

熱水系の深部環境を地球化学データから予測する

茂野 博¹⁾

1. はじめに

現状のまま進めば必然的に生じると懸念される21世紀の深刻なエネルギー不足に対して、地球環境を悪化させない新・再生エネルギー資源・技術の開発が期待されている。地熱資源については、長期的な目標として地下深部に普遍的に存在する高温乾燥岩体や熱的に高品位なマグマの大規模な発電利用・多目的利用が期待されている。しかし、これらの地熱資源に対する接近・開発等の技術はまだ研究段階にあり、その実用化・商業化には今後多くの専門家の協力と資金・時間が必要である。このため、少なくとも今後15~20年間の地熱開発については

引続き熱水(対流)系型地熱資源の利用が中心になると予想され、さらに探査・開発技術等の改良・革新を続けて行く必要があると思われる。

日本において熱水系型資源を利用した地熱発電所は、第1表および第1図に示すように1992年現在稼働中のものが10ヶ所で、その発電容量は合計約270 MWeである(日本地熱調査会, 1992; JAPAN GEOTHERMAL ENERGY ASSOCIATION, 1990)。また、90年代中頃の運転開始を目標に現在建設・計画中のものが8ヶ所あり、その発電容量は合計約280 MWeとなっている(日本地熱調査会, 1992)。これらの合計約550 MWeは純国内資源に基づくエネルギー生産力であり非常に貴重なもので

第1表 日本の地熱発電開発地域の概要(地熱調査会(1992), TAMANYU(1991), JAPAN GEOTHERMAL ENERGY ASSOCIATION(1990)等に基づく)

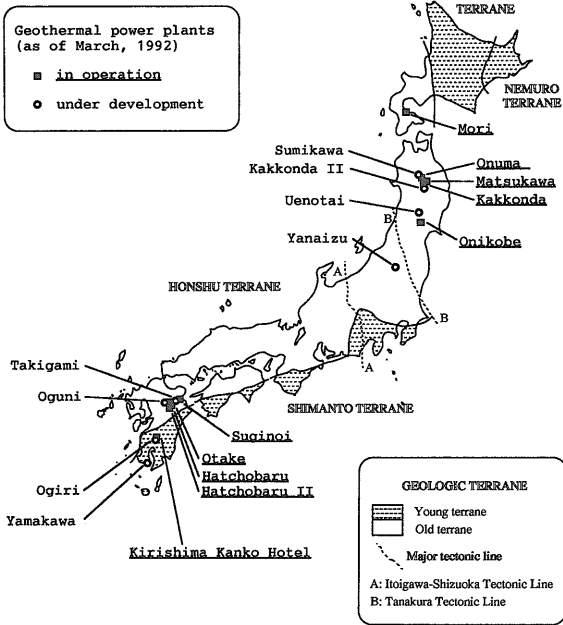
番号 記号	発電所名 (*開発中)	発電容量 (MWe)	都道 府県	開発企業名	運転 開始年	生産井 本数	還元井 本数	生産井 深度 (m)	広域 地域名	
1 A	森	50.0	北海道	道南地熱エネルギー・北海道電力	1982	6	8	635-2733	—	
2 B	澄川	*	(50.0)	秋田	三菱マテリアル・東北電力	(1995)	(10)	(5)	—	仙岩
3 C	大沼	9.5	秋田	三菱マテリアル	1974	5	3	1485-1767	仙岩	
4 D	松川	22.0	岩手	日本重化学工業	1966	10	0	945-1507	仙岩	
5 E	葛根田	50.0	岩手	日本重化学工業・東北電力	1978	20	17	897-1820	仙岩	
6 F	葛根田 II	*	(30.0)	岩手	東北地熱エネルギー・東北電力	(1996)	(8)	(8)	—	仙岩
7 G	上の岱	*	(27.5)	秋田	秋田地熱エネルギー・東北電力	(1994)	(9)	(6)	—	栗駒
8 H	鬼首	12.5	宮城	電源開発	1975	7	4	228-1500	栗駒	
9 I	柳津(奥会津)	*	(65.0)	福島	奥会津地熱・東北電力	(1995)	(13)	(3)	—	—
10 J	杉乃井	3.0	大分	杉乃井ホテル	1980	5	0	150-400	豊肥	
11 K	滝上	*	(25.0)	大分	出光地熱開発・九州電力	(1996)	(6)	(8)	—	豊肥
12 L	大岳	12.5	大分	九州電力	1967	6	11	350-1912	豊肥	
13 M	八丁原	55.0	大分	九州電力	1977	13	13	550-1971	豊肥	
14 N	八丁原 II	55.0	大分	九州電力	1990	—	—	—	豊肥	
15 O	小国	*	(25.0)	熊本	電源開発	(—)	(—)	(—)	—	豊肥
16 P	霧島観光ホテル	0.45	鹿児島	大和紡観光	1984	2?	0	70-400	—	
17 Q	大霧	*	(30.0)	鹿児島	日鉄鹿児島地熱・九州電力	(1995)	(10)	(8)	—	—
18 R	山川(伏目)	*	(30.0)	鹿児島	九州地熱・九州電力	(1994)	(9)	(4)	—	—

(本表では岳の湯(0.105 MWe, 熊本, 広瀬商事, 1991, —, —, —, 豊肥(日本地熱調査会, 1992))を除外している。)

1) 地質調査所 北海道支所

キーワード: 地熱, 発電, 資源探査, 熱水系, 貯留層, マグマ, 地球化学, 堆積岩類, 深部ボーリング, 21世紀

Geothermal Power Plants in Japan



第1図 日本の地熱発電開発地域の分布
日本列島の広域的基盤地質分布の概要を示す先新第三紀地質構造区(地質調査所, 1982)については本文6.を参照。

はあるが、1990年現在の日本の総発電容量あるいは年間発電総量の0.5%にまで到達せず、新エネルギー開発としてまだ十分期待に応えるものとはなっていない(例えば、曾我部, 1990)。

21世紀の深刻なエネルギー不足に備えて、日本において今後15~20年の間に熱水系型資源について地熱発電を順次拡大して行くためには、研究開発が進んできたバイナリー発電、高温岩体人工熱水系造成等の新技術の支援も受けて次のような進路が考えられる。(1)現状での資源的評価は上記の開発地域に比較してやや劣る場合も多いが、各種の社会的制約が少ない新たな地域を対象とする。(2)既開発地域の周辺地域を対象とする。(3)既開発地域およびその周辺地域のより深部を対象とする。(4)現状では不可能であるが、特に大規模な高温熱水系の発達が予測される特定の地域について、周辺の環境に特別の配慮の上国立公園等の制限のある地域内の地熱探査・開発を可能とし、対象とする。

(3)に述べた地下深部(少なくとも2,500 m以深)を対象とする場合には、現状では地熱調査井・生産井

の掘削に多大の費用・時間を要する。このため、地表であるいは開発された浅部貯留層から得られる各種のデータに基づいて地下深部の環境を予測することが非常に重要な課題となる。本論説では地球化学的な視点からこの問題について基本的な考察を加えたい。

2. 日本の熱水系深部環境のマクロ的概念モデル

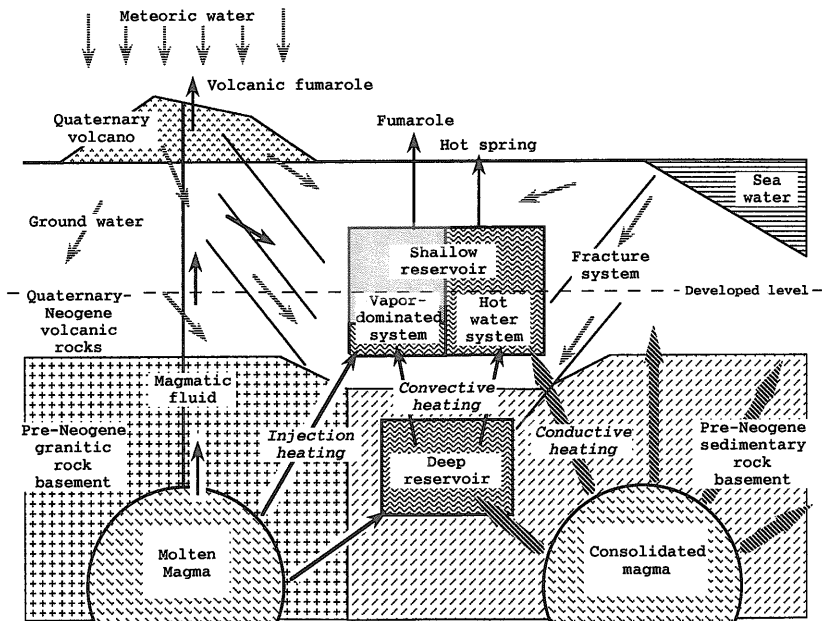
2.1 熱水系深部環境についての基本的問題

熱水系は熱と流体の流れと貯留について空間的・時間的に様々な因子によって規定されており、ミクロ的にもマクロ的にも複雑な対象である(第2図)。このため、様々な探査・評価手法を用いても、浅部のあるいは過去の様々な現象によって覆い隠された熱水系深部の現在の環境について定量的な推定を行うことは非常に困難であると思われる。しかし、地熱開発の立場から最も重要ないくつかの点について、何らかの方法により信頼できる定性的な理解を進めることはできないだろうか。

すでに地熱調査井が掘削されて地下浅部に高温地熱貯留層の発達が明かにされている地域、さらにこれを利用して地熱発電が実施されている地域では、その直下あるいはその周辺地域の深部に浅部貯留層よりも高温の場所が存在することが確実に予想される。このような場合に熱水系深部の開発可能性についての本質的問題は、(1)深部に存在する流体が地熱発電開発に適した良好な性質を持つか否かという点に関係した熱水系の本源的な加熱機構に関する問題と、(2)深部に開発に耐える大規模な貯留層が存在するか否かというより基本的な問題とに集約されると思われる。第3図にこの立場から非常に単純化した4つのマクロな概念的モデルを示し、これに基づいて以下に熱水系深部環境について考察を加えることとする。

2.2 熱水系の加熱機構の問題

日本の地熱発電開発地域について一般に想定されているようなマグマ(~その高温固結岩体)を熱源とする熱水系の場合、マグマと熱水系の間の本源的な熱と流体の供給関係についていくつかの場合に分類して考えることが可能である。より基本的には熱源となっている地下深部のマグマ(~その高温固結岩



第2図 熱水対流系の浅部—深部構造・過程の多様性を示す概念的モデル

体)中への地下浅部からの地下水の供給およびそれに伴う地熱流体の対流がある場合とない場合とが考えられるが、本報告では前者の地下水起源流体対流型の加熱機構については議論せず、より一般性が高いと思われる後者の場合に絞って考察を進めることとする。後者に関してはマグマ(～その高温固結岩体)による熱水系の加熱機構の差異について、さらに熱伝導型とマグマ起源流体吹き込み型とに区別されよう(例えば、茂野・阿部, 1986)。

第3図では、左側に熱伝導型加熱機構に基づく2種類の熱水系のモデル(D型)を、右側にマグマ起源流体吹き込み型加熱機構に基づく2種類の熱水系のモデル(I型)をそれぞれ示す。地下深部から上昇して来たマグマより放出される高温の流体(マグマ起源流体)の化学的性質は必ずしも単純ではないが(例えば、FYFE et al., 1978; BURNHAM, 1979), 日本の安山岩質火山の山頂部から噴出する高温火山ガスの組成(例えば、IWASAKI et al., 1962; 日下部・松葉谷, 1986)等から判断すれば、酸性で塩濃度・ガス濃度が非常に高い可能性が高く、その開発については利用上および環境上の問題を生じる可能性が高いと思われる。

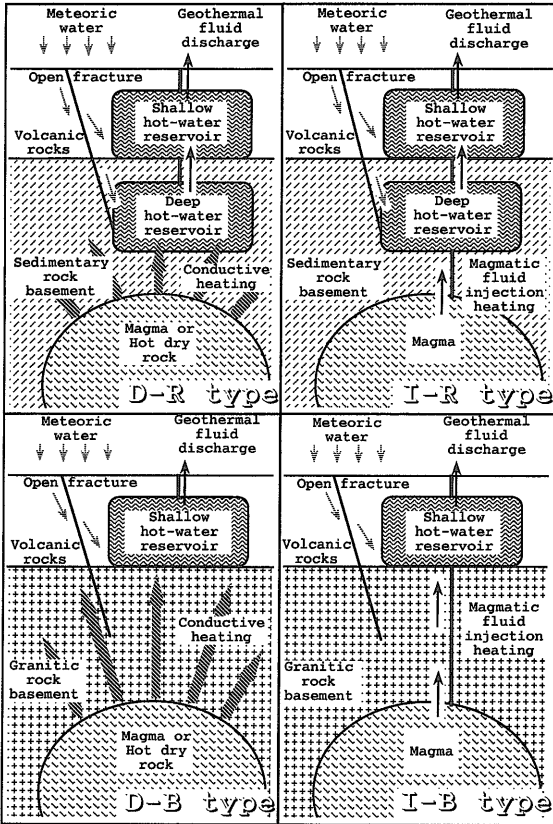
2.3 深部貯留層の発達の問題

日本の地熱開発においては基盤(basement)という地質学用語が広く使用されており、各開発地域の

地質層序に応じて新第三紀～第四紀の火山岩類～海成碎屑性堆積岩類よりも下位の先新第三紀の花崗岩類、変成岩類あるいは海成堆積岩類がこの基盤の名で呼ばれている。日本における熱水系の発電開発では、現在まで比較的地下浅部の主に新第三紀以降の火山岩類中に発達する貯留層が開発されて来たが、新第三系(の分布限界深度は2,500 m程度よりも浅い場合が多く、熱水系深部の開発では必然的に基盤内の貯留層の開発が課題となる。

地下では深度の増加とともに圧力が増加し、一般に岩石中の有効空隙率が低下して流動可能な流体の存在率は低下する。しかし基盤とされる岩石の中でも結晶質の花崗岩類、強変成岩類と非結晶質の弱変成～非変成堆積岩類とでは、一般に後者の方が有効空隙率が高く流体の存在率が高いことが明らかである(例えば、TISSOT and WELTE, 1984; FETTER, 1988参照)。堆積岩類(大部分が海成)の中でも特に粗粒の碎屑性堆積岩類や石灰岩類は、基盤岩類の中で深部貯留層発達の有望性が高いと思われる。

海成の碎屑性堆積物の堆積時には碎屑粒子間に多量の空隙があり(1次空隙)、これらは基本的に海水によって満たされている。続成作用により堆積岩類が生成するのに伴われてこれらの空隙水は絞り出されて部分的に失われ、絶対空隙率が減少するととも



第3図 加熱機構の差異(横軸)と深部貯留層の有無(縦軸)に基づいて4つに分類した高温熱水系深部環境の概念的モデル
各タイプの略号は、D：熱伝導加熱型、I：マグマ起源流体吹き込み加熱型、R：深部貯留層発達型(堆積岩質基盤)、B：深部貯留層非発達型(花崗岩質基盤)である。

に有効空隙率は低下していくが、地下3 km以深においてもかなり多くの場合に10%以上の絶対空隙率が保持されている(例えば、ALLEN and ALLEN, 1990)。さらに、地域によっては広域応力場等により断裂系が生成し(2次空隙)、マクロな透水性が上昇する。このような碎屑性堆積岩類に対してマグマ起源の地熱活動により急激な温度上昇が起これば、有効～閉鎖空隙中の液体による鉱物の溶解が進むとともに閉鎖空隙中の液体の膨張・昇圧による微小岩石破壊が生じて、多量の地熱流体の流動と貯留が可能になることが期待される。これに対して花崗岩類等については1次空隙がほとんど存在しないため、マグマ～地熱活動に伴う上記のマイクロおよびマクロな地熱貯留層の形成作用はあまり期待でき

ない。

現実に世界的にはすでに18ヶ国の40ヶ所以上の地域で地熱発電所が稼働し、その総発電容量は6,000 MWeに達しているが、このうち3,700 MWe以上(62%以上)が堆積岩(～その変成岩)貯留層からの生産によるものと推定される(第2表)。なお、残りは地下比較的浅部の火山岩類中に発達する貯留層からの生産によるものが多く、筆者の手元の資料では深成岩貯留層からの生産によると確実に結論されるものは見当らなかった。

特に注目されるのは、これらの既開発地熱発電地域の中で発電容量が150 MWe以上の大規模な8地域のうち、少なくとも4地域では明白に堆積岩中に地熱貯留層が発達していることである。すなわち、世界最大のThe Geysers(主に中・新生代の海成碎屑性堆積岩類：フランスカン層)、第2位のCerro Prieto(新生代の海成碎屑性堆積岩類：コロラド川のデルタ成堆積物・堆積岩)、第6位のSalton Sea(同上)、および第7位のLarderello(主に中生代の炭酸塩岩類・蒸発岩類)である。なお、これらの地域ではすでに部分的に深度3,000 mに達する坑井により、地熱流体の生産が行われている。このように堆積岩類は熱的に恵まれた条件下では高温地熱貯留層として一般的であり、特に大規模地熱貯留層の形成には有利な環境を提供すると判断される。

地熱流体の流動通路として断裂が重要であることは広く指摘されているが、特に地溝帯、プールアパートベイズン、パイアス型カルデラのように伸張性広域応力場により開口性の大規模断裂系が発達する地域では、これらの断裂系が地下深部に達する流体の通路として有効であると思われる。有効空隙率の高い粗粒の碎屑性堆積岩類等が基盤岩として分布し、深部にまで開口性の断裂系が発達する場合には、降水起源地下水の大規模な供給—地熱流体の循環が生じて、深部貯留層の形成が特に期待できるのではないだろうか。

第3図では、上側に基盤内に深部地熱貯留層が発達する2種類の熱水系モデル(R型)を、下側に基盤内に深部地熱貯留層が発達しない2種類の熱水系モデル(B型)をそれぞれ示す。上記の議論に対応させて、R型は基盤岩が主に粗粒の海成碎屑性堆積岩類の場合、B型は基盤岩が主に花崗岩類等の

第2表 世界の地熱発電開発地域における堆積岩貯留層の重要性(日本地熱調査会(1991)に加筆し, 堆積岩貯留層の存在とその相対的深度の概要を右端に示した.)

Nation	Total capacity (MWe)	Geothermal power plant	Capacity (MWe)	Sedimentary rock reservoir
U.S.A.	2836	The Geysers	2084	shallow-deep
		Coso	265	
		Salton Sea	186	shallow-deep
		Heber	92	shallow-deep
		East Mesa	89	shallow-deep
		Dixie Valley	50	?
		Honer Lake	30	?
		Others	40	?
Philippines	894	Tiwi	330	
		Mak-Ban	330	
		Palimpinon	118.5	
		Tongonan	115.5	
Mexico	700	Cerro Prieto	620	shallow-deep
		Los Azufres	80	
Italy	547	Larderello	171	shallow-deep
		Radicondoli	90	shallow-deep
		Castelnuovo	64	shallow-deep
		Serrazzano	47	shallow-deep
		Monte Amiata	42	shallow-deep
		Lago	33	shallow-deep
		Lustignano	28	shallow-deep
		Others	72	?
New Zealand	283.2	Wairakei	157.2	
		Ohaaki	116	deep
		Kawerau	10	deep
Japan	214.6	(see Table 1)		
Indonesia	142.25	Kamojang	140.25	
		Dieng	2	
El Salvador	95	Ahuachapan	95	
Nicaragua	70	Momotombo	70	
Iceland	46	Krafla	30	
		Svartsengi	12	
		Namafjall	3.2	
		Others	0.8	
Kenya	45	Olkaria	45	
Turkey	20	Kizildere	20	shallow-deep
China	19.98	Yangbajang & others	19.98	deep
Russia	11	Pauzhetka	11	
France	4.2	Guadeloupe	4.2	
Taiwan	3.3	Chingshui & others	3.3	
Azores	3	Pico Vermelho	3	
Greece	2	Milos	2	

5904.53 MWe (World total as of December, 1989)

結晶質岩石の場合を想定している。

2.4 熱水系深部環境についての4つの概念モデル

以上の非常に単純化した議論をまとめれば、熱水系深部の開発の観点から最も重要な2つの因子と考えられる熱水系の本源的加熱機構の差違と基盤内の深部貯留層発達の有無により、マグマ(～その高温固結岩体)を熱源とする高温熱水系の深部環境について、第3図に示すように左上から反時計回りに(1)DR型、(2)DB型、(3)IB型、(4)IR型の4種類に分けて概念的にモデル化できることとなる。

これら4つのモデル化された熱水系深部環境の特徴をまとめれば次の通りである。(1)DR型では基盤内に降水起源地下水等を元とした主に中性低塩濃度の取り扱い易い性質の地熱流体を含む貯留層が存在し、熱水系深部の開発が最も期待できる。(2)DB型では基盤内に主に高温乾燥岩体型地熱資源が存在し、その開発には人工熱水系造成技術等の利用が必要となる可能性が高い。しかし、部分的には断裂系を通じた降水起源地下水の深部循環等により、基盤内に地熱流体の流動が存在するかもしれない。一方、(3)IB型では基盤内に断裂に沿って酸性で高塩濃度・高ガス濃度の可能性が高い高温のマグマ起源流体が流動しており、その開発には利用上および環境上の問題の発生が予測され、十分な対策を立てる必要があると思われる。これに対して(4)IR型ではDR型とIB型の間隔的な性格を生じると思われるが、基盤内貯留層におけるマグマ起源流体と貯留層構成岩石との化学反応の進行や降水起源地下水との混合により基盤内の地熱流体は比較的良質で、その利用は比較的容易であることが期待される。

3. 熱水系深部環境の地球化学的調査・評価手法

3.1 熱水系深部の調査・評価に有効な手法

世界各地における熱水系の探査・開発の進展とともに、地球化学的温度計手法や自然・人工トレーサー手法を始めとする各種の地球化学的手法が考案・利用されてきた(例えば、茂野, 1988)。これらの手法についてはWHITE (1970), ELLIS and MAHON (1977), 湯原 (1982), HENLEY et al. (1984), D'AMORE (1992)等によってまとめられている。

地下深部から浅部貯留層にもたらされた地熱流体

は、貯留層中に比較的長期間滞在した後断裂や坑井を通じて比較的短期間に上昇し地表に噴出する。これらの過程の間に地熱流体は岩石・鉱物との反応(溶解・沈澱・イオン交換)、気液分離、低温地下水との混合、伝導冷却等の多くの物理的・化学的変化を受ける。このため、地熱流体中には熱水系の深部環境に関する情報は保存され難い。

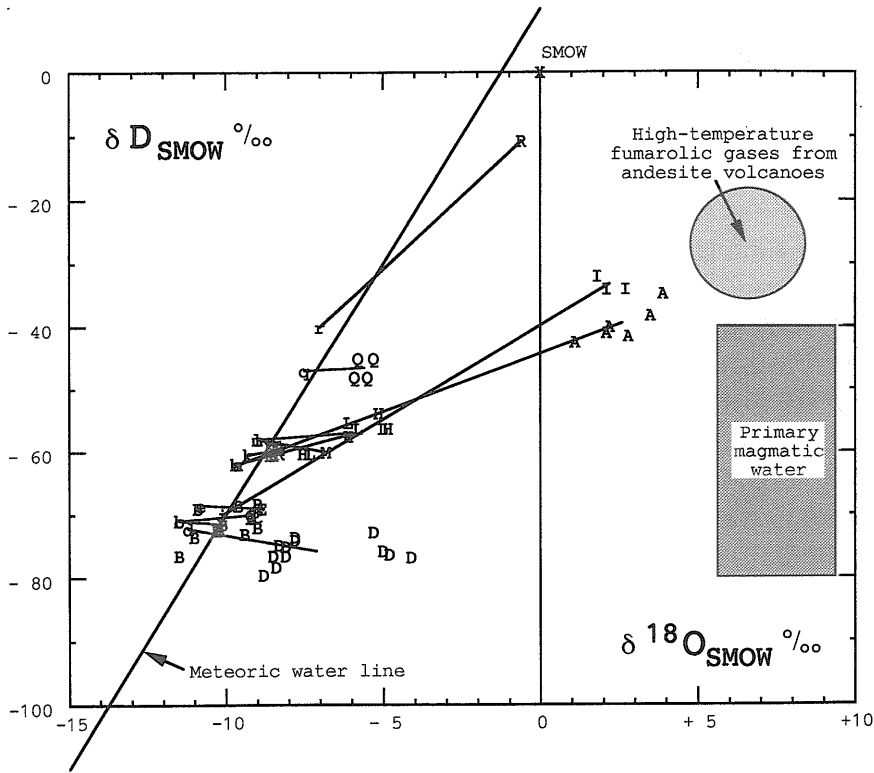
熱水系深部環境の解明を目的として上述した各種の地球化学的調査・評価手法を適用するにあたっては、このことが最大の問題点であり、その解決法としては地下浅部において変化を生じ難い化学成分を利用するか、あるいは大きな変化を生じる場合には何らかの方法によりその影響を補正・除去することが必要となる。この意味で、水の水素・酸素同位体組成($\delta D(H_2O)$ 値, $\delta^{18}O(H_2O)$ 値)および各種の非反応性成分(可溶性成分, 保存性成分とも呼ばれる)(例えば, SHIGENO and ABE, 1986)の利用が非常に有望である。

ここでは、2. で議論したように熱水系の深部環境として重要な熱水系の加熱機構および深部貯留層の発達を推定する目的で、特に有効性が高いと考えられる地熱流体の(1) $\delta D(H_2O)$ 値- $\delta^{18}O(H_2O)$ 値、(2) N_2/Ar 比- He/Ar 比、(3)Cl濃度-B/Cl比を用いる手法および(4)これらの複手法についてその概要を説明する。

3.2 $\delta D(H_2O)$ 値- $\delta^{18}O(H_2O)$ 値による手法

地熱流体の主成分である水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値は、水の起源の推定を通じて熱水系の加熱機構を推定する目的で重要である。第4図に示すように、降水を起源とした地下水は平均海水(SMOW)を基準として概略 $\delta D=8 \times \delta^{18}O+10$ の関係を示し、高緯度、高標高、遠海岸の地域ほど低い δD 値, $\delta^{18}O$ 値を持つ。

CRAIG (1963)等により、高温の熱水卓越系からもたらされる中性Na-Cl型の熱水は、多くの場合その周辺地域の降水起源地下水を基準として δD 値のシフトを伴わず $\delta^{18}O$ 値の正のシフトのみを示すことが明らかにされており、これらの地域では基本的に降水起源地下水から熱水が生成していることを示していると解釈されている。すなわち、貯留層においては未変質のおよび地熱変質を受けた岩石中の鉱物を構成するHの量に比較して循環する熱水のHの量が圧倒的に多いため、比較的速い同位体



第4図
日本の地熱発電開発地域における生産流体の $\delta D(H_2O)$ 値 - $\delta^{18}O(H_2O)$ 値の関係
地域記号の英字は第1表参照. 小文字は周辺地域の代表的降水起源地表水・地下水, 大文字は開発された貯留層の地熱流体で, 両者(後者については平均値)を直線で結んでいる. 分析データは第3表の文献に, マグマ水および火山ガスの値は日下部・松葉谷(1986)による. SMOWは標準平均海水である.

交換反応等によっても周辺地域の降水起源地下水とこれから生成した熱水との間に δD 値の変化はない. これに対して, O は貯留層岩石中の多くの鉱物の主要構成元素であり(その $\delta^{18}O$ 値は高い), 長期に渡って循環する熱水と鉱物との間の比較的遅い同位体交換反応等によって, 降水起源地下水の $\delta^{18}O$ 値よりもこれから生成した熱水の $\delta^{18}O$ 値が高くなるのである. 主に海水起源地下水より生成したと考えられる熱水では, 海水に近い δD 値, $\delta^{18}O$ 値が測定されている. なお, 地熱流体の平衡的あるいは非平衡的な気液分離過程により一般に水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値は液相と気相の間で大きな分別を生じるため, 気液分離条件が存在する場合の解析にはその補正が必要である.

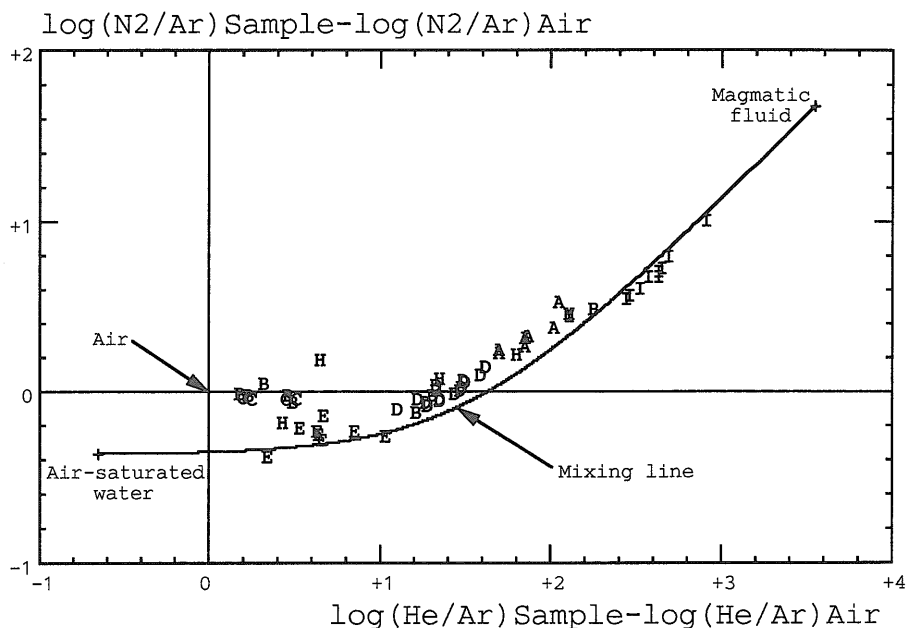
一方, マグマ起源流体の水の δD 値, $\delta^{18}O$ 値は, 多くの場合第4図に示すようにそれぞれ -60% , $+8\%$ を中心とした領域の値を取ると推定されている(例えば, TAYLOR, 1979). しかし, 日本のように海洋プレートの沈み込み帯において主に安山岩質火山山頂部から噴出する高温・酸性の火山ガスは, $\delta D(H_2O)$ 値が -25% , $\delta^{18}O(H_2O)$ 値が $+7\%$ 程度の値を示す(例えば, 日下部・松葉谷, 1986). これ

は, 海洋プレートの沈み込みにより海水および海底堆積物が地下深部に取り込まれ, これらの寄与を受けた流体がマグマに伴われて上昇・噴出するためである可能性が高い.

以上のような知識に基づいて, 生産過程での気液分離の影響等を補正した地熱流体が $\delta D(H_2O)$ 値のシフトを伴わず比較的小さな $\delta^{18}O(H_2O)$ 値の正のシフトのみを示す場合には, 地下深部では熱伝導型加熱機構が卓越し, 2.4の DR 型~DB 型の環境となっている可能性が高いと推定される. これに対して, 地熱流体が上記の高温・酸性の火山ガスに近い $\delta D(H_2O)$ 値, $\delta^{18}O(H_2O)$ 値を示す場合には, 地下深部ではマグマ起源流体吹き込み型の加熱機構が卓越し, 2.4の IR 型~IB 型の環境となっている可能性が高いと推定される. 特に高い $\delta D(H_2O)$ 値, $\delta^{18}O(H_2O)$ 値を示す場合には, 基盤中に貯留層の発達が悪く, 岩石/流体比が高い IB 型である可能性が高いと判断されよう.

3.3 N_2/Ar 比 - He/Ar 比による手法

N_2 , Ar および He は地球化学的サイクルの中で気圏に濃集する非反応性成分であり, 地熱流体の N_2/Ar 比および He/Ar 比はこれらのガスの起源の



第5図

日本の地熱発電開発地域における生産流体の N_2/Ar 比- He/Ar 比の関係

N_2/Ar 比と He/Ar 比は大気各比を基準にして示した。地域記号の英字は第1表参照。分析データは第3表の文献に、実線で示したマグマ起源流体と大気飽和水との混合線はKIYOSU (1986) に基づく。

推定を通じて熱水系の加熱機構を推定する目的で重要である (YOSHIDA, 1986; SHIGENO and ABE, 1986; SHIGENO et al., 1992)。

海洋プレートの沈み込み帯にあたる東北日本等の主に安山岩質火山山頂部から噴出する高温・酸性の火山ガスは、第5図に示したように N_2/Ar モル比が約4,000、 He/Ar モル比が約2の値を持つ地下深部からの高温流体と大気に飽和した降水起源地下水とが混合した線上の値を持っており、大気を基準として N_2/Ar 比および He/Ar 比が非常に高いことを特徴としている (MATSUO et al., 1978; KIYOSU, 1986)。この非常に高い N_2/Ar 比については、海洋プレートの沈み込み帯によりNに富む海底堆積物が地下深部に取り込まれ、この寄与を受けて生成した N_2 に富む流体がマグマに伴われて上昇・噴出するためである可能性が高い (MATSUO et al., 1978)。地殻が古い大陸地域では、放射性元素の壊変により 4He が多量に生成・蓄積しているために He/Ar 比が高い地熱流体が生成する可能性があるが、上記の火山ガスの $^3He/^4He$ 比は大気値よりも明瞭に高く、非常に高い He/Ar 比の原因は主に地殻浅所に貫入したマントル起源のマグマから分離・上昇する流体の寄与に求められる。

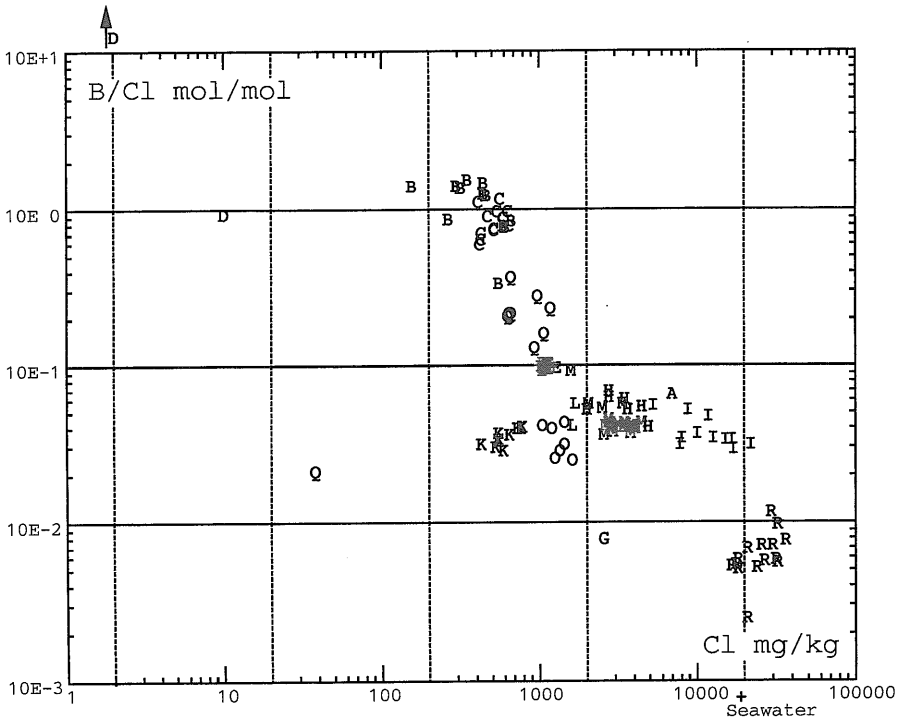
地熱貯留層を構成する岩石からもたらされる N_2 、 Ar 、 He の量は、日本の例では一般的にあまり多く

ないようである。大気に飽和した海水起源地下水の N_2/Ar 比および He/Ar 比は降水起源地下水の値とほとんど同じであると推測される。地熱流体の気液分離過程については N_2 、 Ar 、 He はどれも強く気相に濃集する傾向にあるため、蒸気卓越系からの蒸気の N_2/Ar 比および He/Ar 比は貯留層中の地熱流体の値に近いと考えられる。なお、大気にさらされた生産熱水が地下還元されている地域で貯留層中の地熱流体の N_2 、 Ar 、 He 濃度が低い場合には、 N_2/Ar 比、 He/Ar 比が大気値に近い例が報告されている (例えば、SHIGENO et al., 1992)。

以上のような知識に基づいて、地熱流体が大気飽和水に近い低い N_2/Ar 比および He/Ar 比を示す場合には、地下深部では熱伝導型加熱機構が卓越し2.4のDR型~DB型となっている可能性が高いと推定される。これに対して、地熱流体が上記の火山ガスに近い高い N_2/Ar 比および He/Ar 比を示す場合には、地下深部ではマグマ起源流体吹き込み型の加熱機構が卓越し、2.4のIR型~IB型となっている可能性が高いと推定される。特に高い N_2/Ar 比および He/Ar 比を示す場合には、基盤中に貯留層の発達が悪く岩石/流体比が高いIB型である可能性が高いと判断されよう。

3.4 Cl濃度-B/Cl比による手法

2.3で述べたように基盤中の深部貯留層は、相対



第6図
日本の地熱発電開発地域における生産熱水および蒸気凝縮水のCl濃度-B/Cl比の関係
地域記号の英字は第1表参照。分析データは第3表の文献による。生産熱水のClおよびB濃度については分離した生産蒸気の補正を行っていない。

的に高い有効空隙率を持つ(主に海成の)粗粒の碎屑性堆積岩類中に発達する可能性が高いと思われる。このような海成の碎屑性堆積岩類中に貯留層が発達することの指標としては、地球化学的サイクルにより低温環境でそれぞれ(海成)堆積岩類と水圏(海水)に濃集する非反応性成分間の比、特に B/Cl 比が有効である (SHIGENO and ABE, 1983, 1986)。

主に Cl および B に乏しい降水起源地下水から生成した高温の熱水では、Cl 濃度は一般に海水に比較して非常に低く、その B/Cl モル比は貯留層構成岩石の種類に対応して火山岩類の場合には一般に 0.01~0.1 程度の値を示すのに対し、海成の碎屑性堆積岩類の場合には一般に 0.1~1 程度のより高い値を示す (ELLIS and MAHON, 1964, 1967; SHIGENO and ABE, 1983)。このことから、日本の高温熱水系のように開発された浅部貯留層が主に新第三紀以降の火山岩類中に存在する場合には、温泉水および坑井を通じて得られる熱水について B/Cl 比の高異常を探索することにより、基盤の海成堆積岩類中に深部貯留層が発達する地域 (DR 型~IR 型) の予測を行うことが可能になるとと思われる (SHIGENO and ABE, 1983)。なお、花崗岩類については一般に火山岩類と同程度の B/Cl 比が予想されるが、栗

駒地域のように基盤の花崗岩類中からもたらされる熱水が 0.01 程度の特徴的に低い B/Cl 比を示す例もある (SHIGENO and ABE, 1983)。

一方、海水~化石海水起源地下水が多量に混入する熱水系では、これらの水の非常に高い Cl 濃度と低い B/Cl 比を反映して、Cl 濃度は高く B/Cl 比は 0.001~0.01 と低くなる (第6図)。蒸気卓越系からの蒸気凝縮水では Cl 濃度は極端に低く、200~300°C での熱水の沸騰—気液分離により B/Cl モル比は非常に高く 0.1 程度よりも高い。しかし、より高温・酸性で Cl 濃度が非常に高くマグマ起源流体の寄与が想定される地熱流体では、Cl と B の分別は小さく B/Cl モル比は 0.1 よりも低いようである。このように、大規模な海水起源地下水の混入や気液分離を伴う熱水系では、B/Cl モル比による深部貯留層の発達可能性の検討には注意が必要である (SHIGENO and ABE, 1983)。

主に海成堆積岩質の基盤中に深部貯留層が発達する場合には、B/Cl 比と同様に I/Cl 比、C₂H₆/CH₄ 比等にも高い異常の検出が期待される (SHIGENO and ABE, 1986; SHIGENO et al., 1992)。

3.5 加熱機構と深部貯留層発達の複合解析手法

上述した(1)熱水系の加熱機構の差異と(2)深部貯留

層発達の有無とに関する複数の地球化学的な指標を組み合わせて考えることにより、地表であるいは坑井を通じて得られる地熱流体の分析データから、第3図に示した概念モデルに沿って熱水系の深部環境をマクロ的に予測することが可能になると思われる。具体的には、第7図に示すように横軸に加熱機構の指標としてHe/Ar比等、縦軸に深部貯留層の発達の有無の指標としてB/Cl比等を取り、これに地熱流体の分析データをプロットすることにより、そのプロット位置から検討の対象としている熱水系の深部環境が第3図の(1)DR型、(2)DB型、(3)IB型、(4)IR型の4つの概念モデルのどれに対応するかを明らかにすることができるであろう。

4. 地球化学的に予測した日本の熱水系深部環境

4.1 日本の地熱発電開発地域についての生産流体の地球化学データ

日本において地熱発電所が稼働中あるいは建設

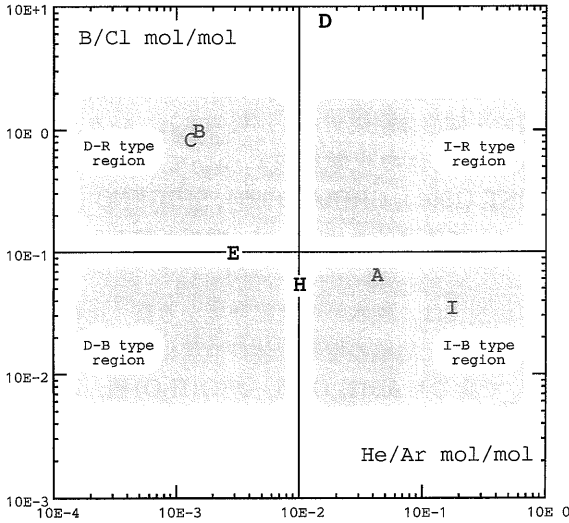
・計画中の地域の大部分(開発された貯留層の温度約200~350°C)に関しては、第3表にまとめたように生産井あるいは調査井から噴出する地熱流体の化学組成・同位体組成データが報告されている。これらの地熱流体の化学組成については、HEDENQUIST (1991), CHIBA (1991), SHIGENO (1992)等によって予察的な比較検討・解析が試みられている。

本論説では、熱水系の深部環境を考察・比較する目的で、上記地域の地熱流体の地球化学データのうち3.で論じた $\delta D(H_2O)$ 値- $\delta^{18}O(H_2O)$ 値、 N_2/Ar 比-He/Ar比およびCl濃度-B/Cl比の各関係について第4図、第5図および第6図にそれぞれまとめて示す。さらに、これらの複合解析の目的で、He/Ar比-B/Cl比および $\Delta^{18}O$ (地熱流体-降水起源地下水)値-B/Cl比の各関係について第7図、第8図に示す。第4図~第8図では地域間に大きな違いが認められるが、第6図~第8図は後述するように海水起源地下水の寄与が存在する山川地域と蒸気卓越系が発達する松川地域を除いて類似性の

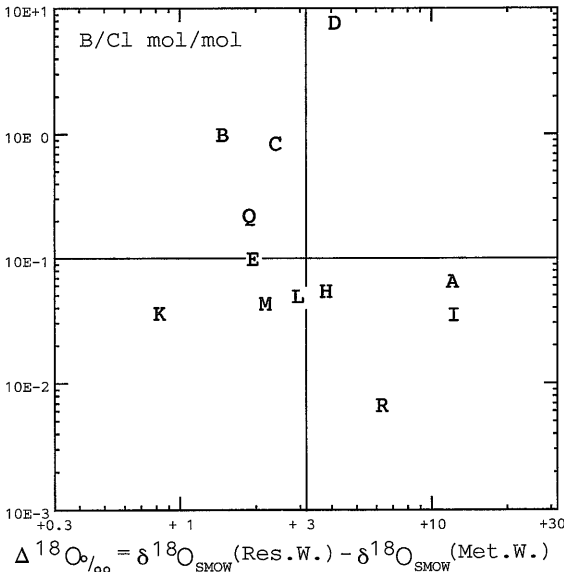
第3表 日本の地熱発電開発地域からの生産地熱流体に関する地球化学的データの主要報告文献

番号 記号	発電所名 (*開発中)	文	献
1 A	森	吉田(1990), YOSHIDA(1991), CHIBA(1991).	
2 B	澄川	* 坂井他(1986), GEOTHERMAL RES. SOC. JAPAN(1988), UEDA et al.(1991), CHIBA(1991).	
3 C	大沼	与良他(1973), SAKAI(1977), 坂井他(1986), 茂野・阿部(1987), GEOTHERMAL RES. SOC. JAPAN(1988), SHIGENO et al.(1992).	
4 D	松川	KIYOSU(1983), 松葉谷他(1985), KIYOSU(1986), 茂野・阿部(1987), 花野他(1989), YOSHIDA and ISHIZAKI(1988), SHIGENO et al.(1992).	
5 E	葛根田	松葉谷他(1985), 茂野・阿部(1987), KIYOSU and YOSHIDA(1988), 笠井他(1990), SHIGENO et al.(1992).	
6 F	葛根田II	*	—
7 G	上の岱	* 栗山(1985), 中他(1987).	
8 H	鬼首	清棲(1986), KIYOSU(1986), GEOTHERMAL RES. SOC. JAPAN(1988), 阿部他(1989).	
9 I	柳津(奥会津)	* 新田他(1987), SEKI(1991).	
10 J	杉乃井	—	
11 K	滝上	* 林他(1988), TAKENAKA and FURUYA(1990).	
12 L	大岳	MIZUTANI(1972), 茂野他(1985), 野田他(1985).	
13 M	八丁原	真鍋・江島(1984), 島田他(1985), 茂野他(1985), 野田他(1985), GEOTHERMAL RES. SOC. JAPAN(1988), HIROWATARI(1991).	
14 N	八丁原II	—	
15 O	小国	* 野田他(1985), 藤田・阿部(1988).	
16 P	霧島観光ホテル	—	
17 Q	大霧	* 児玉・中島(1988), SHIMIZU et al.(1988).	
18 R	山川(伏目)	* 吉村他(1985), AKAKU et al.(1991).	

本表の文献については、本文末の文献一覧では省略されている。



第7図 日本の地熱発電開発地域における生産流体の He/Ar 比-B/Cl 比の関係(複合解析)
地域記号の英字は第1表参照. 図示した値は第5図および第6図に示した各地域のデータの平均値である. 予測される熱水系深部環境の略号については第3図を参照.



第8図 日本の地熱発電開発地域における生産流体の $\Delta^{18}O$ (地熱流体-降水起源地下水) 値-B/Cl 比の関係(複合解析)
地域記号の英字は第1表参照. 図示した値は, 第4図に示した各地域の降水起源地下水と地熱流体とを連結した直線についての $\delta^{18}O(\text{H}_2\text{O})$ 値のシフト値および第6図に示した各地域の B/Cl 比データの平均値である.

高い結果となっており, 地熱流体の Cl 濃度, He/Ar 比, (N_2/Ar 比) および $\delta^{18}O(\text{H}_2\text{O})$ 値が共通の原因によって変化していることを示唆している.

4.2 日本の地熱発電開発地域についての熱水系深部環境の予測

日本の地熱発電開発地域の地熱流体は, 地球化学的データが十分利用できない3~5地域を除いて第4図~第8図に基づいて6つのグループに分類することができる. これらの各グループには, 2. および3. の議論に基づいて異なった熱水系の深部環境が予測される(第4表参照). これらの中で特に興味深いのは, 第1グループの澄川, 大沼, 大霧, (葛根田) 地域と第4グループの柳津, 森地域との間の大きな相違である.

第1グループの澄川, 大沼の両地域(および大霧, 葛根田地域)では, 地熱流体が降水起源地下水の値に近い低い $\delta D(\text{H}_2\text{O})$ 値, $\delta^{18}O(\text{H}_2\text{O})$ 値, N_2/Ar 比, He/Ar 比および低い Cl 濃度を示しており, マグマ起源流体の寄与が小さく, 降水起源地下水を元としてマグマを熱源とした熱伝導型の加熱機構が卓越していると考えられる. 一方, 地熱流体の B/Cl 比は非常に高く海成堆積岩類の寄与を示し, 基盤内に大規模な深部貯留層が発達する可能性が高いことを示唆している. このように, これらの地域の熱水系の深部環境は DR 型と判断される. なお, これらの地域の地熱流体が, 地下深部におけるマグマ起源流体の2相分離により生成した高温・高圧の蒸気(Cl 濃度が低く B/Cl 比が高い)の混入を受けて生成したという可能性については, 低い N_2/Ar 比, He/Ar 比等から否定できると思われる.

これに対して, 第4グループの柳津, 森の両地域では, 地熱流体が安山岩質火山からの高温・酸性の火山ガスの値に近い高い $\delta D(\text{H}_2\text{O})$ 値, $\delta^{18}O(\text{H}_2\text{O})$ 値, N_2/Ar 比, He/Ar 比および非常に高い Cl 濃度を示しており, マグマ起源流体の寄与が大きく, マグマ起源流体吹き込み型の加熱機構が卓越していると考えられる. 一方, 地熱流体の B/Cl 比は中間的で多量の高成堆積岩類の寄与を示しておらず, 基盤内に大規模な深部貯留層が発達する可能性は低いことを示唆している. このように, 両地域の熱水系の深部環境は IB 型と判断される. なお, これらの地域の地熱流体が, マグマを熱源とする熱伝導型の加熱機構によって化石海水から生成したとい

第4表 生産地熱流体の水の水素・酸素同位体組成および主要な非反応性成分濃度・比に基づく日本の地熱発電開発地域の分類と熱水系深部環境の予測。

グループ	地熱発電所名 (記号)	$\delta D(H_2O)$ シフト	$\delta^{18}O(H_2O)$ シフト	N_2/Ar 比	He/Ar 比	Cl 濃度	B/Cl 比	熱水系深部 環境予測
1	澄川(B)・大沼(C)・大霧(Q)・葛根田	LL	L	L	L	L	H	D-R型
2	葛根田(E)・小国(O)・滝上(K)	LL	L	(L)	(L)	L	M	D-B型
3	鬼首(H)・八丁原(M)・大岳(L)	LL	M	(M)	(M)	M	M	D・I-B型
4	柳津(I)・森(A)	H	HH	HH	HH	H	M	I-B型
5	山川(R)	H	H	—	—	HH	L	?
6	松川(D)	LL	M	M	M	LL	HH	?

HH:非常に大きい/高い, H:大きい/高い, M:中間, L:小さい/低い, LL:非常に小さい/低い.

D:マグマからの熱伝導型加熱機構が卓越, I:マグマ起源流体吹き込み型加熱機構が卓越;

R:基盤(主に海成堆積岩類)内に深部貯留層が発達, B:基盤(主に花崗岩類)内に深部貯留層が非発達.

地熱流体の化学的特徴については第4図-第8図を参照. 熱水系の深部環境を分類した概念モデルについては第3図を参照.

う可能性については, 高い N_2/Ar 比, He/Ar 比および極端には低くない B/Cl 比から否定できると思われる.

第2~第3グループの多数の地域については, 基本的にDB型の深部環境にあり, 熱伝導型の加熱機構が卓越し基盤内の貯留層の発達は良くないと推定されるが, 地域によってIB型, DR型の傾向を持っており, マグマ起源流体吹き込み型の加熱機構の寄与や基盤内の深部貯留層の存在もあると思われる. 特にDB型とIB型との中間的な性質を示す第3グループの地域については, 第4表ではD・I-B型として示している.(なおこれらのグループについては, 2.2で述べた地下水起源流体対流型の加熱機構が寄与している可能性も検討する必要があると思われる.)

第5グループの山川地域については, 海水に近い高い $\delta D(H_2O)$ 値, $\delta^{18}O(H_2O)$ 値, Cl濃度および非常に低い B/Cl 比から明らかなように浅部貯留層に海水起源地下水の混入の影響が存在するため, その深部環境について推定することは困難である. 加熱機構については指標として重要な N_2/Ar 比, He/Ar 比のデータが利用できないが, $300^\circ C$ を越える地熱流体の高い温度からマグマ起源流体吹き込み型の加熱機構が卓越している可能性が高いと思われる.

第6グループの松川地域については, 浅部貯留層に蒸気卓越系が発達しているためにその深部環境

を推定することは困難である. しかし, 比較的高い N_2/Ar 比, He/Ar 比からマグマ起源流体吹き込み型の加熱機構が寄与している可能性が高いと思われる.

以上の結果は, 日本の現在までの地熱発電開発地域の中では大沼-澄川地域が良質の深部貯留層の発達について最も期待できる地域であることを示していると思われる. そこで, 以下に大沼-澄川地域の地熱系の概要を示す.

4.3 大沼-澄川地域の熱水系深部環境の概要

大沼-澄川地域については, 与良他(1973), 窪田(1985), 坂井他(1986), 金原他(1987), 茂野・阿部(1987), UEDA et al. (1991)等により探査・開発等の結果がまとめられている. これらの内容に今回の結果等を加えて検討すれば, 本地域の熱水系の深部環境は非常に単純化して次のようにまとめられる.

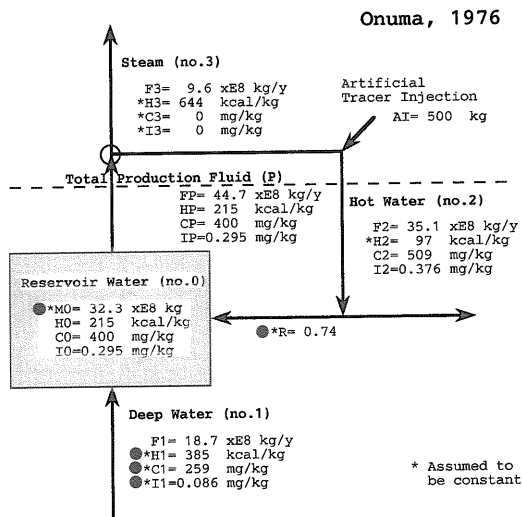
(1)大沼-澄川地域の東西両側には2つの第四紀の安山岩質の複成火山(活火山)である八幡平と秋田焼山が分布しており, 地下深部の東西両側に熱水系発達のための良好な熱源となるマグマ(~その高温固結岩体)が存在していると推定される.

(2)大沼-澄川地域は, 東北日本弧脊梁山脈の西側をN-S方向に走る比較的大規模な花輪地溝帯の延長部内に位置しており, 地下深部に達する大規模な開口性の断層系が発達していることが予想される. 大沼-澄川地域において開発されている深度約

1,500~2,000 m までの浅部貯留層は主に新第三紀の火山岩類中に発達しているが、花輪地溝帯の縁辺部には地表に古・中生代の海成碎屑性堆積岩類が分布しており、基盤岩として比較的空隙率の高い古・中生代の海成碎屑性堆積岩類が卓越していることが期待される。

(3)大沼—澄川地域の周辺には多数の温泉・噴気地が分布し噴出流体は化学組成の変化に富むが、開発されている貯留層中に卓越する熱水(前者で約220°C、後者で約300°C)は基本的に塩濃度が低くガスに乏しい中性のNa-Cl型である。4.1~4.2で示した $\delta D(H_2O)$ 値- $\delta^{18}O(H_2O)$ 値、 N_2/Ar 比- He/Ar 比、Cl濃度-B/Cl比等の関係(第4図~第8図)は、熱水系が基本的に周辺地域の降水起源地下水を元として、主にマグマ~その高温固結岩体からの熱伝導型の加熱機構により、地溝帯内において浅部の新第三紀の火山岩類中のみならず深部の中・古生代の海成碎屑性堆積岩類中にまで大規模に発達していることを示している。

(4)大沼—澄川地域では、地熱探査技術等検証調査によって掘削され大規模噴気に成功した深度約2,500 mのSN-7D井を含めて、坑井の圧力分布調



● Estimated by this study

- F: Flow rate
- H: Specific enthalpy
- C: Cl concentration
- I: I concentration
- AI: KI tracer amount
- *M0: Mass of convecting reservoir water
- *R: Recycling fraction of reinjected water
- *H1: Specific enthalpy of deep water
- *C1: Cl concentration of deep water
- *I1: I concentration of deep water

第9図 大沼地域における生産流体の化学的ヒストリーデータ数値シミュレーション順解析: 単一ボックスモデルおよび最適解(茂野他, 1992)

Fundamental equations:

$$M0 = M0 + F1(t) \cdot \Delta t - (1-R) \cdot F2(t) \cdot \Delta t - F3(t) \cdot \Delta t \quad \{1\}$$

$$H0(t) \cdot M0 = H0(t-1) \cdot M0 + H1 \cdot F1(t) \cdot \Delta t - (1-R) \cdot H2(t) \cdot F2(t) \cdot \Delta t - H3(t) \cdot F3(t) \cdot \Delta t \quad \{2\}$$

$$C0(t) \cdot M0 = C0(t-1) \cdot M0 + C1 \cdot F1(t) \cdot \Delta t - (1-R) \cdot C2(t) \cdot F2(t) \cdot \Delta t - C3(t) \cdot F3(t) \cdot \Delta t \quad \{3\}$$

$$I0(t) \cdot M0 = I0(t-1) \cdot M0 + I1 \cdot F1(t) \cdot \Delta t - (1-R) \cdot I2(t) \cdot F2(t) \cdot \Delta t - I3(t) \cdot F3(t) \cdot \Delta t + AI(t) \cdot 0.76 \cdot 1000000 \quad \{4\}$$

Supplemental equations:

$$HP(t) = H0(t-1) \quad \text{(Calculated)} \quad \{5\}$$

$$CP(t) = C0(t-1) \quad \text{(Calculated)} \quad \{6\}$$

$$IP(t) = I0(t-1) \quad \text{(Calculated)} \quad \{7\}$$

$$FP(t) = F2(t) + F3(t) \quad \{8\}$$

$$HP(t) \cdot FP(t) = H2(t) \cdot F2(t) + H3(t) \cdot F3(t) \quad \{9\}$$

$$CP(t) \cdot FP(t) = C2(t) \cdot F2(t) + C3(t) \cdot F3(t) \quad \{10\}$$

$$IP(t) \cdot FP(t) = I2(t) \cdot F2(t) + I3(t) \cdot F3(t) \quad \{11\}$$

Unknowns (_ To be estimated; * Constant; @ Assumed):

- *M0 (Mass of convecting reservoir water)
- *R (Recycling fraction of reinjected water)
- F1(t)
- *H1 (Specific enthalpy of deep water)
- *C1 (Cl concentration of deep water)
- *I1 (I concentration of deep water)
- F2(t)
- *H2 @
- C2(t)
- I2(t)
- F3(t)
- *H3 @
- *C3 @
- *I3 @

History data:

- FP(t) *E8 kg/y
- HP(t) kcal/kg (Measured)
- CP(t) mg/kg (Measured)
- IP(t) mg/kg (Measured)
- AI(t) kg

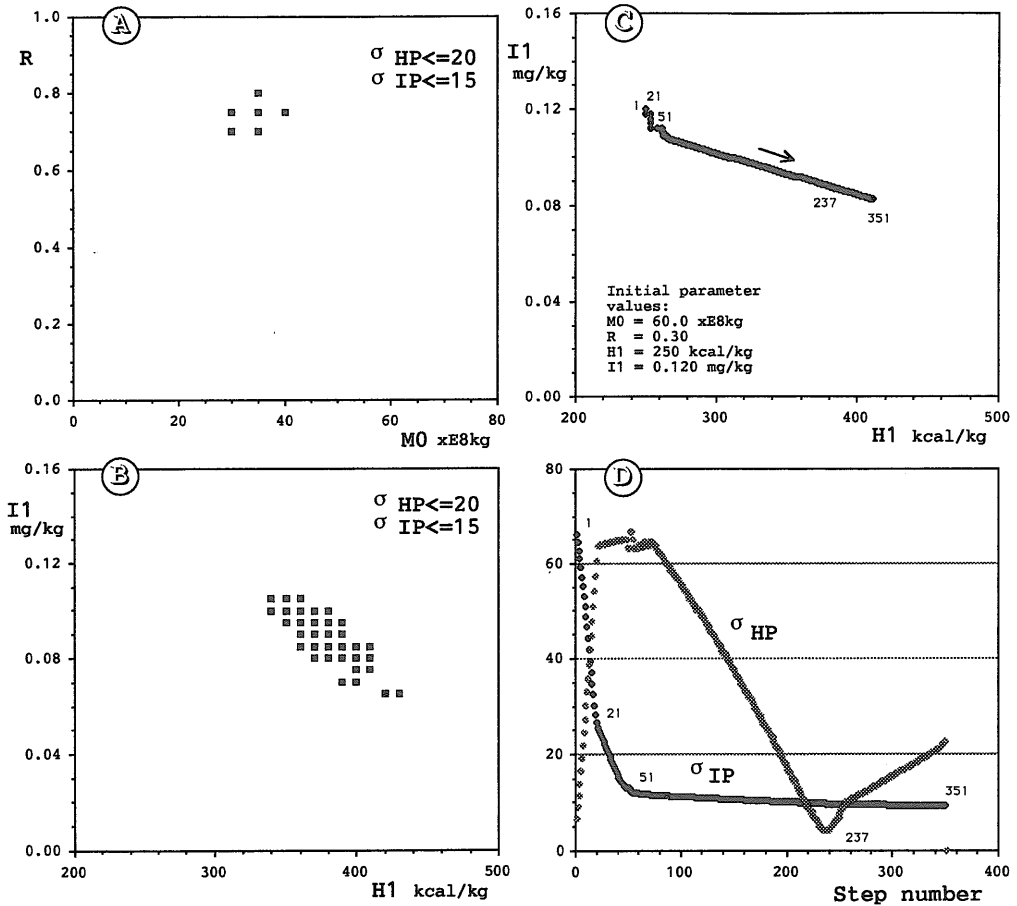
Objectives: Estimate the M0, R, H1, C1 and I1 values (constants) that minimize σ_{HP} , σ_{CP} and σ_{IP} .

$$\sigma_{HP} = (\sum (HP(t)_{calc} - HP(t)_{meas})^2 / N)^{0.5} \quad \{12\}$$

$$\sigma_{CP} = (\sum (CP(t)_{calc} - CP(t)_{meas})^2 / N)^{0.5} \quad \{13\}$$

$$\sigma_{IP} = (\sum (IP(t)_{calc} - IP(t)_{meas})^2 / N)^{0.5} \quad \{14\}$$

第10図 大沼地域における生産流体の化学的ヒストリーデータ数値シミュレーション順解析: 方程式, パラメーター, ヒストリーデータおよび目的関数(茂野他, 1992)



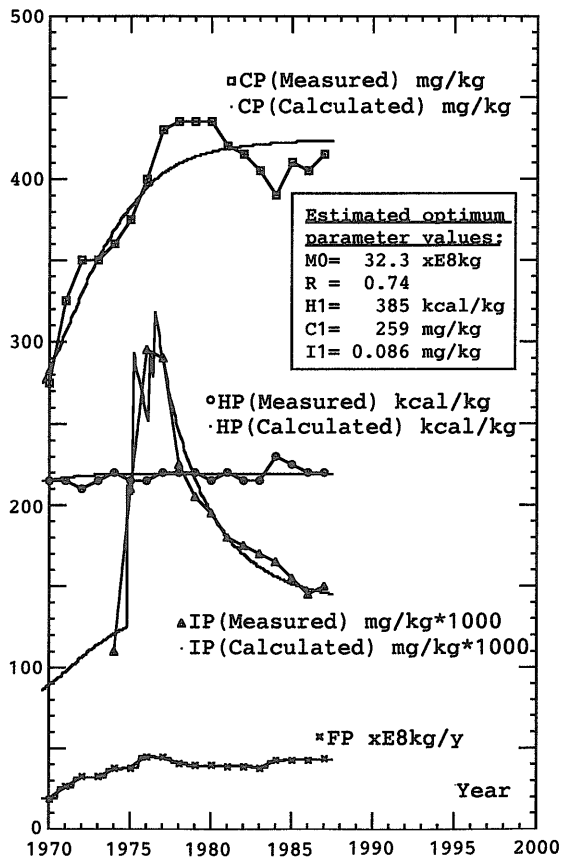
第11図 大沼地域における生産流体の化学的ヒストリーデータ数値シミュレーション順解析：投網法および追跡法による解析結果(茂野他, 1992)
 パラメーター、目的関数等については第9図、第10図を参照。A:投網法順解析で合格したパラメーター値組み合わせ例のM0-R平面投影(2つの目的関数を図中に示す)、B:Aと同一例のH1-I1平面投影；C: σ_{IP} を主目的関数とした追跡法順解析例のH1-I1平面投影(パラメーター初期値の組み合わせおよび追跡ステップ数を図中に示す)、D:Cと同一例の追跡ステップ数の増加に伴う主・副2つの目的関数値の変化。

査・圧力遷移試験，分布パラメーターモデルに基づく熱と流体についての物理的な貯留層シミュレーション解析等が行われており，浅部貯留層がS-N方向に平行して伸張するとともに浅部貯留層間に圧力伝播があり，より深部に大規模な貯留層(容積3 km³以上)が発達していると推定されている(例えば，石戸，1989, 1990)。

このように大沼—澄川地域は，非常に恵まれた熱水対流系の生成—分布の場に位置していると考えられる。

5. 化学的ヒストリーデータを利用した熱水系深部環境の動的推定の試み

日本の地熱発電地域においては，環境保全のために不用品生産熱水の全量地下還元が実施されており，地熱流体の生産・還元に伴う開発された浅部貯留層中の変化を明かにするための生産流体の坑口圧力，流量，比エンタルピー，Cl濃度，地球化学的温度計温度等の長期観測および還元熱水が生産流体に直接的に与える影響を明かにするための人工トレーサー試験(主に非反応性成分のIイオンを使用)が行われている(例えば，窪田他，1989；茂野，



第12図 大沼地域における生産流体の化学的ヒストリーデータ数値シミュレーション順解析：最適解についてのヒストリーデータ表示(茂野他, 1992) 変数・パラメーター等については第9図, 第10図を参照。観測値とシミュレーション値とを比較表示した。

1988b, 1988c, 1989). 生産・還元流体に関する物理的なヒストリーデータとともに, このような化学的ヒストリーデータを利用して総合的なシミュレーション解析等を行うことにより, 開発された浅部貯留層に関するマクロなパラメーター値の推定のみならず, 地下深部から浅部貯留層へ供給される本源的な地熱流体の性質や流量を推定することが可能となるであろう. このような手法は, 3. および 4. で述べた代表的地熱流体をある時点に採取・分析し, 得られた地球化学的データについて従来の研究により蓄積された広範な地球化学的知識に基づいて解釈する静的な方法に対して, 動的(ダイナミック)な手法と呼ぶことができる.

伊東他(1977, 1978), 松葉谷・窪田(1987), 窪

田・松葉谷(1987), 窪田他(1989)は大沼地域についてこのような手法を試みており, 単一ボックスモデルに基づいて生産流体のCl濃度やIトレーサー濃度の年間平均値の変化を利用して, 開発された浅部貯留層中の対流地熱流体総量や総還元熱水の浅部貯留層への循環率等の推定を行っている.

最近, 茂野他(1991, 1992)はこの手法をさらに進めて, 数値シミュレーションを核とした順解析手法(投網法, 追跡法)により生産流体の比エンタルピー, Iトレーサー濃度等の長期ヒストリーデータを用いて開発された浅部貯留層中の対流地熱流体総量(M0), 総還元熱水の浅部貯留層への循環率(R)のみならず, 深部から供給される本源的熱水の比エンタルピー(H1), Cl濃度(C1), I濃度(I1)を体系的に推定しており, それぞれ 32.3×10^8 kg, 0.74, 385 kcal/kg, 259 mg/kg, 0.086 mg/kg という最適解を得ている(第9図～第12図参照).

この浅部貯留層中の対流流体総量推定値 32×10^8 kgは大沼地域における1年間の生産流体総量約 $40 \sim 45 \times 10^8$ kgよりも少なく, 貯留層から生産された流体のうち系外に放出される蒸気および貯留層に還流しない還元熱水分を埋め合わせるために, Cl濃度が低くB/Cl比が非常に高い高温・中性熱水約 $16 \sim 19 \times 10^8$ kgが1年間に地下深部から浅部貯留層に流入していると推定される(第9図参照). これらの解析結果は, 4.3に示した大沼—澁川地域の概念的な熱水系モデルの信頼性が高いことを示している.

このような化学的ヒストリーデータを利用した地熱貯留層のマクロで動的な解析方法は, まだ上記のように単一ボックスモデルに基づいて大沼地域について試用されているに過ぎないが, 3.1等で述べた地表付近および熱水系浅部における様々な物理的・化学的過程による影響を取り除く目的で非常に有力な手法であると考えられ, 今後多くの地熱発電開発地域に適用されて熱水系深部環境の実体解明が飛躍的に進むことが期待される.

6. おわりに

本論説で強調したように, 地下浅部～深部の地熱貯留層として堆積岩類は重要性が非常に高く(第2表参照), 日本においてもこの観点を加えて大規模

な高温熱水系の発達に有望な地域を広域的に検討する必要があると思われる。第1図では日本列島における広域的な基盤地質分布の概要として、先新第三紀の地質構造区(地質調査所, 1982)を示している。

日本列島縁辺部に位置する四万十、日高、根室の3区には、新しい火山の分布数は限られるが、地域によっては大規模な安山岩質～流紋岩質の複成火山があり熱的条件に優れている。また、地溝帯やカルデラも存在しており、降水起源地下水の深部供給―地熱流体の対流の条件が良好そうな地域もある。この3区について最も注目される点は、地下浅部～深部に比較的新しい中・新生代の海成の碎屑性堆積岩類が広く厚く分布しており大規模な貯留層発達の条件に恵まれていることである。

上記3区の中で、以上の条件に恵まれて大規模な高温地熱貯留層が発達している可能性が高い地域としては、特に北海道中央部～東部地域および九州南部地域に有望であるが、このほかに富士・箱根・伊豆地域と紀伊半島地域も上げられる。これらの地域のうち大雪地域(北海道立地下資源調査所, 1979)、阿寒地域(北海道立地下資源調査所, 1980)、4. で述べた霧島の大霧地熱開発地域(児玉・中島, 1988; SHIMIZU et al., 1988)等の地熱流体については0.2以上の高いB/Cl モル比が報告されており、これらの地域の地熱貯留層が日高累層群や四万十累層群等の海成の堆積岩類の中にも発達することは確実であると思われる。なお、堆積岩類の有効空隙率・透水性は極端には高くないので、堆積岩類中に生成する高温の熱水系においては熱の供給に対して水の供給が不足し、The Geysers や Larderello のように蒸気卓越系が発達する可能性が指摘されている(角, 1976)。上記地域の一部についても蒸気卓越系の存在の可能性が指摘されている(北海道立地下資源調査所, 1979; 松波・川森, 1985)。

これらの有望地域については、新しい火山およびその周辺地域はほとんどすべて国立公園に指定されているとともに温泉開発地も多い。このため、発電を目標とした地熱探査や開発は九州南部地域を除いてほとんど進んでいない。しかし、これらの地域の地下に賦存することが期待される大規模な浅部～深部熱水系の実体を解明しその資源量を明かにすることは、1. で述べたように21世紀に予測される深刻

なエネルギー危機の到来を控えて純国産のエネルギー資源を確保するという意味で非常に大きな意義を持つと考えられる。

本論説では述べることができなかったが、より長期的に21世紀の前半を目標とした地熱エネルギーの開発を考えれば、前途には広範に研究・技術開発課題が広がっている。この中でマグマおよびマグマ起源流体に関するものは特に重要であり、「深層熱水」の多目的利用に関するものも重要であると思われる。これらの新地熱資源の開発の基礎となるのはその地球科学的な実体と資源量の解明であり、これらの資源について今後新たな観点を含めてさらに調査・研究を進めて行く必要がある。

地熱資源については化石資源的な側面もあるが、一方再生可能資源的な側面もあり、その比率は資源の型と個々の賦存地域の環境によって大きく異なっていると思われる。遠未来的には、火山・地熱活動に伴う急激なエネルギーと物質の流れおよび蓄積(過剰再生～新生エネルギー)によって引き起こされる自然災害が、地熱資源開発を通じた人工的に制御された熱エネルギーと地熱流体の生産・放出によって未然に防止されるようになることが期待される。

地熱エネルギー資源とその開発および関連分野では、1973年の第1次石油危機以降非常に多くの研究報告が国内外で公式・非公式に行われている。本報告ではかなり広い分野について過去の研究を検討・整理し、単純化して新しい発想を試みたが、適切に引用されていない重要なデータやアイデアも多いことと思われる(例えば、地熱編集委員会, 1990)。また、本報告では時間・紙面の制約もあってやや強引に議論を進めた感があり、説明不足の点を始め自己矛盾を生じている箇所や本報告の考え方では説明できない事例も多いことと思われる。このような点については御指摘・御教示頂ければ幸いです。

謝辞: 本論説をまとめる機会を御借りして、様々な御指導・御教示を頂いてきた地質調査所地殻熱部の現旧の方々、特に陶山淳治、角 清愛、馬場健三、金原啓司の各先輩に厚く御礼を申し上げます。また、長く共同研究を進めてきた阿部喜久男、比留川貴、野田徹郎、高橋正明の各氏に改めて感謝致します。今回の研究講演会発表にあたっては地殻熱部の長谷紘和部長および山田宮三主任研究官にお世話に

なりました。また、新エネルギー・産業技術総合開発機構の笹田政克および資源環境技術総合研究所の松永 烈の両氏からは貴重な御意見を頂きました。記して感謝します。

文 献

- ALLEN, P. A. and ALLEN, J. R. (1990): Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell, p. 451.
- BURNHAM, C. W. (1979): Magmas and hydrothermal fluids. in BURNES, H. L. ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd ed., Wiley, 71-136.
- CHIBA, H. (1991): Attainment of solution and gas equilibrium in Japanese geothermal systems. *Geochem. Jour.*, **25**, 335-355.
- 地熱編集委員会(1990):地熱開発はどうなる. *地熱*, **27**, 257-272.
- 地質調査所(1982):日本地質アトラス. p. 119.
- CRAIG, H. (1963): The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Proceedings Conf. on Nuclear Geology on Geothermal Areas*, Spoleto, Pisa 1963, 17-53.
- D'AMORE, F. ed. (1992): Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. U. N. Inst. for Training and Research, p. 408.
- ELLIS, A. J. and MAHON, W. A. J. (1964, 1967): Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions (part I and II). *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28** and **31**, 1323-1357 and 519-538.
- ELLIS, A. J. and MAHON, W. A. J. (1977): Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press, p. 392.
- FETTER, C. W. (1988): *Applied Hydrogeology*, 2nd ed. Merrill, p. 592.
- FYFE, W. S., PRICE, N. J. and THOMPSON, A. B. (1978): *Fluids in the Earth's Crust*. Elsevier, p. 383.
- HEDENQUIST, J. W. (1991): Preface of special issue: The geochemistry of newly developed geothermal systems in Japan. *Geochem. Jour.*, **25**, 199-202.
- HENLEY, R. W., TRUESDELL, A. H. and BARTON, P. B., Jr. (1984): Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. *Society of Economic Geologist*, p. 267.
- 北海道立地下資源調査所(1979):北海道の地熱・温泉, (C)北海道中央部. p. 192.
- 北海道立地下資源調査所(1980):北海道の地熱・温泉, (D)北海道東部. p. 155.
- 石戸経士(1989):地熱レザバ評価とその歴史. *物理探査*, **42**, 397-410.
- 石戸経士(1990):地熱開発とレザバ工学. *地熱*, **27**, 73-92.
- 伊東潤二・窪田康宏・黒沢昌志(1977):大沼地熱貯留層における地熱熱水の流れ. *地熱*, **14**, 139-151.
- 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**, 87-95.
- IWASAKI, I., OZAWA, T., YOSHIDA, M., KATSURA, T., IWASAKI, B., KAMADA, M. and HIRAYAMA, M. (1962): Volcanic gases in Japan. *Bull. Tokyo Inst. Technol.*, no. 47, 1-54.
- JAPAN GEOTHERMAL ENERGY ASSOCIATION (1990): Annual report on geothermal energy development in Japan-1990. *Bull. Geothermal Resources Council*, **19**, 214-217.
- 金原啓司・長谷和弘・小川克郎編(1987):仙岩地熱地域における研究. *地調報告*, no. 266, p. 596.
- KIYOSU, Y. (1986): Variations in N₂/Ar and He/Ar ratios of gases from some volcanic areas in Northeastern Japan. *Geochem. Jour.*, **19**, 275-281.
- 児玉牧夫・中島 完(1988):霧島地域の地熱開発調査. *地熱*, **25**, 201-230.
- 窪田康宏(1985):八幡平—焼山北部地域の地熱系モデル. *日本地熱学会誌*, **7**, 231-245.
- 窪田康宏・松葉谷治(1987):化学成分濃度と同位体比の変化を指標とした大沼地熱レザバのボックスモデル(2). *日本地熱学会昭和62年度学術講演会講演要旨集*, 84.
- 窪田康宏・畠山和義・番場光隆・加藤久遠(1989):大沼地熱発電所における地熱流体の化学組成変化とレザバ管理. *地熱*, **26**, 1-20.
- 日下部実・松葉谷治(1986):マグマ性揮発物質・火山ガス・地熱水. *火山*, 第2集, **30**, S267-S283.
- 松葉谷治・窪田康宏(1987):化学成分濃度と同位体比の変化を指標とした大沼地熱レザバのボックスモデル(1). *日本地熱学会昭和62年度学術講演会講演要旨集*, 83.
- 松波武雄・川森博史(1985):阿寒カルデラの地熱系. *地熱*, **22**, 316-331.
- MATSUO, S., SUZUKI, M. and MIZUTANI, Y. (1978): Nitrogen to argon ratio in volcanic gases. in ALEXANDER, E. C., Jr. and OZIMA, M. ed., *Terrestrial Rare Gases*, Japan Scientific Societies Press, 17-25.
- 日本地熱調査会(1991):1990年度の地熱開発の動向. *地熱*, **28**, 185-188.
- 日本地熱調査会(1992):1991年度の地熱開発の動向. *地熱*, **29**, 184-188.
- 坂井定倫・窪田康宏・畠山和義(1986):秋田県北八幡平・澄川地区の地熱資源探査. *地熱*, **23**, 281-302.
- SHIGENO, H. and ABE, K. (1983): B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. *Extended Abstr. 4th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction*, Misasa 1983, 437-440.
- 茂野 博・阿部喜久男(1986):別府—九重—阿蘇—熊本—雲仙地域の熱水系—(1)火山性温泉・噴気地分布の規則性から推論される熱水系モデル—. *地調月報*, **37**, 159-181.
- SHIGENO, H. and ABE, K. (1986): Some aspects of 'soluble elements', especially on behavior of Li and Cs in hydrothermal systems in Japan. *Extended Abstr. 5th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction*, Reykjavik 1986, 517-520.
- 茂野 博・阿部喜久男(1987):温泉・噴気の化学に基づく仙岩地域熱水系の概念的モデル. *地調報告*, no. 266, 251-283.
- 茂野 博(1988a):地熱探査と化学. *化学と工業*, **41**, 921-923.
- 茂野 博(1988b, 1988c, 1989):人工トレーサーを利用した熱水系の化学的調査・評価手法(1, 2, 3). *地質ニュース*, no. 411, 412, 413, 22-34, 44-52, 46-59.
- 茂野 博・高橋正明・野田徹郎(1991):単一ボックスモデル熱水系数値シミュレーターを用いた生産—還元流体化学組成変化の順解析(大沼地域への試用). *日本地熱学会平成3年度学術講演会講演要旨集*, A 43.

- SHIGENO, H. (1992): Applications of geochemistry in geothermal-field development of Japan. in D'AMORE, F. ed., Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, U. N. Inst. for Training and Research, 365-382.
- SHIGENO, H., TAKAHASHI, M. and NODA, T. (1992): Inactive gas ratios of geothermal gases from the Sengan field, Northeast Japan, and their implications in origins of hydrothermal systems. Proceedings 7th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Park City, Utah 1992, 1353-1356.
- 茂野 博・高橋正明・野田徹郎(1992): 単一ボックスモデル熱水系数値シミュレーターを用いた大沼地熱発電所における生産流体化学組成変化の順解析. 地調月報, 43, 573-594.
- SHIMIZU, A., MISU, S. and GOKOU, K. (1988): Geochemical studies of the Ginyu reservoir in the Kirishima geothermal field. Proceedings Internat. Symp. on Geothermal Energy: Exploration and Development of Geothermal Resources, Kumamoto and Beppu 1988, 136-139.
- 曾我部捷洋(1990): 内外のエネルギー情勢とわが国の地熱開発. 地熱, 27, 221-228.
- 角 清愛(1976): 日本の地熱資源. 地学雑誌, 85, 188-204.
- TAMANYU, S. (1991): Geothermal news, Japan, Geothermal power plants under development. Internat. Geothermal Association News, no. 7, 7-8.
- TAYLOR, H. P., Jr. (1979): Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. in BURNES, H. L. ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed., Wiley, 236-277.
- TISSOT, B. P. and WELTE, D. H. (1984): Petroleum Formation and Occurrence, 2nd ed. Springer, p. 699.
- UEDA, A., KUBOTA, Y., KATOH, H., HATAKEYAMA, K. and MATSUBAYA, O. (1991): Geochemical characteristics of the Sumikawa geothermal system, northeast Japan. Geochem. Jour., 25, 223-244.
- WHITE, D. E. (1970): Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. Rapporteur's report, Proceedings U. N. Symp. on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa 1970 (Geothermics, Spec. Iss., 2), 1, 58-80.
- 与良三男・脇田健治・本多朔郎(1973): 秋田県大沼地熱地域の探査. 地熱, no. 39, 27-44.
- YOSHIDA, Y. (1986): He, Ar, and N₂ concentrations in geothermal steams from Northeast Japan. Extended Abstr. 5th Internat. Symp. on Water-Rock Interaction, Reykjavik 1986, 648-651.
- 湯原浩三監修(1982): 地熱開発総合ハンドブック. フジ・テクノロジーシステム, p. 1109.

SHIGENO, Hiroshi. (1992): Estimating deep environments of hydrothermal systems based on geochemical data from Japanese geothermal power plants.

<受付: 1992年7月2日>

募 集

『私の推薦する天然記念物』

あなたの推薦する地質系天然記念物を、写真に簡単な解説を付けて本誌編集委員会までお寄せ下さい。応募資格は特になく、地質調査所の職員である必要もありません。気軽にご応募下さい。

<原稿の書き方>

写真: カビネ〜六切りサイズのプリント版(カラー可) 1〜2枚。

図面: 必要に応じて付ける。写真と合わせて2枚以内。

解説: 1行23字で30-60行程度。写真や図と合わせて1ページに収まるように。