３．研究報告

３．１　変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(1) 業務の内容

(a) 業務題目　変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(b) 担当者

所属機関		役職	氏名
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	近藤　久雄
一般財団法人	電力中央研究所	主任研究員	木村　治夫
国立大学法人	広島大学	准教授	後藤　秀昭
	同志社大学	教授	堤　浩之

(c) 業務の目的

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価手法を考案・改良する。

(d) ３ヵ年の年次実施業務の要約

１）令和２年度：

讃岐山脈南縁東部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し､過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。

２）令和３年度：

讃岐山脈南縁西部区間及び石鎚山脈北縁区間を主な対象として変位履歴調査を実施し､過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。

３）令和４年度：

石鎚山脈北縁区間及び石鎚山脈北縁西部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し､過去の地震時変位量を明らかにする。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにする。さらに､四国陸域の中央構造線断層帯における変位履歴と連動型イベントを整理し、連動型地震の発生確率の試算をおこなう。

(2) 令和３年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線断層帯の四国陸域で最も東に位置する讃岐山脈南縁東部区間を対象として変位履歴を解明するため、昨年度に引き続き次の補足調査を実施した。同区間を構成する

断層のうち、山麓沿いを延びる鳴門断層の撫養（むや）町木津地区において、ボーリング調査・ドローンLiDAR調査を補備的に実施した。その結果、従来よりもさらに精緻な地形地質断面を作成でき、右横ずれ平均変位速度を2.4mm/yr以上、１回ないし２回分の地震時横ずれ量を7.7m、上下変位量を1.0mと推定した。また、平野内を延びる鳴門南断層の阿波大谷地区で3Dトレンチ調査を実施し、過去４回の古地震イベント発生時期を特定した。最新活動を1596年文禄（慶長）地震に対比した場合、イベントの平均発生間隔は1200～1300年と見積もられる。また各イベントに伴う上下変位量と最近３回分の累積横ずれ量を15m程度と計測し、最近３回の地震時横ずれ変位量をそれぞれ 6.3m、3.9m、5.3mと推定した。さらに、４回のイベントでは縦ずれ／横ずれ成分の比が変わらなかったと仮定した場合、イベント４に伴う横ずれ量は2.4mと推定された。これらの結果を基に変位履歴を復元し、阿波大谷地区では４回のうち少なくとも２回が周辺と連動したイベントであり、時間予測モデル的であった可能性を指摘した。讃岐山脈南縁西部区間・寒川断層上の豊岡地区においてドローン LiDAR 調査及び GPR 探査による予察的な変位履歴調査を実施し、1596年文禄（慶長）地震に対応する最新活動に伴って３～４mの右横ずれが生じたと推定した。以上の結果を基に、讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動型イベントの発生頻度を予察的に検討した。

(b) 業務の成果

1) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門断層の撫養町木津地区における調査

a) 調査地点の概要

讃岐山脈南縁東部区間は山麓沿いを延びる鳴門断層と徳島平野側に分岐して延びる鳴門南断層の２条により構成される（図１～３）。撫養町木津地区は、鳴門断層のほぼ中央付近に位置し、大代谷川及び中山谷川が徳島平野へ流入する合流点付近に位置する。鳴門断層は概ね東西走向で延び、南流する支流性河川と平野側に厚く堆積する沖積層の互層を基に、精度良い活動時期や横ずれ変位基準となる流路堆積物等の存在が期待された。令和２年度は予察的な調査として、断層の正確な通過位置、表層の堆積層や年代の概略を把握するため、Ｓ波反射法地震探査と４孔の群列ボーリング調査を実施した。令和３年度はさらにドローンLiDAR調査と追加のボーリング調査を実施し、より正確な地形地質断面に基づく活断層の分布や極浅部の断層地下形状の検討をおこなった。

b) ドローンLiDAR調査

i) 調査の概要

撫養町木津地区では、概ね東西方向に活断層が延び、正確な断層通過位置は不明確とされてきた（例えば、岡田・他, 2014)。大代谷川及び中山谷川が形成する沖積低地には南側低下の幅広い撓曲変形帯として図示されている。令和２年度に実施した空中写真判読、反射法地震探査、群列ボーリングによる変位地形の再検討では、推定断層の走向方向に長軸を持つバルジ状の変形が認められ、主断層は北側低下の低断層崖を形成するとみられた。これらの微地形をさらに検討するため、ドローンLiDAR調査を実施し、0.1mメッシュの高精細DEMと地形断面を作成した。撫養町木津地区における高精細DEMを図４、Na1～Na3の地形断面図を図５に示す。

ii）高精細 DEM による変位地形の再検討

高精細 DEM に基づく変位地形の再検討の結果、中山谷川にほぼ直交する東西方向へバルジ状の地形的な高まりが延びることが明確になった。中山谷川の現在の位置は人工的に付け替えられたもので、例えば米軍空中写真では現在の流路位置ではなく、より西側で大代谷川と合流する。バルジ状の地形的な高まりの北縁は比較的シャープな低断層崖をなしており、比高 0.7～1.0m である（図５）。この低断層崖は現在でも現地で確認できる。一方、南縁は明瞭な崖地形を呈しておらず、従来の指摘通り、南側低下の撓曲変形を示している。後述するボーリングの結果からみても、このバルジは陸成の氾濫原堆積物ないし扇状地性の砂礫層により構成されており、海進に伴い形成された浜堤やバーなどの海成の地形面ではない。よって、鳴門断層の横ずれ運動に伴い形成された局所的なテクトニック・バルジと判断できる。

c）ボーリング調査

令和２年度に引き続き、活断層の正確な通過位置、極浅部の地下形状、堆積層の分布と年代を把握するため、追加ボーリング調査を実施した（図４）。調査地周辺は、讃岐山脈から徳島平野へ流れる大代谷川及び中山谷川が形成した沖積低地に位置し、人工的に開削した中山谷川が南流する。ボーリングは令和２年度に実施した４孔（北から順に MYK01～MYK04 孔）に加え、同じ群列測線上に MYK01.5 孔を追加掘削した。また、山地と平野境界に推定された西北西方向の断層トレースの西延長で MYK05～MYK06 孔、東西方向に延びるバルジの低下側（北側）で MYK07 孔を掘削した。ボーリングコアの写真を図６～９、中山谷川左岸（東側）の MYK01～MYK04 孔による地形地質断面図を図 10、中山谷川右岸（西側）の MYK05～MYK07 孔による地形地質断面図を図 11 に示す。

i）ボーリンコアの層序と年代

ボーリングコアの地層は、上位から Unit1～6 までの６つに区分され、基盤の上位に埋土層が載る最北部の MYK01 孔を除き、おおむね同様な層相の地層から構成される。また、Unit4、Unit5 の堆積層にはイベント層と考えられる貝殻混じり砂層や礫層（以下イベント堆積物 e1～e7）が多数含まれている。今後、詳細な分析等により詳しく検討する必要があるが、いずれも津波堆積物の可能性がある。特に、令和２年度に同様にみられた鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）の二次堆積物を含むイベント砂層は、いずれのコアでも層厚 1.5～２m程度で広く分布し、層相と分布から判断してカルデラ形成に伴う津波堆積物と判断できる。以下では、令和２年度の記載をベースに、各 Unit の層相と特徴、年代について今年度に追加／修正した情報を追記する。年代値は、特に注記がない限り１σ範囲の放射性炭素同位体年代（y.B.P.）とそれに対応する暦年較正（calBP）を示す。暦年較正は、OxCal4.4（Ramsey, 1995; 2009）を用いて行い、較正曲線は IntCal20（Reimer et al., 2020）を用いた。

Unit1 層は、細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の田畑の深層土、埋土、盛土、耕作土からなる埋土層と考えられる。

Unit2 層は、粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締りは緩く、一部でイネ科の植物根を含む。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互

層する層相から陸成の氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットは、令和３年度に新しく掘削したMYK05～MYK07孔においても分布が確認された。MYK07孔では深度-1.2～-1.4ｍにかけて、下面に明瞭な浸食面を伴う強腐植質シルトと弱腐植質シルト、及び薄茶色粘土の互層がみられる。このユニットは上下ともに陸成のシルト層に狭在し、極めて特徴的である。腐植質シルトのバルク年代は、3200±30 y.B.P.（3450～3400 calBP）であった。後述する鳴門南断層・阿波大谷地区でも類似の互層ユニットからなるイベント堆積物が複数層準でみられており、泥質の津波堆積物であった可能性がある。

Unit3層は、砂～礫を主体とし、一部シルト、礫または礫混じりシルト、細粒砂を挟む。淘汰が悪く、最大径10cm程度の亜角礫を含むことに加え、一部で平行葉理が見られることから河川～氾濫原堆積物と考えられる。礫種は砂岩を主体とすることから、その起源は讃岐山地であり支流の中山谷川により運搬されたものと推測される。本ユニットの年代として、最上部から5320±30 y.B.P. （6190～6010 calBP）が得られた。

Unit4 層は、シルト～砂質シルトを主体とし、砂・細礫層を狭在する。シルト～砂質シルトは炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂で構成され、淘汰は比較的良い。礫は比較的円摩度が高く、貝殻片を含む層準はイベント堆積物（e5）の可能性がある。炭質物を含む有機質シルト～有機質砂の薄層を挟むことから、干潟～氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットの年代として、5820±30 y.B.P.（6670～6560 calBP)、6130±30 y.B.P. （7160～6950 calBP）が得られた。

Unit5層は、主として内湾の泥質堆積物からなり、K-Ah火山灰を含む津波堆積物を挟む。上位から順にUnit5-1、5-2、5-3層に細分される。

Unit5-1層は、シルトおよびUnit5-2層を由来とするK-Ah再堆積物の薄層を含むシルトを主体とする。いずれのコアでも認められ、調査地周辺に広く分布する。貝殻片を含む生物擾乱の発達した無構造のシルトであることから、最大海進期の内湾堆積物と考えられる。一部に含まれる貝殻片を含む粗粒堆積物はイベント堆積物（e4）の可能性がある。本ユニットの年代として、6630±30 y.B.P.（7570～7480 calBP）が得られた。

Unit5-2 層は、主として火山灰混じりの均質な中粒砂から構成され、浸食面を境としてさらに３つのサブユニットに細分される。Unit5-2 層全体の層厚は MYK02 孔で約 2.2ｍである。火山灰はバブルウォール型の火山ガラスを主体とし、火山灰分析結果から約 7,300年前のK-Ah（町田･新井, 1978；Smith et al., 2013）に対比される。四国での風成K-Ahの層厚は40cm程度とされている（例えば、町田･新井, 1978；町田・新井, 2003)。上位のUnit5-1層、下位のUnit5-3層は共に内湾堆積物であることに加え、Unit5-2層では弱いながらも一部に葉理構造や級化構造が認められることから、上下層と同じく内湾の環境下で水中堆積したと考えられる。また、MYK03孔の深度-9.8～-9.85ｍには、黒色砂層の上位にK-Ah を含む砂質シルトが偽礫状に取り込まれている。MYK02 及び 03 孔では上方細粒化を示す層相が浸食面を境に少なくとも３回認められ、最下部に粗砂～細礫、上部に炭質部を含むことから津波イベント堆積物（e3.1、e3.2、e3.3）と判断される。本ユニットの年代として、6260±30 y.B.P.（7250～7160 calBP（1σ）；7260～7030 calBP（2σ））が得られた。また、既報の年代としてK-Ahの年代値は、7303～7165　calBP（2σ範囲）が知られており、概ねよく一致する。

Unit5-3 層は、巻貝や二枚貝が散在するシルト～砂質シルトを主体とし、炭質物を含む

有機質シルト～有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。シルト～砂質シルトには貝殻片を含む相対的に粗粒な砂礫層が含まれ、イベント堆積物（e1、e2）である可能性がある。ただし、河川の氾濫に伴うイベントか津波イベントかは層相からは判断できない。本ユニットの年代として、6810±30 y.B.P.（7670～7620 calBP）が得られた。

Unit6 層は、最も北側に位置する MYK01 孔にのみ分布する。砂岩・泥岩互層からなる基盤岩から構成される。やや不明瞭ではあるが、傾斜 30°～40°の層理面が認められ、調査地点東の丘陵に露出する和泉層群の砂岩泥岩互層の傾斜と整合的である。

d) 撫養町木津地区における古地震イベントの推定と変位量

今年度に追加したドローン LiDAR 調査及びボーリング調査､昨年度までの結果をまとめ、撫養町木津地区で生じた古地震イベントと変位量の復元を試みた。図 10～11 に示したように、同地区では K-Ah 層準以降では、少なくとも 5.8ka 頃までは海成層が堆積している。その後、陸成の砂礫層が少なくとも 5.3ka 頃に堆積しており、氾濫原堆積物（Unit2）が 3.2ka 前後に断層の低下側を埋積している。バルジを形成する主断層は北側低下の低断層崖を生じ、MYK05～MYK07 孔の断面における副断層でも上下変位がみられることから、鳴門断層の最新活動は、この氾濫原堆積物以降、すなわち 3200±30y.B.P.以降（3448～3393 calBP）に生じたと推定される。

さらに古いイベントは、層準や回数を特定することは困難であるが、Unit4 の干潟～氾濫原堆積物の堆積以降に限定される。Unit4 上面を基準としたみかけの上下変位は、主断層を境に１ｍの南側低下であり、地表でみられる約１ｍの北側低下と逆センスとなっている。これは、主断層の変位様式が横ずれ成分主体であることを示すが、その場合、Unit4 が水平ではなく、東へ傾斜して横ずれ変位でずれたと考える必要がある。地表や Unit2 には最新活動で変位するものの、そのような東傾斜の構造はみられない。したがって、Unit4 は少なくとも Unit2 よりも多い古地震イベントを経験し、最新活動より前に東傾斜の変形を生じていたことになる。これが Unit4 以降に生じたイベントとすれば、古いイベントは 5820±30 y.B.P.（6670～6560 calBP）以降に生じたと推定される。より上位の地層の年代は解像度が高くなく、現時点では個別のイベント年代を特定することができないが、約 6700 年前以降に少なくとも２回のイベントが生じたと考えられる。

地震時変位量については、最新活動に伴い 1.0ｍの上下変位が生じた。横ずれ成分は不明であるが、バルジを横断する水路に右横ずれ 7.7ｍが認められた（図４）。上述のように現時点では年代が限定できないが、低下側のボーリングコアでみられた Unit2 堆積以降に形成されたとすれば、3200±30 y.B.P.以降（3448～3393 calBP）となり、右横ずれの平均変位速度は 2.4mm/yr 以上の可能性がある。また、鳴門断層では直接的な活動履歴が知られていないものの、後述する鳴門南断層・阿波大谷地区と同じ活動履歴と仮定した場合、約 3500 年前以降に生じた地震イベント１～２回分の横ずれ量ということになる。

讃岐山脈南縁東部区間の鳴門断層及び鳴門南断層の最新活動は、1596 年文禄（慶長）地震に伴う可能性が指摘されている(例えば､地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。この際、仮に鳴門断層が活動していなければ 7.7ｍの横ずれと 1.0ｍの上下変位は先行する活動に伴う１回分となる。一方、鳴門断層も 1596 年に活動していれば、それらの変位量

は最近２回の活動に伴う累積と判断できる。この点は、さらに正確な年代測定や鳴門断層上での活動履歴を解明し、引き続き検討する必要がある。

2）鳴門南断層・阿波大谷地区における 3D トレンチ・GPR 調査

a）調査地点の概要

阿波大谷地区は、讃岐山脈から南流する大谷川が形成する扇状地の末端付近に位置し、東西方向に延びる鳴門南断層が扇状地性段丘面や低湿地に南側低下の撓曲変形を生じている（図 12)。鳴門南断層は、高田・他（1998）によって沖積低地上に形成された微高地や撓曲崖の分布からその存在が明らかにされ、徳島県（1999, 2000）及び森野・他（2001）により過去４回の活動履歴と断層の地下形状が推定されている。本調査地周辺では、堤・後藤（2006）により詳細な活断層分布と複数の右横ずれ変位地形が報告されている。令和２年度にトレンチ調査を実施した結果、湿地性堆積物や氾濫原堆積物に幅広い撓曲変形がみいだされ、過去３回の古地震イベントの発生時期及び最新活動に伴う地震時変位量 2.8m を推定した。今年度は、撓曲崖の西側でさらに比高が大きくなる用地を選定し、明瞭な断層を露出させるとともに、古地震イベント層準の再検討と累積的な横ずれ量、地震時変位量を復元するため､三次元的なトレンチ掘削と GPR 探査､簡易ボーリング調査を実施した。

b）3D トレンチ調査

i）トレンチ掘削の概要

3D トレンチは、比高 1.0m程度の撓曲崖を南北方向に横断するＡトレンチ、断層走向に平行なＢ～Ｅトレンチの合計５孔を掘削した（図 13)。掘削にあたり、まず横ずれ変位基準となるチャンネル堆積物等の有無を検討するため、隆起側で断層に平行なＢトレンチ及びＣトレンチを掘削した。次に、低下側でＥトレンチの一部とＤトレンチを掘削した。最後に断層に直交方向のＤトレンチを掘削し、断層や撓曲による変形帯の幅を確認した。本来は、Ａトレンチで古地震イベント層準を確定し、ＢトレンチやＥトレンチをさらに深く掘削する計画であったが、工程等の諸事情により実施できなかった。なお、Ｅトレンチの東隣の用地内でも東延長に小規模なトレンチを掘削したが、壁面の崩壊等の影響により良好なデータが取得できず、チャンネル堆積物もみられなかったため本報告では記載を省略した。図 13～23 に各トレンチ壁面の写真とスケッチを示す。また、後述する GPR 探査の結果と層序を対比・検討するため、簡易の層序ボーリング NA022-1～NA022-6 の計６孔を掘削した（図 12)。トレンチ壁面と簡易ボーリングの位置関係、及び層序区分を図 24 に示す。

ii）トレンチの層序、イベント層準の認定と発生年代

トレンチ壁面には、下位から順に、液状化を受けるシルト・砂からなる氾濫原堆積物（ユニット５)、腐植質シルト・粘土、砂質シルトの互層からなる湿地ないし沼池性堆積物（ユニット４)、同様の層相の湿地ないし沼池性堆積物（ユニット３)、掘削範囲の広範に分布する氾濫原堆積物（ユニット２)、表土及び耕作土（ユニット１)、各ユニットに狭在する砂礫層（ａ～ｄ層)、これらの自然堆積層を切断し撓曲変形を生じる明瞭な高角断層が露出した。それぞれのユニットは複数の地層に細分され、ユニット３及び４には、津波堆積物とみられるイベント砂層やイベント泥層が認められる。各地層の記載、放射性炭素同位体

年代測定値は表１にまとめた。

今回のトレンチ調査では、新しいものからイベントⅠ～Ⅳの４つの古地震イベントが識別された。以下では、イベント層準の認定を古いものから略述し、各イベントの年代を併せて記載する。イベント層準の認定は、Ａトレンチの東西壁面を中心におこなったため、その解釈断面を図25に示す。また、年代値の暦年較正は1σの範囲に対応する年代(calBP)を記述する。2020 年トレンチの古地震イベント発生時期を図 26、2021 年トレンチの古地震イベント発生時期を図 27 に示す。

イベントⅣ：トレンチ壁面で識別された最も古いイベントであり、160 層堆積後、150 層最下部堆積中から 145 層堆積前の間に特定された（図 25）。160 層は灰白色を呈する砂混じりシルト層であり、上面が著しく撹乱されている。層相から 2020 年トレンチの VIa 層に対比されるが、VIa 層がシルト質の砂層であったのに対し、160 層は砂混じりのシルトを主体としている。これらは堆積時の側方への粒度変化とみられる。160 層上面は液状化痕とみられる貫入や開口亀裂がみられ、上位の 150 層最下部の腐植質シルトが亀裂を充填する。さらに上位の 145 層は 150 層中に狭在するシルト・粘土の互層からなる薄層で、この層準には液状化による変形がみられない。したがって、イベントⅣは 160 層堆積後、150 層最下部堆積中から 145 層堆積前の間に特定できる。このイベントは、2020 年トレンチで認定したイベント３に対比される。

イベントⅣの発生年代を特定する年代試料として、イベント下限を示す 160 層に落ち込む 150 層、イベント上限を示す 145 層から年代値を得た。150 層は 3890±30 y.B.P.（4290～4410 calBP）、145 層からは 3770±30 y.B.P.（4090～4230 calBP）を示す。よって、イベントⅣの発生年代は約 4100～4400 年前と推定される（図 27）。この年代は、2020 年トレンチで推定したイベント３の発生年代の約 4200～4500 年前と調和的である。両トレンチの推定年代を合わせて考えた場合、発生年代は約 4200～4400 年にさらに限定できる。

イベントⅢ：本イベントは、砂質シルト層からなる 120 層に対し、上位の腐植質シルト層からなる 110 層がアバットして堆積する構造、累積上下変位量や変形の程度の差異によって識別された（図 14、図 15、図 25）。120 層はトレンチの隆起側と低下側の両方で広く分布するのに対し、110 層は低下側で厚く堆積し、隆起側ではアバットして尖滅する。120 層は氾濫原堆積物とみられ、トレンチに広く堆積していることから堆積後はほぼ平坦な古地形であったと判断できる。その後、断層南側が低下するイベントが生じて 110 層の湿地性堆積物が低下側を中心に堆積したと考えられる。よって、イベントⅢは 120 層堆積後、110 層堆積前に特定できる。このイベントは 2020 年トレンチで認定したイベント２に対比される。

イベントⅢの発生年代は、イベント下限を示す 120 層の年代値は上下と矛盾した年代値であったため下位の 130 層、イベント上限を示す 110 層上部から得られた年代により特定された。イベント前の 130 層から 3500±30 y.B.P.（3720～3830 calBP）、イベント後の 110 層上部からは 3270±30 y.B.P.（3450～3560 calBP）の年代値が得られた。よって、イベントⅢの発生年代は約 3500～3800 年と推定される（図 27）。この年代は、2020 年トレンチで推定したイベント２の発生年代の約 3400～3600 年前と調和的である。両トレンチの推定年代を合わせ考えた場合、発生年代は約 3500～3600 年にさらに限定できる。

イベントⅡ：本イベントは、腐植質シルト層からなる 60 層以下の地層を切断する断層の

上端がイベント砂層である 55 層以上の地層により覆われること、両者の間で累積上下変位量や変形の程度に差異がみられること等により識別される（図 25)。特にＡトレンチ東壁面では、60 層以下の地層が高角北傾斜の断層により切断され、その上端が 55 層以上の地層にアバットしながら覆われる構造が明瞭にみられる。55 層は、白色の中粒砂層と腐植質シルトの互層で、本トレンチでは他にみられない特徴的な層相を示す。その層相から判断して異地性のイベント砂層であり、津波堆積物である可能性がある。分布範囲は断層の低下側のみに限定され、イベントⅡに伴い生じた低断層崖ないし撓曲崖の低下側のみに堆積する。以上から、イベントⅡは 60 層堆積後、55 層堆積前に生じた。なお、本イベントは 2020 年トレンチでは対応するものが認められなかった。各地層の年代から判断して、2020 年トレンチでは 30～70 層に相当する地層が欠落していたためと考えられる。

イベントⅡの発生年代は、イベント下限を示す 60 層と上限を示す 55 層のそれぞれから得られた。60 層からは 1970±30 y.B.P.（1840～1940 calBP)、55 層からは 1990±30 y.B.P.（1890～1990 calBP）の年代値が得られた。両者は近接した年代値でわずかに逆転しているが、誤差の範囲で重なるため、イベントⅡの発生年代は各年代値のオーバーラップする年代と判断した。すなわち、イベントⅡは約 1900 年前（1890～1940 年前）に特定される（図 27)。

イベントⅠ：イベントⅠはトレンチで識別された最も新しいイベントであり、トレンチに広範に分布する氾濫原堆積物である 20 層の撓曲変形と、低下側のみに分布する砂層である 10 層の間に生じたと認定した。20 層は砂質シルト層からなり、隆起側の地形面を構成する地層で最も新しい地層である。地表で撓曲崖がみられるように、20 層は断層直近においても南側低下の撓曲変形を受けている。10 層は低下側のみでみられる淘汰が良い砂層である。2020 年トレンチでは、20 層に相当する Ⅳ 層の氾濫原堆積物として広く分布することが確認されたが、10 層に相当する砂層はみられず、今回のトレンチ範囲のみに分布している。Ａトレンチでは、断層は 20～30 層には明瞭な剪断を生じておらず、両者に撓曲変形のみを生じる特徴的な構造を示す。以上から、イベントⅠは 20 層堆積後、10 層堆積前に生じた。このイベントは、2020 年トレンチのイベント１に対比される。

イベントⅠの発生年代は、イベント下限を示す 20 層から年代測定値、上限を示す 10 層から出土した考古遺物により限定される。20 層からは 900±30 y.B.P.（740～900 calBP）の年代測定値が得られた。10 層からはＥトレンチ南壁面で陶器片が出土し、徳島県文化資源活用課・近藤玲氏によって、江戸時代の西暦 1800～1850 年頃に作成されたものと鑑定された。さらに、江戸時代の歴史記録は詳細が残っていることが多く、約 400 年前以降に地震被害記録がない場合は、最新イベントはそれより前と推定されている（例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017)。よって、イベントⅠの発生年代は、約 400～900 年前と推定される。この年代は、2020 年トレンチのイベント１の発生年代が 900±30 y.B.P.（740～900 calBP：西暦 1050～1210 年）以降と推定されたものと同じである。

最新イベントⅠの年代は、讃岐山脈南縁東部区間の最新活動時期が西暦 16 世紀以降とされる年代（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017）と矛盾がない。この長期評価結果は Tsutsumi and Okada (1996)、岡田・堤(1997)、徳島県(1999, 2000)などの調査結果に基づいており、最新イベントが 1596 年に生じたいわゆる文禄（慶長）地震の一連の大地震群のいずれかに対応する可能性が高い。榎原 (2020) による仔細な再検討結果を踏ま

えれば、本イベントは一連の大地震群のうち、1596 年９月４日（閏７月 12 日）の大地震に対応する可能性が高い。先行する大地震として、1596 年９月１日（閏７月９日）16 時頃には津波を伴う（慶長）豊後地震が別府湾で生じ、同日９月１日（閏７月９日）20 時頃に（慶長）伊予地震が生じたとされる。また、後日の９月５日（閏７月 13 日）０時頃には、いわゆる慶長伏見地震が生じた。

以上から、本調査によりイベントⅠ：900 年前以降（もしくは 1596 年地震相当)、イベントⅡ：約 1900 年前、イベントⅢ：3500～3600 年前、イベントⅣ：4200～4400 年前の活動履歴が明らかになった。この結果を基に平均活動間隔を算出すると、1060～1410 年となる。さらに、最新イベントが 1596 年地震に対応すると考えた場合、平均活動間隔は 1220～1330 年と見積もられる。

依然として、調査地東方に位置する徳島県（1999, 2000）による段関・大代地点の結果とはイベント回数が不調和である。すなわち、森野・他（2001）及び森野・岡田（2002）によりまとめられた最近４回の活動時期は、イベント１が４～５世紀以降、イベント２及び３が 1700～3000 年前の間に２回、イベント４が 3300～3400 年前頃と指摘されている。両地点は同じ鳴門南断層上で近接しており、別々の履歴を記録するとは考えにくいが、断層上での位置関係によっては異なる履歴である可能性もある。仮に、鳴門南断層が単独で活動し、断層の中央付近に位置する段関地点がより多くのイベントを記録し、阿波大谷地区では識別可能な地表変位が生じなかった場合を考える。すなわち、鳴門南断層の単独イベントを含む履歴が段関地点で記録され、阿波大谷地区では主に連動型イベントを記録する可能性がある。この場合、鳴門南断層の平均活動間隔は段関地点の結果に基づき 940～990 年（最新を 1596 年に対比した場合 580～1000 年）となる可能性もある。この点は、後述する地震時変位量を含めて検討を加える。

c）GPR 探査（地中レーダ探査）

i）探査測線

徳島県鳴門市の阿波大谷地区において、極浅部（探査仕様にもよるが、比較的高分解能な探査の場合は地表から深度２～３m程度まで、分解能を落としてより深部まで対象とする場合は地表から深度10m弱まで）の構造を把握することを目的に、総測線長約620mの地中レーダ探査を実施した。地中レーダ探査とは、地中に電磁波を放射し、地層境界などの電気特性の異なる境界で反射した電磁波を捉えることにより、地中の構造を探査する非破壊調査手法のひとつである（例えば、Daniels ed., 1996；物理探査学会 編, 2016）。鳴門市阿波大谷地区における探査測線の配置状況を図28に示す。探査測線群は、本地点において推定される東西走向の断層構造とほぼ直交する測線長が50mである南北方向の測線１本と、断層にほぼ平行な多数の測線によって構成される。トレンチ掘削前に実施した測線（図28の赤色線・桃色線）のうち、北東部のLine-2・Line-2-3・Line-3およびLine-2off・Line-2-3off・Line-3offは、それぞれ東西47mの長さの一直線の区間上に配置される。Line-2およびLine-2offはそれぞれ西端から13m、Line-3およびLine-3offはそれぞれ東端から30mの区間であり、Line-2-3およびLine-2-3offは中央の区間である。

ii）探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、トレンチ掘削前には図28の赤色線・桃色線で示される測線において米国GSSI社製200HS（アンテナ周波数200MHz）システムを用いて、トレンチ掘削後には青色線で示される測線においてカナダSensors & Software社製pulseEKKO(アンテナ周波数50MHz・100MHz）を用いて、表２に示される主なデータ取得仕様によって実施した。探査システムの詳細は、表３および表４に示す。地下断面データの取得は一般的なプロファイル測定法（例えば、物理探査学会 編，2016）によって行った（図29）。探査測線の座標は、Leica製 vivaGS15を用いてネットワーク型RTK-GNSS測量によって求めた。また、アンテナ周波数50MHzおよび100MHzの探査では、ワイドアングル測定法（例えば、物理探査学会 編，2016）によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アンサンブルデータセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテナの間隔を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2mから10.0mまで0.1m刻みで変化させた。なお、200MHzの探査では、地中電磁波速度の推定はプロファイル測定データの点反射源回折波パターン解析に拠るものとし、ワイドアングル測定は実施していない。

iii）探査データの処理

探査データの処理は、GSSI社製の地中レーダ探査データ処理ソフトウェアRADAN ver.7、コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反射法地震探査データ処理ソフトウェアSeismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタンツによって内製された反射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度変換断面を得た。主な処理は、①バンドパス等の周波数フィルタ、②振幅調整（AGC;Automatic Gain Control等）、③送信アンテナと受信アンテナ間を直接伝播する直達波などを低減するメディアンフィルタ（空間フィルタ）、④時間断面を深度断面に変換する深度変換、などである。基本的なデータ処理フローを図30に、データ処理に用いたパラメタを表５（200MHzアンテナを用いた取得したデータ）、表６（50MHzアンテナ、100MHzアンテナを用いた取得したデータ）に示す。

こうした一連のデータ処理全体のうち、前半部分に相当するNMO補正までの主な処理ステップ後の断面例として、200MHzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図31に示す。これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。各処理によって断面品質が飛躍的に向上していることがわかる。また、図31中の最下段、NMO補正前の断面には、点反射源が存在する可能性のある場所に７～９cm/nsの地中電磁波速度に対応する回折波パターンを仮定的に示した。このように本断面では、前述した範囲の地中電磁波速度で大きな矛盾は無いと言えるが、地中電磁波速度を一意に決定できるほど明瞭な点反射源回折波パターンは得られていないとも言える。したがって、NMO補正以降の各処理で用いる地中電磁波速度は、点反射源回折波パターン解析だけでなく、50MHz探査・100MHz探査のワイドアングル測定結果や実際のトレンチ・ボーリング掘削結果から得られた地層境界の深度情報を用いて推定した。

推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断面例として、200MHzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図32に示す。マイグレーション処理の前後(図32の上から一番目と二番目）では、劇的な違いは無いものの、細かな場所では所々で反射

面の傾斜・起伏形状の変化や連続性の向上が見られる。また、断面の西端からの距離約22～46ｍで往復走時25ns以深の領域で非常に目立つ上に凸の波列は、ノイズの可能性が高いものの、マイグレーション処理後（図32の上から二番目）でもまったく軽減されていない。このことは、マイグレーション処理で適用した地中電磁波速度とはまったく異なる伝播速度を有する媒質中を通過してきた波、つまり、空中反射波ノイズであることを示していると考えられる。したがって、断面の解釈の際には、このようなノイズ波列について注意する必要がある。

iv）探査結果

前述のデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形補正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、掘削調査が実施された場所と対応する北東部（Ｃトレンチ周辺）・北中部（Ｂトレンチ北部周辺）・南部（群列ボーリングNA022-2～NA022-6およびＤトレンチ・Ｅトレンチ周辺）の探査結果について以下に述べた上で、本調査地点における極浅部地下構造について検討する。

本調査地点北東部の代表的な断面例として、Line-3（200MHz）の探査結果を図33に、Line-⑤（100MHz）の探査結果を図34に示す。これらの測線の位置は、調査地点北東部で東西方向に掘削されたＣトレンチの南壁面にほぼ沿っている（図28）。Line-3（200MHz）断面では、断面全域の標高１～２ｍの範囲において、やや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する（図33下図の緑色破線の範囲）。トレンチ壁面で観察された地層境界も完全に水平というわけではなく、やや起伏が見られたことから、Line-3のこの領域内の反射面は実際の地層境界のいずれかに対応したものと考えることができる。同断面の西端からの距離約22～24ｍ、標高0.5ｍ前後には凹状の反射面が見られ、その直上には水平に近い反射面が分布している（図33下図の青色線）。Ｃトレンチ壁面でも、この場所の付近で埋没チャンネルを示す礫層が観察された。したがって、図33下図の青色線のような凹状の反射面とその直上の水平に近い反射面が組み合わさったパターンは、埋没チャンネルを示す構造と判断できる。次に、Line-⑤（100MHz）断面について述べる。Line-⑤の測線長は20ｍであり、Line-3の西側からの距離10～30ｍの区間に沿っている。Line-⑤断面でも断面浅部では、やや起伏のある連続性の良い反射面が卓越している（図34下図の緑色破線）。これらの反射面の特徴はLine-3で見られたものと似ているが、Line-3に比べてやや深部まで見えていること、またその反面、水平分解能・鉛直分解能ともに低下していること、といった違いがある。また、Line-⑤断面でも西端からの距離約12～14ｍ、標高0.5ｍ前後に凹状の反射面が見られ、その直上には水平に近い反射面が分布している（図34下図の青色線）。これは、Ｃトレンチ壁面・Line-3断面で観察された埋没チャンネル構造の位置と対応する。このように、探査可能深度・分解能に違いがあるものの、200MHz探査と100MHz探査ともに、実際の地層に対応する反射面パターンが得られていることが確認された。

本調査地点北中部の代表的な断面例として、Line-2off（200MHz）の探査結果を図35に、Line-②（100MHz）の探査結果を図36に示す。これらの測線の位置は、調査地点北中部で東西方向に掘削されたＢトレンチの北壁面にほぼ沿っている（図28）。Line-2off（200MHz）断面では、西端からの距離約０～６ｍ、標高１ｍ前後に凹状の構造が見られ（図35下図の水色線）、その直上にほぼ水平な反射面が分布している。Ｂトレンチ壁面の対応する位置

においても、チャンネル堆積物と考えられる礫層（礫層ｂ）が観察されていることから、上記の構造は埋没チャンネルを示していると考えられる。また、Ｂトレンチ壁面ではさらに深部の標高０ｍ前後でもチャンネル堆積物と考えられる礫層（礫層ｄ）が観察されている。これは、地中レーダ探査断面ではやや不明瞭ながらも、図35下図の青色線で示される反射面に対応した構造と考えられる。この標高０ｍ前後の構造を、より深部までイメージング可能な100MHz探査のLine-②断面で見てみると、より明瞭な凹状の構造が確認できる（図36下図の青色線）。一方で、Line-②断面（図36）はLine-2off断面（図35）に比べて分解能が低下しており、Line-2off断面で確認できた浅部の凹状構造（図35下図の水色線）が、Line-②断面ではうまくイメージングできていない。したがって、探査対象物の深度や大きさによっては、地中レーダ探査で用いるアンテナ周波数が異なると、探査結果断面での明瞭さに違いが生じるため、本調査地点の地下構造の検討の際には、アンテナ周波数の異なる探査結果を総合的に用いることとする。

本調査地点南部の代表的な断面例として、Line-⑦（50MHz）の探査結果を図37に、Line-⑧（50MHz）の探査結果を図38に示す。これらの測線は、調査地点南部で東西方向に分布する群列ボーリングNA022-2～NA022-6の周辺に位置している（図28）。また、これらの測線は、東西方向に掘削されたＤトレンチ・Ｅトレンチに沿って位置している（図28）。ここで、Ｄトレンチ・ＥトレンチおよびＥトレンチから南北方向へ分岐するＡトレンチの最大掘削深度は地表から約３ｍ（Ａトレンチ南部およびＥトレンチ西部）であり、この範囲では埋没チャンネルは観察されなかった。また、群列ボーリングでも明瞭かつ幅広いチャンネル堆積物は確認されなかったものの、ボーリング掘削地点は地中レーダ探査測線のうちの一部区間のみに限定して不均等に配置されている（図28）。したがって、断層北側ブロックに相当する本調査地点北東部・北中部で見られた埋没チャンネルは、断層南側ブロックではこれらの掘削範囲外へ延長するものと考えられる。そのため、200MHzや100MHzよりも深部まで可視化できる50MHz探査の結果について次に述べる。

Line-⑦（50MHz）断面で、埋没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、西端からの距離約24～40ｍ、標高-3ｍ前後（図37下図の水色線）、西端からの距離約26～37ｍ、標高-4ｍ前後（図37下図の青色線）に特徴的な反射面が見られる。ここで注意するべき事として、Line-⑦を含む50MHz探査はトレンチ掘削・埋め戻し後に実施されたものであり、とくにLine-⑦の水色線・青色線の上方にはトレンチ埋め戻し部分（図37下図の茶色線内）が存在している。一般的に埋め戻し部分では土砂の間隙率・水分率が増大し、他の部分に比べて局所的に地中電磁波速度が小さくなっている可能性がある。その場合、埋め戻し部分の下方の地層境界からの反射波走時に遅れが生じ、時間断面では実際の位置より深い場所に反射面が現れる。また、今回の探査データ処理については、深度変換の際に用いる地中電磁波速度は平均化されたものであるため、こうした局所的な不均質の影響が深度変換断面にも及び、時間断面と同様に実際の位置より深い場所に反射面が現れる。こうしたことを考慮すると、図37下図の水色線で示される形状は、凹状範囲（水平方向の波長）がトレンチ埋め戻し範囲とほぼ一致しており、局所的な地中電磁波速度の不均一の影響を受けた見かけの形状である可能性が高い。実際に、Ｅトレンチ壁面の対応する場所でも埋没チャンネルは見つかっていない。一方、図37下図の青色線で示される形状は、埋め戻し部分よりも規模の小さい形状（とくに、青色線の西半分と東半分で特徴が異なり、西側か

らの距離約32～37ｍで大きく落ち込む）を呈していることから、上方の埋め戻し部の影響を受けてもなお､実際の凹状の地層境界の存在を反映していると考えられる｡したがって、図35下図の青色線は、埋没チャンネルを示すものと解釈した。次にLine-⑧でも同様に、埋没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、西端からの距離約36～49ｍ、標高-3.5ｍ前後（図38下図の青色線）に特徴的な反射面が見られる。これはLine-⑦で見られた埋没チャンネル（図37下図の青色線）の南方延長に相当するものと解釈した。下流側のLine-⑧で見られた埋没チャンネル構造の深度（標高-3.5ｍ前後）が、上流側のLine-⑦で見られた同構造の深度（標高-4ｍ前後）よりもやや高いのは、上述したトレンチ埋め戻し部分の影響で、Line-⑦断面内で見られた構造の見かけの深度が実際の深度よりも深くなっていることが理由であると考えられる。

d）チャンネル堆積物による累積横ずれ量

3Dトレンチでみられたチャンネル堆積物ｄを対象として、地中レーダ探査結果の各断面で得られた埋没チャンネルの位置から、対比可能なチャンネルの平面分布を求め、累積右横ずれ量を計測した（図39）。Ｂトレンチの底面付近で見られたチャンネル堆積物は、地中レーダ探査断面では埋没チャンネル構造の幅が約10ｍと広く（代表的な例が図35、図36）、断層の南側の測線で見られた埋没チャンネル構造（代表的な例が図37、図38）も同様に広い幅を有している。これらの平面分布を復元すると図39のようになる。チャンネルの幅が広く、断層の北側と南側で走向がわずかに異なるものの、断層北側の走向は比較的直線的である。そのため、断層北側のチャンネルの西縁を代表的な流向として、断層南側に外挿して横ずれ量を計測した。その結果、右横ずれ変位量は15.4±0.3ｍ程度（最良推定値と範囲）となる。Ｂトレンチでみられたチャンネル堆積物とみられる礫層ｄは、イベントⅢとⅣの層準の間に位置するため、３回のイベントを経験している。したがって、本地点のイベント３回分の累積横ずれ量は15.4±0.3ｍ程度となる。

e）地震時変位量の推定

阿波大谷地区の3Dトレンチ･GPR探査、ドローンLiDARによる地形解析の結果を総合して、地震時変位量の復元をおこなった。イベント毎の地震時上下変位量は、Ａトレンチと簡易ボーリングの結果を基に、地形地質断面を作成して復元した（図40）。トレンチでみられた各ユニットの地層は、砂礫からなるチャンネル堆積物とみられる礫層ａ～ｄを除き、砂混じりのシルト～粘土からなる細粒堆積物を主体とする。これらの地層は初生的にほぼ水平に堆積していたと考えられるため、断層変位と撓曲変形が及ばない位置での地層境界面を基準として、累積上下変位量を計測した。その結果、最新イベント１回が1.3ｍ、２回分が2.1ｍ、３回分が3.2ｍ、４回分が3.7ｍと計測された。これらを基にイベント毎に差し引きして求まる各イベントに伴う上下変位量は、それぞれ1.3ｍ、0.8ｍ、1.1ｍ、0.5ｍである。これらのうち、イベントⅣが最も小さい上下変位量を示した。最新活動に伴う上下変位量は、みかけの上下変位である崖の比高0.9ｍよりも低下側を埋積した地層の厚さの影響で大きくなっている。

次に、最近４回分の地震時横ずれ量の復元を次の通りに試みた。最新活動に伴う地震時変位量は､2020年トレンチ等の結果から横ずれ変位量が2.8ｍ､上下変位量0.3ｍであった。

一方、2021年のトレンチ近傍では、上述のように地震時上下変位量のみで1.3mであり、横ずれ成分は直接測ることができていない。ドローンLiDARのDEMに基づく地形断面から判断して、西側の2021年トレンチの位置と東側の2020年トレンチの位置までの間で撓曲崖の比高が最も大きく、人工改変の影響もあるものの、東ないし西へ向かうに連れ比高が小さくなっている（図41）。これは局地的にみれば、眉状低断層崖のように撓曲崖の比高と上下変位量が断層走向方向に変化していることを示す。すなわち、2020年に計測した変位量は地震時変位量として過小となる恐れがあり、撓曲崖の比高が大きくなる2021年トレンチ近傍がより適切な地震時変位量であることを示している。そこで、各イベントで縦ずれ／横ずれ比が変化しないという仮定のもと、３回分の累積横ずれ量15.4mを各イベントの上下変位量の比で分配して最近３回分の横ずれ量を復元した。その結果、イベントⅠが6.3m、イベントⅡが3.9m、イベントⅢが5.3mと推定された。さらに、これらの変位成分の縦横比（縦ずれ／横ずれ比が0.21）がイベントⅣでも同じであったと仮定すれば、上下変位0.5mを基に、イベントⅣに伴う横ずれ量は2.4m程度となる。

なお、堤・後藤（2006）によれば、調査地周辺で段丘崖を変位基準として7.1±0.2mの右横ずれ変位が報告されている。上記の方法により、2021年トレンチ近傍で求めた２回分の累積横ずれ量は10.2mであり、30%程度の差が生じている。これは断層走向方向に変位量が変化した可能性がある一方で、データそのものも再検討していく余地がある。このように、横ずれ・縦横比を固定して地震時の横ずれ量を推定可能となったが、それらの信頼度については、イベント毎に横ずれ量を復元して検証していく必要性が明らかになった。

f）時間―変位ダイアグラム等による連動型イベントの検討

阿波大谷地区で復元した地震時変位量と活動時期を基に時間―変位ダイアグラムを復元した（図 42)。ここでプロットした変位量は、４回分の変位量を直接的に地形と地層から計測した地震時上下変位量とした。その結果、イベントⅠ～Ⅲは１m前後で同程度の上下変位を伴っている。上述の横ずれ量の推定からみれば、そのうちイベントⅡのみ相対的に小さな上下変位を伴っていた可能性が高い。一方、イベントⅣは上下変位量からみても0.5m程度と他のイベントに比して半分程度である。累積横ずれ量から直接求めることはできていないが、いずれのイベントでも縦ずれ／横ずれ比が変化しなかった場合、2.4m程度であった可能性がある。上下変位量と活動時期の関係からみれば、地震時の上下変位が大きいほど次のイベントの発生間隔が長く、上下変位が小さければ次のイベントの発生間隔が短い。すなわち、これらの活動繰り返しは time-predictable model 的な挙動（Shimazaki and Nakata, 1980）になっている。

以上で推定した地震時の横ずれ変位量から松田・他（1980）による断層長―変位量のスケーリング則を用いて、各イベントに伴う地震断層長を推定した場合、イベントⅠ≧63km、イベントⅡ≧39km、イベントⅢ≧53km、イベントⅣ≧24km となる。なお、鉛直な断層面を考えた場合、上下変位成分を考慮して実変位量に換算してもほぼ変わりない値になる。讃岐山脈南縁区間の長さは約 52km である（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。これらの変位量は、鳴門南断層上での変位量であり分岐・並走する鳴門断層の変位量は考慮されていないため、いずれも地震断層長として最小値である。

ここで、最新イベントは、既述のように 1596 年文禄（慶長）地震群のいずれかの大地震

と考えられており、少なくとも西隣の讃岐山脈南縁西部区間と連動したイベントとして評価されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017)。そのため、少なくともイベントⅠと同程度の変位量を生じたイベントⅢについては、連動型イベントであったと判断できる。一方、イベントⅣについては半分程度と小さい変位量であるため、讃岐山脈南縁東部区間の単独イベントである可能性が高い。したがって、現状のデータからは、最近４回のうち少なくとも２回の頻度で周辺断層との連動型イベントが生じたと考えられる。イベントⅢについては、現状のデータだけでは判別が難しいが、周辺断層区間の活動時期や地震時変位量の結果等も踏まえて、さらに検討していく必要がある。また、上記の time-predictable model 的な挙動については、さらに多地点で検討を続ける必要がある。

3) 讃岐山脈東縁西部区間の予察的調査

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近に位置する寒川断層において、予察的な変位履歴調査としてドローン LiDAR 調査・GPR 探査を実施した（図 43)。寒川断層は讃岐山脈東縁西部区間の西端付近を構成し、活動履歴が知られていないものの西隣の畑野断層、東隣の池田断層では複数回の活動時期が知られている。そのため、讃岐山脈東縁西部区間と石鎚山脈北縁区間を構成する岡村断層との連動性評価において、寒川断層は重要な位置にある。令和３年度は、新型コロナウイルス感染症拡大による緊急事態宣言の影響等により掘削調査は実施できなかったが、以下の予察的なドローン LiDAR 調査・GPR 探査を実施した。

a) ドローン LiDAR 調査

寒川断層を対象として、米軍撮影の空中写真判読と現地踏査、ドローン LiDAR による高精細 DEM の作成をおこなった。その結果、堤・後藤（2006）により指摘されていた土地境界の系統的な右横ずれに加えて､厳島神社の参道にも右横ずれ 4.0mが検出された(図 43)。厳島神社は西暦 816 年に建立されたとされているため､16 世紀の最新イベントに伴い参道が右横ずれしたと考えられる。さらに、西側の２つの右横ずれを 0.1mDEM で再計測した結果、東から順に 3.4m、3.0mと計測された。これらは堤・後藤（2006）よりわずかに小さいが西へ向かって変位が減少する傾向を示している。

北側の活断層トレースは右横ずれを主体とする主断層であり、寒川断層と畑野断層の境界付近に位置する。一方、さらに南側にも北側低下の低断層崖が検出された。Sh-1 及び Sh-2 測線で計測した低断層崖の比高は 0.7～1.7mである（図 44)。Sh-1 測線付近の低断層崖は上述の厳島神社の参道にも変位を生じている。ただし、この場所では横ずれ成分がみられない。そのため、この北側低下のトレースは局所的な引張場に形成された正断層と考えられる。

b) GPR 探査（地中レーダ探査）

i) 探査測線

愛媛県四国中央市の豊岡町大町地区において、極浅部の構造を把握することを目的に、総測線長約 290mの地中レーダ探査を実施した。本探査地点における測線の配置状況を図 45 に示す。探査測線群は、本地点において推定される東西走向の断層構造に対して、ほぼ平行な測線長 30～40mの Line-1～Line-6 と、ほぼ直交する Line-7（測線長 30m)、Line-

8（測線長 32.8m）によって構成される。なお、Line-7 は Line-1～Line-6 と交差する。

ii）探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、カナダ Sensors & Software 社製の地中レーダ探査システム「pulseEKKO」を用いて、表 7 に示される主なデータ取得仕様によって実施した。探査システムの詳細は、表４に示す。地下断面データの取得は一般的なプロファイル測定法（例えば、物理探査学会，2016）によって行った。探査測線の座標は、Leica 製 vivaGS15 を用いてネットワーク型 RTK-GNSS 測量によって求めた。また、ワイドアングル測定法（例えば、物理探査学会，2016）によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アンサンブルデータセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテナの間隔を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2m から 10.0m まで 0.1m 刻みで変化させた。

iii）探査データの処理

探査データの処理は、コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反射法地震探査データ処理ソフトウェア Seismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタンツによって内製された反射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度変換断面を得た。主な処理内容は前項「鳴門市阿波大谷地区における地中レーダ探査」とほぼ同様である。基本的なデータ処理フローを図 30 に、データ処理に用いたパラメタを表８に示す。

データ処理の前半部分に相当する、NMO 補正までの主な処理ステップ後の断面例として、Line-8（図 45）の断面を図 46 に示す。これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。各処理によって断面品質が向上していることがわかる。さらに、ワイドアングル測定結果から推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断面例として、同じく Line-8（図 45）の断面を図 47 に示す。50MHz 探査では深度７m程度までの地下構造を可視化できていることがわかる。

iv）探査結果

前述したデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形補正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、断層とほぼ直交する南北測線 Line-7 および Line-8 における探査結果を図 48、図 49 に示す。ともに断面の下端付近まで明瞭な反射面が得られている。本調査地点では、堤・後藤（2006）による大縮尺空中写真判読と現地調査によって、断層変位地形の分布が明らかにされている。それによると、Line-7 および Line-8 ではともに測線中央部に断層トレースが位置する。図 48、図 49 の地形断面形状にも標高差や地形に沿って人工的に作られた道路などによってよく反映されており、Line-7 では南端からの距離 10～18m付近、Line-8 では南端からの距離 14～20m付近が、断層の推定地表位置にあたる。こうした断層の地表位置付近から断面下方へ向かって、反射面の途切れ・食い違いがほぼ鉛直方向に系統的に分布しており、これらを繋ぐ高角な断層面（図 48、図 49 の赤色破線）を解釈することができる。なお、Line-7

では中央部からやや北よりの距離 21～22m付近の下方にも反射面の系統的な途切れがほぼ鉛直方向に見られる（図 48 の黒破線）が、断層の地表位置とは対応しておらず、この構造の存否については今後の検討課題となる。

埋没チャンネル等の構造の平面分布から横ずれ変位量を検討することを目的として探査を実施した。断層とほぼ平行な６本の測線群 Line-1～Line-6 のうち、最も北側の Line-1 の結果を図 50 に示す。この断面では地表から標高５m付近まで明瞭な反射面が得られている。この探査深度を Line-7 断面（図 48）や Line-8 断面（図 49）と比べると、Line-1 の方が探査深度の浅い領域に限られていると言える。これは Line-1 断面の深部はノイズの影響を受けていることが理由である。詳述すると、本探査測線群の南方には東西に国道が通っており（図 45)、とくに国道にほぼ平行な Line-1～Line-6 では、測線全域にわたって国道の側壁からの空中反射波ノイズの影響を受けることになる。また、国道に近づくほど断面のより浅部の（往復走時の小さい）領域が空中反射波ノイズの影響を受けることになり、その点、断層に平行な測線群のうちでは、最も北側に位置する Line-1（図 45）は上記ノイズの影響は最も小さい（より深部まで明瞭な反射面が期待できる）と言える。このように、断層に平行な測線群 Line-1～Line-6 は、それぞれノイズの影響の度合いが異なっていることもあり、横ずれ変位量検討のための地下構造の解釈には、大きな注意が必要となる。そのため、四国中央市豊岡町大町地区における地中レーダ探査断面の詳細な解釈は、他の地形地質調査結果等との連携をとりながら、次年度以降継続的に実施する。

c）讃岐山脈南縁西部区間の連動頻度の予察的検討

本事業による調査結果や従前の調査研究成果を踏まえて、讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動イベントを予察的に検討した。検討結果を図 51 に示す。同図(d)で引用したトレンチ調査地点と文献は以下の通りである。臼坂地点：池田・他（2014b)、氷見地点・土居地点：堤・他（2000)；愛媛県（1999)、横黒地点：池田・他（2015b)、洲之内地点：池田・他（2015a)、飯岡地点：岡田・他（1998a）;山崎・他（1995)、岸ノ下地点・岸ノ下西地点：愛媛県（1999)、後藤・他（2001)、萩生地点：池田・他（2014a)、本郷地点：愛媛県（2000a，b)、上野地点：長谷川・他（1999)、市木地点：愛媛県（2000a，b)、土居地点：後藤・他（2003)、上野田地点：愛媛県（2000a，b)、上石床地点・上石床西地点：後藤・他（1997，2001)、平山地点：愛媛県（2000a，b)。

讃岐山脈南縁東部区間と西部区間との連動型イベントについては、従来より指摘されている通り、歴史時代の最新活動時期が重なることから西暦 1596 年文禄（慶長）の大地震であった可能性が高いとされてきた。一方、池田断層の平山地点における調査結果（愛媛県，2000a）では、最新活動時期の上限が 13～14 世紀とされ、これを覆う 17 世紀以降の地層にも液状化痕がみられるとされる（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2017)。この最新活動時期が池田断層の挙動の代表性を示す場合は、讃岐山脈南縁東部区間と西部区間は 16 世紀に連動型イベントを生じていないことになる。また、この場合、平山地点における 17 世紀以降の液状化痕は、近傍の他の断層が活動したイベントによる地震動により形成されたと判断される。ただし、最新活動時期の上限が 13～14 世紀を示す地点は、池田断層の平山地点だけであり、池田断層上のさらに西の地点や畑野断層、石鎚断層では最新活動時期が 1596 年地震に対応する可能性が高い。この点は、今後さらに精緻かつ多数の最新活動時

期で検討する必要がある。

最新活動より前のイベントについては、讃岐山脈南縁東部区間の阿波大谷地区の活動時期が従来よりも精度良く特定された結果、西部区間の既往の活動時期とはいずれも整合しない結果となった。地点毎に最も古い活動履歴が異なっているが、概ね 4000 年の期間に限られる。そのため、現時点では、約 4000 年間では讃岐山脈南縁東部区間と西部区間の連動型イベントは最新活動のみが候補となる。

また、讃岐山脈南縁西部区間と西隣の石鎚山脈北縁区間との連動イベントを検討した。堤・後藤（2006）による変位量分布に本事業で得られた変位量を加味し、断層分布や既往の活動区間、活動時期を総合して検討した（図 51）。その結果、寒川断層から畑野断層にかけて、最新活動に伴う変位量は西へ向かって減衰する傾向がより明確になった。畑野断層では６ｍ前後の右横ずれ量が計測されているが、これは２～３回分の累積である可能性が指摘されている（堤・後藤，2006）。また、池田断層の東みよし町池田地点では、段丘崖の右横ずれを基準として、最新活動に伴う変位量 7.0±0.2ｍが報告されている（堤・後藤，2006）。一方、近年実施された擬似 3D の GPR 探査によって、埋没チャンネル堆積物の分布を基準とした変位量が 3.5±0.7ｍであった可能性も指摘されている（Patria et al., 2022）。ただし、同地点は並走する２条の活断層トレースの片側に位置し、いずれの変位量でも最小値になり得るため、変位基準の年代値や両方のトレースの活動度などを考慮した議論が必要である。そのため、ここでは参考値として扱うこととした。このように、変位量分布の傾向や活動時期を比較した結果、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動したイベントは検出されなかった。

ただし、上述したように、最新活動時期については検討の余地があり、両区間が連動した可能性も残されている。最新活動時期の精緻化が困難な場合、ここでは、岡村断層の最新活動に伴う変位量が鍵となる。仮に岡村断層が讃岐山脈東縁西部区間と連動した場合、地震時の変位量分布は、岡村断層の東端に向かって減衰することなく、畑野断層や寒川断層と同程度になることが期待される。一方、連動しなかった場合には、図 51a に破線で示したように、岡村断層の東端に向かって変位量が減衰すると考えられる。したがって、両ケースを検討するため、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などでより多くの地震時変位量を検出し、畑野断層の６ｍ前後の累積横ずれ量がイベント何回分であったかを検討することで、最新活動に伴う讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動が判断できると期待される。

さらに、石鎚山脈北縁区間の岡村断層についても予察的に検討する。岡村断層の中央部付近では５～６ｍの最新活動に伴う横ずれ量が計測されている（Tsutsumi et al., 1991；堤・後藤，2006）。一方、岡村断層の長さは約 29km に過ぎない。松田・他（1980）のスケーリング則によれば、石鎚山脈北縁区間単独で活動した場合、地震時変位量は約３ｍになるため、現実の実測値が２倍程度大きい。すなわち、石鎚山脈北縁区間の最新活動は、単独ではなく周辺と連動したイベントであると判断できる。現時点では、西側の石鎚山脈北縁西部区間と連動したと考えて矛盾がない。東側の讃岐山脈東縁西部区間との連動は、上記のように、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などで地震時変位量データを充足させる必要がある。

(c) 結論ならびに今後の課題

令和３年度は、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間から西部区間を主な対象として、変位履歴に基づく連動性評価を実施するための基礎的なデータを野外地形地質調査により取得した。山麓南縁沿いを延びる鳴門断層上の撫養町木津地区において、昨年度に引き続きドローン LiDAR 調査とボーリング調査を実施し、より正確な断層位置、極浅部の断層形状、鳴門断層による古地震イベントなどを明らかにした。その結果、少なくとも２回の活動が約 6700 年前以降に生じたと推定した。また、約 3500 年前以降に生じた１～２回のイベントに伴い、横ずれ変位 7.7ｍと上下変位 1.0ｍが生じた可能性を指摘した。今後、追加の年代測定等を実施し、より詳細な変位履歴を明らかにする必要がある。

平野内で鳴門断層から分岐して延びる鳴門南断層上の阿波大谷地区において、昨年度に引き続き 3D トレンチ・GPR 調査を実施した。昨年度よりも撓曲崖の比高が明瞭な場所で掘削した断層直交方向のトレンチでは、ほぼ鉛直～北傾斜 80°の断層が露出した。断層と湿地性堆積物等との変位・変形の関係をもとに、新しいものからイベントⅠ～Ⅳを識別した。放射性炭素同位体年代測定と考古遺物の鑑定結果から、最新イベントⅠは鎌倉時代から江戸時代までに生じており、従来のように 1596 年文禄（慶長）の一連の大地震に対応する。最新イベントを 1596 年地震に対比した場合、過去４回のイベントの平均発生間隔は 1200～1300 年と算出された。さらに、断層に平行なトレンチでみられた埋没チャンネル堆積物の分布を GPR 探査等により復元し、過去３回分の累積横ずれ量を 15.4±0.3ｍと推定した。この累積横ずれ量をもとに縦ずれ／横ずれ比を固定して各イベントの地震時横ずれ量を検討した結果、イベントⅠが 6.3ｍ、イベントⅡが 3.9ｍ、イベントⅢが 5.3ｍ、イベントⅣが 2.4ｍと推定された。さらに、各イベントの地震時上下変位量と発生年代から変位履歴を検討した結果、４回のうち２回のイベントが連動型イベントであった可能性、時間予測モデル的な繰り返しであった可能性を指摘した。今後、複数回の地震時横ずれ量をさらに精度良く復元する必要がある。

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近を構成する寒川断層の四国中央市豊岡地区において、予察的な変位履歴調査を実施した。ドローン LiDAR 調査及び GPR 探査の結果、厳島神社の参道を含む道路に系統的な右横ずれ 3.0～4.0ｍが認められた。厳島神社の建立時期は西暦 816 年の奈良時代とされており、これらの右横ずれは 1596 年地震相当の最新活動に伴って形成された可能性が高い。

讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動について予察的に検討した結果、最新活動では讃岐山脈南縁東部区間と連動した可能性が残されているものの、過去 4000 年間には他には連動イベントが検出されなかった。また、石鎚山脈北縁区間との連動イベントは、変位量からみて最新活動では非連動であった可能性が高く、さらに検討の余地があることが判明した。今後、さらに複数回のイベントに伴う変位量と変位履歴を復元し、讃岐山脈南縁西部区間と西隣の石鎚山脈北縁区間との連動性、本事業で対象とする区間全体の連動性を検討していく。

謝辞：野外調査の実施にあたり徳島県危機管理防災課、鳴門市危機管理室、愛媛県防災危機管理課、四国中央市防災まちづくり推進課の各位にご協力を頂きました。掘削調査地

の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂きました。徳島県文化資源活用課・近藤　玲氏には、阿波大谷地区で出土した遺物の年代、及び周辺の条里に関する文献をご教示頂きました。阿波大谷トレンチでは四国総研・池田倫治氏並びに四国電力・大野裕記氏、西坂直樹氏ら諸氏、産業技術総合研究所・佃　栄吉氏、電力中央研究所・井上大榮氏、広島大・奥村晃史氏に壁面の解釈や周辺の地形地質について有益な議論を頂きました。広島大・山中　蛍氏にはドローンの空撮写真をご提供頂きました。産業技術総合研究所の宍倉正展氏、松本弾氏、谷川晃一朗氏には阿波大谷地区トレンチの津波堆積物についてご教示、ご議論頂きました。皆様に記して御礼申し上げます。

(d) 引用文献

物理探査学会，物理探査ハンドブック 増補改訂版，公益社団法人 物理探査学会，東京，1045p，2016.

Daniels, D.J. ed., Surface-penetrating radar, The Institute of Electrical Engineers, 300p, 1996.

榎原雅治，文禄五年豊後地震に関する文献史学からの検討，日本歴史，865，18-36，2020.

愛媛県，平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁)に関する調査成果報告書. 愛媛県，416p，1999.

愛媛県，平成 11 年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書，421p，2000a.

愛媛県，平成 11 年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書(概要版)，54p，2000b.

後藤秀昭・中田 高・高田圭太・熊原康博，Geo-slicer による中央構造線活断層系，池田断層西端部の最新活動期の再検討，日本地理学会発表要旨集，52，212-213，1997.

後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ，中央構造線活断層系(四国)の最新活動時期から見た活断層系の活動集中期，地震，第 2 輯，53，205-219，2001.

後藤秀昭・堤 浩之・遠田晋次，中央構造線活断層系・畑野断層の最新活動時期と変位量，地学雑誌，112，531-543，2003.

長谷川修一・岡田篤正・田村栄治・川上裕史・大野裕記・永峰良則，愛媛県土居町における中央構造線系畑野断層のトレンチ調査，四国電力，四国総合研究所研究期報，73，50-67，1999.

池田倫治・後藤秀昭・堤 浩之・近藤久雄・西坂直樹・大野裕記・露口耕治・小林修二，四国中央部の中央構造線活断層帯岡村断層の最新活動時期と変位量，日本地球惑星科学連合講演要旨，SSS34-P24，2014a.

池田倫治・堤 浩之・後藤秀昭・西坂直樹・大野裕記・柳田 誠，四国西部の中央構造線断層帯川上断層の東部における完新世後期の活動履歴，活断層研究，40，1-18，2014b.

池田倫治・辻 智大・堤 浩之・後藤秀昭・柳田 誠・大西耕造・西坂直樹，愛媛県西条市加茂川左岸の中央構造線断層帯岡村断層の断層分布と最新活動時期，活断層学会講演要

旨, P-10, 2015a.
池田倫治・辻 智大・後藤秀昭・堤 浩之・興津昌宏・柳田 誠・大野裕記・西坂直樹, 四国中央部の中央構造線断層帯川上断層東端部における群列ボーリング調査, 地質学雑誌,, 121,403-419, 2015b.
地震調査研究推進本部地震調査委員会,「中央構造線断層帯（金剛山地東縁－由布院）の長期評価(第二版)」, 162pp, 2017.
町田　洋・新井房夫, 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰, 第四紀研究, 17, 143-163, 1978.
町田　洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺」,東京大学出版会,336pp, 2003.
松田時彦・山崎晴雄・中田　高・今泉俊文, 1896年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研究所彙報, 55, 795-855, 1980.
森野道夫・岡田篤正・中田　高・松波孝治・日下雅義・村田明広・水野清秀・能見忠歳・谷野宮恵美・池田小織・原 郁夫, 徳島平野における中央構造線活断層系の活動履歴, 地質学雑誌, 107, 681-700, 2001.
森野道夫・岡田篤正, トレンチ調査結果の再検討に基づく四国中央構造線活断層系の活動履歴, 活断層・古地震研究報告, 2, 153-182, 2002.
岡田篤正・堤　浩之, 中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動―徳島県市場町でのトレンチ調査―, 地学雑誌, 106, 644-659, 1997.
岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝, 中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動―愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ. 活断層研究, 17, 106-131, 1998a.
岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助, 1:25,000都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院, 2014.
Patria, A., H. Kimura, Y. Kitade, and H. Tsutsumi, Right-lateral offset associated with the most recent earthquake on the Ikeda fault of the Median Tectonic Line, southwest Japan, revealed by ground-penetrating radar profiling, Progress in Earth and Planetary Science, 9:8, https://doi.org/10.1186/s40645-022-00466-7, 2022.
Ramsey, C.B., Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. Radiocarbon, 37(2), 425-430, 1995.
Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009
Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55

cal kBP). Radiocarbon, 62, 2020.
産業技術総合研究所(2021) 活断層データベース 2021 年 7 月 13 日版. https://gbank.gsj.jp/activefault/
Shimazaki, K., T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, 7, 279-282, 1980.
Smith, V. C., R. A. Staff, S. P. E. Blockley, C. Bronk Ramsey, T. Nakagawa, D. F. Mark, K. Takemura and T. Danhara, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. Quaternary Science Reviews, 67, 121-137, 10.1016/j.quascirev.2013.01.026, 2013.
高田圭太・中田　高・後藤秀昭・岡田篤正・原口　強・松木宏彰, 徳島平野低地部に認められた中央構造線活断層系鳴門南断層の変位地形, 活断層研究, 17, 97-105, 1998.
徳島県, 平成 10 年度 中央構造線断層帯（讃岐山脈南縁）に関する調査成果報告書, 徳島県, 1999, https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima4frm.htm (2021/03/31 閲覧).
徳島県, 平成 11 年度 中央構造線断層帯（讃岐山脈南縁）に関する調査成果報告書, 徳島県, 2000, https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima5frm.htm (2021/03/31 閲覧).
Tsutsumi, H. and A. Okada, Segmentation and Holocene Surface Faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. J. Geophys. Res., 101, 5855-5871, 1996.
堤 浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松木宏彰, 中央構造線活断層帯川上断層の完新世後期における活動履歴. 活断層研究, 19, 77-86, 2000.
堤　浩之・後藤秀昭, 四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布, 地震 2, 59, 117-132, 2006.
山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・吉岡敏和・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷川修一, 1988 年 8 月中央構造線岡村断層(西条市八幡原地区)トレンチ発掘調査, 活断層研究, 13, 60-71, 1995.

表１　阿波大谷地区 2021 年トレンチの層序と年代

地層名		層相	年代測定結果(y.B.P.)・考古遺物	試料・考古遺物採取箇所
ユニット	サブユニット			
耕作土		黒褐色を呈する砂混じりシルトからなる。植物根が混じる。局所的に下部に明灰色を呈する砂混じりシルトを伴う。 各トレンチに広く分布が認められる。		
1	5	明褐色を呈する砂混じりシルトからなる。Aトレンチ北側においては，下部に中礫層を伴い，局所的に上部が欠如する。		
	10	下部は灰白色を呈する砂混じりシルト，上部は明褐色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。 Bトレンチにおいては，小規模なチャネルを形成する細～中礫層が認められる。 各トレンチにおいて，広く分布が認められる。	陶器の破片(1801年～1850年頃) 900±30	Eトレンチ南面 Cトレンチ北面
2	20	明褐色から灰白色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。 各トレンチにおいて，広く分布が認められる。		
	礫層a	褐色から灰色を呈する中礫層。わずかに大礫を含む。層位関係から20層に対比されると判断される。 Bトレンチにおいて分布が認められる。		
	30	灰色を呈するシルトからなる。下盤側では，下部に暗灰色を呈するシルトを伴う。 Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ，Eトレンチ，Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：2220±30 中部：2320±30 下部：1830±30 3750±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Cトレンチ北面
	40	上盤側では，灰白色を呈する砂混じりシルトからなり，細粒砂の薄層がしばしば挟在する。 下盤側では，砂混じりシルトから灰白色を呈するシルトに層相変化し，下部に暗灰色を呈するシルトを伴う。 Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ，Eトレンチ，Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	3020±30	Aトレンチ西面
	礫層b	明褐色を呈する細礫から中礫層。少量の大礫を含む。層位関係から40層に対比されると判断される。 Aトレンチ及びBトレンチ，Cトレンチに分布が認められる。		
3	50	明灰色を呈するシルト混じり砂からシルトからなる。弱い平行葉理が認められる細粒砂の薄層がしばしば挟在する。 Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ，Eトレンチ，Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：3710±30 下部：1990±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	60	暗灰色を呈する有機質シルトからなり，局所的に腐植物層が挟在する。65層を挟在する。 Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ，Eトレンチ，Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	上部：1970±30 中部：2020±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
	65	明褐色を呈するシルトからなり，腐植物層と細互層をなす。 Eトレンチ及びFトレンチにおいて分布が認められる。		
	70	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。上部には暗灰色を呈するパッチ状のシルトが認められ，上面は局所的に火炎状構造様を呈する。 Aトレンチにおける断層下盤側及びEトレンチ，Fトレンチにおいて分布が認められる。	2230±30	Aトレンチ西面
	80	暗灰色を呈する有機質シルトからなる。 Aトレンチ西面における断層下盤に分布が認められ，南側でせん滅する。		
	90	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。北側においては，酸化したストロー状の植物根が発達する。 断層下盤側においては，その上面は局所的に火炎状構造様を呈する。 Aトレンチ及びBトレンチ，Cトレンチに広く分布する。	2790±30	Bトレンチ南面
	礫層c	明褐色から灰色を呈する中礫層。少量の大礫を含む。有機質な細粒から中粒砂層を伴う場合がある。相違関係から90層に対比されると判断される。 Aトレンチ北側及びBトレンチにおいて分布が認められる。		
	100	明褐色を呈するシルトからなり，断続的な分布を示す。 Aトレンチにおける断層近傍の上盤側及び下盤側に分布が認められる。上盤側においては，北側でせん滅する。	3460±30	Aトレンチ西面
	110	暗灰色を呈するシルトからなる。 Aトレンチにおける断層近傍の上盤側及び下盤側において分布が認められ，北側でせん滅する。	上部：3270±30 下部：3480±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
4	120	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。シルト混じり砂の薄層を伴う場合がある。 断層上盤においては，上部に暗灰色を呈するパッチ状のシルトを含む。 Aトレンチにおける断層近傍の下盤側及び断層上盤側，Bトレンチにおいて広く分布が認められる。	4050±30	Aトレンチ西面
	130	暗灰色を呈するシルトからなる。 Aトレンチにおける上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。	3500±30 4160±30	Aトレンチ西面 Bトレンチ南面
	礫層d	青灰色を呈する中礫層。しばしば大礫を含む。平行葉理が認められる細粒から中粒砂層を伴う。層位関係から130層に対比されると判断される。Bトレンチにおいて分布が認められる。		
	140	明褐色を呈する砂混じりシルトからなり，弱い平行葉理が認められる。断続的な分布を示す。 Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ，北側でせん滅する。	3630±30	Aトレンチ西面
	145	明褐色を呈するシルトからなり，断続的な分布を示す。 Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ，北側でせん滅する。		
	150	暗灰色を呈するシルトからなる。 145層を挟在し，上部及び下部に区分されるものの，同質であり，明瞭な差異は認められない。 Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ，北側でせん滅する。	4030±30 3770±30 3890±30	Aトレンチ西面 Aトレンチ西面 Aトレンチ西面
5	160	上部は灰白色から褐灰色を呈するシルトからなり，暗灰色を呈するパッチ状の有機質シルトを含む。 下部は褐灰色を呈する有機質な砂混じりシルトからなり，腐植物を多量に含む。 上面は火炎状構造様を呈する。上部及び下部の境界には，断続的に分布する細粒砂の薄層が認められる。 Aトレンチにおける断層上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。		
	170	上盤側においては青灰色を呈する細粒から中粒砂からなり，腐植物層を挟在する。 下盤側においては灰色から暗灰色を呈する細粒砂から中粒砂混じり中礫からなる。 トレンチ壁面においては分布が認められず，ボーリングコアにおいて認められる。		
	180	上盤側においては青灰色を呈するシルト混じり砂からなり，腐植物を多量に含む。 下盤側においては有機質シルトを含む細から中粒砂及びシルトからシルト混じり砂からなり，腐植物を含む。 トレンチ壁面においては分布が認められず，ボーリングコアにおいて認められる。		
	190	暗灰色を呈する細から中粒砂からなる。塊状を呈する。 トレンチ壁面においては分布が認められず，ボーリングコアにおいて認められる。		

表２　主な探査データ取得仕様（徳島県鳴門市阿波大谷地区）

探査システム	米国 GSSI 社製 200HS	カナダ S&S 社製 pulseEKKO		備考
アンテナ周波数	200MHz	50MHz	100MHz	
サンプリング間隔	0.244ns （250ns÷1024）	1.6ns	0.8ns	
記録長（サンプル数／トレース）	1024pts.	250pts.	250pts.	プレトリガー含む
スキャン点間隔	0.025m	0.4m	0.2m	
垂直重合数	1	64	64	スタック数
記録ファイルフォーマット	dzt 形式（32 bit）	dt1 形式（16 bit）		

表３　米国 GSSI 社製 200HS システムの詳細構成・仕様

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテナ	送信・受信アンテナ一体型	200HS	GSSI	周波数：200MHz、インパルス型 主な機能：RTS（Real-time Sampling）、ハイパースタッキング機能 アンテナ間隔：33.2cm 通信：Wifi 寸法・重量：64.8×64.8×34.3 mm、18 kg 内部電源：リチウムイオン電池（約 4 時間動作）
コントローラ	タブレット	TOUGH pad G1	Panasonic・GSSI	OS：Windows10Pro（64 bit） CPU：i5－7300U ﾒﾓﾘ：8GB 画面：10.1 型 TFT カラーLCD、タッチパネル 電源：リチウム電池 データファイルフォーマット；RADAN(dzt 形式、32bit) スキャン間隔：最大 200 スキャン/sec サンプル数／トレース：512、1024、2048、4096、8192pts. 収録モード：時間、距離、ポイント 収録長：0~16,000nsec ゲイン：手動調整（-42~126dB）

				内部 GPS 精度：2.5m Wifi 範囲：15m インターフェイス：USB
距離計	車輪式	620 Survey Wheel	GSSI	16 インチホイルサーベイ

表４　カナダ Sensors & Software 社製 pulseEKKO システムの詳細構成・仕様

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテナ	送信･受信アンテナ分離型	50MHz Antenna	Sensors & Software Inc.	周波数：50MHz、インパルス型 寸法：1840×140×50mm 重量：1.8kg
		100MHz Antenna		周波数：100MHz、インパルス型 寸法：920×140×50mm 重量：1.2kg
送信器		Transmitter		寸法：260×150×110mm 重量：2.8kg インターフェイス：光ケーブル
受振器		Receiver (Pro)		寸法：260×150×110mm 重量：2.8kg インターフェイス：光ケーブル 収録データ：16bit
コントローラ	ー	Digital video logger DVL500P		CPU：QuadCore, 800MHz 寸法：240×240×68 mm 重量：2.75kg メモリ：8GB 画面：8.1 型 TFT カラーLCD 電源：外部 12V データファイルフォーマット：dz1 形式、16bit 収録方式：digital equivalent time sampling (DETS) パルス送信間隔：最大 100kHz サンプル数：最大 30,000pts. 収録長：最大 192,000nsec 重合数：1~64 外部 GPS 精度：±10m インターフェイス：USB 他
距離計	車輪式	Big wheel odometer		
台車	手押し式	SmartCart		

表５　主な処理パラメタ（徳島県鳴門市阿波大谷地区において 200MHz アンテナを用いて取得したデータ）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	4,096MHz から 5,000MHz へ	
デコンボリューション	最小位相変換	直達波利用	
	AGC	ウィンドウ幅：15ns	
	デコンボリューション	スパイキング	
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：25~35cm/ns の回折波を低減	
バンドパスフィルタ		通過帯域：25~300MHz	
NMO 補正		電磁波速度：7cm/ns ストレッチミュート：1.75	
出力時バンドパスフィルタ	バンドパス(時間断面)	通過帯域：100~400MHz	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：7cm/ns	

表６　主な処理パラメタ（徳島県鳴門市阿波大谷地区において 50MHz アンテナ、100MHz アンテナを用いて取得したデータ）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から 2,500MHz へ	50MHz データ
		1,250MHz から 5,000MHz へ	100MHz データ
デコンボリューション	最小位相変換	ワイドアングル測定データ利用	
	AGC	ウィンドウ幅：35ns	50MHz データ
		ウィンドウ幅：25ns	100MHz データ
	デコンボリューション	スパイキング	時間分解能向上
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波と同じ傾きのイベント低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：25~35cm/ns の回折波を低減	100MHz データ
バンドパスフィルタ		通過帯域：8~100MHz	50MHz データ
		通過帯域：10~250MHz	100MHz データ
振幅調整	AGC	ウィンドウ幅：150ns	50MHz データ
NMO 補正		電磁波速度：7cm/ns ストレッチミュート：1.75	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：7cm/ns	

表７　主な探査データ取得仕様（四国中央市豊岡町大町地区）

探査システム	カナダ S&S 社製 pulseEKKO	備考
アンテナ周波数	50MHz	
サンプリング間隔	1.6ns	
記録長（サンプル数／トレース）	250pts.	プレトリガー含む
スキャン点間隔	0.4m	
垂直重合数	64	スタック数
記録ファイルフォーマット	dt1 形式（16bit）	

表８　主な処理パラメタ（四国中央市豊岡町大町地区）

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から 2,500MHz へ	
デコンボリューション	最小位相変換	ワイドアングル測定データ利用	
	AGC	ウィンドウ幅：40ns	
	デコンボリューション	スパイキング	時間分解能向上
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅：全測線長 モード：メディアン値を削除	直達波と同じ傾きのイベント低減
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィルタ		速度：12.5~35cm/ns の回折波を低減	空中伝播波低減
バンドパスフィルタ		通過帯域：8~100MHz	
NMO 補正		電磁波速度： Line1~3 7.65cm/ns Line4~6 6.65cm/ns Line7 6.65~7.65cm/ns Line8 5.20~7.90cm/ns ストレッチミュート：1.75	電磁波速度はワイドアングル測定結果から推定
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度：同上	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度：同上	

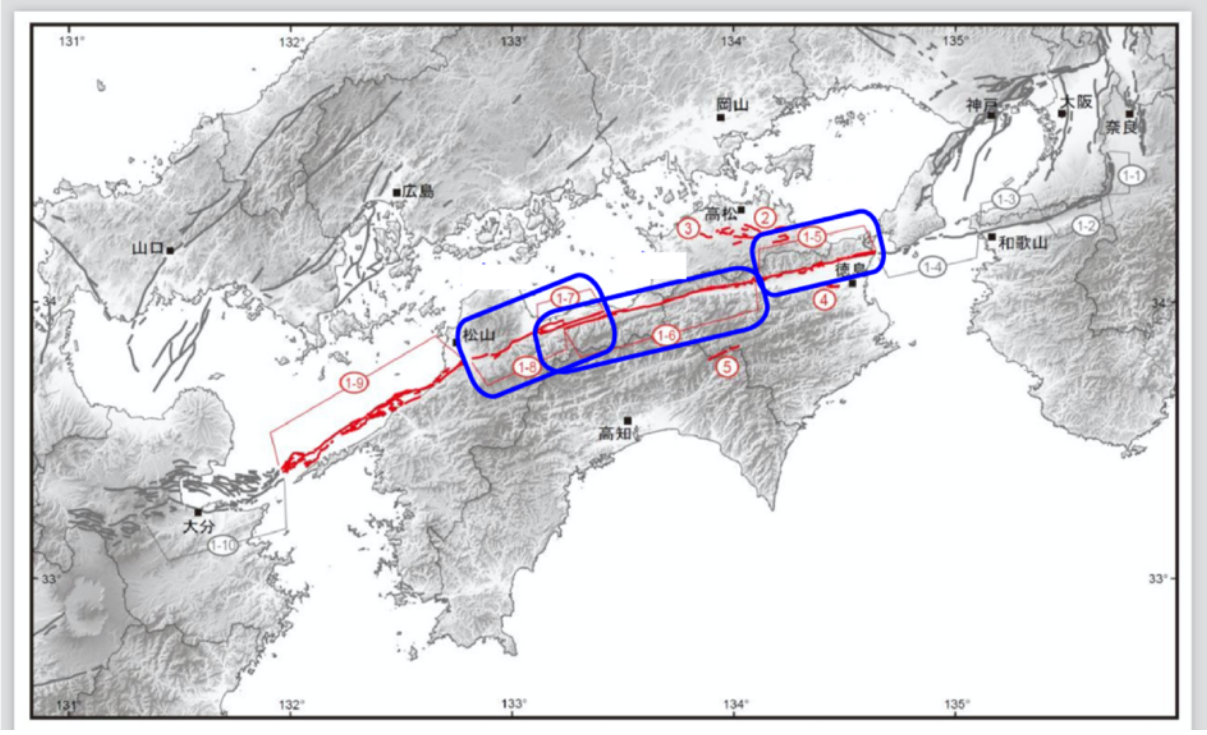


図１　中央構造線断層帯（四国）の位置と本研究で対象とする活動区間。
地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）に加筆。

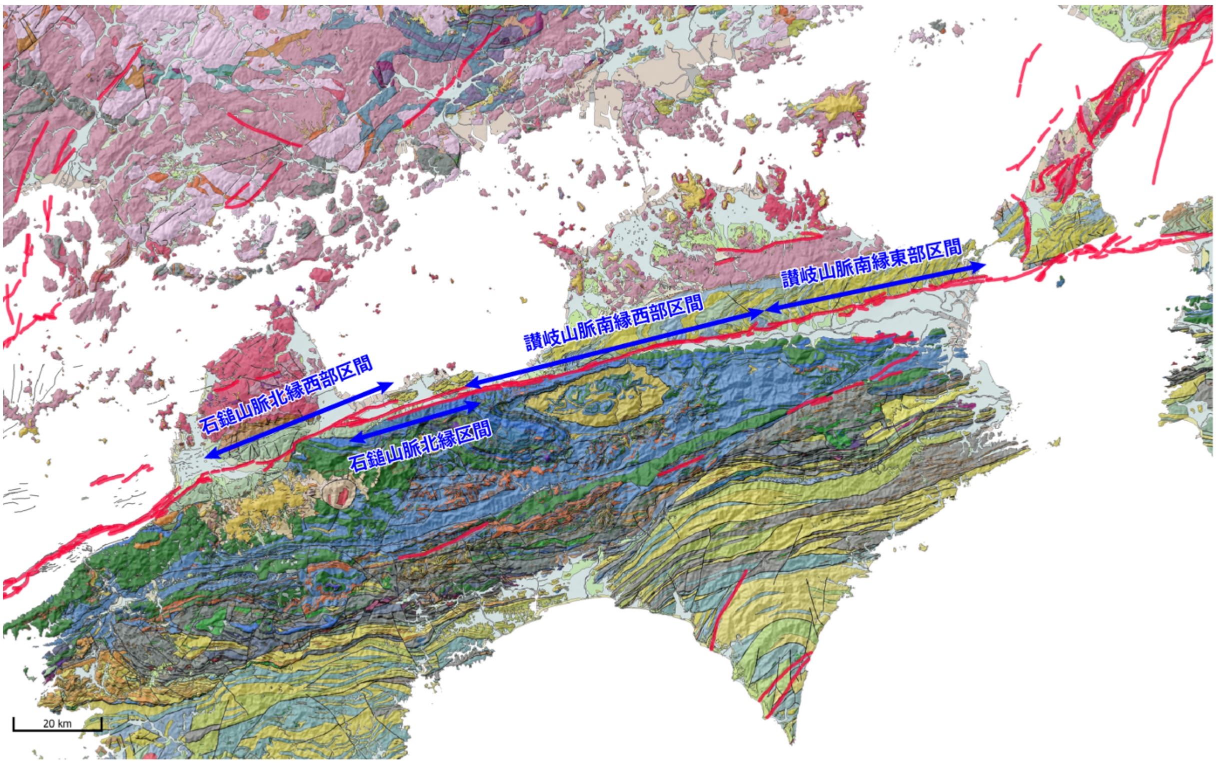


図２　中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。
基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。

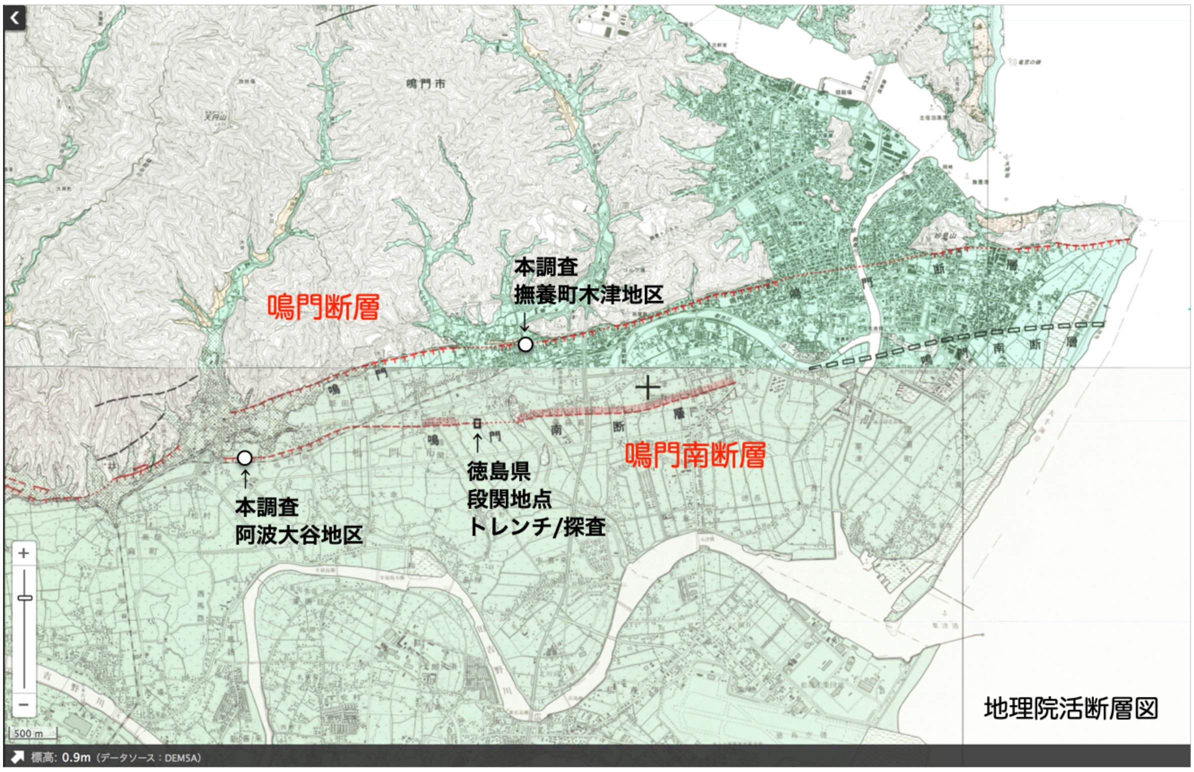


図３　讃岐山脈南縁東部区間を構成する鳴門断層と鳴門南断層の分布。
国土地理院・地理院活断層図（岡田・他，2014）に加筆。

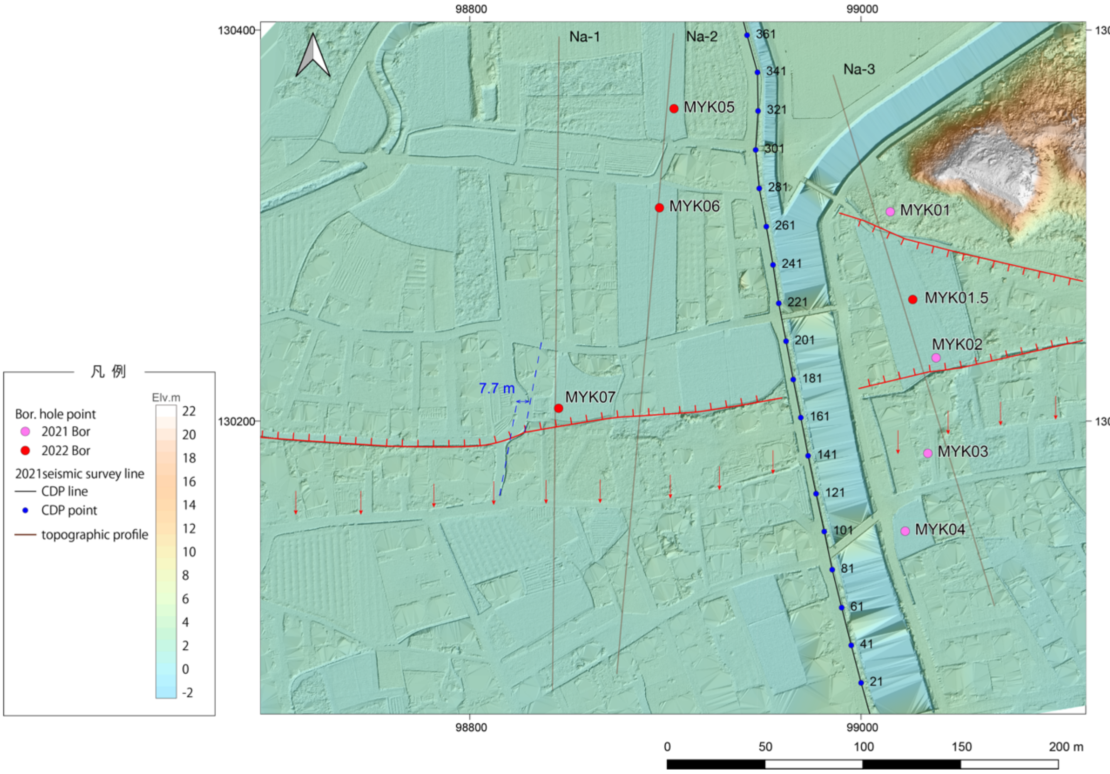


図４　鳴門市撫養町木津地区における高精細 DEM。
活断層線を赤色線（ケバは低下側）、赤矢印は撓曲変形を示す。基図はドローン LiDAR
による 0.1m メッシュ DEM。

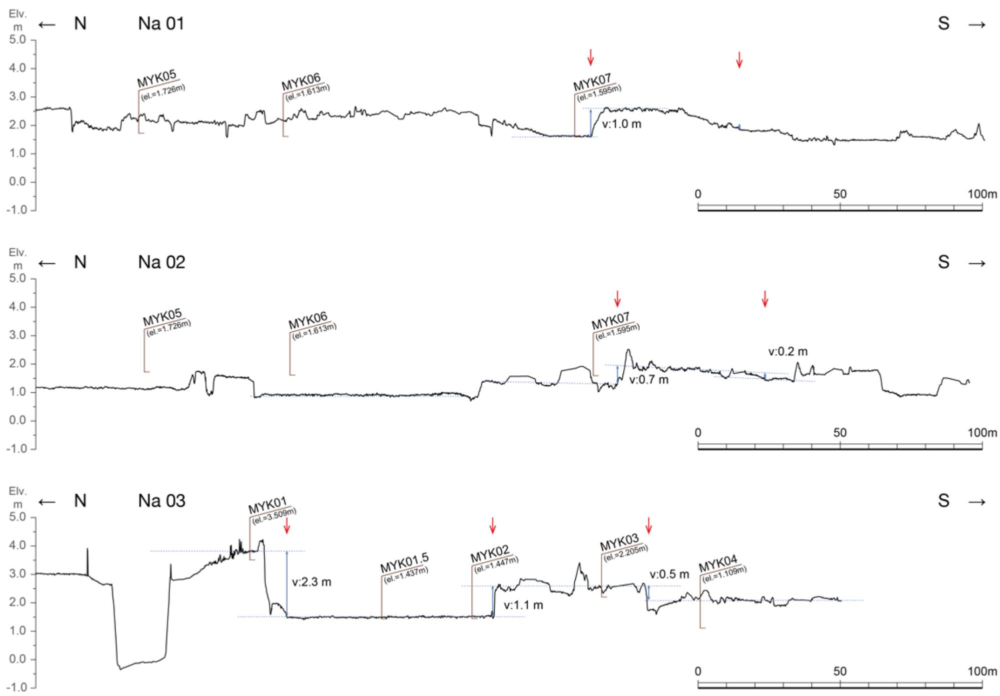


図５　撫養町木津地区における地形断面図。
赤矢印は活断層の位置。測線位置は図４に示す。

撫養町木津地区ボーリングコア　MYK01.5 孔 0.00 ～ 16.00m

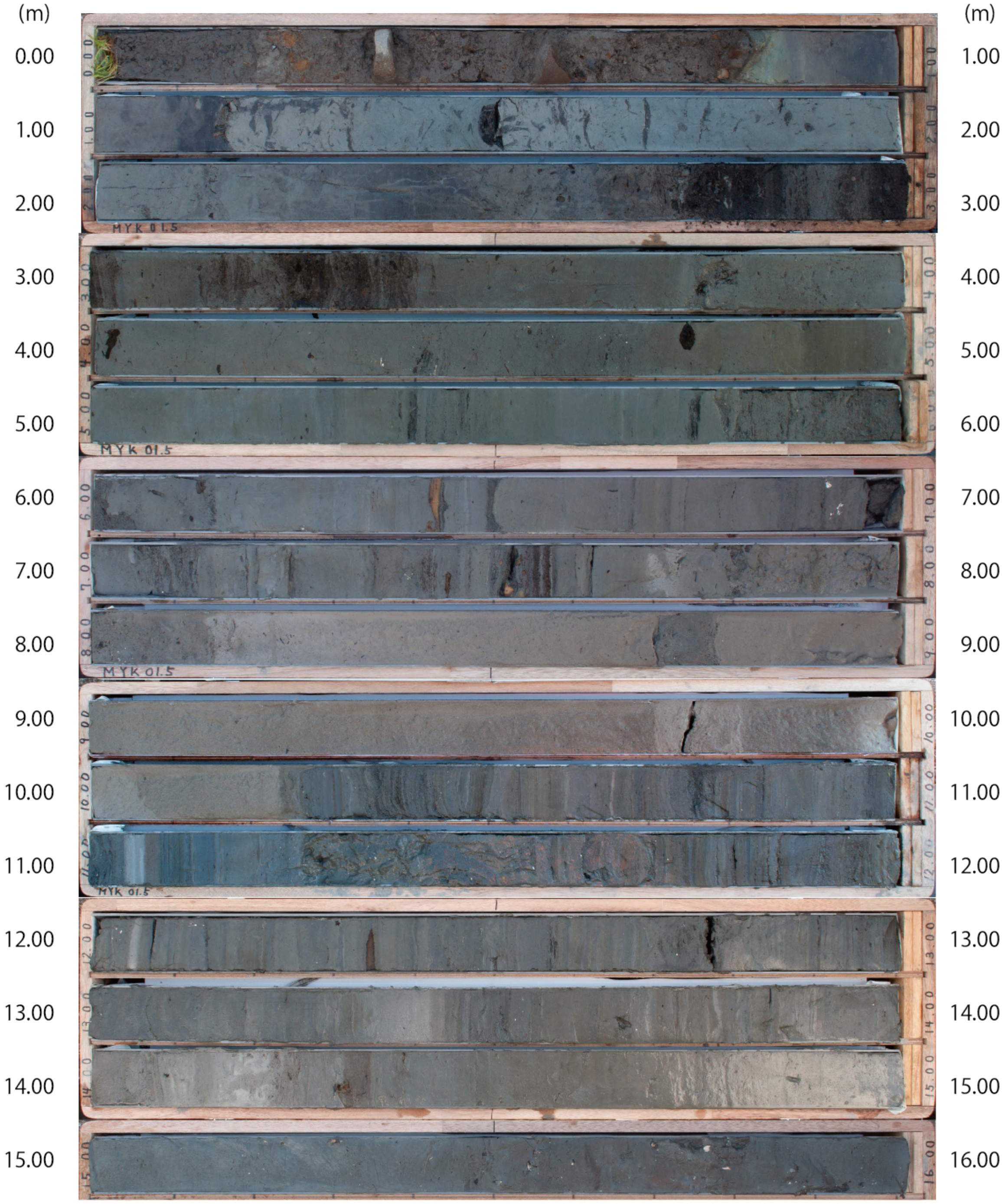


図６　ボーリングコアの写真（MYK01.5 孔）。

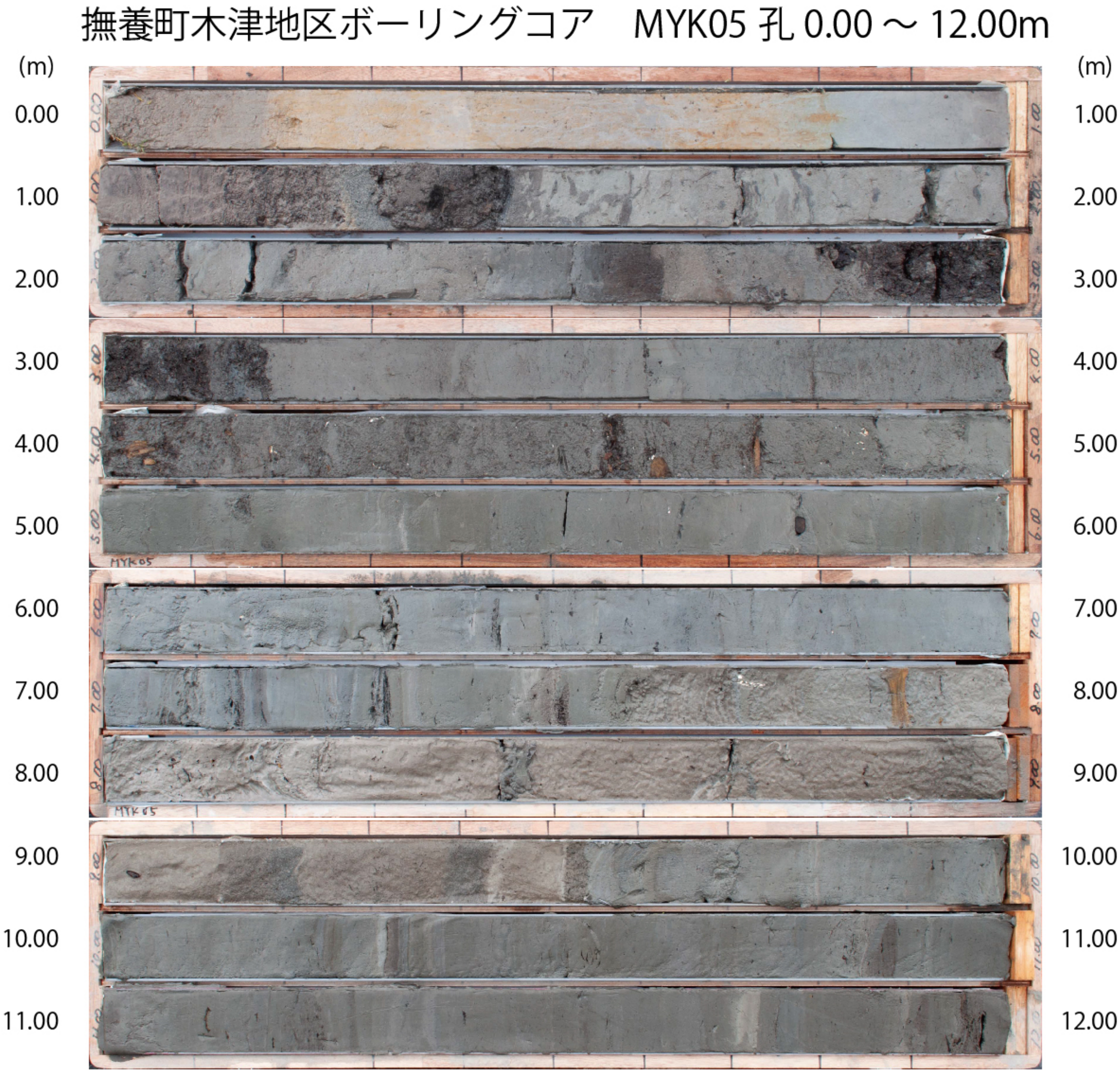


図７　ボーリングコアの写真（MYK05 孔）。

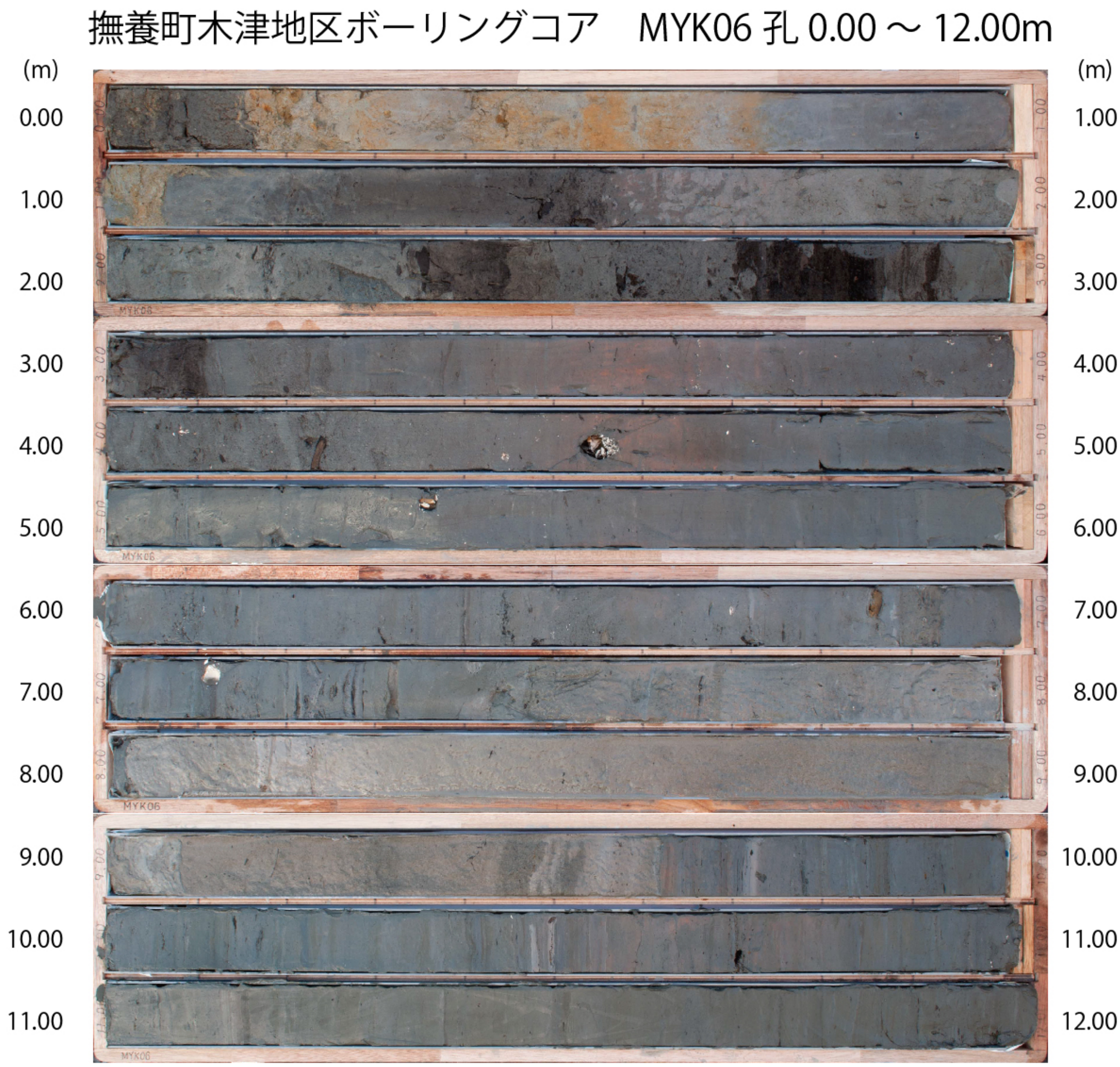


図８　ボーリングコアの写真（MYK06 孔）。

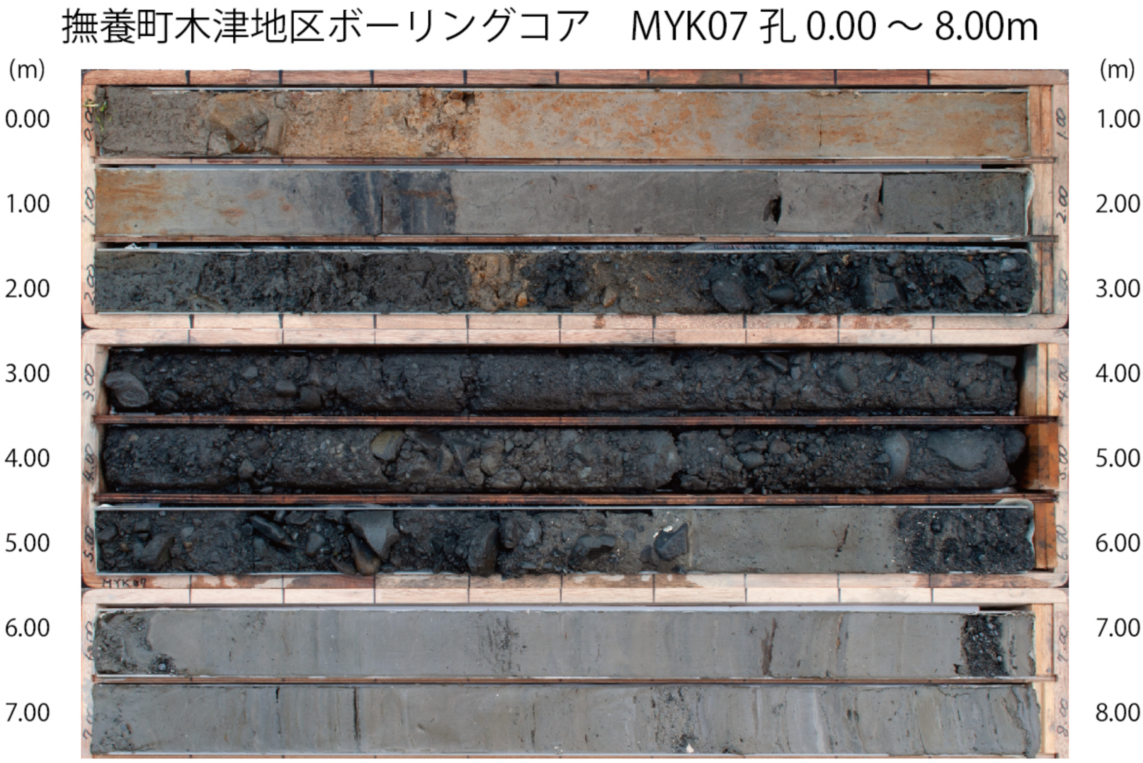


図９　ボーリングコアの写真（MYK07 孔）。

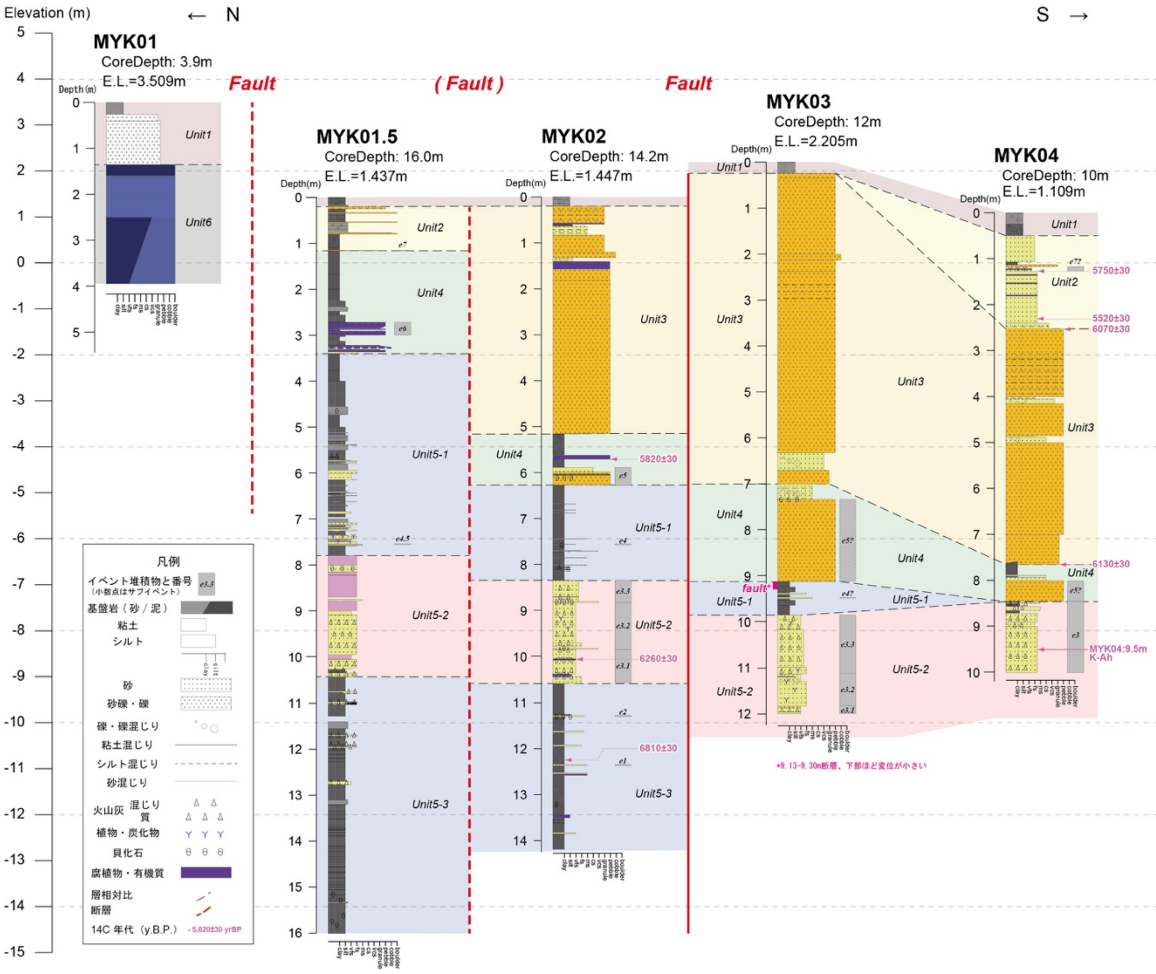


図 10　撫養町木津地区における地形地質断面図（MYK01～MYK04 孔）。
MYK01.5 孔が今年度に追加掘削したコア。

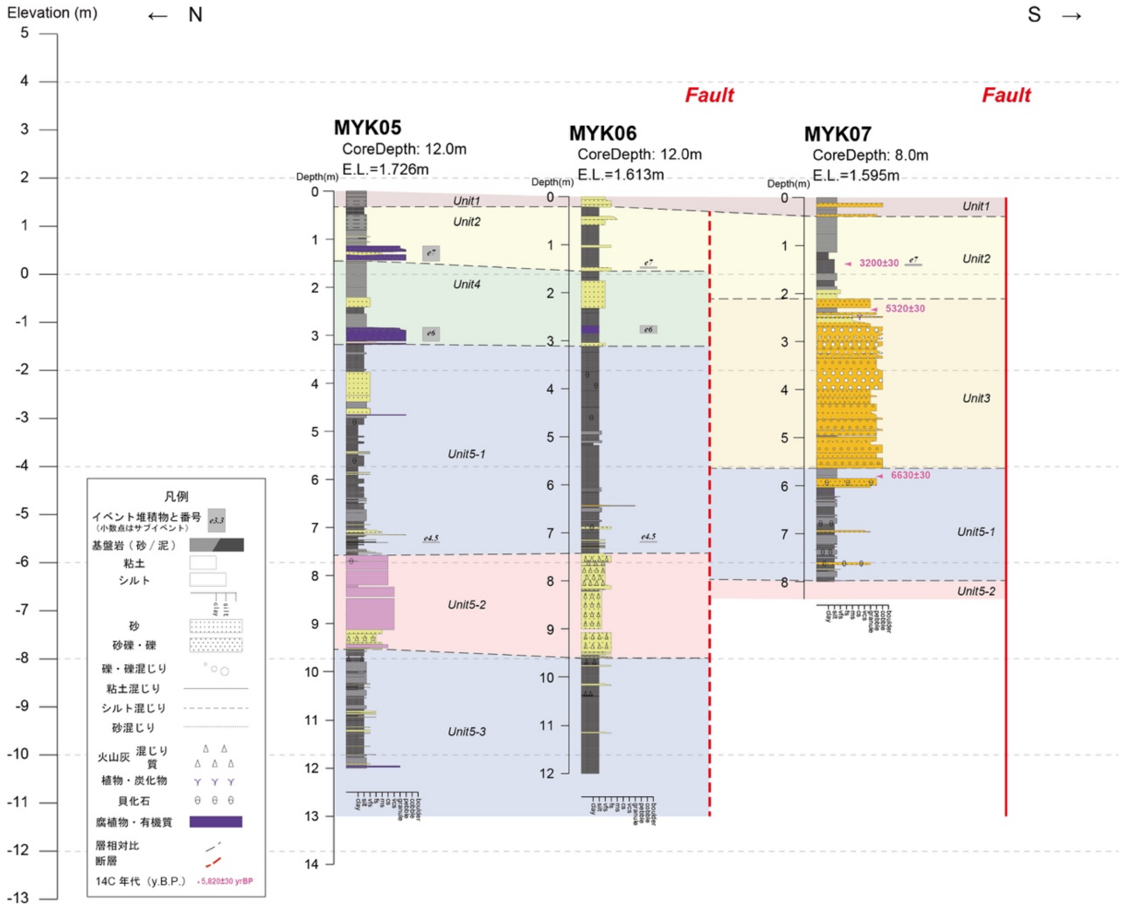


図 11　撫養町木津地区における地形地質断面図（MYK05～MYK07 孔）。

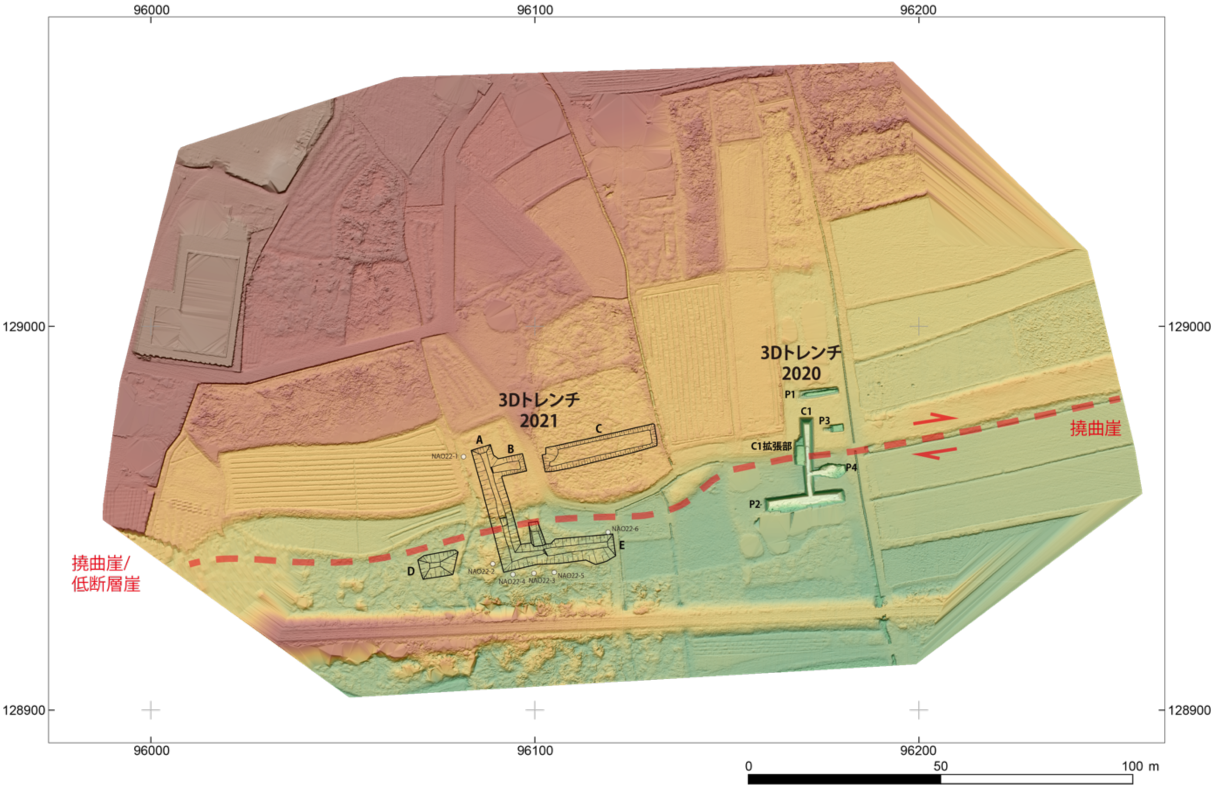


図 12　鳴門市阿波大谷地区における 3D トレンチ調査の位置。
基図は、令和２年度に作成したドローン LiDAR による 0.1mDEM。NAO22-2～NAO22-6 は簡易ボーリングの掘削位置。

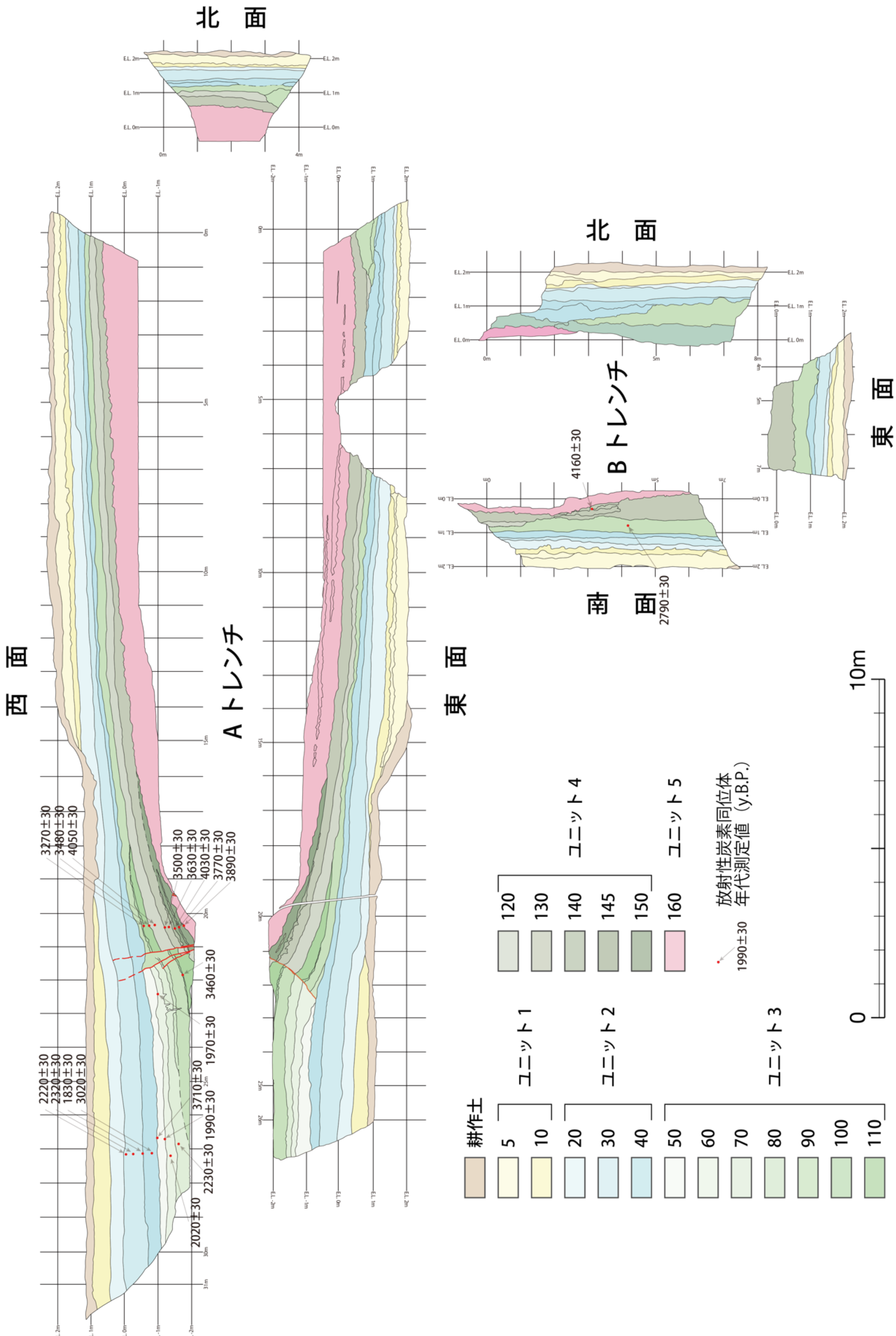


図 13　トレンチ壁面の展開図。

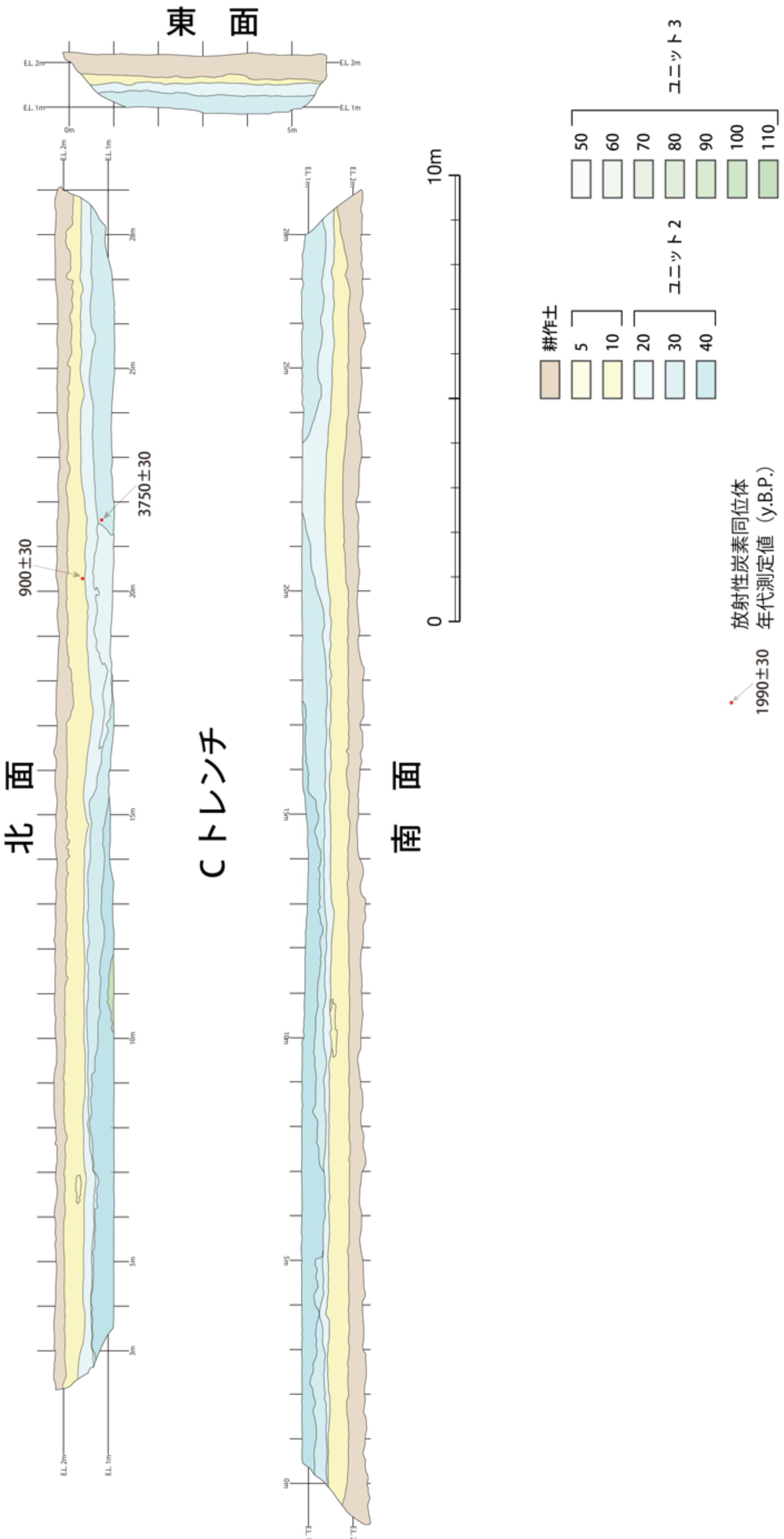


図 13　トレンチ壁面の展開図（続き）。

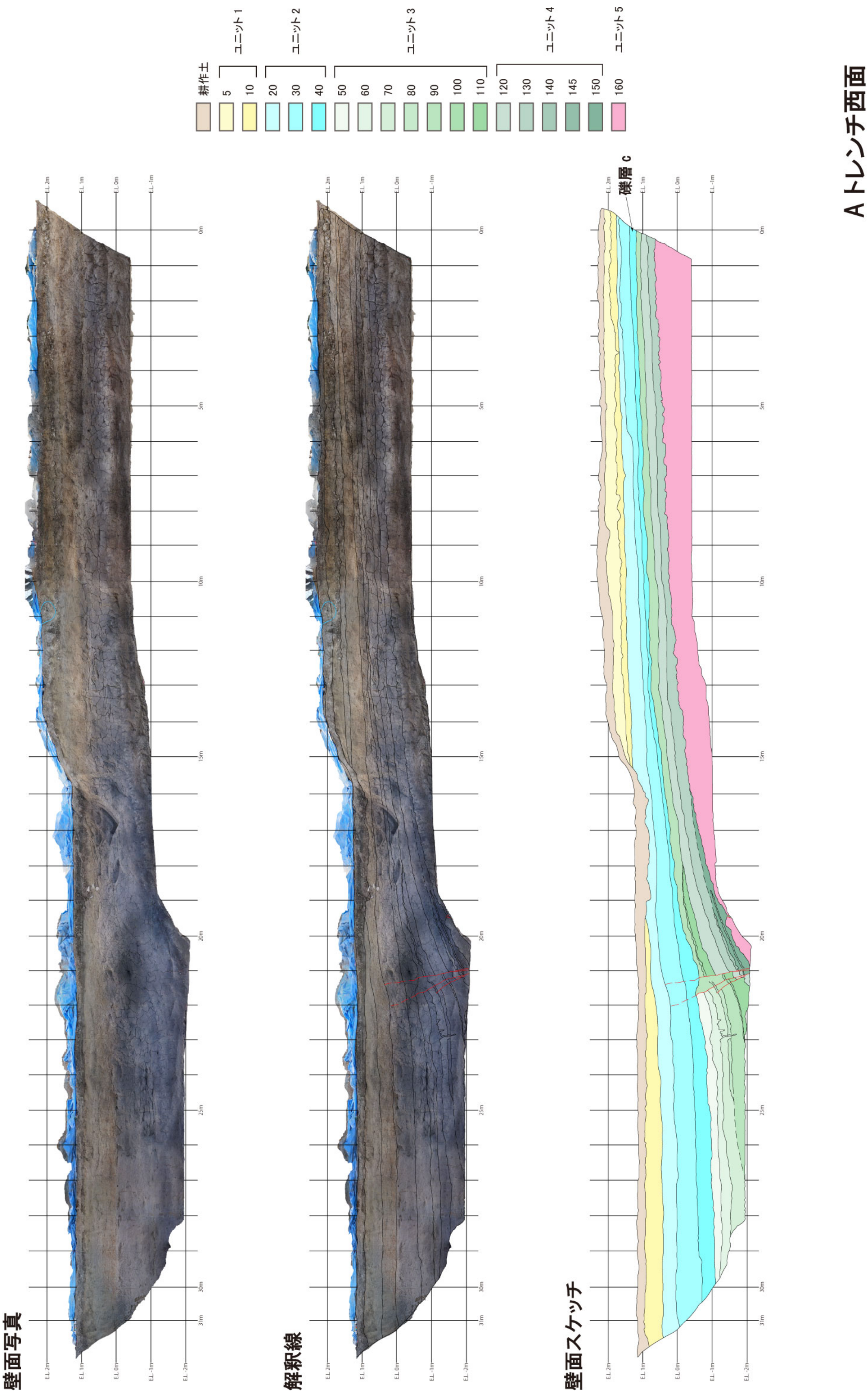


図 14　トレンチ壁面の写真とスケッチ（Aトレンチ西壁面）。

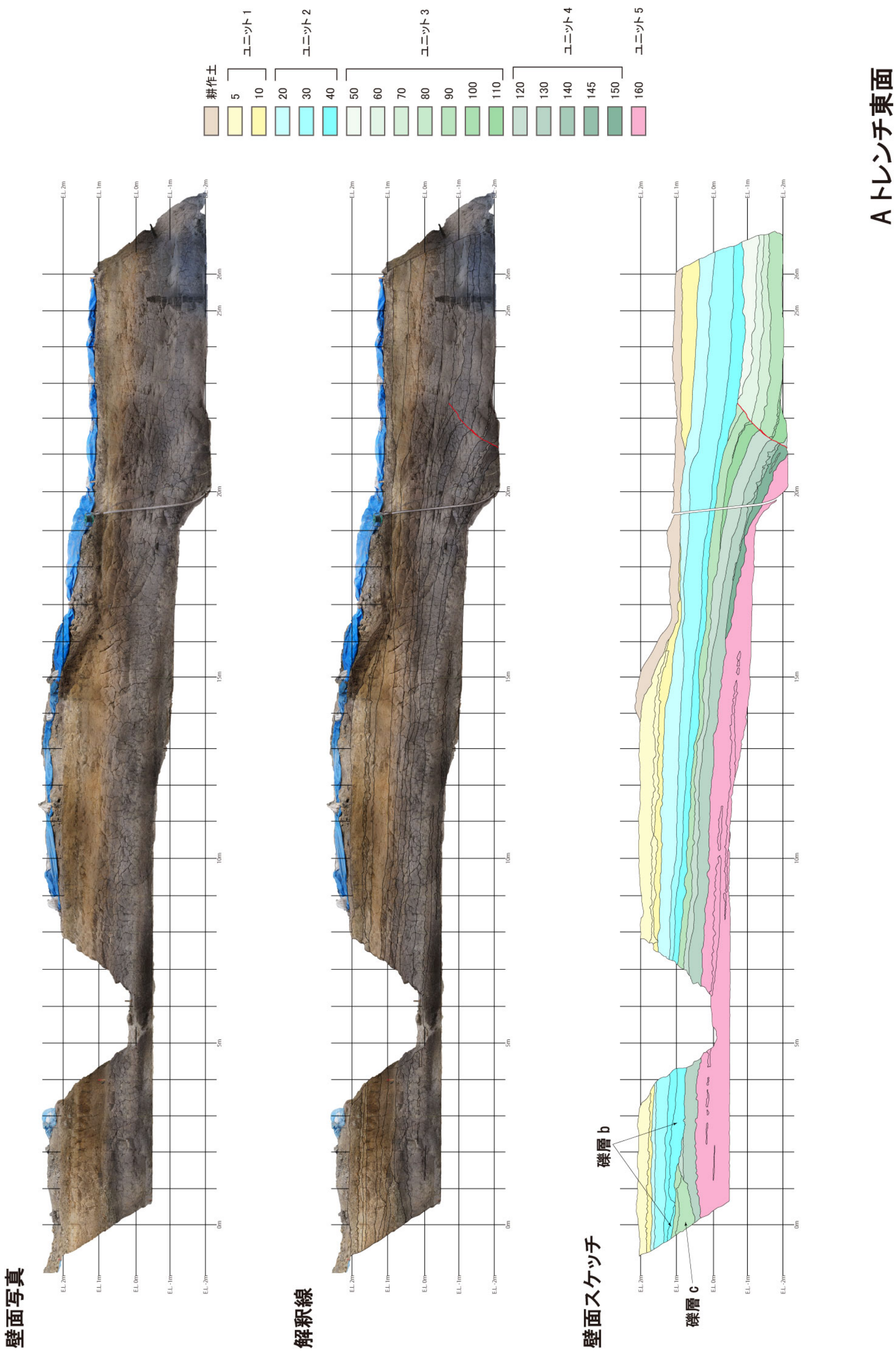


図 15　トレンチ壁面の写真とスケッチ（Aトレンチ東壁面）。

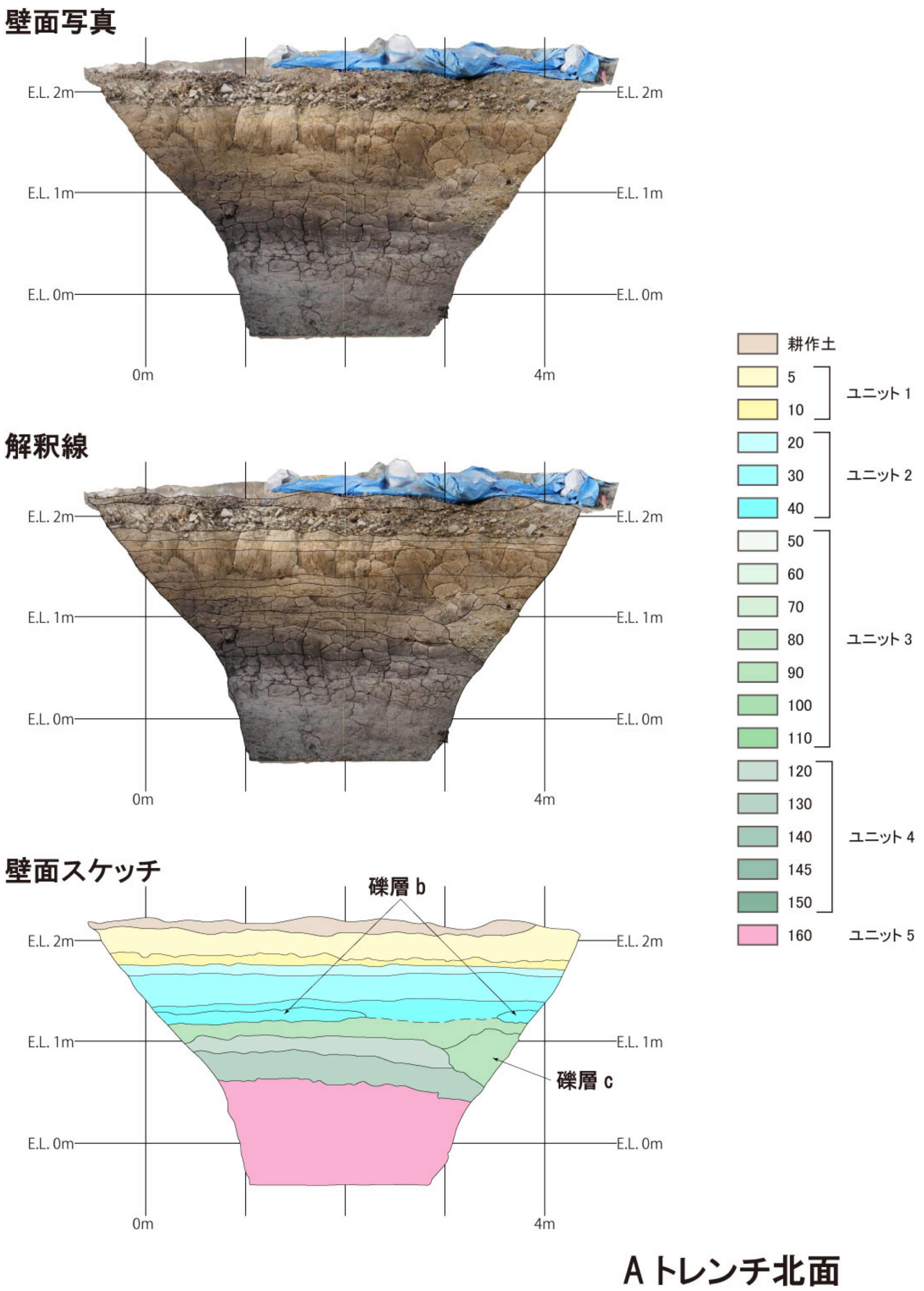


図 16　トレンチ壁面の写真とスケッチ（A トレンチ北壁面）。

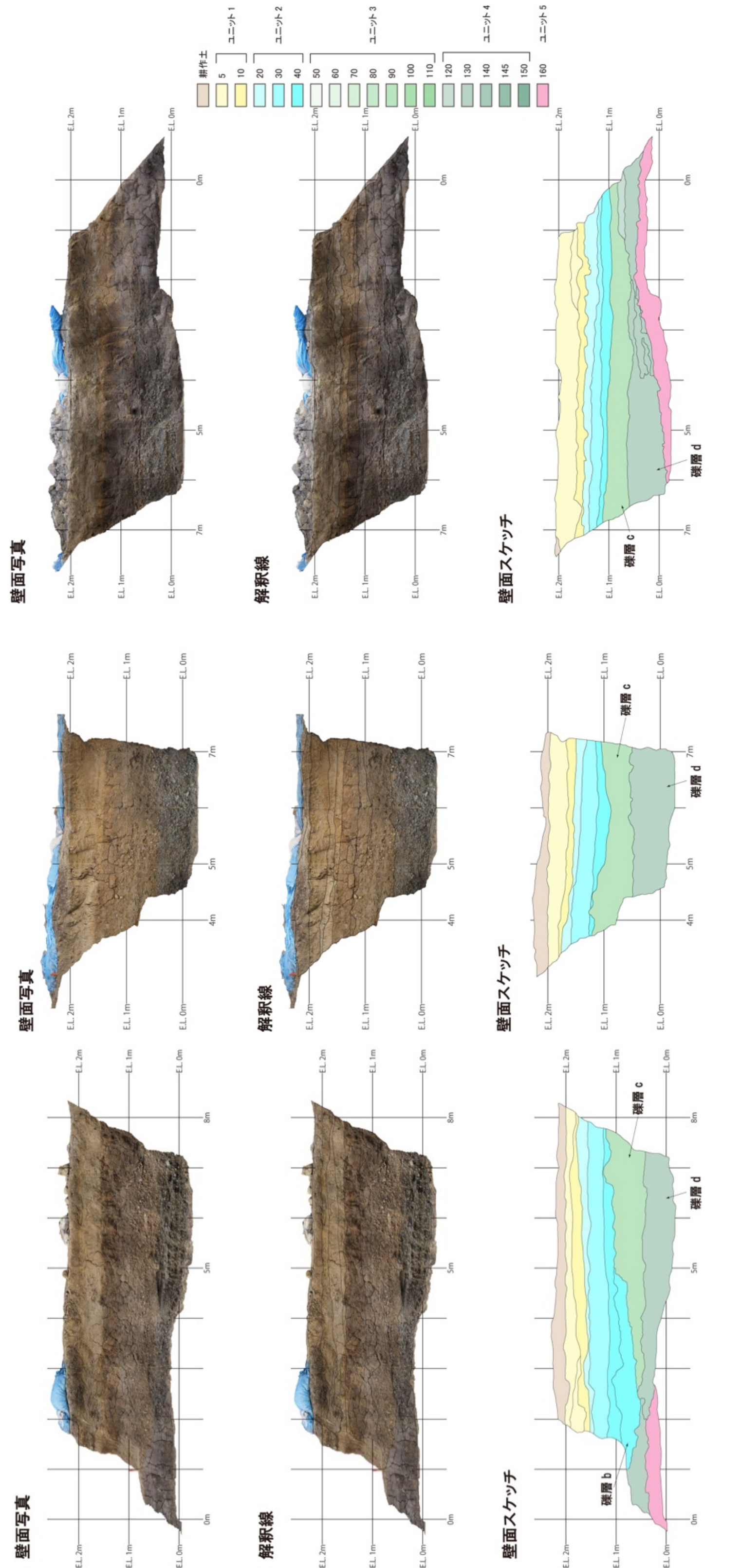


図 17　トレンチ壁面の写真とスケッチ（B トレンチ）。

図 18　トレンチ壁面の写真とスケッチ（E トレンチ北壁面）。

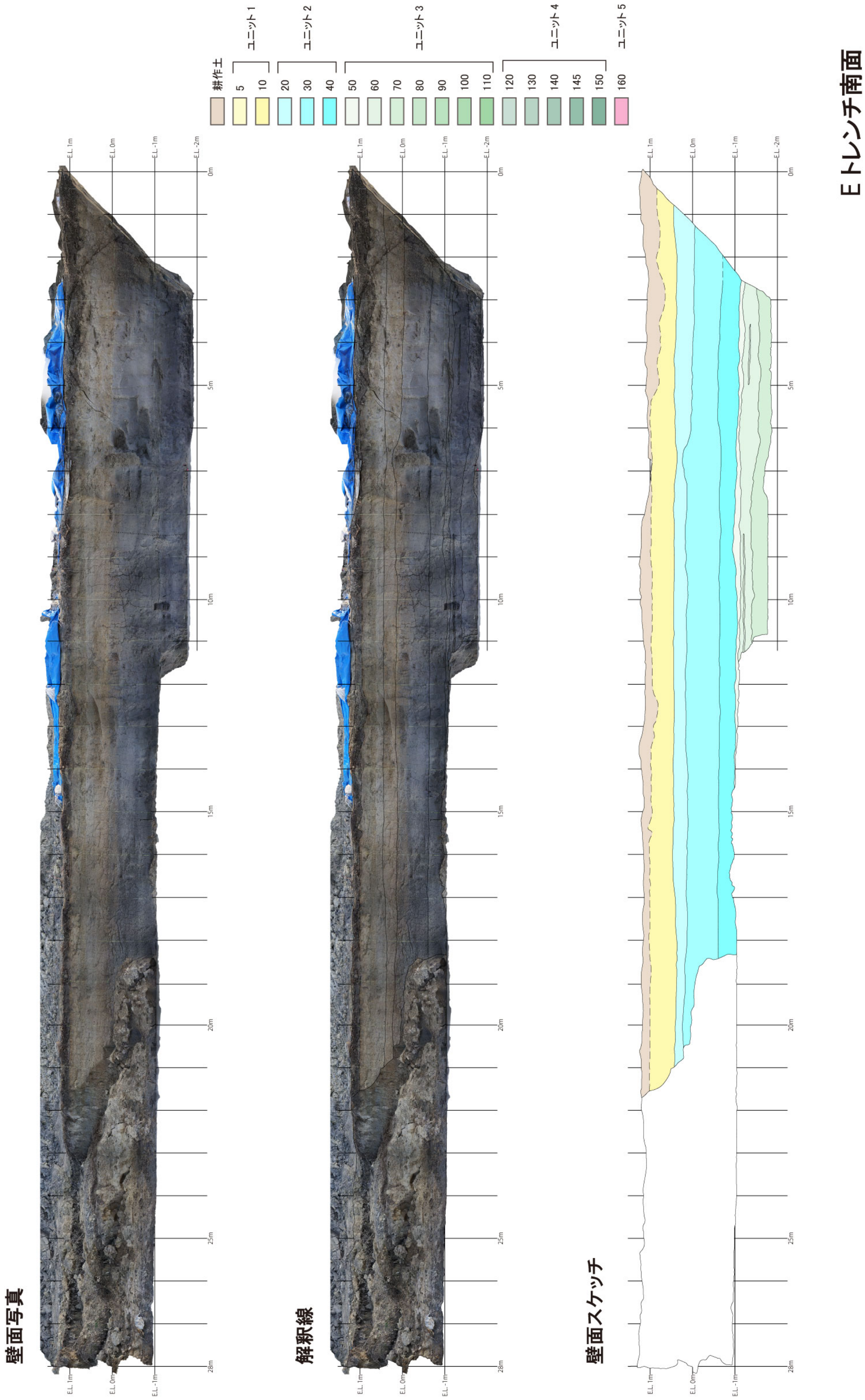


図 19　トレンチ壁面の写真とスケッチ（E トレンチ南壁面）。

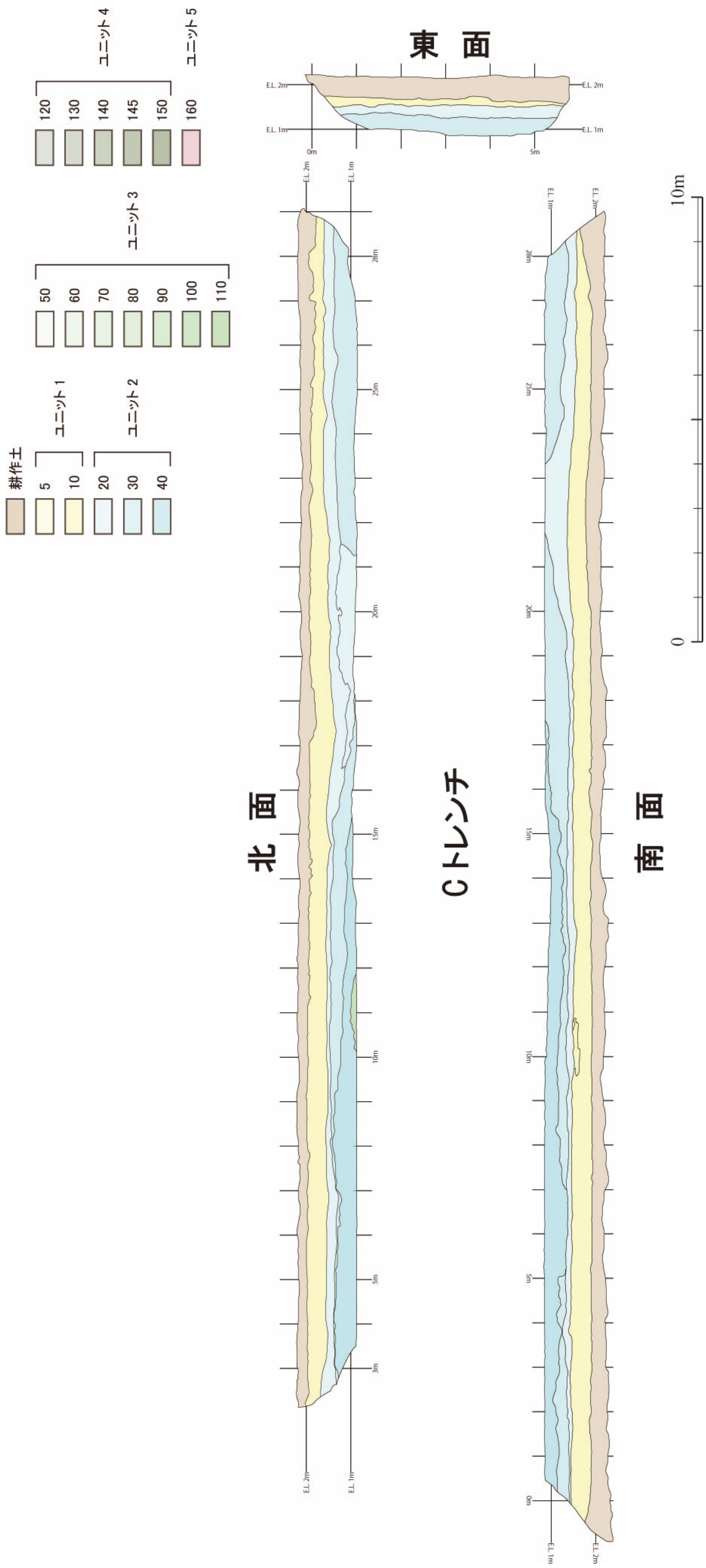


図 20　C トレンチ壁面の展開図。

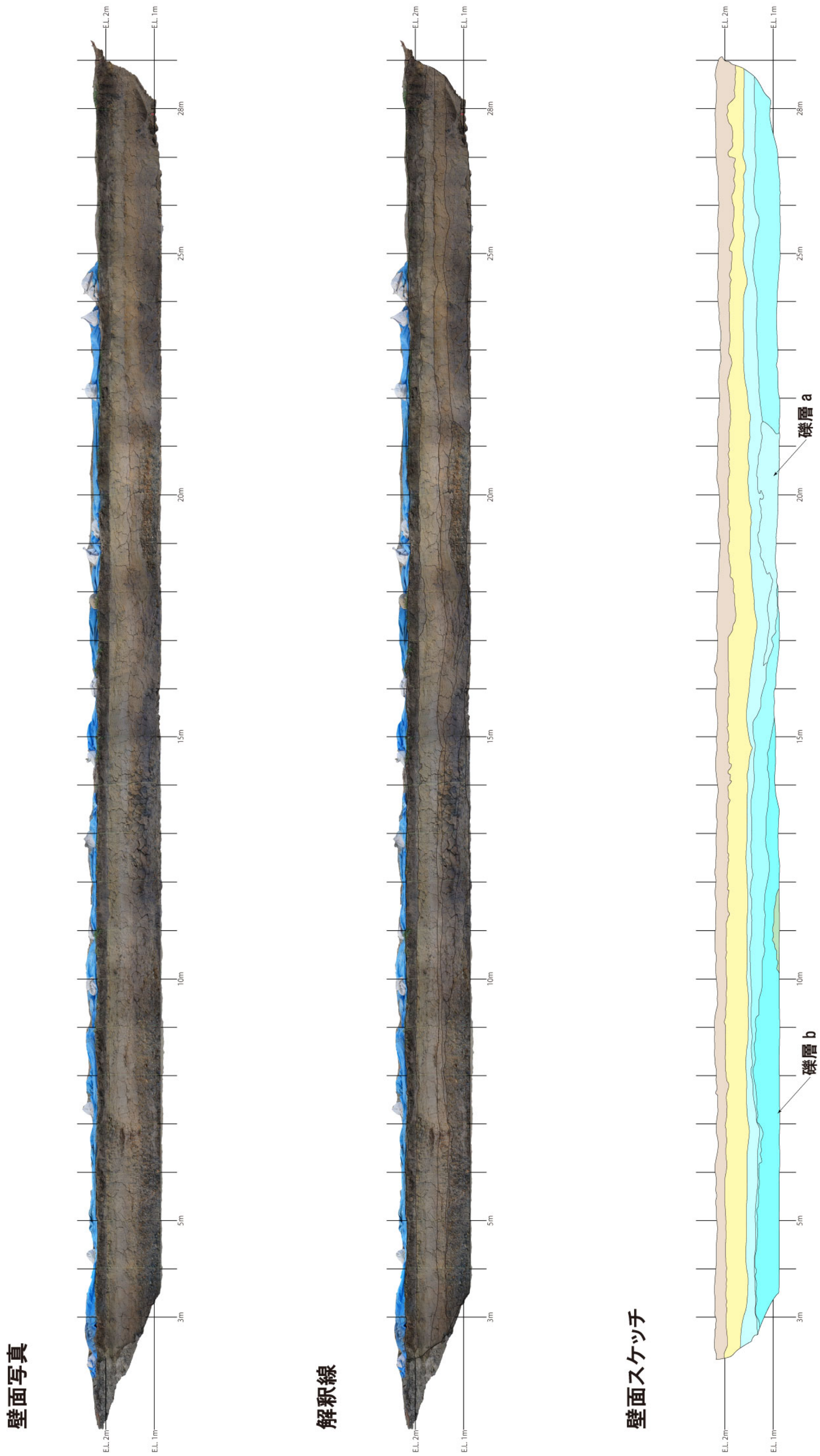


図 21　トレンチ壁面の写真とスケッチ（C トレンチ北壁面）。

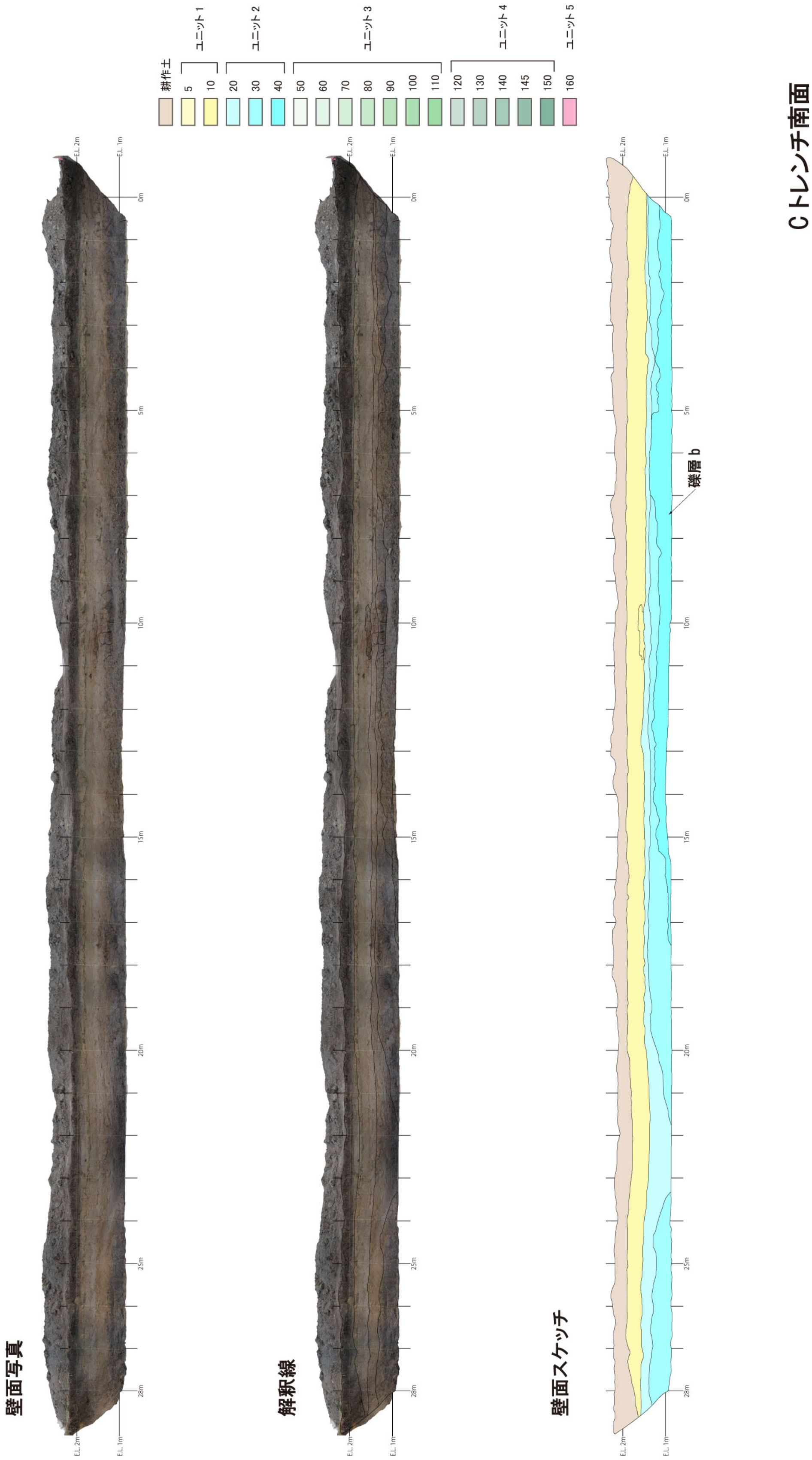


図 22　トレンチ壁面の写真とスケッチ（Cトレンチ南壁面）。

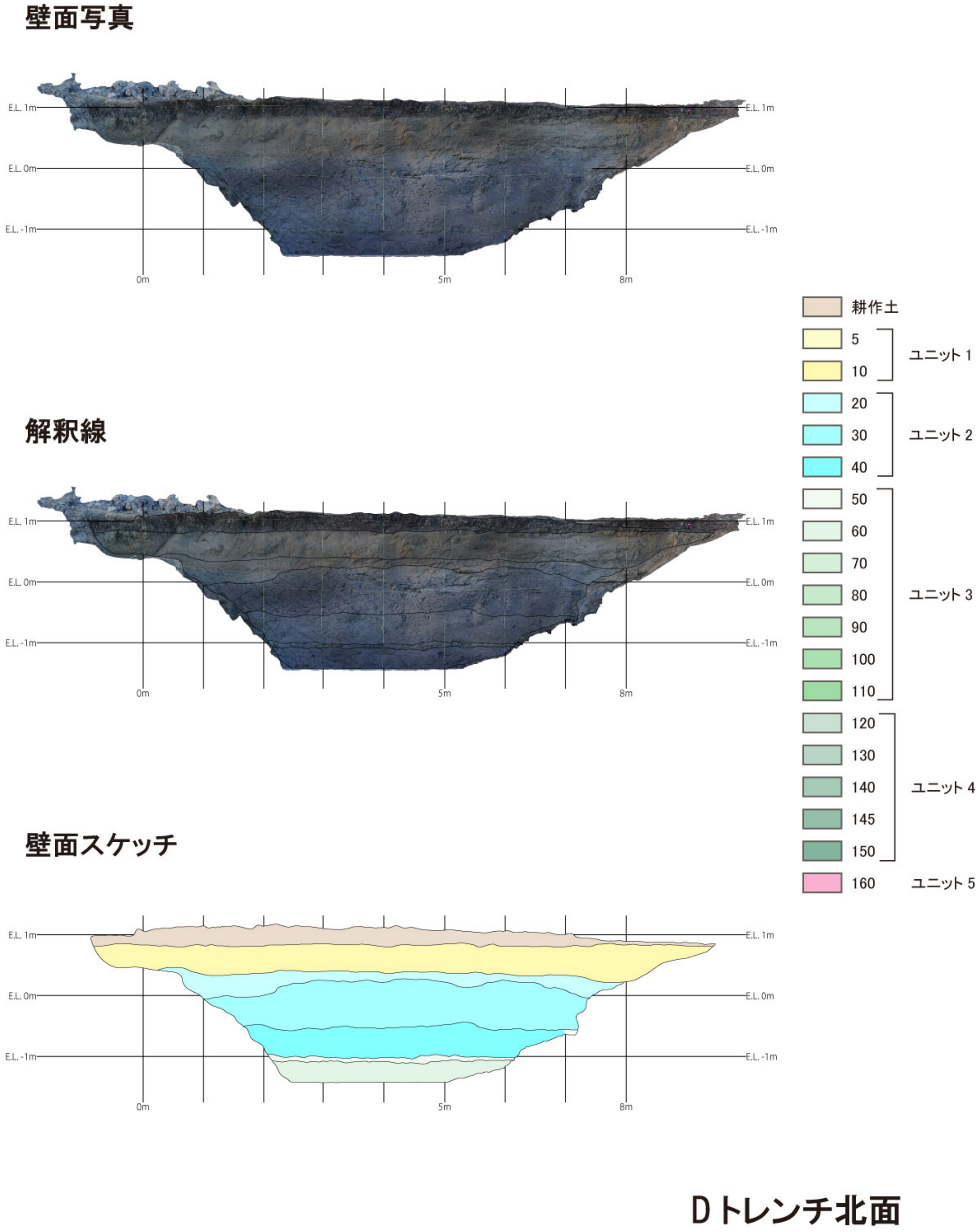


図 23　トレンチ壁面の写真とスケッチ（Dトレンチ北壁面）。

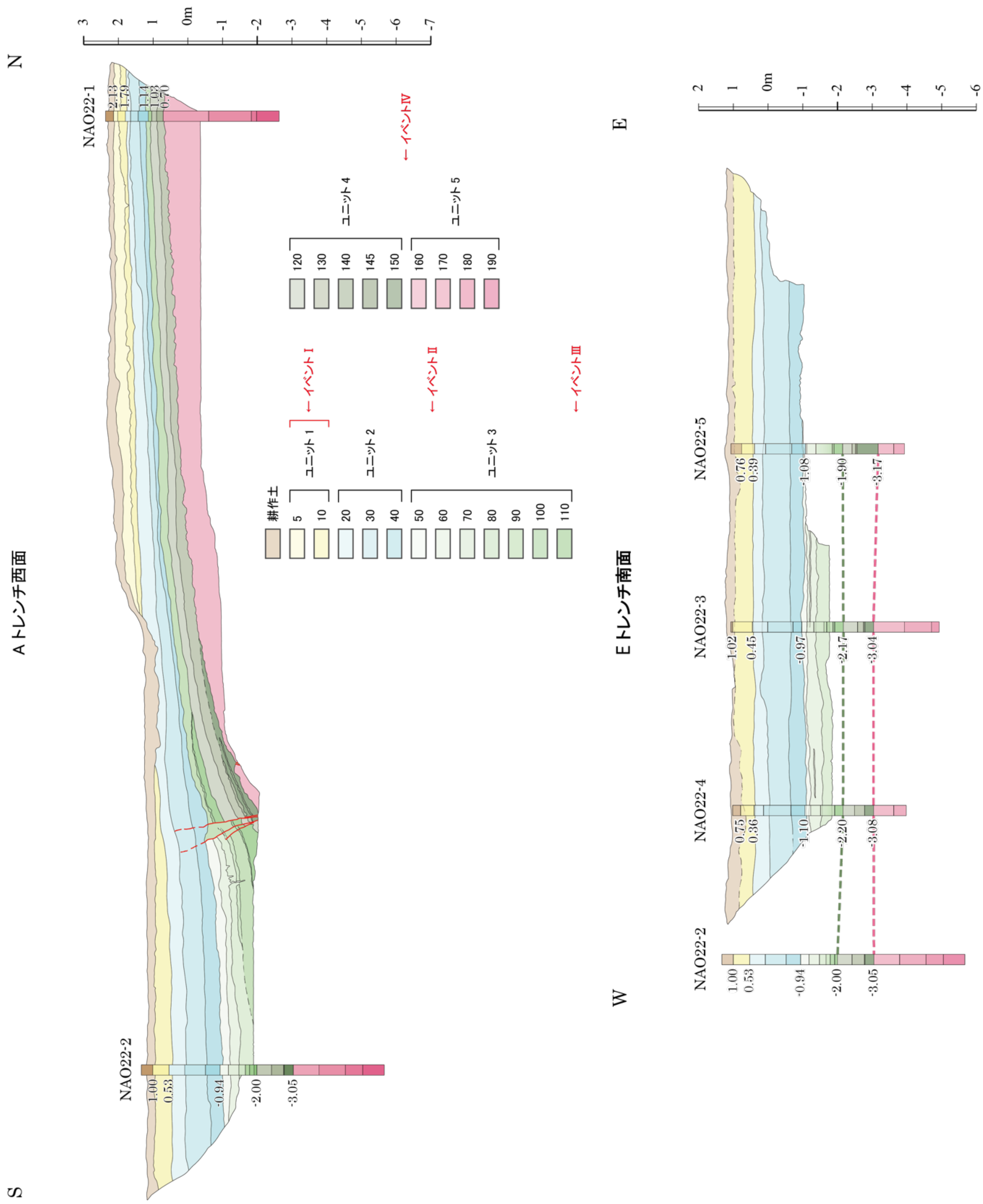
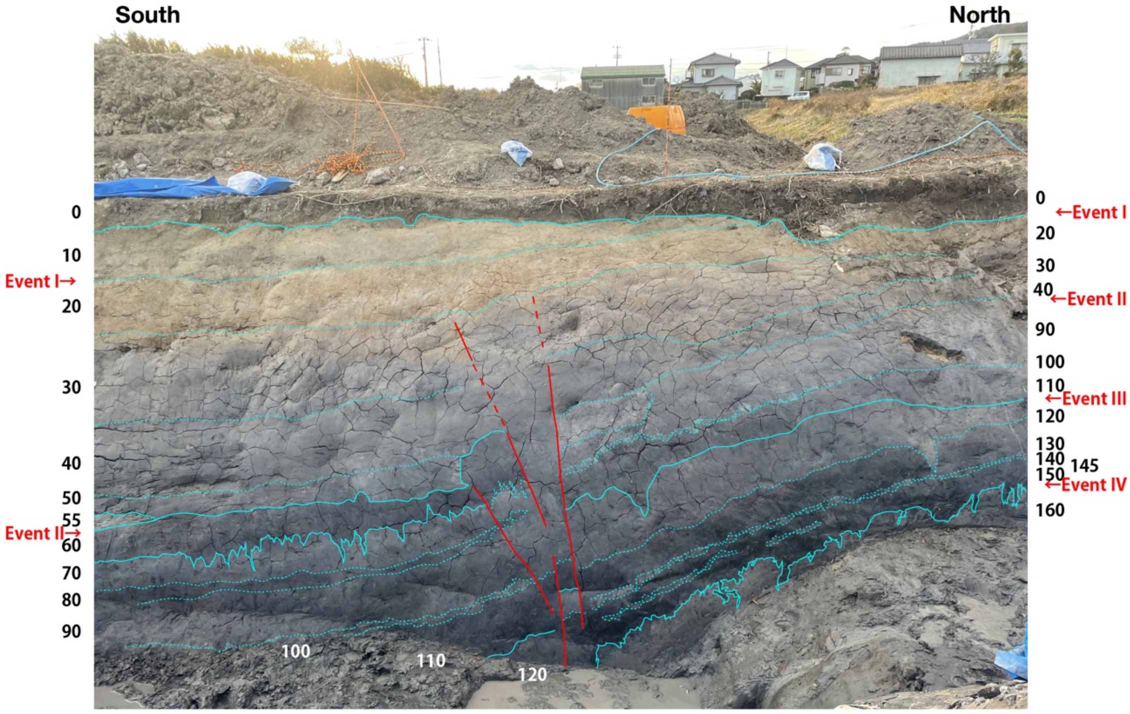


図 24　トレンチ壁面と簡易ボーリング（NAO22-1～NAO22-6 孔）の層序区分。



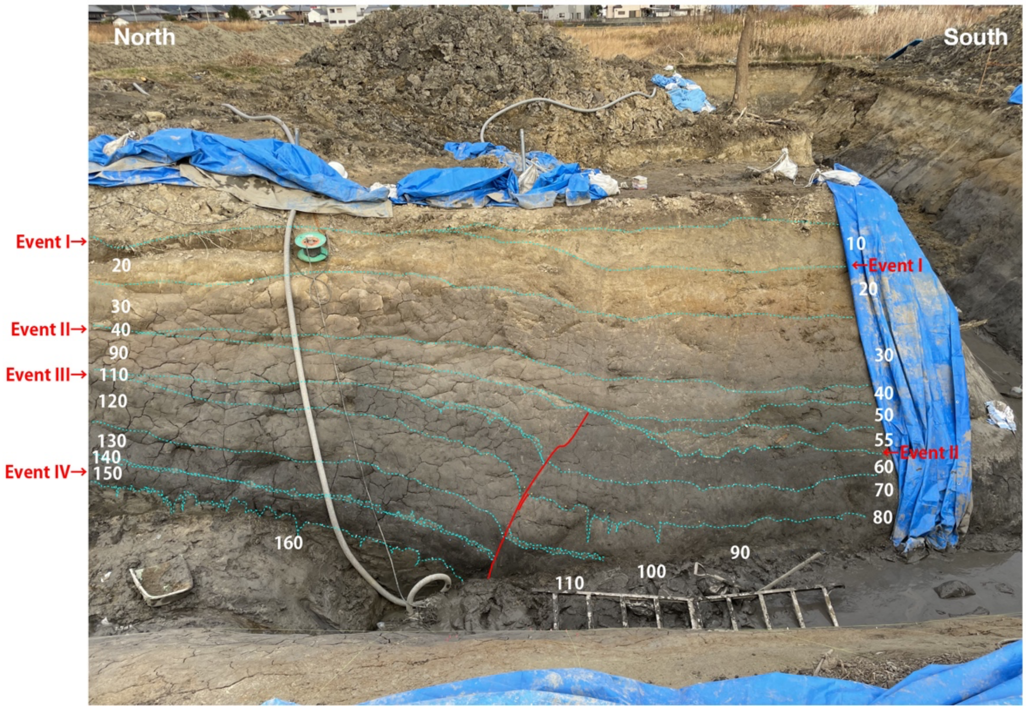


図 25　阿波大谷地区Ａトレンチにおける古地震イベントの解釈。
上段：西壁面、下段：東壁面。赤線は活断層、数字は地層番号を示す。

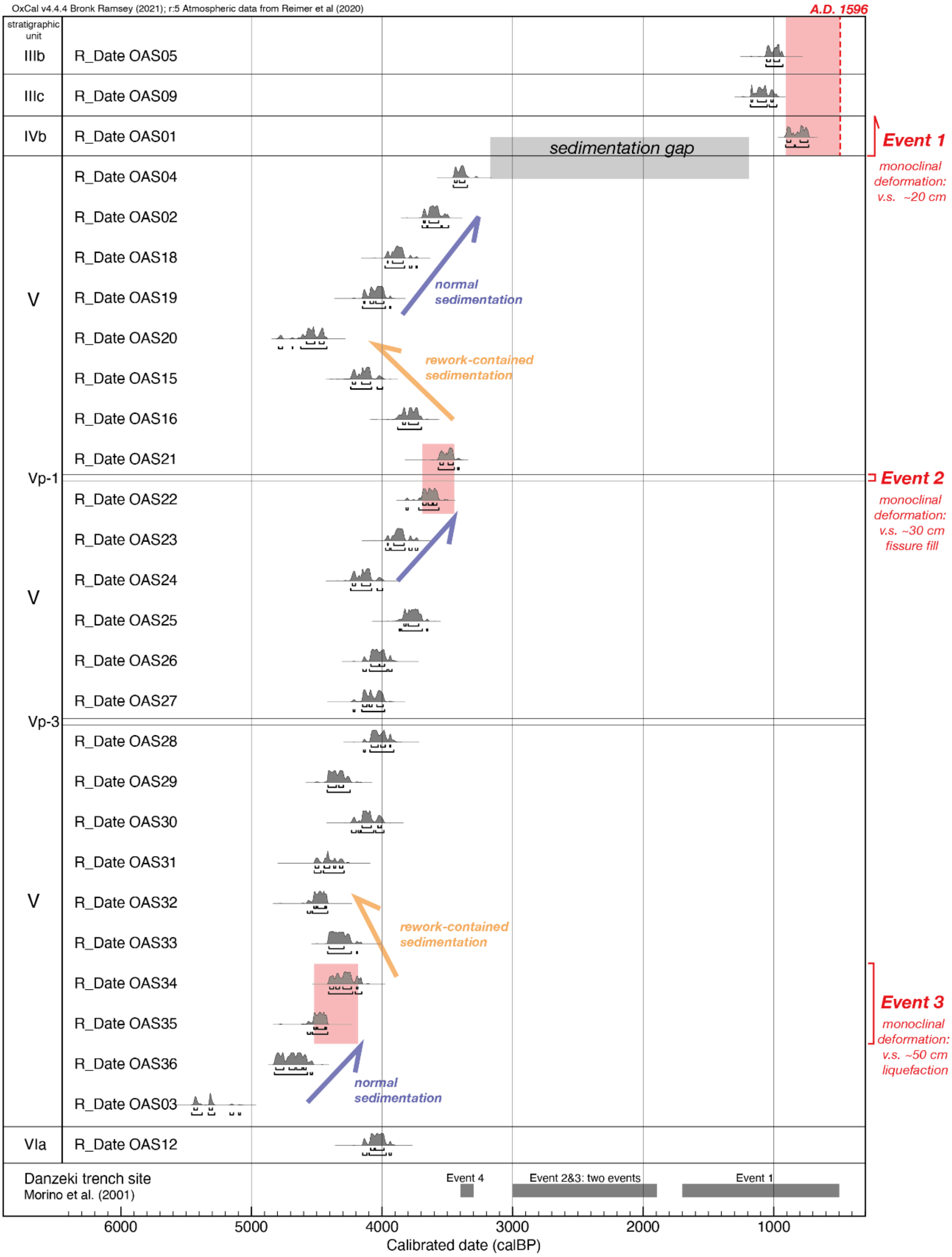


図 26　2020 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。

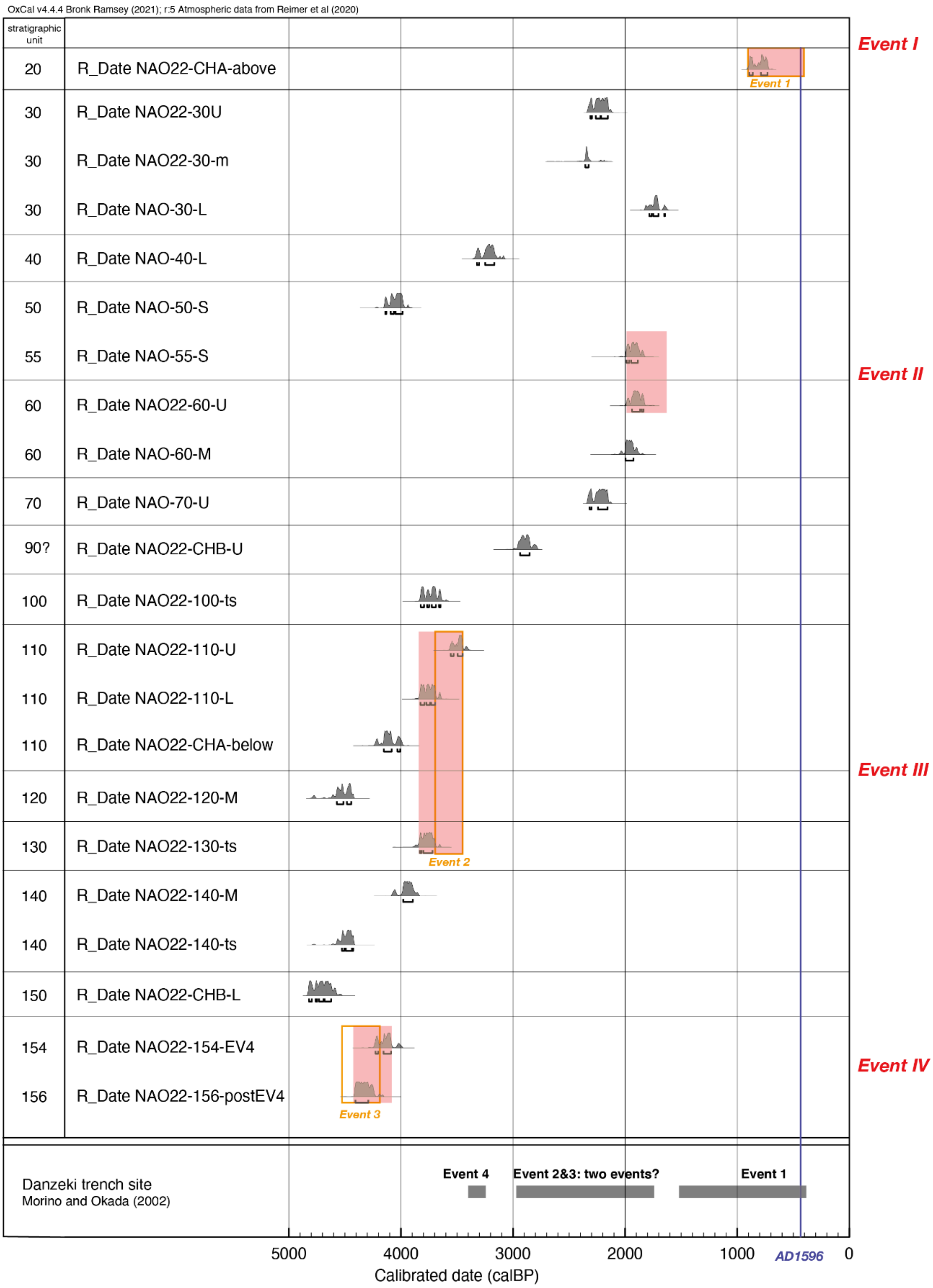


図 27　2021 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。

オレンジ色のボックスは 2020 年トレンチ、灰色のボックスは森野・岡田（2002）のイベント発生年代の推定幅。

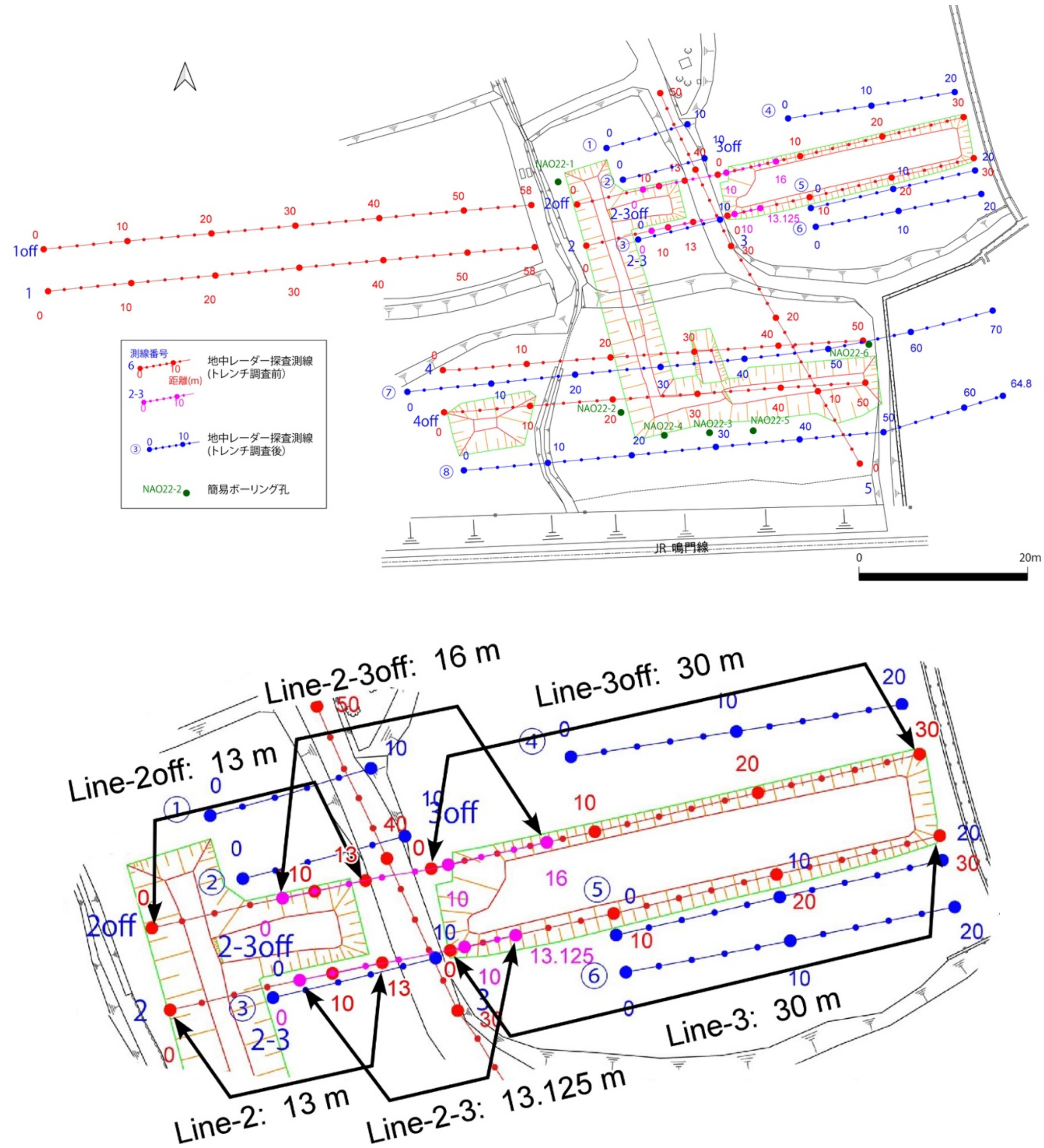


図 28　地中レーダ探査測線の配置状況（徳島県鳴門市阿波大谷地区）。

緑色線の多角形は、トレンチ掘削範囲を示す。上図は測線全体の配置状況。下図は Line-2・Line-2-3・Line-3 および Line-2off・Line-2-3off・Line-3off の位置関係の詳細について、拡大したもの。

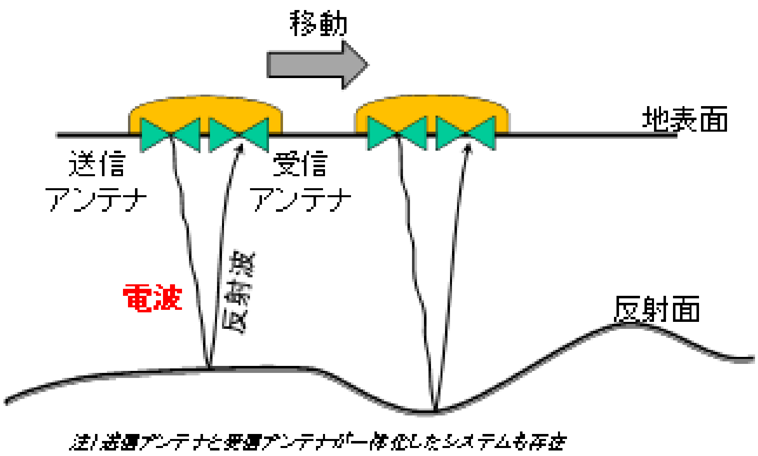


図 29　プロファイル測定法の概念図。

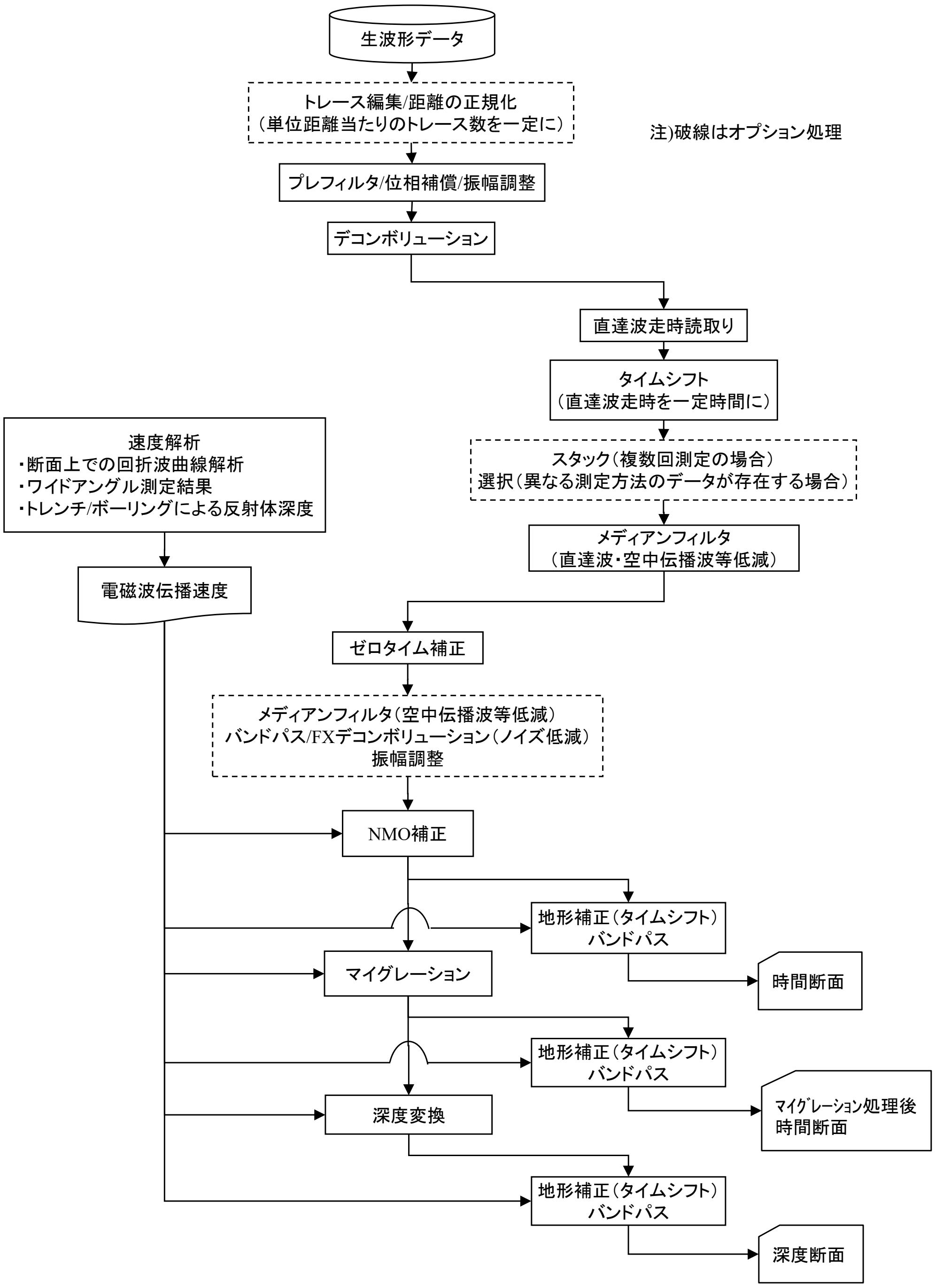


図 30　本地中レーダ探査におけるデータ処理の基本的なフローチャート。

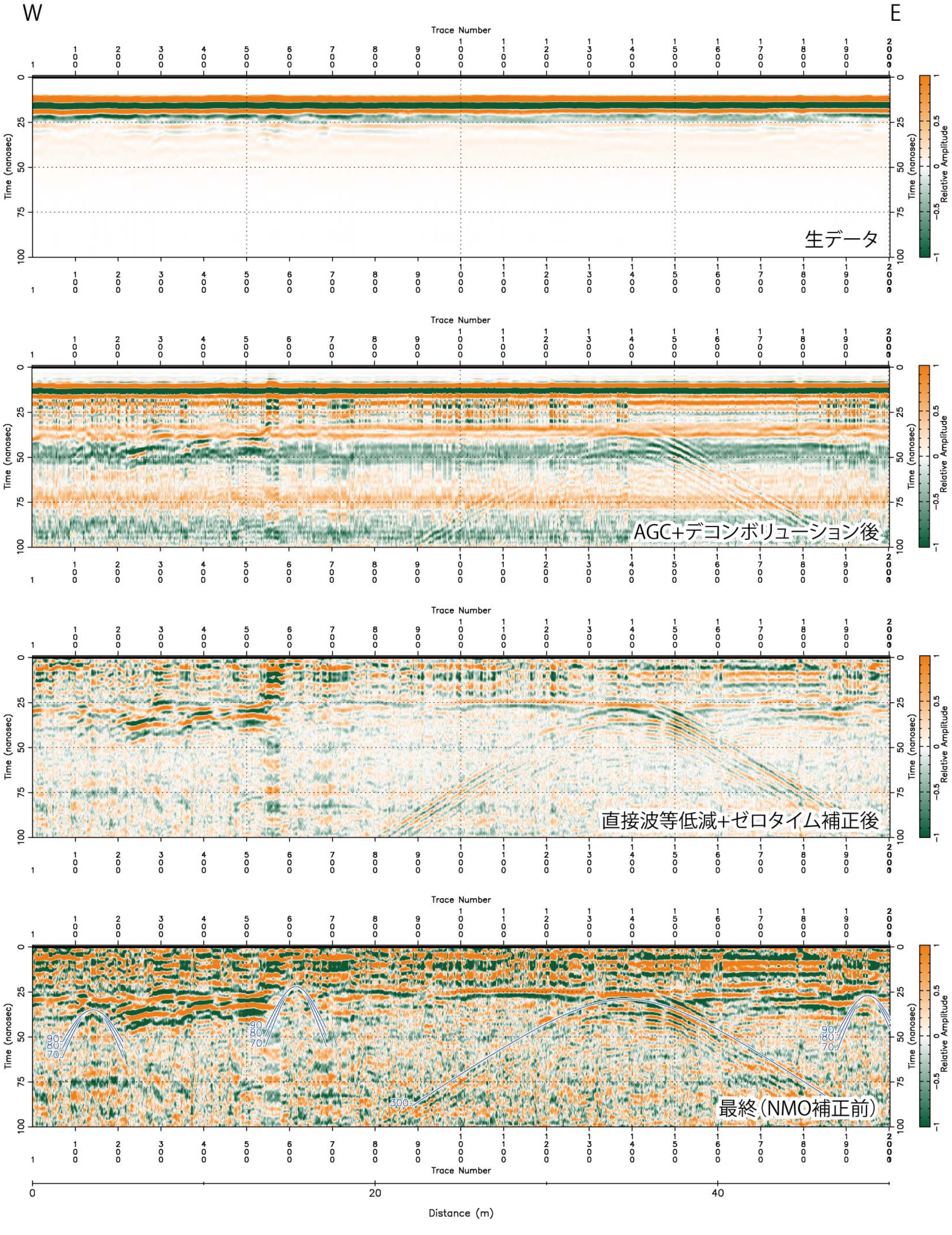


図 31　データ処理前半（NMO 補正前まで）の主な処理ステップ後の断面の例。
Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。相対振幅が正となる部分を
赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて
同様のものとする。

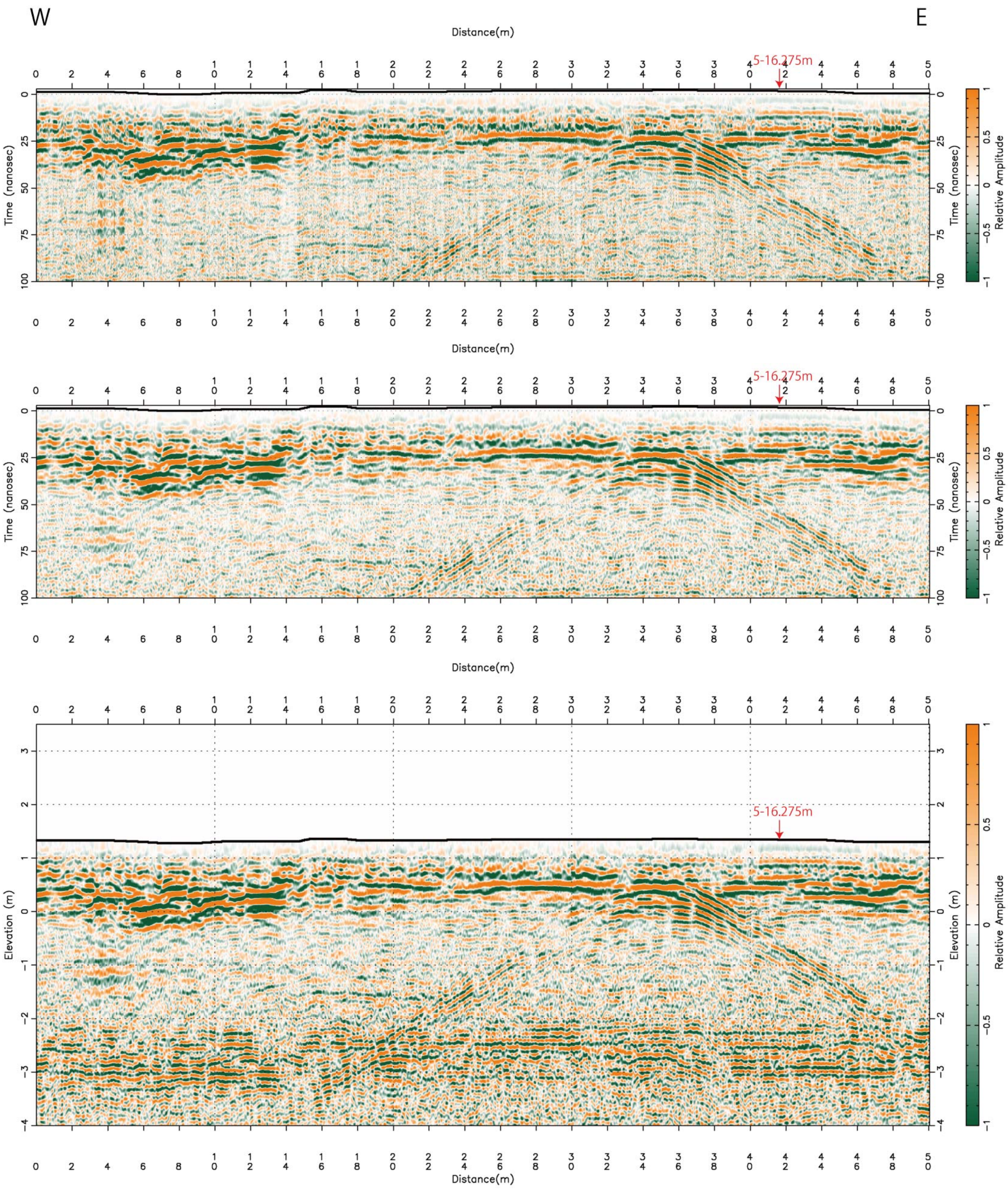


図 32　データ処理後半（NMO 補正以降）の主な処理ステップ後の断面の例。

Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。上から NMO 補正後の時間断面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。深度変換断面の鉛直方向の強調は３倍である。

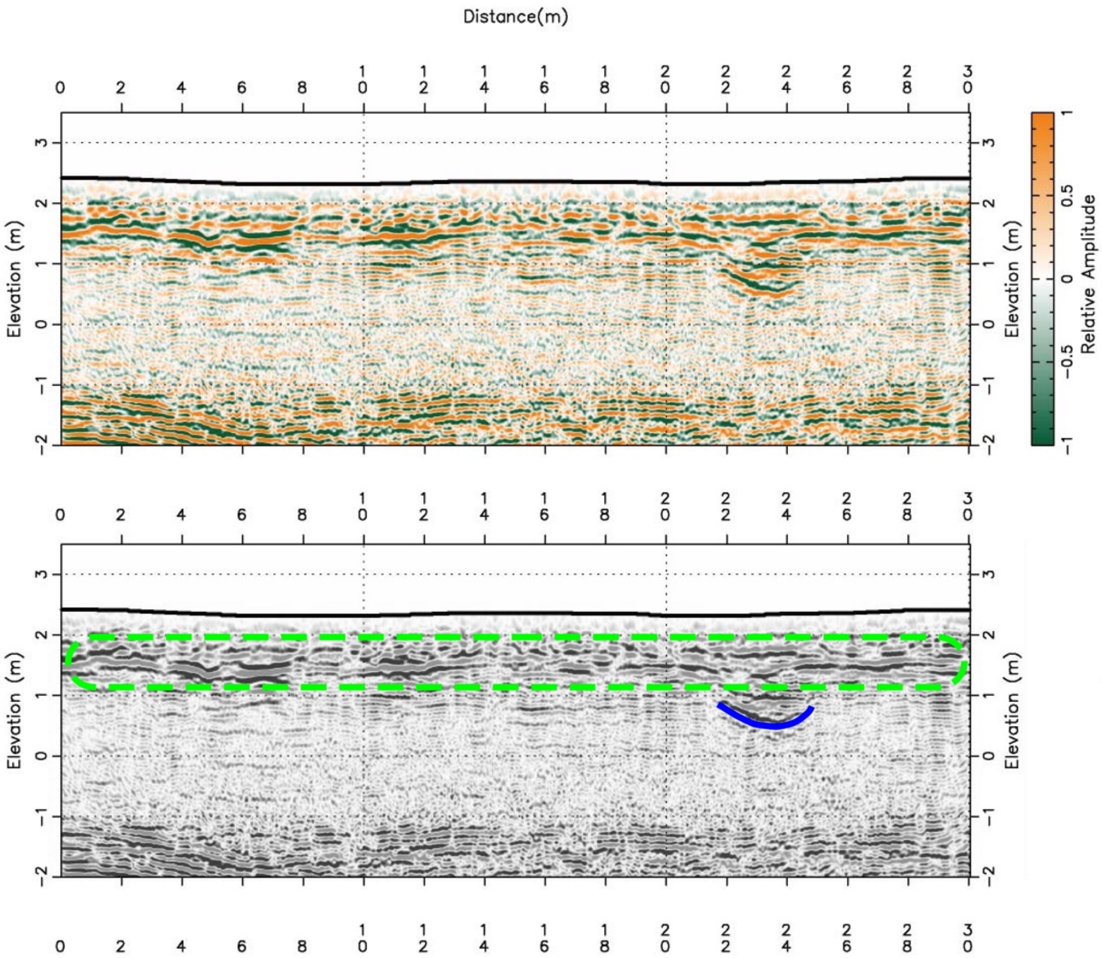


図 33　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-3（200 MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域を、青色実線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャネルを示す礫層が観察された。

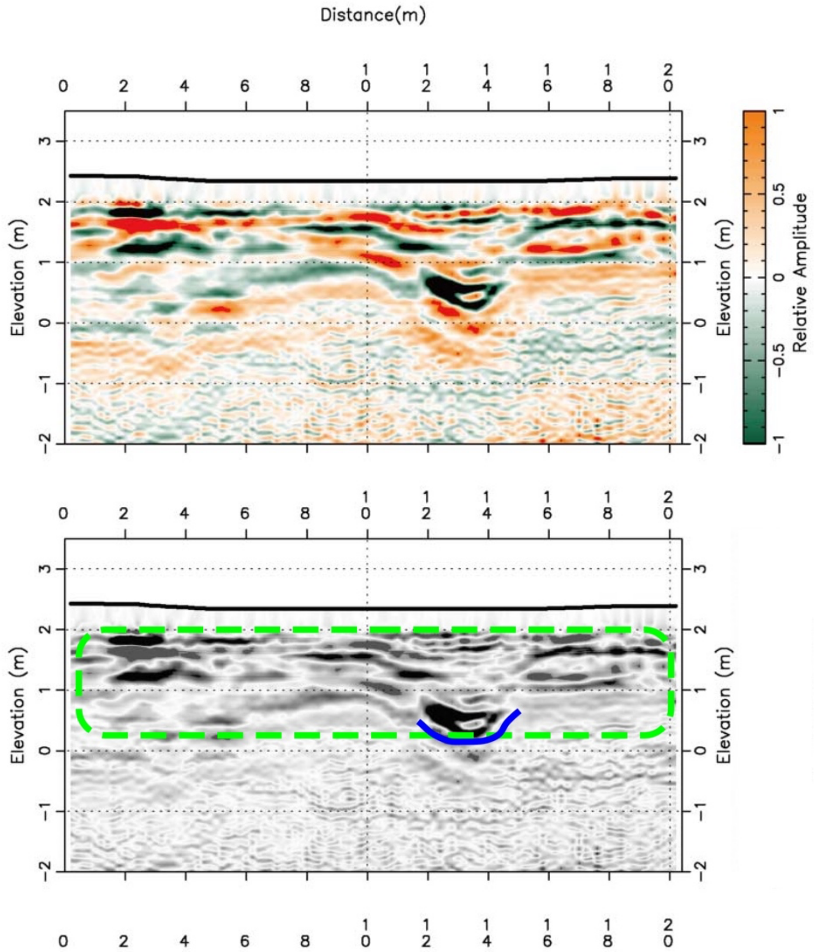


図 34　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑤（100MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域を、青色実線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャネルを示す礫層が観察された。

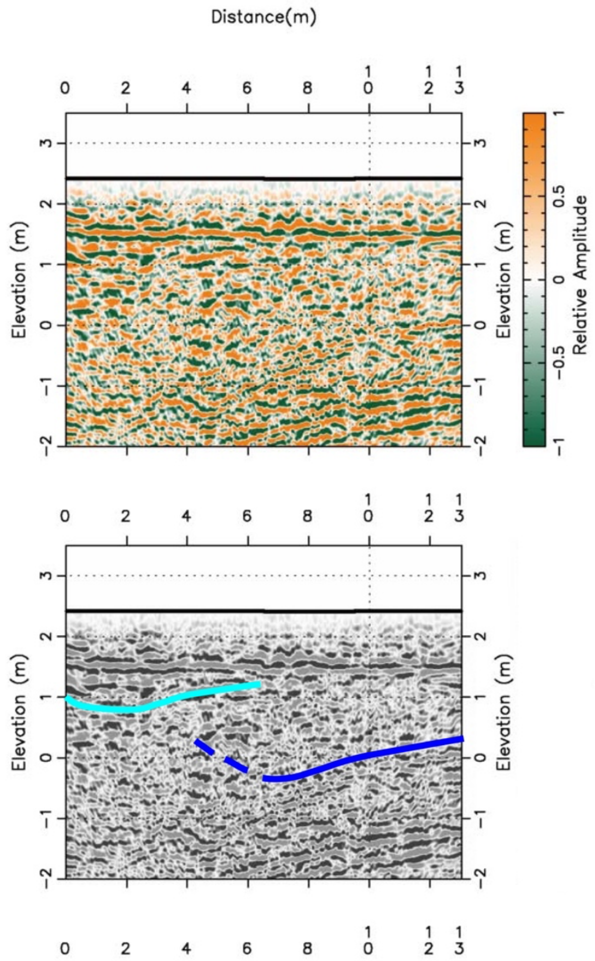


図 35　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-2off（200MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の水色線・青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャネル堆積物と考えられる礫層が観察された。

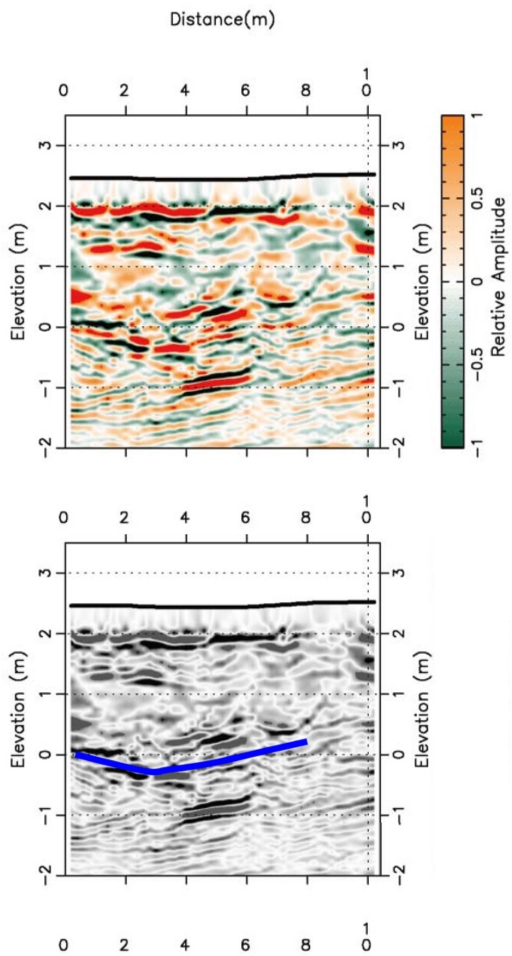


図 36　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-②（100MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャネル堆積物と考えられる礫層が観察された。

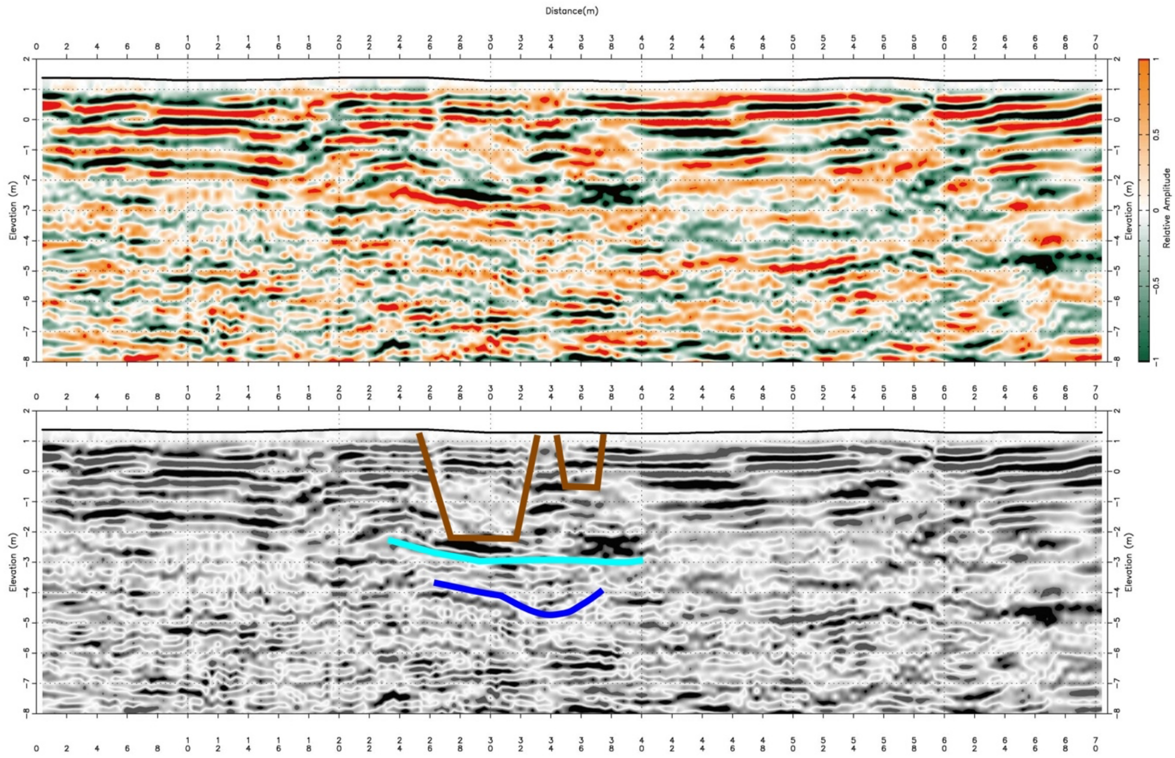


図 37　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑦（50MHz）の探査結果。
上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の水色線・青色線は凹状を呈する反射面を示す。とくに凹状が顕著な青色線は埋没チャネルを反映していると考えられる。茶色線はトレンチのおおよその掘削範囲を示す。

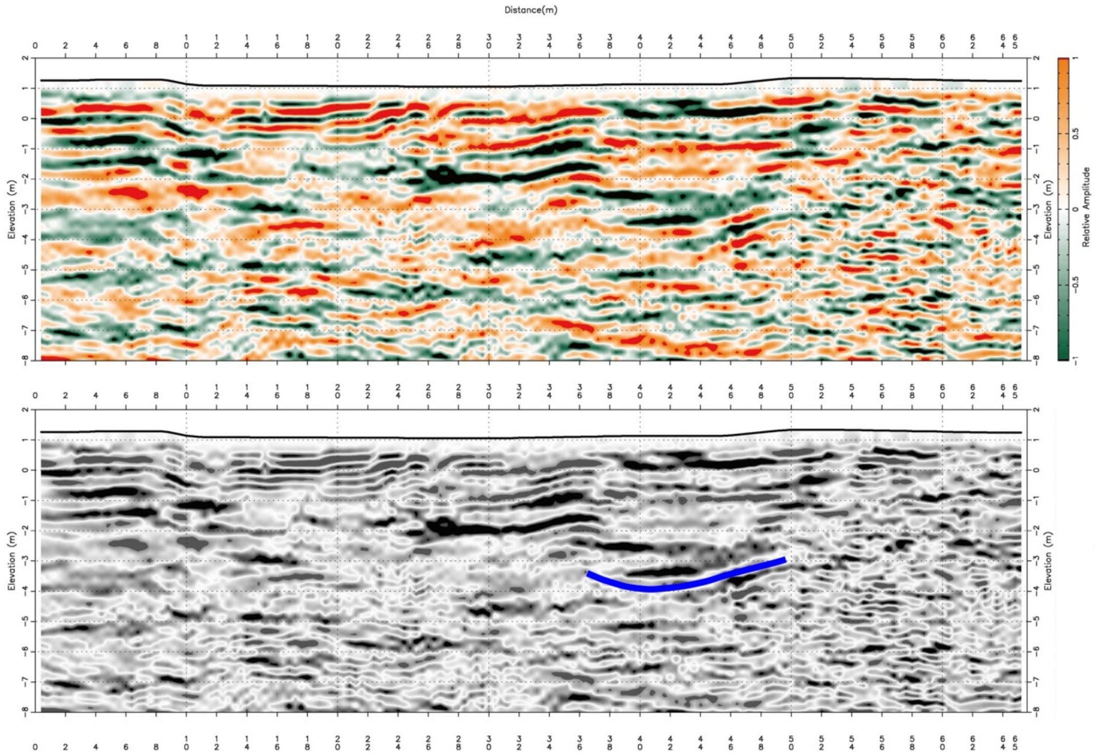


図 38　徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑧（50MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は２倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。

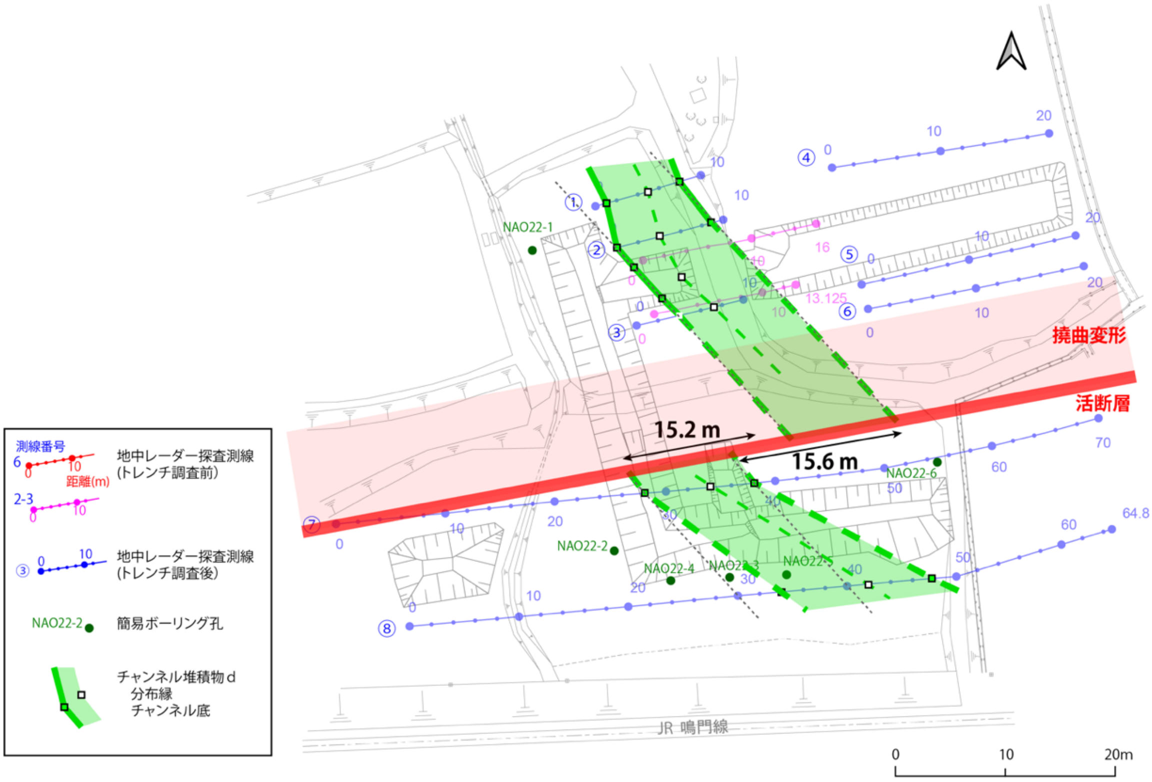


図 39　阿波大谷地区における埋没チャンネルの累積横ずれ量の計測。

Ｂトレンチでみられた埋没チャンネル堆積物（礫層ｄ）の分布を把握するため、GPR 探査断面上で対比可能な構造を識別し、平面分布を復元した。15m程度の累積右横ずれ量が得られた。Ａトレンチにおいて、礫層ｄはイベントⅢとイベントⅣの間の層準に位置するため、この累積横ずれ量はイベント３回分と判断できる。

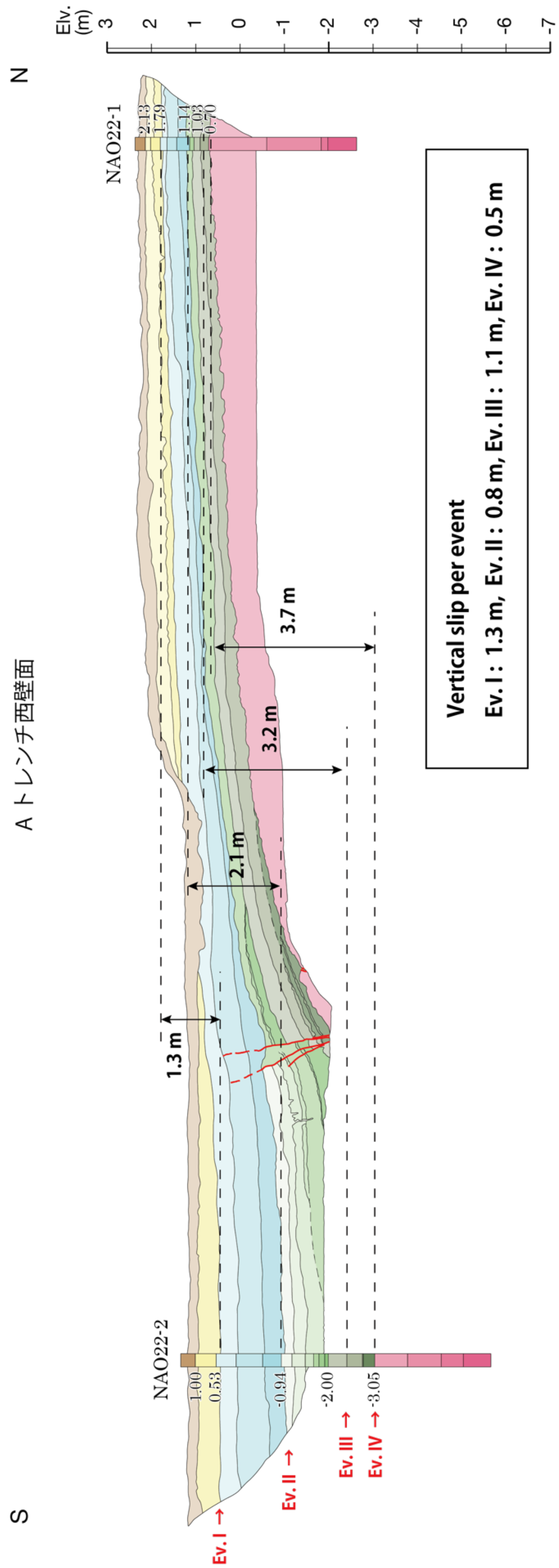


図 40　A トレンチ西壁面における地震時上下変位量の計測。

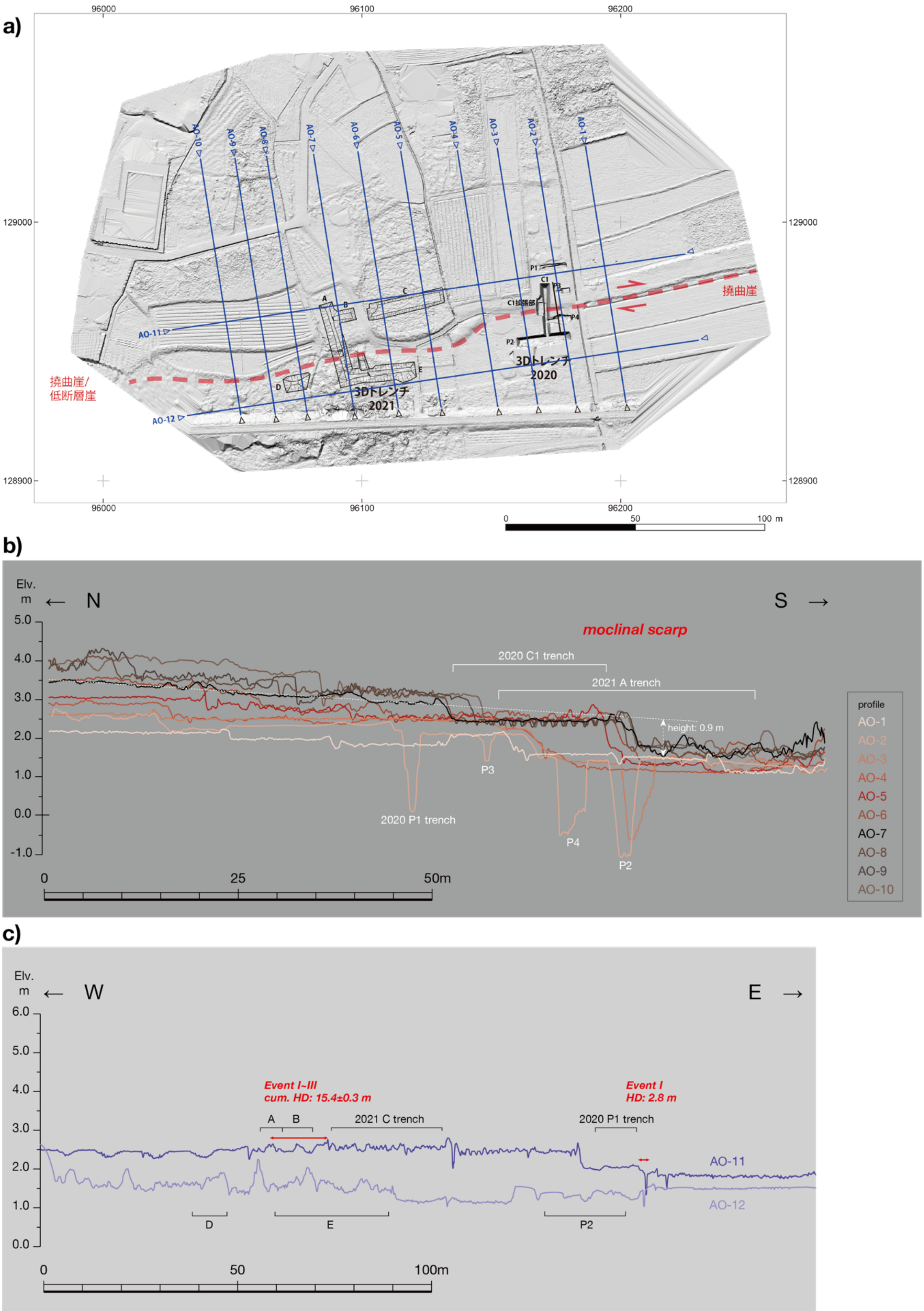


図 41　阿波大谷地区における横ずれ地震時変位量の検討。
a)ドローン LiDAR の DEM に基づく地形断面測線の位置。b)断層直交方向の地形断面（AO-1～10)。c)断層平行方向の地形断面（AO-11～12)。赤字は、計測した横ずれ変位量。

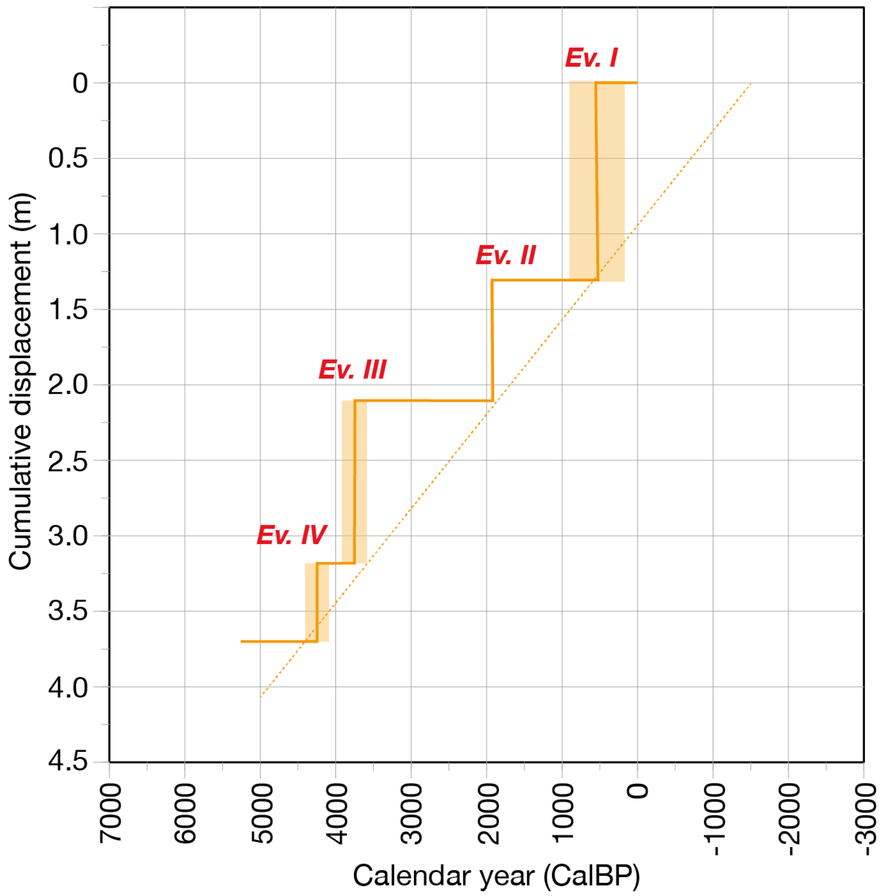


図 42　阿波大谷地区における時間―変位ダイアグラム。
各イベントに伴う地震時上下変位量と発生年代を示す。横軸の発生年代の推定幅は１σに対応する年代の誤差。

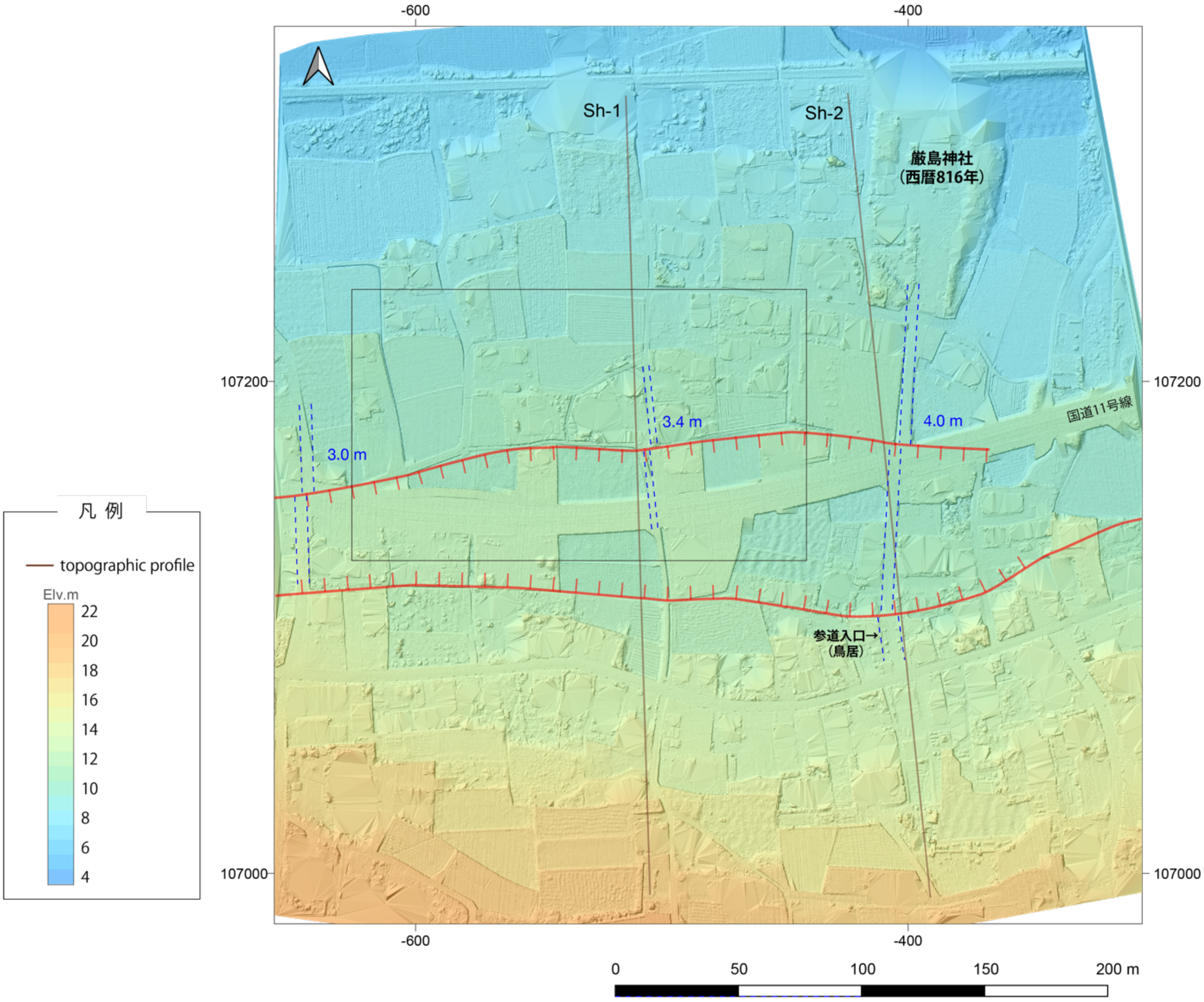


図 43　寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM。
基図はドローン LiDAR による 0.1mDEM。黒線の矩形は、図 45 の範囲（GPR 探査の詳細位置図）。米軍撮影の空中写真で判読される厳島神社の参道、土地境界に系統的な右横ずれ変位３～４mが認められる。

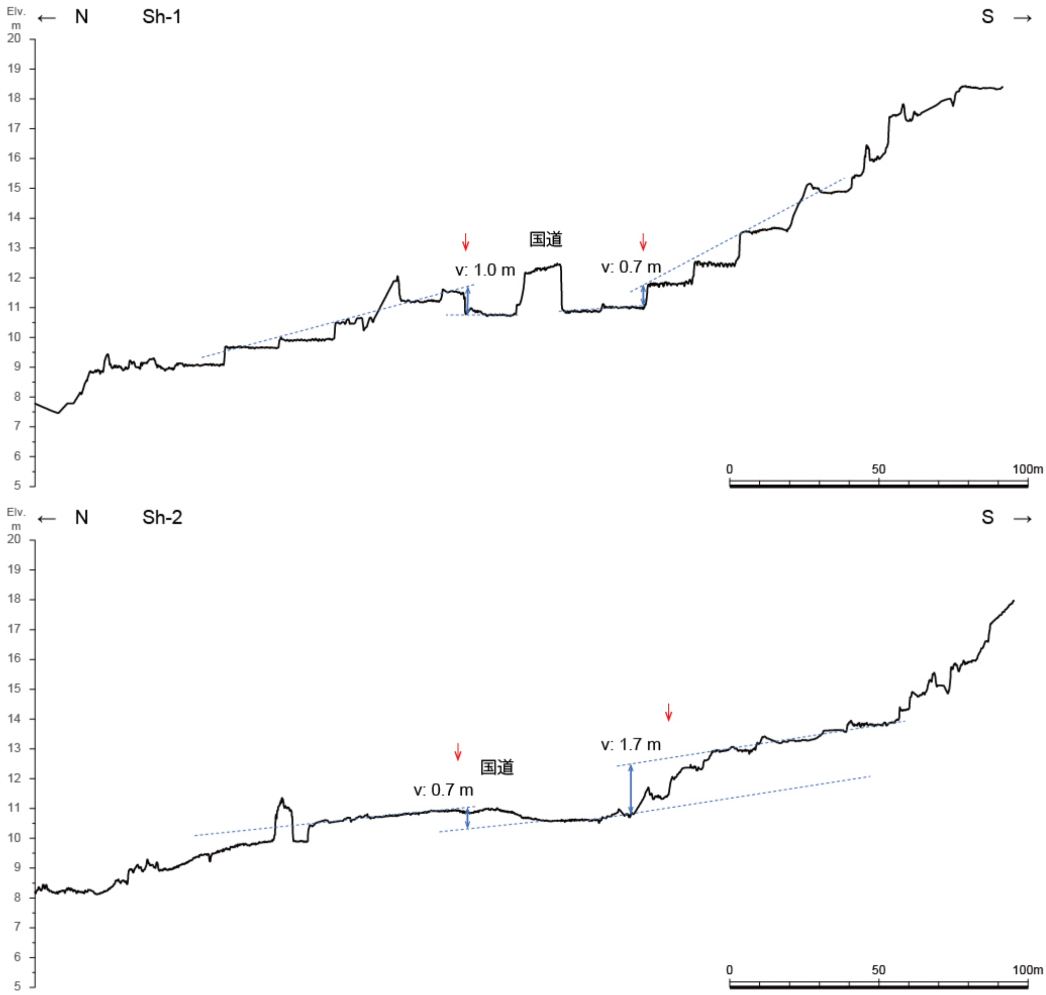


図 44　寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM に基づく地形断面図。
赤矢印は活断層の位置、v は上下変位量を示す。測線の位置は図 39 に示す。

図 45　地中レーダ探査測線の配置状況（四国中央市豊岡町大町地区）。

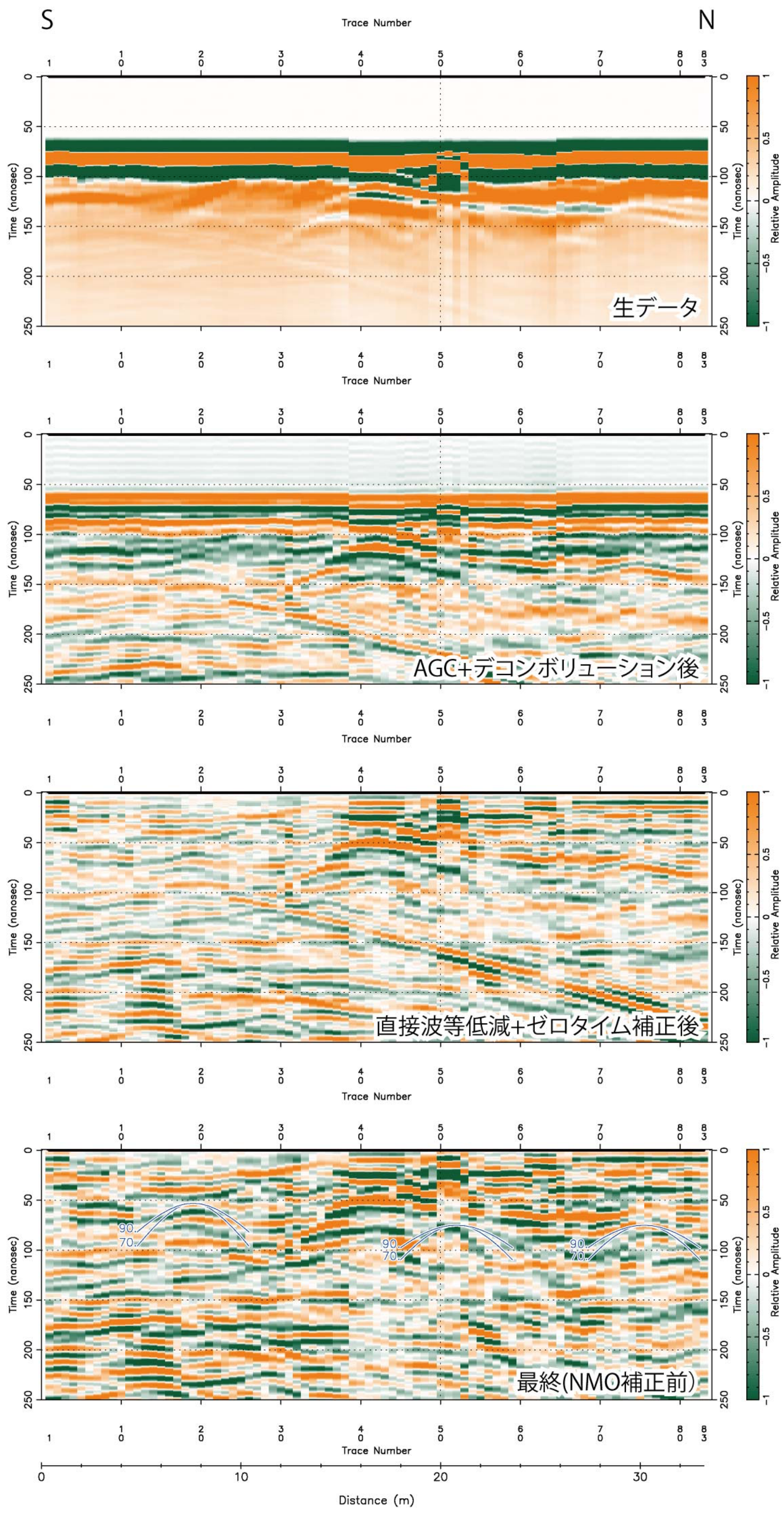


図 46　データ処理前半（NMO 補正前まで）の主な処理ステップ後の断面の例。
四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。

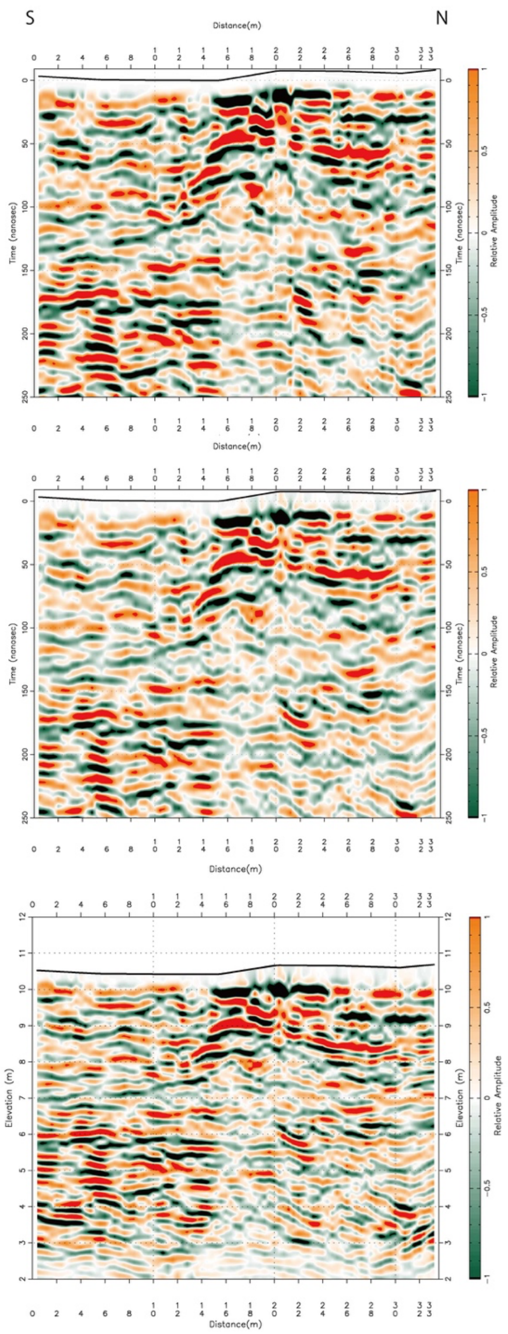


図 47　データ処理後半（NMO 補正以降）の主な処理ステップ後の断面の例。

四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。上から NMO 補正後の時間断面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。深度変換断面の鉛直方向の強調は３倍である。

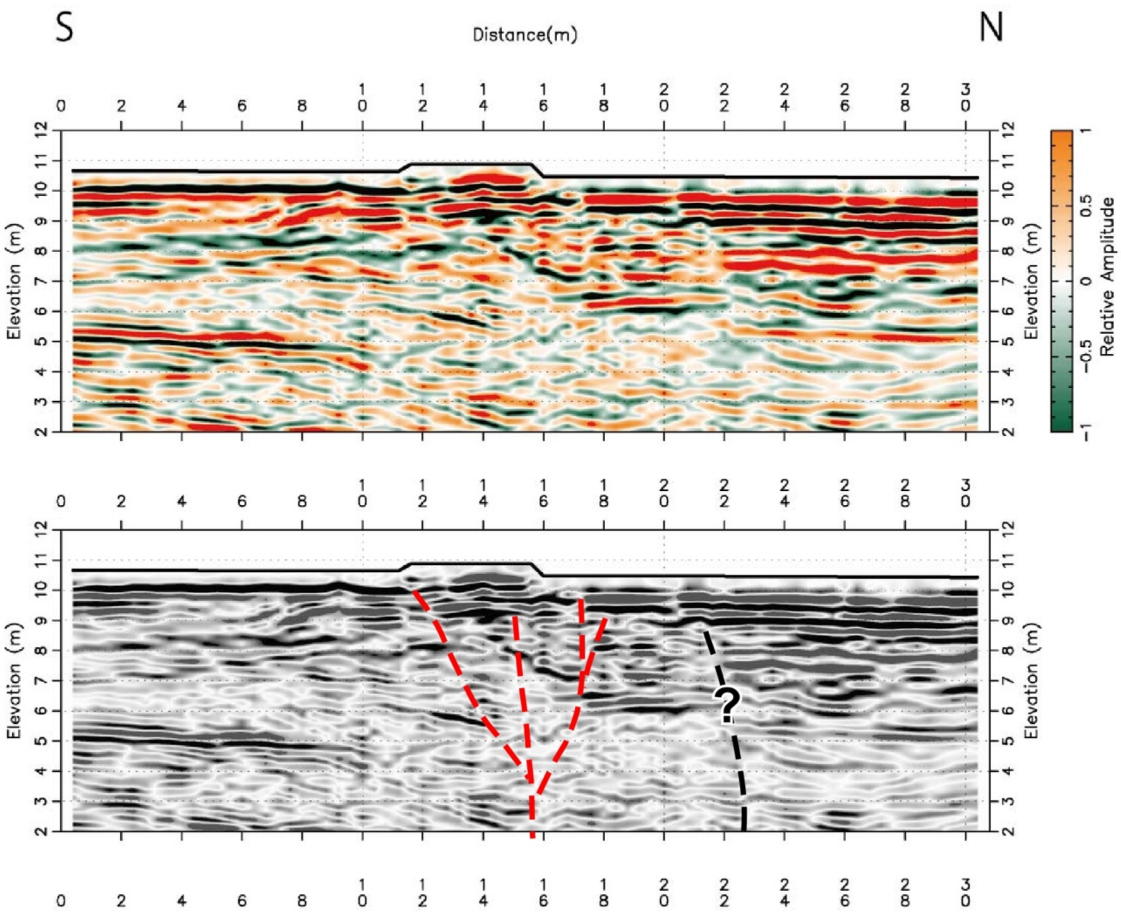


図 48　四国中央市豊岡町大町地区 Line-7（50MHz）の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は無し（縦横比１：１）。解釈断面中の赤色破線は推定された断層、黒破線は反射面の不連続を示す。

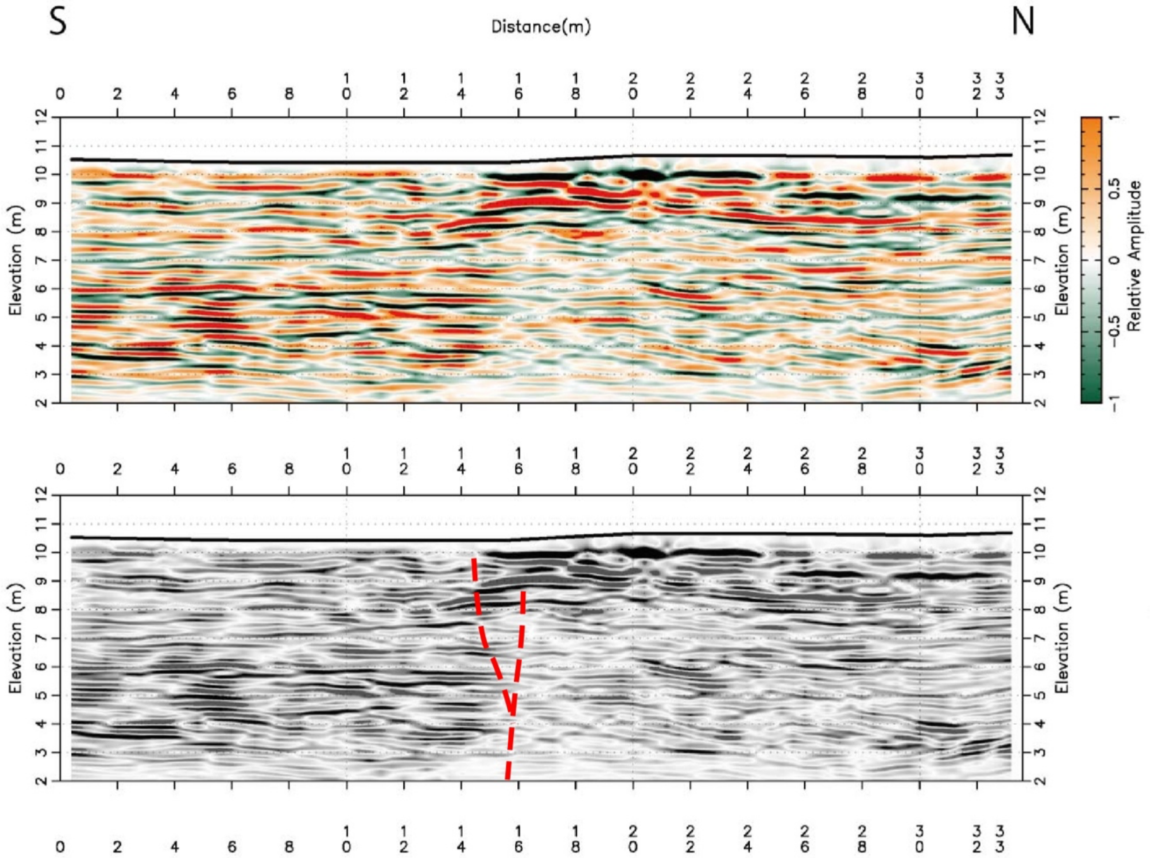


図 49　四国中央市豊岡町大町地区 Line-8（50MHz）の探査結果。
上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は無し（縦横比１：１）。解釈断面中の赤色破線は推定された断層を示す。

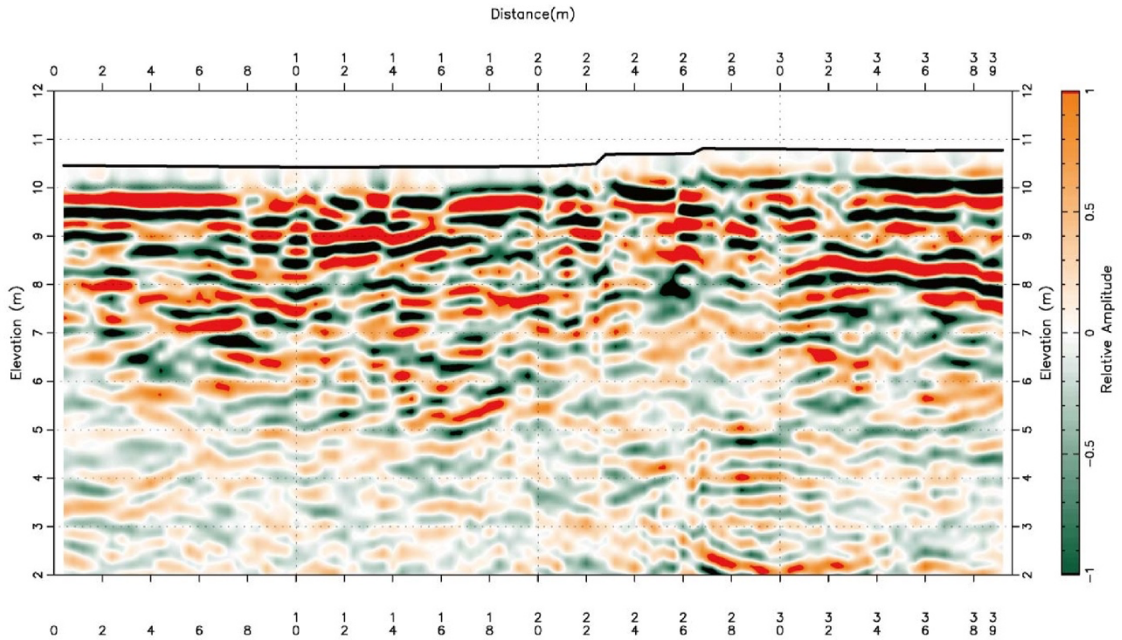


図 50　四国中央市豊岡町大町地区 Line-1（50 MHz）の探査結果。
地形補正を施した深度変換断面。鉛直方向の強調は無し（縦横比１：１）。地表から標高５ｍ付近まで明瞭な反射面が認められる。

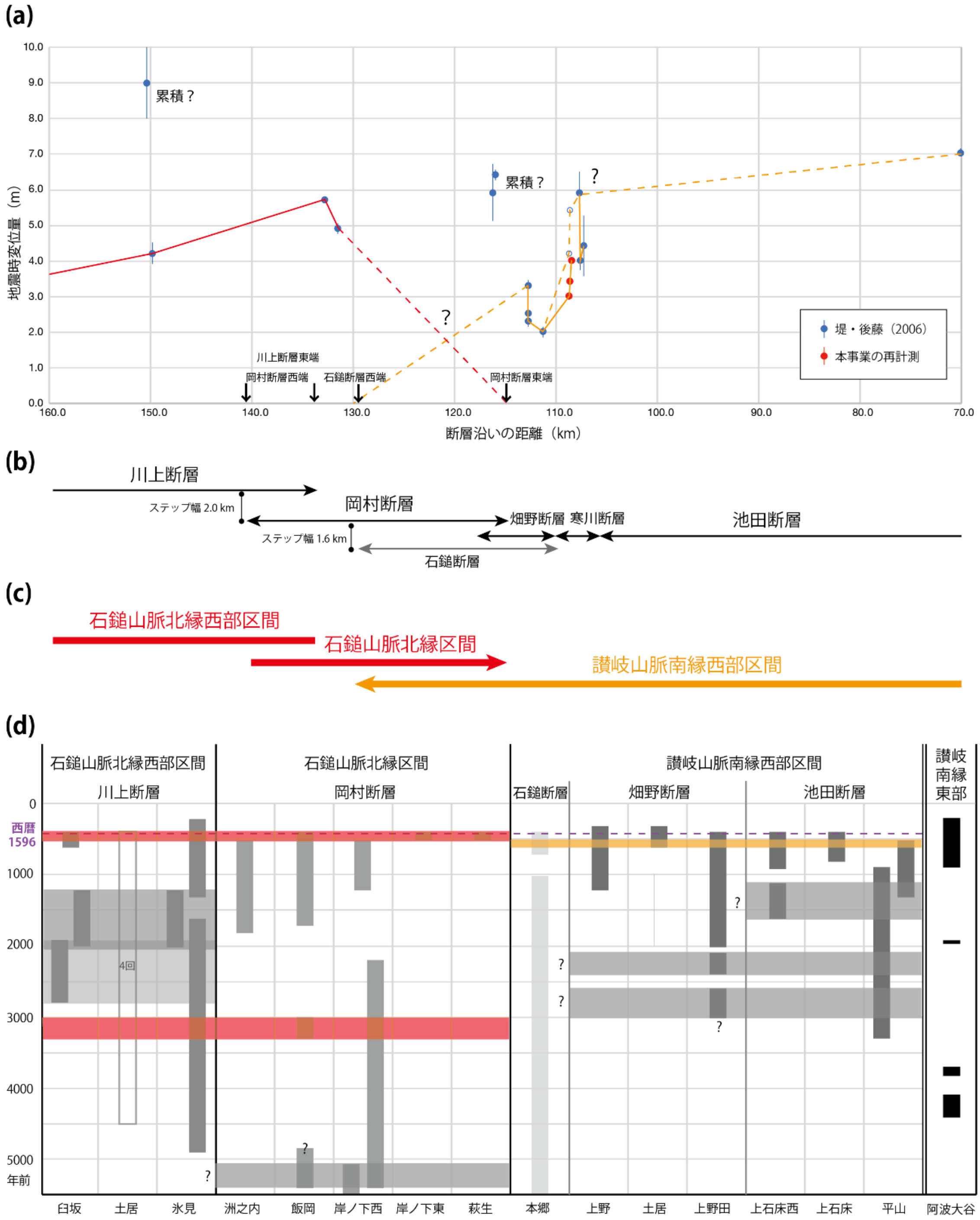


図 51　和泉山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間境界付近の検討。
(a)堤・後藤（2006）及び本事業による変位量分布。(b)活断層トレースの模式図。(c)地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）の活動区間。(d)地震調査研究推進本部地震調査委員会（2017）の古地震イベントの時空間ダイアグラム。調査地点の文献は本文を参照。讃岐山脈南縁東部区間の活動時期は、本事業の鳴門南断層・阿波大谷地区のイベントI〜IV。赤色及びオレンジ色のボックスは、複数区間が連動した可能性がある暫定的な連動型イベント。