神奈川県
安全防災局
KANAGAWA

神奈川県温泉地学研究所

平成 23 年度

研究成果発表会講演要旨集

日時　　平成 23 年 6 月 29 日(水)　　13 時 00 分から

場所　　小田原合同庁舎　３階　会議室Ｅ・Ｆ

目次

１．神奈川県およびその周辺における 2010(平成 22)年の地震活動　・・・・・・・・・・・1

２．東北地方太平洋沖地震と神奈川県の地震活動との関係　・・・・・・・・・・・・・・ 3

３．箱根火山及び富士山の低周波地震活動と地殻変動について　・・・・・・・・・・・・ 5

４．神縄・国府津－松田断層帯北西縁部の地質構造・・・・・・ ・・・・・・・・・・・・ 7

５．強羅潜在カルデラ構造に湧出する温泉の特徴　　・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 9

６．明らかとなった大深度温泉生成の仕組みと今後の検討課題　・・・・・・・・・・・11

神奈川県およびその周辺における 2010(平成 22)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

神奈川県西部地域では近い将来ﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ(以下、Ｍとする)７クラスの地震が発生する可能性が指摘され、温泉地学研究所(以下、当所という)では、「神奈川県西部地震」発生メカニズムの解明と箱根火山の活動状況監視を目的として、箱根火山を含む県西部地域で地震及び地殻変動観測を行なっています。また、これらの地震観測と地殻変動観測の自動処理結果は、当所ホームページ（http://www.onken.odawara.kanagawa.jp）にほぼリアルタイムで掲載しています。本発表では、2010(平成 22)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

2010(平成 22)年１月～12 月までの期間、当所で震源を決定した地震数は 761 回、そのうち有感地震は７回でした。震源決定数が 1,000 回を下回ったのは、2005 年以来 5 年ぶりのことです。おもに、箱根の群発地震が１回しかなかったこと、丹沢および伊豆半島付近での地震活動が少なかったことが、震源決定数が少なくなった原因です（図１、表１）。

本期間中に発生した最大地震は、１月 21 日 02 時 59 分、伊豆半島東方沖で発生したM4.0 の地震で、その深さは 5km でした。この地震により、真鶴町で震度 3 が観測されたほか、神奈川県内の広い範囲で震度２から震度１の揺れが観測されました（気象庁発表）。

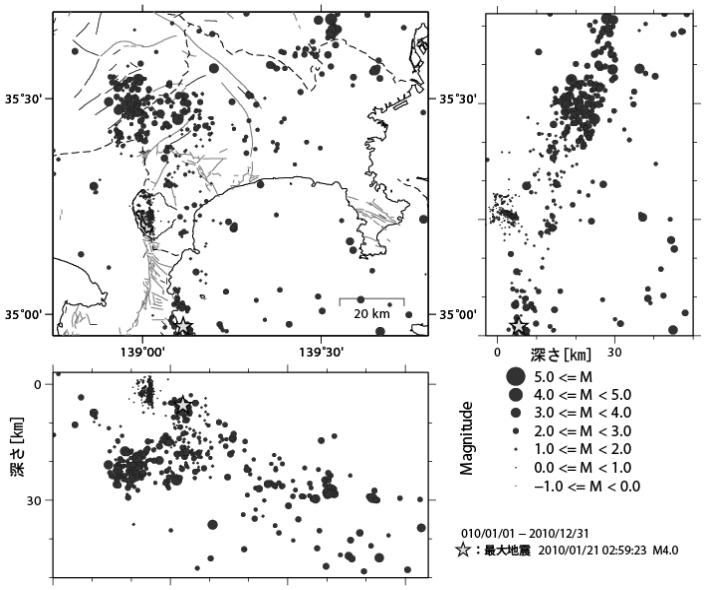


図１ 神奈川県およびその周辺地域の震源分布
（2010 年１月～12 月まで）

３．箱根火山の地震活動

箱根火山では、2010（平成 22)年１月から 12 月までの期間に 269 回の地震について震源決定されました。このうち、当所の定義(注)による群発地震活動は以下のとおり１回観測されました。

	活　動　期　間	地震数	最大地震	有感地震数
①	2月25日18時29分～ 2月26日00時46分	31	M2.2	0

（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。

地震活動の概要

この地震活動は 2 月 25 日 18 時台に 18 回、19 時台に 10 回の地震が発生したのがピークで、最終的には 31 個の微小地震を発生させただけで終息しました。この活動の震源域は、神山直下の深さ 4km 付近でした。気象庁による有感地震の発表はありませんでしたが、当所が独自に大涌谷に設置している計測震度計では震度 2 を 2 回観測しています。

４．神奈川県内で有感となった地震

2010（平成 22）年１月から 12 月の期間中に、神奈川県内で震度１以上の揺れが観測された地震は 50 回でした。その内訳は、震度３：５回、震度２：15 回、震度１：30 回でした。

県内が有感となる地震は、おもに関東地方で発生した地震によるものですが、２月 18 日の

ウラジオストック付近（M6.8）で起こった地震のように震央距離が遠く深い地震でも有感となることがあります。一般に太平洋プレート内で深い地震が発生すると、神奈川県から遠く離れた地震でも有感となることがあります。これは太平洋プレートを伝わる地震波の減衰が小さい（振幅が大きいまま伝わってくる）ためです。深発地震に伴う、このような特異な震度分布は異常震域と呼ばれます。

５．観測施設の現状

当所の観測施設は、2008 年と 2009 年に実施された地震･火山観測網強化事業により、地震観測点のうちほぼ半分が従来の専用線を用いた回線から、光回線を用いた LAN 型通信網サービス（ビジネスイーサ）へ変更となりました。2010 年には残りの観測施設も通信方式を統一し、全ての観測施設がビジネスイーサによって結ばれました。これらにより、各観測施設にＩＰアドレスが割り振られるため、何らかの原因でデータが届かない場合でも、観測施設にリモート接続してデータの取得等が行えるようになりました。さらに、回線の更新に伴い A/D 変換装置が更新されたため、ダイナミックレンジが 12 ビットから 24 ビットとなり、各観測施設でＧＰＳによって時間を取得するなど、近年の地震観測の標準仕様にほぼ近くなりました。これによって、1989 年以来ずっと稼働してきた巨大な処理装置が不要となり、ワークステーションによって全ての処理が行われるようになりました。ただし、5 年計画の観測網強化事業が 3 年目で中断となり、観測用のセンサー等は、更新ができなかったため、なるべく早い時期での更新が望まれます。

６．おわりに

2010(平成22)年の1年間に震源が決定できた地震数は、2005年以来、５年ぶりに1,000回を下回りました。これは、箱根の群発地震が1回しかなかったこと、丹沢および伊豆半島付近での地震活動が少なかったことによるものです。箱根地域以外では特に目立った地震活動は発生していません。また、傾斜観測や光波測量などによる地殻変動観測でも、地震活動に伴う前駆的な変化は認められませんでした。

今後も、箱根火山および神奈川県西部地域を中心とした地震・火山活動の監視と、切迫性が高いと指摘されている「神奈川県西部地震」の発生メカニズムの解明に取り組むとともに、地震活動観測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。

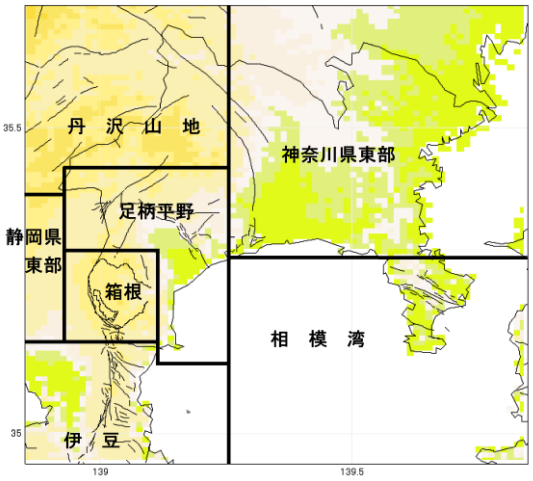


図２　表１に対応する地域区分

表１　年別地震数(1989 年～2010 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
累積数	12190（55）	2091 （ 33）	2940（83）	727（14）	175 （ 7）	1848 （49）	109	20080	241

*)　1989年は4月～12月までのﾃﾞｰﾀ、括弧内の数字は有感地震数

東北地方太平洋沖地震と神奈川県の地震活動との関係

本多亮、明田川保、杉原英和

１．東北地方太平洋沖地震の概要

2011 年 3 月 11 日 14 時 46 分ごろに発生した東北地方太平洋沖地震は、沈み込む太平洋プレートと陸側のプレートの境界面で発生したプレート境界型の地震で、震源域がおよそ 500km×200km、断層面上での最大滑り量は 30～50mとされ、日本周辺の地震としては最大の M9 の規模でした。東北地方の沖合では、およそ 30 年から 100 年程度の間隔で、M7~8 程度のほぼ同じ規模の地震が同じような場所で繰り返し発生しており、それぞれの地域で固有の性質をもった「固有地震」であると考えられてきました。太平洋プレートの沈み込みによって蓄積される歪は、これらの固有地震の繰り返しによって解消されているという仮定の下、地震調査研究推進本部ではそれぞれの地域での地震の長期評価を行い、30 年発生確率などを推定しています。しかし、今回の地震では宮城県沖から茨城県沖まで非常に広い範囲の断層（プレート境界）が破壊されたと考えられており、これまでの考え方では説明できない部分もあります。

地震波形や GPS の記録を使って断層面上の滑り分布を推定すると、宮城県沖の日本海溝付近で非常に大きく断層面が滑ったのではないかと考えられます。しかし、もっと陸寄りの地域でも滑りがあったとする研究結果もあり、まだ統一的な震源像はできていません。断層の破壊は、宮城県沖から始まり、海溝軸付近まで破壊した後、南に向かって伝播していったと考えられます（図１）。

２．神奈川県周辺への影響

今回の地震による影響は、神奈川県を含め東日本全域におよんでいます。東日本では、この地震によって地面が東西にひっぱられために、様々な地域で地震活動が活発化しました。箱根火山でも、3 月 11 日以後およそ 1 カ月程度、活発な微小地震活動があり、1700 個以上の地震を観測しました。その中で目を引くのは、本震の地震動による誘発地震です。強羅に設置してあった強震計の記録をみると、まだ本震の揺れが収まらない間に少なくとも 4 つの地震が発生していることが分かります(図２)。その震源は大涌谷の直下に推定され、マグニチュードは 4.2 でした。大涌谷付近は、地下の熱の影響等によってあまり地震が発生しないと考えられていた場所で、今回のように比較的大きめの地震が発生したことは、箱根の地下構造を考えていくうえで重要です。

また、3 月 11 日の地震前後で温泉の温度や湯量にも変化がみられました。こうした変化を生じた詳しい仕組みについては不明ですが、3 月 11 日の、非常に大きな地震やそれに伴う地殻変動により、温泉や地下水を含む帯水層が影響を受け、量(水位)や温度が変化したものと見られます。

３．神奈川県の被害想定

東北地方太平洋沖地震は、我々に津波の脅威を再確認させました。この地震が発生した後、当所にも多くの照会、見学・講演依頼があり、その中で本県に予想される津波についてあまり知られていないことを認識しました。そこで、県が 2009 年に公表した地震被害想定調査の中でどのような津波予想を発表しているのかについては、同調査報告書や県のホームページで明らかにされていますが、調査研究成果発表会で、その概要をお知らせします。

特に、地震発生の確率の如何にかかわらず、本県にとって最大級の津波が予想される、元禄型関東地震、大正型関東地震、神縄・国府津－松田断層帯との連動型関東地震について概説します。

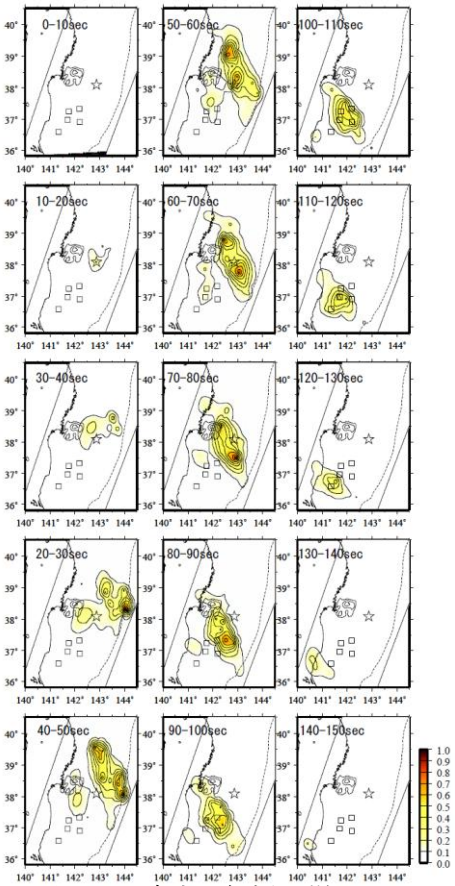


図１：破壊の伝播の様子

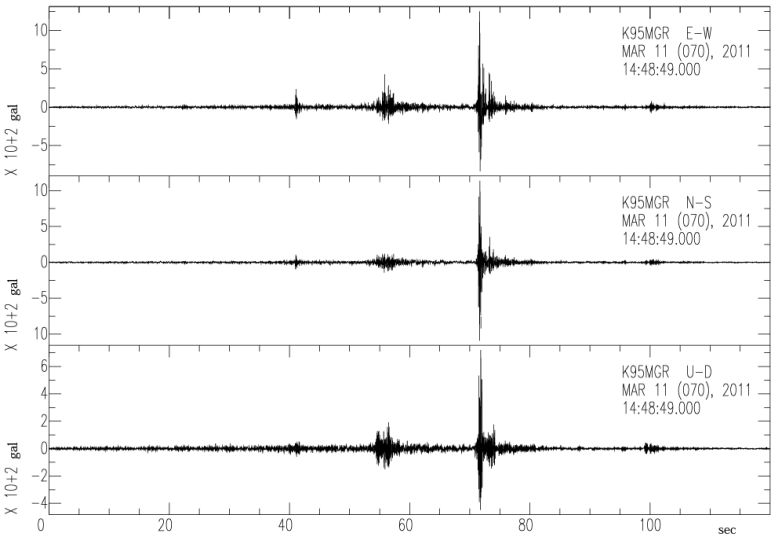
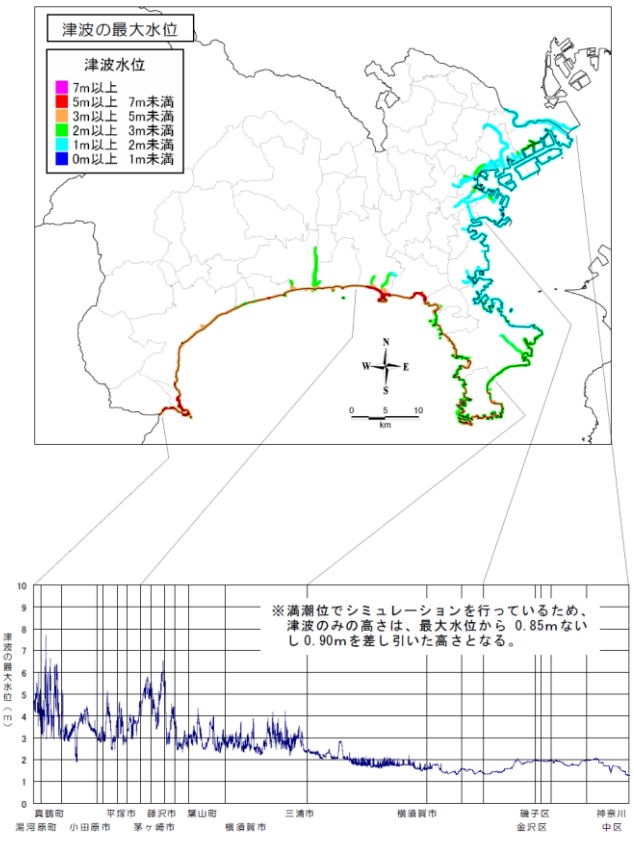
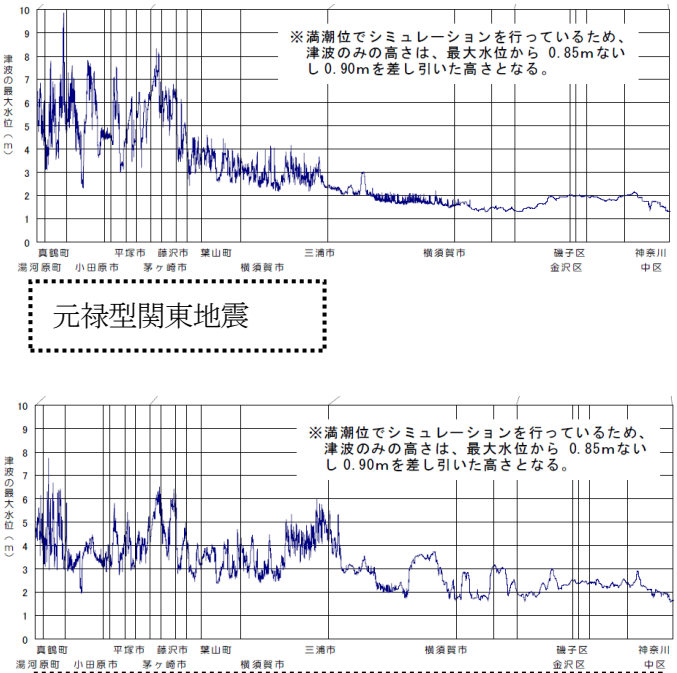


図２：誘発地震の波形（強羅）

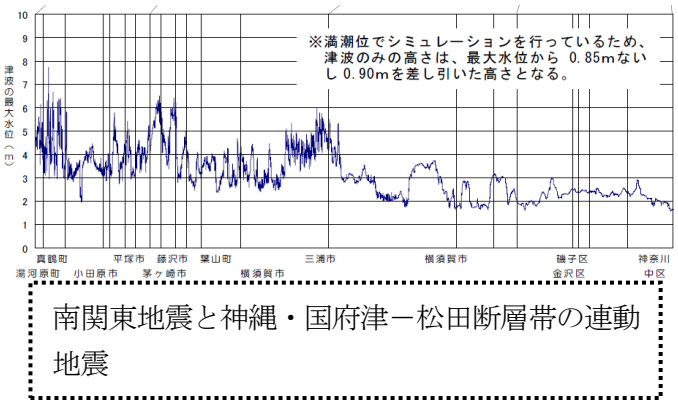
・南関東地震（堤防が機能する場合）



大正型関東地震



元禄型関東地震



南関東地震と神縄・国府津－松田断層帯の連動地震

図３　地震被害想定調査（2009）による津波シミュレーション結果

箱根火山及び富士山の低周波地震活動と地殻変動について

○原田昌武、行竹洋平、吉田明夫（温泉地学研究所）、
小林昭夫（気象庁気象研究所）、細野耕司（気象庁）

１．はじめに

富士山周辺では、2008 年 8 月頃から GPS によって地殻の伸びが観測されていると報告されています。一方、箱根火山周辺では 2001 年、2006 年、2008-2009 年に、カルデラ内に圧力源を持つ膨張性の面積歪（以下、膨張歪と呼ぶ）が観測されました。富士山直下及び箱根カルデラの北北西側外輪山の下では流体（マグマや熱水、火山ガスなど）の存在を示唆する低周波地震が発生しており、特に富士山直下では 2000 年秋に低周波地震活動が顕著に活発化し、同時期に富士山周辺を含む伊豆半島北部境界域で膨張歪が観測されたという報告があります。そこで、2001 年以降の富士山周辺と箱根火山周辺の膨張歪の経年変化を調べ、それとそれぞれの火山体近傍で発生している低周波地震活動の経年変化を比較して、膨張歪と低周波地震活動との関連性を検討しました。

２．富士山と箱根火山地域における膨張歪

富士山の南東部を中心とする半径 20km 以内の GPS 観測点の変位から求めた、その領域の平均的な面積歪の経年変化を図 1 に示します。富士山周辺では、2006 年末くらいから膨張歪変化が生じており、それは 2009 年 10 月現在も終息せず、むしろ加速するようにも見えます。

図 2 は箱根火山を中心としてそこから半径 20km 以内にある GPS 観測点の変位から求めた平均的な面積歪の経年変化です。面積歪の経年変化から明らかなように、箱根カルデラ内とその近辺では、2001 年 6 月から 10 月にかけて、2006 年 7 月から 11 月にかけて、そして、2008 年 6 月頃から翌 2009 年の 3 月にかけてと、計 3 回膨張歪が生じています。

この膨張変化を引き起こした力源に関しては、球状圧力源モデルや開口割れ目モデルに基づいた解析が、その都度なされていますが、原田・他、(2009) は中央火口丘直下に北北西―東南東走向の開口割れ目が生じたという考えで、上記 3 回の膨張歪の変化を統一的に説明できることを示しています。

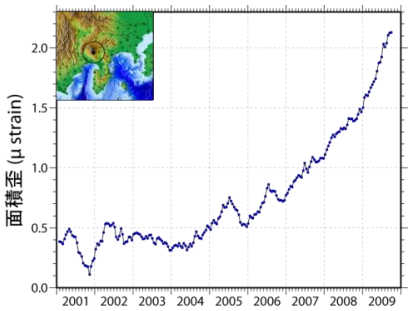


図１．富士山を中心とした半径 20km 以内の領域の GPS 変位から求めた平均的な面積歪。

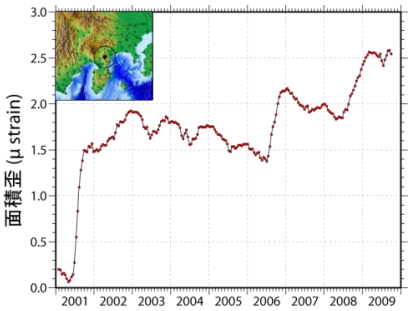


図２．箱根火山を中心とした半径 20km 以内の領域の GPS 変位から求めた平均的な面積歪。

３．富士山及び箱根カルデラ下の低周波地震活動の特徴

図 3(a)は、2001 年以降に気象庁によって検測された富士山及び箱根火山近傍の低周波地震の震央分布です。富士山の低周波地震の震央は山頂の北東から北の方に分布し、箱根火山ではカルデラ北部（金時山）付近で低周波地震が発生していることが分かります。図 3(b) には、それぞれの低周波地震活動について、マグニチュード (M) の下限を変えていったときの地震数の分布を示します。図 3(c)、(d) は富士山と箱根火山におけるマグニチュードと時間の分布 (M－T 分布)、及び、地震発生数の積算、図 3(e) 、(f)それぞれの震源の深さの時系列で、これらから、低周波地震活動の時間的な経過と発生層の深さの双方に関して、両火山域では明瞭な違いがあることが分かります。すなわち、富士山

直下の低周波地震は 2006 年末以後、地震発生数が増加傾向（活発化していることを意味する）にあるのに対して、箱根カルデラ下の低周波地震は 2006 年末以降、むしろ発生数が減っています。また、富士山直下の低周波地震の深さは 10-20km であるのに対して、箱根カルデラ下の低周波地震の深さは 20-25km とそれよりもやや深くなっています。

箱根火山周辺では、2001 年、2006 年、それから 2008-2009 年に顕著な膨張歪が観測されましたが、それに伴って、箱根カルデラ下の低周波地震活動が活発化した様子が見えないのは何故か？これについては、まだよく分かっていません。ただ、富士山の場合は低周波地震の震源域と膨張歪の場所がおおよそ一致していますが、箱根火山の場合は、それらの場がやや異なっています。つまり、箱根火山の場合に低周波地震活動と膨張歪の間に関連が見られないのは、震源域と膨張源の相対的な位置関係が影響している可能性が考えられます。

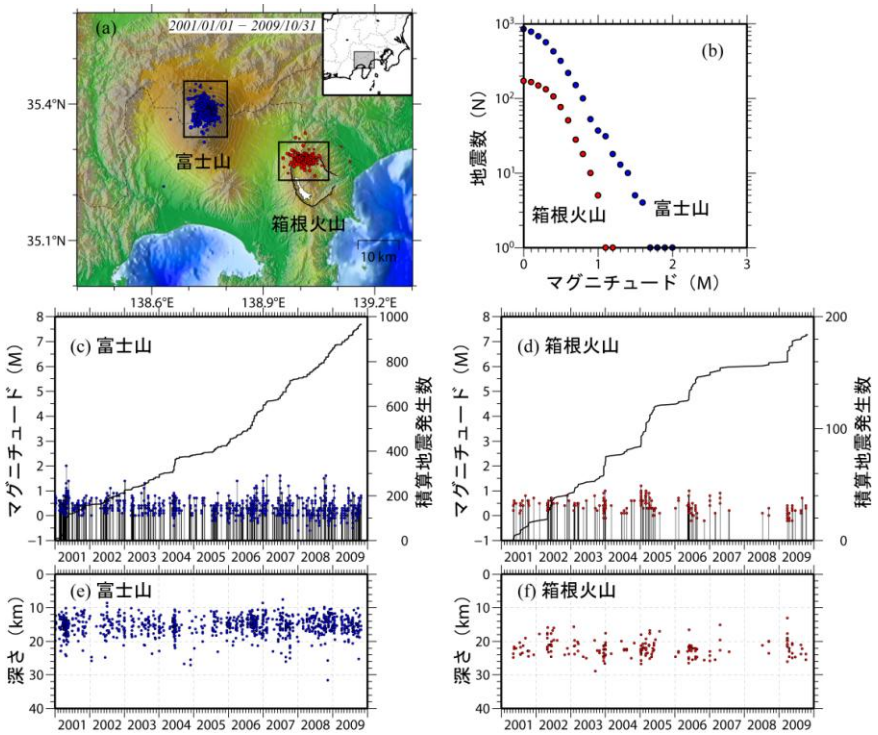


図３．(a) 富士山、及び、箱根火山の低周波地震活動の震央分布。(b) マグニチュード（M）の下限を変えていったときの地震数。青が富士山、赤が箱根火山の低周波地震活動を示す。(c) 富士山におけるマグニチュードと時間の分布（M－T 分布）、及び、地震発生数の積算曲線。(d) 箱根火山におけるマグニチュードと時間の分布（M－T 分布）、及び、地震発生数の積算曲線。(e) 富士山における震源の深さの時系列。(f) 箱根火山における震源の深さの時系列。

４．おわりに

地殻変動から推定される歪の変化と、マグマや熱水、火山性ガスなどの流体の変化に伴って発生すると考えられる低周波地震活動について、富士山と箱根火山を比較しながら、それらの特徴を解明しました。

富士山周辺では 2006 年末以降、膨張歪が継続的に観測されており、その傾向は 2008 年秋以降、顕著になっています。そして、その歪の増加傾向に合わせて、富士山直下の低周波地震活動も活発化していることが分かりました。我々は、膨張歪の経年変化と低周波地震の積算の両方が 2006 年末から増大傾向を示しているのは偶然ではなく、富士山直下のマグマ溜まりの圧力が高まって膨張歪を生じさせるとともに、低周波地震活動の活発化をもたらしたと考えています。

一方、箱根火山周辺では、2001 年以後、顕著な膨張歪が 3 回観測されましたが、それに伴って、カルデラ北部の深部で発生する低周波地震活動が活発化した様子は見えていません。なお、2001 年以後、カルデラ内の地震活動が以前よりも活発化している傾向が見られます。そして低周波地震活動よりもむしろ、このカルデラ内の浅い地震活動（6km 以浅）と 2001 年以降の 3 回の膨張歪との間に相関が見られることが最近の研究で分かってきています（原田・他、2010）。これらの研究を続けていくことで、箱根火山の活動予測に資する成果が得られると期待しています。

神縄・国府津－松田断層帯北西縁部の地質構造

○小田原　啓

１．はじめに

関東地方の南西部に位置する神奈川県西部地域は、伊豆－小笠原弧が本州側島弧に衝突する場所とされており(杉村､1972)､これまで様々な研究者によって多くの調査研究が進められてきた地域です.

神縄・国府津－松田断層帯は、神縄断層、国府津－松田断層、松田北断層、日向断層、平山断層からなる一連の活断層群であり、その海域延長部は相模トラフへと続くとされています。

文部科学省の地震調査研究推進本部が公表している、日本全国の活断層長期評価によると、同断層帯を震源とする地震の今後 30 年発生確率が最大 16%と、全国の活断層型地震で最も高い予測となっています。そこで文部科学省では、平成 21 年度より 3 カ年計画で、「神縄・国府津－松田断層帯における重点的な調査観測」の研究公募を行い、東京大学地震研究所を中心とした体制で実施することになりました。

温泉地学研究所では、本プロジェクトにおいて、2 つの研究テーマを担当しています。そのうちの 1 つでは、サブテーマ(1)③において、「神縄・国府津－松田断層帯北縁部（箱根火山-丹沢山地)の地震活動と構造不均質の調査」を担当しています。ここでは、箱根火山と丹沢山地の間において、機動的地震観測を実施し、自然地震や採石発破のデータを取得します。また、温泉地学研究所や（独）防災科学技術研究所などの定常的観測点のデータとあわせて解析することによって、地震活動および構造不均質の存在を明らかにします。これらは、活断層の形状を推定する重要な情報となります。もう 1 つは、サブテーマ(2)③において、「地質学的手法に基づく、国府津－松田断層帯北縁部の活断層に関する調査研究」を担当しています。この研究では、国府津－松田断層帯の北縁部に位置する山北町・南足柄市周辺の活断層について、地表地質調査、地形判読、ボーリング調査等をおこない、活断層の詳細な位置、平均変位速度、活動履歴等を明らかにすることを目的としています。

今回の成果発表会では、2 つ目の「地質学的手法に基づく、国府津－松田断層帯北縁部の活断層に関する調査研究」で実施している内容についてお話します。

２．平成 22 年度の調査結果

山北町浅間山（22SGB-1)、南足柄市北足柄中学校跡地（22KAB-1)、南足柄市塘下（22MMB-1）の 3 地点においてボーリング調査を行い、テフラ分析による年代測定を行いました。

1）山北町浅間山（22SGB-1）

神奈川県足柄上郡山北町馬違戸、浅間山西方、標高 227.747m 地点において、深度 42.00m のボーリング掘削を行いました（図 1)。掘削地点は浅間山西側の地形面上に位置し、この地形面は、西方の城山（河村城址）から連続する地形面であり、浅間山面（国土地理院、2006）とされているものです。この城山の地形面上において、萬年（2005）は、段丘礫層とその上位の風成堆積物を確認しており、この風成堆積物に箱根東京軽石起源のラハール堆積物の存在を報告しています（図 1 の A 地点)。

今回のボーリング調査およびテフラ分析からは､箱根東京軽石起源の堆積物を認めることはできず、萬年（2005）に記載された城山（河村城址）の露頭における層序とは明らかに異なります。従って、浅間山面は城山（河村城址）から浅間山へと続かず、両者の間に断層等による地質構造の違いが存在する可能性があります。今後、この地質構造の違いについて詳細に検討していく予定です。

2）南足柄市北足柄中学校跡地（22KAB-1）

南足柄市上ノ山、旧北足柄中学校の校庭、標高 229.10m 地点において、深度 45.00m のボーリング掘削を行いました（図 1)。ボーリング地点は、標高約 230m の地形面上に位置し、町田（2001）に

よると矢倉沢面とされている場所です。

ボーリング調査の結果、孔底付近の礫岩には、安山岩礫の他に、丹沢層群由来と考えられる花崗岩や緑色岩の礫が含まれており、丹沢山地由来の礫は、狩川からは供給されないため、この礫は酒匂川河床礫であることが推定されます。なお岩相のみの判断では、山北町日向の酒匂川右岸（図１の B 地点）に露出する内山礫層に類似します。足柄北中学校跡から北小田原病院の方へ下る道路沿い（図 1 の C 地点）には、矢倉沢礫層およびその下位に足柄層群の泥岩層の露頭が存在します。矢倉沢礫層には丹沢山地由来の花崗岩や緑色岩の礫が一切含まれません。これまで矢倉沢面は、新期富士テフラ、古期富士テフラの下位に矢倉沢礫層が存在するとされてきましたが（町田，2001）、今回のボーリング調査により、矢倉沢面の基底礫層は矢倉沢礫層ではなく内山礫層である可能性があります。

テフラ分析によって得られた結果では、基底礫層直上に三瓶池田テフラに対比される含雲母グリース状テフラが認められました。その地質年代が約 5 万年前であることから、本ボーリングの基底礫層（内山礫層）の離水年代もおおよそ約 5 万年前であると推定されます。

一方、山北町日向の酒匂川右岸の露頭（図１の B 地点）では、河床に内山礫層が認められ、その上位に箱根東京軽石（Hk-TP）が認められます（鈴木，1963；町田，2001）。本ボーリング試料の基底礫層が内山礫層であるとすると、本ボーリング地点との間に矢倉沢面を形成した活断層の存在が推定され、現在の酒匂川の河床面（標高約 90m）とボーリング試料に見られる基底礫層の上面（標高約 188m）とのが比高 98m であり，また基底礫層の離水年代を約 5 万年前と仮定すると、矢倉沢面を形成した活断層の平均変位速度は約 2.0m/k.y.と推定されます。

今後は、今回推定された活断層の詳細な位置の把握に努め、本調査地域の詳細な運動像について明らかにしていく予定です。

3）南足柄市塩下（ませました）（22MMB-1）

神奈川県南足柄市塩下、塩下怒田特定土地区画整理組合敷地内、標高 49.217m 地点において、深度 90.00m のボーリング掘削を行いました（図 1）。

本ボーリング調査では，深度 44.47m（海抜 4.75m）に箱根東京軽石（Hk-TP）の下限が，深度 45.71m（海抜 3.51m）に箱根三浦軽石（Hk-MP）の下限が，深度 83.28m（海抜-34.06m）に箱根小原台軽石（Hk-OP）の下限が認められました．足柄平野側が沈降している可能性が示唆されます。今後、地表露頭やボーリング資料などとの対比をおこない、足柄平野の沈降について詳細に検討する予定です。

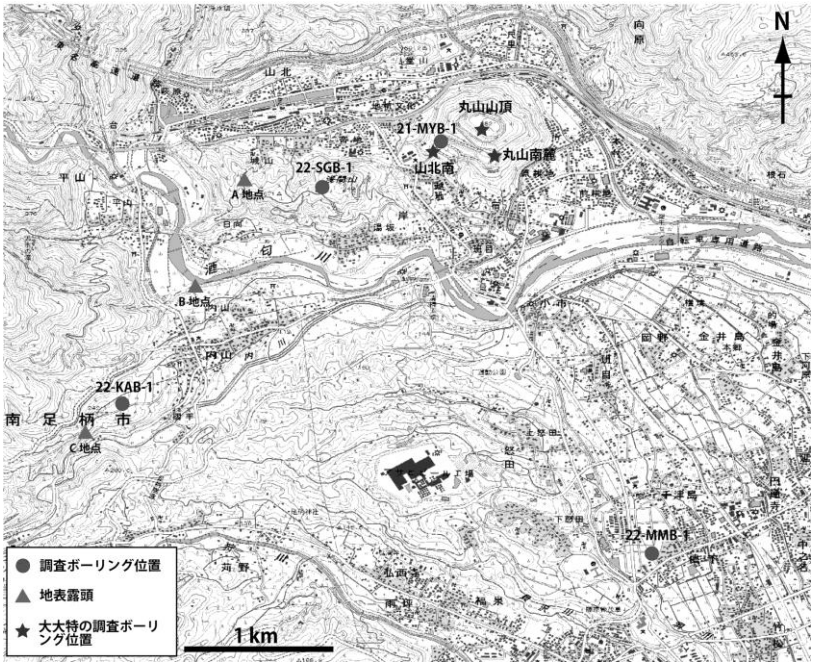


図１．山北町，南足柄市における調査地点図

３．おわりに

このプロジェクトで得られた研究成果は、学術論文等において発表されるほか、講演などにより広く一般に公表する予定です。本調査研究に対し、皆様のご理解・ご協力をお願いいたします。

強羅潜在カルデラ構造に湧出する温泉の特徴

○菊川城司、板寺一洋、萬年一剛、吉田明夫

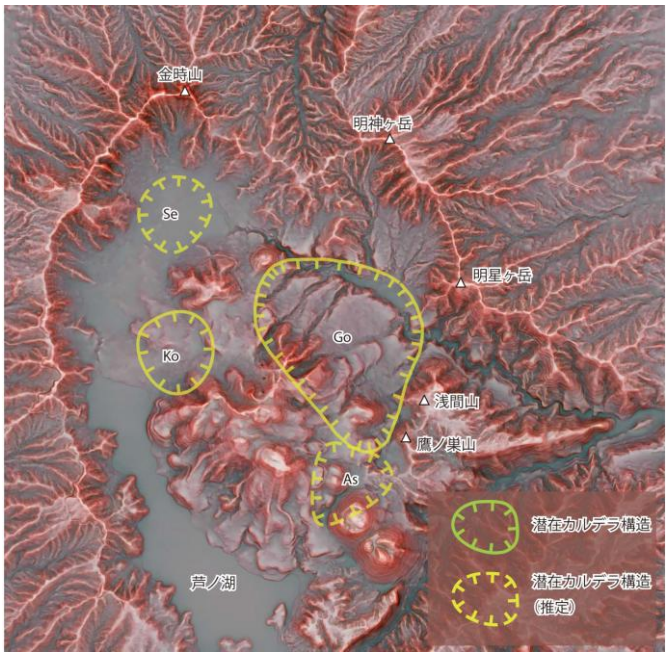
箱根火山には、4 つの潜在カルデラ構造が存在します。
そのうち、最も大きな「強羅潜在カルデラ構造」に湧出する温泉について、
その特徴から 6 つのタイプに分類できることが判りました。

１．背景

Oki&Hirano（1970）は、Kuno（1950）による箱根火山のカルデラ生成モデルや、1960 年代後半に箱根温泉で発生した異常昇温現象などから、箱根温泉の成因モデル（大木・平野モデル）を構築し 4 つの分帯を提唱しました。しかし、近年では、箱根火山は単純に巨大な成層火山の陥没により形成されたのではなく、もっと複雑な過程を経て形成されたという結果がまとめられています（長井、高橋（2008）など)。

温泉の生成機構についても、箱根火山の形成機構の変遷とともに、新しい考え方がされるようになってきました。町田ほか（2007）は、強羅地域の高温のナトリウム-塩化物泉の供給源について、噴気活動の活発な中央火口丘ではなく強羅地域の直下であるとしています。

萬年（2008）は、箱根火山には 4 つの潜在的なカルデラ構造があると提唱しました。そのなかで最大である強羅潜在カルデラ構造内には、強羅温泉、二ノ平温泉、小涌谷温泉など多くの温泉場があり、100 本以上の温泉が掘削されています。



【図 1】箱根の潜在カルデラ構造

Go：強羅潜在カルデラ構造
Ko：湖尻潜在カルデラ構造
Se：仙石原潜在カルデラ構造（推定）
As：芦之湯潜在カルデラ構造（推定）

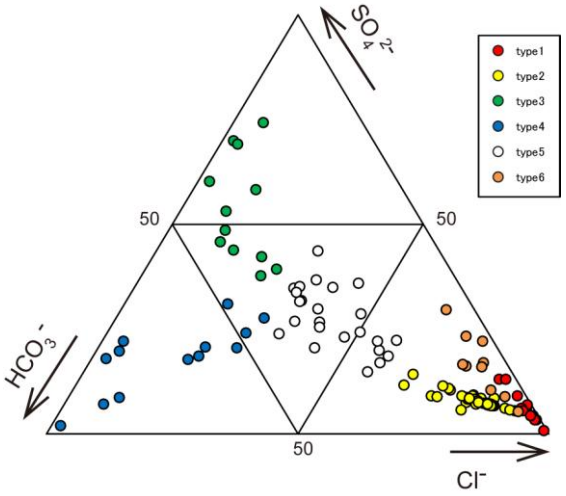
２．結果

強羅潜在カルデラ構造内に湧出する温泉について、温泉に溶けている成分の濃度比などについて詳しく研究した結果、その特徴から 6 つのタイプに分類できました。6 つのタイプは、それぞれ温泉の生成機構が異なっていると考えられます。

type	分　類　の　基　準
type1	塩化物イオン濃度 1000mg/L 以上、泉温 85℃以上
type2	陰イオンのうち Cl の比率が 60%以上、SO4/HCO3 が 1.5 未満
type3	陰イオンのうち Cl の比率が 30%未満、SO4 の比率が 35%以上
type4	陰イオンのうち Cl の比率が 30%未満、SO4 の比率が 35%未満
type5	陰イオンのうち Cl の比率が 30%以上 60%未満
type6	陰イオンのうち Cl の比率が 60%以上、SO4/HCO3 が 1.5 以上

【表 1】強羅潜在カルデラ構造に湧出する温泉のタイプ分類基準

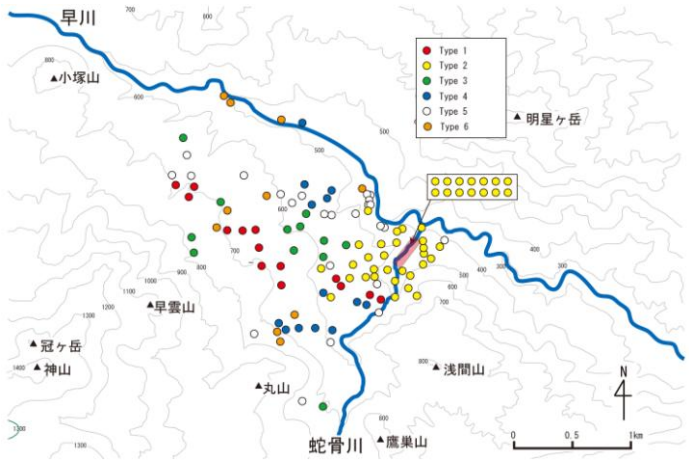
陰イオンの割合と泉温から 6 つのタイプに分類しました。この分類は、温泉の湧出機構や生成機構の相違によって分けられていると考えられます。



【図２】陰イオンの三角ダイヤグラム

各タイプの陰イオンの特徴が図示されています。

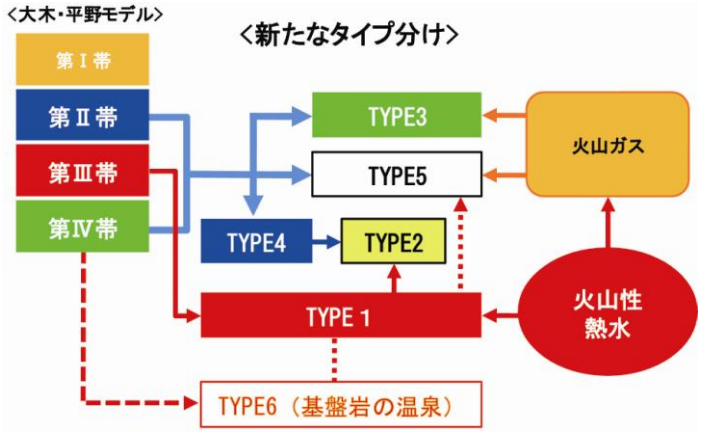
陰イオン以外にも、陽イオン同士や陽イオンと陰イオン間などの関係でも、タイプに特徴的なことが判りました。



【図３】源泉の分布

各タイプの分布にも特徴があります。

Type1 は、北西−南東方向に分布します。Type2 は、蛇骨川流域に沿って分布し、南西側ほど高温で塩化物イオン濃度が高い傾向があります。Type2 は、Type1 のゾーン南東端に湧出する高温の塩化物泉と地下水との間の連続的な希釈関係で生成していると考えられます。



【図４】温泉の生成機構
（大木・平野モデルとの比較）

強羅潜在カルデラ構造には、大木・平野モデルの第Ⅱから Ⅳ帯の温泉が分布しています。本研究では、強羅潜在カルデラ構造内だけでも 6 つのタイプに分類されることがわかりました。

明らかとなった大深度温泉生成の仕組みと今後の検討課題

○板寺一洋、菊川城司、小田原啓

１．はじめに

神奈川県内では、特に平成に入って以降、深さ 1000m 以上の大深度温泉の開発が盛んになり、温泉保護のための「科学的根拠に基づくルール作り」の必要性が指摘されてきました。温泉地学研究所では、この科学的根拠の基本となる「大深度の温泉は、どのように生成されているか」ということについて、温泉帯水層となる地層の分布状況や、成分分析の結果などにもとづいて検討を進めてきました。ここで、これまでの成果をとりまとめ、ご紹介します。

２．温泉の主要成分等による成因の区分

温泉に含まれる主要成分(Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-)や水分子を構成する酸素と水素の安定同位体比について検討した結果、神奈川県内の大深度温泉は、以下の４つのグループに分類され、グループの別により、化石海水と天水の関与の度合いや、地層中で経る反応など、大深度温泉の生成過程が異なることがわかりました。

Gr1:あまり変質していない海水と天水の混合系
Gr2:化石海水と天水の混合系
　2A:イオン交換により Ca に富む
　2B:炭酸成分に富み、浅層地下水の関与が考えられる
Gr3:天水が地層中の成分を溶かしこんだもので、化石海水の関与なし

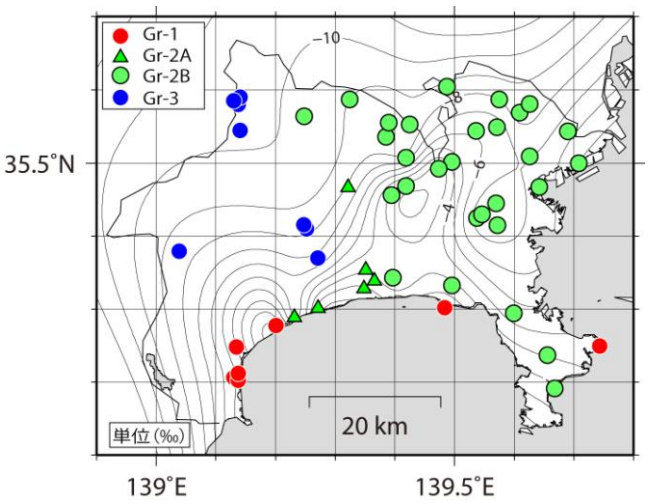


図１　大深度温泉水の酸素同位体比とグループの別

３．大深度温泉の主な取水層

県内の大深度温泉井の掘削にともなうボーリング試料や、検層図などの資料に基づき、大深度温泉井の温泉取水層の地質について整理しました。その結果は図２に示す通りで、県央から横浜・川崎地域にかけての地域では、上総層群または三浦層群から取水しており、それから西あるいは南に向かうにしたがい、それよりも地質学的に時代の古い地層（葉山層群や相模湖層群など）を主な温泉取水層としていることが明らかとなりました。

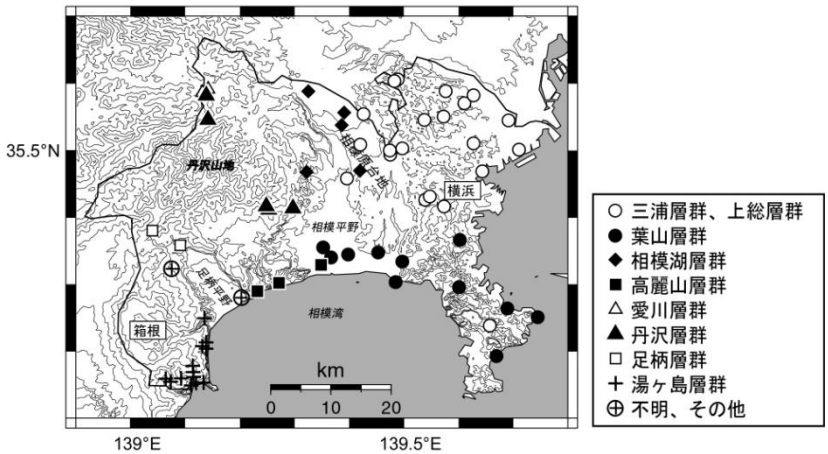


図２　大深度温泉井の温泉採取層の地質（菊川ら，2007 による）

こうした温泉井の幾つかについて、汲み上げ量と井戸の水位低下の関係を解析することで、温泉を取水している地層の透水係数を算定（帯水層の厚みを 500m と仮定）した結果、県東部では 10^{-5}～10^{-6}（cm/sec)程度，

県南部で 10^{-7}～10^{-8}(cm/sec)程度の値となり、大深度温泉の帯水層の透水性が極めて低いことを示す結果になりました。この結果と温泉採取層の地質の状況(図２)をあわせて検討し、県央から県東部にかけての、深度1000m付近の地層の透水性の分布をモデル化しました（図３)。

図４は、○で示した源泉の静水位データをもとに作成した、大深度温泉井の静水位の地表面からの距離の分布状況で、山地や丘陵地で静水位が深く、平野部や海岸部で静水位が浅い状況を読み取ることが出来ます。

４．おわりに

図３に示した透水係数は、その地層に対して単位の水頭勾配（1mの距離に対して1mH_2Oの水圧差）が作用した際の水の浸透量を示しています。一方、図４に示した地表面から井戸の静水位までの距離は、地表と温泉取水層が水理的に連続していると仮定した場合の、深度1000m当りの水圧差(mH_2O)に相当します。したがって、図２と図３の各地点において、それぞれの値の積をとることで、鉛直方向（浅層から深層に向かう）に水を浸透させる能力の最大値の分布を把握できることになります。

こうした試算結果の妥当性は、温泉の量や温度・成分についてのモニタリングにより検証することが可能であると考えられます。さらに、今後は、図３に示した透水性の分布や、図４の静水位の分布の把握精度を向上させるとともに、大深度温泉への涵養の仕組みを考察することによって、大深度温泉への涵養量の地域ごとの違いを精度よく求めていく予定です。これによって、地域ごとの違いを踏まえた資源保護のためのルールを策定することが可能になると考えられます。

温泉地学研究所では、今後も、温泉事業者および関連する行政担当者の理解と協力の下、大深度温泉の成因解明のための研究、および、その成果を温泉保護施策に活用可能な形で提供する取り組みを継続していく計画です。

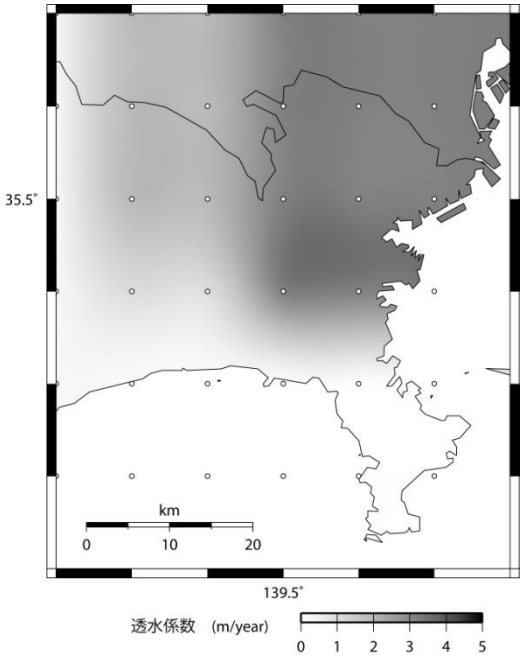


図３　モデル化した透水係数の分布
（深度1000m付近、単位はm/年）

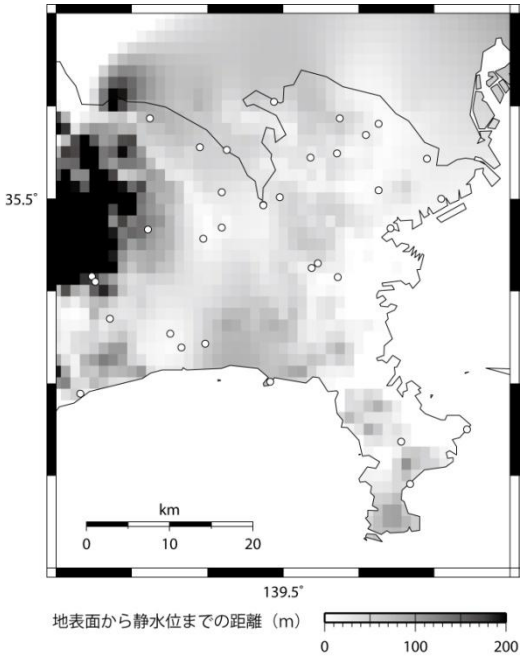


図４　地表面から静水位までの距離