

地質標本館 特別展

# 第四紀

*The Quaternary*

過去・現在・未来を  
つなぐ地質時代

Japan Association for Quaternary Research  
70th Anniversary  
日本第四紀学会  
創立70周年記念事業



主催： 日本第四紀学会



国立研究開発法人産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



国立研究開発法人産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

 産総研  
ともに挑む。つぎを創る。

 GEOLOGICAL MUSEUM  
地質標本館



## Index

はじめに	鈴木毅彦 <sup>1</sup>	3
<b>1 第四紀の地形・地層が記録するもの</b>		
地形分類から読み解く地形発達史	須貝俊彦 <sup>2</sup> ・奥野 充 <sup>3</sup>	4-5
過去数百万年間の陸域環境変化の記録	里口保文 <sup>4</sup>	6
長期環境記録媒体としての琵琶湖	里口保文 <sup>4</sup>	7
低地の軟弱地盤：沖積層の成り立ち	中澤 努 <sup>5</sup> ・野々垣 進 <sup>5</sup> ・小松原純子 <sup>5</sup>	8
東京低地の地下に埋没する最終氷期の谷	中澤 努 <sup>5</sup> ・野々垣 進 <sup>5</sup> ・小松原純子 <sup>5</sup>	9
<b>2 人類の活動と環境変化</b>		
更新世末に起こった日本列島への人類拡散	森先一貴 <sup>2</sup> ・出穂雅実 <sup>1</sup> ・海部陽介 <sup>2</sup>	10-11
かつて日本列島の人類が見つめた森を復元する	林 竜馬 <sup>4</sup>	12-13
<b>3 気候変動の記録と将来予測</b>		
繰り返す氷期・間氷期	杉崎彩子 <sup>5</sup> ・板木拓也 <sup>5</sup>	14-15
寒冷地形 —低温と風雪が支配する環境で作られる特徴的な地形—	刈谷愛彦 <sup>6</sup>	16-17
人類は、将来第四紀の終焉を見ることになるのだろうか？	加 三千宣 <sup>7</sup>	18-19
<b>4 火山活動と災害の記録</b>		
歴史上の火山噴火と災害 —17 世紀北海道—	古川竜太 <sup>5</sup>	20
歴史上の火山噴火と災害 —19 世紀福島県—	川邊禎久 <sup>5</sup>	21
第四紀テフラ —噴火・地形・地質・環境変化を解き明かす鍵層—	鈴木毅彦 <sup>1</sup>	22
<b>5 地震活動と災害の記録</b>		
活断層の活動履歴を探る —熊本県・日奈久断層帯を例に—	宮下由香里 <sup>5</sup>	23
堆積物から南海トラフ地震の津波履歴を探る	嶋田侑真 <sup>5</sup> ・澤井祐紀 <sup>5</sup>	24
巨礫から過去の南海トラフ津波の規模を探る	行谷佑一 <sup>5</sup> ・宍倉正展 <sup>5</sup>	25
能登半島地震と災害	宍倉正展 <sup>5</sup>	26
能登半島地震で隆起した海岸	宍倉正展 <sup>5</sup>	27
令和6年能登半島地震による液状化被害 —石川県金沢市と内灘町の例—	北村晃寿 <sup>8</sup>	28
令和6年能登半島地震による液状化被害 —新潟市西区と江南区の例—	卜部厚志 <sup>9</sup>	29-30
参考文献		31

<sup>1</sup> 東京都立大学, <sup>2</sup> 東京大学, <sup>3</sup> 大阪公立大学, <sup>4</sup> 滋賀県立琵琶湖博物館, <sup>5</sup> 産総研地質調査総合センター, <sup>6</sup> 専修大学, <sup>7</sup> 愛媛大学, <sup>8</sup> 静岡大学, <sup>9</sup> 新潟大学

神奈川県小田原市を中心とした空撮写真。  
左側は富士・箱根の火山、右側は足柄平野と大磯丘陵、丹沢山系およびそれらを限る国府津-松田断層帯が見られる。火山、平野、活断層といった第四紀の要素が1枚の写真に収まっている。冬に南関東で雪が降った翌日に撮影したので、箱根火山や丹沢も冠雪している。穴倉正展撮影

## はじめに

「第四紀」とは、約260万年前から現在にかけての地質時代です。260万年間という時間は、地球誕生以降の約1800分の1という短い瞬間にすぎません。しかし現在を含み、ホモ・サピエンスが出現し、現在の地形や自然環境が成立した時代であり、我々にとってなじみのある地質時代です。

第四紀は、約3,400万年前から始まった氷河時代である新生代の中でも特に寒冷化が進んだ時期です。さらに、4～10万年前後の周期をもつ氷期-間氷期サイクルを特徴とし、人類にとって過酷と思われる環境変化が繰り返されてきました。また、湿潤変動帯である日本列島は、地震、火山、台風・前線による豪雨など、災害に結びつく自然環境を有します。一方、産業革命を経て工業化が進み、二酸化炭素ガスの大量放出などを通じて人類が地球環境を変える存在となり、新たな地質時代である「<sup>じんしんせい</sup>人新世」を迎えたという考え方もあります。

このような比較的最近の地球史と人類を含む生命史を解き明かすのが第四紀学です。第四紀に関心をもつ研究者のコミュニティである日本第四紀学会は、2026年に創立70周年を迎えました。本学会の特徴は学際性にあり、会員の専門は、地質、地理、古生物、動物、植物、土壌、人類、考古、地球物理、地球化学、海洋学、土木工学などと多岐に及びます。今回の特別展のパネルの多くは、日本第四紀学会関係者により作成されました。ここでは、第四紀の地球規模の環境変動から、日本列島の地形・地質、地震・火山活動と自然災害、そして「人新世」にも触れています。本特別展を通じ、我々人類にとり身近な地質時代「第四紀」について理解を深めて頂ければ幸いです。



日本第四紀学会は、2026年に、創立70周年を迎え、その記念事業として『図説 日本列島の歴史：第四紀の人と環境』を刊行いたしました。本書では、日本列島の自然環境・自然災害を豊富な写真・図版とともにわかりやすく解説しています。

鈴木 毅彦

日本第四紀学会 前会長・  
学会設立70周年記念事業委員会 委員長

# 地形分類から読み解く地形発達史

地形は、地質（地盤）と大気・水圏との境界面であり、特に第四紀の地質現象（隆起と沈降、堆積と侵食）を反映しています。地形判読とその成果品である地形分類図は、地形発達史を読み解く鍵となるものです。火山と河成平野の地形分類図を例に取り上げて地形発達史を解説します。

## 火山の地形分類

火山の地形は、内的営力である噴火（マグマの噴出）だけでなく、外的営力である風雨などによる侵食・堆積なども加わって形成されます。噴火様式は、マグマの性質の多様性を反映していて、爆発的噴火ではマールやスコリア丘などが形成され、溶岩は粘性の違いで溶岩流になったり溶岩ドームになったりします（図1）。大規模火砕流の噴出では大きな凹地であるカルデラも形成されます。外的営力では火山麓扇状地が形成されるほか、地震や噴火などで火山体が崩壊すると、馬蹄形カルデラや流れ山などが形成されます（図2）。

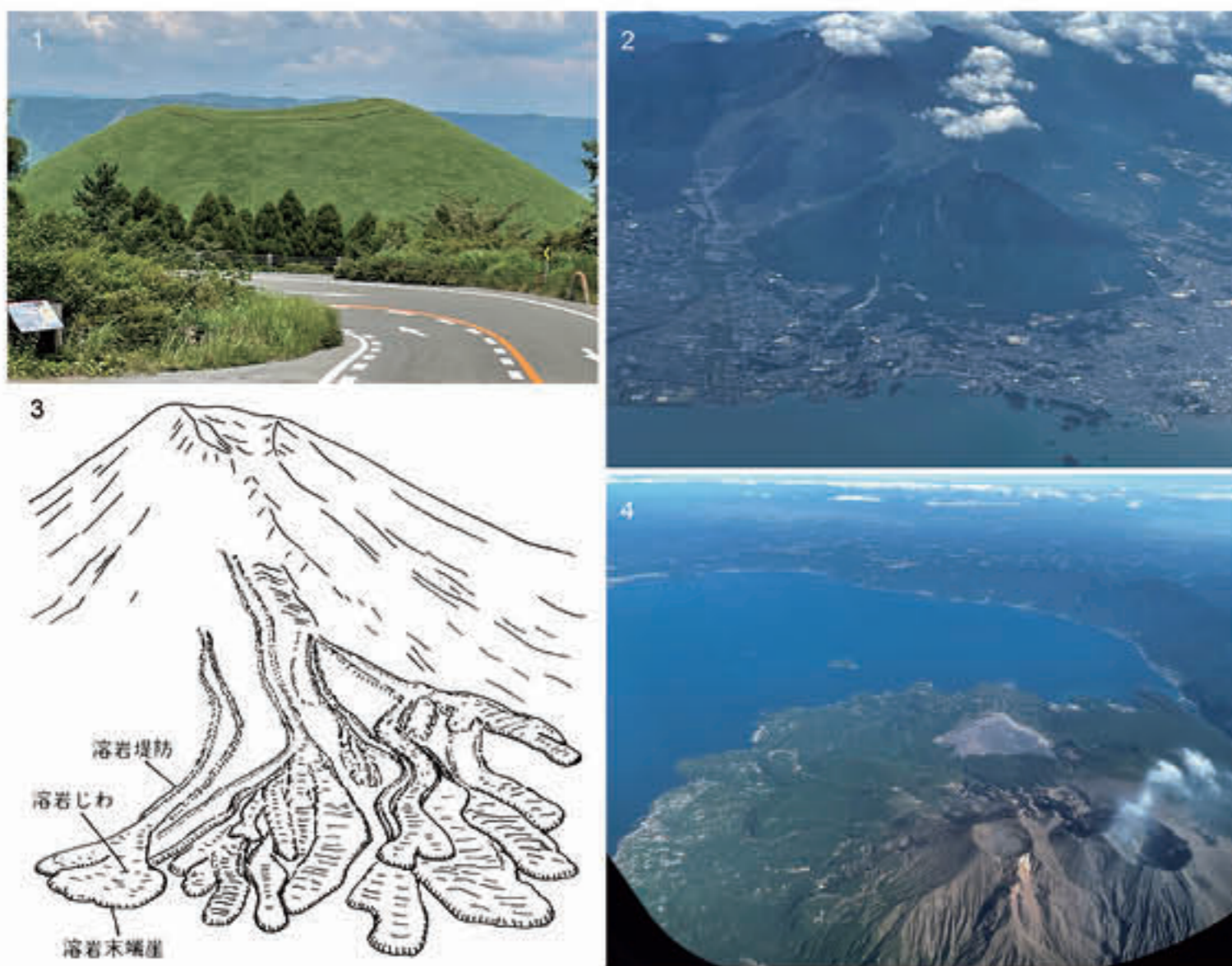


図1 火山噴火によってできる地形。  
 (1) 米塚スコリア丘（阿蘇火山）、(2) 雲仙・眉山溶岩ドームと馬蹄形カルデラ、  
 (3) 溶岩流によってできる微地形（守屋，1983）、(4) 桜島火山と始良カルデラ。  
 山頂火口（左から北岳、南岳）と山麓の扇状地、後方にカルデラ壁と火砕流台地が見える。

富士山に代表される成層火山は、何回も噴火を繰り返してできた複成火山で、地質学的には短時間の噴火とその間の侵食・堆積などで形成されます。磐梯火山にもさまざまな地形がみられます（図2）。それらの地形を丁寧に判読して地形分類図を作成すると、火山活動史や噴火現象を理解できます。

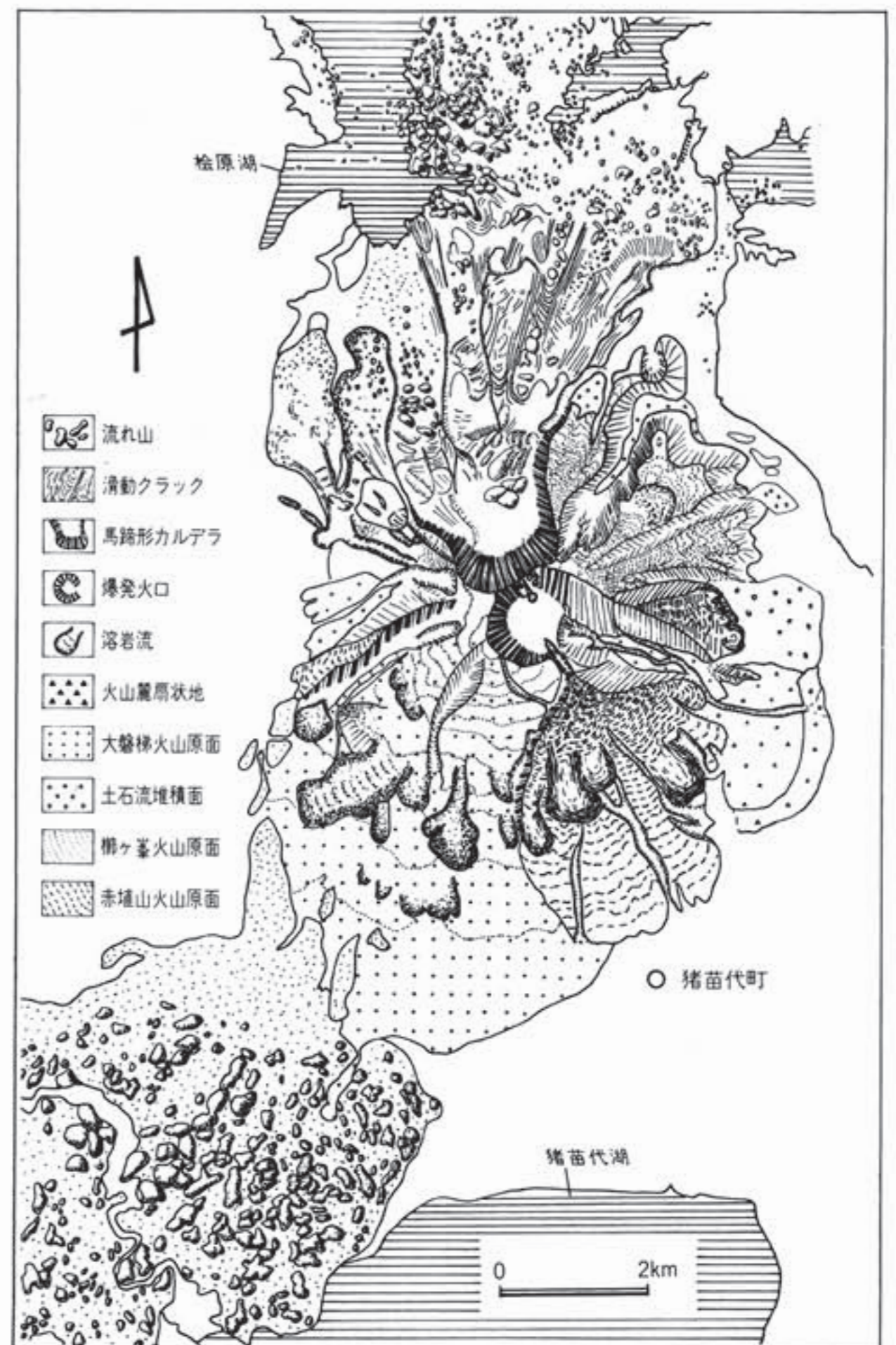


図2 磐梯火山の地形分類図（守屋，1983）。  
 磐梯火山の地形分類図にも、火山原面や溶岩流、火山麓扇状地や土石流堆積面などがあり、山体部が崩壊してできた馬蹄形カルデラから運ばれた流れ山が山麓部に見られる。

## 河成平野の地形分類

日本の平野と盆地（図3）は、濃尾平野（図4）のような低地卓越型と武蔵野台地（図5）のような段丘卓越型に分類できます。前者は主に火山フロントの内側（内弧）にみられ、活断層に画された低地卓越型盆地が列をなします。後者は海溝側（外弧）にみられ、海溝会合点付近で顕著です。既に山体崩壊している円錐火山（A2型）も会合点近くに集中します（図3）。島弧スケールの地形分類図は平野や火山の地形発達が第四紀のプレート運動と密接に関わっていることを示唆します。

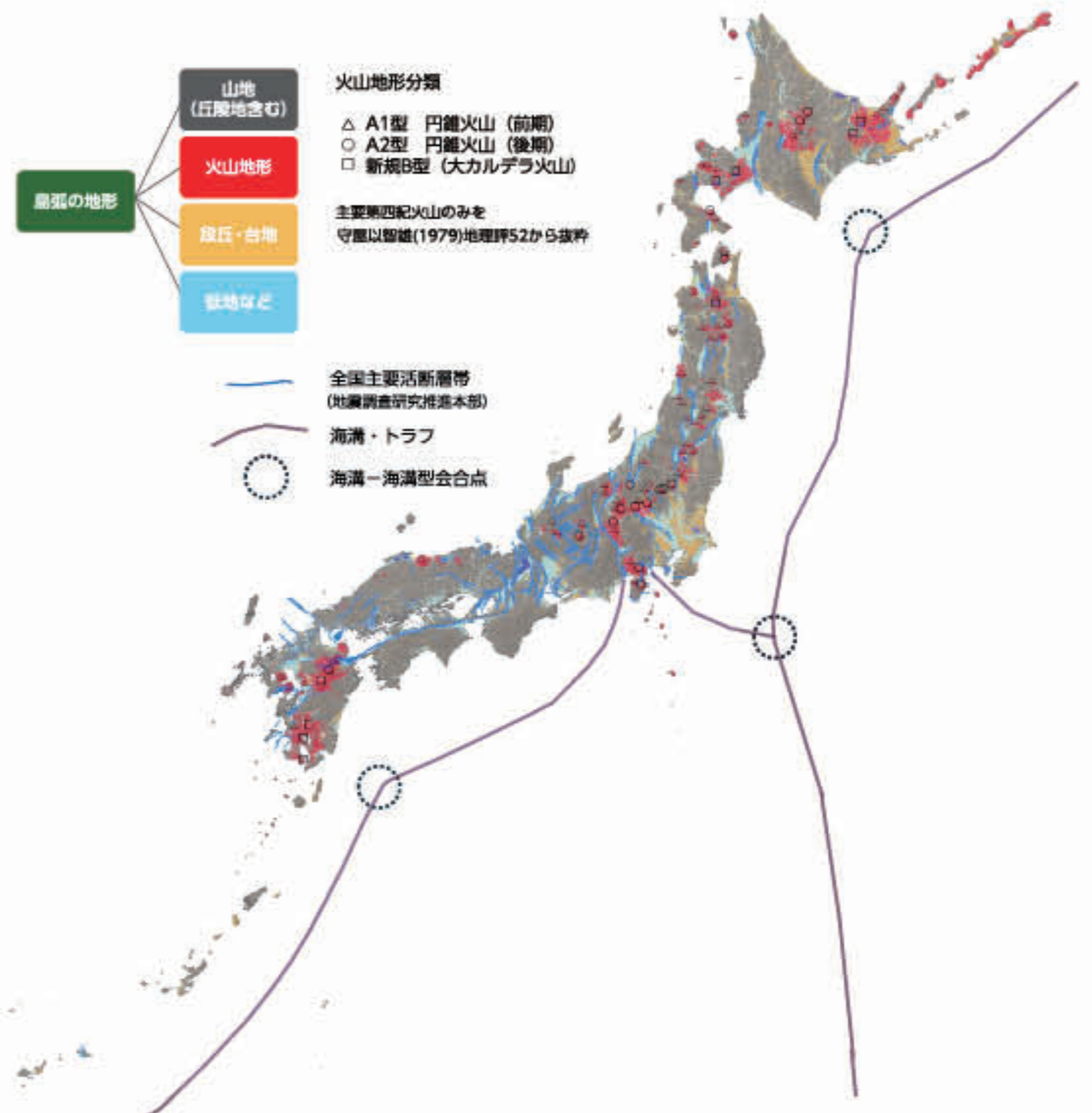


図3 日本列島の地形分類図。地理院地図に加筆

河成平野は、第四紀の気候・海水準変動や地殻変動・火山活動の影響を受けながら発達してきたので、過去の河成平野である河成段丘を地形分類すると、これらの影響の歴史を解説できます。河成平野の地形分類図は、河川による平野の形成プロセスを読み解く鍵です。

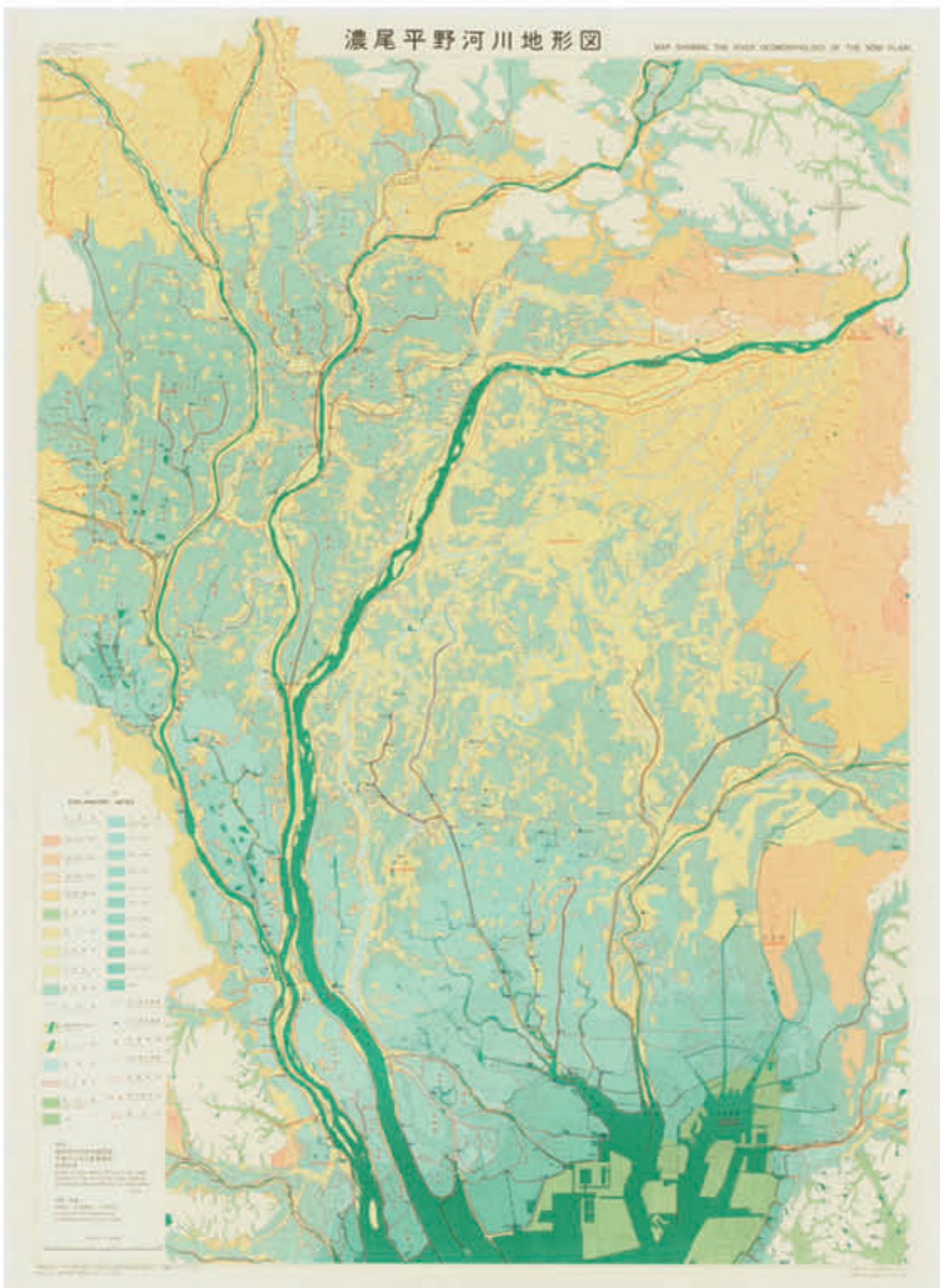


図4 濃尾平野河川地形図。

建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所 (1976) 大矢雅彦・小池邦夫作成  
木曾川が濃尾平野に入ると扇状地、その前面に自然堤防と後背湿地、最下流部に低平な三角州（デルタ）を形成していることがわかる。扇面で放射状に位置を変えた網状流路が蛇行河道跡へ連なり、南北に伸びる何列もの自然堤防群を形成したことが読みとれる。三角州は高潮で水没しやすい土地であることが1959年伊勢湾台風災害で証明され、利用規制が導入された。

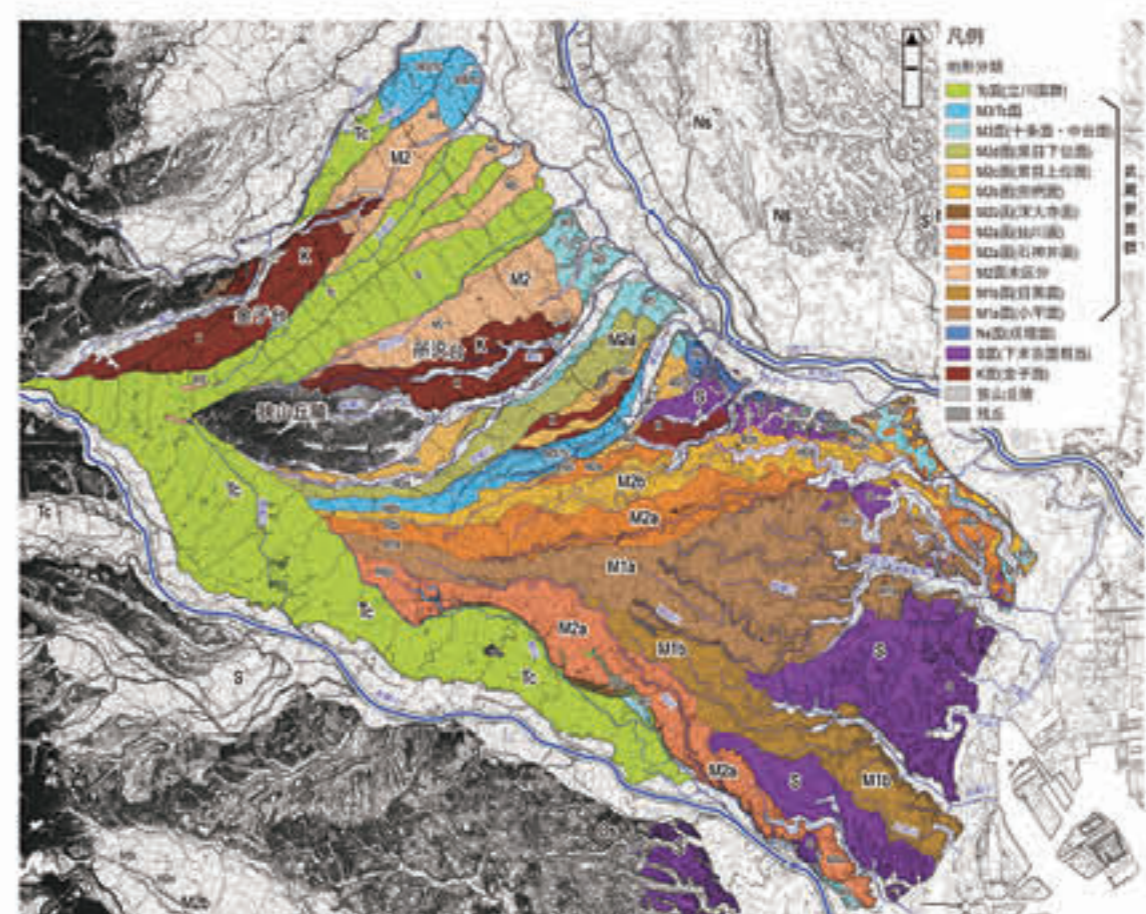


図5 武蔵野台地の新地形区分。遠藤ほか (2019)

武蔵野台地は、何段もの細長い河成段丘が集まった開析扇状地であること、過去の多摩川が放射状に位置を変えつつ、約12万年前以降の海水準低下と隆起の影響を受けて、段丘面が分化してきたことを示している。

# 過去数百万年間の陸域環境変化の記録

地層には長期間にわたる地球環境の変化が記録されます。ただし、そのためにはずっと地層が形成され続けている必要があります。日本列島において第四紀を通じて形成された地層は、様々な地域にあります。陸域環境でできた地層は、近畿～東海地方に広く分布しています（写真1）。これらの地層は、過去数百万年にわたるこの地域の陸域環境の変化を知るうえで役立っています。また、分布域全域での同時性を検討する方法として、挟在する多数の火山灰層（写真2）による地層対比が行われ（Satoguchi and Nagahashi, 2012）、火山灰層の洪水成堆積物の研究から、地域間をつなぐ水系の接続関係の変遷が議論されています（図1；里口, 2017）。



写真1 三重県津市を流れる服部川の河床に見られる古琵琶湖層群の最下部付近の地層。琵琶湖の地史における初期の湖の堆積物が見られる。



写真2 約175万年前の恵比寿峠福田（Eb-Fukuda）テフラ層。左から右へ順に、大阪層群の福田火山灰層、古琵琶湖層群の五軒茶屋火山灰層、東海層群の嘉例川火山灰層。上部に洪水によってたまった層がある。

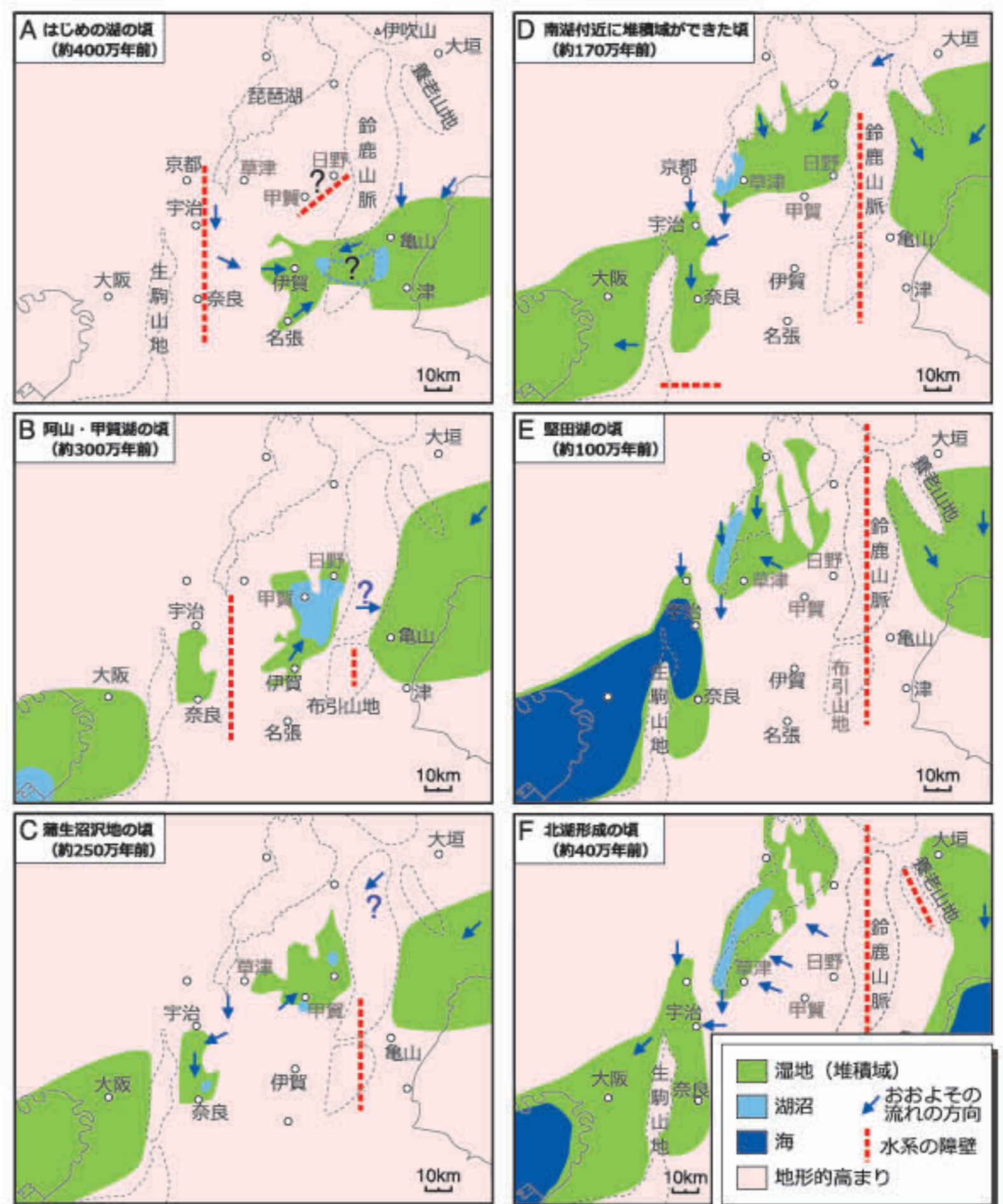


図1 近畿・東海地域の水系の変遷図（里口, 2017, 2025）。現在の琵琶湖の水系は、琵琶湖周辺を起点として、京都を経て大阪湾に流れ込んでいる。しかし、初期の湖（A）の頃には、今はつながりがない伊勢湾地域と接続関係にあり、大阪湾とはつながっていなかった。このように湖の場所だけでなく、水系の接続している地域が大きく変わってきた。このような接続の変化が、現在の水生生物の分布に影響を与えたと考えられている。

# 長期環境記録媒体としての琵琶湖

琵琶湖（写真1）は、古い地史をもつ湖として知られ、琵琶湖の湖底から深さ1,400 m もの長尺のボーリング調査\*が行われています（写真2）。この調査から、琵琶湖の北部は約40万年前から続く湖であることが明らかになり（Mayers et al., 1993）、その後のボーリング調査（高島沖ボーリング）と合わせて、過去数十万年間の環境変動や世界の気候変動との関係が議論され（Xiao et al., 1997 など）、中部日本の陸域環境の変化を知るうえで重要なものとなっています。また、含まれる多くの火山灰は（吉川・井内, 1991 など）、堆積物の年代や、他地域との層序対比を行う上で重要な指標になっています（図1）。

なお、琵琶湖の南部（南湖）はより古くからあり（増田・里口, 2021）、琵琶湖の湖としての地史はさらに古くまで遡ることができます。



写真1 琵琶湖北東地域を流れる姉川河口付近からみた琵琶湖。南北に長い琵琶湖だが、北部地域では、東西の対岸が見えないほど広い。



写真2 琵琶湖中央部で深さ1400 mまで掘削されたボーリングコアの上部。滋賀県立琵琶湖博物館の常設展示室に展示されている。

\* ボーリング調査：ドリルで地面に孔をあけて地下の地層を調べる方法。地層を棒状にくり抜いて採取したボーリングコアを分析したり、孔を使って地層の計測をしたりする。

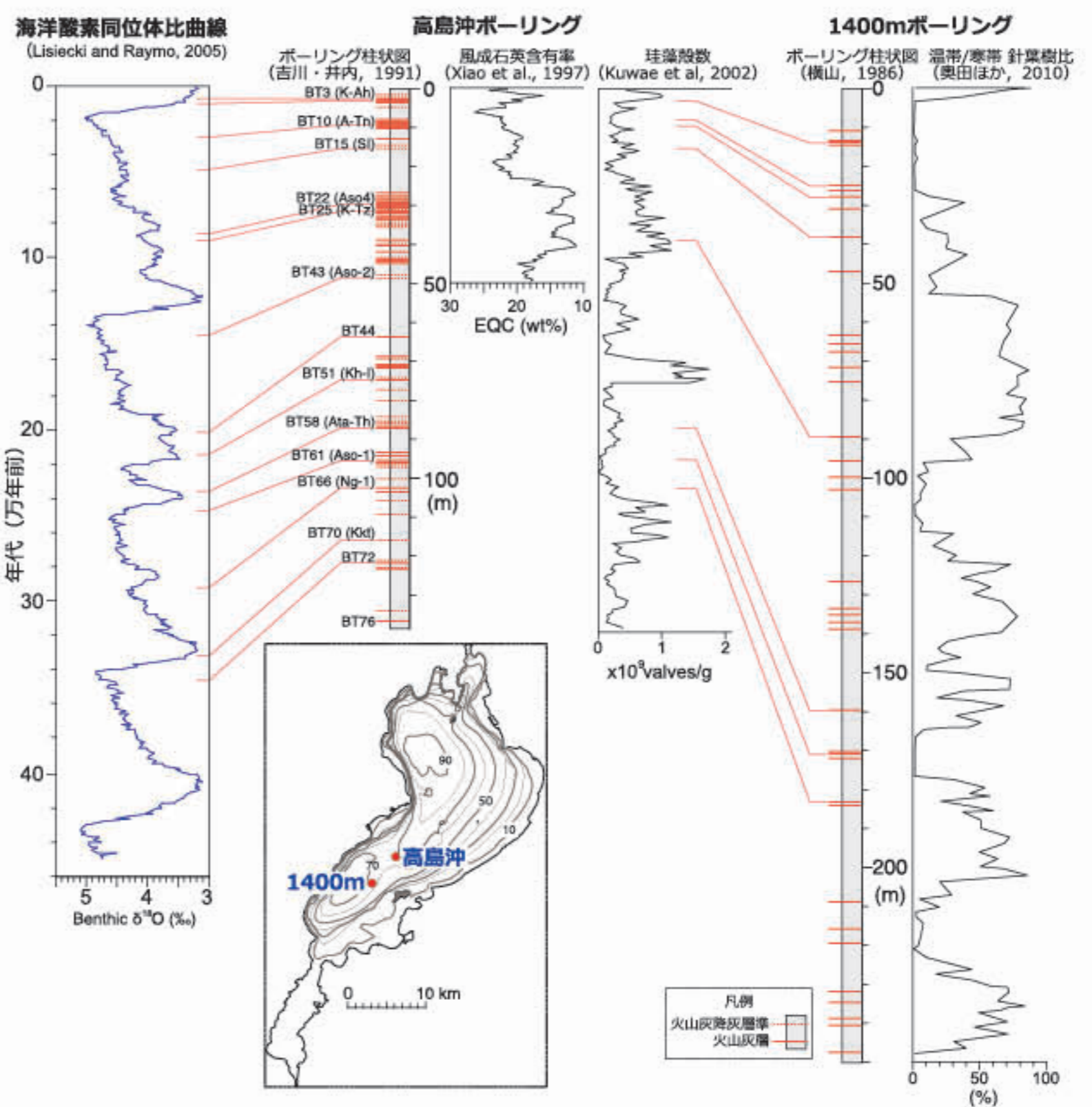


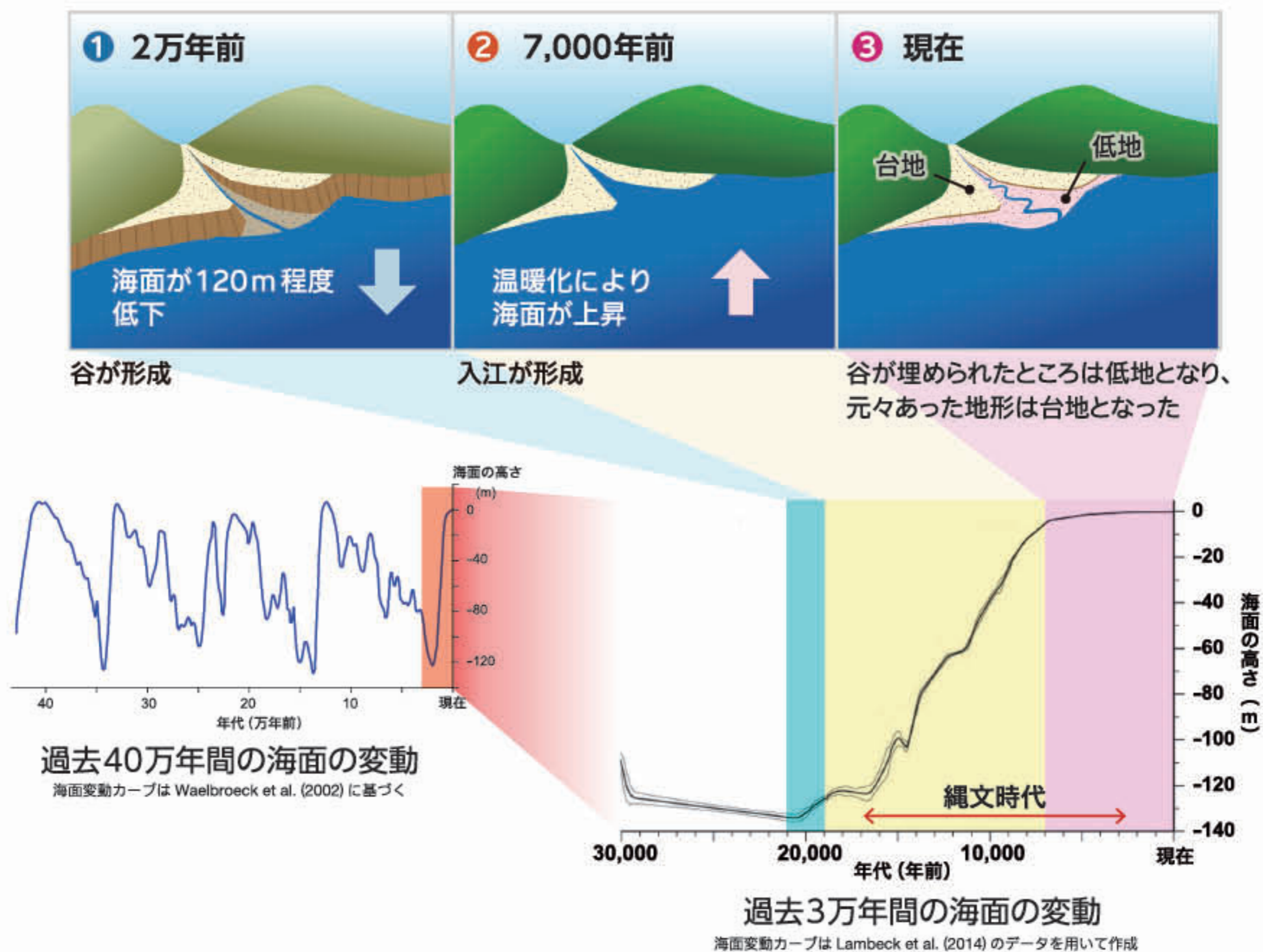
図1 琵琶湖のボーリングコアによる研究例。

深く掘削された2地点では、火山灰層の研究により両地点の層序対比と堆積年代が検討された。また、地層の分析から、風成石英量の変化による冬のモンスーン強度変動や、珪藻殻数含有量変化や花粉化石分析から推定される気候変化、さらに地球規模で起きる気候変動との対応関係についても議論されている。

## 低地の軟弱地盤：沖積層の成り立ち

平野の地形は、川や海沿いに発達する標高の低い「低地」と、それよりも一段高い平坦面を持つ「台地」からなります。このうち低地の地盤は、約2万年前（最終氷期最盛期）以降に堆積した沖積層と呼ばれる軟弱な地層で構成されます。ここでは東京下町の低地（東京低地）を例に沖積層の成り立ちをみてみましょう。

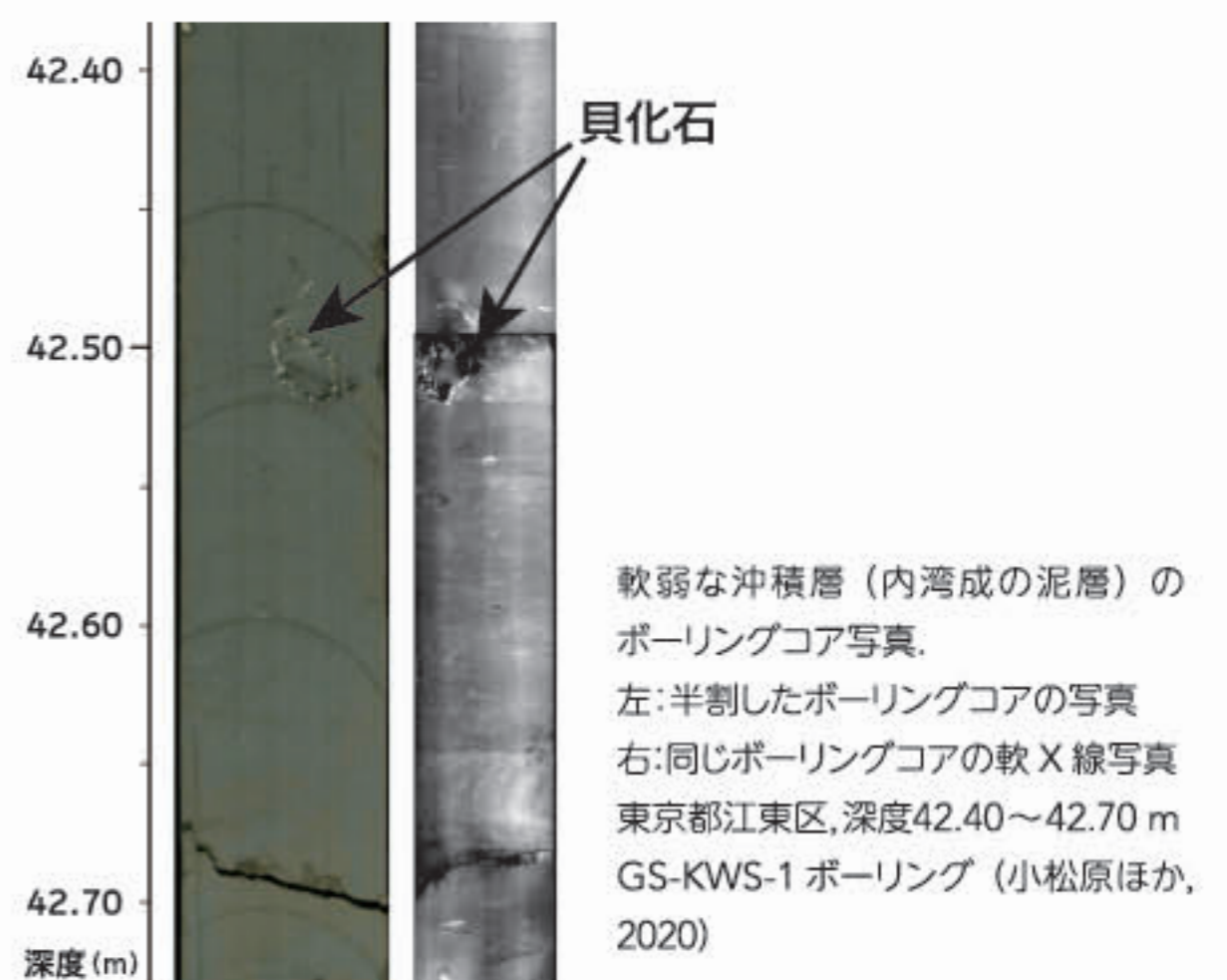
### 日本列島周辺では



日本列島周辺では、約2万年前には海面が今よりも120 m程度低かったと考えられています。海面が低い頃、陸地ではその低い海面に向けて河川の侵食がすすみ、深い谷が形成されました。

その後、地球が温暖化すると海面が上昇し、陸地にできた深い谷に海が侵入して、入江が形成されました。この入江のなかで堆積した地層が沖積層です。東京低地の沖積層はN値\*がほぼゼロの極めて軟弱な泥層を主体とします。

\*N値：地盤の強度を調べる標準貫入試験の値。N値が大きいほど固い地盤、小さいほど軟らかい地盤を示す。

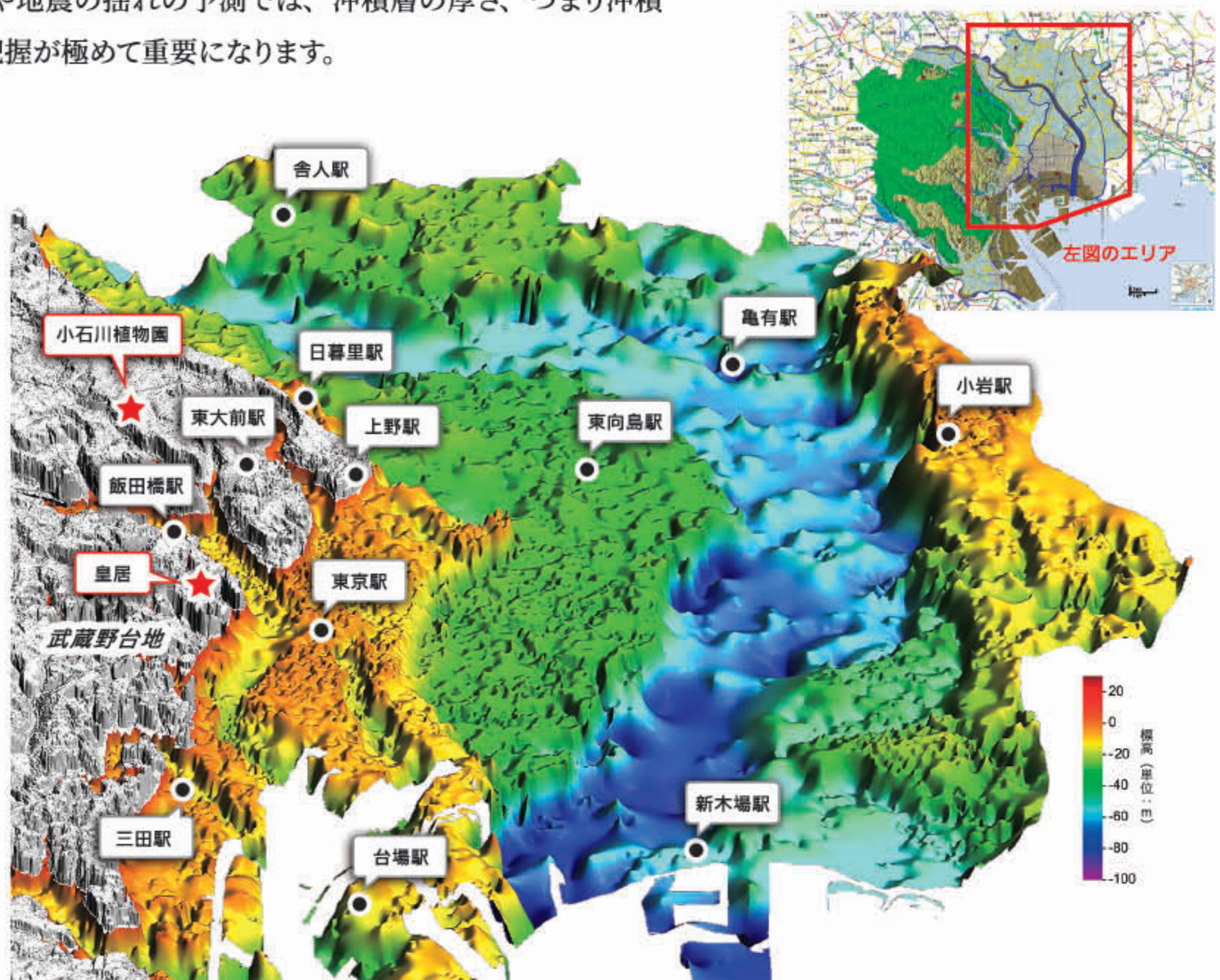


# 東京低地の地下に埋没する 最終氷期の谷

東京低地の地下には最終氷期（11.5万～1.2万年前；最盛期は約2万年前）に形成された谷が埋没しています。現在、この谷は軟弱な沖積層によって埋積されています。沖積層の厚さは埋没する谷の形状を反映して場所によりさまざまです。建設工事の支持層の深さや地震の揺れの予測では、沖積層の厚さ、つまり沖積層が埋積する谷の形状の把握が極めて重要になります。

産総研の「都市域の地質地盤図」プロジェクトでは、数万地点分のボーリングデータを利用して東京都区部の地下数十mまでの地質構造を明らかにしました（産総研地質調査総合センター，2021）。

軟弱な地盤をなす沖積層を剥ぎ取ると、東京低地の地下に埋もれている谷の詳細な形が明らかになりました。

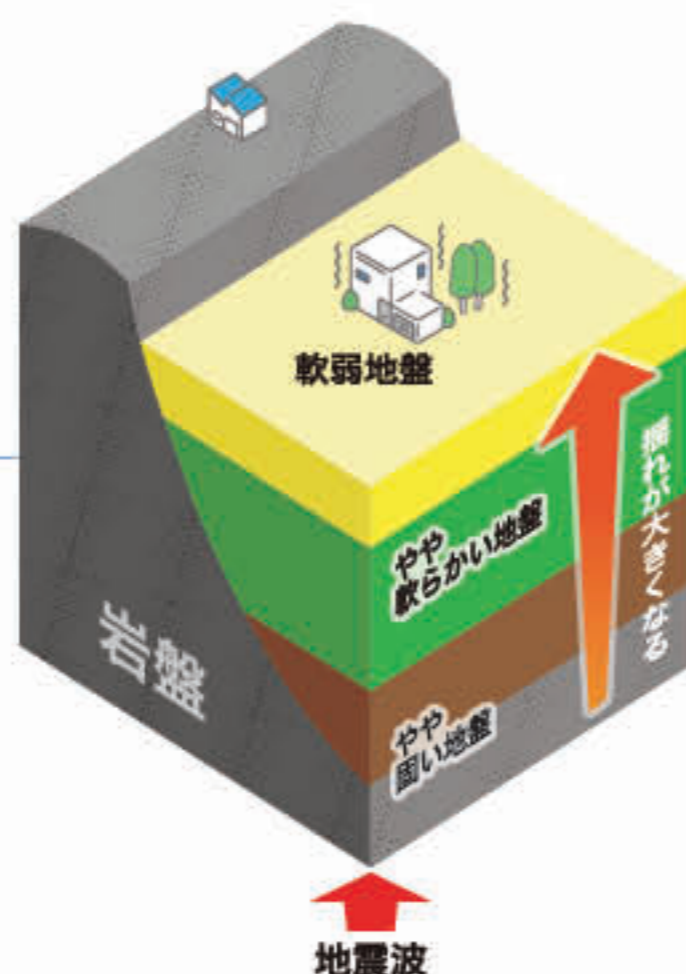


## この谷が私たちに及ぼす影響

谷の深さが深いほど、  
沖積層が厚い。

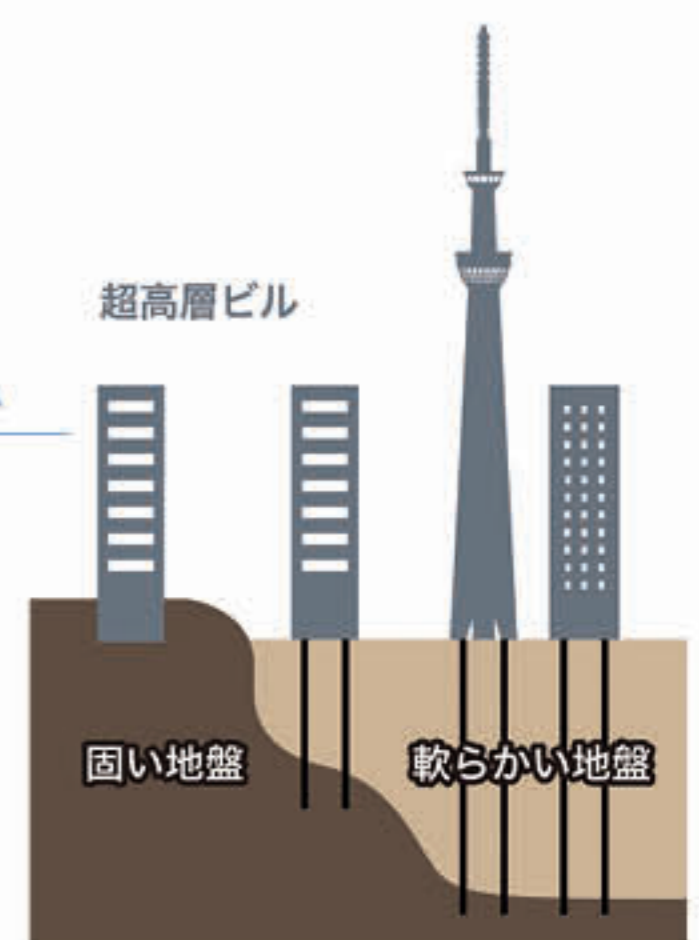
### 地震の揺れの大きさ

軟弱な沖積層が厚いほど、  
揺れが大きくなる。



### 高層ビルを建てる時の基礎

軟弱な沖積層が厚いほど、  
長い杭が必要。



詳しくはQRコードから  
ご覧ください

Check!

都市域の地質地盤図  
<https://gbank.gsj.jp/urbandgeol/>



## 更新世末に起こった 日本列島への人類拡散

日本列島への人類拡散は今より約3万8千年前には開始していたことが確実です。最初の証拠は古本州島で見つかり（図1、2；写真2）、西側からの拡散ルートが考えられます。拡散時期から見ても、このタイミングで到来した人々はホモ・サピエンスであったでしょう。この拡散には航海を伴っていたことが知られています（写真1）。

氷期の海水準低下により本州、四国、九州が一体となった古本州島に到達した人々は、各地の黒曜石や安山岩などといった石材資源を速やかに開発、利用しました（写真3）。およそ3万年前までの後期旧石器時代前葉には、台形様石器や刃部磨製石斧、石刃製尖頭器などの道具を地域ごとに運用し、ときには落とし穴猟も併用して生計活動を展開し、徐々にその生息域を拡大しました（写真4、5）。比較的温暖であったこの時期には、関東地方や中部高地を中心に、複数集団が集合した生活の場と考えられる環状ブロック群も残されており（写真6）、古本州島の人類文化を特徴づけています。

この人類拡散の流れは次第に北上し（写真5）、海水準低下で大陸と陸続きとなった古北海道・サハリン・千島半島にまで及んだ可能性があります。一方で、この拡散とは別の時期・ルートで琉球列島に拡散した人々は、石ではなく主に貝をもちいた道具を使用した証拠も増えつつあり、日本列島の環境の南北格差に応じた人類文化が形成されたことが知られています（図1、写真7）。

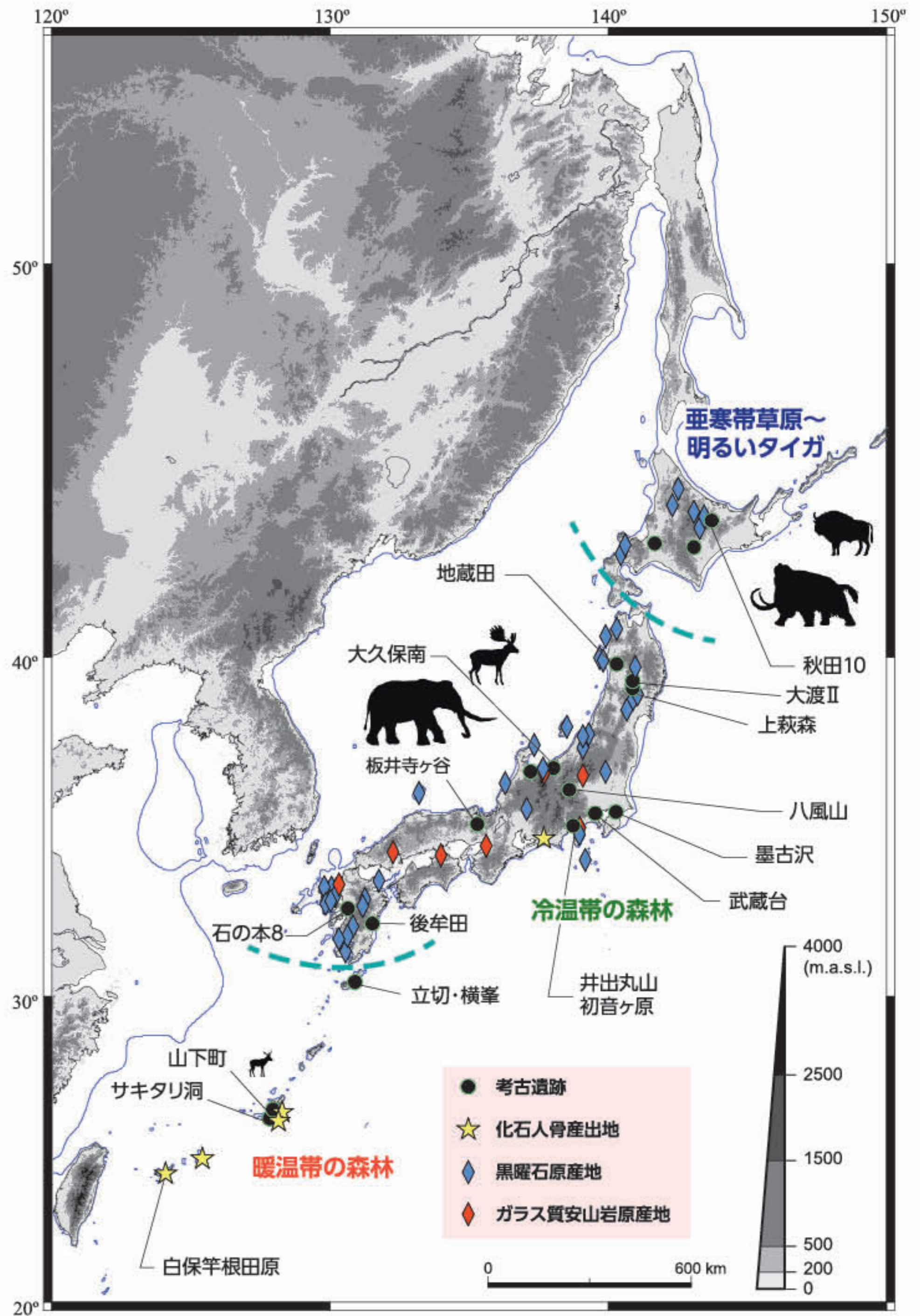


図1 後期旧石器時代前葉の主な考古遺跡、化石人骨産出地と、石材産地の分布。森先一貴・出穂雅実・海部陽介により作成。  
古本州島は冷温帯の森林景観が広がり、ナウマンゾウ・オオツノジカ動物群が生息した。一方、大陸と繋がる古北海道・サハリン・千島半島には亜寒帯のステップや疎林に、大陸と共通するマンモス動物群が広がっていた。九州より南の琉球列島域は暖温帯の森林に覆われ、ここにはゾウなど超大型動物は存在しなかったと考えられる。

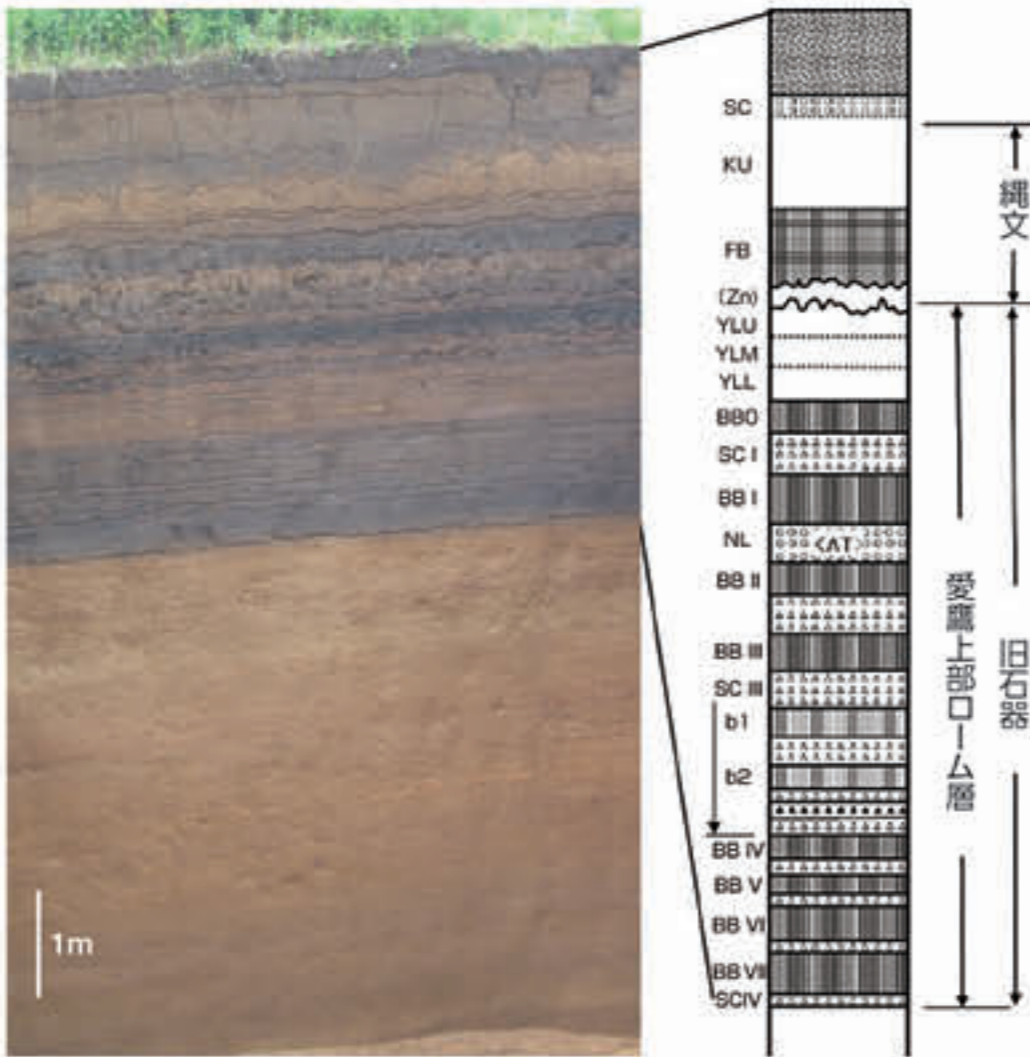


図2 静岡県愛鷹山麓の考古遺跡にみられる地層断面。沼津市提供。  
風成層（褐色層）と古土壌（黒色層）が連続する。古本州島の考古編年の基準を提供している。約3万8千年前の石器群はBBVII～SCIV層から出土する。



写真1 与那国島を目指して台湾を出航した丸木舟。海部陽介撮影。  
後期旧石器時代人による琉球列島への渡海について実験的に探究した「3万年前の航海徹底再現プロジェクト」の様子（2019年7月7日）。



写真2 熊本県石の本遺跡群8区の石器群。  
熊本県教育委員会所蔵、森先一貴撮影。  
最初期に日本列島に拡散した人々が残したと考えられる、3万8千年前の石器。当時の技術を知る上で基準資料となっている。



写真3 北海道白滝赤石山八号沢の黒曜石露頭。  
尾田識好氏撮影・提供。  
北海道だけでなく、古本州島全域でも、このような良質火山岩は石器製作のための重要資源であった。



写真4 東京都武蔵台遺跡の石器群。  
府中市郷土の森博物館提供。  
約3万7千年～3万5千年前のもの。石刃製の尖頭器などの狩猟具が加わっている。



写真5 秋田県地蔵田遺跡の石器群。秋田市教育委員会提供。  
約3万5千年～3万4千年前に残されたもの。台形様石器や刃部磨製石斧が多数出土した。古本州島東北部への人類拡散を示す最初期のもの。



写真6 千葉県池花南遺跡の環状ブロック群。  
千葉県立房総のむら提供。  
石器の集中部が輪をえがくように出土した。人類の居住施設が環状に巡っていたと考えられている。

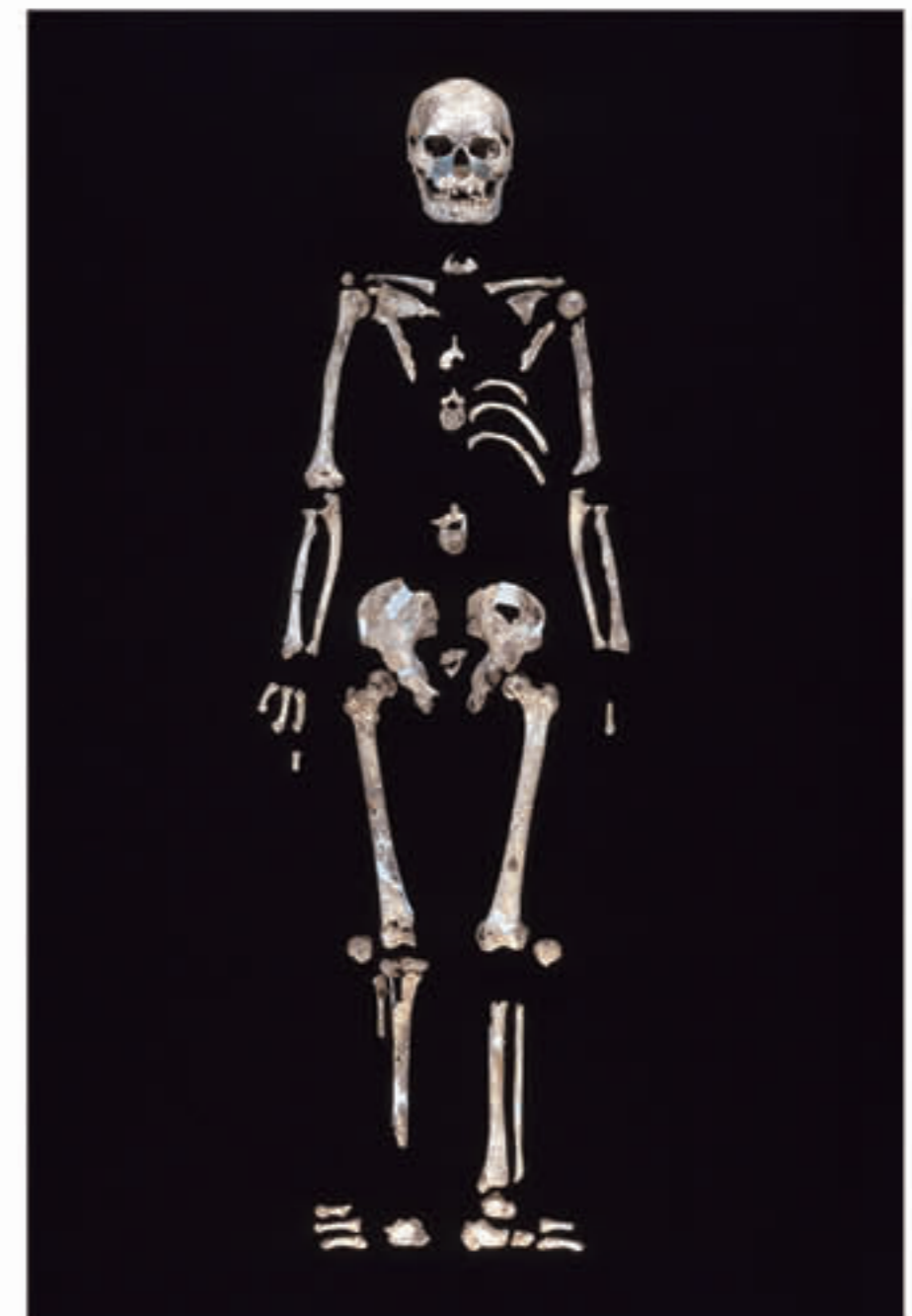


写真7 沖縄県港川遺跡から出土した港川1号人骨。  
東京大学総合研究博物館所蔵・提供。  
約2万年前の男性の骨格で、東アジアの後期旧石器時代を代表する骨格化石の1つ。古本州島に到達した人々とは異なる由来を持つと考えられる。推定身長は153 cm。

## かつて日本列島の人類が 見つめた森を復元する

日本列島に到達した人類が暮らしてきた森はどのような姿だったのでしょうか。植物が大量につくる花粉が、私たちに森の歴史を教えてください。旧石器時代から縄文時代にかけて人々が暮らした森の姿は、日本で蓄積された多くの花粉化石研究から明らかにされてきました。

### 花粉の化石からむかしの森を復元する

森の生態系は安定していて、その姿が変わることはないようにも感じます。しかし、過去の気候変動や人間の利用などの影響を受けて、人々がみつめてきた森の姿も大きく移り変わってきています。

植物の花粉はめしべにたどり着いて受粉して種子をつくるのが目的ですが、多くの花粉はその目的を果たせずに落下してしまいます。しかし、乾燥に耐えるための丈夫な外壁を持っているため、湖や湿原に落下した花粉は、数千～数億年もの間、化石として残るのです（図1）。

### 旧石器時代前半の森

日本列島に人類が到達したと考えられている約3.8万年前は、MIS3と呼ばれる最終氷期の中でもやや温暖な時代でした。その後、寒冷化が進んで最終氷期の最寒冷期を迎え、縄文時代に入ると急激に温暖化が進行しました。

旧石器時代前半における日本列島の森の分布については、花粉化石の研究から復元されています（図2）。それによると、この時期には東北地方から中部地方にかけては、マツ属、トウヒ属、ツガ属などの常緑針葉樹と落葉広葉樹が優勢な森が、西日本では、スギとヒノキ科の樹木などの温帯性針葉樹と落葉広葉樹が優勢な森が発達していました。日本列島にやってきた人々の暮らした森には、共通してブナやナラ類などの落葉広葉樹が多く含まれていました。

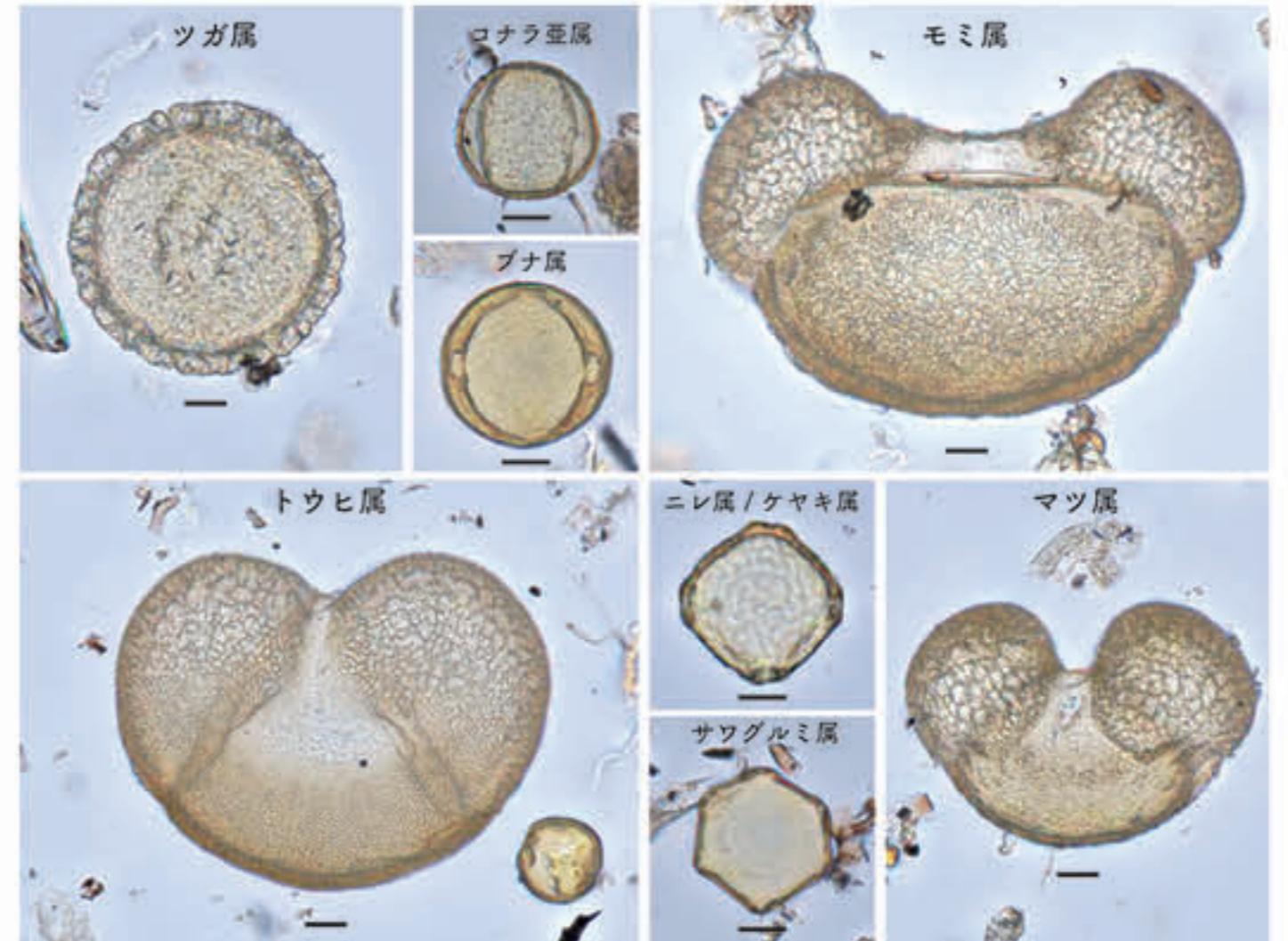


図1 北八ヶ岳白駒池の堆積物から見つかった花粉の化石。スケールバーは10μm.

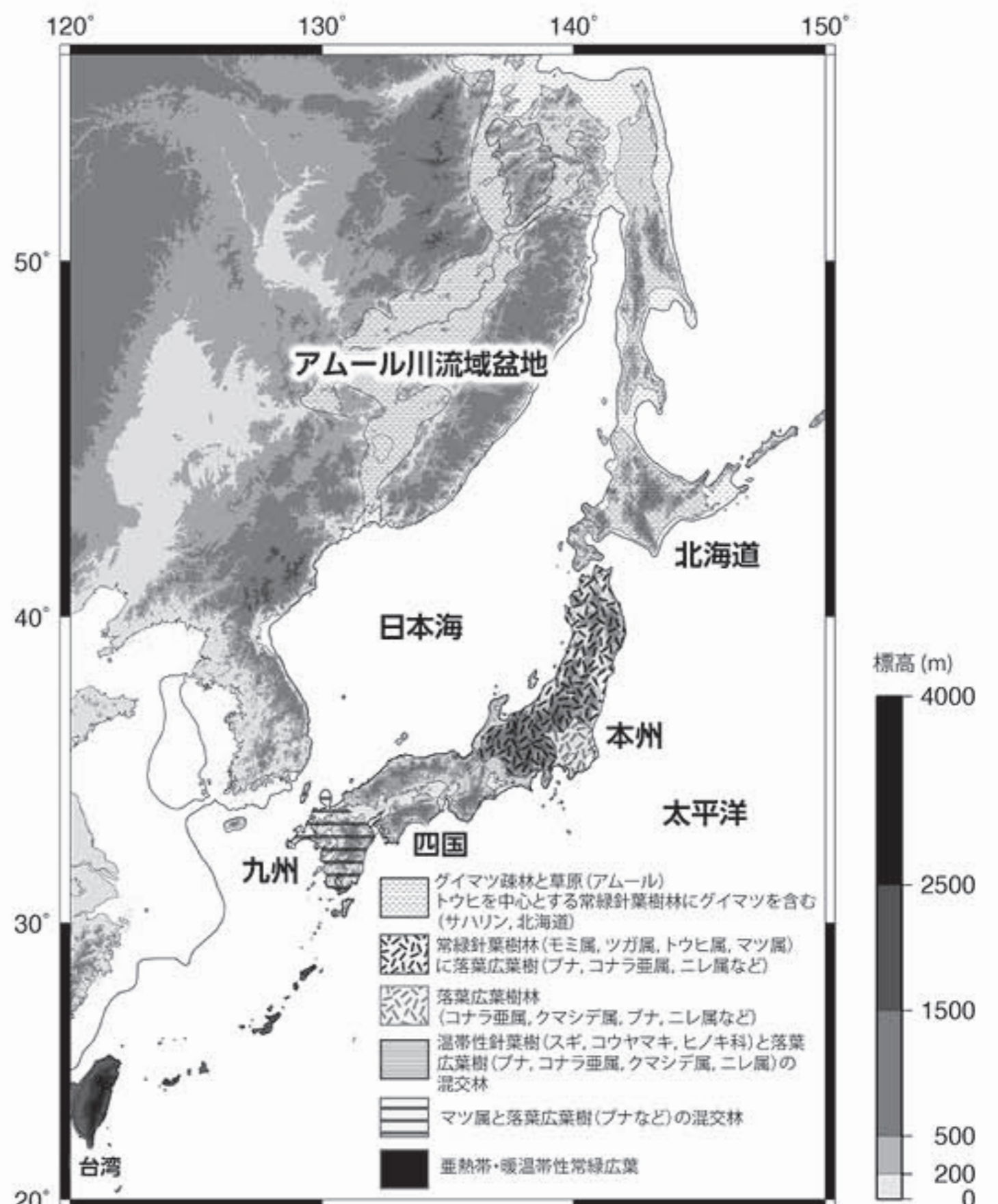


図2 旧石器時代前半（MIS3）における日本列島の植生図。高原（2015）。原図はTakahara & Hayashi（2015）

## 遺跡の花粉化石からみる 縄文時代以降の森の移り変わり

縄文時代以降の森の移り変わりについても多くの花粉化石研究が進められています。最近では、考古学の発掘調査で調べられた遺跡土壌中の花粉化石の分析結果をデータベース化することで、地域的・局所的な森の歴史を復元する手法も開発されています。このような花粉の情報と、遺跡で見つかったさまざまな「モノ」の研究成果を比較することで、当時の人々と森の関わりの歴史が見えてきます。

滋賀県の遺跡での花粉分析データベースによると（図3）、縄文時代中期以降には、アカガシ亜属を中心とした照葉樹林が優勢であり、縄文時代後期になるとスギも増加したことが示されました。弥生時代以降には、マツ属やイネ科花粉が増加をはじめめるものの、それまで優勢であったアカガシ亜属やスギも依然高率で出現を続けていました。このことは、弥生時代以降になると水田稲作が始まるものの、中世以降になってアカガシ亜属やスギを中心とした原生的な森林が地域的に減少し、中世以降に草原植生やアカマツ二次林の増加が顕著になったことを示しています。

## 花粉の飛散堆積モデルから 森の歴史を定量的に復元する

花粉化石を調べることで過去の森の姿を推定できますが、花粉は種類によって生産される量や飛びやすさが異なっています。そのため、花粉化石の割合からは実際の森の樹木割合を定量的に復元することはできません。

しかし、2000年代以降になって花粉の飛散堆積モデルに基づいて、花粉化石の割合から当時の樹木割合を定量的に復元するための「景観復元法」という手法が開発されました。

琵琶湖の堆積物中の花粉組成を用いて現在の植生量を「景観復元法」により、過去12,000年間の森の歴史を復元した結果（図4）、花粉割合ではスギが過大な値を示しており、10,000年～6,000年前頃にはブナ林が優勢だった可能性も示されました。「景観復元法」を応用することで、これまでに考えられていた知見を塗り替える、新たな森の歴史観が明らかになることが期待されます。

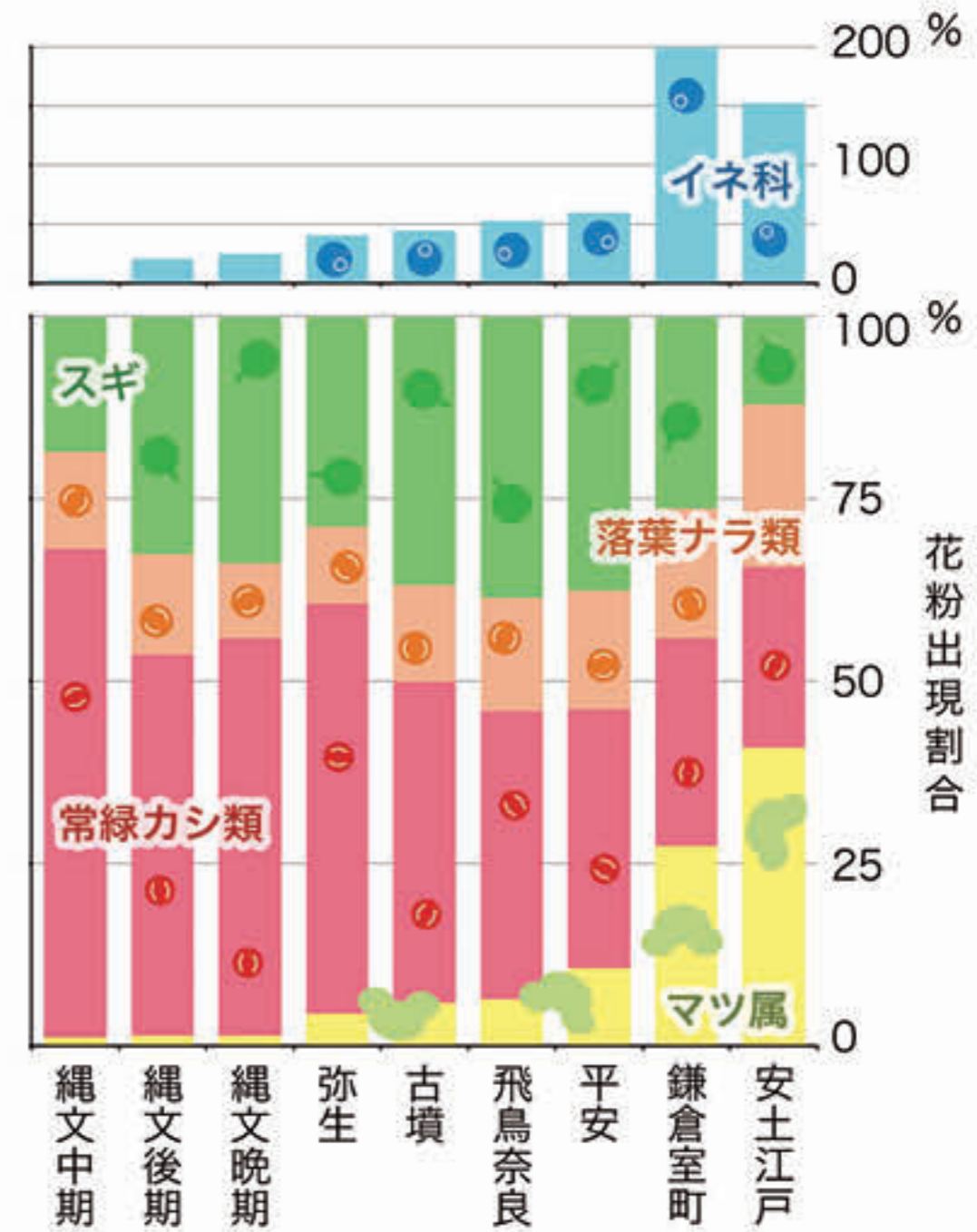


図3 滋賀県の遺跡における花粉化石変遷図。林（2024）を基に作成

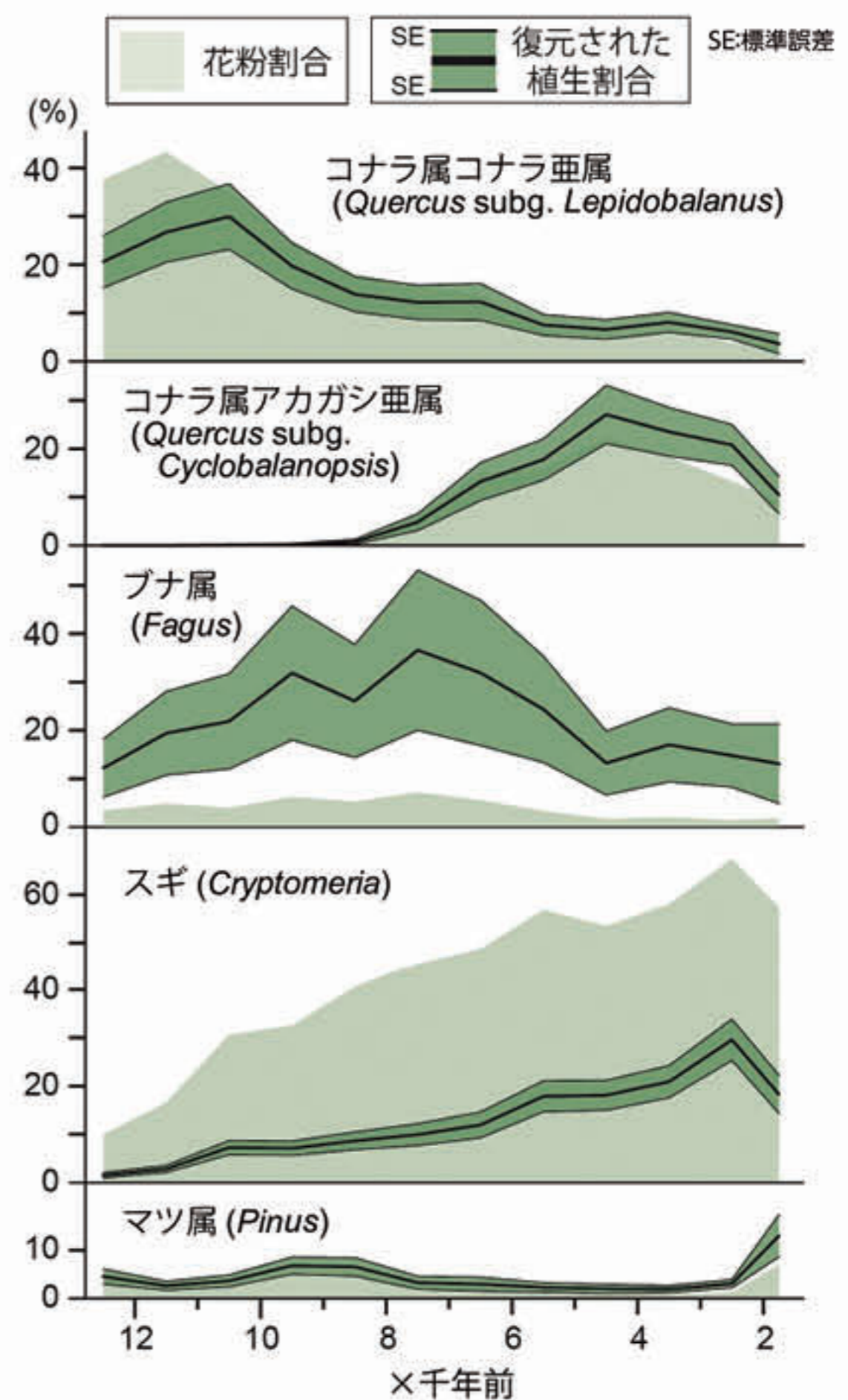


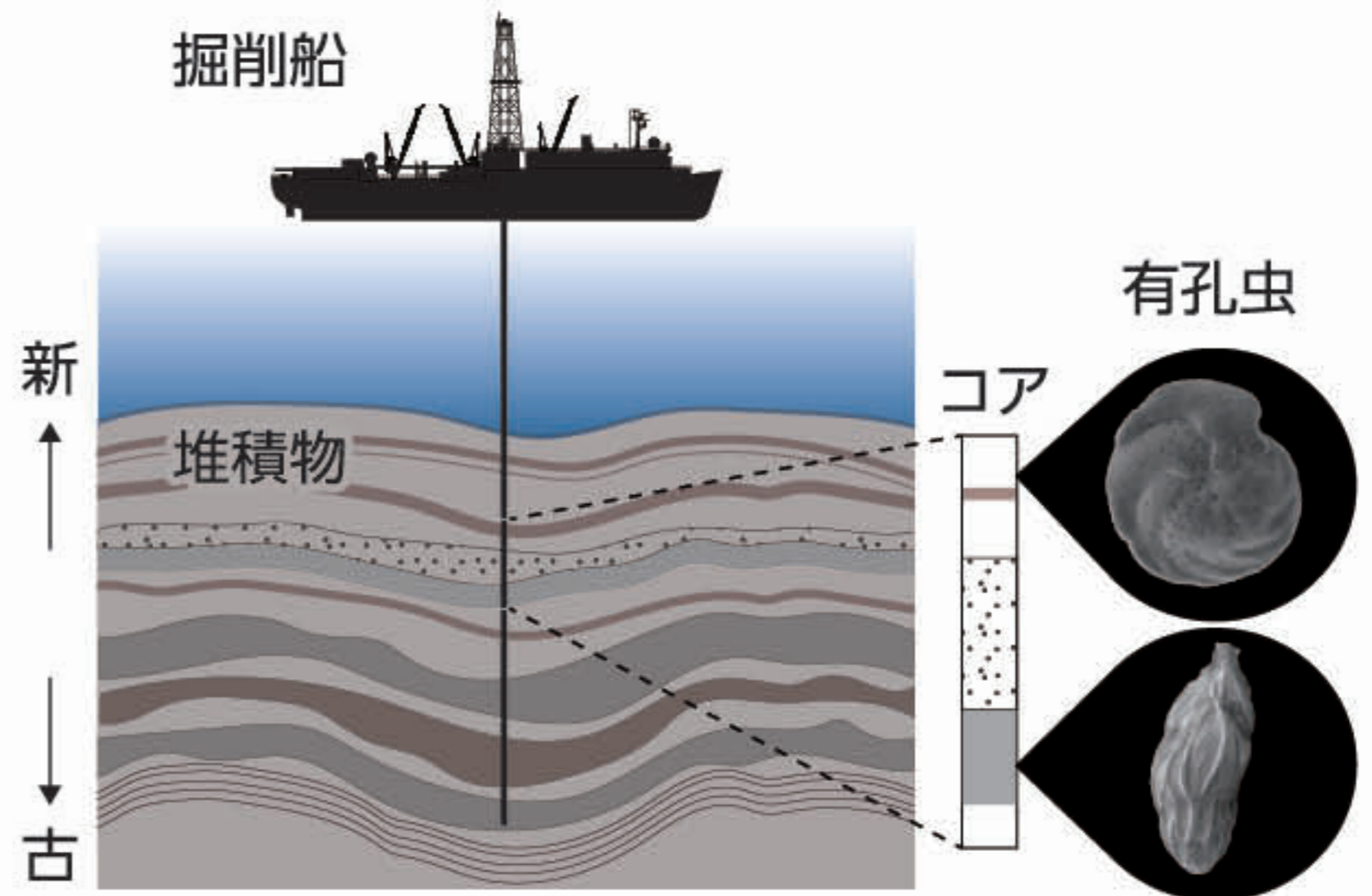
図4 過去1.2万年間の琵琶湖堆積物の花粉割合と「景観復元法」で復元された植生割合の比較。Hayashi et al (2025) を基に作成

## 繰り返す氷期・間氷期

海底の泥や南極の氷は、地球が長い時間をかけて残してきた壮大な「タイムカプセル」です。泥に含まれる微化石や、氷に閉じ込められた太古の空気を調べると、昔の地球の気候を知ることができます。地球は約270万年前頃から寒冷化が進み、第四紀（約260万年前以降）には、寒冷な「氷期」と温暖な「間氷期」を何度も繰り返してきました。過去の気候を知ることは、これからの温暖化を考える大切な手がかりになります。

### 気候変動を記録する有孔虫

海底の泥は、長い時間をかけてゆっくりと降り積もっています。海底の表面には現在の泥が、その下には昔に積もった泥が、さらに深くなるほどに、より古い時代の泥が積み重なっています。この泥を掘削して海洋コアを採取し、例えば中に含まれている有孔虫（微生物の一種）の化石を分析することで過去の気候変動が分かります。

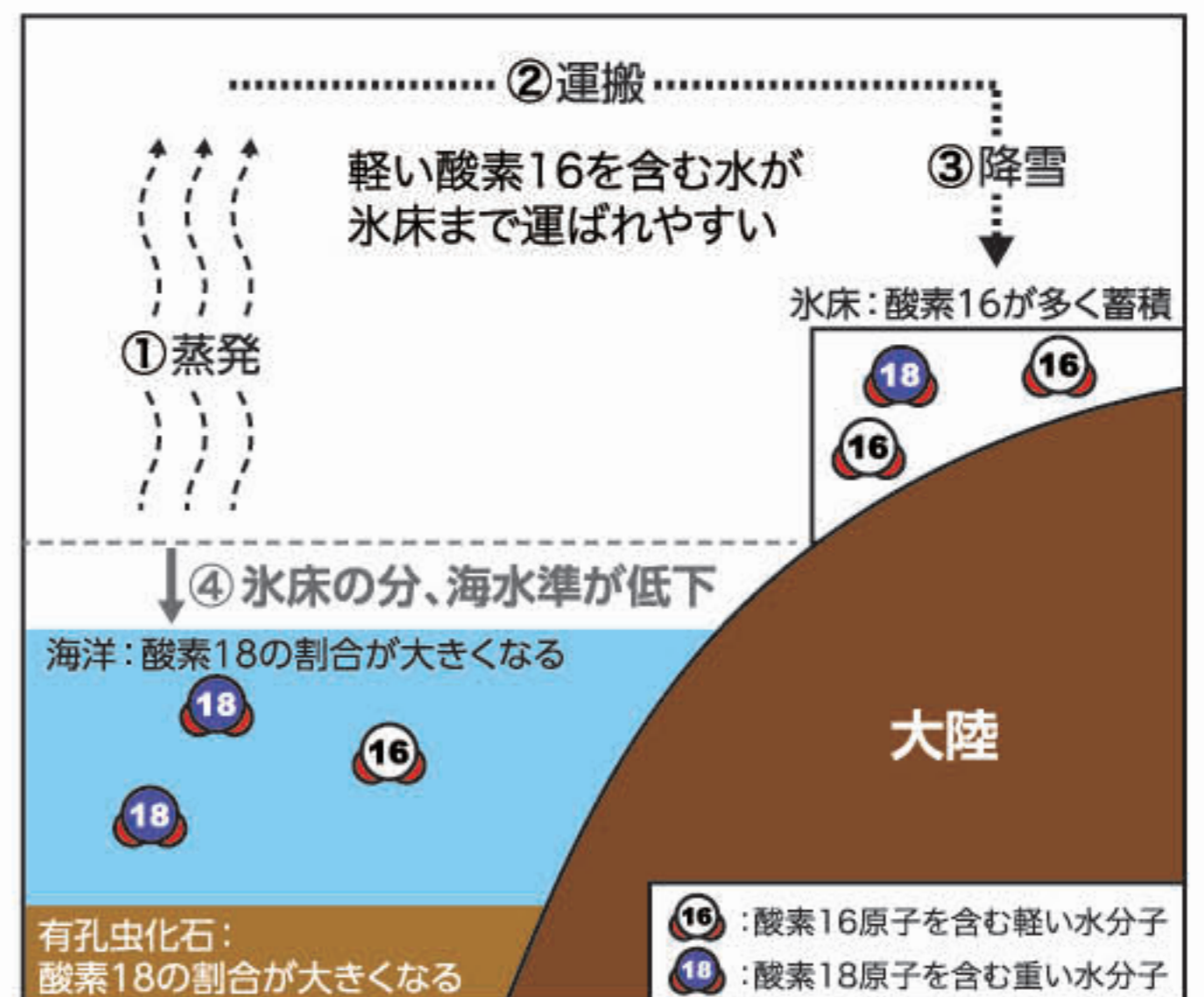


海底掘削の模式図。有孔虫写真提供：秋田大学 松井浩紀氏

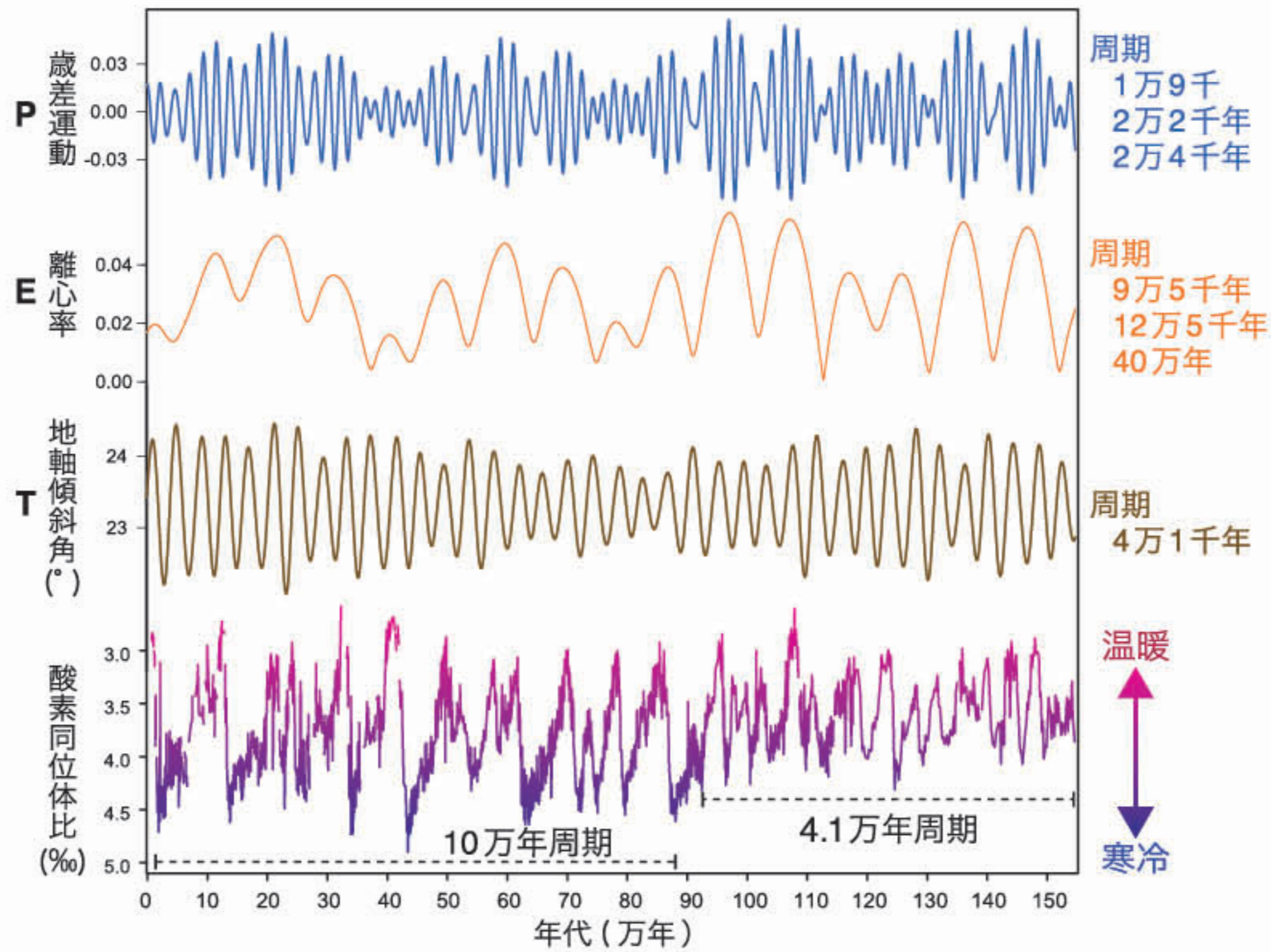
### 過去の氷床量変化を記す 酸素同位体比

酸素には、軽い酸素16と重い酸素18があります。海水が蒸発するとき、軽い酸素16を含む水の方が蒸発しやすいため、酸素16は大気中へ運ばれやすくなります。一方、重い酸素18は海水中に残りやすくなります。氷期においては、軽い酸素16は積雪によって氷床の中に蓄積するため、相対的に海水中の酸素18の比率が高くなります。逆に、間氷期には酸素18の比率は小さくなります。

有孔虫の殻は炭酸カルシウム（CaCO<sub>3</sub>）でできています。この殻に海水の酸素同位体比（酸素18/酸素16）が記録されるため、過去の気候変動に対応した氷床量変化を知ることができるのです。なお、酸素同位体比は、水温によっても変化します。



酸素同位体比が過去の気候変動を記録する仕組み。



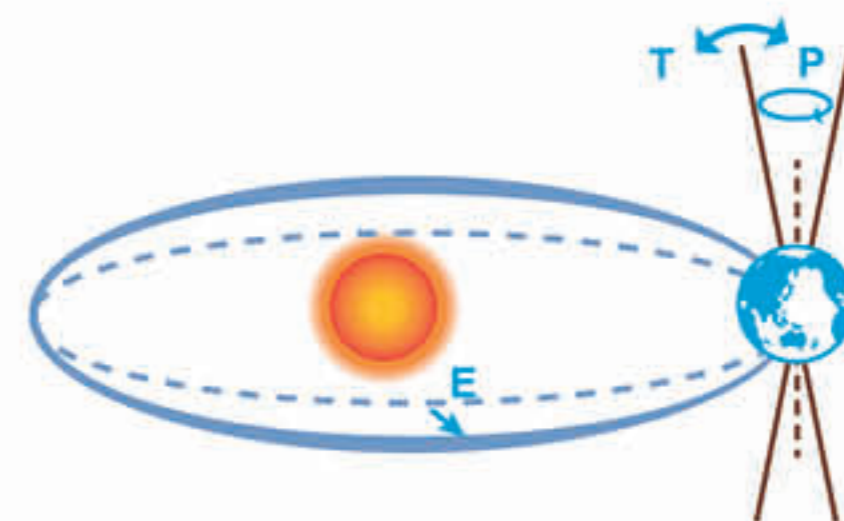
ニュージーランド沖の堆積物に記録された酸素同位体比と地球の歳差運動 (P)、離心率 (E)、地軸傾斜角 (T) との関係。これらの組み合わせによって生じる北半球の夏の日射量の変化は、氷期と間氷期が繰り返される大きな要因の一つと考えられています。Lasker et al. (2024) および Elderfield et al. (2012) に基づき作成。

## ニュージーランド沖の堆積物に記録された酸素同位体比

ニュージーランド沖の堆積物に記録された海水中の酸素同位体比を見てみましょう（上図の紫線）。これは、水温変化の小さい海底に生息する有孔虫から得られた値のため水温の影響は小さい、つまり氷床量変動の影響を大きく反映していると考えられます。値が小さい時期が温暖な間氷期、大きい時期は寒冷な氷期に対応します。過去155万年間、周期的に氷期と間氷期を繰り返していることが分かります。

この周期性は、ミランコビッチ・サイクルと呼ばれる日射量変動の影響を受けています。地球が太陽から受ける日射量は、自転軸の歳差運動 (P: 約2万年周期)、地軸の傾きの変動 (T: 約4万年周期)、公転軌道の離心率の変動 (E: 約10万年周期) によって変化します。これらの組み合わせによって生じる北半球の夏の日射量の変化は、氷期と間氷期が繰り返される大きな要因の一つと考えられています。

更新世の前期から中期にかけて（約120万～70万年前）、気候変動の周期性が大きく変化しました。この時期は、前期－中期更新世気候遷移期 (Early-Middle Pleistocene Transition: EMPT) と呼ばれています。それ以前は、主に地軸の傾きの変動に対応する約4万年周期で氷期と間氷期が繰り返されていましたが、その後は、より長く大きな氷期をとともなう約10万年周期の変動が目立つようになりました。この変化には、日射量の周期的な変化だけでなく、氷床・海洋・大気などの地球システムの応答が関わっていたと考えられています。一方で、この周期性の変化がどのように生じたのかについては未解明な点も多く、現在も研究が進められています。



歳差運動 (P)、離心率 (E)、地軸傾斜角 (T) の模式図。

## 寒冷地形

### —低温と風雪が支配する環境で作られる特徴的な地形—

今から約11万5千～1万2千年前ごろを「最終氷期」といいます。最終氷期には日本の高山の一部に氷河がかかり、カールやモレーンなどの氷河地形が形成されました。また風が強く寒さが厳しい山々では、大地の凍結と融解がくりかえし起こり、特有の周氷河地形が発達しました。それらの痕跡は今も見るすることができます。

#### 氷河地形

最終氷期には、日本列島周辺でも気温が大きく低下し、日本の山々では森林限界が1,000 m以上も下がったと推定されます(図1)。その結果、森林限界よりも高い場所を占める高山帯が今よりも格段に広がっていたと考えられます。同時に、氷河が維持される位置の目安である氷河均衡線(雪線)高度も低下し、条件がそろった標高の高い山には氷河が発達しました。その結果、氷河が削ったカール(圏谷)やU字谷(氷食谷)、氷河が運んだ岩屑が堤状に積みあがったモレーン(堆石堤)が形成されました。それらの痕跡は日本アルプスの各地や北海道・日高山脈に残っており、当時の環境を読み解く重要な手がかりになっています。

#### 槍・穂高連峰

槍・穂高連峰には最終氷期の氷河地形がよく残っています。槍ヶ岳は四方から氷河に削られたアレートで、周辺にカールが発達します。手前の広い谷はU字谷(氷食谷)です。

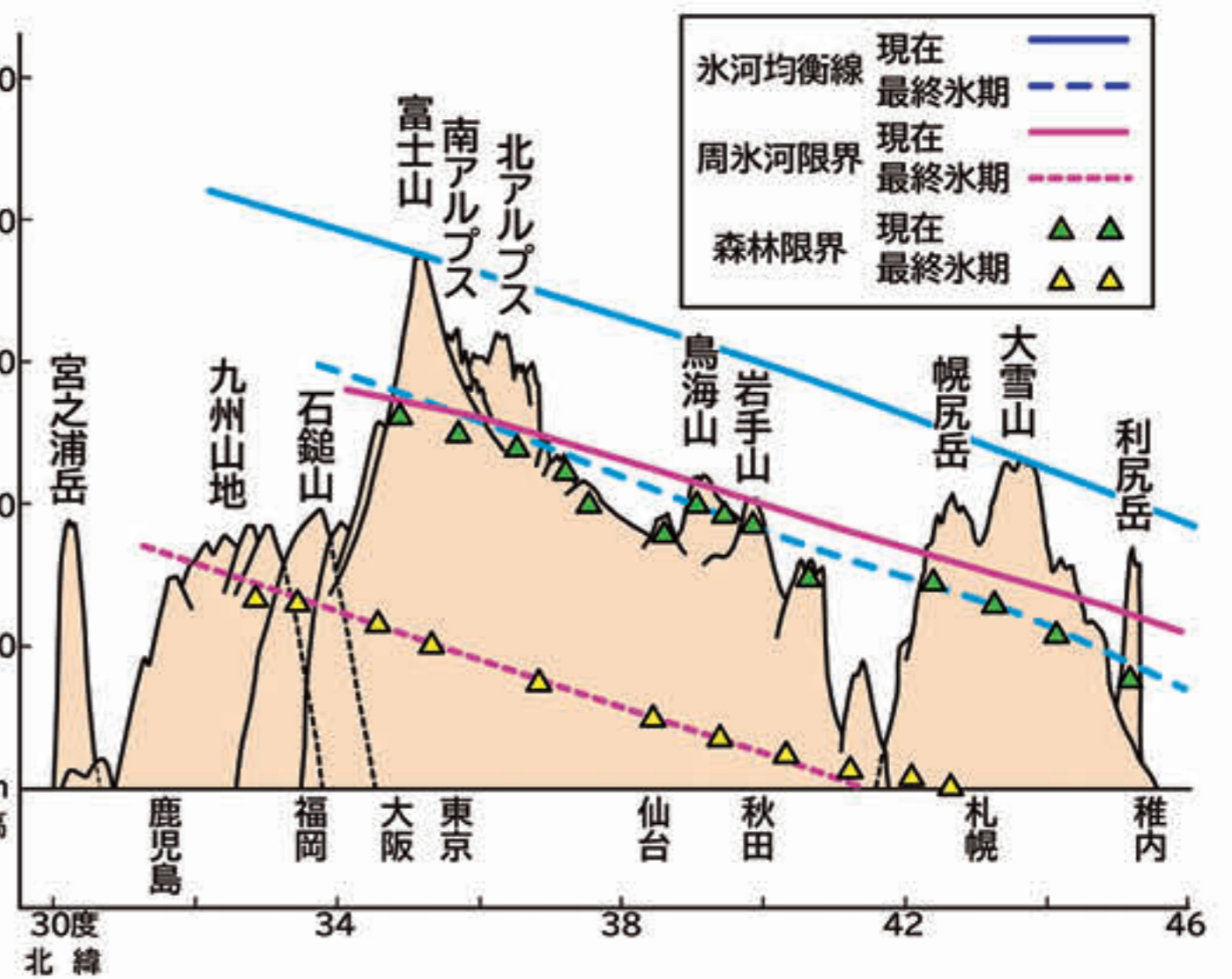
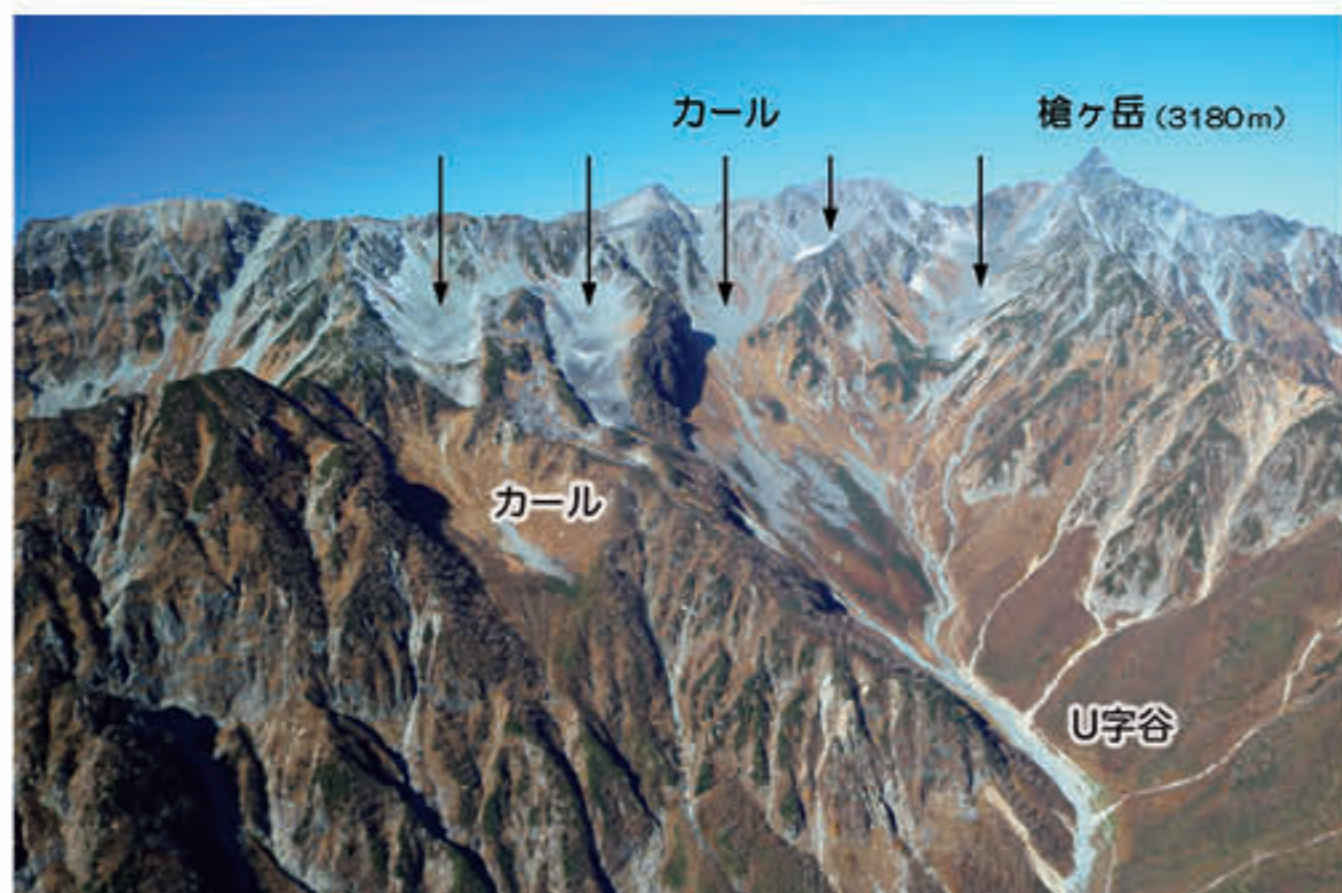


図1 現在と最終氷期の日本列島における自然環境の垂直分布。各種資料から作成された小嶋 尚氏(1986)の原図を改変。元出典は貝塚・鏡西編(1986)

#### 最終氷期と現在の環境帯

周氷河限界とは、次に述べる周氷河作用(大地の凍結融解や永久凍土に特徴づけられる地形形成作用)が明瞭に認められる高度の下限で、日本では森林限界付近からハイマツ帯上部にかけて、地形や積雪、風などの条件で変化します。氷河均衡線より高い領域では雪が融けきれずに氷となり、氷河が形成されます。

#### 木曾駒ヶ岳

木曾山脈でも氷河地形が見られます。木曾駒ヶ岳(駒ヶ岳)から延びる黒川谷の源頭に、いくつものカールがあります。濃ヶ池は、日本では珍しい氷河湖とされています。



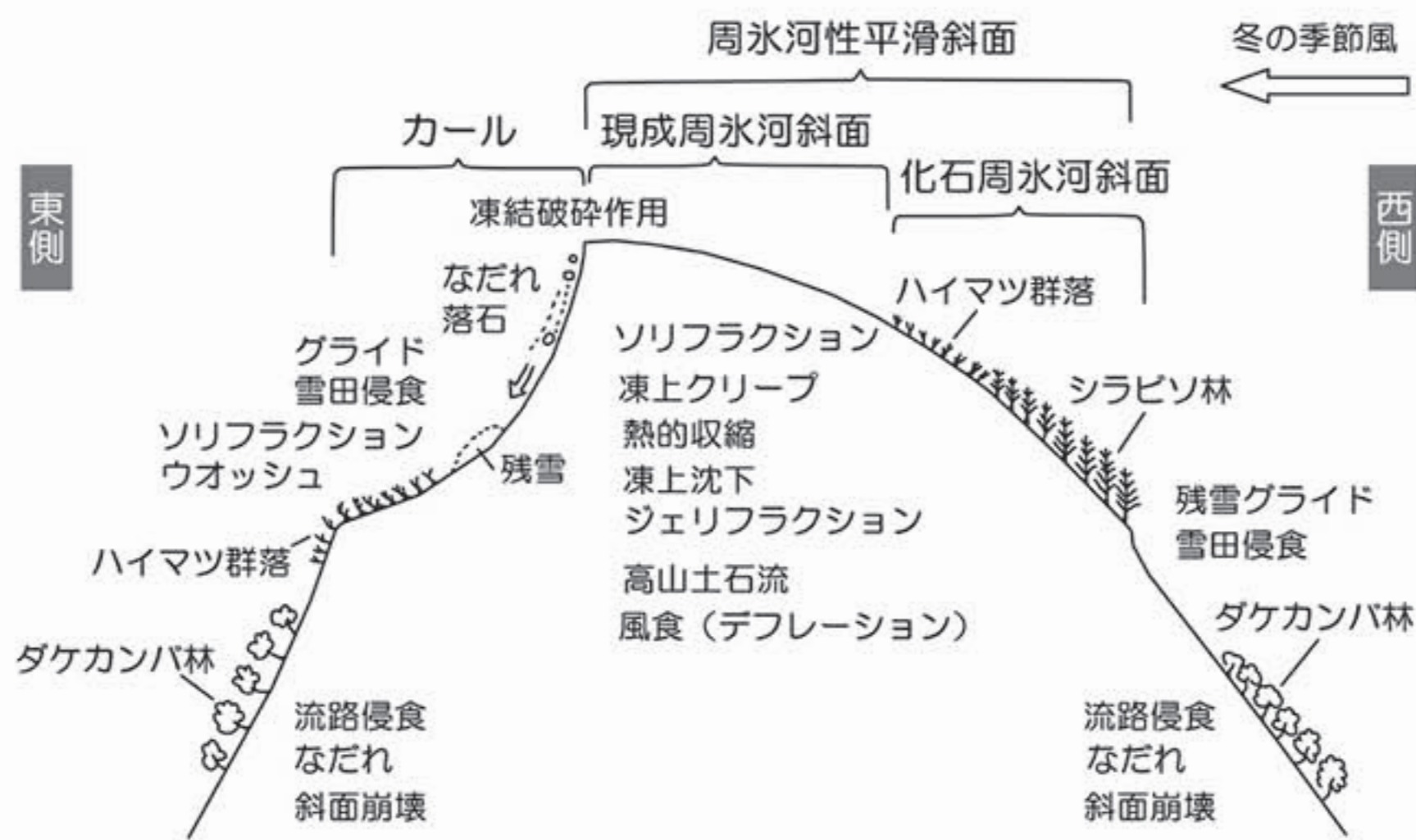


図2 非対称山稜における地形形成作用や植生の違い。岩田・清水 (1992) を改変

## 周氷河地形

高山では秋から春にかけて、岩盤や表土が凍結と融解を繰り返し受けて斜面がゆっくり作り替えられています。日本アルプスなど北西からの冬の季節風が当たりやすい稜線付近の西側斜面は、積雪が薄いため地面が強烈に冷やされます。そのためソリフラクションや凍上クリープなどの作用により、階状土やロープ（耳たぶ状微地形）を伴う平滑な斜面が最終氷期に発達しました（図2）。

一方、風陰になる稜線の東側斜面では雪が吹きだまり、雪崩や雪融け水が侵食を強めて急斜面が形成されました（図2）。

この結果、稜線の両側で形や成因の異なる斜面が隣り合う非対称山稜が生まれました。また日当たりが悪いなどの条件がそろった斜面では永久凍土が形成され、岩石氷河など特有の地形が作られました。最終氷期の北海道では、現在の海岸に近い低地にも永久凍土が広がっていました。

## 非対称山稜

白馬連峰（写真1）は、日本海を吹き越してきた冬の季節風が最初に当たる山塊です。そのため雪が多いだけでなく、稜線付近は強風にも見舞われます。風上（西）側と風下（東）側で異なる地形形成環境が何千年・何万年も続いた結果、非対称山稜ができあがったと考えられます。

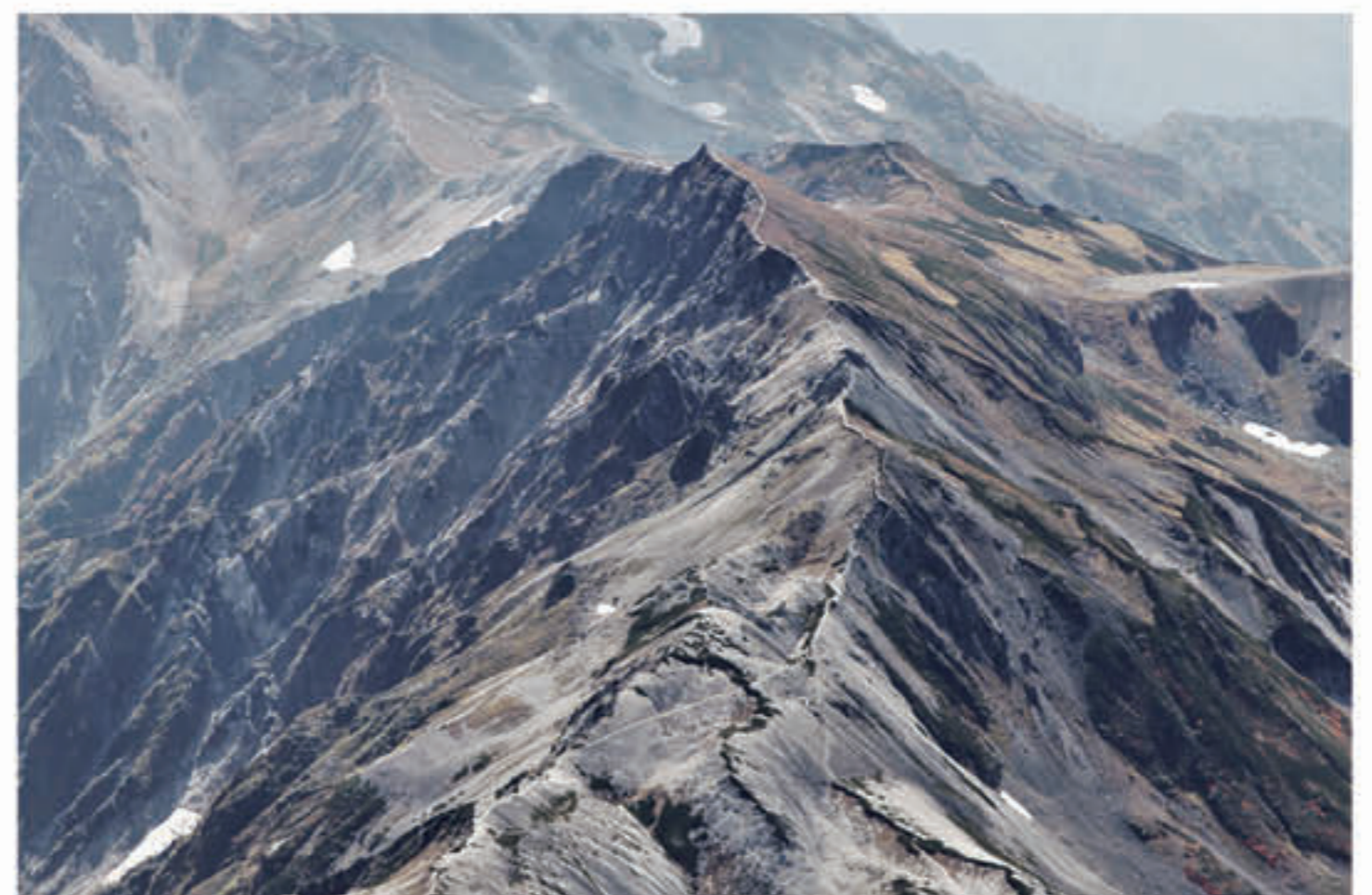


写真1 飛騨山脈北部の白馬連峰（左が東、右が西）。

## 岩石氷河

厳しい寒さが続く環境において、岩盤や表土の温度が2年以上連続して0℃以下に保たれる状態を永久凍土といいます。一方、冬に凍結しても夏に融解する地盤は季節凍土と呼ばれます。多くの場合、永久凍土は地下水を伴っており、その氷が重力によって塑性変形や流動を起こすと、うねうねした溶岩流のような地形が生じます。これが岩石氷河です。写真2はスイス・アルプスの流動中（肉眼ではわからないゆっくりした速度）の岩石氷河です。写真3は立山連峰・内蔵助カールの底にある、ほとんど流動していない活動性の低い岩石氷河です。

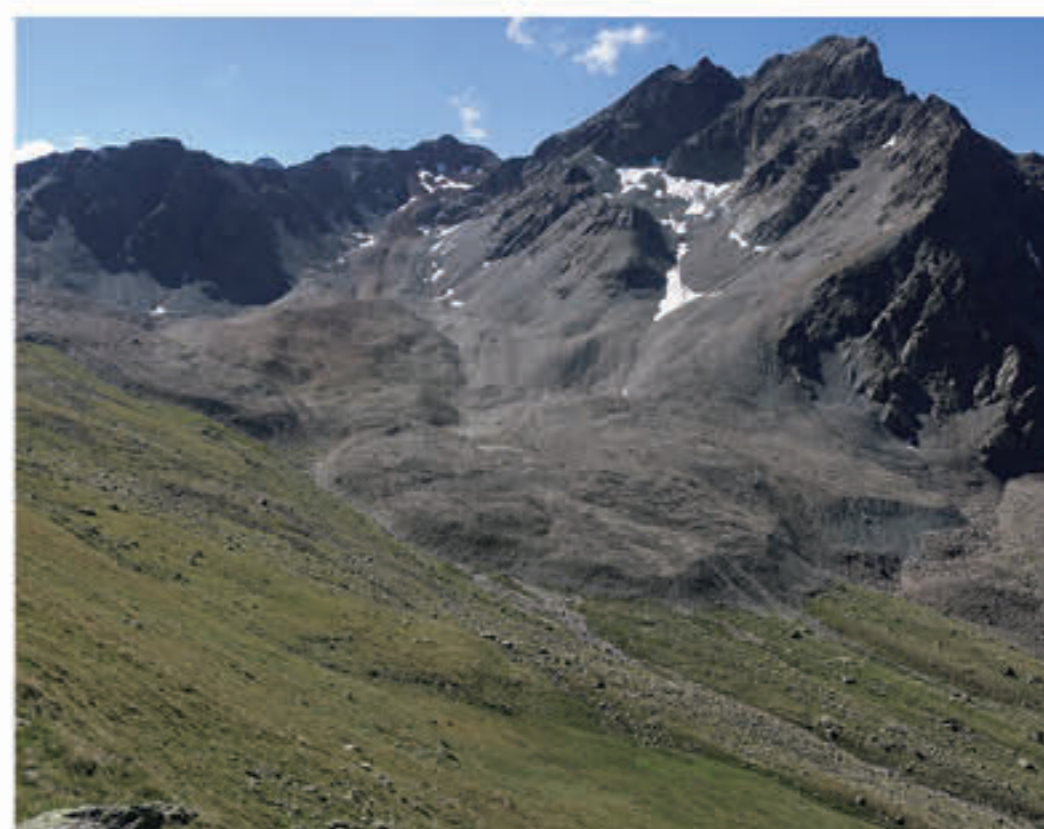


写真2 スイス・アルプスの岩石氷河。



写真3 立山連峰・内蔵助カールの岩石氷河。

## 人類は、将来第四紀の終焉を見ることになるのだろうか？

現在私たちが生きている地質時代は、新生代、第四紀という時代です（図1）。地球は、1950年頃以降の人類の大規模な環境改変により、完新世から「人新世」\*という地質年代（時代）に変わったことが議論されています（図2）。「人新世」の到来によって、地球は完新世や第四紀を特徴づける状態からどれほど逸脱したか。将来、人類は258万年間続いた第四紀の終焉を見ることになるのだろうか。これらは、人類の存続・発展を考える上で重要な問いではないかと考えられます。

\*「人新世」は国際的な機関が定める公式な年代層序単元にはなっていません。  
<https://quaternary.jp/about-the-anthropocene/>

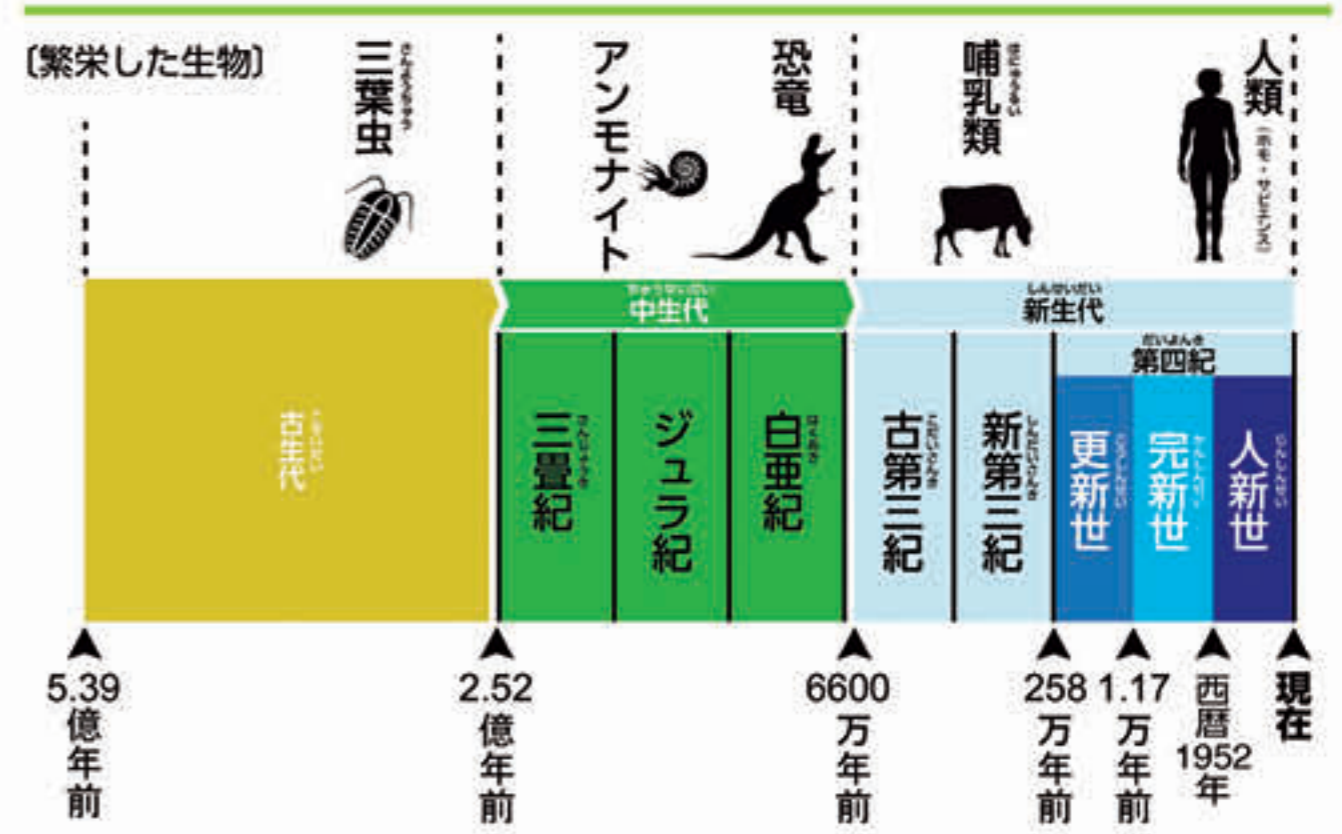


図1 地球の歴史。

### 別府湾の地層に見られる「人新世」の始まりの証拠

「人新世」に入り、様々な環境指標が自然変動の範囲を逸脱した変化を示しています。ここでは、大分県の別府湾を例に見てみます。

- 新規物質が検出されるようになった：Aの←
- 自然変動の範囲（縦の水色帯）を超える変化  
←：自然変動を初めて逸脱した時点  
←：次の大きく逸脱した変化

これらの矢印は、環境や生態系への人の影響が強まった地層中の痕跡を反映している。

その痕跡数の積算値から、1953年より痕跡数が急増するという特徴があることが分かる：B

地層中の人の痕跡の急増は、1952年±3年に世界的にほぼ同時に認められます（Kuwaie et al., 2024, PNAS）。それまでの完新世の地層中には、人の痕跡はローカルにしか認められませんでした。したがって、痕跡の世界同時急増は、人がいくつかの地球のサブシステムを圧倒し始めた地球史の転換点であると考えられます。別府湾で認められた人の痕跡の急増ポイントは、「人新世」が始まった明確な証拠であると考えられます。

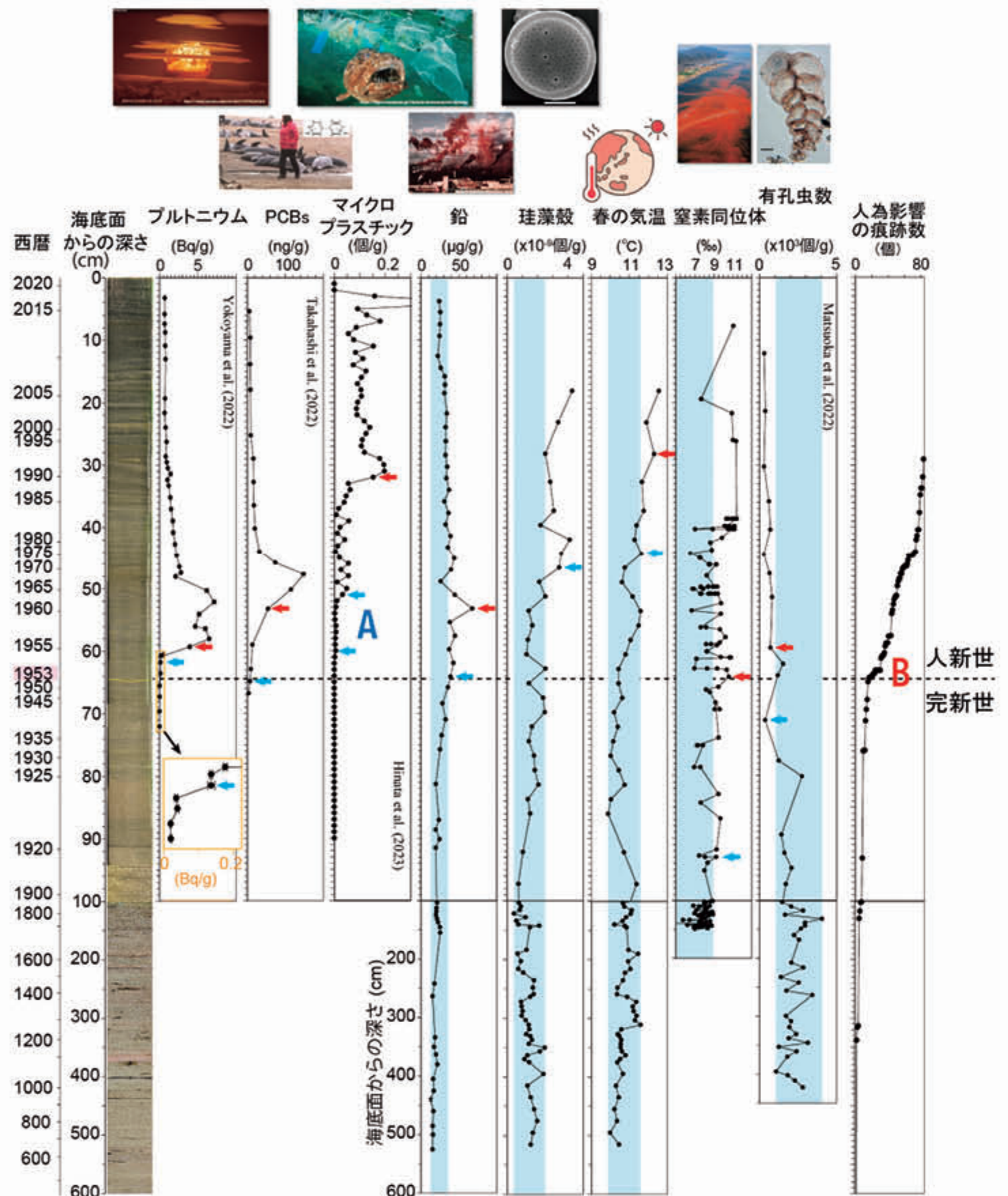
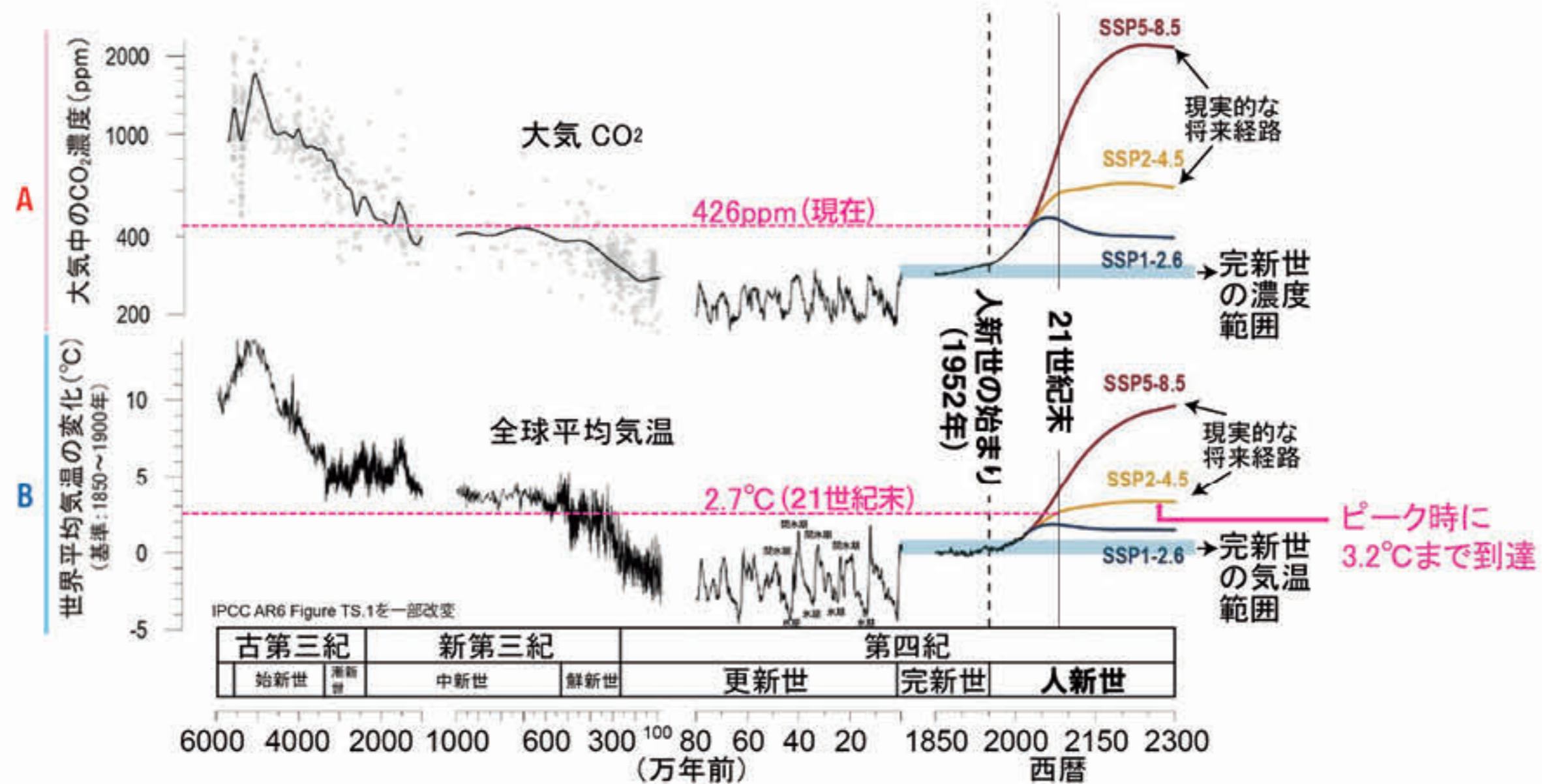


図2 別府湾堆積物にみられる環境指標の記録。Kuwaie et al. (2023) より



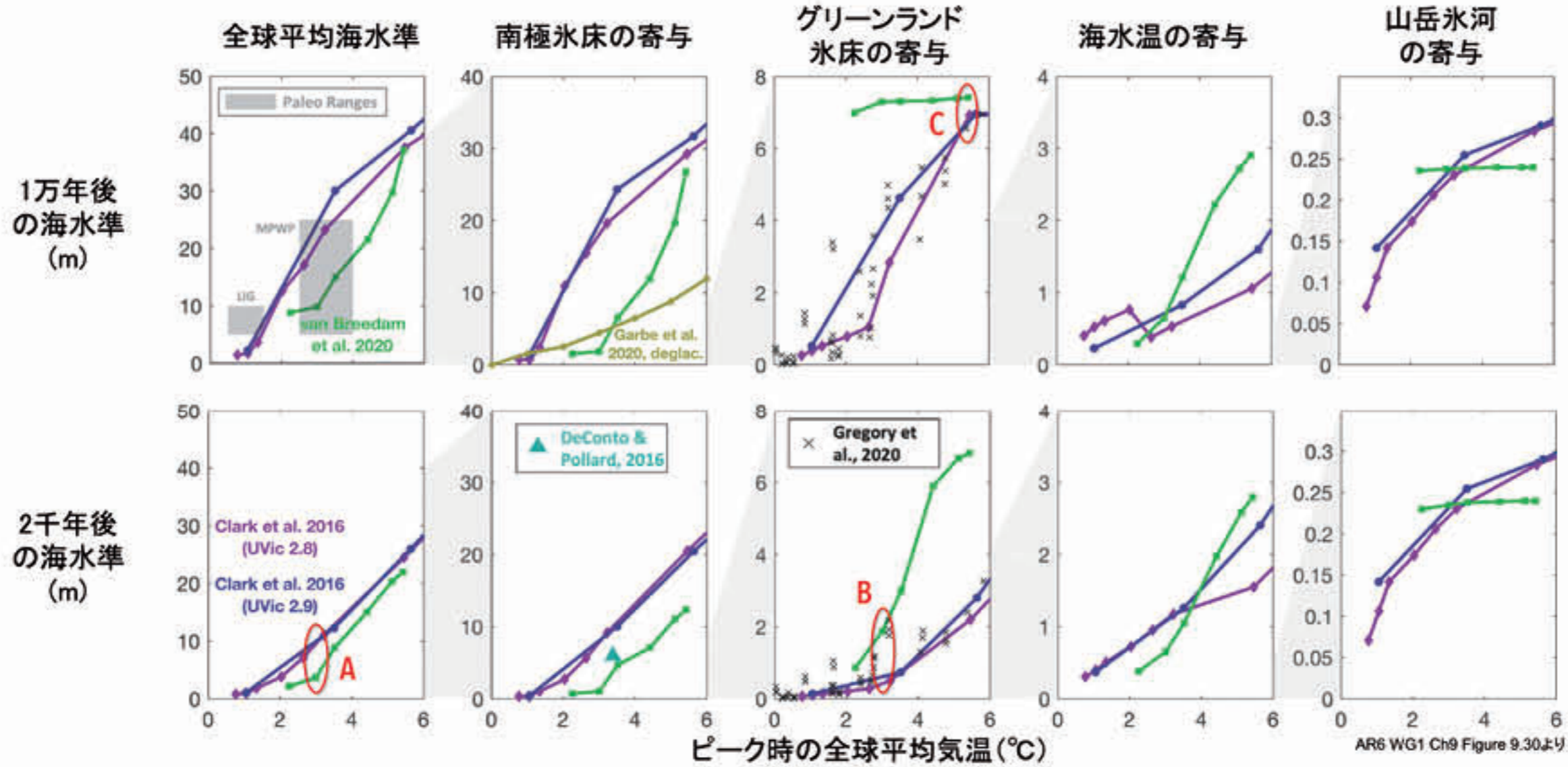
## 過去6千万年間の大気 CO<sub>2</sub> 濃度と 全球平均気温、将来予測

「人新世」における人の影響は、どれほど大きな地球の  
変化をもたらしたでしょうか。

大気 CO<sub>2</sub> 濃度は、「人新世」の開始 (1952 年) 以降に完新世の取りうる変動の範囲を超えるようになり、現在は 426 ppm で、第四紀の自然レベルを大きく上回りました (A のグラフ)。これは新第三紀の中新世のような、今よりも数度暖かかった時期の濃度に匹敵します。

IPCC 第 6 次報告書によれば、赤線の CO<sub>2</sub> の高排出シナリオ (SSP5-8.5) ではあと 20 年で、中程度の排出シナリオ (黄色の将来経路: SSP2-4.5) では 21 世紀末に 500 ppm を超えます。ある数値シミュレーションによると、この濃度は、100 万年続いてきた氷期-間氷期サイクルを将来 60 万年間停止させるのに十分な濃度です。

気温について見ると、COP26 (国連気候変動枠組条約第 26 回締約国会議) で取り決められた現在の各国の CO<sub>2</sub> 排出削減目標をたとえ達成しても、世界平均気温は SSP2-4.5 の将来経路 (B のグラフの黄色線) をたどることになります。このシナリオでは、今世紀中に産業革命以降から 2.7°C 上昇します (B のグラフ)。この温度は、第四紀の自然レベルより高く、鮮新世の全球平均気温と同程度です。つまり、CO<sub>2</sub> 濃度や気温という指標からみると、今世紀末には第四紀の地球とは言えない状態になると考えられます。



## 2千年後と1万年後の海水準予測 とグリーンランド氷床の融解

第四紀は、新生代に入って初めて北半球に大規模氷床が誕生した時代とされ、顕著な氷期・間氷期サイクルを特徴としています。高い CO<sub>2</sub> 濃度により、今後氷期・間氷期サイクルが停止するとすれば、現存するグリーンランド氷床の大部分が融解する時期が第四紀の終焉と考えられます。

IPCC 第 6 次報告書では、全球平均気温のピークが約 3°C に達するシナリオ (SSP2-4.5) の場合、2000 年後に海水準が 4~10 m 上昇すると予測されています (A の赤い円)。そのうちグリーンランド氷床の融解は、1~2 m 程度の寄与なので、全面融解 (7 m の海水準上昇に相当) にはあたりません (B の赤い円)。このシナリオでは、第四紀の特徴をまだ残すことになります。しかし、全球平均気温のピークが 5~6°C に達する場合、グリーンランド由来の海水準上昇が 1 万年後に 7 m に達します (C の赤い円)。

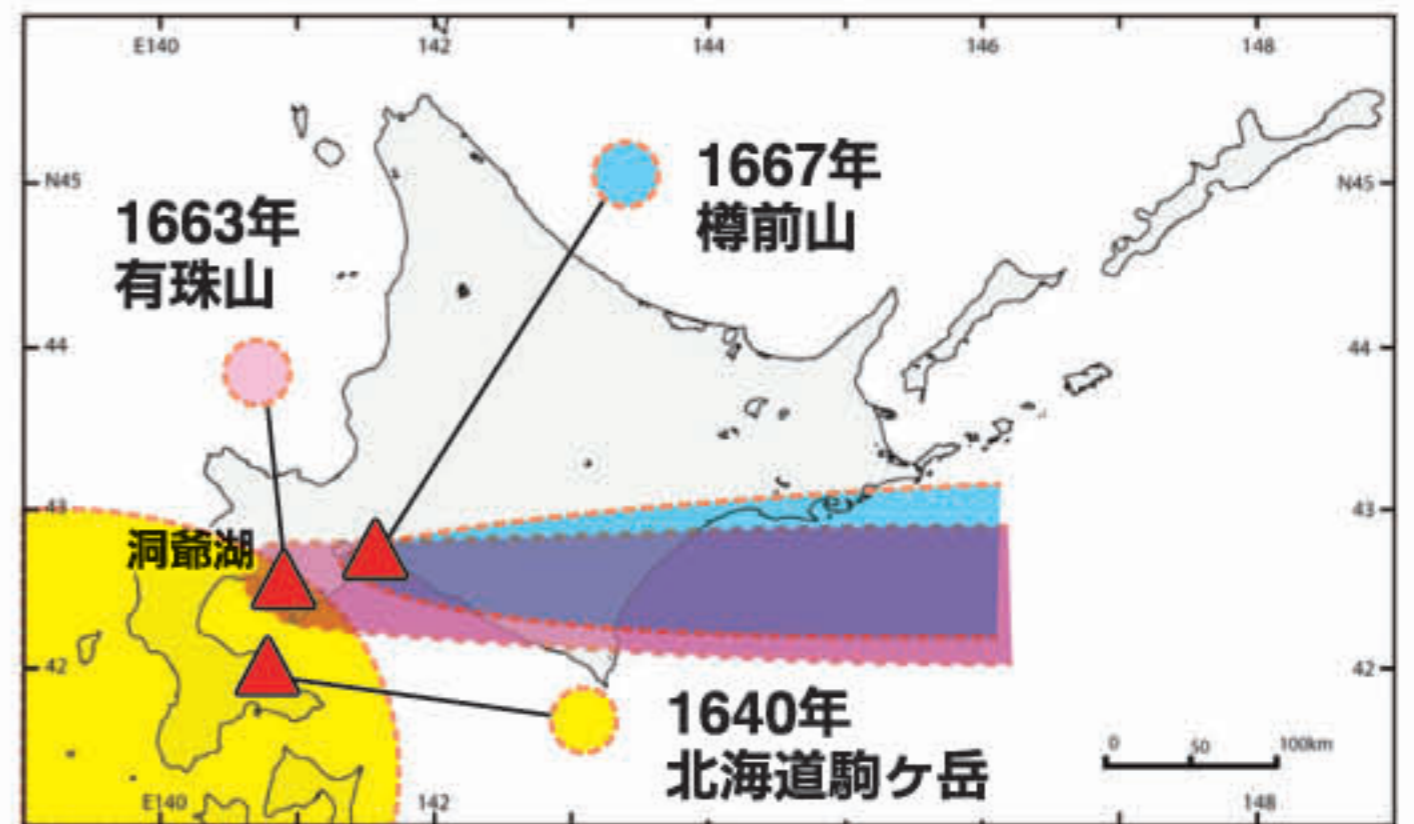
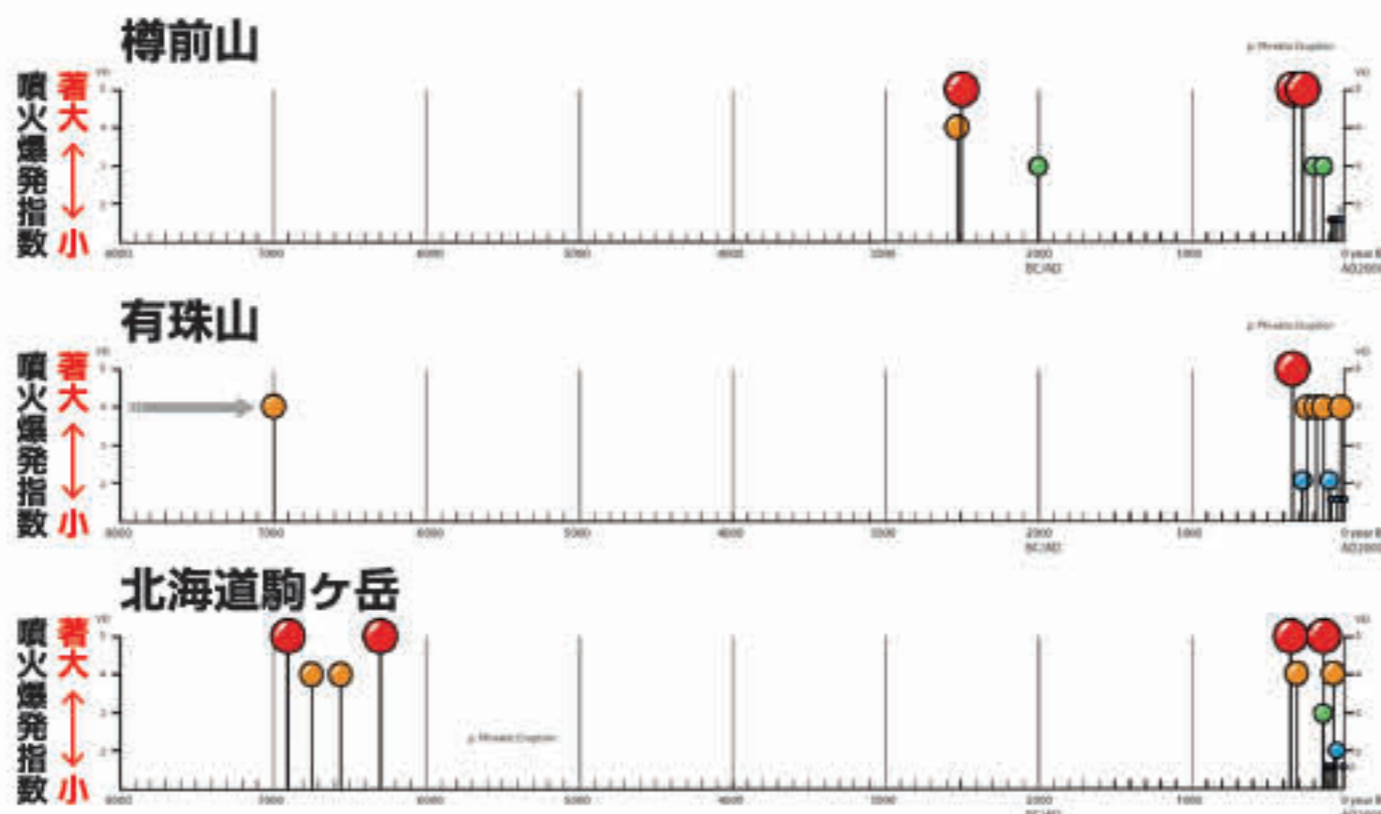
つまり、1 万年後にグリーンランド氷床が全面融解し、この時人類は第四紀の終焉を見ることになります。ピーク気温 5~6°C のシナリオは、SSP2-4.5 と SSP5-8.5 の間のシナリオで、COP26 の排出削減目標が達成できない場合、そのシナリオの経路をたどる可能性があります。

第四紀学の研究は、人類が今後どのような脱炭素シナリオを選択するかによって、258 万年間続いてきた第四紀特有の氷期-間氷期サイクルが将来も維持されるのか、あるいは失われるのか左右される可能性を示しています。

## 歴史上の火山噴火と災害 —17世紀北海道—

### 道南で17世紀に起こった3つの大規模軽石噴火

17世紀中頃に、北海道駒ヶ岳、有珠山、樽前山で爆発的噴火が立て続けに起きました。噴火の規模は大きく、山麓のアイヌ民族は丸木舟を放棄しました。いずれの火山でも同規模の噴火は千年以上前であり、火山活動の活発化が同期した例と見られます。



#### 1640年 北海道駒ヶ岳

6千年ぶりに噴火

- 山体崩壊による岩屑なだれで津波発生、死者約700名
- 続く大規模噴火の軽石や火山灰は北海道南部を広く覆う
- 岩屑なだれは大沼などの湖沼を作り出した

#### 1663年 有珠山

7千年ぶりに噴火

- 大規模噴火で火砕流発生、5名以上が犠牲に
- 軽石と火山灰は洞爺湖付近で厚さ3m、北海道東部まで降灰

#### 1667年 樽前山

1700年ぶりに噴火

- 噴煙は青森県からも観察
- 軽石・火山灰は北海道東部まで広く分布、苫小牧で厚さ2m程
- 軽石に埋まった丸木舟も発見



# 歴史上の火山噴火と災害 —19世紀福島県—

近接する3つの火山で12年間の短い期間に噴火  
福島県内の吾妻山、安達太良山、磐梯山で、19世紀末の12年間に  
大きな噴火災害が立て続けに起きました。これらの噴火は被害の甚大  
さから社会に大きな衝撃を与え、火山噴火と火山防災の研究を進める  
きっかけとなりました。

## 磐梯山噴火と山体崩壊

- 1888年7月15日朝、爆発を伴い小磐梯山北側斜面が崩壊、  
岩屑なだれが発生
- 北麓の村落が埋まり477名が犠牲
- 岩屑なだれで桧原湖などの湖沼を形成



噴火後に描かれた崩壊した磐梯山スケッチ。馬蹄形地形と岩屑なだれによる  
流れ山が確認できる (Sekiya and Kikuchi, 1890).



桧原湖から見た山体崩壊跡の馬蹄形地形 (上) と  
水没した集落から続く神社参道 (下)。撮影：川邊 禎久

## 吾妻山噴火

- 1893年5月、吾妻山の一切経山<sup>いっさいきょうざん</sup>南山麓で噴火  
活動が開始
- 調査中の地質調査所職員2名が6月7日の噴火  
で殉職



吾妻小富士から見た一切経山南山麓。歴史噴火はこの一切経山南山麓の火口で発生した。  
撮影：川邊 禎久

## 安達太良山噴火

- 1900年7月17日、大規模な水蒸気噴火が  
沼ノ平火口で発生
- 火口近くの硫黄精錬所が消失、火砕サージで  
宿舎が全壊
- 死者・行方不明者74名、負傷者8名 (気象庁編,  
2013) の惨事に



沼ノ平火口全景。1997年には硫化水素ガスで登山客4名が死亡する事故も発生。  
撮影：石塚 吉浩

## 第四紀テフラ

### — 噴火・地形・地質・環境変化を解き明かす鍵層 —

日本列島の多くの火山では、爆発的噴火が発生し、火口より大量の火山灰や火山礫、火山岩塊が噴出します（図1）。爆発的噴火による粒状の噴出物は、まとめてテフラ（古代ギリシア語で灰を意味する）と呼ばれます。このうち玄武岩質マグマに由来する黒色の火山礫などはスコリア、それ以外の灰～白色の火山礫は軽石と呼ばれます。大規模な噴火では、テフラは風に運搬され火口から1,000 km以上の遠隔地にまで到達し日本列島とその周辺に広く降りつもります（図2）。地層中に残されたテフラから過去に発生した噴火をはじめ、地質や地形の年代、地震の発生年代、環境変化、さらには過去の人類について解き明かすことができます。

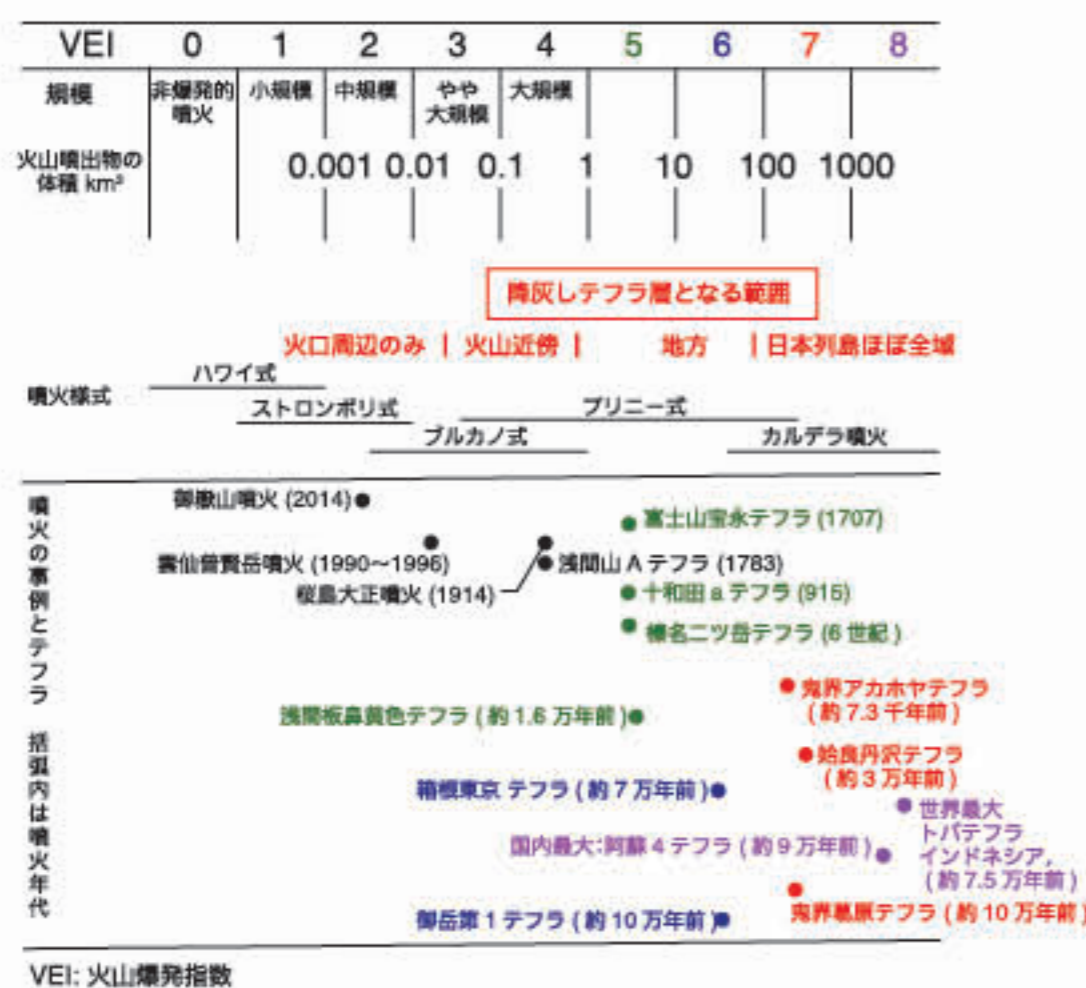


図1 テフラをもたらす火山噴火の規模。噴火規模を示す尺度として火山爆発指数 (VEI) が使用される。VEI 5以上になると広範囲にテフラが降り、さまざまな現象の年代や時間関係を示す鍵層となる。

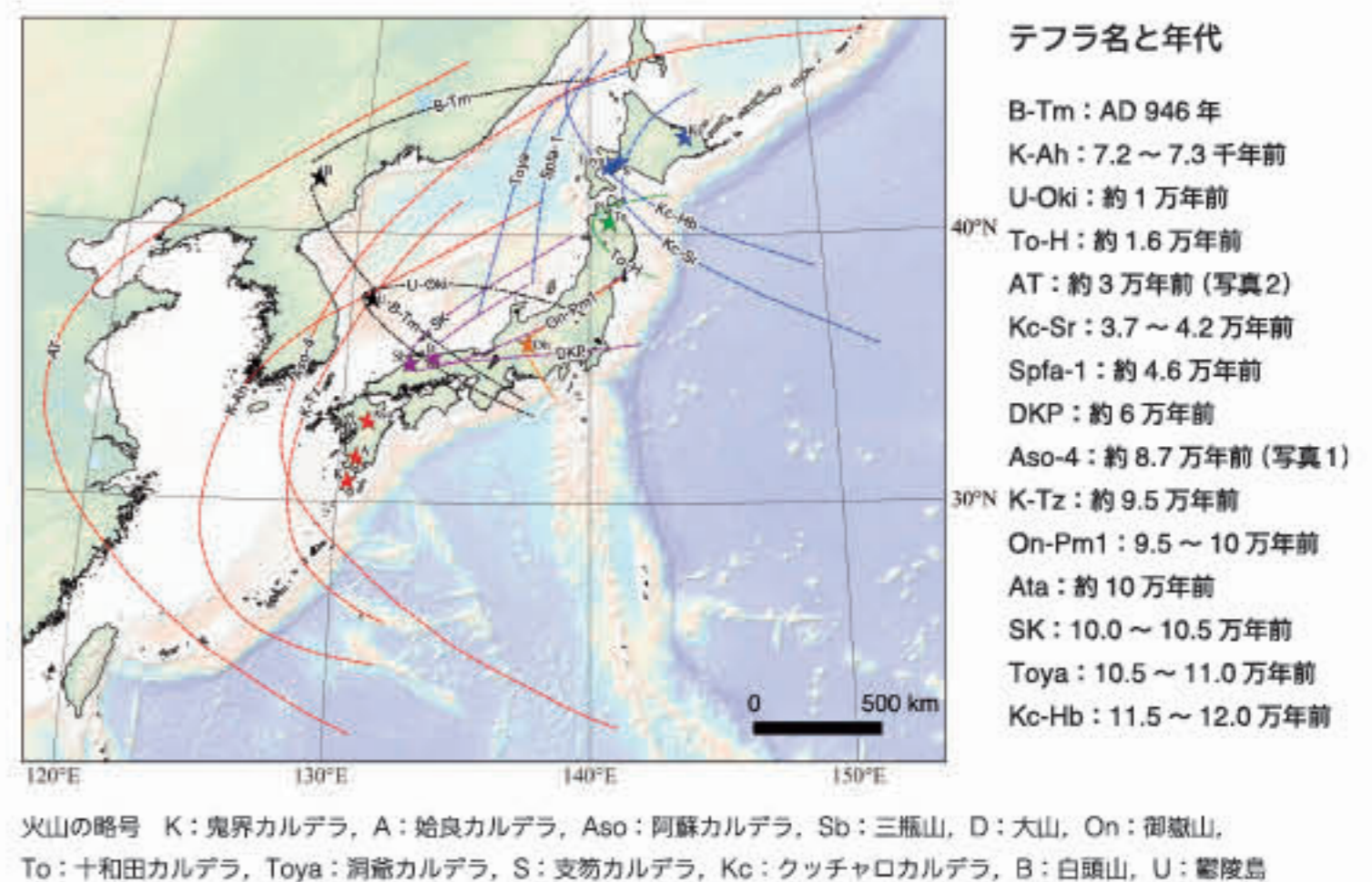


図2 最大クラスの噴火がもたらした広域テフラの分布 (町田ほか, 2026 による)。日本列島を広く覆うテフラは広域テフラと呼ばれる。多くが VEI 7 以上の噴火でもたらされ、過去 12 万年間で 15 程度の事例が知られている。

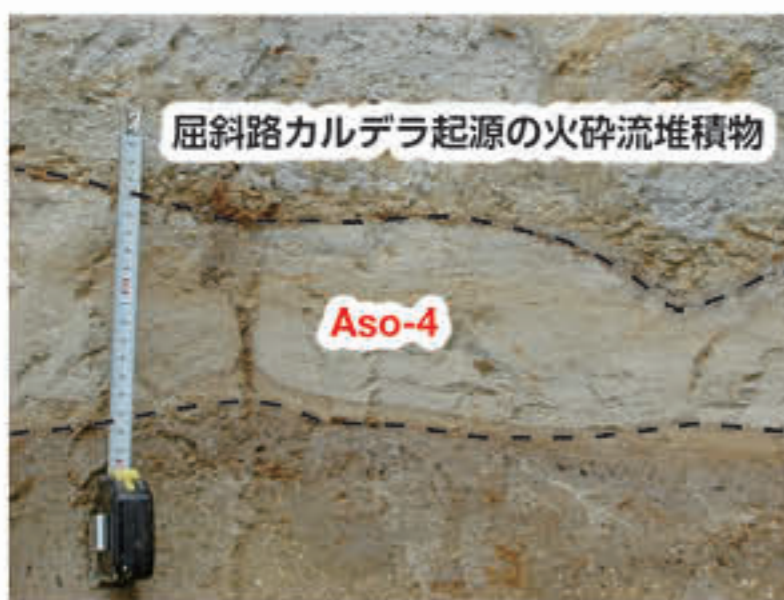


写真1 阿蘇カルデラの噴火により北海道に堆積した Aso-4。約 8.7 万年前の Aso-4 噴火は VEI8 の国内最大規模の巨大噴火であった。北海道東部 (網走市栄) で約 10 cm の火山灰層として残されている。



写真2 広域テフラ AT の顕微鏡写真 (八丈島で採取)。南九州、始良カルデラでの約 3 万前のカルデラ噴火は、シラス台地を形成するとともに広範囲に火山灰を降らせた。遠隔地の AT は、風で運搬されやすい細粒で薄い火山ガラスからなる。



写真3 伊豆大島南部の地層大断面。過去約 2 万年間で 100 枚程のスコリア層が堆積したことから、伊豆大島火山での高頻度な噴火履歴を知ることができる。

# 活断層の活動履歴を探る —熊本県・日奈久断層帯を例に—

## 2016年熊本地震による周辺の活断層への影響と余震活動

2016年熊本地震では、阿蘇カルデラの西部から甲佐町にかけてのおおよそ45 kmの範囲の断層が動いたと考えられています。

この地震による周辺断層への応力変化を計算したところ(図1)、日奈久断層帯は地震活動が活発化するエリアに入り、実際に多くの余震が起こっています(図2)。

次の地震の切迫度を明らかにするために、日奈久断層帯で掘削調査が行われました。

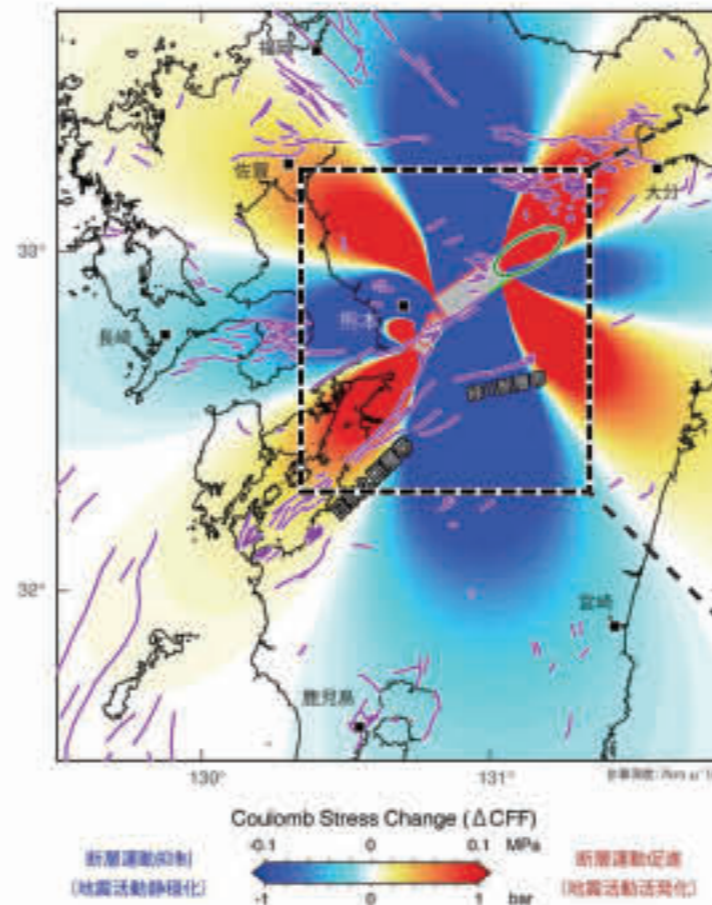


図1 日奈久断層帯と同じ走向の右横ずれ断層へのクーロン応力変化。遠田(2016)より転載、一部加筆

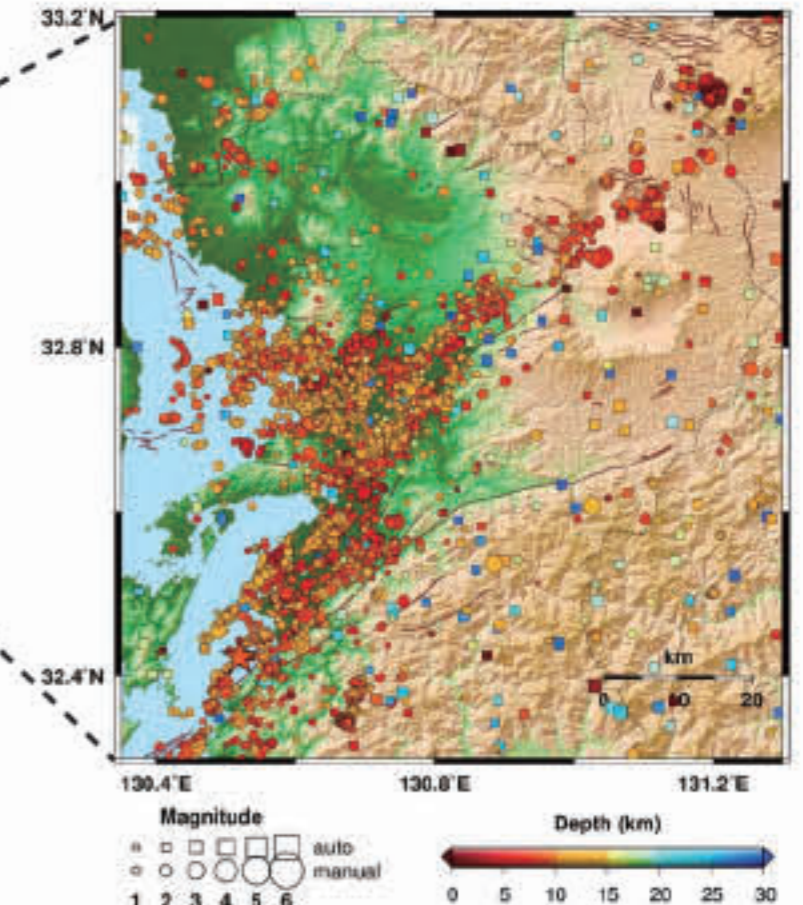


図2 深さ30 km以浅の地震活動(2023/10/29-2024/10/29の1年間)。松本(2024)より転載

## 日奈久断層帯のトレンチ調査：活断層の調べ方

日奈久断層帯は、長さ約81 kmで、3つの区間(一度に地震を起こす範囲)に分けられています。

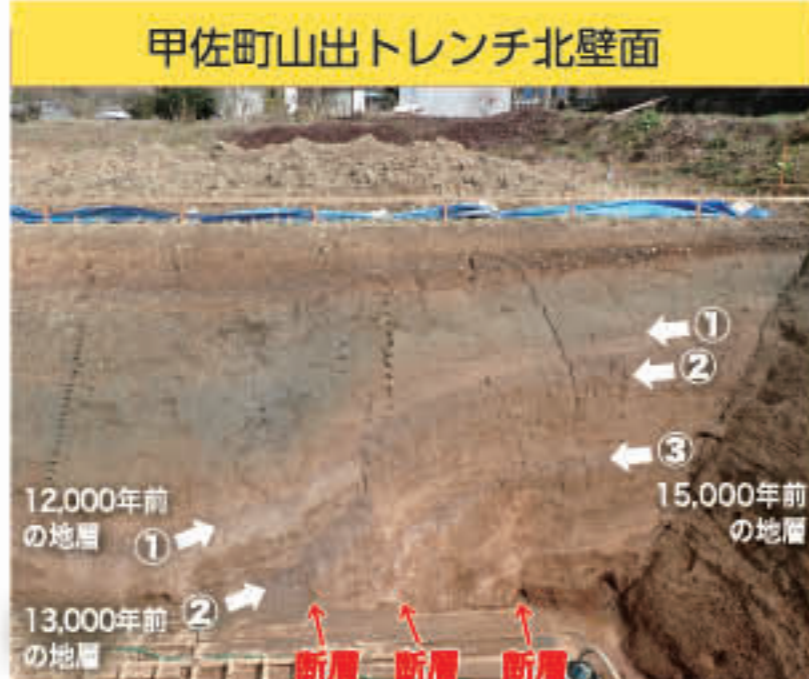
### 1 断層位置の推定



### 2 トレンチ調査



### 3 地層の年代測定



3ヶ所でのトレンチ調査と地層の年代測定の結果、日奈久断層帯が大きな地震を引き起こす周期は、区間ごとに、2,800年～3,400年、5,700年、2,800年と様々であることが分かりました。しかし、区間の分け方についても不明な点があり、さらなる調査が必要です。



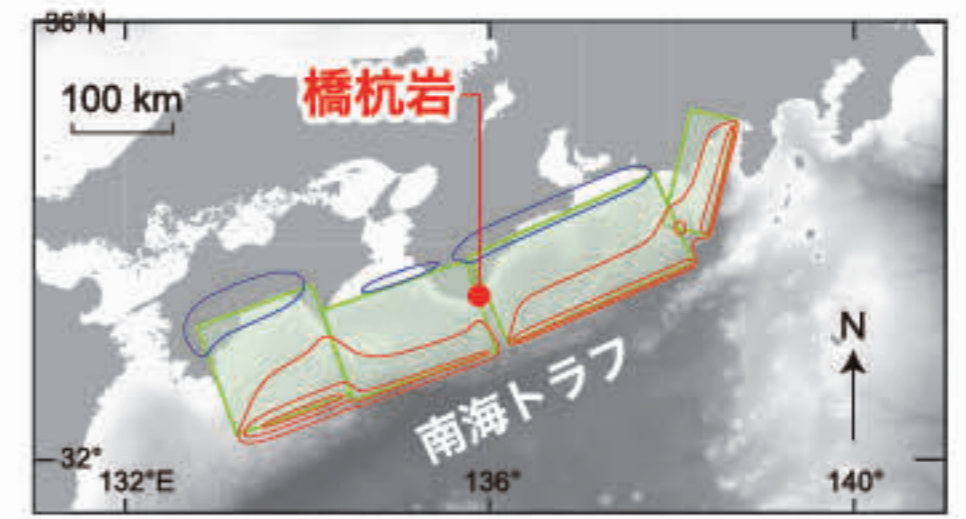
# 巨礫から過去の南海トラフ津波の規模を探る



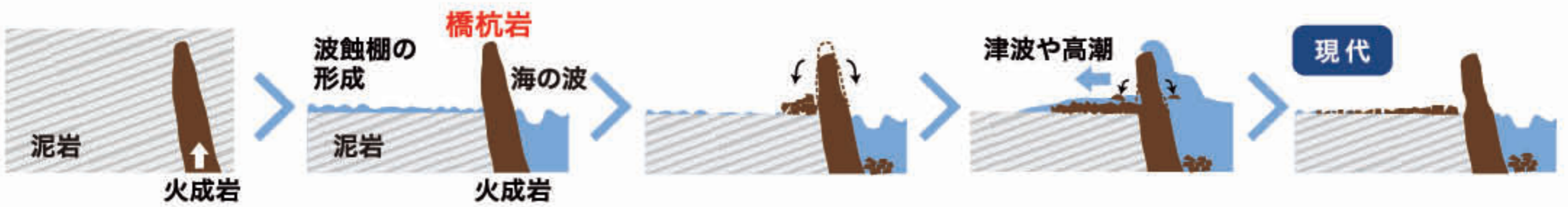
和歌山県串本町 橋杭岩.

泥岩の上に、未知の巨大津波で運ばれた、  
巨大な火成岩の岩塊（巨礫）が 1000 個以上分布

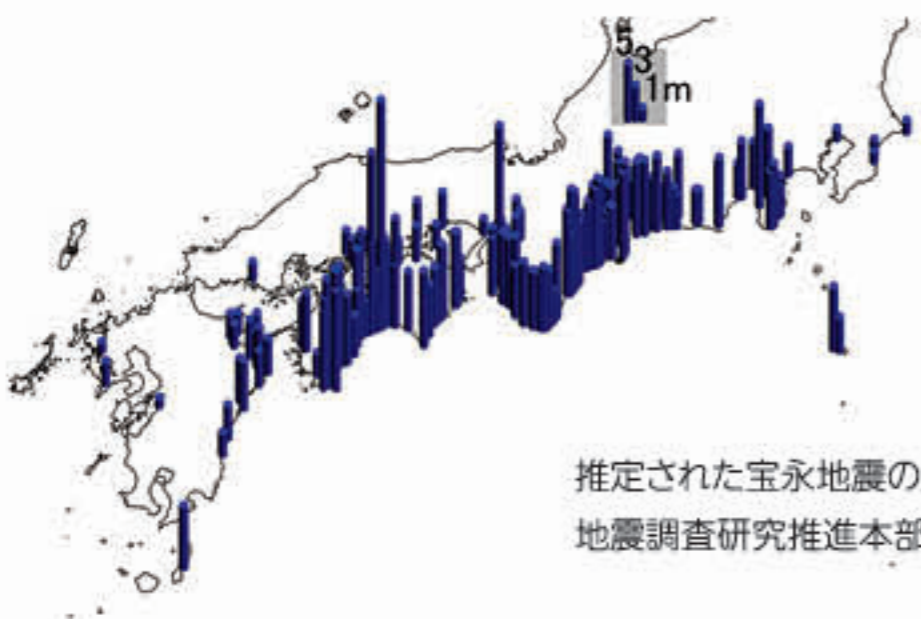
過去の巨大津波の痕跡は、津波石と呼ばれる巨大な岩塊（巨礫）として遺されています。その大きさ、重さ、位置から過去の津波の規模を見積もることができます。和歌山県にある国の名勝・天然記念物「橋杭岩」周辺に散らばる巨礫群の調査から数値シミュレーションを行い、歴史上最大だった 1707 年宝永地震津波を超える規模の津波の存在が明らかになりました。



Namegaya et al. (2022) Tectonophysicsを改変.



歴史上最大の 1707 年宝永地震による  
津波をコンピュータ上で再現



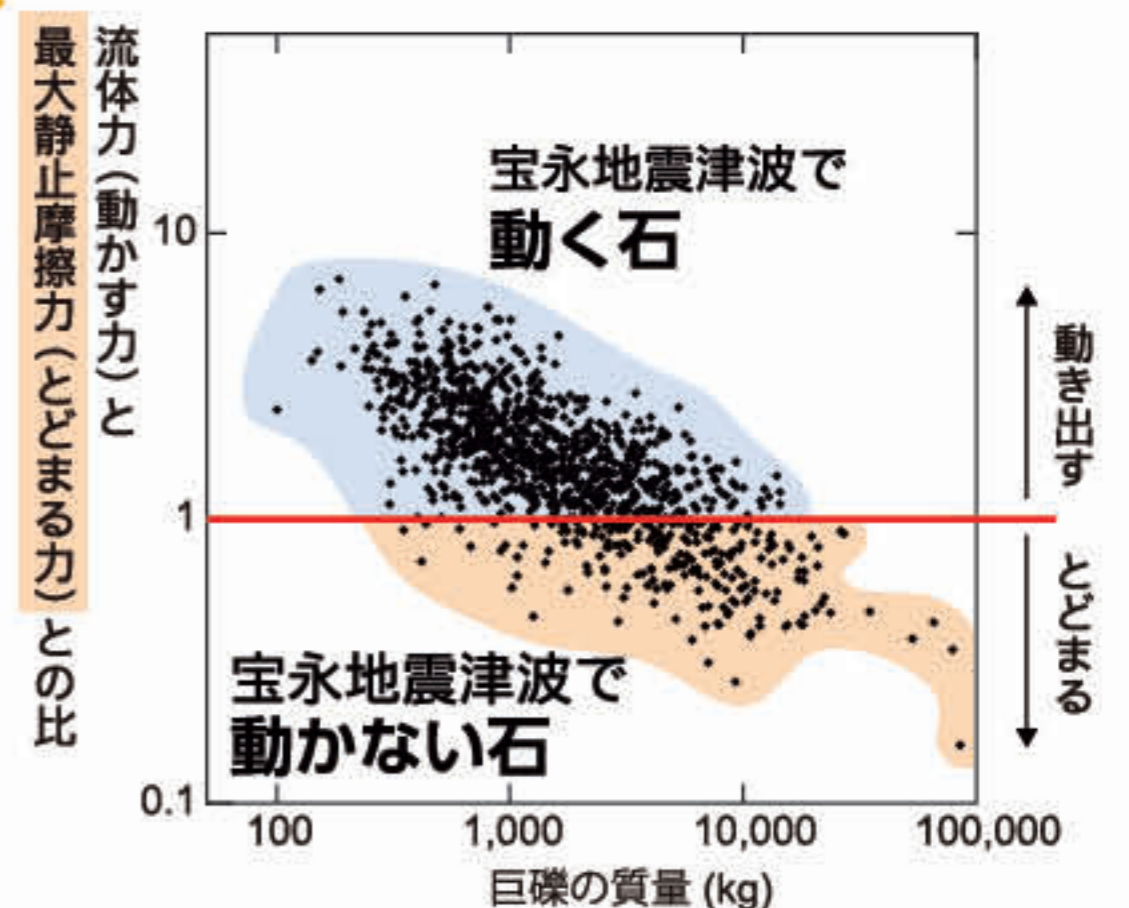
推定された宝永地震の津波高。  
地震調査研究推進本部資料に基づく。



最大静止摩擦力を測定中.



過去の津波を記録した巨礫



Namegaya et al. (2022) Tectonophysicsを改変.

# 能登半島地震と災害

## 能登半島地震を起こした活断層

2024年1月1日に発生した令和6年能登半島地震（2024年地震）は、半島北部周辺の海底活断層を震源とするマグニチュード7.6、最大震度7の地震でした。この海底活断層は全長約140 kmで、4つのセグメントに分かれており、門前沖セグメントでは2007年にM6.9、珠洲沖セグメントでは2023年にM6.5の地震が起きています（図1）。音波探査による地震前後の比較から（図2）、2024年地震ではすべてのセグメントが動いたことが確認され、極めて大規模な地震であったこと、また断層運動により半島北部が大きく隆起したことがわかりました。

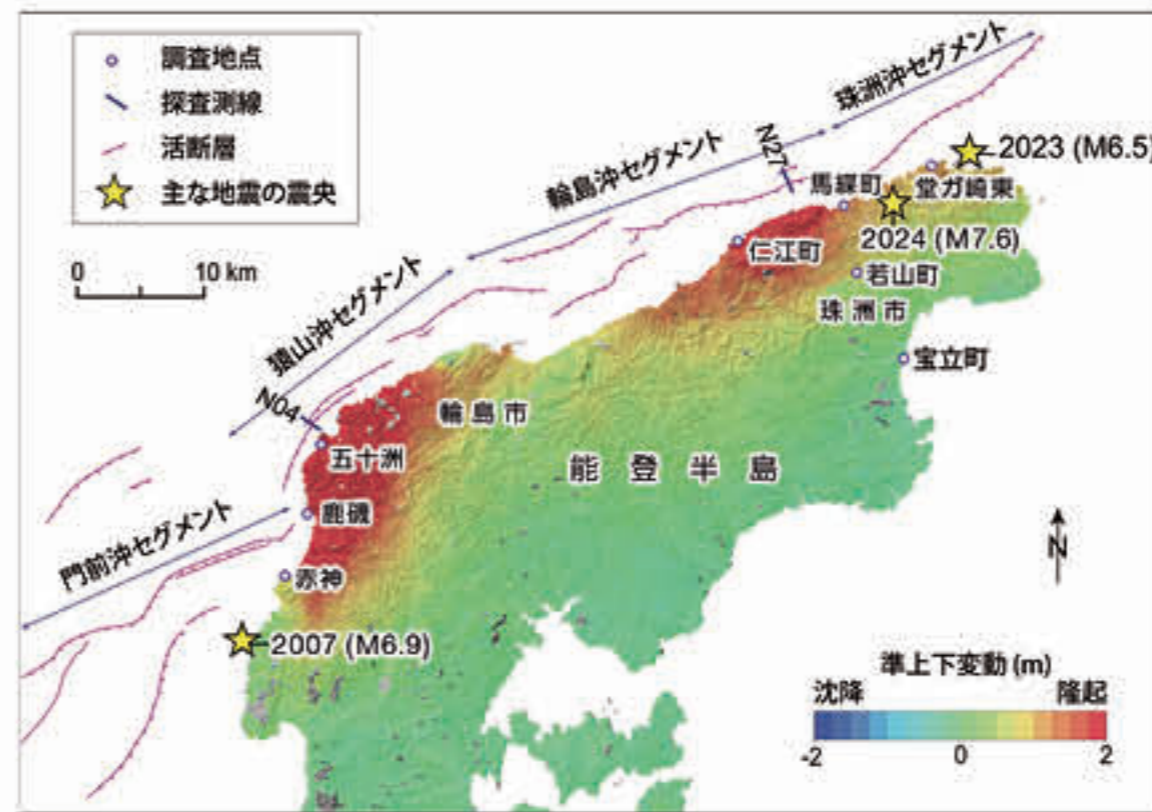


図1 能登半島北岸沖の活断層と地震の震央および2024年地震の地殻上下変動。  
断層の位置は岡村（2019）、震源位置は防災科学技術研究所、気象庁一元化カタログ、地殻上下変動は国土地理院の解析（原初データJAXA）にそれぞれ基づく。

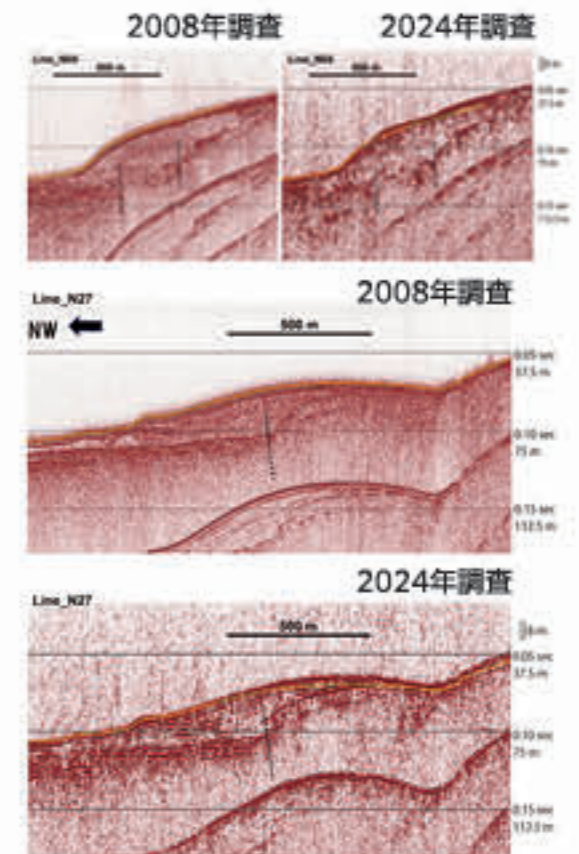


図2 地下構造断面の地震前後の比較。岡村ほか（2024）より

## 能登半島地震に伴う様々な現象

2024年地震では、広い範囲での強い揺れにより、斜面崩壊、液状化が各所で起こり、津波も発生して沿岸が浸水するなど、様々な地震災害が生じました。また内陸部で上下約2 mに及ぶ段差が約4 kmにわたって現れ、震源とは直接関係のない副次的な断層が生じました。

さらに地震後の豪雨（2024年9月）では、地震で緩んだ斜面から大量の土砂が土石流となって流れ込み、二次災害をもたらしました。海岸の隆起や液状化についてはこの後で詳しく紹介しています。



斜面崩壊の様子（珠洲市仁江町）。



津波浸水被害の様子（珠洲市宝立町）谷川ほか（2024）より。



地表に現れた断層（珠洲市若山町）。丸山ほか（2024）より



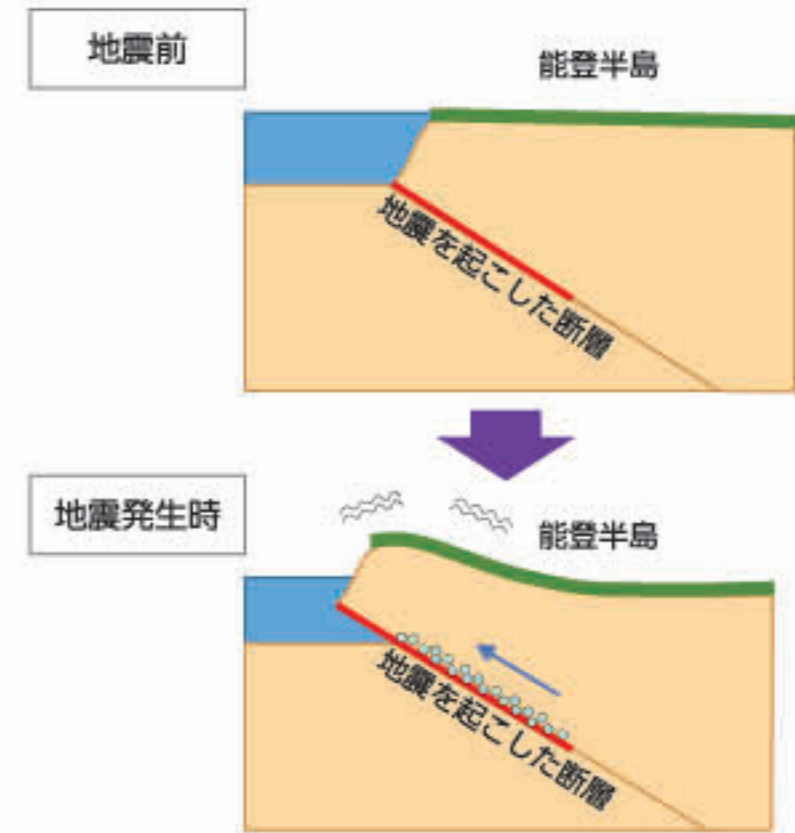
土石流堆積物の様子（珠洲市馬繰町）。

# 能登半島地震で隆起した海岸

2024年地震を特徴づけるのが海岸の大きな隆起です。これは能登半島の陸地が海に向かってせり上がるように断層がずれ動いたことで生じました。能登半島では2007年の地震で西部が最大約0.5 m隆起、2023年の地震で北東部が最大約0.24 m隆起していましたが、2024年地震ではさらに大きく、最大で4 m以上もの隆起が生じました。



輪島市門前町鹿磯における隆起の様子。穴倉ほか（2024）より



地震で地盤が隆起するしくみ。



輪島市門前町赤神における海岸の変化。穴倉（2025）より



珠洲市堂が崎東における海岸の変化。穴倉ほか（2024）より

## 過去からくり返し隆起していたことを示す海成段丘

このような大きな隆起が起こると、海面付近にある波食棚という平らな地形が干上がり、海成段丘ができます。能登半島北部沿岸には、過去にもくり返し隆起していたことを示す海成段丘が3段（L1～L3面）分布しています。これは2024年地震と同様に、セグメントが連動する地震が、少なくとも過去3回発生していたことを示します。一番高いL1面は6千年前頃以降に形成されたと考えられるので、平均発生間隔は千～数千年程度です。



地震の隆起で生まれた海成段丘（輪島市門前町鹿磯）。穴倉（2025）より



過去の隆起を示す海成段丘（輪島市門前町五十洲）。穴倉ほか（2020）より

## 令和6年能登半島地震による液状化被害 —石川県金沢市と内灘町の例—

2024年1月1日の令和6年能登半島地震（M7.6）では、震源から約120km離れた石川県金沢市田上新町<sup>たがみしんまち</sup>で崖地の盛土が崩壊し、住宅4棟が全壊しました（写真1）。また、震源から約104km離れた石川県内灘町<sup>うちなだまち</sup>では、砂丘の陸側斜面末端の地盤が液状化・側方流動し、全壊111棟、半壊493棟の被害が出ました（写真2）。両地域の震度は5強～弱でした。これらの地域で、盛土や噴砂ならびに砂丘砂を採取して（写真3、4）、粒度分析と粒子組成を調べた結果、田上新町の盛土および内灘町の噴砂と砂丘の砂は、含泥率が数パーセントで、分級が良い細粒～中粒砂で、いずれも液状化しやすいとされる粒度特性を示しました（写真5、図1）。さらに、田上新町の盛土は内灘砂丘から運ばれてきた可能性があることが分かりました。これらのことから、田上新町の盛土崩壊ならびに内灘町の液状化・側方流動は、地震動により分級の良い砂質盛土が液状化・流動化したことが主な原因と考えられます。



写真1 能登半島地震による石川県金沢市田上新町の崖地の盛土崩壊。  
Robert G. Jenkins氏撮影



液状化・側方流動によって変形した神社の階段。



液状化・側方流動によって変形した道路。



液状化・側方流動によって沈下・傾斜した電柱と変形した道路。



液状化・側方流動によって沈下した車庫。

写真2 石川県内灘町の被害状況。

詳しくはQRコードから  
ご覧ください **Check!**  
[https://www.jstage.jst.go.jp/article/jaqua/63/2/63\\_63.24031/\\_article/-char/ja/](https://www.jstage.jst.go.jp/article/jaqua/63/2/63_63.24031/_article/-char/ja/)



写真3 金沢市田上新町の崖地盛土の崩落崖に現れた盛土。  
数値は上から平均粒径，標準偏差，含泥率。北村ほか（2024）



写真4 内灘町の内灘砂丘と噴砂堆積物。  
数値は上から平均粒径，標準偏差，含泥率。北村ほか（2024）

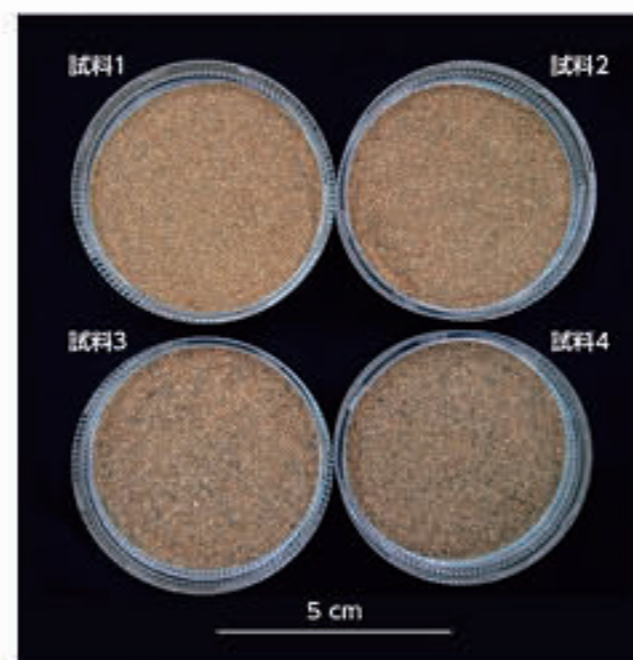


写真5 田上新町の試料1と2と内灘町の試料3と4の写真を示す。  
非常によく似ている。北村ほか（2025）。

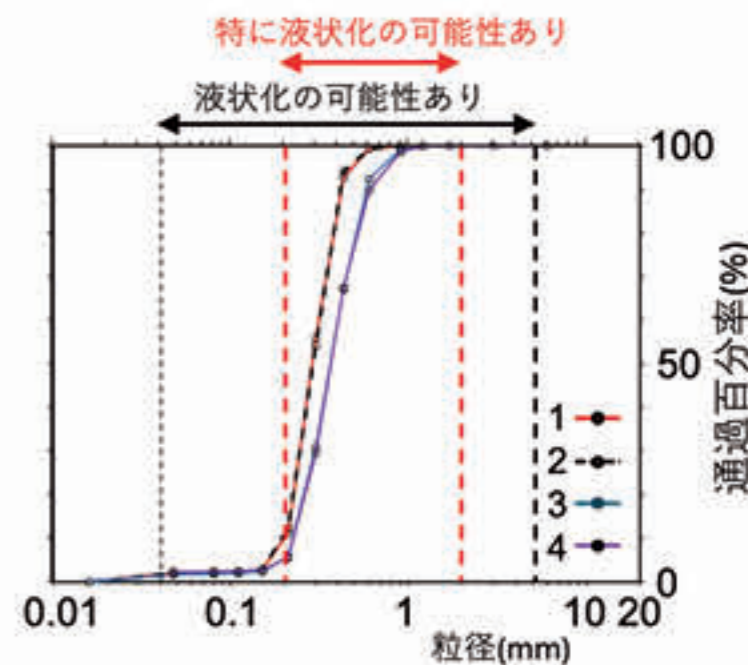
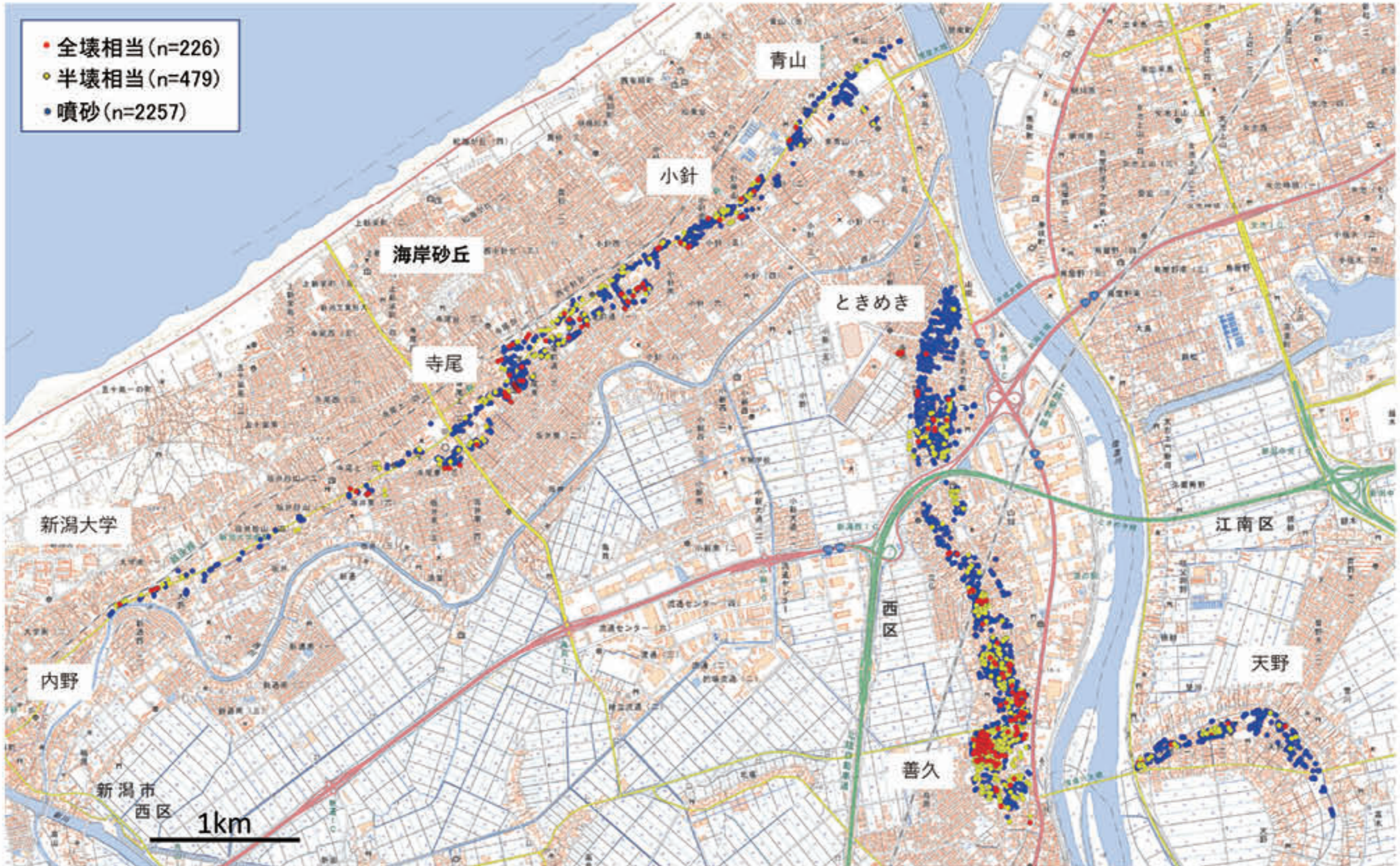


図1 田上新町の試料1と2と内灘町の試料3と4の粒度の累積頻度曲線。北村ほか（2024）

# 令和6年能登半島地震による液状化被害 —新潟市西区と江南区の例—

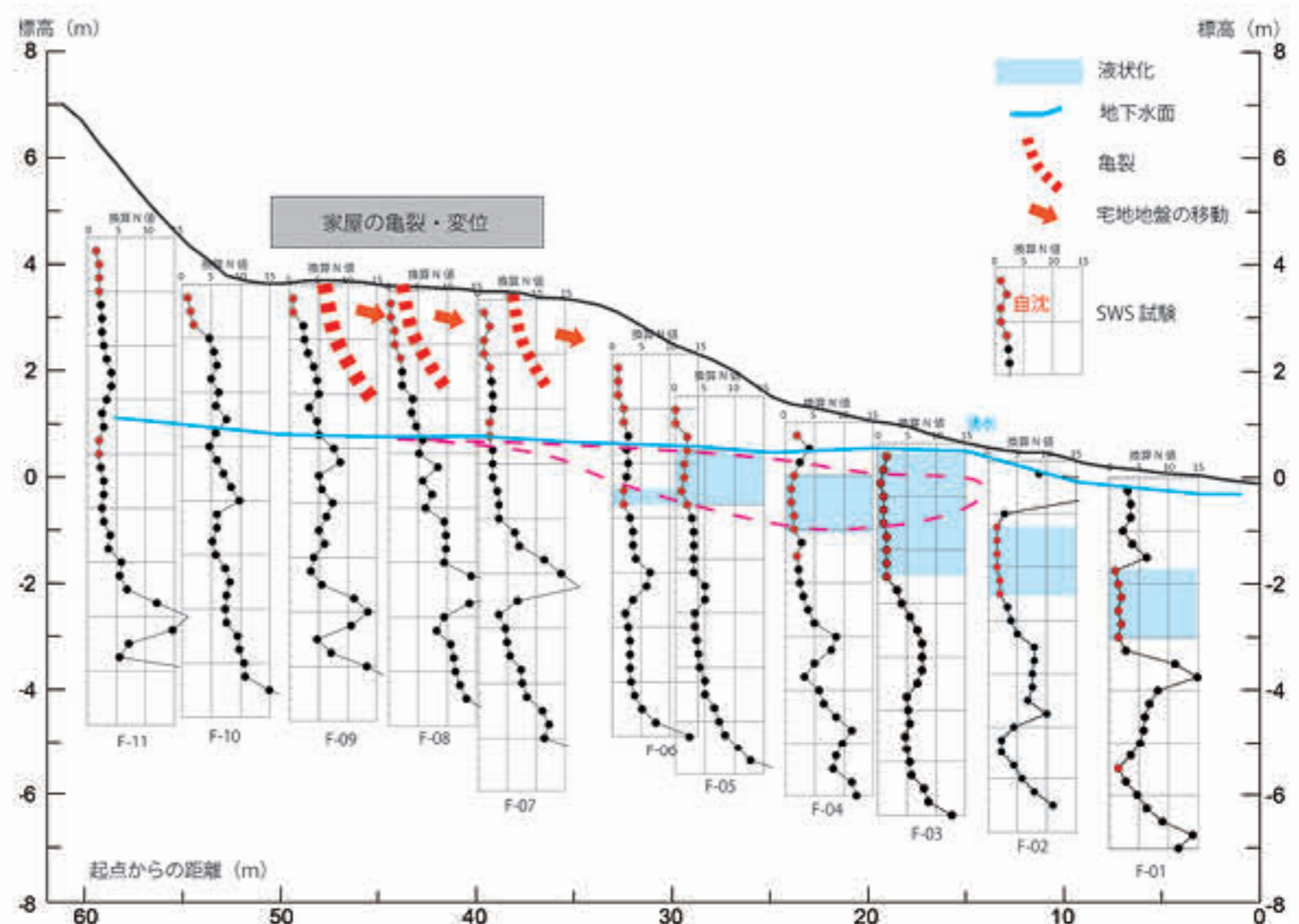


新潟市西区・江南区における被害分布。上部ほか (2024a)

令和6年能登半島地震では、震源から約150 km 離れた新潟平野でも甚大な液状化被害が発生しました。

新潟平野では標高 20 m 程度の海岸砂丘が広く分布し、内陸側は標高の非常に低い低平地となっています。

液状化による噴砂や建物被害は、新潟市内野～青山地区に至る海岸砂丘の内陸側末端部の地下水位が非常に高い緩傾斜地、低平地を砂丘砂を使って盛土した盛土宅地で発生しました。また、天野～善久～ときめき地区は江戸時代中期ごろまでの信濃川の旧流路であり、非常に多くの噴砂や建物被害が発生しました。この旧流路部は1964年新潟地震の際にも広範囲に液状化しています。



旧信濃川流路での液状化被害 (新潟市西区善久)。

旧流路は、深度 12 m 程度まで  $N$  値 5-10 程度の砂層から構成されている。地下水位は地表下 1 m 程度であり、SWS 試験による地盤強度評価では地下水位よりさらに 2 m 程度下位までの層準が液状化したものと推定できる。上部ほか (2024a)

\*SWS (スウェーデン式サウンディング) 試験: 先端にスクリーを付けたロッドを地面に突き刺し、その沈み方から地盤の強度を調べる方法。標準貫入試験の  $N$  値に換算することができる。これを換算  $N$  値という。



写真1 駐車場での噴砂（新潟市西区寺尾）。  
撮影：新潟大学災害・復興科学研究所。



写真2 海岸砂丘の内陸側緩斜面（畑地）での引張亀裂（新潟市西区内野・大野）。  
砂丘の内陸側斜面末端部は地下水位が非常に高く、液状化が発生したため、緩斜面の上部では地すべり性の移動が発生した。撮影：新潟大学災害・復興科学研究所。



写真3 海岸砂丘の内陸側緩斜面末端での圧縮変形（新潟市西区内野・大野、県道16号沿い）。  
砂丘の内陸側斜面末端部において液状化が発生したため、背後（写真右側）の砂丘緩斜面全体が、内陸側に移動した。このような砂丘斜面末端部での引張亀裂と圧縮変形は、新潟市西区内野から青山地区にいたる約10 kmの区間で発生した。撮影：新潟大学災害・復興科学研究所。



写真4 海岸砂丘の内陸側緩斜面末端での圧縮変形（新潟市西区寺尾、県道16号沿い）。  
砂丘の内陸側斜面末端部において液状化が発生したため、背後（写真右側）の砂丘緩斜面全体が、内陸側に移動した。写真左側の県道16号は移動していないため、境界部のグレーチングが変形した。撮影：新潟大学災害・復興科学研究所。



写真5, 6 砂丘内陸側の低平地盛土宅地における建物被害（新潟市西区寺尾）。  
内陸側低平地では、層厚1-3 m程度、砂丘砂を用いて盛土造成されている。全体には内陸側にむかって緩く傾斜しており、建物が写真の左方向に水平移動している。建物の傾斜はごくわずかであるが、隣家の電気やガスのメーターが接触している。写真5の撮影：新潟大学災害・復興科学研究所。写真6の出典：ト部ほか（2024b）。



写真7, 8 旧信濃川流路での液状化被害（新潟市西区善久）。  
旧流路は、深度12 m程度までN値5-10程度の砂層から構成されている。地下水位は地表下1 m程度であり、SWS試験による地盤強度評価では地下水位よりさらに2 m程度下位までの層準が液状化したものと推定できる。写真7の出典：ト部ほか（2024b）。写真8の出典：新潟大学災害・復興科学研究所（2024）。

## 文献

- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I. N., Hodell, D., Piotrowski, A. M. (2012) Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Science*, 337, 704–709.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・杉中佑輔・須貝俊彦・鈴木毅彦・上杉 陽……堀 伸三郎 (2019) 武蔵野台地の新しい地形区分. *第四紀研究*, 58, 353–375.
- 林 竜馬 (2024) 滋賀県の遺跡花粉データベースからみる地域・局所スケールの植生変遷史. *第四紀研究*, 63, 3–17.
- Hayashi, R., Sasaki, N., Takahara, H., Sugita, S. (2025) Testing the REVEALS-based vegetation reconstruction around Lake Biwa, western Japan, using absolute pollen productivity estimates derived from the flower counting method. *The Holocene*, 35, 1272–1282.
- 岩田修二・清水長正 (1992) 周氷河斜面. 小泉武栄・清水長正編, 山の自然学入門, 古今書院, 5.
- 貝塚爽平・鎮西清高編 (1986) 日本の山. 岩波
- 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所 (1976) 濃尾平野河川地形図.
- 北村晃寿・石川芳治・Robert G. Jenkins (2024) (口絵) 令和 6 年能登半島地震に伴う石川県金沢市田上新町と内灘町における土砂災害. *第四紀研究*, 63 (2), i–ii.
- 北村晃寿・矢永誠人・森 英樹 (2025) 令和 6 年能登半島地震による石川県金沢市田上新町の盛土崩壊の調査—未崩落盛土粒子組成と放射性セシウム濃度. *静岡大学地球科学研究報告*, 52, 1–13.
- 小松原純子・中山俊雄・中澤 努 (2020) 東京都江東区若洲における沖積層層序: GS-KWS-1 コアの堆積相と堆積年代. *堆積学研究*, 79, 3–14.
- Kuwae, M., Yoshikawa, S., Inouchi, Y. (2002) A diatom record for the past 400 ka from Lake Biwa in Japan correlates with global paleoclimatic trends. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, 261–274.
- Kuwae, M., Finney, B. P., Shi, Z., Sakaguchi, A., Tsugeki, N., Omori, T.,…Saito, Y. (2023) Beppu Bay, Japan, as a candidate Global boundary Stratotype Section and Point for the Anthropocene series. *The Anthropocene Review*, 10, 49–86.
- Kuwae, M., Yokoyama, Y., Tims, S., Froehlich, M., Fifield, L. K., Aze, T.,…Saito, Y. (2024) Toward defining the Anthropocene onset using a rapid increase in anthropogenic fingerprints in global geological archives. *PNAS*, 121 (41) e2313098121. <https://doi.org/10.1073/pnas.2313098121>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M. (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.*, 111(43), 15296–15303.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., Levrard, B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428, 261–285.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2004) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- 町田 洋・鈴木毅彦・新井房夫 (2026) 火山灰アトラス 第 3 版: 日本列島とその周辺. 東京大学出版会, 480p.
- 丸山 正・吉見雅行・吾妻 崇 (2024) 令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震で石川県珠洲市若山町の若山川沿いに出現した地表変状の特徴. *活断層・古地震研究報告*, 24, 1–23.
- 増田富士雄・里口保文 (2021) 琵琶湖の古環境変遷に関する新知見: 烏丸深層ボーリングコアの堆積環境解析結果から. *琵琶湖博物館研究調査報告*, no.34, 95–109.
- 松本 聡 (2024) 九州地方の地震活動とその特徴. 九州減災シンポジウム, [https://www.qsr.mlit.go.jp/bousai\\_joho/consortium/img/survey/02\\_kyushu-uni\\_matsumoto.pdf](https://www.qsr.mlit.go.jp/bousai_joho/consortium/img/survey/02_kyushu-uni_matsumoto.pdf)
- Meyers, P.A., Takemura, K., Horie, S. (1993) Reinterpretation of Late Quaternary sediment chronology of Lake Biwa, Japan, from correlation with marine glacial-interglacial cycles. *Quaternary Research*, 39, 154–162.
- 守屋以智雄 (1979) 日本の第四紀火山の地形発達と分類. *地理学評論*, 52, 479–501.
- 守屋以智雄 (1983) 日本の火山地形. 東京大学出版会, 152p.
- Namegaya, Y., Maemoku, H., Shishikura, M., Echigo, T. (2022) Evidence from Boulders for Extraordinary Tsunamis along Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, 842, 229487. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229487>
- 新潟大学災害・復興科学研究所 (2024) 2024 年能登半島地震による新潟市域の液状化被害. 39p.
- 岡村行信 (2019) 日本海における活断層の分布と今後の課題. *地震第 2 輯*, 71, 185–199.
- 岡村行信・大上隆史・井上卓彦・佐藤智之・有元 純 (2024) 令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震の関連情報 第十報, 2024 年能登半島地震の緊急調査報告 (令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震に伴う海底活断層の変位). <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/ното2024/ното2024-10.html>
- 奥田昌明・中川 毅・竹村恵二 (2010) 花粉による琵琶湖など長期スケールの湖沼堆積物からの古気候復元の現状と課題. *第四紀研究*, 49, 133–146.
- 産総研地質調査総合センター (2021) 都市域の地質地盤図「東京都区部」. [https://gbank.gsj.jp/urbandeol/ja/map\\_tokyo/index.html](https://gbank.gsj.jp/urbandeol/ja/map_tokyo/index.html)
- 里口保文 (2017) 古琵琶湖堆積盆周辺の古水系変化の検討. *化石研究会会誌*, 50, 60–70.
- Satoguchi, Y., Nagahashi, Y. (2012) Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, 21, 149–169.
- 里口保文 (2025) 鮮新 – 更新世における琵琶湖の止水域の変化と水棲生物相に与える影響. *琵琶湖博物館研究調査報告*, no.38, 4–16.
- Shimada, Y., Sawai, Y., Matsumoto, D., Tanigawa, K., Ito, K., Tamura, T., Namegaya, Y., Shishikura, M., Fujino, S. (2023) Marine inundation history during the last 3000 years at a coastal lake on the Pacific coast of central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 10, 49. <https://doi.org/10.1186/s40645-023-00577-9>
- 宍倉正展 (2025) 能登半島北部沿岸における隆起痕跡からみた地震履歴. *地震ジャーナル*, 79, 23–31.
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一 (2020) 能登半島北部沿岸の低位段丘および離水生物遺骸群集の高度分布からみた海域活断層の活動性. *活断層研究*, 53, 33–49.
- 宍倉正展・越後智雄・行谷佑一・立石 良・後藤玲奈・前奈英明 (2024) 令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震に伴う隆起で生じた海岸の離水と海成段丘. *第四紀研究*, 63, 169–174.
- 高原 光 (2015) 旧石器時代から縄文時代にかけての植生の変化. *季刊考古学*, 132, 28–33.
- Takahara, H., Hayashi, R. (2015) Paleovegetation during marine isotope stage 3 in East Asia. Emergence and diversity of modern human behavior in paleolithic Asia, Texas A&M University Press, 314–324.
- 谷川晃一郎・松本 弾・嶋田侑真 (2024) 令和 6 年 (2024 年) 能登半島地震の関連情報 第六報 2024 年能登半島地震の緊急調査報告 (津波の浸水状況調査). <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/ното2024/ното2024-06.html>
- 遠田晋次 (2016) 平成 28 年熊本地震 (M6.5, M7.3) による推定応力変化と広域余震活動について. [https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt\\_investigation/2016kumamotoeq\\_science.html](https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt_investigation/2016kumamotoeq_science.html)
- ト部厚志・片岡香子・河島克久・西井稜子・松元高峰・渡部直喜……宮縁育夫 (2024a) 2024 年能登半島地震による新潟市域での液状化被害. *日本地球惑星科学連合 2024 年大会*, U15-P108.
- ト部厚志・片岡香子・河島克久・西井稜子・渡部直喜・新屋啓文……宮縁育夫 (2024b) (口絵) 令和 6 年能登半島地震による新潟市街部での液状化被害. *第四紀研究*, 63 (2), v–vii.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K.,… Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295–305.
- Xiao, J., Inouchi, Y., Kumai, H., Yoshikawa, S., Kondo, Y., Liu, T., An, Z. (1997) Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. *Quaternary Research*, 48, 48–57.
- 横山卓雄 (1986) 琵琶湖深層試錐中の火山ガラスの屈折率測定値からみた現琵琶湖堆積物の火山灰層序. *地質学雑誌*, 92, 653–661.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. *地球科学*, 45, 81–100.

表紙：鹿児島県喜界島の海成段丘。

喜界島はサンゴ礁段丘の島で、写真右側の台地は最終間氷期（酸素同位体比ステージ 5e）の段丘、左側の低地は完新世の段丘で、4面に区分され、間欠的な地震性隆起を示唆する。  
穴倉正展撮影

[執筆]

須貝 俊彦	東京大学
奥野 充	大阪公立大学
里口 保文	滋賀県立琵琶湖博物館
森先 一貴	東京大学
出穂 雅実	東京都立大学
海部 陽介	東京大学
林 竜馬	滋賀県立琵琶湖博物館
刃谷 愛彦	専修大学
加 三千宣	愛媛大学
鈴木 毅彦	東京都立大学
北村 晃寿	静岡大学
卜部 厚志	新潟大学
中澤 努	地質調査総合センター 地質情報基盤センター
野々垣 進	地質調査総合センター 地質情報研究部門
小松原 純子	地質調査総合センター 地質情報研究部門
杉崎 彩子	地質調査総合センター 地質情報研究部門
板木 拓也	地質調査総合センター 地質情報研究部門
古川 竜太	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
川邊 禎久	地質調査総合センター 地質情報基盤センター
宮下 由香里	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
嶋田 侑真	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
澤井 祐紀	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
穴倉 正展	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
行谷 佑一	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門

[編集]

穴倉 正展	地質調査総合センター 活断層・火山研究部門
中澤 努	地質調査総合センター 地質情報基盤センター
鈴木 毅彦	東京都立大学
藤原 智晴	地質調査総合センター 地質情報基盤センター

[デザイン・レイアウト]

都井 美穂	地質調査総合センター 地質情報基盤センター
-------	-----------------------

[発行]

2026年6月30日

[発行元]

国立研究開発法人  
産業技術総合研究所 地質調査総合センター  
〒305-8567  
茨城県つくば市東 1-1-1 中央事業所 7 群  
<https://www.gsj.jp>

地質調査総合センター研究関連普及出版物 No. 300, G75232