

■ 修士論文

津軽平野における 最終間氷期の地形環境についての考察

教育学研究科 教科教育専攻 社会科教育専修 地理学分野
10GP204 磯野孝寛

目次

I. はじめに	・ ・ ・ 2
II. 調査地域概観	・ ・ ・ 2
III. 研究手法	・ ・ ・ 4
IV. MIS 5e に形成された海成段丘の堆積相区分と当時の堆積環境	・ ・ ・ 4
V. MIS 5e に形成された海成段丘構成層の記載	・ ・ ・ 6
VI. MIS 5e に形成された海成段丘からみる地形環境の変遷	・ ・ ・ 6
VII. 既存ボーリング資料の記載	・ ・ ・ 8
VIII. MIS 5e 当時の低地の分布に関する考察	・ ・ ・ 8
IX. おわりに	・ ・ ・ 10
謝辞	・ ・ ・ 11
参考文献	・ ・ ・ 11

I. はじめに

日本の地形は、第四紀後半からの約 10 万年周期で寒冷な時期（氷期）と温暖な時期（間氷期）が繰り返される氷河性海水準変動と地域固有の地殻変動の相互作用によって形成されている。青森県においては、三方を海岸線に囲まれており、海岸部にみられる地形である海成段丘の発達が良好である。本研究で対象とする地域である津軽平野においても海成段丘は発達している。青森県では太平洋側の上北平野や田名部平野で海成段丘が広く分布しているが、これらの平野にみられる海成段丘で最も広く分布しているものは、約 12 万年前の最終間氷期に形成された段丘であり、日本全国をみてもこの段丘は広く分布している。氷河性海水準変動を表す MIS (Marine oxygen Isotope Stage : 海洋酸素同位体比ステージ) によると最終間氷期は MIS 5 と分類され、特に最盛期は MIS 5e(約 12 万年前)と分類されている。Bloom(1998)によれば、汎世界的な海水準は現在と MIS 5e 当時とではほぼ同じとされている。

海成段丘は、氷河性海水準変動における高海水準期に平坦面が形成され、地殻変動における隆起運動によって段丘化して形成される地形である。そのため、MIS 5e に形成された海成段丘に関して述べている研究は、例えば、宮内(1988)では、テフラの層序関係から海成段丘面の編年を行い、過去の海岸線を示す旧汀線高度から第四紀の海水準変動と段丘面の対応関係や地殻変動を明らかにしたものであった。また、横山ほか(2004)では太平洋側の上北平野において、MIS 5e に形成された海成段丘である高館面構成層から当時の古環境変遷の復元を行っているが、ここでは内湾や浅海底の環境であったという点で留まっており、内陸部の環境までは触れられていない。貝塚(1995)では日本の主要な平野について、低地、台地、丘陵の占める相対的な割合を比較している。上北平野が含まれる三本木原は主に洪積台地が広がっており、津軽平野と比較すると沖積低地が広がっていないことがいわれている(表 1)。日本のような中緯度湿潤地域においては、河床の高度は上流から中流域では主に気候変化に対応し、海域に近い下流域では主に海面変化に対応しているとされている(貝塚, 1977)。既存の上北平野での研究事例では海成堆積物であることから、地形は下流域の海面変化に対応しているといえる。しかし、津軽平野では沖積低地が発達しているため、下流域の海面変化に対応した地形と、上流から中流域の気候変化に対応した地形のどちらも議論することができる。

そこで、本研究では、第一に最終間氷期最盛期の MIS 5e に形成された海成段丘の段丘構成層を検討し、海成段丘が分布している範囲の地形環境を考察することを目的とする。第二に MIS 5e 当時と現在の海水準はほぼ同じであるとされていることから、内陸部において実施されたボーリング資料を検討し、MIS 5e 当時の地形環境を考察することを目的とする。

II. 調査地域概観

本研究における調査地域の津軽平野は青森県の北西部に位置している。北方向および東方向に津軽山地、南西方向に岩木山、南方向に白神山地、西方向に日本海が存在し、これらによって囲まれている平野である。津軽平野は、大きく分けると海成段丘や段丘化した扇状地が発達している洪積台地と、氾濫原や三角州の発達している沖積低地から成っている。平野の地形と地下構造を示す模式図を図 1 に示した(羽田, 1991)

津軽平野の海成段丘は、西側の屏風山地域において日本海に沿って分布しているものと、東側の津軽山地の西縁に分布しているものがある。屏風山とは、津軽藩第四代藩主の津軽信政時代に防風林・防砂林として植樹した景観が屏風を立てかけたように見えることに由来するといわれている。宮内(1988)によると東北日本においては、MIS 5d(約 11.5 万年前)に洞爺カルデラから噴出したテフラである洞爺火山灰(以下、Toya とする)を段丘構成層の直上にのせる最低位の発達の良い段丘が最終間氷期最盛期、すなわち酸素同位体ステージ 5e に対比している。また、宮内(1988)は、東北日本内弧に位置する東北日本北部で MIS 5e に形成された海成段丘の旧汀線高度を海成段丘の編年によって求めており、例えば西津軽では標高 120m、男鹿半島では標高 130m となっていることを指摘した。西津軽から津軽平野にかけては旧汀線高度を減じていき、西津軽北部の鰯ヶ沢町付近では標高約 40m、津軽平野に入ってから標高約 20m となっている。また、小貫ほか(1963)によれば、MIS 5e に形成された海成段丘面は山田野面と区分されている。加えて、津軽平野には旧汀線高度が標高約 10m の段丘も分布している。この段丘は出来島面とされ、遠藤・辻(1977)や村山ほか(1984)によれば、陸成の堆積物で形成された地形面であるとされている。これらの段丘面は、津軽平野西部の屏風山地域においては砂丘砂に覆われており、横列砂丘や縦列砂丘がよく発達している(角田, 1978)。

津軽平野でみられる扇状地は津軽平野南部の弘前市周辺や南東部の黒石市周辺で良く発達している。津軽平野における扇状地の形成過程に関しては、大矢・海津(1978)によって述べられており、扇状地は F・I ~ F・IV 面の 4 面に区分されている。これらの扇状地は、F・I 面は構成層に多量の浮石を含み、残りの F・II ~ F・IV 面は構成層に浮石を含まないものとされている。大矢(1976)によると、この浮石は十和田火山を起源とする十和田八戸テフラ(以下、To-H)とされている。また、このテフラの噴出年代は最終氷期最盛期以後の約 1 万 5000 年前とされている(町田・新井, 2003)。

津軽平野の沖積低地は、最終氷期最盛期以降に基準面となる海水準が上昇し、河川の縦断曲線が緩やかになったため、比較的細粒な堆積物が堆積した。沖積低地はこれによって形成されている低地である。海津(1976)によると、約 6000 年前にピークを迎えた縄文海進によって、五所川原付近まで内湾環境となったとされている。この五所川原付近より上流側の沖積低地では海進が及ばなかったため、自然堤防や後背湿地から成る氾濫原が広がっている。そこより下流側の沖積低地では、海進により内湾となった海域に津軽平野を流れる河川からの土砂供給によって三角州が発達させながら、現在のような平野が広がっている。

る.

Ⅲ. 研究手法

海成段丘，扇状地，沖積低地の分布を把握するために地形分類図(図 2)を作成し，海成段丘については段丘構成層の堆積相解析を行い，堆積相区分を行う．堆積相区分とは，堆積物を分級・粒度・堆積構造・生痕化石・生物擾乱等から共通の特徴をもつ地層を分類することである．堆積相区分を行うと，当時の堆積環境変遷の様子を復元することができる(表 1). これによって，海成段丘が分布している地域の当時の地形環境を検討することができる．なお，堆積相区分は斉藤(1989)の波浪卓越型陸棚の堆積相区分に基づいて行う．

MIS 5e に形成された海成段丘の認定は，宮内(1988)における東北日本においては，Toya がローム層最下部にある最低位の発達の良い段丘が最終間氷期最盛期，酸素同位体ステージ 5e に対比されていることと，吾妻(1995)の海成段丘のうち最も発達がよく，Toya が堆積物中かその直上に存在するものとする，を基に行うものとする．

また，宮内(1988)によると，MIS 5e に形成された海成段丘の旧汀線高度が約 20m であるとされている．従って，津軽平野においては過去 12 万年間で約 20m の隆起量があると推定される．従来までの既存研究では，海成段丘構成層を検討し，当時の堆積環境変遷を復元するまでに留まっていた．当時の海岸線の位置が現在の標高 20m の高さに相当するため，当時の低地を構成するであろう氾濫原堆積物などは標高 20m 以上の範囲に分布している可能性がある．そこで，当時の内陸部の地形環境を考察するために，その周辺において行われたボーリング地質調査資料を用いて，堆積物の分布や層厚の変化を把握するために地質断面図を作成した(図 7)．なお，ボーリング地質調査資料は，開成技術株式会社と弘前市学務課，弘前市建設住宅課より提供していただいたものを使用する．

Ⅳ. MIS 5e に形成された海成段丘の堆積相区分と当時の堆積環境

MIS 5e に形成された海成段丘構成層を観察できる露頭 6 地点において，野外調査を行った(図 2)．その結果，以下の堆積相区分をすることができた(表 1)．

堆積相 1：内湾相

塊状のシルト質の極細粒砂～細粒砂から成る．シルト層との互層，平行層理も部分的に見られる．堆積構造は生物によって乱されており，管状生痕化石(*Ophiomorpha*)もみられる．

堆積環境：塊状のシルト質の極細粒砂～細粒砂で，生物擾乱や管状生痕化石もみられる

ことから、この堆積物が堆積していた当時の環境は内湾であったといえる。

堆積相 2：下部外浜相

分級の良い極細粒砂～細粒砂から成り、礫質または極粗粒砂のウェーブリップルがみられ、砂同士が癒着したハンモッキー斜交層理が発達している。

堆積環境：斉藤(1989)によるとウェーブリップルと癒着型のハンモッキー斜交層理が発達しているのは下部外浜の堆積物に特徴的であるとされる。従って、この堆積物が堆積していた当時の環境は下部外浜であったといえる。

堆積相 3：上部外浜相

分級が中程度良い細粒砂～粗粒砂から成り、トラフ型の斜交層理や高角の平板型の斜交層理が発達している。

堆積環境：斉藤(1989)によるとトラフ型の斜交層理や高角の平板型の斜交層理が発達していることは上部外浜の堆積物に特徴的であるとされる。堆積相 2 の下部外浜相の上位に堆積相 3 が存在していることから、この堆積物が堆積していた当時の環境は上部外浜であったといえる。

堆積相 4：海浜相

堆積相 4-1：後浜相

分級が中程度で灰色～黒褐色を呈し、粗粒砂～極粗粒砂から成る砂鉄質の平行層理が発達している。また、植物痕もみられる。

堆積環境：分級が中程度で粗粒砂～極粗粒砂の砂鉄質の平行層理が発達しており、植物痕がみられることから、この堆積物が堆積していた当時の環境は後浜であったといえる。

堆積相 4-2：外洋性前浜相

分級が非常に良い細粒砂～中粒砂から成り、平行層理や低角の平板型の斜交層理が発達している。重鉱物である砂鉄の濃集がみられ、白斑状生痕化石(*Macaronichnus segregatis*)が多数みられる。

堆積環境：斉藤(1989)によると、分級が非常に良く平行層理や低角の平板型の斜交層理が発達していることは前浜の堆積物に特徴的であるとされている。また、この堆積構造は水流が繰り返し発生している環境で形成されたといえる。重鉱物の砂鉄が濃集し、前浜の示相化石である白斑状生痕化石が多数みられることから、この堆積物が堆積していた当時の環境は外洋に面している前浜であるといえる。

堆積相 4-3：内湾性前浜相

分級が中程度のシルト質の細粒砂～粗粒砂から成り砂鉄質の平行層理が発達している。

堆積環境：砂鉄質の平行層理が発達しているが、シルト質の砂から成っていることから、外洋に面している前浜ではなく、水流が比較的少ない内湾に面している前浜であるといえ

る。従って、この堆積物が堆積していた当時の環境は内湾性の前浜であったといえる。

V. MIS 5e に形成された海成段丘構成層の記載

今回、露頭観察した地点の層相を柱状図にまとめた(図 3)。

津軽平野に分布している MIS 5e に形成された海成段丘は平野東部の津軽山地西縁部と、平野西部の屏風山地域に分布している。いずれも段丘構成層を *Toya* が覆っている。

平野東部の津軽山地西縁部においては 2 地点で露頭観察を行った。五所川原市毘沙門の Loc.1 では、1m ほどのいわゆるローム層(以下、ローム層)の下位に厚さ約 15cm の *Toya* があり、直下に段丘構成層がある。段丘構成層は平行層理が発達しており、砂礫や泥の塊が円磨された偽礫によって成っている。また、同じく五所川原市嘉瀬の Loc.2 でも *Toya* の下位に同じように砂礫や泥の塊が円磨された偽礫によって段丘構成層ができています。

平野西部の屏風山地域においては 4 地点で露頭観察を行った。つがる市丸山の Loc.3 では、1m60cm のローム層の下位に *Toya* があり、直下には分級の良い中粒砂から成る段丘構成層がある。この段丘構成層には白斑状生痕化石がみられた。つがる市館岡の Loc.4 では、1m40cm の砂丘砂の下位にローム層があり、このローム層中に *Toya* が狭在している。*Toya* から段丘構成層までの間に約 20cm のローム層が堆積している。この下位には段丘構成層があり、分級の良い細粒砂～粗粒砂から成る。この堆積物には平行層理が発達しており、白斑状生痕化石もみられる。また上方粗粒化している。さらに下位には塊状のシルト質粗粒砂～シルト質極粗粒砂層があり、分級は上位層に比べると良くないが平行層理が発達している。つがる市筒木坂の Loc.5 では、約 80cm のローム層の下位に *Toya* がある。その直下の段丘構成層は、分級の良い中粒砂から成り、平行層理が発達し、白斑状生痕化石が多数みられる。その下位には、塊状の中粒砂～粗粒砂から成る砂層がある。この砂層は管状生痕化石がみられる。鱒ヶ沢町川尻の Loc.6 は日本海に面した海食崖である。この地点においては、最上部に約 50cm のクロボク層があり、下位に約 1m80cm のローム層が堆積しており、約 5cm の *Toya* が狭在している。また、*Toya* と段丘構成層の間には約 30cm のローム層が堆積している。段丘構成層は最上部に植物痕を多く含み、分級が中程度の塊状の中粒砂層がある。さらに下位には分級の良い細粒砂から成る平行層理の発達した砂層があり、白斑状生痕化石がみられる。下位に向かって数枚の砂礫層を挟み、トラフ型や高角の平板型斜交層理が発達した中粒砂層、ハンモッキー斜交層理が発達した細粒砂層の順に堆積している。

VI. 津軽平野における MIS 5e の海成段丘からみる地形環境の変遷

津軽平野において、MIS 5e の海成段丘の分布と堆積物の堆積環境から、海成段丘が離水

するまでの地形環境の変遷を図 4 に示した。

津軽平野東部の Loc.1(五所川原市毘沙門)と Loc.2(五所川原市嘉瀬)は、津軽山地に近いため粗粒な堆積物によって段丘構成層が形成されているが、平行層理が発達していて、円磨された礫や泥の偽礫などから構成されていることから河口に近い海浜であったことが示唆される。

一方、津軽平野西部の Loc.3~6 においては、段丘構成層は主に砂によってできている。Loc.3(つがる市丸山)においては、堆積構造は不明瞭ではあるが、分級の良い中粒砂で、尚且つ白斑状生痕化石がみられることから、当時の堆積環境は外洋に面した前浜であったといえる。Loc.4(つがる市館岡)においては、下位の砂層が上位の砂層と比較して分級があまり良くなく、尚且つシルト分を含むことから、下位の砂層と上位の砂層では堆積環境が異なっていたといえる。上位の砂層は分級がよく、平行層理が発達し、白斑状生痕化石がみられることから、当時の堆積環境は外洋に面した前浜であったといえる。一方、下位の砂層はシルト分を多く含み、比較的分級がよくないため、波によって砂がよく洗われる環境ではないことが示唆される。また、平行層理が発達しているため、この下位の砂層が堆積した当時の堆積環境は内湾に面した前浜であったといえる。従って、この地点においては、内湾に面した前浜であった後、外洋に面した前浜に環境が変化したといえる。Loc.5(つがる市筒木坂)においては、下位の砂層で管状生痕化石がみられることから、この砂層が堆積した当時の環境は水流の少ない内湾であったといえる。上位の砂層は、分級の良い砂層で平行層理が発達し、白斑状生痕化石がみられることから外洋に面した前浜であったといえる。従って、この地点においては内湾の環境の後に外洋に面した前浜となったといえる。Loc.6(鰺ヶ沢町川尻)においては、癒着型ハンモッキー斜交層理~高角の平板型斜交層理・トラフ型斜交層理~白斑状生痕化石のみられる平行層理~植物痕を含む塊状砂層の堆積構造の累重がみられることから、当時の堆積環境は下部外浜~上部外浜~外洋性前浜~後浜と変化していき、海退過程で堆積物が累重していったといえる。

これらのことより、MIS 5e の海成段丘が分布している地域では、段丘構成層が浅海底や内湾などの海成層であることから、MIS 6 の氷期の後の海進によって海域が広がっていたことが示唆される。また、MIS 5e に形成された海成段丘が津軽平野の東部と西部に分布していることから、現在はその後の侵食によって段丘面は存在していないが、五所川原以北の津軽平野一帯が海域となったことがいえる。さらに、段丘構成層の中に内湾相がみられることから、内湾環境が広がっていたといえる。内湾が広がるためには砂州や砂嘴などのバリアーが存在していたことが推察できるが、現段階ではバリアーの堆積物が発見できていないため、その根拠が不十分である。露頭を観察した各地点において段丘構成層の最上部には海浜相が堆積していることから、その後は海浜が広がり、海成段丘が離水したといえる。

VII. 既存ボーリング資料の記載

津軽平野中流部において、最終間氷期以降の模式的な層序関係を図 5 に示した。To-H は柴ほか(2000)によると、To-H は弘前市十面沢や弘前市黄金山まで分布しているとされる。従って、津軽平野中流部を横断するように To-H は降下していることとなる。また、To-H は約 1 万 5000 年前の噴火による火砕流により堆積したものであり、町田・新井(2003)や Hayakawa(1985)によれば、給源は十和田カルデラとされる。そのため、軽石や浮石を多く含み、時々炭化した木材を含む堆積物から成っている。約 1 万 5000 年前は酸素同位体比ステージでは MIS 2 に分類され、最終氷期に相当する。さらに、町田・新井(2003)によれば、To-H は最終氷期末期の指標層となるとされている。

地質断面図に用いた既存ボーリング資料 57 点のうち、主要な地点 5 点の記載を行った。また、これらの柱状図を図 6 に示した。

藤崎町水沼の地点 1 は標高約 20m である。上位からシルト、有機質シルト層、砂層、火山灰質砂(シラス)層となっている。ここでの火山灰質砂(シラス)層には多量の浮石が含まれている。さらに下位には砂層、シルト層、砂層、礫層と続いている。黒石市境松の地点 2 は標高約 28m である。上位より表土・盛土、シルト層、礫層、火山灰質砂層となっている。ここでの火山灰質砂層の層厚は 30m を越え、多量の浮石を含んでいる。さらに下位では、礫層が堆積している。弘前市和徳町の地点 3 は標高約 37m である。ここでは、上位から火山灰質砂(シラス)層、シルト層、火山灰質砂(シラス)層の順で堆積している。火山灰質砂層には多量の浮石が含まれている。火山灰質砂層と火山灰質砂層の間に挟まれているシルト層にも浮石が含まれているが、それらと比較すると含まれている量は多くはない。さらに下位にはシルト層、礫層、シルト層と堆積している。弘前市文京町の地点 4 の標高は約 55m である。ここでは上位からローム層、礫層、シルト層、礫層の順で堆積している。地表下 13m で火山灰質シルト層がみられる。この火山灰質シルト層の下位にはシルト層が堆積している。弘前市清原の地点 5 の標高は約 58m である。ここでは上位からシルト層、礫層、礫混じり砂層、シルト質砂層が堆積している。これより下位は礫層、シルト層、礫層と堆積している。

VIII. MIS 5e 当時の低地の分布に関する考察

津軽平野での MIS 5e に形成された海成段丘の旧汀線高度は約 20m であるということから、過去 12 万年間で約 20m の隆起量が推定される。津軽平野の標高約 20m 以上の地域には当時の沖積平野といえるような低地を形成する堆積物が残されている可能性がある。津軽平野で地域固有の地殻変動を起こすと考えられる活断層は津軽山地西縁断層がある(活断層研究会編, 1991)。扇状地が発達している弘前市周辺では活断層から離れているため、直

接的影響はないと考える。よって、弘前市周辺では活断層が確認されていないため、地形の変異はないものと考えられる。従って、弘前周辺では扇状地礫層の連続性から地形環境の変遷を議論することが可能である。また、本研究では過去 12 万年間の地殻変動は一定であるとして議論する。

津軽平野の中・上流部においては、山地から低地にかけて扇状地が発達しており、さらに下流部方向には自然堤防などを含む氾濫原が広がっている。平野を構成する堆積物の最上位は、完新世の沖積平野を構成する沖積層である。井関(1975)によれば、沖積層の一般的層序は上位より、上部泥層→上部砂層→中部泥層→中部砂層→下部砂泥層→基底礫層となっている。ここでは、上部砂層と中部泥層に海棲の貝が多く含まれるため海成層とされている。解釈としてはデルタ堆積物の底置層～前置層とされており、年代観は約 6000 年前以降であると考えられている。本研究においてボーリング資料を入手できた地点においては、井関(1975)が述べているような海棲の貝が多く含まれる海成層は確認できなかったため、完新世に入ってから海進の及んだ範囲は板柳よりも北であったといえる。

氷期には基準面にあたる海水準が低下するため、河床の縦断曲線は間氷期のそれに比べると傾斜が急になる。また、気温の低下とともに、山地における森林限界が下がるため、河川上流部では碎屑物の供給が多くなり、砂礫が多く運搬されて堆積すると一般的に言われている。津軽平野においても完新世の比較的細粒な堆積物の下位には礫層が分布している。この礫層を前述の To-H が覆っている場合は、MIS 2 に形成された扇状地を構成する礫層と判断し、To-H を礫層が覆う場合は、礫層が約 1 万 5000 年前よりも新しい時代、つまり後氷期に形成された扇状地を構成する礫層と判断する。このことから、MIS 5e 当時の沖積平野といえるような低地の分布を考察する。

津軽平野中・上流部において、3 つの縦断面図、2 つの横断面図を作成した(図 7)。

To-H は津軽平野全体に分布しているが、層厚については給源に近い平野南東部ほど厚く堆積している。E-E'断面においては黒石付近で最大 30m を越える厚い火山噴出物の堆積物がみられる。この E-E'断面は藤崎付近で A-A'断面と交わる。従って、A-A'断面の藤崎付近でみられる火山噴出物は E-E'断面の連続性から To-H であると考えられる。A-A'断面では、To-H の下位に礫層が分布しているため、この礫層は MIS 2 に形成された扇状地を構成する礫層であるといえる。また、A-A'断面において、この礫層は高度と傾斜から、村山ほか(1984)における沖積層の下位にある基底礫層とほぼ連続するものであると考えられる。この礫層を上流方向へ連続させていくと弘前市大久保付近で B-B'断面と交差する。B-B'断面においては、標高約 10m～標高約 20m の間でみられる礫層がこの礫層にあたる。この礫層は、弘前市和徳町付近で再び To-H に覆われる。To-H が藤崎から弘前市和徳町にかけてはみられない理由としては、平川やその他小河川が流れているために、一般的に侵食に弱いとされる火山性の堆積物である To-H は残らなかったものと考えられる。加えて、扇状地の形成年代が異なるためであると考えられる。この礫層は連続性から考えると、弘前市文京町まで続く。これより上流では、さらに古く、高位の扇状地となる。小岩(1996)によると、河成堆

積物中のいわゆるローム層は、河成堆積の時間間隙を示すとされている。弘前市文京町付近においては、扇状地の構成層をローム層が覆うため、ここを境に扇状地が形成された時期が異なるといえる。弘前市文京町付近の扇状地礫層の下位の堆積物は火山性の堆積物があり、さらに下位にはシルト層もしくは泥層の堆積物があり、これを MIS 2 に形成された扇状地礫層が侵食している。従って、このシルト層もしくは泥層は MIS 5e 当時の沖積平野を構成する堆積物であると考えられる。また、この侵食されているシルト層もしくは泥層の標高は約 40m である。A-A'断面は南北の断面であるため、東西方向の分布を把握するために C-C' 断面図を作成した。A-A'断面の扇状地礫層は C-C'断面では、標高約 38m 付近でレンズ状に存在しているものと対応する。これによると、MIS 5e 当時の沖積平野を構成する堆積物の分布は弘前市清原付近まで及ぶものと考えられる。ここから東方においてはシルト質砂層へと変化する。また、その砂層は上位の礫層によって侵食されている。この礫層は To-H には覆われておらず、礫層の年代は A-A'断面で沖積層の基底礫層へ連続する扇状地礫層と比べると新しいものといえる。この弘前市清原で上部にみられる礫層は南東方を流れる大和沢川によって形成された扇状地礫層であると考えられる。D-D'断面では、C-C'断面と交差する弘前市清原で標高約 30~40m にみられる砂層が C-C'断面でシルト層もしくは泥層から砂層に変化したものに対応する。

しかしながら、現段階ではこの堆積物が MIS 5e 当時の沖積平野を構成する堆積物であるかは、扇状地礫層に侵食されている点でしか根拠がないため、今後の課題としては、弘前市文京町付近の扇状地礫層によって侵食されたシルト層もしくは泥層の年代を把握する必要がある。そのためには、この上部にある火山灰を分析し、年代値を得ることが必要である。加えて、この堆積物の堆積環境を考察することも求められるが、MIS 5e 当時の海岸線を示す旧汀線高度は約 20m であることと、この堆積物が分布している標高が 30~40m の間であることから、この堆積物が堆積した環境の可能性としては、河口部に形成される三角州よりは氾濫原であった可能性が高い(図 8)。いずれにせよ、この堆積物の年代や堆積環境に対する分析が必要である。

IX おわりに

本研究の最終間氷期から現在にかけての津軽平野における地形環境変遷の模式図を図 9 に示した。

MIS 5e には五所川原以北の平野一帯が海域となり、内湾が形成された。その後の海退によって離水し、海成段丘面が形成された(図 9-A)。MIS 5d に対応する約 11.5 万年前に Toya 火山灰が降下し、段丘構成層を覆った(図 9-B)。最終氷期とされる MIS 2 になると、河川の中・上流部では森林限界の低下により供給された土砂が運搬され、最終間氷期の堆積物の上位に扇状地礫層となって堆積する。一方、下流部では海水準の低下に伴って、下刻され

る(図 9-C). 約 1 万 5000 年前になると, 十和田カルデラから噴出した火砕流によって, To-H が津軽平野の岩木川中流域を覆う(図 9-D). MIS 1 に入ると海水準の上昇により, 五所川原市付近まで海域が広がり, その後の土砂供給により三角州が発達する. 中流部では To-H が侵食されて部分的に残り, To-H の上位にも扇状地礫層が堆積する(図 9-E).

また, 今後の課題としては MIS 5e に形成された海成段丘は平野東部の津軽山地西縁と平野西部の屏風山地域に分布している. 段丘構成層の記載を行ったところ, それは海成堆積物であった. 特に屏風山地域においては, 内湾環境であるといえる堆積物が存在していたため, 内湾となるための砂州や砂嘴などのバリアーの存在が示唆されるが, 現段階ではその根拠となる堆積物は見つかっていないため, さらなる検討が必要であろう.

津軽平野の中・上流部の弘前付近においては, 氷期と間氷期が繰り返される気候変化によって形成された段丘化した扇状地が発達している. 特に A-A'断面において, この扇状地を構成している礫層で To-H に覆われているものは, 村山ほか(1984)の沖積層の基底礫層にほぼ連続する. この礫層は弘前市文京町付近でシルト層もしくは泥層を侵食している. これが上位の扇状地礫層に侵食されているという関係性から, このシルト層もしくは泥層は MIS 5e 当時の沖積平野を構成する堆積物であるという可能性がある. このシルト層もしくは泥層は上部に火山灰質砂層が堆積しているため, この火山灰質砂層の年代が解明されることによって, MIS 5e 当時の沖積平野を構成する堆積物であるかを把握することができるであろう. さらに, この堆積物をイオウ分析や珪藻分析, 花粉分析などによって, 当時の堆積環境を解明していく必要がある.

謝辞

弘前大学大学院教育学研究科の小岩直人教授, 後藤雄二教授には本研究の論文執筆にあたり終始御指導をいただいた. また, 国土地理院の大井信三氏には堆積相区分と堆積環境について御助言をしていただいた. 弘前大学地域社会研究科博士課程の葛西未央氏には貴重なご意見をいただいた. さらに, 開成技術株式会社様と弘前市学務課・建築住宅課にはボーリング地質調査資料を提供していただいた. この場を借りて, 厚く御礼申し上げます.

引用文献

- ・吾妻 崇(1995): 変動地形から見た津軽半島の地形発達史. 第四紀研究, 34, 75-89.
- ・Bloom, A. L(1998): Geomorphology - A systematic analysis of late Cenozoic landforms, Prentice Hall, 481p.
- ・遠藤邦彦・辻誠一郎(1977): 青森県西津軽郡出来島海岸の第四系. 日本大学文理学部研究

紀要, 12, 1-11.

・羽田 忍(1991):『土木地質学入門』. 築地書店, 175p.

・Hayakawa, Y(1985): Pyroclastic geology of Towada volcano. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 60, 507-592.

・井関弘太郎(1975): 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, 84, 247-264.

・貝塚爽平(1977): 日本の地形—特質と由来—. 岩波新書, 234p.

・貝塚爽平・成瀬 洋・太田陽子・小池一之(1995):『新版日本の自然 4 日本の平野と海岸』. 岩波書店, 248p.

・角田清美(1978): 津軽屏風山砂丘地帯の地形について. 東北地理, 30, 15-23.

・活断層研究会編(1991):「新編 日本の活断層 - 分布図と資料」. 東京大学出版会, 437p.

・小岩直人(1996): 岩手県夏油川扇状地における後期更新世の河谷埋積期に関する新知見. 第四紀研究, 35, 35-39.

・町田 洋・新井房夫(2003): 新編火山灰アトラス. 東京大学出版社, 91-93.

・宮内崇裕(1988): 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年. 地理学評論, 61, 404-422.

・村山 磐・松本秀明・宮城豊彦(1984): 津軽平野の沖積層およびその周辺の地形. 東北学院大学文化研究紀要, 15, 200-206.

・小貫義男・三位秀夫・島田昱郎・竹内貞子・石田琢二・斉藤常正(1963): 青森県津軽十三湖地域の沖積層. 東北大学理科地質古生物邦文報告, 58, 1-36.

・大矢雅彦・海津正倫(1978): 津軽平野における扇状地の形成過程. 東北地理, 30, 8-14.

・大矢雅彦(1976): 浅瀬石川扇状地と十和田火山活動の関係について. 早稲田大学教育学部学術研究, 25, 29 - 38.

・斉藤文紀(1989): 陸棚堆積物区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, 98, 350-365.

・柴 正敏・重松直樹・佐々木実(2000): 青森県内に分布する広域テフラに含まれる火山ガラスの化学組成(1). 弘前大学理工学部研究報告, 3, 11-19.

・海津正倫(1976): 津軽平野の沖積世における地形発達史. 地理学評論, 49, 714-734.

・横山芳春・七山 太・桑原拓一郎・安藤寿男(2004): 堆積学的手法によって明らかにされた海成段丘の形成過程—青森県上北平野, MIS 5e 高館面構成層での試み—. 地質ニュース, 595, 10-18.

沖積平野地下の構造と地層のいろいろ

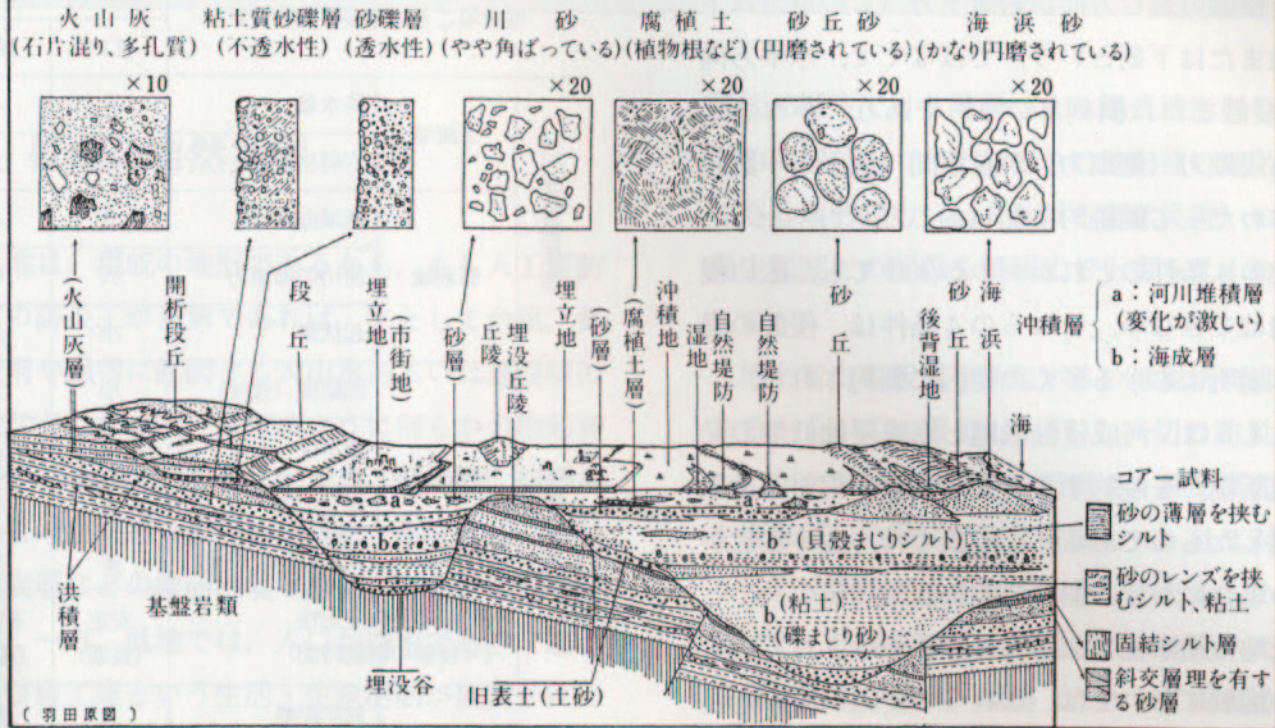


図1 堆積低地の地形種と表層堆積物および地下構造の関係を示す模式図(羽田, 1991 より)

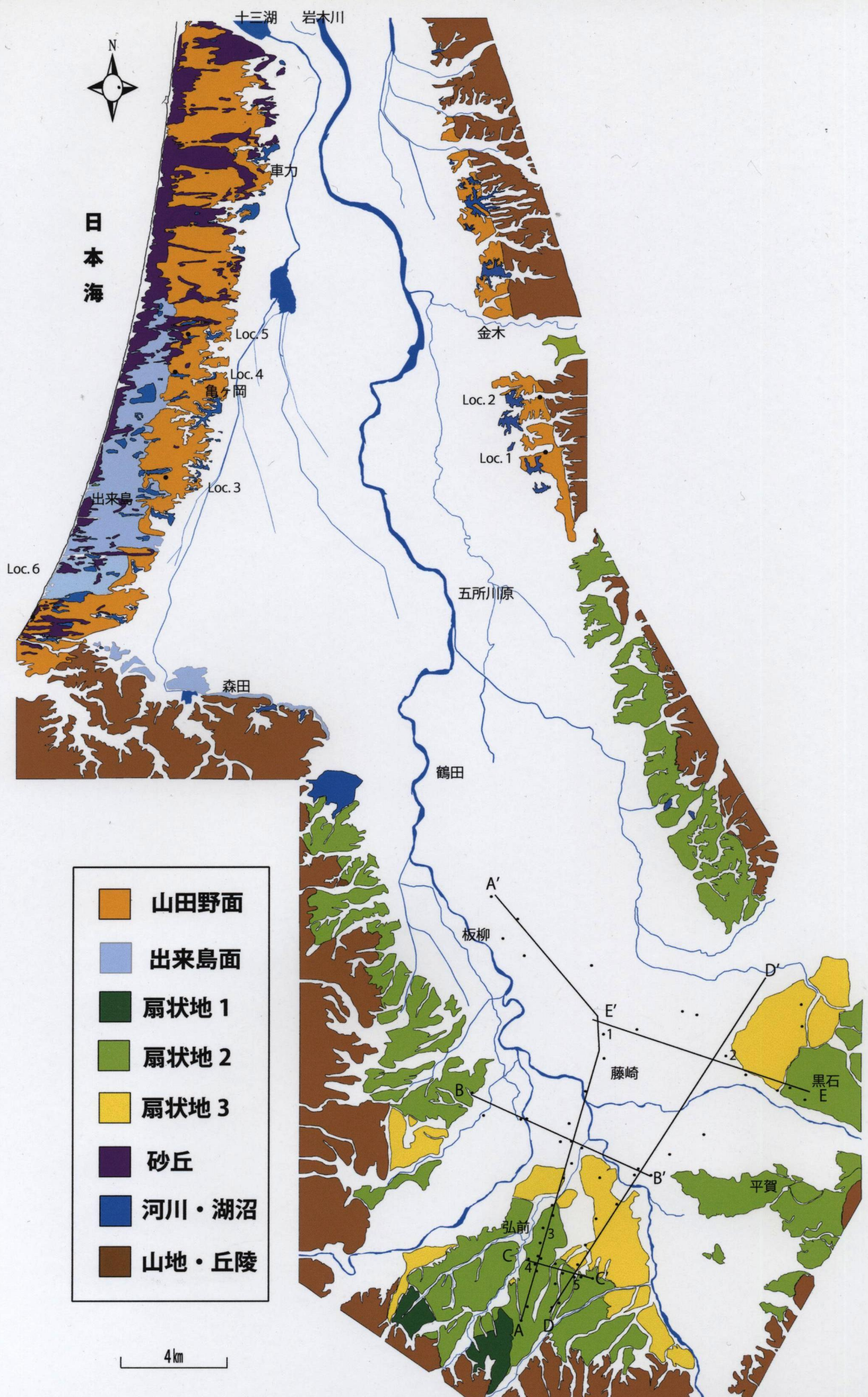


図2 津軽平野における地形分類図

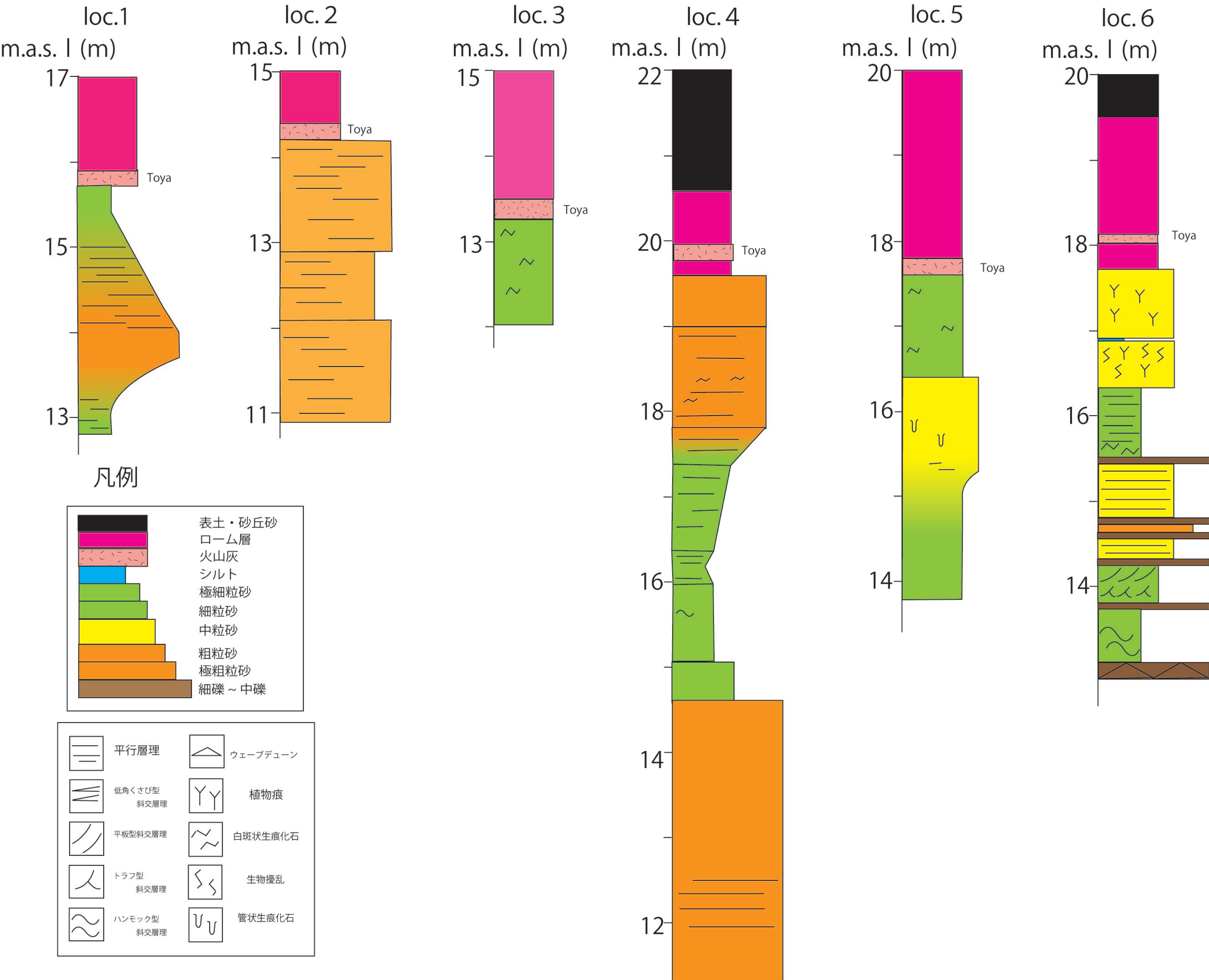
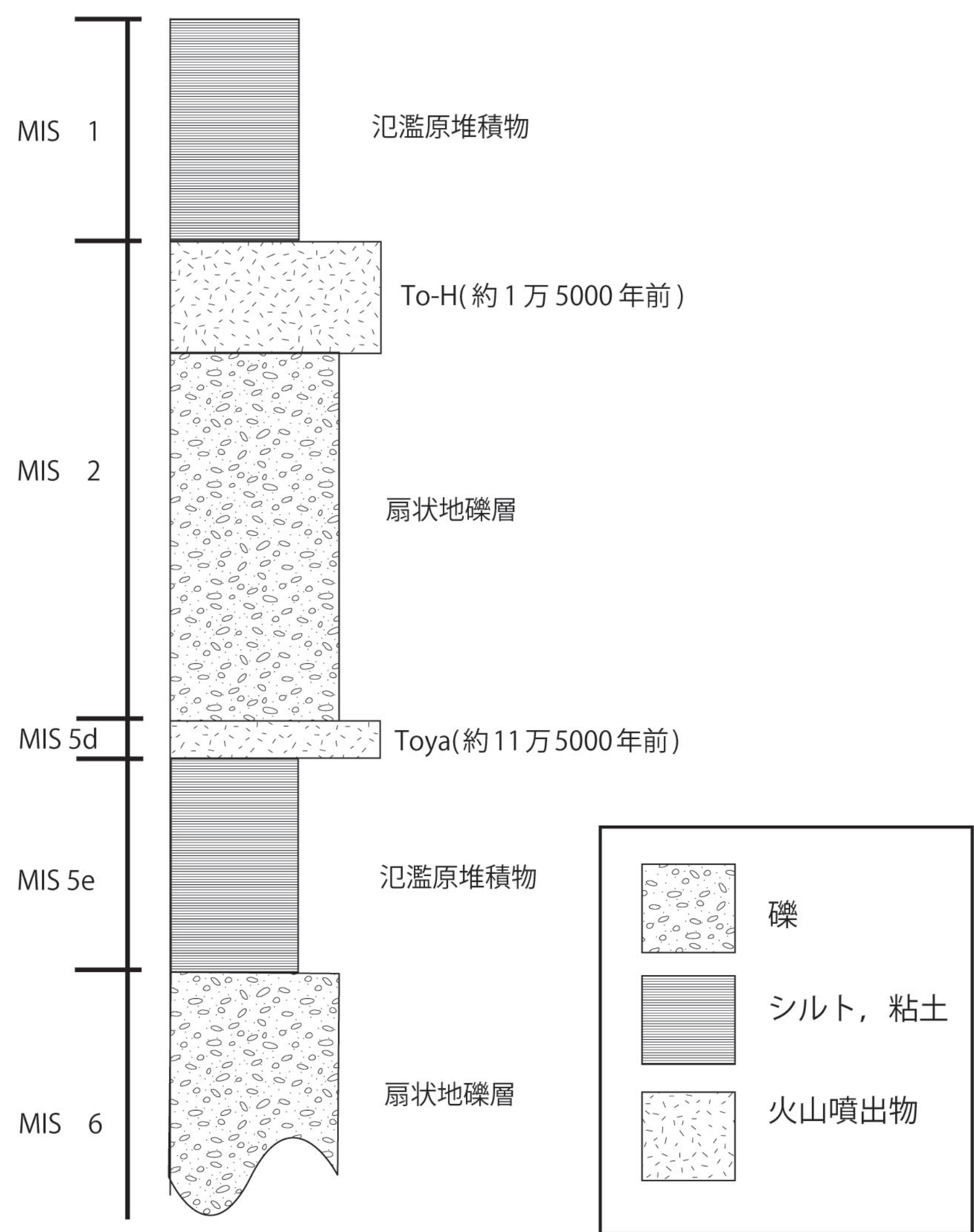
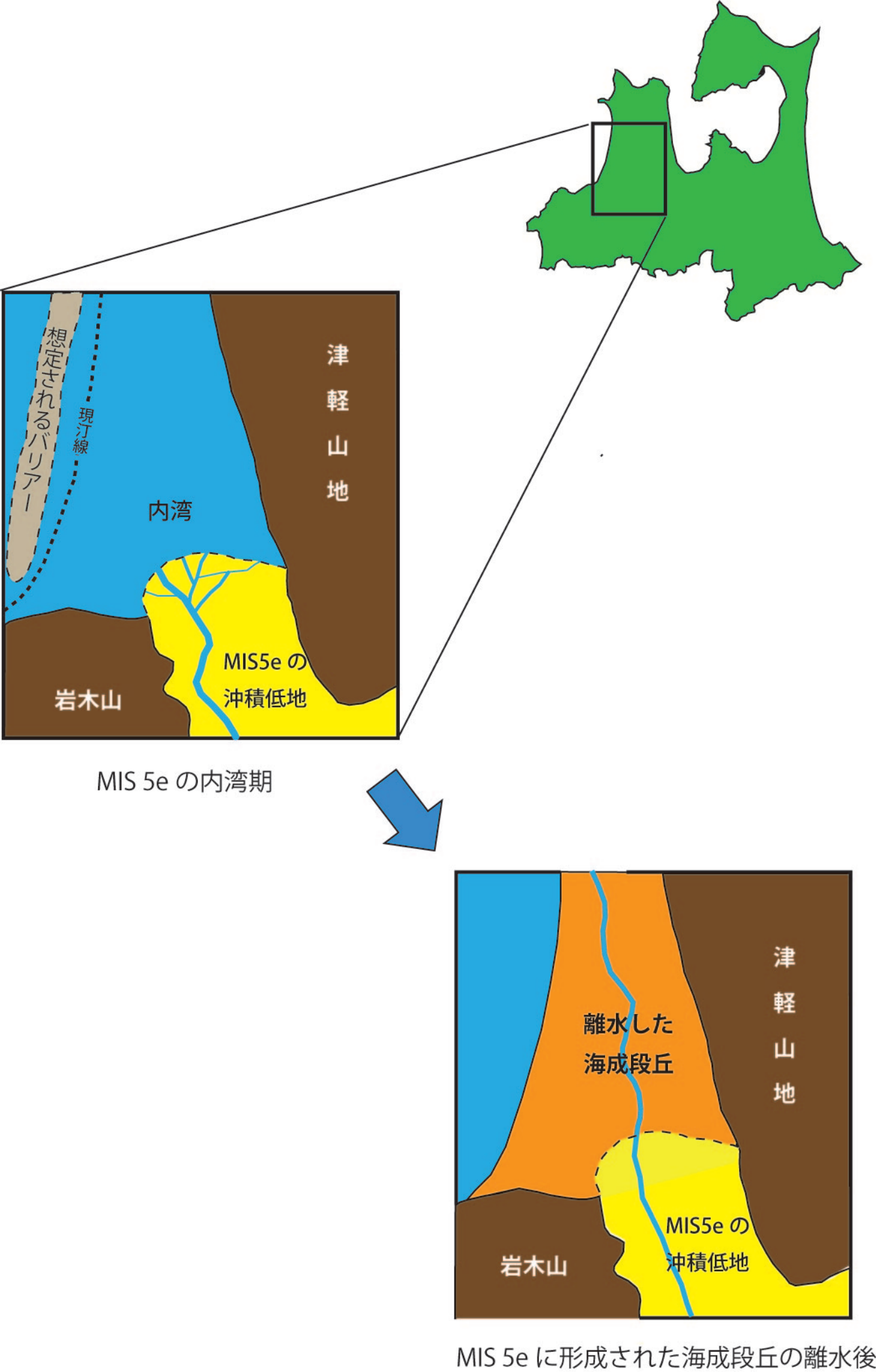


図3 MIS5e に形成された海成段丘構成層の柱状図

堆積相		柱状図	堆積学的な特徴	推定される堆積環境	
1			シルト質極細粒砂～細粒砂から成り，シルト層との互層も部分的にみられる。平行層理も発達。生物擾乱や管状生痕化石（Ophiomorpha）も存在している。	内湾	
2			分級のよい極細粒砂～細粒砂から成り，礫質または極粗粒砂のウェーブリップルがみられ，砂同士が癒着したハンモック斜交層理が発達している。	下部外浜	
3			分級が中程度良い細粒砂から粗粒砂から成り，トラフ状斜交層理や平板型斜交層理が発達している。	上部外浜	
4	1		分級が中程度で灰色～黒褐色を呈し，粗粒砂～極粗粒砂の砂鉄質の平行層理が発達し，植物痕が認められる。	海浜	後浜
	2		分級が非常に良い細粒砂～中粒砂から成り，平行層理や低角くさび型斜交層理が発達。砂鉄などの重鉱物を含む。白斑状生痕化石（Macaronichnus segregatis）が多数みられる。		外洋性前浜
	3		中程度の分級のシルト質の粗粒砂～極粗粒の砂鉄質の平行層理が発達している。		内湾性前浜

表1 MIS5e に形成された海成段丘構成層における堆積相区分表



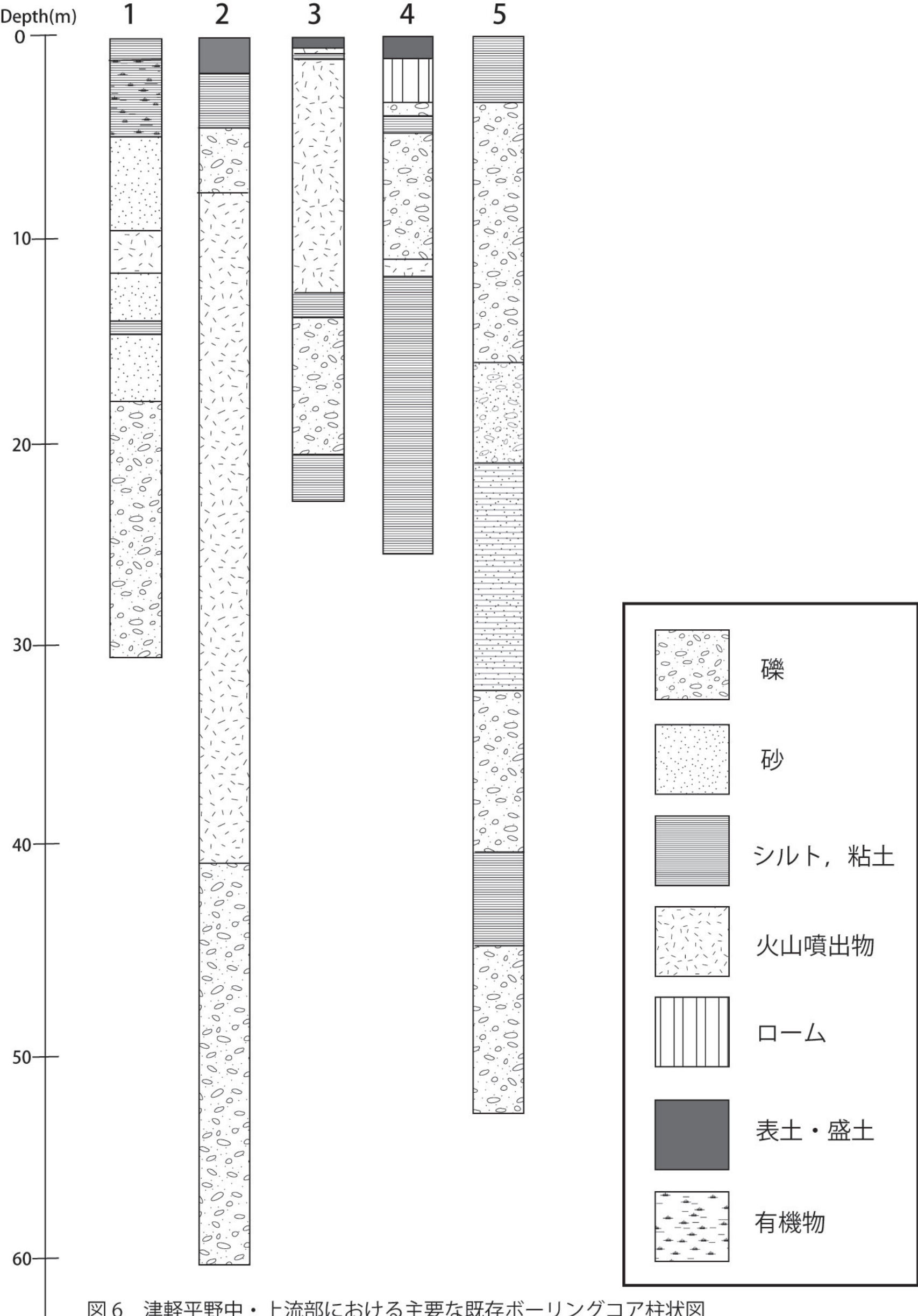


図6 津軽平野中・上流部における主要な既存ボーリングコア柱状図

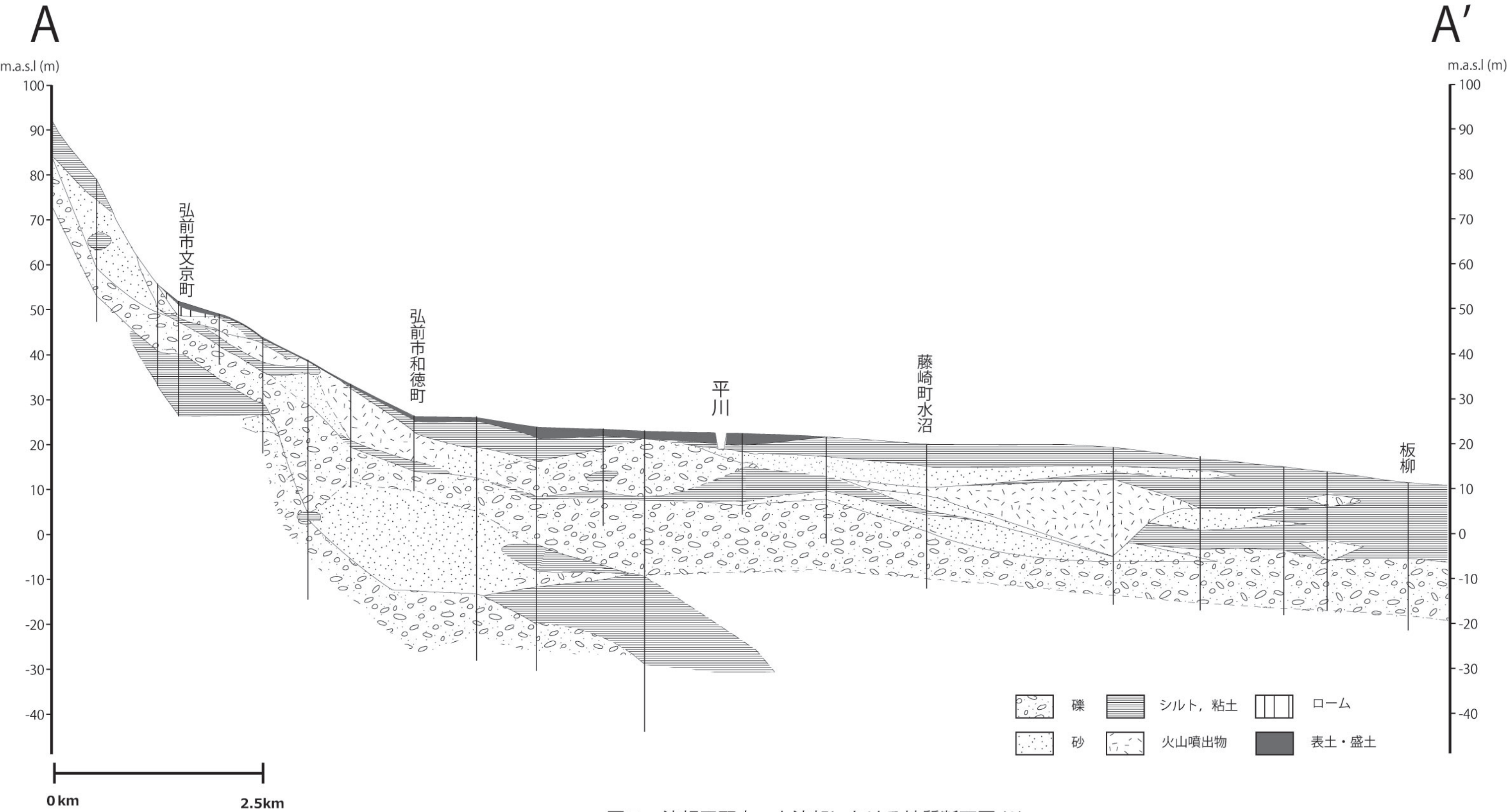


図7 津軽平野中・上流部における地質断面図 (A)

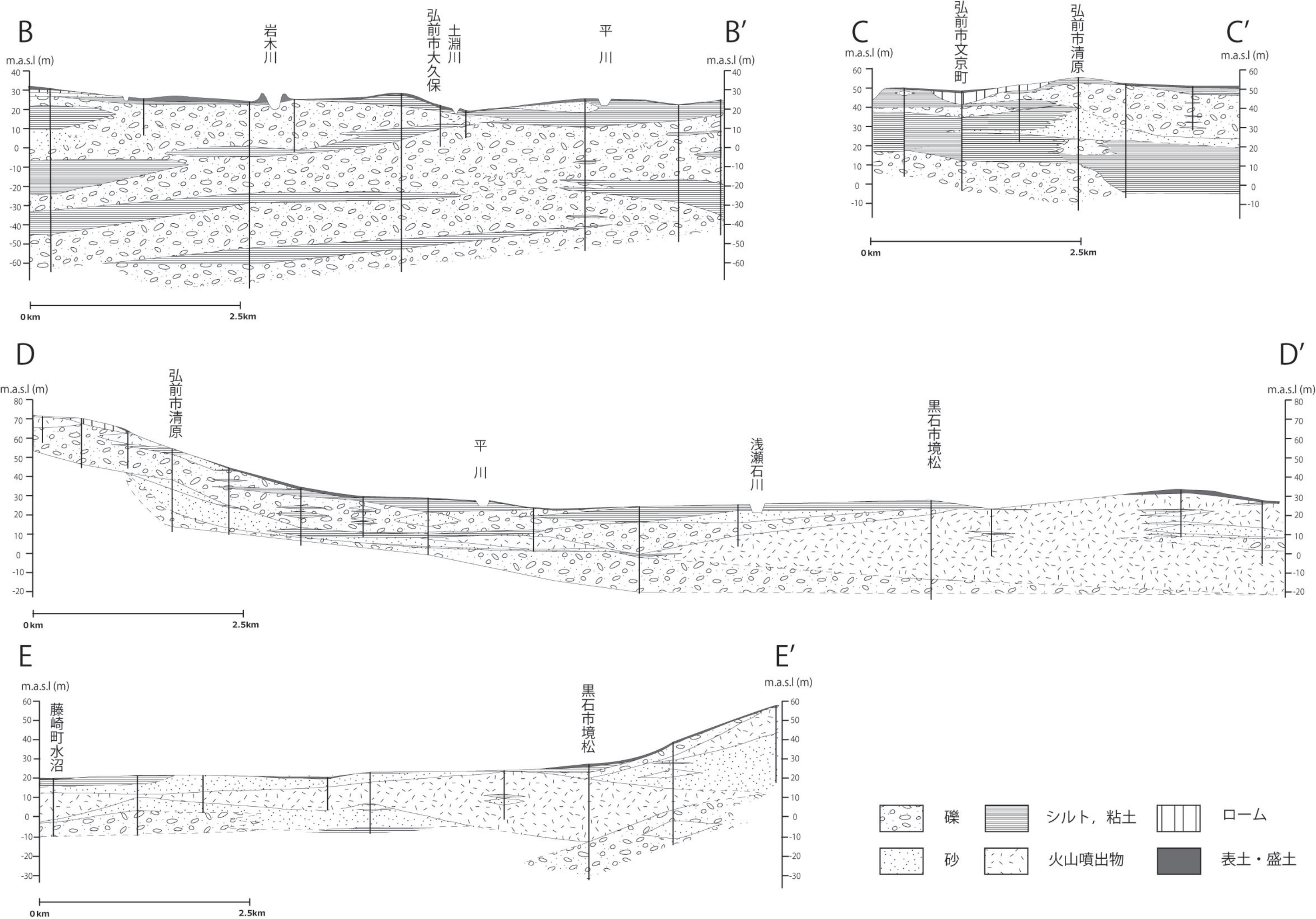


図7 津軽平野中・上流部における地質断面図(B)～(E)

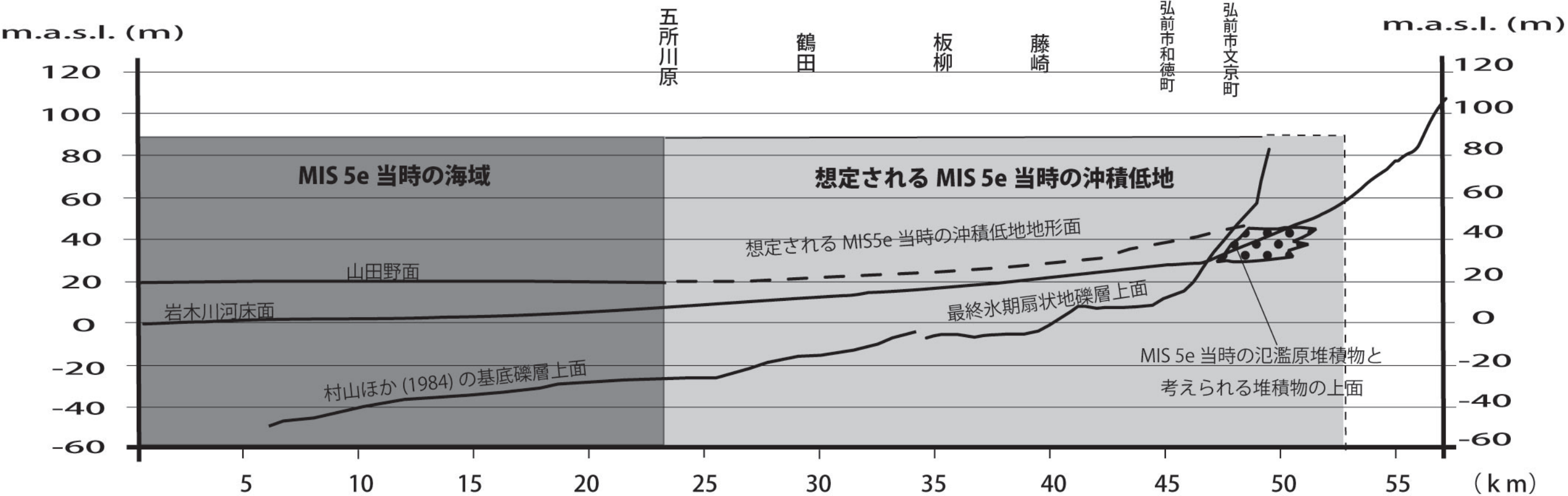


図 8 津軽平野における最終間氷期から現在までの河床縦断曲線

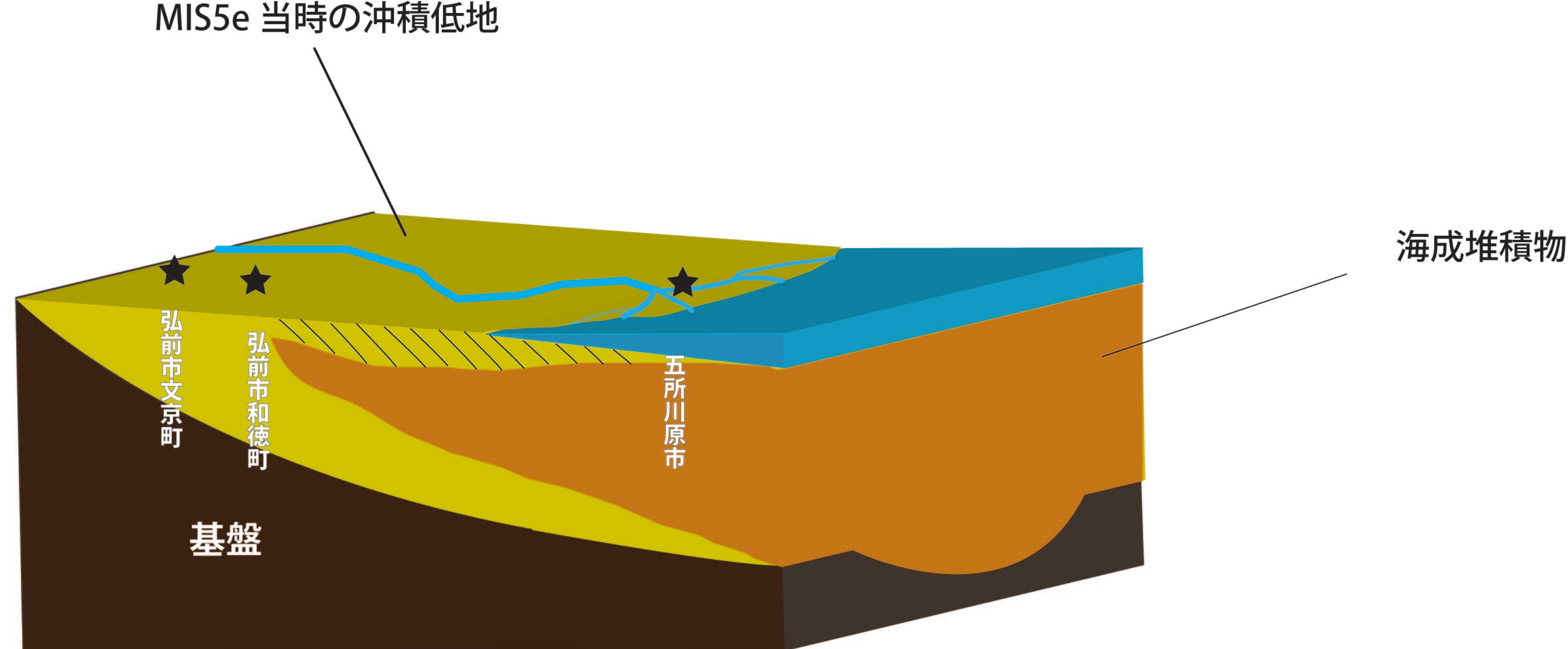


図 9-A MIS5e の内湾期

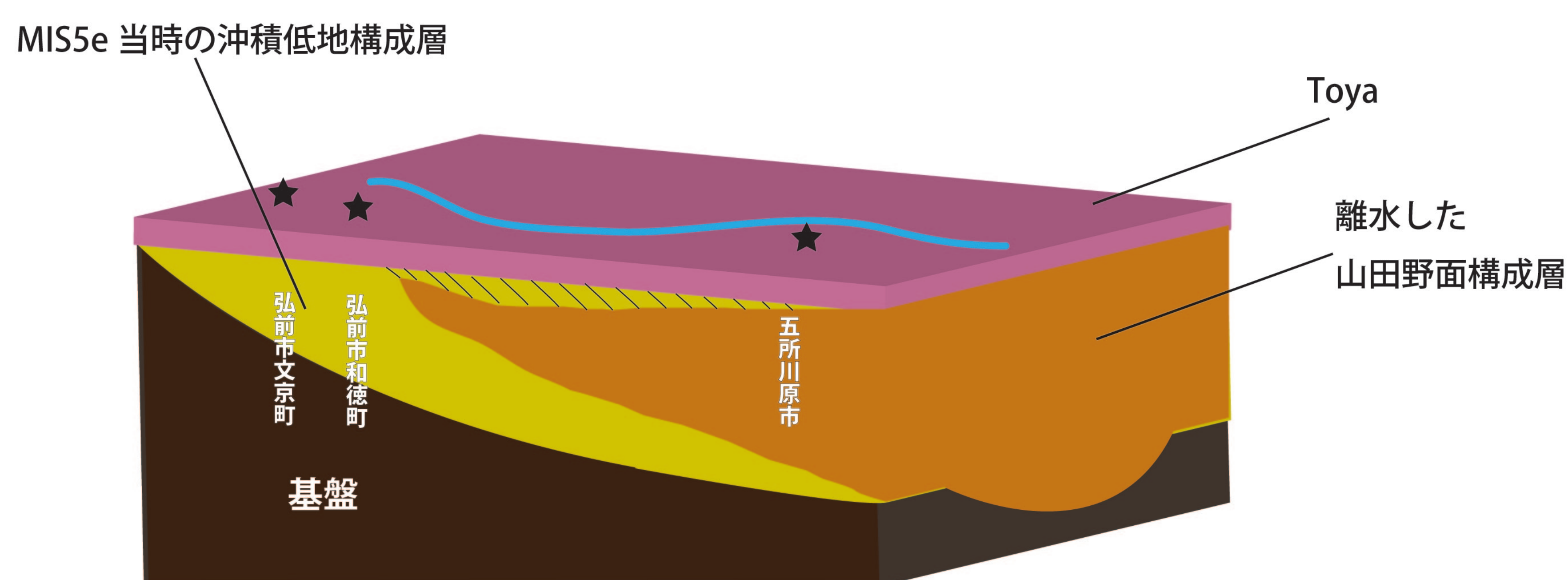


図 9-B MIS5d の Toya 降下後

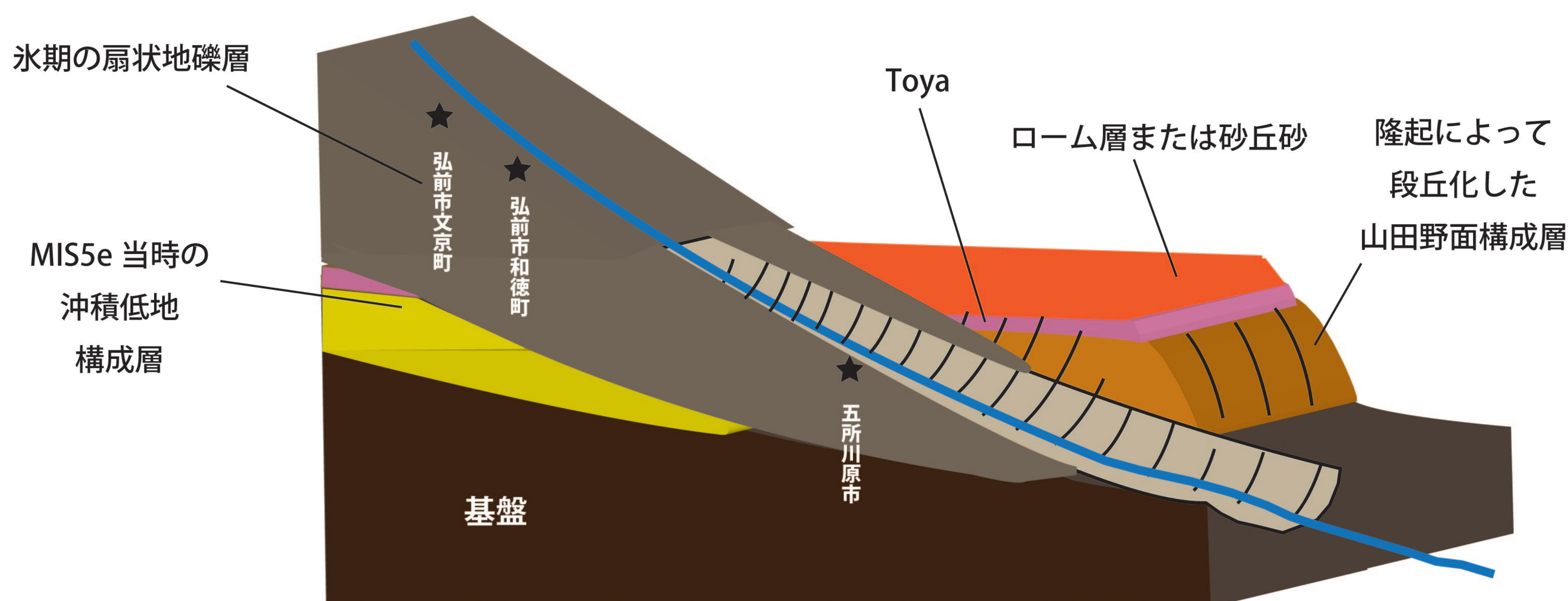


図 9-C MIS 2 (約 1 万 5000 年前以前)

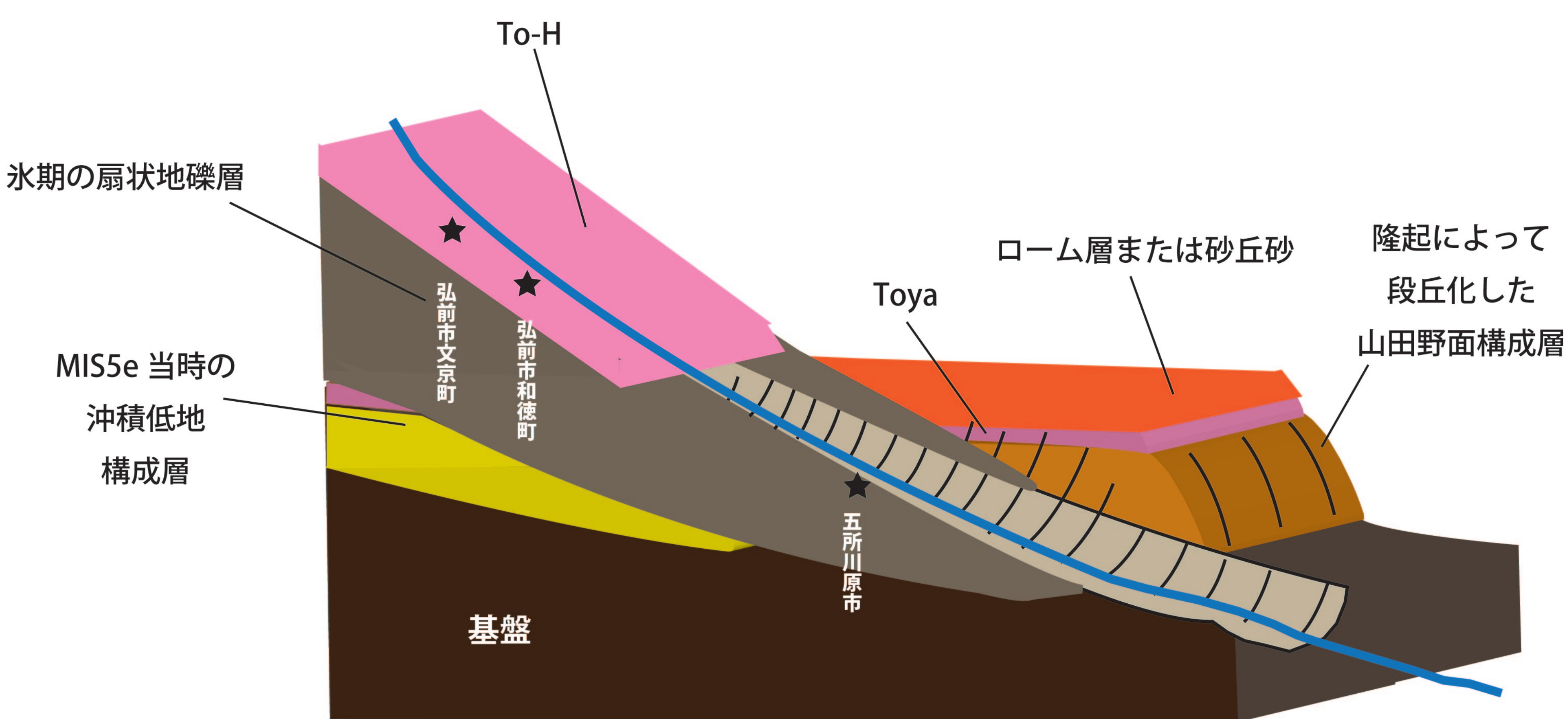


図 9-D MIS 2 (To-h 降下後)

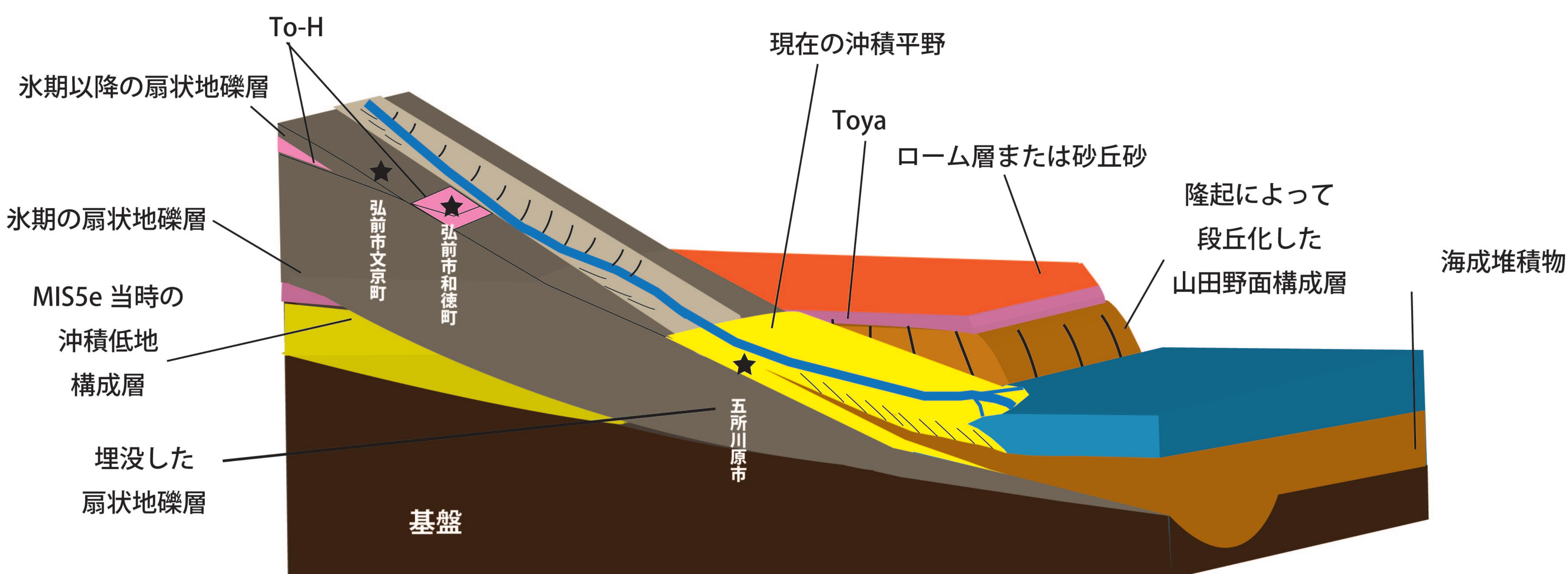


図 9-E MIS 1