

2024年  
6月号NEWS  
LETTERIEVG ニュースレター  
Vol.11 No.2

[ 研究現場紹介 ]

## 温泉水を用いた深部流体の研究

森川徳敏・東郷洋子・高橋 浩・中村仁美・清水 徹・新谷 毅・風早康平

深部流体研究グループでは、日本列島の地下深部から湧き上がる流体の成因・流動状態を解明するため、地下水、温泉水、温泉ガス、火山岩などの地球化学的な調査や、鉱物脈・流体包有物などの調査を行っています。沈み込む海洋プレート内の間隙水や、含水鉱物として存在する水は、沈み込みとともに排出され、日本列島の地下深部に供給されています。「深部流体」とは、この海洋プレートに由来し、深部から上昇してくる水を指します。

深部流体は、マントル物質の溶融を引き起こし、マグマとともに上昇したり、非火山地域においては、マグマを介さずに多量のガスを含んだ塩分濃度の高い水の状態で断層や構造線を通して表層付近まで上昇したりします(図1)。私たちが普段親んでいる温泉の中には、この深部流体が含まれてい

るものもあります。私たちは、温泉水などの化学分析より、この地表付近まで上昇してきた深部流体を検出し、どのような場所で表層付近までこの流体が上昇しているかを研究しています。

深部流体が地表に湧出しているところでは、河床が赤褐色になっており(写真1(a))、ところによってはこの赤褐色の河床付近で泡状のガスが湧き上がっています(写真1(b))。これは、CO<sub>2</sub>ガスが水とともに上昇していることを示しています。赤い色の原因は周辺岩盤中の鉄が酸化され加水分解を起こして析出した、水酸化鉄あるいは、含水酸化鉄です。

深部流体は、このように自然湧出しているだけでなく、温泉掘削井戸などからくみ上げられる水からも検出できます。写真1(c, d)のように沸騰した

## Contents

- 01 研究現場紹介 温泉水を用いた深部流体の研究…… 森川徳敏・東郷洋子・高橋 浩・中村仁美・清水 徹・新谷 毅・風早康平
- 05 海外滞在記 チューリッヒからの在外研究報告 その2…… 岩橋くるみ
- 08 学会報告 アメリカ地震学会(SSA)参加報告…… 矢部 優
- 10 新人研究紹介 断層帯の進化…… 大橋聖和
- 16 新人研究紹介 X線CTデータを用いた透水シミュレーション…… 片桐 淳
- 20 新人研究紹介 地球化学的解析から読み解く大阪平野の3次元広域地下水流動……新谷 毅
- 26 リサーチアシスタントの紹介
- 29 外部委員会活動報告 2024年4月~5月

熱水が多量の温泉ガスとともに汲み上げられています。有馬温泉でも、赤褐色の析出物が周囲に見られます（写真1(c)）。通常、温泉は、降水起源の水や海水が地温や火山ガス・マグマの熱などで温められたものが多いのですが、有馬温泉のように周囲に火山がないところでも深部流体の混入が顕著で高温となった温泉もあります。また、有馬温泉のように顕著ではありませんが、日本全国の温泉を調べてみると、様々な地域で深部流体の上昇がみられることがわかってきました。

野外調査では、この赤褐色の湧水などを手掛かりとして自然湧出している箇所を探し出し、水を採取し、湧出量を現場で観測します（写真2(a, c)）。ガスの湧出・噴出が確認される場所では、ガス試料も採取します（写真2(b)）。私たちは、地表に湧出している温泉だけでなく、（こちらの方が圧倒的に多いのですが、）掘削した井戸より自噴している温泉・水中ポンプなどでくみ上げている温泉などの採取も行います（写真2(d)）。また、深部流体の痕跡である鉱物脈や岩石に捕獲された流体包有物などの研究も行っています。

温泉水に含まれる深部流体を検出するにはさまざまな化学成分の濃度・同位体の測定が必要です。

測定には、それぞれの化学成分に応じた分析機器が用いられます(写真3)。深部流体研究グループでは、主要溶存イオン、水の水素・酸素同位体、炭素同位体、希ガス同位体や、ヨウ素・臭素などのハロゲン元素、希土類元素などを分析しています。これらの機器を用いて日本全国の温泉調査とその分析により精度の良い化学・同位体データを生産し、膨大な温泉の化学データを整備しています。

現在、地質標本館では深部流体の研究成果をまとめた特別展「プレートテクトニクスがつくる などの温泉『深部流体』」を9月1日まで開催中です（写真4：[https://www.gsj.jp/Muse/exhibition/archives/2024/2024\\_crufluid.html](https://www.gsj.jp/Muse/exhibition/archives/2024/2024_crufluid.html)）。展示では、日本全国の温泉の泉温・pH・塩分濃度の分布から、深部流体検出のための指標の紹介、火山岩を用いたマグマ中の深部流体の起源、鉱物脈を用いた過去の深部流体上昇の痕跡などをパネルで紹介するとともに、日本国内で古くから行われていた内陸部での製塩や私たちが昔から慣れ親しんでいる炭酸水なども実は深部流体が関連していることなどを紹介しています。

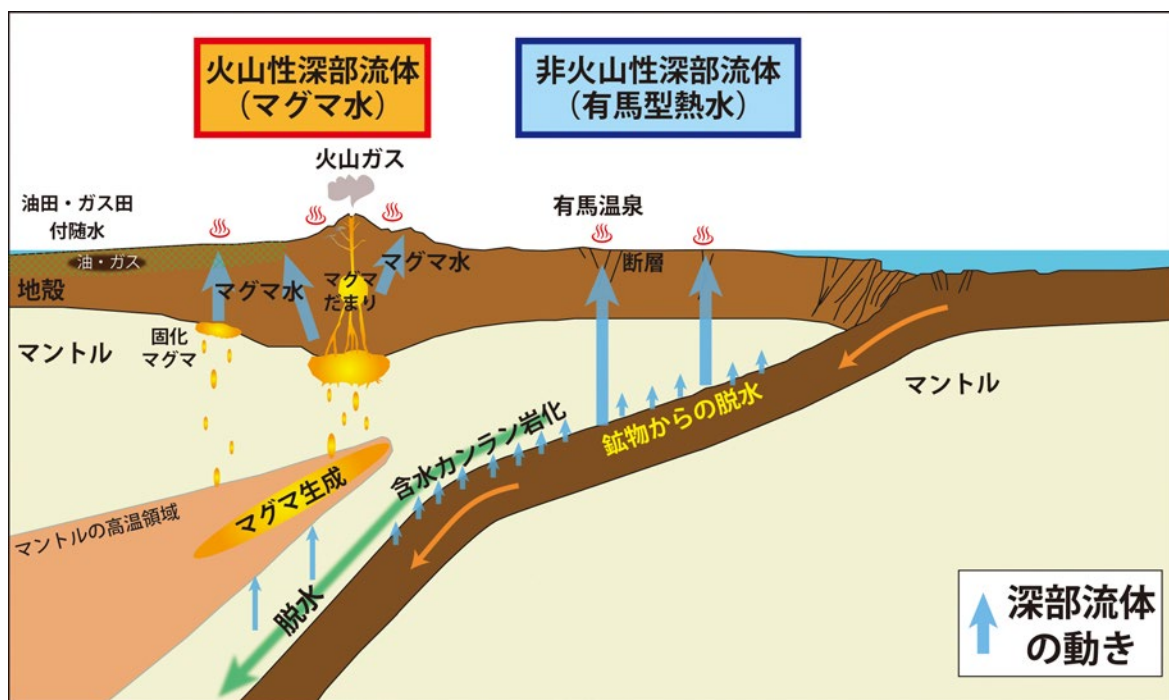


図1 島弧における深部流体の循環図



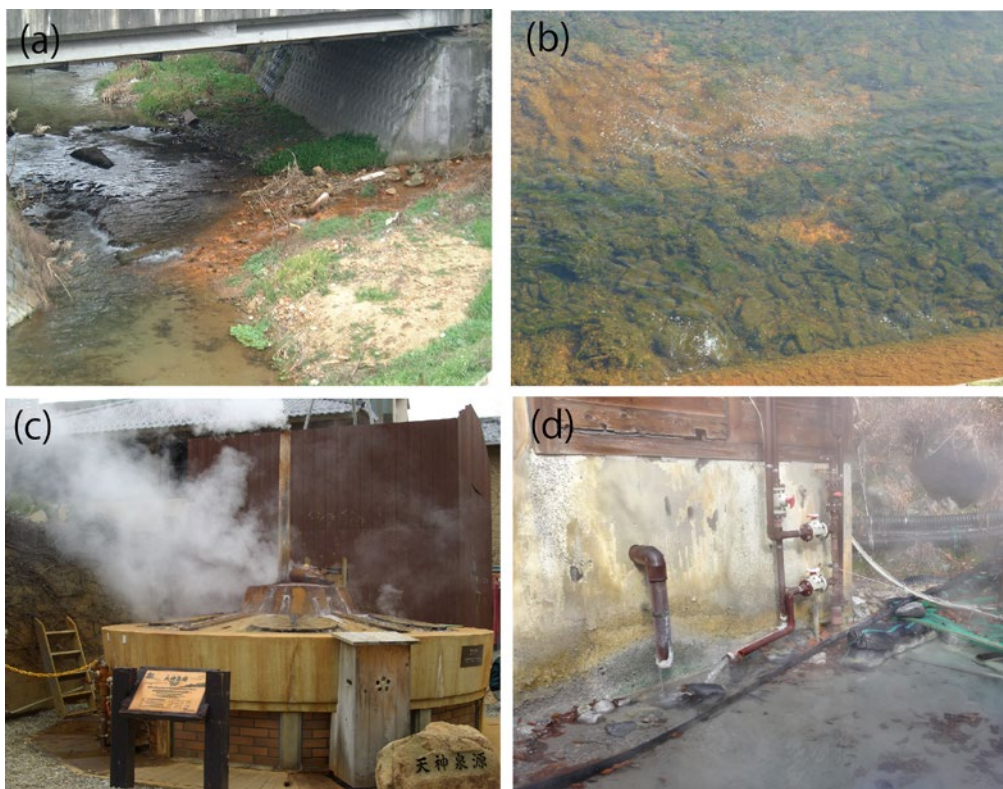


写真1 深部流体湧出地の写真。(a) 河川に湧出する深部流体（大阪府河内長野市），(b) 島根県・津和野川河床より湧出する深部流体（赤褐色の箇所には  $\text{CO}_2$  ガスに富む塩水が湧出しています），(c) 有馬温泉の泉源の一つである天神泉源（ $90^\circ\text{C}$ 以上の熱水を汲み上げています），(d) 八甲田山周辺の自噴井戸。



写真2 試料採取風景。





写真3 深部流体の化学分析に用いられる分析装置。(a) イオンクロマトグラフ (Thermo Fisher Scientific 社製 イオンクロマトグラフ ICS- 2100), (b) 酸素同位体質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製 Delta V Advantage and Delta Plus), (c) 水同位体比アナライザー (Picarro 社製 L2130-i), (d) 希ガス質量分析計 (Micromass 社製 MM5400), (e) 流体包有物加熱・冷却実験装置, (f) 炭素同位体質量分析計 (Thermo Fisher Scientific 社製 Delta plus), (g) ICP 質量分析計 (アジレント・テクノロジー社製 Agilent 8900).

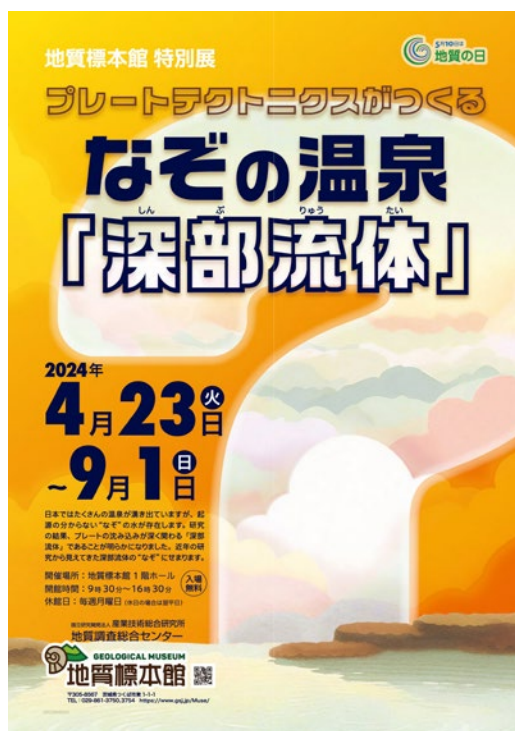


写真4 地質標本館特別展のポスター。

## 海外滞在記 チューリッヒからの在外研究報告 その2

岩橋くるみ（マグマ活動研究グループ）

## はじめに

筆者は、スイス連邦工科大学チューリッヒ校、通称チューリッヒ工科大学（ETH Zürich）主催の日本人向け若手研究者交流プログラム“*Young Researchers' Exchange Programme - Special 2023 Call Japan*”により、2024年2月より同校に滞在しています。今回は、滞在準備・ETH ZürichのDepartment of Earth Sciencesの概要、チューリッヒ生活についてご報告しました。今回は、ETH Zürichでの研究生活と、6月に参加したギリシャ実習についてご報告いたします。

## 研究生活

こちらでは、当初予定していた新燃岳2018年噴火の溶岩に含まれる白色の包有物中のガラス含水量推定に加え、Bachmann教授のグループで近年活発に行われている、LA-ICP-MSによるジルコンU-Th年代測定（e.g., Popa *et al.*, 2020）、U-Pb年代測定を実施中です。既にその解析手法を習得し、雲仙火山の過去500kaから平成噴火までの6ユニットの噴出物に適用して年代値を得ています。これにより、500kaに浅部マグマだまりが形成されてから現在までのマグマ供給系の進化を明らかにしようとしています。

分析に際しては、装置の立ち上げや分析条件の設定、環境の確認は、基本的に装置の担当者の方が行って下さります。そのため、分析に際しては、おおむね準備した試料を持っていき、分析点を設定するだけでした。また、得られたデータの質についても、装置の担当者によって確認して頂くことができました。このように非常に効率的に安定した質のデータを量産する体制が整っていることは、良い点であると感じました。さらに、前回の報告で

も触れましたように、装置の新たな分析手法や解析手法が、装置の責任者を中心に開発されることで、実験室がデータの量産だけではなく、新たな手法の提案の場にもなっていることが印象的でした。

また、EPMAなどの分析試料の作成に際しては、岩石を直方体に切ったチップから薄片を作成してくれる「ワークショップ」と呼ばれる場所があり、数週間程度で分析用の薄片を作成してもらうことができます。薄片の作成依頼を出す前には、EPMA担当者のチェックを受けることになっており、真に研究のための分析に必要とみなされたもののみ、薄片作成の依頼ができるという仕組みになっています。この仕組みにより、むやみに薄片作成の依頼が発生しないようになっています。

これまでの滞在中に、このような分析やその準備、そして分析結果の解析を実施する際は、ETH Zürichの岩石系研究グループの皆様にご世話になりました。お世話になった方々は、教員の方も学生さんも皆優秀かつ仕事が速く、何かをお願いした場合には、非常に多忙な場合を除いてさっと対応して頂き、その仕事の速さとクオリティに刺激を受けました。また、何かを尋ねた際には、大変丁寧かつわかりやすく教えて頂きました。

私は現在、3人の学生さんと同じ部屋に机を頂いています。彼らはおおむね朝8時前後には大学に来て、18-19時頃に帰宅しています。日中はそれぞれの作業をしながらも、新しい論文や自分が現在取り組んでいる研究について他の人と議論しており、部屋の中では活発に会話が飛び交っています。休日に大学にいる人はほとんどいませんが、彼らは家で勉強をしたり、野外実習の授業に仕事として同行したりしていることもしばしばあるようです。



## コス島・ニシロス島（ギリシャ）実習

6月1日から8日まで、Bachmann 教授らによるギリシャのコス島・ニシロス島の実習に参加させて頂きました。本実習は修士課程の学生を対象としており、両島で観察されるテフラ堆積物露頭の観察、学生による地質図の作成が行われました。移動日を除く前半の3日間でコス島に、後半の4日間でニシロス島に主に滞在しました。両島は南エーゲ海火山弧の東側、トルコにほど近い場所に位置しており、コス島では、主に Kos Plateau Tuff (KPT) と呼ばれる、コス島南で約 160 ka に発生したカルデラ形成噴火の堆積物（写真1）と、それ以前の火山活動の噴出物を観察できます。ニシロス島は、複数回の爆発的な噴火（カルデラ形成噴火）と非爆発的な噴火を経験しており、それぞれの噴火の噴出物を広く露頭で観察することができます（写真2）。これらの噴出物に対して、近年、Bachmann 教授らのグループによって活発な研究が続けられています（e.g., Popa *et al.*, 2019, 2020, 2023）。ニシロス島はジオパークにもなっており、島の各ポイントに、解説の看板が立っていました。

それぞれの島において行われた露頭観察では、まず学生さんに露頭を20分程度観察してもらい、その後、教授らと学生による質疑応答と、教授による

露頭の解説がありました。質疑応答では、例えば遠くから見た際の露頭の特徴に始まり、近づいた際の堆積構造、岩石中の鉱物の種類、それから予想される化学組成などを順番に議論していきました。そして、最後に教授から、既存の地質図などを参照しながら、観察した噴出物の年代、どこから噴出したと考えられているか、化学組成はどのくらいであるかといったことが紹介されました。今回参加した学生さんは、岩石学や堆積学のバックグラウンドを持つ方が多く、岩石中の鉱物や堆積構造についての議論が活発になされていました。ギリシャは地中海性気候のためか、非常に露頭の露出が良いため、簡単に各露頭を観察できる上、連続的に層を追うことができます。実習の最中、Bachmann 教授らが、日本では露頭がジャングルに覆われている、日本人が沢山の道具をつかって露頭から草木を取り除いて露頭を綺麗に露出させる手法はまるで魔法みたいだ、とおっしゃっていました。

露頭と露頭の合間には、学生さんによるコス島・ニシロス島のテクトニックセッティングの研究、岩石学的手法による研究、地質学的研究の論文の紹介がありました。論文の紹介はしばしば観察した露頭に関連して行われました。たとえば、KPTの軽石層を観察した後に、それらの軽石を使って得られ



写真1 コス島でみられる Kos Plateau Tuff (KPT) の露頭。ここでは KPT の下部を観察した。



写真2 ニシロス島でみられた、カルデラ形成噴火で噴出した軽石の層。

た研究成果が学生さんによって紹介される、といった形です。

ニシロス島に移動した後は、まず、いくつかの露頭やカルデラ、島内の噴気帯についての紹介がありました。カルデラの縁とカルデラ形成後の溶岩ドーム、貫入岩についての紹介の際には、カルデラの縁に沿って形成された集落からカルデラ内を望みました(写真3)。

その後、学生さんが5人ずつのグループに分かれ、それぞれ車で島内を回って地質図を作成する、という課題がありました。彼らは2日間かけて地質図を作成し、最後にできた地質図を見ながら、ニシロス島の噴火史を考察して、実習が終わりました。

余談ですが、教授も学生さんも、実習の合間に当たり前のように海で泳ぎ始めることに驚きました。たとえば、海に面した露頭観察の後に泳ぐ、お昼ご飯を浜辺でとった後に泳ぐ、といった具合です。彼らからすると、海を目の前にして泳がないことの方が不思議らしく、日本に調査に行ったことがある方は、日本では海で泳いでいる人が全然おらず不思議だった、とおっしゃっていました。このような文化的違いも知ることができて面白かったです。

## おわりに

本滞在中も折り返し点を過ぎ、帰国が間近となりました。これまでの滞在において、当初想定して



写真3 ニシロス島のカルデラの縁に沿って形成された集落。

いた分析技術や分析成果、そしてETH Zürichの方々との交流機会を得ることができたことはもちろんのこと、日本の慣れた環境や関係性からいったん離れたことで、自分の研究のやり方や生き方を見直し、改善することもできました。また、Bachmann教授らのグループにおける、グループで丸ごとプロジェクトとして研究に取り組むやり方や、議論の仕方、コミュニケーションの取り方、研究における考え方を垣間見ることができ、大変勉強になりました。

改めまして、本在外研究にあたっては非常に多くの方のご協力とご尽力を頂きました。ここに感謝いたします。在外研究では色々大変なことも数多くありましたが、経験と、得られた成果や知見を具体的にどのように活かしていくのかをより深く考えながら、残りの時間を有意義にすごしたいと考えています。

## 参考文献

- Popa, R.-G., Bachmann, O., Ellis, B. S., Degruyter, W., Tollan, P. and Kyriakopoulos, K. (2019) A connection between magma chamber processes and eruptive styles revealed at Nisyros-Yali volcano (Greece). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 387. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106666>
- Popa, R.-G., Guillong, M., Bachmann, O., Szymanowski, D. and Ellis, B. (2020) U-Th zircon dating reveals a correlation between eruptive styles and repose periods at the Nisyros-Yali volcanic area, Greece. *Chem. Geol.*, 555. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119830>
- Popa, R.-G., Tollan, P., Hermann, J. and Bachmann, O. (2023) Degassed versus pristine: Evaluating melt inclusions with a new ATR-FPA-FTIR calibration and water imaging method in rhyolitic melts. *Chem. Geol.*, 615, 121217. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121217>





筆者は産総研の歪データを用いた南海トラフで発生する深部スロースリップの滑り時空間分布推定手法の開発について、口頭発表を行いました (図2)。アメリカ西海岸でもスロースリップは発生しており、歪観測網も展開されています。今回発表した手法を活用して、アメリカの歪データも解析したい

と考えています。筆者の他にも、アメリカの歪データを利用した緊急地震速報に関するポスター発表など、歪データを用いた研究発表がいくつかあり、議論を交わすことができました。今回の SSA 参加を良い契機として、歪データを活用した海外との研究協力を発展させていきたいと考えています。

学会最終日には、2024 年元日に発生した能登地震に関する緊急セッションが開催され、筆者もコンペーターを努めました。国土地理院や東北大学の研究者が招待講演として発表を行い、2020 年ごろから続く群発地震活動と M7 地震に関する研究成果を紹介しました。海外の研究者からも速報的な解析結果の紹介があった他、アメリカ地質調査所 (USGS) が収集している” Do you feel it?” と呼ばれる揺れを感じた一般の方々からのアンケート結果の紹介もあり、緊急地震速報においてどのような情報提供が有益なのか議論がなされました。

今回 SSA に参加して、地震研究の成果をどう社会に還元するか、という意識が非常に高かったように感じました。これは産総研の地震研究においても重要な課題であり、自身もより一層その意識を持ちながらこれからの業務に取り組もうと思います。

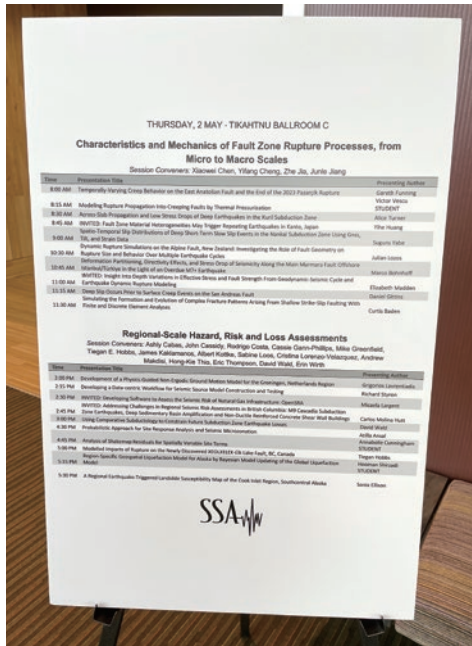


図2 筆者の口頭発表が掲載されたプログラムボード。

## 新人研究紹介 断層帯の進化

大橋聖和（地震テクトニクス研究グループ）

### はじめに

大陸の表層部分、特に日本のような変動帯には多くの断層が発達しています。大陸や島弧に発達する活断層の平均的な長さは数 10 km であることが知られていますが、アメリカ西海岸のサンアンドレアス断層、ニュージーランドのアルパイン断層、日本の中央構造線のように数 100 km 以上の長さを持つ大規模断層も存在します。これらの大規模断層は一般的に幅数 10 m 以上の断層帯 (= 断層破碎帯, 図 1) をともないますが、誕生当初からそのような完成された断層帯があったわけではなく、無傷な岩石に最初に亀裂が形成され、すべりとともに次第に大きく (厚く) なり、地質学的に長い時間をかけて現在の姿になったと考えられます。図 1 に示しているような断層帯の構造は、基本的にはスケール依存性を持たない、つまり大きい断層も小さい断層も構造は同じと考えられていますが、断層の強度 (= 断層をすべらせるのに必要な力) も同じでしょうか? 断層帯へのひずみの局在化や長期に渡る活動史など、地質学的な観察からは、断層は軟化 (弱化) するものと直感的に予想できます。先に述べたように

断層の強度は断層のすべりと密接に関係するので、それが一定不変なのか変化するのか、変化するとしたら何が原因で、どのような法則に従うのかを明らかにすることは、地震の予測にもつながる重要なテーマです。以下では、著者の研究テーマのひとつである、断層帯の構造・物質・強度の時間発展 (= 断層帯の“進化”) について説明します。なお、より詳しくお知りになりたい方は、大橋ほか (2020) をご覧いただければと思います。

### 断層帯のレオロジーモデル

地表から地下深部にかけての断層帯の物質学的特徴と力学的特性は、花崗岩質な大陸地殻を例として 1970~1980 年代にモデル化されました。Sibson (1977) は、断層の浅い領域を弾性的・摩擦的な領域、より深い領域を半塑性的な領域に二分した上で、前者には未固結な断層ガウジや断層角礫、および固結したカタクレーサイトが、後者には結晶塑性によって流動変形したマイロナイトが産するとしました (図 2)。両者の境界は温度約 250~350°C、深さにして約 15 km と考えられています。浅い領域では

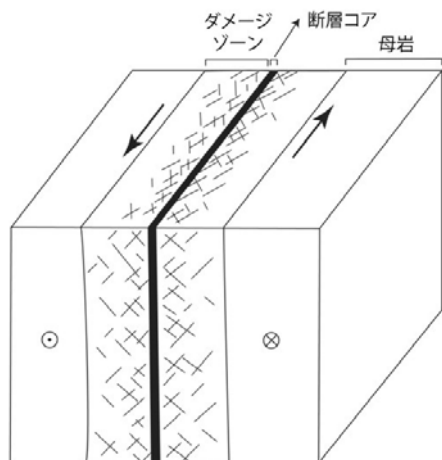


図 1 断層コアとダメージゾーンからなる断層破碎帯の模式図 (Mitchell and Faulkner, 2009 を一部改変)。断層コアには断層ガウジやカタクレーサイトなどの強く変形・変質した断層岩が分布する。

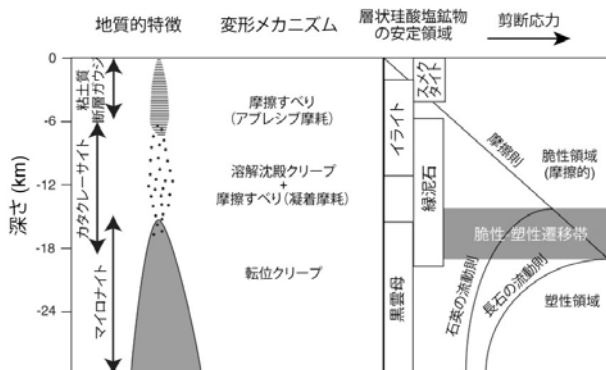


図 2 断層帯の深さ方向の概念図と一般的な地殻強度断面 (Wehrens et al., 2016 を一部改変)。灰色の帯は石英・長石質岩石の脆性・塑性遷移帯を示す。なお、地温勾配は 20°C/km を仮定。



断層の強度は岩石荷重圧に比例して線形に増加する一方、深い領域では温度に強く依存して急激に減少するため、両者の遷移領域（脆性－塑性遷移帯；図2）において強度は極大を迎えると予想されています。ちなみに「脆性（brittle）」の対義語である「延性（ductile）」を用いない理由は、密集した小断層による全体的な変形や褶曲変形など、地殻浅部で起こる延性変形も存在するからです。この2層構造モデルは大陸地殻の断層レオロジーモデルとして広く受け入れられています（例えば Wehrens *et al.*, 2016）が、一方で、以下のような前提や課題があることに注意が必要です。一つ目はこのモデルが断層のある時期（基本的には初期段階）のスナップショットであり、時間発展を考慮に入れていないこと、二つ目は鉱物組み合わせを石英と長石に単純化していること、三つ目は摩擦的な領域に性質の異なる2種類の断層岩（未固結な断層ガウジ・断層角礫と固結したカタクレサイト）が存在することです。以下では地殻内の地震発生層を浅部（断層ガウジや断層角礫が産するおよそ深さ5 kmまで）、中部（カタクレサイトが産する5～15 km）、深部（マイロナイトが産する15 km以深）の3領域に分けた上で、それぞれの実態を説明します。

### 浅部は粘土で弱くなる

断層運動にともない岩石がバキバキと破壊され、破碎岩片からなる粒状体を形成してゆく過程は、脆性領域における主要な断層帯形成作用といえます。一方で、透水性の低い母岩中に断層が形成されると流体の通り道（水みち）になるため、断層帯内部では表面積の増大した粒子と熱水が反応し、温度圧力や溶液組成に応じた層状珩酸塩鉱物（スメクタイト、イライト、カオリナイトなどのいわゆる粘土鉱物）が生じます。その結果、脆性領域の断層帯は、破碎と熱水変質の2つの作用に起因する物質の混合物からなるわけです。粘土鉱物は摩擦係数が低いと同時に、地震を起こさない安定すべりの性質を持つことから、断層の力学や挙動を考える上で重要ですが（Summers and Byerlee, 1977; Shimamoto and Logan, 1981）、含有量が定量的に見積もられる

ようになってきたのは比較的最近のことです。例を挙げると、北米サンアンドレアス断層で行われた掘削計画（SAFOD-phase III）やニュージーランドのアルパイン断層南部から、60%を超える多量のサポナイト（マグネシウムに富むスメクタイト）が見つかっています（Carpenter *et al.*, 2015; Barth *et al.*, 2013）。また、層状珩酸塩鉱物ではありませんが、似たような構造と低い摩擦を示すグラファイトが国内外のいくつかの断層帯から見つかっています（Oohashi *et al.*, 2012 など）。

図3には、摩擦試験機で測定した代表的な層状珩酸塩鉱物の摩擦係数（＝剪断応力/垂直応力）を示しています。青色で示した水飽和時（間隙が自由水で飽和している状態）の摩擦係数は、石英や長石の摩擦係数（約0.6）に比べて有意に小さい（0.1～0.5）ことがわかります。しかしこれらは純粋な層状珩酸塩鉱物の摩擦係数なので、破碎岩片との混合物である天然の断層にそのまま当てはめることはできません。そこで摩擦係数の高い鉱物（石英や長石）と低い鉱物を様々な割合で混合させ、摩擦係数を測定する試みもなされてきました（例えば、Logan and Rauenzahn, 1987）が、実験様式の制約上、小さなすべり（変位量）しか与えられてきませんでした。大きなすべりにともなう断層内部の組織（微細構造）が自己発達するという予想があったにもかかわらず、実証されていなかったのです。Oohashi *et al.* (2013) は、グラファイトと石英の混合粉末を用い

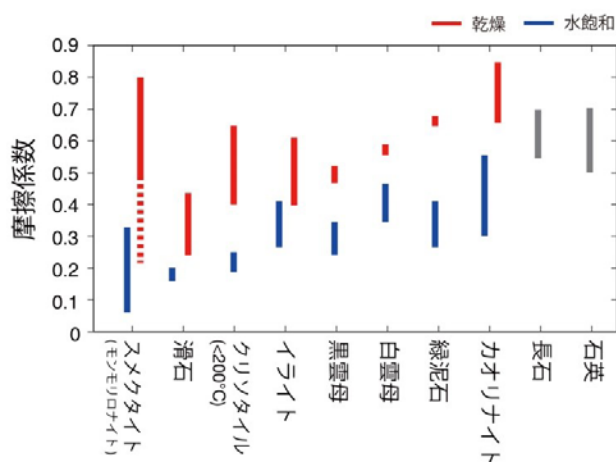


図3 おもな層状珩酸塩鉱物の乾燥時と水飽和時の摩擦係数のコンパイル。スメクタイトの赤点線は部分的に水に飽和したと思われる実験結果。

て大すべり摩擦実験を行い、変位量が増大するにつれて徐々に弱体化し、ごく少量のグラファイトでも摩擦係数を大きく低下させる（図4）ことを示しました。ここで重要なのは、摩擦係数の低下はグラファイトの連結した薄いすべり面（厚さ約1 μm）の形成と密接に関係しており、断層内部の組織発達と力学発展が表裏一体の関係にあるということです。同様の実験は水に飽和させたスメクタイトー石英混合粉末に対しても行い、スメクタイトの増量とともにシグモイド曲線状に強度が減少する（弱い鉱物は一定量含まれてさえすれば断層の強度を支配し得る）ことがわかりました（図4）。

### 中部は未開拓の領域

最初に述べましたが、古典的な断層レオロジーモデルでは、地殻上部を脆性領域と塑性領域の2層に分けています。脆性領域には未固結な断層岩と固結した断層岩の2種類が産することは古くから知られていましたが、ここでさらに細分し、3層モデルにする試みは主流ではなかったようです。その理由は、脆性断層岩の固結性はあくまでも断層岩形成後の二次的な作用であり、変形メカニズムとは関係し

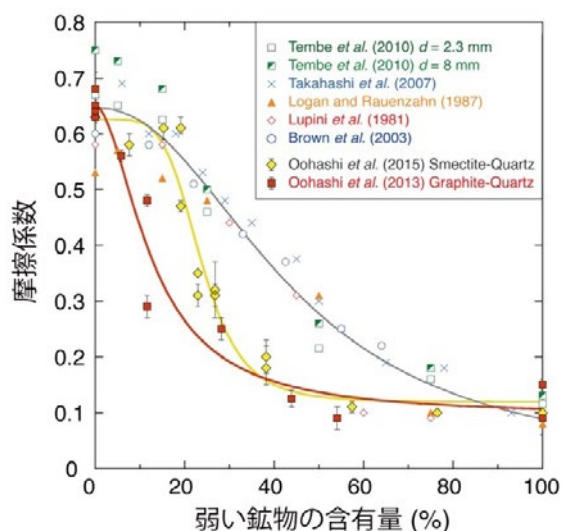


図4 二成分混合ガウジ中の弱い鉱物の量比と摩擦係数の関係。強い鉱物として石英，弱い鉱物としてOohashi *et al.* (2013) はグラファイト，それ以外はスメクタイト（モンモリロナイト）を用いている。黄色線と赤線は、Oohashi *et al.* (2013) および (2015) の結果をシグモイド関数で近似したもの。

ないと思われてきたからだと思います。しかし、固結した断層を急激に動かすには最初に石を“割る”必要がありますので、力学的に「摩擦的」な領域と言われながらも、重要なプロセスは{破壊+摩擦（地震時）}+{固着（間震期）}です。また、固着に重要な役割りを果たす圧力溶解作用が間震期のゆっくりとしたすべりに作用することも見逃せません。この深度は体系的な理解が十分でない未開拓領域なので書けることは少ないですが、「摩擦-粘性流動」と「カタクレサイトの面構造の有無」の2つに関してトピック的に説明します。

中部領域は浅部よりも温度が高いので（およそ150~300°C）、低温で起こる塑性変形と摩擦が共存します。また、浅部とは鉱物種が異なりますが、やはり熱水変質作用によって生じた層状珪酸塩鉱物が含まれます。低温塑性変形の一つである溶解沈殿過程と摩擦を組み合わせた変形モデルとして、Bos and Spiers (2002) は石英と白雲母などの層状珪酸塩鉱物の集合体からなる Frictional-viscous flow (FVF, 摩擦-粘性流動) を提案しています。このモデルでは、集合体の変形が、網目状に連結している層状珪酸塩鉱物の摩擦すべりとそれらにとり囲まれた石英の塑性変形（短縮する部分で溶解し、伸長する部分で沈殿する）の複合によってまかなわれるとされています。摩擦すべりの要素（スライダ）と溶解沈殿クリープの要素（ダッシュポット）は並列に繋がれるモデルなので、系全体の強度は与えられた温度・圧力条件でどちらか強度の高い要素に支配されることになります。このモデルに基づく計算では、断層強度が極大を迎える脆性-塑性遷移帯付近が顕著に弱化する（4分の1程度あるいはそれ以下）ことが示されました（Niemeijer and Spiers, 2005）。確かに、カタクレサイトや断層ガウジの顕微鏡観察からは、溶解沈殿を起こしながら変形した痕跡をかなり頻繁に見ることができます（例えばOohashi *et al.*, 2012）ので、重要なプロセスに違いありません。一方、彼らのモデルで採用されている網目状の変形組織は、変形した結晶片岩や一部の断層岩では認められるものの、一般的なカタクレサイトの構造（Y-R1-P 剪断面からなる複合面構造）



とは異なります。今後、モデルの修正や新たな提案が必要と思われます。

次に、カタクレサイトの面構造 (= 縞模様) についてです。元来、カタクレサイトという断層岩は無構造 (割れたガラスの破片のように、大小の破碎岩片がランダムに混在) であるとされてきましたが、80年代中頃から面構造を持った「葉片状カタクレサイト」が報告されるようになりました (Chester *et al.*, 1985)。当時は面構造の有無がマイロナイトとカタクレサイトを見分ける判断基準とされていたので、学界に衝撃や混乱を与えました (Snook and Tullis, 1998)。なぜ面構造があるのかというと、変形によって特定の鉱物が一定方向に並んでいるからです。これは前述の摩擦-粘性流動が関与している、つまりゆっくりとした変形によってできたのだと考えられてきましたが、近年、地震時の高速すべりでも類似した構造ができることが報告されています (Smith *et al.*, 2017)。中部領域は地震時の高速すべりと間震期の低速すべりが共存しているようですが、それらが時空間的にどのように関係しているのかはまだ理解されていません。一括りにされていた脆性領域の固結断層岩を成因論的に区分し、変形メカニズムと空間分布を明らかにすることが今後の課題だと思います。

### 深部を柔らかくするのは水

脆性-塑性遷移帯以深では、熱活性化過程である結晶塑性変形が起こります。中央構造線に沿って発達するマイロナイトやウルトラマイロナイトは、300~350°Cの温度条件において、石英の basal<a> (結晶の底面に沿って a 軸方向に動くすべり) や rhomb<a> (結晶の菱面 (ピラミッド面) に沿って a 軸方向に動くすべり) のすべり系で著しく塑性変形していることが知られています (Okudaira and Shigematsu, 2012 など)。鉱物の結晶塑性変形に対する水の効果 (いわゆる加水軟化) に関しては、古くから多くの研究がなされていますが、近年行われた変形実験では、加水軟化と石英ファブリックとの関係性について興味深い結果が報告されています。Palazzin *et al.* (2018) は水を 0.1wt% 程度含む天然

石英の変形実験を用い、加水軟化による強度低下はきわめて顕著であること、回収試料中には石英の basal<a> すべりによって形成される Z 集中石英 c 軸ファブリックが発達していることを報告しています。前述の通り、石英の basal<a> すべりによるファブリックは中央構造線に沿うウルトラマイロナイト中に発達しており、basal<a> すべりの加水軟化がその形成要因である可能性があります。一方で、天然のウルトラマイロナイト中の石英多結晶体中からはランダムな石英 c 軸ファブリックも報告されており、粒径非依存型の転位クリープから、粒界すべりや圧力溶解等の粒径依存型クリープへのメカニズム転移が起こったことが指摘されています (奥平・豊島, 2019 など)。このメカニズム転移は地震発生層深部の強度を一桁以上低下させるため、歪の局所化にとって重要です。このほか、差応力下における熱水-岩石反応によって強度が低下する反応軟化 (Wintsch and Yeh, 2013) など、水の供給や変形の増大によって塑性領域も強度が大きく低下すると考えられています。

### 究極の断層強度

これまで述べた断層帯の物質・組織・変形機構の時間変化にもとづき、断層帯はどこまで軟化 (弱化) するのかを見積もった結果を図 5 (赤線) に示しま

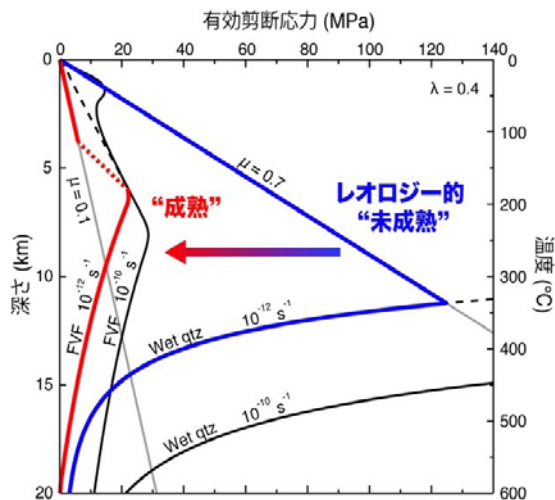


図 5 断層帯のレオロジー発展を考慮した静的強度断面。大陸地殻内の横ずれ断層を想定し、地温勾配 30°C/km、静水圧条件下 ( $\lambda=0.4$ ) の有効剪断応力を示す。

した。なお、地震発生層浅部はスメクタイトの摩擦、中部は層状珪酸塩鉱物と石英の摩擦—粘性流動、深部は石英の含水下の結晶塑性変形を仮定しています。また、これらは準静的な（ゆっくりとした変形時の）強度であり、地震時の強度ではないことに注意してください。本モデルによって推定される大陸地殻内の大規模断層の有効剪断応力は 20 MPa 以下であり、古典的モデル（青線）よりも 1 桁程度低い値となりました。このような断層帯の進化にともなう、地震の発生様式はどのように変わのでしょうか？かつて旧地質調査所におられた垣見俊弘さんは、“断層の成熟度”という概念を提案され、撓曲変形から主断層の形成にいたる断層の発達過程と、群発地震から通常地震をへて規模の小さな地震や非地震性クリープにいたる地震の発生様式との関連性を議論しました（垣見，2010）。断層の巨視的強度が低下し、安定すべりを引き起こす変形メカニズムが卓越すれば、規模の小さな（応力降下量の小さい）地震や非地震性クリープの説明にもなり得ると筆者は考えています。ところで、断層を構成する「物質の強度」が著しく低下することは重要ですが、いくら物質の摩擦係数がゼロになったとしても、すべり面が平滑でなければ剪断抵抗が生じます。そのため、断層帯の巨視的な強度を考えると、すべり面の凸凹（＝断層の三次元的な幾何学）が重要です。今回は断層帯の幾何学的な発展については触れることができませんでしたが、断層の力学的不均質を考える上では、幾何学の不均質やスケール依存性を把握することも大切であることを最後に付け加えて終わりたいと思います。

## 文 献

- Barth, N.C., Boulton, C., Carpenter, B.M., Batt, G.E. and Toy, V.G. (2013): Slip localization on the southern Alpine Fault, New Zealand. *Tectonics*, **32**, 620–640.
- Bos, B. and Spiers, C.J. (2002): Frictional-viscous flow of phyllosilicate-bearing fault rocks: microphysical model and implications for crustal strength profiles. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 1–13.
- Carpenter, B.M., Saffer, D.M. and Marone, C. (2015): Frictional properties of the active San Andreas Fault at SAFOD: Implications for fault strength and slip behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**, 5273–5289.
- Chester, F.M., Friedman, M. and Logan, J.M. (1985): Foliated cataclasites, *Tectonophysics*, **111**, 139–146.
- 垣見俊弘 (2010) : 活断層の成熟度について. 活断層研究, **32**, 73–77.
- Logan, J.M. and Rauenzahn, K.A. (1987): Frictional dependence of gouge mixtures of quartz and montmorillonite on velocity, composition and fabric. *Tectonophysics*, **144**, 87–108.
- Mitchell, T.M. and Faulkner, D.R. (2009): The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, **31**, 802–816.
- Niemeijer, A.R. and Spiers, C.J. (2005): Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle–ductile transition: Insights from rock analogue experiments. In Bruhn, D. and Brulini, L., eds., *High-Strain Zones: Structure and Physical Properties*, Geological Society, London, Special Publications, **245**, 303–327.
- Okudaira, T. and Shigematsu, N. (2012): Estimates of stress and strain rate in mylonites based on the boundary between the fields of grain-size sensitive and insensitive creep. *Journal of Geophysical Research*, **117**, B03210.
- 奥平敬元・豊島剛志 (2019) : 大陸下部地殻における破壊と延性剪断帯の形成. 地学雑誌, **128**, 747–760.
- 大橋聖和・竹下徹・平内健一 (2020) : 断層帯と断層レオロジーの進化. 地学雑誌, **129**, 473–489.
- Oohashi, K., Hirose, T., Kobayashi, K. and Shimamoto, T. (2012): The occurrence of graphite-bearing fault rocks in the Atotsugawa fault system, Japan:



- origins and implications for fault creep. *Journal of Structural Geology*, **38**, 39–50.
- Oohashi, K., Hirose, T. and Shimamoto T. (2013): Graphite as a lubricating agent in fault zones: An insight from low- to high-velocity friction experiments on a mixed graphite-quartz gouge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **118**, 2067–2084.
- Oohashi, K., Hirose, T., Takahashi, M. and Tanikawa, W. (2015): Dynamic weakening of smectite-bearing faults at intermediate velocities: Implications for subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**, 1572–1586.
- Palazzin, G., Raimbourg, H., Stünitz, H., Heilbronner, R., Neufeld, K. and Précigouta, J. (2018): Evolution in H<sub>2</sub>O contents during deformation of polycrystalline quartz: An experimental study. *Journal of Structural Geology*, **114**, 95–110.
- Shimamoto, T. and Logan, J.M. (1981): Effects of simulated fault gouge on the sliding behavior of Tennessee sandstone. *Tectonophysics*, **75**, 243–255.
- Sibson, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society, London*, **133**, 191–213.
- Smith, S. A., Griffiths, J. R., Fondriest, M., and DiToro, G. (2017): ‘Coseismic foliations’ in gouge and cataclasite: Experimental observations and consequences for interpreting the fault rock record. In Thomas, M.Y., eds., *Fault dynamic processes evolution of fault properties during seismic rupture*, 81–102, Hoboken, NJ: John Wiley.
- Snoke, A.W. and Tullis, J. (1998): An overview of fault rocks. In Snoke, A.W., Tullis, J. and Todd, V.R., eds., *Fault Related Rocks, a Photographic Atlas*, 3-18, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Summers, R. and Byerlee, J. (1977): A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, **14**, 155–160.
- Wehrens, P., Berger, A., Peters, M., Spillmann, T. and Herwegh, M. (2016): Deformation at the frictional-viscous transition: Evidence for cycles of fluid-assisted embrittlement and ductile deformation in the granitoid crust. *Tectonophysics*, **693**, 66–84.
- Wintsch, R.P. and Yeh, M.-W. (2013): Oscillating brittle and viscous behavior through the earthquake cycle in the Red River Shear Zone: Monitoring flips between reaction and textural softening and hardening. *Tectonophysics*, **587**, 46–62.

## 新人研究紹介 X線CTデータを用いた透水シミュレーション

片桐 淳 (地震災害予測研究グループ)

### はじめに

近年、世界各地で豪雨に伴う災害、例えば、洪水や斜面災害などが頻発しています。降雨で生じた一部の雨水が地中に浸透すると、地下水位を上昇させ、地下水の水圧（間隙水圧）を上昇させます。地中の圧力は、地下水と砂粒の集合体（砂層土の場合）で分担して受け持っています。砂粒集合体が受け持つ圧力は「有効応力」と呼ばれています。地下水が浸透して、水圧が上昇すると有効応力の受け持つ圧力が相対的に低くなります。斜面崩壊、即ち、土の滑り移動に抵抗するのは、有効応力に起因する摩擦力です。水圧上昇によって有効応力が低下していくと、摩擦抵抗力も徐々に失われてゆき、ある時点で決壊し、斜面災害に至ることになります。

上述の砂質土の崩壊メカニズムにおいては、砂内部での通水特性（透水性）が重要です。土の透水性を評価するには、対象とする地盤のボーリングコアを採取し、そのコアを成形して、実験室での透水試験を行うのが一般的です。通常、透水試験では、一方向（例えば鉛直方向）、極めて流速の遅い条件である事などの制約が課されます。しかし、近年の日本各地でも観測されるような突発的な豪雨の場合、急な間隙水圧の上昇も想定されます。こうしたケースでは、透水試験で想定するよりも速い流れが生じる場合も考えられます。こうした状況下における透水メカニズム、ひいては斜面崩壊プロセスを理解することは、防災対策を検討する上で重要です。

透水試験装置の改良も進められてきていますが、私と共同研究者らは、砂質土の透水性をシミュレーションするための研究に取り組んできました。この透水シミュレーションは、X線CTスキャンによって室内透水試験に用いる砂質土の3次元パッキング構造を取得し、それを直接用いて、砂粒の隙間の空間（空隙）の水の流れを数値計算するものです。

### シミュレーション概要

シミュレーションは砂粒子群の空隙中の流体の動力学を対象とし、Computational Fluid Dynamics (CFD) の方法論を利用してきました。CFDでは、ナビエ・ストークス方程式のように、数学的に解析解を得る方法が確立していない非線形の偏微分方程式に対して、コンピュータによって近似解を得るために開発されてきました。そのため、様々な産業分野で利用されており、航空機や自動車、鉄道車両の風洞実験のシミュレーション等にも利用されています。本研究では、過去に利用実績の多い、有限体積法というCFD計算アルゴリズムを採用しています。有限体積法では、計算領域を小さい体積要素に分割することを基本としています。各要素への流体の流入／流出が保存するように支配方程式を離散化します。なお、本研究のシミュレーションには、フリーウェアであるOpenFOAMというCFDソルバを利用しています。

シミュレーションでは、砂質土の浸透流を対象としています。そのCFD計算に必要となる砂の3次元パッキング構造は、X線CTスキャンによって得ることができます。図1には、円筒容器にガラスビーズを詰めてCTスキャンした際の断面像の一例を示しています。なお、このガラスビーズは、平均粒径が約0.2mmで、円筒容器の直径は約4.7mmです。こうした比較的小さい試料の3次元内部構造を精度良く可視化するために、マイクロX線CTスキャン装置を使用しています。

図1に示すように、CTスキャンによって、通常観察できない内部の砂粒子の配置を得ることができます。CTスキャンデータは、図1のような断面画像が、数百枚連なって構成されています。こうしたスライス画像を数百枚重ねて再構成すると、砂粒のパッキングを表す単一の3Dボリュームデータが

得られます。ボリュームデータの外部、即ち、空隙が CFD 解析の対象です。空隙は、粒子の接触堆積構造の隙間を縫うように複雑な形状をしています。OpenFOAM には、CFD 向けの様々な機能が含まれており、複雑な幾何形状の領域に対して要素分割するメッシングアルゴリズム (snappyHexMesh) が実装されています。こうした機能を活用することで、砂粒のパッキングにおける浸透流を CFD 解析することが可能です。シミュレーションの一例を図 2 に示しています。

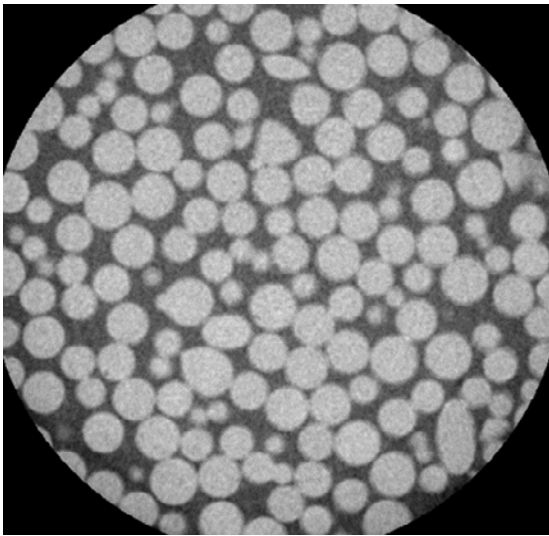


図 1 X線CTスキャンにより得られたガラスビーズの断面像。

この図は、球粒子群の間隙の流れをシミュレーションしたものです。紙面に向かって左側から右側へ、一定の流速で水を流入させる条件の計算で、赤から青の色のグラデーションは、圧力を表しています。粒子群がなければ、入口から出口まで一定流速 (一定圧力) となりますが、粒子群があることで、圧力の損失が生じ、出口に向かって圧力が低下します。なお、図中には、内部空隙における流れを可視化した線 (流線) も描いています。内部では、粒子表面を避けるように曲がりくねって流れる様子が表れています。こうした内部の流れ場は、通常の室内透水試験で観察することは難しく、シミュレーションの利点と言えます。

### 速い流れのシミュレーション事例

冒頭で述べた通り、透水試験では、通常極めて遅い流れを対象とします。速い流れを実験しようとするすると、浸透流による抗力が働き、粒子群が局所的に移動することも想定されます。一定以上に速い流速が生じると、砂全体が崩壊するボイリング現象が生じることがあります。そこで、シミュレーションにより、広範囲の流速範囲での透水性を調べています。

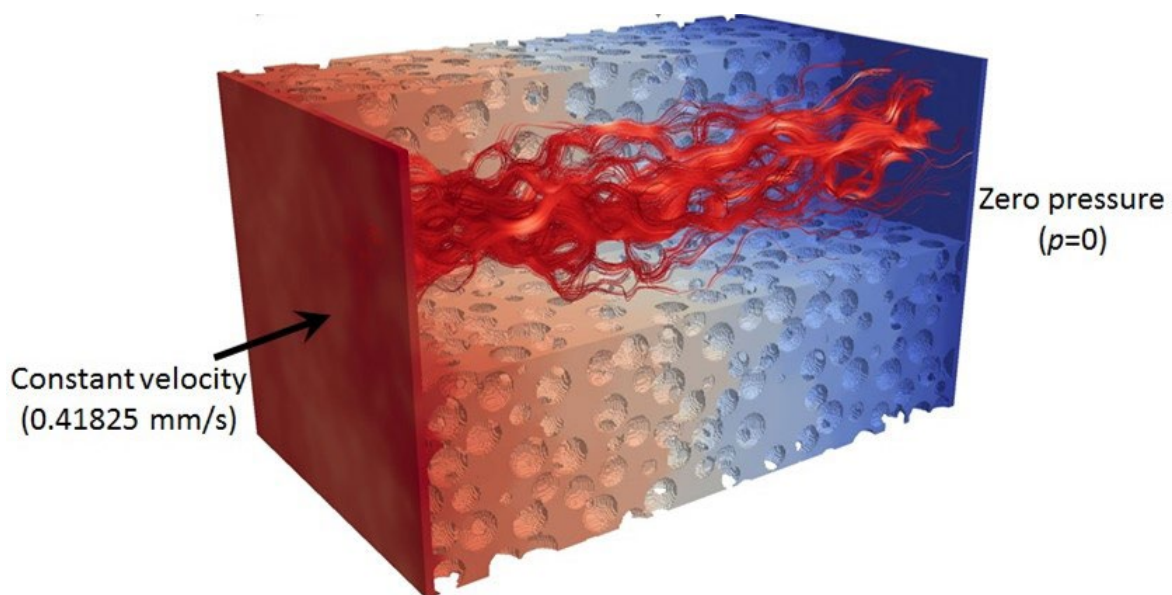


図 2 CFDシミュレーションの一例。



このシミュレーションでは、地盤工学分野で砂質土の室内実験で広く使われている豊浦砂（平均粒径約 0.2 mm）を用いました。充填の方法を変えることにより、充填密度の異なる 3 種類の試験体を作成しました。3 種類の試験体を X 線マイクロ CT によって可視化し、豊浦砂の 3 次元ボリュームデータを作成しました。これらボリュームデータから、各々の一部の立方体領域を切り出し、その間隙領域を snappyHexMesh によって要素分割しました。その上で、広範囲の流速における CFD 解析を行い、透水係数 (hydraulic conductivity) を計算しました。シミュレーションで得られた透水係数と動水勾配 (hydraulic gradient) との関係を図 3 に示しています。なお、動水勾配とは、浸透流によって生じる圧力損失に関わる物理量で、流速が大きくなれば動水勾配も高くなります。

M, D, VD の順に、パッキング密度が高くなります。言い換えると、M 試験体が最もゆるくパッ

キングしており、VD 試験体は最もぎっしり詰まった状態です。M 試験体が、相対的には、最も間隙体積が大きく、砂からの抵抗を受けにくいいため、透水係数が高くなっています。この傾向は、実験でも観測されており、シミュレーションでも実験を再現できる事が示唆されます。

動水勾配が 1 以下の範囲では、透水係数はほぼ一定値と言える結果になりました。また、この動水勾配レベルでは、シミュレーションと室内実験で得た透水係数はほぼ一致しており、シミュレーションの妥当性を確認できました。動水勾配が 1 から 10 程度の範囲では、透水係数がわずかに低下する傾向となりました。更に、動水勾配が 10 以上になると、計算した透水係数が極端に小さくなっていきます。透水係数の算出にあたっては、流速と動水勾配の線形関係を仮定したダルシーの法則を前提としています。これは、実験では極めて流れが遅く、慣性力よりも粘性力の寄与が支配的であることを

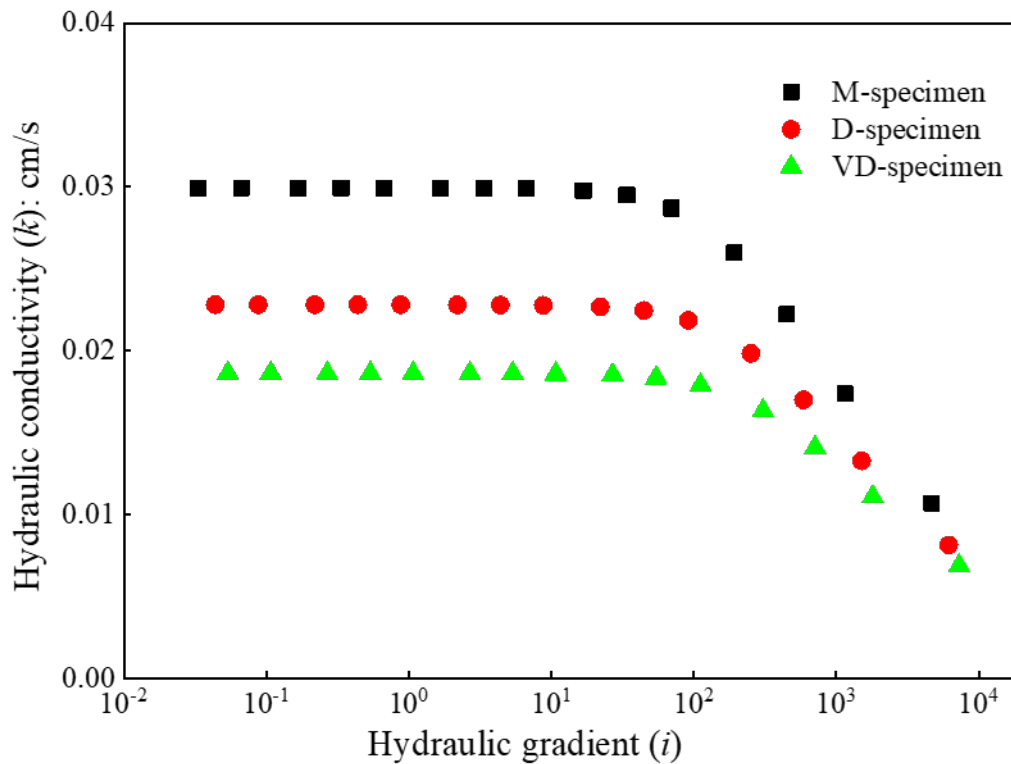


図 3 CFD シミュレーションで得られた動水勾配 (hydraulic gradient) と透水係数 (Hydraulic conductivity) の関係。

意味しています。しかし、動水勾配が10を超えると、流れ場において、慣性力が無視できなくなります。慣性力の影響を考慮せず、無理矢理ダルシーの法則を当てはめたために、見かけ上、透水係数が小さくなったということです。流速を大きくして、透水係数が小さくなっていく傾向は、岩石の透水試験でも確認されており、このこともシミュレーションの妥当性を示していると考えています。

### シミュレーションの課題

前述の通り、シミュレーションによって、実験結果の再現も可能になりつつあります。しかし、解決が必要な課題も残されています。例えば、乱流の影響の評価です。これまでの研究では、室内実験において、動水勾配が1を超えると透水係数が顕著に低下し始めることが確認されています。一方、シミュレーションでは、図3の通り、動水勾配が10程度までほぼ一定の透水係数となっています。遅い流れにおける層流状態から、速い流れにおける乱流状態では、流れ場は全く異なる様相を呈します。CFD解析では、適切な乱流モデルを用いることで、その影響を考慮する必要があります。しかし、前述のシミュレーションでは、乱流モデルを用いていません。動水勾配が大きくなるほど、乱流によるエネルギー損失を考慮していない影響が拡大することが予想されます。

また、降雨に伴う地下水位の変動を考えるにあたっては、気体（空気）と液体（水）の二相流解

析により、気液界面の変動を計算する必要があります。当然ながら、気液二相流は、単相流と比べてアルゴリズムが複雑になります。更に、単相流の透水シミュレーションとは異なり、時間変化を追跡する必要もでてきます。つまり、ある時間ステップおきに、何千から何万回の数値計算をしなければならず、深刻な計算負荷の増大を招きます。

### 今後の展開

本稿では、透水試験に用いる試験体の一部を再現したシミュレーションという小さいスケールのCFD解析事例を紹介しました。こうしたスケールのシミュレーションは、メカニズムの評価に役立つものです。一方、CFD解析は、より広域のシミュレーションにも応用が可能です。例えば、昨今様々な機関から提供されている3次元の地形データを反映し、土砂の流れを非ニュートン流体として模擬することで、大規模な土石流や地すべりのシミュレーションが可能です。また、ナビエ・ストークス方程式の代わりに、浅水方程式という別の方程式を用いることで、土砂の流れによる地形変化を数kmスケールでシミュレーションすることもできます。このように、CFDとは、流れの数値計算アルゴリズムであり、砂粒のスケールから、広域の地形スケールまで、様々なスケールのシミュレーションで活用することができます。今後は、CFDなどシミュレーション技術を斜面災害など地質災害の被害予測に役立てていきたいと思っています。

新人研究紹介

# 地球化学的解析から読み解く大阪平野の3次元広域地下水流動

新谷 毅 (深部流体研究グループ)

## 1. 背景：大阪平野の地下水研究とその課題

大阪平野は日本国内でも有数の地下水盆地であり、工業用水や生活用水の水源として地下水が利用されてきました (山本, 1999). しかし, 第2次世界大戦後の高度経済成長期に大量の地下水を揚水したため, 地盤沈下や塩水化が発生しました. このような地下水障害を抑えつつ, 地下水資源を持続的に利用するためには, 地下水盆地全体の水循環を理解した上で適切な取水量を検討しなければなりません. 地球化学的手法は水の化学的な進化過程を追跡す

ることができるので, 水循環における起源や流動を知るための有効な手段となります.

大阪平野の地下水に関する地球化学的研究は, 1950年代後半から数多く報告されています (蔵田ほか, 1957; 岩津ほか, 1960; Tsurumaki, 1962; 鶴巻, 1972 など). しかし, 大阪では地盤沈下や塩水化対策として地下水の取水制限が1960年代から行われたため, 1980年代から2000年代にかけては地下水の水質に焦点を当てた研究は減少しました. 2000年以降, 新たなトレーサーを用いた研究が増えてき

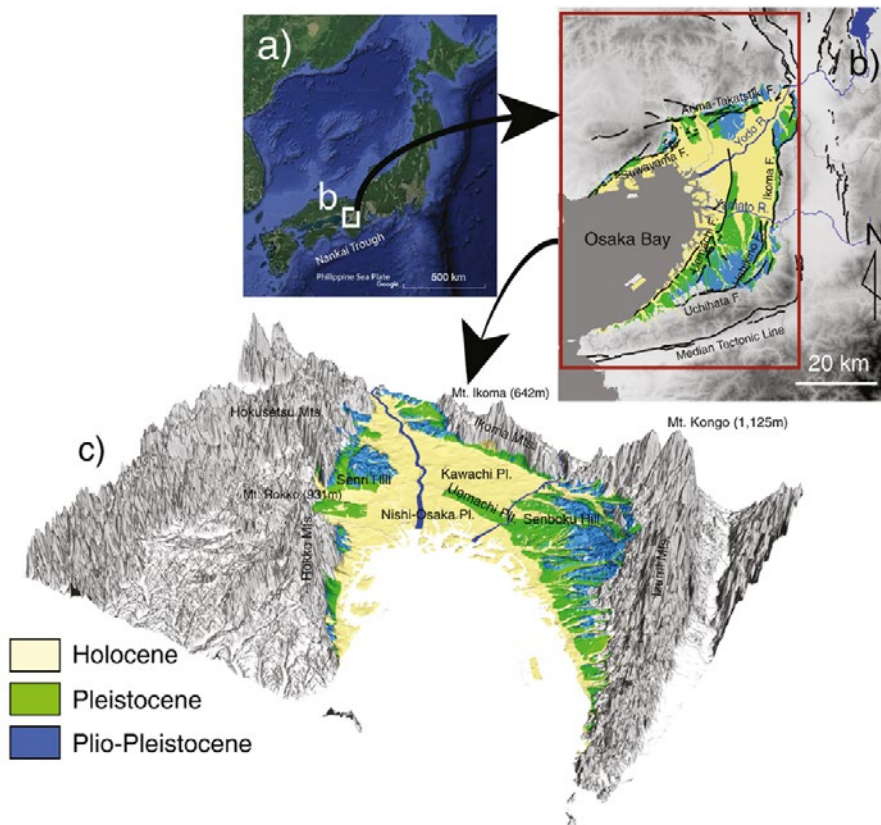


図1 大阪平野の位置と第四紀表層地質. a) 南海トラフと合わせた調査地域の位置; b) 大阪平野の第四期表層地質と主要活断層; c) 大阪平野とその周辺部の3D表層地形 (デジタルデータソースは以下の通り. 地形図: 国土地理院 <http://www.gsi.go.jp/kiban/index.html>; 地質: AIST (<https://gbank.gsi.jp/seamless/index.html?lang=ja&p=sample>); 活断層: 中田・今泉 (2002); 国土地理院 ([https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/08\\_kinki.html](https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/08_kinki.html)))



ました。中屋ほか (2009) は、主要溶存元素濃度や水素・酸素安定同位体比を含む地球化学データに基づいて地表から深さ 300 m までの地下水の流れを推定しました。また、牧野ほか (2010) は、塩水化は海拔 0 m 以下の地域に現れ、少なくとも沿岸帯水層の地表から深さ 100 m までは現代の海水が浸透している可能性を指摘しました。このように深さ 300 m ~ 地表付近までの地下水の起源や流動はよく理解されています。これらより深いところについて、大阪平野東部 (河内平野) では化石海水の存在が報告されていますが (鶴巻, 1972), その分布範囲は記録されておられません。つまり、大阪平野の深さ 300 m より下の地下水の起源や流動は不明なままです。本研究では、大阪平野の水循環システムの全体像を理解するため、地下水の地球化学的解析とその結果の 3 次元マッピングに基づいた広域流動評価を行いました。

## 2. 地質及び水文地質

大阪平野は、東側の生駒山地と北側の六甲山地・北摂山地に囲まれた低地で、地質学的には新第三紀から第四紀にかけての堆積物が堆積しています。これらの堆積物は砂、礫、シルト、粘土が層を成し

ており、特に河川の堆積物による砂や礫の層が重要な帯水層となっています。

大阪平野の帯水層は、大きく分けて不圧帯水層と被圧帯水層から構成されており、その厚さは 1500 m 以上になります (吉川・三田村, 1999)。不圧帯水層は地表に近く、降水や河川水から直接涵養されています。一方、被圧帯水層は不透水層により上部から隔てられた深部の帯水層で、主に地質構造に依存して遠く離れた山地などから涵養されています。大阪平野の被圧帯水層は十数枚の海成粘土層 (下位の Ma-1 ~ 上位の Ma13) によって区分されています。参考として平野部中央部では、Ma9 は深度約 100 m, Ma-1 は深度約 600 m です (Shintani *et al.*, 2022)。このように大阪平野の帯水層は複数存在しており、その深度も地域によって様々です。

## 3. 深度 300 m より深い地下水の地球化学的特徴

これまでデータの少なかった 300 m 以深の地下水を中心に採水を行い、水素・酸素安定同位体比を含む化学分析を行いました (Shintani *et al.*, 2019)。水素と酸素の安定同位体比は水の起源を推定するための有効なトレーサーとして知られています (例えば、林, 2005)。その結果、大阪平野中央部の地

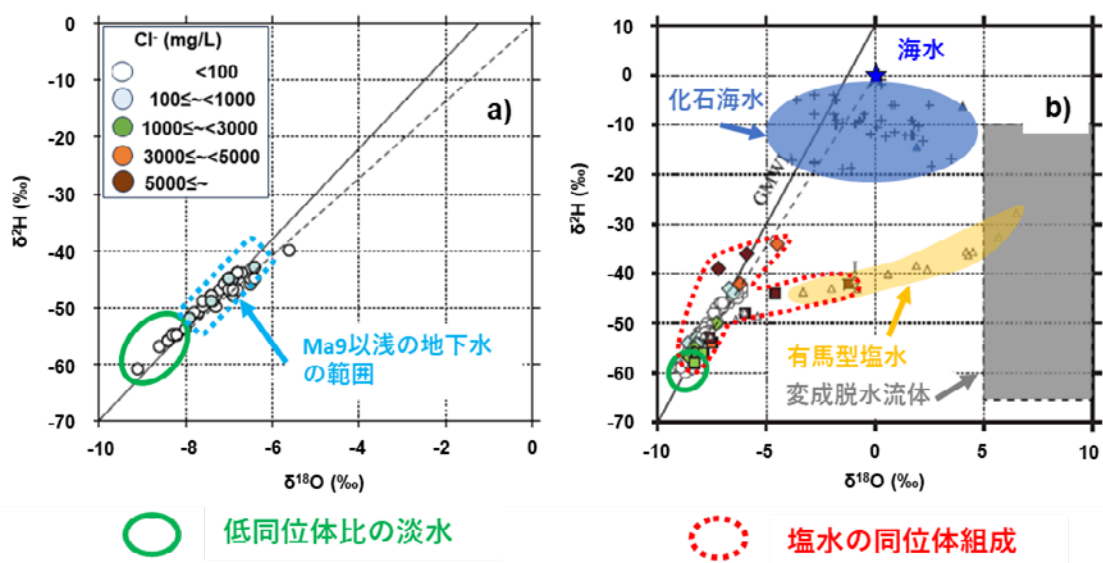


図 2 水素と酸素の安定同位体比の関係。a) Ma-1~Ma9 の帯水層, b) Ma-1 以深の帯水層。青色ハッチ：化石海水の同位体組成 (加藤・梶原, 1986; 加藤ほか, 2000; 大沢ほか, 2010), 橙色ハッチ：有馬型塩水 (Matsubaya *et al.*, 1973; Masuda *et al.*, 1985), 灰色ハッチ：変成脱水流体 (佐々木, 1977)。

下 300 m 以深には現代の天水起源では説明ができない低同位体比を持つ淡水が存在することが明らかとなりました (図 2a)。このような同位体的特徴を持つ水は他の地域の平野部でも観察されており、一般的に氷期に涵養した「古い」天水 (Edmunds, 2000; 安原ほか, 2005; Ikawa *et al.*, 2014), 堆積盆形成過程で埋没に伴う限外ろ過 (Ultrafiltration) などの続成作用を受けて形成された水と考えられています (Lavastre *et al.*, 2005)。大阪平野の場合, 年代データはありませんが, 神戸市 (大阪平野の西側) の同じ深度の帯水層では 25,000~230,000 の年代が報告されています (Morikawa *et al.*, 2005)。これを考慮しますと, 大阪平野深部の淡水は氷期に涵養された水と考えられます。

一方, 平野最深部の塩水は様々な同位体比を持つことがわかりました (Shintani *et al.*, 2019)。塩水の各起源と比較してみましたが (図 2b), これらの塩水は淡水による希釈を強く受けていたため, 起源を推定することはできませんでした。

#### 4. 堆積盆最深部と山地付近にみられる塩水の起源推定

大阪平野の深部には Cl 濃度が高く且つ複数の水素・酸素安定同位体比の特徴を持つ地下水が存在することが明らかとなりましたが (Shintani *et al.*, 2019), 先行研究ではこれらの起源を明らかにする

ことはできませんでした。そこで, 新たなトレーサーとして Li 濃度とその同位体に着目しました。Li は高温条件下で岩相から液相へ溶出し, その後温度が低下しても液相中に保持されるため (You *et al.*, 1996; James *et al.*, 2003), 地下水の温度履歴の指標として利用することができます。これらのトレーサーのうち, Li 同位体を用いて起源解析を行った結果が図 3 です。図 3a から, 大阪平野の塩水は大きく 3 つに分類することができました。その分類に基づいて空間プロットしたのが, 図 3b になります。その結果, 低温環境で反応した水は平野部に分布しているのに対し, 有馬型塩水や深部由来の CO<sub>2</sub> が付加された水は山地部の断層周辺に分布していました。このことから大阪平野深部の塩水は化石海水を起源としているのに対し, 平野と山地の境界に走る断層付近の塩水は有馬型塩水と呼ばれるスラブ由来とされる深部上昇型の流体であると推定されました (Shintani *et al.*, 2022)。

#### 5. GIS を用いた地下水塊の 3 次元構造

広域地下水流動を評価するためには, 水の動きと水文地質構造との関連性を明らかにすることが重要です (Raiber *et al.*, 2012)。本研究で得られたデータと既存の膨大な地下水データと組み合わせたデータセットを作成し, それらを多変量解析と前述の地球化学解析を用いることで起源別に分類し

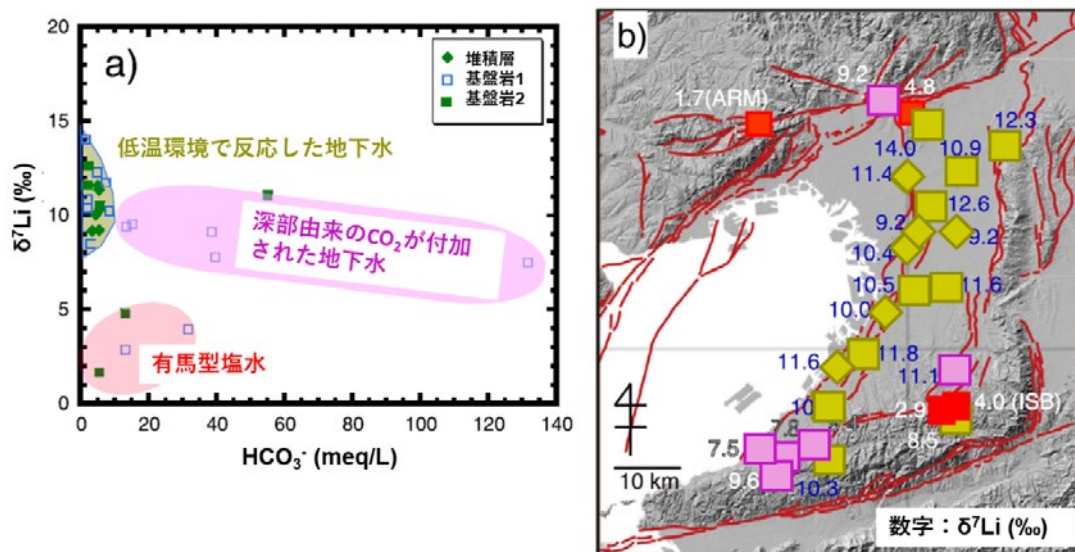


図 3 大阪平野最下部堆積層と基盤岩中の地下水の HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> と δ<sup>7</sup>Li の関係 (a) と δ<sup>7</sup>Li の地理的分布 (b)。

ました。その分類した結果を3次元図にすることで大阪平野の広域地下水流動の評価を行いました。

天水起源の地下水は平野部の比較的浅い深度300 m程度までのところで循環しており、一部断層に沿って地下500 m程度の深部まで浸透していません(図4a-1, 図4b-1)。一方、平野中央部の深い場所には氷期以前の地下水が分布しており、この領域では地下水が停滞的であることがわかります(図4a-2, 図4b-2)。

次に塩水の起源別3次元分布を示しました(図5)。現海水は表層付近に分布しており、化石海水は平野深部に集中しています。さらに、有馬型塩水は南北の山地の断層周辺に分布していることが明示されています。

以上のように大阪平野の堆積盆全体の水塊構造を3次元可視化し、異なる起源を持つ地下水塊の広域分布を明らかにしました(Shintani *et al.*, 2022)。

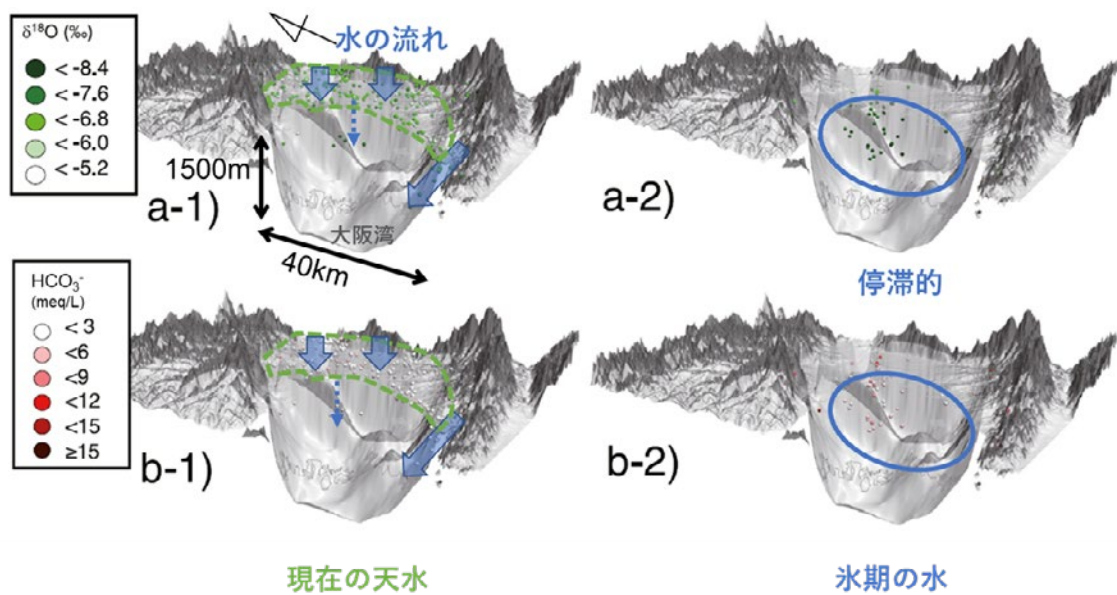


図4 大阪平野の淡水地下水を起源別に3次元プロットした図。

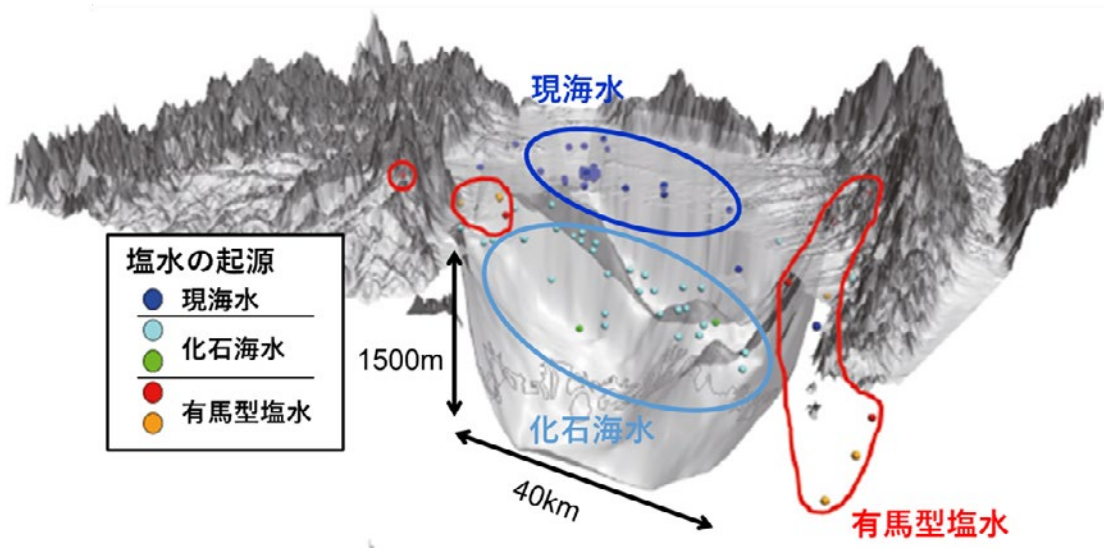


図5 大阪平野の塩水を起源別に3次元プロットした図。



## 6. おわりに

本研究は、大阪平野全体の広域地下水流動の特徴を地球化学的観点から明らかにしました。また、流域全体の地下水賦存状態を理解するためには、3次元モデルが有効であることを示しました。これらの成果は、複雑な水文地質システムを包括的に理解することができます。また、この知見は持続的に利用可能な水資源の確保や環境問題の解決に向けた地下水管理に不可欠です。将来的な研究では、継続的なモニタリングや高度なモデリング技術を活用して、変化する状況に適応することで、持続可能な地下水資源管理を可能にすることが期待されます。

## 引用文献

- Edmunds, W.M., 2001. Palaeowaters in European coastal aquifers-the goals and main conclusions of the PALAEAUX project. In Edmunds WM, Milne CJ (eds) Paleowaters in Coastal Europe: evolution of groundwater since the late Pleistocene. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 189, 1–16.
- 林 武司, 2005. 酸素・水素安定同位体比を用いた地下水調査, 地下水技術, 47, 27-35.
- Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S., Marui, A., 2014. Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. Hydrogeol. J. 22, 987–1002
- 岩津 潤・鶴巻道二・市原優子, 1960. 大阪市西部の地下水の水質とそれに関連する諸問題, 日本地下水学会誌, 2, 23-36.
- James, R.H., Allen, D.E., Seyfried Jr., W.E., 2003. An experimental study of alteration of oceanic, crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350°C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 681–691
- 加藤 進・梶原義照, 1986. 新潟地域・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成. 石油技術協会誌, 51, 113-122.
- 加藤 進・安田善雄, 西田英毅, 2000. 秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学, 石油技術協会誌, 65, 229-237.
- 蔵田延男・村下敏夫・後藤隼次・阿部喜久男, 1957. 尼崎市工業用水源小規模地域調査報告—淀川水系地域調査第1報—, 地質調査月報, 8, 281-300.
- Lavastre, V., Jendrzewski, N., Agriner, P., Javoy, M. and Evrard, M., 2005. Chlorine transfer out of a very low permeability clay sequence (Paris Basin, France): <sup>35</sup>Cl and <sup>37</sup>Cl evidence. Geochim. Cosmochim. Acta 69, 4949–4961
- 牧野和哉・益田晴恵・三田村宗樹・貫上佳則・陀安一郎・中屋眞司, 2010. 水質から推定される大阪市とその周辺の地下水の涵養域, 日本地下水学会誌, 52, 153-167.
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M., 1985. Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO<sub>3</sub> type waters in Arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan. Geochem. J. 19, 149–162.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H., 1973. Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems. Geochem. J. 7, 123–151.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H., Ohwada, M., 2005. Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling 4He concentration with helium isotopic ratios. Geophys. Res. Lett. 32. L02406 <doi:10.1029/2004GL021501>
- 中田 高・今泉俊文, 2002. 活断層デジタルマップ, 東京大学出版, ISBN-978-4-13-060740-7
- 中屋眞司・三田村宗樹・益田晴恵・上杉健司・本館佑介・日下部実・飯田智之・村岡浩爾, 2009. 環境同位体と水質より推定される大阪盆地の地下水の涵養減と流動特性, 日本地下水学会誌, 51, 15-41.

- 大沢信二, 網田和宏, 山田誠, 三島壮智, 風早康平, 2010. 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因—温泉起源流体としての続成脱水流体—, 温泉科学, 59, 295-319.
- Raiber, M., White, P.A., Daughney, J., Tschirter, C., Davidson, P., Bainbrige, S.E., 2012. Three-dimensional geological modelling and multivariate statistical analysis of water chemistry data to analyze and visualize aquifer structure and groundwater composition in the Wairau Plain, Marlborough District, New Zealand. *J. Hydrol.* 436-437, 13-34
- 佐々木 昭, 1977. 安定同位体と鉱床. 現代鉱床学の基礎「立見辰夫編, 東京大学出版, 77-95.
- Shintani, T., Masuda, H., Okazaki, K., Even, E., Ono, M., Marui, A., 2019. Characterization of groundwater based on  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\text{Cl}^-$  concentration beneath the Osaka Plain, Southwest Japan. *Geochem. J.* 53, 235-247.
- Shintani, T., Masuda, H., Nemoto, T., Ikawa, R., Marui, A., Tanimizu, M., Ishikawa, T., 2022. Three-dimensional structure and sources of groundwater masses beneath the Osaka Plain, Southwest Japan. *J. Hydro. Regional Studies*, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101193>
- Tsurumaki, M., 1962. Quality of ground water in Western Osaka, Japan with special reference to the genesis of high-chloride zone. *J. Geosci. Osaka City Univ.* 6, 145-186
- 鶴巻道二, 1972. 東大阪地区における被圧地下水の水質とその水理地質学的解釈, 地学雑誌, 81, 33-48.
- 安原正也, 高橋 浩, 稲村明彦, 高橋正明, 風早康平, 半田宙子, 林 武司, 中村俊夫, 太田友子, 2005. 関東平野中央部における被圧地下水の $^{14}\text{C}$ 濃度分布—地質構造との関連性について—, 名古屋大学加速器質量分析計業務報告書, 19, 184-188.
- 山本莊毅, 1999. 日本の地下水 CD-ROM 版, 地下水技術, 41, 1-10.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999. 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比, 地質学雑誌, 105, 332-340.
- You, C.-F., Castillo, P.R., Gieskes, J.M., Chan, L.H., Spivack, A.J., 1996. Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 41-52.

## リサーチアシスタントの紹介

産総研では、人材育成の一環として、平成26年度より「産総研リサーチアシスタント」制度を開始しました。これは優れた研究開発能力を持つ大学院生（博士課程前期および後期）を契約職員として雇用し、産総研の研究者と一緒に国の研究開発プロジェクト等に参画してもらい、大学院生はその研究成果を学位論文に活用できると言うシステムです。大学院生からすると産総研で働きながら学位（修士・博士）を目指すこととなります。また、産総研としては、意欲ある大学院生がプロの研究者になることを応援し、併せて研究開発の促進をはかります。活断層・火山研究部門でも毎年複数名のリサーチアシスタントを雇用しています。

リサーチアシスタントには産総研の研究開発に携わることで、研究者としての能力を身に着けるとともに、国の研究開発に貢献する自覚も持っていたきたいと思います。また、指導する研究者には、自分たちが指導者として大学院生とどう向き合うかを考えつつ、共同で研究を進めることが重要と考えています。

「産総研リサーチアシスタント」制度の詳細については、下記のURLをご覧ください。

[https://www.aist.go.jp/aist\\_j/collab/ra/ra\\_index.html](https://www.aist.go.jp/aist_j/collab/ra/ra_index.html)

### 地震テクトニクス研究グループ

喜多 倅子 Kita Yukiko

東北大学大学院理学研究科地学専攻の博士課程後期に在籍している喜多倅子と申します。この4月からリサーチアシスタントとして活断層・火山研究部門地震テクトニクス研究グループに所属させていただいております。



私は、室内実験により地球の構成岩石の変形特性を調べる研究を行っています。特に、大陸の内陸断層直下に位置し、延性的

に変形する大陸地殻深部の力学的な特性に興味を持っています。断層直下の岩石がどのように変形し、内陸断層にどの程度の歪を蓄積させ内陸地震につながるのかを明らかにすることが私の研究の目的です。しかし、内陸地震の発生サイクルは数千年と非常に長く、その時間スケールの変形を実験室で再現するというのは非常に難しいです。そこで私の研究では、ある変形機構において同一歪速度では粒径が小さいほど変形しやすくなるという岩石の性質を利用して、ファインセラミックスの技術を利用して非常に細粒な模擬岩石を人工的に作成し、力学特性を調べることを試みています。これにより、天然の非常に長いスケールの変形現象を実験室で短時間で再現することが可能になります。

発展途上な部分が多い手法ですが、改良を重ね合成手法を確立することができたら、様々な地球構成岩石の特性を解明する糸口となるのではないかと考えております。実験はうまくいかない事のほうが多いですが、試行錯誤を重ね、これからも全力で研究に取り組んでまいります。ご指導ご鞭撻のほど、どうぞよろしくお願いいたします。

### 地震テクトニクス研究グループ

大森 涼生 Omori Ryousei

東邦大学理学研究科に所属している大森涼生と申します。現在は博士前期課程1年で4月から地震テクトニクス研究グループにおいてリサーチアシスタントに従事しております。リサーチアシスタントとしては産総研のプロジェクト「防災・減災のための高精度デジタル地質情報の整備事業」の斜面災害情報の整備に参加しており、粘土鉱物が地すべりに与える影響を研究しています。



粘土鉱物は、摩擦強度が弱い鉱物で地すべりや地震を引き起こしやすい要因と考えられています。実は学部時代の研究は地すべりではなく、地震の研



究をしていました。具体的には、地震は断層運動によって発生しており、地震前は断層帯周辺で変化（体積の膨張や弾性波速度・振幅の変化）が発生するといわれています。このような前兆現象を室内岩石摩擦実験でとらえる研究です。地震と地すべりは異なる現象のように思えますが、どちらも摩擦現象であることに変わりはありません。地震は地下深くで発生するため目視することはできませんが、地すべりは比較的浅く表層で発生し目視で現場を見ることができ、サンプルの回収もすぐにできます。つまり、地すべりは大きな摩擦実験場と捉えることもできます。私は、地すべりの摩擦現象や粘土鉱物との関連を調べることは地震の理解にも繋がるのではと考えています。

学部時代に培った知識を生かしつつ、異なる専門分野の研究者と研究を行うことで新たな手法や専門知識について学べる機会をいただき感謝しております。これからどうぞよろしく願いいたします。

### 海溝型地震履歴研究グループ

丸澤 治樹 Marusawa Haruki

信州大学大学院総合理工学研究科理学専攻地球学ユニットに所属している丸澤治樹と申します。現在修士課程に在籍しており、本年4月よりリサーチアシスタントに従事しています。

私は津波の数値シミュレーションに興味があり、大分県の別府湾の沿岸巨礫を研究対象とし、津波による巨礫の移動シミュレーションの研究を行ってきました。別府湾では過去数千年間で複数回の地震の痕跡が発見されており、そのうち1596年の慶長豊後地震の際に発生した津波による被害の記録が残っています。しかし、詳細な地震や津波の規模は分かっていません。また、津波は通常の波では動かない1mを超えるような巨大な礫を移動させることが知られており、それらは津波石と呼ばれていま



す。そこで、学部の卒業研究では別府湾の北岸にある糸ヶ浜海岸で発見された巨礫群に着目し、これらの巨礫群の分布をシミュレーションにより再現し、当時の地震の規模を推定することを試みました。

今後の研究ではより再現度の高い結果を得るためにシミュレーションに加えて現地調査や理論的な数値計算を行っていきたいです。現地調査では、巨礫の長軸の走向の計測や同じく別府湾内の糸ヶ浜海岸とは別の場所で発見された巨礫の調査を行いたいと考えています。また、巨礫群内に混在している高波起源の台風石がシミュレーションを行う上でノイズになっている可能性があり、これらを理論的な数値計算手法で識別したいと考えています。これらの情報をシミュレーションに反映させることで再現度が向上し、別府湾で発生した過去の地震規模の解明につながると考えます。

産総研の研究者の方々とともに研究させていただける貴重な機会に感謝しております。RAの2年間を通して多くのことを勉強させていただきたいと思います。どうぞよろしく願いいたします。

### 海溝型地震履歴研究グループ

佐藤 史都 Satou Fumito

今年4月より海溝型地震履歴研究グループにリサーチアシスタントとして所属している佐藤史都と申します。現在、信州大学大学院総合理工学研究科の修士課程に在籍しております。私は、津波によって形成された堆積物（津波堆積物）の



研究に取り組んできました。地層中に存在する津波堆積物を識別し、過去数千年スケールの津波浸水履歴を調べることでその地域における津波の発生間隔を見積もることができます。また、津波堆積物の分布範囲を基に津波数値シミュレーションを行うことで津波の規模を推定できる場合があります。私は、堆積物に含まれている珪藻と呼ばれる単細胞藻類の化石を用いることで津波堆積物の識別を試

みえています。水分がある環境に広く生育する珪藻は塩分や標高により種ごとの分布域が細かく分かれているため、堆積物の起源を推定したり、古環境を復元する際に広く用いられています。津波堆積物の研究においては、対象とする堆積物に含まれる珪藻を分析することでそれが陸源なのか、それとも海からもたらされたものなのかを判別することに利用されています。また、津波堆積物の前後における化石群集の種構成の変化から過去の環境を推定し、津波をもたらした地震に起因する地殻変動との関連を議論することもあります。学部の卒業研究では日向灘に面する宮崎県の沿岸低地で調査を行い、約4600年前の津波堆積物の識別や地殻変動履歴の復元を試みました。現在は、同じ手法を用いて別府湾周辺の沿岸湿地で研究を進めております。別府湾の海底には活断層が存在しており、かつてこの活断層が震源となった地震によって沿岸部に繰り返し津波が襲来していた可能性が先行研究によって指摘されております。私の研究を通じてこれらの規模や発生間隔の解明に寄与できればと考えております。昨年産総研の技術研修員としてお世話になっており、今年度も引き続き学びの機会をいただいていることに大変感謝しております。今後ともどうぞよろしくお願いいたします。

## 地質変動研究グループ

前田 優樹 Maeda Yuuki

東北大学大学院理学研究科地学専攻に所属している前田優樹と申します。4月より前期博士課程に在籍しており、また地質変動研究グループにてRAとして研究をおこなっております。



現在は沖積平野上の河川による微地形を主な対象と

して研究をおこなっております。大学の授業を通して、どこまでも平坦だと思っていた沖積平野に微地形が存在して、その形成に河川が大きく関係していることに興味を抱き、現在の研究をおこなっております。

卒業論文では阿武隈川の河口域を対象として、河道の変遷やそれに伴う微地形発達の過程について研究をおこなっていました。この地域では浜堤平野上に阿武隈川の放棄河道や自然堤防が観察できる地域であり、これらが形成された過程についてボーリング調査等を通して研究をおこないました。産総研においては卒業論文の研究をさらに発展させて、ボーリングで得られたサンプルに対してOSL年代測定をおこなうことで地形の形成時期、形成速度などを解明したいと考えております。

まだまだ未熟ではありますが、産総研という素晴らしい環境における多くの体験を通して成長していきたいと考えております。どうぞよろしくお願いいたします。

## 外部委員会等 活動報告 (2024年4月～5月)

## 2024年3月追加分

2024年3月25日

科学技術・学術審議会 研究計画・評価分科会 宇宙  
開発利用部会 (第84回) (田中出席 / web 会議)

## 2024年4月-5月

2024年4月5日

南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会, 地震防  
災対策強化地域判定会(北川・板場出席 / web 会議)

2024年4月9日

科学技術・学術審議会 研究計画・評価分科会 宇宙  
開発利用部会 (第85回) (田中出席 / web 会議)

2024年4月9日

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (宮下・岡村  
出席 / web 会議)

2024年4月23日

火山調査研究推進本部 第1回火山調査委員会 (篠  
原・石塚出席 / 文科省)

2024年4月23日

科学技術・学術審議会 研究計画・評価分科会 宇宙  
開発利用部会 (第86回) (田中出席 / web 会議)

2024年4月26日

地震調査委員会長期評価部会海域活断層評価手法  
等検討分科会 (岡村出席 / web 会議)

2024年5月9日

南海トラフ沿いの地震に関する評価検討会, 地震防  
災対策強化地域判定会 (北川出席 / web 会議)

2024年5月13日

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (北川・岡村  
出席 / web 会議)

2024年5月20日

地震調査委員会長期評価部会海域活断層評価手法  
等検討分科会 (岡村出席 / 文科省)

2024年5月21日

科学技術・学術審議会 測地学分科会 地震火山観測  
研究計画部会 (第57回) (田中出席 / web 会議)

2024年5月22日

第243回地震予知連絡会 (北川出席 / web 会議)

## IEVG ニュースレター Vol.11 No.2 (通巻62号)

2024年6月発行

発行・編集 国立研究開発法人 産業技術総合研究所

活断層・火山研究部門

編集担当 今西和俊・大坪 誠・東宮昭彦・黒坂朗子

問い合わせ 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央事業所7群

Tel: 029-861-3511

※4月1日から電話番号が変更になりました。

URL <https://unit.aist.go.jp/ievg/index.html>