

岩手県葛根田の地熱貯留層

土井宣夫¹⁾・笠井加一郎¹⁾・坂川幸洋¹⁾・茂原 諭¹⁾・加藤 修¹⁾・
高橋正樹¹⁾・小出和男²⁾・当舎利行²⁾

¹⁾ 日本重化学工業(株)

²⁾ 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)

要旨

岩手県葛根田は日本有数の地熱地域で、第四紀火山に囲まれているが、特定の火山との関係は不明確であった。地熱開発のための掘削が次第に深くなるに従って、厚さ 1km に達する熱変成帯の存在とその熱源岩である第四紀葛根田花崗岩の存在が明らかになった。1992 年度に開始された NEDO “ 深部地熱資源調査 ” による深部調査井 WD-1 は、葛根田花崗岩を深度 2,860m から 3,729m まで掘削し、葛根田花崗岩が現在の地熱活動の熱源岩であることを実証した。葛根田は浅所に貫入した第四紀花崗岩を熱源とし、断裂卓越帯に熱水対流系が生成している。葛根田花崗岩は岩手山の平成期火山活動(1995~2001 年現在)において、新たなマグマ供給を受けた可能性が指摘される。

1 はじめに

岩手県葛根田地熱地域(以下葛根田と略す)は、盛岡市の北西約 30km にあり、活発な地熱徴候(滝ノ上温泉)を伴う日本有数の地熱地域である。葛根田は北東 - 南西方向に配列する秋田駒ヶ岳~乳頭山の第四紀火山列と、東西方向に配列する岩手山~三ツ石山に至る火山列の交点に位置するが、葛根田川の深い渓谷中にあり、特定の第四紀火山との関係は不明瞭である。また、葛根田は奥羽脊梁山脈の隆起地域内にあり、葛根田川の下刻で第四紀火山噴出物とその下位の玉川溶結凝灰岩類の分布域内に地熱貯留層である新第三系が露出している。葛根田はまた、秋田駒ヶ岳付近から北東の七時雨火山に至る微小地震が起こる地帯の一部を構成している。

葛根田では 1978 年に 50MWe、1996 年に 30MWe の地熱発電所が建設された。発電所に蒸気を供給する地熱井の掘削深度は、当初 1.0~1.5km であったが、次第に深くなって、1989 年には約 3km に達した。このことにより、厚さ 1km に達する熱変成帯の存在や、伏在する第四紀葛根田花崗岩の存在が明らかになった。1992 年度に開始された NEDO “ 深部地熱資源調査 ” では、深部調査井 WD-1 が掘削された。WD-1 は葛根田花崗岩を深度 2,860m から 3,729m (坑底) まで掘り込み、花崗岩が熱変成帯のみならず現在の地熱活動の熱源岩であることを実証した(図 1)。

本論文では WD-1a で解明された葛根田花崗岩を中心として、地熱貯留層の熱構造、断裂と応力場、流体の循環について述べ、平成期(1995~2001 年現在)の岩手山の火山活動において、葛根田花崗岩の内部又はその下部に新たなマグマが供給された可能性を述べる。

2 葛根田花崗岩と地熱系の温度構造

葛根田花崗岩は WD-1 の深度 2,860m 以深に分布し、花崗岩、トーナル岩、石英閃緑岩からなる。葛根田東部ではそれより浅く、半深成岩組織の岩体も分布する。葛根田花崗岩は弱い熱変成作用を受けた旧岩体と、受けていない新岩体、及びこれら貫く小岩脈群からなる複合岩体である。いずれの岩石も熱水変質をほとんど受けておらず、新鮮である。小岩脈群には低温型 (650) の形状を有するジルコンが含まれる。

葛根田花崗岩の貫入で生じた熱変成帯は、浅部から花崗岩に向かって黒雲母帯、堇青石帯、直閃石帯、カミングトン閃石帯、斜方輝石帯、紅柱石帯がある。黒雲母と堇青石の初出現 (アイソグラッド) 深度から花崗岩までの距離は、黒雲母では 0.7~1.2km、堇青石では 0.6~0.7km 等で、これらの値から花崗岩の伏在深度を推定できる。

葛根田花崗岩は、これに到達した地熱井によると、北北西方向に分布主軸をもち、北東部で最も浅く、西から南東に向かって深くなる。花崗岩に到達していない地熱井の熱変成帯の分布からさらに周辺の形状を推定すると、花崗岩はさらに北東方向に浅くなると推定される。葛根田は花崗岩体の南西隅に位置するが、花崗岩体の形状を対称形と仮定すると、N30°W に長軸をもつ楕円形で、海拔 -2,200m で 8×5km 程度の大きさで推定される (図 2)。

葛根田で発生する微小地震は、葛根田花崗岩より上方で発生し、花崗岩体の形状に平行した分布下限があり (例えば Toshi *et al.*, 1998)、1994~1996 年時の微小地震のほとんどは 380~400 より低い温度域で発生している。1998 年以降、岩手山の火山活動に関連して葛根田の地震活動が活発化し、東方の三ツ石山 (1,466m) 付近まで観測されるようになった。三ツ石山付近までの地震は、地質学的に推定される花崗岩の上方震源があり、花崗岩分布と微小地震分布の相関が三ツ石山側でも成立していることを示唆している (図 3; Doi *et al.*, 2000)。このことは、葛根田花崗岩が三ツ石山付近の地下まで分布するとする推定を支持している。

図 4 は WD-1 からサイドトラックした WD-1a と、これに近接して掘削された Well-18 (掘削深度 2,126m) の温度検層の結果である (Ikeuchi *et al.*, 1998)。1995 年 7 月 18~20 日の WD-1a の 4 回の PTS 検層は、高温とガス突出が予想されたため深度 2,510m で冷却循環しながら実施されたが、いずれの検層においても深度 3,100m 付近の葛根田花崗岩内に温度変曲点が検出され、この深度を境に温度勾配が変わることが示唆された。1995 年 7 月 21~22 日、300 を越えて温度連続測定が不可能となったため KUSTER 型温度計で測定したところ、深度 3,600m と 3,690m で同温度計の測定限界 414 を超えた。1995 年 7 月 23~24 日 (温度回復 129 時間と 159 時間)、複数種の温度指示材をチャンバーに封入して降下した温度検層で、深度 3,700m は 500 以上で 510 以下の温度と判明した。この時チャンバーに封入した純金属テリリウム (融点 449) は融けていた (Sasada *et al.*, 1996)。

6 回の温度検層値からホーナー法で推定した地層温度は、深度 3,100~3,500m 間で直線的なプロファイルを示し、温度勾配は約 32 /100m である。この温度勾配から深度 3,700m は 574 、深度 3,729m は約 580 、深度 4,000m は約 670 と推定される。

Well-18 の温度検層は掘削後の温度回復時間が十分長く、坑内温度は地層温度まで回復していると考えられ

るが、深度約 1,500m 以深の直線的な温度プロファイルを下方に延長すると、深度 3,100m 付近で WD-1a の推定地層温度による直線的な温度プロファイルと交わる。交点の温度は約 380℃ である。

図 4 から葛根田では深度 3,100m までは熱水対流域、3,100m 以深は熱伝導域であることがわかる。熱水対流域は、Well-18 の温度検層が示すように深度 1,400 ~ 1,500m で急激な温度変化があり、これを境に浅部と深部に 2 分される。熱水対流域の下限は葛根田花崗岩の内部にあるが、同様な境界は WD-1a から 1.3km 南東に離れた Well-21 の深度 2,530m で確認される。Well-21 での境界温度は約 400℃ である。

葛根田花崗岩は、次の根拠で現在の地熱系の熱源岩と考えられる。a) WD-1a において葛根田花崗岩の内側 840m の温度は 500℃ 以上 (推定温度約 580℃) と高温である。b) WD-1a の深度 3,100m 以深の熱伝導域の地温勾配は約 32℃/100m と高く、深度 4,000m では約 670℃ と推定され、花崗岩の熔融温度に近づく。この温度勾配は深度 5km 以浅に部分溶融帯が存在することを示唆する。c) 葛根田花崗岩は葛根田の全ての岩石に熱変成作用を与える最新期の岩体で、熱水変質を受けておらず、極めて新鮮である。花崗岩から分離した鉱物の K-Ar 年代は普通角閃石: 0.24-0.11Ma、黒雲母: 0.21-0.08Ma、カリ長石: 0.14-0.07Ma と極めて若く、年代的に見て現在冷却中の岩体である。なお、この K-Ar 年代は、確認された花崗岩として世界で最も若い年代である。

NEDO が開発し、熱伝導による熱源の冷却と熱源周辺の温度分布を解析する地熱資源総合解析システム (GEMS; Geothermal Expert Modeling System) を用いた検討によると、葛根田花崗岩は浅所に貫入した岩体であるため、熱伝導だけでも急速な温度低下が推定される。この花崗岩が熱源であり続けるためには、新たなマグマの貫入により熱付加が行われるか、確認された岩体よりも大型の溶融体が深部に存在して熱供給が行われる構造を想定しなければならない。葛根田花崗岩は複合岩体で小規模な岩脈が確認されていることは、過去にマグマと熱が断続的に供給されたことを示している。

3 地熱貯留層の断裂と応力場

葛根田の浅部貯留層 (深度 1.5km まで) の範囲は、多数の地熱井の掘削中に生じた逸泥の分布から、葛根田川に沿う北西 - 南東方向に約 4km、南西 - 北東方向に約 1.5km の広がりがあると推定される (Doi *et al.*, 1988)。この範囲は葛根田の微小地震の分布範囲とも一致する (例えば Toshi *et al.*, 1998)。

浅部及び深部地熱貯留層の断裂の密度、走向・傾斜を FMI 検層とコアの断裂調査で検討した結果 (Kato *et al.*, 1998; 1999)、浅部貯留層の断裂密度は約 10 条/m、このうち約 10% が開口性である。一方、深部貯留層の断裂密度は約 10 条/m、特に葛根田花崗岩内では約 1 条/m がそれ以下である。開口性断裂の割合はコアでほぼ 0%、FMI 検層で 1% 未満である。その内、葛根田花崗岩は、岩体上面の逸泥箇所付近のコア開口性断裂が約 4% で、初生孔隙 (ミアロリチックキャピティ) も透水性に関係している。

一方、浅部貯留層の断裂 (剪断面及び鉱物脈) は 4 系統あり、断裂の走向・傾斜は透水性の良い順に a) 北北東 ~ 北北西走向・低 ~ 中角度 (30 ~ 60°) 傾斜、b) 北北西 ~ 北西走向・中角度傾斜、c) 東走向・低 ~ 中角度傾斜、d) 北東 ~ 東走向・高角度傾斜である。深部貯留層の断裂は葛根田花崗岩を除くと 4 系統あり、断裂の走向・傾斜は a) 北 ~ 北北東走向・低 ~ 中角度傾斜、b) 東走向・低 ~ 中角度傾斜、c) 北東走向・高角度傾斜、d) ほぼ水

平である。この内 a) ~ c) は浅部貯留層と同一性状である。また、葛根田花崗岩では 2 系統の断裂があり、a) 北西 ~ 北 ~ 北東走向・中角度、b) 東北東 ~ 東走向・中 ~ 高角度である。これらのほとんどが東側へ傾斜する。

ところで、葛根田で発生する微小地震については 1994 年 11 月 25 日 ~ 1999 年 3 月 31 日まで 10 点の観測、1998 年 7 月 30 日 ~ 11 月 22 日間は 15 点の観測点を追加して合計 25 点の観測を行った。速度構造は既存の地熱井の深度 900m 及びそれ以浅の計 5 深度の発破を観測し、1 次元速度構造インバージョン解析により求めた。この結果は WD-1 の音波検層の結果と調和的である。

図 5 に 25 点の観測から求めた微小地震の発震機構を示す (茂原・他, 1999)。発震機構は逆断層型と横ずれ断層型であり、逆断層型がやや卓越する地域と横ずれ断層がやや卓越する地域がそれぞれ認められるが、葛根田では両発震機構が共存している。なお、Sugihara *et al.* (1998) は、葛根田において横ずれ断層型地震の後、逆断層型の地震が発生する事例を示している。また、P 軸は東北東 - 西南西方向から東西方向で、ほぼ水平である (図 6)。田中・他 (1999) は、1998 年に三ツ石山付近で発生した火山性地震は正断層・逆断層・横ずれ断層型が混在し、西岩手山では多くが横ずれ断層型で、P 軸はほぼ東西方向であることを示している。

坑井内に生じた人工き裂 (DTF: Drilling-Induced Tensile Fracture) の解析によると、葛根田の応力場は、深度 700 ~ 1,300m がほぼ東西方向で水平の最大圧縮軸をもつ横ずれ断層型、深度 1,900 ~ 2,650m が局所的に正断層型、深度 2,600 ~ 2,610m が東北東方向で水平の最大圧縮軸をもつ逆断層型の応力場であり、中間及び最小応力の応力比が小さく (岡部・他, 1998)、局地的に両者が入れ替わる可能性が指摘される。

このような葛根田の応力場を考慮すると、前述の浅部及び深部貯留層に共通する断裂 a) は逆断層、浅部貯留層の断裂 d) と深部貯留層の断裂 c) は横ずれ断層としてそれぞれ生成し、生成に伴って高透水性断裂 (ブルアパート) が生じたと考えれば説明される。この推定は、地表断裂系 (越谷・他, 1993) 及びコア断裂系の解析結果とも矛盾しない。

4 地熱貯留層を循環する流体

現在の葛根田の熱水対流域を循環する水の同位体組成は天水を示し、ガスの化学組成と同位体組成にはマグマ発散物の寄与が小さい (Kasai *et al.*, 2000)。貯留層数値シミュレーションによると、a) 天水の主リチャージ域は葛根田の北 ~ 北西 ~ 南西を取り巻く幅数 km の山岳地帯にある、b) 供給域の標高は 900 ~ 1,200m 付近で、流速の最速部は峰状に分布している、c) 天水は特に葛根田の北西側の山岳部から深部に下降し、葛根田花崗岩で加熱されて上昇していることが推定された (Sakagawa *et al.*, 2000)。リチャージ域の分布と標高は、河川水の同位体調査からの推定とも調和している (風早・他, 2000; 高橋・他, 2000)。

循環する流体の初期温度は、浅部貯留層で 230 ~ 260 °C、深部貯留層で 300 °C 以上である。地上に噴出する流体は Na-K-Cl を主成分とし、浅部井では弱アルカリ性 (1974 ~ 1997 年運開前の蒸気分離後の熱水で Cl 濃度は 400 ~ 700ppm)、深部井で弱酸性 (1989 ~ 1992 年の同 Cl 濃度は 1,300 ~ 4,400ppm) である (柳谷・他, 1996)。蒸気中のガス量は深度を問わず 0.01 ~ 0.05 vol% で、ガスに占める H₂S 量は 17 ~ 31% である。このように葛根田の地熱流体は塩濃度が低く、ガス量が少ないのが特徴である。

一方、葛根田花崗岩の熱伝導域中の WD-1a の坑底付近 (深度 3,708m) から逆循環法で坑内水を採取した。これは河川水の一部を置換した花崗岩中の熱水を起源とし、Fe-Mn-Zn-Pb の金属成分に富む高塩濃度 (NaCl 相当で 55wt%) で同位体比の重い ($dD = -32\text{‰}$ 、 $d^{18}\text{O} = -0.6\text{‰}$) 流体である (Kasai *et al.*, 1998)。また、花崗岩の石英中の流体包有物において 30~50wt% (NaCl 換算) の流体が存在し (図 7; 小松・他, 1998)、ラマン分光分析によると流体包有物中の CO_2 と H_2S は 3,350m 以深で検知された。この深度は WD-1a の掘削中のガス侵入深度とも対応している。

深度 1,500~3,100m 間の熱水対流域の流体包有物では、塩濃度が 30wt% を越える流体と 1wt% 以下の流体が存在し、前者は過去の高塩濃度流体の存在を、後者は現在に近い天水起源の熱水の存在を示している (Kasai *et al.*, 2000)。後者の流体包有物の最低均質化温度は、現在の地層温度と一致する傾向がある。

これらのことから、葛根田花崗岩の貫入及び熱変成帯の形成後、深度 1,500m 以深に高塩濃度流体が存在したが、新たな断裂の形成により天水がより深い深度まで循環して希釈が生じ、現在 WD-1a では深度 3,100m 付近が対流系の下限になっていると考えられる。

5 岩手山の 1995 年以降の火山活動と葛根田花崗岩の関係

岩手山 (2,038m) の火山性地震活動は 1995 年 9 月 15 日、岩手山東山腹下の深さ 10km で継続時間約 45 分の火山性微動が観測されたことに始まる (中道・他, 1997)。火山性地震はその後、数は少ないが、岩手山東側の -2km 前後まで観測 (東北大学理学部, 1998) され、この状態は 1997 年 12 月 28 日まで続いた。12 月 29 日、岩手山東側の地震はほとんど観測されなくなり、代わりに岩手山西側の -3km 程度までを震源とする浅い地震が観測されるようになった。震源は時間を追ってさらに西側に広がる傾向を示した。1998 年 6 月下旬から再び岩手山東側で地震が観測されるとともに、西側の震源はさらに西方の三ツ石山まで広がった。また、三ツ石山を中心とする地域では、1998 年 2 月中旬から隆起運動が顕著となり、隆起量は 10cm を超えるようになった (宇宙開発事業団地球観測センター・名古屋大学理学部, 1999; 国土地理院, 1999; 土井・他, 1999)。この隆起運動は同心円的であり、隆起をもたらしている球状圧力源は三ツ石山付近の地下に求まる (宇宙開発事業団地球観測センター・名古屋大学理学部, 1999)。

前述の通り、葛根田花崗岩は三ツ石山付近の地下に伏在し、海拔 -2,200m 付近で $8 \times 5\text{km}$ 程度の大きさを有すると推定される。三ツ石山の隆起をもたらした球状圧力源は、葛根田花崗岩の分布域の深部に当たることから、葛根田花崗岩の内部またはその下部に新たなマグマが供給されたことを示唆している。この推定は、葛根田花崗岩が現在の地熱系の熱源岩であり、過去に繰り返しマグマと熱の供給が行われたことと調和している。

なお、岩手山の火山活動に関連して、葛根田において地熱井から蒸気及び熱水とともに噴出するガスの量及び組成に顕著な変化は確認されていない。これはガス量が蒸気に対して 0.01-0.05vol% と元来低いことが関連している可能性もある。なお、1996 年に運転を開始した 30MWe の地熱発電所に伴う蒸気生産と熱水還元の影響は、ガス量の変化に現れている。

6 まとめ

葛根田は浅所に貫入した第四紀葛根田花崗岩を熱源とし、断裂卓越帯に発生した熱水卓越型の対流系である。対流系は新たな断裂の形成により次第に深部に及び、現在では WD-1a で深度 3,100m 付近にある。最近の地質時代において、断裂は東北東 - 西南西方向ないし東西方向でほぼ水平な P 軸を有する応力場で形成されると考えられる。岩手山の 1995 ~ 2001 年現在の火山活動において、葛根田花崗岩の内部又はその下部に新たなマグマ供給があったことが推定される。

謝辞

本研究を進めるに当たり日本重化学工業 (株) の宮崎眞一リーダーはじめ担当者、及び地熱エンジニアリング (株) 探査部員にはご協力およびご助言を頂いた。記して感謝したい。

参考文献

- Doi, N., Muramatsu, Y., Chiba, Y., and Tateno, M., Geological analysis of the Kakkonda geothermal reservoir, *Proc. Int. Sym. on Geothermal Energy, Japan*, 522-525, 1988.
- Doi, N., Kato, O., Ikeuchi, K., Komatsu, K., Miyazaki, S., Akaku, K., and Uchida, T., Genesis of plutonic-hydrothermal system around Quaternary granite in the Kakkonda geothermal system, Japan, *Geothermics*, **27**, 663-690, 1998.
- 土井宣夫・梶原竜哉・青山謙吾, 水準測量による 1998 年 9 月 3 日岩手県内陸北部地震前の岩手山南西部の隆起運動, *火山*, **44**, 255-260, 1999.
- Doi, N., Shigehara, S., Ikeuchi, K., Kato, O., Takahashi, M., Ominato, T., Koide, K., and Tosha, T., Seismic activity in the Kakkonda geothermal system characterized by the Quaternary Kakkonda Granite, Japan, *Proc. World Geothermal Congress, Japan*, 1077-1082, 2000.
- Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H., and Uchida, T., High-temperature measurements in well WD-1a and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan, *Geothermics*, **27**, 591-607, 1998.
- Kasai, K., Sakagawa, Y., Komatsu, R., Sasaki, M., Akaku, K., and Uchida, T., The origin of hypersaline liquid in the Quaternary Kakkonda Granite, sampled from well WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan, *Geothermics*, **27**, 631-645, 1998.
- Kasai, K., Hishi, Y., Fukuda, D., Kato, O., Doi, N., Akaku, K., Ominato, T., and Tosha, T., The fluid geochemistry and reservoir model for the Kakkonda geothermal system, obtained by NEDO's deep-seated geothermal reservoir survey, Japan, *Proc. World Geothermal Congress, Japan*, 1325-1330, 2000.
- Kato, O., Doi, N., Sakagawa, Y., and Uchida, T., Fracture systematics in and around well WD-1, Kakkonda geothermal field, Japan, *Geothermics*, **27**, 609-629, 1998.
- Kato, O., Sakagawa, Y., Doi, N., Akaku, K., and Ohkubo, Y., Permeable fractures in the Kakkonda granite of well WD-1b, Japan, *Proc. 24th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University*, 243-249, 1999.
- 風早康平・安原正也・佐藤 努・高橋正明・丸井敦尚, 岩手山 - 葛根田地域の地下水同位体標高効果, *地質調査所報告*, **284**, 57-67, 2000.

国土地理院, 人工衛星の合成開口レーダーによって捉えられた岩手山の地殻変動について, 火山噴火予知連絡会会報, 72, 51-53, 1999.

越谷 信・大上和良・菊地 康・平山拓哉・早坂祐理・宇沢政晃・本間健一郎・土井宣夫, 滝の上部地熱地域に発達する断裂系, 日本地熱学会誌, 15, 109-139, 1993.

小松 亮・池内 研・土井宣夫・佐々木宗建・内田利弘・笹田政克, 深部調査井 (掘削深度 3,729m) の流体包有物から見た葛根田花崗岩の特徴と葛根田地熱系, 日本地熱学会誌, 20, 209-224, 1998.

中道治久・植木貞人・浜口博之, 岩手山直下のやや深部と深部に発生する低周波地震の発震機構, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 380, 1997.

岡部高志・林 一夫・篠原信男・加藤 修・土井宣夫・宮崎眞一・大久保泰邦, 葛根田深部調査井 WD-1 で観測されたドリリングインデューステンシルフラクチャによる応力場の推定とそれに基づくせん断性フラクチャの考察, 日本地熱学会平成 10 年度学術講演会講演要旨, 1-7, 1998.

Sakagawa, Y., Aoyama, K., Ikeuchi, K., Takahashi, M., Kato, O., Doi, N., Tosha, T., Ominato, T., and Koide, K., Natural state simulation of the Kakkonda geothermal field, Japan, *Proc. World Geothermal Congress*, Japan, 2839-2844, 2000.

Sasada, M., Sawaki, T., Muraoka, H., Ikeuchi, K., Doi, N., Yagi, M., and Sasaki, M., The highest borehole temperature(449 °C) determined by melting of pure metal tellurium; WD-1a, Kakkonda geothermal system, Japan, *Bulletine Geological Survey Japan*, 47, 361-364, 1996.

茂原 諭・土井宣夫・奥村貴史・三塚 博・小池直樹・神藤史明・当舎利行・大湊隆雄, 葛根田地熱地域周辺における微小地震活動 - 1998 年 9 月 3 日岩手県内陸北部地震 (M6.1) 前後の地震 -, 日本地震学会講演予稿集, B05, 1999.

Sugihara, M., Tosha, T., and Nishi, Y., An empirical Green's function study of a microearthquake swarm in the deeper part of Kakkonda geothermal reservoir, Japan, *Geothermics*, 27, 691-704, 1998.

高橋正明・佐藤 努・風早康平・丸井敦尚・安原正也・笠井加一郎, 葛根田地熱系の地熱流体涵養・形成機構, 地質調査所報告, 284, 69-75, 2000.

田中 聡・中道治久・浜口博之・植木貞人, 1998 年の岩手山における地震活動, 月刊地球, 21, 273-279, 1999.

東北大学理学部地震・噴火予知研究観測センター, 岩手火山の火山性微動と地震の活動 (1997 年 6 月~9 月), 火山噴火予知連絡会会報, 69, 23-27, 1998.

Tosha, T., Sugihara, M., and Nishi, Y., Revised hypocenter solutions for microearthquakes in the Kakkonda geothermal field, Japan, *Geothermics*, 27, 553-571, 1998.

宇宙開発事業団地球観測研究センター・名古屋大学理学部, 岩手山周辺の JERS-1 差分干渉 SAR による地殻変動の検出, 火山噴火予知連絡会会報, 72, 25-28, 1999.

柳谷茂夫・笠井加一郎・Brown K. L., and Gigggenbach W. F., 岩手県葛根田地域における深部地熱流体の化学特性, 地熱, 33, 1-18, 1996.

図1: 葛根田の地熱構造モデル (Doi et al., 1998)。葛根田花崗岩の岩体縁には逸泥を伴う開口性断裂が分布している。

図2: 葛根田花崗岩の海拔 -2,200m の推定分布図。花崗岩境界の実線は確認された分布、破線は推定した分布をそれぞれ示す。断面線A-B は図3 に対応する。

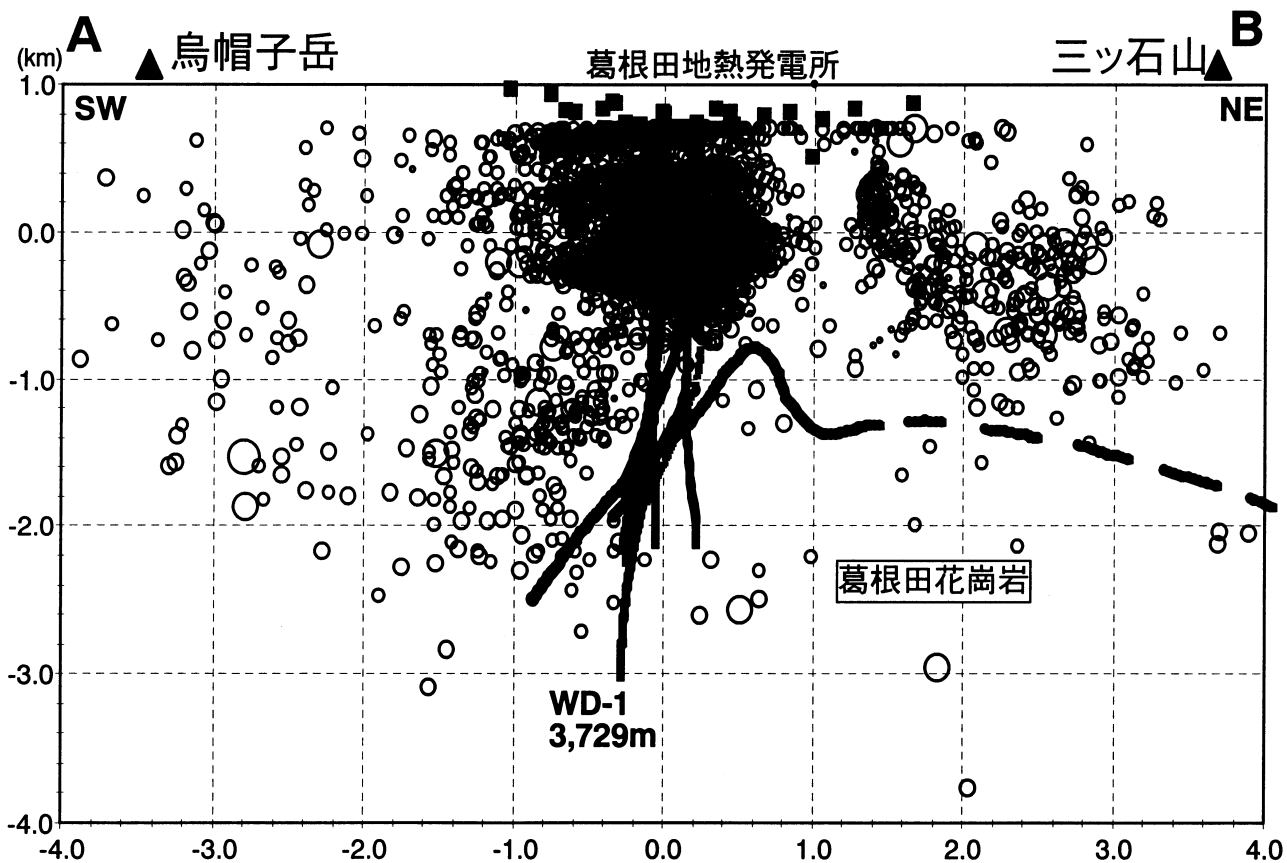


図3: 岩手山の火山活動で活発化した微小地震の分布と葛根田花崗岩の関係。花崗岩境界の実線は確認された分布、破線は熱変成鉱物分布等の地質学情報を用いて推定した分布。1998年に観測された微小地震の多くは葛根田花崗岩の上方に分布している。断面A - Bの位置は図2参照。

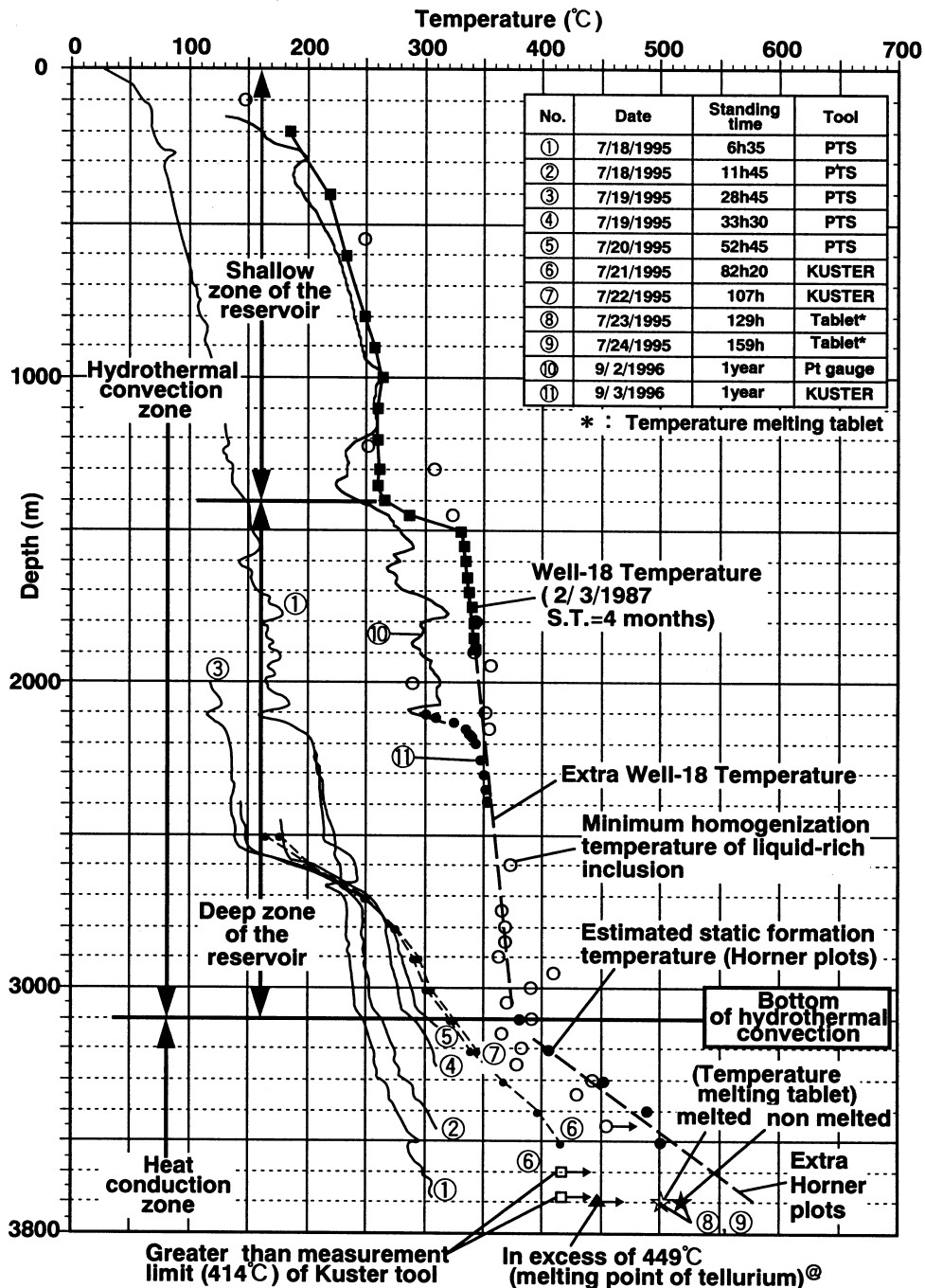


図4: WD-1a の温度検層図(Ikeuchi et al., 1998)。WD-1a に近接して掘削されたWell-18 の温度検層図を合わせて示す。深度 2,860m 以深は葛根田花崗岩で、深度3,100m 付近を境に上位の熱水対流域と下位の熱伝導域に区分される。

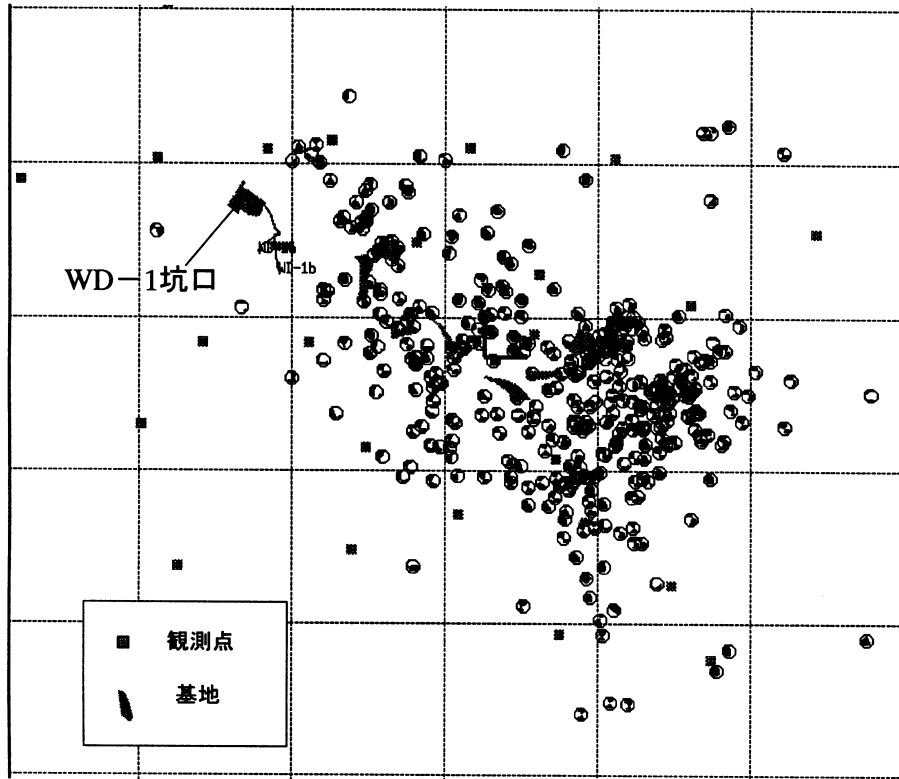


図5: 葛根田の微小地震の発震機構 (下半球投影) (茂原・他, 1999)。地震は逆断層型と横ずれ断層型のメカニズム解をもつ。グリッド間隔は1km。

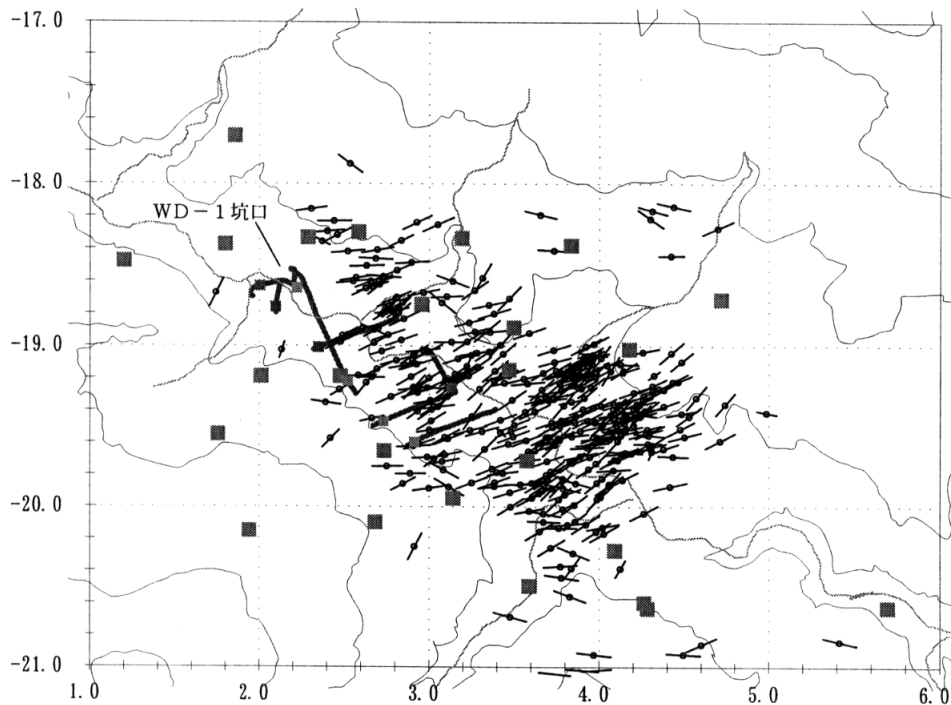


図6: 葛根田の微小地震のP軸の分布 (茂原・他, 1999)。線が長い場合はP軸が水平に近く、短い場合は傾斜角が大きいことを示す。黒四角は地震観測点、グリッド間隔は1km。

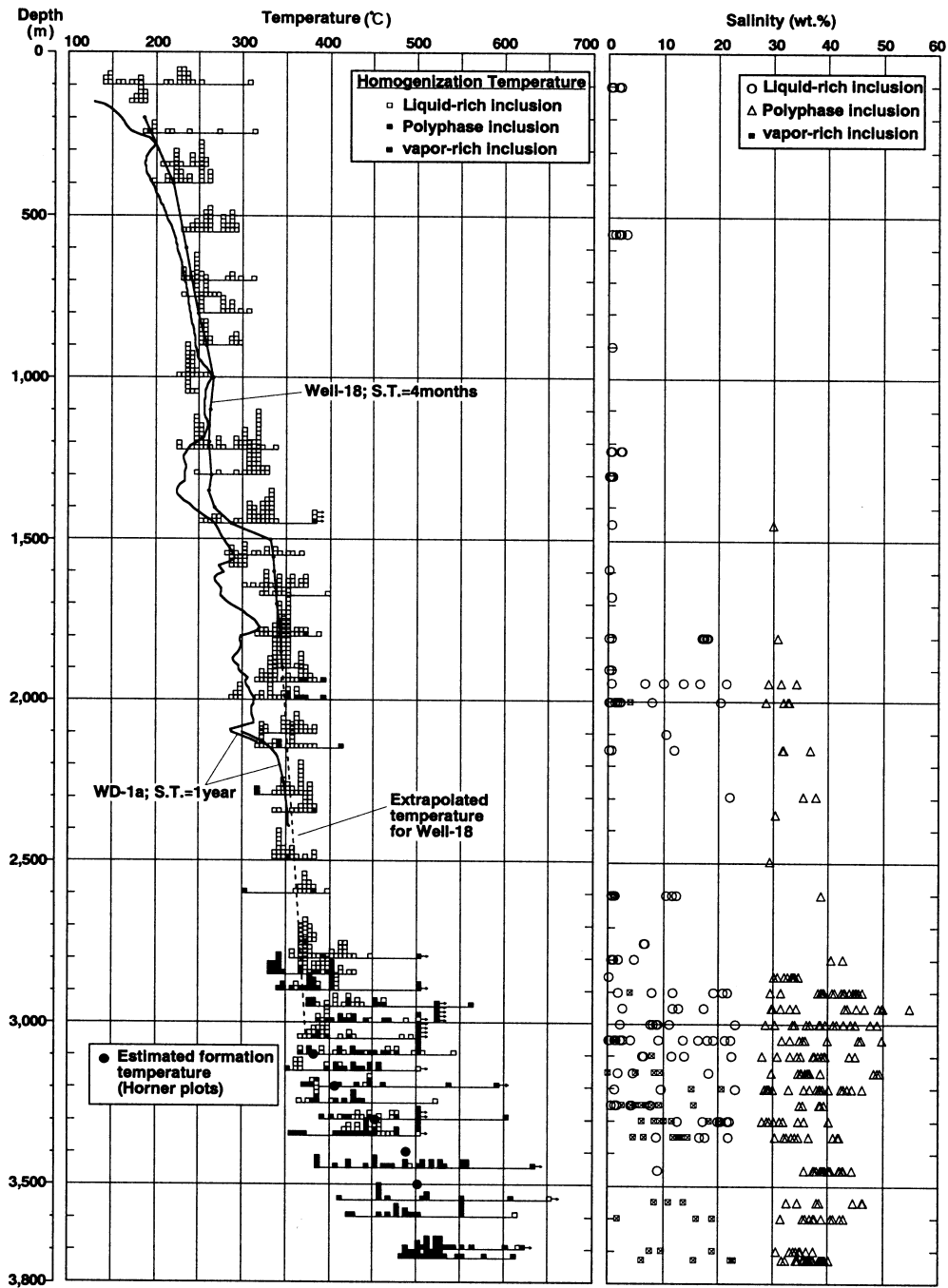


図7: WD-1a の流体包有物の均質化温度 (左) と塩濃度 (右) の分布 (小松・他, 1998)。