

# 大荒沢層の積成機構にかんする問題\*

北 村 信\*\*  
武 藤 章\*\*\*

## ま え が き

東北日本の新第三系を特徴づけているいわゆる Green tuff は、阿隈・北上・日高など中生代末に完結した一大造山運動の後に、しかも、それらによって形成された造山帯の背後に分布するにいたったものであり、日本内帯に帯状に発達し、日本の新第三紀中新世以降の地史を大きく支配するものとなっている。

Green tuff に関する研究が進むにつれ、それらの時間的空間的分布および岩質上の特性などは明らかになってきたものゝ、これら Green tuff をもたらした基盤の構造帯の形成、および、その構造帯の機構という点については未だ解明されるべき幾多の点が残されている。

筆者の 1 人北村は奥羽脊梁山脈の新第三系の地質構造の変遷史という点について、主として、層位学的及び古生物学的資料に基いて、たびたび、解釈を試みてきたのであるが、Green tuff そのものゝ積成機構については未だ十分な研究を進めていなかった。最近岩手県和賀郡の横黒線沿線の湯田ダム建設工事が建設省の下に行われ、旧県道や鉄道線路の架換工事が進められて、この附近の岩石の露出状態が非常によくなってきたので筆者の 1 人北村は同教室名誉教授半沢正四郎博士、および元岩石教室教授加藤謙次郎博士らと共に昭和 35 年 7 月新道沿線の再調査を行った。この際、主として先第三系基盤岩の構造と新第三系最下位の大荒沢層との構造的関係についても若干の吟味を行った。また、大荒沢層の火山碎屑岩類の特異の層相に着目し、その積成機構と基盤岩の構造的特性とが可成り密接な関係にあることを知った。同年 8 月グリーンタフ研究グループ主催の脊梁団研が同地で行われ、北村も之に参加し、横黒線沿線および和賀川支流無地内川沿岸の調査を行い、その結果でも同様の特性を知りえた。同年 9 月武藤は、これらとは別個に、復興建設株式会社の社命によって、横黒線沿線の湯田ダム湛水区域地質調査を行い、長谷弘大郎学士および名取博夫学士らの協力をえて、和賀仙人より川尻を経て湯本温泉にいたる間の和賀川沿岸地帯の 1 万分の 1 地質図を作成した。

この地質図完成後北村および武藤は再び現地を訪れ、主として大荒沢層の層相変化と積成機構および基盤構造との関連性について吟味を行った。

茲に報告するものは、上述の調査、研究の結果によるもので、とくに、大荒沢層中の火山円礫岩

\* 日本地質学会 1961 年々にて講演

\*\* 東北大学理学部地質学古生物学教室

\*\*\* 東北復興建設事務所

の成因に関する問題を中心として論じたものである。

本報告に草るに当っては、現地にて同行された半沢正四郎博士および加藤謙次郎博士より種々御指導を仰いだ。また、グリーンタフ研究グループの方々からも有益な援助を賜わった。茲に深く感謝の意を表す。

また、室内研究に当っては、当教室畑井小虎教授ほか教室の職員の方々から貴重な助言を賜わった。之等の方々から心から御礼申しあげる次第である。

### 横黒線沿線の地質概説

秋田県横手市と岩手県北上市（旧称黒沢尻）を結ぶ横黒線は東北地方脊梁山脈を横断しており、東北地方脊梁山脈の地質を解明するに最もよいルートとなっている。

本地域に発達する新第三系の基盤は古生層と之を貫く花崗岩類に大別される。

古生層は粘板岩・砂岩・チャート・輝緑凝灰岩・石灰岩・黒雲母片岩 および ホルンフェルス化した片岩類からなっていて、横黒線沿線では和賀仙人鉾山附近より和賀川下流沿に露出し、和賀仙人駅西方まで分布している。こゝでは、黒色のホルンフェルス化した粘板岩・灰緑色砂岩・変輝緑凝灰岩などよりなり、石灰岩を挟在している。一般走向は、 $N30^{\circ}\sim 50^{\circ}W$  で、東に  $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$  傾斜している。古生層の東限は NS 性の断層で大荒沢層最上部、ないし、大石層最下部の石質凝灰岩に接し、断層の南方延長は夏油温泉東方を経て、胆沢郡下に延びている。

横黒線沿線の古生層よりは未だ化石は発見されていないが、大凡この分布の延長に相当する一の関市真湯温附近の石灰岩から *Waagenophyllum indicum* を含むことが知られている。これら両地域の古生層は岩相上も非常に類似しているので、ほぼ同時代のものであろうと推定することが出来る。

花崗岩類は和賀仙人鉾山附近より大荒沢駅東方にかけて広大に分布するほか、和賀川支流大荒沢・竹荒沢にかけても分布し、何れの場所においても大荒沢層によって不整合でおおわれるか、あるいわ、大荒沢層と断層で接している。古生層とは discordant に接し、一部では脈状に古生層を貫いている。何れの場合も周辺の古生層は著しく変質をうけている。横黒線沿線の花崗岩は閃雲花崗閃緑岩であり、半自形組織を示し、石英・正長石・斜長石・黒雲母・角閃石などよりなり、黒雲母および角閃石の一部は緑泥石化している。花崗岩々体には非常に多くの節理および小断層が発達し、 $N40^{\circ}W$ ,  $N60\sim 70^{\circ}$  系のものが多く、これらの割目に沿っては多くの場合著しい slickenside が認められる。また、これらの割目に接近した部分では有色鉱物が緑泥石化著しく、時には緑簾石の細脈が割目を充填していることも稀ではない。

本地域の第三系はすべて新第三紀に属するものと考えられ、とくに、横黒線沿線に分布する地層は、下位より大荒沢層・大石層・小繫沢層・鈴鴨川層・綱取層・黒沢層・菱内層・花山層・本畑層などに分けられる。和賀仙人峠附近を中心として一大背斜構造を形成しているこれらの第三系は、その西翼部と東翼部で岩相を異にし、とくに大石層推積後の東西の対立は著しい。東翼部では大石層の上に鈴鴨川層・綱取層・菱内層・本畑層と重なり、西翼部では小繫沢層・黒沢層・花山層の順に重なっている。これらの岩相對立は大石層上部堆積時にも、すでに、あらわれているが、それ以後の方が顕著で、中央部の隆起に起因するものとみられる。これらの岩相変化と脊梁背斜部の隆起については、すでに、北村(1959)が報告を行っているので茲では省略する。

大荒沢層は基盤岩類を直接不整合におよび、脊梁山脈を構成する一大背斜構造の核心をなしている。主として、緑色～暗紫色変朽安山岩熔岩・同質集塊岩・自破碎熔岩・含角礫凝灰岩よりなり、最上部にやや浮石質の緑色凝灰岩が挟在することもある。一般に緻密堅硬で、珪化作用・緑泥石化

作用・緑簾石化作用を蒙っていることが特徴である。変朽安山岩は一部蛇斑組織を示し、斜長石は曹長石化・緑泥石化著しく、有色鉱物もほとんど緑泥石化している。石基の斜長石は、さらに分解して汚濁となり、その光沢を失い、方解石・緑泥石の灰緑色の斑点となっているものが多い。一般に pilotaxitic texture を示し、珪化作用によって脱玻璃 devitrification を行い石英と長石の aggregate となっているものが多い。これら変朽安山岩は著しく角礫状を呈した自破碎熔岩に移行すること屢々で、さらに含角礫凝灰岩に移り変わり、容易にその境界を引き難い。含角礫凝灰岩は「石質凝灰岩」とも称され、変朽安山岩の径 2~5cm の角礫を多量に含み、モザイク状を呈する緻密塊状のもので、基地部も同質の細礫で構成されている。しばしば珪化作用を蒙り、礫状部と基地部との間には硬さの差は認められない。これらは、いわゆる、volcanic breccia ないし essential tuff breccia と称されるものと考えて差支えないものと考えられる。

横黒線沿線、とくに大荒沢附近では、この volcanic breccia 中に拳大ないし人頭大の円礫が大量に含まれ、一種の火山円礫岩 (volcanic conglomerate) とでも称される様な礫岩が発達し、大荒沢層を特徴づけている。この礫岩層は無層理塊状で、上下の凝灰岩とはほぼ調和的な状態で挟在され、礫種は均一で外来礫の混入は非常に稀である。

大荒沢層よりは未だ化石は発見されておらず、他地域との対比および地質時代の確定はなされていないが、著者の一人武藤は、秋田県雄勝郡東成瀬村に発達する大荒沢層相当層中より保存不良の海棲二枚貝を採集しており、さらに、整合的に上位に漸移または一部指交関係にある上位の大石層には新第三紀中新世を指示する海棲貝化石を産出しているので、大荒層は新第三系下部に相当するものと考えられる。

大石層は下位の大荒沢層に比し、より酸性の火山活動に伴った緑色凝灰岩よりなり、緑色含角礫凝灰岩・淡緑色砂質凝灰岩・凝灰質砂岩・黒灰色凝灰質シルト岩・黒色シルト岩を主とし、安山岩熔岩・流紋岩およびそれらに伴った火山碎屑岩類などの複雑な組合せによって構成されている。大石層には大鍋沢安山岩部層・川尻凝灰岩部層その他甲子安山岩部層などが含まれているが、横黒線沿線では、川尻凝灰岩以外は分布していない。

大石層中・下部をもつとも特徴づけている緑色~淡緑色含角礫灰岩は中性ないし酸性のもので、多くは流紋岩質の含角礫凝灰岩で、浮石に富み、層理がよく発達し、異質礫を豊富に含むので、下位の大荒沢層の含角礫凝灰岩とは区別される。

脊梁背斜の西翼を構成する大石層は大石駅附近を中心として発達し、本層中部は黒色シルト岩と緑色凝灰岩の互層よりなり、互層の単位は 50cm~1m の部分と、さらに厚い単位の互層よりなっている。とくに、無地内沢および鷺の巣川沿岸では、黒色シルト岩の発達著しく、その厚さ数 10cm にもおよんでいる。黒色シルト岩を挟む層準の上部は、ふたたび緑色含角礫凝灰岩の厚層よりなっているが、この中に玄武岩質安山岩の貫入岩体や熔岩が挟在され、とくに、無地内部落南方和賀川南岸には広くその発達がみられる。

廻戸川合流点より 700~800m 和賀川下流に無地内測水所があるが、この附近に発達する流紋岩類は、川尻凝灰岩部層の火山碎屑物供給源で、川尻部落周辺部に広く発達する淡黄緑色浮石質凝灰岩と指交関係で移化している。浮石質凝灰岩には暗緑色~黒色の真珠岩の角礫を多量に含み、含角礫質の部分では基盤の粘板岩および片岩・花崗閃緑岩などの異質礫を含んでいるので特徴がある。しかし、大荒沢層・大石層間には、不整合はなく、大石層中の川尻凝灰岩部層も大石層本体と不整合関係で分離されるという様な事実も全くないので、川尻凝灰岩の噴出機構とか、積成機構に関することは勿論、当時の後背地或いは積成盆地内の基盤地形などと密接な関係をもっていたのであろうと解釈される。

脊梁背斜東翼部の大石層は、和賀仙人駅附近より和賀川下流沿いに、岩沢附近にいたるまで分布

し、主として中性ないし酸性の含角礫凝灰岩のみによって構成され、西翼部と岩相に異をしている。この岩相々違の著しいと思われる点を列挙してみると、1) 中部の黒色シルト岩の発達が見られない。2) 川尻凝灰岩の如き流紋岩質凝灰岩のまとまった分布が見られない、などの点である。しかし、この岩相上の対立は、次の様な事実および考察によって、さほど重要な岩相上の対立と考へなくともよいことが判る。たしかに、横黒線沿線のみでは、大石層中部の黒色シルト岩の存在が把握し難く、また、川尻凝灰岩の特徴ある層準を確認することは困難である。

和賀仙人駅より岩沢までの緑色含角礫凝灰岩は上述の様に、直接脊梁背斜西翼の大石層に岩相對比が困難で、嘗て之を切留層として取扱っていたのである。昭和 26 年北村は岩沢駅南西部の会津鉱業岩沢鉱業所附近の地質調査を行った際、この附近の層序を上位より次の四層に区分した。即ち、

淡緑色小角礫凝灰岩、稀に凝灰質頁岩を挟む。

板状凝灰質頁岩および緻密細粒凝灰岩。

緑色塊状角礫凝灰岩および砂質凝灰岩。

鮮緑色角礫凝灰岩および凝灰質頁岩。

これらは、明らかに西翼部地域の大石層上・中部の岩相に相当するもので、石英安山岩や流紋岩類が小岩床をなして存在している部分は、川尻凝灰岩部層とは同層準のものをも含んでいるのではないかと考えても差支えない。したがって、実際には東翼部の大石層も西翼部の岩相と本質的には左程岩相上の対立を示しているのではなく、たゞ黒色シルト岩の発達がとくに貧弱な部分が横黒線沿線にあらわれているにすぎないと考えられる。

大石層下部には *Chlamys nisataiensis* Otuka, *Chlamys* cf. *kaneharai* (Yokoyama), *Patinopecten kimurai* (Yokoyama), *Placopecten akihoensis* (Matsumoto) など中・下部中新世特有の軟体動物化石を含み、中部の黒色淤泥岩には *Makiyama chitani* (Makiyama), および Echinoid spine のほか、*Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Haplophragmoides renzi* Asano, *H.* cf. *trullisatum* (Brady), *Cyclammmina japonica* Asano などの有孔虫化石を含んでいる。

大石層より上位の地層は、東翼部では鈴鴨川層、西翼部では小繋沢層と称され、脊梁山脈の隆起のために堆積盆地が異なり、岩相上の対立も著しくなり、さらに、引続いた東側の綱取層・西側の山内層あるいわ黒沢層にいたっては、その対立はさらに著しくなっている。本論文ではこれら上位層の問題については省略する。

### 大荒沢層と基盤岩類との関係

第 1 図は横黒線沿線と和賀仙人駅西方より大石駅東方にいたる路線の地質図で、主として大荒沢層と基盤岩類との関係を示したものである。

湯田ダム建設地点の両岸は、少々緑色を帯びた基盤の閃雲花崗閃緑岩よりなっていて、N60~70°E の節理と N40°W の節理が発達し、これらの節理に沿って各 block が移動又は転移を行い、とくに、NE 系の節理は断層となつているものが多い。花崗閃緑岩内の断層は転移の量および落差は不明であるが、ほぼ垂直の slickenside がその面にみられ、緑泥石の薄い film でおおわれているものが多い。また、断層のみならず節理の面に沿った周辺部の有色鉱物は、緑泥石化作用著しく、ほとんどが、緑色化し、所によっては緑簾石の結晶がみられる。花崗閃緑岩々体を貫く変朽安山岩々脈・石英斑岩々脈・流紋岩々脈などは NW, NE および EW の走向を示している。

花崗閃緑岩々体は上述の様な節理や断層によって block 化しているが、この中には圧碎作用を強くうけて mylonite 状になっている所は見当らない。和賀川支流無地内沢中流部では可成り shear によって crush された花崗閃緑岩がみられるが、これも mylonite といわれる程の変形は行っていない。

大荒沢層は、花崗閃緑岩に対し常に不整合関係で重なっているが、湯田ダム北岸の新設自動車道の南に急カーブした付近では NE 性の小断層で切られ、暗緑色含角礫凝灰岩の上位の細粒凝灰岩が僅かにたるみを以て西方に傾斜している。さらに、西方では大荒沢層の梨行安山の円礫を含んだ灰山角礫岩と花崗岩は NW 性の断層で相対して、その間に破砕帯を伴っている。この付近における大荒沢層の暗緑色含角礫凝灰岩中には基盤の閃雲花崗閃緑岩の角礫(径 2~5cm)が、やや密集して取り込まれ、しかも、この礫の密集した部分は、ある方向性のある巾をもち、その帯状の部分に暗緑色含角礫凝灰岩中の破砕帯であることが判る。このさい、両側の暗緑色含角礫凝灰岩と明瞭な境界を劃する部分もあり、あまり明瞭でない部分もある。この境界が常に明瞭なものとは一種の clastic dyke 或いは breccia dyke 状を呈し、明らかに圧砕帯そのものとは区別がつく。この dyke は必ず 20cm 以内のものが多く、方向性は  $N40^{\circ}\sim N50^{\circ}W$  のものが多い。dyke 中の matrix は大荒沢層を構成している含小角礫凝灰岩で、中に非常に多くの花崗岩角礫を含んでいる。また、時には matrix 中にアルコーム砂岩質のものもあり、花崗岩の垂円礫の混入もみられる。この様な clastic dyke は秋田県と岩手県の果境部にある不老倉鉾山坑内においても観察され、ここでは花崗岩の円礫のほか古生層のチャート、粘板岩の円礫が多く混入し、matrix は含雲母砂岩となっていて、明らかに基盤岩上に不整合に発達した第三系の基盤礫岩が何等かの作用によって上方に squeeze されたものと考えられる。大荒沢層中の clastic dyke にも同様の成因を応用しうる様な

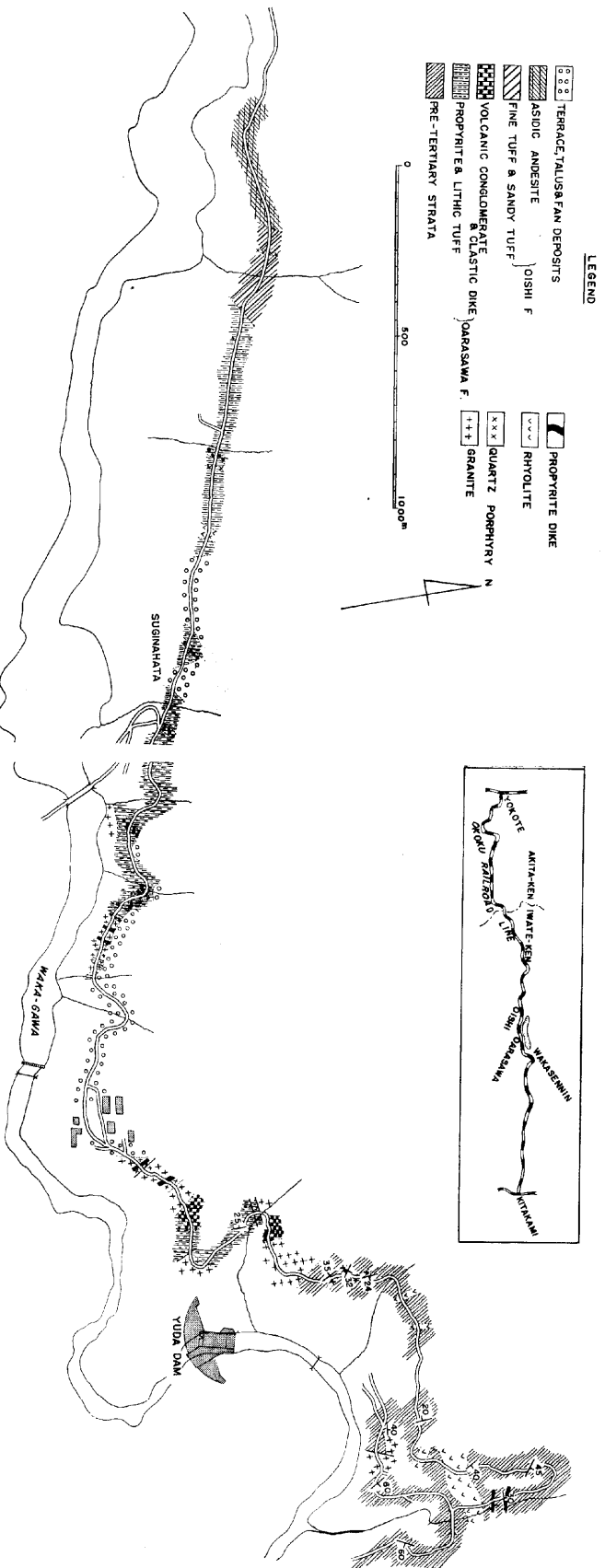


Fig. 1. Geological Map of the Area

along the Okoku Railroad Line

大荒沢層は、花崗閃緑岩に対し常に不整合関係で重なってはいるが、湯田ダム北岸の新設自動車道の南に急カーブした付近では NE 性の小断層で切られ、暗緑色含角礫凝灰岩の上位の細粒凝灰岩が僅かにたるみを以て西方に傾斜している。さらに、西方では大荒沢層の変朽安山の円礫を含んだ火山角礫岩と花崗岩は NW 性の断層で相接している、その間に破碎帯を伴っている。この附近における大荒沢層の暗緑色含角礫凝灰岩中には基盤の閃雲花崗閃緑岩の角礫(径 2~5cm)が、やや密集して取り込まれ、しかも、この礫の密集した部分は、ある方向性とある巾をもち、その帯状の部分が暗緑色含角礫凝灰岩中の破碎帯であることが判る。このさい、両側の暗緑色含角礫凝灰岩と明瞭な境界を劃する部分もあり、あまり明瞭でない部分もある。この境界が常に明瞭なものは一種の clastic dyke 或いは breccia dyke 状を呈し、明らかに圧碎帯そのものとは区別がつく。この dyke は巾 20cm 以内のものが多く、方向性は N40°~N50°W のものが多い。dyke 中の matrix は大荒沢層を構成している含小角礫凝灰岩で、中に非常に多くの花崗岩角礫を含んでいる。また、時には matrix 中にアルコーズ砂岩質のものもあり、花崗岩の垂円礫の混入もみられる。このような clastic dyke は秋田県と岩手県の県境部にある不老倉鉾山坑内においても観察され、ここでは花崗岩の円礫のほか古生層のチャート、粘板岩の円礫が多く混入し、matrix は含雲母砂岩となっていて、明らかに基盤岩上に不整合に発達した第三系の基底礫岩が何等かの作用によって上方に squeeze されたものと考えられる。大荒沢層中の clastic dyke にも同様の成因を応用しうる様な

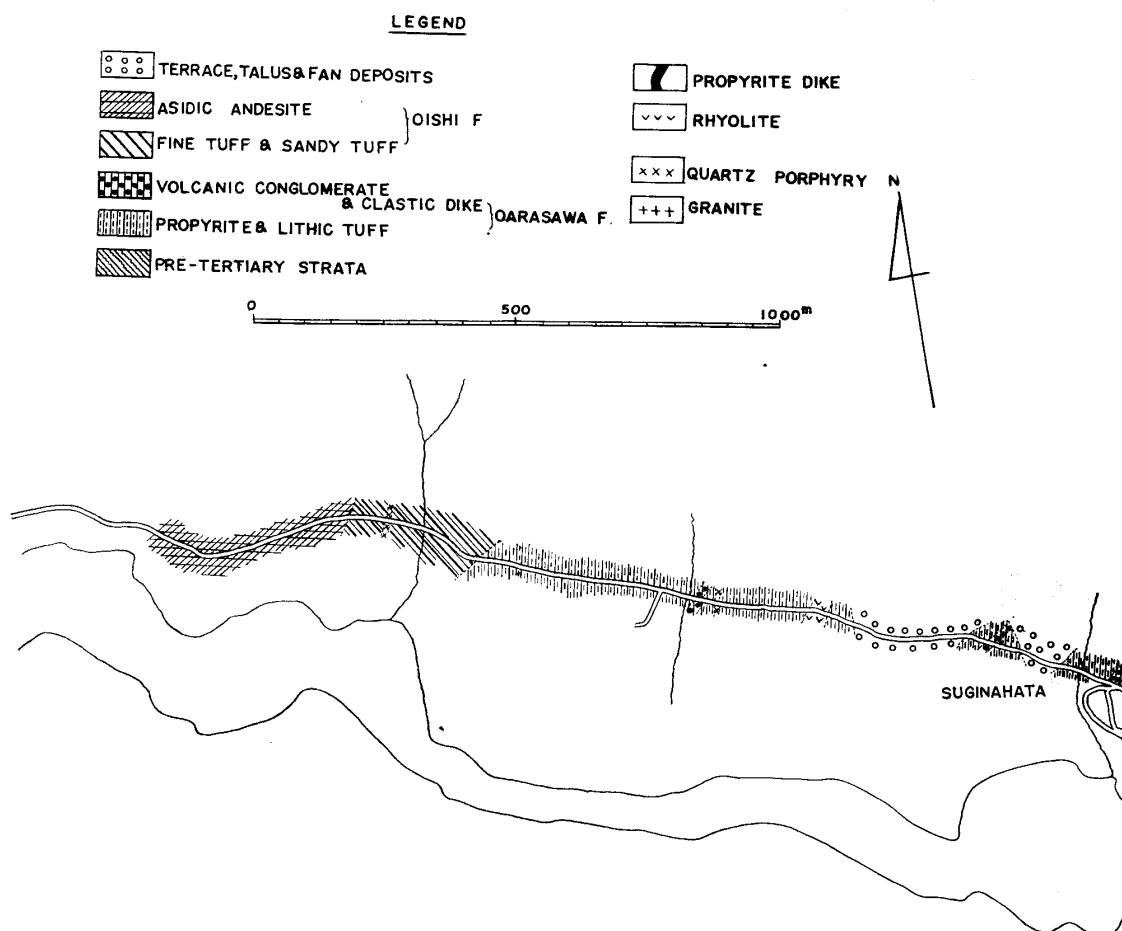
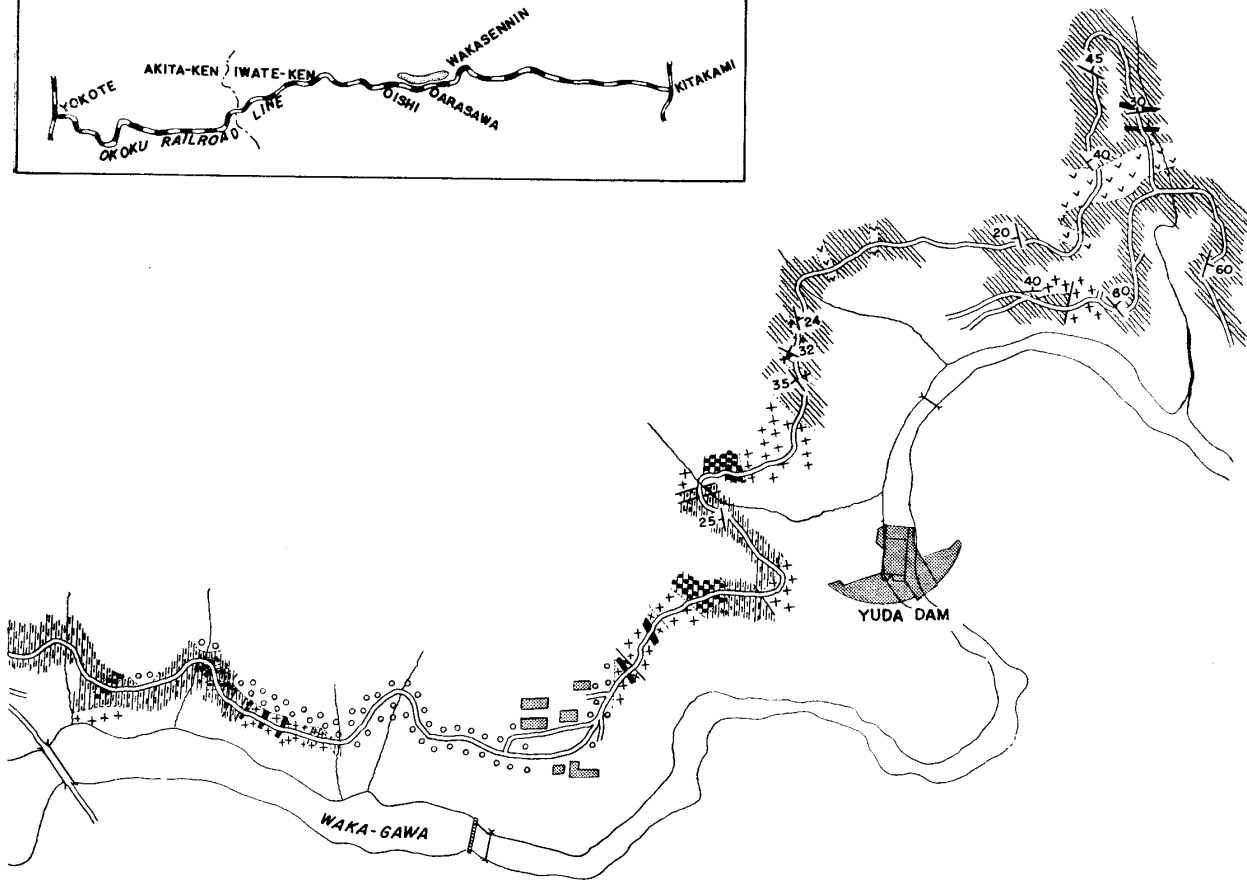
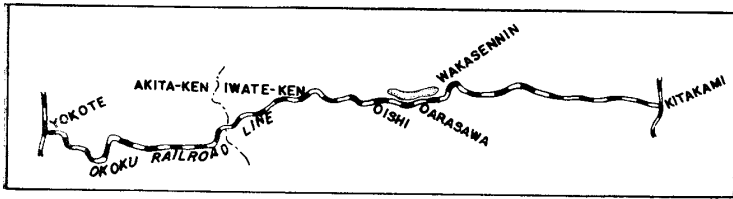


Fig. 1. Geological Map of the Area



OARASAWA

along the Okoku Railroad Line

いくつかの例はあるが、積極的にその機構を論ずることの出来る資料はえられていない。

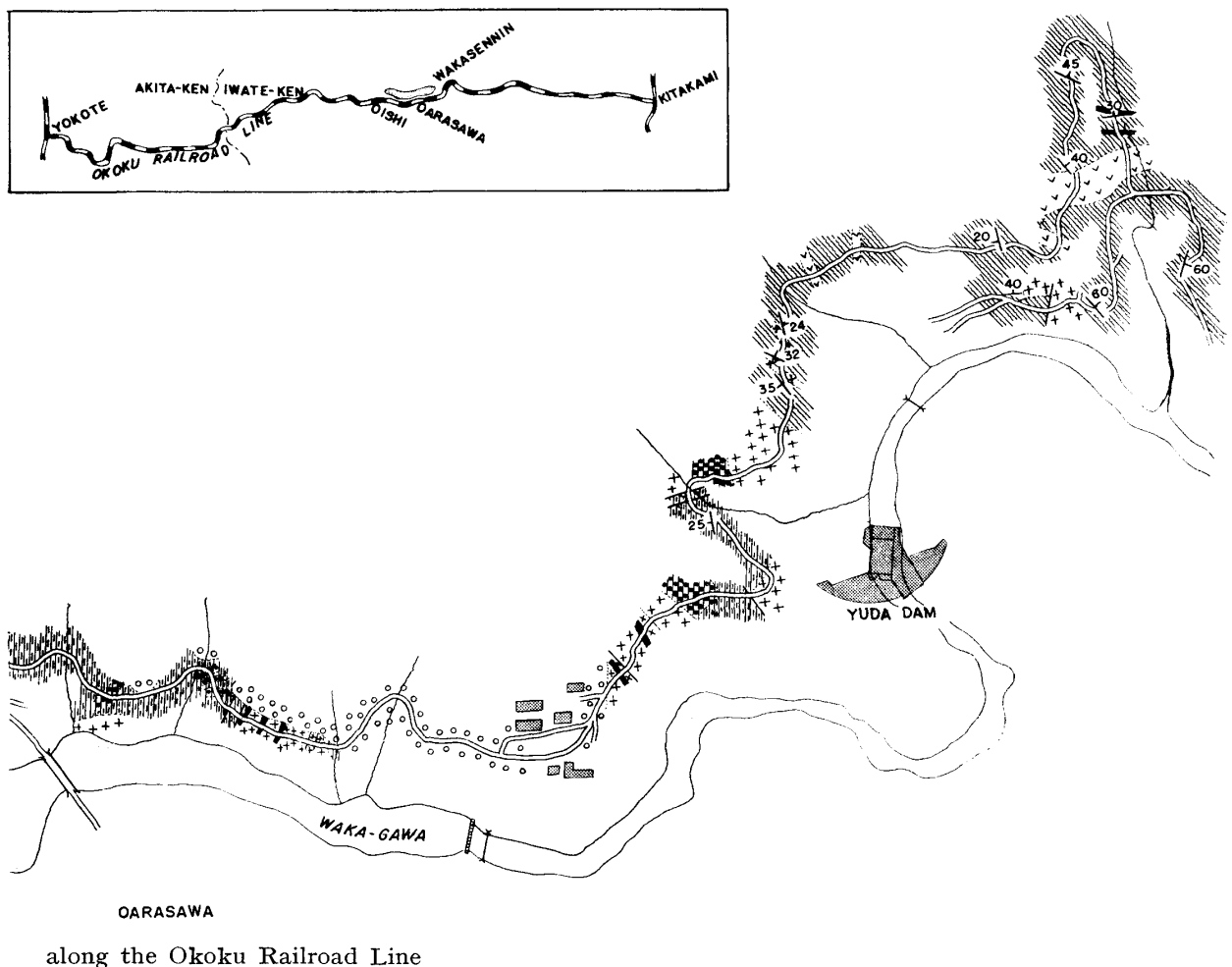
大荒沢駅北方旧ダム 地点北方まで連続して露出する花崗閃緑岩々体の西限は大荒沢層の暗緑紫色変朽安山岩質火山円礫岩と NS 性の断層で接し、この間には約 70cm の中の角礫帯があり、その中に多数の閃雲花崗閃緑岩の角礫が入っていて、一見大荒沢層の基底礫岩かとも考えられるが、この露頭の約 10cm 下位にある旧道切割でも認められ、その中約 2m で、花崗閃緑岩を貫く変朽安山岩々脈をも切っている。従って、この角礫帯は断層角礫か若しくは clastic dyke かの何れかであることが判る。

和賀川支流大荒沢においても基盤の閃雲花崗閃緑岩に不整合に重なった大荒層が  $N40^{\circ}\sim 60^{\circ}E$  性の断層と  $N40^{\circ}W$  性の断層で 5~7m 間隔に寸断され、その間に断層角礫を伴っている状態が観察される。また、大荒沢の中流部においては著しく shear をうけた閃雲花崗閃緑岩の岩塊が大荒沢層の火山角礫岩に捕獲されているのがみられる。

## 大荒沢層の火山円礫岩について

### 1. 円礫の性質について

横黒線大荒沢駅北方新設自動車道に露出する火山円礫岩様の層準は単一の層準を示すのではなく、





大荒沢層中下部に、他の変朽安山岩熔岩、或いは暗緑色含角礫質の石質凝灰岩と不明瞭な境界で接して胚胎し、同時堆積的な関係をもっている。変朽安山岩は大荒沢層を構成している火山砕屑物そのものを供給したものであるが、数次に亘って噴出したものと考えられ、大荒沢層下部に対しても岩脈として貫入しているものもみられる。しかし、変朽安山岩そのものゝ岩石学的変化はあまりみられない。大荒沢層上部ないし大石層下部に胚胎する変朽安山岩の中には可成り酸性岩的特徴を示すものもみられるが、これらは火山円礫岩的な岩相とは直接の関係はない様である。

火山円礫岩様岩相の礫は円礫と角礫との2つの系統があり、円礫の方は径5cm~20cmのものが多く、角礫の方は5cm以下のものが多い。この角礫は円礫に対してmatrixを構成する部分のものとして一括される性質のものである。

円礫は円磨度高く、表面は非常に滑らかで、やや角張った円礫の場合でも、その角の表面は滑らかな曲線を描いているものが多い。円礫内にはしばしば割目がみられるが、matrix中の割目とは全く別のもので、円礫内のみの割目である。円礫と円礫の間には、必ずmatrixが介在していて、円礫が互いに接触する例は非常に少ない。円礫の表面には多くの場合緑泥石化したfilm状の薄い膜があり、slickenside状の磨擦痕がみられるのが普通である。

円礫はほとんど全部が変朽安山岩熔岩で、肉眼的には暗緑紫色のものから淡緑色のものまで雑然と混合しているが岩質は均一である。Pl.1, Figs 3.4 および Pl.3, Figs 1,2は 大荒沢駅北方自動車道沿線の円礫で、淡緑~暗緑色のmatrix中に同色の円礫が散在する状態を示したものである。円礫は緻密で、火山弾を暗示する様な同心円的構造を示すものや互斯気泡を残している様なものは全くみられない。しかし、時には円礫の周辺部に近い部分が珪化作用を受けて変色しているものも認められるが、内部の組織とは区別出来る程のものではない。

大荒沢駅北方の此種円礫岩より20個の円礫を採取し、検鏡した結果これらの円礫はほとんど共通した性質を示す輝石安山岩由来の変朽安山岩で、非常に細粒の組織を示すグループのものと、比較的粗粒で、斑晶の大型のグループの2つのタイプのあることが判った。

斑晶としては plagioclase と augite が認められ、plagioclase は多くの場合自形で消光角が極めて小さく、albitization をうけており、半透明の曇りを示し、また汚染されたものが多い。有色鉱物は殆んどが緑泥石化し、原鉱物は鑑定に耐えないものが多いが新鮮な部分では普通輝石であることが判る。石基は一般に pilotaxitic texture を示しているが、細粒のグループのものは feltic texture ないし、いわゆる trachytic texture を示すものが多い。石基には augite はほとんど入っておらず、plagioclase と、脱玻璃を行って出来た石英・長石の aggregate および chlorite よりなっている。粗粒のグループと細粒のグループとの区別は極めて曖昧なもので、斑晶の比較的大きなものと小さいものとの差程度で石基も大抵のものは似通った組織のものが多い。石基の変質は著しく、珪化作用による脱玻璃、緑泥石化作用、炭酸化作用などのため、元々の石基の組織が不明になっているものが多い。斑晶中の有色鉱物も輝石以外のものはほとんどが緑泥石化しているため、只単に輝石安山岩としてよいものかどうかは疑わしい点もある。

## 2. 円礫岩の matrix について

大荒沢層中の含角礫凝灰岩ないし火山角礫岩とぞの上位の大石層の含角礫凝灰岩とでは、礫の性質、膠結の状態および淘汰の程度などの点で可成りの程度区別することが出来る。一般に大石層のものは浮石質で、浮石も緑泥石化した緑色の層理に平行したパッチ状に配列し、或程度淘汰をうけたものが多い。礫の性質も酸性安山岩ないし流紋岩質の角礫が多く、変朽安山岩の礫は比較的少ない。また、黒色シルト岩の角礫や細粒凝灰質シルト岩の角礫を含み雑色を呈する傾向がある。

大荒沢層の含角礫凝灰岩は、変朽安山岩の角礫を主とし、礫と matrix の膠結の程度は非常に密で、露頭面においても礫状部が matrix よりも突出すことはなく、礫と matrix の硬さの程度に

は差がみられない。外来礫は極めて少く、花崗岩・粘板岩・流紋岩その他の礫は特定の個所に比較的集中して混入することはあるが、全体に散在する様なことはない。大荒沢層の含角礫凝灰岩は層理不明なものが多く一般に塊状であるが、上部のもの、あるいは局部的に淘汰をうけたものは、角礫が大きいものから小さいものへと順序を作つて、層状に配列する傾向がある。しかし、この場合でも、例外的に大きい角礫が突然層状の配列に無関係に入りこむことがしばしばあるが、matrix そのものも水磨によつて円味を帯びたり砂質になる様なことはない。Pl.2, Fig. 3 の基地部をみてもわかる様に、一般に角礫の大きさの配列は不規則で角礫と角礫 (5cm以下) が触れ合っていることは稀で、その間には常にそれより、細粒の matrix が充填している。

これら大荒沢層中の含角礫凝灰岩と、これまで述べてきた火山円礫岩の matrix との間には全く岩質的な差・層準上の明確な上下関係はみられず、むしろ漸移的に移り変わる場合が多い。これは横黒線沿線地帯のみならず秋田県雄勝郡東成瀬村でも、また、岩手県胆沢郡若柳村でも同様で、次第に円礫を多く含有する様になって、火山円礫と呼ばれる様なものに移り変つて行く傾向がある。火山円礫岩の matrix 中の角礫は、径 5cm 以下のものが多く、非常に角張った breccia が主で、円礫岩の形態とは全く対象的で、角礫の大きさは不同で雑然と組合さり、その間を更に細粒の matrix が充填している。円礫を除いた matrix 全体の膠結の程度は非常に密である。matrix 中の角礫は円礫と全く同じ輝石安山岩質のもので変質の程度にも差は認められず、いわゆる変朽安山岩として一括されるものであるこれらの角礫 (小礫と称した方がよい) は変質した ash で密に充填されている。この ash, は、plagioclase と glass の aggregate で構成され、vitroclastic texture を示し、glass は多くの場合脱玻璃作用によつて microfelsitic texture を示したことが多い。また、非常に不規則な緑泥石と microfelsite の組合せとなり、さらに、calcite や pyrite などによつて汚染されている。

したがって、円礫岩の matrix 自体は、いわゆる tuff breccia で、しかも変朽安山岩 (輝石安山岩) 由来のものであることが明瞭である。

### 3. 円礫岩になつた理由についての考察

大荒沢層の火山円礫岩の円礫化した理由について探究することは大荒沢層の火山碎屑物の積成機構を探究することに繋がる問題でもある。円礫の丸味は、河成ないし海成の円礫と同程度のものから扇状地堆積物中の 亜円礫程度までであるが、円礫の表面のは非常に滑らかで、slickenside 状の磨擦痕のあるものが非常に多い特徴がある。しかも、礫の表面には多くの場合緑泥石化した薄い皮膜があつて、それ自体が shear をうけた状態を示している。matrix との膠結の程度は、場所によつて異り、或場合には非常に緊密で容易に礫を取り出すことは困難であるが、ある場合にはハンマーの力を借りずに手で簡単に円礫を抜きとる事が出来るものもある。Pl.3, Fig.1 と Pl.1, Fig.2, Fig.3 を比較すれば容易に判る。すなわち、後の shear によつて円礫もろ共に剪断される場合と、shear をうけた時円礫の表面に shear の面がそれる場合があるのである。しかしながら、露出の風化面で礫部が風化侵蝕に強い抵抗をもち、matrix の方が抵抗が弱くて、円礫又は角礫が突出している様な例はほとんどない。むしろ或る地域では matrix の方が珪化作用を強く受け礫の内部の方が弱かったために円礫部がやや凹んで露出しているのがみられる。

次に、matrix 中に水磨を暗示する砂質のものが全くないことは、この円礫が、この附近で水磨されて出来たものでないことを証拠づける 1 つの資料となる。

大荒沢層の基底礫岩は非常に薄く、大荒沢の支流竹荒沢附近でも判る様に礫も小さく、その数も少い。この大荒沢層の基底礫岩から水磨された円礫を供給されたと考えることは不可能である。その理由は、礫の性質が全く異なることおよび、基底礫岩の直上には変朽安山岩の石質の含角礫凝灰岩の厚層が重なつていて、これらは全く淘汰作用をうけてないという点である。したがって、円礫

岩の起源は基底礫岩と同様の水磨によると考えることは不可能なのである。

若しこれらの円礫が火山弾であるとすれば、火山円礫岩とされたものは単に集塊岩と見做れて仕舞うにすぎないかも知れないが、火山円礫岩として取扱ったものの中には火山弾である証拠は全く認められていない。円礫のほとんど総ては緻密均質で同心円的な組織の発達やガス気泡などは全く認められない。matrixの角礫さえもporousなものではなく、非常に緻密である。時に円礫が同心円的に、その周辺部で変色しているものも認められるが、珪化作用によるものや、風化の過程で出来た2次的のもので火山弾の性質とは全く異なるものである。

以上のことよって、これらの火山円礫岩の円礫の丸くなった理由は、他の原因を考えなければならぬ事が明白である。

火山円礫岩の円礫の成因を考察するに当って、matrixを構成する含角礫凝灰岩の成因を考えなければならないことは当然で、これら含角礫凝灰岩と円礫とが同源の性質をもっている点や、円礫岩が次第に円礫の数を減少し、終に含角礫凝灰岩に移り変るという事は、円礫の成因と何らかの関係があるものとみななければならない。同時に、変朽安山岩と火山円礫岩との occurrence、変朽安山岩と含角礫凝灰岩との occurrence 上の関係についても吟味することが必要になってくる。

含角礫凝灰岩が変朽安山岩と同源のなもので、変朽安山岩の岩体内部でも、また、変朽安山岩々の周辺部でもそれらが角礫化し、両者が互いに移化し合うのはしばしば観察される。しかも、これらの角礫化が単に後の変動による角礫化ではなく、とくに周辺部の角礫化したものは次第に自破砕岩化し、含角礫凝灰岩（火山角礫岩と云う方が適切）に移化し、その間には断層とかその他の断絶はみられない。Pl.1, Fig.1は大荒沢層中の自破砕岩から火山角礫岩に移化する部分を示したものであり、Pl.1, fig.2は青森県西津軽郡追良瀬川上流で観察した変朽安山岩の自破砕岩の例である。また、変朽安山岩々の周辺部で単なる角礫化のみならず、それらの角礫がさらに揉まれて丸味を帯び、その礫の表面に摩擦痕を残して行く例も幾つか観察している。この例は極めて少く、岩手県三戸郡と秋田県鹿角郡との境にある不老倉鉾山南東の沢および青森県弘前市南西藤倉川、沿岸などでよく観察することが出来た。Pl.1, Fig.5 および Pl.3, Fig.3 は共に青森県中津軽郡の例で、Pl.2, Fig.1 は不老倉鉾山南東部の例で、共に大荒沢層と同層準で変朽安山岩である。

変朽安山岩の角礫化とさらに揉まれて周辺部の角がとれて丸味を帯びて行く現象は後生的なものでないことは、それらの円礫をもつた火山角礫が同時に可成りの空間的拡がりをもつて、地層中に胚胎していることによっても明白である。

#### 4. 円礫の形成過程について

変朽安山岩より自破砕岩を経て火山角礫岩ないし含角礫凝灰岩へ移化している現象や、変朽安山岩より自破砕岩を経て火山円礫岩へ移化している現象によつて、これらが同源の、しかも、一連の相関連した成生機構をもっていることが考えられる。

G.N.Curtis (1954) 及び A.V.Carozzi (1960) は安山岩熔岩の autobrecciation の機構について非常に興味深い考えを述べている。Carozzi によると、安山岩を作った粘性度の高い magma は地表に接近し、封圧の減少と共に、joint ないし fracture に沿って vesiculation を行い、僅かの運動によつても brecciation を行うにいたる。すなわち、最初 shear をうけながら上昇してくる magma は封圧の減少・冷却によるガスの分離、tension fracture の形成によつて autobrecciation を促進し、さらに、semi-solid の mass が movement を継続すると、粉碎され、磨滅され、可成り丸味を帯びた large block が形成されるにいたる。

autobrecciation から mutual abrasion にいたる過程の Carozzi による考え方は、大荒沢層の変朽安山岩から火山円礫岩様の岩礫の形成とか、変朽安山岩から同質の自破砕岩を経て含角礫凝灰岩への一連の変化を説明するに非常に好都合で、これまでにあげた幾つかの例はその証拠となる

ものと考えられる。

大荒沢層の火山円礫岩様礫岩の matrix 内には, mutual abrasion がその場で行われた証拠はないので, 結局この円礫はどこか他の場所で abrasion をうけて円礫化し, その後同様の autobreciation で出来た火山角礫岩ないし角礫凝灰岩の泥流 (density current 状の流れ) に取込まれて運ばれたのではないかと考えられる。このことは大荒沢層の火山碎屑物が成層火山由来のものではなく, むしろ, 数次に亘る fissure eruption 的な噴出で mud flow を伴いながら基盤の弱線に沿って, しかも相当に shear をうけながら地表に上昇してきたものであることを裏づけるのではなからうか。

### 大荒沢層火山円礫岩類似のものについて

すでに述べた様に, 大荒沢層中の火山円礫岩は単に火山円礫岩と称しただけでは成因的な点で誤解と困乱をまねく恐れがある。しかし, 今回の結果ではこれを定義づけて個々の名称で呼称する段階には未だ到達していない。すでに青森・岩手或いは秋田県の他の地域の例を引用した事でも判る様に, これら円礫岩と成因的にも, 岩質的にも, 層序 (対比上の層準の意味) 的にも全く規を一にしたものが東北地方 green tuff 地域に広く分布していることは, green tuff の成因的問題にも繋る重要な問題である。

筆者等がこれまでに野外で観察した例をあげると, 秋田県雄勝郡東成瀬村桑の木沢上流部に発達する桑の木沢層\* の下部に発達する変朽安山岩質火山円礫岩, 青森県不老倉鉾山南部より岩手県田山村四角嶽にかけて分布する不老倉層又は佐比内層下部の変朽安山岩および之に伴った火山円礫岩火山角礫岩, 宮城県鳴子町附近に発達する大穴沢層中の変朽安山岩質火山円礫岩, 秋田県岩館附近に発達する変朽安山岩質火山円礫岩 および青森県中津軽郡南部より西津軽郡一帯に広範に分布する変朽安山岩およびそれに伴った火山円礫岩などである。とくに, 青森県中津軽郡南西部より西津軽郡赤石川・追良瀬川・笹内川上流部にかけて分布するものは図版にも示した通り, 大荒沢層の火山円礫岩の成因を解明するに非常に適した状態のものが多く, 岩質・成因機構などの点でも多くの共通点を具えているものゝ様である。

上述の各地域のいわゆる変朽安山岩およびそれに伴った火山円礫岩はすべて, 新第三系最下位のもので, green tuff で特徴づけられる大石層・台島層・院内層などの下位にあり, 以後の堆積史の発端をひらいたものである。すなわち, 東北地方の green tuff 地域という或程度共通した地史をもつ堆積盆地の形成という一端を担っているものである。

### 東北地方 green tuff 最下部層の積成機構についての考察と今後の研究課題について

東北地方全般を通じて, green tuff 地域に斯くも共通して同様の変朽安山岩とそれに伴った火山円礫岩が分布するという事は, 一つの堆積区の形成の際に非常に共通した構造的な特性が反映していたものと考えて差支えないのではなからうか。green tuff 地域と非グリーントフ地域を境する線は北海道では札幌低地帯の西限をほぼ南北に通る, 東北地方では北上・阿武隈山地の西縁と奥羽脊梁山地の東縁を南北に連ねるいわゆる盛岡白河線であるが, これらの南北性の構造方向は奥羽山脈・出羽丘陵・内陸盆地・海岸平野という南北の構造単元の形成とも密接な関係をもち, 東北地方 green tuff 地域の地史の上でも非常に大きな支配力となっていた。

この構造方向に対して, もう1つの構造方向のあることは, すでに, 多くの人々によって指摘されている。すなわち, 南北性の構造を斜めに横断する北西一南東の構造方向がそれで, 基盤の断裂と地塊運動によって, それらの運きが把握されるのである。また, 舟山粘土 (1955) が指摘した山形県の吉野構造帯や, 大森昌衛 (1958) が指摘した石巻島海構造線などはその1例で, 岩手県和賀

\* 武藤 章 (1956) による

仙人峠附近と秋田県太平山を線ぶ線も上述の2者と同様の基盤構造の方向を暗示するものであろう。

東北地方 green tuff においては之等2つの大きな構造線と、それらに伴った2次的の構造線などが発達していて、green tuff 火成活動の最初に噴出した変朽安山岩類は、それらの弱線に沿って上昇し、同時に陥没を伴いつつ大荒沢層、あるいは、それと同時期の特異な火山碎屑物を積成するに到ったものと考えられる。

これら基盤岩中の裂っかは、大荒沢層積成後も地塊運動的な動きを示し、大荒沢層附近でみる様な小断層・断層角礫の形成あるいは clastic dyke の形成・大荒沢層内の sheared zone の形成などの原因ともなっている。

大荒沢層の火山円礫岩が基盤の裂罅中で形成されつつある様な状態の露頭は現在では全く残されて居らず、どの方向の裂罅系列の方が magma の上昇に好都合で、しかも優勢な支配力をもつ方向であるかは誠に決め難い。

以上の考察から更に円礫岩の分布上の特性および局所的な基盤の構造方向との関連性、ひいては変朽安山岩の地域的な性質上の変化とか鉍化作用の地域的な変化等について更に探究を進めて行けば green tuff 堆積盆地形成の機構も、より明らかにされることと思う。

### 参 考 文 献

- Carozzi, A.V, 1960, *Microscopic Sedimentary Petrography*. John Wiley & Sons Inc., pp. 485.
- Curtis, G. N. (1954) Mode of Origin of Pyroclastic Debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada, *Univ. Calif. Publ. Dept. Geol. Sci. Bull.*, vol. 29, pp. 453~502
- 北村 信, 1959, 東北地方における第三紀造山運動について——(奥羽脊梁山脈を中心として)——, 東北大学理学部地質学古生物学教室邦文報告, 第49号, 1—98頁, 23図, 10表.
- Funayama, Y, 1955: On the Yoshino Structural Zone Developed Between the Yamagata and Yonezawa Bains, Yamagata, Prefecture, Northeast Japan; Preliminary Report, *Jour. Tohoku Mining Soc.*, vol.3, no. 2, pp. 1~7.
- 半沢正四郎, 1954: 東北地方地質誌, 朝倉書店, 早川典久, 舟山祐土・斎藤邦三・北村 信, 1953, 岩手県北上山地西縁より脊西梁地に亘る地域の第三系の新第三系の地質, 東北鉱山学会誌, 第10号, 1~97頁.
- 井尻正二, 1941, 本邦油田の地質構造の研究(第1報) 横手仙人峠間の第三紀層, 石油技協, 9巻2号.
- 甲斐祺一郎, 1956, 秋田県平鹿盆地西縁部の地質について, 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文.
- Kato, I, 1955, Petrogenetic Consideration of the Green Tuff found in the Lower Part of the Neogene Developed in the Yokote Basin in Akita Prefecture and the Shinjō Basin in Yamagata Prefecture, *Sci. Rept., Tohoku Univ., Ser. III*, vol.5, no.1, pp. 1~94, pls. 1~16, tables 1~33,
- 武藤 章, 1956: 横手盆地東南縁部地域の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室卒業論文.
- 武藤 章, 1958: 秋田県雄勝郡南部地域の地質, 東北大学理学部地質学古生物学教室修士論文.
- 大森昌衛, 1958: 東北日本第三系の構造発達史についての覚え書, 藤本治義教授還暦記念論文集 p.145~p.153.

## Mechanism of Accumulation of the Oarasawa Formation

Nobu Kitamura and Akira Mutō

### Abstract

The area along the Ōkoku Railroad Line is the type area of the "Green Tuff". In this area the "Green Tuff" are divided into two parts; the lower division is called the Ōarasawa Formation, the upper the Ōishi Formation. The Ōarasawa Formation which is the forerunner of the Neogene volcanism in the "Uetsu Geosynclinal Basin" consists of altered andesite or its pyroclastics and covers the pre-Tertiary rocks with unconformity. The pre-Tertiary rocks in this area consists of slate, sandstone, chert, schalstein, limestone, biotite schists, hornfels and granodiorite. The pre-Tertiary sedimentary rocks are intruded by granodiorite and altered to various kinds of schists or hornfels by contact metamorphism at the western part of Wakasennin. The Ōishi Formation which covers with unconformity the Ōarasawa Formation consists of fine green coloured acidic or intermediate tuff breccia and pumiceous tuff intercalated with black siltstone.

Peculiar facies just like volcanic conglomerate of altered andesite (propyrite) which are exposed along the highway at the northern part of the Yuda Dum covers with unconformity the pre-Tertiary granodiorite without basal conglomerate. The basal conglomerate of the Ōarasawa Formation is developed only around the Takearasawa, a branch of the Wakagawa. It is within one meter in thickness and composed of rounded pebbles of chert and granodiorite and cemented by arkosic sandstone. Contrary to the pebbles of the basal conglomerate, the rounded blocks in the "volcanic conglomerate" ranges from 5 to 20 cm in diameter and consists almost wholly of propyrite. The matrix of this "volcanic conglomerate" show the aspects of volcanic breccia or tuff breccia of altered andesite (propyrite). Angular fragments in this matrix are smaller than 5 cm and cemented with finer ashes of the same altered andesite. There is a gradual transition between the "volcanic conglomerate" and tuff breccia and both facies intertongue several times vertically and in an extensive way horizontally. If the rounded or subrounded blocks of more than 5 cm are removed from this "volcanic conglomerate" the matrix itself is analogous to volcanic breccia or tuff breccia seen in the Ōarasawa Formation and should be considered to have originated from a pyroclastic viscous flow because the angular fragments of propyrite are intermingled at random in both size and orientation and shown no stratification.

The rounded or subrounded blocks, even of smaller angular fragments in the matrix, usually do not touch one another, and are separated by varying distances. The rounded or subrounded blocks have smoothly curved surface, sometimes, with slickenside on its surface and coated by thin films of chlorite. There is no positive evidence of water wearing so that the matrix of the "volcanic conglomerate" originated from the pyroclastic viscous flow and the rounded blocks in it are quite different from the pebbles of the basal conglomerate both in lithology and sizes.

Under the microscope the petrographic character of each rounded block, angular fragments in the matrix and propyrite lava itself show homogeneity. The concentric

structures parallel to the external shape or porous or vesicular structure which indicate an origin as of volcanic bomb are absent in all the observed blocks. Autobrecciated facies of propyrite grade into volcanic breccia or tuff breccia in the lowest part of the Oarasawa Formation. Curtis (1954) and Carozzi (1960) have described on the interesting mechanism of autobrecciation of andesite lava. The viscous magma which supplied the andesite lava undergoes vesiculation along joints or fractures at or near the surface as a reduction of confining pressure. For a brief instant, confining pressure drops to almost zero along dilated joints, and gasses in the vesicles expand rapidly in the direction of reduction of pressure that they cause spalling of the viscous lava along both joint surfaces. Continued spalling occurs by additional movements and thus the autobrecciation becomes completed. Autobrecciated lava, volcanic breccia and tuff breccia of the Ōarasawa Formation may have been produced by the same mechanism as proposed by Curtis and Carozzi. The uniformity in the petrographic characters of the rounded blocks and smaller angular fragments in the matrix strongly suggests similar producing mechanism. Carozzi further described as follows. "Following autobrecciation, further movement of the mass results in additional pulverization by attrition whereas the larger blocks become somewhat rounded." Rounded or subrounded propyrite blocks produced by mutual abrasion was observed during the course of the geological survey around the southern part of Hirosaki. The geological occurrence of them in this area are quite similar to the rounded blocks in the "volcanic conglomerate" in the lower part of the Ōarasawa Formation not only in geological horizon but also in petrographic characters. Although positive evidence for mutual abrasion could not obtained from the observations on the rounded blocks in the Ōarasawa Formation, it is most reasonable to assume that the rounded blocks of propyrite were produced by mutual abrasion after autobrecciation at some depth and then transported into the succeeding pyroclastic breccia flow. Sheared chlorite films around the rounded blocks and the slickenside on their surfaces apparently suggest mutual abrasion.

The facies allied to the "volcanic conglomerate" in the Ōarasawa Formation are also observed at many localities in the "Green Tuff Region" in Northeast Honshu and are mostly limited to the lower half of the "Green Tuff". It is difficult to determine the structural pattern of Northeast Honshu, because the genetical relation between pre-Tertiary orogenesis and Tertiary orogenesis is not yet clarified. The general structural trend inferred from the axis of foldings and the zones of faults in the Tertiary sediments in Northeastern Honshu is prevailing NNE-SSW, while the direction of NW-SE trend, which links the culmination of the geanticlines or the basins prevailing to the completion of the geanticlinal upheaval may be a manifestation of the movements of the pre-Tertiary segment under the Neogene sediments. Especially, the lower part of the "Green Tuff" have been certainly been affected by the structural movements of the pre-Tertiary segments. The first intense extrusion or fissure eruption of andesite (later altered to propyrite) may have been controlled by these two structural patterns, and then, result in the same mechanism of accumulation of propyritic pyroclastics simultaneously over large areas in the "Uetsu Geosynclinal Basin".

as similar to the one found in the lower part of the Oarasawa Formation, which is characterized by the presence of rounded blocks of propyrite lava. The propyrite is a dark, crystalline mineral, and the lava is a dark, basaltic rock. The propyrite is found in the lower part of the Oarasawa Formation, and the lava is found in the lower part of the Oarasawa Formation.

**Plate I.**

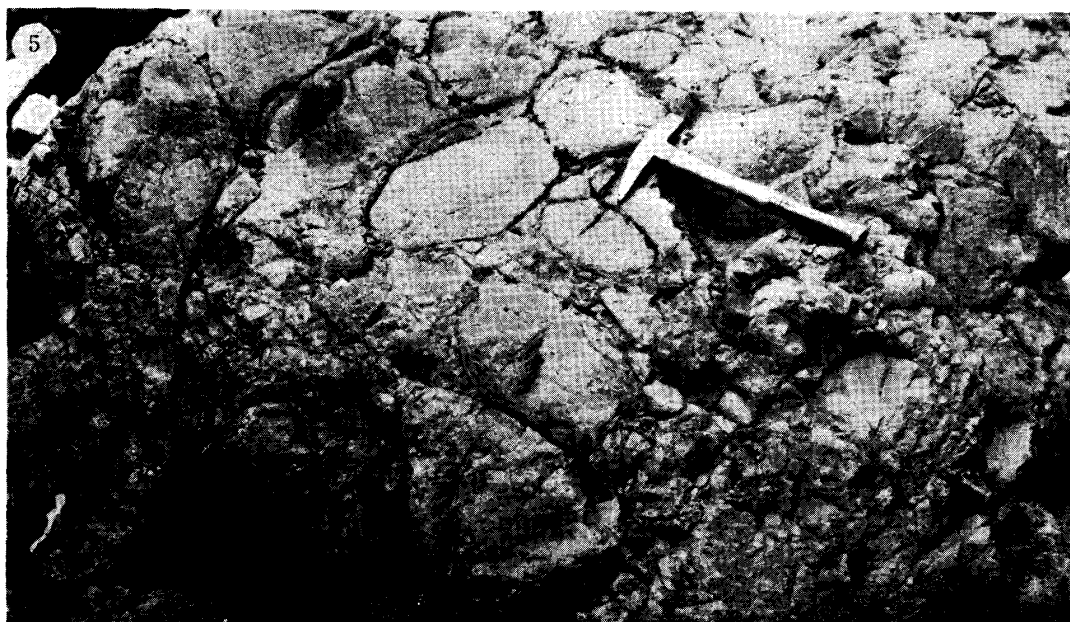
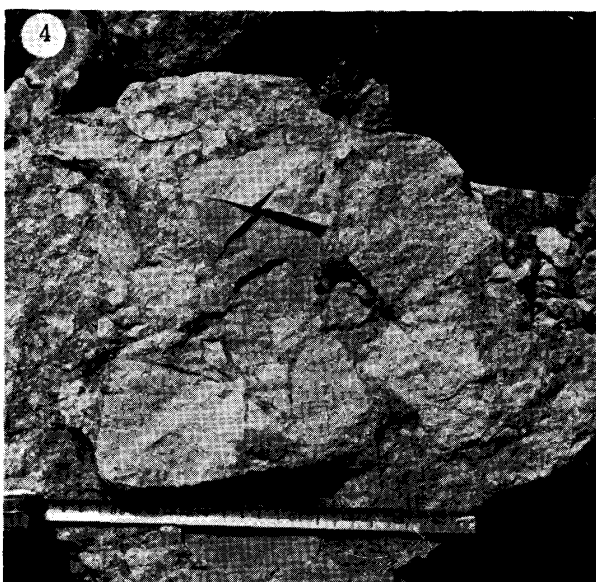
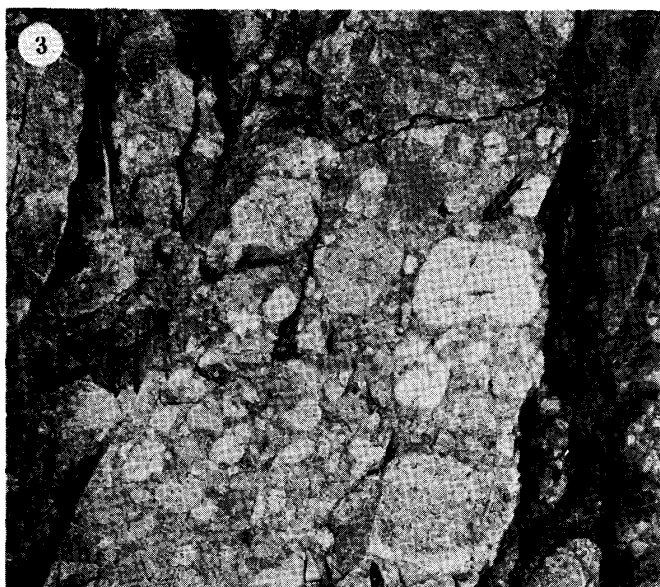
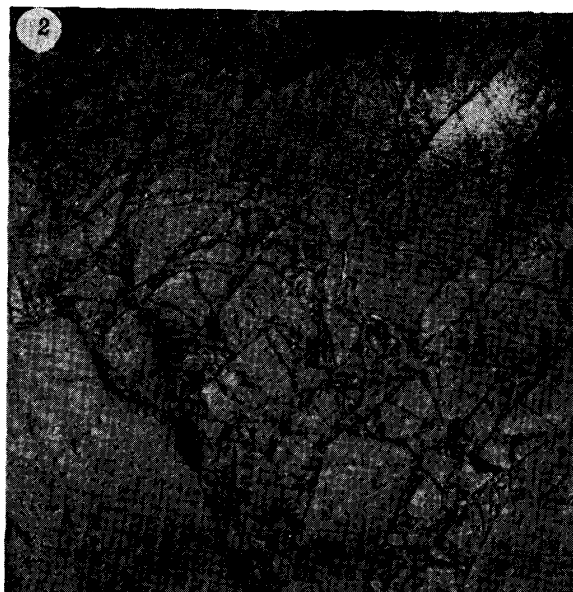
**Fig. 1.** Autobrecciation of propyrite lava found in the lower part of the Oarasawa Formation. Loc. Honnai River, Yuda-mura, Iwate Prefecture.

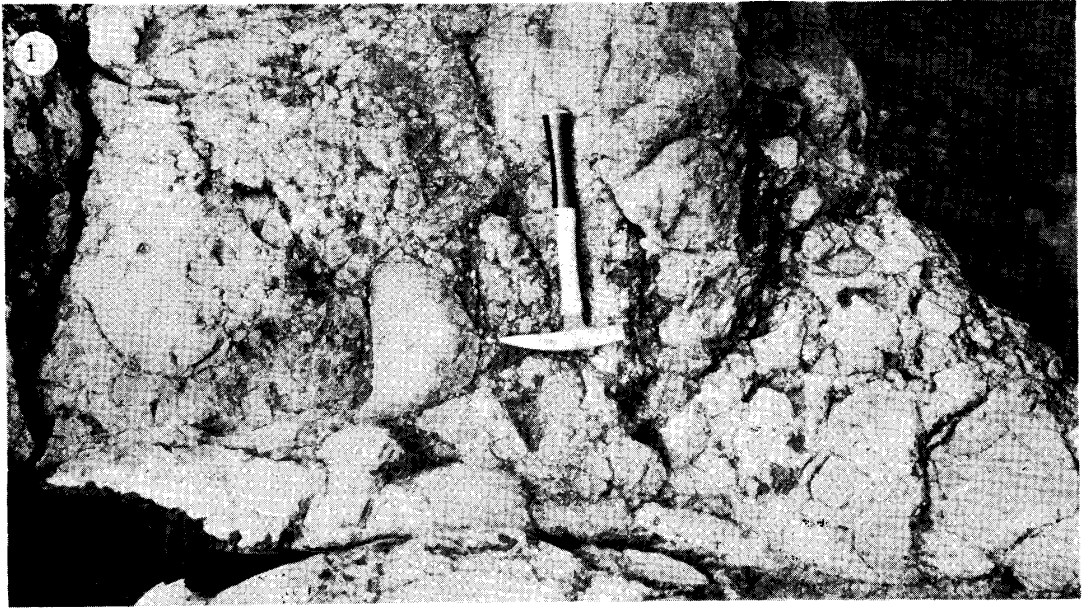
**Fig. 2.** Autobrecciated propyrite lava found in the lower part of the "Odose Formation". Loc. Upper Stream of Oirase River, Nishi-Tsugaru-gun, Aomori Prefecture.

**Figs. 3, 4.** Volcanic breccia of propyrite with rounded blocks found in the lower part of the Oarasawa Formation. Loc. Oarasawa, Yuda-mura, Iwate Prefecture.

**Fig. 5.** Subrounded propyrite blocks produced by mutual abrasion and found in the lower part of the "Odose Formation". Loc. Fujikura-gawa, southern part of Hirosaki City.







## Plate 2.

- Fig. 1. Volcanic breccia of propyrite with subrounded blocks and subangular fragments found in the Furōkura Formation. Loc. Southeastern part of the Furōkura Mine, Akita Prefecture.
- Fig. 2. Green tuff breccia with sheared granitic blocks and propyrite blocks found in the "Ōdose Formation". Loc. Fujikura-gawa, southern part of Hirosaki City.
- Fig. 3. Green tuff breccia with subrounded blocks of fractured propyrite found in the lower part of the "Ōdose Formation". Loc. Upper stream of Oirase River, Nishi-Tsugaru-gun, Aomori Prefecture.

**Plate 3.**

Figs. 1, 2. Volcanic breccia with rounded blocks of propyrite found in the lower part of the Ōara-sawa Formation. Loc. Ōara-sawa, Yuda-mura, Iwate Prefecture.

Fig. 3. Volcanic breccia with subrounded and slickensided propyrite blocks found in the "Ōdose Formation". Loc. Fujikura-gawa, southern part of Hirosaki City.



