

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

島津 光夫* 河内 洋佑**

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

by

Mitsuo Shimazu & Yosuke Kawachi

Abstract

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

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

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

要 旨

朝日村砂川地区は山形県の南西部に位置し、朝日山地の北麓にあたつている。昭和33年新第三紀層の基底礫岩に放射能異常がみいだされ付近一帯の調査が進められた。この地域は、基盤をなす花崗岩類とそれを覆う新第三紀中新世の堆積岩層および火山岩類からなっている。花崗岩類は産状、岩質から次の5つの岩型に分けられる。すなわち、早田花崗閃緑岩・黒森斑状石英閃緑岩・湯の沢細粒石英閃緑岩・三方倉花崗閃緑岩・母狩花崗閃緑岩である。新第三紀層は、下部から仏沢層・落合層の順に重なっている。仏沢層は花崗岩を不整合に覆い、安山岩および同質集塊岩および綠色凝灰岩からなっている。

落合層(台島層)は仏沢層を不整合に覆い、おもに石英安山岩質凝灰岩・同質凝灰角礫岩および泥岩・砂岩からなり、基底礫岩を伴なっている。放射能異常を示すのはこの基底礫岩である。落合層は玄武岩の岩床、安山岩・石英安山岩の熔岩を伴なっている。このほか流紋岩の熔岩あるいは岩脈もこの地域には多い。含ウラン礫岩は3つの離れた堆積盆に産している。代表的な第1露頭は最も北側の堆積盆の両端に位置している。試錐、トレンチによると礫岩は落合層の基底部に一様に分布するとは限らず一種のチャンネル状をなし、また基底面の傾きはおおよそ北西に15°前後と推定される。

礫の種類は大部分早田花崗閃緑岩で、わずかに流紋岩を伴なっている。淘汰は良く、径最大2mである。基質はアルコース砂岩および凝灰岩で所々黄鉄鉱を生じ、ま

* 鉱床部

** 地質部

た貝化石、鮫の歯を産している。ウランは凝灰質の部分に最も多く含まれ最高0.15% U_3O_8 の値を示している。

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

1. 緒言

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

なおこの調査に参加したものは次の通りである。

地質調査：島津光夫・河内洋佑・青柳信義・河野迪也・尾上亨

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

試錐：野口勝・伊藤吉助・後藤進・小鯛桂一・丹治耕吉

その他、電気検層、化学探査も行なわれた。

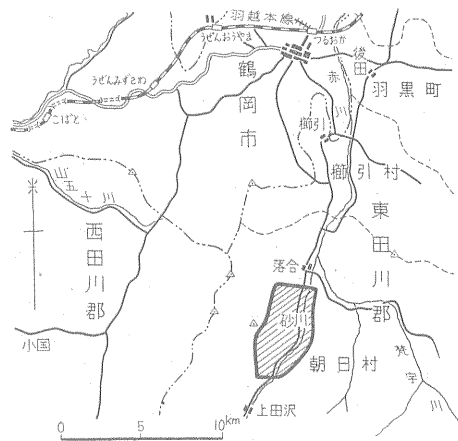
なお、この付近の調査は、35年12月の試錐をもつて終了したが、放射能異常は数カ所で認められたに止まり、量的にも品位のうえでもほとんど期待できない。

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

2. 位置および交通

この地域は朝日山塊の北縁、大鳥川の中流部にあたる。調査範囲は第1図に示す。

注1) 以下略して型とよぶ。



第1図 調査範囲図

砂川部落は羽越線鶴岡駅の南方12kmでバスの便がある。

3. 地質概説

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

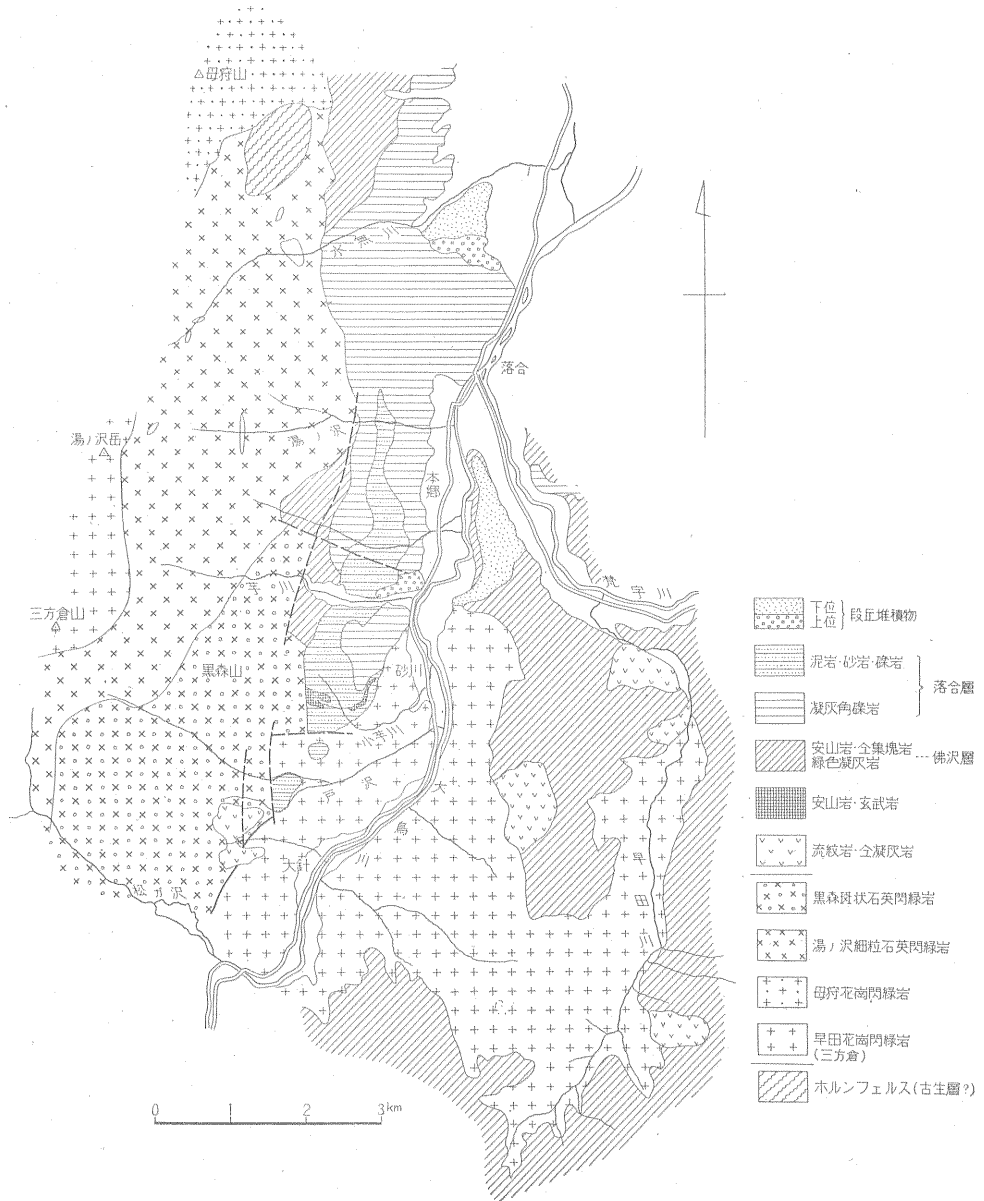
河岸段丘の発達も顕著で、2~3段区別される。東部は広く月山の火山灰に覆われている。基盤の花崗岩類は、南部の山地一帯および三方倉山・母狩山を結ぶ急峻な山稜をなして南北に細長く分布し、庄内平野の南縁まで達している。いくつかの岩相(岩体か)が識別され、次の5つの岩型に区別した。すなわち早田花崗閃緑岩・黒森斑状石英閃緑岩・湯ノ沢細粒石英閃緑岩~石英閃緑玢岩・三方倉花崗閃緑岩・母狩花崗閃緑岩である。野外で明らかにされたこれら相互の関係は1)湯ノ沢型注1)が早田型の岩脈および三方倉型に貫かれている。2)早田型および母狩型が黒森型に類似した岩脈に貫かれている。

3)三方倉型は早田型と同質である。これらの事実から次の侵入順序が考えられる。

湯ノ沢型→早田型(三方倉型)→黒森型



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



第2図 東田川郡朝日村付近地質図

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

新第三紀層は、基盤花崗岩を覆い、地域の南部および北部に広く分布しているが、ここでは大針以北のものについてのみ記述する。この地域の新第三紀層については公表された資料に乏しく、山形県庁による表層地質図の注2) 岩淵(1958)が卒論で用いた地層名を用いた。

ほか、竹内ら⁷⁾、小倉ら⁵⁾の報文に簡単に記されているにすぎない。地層名も確立されていない。したがってここでは新第三紀層を上下に2分し、下位層を仏沢層注2)、上位層を落合層とよぶことにする。仏沢層は調査地域の東部にも広く分布する安山岩および安山岩質集塊岩からなる地層で、基底に礫岩を伴う場合がある。落合層は仏沢層の安山岩を不整合に覆うか、直接花崗岩を不整合に覆い、基底礫岩を伴っている。石英安山岩質凝灰岩あるいは同質角礫凝灰岩の厚層を主とし、田の沢以南に

は泥岩・砂岩からなる異相が発達している。放射能異常を示す部分は本層の花崗岩礫を含む基底礫岩である。なお本層は安山岩～石英安山岩質熔岩をはさみ、また小芋川上流では粗粒玄武岩に岩床状に貫かれている。本層の一部に貝化石、鮫の歯を産する。流紋岩類は岩脈状に花崗岩を貫き、また大鳥川以東では各所で仏沢層を覆っている。大針の西方には流紋岩および同質凝灰岩の互層からなる部分があるが、露出が悪く落合層との関係は明らかでない。

4. 地質各説

4.1 花崗岩類

4.1.1 早田花崗閃緑岩

この花崗閃緑岩は、早田川から大鳥川付近にかけて分布し、仏沢層および一部落合層に覆われている。南部の八久和川に沿った地域にも分布している。ほぼ均一で、白色～黝白色中粒の岩石である。花戸付近にはこの中に岩株状に優白質中粒の黒雲母花崗岩(花戸型)を産している。この岩石は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母および角閃石を主成分とし、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱を副成分としている。部分的にモンゾノ岩組織を示す。カリ長石は正長石で他形を呈し、ときに不規則なペルト石を生じている。石英は中心部に液体包有物を多く含んでいる。黒雲母は褐色で緑泥石・緑簾石に変化しているものが多い。角閃石は量が少なく緑色で、他形～半自形を呈する。なお花戸花崗岩はカリ長石が多い。

4.1.2 黒森斑状石英閃緑岩

この岩石は早田花崗閃緑岩体の西方に黒森山を中心として小区域に分布している。

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

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

4.1.3 湯ノ沢細粒石英閃緑岩

この岩石は黒森斑状石英閃緑岩の西側に南北に細長く分布している。湯ノ沢上流で黒森斑状石英閃緑岩と同質の岩脈で貫かれている。また水無川の支流では砂岩ないし砂質粘板岩からなる古期岩石(古生層?)を捕獲岩としてとりこんでいる。優黒質、細粒、斑状で変成岩様の組織を示す場合がある。鏡下では斑状、または閃緑岩質

組織を示す。斑晶として斜長石・石英・角閃石・黒雲母および普通輝石を含んでいる。石基の部分は石英・斜長石・カリ長石・黒雲母が主で、ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱を伴っている。斑晶の斜長石は自形～半自形で累帯構造が発達している。外側あるいは一様に絹雲母細片を生じているものがある。結晶の一部は石基の石英・長石の粒状結晶がくいこみ、凹凸のある外形を示しているものもある。石英は他形で、ときに石基の長石を包みこんでいる。黒雲母・角閃石は緑泥石・緑簾石・榍石に変化しているものが多い。石基のカリ長石はペルト石構造を示している。普通輝石・紫蘇輝石は斑状組織の著しい細粒の岩石中に含まれ、他形でまわりに細かい緑色角閃石・黒雲母を生じている。また全体が無色の角閃石に変化しているものがある。この岩石中の黒雲母は褐色葉片状であるが、細片の集合、細片をなして角閃石に伴う場合などがある。石基の部分は微細な粒状結晶からなる。

4.1.4 母狩花崗閃緑岩

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

4.1.5 三方倉花崗閃緑岩

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

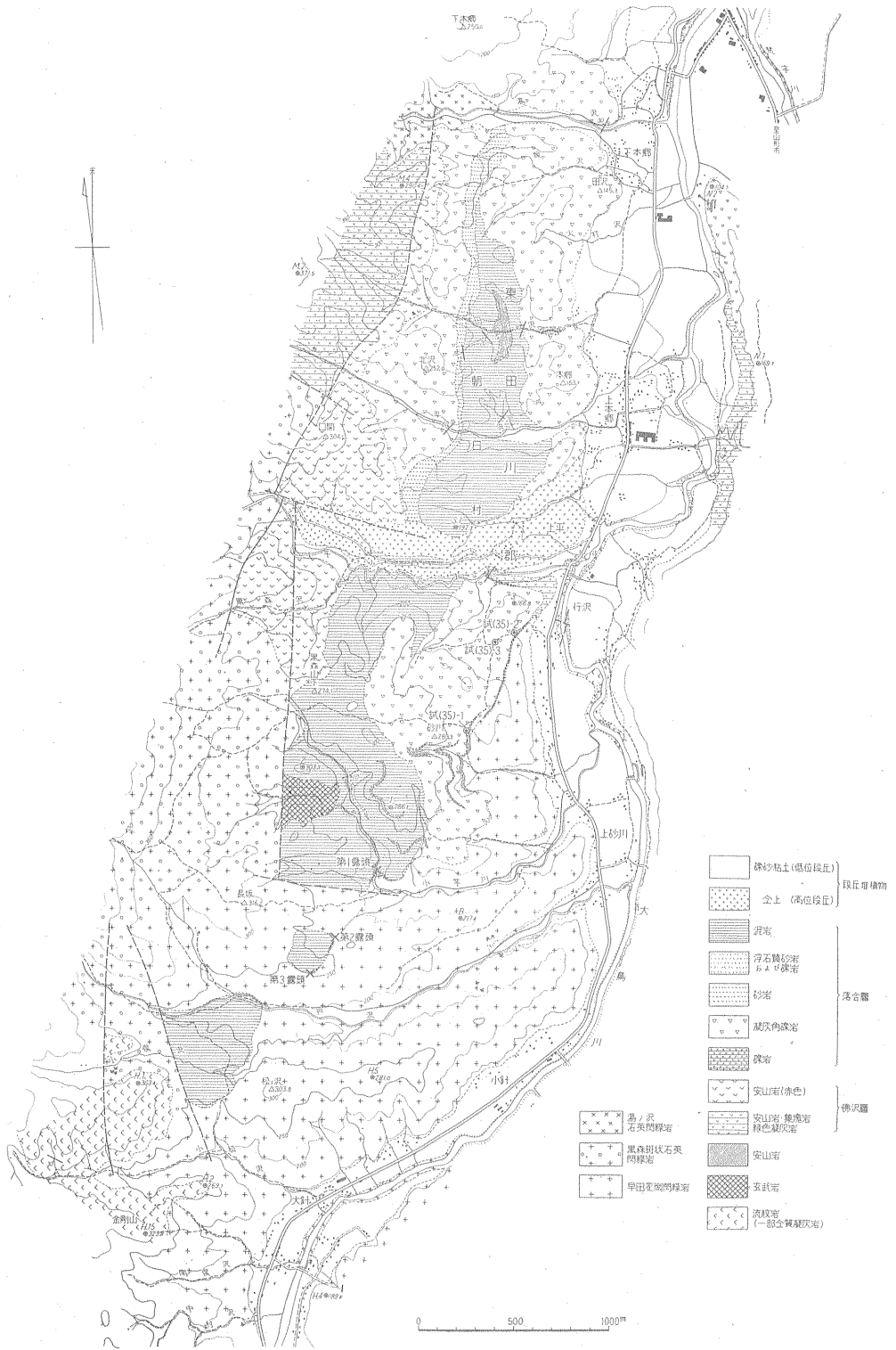
4.2 新第三紀層 (第4図)

4.2.1 仏沢層

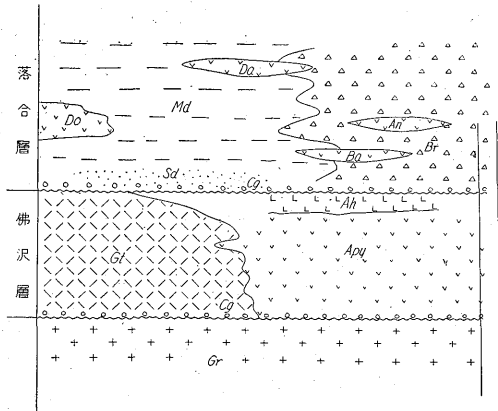
模式地：梵字川上流仏沢付近

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

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



第3圖 東田川郡朝日村砂川地区地質圖



Gr: 早田花崗閃緑岩または黒森斑状石英閃緑岩
 Cg: 礫岩, Gt: 綠色凝灰岩および変質安山岩,
 Apv: 輝石安山岩, Ah: 角閃石安山岩, Br: 角礫凝灰岩 (石
 英安山岩質), Md: 泥岩, Sd: 砂岩, D: 粗粒玄武岩,
 Ba: 玄武岩, An: 安山岩, Da: 石英安山岩
 第4図 新第三紀層模式柱状図

層厚: 不明

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

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

4.2.2 落合層

模式地: 朝日村落合の大鳥川右岸の崖

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

層位関係: 芋川には仏沢層の安山岩(角礫安山岩)を覆う礫を含んだ砂岩が発達している。小芋川上流では花崗岩を覆って花崗岩礫からなる基底礫岩^{注3)}が発達し、上位に砂岩および厚い泥岩が堆積している。試錐の結果も基底礫岩の存在を示している。露出が悪く野外調査からは充分明らかにすることはできないが落合層と仏沢層の関係は不整合と考えられる。火砕岩を主とする部分と

注3) 第1, 第2露頭で放射能異常を示す。

泥岩を主とする部分の関係も明らかではないが砂川西部で指交をなす部分も認められ同時異相の関係と考えられる。化石の産出は少なく、小芋川・芋川の基底礫岩から貝化石および鮫の歯を産し、また湯ノ沢上流の砂岩からも貝化石を産している。

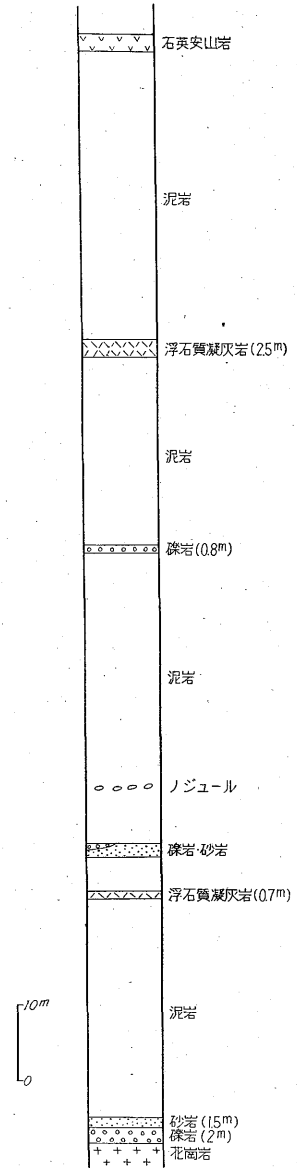
層厚: 150~200m

火山岩類: 本層中にも火山岩を多く挟んでいる。砂川地区では野外でも2枚の玄武岩質安山岩と1枚の石英安山岩が認められ、また1号試錐でも2枚の玄武岩質安山岩が認められる。その他田の沢にも安山岩が産している。小芋川上流には40m以上の厚さの粗粒玄武岩が岩床あるいは岩株状に産している。玄武岩質安山岩は橄欖石、(輝石)および斜長石斑晶と普通輝石および拍子木状斜長石からなる石基からなり、間粒組織を呈している。斑晶の橄欖石は、蛇紋石あるいは緑泥石様鉱物(セラドナイト?)に変化している。

また斑晶の輝石および斜長石が完全に方解石におきかえられているものもある。粗粒玄武岩は橄欖石の斑晶(蛇紋石化)を含み、その他の部分は、長柱状の斜長石の集合あるいは普通輝石と斜長石の文象状共生からなり、その他鉄鉱物を含んでいる。

4.2.3 その他の火山岩

この地域には仏沢層を覆って流紋岩が各所に分布している。また大針西方には花崗岩の上に流紋岩と流紋岩質凝灰岩の互層が分布している。大鳥川本流の川岸では各



第5図 落合層柱状図(地質調査による)(小芋川沿い)

所で早田花崗閃緑岩を貫く流紋岩岩脈がみられる。

4.3 段丘

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

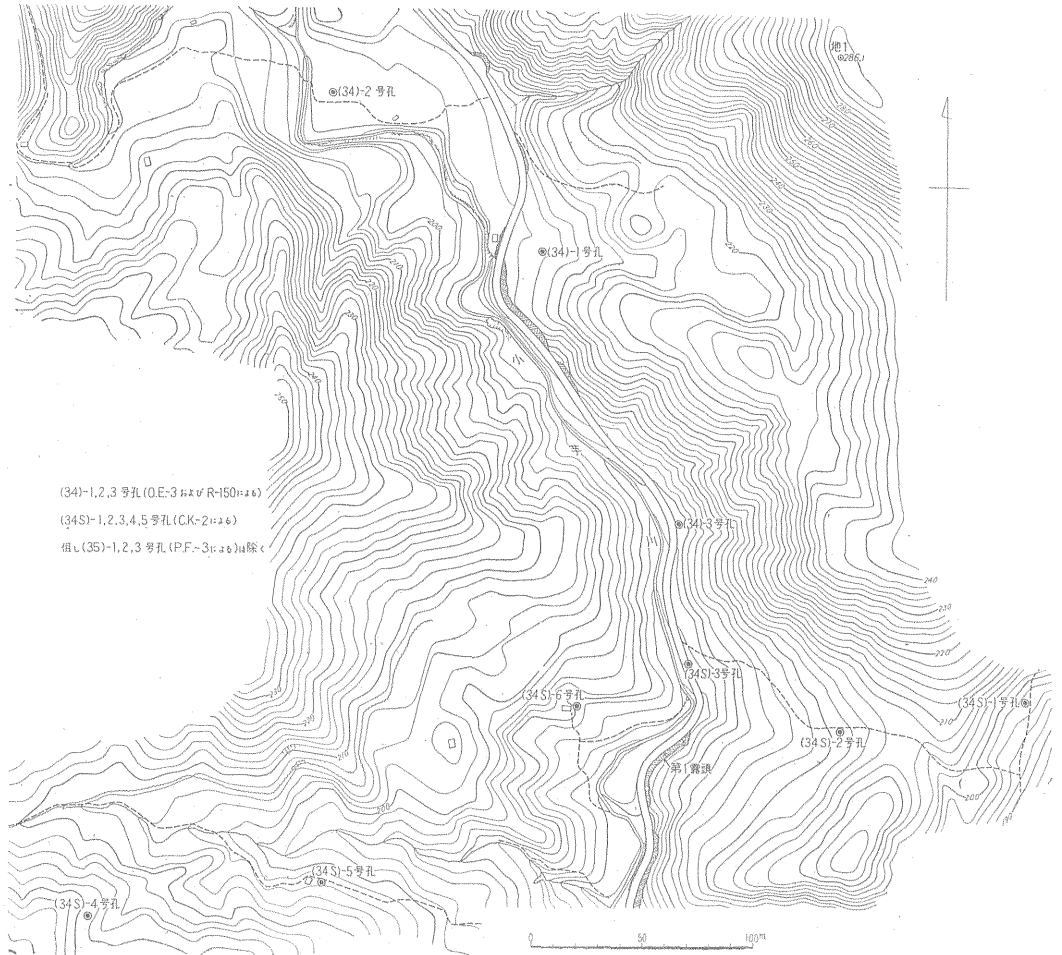
4.4 地質構造

この地域の地質構造は西方の基盤山地の隆起上昇により、東部と西部で著しい対照をなしている。すなわち、大鳥川以東では準平原化した基盤の花崗岩の上に仏沢層が水平に近くの上っているのに対し、西方の花崗岩類とは南北性の断層で接する 경우가多く、地表および試錐調査の結果ではかなりの落差が推定される。断層以外(不整合関係)の場合も数10度の傾斜で東に傾いている。このような西方山地の基盤の隆起は山地の西側の西田川地域でも認められ、花崗岩と新第三紀層の関係は南北性の断層で接する 경우가多く、基底部が露出していない。この

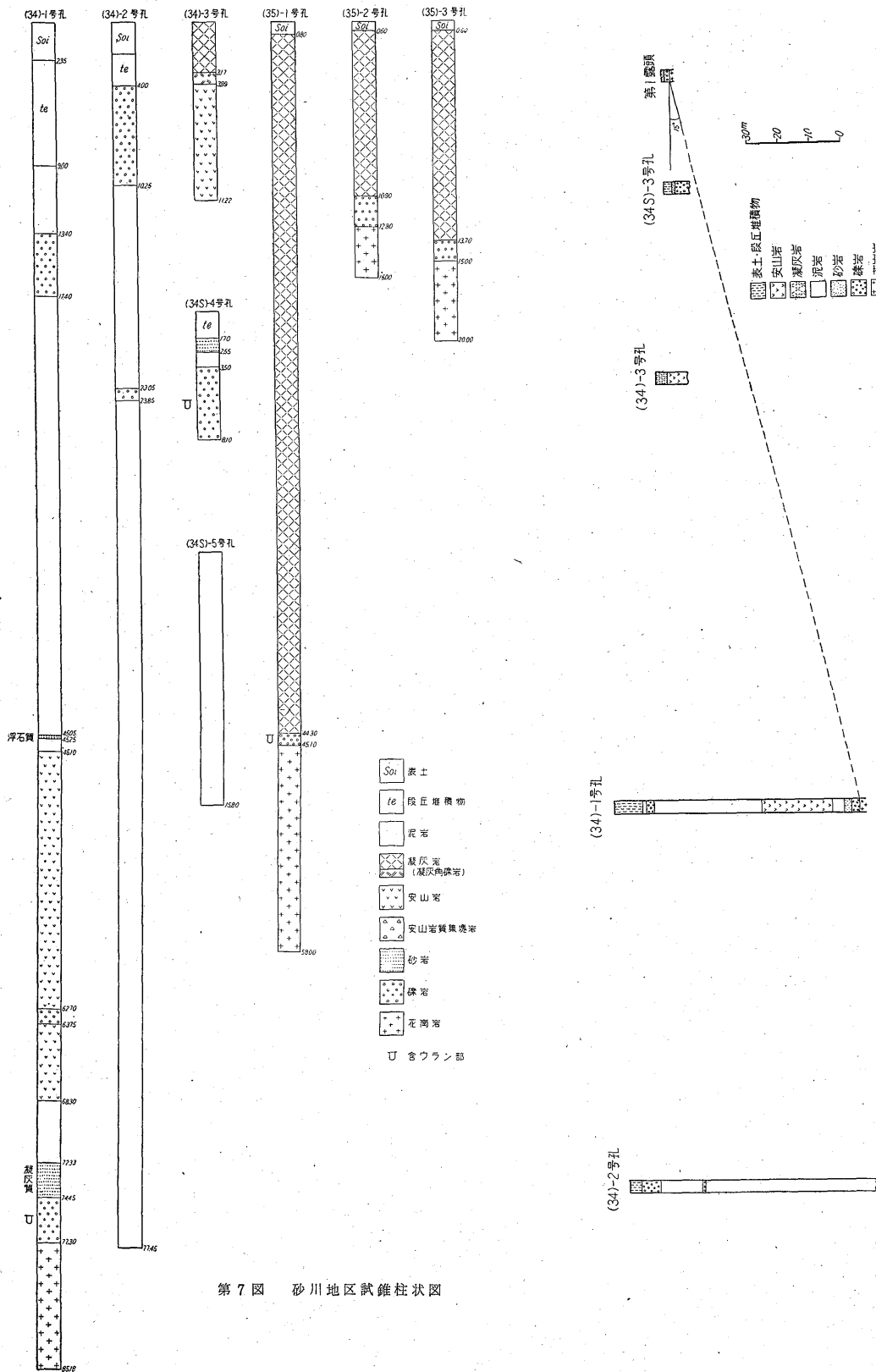
ような隆起運動は最近まで続き3~4段の段丘あるいは崖錐が発達している。仏沢層の上に不整合にのる落合層は上述のように2つの異相からなるが、それらの関係は泥岩を主とする層相が火砕岩を主とする層相の中央部を占め、全体として向斜構造をなしているもののように考えられる。

4.5 対比

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

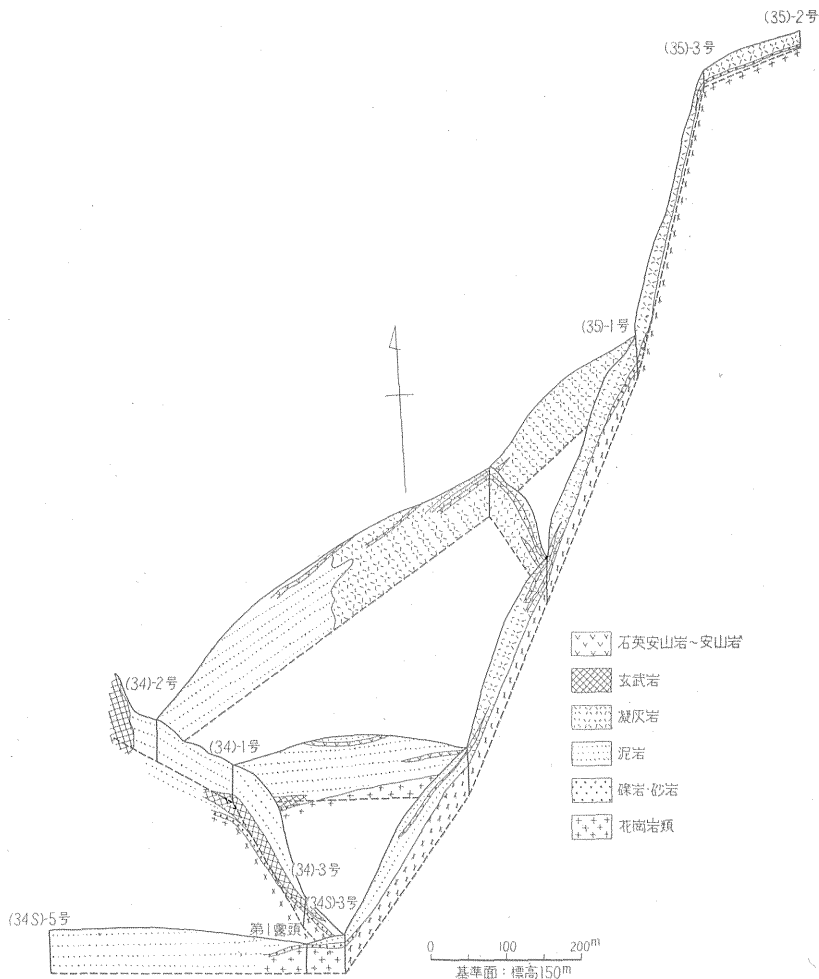


第6図 砂川地区試錐位置図



第7図 砂川地区試錐柱状図

第8図 砂川付近試錐柱状図



第9図 砂川地区落合層のパネルダイアグラム

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

5. 砂川付近の含ウラン礫岩

5.1 含ウラン礫岩層の分布

砂川付近の含ウラン礫岩は、地表および試錐によつて次の諸地点で認められる。

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

第2露頭 (トレンチによつて南方に数m追跡される)

(第3, 11図)

第3露頭 (トレンチにて確認) (第3図)

試錐(34)-1号 (深度74.45m) (第6, 7, 8図)

試錐(34S)-3号 (深度3.50m) (第6, 7, 8図)

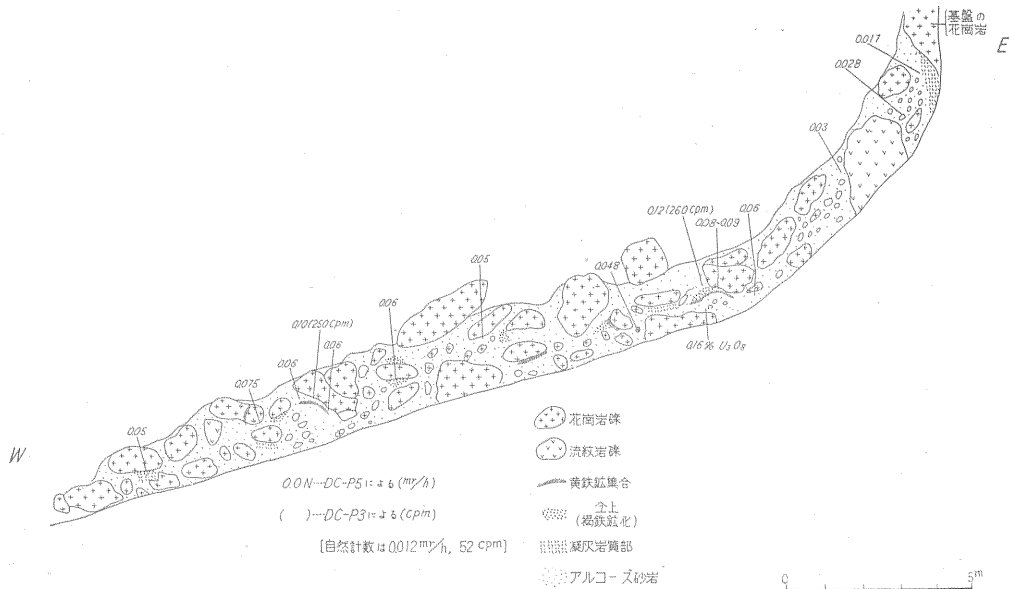
試錐(35)-1号 (深度44.30m) (第3, 7, 8図)

すでに述べたように、含ウラン礫岩を基底礫岩とする分離された3つの堆積盆 (とくにそのうちの2つは花崗岩に浮ぶ島状) に分けられる。第1露頭は最も北の堆積盆の南端に当る。(34)-1号, (34S)-3号, (35)-1号試錐地点もこの堆積盆の中に位置している。第2, 3露頭は上の堆積盆の南の小さな盆の基底部に位置している。さらにその南に一つの堆積盆があるが、地表では基底礫岩は認められない注4)。地表調査および試錐の結果 (第7図) から、第1露頭周辺の含ウラン礫岩の分布のようすをパネルダイアグラムで示す(第9図)。第1露頭

と(34)一1号試錐孔を結ぶ方向では礫岩層は15°前後の北西傾斜を示し、厚さも減少している(第8図)。(34)一1号孔の西方120mの(34)一2号孔では上の傾斜から推定される深度においても礫岩が認められない。これはさらに基底面の傾斜が大きくなっているのか、あるいは基底礫岩の分布がある範囲(すなわち一種のチャンネル状)に限られるかのいずれかによるものと考えられる。第1露頭付近の試錐およびトレンチの結果でも、第1露頭と(34)一1号孔を結ぶ線を軸として両翼で貧化している(20m東方では数cmの厚さになっている)事実から、後者の可能性が大きい。第1露頭と(35)一1号孔の中

間には礫岩層は認められない(露頭も悪いが)。(35)一2, 3号孔では礫岩はあるが異常を示さない。(35)一1号孔の北方700mの芋川露頭には顕著な含礫砂岩が仏沢層の安山岩の上につけている。この砂岩は(35)一1号孔の礫岩と連続するものと考えられる。芋川露頭は若干の放射能異常を示すが化学分析ではウランを確認できなかった。

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



第10図 放射能異常を示す第1露頭のスケッチ(小芋川)



図版1a 第1露頭の含ウラン礫岩

5.2 含ウラン礫岩の産状

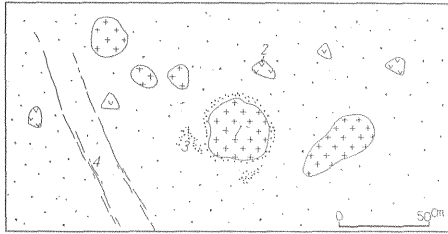
第1露頭(第10図・図版1a)この露頭は小芋川沿いの道路の切割に10数mの間露出している。基底面は40°前後の傾きを示している。厚さは明らかでないが、露出している部分だけで2mを下らない。礫は花崗岩(早田型>黒森型)が大部分で少量の流紋岩を含む。礫の大きさは最大径2mに達するものもあるが1m程度のものと、20~30cmのもの2種類が多い。礫は細長いものや角形のものでもかどはよくとれている。長径2mに達する1個の流紋岩礫は流理面より剝理され、板状を示している。基質はアルコーズ砂岩および、白色凝灰岩で、礫の周囲は2~3cmの間、微粒の硫化鉄鉱

注4) 後の2つについては原子燃料公社により試錐がなされた。

によりとりかこまれていることが多い。硫化鉄鉱は褐鉄鉱化している。また基質の部分からは貝化石、鮫の歯の化石を産する。放射能異常は礫岩の基質の部分に広く認められる。DC-P5 (シンチレーション) による測定値を第10図に付記した。礫岩の上部には層理の発達した青色をおびた砂岩がのっている。第1露頭を東方に追跡して行なつた各トレンチによると、礫岩の厚さは次第に減じ、数10cmから10cmになつている。それらにおいても上位には砂岩が重なるが、最も東はしのトレンチでは礫質砂岩の上位に角礫凝灰岩が直接重なっている。

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

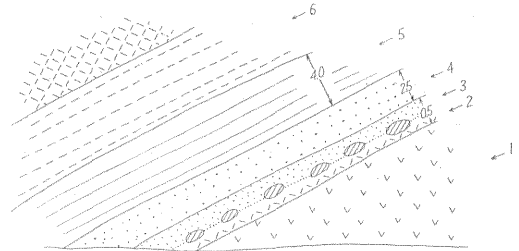
第2露頭 (第11図・図版1b) この露頭では礫岩の全容をみることはできないが、砂質部が多く礫の量は少ない。



1: 花崗岩礫 2: 凝灰岩礫 3: 黄鉄鉱集合
4: 割れ目 (褐鉄鉱化)
その他の部分はアルコース砂岩
第11図 第2露頭

(2~3cm) が硫化鉄鉱により鉱染されている。基質の部分は割れ目にそつて褐鉄鉱化している。最高0.15mr/hの値を示す。

芋川露頭 この露頭は芋川の両岸で観察される。層位的関係は第12図に示した。基底部の礫岩は50cmで下部の15cmの基質は白色凝灰岩を主とし、花崗岩の礫が一層、1m前後の間隔で並んでいる。その上部は小礫を含むやや層理の発達した黒色の安山岩質の凝灰質砂岩で、層理に平行に緑色のパッチが並んでいる。最高0.05mr/hを示すにすぎない。



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

第12図 落合層の基底部 (芋川)

(34)一1号孔 試錐のコアからみた基底礫岩は、厚さ2.9mで、花崗岩礫を主とし基質は細粒緑色砂岩である。礫岩の上部には安山岩質凝灰岩が重なり、さらにその上

第1表

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

分析: 望月常一



図版1b 第2露頭の含ウラン礫岩

礫は早田型の花崗岩が大部分で、最大40cm、基質はアルコース砂岩で貝化石を含み、ところどころに凝灰岩をパッチ状に含んでいる。やはり、硫化鉄鉱の集合が認められている。礫の一部は玉葱状に風化し、外皮の部分

部に泥岩がのつている。

(35)一1号孔 基底礫岩は厚さ約1mで礫は花崗岩を主とし、基質は白色凝灰質である。その上部には凝灰岩が重なっている。

5.3 含ウラン礫岩の2, 3の性質

第1, 第2露頭から採取した試料の分析値を第1表に示す。

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

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

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

第2表

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

S-1: 小芋第1, 泥岩

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

S-3: 小芋第2, 凝灰岩

S-4: 小芋第2南, 褐鉄鉱を含む泥岩

S-5: 小芋第2南, 砂岩

S-6: 小芋第2, 砂岩

S-7: 小芋第1, 凝灰岩

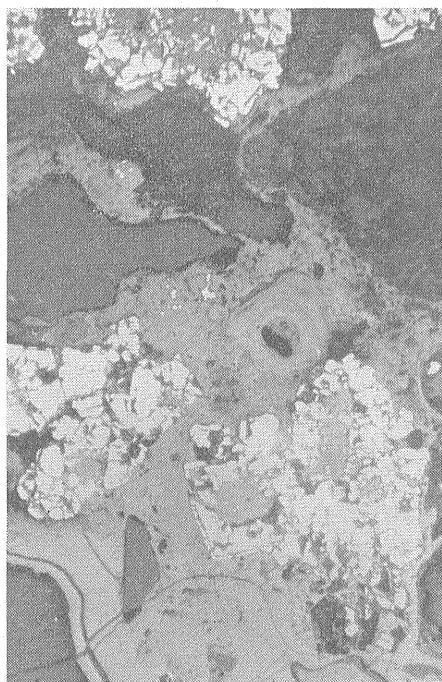
O-1: 大張鉱山酸化鉱

Y-1: 八久和赤鉄鉱脈

* 検出限界以下, 一未測定

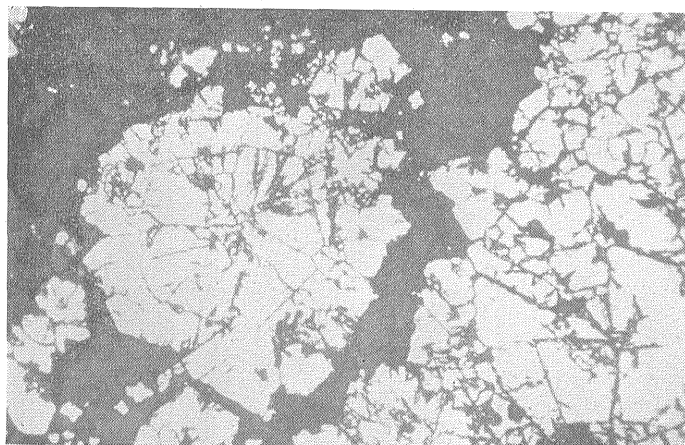
(分析: 高橋清 分析は格子分光分析装置(JACO)による。)

含ウラン礫岩中の黄鉄鉱は礫岩の礫をとりまいて発達している。微細な結晶の集合で、ルーズでくずれやすい。酸化して褐鉄鉱に変化している部分が多い。反射顕微鏡で観察すると、半自形の結晶の集合がリング状に重なり、コロホーム組織より変化したような産状を呈している(図版2)。また、二重~三重に重なつて成長した様子を示すものがある。そのような場合内側の結晶は、自形結晶(5角12面体)となつている(図版3)。このような黄鉄鉱の産状は低温生成を示すものと考えられる。X線のデータでは白鉄鉱の線が認められ鏡下でも異方性を示すものがあるので、一部に白鉄鉱が存在しているものと考えられる。



図版2 礫岩中の黄鉄鉱、リング状を呈している

ウラン含量の多い試料(凝灰質の部分)の研磨薄片および研磨片を原子核乾板上注5)に1カ月間露出させた結果、α線の飛跡がわずかに認められた。そのでかたは点



図版3 礫岩中の黄鉄鉱、二重の構造を示し、内核は五角12面体の自形を呈する

源をもたずに散在している。鏡下で α 飛跡が散在している部分に対応する部分を探し出すと凝灰質の部分で、何ら特別変った様子はみられない。そのでかたからは吸着によるとしか考えられない。なお化学ウランの量と放射能の関係が対応していないことを放射能測定値から指摘したが、オートラジオグラフ(α 飛跡)からも同様なことが推定できる。

6. 含ウラン礫岩についての2, 3の考察

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

日本の堆積岩型のウラン鉱床は、人形峠(中新世終り~鮮新世)を除いては、多くは砂川と同様に、朝日山塊の花崗岩の周辺に位置し、時代も中新世中期の台島階の堆積岩中に胚胎するものが多い(小国, 三川, 長井, 中条)。その他のものはさらに古く中新世初期の双六階(西男鹿層群相当層-田沢, 花巻)の地層中にみいだされている。ここで朝日山塊の南側の小国と比較してみると、砂川が海成層であるのに対し、小国では礫岩・砂岩等の厚い粗粒堆積物が良く発達し、植物化石および樹幹を産する陸成層で、海侵の証拠はかなり上位の地層(女川階)で認められる。ウランの産状も異なっている。三川の場合は小国と同様である。中条の場合は海成層の top conglomerate 中に産するが、磷灰石のノジュール中に

ウランは濃集している。ウランは容易に水に溶解し運ばれ濃集するので、含ウラン礫岩の堆積環境の類似性だけからウランの濃集の共通性を求めることはできないが、東北裏日本において台島階に、しかも朝日山塊の周辺にいくつかの含ウラン礫岩層が分布することは、それらに共通したものがあることを示しているかもしれない。

砂川の含ウラン礫岩の基質がアルコーズ砂岩または凝灰岩質で、一方その中の微量元素は付近の花崗岩中に胚胎する中熱水性鉱脈の構成鉱物を作る元素と共通している点がある。しかも、大成・朝日鉱山では、一部にウランを含み、その他

付近には類似の含ウラン脈(細脈)が多数存在している。礫岩にはまた何ら堆積後に熱水溶液の影響が認められない(粘土化もみられず、黄鉄鉱も熱水性のものではない)。したがってウランの起源は、基盤の花崗岩およびその中に胚胎する鉱脈に求めるのが自然ではないかと考えられる。花崗岩には早田花崗閃緑岩と、黒森斑状石英閃緑岩があつて、それらのウラン含量は、後者の方がやや多い。

早田花崗閃緑岩: 0.9, 1.6 ppm

黒森斑状石英閃緑岩: 1.7, 1.7 ppm

分析: 貴志晴雄

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

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

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

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

層は、基底付近には、基底部のそれら以外にはなくその他の地層は泥岩・凝灰岩・熔岩等の不透水層である。以上のことを考えると、砂川付近のウランの濃集は基底礫岩堆積後、ほとんど同位置で、基底面に沿って行なわれたと考える方が適當のように思われる。礫の間を填めている黄鉄鉱は還元環境という好都合な条件を示しているともよいのではないだろうか。

なお、以上のような生成過程を考える場合に次の2点が問題として残っている。1つは第1露頭と1号孔を結ぶ方向(北西方向)の断面を切ると基底面の傾斜が15°前後になっていることである。礫岩堆積当時にそのような傾きをもっていたとすれば、ウランの濃集にはあまり好都合ではなかつたのではなからうか。もう1つは含ウラン礫岩(第1, 第2露頭等)は放射平衡に達していないことである。この事実は現在みられる露頭がウランが二次的に移動して生成されたものか、娘元素(daughter element)が逸脱したものか、いずれかの二次的な影響を受けていることを示すものかもしれない。

(昭和34年7月~8月, 11月, 35年8月~10月調査)

文 献

1) 岩淵義郎: 鶴岡市南東部の地質, 東北大理学部地

質古生物学教室卒論(手記), 1958

2) 神保 恵: 山形県西田川炭田, 日本地質学会秋田部会地質見学案内書, 1954

3) 北村 信: 東北地方における第三紀造山運動について, 東北大地質古生物学教室研究邦文報告, No. 49, 1959

4) 西田彰一: いわゆるグリーン・タフ地域にまつわる諸問題, 新生代研究, No. 27, 1958

5) 小倉 勉: 山形県朝日山地北東部の地質, 特に花崗閃緑岩類について, 山形大紀要(自然科学), Vol. 4, No. 2, 1957

6) 島津光夫・河内洋佑: 朝日山地の含ウラン鉱床, 地質調査所報告, 190号, 1961

7) 竹内常彦: 山形県大張, 八久和両鉱山付近の地質鉱床, 東北大選研彙報, Vol. 8, No. 2, 1952

8) ウラントリウム鉱物研究委員会: ウラン資源と鉱物, 朝倉書店, 1960

9) 山形県: 5万分の1表層地質図, 鶴岡, 1955

10) 山形県: 5万分の1表層地質図, 湯殿山, 1955

11) 山形県鉱業課: 20万分の1山形県地質図, 1960