

宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係

中村久由*他

Relation of the Geological Structure to the Occurrence of Natural Steam in the Onikōbe Basin, Miyagi Prefecture

by

Hisayoshi Nakamura & Others

Abstract

More than fifty fumarolic areas are distributed in the Quaternary volcanic zones of Japan. In some fumarolic areas, geological and geophysical researches have been made since 1947, in order to utilize natural steam for electric power as a new energy source. Among areas researched, Beppu (Oita pref.) and Yunorio (Kagoshima pref.) are the examples where natural steam has been emitted from bore-holes about 100 m in depth. Because fumaroles are regarded as one of shallow volcanisms, it seems impossible to develop a industrial geothermal area in such fumarolic areas, unless the areas have a geological condition like that of Tuscany District in Italy where fractured bed rocks corresponding to a reservoir of natural steam are covered by compact mudstone.

To understand the relationship of the geological structure and the occurrence of natural steam, the Onikōbe basin, Miyagi prefecture has been tested under three-year scheme by the members of geothermal investigation group. Subsurface geological survey, analyses of fumarolic gases and thermal waters, two structural borings, and electrical and geochemical loggings were carried out, and the results obtained from 1955 to 1957 are as follows:

The Onikōbe basin consists of Tertiary green tuff and granite overlain by lake deposits, and younger dacite flow. The lake deposits named as Onikōbe group are divided into five lithologic units, that is Iwanazawa mudstone and conglomerate bed, Miyazawa dacitic tuff, Kamiashizawa mudstone and conglomerate bed, Ofukazawa agglomerate and Sannozawa basal conglomerate in descending order. The synclinal axis along the Arao river seems to correspond to the fracture zone formed by the depression of the basement rocks. Hotsprings issue in the lake deposits, but their distribution is controlled by the geological structure of the basement rocks trending NE and NW.

Fumaroles are distributed in explosion craters formed by the volcanic action of younger dacite. Hotsprings are located enclosing the fumarolic area, and southern group is higher in temperature than northern one. Among them, Fukiage and Miyazawa are famous as geysers. The hotsprings have two types. One is acid sulphate type accompanied with the fumaroles, the other is alkaline or chloride-bicarbonate type emitted on the outside areas of fumaroles.

Boring No. 1 drilled near Miyazawa hotspring shows that the dacitic tuff and mudstone are 127 m and 93 m in thickness respectively. Agglomerate from 93 m to 250 m in depth contains a large quantity of cold underground water.

The position of boring No. 2 is selected at the right bank of Akazawa for the purpose of knowing geothermal structure between the fumarolic area and the Fukiage-Miyazawa hotspring area. At this point, the thickness of mudstone is 78 m, and then towards 255 m in depth lies a pyroclastic bed consisting of agglomerate, altered tuff and andesitic lava flow bearing calcite, pyrite and zeolite. The bottom temperatures measured at respective depths in this bore-hole show an interesting curve (Fig. 8). A notable change of temperature gradient from 110°C to 130°C is seen between 110 m and 130 m in depth. This part coincides with the agglomerate interbedded by hard lava flow. The result of geochemical well logging indicates low content of Cl^- and SO_4^{2-} contrary to an increase of HCO_3^- (Fig. 9) and also that of electrical logging reveals anomaly at

*地質部

110~120 m in depth (Fig. 10). These results suggest to denote that muddy clay water filling up this bore-hole encounter with natural steam in unknown depth. From these evidences, it is concluded that geothermal structure of this area has an intimate relation to the occurrence of natural steam and especially, agglomerate of the lake deposits plays a role as a cap rock for the natural steam, which is expected to be reserved in the fractures of the basement rocks.

要 旨

より広い範囲から天然蒸気を噴気させるためには、より深部の構造的条件を考慮に入れ、天然蒸気の状態を明らかにすることが必要である。この目的で、昭和30年度から3年計画で、宮城県鬼首環状地内において、地質構造と地熱との関係を検討した。地質調査、噴気・温泉水の化学分析、2本の構造試錐、電気・化学検層等の結果を要約すれば次の通りである。

環状地内の火山活動は、基盤岩層の構造的弱帯に生じ、ここにちなお残存する噴気活動は一部に直接噴気地帯を生じ、その外側では地下水と接触して温泉地帯を形成する。噴気地帯と温泉地帯との中間に潜在する天然蒸気は、湖成堆積層中の集塊岩層を帽岩とし、基盤岩層の裂隙・間隙中に貯溜されている可能性が強い。地下水は、湖成層中の帯水部分を流動する浅所地下水と、基盤岩層の裂隙・間隙に沿って深部まで浸入し、噴気ガスと接触して温泉化するものとに分かたれ、温泉の分布が基盤岩層の構造的方向に従っていることもその一端を物語るものである。とくに、天然蒸気の一部が湖成層を帽岩とし、基盤岩層内に貯溜されると考えられることは、環状地内の地質構造と熱構造との間に、重要な関連をもつことがらとしてきわめて注目に値する。

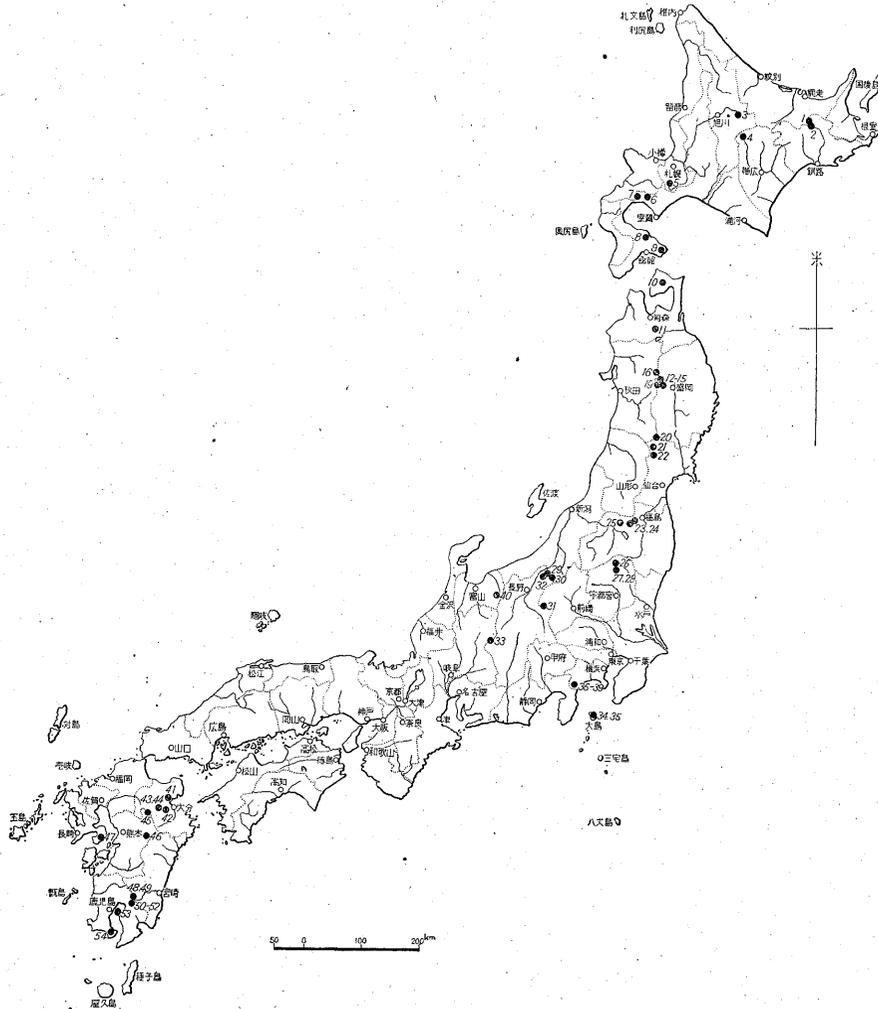
1. ま え が き

わが国は世界でも有数の火山・温泉国であり、火山地方には数多くの噴気露頭が存在する。昭和22年に地熱開発調査が開始されて以来、調査の対象地域がおもに火山地方の噴気地帯に限られたことは、最も容易に地熱の開発が実現できるであろうという見通しによるものであった。これまで調査地域として取り上げられた大分県別府²⁾(昭23)、大分県野矢・大岳^{3),4),14)}(昭26~27)、秋田県後生掛・蒸湯⁵⁾(昭27)、鹿児島県霧島⁶⁾(昭28)、宮崎県海老野⁷⁾(昭29)、長崎県雲仙⁸⁾(昭29)等は、いずれも噴気地帯に相当する地域であり、このうち別府・霧島湯の野では試錐孔から優秀な天然蒸気が噴出し、確かに比較的浅所から天然蒸気を取り出さうことの可能性を実証した。しかし、火山地方の噴気地帯が必ずしも利点だけをもつとは限らず、むしろ調査が進むにつれて、次のような面に種々の問題があることが明らかになってきた。すなわち、1つは、火山地帯というのは、いわば最も浅い火山活動の場であるから、噴気地帯のなかにき

わめて強酸性の火山ガスを含むこともあり、そのような地域は、見掛上、地熱開発地域として好適な場所のようにみえるけれども、ガス成分の点からいつて、実際には実用の対象にはなりえないということである。また、噴気地帯は、いずれも変質帯を伴うのが普通であり、とくに著しく粘土化した変質帯の存在は、試錐工事の進行を妨げるだけでなく、天然蒸気を噴出した場合でも、蒸気の上昇通路にあたるこの粘土化帯は、崩れるという不安定な状態にあるため、噴気の永続性に支障を与える場合が少なくないということである。これらの問題は、開発地域を別に選択するか、あるいは試錐工事に工夫を加えることによつて、ある程度避けられることがらであるが、最も致命的な難点は、噴気地帯の浅部だけを対象としている限り、大規模な開発がほとんど望めないという点である。

わが国の噴気地帯の分布は、おもに新期火山岩あるいは火山性碎屑岩のうえに散点的に存在し(第1図)、個々の噴気地帯規模をみても、広いものでもただかたか1 km × 1 km 程度にすぎない。もちろん、霧島地方のように、地域的に噴気・温泉の分布範囲がかなりの広さ(7.5 km × 5 km)を有する所もある。しかし、霧島地方でも個々の噴気・温泉地帯だけを対象とする限り、その開発可能範囲はきわめて狭い区域に限られるであろうことは察するに難くない。したがつて、より広い範囲から天然蒸気を噴気させることを目的とするのであれば、必然的により深部の構造的な条件を考慮に入れ、天然蒸気の状態を明らかにすることが必要である。

地熱地帯の開発が、地質構造の恵まれた地域で、いかに有利に進展するかということについては、すでにイタリアのラルデレロ地方で実証されており、いわゆる熱源の規模という問題と併わせて、天然蒸気の状態を支配する地質条件の問題は、地熱開発の将来性を左右するほどのきわめて大きな内容を含むものである。しかし、このような構造的条件を検討する地域として、火山地方における噴気地帯を選ぶことについては、技術的にいくつかの困難な問題がある。たとえば、霧島地方を例にとつてみても、この地域は広く新期の火山岩および火山性碎屑岩類に覆われているため、基盤の地質構造を知る手掛りがほとんど得られないといつてよい。したがつて、仮りにこの新期の火山岩類が天然蒸気に対して、いわば帽岩(cap rock)、あるいは被覆岩(cover rock)の役目を果



- | | | | | |
|----------|------------|----------|--------------|--------------|
| 1 アトサヌブリ | 12 岩手山 | 23 安達太郎山 | 34 大島ゆば | 45 峠の湯・竹の湯 |
| 2 雌阿寒岳 | 13 松川 | 24 野地 | 35 " 三原山 | 46 阿蘇中岳・阿蘇地獄 |
| 3 大雪山 | 14 網張 | 25 磐梯噴火湯 | 36 箱根大湧谷 | 47 谷・湯の谷 |
| 4 十勝岳 | 15 の上 | 26 那須無間谷 | 37 " 早雲山 | 48 霧島海老野 |
| 5 樽前山 | 16 焼上山 | 27 " 明礬沢 | 38 " 小湧谷 | 49 " 白鳥 |
| 6 登別地獄谷 | 17 蔡山 | 28 " 殺生石 | 39 " 湯の花沢 | 50 " 湯之野 |
| 7 昭和新山 | 18 後生掛 | 29 万座 | 40 立山地獄谷 | 51 " 手洗 |
| 8 駒ヶ岳 | 19 玉川 | 30 草津白根山 | 41 別府 | 52 " 栗野岳 |
| 9 恵山 | 20 須川岳 | 31 浅間山 | 42 野矢 | 53 桜島 |
| 10 恐山 | 21 鬼首荒雄硫黄山 | 32 発音 | 43 大岳・河原・小松 | 54 鱒池 |
| 11 酸ヶ湯 | 22 鳴子 | 33 焼岳 | 44 九重山・星生硫黄山 | |

第1図 本邦のおもな噴気地帯
Distribution map of fumarolic areas in Japan

場合が考えられても、この新期火山岩類の厚さがどの程度あるかという問題を、まず解決しなければならない。このように、新期の火山岩類に覆われた地域では、一般に基盤構造についての資料がなかなか得られないということばかりではなく、層厚不明の火山岩類を掘さくすることは、試錐工事の場合においても、技術的にきわ

すめて困難な仕事といわねばならない。このように、天然蒸気の状態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時期を契機として、調査地の取り上げ方も、これまでの火山地方における噴気地帯という地点的なものでなく、地域的に噴気・温泉の存在が、その地方の地質構造と関連があるようにみえ

る場所に重点を置くという方向に変わってきた。宮城県鬼首環状地が地熱調査地域として選ばれたのも、これらの理由によるものである。

鬼首環状地は、ほぼ円形に近い盆地状の地形で特徴づけられ、古くからカルデラといわれてきた所である。この地域内に広く分布する湖成堆積層の存在は、構造を知るうえに大きな手掛りを与えるだけでなく、鬼首八湯といわれる噴気・温泉群の存在と、この地域の地質構造との間に密接な関係があるようにみえることなどは、調査地として有利な条件を備えている場所といつてもよい。したがって、鬼首環状地内における地熱調査の目的も、まず環状地域内の地質構造を明らかにし、噴気・温泉の存在とこの地域のいわば深部構造との関係に検討を加え、究極において、噴気・温泉の存在を支配するいわば熱構造の機構を知ることにある。しかし、この目的に到達するためには、短時間の調査では無理であつて、やはり段階的に調査を推し進めることが必要である。このため、調査期間も一応3カ年とし、地熱調査グループの各部署が、おのおのの調査部門を担当するという計画のもとに、昭和30年調査を開始し、昭和32年一応の成果を得てこの調査を進めつつある。この報告は、各担当部署の調査資料に基づいて、鬼首環状地内における地熱の存在状態と地質構造との関係を総括的に述べたものである。

本文を述べるに先立ち、環状地内の地質について種々検討していたゞいた加藤磐雄・島田昱郎の両氏、また調査にあたり多くの便宜を与えられた鳴子町役場および地元温泉関係の諸氏を初め、調査結果の討論に参加していたゞいた各部署の地熱関係の方々へ深謝の意を表する次第である。

なお、この調査に参加した地熱調査グループのメンバーを列記すると次の通りである。

地質調査 中村 久由・安藤 武・鈴木 孝
地形測量 西村嘉四郎・安藤 高明
化学分析 前田憲二郎
電気検層 陶山 淳治・高木慎一郎
化学検層 米谷 宏・田母神司郎
試 錐 柳原 親孝・藤倉 孝次・高橋 綱

2. 層序および地質構造

鬼首環状地内の地質については、古く大井上義近の栗駒火山調査報文¹⁷⁾のなかに荒雄火山として取り扱われて以来、近年まで調査資料が乏しかつたが、最近、鬼首盆地の生成と湖成堆積層を取り扱った加藤磐雄・島田昱郎の研究⁹⁾および片山信夫・梅沢邦臣による7万5千分の1鬼首地質図幅調査⁹⁾が相次いで行なわれ、このほか鬼首盆

地の外縁地帯に広く分布する熔結凝灰岩の起源の問題に関連して、勝井義雄の岩石学的研究¹⁰⁾が発表されている。この地域の顕著な円形盆地状の地形については、古くから火山性陥没盆地とされてきたが、とくに最近、熔結凝灰岩の地質学上の問題が討議の対象として取り上げられてから、ふたゞびこの環状地の地質学的性格が注目されるに至つたが、まだ一致した見解が発表されていない。

またこの地域は、鬼首間欠泉の存在^{21) 18)}で古くから知られており、地熱開発の面についても鳴子・中山平とともにわが国でも有望な地帯として指摘されているところである²¹⁾。しかし、間欠泉についての研究を除いて、この地域全般の噴気・温泉の化学的性質についてはまだほとんど知られていない。

なお、この盆地の中央山地を環状に取り巻く江合川(荒雄川)は、わが国でも著名な災害河川の1つであつて、その災害予防対策のため、小出博¹⁹⁾、渡辺万次郎・増井淳一^{註1)}、木立正嗣¹¹⁾らによりそれぞれの立場で調査研究が行なわれている。

こゝでは環状地内の地質構造を究明するため、調査計画の第1年目に行なつた地表地質調査の結果を述べ、鬼首盆地の構造的特徴にふれてみることにする。

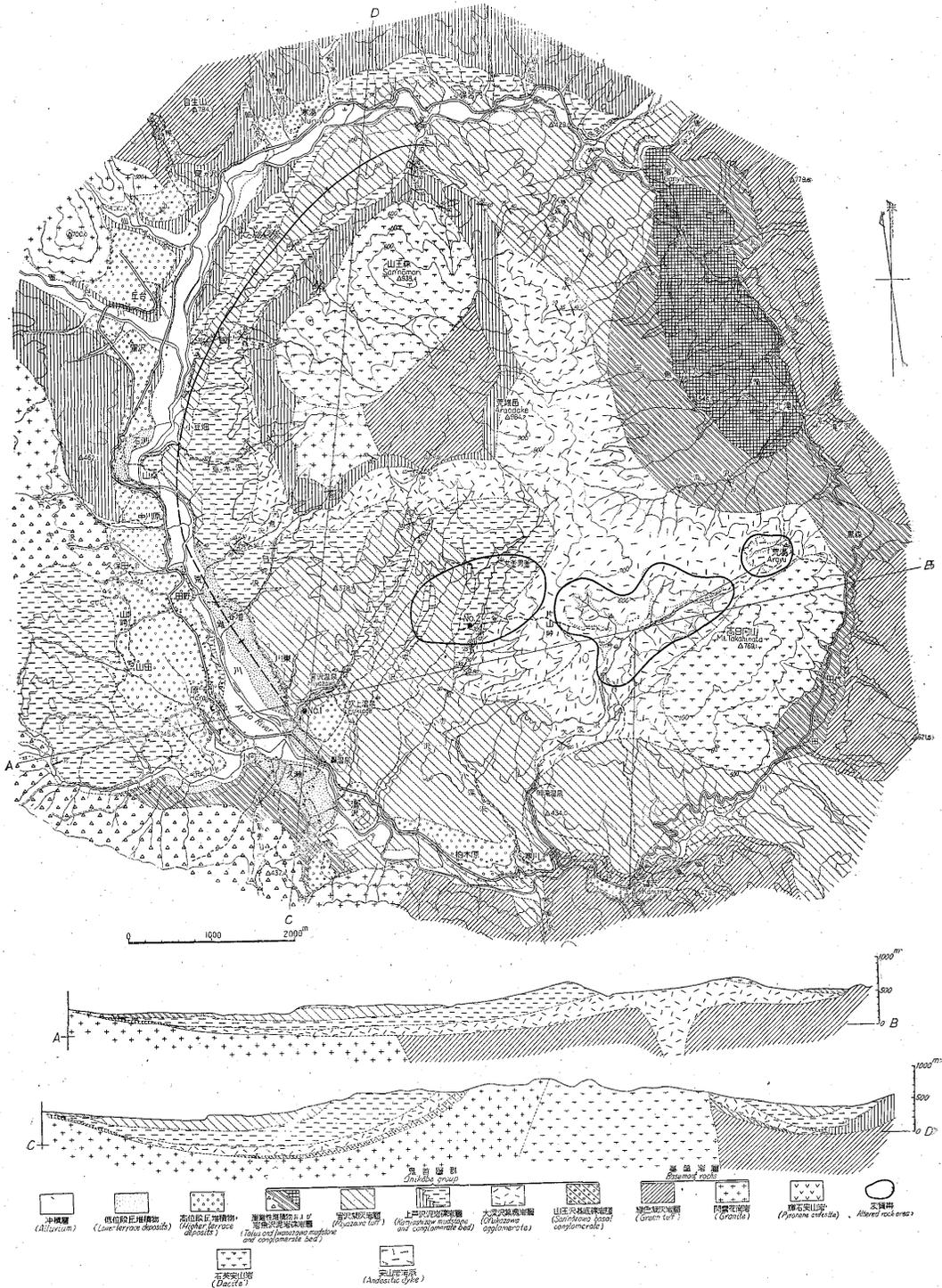
2.1 層序

鬼首環状地は、その名の示すように径約8 kmのほぼ円形に近い盆地である。盆地を取り囲む山系はおもに第三紀緑色凝灰岩および花崗岩からなり、小鍋山(1,216.7 m)を最高とする。外側山地の西半には、1,000 m前後の高地が聳え、東側は比較的地形の緩い600 m前後の丘陵からなる。一方、盆地内では中央からやゞ北側に位置を占める荒雄岳(984 m)、山王森(995 m)の山地が一段と高く、また東南隅に近く高日向山(769 m)がある。このうち、荒雄岳は緑色凝灰岩からなるが、石英安山岩によつて構成される山王森および高日向山は、なおドーム状の地形を留めている。地形は一般に北半分が峻しく、湖成堆積層が分布する東部と南半の斜面は比較的傾斜が緩やかである。

中央山地を囲繞する江合川に沿つて比較的広い段丘が発達するが、とくに小鍋山の山麓には広い扇状地地形がみられ、この低地もまた構造的に盆地の生成に関連があることを暗示している。また、放射状に谷を刻む江合川の支流が、北東および北西の方向に卓越することは、環状の構造的問題に繋がる一面として、注目に値することからの1つである。

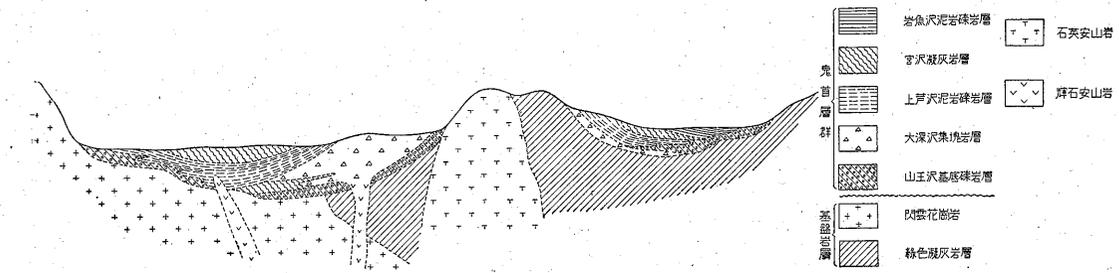
環状地を構成する地質系統は、基盤岩層・湖成堆積層・段丘堆積層および火山岩類に大別される(第2図)。

註1) 渡辺万次郎・増井淳一：江合川上流鬼首盆地の荒廢について、日本地質学会講演, 1952



第2図 鬼首地熱地帯地形および地質図

Geological map of Onikōbe geothermal region, Miyagi prefecture



第3図 模式断面図
Profile of stratigraphical section in the Onikôbe basin

基盤岩層は外側山地および中央山地の一部を構成するもので、おもに第三紀緑色凝灰岩・花崗岩からなる。湖成堆積層は、基盤岩層を不整合に覆う基底礫岩層に始まり、おもに泥岩・礫岩を主体とし、これに集塊岩および石英凝灰岩を挟有する地層によつて構成される。火山岩類は、前記泥岩層に貫入する安山岩質岩脈のほか、山王森・高日向山を構成する石英安山岩がこれに相当する。第3図は、環状地内の層序を模式的に示した断面図である。

2.1.1 基盤岩層

湖成堆積層の基盤地質は、東北地方の脊梁山地に広く分布する第三紀緑色凝灰岩層と閃雲花崗岩からなる。加藤磐雄⁹⁾によると、この緑色凝灰岩層は岩相上、横手・新庄盆地^{のぞき}の及位層に相当するといわれるもので、岩質はおもに緑色凝灰岩・変朽安山岩・同質凝灰角礫岩からなり、一般に非火山性の堆積岩に乏しいが、蟹沢附近から鷹の巣沢および江合川本流に沿つて黒色頁岩層を挟有する部分が認められる。

閃雲花崗岩はおもに地域の南西隅に分布し、その連続岩体の一部は、盆地の中央山地にも露出する。環状地域内における花崗岩と緑色凝灰岩との関係は明らかでないが、外側地帯の寒風沢上流および江合川下流における両者の関係をみると、緑色凝灰岩に接触交質を与える箇所があり、むしろ、第三紀花崗岩とみなされる可能性が強い。

中央山地における基盤岩層の露出は、一見すでに湖成層堆積前からこの状態をとつていたかのように見えるが、後述のように、中央山地の生成は湖成層の堆積末期に石英安山岩の火山活動に伴つて生じた基盤の上昇運動によるものであり、この上昇運動に伴ない堆積層内に生じた向斜軸の生成とともにこの基盤岩層の存在は盆地内の構造を知るうえに、きわめて重要な意味を含むものである。

2.1.2 鬼首湖成層(鬼首層群)

鬼首盆地に広く分布する湖成堆積層をこゝでは一括し

て鬼首層群と呼ぶことにする。加藤および島田⁹⁾によると、この堆積層は下部から赤沢層・宮沢層および鬼首層とに区分され、このうち前2者は第三紀層、鬼首層は第四紀層として取り扱われている。また、片山⁹⁾によると、盆地内の地層は荒雄層と姫松層(鬼首相)とに区分され、前者は中新一鮮新統、後者は鮮新—洪積統とされている。

盆地内の堆積層は岩相の変化が著しいため、地層の区分・層序については人によつてその取り扱い方が異なり、これまで必ずしも意見が一致しないのもこの理由によるものである。しかし、後の項目で述べるように、湖成層の堆積環境を復元してみると、この湖成堆積層は、集塊岩および石英安山岩の火山活動に著しく影響を受けていることがわかる。また、堆積層の特徴は、周縁の外側山地に向かつてアバットしつつ堆積を続けた形跡を示すことである。このため、岩相の側方変化に注意を払わなければ、同時期の堆積層を全然別個なものとして取り扱うおそれがある。

このように鬼首湖成層は、堆積の開始以来、火山活動の影響あるいは堆積環境の変遷等のため、場所場所で岩相に変化を伴ないながら、遂に堆積盆地が縮小消失するまで、少なくとも連続的に堆積作用が行なわれたもので、この間に、大きく時期を画するほどの不整合ないし不連続面はみいだされない。したがつて、湖成層の時代については、古生物学的な資料だけでなく他地域における湖成堆積層との対比のうへで検討することが必要である。島田⁹⁾は鬼首湖成層のうち下位の赤沢層・宮沢層を秋田県雄勝地方の三途川層に対比し、この陥没性湖盆を古鬼首湖盆および古三途川湖盆と呼び、ともに、中新世末期の造構造運動によつて形成されたものであつて、上位の鬼首層のみ鳴子盆地の堆積層に関連があるとみなしている。しかし、鬼首盆地外縁地帯のなかで、むしろ堆積層の類似性という点からいえば、鳴子火山を置く鳴子盆地に、より注意を払う必要がある。後で述べるように、鬼首層群中の石英安山岩質凝灰岩が、鳴子盆地周縁の灰石あるいは熔結凝灰岩と同一の層準にあ

ることは、少なくとも、鬼首湖成層がさほど古い地層でないことを示す1つの根拠であり、また古生物学的に充分確かめられていないが、こゝでは一応、基底礫岩層に始まる鬼首層群全般の時代を鮮新—洪積世とみなしておく。

このように、鬼首層群については、なお、多くの問題を含んでいるが、こゝでは、鬼首層群を下部から、山王沢基底礫岩層・大深沢集塊岩層・上芦沢泥岩礫岩層・宮沢凝灰岩層・岩魚沢泥岩礫岩層とに分け、以下、まず各層について簡単な説明を加える。

(1) 山王沢基底礫岩層

おもに中央山地を取り巻いて露出し、緑色凝灰岩および花崗岩の角礫からなる地層である。礫の種類はその近くに存在する基盤岩層のそれと一致し、礫の大きさは人頭大から拳大のものが多く、南側の薄層の部分では砂質の礫岩に近い岩相を示す。上芦沢およびその南の森子芦沢では、この基底礫岩層のなかに安山岩質熔岩を挟む所がある。なお、注目を引くことは、この礫岩層はいずれの場所でも緑色を呈し、変質作用を受けた形跡を示すことである。しかし、次に述べる集塊岩がほとんど未変質であることからみて、この変質作用はすでに礫岩の堆積中に始まった火山活動の影響によるものと思われる。

(2) 大深沢集塊岩層

荒雄硫黄山附近を中心として、その北側に広く分布する地層は安山岩質熔岩を挟む集塊岩層からなる。この地層は地質図から明らかなように、北西の方面では漸次厚さを減じ、遂に消失する。この集塊岩の進出時には、場所によつてすでに泥岩層の堆積が始まつており、一般に岩相の変化が著しく、また泥質である。標式的な露出は大深沢に沿つてみられるが、こゝでは集塊岩と熔岩の互層からなり、結局、現在の荒雄硫黄山附近を中心として火山活動が行なわれ、進出した集塊岩および熔岩がこの中心から北あるいは西の方向に広く拡がり、その後、中心地域の昇上によつて現在みられるような分布状態をとるに至つたものと思われる。なお、現在噴気地帯を形成する荒雄硫黄山は、その後の石英安山岩の火山活動に伴ない、この中心地域に生じた爆裂火口とみなされ、その噴気活動が現在なお残在するものである。

(3) 上芦沢泥岩礫岩層

正規の湖成堆積層の主体をなすものである。その分布は荒雄硫黄山の集塊岩の北側に広く位置を占めるが、堆積の中心ではおもに泥岩層からなり、外側山地よりの周縁部では礫岩層からなる。この泥岩層はさらに広く中央山地を取り巻いて北側に連なる。なお、宮沢・吹上沢・赤沢の泥岩層は一般に層理に乏しいが、他地域ではきわめて明瞭な層理を示し(図版1)、とくに北側の保呂内・岩

入附近で、上部の凝灰岩層と移化する部分に ptigmatic folding を示す所があり¹⁹⁾、また、向斜軸に沿つて急傾斜する。この泥岩層の外縁に発達する層状の礫岩層は前述のように泥岩層の同時異相とみなされ、この関係は上芦沢下流で観察されるので、この地層を上芦沢泥岩礫岩層と名づけたゆえんである。なお、この礫岩層は外側山地の保呂川流域で、次に述べる凝灰岩質礫岩層に移化する事実により、この地層は漸次外側山地にアバットしつ、堆積を続けたとみることができる。

加藤・島田⁹⁾によると上芦沢の凝灰質泥岩中から植物化石の産出が報告されている。

(4) 宮沢凝灰岩層

集塊岩層とともに鬼首層群を特徴づける火山性堆積物の1つである。灰色ないし灰白色の石英安山岩質凝灰岩を主体とし、場所によつて大きな浮石を含む部分あるいは集塊岩質の部分があり、また宮沢温泉附近のように砂質の所もある。その分布は、中央山地を挟んで南と北に分かれるが、下位層との接合関係をみると、一見不整合に近い分布状態をとる所がある。これは、泥岩礫岩層の堆積の末期から始まつた基盤の昇上運動によるものである。

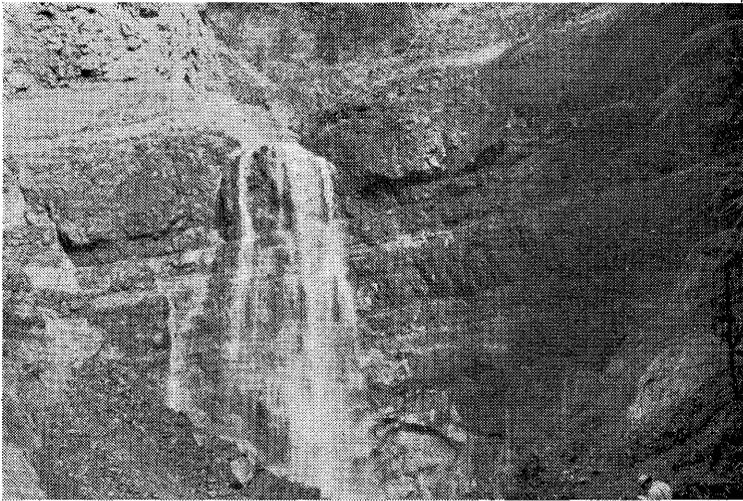
この凝灰岩は環状地内だけに留まらず、北側では保呂内川に沿つて秋田県境まで追跡され、また南側では田代川を越えて遠く、鳴子・川渡温泉近くまで連なり、とくに高日向山より南側のこの凝灰岩の一部は、いわゆる熔結凝灰岩の産状を示す。すなわち、この地域に広く分布する凝灰岩は、次に述べる石英安山岩の前駆として進出したもので、その中心は山王森および高日向山とみなされる。宮沢附近は一般に緩く南に傾くが、北側の保呂内・岩入では下位の泥岩層とともに急傾斜する所がある(図版2)。

(5) 岩魚沢泥岩礫岩層

小鑛山山麓の凹地と、江合川上流の2地域に分布し、凝灰岩層の上位を占め、おもに泥岩および礫岩層からなる。この地層は、凝灰岩の進出により、堆積盆地が大幅に縮少し、結局鬼首湖盆の最終期の堆積層に相当するものである。その中心では層理の明らかな泥岩からなり、外縁ではほとんど礫岩を主体とするが、江合川上流の北滝附近では泥岩層が外側山地にアバットする状態がみられる。なお、濁沢下流で植物化石を産するが、保存不良のため鑑定に堪えない。また、原合の南側を流れる大沢川に沿つて珪藻土を挟む部分がある⁹⁾。

2.1.3 段丘堆積層

段丘の上位と下位の2段に大別できる。上位段丘は保呂内附近から下位に追跡でき、原合・蟹沢を経て江合川下流まで連なる。



図版1 上芦沢礫岩泥岩層(河倉沢入口)



図版2 宮沢凝灰岩層(保呂内山王沢入口)

2.1.4 火山岩類

環状地内の火山岩類は集塊岩層中の熔岩流を除き、泥岩層を貫ぬく輝石安山岩質岩脈と、山王森および高日向山を構成するドーム状の石英安山岩とに分かたれる。前者は黒色緻密の岩石で、宮沢中流、原台下江合川有岸等に露出し、いずれも泥岩層中に貫入する。

山王森の石英安山岩は灰白ないし青灰色を呈し、その周縁部ではゼノリスとして数多くの小岩片を含む。森子芦沢・上芦沢山王森沢ではこの石英安山岩が一段と高く懸崖となり、地形的にも特徴を示すが、森子芦沢の上流では、基底礫岩を捕獲岩状に取り込む所がある(図版3)。

高日向山の石英安山岩は、やゝガラス質で山王森のそれと岩質がいくぶん異なる。この石英安山岩もまた、凝灰岩の活動に引き続いて迷出したものである。

2.2 地質構造

湖成層の分布は前項で述べた通りであるが、こゝでは盆地の構造と地史の変遷を検討してみることにする。

鬼首湖盆の生成は、構造運動に関連ある陥没性凹地であることはすでに指摘されている通りであるが⁹⁾、この陥没をもたらした基盤岩層内の構造的弱線(帯)の方向は次のいくつかのことがらから推察できる。すなわち、1つは、地質図のうえから明らかなように、凝灰岩層を通る向斜軸の存在であり、他の1つは、江合川支流の流路の方向である。凝灰岩層を通る向斜軸の存在は、石英安山岩の迷出に伴ない、基盤内に潜在する弱線(帯)の再運動を示すものとみなされる。また江合川の支流河川は、外側地帯の基盤岩層のみならず湖成層の分布地域においても、基盤内の弱帯の方向に流路を求めているようにみえる。これらの点を併わせ考えると、鬼首湖盆は、北西—南東の方向と、北東—南西の方向の組合わせによつて生じた構造的な陥没凹地であることがわかる。そして、この陥没に引き続き集塊岩の大規模な火山活動が始まったことを重視するなら、この陥没は単に構造的なものだけではなく、やはり火山性のいわゆるカルデラという性質のものであろう。

以下、鬼首湖盆の生成以来、この湖盆内で繰り返され



図版 3 石英安山岩と山王沢基底礫岩層との接触関係 (白い部分は礫岩層)

た堆積状態の変遷について簡単な説明を加えておく。

(1) 山王沢基底礫岩層堆積期

陥没による鬼首盆地の形成。盆地の形態はほぼ現在と同じ。基盤の弱帯は点線で示したように北西—南東、北東—南西の方向の組み合わせによる。このうち、基底礫岩層の堆積は北側の一部だけに限られる。

(2) 大深沢集塊岩層堆積期

火山活動開始。その中心は荒雄硫黄山附近。集塊岩層の分布は北西側ほど薄くなる。

(3) 上芦沢泥岩礫岩層

東北側の一部を除いて、湖盆の形はほぼ現在と同じ。周縁部に礫岩層発達。その末期に安山岩質岩脈の貫入

(4) 宮沢凝灰岩層

ふたたび火山活動旺盛。凝灰岩の分布はほぼ湖盆を埋め、さらに保呂内川・菓の巣沢を越えて外側地帯に達する。活動の中心は山王森および高日向山。中央山地ではすでにこの頃から基盤上昇の傾向がみえる。

この活動に次いで石英安山岩の迸出。

この石英安山岩の迸出に伴ない中央山地が上昇、外側山地もまた相対的に上昇し、このため陥没をもたらした基盤内の弱帯に沿って堆積層が褶曲した。とくに、北側の泥岩層は急傾斜する。

(5) 岩魚沢泥岩礫岩層

湖盆は縮少し、小鎚山山麓の凹地と東側の一部に泥岩礫岩層発達。

(6) 旧江合川による段丘の生成。鬼首湖盆の消滅。

3. 噴気・温泉の分布と化学成分

鬼首環状地内には、比較的数量多くの噴気・温泉が存在す

る。ここでは、第1年目の地質調査と平行して行なつた噴気ガス・温泉水の化学分析の結果について記載する。

3.1 分布

環状地内における噴気・温泉の分布は、第4図に示した。荒雄硫黄山には噴気露頭があり、荒湯・赤川温泉にわたる一帯には広く変質帯が発達する。この荒雄硫黄山を中心として、その外側には数多くの温泉が分布する。とくに宮沢・吹上沢には間欠泉を初め、高温の温泉が多く、神滝・蟹沢温泉まで離れると漸次温度が遞減する。噴気地帯の北側にある温泉は一般に温度が低く、寒湯に至つてはたかだか20程度にすぎない。

3.2 噴気ガスの化学成分

荒雄硫黄山の噴気ガスと、吹上沢高温泉の温泉ガスの代表的なものについて行なつた分析結果は、第1表に一括して掲げた。なお、これには昭和26年磯野清が行なつたガス分析結果も参考までに示してある。

(1) 荒雄硫黄山噴気ガス

噴気ガス採取地点は、大深沢水源地附近の通称広晴山、硫黄山西北端の奥の院、北端の鳥落し等である。このうち、鳥落しはガスのみ発散し、ほとんど温度がない。水蒸気対ガスの比率は99.80~99.87%；0.2~0.13%でかなり水蒸気が多い。ガス組成はその大部分が炭酸ガス(CO₂)と硫化水素(H₂S)からなる。磯野清の分析は昭和26年の夏行なつたものであるが、この当時は、見掛けの噴気活動がかなり旺盛であつたのにもかゝらず、前田憲二郎が分析を行なつた昭和30年の夏には、前年に比べ活動が衰微し、その間に、相当はつきりした相違が認められた。分析結果をみると、この両時期の間に、CO₂とH₂Sの比率がかなり大きく変化しているこ

第1表 噴気ガスおよび温泉ガス分析表

番号	場所	Temp. (°C)	温泉水の pH	水蒸気対ガス (vol.%)		ガス組成 (vol.%)					分析者
				H ₂ O	ガス	H ₂ S	CO ₂	SO ₂	O ₂	残	
1	荒雄硫黄山広晴山	100		99.80	0.20	32.2	60.4	tr.	0	7.4	前田
2	" "	100				58.4	34.5		0	7.1	磯野
3	" 奥の院	100		99.87	0.13	49.7	60.4	tr.	0	1.1	前田
4	" "	100	(2.4)			61.2	25.8		0	1.5	磯野
5	" 鳥落し	19	(2.6)			83.5	7.1		0	9.4	"
6	吹上温泉県庁ボーリング	100	8.4	99.98	0.02	15.5	56.9	tr.	0	27.6	前田
7	吹上沢熱泉	97.5	8.4			7.3	82.7		1.4	24.5	磯野
8	" "	95.5	(3.0)			1.8	72.3		1.4	8.6	"

() は地表水が加温された状態にあるもの

同上凝縮水

番号	場所	Temp. (°C)	pH	acidity (meq/l)	free CO ₂ (mg/l)	H ₂ S (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	分析者
3	荒雄硫黄山奥の院	98	4.0	0.9	—	272.0	tr.	6.2	—	前田
6	吹上沢県庁ボーリング	98	5.9	0.4	n. d.	5.1	tr.	6.2	15.3	"

とがわかる。なぜ、噴気活動が、たかだか、4、5年の間に、このように変化したか明らかでないが、噴気活動の変化に伴ない、CO₂とH₂Sの間に、量的な変化を生じたことは注目に値する。それが火山活動と結びつくものであるとすれば、きわめて興味あることがらといえることができる。

硫黄山北端にある通称鳥落しは、ほとんど温度がなく、強烈な硫化水素臭を発生する地点であるが、このガス成分は、ほとんどH₂Sからなり、CO₂はH₂Sの1/10にも満たない。その存在する場所からみて、まず水蒸気が凝縮し、次いでCO₂が固定され、最終的にH₂Sのみが濃縮したと解釈すれば、噴気ガスの上昇過程におけるガス成分の行動を知るうえに、大きな手掛りを与えるものとして有意義である。

(2) 宮沢・吹上沢温泉地帯

こゝは、間欠泉の存在で有名な高温の温泉地帯である。自然湧泉の温泉ガスは大部分がCO₂であり、H₂Sはその1/10程度である。県庁ボーリング孔は、吹上沢の高温地帯に約50m掘きくし、熱水と水蒸気とが噴出したものである。この試料はほとんど水蒸気(99.98%)からなり、ガス成分はきわめて微量(0.02%)である。またガス組成の比率は、自然湧泉に較べ若干H₂Sが多くなる傾向を示している。これらの高温泉における特徴は残ガスの含量が、比較的高い(24.5~27.6%)ことである。温泉水の大部分が地下水から導かれたものとすれば、地下水中の酸素が消費され、不活性ガスのみ濃縮した結果によるものであろうか。

3.3 温泉水の化学成分 (第2表)

鬼首環状地内の噴気・温泉は、前項で述べたように、ほぼ中心に噴気地帯があり、その外側に温泉が分布する。噴気の分布は、変質帯の分布とほぼ一致し、温泉地帯には変質帯の存在がほとんど認められない。温泉水の化学成分を記載するにあたって、この地帯を噴気地帯と温泉地帯とに分け、おのおのの地帯に分布する温泉水の成分の特徴を述べることにする。

(1) 噴気地帯に伴なう温泉

噴気地帯に伴なう温泉は、噴気ガスを主とするものと、自然湧出するものがある。前者は地表水が噴気ガスによって加温されたもので、いわゆる地獄と称されるものである。そのおもなものは分析表番号45~50までのものであるが、これはいずれも酸性で、Cl⁻含量に乏しく、SO₄²⁻で特徴づけられる。後者の自然湧泉は、荒湯・旧硫黄山鉦山浴場源泉および女釜・男釜等である。荒湯もかなり強い酸性であるが、Cl⁻含量もいくぶん高い。これに対して、鉦山浴場の源泉はむしろ中性で、Cl⁻、SO₄²⁻に乏しく、HCO₃⁻で特徴づけられる。女釜・男釜は、酸性を呈し自然湧泉にもかかわらずCl⁻、SO₄²⁻の含量がかなり異常である。噴気地帯に伴なう温泉のうち、自然湧出する荒湯・鉦山浴場源泉・女釜・男釜のおおのが、化学成分を異にすることは、噴気ガスと地下水との関係を考察するうえに、きわめて興味ある資料である。

(2) 温泉地帯

噴気地帯の外側に位置を占める温泉地帯のうち、南側

のものは、比較的溫度が高く、北側のそれはいずれも溫度が低い。とくに、宮沢・吹上沢は高温で化学成分もおのおの類似の値を示している。すなわち、 Cl^- はその多くが 300~500 mg/l の範囲内にあり、 SO_4^{2-} はいずれも 100 mg/l 以下である。 HCO_3^- も比較的少なく、大体 50~70 mg/l である。吹上沢・宮沢の南にある轟温泉も、成分的に、ほとんど上記の温泉と大差ないが、荒雄硫黄山南側に位置する神滝・蟹沢温泉まで離れるとかなり異常値を示す成分がある。すなわち、神滝温泉では、 Cl^- が 500~800 mg/l と増加し、また蟹沢温泉では、 SO_4^{2-} 300 mg/l、 HCO_3^- 500 mg/l を有するものがある。温泉地帯の場合でも、外側に離れるほど Cl^- 、 SO_4^{2-} ないし HCO_3^- が増加する傾向がみられることは、深部における噴気ガスと地下水との関係を反映する資料として注目すべきことであろう。

次に、北側の低温温泉地帯であるが、これらの温泉はいずれも成分含量が稀薄である。たゞ最も荒湯に近い北滝温泉のみ、 Cl^- 含量が高いのが注目を引き、また、一般に HCO_3^- が主成分の位置を占めている。この傾向は、南側に較べ、より熱源から遠ざかっていることを暗示するようにみえる。

3.4 変質帯

ここで、噴気・温泉活動と関連する変質帯の分布について説明を加えておく。環状地内の変質帯のうち、最も時期的に古いのは、基底礫岩層である。この基底礫岩層は、地層全体が淡緑色を呈し、部分的に粘土化が著しい。この変質は、集塊岩の迷出活動の先駆として、基底礫岩層堆積時、すでに湖盆そのものがいわば湯沼のような性質を帯び、その変質によるものと思われる。なお、泥岩層に貫入する安山岩質岩脈およびその周辺にも、場所により変質箇所が認められるが、いずれも規模が小さく、また散点的である。現在の噴気活動と直接の繋りをもち、また、かなり広い範囲にわたって変質している地域は、前述のように、荒雄硫黄山、荒湯および赤川温泉一帯である。

これら3地域において、変質を受けた岩層は集塊岩および泥岩であるが、このうち、集塊岩は、おもに粘土と軟質の珪石からなることは一般の噴気地帯と全く同様である。なお、旧爆裂火口とみなされる荒雄硫黄山の低地には、硫化鉄に富む黒色の粘土といわゆる泥硫黄が層状に堆積²⁰⁾、一時採掘したことがある。また赤川温泉の近くでも、昇華硫黄を稼行した記録が残されている。

泥岩層の変質は、部分的に粘土化の所もあるが、赤沢に沿う変質帯の大部分は、白色を呈し、成分的にほとんど SiO_2 からなる⁹⁾。なお、赤川温泉一帯の変質帯のうち、おもに赤川温泉の下流、女釜・男釜の上流、吹上沢

上流宮沢中流の一部は、かなり珪化している。この珪化帯は、変質帯の外縁にあたるが、一般に、珪化帯の発達²¹⁾が、他の地域においても変質帯の外縁あるいは変質帯の上限近くに著しいことからみて、この珪化帯の生成は、噴気ガスと浸透地下水との接触に関係あると考えられる。すなわち、この珪化帯の分布を連ねてみると、上位の石英安山岩質凝灰岩と、下位の泥岩層との境界近くに発達していることを知る。もちろん、上位の凝灰岩の一部は削剝され、現在、下位の泥岩層のみ露出しているわけであるが、珪化帯の発達が両層の境界近くに卓越していることはきわめて注目に値する。現在、この附近の噴気活動はさして活発でないが、硫黄鉱床の存在、著しい粘土化帯の分布等からみて、往時の噴気活動がかなり旺盛であったことは察するに難くない。したがって、この珪化帯は、透水性の石英安山岩質凝灰岩を浸透した地下水、あるいは凝灰岩層と泥岩層との境界に沿って流動する地下水と、噴気ガスとの接触部附近に発達したとみることができよう。環状地内における珪化帯の存在は、その生成環境を知るうえに、きわめて大きな役割を果すものとして重要な意味を含むものである。

4. 問題の提起

鬼首環状地が地熱地帯として、どのような性格をもつ地域であるかという問題に関連して、次に予定される調査の方針に焦点を絞るため、第1年目に行なつた地表地質調査、および噴気・温泉の分析結果のなかから地質構造と熱構造に関する問題をとりあげ、2, 3検討してみることにする。

4.1 地質構造上の問題

鬼首環状地が地熱地帯として有利な条件を備えているようにみえる点の1つは、基盤の第三紀層および花崗岩を覆つて、鬼首湖成層が広く分布することである。冒頭でも述べたように、わが国の噴気地帯の大部分は、おもに火山地帯の新期熔岩上に位置し、直接、基盤岩層から噴出する場合がきわめて少ない。しかし、噴気地帯が基盤岩層上に位置すること自体は、さほど意味があるのではなく、構造的に、天然蒸気が、基盤岩層のなかに貯溜され、それを被覆して、いわゆる帽岩が分布することが最も望ましい条件である。欧州では、地熱地帯の条件として、(1) 天然蒸気を導く通路の存在、(2) 貯溜層の存在、(3) 帽岩の存在の3原則を必要とするといわれているのもこの一端を示すものであろう。鬼首環状地においても、湖成層がいわゆる帽岩の役目を果し、基盤の裂隙のなかに天然蒸気が貯溜された状態をとるかどうかうかがう点が、今後に残された大きな問題の1つである。

環状地内の噴気・温泉の分布は、第8図で示したよう

第2表 鬼首環状地

	場 所	Temp. (°C)	pH	T.S.M (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)
1*	宮 沢 大 新 館	54.5	7.0		206	36.0	91.5	
2	" " " "	80	7.8		388.3	74.5	46.4	
3*	" " 大 山 旅 館	94.2	7.5		318	55.8	48.8	
4	" " か む ろ 荘	93	7.3		2983	50.2	55.5	
5*	" " 高 亀 旅 館 う ら	98.5	7.2	1044	372	74.6	61.0	
6	" " " "	100	7.4	1023	367.9	66.3	60.0	
7*	" " 高 亀 旅 館 前 川 岸	94	8.4		477	89.4	48.8	6.0
8*	" " 三 湯 間 欠 泉	82	7.6		362	82.0	67.1	
9*	" " 三 湯 上 流 300m	40	7.0		184	28.6	54.9	
10*	" " " ダムの傍	57	7.6		528	82.4	73.2	
11	" " " "	63	8.0		458.3	72.0	83.6	
12	吹上沢 吹上旅館下間欠泉	91	8.2		458.3	84.8	37.2	13.2
13*	" " 吹上沢流の傍	95.5	3.0		49	78.8		
14*	" " 温泉神社旧間欠泉	89	7.6		430	77.9	45.8	
15	" " 温泉 神社 前	81	7.9		372.3	69.1	50.4	
16*	" " 温泉 神社 上 流	97.5	8.4		466	83.6	16.8	18.0
17*	" " 吹上沢小間欠泉	95.5	8.2		446	75.4	6.1	21.0
18	" " 吹上沢上流間欠泉	95	8.5		464.5	81.5	11.6	22.8
19*	" " " 間欠泉下流	97	6.8		325	68.8	36.9	
20	" " 県庁ボーリング	100	8.4	1060	397.2	75.3	19.5	33.0
21*	" " 吹上沢間欠泉(湧出中)	99	8.4		389	82	61.0	12.0
22*	" " " (最初の湧出)	99	8.4	1219	410	99.2	61.0	15.0
23*	" " " (大湧出)	99	7.8		336	73.8	67.0	
24*	" " 間欠泉の上流	99	8.0		495	98.4	67.1	
25	" " 最 上 流	98	7.1	820	297.9	60.9	40.1	
26*	赤 沢 女釜・男釜の傍	97.5	2.4		1023	613.2		
27	" " 女 釜・男 釜	97	2.4		1054	624.8		
28*	" " " "	81	2.3		1071	652.2		
29	" " 女釜・男釜の傍	98	2.4	1900	657.8	407.4		
30*	" " 赤 川 温 泉	90	2.6		5.6	648.6		
31	" " " "	75	2.6		7.1	461.7		
32*	轟温泉 目 の 湯	49	7.0		177	36.0	73.2	
33	" " " "	55	6.7		136.5	25.9	71.4	
34*	" " 高 橋 旅 館	41.5	7.0		184	37.8	48.8	
35	" " とどろき旅館	87	7.4	1116	358.2	60.9	73.2	
36*	" " 高 橋 旅 館 う ら	79	7.4		297	82.0	73.2	
37*	大深沢 神 滝 館	54.5	6.8	1833	789	30.4	146.4	
38	" " " "	59	6.8	2024	822.7	19.8	146.4	
39	" " 神 滝 館 向 い	54	7.0		613.4	15.2	118.3	
40	" " 下 流 約 100m	49	6.4		514.3	16.9	104.9	
41*	" " " "	39	6.6		428	30.4	85.4	
42*	蟹沢温泉 江 合 川 左 岸	56.8	6.4	1407	205	334.4	512.4	
43	" " 寿 高 橋 一 郎 荘	60	6.2	1376	185.1	299.6	510.0	
44*	" " 高 橋 一 郎 荘	38	6.8		445	18.9	167.8	
45*	荒雄硫黄山 鳥 落 し	19	2.6		7.0	1235		
46*	" " 広 晴 山 下 流	100	2.8		7.0	980.8		
47*	" " 奥 の 院	100	2.4		6.3	870.8		
48*	" " 鉾 山 浴 場 源 泉	65.5	7.7		6.2	11.6	170.8	
49	" " " "	58	7.0		3.5	22.6	128.1	
50*	" " 荒 湯 変 質 帯	100	2.2		5.6	405.8		
51*	" " 荒 湯	70	2.0		143.5	1105		
52	" " " "	97	1.8		25.1	1369		
53	北 濁 滝 沢	31	6.7		501.7	7.4	181.8	
54	" " 古 沢	35.8	6.5		5.3	17.3	195.8	
55	" " 古 沢	30.5	6.6		3.5	12.8	164.7	
56	寒 湯	28	8.0		3.5	14.0	61.0	
57	宮 沢 河 水		6.9		15.9	8.2	27.9	
58	吹 上 沢 河 水		6.6	130.0	30.1	10.7	22.0	
59	宮 沢 ボーリング管外	19.0	8.1		28.3		45.8	3.0
60	" " 管内	17.5	8.1		17.7		24.4	3.9

宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係 (中村久由・他)

内温泉水の化学成分

Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Al ³⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HBO ₂ (mg/l)	H ₂ SiO ₃ (mg/l)	CO ₂ (mg/l)	H ₂ S (mg/l)	Br ⁻ (mg/l)	I ⁻ (mg/l)
								6.2	0.3		
								13.2			
266.6	17.6			34	tr.	41.3	184.6	14.5	0.3		
229.7	18.7		0.3	17.2	1.3		163.8	8.8		0.61	
		9.8						8.8	1.7	0.7	0.05
								0			
				12				17.6			
				36				12.0	0.0		
								8.0			
								0	0.5		
								1.0			
				14					0.2		
								8.0	0.9	0.77	
									0.4		
				16					1.3	0.88	
				12					0.2	0.85	
									0.4		
269.1	14.8	6.2	0.2	16.1	1.7		201.5	26.4	1.2		
289.4	18.0			20	tr.	33.0			1.2	0.6	0.05
				16					0.3	0.75	
				20				4.4		0.61	
				16.1	1.7			11.1	0.5	0.93	
		6.1	0.3						2.4		
									0.1	1.58	
603.4	144.0			119	53	86.7			0.0	2.00	
365.1	81.0	8.3	2.4	45.4	20.5		332.8			1.2	0.05
				28	15						
									17.6		
								11.0			
				12				11.0	0		
226.6	22.5	3.5	0.3	15.1	1.5		357.5	9.2	0		
				12	tr.			11.0			
404.4	65.2	2.5		110	tr.	49.6	249.6	30.0		1.46	
			0.5	109.0	8.3		222.3	4.4			
								5.7			
								28.6			
				56	tr.			26.0			
207.6	12.4			165	tr.	16.5	196.3	193		0.40	
226.6	22.5	3.5	0.3	15.1	1.5		130.0	195			
								17.6			
									31.5		
									5.7		
38.3	9.8			78.0	16.8	28.9					
								7.7			
								8.4	0		
				8	3						
116.4	17.6			39.1	14.2	16.5			33.9	0.15	
									5.9		
								24.6			
								65.1			
								29.0			
								4.0			
		3.2	0.6	1.5	0.4		29.9	6.6			

分析: * 印 磯野 清, その他 前田憲二郎

に、基盤の構造的方向に従がっているとみてもまず疑いない。このうち、荒雄硫黄山の噴気地帯は、石英安山岩の侵入に関連ある火山活動の中心であり、最も地表に近い噴気活動の場である。一方、温泉の分布は、吹上沢・宮沢等の北東方向の流路に沿って卓越している。もちろん、この地域で湖成層を切る大きな断層の存在は認められないが、北東方向に卓越する、宮沢・吹上沢等の流路は、基盤岩層内に潜在する構造的弱帯に関連あると考えられ、基盤岩層のなかにかかなり裂隙が存在するであろうことを暗示している。この基盤岩層を覆う鬼首湖成層のうち、南半に分布する地層はおもに集塊岩層・泥岩層および石英安山岩質凝灰岩層であり、ほとんど擾乱を受けず僅かに南に傾斜し、ほとんど堆積時の状態をそのまま留めているようにみえる。このうち、帽岩として期待される地層は、泥岩層および集塊岩層である。すなわち、前者は、緻密な塊状の岩層からなり、後者は、数枚の熔岩を挟み、部分的に泥流質の集塊岩が発達するためである。これらの構造的要素を確かめるためには、まず湖成層の厚さが問題となる。地表地質の調査により、その層序を知ることはできるが、基盤岩層に接する中央山地の周縁を除いて湖成層の厚さを正確に知る場所がほとんどみあたらないといつてよい。とくに、宮沢・吹上沢の下流においては、中央山地周縁でみられる各層の厚さをそのまま適用することができない。というのは、中央山地周縁と、吹上沢・宮沢下流とでは、堆積状況がかなり違ふと考えられるからである。この意味で、まず、湖成層の厚さを知ることが、環状地の構造的条件を解析するうえでまず第1番目に提起される問題であり、次に述べる熱構造の問題にも関連して、泥岩層・集塊岩がいわゆる帽岩としての役割を果すかどうかという問題を吟味する必要がある。第1番目の問題は、純粋な構造的な問題だけに焦点がしぼられるので、試錐を行なう箇所は、できるだけ熱の影響を受けない地点が望ましい。しかし、第2番目あるいはそれ以後の試錐地点は、いわば熱構造と地質構造との関連を検討することを目的とするのであるから、むしろ、天然蒸気が存在地域に近い場所を選ぶのが妥当である。いずれにしても、天然蒸気存在状態を支配する構造的條件が、鬼首環状地内でどのような形態をとつて現われるかという点に、今後の構造上の問題が集約されるといつて過言でない。

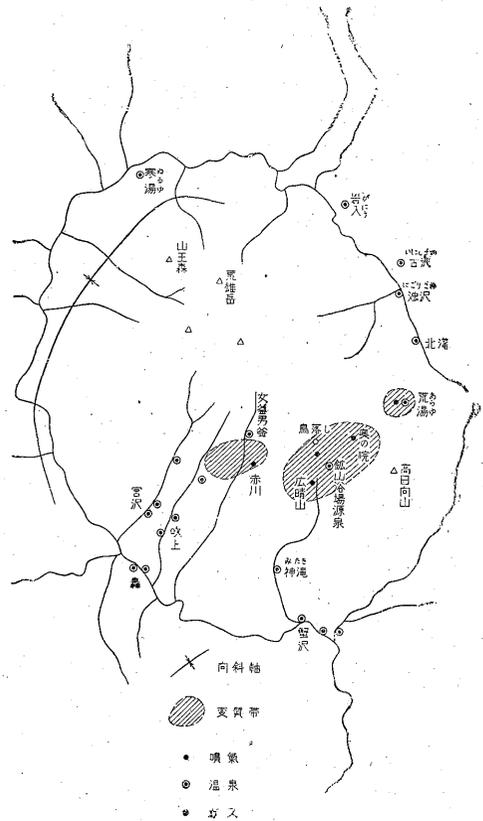
4.2 熱構造の問題

すでに述べたように、環状地内の噴気・温泉の分布は、荒雄硫黄山の噴気地帯を中心として、その外側に温泉地帯が存在する。湖盆の生成以来、環状地内に生じた火山活動は、(1) 基底礫岩堆積時、(2) 集塊岩の侵入、(3) 泥岩層堆積時における岩脈の貫入、(4) 石英安山岩

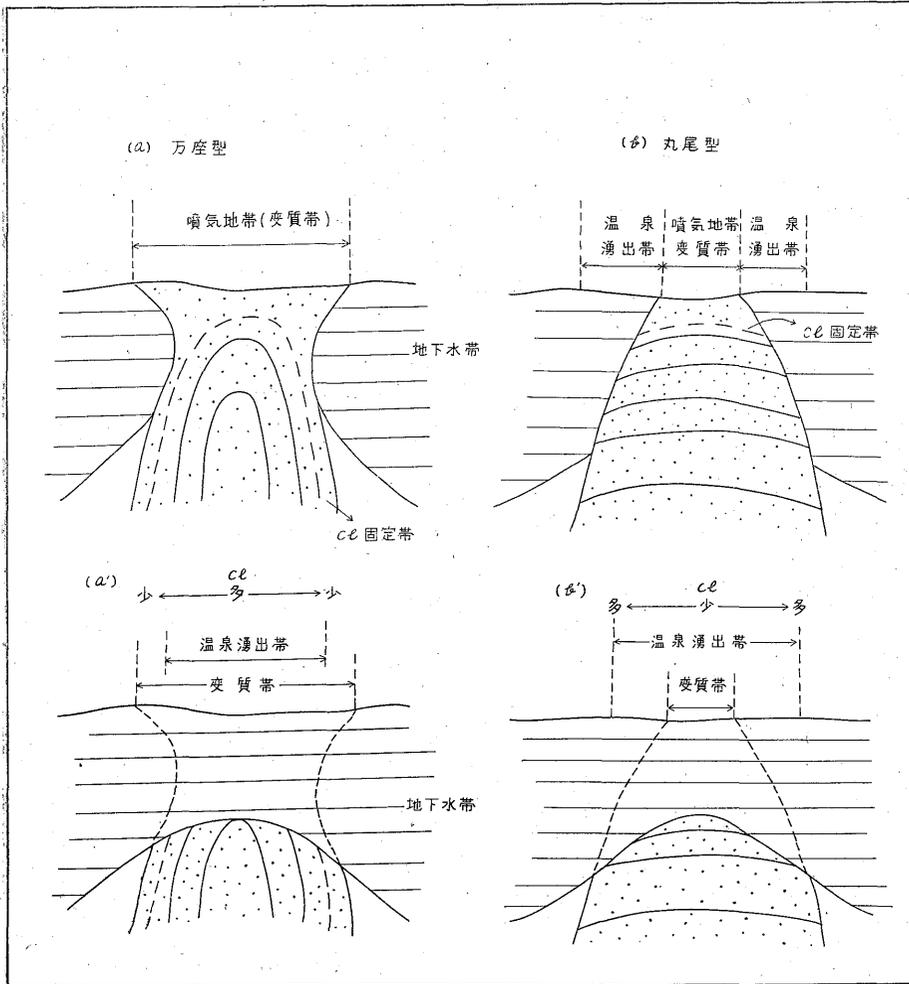
質凝灰岩の侵入、(5) 石英安山岩の侵入に分けられる。このうち、とくに、噴気・温泉と関連ある活動は(2)および(5)であろう。このいずれがより直接的であるかという点については速断できないが、北方の秋田雄勝地方および南側の鳴子地方における噴気・温泉と火山活動との関連を参考にすると、環状地内の噴気・温泉もまた、この石英安山岩の侵入に伴う火山活動に関連があるようにみえる。したがって、変質帯の分布も硫黄山・荒湯・赤川温泉附近の3地域におのおの分離しているようにみえるが、おそらくこれらの噴気活動は、外側地帯の温泉活動と一元的な繋りで結ばれているとみて、ほとんど異論がないと思われる。

このように考えると、荒雄硫黄山一帯を中心として、北は寒湯・濁沢から、南は、神滝・蟹沢にわたる環状地内の噴気・温泉はいずれも同一系内の熱現象として取り扱うことができよう。いいかえると、噴気ガスと地下水との接触関係により、場所により噴気地帯を形成し、場所により、低温ないし高温の温泉地帯が出現するという見方である。

噴気ガスと地下水との接触関係については、これま



第4図 噴気・温泉分布図
Distribution map of fumaroles and hot springs in the Onikōbe basin



第5図 噴気ガスと地下水との関係を示す模式断面図
Probable relation of fumarolic gases to underground water

で、2,3の地域の調査結果から、2つの型に分けられるとみて大体において間違いがないようである。1つは、活動の中心ほど、温泉水の Cl^- 含量が高く、外側に移るほど遞減する型であり、他の1つは、逆に、活動の中心ほど、 Cl^- 含量が低く、外側ほど増大する型である。なぜこのような相違が生れるかということに対する考え方の1つとして、第5図で示したように、噴気ガスの流動速度と、酸性ガスの固定との組み合わせが、このような結果をもたらしたという解釈が可能である。

環状地内の熱構造は、噴気・温泉の分布、温泉水の化学成分のうえからみて、後者の型に属することはいうまでもない。したがって、温泉が同じ Cl^- 濃度を有する場合でも、中心部と、外側部では、むしろ地下水の浸透深度に差が有ることになる。このように考えると噴気地帯に伴う温泉のうち、荒湯・女釜・男釜における Cl^-

含量の増大は噴気地帯のなかでとくに地下水の影響を受けた地域であることを知る。他方、外側地帯の温泉の Cl^- 含量をみると、吹上沢・宮沢と神滝の間にはかなり Cl^- 含量の変化がみられる。この関係から推察すると、神滝・蟹沢では、地下水がかなり深くまで浸透していることになる。これに対して、外側の低温温泉地帯は、熱源が深いため、天然蒸気に含まれる強酸性ガスがほとんど固定され、地下水は、いわゆる Cl^- 固定帯近までしか達せず、代りに弱酸性の CO_2 の影響を受け HCO_3^- が増大したと解釈される。

いま述べた熱構造と、鬼首環状地内の地質構造との関連については次のように考えることができよう。すなわち、一般に、中心ほど Cl^- 含量の高い温泉は、裂隙・間隙の発達した地域から湧出する場合が多い。したがって、なんらかの機構によつて、噴気の流動速度が抑圧さ

第3表 鬼首 No. 2 ボーリング孔化学検層

成分 深度(m)	pH	温度 (°C)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)
90	6.9	75	420	11.7	46.5	7.8	1.4	144	13.0	—
100	9.0	94	112	11.0	16.9	4.7	0.9	62.7	3.6	—
120	9.0	120	143	6.2	16.9	5.0	0.5	64.2	3.8	0.24
140	9.2	130	127	8.0	18.5	4.7	0.5	64.2	3.8	0.10
160	9.0	144	160	17.0	18.1	2.7	0.5	72.9	4.9	0.03
180	9.2	146	109	20.0	10.7	2.7	<0.2	64.0	4.0	0.01
200	—	146	—	20.6	10.7	3.1	0.2	63.2	3.8	—

採水 1957. 11. 7~11. 10
室内分析 1957. 11. 20~12. 13

採水および分析: 米谷 宏・田母神司郎

ところである。さらに、その範囲を狭めるなら荒雄硫黄山の噴気地帯・吹上沢・宮沢の高温温泉地帯およびその中間地帯における地質構造、熱構造を究明することにあるといつてよい。昭和31年度は、地質構造を解析する手掛りとして、まず、宮沢下流の左岸に深度300mの予定をもって、構造試錐を行なつた(第2図)。調査結果は一括して第6図の柱状図に示したが、後述のように、深度190m以下で大量の地下水が湧出し、予定の300mに達せず255mで工事を中止するの止むなきに至つた。以下、調査資料を要約すると次の通りである。

5.1.1 層序

試錐地点は、宮沢凝灰岩層の露出地域であるが、この凝灰岩は、深度127m(層厚59m)まで続き、約50cmの礫層を置いて、泥岩層となる。宮沢および吹上沢における凝灰岩層と泥岩層との関係は、漸移状態にあり、明瞭な境界は認められないが、試錐地点下部では、その境がかなり劃然としている。泥岩層は、比較的層理に富み、190m以下で礫岩および集塊岩の薄層を挟むが、219.8m(層厚92.3m)以下で下位の集塊岩層となる。この泥岩層の岩芯のなかには、約30°程度の傾斜を示すところがあり、また地表における推定層厚よりいくぶん厚いことからみて、荒雄川に沿う向斜軸の存在が推定され、この向斜軸に沿って舟底形に沈降しつつ堆積した感がある。なお、深度152mの所に、木の葉および埋れ木を含む植物化石を採取したが、保存不良のため鑑定するまでに至っていない。219.8m以下の集塊岩層は、湧水のため、ほとんど岩芯が得られず、その性情が明らかでない。したがつて、255m以下集塊岩層がどの程度の厚さをもつか、この集塊岩層の下に基底礫岩層が存在するか、基盤岩層は緑色凝灰岩あるいは花崗岩のいずれであるか等の問題は、未解決のまま、今後持ち越されることになつたが、後述のように、この集塊岩がかなりの地下水を包蔵し、その上に緻密な泥岩層が存在すること等の点から、集塊岩層自体もいわゆる貯溜層になりうる

可能性を有することがわかり、予定された深度に達しなかつたとはいえ、得られた資料については、今後構造的問題を解析するうえで、大いに役立つものがあることを示した。

5.1.2 孔底温度

掘さく時における各深度ごとの、いわゆる孔底温度は、第6図右に示したが、この図によると深度60m附近から温度が上昇し始め、120mで最高の50°Cに達し、それから深部では、ふたゝび温度が下降している。この中間深度における温度の上昇は、凝灰岩層と、集塊岩層との間に介在する礫層中を流動する温泉のためと考えられる。また、深部における温度の下降は、160m以下で、泥岩層中に介在する礫層・集塊岩層中を流動する地下水の影響によるものであり、190m以下では湧水量が増加し、集塊岩層に至り、遂に水量は1,000 l/mという多量に達した。孔底温度もこのため測定不能となり、190m下の温度は、湧水温を示してある。この湧水に対しては、一応215mまでケーシングパイプを挿入し、水止め工事を試みたが、湧水多量のため、管じりが掘り起され、ほとんど効果が得られなかつた。なお、この湧水について行なつた分析結果は、第2表の通りであるが、湧水地付近ではかなりのH₂S臭を感じ、中間深度から湧出する温泉がいくぶんこの湧水に影響を与えていることを示している。

工事に支障をきたすほどの冷地下水が、なぜこの集塊岩層に多量含まれるかという問題は、同時に、この地下水の流入経路、その存在範囲に対する疑問でもある。とくに、この地下水の水頭が50m以上というきわめて高い水圧を有することは、その流入経路を低地の荒雄川に結びつけることだけでは解決できない。しかも、この試錐地点より上流に位置する宮沢温泉の湧出量が、この冷地下水の湧出にもかゝらず、ほとんど影響を受けていない事実は、冷地下水と温泉水との間に、直接の繋がないことを暗示する。深部から湧出する温泉が、この集塊

岩層を通過するにもかかわらず、冷地下水の影響を受けない理由とも関連して、この試錐孔から湧出する冷地下水の問題は、地質構造と地下水の存在状態との繋りのうえに、きわめて大きな課題を提起するものである。

5.2 32年度における構造試錐

31年度に行なつた構造試錐の結果から、宮沢温泉附近における鬼首湖成層の層厚は、かなりの厚さをもつことが判明した。すなわち、集塊岩の厚さを200m(中央山地に接する部分より算定)とすると、少なくとも宮沢温泉附近では約420mの層厚となり、400m以上掘さくしなければ基盤に達しないからである。このため当初予定していたように、宮沢温泉附近における温泉化作用の機構、すなわち、噴気ガスと地下水との関係を究明するための試錐は、さの掘さく深度を少なくとも500m以上見込まねばならぬという難点と、既存泉源に対する補償の問題とが重なりあつて、その計画を変更し、荒雄硫黄山噴気地帯と、宮沢・吹上沢高温温泉地帯との中間地帯において、その熱構造がどのような形態をとるかという点をとり上げることにした。

この目的で選定された32年の試錐地点は、赤沢右岸の河床より約20m高い台地上である(第2図)。

この地点は、直接泥岩層の露出地域であり、集塊岩層までの厚さは未知であるが、一応、掘さく予定深度を200mとし、32年夏から工事に着手したが、255mまで掘さくし掘止めとした。この試錐孔については、電気検層、化学検層を行ない、熱構造の解析を試みたが、以下順を追つて、調査結果を説明する。なお、地質柱状図、孔底温度、電気検層図、化学検層図等は第7～9図および第3表に示した。

5.2.1 層序(第7図)

赤川右岸の構造試錐によつて知られた層序は、地表から78.2mまでは白色の泥岩層で、この下から126.3mまで凝灰岩を挟む集塊岩、そして126.3mから下孔底の255mまでは安山岩質熔岩を挟有する凝灰岩からなる。集塊岩および凝灰岩は灰青色ないし青白色を呈し、とくに孔底に近い凝灰岩は外観がいわゆる緑色凝灰岩にきわめて類似する。この凝灰岩は、基盤の第三紀緑色凝灰岩層に相当する疑いもあるが、上位の集塊岩との間にとくに著しい不連続の関係が認められず、また、地表における集塊岩層の厚さ等から推して、この凝灰岩は、いわゆる泥岩層下位の集塊岩層の一部とみなされる。78.2～126.3mまでの集塊岩のうち、110～120mの間はとくに堅く、また晶洞鉱物として方解石・沸石等が認められる。この堅硬部分が後で述べるように、孔底温度の転移点に当ることは注目し値する。集塊岩に入つてから、方解石のほか、黄鉄鉱もかなり多量に含まれる。126.3m以下の凝

灰岩には、暗青色の緻密な熔岩流を挟み、孔底の250mにも熔岩の存在が認められる。今回の試錐においても、基盤岩層まで達しなかつたことは遺憾であるが、集塊岩層の厚さを200mとすれば、おそらく、後30m程度で基底礫岩層ないし、基盤岩層に到達するものと予想される。この地域の集塊岩層は、結局、下部に比較的凝灰質の部分が発達し、上位に集塊岩が分布する傾向を示すが、地表においても、荒雄硫黄山を中心として、宮沢・河倉沢と離れるほど、集塊岩質の部分が漸次厚くなることとほぼ一致した傾向を示している。

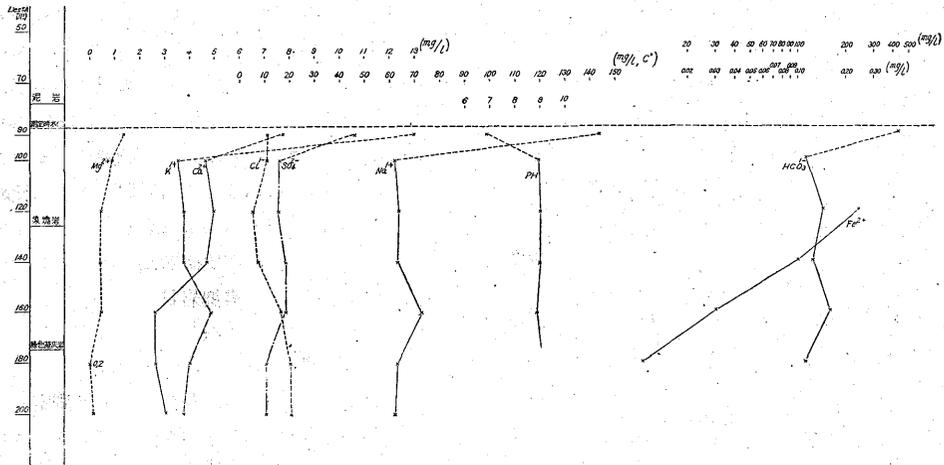
5.2.2 孔底温度

第7図で示したように、各深度ごとで測定した孔底温度は、きわめて特徴的な上昇を示している。すなわち、50mでは26°C程度の温度が、110mでは90°Cとなり、126mでは130°Cと急激に上昇し、130m以降、漸次温度が横這いとなり、孔底の255mでは161°Cに達した。90～130°C間の温度の転移が、前述のように、110～120m間の熔岩流を挟む堅い集塊岩の部分にあたることは、きわめて注目し値する。すなわち、110mより浅部では、比較的溫度が低く、120m以深で逆にかなり高温の狀態が保持されることは、一見、この110～120mがいわば帽岩の役割を果しているようにみえるからである。地質のうえでも、大体この110～120mを境として上部は、集塊岩がおもであり、下部に綿密な凝灰岩が発達する。このことは、昭和31年度に行なつた試錐孔の地質状況と湧水との問題にも関連があるように見え、集塊岩層自体における岩質上の相違は、環状地内の熱構造に対してきわめて大きな役割を果していると思われるのである。

5.2.3 漏水

こゝでとくに漏水の問題をとり上げたのは、いわゆる天然蒸気の蒸気圧と泥水の静水圧との間にかかなり密接な関係があるようにみえるからである。

掘さく中の漏水箇所は第7図で示したように、泥岩中で2度、集塊岩層中で4度生じている。このうち、98.4mと199.6mにおける漏水が最も著しく、前者ではほとんど全漏水、後者では、水位が96mまで低下した。掘さく地点が赤沢の水面から約30m程度の高さに位置しているため、もし、この赤沢の水面から下部が地下水によつて飽和されているものとすれば、裂隙あるいは帯水層に到達した場合、水位は、少なくともこの赤沢の水面までの深さ程度に保たれるか、あるいはむしろそれより高い水位を示すはずである。ところが実際には、むしろしばしば漏水現象が起り、泥水を用いた場合でもセメント注入しなければ、ある程度の水位を保つことができないということは、この試錐地点附近の泥岩層・集塊岩層のな



第8図 化学検層図
Geochemical well logging of No. 2 boring on the right bank of Akazawa

かに、地下水がきわめて乏しいことを示すといつてよい。したがって、掘さく終了までの間に、ついに天然蒸気を噴出するまでには至らなかつたが、少なくとも110~120m以下には、天然蒸気が存在し、かつ、きわめて地下水に乏しい状態にあるとみなすことができる。このように考えると、98.4m、199.6mの深度で遭遇した裂隙は、直接、間接に天然蒸気の通路に繋るものと解釈できる。すなわち、この深さにおける漏水現象は、泥水の水圧が天然蒸気の蒸気圧に押し勝つて、ある深さの所で蒸気圧と水圧とが平衡状態に達したことを示すという見方である。98.4mにおける漏水の場合には、その直前まで水位が35mの位置にあり、それが98mまで低下したのであるから、この差60mの水柱に応じた蒸気圧を算出すると、ほぼ160°Cとなる。98mから60m深い約160mの深度における孔底温度は、この算出した値にほぼ近似の150°Cという温度を示している。これと同じように、199.6mにおける漏水は、水位として、約48m低下し、合計152mの水柱に応じた蒸気圧と平衡状態に達したことになる。この水圧に応じた蒸気圧は約200°Cである。しかし、199.6m+48m=250mにおける実際の孔底温度は161°Cであり、この算出した200°Cに較べかなり低い値を示している。その理由は、あるいは蒸気脈の主体から遠ざかっているためか、あるいは、この凝灰岩の下に優勢な蒸気帯が存在するにもかかわらず温度の影響があまり現われないためか、今後の問題としてきわめて興味深い課題を提起している。

5.2.4 化学検層(第8図)

試錐孔内における化学的な変化を知る目的で各深度において泥水を採取し、化学分析を行なつた。その結果は第8図および第3表に示す通りである。化学検層は電気

検層と平行して行なつたもので、測定時の深度は200m、水位は-90mであつた。試料は深度100mから始まつて20mおきに採水したが、水位面のものもこれに加えた。

分析結果をみると、水位面を除いて、各成分ともほとんど著しい変化がない。すなわち、Cl⁻は10~20mg/l程度にすぎず、SO₄²⁻も同様に10~20mg/lの範囲内にある。HCO₃⁻は陰イオンの主成分であつて、100~160mg/lという比較的高い値を示す。陽イオンではK⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Fe²⁺ともに含量はきわめて少なく、ほとんどNa⁺が主成分を占め60~70mg/lの含量を有する。すなわち、この泥水はほとんどNa⁺とHCO₃⁻で特徴づけられていることを知る。この試錐孔が、98mと199mの深度で著しく漏水したことは、前に述べた通りであるが、測定時は、水位が199mの時であり、まだセメント充填を行なつていない以前である。したがって、もし、この漏水をもたらしした裂隙・間隙を通して、温泉水ないし天然蒸気が上昇し、泥水の末端と接触しているものとすれば、孔井内の泥水には、温泉水ないし噴気ガスの影響が現われるはずである。分析結果をみると、Cl⁻、SO₄²⁻の含量にほとんど変化なく、HCO₃⁻のみ含量が高い。したがって、この裂隙を通して、女釜・男釜あるいは吹上・宮沢等から湧出するようなCl⁻を含む温泉水が湧出しているとは思われず、結局、孔井の化学検層の結果は、この孔井がいわゆる天然蒸気の影響を受けているという考え方に対する1つの資料を提供しているとみなされるのである。

なお、水位面における成分含量の増大についてであるが、柱状図から明らかなように、90m附近にはかなり著しい黄鉄鉱および方解石の存在がみられる。おそら

く、水位面でこの硫化鉄(FeS₂)が酸化され、遊離した硫酸(H₂SO₄)が、方解石(CaCO₃)を分解し、このため発生したCO₂の影響によりHCO₃⁻が増大したと考えられる。

5.2.5 電気検層(第9図)

試錐孔内の電気的性質を検討するため、化学検層と平行して電気検層を行なった。以下その結果を報告する。なお本報告は概報であり、地熱地帯の電気検層についての技術的細目については、別に報告する予定である。

(1) 測定

測定は自然電位・比抵抗・温度・泥水比抵抗の4種につき実施した。比抵抗の電極間隔は0.25 m, 0.75 mの2種を使用し、自然電位は矩極と地上電極間の電位を測定し、測温にはサーミスター温度計を用いた。また測定間隔は深度1 mごとである。泥水比抵抗の測定は、電極の不備により同時に測定できなかった。したがって第9図記入の値は地化学班によつて行なわれた各層採水の試料(濾過泥水)について測定し、この測定値をそれぞれの深度における孔内温度の時の比抵抗値に換算して記入したものである。測定時の水位は50 m程度であつたので測定深度は70~234 mの間である。

(2) 測定結果

1) 比抵抗曲線

検層図(第9図)の比抵抗曲線と試錐柱状図とを比較してみると次のように考えられる。

深度100 mまでは両曲線ともほとんど変化を示さず、5 Ω-m 前後の低比抵抗部である。110~120 mの間は50~80 Ω-m の高比抵抗を示しており、この部分は集塊岩中に比較的緻密な熔岩が存在する部分である。120 m以下はとくに高比抵抗部はなく、大体15 Ω-m 前後の値を示す。たゞこのなかにも140 m, 190 m, 220 m 付近には若干高い抵抗値を示す部分が認められる。以上の間では、低比抵抗部には集塊岩中の凝灰質の部分、高比抵抗部にはその間に介在する熔岩流が認められる。なお図において電極間隔0.25 mの曲線(I)と0.75 mの曲線(II)の違いについては次のように考えられる。すなわち、

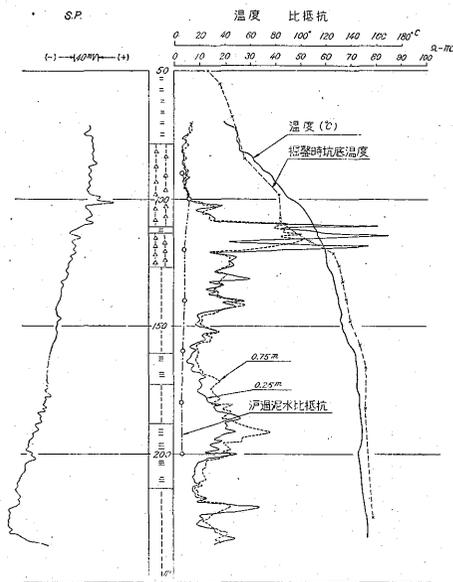
I = II 泥水が浸入し難い層

I > II 薄い高抵抗層の堆積が考えられる部分

I < II 地層に裂隙等が発達しているかあるいは多孔質な凝灰岩の部分で、泥水の浸入領域が大きいと考えられる層

2) 自然電位曲線

自然電位(S.P.)曲線については、柱状図と比較して明瞭な地質的示徴は得られなかつた。図において100 m 附近までは基線の変化はないが、110~120 m 附近の高抵抗部より基線が(一)側に変動している。これは温度その



第9図 鬼首地熱試錐孔電気検層図
Electrical logging of No. 2 boring on the right bank of Akazawa

他の原因によるものと思われる。

3) 温度曲線

温度曲線は120 mの高比抵抗部までは13~100°Cまで上昇し、以下次第に上昇勾配は小さくなっているが234 mまで僅かに上昇している。この間、多少の小さな変化はみられるが、地下水の流入あるいは局部的な蒸気帯による大きな変化はみられなかつた。なお掘さく途上の各孔底温度(第11図点線)により明らかなように、温度変化は高比抵抗部において急激な上昇を行ない、その下部においては緩慢な上昇曲線を示している。この曲線によつて明らかなように、この地点における地温勾配は高比抵抗部を境として2分され、上部は地下水帯、下部は蒸気帯^{註2)}と考えられる。すなわちこの高抵抗層は、下部の蒸気帯が上部の地下水帯によつて冷却されるのを阻止していると推察される。

4) 泥水比抵抗曲線

泥水比抵抗は地層の見掛比抵抗や自然電位の値に変化をもたらすものであるから、この測定も同時に行なつた。前述したように、各層採水の試料につき測定を行な

註2) ここで用いた「蒸気帯」という言葉は「地下水帯」(地下水が存在する部分)に対し、間隙水がいわゆる地下水の型をとつていないと思われる部分を意味するものである。「蒸気帯」という言葉は、地熱開発の立場から求めている高温蒸気が胚胎される部分という意味ではない。

「蒸気帯」の物理的意義については、早川正巳が報告する予定である。

つたので、連続的な変化は得られなかつたが、比較的高抵抗であり、深部でやゝ低くなつている。

(3) 結論

この附近における地熱構造においては深度100~120mの高比抵抗層の存在が重要な意義をもつものであると考えられる。すなわちこの層を境として下部は一応蒸気帯と思われる。またこの地点が鬼首地熱帯の周縁部にあるか、あるいは中心部にあるかは、今後数本の試錐と検層を実施したうえで検討すべき重要な問題である。

6. 天然蒸気と地質構造との関係

3年間にわたる鬼首環状地の基礎調査は、上述のような成果を得たが、これらの資料を整理してみると、未解決のまま残された問題が少なくない。とくに、2本の構造試錐のいずれもが基盤層層に達しなかつたことは、天然蒸気と地質構造との関連という問題に対して、最も重要な資料を欠くことになる。また、孔底温度がかなりの高温を示したのにもかかわらず、ついに、天然蒸気を噴出するまでに至らなかつたことは、この試錐孔の下底に果して天然蒸気が存在するものかどうか、また存在するにしても、それは、いわゆる天然蒸気かあるいは高温温泉水かという問題に対しても解答を与えていない。このように、環状地内の地質構造、熱構造を解析するうえに充分満足するほどの結果が得られていないが、この3か年の間に収集された資料を参考として、天然蒸気と地質構造との関係について、いくつかの仮定を設けながら考察してみることにする。

6.1 噴気地帯と温泉地帯との関連

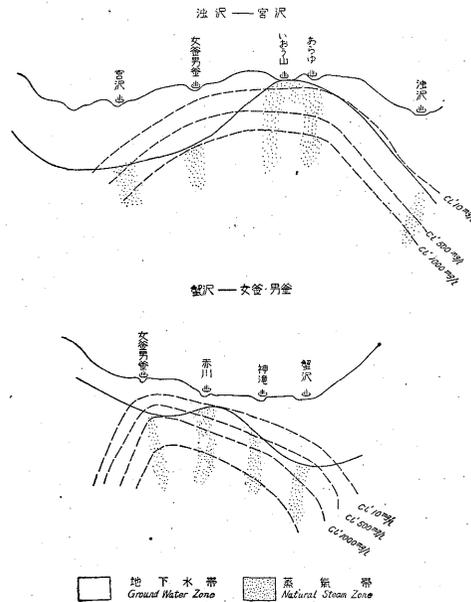
噴気地帯を中心として、その外側に高温地帯が存在する例は、鬼首環状地内だけでなく、その他の地方でもよく知られている。その典型的な例は、イエローストン国立公園 (Yellowstone National Park) における A.L. Day および E. T. Allen の研究¹⁾ であつて、こゝでは噴気地帯を Narris Basin、高温温泉地帯を Upper Basin と呼び前者に伴う温泉を acid-sulphate type、後者から湧出する温泉を alkaline type or chloride-bicarbonate type と区別している。この acid-sulphate type の温泉は、酸性で SO_4^{2-} で特徴づけられ、 Cl^- がきわめて少ない。alkaline type の温泉は Cl^- および HCO_3^- が主成分を占め、一般に中性ないしアルカリ性である。そして、Narris Basin はその位置する場所が高く、温泉の湧出量がきわめて少ないのに対して、Upper Basin は低地にあつて、温泉の湧出量がきわめて多量であることからみて、この両地域における噴気・温泉現象を次のように解釈した。すなわち、岩漿から発したエマネーションが、地下水に吸収され、地下水位が高い低地の Upper Basin では

この高温の温泉水が湧出するに反し、外圧としてその上に地下水の乏しい Narris Basin ではこの高温温泉水の気化によつて噴気地帯を構成する、という機構である。Day および Allen は、さらにこの両地域における深部の熱構造を知る目的で、ボーリングを行ない、孔底温度・蒸気圧・岩石の変質等について詳細な研究を行なつた。

環状地内における荒雄噴気地帯と、宮沢・吹上沢高温温泉地帯の関係は、一見、Yellowstone National Park の Narris Basin と Upper basin のそれにきわめて類似している。すなわち、荒雄噴気地帯に伴う温泉の大部分はいわゆる acid-sulphate type の温泉であり、宮沢・吹上沢の温泉は chloride-bicarbonate type である。しかし、荒雄噴気地帯における噴気活動が、環状地内の地史からみて、集塊岩の迸出した火山活動と一連の繋りをもつことは、噴気地帯と温泉地帯との関係を吟味するうえにきわめて重要な意義をもつ。すなわち、荒雄噴気地帯は、その地形的な特徴から判断して、いわゆる爆裂火口とみてほとんど疑いの余地がない。この凹地に層状の硫化鉄・泥硫黄の沈殿がみられることもこの事実を補っている。荒湯の凹地もまた小爆裂火口であることは同様に地形的な特徴からうかがい知ることができる。したがつて、荒雄噴気地帯の歴史を組立ててみると、石英安山岩迸出に始まる火山活動が爆裂火口を作り、さらにそれに続く噴気活動が荒雄硫黄山および荒湯の噴気地帯を形成して現在に至つたと考えられる。いいかえると、この地域の噴気ガスは、温泉から気化した二次的な蒸気ではなく、岩漿からの初生的な発散物とみなされるのである。

この問題については、他地域の噴気地帯においても、おもに温泉水の化学成分と変質帯との関連のうえから検討を加えたことがある。一般に噴気地帯が地下水の乏しい地域に出現する傾向のあることは、赤沢右岸における試錐の結果からでも明らかであり、すぐ傍から高温の温泉水が湧出する場合 (例えば女釜・男釜とそれに伴う小規模の噴気地帯) を除いて、わが国の噴気地帯の大部分は、初生的な天然蒸気が存在地域であるとみられる場合が多い。温泉水の化学成分が、噴気ガスと地下水との接触状態を反映するという解釈も、この観点に立つて初めて意味がある。

このように、環状地内の噴気地帯が、初生的に天然蒸気が存在地域であると考えるとき、いわゆる Cl^- 固定帯の概念は、噴気ガスに対する地下水の影響がある程度反映するものとして効果的である。すなわち、噴気地帯における Cl^- 固定帯の深さが比較的浅く、外側の温泉地帯に離れるほど相対的に漸次深くなると考えられるので、温泉水における Cl^- 含量の多寡は、この Cl^- 固定



第10図 熱構造模式断面図
Cross-section of thermal structure

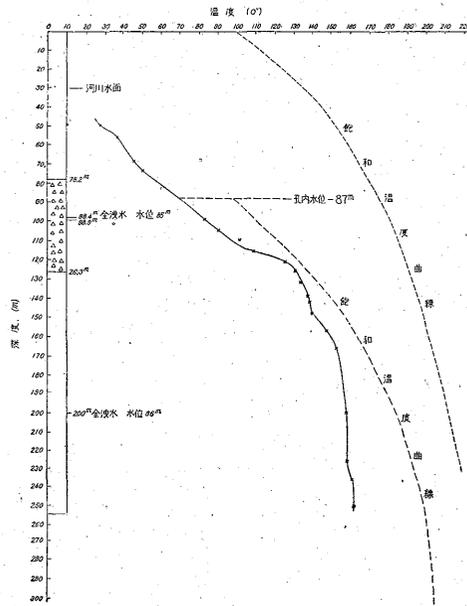
帯に対する地上水の浸透深度の割合を現わすこととなる。したがって、噴気地帯に伴なう温泉のなかで、自然湧出する硫黄鉱山浴場源泉・荒湯、女釜・男釜は Cl^- 含量がおのおの異なつた値をとることも次のように解釈できる。すなわち、この3地域における Cl^- 固定帯までの深さがほぼ同じ程度であるとする、地下水の浸透深度は、鉱山浴場源泉 (Cl^- 3.5 mg/l)、荒湯 (Cl^- 25.1 mg/l)、女釜・男釜 (Cl^- 1,071 mg/l) の順で大となる。一方、温泉地帯における地下水の浸透深度が、宮沢・吹上から神滝・蟹沢に至るほど増大し、かつ Cl^- 固定帯も漸次深くなるとすれば、両者の関係は、模式的に第10図で示すような状態をとるであろう。もちろん、この地下水は、ある深さまでを全般的に飽和するというものではなく、裂隙・間隙を通じて深く浸透したものが温泉化したと考えられる。温泉の分布が構造的方向に従がつていることも、この地下水が基盤岩層内における裂隙・間隙の発達に関係あることを示す大きな裏付けとみなされるゆえんである。

6.2 天然蒸気存在状態と地質構造

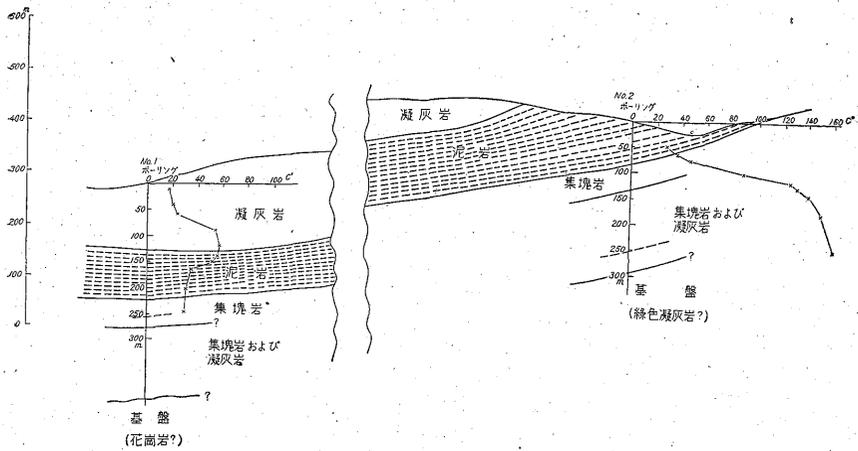
32年度に行なつた構造試験の結果から、少なくとも赤沢右岸では、深度 110~120 m 以下に天然蒸気が存在するであろうと推察した。同時にこの地点では、漏水が著しく、110 m 以浅においてほとんど地下水が存在しな

いことを暗示している。

一般に、天気蒸気が地下に存在する場合、試験孔内の水柱(圧)に応じた孔底温度を連ねた曲線は、理論的には、飽和温度曲線と一致するはずである。しかし、実際の場合には、第11図で示したように、各地域の例をみると、この飽和温度曲線より一般に低い温度を示すのが普通である。赤沢右岸の構造試験孔について、地表の温度からこの飽和温度曲線を適用することはできない。それは、少なくとも 110 m より深部で初めて温度が 100°C 以上に達し、それより下部に天然蒸気が存在するとみなされるからである。掘さく終了後、清水で洗つた場合の水位が -87 m であるから、この深さを基点として、飽和温度曲線を画いてみると第11図のようになる。この飽和温度曲線によれば 130 m で 145°C となり、ボーリングの深度—温度に最も接近する。この状態から判断しても、集塊岩中の熔岩流が天然蒸気に対して cap rock の役目をしていることが予想されるのである。試験孔の深度は 255 m であり、これより下部の状況については全く推定の域を出ないが、大深沢集塊岩層の厚さを 200 m と仮定し、この下位の基盤礫岩層あるいは基盤岩層に至つて孔底温度が 200°C に近づくものとすれば、110 m 以下の集塊岩層が、ふたたび、基盤内に存在する天然蒸気に対して cap rock の役割を果していると考えること



第11図 No. 2 試錐孔の孔底温度と飽和温度曲線との関係
Relation of bottom temperature in boring No. 2 and boiling point for depth curve



第12図 No. 1, No. 2 ボーリング比較図
Correlation of geology and geothermy between boring well No. 1 and No. 2

ができよう。その理由はこの地層内に温度が均等に分布し、全般的に下位の熱の逸散を抑えているようにみえるからである。次に、両年度にわたって行なつた2本の試験錐孔を結ぶ方向に断面図を作り、それに得られた資料を記入してみると、第12図のようになる。赤沢右岸の試験錐孔についてはいま述べた通りであるが、宮沢下流の試験錐孔の状況は、250 m 以下が明らかでない。しかし、集塊岩層の性質については、赤川右岸の試験錐孔の資料および地表の露出状況からある程度の推定が可能である。すなわち、集塊岩層はその上部の 50 m 程度が集塊岩からなり、その下部は、熔岩を挟む比較的綿密な凝灰岩を主体とすると考えられる。したがって、宮沢左岸の湧水は、この上部の集塊岩を流動する地下水であり、この下位に綿密な熔岩・凝灰岩が存在するものとすれば、この熔岩および凝灰岩は、むしろ地下水に対してうけ盤となり、地下水の浸透を妨げる役割を果すに違いない。宮沢・吹上の温泉水と、この地下水とが直接の関係をもたないようにみえるのも、この理由によるものと考えられ、もしそうであるとすれば、この熔岩・凝灰岩の下に、宮沢・吹上温泉地帯における熱構造の一部が現われていると期待される。すなわち、この熔岩・凝灰岩は、地下水に対してうけ盤の役割を果すと同時に、下部の熱構造に対して、赤川右岸の場合と同様に、いわゆる cap rock の役目を兼ね併せていると考えられるからである。それでは、吹上・宮沢温泉湧出地帯の集塊岩層は、どのような分布状態をとるのであろうか。前にも述べたように、集塊岩層上部から湧出する地下水と温泉水との間に、直接の関連がないようにみえる。このような点から推察すると、水平的な拮りをもつ集塊岩層は、どこでも帯水層としての性質をもつとは限らず、たまたま、宮沢下流一帯にこの帯水部分が発達し、宮沢・吹上温泉地帯に移るほど帯水層の発達が衰えるためかも知れない。現在までの資料から、この問題に対して決定的な解答を与えることは困難のようである。

以上で、環状地内の天然蒸気と地質構造との関係について、いくつかの仮定を混えながら検討を加えた。要約すれば、環状地内の火山活動は、基盤の構造的弱帯に生じ、こんにちなお残存する噴気活動は一部に直接噴気地帯として出現し、その外側地帯では地下水と接触して温泉地帯を形成する。噴気地帯と温泉地帯の中間に潜在する天然蒸気は、湖成堆積層中の集塊岩層を帽岩とし、基盤岩層の裂隙・間隙中に貯溜される可能性が強い。地下水は、湖成層中の帯水部分を流動する浅所地下水と、基盤岩の裂隙・間隙に沿って深部まで浸透し、噴気ガスと接触して温泉化するものに分けられ、温泉の分布が、基

盤岩層の構造的方向にしたがつていることも、この一端を物語るものである。とくに、天然蒸気の一部が、湖成層を帽岩とし、基盤岩層内に貯溜されると考えられることは、環状地内の地質構造と熱構造との間に、重要な関連をもつ状態として、きわめて注目すべきことがらであると結論される。

(昭和30年～32年調査)

文 献

- 1) Allen, E. T. & A. L. Day: Hotsprings of the Yellowstone National Park, Proc. 5th Pacific Sci. Cong., Vol. 3, 1934
- 2) 有井癸巳雄・野邑雄吉: 鬼首弁天新吹上間歇泉 (I), 理化学研究所彙報, 20集, 第2号, 1941
- 3) 地熱調査班: 大分県野矢地熱地帯調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10, 1955
- 4) 地熱調査物探班: 大分県地熱地帯の放射能・地化学研究調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10, 1955
- 5) 地熱調査班: 鹿児島県霧島地熱地帯調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10, 1955
- 6) 地熱調査班: 宮崎県海老野地熱地帯調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10, 1955
- 7) 地熱調査班: 長崎県雲仙地熱地帯調査報告, 地質調査所月報, Vol. 6, No. 10, 1955
- 8) 地質調査所: 7万5千分の1地質図幅鬼首ならびに同説明書, 片山信夫, 梅沢邦臣調査, 1958
- 9) 加藤磐雄・島田昆郎: 栗駒火山山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, 1953
- 10) 勝井義雄: 鬼首カルデラ周辺の帯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
- 11) 木立正嗣: 宮城県荒雄川流域の崩壊について, 青森営林局, 1951
- 12) 工業技術庁: 地熱発電試験研究報告書, 第1集, 1952
- 13) 小出 博: 宮城県下の災害とその対策について, 宮城県, 1952
- 14) 中村久由・安藤 武: 大分県大岳地熱地帯調査報告, 地質調査所月報, Vol. 5, No. 8, 1954
- 15) 中村久由・安藤 武: 秋田県後生掛地熱地帯調査

報告, 地質調査所月報, Vol. 5, No. 9, 1954

- 16) 野口喜三雄: 本邦間歇泉の化学的研究, 温泉科学, Vol. 1, No. 1, 1941
- 17) 大井上義近: 栗駒火山地質調査報文, 震災予防調査会報告, No. 60, 1908
- 18) 曾根 武・柴山寛蔵: 鬼首間歇泉について, 地質学雑誌, Vol. 27, No. 318 ; 319,

1915

- 19) 島田昱郎: 古湖盆の堆積学的研究 (1) 一鬼首湖成層の堆積状態について一, 地質学雑誌, Vol. 61, No. 716, 1955
- 20) 高橋兵一: 宮城県荒雄岳硫黄鉄床概査報告, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 10, 1953
- 21) 渡辺万次郎: 宮城県の地熱事業, 宮城県商工部, 1952