

宮城県鬼首地区の地質ならびに地質構造について

松野 久也* 西村 嘉四郎**

**On the Geology and Geological Structure of the
Onikobe Area, Miyagi Prefecture**

By

Kyuya Matsuno & Kashiro Nishimura

Abstract

The Onikobe basin enclosing many fumaroles among which Fukiage and Miyazawa are famous as geysers had been studied by the members of the geothermal research group in the Geological Survey of Japan according to the three-years' scheme from 1955 to 1957. Recently, since 1963, the Dengen Kaihatsu Kabushiki Kaisha (Electric Power Development Co., Ltd.) has started to prospect natural steam in order to utilize it for electric power as new energy sources. But there still remained many problems to be solved. Among them, the relationship between geological structure and occurrence of natural steam is one of the most important problems.

Since these projects were started, at least three geological maps and reports treating said area have been published, including the ones prepared by the members of the geothermal research group. However, the conclusions are quite different among authors not only on the classification of the geological units but also on the interpretation of geological structures. These differences are due to the facts that there are limitations to collect geological informations by ordinary ground methods, because of difficulties in traversing the area and of dense vegetation cover.

Present authors, consequently, planned to apply the aerial photographs supplying some reliable geological informations which, in practice, are unobtainable in any other way, in addition to orthodox ground methods.

The Onikobe basin is characterized by a circular depression bounded by a series of ring faults and by a structural dome whose axis is NW-SE inside the basin. The depression was formed after accumulation of the Miocene formations which are represented by green tuffs. It was followed by the volcanic activity of hypersthene-augite andesite which built up small stratovolcano in the southeastern portion inside the basin. At the same time, probably in the Pliocene age, lacustrine Miyazawa formation which is mainly composed of fine pyroclastics was deposited surrounding the stratovolcano in the basin. After then, arching of basin floor into a structural dome took place and its maximum elevation in the northwestern portion of the stratovolcano.

The Onikobe formation of Pleistocene age was deposited in the ring shape lake restricted between the basin wall and a island built up by stratovolcano and dome mentioned above. Finally, the Takahinatayama dacite lava dome appeared on the southern shoulder of the stratovolcano as a parasitic volcano and the Onikobe formation was faulted and tilted by the slight crustal movement probably accompanied by the eruption of the lava dome.

The distribution of fumaroles and hot springs except Nuruyu hot spring are limited in the central portion and northern flank of the stratovolcano in the southeastern portion of the basin.

* 応用地質部

** 技術部

要 旨

宮城県玉造郡鳴子町鬼首地区の地熱開発調査研究の一環として、同地区の地質とくに地質構造について検討を加えた。

この地区ならびにその周辺には、花崗岩とこれを不整合関係で覆う緑色凝灰岩を主とする蟹沢層および荒雄岳層が広く分布し、鬼首盆地内には、これらを基盤として、宮沢層および鬼首層の新旧2つの湖成層が分布する。以上のほか、緑色凝灰岩を貫く閃緑玢岩・安山岩などの岩類、鬼首層以下を覆う石英安山岩の熔岩ドームならびに熔結凝灰岩が認められる。また、盆地の西縁部ならびに迫(荒雄)川に沿って、扇状地堆積物・河岸段丘堆積物および沖積氾濫原堆積物が発達している。

鬼首盆地は、輪状の断層を境にして陥没した構造盆地(おそらくカルデラ盆地)であって、その中央部の荒雄岳を主峰とする山地は、前述の輪状の断層を境にして盆地底が隆起した結果生じた構造ドーム(上芦沢ドーム)である。このドームは北西—南東方向の軸をもつ背斜性のドームであって、南東に向かって緩やかに沈下する。

鬼首盆地の陥没は、荒雄岳層堆積後、宮沢層堆積前であり、構造ドームの形成は宮沢層堆積後、鬼首層堆積前にはほぼ完了したものと結論される。

現在、認められる噴気ならびに温泉のおもなものは、上芦沢ドームの南東方、宮沢層中の熔岩ならびに集塊岩の噴出の中心と考えられる荒雄硫黄鉱山付近ならびにその周辺に分布し、高日向石英安山岩熔岩の分布とも密接な関係が認められる。

1. 緒 言

昭和22年以来、未利用熱エネルギーの一つとして、地熱の開発利用に関する研究が進められ、多くの噴気地帯が調査研究の対象として取上げられてきた。しかし、これら噴気露頭の大部分はいずれも新期火山の火山岩ならびに火山砕屑岩地帯に存在するものであり、調査研究が進むにつれて、このような地帯のガス成分の多くは強酸性であること、および粘土化した変質帯を伴うため試験工事に当って非常に困難があることがわかってきた。さらに大きな問題点は、現に噴気を続けているこれらの地帯は、いわば浅い火山活動の場にすぎず、大規模かつ広範囲にわたる熱源は、もっと深部における構造的条件に支配されるのではないかという点である。

ところが、火山岩および火山砕屑岩のみによって構成される地域では、深部構造ないし基盤の構造を明らかにする手がかりはほとんど得られないといってよい。すなわち、上述の火山岩あるいは火山砕屑岩が、天然蒸気に対して帽岩(cap rock)あるいは被覆岩(cover rock)の役

目を果たすとしても、その厚さをはじめとして走向や傾斜を把握することは技術的にはなほだ困難であり、その下方深部の構造については推論を加えることすら不可能なのが普通である。

こうして、天然蒸気と深部構造との関係という問題が大きく浮び上ってきた結果、基盤が随所に露出し、これを覆って湖成層が火山岩と密接な関係をもって分布し、かつ多くの温泉、噴気露頭がみられる鬼首地区こそ、この問題を解明するための重要な手がかりを提供するものと考えられるに至った。

すでに鬼首盆地の地熱開発調査研究は、1955年から1957年の3カ年にわたって実施され、地形測量、地表地質調査に引続いて構造試験、温泉・ガスの化学分析、電気検層、化学検層と総合的な検討が加えられ、その成果は中村久由他によって報告されている²⁾。

以上の調査研究によって、一応の結論を得てはいるが、2本の構造試験のいずれもが、地質調査から推定された基盤岩までの予定深度にまで達しない(第1号試験では予定深度300mに対して255m、第2号試験では同じく500mに対して255m)その深度を確認できなかったため、天然蒸気と深部構造との関係という点で、重要な資料を欠くことになった。

最近にいたって電源開発株式会社が、鬼首地区を対象として地熱発電を目的とした地熱開発に関する調査研究を開始し、1963年5月15日から荒湯に第1号井を掘さく、調査当時までに375m、6月10日から第2号井をその西方地獄付近に掘さく、8月7日までに200mに達している。また、これとほぼ平行して5月31日から7月29日にかけて、これら両試験地点を中心とした地域に電気探査を実施し、基盤の深度の推定を試みた。

1.1 調査研究の目的

本地区ならびにその周縁地域の総括的地質図としては、ほとんど時を同じくして出版された片山信夫・梅沢国臣³⁾、加藤磐雄・島田豊郎⁴⁾および中村久由他⁵⁾の地質図がある。これらの中で岩相ならびに地層区分、層序関係はもちろんのこと地質構造の解釈について著しい見解の相違がある。

この地域は、東北地方の背稜山地に近く、地理的条件が悪く野外調査の非常に困難なところである。したがって従来現地を踏査する野外調査の方法と限られた日数では得られる情報には自ら限度がある。

したがって、今回の調査では別な角度から——空中写真を利用して——新しい情報を収集し、従来の資料と併せて、地質ならびに地質構造を明らかにし、さらに地質構造と地熱の賦存状態との関係を考察するさいの基礎資料を提供しようとするものである。なお、火成岩の検鏡については地質部大沢機技官の援助を受けた。

1.2 調査期間ならびに調査方法

この室内研究は、昭和38年7月末から着手し、野外調査は8月19日から同28日の間に実施し、39年3月末に全体の研究を完了した。空中写真を利用した地質調査ならびに研究のもっとも著しい特徴は、空中からのすなわち従来の地質調査法とは全く別な視角からの観察、しかも拡大された視野からの観察であって、全地域ないし数10 km²というような広い地域を一度に観察できるだけでなく、地上で到底近接不可能な場所の地質情報を把握できることにある。さらにもう一つの大きな特徴は、識別された地質単元あるいは地質構造の立体的な関係位置を把握することができ、かつ写真測量法の原理を利用して、走向・傾斜をはじめとして種々の地質計測が可能なことである。

本調査研究は、既存の空中写真(第1表)を用いて次のような作業順序で実施された。この順序ならびに方法は、対象とする地域の地質をはじめとする、自然条件、使用写真の良否、既存の調査研究資料の有無ならびに精粗、基図の有無によって異なり、また調査研究の目的、必要とする精度、さらに時間および経費によっても異なる。

1. 既存資料の検討
2. 空中写真による予察
3. 予察地質図の作成
4. 主要ルートならびに問題点について現地調査、試料採集
5. 試料の室内研究および資料の総合
6. 空中写真による細部検討および地質図編集
7. 報告書作成

調査研究の作業順序ならびに方法の詳しいことは、本報告の目的ではないので別に稿をあらためて報告することにする。

第1表 使用写真ならびに基図

M-638	67~69 VV	1947年11月11日撮影
M-638	112~114 VV	
M-1066	7~11 VV	1948年5月20日撮影
密着	(写真縮尺約1/40,000)	1部
引伸	(" 約1/20,000)	1部

基 図

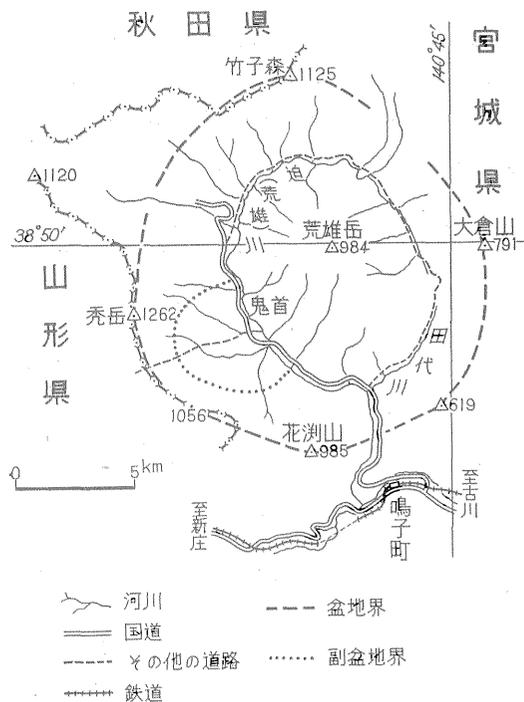
1. 予察地質図用に密着写真から作成した略集成写真
2. 地形図
 - 縮尺 1/20,000, 等高線間隔 20m
 - 測図 図解輻射線法
 - 西村嘉四郎・安藤高明: 測量, 製図

2. 位置および交通

鬼首盆地は、ほぼ東経140°35'~140°45', 北緯38°45'

~38°55'の範囲であって、宮城県玉造郡鳴子町、迫(荒雄)川の上流に位置する。本盆地は円形を呈し、径南北約11km, 同じく東西約11km, その面積は120km²に達する(第1図)。

この盆地内の中心をなす部落は、その西縁に近い原台であって、陸羽東線鳴子駅から約12km, この間に1日数回乗合自動車の便がある。原台から奥は、迫川に沿って黒森にいたり、これより田代を経て蟹沢にいたって前記乗合自動車道路に連絡する盆地内一周道路があるが、橋梁の満足なものがほとんどなく、河川を徒渉して貨物自動車が辛じて運行できる程度である。この一周道路をはなれて一旦山地に入ると全くといってよい位道路がなく、踏査には溪流中を徒渉し、滝をよじのぼり、森林中を技渉する以外に方法はない。



第1図 位置および地形概念図

3. 地 形

鬼首盆地は、地形図によれば一見してカルデラ盆地を思わせる地形を呈する。すなわち、禿山をはじめとする1,000~1,200mの山嶺を周囲にめぐらし、その中央にあたかも中央火口丘のように荒雄岳(984 m)を主峰とする山地がある。迫川およびその支流の田代川は盆地内その周縁に沿って環状の流路をとり、中央山地に源を発する

水系は、おおむね放射状の流路をとり、迫川および田代川に合流している。一方盆地をとりまく山地に源を発する水系は、概して長大なものは少なく、盆地内に向かって求心放射状に迫川および田代川に合流している(第1図)。盆地の周縁、主として迫川に沿って少なくとも3段の河岸段丘が発達し、河筋に沿って狭長な沖積氾濫原が認められる。また、盆地の南西部には、原台を中心として北東方向にひらいた半円形の副盆地がある。この副盆地の中央部には小起伏を示す丘陵地があって、その南および西側をとりまいて南西側の山地から供給された碎屑物によって構成された複合扇状地が発達する。

これら河岸段丘、扇状地および沖積氾濫原を除く地域は、かなり解析されている。ただ高日向山を中心とする山地はやや新鮮な熔岩流の表面特徴を残している部分があり、その南東方六角牧場付近には古い侵食面を覆って、ほとんど侵食作用を受けていない熔結凝灰岩によって構成される台地が認められる。

4. 地 質

鬼首盆地およびその周縁地域には、花崗岩を基盤として緑色凝灰岩を主とする地層が広く分布している。緑色凝灰岩中にはこれを貫いていくつかの貫入岩体が認められる。盆地内には、新旧2期の湖成層が広く分布するほか、局部的に扇状地、段丘、沖積氾濫原等の堆積物、ごく最近

の噴出と考えられる石英安山岩熔岩・熔結凝灰岩などが分布する。これら各地層ならびに岩体の層序区分ならびに関係を示すと第2表の通りである。花崗岩はいわゆる東北地方脊梁山脈付近に広く分布する新第三系の基盤をなすものの一部と考えられる。蟹沢層および荒雄岳層は基盤花崗岩を不整合関係で覆い、ともに緑色凝灰岩相で代表され、中新世と考えて差支えなからう。ただし両者の関係については本地域内ではこれを実証する資料はない。宮沢層と前記中新世の地層との間には著しい不整合が認められ、その分布ならびに構造から鬼首盆地陥没後の堆積と考えられる。この堆積時には盆地内南東部を中心に普通輝石・紫蘇輝石安山岩の活動があった。宮沢層の時代を示す証拠はいまのところ全く得られていないが、火山岩の著しく新鮮なこと、概して堆積岩が著しく軟弱なことからおそらく鮮新世あるいはそれ以降と考えられる。その上位の鬼首層以上はほとんど変形を受けてなくて、第四紀のものと考えられる。

4.1 先第三紀花崗岩

この花崗岩は、本地域の新第三系の基盤を構成し、盆地の西縁および南縁に広く分布するほか、盆地内草木沢・森子芦沢・上芦沢の上流に小露出がある。これらはいずれも角閃石黒雲母花崗岩である。盆地内部に分布するものは多少の緑泥石化作用を受けている。

第2表 鬼首地区地質総括表

時代	地層名	模式柱状	岩相	層厚	備考	
第四紀	沖積層		砂礫			
	段丘堆積層		砂および礫			
	扇状地堆積物		礫および砂	30m—60m		
	熔結凝灰岩層		石英安山岩質 熔結凝灰岩			
中新世	高日向 石英安山岩熔岩		石英安山岩 (熔岩ドーム)		断層運動(再動)	
	鬼首層		シルトおよび砂 砂および礫	約 60m	淡水相 構造ドーム形成	
新第三紀	宮沢層		浮石質砂岩 凝灰岩質砂岩 凝灰岩質砂岩	熔岩および集塊岩 凝灰岩質砂岩 普通輝石安山岩	50m—550m	淡水相 構造盆地形成 (輪状断層形成)
			礫岩	火山砂礫岩		
	荒雄岳層		緑色凝灰岩 (含礫)	50m—400m	閃緑玢岩岩頭	
新世	蟹沢層		板状黒色泥岩	150m	海水相	
			緑色凝灰岩	120m	安山岩岩頭	
先第三紀	花崗岩		角閃石黒雲母 花崗岩			

4.2 蟹沢層

蟹沢層は先第三紀花崗岩を不整合関係で覆い、梅沢国臣らによれば下部と上部とに2大別される。下部は主として凝灰角礫岩からなり、上部は同じく暗灰色の凝灰質泥岩からなる。下部の凝灰角礫岩は主として盆地周辺に広く分布し、上部は蟹沢付近に露出する。下部の凝灰角礫岩は緑色ないし灰緑色を呈し、主としてプロピライト化した安山岩類の角礫を酸性凝灰岩の石基が充填している。角礫と石基とは密着融合し、分離が困難である。域外においてこれを貫いていくつかの石英斑岩の岩脈が認められる。上部は板状によく成層した凝灰質泥岩からなる。

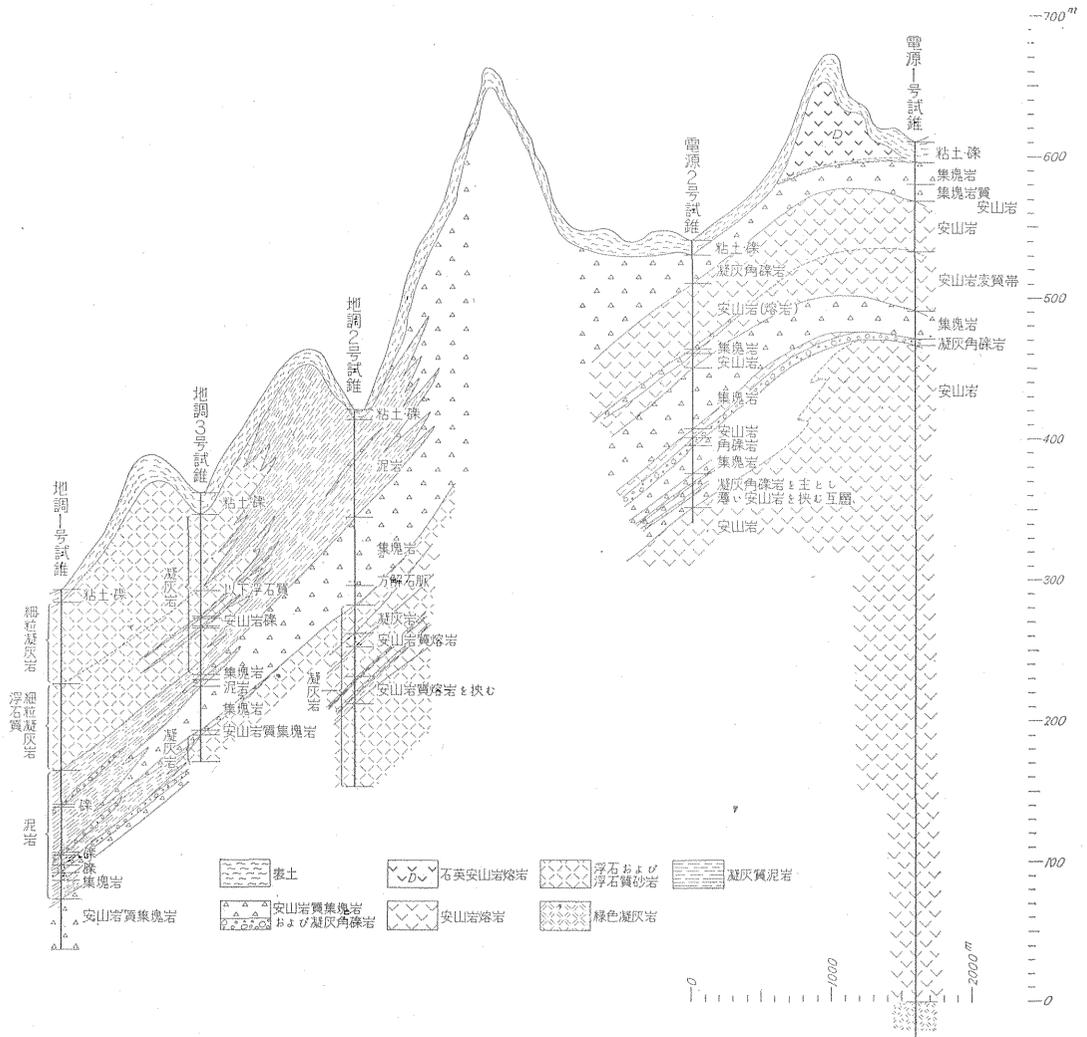
4.3 荒雄岳層

荒雄岳層は、先第三紀花崗岩を不整合関係で覆い、主として塊状の含礫酸性凝灰岩からなる。含礫凝灰岩は淡緑

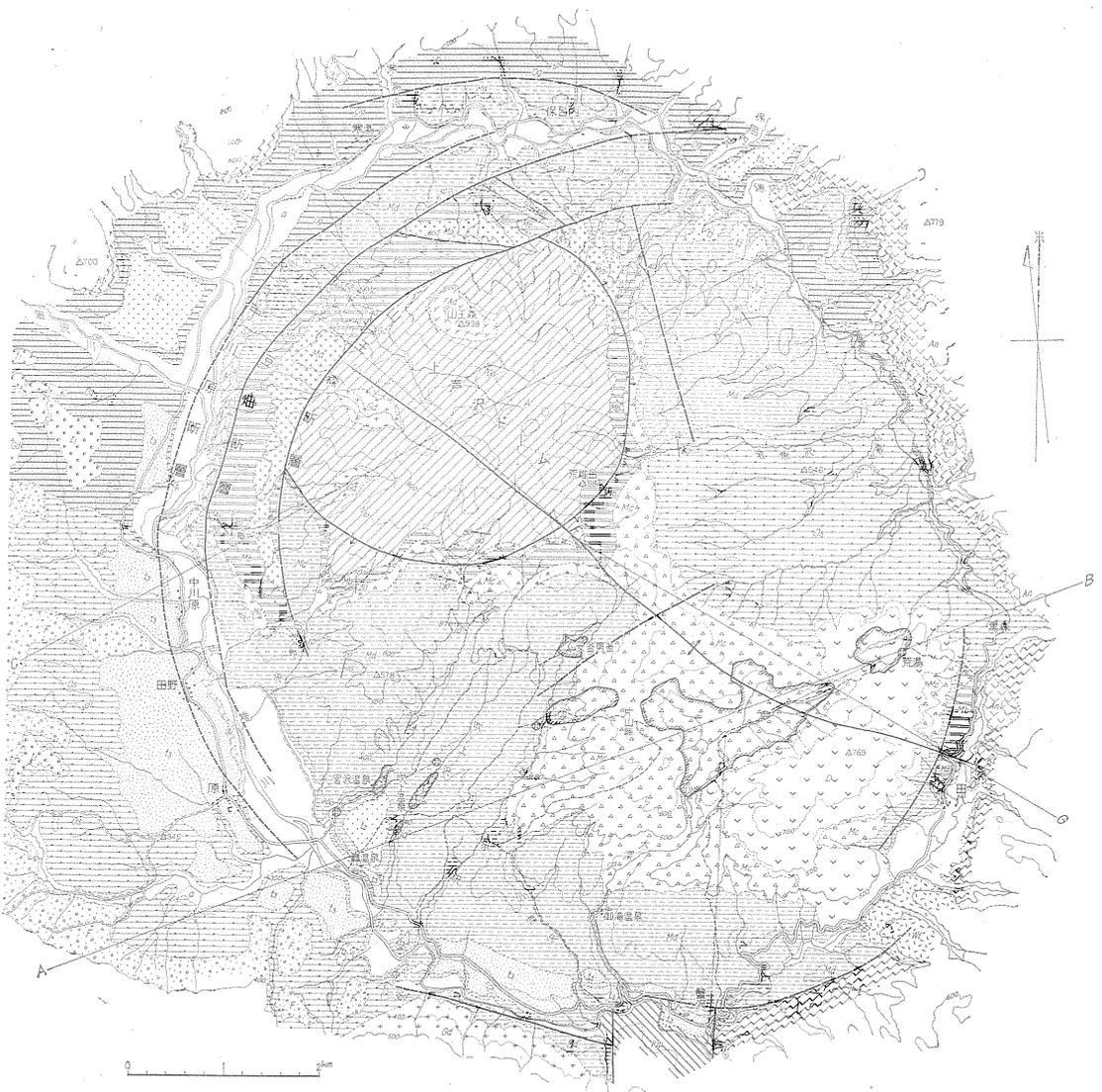
白色を呈し、ほとんど層理が認められず、基底付近では厚さ2~5mの径50cm以下の花崗岩、拳大以下の砂岩・泥岩の礫からなる基底礫岩が認められる。基底礫岩より上位の部分には径数cmに達する花崗岩礫が散点する。本凝灰岩は山王沢上流付近では花崗岩礫がほとんど認められなくなり、色彩も紫褐色を呈することがある。これと蟹沢層との関係は明らかでない。

4.4 宮沢層

宮沢層は荒雄岳層以下の諸層を不整合関係で覆い、その分布は盆地内だけに限られる。本層はおもに火山岩および火山碎屑岩起源の堆積岩からなるが、岩相の変化が非常に著しい。大まかにみて南西部に熔岩および集塊岩が卓越し北部に湖底堆積物である凝灰岩および普通の堆積岩が卓越する。



第2図 試錐柱状図ならびに岩相断面概念図



北部においては、本層の基底に径数10cm以下の淘汰の悪い厚い礫岩が発達する。この礫岩は主として花崗岩、プロピライト化した安山岩の円礫ないし亜角礫からなるが、南方に向かって火山碎屑質の砂岩におきかえられその上下に安山岩の集塊岩が認められる。砂岩中には所々によってプロピライト化した安山岩の角礫を多量に含んでいる。荒雄岳の北部および西部では上述の礫岩と指交し、あるいは上位の集塊岩の上位には厚さ70~100m位にわたって砂岩および泥岩の美麗な薄互層が発達する。この薄互層中にはしばしばslampingが認められる。その上位は浮石および浮石質砂岩、凝灰岩および凝灰質泥岩からなる。前者は比較的粗粒な白色の浮石からなり、従来“宮沢層”³⁾と呼ばれていたものであって、盆地全般に広く分布している。後者は細粒凝灰岩を主とし一見硬質頁岩のような様相を呈し、従来“赤沢層”⁴⁾と呼ばれていたもので、吹上沢および赤沢の中流から上流の地域に分布し、ともに安山岩質集塊岩を挟有する。これらは互いに側方に移化し、別個の地層として区分することはできない。熔岩および集塊岩は、荒雄岳硫黄鉱山付近を中心に広く分布し、上述の各岩相と指交関係にある。この関係は片山峠の南西部の小沢でよく観察される。すなわち、赤沢とこれらの小沢の合流点近くで凝灰岩ないし凝灰質泥岩と集塊岩とが互層しており、小沢の中では集塊岩と熔岩とが交互に重なっているのがよく観察される。

第2図試錐柱状図ならびに岩相断面図に示す通りこの地域では、宮沢層全体が火山岩によって占められており、これから離れるに従って細粒の火山碎屑岩に移化している。

宮沢層中に認められる安山岩の熔岩および集塊岩の礫はいずれも黒色、緻密な紫藍輝石普通輝石安山岩であって、きわめて新鮮なものである。

4.5 鬼首層

鬼首層は宮沢層およびそれ以前の地層を覆って、盆地周縁の比較的低い所に分布する。本層は静穏な湖水に堆積した堆積物によって代表される。すなわち、青灰色の泥ないしシルトと細粒砂の薄層との互層によって特徴づけられる。しかし、盆地の周縁部では時に淘汰不良の礫層を挟み、時に崖錐堆積物によって代表される。軍沢、保呂内沢・鎌内沢下流では、三角州ないし扇状地堆積物と考えられる厚い礫層が発達している。多くの場合、本層はほぼ水平に近い層理を示しているが、上述の三角州ないし扇状地堆積物と考えられる砂礫層中には30~40°で急斜する層理が認められる。これらは、造構運動によって転位したものでなく、偽層理と解釈される。

4.6 高日向山熔岩

高日向山熔岩は石英安山岩からなり宮沢層を覆って分

布する。鬼首層との関係はその地形的特徴から、より新期のもので推定されるが、後述する第四紀の堆積物との関係は全く不明である。本熔岩は石英安山岩からなり、全般からみて熔岩ドームの形態を残しており、その南部では写真上で流理がはっきり観察されるところがある。

4.7 熔結凝灰岩

熔結凝灰岩は高日向山の東方から盆地の外側に広く分布する。本地域内では蟹沢層を不整合関係で覆っているだけで他の地層との関係は全く不明である。本岩は石英安山岩の熔結凝灰岩であって黒曜石または軽石の小片が扁平に圧縮されて平行に配列している。これと同様なものの転石が草木沢の中流に若干認められるがその由来した場所はつきとめ難い。

4.8 岩頸類

蟹沢層および荒雄岳層はいくつかの岩頸に貫かれている。

安山岩岩頸は盆地の東縁に沿って蟹沢層中に南北に配列する。これらは片山⁹⁾らによって荒雄岳の安山岩に同定されたものであるが、空中写真上の観察から岩頸と判定される。しかし、今回の調査ではこれを現地において確認するまでに到らなかった。

閃緑玢岩岩頸は盆地内北部、荒雄岳層を貫いて山王森(標高938m)の山体を形作っている。

4.9 扇状地堆積物

扇状地堆積物は、原台を中心とする副湖盆の西部から南部に広く分布する。主として崖錐性の巨大な花崗岩および安山岩の礫からなりその末端は鬼首層の作る丘陵地の谷間にまで達している。この扇状地面には旧汀線の移動を物語る低い侵食崖が標高約440mの所に追跡される。

4.10 段丘堆積層

段丘はその面の高さの差から少なくとも3段に区分される。いずれも主として砂・礫層によって構成され、その堆積面がよく保存されている。高位の面ほど迫川に向けて傾斜し、軽微な侵食を蒙っている。低位の面はほとんど傾斜がなくその平坦面がきわめてよく保存されている。

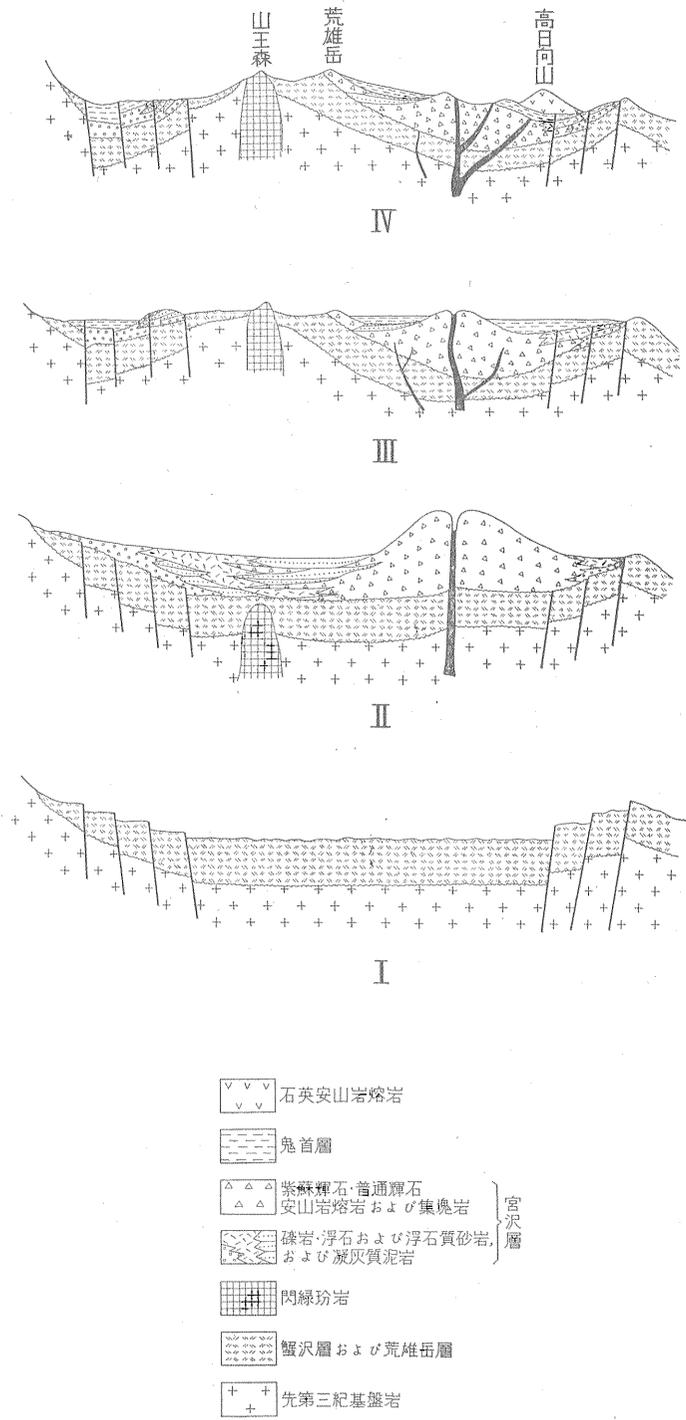
4.11 沖積層

沖積層は現河川の氾濫原を構成する。河川は網状流によって特徴づけられ、氾濫原の堆積物は主として砂礫からなる。

5. 地質構造

鬼首盆地の成因については、地形的特徴および地質構造とから構造盆地とする説³⁾⁴⁾とカルデラ盆地とする説¹⁾²⁾とが対立している。とくに後者は、盆地の東縁から東側の地域に広く分布する熔結凝灰岩との関連において、これをカルデラとしている。

いま、これをカルデラ盆地とすると、上述の地質構成



第 4 図 鬼首盆地変遷模式図

- | | |
|---------------------------|----------------------------|
| I 湖盆の陥没 | III 構造ドームの形成 |
| II 宮沢層の堆積, 紫蘇輝石普通輝石安山岩の活動 | IV 鬼首層の堆積ならびに石英安山岩熔岩ドームの形成 |

から熔結凝灰岩の噴出と引続くカルデラの形成の時期は赤沢層堆積前、荒雄岳層堆積後となる。勝井²⁾が述べているように、この熔結凝灰岩が河岸段丘の礫層を覆う事実があるとすれば、熔結凝灰岩の噴出とカルデラの形成は更新世末という、きわめて新しい時期のできごとということになる。現在のところ熔結凝灰岩と宮沢層との新旧についてはこれを決定する有力な証拠はない。ただ宮沢層はかなり解析が進み複雑な地形を呈しているのに対して、熔結凝灰岩の堆積面は比較的新鮮な台地性の地形を呈していることから、前者を熔結凝灰岩より新期のものととやすく断定できない。この問題の解決は将来に譲ることにして、前章に述べた層序関係に従って、鬼首盆地の地質構造の発展過程について考察を進めることにする。

鬼首盆地の地質構造は、地質図からわかるように、根本的には輪状の断層群(山王森・小豆畑・中川原断層など)と構造ドーム(上芦沢ドーム)とによって規定される。そしてその構造は

- 1) 湖盆の陥没
- 2) 宮沢層の堆積・紫蘇輝石普通輝石安山岩の活動
- 3) 構造ドームの形成
- 4) 鬼首層の堆積
- 5) 石英安山岩熔岩ドームの形成

という順序で完成したものであり、これを模式的に図示すると第4図Ⅰ～Ⅳの通りである。

1) 湖盆の陥没

鬼首盆地は、その後の侵食によって多少上げられているが、その形は輪状の断層群によって根本的に規定されているものと考えられる。盆地の北東部では、これらの断層の存在は確認できないが、盆地底とその外壁における地層の層準に著しい差があることから、前述のような断層の存在が推察される。また、迫川の流路の特異な形態はこれを裏づけているものと考えられる。

これらの断層は、盆地北西部でみると少なくとも4条あって、当初は盆地中心に向って階段状に落ちた正断層群であった(第4図Ⅰ)。このような輪状の断層群による陥没は、単なる構造盆地——いくつかの方向の断層の組合せによる陥没——とは考え難く、カルデラ盆地の公算が強い。このような陥没によって現在の鬼首盆地の形状にはほぼ等しい湖盆を生じ、次の宮沢層の堆積が始まったのである。湖盆の形成の時期については、現在の知識では、中新世以降といえるだけである。

2) 宮沢層の堆積・紫蘇輝石普通輝石安山岩の活動

湖盆が形作られると同時に宮沢層の堆積が始まった。これと全く時期を同じくして湖盆の中心から南東寄りの荒雄硫黄鉱山付近を中心として、紫蘇輝石普通輝石安山岩の噴出が開始された。ここにはいまなお、数多くの噴気ならびに泥火山が認められる。宮沢層の堆積は、湖盆

の周縁部では多量の礫岩によって、中心部では細粒の湖底堆積物によって特徴づけられている。安山岩の熔岩および集塊岩の噴出は宮沢層堆積中ずっと引続いて行なわれ、時には盆地内に広く拡がったが、主として活動の中心付近に成層火山を形成して集積した。この成層火山は当時湖水面上に頭を出していたものと考えられ、その周縁の湖水中には火山砕屑岩起原の堆積岩によって代表される宮沢層の主部を堆積させた(第4図Ⅱ)。

3) 構造ドームの形成

宮沢層堆積後、安山岩の噴出も一旦休止し、湖盆の底は構造ドームとして隆起に転じた。この隆起は前とは逆に輪状の断層を境にして盆地内部が上昇し、北西—南東方向の軸をもち北西部ほど隆起量が大きいものであった(第4図Ⅲ)。

4) 鬼首層の堆積

前述の成層火山に引続いて構造ドームが湖盆内に生じた結果、湖水域はこれらを取りまく環状の地域に限定され、そこに鬼首層を堆積させた(第4図Ⅳ)。鬼首層の堆積はきわめて静穏な状態のもとで行なわれた結果、長大な河川の川口付近の扇状地ないし三角州の堆積物で代表されるところを除いて細かく成層したシルトおよび細粒砂が卓越する。

5) 石英安山岩熔岩ドームの形成

鬼首層堆積後における盆地内において注目されるのは石英安山岩の迸出である。この迸出は急激な爆発には到らず熔岩ドームを形成して終熄した。その中心は前述の宮沢層堆積時における安山岩の活動の中心とほぼ同じであり、ドームの東方寄りの荒湯および北側の荒雄硫黄鉱山付近——紫蘇輝石普通輝石安山岩の噴出の中心と考えられる——には現在もなお後火山作用が活発であって数多くの噴気ならびに泥火山の活動が続いている。

鬼首層は、この石英安山岩の活動に伴って起った変動あるいはその後の運動によって若干の変形を受けている。この変形は、古い断層の再動とこれに伴った地塊ごとの軽微な傾動にすぎない。

6. 結 言

鬼首盆地の地質とくに地質構造について、検討を加えた結果 1) 鬼首盆地は輪状の断層によって陥没した構造盆地おそらくカルデラ盆地である。もし、カルデラ盆地であるとするとその陥没前の火山活動——熔結凝灰岩の噴出あるいは熔結凝灰岩噴出前の火山活動——についてはなお検討の余地がある。2) 陥没によって形成された湖盆の荒雄硫黄鉱山付近を中心に火山活動が行なわれ、そこに小規模な成層火山が作られると同時にその周縁湖水中には火山砕屑岩起原の湖成層を堆積した。3) その後、湖盆の底は隆起に転じ北西—南東方向の軸をもち北

西部に隆起量の著しい構造ドームが形成された。4)成層火山に引続いて構造ドームが形成された結果、湖水域はこれらを取りまく環状の地域に限定され、そこに鬼首層を堆積させた。5)鬼首層堆積後、前述の成層火山の寄生火山としてその肩部に石英安山岩熔岩ドームが形成された。6)現在認められる噴気ならびに温泉は、盆地南東部前述の成層火山の中心ならびにその周辺に集中的に分布しており、上述の火山活動の後火山作用によるものと結論される。

参 考 文 献

- 1) Kuno, H. : Formation of carderas and magmatic evolution, Trans. Am. Geophysic. Union, Vol. 34, No. 2, 1953
- 2) 勝井義雄：鬼首カルデラ周辺の熔結凝灰岩の岩石学的所見, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 39, No. 5, 1955
- 3) 片山信夫・梅沢国臣：7万5千分の1地質図幅「鬼首」ならびに同説明書, 地質調査所, 1958
- 4) 加藤磐雄・島田豊郎：栗駒火山南西麓緑色凝灰岩地域の地質, 特に三途川・鬼首湖成堆積層について, 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 37, No. 5, 1958
- 5) 中村久由他：宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係, 地質調査所月報, Vol. 10, No. 7, 1959
- 6) 中村久由：本邦温泉の地質学的研究, 地質調査所報告, No. 192, 1962