地熱熱水の流動について

——豊肥地熱地域を例として——

小川克郎*・金原啓司*

Flow of Hydrothermal Water : Preliminary
Study of the Hōhi Geothermal Area, Kyushu, Japan

Katsuro OGAWA and Keiji KIMBARA

I. はじめに

昭和53年度に開始された通産省による「大規模深部地熱発電所環境影響実証調査」は、九州豊肥地域をモデルフィールドとして、我が国では初めての深部地熱資源を対象とした本格的な調査としてその成果が期待されている。本調査（以下豊肥調査とよぶ）は現在なお継続中であり、その最終成果を得るには今後数年を要するであろうが、本稿ではこれまでのデータに基づき豊肥地域の深部に至る地熱熱水の流動について考察してみたい。

次章以下に、まず熱水流動の証拠を明らかにするための地質・地化学的な研究例について紹介するとともに、豊肥地域を例として熱水流動の様態を考察する。次いで、熱水流動についての物理的考察を行った後、豊肥地域の熱水の流動を坑井内温度データに基づき考えてみる。

II. 熱水流動の地質・地化学的考察

1) 地質・地化学的に見た熱水流動

地熱地帯においては深度、規模の大小は様々であれ、地下において熱水が流動しているという事実は現在では明白な事実となっている。以下ここでは地熱地域の熱水流動がどの程度まで明らかにされてきたのかを変質帯、泉質・泉温、同位体、人工トレーサなどの研究を例にして一般的を紹介を行ってみたい。

(1) 変質帯分布から見た熱水流動

金属、非金属を問わず熱水性鉱床は過去における地熱熱水活動の産物そのものである。非金属鉱床でも中国地方に分布する中生代のろう石鉱床は現在の地熱鉱床と、その生成機構において特に多くの類似点を持っていると考えられている。片山 (1969) によれば典型的なろう石鉱床は数100mの深さに、1 km程度の広がりを持つ帽岩があり、この下部に最大2 kmの深度にわたって層状の貯留層が発達している。基盤岩の割れ目を通過してきた H_2S ガスを含む熱水は貯留層内で $200\sim 300^\circ C$ の熱水対流系を形成し、中心部にパイロフィライトを主とする鉱床ができるとともに、酸性地下水との混合で生成した強酸性熱水によって周辺部には残留シリカによる珪化帯ができる。一方長野県の梵天山ろう石鉱床のように、地表近くの噴気熱水作用で生じたと推定されるろう石鉱床では逆に珪化帯の周辺に鉱床が胚胎し、その形態もロート状を呈している (藤井 1967)。恐らくこのような鉱床では帽岩とか貯留層は存在せず、高温熱水が岩石の割れ目を通じて直接地表近くまで上昇してきたものであろう。以上述べたろう石鉱床の特徴は角 (1966) によって研究された岩手県松川地域において典型を見ることができる。

* 地質調査所地殻熱部 Geothermal Research Department, Geological Survey of Japan

(2) 泉質・泉温分布から見た熱水流動

火山地帯に発達する地熱地帯の熱源が火山をもたらしたマグマだまりであることは疑いのないことであろう。火山地域の地熱地帯に見られる温泉の多種・多様な泉質、泉温のほとんどはマグマだまりから供給される高温の火山ガスと熱によって降水起源地下水が熱水化し、これと岩石が反応しながら地質・地形構造に支配されて流動するために生ずると説明されている。例えば九州雲仙地域において西から東に向かって配列する小浜—雲仙—島原温泉の泉質パターン（食塩泉—イオウ泉—重曹・重碳酸土類泉）は、その西側の千々石湾に想定されるカルデラのマグマだまりからの発散物が地震発生面に沿って分化するために生じていると説明されている（太田 1973）。また泉質分帯に基づいて、箱根温泉地域ではマグマだまりから供給される高温高压水蒸気が芦ノ湖から東の早川溪谷に向かって流れる深層地下水（重碳酸塩硫酸塩泉）に混入し食塩泉を生ずるとともに、さらに地下水と混合して早川溪谷に湧泉しているものと説明されており（大木 1979）、その流動距離は10kmに及んでいる。

熱水中のNa/K比は周囲の岩石を構成する鉱物、主にNa-長石とK-長石の平衡によってコントロールされるので、これから地熱貯留層の温度を推定することが可能となる。メキシコ Cerro Prieto 地熱地域では熱水のNa/K比（小さい程高温）から地下での複雑な熱水流動パターンが示されている（MERCADO 1976）。

(3) 同位体組成から見た熱水流動

一般に降水の δD および $\delta^{18}O$ 値は高緯度地方ほど小さく（軽く）なり、また同じ緯度でも標高が高いほど小さくなる。また水—岩石反応があれば酸素同位体交換が行われ、水の $\delta^{18}O$ 値は大きくなる。そこで熱水の δD および $\delta^{18}O$ を天然トレーサとして利用することにより、その起源や流動が推定できることになる。

チリーの El Tatio 地熱地域では熱水の δD 、 $\delta^{18}O$ の分析から、ここではその東15kmの降水起源の水が El Tatio に流動してきたものが本源熱水であって、この本源熱水が気液分離して El Tatio の降水起源水と混合したものがこの地域の熱水であると説明されている（GIGGENBACH 1978）。またアイスランドでは降水と熱水の δD 値から47の熱水系が識別され、その流動距離は平均60km（最長150km）であると報告されている（ARNASON 1977）。すでに述べたように地熱貯留層中では酸素同位体交換により、岩石中に多い重い酸素（ ^{18}O ）は次第に流体中に濃集することが考えられる。イタリア Larderello 地熱地域では多数の坑井から得られる蒸気の $\delta^{18}O$ 値の時間による変化から、水の浸透域から蒸気生産域に向かう熱水流動が明らかにされている（PANICHI et al. 1974）。

(4) 人工トレーサから見た熱水流動

以上述べてきたような地質・地化学的見地より地熱地帯の地下で熱水流動が起っているらしいことは推測できるものの、これを実際に確認することは大変むづかしいことである。ところですでに開発された地熱発電所では還元井より戻された熱水が貯留層および生産井にどのような影響を与えるのかを調べる目的でトレーサテストが実施されている。秋田県大沼地熱発電所では還元熱水中に投入されたトレーサ（KI）はおよそ1～12日後に閉鎖系と考えられる地熱貯留層の割れ目系を流動して生産井より湧出していることが確認されている（伊東ほか 1978）。これによって強制条件下ではあるが、実際に地下で熱水が流動する一端をうかがい知ることができる。

2) 豊肥地域の熱水流動

以下ここではケーススタディとして豊肥地域における熱水流動を、主に地熱変質帯分布に基づいて述べてみたい。

(1) 豊肥地域の概略

ここで述べる豊肥地域とは第1図の精査地域に対応し東西南北それぞれおよそ長者原、宮原、黒川、壁湯で結ばれた地域をさすものとする。

豊肥地熱地域における熱水流動について述べる前に、この地域の熱源について若干触れておきたい。すでに述べたように、豊肥地域のような火山地帯の地熱地域の熱源は火山をもたらしたマグマだまりと考えるのが普通である。マグマだまりはその体積が大きいほど、またその生成年代が若いほど熱源としては優秀である。この地域の熱源評価の対象となる火山岩類の年代測定結果によれば豊肥火山岩類 $2-0.8\text{Ma}$ 、万年山などの豊後火山岩類 $0.5-0.3\text{Ma}$ 、九重火山岩類のうち涌蓋山、一目山などの前期は 0.3Ma —数万年、久住山、黒岩山などの後期は数万年～の年代値が得られている (TAMANYU 1981, 松本 1983など)。このような年代測定値を SMITH and SHAW (1975) ダイアグラムに記入してマグマだまりの残存熱を評価したと

第1図 豊肥地域

A : 概査地域 (約5,000km²), B : 精査地域 (約200km²); 1 : 別府, 2 : 湯布院, 3 : 久住山, 4 : 阿蘇

ころ、豊後および前期九重火山で 650°C 、後期九重火山では $650-850^{\circ}\text{C}$ 程度の温度が期待できるとされている (TAMANYU 1981)。しかしながら評価に当たって必要なマグマだまりの体積算定には大きな誤差を伴うことを考えれば、豊肥地域ではとりあえず後期九重火山をもたらしたマグマだまりを主要な熱源と考えるのが安全であろう。ちなみにこのような後期九重火山岩類は溶岩円頂丘～成層火山をなして主に八丁原、大岳より東側の地域に分布するのに対して、一目山、涌蓋山などの前期九重火山岩類は西側に分布している。

(2) 豊肥地域の地熱変質帯

この地域における広域的な変質帯 (酸性変質帯) 調査は、これまでに地質調査所によって全国地熱基礎調査「涌蓋」、地熱資源開発基礎調査「伽藍岳・黒川」によって行われたほか HAYASHI (1973) による報告もある。これらの調査によって判明した地表の酸性変質帯 (カオリン帯、明ばん石帯) は、第2図に示すように、大岳・八丁原、黒川、岳ノ湯などの現在の地熱徴候地周辺にスポット状に分布するのみである。また緑泥石の生成で特徴づけられるアルカリ性変質帯 (緑泥石帯) の地表での存在は皆無である。これは豊肥地域が新鮮な第四紀火山岩類に厚くおおわれ、しかも平坦地形のために地層の露出状態が悪いことに主な原因がある。このようなことから豊肥地域では地表の変質帯分布のみからは広域的な地熱変質の特徴を知ることが大変困難である。

ところがその後「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査」の坑井調査が進展するにつれて、地下における地熱変質の実態が次第に明らかになってきた。その結果地表では点状にしか認めることのできなかった酸性変質帯 (カオリン帯、明ばん石帯) は、実は中心部にパイロフィライト帯を伴って大岳・八丁原から岳ノ湯、黒川にまで連続するバナナ形の大規模なものであることが判明した。そしてこれら酸性変質帯の北側にはアルカリ性変質帯 (緑泥石帯) が厚く発達している。以下第2, 3図をもとに豊肥地域に見られるマクロ的に見た地熱変質帯分布の特徴を列記する。

① 八丁原から北西にかけての地下にパイロフィライト、ダイアスポア、デイッカイト、明ばん石などで特徴づけられるパイロフィライト帯 (P) が生成している。その出現深度は八丁原付近で浅く、北西に向かうに従って深くなる。

② パイロフィライト帯の上部に発達するカオリン帯、明ばん石帯などの酸性変質帯 (K) は八丁原付近で最も厚く、北西に向かって緩く傾斜しつつ薄くなり、岳ノ湯付近で消滅する。

第2図 豊肥地域地熱変質帯分布概念図

1: パイロフィライト帯, 2: 酸性変質帯 (カオリン帯, 明ばん石帯), 3: 海拔 300m レベルで出現するアルカリ性変質帯 (緑泥石帯), 4: 地表における酸性変質帯 (点部はカオリン帯, 黒色部は明ばん石帯を示す), 5: Na-K-Ca 法によって求められた地球化学的溫度 (°C) の等値線 (計算に当って泉質等の本方法への適否は検討していない。また等値線は傾向を見る必要から, いくつかの例外を無視して引いた), 6: 推定される熱水流動方向, 7: 温泉, 8: 地熱発電所, 9: 500m 以深の坑井位置

③ ①で述べた酸性変質帯(K)は④で述べるアルカリ性変質帯を切って(生成後に), 緑泥石帯(C)とモンモリロナイト帯(M)の境界付近に生成している。

④ 緑泥石の生成で特徴づけられるアルカリ性変質(C)は, 上述の酸性変質帯(K, P)と表面的には調和的な形をして北西方向の延びを持って分布するが, 断面的には中央部で盛り上がり, 北東側に緩く, 南西側にきつく傾斜した背斜構造を呈している。

(3) 地熱変質帯分布から推定される熱水流動

以上述べてきたように, 豊肥地域における酸性変質帯(K, P)はマクロ的にはある程度水平的な広がりを持ったキノコ状もしくはロート状を呈しており, これはすでに述べてきたろう石鉱床の特徴によく一致しているし, また角(1966)によって明らかにされた松川の地熱変質帯とも同じ特徴を持っている。

今回明らかとなった明ばん石を含む酸性変質帯(K)は, その形状から判断して八丁原付近(もしくはその東側)の地下に潜在するマグマだまり(後期九重火山の?)を熱源として, そこから供給された H_2S , SO_2 などの高温火山ガスが地下水に溶解し, 硫酸イオン(SO_4^{2-})を含む熱水となって岳ノ湯および黒川方

第3図 豊肥地域地熱変質帯断面概念図

M: モンモリロナイト帯, C: 緑泥石帯, K: カオリン帯, 明ばん石帯,
P: パイロフィライト帯

向に浅部流動したために生じたことが考えられる。もしそうであればこの浅部酸性熱水の流動距離は7km以上にも及ぶことになる。また八丁原から北西に延びて分布するより高温変質帯であるパイロフィライト帯(P)は松川などの例から見て蒸気卓越型地熱系の産物である可能性が高く、その形状から判断してこの地域の深部に潜在する(もしくはした)熱源と密接な関係があるかもしれない。

一方上述のような酸性変質帯の下部および北東側には、地表では見ることのできなかった緑泥石帯(C)が厚く発達しており、岳ノ湯付近ではその厚さが2,000m以上に及んでいるものの、その北東側で生成深度は急激に深くなっている(第3図)。このような緑泥石帯は松川などの例から見ればアルカリ性の熱水卓越型地熱系の産物である。岳ノ湯の北側には川底、宝泉寺、壁湯などの温泉が配列しているが、Na-K-Ca法によって求められた地球化学的温度は岳ノ湯の約230°Cを最高にして以下210°C、150°C、85°Cと順次低下しており、緑泥石帯も表面的にはこちらの方に延びている。これらの事実から岳ノ湯付近を中心とする深部熱水対流系の存在とここから壁湯方向へのアルカリ性熱水の浅部流動を推定することが可能である。また大岳から釜ノ口方向に張り出した緑泥石帯の存在は、この方向への熱水流動の存在も示唆しているものと思われる。

以上のように主に変質帯分布から推定された豊肥地域におけるマクロ的な意味での熱水流動は、野田(1982)によって提唱されているアニオン・インデックス(A.I.)法²⁾による等値線図とも、またNa-K-Ca法によって単純に計算された地球化学的温度分布とも大きな矛盾はないものと考えている。しかしながら、以上述べてきた豊肥地域ではアルカリ性変質帯は勿論のこと、より後に生成したと考えられる酸性変質帯も、坑井温度データから見る限りその一部はすでに化石化しているので、変質帯の生成年代が大変重要な問題となってくる。

変質帯と地質層序の関係を見ると、浅部酸性熱水流動によって生じた酸性変質帯は前期九重火山岩類(一目山溶岩および山川凝灰角礫岩)にまで及んでいるにもかかわらず、八丁原、岳ノ湯、黒川などの現在の地熱徴候地周辺を除いてすでに化石化している。さらに坑井温度データによれば高温変質帯であるパイロフィライト帯の上部ですらすでに冷却化石化しているので、全体としてこの付近の冷却が前期九重火山岩類堆積後急速に進み、その結果それまで活発であった浅部酸性熱水流動も一部を除いて停止してしまったも

のと解釈される。そして現在の主要な熱水流動は、酸性変質帯の北側に張り出して発達するアルカリ性変質帯の形状から見て、むしろここを中心にして起こっている可能性がある。しかしながら大岳～涌蓋山より北側のそのような場所では深部の情報が依然不足しているので、これについては今後の問題としたい。

III. 熱水流動の物理的考察

前章で、地熱熱水がかなり広い領域にわたって流動するものであることが変質帯や熱水の化学成分の分布を手懸りとして明らかにされた。本章ではこうした熱水の流動の物理的メカニズムについて考察してみる。

1) 物理的にみた熱水流動

熱水対流型の地熱系を成立させるためには、①透水性のある地層あるいはチャネル網中の熱水（蒸気）の存在、②循環系を持続するための降下冷水の存在、及び③熱源（多くの場合マグマ）の存在、の三条件が必要である。また、熱水が地表に流出し容易に系のエネルギーを失うことを防ぐ帽岩の存在を条件の一つに加える考え方もあるが、これは必須の条件ではない。

第4図 豊肥精査地域の坑井内温度

このような対流する熱水（蒸気）系を一つの物理・化学過程として認識することが可能である。また、自然の過程でも生じていると推定されている熱水の沸騰や蒸気の凝縮という化学過程を除けば、熱水（蒸気）の流動は巨視的には物理的（力学的）過程で近似してよい。具体的には、系の質量とエネルギーの保存則及び地下流体の流動を規定する運動量保存則（多くは Darcy の式）の三つの状態方程式によって記述される。この方程式では、圧力、温度、流速ベクトルが状態量であるが、この他に岩石と流体から成る系の透水性、孔隙率、比熱、密度、熱伝導率及び動粘性係数が物性量としてかかわってくる。これに加えて系の外周における状態量の境界条件が必要である。

生産（及び還元）が開始される以前の自然状態を扱う場合には、状態方程式中の時間変化は無視してよいが、だからといって系を静止系と考えるのではなく、動的平衡系としてとらえる必要がある。この場合、系の物性量と境界条件とが規定されれば、系内の状態量は完全に決定される。

現実の地熱調査では自然状態においてさえ系の物性量や境界条件を十分に記述するだけのデータを整えることは不可能であり、従って、状態量の定量的記述もまた不可能に近い。しかし、地熱探査・開発のどのような段階においても、系の熱水流動形態の認識は最重要の課題である。この意味で、状態方程式は探査・開発の過程で常に立ち戻るべき原点の役割りをもっている。

2) 豊肥地域の熱水流動

第1図は豊肥調査の地域を示している。本地域は概査地域(図のA:約5,000km²)と精査地域(図のB:約200km²)とに区分される。前者では別府から阿蘇に至る広大な地熱地帯の構造枠組を知るために、重力、磁気及び地質構造調査が実施された。その後、この中から八丁原を中心とする後者が選別され、500m級、1,500m級、3,000m級の試錐を含む様々な調査が実施されてきた。また第4図には坑井内温度分布が示されている(通産省 1983)。

豊肥精査地域の坑井内温度のパターン(第4図)は本地域の自然状態における熱水系が動的平衡系を形成していることを明瞭に示している。即ち、熱輸送が一部の伝導型地域を除く大半の地域で熱水の上昇又は下降による対流によって行われている(第5図)。

第6図の断面は幾つかの深い試錐(図の三角印)に沿うとともに、また本域の地質構造の骨格をよくあらわしている。基盤深度は坑井、重力、屈折等のデータを総合して描いてある。地塁状の基盤の落ちの位置は地表地質及びリモートセンシング(特に合成開口レーダー)画像から推定される規模の大きい線状構造を基に決められた。温度断面は坑井内温度データに基づいて作られている。

この断面を例として本地域の熱水流動を前述の三条件に分けて論じてみる。

① 透水性

本域では第三紀以降の火山岩類〔先玖珠、玖珠(湖成堆積物をはさむ)、豊肥、九重等〕の下位に花崗岩、

第5図 基盤内破碎に沿う上昇流に伴う上位層の温度上昇

1: 広域伝導型温度, 2: 基盤内熱水上昇, 3: 熱水対流系; A: 火山岩類, B: 基盤岩類, a: 上昇流型温度, b: 伝導型温度, c: 下降流型温度

第6図 豊肥断面図

1: 九重火山岩類, 2: 万年山溶岩, 3: 豊肥火山岩類, 4: 玖珠層, 5: 先玖珠変質火山岩類, 6: 基盤岩類, 7: 降下流, 8: 上昇流; A: 岳湯数値モデル(第7図)の範囲; a: 阿蘇, b: 合戦群, c: 黒川東, d: 八丁原西, e: 岳ノ湯, f: 川底, g: 宝泉寺, h: 玖珠川, i: 宝山

変成岩類から成る基盤岩類が位置している。熱水対流系の主体となっている火山岩類は一般に堅固で岩相としての透水性は低い。しかし、第四紀の変動の過程で破砕が進みチャネル網状の裂力が発達し、地層全体としては高い透水性をもっていることが、コア観察で明らかにされており、また、温度パターン（第4図）からも明瞭に読みとれる³⁾。さらに一部の湖成堆積物の分布域を除いて、難透水性の帽岩の分布も欠いている。基盤岩類は非透水性であるが、幾つかの基盤を切る断層に沿う鉛直方向の高透水性部の存在が推定される（後述）。

② 天水降下

火山岩類中に拡がるチャネル網状の裂力が地表面からかなり深部にまで連続する結果地表からの天水の降下が活発であることが、第6図で下降流型の温度パターンをもつ坑井が数多いことから明白である。天水降下は基本的には水頭面の高さに対流の起動力である高温熱源の分布とに支配されるが、本域の地形図から、地形高所がほぼ天水降下域に対応していることが分る。浅部に難透水性帽岩が存在しない地域では地下深部までの流体流動に地形が与える影響が予想以上に大きいことに着目する必要がある。

③ 熱源

本域は大分—熊本沈降帯の中で部分的に基盤深度が浅い地域に位置する。これは沈降帯誕生後に発生したマグマ性再動に伴う隆起活動に起因するものであり、その結果基盤隆起部が高温熱源となっていると考えられてきた。しかし、その後、重力傾斜部における深部試錐の結果では、先玖珠層（中新世）がすでに基盤の凹凸を埋めたるように堆積していること、及び基盤面深度差が5～10kmと極端に大きいことを考え併せると、マグマ性再動による隆起のモデルには再検討の余地がある。従って、基盤隆起帯＝熱源という解釈も再考する必要がある。

ともあれ、これまでの坑井内温度の分布からは、基盤面の温度が地域南東部の久住山方面で最も高く、北西方向へと減じていることが知られている。

八丁原から岳ノ湯に至る北西部（第6図の断面の地域）では、基盤岩温度は上部火山岩類中の流体に“資源”的に十分な程の熱量を伝導型熱輸送のみでは供給し得てないことが明らかである。八丁原や岳ノ湯では平均的な基盤温度以上の高温熱水が局所的に存在するが、これは基盤を切る断層に沿う深部から上昇高温流体自体が上位の火山岩類中の熱水へ対流型熱供給を行っていると解釈すればよい。つまり、本域の熱源は非透水性基盤からの伝導型輸送と基盤内断裂部を上昇する熱水による対流型熱輸送の若干複雑な形の総和としてとらえられる（第5図）。

以上の諸点を第6図の断面図でやや具体的に説明する。

基盤は第6図の中央部（黒川東一岳ノ湯間）で浅くその北方及び南方で深い。黒川東一岳ノ湯間の基盤に達する坑井での基盤面の温度は150～180℃であるがその中間の八丁原西方及び坑井の北方近傍の岳ノ湯では急激に温度コンターが230℃以上に上昇している。この温度上昇は図に示されている八丁原西—一目山の断層及び岳ノ湯付近の断層（岳ノ湯断層か？）に沿う深部熱水の上昇に起因するものと考えられる⁴⁾。この区間は地形高所でもあり、かつ上位に帽岩となるべき湖成堆積層（玖珠層）を欠いている結果、天水の下降が活発であり、かなり強力な深部からの高温流体上昇部（断層部）を除いて、全体として下降流が優勢となっている。また上昇部での高温熱水もこの冷たい下降流と混り合って急速に温度を減じつつ北方の地形低所の方へと押し流された形で測方流動してゆく。図で岳ノ湯から川底方面と舌状に伸びる200℃等温線がこの事情を物語っている。

以上のような表現はあくまで定性的なものであるから、ここで一度状態方程式に立ち戻って定量的な検討を行ってみる必要がある。試みに、第6図の破線で囲った部分について、状態方程式に基づく数値実験を行った（第7図）。数値実験はHANAOKA（1980）の手法を用いた。境界条件としては系外周で温度、圧力を固定、また系上部（地表）を除いた外周で流動の出入なしとした。但し、基盤内断裂を通しての熱水の供給については質量は小さく無視するが、熱エネルギーは無視できないので、その部分の基盤面温度

を周囲に較べて高く与えることで自然状態を近似した。また、基盤面の地塁状の凸凹はそれに似た連続面で与えた。

数値実験の結果の地下温度分布と流体の流速ベクトルを第7図は示しているが、温度については当初推定した温度断面(第6図)と概ね似たパターンを示していることが分る。即ち、最も熱エネルギーレベルの高い岳ノ湯付近の高温熱水は南方の地形高所から浸入してくる天水に押されて北方へと吹き流されている。また、流されるにつれて天水と混合して温度の急速な減少が生じている。

第7図 岳湯数値モデル

1 : 火山岩類, 2 : 基盤岩類, 3 : 岳ノ湯

IV. 結 語

以上述べてきた熱水流動の挙動を留意すると高いエネルギーレベルにある地熱熱水の存在する可能性の大きいのは次の三つの条件を満たす地域であると指摘することができる。

- (1) 広域的伝導型温度勾配が高く基盤からの伝導型熱輸送が大きい地域
- (2) 対流型熱輸送が優勢な基盤内破碎部の上部近傍地域
- (3) 火山岩類中にネットワーク網状の破碎が発達する地域

本地域における地熱探査の鍵は上記三条件をもれなく満す領域を探り当てることにある。我が国の他の地熱地域でも同様であるかは今後の調査研究に期待する他ないが、(1)の条件だけで十分である地域は極く例外的であると推定され、大部分は(2)の条件を付加せざるを得ないであろう。

最後に、幾つかのデータの掲載の許可をいただいた通産省に対し御礼を述べさせていただきます。

注

- 1) 緑泥石帯の形状が、基本的にはこの地域のブーゲ異常図から見た基盤隆起部にほぼ一致していることが角(1981)により指摘されている。
- 2) アニオン・インデックス(A.I.) = $0.5 \left(\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl} + \text{SO}_4} + \frac{\text{Cl} + \text{SO}_4}{\text{Cl} + \text{SO}_4 + \text{HCO}_3} \right)$ で定義され、火山を熱源とした場合 A.I. 値が大きいほど熱源に近いと解釈する。
- 3) その移動速度は40~60cm/年と見積られる(小川 1982)。
- 4) 第2図の変質帯分布図では高温熱水の起源は南東の久住山方面にあると考えられるが、この測方流動が基盤中の同じ方向の断層面に沿って行われ、それが岳ノ湯付近で上昇すると考えればよい。

文 献

- ARNASON, B. (1977) : Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium. *Geothermics*, 5, 125-151.
- 藤井紀之(1967) : 長野県梵天山ろう石鉱床の産状とその形成過程に関する考察. 鉱山地質, 17, 261-271.

- GIGGENBACH, W. F. (1978) : The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 979-988.
- HANAOKA, N. (1980) : Numerical model experiment of hydrothermal system-Topographic effects. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 37, 321-332.
- HAYASHI, M. (1973) : Hydrothermal alteration in the Otake geothermal area, Kyushu. *Jour. Japan Geoth. Ener. Assoc.*, 10, 9-46.
- 伊東潤二・窪田康宏・黒沢昌志 (1978) : 大沼地熱発電所における地熱熱水のトレーサーテストと地熱貯留層および坑井仕上等の諸考察. 地熱, 15, 25-33.
- 片山信夫 (1969) : ロウ石鉱床の生成機構と探鉱方針. 鉱山地質, 19, 31-42.
- 松本恒夫 (1983) : 九重火山群の火山地質学的研究. 山口大理地鉱教室, 91p.
- MERCADO, G. S. (1976) : Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. *2nd U. N. Symp. Dev. Use Geother. Resour.*, 1, 487-494.
- 野田徹郎 (1982) : 地熱の化学的探査の基礎的テクニック. 地熱エネルギー, 19, 104-119.
- 小川克郎 (1982) : 豊肥地熱モデルー重力と温度の解析. 昭和56年度サンシャイン研究成果中間報告書, 地熱探査等検証調査Ⅲ, 地質調査所, 307-317.
- 大木靖衛 (1979) : 地熱と温泉. 地球科学 7, 岩波書店, 215-246.
- 太田一也 (1973) : 島原半島における温泉の地質学的研究. 九大理島原火山観測所研報, 8, 1-33.
- PANICHI, C., CELATI, R., NOTO, P., SQUARCI, P., TAFFI, L. and TONGIORGI, E. (1974) : Oxygen and hydrogen isotope studies of the Larderello (Italy) geothermal systems. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrlogy*, 2, 3-28.
- SMITH, R. L. and SHAW, H. R. (1975) : Igneous-related geothermal systems. *U. S. Geol. Surv. Circular*, 726, 58-83.
- 角 清愛 (1966) : 岩手県松川地熱地帯における岩石の熱水変質. 鉱山地質, 16, 261-271.
- (1981) : 豊肥地熱地域涌蓋山周辺の地熱モデルに関する地質学的・地球化学的問題点. 地調月報, 32, 305.
- TAMANYU, S. (1981) : Evaluation of potential for geothermal energy by means of fission-track dating method in Hoho geothermal area, Kyushu, Japan. *Nucl. Tracks*, 5, 215-222.
- 通商産業省 (1983) : 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査中間報告書 (豊肥地域). 114p.