

神奈川県温泉地学研究所

平成 24 年度

研究成果発表会講演要旨集

日時 平成 24 年 7 月 6 日(金) 13 時 00 分から

場所 小田原合同庁舎 会議室 D・E・F

目次

1. 神奈川県およびその周辺地域における 2011(平成 23)年の地震活動	1
2. 東北地方太平洋沖地震によって誘発された箱根火山の地震活動	3
3. 2011 年 3 月 11 日以後 ～地震活動はどう変わった～	5
4. 富士火山・1707 年宝永噴火の推移 ー堆積物・古文書・噴煙物理に基づく復元	7
5. 2001 年以後に箱根火山大涌谷北側斜面に現れた噴気中のガス組成等の時間変化	9
6. 箱根カルデラ内に湧出する温泉水中の炭酸成分の起源	11
7. 足柄平野における自噴井について	13

神奈川県およびその周辺における 2011(平成 23) 年の地震活動

○伊東 博、本多 亮、原田昌武、行竹洋平、板寺一洋、明田川 保

1. はじめに

温泉地学研究所(以下、当所)では、箱根火山および神奈川県西部地域に地震・地殻変動観測網を展開して、「神奈川県西部地震」や箱根火山の活動状況監視を目的として、これらに関連した調査・研究を進めています。また、これらの地震や地殻変動観測の結果は、当所ホームページ(<http://www.onken.odawara.kanagawa.jp>)に掲載しています。本発表では、2011(平成 23)年の観測結果から神奈川県およびその周辺地域の地震活動について報告します。

2. 神奈川県とその周辺地域の地震活動

2011(平成 23)年 1 月～12 月までの期間、当所で震源が決定された地震は 3,005 回、そのうち有感地震は 31 回でした(図 1、表 1)。その中で最大の地震は 3 月 11 日 15 時 8 分に箱根・芦ノ湖の南端付近で発生したマグニチュード(M)4.8 でした。

2011(平成 23)年は 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震の影響で、地震数が非常に多くなっています。特に、箱根地域の活動と、3 月 15 日 22 時 31 分ごろに発生した富士山直下での地震(M6.4)は、火山直下の地震活動であったため火山噴火との関係が心配されましたが、これまで噴火の兆候はみられていません。

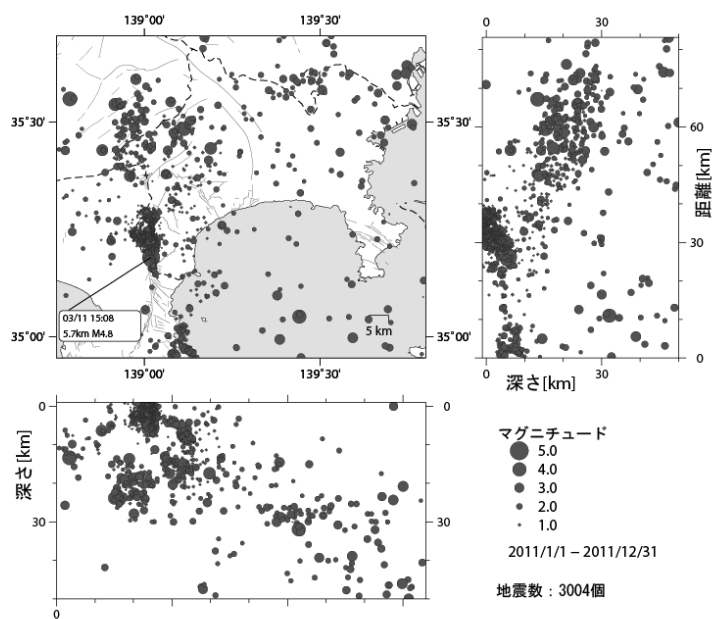


図 1 神奈川県およびその周辺地域の震源分布
(2011 年 1 月～12 月まで)

3. 箱根火山の地震活動

箱根火山では、この一年間に 2,288 回の震源を決定することができました。これらのうち、1,600 回以上が 3 月に集中して発生しています。これらは、東北地方太平洋沖地震の地震動や本震による応力変化によって引き起こされた誘発地震と考えられます。地震活動が全体として非常に活発だったこと、また断続的に当所で定義した群発地震(注)に該当する地震活動が発生したため、温泉地学研究所では 3 月 11 日から 26 日まで監視体制による対応がとられました。

箱根の群発地震活動

発生期間	地震数	最大地震
① 3 月 11 日 15 時 03 分～3 月 19 日 06 時 07 分	地震数: 1,045 回	M4.8 11 日 15 時 8 分
② 3 月 19 日 20 時 58 分～3 月 23 日 12 時 49 分	地震数: 364 回	M3.5 21 日 23 時 14 分
③ 3 月 31 日 12 時 50 分～4 月 2 日 03 時 34 分	地震数: 96 回	M1.9 31 日 15 時 47 分

(注) 当所では、箱根火山における群発地震活動を「地震回数が 1 時間に 10 回以上で、活動期間は前後 3 時間以上地震なしで区切る」と定義しています。

4. 神奈川県内で有感となった地震

2011（平成23）年に神奈川県で有感（震度1以上）となった地震数は、合計411回でした。ただし、2012（平成24）年1月5日現在でも気象庁においてすべての処理が終了していないため、地震数は今後変動する可能性があります。

3月11日の東北地方太平洋沖地震の際には、神奈川県内では最大震度5強が観測されました。温泉地学研究所のある小田原市は震度5弱でした。

5. おわりに

2011（平成23）年1月から12月までの地震活動は次のとおりでした。県内および周辺地域で震源決定できた地震は合計3,005回、そのうち有感となった地震は31回でした。期間中の最大地震は3月11日に箱根で発生したM4.8でした。また、気象庁の発表で、神奈川県で有感となった回数は411回、最大震度は5強でした。

県内で有感となる地震数や、箱根の微小地震の数は2011年の夏ごろから徐々に落ち着いてきているように見えます。しかし、東北地方太平洋沖地震とほぼ同じ規模だった2004（平成16）年のスマトラ地震の震源域では、5年以上たってもM7クラスの余震が発生していることを考えると、少なくとも5年以上は大きな余震に備えておく必要があります。そのほか、新聞などで報道されているように、今回の大地震の影響で余震域以外にも（例えば、三浦半島断層群や房総半島沖など）地震が発生しやすくなっている場所もあると考えられています。また、これまでに発生したM9クラスの大地震のあとには周辺の火山が噴火するといった事例が報告されています。

当所では、今後も「神奈川県西部地震」や箱根火山の活動の監視とともに、地震活動及び地殻変動観測を中断することなく注意深く続けてまいります。

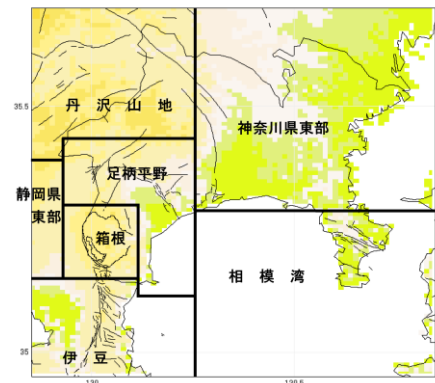


図2 表1に対応する地域区分

表1 年別地震数(1989年～2011年)

	箱 根	足柄平野	丹沢山地	県東部	相模湾	伊 豆	静岡東部	合計	(有感)
1989年	54	64	99	101	1	32	7	358	
1990年	101	89 (5)	124 (2)	27	0	24	1	366	7
1991年	92 (11)	57 (2)	148 (4)	38 (2)	2	4	3	344	19
1992年	98 (1)	85 (2)	81 (5)	16	4	11	3	298	8
1993年	57 (2)	43 (1)	69 (1)	18 (1)	9	9	0	205	5
1994年	413 (13)	75 (2)	97 (3)	6	3	3	2	599	18
1995年	54 (1)	46	75 (6)	13 (1)	4	9	4	205	8
1996年	38 (1)	45	215 (9)	5	1	35	2	341	10
1997年	99	75 (2)	67 (4)	11	4 (1)	48 (1)	2	306	8
1998年	146	43 (2)	41 (4)	8	6	32 (3)	6	282	9
1999年	45	34 (1)	35 (5)	6	3	10	3	136	6
2000年	211 (3)	47	71 (4)	4 (1)	9 (1)	2	0	344	9
2001年	4113 (1)	70	108 (5)	30	4	12	2	4339	6
2002年	639 (1)	101 (2)	128 (7)	17	4	22 (3)	6	917	13
2003年	226	101	135 (3)	11	1	30	9	513	3
2004年	566 (4)	109	147 (3)	11	4 (2)	24	2	863	9
2005年	138	199 (2)	235 (4)	34	6	43	4	659	6
2006年	1411 (4)	159 (2)	210 (3)	65 (1)	23 (1)	433 (4)	16	2317	15
2007年	486 (6)	187 (4)	223 (4)	82 (2)	15	68	5	1066	16
2008年	815 (3)	129 (1)	226 (3)	75 (3)	18 (1)	32 (1)	11	1306	12
2009年	2119 (3)	220 (5)	231 (1)	74 (1)	33 (1)	865 (36)	13	3555	47
2010年	269 (1)	113	175 (3)	75 (2)	21	100 (1)	8	761	7
2011年	2288 (20)	192 (3)	186 (5)	93 (1)	35 (1)	164	47 (1)	3005	31
累積数	14478 (75)	2283 (36)	3126 (88)	820 (15)	210 (8)	2012 (49)	156	23085	271

*) 1989年は4月～12月までのデータ、括弧内の数字は有感地震数

東北地方太平洋沖地震によって誘発された箱根火山の地震活動

○原田昌武、明田川保

1. はじめに

2011年3月11日、東北地方太平洋沖地震（M9.0）が発生しました。この地震の断層面は、日本海溝沿いに長さ約450km、幅は約200kmに及んでいることが明らかとなっています（Ozawa *et al.*、2011）。この巨大な地震によって震源域・余震域周辺のみならず、長野県北部（03/12、M6.7）、静岡県東部（03/15、M6.4）など（いずれも最大震度6強）日本各地で地震活動が活発化しました。また、秋田焼山、岩手山、秋田駒ヶ岳、日光白根山、草津白根山、焼岳、乗鞍岳、白山、富士山、箱根山、伊豆東部火山群、伊豆大島、新島、鶴見岳・伽藍岳、九重山、阿蘇山、諏訪之瀬島などの火山では、活発化したことが観測されています（気象庁、2011）。

箱根火山では、東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、その地震の表面波が通過する際に、箱根カルデラ内に震源を持つ地震が発生しはじめ、その後1ヶ月程度、カルデラ内で群発地震が発生しました（Yukutake *et al.*、2011）。また、箱根火山の南にある北伊豆断層帯でも、東北地方太平洋沖地震の直後から地震活動が活発化したことが明らかとなっています（原田ほか、2012）。そこで、2011年3月11日以後の箱根火山における地震活動について、その空間的な特徴と時間的な変化の経過について調べ、近年の群発地震活動との違いについて報告します。また、今回の群発地震活動がなぜ発生したのか？を考察します。

2. 箱根群発地震活動の空間分布

図1は、2011年3月1日から4月30日までに発生した地震の震源分布と時空間変化を示します。東北地方太平洋沖地震発生（14:46）後の箱根地域における地震活動は、その表面波が通過している14:49頃から発生し始めました。地震の発生域は中央火口丘及びその西側に偏っていて、カルデラの東半分ではほとんど地震が起きていません。これは、これまでの箱根火山の群発地震活動で見られた特徴と同じです。参考に、2001年の群発地震活動の震源分布と時空間分布を図2に示します。両者を比較すると、今回の活動では、カルデラ北縁の金時山付近で浅部の活動が活発だったこと、また、南側の北伊豆断層帯北端部で、中央火口丘付近と比べて相対的に深いところで活動が見られたことが注目されます。特に、北伊豆断層帯北端部において、今回の活動では最大のM4.8（2011年3月11日 15:08）の地震が発生しました。

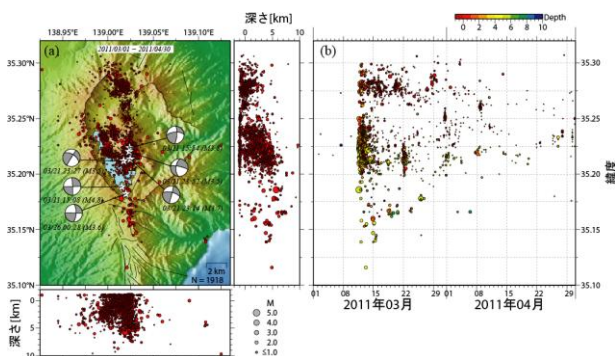


図1. 箱根火山における2011年3月1日から4月30日の(a)地震活動、(b)緯度方向の時空間変化。

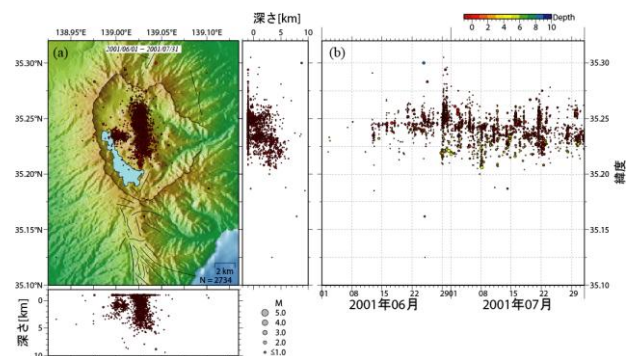


図2. 箱根火山における2001年6月1日から7月31日の(a)地震活動、(b)緯度方向の時空間変化。

3. 箱根群発地震活動の時間変化

今回の活動が近年箱根火山で観測された群発地震活動と大きく異なるのは、その時間的な推移の様相です。図3は、M0.1以上のマグニチュードー時間ダイアグラム（M-T図）と日別地震回数を示したもので、比較のために2001年の群発地震活動の際の日別地震回数についても示しています。図3(b)と(c)から、2011年と2001年の活動では、その時間的推移に顕著な違いがあったことがわかります。すなわち、2011年の場合には初めに活発で、その後、一時的（バースト的）な地震活動の活発化も何回も見られたものの、全体としては時間とともに次第に低下していったのに対して、2001年は、バースト的な活発化が活動期間を通して繰り返し生じています。図3(b)に破線で示したように、今回の活動における日別地震回数の低下はべき乗関数で良く近似できるように、地震活動が減衰しました。

4. 東北地方太平洋沖地震による応力変化とまとめ

箱根カルデラ内では、近年における最大級の2001年群発地震活動の後、2006年、2008年から2009年にかけてもやや規模の大きな群発地震が発生しており、これら3回の活動の際には、箱根火山とその周辺でカルデラ内に力源を持つ膨張歪が観測されました（原田・他、2009）。2011年3月から4月にかけての地震活動の活発化に関しては、そうしたカルデラ内に力源を持つとみられる地殻変動は観測されていません。しかし、東北地方太平洋沖地震が引き起こした地殻変動は広く日本全域に及んだことから、箱根地域でも地殻内応力の有意な変化があったと推定されます。そこで、東北地方太平洋沖地震によって箱根火山周辺で発生した特徴的なメカニズム解に対する応力変化を、クーロン破壊関数を用いて計算した結果を図4に示します。この図から、同地域では東北地方太平洋沖地震の発生によって地震を促進するような応力が増加していたことが推定されます。

これらの地震活動や地殻変動の解析結果から、2011年に発生した箱根群発地震活動は、東北地方太平洋沖地震の発生がもたらした一時的な応力の増加によって引き起こされたと考えられます。

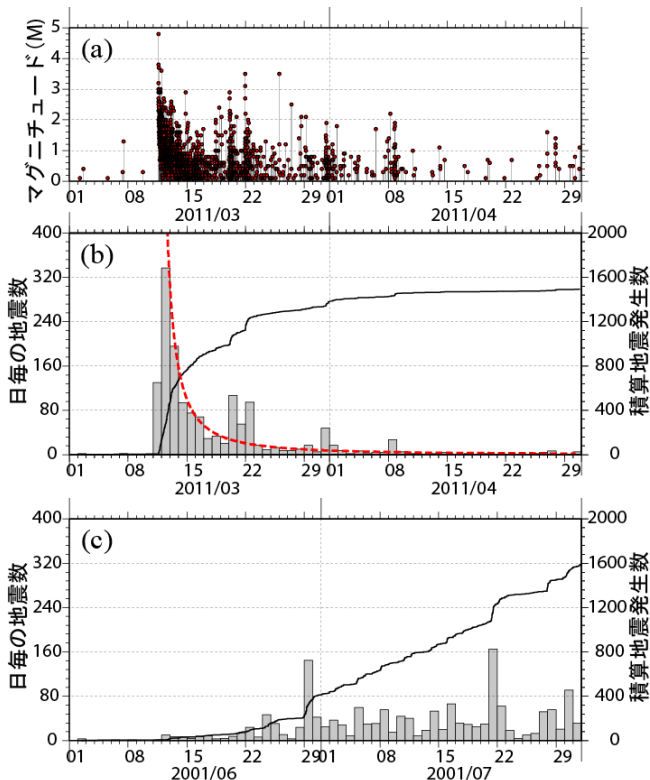


図3. M0.1以上の(a)マグニチュードー時間ダイアグラム（M-T図）と(b)2011年3月から4月、(c)2001年6月から7月の日別地震回数および積算地震発生数。

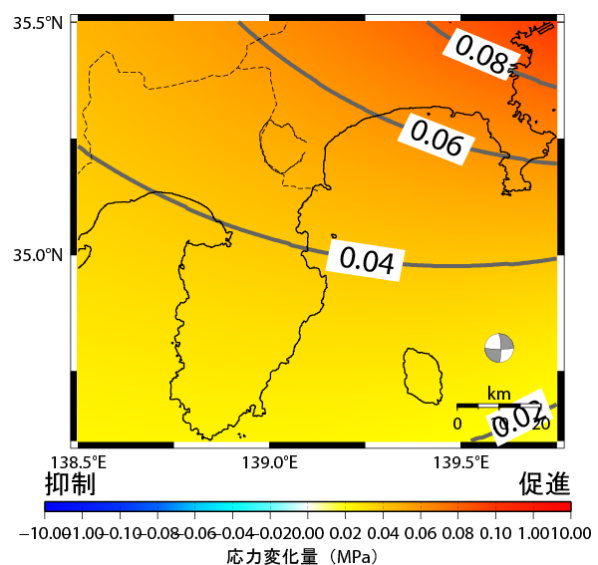


図4. 2011年東北地方太平洋沖地震による、箱根火山の深さ3kmでの応力変化（MPa）。

2011 年 3 月 11 日以後 ～地震活動はどう変わった？～

○吉田明夫

1. はじめに

昨年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震のあと、日本列島の広い範囲で地震活動が活発化しました。福島県から茨城県にかけての沿岸域など、これまでほとんど地震が起きていなかった地域でも顕著な活動が見られています。南関東では、この活発化によって、M7クラスの地震の発生確率が高まったとも言われています。どのような考え方に基いてそう推定されるのか、また、神奈川県西部地震など特定の地震についても同様に推定されるのか等について、お話したいと思います。

2. 南関東における地震活動の変化

図1は気象庁のある東京都大手町と小田原市役所のある小田原市荻窪の有感地震の回数の変化を見たものです。2011年3月を境に、有感地震回数がどちらの地点でも顕著に増加していることが見てとれます。縦軸のスケールを変えてありますので、東京大手町では小田原の4倍ほども増えていることがわかります。これは図2に見るように、地震活動は、福島県から茨城県にかけての沿岸域や銚子付近など、相対的に東京に近く、小田原からは遠いところでの活発化が著しいことによります。発生回数の時間的な経過も両地点で似ていますが、良く見ると、多少の違いもあります。それは、今年1月の山梨県東部の地震など、小田原に近いところでの活動による影響です。

気象庁は5月末に開かれた地震予知連絡会で、太平洋プレートの中及びその上盤の北米プレートやフィリピン海プレートとの境界、福島県・茨城県など北米プレートの中の地殻内で地震数が大きく増えたこと、またフィリピン海プレートの上面境界付近でも活発化が見られることを報告しています。昨年3月の東北地方太平洋沖地震は太平洋プレートと上盤の北米プレートの境界で発生しました。そのプレート境界で地震活動が増えているのは余震活動によるものです。太平洋プレートの内部や上盤の北米プレートの内部における地震発生は、東北地方太平洋沖地震によって引き起こされた応力場の変化に起因すると考えられ、これらも広義の余震活動とみなすことができます。若干、気になるのは、フィリピン海プレートとその上盤の北米プレートとの境界でも地震活動が活発化していることです。今のところ目につくのは茨城県南部から銚子付近にかけ

てですが、これがもっと南の方、ということはフィリピン海プレートが浅く沈み込んでいる首都圏直下まで広がってくるのかどうか、注意しているところです。いわゆる東京湾北部のM7クラスの地震と言われるのは、東京直下におけるフィリピン海プレート上面境界に想定されている地震です。

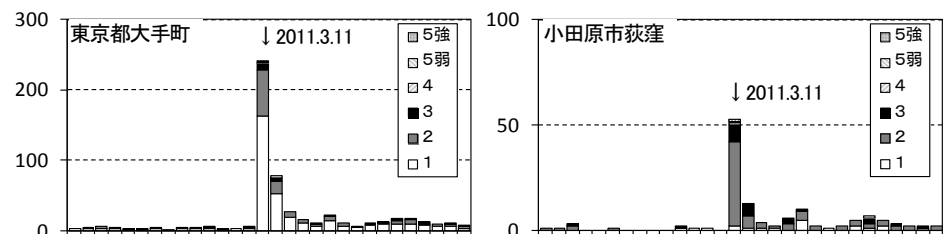


図1 東京都大手町（左）と小田原市荻窪（右）における月別有感地震数の変化

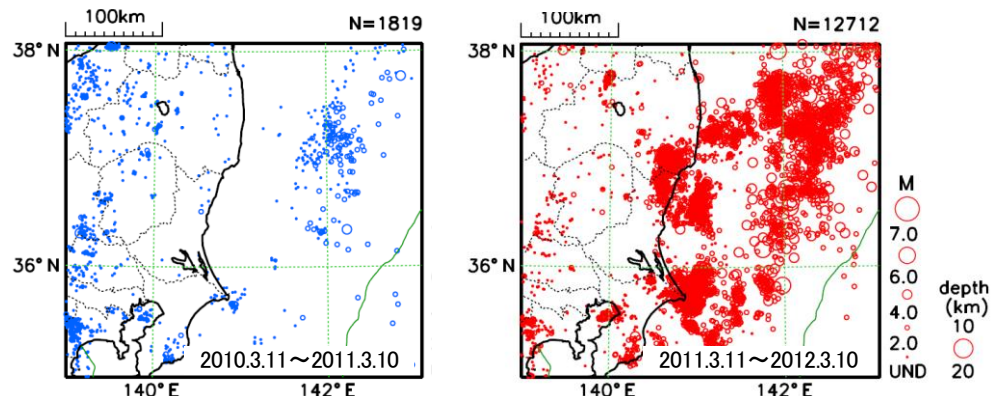


図2 東北地方太平洋沖地震前（左）と地震後（右）の深さ 10-20km の地震

3. 地震発生確率

東北地方太平洋沖地震の発生に伴って首都直下におけるM7地震の発生確率が高まり、4年以内に70%、5年以内に28%などという数値が一時期、話題になりました。これはどのように推定されたかという、地震活動に関する二つの性質を使っています。その一つは、規模の大きな地震は少なく、小さい地震ほどたくさん発生するというものです。当たり前のように、実は図3に示したように、横軸にマグニチュード、縦軸に地震数を対数尺でとってプロットすると、多くの場合、直線上に並びます。東北地方太平洋沖地震の後の活動を以前の活動と比べると、この直線はかなり上にきています。M7までこの直線を延ばしたとき、縦軸の数値はまだ1未満ですが、将来、地震数が増えていくと直線は上にシフトしますから、いずれは1に達することになります。問題は、ではどのくらいの割合でこの直線は上にシフトしていくかですが、それを表すのは大森房吉が明治時代に見出した余震活動の規則性で、発生頻度は経過時間の逆数に比例して減衰していくというものです。これら二つの式から、まだ起きていないM7クラスの地震が、この先、例えば5年以内に発生する確率がどのくらいか求めることができるのです。では確率の数値がいくつも発表されたのは何故かですが、これは領域の取り方や、上で述べた直線の引き方によります。ちょっとした直線の勾配の加減によって、確率はかなり変わってしまいます。

文部科学省地震調査委員会では南関東に発生するM7クラスの地震の発生確率を、これとは別の手法で見積もっています。それは明治24年の東京直下の地震(M7.0)以来、M6.7からM7.2の地震が南関東で5個発生している事実を基にします。もし、これら5個の地震の発生の仕方がまったくランダムであり、今後も同様な発生率が継続されると仮定すると、将来の発生確率を求めることができます。30年に70%程度という数値はこうした考えに基づいています。ちなみに5個の地震とは、明治24年東京地震のほか、明治25年の霞ヶ浦付近の地震(M7.2)、大正10年の茨城県南部の地震(M7.0)、大正11年の浦賀水道付近の地震(M6.8)、そして昭和62年の千葉県東方沖の地震(M6.7)です。

なお、三浦半島断層群や立川断層が動きやすくなったと言われていますが、これは東北地方太平洋沖地震によって、断層を動かそうとする方向に力が加わったことを述べています。ただし、これだけからは、発生確率がどのくらい大きくなったかまではわかりません。

4. おわりに

私たちがもっとも知りたいのは、南関東でM7クラスの地震の発生確率が30年で70%と言われたときに、では、神奈川県西部地震、あるいは東京湾北部地震の発生確率はどのくらいかということでしょう。実はそれについてはわからないのです。南関東で想定されているM7クラスの地震は地表に活断層が見られるような地震ではないので、過去の活動履歴がはっきりしません。神奈川県西部地震はほぼ70年毎に周期的に発生してきたのではないかとと言われるかもしれませんが、最後の関東地震以来、すでに89年が経過しています。プレート境界に発生する比較的小さな地震については周期性が見られることも確かにありますが、M7クラスの地震について、厳格な周期性が認められた事例は知られていません。地震発生の複雑さからみて、それは非常に考えにくいように思われます。今の地震学では、ある狭い領域に限定して、あるいは特定のM7クラスの地震について、その発生確率がどのくらいかを推定することはとても難しいのです。

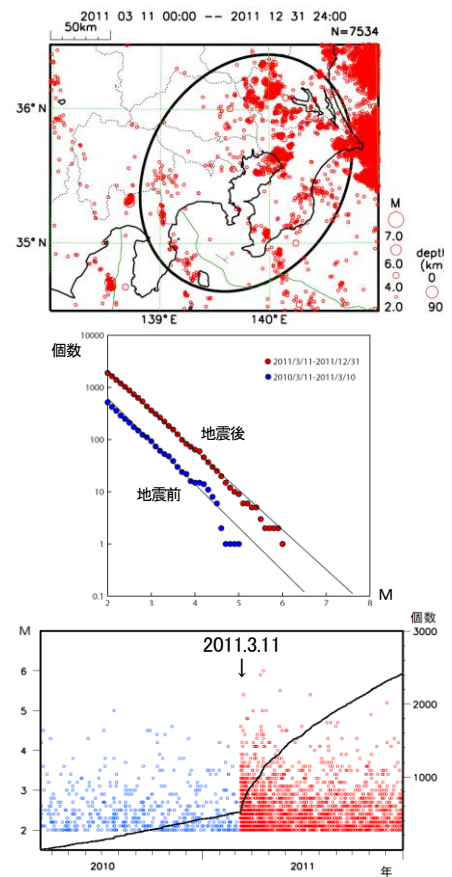


図3 (上) 深さ0-90kmの地震分布、(中) M—度数分布(上は地震後、下は地震前)、(下) M—T図と積算

富士火山・1707 年宝永噴火の推移

—堆積物・古文書・噴煙物理に基づく復元

○萬年一剛

1. はじめに

1707 年宝永噴火は、富士山の長い歴史の中でも最大級の噴火で、神奈川県域を含む風下に甚大な被害を与えましたが、(1) 噴煙の高さがどれくらいだったのか、(2) 火口の近くにある宝永山がいつどのようにしてできたのか、(3) 宝永噴火が富士山の歴史上 1・2 を争う大噴火となったのはどうしてか、といった問題は、これまでよくわかっていませんでした。本発表は、昨年末に国際的な火山専門誌に掲載された温泉地学研究所と日本大学の共同研究の結果 (Miyaji ほか, 2011) をもとに、新しくわかってきた宝永噴火の姿について紹介をします。

2. データおよび手法

今回の研究では宝永噴火の地層を全部で 17 に細分して、下から順にユニット A から Q と名付けました。噴煙の高さは噴出率、つまり一定の時間に噴出したマグマの量によって決まります。各ユニットの噴出量は堆積物の分布から計算しました。また、噴火の継続時間は古文書の記録から雨のあった時期や、火山灰の色や大きさが変わった時期などを探して、地層と対応づけて決めました。

噴煙の高さは噴出率以外にも火山灰の厚さが距離によってどのように変化するかという変化率や、数センチメートルくらいの大きさの火山礫がどのように分布しているのかを解析することでも推定が可能です。違う推定手法でもとめた噴煙高度を比較したところ良い一致を示し、求められた噴煙の高さは十分な精度を持っていることが確かめられました。

そのほか噴出物の化学組成や形態などの測定も実施しました。

3. 結果

噴煙の高さの時間変化を示したのが、図 1 です。噴煙は一番はじめに最も高くあがり、高さ 23km に達しましたが (12 月 16 日午前 10 時ごろ)、その後急速に低くなり、一旦停止します (16 日午後 3 時 30 分ごろ)。しかし、1 時間半ほどしてから再開し、噴煙の高さは 22km に達しました。噴煙の高さはその後徐々に低下し噴火は 19 日の夜 10 時過ぎまで続いたようです。この噴火開始から 19 日夜までの一連の噴火をステージ 1 と呼ぶことにしました。ステージ 1 では噴出するマグマの組成がデイサイト、安山岩、玄武岩と変化しました。前半のデイサイトと安山岩が噴火した時期は噴煙の高さは 20km を超え、噴出率は 1 日あたり 3 億 3 千万トンに及びましたが、後半の玄武岩が噴出した時期は噴煙の高さは 15km 前後で、噴出率は 1 日あたり 1 億 2 千万トンほどでした。

噴火はその後、間欠的になりました。私たちはこの間欠的な噴火の時期をステージ 2 と呼ぶことにしました。ステージ 2 でも噴煙の高さは 15km を超え、弱い噴火というわけではありませんでしたが継続時間は短かったようです。この間の噴出率は 1 日あたり 8 千万トン程度でした。

その後、25 日の昼過ぎから噴火は連続的になり、30 日朝の噴火終了まで噴煙の高さは 14km 以上で推移しました。この時期を私たちはステージ 3 と呼ぶことにしました。ステージ 3 の噴出率は 1 日あたり 1 億 1 千万トン程度でした。

化学分析では、玄武岩の噴火の後の方の噴出物ほど銅が多く含まれることがわかりました。銅は金属ですが、地下浅いところではフッ素や塩素といったハロゲンと結びつき、火山ガスと一緒に動きま

す。銅が多いということは、マグマから火山ガスが抜けきらないうちに噴出したということを示します。つまり、噴火の後の方に出てきたマグマほど途中でガスがあまり抜けなかったことになります。

4. 議論

以上の結果からどういうことがわかるでしょうか。まず、宝永山ができた時期について考えます。

宝永山は噴火の最中に浅いところに入ったマグマが地面を持ち上げて形成したと考えられています。形成された詳しい時期はわかっていませんでした。私たちは今回の結果からステージ2の期間中にできたと考えました。ステージ2の噴出物はあまり発泡しておらず、銅の分析値から火山ガスが抜けてしまったことが推定されます。このことは、この時期のマグマがよく発泡して火山灰を作って火口から噴出するより、地下を横方向に移動しやすかった可能性を示しています。ステージ2の噴出率は1日あたり8千万トン程度と、ステージ1の後半やステージ3と比べて、1日あたり約4千万トン少なくなっています。この少なくなった分が宝永山を持ち上げるのに使われたと考ええると、ステージ2の5日間で8億トンを使ったことになりますが、これは体積にして0.08立方キロメートルに相当し、宝永山の体積0.05立方キロメートルとほぼ一致します。

次に宝永噴火がどうして大噴火になったかについて考えてみます。火山噴火はマグマの中のガスが溶け出して泡になる発泡現象がその原動力になっています。ですから、発泡する力が無くなるのが噴火の終了を決めそうなものですが、宝永噴火はその逆に噴火の後の方ほど発泡が良くなっています。後の方ほど発泡がいい理由はよくわかりませんが、宝永噴火では地下の大きなマグマだまりから、マグマ中のガスを逃がすことなく地表まで輸送できる効率の良い輸送経路ができたのだと考えられます。もしもこの考えが正しいとすると、大噴火になるかならないかはいかに良いマグマの通り道を作るかに関係するということになります。

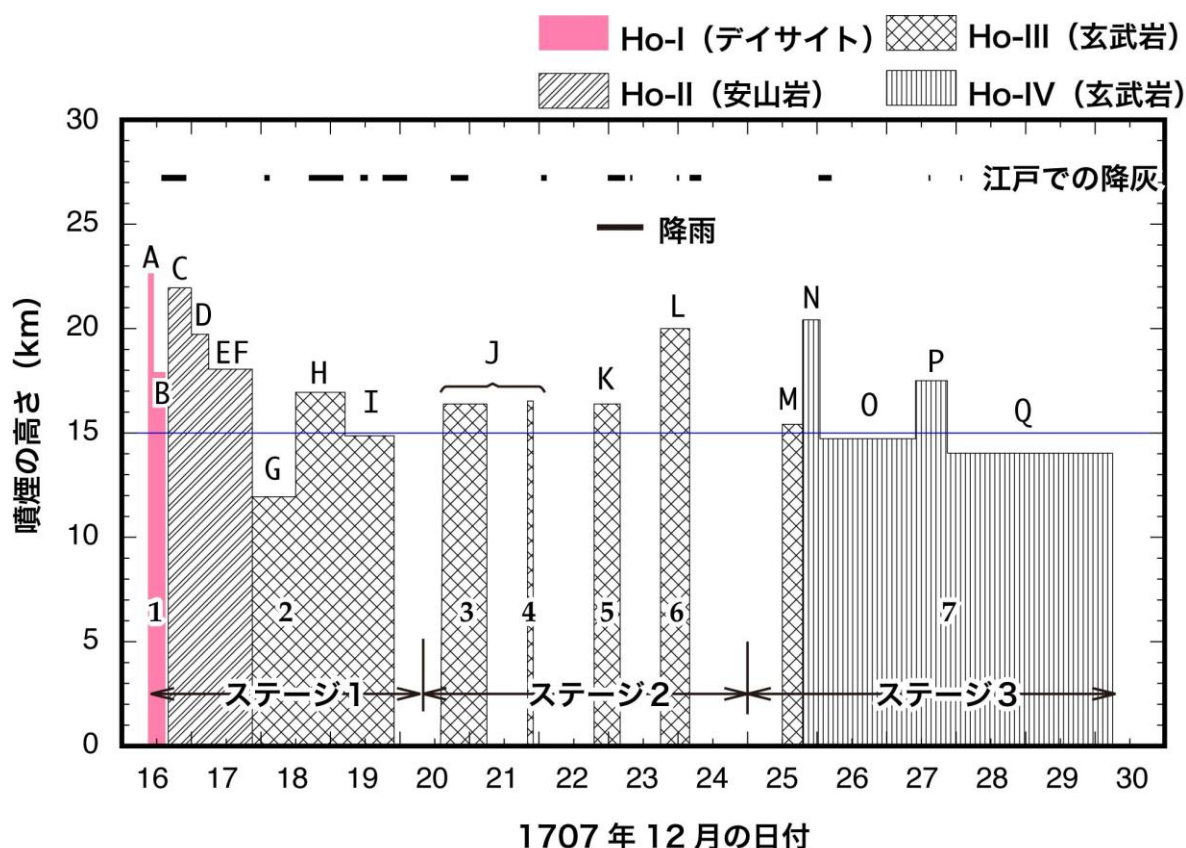


図1 宝永噴火の噴煙の高さの時間変化

2001 年以後に箱根火山大涌谷北側斜面に現れた

噴気中のガス組成等の時間変化

○代田 寧

1. はじめに

箱根火山では、2001（平成 13）年 6 月中旬から 10 月中旬までの約 4 ヶ月間にわたり、中央火口丘の大涌谷付近を中心に地震が多発するとともに、山体がわずかに膨張するような地殻変動が観測されるなど、非常に活発な状態が続きました。この群発地震の発生直後から、大涌谷北側斜面の数カ所において新たな噴気が確認され、標高付近の水の沸点とほぼ同じ約 96℃のガスを放出する噴気孔も認められました（図 1 の白丸印）。平成 21 年度の研究成果発表会において、この噴気孔のガスには火山ガスである硫化水素が含まれることや、その硫化水素の濃度が時間の経過とともに高くなる可能性があることを指摘し、観測を継続していくことの必要性について報告しました。

ここでは、大涌谷北側斜面に 2001（平成 13）年以後新たに出現した噴気孔（図 1 の白丸印）について、硫化水素等のガス組成を継続的に観測した結果から、それらの時間変化ならびに群発地震との関連について報告します。

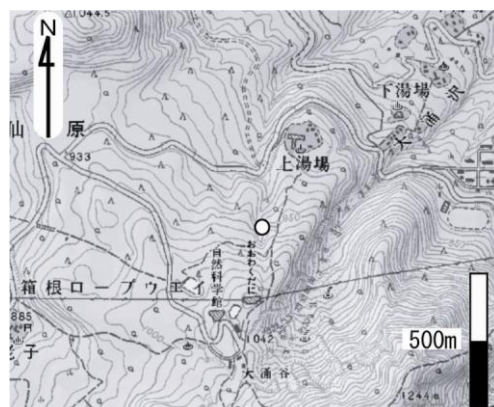


図 1 噴気孔の位置（図中ほぼ中央の○印）

2. 噴気ガスの採取・分析方法

噴気ガスの採取・分析方法には、Ozawa (1968) の方法が一般に用いられていますが、煩雑な方法であるため分析に時間がかかるとともに技術や経験が必要です。そこで本研究では、非常に簡便な検知管を用いた方法で測定しました。具体的には、噴気孔にできるだけ隙間がないようにガラス製ロートをかぶせるか、またはチタン製パイプを差し込み、ゴム管で接続した二口注射器で吸引して噴気ガスを採取しました。その際、途中に氷水で冷やした捕集ビンを取り付け、水分を捕集・除去しました（写真 1）。噴気ガスの濃度は、水分除去後の注射器内のガスを検知管により測定しました。測定項目は、硫化水素、二酸化硫黄、二酸化炭素です。噴気ガス中の組成を正確に測定するのであれば Ozawa (1968) の方法でおこなう必要がありますが、継続的に観測をおこない、噴気ガス中の主要成分の変化を調べる目的の場合には、時間と労力がかからない検知管による簡易な測定法が適しています。



写真 1 噴気ガス採取の様子（左：ガラス製ロートを使用、右：チタン製パイプを使用）

3. 結果および考察

噴気ガスの観測は、2005（平成 17）年 6 月から 2010（平成 22）年 12 月まで実施しました。2011（平成 23）年 1 月以降は、継続観測していた噴気孔が閉塞してしまい、ガス採取ができなくなっていました。今回継続的に観測した噴気孔は勢いがやや弱く、ガス採取時に空気が混入しやすいと考えられます。そのため、できるだけ安定した値が得られるようにガス採取を複数回おこなうようにし、得られた結果の最高濃度を代表値としました。

簡単に結果をまとめますと、水分除去後のガス組成は、全期間を通じて二酸化炭素が主成分であり、98%以上を占めると考えられます。硫化水素の濃度は 500～3500ppm の範囲であり、おおよそ時間の経過とともに増加する傾向を示しました（図 2）。また、二酸化硫黄は検出限界（0.5ppm）以下でした。二酸化硫黄は水に溶解しやすく、また大涌谷噴気地帯ではもともと濃度が低いこともあり、火山ガスが上昇する過程において容易に除去されてしまうと考えられます。

観測期間における硫化水素の最高濃度は 3500ppm（0.35%）でしたが、これは水分除去後の濃度であり、実際の噴気ガスに占める硫化水素濃度は約 70ppm（0.007%）になります。この濃度は、大涌谷地熱地帯（大涌沢）の自然噴気と比較して二桁程度低く、その理由として火山ガスが上昇する過程で硫化水素と岩石（鉱物）中の 2 価鉄が反応することにより、硫化水素が除去されているのではないかと考えています。例えば次のような反応です。
$$4\text{H}_2\text{S} + \text{Fe}_2\text{SiO}_4 = 2\text{FeS}_2 + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2$$
この反応がガスの通路で継続して起きていると仮定すると、時間の経過に伴い通路を構成する岩石中の 2 価鉄が消費されて硫化水素の除去反応が抑制されるため、噴気ガス中の硫化水素濃度が高くなることが予想されます。今回の観測結果（図 2）は、その仮説を裏付けたものとなっています。

大場ほか（2008）は、大涌谷付近および湖尻付近で発生する群発地震に関連して、大涌谷の自然噴気中のガス組成が変化する可能性を指摘しました。今回継続観測した噴気ガスの組成においても、同様に群発地震に関連して変化しているようにみえます。ただし、群発地震が発生していない場合でも同じような変化をしていることがあるため、群発地震との関連については今後さらに検証していく必要があります。

また、本噴気孔の少し西側において、2011 年の夏頃から新たな噴気域が確認されました。講演ではその状況についてもお話しします。

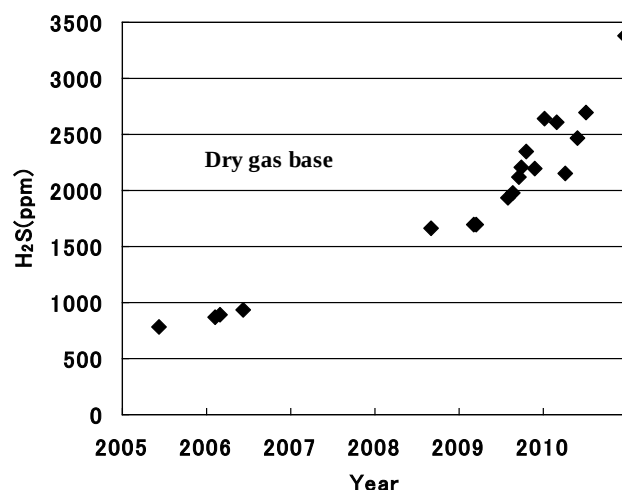


図 2 硫化水素濃度の時間変化。水分除去後の濃度であり、同一測定日の最高濃度をその日の代表値とした。

謝辞

噴気ガスの調査および結果の解釈においては、東海大学理学部教授の大場武氏に大変貴重な意見を賜りました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

大場 武・代田 寧・澤 毅・平 徳泰・攪上勇介（2008）箱根カルデラ中央火口丘大涌谷地熱地帯における火山ガス組成の時間変化，温地研報告，40，1-10。

箱根カルデラ内に湧出する温泉水中の炭酸成分の起源

○鈴木秀和（駒澤大学）、代田 寧、板寺一洋、菊川城司（温泉地学研究所）

1. はじめに

箱根に分布する温泉水はその主要陰イオン組成などに基づき、第Ⅰ～Ⅳ帯に区分されています。(Okai and Hirano, 1970)。この大木・平野モデルにおいて、

第Ⅱ帯は中性の重炭酸硫酸塩泉でカルデラ底部に貯留された深層地下水とされています。その

中に含まれる硫酸イオン (SO_4^{2-}) については、火山ガスが起源とされた一方で、第Ⅱ帯とⅣ帯において重要な成分となる炭酸水素イオン (HCO_3^-) については、火山噴出物中に取り込まれた植物がその起源とされてきました。

しかし、最近実施された研究(板寺ほか、2011；代田ほか、2011)によって、大木・平野モデルでは植物(有機物)起源とされてきた第Ⅱ帯における温泉水中の炭酸成分に、火山ガス由来の炭酸ガス(火山性 CO_2) が寄与している可能性が示唆されました。そこで図1を見てわかるように、各起源物質によってその値が明瞭に異なる炭素同位体比を指標として、箱根カルデラ内に分布する温泉水中の炭酸成分の起源について検討を試みました。

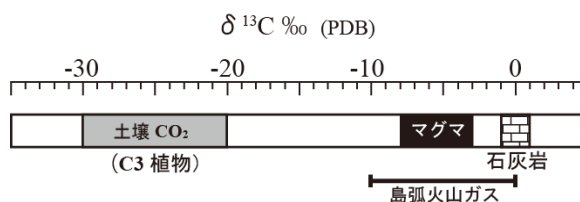


図1 溶存炭酸の主要起源物質の炭素同位体比
(石井ほか(1996)を一部変更)

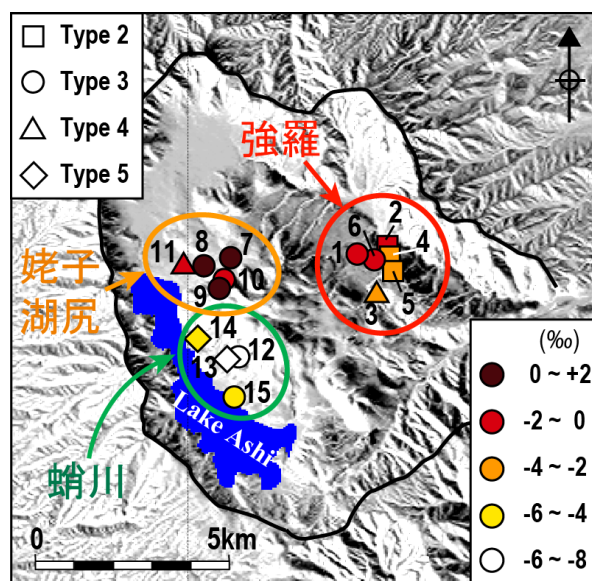


図2 温泉水中の溶存炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ 値

2. 温泉水中の溶存炭酸の炭素同位体比

図2に示したように、今回調査対象としたのは箱根カルデラ東側の強羅地域、西側の姥子・湖尻地区、そして南西側の蛸川地区の3つの地域に湧出する計15ヶ所の温泉水で、大木・平野モデルの第Ⅱ帯(11地点)とⅣ帯(地点番号2、4、5、14の4地点)に分類されたものに対応します。なお、強羅潜在カルデラに分布する温泉水に適用した菊川ほか(2011)による新分類基準に従うと、今回対象にした温泉水はタイプ2、3、4、5に区分されます。図2からわかるように、溶存炭酸の炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 値)には、タイプ別というよりも、温泉が分布する地域ごとに明瞭な差が認められます。

最も高い値を示したのは姥子・湖尻地区で、平均すると約0‰でした。次に高い値を示したのは強羅地域で、-1.0～-2.5‰と0‰より少し低い値でした。最も低い値を示したのは、中央火口丘南西斜面の蛸川地区で、-7.0‰以下と他の地域に比べ明らかに低い値でした。また、同時に分析した平野部の鶴巻温泉(-22.0～-18.5‰)と、箱根外輪山斜面の湧水(-13.2～-20.0‰)の $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 値は、カルデラ内の温泉に比べさらに低い値でした。大場ほか(2007)によると、大涌谷周辺の噴気ガス中の CO_2 の炭素同位体比の平均値は約-1.0‰であることから、姥子・湖尻地区の温泉水中の溶存炭酸の形成には、火山性 CO_2 が大きく関与していることが予想されます。

3. 溶存炭酸に対する火山性 CO₂ の寄与率

溶存炭酸濃度 (DIC) の逆数と $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 値の関係を示した図3をみると、今回測定した温泉水は、火山性 CO₂ と土壌 (有機物起源) CO₂ との混合ライン上にプロットされることがわかります。これは、温泉水中の溶存炭酸がこの二成分の混合により形成されていることを示しており、同位体比を指標とすることで火山性 CO₂ の寄与率を見積もることが可能となります。そこで、鈴木・田瀬 (2010) の方法を用いて、溶存炭酸に対する火山性 CO₂ の寄与率を算出しました。その結果、寄与率が最も高かったのは姥子・湖尻地区で、75%以上 (タイプ3は90%以上) でした。強羅地域では 50~75%、そして最も少ない蛸川地区でも 35%以上の火山性 CO₂ の寄与が確認されました。今回対象とした温泉は、大木・平野モデルの第Ⅱ帯 (新分類のタイプ3と4) とⅣ帯 (新分類のタイプ2) に属しており (図1)、地層中の有機物が DIC の主たる起源とされてきたものですが、今回の研究結果から、むしろ火山性 CO₂ が高い割合で寄与していることが明らかになりました。ま

た、図4には DIC 濃度と、それに寄与率をかけて求めた火山性 CO₂ 由来の DIC 濃度との関係を示しました。両者の間には明瞭な比例関係が認められ、箱根カルデラの温泉水の DIC 濃度は、火山性 CO₂ の負荷量に依存していることがわかります。また、酸素・水素同位体比の関係をみると、天水線 (LMWL) の近くに位置する火山性熱水の寄与が少ない温泉水にも、高い火山性 CO₂ の寄与が認められます (図5)。

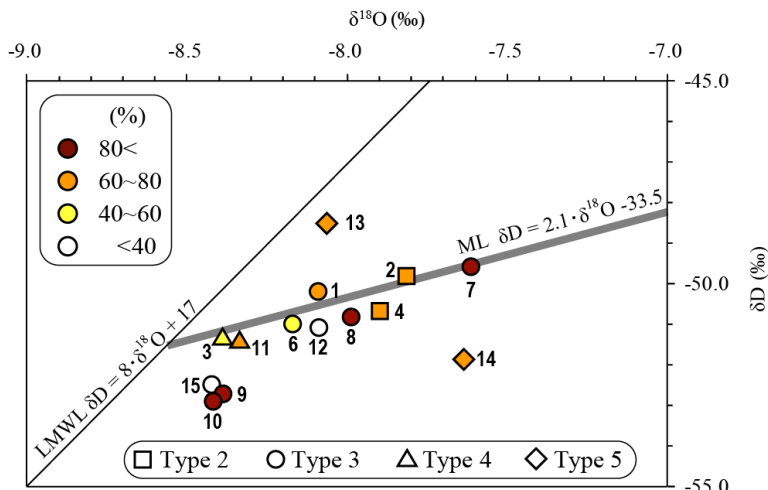


図5 酸素・水素同位体比の関係

Matsuo *et al.* (1985) による箱根の天水線 (LMWL)、および深部起源の火山性水蒸気と天水の混合線 (ML) を示した。

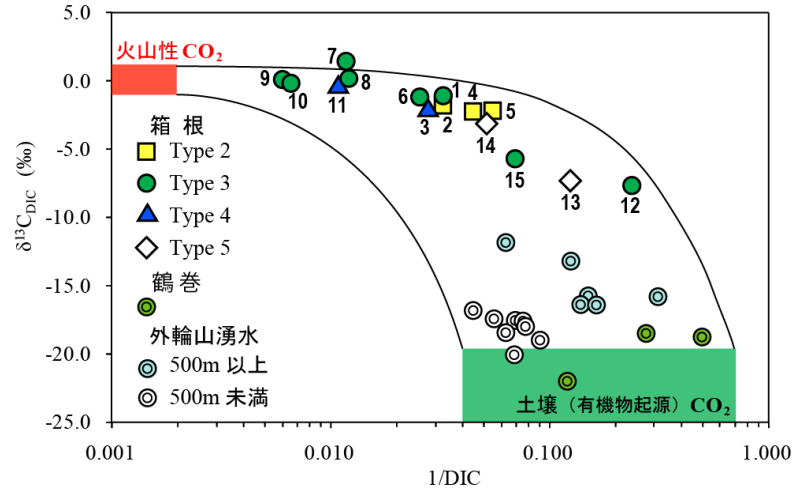


図3 溶存炭酸濃度 (DIC) の逆数と $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 値の関係

火山性 CO₂ の影響がないと推定される、箱根外輪山斜面の湧水と、非火山性温泉である鶴巻温泉の値もあわせて示した。

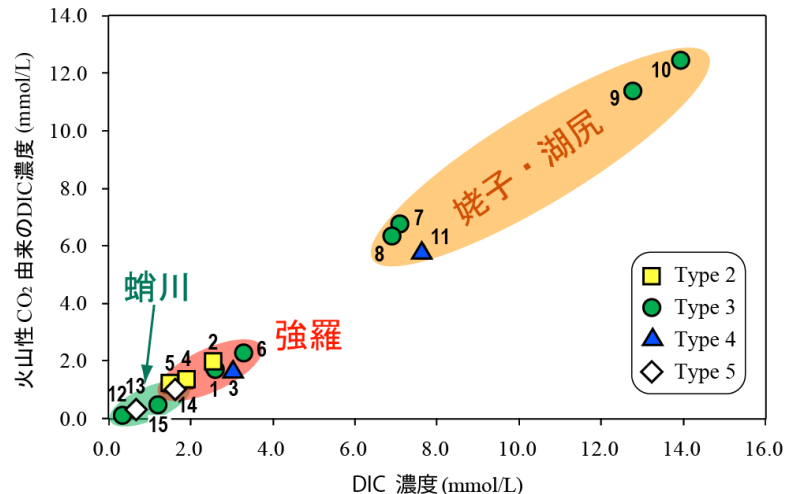


図4 DIC 濃度と火山性 CO₂ 由来の DIC 濃度の関係

足柄平野における自噴井について

○宮下 雄次

1. はじめに

神奈川県内で最大規模の自噴井湧水地域である足柄平野中・下部では、数百を越す自噴井から現在も豊富な地下水が湧き出しており、地域住民の飲料用水や生活用水として利用されています。また、年間を通して自噴井から湧き出す湧水が、平野内を流れる小河川や水路の水源となることで、地域の水辺の環境や生態系を守る貴重な環境用水や、酒匂川河川水として取水される水道水源として、重要な役割を果たしていると考えられます。

足柄平野の自噴井については、1961 年における最初の調査以降、これまでに概ね 10 年程度の間隔で、五回にわたって行われており、前回(2006 年)の調査では、1961 年に比べて自噴域が約七割近くまで縮小していたことが明らかになりました。しかし、これまでの調査では、一部の自噴井を抽出して調査してきたため、平野全体の自噴井の数や詳細な分布、平野全体で自噴する地下水の量などはよくわかっていませんでした。そこで当所では、平成 23 年度に約 8 ヶ月かけて足柄平野自噴井実態調査を行い、平野内に分布する自噴井の数と自噴量の調査を行いました。

2. データおよび手法

平成 23 年 7 月末より南足柄市、開成町、大井町、小田原市の足柄平野地域を対象として、調査員が直接各戸を訪問する形式で、平成 24 年 3 月末まで現地調査を行いました。なお、現地調査を行うにあたっては、事前に地元自治会を通して、調査への協力をお願いする回覧を行いました。

3. 調査結果

8 ヶ月間の現地調査により、南足柄市、大井町および小田原市において 1,096 本の自噴井を調査しました。調査を行った自噴井の分布を図 1 に示しました。なお、開成町の範囲については、現地調査を行いましたが、自噴井を見つけることができませんでした。

調査した 1,096 本の自噴井のうち、調査時点で自噴していた井戸は 749 本あり、そのうち 648 本で実際に自噴量を測定することができました。地区別の自噴井の本数は、小田原市富水・桜井地区が 432 本と全体の 58%と最も高く、次いで小田原市川東北部地区が 215 本(29%)、南足柄市岡本地区が 70 本(9%)ありました。一方、自噴量を測定できた 648 本の自噴井の自噴量の合計は 26,738 m^3/day (976 万トン/年)あり、この値は、2003 年に小田原市酒匂川右岸地域における調査結果を基に平野全体の自噴量を推計した 849 万トン/年を上回る結果となりました。地区別に見た自噴量は、自噴井の本数が最も多い小田原市富水・桜井地区が 12,563 m^3/day と最も多い結果となりましたが、全体に占める割合は 47%と本数の割合(58%)に比べると低い結果となりました。一方、酒匂川の左岸に位置する小田原市川東北部地区では富水・桜井地区にほぼ匹敵する 11,308 m^3/day 、全自噴量の 42%が湧出していました。

今回の調査では、全調査自噴井 1,096 本中 749 本で自噴が確認され、その比率は自噴井全体の 68.3%となりました、また、自噴井を確認した 749 本の 86.5%にあたる 648 本で測定を行いました。一方、現地調査において、井戸所有者が不在であったり、協力が得られなかったなどの理由により、調査はできませんでしたが、聞き取りや敷地外からの観察等により自噴井の所在が判明した未調査自噴井が、687 本ありました。このため、足柄平野における自噴井の総計は 1,783 本となり、今回調査を行った 1,096 本の自噴井は、平野全体の自噴井の 61.5%に相当していました。これらの比率を元に、未測定や未調査の自噴井においても測定を行った自噴井と同様の傾向で自噴が起きていると仮定した結果、足

柄平野全体の自噴量は、実測値の二倍近い $50,262 \text{ m}^3/\text{day}$ (1,835 万トン/年) と推計されました。この自噴量は、2003 年の水収支結果に当てはめると、平野全体の地下水揚水量・自噴量合計の 25% に相当し、事業所揚水量の約半分、水道水揚水量の約 1.5 倍の量に相当していました。

また、今回、地域を丹念にまわって詳細な調査を行うことで、これまで報告がなかった①足柄上郡大井町金子の大磯丘陵沿いの地域(図 1 中①)において、自噴井が分布していることが新たに明らかになりました。また、足柄平野下部沿岸域の小田原市栄町周辺(図 1 中②)でも自噴が継続していたほか、1991 年には消滅していたと報告されていた小田原市鴨宮地区(図 1 中③)においても、自噴が継続していることが新たに明らかになりました。

4. 自噴域の変化

過去 5 回の調査における自噴域の範囲と、今回の調査により得られた自噴域の範囲についての比較結果を図 2 及び表 1 に示しました。なお、2012 年の面積については、他の年と比較する為、小田原市栄町や鴨宮等で孤立している自噴域については算出していません。

今回の調査では、1989～1996 年の調査と同程度である 13.49 km^2 の自噴域面積となり、自噴域の範囲もほぼ同様の結果となりました。

表 1 自噴域面積変化

調査年	自噴域面積 (km^2)	1961年からの 変化率(%)
1961年	18.79	100.0
1977年	16.59	88.3
1989年	13.29	70.5
1996年	13.83	73.6
2006年	12.73	67.5
2012年	13.49	71.8

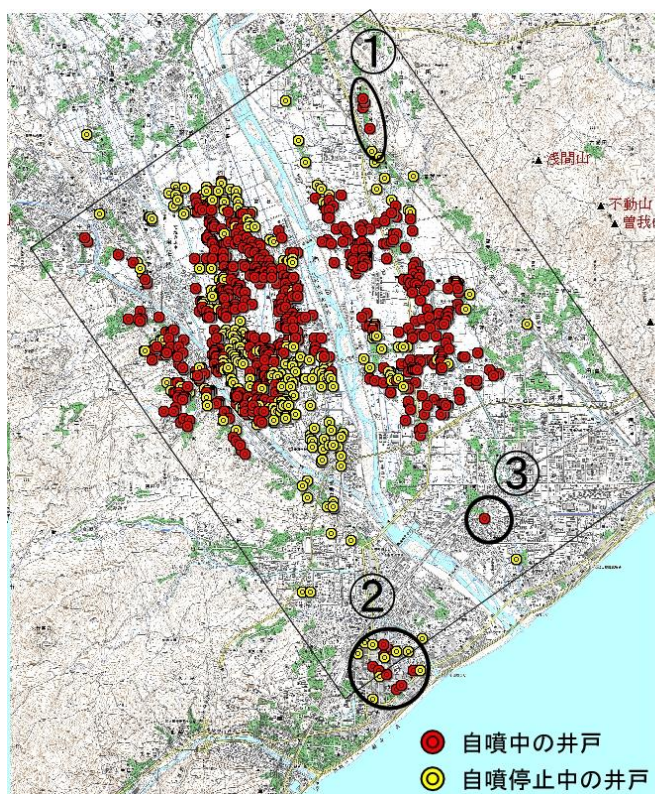


図 1 自噴井戸分布図(2011 年度調査済み地点)

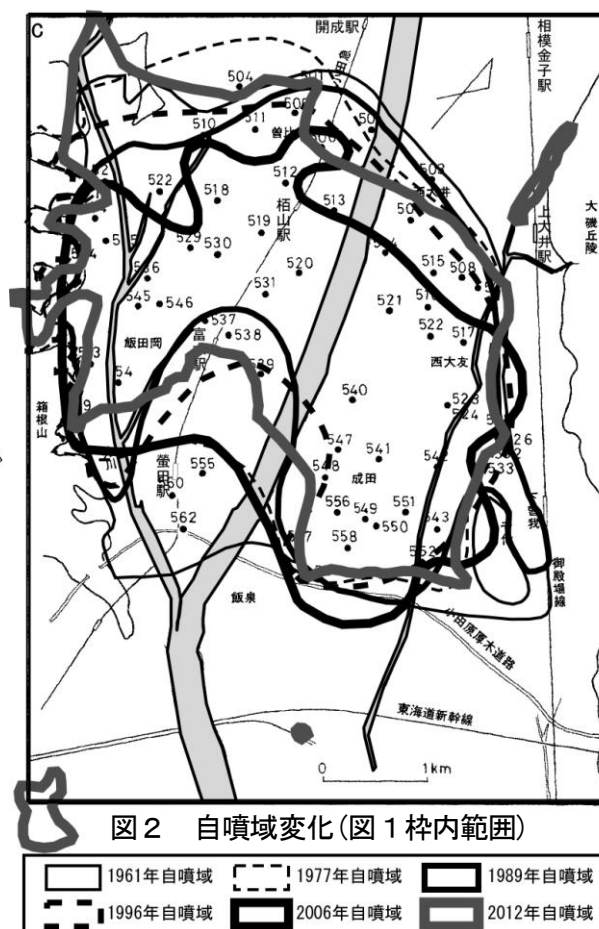


図 2 自噴域変化(図 1 枠内範囲)



謝辞

本調査は、平成 23 年度緊急雇用調査事業によって行いました。調査を行う際には、井戸所有者ならびに自治会関係者の方々にご協力いただきました。また、現地調査につきましては、都筑俊樹・飯澤達也・田代綾子・谷川智映子・柳下修一調査員に担当していただきました。ここに記して感謝いたします。