

北海道厚真川流域の第四紀研究と2018年胆振東部地震について  
**Quaternary researching the basin of Azuma River and  
2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake**

岡 孝雄<sup>1</sup>・石狩沖積低地研究会

Takao Oka<sup>1\*</sup>, Society for study of Alluvial plain in the Ishikari depression

<sup>1</sup>株式会社北海道技術コンサルタント

<sup>1</sup>Hokkaido Gijyutsu Consultant Co. Ltd., Higashi-ku, Sapporo, Japan

*\*Corresponding author. E-mail: oka@dogi.co.jp*

**Abstract**

The Society for study of Alluvial plain in the Ishikari depression (SSAI) continued researching into topography and Quaternary geology of basin of Azuma River in Atsuma Town, south part of central Hokkaido, since 2012. On September 6 in 2018, Hokkaido Eastern Iburi earthquake occurred around Atsuma Town. We took on researching into slope collapses and landslides caused by that earthquake in Atsuma Town and its neighboring areas from September till December in 2018. The research revealed that the shallow landslides, which occurred frequently and simultaneously in the Eastern Iburi area, were arisen from collapse of slope deposits two to three meters in thickness. The deposits were composed of Ta-d ash-fall mainly.

**Keywords:** Atsuma Town; Azuma River; 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake; landslide; Ta-d ash-fall

**1. はじめに**

石狩沖積低地研究会は2012年に発足以来、主に厚真川流域の地形・地質の調査研究を進めてきた。厚真川の下流域について河川改修関連の調査ボーリングコアを利用した沖積層埋没谷の地質構成の解明と編年を行ない、中～上流域については厚幌ダム建設関連の遺跡発掘に協力して、段丘面区分と降下火山灰層を含む段丘構成層の層序解明などから最終氷期以降の地学的環境変動の解明を行ってきた(岡・近藤ほか, 2017; 星野・中村ほか, 2017など)。その際、微化石解析(花粉・珪藻)、火山灰分析・同定を行うとともに、名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部の協力をえて、AMS<sup>14</sup>C年代測定も多数実施し、厚真川流域の6万年史の解明が大いに進んだ(岡ほか, 2018など)。

そのような中、2018年9月6日に北海道胆振東部地震が発生し、震源に近い厚真町などが甚大な被害を受けることになった(図1)。2日間にわたる全道ブラックアウト、たび重なる強い余震、火山灰盛土地での液状化の発生などにより、主に札幌近郊に在住する研究会関係者も内陸直下型地震の脅威を身近に経験することになった。今回の地震は当初、石狩低地東縁断層帯との関連が取りざたされたが、結果的には地表の既知活断層・リニアメントに動きはみられなかった。震源は30 km以深で下部地殻内に位置し、起震断層は余震分布などから東傾斜高角度の逆断層が復元されている。

この地震によりほぼ瞬時に山地～丘陵地(林地・農地)に数1,000箇所にも及ぶ崩壊・地すべり箇所が出現した(図2)。緊急調査が関連学会・研究機関などで進められ、当研究会も厚真地域の調査研究を長年進めてきた関係から特に地形・地質学的把握の面に取り組むべきと考え、12月中旬までに周辺の早来町・むかわ町を含め延べ10日の現地調査を進めてきた(図1)。多数の崩壊地などの観察・写真撮影を進めてきた結果、崩壊現象のタイプ分けと発生メカニズムの概要が明らかとなり、今回のような多発崩壊が厚真地域の過去1万年史の中では初めての現象ではないかとの知見を得た。

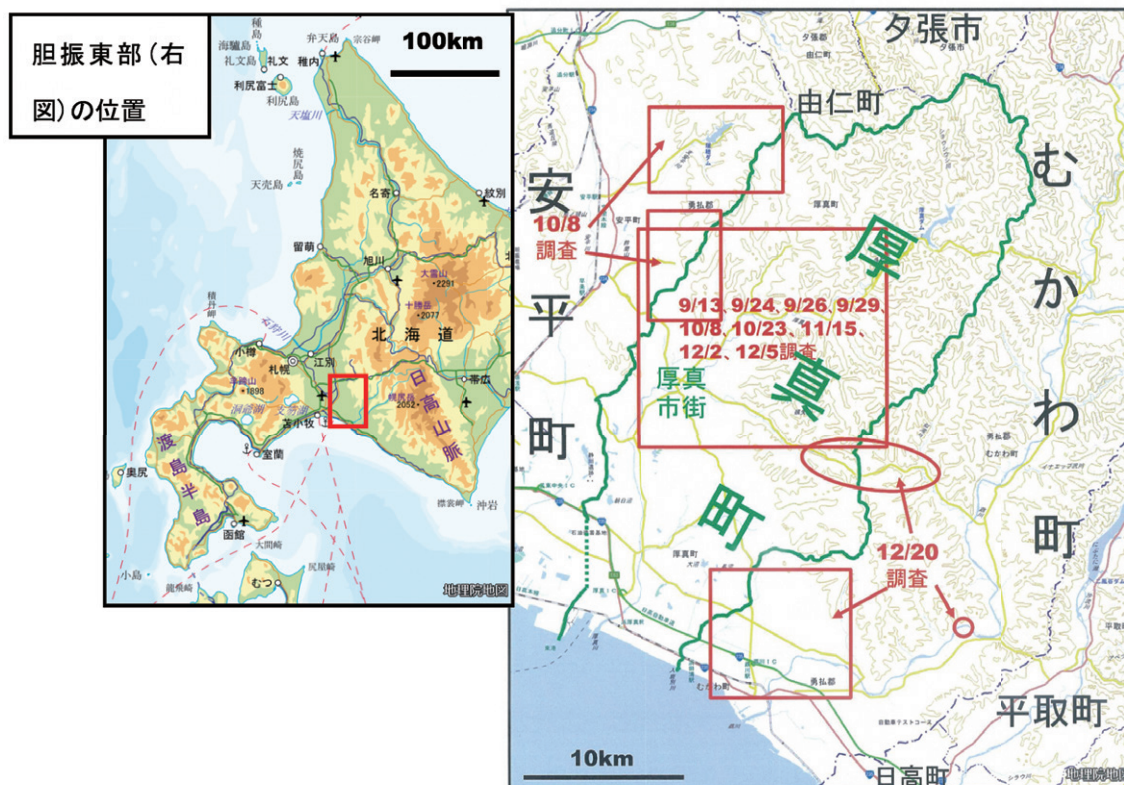


図1 2018年胆振東部地震に関わる厚真町とその周辺の調査範囲（2018年9月～12月）.  
地理院地図（電子国土Web）使用・加筆.

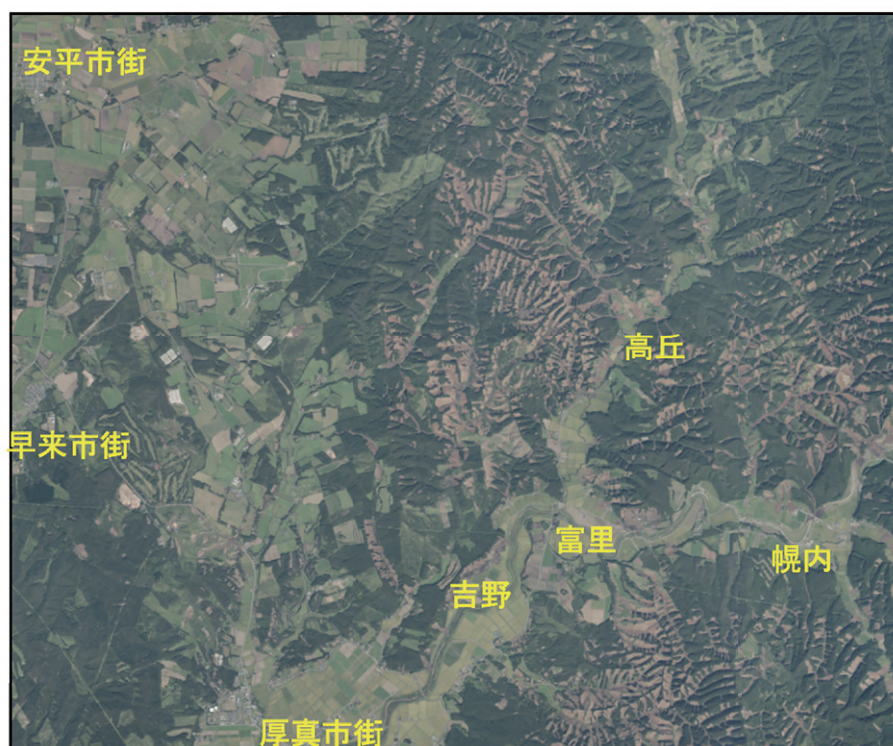


図2 胆振東部地震による厚真町中・北部とその周辺地域で発生した多発崩壊.  
国土地理院2018.9.11撮影航空写真「安平地区」使用.



## 2. 地震概要

地震後、測地・地震、土木・建築、地質などの専門家グループ・企業の観測・調査も始まり、余震も含む地震の観測結果の開示とともに、調査結果の公表もシンポジウム・緊急報告会という形式でおこなわれた。その中で地震概要については文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会が10月12日に公表した胆振東部地震の評価が公式的なものとなっており、以下のように要約される。

①9月6日3:07に胆振地方中東部の深さ約35 kmでM6.7の地震が発生、最大震度7、東北東-西南西に圧力軸をもつ逆断層型で陸のプレート内で発生。その後、震源断層モデルとして、国土地理院から2018年9月12日作成・10月22日更新で、④で示される地殻変動結果を基に断層基準点位置東経141.976°・北緯42.586°、上端深さ約16 km・下端約31 km、走向ほぼ南北(358°)、東傾斜の高角(74°)、すべり角113°、すべり量1.3 m、Mw6.56が提示された。②余震活動は本震を含む南北30 kmの領域で継続、9/6 6:11、10/5 8:58に最大震度5弱、10/12 10:00までにM4.0以上の地震が52回、最大震度4の地震が23回発生。③本震について安平町K-NET追分観測点で1796 gal(三成分合成)など大きな加速度が観測され、震央付近の厚真町鹿沼で震度7、同 京町・安平町追分柏が丘・むかわ町松風・同 穂別で震度6強の揺れを観測(図4)。追分観測点はKiK-NETでは1505 galが示されるが、観測点の地盤条件を反映した特異な結果である。K-NETでは周辺の早来市街、鶴川市街、穂別市街、KiK-NETの厚真市街で660~770 galの値が示されており、崩壊多発範囲では、1000 gal近い値が生じたことが示唆される。④衛星測位地システムにより苫小牧・厚真・平取で東~南東へ1.9~3 cm、門別で南南東へ5.4 cmの水平移動が観測された。だいち2号の合成開口レーダー干渉解析画像の解析から震央周辺で最大7 cm程度の隆起、その東側で最大4 cm程度の東向き変動が見られた。⑤本震および余震は主に深さ25~40 km付近に集中し、一部の微小な余震が深さ10~15 km付近に認められ、前者が下部地殻付近に位置することからその位置付けが問題となった。これについては、防災科学技術研究所などで過去18年間の胆振東部とその周辺の震源分布も検討された結果、本震および余震は高速度域と低速度域の境界付近で発生したものとされ、今回の地震を含む地震発生層は日高山脈下へ深くなるものとしてとらえられている。一方、深さ10 km付近より浅部では石狩低地東縁断層帯の震源断層が低角東傾斜~水平で想定されているが、地表付近の活断層群(副次的)を含めて、直結はしていないと示唆された。

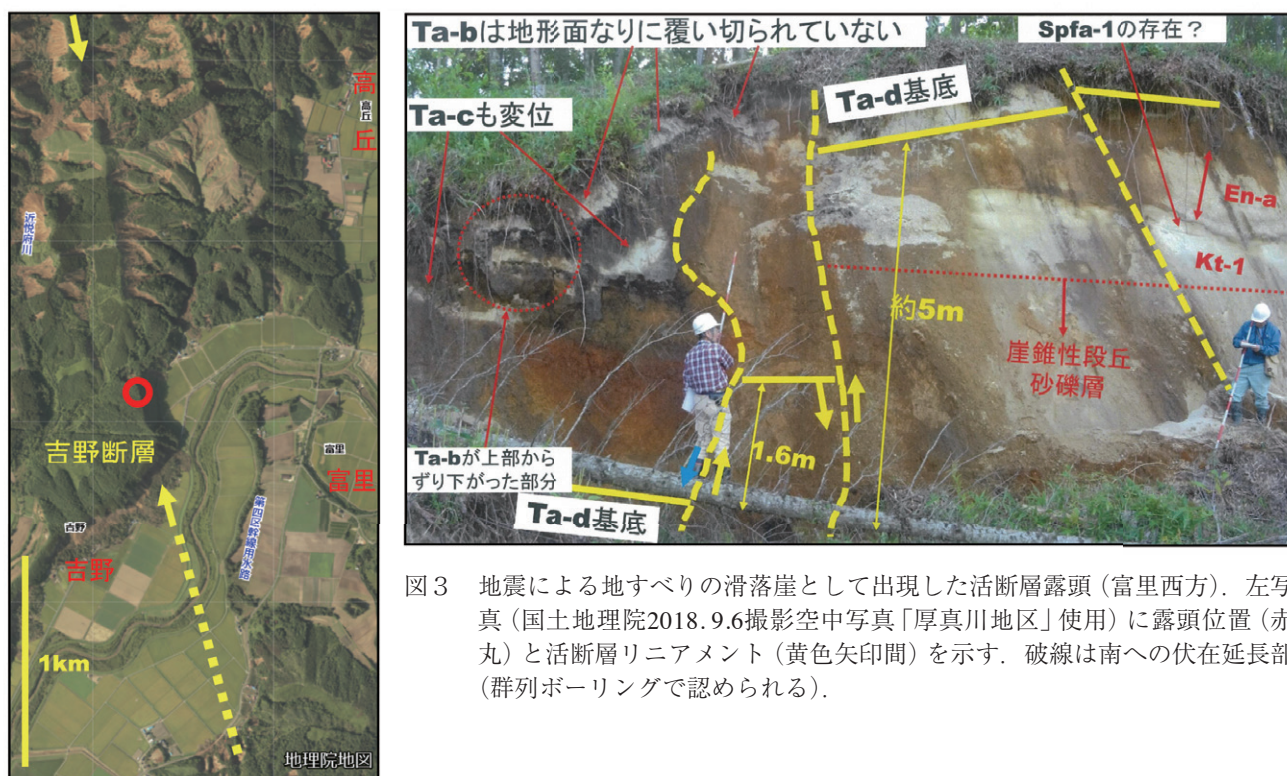


図3 地震による地すべりの滑落崖として出現した活断層露頭(富里西方)。左写真(国土地理院2018.9.6撮影空中写真「厚真川地区」使用)に露頭位置(赤丸)と活断層リニアメント(黄色矢印間)を示す。破線は南への伏在延長部(群列ボーリングで認められる)。

### 3. 胆振中東部の地質・地形と未知の活断層および崩壊・地すべりの多発

厚真町を中心とした地域の地質は地質図幅「早来」・「穂別」に示されるが、主に新第三系堆積岩よりなる褶曲地帯で、地形的には細かく開析された山地(小起伏; 標高400 m以下)と丘陵地を主体とするが、西寄りの部分では中期更新世以降の海成段丘が発達する。厚真川が北東から南西へ向かって流れ太平洋に注ぐが、その流域には沖積低地が膨縮を繰り返して分布する。狭くなった部分には、石狩低地東縁断層帯などの地質的構造線(帯)が通過することから、沖積低地の広がりには活構造(断層)に規制されている可能性がある。さらに、中～上流部では下位よりT1～T5の河岸段丘面の発達が顕著である。T5面(現河床からの比高30 m前後～40 m前後)でも、その形成(離水)時期は5～6万年前で、それより古い(高い)段丘面は確認できず、地殻変動の進行により消失したものと思われる(地殻変動の激しさを反映)。なお、褶曲帯のうち、鶴川市街北東側丘陵から厚真町高丘付近に至る右雁行褶曲群(新たに厚真複背斜と呼ぶ)は活構造の可能性が高い。

国土地理院の厚真町周辺のデジタル標高地形図(2018年9月作成)によれば、厚真川沿いの朝日～幌内においては、南北方向のリニアメントがいくつか認められる。そのうち、富里西方(吉野東側)のものについては既存の活断層露頭に加えて、今回の地震で新たな活断層露頭が出現した(図3)。東落ち高角度の階段状断層で、概査によればTa-d(8,800年前頃降灰)基底面の総計の落差は約5 mである。Ta-c(3,300年前頃同)も変位を受けるが、Ta-b(1667年同)は地形なりに断層を覆っており、切られていない。よって、8,800年前以降2回以上の断層活動があったと推定した。その他の証拠も含めて活断層として確定したことから、これを「吉野断層」と呼ぶことにした。今回のこの活断層については新たに活動した証拠は認められなかった。その他の活断層の可能性のあるリニアメントについても動いた証拠はない。

崩壊・地すべりについては、多発範囲は地質構造的には厚真複背斜地域の中～北部および平取背斜地域の南部地域の範囲にほぼ一致し、本震とその後の余震分布から明らかになる断層の上盤範囲の北部からその北～北西側に該当する(図4)。一方、上盤範囲の南部(厚真町南東部・むかわ町南部)の山地～丘陵では厚真町鹿沼で震度7が観測されているが、崩壊・地すべりの発生は極めて少なかった。多発の要因は樽前火山起源のTa-dを主体とした降下火山灰層が東方に厚く堆積し、崩壊多発範囲はTa-dを主体とした2～3 mの斜面堆積物が厚く毛布のように覆う部分となっていたことである(図5)。厚真町南東部およびむかわ町南部では震度は大きかったが、斜面堆積物は薄くなり、崩壊発生箇所は極めて少なくなっている。

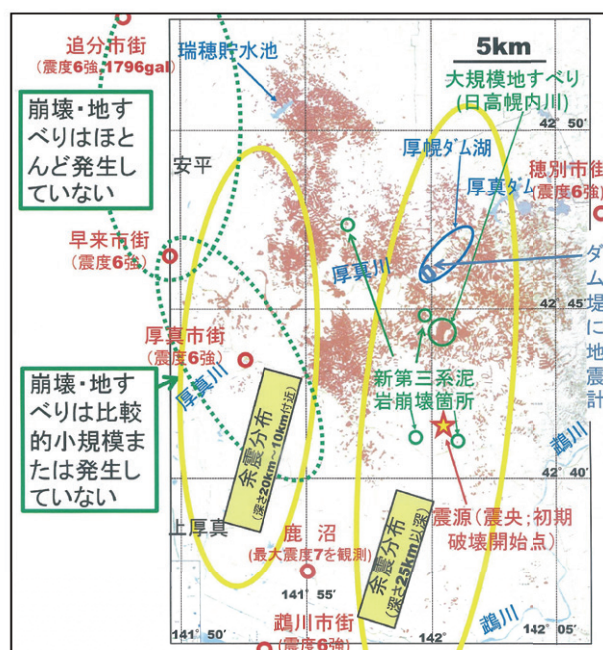


図4 崩壊・地すべりの分布と震度・最大加速度との関係。

国土地理院2018.9月作成の「平成30年北海道胆振東部地震に伴う斜面崩壊・堆積分布図(北海道厚真町周辺)」の一部使用、加筆。



著者らは厚真川上流域については、厚幌ダム建設工事の遺跡調査に関連して火山灰編年学（テフロクロロジー）に基づいて地形面区分を行った（岡ほか，2017；岡，2018a；岡ほか，2018）。5段の段丘面（下位よりT1～T5）が区分され、各段丘面の構成堆積物とTa-dを主体とした斜面堆積物の調査を行い、6万年前以降の地学的環境変動の解明を行った。同川の中流域（厚真市街～幌内間）でもほぼ同様な地形面区分が可能で、調査は断片的であるが、上流域とほぼ同様な地形面区分が可能である。厚真川の中・上流域は支流を含めて崩壊多発地域にほぼ一致するが、山地・丘陵斜面を含む地形面区分と今回の地震崩壊のイメージを示すと図7のようになり、崩壊は一般的には斜面堆積物で生じている。斜面堆積物は厚さが2～3 m程度であり、その下部3/5は降下火山灰Ta-d（Ta-d1+Ta-d2）火山灰質ローム（粘土質）が占め、上部2/5はTa-c、Ta-b、腐植土など構成されている。崩壊は一般的に火山灰質ロームを残し、軽石質のTa-d2以上で生じており、毛布のようにおおう斜面堆積物に重力加速度に匹敵する最大加速度が作用し、Ta-d2以上のルーズな表層部に浮き上がるような力が全体として作用し、あたかもホバークラフトのように下方へ移動したと思われる。なお、富里でのTa-dの直下の腐植土・木片の年代測定からTa-dは8,700 y.BP（暦年）が想定でき（岡・近藤ほか，2017），問題となる斜面堆積物は約9,000年前頃から形成が始まったと考えられる。

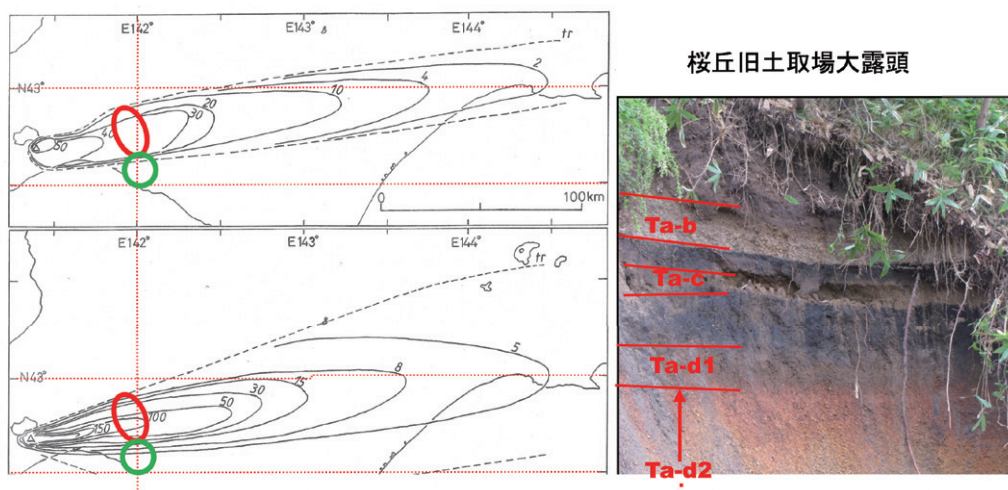


図5 Ta-d降下火山灰（上図Ta-d1：上部を占めスコリア質，下図Ta-d2：軽石質）の等厚線図（古川ほか，2010の図を引用・リライト・加筆）。赤丸は崩壊多発範囲，緑丸は崩壊散発範囲（強震度域）を示す。右写真はT5面の火山灰・腐植土・ローム累積層の上半部。右写真はT5面の火山灰・腐植土・ローム累積層の上半部。

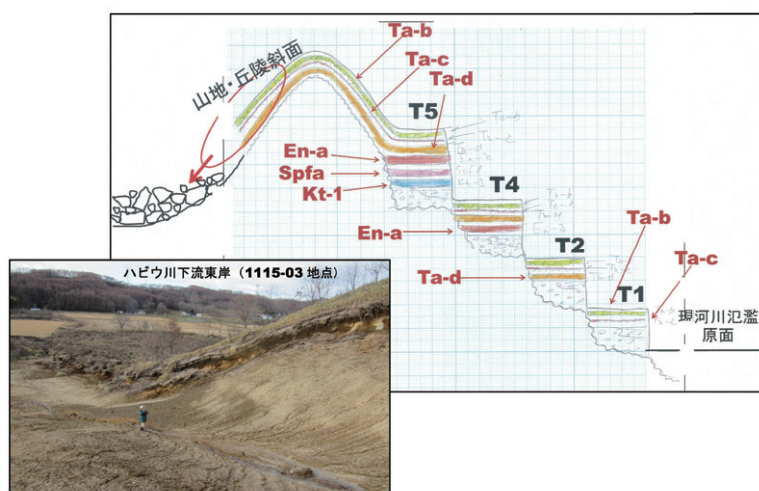


図6 斜面堆積物の崩壊のイメージと河川堆積物・降下火山灰の関係（テフロクロロジー）。写真はTa-d2以上の表層崩壊・地すべりを示す。



図7 厚真町中～北部の調査地点一覧図（2018年9月～12月調査；一部崩壊・地すべり箇所以外を含む）。  
国土地理院発行2.5万分の1地形図使用。

#### 4. 崩壊・地すべり調査

崩壊・地すべり箇所は大小合わせると数1,000箇所には達すると思われるが、厚真町中・北部を主として、早来町北東部およびむかわ町南部を含めて、9月～12月に延べ10日間の調査を行い（図1，図7），調査地点（箇所）の総数は300あまりとなった。厚真町中・北部と早来町北東部では崩壊多発域となり、主に、Ta-d2以上の斜面堆積物の表層崩壊が主な検討対象となった。一方、同じく震度6強からそれ以上が想定された厚真町南部およびむかわ町南部では崩壊は散発的であり（図4），急傾斜面での新第三系泥質岩層の風化部の表層崩壊が問題となった。検討対象とした崩壊・地すべり現象には以下のようなタイプが見いだされた。

##### i) 平滑型斜面での崩壊

段丘崖など比較的限られた箇所で発生している。

幅10～20 m前後の小規模な場合（図8左）：斜面下では崩落状態で流動性は弱い。

幅が数10 m以上の規模の場合（図8右；図10の924-05地点）：完全な平滑というよりスプーン状の浅沢が存在しており、浅沢単位で崩壊物が集積し、斜面下（低地）で舌状の地すべり体が形成され、押し出し部分の平面形状は凸凹となる。

★階段状の多段の段丘での崩壊・地すべり（図15の924-03地点）

★盛り土のある台地際での崩壊

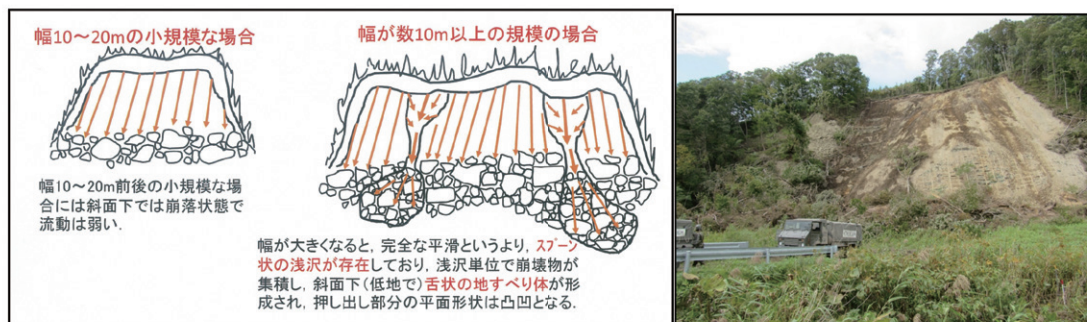


図8 平滑型斜面での崩壊のイメージと写真（桜丘；913-02地点）



## ii) 沢単位での崩壊・地すべり

崩壊・地すべりの大部分は沢単位で生じたものである。

分岐が進まない小沢(勾配大)の場合(図9左): 沢地でのスプーン状の崩壊・地すべりの発生と沢口前方での舌状の広がり(基本形)が認められる。

枝沢が生じ分岐が進む沢(勾配大)の場合(図9右, 図10の924-06地点): 増加した崩壊・地すべり流体が沢口にフォーカス状に集中し, ときに凹地(沼に変化)を生ずることもある(図12)。地すべり状に押し出されたものは, 層状のブロックとして押し出された部分に, 土石流的になったものが混在状態になる。

★分岐が進みかつ大きく長くなった沢の場合(図11): 沢内に大部分の崩壊・地すべり体が留まり, 沢口前方(低地)への舌状体の形成は限定的になる。メナの沢川, 東和川中～上流部, 近悦府川上流部, ウクル川の北岸側支流, 日高幌内川上流などで見られ, 林道が消失し, 立ち入りが困難な状態になっている。

## iii) 10°前後の緩傾斜面での崩壊・地すべり

朝日・幌里付近の丘陵地で見られる。これらの地域(丘陵)は新第三系の向斜部(厚真向斜)に該当し, 一般に萌別層の砂質泥岩層の上にTa-d2以降の斜面堆積物が重なる。

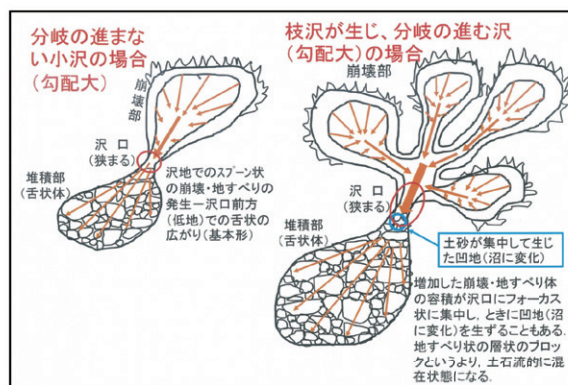


図9 沢単位での崩壊・地すべりのイメージ



図10 幌内北西で見られる平滑型斜面での崩壊(左: 924-05地点)と沢単位での崩壊・地すべり(右: 924-06地点). 図10・11国土地理院2018.9.6撮影空中写真「厚真川地区」使用。

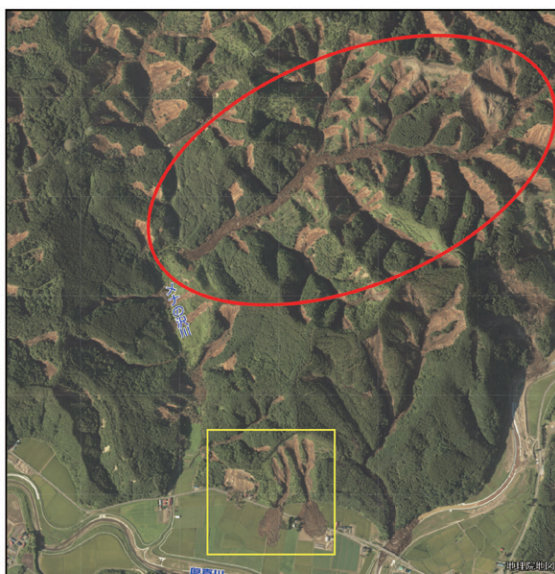


図11 分岐が進み, かつ大きく長い沢では崩壊物で沢全体が埋め尽くされる(幌内メナの沢). 黄色枠は図10の範囲。



図12 図10の右(924-06地点)の右分岐沢の沢口に生じたクレーター状の凹地。



#### iv) 新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊

震度は6強からそれ以上が想定されるが、厚真町南部およびむかわ町南部では崩壊は散発的である(図4)。その要因としては、散発地域ではTa-dの厚さが数10 cm以下に急減し、新第三系泥質岩の風化部の上に50 cm前後の厚さの表層堆積物が存在するに過ぎないことから、泥質岩の風化層の表層崩壊が問題となる。緩い斜面では崩壊はほとんど発生せず、比較的急な斜面部に限定して発生している(図4, 図13)。ただし、この事例は調査が不十分である。

#### v) 新第三系岩の崩落

新第三系の崩落箇所が、調査した範囲内では厚真町管内高丘(図7の1115-15, -16地点)、日高幌内川(同924-09地点; 図14左)、ウクル川支流石油沢、むかわ町穂別栄の毛似湾川(図1, 図14右)などで認められる。高丘の例を除くと、震源地付近で認められるが、そこで何が起きたのかを詳しく知るためには今後の詳しい調査が必要である。



図13 新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊のイメージと露頭写真(むかわ町春日一区用水路沿い)



図14 新第三系岩の崩落箇所写真(左: 日高幌内川924-09地点-大規模地すべりの隣接箇所-, 右: 穂別栄の毛似湾川入り口-震源地付近-)

### 5. 特に問題となった箇所の崩壊・地すべり

大きな人的被害の発生、重要な公共施設の被害、大規模地すべりによる谷閉塞など特に問題となり、マスコミ上も注目され、全国的に話題となった出来事について取り上げる。

#### i) 富里配水池付近(桤山下)の崩壊・地すべり

一見、平滑型の斜面と思われる桤山南側斜面部であるが、いくつかの浅沢の集まりよりなる。地震発生により、単独の沢あるいはいくつかの沢が集合するように崩壊・地すべりが進み、それは段丘上へ



押し出され、舌状部1～5が形成された(図15, 16)。段丘はT2面に該当し、新第三系振老層(砂岩泥岩互層、一部礫岩)の上位に重なる段丘堆積物(下半部は河川成砂礫層)で構成されている。段丘堆積物の上半部はTa-d, c, bの火山灰層とそれらの上下の火山灰質ローム、腐植よりなる風成層が占め、斜面堆積物に連続している。路盤下にTa-dなどの風成層が存在する場合には、路盤下の風成層毎、移動・破壊が進んでいる。給水塔および浄水施設棟が倒壊を免れたのは基礎杭が恐らく新第三系まで淘汰していたためであるが、給水塔横のコントロールタワーは基礎ごと倒壊し下方へ流された。

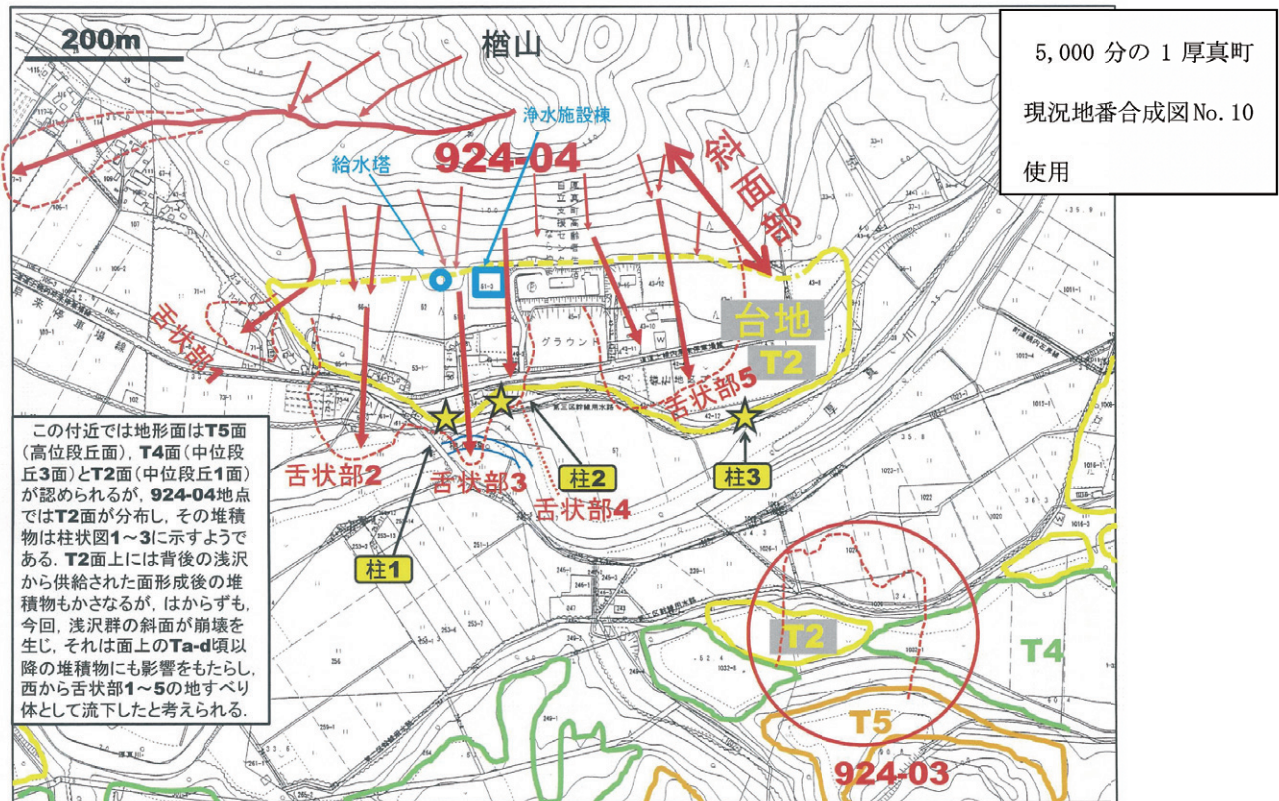


図15 富里配水池付近(檜山下; 924-04地点)の崩壊・地すべり

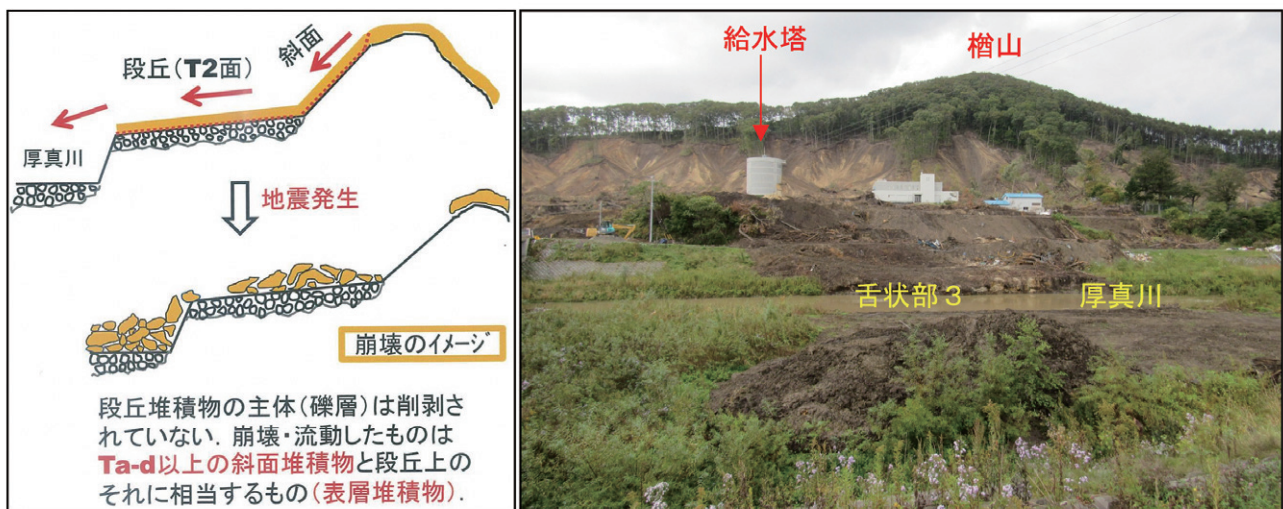


図16 檜山下の崩壊・地すべりのイメージと写真(地すべり体の舌状部3は厚真川の南岸へ到達)



## ii) 吉野地区での崩壊・地すべり

1.3 kmにわたり一見瀑布状の崩壊が続くが、平滑型斜面ではなく多数の浅沢を単位とした崩壊・地すべりの集合体である(図17の右写真)。崩壊斜面のトップはT5面(高位段丘)であり、斜面下には切れ切りにT1面(低位段丘)が存在していた。崩壊イメージを断面で描くと図17の左図ようになる。崩壊物の大半は斜面に存在していた斜面堆積物であるが、崩壊部のトップではT5面の堆積物(段丘礫層+Kt-1+Spfa+Ta-d+Ta-c+Ta-b+腐植層+火山灰質ローム層)のうちTa-d以上のものが崩壊して巻き込まれている可能性があるが、詳しい調査は今後の課題である。



図17 吉野地区の崩壊のイメージ(断面)と崩壊地の写真

## iii) 日高幌内川での大規模地すべり

地すべり指定箇所で大規模な地すべりが発生したもので、西側尾根部の移動と北東部滑落崖付近の崩落・分離・移動が生じた。地震後の空中写真によれば、前者については、尾根部が滑落崖部と分離して、南へ500 m程度移動し、日高幌別川の谷を塞ぐ結果となった(図18)。移動したブロック(幅200 m弱×800 m)は新第三系軽舞層泥岩より成り、南～南東へ10°程度の層理を有し、層理面がすべり面になった可能性がある。同じく、後者については、もとの地すべり地形の北東部の滑落崖～尾根付近が南西方向へ移動・分離している。震源に近接しており、より強い振動が生じた結果と考えられる。

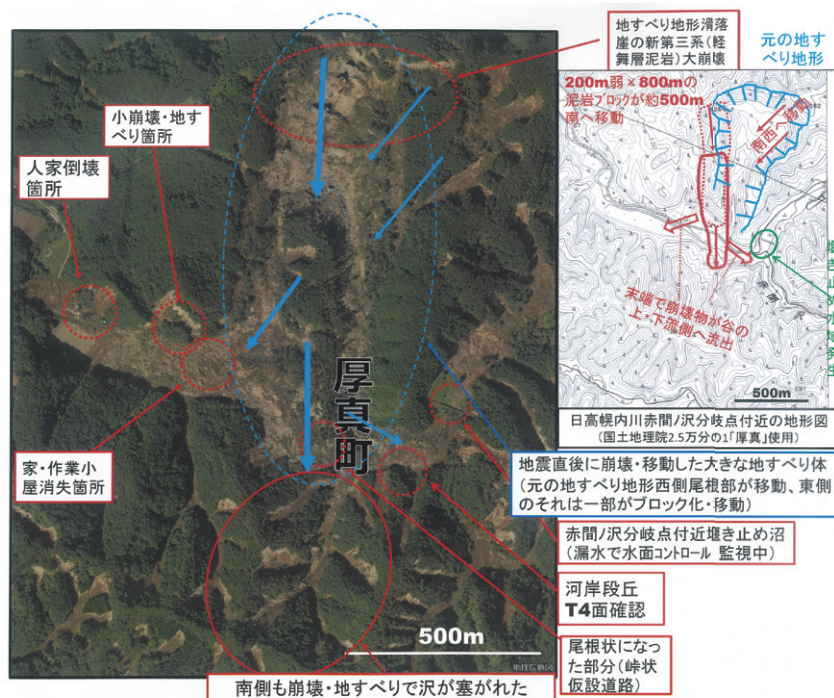


図18 日高幌内川の大規模地すべりの空中写真(国土地理院2018.9.6撮影空中写真「厚真川地区」)



## 6. 厚真川流域6万年史の中で胆振東部地震による斜面崩壊・地すべりの多発をとらえる(地震活動・斜面変動・河川変動など)

厚真川上流域では厚幌ダム工事関連での遺跡調査の一環で地形・地質調査が著者らにより行われた。工事用の5,000分の1厚幌ダムレーザー測量図を読み取り地形面区分を行って露頭調査を進め、遺跡発掘の成果も取り入れて地形面毎の堆積物の構成をまとめた(岡ほか, 2017; 岡, 2018a; 岡ほか, 2018)。その際にはクッタラ・支笏・恵庭・樽前火山の5万年前頃以降の降下火山灰に基づく火山灰編年が有効な役割を果たした。

中流域を含めて段丘堆積物(T1~T5面)、現河川氾濫原堆積物(沖積層)および斜面堆積物の解析から過去6万年間の層序(地史)をまとめた結果(図19)、過去の顕著な地変についてはTa-d降灰後の斜面・河川変動(8,800年前頃; 縄文時代早期)、活断層の活動?(5,000年前頃; 縄文時代前期)が指摘できる。地震動に関連する証拠と言っても、厚幌1遺跡の地すべり移動体など数例に過ぎない(田近ほか, 2015)。その他、年代は不明であるが、厚幌ダム湖周辺には数箇所、古い地すべり地形が存在する程度である。今回のような地震による瞬時に崩壊・地すべりが多発したとすれば、斜面の崩壊跡や、沢・低地へ流出した舌状の地すべり体が無数に存在すると思われるが、その証拠は今のところ認められていない。ただし、厚真川沿いの沖積層が比較的厚く存在する所ではそのような地すべり体は地下に隠されている可能性も否定はできない。さらに、いわゆる沖積錐と呼ばれる小扇状地形の中に、今回のようなTa-d火山灰などを主体とした攪乱状の堆積物が存在しないかの吟味も必要である。このように、まだ不確かな点、調査すべき点はあるが、現時点の判断としては過去約1万年間にはこのような崩壊・地すべりの多発現象は検出されていない。もし、それが確かであれば、我々は縄文人も遭遇しなかった地震と地変を経験したことになる。

## 謝辞

本研究の推進と取りまとめを行うにあたり、株式会社北海道技術コンサルタント、厚真町・厚真町教育委員会および名古屋大学宇宙地球環境研究所年代測定研究部の関係各位にご理解・ご協力を賜った。記して感謝の意を表します。

## 引用文献

- 古川竜太・中川光弘(2010) 樽前火山地質図。産業技術総合研究所地質調査総合センター、火山地質図15。
- 星野フサ・中村俊夫ほか8名(2017) AMS<sup>14</sup>C年代測定および花粉分析に基づく石狩低地帯厚真地域の後期更新世~完新世古気候変遷の解明。名古屋大学年代測定研究, 1, 85-91。
- 岡 孝雄(2018a) 厚真川上流域の地形面区分およびショロマ1遺跡に関わる地質検討。厚真町教育委員会編集・発行「厚幌ダム建設事業に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書17」厚真町ショロマ1遺跡(2), 283-304。
- 岡 孝雄・星野フサ・中村俊夫・乾 哲也・奈良智法(2018) 北海道厚真川上流厚幌ダム地域の地形面区分、AMS<sup>14</sup>C年代測定および花粉分析に基づく6万年前以降の環境変動の解明。名古屋大学年代測定研究, 2, 18-23。
- 岡 孝雄・乾 哲也・奈良智法(2017) 厚真川上流の地形面区分と5万年前以降の環境変動の解明-厚幌ダム地域の遺跡調査に関連して-。平成29年度日本応用地質学会北海道支部・北海道応用地質研究会(共催: 物理探査学会)研究発表会講演要旨集。
- 岡 孝雄・近藤 務ほか9名(2017) 北海道厚真川流域の沖積層の堆積相解析・微化石解析・AMS<sup>14</sup>C年代測定に基づく堆積曲線および相対的海水準曲線の復元。名古屋大学年代測定研究, 1, 78-84。
- 田近 淳・大津 直・乾 哲也(2015) 成層した降下火砕堆積物からなる地すべり移動体の内部構造と形成過程: 石狩低地東縁、厚幌1遺跡の例。地質学雑誌, 122, 23-35。

## 日本語要旨

石狩沖積低地研究会は2012年に発足以来、主に厚真川流域の地形・地質の調査研究を進めてきた。2018年9月6日に北海道胆振東部地震が発生し、震源に近い厚真町などが甚大な被害を受けることになった。厚真川の中～上流域ではこの地震により丘陵・山地の斜面の多発崩壊が発生した。崩壊した斜面堆積物は、Ta-d降下火山灰を主体としており、約9,000年を要して形成されたものである。過去約1万年間はこのような地震による多発崩壊は発生していないと考えられる。

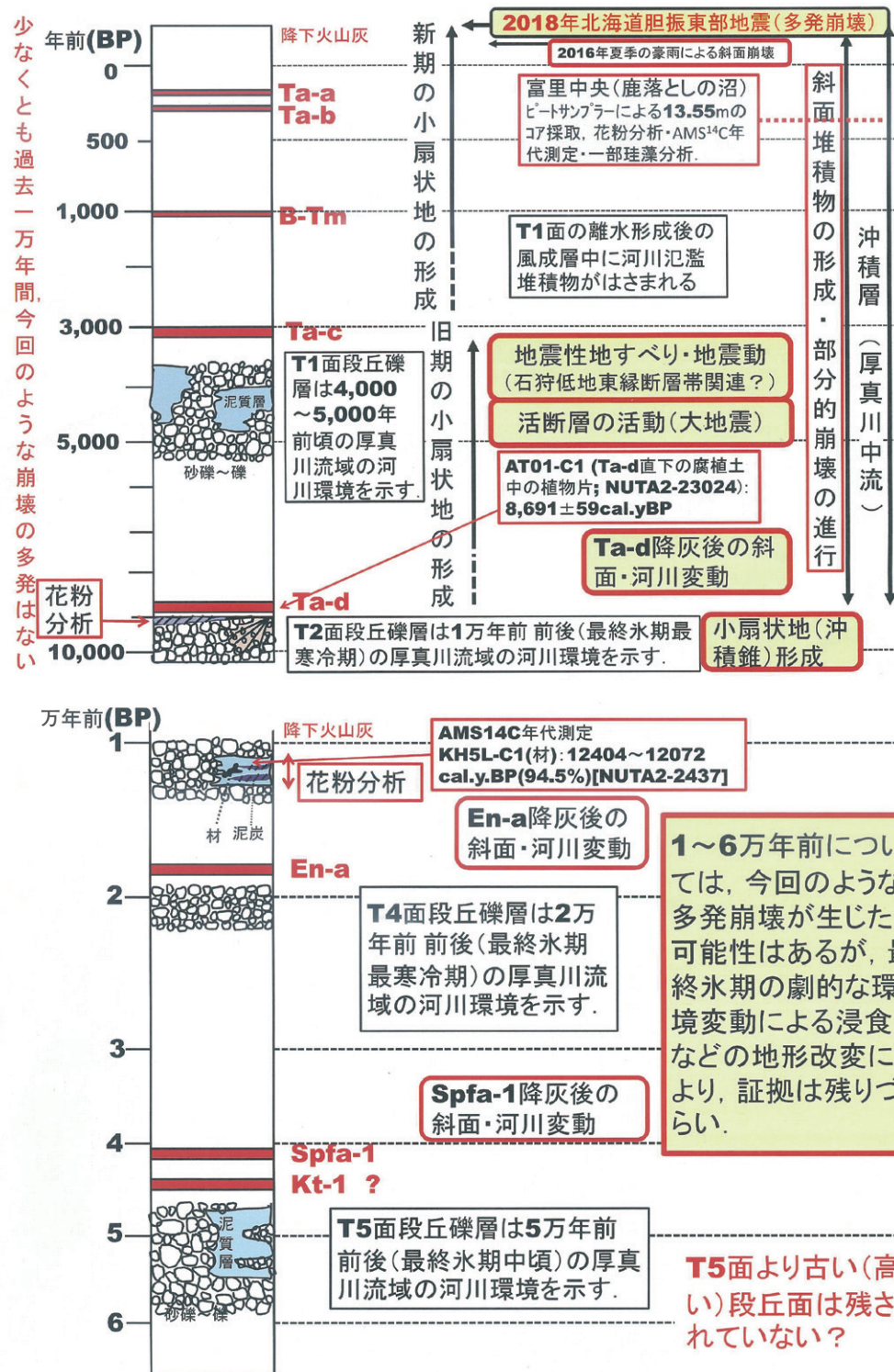


図19 厚真川中・上流域の過去約6万年間の地学的環境変動 (岡, 2018aより引用・改変)