

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——

島津 光夫* 徳永 重元** 小関 幸治*

On the Geology of the Uranium-bearing Deposits in the
Oguni-Kanamaru District and its Adjacent Area,
Yamagata and Niigata Prefectures

by

Mitsuo Shimazu, Shigemoto Tokunaga &

Kōji Koseki

Abstract

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

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

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

Funato			
formation		200 m	
Oguni			
formation		500	
	Okiniwa conglomerate member	100±	
	Okiniwa sandstone member	200-	
Imaichi	Akashiba conglomerate member	300	Ashinomizu member
formation	Koedo sandstone member	0~20	
Kitaoguni			
formation		300	
	Granite and Paleozoic formation		

The Kitaoguni formation is the so-called lower green tuff formation (Sugoroku stage) and is composed of rhyolite lava and tuff. The Ashinomizu formation corresponding to the Imaichi formation is the so-called upper green tuff formation (Daijima stage) and is also composed of

* 鉱床部

** 燃料部

ryholite lava and tuff. The Imaichi formation is non-marine deposits. On the other hand, marine molluscan fossils occur in many parts of the Oguni and Funato formations, and so they may be marine deposits. Liquidambar, Cinnamomum etc., which are members of the Oguni flora showing middle Miocene, occur in the Imaichi and Oguni formations. The uranium-bearing deposits are parts of the Koedo sandstone member of the Imaichi formation and are mostly composed of arkose sandstone. In some outcrops, uranium mineral is autunite, but in other outcrops, uranium is accompanied with carbonaceous matters.

要 旨

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

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

1. 緒 言

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

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

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

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

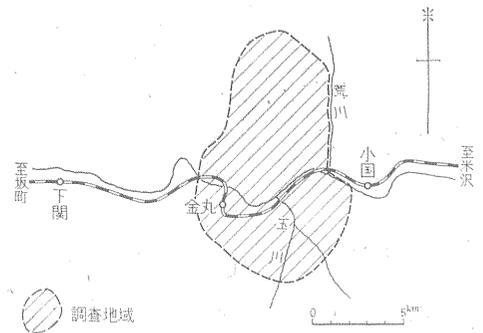
鉱床については、浜地忠男・五十嵐俊雄が精査した。その結果の一部はこの報告にくみ入れたが、詳細については別に報告される予定である。

なお、野外調査を行なうにあたり、原子燃料公社の本

社および小国出張所の方々から多大の御援助をうけ、また、現地小国町当局および現地在住の方々からも種々の協力をうけた。深く感謝する次第である。

2. 調査範囲・期間および人員

調査範囲は山形県西置賜郡小国町および新潟県岩船郡関川村にまたがり、東西約4km、南北約10km、面積は約40km²である(第1図)。使用した地形図は原子燃料



第1図 調査地位置図

公社作成の1万分の1地形図(航空写真より図化)で、調査結果をさらに2万分の1地形図にまとめた注1(第2図)。

調査人員および期間は下記のようなものである。

鉱床部	小関幸治	35. 10. 15~35. 10. 31 (概査)
	島津光夫	35. 8. 9~35. 8. 28 (概査)
		35. 10. 9~35. 10. 26 (概査)
	浜地忠男	35. 8. 9~35. 8. 28 (精査)
仙台駐在所	五十嵐俊雄	35. 8. 9~35. 8. 28 (精査)
燃料部	徳永重元	35. 8. 8~35. 9. 5 (概査)
		35. 10. 14~35. 11. 16 (概査)

概査班は、鉱床賦存地帯を中心とし広い地域を概査し、含ウラン層の層位と分布を明らかにする目的をもっていた。精査班は開発対象地域を中心とし、含ウラン層の堆積状況調査と放射能強度測定を行なった。また別に

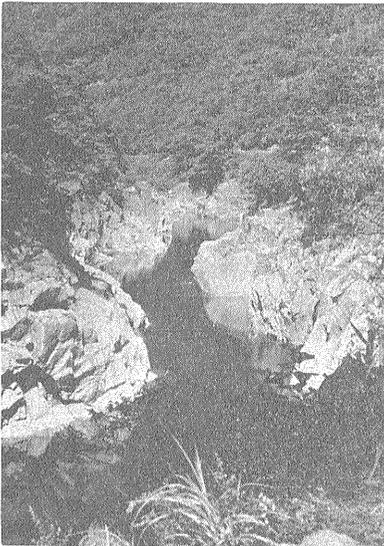
注1) 月報掲載のためさらに縮図してある。

貴志晴雄・望月常一は主要地域で化学探鉱を行なった。

3. 地 形

調査地は山形県南部にある米沢盆地の西縁にあたり、山形・新潟両県境の山岳地帯である。北方には朝日岳、南方には飯豊山の山塊があり、調査地はほぼその中間部にあたる。

小国町を中心とする盆地には荒川・横川が流れているが、荒川は小国盆地の西縁を南流し、ついで調査地の中央部を東西に横切り西へ流れている。そして小国町から新潟県岩船郡関川村下関に至る間の花崗岩地域を深く削削し、”荒川峡谷”を形成している(図版1)。



図版1 荒川峡谷(川は花崗岩地帯を深く削削して流れている)

この荒川の北側では花崗岩とその上にある第三系地帯とでは地形上に顕著な差を生じている。その地域で地形上目立つものとしては北小国方面における沖庭台地がある(図版2)。この台地は標高600~700mで南北に長い平坦面を形成し、西方の蔵峠(841.8m)や北方の花崗岩地帯の削削のすすんだ峻険な山容とは対象的な台地の景観をあらわしている。

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

また調査地の西縁にあたる関川村金丸の西側には、古生層およびこれを貫く花崗岩からなるきわめて急峻な山稜が南北に走り、その東縁は断層となつている。金丸北方の荒川北岸のウラン探鉱地域は越戸断層^{注2)}の西側にあたり、ゆるく南西に傾く平坦な丘陵地帯をなしている(図版3)。

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

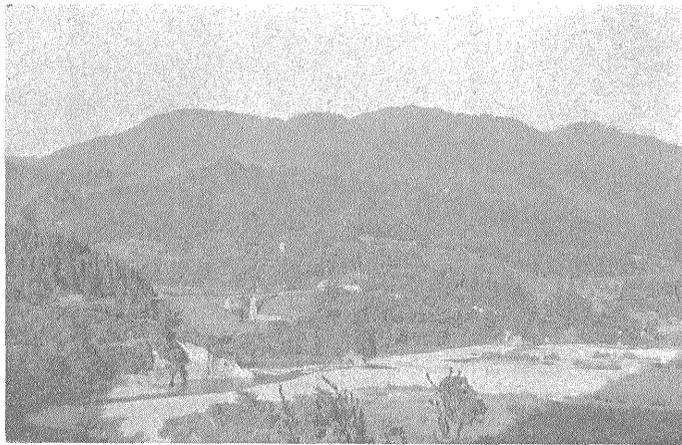
このように岩質と地形との関連性が密接であり、断層によつては断層崖が生じているなど、その概観はきわめて変化が多い。

4. 地 質 概 説

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

第三系はこの地域で花崗岩・古生層を基盤として堆積

注2) 114頁参照



図版2 小国町横根付近から北方沖庭台地を望む

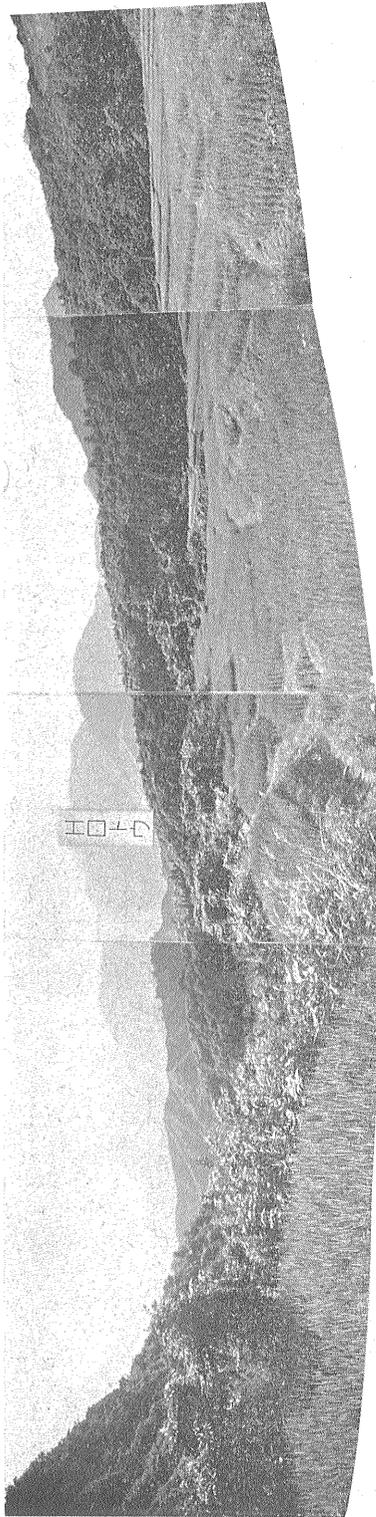
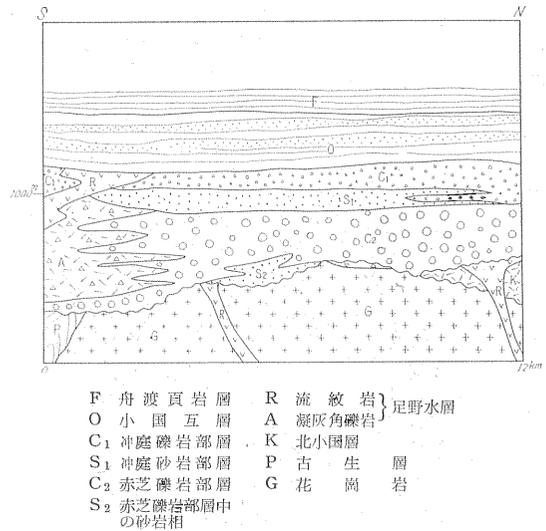


図 3 版 3 越 戸 北 西 方 面 を 示 す 地 質 断 面 図

しており、地域的な岩相変化がかなり見られる。調査地は内陸の炭田地帯と日本海側の油田地帯のほぼ中間にあたり、また出羽丘陵の南部にあつているので、南北両方面においても岩相変化が著しく、これを一つの模式地質柱状図に表わすことは困難である。したがつて一応この地域内の荒川兩岸（南部と北部）の層序を基準とし、第3、4図のようにその層序関係を模式的に示した。



第3図 荒川と足水川に沿つたほぼ南北方向の地質断面図

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

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

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

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

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

地質時代	地層名	層厚 (m)	岩相	部層名	記 事
中新世 (中期)	舟渡頁岩層	200+			上部は泥岩質頁岩で <i>Makiyama (=Sagarites)</i> や他の微化石を多く含み、下部は淡緑色の頁岩や珪質頁岩、砂質頁岩など互層となる。
	小国砂岩頁岩互層	500±			全体としては凝灰質の頁岩と砂岩の互層で一部に礫岩質や砂岩質の部分がある。 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浸の証拠があり貝化石および魚化石 (<i>Sardinopsis sp.</i>)などを産する。
	今市砂岩礫岩互層	100±		沖庭礫岩	小粒～中粒の礫岩で固結度はやゝ低い。 南部ではこの層準に流紋岩質凝灰岩がある。
		200±		沖庭砂岩	暗灰色～鼠色の砂質頁岩を主とする含植物化石層を1～2層含み <i>Myrica, Quercus, Liquidambar</i> などを産する。この層は薄化して分層不可能となる地域がある。
		300		赤芝礫岩	顕著な礫岩で大～中円礫を主とし、礫は古生層の砂岩またはホルンフェルス状岩が多い。荒川流域では各所で崖をなしている。
	20-		越戸砂岩	粗粒なアルコーズ砂岩で越戸方面ではウラン鉱床が胚在する。	
北小国凝灰岩層	300+			淡緑色の凝灰角礫岩が厚く堆積しており、下部には流紋岩質の凝灰岩が厚く堆積している。 規則的な層序関係を示さず両者の分布は混然としている所が多い。 北部において広い分布を示す。	
基盤岩				花崗岩と古生層がある。 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、ホルンフェ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、火山岩の進入および荒川南方の足野水層は省略してある。また岩相名も記入してあるが本文では省いた

第4図 荒川北方地域模式地質柱状図

た岩脈類も認められる。

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

- (1) 北小国層
- (2) 今市互層 (2)' 足野水層
- (3) 小国砂岩頁岩互層
- (4) 舟渡頁岩層

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

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

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

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

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

また今市互層中の植物化石群の構成から、今市および小国両互層は中新世中期のものと考えられる注3)。

基盤岩である花崗岩直上の越戸砂岩部層はアルコーズ質であり、調査地のほぼ中央部越戸付近に分布し、ウランを含有している。この含ウラン砂岩は目下、原子燃料公社によつて探鉱がすすめられている。越戸砂岩部層に

注3) 111頁参照

第1表 金丸・小国地域関連地層対比表

小国地域 1931 森田 10)	小国・金丸地域 1963 島津徳永・小関	国賜含炭地 1954 徳永・棚井 13)	米沢盆地西縁 1959 皆川 6)	
		段丘堆積物	中・低位段丘堆積物	
			玉庭層	
		経井沢層	中原層	白川層群
?		手ノ子互層	手ノ子層	
↑		高峯夾炭層	高峯層	
手ノ子層群		大鹿果層	宇津峠層	蓮賜層群
宇津峠層群		湯小屋頁岩層	湯小屋層	
	x	舟渡頁岩層	沼沢層	八倉層群
沼沢層群	x	間瀬互層	沼沢層	
	x	洗尻果層	明沢橋層	
明沢橋層群	x		小国層	八倉層群
x	x		眼鏡橋層	
小国層	小国互層		北小国層	八倉層群
今市層	今市互層		不動沢層	
北小国層	北小国層			
箱ノ口層	古生層 および 花崗岩類	古生層	箱ノ口層群	

x 植物化石層

類似した砂岩は冲庭台地にも分布しているようであるが、放射能異常が認められるのは現在のところ越戸断層以西の地域に限られる。最も顕著に含ウラン砂岩が認められるのは崩沢の露頭(H露頭)で、ここでは基盤より5~6mの間に異常が認められ、とくに上位にウラン鉱物(おもに autunite)の濃集部が認められる。

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

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

5. 地質詳説

5.1 基盤岩類

5.1.1 花崗岩類

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

斑状花崗岩は、分布最も広く、越戸以西、冲庭東部に第三紀層の基盤をなして分布している。花崗閃緑岩は、この地域の中央部(露出する花崗岩の中心部)に分布し、西側は越戸断層に切られ、東側は玉川口東方で斑状

花崗岩に移過する。北側では関係が明らかでない。

荒川以南で第三紀層の基盤をなす花崗岩質岩は中粒の花崗閃緑岩であるが、一部にやや斑状を示す部分もみられ、また、時無沢の上流で窓状に露出するものは斑状花崗岩である。細粒花崗岩は金丸鉱山付近に分布し、斑状花崗岩に漸移するようと思われる。同様の関係は下ノ沢の上流でも認められる。半花崗岩質岩で一部に柘榴石を含む部分がある。細粒花崗岩は金丸鉱山の長石脈および鉄満重石脈の母岩となつている。各花崗岩は分布、相互の関係から、一連のものとなされ、花崗閃緑岩が中心部を占めて、斑状花崗岩さらに細粒花崗岩と周辺相（～浅部相）の性質を示すものではないかと考えられる。朝日山地の花崗岩類については、さきに著者の1人島津がその概略を報告したが、この地域の花崗岩類は、岩船地方に分布するもの（小川型）と一連のものと考えられる。

つぎに代表的な岩石について岩石学的性質を記載する。

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

花崗閃緑岩（角閃石黒雲母花崗閃緑岩） 中～細粒で、石英・斜長石・カリ長石（正長石）・角閃石・黒雲母からなる。角閃石は量が少ない。優黒質、細粒で、モンゾニ岩組織を示すものもある。一部に優白質の部分があるが、成分鉱物には変化がない。上ノ沢上流に産する優白質、半花崗岩質な岩石は、白雲母および柘榴石を含んでいる。

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

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

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

5.1.2 古生層

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

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

これら古生層の対比は明らかでないが、小国東方の横川流域に露出している箱ノ口層群にはほぼ相当するものと考えられる。なお、飯豊山西麓の古生層は、紡錘虫の化石から中～上部二疊紀のものであることが知られている^{注4)}。

5.2 第三系

5.2.1 北小国層

森田日子次^{注5)}の命名による本層の模式地は小国町の北方北小国方面で、この地域の第三系としては最下位層にあたる。古生層を不整合に覆い、小国町北部のオイデ沢以北に分布する。流紋岩質凝灰岩・凝灰角礫岩および流紋岩からなる。

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

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

これらの層厚は600 m を超えると考えられる。

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

5.2.2 今市互層

森田日子次命名^{注6)}の今市層と同じで、礫岩・砂岩を主とする地層である。調査地の中央部では直接花崗岩上に、北部では北小国層上へのり、不整合関係を示す。また本層は南部では礫岩層の部分がきわめて薄くなり、火山碎屑岩が多くなるので別に取り扱い、足野水層と名付ける。

今市互層は調査地の中央部では4部層に分けることができる。下位より

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

注4) *Neoschwagerina* sp. を産する。

注5) 地層名辞典, (K—N), p. 428, 1955

注6) 地層名辞典, (A—I), p. 240, 1954

これら全層厚は600m程度である。一般的には礫岩相が最も卓越し、本累層の下限は不整合関係をもつて下位層、あるいは基盤岩上にのるが、上位層の小国互層とは整合である。なお南部には足野水層が分布する。

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



図版4 越戸砂岩部層中の含ウラン部(第2露頭)

その構成造岩鉱物がそのまま堆積したと考えられるもので、見掛け上基盤の花崗岩と大差がない。しかし風化部は赤褐色をおびている。

崩沢ではとくに原地成の堆積物のような堆積状態を示す。ゴラ栃沢付近では本層には成層した部分がかかり見られ、また炭質物も混在している。第2露頭(図版4)においては、とくにその炭質物に放射能異常が見られる。本層の最も発達している越戸では層厚は0~20mであるが、試錐によるとそれよりもやや厚いようである。

崩沢のH露頭(H)では放射能異常部は3mの厚さで、とくに autunite の濃集部は20~30cmの厚さの層をなしている。越戸砂岩部層の分布する地域は前述のように越戸付近(上ノ沢の兩岸)に限られ、その他の地域には発達しないようである。

赤芝礫岩部層 小国町より西方約3kmにあたる荒川と横川の合流点付近、赤芝橋付近に模式地をとる礫岩層(図版5)で、この付近では北小国層の流紋岩を覆っている。おもに古生層の亜角礫~円礫が多く、花崗岩の礫を混じえ、基底は砂質(部分的にはアルコーズ)からなっていて木片、植物破片等を含んでいる。礫の種類は所により変化するが斑状花崗岩・細粒花崗岩、古生層の粘板岩・砂岩・チャートからなる。調査地の大部分に分布し、層厚は200~300mに達する。固く膠結しているので崖をなすことが多く、仙仁左門沢入口付近では古生層の砂岩の上に淘汰の悪い古生層の角礫がのっている。冲庭台地東側一帯の断崖は多く本層からなっている注7)。下位の北小国層とは不整合関係を示すことがあるが、直接花崗

注7) 小国町東方の横川流域網取(眼鏡)橋付近の礫岩は、下部にかなりの花崗岩類の礫をまじえているが、赤芝の礫岩はほとんど古生層の礫からなっている。



図版5 金丸東方、荒川川岸の赤芝礫岩部層

第2表 小国・今市両層産植物化石表

（徳永採集，尾上鑑定）

	小 国 層		今 市 層			
	尻 無 沢	入 山 口	沖 庭	沖 庭 裏	ナ メ ノ コ 沢	カ ン カ ケ 道
<i>Picea</i> sp.	—	—	○	—	—	—
<i>Salix</i> sp. cfr. <i>varians</i> GOEP.	—	—	—	—	○	—
<i>Myrica</i> (<i>Comptonia</i>) <i>Naumannii</i> (NATH.)	—	○	○	○	○	○
<i>Pterocarya asymetorosa</i> KONNO	—	—	—	○	—	—
<i>Carya miocathayensis</i> HU et CHANEY	—	—	○	—	—	—
<i>Carpinus subcordata</i> NATH.	—	—	○	—	—	—
<i>Castanea Unger</i> HEER	—	—	○	—	—	○
<i>Quercus subvariabilis</i> TANAI	—	○	○	○	○	—
<i>Quercus miocrispula</i> HUZIOKA	—	—	—	—	○	—
<i>Zelkova Unger</i> (ETT.) KOVAT	—	—	○	○	—	—
<i>Cinnamomum oguniense</i> MORITA	—	—	—	○	—	○
<i>Liquidambar mioformosana</i> TANAI	—	○	○	—	—	—
<i>Cercis miochinensis</i> HU et CHANEY	—	—	—	○	—	—
<i>Alangium</i> (<i>Marlea</i>) <i>aequalifolia</i> (GOEP.)	○	—	—	—	—	—
<i>Diospiros miokaki</i> HU et CHANEY	—	○	○	—	—	—
<i>Smilax trinervis</i> MORITA	—	○	—	○	—	—

○印 産 出

岩の上ののる所が多い。上部には、砂岩を挟み、沖庭砂岩層に移化する。

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

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

化石産地：

小渡から沖庭神社に至る道（標高490m）Loc. 102116

沖庭神社裏凹地（635m）Loc. 8234

沖庭神社北方の谷（575m）Loc. 82312

入山より蕨峠へぬける道（625m）Loc. 916

砥沢中流（225m）Loc. 10292（直立層）

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

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

しかし、南部では赤芝礫岩部層が薄くなり、玉川新田

付近では直接古生層の上のついている。

また、足野水付近では直接足野水層の流紋岩に覆われているが、玉川西方では足野水層の凝灰岩を挟在し、また指交している。

沖庭礫岩部層 沖庭台地上の標高600~700mの所に位置しているほか、荒川南方では標高300~400mに位置してゆるく南方に傾いている。台地の東側では小国断層の東側に細長い分布を示し、南北に走り45~75°東または西方に傾斜している。下部の赤芝礫岩部層との区別は礫が本層のものが細かいこと、固結度がやや低いことなどで区別される。層厚は100m前後である。足野水・玉川付近では足野水層の流紋岩・凝灰岩と指交している。

足野水層注8) 荒川の南岸一帯においては、今市五層中の礫岩層が著しく薄くなり、これにかわつて、淡緑色の凝灰岩および凝灰角礫岩および流紋岩熔岩が発達してくる。これら火山岩および火山砕屑岩（流紋岩質）を主とする地層を一括して足野水層とする。

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

注8) 本層は小国町西南方4kmの長者原付近まで広く分布し、西方は古生層地塊をとりまいて、下関方面に連なり、硬質頁岩と指交している。この地域の鉱脈・黒鉄鉱床はこの層中に胚胎している。

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

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

5.2.3 小国砂岩頁岩互層

本層は森田日子次が命名した小国層に相当する注9)。調査地内では下位の今市互層とは整合関係を示し、沖庭礫岩部層の上位の凝灰質頁岩および砂岩をまとめて小国互層とした。

本層は荒川に沿った小国町北方の主として平野部に分布しているが、その模式的な発達地としては入山の越沢入口付近をとる(第5図)。荒川以南においても、小国町西方横根山付近と金丸方面に分布している。

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

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

また植物化石の産出された地層中からは貝化石 *Venericardia?* sp. がみいだされ、ほぼ同じ層準とみなされる尻無沢からは魚化石注10)が発見されているなど、海成層としての要素が含まれている。

また荒川南部の小国町県社山方面では砂岩は一部石灰質となつている。

層厚は約200~300mである。

5.2.4 舟渡頁岩層

本層は荒川沿岸ぞいに分布し、小国向斜構造のほぼ中央部に分布している。小国層群の上に整合的に堆積し、さらに上部の砂岩層によつて覆われる。

調査地内においては標式地として小国町北方4kmの荒川にかかる沖庭橋注11)下をとる。岩相は頁岩を主とするが下部は硬質頁岩、上部は黒色泥岩からなる。

本層の走向はほぼ南北を示しているが、大半は沖積層に覆われている。

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

本層の下部は小国町から横川に沿い赤芝橋に至る間に分布している淡緑色硬質頁岩と砂質頁岩の互層で、きわめて特徴がある注12)。

上部の泥岩中には海棲微化石を含むことが多く、*Makiyama* (= *Sagarites*) はよく見ることができ、小国町付近からは *Balanus* (ふじつぼ) がでた記録もある。この層は油田層序でいう硬質頁岩と黒色頁岩の層準にあたと考えられる。

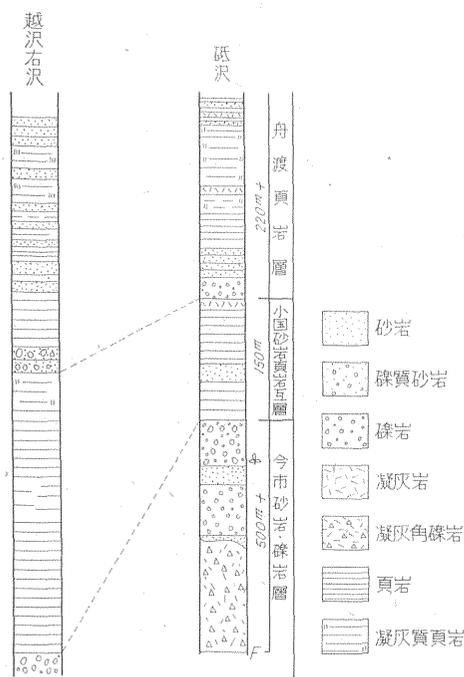
層厚は200m以上を示す。

5.3 火山岩類

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

- 第1期…酸性火山岩 (北小国層) 下部グリーンタフ層
 - 第2期…同上 (足野水層) 上部グリーンタフ層
- それらの層位的関係については、前述したので、ここでは岩石学的性質を記述する。

なお、これら酸性火山岩は、流紋岩質の熔岩あるいは凝灰岩および凝灰角礫岩であるが、赤芝橋付近のものは、侵入性のものと考えられる。その他の火山岩として、玄武岩・安山岩類が、岩床または岩脈として産して



第5図 荒川流域北小国方面第三系代表的地質柱状図

注9) 地層名辞典, (O-S), p. 825, 1959

注10) *Sardinopsis* sp. にしん科のものと考えられる。

注11) 調査地内ではあるが、第2図外で北東方にあたり荒川に架けられた橋である。

注12) 一部に海緑石を含むということである。

いる。その1つは、小国断層西側で花崗岩を貫く安山岩脈で、越沢・大沢等でみられる。

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

調査地域の北東(第2図の範囲外)、口曲沢付近には古生層を覆い、赤芝礫岩部層に覆われて、安山岩ないし玄武岩が分布している。また、小国東方では眼鏡橋層(今市互層に相当)と同層準に安山岩の活動が知られている。しかし、この地域の安山岩類(岩脈)は花崗岩を貫いて産し、新第三紀層との関係が不明なものが大部分で、一部、砥沢では小国断層に沿って分布している。したがってその貫入時期は明らかでないが、小国断層形成後の可能性もある。なお、足野水付近に岩床状に産する玄武岩は赤芝礫岩部層を貫いている。これは、他地域^{注13)}でみられるように、女川階のものかもしれない。

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

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

つぎにおもな火山岩類の岩石学的性質を記す。

流紋岩(北小国層)

塊状、粗しようで、石英あるいは斜長石・ハリ長石の斑晶を有し、流状構造はあまり認められない。斜長石・石英・ハリ長石・黒雲母の斑晶とガラス質石基からなる。石英は融食され丸味をおびていて、量がきわめて少

ないものもある。斜長石は自形ないし半自形で、アルバイト・カールスバド双晶を示し、累帯構造が発達するものがある。絹雲母化しているものもある。ハリ長石は自形ないし半自形で、一部カールスバド双晶を示し、やや波状消光を示す。黒雲母は細片状で、褐色を呈し、絹雲母化しているものもある。石基は曹長石化を受け、葉片状あるいは不規則な形の曹長石を生じている。

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

流紋岩(足野水層)

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

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

橄欖石普通輝石安山岩(岩脈)

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

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

普通輝石玄武岩(岩床)

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

5.4 第四系

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

6. 地質構造

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

注13) 本地域の北方、入折戸付近にもこの時期の安山岩が分布している。

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

6.1 小国断層

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

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

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

6.2 越戸断層

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

この断層の北限は上ノ沢北方において花崗岩体の中に入り不明である。東側の花崗岩地帯と西側の第三系地帯との地形上の差はきわめて著しく、この断層の存在は容易に認めることができ、越戸東方では顕著な断層面が観察され、また荒川川岸では30~40mの破碎帯を生じている。荒川南部では飯守沢(断層谷)に沿って南東方向に曲り次第に東西方向となつて、玉川を横切っているが、落差は数10m以内である(図版6)。

6.3 金丸付近の断層

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

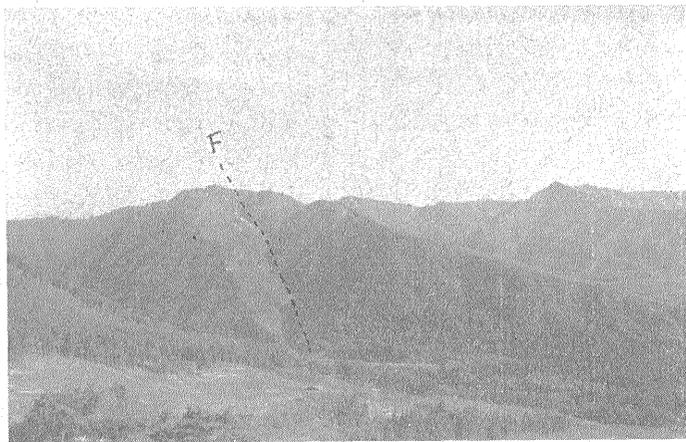
断層の東側には西へ10~15°を示す冲庭礫岩部層があり、花崗岩に接している層位から考えて断層の推定落差は数100mと考えられる。西側の断層の西には小国互層が分布している。

その他これら南北に走る主要断層に伴なつて東西性の短い断層が存在するが連続性は少ない。

6.4 褶曲構造

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

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



図版6 越戸断層 左側は花崗岩、右側は今市互層で、地形斜面は地層面とは×平行

7. 対 比

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

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

まず内陸方面の諸層と当地域諸層との層序的関連性について述べる。

皆川 (山形大) は小国町から東方米沢市までの間の地域の層序を明らかにしているが、それによれば基盤岩である古生層の上の不動沢層はこの小国盆地付近では

第3表 小国産植物化石表 (小国層産)

森田採取, 鑑定 1931

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

みられず八谷層群の北小国層がこの地域の最下層となっている。この北小国層は前述したように調査地内の北部に分布しており、岩質的にも皆川の記載した北小国層と同一である。

第1表 (対比表) に示したように、皆川の北小国層上にのる眼鏡橋層は礫岩を主としたものであり、調査地内の今市互層に相当すると考えられる。ただ横川流域の網取 (眼鏡) 橋における礫岩には花崗岩礫がかなり含まれているが、赤芝礫岩部層および沖庭礫岩部層にはほとんどなく、古生層の岩石、特にホルンフェルス・粘板岩が多い。

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

この植物化石群は温暖気候を指示するもので、第3表に示した津川層産^{注14)}の植物化石群 (第4表) と比較して、同時期のものであるとし、したがって小国層も中新世中期のものであるとした。今回調査した地域では今市互層中から第2表に示したような植物化石が産し、津川層産のものに類似している。したがって、今市互層も中新世中期のものと考えられる。

第4表 新潟県津川 (観音沢) 産植物化石表

(Kryshtofovich 鑑定) 1926

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

注14) 新潟県東蒲原郡三川村小花地

舟渡頁岩層については沖庭橋^{注15)}その他の地域で肉眼でも *Makiyama* (= *Sagarites*) がみられ、この化石の産出は皆川の層序では沼沢層にもみられ、海成層であること、また岩質上も両者対比できる。

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

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

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

8. 含ウラン砂岩の産状

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

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

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

な凹地にあたり、最大300mに達する礫岩の堆積が認められる。

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

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

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

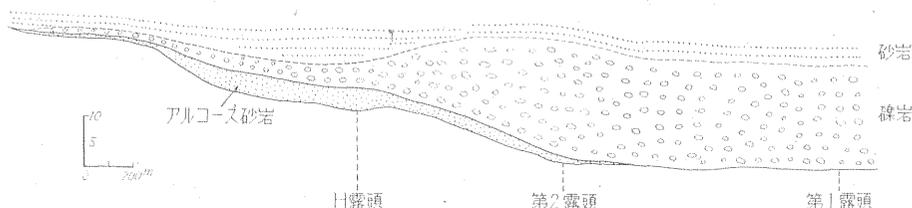
つぎに、越戸砂岩の堆積状態をみると、第6図に示すように、崩沢付近が最も厚く、北側、南側に厚さを減ずる。つぎに堆積物の状態をH露頭、第2露頭、第1露頭で較べてみる。

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

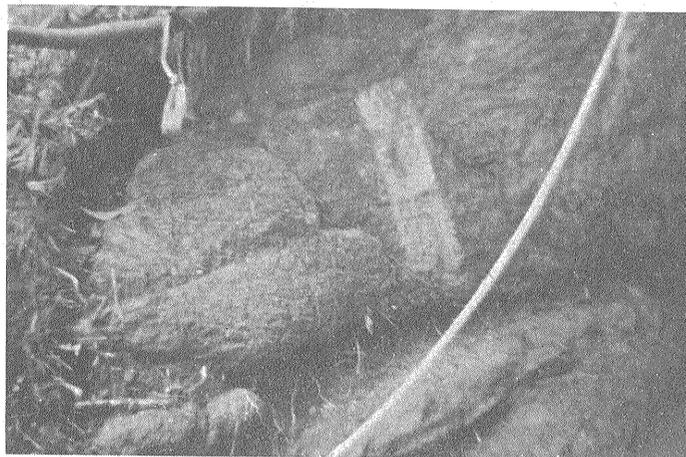
一方、第2露頭では厚さ2m前後で、図版7に示すように基底より細粒の粘土を含むアルコーズ砂岩・礫質砂岩・炭質物の薄層、細粒の雲母にとむ砂岩、粗~中粒の砂岩の互層、の順に重なっている。第1露頭では花崗岩の上に直接礫岩がのっている。これら3つの露頭の関係をみると、H露頭の付近は1つの凹地で、原地性に近く、第2露頭はその端にあたるものと考えられる。

放射能異常の様子は、第8図に示すようである。

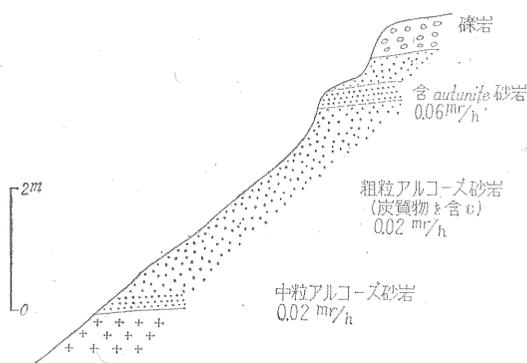
注15) 調査範囲内ではあるが図面外



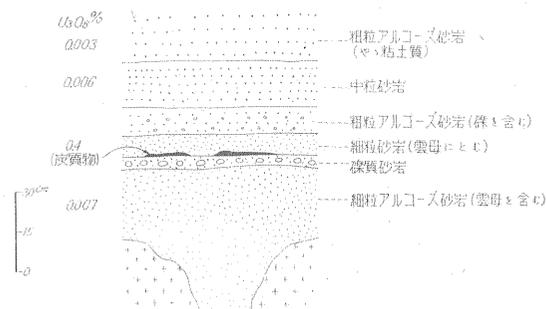
第6図 各露頭を結ぶ模式断面図



図版7 崩沢H露頭の含 autunite 砂岩 (白い縦線のある層状の部分)



第7図 H露頭のスケッチ



第8図 第2露頭のスケッチ

H露頭では、アルコーズ砂岩が一様に0.02 mr/hの値を示すが、上位近くの成層した砂岩がとくに著しく、0.07 mr/h (0.17% U_3O_8) の値を示し、燐灰ウラン鉱 (autunite) を生じている。この砂岩はおそらく地下水面の上昇により二次的にウランが濃集した部分にあたるものと考えられる。その他の部分では炭質物に富む部分がやや異常が顕著である。

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

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

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

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

9. 結 語

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

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

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

に注目し、類似の岩質、産状を示す砂岩・礫岩の調査に重点を置くべきであると考えられる。

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

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

(昭和35年8月~11月調査)

文 献

- 1) 藤田和夫：新潟県津川盆地の第三系，地質学雑誌，Vol. 55, No. 650~651, p. 199~204, 1949
- 2) 今泉力蔵：山形県西置賜郡小国村横川産 *Trachycarcus huziokai* n. sp., 地質学雑誌，Vol. 56, No. 656, p. 277, 1950
- 3) 今泉力蔵：*Trachycarcus huziokai* n. sp. from Yamagata Pref., Short Pap. I.G.P.S. 3, p. 33~40, 1951
- 4) 皆川信弥：山形—米沢盆地西縁における新第三紀後期の造構運動，日本地質学会第三系討論会資料，p. 21~23, 1958
- 5) 皆川信弥：米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究(その1)，—西縁および西南縁の層位—，地質学雑誌，Vol. 65, No. 765, p. 364~373, 1959
- 6) 皆川信弥：米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究(その2)，—西部および西南部の岩相変化・火成活動・対比—，地質学雑誌，Vol. 65, No. 767, p. 483~493, 1959
- 7) 皆川信弥：米沢・山形盆地東縁に分布する後期中新世非海成層について，山形大紀要，

Vol. 5, No. 1, p. 1~10, 1960

- 8) 皆川信弥：米沢盆地周辺における層位学的ならびに古生物学的研究(その3)，—北縁(吉野地域)における層序および対比—，地質学雑誌，Vol. 66, No. 777, p. 393~404, 1960
- 9) 皆川信弥：米沢盆地周辺における新第三紀層の層位学のおよび古生物学的研究(その4)，—東南縁・東縁および東北縁の層序・火成活動・岩相変化および対比—，地質学雑誌，Vol. 66, No. 779, p. 489~501, 1960
- 10) 森田日子次：On new species of genera *Cinnamomum* and *Smilax* from the Miocene deposits of Oguni-machi, Uzen Prov. Japan, 地質地理輯報，Vol. 9, p. 1~8, 1933
- 11) 森田日子次：山形県小国産中新世植物群から発見せるターミナリアについて，地質学雑誌，Vol. 40, 1933
- 12) 鈴木敬治：天王寺植物化石群とその古植物生態学的研究，地団研専報，No. 9, 1959
- 13) 徳永重元・棚井敏雅：山形県置賜郡炭田地質調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 12, p. 31~38, 1954
- 14) 徳永重元：山形県小国植物化石層についての新発見，地質調査所月報，Vol. 11, No. 8, p. 35, 1960
- 15) 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, p. 8~21, 1958
- 16) 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，No. 190, p. 45~55, 1961
- 17) 矢崎清貫：山形県米沢市付近の天然ガスについて，地質調査所月報，Vol. 12, No. 1, p. 31~44, 1961
- 18) Chihara, K. : 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, 1959