

地熱開発による深部熱水の化学的特性

九州大学工学部地熱開発センター

古賀 昭 人

Chemical Characteristics of Deep Thermal Waters discharging in Geothermal Areas

Akito KOGA
Geothermal Research Center, Faculty of Engineering, Kyushu University

1. 緒 言

遠く人類発生時から天然温泉は存在し、それらの利用および研究から、人々は温泉の概念を掴み、姑息ながらもその成因や化学的特性について熟慮を重ねて来た。信州地獄谷の猿の黙然とした湯浴み姿は古代人間の原型であろうか。

自然界において多くの種類の温泉が存在する。日本温泉法は化学的に12種類の泉質に分類している。泉質の豊富さは、すなわちその地区の地熱のアクティビティの強さでもあり、また母岩の違いによる個性でもある。温泉場周辺に繰り広げられる種々の環境風景、酸性からアルカリ性まで、また低温から沸とう泉までの湧出温度の違いなどは、そのまま多くの化学的性質の違いを示している事に他ならない。これら自然の温泉と異なり、ここ三十年来、地熱発電のための1000mあるいは2000mに及ぶ深部への掘削により、いわゆる深部熱水が陽の目をみている。ここでは地熱開発によるその様な熱水の化学的特性について述べたい。

2. 火山性熱水の生成メカニズム

2.1. 熱水の三要素

火山性熱水の生成メカニズムを論ずるには、熱水は次のような三要素から成り立つと云う事からスタートした方がよい。つまり、

$$\text{火山性熱水} = A + B + C$$

ここでA：水への熱の移動機構、B：熱水の起源、C：溶存成分の起源である。熱源はもちろんマグマであるから、地球内部のどこに熱源があり、どんな風に地表に運ばれるのかについての論議は地質学や地球物理学にゆずって、ここではもっぱら化学的立場から熱水の起源や溶存成分の起源について論議することにしたい。

2.2. 熱水の起源

熱水の起源は、かつてマグマから放出された水であると云う考えが大部分であり、50年前位でも Yellowstone の温泉は13.4%の岩漿水を含むとした説 (Day and Allen, 1935) があった。

しかしながら、最近の水の同位体化学の研究によって天然の水のサイクルの情報が得られ始めると、岩漿水説は霧散し、熱水対流系の熱水の起源は地表水であると考えられるようになった。Craig (1963) は世界各地の地熱地帯から得られた高温の塩化物を含む熱水及び蒸気と同一地域の地表水について、水素と酸素の同位体比を測定した。図1に示すように、その結果は同一地熱地域内の熱水の水素同位体比 δD は一定であり、その地域の地表水の値に等しいが、酸素同位体比は数プロミルパーセントも地表水より大きいことが分った。

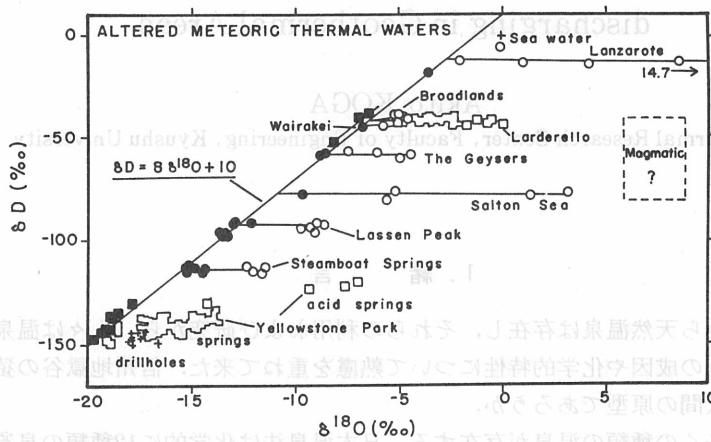


Fig. 1. Isotope variation in NaCl type thermal water

この事は、熱水の起源は地表水であり、岩石の $Si^{18}O$ との交換反応により高温熱水の ^{18}O は増えるが、岩石中には水素化合物はないので交換反応はなく D は地表水と同じであることを示している。 D が同じであることを利用して、その地域の深部熱水を函養している地域を指示することもできる。たとえば図2は大岳・八丁原地域において、八丁原らの生産井に供給されている降雨領域を示している (島田ら, 1985)。雨水の D 含量は低地の方が多く、高度100m毎に2.5プロミルパーセントずつ減じて行くと云われるから (Panichi et al, 1978)、大岳や八丁原の生産井に出て来る熱水は図2のようにもっと高地に降った雨で、それが地下にもぐり加熱されたものであることを意味している。

一方、トリチウム (3H) は水素の放射性アイソトープだが、上層気中で宇宙線により作られている。半減期は12.5年で、地下水学では水の年齢が分かるが深部熱水には極めて少なく、またある地域では Cl 含有量と負の関係が認められる (古賀ら, 1970)。いわゆる深部熱水は降雨から20~30年を経たものと思つてよい。

2.3. 溶存成分の起源

熱水中の溶存成分の起源については、大体三つの説に集約される。各々簡単に触れることにする。

A. 岩崎説

岩崎ら (1966) は、それまでの研究成果をまとめて火山性温泉の成因としてマグマ発散物の分化説を提出した。つまり、マグマは高温高压下の溶けた珪酸塩であり、揮発性成分を伴っている。

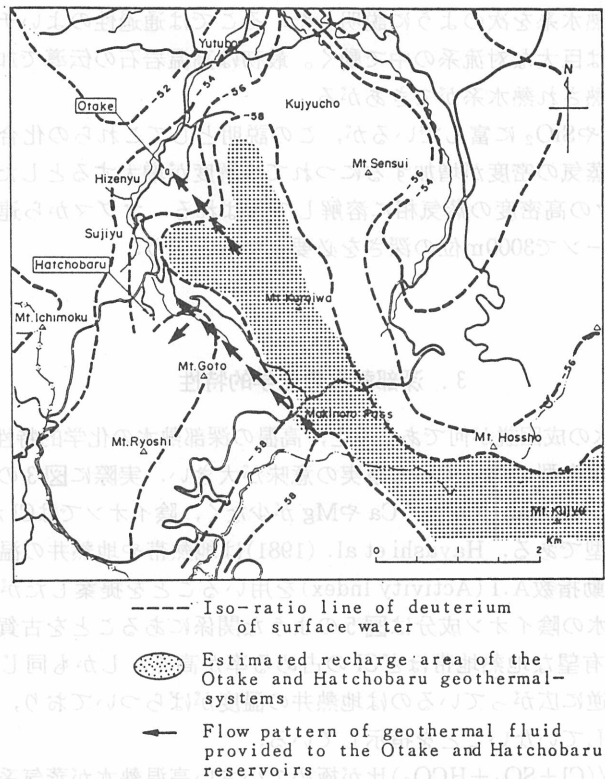


Fig. 2. Distribution map of Hydrogen Isotope in surface waters in Otake and Hatchobaru geothermal areas

揮発性成分としては、 H_2O , HF , HCl , SO_2 , H_2S , CO_2 , H_2 などであるが、これらのほとんどは酸を作る成分であり、その凝縮水は酸性である。一方、岩石を種々の温度で加熱すれば、違った組成のガスが発生することに注目し、マグマ発散物の分化と名づけた。たとえば、 Cl , H_2 や SO_2 の含有量は温度の低下と共に減少している。また、これらが溶けた液は酸性だが、長い間に壁岩と反応して次第にアルカリ性になって行く。その間、多くの泉質が生じるとした。

岩崎は、火山性熱水をマグマ発散物の10-20倍うすめたものと云い、マグマ性ガスが凝縮した水—すなわち $HCl_{aq} + HF_{aq} + H_2SO_{4\ aq}$ を原始的温泉水と名付けている。その水は F ≫ B であり、必ず BF_4^- イオンを含有しているとした。鎌田(1968)は硫黄島の高温の噴気孔(745℃)の凝縮水に304 PPM の BF_4^- イオンを検出している。

B. Ellis 説

Ellis はニュージーランドの Wairakei の多くの地熱発電井水の分析やオートクレーブを使った岩石と高温熱水の反応実験から、深部熱水の溶存成分は、岩石と熱水との反応により導入されたとの説を出し(1964, 1966, 1967)火山性の熱水系のメカニズムはゆっくり動く対流サイクルであり、その地表での湧出量は蓄えられている量を越すことはないとした。この説は前記のように、水そのものは地表水であると云う事から、がぜん力を得て天然の熱水はマグマを必要とせず、マグマ水は熔融した珪酸塩の所を通過した地下水にすぎないと Ellis は云っている。そして、岩石と水との反応による成分の溶出説によっても、Wairakei は現在の成分濃度を維持するのに10,000年は大丈夫だと計算した。

C. White 説

White (1961)は高温熱水系を次のように説明した。そこでは通過性のよいチャンネルが深部まで伸びており、地表水は巨大な対流系の中で動く。最初は高温岩石の伝導で加熱され、ついで凝縮した火山性蒸気で加熱され熱水系ができあがる。

一般に高温熱水はClやSiO₂に富んでいるが、この説明としてこれらの化合物は低密度の蒸気では余り溶けないが、蒸気の密度が増加するにつれて溶解度が增大するとした。食塩泉タイプの熱水中のNaClはマグマの高密度の蒸気相に溶解して運ばれる。マグマから連続的に運ぶのに必要な圧力は蒸気凝縮ゾーンで3000m位の深さを必要とすると云う。

3. 深部熱水の化学的特性

以上述べた火山性熱水の成因説が何であろうと、高温の深部熱水の化学的特性は濃度の差はあっても、すべて中性の食塩泉型になっている事実の意味が大きい。実際に図3の大岳、八丁原熱水の化学組成に見られるようにNa、Kが多くCaやMgが少なく、陰イオンではClが多くSO₄やHCO₃が少なく完全な食塩泉型である。Hayashi et al. (1981)は地熱帯や地熱井の温度条件の定量的評価を行うために地熱活動指数A.I (Activity Index)を用いることを提案したが(図4)、図4のAタイプに属する深部熱水の陰イオン成分は図5のような関係にあることを古賀ら(1986)は認めている。つまり、高温で有望な地熱地帯ほどClの占める率が高く、しかも同じ比率の熱水が狭い範囲に集中している。逆に広がっているのは地熱井の温度がばらついており、強力で大容量の熱水だまりはもはや存在していないことを指示している。

一方、例外としてCl/(Cl+SO₄+HCO₃)比が極めて小さい高温熱水が蒸気系の地帯に噴出することがあるが、そのような熱水はシリカシーリングの外にあるために、より深い熱水の寄与を受けず、蒸気中に含まれるH₂Sの酸化によるSO₄²⁻イオンや、CO₂と水と岩石の反応によるHCO₃⁻

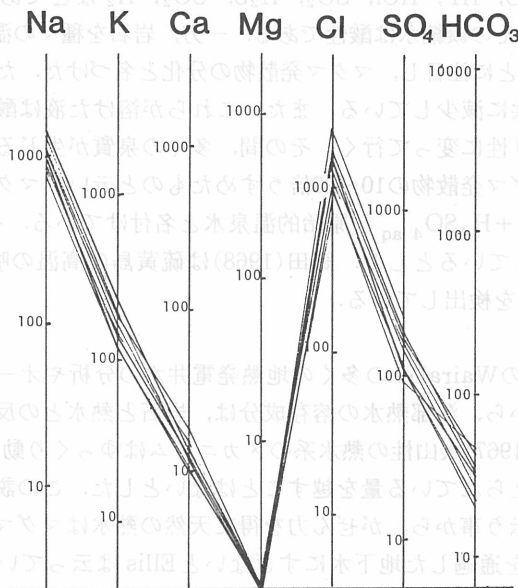


Fig. 3. Main constituents in Otake and Hatchobaru waters

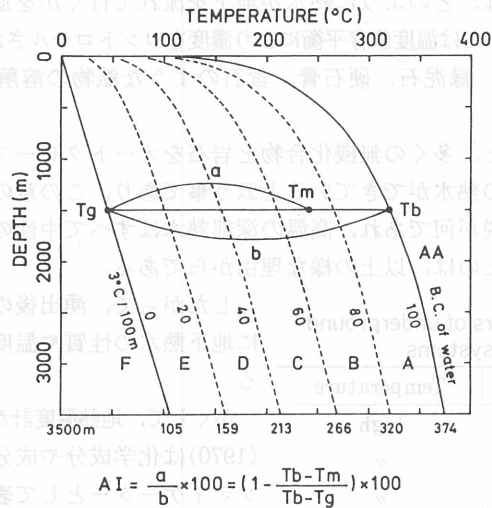


Fig. 4. Activity index and a new classification of geothermal fields

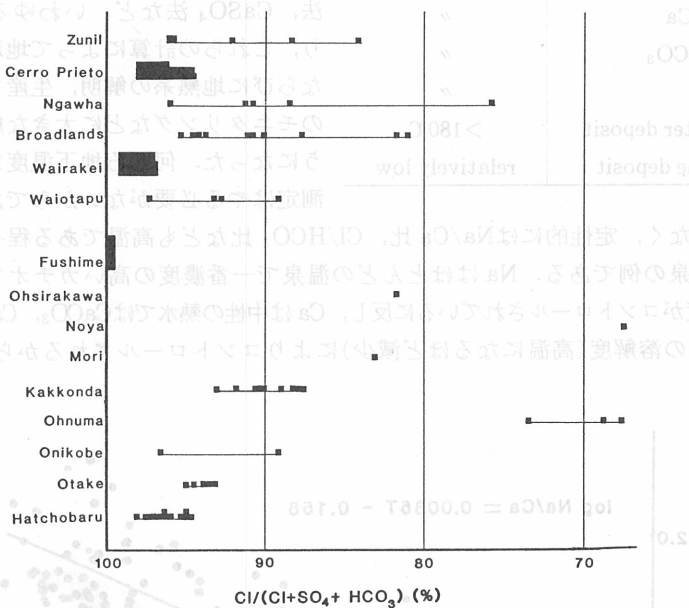


Fig. 5. Cl/(Cl+SO₄+HCO₃)% in geothermal waters

イオンが主成分であり陽イオンはNa⁺イオンが主であり、これらの水はやがて消失してしまうもので、もちろん深部熱水ではない。

熱水中に含まれる化学成分の濃度および成分比は温度、圧力によってコントロールされると言うのは極めて大事な化学的特性であろう。熱水中の化学成分は二つのカテゴリーに分類され、可溶性あるいは非反応性の元素と反応性の元素に分れ、大部分の元素は溶解度あるいは鉱物と水との間の平衡によって濃度を制限されているという事である。つまり、Cl, B, Csなどは可溶性の元素であり、一度岩石から溶出したら溶液中にとどまり、容易には二次鉱物の構造の中に入ら

ない。この現象を利用すれば、どのように熱水が地下を流れて行くかを追跡することができる。またNa, K, Li, Rbは熱水中では温度依存平衡により濃度をコントロールされ、SiO₂, Ca, Mg, F, SO₄などは、石英、石灰岩、緑泥石、硬石膏、螢石のような鉱物の溶解度によってコントロールされている。

これらの事を逆に考えると、多くの無機化合物と岩石をオートクレーブにはおりこみ、高温に加熱すると、必ず食塩泉型の熱水ができていると云う事であり、この章の初めに地熱開発上から云えば、火山性熱水の成因説が何であれ、高温の深部熱水はすべて中性の食塩泉型であると云う事実の意味が大きいと書いたのは、以上の様な理由からである。

Table 1. Chemical indicators of underground temperatures in hot water systems

Indicator	Temperature
1. high SiO ₂	high
2. low Na/K	//
3. // Na/Li	//
4. // Ca, HCO ₃	//
5. // Mg, Mg/Ca	//
6. high Na/Ca	//
7. // Cl/HCO ₃	//
8. // Cl/F	//
9. Silica sinter deposit	>180°C
10. Travertine deposit	relatively low

したがって、湧出後の熱水の分析結果から逆に地下熱水の性質や温度を推定できることになる。

かくして、地熱温度計が登場するわけだがWhite (1970)は化学成分や成分比で地下温度を示すインディケーターとして表1のように要約した。定量的に地下の温度を計算する方法には、SiO₂, Na/K法, Na, K, Ca, Mg法, Na/Li法, CaSO₄法など、いわゆる地熱温度計があり、これらの計算によって地球化学的地熱探査ならびに地熱系の解明、生産井などの経年変化のモニタリングなどに大きな威力を発揮するようになった。何しろ地下温度などのやっかいな測定はやる必要がないからである。

定量的だけでなく、定性的にはNa/Ca比, Cl/HCO₃比なども高温である程その比は高い。図6, 7は別府温泉の例である。Naはほとんどの温泉で一番濃度の高いカチオンであり、温度依存平衡により濃度がコントロールされているに反し、Caは中性の熱水ではCaCO₃, CaF₂, CaSO₄, Ca-almino-silicateの溶解度(高温になるほど減少)によりコントロールされるから、Na/Ca比は高

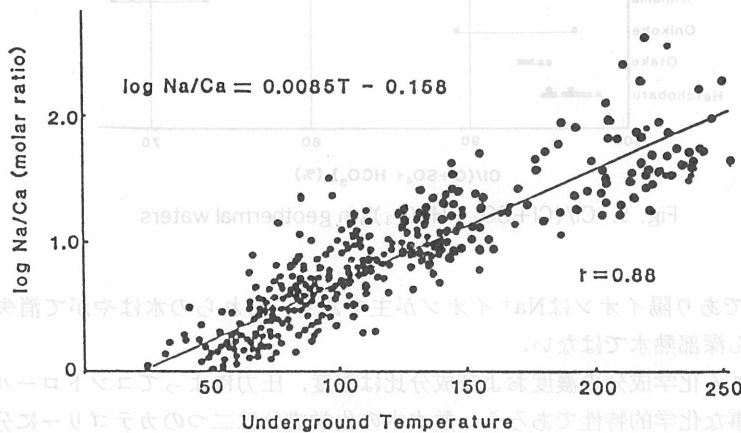


Fig. 6. Relationship between Na/Ca ratio and underground temperature in Beppu thermal water

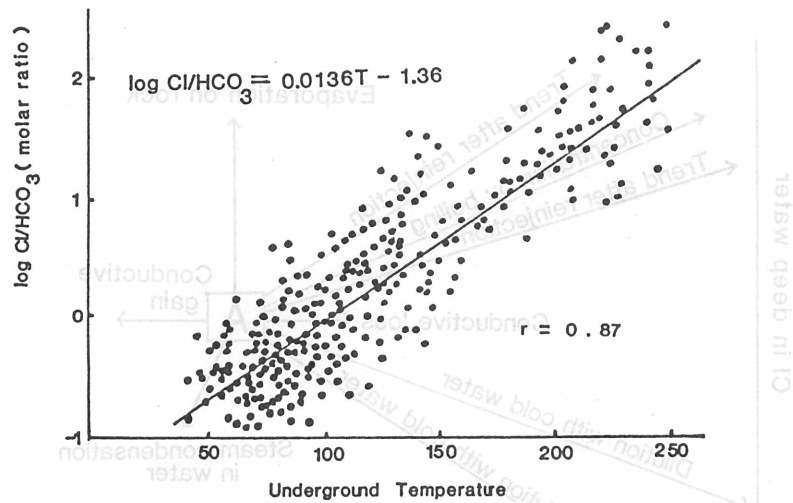


Fig. 7. Relationship between Cl/HCO₃ ratio and underground temperature in Beppu thermal water

温のものほど高い比を示すことになる。一方、Cl 深部オリジンであり、HCO₃ は浅部で生成するから、同一水系では Cl/HCO₃ 比は高温ほど高く、Cl/F 比も同様である。

温泉の湧出状況では珪酸塩質の沈澱物があれば、それは現在あるいは過去において180℃以上の地下温度があった所であり、逆に石灰華の沈澱があれば、地下温度は最高でも100℃をそう越していないだろうと推定することができる。

以上のように温泉が豊富にある地帯では溶存成分からその温泉の平衡温度を知り地下の状況を知ることができる。熱水だまりの広がりや、深部熱水の移動状況を知ることにも簡単である。一方、温度、圧力のような物理的变化が地下熱水の化学成分や組成比の変化として現れるのも重要な事であり、いわゆる生産井の化学的モニタリングとして利用しよう。図8がそうで湧出した生産井からの熱水の分析から、地下の温度やCl濃度を計算し(地熱開発前の深部熱水の温度やCl濃度はAにあったとする)経年変化によりどの様に動いていくかを図上にプロットしていく事によって、どのような物理変化(蒸発、沸とう、還元水の影響や稀釈など)が地下で起っているかを追跡することが可能である。これなども地熱開発による深部熱水の化学的特性を十分利用した方法と云えるであろう。

4. 結 語

深部熱水の起源、溶存成分の起源をいかに追求しようと、熱水の化学組成は濃度の差はあっても中性の食塩泉型であるという事実が地熱開発上大事であることを述べた。化学成分の濃度や成分比は熱水の温度、圧力によってコントロールされているからである。この事は逆に地下の温度を湧出した化学成分から計算されることを示し、地熱探査上、化学は大きな役割を果しており、また生産井の化学的モニタリングに深部熱水の化学的特性が十分利用されていることを述べた。

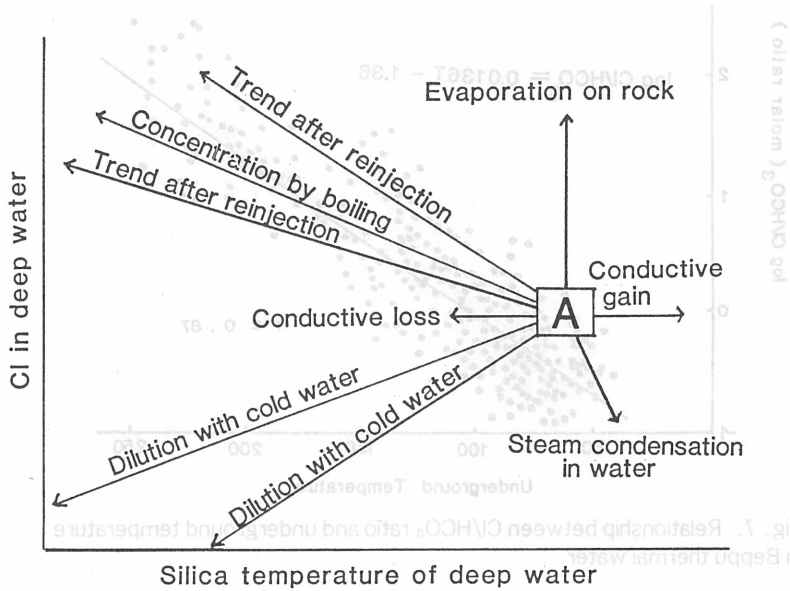


Fig. 8. Trend lines relating changes in deep water Cl concentrations to various physical processes

文 献

1. Craig, H., (1963), In "Nuclear Geology on Geothermal Areas" p.17.
2. Day, A.L., Allen, E.T., (1935), Hot Springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst. Wash. Publ. 466
3. Ellis, A.J., et al. (1964), Geochim. Cosmochim. Acta, **28**, 1323, (1966), Bull. Volcanologique, **29**, 575, (1967), Geochim. Cosmochim. Acta, **31**, 519
4. Hayashi, M., et al. (1981), Geothermal Resources Council. Transactions, **5**, 177
5. Iwasaki, I., et al. (1966), Bull. Tokyo Inst. Tech., No.74, 1
6. 鎌田ら(1968), 日化, **89**, 324
7. 古賀ら(1970), 大分県温泉調査研究会報告 **21**, 1
8. 古賀ら(1986), 温泉科学 **37**, 14
9. Panichi, C., et al. (1978), Geothermics, **6**, 143
10. 島田ら(1985), 地熱, **22**, 276
11. White, D.E., (1970), Geothermics, Special Issue **2**, I. 58