ウランのみならずトリウムも, たとえば土岐花崗岩にくらべて低い。

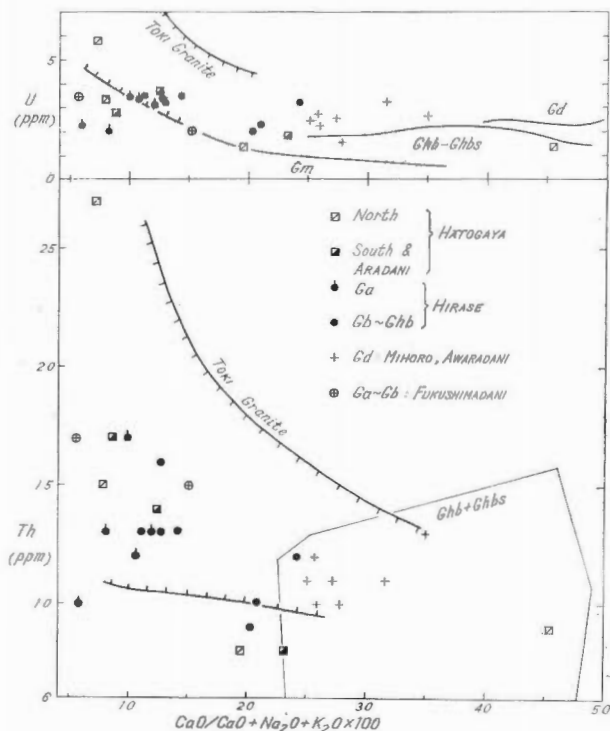
均質で平均値の求め易い, 御母衣とあわら谷岩体は 1.5~3.2 ppm U (7 コの平均 2.4 ppm), 10~13 ppm Th (平均 11.4 ppm) である。その他の値は第4表の通りである。鳩ヶ谷岩体のアプライトの1 コは 5.8 ppm U と 27 ppm Th とを示し, これは白川村の花崗岩類では目立った存在である。

白川村花崗岩類のウラン・トリウム量が土岐地域のものにくらべて一般に低いことは, 第10と第11図でも明瞭である。ただ, その全般に低い傾向が第11図でより目立たない。両元素の少なさは, 前述のライム・アルカリの3成分のうち Na に富むことの一つの反映であろう。

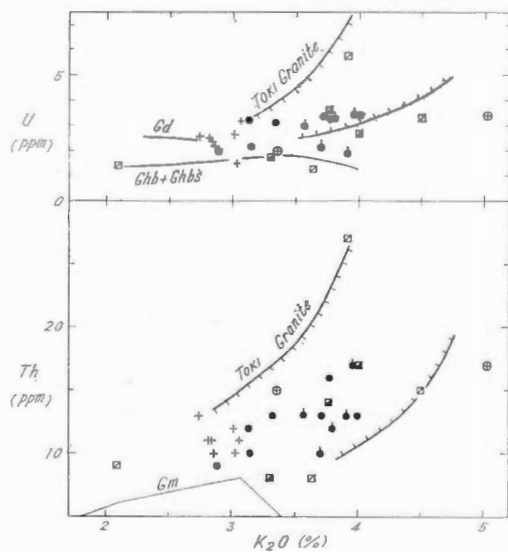
4. 人形峠地域

人形峠地域の花崗岩類は奥津図幅(山田, 1961)および倉吉図幅(村山, 1961)にのべられている。その CaO-Na₂O-K₂O 比は, 西南日本内帯の花崗岩類に較べて, 平瀬地域のもの Na₂O に富んだ傾向を持つものに対し, 人形峠地域のは Na₂O に乏しい側に分布している(第12図)。

底盤状に広く分布する花崗岩類(第6表ⅡおよびⅢ期の花崗岩類)は 2.4~4.7 ppm U, 9~20 ppm Th を



第10図 白川村花崗岩類のウラン・トリウムと石灰・アルカリ比図



第11図 白川村花崗岩類のウラン・トリウムとカリウム図

Uranium and thorium plotted against potassium of granites in Shirakawamura area

地質調査所報告 (第 232 号)

第 4 表 白川村花崗岩類の化学的性質

Selected chemical components of granites in Shirakawa-mura region Gifu Prefecture

	Sample No.	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO / (CaO + Na ₂ O + K ₂ O)	mol. num. × 1000			Niggli's k	U	Th	Th/U
								Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
鳩ヶ谷	北 67RS-87	1.77	3.70	3.64	7.34	9.11	.1943	59.69	38.65	98.34	.3930	1.3	8	6.2
	67RS-88	5.34	4.34	2.09	6.43	11.77	.4537	70.01	22.19	92.20	.2407	1.4	9	6.4
	67RS-91	0.69	3.69	4.50	8.19	8.88	.0777	59.53	47.78	107.31	.4453	3.3	15	4.6
	ケ部 67RS-92	0.57	3.58	3.91	7.49	8.06	.0707	57.75	41.51	99.26	.4182	5.8	27	4.7
	南部 67RS-93	0.71	3.51	4.01	7.52	8.23	.0863	56.62	42.57	99.19	.4292	2.7	17	6.3
	67RS-80	1.09	3.95	3.77	7.72	8.81	.1237	63.72	40.03	103.75	.3858	3.6	14	3.9
荒谷	67RS-84	2.24	4.14	3.31	7.45	9.69	.2312	66.79	35.14	101.93	.3448	1.8	8	4.4
平瀬	Ga 66RS- 2	0.83	3.19	3.80	6.99	7.82	.1061	51.46	40.34	91.80	.4394	3.3	12	3.6
	66RS- 7	0.81	3.40	3.97	7.37	8.18	.0990	54.85	42.15	97.00	.4345	3.4	17	5.0
	66RS- 9	0.45	3.56	3.70	7.26	7.71	.0584	57.43	39.28	96.71	.4062	2.2	10	4.6
	67RS-119	0.67	3.72	3.91	7.63	8.30	.0807	60.01	41.51	101.52	.4089	1.9	13	6.8
	67RS-123	0.98	3.63	3.57	7.20	8.18	.1198	58.56	37.90	96.46	.3929	3.0	13	4.3
	Gb 66RS- 8	1.80	4.20	2.89	7.09	8.89	.2025	67.75	30.68	98.43	.3117	2.0	9	4.5
	66RS-13	1.09	3.47	3.13	6.60	7.69	.1417	55.98	33.23	89.21	.3725	3.2	12	3.8
	67RS-75	0.99	3.42	3.33	6.75	7.74	.1279	55.17	35.35	90.52	.3905	3.1	13	4.2
	67RS-76	0.91	3.58	3.72	7.30	8.21	.1108	57.75	39.50	97.25	.4062	3.4	13	3.8
	Ghb 67RS-79	1.25	3.54	4.00	7.54	8.79	.1422	57.11	42.47	99.58	.4265	3.4	13	3.8
67RS-115	1.92	4.10	3.15	7.25	9.17	.2094	66.14	33.44	99.58	.3358	2.2	10	4.6	
67RS-122	1.05	3.42	3.78	7.20	8.25	.1273	55.17	40.13	95.30	.4211	3.3	16	4.9	
御母衣	Gd 66RS- 6	2.31	4.06	2.84	6.90	9.21	.2508	65.49	30.15	95.64	.2884	2.4	11	4.6
	67RS-68	2.93	4.60	3.03	7.63	10.56	.2775	74.21	32.17	106.38	.3024	1.5	10	6.7
	67RS-69	2.63	4.22	2.81	7.03	9.66	.2723	68.08	29.83	97.91	.3047	2.5	11	4.4
	67RS-70	2.62	4.57	3.01	7.58	10.20	.2569	73.72	31.96	105.68	.3024	2.7	12	4.4
	67RS-73	2.51	4.34	2.86	7.20	9.71	.2585	70.01	30.36	100.37	.3025	2.2	10	4.6
あわら谷	Gd 67RS-56	3.38	4.27	3.06	7.33	10.71	.3156	68.88	32.49	101.37	.3205	3.2	11	3.4
	67RS-57	3.67	4.08	2.74	6.82	10.49	.3499	65.82	29.09	94.91	.3065	2.6	13	5.0
福島谷	Gb 67RS-58	1.27	3.77	3.35	7.12	8.39	.1514	60.82	35.57	96.39	.3690	2.0	15	7.5
	67RS-61	0.46	2.93	5.03	7.96	8.42	.0546	47.27	53.40	100.67	.5305	3.4	17	5.0

第5表 白川村花崗岩類中平瀬鉱山産試料の採集位置

Localities of underground samples at Hirase mine, Shirakawa-mura

Rock phase	Sample No.	Locality
Ga	66R S- 2	平瀬鉱山, 併揚。微量の輝水鉛鉱を造岩鉱物の産状で含む。
	66R S- 7	同, 大切坑コンプレッサー。
	66R S- 9	同, 大切坑立坑ぎわ, 第13脈の母岩, 脈より約1m。
	67R S-119	同, 9番坑, 東向け探鉱坑道。
	67R S-123	同, 6番坑, 東部。
Gb~Ghb	66R S- 8	同, 大切坑コンプレッサーより, 坑口より50m。
	66R S- 13	平瀬, 碑田橋東側崖。
	67R S-115	平瀬鉱山, 大切坑, 立坑より20m坑口より。
	67R S-122	同, 9番坑斜坑口。

他は石原(1968)を参照。

第6表 人形峠地域花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of granites in Ningyo-toge area

In-trusion Stage	Rock name	Sample No.	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO/Na ₂ O + K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
									Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
III	Bt Gr	⑨KY-578104	1.27	3.16	3.82	6.98	8.25	.1539	50.98	40.56	91.54	.4431	4.5	16	3.6
II	Hb-Bt Gr	⑧KY-15	1.72	3.54	3.51	7.05	8.77	.1961	57.11	37.27	94.38	.3949	4.7	19	4.0
	Hb-Bt Gr	⑦KY-650	1.63	3.48	4.24	7.72	9.35	.1743	56.14	45.02	101.16	.4450	4.5	18	4.0
	Bt Gr	⑥KY-96	1.37	3.57	3.77	7.34	8.71	.1573	57.59	40.03	97.62	.4101	3.7	20	5.4
	Hb-Bt Gr	⑤KY-583	2.32	3.79	3.69	7.48	9.80	.2377	61.14	39.18	100.32	.3906	2.4	9	3.8
I	f Bt Gr	③KY-509	1.35	3.93	3.63	7.56	8.91	.1515	63.40	38.54	101.94	.3781	3.5	20	5.7
Yokawa granodior.-porph.		①KY-556	3.77	3.33	2.84	6.17	9.94	.3793	53.72	30.15	83.87	.3595	4.1	14	3.4

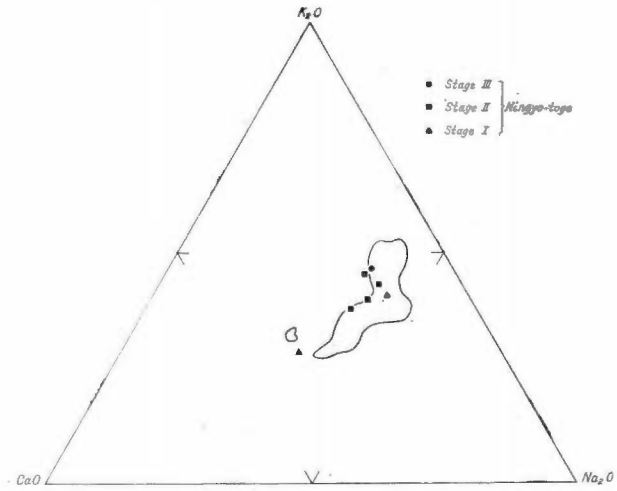
示し, Th/U比は3.6~5.4である。

これらのうち, 人形峠—中津川に分布するウラン鉱床の基盤をなすものは, おもに第II期の侵入岩である閃雲花崗閃緑岩—黒雲母花崗岩である。4コの分析値は平均3.8 ppm U, 16.5 ppm Uであって, 他地域のたとえば島根県東部の類似の岩石(後述)に較べて, とともにやや高い値である。

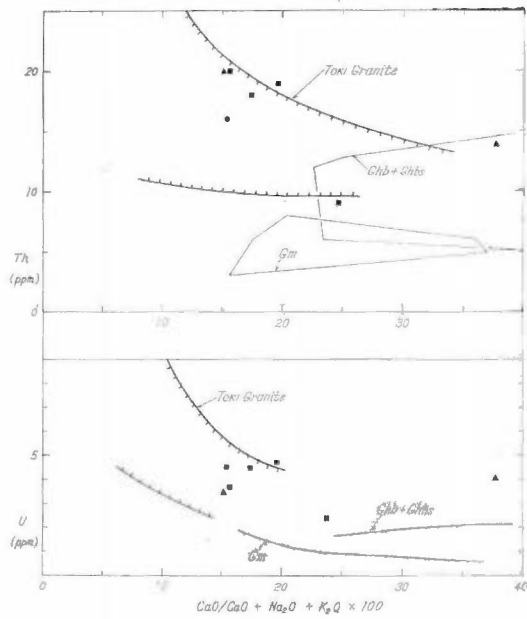
このことは個々の値についても表われている(第13・14図)。人形峠地域のウラン鉱床の基盤岩類は土岐花崗岩とほぼ同じ程度のウランおよびトリウムを含んでいる。なお第6表で人形峠にもっとも近いものはKY-96の黒雲母花崗岩である。

5. 島根県東部地域

島根県東部の出雲大東から南方に, 県境に近い小馬木にかけては, 先花崗岩類の流紋岩質火山砕屑岩(石原, 1967a)に侵入する各種の花崗岩類が分布している。これらの詳細は別報(石原, 1966・1967b)にゆだねる。分析試料はいずれもこれらモリブデン鉱床の研究のために, 他の化学的性質が検討されたものと同

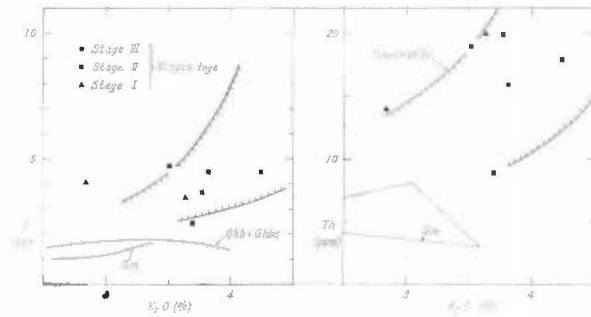


第12図 人形峠地域花崗岩類のライム・アルカリ図
 CaO-Na₂O-K₂O diagram of granites in Ningyo-toge uranium area, Chugoku District



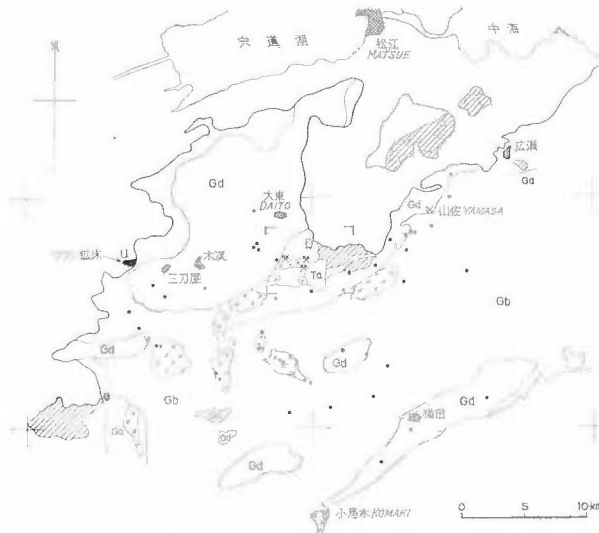
第13図 人形峠地域花崗岩類のウラン・トリウムとライム・アルカリ比図
 Uranium and thorium plotted against CaO/CaO + Na₂O + K₂O of granites in Ningyo-toge area

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・関根・望月・大場)



第14図 人形峠地域花崗岩類のウラン・トリウムとカリウム

Uranium and thorium plotted against potassium of granites in Ningyo-toge area



第15図 大東—小馬地域の花崗岩類の分布と分析試料の産地

Distribution of granitic rocks and localities of analyzed specimens in Daito-Komaki region, Chugoku District

一の粉末試料である。

5.1 底盤状花崗岩類

底盤状に広く分布する粗粒の花崗岩類は調査地域の花崗岩類の約83%をしめて露出し、圧倒的に多い(石原, 1968)。そのうち、黒雲母花崗岩 (Gb) が約70%をしめ、残りは角閃石を含む岩相 (Gd) である。後者のうち、もっとも広く露出する大東—木次周辺の岩体の南西端付近の新第三系基底部には、三刀屋の堆積型ウラン鉱床が分布する(第15図)。

閃雲閃緑岩 (Gd) は、大東周辺で 1.2~2.3 ppm U (5 コの平均 2.0 ppm), 6~11 ppm Th (平均 7.8 ppm), 広域的に 2.0~3.6 ppm U (9 コの平均 2.7 ppm), 6~12 ppm Th (平均 9.3 ppm) を示し(第7表)、以上の14コを平均すると、2.4 ppm U, 8.8 ppm Th である。Th/U 比は 2.6~5.8 に変化する。

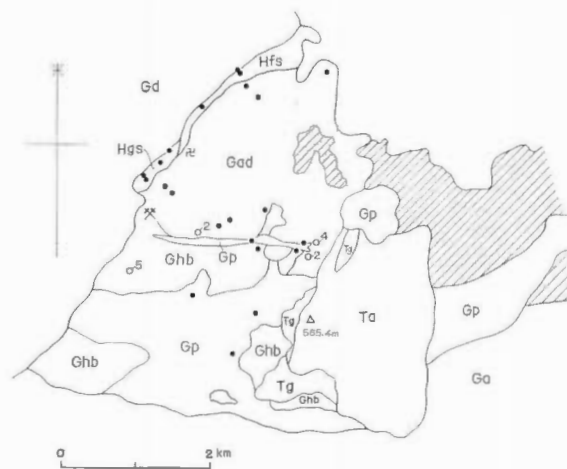
これに対して黒雲母花崗岩 (Gb) は全般的にやや高い値を示し、大東—山佐地域で 2.1~4.5 ppm U (5 コの平均 3.2 ppm), 14~16 ppm Th (平均 14.4 ppm), 広域的に 1.9~8.8 ppm U (9 コの平均 4.5 ppm), 10~24 ppm Th (平均 14.1 ppm), 以上14コの平均は 4.0 ppm U, 14.2 ppm Th である。Th/U 比は 2.3~6.7 に変化する。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 7 表 大東—横田地域の底盤状花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of batholith-forming granites in Daito-Yokota region, eastern Shimane Prefecture

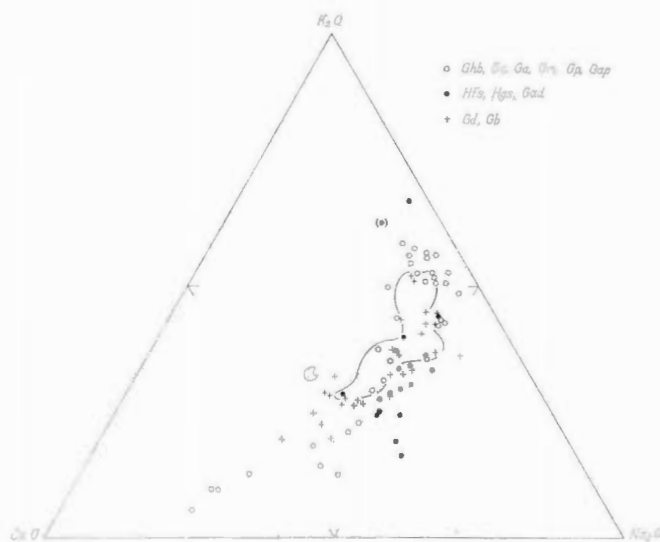
Rock unit	Sample Number	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Total	CaO/ CaO+ Na ₂ O +K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
							Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
Daito	6412- 17	4.71	3.01	1.91	9.63	.4891	48.56	20.28	68.84	.2946	1.2	7	5.8
	5908-302	3.75	3.22	2.31	9.28	.4041	51.94	24.52	76.46	.3207	2.3	6	2.6
	6412- 15	4.09	4.07	2.02	10.18	.4018	65.66	21.45	87.11	.2462	2.2	8	3.6
	6412- 16	3.31	3.77	2.68	9.76	.3391	60.82	28.45	89.27	.3187	2.1	11	5.2
	6412- 9	3.53	3.26	1.95	8.74	.4039	52.59	20.70	73.29	.2824	2.0	7	3.5
Gd	5908-349	3.25	4.18	2.77	10.20	.3186	67.43	29.41	96.84	.3037	2.5	7	2.8
	6511-108	2.18	4.03	2.96	9.17	.2377	65.01	31.43	96.44	.3259	2.0	6	3.0
	6511-110	2.91	2.72	2.27	7.90	.3684	43.88	24.10	67.98	.3545	2.3	10	4.4
	6511-111	2.86	3.84	2.43	9.13	.3133	61.95	25.80	87.75	.2940	3.1	12	3.9
	Regional 6511-115	2.46	4.35	2.76	9.57	.2571	70.17	29.30	99.47	.2947	3.6	10	2.8
	6511-116	3.19	3.26	3.03	9.48	.3365	52.59	32.17	84.76	.3795	3.3	11	3.3
	6511-117	2.74	3.38	2.16	8.28	.3309	54.52	22.93	77.45	.2961	2.7	11	4.1
	6511-133	3.53	3.87	2.62	10.02	.3523	62.43	27.82	90.25	.3083	2.5	8	3.2
	6511-138	3.25	3.18	2.54	8.97	.3623	51.30	26.97	78.27	.3446	2.0	9	4.5
Daito-Yamasa	5907- 32	0.84	3.78	3.41	8.03	.1046	60.98	36.20	97.18	.3725	4.5	16	3.6
	5907- 61	1.01	3.58	3.37	7.96	.1269	57.75	35.78	93.53	.3826	3.7	14	3.8
	5907- 31	0.78	3.82	3.70	8.30	.0940	61.62	39.28	100.90	.3893	2.7	14	5.2
	5907-147	0.81	4.54	3.03	8.38	.0967	37.24	32.17	105.41	.3052	3.1	14	4.5
	5907- 55	1.15	3.66	3.29	8.10	.1420	59.04	34.93	93.97	.3717	2.1	14	6.7
Gb	6511-112	1.12	4.08	3.02	8.22	.1363	65.82	32.06	97.88	.1638	2.4	10	4.2
	6511-114	1.57	3.36	2.78	7.71	.2036	54.20	29.51	83.71	.3525	4.7	11	2.3
	6511-119	1.85	3.83	3.35	9.03	.2049	61.78	35.57	97.35	.3654	5.2	15	2.9
	6511-121	0.90	3.46	4.52	8.88	.1014	55.82	47.99	103.81	.4623	7.3	24	3.3
	Regional 6511-129	0.95	3.71	3.77	8.43	.1127	59.85	40.03	99.88	.4008	3.8	14	3.7
	6511-132	1.32	3.22	3.47	8.01	.1648	51.94	36.84	88.78	.4150	1.9	11	6.3
	6511-134	0.84	3.21	4.38	8.43	.0996	51.78	46.50	98.28	.4731	8.8	20	2.3
	6511-136	1.85	3.95	2.79	8.59	.2154	63.72	29.62	93.34	.3173	2.1	10	4.8
	6511-137	1.79	4.36	3.11	9.26	.1933	70.33	33.02	103.35	.3195	3.9	11	2.8



白円は坑内試料で右側の数字は試料数

第16図 大東モリブデン鉱床地域の分析試料の産地

Localities of analyzed specimens in Daito molybdenum area



第17図 大東-横田地域花崗岩類のライム・アルカリ図

CaO-Na₂O-K₂O diagram of granites in Daito-Yokota region

5.2 細粒の斑糲岩〜アプライト質花崗岩類

調査地域の花崗岩類の残り(約30%)のほとんどは、細粒の斑糲岩〜石英閃緑岩およびこれらを岩体として捕獲し、部分的に同化作用を及ぼす優白質花崗岩類からなる。これらは鉱物組合せからみると、前述の底盤状花崗岩類に重複するものが多いが、産状、組織あるいは化学的性質において底盤状花崗岩類と性格を異にしている(たとえば第17図)。

それらのうち、大東地域の閃雲混成岩(Ghb)は著しく同化され、各種の岩質からなる。これは1.7~6.5 ppm U (7コの平均3.5 ppm), 5~14 ppm Th (平均9.9 ppm)を示し、両元素の変化が激しい(第8表)。このことは主成分および鉱物組成が著しく変化する事実(石原, 1966)に対応している。

この閃雲混成岩の南西方延長には同様な産状を呈するが、同化作用が著しくないより苦鉄質(おもに斑糲

地質調査所報告 (第 232 号)

第 8 表 大東一横田地域の細粒斑輝岩質～アプライト質花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of fine-grained gabbro to leucogranites in Daito-Yokota region

Rock unit	Sample number	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Total	CaO/ CaO+ Na ₂ O +K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	
							Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O					
Ghb	Daito	6412-10①	2.02	3.40	3.22	8.64	.2338	49.04	34.19	83.23	.3869	6.5	14	2.2
		6412-13	5.27	4.75	1.67	11.69	.4508	76.63	17.73	94.36	.1879	1.7	5	2.9
		60F-11	3.90	4.42	2.16	10.48	.3721	71.30	22.93	94.23	.2433	2.7	7	2.6
		60Fb-61	2.55	3.74	2.57	8.86	.2878	60.33	27.29	87.62	.3115	2.3	6	2.6
		6412-10②	3.98	4.09	1.14	9.21	.4321	65.98	12.10	78.08	.1550	4.8	14	2.9
		60F-28	1.98	3.73	3.05	8.76	.2260	60.17	32.38	92.55	.3499	3.3	10	3.0
		60F-27	1.40	3.12	4.41	8.93	.1568	50.33	46.82	97.15	.4819	2.9	13	4.5
Ghb	Regional	6511-118	8.85	2.83	0.67	12.35	.7166	45.65	7.11	52.76	.1348	1.4	5	3.6
		6511-120	8.29	3.20	1.22	12.71	.6522	51.62	12.95	64.57	.2006	1.4	5	3.6
		6511-122	5.88	2.96	1.28	10.12	.5810	47.75	13.59	61.34	.2216	1.8	5	2.8
		6511-123	8.46	3.08	1.24	12.78	.6620	49.69	13.16	62.85	.2094	1.8	7	3.9
		6511-125	4.26	3.57	1.72	9.55	.4461	57.59	18.26	75.85	.2407	1.4	6	4.3
		6511-135	3.28	4.07	2.14	9.49	.3456	65.66	22.72	88.38	.2571	2.5	9	3.6
Gc		5908-241	1.43	3.30	3.64	8.37	.1709	53.23	38.65	91.88	.4207	2.3	12	5.2
		60Fb-76	0.28	3.31	3.97	7.56	.0370	53.40	42.14	95.54	.4411	3.0	9	3.0
		6506HN-1	0.67	2.64	3.94	7.25	.0924	42.59	41.83	84.42	.4955	4.8	16	3.3
		5908-255	0.73	2.78	4.93	8.44	.0865	44.85	52.34	97.19	.5385	2.9	11	5.2
		6506SK-4①	0.72	2.98	4.03	7.73	.0931	48.07	42.79	90.86	.4709	2.4	13	5.4
Ga	Main phase	60Fb-63	0.34	3.28	4.58	8.20	.0415	52.91	48.63	101.54	.4789	6.7	12	1.8
		5908-321	0.76	3.01	4.80	8.57	.0887	48.56	50.96	99.52	.5121	2.6	16	6.2
		5907-170	0.45	3.18	4.75	8.38	.0537	51.30	50.43	101.73	.4957	3.5	26	7.4
		5907-174	0.53	3.39	4.33	8.25	.0642	54.69	45.97	100.66	.4567	4.8	25	5.2
		6506-4	0.50	3.32	4.79	8.61	.0581	53.56	50.85	104.41	.4870	3.6	22	6.1
Gm		5907-64	0.64	3.05	3.78	7.47	.0857	49.20	40.13	89.33	.4492	4.1	21	5.1
		5907-135	0.42	3.66	4.14	8.22	.0511	59.04	43.95	102.99	.4267	2.1	15	7.1
		5907-67	0.34	4.09	4.14	8.57	.0397	65.98	43.95	109.93	.3998	2.2	18	8.2
		6506-5	0.53	3.35	3.94	7.82	.0678	54.04	41.83	95.87	.4363	6.9	25	3.6
Gp		60F-15	2.47	4.15	3.02	9.64	.2562	66.95	32.06	99.01	.3238	3.0	10	3.3
		60YT-606	1.32	3.98	2.93	8.23	.1604	64.20	31.11	95.31	.3264	1.9	15	7.9
		6506-28	0.84	3.87	3.53	8.24	.1019	62.43	37.48	99.91	.3751	2.6	15	5.8
		6506-1	0.78	3.91	3.61	8.30	.0940	63.08	38.33	101.41	.3780	1.6	12	7.5
		5908-336	0.76	3.88	3.55	8.19	.0928	57.27	37.69	94.96	.3969	2.3	10	4.4
Gap		5907-59	0.56	3.50	4.39	8.45	.0663	56.46	46.61	103.07	.4522	5.5	20	3.6
		5908-315	0.56	2.84	4.64	7.48	.0749	45.81	49.26	95.07	.5181	3.0	20	6.7

岩質)の岩石があって、これは 1.4~2.5 ppm U (6 コの平均 1.7 ppm), 5~9 ppm Th (平均 6.2 ppm) を示し、野外観察の結果と同様にウラン・トリウム量の変化が少ない。

優白質花崗岩類は上記の苦鉄質花崗岩類をとり巻いて、東北東方向に伸長して露出する。大東地域の下久野付近のアプライト (Ga) は 2.6~4.8 ppm U (4 コの平均 3.6 ppm), 16~25 ppm Th (平均 22.3 ppm) である。

このアプライトの東北東方に露出する山佐周辺の両雲母花崗岩 (Gm) は、2.1~6.9 ppm U (4 コの平均 3.8 ppm), 15~25 ppm Th (平均 19.8 ppm) の値を示す。

大東地域のモリブデン鉱床の母岩には同様な岩石からなる複合体 (Gc) があって、これらは 2.3~4.8 ppm U (5 コの平均 3.3 ppm), 9~16 ppm (平均 13 ppm) である。Th/U 比は 3.0~5.4 であって、5.2~7.4 のアプライト (Ga) や 3.6~8.2 の両雲母花崗岩 (Gm) よりも、類似の岩石からなるにかかわらず、やや低い。

大東地域には花崗閃緑岩~花崗岩質の斑状組織を示す最末期の小貫入岩体 (Gp) がある。これは 1.6~3.0 ppm U (5 コの平均 2.3 ppm), 10~15 ppm Th (平均 12.4 ppm) を示す。同様な小斑状貫入岩体で、アプライト質の花崗岩 (Gap) は山佐地域にも分布し、これは 3.0~5.5 ppm U と 20 ppm Th とを示す。

5.3 堆積岩源の混成岩類

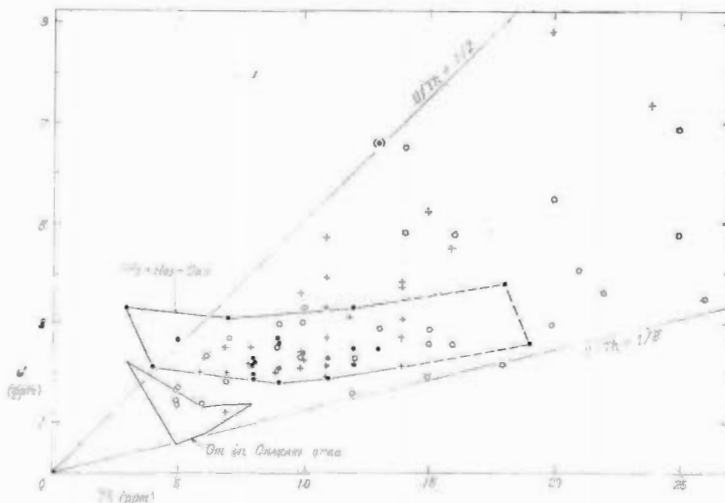
大東付近のモリブデン鉱床地域には、堆積岩起源の再結晶岩とそれらを同化したと思われる岩石などがある。これらはその他の地域で発見されておらず、量的には非常に少ないが、成因的には興味深い。

片状ホルンフェルス (Hfs) は 1.9~6.7 ppm U (3 コの平均 4.1 ppm), 11~18 ppm Th (平均 14 ppm) であって、他の諸性質 (石原, 1966) と同様に、小岩体にしてはウラン・トリウム量の変化が激しい (第9表)。

他方、片状黒雲母混成岩 (Hgs) では両元素量は比較的变化せず、1.9~3.1 ppm U (5 コの平均 2.3 ppm), 7~8 ppm Th (平均 7.8 ppm) であって、他の諸性質が安定していることに適合している。

この片状黒雲母混成岩 (Hgs) には径 1~3 cm の原岩のレリクトと思われる部分があり、その周辺に柘榴石、スピネルなどを含む反応縁を伴って、しだいに珪長鉱物に富む母岩に移行する。レリクトと反応縁 (6412-8①) から外側に 1~2 cm の単位の間隔で分析した結果は 3.3→2.1→2.5→2.2 ppm U, 3→9→12→12 ppm Th/U であって、ウランは一般に減少し、トリウムは増加する。したがって、Th/U 比は 0.9→4.3→4.8→5.5 と増加している。

黒雲母アダメロ岩は優白質な花崗岩質マグマが、上記2岩体を取り込み同化して固結したと推定できる岩



第18図 大東—横田地域花崗岩類のウラン・トリウム図
Uranium plotted against thorium of granites in Daito-Yokota region

第 9 表 大東地域の堆積岩起源の混成岩類と花崗岩の化学的性質
 Selected chemical components of hybrid and granite of sedimentary rocks origin in
 Daito area

Rock unit	Sample number	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Total	CaO/ CaO+ Na ₂ O +K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	
							Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O					
Hfs	6506-12	2.30	2.50	1.91	6.71	.3428	40.33	20.28	60.61	.3346	1.9	11	5.8	
	6506-13	0.81	3.81	3.64	8.26	.0981	61.95	38.65	100.60	.3842	3.7	18	4.9	
	6506-17	0.28	2.18	4.91	7.37	.0380	35.17	52.13	87.30	.5971	6.7	13	1.9	
Hgs	Main phase	6412- 3	2.38	4.51	2.23	9.12	.2610	72.75	23.68	96.43	.2456	2.0	8	4.0
		6412- 4	2.63	4.66	1.40	8.69	.3027	75.17	14.86	90.03	.1651	2.3	8	3.5
		60 F-40	2.70	4.25	2.62	9.57	.2821	68.56	27.82	96.38	.2887	1.9	8	4.2
		6412- 5①	1.82	4.10	2.59	8.51	.2139	66.14	27.50	93.64	.2937	3.1	7	2.3
		6412- 8	2.38	4.13	1.57	8.08	.2946	66.62	16.67	83.29	.1441	2.3	8	3.5
	Around sb. relict	6412- 8①										3.3	3	0.9
		6412- 8②										2.1	9	4.3
		6412- 8③										2.5	12	4.8
		6412- 8④										2.2	12	5.5
	Dike	6412-12	2.91	4.41	2.44	9.76	.2982	71.14	25.91	97.05	.2670	2.7	5	1.9
		6412-11	2.91	4.42	2.40	9.73	.2991	71.30	25.48	96.78	.2633	2.1	4	1.9
	Gad	Main phase	6506-14	1.79	4.23	3.15	9.17	.1952	68.24	33.44	101.68	.3289	2.4	10
60 F-20			1.32	4.01	3.06	8.39	.1573	64.69	32.49	97.18	.3343	1.8	9	5.0
6506-25			1.48	4.57	3.05	9.10	.1626	73.72	32.38	106.10	.3052	2.6	9	3.5
6506-15			1.82	3.74	2.83	8.39	.2169	60.33	30.05	90.38	.3325	2.2	8	3.6
5908-434			1.65	3.39	2.97	8.01	.2060	54.69	31.53	86.22	.3657	3.3	12	3.6
60 F-10												2.3	11	4.9
60 F-17			1.53	3.60	3.41	8.54	.1792	58.07	36.20	94.27	.3840	2.5	13	5.2
60Fb-67			2.02	4.05	2.55	8.62	.2343	65.33	27.07	92.40	.2930	2.7	9	3.3
6505HY-1①			2.22	3.95	2.48	8.65	.2567	63.72	26.33	90.05	.2924	3.3	11	3.3
Xe-noth.	60Dt-502	0.78	2.08	4.83	7.69	.1014	33.55	51.27	84.82	.6045	2.6	19	7.3	

体であって、1.8~3.3 ppm U (9 コの平均 2.6 ppm), 8~13 ppm Th (平均 10.2 ppm) を示す。

この主岩体と類似の岩相を呈する岩石が大東鉱山折坂坑内に不規則な脈状に産出する。これは (6412-11, 12) 主岩体のもより石灰質で、2.1~2.7 ppm U, 4~5 ppm Th を示し、Th/U 比は 1.9 で、主岩体のもより非常に低い。このことは、ウランは一般にトリウムより動き易いであろうから、この脈状岩石は閃雲混成岩の原岩が同化作用をうける過程で生じた中間組成のものであって、主岩体と岩相は類似していても成

図を異にすることを示していると思われる。

黒雲母アダムロ岩には、苦鉄鉱物(黒雲母)の総量の多さに比較して CaO の少ない捕獲岩 (60 Dt-502) があって、これは 2.6 ppm U, 19 ppm Th を示す。

5.4 ウラン・トリウム量と主成分との関係

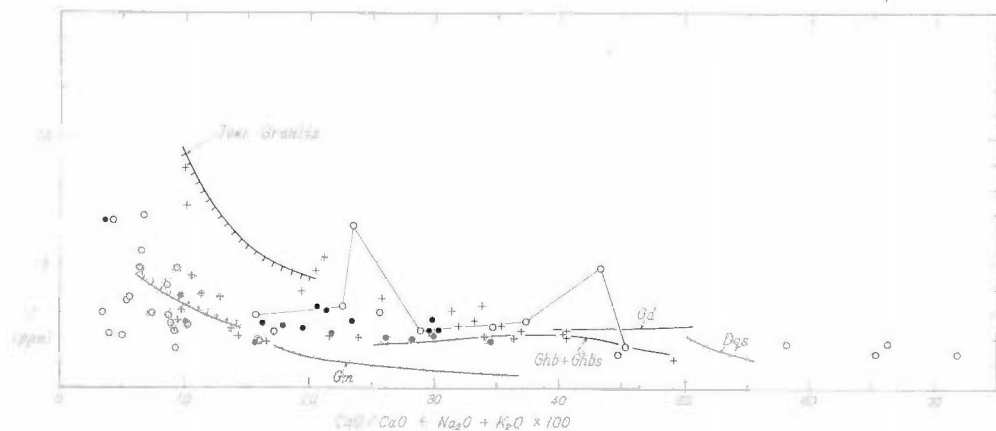
1) Th/U 比

島根県東部の花崗岩類の Th/U 比は、一部はすでにのべたようにそれぞれの花崗岩で特徴を示すことがある。しかし、全体的には多くのものが Th/U=2~8 の間で、一般に正の相関を示す(第18図)。堆積岩源の混成岩類は U がほぼ一定で、Th が変化する傾向を示して、他の火成起源の花崗岩類とその分布を異にしている。

土岐一岡崎地域でもし堆積岩起源の花崗岩が存在するならば、それは両雲母花崗岩であろうから、その領域も第18図に示した。分析個数が少ないから両者の類似性について厳密な議論はできないが、一般に Th/U 比が小さいものが多い点では両者は共通している。

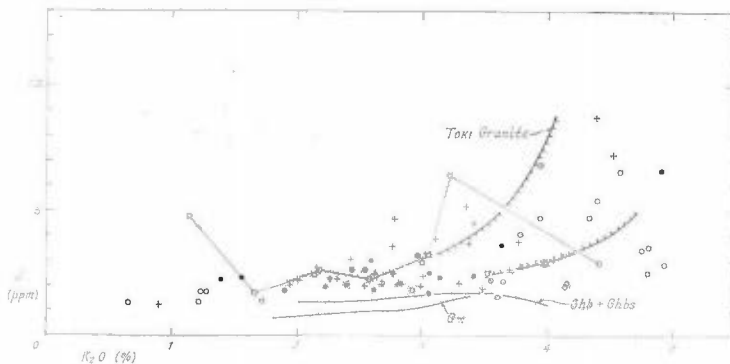
2) ウランとの関係

底盤状花崗岩類は $U-CaO/CaO+Na_2O+K_2O \times 100$ 図で、一般に土岐一岡崎地域の花崗岩類と同様な領域に分布する(第19図)。しかし、底盤状岩体の周辺に存在する細粒岩相のものには特異なものも存在してい



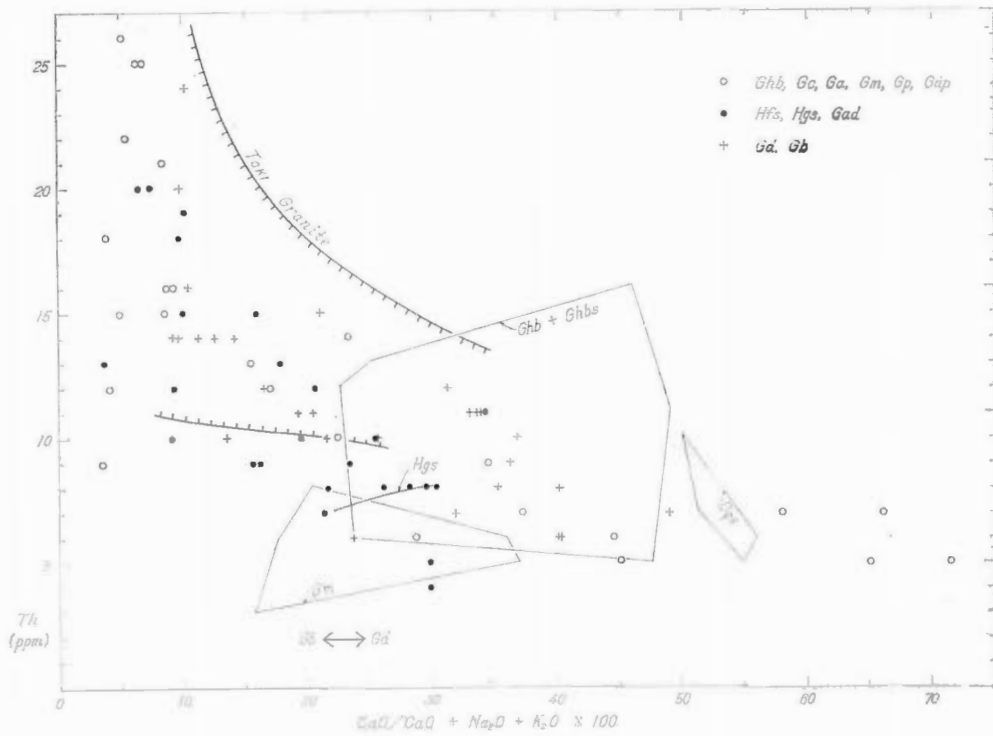
第19図 大東一横田地域花崗岩類のウランと石灰・アルカリ比図

Uranium plotted against $CaO/CaO+Na_2O+K_2O \times 100$ of granites in Daito-Yokota region



第20図 大東一横田地域花崗岩類のウラン・カリウム図

Uranium plotted against potassium of granites in Daito-Yokota region



第21図 大東-横田地域花崗岩類のトリウムと石灰・アルカリ比
 Thorium plotted against $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100$ of granites in Daito-Yokota region

て、興味深い。

大東地域の閃雲混成岩には石灰質でもUの多いものが存在し、これは他の性質からすでに報告されたように(石原, 1966), 混成作用の過程でいわゆる酸性物質が選別的に注入された結果とみなすことができる。また、優白質花崗岩類にはUの少ない領域を占めるものが多い。後述するごとく、それらのThは同様な図で(第21図), とくにThが少ない領域に分布しない。したがって、これらはWHITFIELD et al. (1959)が指摘しているように、1) UとThとは岩漿分化のある段階まではともに濃集され、分化が非常に進むとThは同様に濃集されるが、Uの濃集は不連続となること、あるいは2) 両元素はともに岩漿分化の過程で濃集されるが、より急速に冷却した底盤状岩体周辺の優白岩質では、おそらく揮発度の相違からUのみが液(気)相に多く移動した可能性を暗示している。筆者らの結果では後者の可能性が大きい。

堆積岩源の花崗岩類では、一般にCaOが減少してもUは増加しない。

土岐花崗岩と同様の石灰・アルカリ比を有する島根県東部の花崗岩類は、全体として土岐花崗岩よりUに乏しいものが多い。

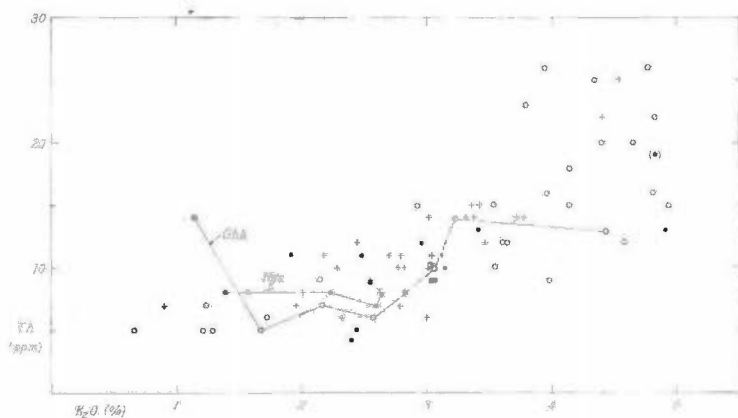
Uは K_2O に対しては一般に正の相関を示す(第20図)。閃雲混成岩が異常な分布を示すこと、 K_2O に富む優白質花崗岩類が底盤状の黒雲母花崗岩よりUに乏しい領域を占めることなどは、上述の石灰・アルカリ比の場合と同様である。

3) トリウムとの関係

Th-CaO/CaO+Na₂O+K₂O×100図で、成因および産状の異なる上記3種の花崗岩類は全体として正の相関を示す(第21図)。堆積岩源の諸岩石にはThに乏しい領域を占めるものが多い。全体として島根県東部の花崗岩類は土岐-岡崎地域のものより、この図でThにやや乏しい。

Thと K_2O とは一般に正の相関を示す(第22図)。堆積岩起源の諸岩石では原岩として K_2O が富んでいた

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・関根・望月・大場)



第22図 大東—横田地域花崗岩類のトリウム・カリウム図

Thorium plotted against potassium of granites in Daito-Yokota region

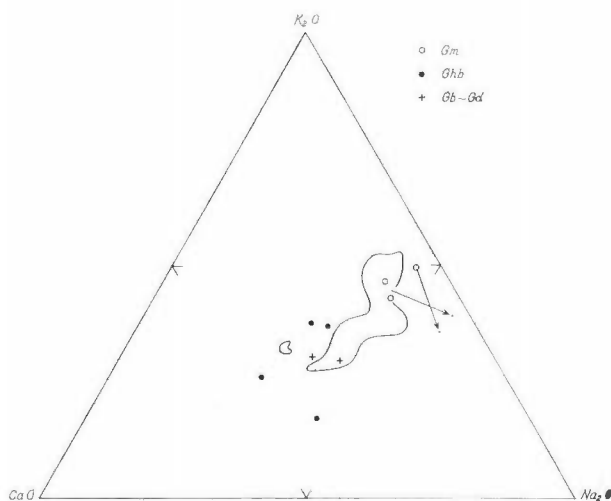
片状ホルンフェルスと捕獲岩の2コが K_2O の多い領域を受持ち、花崗岩組織を示して K_2O の多いものが存在しない、あるいは存在していても同化作用が進み完全な珪酸塩溶融体となって、通常のカルク・アルカリ岩系の分化作用を経化すると一般の火成起源の分化相と識別できない (石原, 1966), などの理由で、堆積岩源諸岩石の $Th-K_2O$ の関係を明瞭にすることが困難である。

大東地域の閃雲混成岩のうち1コは $Th-K_2O$ 図で、全体の分布領域をはずれた所におちる。

6. 島根県小馬木鉱床周辺地域

島根県東部の広島県県境に近い横田町小馬木の小馬木モリブデン鉱床付近の花崗岩類は前章で記述したものと同様な岩種からなるが (第23図), 広域的な地質調査が十分に進んでおらず, 若干の問題点も存在している (石原, 1967)。

鉱床の東側には粗粒で角閃石を部分的に含む花崗閃緑岩～黒雲母花崗岩が分布する (坪谷・石原, 1961)。これは前章の底盤状岩体の南縁と思われる。鉱床の南側には細粒の閃雲石英閃緑岩が露出していて、これは



第23図 小馬木鉱山周辺花崗岩類のライム・アルカリ図

CaO-Na₂O-K₂O diagram of granites near Komaki molybdenum mine

地質調査所報告 (第232号)

第10表 小馬木鉱山周辺花崗岩類の化学分析値

Selected chemical components of granites in Komaki mine area, southeastern Shimane Prefecture

Rock unit	Sample No.	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O + K ₂ O	Total	CaO / CaO + Na ₂ O + K ₂ O	mol. num. × 1000			Niggli's k	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
								Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O + K ₂ O				
粗粒黒雲母花崗岩 (Gb)	6511-157	2.58	3.70	2.64	6.34	8.92	.2892	59.68	28.03	87.81	.3192	2.2	6	2.7
	6511-175	2.74	2.92	2.45	5.37	8.11	.3379	47.10	26.01	73.11	.3558	1.9	7	3.7
細粒石英閃緑岩 (Ghb)	6510-102	2.58	2.73	3.21	5.94	8.52	.3028	44.04	34.08	78.12	.4263	3.3	14	4.2
	6510-103	5.32	3.39	3.07	6.46	11.78	.4516	54.69	32.59	87.28	.3734	2.9	14	4.8
	6510-104	3.03	3.30	1.30	4.60	7.63	.3971	53.23	13.80	67.03	.2059	1.6	12	7.5
	6511-152	2.58	3.29	3.43	6.72	9.30	.2774	53.07	36.42	89.49	.4070	2.4	11	4.6
両雲母花崗岩 (Gm)	6511-150①	0.34	3.12	3.36	6.48	6.82	.0499	50.33	35.67	86.00	.4148	3.1	10	3.2
	6511-153①	0.90	3.09	3.49	6.58	7.48	.1203	49.85	37.05	86.90	.4264	2.8	9	3.2
	6511-169	0.92	3.15	3.06	6.21	7.13	.1290	50.82	32.49	83.31	.3900	2.3	10	4.4

第11表 小馬木鉱山周辺花崗岩類の分析試料の産地
Localities of analyzed samples in Komaki mine area

Sample No.	Locality
6511-155	本坑, -45mL, 南押し坑道
6511-175	本坑, -65mL, 第2斜坑ジョーゴ下
6510-102	小馬木鉱山南方路傍
6510-103	同上
6510-104	同上
6511-152	本坑, -45mL, 南押し坑道
6511-150	同上
6511-153	同上
6511-169	本坑鉱体, 8番坑, 斜坑底
5908-99④	3号坑, ウラン探査坑道

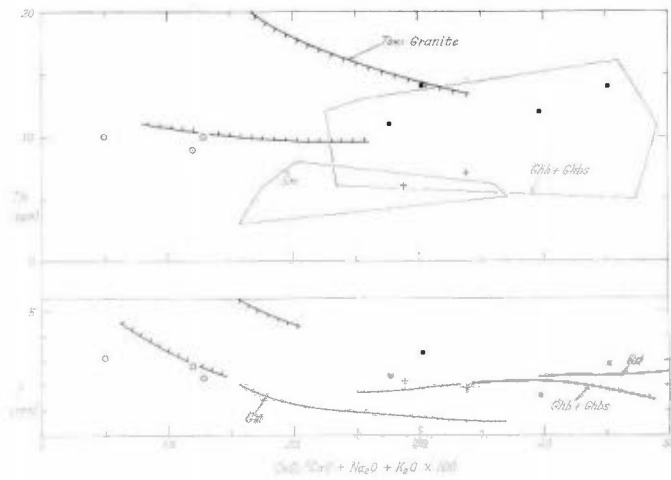
前章の細粒石英閃緑岩に類似している。両雲母花崗岩がこれら2者に貫入し、その中にモリブデン鉱床が胚胎されており(石原・出納, 1967), これは前章の優白質花崗岩類に対比できる。

小馬木鉱床周辺の分析結果を第10表に, 分析試料の産地を第11表に示す。小馬木鉱床周辺の花崗岩類にはとくに高いUとTh値とを示すものが存在しない。両雲母花崗岩はかなり岩漿分化が進んでおり, また先花崗岩類の高田流紋岩類からなるルーフに近い所に位置しているにかかわらず, 両元素ともとくに高い値を示さない。

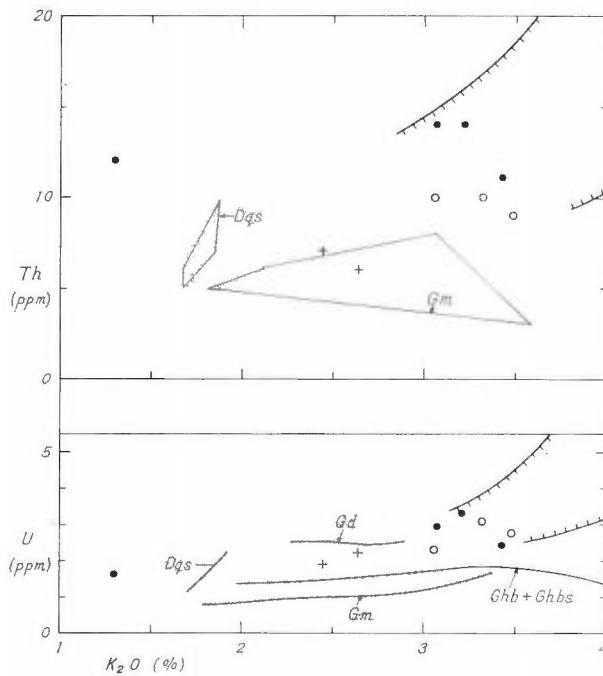
この事実はCaO/CaO+Na₂O+K₂O図に明瞭に示されていて(第24図), 両雲母花崗岩は土岐—岡崎地域あるいは島根県東部地域の花崗岩類の領域の下限に近い所に分布している。この図で底盤状岩体の粗粒相は同質の細粒石英閃緑岩にくらべて, 両元素とくにThで低い値の領域に分布する。

K₂OとU・Thとの関係は一般に土岐—岡崎地域の主分布領域に散点する。K₂Oに乏しい1コ石英閃緑岩はやや高いTh値を示している(第25図)。

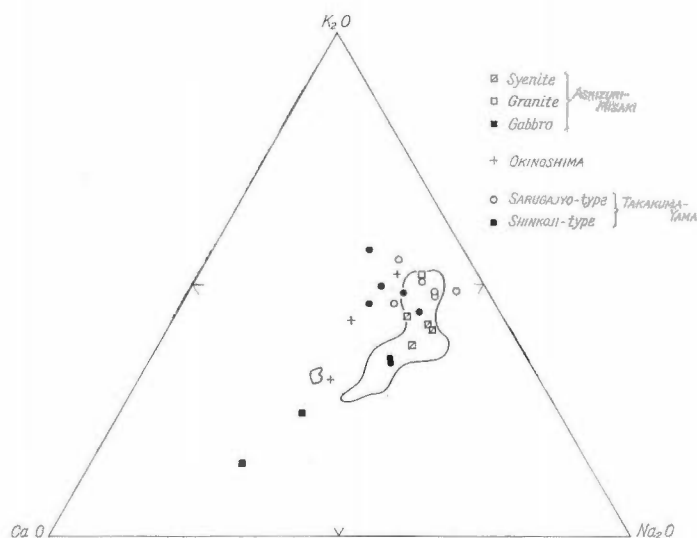
花崗岩類中のウランおよびトリウム量とその地質学的意義 (石原・関根・望月・大場)



第24図 小馬木鉾山周辺花崗岩類のウラン・トリウムと石灰・アルカリ比図
 Uranium and thorium plotted against $\text{CaO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$ of granites near Komaki mine



第25図 小馬木鉾山周辺花崗岩類のウラン・トリウムとカリウム図
 Uranium and thorium plotted against potassium of granites near Komaki mine



第26図 西南日本外帯花崗岩類の CaO-Na₂O-K₂O
CaO-Na₂O-K₂O diagram of Miocene granites in the Outer Zone of the
Southwest Japan

7. 西南日本外帯の花崗岩類

西南日本外帯には中新世の (SHIBATA & NOZAWA, 1967 ; 河野・植田, 1966) 花崗岩類が点在する。これらのうち、高知県の足摺岬と母島および鹿児島県高隈山地の 3 岩体について、若干の分析をおこなった。これらの花崗岩類はすでに多くの報告があるように、鉍物および主化学組成で既述の南西日本内帯の花崗岩類と異なった、多くの特性を示す (第26図)。

7.1 足摺岬の花崗岩類

足摺岬の花崗岩類は、別項目で報告されるようにウラン・トール石や肉眼的に多量のジルコンを伴い、U・Th 量が多いものに属すると推察できる。そこで、1958年当時の試料から 14 コ、山口大学村上允英博士の好意による 4 コを分析した。

黒雲母花崗岩は足摺岬の花崗岩類中、もっとも広く分布する。これは、村上・松尾 (1963) により、東側のものが古期、西側のものが新期に分けられている。筆者らは一括して取扱うが、試料の位置図 (第27図) から、それぞれに適合させることが可能である。

黒雲母花崗岩は 4.0~11 ppm U, 19~53 ppm Th を示し、両元素ともに高い値を示すものが多い (第12表)。6 コの平均は 7.3 ppm U, 38.5 ppm Th である。

足摺岬半島の南縁沿いに露出し、交代作用により生じたと思われる (村上・松尾, 1963) 閃長岩は 1.9~6.6 ppm U (5 コの平均 4.6 ppm), 12~28 ppm Th (5 コの平均 22.2 ppm) であって、黒雲母花崗岩より全般にやや低い。

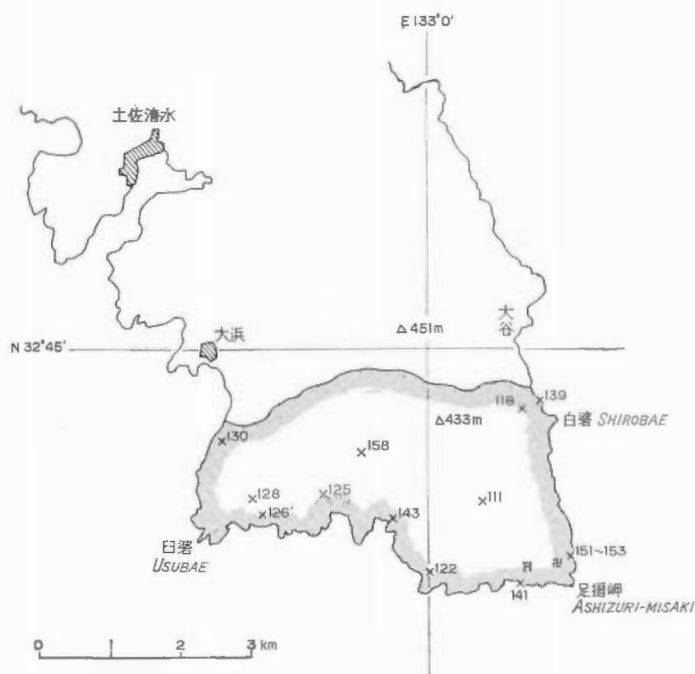
足摺岬付近に捕獲岩状に産出する斑輝岩は 2.2~2.5 ppm U, 23~25 ppm Th である。

58A-126は村上・松尾 (1963) により正長石斑岩と呼ばれたものと、おそらく同様であって、これは野外の放射能測定で高い値を示した。U (22 ppm) と Th (91 ppm) はともに多い。

7.2 沖島の花崗岩類

足摺岬の西方の母島では、足摺岬と同様な地質環境に花崗岩類が露出している (諏訪, 1967)。名古屋大学諏訪兼位博士にいただいた 2 コの結果は 2.9~4.6 ppm U, 11~14 ppm Th である。

電気石黒雲母花崗岩 (母島型) の値は、別項目に記載される前回の類似岩の値 (1.5, 1.6, 1.6 ppm) よりはるかに高い。この花崗岩が被貫入岩の堆積岩類に近いこと、その岩質が優白質である事実に、分析方法の相



第27図 足摺岬花崗岩類の分析試料の産地
Localities of analyzed granites in Ashizuri-misaki area, Shikoku

違を考慮すると、今回の1コの方がより正しい値を示していると思われる。

7.3 高隈山地の花崗岩類

鹿児島県、高隈山地は教科書的な岩株状の花崗岩体が露出している(石原・河内, 1961; 大田・河内, 1964)。鹿児島大学大庭昇博士にいただいた5コの結果によると、外側の黒雲母花崗岩(新光寺型)が2.7~6.5ppm U, 15~17 ppm Thである。内側の電気石を部分的に含むより優白質な黒雲母花崗岩(猿ヶ城型)は5.1~9.9 ppm U (3コの平均7.6 ppm), 9~16 ppm Th (平均13.7 ppm)である。

高隈山地の花崗岩類のうち、とくに内側の優白質花崗岩はそのTh量にくらべてU量が多く、Th/U比は1.6~2.1である。これは既述の岩漿分化作用最末期のU・Thの挙動の問題を考える上で興味深い。

7.4 ウラン・トリウム量と主成分との関係

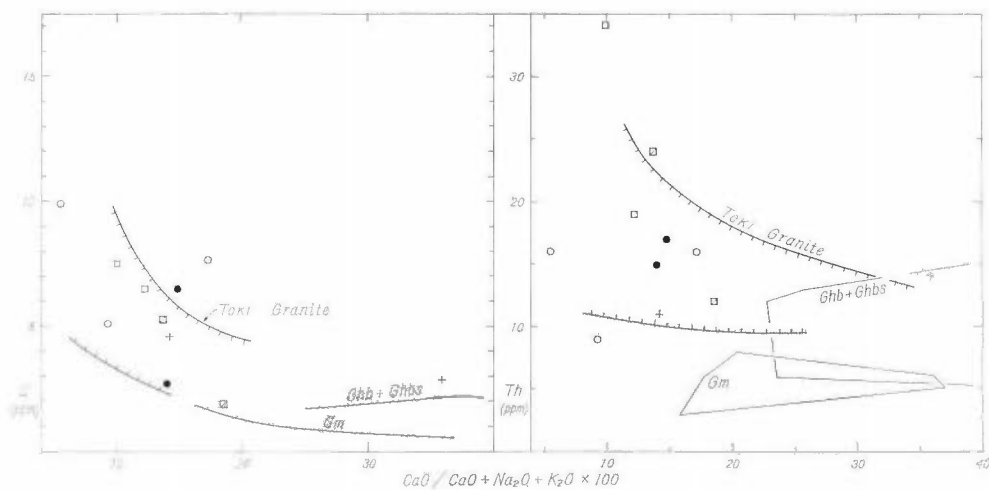
提供を受けた分析試料はすべて全分析がおこなわれているものであるが、ここではライム・アルカリとの関係図を示すことにとどめる(第28, 29図)。取り扱った花崗岩類は地域的にへだたり、個々の岩体で個々の性質を鉱物と主化学組成上に示す既知の事実と同様に、花崗岩類はこれらの図で系統的な領域におちない。

足摺岬の閃長岩はその K_2O の多さに比較して、U・Th量が少ない。一般に、岩漿分化過程の最末期でアルカリに富む相には、両元素は濃集されると考えられている。

8. 変質作用とU・Thの移動

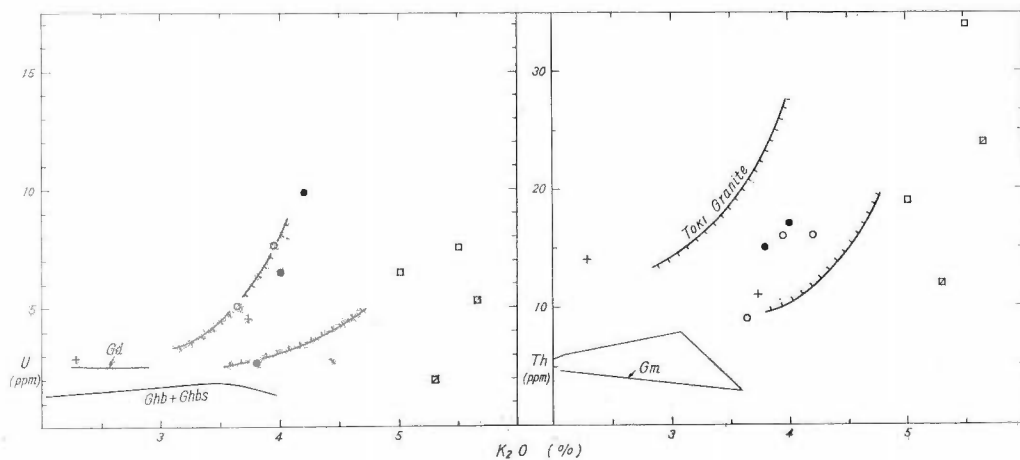
鉱床の母岩にみられる変質作用で、U・Thがどのような挙動をとるかを知らずには非常に興味深い。島根県東部のモリブデン鉱床の例を第13表にかかげる。いずれも変質帯の限界が明瞭な場合にかぎり、それを境に数~数10 cmの間隔で分析試料は採取された。小馬木鉱床の例は、鉱体の近くの母岩に斑点状に認められる変質部分で、新鮮な母岩から変質斑点の中心部に数 cmの単位で分析された。Thは9~11 ppmで、ほとんど変化していない。UはThよりもやや変化し、高変質部でやや多い傾向を示す。

小馬木鉱床の分析例は3例にしかすぎないが、これらはたとえば後述の大東地域のものにくらべて、両元



第28図 西南日本外帯花崗岩類のウラン・トリウムとライム・アルカリ比図

Uranium and thorium plotted against $\text{CaO}/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100$ of granites in the Outer Zone of the Southwest Japan



第29図 西南日本外帯花崗岩類のウラン・トリウムとカリウム図

Uranium and thorium plotted against potassium of granites in the Outer Zone of the Southwest Japan

素ともに変質岩と未変質岩とで差が少ない。石原・出納 (1967) は小馬木鉱床の形態と変質作用に伴う主成分元素の増減から、この鉱床と周囲の変質帯とは母岩の形成と非常に近い時期であった、と考えた。U・Th 量の変化の少なさはこのような考え方の傍証の一つといえるかも知れない。

大東地域の例のうち、大東本山鉱床では、鉱脈中に部分的にカリ長石を産出し、高温性の鉱床と考えられる。ここでは、U・Th とともに変質帯で増加しており、とくに Th の増加が顕著である。主成分では K^+ の増加が変質帯で著しい。後述の東山鉱山吉床立入れ坑道の例でもみられるように、アルカリ元素が鉱液中に含まれている段階 (ペグマタイト期) の変質作用では、 $\text{Th} \geq \text{U}$ の添加が生じたものと思われる。

大東火の谷鉱床の変質帯は、紅柱石を産出し、比較的高温で形成されたものと思われるもので、ここでは

第12表 西南日本外帯花崗岩類のウラン・トリウム量

Uranium and thorium of Miocone granites in the Outer Zone of the Southwest Japan

Locality	Rock unit	Sample No.	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	
高知県足摺岬	黒雲母花崗岩	58A-111	7.4	53	7.2	
		58A-118	4.3	19	4.4	
		58A-130	11	60	5.5	
		58A-139	7.2	33	4.6	
		58A-151	4.0	21	5.3	
		58A-152	10	45	4.5	
		I-3	7.5	34	4.5	
		I-4	6.5	19	2.9	
	閃長岩	58A-122	5.3	23	4.4	
		58A-125	2.3	15	6.5	
		58A-128	6.6	28	4.2	
		58A-141	3.4	20	5.9	
		58A-143	5.5	25	4.6	
		S-2	1.9	12	6.3	
		S-5	5.3	24	4.5	
	斑縞岩	58A-153	2.5	25	10.0	
		58A-158	2.2	23	10.5	
	流紋岩岩脈	58A-126	22	91	4.1	
	高知県沖島	電気石黒雲母花崗岩	K S 5768-9	4.6	11	2.4
		輝石含有花崗閃緑岩	K S 57615-1	2.9	14	4.8
	鹿児島県高隈山地	優白質花崗岩 (猿ヶ城型)	3352808	9.9	16	1.6
3372109			5.1	9	1.8	
59080201			7.7	16	2.1	
黒雲母花崗岩 (新光寺型)		3371905	2.7	15	5.6	
		3372002	6.5	17	2.6	

I と S は 50 メッシュの篩を通ったもの、KS-570608-9 は -48+ -100 メッシュ (1≠1)。2 個の斑縞岩の Th は Ti の妨害により実際より低い値で、再検討の予定である。

地質調査所報告 (第 232 号)

第13表 変質作用に伴う U, Th の挙動

Uranium and thorium contents in altered rocks and neighbouring fresh granites

Locality		Sample No.	Major, critical minerals	U	Th	Th/U	
小 馬 木	本坑, -45 mL, S こぶし大の変質斑点	65KM-150①	Bt (2.5%)—mus (2.2%), granite	3.1	10	3.2	
		65KM-150②	Mus (16%), gart (4.5%), and (2.4%)	2.2	10	4.6	
		65KM-150③	Mus (18%), gart (4.5%), chl (3.6%)	3.5	9	2.6	
	同 上	65KM-153①	Mus (3%)—bt (2.1%), granite	2.8	9	3.2	
		65KM-153④	Mus (18%), gart (5%), grnbt (3.3%)	3.3	11	3.3	
	3号坑U探奨坑道	5908-99④	Cord (20%), mus (12%), chl (2.9%)	3.4	10	2.9	
大 山	栄光鍾右3片	60Dt-545	Bt (11%)—Mg (2.4%) q*—diorite	2.1	4	1.9	
	同 上	60Dt-543	Or (39%), bt (11%), and (4.5%) mus (2%)	3.0	13	4.3	
	火 の 谷	火の谷坑4号鍾	65HN-1	Bt (1.3%), aplite	4.8	16	3.3
同 上		65HN-2	And (9.5%), mus (7%), py (2.1%)	3.9	16	4.1	
火の谷坑1号鍾		65HN-13	Mus (14%), and (6.2%), py (1.1%)	2.2	8	3.6	
清 久	新1号坑右押し	65SK-4①	Bt (1.9%)—mus (0.2%), aplite	2.4	13	5.4	
	同 上	65SK-4②	Ser (19%), py (2.7%), q* (56%)	3.5	16	4.6	
東 山	大延鉾床2号鍾	65HY-1①	Bt (6.8%), adamellite	3.3	11	3.3	
		65HY-1②	carbonates, albite	4.7	10	2.1	
		65HY-1③	Ser (45%), carb (1.8)	1.8	11	6.1	
	吉床立入り坑道310m	67HY-56	Banded K ⁺ added rock	4.6	32	7.0	
		同 上	67HY-57	K ⁺ added rock	3.6	24	6.7
		吉床立入り坑道510m	67HY-58	Carb—bt quartz diorite	2.3	14	6.1

bt: biotite, mus: muscovite (larger crystals), ser: sericite, or: orthoclase, gart: garnet, and: andalusite, grn bt: green biotite, chl: chlorite, py: pyrite, q*: quartz, carb: carbonates, mg: magnetite

Thは変化せず、Uがやや変質帯で減少している(65 NH-1, 2)。65 HN-13はU・Thともに低いが、これは主鉱脈に派生する石英細脈が分析試料に含まれているためであって、正当には扱えない。

熱水変質帯の2例のうち、清久新一号坑の黄鉄鉱—絹雲母—石英帯はすぐ近くの新鮮な原岩よりやや多いU・Thを示す。東山大延鉱床の例では、Thはほとんど変化せず、Uは少量の輝水鉛鉱が鉱染する炭酸塩鉱物—曹長石帯で増加し、鉱脈に接する絹雲母帯の部分で減少している。大延鉱床では閃ウラン鉱が輝水鉛鉱と共存しているから（石原・浜地, 1961）、少量の輝水鉛鉱鉱染部で微量ウランが高い事実は、① Moを含む鉱液には多少ともUが含まれていた、② 輝水鉛鉱の晶出条件下でUも鉱物、その他の形で固着され易かった、の2点を意味しているものと考えられる。

東山鉱山吉床立入れ坑道310m付近には、石英閃緑岩質の閃雲混成岩中に片状構造の発達した岩石があって、安達（1967）はこれを花崗岩化作用の一過程で原石に近いものと考えた。

U・Th量でみると、両元素は片状構造が明瞭な岩石（67 HY-56）に向けて増加し、Th/U比はほとんど変化しない。両元素がともに濃集するためには残棄物質の添加が考えやすい。この片状岩石にはそのような物質、とくにK⁺の添加が著しく、それはカリ長石の増加（おもに斜長石を交代する組織を示すペルト長石）で示されている。

黒雲母も多く、定方向にならび、結晶の両端にはこまかい割目がみられる。これらは原岩に割目を生じたのち、物質の添加があって黒雲母が晶出したことを示している。以上から、この片状構造の著しい部分は閃雲混成岩中の破碎部に酸性物質が注入して生じたものと考えた方がよさそうである。

9. 花崗岩類中の平均的存在量

花崗岩類中のU・Thの検討はなお継続中であるので、ここには前章までに記述した結果を第14表に示すにとどめる。これまでの分析結果のうち両元素が比較的多いものは、高知県足摺岬の花崗岩であって、Uが比較的多いものは、群馬県川場村（石原, 1967c）と鹿児島県高隈山の花崗岩類である。

わが国の花崗岩類をすべて平均すると、その値はこれまでに一般の花崗岩や大陸地殻に与えられている値に非常に近いが、やや低いと思われる（第15表）。外国産資料との比較は、分析法や単位面積当たりの分析個数、試料の新鮮さ、などの問題を考慮した後に、別の機会に試みたい。

諸岩石中のU・Th量の総括としてはADAMS et al. (1958)が有名であり、TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)にも両元素は含まれている。しかし、これらに使用されていない報告は、とくに花崗岩類を中心として非常に多い（ABRAMOVICH, 1959; FILIPPOV & KOMLEV, 1959; BARANOV & Du LIEH-T' IEN, 1961; ROGERS & RAGLAND, 1961; MINEYEVA & AVER'YANOVA, 1962; LEONOVA, 1964; LEONOVA et al., 1961; HEIER et al., 1965; MASAYTIS et al., 1966; DOLGUSHIN & AMSHINSKIY, 1966）。

これらの報告中の花崗岩類のU・Th量は一般の値とほぼ同程度であるが、岩体として両元素に富む花崗岩類も知られている（KOVALENKO et al., 1964; ROGERS et al., 1965; HEIER & RHODES, 1966）。

筆者らが検討した花崗岩類中U・Thの存在状態を定量的に扱うことは今後の課題であるが、諸外国ではすぐれた研究が報告されている（たとえば HURLEY & FAIRBARN, 1957; SILVER & DEUTSCH, 1963; AHRENS, 1965, など）。また、前出のソ連の報告には、鉱物別の両元素の存在量や、溶出実験までも含めたものがある（FILIPPOV & KOMLEV, 1959; BARANOV & Du LIEH-T' IEN, 1961; MINEYEVA & AVER'YANOVA, 1962 など）。

10. 結 語

前章までにとり扱った問題には、それぞれの項目で指摘したように、なお検討を要する点が含まれているが、明らかとなった事実も少なくない。

1) ウラン・トリウムの存在量は基本的には岩質に左右されるが、花崗岩の地質的位置にもとづく、その他の性質にも支配されている。その好例は土岐—岡崎地域であって、両元素は、中央構造線よりの周囲の岩石の変成度がもっとも高い部分から、北方に向かって増加する一般的傾向を示す。

2) 西南日本内帯花崗岩の両元素の一般的な存在量は、次の横断面の算術平均値で代表させることができる。この値には露出面積が圧倒的に多い岩石、粗粒の花崗閃緑岩～花崗岩、のみを含めることにした。2.8

地質調査所報告 (第 232 号)

第14表 日本の花崗岩類の平均的ウラン・トリウム存在量

Ranges and arithmetic means of uranium and thorium contents of selected granitic rocks in Japan

District and rock name		Number of samples	U (ppm)		Th (ppm)		Th/U			
			Range	a. m.	Range	a. m.	Range	a. m.		
Kawaba-mura Gb		2	8.1~11.0	9.6	27~33	30	2.5~4.1	3.3		
Tohi-Okazaki Region	Tohi granite	Gb	24	2.6~12.3	5.3	11~26	17.8	2.0~6.9	3.6	
		Gd	4	1.9~3.8	3.0	10~15	13	3.7~5.3	4.5	
	Mikuniyama-Sanageyama region	Ga	5	3.1~7.7	5.8	16~24	17	2.3~5.5	3.2	
		Gb	13	1.3~4.0	2.7	8~18	13.4	3.3~10.8	5.6	
		Gd	5	1.8~3.0	2.4	4~15	11.6	1.7~8.3	5.1	
	Ryoke meta-morphic zone	Ghb+Ghbs	14	0.7~2.8	1.6	5~15	10.6	3.5~13.8	7.1	
		Gm	6	0.6~2.2	1.2	3~8	5.5	1.4~8.3	5.4	
Dqs	4	1.0~2.3	1.5	5~10	7	4.4~5.5	5.0			
Shirakawa-mura	Hatogaya & Aradani	Dq,Gb,Ga	7	1.3~5.8		8~27		3.9~6.4		
	Hirase	Ga	5	1.9~3.4	2.8	10~17	13	3.6~6.8	4.9	
		Gb	7	2.0~3.4	2.9	9~16	12.3	3.8~4.9	4.2	
	Mihoro & Awaradani	Gd	7	1.5~3.2	2.4	10~13	11.4	3.4~6.7	4.7	
Fukushimadani	Gb, Ga	2	2.0~3.4	2.7	15~17	16	5.0~7.5	6.3		
Ningyo-toge area Gd, Ghb, Gb		6	2.4~4.7	3.9	9~20	17	3.6~5.7	4.4		
Eastern Shimane Pref.	Daito-Yokota region	Coarse-grained	Gd	14	1.2~3.6	2.4	6~12	8.8	2.6~5.8	3.8
			Gb	14	1.9~8.8	4.0	10~24	14.2	2.3~6.7	4.0
		fine-grained	Dq	13	1.4~6.5		5~14		2.2~4.5	
			Gm, Ga	14	2.1~6.7	3.7	9~26	17.5	1.8~8.2	5.2
			Gp, Gap	7	1.6~5.5	2.8	10~20	14.6	3.3~7.9	5.6
		Gad	9	1.8~3.3	2.6	8~13	10.2	3.3~5.2	4.1	
	Komaki mine area	Gb	2	1.9~2.2	2.1	6~7	6.5	2.7~3.7	3.2	
		Dq	4	1.6~3.3	2.6	11~14	12.8	4.2~7.5	5.3	
		Gm	3	2.3~3.1	2.7	9~10	9.7	3.2~4.4	3.6	
	SW Outer Zone	Shikoku	Ashizuri-misaki	Gb	6	4.0~11	7.3	19~53	38.5	4.4~7.2
Sy				5	1.9~6.6	4.6	12~28	22.2	4.2~6.5	5.1
Okino-shima			Gd, Gb	2	2.9~4.6		11~14		2.4~4.8	
Kyushu		Takakuma-yama	Ga	3	5.1~9.9	7.6	9~16	13.7	1.6~2.1	1.8
			Gb	2	2.7~6.5	4.6	15~17	16	2.6~5.6	4.1

第15表 各種火成岩類と地殻の平均的ウラン・トリウム存在量

Selected uranium and thorium contents in igneous materials and continental crust

Rock name	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	
Chondrites	0.012	0.040	3.3	WASSERBURG et al (1964)
Achondrites, low Ca	0.0021	0.0059	2.8	TATSUMOTO et al (1965)
Achondrites, high Ca	0.081	0.51	6.3	
Ultrabasic rocks	0.001	0.004	4.0	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Submarine oceanic tholeiite	0.1 Range 0.05~0.16(17)	0.18 (0.11~0.30)	1.8 (0.9~3.2)	TATSUMOTO et al (1965)
Tholeiitic basalt other than Submarine tholeiite	0.2	0.4	2.0	
Alkalic basalt	0.7	3.0	4.3	
Basalts	0.59(0.03~1.4)	2.7(0.05~8.8)	4.6(1.5~8.8)	HEIER & ROGERS (1963)
Intermediate	2.0	7.4	3.7	TATSUMOTO et al (1965)
Granite	4.75	18.5	3.9	
Granitic rocks, high Ca	3.0	8.5	2.8	TUREKIAN & WEDEPOHL (1961)
Granitic rocks, low Ca	3.0	17	5.7	
Syenite	3.0	13	4.3	
Granodiorite	2.6	9.3	3.6	CLARK et al (1966)
Silicic igneous (plutonic and hypabyssal)	4.7	20	4.3	
Continental Crust	3.0±0.6	11.4±2	3.8	ADAMS et al (1959)
	2.8	10.0	3.6	HEIER & ROGERS (1963)
	2.7	9.6	3.6	TAYLOR (1964)

地	域	U (ppm)	Th (ppm)
領家中核帯		1.2~1.6	6~11
領家中核帯の地縁帯		2.4~2.7	12~13
土岐一苗木帯		3.0~5.3	13~18
西南日本内帯の最内帯	{ 島根県東部 岐阜県白川村 }	2.4~4.0	9~14
		2.4~2.9	11~13
西南日本内帯の平均 (白川村を除く)		2.8	12

ppm U と 12 ppm Th とは、第15表で同質の花崗岩類に与えられた値よりやや低く、むしろ大陸地殻の値に近い。

3) 貫入体の頂部に近い花崗岩は一般に両元素に富む。土岐・足摺岬・高隈山など。これらは、時代がかなりへだたった古生代や中生代の堆積岩類に貫入する部分である。濃飛流紋岩に貫入する白川村花崗岩類の両元素はとくに多くない。

4) 岩石として両元素が多い場合に、そのなかのジルコンなどの、両元素を置換しやすい副成分鉱物中の両元素量も多いと思われる。主要造岩鉱物や鉱物間隙中にとり込まれるものも多く、全体として岩石中の量を高めたのであろう。

5) Th/U 比は、片状構造を示す花崗岩で、塊状のものよりばらつく。この花崗岩が完全な溶融状態を経て固結したものであれば、固結に近い状態で Th/U 比に変化を生ずる現象が生じたものと思われる。高隈山花崗岩で代表される Th/U 比の低いものは、マグマ分化作用の末期における U と Th との挙動の相違のほか、新しい地質時代の大洋系火山岩 (thokuite系) の低い同比との関連などの、より基本的な問題を含んでいるかも知れない。

6) 鉱化作用に伴う変質作用で両元素は、その機構とおもに温度条件により、個有の挙動をとるとされる。高温の時期 (ペグマタイト期) で K^+ の添加を伴う場合に、両元素、とくに Th も添加される。より低温では Th 増加せず、これはその条件で変質帯に固着されなかったか、熱水鉱液の Th 濃度が非常に低かったためであろうが、後者の可能性が大きいであろう。U は同じ低温の条件下で一般に濃縮するが、しない場合もあって、それは鉱床の形成機構にも関係している。

謝辞：終りに、分析結果を提供して下さった鹿児島大学大庭昇博士、山口大学村上允英博士、名古屋大学諏訪兼位博士に心からお礼申し上げます。愛知教育大学仲井豊助教授にはジルコンの分離をしていただき、また分離試料を提供して下さいました。同、南部忠昌氏にも試料をいただいた。両氏に厚くお礼申し上げます。

文 献

- ABRAMOVICH, I. I. (1959): Uranium and thorium in the intrusive rocks of central and western Tuva. *Geochemistry No. 4*, p. 442~449.
- ADAMS, J. A. S., OSMOND, J. K. and ROGERS, J. J. W. (1959): The geochemistry of thorium and uranium. *Phys. Chem. Earth vol. 3*, p. 298~448.
- ADAMS, J. A. S., and RICHARDSON, K. A. (1960): Thorium, uranium and zirconium concentrations in banxite. *Econ. Geol. vol. 55*, p. 1653~1675.
- AHRENS, L. H. (1965): Some observations of the uranium and thorium distributions in accessory zircon from granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29*, p. 711~716.
- BARANOV, V. I. and Du LIEH-T'IEH (1961): Geochemistry of uranium and thorium in the granites of the Kyzyltau massif (Central Kazakhstan) *Geochemistry no. 12*, p. 1180~1191.
- CLARK, S. P., JR., PETERMAN, Z. E., and HEIER, K. S. (1966): Abundance of uranium, thorium and potassium. *Handbook of physical constants. Geol. Soc. Amer. Mem., 97*, p. 521~541.
- DOLGUSHIN, S. S. and AMSHINSKIY, N. N. (1966): Uranium distribution in certain Altay granitoid intrusives. *Geochem. Intern. vol. 3*, p. 862~866.
- FILIPPOV, M. S. and KOMLEV, L. V. (1959): Uranium and thorium in the granitoids of the Middle Dnepr region. *Geochemistry no. 5*, p. 535~549.
- 早瀬—— (1961) : 花崗岩中のウランの存在状態, ウラン, 朝倉書店, p. 190~199
- HEIER, K. S., and ROGERS, J. J. W. (1963): Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. *Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 27*, p. 137~154.
- HEIER, K. S., COMPSTON, W. and McDUGALL, I. (1965): Thorium and uranium concentrations, and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites. *Geochim.*

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・関根・望月・大場)

Cosmochim. Acta vol. 29, p. 643~659.

HEIER, K. S. and RHODES, J. M. (1966): Thorium, uranium and potassium concentrations in granites and gneisses of the Rum Jungle complex, Northern Territory, Australia. *Econ. Geol.* vol. 61, p. 563~571.

HURLEY, R. M. and FAIRBAIRN, H. W. (1957): Abundance and distribution of uranium and thorium in zircon, sphene, apatite, epidote, and monazite in granitic rocks. *Trans. Amer. Geophys. Union* vol. 38, p. 939~943.

石原舜三 (1961) : 山陰地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190 p. 79~93

石原舜三・浜地忠男 (1961) : 島根県清久および東山鉍山の含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 322~332

石原舜三・河内洋佑 (1961) : 鹿児島県高隈山の花崗岩と垂水鉍山長尾坂の含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 333~348

石原舜三 (1966) : 島根県東部の花崗岩類とモリブデン鉍床の地質的位置, 地質雑, vol. 72, p. 553~571

石原舜三・鈴木淑夫・関根節郎・望月常一 (1966) : 土岐—岡崎地域の花崗岩質岩類の U・Th 量, 1966年 度地球化学討論会要旨集, p. 72~73

石原舜三 (1967 a) : 島根県塩田付近の「石英斑岩」について, 地質雑, vol. 73, p. 277~280

石原舜三 (1967 b) : 島根県東部の火成活動史とモリブデン鉍化作用に関する諸問題, 鉍山地質, vol. 17, p. 272~283

石原舜三 (1967 c) : 群馬県川場村の放射能異常地調査とウラノフェンの産出について, 地質調月報, vol. 18, p. 161~167

石原舜三・出納和基夫 (1967) : 島根県小馬木モリブデン鉍床の地質と鉍床 (演旨), 鉍山地質, vol. 17, p. 57

石原舜三 (1968) : 岐阜県平瀬モリブデン鉍床の地質的位置, 鉍山地質, vol. 18, p. 257~272

河内洋佑 (1961) : 南九州地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 93~104

河野義礼・植田良夫 (1966) : 本邦火成岩類の K-A dating (V)——西南日本の花崗岩類——, 岩鉍, vol. 56, p. 191~211

貴志晴雄 (1960) : 本邦火成岩類中のウラン含量, 1959年度, 地球化学討論会講演要旨

KOMAROV, A. N. and SHUKOLYUKOV, Y. A. (1966): Forms of uranium occurrence in micas (Abs) *Geochem. Intern.* vol. 3, p. 1065.

KOVALENKO, V. I., KRINBERG, I. A., MIRONOV, V. P. and SELIVANOVA, G. I. (1964): Behavior of U, Th, Nb, and Ta during albitization of granitoids of the Ognitskii complex (Eastern Sayan Mtns). *Geochem. Intern.* vol. 1, p. 868~874.

LEONOVA, L. L., GAVRILIN, R. D. and BAGREYEV, V. V. (1961): Behavior of uranium and thorium in a highly alkalic intrusive complex (The Kzyl-Ompul massif, Northern Tien-Shan). *Geochemistry* nol. 12, p. 1173~1179.

LEONOVA, L. L. (1964): Uranium and thorium in the Variscan alkalic intrusives of southern Tien-Shan (Matcha and Turpi massifs) *Geochem. Intern.* vol. 1, p. 925~929.

MASAYTIS, V. L., ABRAMOVICH, I. I., DODIN, D. A. and SMYSLOV, A. A. (1966): Uranium in Siberian Platform trap rocks. *Geochem. Intern.* vol. 3, p. 392~405.

MINEYEVA, I. G. and AVER'YANOVA, I. M. (1962): Distribution of uranium and thorium in the granites of central Kazakhstan. *Intern. Geol. Rev.* vol. 5, p. 1114~1122.

村上允英・松尾裕 (1963) : 本邦産交代性閃長岩類の岩石学的研究 (I) 高知県足摺岬の閃長岩類, 岩鉍 vol. 50, p. 93~119

村山正郎 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「青谷・倉吉」および同説明書, 地質調査所, 71 p.

NAUMOV, G. B., POLYAKOV, A. I. and SEGEYEN-BOHR, A. A. (1966): Incorporation of thorium in micas.

Geochem. Intern, vol. 3, p. 1066~1074.

- 岡田 茂 (1967) : 花崗岩類中のウランに関する諸問題 ——特に日本の花崗岩類中のウラン含量について ——柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 41~52
- 太田良平・河内洋佑 (1964) : 5 万分の 1 地質図幅「鹿屋」および同説明書, 地質調査所, 56 p.
- 大塚寅雄・佐々木政治・高田康秀 (1961) : 岐阜県平瀬鉾山の含ウラン鉍床, 地質調報告, No. 190, p. 213~217
- ROGERS, J. J. W., ADAMS, J. A. S., and GATLIN, B. (1965): Distribution of thorium, uranium, and potassium concentrations in three cores from the Conway granite, New Hampshire, U.S.A. Amer. Jour. Sci. vol. 263, p. 817~822.
- 関根節郎・望月常一・阿部智彦 (1964) : 岩石中のウラン分析法, 地質調月報, vol. 15, p. 420~424
- SHAW, D. M. (1967): U, Th and K in the Canadian Precambrian shield and possible mantle compositions. Geochim. Cosmochim. Acta. vol. 31, p. 1111~1113.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1967): K-Ar ages of granitic rocks from the Outer Zone of Southwest Japan. Geochem. Jour. vol. 1, p. 131~137.
- SHIBATA, H., OKADA, S., and ISHIKAWA, H. (1960): Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic province. Part VIII. Sci. Rep. TKD. Sect. C, p. 23~76.
- 島津光夫・河内洋佑 (1961) : 朝日山地の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 45~55
- SILVER, L. T. & DEUTSCH, S. (1963): Uranium-lead isotopic variations in zircons. A case study. Jour. Geol. vol. 71, p. 721~758.
- 諏訪兼位 (1967) : 四国西南端沖ノ島の花崗岩類, 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 86~93
- TATSUMOTO, M., HEDGE, C. E., and ENGEL, A. E. J. (1965): Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium, and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalt. Science, vol. 150, p. 886~888.
- TAYLOR, S. R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust, a new table. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 28, p. 1273~1285.
- 坪谷幸六・石原舜三 (1961) : 島根県真砂および小馬木鉍山の含ウラン鉍床, 地質調報告, no. 190, p. 309~322
- TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, p. 175~192.
- WASSERBURG, G. J., MACDONALD, J. F., HOYLE, F. and FOWLER, W. A. (1964): Relative contributions of uranium, thorium, and potassium to heat production in the earth. Science vol. 143, p. 465~467.
- WAITFIELD, J. M., ROGERS, J. J. W. and ADAMS, J. A. S. (1959): The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta. vol. 17, p. 248~271.
- 山田直利 (1956) : 5 万分の 1 地質図幅「奥津」, および同説明書, 地質調査所, 51 p.

Contents of Uranium and Thorium in Granitic Rocks and Their Petrogenetic Significance

By

Shunso ISHIHARA, Setsuro SEKINE, Tsunekazu MOCHIZUKI
and Kimiji OBA

Granitic rocks of 210 specimens from the Inner Zone of the Southwest Japan and 25 from the Outer Zone were analyzed for U and Th by fluorimetric and colorimetric methods, respectively. Altered granites of 13 specimens were also examined. Analytical problems and disagreement in our reference and previously reported results (SHIBATA et al., 1961 and Geol. Surv. Rep. No. 190) were first discussed.

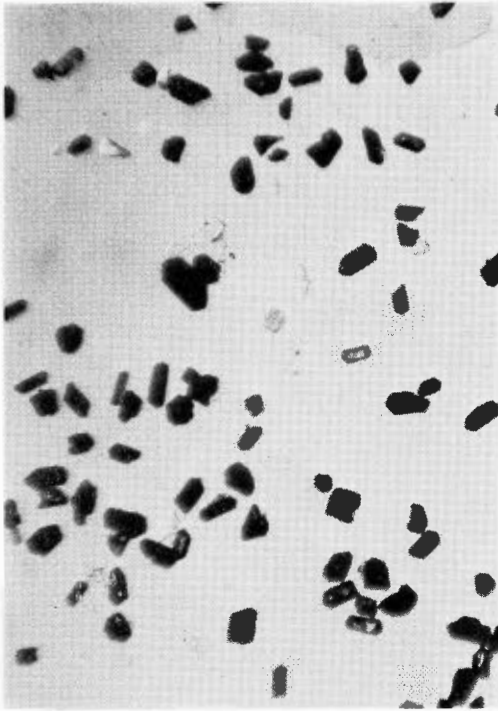
Uranium and thorium contents are definitely related to granite composition. But the contents reflect geologic situation of the granite, too. For example, along a cross section cutting through normally the Median Tectonic Line from Okazaki to Toki passing Mikuni-yama in the Inner Zone of the Southwest Japan, they are the lowest in the Ryoke foliated granites and increase to north in massive post-kinematic granites. Extending the section further north to Shirakawamura area, their arithmetic means range as follows:

Ryoke foliated granites	1.2-1.6 ppmU	6-11 ppmTh
North the above, partly foliated	2.4-2.7	12-13
Toki post-kinematic granites	3.0-5.3	13-18
Innermost zone		
{ Shirakawa-mura	2.4-4.0	9-14
{ Eastern Shimane Pref.	2.4-2.9	11-13
Means of southwestern inner zone granites	2.8	12

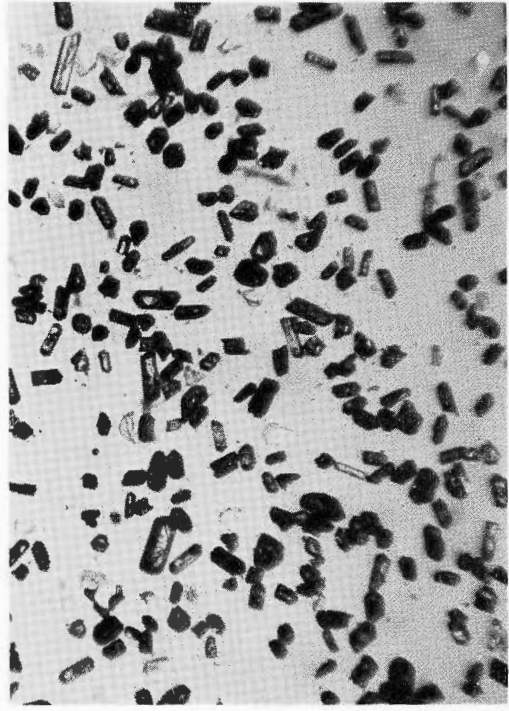
All of these selected granites are granodiorite to granite (adamellite in CHAYES' (1967) definition) in composition of Laramide time, intruding Paleozoic metamorphic and nonmetamorphic sedimentary rocks, and Cretaceous dacitic pyroclastic rocks. These granites generally occupy more than 80 percent of the total granite exposure. Arithmetic means of 2.8 ppmU and 12 ppm Th are probably a good generalization to batholith-forming Laramide granites and possibly suggest the maximum generalized values of crustal material beneath the Paleozoic and Mesozoic formations. There are many other small masses mainly of leucocratic granites richer in the elements than the mean values, and of quartz diorite and gabbroic rocks poorer in the elements in the studied areas. It seems, in general, that major Japanese granite masses contain lesser uranium and thorium than those reported in continental countries (Table 14 and 15). Small masses of Miocene granite in the Outer Zone of the Southwest Japan are mostly high in the elements.

Small intrusive bodies close to their roof show generally a high value of U and/or Th. Those of Shirakawa-mura area, however, do not follow this generalization. Reconnaissance examination of radioactive halos in biotite indicates that content of the elements in accessory zircon and monazite seems to be roughly correlative with total amounts of the elements of the host granite itself. Th/U ratio varies more in the Ryoke foliated granites than massive granites. The large variation is probably due to heterogeneity of the granites, which could have been caused by regional stress affected them before their complete solidification. Loss and gain of the elements in altered rocks was tested comparing them with adjacent fresh-original rocks in molybdenum deposits area of Shimane prefecture. The elements, especially Th, increase when potassium addition is clear, which is the case of potassium feldspar appears in ore veins-pegmatitic stage. In hydrothermally altered rocks, Th is rather constant but U increases erratically. It is probable to assume that concentration of Th in hydrothermal solution is very low but U is rather high.

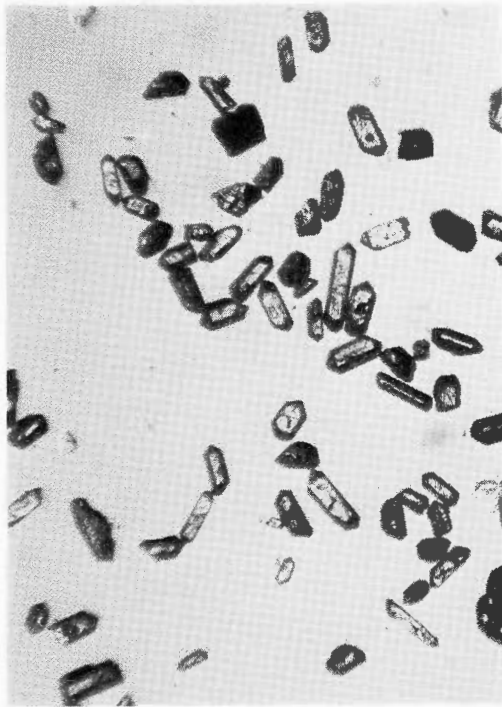
土岐花崗岩中のジルコン



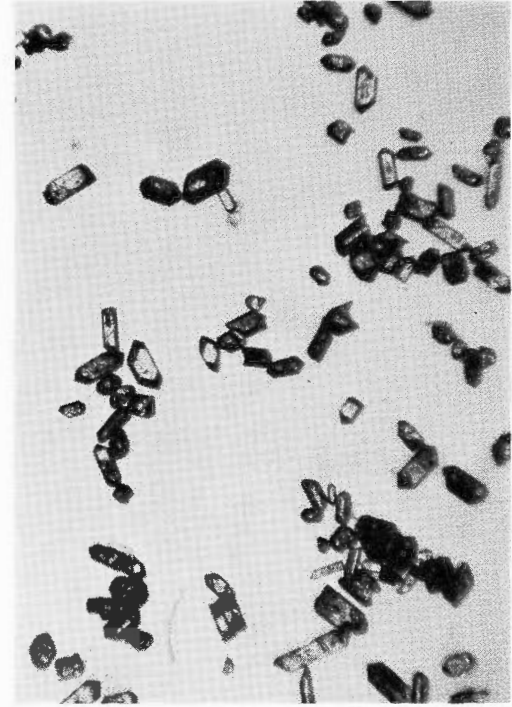
1. 65 T 32 (eGb) 付近の「サバ」より分離
(単ニコル, 横幅 2.8 mm, 以下同様)



2. Gbp, 瑞浪市明世, 中学校下の「サバ」



3. 65 T 38 (mGd), 南部忠昌氏提供



4. 60 T 40 (fGd), 南部忠昌氏提供

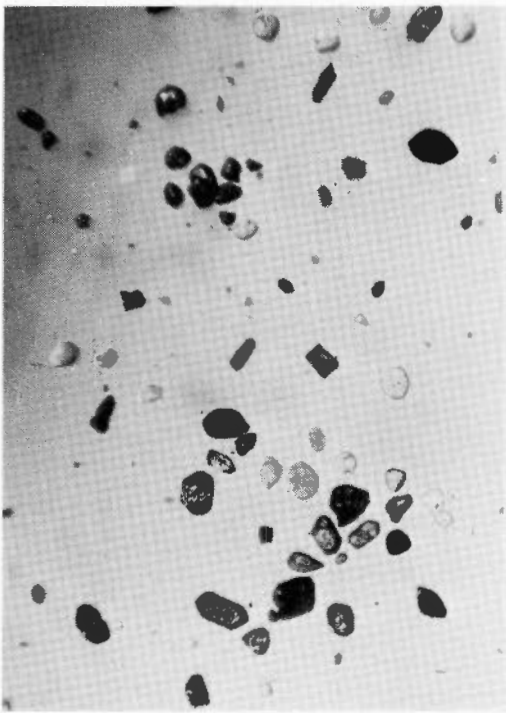
傾家花崗岩類中のジルコン



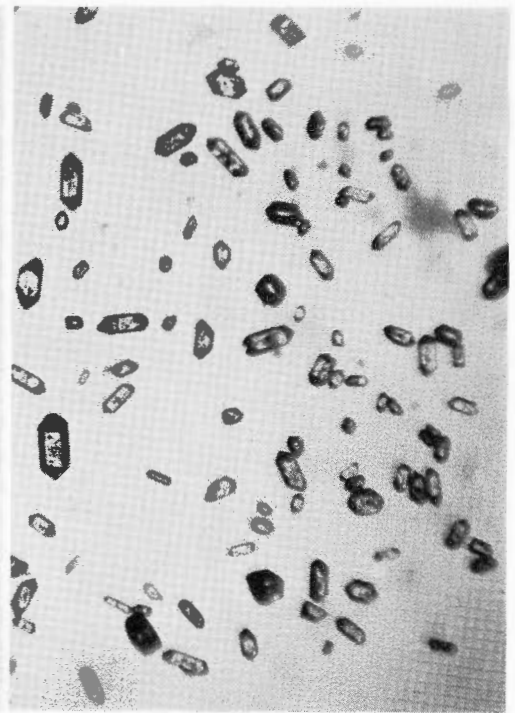
1. R 58 (Gd), 以下 R で始まる試料はすべて仲井
豊氏の提供による。採集位置は、第 I 図参照



2. R-17 (Ghb)

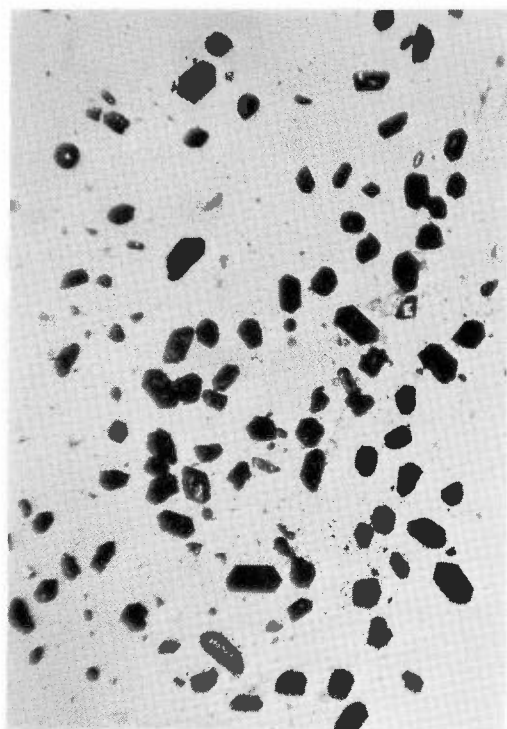


3. R-14 (Gm)

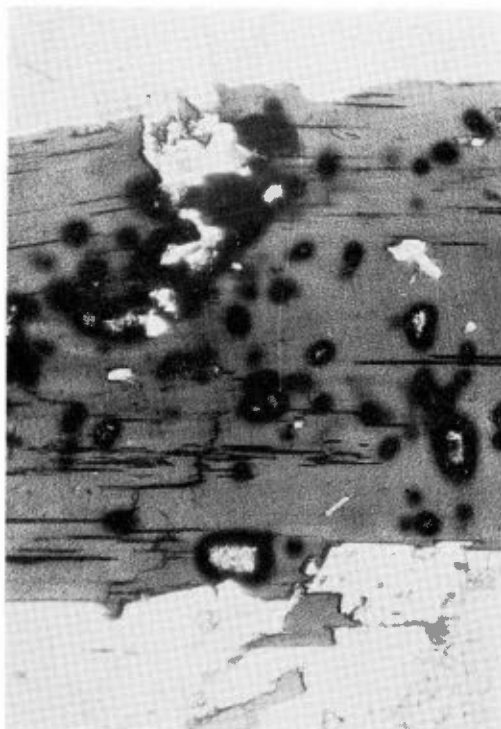


4. R-12 (Dqs)

苗木花崗岩のジルコンと土岐花崗岩の黒雲母



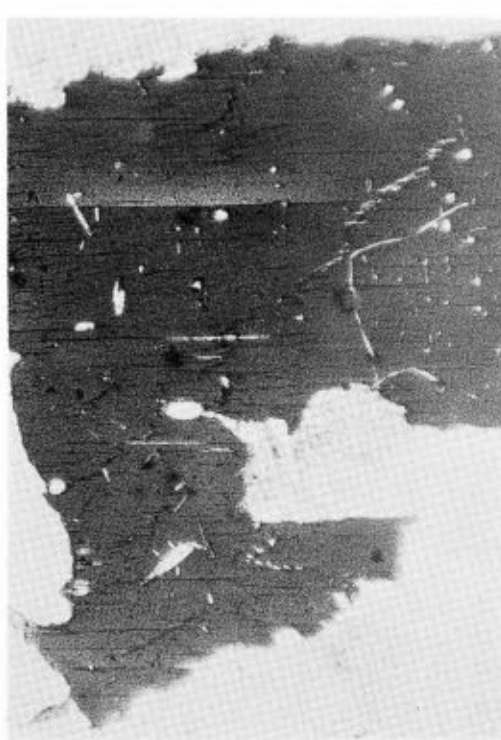
1. 162 (苗木花崗岩) 仲井豊氏提供



2. 65-T-32 (cGb)

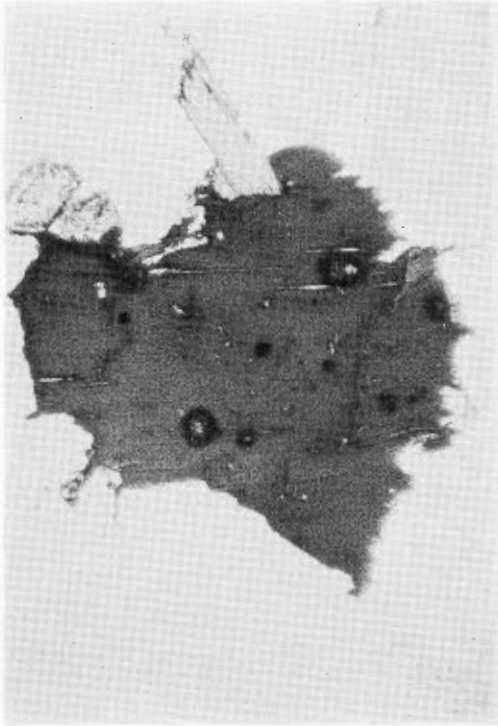


3. 65-T-25 (mGb)

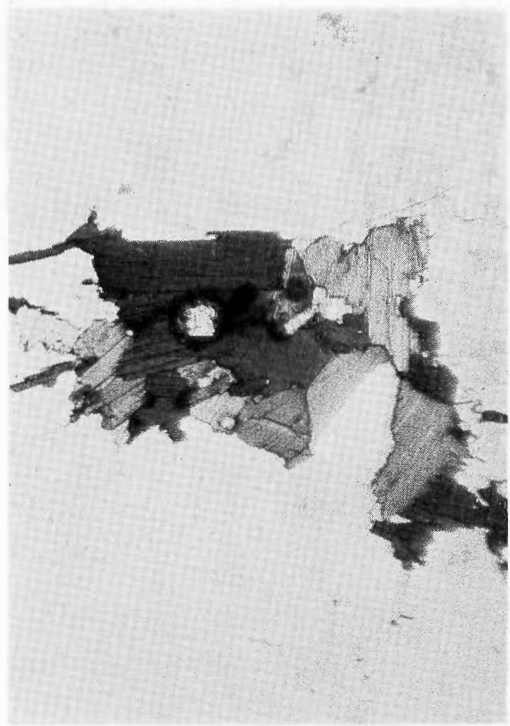


4. 65-T-38 (mGd)

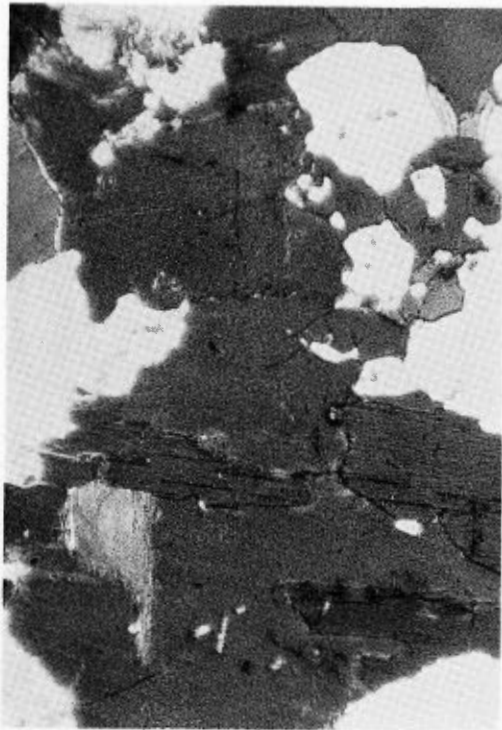
三國山—猿投山周辺花崗岩類の黒雲母



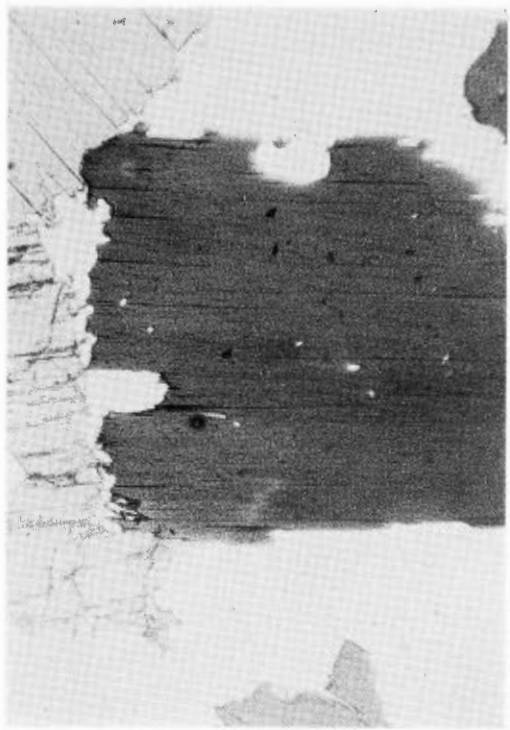
1. 65-T-70 (Ga)



2. 65-T-103 (Ghb)



3. 65-T-120 (Gb)

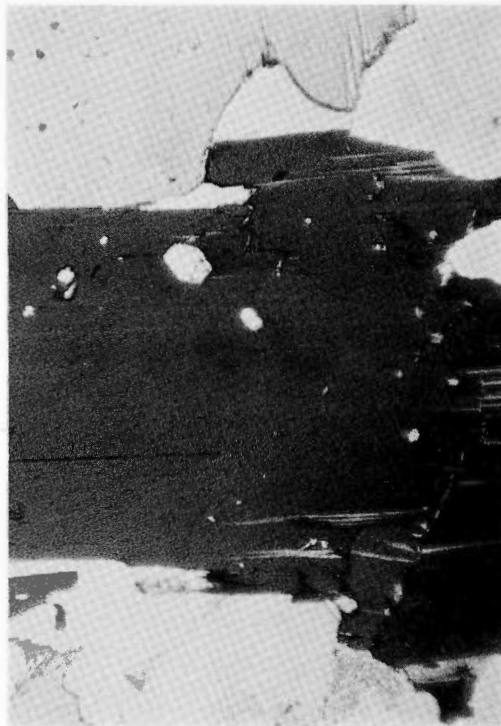


4. 65-T-118 (Gd)

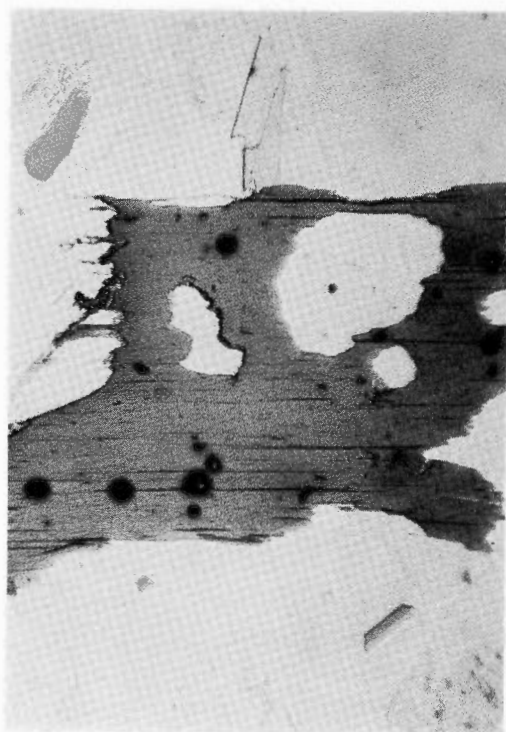
領家中核帯花崗類の黒雲母



1. 65-T-72 (Ghb)



2. 65-T-75 (Ghbs)



3. 65-T-136 (Gm)



4. 65-T-78 (Dqs)

Ⅲ.3.2 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**

要 旨

上部古生代の粘板岩57個と新第三紀シルトストーン21個中の微量ウランを検討した。古生層の試料は 1.2~6.1 ppm U の範囲におさまり、地域別平均値は 2.2~3.0 ppm U の間にある。これらの値は安定地塊上の同質岩に較べて全般にやや低い。

登米統粘板岩は 1.5~2.6 ppm U、5 個の平均 2.2 ppm U で、わが国の一般の粘板岩の範囲に入る。これまでの諸研究によるとウランは還元環境で固着される。ウラン含量からみて、登米統の堆積環境はとくに還元性であったとはいえない。

新第三紀シルトストーンは 0.7~4.3 ppm U で、平均 2.3 ppm U であり、古生代のものに較べてやや低い。ウランは一般に炭素とよく相関し、若い地質時代のもの（新第三系）については、K、P、V などともよく相関する。

1. 緒 言

わが国の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粘板岩と新第三紀シルトストーンの微量ウランを検討した。分析試料は原村 (1961 a, b, 1962, 1963) が主成分および Ni, Cr, V を検討したものと同一の粉末試料である。これら分析値の地質的意義については都城・原村(1962)、都城(1965)、MIYASHIRO & HARAMURA (1966) などに述べられている。総分析個数は73個である。

南部北上山地に広く分布する登米統黒色粘板岩は、わが国の代表的な黒色頁岩といわれ、ウランや放射能に関する 2, 3 の報告がある(神戸・島津, 1951; 神戸・松原, 1964; 近藤, 1966)。片田(1967)によって化学成分と鉱物組成が検討されたものについて 5 個分析した。

わが国の類似の岩石のウラン量は、前回の地質調査所におけるウランの総括、「日本におけるウランの産状(その1)」で浜地(1961)によって総括された。これは古生層中のマンガン鉱床の上・下盤、あるいはその近傍に局部的に発達する含ウラン泥質岩で、成因的にマンガン鉱床の成因と密接な関係をもつ(渡辺・浜地, 1961; HAMACHI, 1962)。この含ウラン泥質岩は非変成帯の場合に一般に 20~90 ppm U_3O_8 である。一般の海成黒色頁岩についてはたとえば SWANSON (1961) の総括がある。

ウランの分析法は関根ほか 2 名(1964)による。分析法の問題点、過去の結果との比較などについては、本書中の花崗岩類中のウラン・トリウム項目(Ⅲ.3.1)を参照されたい。

2. 三波川変成帯より太平洋側の古生層粘板岩

ここに含まれるものは、西南日本外帯とその延長と思われるもの19個である。試料は、大きくは4つの地域、四国中央南部、紀伊半島奈良・和歌山県境付近、静岡県周智郡、群馬県甘楽郡下から採集された。時代はすべて上部古生代で、ほとんどは二疊紀のものと思われる。19個のうち数個は千枚岩質であったといわれる。

ウラン量を第1表に示した。分析番号は原著(原村, 1961 a)で $SiO_2\%$ 順に並べて付けられていて、1-1~12 は 61.31~67.90 $SiO_2\%$ 、I-13~19 は 70.36~81.58 $SiO_2\%$ である。ウランは珪酸分の少ないもの 2.0~5.4 ppm、多いもの 1.2~6.1 ppm であり、前者の平均値 3.0、後者の平均値 3.1 であって、両者の平均値はほぼ等しい。しかし、炭素が多い I-16 (3.25%) を除くと、珪酸の多いものは 1.2~3.5 ppm、平均 2.6 ppm となり、珪酸分の少ないものより全般的に低い値である。

ウランの地域による差は次記のとおりである。

* 鉱床部

** 技術部

地質調査所報告 (第 232 号)

高知県下 : 1.2~3.5 ppm 平均値 (7 個) 2.6 ppm
 奈良・和歌山県下 : 2.2~3.3 ppm 平均値 (5 個) 2.6 ppm
 群馬県下 : 2.6~6.1 ppm 平均値 (6 個) 3.9 ppm
 : G の多い I-16 を除く平均値 (5 個) 3.4 ppm

以上のように群馬県下のものは平均値, 個々の岩石 (I-11 5.4 ppm, I-16 6.1 ppm) ともにやや高い値を示す。これらの試料は下仁田町南西方の磐戸橋と小沢橋の北東側で採取されたもので, 万場層に属する。万場層は主として海底に堆積した苦鉄質凝灰岩からなり, 泥質岩や珪質岩などを伴う。このやや高い 2 個がマンガン鉱床に付随する含ウラン泥質岩と同様な成因的背景を持つか否かは明らかでない。

第 1 表 三波川変成帯より太平洋側の粘板岩のウラン量
 Uranium contents of slates from the Pacific coast side of the Sambagawa metamorphic belt

Analytical No.	U	Ni	Cr	V	K	P	G
I-1	3.9	19	28	130	3.94	.048	0.83
I-2	3.3	15	24	110	2.65	.077	1.13
I-3	2.4	17	7	130	3.37	.026	0.70
I-4	3.0	18	21	110	2.78	.118	1.17
I-5	2.0	12	50	130	2.12	.044	0.41
I-6	2.2	7	24	90	2.43	.026	0.21
I-7	2.9	12	31	90	2.89	.061	0.57
I-8	2.7	16	23	110	2.81	.057	0.76
I-9	2.2	7	48	90	1.86	.044	0.62
I-10	3.2	14	29	100	2.08	.048	0.80
I-11	5.4	7	15	110	2.88	.061	0.49
I-12	3.0	13	24	90	2.91	.026	0.36
Avg. of I-1~12	3.0	13	27	100	2.72	.052	0.67
I-13	2.3	6	14	90	2.37	.026	0.51
I-14	3.5	11	37	100	1.73	.026	1.66
I-15	3.3	6	7	80	2.92	.022	0.84
I-16	6.1	11	40	200	3.10	.013	3.25
I-17	2.6	18	23	160	2.94	.052	0.46
I-18	2.6	7	19	130	2.01	.039	0.43
I-19	1.2	6	20	110	1.83	.026	0.36
Avg. of I-1~19	3.0	11	25	110	2.61	.044	0.80

分析番号は原著の分析番号に一致する。ローマ数字は原著の副題の番号と一致する。第 1~3, 5 表についても同様。第 4 表を除く。U の分析者: 関根節郎・大場きみじ, 他は原著より換算または転載。U~V: ppm, K~G %, 以下同様。

2.1 長野県辰野・塩尻地方の粘板岩

ここには長野県下の 15 個が含まれる (第 2 表)。II-1~9 は原著 (原村, 1961 b) で, “西北側の岩石” と呼ばれ緑泥石 (黒雲母) を生じ, II-10~15 は “東南側の岩石” と呼ばれて黒雲母を生じていて, 傾家変成岩の延長と考えられるものである。ウランは北西側の岩石で 2.1~5.6 ppm, 平均 (9 個) 2.8 ppm であるが, 炭素量の多い II-9 (3.45%) を除けば, 2.1~3.2 ppm, 平均 (8 個) 2.5 ppm である。SiO₂ 70% 以下の粘板岩は同様に 2.1~3.2 ppm, 平均 (7 個) 2.5 ppm であり, 前章の西南日本外帯の粘板岩の値とほぼ同様である。

南東側の粘板岩はいずれも SiO₂ 70% 以下で, 2.0~2.9 ppm, 平均 (6 個) 2.5 ppm であって, 前述の北西側のものとほぼ等しい値である。

第2表 長野県辰野・塩尻地方の粘板岩のウラン量
Uranium contents of slates of Tatsuno-Shiojiri region, Nagano Prefecture.

Analytical No.	U	Ni	Cr	V	K	P	C
II-1	3.2	11	35	90	3.89	.070	1.05
II-2	2.7	29	49	60	3.90	.057	0.48
II-3	2.4	23	54	70	3.29	.048	0.82
II-4	2.4	17	21	90	3.20	.048	0.94
II-5	2.3	23	51	70	3.75	.052	0.45
II-6	2.5	18	41	80	2.85	.035	1.03
II-7	2.1	25	35	100	2.79	.031	0.23
Avg. of II-1~7	2.5	21	41	80	3.38	.048	0.71
II-8	2.2	18	30	80	2.46	.044	0.28
II-9	5.6	75	24	220	1.90	.009	3.45
Avg. of II-1~9	2.8	27	36	100	3.11	.044	1.10
II-10	2.9	16	64	200	3.24	.057	0.69
II-11	2.6	23	46	140	3.03	.048	0.78
II-12	2.0	9	44	70	3.28	.061	0.49
II-13	2.7	21	50	140	3.16	.061	0.90
II-14	2.4	15	51	90	3.40	.031	0.44
II-15	2.6	22	46	80	2.93	.057	0.82
Avg. of II-10~15	2.5	18	50	120	3.17	.052	0.69

第3表 西南日本内帯3地域からの粘板岩のウラン量
Uranium contents of slates of three regions of the Inner Zone of the Southwest Japan

Analytical No.	U	Ni	Cr	V	K	P	C
III-1	2.4	22	46	120	3.28	.048	0.42
III-2	2.5	10	30	90	2.81	.044	1.56
III-3	2.5	19	45	120	3.02	.039	0.56
III-4	2.7	10	37	120	2.86	.031	0.33
III-5	2.5	8	26	120	2.32	.039	0.41
III-6	2.5	24	32	160	3.89	.035	1.32
III-7	2.1	22	34	100	2.37	.048	0.48
III-8	2.2	22	82	120	2.25	.035	0.50
III-9	2.5	11	28	100	3.65	.026	0.74
III-10	2.4	18	7	110	2.96	.031	1.27
III-11	1.9	18	12	110	1.43	.026	0.61
III-12	2.4	14	20	60	2.70	.044	1.01
III-13	2.1	13	18	80	3.81	.035	0.93
III-14	2.2	10	11	110	2.13	.057	1.03
III-15	3.6	29	12	90	5.18	.048	1.17
III-16	3.1	20	19	90	4.18	.044	1.05
III-17	2.7	15	40	100	3.84	.039	0.40
III-18	2.9	16	33	110	3.54	.022	0.53
Avg. of III-1~18	2.5	17	30	106	3.12	.039	0.80

地質調査所報告 (第 232 号)

第 4 表 登米純粘板岩のウラン量
Uranium contents of slates of Toyoma series

Sample No.	Rock Name	U	K	P	C
K-1	Fine-grained slate	2.3	1.98	.079	0.73
K-2	"	2.5	2.46	.087	0.79
K-3	"	2.6	2.23	.087	0.78
K-4	Slightly silty slate	2.2	1.86	.105	0.84
K-8	Silty slate	1.5	1.36	.101	0.64
Average of the above five		2.2	1.98	.092	0.76

分析者 U:大場きみじ, K~C:大森貞子

第 5 表 第三紀層シルトストンのウラン量
Uranium contents of Neogene siltstones

Analytical No.	U	Ni	Cr	V	K	P	C
V-1	2.4	28	37	50	1.84	.044	1.54
V-2	2.6	41	50	60	1.69	.031	1.21
V-3	4.3	31	37	100	1.87	.044	1.30
V-4		31	23	90	1.34	tr	1.37
V-5		26	23	50	2.22	.039	1.17
V-6	3.0	41	38	70	2.25	.035	1.27
V-7	2.2	48	52	60	2.03	.044	0.97
V-8	3.3	31	48	80	2.17	.044	1.18
V-9	2.8	52	58	60	1.77	.031	0.95
V-10	2.7	31	54	100	1.68	.039	0.87
V-11	1.0	4	< 4	60	1.12	.101	0.30
V-12	2.9	29	28	40	2.34	.022	0.34
V-13	1.1	9	< 4	< 20	1.72	.026	0.06
V-14	1.0	4	< 4	< 20	1.24	.022	0.14
Avg. of V-1~14	2.4	29	33	60	1.80	.039	0.91
V-15	1.5	8	21	40	0.98	.022	0.46
V-16	2.2	21	10	40	1.74	.022	0.54
V-17	2.5	17	33	50	1.37	.044	1.33
V-18		21	29	70	1.79	.018	0.58
V-19	2.0	16	24	90	1.27	.031	0.26
V-20	2.7	26	24	60	1.81	.022	0.40
V-21		5	< 4	80	0.76	tr	0.14
V-22	2.1	41	23	50	1.69	0.26	0.72
V-23	0.7	9	< 4	40	1.39	tr	0.27
V-24	2.2	20	26	60	1.60	.035	0.20
V-25	2.4	23	32	70	2.47	.026	0.43
Avg. of V-17~25	2.1	20	22	60	1.57	.022	0.48

2.2 西南日本内帯3地域の粘板岩

ここには西南日本内帯の、長野・岐阜地方 (Ⅲ-1~5), 京都・滋賀・兵庫地方 (Ⅲ-6~14), 鳥取県 (Ⅲ-15~18) から18個を記載する。そのほとんどは二疊紀の粘板岩である。鳥取県下のは微弱な三郡変成作用と接触変成作用をうけるといわれる。18個の SiO_2 は 70% をこえない。ウランは 1.9~3.6 ppm, 平均 (18個) 2.5 ppm である。地域別には下記のとおりである。

長野・岐阜地方	: 2.4~2.7 ppm	平均 (5個)	2.5 ppm
京都・滋賀・兵庫地方	: 1.9~2.5 ppm	平均 (9個)	2.3 ppm
鳥取県	: 2.7~3.6 ppm	平均 (4個)	3.1 ppm

鳥取県下の粘板岩は他の2地域のものよりわずかながら高い値を示している。

2.3 登米統の粘板岩

登米統の黒色粘板岩に関するこれまでの知識を総合すると (湊, 1944; MINATO, 1950; 神戸・島津, 1951; 神戸・松原, 1964; 近藤, 1966) この粘板岩は内海性の閉じられた堆積盆における還元性の堆積物であったらしい。登米統の粘板岩5個のウラン含量は第4表のとおりである。

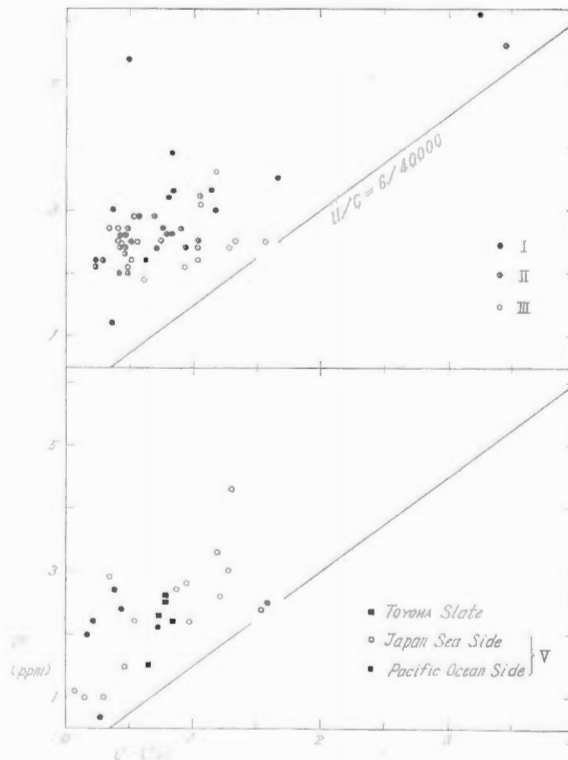
ウランは 1.5~2.6 ppm であり, 意外に低い値である。5個の平均は 2.2 ppm である。

神戸信和 (私信) の未公表資料を含めて, とくに高い値はまだ知られていない。

2.4 第三紀層中の泥質岩

ここには原著 (原村, 1962) の25個の泥質岩中21個のウランについて記載する。試料の産地は日本海沿岸地方 (新潟県・山形県・秋田県) と太平洋沿岸地方 (千葉県・山梨県) とに大別できる。岩石名はすべてシルトストンと名付けられ, 日本海沿岸地方からの2個 (V-15, 16) を除き, すべて SiO_2 70% 以下である。時代は中新世~鮮新世である。

ウランは日本海沿岸地方産のもの, 1.0~4.3 ppm, SiO_2 70% 以下の平均 (12個) 2.4 ppm である。太平



第1図 ウランと全炭素との関係 ローマ数字は表のそれぞれに一致

Uranium and carbon

洋沿岸地方のものは 0.7~2.7 ppm, 平均 (7 個) 2.1ppm であり, 日本海沿岸地方のものよりやや低いと判断できる。原村 (1962, p. 205) が両地方の相違点として列記したうち, 1) 分子比 K_2O/Na_2O+K_2O , 2) Ni と Cr, 3) C のそれぞれについて, 日本海沿岸地方のものが, 太平洋沿岸地方のものより大きい値を示す事実をあげているが, これらの事実は日本海沿岸地方産岩石のウラン量がより多い可能性をすでに示している。

2.5 地質時代によるウラン量の差

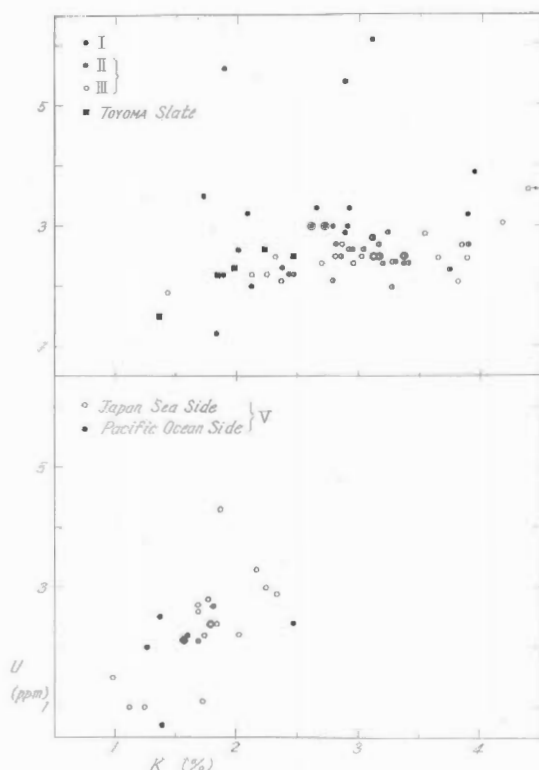
古生層の粘板岩との比較において, 第三紀層のシルトストーンはウランがやや少ないともいえるが顕著ではない。原村 (1962, p. 204) が両者の差としてあげた, 古いものでは水が減少し, 鉄の還元作用があり, アルカリが増加している事実の背景には, ウランの移動も推察できるが diagenesis の段階でウランが形をかえ, また大きく移動することは考えにくい (SWANSON, 1961)。ウランの移動は, 鉱物相互間あるいは鉱物と鉱物間隙との間などの小さな単位では存在したであろうが, このような動きは今回のような検討方法では確認できない。それぞれのウラン含量は堆積時の存在量に近いものと思われる。そしてシルトストーンのウランがやや少ないことはアルカリのうちとくにカリウムが少ないことにおもに起因していると予想できる。

分析試料のうち, とくに新第三系, 登米統とその他との間では堆積環境の相違が予想できるが, それは今回の結果には反映しておらず, ウラン量に著しい差は認められていない。今後はトリウムの分析結果とあわせてより詳細に考察する必要がある。

ウランの最初の存在量は堆積物の maturity の差にも大きく関係しているであろうから, 鉱物組成の検討は今後に残された課題である。

3. ウランと他元素との関係

炭素: ウランが堆積時に還元性環境で, 固着されることについては, 多くの実例や考察がある (たとえば



第2図 ウランとカリウムとの関係 2重円はそれぞれの平均

Uranium and potassium

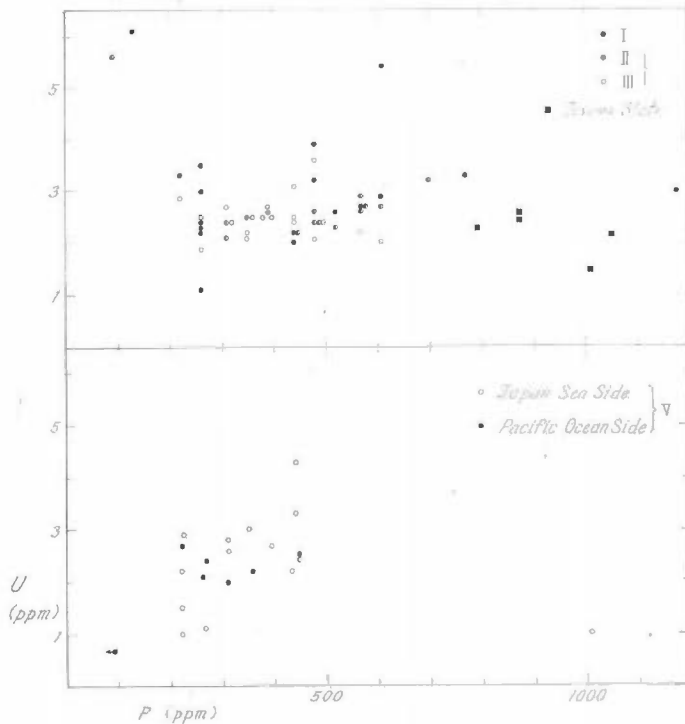
SWANSON, 1961; KRUMBEIN & GARRELS, 1952; GARRELS, 1955)。全炭素量は還元性を指示する一つの目安であろう。炭素とウランとの相関はよく知られている (たとえば BROWN, 1956; BATES & STRAHL, 1958; SERIKOV, 1964)。筆者らの結果についても、ウランは、一般に炭素とよく相関するが、群馬県下の万場層の1個 (I-11) は低い炭素量であるにもかかわらず、ウランがやや多い (第1図)。

カリウム：粘板岩やシルトストーンは maturity が高い堆積物であるから、 K^+ は粘土鉱物、とくにイライトにおもに含まれていると思われる。ウランは新第三系のカリウムとは比較的よい相関を示すが、古生層中では示さないようである (第2図)。この傾向は、新第三系中のカリウム含量が低いことと経年変化の双方、とくに前者に主として起因して粘土鉱物に吸着するウラン量のある限界を示していると思われる。

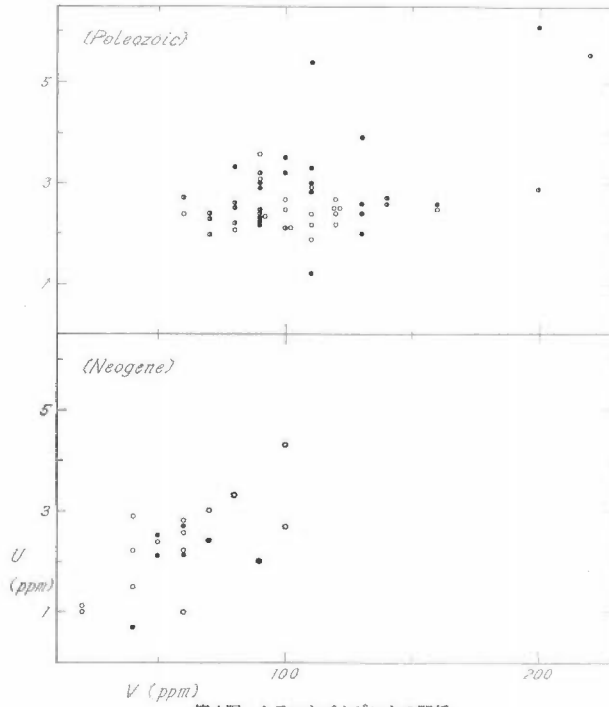
リン、バナジン、ニッケル：ウランは海成堆積中、リン鉱石やリン鉱物に伴われ (たとえば SWANSON, 1961; 浜地, 本書 II. 2.1), 含ウラン頁岩は Ni や V などの微量成分に富む (たとえば浜地, 1961)。筆者らの結果では、U は新第三系の試料について、P と V との間で正の相関関係を示す (第3～4図)。

4. 考察と意見

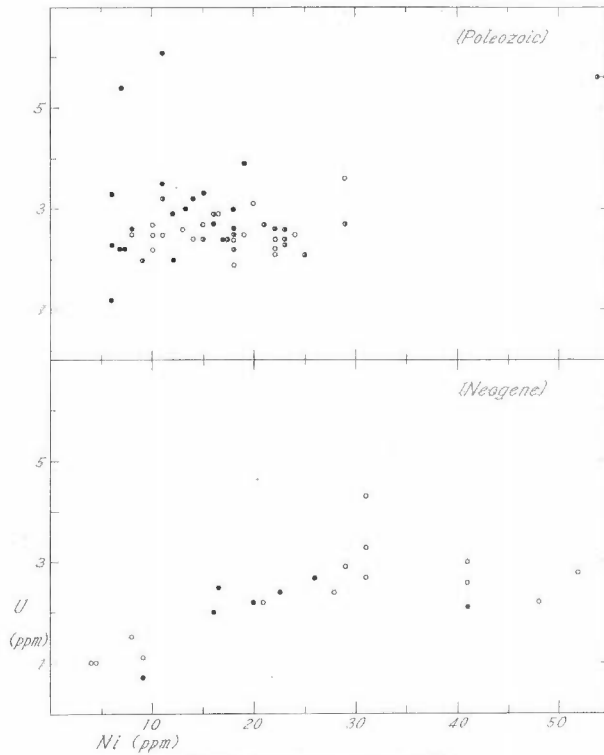
海成の堆積岩中のウランやトリウムは堆積盆地中の位置の決定など、堆積作用に関係して古くからおこなわれた (BEERS & GOODMAN, 1944; KOCZY, 1949; MURRAY & ADAMS, 1958; KOVALEV, 1965)。KOCZY (1949) や HURLEY (1956) は、トリウムは岸边に近い所で多く、溶解度の高いウランは岸边を離れるに従って多くなるとのべている。ユタ、コロラド、アリゾナ、ニューメキシコ州などに広く分布する上部白堊系の Moncos 頁岩を検討した PLILER & ADAMS (1961) は、堆積時の海岸線を離れるに従って Th 含量、Th/U 比、K 含量が低下し、U 含量が増大し、K/Th 比の変化が少ない、と報告した。しかし、主としてメキシコ湾内のカルベストン島付近の現世の砂岩を分析した MURRAY と ADAMS (1958) は海岸線から炭酸塩鉱物が出現する範囲の間で、Th, U とともに海岸線からやや離れた頁岩中に濃集し、ピークを示すと述べている。



第3図 ウランとリンとの関係
Uranium and phosphorus



第4図 ウランとバナジウムとの関係
Uranium and vanadium



第5図 ウランとニッケルとの関係
Uranium and nickel

第6表 頁岩および砂岩中の平均的ウラン量
Averaged uranium contents of selected shales in the world

岩石種	時代	産地	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	文献
頁岩	ペルム紀	三波川変成帯より太平洋側 ⁽¹⁹⁾	3.0			本 研 究
	上部古生代	長野県辰野・塩尻地方(15)	2.7			
	ペルム紀	西南日本内帯3地域(18)	2.5			
	ペルム紀	登米統粘板岩(5)	2.2			
	新第三紀	{ 日本海沿岸シルトストーン(14) 太平洋沿岸シルトストーン(7)	{ 2.4 2.1			
	カンブリア ~ 第四紀	American gray-green (52)	3.2	13.1	4.9	ADAMS & WEAVER (1958)
		15 Russian Platform aggregates (4,795)	4.1	11	2.7	
Estimates for average shale		3.7±0.5	12±1	3.8±1.1		
白堊紀	Mancos shale dark gray~black (135)	3.7	10.2	3.1	PLILER & ADAMS (1961)	
砂岩	現世	Orthoquartzitic sands	0.45±.05	1.7±0.1	3.8±0.8	MURRAY & ADAMS (1958)
	石炭紀	Atoka & Jack orthoquartzite (14)	1.2	4.3	3.5	ROGERS & RICHARDSON (1964)
	始新世	Umpqua & Tyce graywackes (10)	2.1	6.7	3.2	

ADAMS & WEAVER (1958) はソ連と米国産の試料から頁岩の平均ウラン量を 3.7 ± 0.5 ppm と推定し、ごく普通の海成頁岩の U, Th, Th/U 比は花崗岩のような火成岩のそれぞれにほぼ等しいとした(第6表)。この表でわかるように、主として安定地塊に堆積した2, 3の諸外国の例に較べて、筆者らの本邦産試料の結果は全般にやや低い値を示す。

近藤(1966)は登米統の黒色頁岩に2個の分析値(10 と 11 ppm)を与えている。これらの値は筆者らの 1.5 ~ 2.6 ppm (平均2.2 ppm) に対して著しく高い。同じ報告中の花崗岩礫の非常に高い数値(20 ppm)とあわせて、この相違はおそらく分析方法の違いに基づくものと考えられる。

頁岩中の U と Th の存在状態について ADAMS & WEAVER (1958) は、1) ジルコン・モナズ石・燐灰石・ゼノタイムなどの碎屑性重鉱物、2) 一般の碎屑性造岩鉱物、3) 海水からの沈殿物、4) 鉄酸化物、5) 粘土鉱物などに両元素が含まれているとしている。これらの分類の適否はともかくとして、筆者らの分析した試料ではウランに関する限り、炭質物や粘土鉱物に吸着されている量が多そうである。鉱物組成その他の検討が今後に必要なである。

5. 結 語

古生層粘板岩と新第三紀層シルトストーンの微量ウランを検討した。古生層の試料は 1.2~6.1 ppm の範囲におさまり、地域別平均値は 2.2~3.0 ppm の間にある。新第三紀シルトストーンは 0.7~4.3 ppm で、平均 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。新第三紀シルトストーンのウランはK, P, Vなどとも比較的よい相関関係を示し、経年変化が微量元素に及ぼす影響を暗示している。

今後は同一粉末について Th や鉱物組成の検討が必要である。

謝辞：東京大学都城秋穂助教授(現コロンビア大学教授)と原村寛技官、当所神戸信和技官は心よく分析試料を提供して下さい。成蹊大学内田信夫教授は万場層についてお教え下さり、当所地質部片田正人技官は登米統の主成分、鉱物組成について助言された。以上の諸氏に厚くお礼申し上げる。

文 献

ADAMS, J. A. S. & WEAVER, C. E. (1958): Thorium to uranium ratios as indicators of sedimentary

- processes: example of concept of geochemical facies, *Amer. Ass. Pet. Geol.*, **42**, p. 387~430
- BARANOV, V. I., RONOV, A. B. & KUNASHOVA, K. G. (1957): On the geochemistry of thorium and uranium in clays and carbonaceous rocks of the Russian platform (review), *Bull. Amer. Ass. Pet. Geol.*, **41**, p. 146~147
- BATES, T. F. & STRAHL, E. O. (1958): Mineralogy and chemistry of uranium-bearing black shales. *Proceed. intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy* **2**, p. 407~411, Un. N. Geneva.
- BEERS, R. F. & GOODMAN CLARK (1944): Distribution of radioactivity in ancient sediments. *Bull. Geol. Amer.*, **55**, p. 1229~1253
- BROWN, A. (1956): Uranium in the Chattanooga shale of eastern Tennessee. USGS. Prof. Paper 300, p. 457~462
- GARRELS, R. M. (1955): Some thermodynamic relations among the uranium oxides and their relation to the oxidation states of the uranium ores of the Colorado Plateaus. *Am. Min.* **40**, p. 1004~1021
- 浜地忠男 (1961) : 層状マンガニ鉱床に伴う含ウラン鉱床, 地調報告, no. 190, p. 104~112
- HAMAGI, T. (1962): The uraniferous pelitic sediments closely related to manganese ore deposits in Japan. *Jap. Jour. Geol. Geography* XXXIII, p. 52~74
- 原村 寛 (1961 a, b, 1962, 1963) : 古生層の粘板岩の化学組成 I, II, III, V, 地質雑, **67**, p. 618~622, 671~675, **68**, p. 29~32, **69**, p. 201~206
- HURLEY, P. M. (1956): Direct radiometric measurement by gamma-ray scintillation spectrometer. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, p. 395~412
- 石原舜三・関根節郎 (1968) : 古生代粘板岩と第三紀シルトストンのウラン量(演旨), 岩鉱, vol. 59, p. 163~164
- 神戸信和・島津光夫 (1951) : 5 万分の 1 地質図幅「気仙沼」および同説明書, 地質調査所, 16 p.
- 神戸信和・松原秀樹 (1964) : 放射能強度からみた二疊系登米層群の堆積環境について(演旨), 地質雑, **70**, p. 413
- 片田正人・神戸信和・大森貞子・松原秀樹 (1968) : 北上山地登米層の化学成分(演旨), 岩鉱, vol. 59, p. 171~172
- KOCZY, F. F. (1949): Thorium content of Cambrian Alum shale of Sweden. *Sveriges Geol. Undersok., Scr. C, Avhandl. ock Uppsat,* no. 509, *Arsbok* 43, p. 1~12.
- 近藤 務 (1966) : 宮城県に発達するペルム系登米統黒色粘板岩の放射能, 地質雑, **72**, p. 427~437
- KOVALEV, V. A. (1965): Geochemical aspects of investigation of the Th/U ratio in sedimentary rocks *Geochem. Intern.* vol. 2, p. 861~864
- KRANSKOPF, K. B. (1955): Sedimentary deposits of rare metals. *Econ. Geol.* 50th, *Anniv.* vol. pt. I, p. 411~463
- KRUMBEIN, W. C. & GARRELS, R. M. (1952): Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, *J. Geol.*, **60**, (1), p. 1~33
- 湊 正雄 (1944) : 薄衣礫岩の層位的位置および登米海について(日本上部古生代層の比較構造論的検討), 地質雑, **51**, p. 169~187
- MINATO, M. (1950): Toyoma sea, the late Permian inland sea in the Kitakami mountainland, North-east Honshu, Japan. *Proc. Japan Acad.*, **26**, p. 80~86
- 都城秋穂 (1965) : 変成岩と変成帯, 岩波書店, p. 393~398
- 都城秋穂・原村 寛 (1962) : 古生層の粘板岩の化学組成 IV, 地質雑**68**, p. 75~82
- MiyASHIRO, A. & HARAMURA, H. (1966): Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. *Symp. Tectonics, Nat. Inst. Sci. India & Indian Geophys. Union.* p. 45~55

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)

- MURRAY, E. G. & ADAMS, J. A. S. (1958): Thorium, uranium and potassium in some sandstones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **13**, p. 260~269.
- PLILER, R. & ADAMS, J. A. S. (1961): The distribution of thorium, uranium and potassium in the Mancos shale. *Geochim. Cosmochim. Acta* **26**, p. 1115~1135.
- ROGERS, J. J. W. & RICHARDSON, K. A. (1964): Thorium and uranium contents of some sandstones. *Geochim. Cosmochim. Acta* **28**, p. 2005~2011.
- 関根節郎・望月常一・阿部智彦 (1964) : 岩石中のウラン分析法, 地質調月報, **15**, (7), p. 420~424
- SERIKOV, Yu. I. (1964): The source of the uranium in the Khadum shales. *Geochem. Intern. no. 2*, p. 229~232.
- SWANSON, V. E. (1961): Geology and geochemistry of uranium in marine black shales, A review. USGS Prof. Paper, 356-C, p. 1~112.
- 内田信夫 (1967) : 御荷鉢層および万場層の凝灰岩の化学組成——関東山地北部の地質に関する 2, 3 の事実, その 2 ——, 成蹊論叢 6 号, p. 3~17
- 渡辺武男・浜地忠男 (1961) : 層状マンガニ鉄床に伴うウラン鉄の産状とその成因的考察, ウラン—その資源と鉄物, 朝倉書店, p. 205~213

Uranium Contents of Upper Paleozoic Slate and Neogene Siltstone

By

Shunso ISHIHARA, Setsuro SEKINE and Kimiji OBA

Based on the fluorimetric method (SEKINE et al., 1964), uranium analyses of trace amounts were made for 52 slates of upper Paleozoic era (mostly Permian period), which petrochemistry was discussed by MIYASHIRO and HARAMURA (1966), for 5 Toyoma Permian slates, and for 21 Neogene siltstones. The uranium contents of the slates are from 1.2 to 6.1 ppm. The averaged values are 3.0 ppm (19 samples) for those taken from the Pacific coast side of the Sambagawa metamorphic belt, 2.7 ppm (15 samples) for those from Tatsuno-Shiojiri region and 2.5 ppm (18 samples) for those from three regions, both of which are located in the Inner Zone of Southwest Japan, and 2.2 ppm (5 samples) for those of Toyoma series of the Kitakami mountainland, northeastern Japan. Neogene siltstones vary from 0.7 to 4.3 ppm. The rocks of the Japan Sea side and Pacific Ocean side show averages of 2.4 ppm (14 samples) and 2.1 ppm (7 samples), respectively. These Japanese values are slightly lower than those given for the American shales by ADAMS and WEAVER (1958) and PLILER and ADAMS (1961), and Russian Platform shales by BARANOV et al. (1957). The amounts of uranium show a good positive correlation with those of carbon. The same tendency is seen with K, P, and V not in the slates but in the younger age siltstones.

Ⅲ.4.1 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***

要 旨

峠および夜次地区は，鳥取県東伯郡三朝町と岡山県苫田郡上斉原村の境界付近にある。当地区のウラン鉱床は，わが国で最初に発見された大規模な鉱床であって，もっとも早くから開坑されたものである。鉱床は基盤の花崗岩直上の礫岩層中のマトリックス中に胚胎され，花崗岩表面のくぼみに沿ってウランが濃集するいわゆるチャンネル構造を示している。鉱石は峠地区の非酸化帯では，細粒の人形石と黄鉄鉱とを主成分とする黒色鉱あるいは灰色鉱であり，酸化帯では褐鉄鉱と燐灰ウラン鉱が主要鉱石鉱物である。

この地域の鉱床について，地球化学的研究を行なう一環として，標記2鉱床の微量元素の分布を調べ，かつ各種の研究を行なった。

この研究において行なった分析試料および元素は次の通りである。

1) 基盤花崗岩質岩石	5 試料
2) 鉱床およびその周辺の堆積岩，峠地区	138
3) " " 夜次地区	53
4) 人形石と黄鉄鉱およびそれらの濃縮部	6
5) 炭質物	10
総計	212

これらについては U_3O_8 を化学分析法によって定量し，発光分光分析法で次の22元素の半定量分析を行なった。

Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, Cr, V, B, Be, Sr, Ba

4)についてはこの他に Re, Au, Sc, Y, La, Ce, Nd, Gd の8元素を発光分光分析法で分析した。

以上の分析データを検討した結果，得られた知識は次のとおりである。

1) 鉱床の基盤である角閃石黒雲母花崗岩のウラン含量は 2.3~5.0 Uppm，平均 3.4 ppm であり，これはこの種の岩石のウラン含量としては中程度のものである。

2) ウランは一般に，基盤花崗岩のチャンネル部をうめる人形峠層の最下部の礫岩層のマトリックス中にとくに濃縮し，鉱化帯を形成している。この鉱化帯の礫岩のマトリックスのウラン含量は，平均 1,100 ppm U_3O_8 におよんでおり，これに対し，基盤が比較的平坦な形をしている場合は，その直上の礫岩マトリックス中のウランの濃縮度は低く，平均 73 ppm U_3O_8 である。この値はこの種岩石の含量としては非常に高く，ウランの濃縮は人形峠層の下部に相当広範囲にわたって起こっていることを示している。

3) 鉱化帯の礫岩マトリックスにはUのほか，As, Mo, Tl, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Sn, (Ge), (Ni), (Co) などの諸成分が濃縮している。この他，人形石・黄鉄鉱の主構成成分である Fe, P, S, Ca, 希土類元素も濃縮していると推定される。これに対して非鉱化帯のマトリックスでは，Uがわずかに濃縮している以外は，その他の微量成分の含量は基盤花崗岩のそれに近い。

4) ウラン 1,000 ppm U_3O_8 以上の非酸化帯の鉱石試料について，各元素間の相関性について調べた結果，Uと正の相関を示すものは Sr, As, Mo, Pb, Cu であり，Vは明瞭な負の相関を示す。しかし，100 ppm U_3O_8 以下の低品位部ではUと相関を示す元素は認められない。

5) 人形石中には Mo, Tl, Sb, Cu, Pb, Zn, Be, Sr, 希土類等の多くの元素グループに属する元素が濃縮し，黄鉄鉱中には As, Mo, Tl, Sn, Pb, W の主として親銅元素が濃縮している。黄鉄鉱中の Ni, Co 含量の

* 技術部

** 金属鉱物探鉱促進事業団(元鉱床部)

*** 鉱床部

関係は $Ni > Co$ であり、堆積性黄鉄鉱の特長と一致している。また人形石の稀土類元素の存在パターンは花崗岩のそれと類似しており、何らかの成因的な関係の存在を暗示する。

6) 礫岩層中に散在する木質亜炭を灰化し、その微量成分を考察すると、U の他、Ge, Mo, V, Zn, As, Ba, Sr, Co 等の著しい濃縮が起こっている。各元素間には相関性は認められないが、Ge の著しい濃縮、ウランと Mo の確実な負の相関など、鉱化帯に濃縮している 2 元素群とはかなり特長が異なる。有機物は鉱床生成に対し、還元環境を提供する以上の直接的な関与はしていないものと考えられる。

1. はじめに

峠・夜次地区のウラン鉱床は、鳥取・岡山両県に広く分布する多数のウラン鉱床のうち、最初に探鉱坑道の開さくをみ、すでに多数の研究者によって、地質学・鉱床学・鉱物学および地球化学的研究が行なわれ、鉱床の成因や生成機構についても多くの提案がなされている。

筆者らが、この研究を始めたころ (1960)、米国コロラドのウラン鉱床に関しては、すでに米国地質調査所の活動によって、かなり多くの地球化学的データが出されていた。それに較べ、わが国のウラン鉱床に関する地球化学的データは必ずしも十分とはいえなかった。そのため、筆者らは、成因を考える上の基礎的資料として、できるだけ多くの地球化学的データを得ることを目的としてこの研究を始めた。この仕事は、峠・夜次地区を手はじめとし、鳥取・岡山県下のウラン鉱床について順次行なう予定でいる。

峠・夜次地区については、鉱化帯のみならず、広くその周辺の各堆積層および基盤岩などについて、主としてウランと微量成分の分布を調べ、さらに、単離した一部のウラン鉱物 (人形石)、黄鉄鉱、炭質物 (木質亜炭) などについても、化学成分の考察を行なった。

対象別の分析試料数は次の通りである。

基盤花崗岩質岩石	5
鉱床およびその周辺の堆積岩, 峠地区	138
” ” 夜次地区	53
人形石と黄鉄鉱およびそれらの濃縮部	6
炭質物	10
総計	212

鉱床およびその周辺の礫岩マトリックスと礫岩の 16 メッシュ以下の部分 (本文においては以下礫岩・砂岩の細粒部と呼ぶ)、頁岩の通常試料については、化学分析法で U_3O_8 を定量し、発光分光分析法で次の 22 元素の半定量分析を行なった。

Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba

この他、人形石については、Re, Au, Sc, Y, La, Ce, Nd, Gd を発光分光分析法で分析した。

この研究の作業分担は次の通りである。

鉱床・鉱物：浜地忠男・嶋崎吉彦

地球化学：安藤 厚

化学分析：関根節郎・望月常一 (U_3O_8)

安藤 厚 (発光分光分析)

峠・夜次地区のウラン鉱床について、今まで行なわれた諸元素の分布に関する研究の概要を、記述する。1955年11月、人形峠の放射能異常地点が発見され、峠坑の開さく後、まず荒木春視 (1959) らによって鉱床地帯のウラン、燐、硫黄の分布が調べられた。この問題は阪上正信 (1960~1961) によって引きつがれ、詳しい研究の結果、非酸化帯において、ウラン含量は燐、硫黄、ヒ素含量と正相関することが明らかとされた。阪上は堆積岩層中の木質亜炭部に、ゲルマニウムの濃縮が起こっていることも報告している。一方、ウランの初生鉱物は武藤正 (1959) らの研究によって、 $CaU(PO_4)_2 \cdot nH_2O$ の化学組成をもち、6~7%の稀土類元素を含むことが分かってきた。この鉱物は人形峠にちなみ、人形石 Ningyoite と命名された。武藤正 (1961) らは人形峠鉱床の人形石の共生鉱物を明らかにし、ウラン含量と、燐、硫黄、ヒ素、カルシウム、亜鉛、モリブデン、マンガン、粘土鉱物、石膏含量の関係をしらべ、ウラン含量と、燐、硫黄、絹雲母、石膏含量が

正相関することを報告している。筆者ら（1961）は，人形石の稀土類元素の存在パターンが花崗岩のそれに類似することを指摘した。武藤正（1961，1962）は，人形石の稀土類元素の存在パターンが，さらに燐灰石のそれに類似している点に注目し，人形石は，堆積層中の燐灰石に，ウランを含む熱水溶液が反応して生成したと考えた。この反応の起こることは，実験室的に確かめられた。片山信夫（1961）らは，ウラン含量と，ストロンチウム，イットリウム含量が良い正相関をもつことを報告している。これは峠坑の人形石が上記のごとく稀土類元素を含むためである。ウラン鉱床の成因と重要な関係のあるものと考えられる鉱床地帯の黄鉄鉱と，その微量成分については湊秀雄（1961）の考察がある。峠坑の黄鉄鉱は必ず白鉄鉱を伴い，定性的にヒ素，モリブデン，銅，亜鉛の濃縮を報告している。筆者ら（1961）もすでに峠坑の黄鉄鉱には，ヒ素，モリブデン，タリウム等の特長的な濃縮の起きていることを報告した。

坑内水のウランの行動に関しては，阪上正信（1960），梶谷敬（1961，1962）の報告がある。武藤正（1965 a, b）は，人形石の熱力学的安定度を検討し，さらに天然水からのウラン固定機構についても，詳しい理論的取扱いを行なっている。

当地域のウラン鉱床の成因に関しては，片山信夫（1957，1958），武藤正（1961，1962，1965），久保恭輔（1962），阪上正信（1961），梶谷敬（1961），佐藤源郎（1963）らの報告がある。以上の諸説を大別すると，1）上昇熱水溶液にウランの起源を求める上昇熱水説，2）主として花崗岩および同碎屑物中の可溶性ウランに起源を求める地下水説，3）上記2説の混合説があり，それぞれ有力な論拠があげられている。

本報告の一部はすでに，一人形峠地域のウラン鉱床に関する新しい問題点一，第4回現地討論会，日本原子力学会（1965，8月）で報告した。峠・夜次地区の現地調査と試料採取は昭和35年9月～10月（1960）に実施した。現地調査にあたって，御協力をいただいた，原子燃料公社人形峠出張所の山本勇・横山明弘両氏と，ウランの化学分析をしていただいた当所化学課関根節郎・望月常一技官に深甚なる謝意を表す。

2. 地質と鉱床

峠および夜次地区は，鳥取県東伯郡三朝町と岡山県苫田郡上斎原村の境界付近にある。いわゆる人形峠地域の鉱床は，西から東へ，峠・夜次・中津河・辰巳峠の4地区に分けられる。研究対象とした峠地区の鉱床は，一部を除いてその外部分が岡山県内にあり，夜次地区はすべて岡山県内に存在している。

当地域の地質は，村山正郎・山田直利・大沢穠（1961）によれば，中生代末期の進入と考えられている含角閃石黒雲母花崗岩を基盤とし，その上に分布する鮮新世の火山岩および火山碎屑岩からなる。主として基底部には礫岩・砂岩などの陸水成堆積層一人形峠層一が分布している。峠・夜次地区では，基盤の上に，人形峠から恩原にいたる間，東西に細長くほみに人形峠層が堆積しており，下位から，基底礫岩層（A層^{注1}），厚さ2～6m），頁岩砂岩互層（B層^{注2}），厚さ10m±），砂岩礫岩泥岩互層（C層^{注3}），厚さ80m±）に分けられている。ウラン鉱床は峠地区の1号坑，415m 南延坑道掘上り地点と，5号坑の一部で，上記のB層の最下部付近でウランの濃縮が起こっている以外は，すべて基底礫岩層（一部 f～c 砂岩），すなわちA層中に存在している。

花崗岩質岩石のくぼみは幅 700 m，長さ 7 km 以上にわたり，そのなかに分布する礫岩は西から東へと運ばれたものと推定され，そのマトリックス部の構成物質は花崗岩質岩石の風化碎屑物を主体とし，木質亜炭

第1表 人形峠層の模式的層序

Schematic stratigraphic sequence of Ningyo-toge formation

層名	岩質	層厚 m	
人形峠層	C一層	砂岩，礫岩，泥岩の不規則互層，緑色細粒凝灰岩を挟む	+50
	B一層	泥岩または泥岩砂岩の縞状互層	10～20
	A一層	基底礫岩（一部砂岩）	2～7

久保(1962)(after Kubo 1962)

注1)～注3) 堆積層のA層，B層，C層という名称による区分は，久保恭輔（1962）による。第1表。

や有機物を含む内陸性堆積物である。ウランは礫岩層全体にわたって一様に分布しているのではなく、とくに基盤花崗岩質岩石のチャンネル部(凹んだ場所)に著しく濃縮している。この関係は峠地区、5号坑290m付近の小チャンネル部で実際によく肉眼的に観察できる。ここではほぼ南北方向のチャンネルが発達し、ウランは基盤と接する部分にとくに濃縮している。2～3号坑の部分にある主チャンネルは比較的規模も大きく、ウランの濃縮も著しい。ウランの高品位部は必ずしもチャンネルの最下部に分布するとは限らず、チャンネルの則壁部に存在することもあり、また礫岩層の最下部に分布するとは限らない。

鉍石は非酸化帯に属する黒色鉍または灰色鉍と、酸化帯に属する酸化鉍に大別される。前者は細粒の人形石 $\text{Ca}_{1-x}\text{U}_{1-x}\text{RE}_{2-x}(\text{PO}_4)_2 \cdot 1 \sim 2 \text{H}_2\text{O}$ 、黄鉄鉍を含み、とくに高品位部では多孔質の黒色鉍となる。後者は褐鉄鉍、燐灰ウラン鉍 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ を含有している。峠地区の非酸化帯において黒色～灰色鉍はチャンネル部に広く分布しており、2号坑、坑口付近を通るNNW方向の逆断層付近から、北東付近には酸化鉍が分布している。夜次地区は地表から浅いため、一部を残して、そのほとんどが酸化帯となっている。礫岩層中にみいだされる木質亜炭部にはしばしばウランの濃縮が認められる。含ウラン頁岩は、上記の2異常分布地点、1号坑415m南延坑と、5号坑290m小チャンネル部の一部にみいだされている。

鉍石中に含まれる鉍物は、碎屑源鉍物として、石英・カリ長石・斜長石・黒雲母を主体とし、ほかに少量の白雲母・角閃石・燐灰石等である。自生鉍物としては、黄鉄鉍・白鉄鉍・閃亜鉛鉍・石膏・褐鉄鉍・方解石・カオリナイト・モンモリロン石・絹雲母・緑泥石・炭質物・ウラン鉍物等である。

地質・鉍床・鉍物に関する詳しい記載は多くの文献をあるいは本書中の他の項目を参照されたい。

3. 研究方法

3.1 試料の採取と分析試料の調製

坑内における試料採取は、医理学製 D. C. P.-3 型 (β 線) 放射能測定器で、カウントを測りながら実施した。できるだけ各地層を含む柱状試料を均一にとるように心がけたが、同一岩相の場合は1カ所で1点しか採取しなかった場合もある。また、上下の分布の関係をみるため、とくに細かく柱状試料をとった地点もある。礫岩試料の場合には、礫の部分なるべく除き、細粒のマトリックス部を集め、中粒～細粒砂岩・頁岩の場合は、そのままを、それぞれ1採取地点で約1kgを採取した。

試料は風乾後、頁岩の場合はそのままを粉碎し、礫岩・砂岩は、16メッシュ(約1mmサイズ)以下の細粒部を集め、微粉碎した。微量成分を分析するため、試料の処理にはとくに注意し、篩は、ナイロン製を用い、微粉碎はメノウの機械磨きを適用した。

坑内でみられる基盤花崗岩は、風化あるいは、ウラン溶液の浸透をうけているので、新鮮な花崗岩質試料は、付近の道路工事現場より、とくに別採取した。

一部の特殊鉍物、人形石・黄鉄鉍の単離、または、花崗岩質試料の造岩鉍物の分離作業は主として、アイソダイナミック・セパレーターを用いたが、人形石のような特殊鉍物の分離には特殊な操作を適用した。これについては別項目で述べる。

3.2 分析方法

3.2.1 ウランの化学分析

ウランの化学分析は、関根節郎・望月常一技官らによって行なわれた。分析方法の概要は、次の通りである。

まず、細粉試料2gを直径25mm、深さ7mmの試料皿に入れて、放射能測定器により、5～10分間放射能(β 線)を測定し、ウラン含量の推定を行なう。ついでウラン含量に従い、つぎの3つの方法のうち、適当な方法を適用する。

1) ウラン含量 $10^{-2} \sim 10^{-4} \text{g}$, $n \sim 0.0n\%$ の場合、試料1gを王水で分解した後、硫酸を加えて加熱、白煙を発生せしめる。冷却後、水に溶解してろ過し、ろ液にアスコルビン酸少量を加えて鉄などを還元し、約100mlにうすめた後、硫酸およびアンモニア水でpHを1.0～1.5とする。これを SO_4 型イオン交換樹脂カラムに通し、ウランを吸着せしめる。100mlの水で洗浄後、1M過塩素酸溶液50mlで溶離し、溶離液は100mlメスフラスコに受ける。これに6N水酸化ナトリウム溶液25ml、3%過酸化水素水1mlを加えた

後，全量を正確に 100 ml とする。この一部を乾燥ろ紙でろ過した後，100 mm セルを用いて，波長 380m μ で吸光度を測定する。

2) ウラン含量 10⁻⁵g, 0.00n% の場合，試料 0.5 g をとり，水酸化カリウム 5 g を加えて数分間熔融する。冷却後温湯で溶解し，硝酸で中和後過剰に 2.5 ml を加えて煮沸する。冷却後全量を正確に 50 ml とする。5 ml を有栓試験管へ分け，硝酸アルミ 9.5 g を加えて加温溶解し，冷却後醋酸エチル 10 ml を加えて 30秒振とうした後，一時間放置する。ウランのみが醋酸エチル層に転溶する。醋酸エチル層の約半量を乾燥ろ紙でろ過し，この 2 ml を白金皿にとり点火して醋酸エチルを燃焼せしめた後，湯煎上で蒸発乾固する。ついで，ウラン用合剤（炭酸ナトリウム・炭酸カリウム各 45.5 g，フッ化ナトリウム 9 g を溶解後粉砕したもの）2 g を加え，石炭揮発分定量用電気炉を用い，650 $^{\circ}$ C で 5 分間熔融する。冷却後蛍光光度計により，556 m μ の蛍光強度を測定する。

3) ウウ含量 10⁻⁶g, 0.00n% の場合，試料 1 g をフッ化水素酸・硫酸で分解する。これを水に溶解して不溶物をろ過し，ろ液にアスコルビン酸少量を加えて鉄などを還元し，約 100 ml はうすめた後，硫酸およびアンモニア水で pH を 1.0~1.5 とする。これを SO₄ 型陰イオン交換樹脂カラムに通し，ウランを吸着せしめる。水洗後，1 N 塩酸 45 ml で溶離し，全量を 50 ml とする。この 5 ml を白金皿に分取し，蒸発乾燥後ウラン用合剤 2 g を加えて 650 $^{\circ}$ C で 5 分間熔融し，冷却後蛍光光度計により，556 m μ の蛍光強度を測定する。

本研究において，通常の試料に対しては，1)，2)の方法を適用した。この場合，定量限界は0.001% U₃O₈ である。新鮮な花崗岩のごとき一部の特殊な試料についてのみ3)法を適用した。

3.2.2 発光分光分析法による微量成分の半定量分析

発光分光分析法で半定量を行なった元素は，Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba の22元素である。この他，人形石については，Re, Au, Sc, Y, La, Ce, Nd, Gdの分析を行なった。

弧光中で比較的揮発性の元素群に対しては塩化ナトリウムを 1 : 1 に，稀土類元素のごとき不揮発性の元素群に対しては，グラファイト粉末を 1 : 1 に混合し，分光分析用試料とした。分光器および分析条件は次の通りである。

分光器，Jaco Ebert 3.4 m Plane Grating Spectrograph, 主として 2 次スペクトル（分解能 2.54 A/mm）を，一部の長波長の元素については 1 次スペクトル（分解能 5.08 A/mm）を用いた。

発光法，直流永続弧光（D. C. Arc），電圧 280V，電流 8 A，露光時間 90秒，スリット幅 20/1000 mm，電極・日立スペシャル 6 mm ϕ ，陽極は 2.4 mm ϕ ，深さ 6 mm 中央孔，陰極は 120 $^{\circ}$ に先端を尖らす，電極間隙 3 mm，乾板 Kodak No. 1，現像 D-19 3分，黒化度の測定は，理学電機社製自記式測微光度計による。

3.2.3 その他の元素の分析

Total C, Org. C, Inorg. C, N₂ の分析は，牧真一技官による。Total C は燃焼式の元素分析法，Inorg. C は塩酸で発生する CO₂ ガスから求め Org. C は Total C—Inorg. C で求めた。N₂ はキエルダール法。

4. ウランと微量成分の分布

4.1 基盤花崗岩類

峠・夜次地区の基盤岩は，広く中国地方に分布する花崗岩類の一部であり，村山正郎・山田直利（1961）によれば，鉱床の基盤岩は，当地域の 3 つの進入時期をもつ花崗岩類のうち，第 2 期進入^{注4)}の角閃石黒雲母花崗岩・角閃石黒雲母花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩などにあたる。

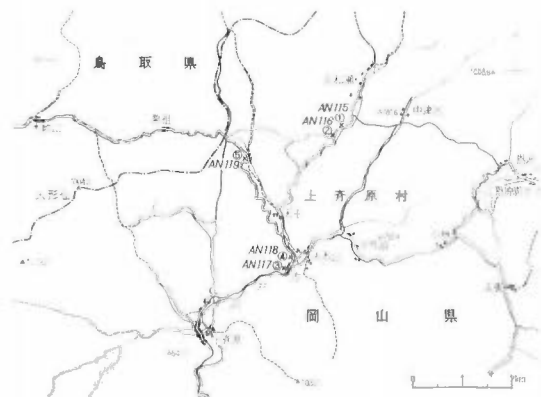
花崗岩類の試料は，鉱床の直下部またはその付近では，しばしば，ウラン溶液が浸みこんでウラン含量が高いことがあるため，そのような場所を避け，できるだけ未風化の試料を，道路の開削工事の現場から採取した（AN-115~AN-119, 5 試料）。試料採取地点を第 1 図，ウランと微量成分の含量を第 10-3 表に示す。基盤岩中のウラン含量は 2.3~5.0 U ppm, 平均 3.4 U ppm であり，これは花崗岩質岩石のウラン含量としては中程度の値である。微量成分の含量も，とくに異常はない。当地域の第 3 期進入岩を含む花崗岩類のウ

注4) 柴田賢・山田直利（1965）による K-Ar 法の年代測定結果では，第 2，3 期とも，50, 57, 60, 64 $\times 10^4$ 年である。

ラン含量,構成鉱物別のウラン含量については別報告で詳しく述べる。

4.2 ウランの分布

峠・夜次地区のウランおよび微量成分の定量結果は第10-1, 10-2表の通りである。結果の考察は,主として峠地区で行ない,夜次地区は酸化が著しく,筆者らが調査した当時,すでに開坑後の非酸化帯の酸化も激しかったため,詳しい検討は省略した。



第1図 基盤花崗岩試料採取地点図

Granite Sampling Map (No. 1~No. 5)

峠坑においては,ウランの濃縮は一般的に基盤花崗岩のチャンネル構造と,密接な関係をもっている。すなわち,チャンネル構造をもつ基盤直上の,チャンネルを埋める花崗岩質礫岩および砂岩の細粒部にウランの濃縮が起こっている。

チャンネル部(鉍化帯)を埋める礫岩・砂岩の細粒部中の U_3O_8 含量は,非酸化帯において,平均1,100 ppm(試料数62,最大含量13,000 ppm)におよんでいる。筆者らは,鉍化帯と対比するため,とくに非鉍化帯とよばれている,基盤が平坦な部分の直上の礫岩・砂岩試料を意識的に採取し

た(AN-143~AN-166)。非鉍化帯のマトリックス中の U_3O_8 含量は,平均73 ppm(試料数22,最大含量300 ppm)と予想以上に高かった。ウランの濃縮はたしかにチャンネル部で著しいが,人形峠層とよばれる堆積層の基底部にかなり広範囲に起こっているらしい。

峠坑においては,2~3号坑付近にある主チャンネルが規模も大きく,ウランの濃縮度も高い。マトリックス中の U_3O_8 含量は,非酸化帯において平均1,600 ppmにおよぶ。これに対し5号坑290mにある小規模なチャンネルではマトリックス中の U_3O_8 含量は非酸化帯において平均340 ppmとそれほど高くはなかった。人形峠層の直上部の頁岩層中のウラン含量は,2~3号坑付近の主チャンネル上部,非酸化帯で,平均10 ppm U_3O_8 以下(試料数16,最大含量30 ppm)とほとんどウランの濃縮は起こっていない。

従来,峠坑のウランの濃縮は,一般に基盤のチャンネル構造の規制をうけ,かつ化石土壌層とよばれる人形峠層(A層)の上限から下の部分に,その主要部分が存在しているため,一部の,上部の地層区分(人形峠層,B層とよばれる)に属するウランの濃縮部は,異常地点と称された。この地点は,5号坑290m付近の小チャンネル部,および人形峠ウラン鉍床発見地点付近の,1号坑415m南延第1掘り部部の2カ所である。筆者らの考察結果でも,5号坑290mの小チャンネル部,B層中の砂岩および頁岩中にかなりのウランの濃縮が認められる。頁岩中の U_3O_8 含量平均125 ppm(試料数11,最大含量580 ppm)。1号坑415m南延第1掘り部は酸化帯に属するが,B層中の頁岩に著しいウランの濃縮が認められ, U_3O_8 平均2,400 ppm(試料数5,最大含量7,200 ppm)と著しく高い。このような異常地点の存在に対しては,1号坑415m地点に対しては,断層から地下水による正常濃縮部からの2次的な移動によるものとする説明,または,5号坑ごとき,一部の頁岩中のウランの濃縮は同時生であるという説明がなされたが,筆者らは4.7項で述べる通り,異常地点という表現は,より一般的な現象の一部として,還元さるべきであると考えている。

3号坑30m南延部の酸化帯では,燐灰ウラン石の2次的富化帯が存在し,基盤花崗岩中に燐灰ウラン石が1m以上も浸みこんでいるが,非酸化帯に比べ,ウランがとくに濃縮しているとはいえない(AN-12~21)。

夜次坑は,その大部分が酸化帯となっている。酸化帯の内部に一部非酸化帯が存在しているが,筆者らの調査時は,開坑後の酸化現象も無視できない状況にあったので,詳しい考察は行なわなかった。夜次1号坑において砂岩・礫岩の細粒部中の平均 U_3O_8 含量は,2,900 ppm(試料数33)と著しく高い。また,夜次1号坑200~300m間の礫岩層と砂岩層との間に挟まれた薄い頁岩層は,上部層からの2次正富化を伴い, U_3O_8 含量平均2.4%にも達している。

4.3 鉍化帯と非鉍化帯の微量成分の比較

第2表 峠坑非酸化帯礫岩マトリックス中の微量元素のスペアマン順相関
The spearman rank correlation coefficients of minor elements in matrix of conglomerate of unoxidized zone of Toge Adit.

	Ba	Sr	Tl	As	Sn	Mo	V	Pb	Cu	Ni	Co
U ₃ O ₈	0.25	<u>0.85</u>	0.36	<u>0.67</u>	0.57	<u>0.67</u>	-0.83	0.72	<u>0.72</u>	0.21	0.36
Ba		0.53	-0.08	0.15	0.34	0.25	0	0.25	-0.30	0.48	0.35
Sr			0.53	<u>0.67</u>	0.53	<u>0.85</u>	-0.40	0.58	-0.30	0.34	0.34
Tl				<u>0.76</u>	0.34	<u>0.75</u>	-0.60	0.25	-0.28	0.15	-0.07
As					0.72	<u>0.68</u>	-0.50	<u>0.67</u>	-0.10	0.18	0.37
Sn						0.53	-0.32	<u>0.92</u>	-0.28	0.40	0.48
Mo							-0.85	0.51	-0.55	0.40	0.35
V								-0.40	0.67	0.30	-0.30
Pb									0.28	0.34	0.47
Cu										0	-0.30
Ni											<u>0.96</u>

N = 11 Probability 95% r = 0.60 U₃O₈ > 0.1%
99% r = 0.74 Average U₃O₈: 0.66

人形峠層A層は2項で述べたように，基盤花崗岩上に不整合に推移した，主として花崗岩礫または花崗岩の風化碎屑物を主体とする淡水成堆積物である。ウランは前項で述べたように，チャンネル部に著しく濃縮しているが，その他の微量成分についても，チャンネル部（鉱化帯）と，非チャンネル部（非鉱化帯）を比較考察してみよう。

鉱化帯における礫岩・砂岩細粒部の微量成分を，未風化の基盤花崗岩質岩石（AN-115～AN-119）のそれと比較すると，ほとんどあらゆる微量成分の濃縮が起こっていることがわかる（第9表，第10-1表参照）。U, Fe, P, S, Ca の濃縮は，黄鉄鉱を伴う人形石が峠坑の主要ウラン鉱物であるため，当然予想されるが，微量成分においては，As, Mo, Tl, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Sn, Ge, Ni, Co などが濃縮している。このうち，とくに，As, Mo, Tl のごとき，原岩石中に低含量の微量成分のかんりの濃縮と，Cu, Pb, Zn の若干の濃縮は後述するように，峠坑のウランに伴う微量成分の特長といえることができる。コロラドでしばしば報告されるVのウラン鉱化部への著しい濃縮は峠坑では起こっていない。鉱化部におけるウランの濃縮部で，ウランとその他の微量成分の含量を比較してみると，一般にウランの含量は，その他の微量成分の含量よりかなり高い。ウランの濃縮は，Feを除く，その他の微量金属成分の濃縮に比べ，遥かに著しい。Geの濃縮は，とくに，礫岩・砂岩中に炭質物（木質亜炭）を含む場合に起こっている。人形峠層A層の，礫岩層の上部は，細粒～粗粒アルコーズ砂岩となっているが，細粒部中の微量成分の特長はほとんど同一である。鉱化部に比べ，非鉱化部（AN-143～AN-166）の微量成分の特長は，前項で述べたように，若干ウラン含量が高いほか，その他の微量成分の含量は，未風化原岩のそれにかんり近い。このことより，地下水の動きを支配する基盤岩の構造が，ウランと微量成分の濃縮に対して，大きな役割りをなしていることが分かる。非鉱化帯の微量成分の平均含量と，鉱化帯のそれとの差の分は，透水性の良い，チャンネル直上の礫岩・砂岩層中に，水溶液として搬入付加されたものであろう。

4.4 鉱化帯における各元素間の相関

峠坑の礫岩マトリックスの細粒部で，U₃O₈ 含量 0.1% 以上の非酸化帯に所属するもの，11試料について F. J. FLANAGAN (1957) の Rank correlation method (順位相関法) で各元素の相関性をしらべると，第2表のようになる。U₃O₈ 含量と，正の相関，または正の相関らしき関係を示す元素は，Sr, As, Mo, Pb, Cu であり，V は負の正関を示す。各元素間で，正の相関または正の相関らしき関係を示す元素の組み合わせは，Sr-As, Tl-As, Sr-Mo, Tl-Mo, As-Mo, As-Pb, Sn-Pb, Ni-Co である。

0.1% 以上の高品位部において，以上のような各元素間の相関が存在することは，次項の，人形石と黄鉄

鈳の微量成分, 第 5~7 表を参照すると, その理由がよく理解できる。人形石には, U のほか, Sr, Mo, Tl, Cu, Pb, Zn が濃縮し, 黄鉄鈳には As, Tl, Sn, Pb, Mo が濃縮している。ウランの濃縮した高品位部では, ウランが人形石として晶出し, かつ, 黄鉄鈳と密接な共生関係にあると考えると, 上記の各元素間の相関がよく肯定でき, 坑内における鈳物学的観察ともよく一致する。V と, U, Mo, Tl との間に負の相関が認められることは, コロラド・プラトールで, ウランが, カルノー石・チュヤムン石・ロスコー石などのバナジウム鈳物と共生するため, U-V の正相関が認められる点と相反し, 峠坑とコロラド・プラトールとの地質学的または地球化学的環境の差を示している注5)。

つぎに, 礫岩・砂岩マトリックスで, U_3O_8 含量が 100 ppm 以上の 30 試料について, 各元素間の相関を求めると, Tl-Mo が正相関を示すのかかわらず, U-Mo, U-Tl の間に正相関が認められなかった。この理由は, ウランの濃縮が小さい場合には, ウランは必ずしも人形石の形を呈していないか, または, ウランと黄鉄鈳とは, 必ずしも密接な共生関係にないためかも知れない。前述したように, ウランに較べて, その他の微量成分の濃縮度は一般にかなり低いいため, ウランの高品位部の場合の通り, ウランと明瞭な関係を示さない可能性がある。また, 次節で述べる通り, 人形石や黄鉄鈳の濃縮部の微量成分は, かなりの変動がある。峠坑のウランの存在形は人形石ばかりではなく, 粘土鈳物や炭質物にも吸着濃縮しており, とくに低濃縮度の場合, 存在形の多様性の可能性が高いものと考えられる。

4.5 人形石と黄鉄鈳の微量成分

2号坑, 110m 北延, AN-25 付近の礫岩・砂岩細粒部より人形石と, 共生する黄鉄鈳, 各 1 試料が, 嶋崎吉彦によって分離された。人形石の鈳物学的考案結果は別報で報告の予定であり, ここでは主として化学成分についての考察結果を報告する。

4.5.1 人形石

人形石 $Ca_{1-x}U_{1-x}R_{2x}(PO_4)_2 \cdot nH_2O$, R: 稀土類元素は, 非常に微細な結晶体 (普通 5μ 以下) として存在しているため, その分離は非常に困難である。そのため, 今までに報告された主成分の報告例は, 武藤正 (1959) 第 3 表と, この報告の嶋崎の分離試料の 2 例にすぎない。武藤の人形石は黒色鈳から, 嶋崎のそれは灰色鈳から分離された。完全な単体分離がきわめて困難のため, 酸不溶解残渣は不純物の非結晶質のシリカ・石英および珪酸塩鈳物である。主成分分析は王水溶解成分より行なった。分析結果を第 4 表に示す。嶋

第 3 表 天然産ならびに人工人形石の微量分析

Microchemical analyses of concentrate of ningyoite (C-I-M) and synthesized compound (Cup-E2-150)

Analyst: Robert Meyrowitz, U. S. Geological Survey

Constituent	C-I-M	Molecular ratio	Cup-E2-150	Molecular ratio
C ₂ O	6.1 ¹⁾	0.92	11.5	0.99
UO ₂	23.3 ¹⁾²⁾	0.73	50.8	} 0.92
UO ₃	N. D. ³⁾		0.7	
P ₂ O ₅	16.8 ¹⁾	1.00	29.4	1.00
FeO	4.8 ¹⁾⁴⁾	0.56	N. D. ³⁾	
Rare earths	N. D. ³⁾		N. D. ³⁾	
Acid insoluble	30.9		1.0	
H ₂ O (total)	9.3	4.37	5.4	1.45
Total	91.2		98.8	
H ₂ O (-)	1.9		1.2	
C	2.3		0.1	

1) Acid soluble. 2) Total uranium as UO₂. 3) Not determined. 4) Total iron as FeO.

注5) VがUと逆相関するのは, 富鈳部にUをはじめ, 多くの元素が搬入濃縮されるのに対し, Vの搬入濃縮が起こっていないため, 原マトリックス中のV含量が, 搬入物質によってうすめられるためであろう。

第4表 人形石の化学組成

Main chemical constitution of Ningyoite

Analyst, Tadashi FUJINUKI; Main chemical components
Tsunekazu MOCHIZUKI; Uranium
Atushi ANDO; Sodium and Potassium
Michiyo TERADA; Carbon and total water

Component	Weight %	Component	Weight %
Ca	5.05	CaO	7.07
U	24.2	UO ₂	27.45
P	9.12	P ₂ O ₅	20.87
Fe	3.11	FeO	4.00
Mg	0.16	MgO	0.27
Mn	0.10	MnO	0.13
Rare earths	Not determined		
Acid in soluble	9.60		
Al	Not determined		
Ti	Not detected from acid soluble part		
Na	0.21		
K	0.36		
H ₂ O (+)	7.19		
H ₂ O (-)	3.60		
S	3.87		
C	2.11		
SiO	6.60	Determined from acid insoluble part, others are Al, Ti etc.	

第5表 人形石濃集物の塩酸による溶解液の蒸発乾固物の半定量分光分析

Semiquantitative spectrographic analysis of a residue, after evaporation, of the (1+1)
HCl soluble portion of a concentrate of ningyoite (Sample No. N-2-W)

Analyst: J. C. HAMILTON, U. S. Geological Survey

Per cent*	Elements
>10	Ca U
7	P
3	Fe
1.5	Ce Y
0.7	La Nd
0.3	Ba Dy Er Gd Mo Pr Sr
0.15	Al Mn Pb Sc Si Sm Yb
0.07	Mg Zr
0.03	Cu
0.015	Be
0.003	Cr

* Figures are reported to the nearest number in the series 7, 3, 1, 5, 0.7, 0.3, 0.15, etc., in per cent. These numbers represent midpoints of group data on a geometric scale.

Comparisons of this type of semiquantitative results with data obtained by quantitative method, either chemical or spectrographic, show that the assigned group includes the quantitative value about 60 per cent of the time.

第 6 表 人形石の半定量分光分析
Spectrochemical semi-quantitative analysis of Ningoite
Analyst; Atushi ANDO

Element	%	Element	%
As	*	Cr	0.006
Sb	0.03	V	0.001
Bi	0.0025	W	0.001
Sn	0.001	Mo	0.5
Ge	0.0005	Re	*
Ga	0.001	Be	0.015
In	*	B	0.001
Tl	0.015	Li	0.005
Cd	*	Sr	0.2
Cu	0.015	Ba	0.06
Pb	0.02	Sc	0.3
Zn	0.03	Y	1.5
Ag	0.001	La	0.7
Au	*	Ce	1.2
Ni	0.001	Nd	0.9
Co	0.0025	Gd	0.6

* Less than the limit of detection Mar. 15th 1960

崎の分離試料は、武藤の分離試料よりやや濃縮度が高い。色は、肉眼的には黒色煤状、顕微鏡下では褐色～淡緑色、X線粉末回折の結果は、ほぼ武藤の報告と一致している。高品位部（黒色鉱）では人形石は黄鉄鉱（白鉄鉱を含む）と密接に共生し、黄鉄鉱の表面に、くさび状の微結晶として産出している。

人形石の微量成分に関しては、武藤正（1959）の報告中に、HAMILTON の、(1+1) HCl 可溶部分（人形石は HCl に易溶）蒸発残渣の分光分析による半定量結果、主成分の分析表にある元素を除き、23元素がある。HAMILTON の結果と、嶋崎の分離試料を、同じく分光分析した筆者らの、32元素の半定量結果を第 5、6 表に示した。

人形石中には、Mo が 5,000 ppm も存在するほか、Tl, Sb, Cu, Pb, Zn 等の親銅元素、Be, Sr, Ba, Li および稀土類元素など、ほとんど、あらゆる元素グループの濃縮が起こっている。ただし、V, As は低含量である。筆者ら（1961）がすでに指摘した通り、人形石中の稀土類元素の存在パターンは、花崗岩の値に類似していることが注目される。武藤正（1961, 1962）は人形石の稀土類元素の存在パターンを、Goldschmidt & Thomassen の分類のうち、完全分布型（全部または、ほとんど全部の稀土類元素を含むもの）に一致するものとし、さらに燐灰石と同じ存在傾向をもつ点に注目し、人形石は、堆積層中の燐灰石とウラン鉱液が反応してできたと推論している。ウランに比べ、稀土類元素は一般に移動しにくいと考えられている。人形石中の 7% にもおよぶ稀土類元素の存在を説明するため、この説では稀土類元素の供給源を燐灰石に求めている。この説では P の供給源も同時に説明がつく。峠坑の場合は、鉱化帯の平均ウラン含量 0.05% とし、火成岩中の燐灰石の存在量を 0.6% とすれば、計算上の収支が合う。しかし、中津河南部鉱体のように、あまり sorting を受けない礫岩層のマトリックスを埋め、数 10cm～1 m 以上におよぶ、黒色緻密な人形石と黄鉄鉱の集合体の生成をこの節で説明することは困難である。堆積層中の燐灰石の存在量は、人形石に対し、はるかに少ないからである。

人形石は、U, Ca を含む燐酸塩であり、微量成分のうち、稀土類元素、Sr, Ba は Ca または U を置換し、Mo, Tl, Sb, Cu, Pb, Zn 等の親銅元素は、黄鉄鉱を伴う還元性の環境において、主として硫化物（または硫化物中）として固定濃縮されたものが、とりこまれたものと考えられる。Mo としては MoS₂ の存在が予想される。また人形石の濃縮部は若干の有機物（C 2.11%）を含むので、有機物（炭質物）に吸着など

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）

の作用で濃縮し，とりこまれた元素もあろう。Fe 含量と S 含量は，Fe と S が，黄鉄鉱 FeS_2 として存在していると仮定し，計算するとほぼモル比が一致する。

峠坑の人形石中の微量成分を，中津河南部鉱体の人形石（単離試料）^{注6)}のそれと比較すると，Ni, Co 含量が，かなり低いほかは，Mo, Cu, Pb, Zn, Tl などの親銅元素の含量が，かなり高い。同一地域のウラン鉱床でも，鉱体ごとに微量成分の特長が少しずつ異なり，その特長の差が人形石の微量成分にも反映している。

人形石のウラン含量が U 24.2% に対し，その他の微量成分の含量は Mo の 5,000ppm を最高に，その他の大部分は n00 ppm か，それ以下であり，濃縮度にはかなりの差がある。

4.5.2 黄鉄鉱

湊秀雄（1961）は，峠坑の黄鉄鉱は，白鉄鉱を伴うことを報告し，As, Cu, Zn, Mo の濃縮を定性的に報じている。阪上正信（1960）は，2号坑35m，北延10mおよび15m地点で採取した黄鉄鉱の単離試料について As を定量し，0.76, 0.71% の As 存在を報告している。これらの比較的粒度の大きい黄鉄鉱の結晶は octahedral の habit を有している。峠坑の黄鉄鉱は一般にかなり微細なため，その産状や鉱物学的な観察はかなり困難である。久保恭輔（1962）は峠地区の黄鉄鉱をかなり詳しく観察し，次の3型に分けている。

a) Octahedralの結晶を示し，主として母層中の空洞に富む部分に形成され，粗粒塊状の集合体をなすもの。

b) 礫の表面を被ふくして被膜状を呈し，層面にはほぼ直角（垂直）に伸長し，直径 0.5 mm 内外，長さ 1 ~ 5 mm の鐘乳状の形態を示す針状黄鉄鉱の集合体からなるもの。

c) 主として充填砂の部分にごく微粒の集合体として産し，一般に暗灰色土状を呈するもの。

このうち，ウランともっとも密接に伴うものはC型としている。

筆者らと遠藤祐二^{注7)}の観察によると，a) の黄鉄鉱はよくみると，白鉄鉱を必ず伴い，b) の針状黄鉄鉱は，実は微細な Octahedral の黄鉄鉱の結晶が針状に集合したものである。c) の礫岩・砂岩マトリックス中のウランに伴う黄鉄鉱も，多くの場合，白鉄鉱を伴う Octahedral の黄鉄鉱の微結晶である。しかし，このなかには，球形，フランボイダルまたは不定形のあまりはっきりとした結晶形を示さない微粒の黄鉄鉱がかなりある。

第7表 人形峠における人形石に伴う黄鉄鉱の
微量元素組成

Minor element constitution of pyrite associated
with Ningyoite at Ningyotoge

Analyst; Atushi ANDO

Element	%	Element	%
As	0.8	Zn	*
Sb	0.005	Ag	0.0002
Bi	0.0025	Au	*
Sn	0.03	Ni	0.0005
Ge	*	Co	0.0003
Ga	0.0003	Cr	0.002
In	*	V	0.0003
Tl	0.05	W	0.0075
Cd	*	Mo	0.02
Cu	0.001	Be	*
Pb	0.025	B	0.001

* Less than the limit of detection Mar. 15th 1960

注6) 安藤・浜地・嶋崎：中津河南部ウラン鉱床における微量成分の分布，本報告（Ⅲ.4.2）

注7) 遠藤祐二らによる峠地区黄鉄鉱の crystal habit と微量成分については別報で報告予定。

嶋崎の黄鉄鉱の分離試料は、上の分類のうち c) にかが当する。微量成分の半定量結果を第7表に示す。黄鉄鉱中には 0.8% にもおよぶ多量の As を含み、この含量は、上記の分類で a) にかが当する阪上の黄鉄鉱中の As 含量とほぼ等しい。その他、Mo, Tl, Sn, Pb, W の濃縮が認められる。これらの微量成分のうち、As, Mo, Tl は鉱化帯に特長的に濃縮している元素である。黄鉄鉱の微量成分と、黄鉄鉱よりやや遅れて晶出している人形石のそれとを比較すると、稀土類元素を除いて、As, Tl, Pb, Sn, W は黄鉄鉱に、Mo, Cu, Zn, (Pb), Ni, Co, Sr は人形石に特長的に濃縮している。

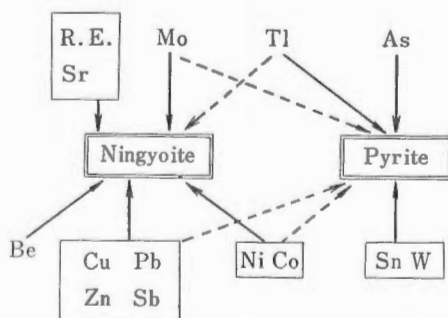
FLEISCHER (1955) の硫化鉱物の微量成分についての総括によると、明らかに堆積性起源の黄鉄鉱中の Ni, Co 含量は、HEGEMANN (1943) の研究では、74 試料中の 68 試料が、TALLURI (1951) の研究では、13 試料中の 10 試料が Ni > Co であり、統計的にかかなり高い頻度で、Ni 含量が Co 含量より高い。これに対して、熱水性起源の黄鉄鉱中の Ni, Co 含量は、ほとんど例外なく、Ni < Co であり、Co は検出頻度、含量ともに Ni より著しく高い。この関係を峠坑の黄鉄鉱について考察してみると、嶋崎の分離した黄鉄鉱では Ni < Co である。その他、峠坑鉱床の発見された露頭部 (1号坑, 415 m 南延 直掘り地点) の、さらに数m上部の泥岩 (地表近くで、高清水層か、それより新しい地層と思われる) の中から採取した 5~10mm の黄鉄鉱ノジュールの分析結果でも Ni > Co であった。岐阜県土岐市付近で採取された、ウラン鉱床に伴う黄鉄鉱の伊藤司郎の分析結果も Ni > Co であり、少数例ではあるが、堆積性起源の結果と一致している。しかし、人形石と黄鉄鉱の濃縮部では Co > Ni の試料もあり、より多数の分離試料についての検討が必要である。

湊秀雄 (1961) は、峠坑の黄鉄鉱が粗しょう塊状集合体 (久保の分類の a) にかが当) は、酸性溶液による変化生成物に類似するとし、かつ、白鉄鉱を伴う点からも、堆積中または、その後の酸性溶液の作用の存在を示唆している。ここでいう酸性溶液は、温泉水などの上昇熱水溶液を意味している。上昇熱水溶液に、U および Mo などの親銅元素、黄鉄鉱の組成の Fe および S などの起源を求める考え方も可能である。また一方、久保の例示した a), b), c) の 3 つの黄鉄鉱の産状は、堆積後に地下で還元環境が形成され、嫌気性バクテリアの作用で、有機物中の S や、地下水中の SO_4^{2-} が、 H_2S に変化し、徐々に黄鉄鉱が生成したと考えることも十分説明がつく。このため、黄鉄鉱の成因は、ウラン鉱床の成因に対し、きわめて有力な手がかりを与える可能性をもつ。

STRAKHOV (1957) らの堆積岩の研究方法的に記載によれば、堆積層が、還元環境を形成し、バクテリアの作用を借りて生成する自主鉱物のなかに、黄鉄鉱とともに、白鉄鉱が入っており、湊らのように、特殊な酸性溶液の関与を考えなくてもよいかも知れない。バクテリアの作用によって、一般に堆積層中の pH はほぼ中性近くの条件に保たれ、この条件は、人形石などのウラン鉱物の溶解度、武藤らのデーター (1965) から考えても、沈殿濃縮に有利な条件である。

4.5.3 人形石と黄鉄鉱の濃縮部

人形石と黄鉄鉱との単離試料についての化学的データーは上記のとおりである。ここでは黒色鉱とよばれる人形石と黄鉄鉱との混合物の微量成分のデーター、第10-4表を考察し、富鉄物に集まる微量成分を再検討



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）

してみよう。

AN-131（黒色鉱）は，10.66% U_3O_8 であるが，As, Mo, Sb, Tl, Pb, Zn, Ni, Co など，黄鉄鉱と人形石との双方に濃縮する元素群が濃縮している。このなかで，とくに，Pb, Zn, Ni, Co 含量は，単離した人形石や黄鉄鉱の含量をはるかに超えている。これらのデータより，人形石や黄鉄鉱に濃縮する微量成分は，その含量においてかなりの変動があることが推定される。しかし，AN-89 の 1.85% U_3O_8 の試料でも，As, Mo, Pb, Zn, Ni, Co などがかかなり濃縮しており，濃縮する傾向のある元素群はよく類似している。単離した人形石の Ni, Co 含量が低かったため，AN-131, AN-89 濃縮試料の，比較的高 Ni, Co 含量のデータは，高 Ni, Co 含量の，中津河南部鉱体の富鉱部試料と，データを比較する場合に重要である。以上の諸データをもととして，人形石と黄鉄鉱中に，それぞれ密接に濃縮されている諸元素の，濃縮傾向を例示すると次の通りになる。

人形石 $CaU(PO_4)_2 \cdot nH_2O$ に濃縮する元素のうち，人形石の主成分元素を確実に置換して入っている元素は稀土類元素と Sr である。その他の諸元素の存在形はよく判らない。親銅元素は硫化物として存在している可能性が大きい。黄鉄鉱中には，As, Tl, Sn, Ni, Co などの黄鉄鉱中に存在頻度の比較的高い元素が濃縮している。

4.6 酸化帯と非酸化帯との微量成分の比較

峠2号坑を中心とする主チャンネルの非酸化帯試料（AN 3～66）と，2号坑口から北西に走る落差6mの断層以北，3号坑30m南延部の酸化帯試料（AN 12～21）の微量成分を，頻度分布図で比較すると，第2図のようになる。Mo が酸化帯でやや低いほかは，両帯の微量成分の頻度分布はほとんど変わっていない。夜次地区で同様な比較を行なうと，第3図に示すように，やはり，両帯の微量成分の頻度分布には大差はない。酸化帯において，人形石は燐灰ウラン鉱に，黄鉄鉱は褐鉄鉱に，長石類は粘土鉱物に変化している。酸化，溶解，再沈殿あるいは変成などの鉱物の再編成の過程において，非酸化帯に存在していた微量元素の大部分は，それぞれ最初と異なる存在形で2次鉱物中に再配分されて保持されているためであろう。ウランも，人形石から，一度燐灰ウラン石に変化すると，溶脱作用に対してはかなりの抵抗をもつとされる。ウラン鉱床における酸化作用による物質移動は，酸化の程度や，水の動きに支配されるのはもちろんであるが，人形石帯は神ノ倉のような含ウラン炭質頁岩などより，移動に対し抵抗性があるらしい（菊地ら，1965）。

4.7 頁岩の微量成分

人形峠A層，礫岩層（一部砂岩）の上部は，数 cm の化石土壌層をへて，頁岩と砂岩の互層からなる人形峠層B層となる。一般にA層の直上部は頁岩であり，この頁岩はかなり有機物を含んでいる。牧真一注8)の測定によると，峠坑の頁岩は1～2%程度の有機炭素を含み（化石土壌部は1%），A層礫岩マトリックスの0.1～0.3% よりかなり高い。そのため，頁岩中の Ge, Ni, Co, Mo, Be 等の微量成分の含量は非酸化帯A層の礫岩・砂岩マトリックスよりかなり高い。しかし，酸化帯A層の礫岩・砂岩マトリックスは，頁岩よりさらに，Uをはじめ，As, Mo, Tl 等の微量成分の含量が著しく高い。頁岩中のウラン含量は前記したように，一部の異常地点を除くと，その大部分は 10 ppm U_3O_8 以下である。

5号坑290mの小チャンネル部では，化石土壌層から，上部のB層に属する頁岩中にウランの濃縮部がある。5号坑の北部では急に花崗岩の基盤レベルが上がり，不規則に入りくむ比較的うすい頁岩層と砂岩層の互層となっており，B層の下部はチャンネル部に通ずる地下水の流路となっている。そのため，頁岩にウランおよびその他の微量成分の濃縮が起こっているものと考えられる。とくに炭質物の多いAN-93-3には，580 ppm U_3O_8 をはじめ，Ge 500 ppm, As 2,500 ppm, その他Pb, Zn, Mo 等のかかなりの濃縮が起こっている。これに対し，2号坑付近の主チャンネル上部の厚い頁岩層は，不透水性のキャップ・ロック的な役割りをなしており，ウラン含量の異常値はほとんどない。阪上正信（1961）は，1号坑395mの断層際で，上盤側の，A層に接する頁岩中に，200 ppm の U を検出している。この場合は，その含量は，断層を遠ざかると急に減じ，明らかに断層に接した礫岩から溶出移動したウランの2次的富化である。

しからは，1号坑415m南延掘上がり部の，B層中の頁岩・砂岩におけるウランの濃縮は，どのように説

注8) 牧真一未公表データ

第 8 表 峠坑産炭質物中の微量元素のスペアマン順相関

The spearman rank correlation coefficients of minor elements in carbonaceous material from Toge Adit

	Ba	Sr	Sb	As	Tl	Mo	V	Cu	Cd	Zn	Ni	Co	Ge
U ₃ O ₈	0.45	0.50	0.70	0.17	0.74	-0.82	0.20	-0.05	0.89	-0.02	0.16	0.36	0.34
Ba		0.58	0.34	0.30	0.10	0.30	0.10	-0.30	0.33	-0.30	0.48	0.45	0.34
Sr			0.87	0.69	0.30	-0.50	0.10	0.10	0.35	-0.30	0.15	0.15	0.34
Sb				0.53	0.55	-0.52	0.10	0.11	0.59	0.31	0.03	0.20	0.45
As					0.32	0.04	-0.30	0.11	0.09	0.28	-0.05	0.02	0.35
Tl						-0.76	0.15	-0.12	0.89	-0.19	0.03	0.40	0.49
Mo							0.10	0.38	-0.72	0.52	-0.09	0	0.08
V								0.48	0.35	-0.40	0.50	0.34	0.15
Cu									0	-0.50	0.35	0	0.35
Cd										-0.01	0.21	0.46	0.35
Zn											0.10	0.41	0.15
Ni												0.80	0.55
Co													0.45

N = 10 Probability 95% r = 0.63
 99% r = 0.76

明さるべきであろうか。この部分は発見当時、地表に近いので、かなり強い酸化を受けている。この部分の頁岩は、ウランのほか、As, Tl, Pb, Zn (Mo) 等の含量がかなり高く、Be, Cd も検出されている。ここの頁岩中の微量元素の濃縮傾向は、同じく酸化帯の夜次 1 号坑の、含ウラン礫岩層と砂岩層とに挟まれたりすい頁岩のそれとよく類似している。前述したように、酸化によって、微量元素が最初の状態をある程度保持することを考えると、この部分の B 層中のウラン鉱床は、峠坑の他のウラン鉱床が生成したと同じ生成条件下で生成したと考えざるを得ない。地下水を、ウランその他の微量元素の供給源と考えると、ウラン鉱床の存在を基底の礫岩層に限定する理由はないからである。

4.8 炭質物の微量元素

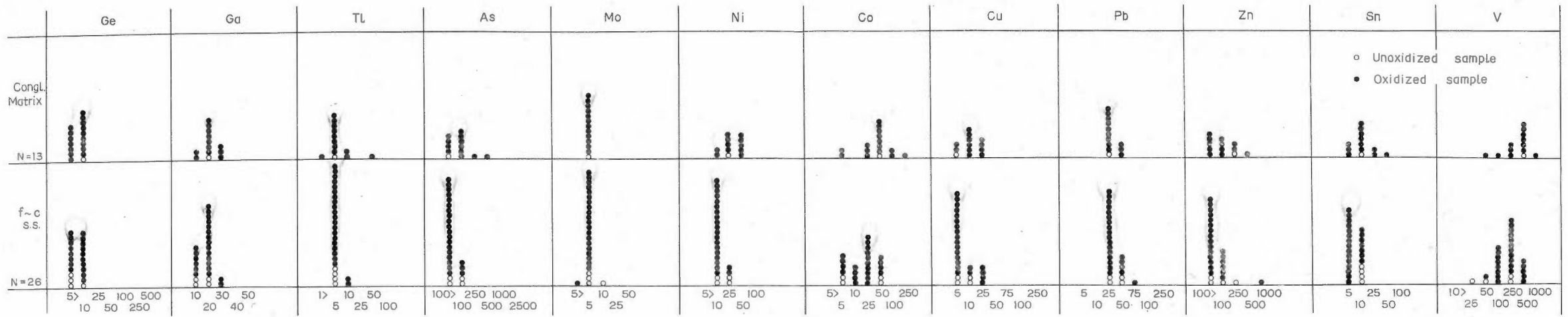
峠および夜次地区の、主として礫岩層 (A 層) 中に散在する木質炭 (Vitrit) 10 試料を灰化後、灰分中のウランおよびその他の微量元素の含量を考察した。灰分には、低温灰化炉^{注9)}を使用した。峠坑 8 試料、夜次 1 号坑 2 試料。

灰分中には、第 10-5 表に示すように、ほとんどあらゆる元素の濃縮が起こっている。含量が 1,000ppm を

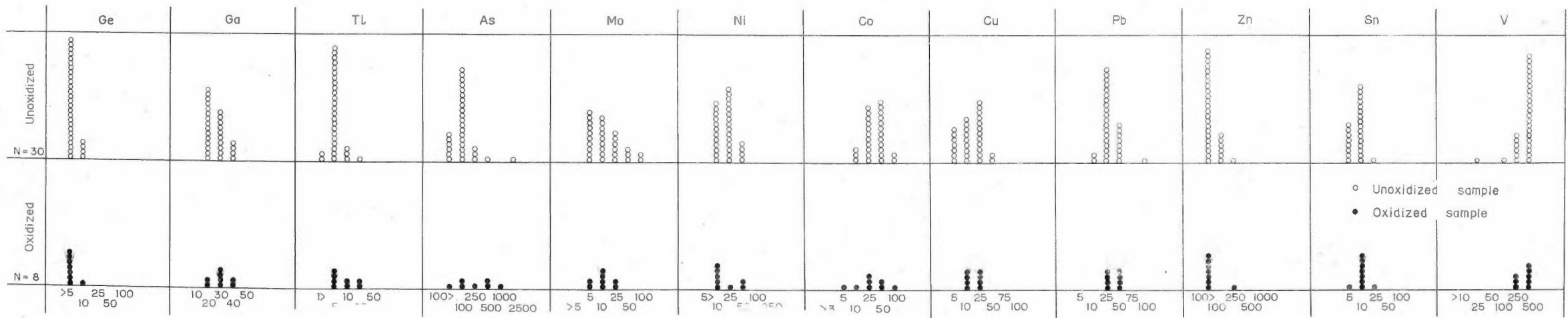
注9) 石灰炭中の微量元素を考察する目的で、竹田栄蔵技官の設計したもの、約 400°C で灰化。

第 9 表 ウラン鉱床に伴う岩石の
Average contents of minor element of rocks

Rock and mineral	U ₃ O ₈	Bc	Ba	Sr	Sb	As
Granitic rocks	3.4	—	460	240	—	—
Conglo. matrix, barren zone	73	—	310	—	—	—
Typical example, AN-163	10	—	300	—	—	—
Conglo. matrix, uraniferous zone, 0.1% U ₃ O ₈	6,600	5	700	540	—	530
Carbonaceous matter (ash)	9.77%	6.4	730	1,025	500	3,500
Ningyoite	28.54%	150	600	2,000	300	—
Pyrite	N. D	—	—	—	50	8,000
Shale	10	—	—	—	—	100



第2図 峠坑の酸化帯・非酸化帯の礫岩マトリックス・砂岩中の微量元素



第3図 夜次地区1号坑・2号坑の酸化帯・非酸化帯の礫岩マトリックス・砂岩中の微量元素

超すものは、Uのほか、Ge, Mo, V, Zn, As, Ba, Sr, Co等である。これらの元素は2次的に、主として吸着作用によって、地下水より濃縮したものである。とくに炭質物はGeを濃縮する作用が強い。

峠坑の試料は非酸化帯のものである。AN-2 試料は太さ7~8 cmの枝状木質亜炭である。AN-2-1は、粗粒砂のついた表面部、AN-2-2は内部の炭化度の低い部分、AN-2-3は、2-1と2-2の中間部で、やや炭化の進んだ部分である。ウラン含量は炭化度のやや進んだ2-3に高く、一方、Ge, Moは炭化度の低い内部に高い。阪上正信(1961)も同様な考察結果を発表している。Geは灰分の低い試料に高含量である。

AY-107, -1, -2は夜次1号坑269.5m地点の、頁岩層直上の砂岩中の炭質物である。頁岩層の上部は酸化帯となっており、炭質物灰中のウラン含量が47% U_3O_8 にもおよぶのは、酸化過程で、ウランを含む地下水が、下部の頁岩層にさえぎられ、炭質物中に集中的に濃縮したためである。この場合、炭質物中には、ミネラライトで燐灰ウラン鉱の存在が認められた。

分析値から各元素間の相関をしらべると、第8表のようになる。この結果から、各元素間の有為な関係をひき出すのは困難である。炭質物にはほとんどあらゆる元素の濃縮が起こっている点で特長的であるといえるが、ウランの鉱化帯に濃縮している元素群の特長とはかなり異なっている。炭質物灰分において、ウランがMoと確実に負の相関を示すこと、Geが特長的に濃縮していること、Vの高含量な試料があること、などの諸点は、礫岩マトリックスと全く相反する事実である。

A層とB層との境界部の化石土壌部とよばれる層状のDurit型の部分ではウラン濃縮は起こっておらず、その他の微量成分は、上部の頁岩と大差はない(AN-51)。

以上の事実と、牧真一の礫岩マトリックス中の有機炭素の測定値から考えると、炭質物(有機炭素)の存在は、確かに、Uをはじめ多くの元素を濃縮する作用はあるが、人形石と黄鉄鉱を主体とする主鉱体の形成に対し、還元環境を提供する以上の直接的な関与はしていないと推論できる。

5. 総 括

以上の通り、峠・夜次坑について、ウランおよびその他の微量成分の分布を調べた結果、明らかとなった諸点は次の通りである。各岩相別の微量成分の平均値を第9表に例示した。

1) 鉱床の基盤である角閃石黒雲母花崗岩のウラン含量は、2.3~5.0 U ppm, 平均3.4 ppm (N=5)であり、この含量は花崗岩質岩石のウラン含量としては中程度である。

2) ウランは一般に、基盤花崗岩のチャンネル部をうめる人形峠層の最下部、A層とよばれる礫岩のマトリックス(花崗岩質岩石の風化碎屑物)中にとくに濃縮し、鉱化帯を形成している。峠坑鉱化帯の礫岩マトリックスのウラン含量は、平均1,100 ppm U_3O_8 (非酸化帯, N=62)におよんでいる。これに対し、基盤が比較的平坦な形をしている場合は、その直上に堆積しているA層礫岩マトリックスへのウランの濃縮度は低く、非鉱化帯とよばれる。しかし、非鉱化帯のウラン含量は、礫岩・砂岩細粒部、平均73 ppm U_3O_8 (N=22, 最大含量300 ppm)と予想以上に高い。ウランの濃縮は、基盤のチャンネル部に、とくに著しいが、地球化学的には、人形峠層とよばれる内陸性の堆積層の基底部に、かなり広範に起こっているらしい。

平均微量元素含有量，峠地区
associated with uranium deposit, Toge district

Tl	Sn	Pb	Mo	V	Cu	Zn	Ni	Co	Ge	Number of samples
—	6	24	2.6	137	2.6	—	6.8	15.4	—	5
—	5	20	2	136	11	—	14	8	—	22
—	3	20	2	100	5	—	10	10	—	1
11	8	100	200	150	18	max. 7, 500	50	70	—	11
140	160	600	670	800	110	3, 300	230	290	1, 500	10
150	10	200	5000	10	150	300	10	25	5	1
500	300	250	200	3	10	—	5	3	—	1
4	10	77	11	258	30	200	46	37	32	33

第10-1表 分 析 デ ー タ
Data of analysis

Conglo.: Conglomerate S.S.: Matrix of f.c. S.S. Sh.: Shale
Py.: Pyrite rich ore Aut.: Autunite rich ore

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₈ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
1	AN-3	A	Conglo.	0.078	—	40	—	3	100	—	—
2	-4	A	"	.012	—	30	—	5	250	—	—
3	-5	A	S. S.	.003	—	30	—	1	—	—	—
4	-6	A	Conglo.	.17	—	35	—	1	100	—	—
5	-7	A	Conglo Nin. Py	.82	—	35	—	3	200	—	—
6	-8	A	Conglo.	.027	—	30	—	3	100	—	—
7	-9	A	"	.023	—	30	—	10	200	—	—
8	-10	A	"	.24	—	30	—	1	—	—	—
9	-11	A	"	.066	—	30	—	1	100	—	—
10	-12	A	S. S. O.	.17	—	20	—	1	—	—	—
11	-13	A	" O.	.004	—	30	—	3	100	—	—
12	-14-1	B	Sh. O.	.001	60	50	—	50	250	—	—
13	-14-2	B	" O.	—	7	50	—	3	—	—	—
14	-15	B	" O.	—	7	50	—	10	—	—	—
15	-16-1	B	" O.	—	10	50	—	3	—	—	—
16	-16-2	B	" O.	.001	5	50	—	3	100	—	—
17	-17	A	Conglo. O.	.5	5	35	—	10	—	—	—
18	-18	A	" O.	.11	—	30	—	25	150	—	—
19	-19	A	" O.	N. D	—	35	—	25	1,000	—	10
20	-20	A	" O.	.021	—	30	—	10	500	—	—
21	-21	A	" O.	.001	—	30	—	3	100	—	—
22	-23	A	"	.003	—	20	—	—	—	—	—
23	-24-1	B	Sh.	.002	80	40	—	—	—	—	—
24	-24-2	B	Sh.	.001	7	50	—	—	—	—	—
25	-25	A	Conglo.	.21	—	30	—	3	100	—	—
26	-28	A	S. S.	.004	—	30	—	—	100	—	—
27	-29	A	"	.004	—	30	—	3	100	—	—
28	-30	A	Conglo Nin. Py	.57	—	30	—	7	100	—	—
29	-31	A	Conglo.	.052	—	25	—	5	100	—	—
30	-32	A	"	.004	—	30	—	5	100	—	—
31	-33	B	Sh.	.001	7	30	—	5	100	—	—

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）

タ ー 1 峠 坑

-1 Toge Adit

Gr. W.: Weathered granitic rock L: Limonite rich ore Nin.: Ningyoite rich ore
O.: Oxidized sample C.: Carbonaceous matter rich sample

Minor Elements

Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
7	—	10	25	—	—	—	5	10	10	300	—	—	600
10	—	50	40	—	—	—	30	15	20	300	—	—	400
7	—	20	25	150	—	—	7	5	7	250	—	—	800
10	—	20	30	100	—	—	5	25	40	400	—	—	1,000
7	—	25	30	—	—	—	5	25	40	300	—	—	700
10	—	10	25	100	—	tr.	2	30	40	400	—	—	500
7	—	15	25	—	—	—	15	20	20	300	—	—	400
5	—	25	25	—	—	—	7	10	25	300	—	—	700
7	2	20	25	100	—	tr.	2	25	25	400	—	—	500
5	—	20	20	—	—	—	2	5	15	250	—	—	1,000
7	2	20	30	—	—	tr.	15	10	10	300	—	—	500
10	2	20	50	500	—	—	15	200	100	300	10	—	600
10	2	20	25	150	—	tr.	10	75	60	400	10	—	1,000
10	tr.	20	40	200	—	—	5	60	50	300	10	—	500
7	tr.	15	30	300	—	—	5	60	30	25	10	—	300
7	tr.	20	40	250	—	—	7	60	40	300	10	—	200
7	tr.	10	25	—	—	—	5	30	75	300	—	—	400
7	tr.	10	25	—	—	tr.	10	30	50	400	—	—	400
10	5	10	30	—	—	tr.	10	5	25	250	—	—	700
7	—	7	25	—	—	tr.	25	5	5	300	—	—	800
7	—	10	30	200	—	—	7	5	15	300	—	—	700
7	—	5	15	—	—	—	2	5	7	250	—	—	400
7	2	50	25	200	—	—	10	50	60	300	—	5	600
10	2	25	50	300	—	tr.	5	20	15	300	20	—	600
7	—	5	25	—	—	tr.	10	25	40	300	—	—	800
5	—	5	20	—	—	—	15	5	10	300	—	—	800
5	—	5	20	—	—	—	15	10	30	200	—	—	600
5	—	3	20	100	—	—	50	30	40	250	25	5	800
7	—	50	30	100	—	—	10	50	50	250	—	—	500
7	—	5	25	—	—	—	25	10	25	300	—	—	500
10	3	25	30	150	—	—	5	50	50	400	20	—	550

地質調査所報告 (第 232 号)

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₇ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
32	AN-34	A	Conglo.	0.014	—	35	—	5	100	—	—
33	-35	A	"	.027	—	30	—	5	100	—	—
34	-36	A	"	.13	—	30	—	5	100	—	—
35	-37	A	"	.095	—	25	—	3	—	—	—
36	-38	A	"	.024	—	15	—	3	—	—	—
37	-39	A	"	.012	—	25	—	3	100	—	—
38	-40	A	"	.006	—	20	—	1	100	—	—
39	-41	A	"	.004	—	20	—	1	100	—	—
40	-42	A	"	.003	—	20	—	5	100	—	—
41	-43	A	"	.002	—	20	—	7	100	—	—
42	-44	A	S. S.	.001	—	15	—	5	—	—	—
43	-45	B	Sh.	—	10	30	—	5	100	—	—
44	-46	B	"	—	20	30	—	1	—	—	—
45	-47	B	"	—	15	30	—	5	—	—	—
46	-48	B	"	—	20	30	—	—	—	—	—
47	-49	B	"	—	7	30	—	5	—	—	—
48	-50-1	B	"	—	7	30	—	—	—	—	—
49	-50-2	B	"	—	5	30	—	3	—	—	—
50	-51	B	"	.001	15	30	—	5	—	—	—
51	-52	A	S. S.	—	—	15	—	—	—	—	—
52	-53	A	Conglo Nin. Py	1.3	5	20	—	25	2,500	—	—
53	-54	A	Conglo.	.088	—	20	—	—	100	—	—
54	-55	A	"	.64	5	20	—	10	500	—	—
55	-56	A	"	.33	—	20	—	5	100	—	—
56	-57	A	"	.10	—	20	—	3	100	—	—
57	-58	A	"	.069	—	15	—	1	100	—	—
58	-60	A	"	.11	5	15	—	3	100	—	—
59	-63	Gr. W.	"	.001	—	20	—	3	—	—	—
60	-64	A	Conglo.	.12	5	15	—	5	—	—	—
61	-65	A	Conglo. L. O.	.40	—	20	—	5	500	—	—
62	-66	—	fault clay	.014	7	30	—	3	100	—	—
63	-71	Gr. W.		—	—	10	—	—	—	—	—
64	-72	A	Conglo.	.051	—	15	—	—	—	—	—
65	-73	A	"	.031	7	15	—	—	—	—	—

Minor Elements													
Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
7	tr.	25	25	—	—	—	10	10	20	400	10	—	500
7	tr.	5	25	—	—	—	10	20	25	350	10	—	500
7	tr.	25	25	—	—	—	10	50	60	300	—	—	500
5	—	15	20	—	—	—	5	25	50	250	—	—	400
5	—	5	10	—	—	—	10	25	40	200	—	—	400
5	—	5	15	150	—	—	50	20	40	300	—	—	500
5	—	10	10	100	—	—	25	15	30	300	—	—	400
7	—	10	25	—	—	—	20	10	25	300	—	—	700
5	tr.	10	30	—	—	tr.	25	5	5	300	—	—	500
5	tr.	10	30	—	—	tr.	25	5	3	300	—	—	500
20	—	20	25	100	—	tr.	5	25	30	250	15	—	400
7	3	50	30	100	—	tr.	15	50	40	400	30	—	600
7	tr.	25	25	100	—	—	7	20	20	300	20	—	200
7	2	30	30	250	—	tr.	5	30	30	350	50	—	300
7	tr.	25	30	250	—	—	5	25	25	300	15	—	600
7	tr.	25	30	100	—	—	2	25	25	300	15	—	400
7	tr.	25	30	100	—	—	2	20	10	300	20	—	200
25	tr.	20	25	150	—	—	5	50	50	250	50	—	400
7	tr.	30	30	150	—	tr.	20	75	50	300	20	—	500
5	—	5	20	—	—	tr.	5	5	10	50	—	—	800
10	—	15	100	—	—	tr.	75	20	30	25	—	5	600
5	—	5	15	—	—	10	5	5	15	350	—	—	700
10	—	20	50	—	—	tr.	50	20	30	75	—	—	400
7	tr.	20	25	—	—	—	7	25	35	300	—	—	500
7	tr.	20	25	—	—	tr.	5	20	25	350	—	—	600
5	—	10	15	—	—	tr.	5	5	10	250	—	—	200
10	—	25	25	100	—	tr.	10	10	25	300	15	—	500
7	—	5	25	—	—	tr.	10	5	25	300	—	—	400
15	—	20	50	—	—	tr.	75	30	75	250	—	—	500
20	—	10	50	—	—	tr.	10	20	40	250	10	—	400
25	tr.	25	30	300	—	25	5	75	60	400	50	—	200
5	—	2	20	—	—	—	—	—	3	—	—	—	1,000
5	—	10	25	150	—	—	7	5	20	25	—	—	700
5	—	5	20	100	—	—	7	5	10	100	—	—	1,000

地質調查所報告 (第 232 号)

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₈ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
66	AN-74	B	Sh.	0.004	10	35	—	—	—	—	—
67	-75	A	Conglo.	.019	5	15	—	—	—	—	—
68	-76	Gr. W.		.002	—	15	—	—	—	—	—
69	-77	B	Sh.	.001	5	35	—	—	—	—	—
70	-78	B	Sh.	.022	25	25	—	—	—	—	—
71	-80	A	Conglo.	.013	—	20	—	—	—	—	—
72	-81	A	"	.017	—	20	—	—	—	—	—
73	-82	A	"	.023	—	15	—	—	—	—	—
74	-83	Gr. W.		.003	—	10	—	—	—	—	—
75	-84	B	Sh.	—	7	30	—	—	—	—	—
76	-85	B	Sh.	—	5	25	—	—	—	—	—
77	-86	B	Sh.	.003	10	30	—	—	—	—	—
78	-87	A	Conglo.	.008	7	20	—	—	—	—	—
79	-88	A	"	.008	—	25	—	—	—	—	—
80	-89	A	Conglo Nin. Py	N. D	5	25	—	—	100	—	—
81	-90	B	S. S.	.043	—	20	—	—	—	—	—
82	-91	B	Sh.	.008	5	25	—	—	—	—	—
83	-95	B	Sh.	.005	5	15	—	—	—	—	—
84	-96	B	Sh.	.030	10	20	—	—	—	—	—
85	-97	A	Conglo.	.009	7	15	—	—	—	—	—
86	-98-1	A	"	.018	10	20	—	—	—	—	—
87	-98-2	B	Sh.	.058	20	15	—	—	—	—	—
88	-98-3	B	Sh.		500	10	—	—	2,500	—	—
89	-99	B	Sh.	.007	10	30	—	—	—	—	—
90	-100	B ?	S. S.	.016	—	10	—	—	—	—	—
91	-101	B ?	S. S.	.19	—	20	—	—	—	—	—
92	-103	B ?	S. S.	.002	—	20	—	—	—	—	—
93	-106	A	Conglo.	.059	—	20	—	5	—	—	—
94	-108	A	Conglo.	.065	—	25	—	—	—	—	—
95	-109	A	Conglo. Py	.005	—	10	—	—	750	—	—
96	-110	A	S. S.	.003	—	10	—	—	—	—	—
97	-120	B	Sh. O.	.72	25	25	—	3	100	—	—
98	-121	B	Sh. O.	.026	50	30	—	3	100	—	—
99	-122	B	S. S. O.	.023	—	10	—	—	—	—	—

Minor Elements													
Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
10	—	25	25	120	—	—	15	50	30	300	15	—	400
5	—	10	25	tr.	—	—	5	5	5	10	—	—	800
5	—	3	20	—	—	tr.	—	—	3	—	—	—	1,000
10	tr.	50	30	100	—	tr.	7	50	30	300	10	—	400
7	—	25	25	750	—	—	15	30	25	250	—	—	500
5	—	3	20	100	—	—	5	5	—	25	—	—	700
7	—	5	30	150	—	—	7	5	3	50	—	—	1,500
5	—	3	25	—	—	—	5	5	3	25	—	—	900
5	—	2	15	—	—	—	2	5	10	—	—	—	700
10	tr.	50	50	100	—	tr.	7	100	75	250	10	—	400
7	—	25	30	100	—	—	5	50	40	150	7	—	300
10	—	25	25	100	—	tr.	7	30	25	350	20	5	500
5	—	5	25	100	—	—	5	5	5	100	—	—	1,000
5	—	2	40	—	—	—	10	—	—	25	—	5	1,000
5	tr.	3	70	—	—	—	15	50	250	25	—	—	8
5	—	5	20	—	—	—	2	5	7	30	—	—	5
10	tr.	200	30	—	—	—	50	50	50	300	—	—	3
5	—	2	20	—	—	—	2	—	—	25	—	—	6
5	—	3	40	300	—	—	5	5	5	50	—	—	6
5	—	3	20	—	—	—	2	5	—	50	—	—	7
5	tr.	5	30	250	—	—	5	5	5	50	—	—	5
5	7	5	30	500	—	—	7	10	10	75	—	—	1,000
30	tr.	20	250	500	—	—	50	5	15	100	—	5	7
10	tr.	50	40	tr.	—	—	15	25	25	200	10	—	3
5	—	2	20	—	—	—	7	—	—	25	—	—	1,000
5	tr.	10	50	—	—	—	20	—	10	25	—	—	5
5	—	2	20	—	—	—	7	5	—	25	—	—	7
25	—	25	100	—	—	tr.	30	10	20	100	—	—	6
7	3	20	30	—	—	tr.	10	25	25	500	—	—	5
5	—	10	20	—	—	—	10	25	50	25	—	—	100
5	—	5	15	—	—	—	2	5	—	50	—	—	3
7	—	5	200	250	—	—	25	40	50	250	—	5	6
20	3	20	50	200	—	tr.	5	50	40	250	50	7	4
5	2	5	20	—	—	—	5	10	10	100	—	—	6

地質調査所報告 (第 232 号)

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals		U ₃ O ₈ %							
						Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
100	AN-123	B	Sh.	O.	0.024	25	30	—	10	100	—	—
101	-124	B	S. S.	O.	.045	—	10	—	—	—	—	—
102	-125	B	Sh.	O.	.007	10	30	—	5	—	—	—
103	-126	B	S. S.	O.	.13	5	15	—	—	—	—	—
104	-127-1	B	Sh.	O.	.31	50	30	—	10	300	—	—
105	-127-2	B	L.	O.	.056	20	5	—	—	150	—	—
106	-128	A	S. S.	O.	.02	5	15	—	—	100	—	—
107	-129	A	Conglo.	O.	.05	5	20	—	3	100	—	—
108	-133	A	Conglo.		N. D	—	35	—	—	—	—	—
109	-134	A	"		"	—	10	—	—	—	—	—
110	-135	A	"		"	3	40	—	—	—	—	—
111	-136	A	"		"	—	7	—	—	—	—	—
112	-137	A	"		"	3	35	—	—	—	—	—
113	-138	A	S. S.		"	—	30	—	—	—	—	—
114	-139	Gr. W.			"	—	30	—	—	—	—	—
115	-141	A	Conglo.		"	3	35	—	—	—	—	—
116	-142	Gr. W.			.015	—	30	—	—	—	—	—
117	-143	A	Conglo.		.002	—	35	—	—	—	—	—
118	-144	A	"		.003	—	30	—	—	—	—	—
119	-145	A	"		.016	3	38	—	—	—	—	—
120	-146	A	"		.003	—	30	—	—	—	—	—
121	-147	A	"		.018	3	30	—	—	—	—	—
122	-148	A	"		.025	4	30	—	—	—	—	—
123	-149	A	S. S.		.007	—	30	—	—	—	—	—
124	-150	A	Conglo.		.002	—	30	—	—	—	—	—
125	-151	A	"		.004	—	35	—	—	—	—	—
126	-152	A	"		.005	3	30	—	—	—	—	—
127	-153	A	"		.033	—	10	—	—	—	—	—
128	-154	A	"		.002	—	30	—	—	—	—	—
129	-155	A	"		.001	3	35	—	—	—	—	—
130	-156	A	"		.005	3	35	—	—	—	—	—
131	-158	A	"		.002	3	30	—	—	—	—	—
132	-159	A	"		.005	—	30	—	—	250	—	—
133	-161	A	S. S.		.002	—	30	—	—	—	—	—

Minor Elements													
Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
15	2	20	50	250	—	—	10	50	50	200	25	5	4
5	tr.	5	20	100	—	—	7	5	10	50	—	—	5
10	tr.	25	25	150	—	—	5	50	50	300	20	5	4
5	tr.	10	30	300	tr.	tr.	2	10	15	300	—	—	5
7	—	20	100	250	10	tr.	5	40	50	300	20	5	3
50	—	10	100	300	75	tr.	10	20	20	25	—	7	3
7	—	5	300	—	—	—	5	5	5	150	—	—	400
5	—	10	300	—	—	tr.	10	20	75	250	—	—	500
7	tr.	10	20	—	—	—	5	30	25	250	10	—	300
5	—	10	15	—	—	—	2	10	5	150	—	—	500
7	10	20	20	—	—	tr.	2	25	7	250	10	—	400
—	—	7	10	—	—	—	2	5	5	50	—	—	600
7	—	10	25	—	—	—	2	25	10	100	15	—	200
5	—	7	20	—	—	—	2	10	7	200	10	—	600
5	—	5	20	100	—	—	2	5	5	75	10	—	200
7	—	10	20	—	—	—	—	25	7	250	10	—	300
5	—	5	15	100	—	—	—	5	5	100	7	—	100
5	—	7	15	—	—	—	2	10	5	200	7	—	200
5	—	7	25	100	—	—	2	7	5	200	7	—	200
7	—	10	25	100	—	tr.	2	25	25	250	15	—	200
5	tr.	7	15	tr.	—	—	2	10	5	100	7	—	200
7	—	10	30	tr.	—	—	—	25	10	100	7	—	200
7	—	10	25	tr.	—	—	2	20	7	150	10	—	300
5	—	5	20	—	—	—	2	7	5	50	—	—	500
7	—	100	25	200	—	—	2	15	10	75	—	—	200
5	—	5	25	tr.	—	—	2	10	5	200	—	—	300
5	—	10	25	tr.	—	tr.	3	25	10	150	10	—	400
—	—	5	10	—	—	tr.	—	7	5	50	—	—	100
7	—	7	20	tr.	—	—	2	20	7	200	20	—	300
10	—	10	20	—	—	—	3	20	10	250	10	—	400
7	—	10	25	100	tr.	—	2	30	15	250	—	—	300
10	—	7	25	150	10	—	2	10	10	50	—	—	300
7	—	5	25	—	—	—	10	10	7	100	—	—	300
5	—	5	10	—	—	—	2	5	5	50	—	—	600

地質調査所報告 (第 232 号)

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₈ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
134	AN-162	A	S. S.	0.002	—	30	—	—	—	—	—
135	-163	A	"	.001	—	30	—	—	—	—	—
136	-164	A	"	.015	—	30	—	—	—	—	—
137	-165	A	Conglo.	.006	—	30	—	—	—	—	—
138	-166	A	"	.003	—	30	—	—	—	—	—

A* Ningyoite Pyrite rich ore A** Pyrite rich ore

第10-2表 分 析 デ ー タ
Data of analysis

No.	Locality	Classification in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₈ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
1	AY-100-1	A	Conglo.	0.002	7	30	—	3	100	—	—
2	-100-2	A	"	.001	5	20	—	—	100	—	—
3	-101	A	" Au. O.	.011	5	25	—	10	—	—	—
4	-104	A	" Au. O.	.083	7	20	—	5	100	—	—
5	-105	A	Conglo.	.12	5	15	—	3	—	—	—
6	-106	A	S. S.	.82	5	20	—	7	—	—	—
7	-107-1	A	C.	3.52	300	15	—	60	250	100	—
8	-107-2	A	Sh. C.	4.54	30	20	—	50	250	250	—
9	-107-3	A	Sh. C.	5.73	15	25	—	10	100	—	—
10	-107-4	A	Sh. C.	N. D	10	25	—	7	—	—	—
11	-107-5	A	Sh. C.	4.60	25	25	—	10	100	—	—
12	-107-6	A	Sh. C.	N. D	10	20	—	5	—	—	—
13	-108	A	S. S.	.10	5	15	—	5	—	—	—
14	-109	A	S. S.	.042	—	20	—	5	—	—	—
15	-110	A	S. S.	.15	5	15	—	5	—	—	—
16	-111	A	Sh.	.095	50	30	—	1	—	—	—
17	-112	A	Sh.	.057	25	25	—	1	—	—	—
18	-113	A	Sh.	.81	50	30	—	10	—	—	—
19	-114	A	S. S.	.18	5	10	—	1	—	—	—
20	-115	A	S. S.	2.00	10	20	—	5	—	—	—

Minor Elements													
Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
—	—	5	15	—	—	—	2	7	7	75	—	—	400
5	—	5	20	—	—	—	—	5	5	50	—	—	400
—	—	5	20	100	—	—	2	20	10	50	—	—	500
5	—	7	15	—	—	—	2	15	5	200	—	—	300
5	—	5	10	—	—	—	2	10	7	200	—	—	300

タ ー 2 夜 次 坑

-2 Yotsugi Adit

Minor Elements													
Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
7	—	25	25	100	—	—	2	40	30	500	30	—	300
5	—	20	50	tr.	—	—	2	20	15	300	10	—	600
7	—	20	20	150	—	—	2	40	50	1,000	20	—	300
5	—	10	20	—	—	—	2	10	25	300	20	—	400
5	—	10	20	100	—	—	2	50	50	250	—	—	600
3	—	3	30	1,000	50	—	—	10	30	150	—	10	500
7	—	10	100	1,000	500	—	3	25	40	250	—	100	1,500
7	—	10	150	250	250	—	3	10	50	300	—	75	1,500
5	—	10	50	500	100	—	2	20	50	250	—	15	800
5	—	5	30	250	150	—	2	20	40	250	—	10	500
5	—	10	50	250	100	—	3	30	50	300	—	20	600
5	—	3	50	250	100	—	2	25	50	250	—	10	600
5	—	3	20	100	—	—	2	15	30	300	—	—	500
5	2	3	20	—	—	—	2	10	25	300	—	—	400
5	—	2	25	100	—	—	2	5	25	200	—	—	700
5	—	5	20	250	—	—	7	10	10	150	10	—	400
5	2	10	25	300	—	—	10	10	7	100	10	—	500
5	—	10	25	1,000	100	—	5	30	75	150	10	5	400
10	—	3	25	100	—	—	2	10	30	200	10	—	400
5	—	3	75	—	100	—	2	5	25	100	5	10	700

地質調査所報告 (第 232 号)

No.	Locality	Classifica- tino in the formation	Rocks & minerals	U ₃ O ₈ %							
					Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi
21	AY-116	A	S. S.	0.63	5	20	—	1	—	—	—
22	-117	A	S. S.	.99	5	10	—	1	—	—	—
23	-118	A	S. S.	1.27	5	10	—	5	—	—	—
24	-119	A	S. S.	.63	5	10	—	1	—	—	—
25	-120	A	S. S.	.057	—	15	—	5	—	—	—
26	-121	A	S. S.	.57	—	10	—	1	—	—	—
27	-122	A	Sh.	.42	30	35	—	7	—	—	—
28	-123	A	Conglo.	.041	—	15	—	5	—	—	—
29	-124	A	S. S. O.	.018	—	15	—	1	—	—	—
30	-125	A	S. S. O.	.027	—	25	—	10	—	—	—
31	-126	A	S. S. O.	.11	5	15	—	1	100	—	—
32	-127	A	S. S. O.	.037	—	20	—	1	—	—	—
33	-128	A	Conglo. O.	.013	5	10	—	1	—	—	—
34	-129	A	L. O.	.15	5	7	—	5	100	—	—
35	-130	A	S.S. L. Aut. O.	N. D	—	15	—	1	100	—	—
36	-131	A	S. S.	.073	—	20	—	1	—	—	—
37	-132	A	Conglo. L. O.	.036	5	10	—	3	—	—	—
38	-133	A	Conglo. L. Aut. O.	N. D	—	20	—	3	100	—	—
39	-134	A	" "	N. D	—	20	—	7	500	—	—
40	-136	A	S. S.	.31	—	20	—	3	100	—	—
41	-137	A	Sh. C.	1.85	50	25	—	30	—	—	—
42	-138	A	S. S. L. O.	.26	—	7	—	1	—	—	—
43	-139	A	S. S. O.	.72	5	25	—	1	—	—	—
44	-140	A	S. S. O.	.009	—	7	—	1	—	—	—
45	-141	A	" "	.15	—	10	—	5	—	—	—
46	-142	A	S. S. O.	.028	5	20	—	5	100	—	—
47	-143	A	S. S. O.	.011	—	20	—	1	100	—	—
48	-144	A	Conglo. O.	.059	5	20	—	5	—	—	—
49	-145	Gr. W.		.007	—	10	—	—	—	—	—
50	-146	A	Conglo Aut. O.	N. D	—	25	—	3	200	—	—
51	-147	A	" " "	N. D	—	20	—	1	—	—	—
52	-148	A	Aut. L.	.16	5	10	—	50	100	—	—
53	-150	A	L.	N. D	—	15	—	1	100	—	—

Minor Elements

Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Ba
10	—	2	25	100	—	—	2	10	25	250	10	—	200
10	—	3	30	100	—	—	2	10	10	75	5	—	300
10	—	2	30	—	10	—	2	10	25	100	—	—	500
5	—	2	25	—	—	—	2	5	10	150	—	—	500
5	tr.	10	20	tr.	—	—	2	15	25	250	—	—	600
7	—	2	25	—	—	—	2	5	15	100	—	—	300
7	2	20	30	500	50	—	5	50	100	300	50	—	300
7	—	5	25	100	—	—	2	15	40	300	—	—	600
5	—	5	25	—	—	—	2	5	3	150	—	—	400
7	tr.	20	25	—	—	—	2	5	5	100	—	—	600
5	—	20	25	—	20	—	2	10	30	200	10	—	500
5	—	5	25	100	10	—	2	5	10	300	—	—	400
5	—	5	20	100	—	—	2	10	15	300	10	—	600
30	—	50	25	200	—	—	5	5	5	25	—	5	400
5	—	3	25	—	—	—	2	5	5	100	—	—	500
5	—	10	25	100	—	—	2	15	5	300	10	—	400
20	—	20	25	100	—	—	2	10	5	250	5	—	500
7	—	10	25	—	—	—	2	40	250	250	—	—	500
10	—	10	25	—	—	—	5	20	75	100	5	—	400
5	—	3	25	—	—	—	2	5	25	200	—	—	500
5	2	10	25	500	—	—	3	25	35	300	10	15	1,000
10	—	20	25	100	—	—	2	10	35	100	—	—	400
7	—	15	30	—	—	—	2	5	20	100	—	—	300
7	—	3	25	—	—	—	2	5	3	25	—	—	500
7	—	10	30	100	—	—	7	15	40	200	—	—	500
7	tr.	5	30	250	—	—	2	20	30	200	—	—	400
7	tr.	10	25	—	—	—	2	5	3	50	—	—	500
10	tr.	5	25	150	—	—	2	25	40	300	—	—	500
15	—	3	25	100	—	—	2	5	10	100	10	—	400
7	—	5	25	—	—	—	3	25	100	250	—	—	500
5	2	3	25	—	—	—	2	5	7	50	—	—	500
30	—	10	40	500	20	—	3	30	50	50	10	—	1,000
20	—	10	50	200	—	—	2	25	40	150	—	—	400

地質調査所報告 (第 232 号)

第10-3表 分析データ
Data of analysis

No.	Locality		U ppm								
				Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn
1	AN-115	Granite	2.3	3	25	—	—	—	—	—	5
2	-116	"	2.7	2~3	30	—	—	—	—	—	10
3	-117	"	3.3	2~3	25	—	—	—	—	—	7
4	-118	"	5.0	2~3	25	—	—	—	—	—	7
5	-119	"	3.5	—	15	—	—	—	—	—	5

第10-4表 分析データ
Data of analysis

No.	Locality		U ₃ O ₈ %													
				Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn	Ag	Cu	Pb	Zn	Cd
1	AN-	Ningyoite	28.54	5	10	—	150	—	300	25	10	10	150	200	300	—
2	-	Pyrite	—	—	3	—	500	8,000	50	25	300	2	10	250	—	—
3	-131	Ningyoite, Pyrite rich Ore.	10.66	15	20	—	60	2,000	500	7	15	2	10	750	7,500	150
4	-131	" "		10	20	—	50	2,500	750	7	15	2	10	1,000	5,000	150
5	-89	" "	1.85	5	40	—	tr.	100	—	tr.	10	—	10	150	300	—
6	-89	" "		10	40	—	tr.	75	—	tr.	10	—	7	100	250	—

第10-5表 分析データ
Data of analysis

No.	Locality	Ash %	U ₃ O ₈ %								
				Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn
1	AN-1	7.0	0.06	500	75	—	10	500	150	10	300
2	-2-1	26.5	9.25	1,000	40	—	50	5,000	600	5	200
3	-2-2	13.0	9.00	2,500	20	—	200	5,000	750	—	50
4	-2-3	18.0	12.49	1,500	20	—	100	5,000	750	—	150
5	-27	4.5	1.10	2,000	100	—	100	2,500	500	5	400
6	-79	44.5	0.13	300	3	—	40	7,500	100	—	25
7	-97, 98	18.0	0.41	1,000	50	—	20	2,500	400	5	200
8	AY-107-1	42.5	47.16	300	10	tr. ?	100	1,000	600	15	10
9	-107-2	4.0	17.07	3,500	25	—	750	3,000	500	7	25
10	AN-94	14.0	1.01	2,200	20	—	30	5,000	600	—	250

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）

タ ー 3 花 崗 岩

Granitic rock

Minor Elements														
Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	Cr	V	B	Be	Sr	Ba
—	2.5	25	—	—	—	5	5	12	8	100	—	—	200	400
—	3.0	20	—	—	—	2	7	25	20	250	—	—	250	400
—	2.5	27	—	—	—	2	10	15	10	130	—	—	250	500
—	2.5	25	—	—	—	2	7	15	10	130	—	—	250	500
—	2.5	25	—	—	—	2	5	10	8	75	—	—	250	500

人形石ならびに黄鉄鉱

Ningyoite and Pyrite

Minor Elements																		
W	Mo	Ni	Co	Cr	V	B	Be	Sr	Ba	Re	Li	Sc	Y	La	Ce	Nd	Gd	Au
10	5,000	10	25	60	10	10	150	2,000	600	—	50	3,000	15,000	7,000	12,000	9,000	6,000	—
75	200	5	3	20	3	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	2,500	250	200	50	20	—	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	2,500	250	200	50	20	—	15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	30	100	250	25	50	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	30	40	40	25	50	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ー 5 炭質物の灰

Ash of carbonaceous matter

Minor Elements														
Ag	Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	Cr	V	B	Be	Sr	Ba
50	250	250	—	50	—	2,500	250	35	200	750	75	—	500	250
5	50	500	100	60	10	50	250	50	60	500	50	10	2,000	1,500
10	200	750	100	75	10	300	150	50	10	500	15	7	750	150
5	100	1,000	200	75	10	50	250	75	25	500	10	7	2,500	1,000
7	250	750	300	75	25	250	500	1,000	150	4,000	75	5	500	200
2	50	250	10,000	20	—	1,000	25	30	—	25	5	—	?	150
2	50	500	2,500	?	10	750	250	200	50	500	20	—	250	400
3	5	25	2,500	1,000	—	15	200	200	50	500	10	30	2,500	1,500
3	50	1,000	>10,000	1,000	—	250	350	1,000	60	500	100	5	750	600
5	75	1,000	7,500	50	—	500	300	250	10	300	7	—	500	1,500

A層から上位の、B層に属す頁岩中のウラン含量は、平均 10 ppm U_3O_8 以下 (N=16, 最大含量 30 ppm) と一般に低い。しかし、1号坑 415m 南延部と、5号坑 290m の小チャンネル部では、例外的にB層中の頁岩および砂岩中にウランの濃縮部がある。

3) 鉍化帯の礫岩マトリックスにはUのほか、As, Mo, Tl, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn, Sn, (Ge), (Ni), (Co) などの多くの微量成分が濃縮している。このほか、人形石・黄鉄鉍の主構成成分である Fe, P, S, Ca, 稀土類元素も濃縮していると推定される。これに対して非鉍化帯のマトリックス部では、Uがわずかに濃縮している以外はその他の微量成分の含量は基盤花崗岩のそれに近い。

4) ウラン 1,000 ppm U_3O_8 以上の非酸化帯の試料 (N=11) について、各元素間の相関性をしらべた結果、Uと正の相関またはそれに近い関係を示す元素は、Sr, As, Mo, Pb, Cu であり、Vは明瞭な負の相関を示した。この関係は高品位部が、人形石と黄鉄鉍との集合部であるため、次項の人形石・黄鉄鉍の微量成分の項を参照するとよく理解できる。

100 ppm U_3O_8 以上の30試料について (非酸化帯) 同じく各元素間の相関を求めると、Vと、とくに理由づけられる相関を示す元素は認められなかった。これは、ウランの濃縮が低い場合には、ウランに比べ、その他の微量成分の濃縮度はさらに低いこと、存在形の多様性の可能性、鉍物の共生関係の差の存在、などの理由によるものであろう。

5) 人形石中には、Mo 5,000, Tl 150, Sb 300, Cu 150, Pb 200, Zn 300, Be 150, Sr 2,000 ppm, 稀土類元素等の、多くの元素グループに属する元素が濃縮し、黄鉄鉍中には、As 8,000, Mo 200, Tl 500, Sn 300, Pb 250, W 75 ppm の主として親銅元素の濃縮がある。黄鉄鉍中の Ni, Co 含量の関係は $Ni > Co$ であり、少数例ではあるが、堆積性起源の黄鉄鉍のもつ特長と一致している。

人形石と黄鉄鉍との共生する富鉍部では上記の結果、As, Mo, Tl と、Cu, Pb, Zn, Srなどが濃縮し、それらの元素のうち、大部分が、ウランと正の相関または、それに近い関係をもつことになる。人形石の稀土類元素の存在パターンは、花崗岩のそれと類似し、何らかの成因的な関係の存在を暗示する。

6) 酸化帯と非酸化帯との礫岩・砂岩マトリックス (鉍化帯) の微量成分を比較すると、Mo が酸化帯でやや低いほかは、両帯の頻度分布図はほとんど変わっていない。この関係は酸化の程度や、水の動きによってかなり異なる筈である。主成分の大きな移動のない限り、大部分の微量成分は2次鉍物中に保持される。

7) 人形峠層の基底礫岩層 (A層) の上部は、頁岩砂岩互層のB層となる。A層の直上部は一般に頁岩 (B層) であり、この頁岩中のウラン含量は2) で述べた通り低含量である。しかし、この頁岩は有機炭素をかなり含有するため、Ge, Ni, Co, Mo, Be等の微量成分の含量はかなり高い。しかし、鉍化帯の礫岩マトリックスは、頁岩よりさらに、U, As, Mo, Tl などの含量が高い。

8) 礫岩層 (A層) 中に散在する木質質炭を灰化し、微量成分を考察すると、Uのほか、Ge, Mo, V, Zn, As, Ba, Sr, Co 等の著しい濃縮が起こっている。各元素間の相関を求めると、とくに理由づけられるような関係は認められない。ただし、鉍化帯に濃縮している元素群とはかなり特長が異なり、Ge の著しい濃縮、ウランと Mo の確実な負の相関性など、かなり相違する事実が多い。有機物は人形石と黄鉄鉍とを主体とする主鉍床の形成に対し、還元環境を提供する以上の直接的な関与はしていないものと考えられる。

この研究では、峠・夜次ウラン鉍床と、そのまわりの、基盤花崗岩、各堆積層、鉍化帯と非鉍化帯、酸化帯と非酸化帯、ウラン鉍物、黄鉄鉍、炭質物などについて、ウランと、多数の微量成分の分布を明らかにすることができた。しかし、トリウムと稀土類元素の分布、各鉍物中の微量成分についてはさらに詳しいデータが必要である。また、黄鉄鉍についての鉍物学的研究と安定同位元素 S^{32}/S^{34} の存在比の検討、付近の温泉水や堆積層中の水質の検討、堆積層中の微生物の作用など、究明すべき問題点も多い。さらに、岡山・鳥取両県下に多数存在するウラン鉍床について、それぞれ地質学的な調査と同時に、鉍物学、地球化学的研究を行ない、相互に比較検討する必要がある。

この報告では微量成分の分布に主点をおき、成因については別報告で、当地域のウラン鉍床を相互に比較した上、報告する予定であるが、不十分な筆者らの観察結果より、成因についての印象を述べると次の通りである。

1 項. で述べたように，峠地域のウラン鉱床の成因については，1) 上昇熱水溶液にウランの起源を求める上昇熱水説，2) 主として花崗岩および同碎屑物中の可溶性ウランに起源を求める地下水説，3) 上記2説の混合説，の3説がある。筆者らは，

a) 峠・夜次地区のウラン鉱床については，何ら熱水作用の関与した積極的な鉱物学的証拠はない。

b) 黄鉄鉱は必ず白鉄鉱を伴い，礫を被ふくした被膜状・鐘乳状・針状の形態，結晶形の明瞭でないブドウ状・球状あるいは泥状の産状は，その一部が Octahedral に結晶形をもつとはいえ，その S^{32}/S^{34} 比がかなり大きな変動値をもつ事実^{注10)}より，熱水作用の直接関与した生成物とは考えられない。

堆積層中で有機物の存在によって還元環境が形成され，バクテリアの作用で，有機物や地下水中の SO_4^{2-} が還元され， H_2S が発生し，黄鉄鉱が生成し始め，地下水中から，ウランをはじめとする多くの成分の濃縮が起こったと考えるのが，自然ではないかと考える。したがって成因説の 2) および 3) がこの推定にあてはまる。しかし，この考えはあくまでも中間的な結論である。

文 献

- 1) 安藤 厚 (1961) : 人形峠鉱床の鉱石の特性について，微量成分，第2回原子力研究総合発表会講演要旨，原子力学会
- 2) 安藤 厚・浜地忠男 (1965) : 人形峠地域の地球化学的研究成果，日本原子力学会第4回現地討論会予稿集，p. 44~46
- 3) 荒木春視 (1959) : 人形峠含ウラン礫岩層の地球化学的研究，資源総合開発研究所研究報告，1号，p. 7~25
- 4) 荒木春視・久保恭輔 (1959) : 人形峠ウラン鉱床の地球化学的研究，日本化学雑誌，vol. 80, p. 846~849
- 5) 地質調査所 (1957) : ウラン鉱の化学分析，地質ニュース，no. 38
- 6) 地質調査所・原子燃料公社 (1964) : 人形峠地域ウラン鉱床の発見および探査・開発の成果，鉱山地質，vol. 14, no. 63, p. 1~10
- 7) СТРАХОВ, Н. М. et al (1957): Методы Изучения осадочных пород (Strakhov, N. M. Method of study of sedimentary rocks), 平山次郎・水野篤行・河内洋佑訳，地質ニュース，no. 146, 147, 148 (1966), no. 149 (1967), 地質調査所編
- 8) DEGENS, E. T., et al (1958): Environmental studies of carboniferous sediments, II, Application of geochemical criteria, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 42.
- 9) FLEISCHER, M. (1955): Minor elements in some sulfide minerals, Economic Geology, fiftieth Anniversary Volume, p. 970~1024.
- 10) 藤原清丸・他2名 (1957) : 鳥取岡山両県境人形峠付近のウラン鉱調査報告—その1，人形峠の概査報告—，地質調査所月報，vol. 8, p. 447~456
- 11) GOLDSCHMIDT, V. M. (1954): Geochemistry, Oxford Clarendon Press.
- 12) HAMACHI, T. (1962): The uraniferous pelitic sediments closely related to manganese ore deposits in Japan, Japanese Journal of Geology and Geography Vol. XXXIII, nos. 2-4, p. 53~72.
- 13) 逸見吉之助・沼野忠之 (1965) : ウラン鉱床における U, Th, Zr などの地球化学的問題，日本原子力学会第4回現地討論会予稿集，p. 19~25
- 14) 梶谷 敬 (1961) : 人形峠鉱山と東郷鉱山の坑内水について (第1報)，溶解しているウランの挙動，名古屋工業技術試験所報告，vol. 10, p. 331~348
- 15) 梶谷 敬 (1961) : 人形峠付近のウラン鉱床における鉱物生成の条件，名古屋工業技術試験所報告，vol. 10, p. 431~455
- 16) 梶谷 敬 (1962) : 人形峠および東郷鉱山の坑内水 (第2報)，鉄沈でんに吸着したウラン，名古屋工業技術試験所報告，vol. 11, p. 699~702

注10) 岡山大・温研，酒井均の未公表データ

- 17) KATAYAMA, N. & SATO, Y. (1957): The sedimentary environment of the uraniferous bed of the Ningyo pass, Scientific papers of the College of General Education University of Tokyo, vol. 7, no. 1, p. 131~144.
- 18) KATAYAMA, N. (1958): Genesis of the uranium deposit in tertiary sediments in the Ningyotoge area, western Japan, Second United Nations International Conference of Peaceful Uses of Atomic Energy, p. 2082.
- 19) 片山信夫・武田 弘(1961): 人形峠鉱床中のストロンチウムおよびイットリウム, ウラン—その資源と鉱物—, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編, p. 392~397
- 20) 片山信夫 (1961): 堆積岩中のウラン鉱床の分類, 鉱山地質10周年記念号, vol. 11, no. 45, 46, p. 170~175
- 21) 菊地 清・他 3 名 (1965): 炭質物中の可溶性ウラン, とくに鳥取県東郷鉱山神倉鉱床の含ウラン炭質頁岩の溶脱について, 日本原子力学会第 4 回現地討論会予稿集, p. 47~58
- 22) 久保恭輔・村野 徹 (1958): 人形峠第三系とウラン鉱床, 第 2 回原子力シンポジウム報文集, vol. 3, p. 152~153
- 23) 久保恭輔 (1962): 鳥取・岡山県下人形峠付近のウラン鉱床, 原子燃料公社探鉱部研究報告, no. 2, p. 1~59
- 24) KURODA, P. K. & SANDELL, E. B. (1954): Geochemistry of molybdenum, Geochim et Cosmochim. Acta, vol. 6, no. 1, p. 35~63.
- 25) MCKELVEY, V. E., et al (1955): Origin of uranium deposits, Economic Geology, fiftieth Anniversary volume p. 464~533.
- 26) MIESCH, A. T. (1963): Distribution of Elements in Colorado Plateau Uranium Deposits. A Preliminary Report, Geological Survey Bulletin 1147-E, p. 1~57.
- 27) 湊 秀雄 (1961): 人形峠鉱床の硫化鉄鉱中の微量成分, ウラン—その資源と鉱物—, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編, p. 398~400
- 28) MUTO, T., et al (1959): Ningyoite, a new uranous phosphate from Japan, American Mineralogist, vol. 44, p. 633~650.
- 29) 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—, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編, p. 213~226
- 30) 武藤 正・嶋崎吉彦・安藤 厚 (1961): ニンギョウ石, 同上, p. 319~321
- 31) MUTO, T. (1961): Parageneses of the minerals of the Ningyo-Toge mine, Mineralogical Journal, vol. 3, no. 4, p. 195~222.
- 32) MUTO, T. (1962): The precipitation environment of Ningyoite, Mineralogical Journal, vol. 3, nos. 5 & 6 p. 306~337.
- 33) MUTO, T. (1965): Thermochemical stability of Ningyoite, Mineralogical Journal, vol. 4, no. 4, p. 245~274.
- 34) 武藤 正・他 2 名 (1965): 天然水からのウラン固定機構について, 鉱山地質, vol. 15, no. 74, p. 287~298
- 35) 村山正郎・大沢 穰 (1961): 5 万分の 1 地質図幅, 「青谷・倉吉」および同説明書, 地質調査所
- 36) 村山正郎・他 2 名 (1961): 倉吉—人形峠地域の地質, ウラン—その資源と鉱物—, ウラン・トリウム鉱物研究委員会編, p. 400~405
- 37) 大橋取司・他 2 名 (1963): 日本における堆積岩中のウラン鉱床の化学探鉱, 原子燃料公社, 探鉱部研究報告, no. 3, p. 1~25
- 38) RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. D. (1950): Geochemistry, Chicago Univ. Press, Chicago.
- 39) 阪上正信 (1960): 放射性堆積物の地球化学的研究, (第 2 報), 人形峠鉱山の坑道内外における天然水中のウラン含量, 日本化学雑誌, vol. 81, p. 896~898

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）

- 40) 阪上正信（1960）：放射性堆積物の地球化学的研究，（第3報），人形峠堆積層中のウラン・リン・ヒ素，日本化学雑誌，vol. 81, p. 898~902
- 41) 阪上正信（1960）：同上，（第4報），三朝層群堆積層中に存在する炭質物のウラン・ゲルマニウム，日本化学雑誌，vol. 81, p. 1520~1523
- 42) 阪上正信（1960）：同上，（第5報），堆積型ウラン鉱床におけるイオウとウラン，日本化学雑誌，vol. 81, p. 1523~1527
- 43) 阪上正信（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—その資源と鉱物一，ウラン・トリウム鉱物研究委員会編，p. 382~386
- 44) 阪上正信・久保恭輔（1961）：人形峠鉱床中のウラン・リン・イオウ・ヒ素，ウラン—その資源と鉱物一，ウラン・トリウム鉱物研究委員会編，p. 386~392
- 45) 佐藤源郎（1960）：日本におけるウラン探鉱の成果，第1回業務総合発表会論文集，原子燃料公社
- 46) 佐藤源郎（1961）：日本のウラン資源について，鉱山地質，10周年記念号，vol. 11, no. 45, 46, p. 161~170
- 47) 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, p. 525~530
- 48) 佐藤源郎・他2名（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. 902, p. 531~536
- 49) 関根節郎・他2名（1963）：陰イオン交換樹脂によるモナズ鉱石中のウラン分析方法，地質調査所月報，vol. 14, no. 12, p. 893~897
- 50) 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. 420~424
- 51) 関根節郎・望月常一（1961）：鉱石中のトリウム分析法，地質調査所月報，vol. 12, no. 3, p. 197~200
- 52) SHOEMAKER, M. E., et al (1959): Elemental composition of the sandstone-type deposits, Geochemistry and mineralogy of the Colorado Plateau uranium ores (Compiled by Garrels, R. M. & Larsen, 3d, E. S.), Geological Survey Professional Paper 320, p. 25~54.
- 53) 杉之原正暁・奥野孝晴（1964）：中津河鉱床南部鉱体における富鉱体と基盤および母層の粘土化の関係，および鉱体中のNi, Co, P, SとUの関係，日本原子力学会，立教大学
- 54) 杉之原正暁・奥野孝晴（1963）：人形峠鉱山中津河鉱床のウランを含む頁岩について，日本鉱業会誌，vol. 79, no. 902, p. 537~542
- 55) 杉山隆二・他2名（1963）：鳥取県東郷鉱山のウラン鉱床，日本鉱業会誌，vol. 79, no. 902, p. 543~553
- 56) SUNAGAWA, I. (1957): Variation in crystal habit of pyrite, report no. 175, Geological Survey of Japan.
- 57) 鵜飼保郎・他2名（1961）：ウラン鉱の分析法，ウラン—その資源と鉱物一，ウラン・トリウム鉱物研究委員会編，p. 82~91
- 58) 鵜飼保郎・他3名（1961）：花崗岩地域に近接する地下水および堆積地層中におけるウランの地球化学的研究，鉱山地質，10周年記念号，vol. 11, no. 45, 46, p. 175~181
- 59) 梅本春次・阪上正信（1958）：鳥取県人形峠堆積層とこれに含まれるウラン・ラジウム，日本化学雑誌，vol. 79, p. 27
- 60) U. S. Geological Survey (1956~1957): Geological investigation of radioactive deposits, T. E. I. 590, 620, 640, 690, 700, 740, U. S. Atomic Energy Comm. Tech. Inf. Service, Oak Ridge, Tenn.
- 61) 渡辺武男・浜地忠男（1961）：層状マンガン鉱床に伴うウラン鉱の産状と成因的考察，ウラン—その資源と鉱物一，ウラン・トリウム鉱物研究委員会編，p. 205~213
- 62) 山田直利（1961）：5万分の1地質図幅「奥津」，および同説明書，地質調査所

Distribution of Minor Elements in the Toge and Yotsugi Uranium Deposits, Ningyo-toge Area

By

Atsushi ANDO, Tadao HAMACHI & Yoshihiko SHIMAZAKI

The Toge-Yotsugi area is situated near the boundary of Misasa-cho, Tottori Prefecture and Kamisaibara-mura, Okayama prefecture. The uranium deposits of this area are the largest and the first ones discovered and developed in Japan. These deposits are emplaced in the matrix of the conglomerates which overlie directly the granitic basement. The ores in the unoxidized zone are black or gray in color and consist mainly of fine-grained ningyoite and pyrite, and in the oxidized zones the major ore minerals are limonite and autunite.

In the present work, the distribution of the minor elements and various other geochemical problems of these two deposits (Toge and Yotsugi) were studied in detail as a part of the geochemical investigation of the uranium deposits in this district.

The analyses carried out in this work are as follows:

1. Basement granitic rocks; 5 samples.
2. The sedimentary rocks of the deposits and also those in the surrounding parts of the ore body, Toge area; 138 samples.
3. The same as above, Yotsuge area; 53 samples.
4. Ningyoite, pyrite and the zones of concentration of these minerals; 6 samples.
5. Organic materials; 10 samples.

Total number of samples analysed; 212.

These samples were analysed chemically for U_3O_8 and spectrometrically for the following 22 elements; Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, Cr, V, B, Be, Sr, Ba. For the samples of 4, the following elements were analysed additionally by spectrometric analysis; Re, Au, Sc, Y, La, Ce, Nd, Gd.

The following conclusions were obtained in consideration of above analytical results.

1) The uranium content of the hornblende-biotite granite which forms the basement of the area ranges from 2.3 to 5.0 ppm, and the average is 3.4 ppm, these are intermediate values for granitic rocks.

2) Uranium is concentrated in the matrix of the conglomerate directly overlying the channels of the granitic basement. This conglomerate is the lowermost bed of the Ningyo-toge formation. The uranium content of the matrix of the conglomerate in the mineralized zones averages 1,100 ppm, U_3O_8 while that of the matrix of the conglomerate in the areas where the surface of the granite is relatively flat averages 73 ppm, U_3O_8 . This latter value is still very high for this type of rock and it shows that that concentration of uranium occurred widely in the lower part of the Ningyo-Toge formation.

3) In the matrix of the conglomerate of the mineralized zone, As, Mo, Tl, Ba, Sr, Sn, Cu, Pb, Zn, (Ge), (Ni), (Co) are concentrated together with uranium. Also Fe, P, S, Ca and rare earth elements which are the components of Ningyoite and pyrite are believed to be concentrated. On the other hand, the matrix of the conglomerate in the unmineralized zones shows a slight concentration of uranium, but the minor element composition is similar to that of the basement granitic rocks.

4) The correlation of the elementary abundances of ore samples, with over 1,000 ppm U_3O_8 contents, from the unoxidized zones was studied. The contents of Sr, As, Mo, Pb and Cu show a positive correlation with that of uranium, while the content of V shows a negative correlation. However, the abundances of the elements in the samples with below 100 ppm U_3O_8 contents show no definite correlation with the uranium contents.

5) In ningyoite various kinds of elements such as Mo, Tl, Sb, Pb, Zn, Be, Sr and rare earth elements are concentrated, while in pyrite, the elements such as As, Mo, Tl, Sn, Pb and W are concentrated, and most of these elements belong to the chalcophile elements. The Ni content is always larger than the cobalt content, and this relation has been observed in the sedi-

mentary pyrites. The pattern of existence of the rare earths in ningyoite is similar to that of granitic rocks and it seems to suggest genetic relationship of the deposits.

6) The burned ashes of the organic materials scattered in the conglomerate were analysed for the minor constituents and the results show that Ge, Mo, V, Zn, As, Ba, Sr and Co are strongly concentrated together with uranium. There is no correlation between each element. The chemical behavior of the above-listed elements are quite different from those of the elements concentrated in the samples from the mineralized zones. In regard to Ge, this element is strongly concentrated in the ash and has definite negative correlation with U and Mo. The role of the organic material in these deposits is believed to be nothing more than producing a reducing environment.

Ⅲ.4.2 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***

要 旨

中津河南部鉱体は、中津河本鉱体から、南東方向に約700mほど離れて位置し、基盤花崗岩直上の礫岩層のマトリックス部をうめ、小塊状のウラン鉱体を形成している。鉱床は、高品位な、黒色鉱とよばれる微細な人形石と黄鉄鉱との緻密な集合体を主体としている。

広く人形峠地域のウラン鉱床について、地球化学的データを得ることを目的とした仕事の一部として、この鉱体について次の各対象について、それぞれ次記成分の化学分析を行なった。

1) ウランの富鉱部礫岩マトリックス・砂岩の-16メッシュ部(以下本文では礫岩・砂岩の細粒部という) 6試料: U_3O_8 , ThO_2 , Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba, Hg, Total C, Inorg. C, Org. C, N (29成分)

2) 鉱床およびそのまわりの黒色鉱を含む礫岩・砂岩細粒部および頁岩, 65試料: Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba および U_3O_8 (23成分)。

3) 人形石(単離), 1試料: 上記2)と同じ。

4) 水質試料(坑内水) 1試料: 水質分析および蒸発残渣の微量成分, 上記2)と同じ。

分析試料総数73

以上の分析データを考察した結果、明らかとなった諸点は次の通りである。

1) 黒色鉱には、人形石、黄鉄鉱の主構成成分のほか、As, Sr, Ba, Ni, Co, Mo, Be, Sn, Hgなどの微量成分が濃縮している。ウランと正相関または、正相関らしき関係をもつ微量成分は、Sr, As, Ni, Coである。黒色鉱の $Th/U \times 100$ の値は $0.022 \sim 0.096$ 。

2) 当鉱床産の人形石中の微量成分は、峠坑産の人形石の微量成分に較べ、Ni, Co含量が高いほかは、Mo, Tl, Cu, Pb, Zn等の含量がかなり低い。しかし、濃縮する元素群の間には共通性が認められる。中津河南部鉱体の微量成分の特長は、As, Sr, Ni, Co, (Mo), Beの濃縮で示され、一方峠坑の特長は、As, Mo, Sr, Tl, Cu, Pb, Zn, Beで示される。

3) 黒色鉱のウラン含量は U_3O_8 平均2.90% (N=25)、とかなり高い。黒色鉱とかなり明瞭な境界的区分をもつ隣接部の礫岩・砂岩細粒部のウラン含量は、平均108 ppm U_3O_8 (N=23)、黒色鉱から10m以上離れた礫岩・砂岩細粒部中のウラン含量は、平均10 ppm U_3O_8 (N=12)と累帯的に激減する。しかし、黒色鉱をとりまく2つの礫岩・砂岩の累帯間に、ウラン以外の微量成分についてはその含量の間に有為の差は認められない。頁岩中のウラン含量は平均10 ppm U_3O_8 (N=7)。

4) 黒色鉱中のOrganic C量0.34~0.60%は還元環境を形成するのに十分な量であるが、当地域の礫岩層中のOrganic C量に較べ大差はない。黒色鉱の形成に直接的な作用は与えていない。

5) 鉱体中から湧出するやや酸化条件の坑内水は、Ba, Sr含量がかなり高く、その他Ni, Co, Cu, Feなどの元素も存在している。Ba, Srの高含量は、アルコーズ質マトリックス中の長石類の風化に基づくものと考えられ、その他の諸成分とともに移動の可能性を示している。

1. はじめに

中津河南部鉱体は1963年4月に中津河の本鉱体からわずかに離れた地点で発見され、従来の人形峠地域の

* 技術部

** 金属鉱物探鉱促進事業団(元鉱床部)

*** 鉱床部

ウラン鉱床が、基盤のチャンネル構造と密接な関係があるのに反し、鉱体が比較的平坦な基盤上の礫岩中に存在し、かつ非常に高品位である点で、資源的にも成因的にも多くの注目を集めた。鉱石は黒色鉱とよばれる堅い緻密な人形石と、黄鉄鉱との細かい集合体からなり、見かけ上は、峠坑の一部に産出した黒色鉱と類似している。しかし、本鉱体は同地域の他のウラン鉱体に較べ、多くの点で異なる特長をもっている。すなわち、上述したように基盤花崗岩がチャンネル構造をもたず、隣接する中津河本鉱体が低い濃縮度で広いウランの分布をもっているのに対し、非常に局限された部分に富鉱体のみが存在している。鉱化部と非鉱化部との境はかなり明瞭に分れており、杉之原らによれば、高品位部の平均 U_3O_8 含量は0.47%、金属ウランにして約 100 t 総量の小塊状鉱体である。また、筆者らの予察的考察によれば、鉱床に濃縮している元素群が、峠坑とはかなり異なっている。峠坑の微量成分が、As, Mo, Tl で代表されるのに対し、本鉱体は As, Ni, Co で代表される。

今迄に報告された、中津河南部鉱体に関する研究は次の通りである。杉之原・奥野 (1964) は、富鉱体と基盤および母層の粘土化の関係、鉱体中の Ni, Co, P, S とウランの関係をしらべ、鉱体の基盤および母層はカオリナイトに富み、モンモリロン石は局所的に散在することを明らかにし、鉱体を中心から (U, S, P, Co, Ni) 帯、(U, S, P, Co) 帯、(U, S, P) 帯に分けている。逸見・沼野 (1965) は、ウラン鉱物および鉱石中の U, Th, Zr 含量をしらべ、成因上の手がかりを得ようと試みている。梶谷 (1965) はウランと P, S, Y の関係をしらべ、Y はウランと比例的に変動するが富鉱部ではその含量が減少し、P は富鉱部では、ウランを人形石の形で存在していると考え、不足するなどの諸点を指摘している。そして、成因の説明は一元的には難かしいかも知れないが、進歩のために、成因についての新しい提案を求め、それについての討論に期待している。

筆者らもすでに (1965) 上述したように、本鉱体の微量成分の特長について、研究の一部を発表している。本研究においては、鉱床生成の地球化学的環境を明らかにするために、鉱床およびその周辺の次の諸試料について、それぞれ次記成分の化学分析を行なった。

1) ウラン富鉱部礫岩マトリックスおよび砂岩の—16メッシュの部分 (以下本文中では礫岩・砂岩の細粒部と記す) 6 試料: U_3O_8 , ThO_2 , Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zr, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba, Hg, Total C, Inorg. C, Org. C, N (29成分)。

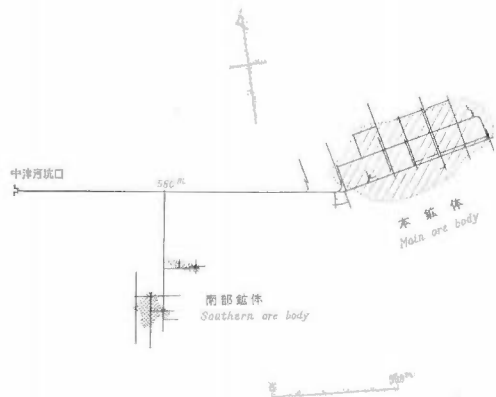
2) 鉱床およびその周辺の礫岩、砂岩の細粒部および頁岩、65試料: 上記の定量成分のうち、 ThO_2 , Hg, Total C, Inorg. C, Org. C, N を除いたその他の微量成分 (23成分)。

3) 人形石 (分離試料)、1 試料: 上記2) と同じ。

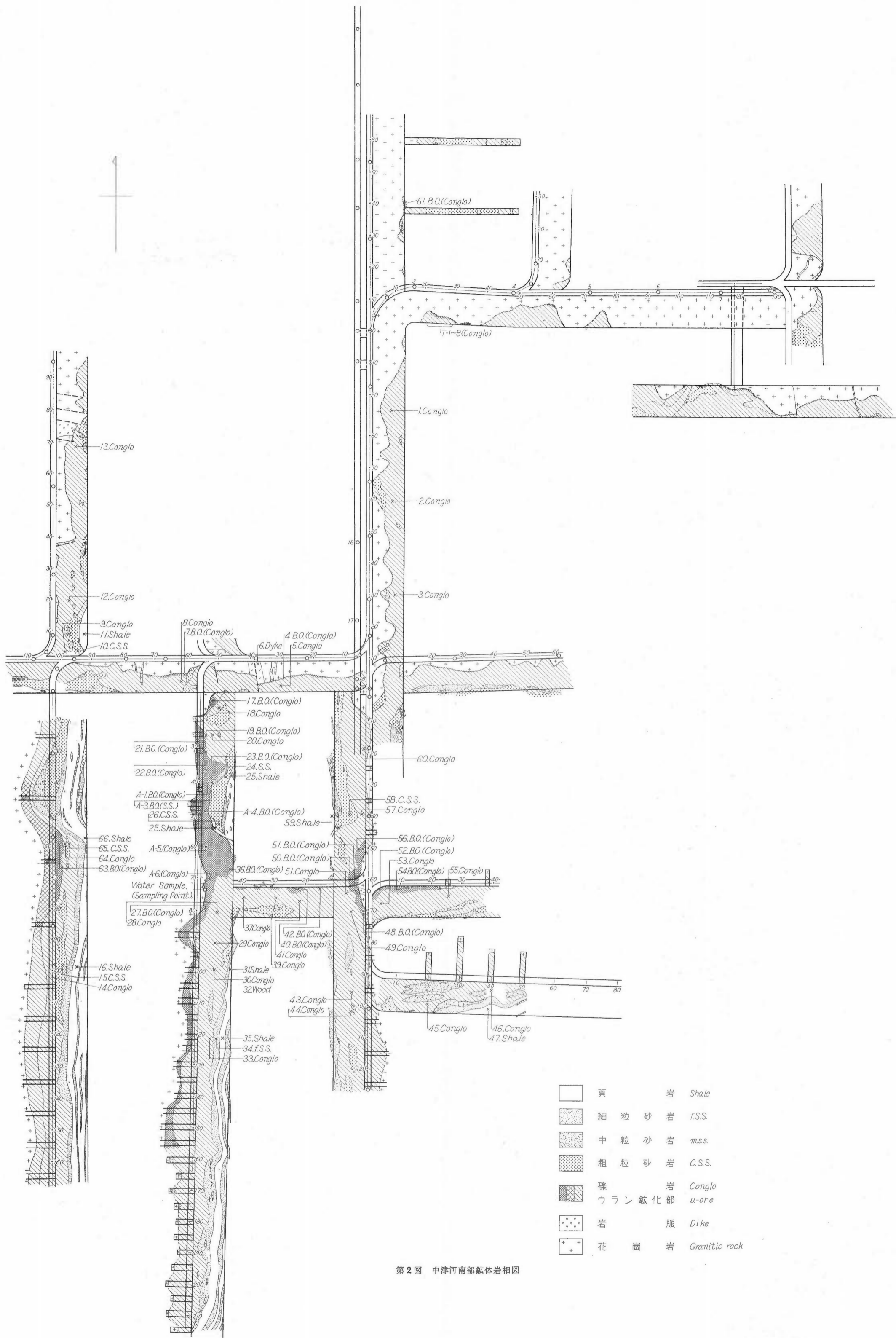
4) 鉱体中の水質試料、1 試料: 水質分析、および蒸発残渣について微量成分、上記2) と同じ。

分析試料総数73、以上の分析結果を基にして、ウランの鉱化帯と非鉱化帯との比較、ウランとその他の微量成分との関係(相関度の考察)、当地域の他の鉱床との比較、水質試料の分析結果より移動に関する考察などを行ない、中津河南部鉱体の特長が、当地域のウラン鉱床の Variation のひとつとして説明が可能であることを述べる。

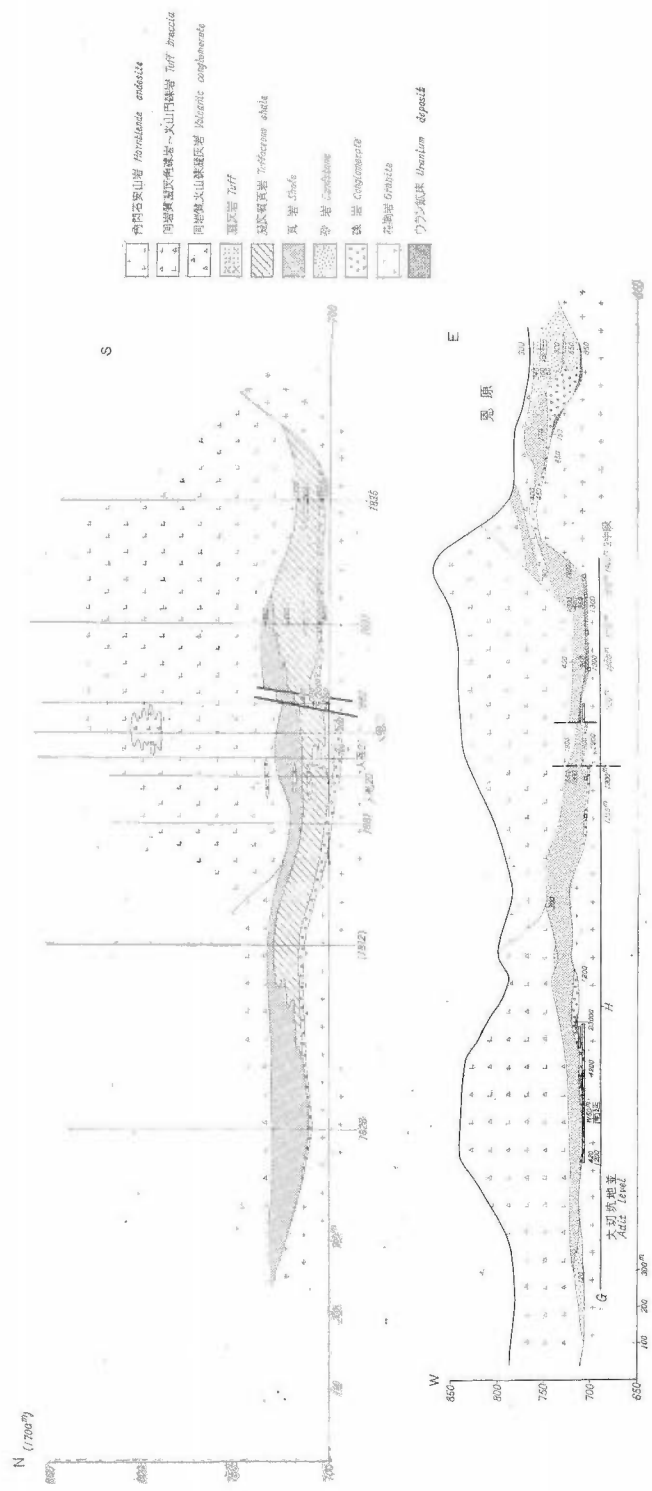
本研究において、原子燃料公社高瀬博・山本勇の両氏には現地における試料採取に御協力いただき、当所関根節郎・望月常一・比留川貴・加藤甲壬の諸氏には化学分析の御協力をいただいた。また、高橋清・牧真一・伊藤司郎・坂巻幸雄の諸氏には予察調査で多大の御教示を得た。ここに深甚なる謝意を表す。



第1図 中津河南部鉱体位置図
Location map of Nakatsugyo deposits



第 2 図 中 津 河 南 部 鉅 体 岩 相 図



第3図 中津河鉱床断面図 (原子燃料公社原図)
Geological cross section of Nakaisugo area

地質調査所報告 (第 232 号)

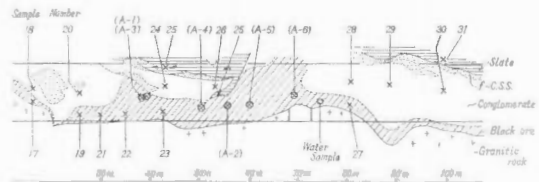
第 1 表 中津河南部鉱体における含ウラン礫岩・砂岩細粒部の微量成分
 Minor elements of the finer grained parts of the ore conglomerate and sand stone from the south ore body of the Nakatsugo Adit (Nanbu Kotai)

Element	A-1 Arkose S.	A-2 Conglomerate	A-3 Conglomerate	A-4 Conglomerate	A-5 Conglomerate	A-6 Conglomerate	Detect limit
Ge	3	3	3	3	3	4	3 ppm
Ga	10	15	10	10	10	10	1 "
In	—	—	—	—	—	—	10 "
Tl	—	—	—	2	2	—	1 "
As	400	750	650	650	600	500	100 "
Sb	—	—	—	—	—	—	100 "
Bi	5	—	tr.	tr.	?	?	5 "
Sn	20	5	7	10	5	10	3 "
Ag	—	—	—	—	—	—	1 "
Cu	3	10	5	5	5	5	1 "
Pb	35	30	40	40	40	35	5 "
Zn	—	—	—	—	—	600	100 "
Cd	—	—	—	—	—	—	10 "
W	—	—	—	—	—	—	10 "
Mo	5	10	5	12	5	20	2 "
Ni	75	75	35	150	70	300	5 "
Co	50	30	20	120	50	120	5 "
V	15	20	20	10	20	15	2 "
B	?	?	?	?	?	2	2 "
Bc	20	5	7	15	7	10	3 "
Sr	1,000	600	600	1,000	600	1,000	60 "
Ba	1,000	600	750	1,200	1,000	1,500	100 "
Hg	N.D.	1.4	1.5	0.1	1.3	0.2	"
U ₃ O ₈	8.15	3.12	5.65	8.69	4.54	6.38	以下%
ThO ₂	0.004	0.003	0.005	0.003	0.001	0.003	%
Total C	0.6	0.39	0.50	0.62	0.34	0.47	%
Inorg. C	—	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	%
Org. C	—	0.38	0.48	0.60	0.34	0.46	%
N	0.022	0.014	0.014	0.015	0.015	0.018	%

Analyst, Minor elements : A. ANDO, Hg (Colorimetric) : K. KATO
 U₃O₈ & ThO₂ : S. SEKINE & T. MOCHIZUKI
 Total C, Org. C & N : S. MAKI

2. 地質と鉱床

中津河南部鉱体の地質鉱床については、この報告のなかに福岡らⅣ 13.1, Ⅳ 13.3の詳しい報告があるので、その概要を記すに止める。第 1 図に中津河本鉱体と南部鉱体との関係位置を、第 2 図に南部鉱体全体の坑内地質と試料との採取地点を、第 3 図に一般的な地質断面図を、第 4 図に、典型的な例として、試料 No. A-1~6 採取地点付近(3号西50m



第 4 図 3号西50m南坑道試料採取地点
 Sampled wall of 3-W 50 m, south adit

南坑道)の坑内地質図を示す。第4図に示すように、中世代末期の黒雲母花崗岩を基盤とし、その上に鮮新世の花崗岩質礫岩(一部粗粒砂岩)が存在し、その上部は粗粒~細粒砂岩に移化し、さらに上部は頁岩と細粒~粗粒砂岩の互層となる。また鉱床の周辺は、基盤と堆積層との一部を多数の安山岩質の小岩脈が貫いている。

ウランは第4図に示すように、基盤に沿って、その直上の礫層中に濃縮し、堅く緻密な黒色鉱を形成している。黒色鉱から、嶋崎によってウラン鉱物が分離され、X線による同定の結果、回折像は峠坑産の人形石と一致し、人形石であることが確認された。南部鉱体の黒色鉱は峠坑の黒色鉱と同じように、人形石と黄鉄鉱との集合体である。黒色鉱の表面にしばしば黄色~橙黄色の微細な鉱物が付着していることがある。この鉱物はウラノピル石、あるいはチッペ石などのウランの硫酸塩鉱物と考えられる。おそらく、開坑後の酸化生成物であろう。

黒色鉱のまわりの隣接する礫岩層(一部粗粒砂岩)との境界は、かなり明瞭に区分されており、マトリックス中のウラン含量は、ごく隣接する場合でも、 $n \sim 0. n\% \text{ U}_3\text{O}_8$ (黒色鉱) から $0.0n \sim 0.00n\% \text{ U}_3\text{O}_8$ (隣接部) に激減する。

前項目で述べたように、富鉱体の基盤は明瞭なチャンネル構造をもたず、基盤のわずかな起伏とも、はっきりとした関係が認められない。また、小岩脈と鉱床との関係は、モンモリロン石の生成が岩脈の貫入と密接な関係にあるという見方もあるが、これは成因にも関係するので別項目で言及することにする。

主鉱体の北部に、第1図に示すように、やや小さい小鉱体が存在している。この部分の黒色鉱の特長は主鉱体と同じであるが、この部分には、例えば、T-1~T-9地点のように、小チャンネル部に沿って富鉱体が存在している場合もある。主鉱体と、北部の小鉱体とでは、4項に述べるように、鉱体に濃縮している微量成分の特長は全く同一である。したがってこの大きく2つに分かれている鉱体は、本質的には同一グループと考えることができ、かつそれらの成因も同じ作用に基づくものと解することができる。2つの鉱体の中間部、Sample No. 1, 2, 3 は全くの非鉱化部となっており、漸移的な変化は全く認められない。

3. 研究方法

3.1 試料の採取と分析試料の調製

試料の採取方法と量、および分析試料の調製法は、本報告中の前報(Ⅲ.4.1)と同じである。前報に詳細に記述したので参照されたい。

採取試料は、それぞれ1採取地点で約1kgを風乾後、頁岩はそのままを、礫岩・砂岩は16メッシュ(約1mmサイズ)以下の細粒マトリックス部を集めて粉碎し、分析試料とした。一部の特殊鉱物、人形石の分離には、アイソダイナミック・セパレーターおよび特殊重液を用いる分離法を適用した。

3.2 化学分析法

3.2.1 ウラン・トリウムの化学分析

ウラン・トリウムの化学分析は、関根節郎・望月常一によって行なわれた。ウランの化学分析法は前報と同じである。 U_3O_8 の定量限度は10ppmとした。トリウムの化学分析は、試料を分解後、トリウムを水酸化物として沈殿せしめ、これを硝酸に溶解し、酸度を調節した後、E. D. T. A. 共存のもとに、メジチルオキサイドで押出し、E. D. T. A. による容量分析法またはネオトロンによる比色法を適用した。

3.2.2 発光分光分析法による微量成分の半定量分析

Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba の22元素は、直流永続孤光を用いた発光分光分析によって半定量を行なった。詳しい記述は前報(Ⅲ.4.1)参照。安藤厚担当。

3.2.3 その他の元素の分析

Total C, Organic C, Inorganic C, N_2 の分析は牧真一による。Total Cは燃焼式の元素分析法、Inorganic Cは塩酸で発生する CO_2 ガスから求め、Organic Cは、Total C-Inorganic Cで求めた。 N_2 はキエルダール法。

水銀の分析は、加藤甲壬によって行なわれた。試料を王水で分解後、残渣を濾別し、pHを5に調節し、E. D. T. A. またはCy D. T. A. を加え、銅などをマスキングする。これに還元剤を加えて王水の影響を除

き、ジチゾン四塩化炭素溶液を加え、水銀塩をジチゾン錯塩として、四塩化炭素相に抽出し比色定量した。坑内水中の通常化学成分の分析は、比留川貴によって行なわれた。

4. ウランと微量成分の分布

4.1 黒色鉍

6 コの特別試料 (A-1 ~ A-6) についての、ウラン・トリウム、微量成分 (分光分析), Inorganic C, Organic C, N, Hg, 全部で 29 成分の定量結果を第 1 表に、その他の 19 試料についてのウランおよび微量成分の定量結果を第 5-1 表に示す。

黒色鉍のウラン含量は 0.4 ~ 8.69% U_3O_8 , 平均 2.90% (N=25) と著しく高い (第 5-1 表 No. 19 試料はウラン含量が 0.1% 以下なので、正確には黒色鉍とはいえないので以下の議論で除外)。ウランは、嶋崎によるウラン鉍物の分離考察によると、前述したようにそのほとんど大部分が人形石の形で存在しており、その他のウラン鉍物は無視できる。梶谷 (1965) は、P が富鉍部では、ウランを峠坑の人形石の形で存在していると考えると不足することを指摘している。筆者らの本鉍体の人形石 (分離試料) の分析結果では、峠坑の人形石の分析結果より P がやや少なく、梶谷の考察結果の意味をうらづけることができる。中津河南部鉍体の人形石はさらに詳しく検討する必要があり、現在再分析中なので、いずれ別に報告の予定である。

トリウム含量は ThO_2 10 ~ 50ppm, 平均 33ppm (A1 ~ A-6) と、花崗岩質岩石の ThO_2 含量よりかなり高い。それについては、1) 基盤直上の礫岩および砂岩層なので、重鉍物の濃縮に伴うトリウム濃縮の可能性、2) ウランなどととも、一部が水溶液の形で運ばれてくる可能性、3) この研究においては 1 mm 以下の細粒部のみを分析対象としているため、などの理由が考えられるが、黒色鉍以外の試料についてトリウムの分析を行っていないので、可能性の議論のみにとどめる。

単離した人形石 (U, 27.56 %) の微量成分を、第 2 表に示す。この結果を峠坑の単離試料の定量結果と比較すると、As, Sr, Be, (Ba), (Mo) などの濃縮する共通の傾向は認められるが、本鉍体の試料は、峠坑に比べ、Ni, Co 含量が高いほかは、Cu, Pb, Zn, Tl などの含量が著しく低くなっている。黒色鉍にウランとともに濃縮する元素群を、第 1 表および第 5-1 表よりさらに考察を進めると、黒色鉍 24 試料中の各微量成分の含量は次のとおりである。

As, 200 ~ 1000 ppm, 平均 700 ppm, Sn, 5 ~ 20 ppm, 平均 7 ppm, Cu, 5 ~ 15 ppm, Pb, 20 ~ 60 ppm, 平均 34 ppm, Zn, 8 試料に検出, Max. 600 ppm, Mo, 5 ~ 75 ppm, 平均 22 ppm, Ni, 35 ~ 300, 平均 86 ppm, Co, 20 ~ 150 ppm, 平均 71 ppm, Be, ~ 10 ppm, 平均 7 ppm, Sr, Max. 1,000, Ba, Max. 1500 ppm, Tl, 7 試料に検出, Max. 10 ppm その他の微量成分は黒色鉍をとりまく礫岩・砂岩層の含量と大差はない。

第 5-1 表の試料について、Flanagan の Rank correlation 法にも基づいて、各元素の相関を求めると第 3 表のようになる。ウランと正相関を示す元素は Sr, As, Ni, Co である。各元素間で比較的良好な相関性を示すものは、Sr-Ba, Sr-As, As-Co, Ni-Co である。

第 2 表 人形石の微量成分
Minor elements in Ningyoites from the Nakatsugo-Nanbu adit and Toge adit

Element	Nakatzugo-Nanbu adit	Toge adit
U	27.56 %	24.2 %
Ge	— ppm	5 ppm
Ga	5	10
In	?	—
Tl	?	150
As	2000	—
Sb	—	300
Bi	10	25
Sn	20	10
Ag	10	10
Cu	15	150
Pb	50	200
Zn	—	300
Cd	25	—
W	—	10
Mo	50	5000
Ni	150	10
Co	100	25
V	10	10
B	10	10
Be	500	150
Sr	1500	2000
Ba	2500	600

Analyst, U : . SEKINE & T. MOCHIZUKI, Minor elements: A. ANDO (Spectrochemical analysis)

第3表 中津河南部鉱体礫岩マトリックスのスペアマン順相関係数
The Spearman rank correlation coefficients Matrices of the ore conglomerate from
the south ore body of the Nakatsugo Adit. (Nanbu Kotai)

	Ba	Sr	As	Mo	Pb	Ni	Co
U ₃ O ₈	0.30	<u>0.62</u>	<u>0.54</u>	0.10	0.30	<u>0.50</u>	<u>0.53</u>
Ba		<u>0.78</u>	0	-0.26	0.23	0.11	0.16
Sr			<u>0.54</u>	0.10	0.10	0.35	0.27
As				0.25	0.20	0.31	<u>0.53</u>
Mo					0.25	-0.25	0.10
Pb						0.26	0.37
Ni							<u>0.80</u>

n=19, Probability 95% r ≥ 0.46
99% r ≥ 0.56
U₃O₈ > 0.1%
Average U₃O₈ : 2.26%

Hg が 5 試料 (A-2~A-6) について分析された。Hg 含量は 0.1~1.5 ppm, 平均 0.9 ppm であり, 砂岩の平均含量範囲 0.03~0.1 ppm, 頁岩の平均含量 0.4 ppm よりやや高い。黒色鉱が多量の黄鉄鉱を含むため, As, Mo などとともに濃縮したものと考えられる。

Total C, Inorganic C, Organic C および N 含量は, 峠坑その他の牧真一の測定値と大差はない。Inorg. C はごく少量で, 炭酸塩鉱物の存在度の低いことを示している。したがって Total C 量は, ほとんど Organic C 量に等しいとみなしても差つかえない。黒色鉱についてのこれらの含量は非鉱化帯の値ともあまり差はなく, 黒色鉱の存在部が有機炭素質の含量と直接相関性があるとは考えられない。Organic C 含量が, 0.5% 以上存在する場合は天然ガス鉱床を形成し得るとされ, この場合の Organic C 含量 0.34~0.60% は還元環境を形成するには充分な量である。一方, 頁岩には 1.0~2.0% の炭素分が存在するにもかかわらず, 本鉱体周辺の頁岩中のウラン含量は, 10 ppm 程度にすぎない。小枝状の炭質物は鉱体およびその周辺の礫岩層・砂岩層中に散在している。それらの炭質物には, 鉱体外でも, 一般にかなりのウラン・ゲルマニウムなどが濃縮しているが, 南部鉱体の層状の黒色鉱の形成とは, 直接関係はないものと思われる。

4.2 礫岩および砂岩層

第 5-2 表の分析結果を基にして, 黒色鉱と, かなり明瞭な境界的区分をもって分けられる礫岩, および砂岩層中のウラン含量は, 鉱体近くの部分と, やや遠ざかった部分約 10m 以上ではかなりの差がある。第 2 図の試料採取地点において, Sample No. 1, 2, 3, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 45, 46, 60 (N=12) のウラン含量は U₃O₈ 注1) ~20 ppm 平均 c.a. 10ppm である。これに対し, その他の鉱体近くの部分では (N=23), 10~560 ppm U₃O₈, 平均 108ppm とかなり高い。黒色鉱から約 10m 以上離れるとその影響は全くなくなる。この関係は, 杉之原 (1964) らによって指摘された鉱体の累帯分布とみなすことができる。基盤上の同一層準において, 黒色鉱 (鉱体) の平均 U₃O₈ 含量は 2.9% である。それに隣接する礫岩および砂岩層中のウラン含量は, 黒色鉱とは明瞭な境界線をもって, 平均 108 ppm と, 1/270 に激減し, 鉱体から 10m 程度離れると, 平均 10 ppm とさらに 1/10 に減少する。

しかし, この黒色鉱をとりまく 2 つの累帯について, 微量成分を比較してみると, 黒色鉱においてウランと正相関をもつ Sr, As, Ni, Co などの元素の含量においてすら, 有為の差が認められない。これは, ウランに較べて, その他の微量成分の濃縮度がかなり低いためと考えられる。上記の累帯分布はウランについてのみ明瞭であるといえる。

4.3 頁岩

第 5-3 表に示すように, 炭素含量の高い頁岩は, 非鉱化部の礫岩・砂岩層に較べ, Ni, Co, Zn, Pb, B など

注1) 検出限度 10 ppm 以下

多くの元素の濃縮が認められる。Sample No. 25, 25' が U_3O_8 含量 110, 20ppm と、他の頁岩試料に較べ高含量なのは、第 3 図に示すように、鉱体の直上部に垂れ下がった部分であるからである。この 2 試料に、ウランおよび As の異常値点があるほかは、平均 10 ppm U_3O_8 と、その他の微量成分の含量とともにほぼ一定している。

4.4 坑内水

3号西50m南坑道、75m地点の黒色鉱を含む、基盤直上の礫岩層中に湧出する水質試料の採取を行なった(昭38年12月4日採水)。この水質試料については、原子燃料公社で、同年7月から11回にわたり、pHと溶存ウラン含量の測定を行なっている(pH 6.00~7.45, ウラン 0.03~0.15 mg/l)。筆者らの分析結果を第 4 表に示す。水質試料の主要陽イオンは Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- であり、開坑のため、明らかにやや酸化的環境にある。 SO_4^{2-} が通常の地下水に較べ高いのは地層中に黄鉄鉱が存在するためである。蒸発残渣中の微量成分のうち、とくに Ba, Sr 含量が高いのは注目すべきである。蒸発残渣中の Ba 含量 1,000 ppm (0.1%), Sr 含量 1,500ppm (0.15%), これを水質試料中の溶存濃度に換算すると、Ba 0.35ppm, Sr 0.43 ppm となる。Ba, Sr は花崗岩質岩石中では長石類にとくに含量が高く、数%におよぶものも少なくない。未変成の長石類を含む堆積層が、地表近くの酸化的条件で風化をうける場合、風化をうけた長石類から、 Ca^{2+} , Na^+ , K^+ とともに、 Ba^{2+} , Sr^{2+} が地下水中に溶解するため、とくにアルコーズ砂岩質の当地区の地下水中の Ba^{2+} , Sr^{2+} 濃度が高いものと考えられる。その他、微量成分としては、Ni, Co, さらに、Sn, Cu, Pb, Ag などの親銅元素が検出されている。現在はおよそ溶脱過程に進みつつあるこの地下水の主組成および微量組成は、アルコーズ砂岩層中の水質の特性の一つを示すものであると同時に、ウラン鉱床をもたらしたと考えられる水質組成を暗示するものとして興味がある。

第 4 表 アルコーズ砂岩層中の地下水の化学組成
Chemical analysis of ground water in
arkose sandstone

	ppm		ppm
Total solid matter	350	SO_4^{2-}	129
PH	6.5	K^+	4.58
HCO_3^-	88	Na^+	17.3
CO_3^{2-}	none	Ca^{2+}	34.4
Cl^-	1.98	Mg^{2+}	17.8
蒸発残渣 (Total solid matter) 中の微量成分 ppm			
Ba	1,000	Sn	5
Sr	1,500	Cu	20
B	25	Pb	20
Ni	10	Ag	10
Co	5		

As, Sb, Bi, Ge, Ga, In, Tl, Mo, Zn, Cd, Be, W, V は未検出

Analyst, Common elements : T. HIRUKAWA, Minor elements : A. ANDO (Spectrochemical analysis)

4.5 北部の小鉱体

前述するように、中津河南部鉱体は主鉱体と、北方に約80m離れて、いくつかの富鉱部を形成する小鉱体がある。この北部の小鉱体については、筆者らは Sample No. 61, 1点しか試料採取を行っていない。高橋清・伊藤司郎・坂巻幸雄・牧真一による予察的調査の結果注2) とともに、微量成分の特長を考察すると、主鉱体と全く同一であることが判る。

高橋清らの調査地点 T-1~T-9 (分岐点から東20~30mの小チャンネル) 部分の微量成分の分布図を第 5, 6 図に示す。黒色鉱の部に、As, Ba, Sr, Ni, Co が濃縮していることが判る。

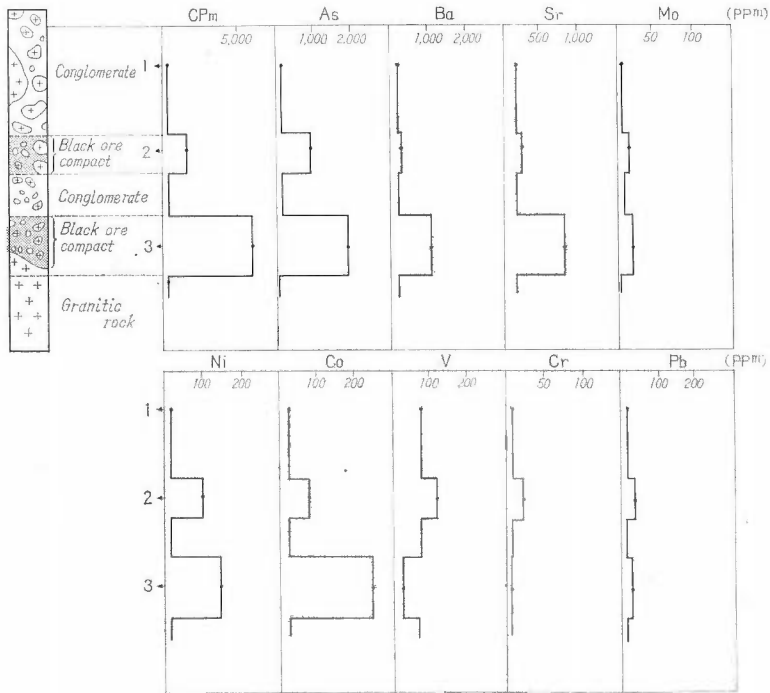
主鉱体と、北部の小鉱体の中間は全くの非鉱化部、Sample No. 1, 2, 3 となっている。ウランおよびその他の微量成分の濃縮は、富鉱体を離れると激減し、2つの鉱体の間に漸移的な変化は認められない。

5. 総括

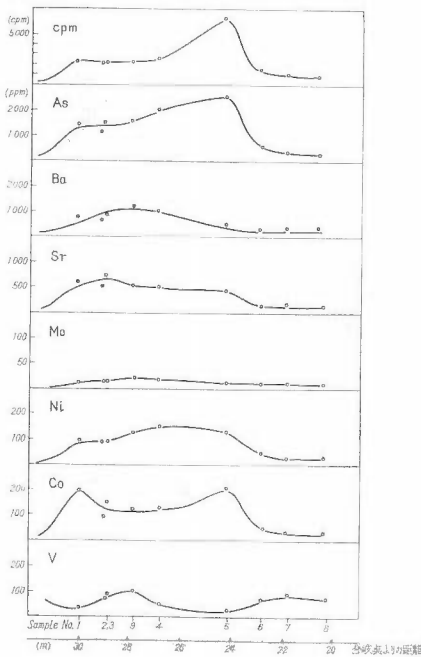
以上の諸データを考察した結果、明らかとなった諸点は次の通りである。

- 1) 黒色鉱は人形石と黄鉄鉱との細かい集合体であり、人形石以外のウラン鉱物は量的にはほとんど無視できる。
- 2) 黒色鉱には、U, Fe, S, P, Ca のほか、As, Sr, Ba, Ni, Co, Mo, Be, Sn, Hg などの微量成分が濃縮して

注2) 高橋清ら、未公開データ



第5図 T-2地点の微量元素の垂直変化
Vertical variation of the minor element constituents at T-2



第6図 T-1-9小チャンネル部、基盤上の礫岩マトリックス中の微量元素の水平変化
Horizontal variation of minor constituents in the matrix of conglomerate at small channel T-1-9

いる。しかし、U, Fe, S, P, Ca とその他の微量元素との間では量的にかなりの差があり、前者が%台かそれ以上に対し、後者は0~n000 ppm, その大部分は100 ppm以下である。ウランと正相関または、正相関らしき関係をもつ微量元素は、Sr, As, Ni, Coである。各元素間で良い相関性を示すものは、Sr-Ba, Sr-As, As-Co, Ni-Coである。Th/U×100の値は0.022~0.096であり、ウランに較べ、トリウム含量は著しく低い。

3) 人形石中の微量元素は、(As), Sr, Be, Ni, Co, (Ba), (Mo)などの、峠坑産人形石と共通した元素群の濃縮が認められるが、峠坑産の人形石に較べ、Ni, Co含量が高いほかは、Cu, Pb, Zr, Tlなどの親銅元素の含量がかなり低い。したがって、本ウラン鉱体の微量元素の特長が、As, Sr, Ni, Co, (Mo) Beの濃縮で示されるのに対し、峠坑の特長は、As, Mo, Sr, Tl, Cu, Pb, Zn, Beで示される。

4) ウラン含量は、黒色鉱で2.90% U₃O₈ (N=25), 黒色鉱とかなり明瞭な境界の区分をもつ隣接する礫岩および砂岩層マトリックスのウラン含量は10~560 ppm, U₃O₈平均108 ppm (N=23), 黒色鉱の存在部(富鉱部)から10m以上の地点では、礫岩および砂岩層マトリックス中のウラン含量はU₃O₈~20ppm, 平均10 ppm (N=12)と累帯的に激減する。しかし、この黒色鉱をとりまく2つの礫岩・砂岩の累帯間において、ウラン以外の微量元素はその

地質調査所報告 (第 232 号)

含量に有為の差が認められない。頁岩中のウラン含量は平均 10ppm U_3O_8 (N=7) である。

5) ウラン濃縮部の Inorganic C, Organic C, N 含量の測定値から考察すると, Inorganic C 含量の低いことから, 炭酸塩鉱物の存在度はかなり低く, Total C 量の大部分が Organic C であることが判る。Organic C 量は還元的环境を生ぜしめるのには充分な量であるが, Organic C, N 量とも, 当地域の礫岩・砂岩細粒部中の含量と大差はなく, Organic C 量が鉱床の賦存形態に直接関係しているとは考えられない。

6) アルコーズ礫岩層中のやや酸化的条件の坑内水は, 微量成分として Sr, Ba 含量がかなり高い。Sr, Ba の高含量は, 長石類の風化にも基づくものである。その他, Ni, Co および Cu, Pb などの親銅元素も存在しこれら諸成分の移動の可能性を示している。

中津河南部鉱体は, ウランの存在形が峠坑と同じく人形石で黄鉄鉱を伴うこと, 濃縮する元素群が同じく U, Fe, S, P, Ca であること, 濃縮する微量成分についても, それぞれの地区に特長があるにかかわらず, さらに普遍化できる共通性が存在していることを考えると, 中津河南部鉱体は, 当地域のウラン 鉱床のうち, 峠坑・夜次坑にかなり近い性質をもっているものと考えられる。峠・夜次坑においてウランの濃縮と基盤とのチャンネル構造の間に, 密接な相関性があったため, そのような明瞭な基盤のチャンネル構造をもたず, かつ, 著しい高濃縮度の中津河南部鉱体, 主鉱体の特異性が注目された。しかし, 主鉱体北部の小鉱体は, いくつかの明らかに基盤のチャンネル構造の場所に存在しており, 主鉱体と同じグループに属しているとすると, 地下水の動きを考えた上で, 鉱床の富化に有利な条件にあったと考えなければならない注3)。

前述したように, この鉱床の付近には多くの中性岩の岩脈が存在している。岩脈の生成が, ウランを含む熱水溶液の上昇通路を与え, 上昇口の付近に著しい富化鉱床を形成したと考えれば説明は容易である。武藤

注3) 第1-2図より巨視的にはチャンネル部と考えられる。第4図で頁岩の垂れ下った部分のまわりが特に厚い富化鉱体を形成している点に注意。

第5-1表 黒色 鉱 中 の
Contents of uranium and other minor

No.	Sample No.	U_3O_8 %	Minor								
			Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn	Ag
1	4	0.40	—	20	—	tr.	250	—	—	—	—
2	7	1.67	—	20	—	—	500	—	—	5	—
3	17	0.96	—	20	—	—	250	—	—	5	—
4	19	1.71	—	20	—	—	200	—	—	5	—
5	21	3.03	—	20	—	10	1,000*	—	—	5	—
6	22	5.04	—	20	—	—	750	—	—	7	—
7	23	6.38	—	25	—	—	750	—	—	10	—
8	27	0.76	3	15	—	—	750	—	—	—	—
9	36	2.52	4	25	—	—	1,000*	—	—	7	—
10	40	1.50	—	20	—	—	500	—	—	5	—
11	42	3.77	?	25	—	5	800	—	—	20	—
12	48	3.36	—	20	—	—	750	—	—	7	—
13	50	2.37	—	20	—	—	500	—	—	5	—
14	51	2.25	—	25	—	—	250	—	—	10	—
15	52	1.98	—	25	—	—	750	—	—	7	—
16	54	2.23	—	25	—	3	750	—	—	10	—
17	56	1.17	—	20	—	5	500	—	—	3	—
18	61	1.91	3	20	—	—	1,000*	—	—	7	—
19	63	0.015	—	15	—	—	75	—	—	3	—
Detect limit 0.001			3	1	10	1	75	100	5	2	1

正 (1961, 1962) によって提案された熱水上昇説では、人形石中の%台におよぶ稀土類元素の存在を説明するため、堆積層中の燐灰石にウランの熱水溶液が反応する機構を考えた。堆積層中の燐灰石の予想存在量と鉱床中のウランの平均含量とは、峠坑においては、ほぼ対応させることができた。しかし、中津河南部鉱体のように、比較的 Sorting を受けていない堆積層中の人形石の異常濃縮に対しては、この説をあてはめることができない。燐灰石の予想存在量とウラン含量が対応しないからである。

最近にいたり、酒井均注4) によって黄鉄鉱中の硫黄の同位元素の存在比 S^{32}/S^{34} の測定が行われた。 S^{32}/S^{34} の値は、黄鉄鉱が熱水起源の場合にほぼ一定となる筈である。測定結果は非常に大きなばらつきを示し、黄鉄鉱が直接熱水溶液から沈殿生成したものととは考えられず、biological な作用の関係を想定しなければならない。

この報告でとりあげた水質試料中の微量成分と、ウラン鉱床に濃縮している元素群を比較すると、その間にかんがりの共通性が認められ、濃縮と移動の過程を考える上の重要なデータの一つである。

この報告では、微量成分の分布に重点をおいているため、成因についての議論は別報告で詳しく行う予定でいる。

注4) 酒井均未公開データ

ウ ラ ン と 微 量 成 分
elements in black ores (Uraniferrous ore conglomerate)

Elements ppm												
Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Sr	Ba
7	30	—	—	—	15	75	75	100	tr.	—	400	300
5	30	100	—	—	5	40	20	100	tr.	5	400	400
7	30	100	—	—	7	100	100	200	tr.	—	400	300
5	30	100	—	—	5	75	75	100	tr.	5	300	400
10	60	100	—	—	10	100	100	50	tr.	7	400	300
5	30	100	—	—	20	60	50	50	tr.	10	500	500
7	30	100	—	—	25	75	100	50	tr.	10	600	600
7	50	150	—	—	75	50	75	100	tr.	—	400	300
10	30	—	—	—	40	100	100	50	tr.	7	400	250
7	50	—	—	—	50	50	50	100	tr.	7	400	300
15	20	—	—	—	20	100	100	100	tr.	7	1,000	1,000
7	30	—	—	—	50	75	75	50	tr.	7	500	200
10	30	—	—	—	50	75	150	50	tr.	7	300	250
7	30	—	—	—	15	75	75	200	tr.	10	500	500
10	30	—	—	—	30	75	75	200	tr.	7	500	500
7	30	—	—	—	15	100	100	150	tr.	7	500	400
7	30	—	—	—	20	60	60	100	tr.	—	400	500
5	20	—	—	—	20	75	40	100	tr.	5	500	250
3	tr.	—	—	—	40	5	5	150	tr.	—	—	200
1	tr. 10~20	100	10	10	2	5	5	10	tr. 1~10	5	200	100

第 5-2 表 礫岩・砂岩マトリックス
Contents of uranium and other minor elements

No.	Sample No.	U ₃ O ₈ %	Miner								
			Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn	Ag
20	1	0.001	—	15	—	—	—	—	—	3	—
21	2	0.001	—	15	—	—	—	—	—	3	—
22	3	0.001	—	13	—	—	—	—	—	3	—
23	5	0.008	—	15	—	—	—	—	—	—	—
24	6	0.002	—	13	—	—	—	—	—	3	—
25	8	0.014	—	15	—	—	75	—	—	3	—
26	9	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	—
27	10*	—	—	15	—	—	—	—	—	3	—
28	12	—	—	15	—	—	—	—	—	3	—
29	13	0.001	—	13	—	—	—	—	—	3	—
30	14	—	—	15	—	—	—	—	—	3	—
31	15*	—	—	15	—	—	—	—	—	3	—
32	18	0.03	—	15	—	—	—	—	—	3	—
33	20	0.056	—	15	—	—	—	—	—	3	—
34	24*	0.004	—	20	—	—	—	—	—	3	—
35	26*	0.002	—	25	—	—	—	—	—	3	—
36	28	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	1
37	29	0.003	—	15	—	—	—	—	—	3	—
38	30	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	—
39	33	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	1
40	34	0.002	—	—	—	—	—	—	—	3	—
41	37	0.009	—	15	—	—	—	—	—	3	1
42	39	0.012	—	15	—	—	—	—	—	25	—
43	41	0.015	—	15	—	—	—	—	—	3	—
44	43	0.004	—	15	—	—	—	—	—	3	—
45	44	0.006	—	15	—	—	—	—	—	3	—
46	45	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	—
47	46	0.001	—	15	—	—	—	—	—	3	—
48	49	0.007	—	15	—	—	—	—	—	3	—
49	51	0.033	—	15	—	—	—	—	—	3	—
50	53	0.030	—	15	—	—	—	—	—	3	—
51	55	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	—
52	57	0.003	—	15	—	—	—	—	—	3	—
53	58*	0.002	3	22	—	—	—	—	—	3	—
54	60	0.001	—	15	—	—	—	—	—	3	—
55	64	0.002	—	15	—	—	—	—	—	3	—
56	65	0.001	—	15	—	—	—	—	—	3	—

*: c~f. Arkose sandstone, others are conglomerate

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)

クス中のウランと微量成分
in the matrixes of conglomerate and sandstone

Elements ppm												
Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Sr	Ba
5	tr.	—	—	—	—	10	10	150	tr.	—	—	200
7	20	—	—	—	—	20	7	150	tr.	—	—	200
10	tr.	—	—	—	5	20	25	200	tr.	—	—	250
7	tr.	150	—	—	—	40	40	150	tr.	—	—	750
20	tr.	—	—	—	5	75	40	200	10	—	750	200
5	tr.	200	—	—	—	20	10	150	tr.	—	—	200
15	tr.	—	—	—	5	75	75	250	tr.	—	—	250
5	tr.	—	—	—	7	20	7	100	tr.	—	—	250
7	tr.	—	—	—	—	25	10	100	tr.	—	—	250
7	tr.	—	—	—	5	50	45	150	tr.	—	—	200
3	tr.	—	—	—	2	5	5	150	tr.	—	—	150
5	tr.	—	—	—	7	20	7	100	tr.	—	—	100
7	tr.	—	—	—	—	50	20	150	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	—	50	20	150	tr.	—	—	200
7	tr.	—	—	—	15	15	5	30	tr.	—	—	750
7	tr.	—	—	—	15	20	10	200	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	2	10	7	100	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	2	10	7	100	tr.	—	—	150
25	tr.	—	—	—	5	5	5	100	tr.	—	—	300
10	tr.	—	—	—	2	5	5	100	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	7	5	5	100	tr.	—	—	150
7	tr.	—	—	—	2	10	7	100	tr.	—	—	200
10	tr.	—	—	—	5	25	7	150	tr.	—	300	250
5	tr.	—	—	—	25	20	10	100	tr.	—	300	250
7	tr.	—	—	—	—	10	7	100	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	—	7	5	100	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	—	5	3	50	tr.	—	—	250
3	tr.	—	—	—	—	5	3	100	tr.	—	—	250
5	tr.	100	—	—	2	10	7	100	tr.	—	—	200
7	tr.	—	—	—	—	25	10	100	tr.	—	—	400
7	tr.	—	—	—	—	20	7	100	tr.	—	—	250
5	tr.	—	—	—	—	5	7	100	tr.	—	—	250
5	tr.	100	—	—	2	25	5	100	tr.	—	—	200
7	tr.	—	—	—	20	10	10	100	tr.	—	—	200
5	tr.	—	—	—	—	10	7	100	tr.	—	—	200
3	tr.	—	—	—	25	3	3	100	tr.	—	—	200
5	tr.	100	—	—	5	5	3	150	tr.	—	300	300

第 5-3 表 頁 岩 中 の ウ
Contents of uranium and other

No.	Sample No.	U ₃ O ₈ %	Minor									
			Ge	Ga	In	Tl	As	Sb	Bi	Sn	Ag	
57	11	0.001	5	25	—	—	—	—	—	—	2~3	—
58	16	—	—	15	—	—	—	—	—	—	2~3	—
59	25'	0.002	5	20	—	—	—	—	—	—	2~3	—
60	25	0.011	7	20	—	—	250	—	—	—	2~3	—
61	31	0.001	7	20	—	—	—	—	—	—	2~3	—
62	35	0.001	5	20	—	—	—	—	—	—	2~3	1
63	47	0.001	10	20	—	—	—	—	—	—	2~3	—
64	59	0.001	3	20	—	—	—	—	—	—	2~3	—
65	66	0.001	8	20	—	—	—	—	—	—	2~3	—

Analyst, UO: S. Sekine & T. Mochizuki, Minor elements: A. ANDO (Spectrochemical analysis)

文 献

- 1) 安藤 厚・浜地忠男(1965) : 人形峠地域の地球化学的研究成果, 日本原子力学会第 4 回現地討論会予稿集, 三朝, p. 44~46, および本報告誌上
- 2) 逸見吉之助・沼野忠之(1965) : ウラン鉱床における U, Th, Zr などの地球化学的問題, 日本原子力学会第 4 回現地討論会予稿集, 三朝, p. 19~25
- 3) 梶谷 敬(1965) : 人形峠付近のウラン鉱床におけるウラン, リン, イオウについて——主として中津河南部鉱体——, 講演要旨, 地調月報, vol. 16, no. 4, p. 60
- 4) 久保恭輔(1969) : 峠地域のウラン鉱床, 本報告
- 5) Muro, T. et al. (1959) : Ningyoite, a new uranous phosphate from Japan, American Mineralogist, vol. 44, p. 633~650.
- 6) 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— (ウラン・トリウム鉱物研究委員会編), p. 213~226
- 7) 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— (ウラン・トリウム鉱物研究委員会編), p. 319~321
- 8) Muro, T. (1961) : Parageneses of the minerals of the Ningyo-Toge mine, Mineralogical Journal, vol. 3, no. 4, p. 195~222.
- 9) Muro, T. (1962) : The precipitation environment of Ningyoite, Mineralogical Journal, vol. 3, nos. 5 & 6, p. 306~337.
- 10) 杉之原正暁・奥野孝晴(1964) : 中津河鉱床南部鉱体における富鉱体と基盤および母層の粘土化の関係および鉱体中の Ni, Co, P, S と U の関係, 日本原子力学会, 立教大学

**Distribution of Minor Elements in Uranium Deposits of the
Nakatsugo South Orebody, Ningyo-toge Area**

By

Atsushi ANDO, Tadao HAMACHI & Yoshihiko SHIMAZAKI

The southern ore body of the Nakatsugo uranium deposits is situated approximately 700 m to the southeast of the Nakatsugo main ore body and it is a small and massive-shaped uranium

ラ ン と 微 量 成 分

minor elements in shales

Elements ppm												
Cu	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Ni	Co	V	B	Be	Sr	Ba
15	75	100	—	—	15	75	50	200	25	—	400	300
10	75	—	—	—	5	5	5	50	25	—	200	500
15	75	100	—	—	10	25	20	150	15	—	200	300
15	75	—	—	—	20	50	30	200	20	—	200	200
15	75	100	—	—	10	40	25	200	25	—	200	150
15	75	100	—	—	15	75	50	200	20	—	200	200
15	75	100	—	—	7	30	20	150	25	—	200	200
15	75	100	—	—	10	30	50	150	20	—	200	150
15	75	100	—	—	10	30	30	150	20	—	200	400

accumulation in the matrix of the conglomerate directly overlying the granitic basement. The ore is called "black ore" and is high grade and compact aggregate of fine-grained ningyoite and pyrite.

Present work was carried out as a part of the geochemical investigation of the uranium deposits in the Ningyo-toge area. The rocks and minerals and the elements analysed by the spectrochemical method are as follows:

1. The matrix of conglomerates and sandstones from the zones with high concentration of uranium, here, the authors call "matrix" the grains under 16 mesh. 6 samples; U_3O_8 , ThO_2 , Ge, Ga, In, As, Sb, Bi, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Hg, total C, inorganic C, organic C, and N (29 elements).
2. The finer-grained parts of conglomerates, sandstones, and shale of the ore body including the black ore and its surrounding parts: 65 samples; Ge, Ga, In, Tl, As, Sb, Sn, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, W, Mo, Ni, Co, V, B, Be, Sr, Ba, and U_3O_8 (23 elements).
3. Separated ningyoite. 1 sample; the elements analysed are the same as 2.
4. Water (mine water). 1 sample; the ordinary chemical analysis for water sample was carried out, and the minor constituent in water was obtained spectro-chemically using the evaporated residue. The kind of elements analysed is the same as 2. Total number of samples analysed; 73.

The following is the conclusion obtained in consideration of the analytical results.

1) In the black ore, As, Sr, Ba, Ni, Co, Mo, Be, Sn, Hg are concentrated as minor components, and these elements also can be found as the constituents of ningyoite and pyrite. Sr, As, Ni, Co are the elements which show the positive correlation with uranium. The values of $Th/U \times 100$ ratio of the black ore range from 0.022 to 0.096.

2) The ningyoite of this ore deposit is more abundant in Ni and Co contents, and less abundant in Mo, Tl, Cu, Pb and Zn contents than those of the Toge deposit. However, there are common features in the concentration of elements in the mineral of these two occurrences. The notable feature of the minor element composition in the southern deposit of the Nakatsugo ore body is the concentration of As, Sr, Ni, Co, (Mo) and Be, while that of the Toge deposit is the concentration of As, Mo, Sr, Tl, Cu, Pb, Zn and Be.

3) The uranium content of the black ore is considerably high; the average contents of U_3O_8 is 2.90% (number of samples N is 25). The average uranium content of the matrix of the conglomerates and sandstones adjacent to the ore body is 208 ppm U_3O_8 (N = 23). The average uranium content of the matrix of the conglomerate and sandstone at distances of more than 10 m from the black ore body is 10 ppm U_3O_8 (N = 12), and it is likely that the uranium content changes zonally. In these two zones around the ore body, no appreciable difference is observed for the contents of elements except for uranium in the finer-grained part of the conglomerate and sandstone. The average uranium content in shales is 10 ppm U_3O_8 (N = 7).

4) The content of organic C in the black ores (0.34–0.60%) is sufficient to produce reducing environment, and this value is more or less similar to that of the conglomerates of this area. Hence, it is concluded that the carbon has not played an important role for the formation of the ores.

5) The content of Ba, Sr in the slightly acidic mine water percolating through the ore body is fairly high, and also Ni, Co, Cu and Pb are contained. The high content of Ba and Sr represents the effect of the weathering of feldspars in the arkose matrix, and it shows the high mobility of these elements.

Ⅲ. 4.3 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*

要 旨

土岐市北部のウランの濃縮地点、第1～4露頭は黒雲母花崗岩を基盤とする中新世のアルコーズ質粗粒砂岩（一部礫岩）およびシルト質砂岩によって構成されており、一部にはかなり多量の炭質物が含まれている。この研究では主として第1～4露頭の堆積岩59、基盤岩5、総数64試料について、ウランを化学分析法にて定量し、ついで分光分析法によって20元素の微量成分を半定量し、この地域の地球化学的環境を考察する上の予察的な資料とした。半定量した微量成分は、Ba, Sr, Be, Ni, Co, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo, Ge, Ga, As, Sb, Bi, Tl, Cd, Ag, V, Bである。

地表近くの地層より風化によって溶脱したウランなどの微量成分は地下水によって移動し、ついで一部は粘土鉱物、炭質物などに濃縮保持され、一部は還元環境においてウラン鉱物や黄鉄鉱として再固定される。第1、2露頭では、同じくアルコーズ砂岩中のウラン鉱床のうち、たとえば、人形峠地区の峠坑（As, Mo, Tl）中津河南部鉱体（As, Ni, Co）のように特長ある微量成分の濃縮は起こっていない。ただし、リンバリウムウラン石が産出するように、部分的にはバリウムがかなり高含有の試料がある。第4露頭の炭質物を含む黒色のシルト質砂岩は、ウランのほか、Ba, Srのかんりの濃縮と、Co, Ni, Geのわずかな濃縮が起こっている。当地域の堆積岩中の黄鉄鉱は、八面体の結晶形をもち、白鉄鉱を伴い、Cu, Pb, Zn, As, Mo, Tlなどの濃縮が認められ、人形峠地区の黄鉄鉱と多くの共通点をもっている。なお、石原舜三によって指摘されているように、土岐・瑞浪地区の基盤黒雲母花崗岩はU, Th含量が高いという事実はウラン鉱床の生成を考える上で重要である。

1. はじめに

すでに発見された土岐市北部のウランの濃縮地点、第1～第4露頭および基盤花崗岩類などについて、ウランおよびその他の微量成分を予察的に調べた結果について報告する。分析した試料の区分と数は次のとおりである。

第1露頭	粗粒アルコーズ質砂岩（一部礫岩およびシルト質砂岩）	試料数33
第2露頭	粗粒アルコーズ質砂岩およびシルト質砂岩	12
第3露頭	シルト質砂岩（炭質物を含む）	1
第4露頭	黒色シルト質砂岩（炭質物を含む）	11
平岩地区	シルト質砂岩（粘土質）	2
基盤岩	花崗岩質岩石 石英斑岩	5
	総計	64

以上の試料は筆者および地調の調査員が採取し、すでにウランの化学分析の行なわれたものの中から適当に選択し、微量成分の考察に供した。礫岩および粗粒砂岩は1mm以下の細粒部について分析を行なった。試料の採取地点は第1図のとおりである。試料の地層区分はその大部分が土岐夾炭層に属するものと考えられる。

考察の目的はすでに明らかとなっている本邦の各ウラン鉱床の微量成分その他の資料を当地区のそれと比較し、成因や生成環境を考える上の地球化学的資料とすることにある。また第1露頭では、リンバリウムウラン石というBaを主成分とするウラン鉱物が林昇一郎により発見されている。同鉱物がきわめて珍しいも

* 技術部

地質調査所報告 (第 232 号)

第1表 土岐地域の堆積岩と花崗
Contents of uranium and other minor elements in some

No.	試料採取者 Collector	試料番号 Sample No.	岩質 Rocks	採取場所 Locality	Minor				
					U ₃ O ₈ *(10)	Ba (100)	Sr (60)	Be (10)	Ni (5)
1	安藤厚	4678, 1-1	シルト質砂岩	第1露頭, トレンチ	170	2,000	500	—	30
2	"	1-2	礫岩	" "	230	800	150	—	20
3	"	1-4	シルト質砂岩	" "	230	500	150	tr	100
4	"	1-5	"	" 道路わき	70	5,000	—	10	75
5	"	2-1	"	第2露頭, 道路わき	610	1,500	500	—	50
6	"	2-2	粗粒砂岩	" 沢 (酸化部)	120	150	60	—	25
7	"	2-3	"	" (非酸化部)	120	100	100	—	25
8	"	2-4	シルト質砂岩	" " "	40	500	350	—	30
9	"	2-5	"	" " "	150	250	100	—	15
10	"	2-6	"	" " "	80	300	300	—	25
11	"	2-7	粗粒砂岩	" " "	90	300	200	—	25
12	"	2-8	シルト質砂岩	" " "	90	400	400	—	25
13	"	4-1	"	第4露頭, トレンチ	—	300	400	—	30
14	"	H-1	"	平岩	70	250	100	—	10
15	"	H-2	"	"	290	300	—	—	5
16	"	G-1	黒雲母花崗岩	賤洞	10	400	60	—	20
17	"	G-2	"	"	10	300	60	—	5
18	"	G-3	"	山野内	—	500	100	—	7
19	"	Qp-1	石英斑岩	岩村町	—	750	150	—	25
20	林昇一郎	4626, 25	粗粒砂岩	第1露頭, 東押	260	200	—	—	10
21	"	27	シルト質砂岩	" 第1トレンチ上部	110	1,500	150	—	25
22	"	28	"	" " 下部	140	1,200	150	—	20
23	"	29	"	" 川の東トレンチ	—	600	60	—	15
24	"	31	粗粒砂岩	" 粗鉞平均	1,900	500	—	—	20
25	"	32	"	" 南部露頭	270	400	—	—	10
26	"	33	"	" "	1,300	400	60	10	10
27	"	34	シルト質砂岩	第4露頭, トレンチ	70	750	750	—	50
28	"	35	粗粒砂岩	第2露頭, 沢	220	7,500	1,500	10	40
29	"	36	"	" "	80	250	—	—	10
30	"	37	"	" 道路わき溝	150	400	60	—	20
31	林昇一郎	4622, 2-1	粗粒砂岩	第2露頭	670	1,000	500	—	50
32	"	1-2	"	第1露頭, 東側トレンチ	450	200	—	—	10
33	"	1-3	"	"	160	200	—	—	5
34	"	1-4	砂岩マトリックス	"	690	300	—	—	5
35	"	1-7	粗粒砂岩	" (高品位部)	350	150	—	—	10
36	"	1-8	"	" 西側トレンチ	440	300	—	—	10
37	"	1-9	"	" 東側トレンチ	300	750	—	—	5
38	"	1-10	シルト質砂岩	" "	820	500	?	10	25
39	"	1-11	"	" "	370	400	?	10	20
40	"	1-12	粗粒砂岩	" "	240	200	—	—	20
41	"	1-13	" (褐鉄)	" "	220	250	—	—	20
42	"	1-14	"	" "	170	250	—	—	20
43	"	1-17	砂岩マトリックス	" "	800	300	—	—	5

岐阜県土岐地域ウラン鉱床の地球化学的予察結果 (安藤 厚)

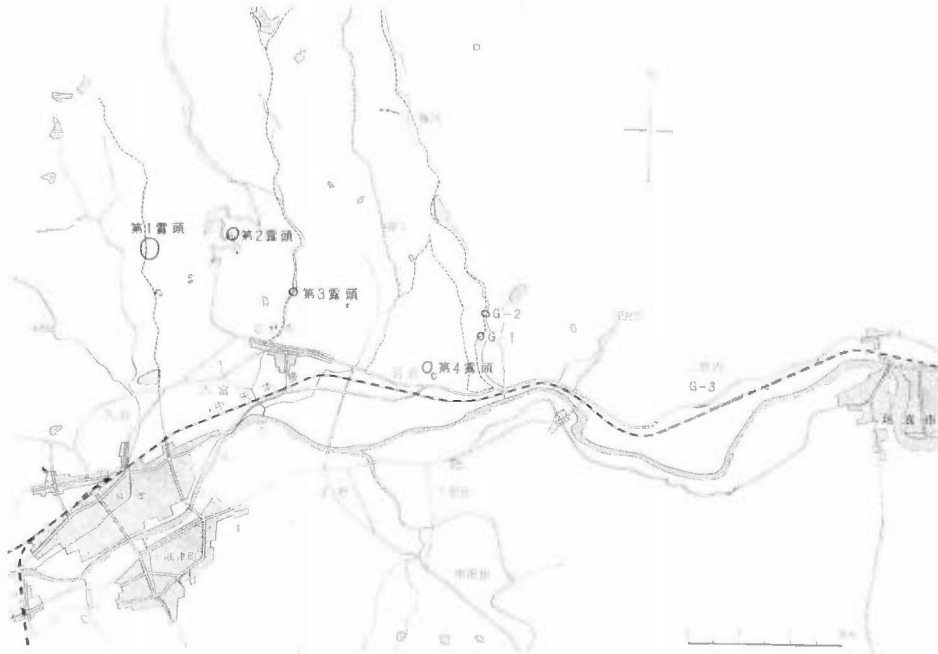
岩質岩石中のウランと微量成分
sedimentary rocks and basement rocks from the Toki district.

elements (ppm)															
Co (5)	Sn (2)	Cu (1)	Pb (5)	Zn (80)	Mo (1)	Ge (3)	Ga (1)	As (75)	Sb (100)	Bi (5)	Tl (1)	Cd (10)	Ag (1)	V (10)	B (2)
25	3	30	25	200	2	—	30	100	—	—	—	—	5	400	15
25	3	20	20	80	3	—	25	100	—	5	—	—	5	400	10
20	3	75	500	400	2	—	35	100	—	—	—	—	2	250	15
75	2	75	75	400	2	—	35	—	—	—	7	?	3	250	15
20	2	15	20	?	2	—	20	—	—	—	—	—	—	100	3
20	3	15	30	?	3	—	30	—	—	—	—	—	?	100	10
25	3	10	30	?	2	—	30	75	—	—	—	—	1	100	5
10	2	20	40	100	2	—	30	—	—	—	—	?	2	300	25
10	4	5	40	—	—	—	25	—	—	—	—	—	3	100	7
20	10	10	100	100	—	—	35	—	—	—	—	?	5	25	10
20	4	15	75	80	3	—	30	—	—	5	2	—	2	150	7
20	3	15	60	80	2	—	25	—	—	—	—	—	2	250	10
25	2	25	52	80	2	—	35	—	—	—	—	?	—	300	10
5	4	25	100	80	5	—	35	75	—	5	—	?	1	400	15
5	2	10	7	—	—	—	5	75	—	—	—	—	1	250	5
5	3	5	10	—	2	—	20	—	—	—	—	—	—	20	5
5	2	7	25	—	—	—	18	—	—	—	—	—	—	15	—
5	2	10	25	—	1	—	18	—	—	—	—	—	—	15	—
5	3	10	25	—	2	—	25	—	—	—	—	—	—	25	15
20	2	15	200	100	2	—	25	—	—	—	2	—	—	300	10
30	2	15	20	200	1	—	30	—	—	—	—	—	—	250	20
50	3	25	30	150	2	—	30	—	—	—	—	?	2	400	15
20	2	15	25	100	—	—	20	—	—	—	—	—	—	250	5
10	2	25	50	—	5	—	15	—	—	—	—	—	1	100	3
15	2	20	40	—	7	—	18	—	—	—	—	—	1	250	3
20	3	25	750	300	3	3	30	75	—	—	—	—	1	250	20
50	2	100	50	150	2	5	30	—	—	—	—	—	2	300	15
40	2	25	50	300	2	—	30	—	—	—	—	—	2	250	15
10	3	15	50	—	1	—	20	—	—	—	—	—	1	50	10
20	3	20	75	100	—	—	25	—	—	—	—	—	—	100	5
50	2	25	30	100	4	—	30	—	—	—	—	—	1	100	10
30	2	25	30	100	20	—	25	—	—	—	—	—	—	250	20
30	15	15	40	—	2	—	20	—	—	—	2	—	—	75	5
10	2	50	40	80	10	—	18	—	—	—	—	—	1	250	10
5	2	20	20	100	2	—	20	—	—	—	—	—	—	250	10
15	2	10	30	—	5	—	20	—	—	—	—	—	1	250	10
10	2	50	30	—	10	—	15	—	—	—	—	—	—	200	5
20	2	30	40	250	5	—	30	—	—	—	—	—	—	250	20
25	2	25	100	150	2	—	30	—	—	—	—	—	—	250	15
25	2	15	150	150	2	—	30	—	tr ?	—	—	—	—	250	15
25	2	10	100	100	2	—	25	—	—	—	—	—	—	200	10
20	2	10	25	100	—	—	30	—	tr ?	—	—	—	—	250	10
10	—	50	30	—	25	—	18	—	—	—	—	—	1	100	7

地質調査所報告 (第 232 号)

No.	試料採取者 Collector	試料番号 Sample No.	岩質 Rocks	採取場所 Locality	Miner				
					U ₃ O ₈ *(10)	Ba (100)	Sr (60)	Be (10)	Ni (5)
44	林昇一郎	4622, 1-20	シルト質砂岩	第1露頭 東側トレンチ	650	250	—	—	10
45	"	1-21	"	" "	1,300	300	—	—	15
46	"	—	黒雲母花崗岩	月吉	140	500	60	—	5
47	島田忠夫	4630, 3-1	シルト質砂岩	第3露頭	10	300	—	tr	5
48	"	4-1	"	第4露頭(炭質物を含む)	80	2,500	1,500	—	50
49	"	4-2-1	"	" "	2,800	1,000	1,500	—	60
50	"	4-2-2	"	" "	370	1,500	1,500	—	50
51	"	4-3	"	" "	160	1,500	1,200	—	60
52	"	4-4	"	" "	330	1,500	1,200	—	50
53	林昇一郎	4662, —	"	" "	890	1,200	400	—	30
54	大塚寅雄	4658, 1	"	" "	22,500	1,000	2,000	10	100
55	"	2	"	" "	1,000	750	1,200	—	75
56	"	3	凝灰質部分	" "	2,700	1,000	2,000	—	100
57	林昇一郎	4632, 38	粗粒砂岩	第1露頭, 北押引立	100	250	—	—	15
58	"	39	"	" 基盤近く	170	300	—	—	10
59	"	40	"	" "	160	150	—	—	10
60	"	41	"	" "	130	200	—	—	20
61	"	43	"	" 東側壁の平均	240	200	—	—	15
62	"	44	"	" 基点4	—	600	100	—	10
63	"	45	"	" 南部トレンチ	230	250	—	—	15
64	"	47	"	" 道路の西側トレンチ	60	150	—	—	15

* 定量元素または定量成分の下の () 内の数値は定量限界, Limits of determinations
Analyst, U₃O₈ : S. SEKINE & T. MOCHIZUKI, Minor elements : A. ANDO (Spectrochemical analysis)



第1図 試料採取地点
Sampling map

岐阜県土岐地域ウラン鉱床の地球化学的予察結果 (安藤 厚)

elements (ppm)															
量 成 分															
Co (5)	Sn (2)	Cu (1)	Pb (5)	Zn (80)	Mo (1)	Ge (3)	Ga (1)	As (75)	Sb (100)	Bi (5)	Tl (1)	Cd (10)	Ag (1)	V (10)	B (2)
10	2	25	60	—	10	—	25	—	—	—	—	—	1	150	10
10	2	100	50	100	10	3	30	100	—	—	—	—	—	200	25
3	4	20	25	—	1	—	20	—	—	—	—	—	2	25	3
3	—	5	5	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	20	?
50	2	75	25	150	5	—	30	—	—	—	—	—	—	200	15
75	2	50	25	150	1	3	25	—	—	—	—	—	5	250	—
75	2	50	25	100	1	3	30	—	—	—	—	—	5	250	10
50	2	50	75	150	1	3	30	—	—	—	—	—	5	250	5
50	2	40	20	100	—	—	25	—	—	—	—	—	5	100	3
10	—	20	5	—	—	3	10	—	—	—	—	—	—	250	3
75	2	50	30	150	—	30	25	75	—	—	—	10?	1	500	3
60	2	50	15	100	1	3	25	—	—	—	—	—	—	400	5
200	2	100	25	200	—	25	25	—	—	—	—	—	3	200	3
10	2	25	20	100	1	—	20	—	—	—	—	—	—	250	5
50	2	20	50	—	5	—	20	—	—	—	—	—	—	250	10
10	2	20	20	—	3	—	20	—	—	—	—	—	—	200	5
25	2	20	40	100	1	—	20	—	—	—	—	—	—	250	10
10	2	25	25	—	10	—	20	—	—	—	—	—	—	250	10
7	2	25	25	100	1	—	25	—	—	—	—	—	—	200	10
10	3	15	30	100	10	7	25	—	—	—	—	—	—	400	10
5	3	12	20	100	2	—	30	—	—	—	—	—	—	300	7

のであるため、とくに Ba の分布とその行動について考察を行なった。

この内容はすでに1964年8月名古屋で開催された第3回ウラン資源現地討論会で報告した。討論要旨は日本原子力学会誌に掲載されている。

2. 分析方法

微量成分の分析は発光分光分析法による。直流弧光法により、セブン・ステップ・フィルターを用いて半定量分析を行なった。使用装置は Jaco. Ebert 3.4m 回折格子分光器である。半定量元素は Ba, Sr, Be, Ni, Co, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo, Ge, Ga, As, Sb, Bi, Tl, Cd, Ag, V, B の20元素であり、米国地質調査所の標準岩石試料 W-1, G-1 を用いて分析値のチェックを行なった。

ウランの分析は、関根節郎・望月常一の両氏による。U₃O₈ として 10 ppm を定量限界とした。ウランおよび微量成分の定量結果を第1表に示す。

3. 結果と考察

3.1 基盤岩類

賤洞および山野内の採石場で採取した黒雲母花崗岩 (No. 16, 17, 18) のウラン含量は、上記のように定量限界を 10 ppm としたため正確な値ではない。石原舜三らによれば、土岐・瑞浪地区の基盤花崗岩類のウラン・トリウム含量は中粒黒雲母花崗岩 (U 4.1~5.9 平均 4.8 ppm, Th 18.5 ppm), 粗粒黒雲母花崗岩 (U 3.5~12.3 平均 5.9 ppm, Th 18.4 ppm), 斑状黒雲母花崗岩 (U 2.6~8.1 平均 5.1 ppm, Th 17.4 ppm) と、一般に高いことが明らかにされている。ウラン鉱床は、ウラン・トリウム含量の高い花崗岩類上とその周辺に主として分布するとされるが、これは鉱床の成因上重要な事実である。

黒雲母花崗岩 (No. 16, 17, 18) の微量元素は本邦の花崗岩類のものとしては普通である。

ウラン含量の異常地点として報告されている月吉花崗岩 (No. 47) の分析結果は、ウランが濃縮しているにもかかわらず、その他の微量元素の含量は上記の 3 試料とほとんど変わっていない。月吉花崗岩のウランは主として表層の割れ目にリンカイウラン石として存在し、広野によれば、岩体中の捕獲岩の黒雲母の濃縮部にも放射性物質が濃縮していると報告されているが、その大部分はごく表層のみの、付近のウランの濃縮した堆積層よりの 2 次的な供給物である可能性が大きい。同地点の花崗岩の割れ目のリンカイウラン石にもとづき、阪上による年代測定結果が 6000 年とかなり若い結果を示すのもそのためであろう。

3.2 微量元素の特長 第 1, 第 2 露頭

広野らは第 1 露頭において、ウランは通常の場合は Y, P と良い相関を示すのであるが、この場合は相関はあまりよくなく、ウランは Pb, As, Fe, S, モンモリロン石と良い相関を示すことを報告している。しかし筆者らの今回取扱った試料の分析結果では Pb を含め、とくにウランと明らかな正の相関を示す元素はみいだされなかった。同じくアルコーズ砂岩または礫岩中のウラン鉱床のうち、人形峠鉾山峠地区ではウランの濃縮部に As, Mo, Tl などが特長的に濃縮し、中津河南部鉾体では As, Ni, Co の濃縮が認められた。これに対して、当地区の第 1, 第 2 露頭ではとくに上記のような特長ある微量元素の濃縮は認められなかった。第 1, 第 2 露頭の微量元素は、アルコーズ砂岩質の人形峠地区の非鉍化帯のデータに類似し、アルコーズ砂岩質の当地域の normal sediment のものと考えてもとくに矛盾は見当たらない。

中粒アルコーズ砂岩とシルト質砂岩の微量元素の差もあまり明瞭ではない。No. 6~12 は第 2 露頭の非酸化部で中粒砂岩とシルト質砂岩の互層について分析した結果であるが、1 mm 以下の細粒部のデータにはほとんど差はない。

3.3 微量元素の特長 第 4 露頭

第 4 露頭の炭質物を含む黒色のシルト質砂岩 (凝灰質) は、ウラン含量最高 2% (U_3O_8) におよぶものがみだされているが、ウランの分布は不規則でその含量には大きな差がある。この部分の黒色シルト質砂岩は、ウランのほか Ba, Sr が濃縮し、Co, Ni, Ge のわずかな濃縮がある。As, Mo の濃縮はほとんど起こっていない。ウランの高含量な試料は Ge も高い傾向が認められる。ウラン, Ba, Sr, Co, Ni, Ge などの元素は、堆積後に地下水から供給された可能性は十分考えられる。

3.4 バリウムの分布と行動

基盤花崗岩中の Ba 含量は 300~400 ppm, 平均 400 ppm (BaO 440 ppm) であり、火成岩の平均値 BaO 480 ppm と大差はない。堆積岩では Ba 含量の幅が広く、第 1, 第 2 露頭の中粒砂岩では 150~7,500 ppm と含量の変化に富むが、その大部分は 200~500 ppm である。同地区のシルト質砂岩は 250~5,000 ppm と中粒岩よりやや含量が高い傾向がある。峠地区とくらべ、平均値においては大差はないが、1,000 ppm を大きくこえる部分がある点では特長があるといえる。リンバリウムウラン石の発見された第 1 露頭付近がとくに Ba 含量が高いということはない。しかし、含量の幅が数 100~数 1,000 ppm と大きく、リンバリウムウラン石の部分的な形成には有利であったのではないかと考えられる。

Ba は花崗岩中では長石類にその大部分が存在し、長石中では数%におよぶものも少なくない。未風化の長石類を含む堆積層が地表近くの酸化的条件で風化をうける場合、風化をうけた長石類から Ba の一部が地下水中に溶解する。実際の例として、中津河南部鉾体のアルコーズ砂岩中の水質試料の分析結果を第 2 表に示す。採水をした地層は現在はやや酸化的な環境にある。水質試料中の主要陽イオンは Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , 陰イオンは HCO_3^- , SO_4^{2-} である。蒸発残渣中の Ba および Sr 含量は 1,000~1,500 ppm とかなり高い。このように風化をうけつつある長石類を含むアルコーズ砂岩中の地下水の Ba 含量は予想外に高く、Ba は重炭酸塩として移動するものと考えられる。水中の Ba のイオンは、(1)第 4 露頭の炭質岩のように、炭質物によって Sr とともに吸着濃縮され、(2)その一部は粘土鉍物等に保持され、(3) SO_4^{2-} 含量の高い場合は Ba SO_4 注1) として沈殿し、(4)さらに特殊な条件では、リンバリウムウラン石のような Ba 鉍物を生成する可能性も考えられる。ウランもバリウムとある程度似た行動をとることが容易に予想されるが、しかし、全試料を通じて、ウランとバリウムの間には正の相関を認められない。ウランは必ずしも Ba 鉍物として存在して

注1) 佐藤良昭により重晶石 $BaSO_4$ の存在が当地域で確認されている。

第2表 アルコーズ砂岩層の地下水の化学組成 (中津河南部鉱体の例)
Chemical analysis of ground water in arkose sandstone

ppm		ppm	
Total solid matter	350	SO ₄ ²⁻	128
pH	6.5	K ⁺	4.58
HCO ₃ ⁻	88	Na ⁺	17.3
CO ₃ ²⁻	none	Ca ²⁺	34.4
Cl ⁻	1.98	Mg ²⁺	17.8
蒸発残渣 (Total solid matter) 中の微量成分 ppm			
Ba	1,000	Sn	5
Sr	1,500	Cu	20
B	25	Pb	20
Ni	10	Ag	10
Co	5		

As, Sb, Bi, Ge, Ga, In, Tl, Mo, Zn, Cd, Be, W, V は未検出

Analyst, Common elements : T. HIRUKAWA, Minor elements : A. ANDO (Spectrochemical analysis)

いるのではないためである。

3.5 黄鉄鉱について

第1露頭のウランの濃縮部には小粒状の黄鉄鉱を産出する。その他、当地域の堆積層中には少量ではあるが黄鉄鉱が広く存在している。林昇一郎によって大洞のシルト質砂岩(粘土質)より分離された黄鉄鉱は八面体(octahedral)の結晶形をもち、白鉄鉱と共生している。伊藤司郎により分析されたこの黄鉄鉱は、微量成分として、Cu, Pb, Zn および As, Mo, Tl のかなりの濃縮が認められる (Cu 200, Pb 300, Zn 150, As 300, Mo 95, Tl 100ppm)。人形峠地区のウラン鉱床に伴う黄鉄鉱は、大洞の黄鉄鉱と同じく八面体の結晶形をもち、白鉄鉱と共生し、微量成分についても、その濃縮の特長がかなりよく似ている。大洞の黄鉄鉱について、Ni と Co の含量を比較してみると Ni (100 ppm) > Co (70 ppm) である。一般に熱水性鉱床産の黄鉄鉱は Co > Ni で、一方堆積性の黄鉄鉱は Ni > Co という研究結果がある。人形峠地区の黄鉄鉱の分析例も Ni > Co で、大洞の場合と共通している。もし、当地域で、ウランとともに多量の黄鉄鉱を共生する場所があるならば、その部分の微量成分は Cu, Pb, Zn または As, Mo, Tl などの親銅元素の濃縮として特長づけられる可能性がある。粘土鉱物では親銅元素は濃縮されにくいからである。ウランが濃縮していても、黄鉄鉱を伴わない場合には(存在していても量の少ない場合)親銅元素の含量は低くなるであろう。

3.6 ウランの行動

第1, 第2露頭は基盤花崗岩上のアルコーズ質粗粒砂岩(一部礫岩)とシルト質砂岩の互層である。シルト質砂岩中には凝灰質物質, カオリナイト, モンモリロン石, フッ石などを含んでおり、これらの諸成分は粗粒砂岩のマトリックス中にも、かなり含まれている。土岐夾炭層は中新世の淡水性堆積物で、一部に古生層の礫をまじえるほか、その大部分は花崗岩質の供給物である。この地層が、透水性の比較的高い粗粒砂岩(一部礫岩)と、不透水性のシルト質砂岩の互層として構成されていることは、風化溶脱したウランその他の微量成分が水溶液として移動し、ついで濃縮保持される機構を考える上に重要である。人形峠地域のウラン鉱床では基盤花崗岩のチャンネル構造とウランの濃縮とは非常に密接な関係にあるが、土岐盆地の周縁部にあたる第1~第4露頭付近では、この関係はそれほど明瞭ではない。ウランはかなり広範囲に粗粒砂岩、礫岩およびシルト質砂岩、炭質砂岩などに分布している。

ウランは各層中の水の流路にしたがい、その一部は粘土鉱物、褐鉄鉱、炭質物などに吸着され、また一部は、不透水層によって形成された停滞環境、炭質物による還元環境の形成によって、ウラン鉱物として沈殿

したものと考えられる。現在までに報告されているウラン鉱物は、コフィン石、リンカイウラン石、リンバリウムウラン石である。

4. むすび

以上の各項目で述べたことは、あくまでもバルク試料についての分析結果をもとにした予察結果であり、本格的な考察は今後の研究にまたねばならないことはもちろんであるが、要約すると次のようになる。

1. 基盤花崗岩のウラン含量は花崗岩質岩類としてはやや高い。
2. 第 1, 第 2 露頭付近では、ウランを除くその他の微量成分はあまり明瞭な特長を示さない。
アルコーズ砂岩質の normal sediment のものとみなすことができる。
3. 第 4 露頭の炭質岩においては、ウランのほか、Ba, Sr が濃縮し、Co, Ni, Ge のわずかな濃縮があり、地下水よりの供給が考えられる。
4. 当地域の堆積岩中には 1,000 ppm 以上のかかなり Ba 含量の高い部分がある。
5. 堆積岩中の黄鉄鉱は八面体の結晶形をもち、白鉄鉱を伴い、Cu, Pb, Zn, As, Mo, Tl などの濃縮が認められ、人形峠地区の黄鉄鉱と多くの共通点をもつ。
6. ウランは各地層中の水の動きにしたがい、粘土鉱物、褐鉄鉱、炭質物などに保持され、または、停滞、還元環境においてウラン鉱物として沈殿したものと考えられる。

当地域は、アルコーズ砂岩質の堆積層について、水の動きとともに、風化による諸元素の移動と濃縮を考察するうえに、興味のある場所ということができる。

この研究を行なうにあたり、快よく試料を提供いただいた林昇一郎・島田忠夫・大塚寅雄の各技官、ウランの化学分析をしていただいた関根節郎・望月常一両技官、および有益な討論をしていただき、一部のデータの引用を受諾いただいた、石原舜三技官に感謝する。

文 献

- 1) 安藤 厚(1965) : 人形峠地域の地球化学的研究成果, 日本原子力学会第 4 回現地討論会予稿集, 三朝, p. 44~46
- 2) 安藤 厚(1965) : 土岐第 1 露頭付近の地球化学的予察結果, 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 37~38
- 3) 土井和巳・他 4 名(1965) : 土岐市北部のウラン鉱床, 同上誌, vol. 7, no. 2, p. 20~23
- 4) FLEISCHER M. (1955) : Minor elements in some sulfide minerals, Econ. Geol., 50th, Anniversary Volume, p. 1004, (CARSTENS, HEGMANN, TALLURI の研究結果をまとめている)
- 5) GOLDSCHMIDT V. M. (1954) : Geochemistry, Oxford, Clarendon Press.
- 6) 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 (Uranocircite), 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 23~29
- 7) 林昇一郎・小尾五明 : 本報告 II. 1. 2
- 8) 広野修一郎・武藤 正(1965) : 土岐市北部ウラン鉱床の微量成分と粘土鉱物, 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 34~37
- 9) 石原舜三・他 3 名(1966) : 土岐—岡崎地域の花崗岩質岩石類中の U・Th 量, 地球化学討論会講演要旨集, 日本地球化学会, 金沢, p. 72~73
- 10) 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
- 11) 松沢 勲・植村 武(1964) : 土岐構造盆地の地質と地質構造, 原子燃料公社探鉱部発行
- 12) 松沢 勲(1965) : 土岐地域の地質, 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 18~20
- 13) RANKAMA K. & SAHAMA Th D. (1950) : Geochemistry, Chicago Univ. Press
- 14) UEMURA T. (1961) : Tectonic development of the Miocene sedimentary basins of east Mino, central

Japan., J. Earth Sci. Nagoya Univ., vol. 9, p. 394~417.

- 15) ウラン, 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(1967): 地質ニュース, no. 150, p. 1~21

**Preliminary Study on the Geochemistry of Uraniferous Toki
District, Gifu Prefecture
—Distribution of the Minor Elements—**

By
Atushi ANDO

The uraniumiferous area is situated in the northern part of Toki city, Gifu prefecture, and four deposits (No. 1-No. 4) have been discovered since 1963. These deposits are emplaced in the matrix of conglomerates, i.e. sandstones and siltstones, and they belong to the Tertiary Toki coal bearing formation overlying the granitic basement.

In the present work, the distribution of the minor elements including uranium was studied as the preliminary study of the geochemical investigation of the uranium deposits in this district.

The analyses carried out in this work are as follows:

1. Basement rocks: 5 samples.
2. The sedimentary rocks of the deposits and those in the surrounding parts of the ore body: 59 samples.

Total number of samples analyzed: 64.

These samples were analyzed chemically for uranium and spectrometrically for the following 20 elements, Ge, Ga, Tl, As, Bi, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Mo, Ni, Co, Sn, Cu, V, B, Be, Sr, Ba.

The following conclusion was obtained in consideration of the above analytical results.

1. In the matrix of the conglomerates from the mineralized zone of the Ningyo-toge area, special groups of elements (As, Mo, Tl) (As, Ni, Co) are concentrated with uranium. Although in the matrix of the conglomerates from No. 1 and No. 2 deposits in this district, there is no concentration of elements with uranium, the content of Ba is slightly higher than that of Ningyo-toge area.
2. In the black siltstone containing organic materials from the No. 4 deposit, Ba, Sr (Co, Ni, Ge) are concentrated with uranium, and these elements are presumed to be derived from the under ground water.

Ⅲ.5 おもなウラン鉱床地帯における古生物・ 層位学的諸問題

徳永 重元*・尾上 亨*

1. ま え が き

わが国における堆積型ウラン鉱床地帯においては、含ウラン層に関する地質・層序の調査とともに、その成因解明に関連して古生物学的調査研究も行なわれている。

本稿においては主として当地質調査所で行なった古生物学的調査を中心とし、これに加えて既往の研究のうち関連あるものを参考としてまとめた。

古生物学的調査研究のうち古植物学的分野は徳永重元・尾上亨（燃料部）が、古動物学的分野では岐阜県下鉱床についてのみ水野篤行（地質部）が担当した。しかし本稿ではこのうち古植物学的見地からの内容を取扱っており、軟体動物化石については水野がいずれ土岐地域における研究成果をとりまとめ報告する予定である。これらの調査研究の対象となった地域は宮城県伊具郡大内、山形県西置賜郡小国、岐阜県瑞浪および土岐市、京都府竹野郡、宮津市および岡山県人形峠に存在するウラン鉱床地帯である。

これらはまた従来古生物学的にも関心のよせられていた地域であり、植物化石の産地としても知られていた所であった。

しかし調査地のうち短時間の調査のため、十分な試料を入手できなかった所については、関連ある研究成果を加え、含ウラン層の堆積環境について論及してある。

われわれの資料蒐集について積極的に協力を賜った動力炉・核燃料開発事業団関係者の諸氏、とくに小国・奥丹後・人形峠各出張所の諸氏、および資料に関して協力をいただいた名古屋大学地球科学教室の方々には厚く謝意を表する次第である。

調査研究対象地および期間

1. 宮城県伊具郡丸森町大内鉱床

徳永重元 (1964. 3. 13~3. 19)

尾上 亨 (1958. 7. 30~8. 8)

2. 山形県西置賜郡小国町周辺鉱床

徳永重元 (1960. 8. 8~9. 5 , 1960. 10. 14~11. 6)

尾上 亨 (1963. 11. 11~11. 28)

3. 岐阜県東濃地域の鉱床

徳永重元 (1964. 6. 11~6. 25)

尾上 亨 (1964. 6. 11~6. 25)

4. 京都府奥丹後地域の鉱床

徳永重元 (1965. 9. 20~9. 29)

5. 岡山県苫田郡人形峠鉱山

徳永重元 (1965. 9. 30~10. 7)

尾上 亨 (1964. 7. 20~8. 8)

以上は古植物学的調査研究のみを示したが調査地域の位置は第1図に示した。

これら調査研究の内容は、野外における化石採集との産出層準の確認および化石の産状と、その種類鑑定やこれら含化石層の堆積学的考察からするウラン含有層の堆積環境の考察などである。

全般的な層序および鉱床の詳細については他の各論篇にゆづった。

* 燃料部



第 1 図 古植物調査対象鉱床位置図
Localities of uraniferous deposits surveyed paleobotanically

すると考えられているものである。

この地域における古生物学的資料は、含ウラン炭層に伴って産出する植物化石のほか、さらに上位の海成層からは軟体動物化石の産出が報告されている。

これらの化石産出位置については第 2 図に示した。この地域が仙台平野地域を中心とする第三系堆積盆地の南縁部に当たること、またその堆積上の位置から前記名取層群の一部が、陸成相に変わり、槻木を中心とする地域には槻木層と称する植物化石多産の地層が分布することなどが注目されている。

2.2 鉱床の概要と産出化石の層準

この地域の第三系は、既調査の結果によれば総括的に下位から下部層・含炭部層・中部層・上部層の 4 部層にわけられており、その模式的層序表は第 1 表に示したようになっている。すでにあげた化石産地では層序的にこの表におけるような層位からの化石を産している。

これら第三系を地質構造上からみると、基盤の一つである中生層ジュラ系と考えられる地層は、この地域の東部に分布し、第三系とは断層をもって接している。しかし第三系の分布する大半の地域は花崗岩を基盤としている。

このように構造的には西側に基盤の花崗岩が分布し、その上にのる第三系は全般的にゆるく東に傾き、前記のように断層をもって中生層と

以下記載の内容を要約すれば次のようである。

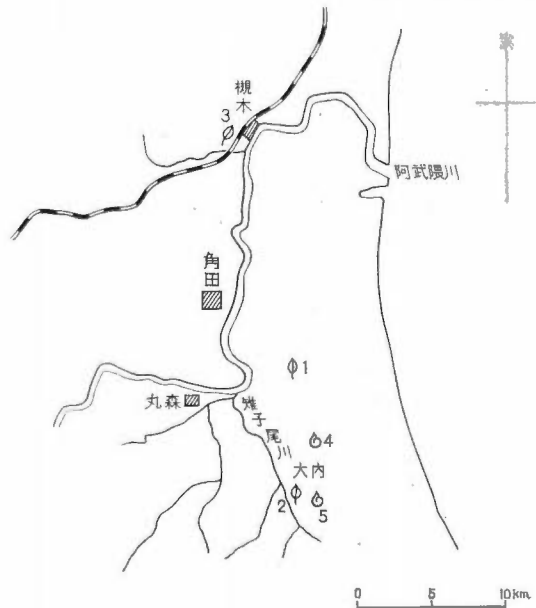
- ① 鉱床と化石産地の位置
- ② 鉱床の概要と産出化石の層準
- ③ 化石の産状と含化石層または含ウラン層の堆積環境の考察

なお掲載した文献については、各地域における古生物関係の研究論文のみに止め、鉱床・地質に関するものは別項にも挙げられると考えられるので割愛した。

2. 宮城県伊具郡丸森町大内鉱床

2.1 鉱床と化石産地の位置

いわゆる宮城県大内鉱床といわれており、宮城県南部伊具郡下にある。この地域に分布する地層は、層序的にみれば、仙台市周辺に分布する新第三系仙台層群の、下部に当たる名取層群茂庭層に相当



- 植物化石産地
Localities of plant fossil
- 動物化石産地
Localities of animal fossil

1. 角田市石川口 (奥野, 1955)
2. 丸森町大内 (尾上, 1963)
3. 柴田町槻木 (奥野, 1955)
4. 丸森町小斉 (野村, 1939) (大西, 1940)
5. 丸森町大沢峠 (菅野, 1954)

1. Ishikawaguchi 2. Ouchi 3. Tsukinoki
4. Kosai 5. Osawa-toge

第 2 図 大内付近化石産地位置図
Fossil localities in the Ouchi district

第1表 大内地域地層対比表
Correlation chart in the Ouchi district

× 植物化石産出層準
⊕ 動物化石産出層準
欄外数字は産出位置層位(第2図参照)

	伊 具 含 炭 地 小岩井隆(1922)	角 田 盆 地 菅野 三郎(1955)	伊 具 含 炭 地 日本鉱産誌(1960)	
第 三 紀	上 部 層 150m ⁺ ⊕	金 山 岩 層 200m ⁺	芳ヶ 上 部 ⊕	上 部 層 150m ⁺ ⊕ 4
			沢 中 部 ⊕	
	中 部 層 0~50m ⊕		層 下 部 ⊕	中 部 層 0~80m ⊕ 5
	中 新 世	夾 炭 部 層 { 上層 50m 下層 70m } ×	層 群	大内夾炭層 60m × 200m
青葉礫質砂岩層 60m 160m				下 部 層 80~100m
下 部 層 100m ⁺		天明山火砕岩層		
	中生層 花崗岩 閃緑岩	割山層 花崗岩類	中生層 花崗岩	

接している。南北には細長い堆積構造を示し、北部には上位層が分布する。

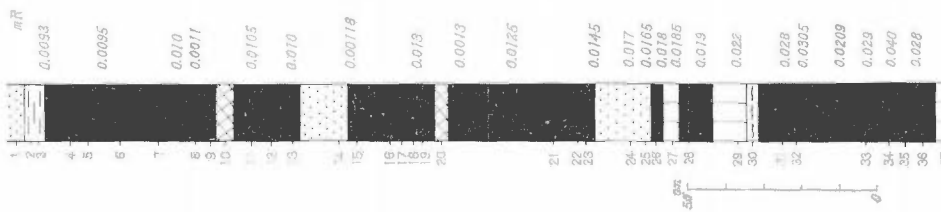
含ウラン層位はすでに知られているように含炭部層の炭層であり、したがって含炭層の堆積環境解明が、すなわち含ウラン層の堆積の状況をしることになる。

大内炭鉱を中心とした地域における炭層は1層であり、その他研究対象となっているのはその約10m下位にある褐炭質泥岩層である。

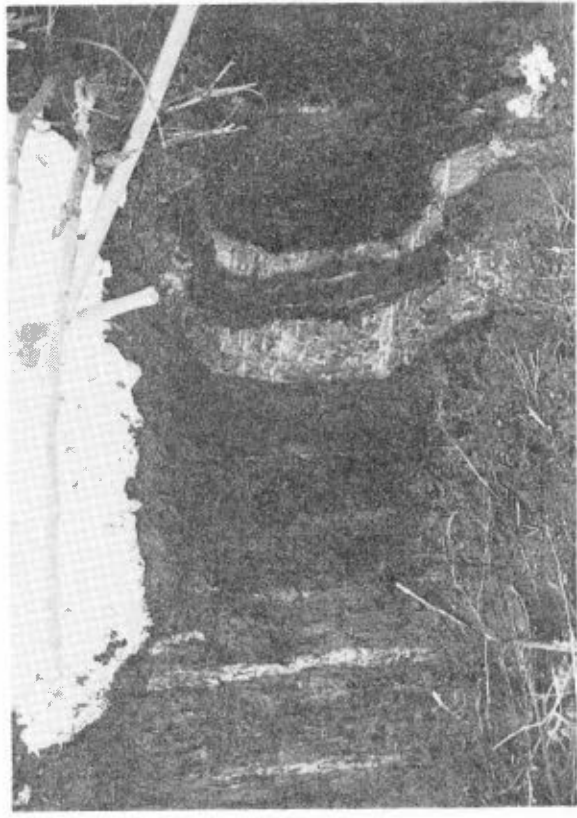
第2表 大内炭鉱産植物化石表 (尾上亨鑑定)
List of fossil plant found at the Ouchi coal mine

<i>Comptonia naumanni</i> (NATHORST) HUZIOKA	A	<i>Cinnamomum oguniense</i> MORITA	R
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	R	<i>Actinodaphne nipponica</i> TANAI	R
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO	R	<i>Neolitsea japonica</i> TANAI	R
<i>Carpinus shimizui</i> TANAI	R	<i>Machilus ugoana</i> HUZIOKA	R
<i>Carpinus subcordata</i> NATHORST	R	<i>Parabenzoin protopraecox</i> (ENDO) TANAI	C
<i>Carpinus subyedoensis</i> KONNO	R	<i>Lindera gaudini</i> (NATHORST) TANAI	R
<i>Castanea miomollissima</i> HU et CHANEY	A	<i>Liquidambar miosinica</i> BU et CHANEY	C
<i>Quercus mandraliscae</i> GAUDIN	A	<i>Parrotia fagifolia</i> (GOEPPERT) HEER	A
<i>Quercus nathorsti</i> KRYSHTOFOVICH	R	<i>Rosa usyuensis</i> TANAI	R
<i>Quercus sinomiocenicum</i> HU et CHANEY	C	<i>Sapindus kaneharai</i> TANAI	R
<i>Quercus subvariabilis</i> TANAI	A	<i>Camellia protojaponica</i> HUZIOKA	R
<i>Celtis miobungeana</i> HU et CHANEY	R	<i>Alangium aequalifolia</i> (GOEPPERT)	
<i>Ulmus longifolia</i> UNGER	R	KRYSHT. et BORSK.	A
<i>Zelkova ungeri</i> (ETTING.) KOVATS	C	<i>Diospyros miokaki</i> HU et CHANEY	R

産出頻度 A: Abundant C: Common R: Rare



柱状図左側の数字はサンプル位置 (mR: ミリレントゲン時)
 第 3 図 大内炭鉱行層炭田
 Coal seam at the Ouchi coal mine



第 4 図 大内炭鉱行層
 Workable seam at the Ouchi coal mine

第3表 炭層の花粉分析結果 (%)
Pollen and spore assemblage in Ouchi coal

層位 No.	針葉樹	広葉樹	単子葉植物	孢子(羊歯)	孢子(菌類)	属種不明花粉
11	2.5	27.6	2.5	0	56.4	11.0
15	11.5	0	21.0	0	57.0	10.0
17	1.5	11.9	10.5	5.9	35.8	34.4
22	0	4.2	39.5	0	17.4	39.4
31	10.8	35.0	2.7	5.5	0	46.0

主要稼行層である炭層は、大内炭鉱付近で第3図および第4図に示したような堆積状態を示している。第3図中に記載した放射能強度は野外で実測されたものである。

この炭層の基質部には放射能強度異常と見なされる現象がみとめられるが、これらの褐炭を採取し、室内において花粉分析を行なったところ、多くの花粉孢子化石をみいだした。その代表的な試料については後述する。

すでに知られている植物化石の層準はこの炭層より約数m上位の頁岩中にあり、尾上によって第2表のような内容の化石が明らかにされた。

2.3 化石の産状と含化石層の堆積環境

大内炭層中、大内炭鉱坑口より約10m南方において産した植物化石の内容はすでに示したが、炭層についての花粉分析の結果中、主要花粉の内容については第3表に示した。

検出された花粉群は、全般的に広葉樹を主体とする内容を示し、前記葉化石の構成とは大体において一致する。

全般として目立つことは、菌類の孢子と考えられるものがかなり多いことであって、このような菌類の発育する環境が推測されるのである。

この地域に分布する地層を仙台周縁の第三系堆積盆地の層序によってみると、大内地域は前述のように名取層群の下部層である茂庭層の陸相の槻木層が分布している。調査地内における同層の岩質は主として凝灰質頁岩・亜炭・凝灰質泥岩の互層からなっている。

植物化石の産地として知られている槻木は調査地域外北西方に当たるが、いわゆる *Comptonia-Liquidambar flora* を産し、大内産の flora と比較した場合、前記2属以外にも *Ulmus longifolia*, *Zelkova ungeri* などの共通種がみられ、また他の種類においても大差はない。

したがって槻木化石植物群と大内化石植物群とはほぼ同時代のものとして異論はないと考えられる。

また宮城・福島両県の県境近く、角田市石川口から産する化石植物群も *Comptonia* および *Ulmus longifolia* 等を含み、その構成上、槻木化石植物群に相当すると考えられる。

以上諸地域の産出化石植物群から、堆積当時の古気候を考察すると、種類の構成から現在の温帯～亜熱帯の環境に近似していたことが示される。

植物化石以外の古生物学的資料としては、地域内数カ所から軟体動物化石が産出する。

その1つは地域南東部の大内部落から相馬中村へぬける大沢峠、他の1つは北東部の丸森町小斎である。

前者については、菅野三郎氏の研究によれば、基盤の中生層である割山層上に不整合関係をもって第三系“大沢層”がのり、基底から上位15mからは *Viviparus (Sinotaia) wryuensis* (タニシ属), *Anodonta* (ドブガイ属), *Cristaria* (カラスガイ属), *Unio* (カヘンジュガイ属) 等の淡水貝が産する。この“大沢層”は当所における調査結果では伊具堆積盆地における中部層に該当すると考えられている。

また小斎における軟体動物化石群は、層序上、海成層の芳ヶ沢砂岩層中から産するもので、野村七平博士らによれば *Ostrea gravitesta*, *Anadara abdita*, *Siratoria siratoriensis*, *Crepidula isimotoi*, *Cabypraeae tubura* 等で、これらから本層は中新世中期とみなされる。

このように夾炭層中から産する植物化石は明らかに台島型を示し、淡水貝化石はやや古い種類も見られる

が、全般的には中新世中期と考えられている。

この地域の地史は、まず中生層あるいは花崗岩の基盤上に火砕岩質の堆積がはじまり、その後北に開いた堆積盆地が形成され、その南縁部に炭層の形成が行なわれた。

前述の淡水貝その他により、少なくともこれらの堆積の初期は、淡水成の環境が示されている。夾炭層堆積後海浸が北部から行なわれ、海棲動物化石は、地域の北半部にのみみいだされている。

含ウラン層は基盤岩直上から夾炭層までの層位にみいだされているので、古生物学的立場からみればこの間淡水成の環境および温暖古気候が推定される。

- 1) 野村七平 (1939) : Miocene mollusca from Yamaguchi, Kozai-mura Igu-gun, Miyagiken Northeast Honshu, Japan, 地質学雑誌, vol. 66, no. 548.
- 2) 野村七平・大西 弘 (1940) : Neogene mollusca from the Sennan District Miyagi Prefecture Jap. Jour. Geol. Geogr. vol. 17 nos. 3~4.
- 3) 菅野三郎 (1954) : Non marine molluscan fauna from the Osawa Pass, 東京教育大 (地鉱) 紀要, vol. 3, no. 19.
- 4) 奥津春生 (1955) : On the stratigraphy and palaeobotany of the Cenozoic plant beds of the Sendai Area, 東北大理科報告, vol. 26.
- 5) 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

3. 山形県西置賜郡小国周辺鉱床

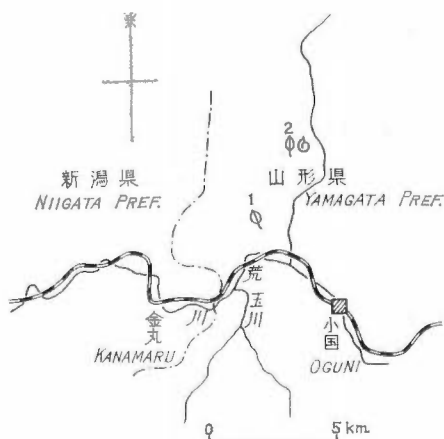
3.1 鉱床と化石産地の位置

山形県西置賜郡と新潟県岩船郡との境に当たる花崗岩分布地帯には、かねて放射能異常地域がしられ、その後調査によってウラン鉱床地帯として認められ、動力炉・核燃料開発事業団によって開発のための調査が行なわれた。

この報告に含まれる地域は、そのうちの主として山形県側に関するものであって、新潟県関川村に存在する鉱床についてはふれていない。

山形県小国町の西部の県境地帯は花崗岩からなる山地が分布し、その西麓越戸方面に当たる花崗岩風化地帯が主要鉱床地帯となっていた。

その鉱床の概略の位置および化石産地位置は第5図に示した。化石産地については当所における調査の箇所のみを示した。



○ 植物化石産地 Localities of plant fossil
 ⊠ 動物化石産地 Localities of animal fossil

第5図 小国付近化石産地位置図
 Fossil localities in the Oguni district

3.2 鉱床の概要と産出化石の層準

この地域の地質に関する詳細については各論篇にゆずるが小国町西方山地 (主として花崗岩から構成されている) 以東の地域については古生物学的にも以前から注目されてきた所である。

すなわち前記花崗岩を基盤とする第三系は大局的にみて上位層が順次県境から東方へと分布するが、横川沿岸にそう地域においては、多くの褶曲構造により、地表に同一層が繰返し分布しつつ米沢方面に至っている。

その間の地層の対比については第4表のように考えられている。

小国地域における基盤岩の花崗岩上にはウラン鉱物を含む粗粒砂岩 (越戸砂岩層) が分布し、さらにその上位の礫岩砂岩互層 (今市累層) 中の頁岩部から植物化石が産する。

かつて森田日子次氏によって記載された小国植物化石層は、その産地がこの層のものとさらに上位の小国

第4表 小国周辺地域第三系
対比表

Correlation chart in the
Oguni district

(主として皆川信弥1961,
島津他1963による)

R : ryolite

新潟・山形県境 小国町近 (島津 徳永 小国 [1963])	米沢盆地西縁 (皆川 [1961])
	湯小屋層
舟渡頁岩層	沼沢層 R
小国互層	明沢橋層 R 小国層
今市互層	眼鏡橋層
北小国層 R	北小国層 R
古生層及花崗岩	不動沢層 箱ノ口層

砂岩頁岩層にわたるものであると考えられる。現在までに認められた植物化石層を、この地域の標式的地質柱状図にあてはめてみると第6図のようになる。

本報告において対象としている植物化石層は、今市層中の頁岩質の部分であり保存よく近接して数層が認められる。植物化石はとくに小国町北西方の山地の花崗岩上に載る第三系中に多産し、沖庭神社周辺において容易に採集できる。

また地域の北方においては、さらに上位の小国累層中に含まれる化石が、数箇所においてみいだされ、小渡・尻無沢・入山等における砂岩中にも保存不良の化石が存在する。

海棲動物化石については、この地域において顕著な海浸の証拠が舟渡頁岩層以上しか認められず、したがって貝化石の産地も少ない。しかしながらこの地域に分布する第三系に対比される地層は、東方へ至るに従い(基盤の花崗岩をはなれるに従い)海成の要素を強くし、小国町以東の横川沿岸においては多数の化石産地がある。

この調査地内では舟渡頁岩層中から、荒川付近において *Sagarites* (= *Makiyama*) がみいだされる。

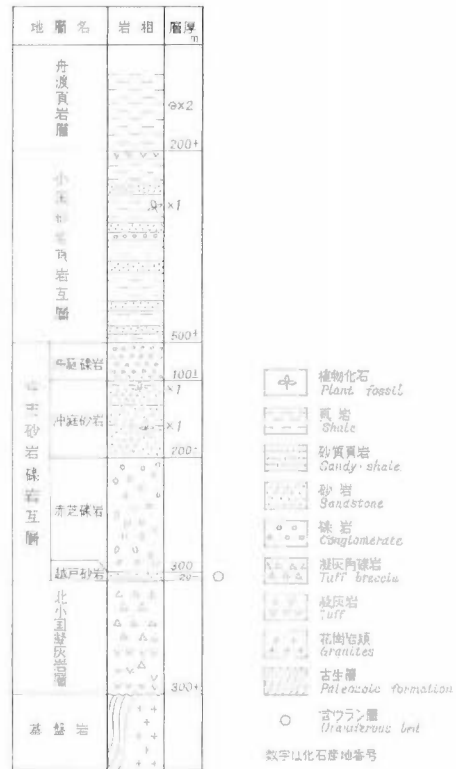
また、小国町市街の荒川沿岸の暗灰色シルト崎中からも *Balanus* (フジツボ) その他海棲動物化石が産する。

また以前魚化石 (*Sardinopsis* sp.) が舟渡付近で産出したことが報告されている。この産出層準について検討した結果、これは小国層から産出したのではなく、むしろ舟渡層から産出したと考えた方が妥当である。したがって海浸の証拠は舟渡層堆積以後認められ、この地域が堆積盆地の縁辺部に当たることを示しているといえよう。

3.3 化石の産状と含化石層の堆積環境

本地域においては、含ウラン層である越戸砂岩層の上400~500m、地域によってはそれ以下の層準から植物化石が多産することは前述のとおりである。

この小国地域は、以前から植物化石の産する所として知られ、今回の調査からもその産出層準はきわめて近接して、2~3層準のあることが判明した。



第6図 小国地域地層模式柱状図

Stratigraphic column of the Tertiary
in the Oguni district

第 5 表 小国・沖庭砂岩部層産植物化石表 (尾上亨鑑定)
List of fossil plant found from the Oguni and Okiniwa formation

<i>Keteleeria ezoana</i>	A	<i>Cinnamomum lanceolatum</i>	C
<i>Picea Kaneharai</i>	R	<i>Cinnamomum miocenium</i>	C
<i>Picea ugoana</i>	R	<i>Cinnamomum oguniense</i>	A
<i>Smilax trinervis</i>	C	<i>Machilus ugoana</i>	A
<i>Comptonia naumanni</i>	A	<i>Parabenzoin protopraecox</i>	R
<i>Carya sp.</i>	R	<i>Liquidambar miosinica</i>	R
<i>Pterocarya asymmetrosa</i>	C	<i>Parrotia fagifolia</i>	C
<i>Pterocarya ezoana</i>	A	<i>Sorbus nipponica</i>	R
<i>Pterocarya protostenoptera</i>	C	<i>Entada mioformosana</i>	R
<i>Carpinus chaneyi</i>	R	<i>Gleditsia miosinensis</i>	C
<i>Carpinus stenophylla</i>	R	<i>Sophora miojaponica</i>	C
<i>Carpinus subyedoensis</i>	R	<i>Wistaria fallax</i>	C
<i>Ostrya shiragiana</i>	R	<i>Buxus protojaponica</i>	C
<i>Castanea miomollissima</i>	A	<i>Acer palaeodiabolicum</i>	R
<i>Quercus miocristpula</i>	A	<i>Acer pseudocarpinifolium</i>	R
<i>Quercus sinomiocenicum</i>	A	<i>Acer subpictum</i>	R
<i>Quercus subvariabilis</i>	A	<i>Dodonaea japonica</i>	A
<i>Ulmus carpinoides</i>	C	<i>Paliurus nipponica</i>	C
<i>Ulmus longifolia</i>	A	<i>Alangium aequalifolium</i>	A
<i>Ulmus protojaponica</i>	C	<i>Hemitrapa borealis</i>	R
<i>Zelkova ungeri</i>	A	<i>Diospyros miokaki</i>	C
<i>Magnolia miocenica</i>	R		

これらの層準から産出した植物化石の内容については第 5 表に示した。

その内容について見れば、19科31属43種におよび、クルミ・ブナ・ニレ・クスノキ・マメ科に属するものが多く、産出個体数においては *Zelkova ungeri* が全体の22%をしめ *Quercus subvariabilis*, *Comptonia naumanni*, *Quercus sinomiocenicum*, *Castanea miomollissima*, *Dodonaea japonica*, *Alangium aequalifolium* の順に産し、これらで全体の70%強をしめてしまう。

これらの植物群の特長は、現在日本に自生していない絶滅種が全体の半数近くを占めていることである。

さらにこれら植物群を、その生育環境によって考察してみると、化石種と近似する現生種から類推したところでは、山地性のもの4.4%、山腹斜面の上~中部に生育するもの41.0%、斜面下部~低地性のもの48%、広範囲分布種6.6%となっている。

これらの保存状態はかなりよく、また集中的に産する状況から考え、化石葉は遠隔の地域から流され堆積したのではなく、比較的近接した後背地に生育したものと考えられる。

またこれら植物群は組成からみて、いわゆる台島型植物群にほぼ一致することは明らかである。さらにその構成種から温暖性の古気候環境が考えられるので、含ウラン層との間に大きな気候変化を示すなんらかの証拠がない限り、含ウラン層も同様の環境、すなわち温暖環境下に堆積したと考えたい。

- 1) 森田日子次 (1933) : On new species of genus *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene deposits of Oguni-Machi, Uzen Prov. Jap. J. Geol. Geogr., vol. 9, no. 1~2.
- 2) 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), 地質学雑誌, vol. 65, no. 765
- 3) 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), 地

質学雑誌, vol. 65, no. 767

- 4) 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. 17, no. 8
- 5) 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, no. 54
- 6) 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
- 7) 尾上 亨 (1966): 山形県小国町から産する沖庭化石植物群の特徴(その1), 地質調査所月報, vol. 17, no. 8

4. 岐阜県東濃地域の鉱床

4.1 鉱床と化石産地の位置

岐阜県瑞浪市および土岐市にわたる地域はかねてから, わが国における第三系中新統の模式的発達地として知られ, とくに海棲軟体動物化石の多産地としてあげられていた。

ところが昭和37年以降土岐市北方その他の地点でウラン鉱床が発見されて以来, 多面的に調査がすすめられてきたのは周知のとおりである。

古生物学的資料についてもすでにウラン鉱床地帯から多く発表されており, 今回は当所において調査研究を行なった古植物学分野を中心とし, 補足的に他の古生物学的資料をもあわせ考えることにとどめた。

従来報告されている古生物学的資料の産地を図で示せば第7図のとおりである。

この地域に産する古生物は, 有孔虫・珊瑚・軟体動物・哺乳動物, 珪藻・花粉・胞子・葉など多種である。

とくに古生物学的に顕著な化石産地としてあげられているのは, 瑞浪市戸狩棒ヶ洞および土岐市泉町久尻隠居山(デスマスティルス産出), 可児町番上洞(哺乳動物多産), 土岐市月吉・戸狩(軟体動物化石多産)などである。

そのほか同地域の全層にわたり, 微古生物学的研究が行なわれており, また植物化石についてはまとまった植物群という形ではなく, 地層中に散在している箇所はかなりある。

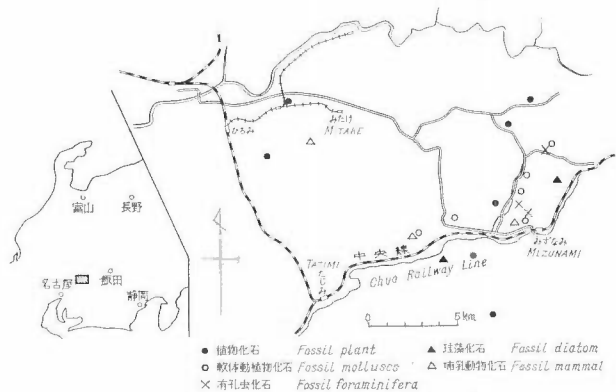
4.2 鉱床の概要と化石産出層準

この地域の第三系は, 基盤である花崗岩, および古生層上に不整合をもっているが, 第三系は基盤岩の凹凸の他, 堆積小盆地の構造によって岩相が変化し, そのため地層の対比にも種々の見解があり, 細部に至っては現在でも異論のある箇所がみられる。

しかしながら当所ならびに動力炉・核燃料開発事業団の関係者による調査によつて, 詳細な岩相對比その他がすすめられ, 層序学的整理も行なわれつつあり, その結果については現状では第6表のように表示できる。本稿においては, 化石産出の層準を明らかにするための対比表としてそこに示したように名古屋大学における調査資料を主とし, それに当所における結果を加えた。

この層序表に従って, 古生物の産出層準を概観すると, 最下位の中村層群は, この東濃地域全般にわたって, 夾炭層を含む地層として認められ, 対比上の問題は少ない。炭層の直上からはいわゆる日吉化石植物群が産出する。

またさらに上位では瑞浪市北方明世付近の含ウラン砂岩から10m上位の頁岩層中からも植物化石が多産す



第7図 東濃化石産地位置図

Fossil localities in the Tōnō district

第 6 表 東濃地域化石産出層準表
Correlation chart in the Tōnō district

可見盆地		土岐盆地	
瀬戸層群		瀬戸層群	
平 牧 層 群	山崎層	瑞 浪 層 群	生俵層
	↓		下肥田層
	?		明山野内層
	↑		戸狩層
本郷層	月吉層	本郷層	
中村層群	可見夾炭層	中村層群	土岐夾炭層
	蜂屋層		
基盤岩			

- 植物化石
- 軟体動物化石
- × 有孔虫化石
- ▲ 珪藻化石
- △ 哺乳動物化石

この植物群のうち“阿仁合型植物群”の特長種としては *Metasequoia occidentalis*, *Glyptostrobus europaeus*, *Alnus kefersteinii*, *Fagus antipofii*, *Ulmus longifolia*, *Zelkova ungeri*, *Acer ezouanum*, *Alangium aequalifolium* その他であって、これに加えて *Pseudolarix japonica*, *Keteleeria miocenica*, *Castanea miomollissima*, *Sassafras subtriloba* などの暖帯種

るが、その層位は明世界層下部と考えられる。瑞浪層群中の戸狩層中には植物の実および葉が散在しており、その産状は水中で流動した結果を示し保存はよくない。土岐市南部下肥田付近にはまた植物化石をふくむ頁岩層があり、これを一つの地層区分としてこの表のなかであげた。

瑞浪層群を不整合に覆う瀬戸層群は、下部粘土層中に埋木を含むこと多く各所にみられるが、駄知町西方土岐市山神においては *Liquidambar* を主体とする植物化石群が産出し、きわめて特長のある堆積環境を示している。

化石産出の層準については、既往の研究成果から考えられる結果をもあわせ第 6 表にまとめた。各層序表の傍に化石の種類が付記してある。

4.3 化石の産状と含ウラン層の堆積環境の考察

上述の各層準およびその内容について、層序的に整理して以下に各層ごとに略述する。

花崗岩または古生層上に不整合関係をもつての土岐夾炭層^{注1)}からは、第 7 表のような内容の植物化石を産する。これら産出種のうち日吉町深沢炭鉱産のものを中心としてそれらの生育環境を考察すると、この表中にみられるようにカバノキ・ブナ・カエデ科のものがとくに優勢であるが、カバノキ科では *Carpinus* (シデ属), *Ostrya* (アサダ属) がとくに多い。



第 8 図 明世における化石産地
Fossil locality at Akeyo

注1) 以下本文においては、土岐夾炭層相当層である中村夾炭層も土岐夾炭層と称する。



第9図 山神(土岐市)における化石産地
Fossil locality at Yamagami, Toki City

第7表 東濃の土岐夾炭層産植物化石表 (尾上亨鑑定)
List of fossil plant found from the Toki formation

	土岐	可児		土岐	可児
<i>Picea miocenica</i>	C	—	<i>Ostrya shiragiana</i>	A	—
<i>Pseudolarix japonica</i>	R	—	<i>Castanea miomollissima</i>	C	—
<i>Keteleeria miocenica</i>	C	—	<i>Fagus antipofi</i>	A	A
<i>Glyptostrobus europaeus</i>	R	—	<i>Ulmus longifolia</i>	C	R
<i>Metasequoia occidentalis</i>	C	C	<i>Zelkova ungeri</i>	C	—
<i>Alnus kefersteinii</i>	C	R	<i>Sassafras subtriloba</i>	R	—
<i>Betula sp.</i>	C	—	<i>Acer ezoamun</i>	A	—
<i>Carpinus subcordata</i>	—	R	<i>Acer palaeodiabolicum</i>	A	—
<i>Carpinus subcarpinoides</i>	A	—	<i>Acer macrosamarum</i>	—	A
<i>Carpinus protojaponica</i>	A	—	<i>Alangium aequalifolium</i>	C	A
<i>Carpinus shimizui</i>	R	—	<i>Hemitrapa hokkaidoensis</i>	C	—
<i>Carpinus sp.</i>	R	—	<i>Salvinia pseudoformosana</i>	—	A

が加わり、完全な“阿仁合型”とはいえない。

すなわち冷温から温暖への漸移期の植生とみなされる。これを裏書するものとしては土岐夾炭層中の主炭層の花粉分析においても、広葉樹および針葉樹花粉の存在が認められ、第9表のような結果がえられ、とくに広葉樹花粉と考えられる3孔溝型と3孔型のものの割合が多い。

また可児地区における植物化石も東部の土岐地区におけるものと大差はない。

最近可児地区御嵩町謡坂からコイ科に属する淡水魚化石が発見され、本層に含まれていると考えられるので、夾炭層が淡水環境において形成されたという一つの証拠となっている。

本郷層の堆積期においては、東部の土岐地域においてはほとんど無化石であり、さらに西方に至るとこの岩層は非常に薄化する傾向が認められる。

次の明世累層堆積期に至ると東濃地域においては地域によってかなりの岩相変化があり、その反映として古生物群集にも明らかに構成上の差が認められる。

第 8 表 瑞浪市明世産 (明世累層) 植物化石表 (尾上亨鑑定)

List of fossil plant found from the Akeyo formation

<i>Metasequoia occidentalis</i>	R	<i>Liquidambar miosinica</i>	A
<i>Comptonia naumanni</i>	C	<i>Cercis miochinensis</i>	C
<i>Juglans shanwangensis</i>	R	<i>Acer nordenskioldii</i>	C
<i>Castanea miomollissima</i>	C	<i>Acer protojaponicum</i>	R
<i>Quercus nathorstii</i>	A	<i>Acer pseudocarpinifolium</i>	R
<i>Ulmus longifolia</i>	R	<i>Alangium aequalifolium</i>	C
<i>Zelkova ungeri</i>	C	<i>Diospyros miokaki</i>	R
<i>Sassafras subtriloba</i>	R	<i>Styrax protoobasia</i>	R
<i>Parrotia fagifolia</i>	R	<i>Smilax trinervis</i>	C

第 9 表 東濃主要炭層 (土岐夾炭層) 産花粉・孢子化石 (徳永重元鑑定)

List of pollen and spore found from the Toki coal bearing formation

POLLEN		SPORE		POLLEN		SPORE	
<i>Pinus</i> sp. 1		Polypodiaceae	B	<i>Salix</i>			
<i>Pinus</i> sp. 2		P.	C	<i>Castanea</i>			
<i>Potamogeton</i> sp.		<i>Osmunda</i> sp.		<i>Quercus</i> sp. 1, 2, 3, 4.			
Inaperturo-poll. A		Schizaceae		<i>Fagus</i> sp.			
Inap. B		Trilete type A		<i>Carya</i> ? sp.			
Inap. C		Pleuricellae spor.		<i>Myrica</i> ? sp.			
Inap. D				<i>Betula</i> sp.			
<i>Tsuga</i> sp.				<i>Carpinus</i> sp.			
<i>Sequoia</i> sp.				<i>Tilia</i> ? sp.			
<i>Glyptostrobus</i> sp.				<i>Corylus</i> sp.			
<i>Taxodium</i> sp.				<i>Pterocarya</i> sp.			
<i>Carex</i> ? sp.				<i>Alnus</i> sp. 1, 2.			
<i>Magnolia</i> ? sp.				<i>Ulmus</i> sp.			
Palmae				<i>Juglans</i> sp.			
Monocotyledoneae A				<i>Liquidambar</i> sp.			
M. B				<i>Chenopodium</i> sp.			

第 10 表 “瑞浪・平牧” 層産哺乳動物化石表 (榎山次郎・松本彦七郎, 他)

List of fossil mammals found from the Toki and Kani districts

可 児 地 域	土 岐 地 域
<i>Palaeotapirus yagii</i>	<i>Desmostylus japonicus</i>
<i>Bunolophodon annectens</i>	<i>Paleoparadoxia tabatai</i>
<i>Anchitherium hypohippoides</i>	<i>Teleoceras pugnator</i>
<i>Amphitragulus minoensis</i>	Cetacea
<i>Teleoceras (Brachypotherium) pugnator</i>	<i>Teleoceras ? tokiensis</i>
<i>Teleoceras ? kaniensis</i>	

第11表 土岐市下肥田産（下肥田層）植物化石表（尾上亨鑑定）

List of fossil plant found from the Shimohida formation

<i>Salix</i> sp.	C	<i>Ulmus protojaponica</i>	C
<i>Juglans japonica</i>	R	<i>Zelkova ungeri</i>	C
<i>Pterocarya nipponica</i>	A	<i>Magnolia elliptica</i>	C
<i>Alnus</i> sp. "fruit"	C	<i>Parrotia fagifolia</i>	C
<i>Carpinus subcordata</i>	C	<i>Acer nordenskioldii</i>	C
<i>Castanea miomollissima</i>	R	<i>Acer subpictum</i>	C
<i>Fagus protojaponica</i>	C	<i>Cornus megaphylla</i>	R
<i>Quercus miocristpula</i>	C	<i>Styrax protoobassia</i>	R
<i>Ulmus longifolia</i>	C	<i>Smilax trinervis</i>	C

第12表 土岐市山神産（瀬戸層群）植物化石表（尾上亨鑑定）

List of fossil plant found from the Seto group

<i>Alnus</i> sp. "fruit"	R	<i>Cinnamomum</i> sp. cfr. <i>oguniense</i>	R
<i>Carpinus subcordata</i>	R	<i>Lindera gaudini</i>	C
<i>Castanea miocrenata</i>	C	<i>Machilus ugoana</i>	C
<i>Quercus subvariabilis</i>	C	<i>Neolitsea japonica</i>	R
<i>Quercus nathorstii</i>	R	<i>Liquidambar miosinica</i>	A
<i>Ulmus protojaponica</i>	R	<i>Acer nordenskioldii</i>	R
<i>Zelkova ungeri</i>	R	<i>Diospyros miokaki</i>	C
<i>Magnolia elliptica</i>	R	<i>Smilax trinervis</i>	A
<i>Magnolia nipponica</i>	C		

従来の結果においても西部の可児郡方面を模式地とする平牧層中からは、第10表のような哺乳動物化石の産地がすでに報告されており、これを東部の土岐方面の地層に対比するときは、ほぼ明世累層に相当すると考えられている。

また明世累層として第6表に示した地層区分は研究者によって若干異なる点もある。とくに瑞浪市宿付近に分布する地層の層位について問題があったが、本稿では、当所における野外調査の結果にもとづき宿洞層（または日吉層）を本郷層の上位に当たるものと考えている。地域西部の月吉・戸狩阿層は海棲動物化石を豊富に産出することで知られており、月吉層中の *Elphidium*, *Eponides*, *Hanzawaia* 等の有孔虫化石, *Cyclina*, *Dosinia*, *Sanguinolaria*, *Katelsya*, *Vicarya*, *Vicaryella* 等貝化石の多産から浅海性内湾的な堆積環境が考えられている。

戸狩層中からの貝化石群集としては、*Felaniella*, *Dosinia*, *Turritella*, *Nuculana*, *Patinopecten*, *Venericardia* などを産し、かつて戸狩付近から産したデスモステイルスもこの層準に含まれていたと考えられている。

有孔虫化石の群集から見る月吉層と戸狩層の大部分は、多井義郎氏によれば汽水域～浅海内湾性堆積相と考えられ、戸狩層最上部と山野内層下半部は外洋水が供給されるような内湾、上半部は neritic な堆積相を示している。

これらの地層を広く覆っている生俵層は有孔虫化石 *Bulimina*, *Uvigerina*, *Ellisposadasaria*-*Cibicides* faunule を産し、*Globigerina* のような浮遊性有孔虫化石も多く、また貝化石 *yoldia*, ウニ化石 *Echinocyamus*, *Schizaster* なども産し、水深がさらに深くなった堆積相を示している。

このように、まず陸成相を示す土岐夾炭層が花崗岩の基盤の上に堆積し、その後海浸がこの土岐地域に及び、さらに外洋水が入りこむ状況の沈降をつづけ、生俵層堆積時には沈降は最深を示している。

ただ *Miogypsina* を産する宿洞層堆積期、すなわち全般的層序でいう本郷層堆積末期から月吉層堆積の初期に特長のある一時的な海浸が認められる。

瑞浪層群を不整合に覆う鮮新世については、瀬戸層群がこれに相当すると考えられ、主として礫層または砂礫層が下部に認められる。

今回の調査によって前述のように土岐市山神において *Liquidambar* を主とする温暖性の植物化石群がみいだされたことは、かねていわれてきたように温暖多雨の結果形成されたといわれる瀬戸砂礫層の成因について、ある程度の肯定を与えるものであろう。

以上各層ごとの古生物学上から考察した結果を列記したが、含ウラン層は大半年崗岩の基盤上に堆積した砂岩中に胚在する点(一部はさらに上位層にも含まれる可能性もあるが)を考慮すると、起伏の多い小堆積盆地中に淡水的堆積環境の下で同層は形成され、古気候的環境としては temperate または warm temperate の気候環境であったことが考察できる。

- 1) 生越 忠 (1952) : 瑞浪層群における化石の産状, 地質学雑誌, vol. 58, no. 685
- 2) デスモスティルス研究委員会 (1952) : 岐阜県土岐地方におけるデスモスティルスの再発掘と産出層準について, 地質学雑誌, vol. 58, no. 679
- 3) 多井義郎 (1958) : いわゆる戸狩階について, 地質学雑誌, vol. 64, no. 757
- 4) 糸魚川淳二 (1960) : Palaeoecological studies of the Miocene Mizunami Group, Central Japan, 名古屋大学理学部紀要, vol. 8, no. 2.
- 5) 徳永重元・尾上 亨 (1960) : 岐阜県美濃市炭田, 土岐可児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, 地質調査所月報, vol. 11, no. 9
- 6) 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, vol. 7, no. 2
- 7) 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, no. 150

5. 京都府奥丹後地域の鉱床

5.1 鉱床と化石産地の位置

京都府の北部, 丹後半島の中央部には, 含ウラン第三系の分布が知られており, 中郡峯山町の東方から, 宮津市北町に至る間の山岳地帯がその中心となっている。

この報告においては宮津市および京都府竹野郡下に分布する第三系中に産する若干の植物化石について行った研究と, その産出層位さらに含植物化石層の堆積環境と含ウラン層との関係についてのべる。

今回調査を行なった地点, およびその後当時の原子燃料公社奥丹後出張所の御好意によって送られた試料の採集箇所は第10図に示した。



第10図 奥丹後地域植物化石採取位置

Fossil localities in the Okutango district

主要化石産地は竹野郡弥栄町吉沢, 吉津および宮津市木子^{きこ}であって, その他味土野^{あじの}・小杉^のなどにも若干植物化石の産出は知られているが, 今回の調査対象からは除外した。

これらの地域には, いずれも北但層群とよばれる第三紀中新世中期の地層が分布しており, この時期の火山活動の結果である火成岩・火砕岩等と堆積層とが累重している。

ウラン鉱床については, 別項においてのべられているごとく, 同層群の下部八鹿累層^{やうか}の礫岩・砂岩・凝灰質砂岩・火山礫凝灰岩および粘土化した安山岩などであり, さらに上位の豊岡累層中にも鉱床の胚在が考えられている。

植物化石採集箇所のうち, 吉津におけるものは等楽寺鉱床に近い位置にある。また木子は丹後半島のほぼ中央部の山地上にあり, その他同層準と

考えられるものが付近にあるが、いずれもきわめて交通不便な所にあり採集は容易ではない。しかし植物化石は凝灰質頁岩およびシルト岩中にあり、比較的保存はよい。

5.2 鉱床の概況と産出化石の層準

前述の鉱床の大部分のものは第11図に示した地質模式柱状図における八鹿累層中に胚在するが、今回の調査対象である含植物化石層を層位的に見れば、吉津においてはC型安山岩 (輝石斑晶顕著)^{注2)}質集塊岩層より約80~100m前後上位にあると考えられ、木子における化石層は基底礫岩上30~50m上位にあるものと認められる。

しかしながらこれらの地域においては火山岩およびさらに基盤である花崗岩が堆積岩と接する面は変化のある起伏を示すので、含化石層と基盤との間隔は地域によって一定でない。

しかしながら木子・吉津両地点とも、含化石層は豊岡累層中にあるものと考えている。

吉津付近の層序については第12図に示した。いずれも化石は、細粒砂をわずかに混じえたシルト岩中にあり、保存はよい。

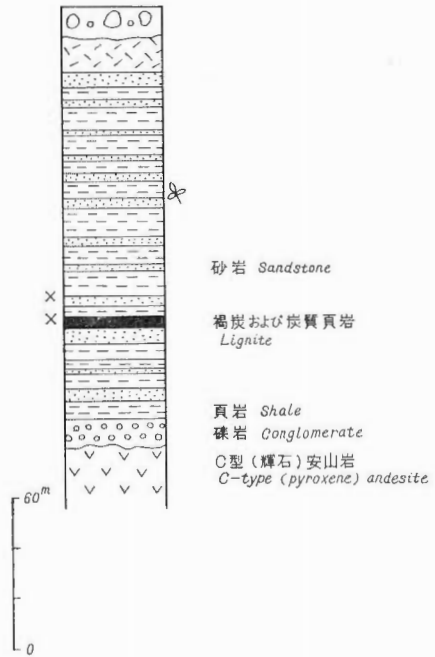
当所において行なった調査研究以外にも、古生物学的資料はこの地域からかなり知られている。北但層群が能登半島から裏日本にかけてのいわゆるグリーンタフ地域に分布している点、また山陰方面第三系と前記グリーンタフ地帯とを関連づける重要な位置にある点により興味もたれたからである。

これらの研究資料によれば、含植物化石層の下位の地層からは、地域東部において *Viviparus*, *Anodonta* 等の淡水棲貝類化石の産出が報告されており、その他の資料を検討しても、基盤の花崗岩あるいは火山岩に至るまでの間には顕著な海浸の証拠はみとめられない。

標準層序		おもな岩相		植物化石産出地
奥丹後群	小代累層	凝岩・凝灰角礫岩 火山礫凝灰岩		(以下調査せず)
	香葉累層	凝灰岩 頁岩・頁岩 砂岩・角礫岩		
	奥丹後累層	凝岩・凝灰岩 凝結凝灰岩 火山礫凝灰岩		
北但至奥群	威丹後累層	凝岩・凝灰角礫岩 凝灰岩 火山礫・凝灰岩		木子・吉津 (味土野・小杉)
		村岡累層	凝灰岩 砂岩頁岩 頁岩 砂岩 含礫砂岩	
	野原累層	泥岩・砂岩 凝灰岩 安山岩 頁岩 凝灰岩 礫岩・砂岩		
	豊岡累層	流紋岩・石英安山岩 頁岩 砂岩・頁岩 凝灰岩 砂岩・礫岩 礫岩		
	義父至奥群	八鹿累層	凝岩・集塊岩 凝灰角礫岩 火山礫岩	
高初累層	含礫砂岩 礫岩		X吉津	

第11図 奥丹後地域地質模式柱状図

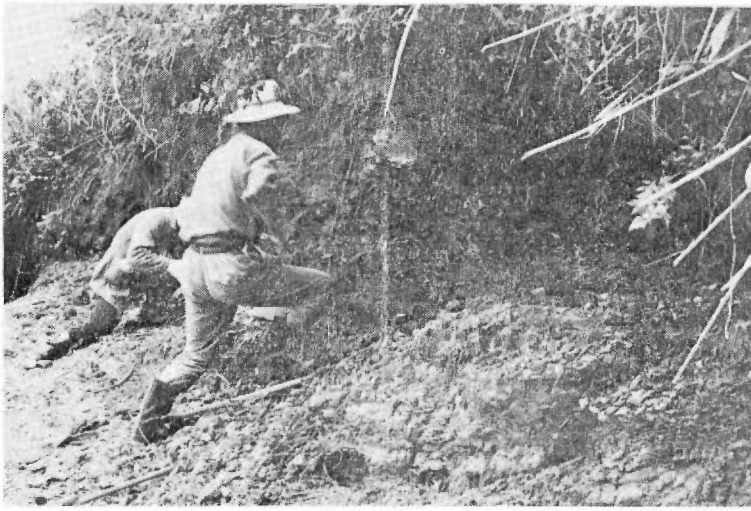
Stratigraphic column of the Tertiary formation in the Okutango district



第12図 奥丹後地域吉津付近植物化石産出層位

Stratigraphic succession of the plant bearing beds at the Yoshizu

注2) この地域の安山岩はその岩質によりA・B・Cの3型に分けられている。



第13図 木子における化石産地
Fossil locality at Kigo

第13表 奥丹後地域における産出植物化石表 (尾上亨鑑定)
List of fossil plant found from the Okutango district

	吉 沢	木 子	吉 津		吉 沢	木 子	吉 津
<i>Picea kancharai</i>	—	R	—	<i>Ulmus longifolia</i>	—	C	A
<i>Metasequoia occidentalis</i>	—	C	A	<i>Ulmus subparvifolia</i>	—	—	R
<i>Salix varians</i>	A	—	—	<i>Zelkova ungeri</i>	R	C	A
<i>Carya miocathayensis</i>	A	—	—	<i>Machilus ugoana</i>	—	—	R
<i>Pterocarya asymmetrosa</i>	—	R	—	<i>Acer ezoanum</i>	—	—	R
<i>Carpinus subcordata</i>	C	R	R	<i>Acer subpictum</i>	R	—	R
<i>Carpinus subyedoensis</i>	—	—	R	<i>Aesculus majus</i>	R	—	C
<i>Castanea miomollissima</i>	C	A	C	<i>Tilia protojaponica</i>	—	C	C
<i>Fagus antipofi</i>	A	A	R	<i>Alangium aequalifolium</i>	—	R	C
<i>Quercus subvariabilis</i>	—	C	C				

吉津においても含化石層の約50m下位には褐炭層があり、かつて稼行されたことがある。

5.3 化石の産状と含化石層の堆積環境の考察

吉津・木子および吉沢において産出した化石植物群の内容は第13表に示したとおりである。この表において、第三紀中新世の阿仁合型植物群によくみられる *Fagus antipofi* が多産するほか *Metasequoia occidentalis*, *Carya miocathayensis*, *Pterocarya asymmetrosa*, *Carpinus subcordata*, *Ulmus longifolia*, *Acer subpictum*, *Alangium aequalifolium* など、いずれも阿仁合・台島両型植物群に共通の種類が大半を占め、また前記の化石産地からは、*Liquidambar*, *Comptonia* ともにみいだされないので、この資料のみから同植物群を台島型と判定するには問題がのこった。しかし過去の研究資料からは一応台島型にされている。

また吉沢における化石産出層準は、高柳果層と考える意見もあり、また化石植物群の構成上では *Salix* および *Carya* が多いのが顕著である注3)。

また他の文献によれば、*Liquidambar*, *Comptonia*植物群の存在が北但層群より報告されており、やはりこの

注3) 八鹿層の基底部に当たるといふ考えもある(原燃・奥丹後出張所)。



第14図 吉津における褐炭層
Lignite bed at Yoshizu

木子一吉津とほぼ同層位と考えられる。

前述のように含植物化石層堆積前には、この地域に海浸の証拠が明らかでなく、堆積盆地の沈降に伴って起こった火山活動の結果噴出した流紋岩・石英安山岩や火砕岩などと淡水成層が累重し局地的な岩相変化を示しつつ、その間後背地からの植物体の運搬堆積が行なわれ、植物化石層が形成されたものと考えられる。

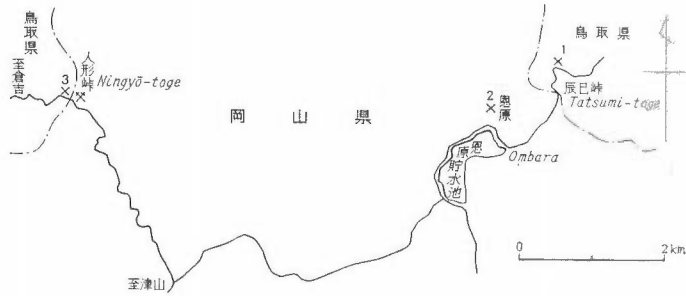
豊岡層上位からは局地的に海浸の証拠が認められるが、含ウラン層堆積期には結論的にいえば、淡水環境、温暖気候の存在が推察される。

- 1) 弘原海清・松本隆 (1958) : 北但馬地域の新生界層序, 地質学雑誌, vol. 64, no. 759
- 2) 松本 隆・弘原海清 (1959) : 北但馬地域の新生代構造発達史, 地質学雑誌, vol. 65, no. 762
- 3) 広川 治・黒田和男 (1960) : 5万分の1地質図幅「宮津」, 地質調査所
- 4) 池辺展生・弘原海清・松本 隆 (1965) : 北但馬・奥丹後地域の第三系火山層序, 日本地質学会第72年会地質見学案内書
- 5) 橋本好一・山本 勇・広野修一郎 (1966) : 奥丹後地域のウラン鉱床, 第5回資源探査現地討論会予稿集
- 6) 黒田和男 (1967) : 京都府舞鶴・宮津地方の地質と地形の関係について, 地質学雑誌, vol. 73, no.2

6. 岡山県苫田郡人形峠鉱山

6.1 鉱床と化石産地の位置

岡山県・鳥取県両県境の人形峠のウラン鉱床については、すでに幾つかの調査結果がしられており、また地質調査所や動力炉・核燃料開発事業団人形峠出張所においても精査が行なわれている。



1. 鳥取県八頭郡辰巳峠 2. 岡山県苫田郡恩原 3. 鳥取県東伯郡人形峠鉾山坑内
第15図 人形峠地域植物化石産地

Fossil localities in the Ningyo-toge district



第16図 辰巳峠における化石産地
Fossil locality at the Tatsumi Pass

したがって本稿では、その地質の詳細についてはふれず、当所において行なった古生物学的研究調査の結果のみをまとめた。

本稿においては従来その詳細が報告されていなかった人形峠の東方約 7 km に位する、鳥取県八頭郡辰巳峠と人形峠鉾山坑内より採集した植物化石を取上げた。

これらの調査地およびすでに研究調査が行なわれている箇所については第15図に示した。

この他地域の北方三朝町三徳においても植物化石が産出し、その内容はすでに研究されている。

ウラン鉾床は、人形峠を中心とし、東西にのびた基盤岩体の凹部“古人形谷”に沿ってのびており、多くの箇所において採掘されているがその詳細は別項にゆずる。

6.2 鉾床の概要と産出化石の層準

岡山県苫田郡上齊原村人形峠付近を中心とする地域に、賦存するウラン鉾床は、昭和30年に発見されて以来、同峠を中心として広範囲に探鉱されてきた。

その結果年々鉾床の賦存の実態も判明しているが、ここで、地質調査所および動力炉・核燃料開発事業団の調査結果にもとづいて要約すると、第三系は次のようになる。

下位：人形峠層 A層—基底礫岩層（含ウラン層）

B層—恩原層を含む

C層

上位：中津河層 — 高清水層を含む

上述の層序は人形峠鉱山地域において、前記事業団によって定められたものであるが、地質調査所において、以前行なわれた調査による恩原層は、この表における人形峠B層に、高清水層は中津河層に對比できる。

人形峠層は下位よりA, B, Cの3層にわけられており、基底礫岩であるA層は前述の東西に走る凹地構造の地帯に主として分布し、南と北側は花崗岩を主とする基盤岩の上に覆蔽関係をもって載る。

人形峠B層は暗灰色泥岩と砂岩の縞状互層であり、A層とほぼ同様の分布を示し、基底部付近には保存のよい植物化石を伴う。

植物化石は地表においては、人形峠頂上付近の鳥取県側、鉱山坑道天盤等に多産する。

以前恩原層とされた恩原池北方に分布する植物化石を含む泥岩砂岩互層はその後の調査によって、ほぼ人形峠層B部層に相当するものと考えられるに至っている。

人形峠層最上位C層は、砂岩・礫岩・泥岩の不規則な互層で、人形峠より北方に分布する。

前述の植物化石層準は、人形峠鉱山坑内では基底礫岩(含ウラン層)より数m上位にあり、また恩原と辰巳峠の泥岩中の化石層は、数層あるものと考えられる。これらの産地間の地層の連続が堆積上の関係で確認できないので、上記のように推察した。

なお三朝町三徳方面の含植物化石層については、すでに古植物学的に研究されており、やや下位のものと考えられたが、その後地質調査がすすみ、また他の化石の内容が明らかにされるに及んで、現在では恩原、辰巳峠とほぼ同じ内容をもつ化石群である。

6.3 化石の産状と含化石層の堆積環境

以前調査研究の行なわれた恩原および人形峠(地表)・三徳の3カ所のほかの、人形峠鉱山の坑内と鳥取

第14表 人形峠層の細分表
Subdivision of the Ningyo-Toge formation

層名	岩質	層厚 m	
人形峠層	C一層	砂岩礫岩・泥岩の不規則互層 緑色細礫凝灰岩を夾む	+50
	B一層	泥岩又は泥岩砂岩の縞状互層	10~20
	A一層	基底礫岩	2~7

動燃事業団・久保恭輔による、1962

第15表 人形峠鉱山坑内産植物化石表 (尾上亨鑑定)
List of fossil plant found from the Ningyo-Toge Mine

<i>Picea koribai</i>	R	<i>Magnolia elliptica</i>	R
<i>Jhuja nipponica</i>	R	<i>Sassafras subtriloba</i>	R
<i>Juniperus honsyuensis</i>	R	<i>Schizophragma mitokuensis</i>	R
<i>Salix miosinica</i>	R	<i>Parrotia fagifolia</i>	R
<i>Pterocarya nipponica</i>	C	<i>Prunus protossiorii</i>	R
<i>Alnus miojaponica</i>	R	<i>Euonymus palaeosieboldianus</i>	R
<i>Carpinus miocenica</i>	C	<i>Acer miohenryi</i>	R
<i>Carpinus subcarpinoides</i>	C	<i>Acer nordenskioldii</i>	R
<i>Carpinus subyedoensis</i>	R	<i>Acer subpictum</i>	C
<i>Fagus paleocrenata</i>	A	<i>Acer protosieboldianum</i>	C
<i>Celtis miobungeana</i>	R	<i>Tilia miohenryana</i>	R
<i>Celtis nordenskioldii</i>	R	<i>Alangium aequalifolium</i>	R
<i>Ulmus protojaponica</i>	R	<i>Rhododendron protodilatatum</i>	R
<i>Zelkova ungeri</i>	A		

第16表 辰巳峠産植物化石表 (尾上亨鑑定)

List of fossil plant found from the Tatsumi Pass

<i>Pseudolarix japonica</i>	C	<i>Ulmus protojaponica</i>	R
<i>Cunninghamia protokonishii</i>	C	<i>Zelkova ungeri</i>	C
<i>Metasequoia occidentalis</i>	C	<i>Liriodendron honshuensis</i>	C
<i>Populus latior</i>	R	<i>Magnolia elliptica</i>	R
<i>Juglans japonica</i>	R	<i>Sassafras subtriloba</i>	C
<i>Pterocarya nipponica</i>	C	<i>Sassafras yabei</i>	R
<i>Alnus miojaponica</i>	C	<i>Cercis miochinensis</i>	R
<i>Alnus protohirsuta</i>	R	<i>Cladrastis aniensis</i>	C
<i>Betula miomaximowicziana</i>	R	<i>Gleditsia miosinensis</i>	C
<i>Betula onbaraensis</i>	R	<i>Wistaria fallax</i>	C
<i>Carbinus miocenica</i>	R	<i>Acer miohenryi</i>	R
<i>Carbinus subcarpinoides</i>	R	<i>Acer nordenskioldii</i>	C
<i>Carbinus subyedoensis</i>	C	<i>Acer palaeodiabolicum</i>	C
<i>Castanea miocrenata</i>	C	<i>Acer protosieboldiana</i>	R
<i>Fagus palaeocrenata</i>	A	<i>Acer subpictum</i>	R
<i>Fagus protojaponica</i>	R	<i>Tilia miohenryana</i>	A
<i>Quercus miocrispula</i>	A	<i>Kalopanax acerifolius</i>	R
<i>Quercus protodentata</i>	A	<i>Cornus megaphylla</i>	R
<i>Quercus proteserrata</i>	R	<i>Clethra maximowiczii</i>	C
<i>Celtis miobungeana</i>	C	<i>Viburnum sp.</i>	R
<i>Celtia nordenskioldii</i>	C	Gramineae (Sasa ?)	R

県八頭郡辰巳峠の植物化石の内容を第15表および第16表に示した。これらは今回の調査研究で明らかになったものである。

これらの植物化石のうち人形峠においては *Sassafras subtriloba*, *Parrotia fagifolia*, *Alangium aequalifolium* などがえられたが、いずれも現在本州には自生していない、いわゆる絶滅種で、以前の研究調査においては、人形峠亜化石植物群中にはみいだされなかった。このような絶滅種の産出によって、人形峠層は従来いわれていたような鮮新世初期の堆積よりも若干古くなる可能性をもつに至ったが、まだ問題は残っている。

また人形峠および他の2カ所を通じ *Fagus* が一様に多く産出し、とくに坑内から多量にみいだした。

また、上記化石産地から産する植物化石群を総称し、伯耆植物群とよばれているが、その下位から上位へは、年代の経過とともに気候変化、すなわち温暖からやや低目になる古気候の変化が考えられている。

人形峠坑内において、含ウラン層と植物化石がきわめて接近している関係をみても、含ウラン層の堆積期にはいわゆる cool temperate 気候の存在を考えてもよいであろう。

- 1) 藤原清丸・佐藤良昭・尾上 亨 (1957): 鳥取・岡山両県境人形峠付近のウラン鉱床調査報告, 地質調査所月報, vol. 8, no. 8
- 2) 片山信夫・丸山修司・物部長進・北 卓治・三堀照夫 (1958): 鳥取・岡山両県境県道切取りに発見されたウラン鉱床について, 地質調査所月報, vol. 9, no. 11
- 3) 島倉己三郎 (1960): 本邦新生代層の花粉層序学的研究 (IV), 奈良学芸大学紀要(自然科学), vol. 9, no. 2
- 4) 棚井敏雅 (1960): On the fossil beech leaves from the Ningyo-Toge area in Chugoku district, Japan, 古生物学会記事, no. 37.
- 5) 棚井敏雅・尾上 亨 (1961): A Mio-Pliocene flora from the Ningyo-toge area on the border between Tottori and Okayama Prefectures, Japan. 地質調査所報告, no. 187.

- 6) 久保恭輔 (1962) : 鳥取・岡山県下人形峠付近のウラン鉱床, 原子燃料公社探鉱部

7. 結 語

大内・小国・東濃・奥丹後・人形峠等国内の主要ウラン鉱床地帯において, 含ウラン層にきわめて近接した層位に, 植物化石が多産することはすでに述べたとおりである。

これらの現象は, 含ウラン層から含化石層までの間にほとんど海成堆積物の証拠が認められなかったことと考え合わせ, その間淡水堆積環境であったものと推察され, またこれら植物群がほとんど温暖性の古気候を示す内容であるが, 一部(東濃ウラン鉱床・人形峠)においては cool temperate(温冷)を示す事実がある。

古植物の保存もまたすこぶるよいことは, 静かな堆積環境を示す。

以上の諸事実は, 含ウラン層の形成の1面を示すものといえよう。

各章共通引用文献

- 1) 棚井敏雅 (1966) : Neogene Floral Change in Japan. Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, vol. 11, no. 2.
- 2) 棚井敏雅・尾上 亨 (1961) : A Mio-Pliocene Flora from the Ningyo-toge Area on the Border between Tottori and Okayama Prefecture, Japan. 地調報, no. 187.
- 3) 棚井敏雅・鈴木順雄 (1966) : Late Tertiary Floras from Northeastern Hokkaido, Japan. Palaeo. Soc. Jap. Special Paper, no. 10.

Biostratigraphic and Paleobotanical Problems of Important Uraniferous Deposits in Japan

By

Shigemoto TOKUNAGA and Toru ONOE

The writers dealt with the biostratigraphical and mainly paleobotanical environment of some uraniferous deposits of Japan in this report.

The writers surveyed the five areas of uraniferous deposits in Honshu, Japan. The areas are Ouchi in Miyagi Prefecture, Oguni in Yamagata Pref., Tōnō in Gifu Pref., Okutango in Kyoto Pref. and Ningyo-toge in Okayama Pref.

Many paleontological data were obtained from these areas, especially the occurrence of fossil plants in the areas attracted the botanists attention in Japan.

The writers also dealt with results of their own survey, and added the former important data for reference on paleobotanical consideration of uraniferous beds in this report.

Ouchi District, Miyagi Prefecture

The uraniferous deposits in Ouchi district is mainly coal seams. It is remarkable fact, because surveyor may be able to clarify the relation of uranium and carbonaceous matter geologically in this district.

From the view point of paleobotany, the fossil flora, which is found in a horizon above coal bearing formation at two localities, indicates the so-called "Daijima type flora" of middle Miocene as shown in Table 2.

Other paleontological facts were known in some localities of the district and non-marine molluscs were found between the coal seam and basal arkose sandstone. On the contrary marine fossils are presented from upper horizon of Miocene formation, and this fact shows that the invasion of sea took place after the period of coal accumulation.

As a result of paleontological study, it is supposed that the "warm temperate" climate exists during the accumulation of uraniferous coal bed.

Oguni District, Yamagata Prefecture

The uraniferous deposits in this area overlies on the granite and Paleozoic rocks. They are composed of arkose sandstone, and small patches of carbonaceous matter scattered in the sandstone.

The plant beds were found in horizons of 20-50 meters above the basal arkose sandstone.

The writers consider that the two plant beds are intercalated in the Imaichi formation of middle Miocene as shown in Figure 5. The plant fossils are included in the well striated shale and are well preserved. The characteristic species of fossils are *Comptonia*, *Cinnamomum*, *Liquidambar* and *Dodonaea* and not existing species in Japan occupies nearly half of the flora in number. Then the flora found in this district is identified as so-called "Daijima type flora" for the reason of its assemblage of plants.

The paleoclimate of period during plant accumulation is supposed as also "warm-temperate".

Tōnō District, Gifu Prefecture

The Tōnō district is famous as the animal and plant fossils of Miocene occur abundantly. But recently the uraniferous deposits are found in this district, and the stratigraphical and paleontological works have been done actively.

The uraniferous beds lie on the basal granitic rocks and remarkable fossil bearing beds are intercalated in some formation of Tertiary. The writers collected the fossil plant specimens from 7 localities and at the same time palynological work has been done on lignite in this district by one of the writers.

As shown in Table 4, the flora found in the Miocene Toki coal bearing formation is the so-called "Aniai type flora" of lower Miocene. The evidences of marine fossils are recognized in almost Tertiary formation of this district. The fossils of mammal are found at many localities, especially among these fossils, *Desmostylus* has a bio-stratigraphical value in Miocene of Japan.

In the general view, three horizons of plant fossils are included in the Tertiary sediments. The lowest one shows alike "Aniai type flora" accumulated in "cool temperate" condition and uppermost one of the Seto group is considered as "warm temperate" flora by existence of *Liquidambar* and Lauraceae species.

It is considered that the uraniferous bed was accumulated also in "temperate" condition.

Okutango District, Kyoto Prefecture

The Okutango district is included in "Green tuff region" along the coast of Japan Sea, then it is a remarkable area geologically.

The complex of pyroclastic and volcanic rocks distribute in this area and uraniferous beds were found on the granitic rocks in general. The fossil plant beds are also found in horizon above several ten meters, and are intercalated in the alternation of shale and sandstone.

The remarkable fossil localities are Kigo, Yoshizawa and Yoshizu. Regarding the geological evidences, the fossil bearing beds belong to the Youka formation of Miocene. As shown in Table 13, there are some problems that the flora is designated as "Daijima type flora", because the writers couldn't find the *Liquidambar* and *Comptonia*, which are typical genera of "Daijima type flora" from above-mentioned three localities.

The fact of transgression, namely occurrence of marine fossils are found in restricted areas of the district. Actually, in the standpoint of paleobotany, the decision of the depositional environment of uraniferous bed is very difficult.

Ningyo-toge District, Okayama Prefecture

The Ningyo-toge district is the most important area of uraniferous deposits in Japan. Active mining of the uraniferous deposits are now operating, and many detailed surveys have been done during about ten years.

Two fossil localities are treated in this paper, besides three are already reported by other surveyors.

The writers dealt with the floras found at the Tatsumi pass and in the gallery of the Ningyo-toge Mine, and new evidences about fossil assemblages in this report.

The *Sassafras*, *Parrotia* and *Alangium*, which are not recognized yet from Ningyo-toge, are collected at this time by the writers. The uraniferous bed is the basal conglomerate of the Ningyo-toge formation and occasionally the plant fossils are yielded in the same horizon.

According to the study of fossil floras from two localities, the slightly climatic change, which varied from warm temperate to cool temperate in the past time, is recognized.

It is the fact that the abundant occurrence of fossil plants in the uraniferous bearing sediments indicates the gently climatic environment during the time of accumulation of uraniferous beds.

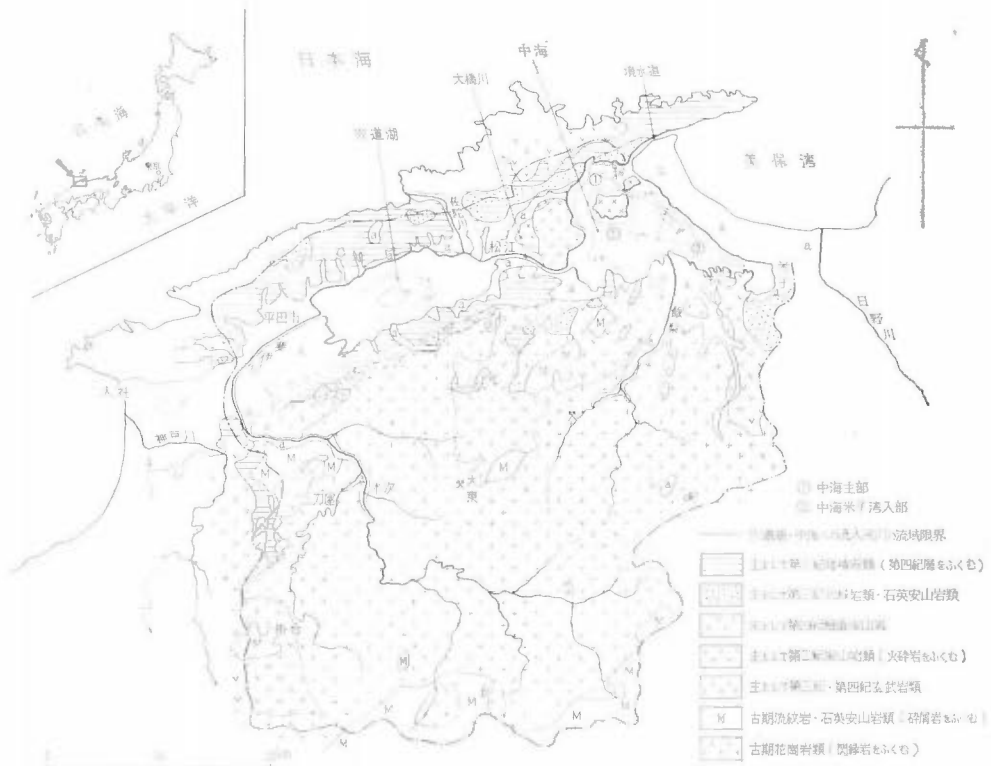
In the standpoint of paleoclimatology, warm temperate at the time of deposition of uraniferous beds is indicated except the climatic condition of floras in the Ningyo-toge and Tōnō districts.

Ⅲ.6 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）

水野篤行*・関根節郎**・中沢次郎***
 高久昭子*・小野寺公兎**・小野美代子*

要 旨

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。両水域では、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結果、今後非常に多くの問題が残されてはいるが、暫定的に次の結論に達した。すなわち低含有・中含有部のUは、おそらく大部分後背地の花崗岩類から碎屑物あるいは懸濁物の形でもたらされたものであり、いっぽう、高含有部のUの少なくとも一部(1~6 ppm 前後?)は湖水中から沈殿あるいは共沈の形でもたらされたものであろう。



第1図 宍道湖・中海概要図(付後背地地質略図(西山・三浦, 1963 にもとづく))

Outline of the lake Shinji-ko and Naka-umi, with geological feature (after Nishiyama and Miura, 1963)

* 地質部
 ** 技術部
 *** 鉱床部



第 2 図 測 点
Location map of

1. 緒 言

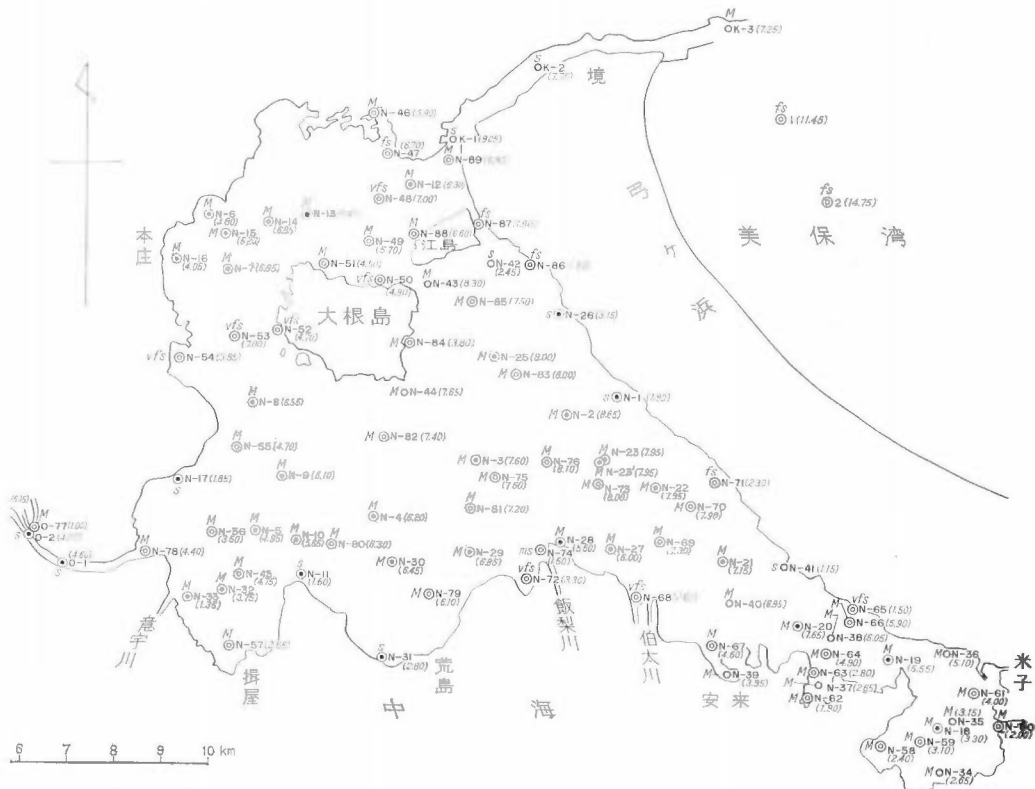
本州西部の日本海沿岸にある汽水湖、穴道湖・中海の底泥にはふつうよりも高い含有量のUがふくまれ、かつその含有量には地域的な差異がみとめられる。本論文の目的は、その分布の実体を明らかにし、かつ主として沈積環境の面からそれを考察しようという点にある。

両湖は水道によってむすばれ、かつ一端は日本海の一部である美保湾と連絡されている。両湖はそれぞれ水理・水質条件を異にし、生物学的の面でも大きな差異がみられるだけでなく、中海内ではいくつか環境条件が異なるところをふくんでいる。また後背地の地質学的条件がほぼ同一で、かつ比較的複雑でない、などのことから、これらの水域はとくに汽水域ないし浅海域に関する堆積学的あるいは生態学的研究に適していると考えられる。

このような点から、筆者らは数年来この水域を対象として、堆積・生態と堆積環境との間の関係を明らかにすることを目的として研究をすすめており、結果の一部は、すでに報告したとおりである(水野・角・鈴木, 1966)。その間、穴道湖・中海湖泥中のU含有量が一般的にやや高く、かつ地域的に多少の相違がみられることをしり、現在まで、両水域について、とくにUおよび他の諸微量成分分布と沈積環境との関係に焦点を合せて研究をすすめてきた。現在得ている資料は夏季停滞期に関するものだけであり、かつ必要とする処理がまだ数多く残されている進行途上にあつて、明確な結論を出すに至っていない段階ではあるが、現世水域、とくに汽水域におけるU分布の詳細はまだ十分に明らかにされていない現状なので、ここに今までに得られている資料を報告し、とくに沈積段階に関する環境条件とU分布との関係についての若干の考察をおこなつて、今後の問題点・研究方向を明らかにしたい。

なお、現在までに1963年、1965年、1966年のそれぞれ夏季に湖上観測をおこなつた。本報告では主として

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）



位置図
observation and sampling

1965年夏季の結果にもとづいてのべる。また、比較研究を目的として、1966年3月に東京湾奥部の観測をおこなったが、その結果をあわせてのべることにする。

水域の陸水学的・地質学的特徴 宍道湖と中海は山陰地方の日本海沿岸にらんで位置する浅い汽水湖である。両湖は長さ約8 kmの大橋川によってむすばれ、中海の他端は長さ約7 kmの境水道によって、美保湾とむすばれている。宍道湖はほぼ東西にのびた長楕円形をしめし、約80 km²の面積をもつ。いっぽう中海はやや複雑な湖岸線をもって、西半の主部と東半の米子湾入部とにわけられる。主部に含まれる大根島・江島（約7.2 km²）をあわせて、計約104 km²の面積をもつ。

両湖にそそぐ主要河川は斐伊川（宍道湖）および飯梨川（中海）である。両者の流域には花崗岩類が広く分布しており、この花崗岩類は両湖の全流域面積の約60%をしめている。なお、斐伊川・飯梨川流域の花崗岩地域には、清久・東山鉾山ほかの含ウラン・モリブデン鉍床が散在している（石原，1961；石原・浜地，1961）。宍道湖・中海ともに沿岸部には多くの小河川があり、これらの流域をしめるものの大部分は新第三紀の各種堆積岩類と塩基性から酸性におよぶ各種の火山岩類とである。そのほか、中海と美保湾とをへだてる弓ヶ浜半島には全域第四紀の砂が分布している。

湖内の水質・底質条件については従来、若干の資料が公表されており、その概要は明らかにされている。宍道湖は6 mをややこえる最大水深をもつ。それは湖内にほとんど平坦に広くひろがる湖底平原部（深度5 mないし6 m）のほぼ中央に位置する。湖岸から湖底平原部に至る間の湖底の傾斜はかなり急である。一部ではせまい幅の湖棚（水深2 m～2.5 m）が発達するところもある（水野・角・鈴木，1966）。

湖底での砂の発達是非常にわるく、それは沿岸のせまい帯に限られている。湖底平原部を広くおおうものは泥である。

湖水の鹹度は非常に低く、塩素量にして、数100ないし数1,000mg/lのオーダーである。それを反映して

底棲動物もほとんどヤマトシジミにかぎられている。

いっぽう、中海の湖底断面はきわめて非対称的である。最深部(約 8 m)は大根島東方を北西-南東方向にほそながくはしり、すなわち、湖底は弓ヶ浜半島西岸からその最深部にむかって急傾斜で下り、最深部から西側では大根島南方の広い湖底平原部をへて漸次深さを減しながら大橋川河口部に至る。弓ヶ浜半島北部沿岸をのぞいては、一般に湖岸から近距離で急激に 4~5 m 台の水深となり、湖岸部での砂の発達は前者をのぞいては非常に貧弱となっている。湖底を広くおおうものは宍道湖と同様に泥質堆積物である。水質の面に関しては、宍道湖とは対照的にかなり高鹹であり、しかもとくに夏季には停滞・成層し、一部(南部および南東部)では硫化水素が発生するところもしられている。また、湾奥部の米子港付近では古くからいわゆる赤潮の発生が有名である。底棲動物は宍道湖にくらべてはるかに豊富、かつ多様であり、また環境の相違に応じて地域性のあることもしられている。

境水道・大橋川はそれぞれ 10m 前後、4~5 m 前後の水深をもち、ほぼ全域にわたって砂質堆積物が分布している。

2. 観測および試料の処理と方法

湖上観測は現在までに 1963 年、1965 年、1966 年それぞれ夏季におこなわれた。各測点において採泥作業・採水作業・一般観測をおこない、それにとりなって以下にのべるような試料の処理をおこなった。測点数は宍道湖 58 点、大橋川 7 点、中海 89 点、境水道 3 点、美保湾 2 点である。これらの位置をそれぞれの水深および底質の概要を付して、第 2 図にしめした。そのほか、流入諸河川についても主要点(計約 30 点)において採水・採泥をおこなった。

現地観測の期日 1) 1963 年 8 月上旬(宍道湖) 2) 1965 年 7 月下旬—8 月上旬(中海*・大橋川・宍道湖) 3) 1965 年 8 月下旬(中海*・境水道) 4) 1966 年 8 月中~下旬(中海*・宍道湖・美保湾)(* それぞれの時期に主対象とした水域)

現地観測の対象^{注1)} 現地観測には島根大学の調査船(1963 年)および島根県中海干拓課・農林省中海干拓事務所(1965・1966 両年)の調査船を借用した。現地観測は筆者らのうち、水野・中沢・小野寺によって、島根大学地学学生諸氏および地質調査所青木市太郎技官、一部北海道大学近藤藤氏の助力を得ておこなわれた。

- 位置 六分儀による。
- 一般気象 天候・気温・風向・風力の観測、風向・風力は目視による。
- 透明度 セッキ円板による。
- 測深 測深錘をつけた間縄による。
- 流速・流向 東邦電探測製の CM 2 型電気流速計による。1965 年には測定しなかった。
- 水温・泥温 採取された水・底泥について棒温度計による。水の一部は転倒温度計によった。
- 酸化還元電位 採取された水・底泥について、東亜電波探測製の RM 1 型携帯用酸化還元電位差計による。1966 年だけ測定した。
- 導電率 採取された水について塩分濃度の指標として測定、東亜電波探測製 CM-3M 型携帯用電導度計による。1965 年だけ測定した。
- 採水 一部エクマン型転倒採水器により、一部地質調査所青木技官作成の採水装置によって、表層水・底層水のほか 2 m おきに採水し、ビール瓶およびポリエチレン瓶に入れてもちかえった。
- 採泥 通常 1/50 m² 底面積をもつエクマン・ページ型採泥器を使用した。一部については鉄製円筒型ドレッジを併用した。底質は肉眼観察・Eh 測定・泥温測定の後、ポリエチレン袋に封入してもちかえった。

現地実験室での処理 現地実験室としては島根県立松江北高等学校の一室を借用した。実験に当たっては筆者らのうちの関根が担当したほか、島根大学化学・地学教室の学生諸氏の援助を得た。採水試料の溶存成分の一部について採取の翌日中に次の化学分析をおこなった。

- 水素イオン濃度 pH と RpH 比色法による。

注1) 詳細については、水野(1966) 参照。

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）

- 塩素イオン Cl^- Mohr 法による。
- アンモニウムイオン NH_4^+ ネessler 試薬による通常の比色法による。
- リン P 通常の比色法 (DENIGES-ATKINS 法) による。
- 酸素 O_2 WINKLER-OHLE 法 (オーレの改良法) による。
- メチルオレンジアルカリ度 JIS 工業用水試験法により、メチル・レッド混合指示薬を用いて滴定。
- フェノルフタレイン酸度 JIS 工業用水試験法によって、フェノルフタレイン混合指示薬を用いて滴定。
- 流化水素 DUPASQUIER-FRESENIUS 滴定法による。

所内実験室での処理、その他 水については、 Na^+ 、 K^+ (焰光法による)、 Ca^{++} 、 Mg^{++} (キレート滴定法による) の分析、pH の測定 (採水後約3カ月) (水野・高久) のほか、U の分析 (関根および望月・大場両技官) をおこなった。

U の分析は関根・望月・阿部 (1964) の方法によっておこなった。すなわち、下記の方法によって試料溶液をつくり、試料溶液にアスコルビン酸を加えて溶解、pH を 1.0~1.5 に調節した後、陰イオン交換樹脂カラム (SO_4 形) に通して U を樹脂に吸着させる。水および塩酸 (1+1) で洗浄した後、塩酸 (1N) で U を溶解する。溶出液を白金皿にとって融剤を加えて融解し、冷却後に融成物の蛍光強度を測定して U を定量した。

〔試料溶液の調製〕 試料 200~500 ml をとり、塩酸 10 ml、塩化鉄溶液 (10 mg Fe/ml) 2 ml を加えて 1 分間沸騰させる。アンモニア水を少量過剰に加えて煮沸した後、濾過・水洗する。沈殿をもとのビーカーに吹き落とし、硫酸 (6+1) 0.5 ml を加えて加温して沈殿を溶解する。もとの濾紙を開いて濾過し水洗する。濾液の量を 100 ml にうすめて試料溶液とする。

底泥^{注2)}については次の処理がおこなわれた。

○U 分析 次の方法で試料溶液をつくり、前記の方法で分析した (関根・望月・大場)。

〔試料溶液の調製〕 試料 0.5 g を正確にニッケルルツボ (容量 30 ml) にとり、水酸化カリウム 4 g を加え数分間融解する。冷却後ルツボをビーカー (容量 300 ml) に入れ 150 ml の水を加えて分解物を溶解する。硫酸 (1+1) 6 ml を加え、ルツボを水洗して除き、1 分間沸騰させる。少量の濾紙パルプを加えて濾過し、水で洗浄した後冷却する。液量を 200 ml にうすめて試料溶液とする。

なお、U は原試料およびシルト粒子・粘土粒子について分析した。シルト・粘土粒子の分離は水ひ法により、それぞれの粒径範囲はおおよそシルト分 0.06 mm~4 μ 、粘土分 4 μ 以下とした (高久・小野・水野)。

○有機炭素分析 原試料について、チューリン・シマコフ法 (シマコフ変法) によって分析した。すなわち、風乾試料 0.2~0.4 g を三角フラスコに正確にはかりとり、クロム硫酸 0.4 N 溶液 10 ml を加えて硫酸鉄粉末少量とともに 170~180°C で 5 分間煮沸した後、冷却、その後これをフェニルアンスラニル酸 5% 溶液を指示薬として、硫酸第 1 鉄アンモニウム 0.2 N 溶液によって滴定する。空試験との差を求めて試料中の有機炭素量を算出した (水野・小野)。

○粒度分布 砂質部についてはエメリー管法、泥質部についてはピペット法によった。ピペット法においては湿泥約 5 g について約 700 ml のアンドレアゼンピペットを用い、分散剤としては 5% の珪酸ソーダ溶液を使用した (水野・小野寺・高久)。

○粘土鉱物 2 μ 以下の粘土粒子について X 線分析により粘土鉱物の半定量 (一部については定量) がおこなわれた。同定は加熱処理 (150°C, 300°C, 450°C, 600°C)、塩酸処理、エチレンジグリコール処理、硝酸アンモニウム処理後の X 線回折線によってなされた。1965 年採取の全試料について、生沼郁氏によっておこなわれた。

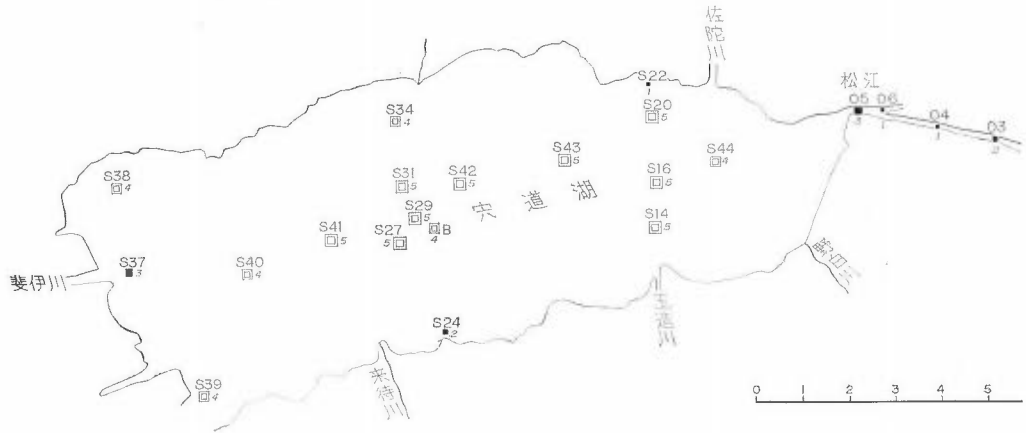
○微量金属元素 水ひによって分離した約 4 μ 以下の粘土粒子について、本所の JACO エパート型 3.4 m 回折格子分光分析装置により、Mo, Zn など 23 元素が半定量分析された (高橋清技官による)。

○生物 貝類ほかの大型底棲動物 (水野)、小型有孔虫 (桑野幸夫氏による)、珪藻 (野口肇世氏) が環境条件の指標を得るために検討された。

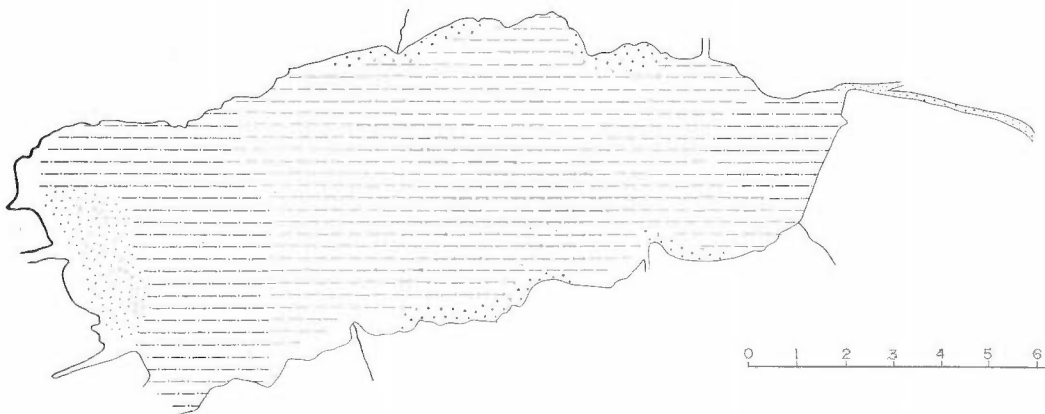
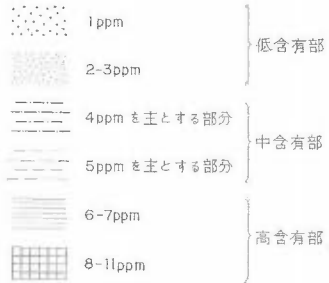
注2) 以下本文中で、とくにことわっていない場合の「底泥」とは、採泥器でとれる範囲、すなわち、湖底面から 10~15cm の部分を船上でよく混合して採取したもの。すなわち、湖底下 0~15cm 程度の範囲の部分の平均的なものである。

地質調査所報告 (第 232 号)

各記号の横の数字は含有量 (ppm) を示す

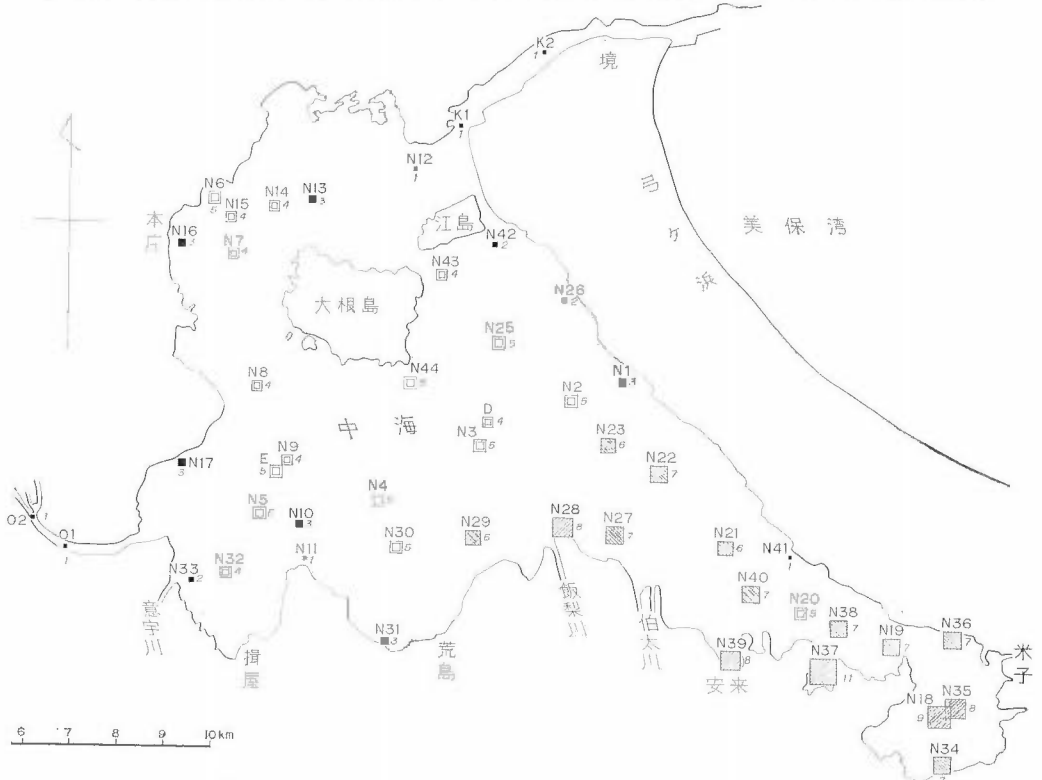


第3-a図 底泥中の Uranium content



第3-b図 底泥中の U Schematic map of uranium

宍道湖・中海底泥中のU分布，とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）



U 含有量分布図
of bottom materials



含有量分布模式図
content of bottom materials

3. 底泥中におけるU分布

第3図に現在までに明らかにされた底泥中(原試料)のU含有量をしめした。その分布上の大きな特徴として次の諸点を指摘することができる。

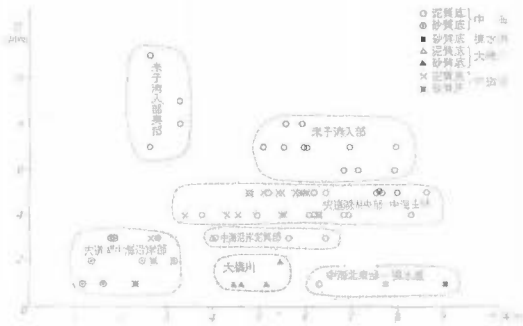
沿岸の砂質部では、宍道湖・中海を通じて一般に低く、1~3 ppm である。同様の含有量は大橋川・境水道にも一般的にみられる。

湖底平原部の泥質部については若干の地域性がみとめられる。すなわち、宍道湖では大部分が 5 ppm をしめし、その西部では斐伊川河口部に近づくにつれて漸次低くなり、河口部では 3 ppm となっている。中海では、主部と米子湾入部とで含有量がことなっている。主部においては 4~5 ppm (一部 3 ppm) をしめしているが、ややくわしくみれば、大根島の南東ないし南側では 5 ppm が優勢であり、同島西側ないし北西側では 4 ppm が優勢である。同島北側では北東側すなわち境水道へむかってさらに漸次量を減じていく傾向がみられる。いっぽう、飯梨川河口部付近以東の米子湾入部では主部よりも一般に高い含有量をしめし

ている。多くの場合に少なくとも 6~7 ppm, 一部では最大 11 ppm に達している。ここでは現在の資料の範囲内では、とくに米子港・安来港のような小支湾中央部に、高くなっているような傾向がある。ただし、例外的に飯梨川河口部では 8 ppm の高含有量をしめしている。

これらの測点のうち、代表的なものについてシルト分・粘土分(ほぼ4μをさかいとする)それぞれのUの分析値が、第7図にあわせてしめされている。それらは多少の高低はあるが、ほぼ原試料の分析値とほぼ同様な値をしめし、とくに注目すべき結果は得られていない。

第4図はU含有量と底泥の水深との間の関係をしめしたものである。両者の間には直接の関



第4図 底泥中のU含有量と水深との関係
Uranium content of bottom materials and depth of bottom

係はなく、地域による含有量の相違、類似が図からよみとれる。すなわち、上記の分布状況を水深とともにまとめれば次のようになる。

- 宍道湖・中海の沿岸砂質底……1~3 ppm (1~3 m)
- 大橋川砂質底……1~2 ppm (4.5~5.5 m)
- 境水道砂質底(中海北東端の泥底をふくむ)……1 ppm (6~9 m)
- 中海米子湾入部(一般)の泥底……6~8 ppm (5~8 m)
- 中海米子湾入部奥部の泥底……7~11 ppm (2.6~3.3 m)
- 中海主部・宍道湖泥底……4~5 ppm (一部 3 ppm) (3.5~8.7 m)

他水域の例との比較 一水域内における底泥中のU分布の詳細はまだほとんど明らかにされていない。筆者らは今までに比較検討のために断片的ではあるが、若干の現世堆積物および堆積岩のUの分析をおこなってきた。

東京湾奥部での例：東京湾奥部の数点について検討(1966年3月)した結果は次のとおりである注3)。

- 荒川放水路・江戸川河口沖 1~2 km の地点……0.8 ppm (水深2.2~3.3mの砂底, 試料2コ)
- 同上 7~8 km の地点……1.3~1.5 ppm (水深2.1~2.2mの砂泥底, 試料2コ)
- 同上 10 km の地点……1.7~2.5 ppm (水深8.5~8.9mの泥底, 試料2コ)
- 東京港第3台場……2.6 ppm (水深4.0mの泥底, 試料1コ)

その他(泥質物)での例：すでに報告したように(水野・角・鈴木, 1966), 現世堆積物については、三方

注3) 現地観測にあたり、東京都、青木滋・寺中啓一郎両技師の御好意により、東京都港湾局の観測船を利用することができた。また、東京教育大学の磯貝文男氏のほか、数名の学生諸氏の助力を得た。関係者の方々に、厚くお礼申し上げる。なお、p343, 第4表参照。

宍道湖・中海底泥中のU分布，とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）

第1表 宍道湖および中海の砂質部の粒度分析結果

測 点	$Q_{75}\phi$	$Md\phi$	$Q_{25}\phi$	So	備 考
S 7	2.4	2.2	2.0	1.1	細粒砂
S 8	2.1	1.9	1.5	1.2	中粒砂
S 11	1.9	1.8	1.5	1.2	〃
S 22	3.0	2.8	2.6	1.2	細粒砂
S 24	2.6	1.8	0.2	2.3	不淘汰の中粒砂
N 1	2.4	2.2	1.9	1.2	細粒砂
N 26	2.6	2.3	2.0	1.2	〃
N 41	2.4	2.1	1.8	1.3	〃
N 42	2.6	2.1	1.9	1.3	〃
皆生浜砂	0.8	0.3	-0.1	1.4	粗粒砂
大篠津浜砂	1.7	1.5	1.1	1.2	中粒砂
夜見町浜砂	1.5	1.1	0.6	1.4	粗～中粒砂
崎津砂丘	2.5	2.4	2.1	1.2	細粒砂
下粟島砂丘	2.5	2.4	2.1	1.2	〃

備考 比較のために弓ヶ浜半島内の砂丘，および同半島美保湾沿岸の浜砂に関する資料もしめしてある。

第2表 宍道湖および中海の泥質部の粒度分析結果

測 点	$Q_{75}\phi$	$Md\phi$	$Q_{25}\phi$	So	粘土率 (%)
S 37	5.4	4.5	4.1	1.6	6.4
S 40	5.1	4.5	4.1	1.4	7.9
S 41	7.1	5.2	4.4	2.6	17.9
S 44	6.9	4.9	4.4	2.4	14.0
N 4	7.8	6.1	5.3	2.4	23.5
N 5	5.7	4.7	4.3	1.6	9.7
N 13	6.6	5.7	4.6	2.0	18.7
N 23	6.9	5.2	(4.0)	(2.7)	18.9
N 33	(4.5)	(3.5)	(2.7)	(1.9)	4.8
N 34	7.3	5.5	(4.5)	(2.6)	20.2
N 35	5.7	5.0	(4.3)	(1.6)	10.0
N 28	5.0	4.3	(3.6)	(1.6)	13.6
N 37	6.3	4.6	(4.1)	(2.2)	21.3
N 38	5.8	4.7	(4.1)	(1.5)	14.6
N 39	7.4	5.9	(4.9)	(2.3)	19.5
N 43	8.1	5.5	(4.2)	(2.0)	25.9

備考 1. ()内は推定。 2. 粘土率は 8ϕ 以下の粒子の含有率。

五湖6～8（一部3）ppm，諏訪湖1ppm，厚岸湖2～3ppm，厚岸湾1ppm，若干の第三紀堆積岩については1～3ppmの含有量が得られている。また，最近，古生代の登米黒色粘板岩については10～11ppmの値が報告されている（近藤，1966）。

いっぽう，従来の知識によれば，地殻中のU平均存在量は2ppmとされ（MASON, 1958），また火成岩平均値2.6ppm（HAWKS and WEBB, 1962），頁岩平均値 3.7 ± 0.5 ppm（ADAMS, OSMOND and ROGERS, 1959）あるいは3～4ppm（SWANSON, 1961）とされている。またBELL（1954）によれば，純粋に碎屑性の細粒堆積物は2ppmのUをふくんでいる。これらの資料を参照すると，宍道湖，中海における大部分の例および三方五湖の例をのぞく他は普通一般に期待することができる値をしめしている。そして，前2者については，パ

ルト海中央部での高含有例 (MANHEIM, 1961), 黒海での 10~12ppm の含有例 (STARIK ら, 1961; AGAMIROV, 1962) などと同様に, その成因に関する問題が提起されるのである。

4. 底泥の諸側面とU分布との関連

粒度組成 さきへのべたように, U含有量は粒度組成とかなり関係しているように思われる。すなわち, 砂質部では泥質部よりも一般に低含有量がしめされている。この関係をさらに明確にとらえるために, 若干の代表的試料について粒度分析をおこなった。その結果は第 1 表, 第 2 表にしめすとおりである。

実道湖に関しては, 湖岸部ではそれぞれ比較的淘汰のよい中~細粒砂が分布し, 湖心部ではシルト質の泥が分布する。中央粒径値 (ϕ)・粘土率ともに斐伊川河口部に近いところでは小となる傾向にある。

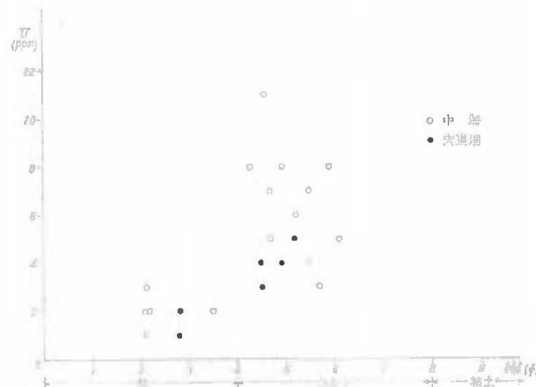
中海に関しては, 弓ヶ浜西側の湖岸部には非常に淘汰のよい細粒砂 (それぞれの累積曲線はほとんど一致する) が分布する。意宇川河口部ではシルト質の微粒~細粒砂となり, その沖合では粗粒シルトとなる (N 5)。

その他の部分では一般に比較的淘汰のよくない粘土まじりのシルトが分布するが, 今のところの少ない資料では, そのなかにとくに顕著な傾向はみとめられず, 主部・湾入部を通じておおよそ同様な粒度組成がみとめられる。

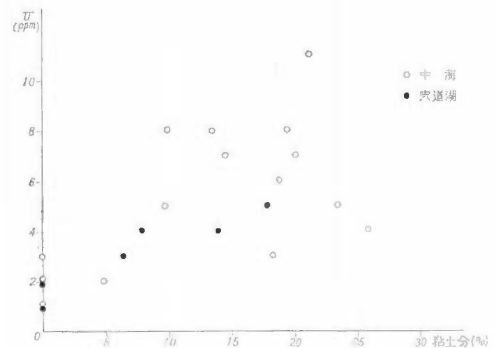
粒度組成を $Md\phi$ および粘土率 (8ϕ 以下の粒径部分の重量百分率) で表現して, それらと U との関係をもとめると, 第 5, 6 両図にしめすとおりになる。 $Md\phi$ との関係については, $Md\phi$ 4 をさかいとする。すなわち, 砂質部・泥質部での U 含有量の相違は明瞭である。しかし, それぞれのなかでの対応関係はまったくみられないことが特徴的である。すなわち, 中央粒径値の上ではもっとも粗粒な泥質部においても 8~11 ppm をしめすいっぽうでは, もっとも細粒

なものが 5 ppm をしめしている。粘土率との関係については, 粘土率 9% 前後をさかいとして, 以下では U が低く, 以上では U が高い傾向がしめされている。またごく巨視的には全体として正の相関関係にあるようにも思われるが, それはかならずしも明瞭なものではない。たとえば最大の粘土率 26% をしめすものでは, U は 4 ppm にすぎず, より低い粘土率 21% をもつものが最大の U 11 ppm をしめしている。また, 粘土率 10% のものでも 20% のものでも同様に U 8 ppm をしめしている。なお, 粘土率を 9ϕ (約 2μ) の粒径を基準としてとつても以上のような不明瞭な関係は同様にみとめられる。ただし, 10ϕ (約 1μ) 以下の粘土コロイドあるいはコロイド含有量との関係については今のところ未処理のために不明であり, 今後の問題として残されている。

粘土鉱物組織 約 65 コの試料の 2μ 以下の粒子についての検討結果によれば (生沼郁, 私信), 全水域 (ただし大部分は中海と実道湖) を通じて, モンモリロナイト・イライト・ハロイサイト・カオリナイト・クロライトが存在し, これらのなかではカオリナイト+クロライトが主体を構成している。水域内の分布上の特徴としては, 第 3 表にもその傾向の一端がしめされているが, 中海米子湾入部ではとくにモンモリロナイトが少なく, またそこではハロイサイトが



第 5 図 中央粒径値 ($Md\phi$) と U 含有量との関係
Relationship between median diameter ($Md\phi$) and uranium content of bottom materials.



第 6 図 粘土率と U 含有量との関係
Relationship between clay content and uranium content of bottom materials

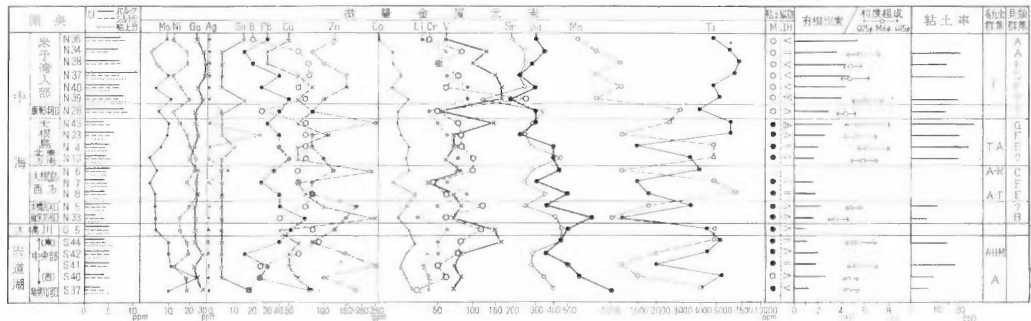
第3表 代表的な4地点における粘土鉱物組成の定量結果

	モンモリロナイト	イ ラ イ ト	ハロイサイト	カオリナイト +クロライト
宍道湖中央部 S42	0.9	1.5	1.6	6.0
中海西部 N9	1.2	1.5	1.5	5.8
中海中央部 N3	0.9	1.3	1.3	6.5
中海東部 N18	0.5	0.4	1.0	8.1

結晶質粘土鉱物の全量を10.0として表現している。生沼郁，私信による。

【備考】（ ）は分析値

- ① U (融解-放射-大塚)
- ② 微量の炭素量 (高橋) 200以下の子
- ③ 粘土鉱物 (生沼) 200以下の値
- ④ M. モンモリロナイト ●の値を有する
量の相対的割合を示す。
- ⑤ Uイソトプの比は多々、生沼氏による。
- ⑥ 有機炭素 (大塚)
- ⑦ 粘土組成 (水野・小野寺・高久)
- ⑧ 粘土質 (生沼) 200以下の値の含有率
- ⑨ 粘土組成 (生沼)
- ⑩ 粘土組成 (生沼)
- ⑪ Trachanina jishige 群集
- ⑫ Anomalia beccari
- ⑬ Anomalia difflugifera
- ⑭ Haplaphysodes
- ⑮ Melanococcus fusca
- ⑯ 貝殻群集 (水野)
- ⑰ 米子貝殻群集
- ⑱ Carbicula 群集
- ⑲ Anodara-Paphia
- ⑳ Rasta-limosa
- ㉑ U-Teの相対的割合
- ㉒ 中生代に由来する



第7図 U含有量と粘土鉱物組成・微量金属元素ほかの関係

Relationship between uranium content and some characteristics as clay mineral composition, minor heavy metal elements distribution and others of bottom materials in representative stations

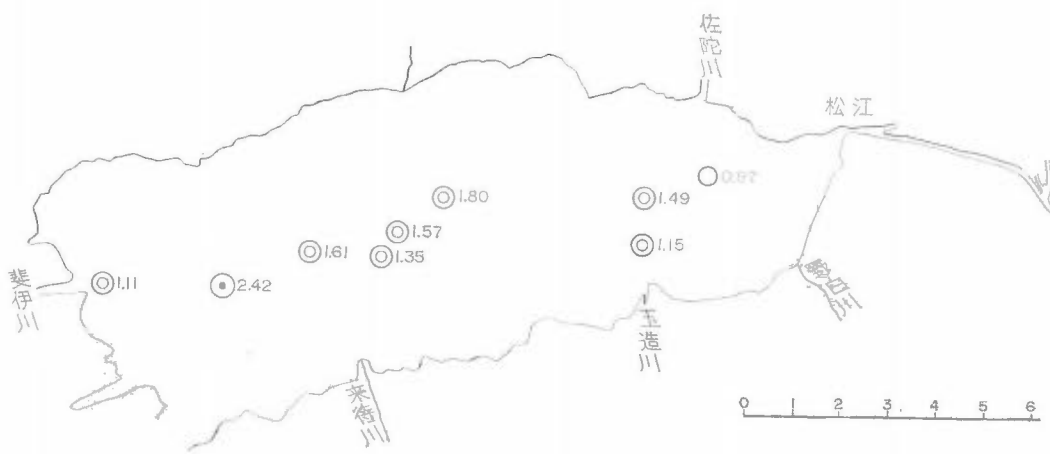
ライトよりも相対的に多く、かつカオリナイト+クロライトの量が他地域にくらべてはるかに多いということが指摘される(第7図参照)。すなわち、泥質堆積物に関しては、米子湾入部とそれ以外とのU含有量の相違とまったく一致する傾向が粘土鉱物分布の上にとめられるという興味ある結果が得られている。

有機物量 堆積岩中のU含有量は有機物量あるいは有機炭素量との間に相関関係があることが一般に知られている。有機物量の推定をおこなうために代表的な地点のもの若干(原試料)について有機炭素の分析をおこなった。第8図にその結果をしめす。

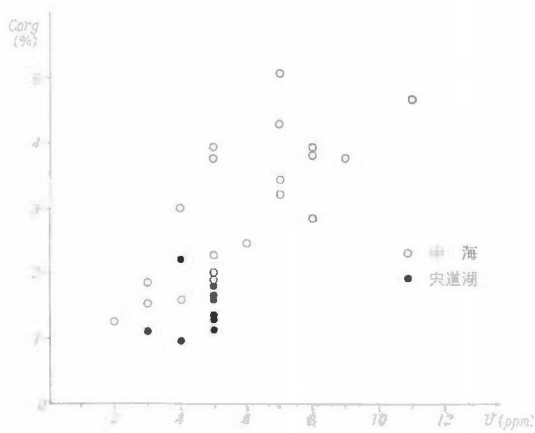
有機炭素は巨視的にみれば、宍道湖(0.97~2.42%)よりも中海(1.24~5.08%)に高い。宍道湖ではその中央部で相対的に高い。いっぽう、中海では、概して主部よりも湾入部に高く、前者では2%以下が大部分であるのに対して、後者では2.5%以上となっている。ただし、前者でも3%をこえるところがある(大根島東方最深部)。第9図は有機炭素-Uの関係をしめしたものである。両者の間には、かなり幅はあるにせよ、正の相関関係があって、一般に指摘されている傾向をしめしている。しかし、Uに対する有機炭素の増加率は BEERS and GOODMAN (1944, in MASON, 1958) のしめしたそれ、あるいは他地域での例(SWANSON, 1960) よりはかなり高い。なお、注目すべきことは大体の相関関係はありながらも、中海に関しては、その最深部(大根島東方)では有機炭素量が高いが、Uはそれほど増加していないことである。このことはUの高含有量が有機炭素の高含有量にともなわれてはいるが、その逆はかならずしも成立していないことをしめしている。

○ < ○ < 1 < ⊙ < 2 < ⊙ < 3 < ⊙ < 4 < ⊙ < 5 < ●

数字は含有量 (2~3 試料平均値) をしめす。
 () は、村上英行 (1965) によるものである。

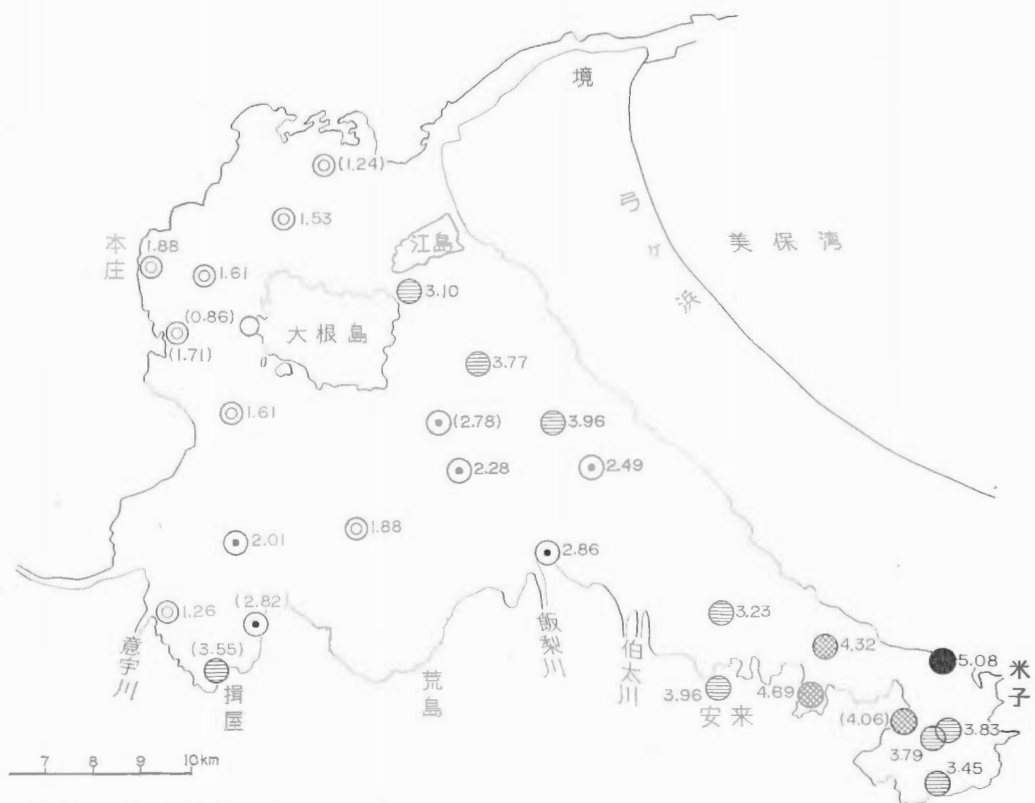


第 8 図 底泥中の有機
Organic carbon content



第 9 図 有機炭素と U 含有量との関係

Relationship between organic carbon content and uranium content of bottom materials



炭素含有量分布図
of bottom materials

微量金属元素 代表的な地点における微量金属元素含有量(4 μ 以下の粘土部分に関する資料)の概要を第7図にしめた。分析の対象としたものは次の23元素であるが、これらのうち As, Sb, Bi, Ge, Tl, W^{注4)} はいずれの地点でも検出限界以下の含有量なので図にはしめていない: Mo, Ni, Ga, Ag, Sn, B, Pb, Cu, Zn, Co, Li, Cr, V, Sr, Ba, Mn, Ti, As, Sb, Bi, Ge, Tl, W。これらの量と U との間にはとくに注目すべき関係はみとめられない^{注5)}。

その他 量的に表現できる資料は得ていないが、底泥の特徴としてあげなければならないものは色と臭気とである。

泥質堆積物の色に関しては、概して、米子湾入部では黒色味が強く、中海主部がそれにつき、宍道湖では灰色味が強い。

臭気に関しては、宍道湖では一般に硫化水素臭がほとんどなく強い腐泥臭が感ぜられるだけであるが、中海では、大根島北側ないし北西側をのぞき、一般に硫化水素臭が感ぜられる。とくに米子湾入部奥部ではそれが強烈である。以上の諸点については、すでに岸岡(1965)によって指摘されていることもほぼ一致している。

底泥最上部の酸化被膜は大根島北側で多少の発達(2~3mm)をしめすほかは、ほとんどみとめられない。なお、底泥の酸化還元電位差は多くの場合に -200~-400 mV をしめてしている。

5. 水質環境の特性とU分布との関連

底泥中のU分布に対する沈積環境諸条件の一部として水質をとりあげ、そのどのような点がとくに関係す

注4) 以下()は検出限界をしめす。As (80), Sb (25), Bi (5), Ge (2), Tl (2), W (10) [単位は ppm]

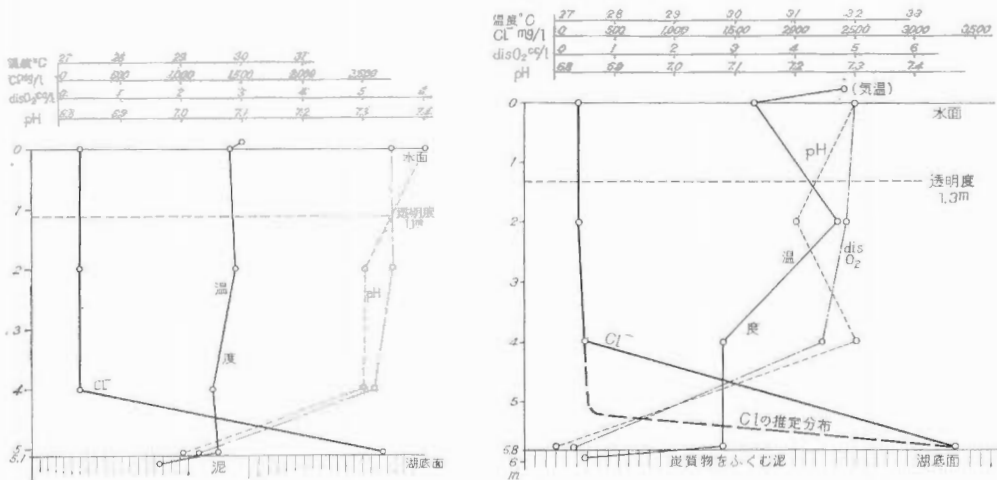
注5) これら全般については、稿を改めて、詳細を報告する予定である。

るかを明らかにしようと試みた。指標としてとりあげたものは次のものである注6)：Cl⁻、NH₄⁺、P、O₂、H₂S、メチルオレンジアルカリ度、フェノルフタレイン酸度、Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、pH、Eh、U。最後の2つをのぞき、ほとんど全採水試料について分析資料を得た。従来の諸研究結果により、宍道湖・中海ともに汽水湖に属するが、前者はきわめて低鹹であるのに対して、後者は高鹹でありほとんど海水に近い水をもっていることが知られている。筆者らの観測結果は夏季だけに限られてはいるが、もちろん上述のことは明瞭にみとめられ、また少なくとも夏季停滞期における成層・停滞構造の性格の一端を全域的に示ることができた。

主として主成分からみた宍道湖湖水（付大橋川） 宍道湖湖水は低鹹汽水注7)（ときには淡水）を主体とする。経年変化が明らかにみとめられ、それにとまって成層構造も著しく変化している。

Cl⁻ に関していえば、1963年夏には表面水では0.15~0.23 g/lで、5m層までは徐々に0.5 g/lまで増加し、5mをこえると最大4 g/lにまで飛躍的に上昇した。筆者ら（水野・角・鈴木、1966）はこれを底成層をしめすものと考えた。いっぽう、1965年のほぼ同時期には表面から5m層まで0.25~0.3 g/lでそれ以深でも最大0.7 g/lまでしか達しなかった。すなわち底成層はきわめて微弱となっていることが観測された。1966年夏季にはふたたび顕著な底成層が形成され、同時にCl⁻量も著しく上昇した。表面-4m層ですら1.5~2.0 g/lをしめし、5m以深では5.6~7.5 g/lの中鹹汽水の成分であった。以上にのべたような成層構造は、O₂、Na⁺ほかの陽イオンなどにも明らかに同様にみとめられるほかNH₄⁺、P、HCO₃⁻注8)、CO₂注9)にもあらわれている注10)。この成層構造はさきにものべたように（水野・角・鈴木、1966）、宍道湖の湖底平原の直上数10cm程度の厚さの高鹹度・低酸素の水層の存在としてあらわされている。しかしながら、この現象は従来の諸資料から明らかなようにまったく夏季だけにあらわれるのであり、すなわち年間を通じて多くの季節には低鹹汽水の範囲にふくまれる水が湖底にむかって多少鹹度を増加させながらとくに躍層をつくることなく分布している。したがって成層・停滞はきわめて不安定で、むしろ全体としての優勢な条件は「水の循環が比較的良好」ということになるであろう注11)。

大橋川の水は宍道湖のそれとほぼ同様である。全層を通じて、成層・停滞期においては、底成層より上位の水と同じ性質を有しているようである。もちろんここでは常に河川水としての流れがあり、成層はみられ



第10図 宍道湖におけるCl⁻、O₂、pH、温度の垂直分布（水野・角・鈴木、1966による）

Vertical distribution of Cl⁻, O₂, pH, temperature in two stations in lake Shinji-ko (after Mizuno, Sumi and Suzuki, 1966)

注6) SO₄²⁻については、まだ分析を終えていない。

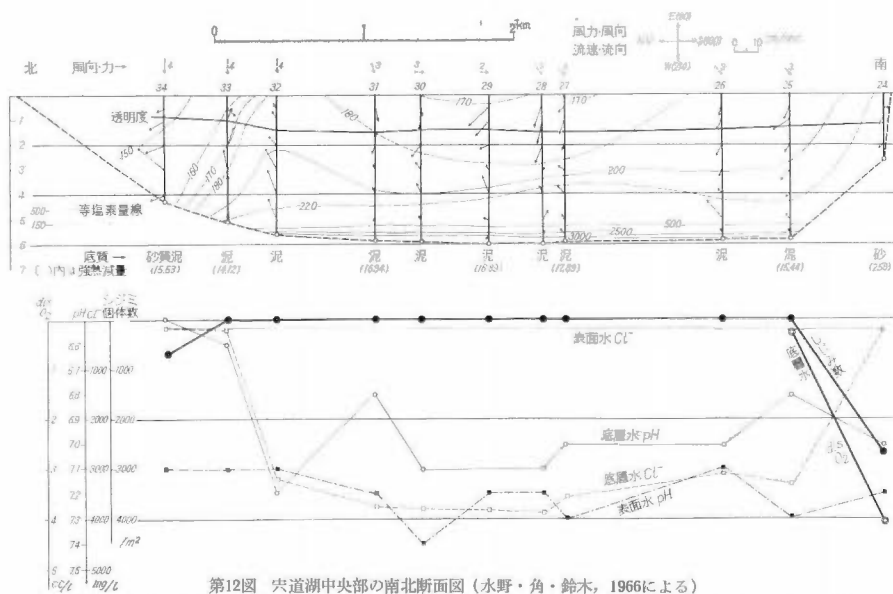
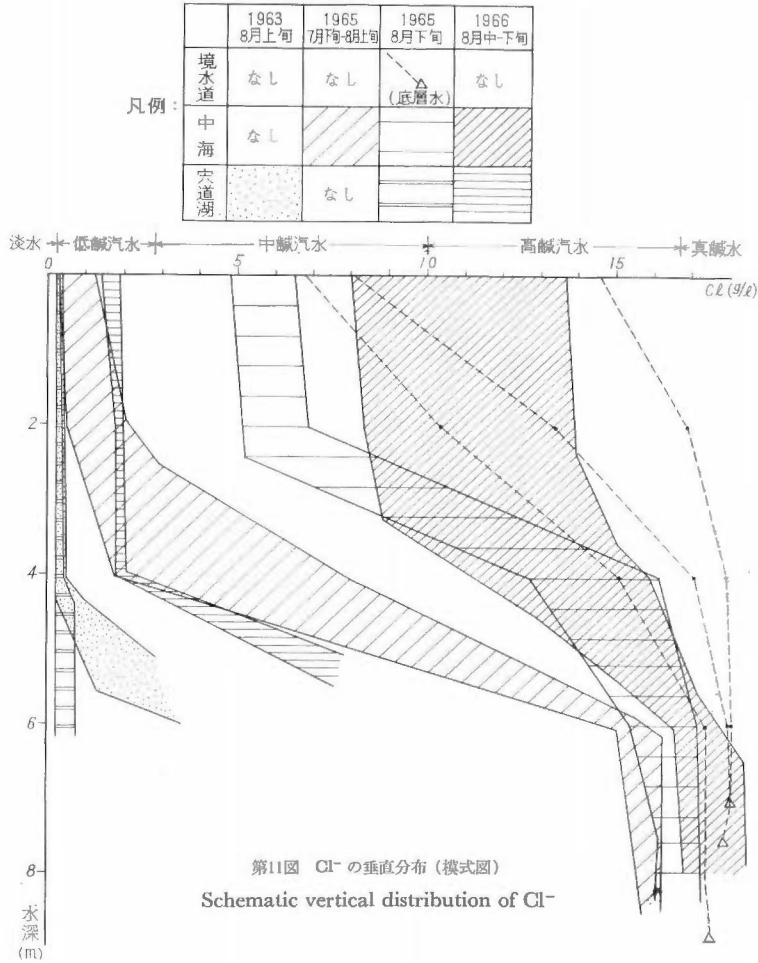
注7) U. I. B. S. (1959) によって、汽水の分類に関する勧告がなされている。かならずしも、全面的には適用できない点もあるが、便宜上、以下それにしたがって、これらの用語をもちいることにする。

注8) 注9) それぞれ、メチルオレンジアルカリ度、フェノルフタレイン酸度分析結果からの換算値。

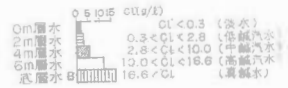
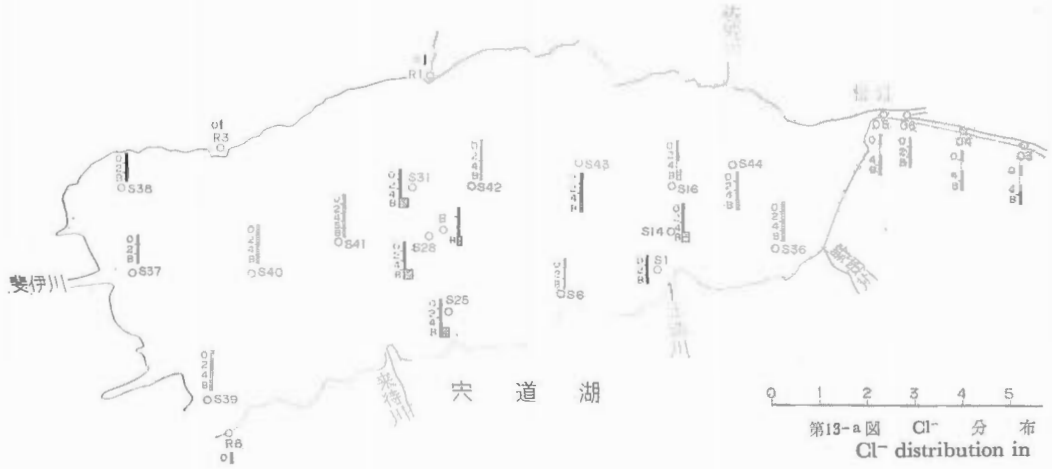
注10) これらの詳細については繁雑になるので、ここでは省略する。なお、どの時期にもH₂Sは検出されなかった。

注11) ただし、一部には年間を通じて、停滞水の存在する可能性がある地域がある（水野・角・鈴木、1966 参照）。

宍道湖・中海底泥中のU分布，とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）



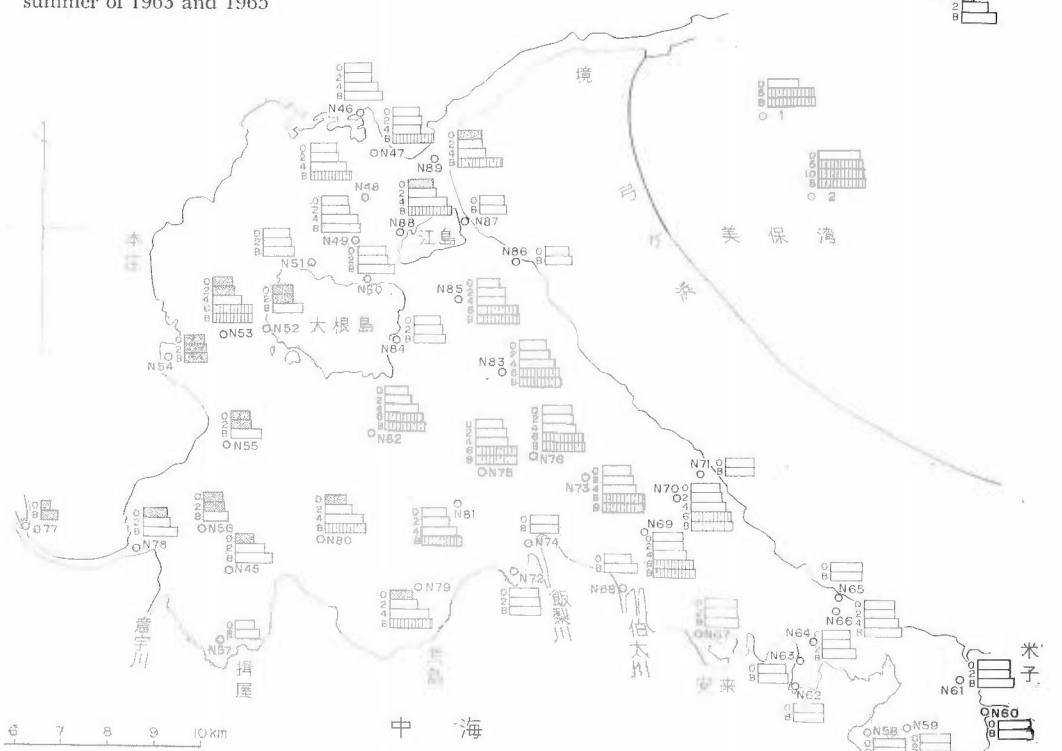
地質調査所報告 (第 232 号)



宍道湖中海底泥中の分布とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）



図 (1963年, 1965年)
summer of 1963 and 1965



布 図 (1966年)
summer of 1966

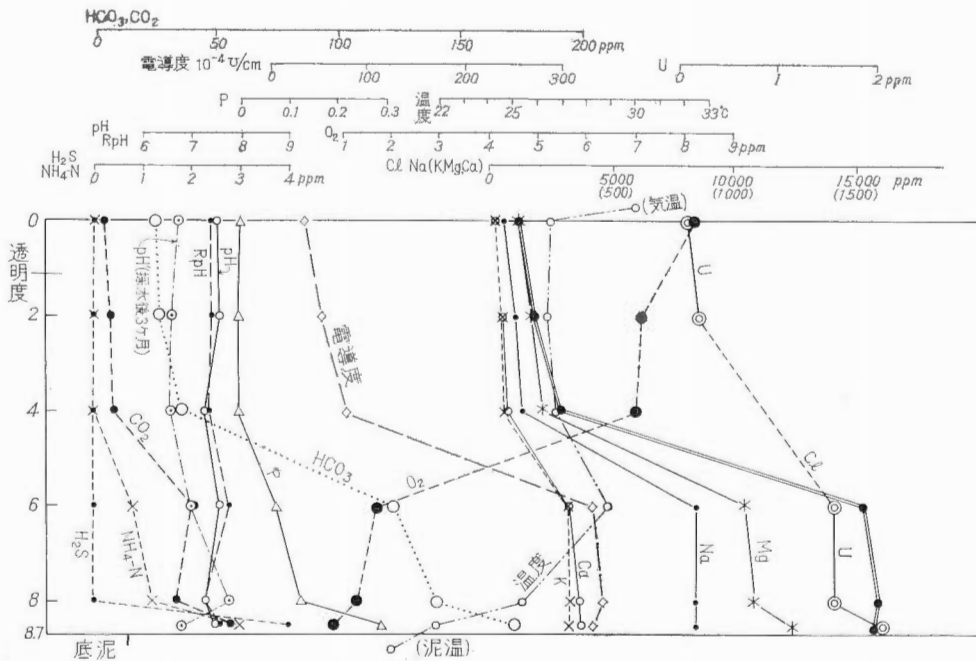
ず、また酸素は底層まで豊富である。

主として主成分からみた中海湖水(付境水道・美保湾) 第11図に明瞭にしめされているように、中海における塩分濃度の変化は垂直的にも、水平的にも、経年的にも宍道湖にくらべてはるかに著しい。このことは中海が外海と直接連絡し、かつ地形的により複雑な水盆をもつことから充分に期待される。

まず Cl^- についてのべる。1965年7月下旬～8月上旬には、表面～2 m層は 0.5～2.0 g/l の低鹹水であったが、4 m層は 2.0～8.0 g/l となり、さらに6 m層以下では 15.0～16.5 g/l の高鹹水にまで Cl^- の飛躍的上昇がみられた。同年8月中～下旬にはとくに4 m層以上での Cl^- が全体として増加しているのがみとめられた。すなわち、表面～2 m層で 5.0～7.0 g/l、4 m層では 13.0～16.0 g/l となり、2 m・4 m両層間での増加率が著しかった。1966年8月には全層を通じてさらに Cl^- が増加していた。表面～2 m層で 8.0～13.5 g/l (大部分は 10 g/l 以上)、4 m層で 11.5～16.0 g/l、6 m層以深では 16.5～18.5 g/l となっており、前2回ほど大きな増加傾度をしめしていなかった。

しかしいずれにせよ程度の差はあれ成層がみられるのであり、その特徴として指摘できるのは次のことである。すなわち、ほとんど常に表面～2 m層および6 m層以下は著しい Cl^- 量の相違をしめしながらそれぞれ安定している。両者の間はいわば移過部として存在するが、その様子は時期によりあるいは地域によりかなり異なっている。顕著な躍層が2・4 m間にあることもあり、4・6 m間にあることもある。また、上記の最後の例にみられるようにその間が全体として一様に下方にむかって Cl^- を増していく場合もある。

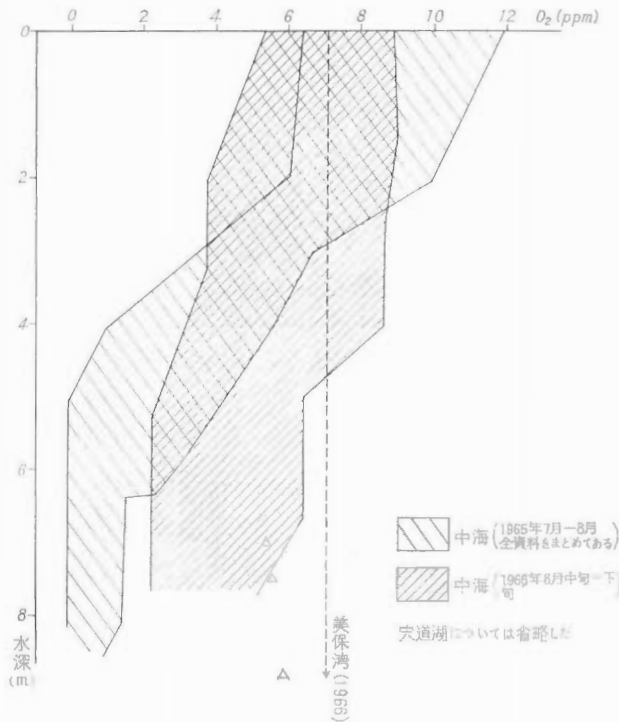
以上のような成層現象は従来の資料によれば、とくに夏季に顕著であるが、かなりの経年・周年変化はあるにせよ、ほぼ年間を通じてみとめられるように思われる。しかし、これは常に同じ成層を維持するというのではなく、気象条件・潮の干満・日本海水位の上昇などの要因により、成層が破壊されて海水との全体的な交換がおこなわれるということが明らかにされている(岸岡, 1965)。筆者の観測例についていえば、1965年7～8月の資料は成層が非常に進んだ段階のもの注12)、いっぽう1966年8月のものは海水の流入後間もない



第14図 N-2 中海における諸化学成分垂直分布図 (1965年)

Vertical distribution of various chemical components in N-2 of Naka-umi in summer of 1965

注12) 観測直前の一週間に、宍道湖沿岸に洪水をもたらした豪雨がふった。上層部の Cl^- が異常に少ないのは、これによる影響と思われる。



第15図 O₂の垂直分布（模式図）
Schematic vertical distribution of O₂

段階のものと考えることができよう。このことは O₂, P, CO₂ そのほかの面からも支持される。

なお、Cl⁻の水平的分布様式についてとくに注目すべきことは、米子湾入部、とくにその奥部で Cl⁻量が高くなっている傾向がみられることである。1966年夏および1965年8月後半の資料にその傾向がしめされている（第13-a, 13-b 図参照）。このことは、とくに大根島南—南西側水域では大橋川より排出される Cl⁻の低い水の流入の影響によって、とくに表層部の Cl⁻が低下するのに対して、米子湾入部の水が混合・交換されにくく、相対的に独立性を保持する傾向をしめすものと考えられる。

Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻ は Cl⁻ とよく正の相関関係をしめしているの、詳細を省略し、第14図にその一例をしめすにとどめる。

O₂ は第14図にもしめされているように Cl⁻ とは明らかな逆相関関係にある。1965年夏には、表面—2 m 層では7~12 ppm（一部過飽和状態^{注13}）、4 m 層では1~7 ppm（大部分は 3 ppm 以上）、6 m 以深では最大 2 ppm 前後、0 であることもまれではなかった。この場合の垂直的な減少傾度の状態は Cl⁻の増加傾度とほぼ対照的である。ところが、1966年夏には上下の差が少なくなり、表面 5~9 ppm、5 m 以深でも 2.5~6 ppm となっていた。

CO₂, P, NH₄⁺ も成層構造に関与している。これらの分布は表面では少なく深度が大となるにつれて多くなるという点では Cl⁻と同様であるが、かならずしも Cl⁻とは同一挙動をしめさない。

一般的にいて、CO₂ は表面—2 m 層では 0~10 ppm、4 m 層では 0~35± ppm、5 m 層以下では 20~30~90± ppm に達している。CO₂ が検出されないところは、ほぼ、O₂ が過飽和状態にあるところ、また後述の pH が非常に高いところに相当する。CO₂ はとくに 4 m 層以下では観測期日によってかなりことなっている。すなわち、1965年の前期には非常に CO₂ が多く（4 m 層：10~35±、5 m 層：20~40±、6 m 層

注13) 計算によれば、約 8 ppm 以上の含有量の場合には、水温・塩分濃度をとわず、ほとんど過飽和状態にある。

以下: 40±以上), 後期には CO₂ が概して少なかった (4 m層: 0~20±, 5 m層: 15~25±, 6 m層以下 20~40±)。また 1966年には 4 m層で 10 ppm, 5~7 m層でも最大 22± ppm しか達しなかった。この CO₂ の多少はさきに簡単に指摘した成層の進行の段階に対応していると考えられる。なお, 例外的数値として 1965年前期採取の米子港 (N 34) の底層水 (2.4 m 深) では 133.1 ppm の含有量が得られた。

P は表面—2 m層では 0~0.01 ppm にしかすぎないが, 4 m層では 0~0.35ppm (大部分は 0~0.04 ppm 程度), 5~6 m層以下では最低 0.07 ppm, 最高 0.32ppm となっている。なお, 4 m層以下では概して東部の方に多い傾向がある。

NH₄⁺も表面—2 m層では少なく 0~0.2 ppm 程度であるが, 4 m層以下では 0.1~1.5± ppm となり, 例外的には 8.5 m 深の底層水 (N 2) で 3 ppm の高含有量をしめしている (1965年前期)。

H₂S は検出されないところが多い。しかし, 1965年前期の調査の際には, 大根島東部の最深域から米子湾入部にかけてその発生がみとめられた。下にしめすように (単位は ppm), 米子港 (N 34) の底層水 (2.4 m 深) では 46 ppm の H₂S がみとめられている。

N25 底層水 (7.7m) 1: N2 底層水 (8.5m) 4: N29 底層水 (6.6m) 1: N22 6 m 層 tr: N37 2 m 層および底層水 (2.4m) tr: N19 4 m 層 tr: N36 4 m 層 tr: N34 底層水 (2.4m) 46

以上に, 各成分について中海湖水中の分布状況を概観した。化学的な成層をまとめれば, 次のとおりである。Cl⁻ と O₂ はほぼ逆相関関係をしめす。Cl⁻・Na⁺・K⁺・Ca⁺⁺・Mg⁺⁺・HCO₃⁻ は相互にほぼ正相関関係をしめす。これらは (O₂ をふくめて), 0~2, 2~6, 6層以下と大きく3層ごとに量を異にし, 2~6 m層はその上・下位層の移過部として期日・地域によって多少そのなかの量変化を異にしている。P・NH₄⁺・CO₂ は Cl⁻ などと同様に深部に行くにしたがって量を増すが, その様子は多少後者と異なっている。なお, 第14図の一部に典型的にしめされているように, これらは 2・6 m層間では大きな差をしめさないが, 8 m以下の底層水で急激に増加することもある。

以上のように, 化学的成層はかならずしも各成分について同様にみとめられるのではなく, その上の場合によっては Cl⁻, H₂S, P のように地域性がみられることもある。そのほか指摘しておかなければならないことは, それぞれの分布状況は, 成層の進行段階 (すなわち停滞性の度合) に応じて支配されるということである。

境水道と美保湾についてはごく少数の資料しか得られていない。1965年 8月下旬の観測結果によれば, 境水道では 6 m層以下では Cl⁻ が 17.5~18 g/l であったが, それ以上の層の Cl⁻ は中海側ほど低く, 美保湾側ほど高かった。たとえば表面では水道の東端近くでは 14.6g/l, 境港付近では 8 g/l, 西端近くでは 7g/l まで低下した。境水道では中海で顕著に含まれる NH₄⁺, P, H₂S は上下を通じてほぼ一様で 0 ないし tr 程度 (後者は NH₄⁺ のみ), CO₂ もほぼ一様に少なく 10~15 ppm 程度であり, いっぽう O₂ は一様に 5~6 ppm であった。1966年 8月の観測結果では, 美保湾 (2点) では 5 m~10 m層で Cl⁻ が 18.6~19 g/l, 表面では 12~17 g/l であった。P, NH₄, H₂S とともに皆無であり, O₂ は上下を通じて 6.4~7.1 ppm, また CO₂ は 2.2~4.0 ppm であった。

このように, 両水域が中海とは全く異なる水質環境を形成していることは明らかである。

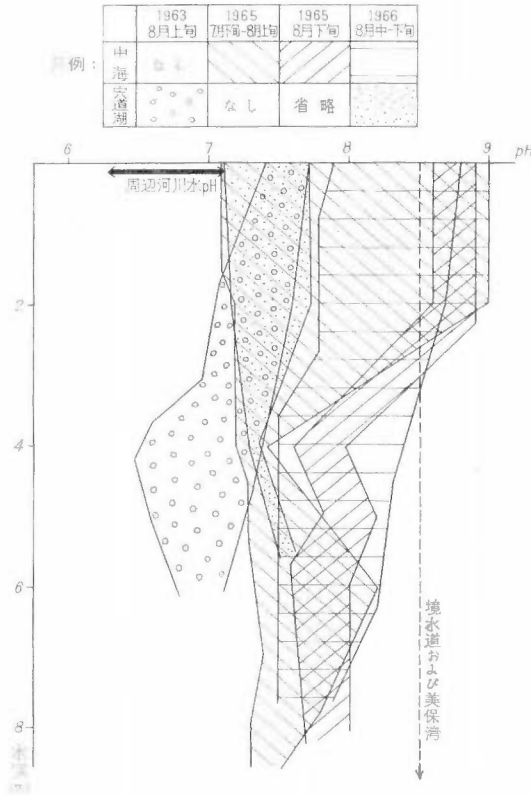
pH・Eh および水の動きについて pH 分布も, また前記の諸成分と同様に時期によってかなり異なっている注14)。

周辺の河川水は pH 6.3~7.1, 大部分は 6.7~6.9 であって酸性をしめしている。

宍道湖水に関しては, 大部分は弱アルカリ性をしめしているが, 時期によって多少異なる。すなわち 1963年・1965年には表面—2 m層は 7.1~7.9 であったが, 4 m層以下では 6.5~7.3 と多少の低下をしめた。いっぽう, 1966年には上下を通じて大部分が 7.1~7.5 の範囲内にありほぼ一様な分布をしめしていた。

中海水については著しく幅の広い垂直的・水平的変化がみられる。多かれ少なかれアルカリ性の領域ではあるが, 全体として表面—2 m層では, 変化の範囲は 7 から 9 におよんでいる。1965年前期には表面—2 m

注14) ここにのべる pH 値は, 比色による測定値そのものである。中海・境水道など, とくに塩分濃度の高いところに関しては, 記されている値より塩類誤差 (最大 0.2 前後) を差引く必要がある。



第16図 pHの垂直分布（模式図）
Schematic vertical distribution of pH

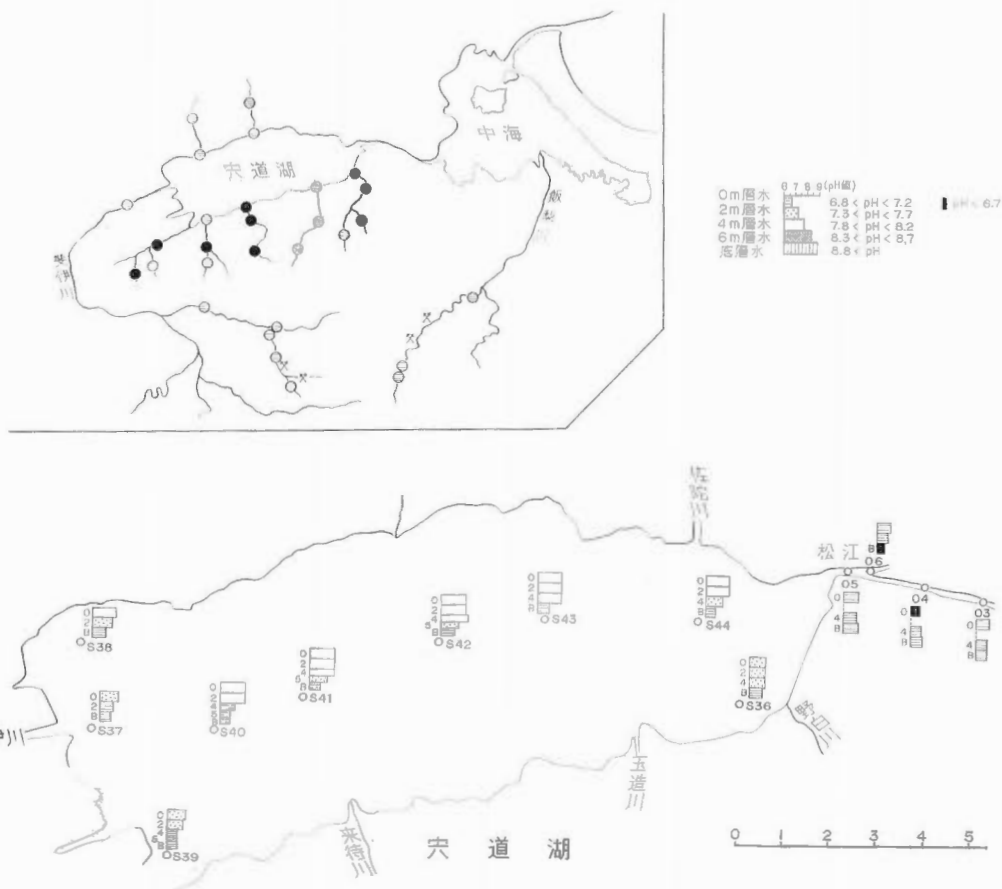
層は7.1~9.0, 4 m層では7.2~7.4のごくせまい範囲に取れんし, 6 m層以下ではやや高くなって7.5~8.2 (大部分は7.7~7.9)であった。同年後期には表面—2 m層は8.6~8.9, 4 m層では7.6~8.2と大きな変化をしめしたが, 6 m層以下では前期とほぼ同様であった。いっぽう1966年には上下にわたる変化はそれほど著しくなく, 表面—2 m層が7.9~8.8, 4 m層が7.5~8.4, 6 m層以下ほぼそれと同様, という漸次の減少をしめした。

境水道・美保湾ではすべての測点で全層 8.5 の一定した値をしめした。

中海については垂直的だけでなく, 水平的にも多少興味ある結果が得られている。1965年の結果(第17図参照)にしめすように, 表層部で強アルカリ性をしめす地域は大根島北側ないし北西側および大根島東側から米子湾入部にかけてであった。しかし後二者の間は, 全層 pH の低い水塊によって明瞭にさかいされていた。

ごく一般的にいて pH 値は塩分濃度にある程度関係するが, これは本水域の場合にはまったく副次的な要素となっている。すなわち, pH 値は生物活動(植物性プランクトン)によって強く支配されているものと考えられる。表面—2 m層の異常に高い pH は, おそらく植物性プランクトン(主として珪藻類, 岸岡, 1965)の繁殖, 光合成作用による CO₂ の減少に密接に関係する注15)のものであり, 4 m層以下の 8 前後以下の比較的低い pH はそれらに起因する水中の可呼吸有機物(小久保, 1952)の酸化にともなう CO₂ の発生に関係するものと考えられる。このことは, 1965年の密栓してもちかえった全採水試料について採水後約3カ月後に測定した pH 値(pH'とする)と現地実験室での pH 値との比較によってもうらづけられている。すな

注15) さきに本文中でのべたように, 観測資料によれば, 高 pH, 低 CO₂, 多酸素は相互に関連しあっている。



第17図 pH 分布
pH distribution in

わち、中海についてみれば、表面—2 m層では (pH-pH')^{注16)} は0.5~2.3であり、大部分は1.4以上であった。4 m層では -0.3ないし0.8となり、以下では多少の変動はあるが、それとほぼ同様であった。穴道湖については、表面—2 m層では0.8~1.5, 4 m層以下では -0.1ないし0.6であった。この pH 低下は生物の活動の停止と生物体の分解・酸化によってもたらされたと考えることができよう。

Eh に関しては 1966 年夏の測定資料を得ているにすぎない。しかも測定に際して測定器が十分に作動しなかったことも多い。それ故、その不十分な結果にもとづいて判断を下すのはきわめて危険であるが、測定値を整理したところ、湖水の物理化学性の一面をあらわしていると思われる Eh の地域性の存在がわかったので、ここに簡単にその結果をのべる。

測定結果によれば、穴道湖・中海水の Eh の垂直分布様式に次の若干の型^{注17)}がみとめられる。

- 酸化型……表層から底層まで全層にわたって+ないし0
- 弱還元型……全層にわたって-10~-50ないし0
- 中還元型……表層から6 m層まで-10~-50ないし0, 以下-150ないし-200
- 強還元型……表層から4 m層まで-10~-50ないし0, 以下-150ないし-250
- 最強還元型……表層から2 m層まで-10~-50, 以下-90ないし-240

注16) 測定誤差を考慮に入れると、±0.2~0.3程度の値はかならずしも、有意とはみなすことができない。

注17) 型の名称は、今のところの仮称にしかすぎない。今後の研究によって変更を要することもあり得る。

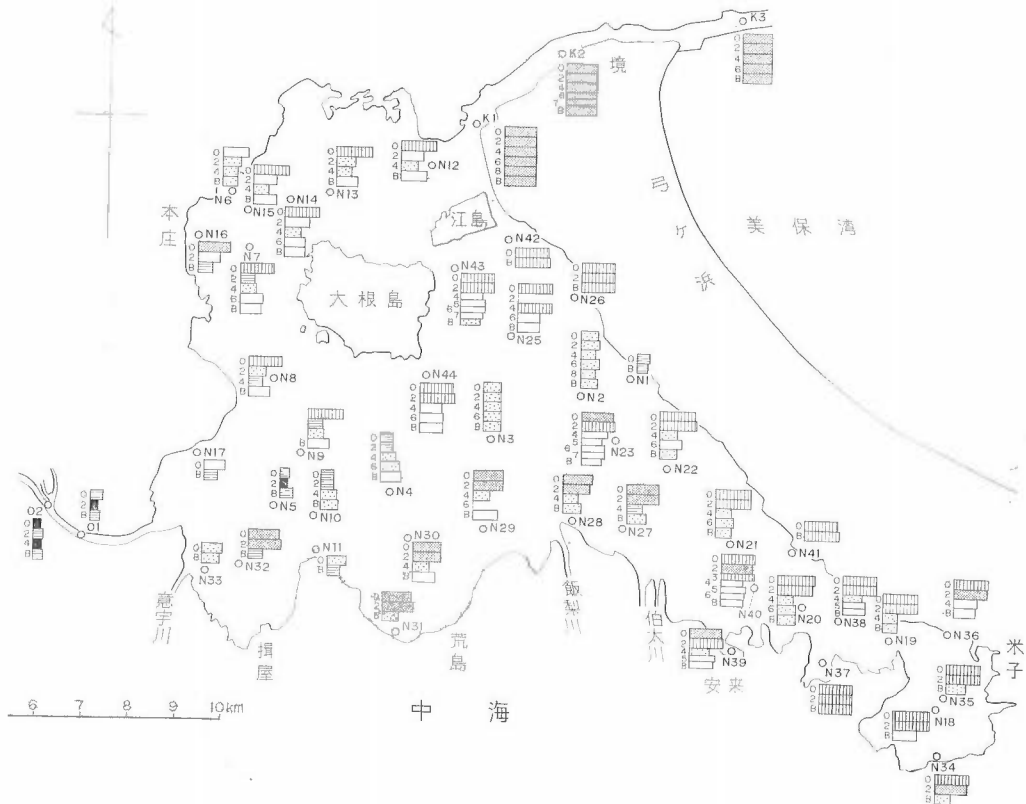


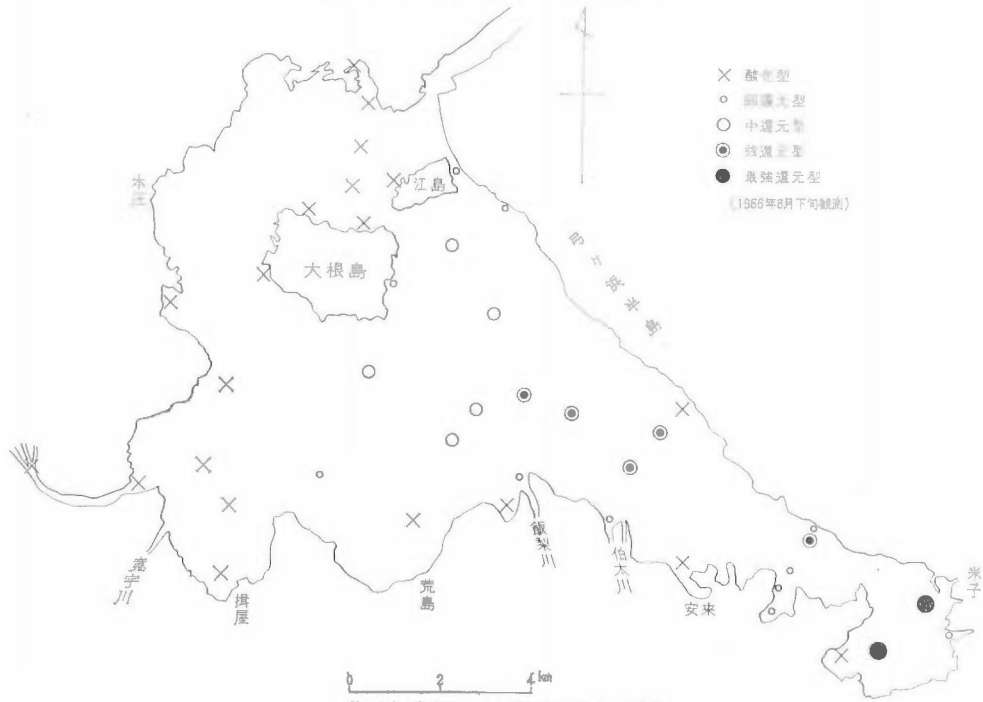
図 (1963年, 1965年)
1963 and 1965

以上の諸型の中海における水平的分布を第18図にしめした。すなわち地域による型の相違が明瞭にみとめられる。大局的にみれば、大根島東部をよこぎる境水道入口—飯梨川河口の線以西は酸化型の領域であり、その線以东は還元型の領域である。還元型の領域では、大根島から米子湾入部奥部へむかって、沿岸をのぞき、弱還元型→中還元型→強還元型→最強還元型のように段階的に移行しているように思われる。そして、中海の主部は酸化型から中還元型に属し、米子湾入部は強還元型から最強還元型に属するものである。この点で Eh の分布型は湖泥中のU含有量とかなり密接な関係を有するようと思われる。

いっぽう宍道湖については非常に資料に乏しい。中央西部（S50）で強還元型であったほか、西部水域では一般に酸化型であった。そのほかの資料は得ていないが、おそらく、湖中央部で還元型（程度の差はあれ）であり、周辺部で酸化型になっているものと思われる。

水の動きについては1963年（宍道湖）および1966年（宍道湖・中海）に観測をおこなった。前者に関しては、すでに報告したように（水野・角・鈴木, 1966）、宍道湖水は大きくみて4つの部分（動きのほとんどない底層水塊・中央部の主水塊・南北西部にある沿岸水塊）にわかれる。1966年の観測結果もそれと類似の湖流分布をしめた。中海のなかでは地域・深度に応じてさまざまな流速・流向が測定された。現在まだ資料が少ないので結論を下すわけにはいかないが、全体的な特徴として次のことを指摘することができる。

1) 全域的に上下の分化がみとめられ、上下で流向・流速を異にする。地域によって異なるが、少なくとも2層、場合によって4～5層がみとめられる。

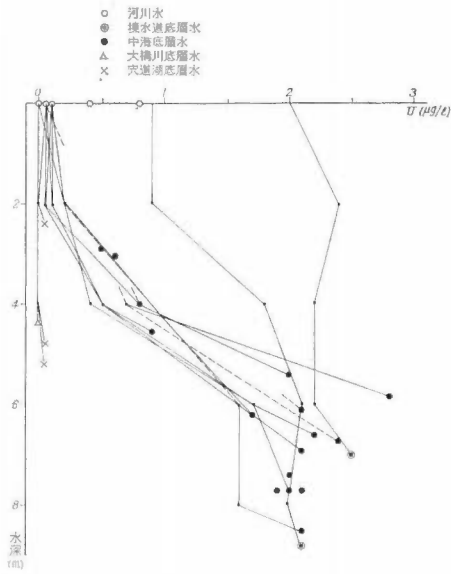


第18図 中海における Eh 分布型 (1966年)
Eh distribution pattern in lake Naka-umi in summer of 1966



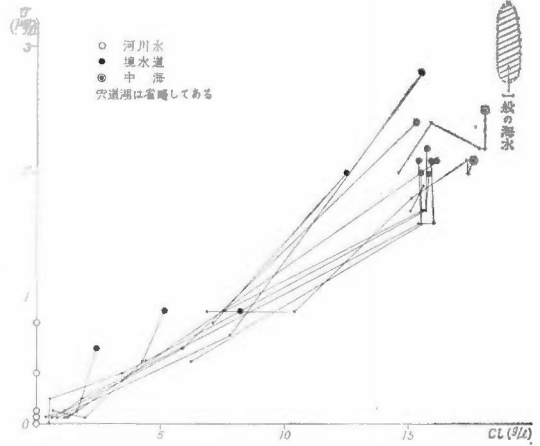
第19図 水中
Uranium distribution

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）



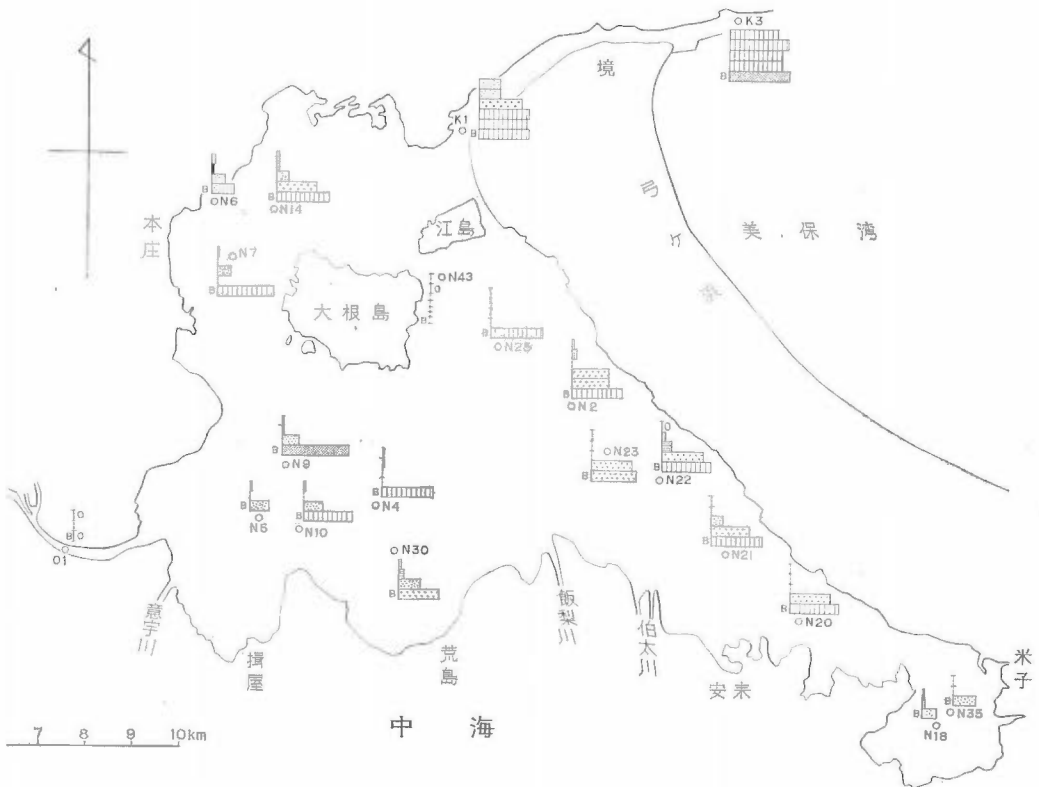
第20図 水中のUの垂直分布図

Vertical distribution of uranium in lake water



第21図 水中のU含有量とCl⁻含有量との関係

Relationship between uranium and Cl⁻ contents in lake water



の分布図
in lake water

2) 大根島の北側—西側—南西側は同島の東—南東—南側に比べて全般的に流速が大きい。後者では流速が 10 cm/sec をこえることはごくまれであるが、前者ではしばしば 10 cm/sec ~ 20 cm/sec となっている。

3) 後者のなかでは、飯梨川・伯太川河口の中間をさかいとしての流速分布型の相違がみられる。

以上のくわしい内容については今後の調査結果と合せてあらためて報告したい。

美保湾に関しては、2点の資料(1966年8月)しかないが、それによれば、2点ともほぼ全層を通じて北向きの弱い流れ(3~5 cm/sec)がみとめられた。

水中のUについて

第19図は中海における水中のUの分布状況をしめしたものである。1965年夏には同図および第20図にみられるように、中海では水中のUは0から最大 2.8 $\mu\text{g/l}$ に達している。垂直分布の点では明らかに下層ほど含有量がまし、しかも6m層以下ではそれは飛躍的にましている。U-Cl⁻の関係をもとめると第21図にしめすように多少の幅はあるがほぼ正の相関にあることがわかる。

境水道についても同様なことがいえる。すなわち Cl⁻の高いところほど概してUも高い。宍道湖・大橋川については逆に非常にUが少なく、0-tr 程度である。

いっぽう、河川水によるUの供給量を検討するために、予察的に若干の地点の水試料についてUの分析をおこなった。その結果(第19図)にしめすように、一部の例外をのぞいては一般にUが非常に乏しく、0-tr -0.1 $\mu\text{g/l}$ であり、中海水中のUとは比較にならないほど低濃度である。高含有量 0.8, 0.4 $\mu\text{g/l}$ の数値は微量の放射性銻物が知られている大東モリブデン鉱山直下における河水の試料である。しかもこの濃度もより下流では直ちに希釈されている。

以上のべてきたことから、中海水の比較的高いUは河川水によりもたらされたものではなく、海水中に一般にふくまれているU(MASON, 1958によれば 3.3 $\mu\text{g/l}$, NAKANISHI, 1951によれば日本付近での平均 2.8 $\mu\text{g/l}$)^{注18)}にその起源をもっていると考えるべきである。

まとめ 水域の沈積環境としての水質条件(主として夏季の)は次のようにまとめられる。

塩分濃度^{注19)}に関しては、宍道湖では低鹹汽水が卓越するが、場合によっては底層で中鹹汽水となっていることもある。大橋川では常に低鹹汽水が流れている。いっぽう、中海では深度6m以下には常に高鹹汽水、ときには真鹹水が分布する。表面から深度4~5mにかけては低鹹水から高鹹水に及ぶさまざまな塩分濃度の水が時期、地域に応じて分布している。境水道では美保湾・中海間の移過部としての性格(塩分濃度に関する)がみられ、主として高鹹水から真鹹水の範囲の水が流れている。

成層現象は大橋川にはみとめられない。境水道では潮の干満の影響を直接うけ、塩分濃度に関しては多少の成層をしめすが、ほかの要素(pH, CO₂, O₂, P, NH₄⁺など)に関してはまったく成層がみとめられず、底層まで酸素は豊富にふくまれている。宍道湖では夏季には5m以深での底成層が湖底平原部を広くおおって発達するが、きわめて微弱であって、夏季以外にはそれはまったくみとめられない。夏季における Eh に関しては湖央部では還元型をしめすが、周辺部では酸化型となっている。中海ではきわめて顕著な成層がみとめられる。躍層は Cl⁻, Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻, U については2m層と6m層との間にあるが、その位置と強さに関しては時期・地域によりかなり異なっている。P, NH₄⁺, CO₂, H₂S はそれらと類似の垂直分布をとるが、2・6m層間で顕著な差をしめさず、8m層以下で顕著な差をしめすこともある。pHはおそらく珪藻類を主とする植物性プランクトンの活動にきわめて密接に関係しており、ほとんどすべてアルカリ性をしめすが垂直的にも水平的にも変化をしめしている。酸素は躍層以下では、一般にきわめて少なくなり、全城を通じて0ないし2ppm前後ということもある。

水中のUはほぼ Cl⁻ に比例する。その大部分は海水起源と考えられる。

以上に主として垂直的な面をのべたが、少なくともこのかぎりにおいては、底泥中のU分布との間にはほとんど相関関係はみとめられない。相関関係がみられるのは、とくに中海における Eh 型の水平的分布である。すなわち同水域で底泥中のUの多いところ—米子湾入部—は“還元型”のうちの“強還元型”および“最強還元型”に属する。なお、“還元型”の分布範囲はほぼ赤潮の発生水域(岸岡, 1965)に一致してい

注18) 比較のために、東京湾奥部における資料を第4表にしめす。

注19) 既存資料によれば、ここにのべることは、ほぼ年間を通じてみとめられるようである。

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）

第4表 東京湾奥部の海水中のUとCl⁻ほかの成分
(1966年3月観測：水野・関根・小野寺)

測点および深度	U $\mu\text{g/l}$	Cl ⁻ g/l	O ₂ $\mu\text{g/l}$	pH	位置および底泥中の U $\mu\text{g/l}$
1-0	2.2	16.7	13	8.5	江戸川河口沖約 10 km
1-3	2.4	17.2	13	—	
1-9	2.3	17.9	11	8.4	
1-8.3(B)	2.9	17.8	10	8.4	1.7 (泥)
2-0	2.2	16.7	12	8.5	同上 約 1 km
2-2 (B)	3.0	16.7	12	8.5	0.8 (中粒砂)
3-0	2.2	16.0	12	8.5	同上 約 2 km
3-3.3(B)	2.5	16.9	12	8.5	0.8 (泥質細粒砂)
4-0	1.8	12.0	9	7.7	荒川放水路河口沖約 7 km
4-1.9(B)	2.2	17.2	12	8.5	1.3 (細粒砂)
5-0	1.7	14.4	12	8.3	江戸川河口沖約 8 km
5-2 (B)	2.5	17.2	13	8.4	1.5 (泥質砂)
6-0	1.7	15.1	11	8.3	
6-3	2.4	16.0	10	—	荒川放水路河口沖約 10 km
6-6	2.4	17.7	10	8.4	
6-8.7(B)	2.5	17.7	9	8.4	2.5 (泥)
7-0	2.3	14.0	4	7.4	東京港
7-2	2.1	14.5	3	7.5	第3台場
7-3.8(B)	3.2	16.1	5	7.6	2.6 (泥)

備考 1) 「測点および深度」の欄では、1~7は測点番号をしめす。右側の数字(0, 2, 3, 6など)は採水深度をしめし、(B)は底層水をしめす。底層水深度は、海底より約20cm上位である。
2) 水温は、全部を通じて10°C前後であった。
3) pHは比色器による。塩類誤差は、未補正のまま表示してある。

る。

8. 底棲動物からみた環境条件

底棲動物についてはまだ十分に検討をおえていない。ここでは貝類群集についての主として野外観察(半定量的)の結果をのべる注20)。なお小型有孔虫については第7図に簡略にしめされている。

宍道湖・中海における貝類の分布については、今までに多くの研究がある(中海については、宮地ほか、1945, 宮地ほか, 1952, 宮地ほか, 1954, KIKUCHI, 1964, 宍道湖については水野・角・鈴木, 1966参照)。宍道湖については筆者らもすでに報告したので、その詳細は省略し、以下主として中海についてのべる。

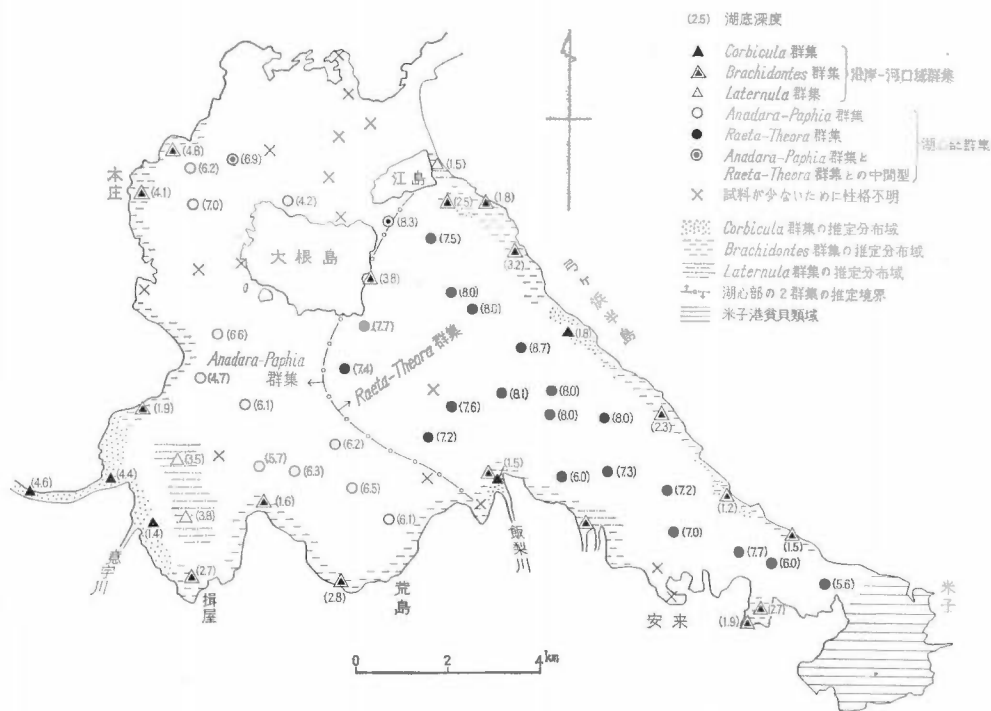
宍道湖では、深度約5m以下の湖底平原部(泥底)には貝類はほとんど皆無である。しかし沿岸部(深さ2~3m)の砂底には *Corbicula japonica* (ヤマトシジミ) が豊富に棲息している。同種は条件によっては深さ約5m程度まで棲息することもある。

大橋川では宍道湖に準じ、ヤマトシジミが棲息している。しかしここでは酸素は底層水まで豊富にふくまれるので、約5mの深さにも(砂底、ときには砂泥底)シジミは豊富にみられる。

中海については従来から地域的な分化がかなり顕著にみとめられている。今回得た結果も従来のそれと本質的には相違しない。

筆者らの観測結果によれば、遺骸・生体の分布を総合的にみて、米子港域をのぞき、5群集型がみとめら

注20) 微小巻貝類が多種みられるが、これらについては今回の報告からはぶく。



第22図 中海における貝類群集分布図

Distribution of mollusk fauna in lake Naka-umi

れる。これらは大きく沿岸—河口域群集と湖心部群集とにまとめることができる。

- | | | |
|----------|---|----------------------------|
| 沿岸—河口域群集 | { | A <i>Corbicula</i> 群集 |
| | | B <i>Brachidontes</i> 群集 |
| | | C <i>Laternula</i> 群集 |
| 湖心部群集 | { | D <i>Raeta-Theora</i> 群集 |
| | | E <i>Anadara-Paphia</i> 群集 |

沿岸—河口域群集： 3者はかならずしもそれほど明確には分けられない点もある。*Laternula* 群集は湖心部群集への移行型のような性格をおびている。

A) *Corbicula* 群集——ほとんど *Corbicula japonica* だけからなる。ときに *Brachidontes senhausia* を伴う。*Corbicula* は一般に小型。大橋川・意宇川両河口部一帯、飯梨川河口部、弓ヶ浜半島沿岸の一部、2 m ないし 4 m 前後の砂泥・砂泥質底に分布する。底層水の塩分濃度の点では低鹹汽水—高鹹汽水であり、広範囲にわたる。

B) *Brachidontes* 群集——*Brachidontes senhausia* を主とし、*Macoma incongrua*, *Laternula limicola*, *Mya onogai* を伴うほか、*Nassarius*, *Anadara subcrenata*, *Tapes japonica*, ときには *Corbicula japonica* を伴う。一般に淘汰のわるい砂泥底に分布するが、ときには淘汰のよい細粒砂底にもみられる。深度は 1 m ないし 5 m であるが一般に 3 m 未満に多くみられる。弓ヶ浜沿岸部、西部、南部沿岸部一帯にみられる。底層水の塩分濃度の点では低鹹汽水—高鹹汽水である。

C) *Laternula* 群集——*Laternula limicola* のほか、*Macoma incongrua*, *Tapes japonica*, *Brachidontes senhausia* など伴う。とくに大橋川河口部の沖合 3 ~ 5 m の深度の泥底にみられる。底層水は高鹹水に属する。

湖心部群集： 中海の沿岸をのぞく広い地域の泥底に広く分布する。典型的な群集としては次の 2 つがみ

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）

られるが、その間に明確な境をひくことはできない。

D) *Raeta-Theora* 群集——*Raeta pulchella* および *Theora lubrica* の小型薄殻二枚貝が代表的であり、そのほか、*Macoma incongrua*, *Anadara subcrenata*, *Paphia undulata*, *Tapes japonica*, *Mya oonogai*, *Fulvia mutica*, *Nassarius* などを伴う。これらのなかでは *Anadara*, *Tapes* が比較的広範にみられる。なおこれらは多くの場合にすべて小型である。底質はすべて泥に属し、また底層水の塩分濃度は高鹹汽水に属する。大根島東方ないし南東方に広く分布する。

E) *Anadara-Paphia* 群集——*Raeta-Theora* 群集にみられるものはすべてふくまれている。そのほか *Dosinia angulosa* もしばしばみられる。本群集の特徴としては、*Raeta*, *Theora* にかわって *Anadara*, *Tapes*, *Paphia* が多く、かつこれらは時には大成していることがあげられる。底質はすべて泥に属し、底層水の塩分濃度は高鹹汽水に属する。中海の西半部に広く分布する。

以上の各群集型を KIKUCHI (1964) のそれと比較すると、A・B・Cは同氏の *Musculus-Fluviocingula nipponica* 群集に、Dは *Raeta pulchella-Theora lubrica-Prionospio pinnata* 群集にそれぞれほぼ対応する。

各群集の地域的分布は第22図にしめしたように非常に特徴的である。とくに沿岸河口域群集と湖心部群集との分布関係は塩分濃度・底質の相違に支配されているように考えられる。いっぽう、湖心部群集の2つの分布についてはその2因子はほとんど役割をはたしていない。ここでは水質環境をある程度総合的にあらわしていると思われる Eh 分布型との対応関係がみとめられる。すなわち、*Anadara-Paphia* 群集は酸化型 Eh 分布地域に、*Raeta-Theora* 群集は還元型 Eh 分布地域に大体所属している。最強還元型である米子港地域には、1943年の観測結果（宮地・他、1945）によれば、かなりの貝類の分布がみられるが、最近の資料（KIKUCHI, 1964）によれば貝類群集は非常に貧弱となっている。筆者らの観測結果においても、同様に非常に貧弱であり、8測点のうち6測点で生殻・死殻ともに皆無であり、2測点で死殻としてごくわずかの *Anadara*, *Brachidontes* がそれぞれ発見されたにすぎなかった。このことはこの20年間に貝類の生活条件が著しく悪化したことをしめすものである。

底棲動物に関しては筆者らの研究はまだ充分に進んでいない段階であるが、少なくとも以上にのべたような環境条件との対応関係の存在から、今後にくわしく沈積環境条件の解析の一手段として検討をすすめる必要があると考えられる。とくに中海の場合のように、水質環境の年間変動・経年変動が著しいところでは、生体・遺骸をともにあつかう^{注21)}ことによって水域の部分部分である程度長期間における「優勢な条件」を推定することが可能であろうと思われる。

7. U分布^{注22)}についての一考察

宍道湖・中海両水域および関係する水道部は底泥中のUについては、大局的にみれば、沿岸砂質帯および水道域の低含有部、宍道湖湖底平原部および中海主部の泥質帯の中含有部、中海米子湾入部の泥質帯の高含有部の3者を識別することができる。U含有量と諸因子との関係については現在までのところ次のような点が明らかにされている。

1) 一般的にいって、Uの増加は有機炭素の増加を伴っている。しかし、その逆はかならずしもなりたっていない。

2) Uは砂質部では少なく、泥質部では多い傾向が明らかにみとめられる。しかし、泥質部のなかでは、粒度との関係はあまりみとめられない。すなわち、中央粒径値とUとの相関関係はまったくないといってもよいほどである。約4 μ 以下の粘土粒子の含有率（“粘土率”）とは多少の相関があるように思われるが、それほど明確ではない。ただし1 μ 以下の粘土コロイド・コロイド含有量との関係についてはまだ資料を得ていない。砂質部のなかでは、巨視的にみて、粒度が粗いほどUが低下する傾向にある。

3) 粘土鉱物の量的組成と中・高含有部には明確な関係がある。すなわち、高含有部ではとくにモンモリロナイトが少なく、イライトがハロイサイトよりも相対的に少なく、またカオリナイト+クロライトが中・高含有部に比べてはるかに多い傾向がみとめられる。

注21) すでに宮地・他（1945）によって指摘されているように、多くの場合に遺骸はほとんど移動していないと思われる態がある。

注22) 以下、とくにことわっていない場合のUは、底泥中のUをさす。

4) 微量金属元素の量的組成とU分布との間には明確な関係がみとめられない。

5) 高含有部ではとくに底泥が黒色を呈し、かつ強烈な硫化水素臭を発しているように思われるが、この点については明確な関係があるかどうかはまだはっきりとはわからない。

6) とくに主成分からみた水の化学的成層構造とUとの間には明確な関係はない。水の化学的成層・停滞は直接的にはむしろ深度に関係していると思われる。しかし水の化学性のなかで pH, CO₂, Cl⁻, H₂S などについては同時に水平的変化（地域性）がみとめられ、またそのほかとくに Eh の垂直分布の型には地域性が顕著にみとめられる。Uの高含有部は Eh 分布型からみれば明らかに強還元型・最強還元型と対応している。

7) 水中のU（海水起源と思われる）分布と底泥中のU分布との間には今のところ直接の関係がみとめられない。

8) 底棲動物（貝類）群集とU分布の間には明確な関係はみとめられないが、今後のくわしい検討によって、あるいは Eh 分布型におけると同様な明確な関係（ただし間接的な）がみとめられる可能性もある。

上記の事実に基づいて、以下、予察的に底泥中のU分布をもたらしした要因について考察しよう。

Chattanooga shale をはじめとする多くのUをふくむ海成黒色頁岩および若干の現世の黒色泥に関して、そのなかのUの濃集機構はすでに McKELVEY（1955）および SWANSON（1961）によって詳細にかつ総合的に論じられている。同氏らおよび他の研究者たちによってすでに指摘されているように、水盆の後背地の地質は底泥中のU含有量に対して多少の影響をあたえる。

宍道湖・中海両水域に対する流入河川全流域の約60%は花崗岩類によって構成されている。石原（1961）および石原・浜地（1966）によれば、その一部に清久・東山鉾山などの含ウラン・モリブデン鉾山があってUの部分的高濃集がいられているが、花崗岩類自体は1.2ないし8.8ppmのUを伴っている。この含有量はほぼクラーク程度ではあるが、露出面積は約1,030 km²に及ぶので、花崗岩類は莫大な量のUをふくんでいることになる。当然この花崗岩類が両湖に対して、多量のUを供給したということが考えられるわけである。

その運搬形態として、まずジルコンほかの重鉱物（resistates）あるいは長石類のなかに安定な形でふくまれているUがそれらとともに河川を通じて底泥中に搬入されるということがあげられる。湖泥中のこれらの鉾物については質的にも量的にも未検討であるので、現在の段階では確実にはいえないが、少なくとも沿岸の砂質部にふくまれる1~2、最大3 ppmのUはこのような形でもたらされたものと思われる。なぜならば、それらの砂の大部分には粘土分（ときにはシルト分も）がふくまれていないので、Uはこれらの鉾物から構成される砂粒子のなかにふくまれていると考えざるを得ないからである。流れのある水道部の粗粒砂がほとんどの場合1 ppmのUしか伴っていないのは、淘汰作用の結果含U鉾物の一部が除去されたことによるものであろう。

より多くのUをふくむ湖央部の泥質物についても、同様に、よりこまかく（少なくとも、シルト程度以下に）粉砕された resistates に、内蔵されているUの存在の可能性を考えなければならない。ここでは、さらに、懸濁状態としてはこぼれてくる粘土粒子に吸着されているUの存在の可能性もあるであろう。しかし、これらだけによって両湖の底泥中のU分布を説明できるかどうか疑問である。宍道湖湖央部および中海主部の4~5 ppm前後のUはかりに説明できるとしても、それらと中海米子湾入部での含有量のちがいは説明するのが困難であろう。飯梨川によって多量にこまかい resistates が搬入され、かつ中海流入後にそれらが分散せずに湾入部だけに沈積する機構はあまり期待できないことと思われる。

流入河川水中のUは測定された限りではきわめて微量で、0~0.1 μg/lにしかすぎない。この量は中海水中のU（最大2.8 μg/l）とは比較にならないほどの低濃度を示している。このUの大部分はイオン状態あるいはコロイドとして存在しているものである。したがって、少なくとも花崗岩類のUがこのような形で地表水によって運搬され、それが全面的に底泥中のUの分布を規制したということは考えられない。

そのほか、とくに米子湾入部の高含有量は湖底に直接供給される温泉水起源の可能性も考えられる。しかし、温泉水による多量のUの供給がもしあれば、当然湖水中のUおよび諸成分にそれが反映されてよいが、

湖水中のUその他の成分はほぼ Cl^- と正の相関関係にある。かりにあったとしても、それは直ちにより低濃度の湖水によって希釈されるか、あるいは湖水の停滞条件によっては、逆に、一部で濃度が大となるであろう。少なくとも後者を支持する証拠はみられない。したがって、温泉水の供給の有無それ自体は、かならずしも現在確認されてはいないが、可能性は少なく、また、もしあったとしても、Uの高濃度に対してはまったく副次的な役割りしかはたしていないと考えられる。なお、温泉水の底泥それ自体への侵入はまったくみとめられない。

現世の底泥あるいは黒色頁岩中の高含有量のUについては、ある条件のもとでは海水中からの供給によるものであることが一般にいられている。この点について若干の検討をしよう。

まず、供給源である湖水中のUについてふれなければならない。湖水中のUが Cl^- とほぼ正相関を示すことについては先にのべたとおりである。第22図は1965年夏季採取の試料に関する結果だけを示しているが、同図から、淡水から真鹹水にいたる間のその関係が明らかであろう。淡水ないし低鹹水からなる宍道湖水では最大でもおそらく $1 \mu\text{g/l}$ には達することがない（1965年での実測によれば0ないし trace ($0.05 \mu\text{g/l}$ 以下)程度)。多くの場合には最大 $0.1 \sim 0.2 \mu\text{g/l}$ 程度と思われる。いっぽう高鹹水を主とする中海では、上半部は概して塩分濃度が低いためにUも乏しく、 $1 \mu\text{g/l}$ 前後以下であるが、下半部ではUは、それ以上、多くの場合に $2 \mu\text{g/l}$ をこえ、ふつうの海水中の濃度に達していることもある。下半部におけるこの濃度は、海水起源と思われる底泥中のUを伴うバルト海 (KOCZY ほか, 1957), 黒海 (NIKOLAYEV ほか, 1960; AGAMIROV, 1963), Norwegian fiords (SWANSON, 1961) における水中のUのそれとほぼ同程度である。したがって宍道湖の場合は別として、中海の場合には底泥中にある程度のUを供給できる水が存在しているといえよう。

次に問題とすべきことは水中のUの geochemical mobility である。水中のUはアルカリ性—酸性環境ではきわめて mobile であり (HAWKES and WEBB, 1965), U^{6+} は O_2 と結合してウラニルイオン $[\text{UO}_2]^{2+}$ をつづっている。これが炭酸塩、あるいは硫酸塩としての溶解性化合物を形成している。そして天然水中では一般に $[\text{U}^{6+}\text{O}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$ の形で安定である (片山, 1961; McKELVEY ほか, 1955)。 U^{6+} は著しい還元環境下では難溶性の U^{4+} に還元されて沈殿する。すなわち、水が停滞し、遊離酸素に乏しく、 H_2S が発生するような嫌氣的条件下でのみUの沈殿が可能である。この H_2S 発生に伴う現世の底泥中のUの沈殿については SWANSON (1961) によって総括的にのべられた。

このような環境は宍道湖にはほとんどみとめられない。あるとしてもそれは年間を通じて夏季に底成層としてみとめられる程度であり、還元層の厚さも数 10cm 程度であって、全体としてはほとんど無視できる程度のものにしかならない。

いっぽう、中海では年間を通じて成層、とくに $5 \sim 6\text{m}$ 層以下での停滞が顕著である。 O_2 は非常に少なく、まったく無酸素状態となり、かつ H_2S が水中にみとめられることもある。これは、とくに、大根島東方ないし南東方から米子湾入部にかけてみとめられる。したがって、この水域（とくに $5 \sim 6\text{m}$ の深さ以下のところ）は、一応、Uの沈殿に必要な条件をそなえているように思われる。これは明らかに Eh 強度の上に反映されており、その水域はほぼ“還元型”の Eh 垂直分布型の範囲に相当する。しかし、実際にはこの範囲のなかでU含有量の地域的分化がみられるのであり、“還元型”の地域でもその北西部～北北西部は“酸化型”の地域とそれほど変わらないU含有量がみられるのである。

黒海での AGAMIROV (1963) の計算によれば、“ $[\text{U}^{6+}\text{O}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-} + 2e^- = \text{U}^{4+}\text{O}_2(\text{solid}) + 3\text{CO}_3^{2-}$ ” に要する Eh 値は -160 ないし -210mV であり、これは黒海の底層水に関する実測 Eh 値とよく一致している”。この計算の基礎となっている水温値 (8°C)、 Cl^- 値 (1.2%) に関しては中海の場合とかなりことなるので、そのまま中海に通用することはできないが、かりに適用すると、そのような値を有する湖水の垂直分布は、“還元型”地域のなかで、いくらかのちがいを示している。すなわち、第18図に示したように米子湾入部の奥の方へむかって段階的に、 -150mV 以下の水の層の上限が上昇している。そして高含有を示す地域の北西縁はほぼ“強還元型”（表層から 4m 層までは $-10 \sim -50\text{mV}$ あるいは 0 、それ以下で -150 ないし -250mV ）地域の北西縁に一致しているのである。

水の pH 値も Eh とともにUの沈殿に対して重要な役割を演ずる。KRUMBEIN and GARRELS (1952) の pH—Eh ダイアグラムにおいて、ほぼ $7.0 < \text{pH} < 7.8$ 土、Eh -0.2V 以下の sulphate-sulphide fence, neutral

fence, limestone fence) にかこまれた範囲はUの沈殿領域に属する。上述の低 Eh を示す水の pH はおそらく水中の可呼吸有機物の影響によって、通常の海水よりはかなり低下しており、大部分が7.5から8.0前後を示している。

以上にのべたことから、少なくとも中海の米子湾入部ではUの水中からの沈殿に充分な湖水の条件がそなわっているものと考えられる。もし、沈殿ということ仮定すれば“還元型”地域のなかでのU量のちがいは、適当な水塊の量および水塊の安定性に帰せられることになる。現在のところ、長期にわたる観測資料がないので、この点に関しては不明であるが、塩分濃度の高い水が米子湾入部の比較的奥部にみとめられることがあることから、湾入部では海水の交換がなかなかおこなわれないこと、すなわち、水塊との相対的な安定性の可能性は予想される。

そのほか、Uの沈殿機構として、死滅プランクトンへの効果的な吸着 (McKELVEY ほか, 1955)、含U藻類あるいはプランクトン (生体) を通じての biogenic な沈殿 (SWANSON, 1961) も一応は考えられる。非常に高い pH 値から予想される植物性プランクトンの表層部での繁殖 (とくに湾入部では pH が高いところがある) などはそれを支持する材料になるように思われるが、それ以上の資料はまだもっていないので、“一応の可能性”を指摘するにとどめる。

もう一つの大きな可能性は、SWANSON (1961) がその重要性を指摘したコロイド状の腐植酸 (水中生物源および陸上植物源) との共沈である。底泥中のUの高含有部でほとんどの場合に多量の有機物 (有機物総量とした場合に最大約 9%) を伴うことはある程度これを支持しているように思われる。しかしいっぽう、かならずしもその逆が成立していないことは、ある条件下でのみそれが可能か、あるいは全体的にUの沈殿に対してそれほど大きな役割を果していないかを示唆しているように思える。

さきに指摘したように (p.327)、宍道湖・中海を通じての底泥中の粘土鉱物組成とU含有量との間にはきわめて明瞭な興味ある関係がみられる。しかし、その関係は一般にのべられている粘土のUほかの陽イオンに対する吸着能力 (鶴飼・横井, 1961; 武藤ほか, 1965) を反映していない。すなわち、最大の吸着能をもつモンモリロナイトはUの高含有部では相対的に少ない。現在のところ、粘土鉱物の分布を規制している要因、粘土鉱物とUとの間の成因的な関係については残念ながらふれることのできる資料をまったくもっていない。いっぽう、粘土コロイドは上述の有機質コロイドとともにUの沈殿に対して大きな役割を有することが知られている (ラリオーフ, 1963)。分布の上に明瞭な関係があるということは偶然的なものではなく、直接的にせよ、間接的にせよ、何らかの成因的な関係があることを示唆していると思われるが、この点については重要な研究課題として今後に残したい。

現在のごくかぎられた資料から結論を与えるのはまったく困難ではあるが、以上にのべてきたことからUの分布を支配していると思われる因子は、暫定的に、次のように考えられる。すなわち、少なくとも米子湾入部の高含有量のU (6~11 ppm) の一部^{注23)}は海水起源であろう。その沈殿にはいくつかの機構が可能性として考えられるが、おそらくは pH-Eh 条件によって規制される直接沈殿および (あるいは) 有機質コロイドとの共沈であろう。これらの量関係については今後の問題である。また無機質コロイドとの関係については現在のところ不明である。pH-Eh 条件を大きく支配しているものは水理条件、次いで生物・微生物の活動条件であろうと思われる。

次に、中海主部・宍道湖湖央部の中含量の U (4-5 ppm) に関しては、現在のところ、その大部分が、沿岸砂質部の低含量の U (1-3 ppm) とともに、主として流入河川流域に広く分布する花崗岩類から碎屑物として供給された resistates にふくまれているものおよび懸濁物質に吸着されているUからもたらされたものと考えの方が妥当のように思われる。その両水域では、塩分濃度はまったくことなり、またそのほかの水質条件も大きくことなっている。さらに、中海主部のなかでもところにより、それらが大きくことなっている。それにもかかわらず、Uがほぼ一定していることは、とくに、その両水域では微粒子が分散され、平均化されやすい^{注24)}ということと考え合せて、上記の結論を下さざるを得ないように思われる。

注23) どの程度の量であるかは、適確にはわからないが、次にのべるように、4~5 ppm のUが、仮にここでも全部、集水域から供給されたとすれば、1~6 ppm 前後となる。

注24) とくに宍道湖は浅く、かつ広いので、湖水全体が攪拌されやすい。細粒シルト・粘土粒子は沈積せずに、大橋川を通じて、中海に搬入される機会が非常に多いと考えられる。

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係（水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野）

なお、とくに前者の場合、微量元素元素との共生関係（MASON, 1958; 片山, 1961）が問題となるであろう。たとえば、バルト海の底泥においては、U, Mo, Ag, Cu, Zn がたがいにほぼ相関関係にあることが知られている（MANHEIM, 1961）。ところが、中海の場合には、これらの中にそれほど明瞭な相関関係がみられない。この点に関しては、各元素ごとの後者地からの供給および geochemical mobility のくわしい検討を要するが、今後の問題に残すことにする。

8. 結 論

宍道湖および中海の底泥中のUの分布は3大別される。すなわち、沿岸砂質部・水道部の低含有部（1~3 ppm）、宍道湖湖中央部・中海主部泥底の中含有部（4~5 ppm）、中海米子湾入部泥底の高含有部（6~11 ppm）が識別される。他水域の資料を比較すると、後2者、とくに後1者は一般に期待される値よりも高い含有量をしめしている。底泥の粒度組成との間には、Mdφ4 をさかいとしてのU量のちがいは明瞭であるが、それ以上はほとんど相関関係がみられない。8φないし9φ以下の粘土サイズ以下の粒子の含有量との間にもそれほど明確な相関関係はみとめられない。しかし、有機炭素量との間にはかなり明瞭な正の相関関係がみとめられ、また粘土鉱物組成との間には、とくに高含有部に関して興味ある関係がみられる。すなわち、高含有部では、カオリナイト+クロライトが他地域に較べてはるかに多く、モンモリロナイト、イライトは逆に少ない。微量元素元素との間にはとくに注目すべき関係は得られていない。

沈積環境としての水質条件に関しては、Cl⁻ほかの主成分、pH・Eh, U についての検討をおこなった。その結果によれば、塩分濃度に関しては、宍道湖は低鹹汽水を主とし、中海には低鹹から高鹹におよぶさまざまな濃度の汽水が分布する。しかし、ここでは深度6m以下は、常に高鹹汽水、ときには真鹹水によってしめられている。宍道湖では夏季に5m以深にみられる底成層が発達するが、これはきわめて微弱である。いっぽう中海ではきわめて顕著な成層がみとめられる。Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, HCO₃⁻ は Cl⁻ と密接に正相関をし、O₂ は逆相関をしている。これらについてみると躍層は2m層と6m層との間にあるが、その位置と強さに関しては時期・地域によりかなりことなっている。P, NH₄⁺, CO₂, H₂S はそれらと類似の垂直分布をしめすが多少の地域性をしめしている。pH はとくにプランクトンによって代表される生物活動に密接に関係し、水平的にも垂直的にもかなりのちがいをしめしている。中海では、概観すれば、表層部では7—9であるが、下層部では全体的に低下している。Eh については、測定上の問題があるが、その垂直断面の型上から、酸化型・弱還元型・中還元型・強還元型・最強還元型を識別することができる。水質面に関して、もっとも底泥中のUとの密接な関係がみとめられるのは、このEh分布型であり、高含有部は後2者の領域とほぼ一致している。水中のUはCl⁻とほぼ正の相関関係にあり、最大2.8 μg/l に達する。しかし、底泥中のU分布との間にはとくに直接的な関係はみとめられない。

貝類群集については、宍道湖では湖中央泥底にはほとんどみられないが、沿岸砂質底では *Corbicula japonica* が豊富に棲息している。中海では、米子港地域の貧貝類域をのぞき、*Corbicula* 群集・*Brachidontes* 群集・*Laternula* 群集（以上沿岸—河口域群集）・*Raeta-Theora* 群集・*Anadara-Paphia* 群集（以上湖心部群集）がみとめられる。とくに後2者の地域的分化はEhの分布型と対応しており、*Anadara-Paphia* 群集は酸化型、*Raphia-Theora* 群集は還元型の地域にそれぞれほぼ分布している。生物群集の解析は、それぞれの地域での、ある程度長期間における「優勢な条件」を推定する上に重要視する必要があると思われる。

底泥中のUの起源に関しては、現在、暫定的ではあるが、次のように考えられる。すなわち、沿岸砂質部の1~3 ppm および宍道湖湖中央・中海主部泥底の4~5 ppm は、後背地に広く分布するクラーク数程度のUをもつ花崗岩類から砕屑物および懸濁物に吸着された形で供給されたものと思われる。いっぽう、中海米子湾入部における6~11 ppmの少なくとも一部（1~6 ppm 前後？）は湖水中から沈殿あるいは共沈の形で供給されたものと思われる。しかし、その機構の細部については今後に残されている。

あとがきおよび謝辞 沈積段階における宍道湖・中海汽水湖底泥中のUに関して、その水平的分布およびそれを支配していると考えられる諸因子の予察的検討をおこなった。しかし、観測・分析項目の不備な点に加えて、粘土分布の問題・微量元素元素分布の問題・底泥中におけるUの存在形態の問題そのほかいくつ

かの未解決・未処理の重要な問題が残されている。風化・続成段階の問題についても現在まだまったく検討されていない。これらについては現在ひきつづき研究を進めているので、その結果についてはあらためて報告したいと考えている。

この研究を進めるにあたり非常に多くの方々のお援助をいただいた。調査船使用については農林省中海干拓事務所・島根県中海干拓課の御厚意をいただき、とくに中海干拓事務所の大西章司技官からは水質その他の面に関して有益な御教示をうけた。現地実験室としては島根県立松江北高等学校の一室を利用することができた。とくに同校の糸賀秋臣氏からはお世話をいただいた。観測・調査に際しては、島根大学西山省三教授・三位秀夫博士・酒井勝郎教授の御厚意により、同大学地学・化学両教室の多数の学生諸氏の助力を得ることができた。また、1966年調査の際には北海道大学近藤務氏の助力をうけ、かつ同氏から有益な討論をいただいた。

試料の室内処理に関しては、粘土鉱物・珪藻類・有孔虫類についてそれぞれ、東洋大学生沼郁氏・吹田高校野口寧世氏・資源科学研究所桑野幸夫氏の手をわずらわし、また有機炭素分析法については資源科学研究所桑野恵子氏の御教示をいただいた。分光分析については本所高橋清技官に、またU分析の一部については本所望月常一・大場きみじ両技官におねがいをした。青木市太郎技官は観測機器類の一部を試作され、かつ現地調査の一部を援助された。

以上の多くの関係者の方々、および日頃から常に有益な御教示・討論をいただいている平山次郎・藤井紀之・石原舜三技官に対して、厚くお礼申し上げる次第である。

文 献

- ADAMS, J.A.S., OSMOND, J. K. and ROGERS, J. J. W. (1959) : The Geochemistry of Thorium and Uranium, *Physics and chemistry of the earth*, vol. 3, p. 298~348.
- AGAMIROV, S. Sh. (1963) : Precipitation of Uranium on the bottom of the Black Sea, *Geochemistry*, no. 1, p. 104~106.
- BELL, K. G. (1954) : Uranium and Thorium in sedimentary rocks, in *Nuclear Geology* (ed. by H. FAUL), p. 98~114.
- GRIPENBERG, S. (1955) : Sediments of the Baltic Sea, in TRASK, P. D. (ed.), *Recent marine sediments—a symposium: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, p. 428~453.
- HAWKES, H. E. and WEBB, J. S. (1965) : *Geochemistry in mineral exploration*, 415 p., A Harper Int. Stud. Repr., Tokyo
- 石原舜三 (1961) : 山陰地方の花崗岩類とこれに伴なう含ウラン鉱床, 地質調査所報告, no. 190, p. 79~94
- 石原舜三・浜地忠男 (1961) : 島根県清久および東山鉱山の含ウラン鉱床, 地質調査所報告, no. 190 p. 321~332
- 梶川豊明 (1955) : 中海の赤潮に関する化学的研究, 鳥取県水産試験場研究報告, no. 35, p. 1~364
- 海上保安庁水路部 (1953) : 海図第1174号, 中海 (1 : 25,000)
- 海上保安庁水路部 (1954) : 海図第133号, 出雲海岸 (1 : 100,000) (第3版)
- 片山信夫 (1961) : ウランの地球化学, ウト鉱研究委編「ウラン, その資源と鉱物」(朝倉書店), p. 1~12
- 片山信夫 (1961) : たい積岩中のウラン鉱床の成因, ウト鉱研究委編「ウラン, その資源と鉱物」(朝倉書店), p. 161~171
- KIKUCHI, T. (1964) : Ecology and biological production of lake Naka-umi and adjacent regions. 3. Macrobenthic communities of lake Shinji-ko and lake Naka-umi, *Spec. Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, ser. 2, pt. 1, no. 3, p. 21~44.
- 岸岡 務 (1965) : 中海と赤潮, p. 1~206, 米子市立弓ヶ浜中学校科学部発行
- KOCZY, F., TOMIC, E. and HECHT, F. (1957) : Zur Geochemie des Urans in Ostseebecken, *Geoch. Cosmoch.*

宍道湖・中海底泥中のU分布、とくに沈積環境との関係 (水野・関根・中沢・高久・小野寺・小野)

Acta., vol. 11, p. 86~102.

神戸海洋気象台 (1943) : 宍道湖沼調査報告, 海洋時報, vol. 13, no. 4, p. 75~127

小久保清治 (1952) : 海洋生物学, 水産学全集11, p. 1~394, 恒星社厚生閣 (東京)

KOLYADIN, L. B., NIKOLAYEV, D. S., GRASHCHENKO, S. M., KUZNETSOV, Yu. V. and LAZAREV, K. F.

(1960) : Modes of occurrence of uranium in the water of the Black Sea, *Doklady, Acad. Sci.*

USSR, vol. 132, no. 4, p. 456~457.

近藤 務 (1966) : 宮城県に発達するペルム系登米統黒色粘板岩の放射能, 地質雑, vol. 72, no. 9, p. 427~437

KRUMBEIN, W. C. and GARRELS, R. M. (1952) : Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials, *Jour. Geol.*, vol. 60, no. 1, p. 1~33.

KUZNETSOV, Yu. V. and GRASHCHENKO, S. M. (1960) : Uranium concentration in the waters of the Black Sea, *Doklady, Acad. Sci. USSR*, vol. 132, no. 6, p. 463~464.

ラリオーフ, V. V. (1963) : ウラン・ラジウム・トリウム等放射性元素の地球化学, グリントフ双書, no. 8, p. 1~21 (1965), Ларионов, В. В. : Цжерная геология и геофизика の第4章 (p. 121~153) のほん訳, 近藤務)

McKELVEY, V. E., EVERHART, D. L. and GARRELS, R. M. (1955) : Origin of Uranium deposits, *Econ. Geol.*, 50th An. vol., pt. 1, p. 464~533

MANHEIM, Frank, T. (1961) : A geochemical profile in the Baltic Sea, *Geoch. Cosmoch. Acta.*, vol. 25, p.52~70.

MASON, B. (1958) : *Principles of geochemistry, 2nd. ed.*, p. 1~310, John Wiley & Sons, Inc. New York.

松平康男・斎藤行正・中山一蔵 (1942) : 宍道湖の化学生物学的研究, 海と空, vol. 22, no. 12, p. 403~413

宮地伝三郎・波部忠重・川口正雄・山根謹爾 (1945) : 中ノ海の底棲動物群聚と遺骸群聚, 京大生理生態学研究業績, no. 31, p. 1~24

宮地伝三郎・波部忠重・川口正雄・布施慎一郎 (1954) : 美保湾・中海の海況と生物群集, 京大生理生態学研究業績, no. 78, p. 1~43

宮地伝三郎・波部忠重・山路 勇 (1952) : 美保湾・中海の海況と生物群集, 京大生理生態学研究業績, no. 76, p. 1~29

水野篤行 (1966) : 湖底堆積物をしらべる〜サンプリングを中心にして〜, 1, 2, 地質ニュース, no. 138, p. 31~43; no. 139, p. 32~39

水野篤行・角 靖夫・鈴木尉元 (1966) : 宍道湖の堆積環境と底棲動物群集についての予察的研究, 地質調査所報告, no. 214, p. 1~26

村上英行 (1966) : 酸性硫酸塩土壌の特性と改良法に関する研究, p. 1~148

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 (6), no. 74, p. 287~298

NAKANISHI, M. (1951) : Uranium content of sea water, *Bull. Chem. Soc. Japan*, vol. 24, p. 36~38.

NIKOLAYEV, D. S., KORW, K. F., KOLYADIN, L. B., KUZNETSOV, Yu. V. and GRASHCHENKO, S. M.

(1960) : Uranium concentration in the waters of the Black Sea, *Doklady, Acad. Si. USSR*, vol. 132, no. 6, p. 463~464.

西山西省三・三浦 清 (1963) : 島根県地質図 (20万分の1) および同説明書, 島根県水産商工部商工課 関根節郎・望月常一・阿部智彦 (1964) : 岩石中のウラン分析法, 地質調査所月報, vol. 15, no. 7, p. 24 (420)~28 (424)

島根県 (1958) : 中海・宍道湖の塩分濃度について(1)——調査の記録——, 島根県中海干拓調査室資料, no. 2, p. 1~32

島根県 (1959) : 潮位観察並びに塩分濃度について——調査の記録——, 島根県中海干拓調査室資料,

no. 1, p. 1~59

- 島根県・鳥取県 (1958) : 大山出雲特定地域宍道湖中海水理調査報告書 (昭和32年国土総合開発調査)
p. 1~312
- STARIK, I. Ye., NIKOLAYEV, D. S., KUZNETSOV, Yu. V. and LEGIN, V. K. (1961) : The radioactivity ratio of sediments of Azov and the Black Sea, *Doklady, Acad. Sci. USSR*, vol. 139, no. 2, p. 687~689.
- STARIK, I. Ye., NIKOLAYEV, D. S., RUZNETSOV, Yu. V. and LEGIN, V. K. (1961) : The radioactivity of Black Sea sediments, *Doklady, Akad. Sci. USSR*, vol. 139, no. 6 p. 704~707.
- 須田晁次・松平康男・水内松一・高星 勉 (1931) : 中海海洋観測調査報告, 海洋時報, vol. 3, no. 1, p. 120~153
- TRASK, P. D. (1955) : Organic content of recent marine sediments, in TRASK ed., *Recent marine sediments—a symposium*: Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ., p. 428~453.
- SWANSON, V. E. (1960) : Oil yield and uranium content of black shales, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 356-T, p. 1~44.
- SWANSON, V. E. (1961) : Geology and geochemistry of uranium in marine black shales, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 356-C, p. 67~112.
- 鶴飼保郎・横井俊雄 (1961) : 粘土鉱物のウラン置換, ウト鉱研究委編「ウラン, その資源と鉱物」(朝倉書店), p. 238~243
- U. I. B. S. (1959) : The Venice system for the classification of marine waters according to salinity, *Publ. Union Intern. Sci. Biol.*, ser. B, no. 35, p. 243~245

Uranium Concentration in the Bottoms of the Lake Shinji-ko and Lake Naka-umi, with the Special Reference to Its Genetic Relationship with Sedimentary Environment

By

Atsuyuki MIZUNO, Setsuro SEKINE, Jiro NAKAZAWA, Akiko TAKAKU
Kimiji ONODERA and Miyoko ONO

The bottom areas of the lake Shinji-ko and Naka-umi on the San'in coasts of Japan Sea, mainly oligohaline and polyhaline brackish lakes respectively, are largely divided into three parts concerning uranium content of bottom materials. The first is the lower content part (U, 1-3 ppm), represented by coastal sandy bottoms of both the lakes and those of the channels, Ohashi-gawa and Sakai-Suido rivers.

The second is the intermediate content part (U, 4-5 ppm). It is widely developed at muddy bottoms of the lake Shinji-ko and the main part of Naka-umi.

The last is the higher content part (U, 6-11 ppm), only occupied by the muddy part of the Yonago bay of Naka-umi. Although there remain many essential problems to be solved in future, the writers tentatively concludes as follows, as to uranium distribution in the bottoms of the lakes.

The uranium in the lower and intermediate content parts probably exists in fine-or very fine-grained resistates such as zircon, derived from granitic rocks widely developed on the back ground of the lakes.

On the other hand, a part of the uranium 1-6 ppm? in the higher content part is considered to have been derived from lake water including 2.8 $\mu\text{g/l}$ in maximum by direct precipitation and/or co-precipitation with organic and inorganic colloids, controlled mainly by pH and Eh conditions.

後記 本稿を脱稿後, この2年間の研究によってウラン分布をはじめ個々のデータについては訂正追加すべき事実が非常に多く蓄積されている。しかし, ウランの沈殿に関する議論については大局的にはその後の変更を要しないので, 原文のまま発表することにした。近く, 新しい資料をとりまとめて公表する予定である。
(昭和44年1月)

Ⅲ.7.1 空中放射能探査

岩崎 章二*

要 旨

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年に試験的探査を実施し、1956～1960年の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地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。

ま え が き

わが国のウランなどの核原料鉱物資源の本格的な探査開発は昭和29年(1954)に原子力開発の一環として、核原料物質調査研究の予算が設定された時にはじまった。地質調査所の核原料物質資源の調査・研究もこの時にはじまり現在に至っている。

この種の調査では鉱床の賦存状態が必ずしも明確とはいえない現状であったので、地質調査所における核原料資源調査は原則的には次のような順序で探査が実施された。すなわち、最初広い地域を能率的に探査して放射能異常地帯を発見し、どの地域を探鉱したらよいかを決定する(第1次探査)。第1次探査によって発見された異常地帯について、その拡がりや地域内の放射能分布をさらにくわしく測定し、また地質の概略を調査する(第2次探査)。第2次探査によって鉱床として有望とみとめられた場合、鉱床を対象として詳細な地質調査が行なわれ、この際地形測量も行なわれる。さらに場合によっては地震、電気等の物理探査や地化学探査等も行なわれる。そして地表下の鉱床の状態が推定できるように試錐を行なって予想される地下の状況をたしかめる(第3次探査)。第3次探査によって鉱床の経済的価値が判明すれば、坑道掘進その他の開発のための調査が行なわれる(第4次探査)。しかし実際には状況に応じてこの順序通りに行かない場合もあるし、また厳密に区分できない場合もある。

放射能強度分布^{注1)}調査は第1次探査として実施されたものでそのための主な探査方法として空中放射能部探査(エアープーン放射能探査)および自動車放射能探査(カーボン放射能探査)が採用され、物理探査において担当実施された。それぞれの探査結果は地質調査所月報に報告されている。

本篇(放射能強度分布)においては総括の意味において、エアープーン探査、カーボン探査の概要、探査地域等についてのべ、またカーボン探査によってえられた放射能強度分布の概要やわが国の花崗岩の放射能強度分布について紹介する。

1. 測定器および探査概要

空中放射能探査は迅速に広区域を探査して放射能異常地帯を発見し、以後の探査に有用な資料をうることを目的として実施された。すなわち概査としてのエアープーン探査である^{注2)}。

探査に使用された測定器は¹⁾²⁾

放射能測定器……………Mount Sopris SC-188 DA 型放射能測定器、検出器は 5"φ×2" NaI(πc) シンチレーターと Du Mon't 5" 光電子増倍管からなるヘッド2本を使用。測定回路の波高弁別準位は 50 keV に相当するよう調整。計数率計の時定数 0.5 sec で使用。

* 物理探査部

注1) 実際はガンマ線強度分布である。

注2) エアープーン放射能探査には双発機に大型の放射能探鉱器を搭載(4"~5"φ×2"のNaI(Tl)結晶がよく用いられる)。電波高度計位置判定カメラなどを備え高々度(150m位)で行なわれる概査と既知鉱床付近の精査を目的とする低高度(15~50m程度)の探査がある。後者の場合航空機は軽飛行機や小型ヘリコプターが使用されている。

地質調査所報告 (第 232 号)

対地高度測定器……APN-1 電波高度計 (Continental Radio and Television Corporation製) または AT-1 A 電波高度計 (日本電気KK製) とともに周波数変調方式の電波高度計。

位置判定用………精機製作所製空中カメラ 35 mm フィルム400ft の magazine 使用。1 sec または1.5 sec 毎連続撮影, 1/1000 sec シャッター。

であって測定器全体の重量はケーブル, 架台を含めて約188kgである。

探査に使用する航空機は探査地域を覆うに必要な航続距離を有すること, 必要な人員, 器械のための塔載量を有すること, および山岳地帯を低空で飛行するのに充分安全性が保証されることを必要とする。この意味において双発の De Haviland “Dove” 型輸送機を全日本空輸KK (ANA) からチャーターして使用した。

探査の諸元は次のようである。

- 速度 180~200 km/hr (50~55 m/sec)
- 測線間隔 1.5~2 km
- 測線長 20~40 km
- 高度 200~300 m



第1図 空中放射能探査地域一覽図

空中放射能探査(岩崎章二)

第1表 空中放射能探査地域一覧

地 域	期 間	器 械	面 積	調 査 担 当 者	報告書掲載 地調月報	備考
岡 山 県 南 部	昭和30—9	科研放射能探鉱器 (1.5"φ×1.5')×2	2,400 km ²	佐藤, 岩崎, 佐野, 小島 浜地	7:10 '56	テスト
鳥 取 県 中 部	30—10	"	600	佐藤, 岩崎, 佐野, 小島 小尾, 木村	7:10 '56	テスト
北 上 南 部	31—11~12	Mount Sopris SC-188 DA (5"φ×2")×2	1,200	岩崎, 小島, 駒井, 金谷	10:1 '59	
山 口 県 南 部	32—3	"	5,000	岩崎, 小島, 瀬谷, 金谷 駒井	10:1 '59	
島 根 県	32—9~10	"	4,000	金子, 瀬谷, 杉山, 駒井 小島	10:1 '59	
北 上 東 部	32—10—11	"	5,000	岩崎, 高橋, 金谷, 小島	10:1 '59	
広島県南部および愛媛県高縄半島	32—11~12	"	4,500	杉山, 瀬谷, 駒井, 小島 金谷	10:1 '59	
北 九 州	33—2~3	"	7,500	岩崎, 小島, 瀬谷, 金谷 駒井	10:1 '59	
秋田県および新潟県	33—8	"	400	佐野, 高橋, 小島, 金谷	11:11 '60	
新潟県朝日岳西部	33—8	"	1,800	杉山, 駒井, 小島, 金谷	12:6 '61	
北 上 西 部	33—9~10	"	3,600	岩崎, 小島, 駒井, 金谷	12:6 '61	
常磐北部および阿武隈	33—11~12	"	3,400	岩崎, 小島, 駒井, 金谷	12:6 '61	
常 磐	34—2	"	2,100	岩崎, 小島, 金谷, 駒井	12:6 '61	
山口県北部および岡山県南部	34—2~3	"	4,600 2,300	岩崎, 小島, 金谷, 駒井	12:6 '61	
北 海 道 南 部	34—8~9	"	5,800	岩崎, 小尾, 小島, 金谷	13:11 '62	
近 畿 北 部	34—11~12	"	4,200	岩崎, 小尾, 小島, 金谷	13:11 '62	
常 磐 南 部	35—2~3	"	1,800	岩崎, 小島, 金谷, 駒井		
北 海 道 北 見	35—9~10	"	4,000	岩崎, 小尾, 金谷	14:9 '63	
筑 波	37—2	日本無線医理学 製測定器 (4"φ×2"Na I (Tl))		佐野	15:7 '64	テスト ヘリコ プター 使用

2. 空中放射能探査の実施

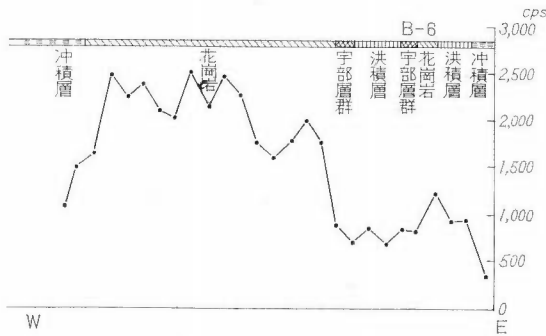
地質調査所における空中放射能探査は1955年(昭和30年)に岡山県南部ならびに鳥取県中部の両地域において試験的な測定が実施された。この場合放射能測定器の検出器が比較的小型のシンチレーター(1.5φ×1.5" Na I(Tl)×2)を使用し、また対地高度計、位置判定用カメラ等必要な機器を欠き充分な測定結果はえられなかったが、既知鉱床付近およびその他の区域で放射能強度の異常増加がみられ本探査法の有用性が認められた。そして1956年以降放射能探鉱器、電波高度計、位置判定用カメラ等を整備して探査が実施された。

探査はウラン鉱床賦存の可能性が期待される花崗岩質岩分布地域およびその周辺地域に対して行なわれた。探査地域一覧図を第1図に、また探査の地域・期日・担当者等を第1表として示した。探査面積総計(テストを含む)は約65,000 km²、飛行時間計は約790時間で1時間当たりの探査面積は約82 km²であった。

探査の結果はそれぞれ地質調査所月報において報告されている。えられた放射能強度分布は色わけによって強度類別を行なった放射能強度分布図として報告中に添付されている。

3. 空中放射能探査の測定結果について

空中探査では測定対象となる地表岩石とある高度を隔てて測定が行なわれる。そのため測定値に種々の因



第2図 宇部市阿須須町付近

難な問題を生ずる。そしてその結果一般に空中探査によってウラン鉱床を直接発見することは困難となる。しかし岩石の放射能強度のある程度の区分は可能である(第2図および第2表)ので、放射能強度分布をもとめ、地質学的考察と組合せて要探査区域を限定することが可能であると考えられる。

空中探査の測定結果を考察するのに参考となると考えられる事項について以下紹介する。

3.1 高度補正

一般に空中探査で測定される放射能強度は

- 1) 地表面に分布する放射能物質による部分
- 2) 大気中の Rn 等の放射性物質による部分, 3) 測定器^{注3)}に含まれる微量放射性物質による部分および,
- 4) 宇宙線による部分からなる。

このうち(2), (3), (4)は一般には高度に関係しない値^{注4)}(第4図)として測定値から差引かれ残りの(1)の値は高度とともに変化するので高度補正の対象となる。

今回の空中探査の結果においては、測定値から海上の値を差引き、残りの値に対して放射性物質が一様に分布している半無限体上の強度と高度との関係を使って、基準高度 200mの値に換算して強度分布をもとめた。しかしたとえ放射性物質が一様に広く分布している場合でも地形の如何によって測定値が変化する可能性がある。探査に使用した双発機が安全に飛行しうる程度の起伏においては、地形の影響が著しくないと思

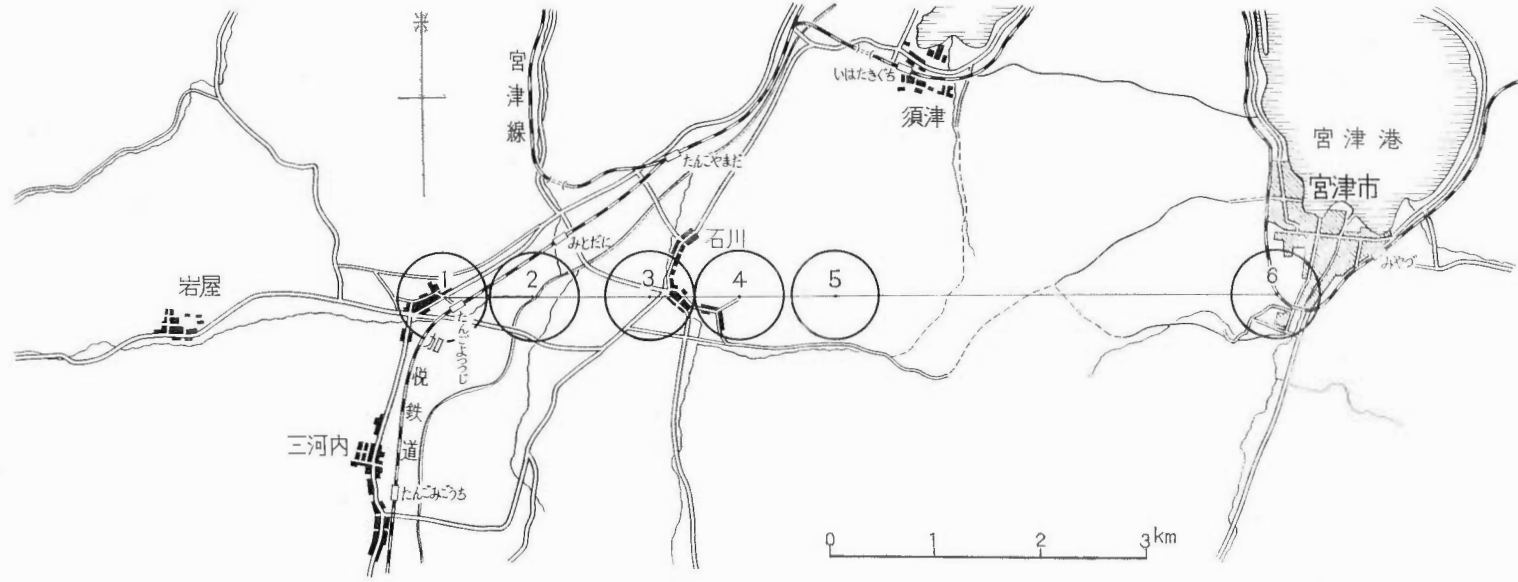
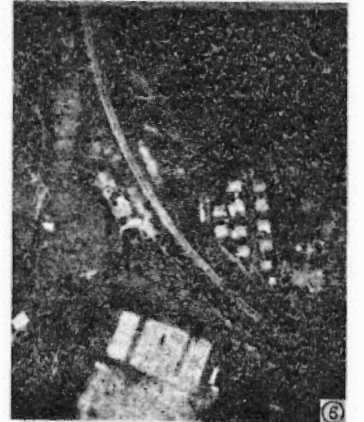
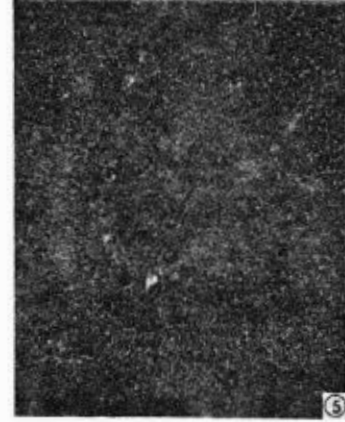
第2表 山口県南部地域各地層の放射能強度表

地 層 名	測定値(平均値) (cps)	測 点 数	地質時代
沖積層	751±203	734	新 生 代
宇部層群	785±202	123	
花崗岩類	1,172±307	1,206	
花崗斑岩および石英斑岩	1,199±259	96	中 生 代
玢岩類	929±215	146	
下関垂層群 { 安山岩	762±238	41	
{ 凝灰質砂岩	680±234	105	
美禰層群	678±107	128	
領家新期花崗閃緑岩	636±103	94	古 生 代
領家古期 "	670±111	138	
太田層群	728±125	86	
領家変成岩類			
{ 熱変成古生層	814±184	419	
{ 縞状片麻岩類	782±142	94	
三郡帯前縁剪断岩類	980±158	59	
三郡変成岩類	795±157	846	
本山変成岩類	702±155	69	

(32年3月測定)

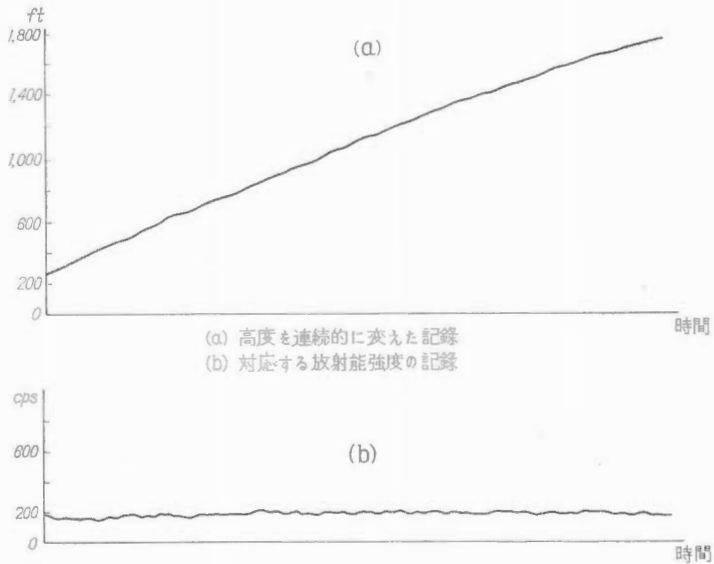
注3) 測定器として、人間、飛行機とその搭載物を含んで考える。

注4) ゼロバックグラウンド、とよばれ海上の値である。



第 3 図

空中放射能探査 (岩崎章二)



第4図 海上における高度変化と計数率

われるが、場合によっては結果に影響する場合は充分考慮する必要がある。

3.2 位置判定

放射能強度分布に対応する地点を正確につかむこと、すなわち位置判定の必要性はもちろんであるが、これは必ずしも常に容易であるとは限らない。カーボン探査においては地形図上の目標（T字路、学校、橋、鉄道、池等）と車輪に連動する距離計によって正確に位置が決定された。探査飛行においては速度計により一定速度で飛行し、コンパスにより方向が定められた。そして5万分の1地形図上の著名目標（海岸、尾根、道路、川、鉄道等）によって位置が決定され、後日位置判定カメラによる写真によって修正された（第3図）。速度の速いこと、上昇気流下降気流の故に気流が場所によって異なる場合のあること、道路など地図が正確でない場合があること、および著名目標の不足等によって位置判定の精度が左右されるので明確な目標以外の地点の位置は若干の誤差を伴っていると考えられる。

3.3 その他

空中ラドンの分布や放射性降下物の存在する場合も結果に影響する場合は考えられる。

4. むすび

地質調査所における空中放射能探査は1955年に試験的探査を実施し、1956~1960の5年間に17区域約61,000 km²の地域の探査を行なった。空中探査においては測定対象物とある高度を隔てて測定が行なわれるので測定値に複雑な問題が生じる。そのために空中探査によって直接ウラン鉱床を発見することは困難であったが、探査地域の放射能強度分布を迅速に把握するには有効であった。

空中放射能探査は広区域の地形の起伏の小さい地域での高能率探査法としてとくにその効果が期待される。

文 献

- 1) 岩崎章二・金谷 弘・小島整志・駒井二郎 (1959) : 北上南部地域空中放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 10, no. 1
- 2) 岩崎章二 (1957) : 空中放射能探査, 物理探鉱, vol. 10, no. 3

- 3) 佐藤光之助・岩崎章二・佐野凌一 (1956) : 岡山県南部地域および鳥取県中部地域空中放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 7, no. 10
- 4) 佐野凌一 (1960) : 空中放射能探査の研究, 地質調査所月報, vol. 11, no. 11
- 5) 佐野凌一 (1963) : 空中放射能探査による地表の放射能の分布の測定, 物理探鉱, vol. 16, no. 4
- 6) 瀬谷 清 (1962) : 空中放射能強度に関する理論的考察, 地質調査所月報, vol. 13, no. 1

Airborne Radioactivity Surveying

By
Shōji IWASAKI

As a part of program for the peaceful uses of atomic energy, the systematic survey for uranium ores is carried out by the Geological Survey of Japan.

For this purpose, airborne radiometric survey method had been also adopted to locate radioactive raw materials rapidly.

The instruments used were the scintillation counter (5"×2" NaI (TI) crystals) which is equipped with dual heads and radio-altimeter.

To the positioning the flight lines were determined by the visual method. And after flight, flight lines were checked in the picture taken by the position camera.

The camera has the magazine loaded with 400 ft 35 mm film and pictures were taken every 1 second automatically.

The aeroplane used in the survey was twin-engined De Havilland "Dove" which belongs to All Nippon Airways Co. Ltd. (ANA).

The survey regions were almost the mountainous areas.

It was very difficult to fly following the mountain surfaces and the plane usually flew horizontally. Quantitative data were as follows:

flying altitude	200~300 m
flying speed	180~200 km/hour
length of flight line	20~40 km
intervals of flight lines	1.5~2.0 km

After the survey flight, records of radioactive intensities and height, above the ground were contrasted each other, and then radioactive intensities to the fixed altitude (200 m) were calculated.

As the result of the survey, distributions of the radioactive intensities were observed. And the useful data to determine the areas which is needed for the precise ground surveys were obtained.

Ⅲ. 7. 2 自動車放射能探査法 (主として測定機器について)

小尾 中丸*・氏家 明*

要 旨

昭和30年度から、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車載式測定器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、マウントソプリス社製 SC 156 A 型シンチレーションカウンタ、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である。これらの測定器は付属する記録装置、特殊距離計、駆動装置等とともに使用されるが、車載走行中に受ける激しい動揺、衝撃などの悪条件に耐え、測定精度の向上、測定器の安定化への努力が払われた。また記録装置等の一部自動化による測定の能率化も行なわれた。その結果短時日に広範囲の測定を可能とし、国内における探査を能率的に行ない、多くの成果を得た。

1. ま え が き

昭和30年度から、核原料資源調査事業の一環として、自動車による放射能探査が実施されてきたが、その概要はつぎにのべるようである。

自動車に載せた γ 線探査装置による測定は、他の方法、たとえば手で持って歩く方法と根本的には異なるところはない。ただ、測点が自動車のなかにあり、したがって観測点が刻々移動することは、測定値をかなり複雑なものにする。もし、観測の対象になる岩石の線強度分布が、一定のものであるならば、測点の速度はどれほど早くても値に変化はない。しかし、岩石の放射能強度が水平方向に変化する場合、たとえば、一定の幅のウラン鉱床がある場合には測点の速度—自動車の速度—により測定値は変化する。この変化傾向としては、一般に自動車の速度が大きくなるほど、異常の最大値は小さくなる。レートメーター式の観測についての、この関係、すなわち最大値の小さくなる割合は、鉱床の幅と測定器の時定数と自動車の速度などに関係している。

他の特徴としては、測定結果を5万分の1地形図上にのせるために、記録紙上に同時に距離、主要目標の位置、岩石の露出位置などを記入できるようにしてある。また測定車(ジープ)も、この目的のために特別に装備されたものが使用されている。

2. 測 定 器

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、マウントソプリス社製 SC 156 A 型シンチレーションカウンタ、およびそれを国産化した日本無線医理学研究所製シンチレーションカウンタである。

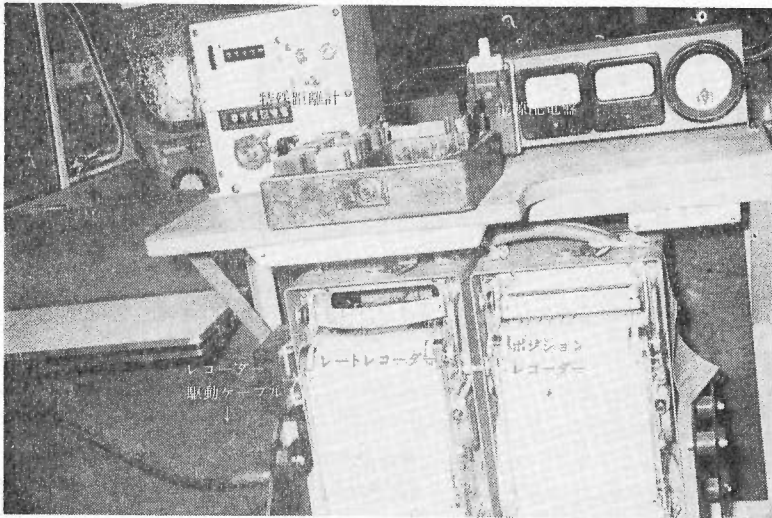
1) 科学研究所製

本測定器の構成図を第2図に示す。検出器としてのシンチレーションヘッドは、 $1.5''\phi \times 1.5''$ のNaI(Tl)結晶およびDu Mon't 6292増倍型光電管を使用している。このヘッドを2個用い、その出力はミキサーを通してレートメーター回路および10進法計数管E1Tによる計数回路を含む測定回路に送られる。

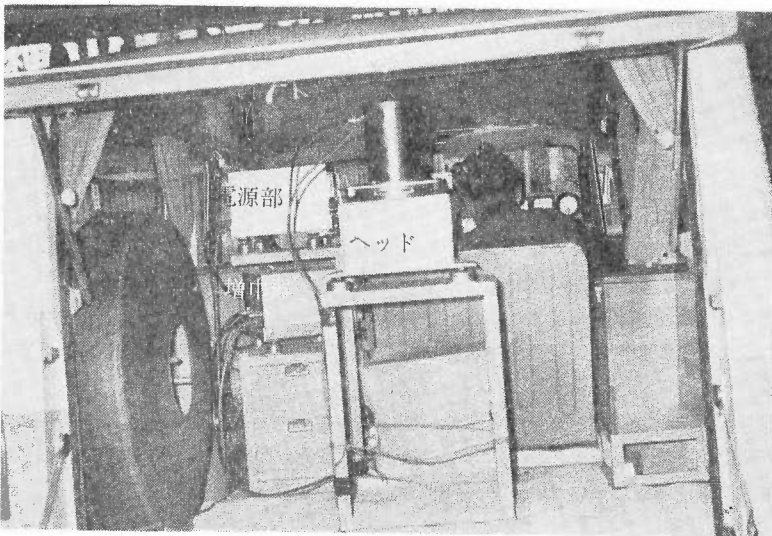
記録計は手捲時計送り式2mA記録用電流計(横河KR-1型)を改造したものをを用いた。

2) マウントソプリス SC 156 A 型

* 物理探査部



第1図 a 測定車に設置された記録計および特殊距離計



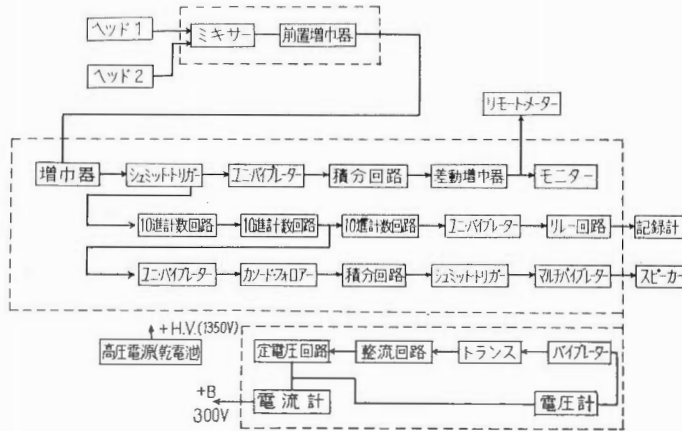
第1図 b 測定車に設置された日本無線医理学研究所製シンチレーションカウンタ

3) 日本無線医理学研究所製

これらの測定器の構成図を第3図に示す。器械の感度をきめるクリスタルの大きさは5"φ×2"のNaI(Tl)結晶を使用している。3)は原理的には大体2)と同じものであるが、測定に際して使用しやすいように次の点を改良したものである。すなわち

- (a) 放熱を考慮して電源部分と増幅整形部分とを分離した。
- (b) 電圧計、電流計を設け電源電圧および高電圧のチェックができるようにした。
- (c) レイトメーターの零調整スイッチを設け零調整が簡単にできるようにした。
- (d) 弁別用パーニアダイヤル5回転ヘリポット(ポリウム)を設け、エネルギー調整をしやすくした。

自動車放射能探査法 (小尾中丸・氏家 明)

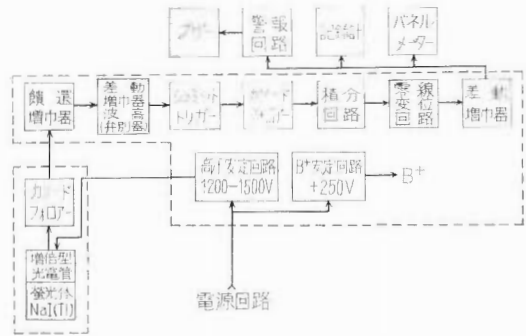


第2図 科学研究所製シンチレーションカウンタ構成図 (電源部日本オートラジオ株式会社製) (物理探査 vol. 10, no. 3 より)

記録計はエスターラインアンガース社製のものを使用した。この記録計は2台からなり1台はレートメーターの出力を自記録し、他の1台は測線上の主要目標の位置および直接測定の対象となり、計数に影響すると思われる岩石露出、石垣などを手動スイッチにより記録する。記録紙のおくり装置は、手捲時計おくり式で、測定車の速度計駆動軸より分岐するケーブルにより駆動するものとの2つからなる。後者は車速に比例しておくり速度が変化するので、それぞれの作動は切替レバーにより行なわれる。測定に際しては普通後者が使用されている。測定車の車速は20 km/h を標準とするが道路状況によって異なっている。測定器の時定数は普通0.5秒にして観測している。

4) 特殊距離計

特殊距離計は一定の走行距離毎に、2台の記録計に同時に距離マークを自動記録させる装置で、記録整理に際して両者を合せて位置決定を行なっている。本体は積算距離計およびシグナル接点装置からなり、200 mごとに一定幅の電気信号を発信し、また1 km ごとにも特定の電気信号を発信して記録計のリレー回路を動作させる。積算距離計は10 mごとに表示されるもので手動リセット装置を有する。これらの装置は、測定車の速度計駆動軸と連動している。



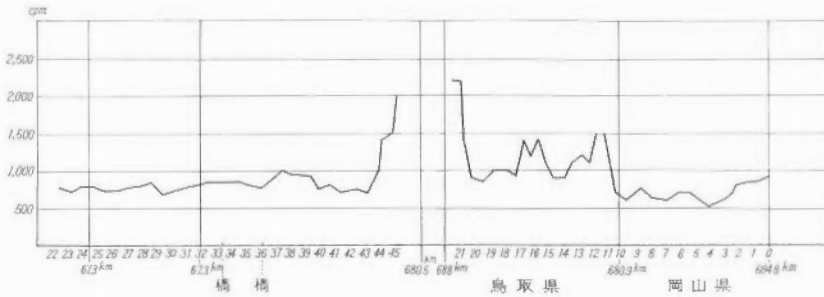
第3図 マウントソプリス SC-156A 型および日本無線医学研究所製構成図 (物理探査 vol. 10, no. 3 より)

3. 放射能強度記録例

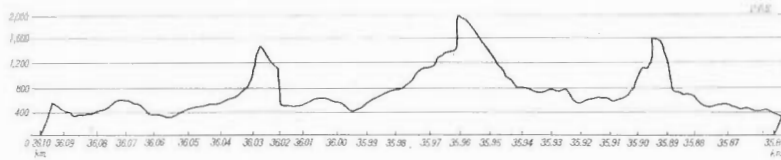
測定記録は放射能強度断面図として表わされるが、さらに放射能強度分布図として5万分の1地形図に整理される。

測定記録の例として

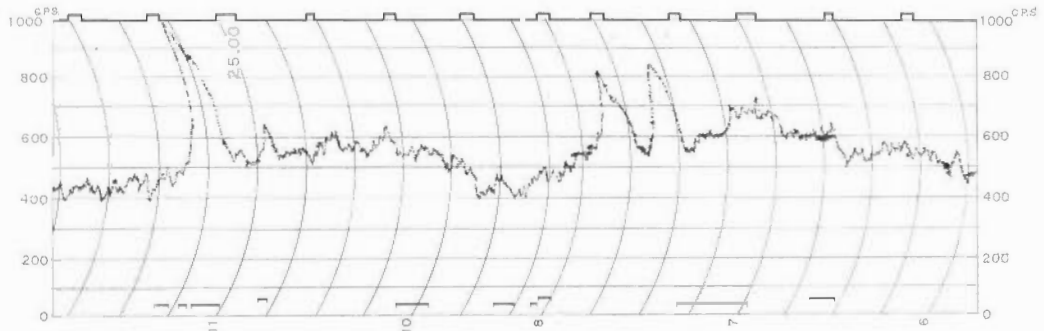
1) 昭和30年人形峠鉱床発見当時の放射能強度断面図を第4図に示した。この強度断面図は当時使用された科学研究所製シンチレーションカウンタによるもので、著しい計数増加が認められる。この記録に見られる放射能異常は、黒雲母花崗岩体を基盤とした堆積層中に胚胎するウラン鉱床によるもので、当時わが国で



第 4 図 人形峠付近放射能強度断面図 (1955-11-12測定) (地調月報, vol. 8, no. 12より)



第 5 図 盛岡市大志田付近放射能強度記録 (地調月報, vol. 17, no. 2 より)



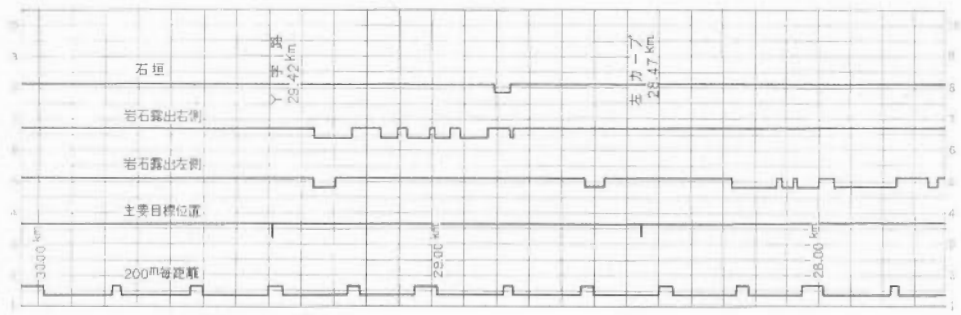
第 6 図 庄原市明賀付近放射能強度記録

初めての堆積層中のウラン鉱床の発見であり、人形峠鉱山開発の端緒となった。

2) 昭和36年に調査実施された岩手県盛岡市大志田付近における、放射能強度断面図を第 5 図に示した。測定器はマウントソプリス SC-156A型シンチレーションカウンタを使用した。記録は測定器レンジを 2,000 cps とし、記録紙のおくり速度を通常より早くして記録を読み易くしたもので、約 70mの間隔で 3つの異常値が明らかに示されている。放射能強度は 1,500~2,000 cps と顕著な値を示している。この箇所は北上山地に広く分布している二疊系の中中部西縁に近く、粘板岩および頁岩・輝緑凝灰岩・珪岩およびチャート・砂岩が互層交層して発達しており、異常はチャートと輝緑凝灰岩の漸移部にあるものようである。

3) 昭和41年に調査実施された、広島県庄原市明賀付近の放射能強度断面図を第 6 図に示した。測定器は日本無線医理学研究所製シンチレーションカウンタを使用した。測定器のレンジは 1,000 cps である。記録にみられる放射能異常は庄原市付近に分布する高田流紋岩中の緑泥石、黄鉄鉱、コフィン石の細脈によるものと思われる。

4) その他のものとして、以上の放射能強度記録と連動して一対をなし測線上の距離、主要目標位置、岩石の露出、石垣などの位置および長さを表わす記録を第 7 図に示した。記録は 5 本の線からなり次のような



第7図 距離、位置、岩石露出、石垣などの記録

順序に配置されている。すなわち1段目(最下段)の等間隔の記号は200mごとの距離を示す。そのうち、幅の広い記号は1kmごとの距離を示すものである。下から2段目の記号と数字は、道路上の主要目標となるY字路、カーブなどの位置およびそれらの起点からの距離を示すものである。3段目は道路左側の岩石露出、4段目は道路右側の岩石露出、5段目は石垣などのそれぞれの位置および長さを示すものである。これらの記号はリレー回路の作動により記録されるもので、1段目は特殊距離計からの電気信号により自動記録される。その他の4本は測定席からの遠隔操作により、必要に応じてそれぞれの作動スイッチが入れられ記号が記録される。

4. む す び

以上自動車による放射能探査の概要を述べたが、車載された測定器類は山間の悪路走行による激しい動揺を常時受けるという、悪条件の下での使用を余儀なくされた。そのため測定器の精度向上、付属装置の改良などについては、調査実施当初から多くの努力が払われ、精度の良い安定した放射能測定器が作られた。その結果、短時日に広範囲の測定を可能とし、国内における探査を能率的に行ない、各種岩石の放射能強度分布を明らかにするとともに、放射能異常地域を発見し、多くの成果を得た。

文 献

- 1) 岩崎章二・他3名(1957)：自動車放射能探査について，地質調査所月報，vol. 8, no. 12
- 2) 金子徹一・他3名(1957)：自動車放射能探査，物理探査，vol. 10, no. 3
- 3) 小尾中丸(1966)：岩手県西部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 17, no. 2

Measuring Apparatus in Carborne Radiometric Surveys

By

Nakamaru OBI and Akira UJIE

Field crews of geological Survey of Japan have been traversing all around Japan with car-mounted scintillation counters since 1955.

The apparatus which have been used in these surveys are: 1) scintillation counters developed by the Scientific Research Institute, 2) Mount Soporiz Model SC-156 A scintillation counter, 3) Scintillation counters developed by the Japan Radiation and Medical Electronics, Inc., 1) has two scintillation heads consisting of NaI (TI) crystal (1.5" in diameter, 1.5" in thickness) and Du Mon't 6292 photomultiplier tube, 2) has one head consisting of NaI (TI) crystal (5" in diameter, 2" in thickness), and 3) is same as 2) in the principle but is improved some parts.

The recorders have seven elements, so that they can write not only the intensity of radio-

activity but positions of remarkable marks, outcrops of rocks, tunnels and so on along the road.

The radioactive intensity maps of 1/50,000 scale will be published in the Bulletin of the Geological Survey of Japan. As the example of the records of the survey, three interesting regions are shown on this paper.

As to the improvement and betterment of the measuring apparatus, much efforts were paid since the beginning of the survey and the apparatus of good precision was developed.

In the result of that, we have been able to investigate efficiently, make the radioactive intensity of many kinds of rocks clear and discover anomalous regions of radioactive intensity anomaly. Thus, many good results were obtained through this method, car-borne radiometric survey.

The apparants used in these surveys are scintillation counters of three types, i. e., Scientific Research Institute (SRI) type, Mount Soppris' Model SC-156 A and Japan Radiation and Medical Electronics (TRME) type.

Ⅲ. 7.3 自動車放射能探査による放射能強度分布 —特に花崗岩類のガンマ線強度について—

堀川 義夫*

要 旨

核原料物質探査の組織的な調査研究として1956～1965年の間、全国的に自動車による放射能強度分布概査を実施した。

調査地域は主として酸性岩進入地域、およびその周辺に分布する堆積岩地域で、面積は約 140,000 km² である。

この報告は10年間にわたる調査の成果の概要をとりまとめ、若干の考察を行なったものである。

調査に用いた測定器は車載式シンチレーション・カウンターで、検出器は 5"φ×2" の Na I (TI) の結晶および 5⁷ の光電子増倍管から構成されている。

調査の結果第2図に示すように、多数の放射能異常地域を発見し、そのなかでも人形峠地域・京都府奥丹後地域・岐阜県東濃地域などはわが国の重要なウラン鉱床地域として発展している。

本邦各地に分布する花崗岩質岩の平均ガンマ線強度を求め、地域別・進入時代別等に分けて考察した。

花崗岩質岩のガンマ線強度は東北日本地域では北上山地、阿武隈・東北脊梁山地、羽越・上越地域の順で高強度になっている。西日本地域では領家帯花崗岩類が低強度で、中国地方の山陽・山陰花崗岩類は全般に高強度を示している。

進入時代によるガンマ線強度の強弱は、一般的にいて白堊紀後期以前の進入と考えられている岩体は低強度で、それ以後の進入と考えられている岩体は高強度である。

わが国の主要なウラン鉱床地域である朝日岳周辺、東濃地域および人形峠地域の基盤花崗岩類は一般的にガンマ線強度が高いことが認められた。

1. ま え が き

核原料物質探査の組織的な調査研究の一環として、昭和31年から約10か年間にわたって、全国的に自動車による放射能強度分布概査を実施して来た。

調査の初期にはウランは、ペグマタイトおよび岩漿起源の鉱床など、酸性進入岩と成因的に密接な関係があるものと考え、主として酸性岩分布地域が対象となっていたが、探査が進むにつれ岩漿起源の鉱床に伴うウランは、資源的価値にとぼしいことが判明し、かわって堆積源のウラン鉱床が期待されるようになった。自動車による放射能強度分布概査も酸性岩進入地域とその周辺に分布する堆積岩類に重点をおいて実施して来た。

組織的探査が始められた昭和31年からの、調査研究の概要をまとめて第1表に示した。

調査研究に参加した人々は、物理探査部員10数名の他に、地質部・鉱床部・燃料部・技術部・各駐在員事務所からの援助も受けた。

調査件数47件、調査日数延1,560日、調査面積約 151,000 km²(注1)におよんでいる。

第1図は調査地域一覧図で、それぞれの調査研究報告は地質調査所月報に掲載されている。

これらの調査研究によって発見されたおもな放射能異常地は、第2図に示されているように10数カ所におよび、これらのなかにはその後の精査によりウラン鉱床胚胎地域として発展した、人形峠地区、宮津・奥丹後地区、東濃地区などがあり、多くの成果をおさめている。

* 物理探査部

注1) 隣接した調査地域を重複測定しているため、実調査面積は少し減少する。

地質調査所報告 (第 232 号)

第 1 表 自 動 車 放 射

番号	調査年度	期 間	日 数	調 査 員	調 査 地 域	調 査 面 積
1	1956—Ⅰ	7～8月	50	金子徹一・氏家 明・ 堀川義夫・安斎 俊男・ 中井順二・金谷 弘・ 田中信一	岡山県北部	3,500 km ²
2	1956—Ⅱ	10～11	45	堀川義夫・氏家 明・ 中井順二・金谷 弘・ 田中信一・小林義雄・ 村山正郎・村田正人・ 山田直利	中部地方南部	3,500 km ²
3	1956—Ⅲ	12	19	氏家 明・小川健三・ 田中章介・田中信一	宮城県気仙沼	680 km ²
4	1956—Ⅳ	2～3	50	中井順二・村岡秀記・ 小林 創・田中信一	岡山県南部	3,000 km ²
5	1956—Ⅴ	3	25	堀川義夫・氏家 明・ 本間一郎・小川健三・ 深谷栄治	山口県南西部	1,500 km ²
6	1957—Ⅰ	8～9	45	堀川義夫・本間一郎・ 馬場健三・小張 孝・ 田中信一	島根県東部および 鳥取県西部	4,000 km ²
7	1957—Ⅱ	9～10	55	中井順二・氏家 明・ 細野武男・渋谷玉巳	岐阜県飛騨	5,500 km ²
8	1957—Ⅲ	11～12	45	堀川義夫・氏家 明・ 市川金徳・大滝忠雄・ 田中信一	岩手県東北部	3,200 km ²
9	1957—Ⅳ	12	28	佐野凌一・細野武男・ 森 喜義・高橋 旦・ 小林義男	愛媛県高縄半島	960 km ²
10	1957—Ⅴ	12	10	岩崎章二・細野武男・ 高橋 旦	四国横断	700 km ²
11	1957—Ⅵ	2～3	45	中井順二・氏家 明・ 細野武男・田中信一	福岡県筑豊	3,000 km ²

自動車放射能探査による放射能強度分布（堀川義夫）

能 探 査 一 覧 表

成 果	文 献	備 考
岡山北部、特に県境に沿って放射能強度の大きい花崗岩地帯が大体東西に延びて分布し、そのうち数カ所は異常地帯として、さらに精査を要する。	地質調査所月報 vol. 9, no. 1, 1958	
付知・妻籠地域の新期酸性岩類は、全般に高放射能を示すが、特に苗木地方に分布する黒雲母花崗岩は顕著な異常が認められた。傾家花崗岩類は一般に低強度であるが、下伊那郡智里村横川および竜丘村で、局部的に著しい異常が認められた。	“ vol. 9, no. 1, 1958	
気仙沼市東方に分布する堆積岩中に、やや顕著な異常が見出された。	“ vol. 10, no. 1, 1959	気仙沼市東方の放射能異常は奥海らの調査（1960）の結果ジルコンの破碎された結晶が多量に含まれているアルコーズ質砂岩によるものであると判明した。
花崗岩体中の数カ所において、やや顕著な放射能異常値が認められ、このうち井原市南方児島半島の異常地帯は、注目に値するものと思われるので、今後の精査が必要。	“ vol. 9, no. 1, 1958	
防府市北方および宇部市北方に分布する花崗岩が、一般に高放射能強度を示し、特に防府市北方小野村付近に、顕著な異常が見出された。	“ vol. 9, no. 1, 1958	精査により、松ヶ谷鉱山の放射性鉱床の露頭を発見した。
花崗岩質岩・流紋岩類等の酸性岩は、600～1,000 cps の高強度を示すのに対して、玄武岩・安山岩類等の塩基性岩は、300～600 cps の低強度であった。能義郡広瀬町から、大原郡木次町南部にかけて分布する黒雲母花崗岩。邑智郡川本町南方布施村・高原村周辺の黒雲母花崗岩の一部が顕著な異常が認められた。この周辺に分布する堆積岩を精査する必要がある。	“ vol. 10, no. 1, 1959	
飛騨変成岩体中に分布する花崗岩体および船津付近の花崗岩体には、やや著しい放射能異常値が認められた。また堆積岩では、富山・岐阜県境付近の中生層手取層群に、やや高い放射能異常が認められた。	“ vol. 10, no. 1, 1959	
花崗岩類は全般に、中国地方に分布するものに比較して低強度である。しかし岩体の周辺部で、やや高くなっているところも認められる。古生層珪岩・チャート・ホルンフェルスの中で、高強度を示す部分が見出された。	“ vol. 10, no. 1, 1959	
高縄半島の花崗岩質岩では、黒雲母花崗岩および傾家変成岩に近い部分の放射能強度が高い。ウラン鉱床と直接対応するような強度の増加は発見されなかった。	“ vol. 11, no. 6, 1960	
上部白堊紀層・三波川変成岩類および上部古生層地帯の放射能強度は高くないが、上浮穴郡中津村地内の、上部古生層中の黒色千枚岩が、15,000 cpm の高強度が認められた。自然計数の約2倍。	“ vol. 10, no. 1, 1959	
特に、放射能異常地は発見されなかったが、田川・飯塚両市南方に分布する花崗岩中に、やや高い異常が見られる。	“ vol. 10, no. 1, 1959	

地質調査所報告 (第 232 号)

番号	調査年度	期 間	日 数	調 査 員	調 査 地 域	調 査 面 積
12	1958—Ⅰ	8～9	45	堀川義夫・細野武男・ 小張 孝・田中信一	岩手県南東部	3,000 km ²
13	1958—Ⅱ	10～11	45	杉山友紀・堀川義夫・ 氏家 明・田中信一	山形県朝日岳周辺	6,000 km ²
14	1958—Ⅲ	10～11 2～3	100	中井順二・細野武男・ 杉山友紀・堀川義夫・ 田中章介・宇野沢昭・ 橋本知昌・佐々木次雄 外 3 名	広島県	8,500 km ²
15	1958—Ⅳ	3	24	堀川義夫・氏家 明・ 細野武男・田中信一	福島県常盤	2,400 km ²
16	1959—Ⅰ	8～9	40	細野武男・中井順二・ 村山正郎・田中信一・ 橋本知昌・杉山友紀	鳥取県	2,900 km ²
17	1959—Ⅱ	8～10	45	堀川義夫・氏家 明・ 島田忠夫・渋谷玉巳・ 細野武男	秋田県中部	4,000 km ²
18	1959—Ⅲ	10～11	30	杉山友紀・氏家 明・ 小野寺公児・小林義雄	北近畿	3,000 km ²
19	1959—Ⅳ	11～12	33	堀川義夫・細野武男・ 佐々木政次・宮村学・ 柴藤喜平・田中信一	北陸地域	4,000 km ²
20	1959—Ⅴ	3	20	中井順二・堀川義夫・ 細野武男・田中信一	栃木県足尾	2,000 km ²
21	1960—Ⅰ	8～10	60	杉山友紀・氏家 明・ 田中信一・加々美時寛 ・小野寺公児	北海道道南	10,000 km ²

自動車放射能探査による放射能強度分布（堀川義夫）

成 果	文 献	備 考
地域内の、各岩石の放射能強度を明らかにしたが、特に異常と思われる地点は認められなかった。	地質調査所月報 vol. 11, no. 12, 1950	
朝日岳連峰の西側に分布する花崗岩類が、一般的に高強度で、特に、村上北部の葡萄山脈の花崗岩類は顕著である。また、東田川郡朝日村で、花崗岩を基盤とした堆積岩中に異常が認められた。	“ vol. 11, no. 12, 1960	
広島花崗岩類の中で、数カ所異常が認められた。そのなかで、山県郡加計町北西方の三段峡付近で、石英斑岩ないし、花崗斑岩体中の粘土化帯が高強度を示した。その後の調査によって、放射性鉱物が発見された。	“ vol. 11, no. 12, 1960	三段峡付近の異常地の精査が行なわれた結果、流紋岩・石英斑岩に貫入したと思われる花崗斑岩中の破碎帯が、異常を示すことが明かになり、ウラン鉱物は微量の燐銅石ウランのみで、含有量は最高 U_3O_8 0.006%である。（坂巻・石原による、1962）
古期花崗閃緑岩は 500~750 cps, 新期花崗閃緑岩は 500~900cps, 新期花崗岩は600~950 cps, 第三紀堆積岩類は 400~500 cps で、特に異常は認められない。	“ vol. 11, no. 12, 1960	
本調査地は、昭和30年度に試験的に、カーボンが行なわれた地域も含まれている。花崗岩質岩は一般的に高強度を示し、特に、倉吉鉱山周辺、三朝町北部では、顕著な異常値が見出されている。人形峠付近の若い堆積岩はウラン鉱床が存在する近くでは異常値を示すが、一般的には高い強度を示さない。	“ vol. 13, no. 11, 1962	
数カ所において放射能異常を認めたが、そのなかの一つは、仙北郡田沢湖町鋸畑付近の新第三紀緑色凝灰岩の基底部付近で認めたもので、高品位のウラン鉱物が存在することが知れた。調査地域北部の阿仁地域でも、数カ所のやや高い強度を見出した。	“ vol. 13, no. 11, 1962	田沢湖町鋸畑の異常地については、地質調査・試験調査が行なわれたが、異常は局所的なものであると推定されている。
京都府竹野郡弥栄町等楽寺付近で、花崗岩上に堆積した新第三紀層基底部が、顕著な異常を示した。その後の調査により、放射性鉱物の存在が確認された。花崗岩類は一般的にやや高く、特に城崎郡津村、熊野郡五箇村、竹野郡野間村に分布する花崗岩類は、高強度を示している。	“ vol. 13, no. 11, 1962	弥栄町等楽寺のウラン徴候地は、その後の林らの調査研究(1963)により、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ことが知れた。放射能強度は最高 710 $\mu r/h$ に達している。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。
富山県北東部に分布する、中生代黒菱山礫岩層、富山・岐阜地域に分布する中生代手取層群、福井地域の九頭竜層群、および石川福井地域に分布する流紋岩類、がやや高い放射能強度を示した。富山県南部に分布する手取層群の異常地は、今後の調査が必要。	“ vol. 13, no. 11, 1962	本調査の結果をもとにして、原子燃料公社が精査を実施した結果、千野谷鉱山で、母岩の一部に異常を検出した。手取層群の基底礫岩には異常がなく、やや上部の黒色頁岩に U_3O_8 0.005% 程度検出された。
特に、異常地点とみなされるところは認められなかった。古生層中の粘板岩は、一般に他の岩石と比較して、やや高い値を示した。	“ vol. 13, no. 11, 1962	
花崗岩類500~700cps, 安山岩類300~400cps, 堆積岩類 300~400 cps。花崗岩中で最高 950 cps を示したのが2カ所あった。古生層中でも 800~950cps を示したのが数カ所あり、いずれも 0.025 $\mu r/h$ 程度の強さであった。	“ vol. 14, no. 9, 1963	

地質調査所報告 (第 232 号)

番号	調査年度	期間	日数	調査員	調査地域	調査面積
22	1960—Ⅱ	9～11 11～12	75	堀川義夫・柴藤喜平・ 中井順二・氏家明・ 小尾中丸・金谷弘・ 田中信一・磯山功・ 影山邦夫	羽越・会津	8,000 km ²
23	1960—Ⅲ	2～3	28	岩崎章二・小尾中丸・ 金谷弘・田中信一	近畿中部	3,500 km ²
24	1961—I	9～10	47	岩崎章二・氏家明・ 茅山芳夫	北海道北見	11,000 km ²
25	1961—Ⅱ	9～10	36	小尾中丸・中井順二・ 佐野浚一・橋本知昌 田中信一	岩手県西部	4,500 km ²
26	1961—Ⅲ	11～12	30	杉山友紀・小尾中丸・ 金谷弘・田中信一	兵庫県南部	4,700 km ²
27	1961—Ⅳ	11～12	35	堀川義夫・氏家明・ 橋本知昌	山形県南部	3,000 km ²
28	1961—Ⅴ	2～3	28	堀川義夫・中井順二・ 茅山芳夫・田中信一・ 高田康秀	三重県中部	3,000 km ²
29	1961—Ⅵ	2	12	佐野浚一・小尾中丸・ 金谷弘・氏家明・ 田中信一	茨城県筑波	600 km ²
30	1962—I	10	22	小尾中丸・中井順二・ 松田武雄・佐々木次雄	栃木県北部	1,600 km ²
31	1962—Ⅱ	10	22	佐野浚一・堀川義夫・ 鈴木淑夫・長谷川博・ 大竹重吉	福島県会津	2,000 km ²
32	1962—Ⅲ	12 3	44	堀川義夫・小尾中丸・ 岩崎章二・金谷弘・ 氏家明	愛知県東部	3,500 km ²

自動車放射能探査による放射能強度分布（堀川義夫）

成 果	文 献	備 考
花崗岩質岩の放射能強度は、比較的变化に富み、特に岩船郡関川村・南会津郡只見町黒谷川に分布するものが高強度である。岩船郡関川村田麦付近で、花崗岩質岩を覆う新第三系の基底部に、やや顕著な異常が見出され、精査の必要が認められた。 花崗岩質岩の、各岩体の放射能強度について統計的考察を行なった。	地質調査所月報 vol. 14, no. 9, 1963	岩船郡関川村田麦付近の異常地は、35年に原子燃料公社が関川村中東地区で発見した異常地の近くである。 原子燃料公社によって、探鉱が行なわれた。
花崗岩類は、一般に低強度であるが、奈良市東部、および滋賀県信楽町・瀬田町付近では700~1000 cps の高強度が認められた。第三紀層、第四紀層中では、高強度は認められない。	“ vol. 14, no. 9, 1963	奈良市東部の高強度地帯については、稲井・宮村（1967）によって精査が行なわれたが特に、異常地点は見出されなかった。
放射能異常は認められなかったが、常呂町日吉付近の、輝緑凝灰岩の一部が、自然計数の約2倍の強さを示した。	未 刊	
盛岡市大志田付近の輝緑凝灰岩・チャートの一部が、1,500~2,000cps の高強度を示した。今後の精査が必要と思われる。花崗岩質岩は一般に低強度であるが、奥羽山地に分布するものは、北上山地のものに比較して、高強度を示している。	“ vol. 17, no. 2, 1966	盛岡市大志田付近の、高強度地点の試料分析の結果、U、O ₂ 、0.001% であった（原子燃料公社分析）
放射能異常地として、六甲山地石楠花山西南約1.5 km の花崗岩中で認められた。花崗岩周辺に分布する堆積岩中には、異常は見当らなかった。	“ vol. 16, no. 3, 1965	
放射能異常は、西置賜郡白鷹町黒鴨付近および同郡宮内町北部で認められた。いずれも花崗岩質岩を不整合に覆う新第三紀層基底部である。	“ vol. 16, no. 3, 1965	
花崗岩類の放射能強度は、領家帯のものは、一部の高強度部を除けば一般に、低強度である。地域北部の信楽・瀬田付近の花崗岩類は領家帯のものに比較して高強度である。第三紀堆積岩類は、一部、やや高いところもあるが、異常と考えられるものは見出されない。	“ vol. 17, no. 2, 1966	調査地域西端の、奈良県宇陀郡室生村付近に分布する新第三系山辺層群の凝灰質砂岩中に、放射能異常（0.2 μ r/h 程度）が原子燃料公社によって発見された。
特に、異常は認められなかった。	“ vol. 15, no. 7, 1964	
特に、顕著な放射能異常は、認められなかった。	“ vol. 17, no. 2, 1966	
北東部に分布する花崗閃緑岩は比較的低く、南部に分布する花崗岩類は、やや高強度である。放射能異常と考えられる地点は認められない。	未 刊	
外帯の古生層は非常に低強度であるが、内帯のものは、外帯のものに比較して高強度である。花崗岩類は、領家帯のものは低く、岐阜県南部に分布するものは、一般に高強度である。第三紀層堆積岩類は、一般に低強度である。放射能異常は、瑞浪市明世付近の花崗岩中、土岐市北部の新第三紀層基底部で認められた。これらの異常は、いずれも、放射性鉱物によるもので、その後精査が行なわれている。	“ vol. 16, no. 3, 1965	土岐・瑞浪市の放射能異常については、本調査後、地質調査所・原子燃料公社によって鋭意探鉱中で、人形・倉吉地域につぐウラン鉱床地域として発展している。

地質調査所報告 (第 232 号)

番号	調査年度	期間	日数	調査員	調査地域	調査面積
33	1962—Ⅳ	1～2	22	中井順二・小尾中丸・ 金谷 弘・堀川義夫・ 古川俊太郎	鹿児島県南部地区	1,900 km ²
34	1963—Ⅰ	6	10	佐野凌一・鈴木淑夫	山梨県甲府周辺	1,500 km ²
35	1963—Ⅱ	8	24	堀川義夫・小尾中丸・ 氏家 明・河合正虎	山口県南東部	2,200 km ²
36	1963—Ⅲ	10～11	24	小尾中丸・氏家 明・ 中井順二・堀川義夫	陸 羽	3,200 km ²
37	1963—Ⅳ	11～12	22	杉山友紀・中井順二・ 金谷 弘・島田忠夫	長野県松本市地方	2,000 km ²
38	1963—Ⅴ	2～3	22	中井順二・小尾中丸・ 金谷 弘・清原清人	宮崎県北部	2,000 km ²
39	1963—Ⅵ	3	9	金谷 弘・小尾中丸・ 氏家 明・堀川義夫	山梨県甲府市周辺	500 km ²
40	1964—Ⅰ	7～9	39	堀川義夫・氏家 明・ 小尾中丸・中井順二・ 東元定雄	島根県西部および 山口県北東部	3,500 km ²
41	1964—Ⅱ	10～11	22	小尾中丸・氏家 明・ 金谷 弘・堀川義夫	阿武隈北部	1,600 km ²
42	1964—Ⅲ	11～12	20	中井順二・金谷 弘・ 堀川義夫・小尾中丸	群馬県北部	1,900 km ²
43	1964—Ⅳ	2～3	22	小尾中丸・氏家 明・ 堀川義夫・宮村 学・ 中井順二	熊 野	1,300 km ²
44	1965—Ⅰ	7～8	22	堀川義夫・氏家 明・ 金谷 弘	秋田県北部	2,400 km ²

自動車放射能探査による放射能強度分布 (堀川義夫)

成 果	文 献	備 考
高隈山花崗岩体の猿ヶ城型花崗岩は1,300cpsの高強度を示し、新光寺型花崗岩に比較して明かに放射能が強い。伊座敷一大泊間の中生層・古第三紀層は、局部的に1,000cpsに達している。また、嶋泊一尾波瀬間では、700~900cpsの強度が数kmにわたって認められた。	未 刊	
甲府市昇仙峡付近、須玉町木賊峠北方、白須町駒ヶ岳神社付近の花崗岩と、須玉町塩川一東小尾の御坂層群の粘板岩が、高強度を示した。笹子・御坂付近の花崗岩類は低強度である。	未 刊	
花崗岩質岩の放射能強度は、領家帯のものは局部的な高強度地点を除き、低強度であり、広島型花崗岩類は、一般的に高強度である。古生層中では、特に、高強度を示す地点はない。放射能異常地点としては、柳井市北部の領家花崗岩中と、玖珂郡錦町宇佐郷があげられる。	” vol. 18, no. 3, 1967	
一般に、放射能強度は低く、特記するような異常は検出されなかった。	” vol. 18, no. 3, 1967	
放射能異常地として、和田峠南方の流紋岩類が1,000cps以上、大町市南東に分布する小川累層上部が800cpsを示した。	” vol. 17, no. 2, 1966	
大崩山花崗岩体中のペグマタイト質部分、および花崗岩上の段丘堆積物中に、やや高い放射能強度を認めた。また延岡市北方の四万十層群頁岩中に、比較的高い強度を認めた。	未 刊	
34 (1963-I) の補足のため、甲府盆地周辺の、御坂層群の露出地域の測定を行なったほか、放射能泉として、著名な増富鉱泉付近の精査を行なった。	未 刊	
放射能異常は、鹿足郡柿ノ木村の鉱泉およびその近くで、顕著に認められた。高強度を示す岩石は、白堊紀、流紋岩類石英斑岩および火山碎屑岩等であった。第三紀堆積岩中では高強度は認められない。	” vol. 18, no. 3, 1967	柿ノ木村の鉱泉の異常は、鉱泉の湧水と、昇華・沈殿物とに限られ、ウラン・トリウムによるものではないことが知れた。(東元1966)
古期花崗岩類は400cps前後、新期花崗岩類は500~700cpsである。第三紀堆積岩中にも異常は認められない。大内炭鉱付近でも、特に異常は認められなかった。	未 刊	
群馬県利根郡川場村の花崗岩中に、放射能異常を認めた。上越国境付近の花崗岩・石英閃緑岩、および火山堆積物の放射能についての資料を得た。	未 刊	利根郡川場村赤倉林道の、異常地調査の結果、異常の原因は、ウラノフェンによることが判明。このウラノフェンは粗粒黒雲母花崗岩の、周縁相中の割目に沿って産する(石原1967)
花崗斑岩・石英斑岩などの、酸性岩の放射能強度は500~800cps、古第三系・新第三系の各地層も400~700cpsで、いずれも、放射能異常と考えられる地点は、検出されなかった。	未 刊	
放射能強度は、一般に低く、堆積岩類で200~450cps、火山岩類で300~600cps、花崗岩類で400~650cpsである。特に、異常地は検出されなかった。	未 刊	

地質調査所報告（第232号）

番号	調査年度	期間	日数	調査員	調査地域	調査面積
45	1965—Ⅱ	9	20	小尾中丸・中井順二・ 金谷弘・氏家明	福島・茨城	2,000 km ²
46	1965—Ⅲ	11	20	中井順二・小尾中丸・ 氏家明・堀川義夫・ 宮村学	滋賀	2,100 km ²
47	1965—Ⅳ	2～3	22	堀川義夫・小尾中丸・ 氏家明・金谷弘・ 岩崎章二・清原清人	熊本	2,200 km ²

この報告では、各地域の調査研究の成果の要約をとりまとめ、さらにウラン鉱床胚胎地域の花崗岩類のガンマ線強度分布について、若干の考察をおこなった。

2. 放射能測定器および測定値について

2.1 放射能測定器

測定器については、各地域の調査研究報告が述べてあり、またⅢ.7.2で報告されているので、ここでは簡要についてふれておく。

測定器はマウント・ソプリス社製、および医理学研究所製車載式シンチレーションカウンタで、検出器はいずれも5"×2"のNaI(Tl)の結晶および5"の光電子増倍管からなるもので、ガンマ線が測定される。測定回路の波高弁準位は50 keV以上のエネルギーを測定するように調整されている。

これらの測定器は、検出器・増幅器・記録器で構成され、四輪駆動の測定車に搭載されている。

2.2 測定値について

測定期間が長期にわたっているので、その間にバックグラウンドの変化が多少認められ、とくに核爆発実験による放射性物質の降下によって、大きな変化が認められている¹⁸⁾。核爆発実験による放射性物質の半減期は短いので、その影響があった場合には数日後測定を行なっている。

自動車放射能探査によって測定されるガンマ線強度は、岩質の変化による強度の変化のほかに、道路に露出する岩石露頭の幾何学的条件、岩石の風化の程度、および自動車の速度などに支配されて変化する。露岩の幾何学的条件によるガンマ線強度の変化は、強度の低い岩石（堆積岩類）は量的効果は小さいけれど、酸性岩になるほどこの効果は大きい。実際の調査では露岩の大小形状を記録することは困難なので、露岩の有無のみを記録している。自動車の速度によるガンマ線強度の変化は、速度が早くなるほど異常の最大値は小さくなる。この小さくなる割合は、鉱床の幅と測定器の時定数と自動車の速度に関係するが、とくに岩質の変化が認められてない露岩が長く続くような場合には、自動車の速度によるガンマ線強度の変化は小さい。

その他に道路に敷かれた砂利や舗装の材料・石垣などが影響する場合がある。とくに中国地方での例のように“からみ”が道路に敷かれた場合には著しい高強度⁴⁾²⁵⁾を示している。

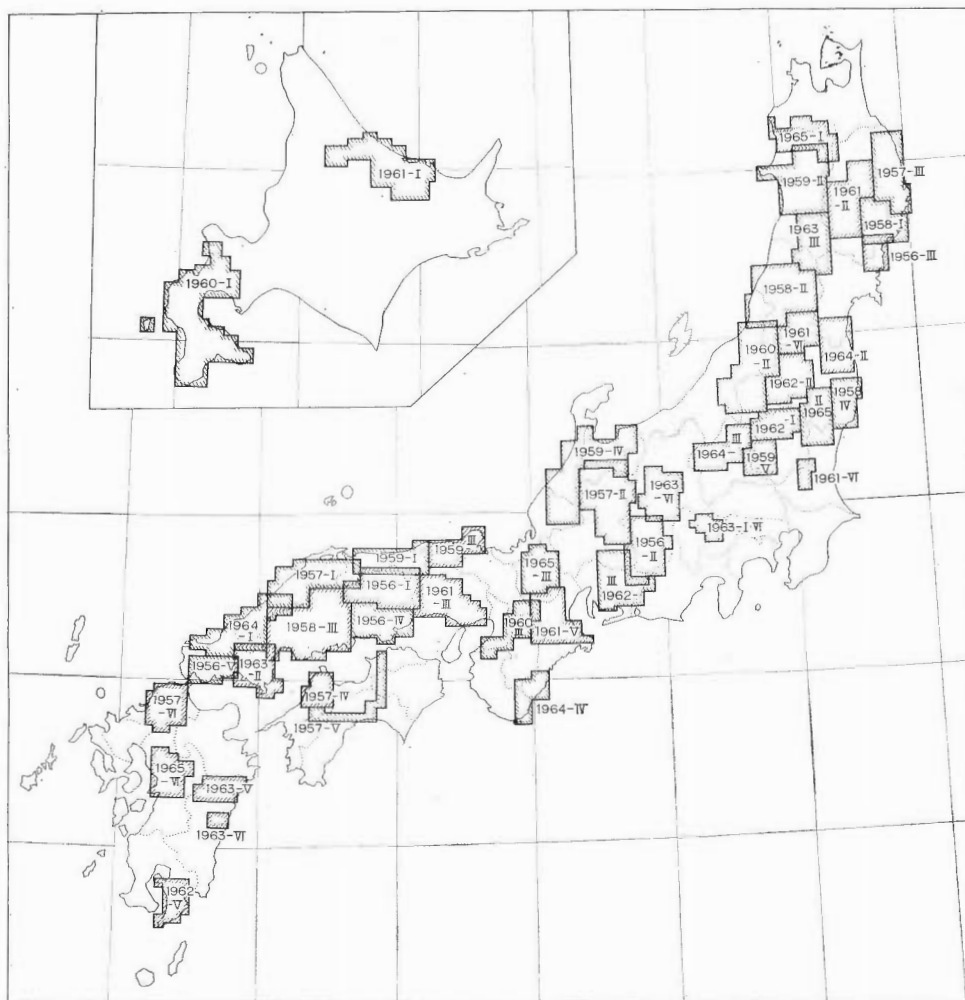
このように測定値は岩石中に含まれている放射性物質によるガンマ線強度のほかに、前に述べたような種種な影響が入っているわけである。これから述べる測定値は、このような影響が著しいような測線や地点は除外してある。

3. ガンマ線強度の統計的考察について

現在までに発見されている堆積源のウラン鉱床の大部分は、花崗岩類を基盤岩として発達する堆積岩の基底部付近に胚胎するものが非常に多い。そして、その鉱床の起源を基盤花崗岩中に含まれる微量のウランに

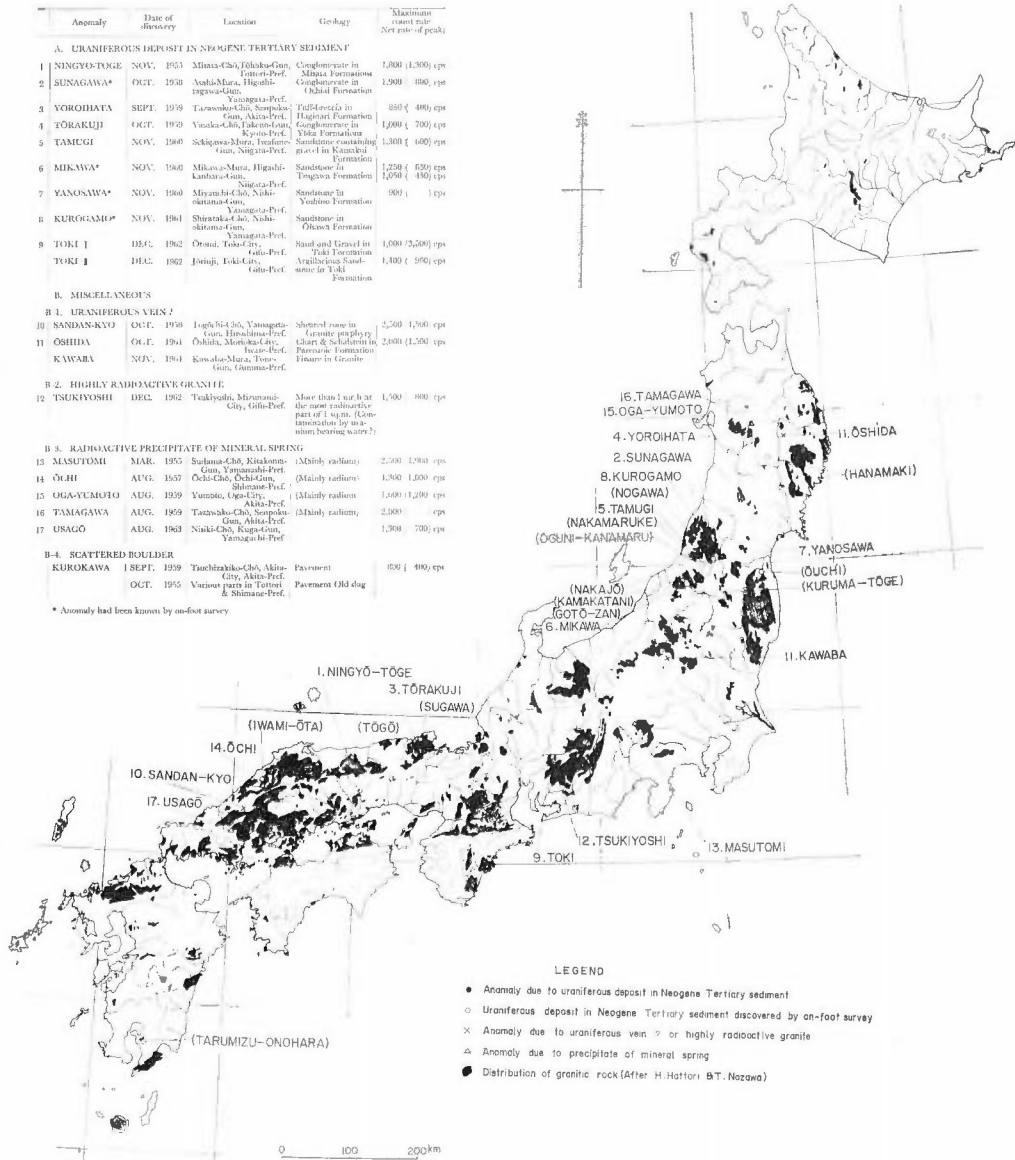
自動車放射能探査による放射能強度分布 (堀川義夫)

成 果	文 献	備 考
特に、放射能異常地は認められないが、靖町および矢祭山付近の花崗岩類が、地域内の花崗岩類の強度に比較して、かなり高強度を示した。	未 刊	
信楽地域の花崗岩類は、概して放射能強度は強いが、特に注目すべき点は検出されなかった。第三紀・第四紀堆積層は、一般に低強度で、再調査を特に必要としない。	未 刊	
やや高い放射能強度を示すのは、花崗岩類では、鹿本郡鹿比村に露出するもの、阿蘇熔結火山岩類では、菊池市水源地区に分布するものが高い。しかし、再調査の必要はないものと思われる。第三紀・第四紀堆積岩類も、異常は検出されなかった。	地質調査所月報 vol. 19, no. 3, 1968	



第1図 調査地域一覽図

Index map of carborne radiometric survey area in Japan



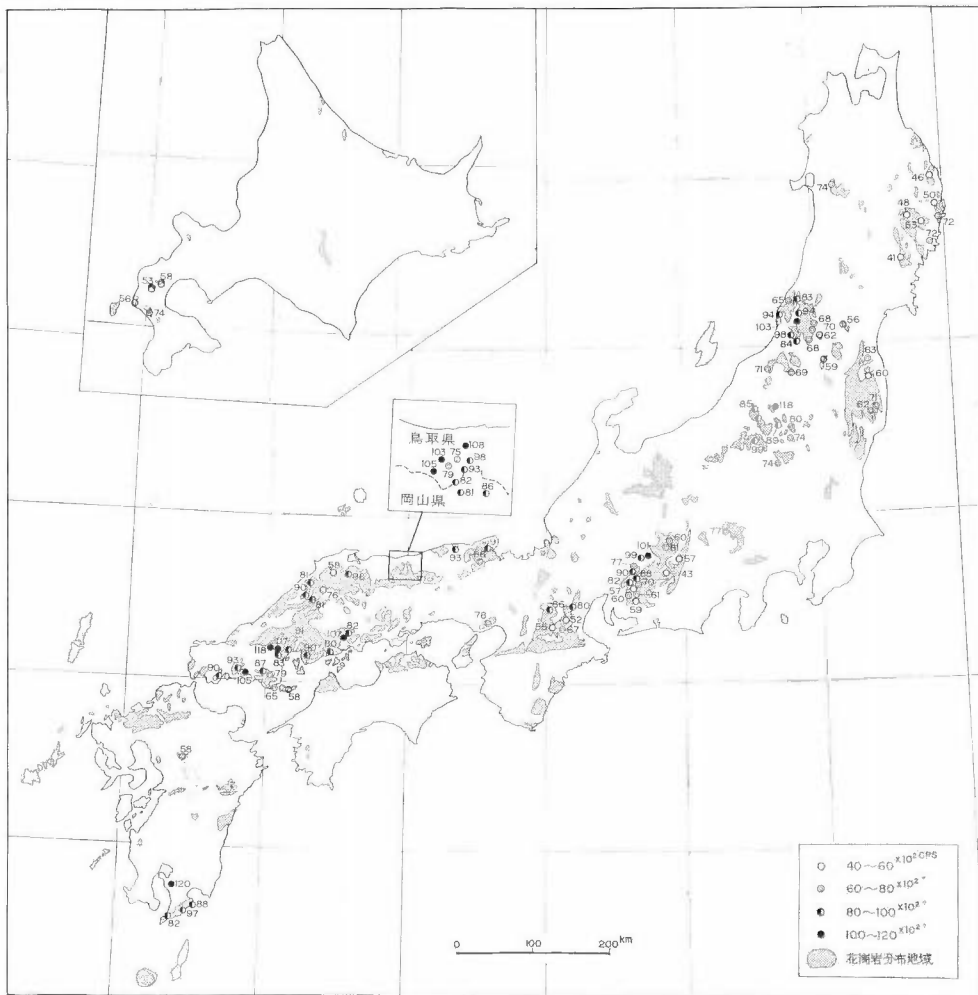
第 2 図 放射能異常地一覽図
Main radioactivity anomalies discovered by car-borne survey

求める説が多い。このような考え方にしたがえば、堆積源のウラン鉱床は基盤花崗岩類のガンマ線強度の強弱と密接な関係があるものと考えられる。

自動車放射能探査によって直接ウラン鉱床を発見することは、特殊な場合を除いて困難であるため、花崗岩類のガンマ線強度の高い地域でウラン鉱床胚胎の可能性の大きい地区 (例えばウランの濃集に適した堆積岩が分布しているような地区) を選んで探査を行なう必要がある。このような考えから全国各地で測定した花崗岩類のガンマ線強度を統計的にまとめて考察を試みた。

まず花崗岩類の露出する各測線のガンマ線強度の平均値を求めるために、比較的新鮮な岩石が露出している測線のなかから 1~8 km の長さを 1 測線の単位とし、露出部分を通じた時の測定値を 20 m 間隔で読み取り、平均値・標準偏差を求めた。これのある岩体のある測線における花崗岩類の平均ガンマ線強度と定義しておく。第 2 表はこのようにして求めた各岩体の各測線のガンマ線強度の平均値・標準偏差である。

つぎに傾度分布の型がどのような型になるか、 χ^2 -検定により調べたが、一部の測線を除き正規分布の型を示すことが知れた。一般に岩石中の放射性元素の分布は、対数正規分布またはそれに近い形の分布をするといわれているが、ここではそのような分布の型を示すものはごくわずかである。対数正規分布を示さない



第 3 図 本邦花崗岩類の分布とそのガンマ線強度

Distribution of mean gamma ray intensity of granitic rocks in Japan

地質調査所報告 (第 232 号)

第 2 表 自動車放射能探査による本邦花崗岩類のガンマ線強度

測 定 地 域	岩 質*	岩石露出 の長さ km **	ガンマ線 強度平均値 cps	標準偏差 cps
北海道瀬棚郡今金町北部	花 崗 閃 緑 岩	2.7	531	56
” ” 美利河北部	”	2.9	578	52
” 久遠郡大成村漆泊	”	1.6	558	56
” 爾志郡熊石村北部	”	2.3	740	62
岩手県下閉伊郡田野畑村	閃雲花崗閃緑岩	5.9	455	45
” ” 宮古市北部	”	3.0	503	55
” ” 宮古市南部	”	7.6	457	51
” 遠野市附馬牛	花 崗 閃 緑 岩	8.1	475	45
” 釜石市栗橋	”	4.3	531	52
” 釜石市唐丹	”	5.6	721	91
” 東磐井郡大東町・千厩町	”	1.3	405	38
秋田県北秋田郡上小阿仁村萩形	”	2.1	736	56
山形県山形市東部	花 崗 閃 緑 岩	1.4	558	41
” 西置賜郡宮内町	”	2.9	618	60
” 米沢市南部	”	2.0	594	40
” 西村山郡朝日村朝日川	”	3.8	685	54
” 西置賜郡白鷹町	”	4.7	696	58
” ” 長井市西部	”	6.7	675	59
宮城県伊具郡丸森町	”	2.1	627	77
福島県平市北部	花 崗 岩 類	5.2	712	61
” ” ”	花 崗 閃 緑 岩	6.7	618	50
” 相馬郡飯館村	”	2.1	596	50
山形県東田川郡朝日村八久和	閃雲花崗閃緑岩	5.1	830	60
” 西田川郡温海町	”	3.3	646	74
新潟県岩船郡朝日村高根	黒雲母花崗岩	2.3	1,052	148
” 村上市北部	”	3.0	941	107
” 岩船郡山北村黒川俣	”	2.1	939	57
” ” 関川村女川	”	3.1	983	173
山形県西置賜郡小国町	花 崗 閃 緑 岩	2.0	839	95
新潟県北蒲原郡津川町西部	”	2.5	706	59
新潟県北魚沼郡広神村	黒雲母花崗岩	5.0	853	87
” ” 湯谷村	”	5.9	867	79
福島県耶麻郡西会津町川口	花 崗 閃 緑 岩	1.7	693	67
” 南会津郡只見町黒谷	黒雲母花崗岩・半花崗岩	1.5	1,183	184

自動車放射能探査による放射能強度分布 (堀川義夫)

測定地域	岩質*	岩石露出の長さ km **	ガンマ線強度平均値 cps	標準偏差 cps
" " 檜枝岐村	黒雲母花崗岩	4.0	887	139
" " 館岩村安ヶ森	"	5.1	795	94
栃木県塩谷郡三依村芦沢	花崗閃緑岩	1.9	712	74
" 上都賀郡足尾町	花崗閃緑岩	5.4	736	96
群馬県利根郡水上町	黒雲母花崗岩	3.8	1,001	97
山梨県甲府市北部	"	2.3	774	55
長野県下伊那郡松川町	角閃石黒雲母花崗岩	4.2	572	84
" " 阿智町	"	3.6	430	47
長野県西筑摩郡読書村与川	"	2.9	609	64
" " 大桑村伊奈川	"	4.2	597	57
岐阜県中津川市苗木	黒雲母花崗岩	3.6	1,013	99
" 恵那郡蛭川村田原	"	1.7	992	66
岐阜県瑞浪市市原	"	2.4	915	104
" 土岐市賤洞	"	2.3	883	73
" 瑞浪市松野	"	2.9	776	95
愛知県西加茂郡小原村	黒雲母花崗岩	3.4	887	62
" " 藤岡村	"	2.6	817	57
" 東加茂郡足助町小原	角閃石黒雲母花崗岩	3.2	698	57
" " 足助町南部	片状 "	2.6	568	46
" " "	"	2.6	613	44
" 岡崎市駒立	両雲母花崗岩	2.4	597	42
" 額田郡額田町	"	2.4	589	35
三重県一志郡嬉野町	片状角閃石 黒雲母花崗閃緑岩	2.4	520	52
" 山辺郡山添村	"	2.7	551	51
" 名賀郡青山町	"	2.5	675	54
" 三重郡菰野町	黒雲母花崗岩	1.6	801	70
滋賀県信楽町～瀬田町	"	2.9	857	77
京都府中郡峰山町	花崗岩～花崗閃緑岩	3.4	658	74
" 竹野郡弥栄町	"	2.6	914	108
兵庫県城崎郡香住町	"	1.6	928	71
" 神戸市六甲山	"	5.6	781	54
岡山県苫田郡加茂町北部	角閃石黒雲母花崗岩	5.9	875	104
" " 上斉原村北部	角閃石黒雲母花崗岩	8.5	821	84
" " 奥津町	"	4.0	805	92
鳥取県三朝町若宮・穴鴨	黒雲母花崗岩	4.3	788	101

地質調査所報告 (第 232 号)

測定地域	岩質*	岩石露出の長さ km **	ガンマ線 強度平均値 cps	標準偏差 cps
〃 〃 鎌田～福田	〃	2.5	747	91
〃 東伯郡東郷町波関峠	〃	3.0	1,077	115
〃 〃 三朝町神ノ倉	〃	3.1	976	94
〃 〃 〃 田郎田屋敷	〃	3.6	930	80
〃 〃 関金町福本	黒雲母花崗岩	2.2	1,061	94
〃 倉吉市広瀬	半花崗岩・ 黒雲母花崗岩	1.5	1,034	115
島根県能義郡広瀬町	黒雲母花崗岩	6.1	976	138
〃 大原郡大東町	花崗閃緑岩	1.9	582	68
〃 邑智郡頓原町西部	〃	4.8	756	83
〃 〃 大田市東部	黒雲母花崗岩	4.5	813	64
〃 邑智郡川本町～邑智町	〃	2.3	900	101
〃 〃 大和村都賀行	〃	3.8	806	81
広島県府中市西部	閃雲花崗岩	5.3	815	89
〃 芦品郡協和村	黒雲母花崗岩	3.8	1,072	103
〃 竹原市北部	黒雲母花崗岩	8.8	802	78
〃 呉市北部	〃	5.7	903	80
〃 佐伯郡五日市町北部	黒雲母花崗岩	4.6	912	73
〃 〃 佐伯町針山	〃	3.8	1,072	75
〃 〃 佐伯町浅原	〃	4.7	829	78
山口県玖珂郡錦町宇佐	〃	4.0	1,188	85
〃 熊毛郡熊毛町	〃	4.1	867	84
〃 玖珂郡周東町南部	〃	2.3	790	56
〃 徳山市湯野	〃	1.3	1,054	74
山口県佐波郡徳地町	黒雲母花崗岩	10.0	930	99
〃 宇部市北部	〃	3.3	898	124
〃 柳井市南部	片状花崗岩	1.2	645	65
〃 大島郡橋町	〃	2.4	576	73
鹿児島県垂水市高隈山	アプライト質 アダメロ岩	2.0	1,208	67
〃 肝属郡内之浦町	花崗閃緑岩	2.2	879	62
〃 〃 内之浦町船間	〃	3.3	967	62
〃 〃 佐多町伊坐敷	〃	1.8	825	51

* 5 万分の 1 地質図幅、各道府県発行 20 万分の 1 地質図から引用した。

** 比較的新鮮な露出部分の延距離

理由としては、つぎのようなことが考えられる。一測線の平均値を求める場合、局所的な異常値を除外したこと、岩石中の放射性物質が局所的に多く含まれていても、この種の測定方法では異常の最大値が小さくなっていること、露出岩石の量的効果による測定値の変化などによることなどが考えられる。

第3回は各測線の平均ガンマ線強度を示したものである。なおこの平均ガンマ線強度はゼロバックグラウンド^{注2)}を含んだ値である。

4. 各地域のガンマ線強度分布の概要

4.1 北海道地域²²⁾⁵²⁾

北海道南西部には、花崗閃緑岩類からなる小岩体が分布している。これらの岩体のガンマ線強度は一部を除き、500～700 cps であるが、爾志郡熊石北部の測線では最高 950 cps を示す地点も認められる。この測線付近の見市川ではウラン鉱物による異常地点が認められている。また今金地区・太櫓地区でも異常が認められており、いずれも基盤花崗岩類と第三紀層との不整合近くにあり、花崗岩類とウラン鉱床は密接な関係があるものと考えられる。この地域の花崗岩類のガンマ線強度は本州各地の花崗岩類と比較すると低強度に属している。

古生層地帯のガンマ線強度は一般に低い。松山郡小砂子付近、同郡厚沢部村沼の沢、および同郡上ノ国村湯の岱付近では、自然計数の2倍前後の高強度が認められ、精査の結果 0.025 μ /h を示すことが判明している。

北海道北東部の北見地方では、全般に低強度で特記すべき異常は認めていない。

4.2 東北日本地域

4.2.1 北上地域³⁾⁶⁾³⁷⁾⁵⁴⁾

北上山地の花崗岩類は大きく分けて3つの進入帯に分けられている²⁸⁾⁴⁹⁾。第1帯は西部の千厩・人首岩体で、岩質は花崗閃緑岩を主体とし、石英閃緑岩などで構成されている。ガンマ線強度は全般に低く350～450 cps、平均値は405cpsである。第2帯は第1帯の東側に分布する遠野岩体・気仙川岩体・五葉山岩体等で、岩質は石英モンゾニ岩・花崗閃緑岩等である。ガンマ線強度は五葉山岩体を除き平均値で410～530cpsを示し、標準偏差も小さい。五葉山岩体は平均値で720 cpsを示し、北上山地では高強度の岩体である。第3帯は東部の海岸沿いに南北に連なる、宮古・田野畑・階上の各岩体である。宮古岩体は大部分が黒雲母角閃石花崗閃緑岩からなり、田野畑岩体は黒雲母花崗閃緑岩・閃雲花崗閃緑岩等で構成されている。ガンマ線強度は平均値で、450～500 cps の低強度である。しかし宮古市田代付近の測線では800～1,300cpsの高強度が測定されているが、これは古生層との接触部近くの花崗閃緑岩が高強度を示すもので、近くに含ウラン金属鉱床（山口鉱山）がある。

北上山地には古生層が広範囲に分布しており、岩相により輝緑凝灰岩卓越区域、チャート卓越区域、石灰岩輝緑凝灰岩・チャート互層区域に分けられている²⁸⁾。ガンマ線強度は、石灰岩輝緑凝灰岩・チャート互層区域に高強度を示す地点が多く認められている。その一例として下閉伊郡山形村、および大川目村に露出する千枚岩・珪岩・ホルンフェルス等は他の岩石に比較して2倍以上の800～1,300 cpsの高強度を示している。とくに顕著な異常を認めているのは、盛岡市大志田付近のチャートと輝緑凝灰岩の漸移部で、1,500～2,000 cpsの高強度を示した。この地点の岩石試料は原子燃料公社によって分析された結果、0.001% U_3O_8 を含有することが知られた。

中生層中の異常は、気仙沼市北東部で認められている。この異常はジュラ紀鹿折および唐桑層群中のジルコンの破碎された結晶が多量に含まれているアルコース質砂岩層によるものである⁴⁸⁾。

4.2.2 阿武隈山地⁷⁾⁴⁰⁾⁴¹⁾

本地域の花崗岩類は古期と新期に分けられているが¹⁾、そのガンマ線強度は古期に属するものは、600～630 cps、新期に属するものは700 cpsの平均値を示している。しかし、南部の福島・茨城県境付近および石川郡石川町周辺の新期花崗岩類は800～1,000 cpsを示す部分も認められている。

注2) ゼロバック・グラウンドとは、測定器のバック・グラウンドの最低値で、地表に天然放射能が無く、空気中および測定器自身に含まれる放射性物質によるバック・グラウンドで、海上または広い湖上で測定される。本測定器のゼロバックグラウンドは約40cpsである。

阿武隈山地北部の宮城県伊具郡丸森町大内炭鉱では、夾炭層中にウランの濃集が認められ、探鉱が進められているが、本調査では異常は認められていない。この付近に分布する花崗岩類のガンマ線強度は500~700 cps 程度で高強度は示していない。

4.2.3 奥羽山地⁸⁾¹²⁾¹⁷⁾⁸⁹⁾

東北脊梁山地には花崗岩類の小さな岩体が露出している。これらの岩体のなかで、高強度を示すのは胆沢川上流に露出するもので、900~1,100 cps の高強度になっている。また秋田県大手山の岩体は平均値で740 cps を示し、そのほかの地域の岩体は550~620 cps の低強度である。

秋田県仙北郡田沢湖町では、基盤花崗岩直上の新第三紀層基底部で、ウラン鉱物による異常が認められているが、この付近の花崗岩類のガンマ線強度は、600~800 cps で普通の強度を示している。また第三紀層の凝灰岩類も低強度であった。

秋田県内に広く発達する新第三紀層砂岩頁岩泥岩層中には、異常地点は認められていない。

秋田県仙北郡玉川温泉、および男鹿半島湯本温泉では著しい放射能異常が認められたが、その原因は温泉沈殿物によるもので、ウランに起因するものではない。

4.2.4 朝日・飯豊・上越山地¹⁰⁾¹³⁾³⁸⁾⁸⁵⁾⁸⁶⁾⁵⁰⁾

朝日山地には広く花崗岩類が分布し、これを覆う新第三紀層の基底部には、多くのウラン徴候地が認められている。

花崗岩類のガンマ線強度は、高強度を示すものが多い。とくに測線の平均ガンマ線強度が、900~1,000 cps の著しい高強度を示すのは、村上市北部で3測線、岩船郡関川村の測線等である。そのほか800 cps の平均値を示すのが大部分である。朝日岳東麓の山形県西置賜郡下に分布する花崗岩類は、600~700 cps の平均値である。

飯豊山地から上信越地域にかけて分布する花崗岩類は、草水・小川型花崗岩類と、実川型花崗閃緑岩類とに区分されている³⁶⁾。ガンマ線強度は前者が700~950 cps、平均値で850 cps 前後、後者は550~750 cps で平均値は700 cps である。

福島県会津地方の花崗岩類も、猪苗代湖周辺に分布するものを除くと、全般に高くとくに只見町黒谷付近では1,200 cps の高強度を示している。

栃木県足尾山地の花崗閃緑岩は普通の強度であるが、群馬県利根川上流の花崗岩類は高強度である。

以上のように朝日山地から上越山地にかけて分布する花崗岩類のガンマ線強度は、北上山地や阿武隈山地のものと比較すると、全般に高強度になっていることが認められる。

4.3 西日本地域

4.3.1 中部地域²⁾⁹⁾¹¹⁾¹³⁾

飛騨山地の花崗岩類のガンマ線強度は、400~600 cps^{注3)}の低強度であるが、神岡町付近のアプライト・ペグマタイトに富む岩体では、800~1,200 cps の高強度を示している。岐阜県西部の天生花崗岩類は600~800 cps、局部的に1,000 cps の高強度が認められる。

長野県南部から愛知県北東部に広く分布する花崗岩類は、領家花崗岩類が大部分で、その北側には領家花崗岩類よりも新しいと考えられている苗木・上松花崗岩類などが分布している。

領家花崗岩類のガンマ線強度は、平均値で430~600 cps を示し、内帯に向かって高くなる傾向が認められる。木曾川流域に露出する新期花崗岩類(苗木・上松型花崗岩など)は全般的に高く、とくに苗木町周辺では平均値が各測線とも1,000 cps 前後の高強度になっている。土岐・瑞浪周辺の花崗岩体も高強度を示している。

飛騨から美濃地方にかけて広範囲に分布する流紋岩類は、北部の高山下呂地方では600~700 cps、下呂町以南では700~800 cps で局部的には900~1,000 cps の高強度を示している。

北陸地方に発達する中生層のうち、手取層群長棟川層・跡津川層の礫岩層および砂岩頁岩互層が、堆積岩類としては高い強度を示す地点が数カ所認められている。

岐阜県南東部から愛知県北東部には花崗岩類や古生層等を基盤として新第三紀層が発達している。これら

注3) 飛騨地域の測定値は検出器がことなるので、5°×2°の検出器に換算した値である。

の新第三紀層のガンマ線強度は、土岐市周辺の不整合面近くの放射能異常地点を除けば全般に低く、300～450 cps 程度である。

第四紀層も 300 cps 前後の低強度である。

4.3.2 近畿地域⁴⁾²¹⁾⁴²⁾⁵¹⁾

三重県中部から奈良県北部にかけて分布する領家花崗岩類は、各測線の平均値が 520～670cps で全般に低強度である。しかし、鈴鹿山脈や滋賀県南部地域に分布する花崗岩類は、平均値で 800～860 cps を示し、領家花崗岩類に比較して高くなっている。

京都府北西部の奥丹後地域には、花崗岩を被覆する新第三紀層基底部にウラン鉱床が認められている。この地域の花崗岩類のガンマ線強度は一般に高く、竹野郡弥栄町付近の測線では平均値で 914 cps を示している。

神戸市六甲山の花崗岩類は、平均値で 750 cps 程度であるが、局部的に高強度を示す地点が認められている。

三重県南部の熊野地方の花崗岩類は、500～700 cps の低強度である。

三重県中部および奈良県北部には、新第三紀層が発達しているが、とくに異常地点は認められていない。しかし最近奈良県宇陀郡室生村付近で、花崗岩類を不整合に覆う新第三紀層基底部に、ウラン徴候地が発見されている。

4.3.3 中国地域³⁾⁴⁾¹⁵⁾¹⁶⁾¹⁹⁾²⁵⁾²⁹⁾³²⁾⁵⁸⁾

山陽地方には花崗岩類が広範囲に分布しており、そのガンマ線強度は全般的に高強度を示している。とくに広島県西部から、山口県南部に分布する花崗岩類は各測線とも平均値で 900～1,190 cps の高強度である。この高強度地域の花崗岩類は、中粒～細粒の淡紅色黒雲母花崗岩である。広島県三段峡付近の花崗斑岩の破碎帯が著しく高強度を示したが、その後の精査によりウラン鉱物が確認されている⁴⁶⁾。

岡山県地域の花崗岩類の岩体も、全般に高強度を示している。とくに三吉鉱山付近、児島半島鷺羽山付近では高強度になっている。

広島県中部から北部に広く分布する流紋岩類は 500～700 cps の強度であるが、局部的には 1,000 cps 前後を示す地点も認められている。

新第三紀堆積岩類は各地に小範囲に分布しているが、放射能強度は一般に低く、とくに異常地点は認められない。広島県三次市北方に分布する備北層群の基底部に放射能異常が認められているが、基底部の一部分のみで備北層群全体としては低強度である。

山陰地方の島根県西部から鳥取県にかけて、花崗岩類の岩体が広く分布し、これらの岩体中には含ウラン金属鉱床の胚胎が知れている。本地域の岩体のガンマ線強度は、山陽地方に分布するものと同様高強度を示すものが多く、とくに鳥取県中部の倉吉市南部・三朝町周辺の岩体は平均値で 930～1,070 cps を示している。県境の人形峠から岡山県上齊原村に分布する岩体は、鳥取県に分布する岩体と比較してやや低強度を示している。

鳥取県西部から島根県東部にかけて露出する花崗岩類の岩体も、全般に高強度になっている。

島根県三刀屋町周辺から江川付近までの花崗岩類は、とくに高強度地域は認められないが、邑智郡川本町付近の温泉変質作用を受けた花崗岩類が 1,000～1,200 cps の高強度を示している。また同郡高原町の花崗岩類の岩体も 1,000～1,200 cps を示している。

山口県北東部の岩体は 600～800 cps で山陰地方のなかでは低強度になっている。

島根県鹿足郡柵ノ木鉱泉付近では、鉱泉沈殿物が異常を示しているが、その原因はウラン鉱物によるものではない⁴⁷⁾。

新第三紀堆積岩および火山岩類は、各地に分布しているが、高強度地点は認められず、一般に低強度である。

4.3.4 四国地域²⁰⁾⁴⁴⁾

四国地方は高縄半島地域と、松山—高知—高松の国道を利用した測線のみである。

高縄半島には領家花崗岩類が分布し、そのガンマ線強度は他地域の領家花崗岩類に比較してやや高強度を

示している。とくに領家変成岩類に近い部分の、アプライト・ペグマタイト質の岩脈が露出している部分では高強度になっている。

松山-高知-高松の測線には古生層・中生層が露出し、そのガンマ線強度は 400~700 cps であるが、愛媛県上浮穴郡中津村の古生層黒色千枚岩が高強度を示した。精査によって片状構造の発達する緑色準片岩が 150 m にわたり異常を示すことがわかり、試料分析の結果 0.001% U_3O_8 含有することが知れ、経済的価値に乏しいことが判明した²⁷⁾。

4.3.5 九州地域¹⁸⁾³¹⁾³⁴⁾

北九州筑豊地区の花崗岩類の岩体は、全般に低強度で 400~600cps であった。また本地区の堆積岩類も、250~300 cps の低強度で異常地点は認められていない。

熊本県北部に点在する花崗岩類の小岩体も一般的に低く、特記するような高強度は測定されていない。

鹿児島県高隈山の花崗岩類は猿ヶ城型と新光寺型とに分けられているが²⁸⁾、ガンマ線強度は前者が 1,200 cps、後者が 800~1,000 cps の平均値を示し、いずれも著しく高強度になっている。代表的試料のウラン分析の結果²⁹⁾では猿ヶ城型は 8.0 ppm、新光寺型は 3.0 ppm で、猿ヶ城型花崗岩は多くウランが含有することが知られている。大隅半島国見山脈の花崗岩類は、880 cps の平均値を示している。

大隅半島佐多岬近くに分布する中生代堆積岩類は 700~1,000 cps で堆積岩類としては高強度を示している。

熊本県阿蘇山周辺の花崗岩類は、一般に低強度であるが局部的に 800~1,000cps の異常値を示すのが認められている。

5. 地質構造区分によって分けた花崗岩類とガンマ線強度分布について

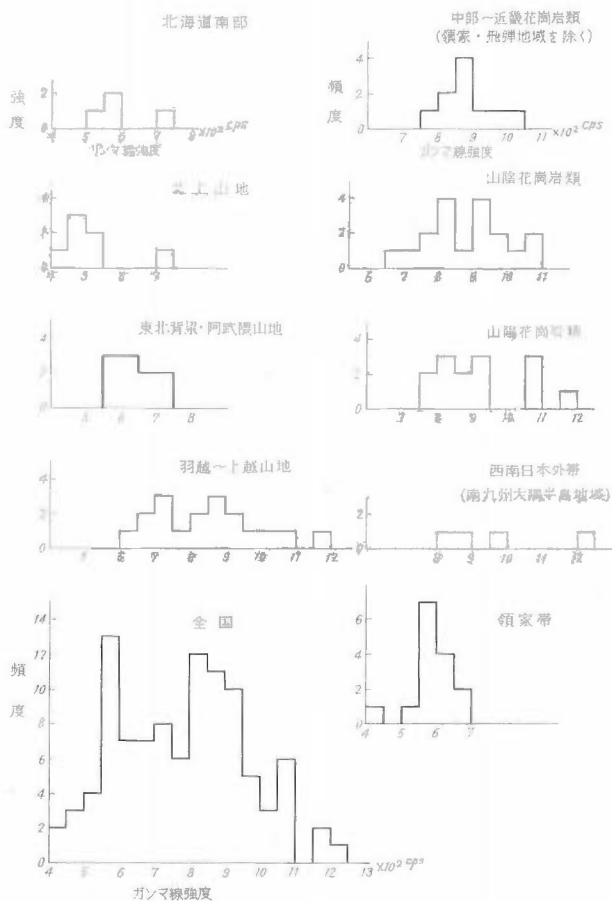
いままでに各地のガンマ線強度分布について述べてきたが、ここでは地質構造区分によって分けた花崗岩類のガンマ線強度について考えてみたい。

第4図は花崗岩類が露出している各測線の平均ガンマ線強度を、各地域ごとに分けて、頻度分布図にしたものである。

北海道・東北日本では北上山地の花崗岩類がもっとも低強度で、北海道南部・阿武隈山地・羽越上越山地の順で高強度になっている。

西日本地域では領家花崗岩類が低強度で、山陽・山陰花崗岩類などは高強度である。西南日本外帯の花崗岩類は、三重県南部のものは低強度であるが、大隅半島では高強度になっている。

岩石の放射能は、一般的に酸性岩になるほど強くなることが知られており、一つの岩体の中でも中心部が低



第4図 本邦花崗岩類のガンマ線強度頻度分布図

Frequency distribution of mean gamma ray intensity of granite rocks in Japan

く、周辺部が強いことも認められている。また底盤状岩体は一般に低強度で、岩株状岩体に高強度を示す傾向も認められている。岩漿活動末期に生成された岩体は、一般に放射性元素が多く濃集されているので、ガンマ線強度が高くなることが知られている。

東北日本外帯の北上山地や、阿武隈山地北東脊梁山地などに露出する花崗岩類は、岩質が閃緑岩質であり底盤状の岩体であるために低強度になっているものと考えられる。

東北日本内帯の羽越～上越にかけて露出する花崗岩類は、一部を除き外帯のものと比較し高強度になっている。とくに新潟県岩船郡下に分布する花崗岩類は高く、山陽・山陰地方の花崗岩類と同程度の高強度を示している。

島津¹⁹⁾によれば岩船郡下に分布する高強度を示す粗粒～斑状黒雲母花崗岩は、岩質のうえでも、随伴する鉍化作用の性質のうえでも中国地方の広島型花崗岩と同様に取扱ってよいと考えている。

西南日本内帯では領家帯花崗岩類が低強度で、その北側の木曾川に沿って露出する花崗岩類や、滋賀県南部の花崗岩類は高強度になっている。高強度を示す原因としては、岩株状岩体であり、放射性鉍物が比較的多く含まれていることなどによるものと考えられる。

中国地方の花崗岩体は一般に高強度であるが、とくに島根県中部から島根県東部にかけての地域と、広島県西部から山口県南部にかけて分布するものは著しい。鳥取県中部には小鴨型といわれる、アプライト・ペグマタイトなどを多く有する黒雲母花崗岩体が分布している。広島県西部の高強度地帯の花崗岩類はカリ長石を多く含む細粒～中粒黒雲母花崗岩で、広島型花崗岩体の縁辺相をなしている。

花崗岩類の進入時代によるガンマ線強度の変化は、一般的にいて、白堊紀中期またはそれ以前に進入したと考えられるものは低強度で、白堊紀後期またはそれ以後に進入したと考えられるものは高強度になっている。しかしこれは、前者は岩質が閃緑岩質で底盤状の岩体が多く、後者は花崗岩質の岩体が多く含まれている放射性鉍物の量も前者に比較して多いこと、などによってガンマ線強度の強弱が表われているものと考えられる。

筆者¹⁸⁾は、平均ガンマ線強度と岩石試料のウラン含有量との関係を求めて、各地域の花崗岩類のウラン含有量を推定した。それをここに示すと、北上山地 0.7～1.5 ppm, 東北脊梁・阿武隈山地 1.5～3 ppm, 羽越・上越山地 2～8 ppm, 領家帯 1.2～2.8 ppm, 中部・近畿地域（領家帯を除く）4～7 ppm, 山陽地域 3～8 ppm, 山陰地域 2～8 ppm, 南九州 4～7 ppm である。もちろん大まかな数字であるが、一応の目安になると思う。

8. 重要ウラン鉍床分布地域のガンマ線強度分布について

8.1 朝日・飯豊山地域

朝日岳周辺には砂川・小国・中東・野川等の堆積型ウラン鉍床およびウラン徴候地が存在し、いずれも基盤花崗岩類と密接な関係にある。

朝日山地の花崗岩類については島津・河内の研究では4つの地区に分けられている。

岩船地区には主として粗粒～中粒黒雲母花崗岩が分布し、これらは一般にカリ長石に富み紅色を呈し、タングステン等の金属鉍床をともなっている。ガンマ線強度は前章でものべたように、高強度を示し東北日本では一番高い地域になっている。この高強度地域周辺の沖積平地でも高く、塩野町付近では 800 cps を示している。

温海地区には閃雲花崗閃緑岩等が分布しており、平均値で 650 cps 程度で岩船地区と比較して低強度である。

東田川郡大針地区は閃雲花崗閃緑岩・黒雲母花崗岩が分布し、大張・朝日鉍山などの含ウラン金属鉍床が胚胎している。ガンマ線強度は新鮮な露岩がなくても 800～1,000cps の高強度になっている。朝日村砂川付近では新第三紀の基底部にウラン鉍床が認められている。鉍床露頭部分では 1,700 cps, 基盤花崗岩類は 900 cps 程度の強度である。

朝日岳南麓には小国・金丸・中東などのウラン鉍床が分布している。この地域は急峻な山岳地帯のため測線があまりなく、鉍床付近の測定はされていない。この地域の花崗岩類は 700～900 cps を示しているが、

岩船郡関川村の測線では平均値で 980 cps の高強度になっている。この測線の花崗岩類は草水・小川型花崗岩類で、露岩の露出状況が良いので高強度になったものと思われる。

山形県西置賜郡下にも数カ所ウラン徴候地が認められているが、基盤花崗岩類のガンマ線強度は一般に低くなっている。

飯豊山南西麓には三川・赤谷などのウラン徴候地がある。異常地付近の基盤花崗岩類のガンマ線強度は、砂川・小国地区の花崗岩類に比較してやや低い。この地区の新第三紀堆積岩類は低強度で注意すべき地点は認めていない。

以上のように本地域のガンマ線強度分布は全般に高く、とくに岩船郡村上市周辺に分布する花崗岩類が高強度を示し、山形県東田川郡および同県西置賜郡小国町等に分布するものがこれに次ぎ、西置賜郡宮内町白鷹町周辺では低強度になっている。基盤花崗岩を覆う新第三紀層はウラン徴候地点を除き全般に低い。

6.2 東濃地域

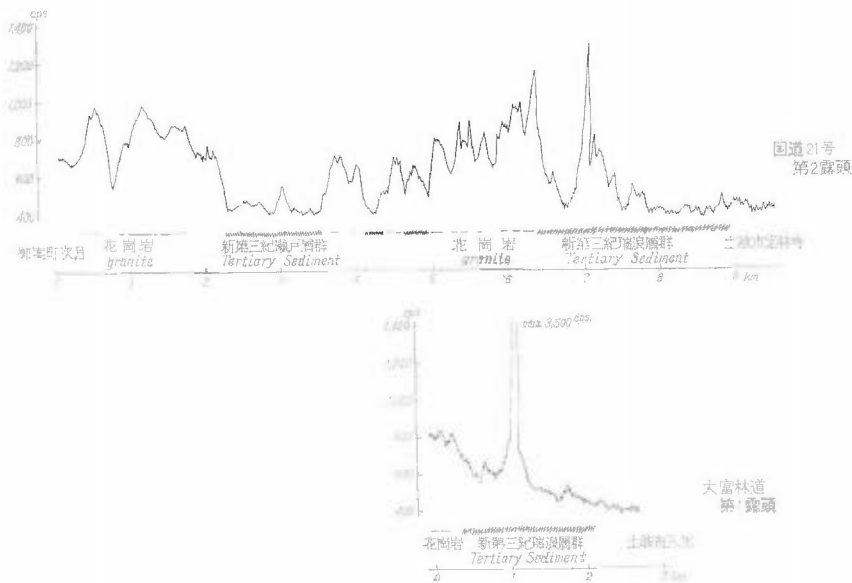
本地域の放射能強度分布図を第5図に示す。基盤花崗岩類は領家花崗岩類と、これより進入時代が新しいと考えられている黒雲母花崗岩とが分布する。黒雲母花崗岩類は土岐・瑞浪周辺に小岩体として露出し、ウラン鉱床と密接な関係があると考えられている。

領家花崗岩類のガンマ線強度は南から北に向かって次第に強度が増加する傾向がみられる。すなわち、岡崎市東部の両雲母花崗岩は 450~700 cps、足助町周辺の片状角閃黒雲母花崗岩は 500~750 cps、その北側に分布する角閃黒雲母花崗岩は 550~850 cps、猿投山周辺の黒雲母花崗岩は 700~1,000cps の高強度を示す。

土岐・瑞浪周辺の花崗岩類は石原²⁴⁾によれば次のように分類されており、そのガンマ線強度は

細粒花崗閃緑岩	400~550 cps
中粒 "	500~700 cps
細粒黒雲母花崗岩	500~600 cps
中粒 "	600~900 cps
粗粒 "	600~900 cps
斑状 "	600~900 cps

である。この値は局部的な高強度地点を除外したものである。瑞浪市市原付近の粗粒黒雲母花崗岩は 1,000



第6図 岐阜県土岐市北部放射能強度断面図

Radioactivity profile in the north of Toki city, Gifu prefecture

自動車放射能探査による放射能強度分布 (堀川義夫)

第3表 東濃～猿投～領家花崗岩類の U, Th, K 含有量

花崗岩の種類**	Sample No.	γ線エネルギー分析による				化学分析による*			
		U ppm	Th ppm	K %	Th/U	U ppm	Th ppm	K ₂ O %	Th/U
fGb	65-T-18	4.0	20.5	4.1	5.1	3.6	14	4.2	3.9
	65-T-19	4.3	17.5	4.1	4.4	4.3	15	3.5	3.5
Gbp	65-T-2	12.5	27.2	4.1	2.1	8.6	20	4.3	2.3
	65-T-9	8.0	20.2	4.0	2.5	5.2	18	4.1	3.5
	65-T-11	5.5	18.8	3.2	3.4	4.3	14	4.2	3.3
	65-T-13	6.5	23.5	3.8	3.6	4.4	19	3.8	4.3
	65-T-44	3.2	18.9	3.8	5.9	2.6	18	3.5	6.9
	65-T-47	7.3	22.6	3.2	3.1	5.5	20	3.9	3.6
	65-T-49	4.1	25.8	3.7	6.3	5.6	19	4.1	3.4
	65-T-56	5.2	17.3	3.7	3.3	4.4	11	4.0	2.5
cGb	65-T-1	6.3	18.1	4.0	2.8	4.8	11	4.0	2.3
	65-T-17	5.7	27.7	4.0	4.9	4.5	22	4.3	4.9
	65-T-22	11.3	27.7	4.5	2.5	8.9	25	4.1	2.8
	65-T-25	8.2	23.1	4.0	2.8	6.7	19	4.4	2.8
	65-T-30	6.3	30.8	3.5	4.9	5.5	18	3.8	3.3
	65-T-32	12.4	22.0	3.8	1.8	12.3	25	3.9	2.0
	65-T-51	4.8	23.7	3.3	4.9	3.6	17	3.5	4.7
	65-T-58	3.1	15.7	3.4	5.1	3.5	11	3.7	3.1
	65-T-59	4.4	22.8	3.9	5.2	3.8	17	4.3	4.5
	65-T-82	3.0	19.3	3.7	6.4	5.1	19	4.7	3.7
mGb	65-T-14	6.9	25.8	3.7	3.7	5.9	24	4.0	4.1
	65-T-20	4.8	24.5	3.7	5.1	4.7	26	4.0	5.5
	65-T-27	5.5	15.4	3.5	2.8	4.5	11	4.2	2.4
	65-T-37	2.8	19.5	3.1	7.0	4.1	13	4.1	3.2
mGD	65-T-33	2.7	17.1	3.0	6.3	3.8	14	3.5	3.7
	65-T-38	3.9	14.8	2.9	3.8	3.7	15	3.4	4.1
fGD	65-T-41	2.9	14.2	2.8	4.9	2.7	13	2.8	4.8
	65-T-54	2.4	14.4	3.1	6.0	1.9	10	3.4	5.3

土岐花崗岩類

地質調査所報告 (第 232 号)

花崗岩の種類**	Sample No.	γ線エネルギー分析による				化学分析による*				
		U ppm	Th ppm	K %	Th/U	U ppm	Th ppm	K ₂ O %	Th/U	
三国山～ 猿投山周辺 花崗岩類	Ga	65-T-70	8.0	19.5	4.1	2.4	6.6	17	3.6	2.6
		65-T-86	5.7	20.1	3.9	3.5	5.2	17	3.6	3.3
		65-T-90	8.0	20.1	3.9	2.5	7.7	24	4.7	3.1
		65-T-96	4.0	19.3	3.7	4.8	3.1	17	4.5	5.5
	Gb	65-T-60	3.1	18.4	3.8	3.0	3.6	18	3.6	5.0
		65-T-62	2.0	14.3	3.5	7.2	1.7	17	4.4	10.0
		65-T-64	3.4	13.8	3.3	4.1	2.4	8	3.9	3.3
		65-T-66	3.7	12.5	4.0	3.4	2.0	9	3.7	4.5
		65-T-67	3.2	14.3	3.7	4.5	2.7	11	4.4	4.1
		65-T-89	4.3	16.0	3.5	3.7	3.7	14	3.7	3.8
		65-T-92	4.1	19.8	3.5	4.8	4.0	18	4.2	4.5
	65-T-94	4.7	17.0	3.4	3.6	3.2	15	4.2	4.7	
	GD	65-T-65	2.3	12.9	2.7	5.6	2.1	15	2.4	7.1
		65-T-97	5.2	13.0	2.4	2.5	3.0	11	2.9	3.7
		65-T-99	2.8	17.5	3.2	6.3	1.8	15	2.8	8.3
顔家中核帯 花崗岩類	Ghb	65-T-61	2.9	15.0	3.1	5.2	2.1	12	3.4	5.7
		65-T-71	2.3	14.0	2.9	6.1	1.6	11	2.5	6.9
		65-T-72	3.1	6.3	4.1	2.9	1.7	6	4.0	3.5
		65-T-84	2.1	10.5	3.6	5.0	1.4	13	5.5	9.3
	Ghbs	65-T-74	2.5	10.4	2.4	4.2	1.6	10	2.3	6.3
		65-T-75	2.7	8.9	1.8	3.3	1.0	5	1.9	5.0
	Gm	65-T-76	2.1	9.6	2.1	4.6	1.0	5	1.8	5.0
		65-T-81	1.8	7.9	3.4	4.4	1.3	6	3.1	4.6
	Dqs	65-T-78	1.7	7.8	1.8	4.6	1.0	5	1.7	5.0
		65-T-79	1.4	12.3	1.8	8.8	1.1	6	1.7	5.5

* 石原ほか (III. 3.1) を参照

** 石原・鈴木 (III. 1.2) による分類

fGb: 細粒黒雲母花崗岩

mGb: 中粒

Ga: 半花崗岩

Ghb: 閃雲花崗岩

Pqs: 片状石英閃緑岩

Gbp: 斑状黒雲母花崗岩

mGD: 中粒花崗閃緑岩

Gb: 黒雲母花崗岩

Ghbs: 片状閃雲花崗岩

cGb: 粗粒

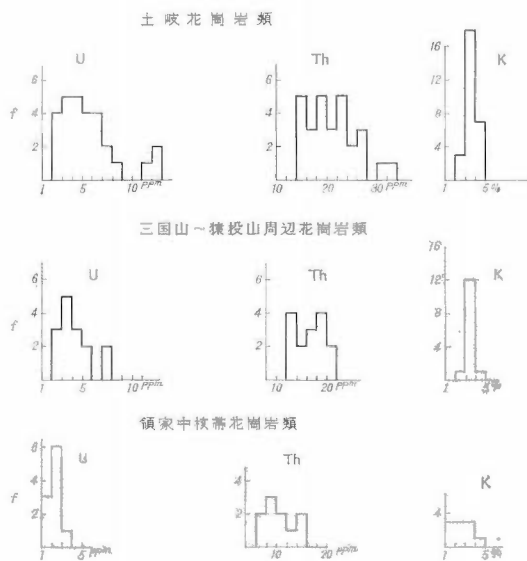
fGD: 細粒

GD: 花崗閃緑岩

Gm: 両雲母花崗岩

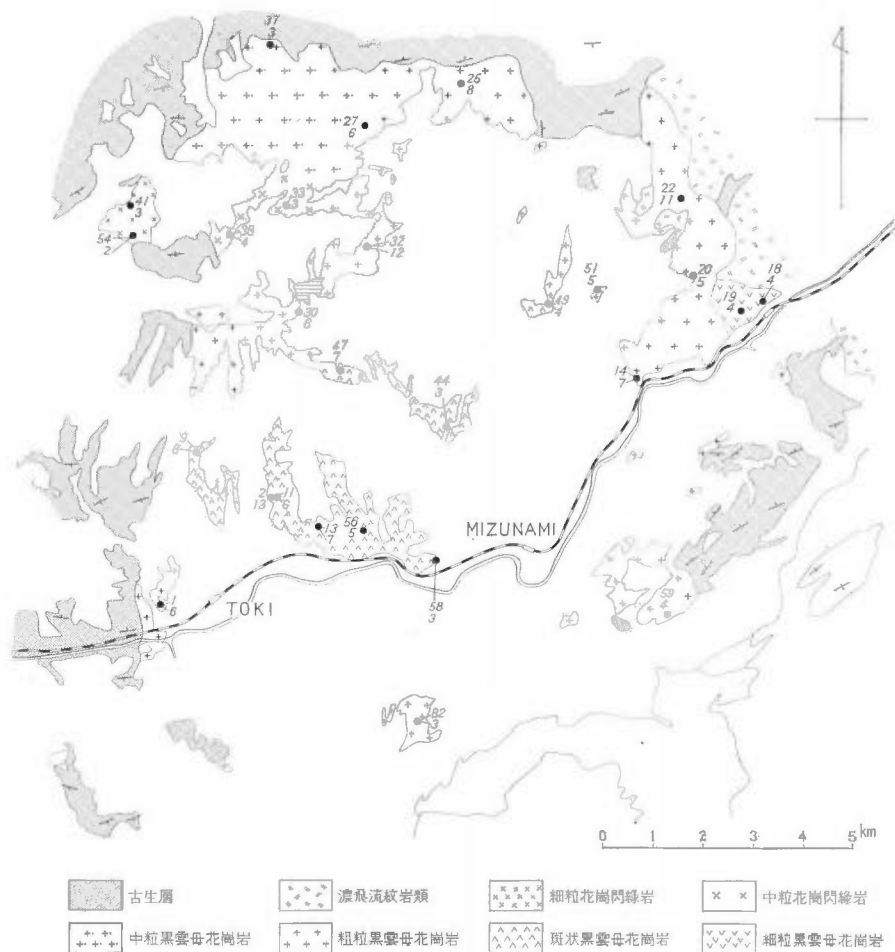
第4表 東濃～猿投～領家花崗岩類の U, Th, K 含有量平均値

	岩 質	箇 数	U ppm	Th ppm	K %
土 岐 花 崗 岩 類	fGb	2	4.1	19.0	4.1
	Gbp	8	6.5	21.7	3.6
	cGb	10	6.5	23.1	3.6
	mGb	4	5.0	21.3	3.5
	mGD	2	3.3	15.9	3.0
	fGD	2	2.6	14.3	2.9
三 国 山 ～ 猿 投 山 周 辺 花 崗 岩 類	Ga	4	6.4	19.7	3.9
	Gb	8	3.5	15.8	3.6
	DG	3	3.4	14.5	2.8
領 家 中 核 帯 花 崗 岩 類	Ghb	4	2.6	12.2	3.4
	Gbbs	2	2.6	9.6	2.1
	Gm	2	2.0	8.7	2.7
	Dqs	2	1.6	10.0	1.8



第7図 東濃～領家花崗岩類の U, Th, K 含有量の頻度分布図

Frequency distribution of uranium, thorium and potassium content of granitic rocks in Tōnō between Ryōke



第 8 図 岐阜県土岐～瑞浪地域花崗岩試料採取地点図

Distribution map of granites and specimen locations in Toki-Mizunami area

～1,100 cps で非常に高強度を示している。また苗木町周辺の花崗岩類も 1,000 cps 前後の高強度になっている。

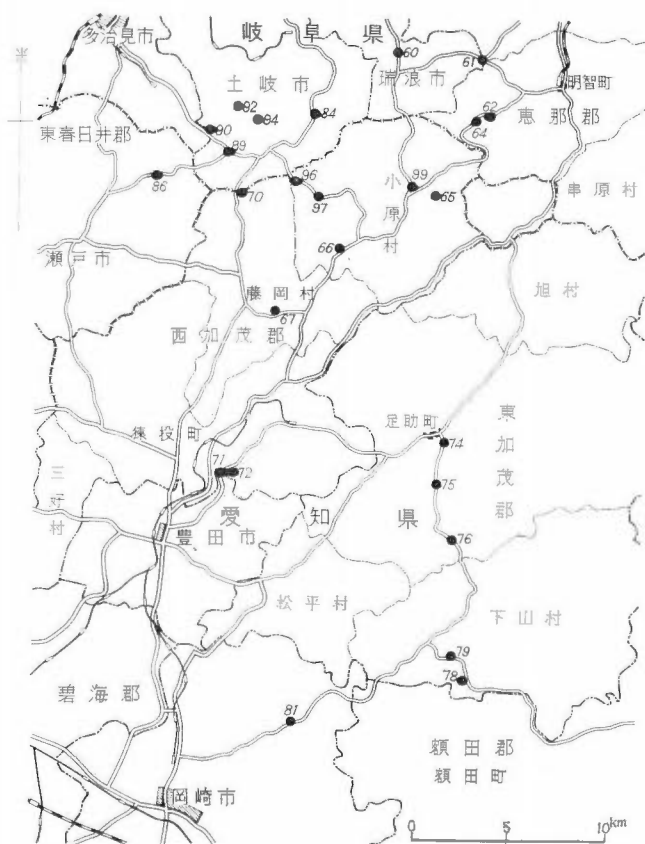
瑞浪市月吉の斑状黒雲母花崗岩の小さな露頭が著しい異常が認められ、その表面で 1～5mr/h あり、表面から 5～10 cm の深度からウランの 2 次鉱物が認められている。この地点に深度 5 m の試錐を実施した結果、ウラン鉱物は表面近くに存在することが知れた。

東濃地域のウラン鉱床の最初の発見は、土岐市北部の丘陵地帯の基盤岩類と新第三紀層上の不整合面近くで認められたものである。第 6 図に放射能強度の断面図を示す。本地域のウラン徴候地の多くは、基盤花崗岩類と新第三紀層との不整合面近くで認められているので、探査はとくに不整合面に留意しなければならないが、自動車による探査では道路は以外に測線がとれないので、マンボーンなどと併用して調査を進めなければならない。

新第三紀中村層群および瑞浪層群、第四紀瀬戸層群などのガンマ線強度は一般に低く 300～500 cps で地層別の変化も認められない。

花崗岩中に含まれている U, Th, K の含有量をガンマ線エネルギー分析によって求めたが、その結果を第

自動車放射能探査による放射能強度分布（堀川義夫）



第9図 猿投山～領家地域花崗岩試料採取地点図

Distribution map of granite rocks specimen locations

3・4表, 第7・8・9図に示した。分析方法その他詳細については、別の機会に報告する予定なのでここでは省略する。

岩石試料^{注4)}の分析結果では領家花崗岩類と土岐・瑞浪地区の花崗岩類とは、U, Th 含有量の差が明瞭に認められる。土岐・瑞浪周辺の花崗岩類のなかでは、花崗閃緑岩がU含有量は少ないが、黒雲母花崗岩類は平均 5.8 ppm で、10 ppm の非常に多い含有量の試料が3コある。このように土岐・瑞浪周辺の花崗岩類はウラン・トリウムに富んだ岩体であるといえる。

8.3 人形峠—東郷地域

人形峠—東郷地域のウラン鉱床は、わが国における堆積型ウラン鉱床としてもっとも規模が大きく重要な鉱床である。第10図に本地域の放射能強度分布図を示す。

鳥取県中部の地質については村山・大沢²⁸⁾の研究があるが、それによれば中生代侵入岩類は第1～3期に区分されている。第1期侵入岩類のうち三朝町鉛山付近の文象斑岩・花崗閃緑岩は 800～1,050 cps を示し、人形峠西方の木地山付近の花崗閃緑岩は 650～900 cps でやや低くなっている。

第2期侵入岩類の黒雲母花崗岩は、三朝町南部の実光・福吉・神ノ倉付近に分布するが、各測線の平均値で 930 cps, 976 cps の高強度を示している。岡山県人形峠から上斎原村に分布する黒雲母花崗岩は、三朝町南部のものと比較して低強度になっている。

第3期侵入岩類のガンマ線強度は、第1・2期のものより一般に高強度である。すなわち、三朝町から波

注4) 石原輝三・鈴木淑夫の採取した試料。

関峠を経て、東郷町へ通ずる道路、倉吉市広瀬周辺、関金町福本周辺の各測線では、平均値で1,000~1,070 cps の著しい高強度が認められている。第3期侵入岩体はペグマタイト・アプライト質の部分が多く、各種の金属鉱床が胚胎し、またラジウムを多く含む温泉も湧出している。

ウラン鉱床を胚胎する人形峠層は、人形峠付近から恩原貯水池にかけて分布しているが、そのガンマ線強度は、鉱床露頭部を除き500~600 cps で異常値は測定されていない。

7. 花崗岩類のガンマ線強度分布とウラン鉱床との関係について

今までに発見されている含ウラン金属鉱床、および堆積型ウラン鉱床の大部分は花崗岩体中、およびその周辺の堆積岩中に認められており花崗岩類と密接な関係にある。

朝日山地、岐阜県南部の苗木町、土岐瑞浪周辺の花崗岩類、中国地方に広く分布する広島型および山陰型花崗岩類の一部、および鹿児島県高隈山花崗岩類は、ガンマ線強度が高く、これらの岩体中には含ウラン金属鉱床が胚胎している。

堆積型ウラン鉱床も、これらの高強度を示す花崗岩体の周辺の堆積岩中に分布するものが大部分である。これらの鉱床の起源は、基盤花崗岩中に含まれている微量の可溶性ウランが溶脱し、運搬され適当な場を得て沈殿し濃集されたものではないかという説が多い。ウランの供給源を基盤花崗岩中の可溶性ウランに求めるとすれば、放射性鉱物が多く含まれている岩体が分布する地域が、ウラン鉱床賦存の可能性が大きいといえる。もちろんウラン鉱床生成時の古地形・古気候・沈殿濃集の場としての堆積岩の分布状態などの条件に左右されるので、必ずしも放射性鉱物が多く含んでいる岩体の周辺地域にかぎらず、ガンマ線強度の低い地域でも鉱床賦存の可能性がないとはいえない。

人形峠地域、東濃地域、朝日岳周辺地域の重要な堆積型ウラン鉱床の基盤岩となっている花崗岩類は、わが国の花崗岩類のなかでは高強度に属し、その他各地のウラン徴候地の花崗岩類も中程度の強度である。

わが国の重要な堆積型ウラン鉱床はガンマ線強度の高い花崗岩類を基盤として発達する堆積層基底部に胚胎し、その他各地のウラン徴候地付近の基盤花崗岩類も、一般的にやや高いガンマ線強度を示していることが認められた。

8. むすび

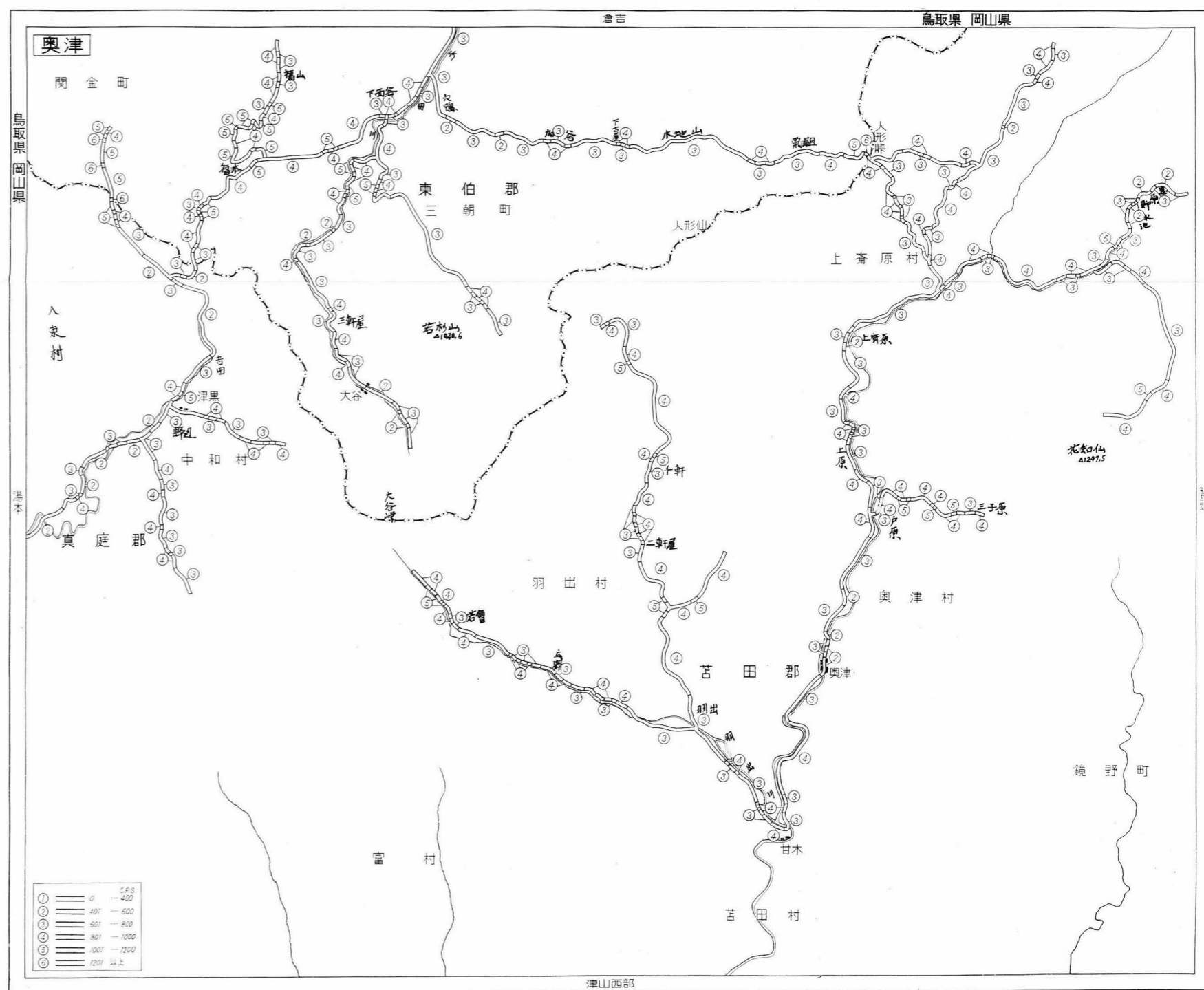
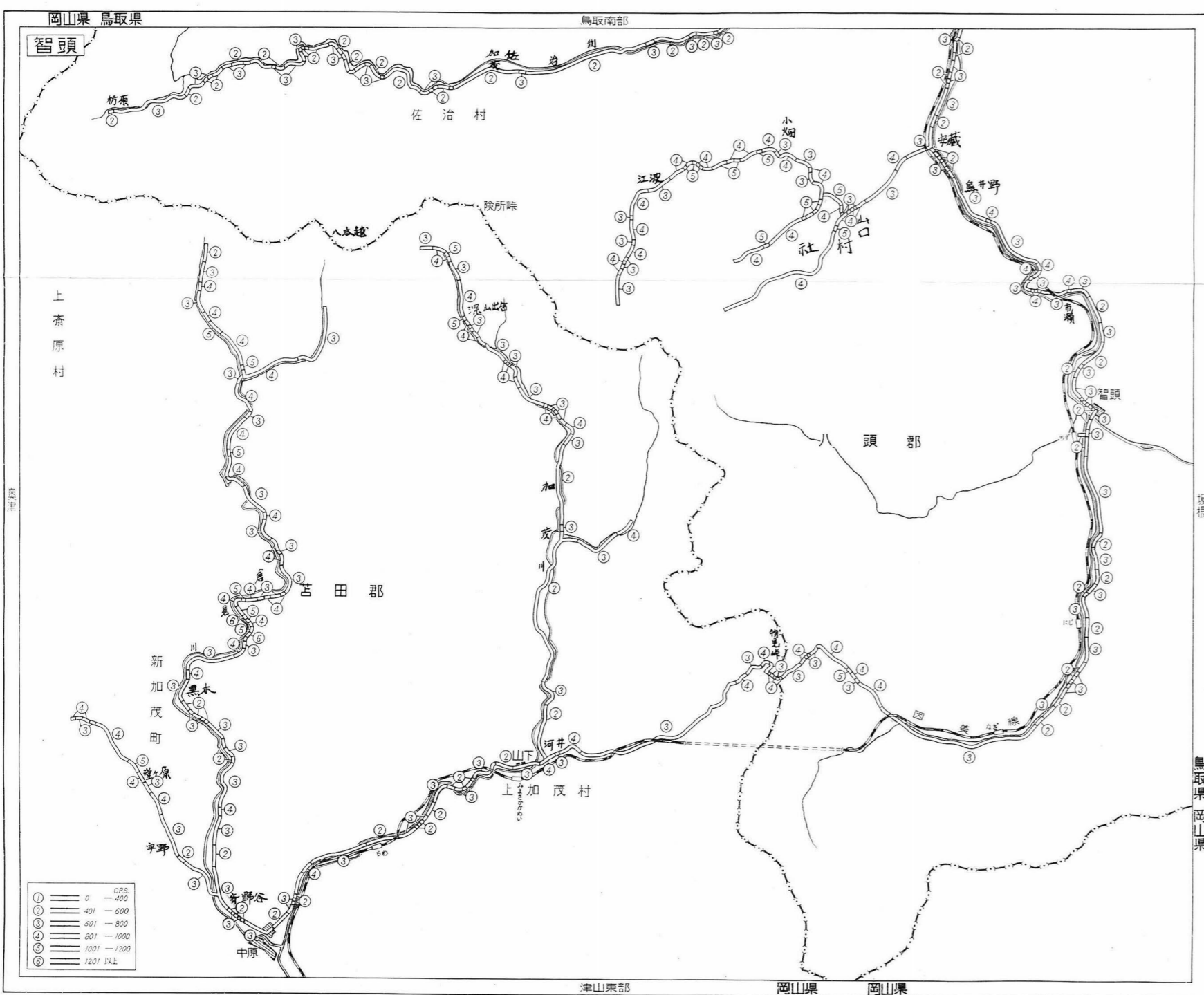
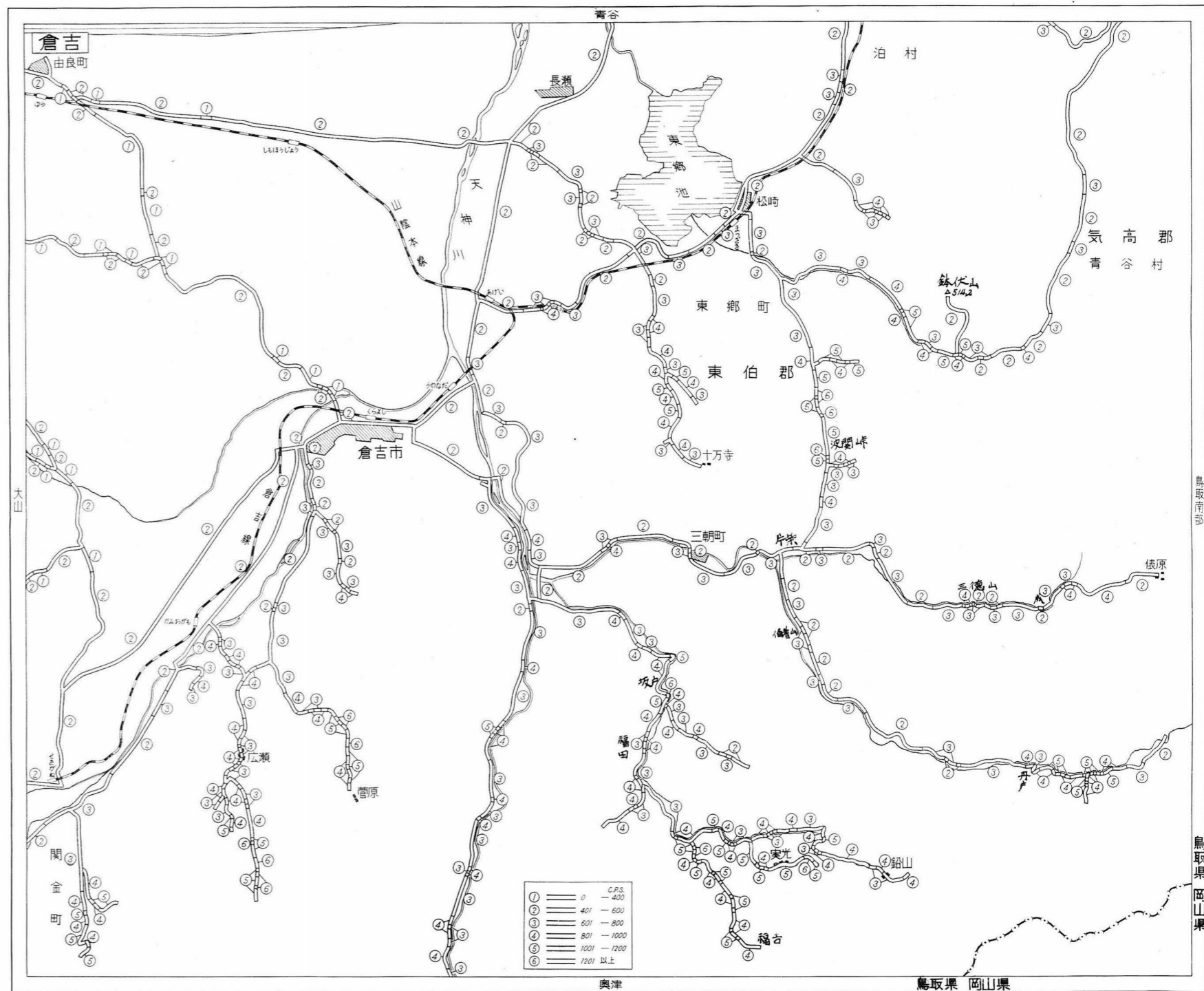
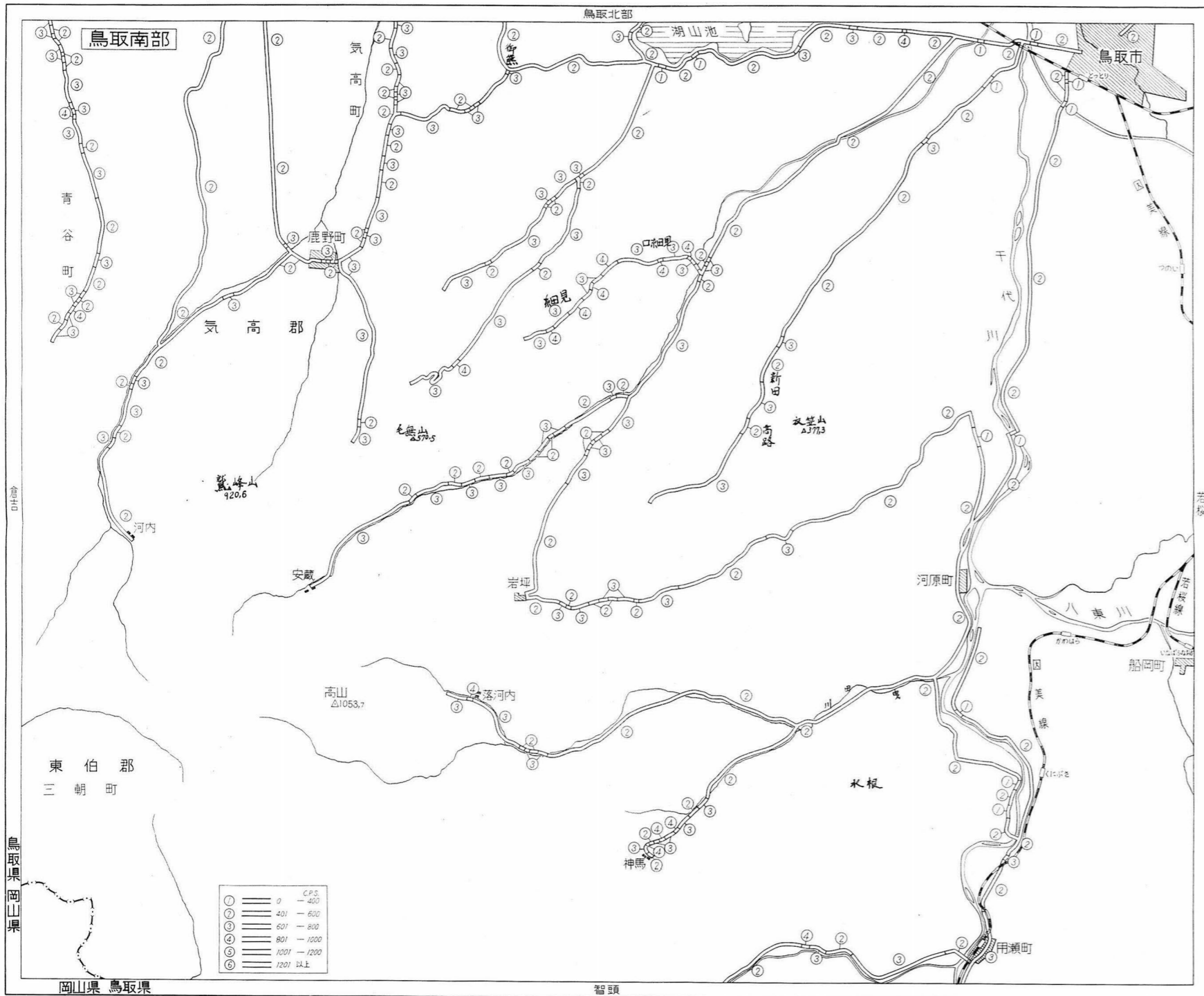
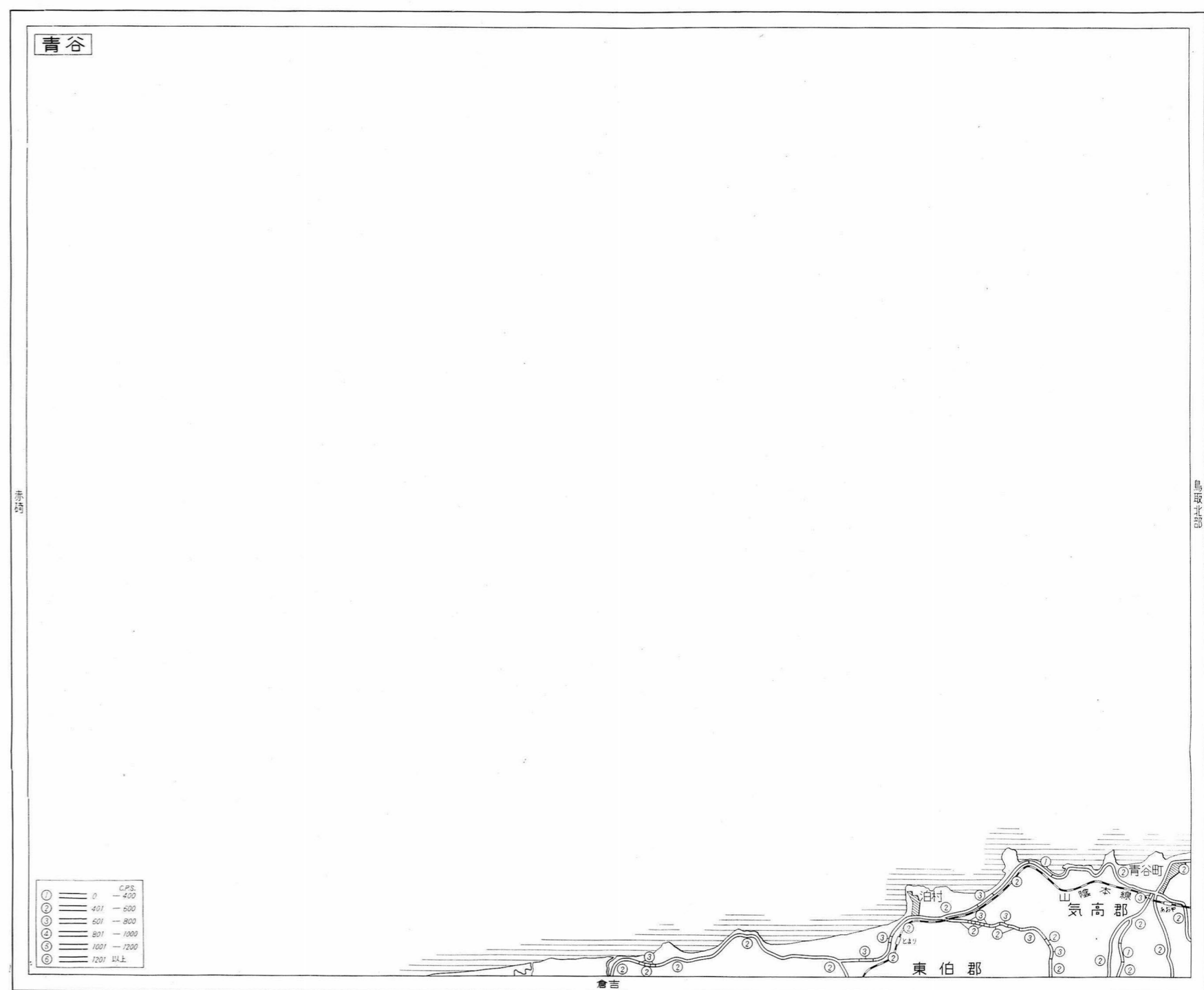
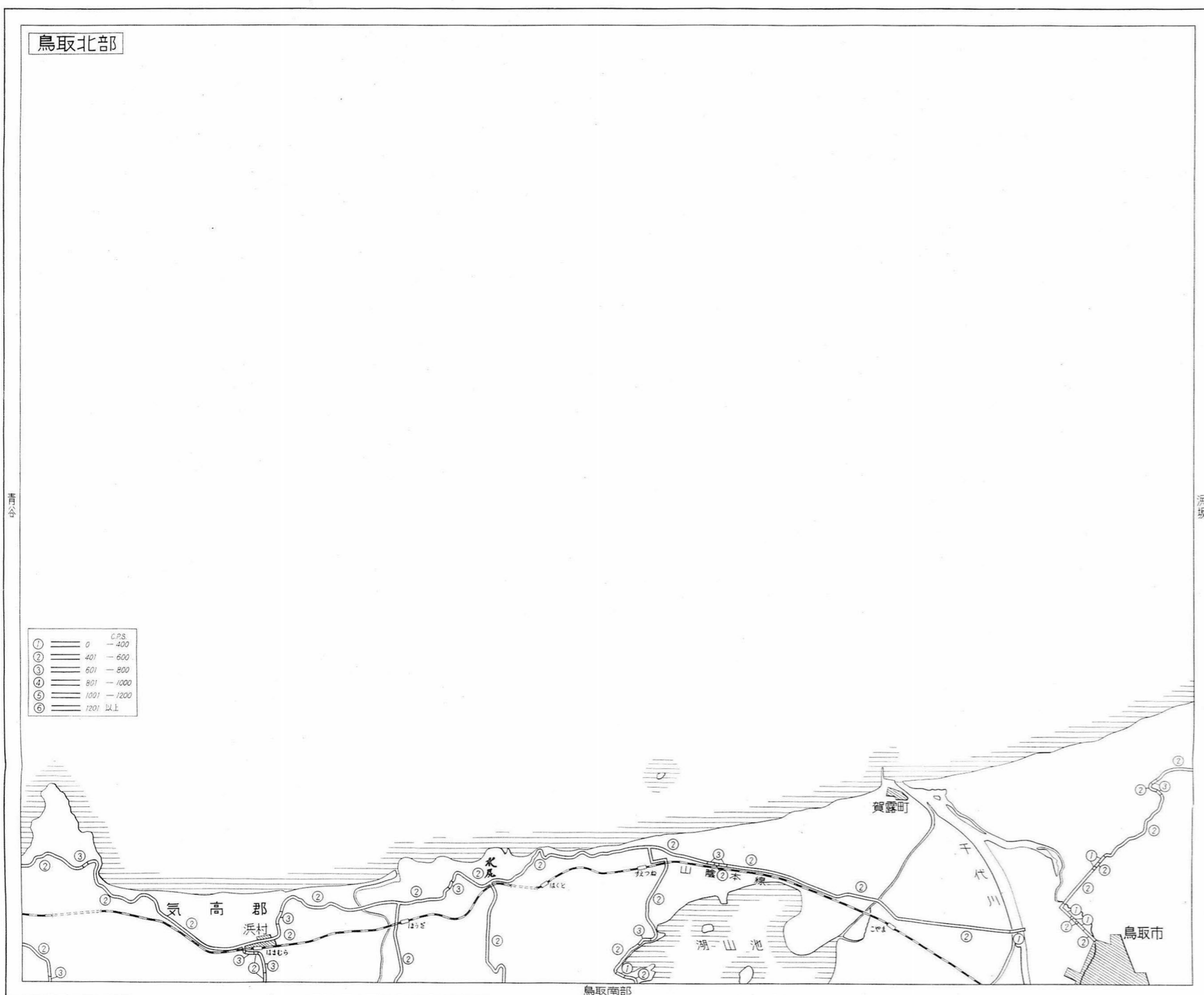
核原料物質探査の目的で、10年間にわたって自動車による放射能強度分布概査を実施した結果、東濃地域ほか多くの堆積型ウラン鉱床を発見し、その他多数の放射能異常地点を検出し、多くの成果をあげることができた。

本邦各地に広く分布する花崗岩類のガンマ線強度は変化に富むことが知れ、含ウラン金属鉱床が胚胎する花崗岩類は一般に高強度を示している。わが国の重要な堆積型ウラン鉱床は、花崗岩類を基盤として発達する第三紀以後の堆積岩中に胚胎しているが、基盤花崗岩類の一部を除き、ガンマ線強度が高いことが認められた。このような事実から、堆積型ウラン鉱床の探査は、ガンマ線強度の高い花崗岩類を基盤として発達する堆積岩分布地域を行なうことが効果的であろう。

北上山地の古生層、北陸地域に分布する中生層等の、古期岩層中に認められる放射能異常地についても今後の調査が必要であろう。

文 献

- 1) 福島県 (1955) : 20万分の1 福島県地質図
- 2) 堀川義夫・他5名 (1958) : 中部地方南部地域自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 9no. 1
- 3) 堀川義夫・ (1958) : 山口県南西部地域自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 9, no. 1,
- 4) 堀川義夫 (1959) : 島根県東部および鳥取県西部地域自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 10, no. 1
- 5) 堀川義夫・氏家 明(1959) : 岩手県北東部地域自動車放射能探査報告, 地質調査所月報, vol. 10,



第10図 人形峠吉地地放射能強度分布図

no.1

- 6) 堀川義夫・細野武男（1960）：岩手県南東部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 11，no. 12
- 7) 堀川義夫・氏家 明・細野武男（1960）：福島県常磐地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 11，no. 12
- 8) 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
- 9) 堀川義夫・細野武男・佐々木政次・宮村 学（1962）：北陸地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 13，no. 11
- 10) 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.
- 11) 堀川義夫・小尾中丸（1965）：自動車放射能探査による愛知県東部地域の放射能強度分布，地質調査所月報，vol. 16，no. 3
- 12) 堀川義夫・氏家 明（1965）：自動車放射能探査による山形県南部地域の放射能強度分布，地質調査所月報，vol. 16，no. 3
- 13) 堀川義夫（1965）：自動車放射能探査による本邦花崗岩のガンマ線強度について，物理探査，vol. 18，no. 1
- 14) 堀川義夫・中井順二（1966）：自動車放射能探査による三重県中部地域の放射能強度分布，地質調査所月報，vol. 17，no. 2
- 15) 堀川義夫・氏家 明・小尾中丸・河合正虎（1967）：自動車放射能探査による山口県南東部地域の放射能強度分布，地質調査所月報，vol. 18，no. 3
- 16) 堀川義夫・氏家 明・東元定雄（1967）：島根県西部および山口県北東部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 18，no. 3
- 17) 堀川義夫・氏家 明・金谷 弘：秋田県北部地域自動車放射能探査報告，未刊
- 18) 堀川義夫・小尾中丸・清原清人（1968）：熊本県地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 19，no. 3
- 19) 細野武男・中井順二・村山正郎（1962）：鳥取県自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 13，no. 11
- 20) 岩崎章二・細野武男・高橋 且（1959）：四国横断自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 10，no. 1
- 21) 岩崎章二・小尾中丸（1963）：近畿中部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 14，no. 9.
- 22) 岩崎章二：北海道北見地域自動車放射能探査報告，未刊
- 23) 岩手県（1954）：10万分の1岩手県地質図および同説明書
- 24) 石原舜三（1967）：東濃地域の基盤花崗岩類の問題，地質ニュース，no. 150
- 25) 金子徹一・氏家 明・堀川義夫・安斉俊男（1958）：岡山県北部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 9，no. 1
- 26) 河内洋佑（1961）：南九州地方の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床，地質調査所報告，no. 190
- 27) 清島信之（1966）：愛媛県上浮穴郡下放射能強度調査報告，地質調査所月報，vol. 17，no. 2
- 28) 村山正郎・大沢 稔（1961）：5万分の1地質図幅「青谷・倉吉」および同説明書，地質調査所
- 29) 中井順二・村岡秀記・小林 創（1958）：岡山県南部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 9，no. 1.
- 30) 中井順二・氏家 明（1959）：岐阜県飛騨地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 10，no. 1
- 31) 中井順二・氏家 明・細野武男（1959）：福岡県筑豊地区自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 10，no. 1
- 32) 中井順二・細野武男（1960）：広島県自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 11，no. 12
- 33) 中井順二・堀川義夫・細野武男（1962）：栃木県自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 13，

no. 11

- 34) 中井順二：鹿児島県南部地区自動車放射能探査報告，未刊
- 35) 中井順二：群馬県北部地域自動車放射能探査報告，未刊
- 36) 新潟県 (1955)：20万分の1地質図
- 37) 小尾中丸 (1966)：岩手県西部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 17, no. 2
- 38) 小尾中丸 (1966)：栃木県北部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 17, no. 2
- 39) 小尾中丸・氏家 明・中井順二・堀川義夫(1967)：陸羽地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 18, no. 3
- 40) 小尾中丸：阿武隈北部地域自動車放射能探査報告，未刊
- 41) 小尾中丸：福島・茨城自動車放射能探査報告，未刊
- 42) 小尾中丸：熊野地域自動車放射能探査報告，未刊
- 43) 奥海 靖・岡野武雄・島津光夫(1960)：気仙沼東方鹿折東部地区の放射能異常地，地質調査所月報，vol. 11, no. 11
- 44) 佐野浚一 (1960)：自動車放射能探査による愛媛県高縄半島の花崗岩質岩の放射能強度分布，地質調査所月報，vol. 11, no. 6
- 45) 佐野浚一：福島県会津地域自動車放射能探査報告，未刊
- 46) 坂巻幸雄・石原舜三 (1962)：広島県三段峡地区のウランについて，地質調査所月報，vol. 13, no. 1.
- 47) 東元定雄 (1966)：山口・島根県下自動車放射能探査放射能異常地点について，地質調査所月報，vol. 17, no. 8
- 48) 島津光夫・河内洋佑 (1961)：朝日山地の花崗岩類とこれに伴う含ウラン鉱床，地質調査所報告，no. 190
- 49) 島津光夫 (1964)：東北日本の白亜紀花崗岩，I・II，地球科学，第71～72号
- 50) 杉山友紀・堀川義夫 (1960)：山形県朝日岳周辺自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 11 no. 12
- 51) 杉山友紀・氏家 明 (1962)：北近畿自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 13, no. 11.
- 52) 杉山友紀・氏家 明・田中信一(1963)：北海道道南地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 14, no. 9
- 53) 杉山友紀・小尾中丸・金谷 弘(1965)：兵庫県南部地域自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 7, no. 3
- 54) 氏家 明・小川健三・田中章介(1959)：宮城県気仙沼市周辺地区自動車放射能探査報告，地質調査所月報，vol. 10, no. 1

Distribution of Radioactive Intensity in Japan Obtained by Carborne Radiometric Surveys

By

Yoshio HORIKAWA

The carborne radiometric surveys for uranium resources were carried out over the areas distributing granitic rocks and these circumstances in Japan since 1956. The total area surveyed is about 140,000 km².

The measuring instrument used in these surveys is a carborne scintillation counter with a detector whose scintillator is NaI (Tl) crystal of a size of 5 inches in diameter and 2 inches thick.

As the result of the surveys many anomalous areas were found as shown in Fig. 2, particularly in Ningyō pass district between Tottori and Okayama prefecture, Okutango district in Kyoto prefecture, Tōnō district in Gifu prefecture, etc. and very remarkable anomalies were observed.

These anomalous areas are now being exploited as very important districts of uranium ore deposit in Japan, and these uranium ore deposits were found in the basal parts of Tertiary sediments which are distributed on the basis of granitic rocks.

The mean gamma ray intensity of various granitic rocks in Japan is considered in relation to petrographic character, the age of intrusion and the distribution of uraniferous sediment underlain by granitic rocks. As the results of the considerations, following facts are pointed out.

1. Granitic rocks distributing in Kitakami district, Abukuma district and Ryōke zone show low intensity, and that of Sanyō and San'in types.

2. Granitic rocks overlain by the sediment producing uranium ore show high intensity.

Ⅲ. 7. 4 放 射 能 検 層

佐野俊一*・堀川義夫*・中井順二*・金谷 弘*

要 旨

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器の開発、解析法の研究を行ってきた。放射能検層は、異常値の検出、鉱床の品位、鉱量の推定、岩石地層の判別などに用いられる。検層器は初期にはG. M. 管を使用した¹⁾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。

現地における検層も多く行なわれ、幾つかの放射能異常が発見された。

今後の問題として異常地点を波高分析を行なって U, Th などの含有量の推定、他の検層法と併用して孔隙率や透水係数の測定を行なって鉱床の成因を推定するのに有用な資料を得ることなどが残されている。

1. はじめに

ウラン鉱床の試錐孔における物理検層、とくに放射能検層は欠くことのできない技術であって、地質調査所ではウラン探査の開始以来、放射能検層器の開発、解析法の研究などを進めてきた。放射能検層はウラン鉱床による放射能異常の検出のほか、鉱床の品位・鉱量の推定、岩石の判別および地層の対比などに用いられる。放射能検層のほか、電気検層の開発、実施も並行して行なわれ、ウラン鉱床の調査研究に貢献している。

本稿では、地質調査所物理探査部における物理検層の研究の経過を略述するが、放射能検層（天然ガンマ検層）に重点を置いた。なお、本稿は著者らが担当して行なった調査研究の要約である。

2. 検層器の開発

昭和30年、福島県石川地区のペグマタイト鉱床で試錐が行なわれた際、G. M. 管を使った検層用検出器を作り、携帯用スケラと組合せ試錐孔内の放射能測定を行なった⁴⁾。

シンチレーション・カウンタは G. M. 管よりガンマ線に対する感度がよく、薄い鉱石層の検出や岩石の弱い放射能の変化に適している⁵⁾ので、昭和31年 Victoreen 社 (U.S.A.) 製の検層器を輸入し、翌年人形峠鉱山などで使用した⁶⁾。さらに、堆積岩地域の放射能の分布を深い試錐孔を利用して調査するため、Victoreen 社製の検出器を利用して大型検層機を開発し、自然電位、比抵抗およびマイクロ比抵抗などの電気検層も実施できるようにした⁷⁾。

しかし、ウラン鉱床探査のための試錐は山岳地帯で行なわれるので、小型の検層器が必要である。Victoreen 社の検層機は小型であるが、検出器の直径がやや大きいので、昭和32年に直径 30 mm のシンチレーション検出器をもつ検層器を開発した。抗張強度の強い 200m のケーブルを使用し、重量を減らすため捲上機は使用しない。測定器部分は検出器を交換してサーベイメータとしても使用できる⁸⁾。

電気検層は大型検層器の電極および測定器を 300m 程度のケーブルと組合せ、捲上機なしで使用するか、電気探鉱器と検層用電極とを用いて測定を行なっている。

昭和36年に、トランジスタ化した携帯用シングルチャンネル・スペクトロメータを測定器とする放射能検層器を開発した。シンチレーション検出器の直径 32 mm で、前置増巾器を持ち低いエネルギーのガンマ線まで測定できるので¹⁴⁾、従来の検層器の2倍以上の感度をもつ。また、検出器は同じ外径の電気検層用電極と交換できる。電気検層器用のオシログラフの改良も行なった。

* 物理探査部

第 1 表(A) ウラン鉱床の物理検層に

記号	プローブ 外径	検出器	整合回路(プローブ 内回路)	測定器	感度
GM-S	30 mm	G. M. 管 27 cm×2 cmφ	パルス・トランス	サーベイメータ (SU-PI) 又は携帯用スクエーラ (2S-P1)	
GL-5	25 mm	G. M. 管 6"×5/8"φ	パルス・トランス	サーベイメータ (専用)	20 cpm/%eU
Vic	51 mm	シンチレーション検出 器 1 1/8"×1 1/2"φ NaI(Tl) 6199	マルチ・パイプレータ 高圧発生回路	積分回路	
SC-2	30 mm	シンチレーション検出 器 2"×1/2"φNaI(Tl) K 1382	パルス・トランス	サーベイメータ (SC-2)	150 cpm/%eU
SL-2	30 mm	同 上	パルス・トランス	サーベイメータ (専用)	同 上
ND-8S1	32 mm	同 上	前置増巾器 利得10倍	携帯用シングルチャ ンネル スペクトロメータ (TCS-102)	400 cpm/%eU

第 1 表(B) ウラン鉱床の物理検層に使用した電気検層器

記号	電極径	測定器	記録計	ケーブル	捲上機	製作者	備 考
EL-10	45mm	可搬式 4 素子 電気検層器	4 素子 電磁オシログ ラフ (セルシン連動)	5 芯 鍍装 1700m	ガソリン エンジン 駆動 車載	桑野電機 開発工業	山岳地帯の場合、GS-E 用ケーブルを使用し捲上機を用いない。
GS-E	32mm	地 調 型 電気探鉱器	なし	5 芯 300m 又は ND-8S1 用	なし	(タカヤ電機)	電気探鉱器による非連続測定を指す。

3. 解析法の研究と検層の実施

放射能検層用検出器の設計や検層図の解析法の検討のために、理論的研究が行なわれ、原子燃料公社と協同で人形峠鉱山の鉱石による模型坑井が作られ、実験や検定が行なわれた⁶⁾¹¹⁾¹⁴⁾。

品位の推定は、孔径、泥水の比重、ケーシングや泥壁の厚さあるいは検出器の坑井中の位置（中心にあるか坑壁についているかなど）などに影響されるはずである。しかし、それらの影響は必ずしも著しいものではなく、また、解析に当たって、鉱石中でウラン系列が放射平衡にあって、鉱石の層が坑井の周囲数 10 cm の範囲で一様に連続しているという重要な仮定をしなければならぬ。したがって、上に述べたような細かい条件の変化はほとんど考慮しないという方針をとり、模型坑井による検定にもとづいて品位の推定を行なったが、コアの分析値と比較してよく一致していることが認められた。

検出器の捲上速度とレートメータの時定数の選択は、正確な検層曲線を得るために重要であるが、浅い試験孔では 1~2 m/min の低速で捲上げることができるので、とくに薄い層を問題にしない限り、検層速度や時定数に対する補正も必要でないことが、理論的にも実験的にも確かめられた⁶⁾¹¹⁾¹⁴⁾。

鉱石の品位が鉛直方向に変化しているときは、検層曲線のあるピークにわたっての平均から、そのピークを与える鉱石の層の平均品位が求められることが、理論的にも示される。

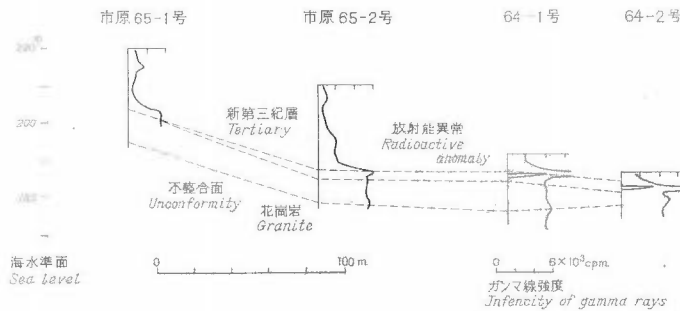
使用した放射能検層器

記 録 計	ケ ー ブ ル	捲上機	製 作 者	備 考
な し	5C-2V 300 m	な し	理化学研究所 (試作)	
な し	50m	手 捲	日本無線 医理学研究所 (市販品)	
Esterline-Angus AW (適合連動)	鋼線入り単芯 共軸ケーブル 2000 ft	手 捲	The Victoreen Co. (市販品)	電気検層器EL-10と交換取 付可能、この場合記録計は 電磁オシログラフを使用す る。
同 上 (フレキシブルシャフト連動)	鋼線入り単芯 共軸ケーブル 200m (抗張強度 1 ton)	な し	理化学研究所 (試作)	
同 上 (直結連動)	5C-2V 300 m	手 捲	日本無線 医理学研究所 (市販品)	
同 上 又は東亜電機 (フレキシブルシャフト連動)	鋼線入り単芯共軸 ケーブル+ 4 芯線 抗張強度 500 kg)	手 捲	日本無線 医理学研究所 (試 作)	捲上機は普通使用しない。 ガンマーガンマ検層にも可 能 (経常費により RI を付加)

検層は本来鉱山の開発と直結する技術であって、鉱量計算にも用いられるが、その研究は原子燃料公社で行なわれた。同公社では一種のサイドウォール・サンブラを開発して、採取試料の放射能を測定してウラン系列が平衡でない場合にも正しい品位を求める方法を開発した³⁾。

地質調査所物理探査部で実施されたウラン鉱床の調査研究のための物理検層は第2表に示すようになって、その幾つかで放射能異常が発見された。初期には検層は物探部だけで実施していたが、その後試錐課あるいは地質部門でも放射能検層を行なうようになり、物探部は主として深い試錐孔の検層を担当している。

検層結果の一例として、岐阜県瑞浪市市原の放射能異常地の近くで、約 300mにわたって掘さくされた4試錐孔の放射能検層図を第1図に示した。基盤花崗岩の近くで砂岩—礫岩層の放射能が増加し、基盤の凹所ではウランの濃集による異常(推定品位は最大 0.003%程度)が明瞭に表われている。この異常は露出している異常と同一層準にあるものとして対比され、人形峠鉱山で明らかにされたチャンネル構造と同様な形態を示している。図には省略されているが、堆積層の基底部の強い放射能に対応して、比抵抗も高いことが認められた。



第1図 岐阜県瑞浪市市原地区放射能検層略図(堀川による)
(64-1, 2号は原子燃料公社による測定を換算して示した)

第 2 表 核原料物質調査研究

年度	年 月	位 置	鉱床母層 関係鉱床	検層器 (第 1 表参照)	測定曲線
昭30	昭30 Ⅷ	福島県石川郡石川町猫啼	ペグマタイト	GM-S	天然ガンマ
昭32	昭32 Ⅹ	岡山県苫田郡上斉原村夜次 (人形峠鉱山)	新第三紀層	Vic	天然ガンマ
	昭33 Ⅲ	福島県磐城市上倉持 (常盤炭砒)		Vic EL-10	天然ガンマ 電位抵抗 マイクロ抵抗
	昭33 Ⅲ	茨城県那珂郡東海村 日本原子力研究所		Vic	天然ガンマ
昭33	昭33 Ⅸ, Ⅹ	宮城県伊具郡丸森町字大内 (大内炭砒)	新第三紀層 (亜炭)	Sc-2 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗 マイクロ抵抗
	昭33 Ⅺ	岡山県真庭郡川上村 (蒜山原)	新第三紀層 (珪藻土)	Sc-2 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
	昭34 Ⅱ	福島県双葉郡高岡町 (常盤炭砒)		Vic EL-10	天然ガンマ 電位抵抗 マイクロ抵抗
	昭34 Ⅲ	岐阜県大野郡白川村字平瀬 (平瀬鉱山)	石英脈 (モリブデン鉱)	Sc-2 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
昭34	昭34 Ⅶ	新潟県北蒲原郡中条町 字半山, 関沢	新第三紀層	Sc-2	天然ガンマ
	昭34 Ⅸ	山形県東田川郡朝日村字上砂川 (小芋川)	新第三紀層	Sc-2 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗
	昭34 Ⅺ	秋田県仙北郡田沢湖町字鋸畑	新第三紀層	Sc-2 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
	昭35 Ⅲ	新潟県北蒲原郡中条町字半山	新第三紀層	Sc-2 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗
昭35	昭35 Ⅷ, Ⅸ	宮城県伊具郡丸森町字大内 (大内炭砒)	新第三紀層 (亜炭)	Sc-2 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗
	昭35 Ⅹ	秋田県仙北郡田沢湖町 字鋸畑	新第三紀層	Sc-2 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
	昭35 Ⅺ, Ⅻ	山形県東田川郡朝日村 字砂川	新第三紀層	Sc-2 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
昭36	昭37 Ⅱ	京都府竹野郡弥栄町 字等楽寺熊谷	新第三紀層	SL-2 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗
昭37	昭37 Ⅹ	新潟県岩船郡関川村 字中東	新第三紀層	ND-8S1 EL-10	天然ガンマ 電位抵抗
	昭33 Ⅱ	秋田県北秋田郡花矢町 (花岡鉱山) 鹿角郡小坂町 (小坂鉱山)	(黒 鉱)	ND-8S1	天然ガンマ
昭38	昭38 Ⅷ	岐阜県土岐市泉町 字大富	新第三紀層	ND-8S1 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
昭39	昭39	岐阜県瑞浪市字白倉 土岐市駄知町	新第三紀層	ND-8S1 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗
昭40	昭40	岐阜県瑞浪市上山田市原 土岐市肥田町	新第三紀層	ND-8S1 GS-E	天然ガンマ 電位抵抗

放射能検層（佐野俊一・堀川義夫・中井順二・金谷弘）

（ヘリウムを除く）における物理検層一覧

物理探査部

孔 数	測定深度 合 計 m	放射能異常	測 定 者	文 献	備 考	地 区 名
3 孔	51		岩崎, 金井, 氏家	4)		石川 猫啼
1	24	0.04% eU 基底礫岩	佐野, 金谷	6)		人形峠夜次
1	480		佐野, 陶山, 高木	9) 16)	放射能分布調査	常盤上倉持
4	43.5		佐野, 堀川	9)	検層器試験 原燃と共同	原研東海
4	219.5		佐野, 高木, 畑瀬	6)		大 内
1	117.5		佐野, 小谷	5)		蒜 山 原
1	700		佐野, 高木 鎌田, 大竹	9) 16)	放射能分布調査	常盤双葉
2 (斜孔)	101		佐野, 柴藤, 本間	15)		平 瀬
3 (斜孔1)	55		佐野			中 条
4	171.5		佐野, 高木 中井, 武居	8)		砂 川
3 (斜孔)	48		佐野, 中井, 武居	7)		鋳 畑
2	212	0.008% eU	高木, 森, 陶山			中 条
2	141	0.004% eU 炭質頁岩	高木, 小林 中井, 畑瀬	12)		大 内
2 (斜孔)	21	0.01% eU (破碎帯)	佐野, 島田	10)	秋田県試錐孔	鋳 畑
3	87		中井, 金谷, 武居	2)		砂 川
1	111	0.006% eU	佐野, 高木		原燃試錐孔	等 楽 寺
2	64		佐野, 堀川, 武居	1)		中 東
8	1922	0.004% eU (黒鉱上盤粘土)	室住, 佐野	13)	同和鉱業K. K. の協力による	花岡, 小坂
2	158	0.007% eU 基底礫岩	佐野, 中井, 武居			東 濃
2	185		佐野, 本間			東 濃
6	139		堀川, 本間			東 濃

基底砂・礫岩の高い放射能がウランの沈殿によるものか、トリウムを多く含む放射性鉱物の濃集によるものであるかは、ガンマ線スペクトルの測定によっても推定できると考えられるが、今後の課題として残されている。電気検層やガンマガンマ検層による鉱床およびその付近の孔隙率や透水係数の測定などの鉱床の成因と関係のある興味ある問題の研究もまだ充分行なわれていないが、今後の発展が期待される。

文 献

- 1) 堀川義夫・武居由之 (1967) : 新潟県岩船郡中東地区における物理検層, 地調月報, vol. 18, p. 221~224
- 2) 中井順二・金谷 弘・武居由之 (1963) : 山形県東田川郡朝日村における物理検層, 附. 放射能検層における挿入の管の影響, 地調月報, vol. 14, p. 151~156
- 3) 中村頼三・太田 一・高橋 淳 (1964) : β - γ 法によるウラン鉱床品位の測定とその放射検層への応用, 物理探鉱, vol. 17, p. 30~34
- 4) 野口 勝・後藤 進 (1956) : 福島県石川町ウラン鉱試錐調査報告, 地調月報, vol. 7, p. 196~200
- 5) 佐野浚一・小谷良隆 (1959) : 岡山県蒜山原における坑井の物理検層報告, 地調月報, vol. 10, p. 717
- 6) 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, 地調月報, vol. 11, p. 337~356
- 7) 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, 地調月報, vol. 11, p. 811~813
- 8) 佐野浚一・高木慎一郎・中井順二 (1960) : 山形県東田川地区における物理検層, 地調月報, vol. 11, p. 814~817
- 9) 佐野浚一 (1960) : 常盤地域における放射能検層による放射能強度分布探査, 地調月報, vol. 11, p. 818~824
- 10) 佐野浚一・島田忠夫 (1961) : 秋田県田沢湖町鏡畑地区県営試錐孔における物理検層の報告, 地調月報, vol. 12, p. 471~474
- 11) SANO, S.: On the distribution of gamma ray intensity due to natural radioactivity near the earth's surface, report No. 188, Geological Survey of Japan, pp. 44, 1961.
- 12) 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, 地調月報, vol. 14, p. 145~150
- 13) 佐野浚一・室住正義 (1965) : 秋田県花岡・小坂鉱山における放射能の測定, 地調月報, vol. 16, p. 163~173
- 14) 佐野浚一 (1965) 天然ガンマ線検層の研究, 物理探鉱, vol. 18, p. 110~119
- 15) 柴藤喜平・飯田波事・佐野浚一 (1960) : 岐阜県平瀬鉱山における核原料物質資源物理探鉱の研究報告, 地調月報, vol. 11, p. 721~732
- 16) 武居由之・高木慎一郎・畑瀬安彦 (1963) : 電気検層図からみた常盤炭田地区の電気的特性について, 地調月報, vol. 14, p. 431~440

Geophysical Loggings for Uranium Deposits

By

Syunichi SANO, Yosio HORIKAWA, Junji NAKAI and Hiroshi KANAYA

Geophysical loggings for uranium deposits have been made since 1955 by Geophysics Department. Radioactivity and electric loggers, as well as, method of analysis had been developed and 55 holes were logged through 5037 meters' total depths until the end of 1965. An example of logs presented here shows the correlation of uraniferous and the related formation.

Ⅲ. 7.5 γ 線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察

金 谷 弘*

要 旨

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。岐阜県土岐市・瑞浪市付近の露頭を中心に採集した約 100 コ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とくに U238 系列の Ra 226 の存否が γ 線スペクトルに顕著にあらわれ、逆に U238・U234 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。

1. ま え が き

ウラン鉱物の放射平衡の状態を知ることによって、地質・鉱物学的ないくつかの問題を解明する試みが行なわれてきたが、未だ未解決のものが多い。その方法も多種多様であって純化学的方法からマススペクトロメーターを使用したものまでであるが、ここでは試料の γ 線波高分析を行なって得られた 2~3 の結果について述べる。

2. 放射平衡の意味

一般に A なる放射性物質が放射線を出して壊変し、物質 B に変わる時 $A \rightarrow B$ 、その単位時間に対する壊変数は物質 A の原子の数 N に比例し

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

であらわされる。 λ は物質 A の壊変常数と呼ばれる。ここで $t=0$ の時 $N=N_0$ として(1)を解くと

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

となり、最初にあった原子の数 N_0 が 1/2 になるまでの時間を T (半減期) とすると、

$$\lambda = \frac{0.693}{T} \quad (3)$$

となる。この時間を実際にみると (第 1, 2 表の half life の項参照) 次のようになる。

U 238	4.5 × 10 ⁹ 年
Ra 226	1,600 年
Rn 222	3.8 日

ここで半減期の 10 倍 (10T) の時間に最初の量 N_0 が減る割合を考えると、式(2), (3)から N は約 $N_0/1,000$ となり、Rn 222 は 38 日たつと元の量に較べてほとんど消滅することを意味している。

次におのおの 3 つの物質 A, B, C があって $A \rightarrow B \rightarrow (C)$ と壊変して行く場合を考え、A, B の常数およびその数を $\lambda_1, \lambda_2 \cdot N_1, N_2$ とすると次の式が成立する。

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (4)$$

$t=0$ で $N_1=N_{10}, N_{20}=0$ とし計算すると

$$N_2 = \frac{\lambda_1 N_{10}}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (5)$$

参考のため例をあげると Ra 226 については



おのおの T は、 $T=1600$ 年および $T=3.8$ 日で通常 $1600 \text{年} \gg 3.8 \text{日}$ として扱えるので(5)式の $N_{10}=N_1$,

* 物理探査部

地質調査所報告 (第 232 号)

Table 1 The Uranium Decay Series

Name of Nuclide	Atomic Number	Nuclide	Half Life	Energy of Gamma Rays Emitted by Nuclide (MeV)
Uranium Group				
Uranium I	92	U 238	4.51×10^9 y	0.047 (?)
Uranium X1	90	Th 234	24.1 d	0.093
Uranium X2	91	Pa 234	1.18 m	0.394, 0.782, 0.806, 0.820
Uranium 11	92	U 234	2.48×10^5 y	0.060, 0.093, 0.118
Ionium	90	Th 230	8.0×10^4 y	0.068, 0.140, 0.190, 0.228, 0.240
Radium Group				
Radium	88	Ra 226	1.622 y	0.188
Radon	86	Rn 222	3.823 d	—
Radium A	84	Po 218	3.05 m	—
Radium B	82	Pb 214	26.8 m	0.053, 0.242, 0.259, 0.295, 0.351
Radium C	83	Bi 214	19.7 m	0.063, 0.191, 0.426, 0.498, 0.609, 0.766, 0.933, 1.120, 1.238, 1.379, 1.520, 1.761, 1.820, 2.200, 2.420
Radium C'	84	Po 214	1.64×10^{-4} s	—
Radium D	82	Pb 210	19.4 y	0.007, 0.023, 0.032, 0.037, 0.043, 0.047, 0.065
Radium E	83	Bi 210	5.13 d	—
Radium F	84	Po 210	1.38 d	0.084, 0.790
Radium G	82	Pb 206	Stable	—

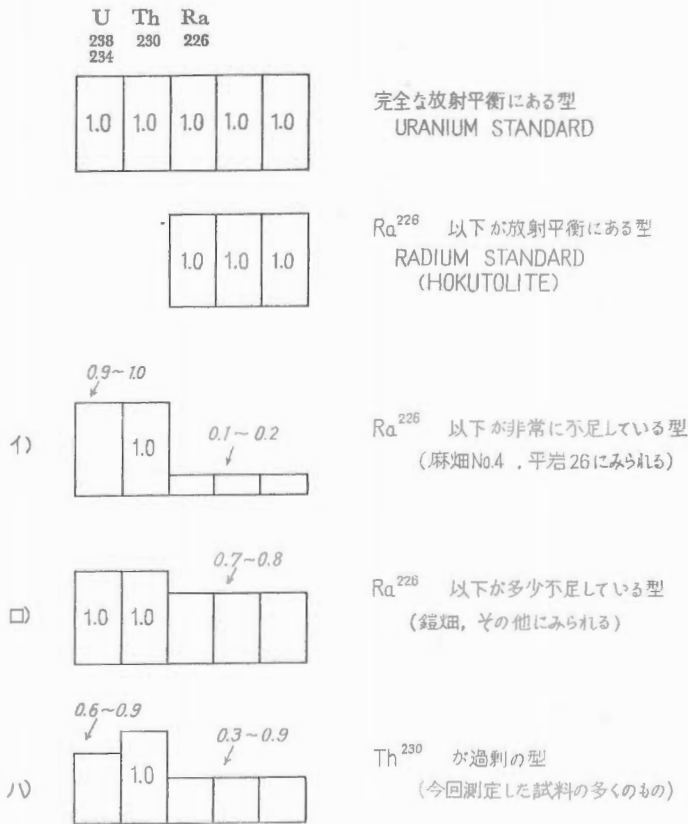
Table 2 The Thorium Decay Series

Name of Nuclide	Atomic Number	Nuclide	Half Life	Energy of Gamma Rays Emitted by Nuclide (MeV)
Thorium	90	Th 232	1.39×10^{10} y	0.055, 0.075
Mesothorium 1	88	Ra 228	6.7 y	0.030
Mesothorium 2	89	Ac 228	6.13 h	0.060, 0.135, 0.184, 0.338, 0.462, 0.533, 0.590, 0.913, 0.969
Radiothorium	90	Th 228	1.91 y	0.087
Thorium X	88	Ra 224	3.64 d	0.241
Thoron	86	Rn 220	51.5 s	—
Thorium A	84	Po 216	0.159 s	—
Thorium B	82	Pb 212	10.4 h	0.115, 0.176, 0.238, 0.249, 0.299
Thorium C	83	Bi 212	60.5 m	0.040, 0.144, 0.164, 0.288, 0.328, 0.432, 0.452, 0.472, 0.720, 0.830, 1.030, 1.340, 1.610, 1.810, 2.200
Thorium C'	84	Po 212	0.30×10^{-6} s	—
Thorium C''	81	Tl 208	3.1 m	0.277, 0.510, 0.582, 0.859, 2.620
Thorium D	82	Pb 208	Stable	—

Table 3

Atomic Number	Nuclide	Weight (g)	Atomic Number	Nuclide	Weight (g)
92	U 238	10 ⁶	90	Th 232	10 ⁶
90	Th 234	1.5×10 ⁻⁵	88	Ra 228	3.68×10 ⁻⁴
91	Pa 234	4.8×10 ⁻¹⁰	89	Ac 228	3.88×10 ⁻⁸
92	U 234	67	90	Th 228	1.05×10 ⁻⁴
90	Th 230	18.9	88	Ra 224	5.41×10 ⁻⁷
88	Ra 226	0.361	82	Pb 212	6.28×10 ⁻⁸
82	Pb 210	5.0×10 ⁻⁴	83	Bi 212	5.92×10 ⁻⁹
84	Po 210	1.5×10 ⁻⁵			

放射平衡にある時の値, およびその娘核種の重量比



* Pb²¹⁰ については不明

第1図 概 念 図

$e^{-\lambda_1 t} = 1$ として

$$\frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_1 N_1} = (1 - e^{-\lambda_2 t}) \quad (6)$$

また $e^{-\lambda_2 t}$ は $t=10T$ (Rn 222 3.8 日の10倍, 38日) で 1/1000 になるから, (6)式は

$$\frac{\lambda_2 N_2}{\lambda_1 N_1} = 1 \quad (7)$$

として扱える。

これが放射平衡 (永続平衡) をあらわす。同様にして U 238→Th 230→(Ra 226) を考えると, おのおのの半減期 $T=4.5 \times 10^9$ 年, $T=8.0 \times 10^4$ 年で, 第四紀の年代を考えた時, U 238 はその半減期から一定と見なしうるが, Th 230 については考慮しなければならない。(7)式に (8)式を入れると, 放射平衡 (永続平衡) は又次式であらわすことができる。

$$\frac{\lambda_1}{\lambda_2} = \frac{N_2}{N_1} = \frac{T_2}{T_1} \quad (8)$$

つまり天然の壊変系列には多くの核種を含むが, 親になる元素^{注1)} (例 U 238, Th 232, U 235) の半減期が同系列のなかの他の核種と較べて非常に長く, かつ途中の核種が他へ移動しないとき, 放射平衡 (永続平衡) に達し, それに要する時間は, その系列中で 2 番目に長い元素 (例 U 234, Ra 228, Pa 231) の半減期の10倍程度を必要とする。逆に壊変系列のなかのいずれかの元素が, 物理的あるいは化学的原因で移動すると, これらの系列は平衡の状態が乱れ, 放射不平衡^{注2)}になる。

3. 鋳物量のあらわし方について

放射平衡の問題を扱う時に, ウラン鋳物の含有量を示す一つの方法として 1g の U 238 がもつ放射能の強さを単位として, 1 eU (等価ウラン) としてあらわすのが便利^{注3)}である。例えば含有量 1% の U 238 は 1% eU (放射能強度) とする。つまり放射平衡にある U 238 とその娘核種との間にはおのおの 1% eU, 1% eI₀, 1% eRa のようにあらわす。放射平衡の状態が 1% eU (または U), 0.5% eI₀, 0.5% eRa であったとすると,

$$\frac{U}{eRa} = 2, \quad \frac{U}{eI_0} = 2, \quad \frac{eI_0}{eRa} = 1$$

であらわすことにする。第 4 表の “γ線による分析値” は Ra 226 を 1 としてあらわした。

4. 測定装置および方法

検出器および測定器は, NaI クリスタル ($1\frac{1}{2}'' \times 1''$ Harshaw) および光電子増倍管 (Dumont 6292), 東芝 128 チャンネル波高分析器を用い, Cs 137 を用いた時の分解能は約 8%, 検出器を 5 cm 厚の鉛で遮蔽し測定を行なった。測定用コンテナは 1 mm 厚の真鍮板を使用して製作した。

5. 試料

標準試料には NBL (US. AEC) 0.52% U 校正用, 同 1.0% Th, および Ra (Hokutolite 秋田県玉川温泉産) を使用した。測定試料は採集後, 乾燥, 粉碎し Rn 222 の放射平衡を考慮して約 30 日間密封保存した後 175 g を使用した。今回測定した試料は約 100 コで, 主として岐阜県土岐市・瑞浪市^{注4)}周辺の露頭, および鳥取県麻畑, 秋田県田沢, 増富温泉沈殿物を用い, そのうち 22 コの結果を第 4 表にのせた。

6. 測定時の 2~3 の問題点

Th 232, K 40 (計数は Back Ground 程度) の含有量については 2.62 MeV (Th 232), 1.46 MeV (K 40)

注1) 第 1・2 表

注2) 概念図参照

注3) Rooholt, Baranov, Coulomb, etc.

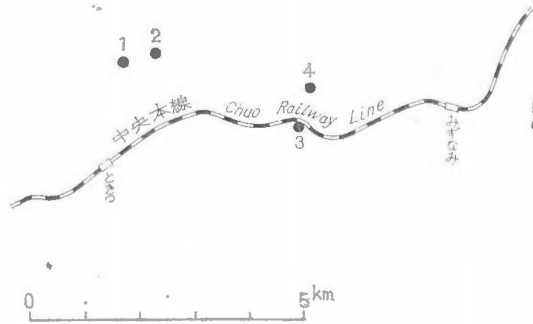
注4) 第 2 図参照

Table 4

採集場所	試料番号	化学分析	γ線による分析値				試料品名	スペクトル図面 No.
		U (%)	U (%)	U (比)	230 Th (比)	226 Ra (比)		
第一露頭	No. 1	0.13	0.14	1.4	2.0	1.0	砂 岩	12. Toki
”	No. 2	3.38	3.7	0.9	1.1	1.0	砂 岩	13. Toki
”	No. 31	0.19	0.57	1.3	1.7	1.0	砂質粘土	—
”	No. 33	0.13	0.11	1.7	2.2	1.0	砂質粘土	—
第二露頭	No. I-4	0.053	0.038	2.2	2.9	1.0	アルコーズ砂岩	—
”	No. I-5	0.045	0.038	2.1	2.9	1.0	アルコーズ砂岩	—
”	No. II-1	0.033	0.030	1.8	2.0	1.0	アルコーズ砂岩	—
”	No. II-4	0.060	0.040	1.5	1.6	1.0	泥 炭	—
和合露頭	A-3	0.10	0.070	1.7	1.8	1.0	凝灰質砂岩	—
”	C-1	0.093	0.078	1.0	1.1	1.0	凝灰質砂岩	—
明世露頭	No. 2	1.54	1.1	1.4	1.6	1.0	アルコーズ砂岩	—
”	No. 3	1.39	1.1	1.5	1.6	1.0	アルコーズ砂岩	14. Mizunami
”	No. 4	0.057	0.048	2.0	2.0	1.0	砂 岩	—
尾上露頭	C-1	0.045	0.049	2.2	2.2	1.0	砂 岩	10. Mizumani
”	D-1	0.065	0.10	1.6	2.0	1.0	砂 岩	11. Mizunami
”	D-2	0.045	0.045	1.7	2.7	1.0	砂 岩	—
平岩露頭	26	0.85	0.40	4.8	5.2	1.0	泥 炭	—
”	27	0.11	0.076	5.1	5.1	1.0	チョコレート色 粘土	15. Hiraiwa
麻 畑	No. 4	0.27	0.13	9.1	9.4	1.0	砂 岩	16. Asabatake
”	No. 5	0.20	0.25	1.1	1.2	1.0	砂 岩	—
秋田県田沢	鋳 畑	0.64	0.50	1.4	1.4	1.0	凝灰岩中のレン ズ部分	8. Tazawa
増富温泉	No. 4	0.000	—	—	0.7	1.0	温泉沈殿物	9. Masutomi
標準試料	Th	—	—	—	—	—	NBL	6. Th. stand
”	U	—	(0.52)	1.0	1.0	1.0	NBL	3. U. stand
玉川温泉	Ra	—	—	0.0	0.0	1.0	北 投 石	5. Hokuto

● 6

- 1 第1露頭
- 2 第2露頭
- 3 和合露頭
- 4 明世露頭
- 5 尾上露頭
- 6 平岩露頭



第2図 露頭分布図

を確認を行ない、Th 232 系列の娘核種の放射平衡については Ra 228 の半減期より無視し、標準試料 3 コは完全な放射平衡にあるとみなした。

7. 結果

スペクトルについての説明

1) スペクトル図面は 3 ~ 20 まであり、3, 5, 6 は前記較正用試料 (U 238, Ra 226 Th 232, おのおのの系列) 4, 17 はこの較正試料 U の縦の縮尺を 50%, 75% にして他のスペクトルとの比較をしやすくしたものである。スペクトル図 7 は第 3 図から 5 を差引いて作図したもので U 系列から Ra 以下の娘核種を除去したもの、すなわち U 238 ~ Th 230 間の核種が出ず γ 線スペクトル^{注5)} と考えた。第 4 図に示すようにおのおののピークがもつエネルギーの位置をラジオアイソトープより確認し記入した。

2) 前記較正用試料の U スペクトルは第 1 表の γ 線エネルギーその他^{注6)} から考えて 185 keV に出ているピーク (第 4 図, U^{1/2}縮尺参照) は U 238 系列中の U 235 および Ra 226 の 185 keV および 188 keV が重複したものと考え、その計数比は約 $\frac{1}{3}$, $\frac{2}{3}$ として扱った。80 keV 付近に出るピークについては化学分析値等からも考えて (スペクトル図面 9 増富, 16 麻畑からも判るように U 238 ~ Th 230 間の核種の放射不平衡でこのピークの位置が標準試料のそれよりそれぞれ左右に移動し、その巾が違ってくる) 定量的な取扱いには一考を要する。

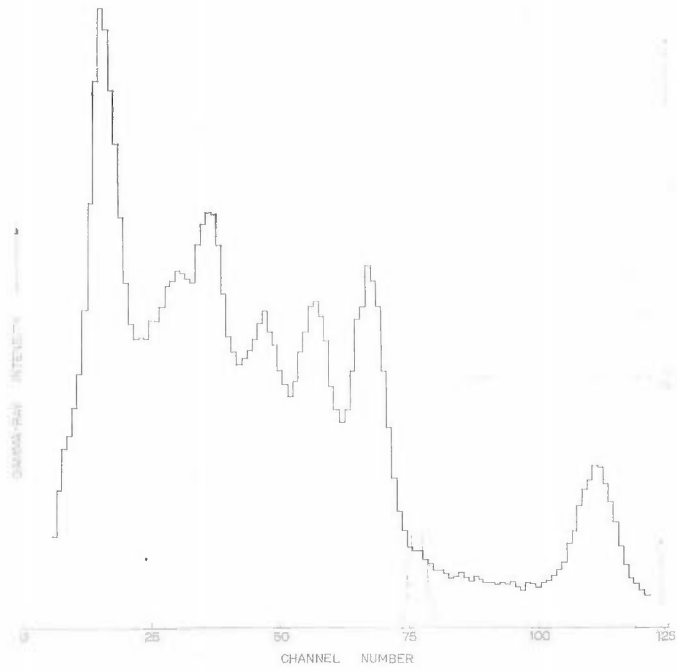
8. 結論

1) 採集測定した 100 余の試料スペクトルは同じ形のものほとんどなく、同一露頭の試料でも同じことがいえる。わずかの距り (数 cm) で形が異なり、放射不平衡つまり溶脱が起こっていると考えられる。

2) これらの形を分類すると (温泉沈殿物を除く) 3 つの型に分けられる。(第 1 図 イ), ロ), ハ)) イ) とロ) については試料の数が少なく、ハ) に属するものが過半数を占めている。イ) に相当するものはス

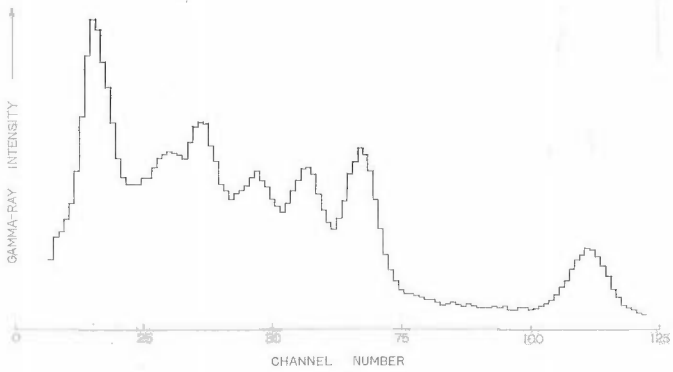
注5), 注6) 参考文献 2 参照

γ線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察 (金谷 弘)

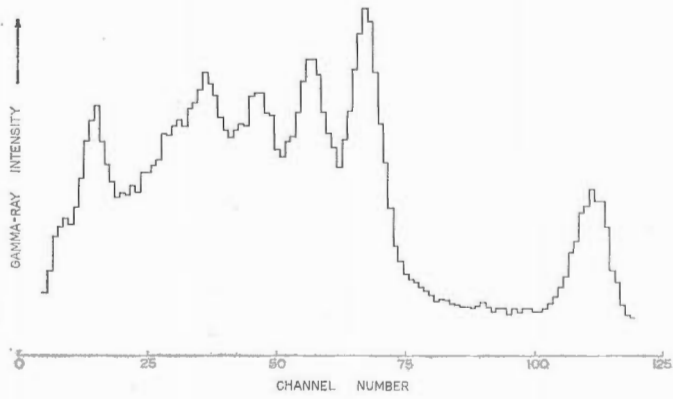


第3図 ウラン(標準)

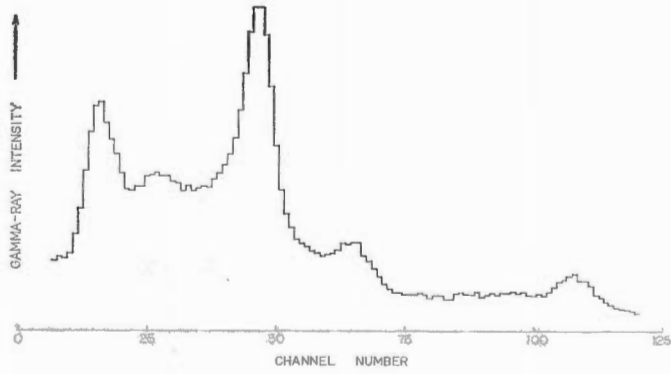
0 80 190 351 609 KeV



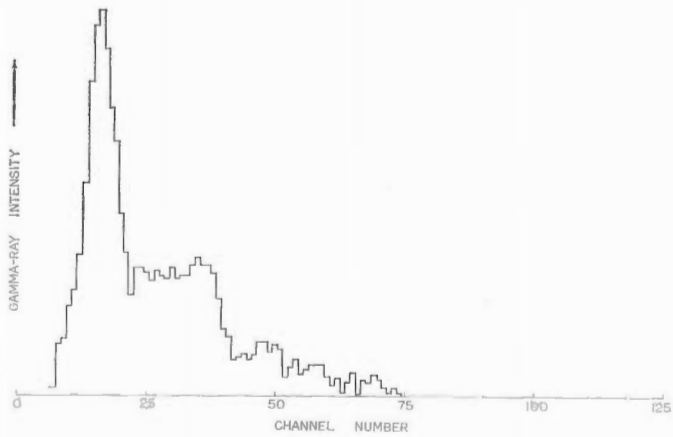
第4図 ウラン(標準)



第5図 石投北

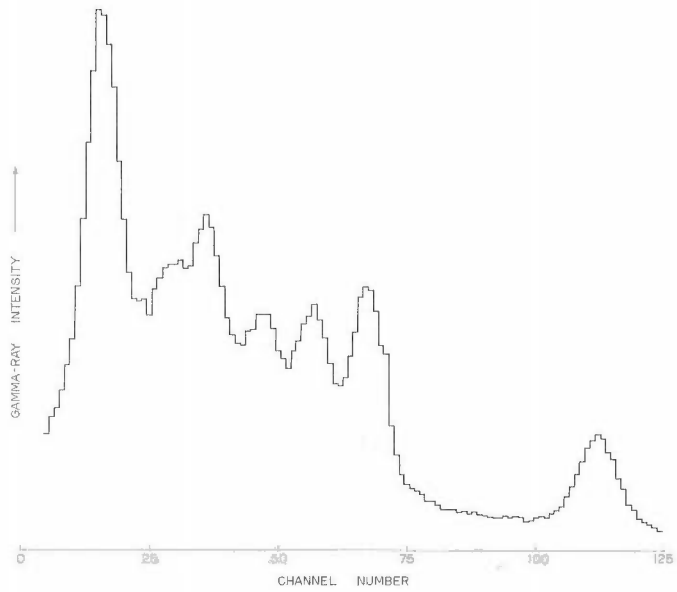


第6図 トリウム

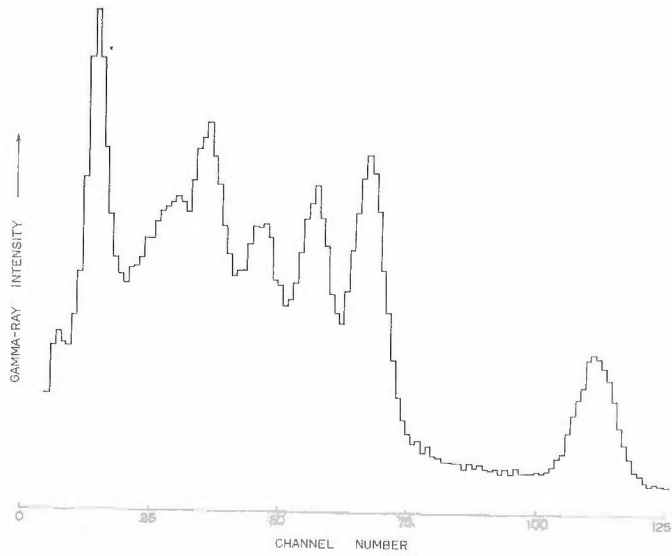


第7図 第3図および第5図より

γ線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察 (金谷 弘)

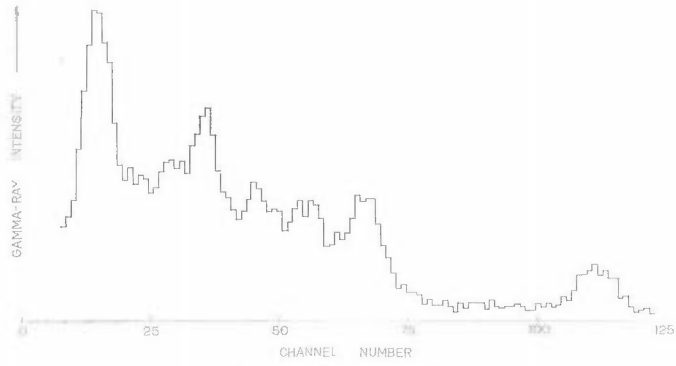


第8図 出 沢

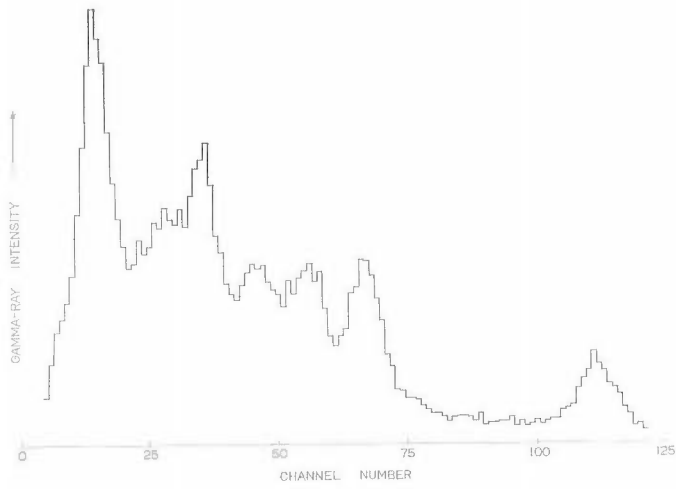


第9図 増 富

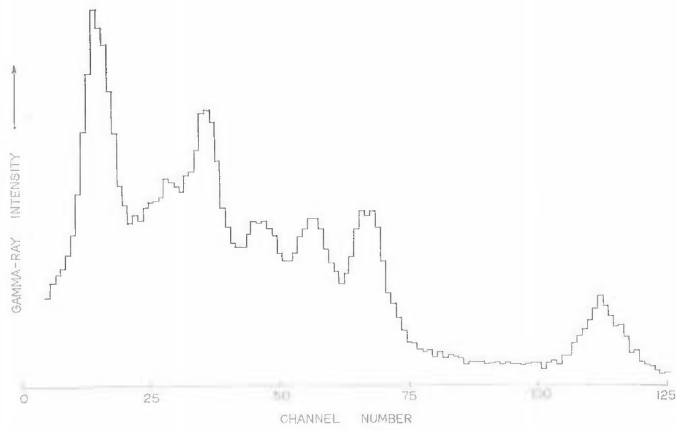
地質調査所報告(第232号)



第10図 瑞 浪

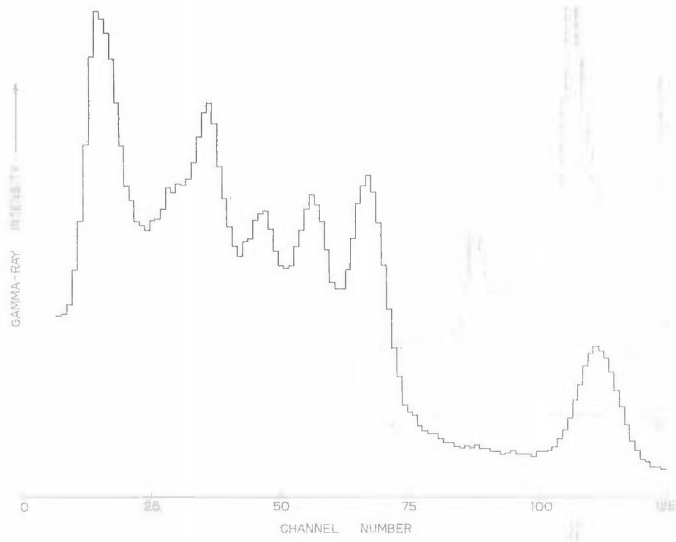


第11図 瑞 浪

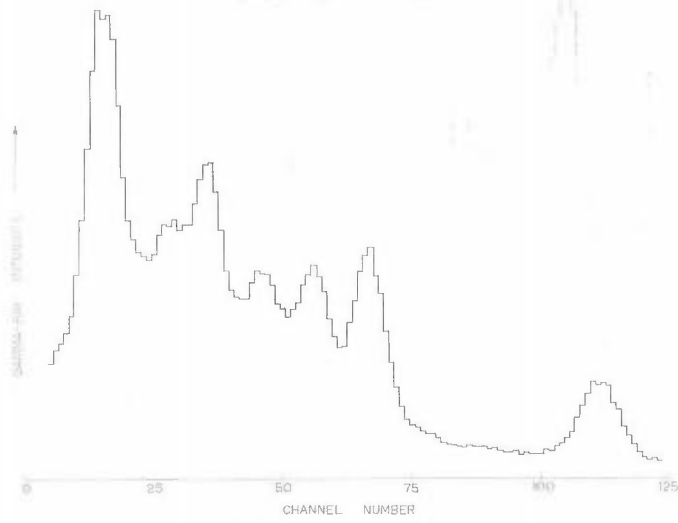


第12図 土 岐

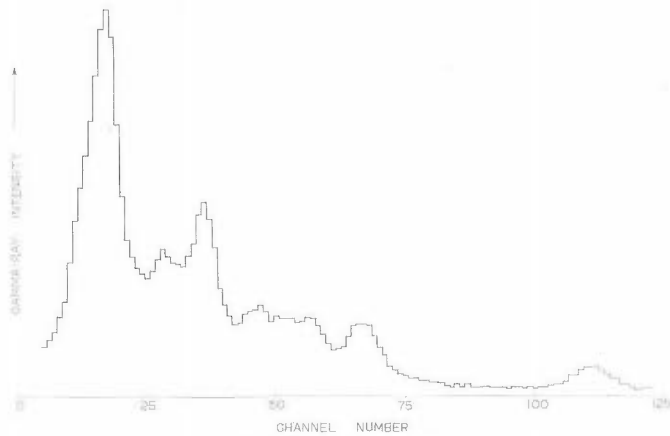
γ線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察 (金谷 弘)



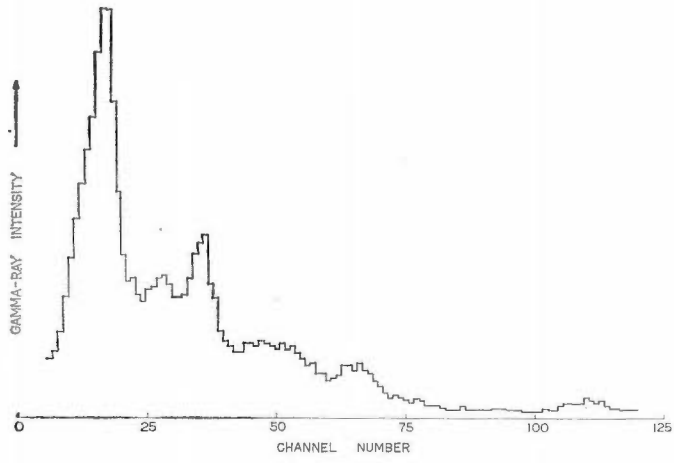
第13図 土 岐



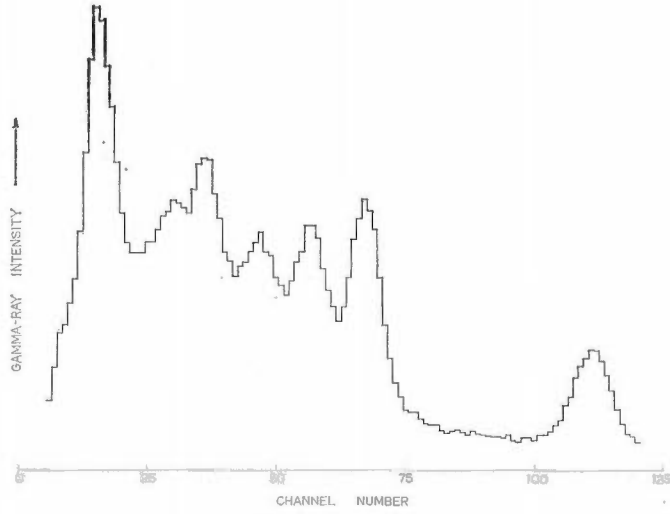
第14図 瑞 浪



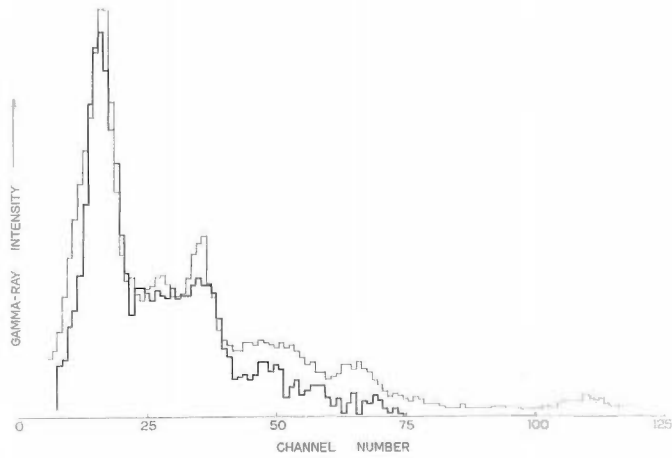
第15図 平 岩



第16図 麻 畑

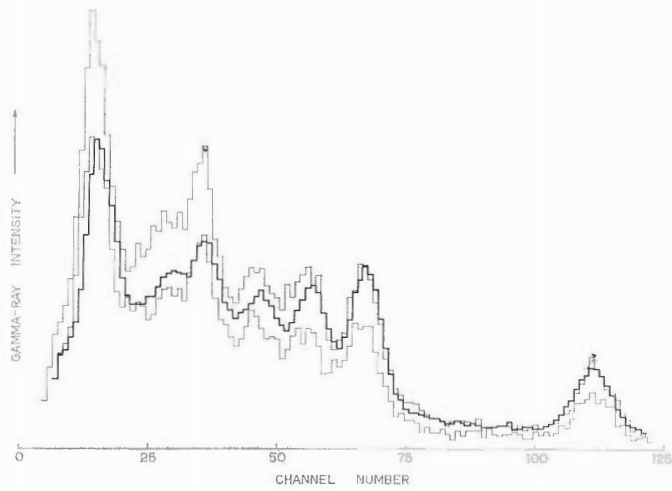


第17図 ウ ラ ン (標準)

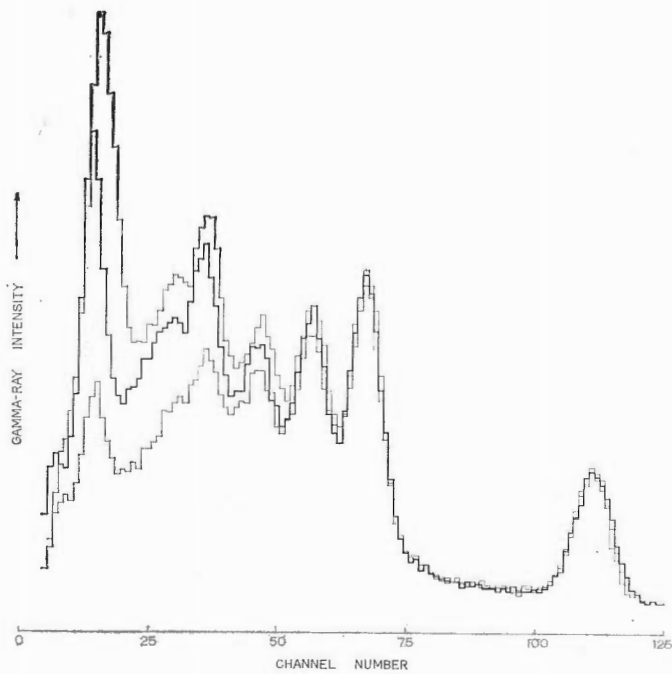


第18図 第 7 図および第16図より

γ線測定によるウラン鉱石の放射平衡の考察 (金谷 弘)



瑞浪一瑞浪
第19図 ウラン(標準)



北投石一増富
第20図 ウラン(標準)

ベクトル図面18に見られるように第15, 16図はいずれも第7図に非常に近い形, つまり Ra 226 以下のない形と考えられ, ハ)に相当するものはスペクトル図面20に見られるように標準試料の U と較べていわゆる $U > Ra$ の形と考えられる。

3) このイ), ロ), ハ)はいずれも Th 230, Ra 226 の半減期からいって最大限40万年, 0.8万年で, 非常に近い過去を示している。

4) ここで実施した方法は前述のようにU238, U234を定量的に扱うことに難があり, 特殊な校正試料を作るか, 一部他の方法を併用せねばならないが, 短時間で大量にその傾向を掴める点, とくに Ra 226 以下の脱けがスペクトル上に顕著にあらわれる点などは便利である。

5) この方法はいくつかの仮定を入れてあるので, その確認を行なう必要がある。

主な参考文献

- 1) COULOMB, R.: Rapport C. E. A. R 2437.
- 2) MERO, J. L. (1960): Geophysics, vol. 25, no. 5, p. 1054~1076.
- 3) ROSHOLT, J. N.: U. S. Geological Survey bulletin, 1084-A.
- 4) ROSHOLT, J. N.: Economic Geology vol. 59, no. 1, no. 2, no. 4, no. 5, vol.60, no. 2, no. 3.
- 5) 林 : 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 79~85.
坂上・小村: 日本原子力学会誌, vol. 7, no. 2, p. 94~96.
- 6) 坂上・橋本: 日本化学雑誌, 第85巻, 10号, p. 622~627
- 7) 鈴木・尾上: 地質調査所月報, vol. 17, no. 2. p. 11~22

An Observation of Radioactive Equilibrium of Uranium Ores by means of gamma-ray Spectroscopy

By
Hiroshi KANAYA

Gamma-ray spectroscopy offers a rapid radiometric analysis of radioactive ores. I made an attempt to use this method for examining radioactive disequilibrium of uranium ores in Tōno, Gifu prefecture and deposit of hot spring in Masutomi, Yamanashi prefecture, etc. Consequently, the characteristic energy peaks of the gamma spectrometry made clear that all samples were leached during several thousand years. Even in the same outcrop, the form of spectrometry of each sample shows faint difference as shown in Table 4. These isotope ratios are expressed in percent equivalent. There are some unexamined laboratory's tests left.

Ⅲ.8.1 基盤構造の電気探査

武居 由之*・本間 一郎*

要 旨

ウラン探査活動は4次の段階をへて行なわれ第2次・第3次の段階に物理探査が使用されている。電気探査はウラン鉱床探査の初期から現在に至るまで継続して行なわれてきた。既存の鉱床に対しては比抵抗法・自然電位法を放射能探査と併用して層状マンガン鉱床・中温熱水鉱床・含ウラン銅鉱床・高温熱水鉱床等を調査し異常を見いだした。

堆積型鉱床に対しては基盤岩類と上位堆積層の境界を求める構造探査を行ない、比抵抗法を使用した。測定方式は深部構造を検出しやすい直流法を採用し、シュランペルジャー配置による垂直法・水平法を行なった。

対象地域は人形峠恩原地区・夜次地区・東濃地域土岐市北部、土岐津一駄知地区で東濃地域には現在も続行中である。

1. ウラン探査における物理探査法の適用

核原料資源探査のための各方法は探査活動の進展段階によって適宜に使われる。

第1次的調査においては鉱床賦存可能地域についての広区域な探査、調査が行なわれる。すなわち地質調査、放射能強度調査が主要であり放射能探査以外の物理探査法は用いられていない。第2次的調査の段階では第1次に発見された異常地点を中心に地質調査、鉱床概査が行なわれ、ここに至って地化学探査、物理探査が併用される。第3次的調査の段階では露頭の追跡など精密な鉱床調査と採取試料の鉱物学的分析的研究を主とするが、この段階にも物理探査は適用される。試錐はこの段階に一部使用される。第4次調査に入れば試錐を含む探掘試験の段階となり第3次までに得られた資料が基礎資料となる。

第2次^{注1)}の探査と第3次の探査とは幾分か意義、目的が異なって用いられている。前者は探査面積が広汎、精度は概査的であるが後者は探査範囲が限定され精査的となる。しかし両者とも原料物質を間接的に探査するものである。後者の場合前者による探査結果を検討した上でなされるのであるから、最適な方法を選択することができる。物理検層法は試錐孔を必要とするから第3次以降に行なわれるものである。

おもなる物理探査法は電気探査・弾性波探査・磁気探査・重力探査・地温探査であるが実地に適用される場合には地質構造、費用、期間等の条件が異なるので一率に適用順を定めがたい。現在まで地温探査はウラン鉱床に伴う極端な地温異常がみだされていないので適用が考慮されたことがない。磁気探査は磁鉄鉱床のように磁性の大きな鉱床に有効であるが、ウラン鉱石等は磁性に特徴を有しないからこれまたほとんど使用されない。重力探査は石油鉱床、石炭鉱床探査など、地下地質構造推定のために多く使用されてきたが、第2次・第3次探査は露頭、異常地点を中心に行なわれるのであるから、第1次的調査に適する重力探査は使用されることが少なかった。しかし例外として41年度に重力探査を土岐盆地に実施して興味ある結果をえている。弾性波探査(地震探査)は多額の経費を要する方法であり、従来広域鉱床地帯調査、地質構造調査、深部探査に適用されてきた。第2次段階の調査は前述のように地域的な調査、概査を行なうのであるからこの方法を充分適用できうるものである。「地震探査」^{注2)}の章において詳しく記されている。

電 気 探 査

電気探査は従来金属鉱床探査、地下水探査にもっとも多く利用され、ウラン鉱床探査に対しても当初から

* 物理探査部

注1) 放射能探査法は核原料物質の探査に最も有効で、すべての段階で使用されている。本項では放射能探査以外の物理探査法について取扱いたい。

注2) 平沢清：「地震探査法によるウラン鉱床地域の基盤構造」(Ⅲ.8.2)

適用されてきた。しかし鉱床形態が各種あり、新たに堆積型鉱床に重点が向けられたり、新しい電気探査法の導入があるなど変遷を重ねてきた。本文では電気探査の概況を実施順に略説する。

2. 既存の鉱床に対する電気探査

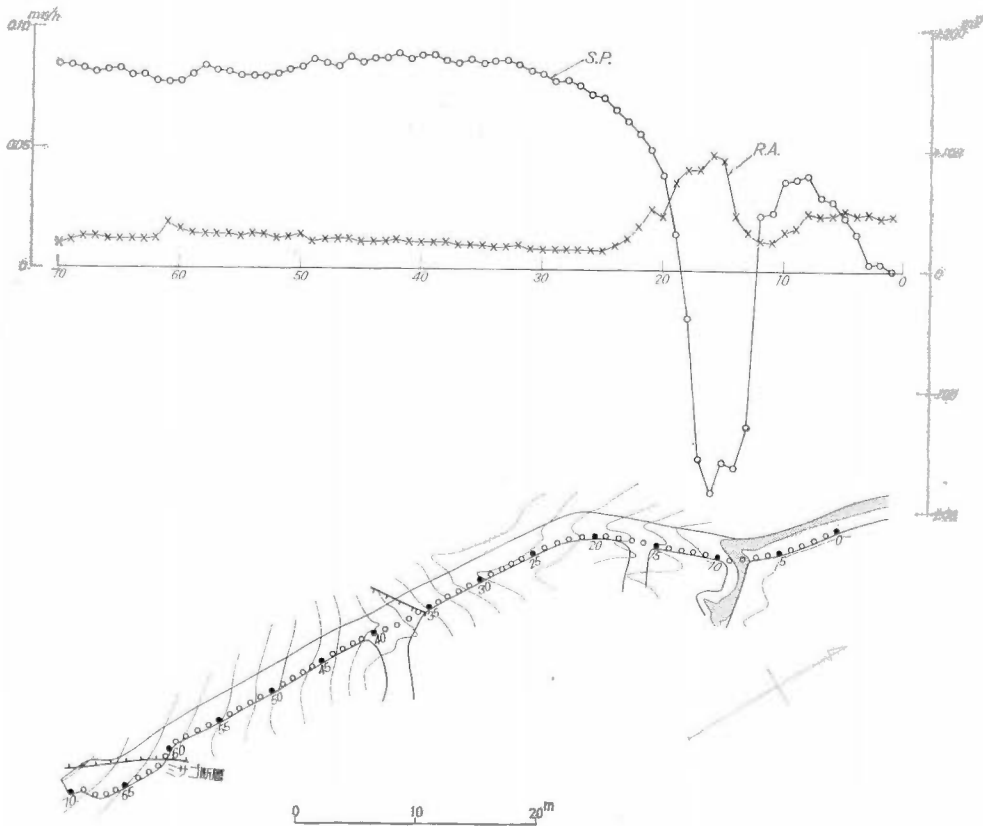
ウラン鉱床探査の初期には、既存の金属鉱床を対象として電気探査法と、放射能探査法の併用を行なって相互の関連性を検討した。

2.1 層状マンガン鉱床での例

層状マンガン鉱床および母岩中からウランが発見された例が多数あり、下盤粘板岩・片状岩・ホルンフェルス中に濃集する傾向がある。岩手県野田玉川鉱山での測定で坑道内で両法を併用して自然電位の顕著な負異常が放射能異常に対応していることをみだし、地表探査でも同様の結果を得ている。地表で表土の被覆のため放射能異常検出が難しい場合に自然電位法を併用することにより、異常部分が容易に推測できることを示した。

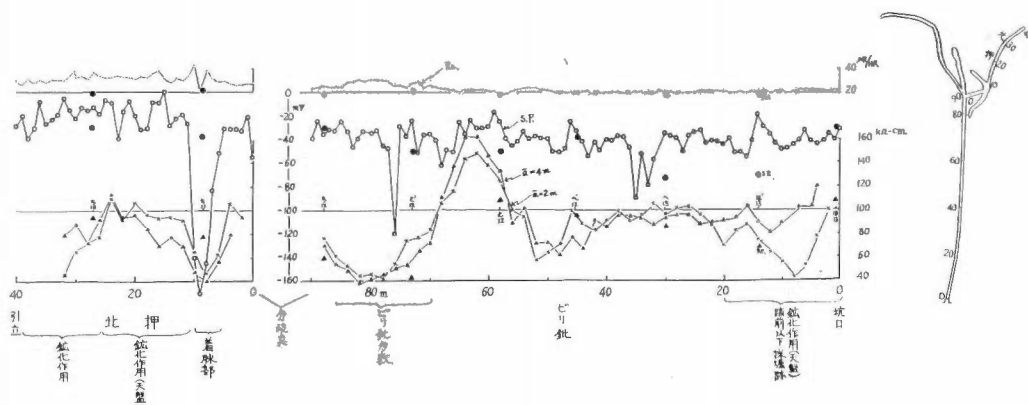
2.2 中温熱水性鉱床での例

岩漿起源の中温熱水性鉱床は鉱化作用を通じてウランの濃集部を伴っている。この種の鉱床で銅・鉛・亜鉛鉱床について鉱脈の物理探査を行なった例は岡山県大笹鉱山・阿部鉱山がある。大笹鉱山では地表は花崗岩の風化した砂で覆われているが、坑道内の坑壁は花崗岩からなる。放射能強度測定と自然電位法、比抵抗法を行なって鉱化作用と電気探査結果に顕著な関連性を認めている。着脈部では自然電位の降下が数 10mV みられ、比抵抗値が母岩では 100k Ω -cm から着脈部で 40k Ω -cm に変化する。放射能強度は着脈部で 10 μ r/



第 1 図 野田玉川鉱山自然電位・放射能強度曲線図 (ミサゴ鉱床+37m坑)

Profiles of S.P. and radioactive intensity, Noda-tamagawa Mine, Iwate Pref.



第2図 大笹鉱山自然電位・比抵抗ならびに放射能強度曲線図(2坑)

Profiles of S.P, resistivity and radioactive intensity, Ozasa Mine, Okayama Pref.

hの増加がみられる。一方地表調査を行なうと放射能探査法では異常は認められても、まとまった傾向を示すに至らず、むしろ自然電位法比抵抗法によって鉱床直上の位置を探ることができる。阿部鉱山は同じく花崗岩中に胚胎する含ウラン銅鉱脈であり、坑道内の放射能強度測定と自然電位法を併用して、自然電位降下と放射能強度の増加が脈上で対応していることを認めている。この鉱山では坑井内検層を行なった。

2.3 含ウラン銅鉱床での例

含ウラン銅鉱床に対して行なった例としては山口県八坂鉱山・銅谷鉱山の探鉱がある。これらの鉱床は花崗岩中の割れ目あるいは破砕帯中に発達した含銅緑泥石脈にウランを含む。物理探査は放射能強度測定と電気探査法を併用したが、坑外から行なった方法ではいずれも特徴をつかむことができず、坑道内測定でも放射能強度が坑内奥深くなるほど大となる傾向をつかんだだけである。しかし鉱脈の鍾先追跡が流電電位法を用いれば地表から推測できることがわかった。

2.4 高温熱水性鉱床での例

高温熱水性鉱床に伴うウランの探鉱としては宮城県松岩鉱山で行なった例があり、坑外および坑内で電気探鉱・磁気探鉱・放射能強度測定の3者併用を行なった。地表からの探鉱では、地下の鍾脈上に自然電位の負異常・磁気異常・高比抵抗、ごくわずかな放射能異常が検出された。しかし坑内の調査結果では放射能異常と金属鉱床の分布とが一致せず、ウランは母岩の電気石帯、珪化帯に含まれていたにすぎなかった。

以上の4例を概観すると、ウラン探査の初期には電気探査は直接探査の補助手段として放射能強度測定と併用され、まず坑内において含ウラン脈の特徴をつかみ次いで坑外に広い面積の探査で異常をみいだす方式がとられた。

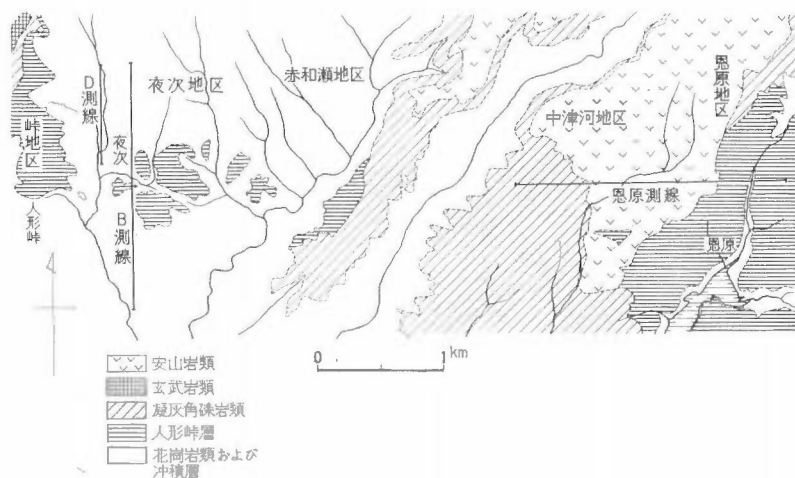
これは第1章の第3次調査に相当する

ものであったが、いずれの6鉱床も部分的にウラン品位が高くとも(阿部鉱山1.33%, 大笹鉱山0.88%)連続性に乏しく鉱量の確認がえられるに至らなかった



第3図 銅谷鉱山1号坑自然電位・放射能断面図

Profiles of S.P and radioactive intensity, Dōdani Mine, Yamaguchi Pref.



第4図 人形峠地区電気探査測線図

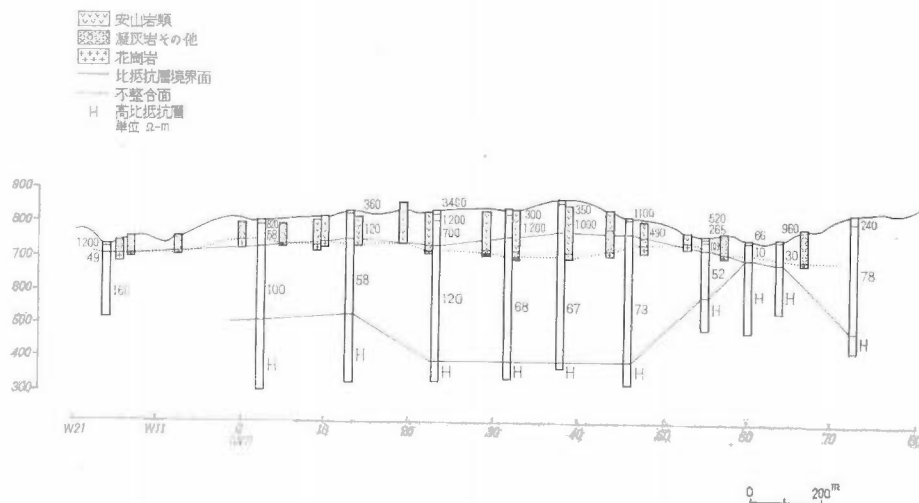
Geology and electrical survey lines, Ningyo-toge area

3. 堆積型鉱床に対する電気探査

堆積型のウラン鉱床は前記の岩漿起源鉱床と異なり、堆積岩中に同生源あるいは後生源の鉱床として濃集する。同生源鉱床、含ウラン砂鉱床も本邦に存在するが1955年岡山・鳥取県境の人形峠鉱床が発見されて以来第三紀層中の後生源ウラン鉱床が多数発見され探査が進められている。

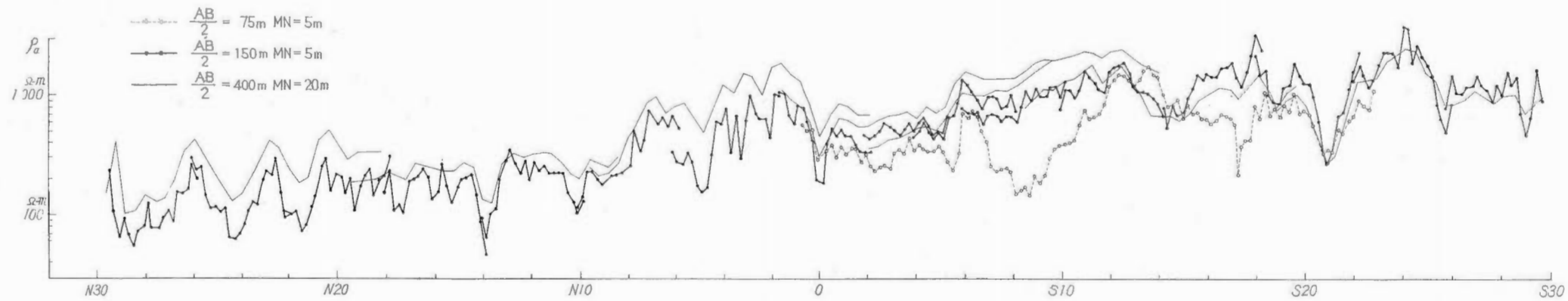
後生源鉱床は(1)砂岩礫岩中の地下水型鉱床、(2)炭質頁岩・石炭中の地下水型鉱床、(3)アスファルト鉱床、の3つに分類でき、(1)、(2)について鉱床を賦存する堆積岩を対象とする物理探査の適用が考えられる。(2)の鉱床ではウランは炭層の周縁部に濃集しがちであることから物理探査による炭層の追跡を行なうことが適当である。しかし地表探査により地下炭層を直接検出することに困難があるので電気検層によって炭層の示徴をつかむ法、あるいは地上探査によって炭層下の基盤岩深度を求めるなどの間接的な探査が行なわれる。

(1)の鉱床は濃集位置により基底型・砂岩レンズ型・地下水面型に分けられている。ウランの濃集は透水性



第5図 人形峠恩原地区電気探査解析結果と試錐柱状図との比較 (地調月報, vol. 12, no. 6, 小野, 1961)

Results of electrical survey and geological column at Ombara district, Ningyo-toge area



第6图 夜次地区B测线见排比抵抗曲线图

の砂岩・礫岩におこりやすく、その濃集要因としてチャンネル構造の存在、砂岩中の地下水流動、地下水面の位置、還元環境の存在、ウラン供給源の存在が考えられる。そこで物理探査により直接的に濃集位置を推定する方法と、鉱床を賦存させる地層の特徴を確認したのちこれら要因となる構造を探査する間接的方法が考えられる。

堆積岩中のウラン鉱床に対する物理探査の適用は基盤岩類と上位堆積層との不整合面を求めることから始められ、地震探査と電気探査が行なわれた。電気探査は垂直探査を採り次の5項目について考慮をしている。1) 花崗岩と第三紀層の比抵抗値の比、2) 第三系中の比抵抗分布、3) 花崗岩中の比抵抗分布、4) 表層の影響、5) 地形の影響。

探査方式は新しく開発された直流法による垂直探査を使用している。直流法は深部構造探査に適し、従来の交番電流による流電方式に較べて電流が深部に透入しやすく、深部異常の反映を得ることが容易になり、転換器を用いないため微小電位差の測定精度を向上させることができる。また電極配置として微分型四極法（Schlumberger型）を採用した。この方法で算出される見掛比抵抗は次式で表わされている。

$$\rho_{\alpha} = -\frac{\pi R^2}{I} \frac{dV}{dR} \quad (\text{理論式})$$

$$\rho_{\alpha} = \pi \left[\frac{R^2}{I} - \frac{l}{4} \right] \frac{dV}{I} \quad (\text{実際式})$$

ただし R は電流電極間隔の半分、 l は電位電極間隔、 I は流入電流、 dV は電位差である。

電流電極間隔は最大1500mまで展開され、展開方向は設定された測線の方向に一致させるなど作業に新しい方式を用いている。

3.1 人形峠恩原地区

昭和34年10月に小野吉彦、他により人形峠中津河・恩原地区に東西3kmにわたって地震探査測線と同一の測線を設定して、11測点において電気探査を実施しVES曲線をえた。この地域では第四紀の火山灰が薄く覆い、その下部に第三系安山岩質熔岩および凝灰岩礫岩頁岩からなる第三系が厚く分布し、基盤をなす花崗岩と不整合をなしている。測線の中央部は安山岩熔岩がとくに厚い。測線付近で16点の試錐が行なわれ、その試錐柱状図から作成された不整合面深度も解析図に記載されている。電気探査の結果(1)下部高抵抗層の深さが安山岩被覆部で深い傾向がある。(2)安山岩被覆部では上部層が100Ω-m以下の低比抵抗で他の地域にくらべて低い。(3)恩原川付近では中間層の存在が不明となる。(4)中間層の上限がおおよそ不整合面と一致するが富鉱体部と目されている安山岩被覆部では熔岩類の存在のため著しい差異を示す。

この探査で花崗岩の電気比抵抗に比較的低いもの(10²Ω-m以下)と比較的高いもの(10⁸Ω-m程度)の2種類が認められた。

3.2 人形峠夜次地区

基盤岩内に電気的不均質性が存在する場合には、不整合面を推定する前提として基盤岩の電気探査が必要となる。その目的で地域として花崗岩が地表によく分布している人形峠夜次鉱床付近が選ばれ、馬場・他によって南北2kmにわたる測線に直流法による垂直探査法と水平探査法を行なった。

水平探査はAB=300m, 800mとする新しい方式を用い移動点間隔は5m, 10mをとっている。

AB=300m, 800mを規定するに当たっては多くの地点でえたVES曲線より上層のρ_αを示すとみられるAB、最下層のρ_αを示すとみられるABでもって決定した。

夜次鉱床付近B測線上的見掛比抵抗曲線図は第6図のようであって、S-30からS-6にわたって大略10⁸Ω-m程度のものが分布し、S-6から0にわたっては地表付近に10²Ω-m程度の低抵抗が分布し0番からN-7にわたってはふたたび10⁸Ω-m程度のものが地表付近に分布する。そしてこれより北方では高比抵抗部は次第に深くなりかなり深部まで10²Ω-m程度の低抵抗帯が広がっていると解釈された。測定と同時にいろいろな花崗岩露頭に対して比抵抗測定が行なわれた。乾燥した花崗岩露頭では10⁴Ω-m台、水分を充分含んだ花崗岩露頭では10³~2×10³Ω-m台、風化した花崗岩露頭では10²~2×10²Ω-m程度であることが判明した。

結論として前述の通りS-6から0番にわたる低比抵抗帯があることは、低比抵抗の花崗岩が厚く存在して、チャンネル構造の特徴に似た構造を示していることが判明した。

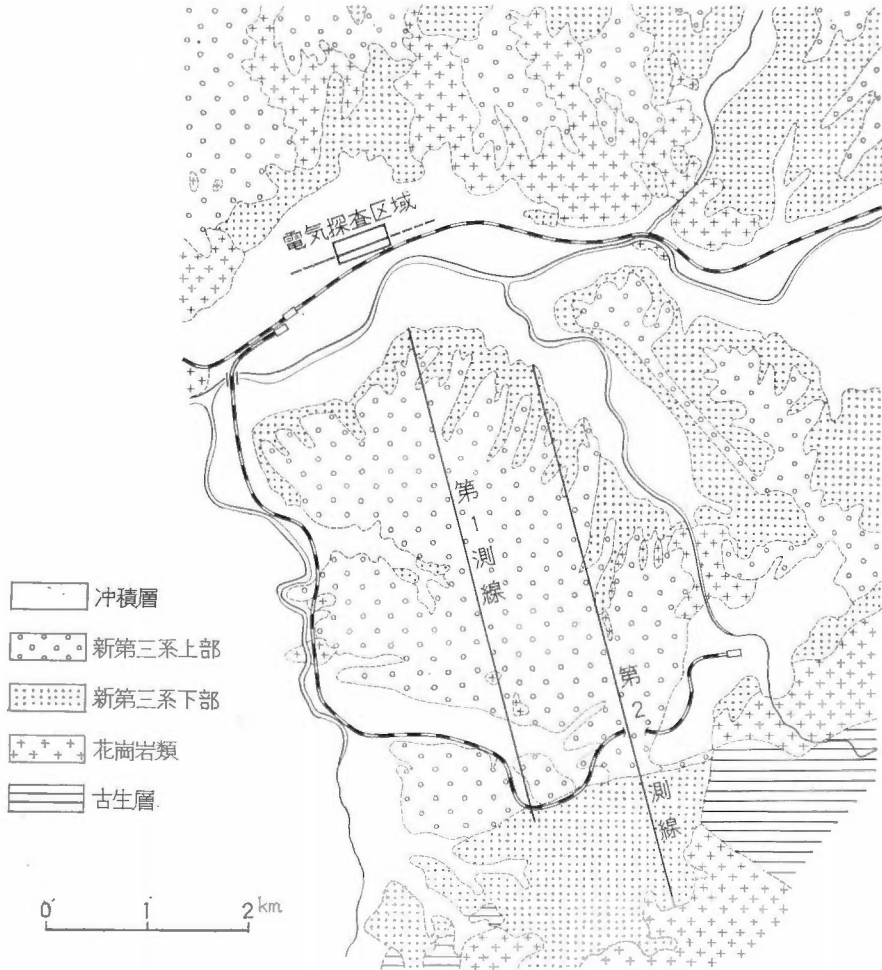
以上のように堆積型ウラン鉱床に対する電気探査は昭和34年~35年にかけて新しく開発された直流法を使

い、探査を行なうに考慮しなければならない基礎的問題、すなわち地形の影響、被覆安山岩層の影響、花崗岩体内の電気的不均質性等に考察を加え、解析上未解決の傾斜稜角の影響、および深さに応じて比抵抗が変化する場合の比抵抗曲線が計算されて構造探査としての適応性をうることができた。

4. 堆積型鉱床に対する電気探査 (続)

昭和37年末に岐阜県土岐市に新しいウラン鉱床が発見された。この鉱床は古生層、花崗岩を基盤とする中新統堆積盆地の瑞浪層群と土岐夾炭層中にある。ウラン鉱物は基底礫岩アルコーズ砂岩中、夾炭層中の炭質頁岩、泥質岩～凝灰岩中に産する。基底部あるいは不整合面の直上数mが鉱床の位置となっている。この地域は東濃地区と呼称され現在も探鉱活動が進捗し鉱床地域は拡大し鉱量も300万t級と見込まれている。

発見後ただちに物理探査として地震探査と電気探査が計画実施された。この堆積型鉱床が基盤岩直上に発達するであろうとの仮説のもとに前記人形地区での探査研究をさらに拡大した電気探査を実施した。東濃地域土岐市地区は堆積盆地としてかなり広く南北7km、東西5kmあり、鉱床はその北縁部に発見され盆地中央部南部については不明であった。地表地質調査は従来より進められており、地表は第四系あるいは鮮新統瀬戸層群に覆われている。



第7図 東濃地区電気探査測線図
Geology and electrical survey lines, Tōnō area, Gifu Pref.

4.1 東濃土岐第1測線(南北測線)

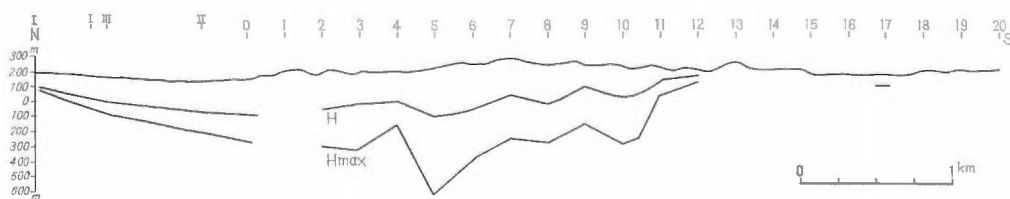
昭和38年度から筆者らは第7図に示した第1測線を設定し、直流法垂直探査を開始した。作業の実施には測定作業の迅速化と電極間隔の拡大をはかった。

最大電極間隔は $AB/2=1,000$ m まで展開し測点は 250m ごとに設置した。本測線では地形の影響、電車の運行による電流ノイズ等の障害があったが各点での VES 曲線(垂直探査曲線)がえられた。各 VES 曲線はいずれも H 型(高低高型)曲線を示し、右枝漸近線は 45° に近い勾配を持っている。ここでこの漸近線に着目して漸近線と $\rho_0=1\Omega\cdot m$ の横軸との交点をもって上層の全縦電導度 $S(\sigma)$ を図解し、 S と中間層の比抵抗 ρ_2 との積をもって深度 H を推定した。北部では南へ傾斜した単斜構造を示し、南部では花崗岩が地表に露出した部分があり $40\sim 60\Omega\cdot m$ とかなり低い値となっている。中央部からやや北部 VES 点 4~10 では高比抵抗層が深く、凹凸のはげしい形が解析結果にあらわれている。この部分は地質調査による山田断層帯の延長部に相当する。第1測線の周辺では現在までのところ放射能異常はまったく発見されていない、探鉱活動は未だわずかな地域であるが VES 点 12 を境にして北部では基盤層が高抵抗となり、南部では高抵抗層がなく、 $40\sim 60\Omega\cdot m$ 層がやや高抵抗層と見られるのは人形峠地域の場合に似た現象であり、南部が今後の探査対象として有力である。

4.2 東濃土岐地区(東西測線)

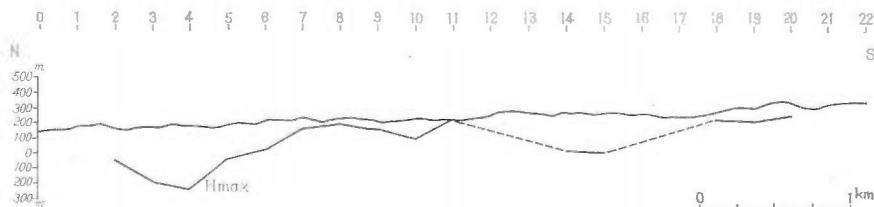
前記の第1測線上北部でえられた VES 曲線は明瞭な H 型曲線をなし、第3層の高比抵抗層が約 100m の深さに認められた。おりしも地震探査測線が東西方面に設定されたので同探査実施に先立って同測線の各受震点を利用して最大電極間隔 $AB/2=480$ m までの直流法探査を 38 点測線長 760m にわたって行なった。本測線を行なうにあたっては電流および電位差を高感度記録計に逐次記録させ事後に読みとり計算解析を行なう方式をとった。この方法では市街地や電車運行から生ずるノイズと信号電位差との判別が容易となり作業は敏速となった。

えられた VES 曲線の右枝上昇部に着目して第1層・第2層の全縦電導度 S を速算して図のような分布をえた。この付近での被覆層(第1層・第2層)の等価比抵抗 ρ_e をほとんど一定なものとして仮定して $\rho_e=10\Omega\cdot m$ とする。各点での S と ρ_e との積を求めるとこれが高抵抗基盤層の深度となる。移動平均法によって深度分布から深度断面図を作成すると図のようになり地電探査(屈折法)の結果と比較すると深度、起伏の形状がきわめてよく一致する。ただし東部ではやや差異であるが被覆層の比抵抗が仮定より低いものと解釈できる。



第8図 土岐電気探査第1測線解析断面図

Results of electrical resistivity surveys, the 1st line, Toki, Gifu Pref.

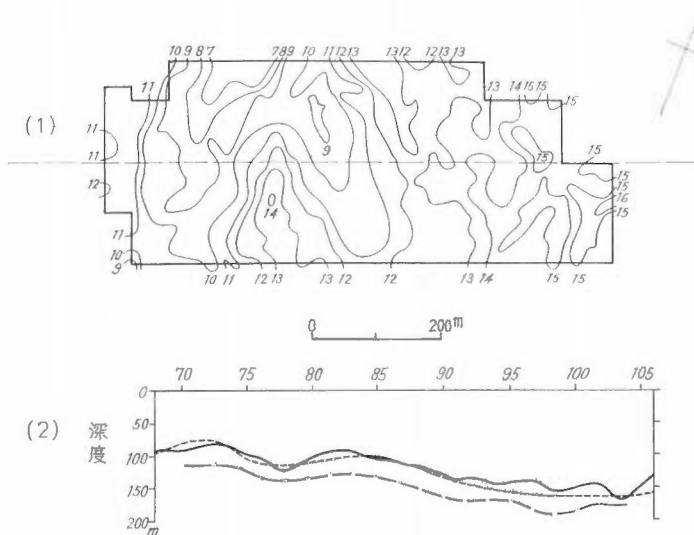


第9図 土岐電気探査第2測線解析断面図

Results of electrical resistivity surveys, the 2nd line, Toki, Gifu Pref.

4.3 東濃土岐地区 (平面調査)

東西測線で良好な結果をえたので探査をさらに平面的に押しひろげるため、39年度には同測線を中心線として南北 320m、東西 1000mの区域に基盤探査を行なった。前回探査の結果では被覆層の等価比抵抗値に妥当な値が与えられれば全縦電導度の値との積より基盤深度が推定できる。ゆえに右枝上昇部に相当する電極間隔で大地に電流を給電し、中央部の電界強度が一樣とみられる区間に電位電極をオフセットに設置し電位差を測定する。その結果計算された ρ_a より S を解析し図のような S 分布図を得た。この S 値に前回適用した $\rho_e=10\Omega\cdot m$ を掛けるとこれは深度分布に相当する。図から判断すると、北方から図の西半部に枝分かれした 2 つの地下嶺が南へ伸びていることが推察できる。このことは同年同地域で行なわれた地震探査の結果と傾向的によく一致している。この地域内に構造試錐地点の適地として地下谷の中央部地点が指摘できるが、現在までのところ当地域には探査試錐は行なわれていない。本測定で探査技術改良をはかった事項は給電電源として従来の乾電池に代わって直流発電機を使用したため、安定かつ強力な電流を供給できたこと、電位電極として銅棒電極を採用したことである。



第10図(1) 東濃土岐電気探査平面 S 分布図 (単位 σ)

(2) 東濃土岐電気探査東西測線解析断面図

- $\rho_e=10\Omega\cdot m$ と仮定して S 分布から求めた深度分布
- 地震探査により解析された基盤構造
- - 標準曲線により解析された基盤構造横軸 地震探査用受観点番号

Profiles of S value, northern part of Toki city, Gifu Pref.

4.4 東濃土岐第 2 測線

第 2 測線は昭和40~41年に 1 測線の東 1 km に平行に測線を設置して同様の探査を行なって地下の基盤構造を推定しようとしたものである。えられた VES 曲線は H 型あるいは Q 型 (下向階階段型) のものであり、第 3 層も示す右枝の上昇に注目して最大解析深度を概算すると図のようになり、北部は基盤深度 200~300m であり、南へ行くにしたがって次第に浅くなる。図中点線の部分は Q 型曲線および欠番号点である。さらに南へ達すると土岐盆地の周辺部に至り、第 3 層の深度も浅くなり、最南端では花崗岩地帯に入る。この第 2 測線は測点が第 1 測線の測点より 700m 南へずれて配置してあるが解析断面はほぼそれに対応し、基盤層の最深部分はやはり山田断層帯の延長部よりやや北よりにあたる。また南部の測点 No. 13~15 付近は浅所の高抵抗層がみいだせない。第 1 測線の場合と同様に花崗岩の低抵抗部と考えることもできるので今後の探査対象として有力である。以上の東濃地区電気探査を概括すると、新第三系と先第三系との比抵抗差が充分にあるところの境界面の深度探査を行なうことができた。鉱床は当初中新統基底部の夾炭層と考えられていたがその後の調査の進展により不整合面直上の礫岩・砂岩・頁岩・凝灰岩・粘土類・炭質物および花崗



第11図 電気探査地域鉱山名 1957~1966
Index map of surveyed areas and mines

岩の一部にも存在することが判明したため、基盤探査の必要性はさらに増大した。電気探査は線の探査より平面探査あるいは平行線探査に拡げて試錐など精査への資料を与えることができた。今後には盆地構造探査として続行されると、基盤花崗岩の岩体内比抵抗分布の研究、探鉱坑道の掘進に応じて坑道の内外から電気探査を放射能探査と併用する方法を堆積型鉱床にも適用することが期待される。

参 考 文 献

- 1) 小林 創・小野吉彦・陶山淳治(1959)：岩手県野田玉川鉱山における放射能ならびに電気探鉱報告，地質調査所月報，vol. 10, no. 3
- 2) 小谷良隆・堀川義夫・本間一郎・柴藤喜平(1959)：岡山県大笹鉱山阿部鉱山物理探鉱調査報告，地質調査所月報，vol. 10, no. 3
- 3) 柴藤喜平・堀川義夫(1960)：山口県八坂銅山銅谷鉱山における核原料資源の物理探鉱調査報告，地質調査所月報，vol. 11, no. 1
- 4) 柴藤喜平・小谷良隆(1960)：宮城県松岩地区前田坑付近核原料の物理探鉱，地質調査所月報，vol. 11, no. 6
- 5) 小野吉彦(1961)：堆積型ウラン鉱床に対する比抵抗法の利用について，地質調査所月報，vol. 12, no. 6

- 6) 馬場健三・陶山淳治(1962) : 人形峠夜次鉱床付近の花崗岩の電氣的性状について, 地質調査所月報, vol. 13, no. 1
- 7) 本間一郎・小野吉彦・武居由之・田村芳雄 : 岐阜県土岐市ウラン鉱床地域における電気探査について, 未公刊
- 8) 小野吉彦・本間一郎(1963) : H型構造に対する VES データ解釈について, 物理探鉱, vol. 16, no. 4 (演旨)
- 9) 小野吉彦・本間一郎(1964) : 中間層比抵抗決定の一つの試み, 物理探鉱, vol. 17, no. 4 (演旨)
- 10) 小野吉彦・武居由之(1964) : VES による絶縁性基盤の微細構造について, 物理探鉱, vol. 17, no. 4 (演旨)

Electrical Prospectings for Uranium Deposits

By

Yoshiyuki TAKEI & Ichiro HONMA

The electrical prospectings for nuclear resources had been succeeded in these decade.

The systematic exploration program for ore deposits should consist of four stages. In the first stage exploration may be a regional survey. The second stage it turns into a local survey, in the third stage the survey becomes more detailed one, in the last stage the utilization will be made. In the second stage the electrical prospecting is widely used to exploration of geological formation or structure, in the third stage it is used to prospect ore deposits in cooperation with other geophysical methods especially radioactive one. In early two years the surveys were performed for magmatic deposits, that is, mesothermal deposits in Ozasa and Abe mine, Okayama prefecture, copper bearing chrolitic dyke in Yasaka and Dōdani mine, Yamaguchi prefecture, hydrothermal deposits in Matsuiwa mine, Miyagi prefecture, and some manganese mines. The S. Ptechniques would be much powerful as a auxiliary method.

In next four years the resistivity surveys had been carried out at Ningyo-toge mine area. These were indirect approaches. Certain characteristic differences between ore bearing formations and granitic basement were clarified by geoelectrical measurements.

The direct current technique was provided for these survey as a new one.

In the later four years the electrical surveys have been carried out in Tōnō districts, Gifu prefecture.

The electrical surveys of this area involved the electrical profiling and mapping were made for Neogene sedimentary rocks and granitic bedrocks. On the results, the depths of the resistant layers are showed.

In future these surveys will go on for the sedimentary type deposits.

Ⅲ. 8.2 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*

要 旨

堆積型ウラン鉱床地域における基盤岩類の構造解明のため、岡山県人形峠東部地域・鳥取県人形峠北部地域（飯盛山周辺地域）および岐阜県東濃地域でそれぞれ数次に亘って地震探査（屈折法）が実施された。これらの探査研究は地質調査所および原子燃料公社^{注1)}の協力によって進められた。

人形峠東部地域では恩原・赤和瀬・宮ガ谷の3地区で実施され、それぞれ基盤構造の大勢を把握したが、ウラン鉱床胚胎に直接結びつくような基盤の小規模な起伏を詳細に求めることはできなかった。

飯盛山周辺地域では地形の複雑さ、火山岩の被覆、基盤花崗岩の風化などのため、6次に亘る調査研究にもかかわらず所期の目的を達成しえず、地震探査の適応性は期待できないものと判断される。

東濃地域では前記2地域と異なり、基盤の小規模な起伏までをかなり詳細に把握することができた。同地域のうち土岐北部地区では電気探査・重力探査も実施されており、これらの結果がいずれも地震探査結果ときわめてよく対応を示している。

1. 緒 言

昭和30年11月、地質調査所のカーボン調査班による人形峠における強い放射能異常地の発見を端緒として、人形峠ウラン鉱床が開発され、その成因的研究が進められるに及び、ウラン鉱床探査の重点はそれまでの金属鉱床に伴うもの、すなわち鉱脈型鉱床から、堆積型鉱床へと大きく転換した。

人形峠鉱床の成因的研究から、堆積型、とくに地下水型のウラン鉱床が形成される第1の必要条件として基盤の凹型構造の存在があげられている^{1,2)}。ウラン鉱床の探査に限らず一般に鉱床探査や地質構造調査において基盤の構造や性状を把握することは、探査工程中の一つの重要な過程であるが、とくに堆積型ウラン鉱床においては基盤の起伏が直接鉱床賦存に関連するので、基盤探査の重要性は一段と大きい。

ウラン鉱床探査において現在までに行なわれた地震探査はすべて基盤探査を目的として実施されている。基盤探査ということだけを考えると、地震探査にとっては原理的には比較的容易な問題ではあるが、基盤と上部層（とくに火山岩類）との速度差の問題、基盤の小規模な起伏の探査限界の問題、地表地形の問題、さらに基盤岩類の風化の問題など、その実施面に多くの技術的な問題を含み、調査地域個々の適応性を考えると、ウラン鉱床地域の基盤探査のための地震探査は必ずしも容易な問題ではない。

地質調査所では原子燃料公社との密接な連携の下に、昭和33年以来人形峠地域（東部および北部地域）および東濃地域において、前記の目的をもって地震探査を実施して来た。その結果はそれぞれの地域の持つ地質条件、すなわち地震探査の適応性の相違によって、かなり異なったものとなった。すなわち、人形峠北部地域のように適用上の複雑な条件が重なり合い、努力の割合には必ずしも満足すべき結果の得られなかった地域もあり、東濃地域のようにかなり詳細な基盤構造までを比較的精度よく得られた地域もあって一様ではない。

以下この報告はわが国において行なわれたウラン鉱床探査のための地震探査の概要を述べ、その結果を検討する。

なお、個々の調査の結果については順次に地質調査所月報¹⁾⁴⁾⁵⁾⁷⁾に発表されているが、一部未公表の資料もあり、主として原子燃料公社により実施された調査も公刊されていない。この報告はこれらの結果をもも含めて述べることにする。

* 金属鉱物探鉱促進事業団（元物理探査部）

注 1) 原子燃料公社は現在動力炉・核燃料開発事業団

2. ウラン鉱床地域の地震探査の目的・方法および経過

2.1 目的

ウラン鉱床探査の重点が鉱脈型鉱床から堆積型鉱床へと転換するに及び、その探査方法も異なった考え方が取られるようになった。ことに物理探査法は放射能探査法を除いては、直接ウラン鉱物の賦存を探査するものではなく、いわば間接探査法であり、探査の重点目標が変われば探査法にも別個な考え方が取られなければならないのは当然である。

鉱脈型鉱床の探査においては、金属鉱床に伴うウラン鉱を探査するものであり、物理探査実施の直接対象物は金属鉱床であるところから、従来金属鉱床探査に用いられて来た電気探査（比抵抗法・自然電位法）や磁気探査が主に適用されていた。しかしながら、堆積型ウラン鉱床は基盤花崗岩直上の第三紀層中に胚胎し、しかも鉱床の賦存が基盤の起伏と密接な関連を有するので、探査対象は基盤および第三紀層であり、物理探査も従来の鉱床探査から構造探査へと適用方法の検討がなされて来た。構造探査としての物理探査法は、古くから油田や炭田で実施されて来た地震探査および重力探査があげられ、最近では電気探査も垂直探査による深部探査法の開発により構造探査に適用されるようになって来た。

堆積型ウラン鉱床の物理探査としては、地質条件からみた探査目的および調査区域の地形条件などによるこれら各方法の適用性などの問題から、人形峠地域では地震探査および電気探査（垂直探査法）が、東濃地域ではそれらに加えて重力探査が実施されて来た。電気探査・重力探査については別に報告される筈である。

堆積型ウラン鉱床の地質学的研究は、人形峠鉱床の発見を機に多くの地質学者によって急速に進展した。それらによれば人形峠鉱床は堆積型鉱床の中の地下水型鉱床に属することが知られ¹²⁾、また東濃地域の鉱床も地下水型鉱床であるといわれている。それらはいずれも花崗岩地帯に存在し、含ウラン層はこの花崗岩を基盤としてその上部の新第三紀層基底部付近に胚胎している。地下水型鉱床はその成因的研究¹¹⁾から、鉱床生成時に地下水が停滞していた場所に生成されたものと考えられている。すなわち鉱床生成後の地殻変動を考えなければ、ウラン鉱床は花崗岩によって形成される古地形上の凹地に胚胎すると考えることができる。この考え方は堆積型ウラン鉱床探査上の通説となりつつあり、とくに人形峠地域では多くの鉱床について確認されている。これらウラン鉱床胚胎の可能性のある基盤の凹状構造は一般にチャンネル構造と呼ばれるようになった。

堆積型ウラン鉱床に対する地震探査は、このようなウラン鉱床胚胎に有利な基盤のチャンネル構造の探査を目的として実施されたものである。

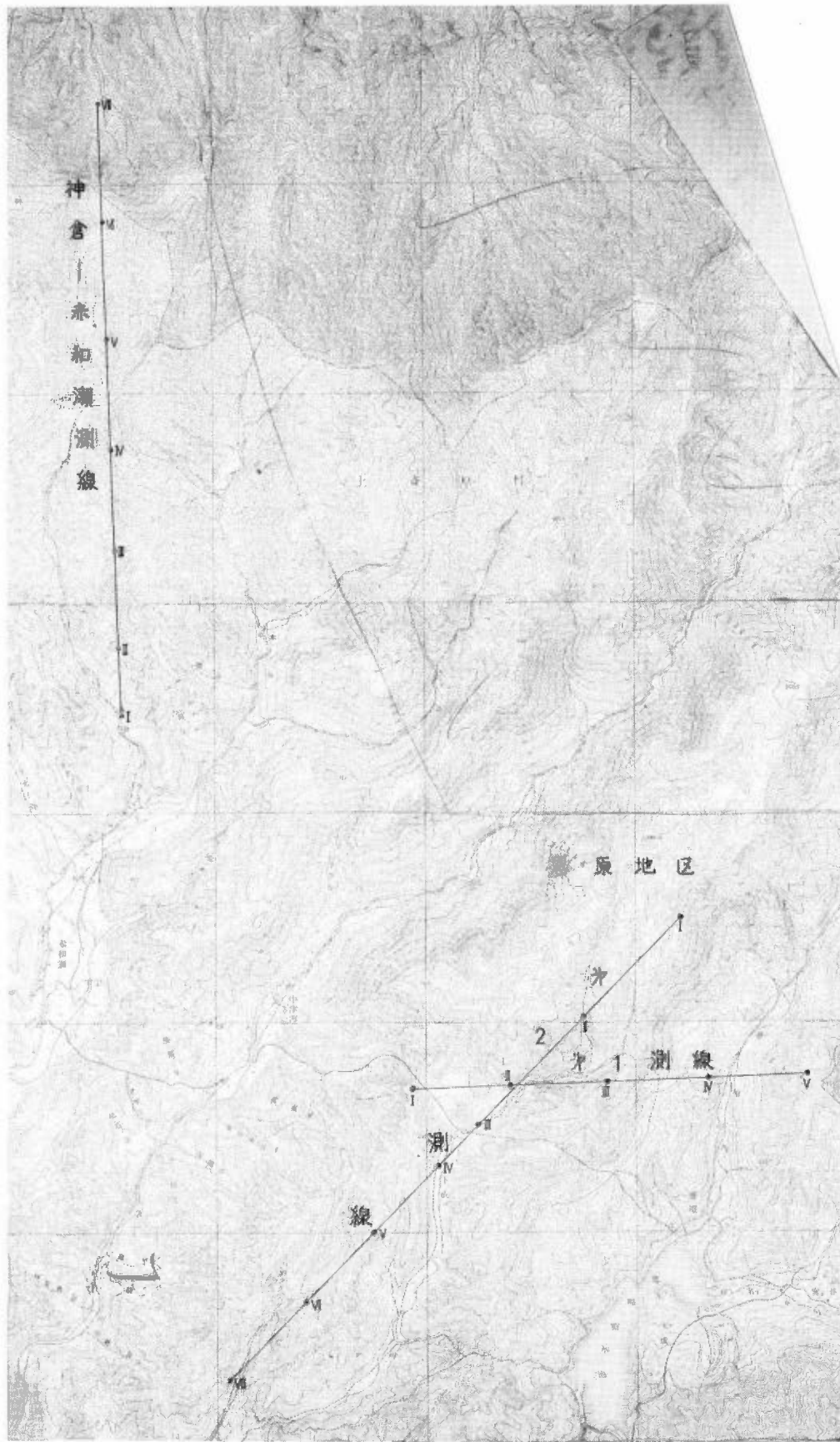
2.2 方法

現在までにウラン鉱床地域で実施された地震探査は、すべて屈折法が用いられている。反射法は実験的に2、3試みられたのみで、本格的に調査には用いられていない。これは、とくに人形峠地域については調査地の地表地形がきわめて起伏に富み、たとえ反射波が検出されても、その位相を追跡することが困難であること、求める基盤層までの深度が浅く現在の地震探査器ではその検出が困難であること、基盤花崗岩は風化が著しく、良好な反射面となることが期待できないことなどの理由によるものである。実験的に試みた反射法記録中には反射波らしき位相は求め得たが、基盤面よりかなり深部のものであり、かつ測線の垂直直下からの反射波とは考え難いものである。

屈折法は受振点間隔を10～25mとしたが、初期においては基盤の微細な起伏を詳細に捉えようとの試みから10m間隔が用いられた。しかし地形の複雑さや地表付近の低速度層の不規則な分布および火山噴出岩等の比較的高速度層が地表近くに分布すること、などに妨げられ、人形峠地域では基盤の詳細な構造を探査しうる分解能が期待できないので、調査能率や観測器械の関係から多くは20m間隔で実施されて来た。

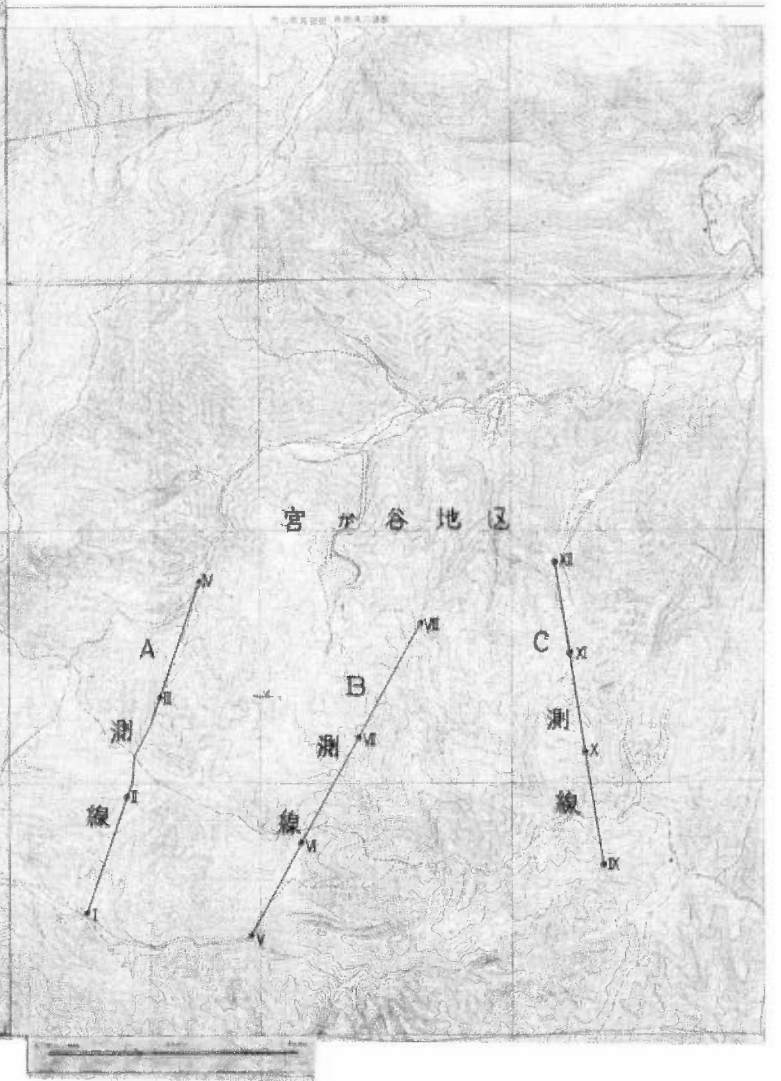
爆発点は平均400～500mに1点の割で設定した。爆発孔は初期においては受振距離をそれほど長く取らなかったで、手掘りもしくは深度10～20m程度のボーリング孔としたが、遠距離受振や遠隔爆発の必要が生じてからは、とくに爆発孔の掘さくを重視し、爆発点1点につき深度30mのボーリング孔を1～3孔程度掘さくするようにした。このため爆発孔掘さくに要する経費は調査経費のかなりの割合を占めるようになったが、記録の初動読み取りの精度の向上には益する所が多かった。

また、人形峠地域のような山岳地帯では地形の影響で地表付近低速度層（いわゆる風化層）が不規則に分



第1図 人形峠東部地域地震探査測線配置図

Seismic traverse lines at eastern part of Ningyo-togle area.



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）

布し、これが地形変化に加えて走時曲線を著しくジグザグなものとし、見掛け速度や折れ点の位置を不正確にし、深度計算を誤らせるので、これらの風化層の補正の資料をうるため手掘りの補助爆発点も多数設定して観測した。東濃地域においては風化層はほぼ一定に分布するものとして補助爆発点の爆発は省略した。

調査に使用した器械は、ほとんどの調査が地質調査所所有のE・T・L製24成分地震探鉱器であり、第4次飯盛山の探査以後は、原子燃料公社所有の century 製12成分地震探鉱器および応用地質調査事務所製TR-2型増幅器とE・T・L製R-64記録器の組合せの24成分地震探鉱器も用いられ、両者の併用による直列共同観測も行なわれた。

解析は、山岳地域においては風化層補正後の走時について図式計算法で行なった。風化層補正には萩原の

第1表 ウラン鉱床地域地震探査一覧表
Seismic prospecting on the vicinity of uranium ore deposits

調査年度	調査期間	調査地		測線		調査員		地震探鉱器		経費負担
		地域	地区	測線数	総延長	地質調査所	原子燃料公社	地質調査所	原子燃料公社	
昭33	自9月上旬 至10月上旬	人形峠 東部	恩原地区	2	4.9 km	古谷, 蜂川 田村, 本荘	加来, 加藤	E. T. L		地質調査所 原燃公社
昭34	自6月上旬 至6月下旬	人形峠 東部	赤和瀬・神 倉地区	1	2.9	古谷, 田中 堀川, 本荘	金井, 浅見	E. T. L		原燃公社
昭35	自5月下旬 至7月上旬	人形峠 東部	宮ガ谷地区	3	4.0	平沢, 田中 鎌田, 本荘	加藤, 浅見	E. T. L		原燃公社
昭36	自8月下旬 至10月上旬	人 形 峠	飯盛山地区 第1次	2	5.0	平沢, 田中 田村, 堀川 宮沢	富重, 原島	E. T. L		地質調査所 原燃公社
	自11月下旬 至12月上旬		飯盛山地区 第2次	1	2.3	平沢, 田中 田村, 宮沢	加藤, 浅見 富重	E. T. L		原燃公社
昭37	自7月上旬 至7月下旬	北 部	飯盛山地区 第3次	1	4.7 (実質 2.4)	平沢, 田中 中井	加藤, 浅見 富重, 原島	E. T. L		原燃公社
	自11月下旬 至12月下旬		飯盛山地区 第4次	1	5.5 (実質 1.8)	平沢, 鎌田 宮沢	加藤, 富重	E. T. L	Century	地質調査所 原燃公社
昭38	自10月下旬 至11月下旬	東 濃	飯盛山地区 第5次	1	3.6	市川, 井波	加来, 金井 加藤, 浅見 原島		Century OYO	原燃公社
	自1月下旬 至2月上旬		土岐市北部 第1次	2	4.7	平沢, 小谷 細野, 伊藤 宮沢		E. T. L		地質調査所
昭39	自12月上旬 至12月下旬	人形峠 北部	飯盛山地区 第6次	1	3.0	平沢, 鎌田 伊藤	加来, 金井 加藤, 浅見 原島	E. T. L	OYO	原燃公社
	自1月下旬 至2月上旬	東濃	土岐市北部 第2次	5	9.0	平沢, 伊藤 飯塚, 小川 宮沢	加来, 金井 加藤, 浅見 原島	E. T. L	OYO	地質調査所 原燃公社
昭40	自1月下旬 至2月上旬	東濃	瑞浪地区	1	5.0	平沢, 伊藤 飯塚 宮沢	富重	E. T. L		地質調査所 (一部原燃 公社)

地質調査所報告 (第 232 号)

方法²⁾を用いた。また、東濃地域のような平野部においては風化層補正は行なわず、観測走時からまず萩原の方法²⁾で概略の地下構造を求めてそれを参考として図式計算法で解析を行ない、観測走時と図式計算の積算走時の差を平均 5/1000sec 以内におさめるよう修正して速度分布を求めた。

2.3 経 過

わが国におけるウラン鉱床地域の地震探査は、昭和33年に地質調査所により人形峠東方の恩原地区において実施されたのを手初めとして、以来人形峠東部および北部地域、東濃地域と、地質鉱床調査の進展とともに調査地域を拡大し、資料を蓄積して来た。

調査はすべて地質調査所および原子燃料公社によって実施されている。初期においては原子燃料公社は設立後日も浅く、同社に地震探査の装置や技術が整えられていなかったため、調査の企画や経費の点は別とし

第 2 表 人形峠東部地域地震探査測線概要
Abstract of seismic traverse lines at eastern part of Ningyo-toge area

地区	測 線	測線の方向	測線長	測点間隔	爆発点数	補助爆発点数	備 考
恩原地区	第 1 測線	N88°E	km	m	点	点	
	第 2 測線	N44°E	1.87	20	5	0	
			3.08	20	7	2	
赤和瀬—神倉測線		N2°W	2.9	10	7	25	一部区間観測省略
宮ガ谷地区	A 測線	N19°E	1.4	10	4	10	
	B 測線	N28°E	1.4	10	4	10	
	C 測線	N10°W	1.2	10	4	6	一部区間観測省略

第 3 表 「倉吉」・「奥津」・「智頭」
Geological correlation between “Kyrayoshi”

第 2 図における分類	「倉 吉」岡 幅 (村山・大沢)			「奥 津」	
	記号	名 称	岩 質	記号	名 称
沖 積 層	a	沖 積 層	砂, 礫, 粘土	a	沖 積 層
中津河安山岩類	V ₄	中津河安山岩類	無斑晶安山岩 普通輝石紫蘇輝石安山岩	V ₃	中津河安山岩類
高清水玄武岩類	V ₃₋₁	高清水玄武岩類	普通輝石橄欖石玄武岩	V ₂	高清水玄武岩類
丹戸凝灰角礫岩類	V ₃₋₂	丹戸凝灰角礫岩類	安山岩質火山碎屑岩 (泥岩, 砂岩, 礫岩を伴う)	V ₁	丹戸凝灰角礫岩類
人形峠層		—		N	人形峠層
花崗岩類	G _{2h}	中生代後期進入岩類 (第 2 期)	中粒～粗粒(角閃石)黒雲母 花崗岩および角閃石黒雲母 花崗岩	G _{2h}	中生代進入岩類 (第 2 期)
	G _{2b}		中粒黒雲母花崗岩	G _{2b}	
三郡変成岩類		—			—

て、技術的にはまったく地質調査所が担当する形で進められたが、昭和37年頃には本社にも装置や技術が整えられ、本社独力による調査も実施されている。後述の第5次飯盛山地震探査がそれである。さらに、地震探査屈折法では多成分同時観測が調査能率や爆発孔の掘さく、ひいては経済的にも有利であるところから、最近では地質調査所・原子燃料公社の両者から装置を持ち寄り、両調査班による共同観測方式が実施されるにいたった。第6次飯盛山および第2次土岐の地震探査はこの方式で実施されたものである。

第1表にわが国で行なわれたウラン鉱床地域の地震探査を年代順に示し、併せて参加調査員、使用された器械その他について示した。

なお、第1表に記した通り、これらの調査実施に当たり、地質調査所および原子燃料公社から多くの調査員が参加し、延参加人員は80名以上に及んでいる。これらの行をとにもされた諸氏の労を多とする次第である。

3. 人形峠東部地域の地震探査

人形峠東部地域は岡山県苫田郡上斉新村を中心とし、鳥取県との県境をなす中国山脈を越えて接する鳥取県東伯郡三朝町・八頭郡佐治村のそれぞれ南部を含む、主として原子燃料公社人形峠出張所により探査開発が行なわれている地域である。

人形峠東部地域においては、第1表にも示すように、赤和瀬一神倉地区³⁾・恩原地区¹⁾・宮ガ谷地区²⁾において地震探査が実施された。第1図にこれらの各探査の測線位置を、第2図に本地域の地質図を示す。また、第2表に人形峠東部地域で行なわれた地震探査の概要を示す。第2図の地質図は5万分の1地質図幅「倉吉」¹⁶⁾・「奥津」¹⁸⁾・「智頭」¹⁹⁾から転載したものであり、3図幅間の対応は第3表のようにした。以下本地域の地質の記載はこれによることにする。

本地域の堆積型ウラン鉱床は人形峠層の基底部および鮮新世火山岩類が花崗岩類を不整合に覆う基底部に胚胎する。赤和瀬一神倉地区では鳥取・岡山県境分水嶺に分布する鮮新世火山岩類とその基盤をなす花崗岩

3図幅間の対応

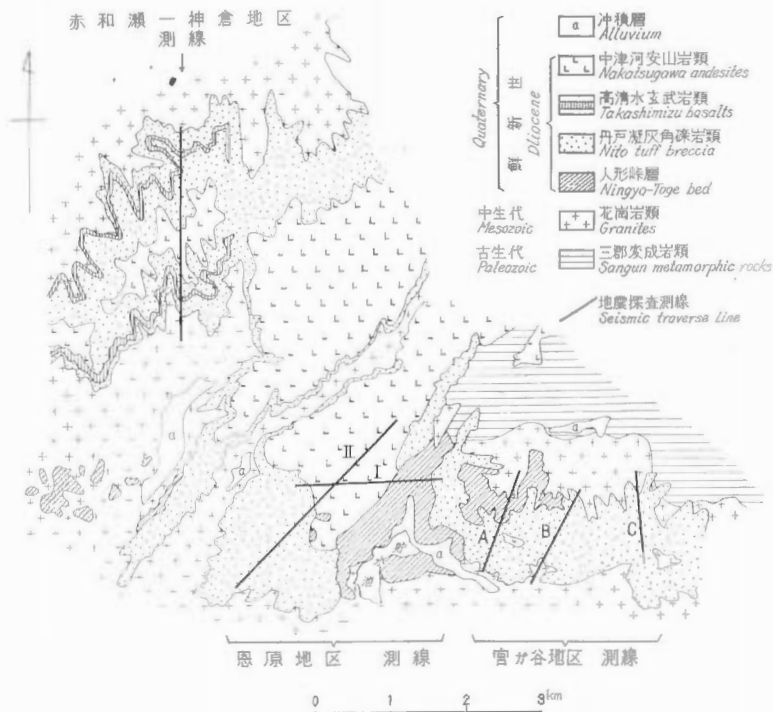
“Okutsu” and “Chizu” geological sheet maps

図 幅 (山田)	「智 頭」		図 幅 (山田)	時 代		
	記号	名 称		岩 質	現世	第四紀
砂, 礫, 粘土	a	沖 積 層	砂, 礫, 粘土	現世	第四紀	新 生 代
黒雲母含有輝石角閃石 安山岩～石英安山岩	A	八本越安山岩熔岩	橄欖石角閃石含有普通 輝石紫蘇輝石安山岩 角閃石紫蘇輝石安山岩など	鮮 火 新 山 世 岩 類	鮮 世 紀	
普通輝石橄欖石玄武岩 玄武岩質凝灰角礫岩		—				
安山岩質凝灰角礫岩, 火山 円礫岩, 火山礫凝灰岩, 凝 灰岩など	Tb	凝灰角礫岩類	安山岩質凝灰角礫岩, 火山 円礫岩, 凝灰岩など			
礫岩, 泥岩, 砂岩, 軽石, 凝灰岩など	N	人形峠層	泥岩, 砂岩, 礫岩			
粗粒角閃石, 黒雲母花崗岩	G ₂ h	後期中生代進入岩 類 (第2期)	粗粒角閃石黒雲母花崗岩	中 生 代		
中粒黒雲母花崗岩	G ₂ b		細粒～中粒黒雲母アグメロ 岩			
	Ch	三郡変成岩類	珪質千枚岩	古 生 代		
	Ph		黒色千枚岩			

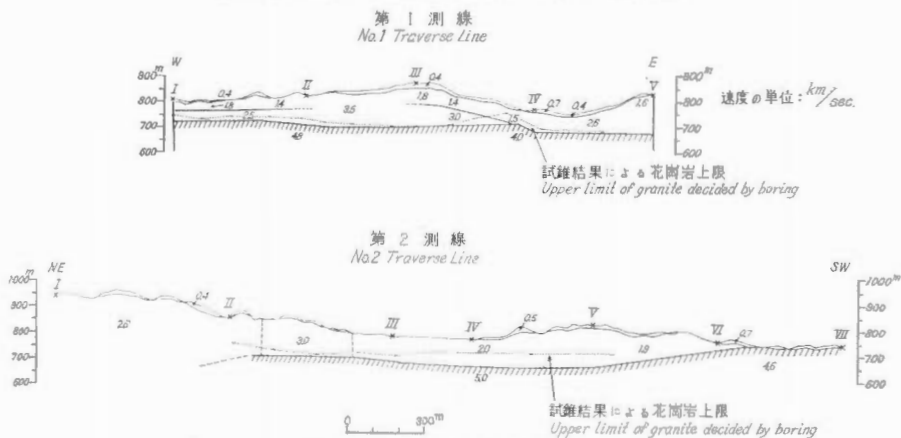
類との不整合面を、恩原地区・宮ヶ谷地区においてはそれらの間に分布する人形峠層と基盤花崗岩類との不整合面を探查するために地震探査が実施されたものである。以下調査実施年度順に各地区ごとに調査の概要と結果について述べる。

3.1 恩原地区¹⁾

ウラン鉱床地域において実施された最初の地震探査であり、堆積型ウラン鉱床の基盤花崗岩の探查に対する地震探査の適応性の検討を主な目的としたので、比較的地形が平坦でかつ試錐・坑道調査などである程度地質構造の判明している地域という条件から、恩原地区が選ばれたものである。恩原地区は現在原子燃料公



第2図 人形峠東部地域の地質図
Geologic map of eastern part of Ningyō-tōge area



第3図 恩原地区解析図
Seismic refraction profiles at the Onbara district

第4表 恩原地区における速度層
Seismic velocity layers at Onbara district

	第 1 測 線	第 2 測 線	地質との対応
第1速度層	400m/sec (一部 700m/sec)	400～ 700 m/sec	表土層（風化層）
第2速度層	1,400～1,800 m/sec 2,500～3,500 m/sec	1,900～3,000 m/sec	安山岩類および人形峠層
第3速度層	4,000～4,800 m/sec		

社により開発が行なわれている「中津河鉱床」の東部に当たっている。本調査についてはすでに古谷らにより報告されているので、ここではその報告から概要を述べる。

調査に先立ち地震探査の成否を検討するため岩石試料の速度測定がなされた。その結果では地表に露出した岩石中より採集した岩石試料では、安山岩類・堆積岩類・花崗岩類の3者の間に顕著な速度差が認められず、試錐コアの試料からは

花崗岩類>安山岩類>堆積岩類

なる結果が得られた。これは最上位の安山岩類がその下位の堆積岩類より高速度であり、屈折法の根本原理からすると地震探査実施上好ましからざる条件である。しかしながら、基盤花崗岩のみを目的とするものならば、そのために多少深度の誤差は増大しても求めることはできるのではなからうか、という考えから一抹の不安はあるものの敢えて実施されたものである。

測線は第1測線・第2測線の2測線が選定され、特に第1測線は周辺にこれとほぼ平行に多数の試錐が行なわれ、一応地下構造既知の条件を満足する位置に設定されている。第3図に両測線の解析結果を示す。解析結果、両測線で第4表に示す3つの速度層が得られ、それぞれ地質との対応がなされている。このうち、第1速度層は地質的にはとくに意味を持たないが、第2速度層はとくに第1測線では2つの速度層に区分され広範な速度値の幅を示しているが、地表に分布する中津河安山岩類・丹戸凝灰角礫岩類・人形峠層と測線上の個々の部分における速度値との間にはほとんど規則的対応は見られない。強いていえば地質図上人形峠層露出部分では速度値も低速度となっているが、その逆は必ずしも真ではない。これは岩石試料の速度測定結果からも予想された通りかなり難かしい問題である。しかし花崗岩類については両測線を通じて4000～5000 m/secの間の安定した速度値を示し、その速度層の上限境界も明確に解析された。そして地震探査で解析された第3速度層上限境界と、試錐資料による花崗岩上限境界の比較が行なわれ、傾向的には両者は比較的よく対応していることが明らかにされた。しかし絶対深度ではかなりの差異が見られ、全般に地震探査結果の方が深く計算されている。この原因として先に述べた上部層間の原理的制約もあるが、とくに花崗岩上部の風化が大きな原因をなすことが考察されている。

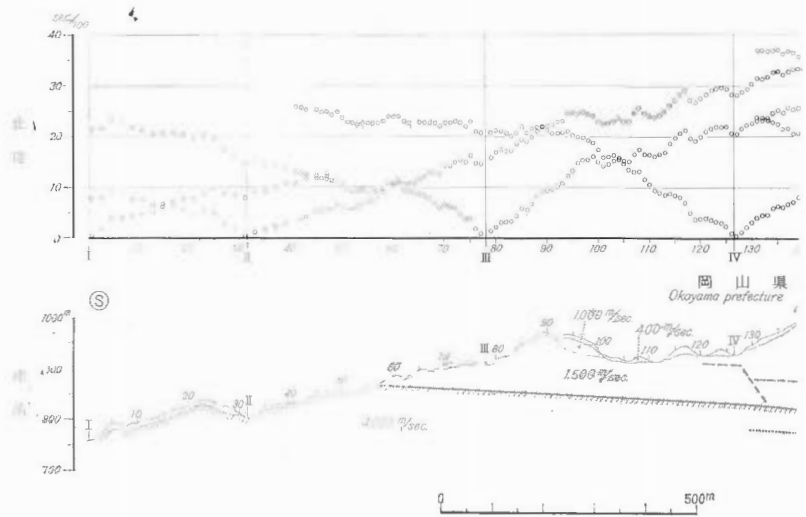
結論として、上部層間の速度による区分は別として、花崗岩類の上限境界の探査のみを目的とするものであれば、この種の鉱床探査に地震探査法の適用は不可能ではない、という事実が明らかにされた。なお、第1測線については地震探査終了後、小野らにより電気探査が実施され¹⁰⁾、基盤花崗岩の性状と鉱床賦存との関係について興味ある結果が報告されている。

3.2 赤和瀬—神倉地区⁸⁾

恩原地区における検討の結果、地震探査がウラン鉱床地域の基盤花崗岩の探査に一応寄与するという結論が得られたので、これを基に計画されたもので、鳥取県三朝町神倉南方と岡山県上斉原村赤和瀬北方とを結ぶほぼ南北方向2,900mの測線を設定して実施された。

測線下の地質は、測線の南北両端部に分布する花崗岩類を基盤とし、その上部を丹戸凝灰角礫岩類が覆い、さらに測線中央部県境分水嶺付近にはこれらを覆って中津河安山岩類が分布している。丹戸凝灰角礫岩層中には高清水玄武岩層が挟まれている。ウラン鉱物は基盤花崗岩直上部の丹戸凝灰角礫岩類基底部の基盤のチャンネル構造部に胚胎することが知られている。

走時曲線および解析図を第4図に示す。本測線下の速度層は第5表に示す4つに区分された。これらの速度層の地質との対応は一応同表に示すように考えられる。しかしながら解析図からも明らかなように、測線



第 4 図 赤和瀬—神倉測線

Time-distance curve and seismic refraction

第 5 表 赤和瀬—神倉地区における速度層

Seismic velocity layers at Akawase-Kannokura district

	速 度	地 質 と の 対 応
第 1 速 度 層	400 m/sec	表土および風化層
第 2 速 度 層	2,300~2,700 m/sec	中津河安山岩類
第 3 速 度 層	1,300~1,700 m/sec	丹戸凝灰角礫岩類
第 4 速 度 層	4,000~4,500 m/sec	基盤花崗岩

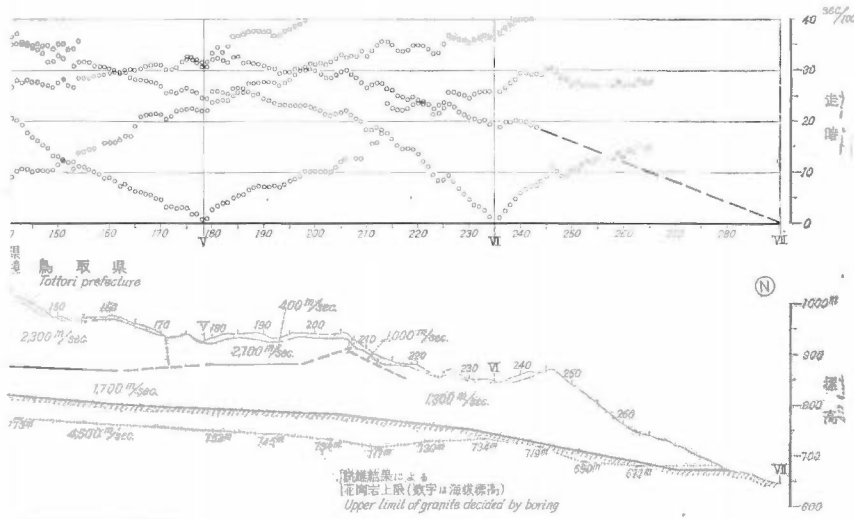
中央部の中津河安山岩類に覆われる部分ではこれに相当する上部の第 2 速度層の方が下部の第 3 速度層より高速度となっており、この部分のみの資料からは第 3 速度層を求めることは原理的に不可能である。幸いこの部分の南北両端に丹戸凝灰角礫岩類が直接地表に分布し、そこで 1300~1500 m/sec 第 3 速度層が測定されたのでこの値を基に、高速度の第 2 速度層下において試行誤差的に第 3 速度層の速度値およびその分布を推定したものである。したがって基盤花崗岩までの深度もかなりの誤差が見込まれる。

本調査終了後測線北半部の神倉地区では本調査結果に基づいて測線付近で多くの試錐が実施された。その結果は第 4 図の解析図部分に併記したように、試錐と地震探査とでは基盤深度にかなりの食い違いが見られ、その最大は 50m を超えて、いずれも地震探査結果の方が実際より浅く計算されている。すなわち恩原地区における比較とまったく逆な結果となっている。そしてその誤差は中津河安山岩類分布地域においてより大きくなっている。恩原地区においては試錐と地震探査結果の差異の原因が花崗岩類上部の風化現象によって説明されているが、ここではその説明はあてはまらない。本測線下のこのような差異は一つには前述のように、第 2 速度層下の第 3 速度層を周囲の速度分布から類推して求めたことにもよるが、また一つ地質層序的な原因も考えられる。第 3 速度層は対応される丹戸凝灰角礫岩層はその基底部に近い部分に高清水玄武岩類を挟有しているが、玄武岩類は凝灰角礫岩類よりもかなり高速度となることが予想され、地震探査の結果基盤花崗岩とした第 4 速度層が実は丹戸凝灰角礫岩層中に挟有される高清水玄武岩類までを含めたものの速度層を表わしているものではなかろうか、とも考えられる。

いずれにしても深度の差異はともかくとして、傾向的には基盤花崗岩の構造の大勢は把握され、本調査結果が原子燃料公社の神倉鉱床発見の一つのきっかけとなったことは、いささか怪我の功名的感じがなくてもないが、地震探査結果がウラン鉱床探査に寄与しえた一例として慶ばしい。

3.3 宮ガ谷地区³⁾

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)



走時曲線および解析図

profile of the Kannokura-Akawase line

宮が谷地区は恩原地区の東方に隣接する地区で、地震探査は岡山県側の上斉原村宮が谷川流域付近と鳥取県側の八頭郡佐治村柗原の佐治谷において地表に分布する基盤花崗岩類の地下における関係を探査する目的で実施されたものである。

本地区は花崗岩類を基盤とし、北西部には人形峠層が、その他の部分では丹戸凝灰角礫岩類がこれを覆って分布し、県境分水嶺を形成している。

地震探査測線は南北両花崗岩露出地帯を結ぶよう、おおむね南北に近い方向に3測線設定し、西からおのおのA・B・C測線とした。一例としてA測線の走時曲線および解析図を、またB・C両測線については解析図のみを第5図に示す。これら各測線の速度層と地質との対応は第6表のように推定される。

本地区では凝灰角礫岩および人形峠層を表わす第2速度層が各測線とも、2つの速度群に分けられているが、これらと個々の岩質との対応は不明な点が多く、速度的に両者を区分しうるに至っていない。むしろこれらの地層の速度値はかなり広い幅を持ち、かなり不規則に変化すると考えた方が良く、強いて規則性を見つければ、地形の高所が比較的低速度となることから、岩質の差異よりも地下水の影響や風化などによるものかも知れない。

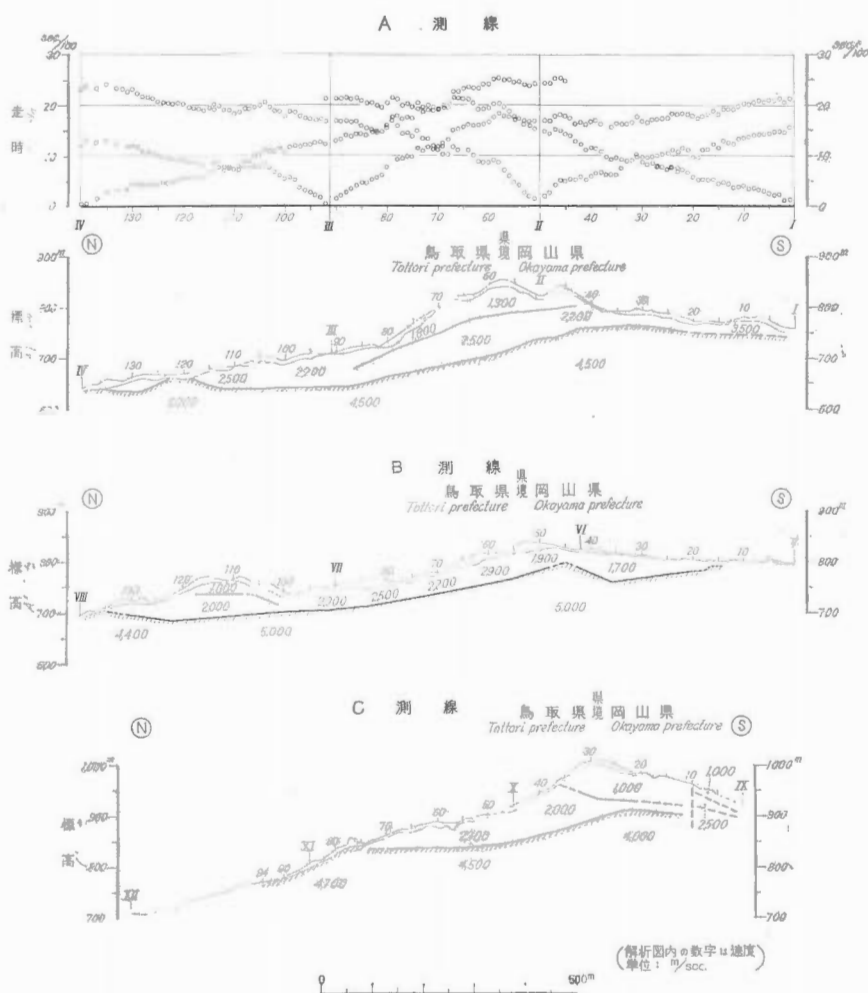
基盤花崗岩の構造は、各測線とも県境分水嶺の少し南を頂部とする山型を示し、北部へは6~15°の傾斜で下降し、さらに北ではほぼ平坦化している。南部へは各測線で多少の凹凸は見られるが全般的にはほぼ平坦な構造で花崗岩分布地帯に接続している。東西方向における傾向は、ほぼ現在地形の通り東に高く西に低くなっている。すなわち花崗岩類上限の構造は現在の地形の様相に比較的類似し、その頂部は現在の分水嶺から幾分南へずれているといえる。

以上の基盤構造の傾向は本地区全般の大まかな傾向を示すものと見てよいが、測線間隔が粗く、南北方向

第6表 宮が谷地区における速度層
Seismic velocity layers at Miyagatani district

	A 測 線	B 測 線	C 測 線	地質との対応
第1速度層	400 ~ 700 m/sec			表土および風化層 安山岩類および人形峠層
第2速度層	1,300~1,800 m/sec 2,000~2,500 m/sec	1,000 m/sec 1,700~2,500 m/sec (1部 2,900 m/sec)	1,000~1,100 m/sec 2,000~2,500 m/sec	
第3速度層	3,500 m/sec 4,500~5,000 m/sec	4,400~5,000 m/sec	4,000~4,700 m/sec	基盤花崗岩

地質調査所報告 (第 232 号)



第 5 図 宮ガ谷地区走時曲線および解析図
Time-distance curve and seismic refraction profiles at the Miyagatani district

3 測線を連絡する東西方向の測線もなく、またこの地区の現地形は複雑で基盤構造も複雑であることが考えられるので、今回の地震探査のみからは基盤の地下等高線を画くほどの資料は得られていない。

原子燃料公社では地震探査終了後、A・B・Cの3測線のほか、新たにD・Eの2測線を設定し、計5測線について垂直法電気探査を実施している¹⁰⁾。その結果は地震探査結果とも比較されているが、両探査結果の間に規則的な関連は得られていない。

3.4 人形峠東部地域総括

以上に人形峠東部地域で実施された地区の地震探査について述べたが、これを総括して本地域のウラン鉱床探査に対する地震探査の適応性について考察してみる。

(1) 速度層について

3地区の解析結果で得られた速度層の持つ速度値を総括すると、次のようである。

- 1) 400~700m/sec 程度の表土層を除くと、これらの速度は 4,000 m/sec を境に2つの群に大別される。1つは 1,000~3,500 m/sec の非常に広範な値を示す群で、他は 4,000~5,000 m/secの群である。
- 2) 4,000~5,000 m/sec の群はいずれも基盤花崗岩の速度と判定されている。従来の炭田・油田地域における経験からも花崗岩の速度としてこの程度の値は妥当である。各地区の報告中しばしば問題となった花崗

岩岩の風化については、それが直接解析結果に表現されたのは宮ガ谷A測線の一部に見られる 3500m/sec のみである。

- 3) 1,000~3,500m/sec の群は解析図に表われた速度値から、さらに次の群に細分される。すなわち、1,000~1,300 m/sec, 1,400~1,800 m/sec, 1,800~2,000 m/sec, 2,000~2,500 m/sec, 2,500~3,000 m/sec, 3,500m/sec である。これらは上下方向に変化する場合、水平方向に変化する場合など複雑な分布をしている。これらの速度層は地質的には中津河安山岩類・丹戸凝灰角礫岩類・高清水玄武岩類・人形峠層の速度として表われている筈であるが、速度値とそれぞれの地質との対応は判然とはしていない。強いていえば、神倉一赤和瀬測線の例に見るように比較的的低速度部分は丹戸凝灰角礫岩や人形峠層であり、比較的高速度部分は安山岩・玄武岩類などと考えられる。したがって複雑な速度分布をなす所は凝灰角礫岩分布地域であっても決して一概なものでなく、安山岩などの熔岩が不規則に互層をなして入り混じっているものと考えられる。結論として基盤花崗岩の上に分布する地層は速度的に区分することは難かしい。

（2）基盤深度の探査

恩原・神倉一赤和瀬両地区で地震探査結果求められた基盤と、試錐による花崗岩上限との比較が行なわれ、地震探査結果は実際よりも恩原地区では深く、神倉地区では逆に浅く算定されている。その原因について種々考察されているが根本的解決はされていない。本地域では岩石試料の超音波速度測定結果からも各岩石の速度に判然とした差はあらわれていないので、根本的には、地震探査で測定する物理量と地層・岩石とがそのまま対応しない、という理由に帰すより仕方がない。過去の炭田・油田の例でもそうであったように、より多くの資料から物理量と地層岩石の対応について何らかの法則性をみだして解決することが望ましい。この程度の乏しい資料からでは不可能である。

しかしながら、基盤構造の大勢にはそう大きな誤りはないので、本地域では期待精度を少し落して、絶対深度を求めるよりも相対的傾向を求めるような方向で地震探査を活用することが望ましい。

（3）微小構造の探査能力（地形の問題）

人形峠地域のウラン鉱床は基盤の谷部に形成されるが、この谷部の水平的な拮りは、大は 3000m×700m 程度のものから小は 20m×5m 程度のもので種々の大きさがあることが知られている。ところが地震探査結果では、基盤のごく大まかな構造しか把握されておらず、小規模な起伏はほとんど見られていない。前記目的のウラン鉱床探査としてはこれでは甚だ不十分である。しかしながら、本地域は地形の変化がきわめて大きく、そのため走時曲線の凹凸が大きく、基盤にかなりの凹凸があってもそれによる走時曲線の微小変化よりも、地形による変化量の方が圧倒的に大きいため、走時曲線から基盤の微小構造を弁別することは原理的に不可能である。まして基盤の上部層の速度が不規則に変化するのではなおさらである。このような地域では、測線断面において数 100m の幅を有するかなり大きな構造でなければ探査は難かしい。事実、後に述べる東濃地域のように、基盤と上部層との速度差が顕著で、かつ地表が比較的平坦な好条件の地域では、かなり小規模な凹凸までを解析し得ている。

以上述べた種々の理由から、本地域は決して地震探査の好適地ではない。しかし幸いに基盤花崗岩の速度が比較的明確であるので、本地域の地震探査は基盤の大まかな構造を求めて相対的な凹部・凸部を推定し、試錐計画に資料を提供することにより、試錐経費の節減をはかるといふ経済的效果に重点をおいて計画実施すべきであろうと考える。

4. 人形峠北部地域（飯盛山周辺地域）の地震探査

人形峠北部地域は鳥取・岡山両県境以北、鳥取県側のウラン鉱床地域で、原子燃料公社倉吉出張所により調査開発が進められている。この地域には人形峠鉱床発見以前から円谷・歩谷などで金属鉱床に伴う鉱脈型鉱床の探鉱が行なわれていたが、昭和33年頃より堆積型鉱床の探鉱に着手し、東郷町・三朝町一帯に多くの鉱床が発見されている。

本地域における地震探査は、それらの鉱床の一つである東郷鉱山方面・麻畑鉱床に隣接する飯盛山周辺地域のみについて集中的に実施され、その調査回数も 6 次及び、4 年の歳月を要している。第 1 次から第 4 次までの調査の概要はすでに報告されているが、その後第 5 次・第 6 次の調査が主として原子燃料公社によって実施されたので、これらの結果をも含めて本地域の地震探査の概要を述べる。

この報告の冒頭にも述べたように、本地域での地震探査は所要年月、調査回数、経費など技術的にも事務的にも非常に努力が払われたのであるが、なお所期の目的を達することができなかった。ウラン鉱床地域における地震探査の難かしさの典型的な事例である。

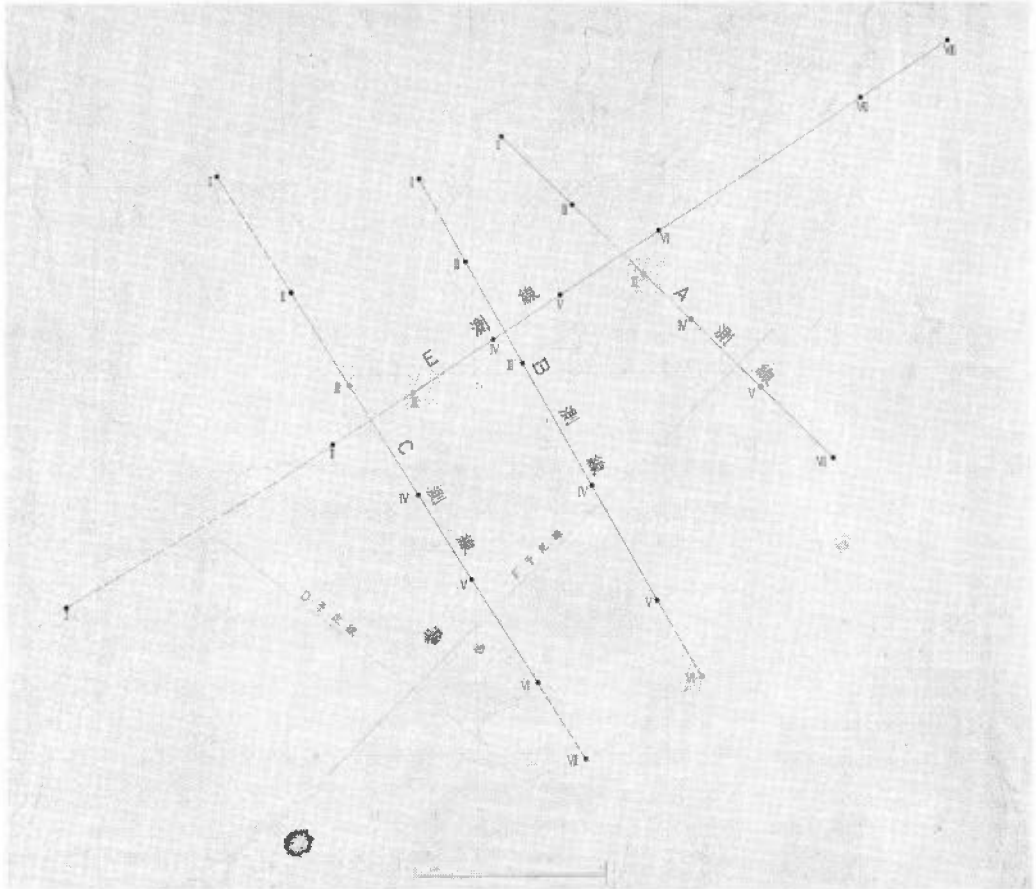
4.1 飯盛山周辺地区地震探査の目的

調査地域は鳥取県気高郡青谷町・東伯郡東郷町・三朝町の3町に跨り、鮮新世火山岩類で構成される飯盛山（主峰標高 768.8m）およびその連峰からなる山岳地帯である。調査地北西部には東郷鉱山麻畑鉱床・方面鉱床があり、ともに堆積型ウラン鉱床として坑道探鉱が進められている。これらの鉱床を手懸りとして飯盛山の火山岩類によって覆われた下部に新しい堆積型鉱床賦存の可能性が期待され、地震探査・試錐探査が計画されるに至った。しかしながら、厚い火山岩類に覆われ、しかも地形も急峻で起伏が激しいことから、調査実施以前から地震探査の成否にかなりの危惧の念が抱かれていたことも事実である。

調査地周辺の地質は、中生代後期に侵入した小鴨型花崗岩を基盤として、その上部を前記火山岩類が覆うものであり、火山岩類は主として安山岩およびその碎屑岩で構成され、一部に玄武岩質岩も分布している。方面・麻畑のウラン鉱床はこれらの基盤花崗岩類と火山岩類に挟まれて分布する厚さ数mの堆積層中の基底部に胚胎している。堆積層は基底礫岩・アルコーズ砂岩・凝灰角礫岩などからなっており、鉱石はこれらの岩層中に人形石・燐灰ウラン石として産出する。

飯盛山周辺地域はこれらの鉱床に隣接しているため、これら地域と同様含ウラン堆積層の分布が期待されるわけであるが、その厚さがわずか数mのものであるため、火山岩下の堆積層の分布を探査することは不可能に近い。そのため地震探査では、堆積層の存在は一応探査対象とせず、基盤花崗岩類と、その上部の堆積

第6図 飯盛山周辺地区地震探査測線配置図
 Traverse line of seismic prospecting at the Iimoriyama district



第7表 飯盛山周辺地域における地震探査測線概要
Abstract of seismic travers lines at Imoriyama district

1. 調査次別の調査内容

調査次数	測線	総延長	観測区間の長さ	測点間隔	使用した爆発点	補助爆発点数	備考
		km	km	m		点	
第1次	E 測線	2.4	2.4	20	Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵ	19	
	A 測線	2.54	2.54	20	Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵ	19	
第2次	C 測線	2.32	2.32	20	Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵ	21	
第3次	E 測線(再)	4.7	2.4	20	Ⅰ・Ⅱ・Ⅵ・Ⅶ	0	
第4次	E 測線東部延長	5.5	1.45	20	Ⅰ・Ⅱ・Ⅶ・Ⅷ	2	
第5次	C 測線(再)	3.63	2.32	20	Ⅰ・Ⅱ・Ⅵ・Ⅶ	0	
第6次	B 測線	3.0	2.27	25	Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ・Ⅴ・Ⅵ	20	

2. 測線別の概要

測線名	測線の方向	総延長	観測区間の長さ	測点間隔	爆発点数	補助爆発点数
		km	km	m	点	点
E 測線	N57°E	5.5	3.85	20	8	21
A 測線	N45°W	2.54	2.54	20	6	19
C 測線	N31°W	3.63	3.63	20	7	21
B 測線	N49°W	3.0	3.0	25	6	20

・火山岩類を一括した被覆層との不整合面の構造の探査のみに目的を絞って実施した。

4.2 地震探査の経過

調査測線は当初計画では A～F の 6 測線について実施する予定であったが、調査の進行とともに多くの問題が生じ、当初計画の変更を余儀なくされ、その結果 A・B・C・E の 4 測線について実施された。以下にその経過について述べる。第 6 図に測線配置を示す。

(1) 第1次・第2次の調査⁴⁾

第1次・第2次の調査は当初計画の初年度として 6 測線中の A・C・E の 3 測線について実施した。実施に当たっては過去 3 年に亘る人形峠東部地域の調査方法を踏襲したので、爆発孔の掘さく計画の不十分なこともあって、遠距離までの観測が行なえず、最大受振距離も 1,500m 程度までとした。そのため記録上の初動も必ずしも明瞭とはいえず、基盤と思われる屈折層からの屈折波を観測した区間も短かいため、走時曲線には地形の凹凸による変化が大きく表われ、基盤層の見掛けの速度の判定や走時曲線の折れ点の位置も明瞭に認められず、結局花崗岩上限の構造も明らかにするという所期の目的を達成し得ず、不成功に終わった。

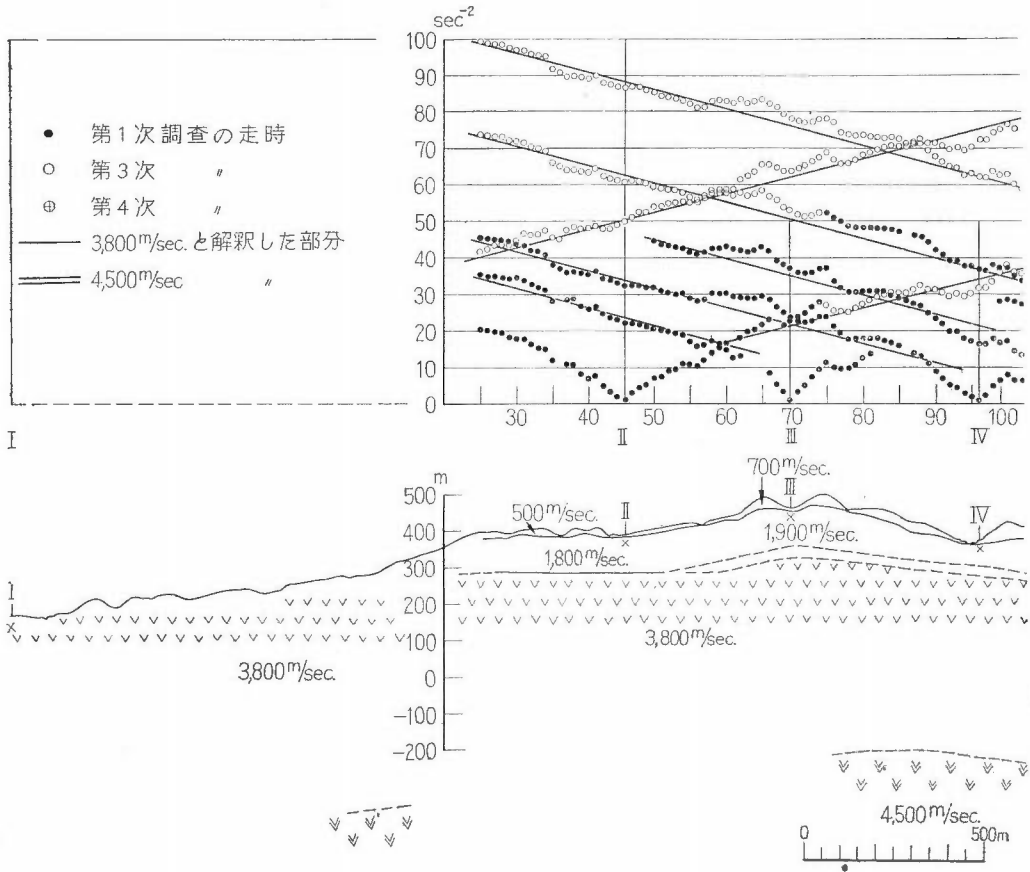
(2) 第3次・第4次の調査⁵⁾

第3次調査では、第1次・第2次調査の不成功に終わった問題点を究明し、本地域の探査に適合するよう調査方法に改善を加え、既観測測線中比較的豊富な地質資料の豊富な E 測線を選んで再観測を行なった。

調査方法の改善のおもな点は遠隔爆発法の採用である。すなわち、測線観測区間内のみでなく、測線両端延長上にも爆発点を設定し、基盤を伝播する屈折波を遠距離に亘って観測し、走時曲線上の地形による凹凸を無視して見掛け速度をより正確に捉えようとする方式である。このため爆発孔も増強し、火薬量も増加して明瞭な初動を観測するよう努めた。

これらの改善の結果、第1次・第2次調査の結果は修正され、地震探査により求めた基盤の深度および構造が、花崗岩上限構造の既知資料と比較的よく一致していることが明らかにされ、さらに E 測線東半部 V～Ⅵ間の花崗岩と測線東方Ⅶ付近に露出する花崗岩の地下における関係に、探鉱上考慮すべき問題が推定されるに至った。

第4次調査は、この両者の花崗岩の関連性を究明するため、E 測線をさらに東方に約 1.8km 延長して実施し、Ⅵ付近に幅 400m に亘る基盤の低速度不連続部を推定し、この地質学的意義について考察した。



第7図 E 測線走時曲線

Time-distance curve and seismic refraction

以上、第3次・第4次の調査により、第1次、第2次調査で十分な結果の得られなかった本地域の地震探査も、花崗岩上限構造の解明について一応の結果を得ることができ、今後のこの地域に対する地震探査の適用法について、遠隔爆発法の併用を中心とする指針を得ることができた。

(3) 第5次・第6次の調査

第3次・第4次調査から得られた調査方法についての指針に基づいて、原子燃料公社によって計画実施されたもので、第5次調査では、C測線の遠隔爆発法による再観測が、第6次調査では新たにB測線の調査が実施されている。

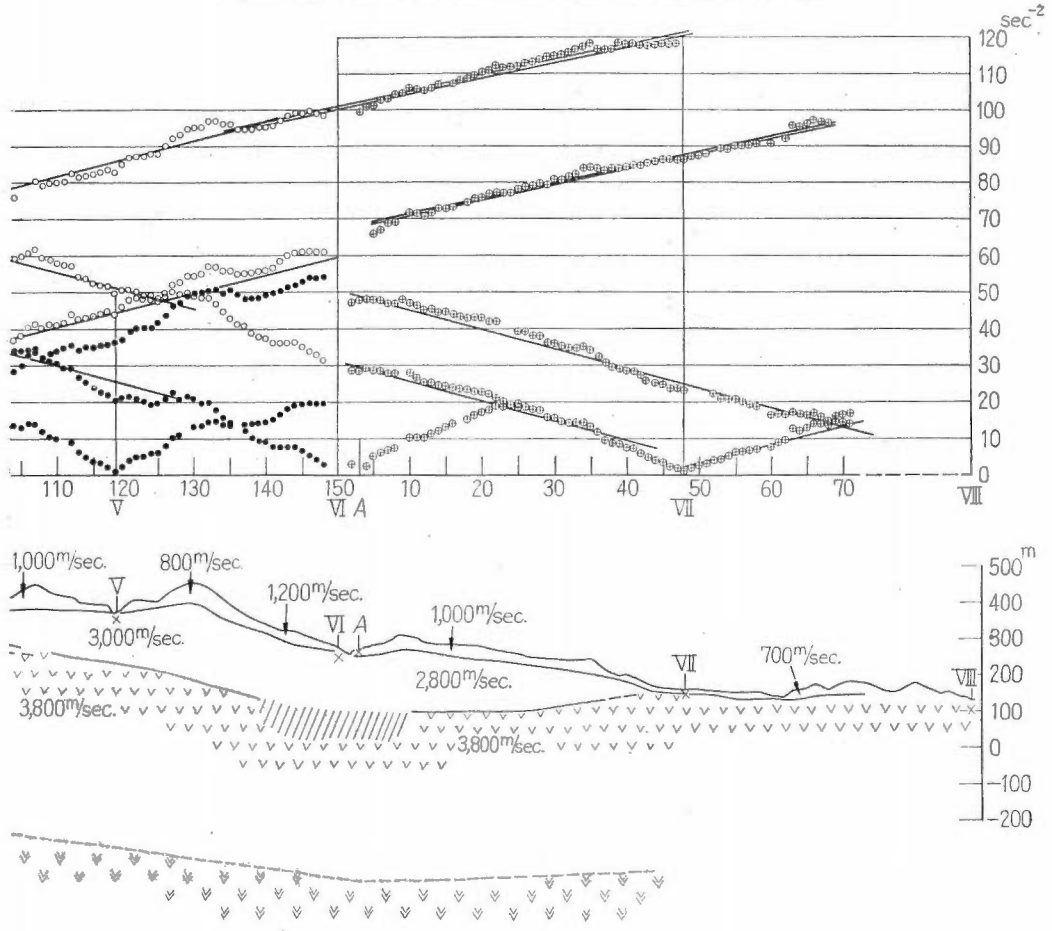
以上のように甚だ紆途曲折が多かったが、当初計画6測線中D・Fの2測線を残して本地域の地震探査は一応終了することにした。なお残された2測線は、D測線は花崗岩露出地帯に近いので、F測線は最も地形が悪く、かつ山奥で調査進行上からも難点があるので中止された。また、A測線は地形地質の関係から再観測を行ってもその成果が期待できないので再観測を行なわなかった。

4.3 地震探査の結果

(1) E 測線

本測線は前述のように前後3回に亘って調査を実施している。第1次調査⁴⁾では第7図のNo. 25~VI間の約2.4 kmに測線を設定し、爆発点はII~VIの5点とし、各爆発点から1.5 km程度までしか受振しなかったため、走時曲線には地形による凹凸が強調され、基盤の速度が正しく決定されなかった。その結果、

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)



および解析図
profile of E line at the Iimoriyama district

本測線下の速度分布は次のように解析された。

- 第1層 400 ~ 750 m/sec
- 第2層 1,200 ~ 1,600 m/sec (一部のみ)
1,900 ~ 2,100 m/sec (Ⅳ以東)
- 第3層 3,000 m/sec (Ⅳ以東)
3,300 m/sec (Ⅳ以西)

そして第3層を速度基盤層と仮称して本地域全般の基盤と考え、とくにⅣ以東では直接地表近くにこの速度基盤層が分布するとの結果を得ている。しかしⅣ以東でも安山岩その他の火山岩類がかなり厚く分布することが知られており、第3層が求める基盤花崗岩ではあり得ないので、速度層と地質との対応はまったくつけられなかった。

第3次調査⁵⁾ではさらに第3層の下部に高速度層が分布するものと考え、前述の遠隔爆発法を取り入れ、各爆発点からの受振距離もできるだけ長く取って再観測を行なった。Ⅰ(Ⅱの西方約1.8km)およびⅦ(Ⅳの東方約1km)はこのために設けられた遠隔爆発点である。この他、既設爆発点中Ⅱ・Ⅴの2点も爆発孔を増強し、遠距離の観測資料を捕捉した。その結果、走時曲線上には“同方向より測定した同一層の屈折走時曲線は、すべて平行曲線となり重ね合することができる”といういわゆる走時曲線の重ね合せの原理¹³⁾を適用しうる範囲が増大した。この原理は同一走時差となるため走時曲線は常に併行して表われるので併行走時

ともいわれている。第 3 次調査の走時曲線からこのような併行走時のあらわれた部分はすべて基盤からの走時とみなし、基盤の起伏による見掛け速度の増減も無視してきわめておおざっぱに併行走時部分全部を満足する速度を求めたところ 3,800 m/sec なる速度が得られた。第 7 図の解析図は基盤速度を 3,800 m/sec と仮定し、測線全域について再解析を行なって求めた地下速度分布である。また、遠隔受振資料から 3,800m/sec よりさらに高速度の層があることが推定されるが、これについては速度決定の資料がないので、人形峠東部地域の基盤速度の平均値 4,500 m/sec を便宜上用いて概略の分布を求めた。

その結果、本測線下に次の速度層を得て、それぞれ地質との対応を推定した。

- | | | |
|-------|-------------------|-------------|
| 第 1 層 | 500~1,200 m/sec | 表土層 |
| 第 2 層 | 1,800~1,900 m/sec | 火山岩類 |
| | 2,800~3,000 m/sec | |
| 第 3 層 | 3,800 m/sec | 基盤花崗岩類 (風化) |
| 第 4 層 | 4,500 m/sec | 同上 (未風化) |

結局、第 1 次の解析で速度基盤層とした 3,000m/sec の部分にもその下部に 3,800m/sec が分布することがわかり、3,000 m/sec 層は第 2 層と考えを修正した。この結果 3,800m/sec 層上限は地質資料による花崗岩類上限にかなり近いものとなったが、すでに人形峠東部地域でも対比についてふれたように絶対深度や部分的構造には多くの矛盾が見られている。

第 4 次調査からは、M 付近に基盤花崗岩の不連続部が推定され、ウラン鉱床胚胎に有利なチャンネル構造か、あるいは火山岩噴出に關係ある断層のようなものではないか、との推定が行なわれている。

火山岩類に対応する第 2 層が 2 つの速度に分かれている現象は、人形峠東部地域でも多くの測線に見られたが、ここでは火山岩類の堅硬な部分と、それらの凝灰角礫岩層との量的關係の差異によって生じた速度差と解釈した。

(2) A 測線

前記のように再観測を行なわなかったので、基盤花崗岩類と考えられる速度層は得られていない。第 1 次調査の解析結果 (図省略文献参照) によれば 2,500~3,200m/sec の比較的高速度の火山岩類の分布が推定される。本測線は基盤までの深度も大きく、したがって再観測を行なっても E 測線のように 3,800 m/sec なる基盤速度層がみいだされる公算がほかの測線よりも少ないので、再観測は行なわなかった。

(3) C 測線

第 2 次調査の結果では本測線下は

- | | |
|-------|-------------------|
| 第 1 層 | 300~ 800 m/sec |
| 第 2 層 | 1,200~2,500 m/sec |
| 第 3 層 | 2,800~3,500 m/sec |

の 3 速度層に区分されたが、各速度層とも速度値の幅も大きく、かつ速度の水平的変化がきわめて複雑で、速度層と地質との対応はつけ難かった。

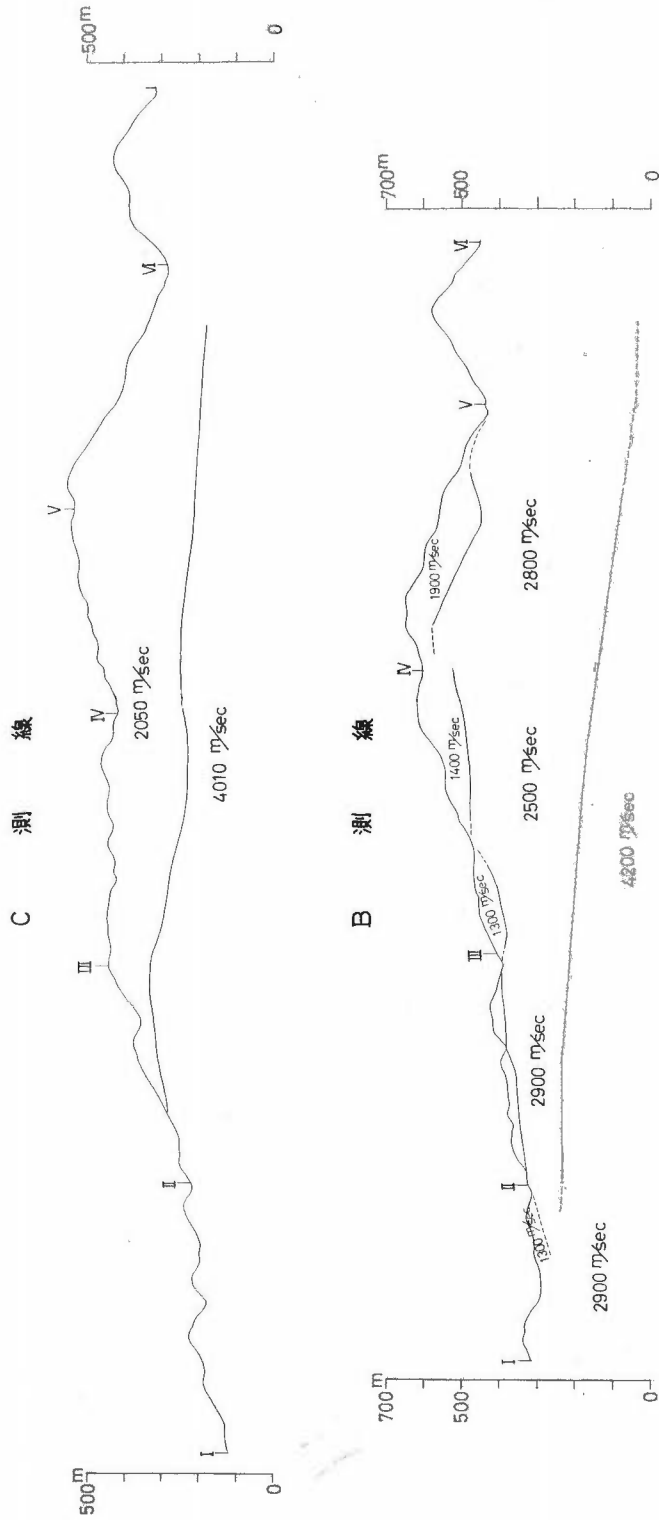
再観測ではさらに測線を延長して遠距離観測資料を増強した。再解析では速度の部分的な変化は一切無視し、きわめて大局的に全測線下を単純 2 層構造と仮定して解析を行ない、第 8 図に示す速度分布を得たものである。なお再解析は原子燃料公社によって行なわれた。そして 2,050m/sec 層を火山岩類に、4,010m/sec 層を基盤花崗岩にそれぞれ対応させている。

(4) B 測線

E および C 測線の経験を基に、はじめから遠隔爆発法を併用して計画した測線である。実施に当たっては原子燃料公社および地質調査所からそれぞれ 1 台ずつの地震探査器を持ち寄り、48 成分の地震計による共同観測方式で行なわれた。解析は原子燃料公社によって行なわれ、第 8 図のような速度分布が得られている。

すなわち、

- | | |
|-------|-------------------|
| 第 1 層 | 1,300~1,900 m/sec |
| 第 2 層 | 2,500~2,900 m/sec |
| 第 3 層 | 4,200 m/sec |



第8図 C 測線および B 測線解析図
Seismic refraction profiles of C and B lines at the Imoriyama district

の3つの速度層が得られ、第2層を火山岩類に、第3層を基盤花崗岩類に考えられている。基盤花崗岩は南に深度を増し、観測区間の最南端V付近で標高40m程度（地表からの深度約400m）となっている。

4.4 飯盛山周辺地区の総括

以上述べたように飯盛山周辺地区の地震探査は、非常な努力が払われたにもかかわらずなお十分な成果が挙げられなかった。

先に述べた人形峠東部地域においては、試錐結果との絶対深度の比較の点で不十分な点はあったにせよ、調査地の地形の問題や速度層と岩質の対応などから考えて、現在の地震探査屈折法のもつ限界点を勘案すれば、ある程度納得しうる範囲では、基盤花崗岩の構造探査という目的に対して解答を与えてきた。

本地域でも再観測などによって一応基盤の大まかな構造は解析し得たとはいうものの、その精度は人形峠東部地域に較べてもかなり低下しており、まして後に述べる東濃地域の結果から較べると、著しく精度が低下し甚だ不満足な結果といえよう。この原因として、1) 地形および低速度層、2) 基盤花崗岩の深度および風化、3) 火山岩類の分布、その他が挙げられる。これらの問題はどの1つをとっても地震探査実施上の重大な障害となる問題であるが、本地域においてはこれらの悪条件がことごとく重なり合っており、このような結果となってしまったものである。

人形峠東部地域においてもこれらの問題はそれぞれ若干は見られた。地形および低速度層の問題は両地域全く共通の問題であるので別としても、東部地域では一部にはかなり高速度の火山岩類の被覆もあったが本地域ほど全域に及んではいなかった。また東部地域は基盤花崗岩の深度も本地域に較べて比較的浅く、かつ風化の度合いもそれほど顕著ではなかった。その速度は全搬に4,000~5,000m/secと測定され、4,500m/secが最も一般的であったのに対し、本地域ではE測線で3,800m/sec、B測線で4,200m/sec、C測線で4,000m/secといずれも小さい値を示し、風化の度が東部地域より激しいことを示している。これらのことから、本地域は人形峠東部地域に較べてもさらに難かしいことが諒解されよう。

結果的に見るならば、本地域において得られた程度の大雑把な結果では、ウラン鉱床探査にはほとんど役立たないであろうし、またこの程度の結果を得るためならば、本地域で実施したような精密な調査方法を取らなくても、測点間隔・爆発点間隔のもっと粗い概査的方法でも可能であったのではなかろうか。

調査地域の選定・調査計画の立案の過程において、また、自然条件と探査目標および精度との関係において、筆者をも含めて関係者の間に地震探査に対する考え方に“甘さ”があり無理な期待があったことは否定できない。その努力にもかかわらず本地域の調査が稔り少ないものであったことを遺憾として反省する次第である。

5. 東濃地域の地震探査

昭和37年12月、地質調査所カーボン調査班により、岐阜県東部美濃地方の土岐市北方で強い放射能異常が発見されたのを端緒として、昭和38年以降地質調査所および原子燃料公社により、総合的な地質調査が実施されている。その結果、放射能異常地は東濃地域全搬に亘って随所に発見されている。

地震探査は昭和40年度までに、土岐北部地区および瑞浪西部地区の2地区で実施されている。なお昭和41年度には御嵩地区西方の可児町付近で実施する計画である。

5.1 土岐北部地区⁸⁾⁷⁾⁸⁾

土岐北部地区の地震探査は昭和38・39の二年度に亘って実施され、それぞれ詳細に報告されているので、ここではその要約について述べる。

(1) 地質と調査目的

本地域の地質は先第三紀の花崗岩類を基盤とし、これを覆って発達する中新世の土岐夾炭層および瑞浪層群からなっており、花崗岩類は調査地域の東部・西部および北部の丘陵性台地に露出し、北部ではこれを覆って含化石砂岩・泥岩・頁岩などからなる瑞浪層群が露出している。土岐川流域平野ではさらにこれらが薄い沖積層で覆われている。

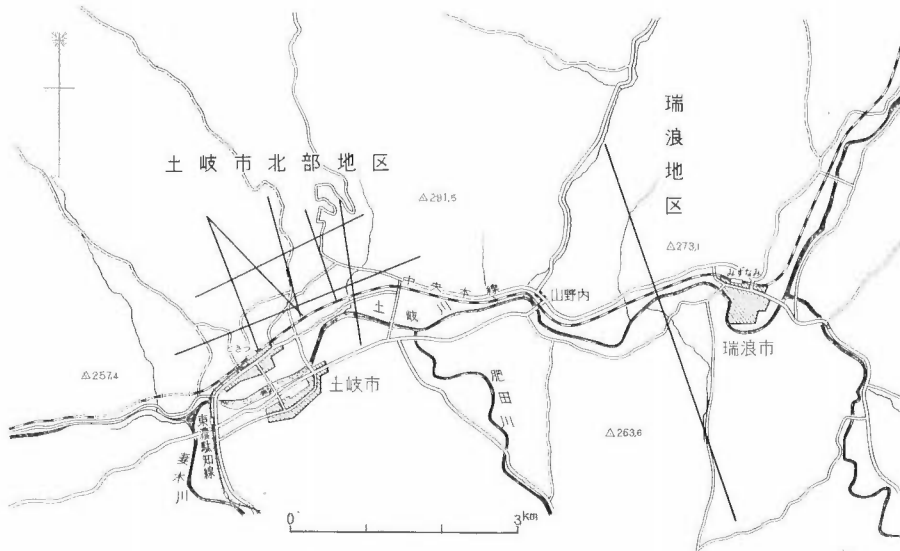
現在までに進められた地質鉱床調査から、本地域のウラン鉱床はおもに第三紀層基底部に発達することが知られており、人形峠鉱床と同様地下水型の鉱床とされている。したがって、本地域の地震探査も人形峠地域と同様に基盤花崗岩の深度および構造の把握を目的としている。

本地域は人形峠地域と異なり、調査地域の地形が比較的平坦であり、かつ火山噴出岩類の分布もないので、地震探査の適用条件は同地域よりきわめて有利であると判断し、同地域で果せなかった基盤花崗岩の小規模な起伏の捕捉の問題、基盤の地下等高線を画いて調査地全域の基盤構造の平面的把握など地震探査技術上の問題、および電気探査・重力探査結果の比較など物理探査技術向上に資することとも合わせて目的とした。

(2) 測線設定と調査経過

地震探査測線は兩年度合わせて7測線設定した。調査範囲の狭い割合に測線密度の大きいのは、前記のように等高線を画くことを目的の一つとしたためである。測線配置を第9図に、測線概要を第8表に示す。このうち、初年度の昭和38年度には第1・第2の2測線について実施し⁷⁾、本地域は人形峠地域と較べて地震探査の適応性が良く、かつ測線下の比較的微細な構造までを解析しうることがわかり、また基盤花崗岩の構造に関して興味ある事実と問題点が指摘された。

第2年度は初年度に指摘されたいくつかの問題点を解明し、併せて基盤花崗岩の地下等高線図を完成するため、第3～第7の5測線を設定した⁸⁾。



第9図 東濃地域における地震探査測線

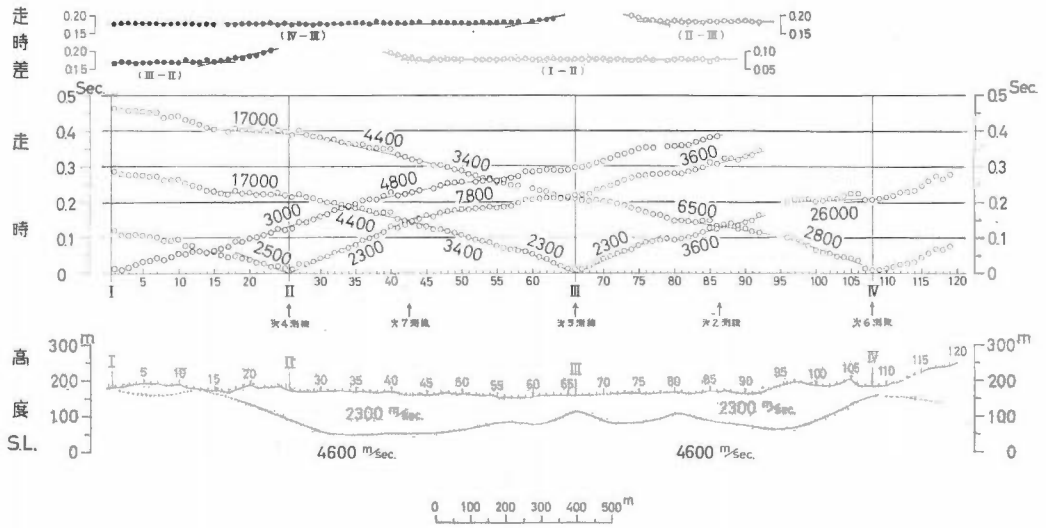
Traverse line of seismic prospecting at the Tōnō area

第8表 東濃地域における地震探査測線の概要と速度層

Abstract of seismic traverse lines and their velocity layers at Tōnō area

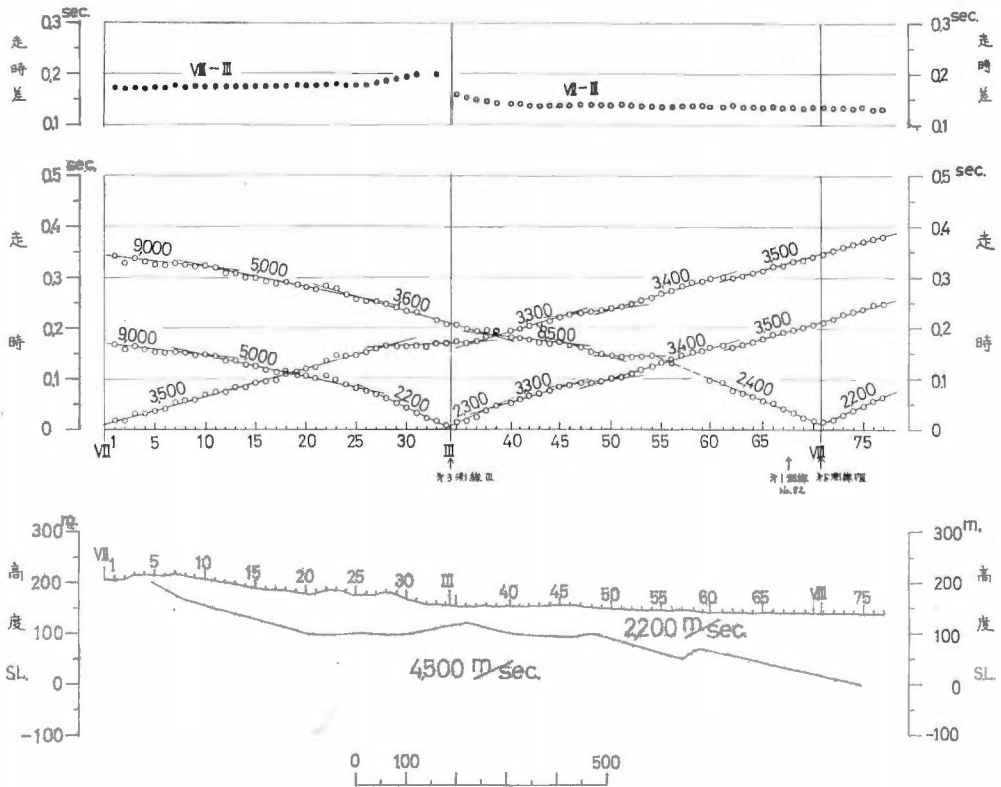
調査地		測線の方向	測線の長	受振点間隔	爆発点	速度		
地区	測線					第1層	第2層	
			km	m	点	m/sec	m/sec	
土岐市	第1次	第1測線	N70°E	3.31	20	4	2,250	4,600, 4,750
		第2測線	N15°W	1.35	〃	2	2,200	4,500
土岐市北部地区	第2次	第3測線	N63°E	2.39	20	4	2,300	4,600
		第4測線	N48°W	1.52	〃	3	2,300	4,600
		第5測線	N12°W	1.54	〃	3	2,200	4,500
		第6測線	N4°W	1.99	〃	3	2,200	4,400
		第7測線	N48°W	1.55	〃	3	2,300	4,600, 5,000
瑞浪西部地区		N20°W	5.05	25	5	2,150	4,600, 5,000	

地質調査所報告 (第 232 号)



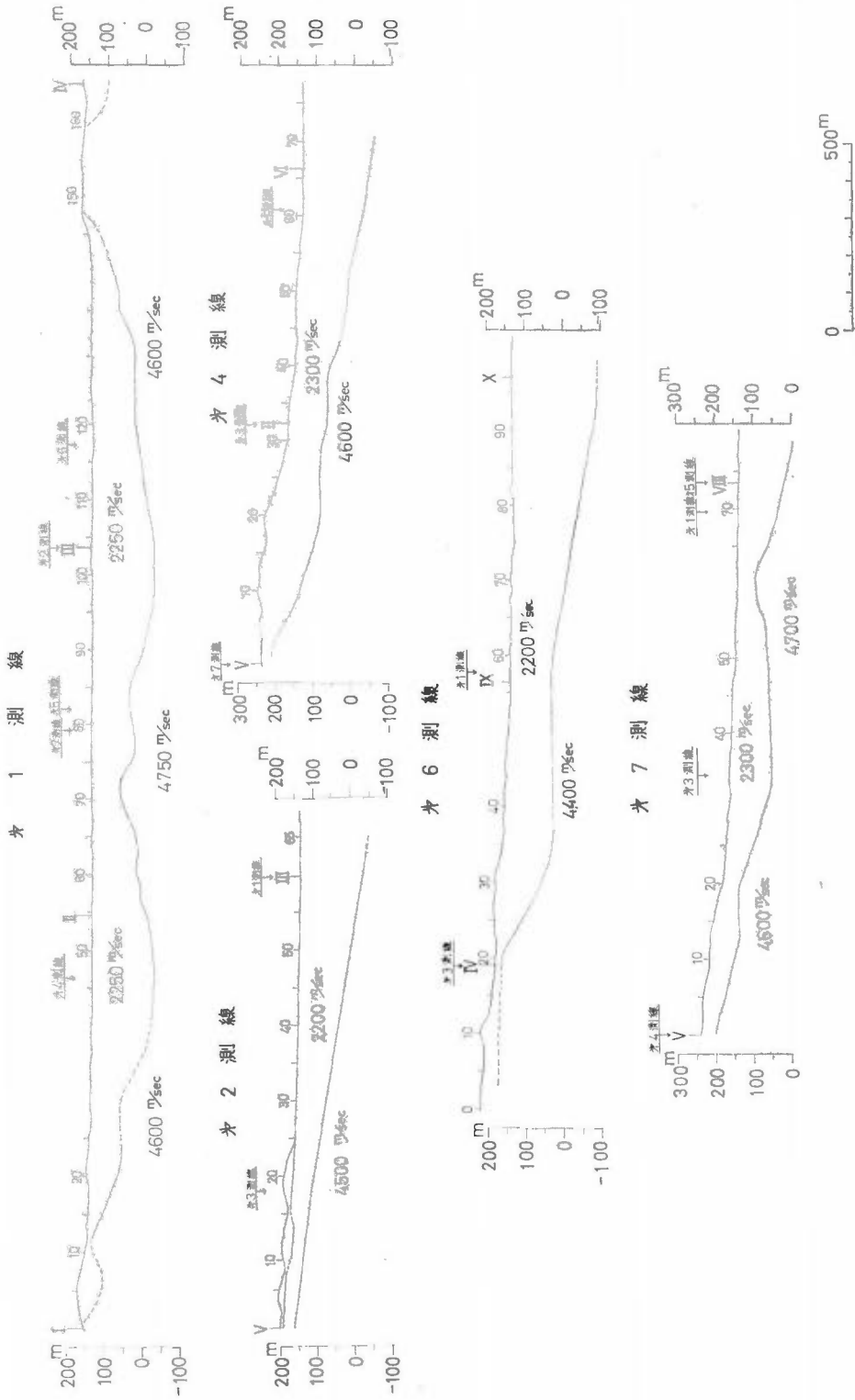
第10図 土岐第3測線走時曲線および解析図

Time-distance curves and seismic refraction profile of the 3rd line at the Toki district



第11図 土岐第5測線走時曲線および解析図

Time-distance curve and seismic refraction profile of the 5th line at the Toki district



第12図 土岐地区各測線解折図
Seismic refraction profiles at the other lines at the Toki district

初年度の調査では原子燃料公社はまだ飯盛山地区の調査に力を注いでいたため、地質調査所単独で調査が実施されたが、第2年度は原子燃料公社との共同調査として実施し、第3・第7の2測線を公社が、第4～第6の3測線を本所が分担した。現地の調査作業は第6次飯盛山地区調査と同様、両者の調査班による共同観測方式とした。このため作業量は平年度の2倍を超える能率を上げ得た。

（3）調査結果

全測線についての走時曲線と解析結果はすでに発表されているので、重複を避けて東西方向の第3測線、南北方向の第5測線の走時曲線および解析図を例として第10図・第11図に掲げ、その全測線については解析図のみを第12図に示した。

本地域の走時曲線は、1）地表付近低速度層の存在がほとんど走時曲線上に影響を及ぼさず、2）第1速度層の速度の局部的変化がほとんどなく安定しており、3）第1速度層と第2速度層との折れ点も各曲線について明確であり、4）地形が平坦であるため第2速度層の走時曲線の凹凸は全く基盤構造の凹凸を表わすものと考えることができる、など人形峠地域の走時曲線に較べて、結果の解析が比較的容易に安定して行なえる。

本地域の走時曲線は、花崗岩露出地帯を除き、速度2,200～2,500 m/secを示す第1層と、見掛け速度3,400～7,100 m/sec、部分的には10,000 m/sec以上を示す第2層とに分けられる。第2層は見掛け速度の幅が大きすぎて一見これを同一層と解釈するのは不可のように見えるが、併行走時法からこれらが全く同一速度層の起伏による見掛け速度であることが検証された。これについては第1次の土岐地区の報告に詳しく述べた。その結果、試行誤差法で第2層の速度を決定し、本地域の走時曲線を、

第1層 2,200～2,300 m/sec

第2層 4,400～4,750 m/sec

からなる2層構造として解析した。そして第1層は瑞浪層群および土岐夾炭層に、第2層は基盤花崗岩類にそれぞれ対比した。

東西方向の2測線（第1および第3測線）の基盤構造は、ほぼ相似形を示し、いずれも測線中央部の丘陵構造と東西2つの谷状構造とからなり、測線両端部では盆の縁状に急激に浅くなって花崗岩露出地帯に続いている。これらの花崗岩露出地帯では風化のためかなり速度が低下している。

南北方向の5測線（第2・4・5・6・7測線）の基盤構造はいずれも北に浅く、南に深くなり、一般的には単斜構造を示すが、第2測線が典型的な単斜であることを除き、他の測線はいずれも多少の起伏を伴い、とくに第5測線では、測線中央部で基盤の形状に複雑な変化が見られる。

（4）地下等高線図

これらの解析結果から、基盤花崗岩の地下等高線図を画き第13図に示した。等高線図に見る本地区の基盤構造は大まかには、ほぼ南北の方向性の2つの大きな谷状構造と、これらに挟まれた尾根状構造とからなっている。東部の谷状構造は北北東方向に延び、西部の谷状構造は主方向は北北東であるが、途中で2方向に分岐し、1つはさらに北東に、1つは北西方向に向かっている。中央丘陵は東西両谷状構造とほぼ平行な北北東-南南西の方向性を示し、比較的幅の狭い半島状を形成している。半島状の等高線は根元の付近でかなりくびれた複雑な形を示し、その先端部は一つの独立した潜丘構造をなしている。また、これらの基盤地下等高線図は、この地区で行なわれた「土岐1号」・「土岐2号」試錐結果からも基盤花崗岩の上限によく対応している。

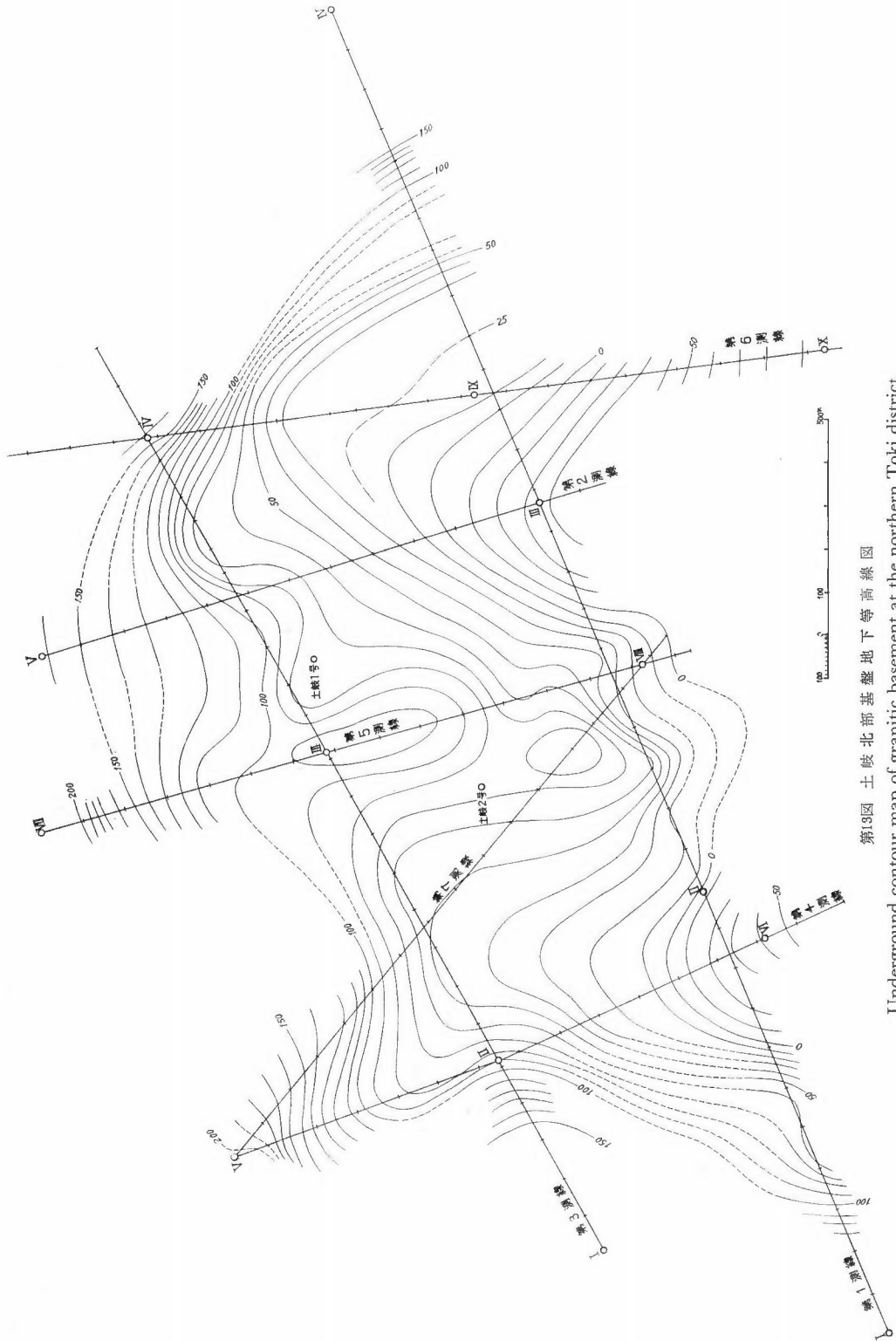
以上のように本地区の地震探査では、基盤花崗岩の地下構造を詳細に探査することができた。

5.2 瑞浪西部地区⁹⁾

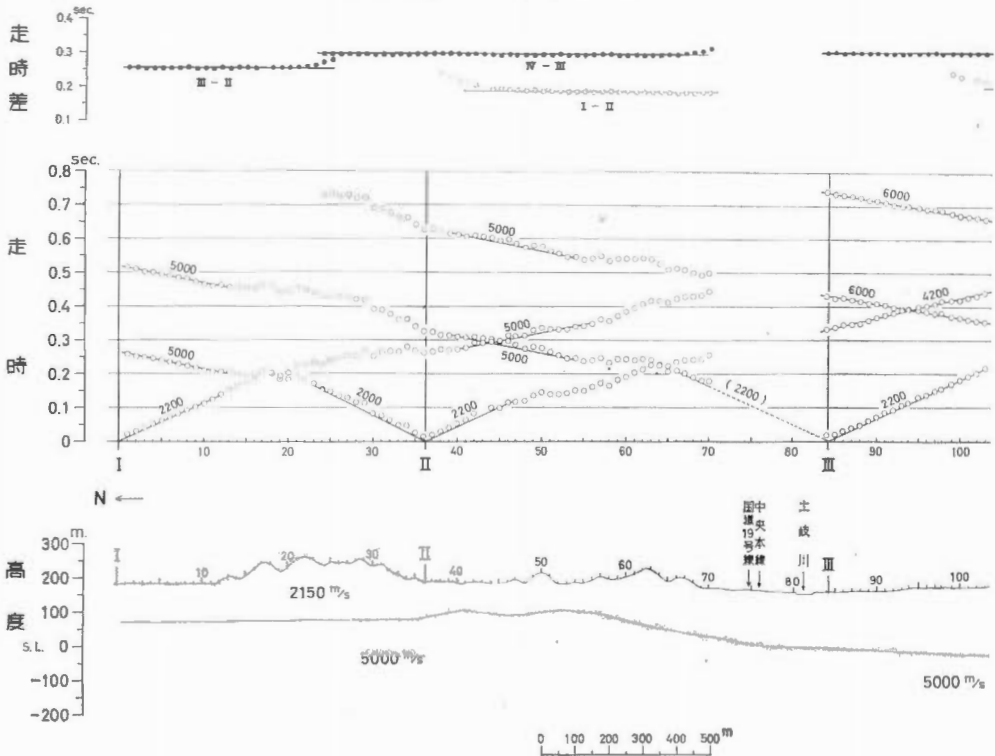
土岐北部地区の探査の結果、東濃地域においては基盤花崗岩の構造把握に地震探査がきわめて有効であることがわかった。この成果を基に、今後の東濃地域における地震探査の利用法について検討し、今後この地域においては地質鉱床調査の進行に伴って基盤構造の解明を必要とする地区において重点的に実施することとした。瑞浪西部地区もその一つとして実施されたものである。

（1）地質と調査目的・測線設定

地震探査測線は、北は瑞浪市月吉から土岐川および瑞浪盆地の中央部を横断し、南は同市上山田に至るほ



第19図 土岐北部基盤地下等高線図
Underground contour map of granitic basement at the northern Toki district



第14図 瑞浪西部測線走時
Time-distance curve and seismic refraction

ぼ南北方向 5.05 km に亘って設定された 1 測線である。

基盤花崗岩は測線北方・北西方および南方に分布し、測線北端の月吉付近では花崗岩・土岐夾炭層中に放射能異常も認められている。測線付近の地質は松沢らの地質図¹⁴⁾によれば、基盤花崗岩の上部に中新世の瑞浪層群および土岐夾炭層が分布し、瑞浪盆地ではさらにその上部に第四紀段丘堆積層および沖積層が分布している。瑞浪層群は測線北半部狭間川流域や月吉にかけては生俵累層・下肥田累層・明世累層上部など比較的上部層が分布し、測線南半部山田町付近では明世累層下部など比較的下部層と、新第三系最下部層の土岐夾炭層が分布している。また南半部では NE-SW 方向に断層帯が走り複雑な地質構造を示しており、上山田付近では土岐夾炭層の亜炭が採掘されている。

地震探査は測線北方および南方に露出する基盤花崗岩の構造、とくに瑞浪盆地下部における推移を探査しようとするものである。

(2) 調査結果

本地域の地震探査は現在解析を終了し、伊藤らにより報告が行なわれる予定であるので、詳細はこれにゆずりここでは同報告に掲げるべき走時曲線および解析図を第14図に示して、結果の概要を記すにとどめる。

本測線の走時曲線の性質は土岐北部地区のそれとほとんど同様であり、測線南半部の一部を除き 2 層構造と考えられる。しかし南半部Ⅳ-Ⅴ間では 3 層構造とも考えられる資料が得られているので、この範囲では両方の考え方で解析が行なわれたが、詳細は調査報告にゆずり、ここでは全測線について 2 層構造として解析した結果を示した。

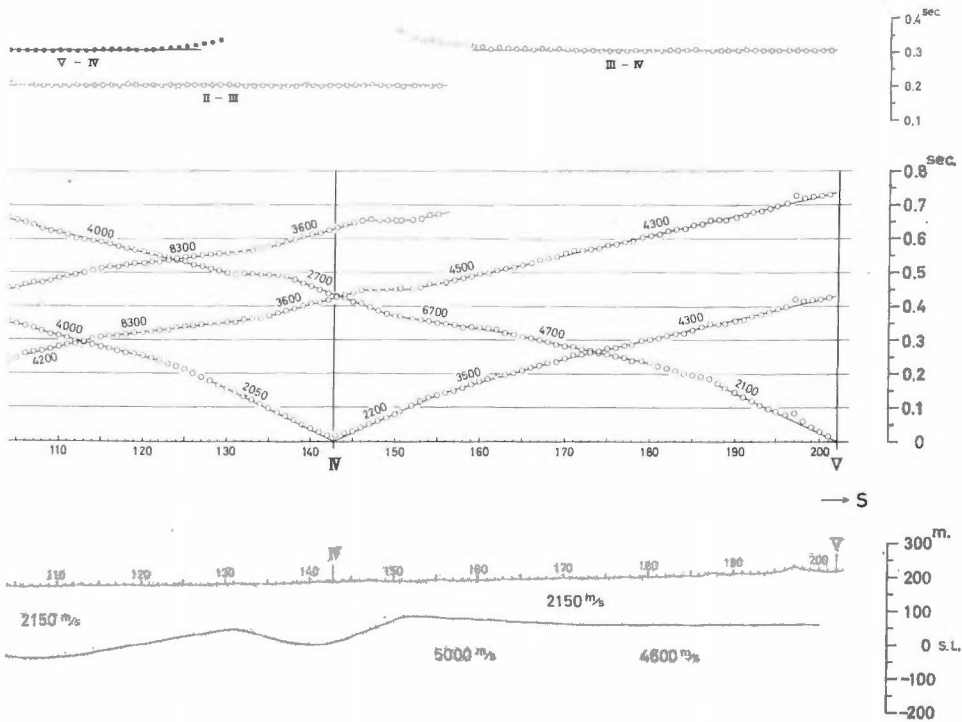
速度層は土岐北部地区とほぼ同様で、

第 1 層 2,150 m/sec

第 2 層 4,600 および 5,000 m/sec

の 2 つの速度層からなり、第 1 層が新第三系堆積岩類に、第 2 層が基盤花崗岩類に対応するものと考えられ

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)



曲線および解析図
profile of the Mizunami line

る。

基盤花崗岩の構造は、大きくは北部平坦構造・中央舟底型構造・南部平坦構造の3つの部分に分けられる。中央舟底型構造は土岐川南方を底部とし幅約1,900mに及ぶ大きな構造であるが、凹みの深さは約100mに過ぎず、最深部の地表からの深さは約200mである。またこの構造は左右非対称で、北翼には緩傾斜で南翼へは急傾斜で上昇している。中央舟底型構造と南部平坦構造との接合部のIV付近には、もう1つの小規模な舟底型構造があるが、この構造は両翼ともかなりの急傾斜を示し、断層とも考えられる。これを断層と考えた場合、本地域をNE-SW方向に走る大断層の一部をなすことが、地質図上の位置から推定に難くない。いずれにしてもこの小規模舟底型構造が、ウラン鉱床胚胎に有利なチャンネル構造であるのか、大断層であるのか、わずかに1測線の本調査のみからは断定は下し難い。今後機会を得て解明したいと考える。

本測線南端で基盤花崗岩は地表下約150mの深さに分布することが地震探査結果で明らかになった。しかし測線延長上の約300m南にはこの基盤花崗岩は地表に分布し、高さ約300mの山地を構成しているのので、この間の花崗岩のつながりは、土岐地区のような盆の縁状の構造はまず考えられない。おそらくは断層などで急激に落ち込んでいるものと推定されるが、本測線が花崗岩地帯まで延長されていないので、本調査からは何らの積極的な資料はない。ただ地形および地質的には、花崗岩分布地帯は地形が急激に峻しくなり、崖錐堆積物の分布も見られる所から¹⁴⁾、いかにも断層地形を表わすように見られるのが今のところ唯一の手懸りである。この点も今後の機会に解明したい。

5.3 東濃地域総括

以上述べたように東濃地域では基盤構造探査としての地震探査は一応成功を納めたとみてよい。以下本地域の地震探査結果を総括するとともに、地震探査の適応性という点で、前2章に述べた人形峠地域と比較してみる。

(1) 速度層について

本地域の速度層は、瑞浪西部地区の一部に3層構造を考えさせる問題も残されているが、全般的には第8表に示すように、2,150~2,300 m/secの第1層、4,400~5,000 m/secの第2層の2つから構成され、しかもそれらが、新第三紀堆積岩および基盤花崗岩にきわめてよく対応している。その速度比は、 $V_1/V_2=0.5$ という理想的ともいえる条件である。このような理想的な条件は人形峠地域ではまったく見られなかったことである。

（2）基盤深度の探査精度

人形峠地域では地震探査結果と試錐結果とが比較され、決して満足しうる精度は得られていないことはすでに述べた。本地域においては直接比較しうる試錐資料としては「土岐1号」および「土岐2号」の資料のみしかないが、土岐北部地区の基盤の地下等高線とこれらの資料とがまったくよく一致している。この等高線の深度の精度は測線付近で±10m程度、もっとも測線密度の粗い所で±20m程度で得られているものと断定してよい。したがって本地域の基盤深度の探査精度はきわめて高いものである。

（3）微小構造の探査能力

本地域では各測線の解析図にも示されたように基盤の起伏はかなり微小な構造までを解析し得た。チャンネル構造ということに重きを置けば、主構造に寄生する幅200m、凹みの深さ25mという小規模な構造は明瞭に検出され、信頼度を若干落せば、幅数10mの凹型構造でさえ解析されている。人形峠地域のような地形の起伏の激しい所では、このような微小構造の弁別は原理的に不可能であることを前に述べた。すなわち、基盤の起伏は走時曲線上の見掛けの速度の変化から決定されるものであり、速度4,500 m/secの層でも昇斜の場合には無限大に近い見掛け速度を示し、降斜の場合2,500 m/sec程度の見掛け速度を示すことさえあるのは本地域の走時曲線でも多く見られている。このような見掛け速度の変化は地表が平坦であってはいじめて識別できることであり、もし本地域のように速度比の条件の良い地域であっても、地形が人形峠地域のように複雑であったなら、これほど詳細に基盤構造を求めることはできなかつたであろう。

本地域は、以上述べたあらゆる点から人形峠に比較してはるかに高い精度で基盤構造を求めることができた。すなわち地震探査の適応性は人形峠地域よりはるかに良好である。

5.4 電気探査・重力探査との比較

ウラン鉱床地域の基盤探査に用いる物理探査法として、地震探査の他に電気探査および重力探査が実施されていることは前に述べた。本地域においては土岐北部地区の第1測線を中心とする幅約320mの範囲で基盤の微細構造を目的とする電気探査が、直流を用いた垂直探査法によって、昭和38・39年度に本間らによって実施され、また地震探査とほぼ同じ区域を昭和41年に須田らによる重力探査が実施された。

電気探査は人形峠東部地域においても、地震探査と同一測線上で実施されているが、それぞれの結果は別として、両探査結果の間には良好な対応は得られなかった。しかし本地域では両者の結果がかなりよく対応を示し、今後の本地域の探査計画にも役立つ興味ある結果が得られた。これについては土岐地区の第1次および第2次報告に比較図とともに述べており、また後に述べる重力探査とも併せて、別に詳細に報告する予定であり、ここでは両探査法の結果がきわめて良く一致したという事実のみを報告しておく。

重力探査は土岐地区の地震探査実施地域全域について実施され、目下解析が進められているが、須田らの中間経過の等重力線図の示す傾向が、第13図の地震探査による基盤の地下等高線図ときわめてよく似た様相を示している。これについても重力探査の最終結果をまって詳細に検討したい考えである。

測定する物理量、調査の精度、調査規模などのまったく異なる3つの物理探査法が、地震探査結果を中心として良く対応を示したことは、現在までにあまり例のないことで注目に値する。今後の本地域の物理探査実施方式の改善にも興味深い資料を与えるものと思う。

6. む す び

以上にわが国で行なわれたウラン鉱床地域における地震探査について述べたが、文中にもしばしば述べたように、堆積型ウラン鉱床地域の基盤構造の解明といっても、調査地域それぞれの自然条件の差異によって、調査が実施される3地域における結果はきわめて異なるものとなってしまった。

人形峠東部地域においては、地震探査の適応性は必ずしも良好ではなく、基盤の小規模な起伏は求め得

ず、深度誤差も大ではあるが、基盤構造の傾向はほぼ把握することができた。

人形峠北部地域の飯盛山地区では、地形の複雑さに加えて、火山岩の厚い被覆、基盤の風化などのため、地震探査の適応性はほとんど期待できない。

東濃地域においては、基盤の小規模な起伏もかなり詳細に把握することが可能である。今後この地域では、他の物理探査法とも併せ考えて地質鉱床学的な立場から地震探査の有効適切な活用が検討されるべきである。これらの地震探査結果がウラン資源の探鉱に直接利用されるには、基盤構造と鉱床胚胎の関連性が明確にされねばならず、地質学的な検討が望まれる。この問題の解明の一方法として、地震探査結果で鉱床胚胎の可能性が期待しうるような基盤構造地域を選んで、試錐探査およびそれに伴う物理検層が実施されることが望ましい。

最後にウラン鉱床地域における地震探査実施の間に痛感されたことならについて改めて述べておきたい。

（1）調査計画上の問題

各地域における記述からも判るように、ウラン鉱床の地震探査ではとくに新しい適用方法が考案されたものでなく、従来から油田・炭田あるいは金属鉱床の探査で用いられた方法をほとんどそのまま適用しただけである。目的・対象・地域性および自然条件によって適用方法が変えられないものであれば、調査結果がこれらによって左右されるのは当然のことである。したがって調査実施以前に、調査地周辺の地質資料の検討、岩石試料の速度測定など、地震探査の成功の可能性を充分吟味せねばならないのは当然である。しかしながら、予算計画の過程からある程度止むを得ないことではあるが、調査地の決定と実質的な可能性の吟味がほとんど同時に行なわれ、さらに併行して爆発孔の掘さくなどの作業が行なわれるので、たとえ可能性の吟味の結果が否定的であっても、その結論の出た段階ですすでによくの事由がない限り中止することができにくい状況となり、実質的には可能性の吟味は行なわれなかったと同じことになり、実施の段階に入っている。人形峠の恩原地区および飯盛山地区においても、岩石試料測定結果は否定的であったにもかかわらず、調査実施に踏み切ったことを両報告の筆者らがそれぞれ述べているのはこの辺に理由があるのである。新しい地域の探査計画立案に際して、適用性の吟味ならびにその結果の尊重は充分心すべきことである。

（2）自然条件と地震探査の限界

地震探査の成果は自然条件によって大きく左右される。自然条件には地形条件、地質条件、速度条件などがあげられ、地震探査にとってはそれぞれの条件について探査可能な限界がある。しかし、自然条件が地震探査の基本原則に反する場合を除いては、自然条件による探査限界は探査の精度によってもかなりの幅がある。探査精度を落せば自然条件はかなり悪くても可能であり、高い精度で結果を求めようとすれば自然条件はかなり良好でなければならない。これらの自然条件の限界と探査の精度との関係を数理的に求めることは現段階では困難であり、試行誤差に頼る以外にない。

人形峠地域のような自然条件の悪いところでは、探査の限界は著しく狭まり、小さいチャンネル構造の探査のような比較的精密的な目的に対してはほとんど不可能であるが、基盤の相対的な起伏を大雑把に求めるだけが目的であれば、充分可能な問題である。このような地域では、後者程度の目的の探査がウラン資源の探鉱に有力な資料を提供できるという地質的な裏付けがあるならば今後も活用すべきであるが、前者のような小さなチャンネル構造の探査のみを目的とするのであれば、地震探査の適用は再考を要する。

一方、東濃地域のように、自然条件の比較的恵まれた地域では、探査の限界はかなり広がり、かなり小さな構造までを探査することが可能である。

このように探査を計画する場合、自然条件と地震探査の限界について充分吟味し、探査の技術上の目的・精度を考えるべきである。過大な期待のみをかけることは、地震探査技術者にとっても、期待する側にとっても決してプラスにはならない。

謝 辞

昭和33年以来足かけ9カ年に亘るこの調査研究の全期間に亘り、原子燃料公社探鉱開発部の各位には多大の援助協力を受けた。とくに人形峠地域の現地調査に当たり、同社人形峠出張所・倉吉出張所の関係各位には調査遂行に関して応援を受けた。

地質調査所報告 (第 232 号)

原子燃料公社科学探鉱課 (当時) の諸氏は度々の現地調査に調査員として参加されて筆者と行をとものにされ、また同課による探査資料の利用を承認された。

また、東濃地域の調査に当たり、岐阜県土岐市および瑞浪市の関係各位には多大の協力を受けた。これら本調査研究に協力を賜った各位に深く感謝する次第である。

地質調査所物理探査部の諸氏には、調査員として現地調査に参加され、あるいは調査結果の検討・調査方法の改善についての意見を述べられるなど、多くの部員の協力を受けた。併せて謝意を表したい。

参考文献

- 1) 古谷重政・蛭川親治(1960)：鳥取・岡山県境人形峠恩原地区の地震探査報告，地質調査所月報，vol. 11，no. 12，p. 805～810
- 2) 萩原尊礼(1938)：基盤面の傾斜が一樣でない場合の走時曲線解析法，地震，vol. 10，no. 11
- 3) 平沢 清(1960)：人形峠の地震探査(演旨)，地質調査所月報，vol. 11，no. 11，p. 787～788
- 4) 平沢 清・他 2 名(1963)：鳥取県飯盛山周辺地域における地震探査の概要—第 1 次・第 2 次調査の報告—，地質調査所月報，vol. 14，no. 2，p. 157～168
- 5) 平沢 清(1963)：鳥取県飯盛山周辺地域におけるウラン鉱床地震探査の概要—第 3 次・第 4 次調査の報告—，地質調査所月報，vol. 14，no. 12，p. 903～910
- 6) 平沢 清(1965)：土岐津付近における地震探査について(演旨)，日本原子力学会誌，vol. 7，no. 2，p. 47～49
- 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—東濃地域の物理探査第 1 報—，地質調査所月報，vol. 16，no. 9，p. 498～512
- 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—東濃地域の物理探査第 2 報—，地質調査所月報，vol. 18，no. 9，p. 569～582
- 9) 伊藤公介・平沢 清(1967)：岐阜県瑞浪西部における地震探査—東濃地域の物理探査第 3 報—，地質調査所月報，vol. 18，no. 9，p. 583～591
- 10) 加来一郎(1963)：堆積型ウラン鉱床の探査技術(1) (化学探鉱，物理探鉱) (演旨)，第 2 回業務総合発表会講演集 (原子燃料公社) p. 17～36
- 11) 片山信夫(1961)：たい積岩中のウラン鉱床の成因 ウラン—その資源と鉱物—，朝倉書店，p. 161～183
- 12) 久保恭輔(1962)：鳥取・岡山県下人形峠付近のウラン鉱床，探鉱部研究報告，no. 2 (原子燃料公社探鉱部)
- 13) 栗原重利(1960)：屈折法走時曲線の選定法並びに零走時による屈折走時曲線の解析法，九州鉱山学会誌，vol. 28，no. 4，p. 144～168
- 14) 松沢 勲(1959)：美濃炭田土岐地区地質図，名古屋通商産業局
- 15) 村山正郎・大沢 稔(1961)：5 万分の 1 地質図幅「倉吉」，地質調査所
- 16) 小野吉彦(1961)：堆積型ウラン鉱床に対する比抵抗法の利用について—人形峠恩原地区における測定を中心として—，地質調査所月報，vol. 12，no. 6，p. 459～464
- 17) 小野吉彦・本間一郎(1965)：土岐地区の電気探査(演旨)，日本原子力学会誌，vol. 7，no. 2，p. 101～103
- 18) 山田直利(1961)：5 万分の 1 地質図幅「奥津」，地質調査所
- 19) 山田直利(1966)：5 万分の 1 地質図幅「智頭」，地質調査所

Exploration of Basement Structure at the Uranium ore deposits area by means of the refraction seismic prospecting

By
Kiyoshi HIRASAWA

Uranium ore deposits of sedimentary type are affected by the structure control of the basement, and ore deposits are formed on the paleotopographical hollows of the granitic basement. Those paleotopographical hollows are said in terms of channel structure. For investigation of the granitic basement and discovering the channel structure, refraction seismic method was used at the uranium ore deposit areas.

Seismic prospecting has been carried out at the eastern Ningyo-toge area, Okayama prefecture, northern Ningyo-toge area, Tottori prefecture and Tōnō area, Gifu prefecture, by the Geological Survey of Japan and Atomic Fuel Corporation, from 1958 to now. In this report, seismic results at those areas are described and discussed.

At the eastern Ningyo-toge area, channel structure expected for uranium ore deposits could not be prospected directly, because of steep natural features and volcanic rock distributed in the surface. But general structure of the granitic basement was prospected as the 3rd velocity layer. (Velocity is 4000~5000 m/sec.) But there are a few errors between upper boundary of granite as a result of the test boring and that of the 3rd velocity layer as a result of the seismic prospecting.

At the northern Ningyo-toge area, (Imoriyama district) refraction seismic prospecting was very difficult, because of the steep feature, thick volcanic rock on the surface and weathering of granite. In spite of our exertions, satisfactory information on the granitic basement was not obtained.

At the Tōnō area, the basement structure was analyzed in very detail. This area consists of 2 velocity layers, that is the 1st layer (Velocity is 2200~2500 m/sec.) corresponds to Tertiary formation, and the 2nd layer (Velocity is 4500~5000 m/sec.) corresponds to granitic basement. From the seismic results, a contour map of underground granitic basement was obtained. The writer thinks that those results at the Tōnō area are available for prospecting of the uranium ore deposits. In this area, electric prospecting by means of vertical sounding method and gravity prospecting were carried out too. There are many interest problem in comparison with those results.

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

地質調報
Rept. Geol. Surv. J.
No. 232, 1969