

# 新地熱探査手法としてのストリー ムpHマッピング法の提唱

Proposal of stream pH mapping as a new  
geothermal exploration method

2018年3月

鈴木 陽大



# 新地熱探査手法としてのストリー ムpHマッピング法の提唱

Proposal of stream pH mapping as a new  
geothermal exploration method

弘前大学大学院理工学研究科  
博士後期課程  
博士論文

2018年3月

鈴木 陽大



# 目次

1. 序論：日本と青森県の地熱開発の背景総括 .....	1
1-1. 日本の地熱開発状況 .....	1
1-2. 青森県の地熱開発状況 .....	12
1-3. 青森県の地熱資源分布 .....	21
1-4. 従来の地熱資源探査手法 .....	34
1-5. 本研究の目的 .....	41
2. むつ燧岳地熱地域の研究 .....	44
2-1. むつ燧岳地熱地域における地質・温泉水質の既存研究 .....	44
2-2. むつ燧岳地熱地域における既存地熱開発調査 .....	48
3. 研究手法 .....	51
3-1. 断層露頭調査 .....	51
3-2. 地表水のpH測定 .....	54
3-3. 地表水の化学分析 .....	58
4. 結果 .....	62
4-1. むつ燧岳地熱地域における断層 .....	62
4-2. 地表水のpH分布 .....	69
4-3. 地表水のアニオンインデックス .....	73
5. 議論 .....	78
5-1. Shadow効果 .....	78
5-2. アニオンインデックスとの比較・検証 .....	84
5-3. 新地熱探査手法としてのストリームpHマッピング法 .....	88
6. 結論 .....	93
参考文献 .....	94
謝辞 .....	104
付録 .....	105



# List of Table

Table 1–1. Top eight countries on the high–temperature (>150°C) geothermal resources (Muraoka, 2009). .....	5
Table 1–2. Top ten countries on the installed geothermal power capacity in 2015 (Thermal and Nuclear Power Engineering Society, 2016). .....	6
Table 1–3. Japanese geothermal power plants operating in March 2015 (Thermal and Nuclear Power Engineering Society, 2016). .....	7
Table 1–4. Geothermal resources by temperature class in Japan and Aomori Prefecture. ....	18
Table 1–5. Major solute geothermometers used in this study (Suzuki et al., 2016)..	23
Table 1–6. Total number of data used the solute geothermometers, total number of low–accuracy data, and the ratio of low–accuracy data (Suzuki et al., 2016). ....	26
Table 1–7. Case study of geothermal development at the Mori geothermal power plant (Japan Geothermal Energy Association, 2000). ....	38
Table 1–8. Trends of installed geothermal power capacity and geothermal budget in Japan (NEDO, 2016). ....	39





# List of Figure

Figure 1–1. Geothermal power plants operating in Japan as of March 2015. ....	9
Figure 1–2. The geothermal resource development support projects by JOGMEC in 2012–2016. ....	10
Figure 1–3. Process diagrams for three common types of geothermal power plants. (a): Single flash (b): Binary cycle power plant. ....	11
Figure 1–4. Distribution map of power generation potentials of hot water resources of $\geq 150$ °C/km <sup>2</sup> (Muraoka and Osato, 2010). ....	16
Figure 1–5. Distribution map of power generation potentials of hot water resources of 53~120 °C/km <sup>2</sup> (Muraoka and Osato, 2010). ....	17
Figure 1–6. Geothermal development promotion surveys carried out by NEDO in Aomori Prefecture. ....	19
Figure 1–7. The geothermal resource development support projects by JOGMEC in 2012–2016 at Aomori Prefecture. ....	20
Figure 1–8. Comparison of major solute geothermometers and hot spring temperatures (Suzuki et al., 2016). ....	24
Figure 1–9. Distribution maps for major solute geothermometers (Suzuki et al., 2016). ....	27
Figure 1–9. Distribution maps for major solute geothermometers (Suzuki et al., 2016). ....	28
Figure 1–10. A concept of the activity index (Suzuki et al., 2014). ....	29
Figure 1–11. Activity index distribution map in Aomori Prefecture (Suzuki et al., 2016). ....	30
Figure 1–12. 3D concept model of the crust and upper mantle structure of Aomori Prefecture (Suzuki et al., 2016). ....	33
Figure 1–13. Schematic diagram of a geothermal system typical of active island–arc andesite volcanoes (Henley and Ellis, 1983). ....	40
Figure 1–14. Natural parks area at Aomori Prefecture. ....	43
Figure 2–1. Topographic map of the Mutsu Hiuchi Dake volcano (Suzuki et al., 2017). ....	45
Figure 2–2. Geological map of the Mutsu Hiuchi Dake geothermal field (Uemura and Saito, 1957). ....	46
Figure 2–3. Hot springs around the Mutsu Hiuchi Dake volcano. ....	47
Figure 3–1. Measurement method of strike and dip using clinometer. ....	52
Figure 3–2. The clinometer used in this study. ....	53
Figure 3–3. Measurement method of stream water pH. (a): Photograph measuring pH directly. (b): Photograph measuring pH using beaker. ....	56
Figure 3–4. The channel networks and observation points in the Mutsu Hiuchi Dake geothermal field. ....	57

Figure 3–5. Ion chromatography (DIONEX, DX–320). .....	60
Figure 3–6. Universal dispensing unit for manual titrations (Metrohm, 876 Dosimat Plus). .....	61
Figure 4–1. Location of fault outcrops. ....	64
Figure 4–2. Location of estimated faults.....	65
Figure 4–3. Photograph of the Mutsu Hiuchi Dake East Slope fault outcrop along the Koaka forest road (Suzuki et al., 2017). ....	66
Figure 4–4. Photograph of the Mutsu Hiuchi Dake East Slope fault outcrop along the Koaka River. ....	67
Figure 4–5. Route map around the Mutsu Hiuchi Dake East Slope fault outcrop along the Koaka River. ....	68
Figure 4–6. Histogram of pH.....	70
Figure 4–7. Distribution map of stream water pH in the Mutsu Hiuchi Dake geothermal field. ....	71
Figure 4–8. Relation between pH and distance from summit. ....	72
Figure 4–9. Anion index on the tri–linear diagram. ....	75
Figure 4–10. Distribution map of the anion index in the Mutsu Hiuchi Dake geothermal field. ....	76
Figure 4–11. Relation between the anion index and distance from summit. ....	77
Figure 5–1. Relation between the estimated fault and distribution map of stream water pH (modified from Suzuki et al., 2017). ....	81
Figure 5–2. (a): Schematic diagram of the shadow zone. (b): Simplified schematic diagram of S–wave paths and shadow zone. ....	82
Figure 5–3. (a): Schematic diagram of the shadow effect (Suzuki et al., 2017). (b): Simplified schematic diagram of the shadow effect. ....	83
Figure 5–4. Relation between the anion index and pH. ....	86
Figure 5–5. Relation between pH, distance from summit and estimated faults....	87
Figure 5–6. Relation between the Mutsu Hiuchi Dake east slope fault, geothermal exploration wells and silicified alteration zones. ....	91
Figure 5–7. Concept model when using stream pH mapping. ....	92

# 1. 序論：日本と青森県の地熱開発の背景総括

## 1-1. 日本の地熱開発状況

日本は世界第3位の地熱資源を有する地熱資源大国であることが知られている（村岡，2009；Table1-1）。Table1-1は村岡（2009）による世界主要地熱資源国の150℃以上の高温地熱資源量を示しているが、第1位アメリカ、第2位インドネシアおよび第3位の日本が他国を圧倒する三大地熱資源大国であることが示されている。一方、日本の地熱発電設備容量は2015年時点で世界第9位であり、日本は他国に比べて豊富な地熱資源を有していながら、それを有効活用できていないと言える（Bertani, 2016, 火力原子力発電技術協会, 2016；Table1-2）。

Table1-3は、火力原子力発電技術協会（2016）による2015年3月末時点で稼働中の日本の地熱発電所一覧を一部改変したものである。地熱発電所が運転開始した時期の時系列順に並べたものである。杉乃井地熱発電所は1981年に最初の発電設備を導入し、2006年に従来の3,000kWの設備を廃止し、1,900kWの設備に更新している。また、霧島国際ホテルは1984年に最初の発電設備を導入し、2006年に従来の100kWの設備を廃止し、2006年から2009年まで220kWのバイナリー発電設備の実証試験を行った後、2010年から100kW設備に更新し、再稼働している。Table1-3より、日本の地熱発電所は1966年に運転開始した松川地熱発電所を皮切りに徐々に設備容量を増加し、1982年までに20万kWに到達し、さらに、1994年以降急激に増加し、1996年には50万kWを超えた。日本の地熱発電設備容量は2015年時でおよそ52万kWなので（Table1-2），1996年以降数パーセントの変化に止まっていることがわかる。1996年以降、日本の地熱発電設備容量が大幅に増加していない理由として、国のエネルギー政策が大きく関係していると言われている（江原，2014）。1970年代のオイルショックの影響から、1974年に石油代替エネルギー開発を進める目的でサンシャイン計画が策定され、地熱開発のための調査が促進された。特に、1980年から1997年までは年間100億円を超える予算が投入され（火力原子力発電技術協会，2016），1994年以降の地熱発電設備容量の大幅増加をもたらした（Table1-3）。しかし、1997年に制定されたいわゆる新エネルギー特措法で地熱発電が新エネルギーから除

外され、さらに2002年に交付されたRPS法（電気事業者による新エネルギー等の利用に関する特別措置法）で蒸気発電が新エネルギーから除外され、地熱開発は徐々に縮小していった。しかし、2000年代に徐々に衰退した日本の地熱開発は、2011年に発生した東日本大震災によって再び大きく転換した。福島第1原子力発電所の事故を受けて、国のエネルギー政策は見直しを迫られ、再生可能エネルギーの中で唯一安定電源になりうるという利点を持つ地熱発電は、重要な開発対象となった。Figure1-1は2015年末時点で稼働中の地熱発電所の位置を示している。また、Figure1-2は2012年から2016年に石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）から支援を受けて実施された地熱資源開発プロジェクトの位置を示している。これらの図からも、2012年以降に、日本における地熱開発促進が活発化したことがわかる。

2015年3月に日本で稼働中の地熱発電所の発電方式は、シングル・フラッシュ、ダブル・フラッシュ、バイナリー、ドライ・スチーム、トータルフローに分類される（Table1-3）。地熱発電は地下の地熱貯留層中の地熱資源を利用して発電するが、この地熱資源は地熱貯留層中では高温高压の流体の状態で存在している。この地熱貯留層にボーリング坑を掘削すると、高温高压の熱水が圧力差によって自然に上昇し、上昇するにつれて圧力が減少し、熱水が沸騰をはじめ、蒸気と熱水が混合した二相流体として地上に噴出する。地上に取り出された二相流体はタービンに導入される前に、気水分離器によって蒸気と熱水に分離され、蒸気のみがタービンに導入される。このように、二相流体を蒸気と熱水に分離し、蒸気のみをタービンに導入する方式をフラッシュ式と呼び、1回気水分離する方式をシングル・フラッシュ式と呼ぶ（Figure1-3）。また、1度気水分離器によって分離された熱水が高温で十分なエネルギーを有していれば、減圧することで、さらに蒸気を取り出すことが可能である。そのようにして発生させた蒸気をタービンに導入すればより多くの電力を得ることができ、そのような方式をダブル・フラッシュ式と呼ぶ（山田，2014a）。そして、これらシングル・フラッシュ式発電やダブル・フラッシュ式発電を総称して、蒸気フラッシュ発電と呼ぶ。一般的に、地上に蒸気を取り出すことができれば蒸気フラッシュ発電は可能であるが、温度が低い場合は経済的観点から、バイナリー発電が適用されることが多いことが知られている（山田，2014b）。バイナリー発電とは、地熱流体から低沸点媒体に熱交換して得られた蒸気を利用してタービンを駆

動する発電方式である（Figure1-3）。バイナリー発電は、低沸点媒体として炭化水素系ガスや不活性ガス等を利用したオーガニックランキンサイクル方式と、低沸点媒体としてアンモニア水等を利用したカーリーナサイクル方式が知られており、オーガニックランキンサイクル方式では150°C~100°Cで、カーリーナサイクル方式では100°C~70°Cで発電効率が高いことが知られている。上述のとおり、地熱資源が地上に噴出する際は、蒸気と熱水が混合した二相流体として噴出することが多いが、まれに熱水をほとんど含まず、蒸気のみが卓越した状態で噴出することがある。そのような場合、気水分離器による気水分離（フラッシュ）が不要であるため、発電所建設費用を抑えることが可能である。このような発電方式はドライ・スチーム式と呼ばれ、日本では唯一、松川地熱発電所で採用されている。2015年2月に運転を開始した亀の井地熱発電所は、トータルフロー式発電を採用している（Table1-3）。トータルフロー式発電は、蒸気のみならず、熱水が混入した二相流体を直接タービンに導入する発電方式である。亀の井地熱発電所に導入されたものは、通称湯けむり発電と呼ばれ、設備容量11kWの小規模であるが、新しい技術であるため、今後の発展が期待されている（林，2014）。

現在稼働中の日本の地熱発電所は蒸気フラッシュ発電とバイナリー発電とトータルフロー発電に分類されるが、近年はそれら従来型の地熱発電より大きな発電量が見込まれる次世代型地熱発電の研究が活発に行われている。蒸気フラッシュ発電に代表される従来の地熱発電は深さ数kmに存在する天然の熱水系をターゲットとしている。ところが、天然熱水系をターゲットとする従来の地熱発電には、複数のリスクが存在し、それらリスクを減らすことが期待される次世代型地熱発電がEGSである。EGSは、Enhanced Geothermal SystemやEngineered Geothermal System（EGS）と呼ばれ（Tester et al., 2006），日本語では涵養地熱系と訳される（村岡ほか，2013）。EGSには主に5つのタイプが存在する（新エネルギー・産業技術総合開発機構，2016）。タイプ1は涵養型のEGSで、これは涵養井から人工的に水を地下に涵養することによって、地熱資源量の回復・向上を目的とした技術である。この手法はアメリカのガイザース等で既に実施されており、蒸気生産量低下の緩和等、人工的に水を地下に涵養した効果が確認されている（Stark et al., 2005）。福島県の柳津西山地熱発電所では、蒸気生産量低下に起因すると考えられる発電量低下が



確認されており、本手法による地熱資源量の回復・向上を目的として検証が実施されている（JOGMEC, 2016）。タイプ2は能力増進型のEGSで、高圧水を利用して水圧破碎等を実施し、地熱貯留層の透水性改善や地熱貯留層拡大等を目的とした技術である。この手法は、アメリカのデザートピーク等で実施されており、透水性が改善されたことが確認されている（Chabora et al., 2012）。しかし、スイスのバーゼルでは、透水性改善を目的とした水圧破碎を実施した際、M3.7の地震が発生し、周辺住民の反対によって発電所建設計画が中止される事態となるなど（Häring et al., 2007）、解決すべき課題は存在する。タイプ3は脆性域高温岩体発電と呼ばれ、脆性領域において高圧水で水圧破碎等を実施し亀裂を発生させ、地熱貯留層を人工的に造成することを目的とした技術である。この手法は、秋田県の雄勝や山形県の肘折等で検証されているが、圧入した水の多くが天然の亀裂に流出したため、熱水および蒸気生産量が圧入した水量の数10%程度に留まっている（海江田, 2015）。タイプ4は延性帯高温岩体発電と呼ばれ、延性領域において高圧水で水圧破碎等を実施し亀裂を発生させ、地熱貯留層を人工的に造成することを目的とした技術である。この手法は、村岡ほか（2013）によって提唱され、脆性領域における高温岩体発電に比べ、水の回収率の改善や、誘発地震の発生を抑制することが期待されるが、現在では基礎研究の段階である。タイプ5は超臨界地熱発電と呼ばれ、地下に賦存することが見込まれる超臨界状態の熱水を地熱発電に利用することを目的とした技術である（Dobson et al., 2017）。日本においては、太平洋プレートの沈み込む東北地方で特に超臨界状態の地熱資源の存在が見込まれており、基礎研究が進められている。このようにEGSの多くは、現在では基礎研究や検証の段階であり、実用化に向けて研究が進められている。

Table 1–1. Top eight countries on the high–temperature (>150°C) geothermal resources (Muraoka, 2009).

Country	Geothermal resources (×10,000 kW)
USA	3,000
Indonesia	2,779
<b>Japan</b>	<b>2,347</b>
Philippines	600
Mexico	600
Iceland	580
New Zealand	365
Italy	327

Table 1–2. Top ten countries on the installed geothermal power capacity in 2015 (Thermal and Nuclear Power Engineering Society, 2016).

Country	Installed capacity (MW)
USA	3,450
Philippines	1,870
Indonesia	1,340
Mexico	1,017
New Zealand	1,005
Italy	916
Iceland	665
Kenya	594
<b>Japan</b>	<b>519</b>
Turkey	397

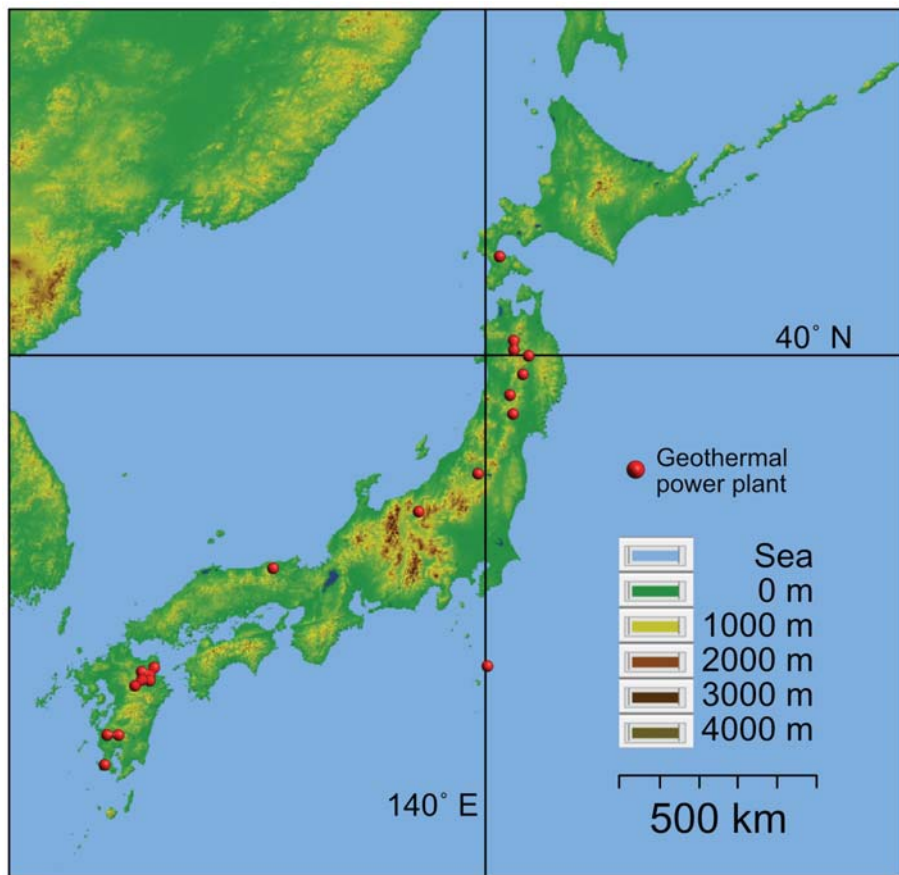


Table 1–3. Japanese geothermal power plants operating in March 2015 (Thermal and Nuclear Power Engineering Society, 2016).

Plant name	Locality	No. of units	Installed capacity (kW)	Day commissioned	Type
Matsukawa	Iwate	1	23,500	8 October 1966	DS
Otake	Oita	1	12,500	12 August 1967	SF
Onuma	Akita	1	10,000	17 Jun 1974	SF
Onikobe	Miyagi	1	25,000	19 March 1975	SF
		1 (Unit 1)	55,000	24 Jun 1977	DF
Hatchobaru	Oita	1 (Unit 2)	55,000	22 Jun 1990	DF
		1 (Binary)	2,000	1 April 2006	B
Kakkonda	Iwate	1 (Unit 1)	50,000	26 May 1978	SF
		1 (Unit 2)	30,000	1 March 1996	SF
Suginoi	Oita	1	1,900	1 April 2006 (6 March 1981)	SF
Mori	Hokkaido	1	25,000	26 November 1982	DF
Kirishima-kokusai	Kagoshima	1	100	1 November 2010 (23 February 1984)	SF
Uenotai	Akita	1	28,800	4 March 1994	SF
Yamakawa	Kagoshima	1	25,960	1 March 1995	SF
Sumikawa	Akita	1	50,000	2 March 1995	SF
Yanaizu-Nishiyama	Fukushima	1	65,000	25 May 1995	SF
Ogiri	Kagoshima	1	30,000	1 March 1996	SF
Takigami	Oita	1	27,500	1 November 1996	SF
Hachijojima	Tokyo	1	3,300	25 March 1999	SF
Kuju	Oita	1	990	1 December 2000	SF
Setouchi Natural Energy	Oita	1	72	17 January 2013	B
Goto-en	Oita	2	144 (72×2)	17 January 2014	B
Shichimi Spring	Nagano	1	20	3 April 2014	B

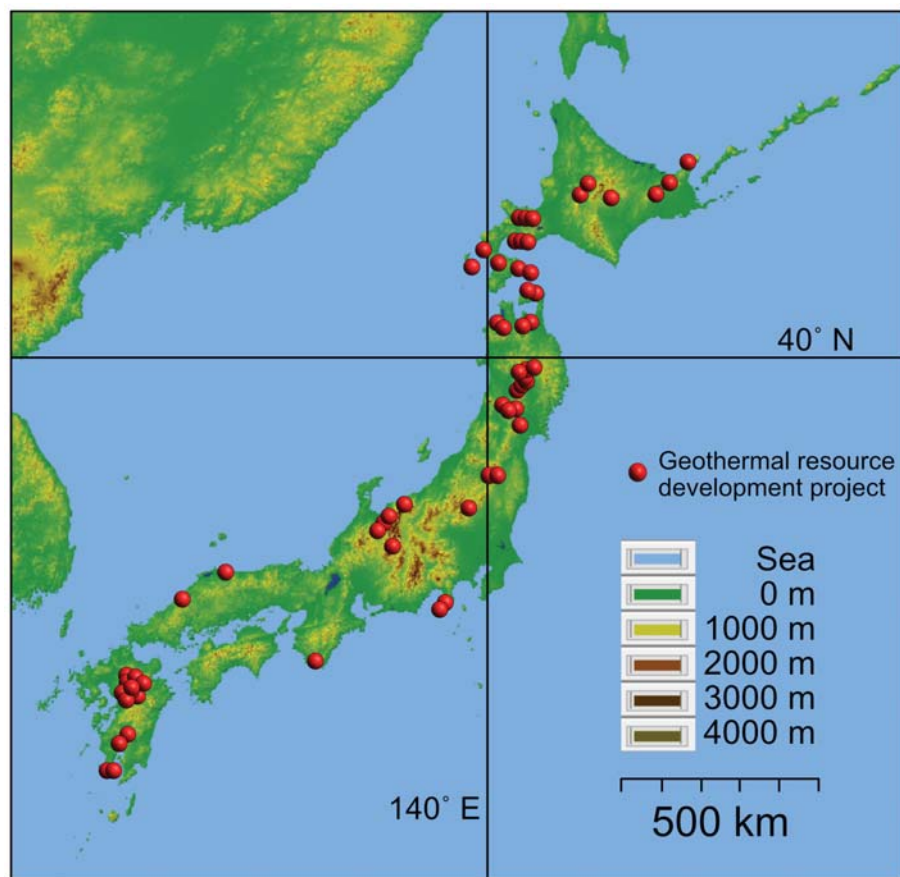
Plant name	Locality	No. of units	Installed capacity (kW)	Day commissioned	Type
Yumura Spring	Hyogo	2	40 (20×2)	10 April 2014	B
Tatara Daiichi	Oita	1	72	8 July 2014	B
Oguni Matsuya	Kumamoto	3	60 (20×3)	29 July 2014	B
Yuyama	Oita	2	144 (72×2)	30 October 2014	B
Cosmotec Beppu	Oita	4	500 (125×4)	30 November 2014	B
Medipolis Ibusuki	Kagoshima	1	1,580	18 February 2015	B
Kamenoi	Oita	1	11	27 February 2015	T

※ Type: DS(Dry steam), SF(Single flash), DF(Double flash), B(Binary), T(Total flow)



Used by Kashmir 3D, SRTM-30

Figure 1–1. Geothermal power plants operating in Japan as of March 2015.



Used by Kashmir 3D, SRTM-30

Figure 1–2. The geothermal resource development support projects by JOGMEC in 2012–2016.

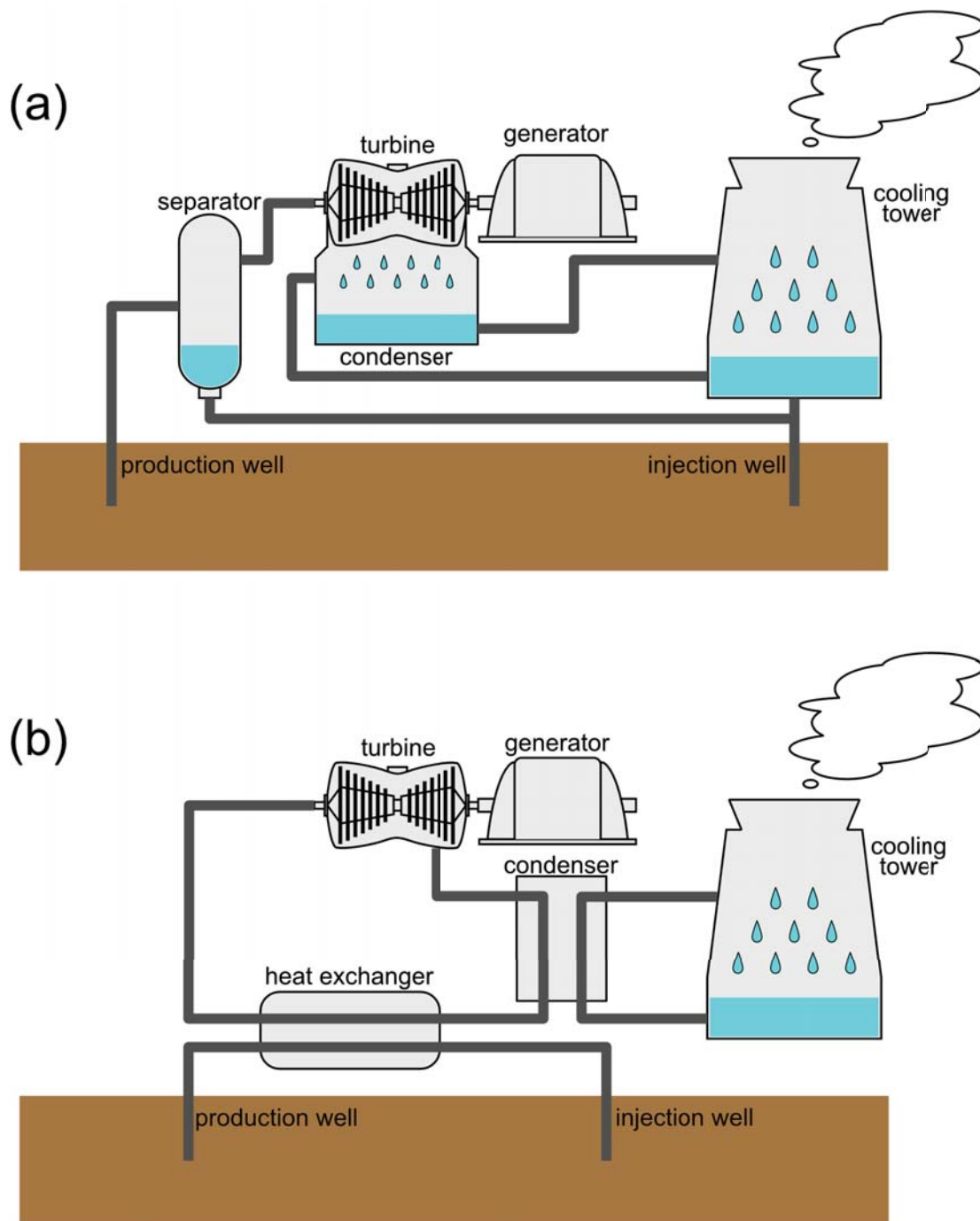


Figure 1–3. Process diagrams for three common types of geothermal power plants. (a): Single flash  
(b): Binary cycle power plant.

## 1-2. 青森県の地熱開発状況

地熱発電方式は複数存在するが、地熱発電所の多くは蒸気フラッシュ発電やバイナリー発電を採用しており、世界の地熱発電設備容量のおよそ63%が蒸気フラッシュ発電で、およそ14%がバイナリー発電によって占められている（Bertani, 2016）。このように、蒸気フラッシュ発電は複数存在する地熱発電方式の中で最も一般的であると考えられるが、Table1-1に示した、日本における150°C以上の高温地熱資源量は、蒸気フラッシュ発電にとって最も重要な地熱資源である。Figure1-4に村岡（2011）による、日本における150°C以上の高温地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量の分布図を示す。150°C以上の高温地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量は日本全域で2,347万kWと推定されており、およそ71%が北海道に賦存することや、全国の地熱資源量の81.9%が国立公園の特別保護地区・特別地域に賦存していることが示されている（村岡、未公表資料）。同様に、Figure1-5に、53°C～120°Cの地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量の分布図を示す。この53°C～120°Cの地熱資源はバイナリー発電（特にカーナサイクル方式）にとって重要な地熱資源である。53°C～120°Cの地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量は日本全域で833万kWと推定されており、北海道、東北、関東、中部、九州地方に広く分布することが示された。地熱開発を実施するためには、地熱開発に適した地熱資源の存在が推定される地域を選定する必要があるが、地熱資源の存在のみで地熱開発地域を選定することは望ましくない。地熱開発には、経済性、温泉事業者の反対、自然公園内の開発規制など様々な問題を解決する必要があるためである。Figure1-1に示したように、日本の地熱発電所の多くが、東北、九州地方に立地している。関東、中部地方に立地する稼働中の地熱発電所は八丈島地熱発電所のみで、本州には存在しない。また、北海道は、立地する稼働中の地熱発電所は森地熱発電所のみであるが、日本全域の70%以上の150°C以上の地熱資源量が賦存する特異な地域である。したがって、多くの地熱資源が賦存し、地熱発電所建設実績が豊富な東北、九州地方と、とりわけ多くの地熱資源が賦存する北海道が日本における地熱開発候補地域として重要であると考えられる。

Table1-4は日本全域と青森県の地熱資源量をまとめた表である（村岡，未公表資料）。150°C以上の地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量は日本全域では2,347万kW，青森県では9.1万kWで，日本全域の0.4%，都道府県別では全国14位の数字である。150°C～120°Cの地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量は日本全域では106万kW，地域別の値は示されていない。120°C～53°Cの地熱資源の単位面積1km<sup>2</sup>当たりの発電量は日本全域では833万kW，青森県では31.5万kWで，日本全域の3.9%，都道府県別では全国5位の数字である。ここで示した日本全域および青森県の地熱資源量評価には，容積法が利用されている（Brook et al., 1979）。容積法の計算には，駒澤（2003）による重力基盤深度を地熱貯留層の底面深度とし，温度構造にはHayashi et al.（1981）による活動度指数（1-3. 青森県の地熱資源分布で詳しく記述）が採用されている。温度構造に採用された活動度指数は，日本全域に分布する6,508個の坑井および温泉データから導出されており，それらプロットデータを外挿することによって，1kmグリッドの地下温度構造を表現している（村岡，2011）。ここで使用された坑井データの多くは，過去の地熱調査によって掘削されたものである。前述のとおり，150°C以上の高温地熱資源の81.9%が国立公園の特別保護地区・特別地域に賦存することが示されているが，特別保護地区・特別地域は開発規制の影響で地熱調査が実施されず，結果的に坑井および温泉データが得られていない可能性がある。そのような場合，活動度指数が導出されないことから，温度構造は空白域として表現されるため，推定される地熱資源量は0となる。青森県においても，八甲田山中心部や恐山など地熱調査が実施されていない地域が存在するが（Figure1-6），それら地域において地熱資源量が過小評価されている可能性が考えられる。

青森県は，7つの地熱発電所が立地し，地熱資源が豊富に賦存すると推定される東北地方に位置し，複数の第四紀火山やカルデラ（箕浦ほか，1998；地質調査総合センター，2013）に伴って，豊富な温泉資源を有することから（環境省自然環境局，2016），地熱開発の可能性が見込まれる地域の一つとなっている。

青森県における地熱開発に関連した研究として，1960年代に酒井らによって，有名温泉地や温泉群において，化学成分分析などに代表される地化学的手法のみならず，電気探査や試錐調査や地質調査を用いた，総合的な温泉研究が多数行われた。それ



らの研究結果をまとめて、青森県の温泉について総括したものとして、酒井・宮城（1968；1969）などが知られている。地熱の観点からは、1974年に工業技術院（現：産業技術総合研究所）によって、八甲田地域において全国地熱基礎調査が行われたのを皮切りに、下北、八甲田、沖浦、岩木山などの有望地熱地域において多くの地熱調査が行われ（例えば、資源エネルギー庁、1980；財団法人日本地熱資源開発促進センター、1980；新エネルギー総合開発機構、1983；新エネルギー総合開発機構、1985；新エネルギー・産業技術総合開発機構、1993；新エネルギー・産業技術総合開発機構、2009；新エネルギー・産業技術総合開発機構、2010；Figure1-4），それに伴い、温泉の化学組成の解明も進んでいった。1997年には、青森県内の温泉データを網羅的に記載した“青森県温泉地質誌”が出版された（青森県環境保健部自然保護課、1997）。2001年には、それまでに行われた地熱調査や既存研究などによる多数の温泉の化学分析値を収録した“50万分の1青森県地熱資源図”が出版され（高橋ほか、2001），阪口・高橋（2002）はこれらの資料をデジタル化して、東北・九州地熱資源図（CD-ROM版）として出版した。村岡ほか（2007）は、日本における熱水系の分布、熱水系の地域特性および地熱ポテンシャルを評価する目的で、全国から7203個の温泉化学分析値データと3066個の坑井地温データを収集し、“日本の熱水系アトラス”として発表した。“日本の熱水系アトラス”は、地化学温度計や活動度指数などの、従来の地熱開発に頻繁に利用されてきたものを全国的なマップとしてはじめて示した研究で、地質調査総合センター（2009）は、これらの結果をGISデータ・ビューアーを利用して様々なデータを閲覧できるようにした“全国地熱ポテンシャルマップ（CD-ROM版）”として出版した。Suzuki et al. (2014) は380℃が脆性-塑性境界を示すという仮定のもとに（Ikeuchi et al., 1998；Muraoka et al., 1998），活動度指数と地震データを比較することによって、八甲田山周辺および下北半島における深度3 kmを超える大深度の地下温度構造の推定を行った。その結果、一般的な熱水対流の底を示すと考えられる脆性-塑性境界深度を推定した。

このように、青森県内ではこれまでに複数の地熱開発のための調査・研究が行われているが、いまだ青森県内に地熱発電所は存在していない。しかし、青森県内では2017年10月時点で、石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）の支援を受け



て地熱開発のための調査が5つ進行中である（Figure1-7）。これらのことから，青森県内で地熱開発促進に寄与する研究を行うことは重要であると考えられる。

Electricity (Reservoir temperature  $\geq 150^{\circ}\text{C}$ )  
 [Reservoir bottom depth = Gravity basement depth]

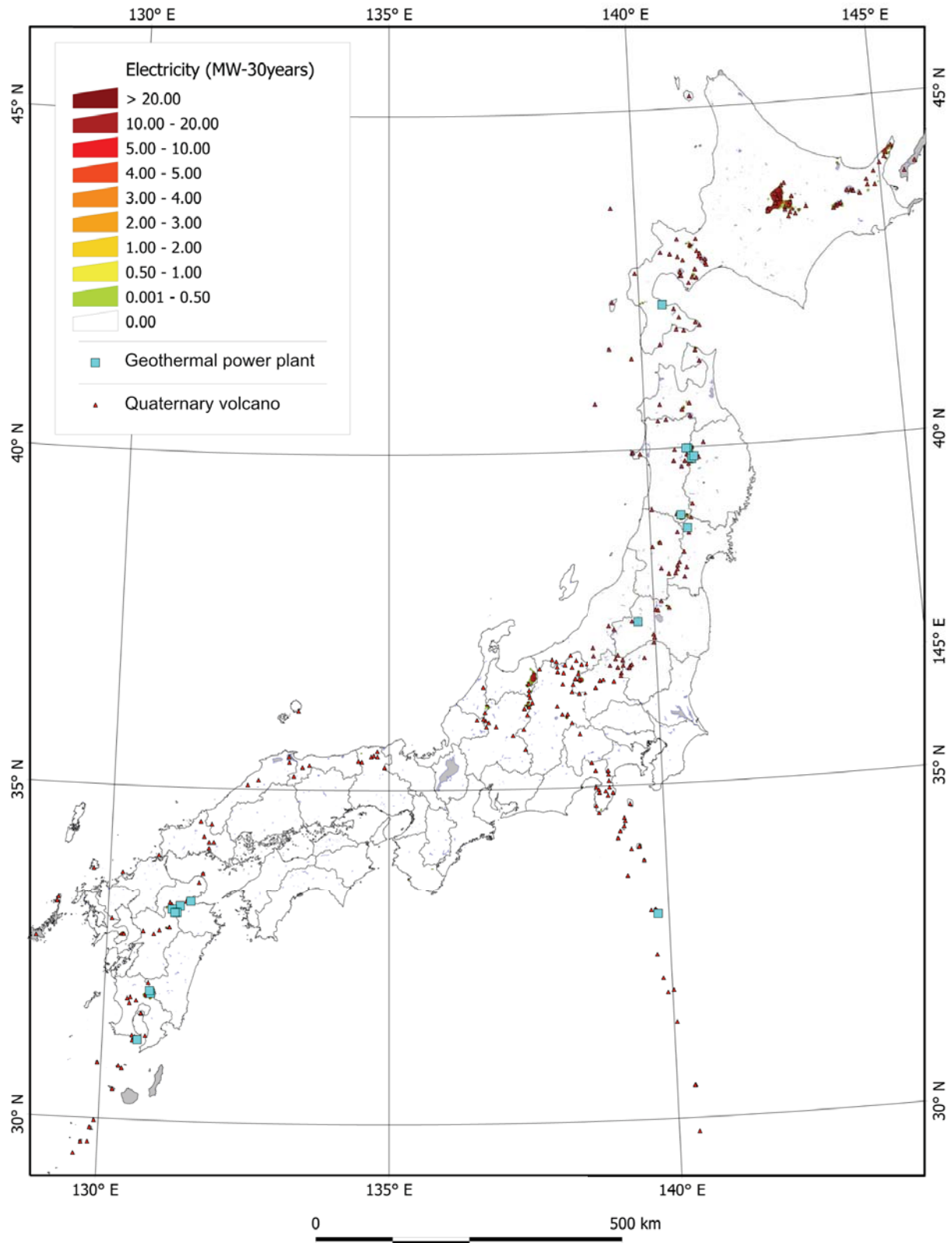


Figure 1–4. Distribution map of power generation potentials of hot water resources of  $\geq 150^{\circ}\text{C}/\text{km}^2$  (Muraoka and Osato, 2010).

# Electricity (kW-30years)

[ $T_{ref}=53^{\circ}\text{C}$ ,  $53^{\circ}\text{C}\leq\text{Reservoir temperature}<120^{\circ}\text{C}$ ]

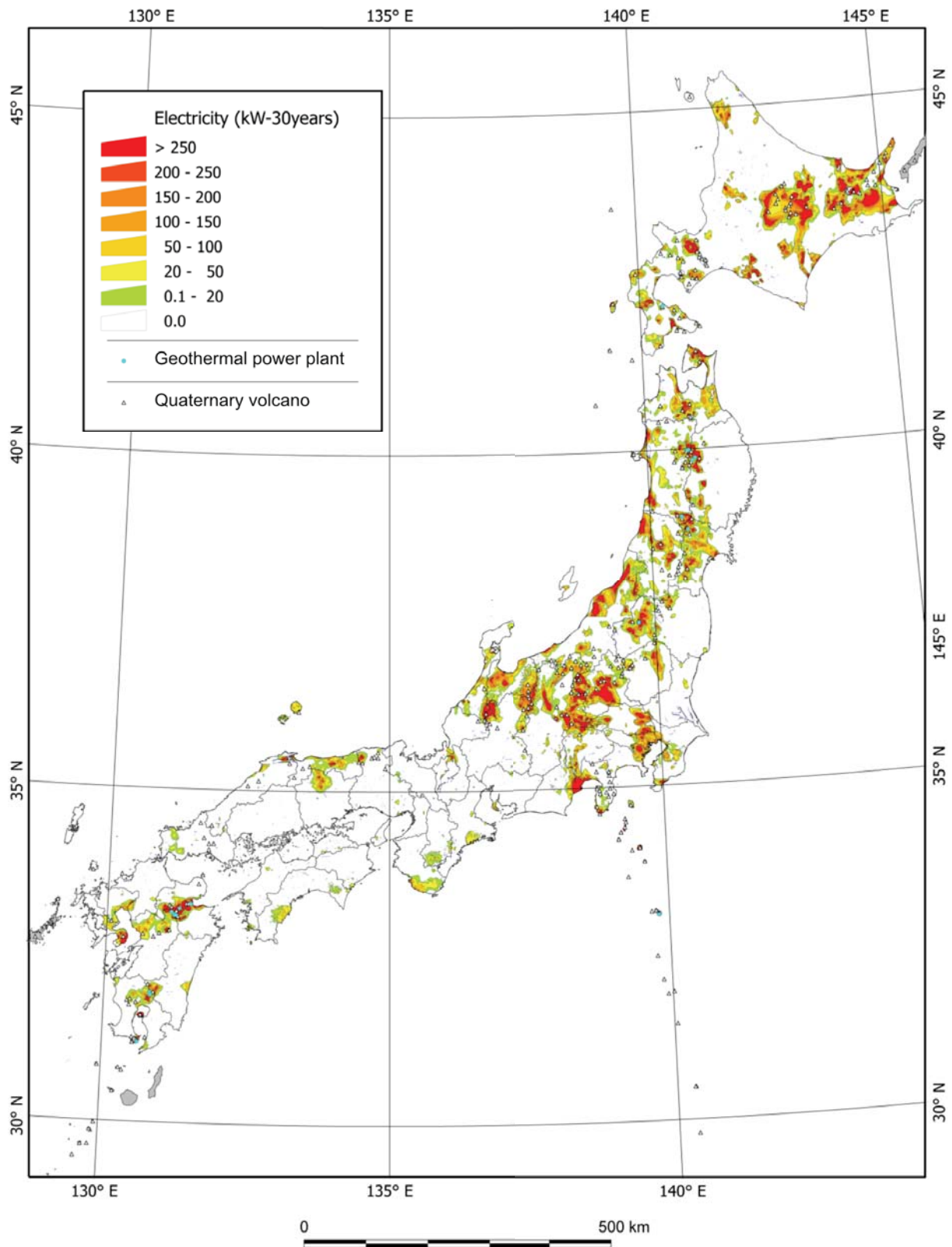


Figure 1–5. Distribution map of power generation potentials of hot water resources of 53–120 °C/km<sup>2</sup> (Muraoka and Osato, 2010).

Table 1-4. Geothermal resources by temperature class in Japan and Aomori Prefecture.

Geothermal resources by temperature class	(A) Geothermal resources of Japan ( $\times 10,000\text{kW}$ )	(B) Geothermal resources of Aomori Prefecture ( $\times 10,000\text{kW}$ )	(B)/(A) $\times 100\%$ Ratio	National ranking
$\geq 150^\circ\text{C}/\text{km}^2$	2,347	9.1	0.4%	14
$150\sim 120^\circ\text{C}/\text{km}^2$	106			
$120\sim 53^\circ\text{C}/\text{km}^2$	833	31.54	3.9%	5

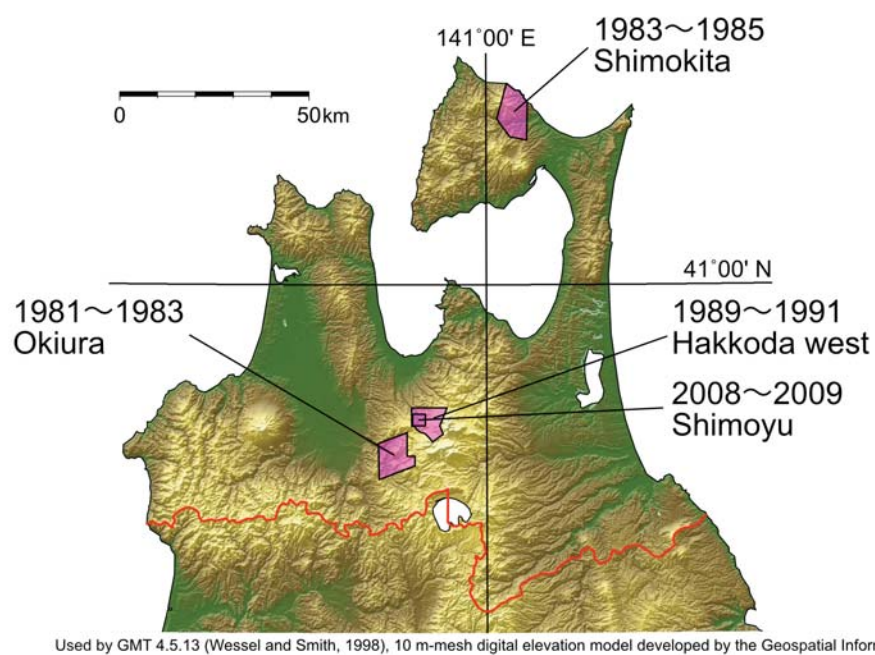


Figure 1-6. Geothermal development promotion surveys carried out by NEDO in Aomori Prefecture.

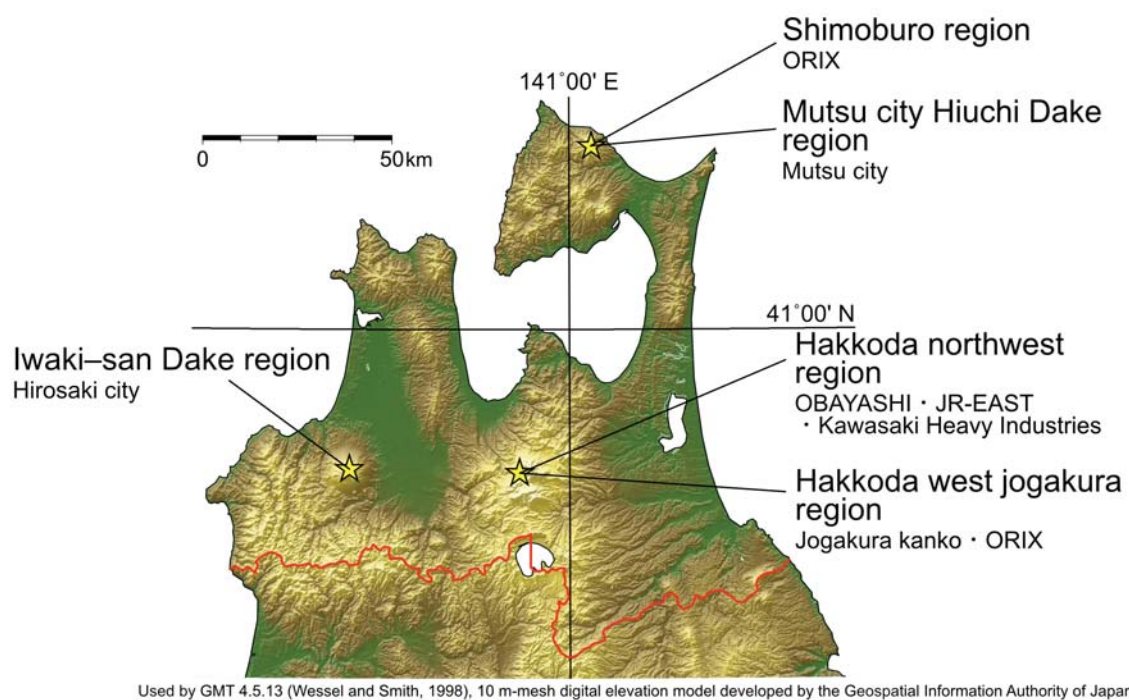


Figure 1–7. The geothermal resource development support projects by JOGMEC in 2012–2016 at Aomori Prefecture.

### 1-3. 青森県の地熱資源分布

Suzuki et al. (2016) は青森県地熱資源データベースを構築し、青森県全域において熱水地化学温度計から算出された温度分布と活動度指数分布図との比較を行い、青森県における地熱有望地域の評価を試みた。なお、比較に用いる熱水地化学温度計は青森県全域において最も高精度に地熱貯留層温度を推定する熱水地化学温度計の選定を行ったのちに用いた。

青森県地熱資源データベースは、「日本の熱水系アトラス」（村岡ほか，2007）と「青森県温泉地質誌」（青森県環境保健部自然保護課，1997）の2資料を基に786個の温泉の化学分析値データ，26個の自然湧出泉の温度データ，35個の坑井地温データからなる。「青森県温泉地質誌」からは，408個の温泉に関しては泉温，掘削深度，化学分析値データを使用し，26個の自然湧出泉は湧出温度のみをデジタル化し，青森県地熱資源データベースにまとめた。「日本の熱水系アトラス」は，日本全国に分布する7203個の温泉化学分析値データと，3066個の坑井地温データを収集したもので，2009年にデジタル化されたCD-ROMが出版されている（地質調査総合センター，2009）。「日本の熱水系アトラス」からは，青森県内に分布する378個の温泉の泉温，掘削深度，化学分析値データを使用し，35個の坑井地温データをデジタル化し，青森県地熱資源データベースにまとめた。青森県地熱資源データベースに収集されたデータの化学成分濃度の単位は，mg/kg表記のものと，mg/L表記のものが混在しているが，mg/kgの値とmg/Lの値を近似的に同一視して使用している。

熱水地化学温度計は温泉の化学データから地熱貯留層温度を推定するための手法であり，その簡便さから地熱開発の初期段階において重要なツールの一つである（たとえば，高橋，1991；Arnórsson，1991；Fournier，1991；Arnórsson，2000；野田，2000）。熱水地化学温度計によって推定された地熱貯留層温度分布を把握することは，地熱開発における有望地域を評価するうえで有効である。

Suzuki et al. (2016)で利用した熱水地化学温度計は，石英伝導冷却（Quartz no steam loss）温度計（Fournier，1977），Na-K温度計（Giggenbach，1988），K-Mg温度計（Giggenbach，1988），Na-K-Ca温度計（Fournier and Truesdell，1973），Na-K-Ca-Mg温度計（Fournier and Potter，1979）である（Table1-5）。



熱水地化学温度計の計算には、青森県地熱資源データベースから計算に必要な化学分析値データがあるものを使用した。また、収集したデータの化学分析値は、様々な分析日時や分析方法や分析者によるものであり、信頼性は様々であることから、本研究では、次式によって求められるイオンバランスが±10%未満のデータのみを使用した (Fritz, 1994)。

$$\text{ion balance (\%)} = \frac{\sum \text{Cations (meq/L)} - \sum \text{Anions (meq/L)}}{\sum \text{Cations (meq/L)} + \sum \text{Anions (meq/L)}} \times 100$$

ここで、 $\sum \text{Cations}$ は温泉に含まれる陽イオンの総量 (meq/L) を、 $\sum \text{Anions}$ は温泉に含まれる陰イオンの総量 (meq/L) を示す。ただし、「日本の熱水系アトラス」から引用した“恐山温泉”と“酸ヶ湯温泉”に関しては、イオンバランスがそれぞれ-14%と-17%であったが例外的に使用した。その理由として、“恐山温泉”と“酸ヶ湯温泉”がpH 3 未満の強酸性を示しているにも関わらず、酸性熱水に多く含まれると考えられるFeやAlなどの金属元素の分析を実施しておらず、これがイオンバランスの値が±10%未満を示さなかった原因であると考えられるからである。結果として、石英伝導冷却温度計には713個、Na-K温度計には733個、K-Mg温度計には708個、Na-K-Ca温度計には717個、Na-K-Ca-Mg温度計には540個のデータが使用された。それぞれの計算式をTable1-5に示す。

Figure1-8は、それぞれの熱水地化学温度計に対して、縦軸に泉温を、横軸に熱水地化学温度計によって推定された地熱貯留層温度の値をプロットしたグラフである。一般的に、地熱貯留層温度は温泉の湧出温度より高いはずである。つまり、熱水地化学温度計によって推定された地熱貯留層温度が湧出温度より低い値を示したデータについては、地熱貯留層温度を推定できていないものと考えられる。Figure1-8のそれぞれのグラフには $y=x$ の直線を示してある。推定された地熱貯留層温度が湧出温度より低い値を示した低精度データは、 $y=x$ の直線より左にプロットされる。Table1-6は、それぞれの熱水地化学温度計に対して、 $y=x$ の直線より左にプロットされた低精度データの数と割合をまとめたものである。低精度データの割合はそれ



Table 1–5. Major solute geothermometers used in this study (Suzuki et al., 2016).

Geothermometer	Equations	References
Quartz (no steam loss) (concentrations in mg/kg)	$t = \frac{1309}{5.19 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$	Fournier (1977)
Na-K (concentrations in mg/kg)	$t = \frac{1390}{1.750 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273.15$	Giggenbach (1988)
K-Mg (concentrations in mg/kg)	$t = \frac{4410}{14.0 - \log(\text{K}^2/\text{Mg})} - 273.15$	Giggenbach (1988)
Na-K-Ca (concentrations in mol/kg)	$t = \frac{1647}{\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta(\log \sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) + 2.24} - 273.15$ $\beta = 4/3 \text{ for } \log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) > 0 \wedge t < 100 \text{ }^\circ\text{C}$ $\beta = 1/3 \text{ for } \log(\sqrt{\text{Ca}}/\text{Na}) < 0 \wedge t > 100 \text{ }^\circ\text{C}$	Fournier and Truesdell (1973)
$T_{\text{NaKCaMg}} = T_{\text{NaKCa}} - \Delta t_{\text{Mg}}$ $R = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}} \times 100$ <p>For <math>5 &lt; R &lt; 50</math></p>		
Na-K-Ca-Mg (concentrations in eq/L)	$\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.7415R + 325.87(\log R)^2$ $- 1.032 \times 10^5 (\log R)^2 / (T_{\text{NaKCaMg}} + 273.15)$ $- 1.968 \times 10^7 (\log R)^2 / (T_{\text{NaKCa}} + 273.15)^2$ $+ 1.605 \times 10^7 (\log R)^3 / (T_{\text{NaKCa}} + 273.15)^2$ <p>For <math>0.5 &lt; R &lt; 5</math></p> $\Delta t_{\text{Mg}} = -1.03 + 59.971 \log R + 145.05(\log R)^2$ $- 36711 (\log R)^2 / (T_{\text{NaKCa}} + 273.15)$ $- 1.67 \times 10^7 \log R / (T_{\text{NaKCa}} + 273.15)^2$	Fournier and Potter (1979)

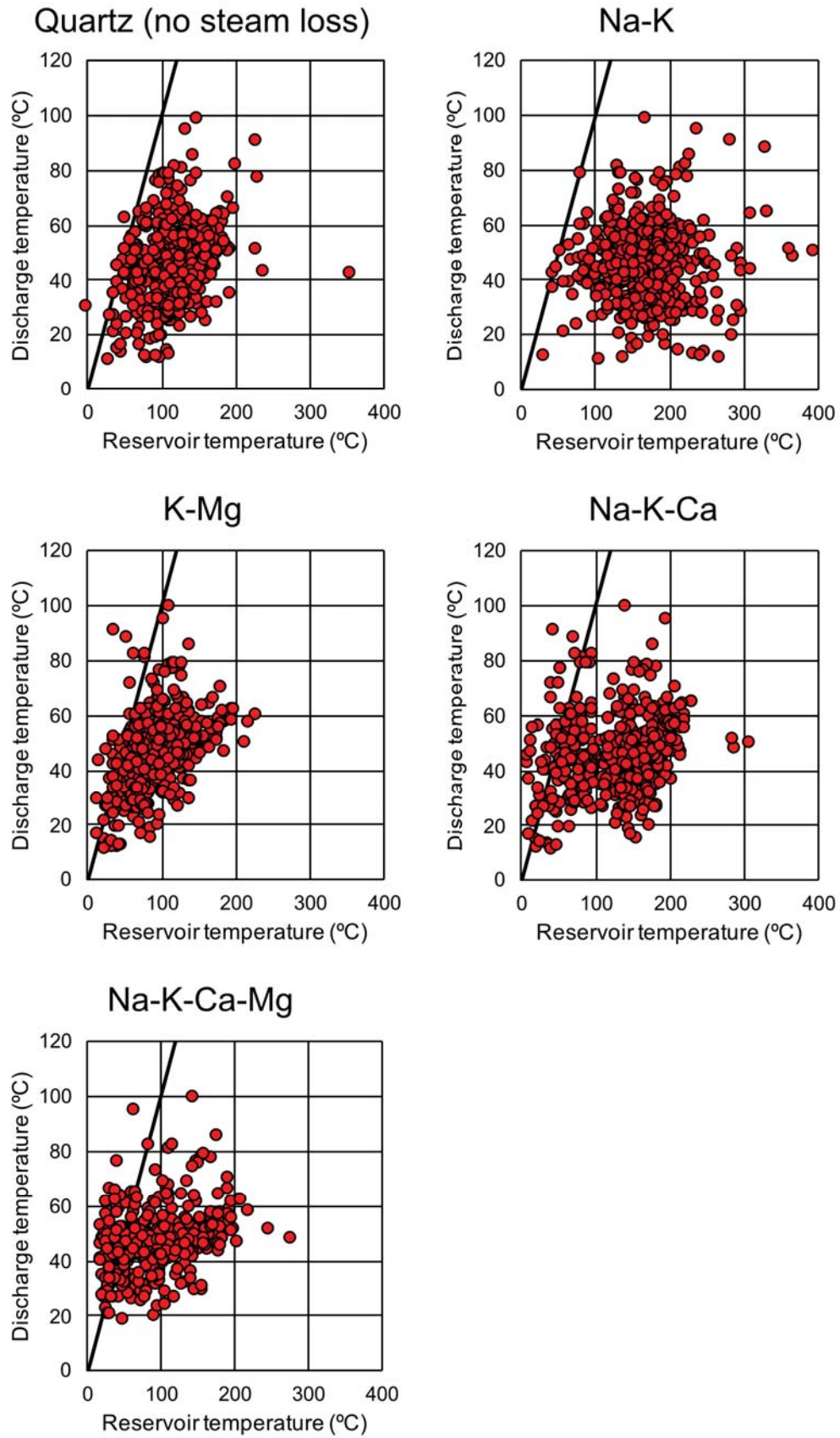


Figure 1–8. Comparison of major solute geothermometers and hot spring temperatures (Suzuki et al., 2016).

ぞれ、Quartzが0.7%、Na-Kが0%、K-Mgが2.8%、Na-K-Caが5.7%、Na-K-Ca-Mgが16.1%であった。この結果より、低精度データの数が少ないQuartzとNa-K温度計が、青森県内において精度良く地熱貯留層温度を推定できる熱水地化学温度計であると考えられる。

Figure1-8より、青森県内において精度良く地熱貯留層温度を推定できるとされたQuartz温度計とNa-K温度計について、等温線図を作成した（Figure1-9）。作図にはGMT（Generic Mapping Tools 4.5.9）を使用して、0.2分（およそ経度方向に370m）間隔に平滑化した値をコンタリングした（Wessel and Smith, 1998）。Figure1-9より、Quartz温度計とNa-K温度計は、八甲田周辺や恐山や燧岳を有する下北半島などの第四紀火山周辺で高温域を示した。

熱水地化学温度計は温泉など地表面近くで得られる化学データのみから簡便に地下の温度を推定することができるため、地熱開発に多く利用されてきた。一方、地熱貯留層で平衡に達した時の情報を地表面に湧出するまで保持しているなどの仮定に基づき、平易な式で表現しているために、その結果の利用には注意が必要である（千葉, 1990）。

次に活動度指数について記述する。活動度指数とは、Hayashi et al. (1981) によって提案された活発な地熱地帯の地下温度が純水の沸騰曲線に沿って上昇するという事実に着目し、地熱井や地熱帯の温度階級の定量的評価を行うための一つの指標であり、日本国内の多くの地熱開発に利用されてきた（Hayashi et al., 1981；林, 1982；古賀・林, 1986）。

Suzuki et al. (2016) では、青森県地熱資源データベースから、活動度指数の計算に必要な泉温と掘削深度の記載がある510個の温泉データと、26個の自然湧出泉温度データと、35個の坑井地温データを使用して、活動度指数を計算し（Figure1-10）、その値を分布図で示した（Figure1-11）。活動度指数は以下の式によって求められる。

$$\text{Activity index} = \frac{a}{b} \times 100 = \left( 1 - \frac{T_b - T_m}{T_b - T_g} \right) \times 100$$

Table 1–6. Total number of data used the solute geothermometers, total number of low–accuracy data, and the ratio of low–accuracy data (Suzuki et al., 2016).

Geothermometer	Quartz (no steam loss)	Na–K	K–Mg	Na–K– Ca	Na–K– Ca–Mg
Total number of data	713	733	708	717	540
Total number of low–accuracy data	5	0	20	41	87
Ratio of low– accuracy data	0.7%	0%	2.8%	5.7%	16.1%

※ Low–accuracy data indicate data in which reservoir temperatures estimated by the geothermometers were lower than the spring temperatures (Figure 1–8).

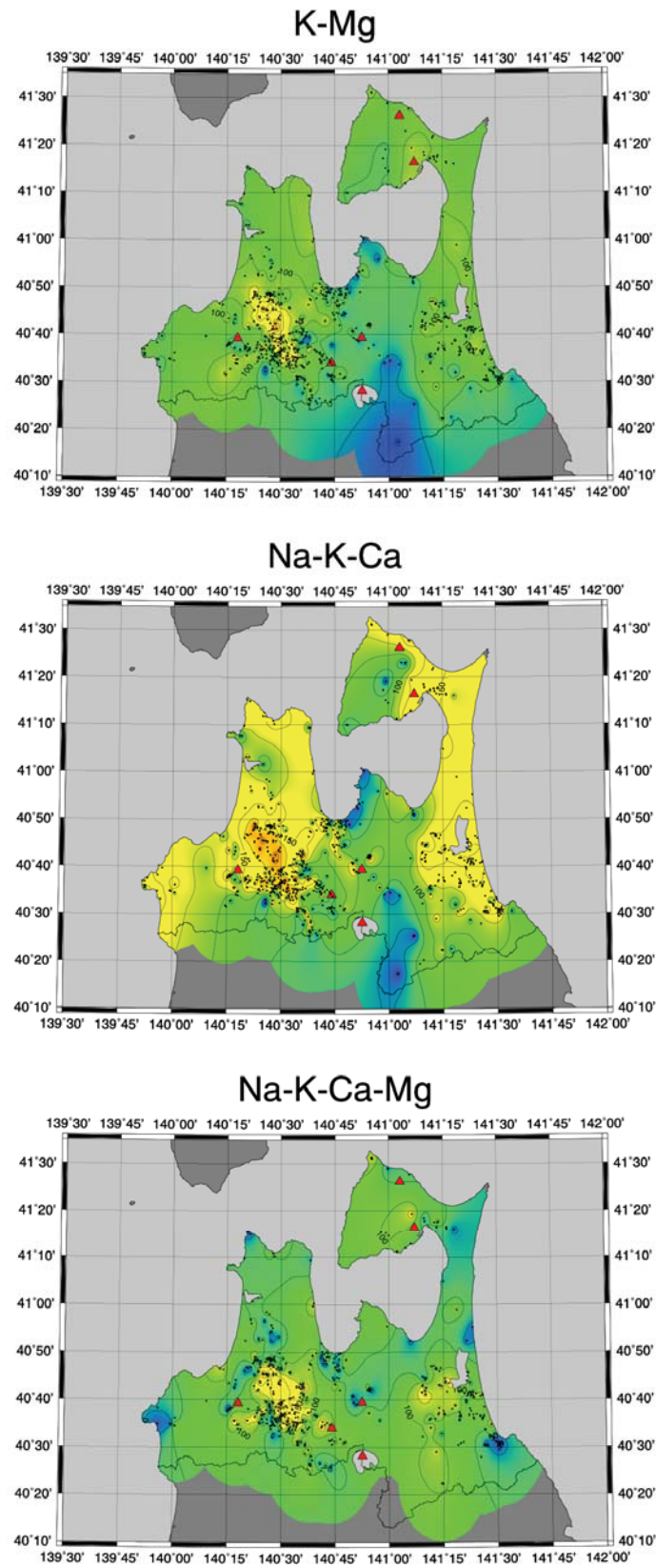


Figure 1–9. Distribution maps for major solute geothermometers (Suzuki et al., 2016).

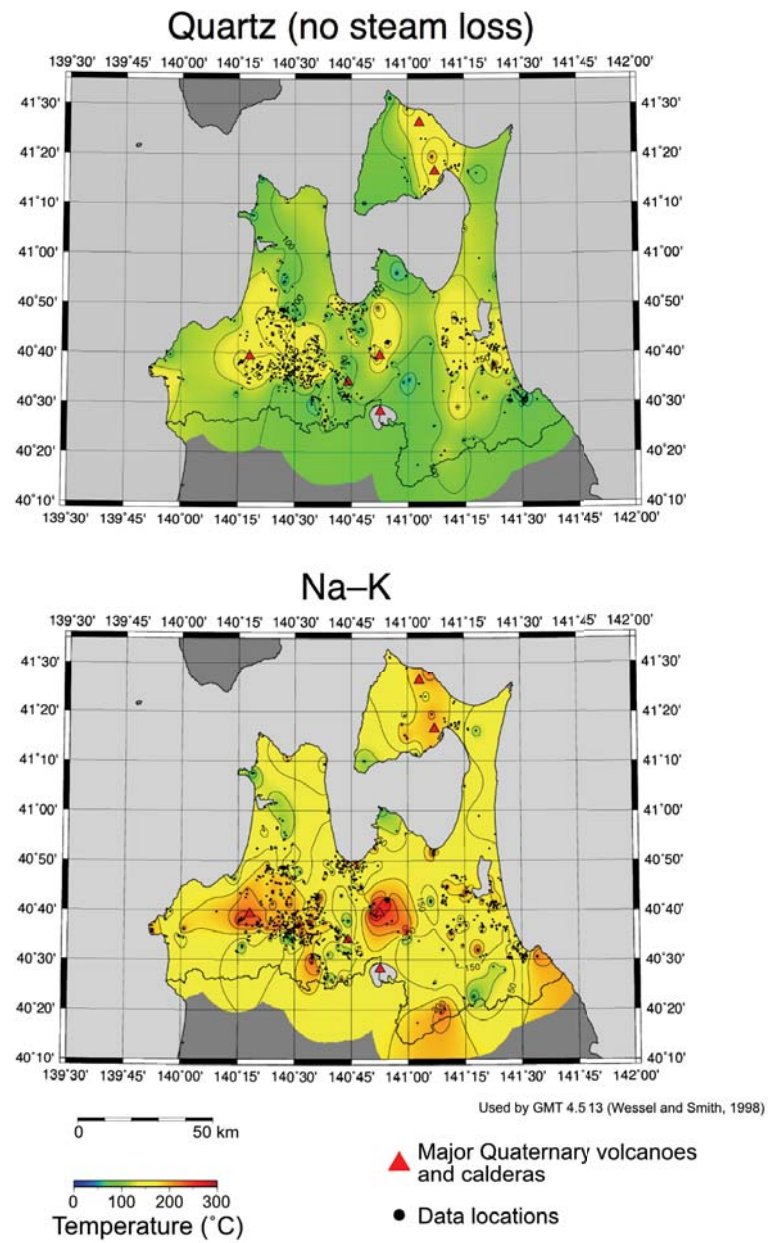


Figure 1–9. Distribution maps for major solute geothermometers (Suzuki et al., 2016).



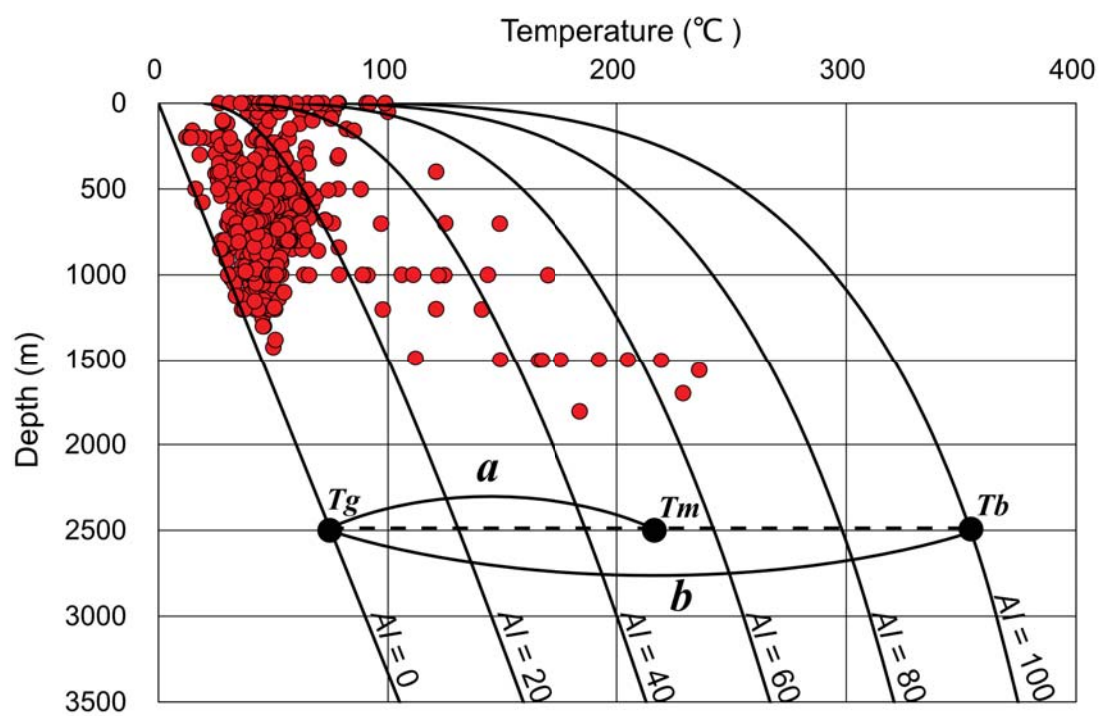


Figure 1–10. A concept of the activity index (Suzuki et al., 2014).

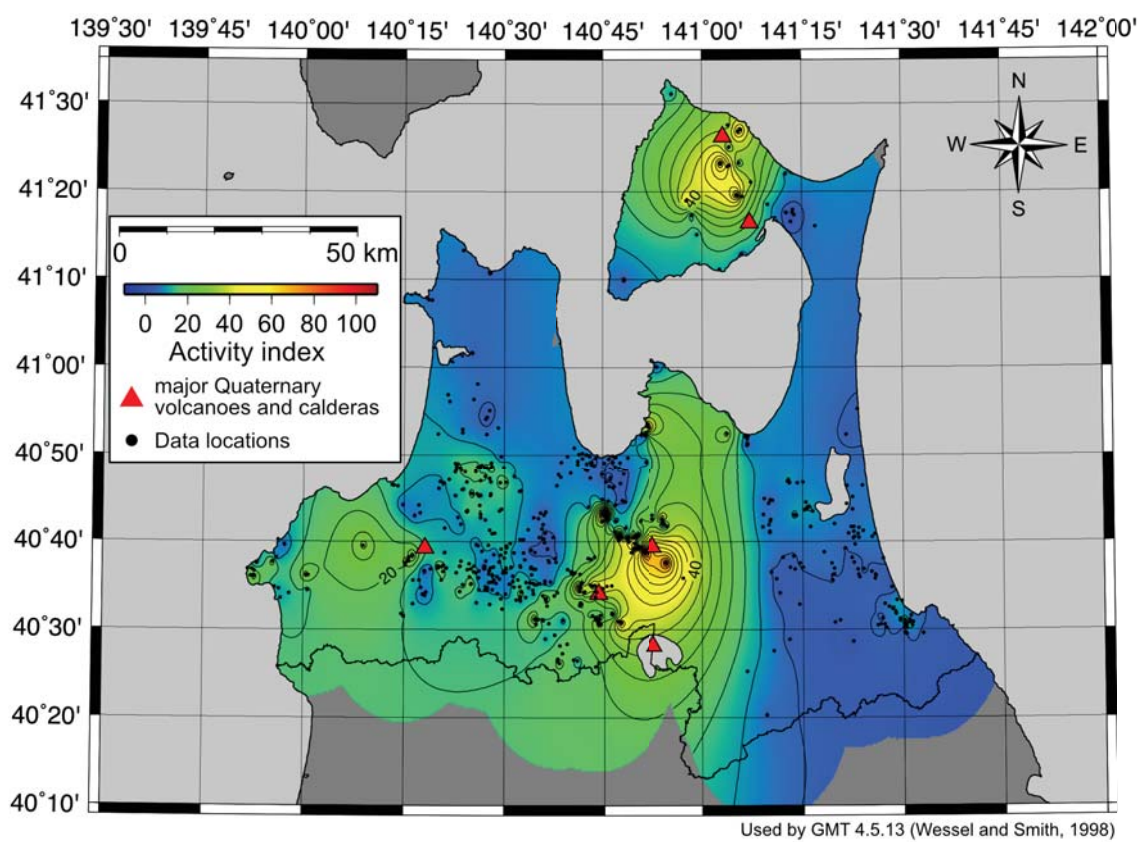


Figure 1–11. Activity index distribution map in Aomori Prefecture (Suzuki et al., 2016).



ここで、 $T_m$ は観測深度における最高温度、 $T_b$ はその深度における純水の沸騰曲線が示す温度 (Haas, 1971) ,  $T_g$ はその深度における平均的な地温勾配 ( $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) によって得られる温度であり、活動度指数は100に近いほど地熱的に活発である。また、式からも分かるように、 $a$ は $T_m - T_g$ を、 $b$ は $T_b - T_g$ を表している。林 (1982) は極端な場合として、深度が0 mの場合でも活動度指数は成り立つとしており、その場合自然湧出泉の湧出温度が活動度指数に等しいか、活動度指数の最低値を示すとしている。温泉データから活動度指数を計算する際は、泉温が掘削深度における最高温度であると仮定して計算を行い、自然湧出泉は泉温が活動度指数と等しいものとした。作図にはGMT (Generic Mapping Tools 4.5.9) を使用して、0.2分 (およそ経度方向に370m) 間隔に平滑化した値をコンタリングした (Wessel and Smith, 1998) 。その結果、青森県内における活動度指数分布図は八甲田山周辺や恐山やむつ燧岳を有する下北半島などの第四紀火山周辺で活動度指数は高い値を示す傾向がみられた (Figure1-11) 。

青森県を含む東北地方は太平洋プレートが北米プレート下に沈み込む日本海溝沿いに位置しており、火山が日本海溝と平行に帯状に分布し、火山フロントを形成している。Nakajima et al. (2001) は、東北日本弧下における地震波トモグラフィによって求められた地下の詳細な速度構造から、マントルウェッジ内に、深さ100km～150km程度からモホ面まで伸びるプレート境界にほぼ平行に傾斜したシート状の低速度域を見出した。さらに、Hasegawa and Nakajima (2004) はマントルウェッジ内の低速度域の速度低下の割合の大きい領域の分布と第四紀火山の分布が一致していることを示した。これは、マントルウェッジ内の低速度域の速度低下の割合の大きい領域の分布が、第四紀火山を生成する高温域の分布を示しているということである。本研究で示した活動度指数分布図と、マントルウェッジ内の低速度域の速度低下の割合の大きい領域の分布が良く一致しており (Figure1-12) , 作成した青森県全域の活動度指数分布図の高い信頼性が示唆された。

青森県全域において熱水地化学温度計から算出した温度分布と活動度指数分布図を比較すると、温度が高い地域と活動度指数が大きい地域に良い一致が得られた。したがって、青森県では八甲田山周辺および燧岳周辺が地熱開発において有望地域であると考えられる。

以上をまとめると、Suzuki et al. (2016) では、青森県内における地熱開発促進を目的として、786個の温泉の化学分析値データと、26個の自然湧出泉の温度データ、35個の坑井地温データによって構成される、青森県地熱資源データベースを構築し、青森県全域の熱水地化学温度計から算出した温度分布図を作成し、活動度指数分布図と比較することで、青森県では八甲田山周辺や下北半島が地熱開発有望地域であると評価された。

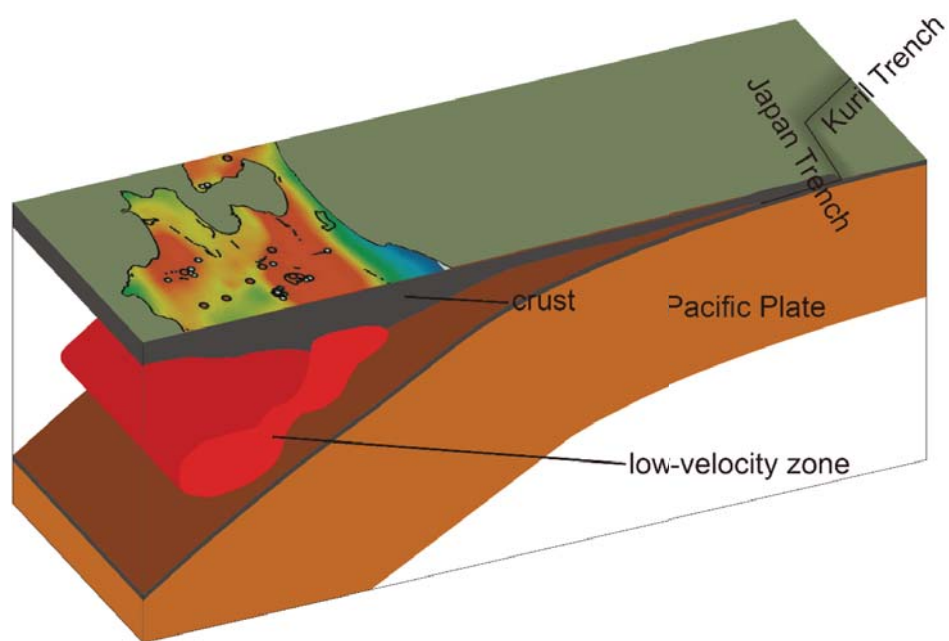


Figure 1–12. 3D concept model of the crust and upper mantle structure of Aomori Prefecture (Suzuki et al., 2016).

## 1-4. 従来の地熱資源探査手法

次世代型の地熱発電の研究は進んでいるが、2015年時点で世界の地熱発電所の多くは蒸気フラッシュ発電であり（Bertani, 2016），蒸気フラッシュ発電所を建設するためには天然の熱水系を発見し，開発する必要がある。日本における蒸気フラッシュ発電所建設までの概要として，Table1-7に森地熱発電所の事例を示す。森地熱発電所建設までに要したこの11年間の地熱開発リードタイムは，日本の蒸気フラッシュ発電所においては最短に近いケースである。蒸気フラッシュ発電所建設にかかる地熱開発における最重要課題は，蒸気フラッシュ発電に適した高温かつ中性の熱水を有する地熱貯留層を発見することである。そのため，まずは地表調査を実施し，地表から地下の貯留層発見や性状把握等に努める（概査段階）。この地表調査は，地質調査，地化学調査，物理探査の3つに分類できる（例えば，日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会，2014；Huenges, 2010；Glassley, 2014）。Table1-7に示した森地熱発電所の事例では，地質調査と変質帯調査が地質調査に，弾性波探査，重力調査，電気探査が物理探査に分類される。地質調査の目的は，地質，火山活動の年代，卓越する断裂系の抽出等である。変質帯調査では，変質鉱物の同定や変質帯の広がり等を調べる。特に，水-岩石反応によって形成される熱水変質鉱物の種類や分布，流体含有物の調査は，熱水系把握に大きく貢献できる。弾性波探査は，地層の境界で弾性波が反射して地表面に戻ってくる状況を計測し，地層境界を捉える手法である。重力探査は，岩石の密度によって重力が異なることを利用し，地下の岩石密度構造を推定する手法である。電気探査は，地下に人工的な電流を流したり，磁場をかけたり，自然に存在する電磁場を計測することで地下の比抵抗構造等を推定するための手法である（内田，2014）。これらは地熱調査の手法の一部であり，調査地域の特性や調査計画等によって必要な手法を選択し，実施する。現時点では，確実に蒸気フラッシュ発電に適した貯留構造を把握することは不可能であるため，複数の手法を実施して得られた結果を総合的に解釈して掘削地点を選定する。

地表調査によって掘削地点の選定が完了すれば，掘削調査に進む（中田，2014）。掘削される地熱井は，構造試錐井，調査井，生産井，還元井に分類される。構造試

錐井は、地下構造および地熱流体の貯留状態を調査するための坑井である。調査井は、地熱流体の性状等を調査するための坑井で、噴気試験や還元試験を実施して、発電可能性を調査する。生産井は、発電に使用するための地熱流体を採取するための坑井である。還元井は、地下へ熱水等を還元するための坑井である（島田，2014）。地表調査完了後は、まずは構造試験錐井や調査井を掘削し、発電可能性を調査し、発電可能であると判断されれば、生産井や還元井が掘削され、地熱発電所の建設へ進む事となる。このように、地熱発電所の建設には複数の地熱井の掘削が不可欠であるが、掘削には多額のコストも不可欠である。また、地表調査では確実な貯留構造把握は不可能であるため、地熱井を複数掘削したにもかかわらず、発電可能性が見込めず、発電所建設に至らない場合もある。このように、地熱発電は予測することが難しい開発リスクや経済的リスクを抱えており、これらが地熱開発促進を阻む障壁となっている（安達，2011）。そのため、企業等による地熱開発参入を援助する目的で、地熱開発促進調査が日本全国で実施された。地熱開発促進調査は、火山周辺等、地熱開発に適していると思われる地域で地表調査や掘削調査を実施することで、企業等が地熱開発にかかる負担を減らし、地熱開発参入を促進させ、1994年以降の日本の地熱発電設備容量急増に貢献した（Table1-8）。Table1-8は日本における地熱発電設備容量と国の地熱関連予算の関連を示したグラフである（新エネルギー・産業技術総合開発機構，2016）。このように、地熱開発には多額のコストと時間を要するため、国による支援が不可欠であり、国の支援が希薄となった2000年代には、日本の地熱開発は停滞することとなった。しかし、2011年に発生した東日本大震災以降、国の地熱関連予算は急増し、地熱開発を支援する試みは、現在も石油天然ガス・金属鉱物資源機構（JOGMEC）によって実施されている。

現時点では、地表調査の結果のみから地熱資源を確実に掘り当てることは不可能である。そのため、詳細な貯留構造を把握するためには、複数の地熱井の掘削が不可欠である。しかし、これに伴う多額のコストおよび長いリードタイムが、地熱開発促進を阻む障壁となっている。地熱井掘削において、地熱資源を確認し、噴気試験を実施し、発電可能性を調べるのが目的であれば、噴気試験を実施した地熱井は成功したと判断できる。そのような解釈で、地熱開発促進調査において掘削された地熱井と、掘削し、噴気試験を実施した地熱井の割合を調べた結果、調査範囲が



狭くなるほど成功した確率が高いことが知られている（當舎・内田，2012）。よって，従来手法と比べて，経済的にも時間的にも効率的に掘削地点を選定し，調査範囲を狭くすることが可能な地表調査手法を提唱すれば，地熱開発に貢献すると考えられる。

地表調査における地化学調査は，地熱流体の特性把握等に有効な手法として多くの地熱調査に利用されており，現在まで様々な研究が行われている（例えば，Arnórsson, 1991 ; Fournier, 1991 ; Spycher et al., 2014 ; Peiffer et al., 2014 ; Neupane et al., 2015）。従来の地化学調査手法の多くは，熱水や噴気を対象にしており，特に，温泉水のpH測定は，基本的な化学特性として，地熱調査に重要な知見をもたらしている。Henley and Ellis (1983) は安山岩質火山において，山頂付近の噴気地帯で低pHの熱水が山頂から離れるにつれてpHが高くなるという地熱流体システムの概念モデルを提案した（Figure1-13）。火山の中心部の地下にはマグマ溜りや火道があり，それらから硫化水素等の火山性ガスが上昇して，地上には硫気孔が生じていることが多い。そのため，山頂付近ではこれらの火山性ガスが地下水や地表水中に凝縮されて，強酸性の熱水系が生じる。しかし，火山帯は浸透率の高い火山岩で構成されているため，側方流動の過程で天水の混入率が増大し，裾野に向かって次第に地下水や地表水が中性になっていく。Figure1-13で最も重要な点は，火山中腹の地下のやや深いところに，中性塩素水が描かれていることである。これは，熱水が酸性熱水から出発しようとも，岩石と十分に反応していくと，やがて成熟した中性塩素型の熱水になるということを示している。そして，これこそが地熱探査や地熱開発のターゲットであることを示している。島田（2000）も地熱資源探査地域において，噴気地帯等での火山性ガスの上昇があると判断された場合には，地下深部には地熱貯留層が存在する可能性がほとんど無いと考えられることを指摘している。このように，地熱開発のターゲットになる熱水系の評価において，pHは基本的に重要なパラメータである。しかも，pHは小型の測定器によって簡単に野外測定が可能なため，必ずしも水試料を実験室まで持ち帰って分析する必要がない。つまり，地表水，湧水および温泉水のpHについては迅速なマッピングが可能である。それにも関わらず，Henley and Ellis (1983) をはじめとして，安山岩質火山における具体的なpHマップはこれまでにほとんど示されていない。本研究においては，安

山岩質火山における地表水，湧水および温泉水のpHマップを世界で初めて具体的に示し，その迅速地熱探査法としての可能性を探ることとする。

Table 1–7. Case study of geothermal development at the Mori geothermal power plant (Japan Geothermal Energy Association, 2000).

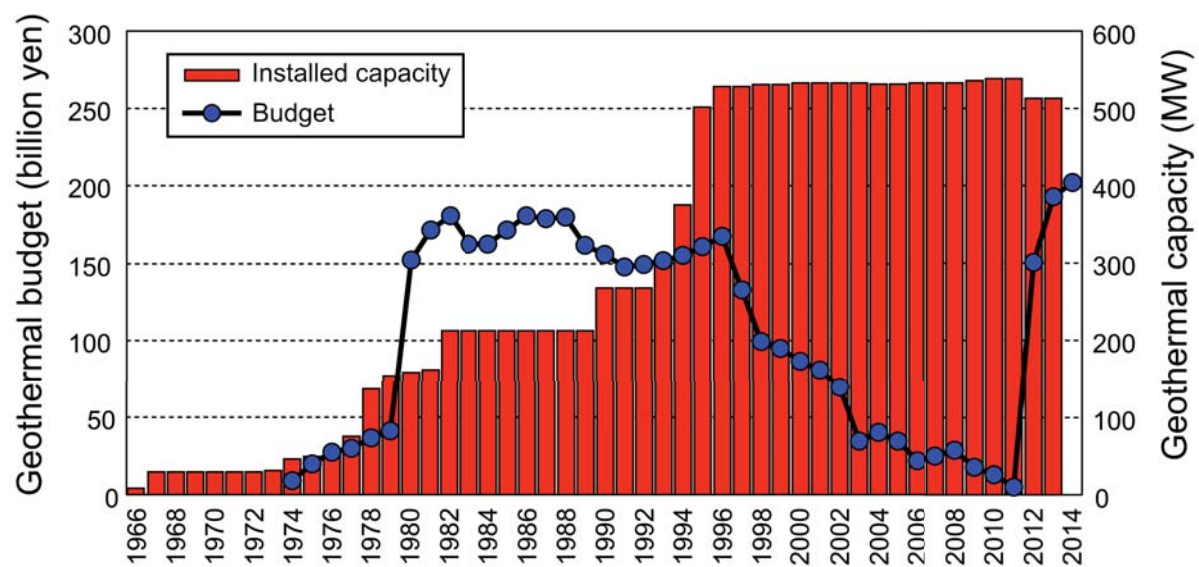
	Regional survey			Drillhole survey						Construction, operation	
	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982
Ground survey	<div>Geological survey, Geochemical survey Seismic exploration Gravity survey, Alteration zones survey Electromagnetic exploration, Heat radiation amount survey</div>										
Exploration wells drilling											
Environmental research											
Production wells, recharge wells drilling											
Construction of ground equipment										<div></div> <div></div>	

Start operation

Start operation



Table 1–8. Trends of installed geothermal power capacity and geothermal budget in Japan (NEDO, 2016).



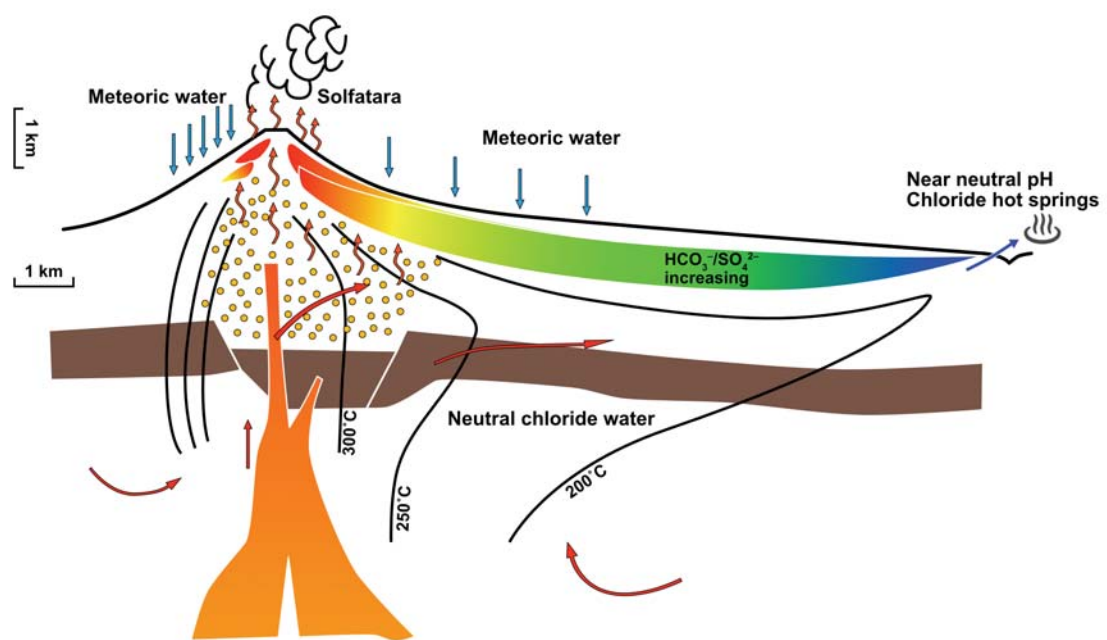


Figure 1–13. Schematic diagram of a geothermal system typical of active island–arc andesite volcanoes (Henley and Ellis, 1983).

## 1-5. 本研究の目的

Suzuki et al. (2016) は、青森県内において特に地熱開発に適した地域は、八甲田山周辺および下北半島であることを示した。しかし、八甲田山周辺および下北半島の恐山周辺には特別保護地区や特別地域が広がり、地熱開発には多くの制約がある。一方、下北半島のむつ燧岳火山周辺に特別保護地区および地区別地域は存在せず、八甲田山および恐山周辺と比べて、地熱開発は実施しやすいと言える (Figure1-14)。さらに、むつ燧岳火山の既存研究では、断層の存在が報告され (上村・斎藤, 1957), 富山ほか (2007) では地下深部からの熱水上昇により形成されたと考えられる珪化変質帯とリニアメントの分布との関係が報告されている。しかしながら、ストリームpHマッピングは実施されていない。本地域は地熱貯留層が存在し得る過去の熱水上昇域が推定可能で、本ストリームpHマッピングの検証に適した地域である。以上のことから、本研究では、むつ燧岳火山周辺でストリームpHマッピングを実施し、新しい地熱探査手法としてのストリームpHマッピング法を検証することを研究目的としている。

本研究で提唱するストリームpHマッピング法は、湧水、沢水、温泉水等の地表水 (ストリームウォーター) のpHを測定し、調査地域内のpH分布図を作成することで、地熱貯留層位置を推定するための手法である。安山岩質火山において、地表水のpHは山頂で酸性を示し、山頂から離れるにつれて中性に近づく傾向を示す (Henley and Ellis, 1983)。これは、火山中心である山頂付近では、地下から上昇してきた火山性ガスが地表水中に凝縮するためであると考えられる。しかし、島田 (2000) は火山性ガスの上昇があると判断された場合には、地熱貯留層が存在する可能性がほとんど無いことを指摘している。よって、地熱貯留層が存在する場合、その直上では、局所的に火山性ガスの上昇が確認されない領域が存在すると考えられる。そのような場合、火山性ガスが上昇し、地表水中に凝縮することが無いため、ストリームpHマッピングでは局所的なpH中性域を示すと考えられる。したがって、ストリームpHマッピングで局所的pH中性域を発見すれば、地熱貯留層位置の推定に寄与すると考えられる。また本研究では、地熱貯留層を形成している可能性の高い断層露頭調査および、熱源に近く地熱活動が最も活発な地熱活動中心を評価するアニオンイ

ンデックス（野田，1987）の解析を行うことで，ストリームpHマッピング法の有効性についても検証した。さらに，後述のように，むつ燧岳火山周辺におけるこれまでの地熱調査井は噴気試験に成功しているものの，不十分な蒸気量や，酸性熱水の存在等の問題を抱えている。よって，本研究ではストリームpHマッピング法を活用してより高温かつより中性の貯留構造を評価することをもう一つの研究目的としている。

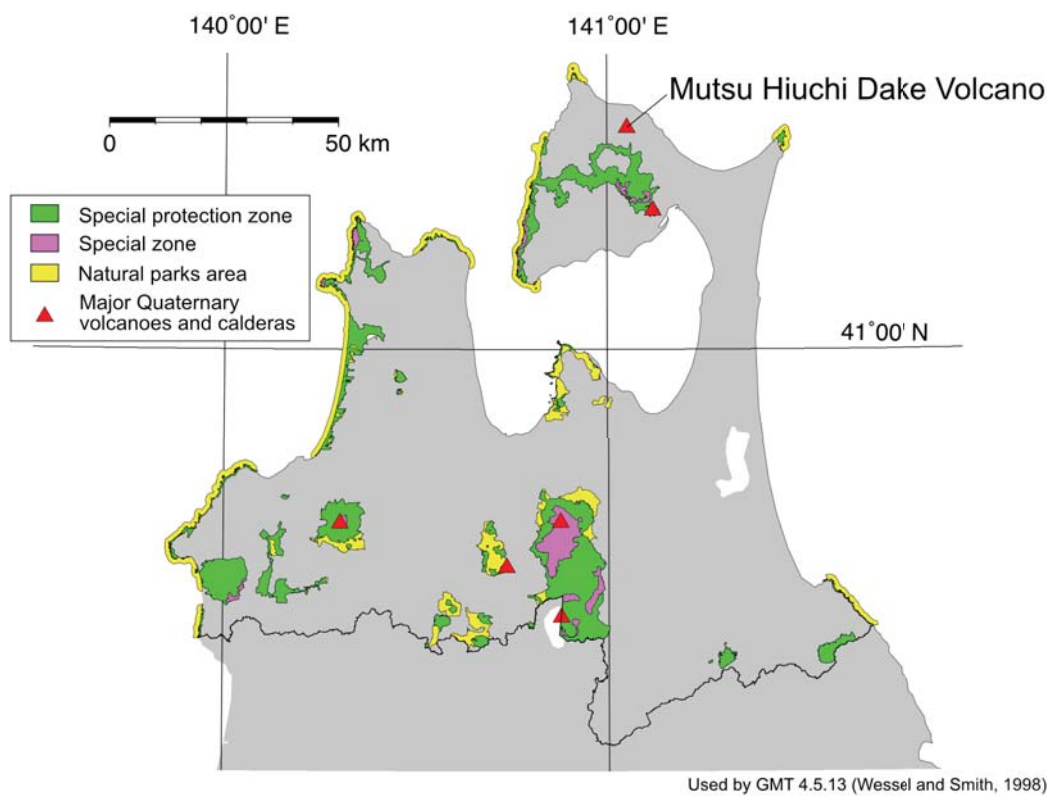


Figure 1–14. Natural parks area at Aomori Prefecture.

## 2. むつ燧岳地熱地域の研究

### 2-1. むつ燧岳地熱地域における地質・温泉水質の既存研究

むつ燧岳火山は本州最北端で火山フロントの一部を形成する安山岩質の第四紀火山である。標高781.3mの緩傾斜の成層火山で、北東方向に開いた馬蹄形の侵食カルデラが形成されている（上村・斎藤，1957；梅田，1992，Figure2-1）。以後、本研究ではむつ燧岳火山山頂から北東方向に開いた馬蹄形の侵食カルデラ内をむつ燧岳地熱地域と呼称する。Figure2-2はむつ燧岳地熱地域周辺の地質図である（上村・斎藤，1957）。むつ燧岳地熱地域の大部分は中新世の薬研層と呼ばれる、安山岩質緑色凝灰岩で覆われている。この安山岩質緑色凝灰岩は変朽安山岩、礫岩、砂岩および頁岩を挟んでいる。むつ燧岳地熱地域においては、ところどころ激しく変質しており、特に大赤川上流では白く珪化・粘土化している（上村・斎藤，1957）。また、むつ燧岳火山は0.8Ma頃に大量の火砕流を噴出した後、0.5Ma頃までに山頂の溶岩を噴出した前期～中期更新世の火山であると言われている（梅田・古澤，2004；梅田・檀原，2008）。

むつ燧岳火山周辺には複数の温泉が存在することが知られている（新エネルギー総合開発機構，1985；富山ほか，2010）。Figure2-3に温泉の位置およびpH値を示した。山の湯温泉は、新エネルギー総合開発機構（1985）では大赤川温泉、富山ほか（2010）では赤川温泉と記述されているが、本研究の過程で、温泉の管理者から山の湯温泉という名称を確認したため、本論文では山の湯温泉とする。むつ燧岳火山周辺の温泉のpH値はほとんどが6.0～8.8の中性付近の値を示したが、富山ほか（2010）による下風呂温泉のみpH3.4の酸性を示した。下風呂温泉は大湯，新湯，海辺地泉という泉質の異なる源泉が3つあり、新エネルギー総合開発機構（1985）と富山ほか（2010）によるpH値が大きく異なる理由として、異なる源泉についてpHを測定したからと考えられる。





Figure 2–1. Topographic map of the Mutsu Hiuchi Lake volcano (Suzuki et al., 2017).

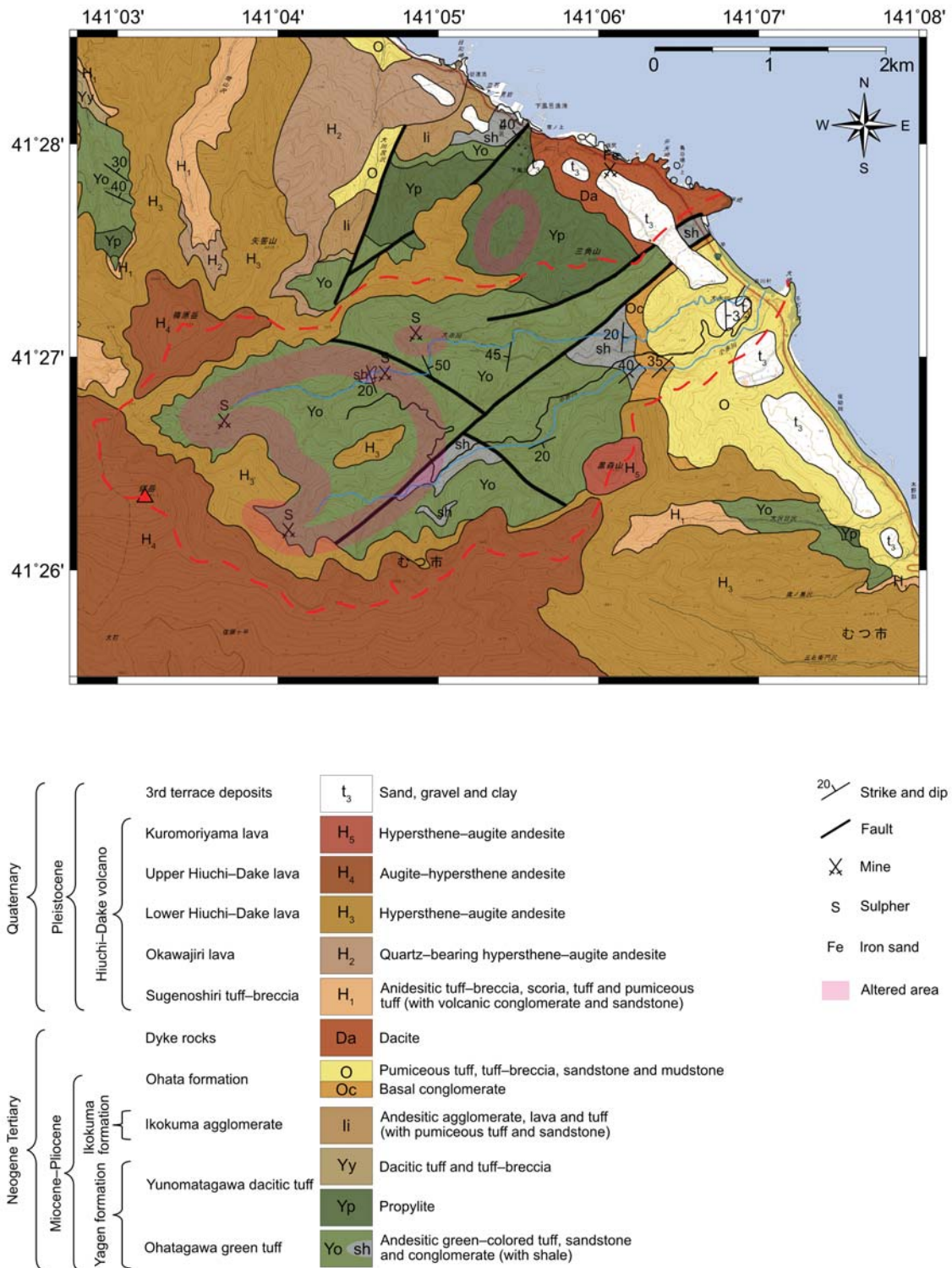


Figure 2-2. Geological map of the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field (Uemura and Saito, 1957).



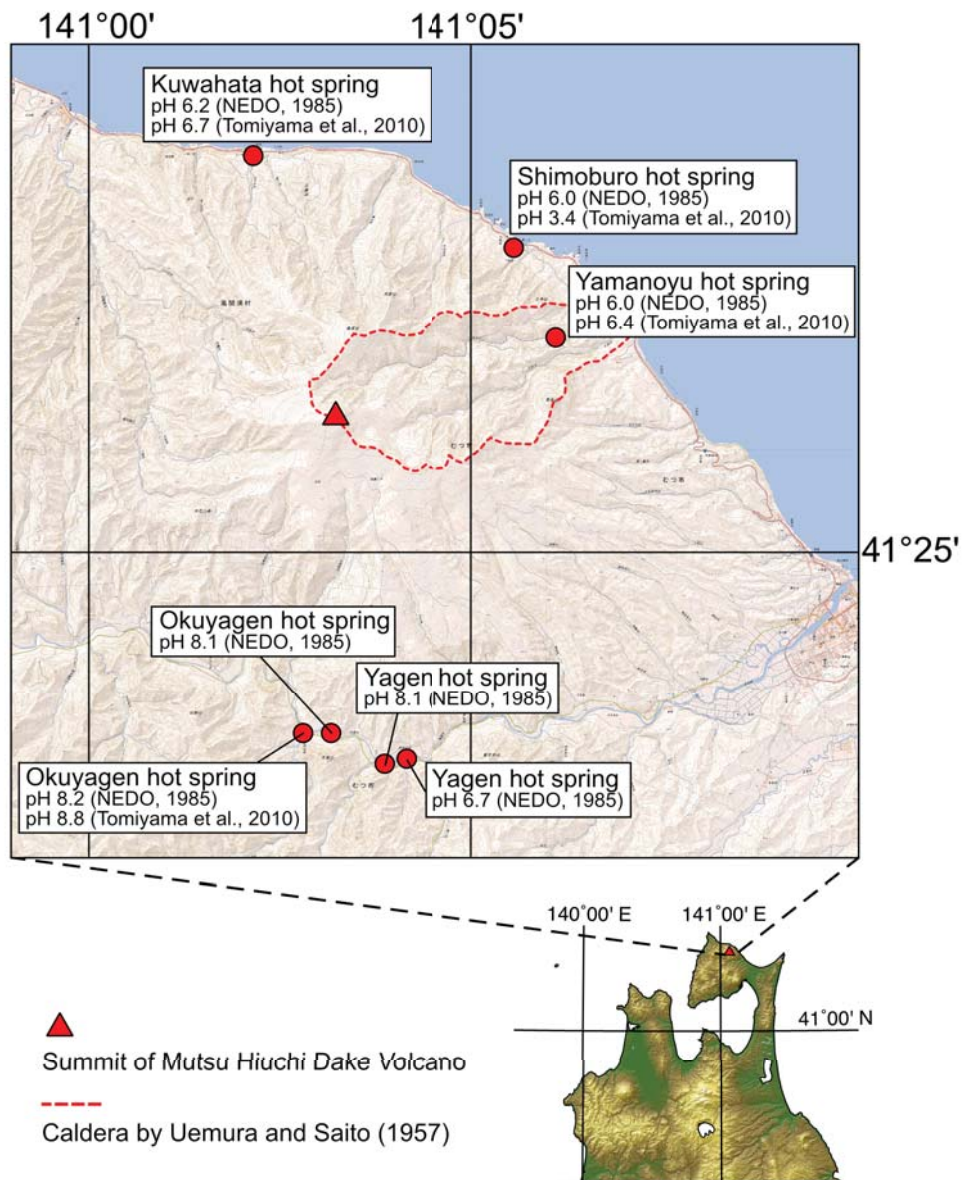


Figure 2-3. Hot springs around the Mutsu Hiuchi Lake volcano.

## 2-2. むつ燧岳地熱地域における既存地熱開発調査

むつ燧岳火山周辺では、1975年、1976年、1983～1985年に地熱開発のための調査が実施されており、複数の地熱調査井が掘削されている（新エネルギー総合開発機構、1985）。もっとも高温の熱水が確認されたのはN59-SK-6で、むつ燧岳地熱地域内に位置している（Figure2-4）。N59-SK-6は、掘削深度1700mで最高温度228.5℃に達しており、毎時9.5トンの熱水と3.4トンの蒸気の噴出に成功している。しかしながら、その蒸気量は地熱開発にとって必ずしも十分でなく、観測された蒸気凝縮水および熱水が酸性を示し、硫黄や黄鉄鉱を主とした鉱物が析出し、ケーシングパイプの著しい損傷が確認された（新エネルギー総合開発機構、1985）。つまり、本研究においては、より蒸気量が多く、より高温かつ中性の貯留構造を見出すことが強く期待される。

むつ燧岳地熱地域内は、熱水変質に関連した変質帯など、地熱兆候が報告されており（上村・斎藤、1957；新エネルギー総合開発機構、1985）、富山ほか（2007）によって、詳細な変質帯の分布と性状および変質年代に関する研究が行われている。Figure2-5は富山ほか（2007）によって示された、むつ燧岳地熱地域における珪化変質帯およびASTER画像から判読したリニアメントの分布である。富山ほか（2007）は、リニアメントが3条並行して抽出された、小赤川および大赤川の中流～上流域と両河川間に位置する小赤林道周辺が本地域における変質作用の中心であるとしている（Figure2-5）。また、熱ルミネッセンス法による年代測定を実施し、変質作用の中心が最も若く、離れるに従い古くなる傾向や、30数万年前以降も熱水活動が継続していた可能性を示した。さらに、その熱水の温度が最高で250℃程度に達していたと推定している。

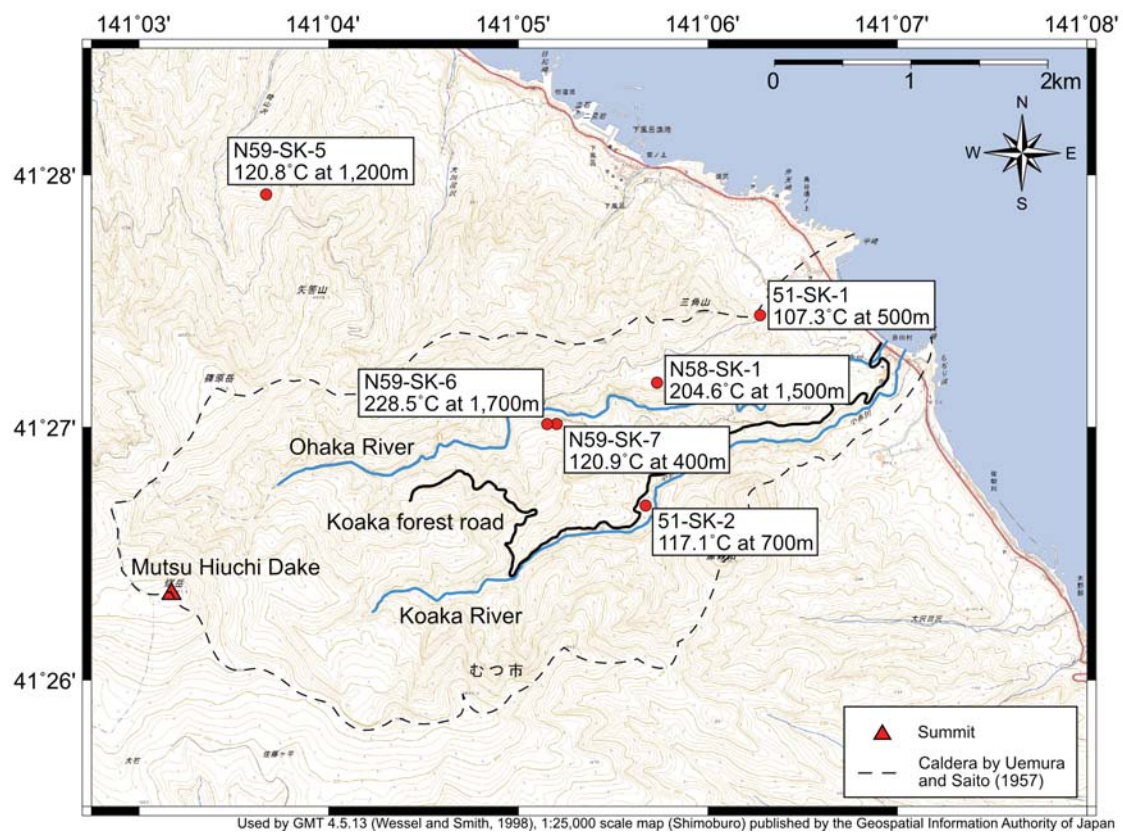


Figure 2–4. Geothermal exploration wells drilled in the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field (modified from Suzuki et al., 2017).

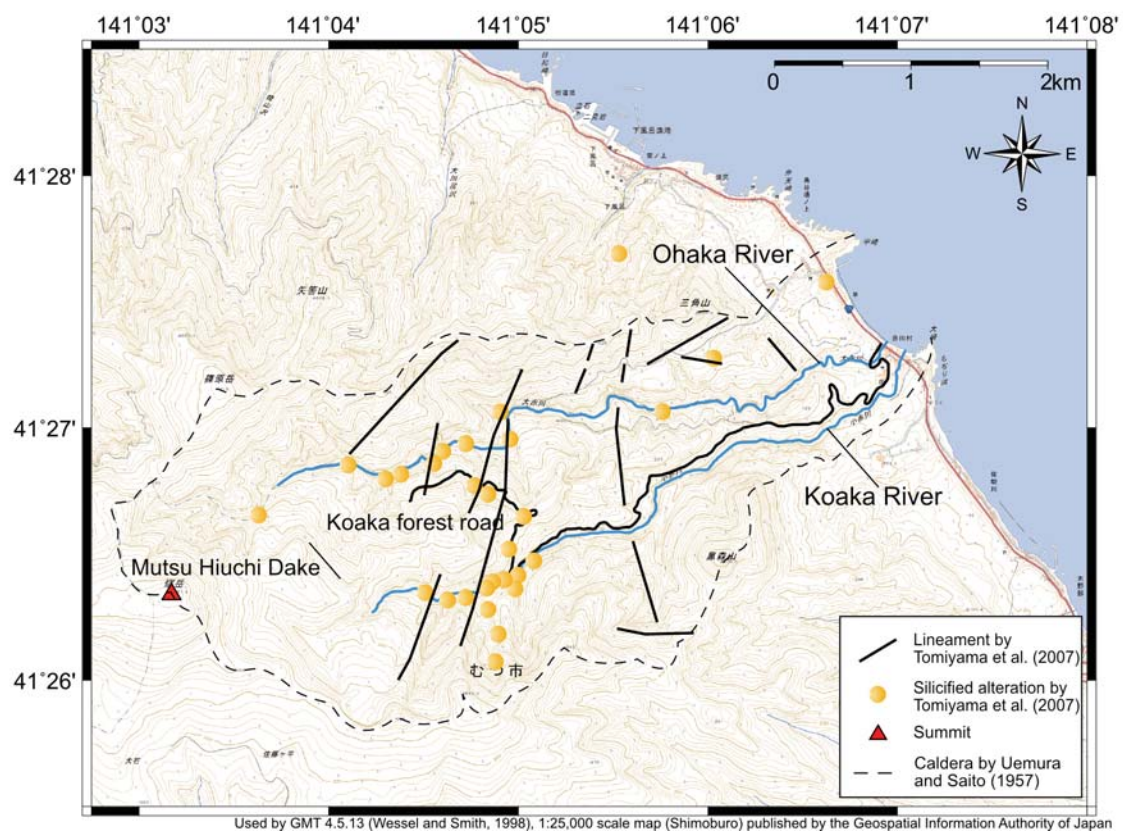


Figure 2–5. Silicified alteration zones and lineaments in the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field (modified from Tomiyama et al., 2007).



## 3. 研究手法

### 3-1. 断層露頭調査

地熱資源探査を行う際、発電に適した地熱貯留層を発見することが極めて重要である。地熱貯留層の多くは断層などの断裂によって形成されていることが知られているため、地熱資源探査の初期段階では、地熱貯留層を形成している可能性が高い断層および断裂を発見することが重要である（江原・野田，2014）。

本研究では主に断層露頭を発見した際は、クリノメーターを使用して、断層の走向・傾斜を測定した。断層面の走向を測定する場合は、クリノメーターの長辺を断層面に当て、水準器を確認し、クリノメーターが水平になった時の方角を読んだ（Figure3-1a）。傾斜角を測定する場合は、クリノメーターの長辺を走向とは直角方向に当て、振り子が示す角度を読んだ（Figure3-1b）。Figure3-2は本研究で使ったクリノメーターであるが、クリノメーターで走向を測定する際は、磁針が走向とは反対方向を指すため、そのまま読んだ方向が走向方向になるように、東西の方位を実際とは逆にしている。また、むつ燧岳地熱地域周辺の偏角は西に9°であるので、それに合わせて文字盤を修正している。

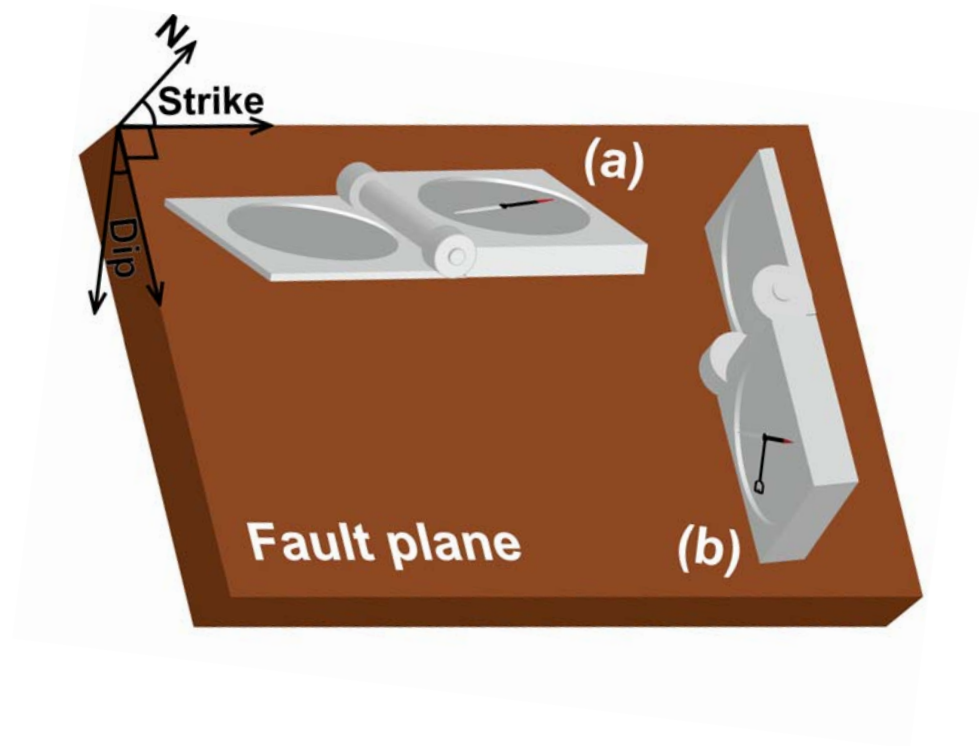


Figure 3–1. Measurement method of strike and dip using clinometer.

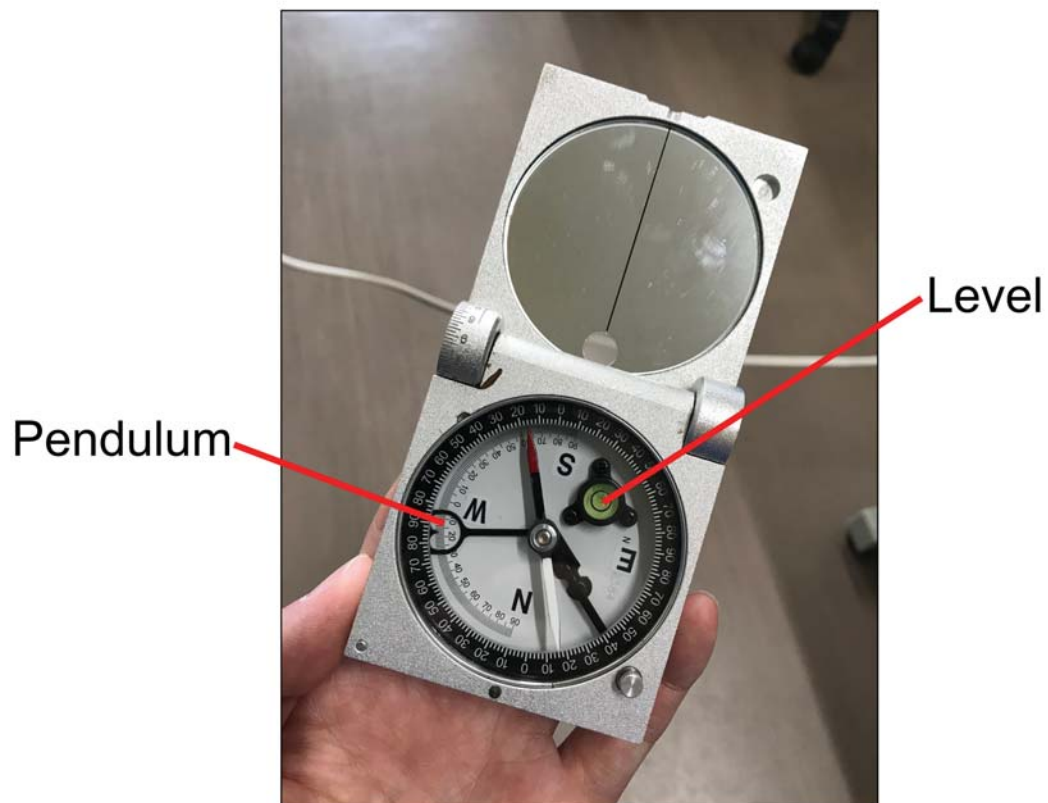


Figure 3–2. The clinometer used in this study.

## 3-2. 地表水のpH測定

本研究ではむつ燧岳地熱地域において46地点で沢水を，26地点で湧水を，3地点で温泉水のpHを測定した。pHの測定には，ポータブル電気伝導率・pH計（東亜ディーケーケー株式会社，WM-32EP型）を使用した（Figure3-3）。pHの測定精度は $\pm 0.02$ である。また，校正にはpH標準液用粉末（堀場製作所，No. 150-4およびNo. 150-7）を使用した。pH標準液用粉末の精度は $\pm 0.05$ である。

pHの測定は，2014年から2016年の期間に実施されたが，冬期間は積雪により入山が困難であるため，pHの測定は4月下旬から10月下旬の期間に実施された（付録）。地表水のpHは地域によっては季節によって変動する可能性がある。本研究では，No.5の温泉や，むつ燧岳地熱地域を流れる小赤川および大赤川において月毎にpHを測定し，季節変動の把握を実施した。No.5の温泉に関しては，4月，6月，8月，9月，10月それぞれの下旬にpHを測定し（5月と7月は欠測），最小値が5.98，最大値が6.19，季節による変動の最大値は0.21であった。小赤川は，4月，5月，6月，7月，9月，10月（8月は欠測）それぞれの下旬にpHを測定し，最小値が4.69，最大値が5.02，季節による変動の最大値は0.33であった。大赤川は，4月，5月，6月，7月，9月，10月（8月は欠測）それぞれの下旬にpHを測定し，最小値が3.57，最大値が3.78，季節による変動の最大値は0.21であった。本研究で使用した75地点の地表水のpHも測定する季節によって最大で0.33程度の変動はあると考えられるが，本研究の議論に大きな影響を与えないと判断した。

沢水，湧水，温泉水からなる地表水は降水の一部が地下に浸透した後に，地表面に表出することで形成される。日本では酸性雨が降っており，本研究を実施した2014年から2016年における青森県の酸性雨の年平均pHは4.8～5.2であることが知られている（青森県，2017）。しかし，弱酸性の性質を持った降水は地下に浸透した後，周辺の岩石と反応し， $\text{Ca}^{2+}$ や $\text{Mg}^{2+}$ などの濃度が増え，pH値が大きくなり，やがて弱酸性から中性へと変化する（鹿園，2012）。また，むつ燧岳地熱地域のような第四紀火山地域では，地下深部から上昇した $\text{H}_2\text{S}$ 等を主成分とした火山性ガスが地下から上昇することがある。そのような領域では，上昇した火山性ガスが吹き込み，酸性の地表水を形成する。



地表面に表出した水のpHは様々な要因によって変化することが考えられる。例えば、地表面に表出した後に降水が混入すれば、地表水のpHは表出直前の値から変化すると考えられる。そのため、本研究では、降水の混入を防ぐ目的で、pHの測定は降水のない日時を選択し、実施している。また、地表に表出した後、長い時間が経過すれば、大気と平衡になろうとして、溶存炭酸ガスの脱ガスや、大気中の炭酸ガスの溶解等によってpHが変化することが考えられるため、湧水のpHを測定する際は、湧出している地点で湧出直後の水に電極を直接浸してpHを測定した（Figure3-3a）。流量が少なく、電極を直接浸すことが困難な場合は、3回共洗いしたビーカーに湧出直後の水を採取して測定した（Figure3-3b）。また、沢水のpHを測定する際は、湧出後の時間経過を短くする目的で、できる限り湧出地点に接近し、地表でとどまらずに流れている水を選択し、電極を直接浸してpHを測定した。湧水の測定と同様に、水量が少なく、電極を直接浸すことが困難な場合は、3回共洗いしたビーカーに水を採取して測定した。本研究では、湧水や沢水の他に温泉水のpHも測定しているが、温泉水は全て湧出地点にアクセス可能であり、かつ流量がpHの測定に十分であったため、湧出地点で湧出直後の温泉水に電極を直接浸してpHを測定した。また、むつ燧岳地熱地域における小赤川および大赤川等流量の豊富な河川は、地表面を流れる際にpHを大きく変化させないと考えられるため、火山性ガスの影響を探るストリームpHマッピングには不適である。よって、本研究では小赤川および大赤川のpHは測定していない。

pHの測定地点は、あらかじめ地形図で水系を確認し（Figure3-4）、多くの沢で測定できるようにバランスを考慮した。これは、測定地点を狭い範囲にまとめず、調査地域全体に広く分布させることで、調査地域全体の地表水のpH分布図を作成するという目的もある。また、測定地点の緯度経度は、ポータブルGPS受信機（ガーミンGPS eTrex30J）と地形図から特定した。

(a)



(b)



Figure 3–3. Measurement method of stream water pH. (a): Photograph measuring pH directly. (b): Photograph measuring pH using beaker.

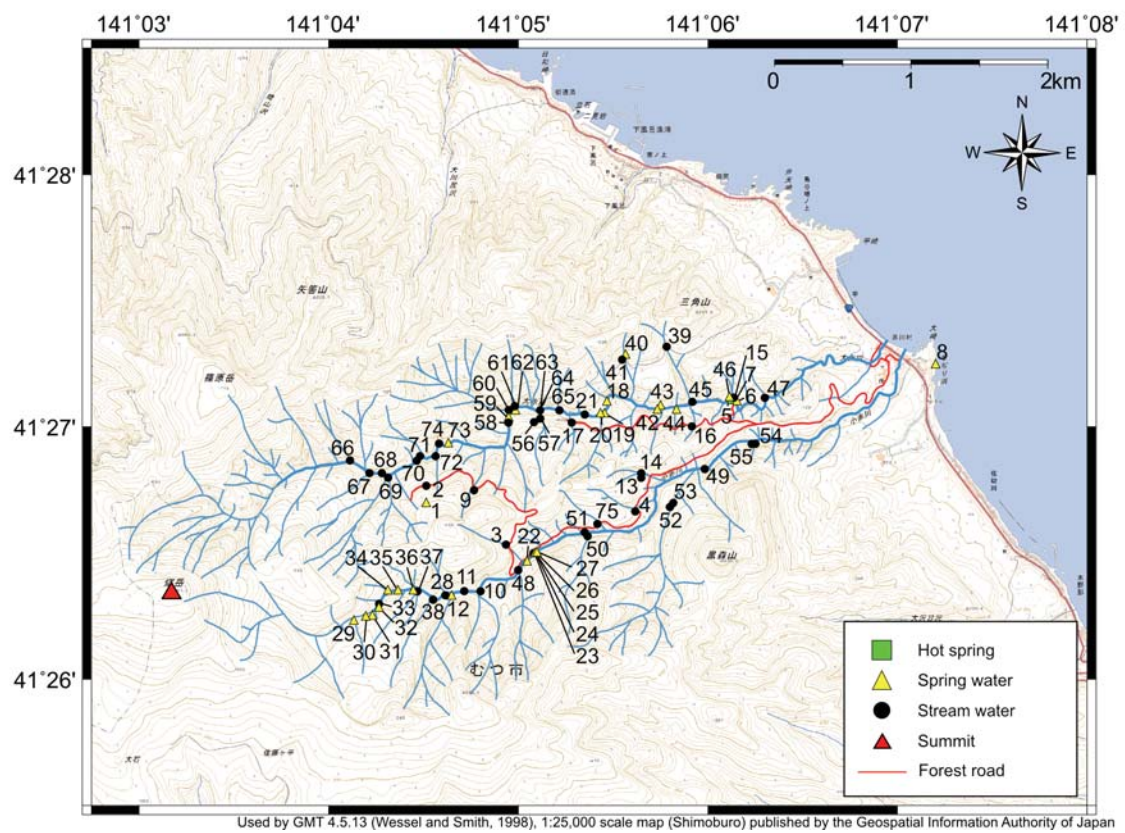


Figure 3–4. The channel networks and observation points in the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field.

### 3-3. 地表水の化学分析

pHとアニオンインデックスとの関係を議論する目的で、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 濃度の分析を行った。 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度分析用試料はPTFE0.2 $\mu\text{m}$ フィルター（advantec, DISMIC-25HP020AN）で濾過した後、あらかじめ酸洗浄した100mlのポリ瓶に採取した。 $\text{HCO}_3^-$ 濃度分析用試料は無濾過で100mlのポリ瓶に採取した。

$\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度は、イオンクロマトグラフィー（DIONEX社製 DX-320）により分析を行った（Figure3-5）。DX-320イオンクロマトグラフィーは、IC25 Ion Chromatograph, LC25 Chromatography Oven, EG40 Eluent Generator（Thermo Scientific社製DIONEX EGCIII KOH REICTM Eluent Generator Cartridge内臓）、AS50 Auto Samplerから構成されている。分析は、分離カラムはDIONEX社製Ion Pac AS17-C、ガードカラムはThermo Scientific社製Ion Pac AG17-C、サプレッサーはDIONEX社製ASRS300を使用し、グラジエント溶出法を用いた。

$\text{Cl}^-$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$ の標準液は和光純薬工業株式会社製の塩化物イオン標準液（ $\text{Cl}^-$ 1000）と硫酸イオン標準液（ $\text{SO}_4^{2-}$ 1000）を使用し、超純水（Merck Millipore社製Milli-Q Integral 3）により希釈し検量線用の異なる8種類の濃度の標準液（0.01mg/l, 0.05mg/l, 0.1mg/l, 1mg/l, 5mg/l, 10mg/l, 20mg/l, 40mg/l）を作成した。分析における検量線は、すべて決定係数が0.9999以上である。試料の分析はすべて3回実施し、その変動係数はすべて3%以下である。変動係数（CV）は次式によって求めた。

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

ここで、 $\sigma$ は標準偏差、 $\bar{x}$ は3回実施した分析値の平均値を示し、標準偏差 $\sigma$ は次式によって求めた。

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{k=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

本研究では試料の分析を 3 回実施したため、n=3である。

また、 $\text{HCO}_3^-$ 濃度は、アルカリ度（酸消費量）を滴定によって求めてから算出した。アルカリ度（酸消費量）は次式によって求めた。

$$\text{アルカリ度 (meq/l)} = (\text{滴定に要した標準液の水量 (ml)}) \times \frac{1000}{\text{試料水量 (ml)}} \\ \times (\text{滴定標準液の濃度}) \times (\text{滴定標準液のファクター})$$

また、次式によってアルカリ度から $\text{HCO}_3^-$ 濃度に換算した。

$$\text{HCO}_3^-(\text{mg/l}) = (\text{アルカリ度}(\text{meq/l})) \times 61.02$$

滴定には、Metrohm社製電動ビュレット876 Dosimat Plus (Figure3-6) と和光純薬工業株式会社製の容量分析用0.01mol/l 硫酸を使用し、アルカリ度の滴定の終点はpH4.3で実施した。





Figure 3–5. Ion chromatography (DIONEX, DX–320).



Figure 3–6. Universal dispensing unit for manual titrations (Metrohm, 876 Dosimat Plus).

## 4. 結果

### 4-1. むつ燧岳地熱地域における断層

1957年に出版された地質図（上村・斎藤，1957）や，1983～1985年に行われた地熱開発促進調査時には知られていなかった断層露頭を，本調査によって複数発見した（Figure4-1）。Figure4-2は，発見した断層露頭の走向・傾斜および地形から推定した断層を示しているが，大赤川中流～小赤林道～小赤川中流を通り南北方向に伸びる断層を，むつ燧岳東麓断層と呼称している（Figure4-2；村岡ほか，2014；鈴木ほか，2015）。このむつ燧岳東麓断層は，NNW-SSE方向の走向を持ち， $61^{\circ}$ ～ $77^{\circ}$ の高角度で東側に傾斜し，その破碎帯の厚さは最大4mにも達している（Figure4-3）。また，Figure4-4は小赤川沿いで確認された断層露頭の写真である。写真より，シェールと凝灰岩の地層境界がせん断面を境にずれていることが確認できる。さらに，上盤が落ちるような正断層型のずれに伴うドラッグ褶曲が確認されたことから，本断層が正断層型のセンスを持つことが示された。Figure4-5はFigure4-4で示した断層露頭周辺のルートマップである。ルートマップ上には，Figure4-4で示されたシェールの地層が露出している地点で測定された走向傾斜が示されている。5地点で測定された傾斜はいずれも南落ちの傾向を示している。Figure4-4ではシェールの上に凝灰岩が堆積していることが示されたが，周辺の調査の結果，凝灰岩の上には粗粒玄武岩が堆積していることがわかった。そのようなシェールと粗粒玄武岩との境界が緑線でFigure4-5に示されている。むつ燧岳東麓断層は $61^{\circ}$ ～ $77^{\circ}$ の高角度で東に傾斜する断層であるため，Figure4-5の赤点線で示した断層より西側が下盤，東側が上盤である。Figure4-5よりシェールと粗粒玄武岩の地層境界は上盤が下盤よりおよそ40m北にずれていることが明らかとなった。これは，シェールと粗粒玄武岩との境界が南に傾斜する層をなしていることから，むつ燧岳東麓断層の上盤が落ちるような正断層型のずれが生じたためと考えられる。よって，むつ燧岳東麓断層はおおよそ10～20mずれていると考えられる。むつ燧岳東麓断層は，過去の調査で掘削されたすべての地熱調査井より山頂側に位置している（Figure2-4，Figure4-2）。これは，むつ燧岳東麓断層が過去の地熱井よりも山頂近くに位置していることを意味して



おり、より高温の地熱資源を賦存することが期待される。Figure4-2に示した断層図においては、東側のNW-SE系の逆断層が最も古く、ついで、NE-SW系の2条の逆断層が古い。そして、NNW-SSEまたはN-S系の3条の正断層が最も若いと考えられる。これは最古期の逆断層が鮮新世以降の東西短縮を反映し、次のNE-SW系逆断層が第四紀の下北半島のNW-SE短縮場（小菅ほか，2012）を反映し、NNW-SSEまたはN-S系の正断層がむつ燧岳のドーム状隆起による局部伸張場を反映するものと解釈される。

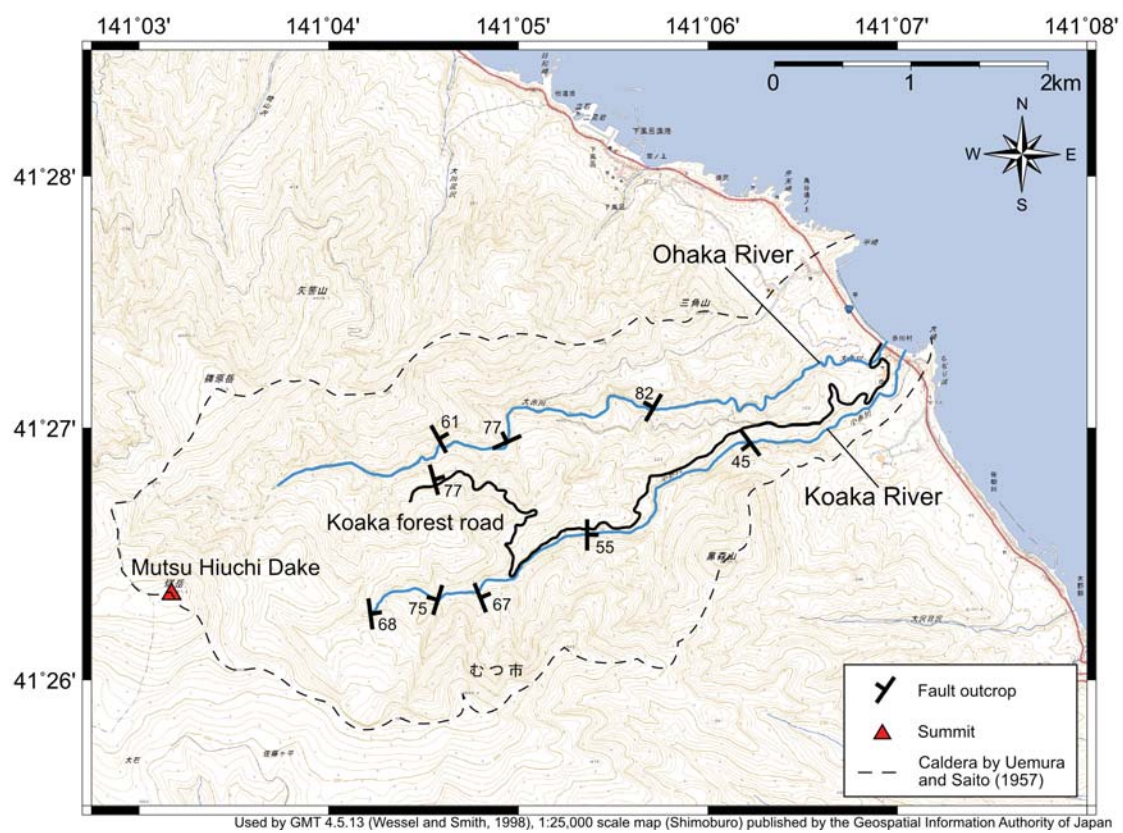


Figure 4–1. Location of fault outcrops.

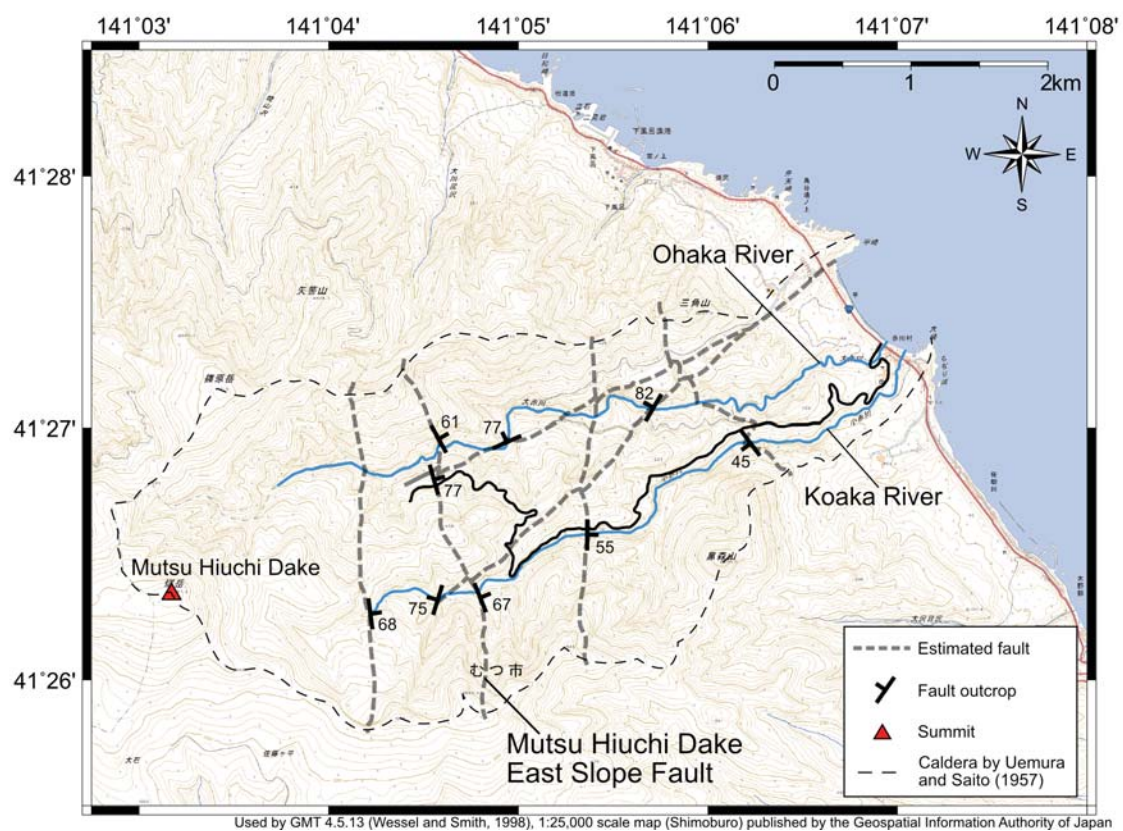


Figure 4–2. Location of estimated faults.





Figure 4–3. Photograph of the Mutsu Hiuchi Dake East Slope fault outcrop along the Koaka forest road (Suzuki et al., 2017).





Figure 4–4. Photograph of the Mutsu Hiuchi Dake East Slope fault outcrop along the Koaka River.

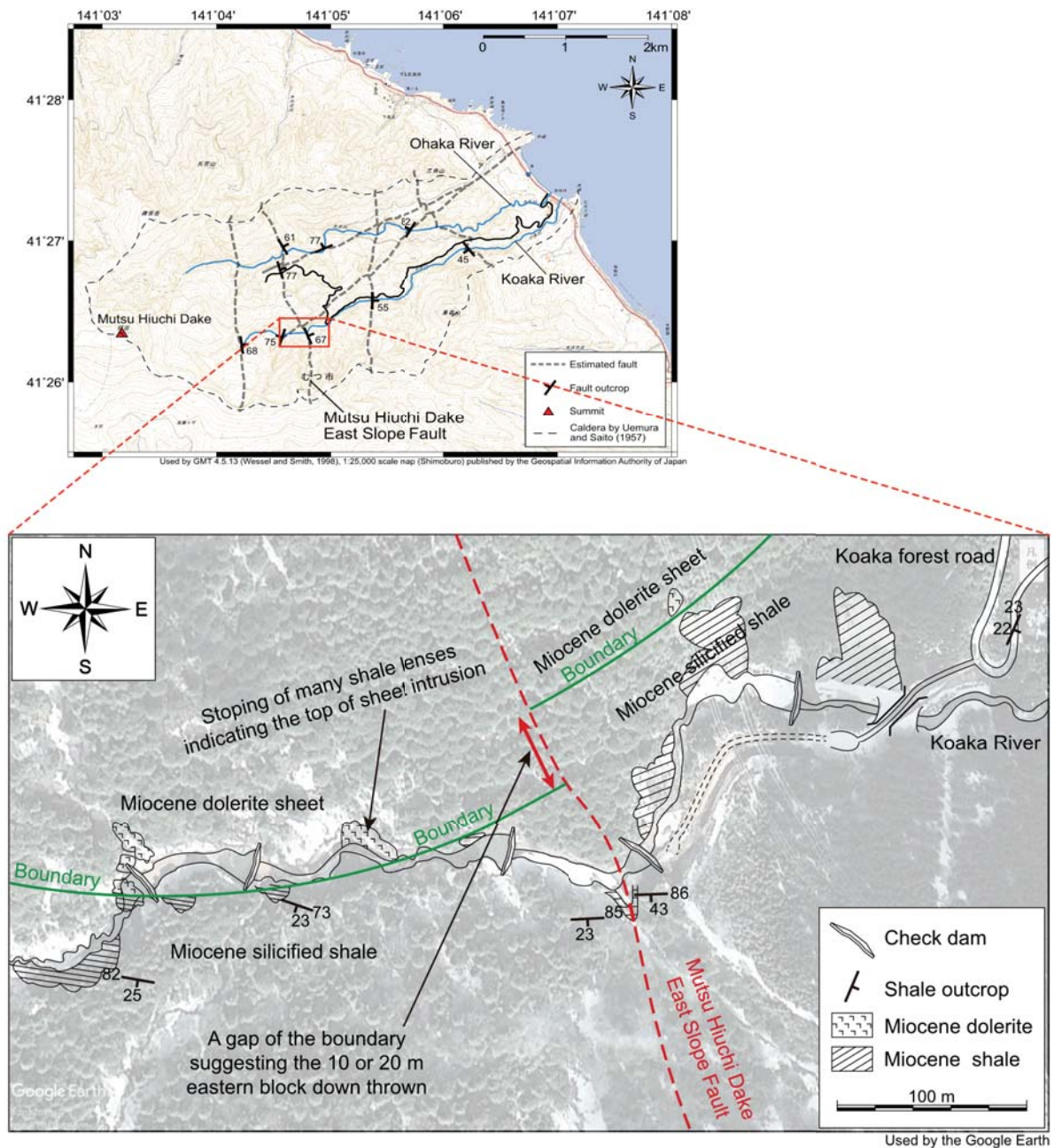


Figure 4-5. Route map around the Mutsu Hiuchi Lake East Slope fault outcrop along the Koaka River.



## 4-2. 地表水のpH分布

現地で測定したpHの値を付録に、pHの頻度分布図をFigure4-6に示す。pHの値は、最小値が2.48（No.62），最大値が7.85（No.21）であった。pH2.0～3.0の値を示したデータは6個，pH3.0～4.0の値を示したデータは14個，pH4.0～5.0の値を示したデータは4個，pH5.0～6.0の値を示したデータは3個，pH6.0～7.0の値を示したデータは16個，pH7.0～8.0の値を示したデータは32個であった。75個のデータのうち，pH6.0～8.0の中性付近の値を示したデータは48個あり，これは全データの64%を占めている。

地表水のpH分布図をFigure4-7に示す。分布図の作成にはGMT（Generic Mapping Tools 4.5.9）を使用した（Wessel and Smith, 1998）。分布図より，大赤川および小赤川上流にpHの低いポイントが集中しており，大局的には，山頂付近でpHが低く，山頂から離れるにしたがってpHが高くなる傾向を示した。しかし，小赤川および大赤川の中流付近でNNW-SSE方向に伸びるpH 7 前後の中性領域（No. 1, 2, 9, 10, 11, 12, 28, 38, 70, 71, 72からなる領域）が見られた。

pH値と山頂からの距離の関係を，Figure4-10に示す。山頂とデータ間の距離は，Figure4-10に示したように，山頂とデータ間を直線で結んだ距離とした。Figure4-10のpH値と山頂からの距離の関係を示したグラフからも，大局的には，山頂から離れるにしたがってpHが高くなる傾向が見られた。より詳細には，山頂からの距離1,000m～2,000mにpH2.0～4.0のグループがあり，1,500m～2,500mにpH6.0～8.0のグループ，2,000m～3,000mにpH2.0～4.0のグループ，2,500m～3,500mにpH6.0～8.0のグループが見られ，山頂からおよそ500m離れるにしたがって，酸性のグループと中性のグループが交互に出現していることが示された。

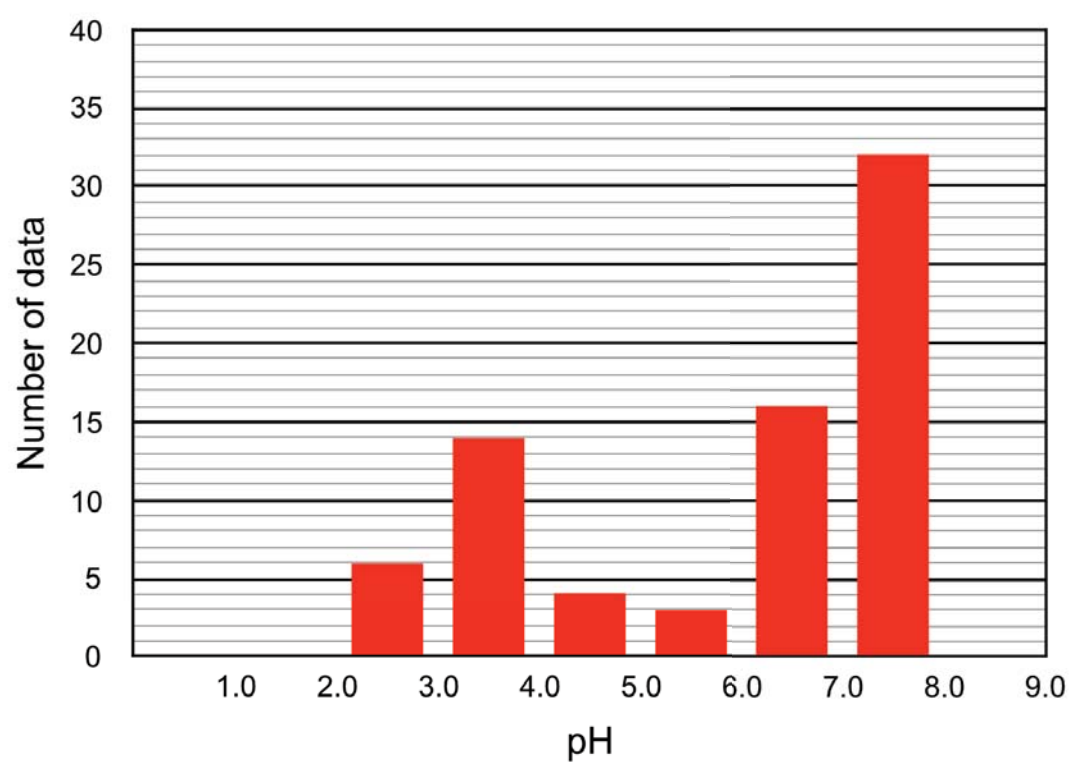


Figure 4–6. Histogram of pH.

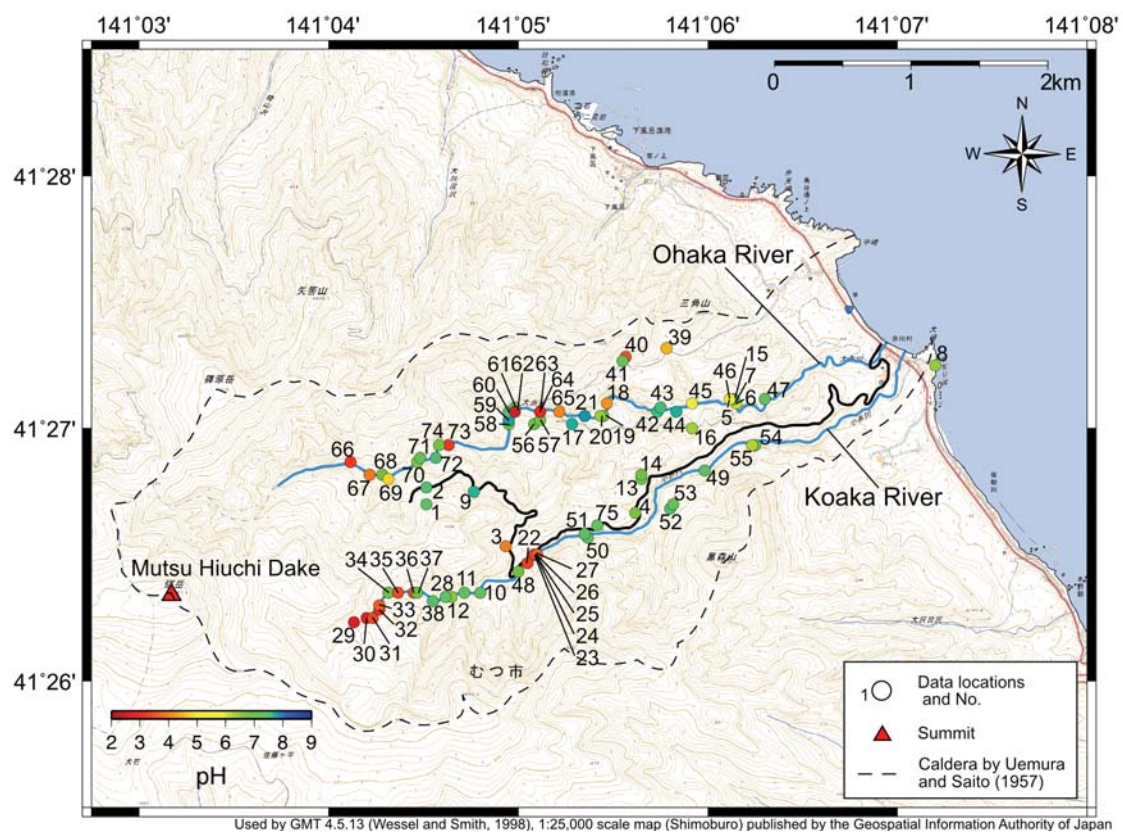


Figure 4–7. Distribution map of stream water pH in the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field.

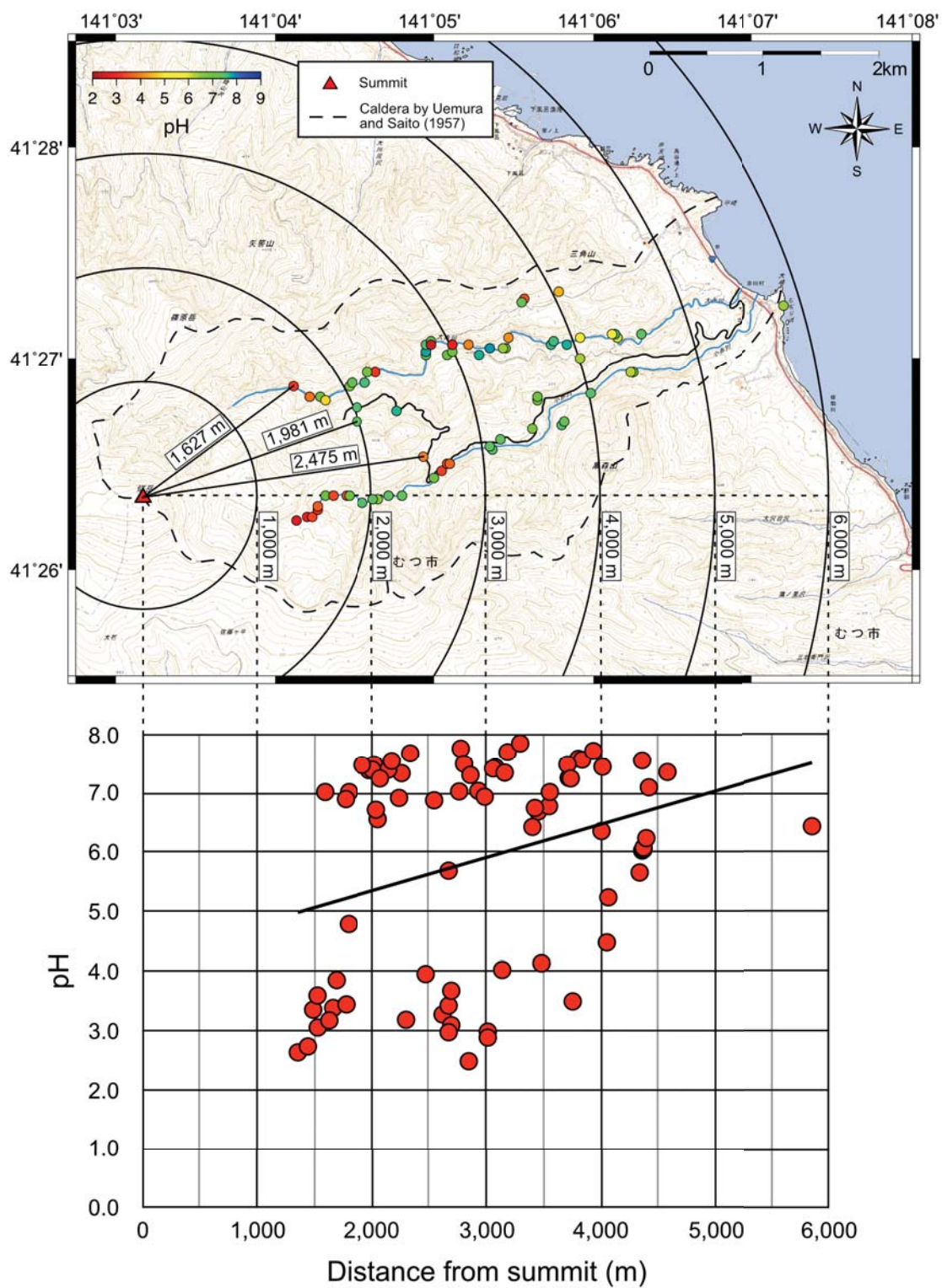


Figure 4–8. Relation between pH and distance from summit.

### 4-3. 地表水のアニオンインデックス

アニオンインデックス (Anion index) は1987年に野田によって提唱された，地熱活動中心部への近接度を示す定量的な指標である (野田，1987)。野田は一般的な地熱地域において，地熱活動中心部からの距離によって温泉水等の主要陰イオンの組成が変化することに着目し，アニオンインデックスを提示した。アニオンインデックスは，主に広域における温泉の水質特性および分布の把握や (村岡・田中，1991；Harada et al., 1994；村岡ほか，2007)，地熱地域における温泉の水質特性の把握などに利用されてきた (新エネルギー総合開発機構，1985；Muraoka et al., 2005)。アニオンインデックスは以下の式によって求められる。

$$\text{Anion index} = 0.5 \times \left( \frac{\text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}} + \frac{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-} \right)$$

ここで，単位はすべて当量濃度 (meq/L) である。これは，地熱活動中心部ほど硫黄系ガスに富み，離れるほど炭酸ガスに富むことから，地熱活動中心部ほど $\text{SO}_4^{2-}$ が卓越し，離れるほど $\text{HCO}_3^-$ の混入が増加し， $\text{HCO}_3^-$ が卓越することを表現している。上式より，アニオンインデックスは0～1の値を示し， $\text{SO}_4^{2-}$ が卓越するほど，すなわち地熱活動中心部へ近づくほど値は1に近づく。本研究では，pHと同様にむつ燧岳地熱地域における75地点の地表水 (沢水，湧水，温泉水) で $\text{Cl}^-$ ， $\text{SO}_4^{2-}$ ， $\text{HCO}_3^-$ 濃度を測定し，アニオンインデックスを求めた。 $\text{Cl}^-$ ， $\text{SO}_4^{2-}$ ， $\text{HCO}_3^-$ 濃度およびアニオンインデックスの値は付録に示す。

アニオンインデックスは主要陰イオン濃度を利用することから，陰イオンの三角ダイアグラムで表現できる。Figure4-10はむつ燧岳地熱地域における75地点のアニオンインデックスの結果をプロットしたものである。最小値は0.35 (No. 2) で，最大値は1.00 (No. 30, 31) であった。

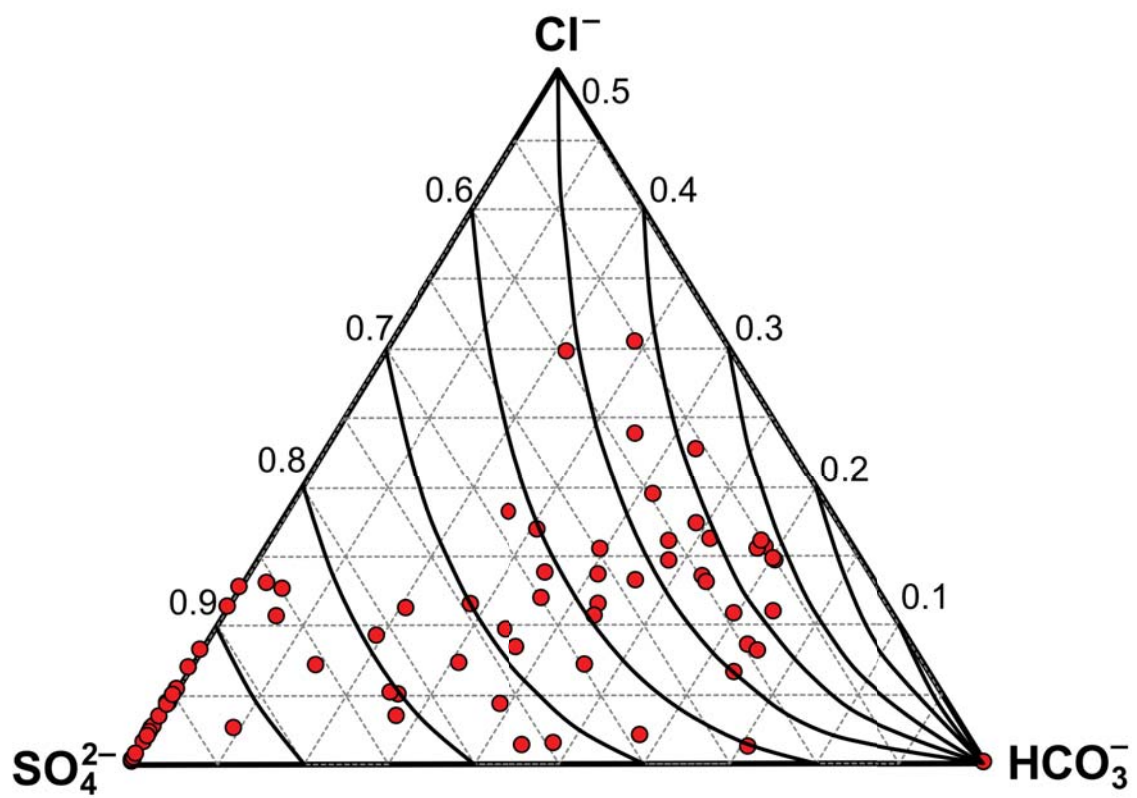
Figure4-11はむつ燧岳地熱地域におけるアニオンインデックスの分布図である。分布図の作成にはGMT (Generic Mapping Tools 4.5.9) を使用した (Wessel and



Smith, 1998) 。Figure4-11より，アニオンインデックスの値は大局的には，山頂付近で高く，山頂から離れるにしたがって低くなる傾向を示した。

アニオンインデックス値と山頂からの距離の関係を，Figure4-11に示す。山頂とデータ間の距離は，Figure4-11に示したように，山頂とデータ間を直線で結んだ距離とした。Figure4-11のアニオンインデックスと山頂からの距離の関係を示したグラフからも，大局的には，山頂から離れるにしたがってアニオンインデックスが低くなる傾向が見られた。





Used by Spreadsheets (Powell and Cumming, 2010)

Figure 4–9. Anion index on the tri-linear diagram.

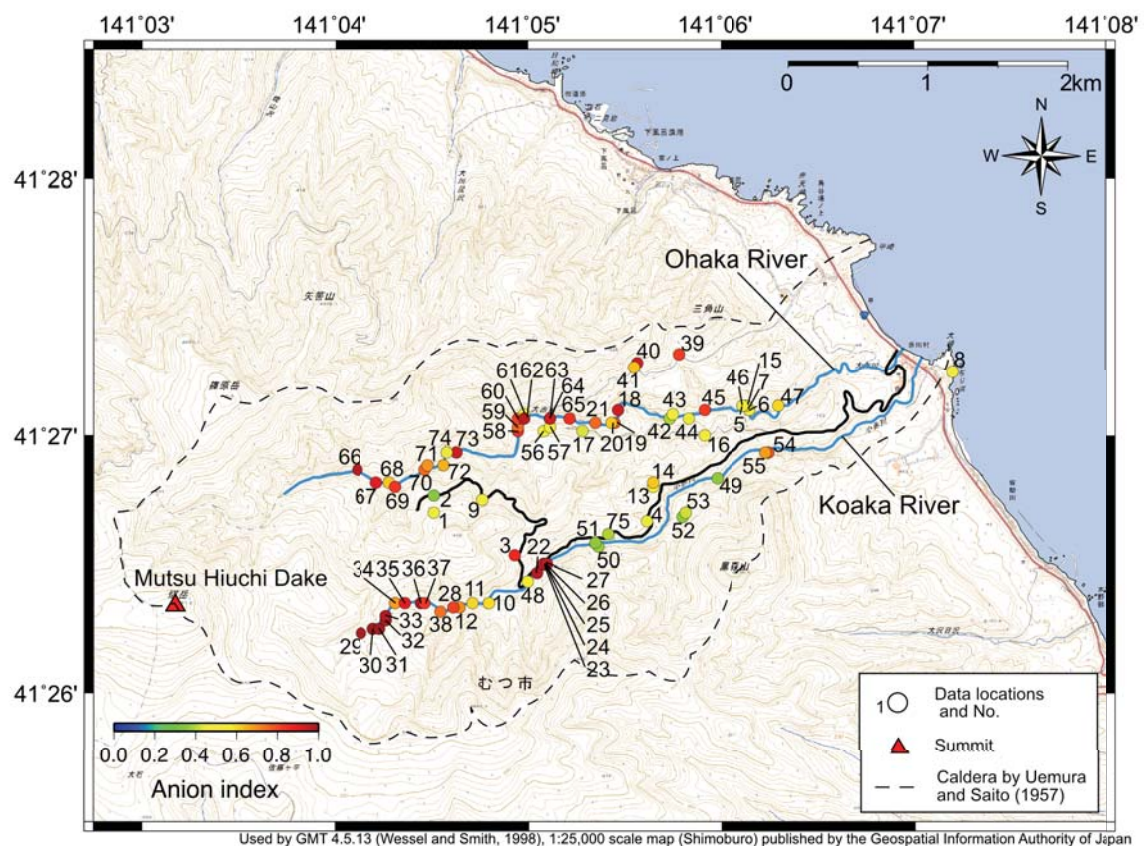


Figure 4–10. Distribution map of the anion index in the Mutsu Hiuchi Lake geothermal field.

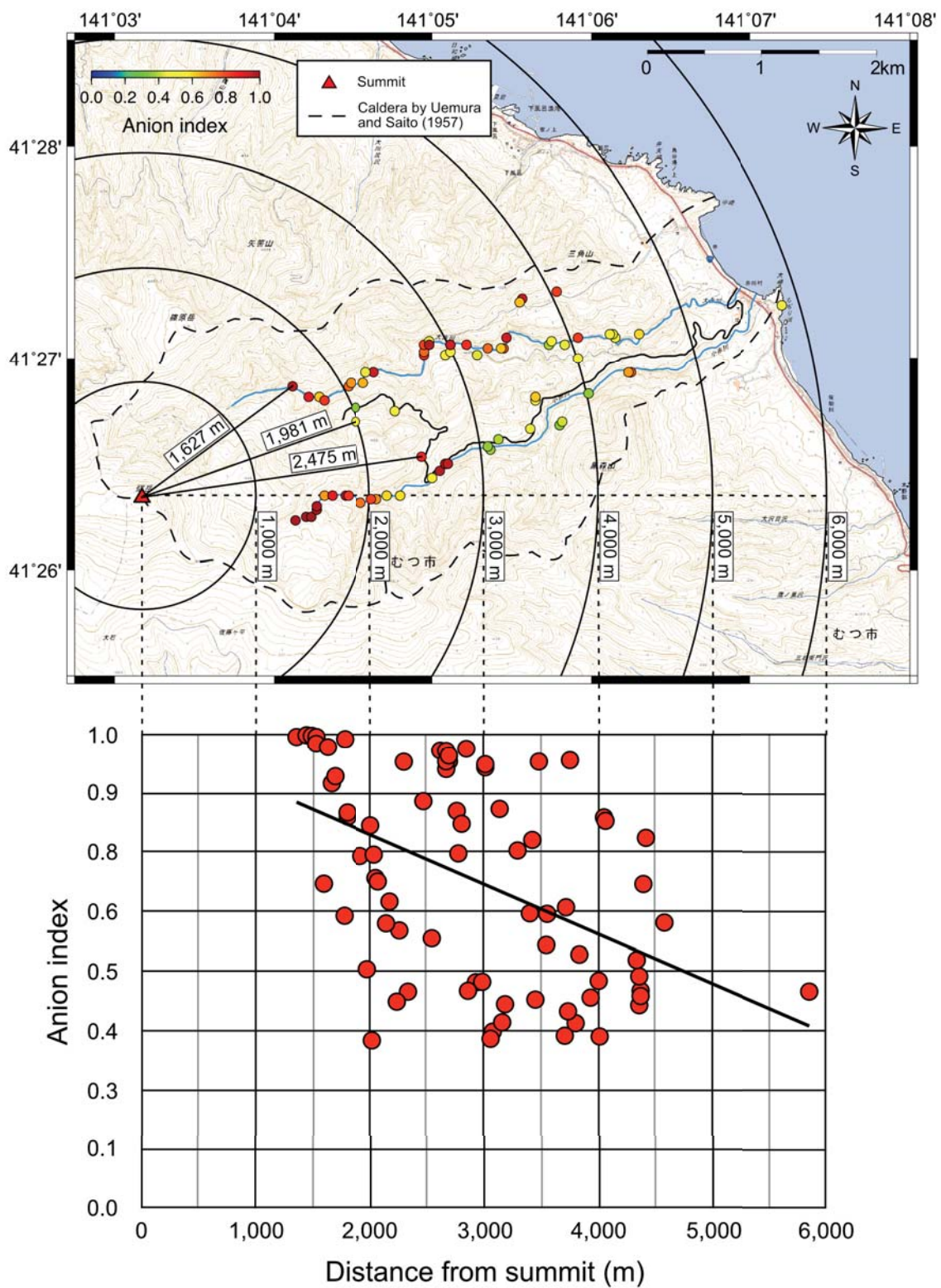


Figure 4-11. Relation between the anion index and distance from summit.

## 5. 議論

### 5-1. Shadow効果

むつ燧岳地熱地域において、小赤川および大赤川の中流～上流域と両河川間に位置する小赤林道周辺が変質作用の中心であることが知られている（富山ほか，2007；Figure2-5）。この変質作用の中心は，本研究の断層露頭調査によって発見されたむつ燧岳東麓断層と一致する。一般的に，太平洋プレートがWNW方向に沈み込むことから，東北地方に位置するむつ燧岳地熱地域では，東西方向に圧縮される応力場が卓越すると考えられる。しかし，富山ほか（2007）によって，強変質部がNNW-SSE～NNE-SSW方向に伸張することや，変質作用の中心においてNNW-SSE～NNE-SSW方向の断裂系が複数存在すること，それら断裂系が発達する箇所において変質程度が強い分布上の特徴が示されている。熱水変質による強変質部がNNW-SSE～NNE-SSW方向に伸びるということは，NNW-SSE～NNE-SSW方向に熱水流動を促す透水性の高い断層など断裂系が卓越することを示唆している。これは，NNW-SSE方向の走向および正断層型のセンスを持つむつ燧岳東麓断層の存在と整合的である。むつ燧岳東麓断層は，変質作用の中心と一致することから，熱水上昇を規制していた可能性が示唆される。特に，むつ燧岳東麓断層が東に傾斜していることから，変質帯がその上盤側（東盤側）に多く分布することは，熱水の上昇流に伴うセルフシーリングとして合理的に説明される。また，正断層型のセンスを持つことから，比較的高い透水性を持ち，熱水が豊富に存在することが期待される。以上の点から，むつ燧岳東麓断層は地熱貯留層を形成している可能性が高く，本研究によって推定された複数の断層の中でも，地熱開発時の掘削ターゲットになりうる，特に重要な断層であると考えられる。

Figure5-1は，Figure4-6に示した地表水のpH分布図を等値線で示した図である。作成にはGMT（Generic Mapping Tools 4.5.9）を使用し，100m間隔に平滑化した値をコンタリングし，テンションファクターは0.3に設定した（Wessel and Smith, 1998）。富山ほか（2007）では，小赤川および大赤川の上流で，強い酸性変質を特徴づける明礬石が分布していることを示しており，Figure5-1において，小赤川およ



び大赤川の上流にpH4以下の酸性領域が示された結果と整合的である。また、むつ燧岳地熱地域における地表水のpH分布は、大局的には、山頂付近でpHが低く、山頂から離れるにつれてpHが高くなる傾向を示した。これは、安山岩質の火山地域における、一般的な傾向であると言われている（Henley and Ellis, 1983；Henley, 1984；Figure1-11）。山頂付近、すなわち地熱活動の中心部付近では火山性ガスの上昇が活発なため、地表面で噴気が出現したり、火山性ガスが浅部の地下水や地表水に凝縮して低pHを示す。一方、山頂から離れるにつれて、火山性ガスの影響が小さくなり、天水が混入するため、徐々にpHが高くなる。むつ燧岳地熱地域でもこのような火山地域における一般的傾向が示されたものと思われる。ところが、ストリームpHマップを作成した結果から見ると、大局的傾向を遮るように、大赤川中流～小赤川中流付近でNNW-SSE方向に伸びるpH7程度の中性領域の存在が示された。また、このpH7程度の中性領域は、富山ほか（2007）によって示された変質作用の中心およびむつ燧岳東麓断層と位置的に一致することが明らかとなった（Figure5-1）。

地震学の分野では、震源から直接に地震波が観測されない領域は、Shadow zoneと呼ばれる。これは、地球の内部構造によるもので、流体の外核によって、縦波のP波は屈折され、横波のS波は遮断されることによって生じる（Figure5-2a）。S波の場合について、簡略化した図をFigure5-2bに示す。この図は、S波の発生源と観測地点との間に、S波を遮断する外核のような流体が存在することによって、Shadow zoneが生じることを示している。むつ燧岳地熱地域において、変質作用の中心、むつ燧岳東麓断層および地表水のpH7程度の中性領域が位置的に一致したことは、地震学の分野におけるShadow zoneと同様の解釈が可能である考えられる。地下に地熱貯留層が存在すれば、地下深部から上昇する火山性ガスは地熱貯留層内の熱水中にトラップされ、凝縮するため、地表面には現れることはない。そのため、地表水は火山性ガスの影響を受けず、近傍から流れ込む天水起源の表流水や浅層地下水の中性を維持し、pH中性領域として現れる（Figure5-3a）。Figure5-3bにこの解釈を簡略化した図を示す。この図は、火山性ガスの発生源と観測地点（地表面）との間に地熱貯留層が存在することによって、Shadow zoneともいえる、火山性ガスが観測されないpH中性領域が生じることを示している。本研究では、この事象を

Shadow zoneにならい、地熱貯留層による火山性ガス上昇に対するShadow効果と呼称する。火山性ガスの上昇が確認された場合には、地下深部には地熱貯留層が存在する可能性がほとんど無いことが既に指摘されており（島田，2000），これは本論文の地熱貯留層による火山性ガス上昇に対するShadow効果のモデルと整合的である。

断層など透水性の高い亀裂中に熱水が貯留されることによって地熱貯留層は形成されるが、地熱貯留層中の高温部と低温部との流体の密度差に伴う浮力によって、対流が生じていると考えられている（秋林ほか，1981）。地下深部から対流に乗って上昇してきた熱水は高温高压下で熱水中に溶け込んでいた成分を、上昇とともに温度や圧力が低下するため析出させる。そのようにして析出した成分が地下浅部から地表にかけて難透水層（キャップロック）を形成し、やがて完全に地熱貯留層をシールすることで、地表水などの混入を防ぎ、地熱貯留層中の温度や圧力が維持される。これを、セルフシーリング（自己閉塞作用）という（江原・野田，2014）。この地熱貯留層は賦存する熱水と凝縮する火山性ガスとのマスバランスによって、一時的にはやや酸性になる可能性がある。しかし、キャップロックとして観察される比較的膨大な珪化変質帯（富山ほか，2007；Figure2-5）から見て、成熟した水-岩石反応が十分に進行し、中性化バッファーが維持されている可能性が高い。よって、むつ燧岳地熱地域における地表水のpH分布図は、むつ燧岳東麓断層が地下で成熟した中性の地熱貯留層を形成している可能性を示唆していると考えられる。



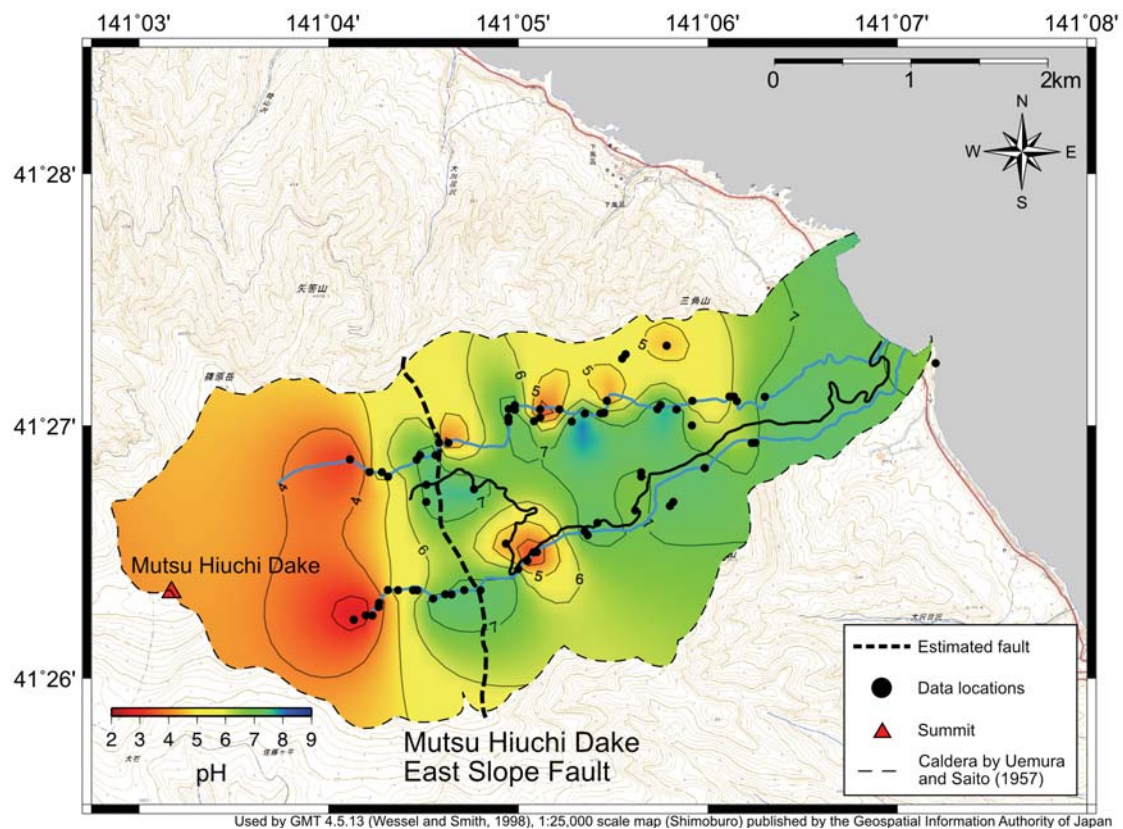
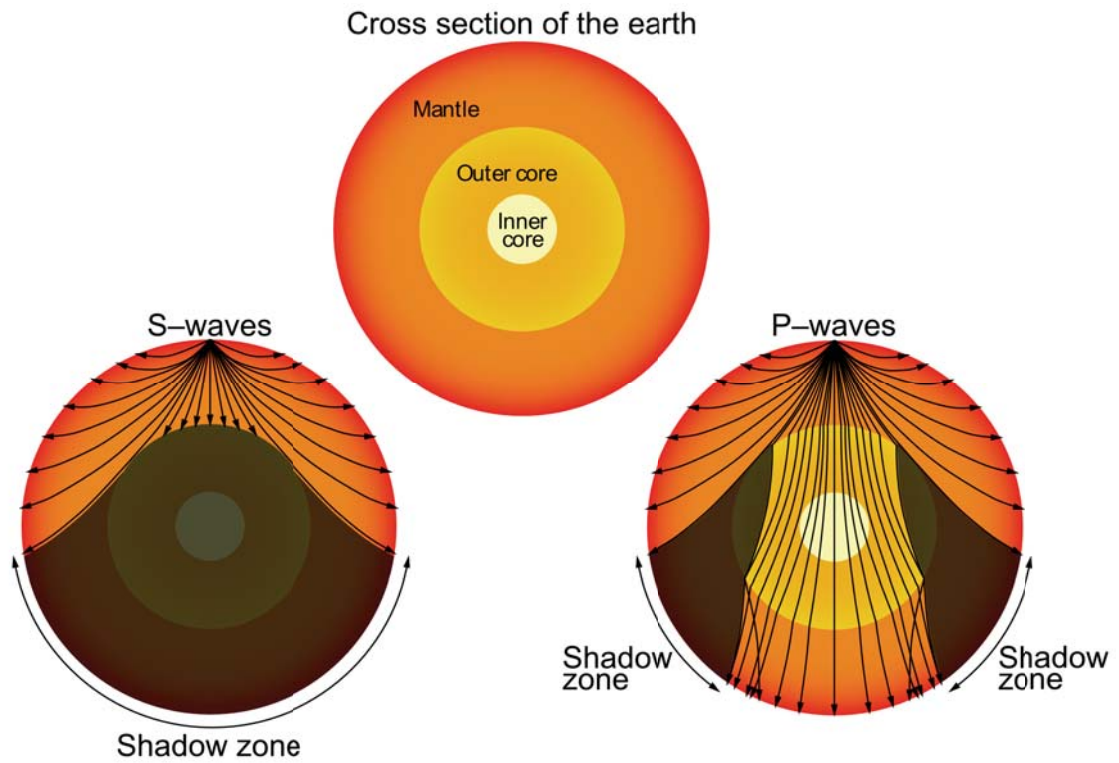


Figure 5–1. Relation between the estimated fault and distribution map of stream water pH (modified from Suzuki et al., 2017).

(a)



(b)

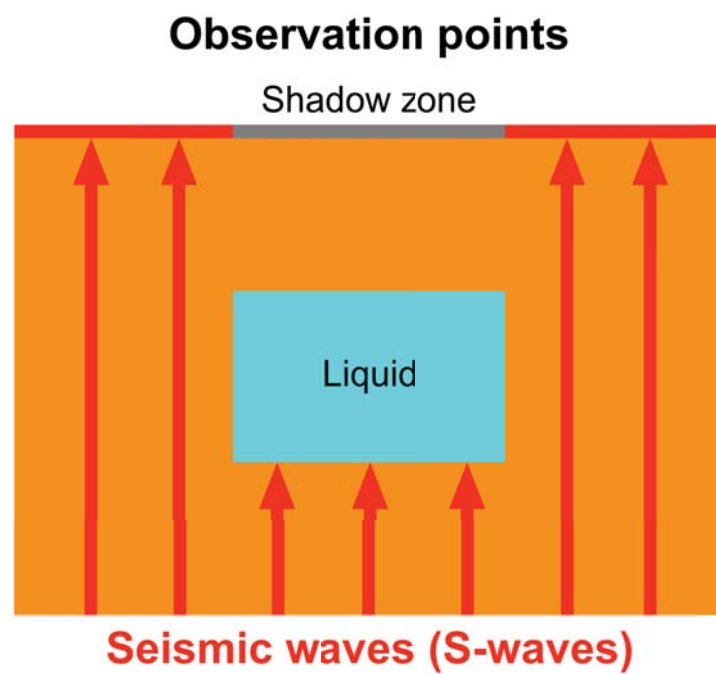
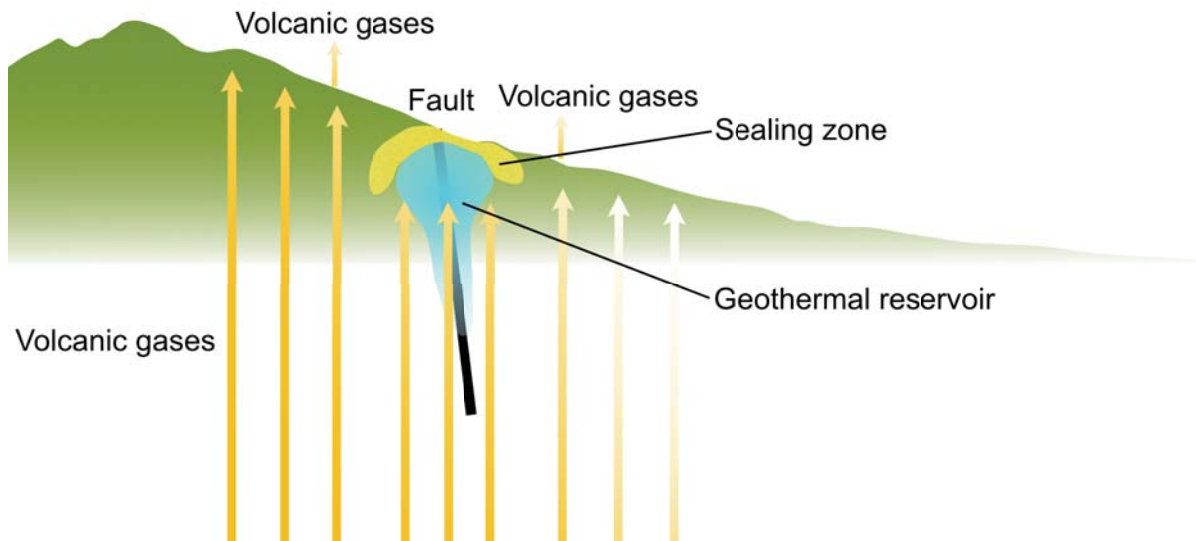


Figure 5–2. (a): Schematic diagram of the shadow zone. (b): Simplified schematic diagram of S-wave paths and shadow zone.

(a)



(b)

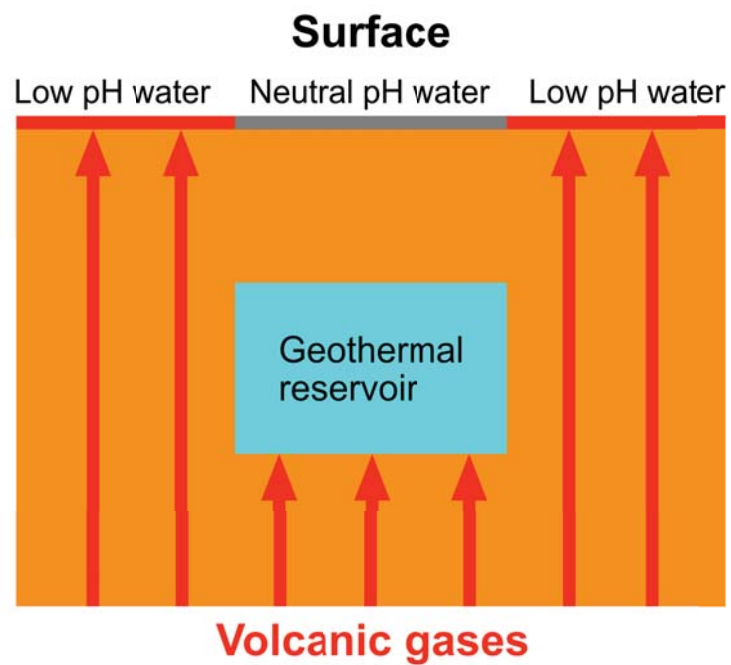


Figure 5–3. (a): Schematic diagram of the shadow effect (Suzuki et al., 2017). (b): Simplified schematic diagram of the shadow effect.

## 5-2. アニオンインデックスとの比較・検証

アニオンインデックスは地熱活動中心部に近づくほど硫黄系ガスの影響で $\text{SO}_4^{2-}$ が卓越することから増大し、地熱活動中心部から離れるにつれて炭酸ガスの混入で $\text{HCO}_3^-$ が卓越することから減少する。アニオンインデックスの値は0～1で示されるが、地熱活動中心部付近ほどその値は1に近づく。Figure4-10はむつ燧岳地熱地域におけるアニオンインデックスと山頂からの距離との関係を示したグラフであるが、山頂から離れるに従いアニオンインデックスの値は低くなる傾向を示した。一方、Figure4-7はむつ燧岳地熱地域におけるpHと山頂からの距離との関係を示したグラフであるが、山頂から離れるに従いpH値が高くなる、アニオンインデックスとは逆の傾向を示した。これは、 $\text{SO}_4^{2-}$ が卓越することによってアニオンインデックスが高くなれば、pH値が低くなるためである。Figure5-4はy軸にpH値を、x軸にアニオンインデックス値をプロットしたグラフであるが、pHとアニオンインデックスの間には負の相関が見られた。特に、pH 4以下の強酸性水の全てのアニオンインデックスは0.8より大きく、本研究で測定されたpH 4以下の強酸性水が地熱活動中心部に位置し、火山性ガスの影響を強く受け、 $\text{SO}_4^{2-}$ が卓越する化学組成を示したものと考えられる。これは、Shadow効果の概念を化学組成からも補完する結果と考えられる。つまり、ストリームpHマッピング法とアニオンインデックスとは、地熱探査手法として、ほぼ整合的な情報をもたらしていることが分かる。しかし、地熱探査手法として、両者の迅速性には差があると考えられる。アニオンインデックスでは水試料を実験室に持ち帰り、化学分析を実施することが不可欠である。それに対して、ストリームpHマッピング法は現場で測定が完結し、フィールドの宿舎でマッピングが完結することが可能である。よって、ストリームpHマッピング法はアニオンインデックスよりも圧倒的に迅速な地熱探査手法であると考えられる。

pHとアニオンインデックスとの間に負の相関が見られ、pH 4以下の強酸性水の全てのアニオンインデックスは0.8より大きく、それらの地表水が火山性ガスの影響を強く受けていることが示唆された。Figure5-5はFigure4-7で示したpHと山頂からの距離との関係を示したグラフであるが、小赤川沿いでpHを測定されたデータを青色で、大赤川沿いで測定されたデータを赤色で色分けして示している。このグラフから、

小赤川沿いのデータも大赤川沿いのデータも、山頂からの距離が1500m付近の領域にpH3程度の酸性水が分布し、山頂からの距離が2000m付近の領域にpH7程度の中性水が分布し、山頂からの距離が2500m～3000m付近の領域にふたたびpH3程度の酸性水が分布するという傾向が見られた。これは、山頂からの距離およそ2000m付近の領域にむつ燧岳東麓断層が存在し、本断層が地熱貯留層を形成していることによって生じるShadow効果によるものと考えられる。小赤川沿いのデータは、山頂からの距離が3000m付近から離れると酸性水はほぼ存在しない。一方、大赤川沿いのデータは、山頂からの距離が3000m～4500m付近の間にもpH3～5程度の酸性水が存在する。それらの酸性水はFigure4-2で示した、NE-SW系の2条の逆断層のうちの北側に位置する断層に沿うように酸性領域を形成している。これらの水は、アニオンインデックスより、火山性ガスの影響を強く受けていると考えられ、NE-SW系の逆断層に沿って火山性ガスが上昇している可能性が考えられる。

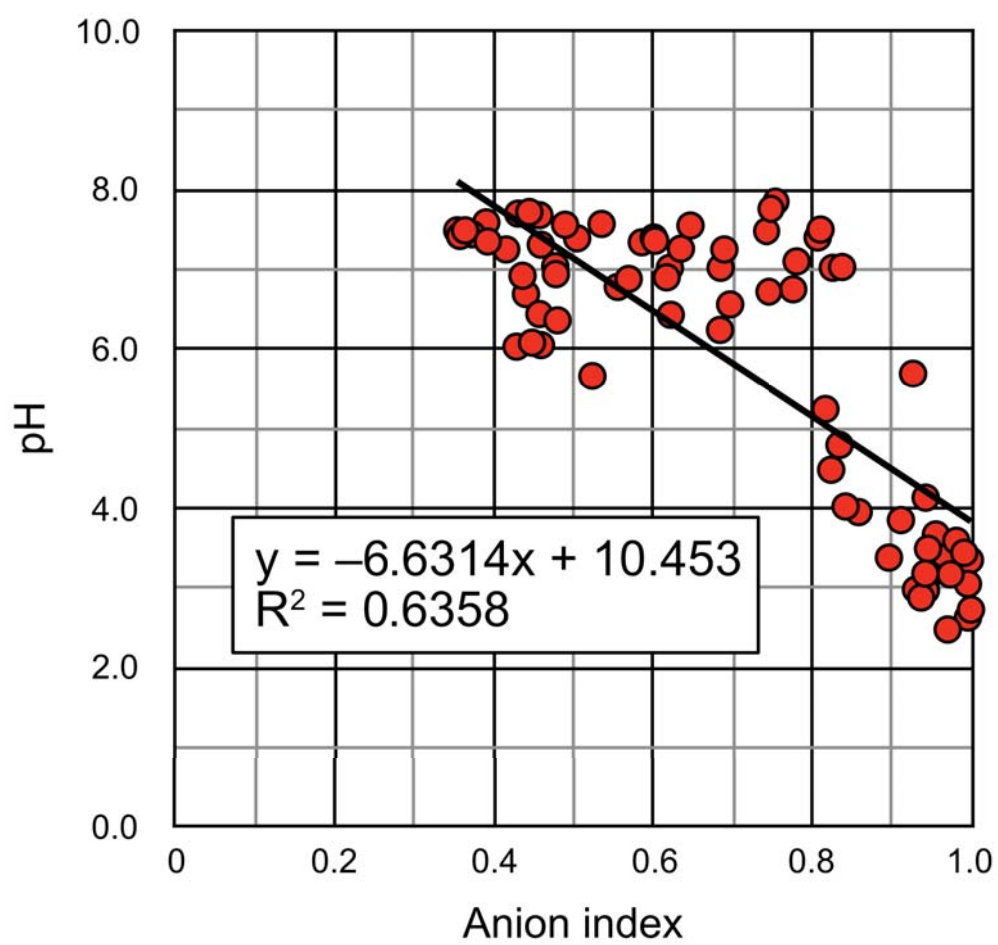


Figure 5–4. Relation between the anion index and pH.



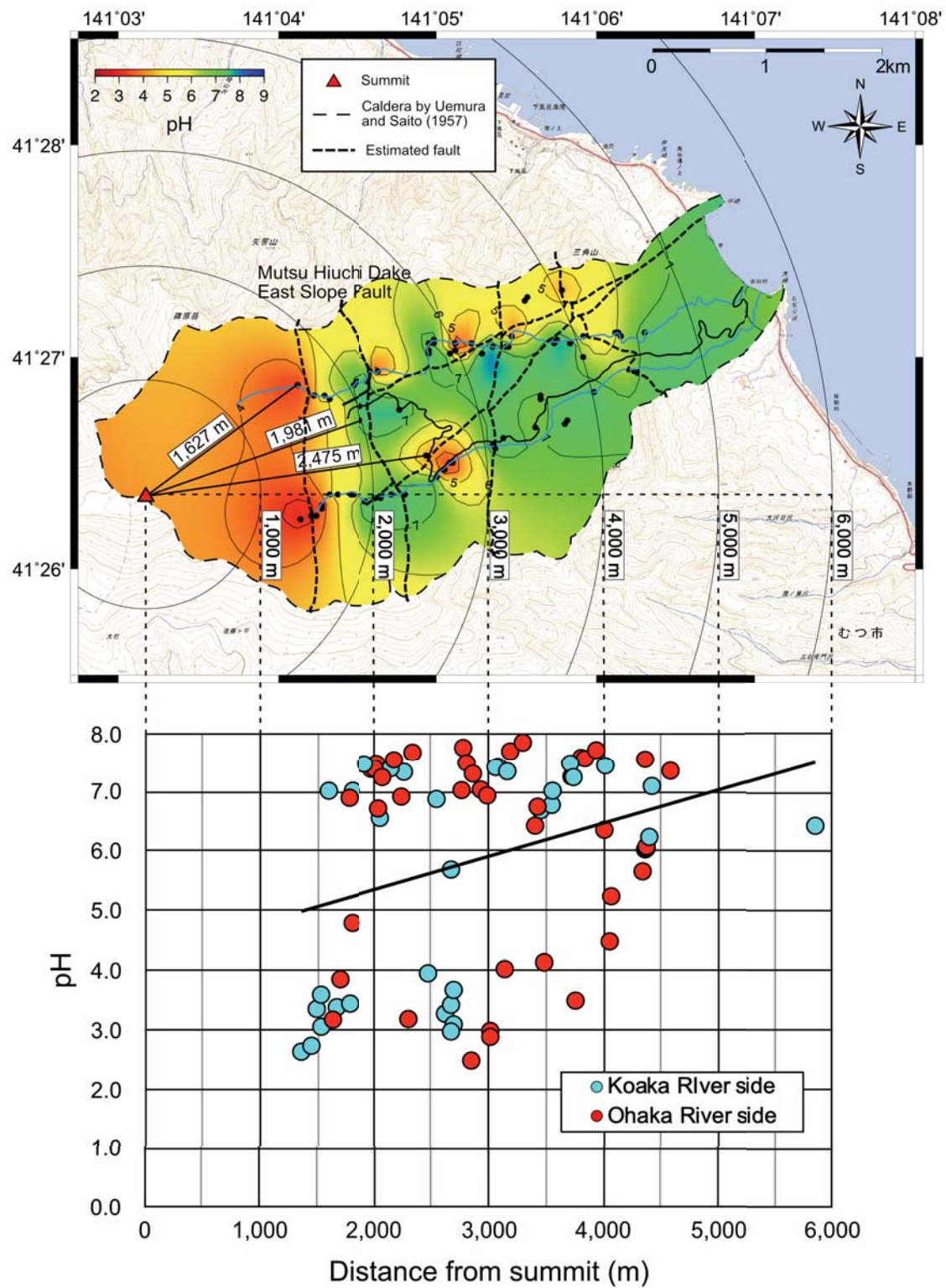


Figure 5-5. Relation between pH, distance from summit and estimated faults.

### 5-3. 新地熱探査手法としてのストリームpHマッピング法

地熱地域におけるストリームpHマップの作成は、地熱貯留層の発見に有効である可能性が示唆された。熱水地化学温度計に代表される、地熱探査における従来の地化学的手法は、現地で採取したサンプルを研究所に持ち帰り、分析するため（Huenges, 2010 ; Glassley, 2014）, 多くの作業時間を必要とし、機材を持たない者には実施不可能なため、高いコストを必要としていた。一方、pHの測定は現地で直接測定可能なため、短時間で完了する（村岡ほか, 2017 ; 鈴木ほか, 2017）。また、必要な機材はpH測定器のみであるため、時間的にも経済的にも高効率である。鈴木ほか（2017）はストリームpHマッピング法の迅速性を実証する目的で、土地勘のない宮城県鬼首荒湯地区でストリームpHマッピング法を実施している。作業は主に2人でpHを測定する役割と測定値を記録する役割に分担して行われた結果、1地点に要した時間はおよそ5分で、およそ5時間30分の調査時間で22地点でpHの測定に成功している。この結果から、ストリームpHマッピング法は従来手法に比べて時間的にも経済的にも効率的であり、新しい地熱探査手法として、世界中の地熱開発促進に寄与する可能性を持つ。そして、この地熱探査手法の迅速性は同時に地熱探査手法の低コスト化につながる。

Figure5-6は、むつ燧岳東麓断層および、新エネルギー総合開発機構（1985）による地熱調査井、富山ほか（2007）による珪化変質帯を示した図である。この図より、過去の地熱調査において最も高温の熱水が確認されたN59-SK-6と比較して、むつ燧岳東麓断層は山頂寄りに位置している。これは、むつ燧岳東麓断層がN59-SK-6よりも、火山中心付近に位置していることを示しており、むつ燧岳東麓断層がより高温の貯留構造を形成している可能性を示している。また、むつ燧岳東麓断層は珪化変質帯の変質作用の中心に位置していることから、熱水上昇を規制し、水-岩石反応が十分に進行し、中性の貯留構造を形成している可能性を示している。よって、このストリームpHマッピング法は、むつ燧岳地熱地域におけるもう一つの研究目的である、より高温かつより中性の貯留構造の評価についても、解決することとなった。すなわち、本来、火山中心近傍のストリームpHは酸性である。しかし、もし、火山

中心近傍にストリームpHが中性の領域を見つけ、それが断層であることが確かならば、それが地熱開発ターゲットとして評価されることを示したからである。

本研究によって、ストリームpHマッピング法が従来手法に比べて時間的にも経済的にも効率的な新地熱探査手法になりうることが示された。地熱開発における最重要課題は、地熱貯留層を形成している可能性の高い断層を発見することであり、ストリームpHマッピング法は、そのような断層の発見に有効であると考えられるからである。上述のように、ストリームpHマッピング法は従来手法より迅速に実施可能であると考えられるため、地表調査の初期段階で実施することで、広大な調査範囲を限定し、地表調査期間の短縮に貢献することが期待される。また、調査範囲の限定は地熱井掘削の成功率を高めることが知られているため（當舎・内田，2012），掘削調査期間の短縮や掘削費用削減にもつながり、ひいては、地熱開発全体におけるリードタイムおよびコスト削減に貢献することが期待される（Figure5-7）。よって、ストリームpHマッピング法は地表調査の初期段階において、調査範囲を限定するという目的で実施されることが効果的であると考えられる。ストリームpHマッピング法は、Henley and Ellis (1983)に示されたように、火山地域において、地表水のpHが山頂から離れるにつれて酸性から中性に変化するという傾向を利用したものであるため、その適用は、火山地域のみ限定される。近年はケニアなどアフリカでの地熱開発が活発化しているが（Bertani, 2016），そのような降水量の少ない地域では地表水のpHが測定可能な地点が限定され、稠密なpH分布図の作成が困難なことが予想される。日本以外の地域において、ストリームpHマッピング法が実施可能であるか、世界中多くの地域で検証を行うことで、手法としてより汎用性を高めることが今後の研究課題として考えられる。地表水のpH測定は、3-2. 地表水のpH測定 に記述したように、湧出地点にできるだけ接近し、水が停滞していない地点で測定することが望ましい。これは、地表面に表出した水のpHは様々な要因によって変化することが予想されるためである。また、地域によっては、季節によってpHが変動することが考えられるため、定期的にpHを測定し、季節変動を把握するか、短期間で全ての地点での測定を完了することが望ましい。測定地点が多いほど詳細な分布が把握できるが、測定可能地点は地域差があると考えられる。ストリームpHマッピング法は局所的なpHの中性領域を発見することで、地熱貯留層位置を推定するこ

とを目的としているが、測定地点の間隔が大きすぎれば、地熱貯留層直上に形成されるであろうpHの局所的な中性領域の発見は困難になると考えられる。すなわち、測定地点間を広くすれば、ストリームpHマッピング法に要する時間は短縮できるが、地熱貯留層の詳細な位置や大きさなどの把握は困難となり、逆に、測定地点間を狭くすれば、時間は延長されるが、より詳細な把握が可能となる。測定したデータは表にまとめ、分布図や、山頂からの距離とpHの関係を示したグラフなどを作成して解析を行う。Figure5-1に示したように、山頂から離れるにつれてpHが酸性から中性になるという傾向を遮るような局所的なpH中性領域や、Figure4-7に示したように、短距離でpHの大きな変動が確認されれば、それらの領域直下には地熱貯留層が形成されている可能性があると考えられるため、他手法を利用した地表調査を重点的に実施し、地熱貯留層を形成している可能性の高い断層の発見を試みる。ストリームpHマッピング法は地熱貯留層位置を推定し、地熱開発におけるリードタイムおよびコスト削減に貢献すると考えられるが、今後は、世界中の地熱地域での適用事例と実際の掘削との検証により、手法として確立させる研究を進める必要がある。



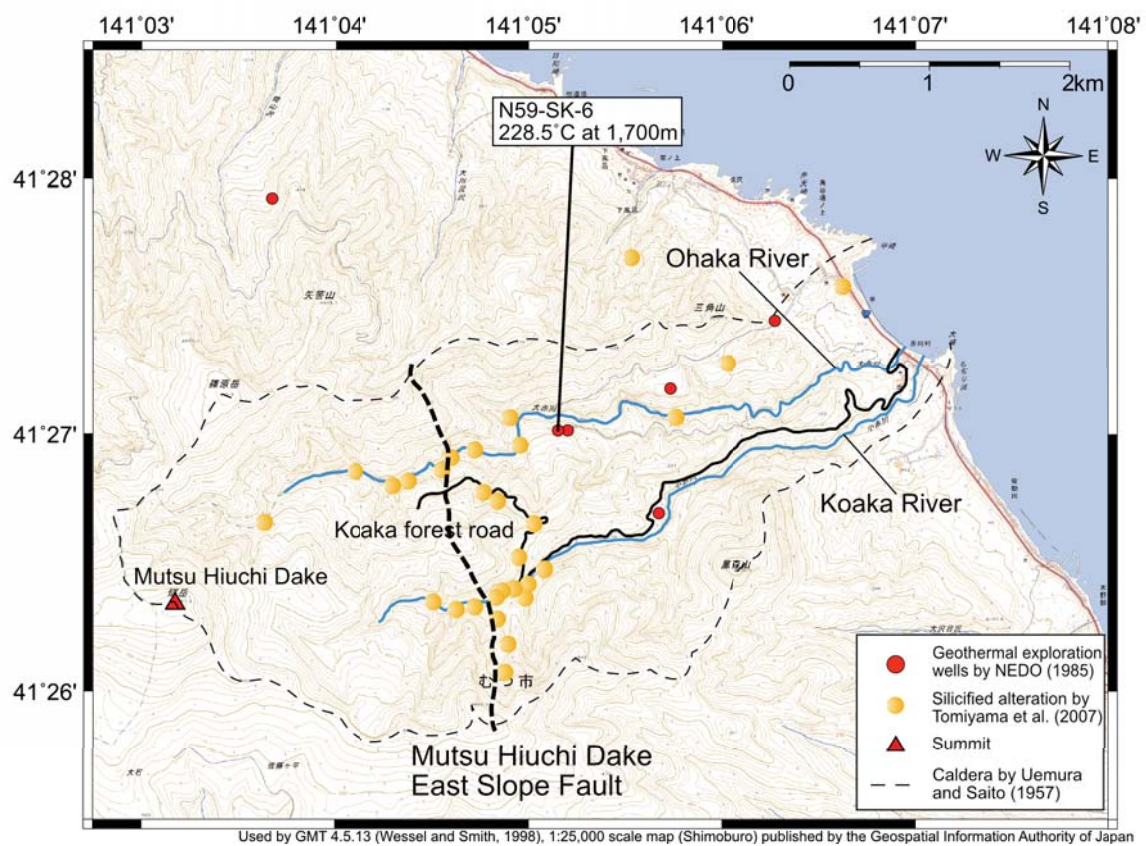
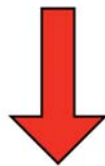
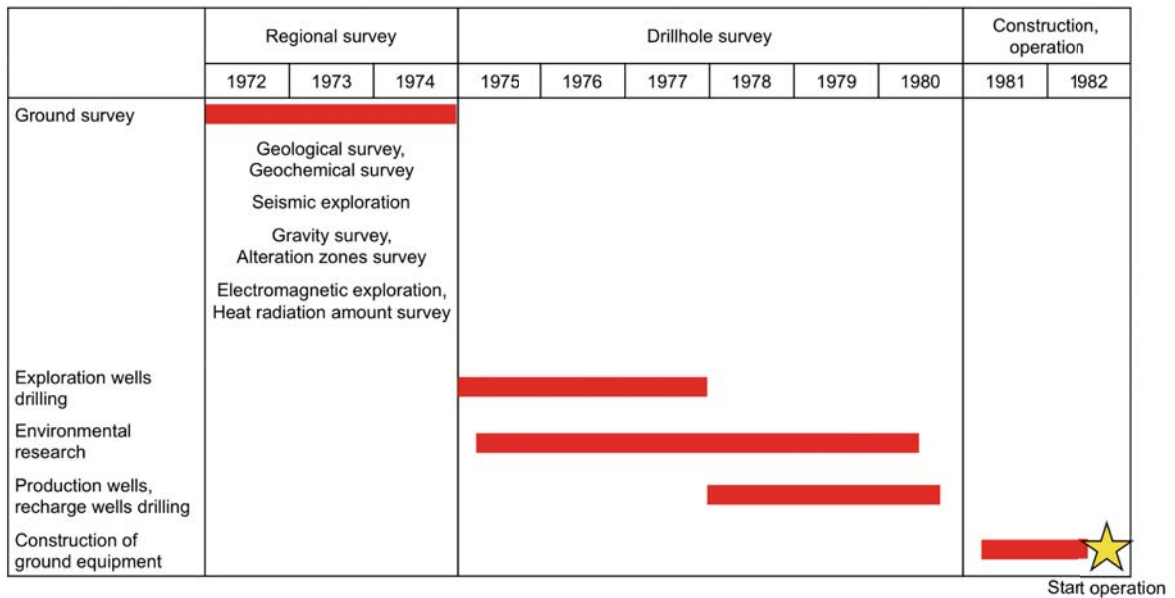


Figure 5–6. Relation between the Mutsu Hiuchi Lake east slope fault, geothermal exploration wells and silicified alteration zones.



***When using stream pH mapping***

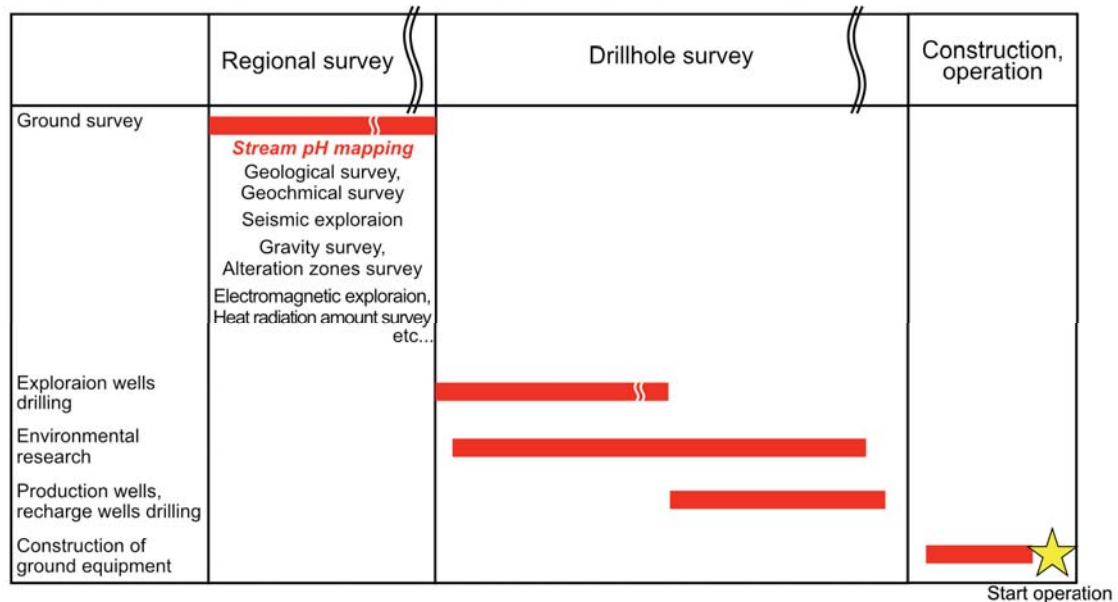


Figure 5-7. Concept model when using stream pH mapping.



## 6. 結論

地熱資源が豊富に見込まれ、地熱開発需要のあるむつ燧岳地熱地域において、75地点で地表水のpHを現地測定し、地表水のpH分布図を作成した。むつ燧岳地熱地域における地表水のpH分布は、大局的には山頂付近で低く、離れるに従って高くなる傾向を示した。しかし、大局的傾向を遮るように、大赤川中流～小赤川中流にかけてNNW-SSE方向に伸びるpH7程度の中性領域が存在することが示された。このpH7程度の中性領域は、地下で地熱貯留層を形成している可能性の高いむつ燧岳東麓断層と位置的に一致することから、ストリームpHマッピング法が、地熱貯留層位置の推定に有効であり、新しい地熱探査手法になりうる可能性が示唆された。また、pHとアニオンインデックスの間には負の相関が見られ、pH7程度の中性領域が存在する根拠として考えられるShadow効果と整合的な結果となった。ストリームpHマッピング法は従来の手法に比べ、時間的にも経済的にも効率的であるため、世界中の地熱有望地域での地熱開発促進に有効であると考ええる。今後は、世界中の地熱地域での適用事例と実際の掘削との検証により、手法としてより精度を高めるための研究を進める必要がある。

## 参考文献

- 安達正敏（2011）地熱発電事業の経済性の検討．地熱発電の潮流と開発技術，サイエンス&テクノロジー株式会社，29–57.
- 秋林智・湯原浩三・中西繁隆（1981）開いた地熱貯留層内の対流に関する研究（Ⅱ）－上面から水の流出・流入がある場合の地熱貯留層の対流実験－．日本地熱学会誌, **2**(3), 107–119.
- 青森県（2017）平成28年度 酸性雨調査結果. [http://www.pref.aomori.lg.jp/soshiki/kankyo/kankyo/files/acid\\_rain\\_h28.pdf](http://www.pref.aomori.lg.jp/soshiki/kankyo/kankyo/files/acid_rain_h28.pdf). （2017/12/19にアクセス）
- 青森県環境保健部自然保護課（1997）青森県温泉地質誌. 535p.
- Arnórsson, S. (1991) Geochemistry and geothermal resources in Iceland. In: D' Amore, D., ed., Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, UNITAR and UNDP, 145–196.
- Arnórsson, S. (2000) Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. International Atomic Energy Agency Vienna, 351p.
- Bertani, R (2016) Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics*, **60**, 31–43.
- Brook, C.A., Mariner, R.H., Maybe, D.R., Swanson, J.R., Guffaniti, M. and Muffler, L.J.P. (1978) Hydrothermal convection systems with reservoir temperatures  $\geq 90^{\circ}\text{C}$ . In: Muffler, L.J.P. ed., Assessment of geothermal resources of the United States - 1978, U.S. Geol. Surv. Circular, 790, 18–85.
- Chabora, E., Zemach, E., Spielman, P., Drakos, P., Hickman, S., Lutz, S., Boyle, K., Falconer, A., Robertson-Tait, A., Davatzes, N.C., Rose, P., Majer, E. and Jarpe, S. (2012) Hydraulic stimulation of well 27–15, Desert Peak geothermal field, Nevada, USA. In Proceedings of Thirty–Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering 2012, 1–12.
- 千葉仁（1990）地熱水の化学種組成の計算－地熱流体への適用と問題点－．日本地熱学会誌, **12**(2), 113–128.

- 地質調査総合センター（2009）全国地熱ポテンシャルマップCD-ROM版. 数値地質図GT-4, 地質調査総合センター.
- 地質調査総合センター（2013）日本の火山（第3版）概要及び付表. 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 29p.
- Dobson, P., Asanuma, H., Huenges, E., Poletto, F., Reinsch, T. and Sanjuan, B. (2017) Supercritical Geothermal Systems – A Review of Past Studies and Ongoing Research Activities. Proceedings of 41th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering 2017, 1–13.
- 江原幸雄（2014）1・4 わが国における地熱開発の現状と課題. 地熱エネルギーハンドブック（日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会編），オーム社, 10–13.
- 江原幸雄・野田徹郎（2014）地熱工学入門. 一般社団法人東京大学出版会，218p.
- Fournier, R.O. (1977) Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, **5**(1–4), 41–50.
- Fournier, R. O. (1979) A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, **3**, 221–224.
- Fournier, R.O. (1991) Water geothermometers applied to geothermal energy. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development, UNITAR–UNDP Publication, 37–69.
- Fournier, R. O. and Rowe, J. J. (1966) Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet–steam wells. *American Journal of Science*, **264**(9), 685–697.
- Fournier, R.O. and Truesdell A.H. (1973) An empirical Na–K–Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**(5), 1255–1275.
- Fournier, R. O. and Potter, R. W. II. (1979) Magnesium correction to the Na–K–Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**(9), 1543–1550.
- Fritz, S. J. (1994) A survey of charge-balance errors on published analyses of potable ground and surface waters. *Ground Water*, **32**(4), 539–546.
- Giggenbach, W. F. (1988) Geothermal solute equilibria. Deviation of Na–K–Mg–Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**(12), 2749–2765.

- Glassley, W.E. (2014) *Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment*, 2nd ed. CRC Press, 381p.
- Haas, J. L. Jr. (1971) The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, **66**(6), 940–946.
- Harada, M., Tezuka, S., Hiyane, K., Sasada, M. and Narita, N. (1994) GEMS: Geothermal Expert Modeling System. *Mathematical Geology*, **26**(8), 899–915.
- Häring, M.O., Ladner, F., Schanz, U. and Spillmann, T. (2007) Deep Heat Mining Basel, Preliminary Results. Proceedings of European Geothermal Congress 2007, 1–9.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. In *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics* edited by Sparks, R. S. J. and Hawkesworth, C. J., Geophysical Monograph Series, AGU, 150, 81–94.
- 林正基 (2014) 9・3・3 その他の方式について [2] 新しい発電方式 (c) トータルフロー発電システム (通称：湯けむり発電) . 地熱エネルギーハンドブック (日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会編) , オーム社, 878–879.
- 林正雄 (1982) 深部高温地熱貯留層探査のターゲット. 日本地熱学会誌, **4**(2), 81–90.
- Hayashi, M., Taguchi, S. and Yamasaki, T. (1981) Activity index and thermal history of geothermal systems. *Geothermal Resources Council, Transactions*, **5**, 177–180.
- Henley, R.W. and Ellis, A.J. (1983) Geothermal systems, ancient and modern: a geochemical review. *Earth–Science Reviews*, **19**(1), 1–50.
- Henley, R. W. (1984) Chemical structure of geothermal systems. *Fluid–Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems*, Society of Economic Geologists, 9–30.
- Huenges, E. (2010) *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization*. WILEY-VCH, 463p.
- Ikeuchi, K., Doi, N., Sakagawa, Y., Kamenosono, H. and Uchida, T. (1998) High–temperature measurements in well WD–1a and the thermal structure of the Kakkonda geothermal system, Japan. *Geothermics*, **27**(5–6), 591–607.
- 一般社団法人火力原子力発電技術協会 (2016) 地熱発電の現状と動向 2015年, 119p.

- 海江田秀志（2015）地熱増産システム（EGS）技術開発の現状と課題．電力中央研究所報告，一般社団法人電力中央研究所，20p.
- 環境省自然環境局（2016）平成27年度温泉利用状況．[http://www.env.go.jp/nature/onsen/data/riyo\\_h27.pdf](http://www.env.go.jp/nature/onsen/data/riyo_h27.pdf), (2017/10/20にアクセス)
- 古賀昭人・林正雄（1986）高い地熱活動度指数をもつ地熱流体の化学的特長（その1，熱水）．温泉科学, **37**(1), 14–19.
- 駒澤正夫（2003）日本の重力探査事情-地下構造とのかかわり．石油技術協会誌, **68**, 21–30.
- 小菅正裕・渡邊和俊・橋本一勲・葛西宏生（2012）2011年東北地方太平洋沖地震後の東北地方北部での誘発地震活動．地震第2輯, **65**, 69–83.
- 松田雅司・鈴木陽大・井岡聖一郎・村岡洋文（2017）北八甲田火山群，新湯断層周辺における地熱熱水の化学特性と貯留層温度の評価．日本地熱学会誌, **39**(2), 73–79.
- 箕浦幸治・小菅正裕・柴正敏・根本直樹・山口義伸（1998）青森県の地質．青森県観光労働部鉱政保安課，207p.
- Morey, G. W., Fournier, R. O., and Rowe, J. J. (1962) The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **26**(10), 1029–1043.
- 村岡洋文（2009）パラダイム転換としての地熱開発推進，Gate Day Japan 予稿集．
- 村岡洋文（2011）熱源分布調査の概要．地熱発電の潮流と開発技術，サイエンス＆テクノロジー株式会社，125–137.
- 村岡洋文・田中壮一郎（1991）広域的探査データからの地熱有望地区抽出の試み．地質調査所報告, 275, 335–352.
- Muraoka, H., Uchida, T., Sasada, M., Yagi, M., Akaku, K., Sasaki, M., Yasukawa, K., Miyazaki, S., Doi, N., Saito, S., et al. (1998) Deep geothermal resources survey program: Igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500 °C at 3729m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, **27**(5–6), 507–534.

- Muraoka, H., Nasution, A., Simanjuntak, J., Dwipa, S., Takahashi, M., Takahashi, H., Matsuda, K. and Sueyoshi, Y. (2005) Geology and Geothermal Systems in the Bajawa Volcanic Rift Zone, Flores, Eastern Indonesia. In Proceedings of the World Geothermal Congress 2005, 1–13.
- 村岡洋文・阪口圭一・玉生志郎・佐々木宗建・茂野博・水垣桂子（2007）日本の熱水系アトラス．産総研地質調査総合センター，110p.
- 村岡洋文・大里和己（2010）温泉発電．地熱発電と温泉利用との共生を目指して，日本地熱学会 地熱発電と温泉との共生を検討する委員会，26–33.
- 村岡洋文・浅沼宏・伊藤久男（2013）延性帯地熱系の把握と涵養地熱系発電利用への展望．地学雑誌，**122**(2)，343–362.
- 村岡洋文・鈴木陽大・井岡聖一郎・三上綾子・加藤和貴・松田雅司（2014）むつ燧岳東麓断層の発見と将来地熱開発上の意義．日本地熱学会平成26年学術講演会講演要旨集，B07.
- 村岡洋文・鈴木陽大・井岡聖一郎（2017）鬼首カルデラにおける2008年岩手・宮城内陸地震の余震起源と推定される沸騰泉の発見．日本地熱学会平成29年学術講演会講演要旨集，B05.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *Journal of Geophysical Research*, **106**(B10), 21843–21857.
- Neupane, G., Baum, J.S., Mattson, E.D., Mines, G.L., Palmer, C.D. and Smith, R.W. (2015) Validation of Multicomponent Equilibrium Geothermometry at Four Geothermal Power Plants. Proceedings, Fortieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, SGP-TR-204.
- 日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会（2014）地熱エネルギーハンドブック．オーム社，923p.
- 中田晴弥（2014）2・1・1 地熱探査の手順．地熱エネルギーハンドブック（日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会編），オーム社，22–26.



- 野田徹郎（1987）地熱活動の指標としてのアニオンインデックス．日本地熱学会誌，**9**(2)，133–141.
- 野田徹郎（2000）地熱地化学講座 第1回 地熱の開発及び利用における地化学の概要．地熱，**37**(1)，45–66.
- Peiffer, L., Wanner, C., Spycher, N., Sonnenthal, E.L., Kennedy, B.M. and Iovenitti, J. (2014) Optimized multicomponent vs. classical geothermometry: Insights from modeling studies at the Dixie Valley geothermal area. *Geothermics*, **51**, 154–169.
- Powell, T. and Cumming, W. (2010) Spreadsheets for Geothermal Water and Gas Geochemistry. Proceedings, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, SGP-TR-188.
- Rosell, J.B., Tamboboy, R.J.T., Sambrano, B.G., Dacillo, D.B. and Reed, M.H. (2015) Mt. Apo fluid evolution: Exploring the role of rock buffers in the reservoir pH changes with time. In Proceedings of the World Geothermal Congress 2015, 1–7.
- 阪口圭一・高橋正明（2002）東北・九州地熱資源図（CD-ROM版）．数値地質図 GT-1，産業技術総合研究所地質調査総合センター．
- 酒井軍治郎・宮城一男（1968）青森県の温泉（その1）．温泉工学会誌，**6**(1)，54–59.
- 酒井軍治郎・宮城一男（1969）青森県の温泉（その2）．温泉工学会誌，**7**(1)，6–15.
- 産業技術総合研究所 地質調査総合センター（2010）地質学ハンドブック（普及版）．朝倉書店，712p.
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構（2014）平成26年度「地熱資源開発調査事業費助成金交付事業」の採択結果について．<http://www.jogmec.go.jp/news/release/content/300200841.pdf>, 2015/1/20アクセス．
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構（2016）柳津西山地点涵養試験の進捗状況．[http://geothermal.jogmec.go.jp/report/file/session\\_160603\\_04.pdf](http://geothermal.jogmec.go.jp/report/file/session_160603_04.pdf), 2017/12/15アクセス．
- 資源エネルギー庁（1980）地熱開発基礎調査報告書No.19岩木その I（昭和54年度）．通商産業省資源エネルギー庁，67p.

- 鹿園直建 (2012) 水資源の科学. オーム社, 166p.
- 島田寛一 (2000) 流体地化学モデリング (地熱地化学講座). 地熱, **37**(4), 36–56.
- 島田邦明 (2014) 2・2・1 掘削法. 地熱エネルギーハンドブック (日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会編), オーム社, 98–117.
- 新エネルギー総合開発機構 (1983) 地熱開発促進調査報告書 No. 5 沖浦地域. 新エネルギー総合開発機構, 586p.
- 新エネルギー総合開発機構 (1985) 地熱開発促進調査報告書 No. 9 下北地域. 新エネルギー総合開発機構, 688p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993) 地熱開発促進調査報告書 No. 30 八甲田西部地域, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 934p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2009) 地熱開発促進調査報告書 No. C-2-12 下湯地域 (第1次), 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 436p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2010) 地熱開発促進調査報告書 No. C-2-12 下湯地域 (第2次), 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 154p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2016) 地熱発電分野の技術戦略策定に向けて. 技術戦略研究センターレポート TSC Foresight, **12**, 27p.  
<http://www.nedo.go.jp/content/100788676.pdf> (2017.12.12アクセス)
- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E.L., Saldi, G., Reed, M.H. and Kennedy, B.M. (2014) Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics*, **51**, 113–123.
- Stark, M.A., Tom Box Jr., W., Beall, J.J., Goyal, K.P. and Pingol, A.S. (2005) The Santa Rosa — Geysers Recharge Project, Geysers Geothermal Field, California, USA. In Proceedings of the World Geothermal Congress 2005, 1–7.
- Stober, I. and Bucher, K. (2013) Geothermal Energy From Theoretical Models to Exploration and Development. Springer-Verlag, 291p.
- 鈴木陽大・三上綾子・加藤和貴・井岡聖一郎・村岡洋文 (2013) 青森県地熱資源データベースの構築とその地熱構造解析. 日本地熱学会平成25年学術講演会講演要旨集, A07.

- 鈴木陽大・松田雅司・井岡聖一郎・村岡洋文（2015）下北半島の燧岳東麓断層に関する構造地質学・地熱地質学的研究. 日本地熱学会平成27年学術講演会講演要旨集, A04.
- 鈴木陽大・井岡聖一郎・村岡洋文（2017）鬼首荒湯地区におけるストリームpHマッピング法の適用事例. 日本地熱学会平成29年学術講演会講演要旨集, P09.
- Suzuki, Y., Ioka, S. and Muraoka, H. (2014) Determining the maximum depth of hydrothermal circulation using geothermal mapping and seismicity to delineate the depth to brittle-plastic transition in northern Honshu, Japan. *Energies*, **7**(5), 3503–3511.
- Suzuki, Y., Ioka, S. and Muraoka, H. (2016) Comparative Study of the Subsurface Thermal Structure in Northern Honshu, Japan, Based on Normalized Temperature Data and Solute Geothermometers. *Energies*, **9**(5), 382.
- Suzuki, Y., Ioka, S. and Muraoka, H. (2017) Geothermal Resource Exploration by Stream pH Mapping in Mutsu Hiuchi Lake Volcano, Japan. *Energies*, **10**(7), 1009.
- 社団法人日本地熱調査会（2000）我が国の地熱発電所設備要覧（新版）. 社団法人日本地熱調査会, 254p.
- 高橋正明（1991）地化学温度計の現在. 地熱, **28**(1), 79–94.
- 高橋正明・玉生志郎・駒澤正夫（2001）50万分の1青森地熱資源図および同説明書. 特殊地質図（31–5）, 地質調査所, 126p.
- Tester, J.W., Anderson, B.J., Batchelor, A.S., Blackwell, D.D., DiPippo, R., Drake, E.M., Garnish, J., Livesay, B., Moore, M.C., Nichols, K., Petty, S., Tócsik, M.N. and Veatch Jr., R.W. (2006) The Future of Geothermal Energy: Impact of Enhanced Geothermal Systems on the United States in the 21st Century. Prepared by the Massachusetts Institute of Technology, under Idaho National Laboratory Subcontract No. 63 00019 for the U.S. Department of Energy, Washington, DC, USA, 358p.
- [http://geothermal.inel.gov/publications/future\\_of\\_geothermal\\_energy.pdf](http://geothermal.inel.gov/publications/future_of_geothermal_energy.pdf) (2017.12.12 アクセス)

- 富山眞吾・梅田浩司・花室孝広・高島勲・林信太郎・根岸義光・増留由起子  
(2007) 下北半島, むつ燧岳火山地域の変質帯と変質岩の熱ルミネッセンス年  
代. 岩石鉱物科学, **36**(4), 111–121.
- 富山眞吾・井伊博行・上原倫子・小泉由起子・和室浩代 (2010) 安定同位体比から  
みた青森県下北半島における温泉水の起源. 温泉科学, **59**(4), 261–272.
- 當舎利行・内田洋平 (2012) トコトンやさしい地熱発電の本. 日刊工業新聞社,  
159p.
- Truesdell, A.H. (1976) Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. Proc.  
Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal  
Resources, San Francisco, 1975, 1, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.
- 内田利弘 (2014) 2・1・4 物理探査法. 地熱エネルギーハンドブック (日本地熱学  
会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会編), オーム社, 81–97.
- 上村不二雄・斉藤正次 (1957) 5 萬分の 1 地質図幅説明書 大畑. 地質調査所, 31p.
- 梅田浩司 (1992) 下北半島, むつ燧岳火山の地質と岩石記載. 岩石, **87**(10), 420–429.
- 梅田浩司・古澤 明 (2004) RIPL法によるテフラ降灰層準の認定と最新の火山活動の  
推定. 月刊地球, **26**(6), 395–400.
- 梅田浩司・檀原徹 (2008) フィッション・トラック年代によるむつ燧岳の活動年代  
の再検討. 岩石鉱物科学, **37**(5), 131–136.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1998) New, improved version of the generic mapping tools  
released. Eos, Transactions American Geophysical Union, **79**(47), 579.
- 山田茂登 (2014a) 3・1・1 フラッシュ式発電 [1] フラッシュ式発電の仕組み. 地熱エ  
ネルギーハンドブック (日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会  
編), オーム社, 304–308.
- 山田茂登 (2014b) 3・1・2 バイナリー式発電 [1] バイナリー式発電の仕組み. 地熱エ  
ネルギーハンドブック (日本地熱学会地熱エネルギーハンドブック刊行委員会  
編), オーム社, 348–357.

財団法人日本地熱資源開発促進センター（1980）地熱開発基礎調査報告書No.19岩木

そのⅡ（昭和54年度）．財団法人日本地熱資源開発促進センター，68p.

## 謝辞

井岡聖一郎教授には、主指導教員として多くの現地調査に同行していただくなど、終始熱心にご指導していただきました。心より感謝いたします。

村岡洋文特任教授には、私が博士前期課程1年から博士後期課程2年までの4年間にわたり主指導教員として終始熱心にご指導していただきました。心より感謝いたします。

小菅正裕教授，本田明弘教授，官国清教授，久保田健准教授には審査委員として多くのご助言を頂きました。心より感謝いたします。

理工学研究科，北日本新エネルギー研究所の職員の皆様には，研究費利用を含む手続きの多くを，キャンパスの違いによって不備が生じないように，配慮していただきました。心より感謝いたします。

むつ市，下北森林管理署には本研究の調査実施許可をいただくなど，ご協力していただきました。心より感謝いたします。

風間浦村下風呂温泉郷には，調査の度にお世話になり，英気を養わせていただきました。心より感謝いたします。

本研究はJSPS科研費（基盤研究B No. 26281053，特別研究員奨励費 No. 15J10106）の助成を受けて行われました。心より感謝いたします。



## 付録

No.	Water Type	Date	Longitude	Latitude	pH	Temp (°C)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	CV (%)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	CV (%)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Anion Index
1	Spring water	2014/6/3	141° 4' 31 " E	41° 26' 42 " N	7.39	17.1	11.5	0.4	20.0	0.4	56.0	0.50
2	Stream water	2014/6/3	141° 4' 31 " E	41° 26' 46 " N	7.49	10.3	9.90	0.4	3.40	0.6	20.8	0.35
3	Stream water	2014/6/3	141° 4' 56 " E	41° 26' 32 " N	3.95	15.4	12.4	1.1	42.3	1.2	N. M.	0.86
4	Stream water	2014/6/3	141° 5' 37 " E	41° 26' 40 " N	6.69	15.1	13.1	0.4	6.20	0.5	18.5	0.44
5	Hot Spring	2015/10/26	141° 6' 8 " E	41° 27' 7 " N	6.01	35.5	176	0.1	183	0.1	7.21×10 <sup>2</sup>	0.43
6	Spring water	2014/6/4	141° 6' 9 " E	41° 27' 6 " N	6.05	26.0	256	0.5	193	0.5	5.36×10 <sup>2</sup>	0.46
7	Spring water	2014/6/4	141° 6' 9 " E	41° 27' 6 " N	6.08	30.8	170	0.3	193	0.2	6.83×10 <sup>2</sup>	0.45
8	Spring water	2014/8/20	141° 7' 12 " E	41° 27' 15 " N	6.44	17.8	68.0	0.5	11.5	0.8	32.2	0.46
9	Stream water	2015/7/30	141° 4' 46 " E	41° 26' 45 " N	7.68	17.0	10.2	0.1	11.7	0.2	38.7	0.46
10	Stream water	2015/8/3	141° 4' 48 " E	41° 26' 21 " N	7.34	17.5	9.10	0.6	13.2	0.1	17.2	0.59
11	Stream water	2015/8/3	141° 4' 43 " E	41° 26' 21 " N	7.40	17.8	9.40	0.5	15.6	0.6	19.4	0.60
12	Spring water	2015/8/3	141° 4' 39 " E	41° 26' 20 " N	6.56	16.1	11.2	0.2	23.8	0.3	13.9	0.70
13	Stream water	2015/8/3	141° 5' 39 " E	41° 26' 48 " N	6.78	17.8	14.2	0.1	13.6	0.1	18.2	0.56
14	Stream water	2015/8/3	141° 5' 39 " E	41° 26' 49 " N	7.02	17.6	16.4	0.2	17.0	0.1	11.9	0.62
15	Stream water	2015/8/4	141° 6' 8 " E	41° 27' 7 " N	7.56	22.8	14.8	0.7	11.3	0.6	24.6	0.49
16	Stream water	2015/8/28	141° 5' 55 " E	41° 26' 60 " N	6.36	12.8	13.5	0.2	8.80	0.1	19.8	0.48
17	Stream water	2015/8/28	141° 5' 17 " E	41° 27' 1 " N	7.70	15.3	15.6	0.4	7.70	0.4	25.0	0.43

No.	Water Type	Date	Longitude	Latitude	pH	Temp (°C)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	CV (%)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	CV (%)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Anion Index
18	Spring water	2015/9/14	141° 5' 28 " E	41° 27' 6 " N	4.13	14.4	14.7	0.4	151	0.6	N. M.	0.94
19	Spring water	2015/9/14	141° 5' 27 " E	41° 27' 3 " N	6.75	14.3	13.1	0.3	259	0.7	2.19×10 <sup>2</sup>	0.78
20	Spring water	2015/9/14	141° 5' 26 " E	41° 27' 3 " N	6.43	15.6	12.9	0.8	155	0.2	4.17×10 <sup>2</sup>	0.62
21	Stream water	2015/9/14	141° 5' 21 " E	41° 27' 3 " N	7.85	13.9	13.2	0.6	223	0.5	2.20×10 <sup>2</sup>	0.75
22	Spring water	2016/4/26	141° 5' 3 " E	41° 26' 28 " N	3.27	11.6	10.5	0.4	192	0.2	N. M.	0.97
23	Stream water	2016/4/26	141° 5' 6 " E	41° 26' 30 " N	3.09	10.4	11.3	0.2	117	0.4	N. M.	0.94
24	Spring water	2016/4/26	141° 5' 5 " E	41° 26' 30 " N	5.69	11.4	10.8	0.3	185	0.4	20.6	0.93
25	Spring water	2016/4/26	141° 5' 5 " E	41° 26' 30 " N	2.97	9.1	11.3	0.1	116	0.6	N. M.	0.94
26	Spring water	2016/4/26	141° 5' 5 " E	41° 26' 30 " N	3.42	11.9	10.1	0.8	181	0.4	N. M.	0.96
27	Spring water	2016/4/26	141° 5' 6 " E	41° 26' 30 " N	3.67	9.3	10.7	0.2	145	0.3	N. M.	0.95
28	Stream water	2016/4/27	141° 4' 37 " E	41° 26' 20 " N	7.40	6.8	12.9	0.3	82.3	0.1	34.0	0.81
29	Spring water	2016/4/27	141° 4' 8 " E	41° 26' 14 " N	2.63	11.0	6.60	0.7	791	0.7	N. M.	0.99
30	Spring water	2016/4/27	141° 4' 12 " E	41° 26' 15 " N	2.73	17.5	9.00	0.3	3.31×10 <sup>3</sup>	0.2	N. M.	1.00
31	Spring water	2016/4/27	141° 4' 14 " E	41° 26' 15 " N	3.35	13.2	8.90	0.3	1.92×10 <sup>3</sup>	0.1	N. M.	1.00
32	Spring water	2016/4/27	141° 4' 16 " E	41° 26' 17 " N	3.05	10.6	7.90	0.1	932	0.0	N. M.	0.99
33	Stream water	2016/4/27	141° 4' 16 " E	41° 26' 18 " N	3.59	6.8	9.36	0.6	303	0.5	N. M.	0.98
34	Spring water	2016/4/27	141° 4' 19 " E	41° 26' 21 " N	7.02	11.3	9.00	0.3	21.6	0.2	16.0	0.68
35	Spring water	2016/4/27	141° 4' 22 " E	41° 26' 21 " N	3.38	7.1	11.6	0.3	59.9	0.3	N. M.	0.90
36	Spring water	2016/5/19	141° 4' 27 " E	41° 26' 21 " N	3.44	12.2	8.90	0.4	576	0.2	N. M.	0.99

No.	Water Type	Date	Longitude	Latitude	pH	Temp (°C)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	CV (%)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	CV (%)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Anion Index
37	Stream water	2016/5/19	141° 4' 28 " E	41° 26' 21 " N	7.02	10.1	8.56	0.2	82.8	0.3	35.0	0.83
38	Stream water	2016/5/19	141° 4' 33 " E	41° 26' 19 " N	7.48	9.5	8.13	0.6	30.4	0.6	17.5	0.74
39	Stream water	2016/6/7	141° 5' 47 " E	41° 27' 19 " N	4.48	14.0	15.8	0.3	43.4	0.3	1.90	0.82
40	Spring water	2016/6/7	141° 5' 34 " E	41° 27' 17 " N	3.49	13.7	16.9	0.4	183	0.5	N. M.	0.94
41	Stream water	2016/6/7	141° 5' 33 " E	41° 27' 16 " N	7.26	12.6	16.4	0.1	27.4	0.1	25.0	0.63
42	Spring water	2016/6/8	141° 5' 44 " E	41° 27' 4 " N	7.59	12.1	18.0	0.2	11.5	0.2	53.3	0.39
43	Spring water	2016/6/8	141° 5' 45 " E	41° 27' 5 " N	7.57	13.0	14.9	0.2	15.5	0.3	26.0	0.53
44	Spring water	2016/6/8	141° 5' 50 " E	41° 27' 4 " N	7.72	12.5	14.9	0.4	12.7	0.4	41.3	0.44
45	Stream water	2016/6/8	141° 5' 55 " E	41° 27' 6 " N	5.24	13.1	16.2	0.7	44.6	0.7	3.30	0.82
46	Spring water	2016/6/15	141° 6' 7 " E	41° 27' 7 " N	5.66	20.1	657	0.2	212	0.3	2.39×10 <sup>2</sup>	0.52
47	Stream water	2016/6/15	141° 6' 18 " E	41° 27' 7 " N	7.36	14.4	15.3	0.7	16.0	0.7	14.1	0.60
48	Stream water	2016/7/7	141° 5' 0 " E	41° 26' 26 " N	6.88	11.5	10.7	0.2	12.3	0.1	16.2	0.57
49	Stream water	2016/7/7	141° 5' 59 " E	41° 26' 50 " N	7.45	11.2	13.1	0.3	4.28	0.3	24.7	0.36
50	Stream water	2016/7/8	141° 5' 22 " E	41° 26' 34 " N	7.44	11.8	12.5	0.1	4.48	0.1	23.5	0.37
51	Stream water	2016/7/8	141° 5' 21 " E	41° 26' 35 " N	7.42	12.5	13.0	0.3	4.53	0.3	26.9	0.36
52	Stream water	2016/7/8	141° 5' 48 " E	41° 26' 41 " N	7.49	12.8	11.9	0.3	3.77	0.1	21.6	0.36
53	Stream water	2016/7/8	141° 5' 49 " E	41° 26' 42 " N	7.25	13.3	15.8	0.5	3.86	0.5	15.2	0.42
54	Stream water	2016/7/8	141° 6' 15 " E	41° 26' 56 " N	7.10	15.9	15.4	0.3	51.5	0.3	16.4	0.78
55	Spring water	2016/7/8	141° 6' 14 " E	41° 26' 56 " N	6.24	10.1	14.0	0.0	132	0.0	1.98×10 <sup>2</sup>	0.68

No.	Water Type	Date	Longitude	Latitude	pH	Temp (°C)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	CV (%)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	CV (%)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Anion Index
56	Stream water	2016/7/12	141° 5' 5 " E	41° 27' 1 " N	7.04	14.9	15.8	0.0	5.67	0.0	11.8	0.48
57	Stream water	2016/7/12	141° 5' 7 " E	41° 27' 2 " N	6.94	15.7	14.2	0.4	7.05	0.4	15.2	0.48
58	Stream water	2016/7/13	141° 4' 57 " E	41° 27' 1 " N	7.03	13.2	13.5	0.3	67.6	0.3	13.8	0.84
59	Spring water	2016/7/13	141° 4' 57 " E	41° 27' 2 " N	7.76	17.4	15.1	0.3	91.8	0.3	67.9	0.75
60	Stream water	2016/7/13	141° 4' 57 " E	41° 27' 4 " N	7.50	15.8	12.8	0.0	80.2	0.0	31.4	0.81
61	Stream water	2016/7/13	141° 4' 59 " E	41° 27' 5 " N	7.31	14.1	13.2	0.1	9.56	0.1	26.3	0.46
62	Spring water	2016/7/13	141° 4' 59 " E	41° 27' 4 " N	2.48	15.5	13.0	0.1	268	0.2	N. M.	0.97
63	Stream water	2016/7/13	141° 5' 7 " E	41° 27' 4 " N	2.98	17.1	14.1	0.2	116	0.2	N. M.	0.93
64	Stream water	2016/7/13	141° 5' 7 " E	41° 27' 4 " N	2.88	23.2	14.2	0.7	131	0.7	N. M.	0.94
65	Stream water	2016/7/13	141° 5' 13 " E	41° 27' 4 " N	4.02	15.0	14.7	0.0	42.9	0.0	N. M.	0.84
66	Stream water	2016/7/22	141° 4' 7 " E	41° 26' 52 " N	3.17	15.6	10.5	0.6	245	0.5	N. M.	0.97
67	Stream water	2016/7/22	141° 4' 13 " E	41° 26' 49 " N	3.85	12.7	9.94	0.7	61.9	0.7	N. M.	0.91
68	Stream water	2016/7/22	141° 4' 17 " E	41° 26' 49 " N	6.90	15.3	11.1	0.0	15.2	0.1	14.3	0.62
69	Stream water	2016/7/22	141° 4' 19 " E	41° 26' 48 " N	4.79	15.5	9.37	0.1	32.1	0.0	2.90	0.83
70	Stream water	2016/7/22	141° 4' 28 " E	41° 26' 52 " N	6.72	15.2	11.0	0.1	27.7	0.1	10.3	0.75
71	Stream water	2016/7/22	141° 4' 29 " E	41° 26' 53 " N	7.25	13.9	11.0	0.1	30.9	0.1	24.6	0.69
72	Stream water	2016/7/22	141° 4' 34 " E	41° 26' 53 " N	7.55	13.7	11.1	0.0	30.9	0.0	36.0	0.65
73	Spring water	2016/10/30	141° 4' 38 " E	41° 26' 56 " N	3.18	13.0	10.2	0.3	103	0.3	N. M.	0.94
74	Stream water	2016/10/30	141° 4' 35 " E	41° 26' 56 " N	6.92	7.2	10.0	0.1	8.45	0.2	29.3	0.44

No.	Water Type	Date	Longitude	Latitude	pH	Temp (°C)	Cl <sup>-</sup> (mg/L)	CV (%)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/L)	CV (%)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/L)	Anion Index
75	Stream water	2016/10/30	141° 5' 25 " E	41° 26' 37 " N	7.35	8.0	11.5	0.2	6.85	0.2	30.9	0.39

N. M. : No Measurement