

2018年北海道胆振東部地震で多発した

崩壊・地すべり (株)北海道技術コンサルタント 技術顧問 岡 孝雄

2019.3.8(金)
(株)北海道技術
コンサルタント
技術報告



図1 吉野地区の崩壊箇所を厚真川南岸東和高台から撮影

このたびの地震では、厚真町を中心に土砂崩れによる家屋の倒壊などで41名の方がお亡くなりになりました。心より哀悼の意を表し、住宅をはじめとする民生の立て直し、農業をはじめとする産業の早い復興を願っております。

1. はじめに

報告者は2012年に発足した石狩沖積低地研究会とともに、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、AMS¹⁴C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)。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30km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3)。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、9月中旬～12月中旬および3月初旬に周辺の早来町・むかわ町を含め延べ11日の現地調査を進めてきた(図2)。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。

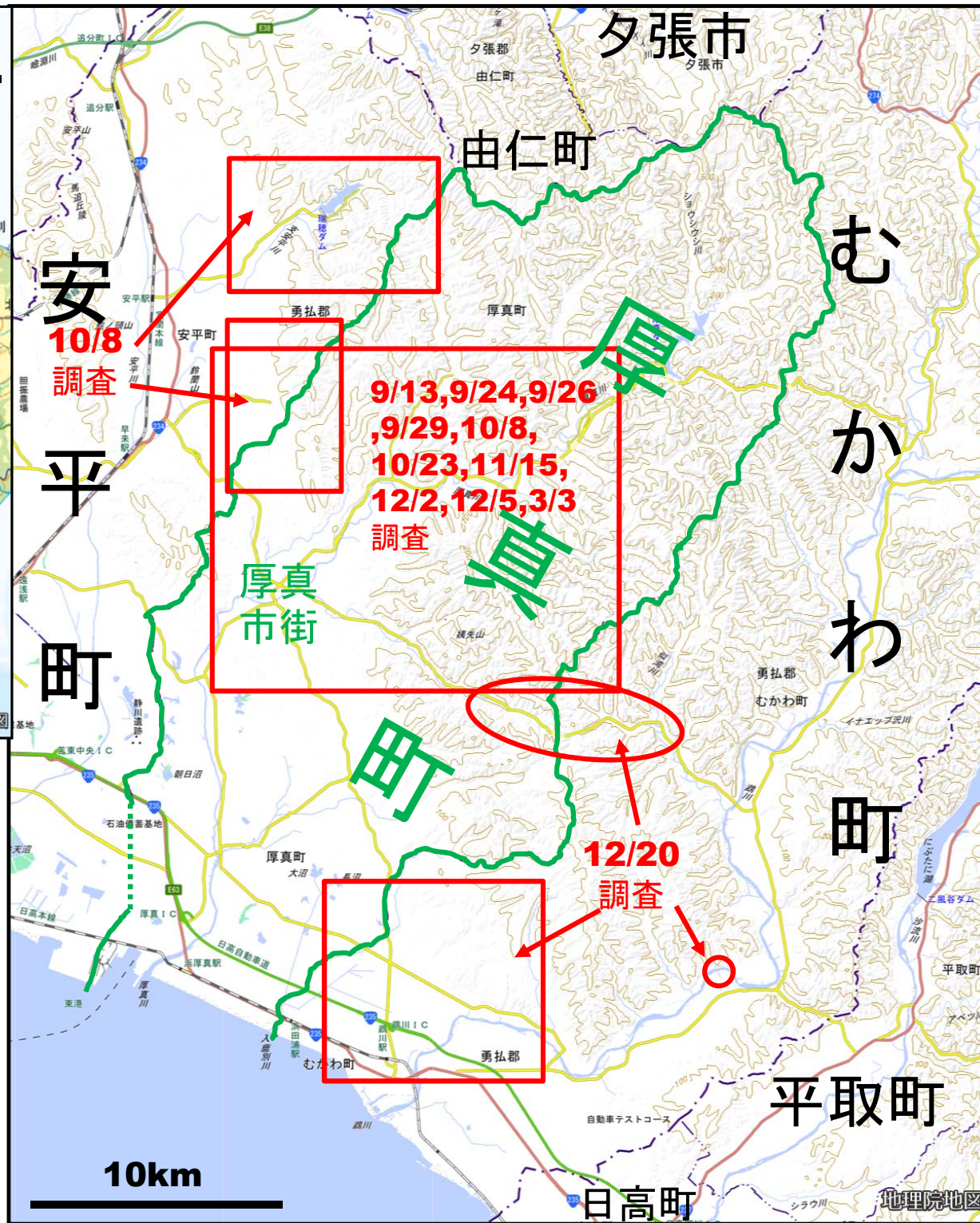


図2 2018年胆振東部地震に関わる厚真町とその周辺の調査範囲(2018年9月~12月, 2019年3月). 地理院地図(電子国土Web)使用・加筆.



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35km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16km・下端約31km、走向ほぼ南北(358°)、東傾斜の高角(74°)、すべり角113°、すべり量1.3m、Mw6.56が提示された(図4)。

②余震活動は本震を含む南北30km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1796gal(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5)。追分観測点はKiK-NETでは1505gal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660~770galの値が示されており、崩壊多発範囲では、1000gal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1.9~3cm、門別で南南東へ5.4cm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7cm程度の隆起、その東側で最大4cm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25~40km付近に集中し、一部の微小な余震が深さ10~15km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10km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 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撮影空中写真「安平地区」使用。

【概念図 / Schematic view】

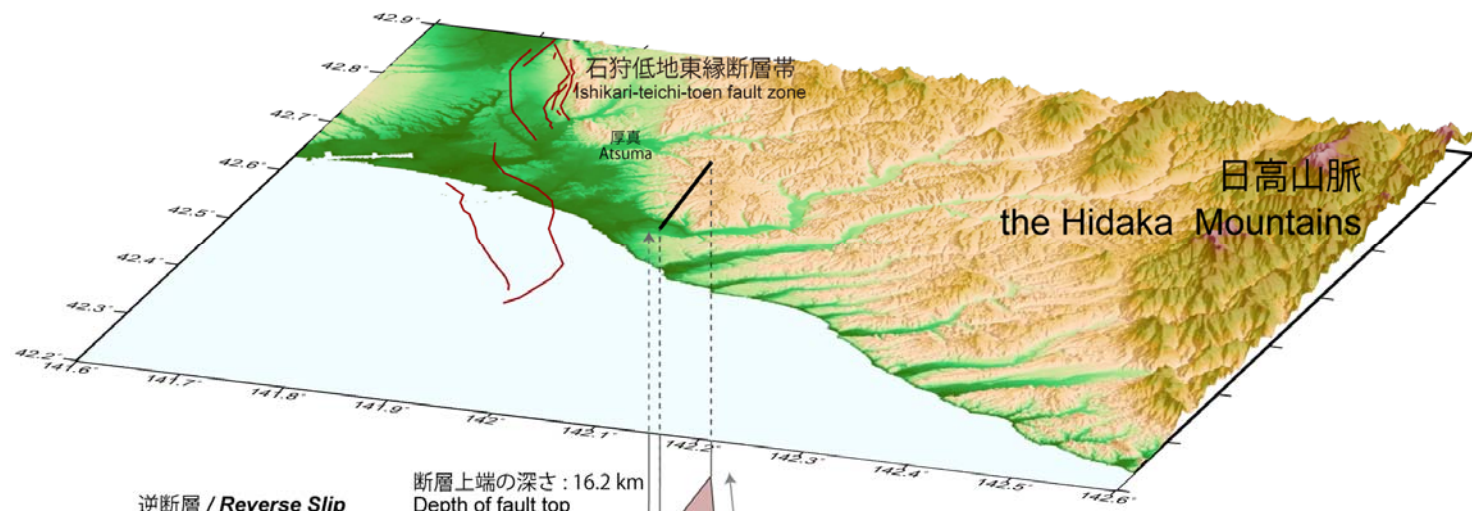
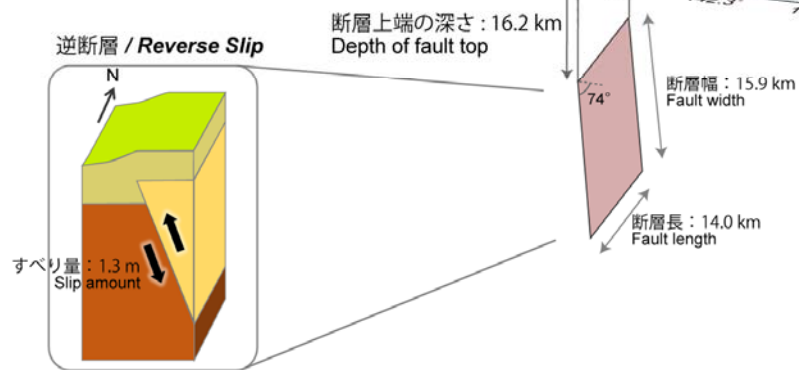
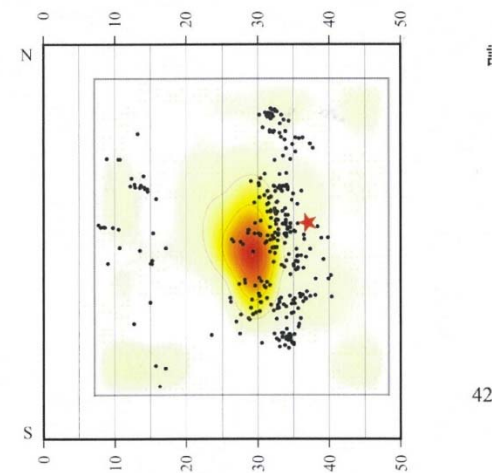
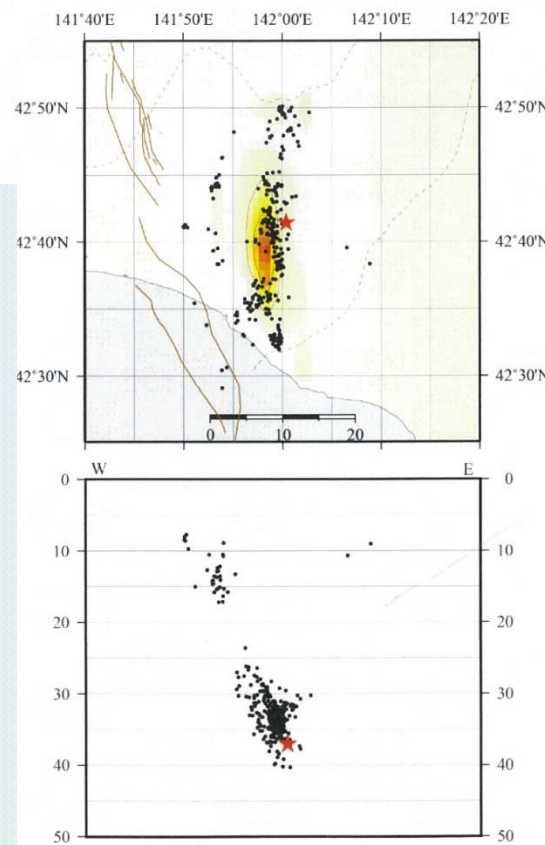
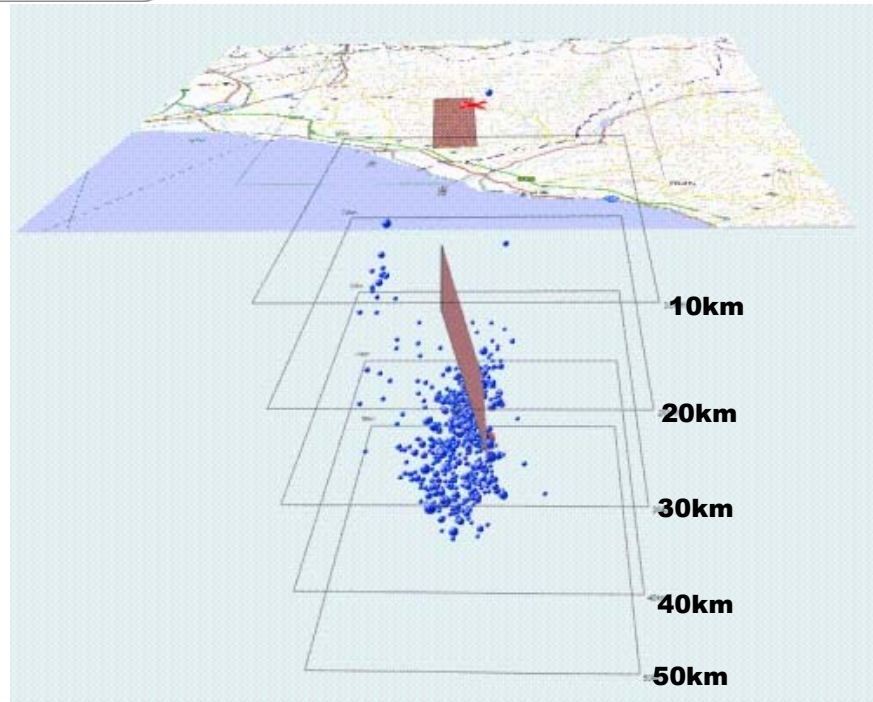


図4 胆振東部地震の本震・余震の震源の再計算分布と震源断層モデル
(国土地理院2018.10.17)

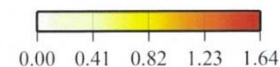


平成30年北海道胆振東部地震(DD※法による再計算震源の分布)
(2018/9/10~10/9、50km以浅、M \geq 1.7の精査検測震源を使用)



★M6.7の震源(初期破壊開始点)

近地強震波形を用いた震源過程解



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

図5. 厚真川中～上流域の地形と地質
(地質調査所1960年発行5万分の1地質図幅「早来」・「穂別」)



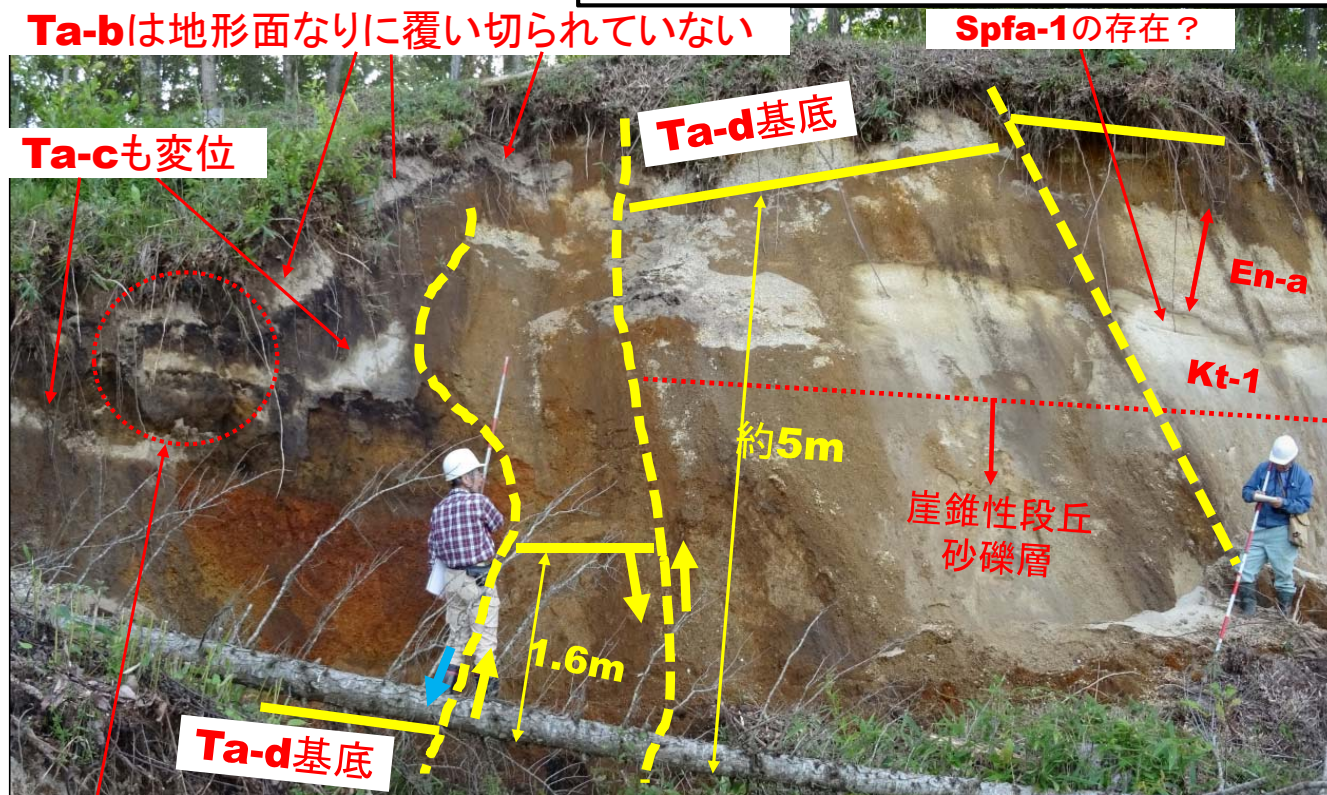
厚真町を中心とした地域の地質は地質図幅「早来」・「穂別」に示されるが、主に新第三系堆積岩よりなる褶曲地帯で、地形的には細かく開析された山地(小起伏; 標高400m以下)と丘陵地を主体とするが、西寄りの部分では中期更新世以降の海成段丘が発達する(図5)。厚真川が北東から南西へ向かって流れ太平洋に注ぐが、その流域には沖積低地が膨縮を繰り返して分布する。狭くなった部分には、石狩低地東縁断層帯などの地質的構造線(帯)が通過することから、沖積低地の広がりには活構造(断層)に規制されている可能性がある。さらに、中～上流部では下位よりT1～T5の河岸段丘面の発達が顕著である。T5面(現河床からの比高30m前後～40m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。



図6. 吉野断層関連の空中写真
 国土地理院2018.9.6撮影空中写真「厚真川地区」の一部使用.

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(図6)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7)。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5m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。

図7. 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)



Ta-bが上部からずり下がった部分

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8)。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2～3m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9)。

追分市街
(震度6強, 1796gal)

崩壊・地すべりはほとんど発生していない

早来市街
(震度6強)

崩壊・地すべりは比較的小規模または発生していない

厚真市街
(震度6強)

余震分布
(深さ20km～10km付近)

余震分布
(深さ25km以深)

鹿沼
(最大震度7を観測)

震源(震央; 初期破壊開始点)

鷓川市街
(震度6強)

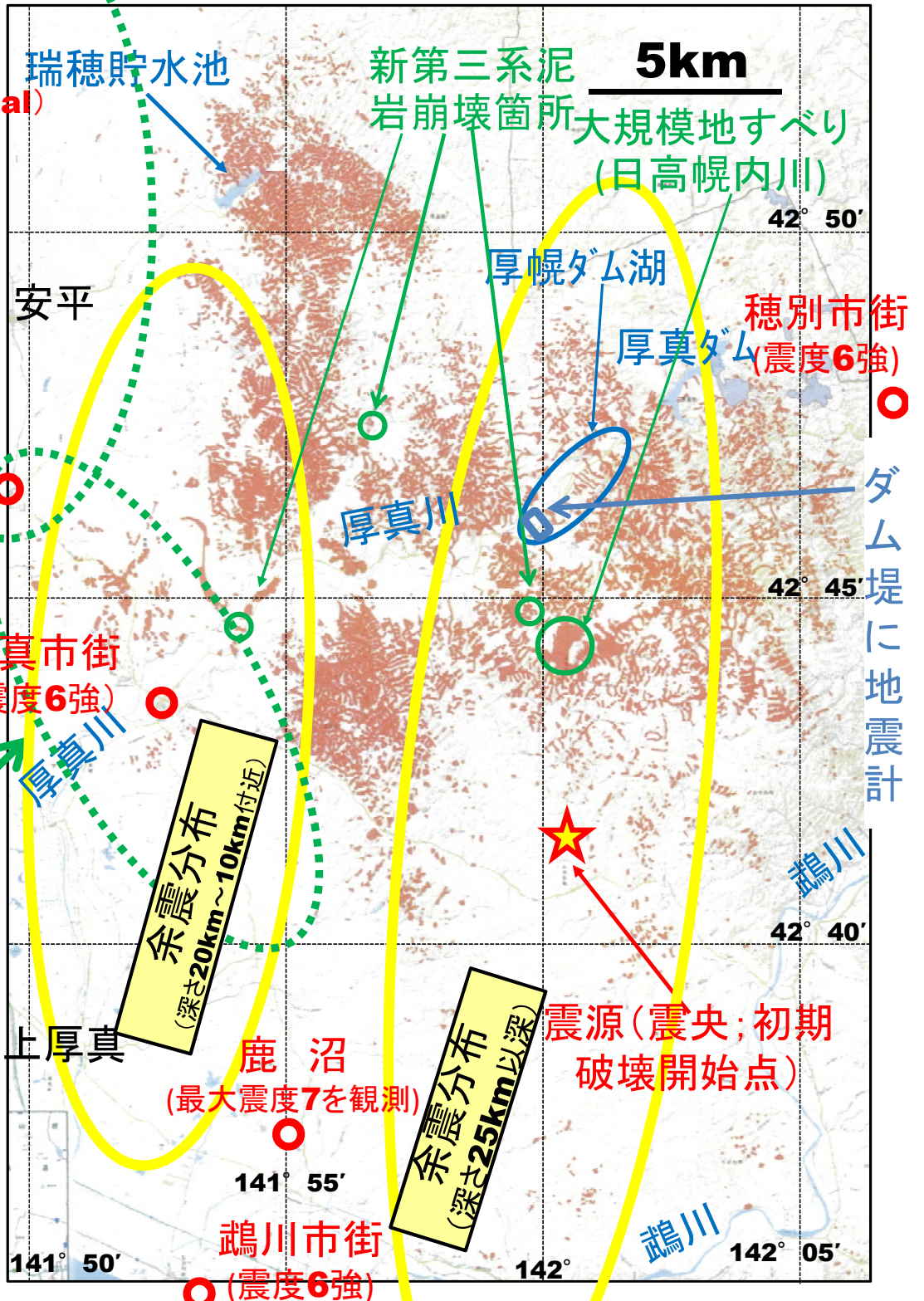
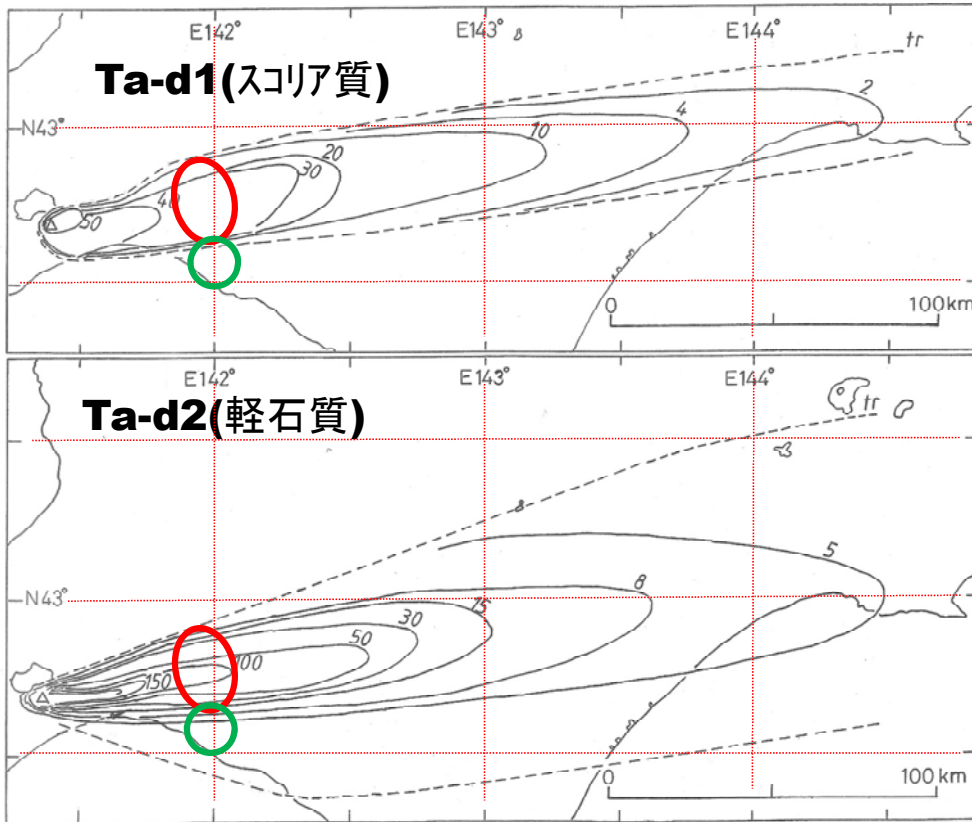


図8 崩壊・地すべりの分布と震度・最大加速度との関係

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.



桜丘大旧土取場頭

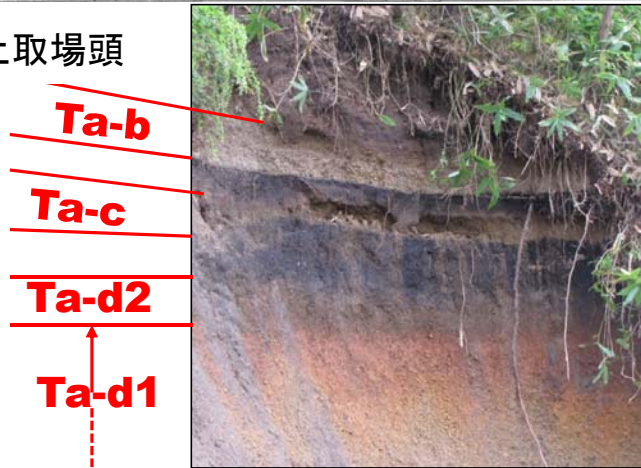


図9 Ta-d降下火山灰(Ta-d1:上部を占めスコリア質, Ta-d2:軽石質)の等厚線図(古川ほか, 2010の図を引用・リライト・加筆). 赤丸は崩壊多発範囲, 緑丸は崩壊散発範囲(強震度域)を示す. 右写真はT5面の火山灰・腐植土・ローム累積層の上半部.

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関係のイメージを示すと図10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2~3m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8,700y.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.

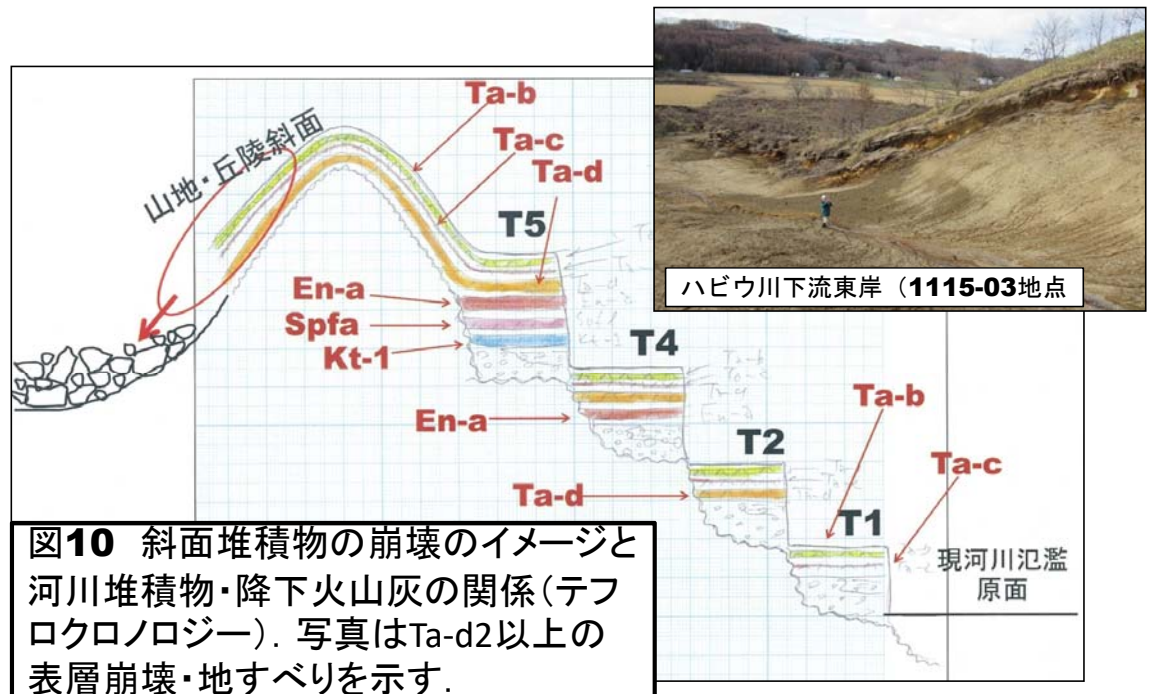


図10 斜面堆積物の崩壊のイメージと河川堆積物・降下火山灰の関係(テフロクロロジー). 写真はTa-d2以上の表層崩壊・地すべりを示す.

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月および3月に延べ11日間の調査を行い(図2, 11, 12), 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8), 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。

国土地理院発行2.5万分の1地形図「厚真」、「幌内」使用。

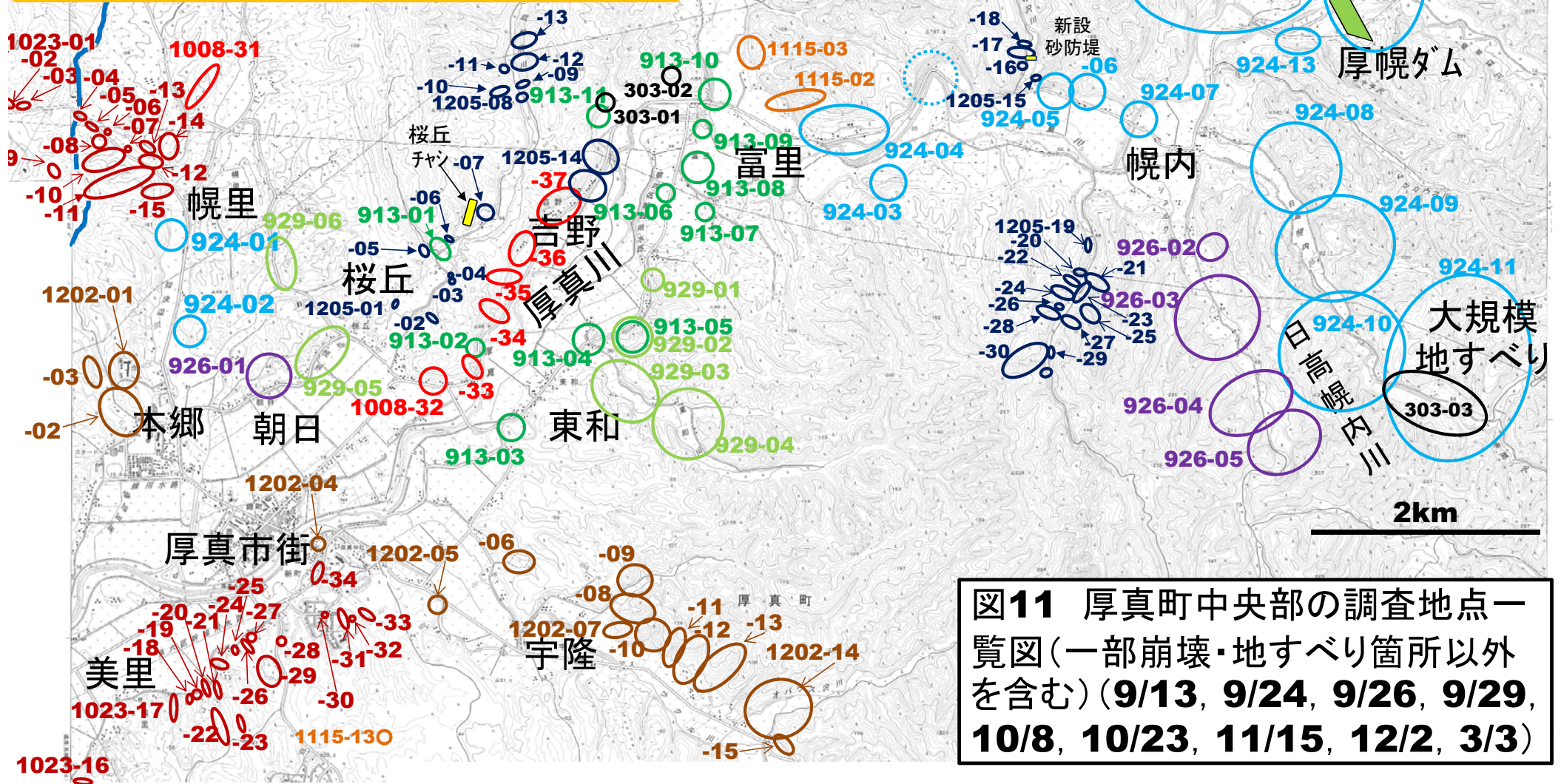


図11 厚真町中央部の調査地点一覧図(一部崩壊・地すべり箇所以外を含む)(9/13, 9/24, 9/26, 9/29, 10/8, 10/23, 11/15, 12/2, 3/3)

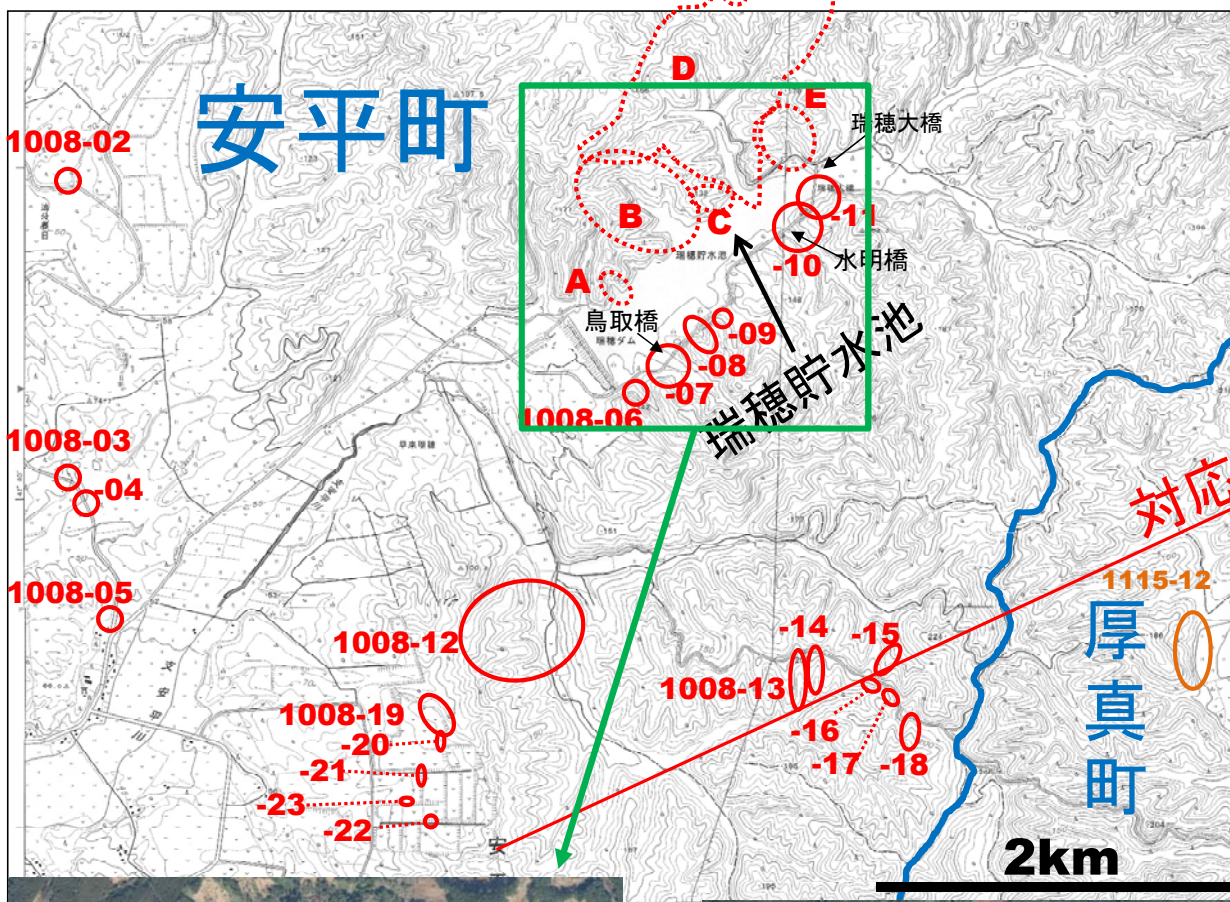
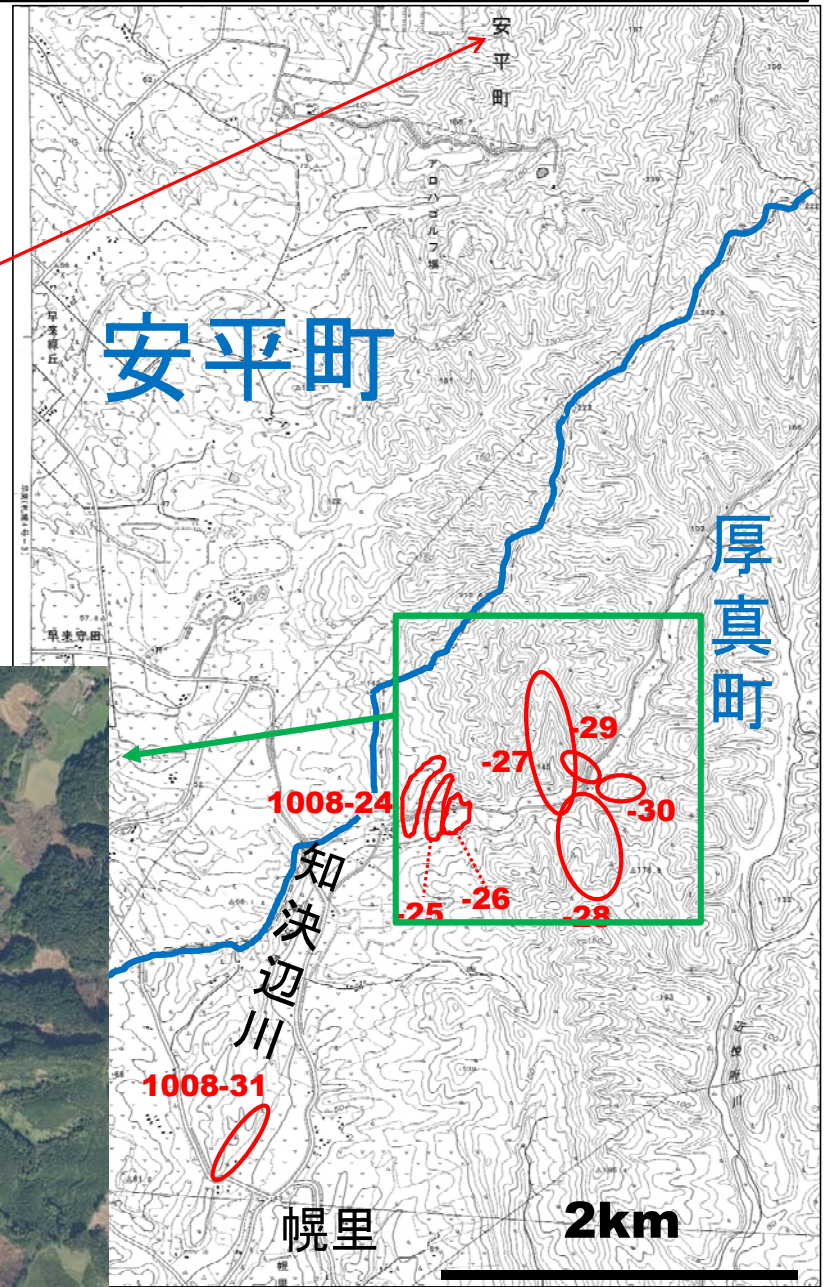
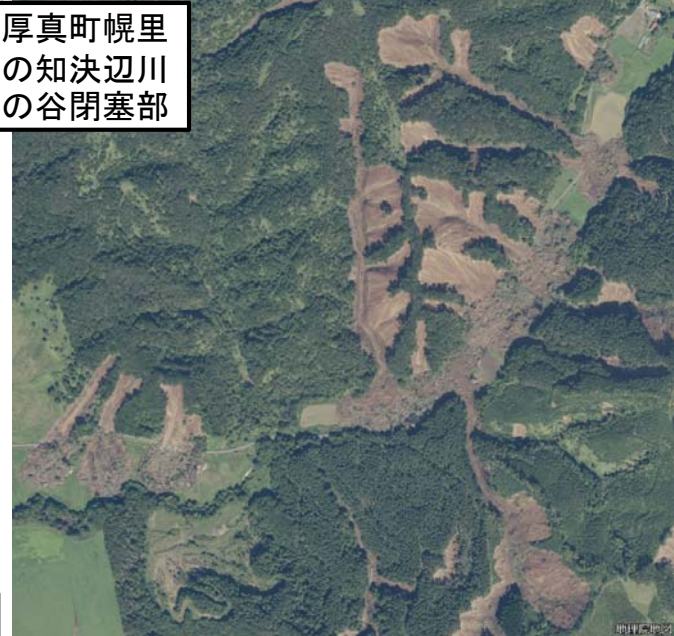


図12 安平町北東部および厚真町北西部の調査地点一覧図(10月8日)と関連空中写真(国土地理院2018.9.11撮影空中写真「安平地区」使用).



厚真町幌里の知決辺川の谷閉塞部



安平町早来瑞穂の瑞穂貯水池周辺の崩壊多発

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は発生している。

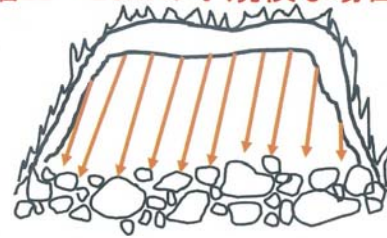
★幅10～20m前後の小規模な場合(図13の左図; 図14): 斜面下では崩落状態で流動性は弱い。

★幅が数10m以上の規模の場合(図13の右図; 図18,19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16)

幅10～20mの小規模な場合



幅10～20m前後の小規模な場合には斜面下では崩落状態で流動は弱い。

幅が数10m以上の規模の場合



幅が大きくなると、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。



図14 平滑型斜面での小規模崩壊(桜丘; 913-02地点). 左半部は新第三系岩が崩落.



図16 盛り土のある台地際での崩壊(1023-06地点)



図15 階段状の多段の段丘での崩壊・地すべり(924-03地点)

図13 平滑型斜面での崩壊のイメージ

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。

★分岐の進まない小沢の場合(勾配大)の場合(図17左図): 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の基本形が認められる。

★枝沢が生じ分岐の進む沢(勾配大)の場合(図17右図, 図19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20)。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21): 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。

分岐の進まない小沢の場合(勾配大)



枝沢が生じ、分岐の進む沢(勾配大)の場合

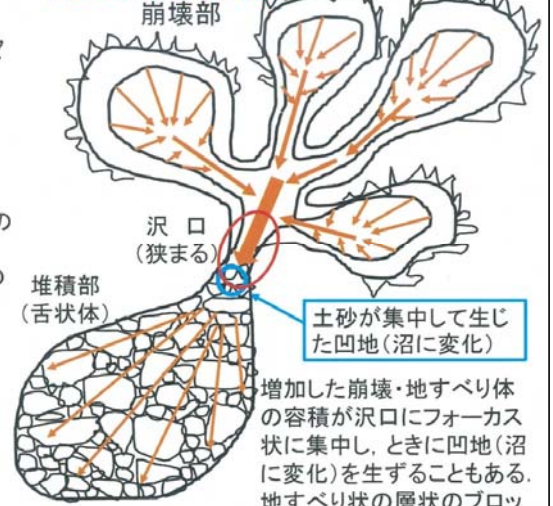


図17 沢単位での崩壊・地すべりのイメージ



図18 幌内北西のメナの沢口東側の崩壊・地すべり(図19対応)



図20 図19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。

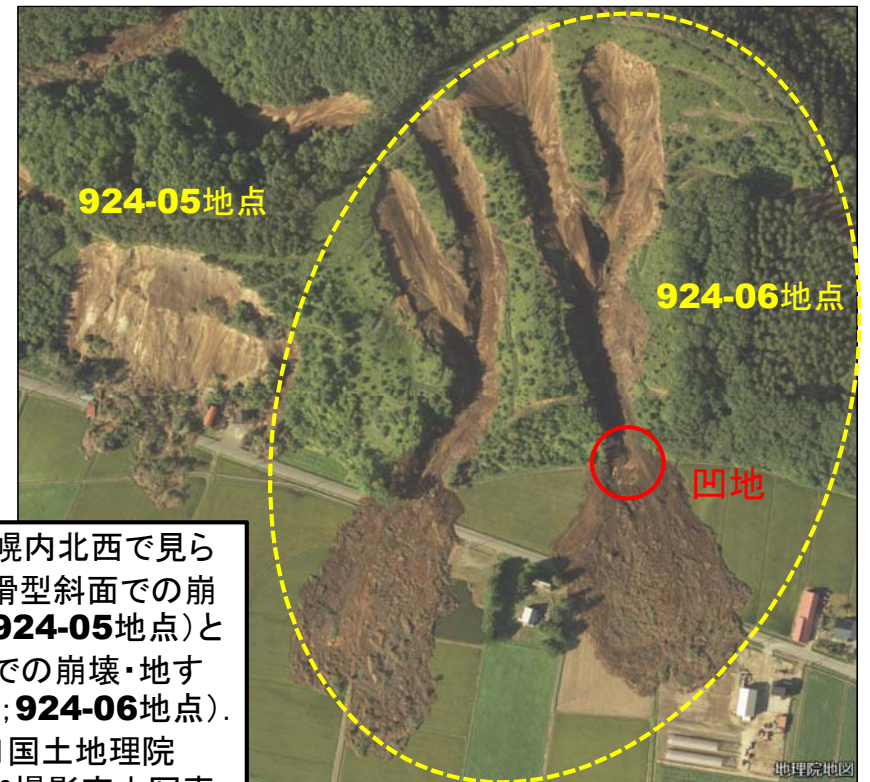


図19 幌内北西で見られる平滑型斜面での崩壊(左; 924-05地点)と沢単位での崩壊・地すべり(右; 924-06地点). 図10・11国土地理院 2018. 9.6撮影空中写真「厚真川地区」使用。

国土地理院2018. 9.6撮影空
中写真「厚真川地区」使用

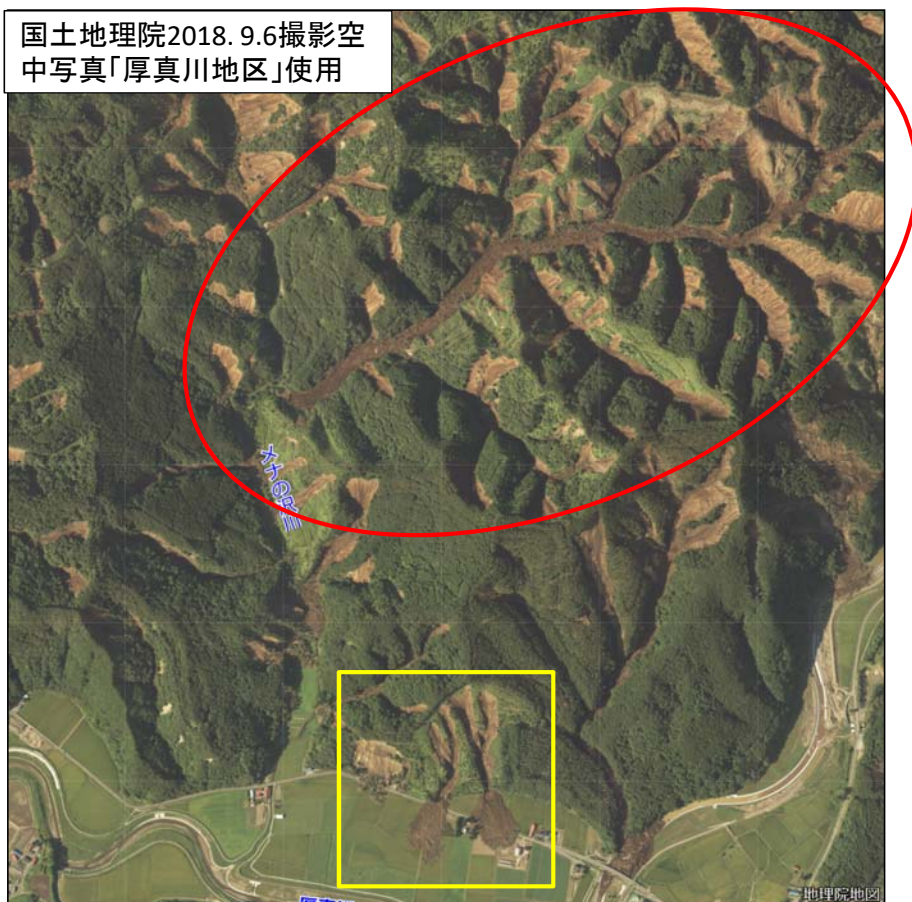


図21 分岐が進み、かつ大きく長い沢では崩壊物で沢全体が埋め尽くされる(幌内メナの沢の赤線囲み)。黄色枠は図19の範囲。



図24 道路もTa-dなどの斜面堆積物上に載り、流された。

iii) 10° 前後の緩傾斜面での崩壊・地すべり(朝日・幌里付近)

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、萌別層の砂質泥岩の上に、**Ta-d**(9,000年前頃降灰)以降の**Ta-c**、**Ta-b**の降下軽石層とそれらと互層関係の火山灰質ロームおよび腐植土よりなる斜面堆積物が**2~3m**の厚さで重なっている。斜面は**10°** 前後ときわめて緩いが、**震度7**の強い揺れにより、**100箇所近い箇所**で表層崩壊・地すべりが発生した(次頁図22)。典型的なものとして、朝日地区の道路沿いの事例(**926-01**地点)を示す(図23, 24)。

なお、範囲外については道道上幌内早来停線沿いに進むと、早来市街南東部にはわずかに崩壊がわずかに認められる状態となる。一方、北へ向かって安平市街の南東側の台地域ではほとんど認められなくなる。



国土地理院2018. 9.11撮影
空中写真「安平地区」使用

図23 朝日地区の緩斜面の崩壊・地すべり(**926-01**地点)。斜面が農地として階段状にカットされている所では発生していない。

早来市街 ←

国土地理院2018. 9.6撮影空
中写真「厚真川地区」使用.

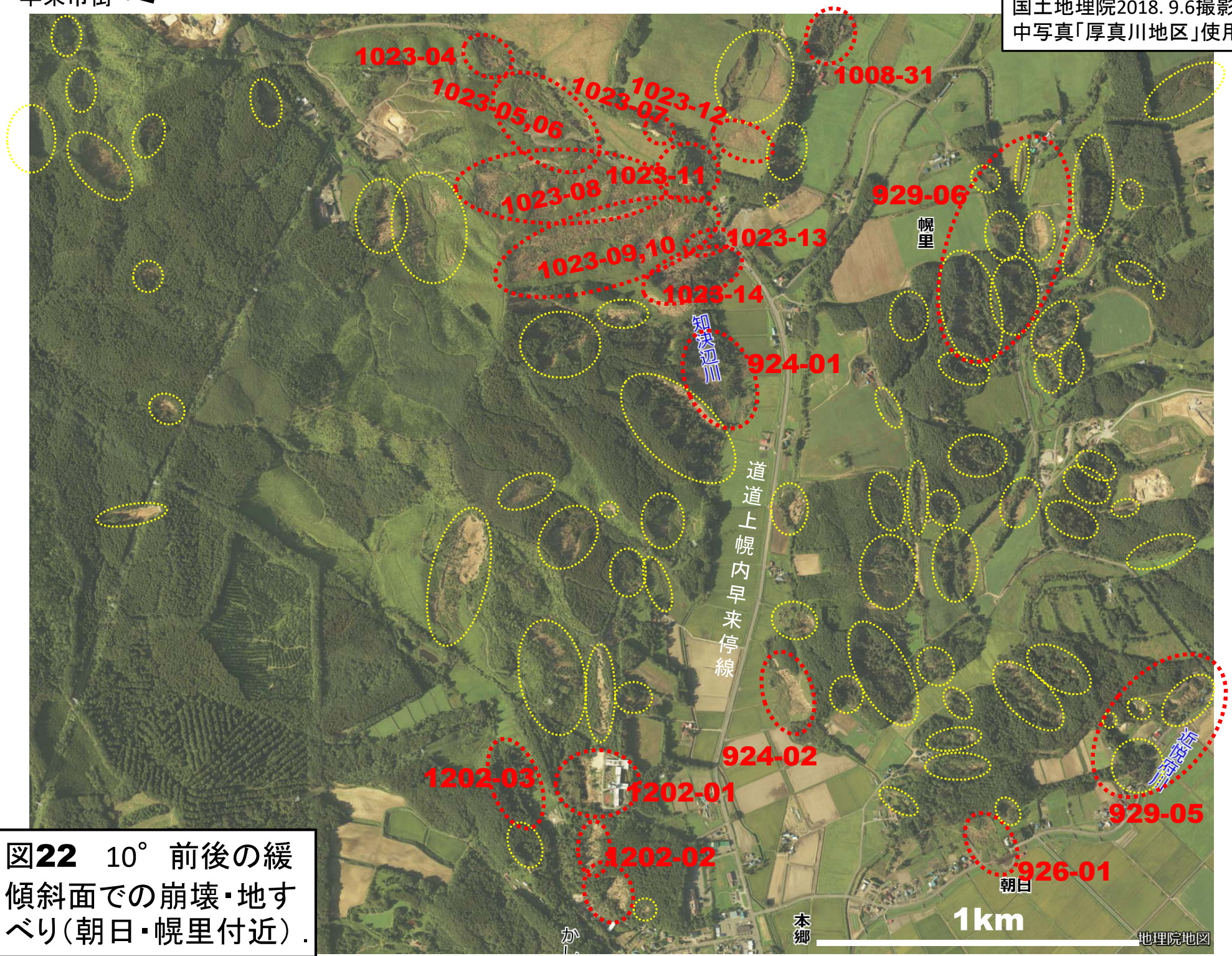


図22 10° 前後の緩
傾斜面での崩壊・地す
べり(朝日・幌里付近).

iv) 新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊

厚真町南部およびむかわ町南部では、震度は6強からそれ以上が想定されるが、崩壊は散発的である(図8)。その要因としては、崩壊散発地域ではTa-dの厚さが数10cm以下に急減し、新第三系泥質岩の風化部の上に50cm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8, 図25)。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11の**1115-15, -16**地点)、日高幌内川(同**924-09**地点; 図26左下)、ウクル川支流石油沢、むかわ町穂別栄の毛似湾川(図2, 図26右上)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**。

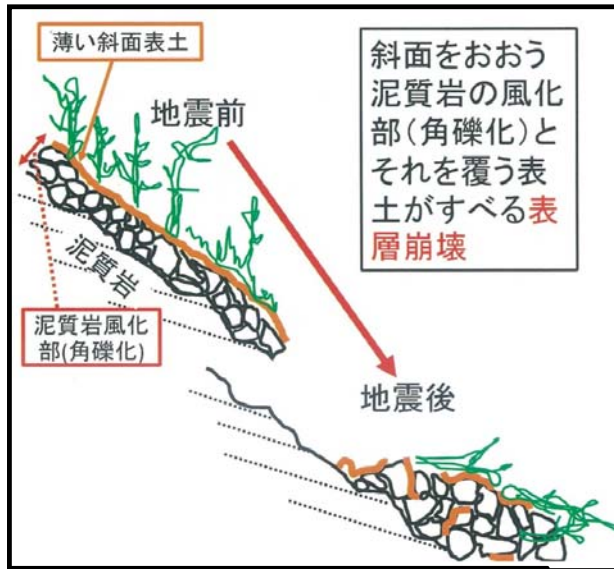


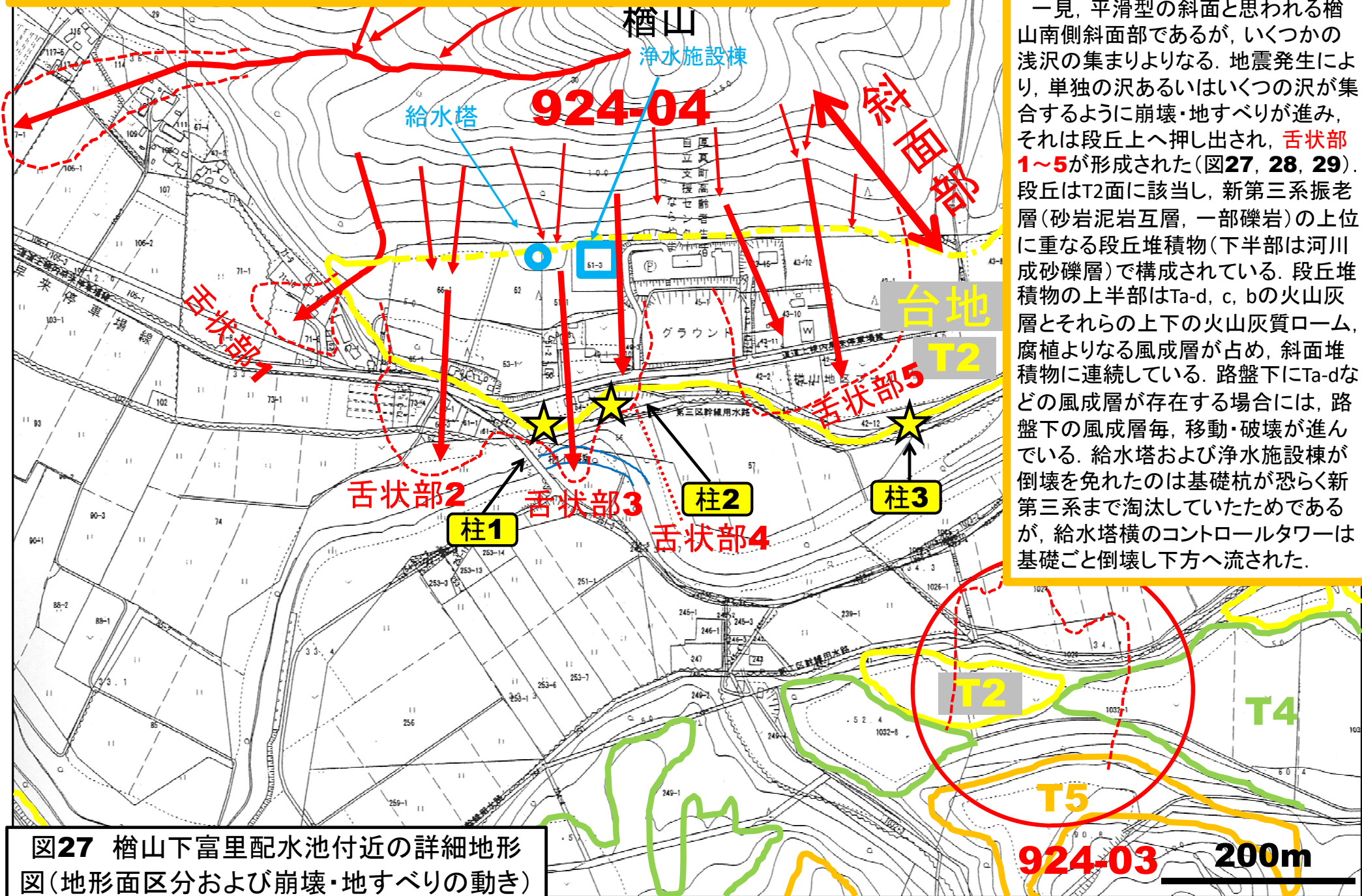
図25 新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊のイメージと露頭写真(むかわ町春日一区用水路沿い)



図26 新第三系岩の崩落箇所写真。左下: 日高幌内川**924-09**地点(大規模地すべりの隣接箇所)、右上: 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への崩壊・地すべり

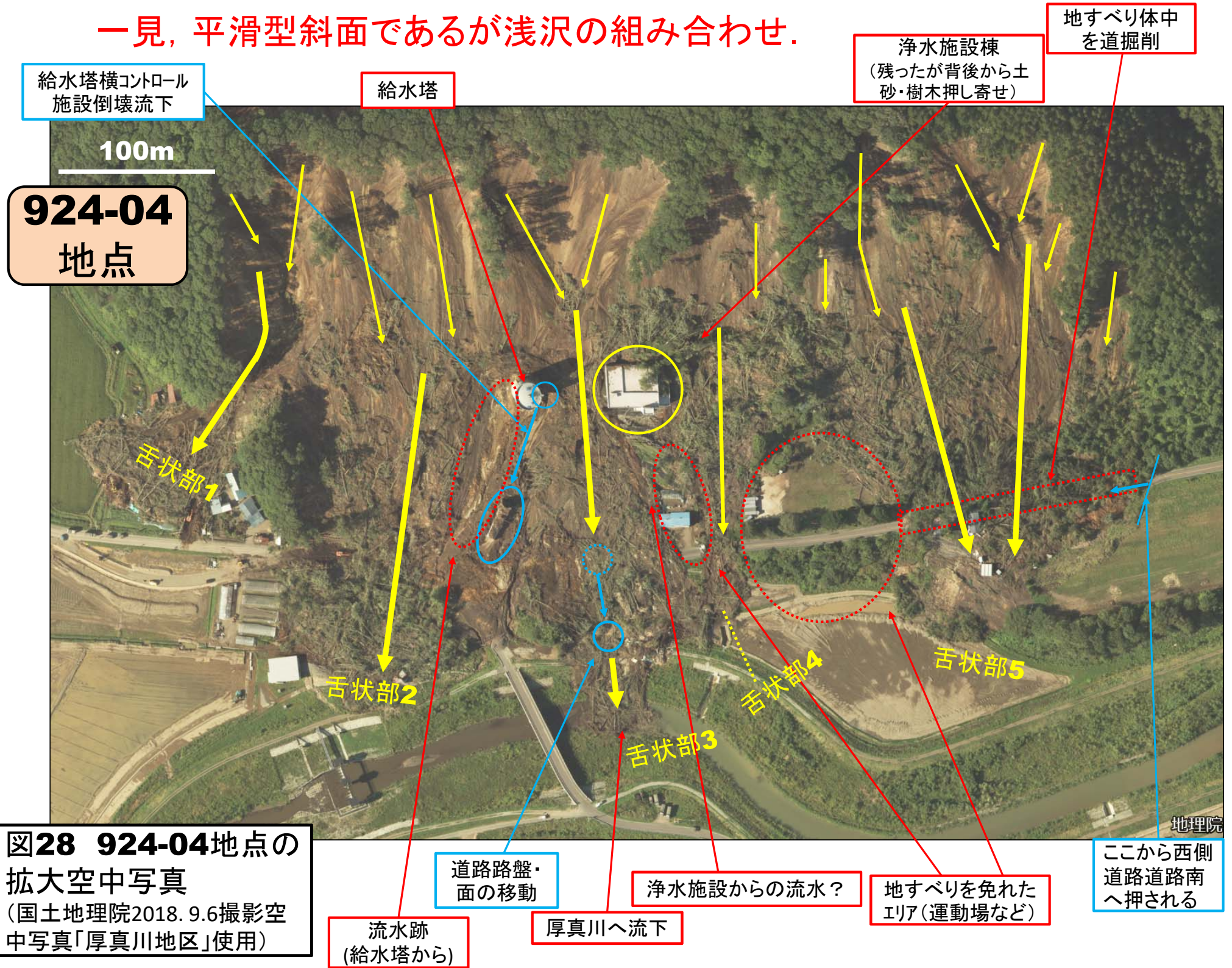
大きな人的被害の発生、重要な公共施設の被害、大規模地すべりによる谷閉塞など特に問題となり、マスコミにも注目され、全国的に話題となった出来事について取り上げる。



i) 富里配水池付近(檜山下)の崩壊・地すべり
 一見、平滑型の斜面と思われる檜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まるように崩壊・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27, 28, 29)。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27 檜山下富里配水池付近の詳細地形図(地形面区分および崩壊・地すべりの動き)
 -5,000分の1厚真町現況地番合成図No.10使用-

一見、平滑型斜面であるが浅沢の組み合わせ.



給水塔横コントロール施設倒壊流下

給水塔

浄水施設棟
(残ったが背後から土砂・樹木押し寄せ)

地すべり体中を道掘削

100m

924-04
地点

舌状部1

舌状部2

舌状部3

舌状部4

舌状部5

図28 924-04地点の拡大空中写真
(国土地理院2018. 9.6撮影空中写真「厚真川地区」使用)

道路路盤・面の移動

流水跡
(給水塔から)

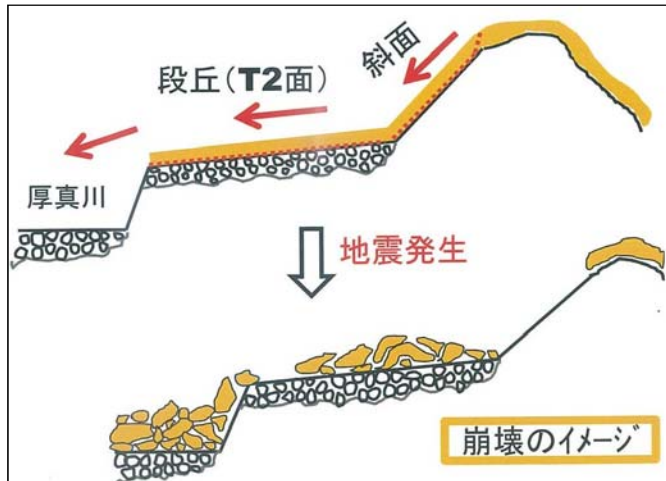
厚真川へ流下

浄水施設からの流水?

地すべりを免れたエリア
(運動場など)

ここから西側道路道路南へ押される

地理院



段丘堆積物の主体(礫層)は削剥されていない。崩壊・流動したものは**Ta-d**以上の斜面堆積物と段丘上のそれに相当するもの(表層堆積物)。

厚真川南岸から崩壊・地すべり箇所をとらえる。中央部は厚真川を越えて地すべり体が到達した(舌状部3)。



図29 富里配水池付近(924-04地点)の崩壊・地すべりのイメージと写真

ii) 吉野地区での崩壊・地すべり

1.3kmにわたり一見**瀑布状の崩壊**が続くが(図30, 31), 平滑型斜面ではなく**多数の浅沢を単位とした崩壊・地すべりの集積体**である(図32). 崩壊斜面のトップはT5面(高位段丘)であり, 斜面下には切れ切れに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33のようになる. 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. 現地は現在、整地が進んだ(図34).

図30 地震後の吉野地区中～北東部の空中写真
国土地理院2018. 9.11撮影空中写真「安平地区」使用





図32 地震後立ち入りができなかった吉野地区東北部を対岸台地(東和)から撮影

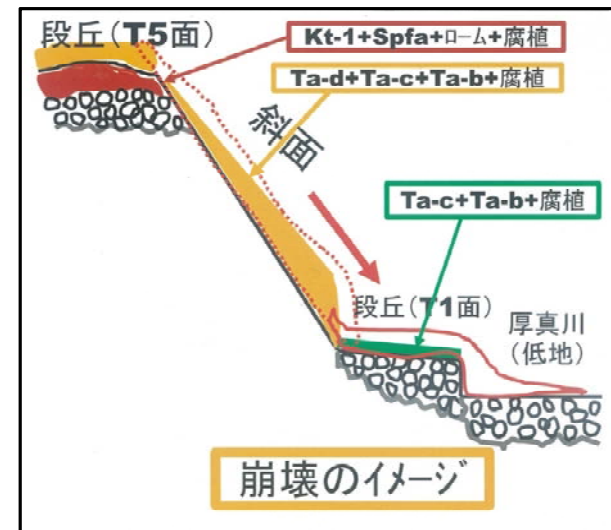


図33 吉野地区の崩壊のイメージ(断面)



図34 整地が進んだ吉野地区(北東部;12月初旬撮影)

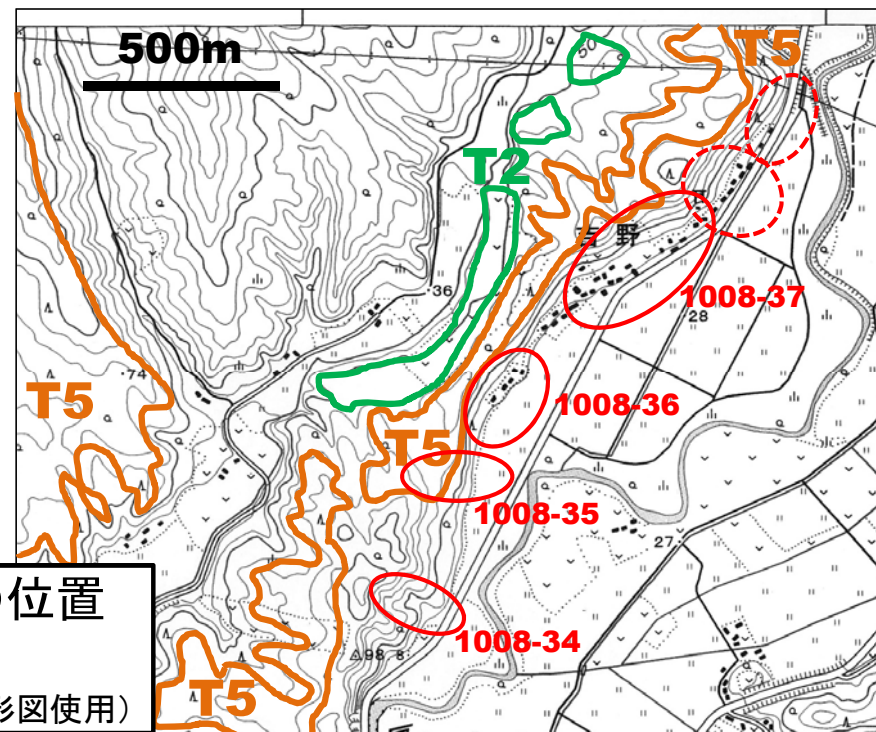
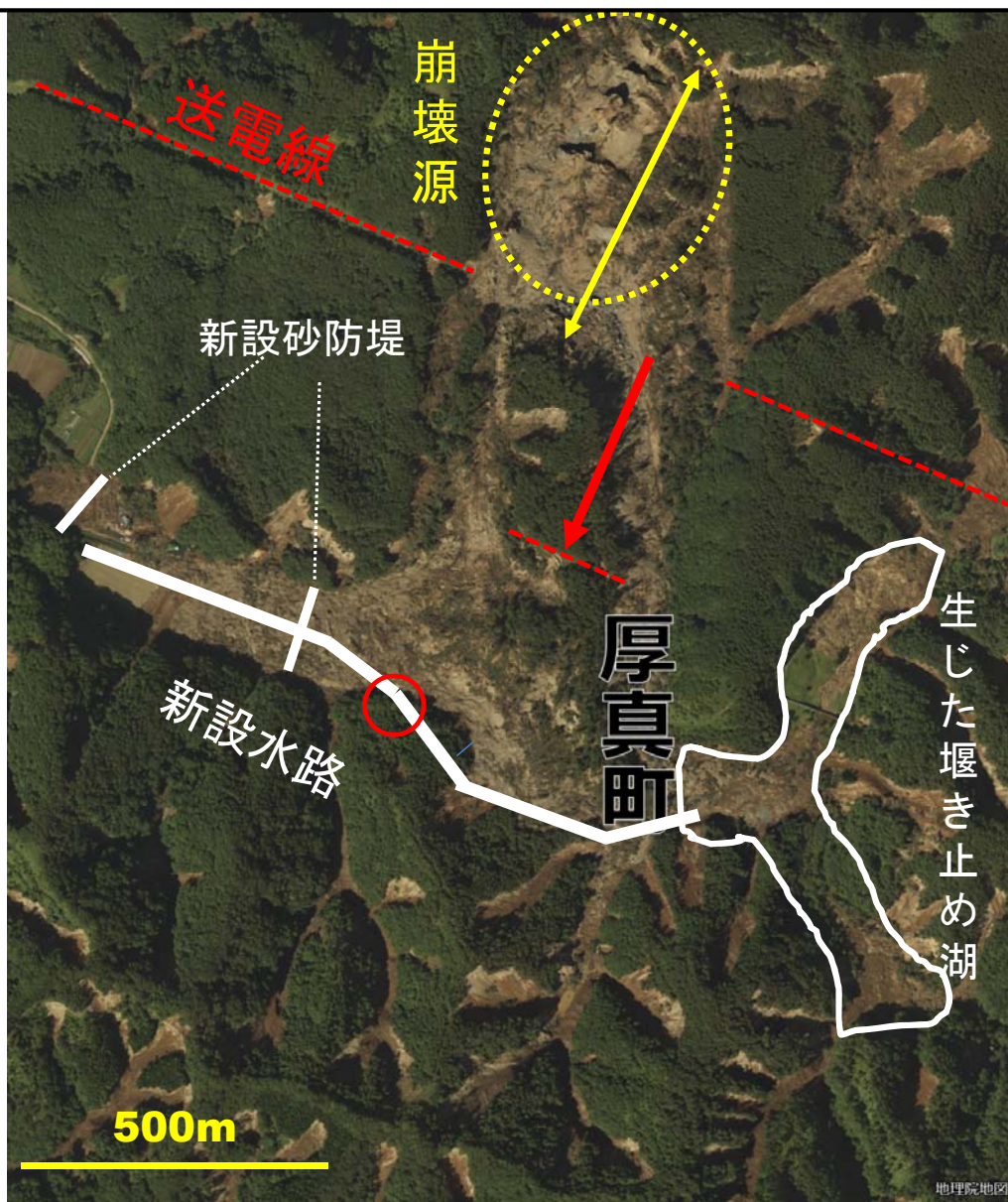


図31 吉野地区の位置図と段丘面区分
(国土地理院2.5万分の1地形図使用)

大規模地すべりが発生し谷閉塞

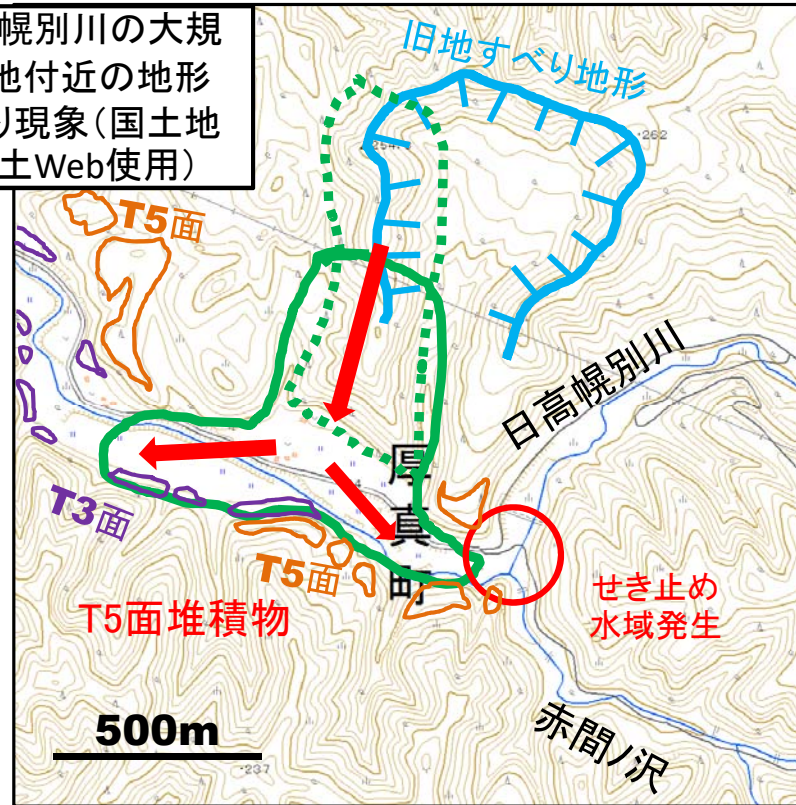
図35 日高幌内川赤間ノ沢分岐点付近の空中写真と大規模地すべり箇所(924-11地点)
 国土地理院2018. 9.11撮影空中写真「厚真東部地区」一部使用



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、西側尾根部の移動が生じ、日高幌別川の谷を塞ぐ結果となった(図35, 36, 37, 40)。地震後の空中写真によれば、前者については、送電線の位置変化によれば、地すべり体の移動距離は370mであるが、地すべり崩壊部での開きは500m以上に達する。移動したブロック(幅200m弱×800m)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と思われる。地すべり閉塞箇所付近で17地点34孔のボーリング調査が7社連携で進められたが、その後の突貫工事により、3月初旬時点で現地ではすでに水路通過部の開削がほぼ終了し、新たな水路も完成に近づいている(図38)。今後、生じた堰き止め湖を各地の農地などへの流出土砂を運びこんで埋め立て上流側と水路を連結させることが検討されている(図39)。

図36 日高幌別川の大規模地すべり地付近の地形図と地すべり現象(国土地理院電子国土Web使用)



突貫で進む新水路工事



図37 谷を塞ぐように押し出された大規模地すべりブロック(9月26日に西から撮影). 手前は谷下流部へもたらされた土砂・岩塊.



新設水路は地すべり体が衝突した南側の谷壁を縁取るように配置されており(図35), 掘削断面には新第三系の露出と, その上を占める斜面堆積物および地すべり体の存在が確認できる(図38).

図38 突貫で進む水路工事の写真

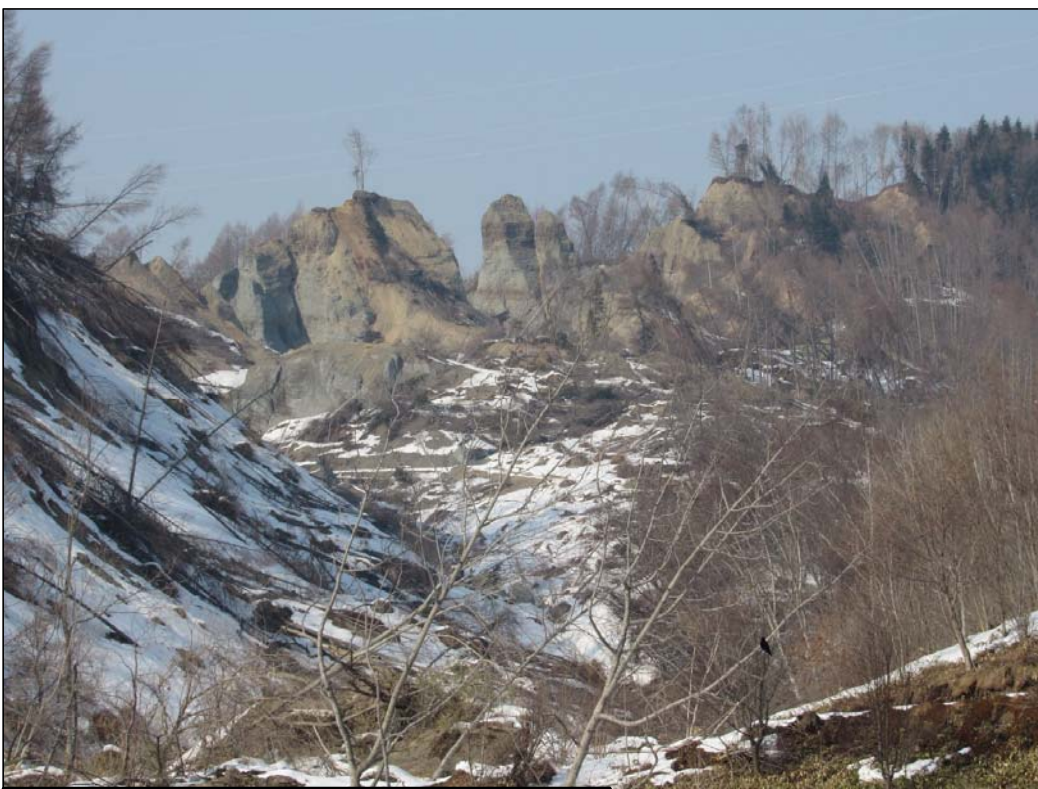


図40 図39の赤枠部分のクローズアップ(地すべり崩壊源に残された分離地塊群)

堰き止め湖と新設水路(左写真). 新設の水路底より現在の湖面(排水中)で5m程度低い.



地すべり体東側の谷と排水ポンプ設備. 谷奥部に地すべり崩壊部の残存岩塊群が見える(赤枠部).



図39 冬季に生じた堰き止め湖. ポンプで排水が行われている. 今後, 農地などへの流出土砂を運びこんで埋め立て, 上流側と水路を連結させることが検討されている.

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(図41), 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(図11)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42), 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。

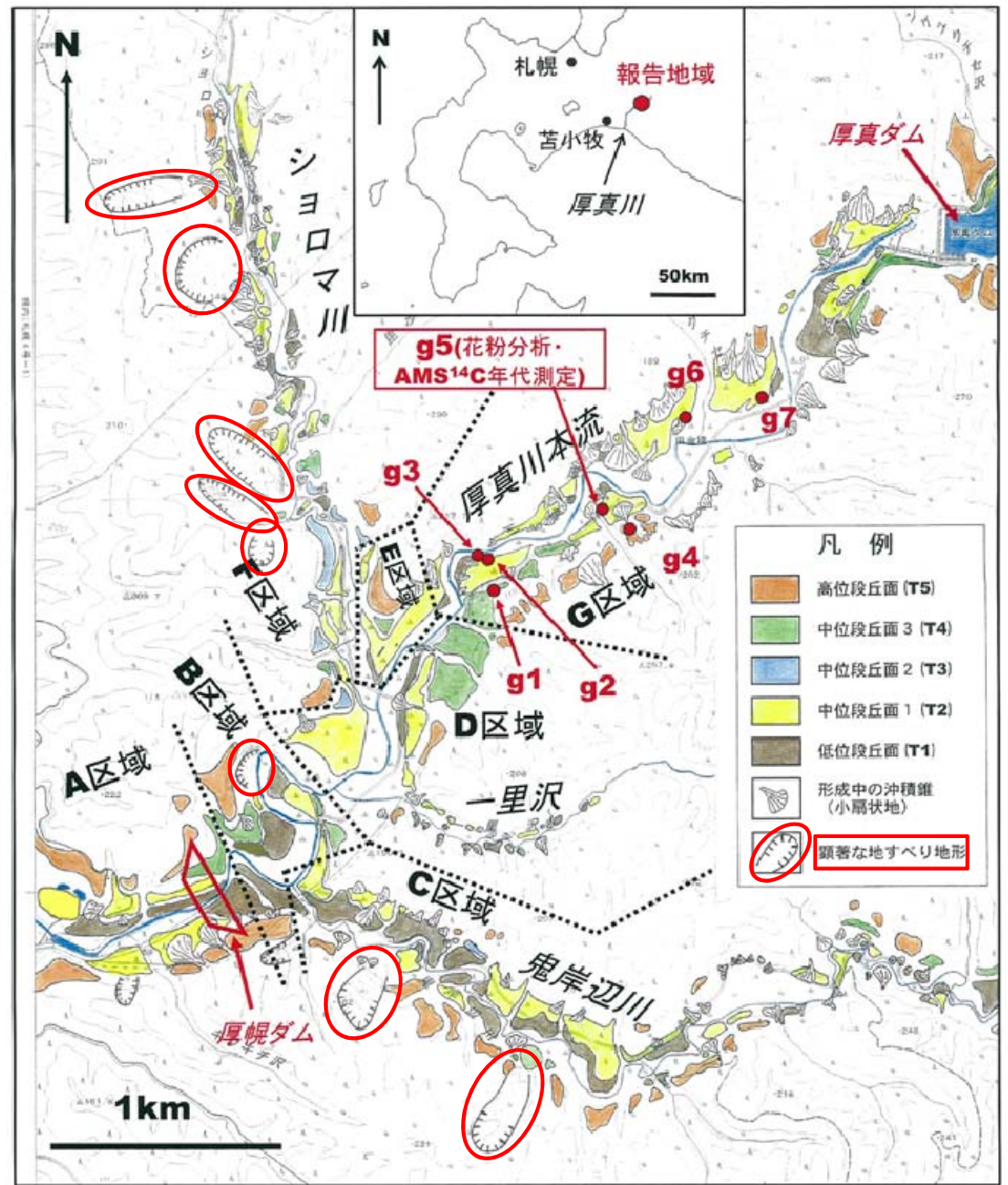


図41 厚幌ダム工事関連地域の地形面区分全体図

(国土地理院発行2.5万分の1「厚真川上流」使用)

①5万年前頃からそれ以前

T5面堆積物(段丘礫層)は5年前 前後の厚真川流域の河川環境を示す。
T5面より古い(高い)段丘面とその付随堆積物は今のところ見つからない。
 →地殻変動が激しいことの反映か。高所に存在していたが削剥されて消失?

②**En-a**降灰後の斜面・河川変動(最終氷期最寒冷期～末期)形成後(離水)後の**T4**面に二次堆積層(河川堆積物)が重なる。上幌内モイ遺跡付近、ショロマ1遺跡、ヲチャセナイ遺跡など。

③**Ta-d**降灰前の小扇状地(沖積錐)形成(1万年前頃;完新世初頭)→**T2**面の**Ta-d**の下位に化石化して潜在し**1m**コンター詳細地形図に示される。
 →厚幌1・2遺跡とその北側, 上幌内1・2遺跡、イクバトククセ2遺跡など。

T3面は**Ta-d**以上の火山灰が重なることは**T2**面と同様であり, 同時期の傾斜した小扇状地そのものの可能性がある。→ショロマ3遺跡。

④**Ta-d**降灰後の斜面・河川変動→**8,500**年前(縄文時代早期)→形成後(離水)後の**T2**面に二次堆積層(河川堆積物)が重なる。ショロマ1遺跡, 同4遺跡, オニキシベ5遺跡, 同1遺跡など。**Ta-d**の**1m**近い層の堆積が全域に生じ, それとともに森林植生が荒廃・破壊をこうむり, 谷底・河川に大量の土砂(火山灰)が流出し, ダムアップ・河道などの移動などが生じた。

⑤活断層の活動? →**5,000**年前頃(縄文時代前期)→

厚幌1遺跡地滑り移動体～ヲチャセナイ遺跡北側地滑り箇所想定可能か。北へはショロマ川西岸側の地滑り地形箇所へ続くか。厚幌1遺跡の地滑り移動体(小丘)を覆う腐植土の年代は**BP5,400**年頃で, **5,000**年前頃に活, それともそれとは別物か。

⑥大規模地すべり

①の活断層?に関連するもの以外に, 鬼岸辺川沿いにも存在する。厚幌1遺跡のように, 地滑り移動体上位に重なる腐植土・火山灰層序(年代)を確認し, 発生時期を明らかにする必要がある。

⑦地震動にともなう現象

小断層:オニキシベ5遺跡(**Ta-d**再堆積物), 地滑り:①に関連するもの, その他(オニキシベ3遺跡・同4遺跡・ショロマ2遺跡)。

⑧**T1**面形成後の河川氾濫→**4,000**年前～**3,000**年前頃(縄文時代中～後期)→

厚真川の氾濫が見られるオニキシベ6遺跡。

⑨新期の小扇状地(沖積錐)の形成(**2,000**前頃～現在)

⑩**2016**年夏季の豪雨による斜面崩壊

⑪**2018**年**9月6日** 平成**30**年北海道胆振東部地震

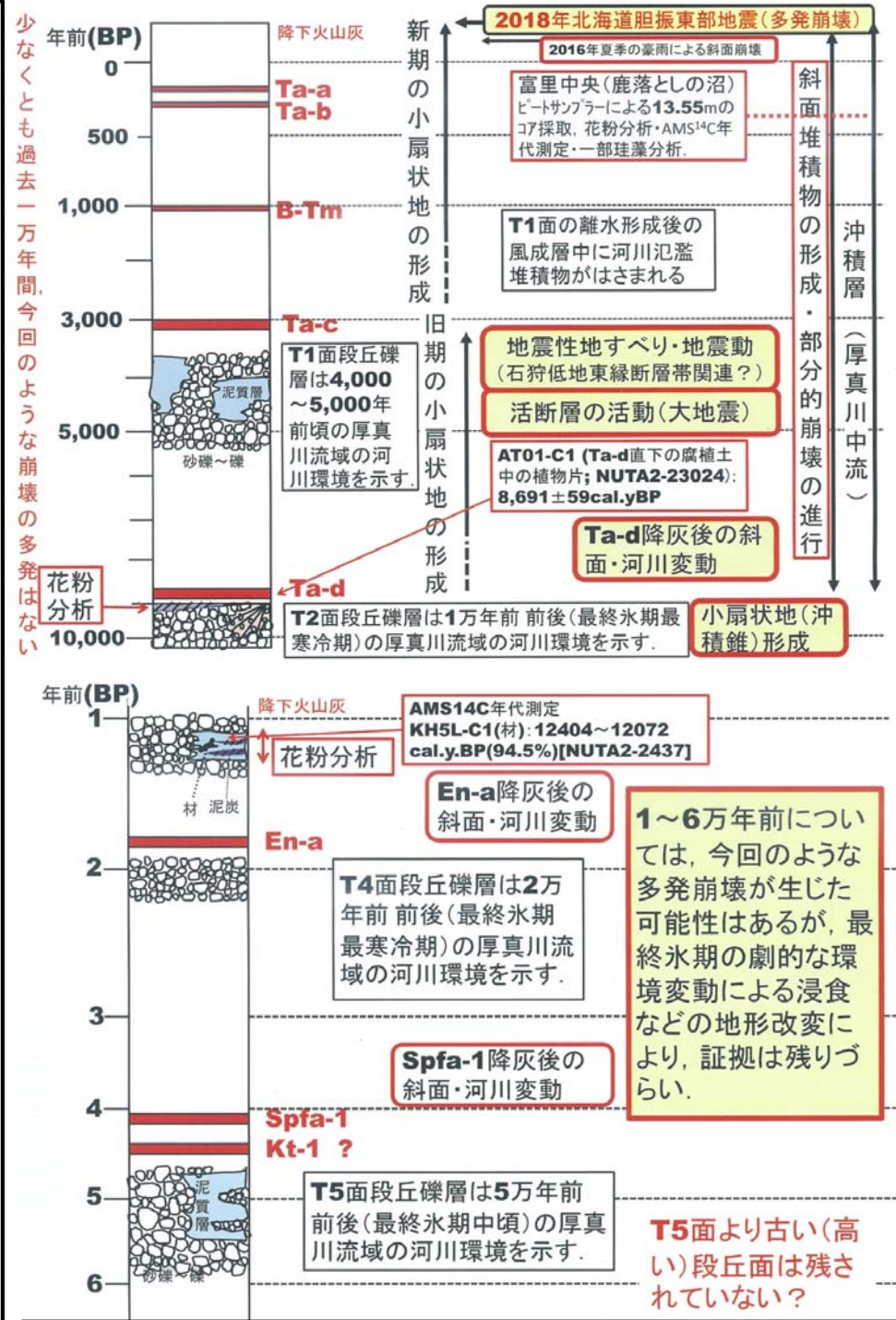


図42 厚真川中・上流域の過去約6万年間の地学的環境変動の図(岡, 2018aより引用・改変)と説明

7. まとめと今後の課題

- ① 北海道東部地震は深度20～30km前後の通常の内陸地震よりは深く、下部地殻とマンツルの断片の境界付近で発生した可能性が高い。
- ② 断層面はほぼ南北走向で、東傾斜の70°以上の高角逆断層(東上がり)で、上盤側の平面形態は狭長であり、その範囲を中心に強い上下動主体の振動が発生した。
- ③ 深さ10km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～水平で想定されるが、地表付近の活断層群(副次的)を含め、今回の地震断層には直結はしていない。
- ④ 地表活断層は今回の深度6強～7の崩壊多発地域とその周辺にも存在している。その中で、厚真複背斜(右雁行背斜群)は活断層帯(“厚真断層帯”)である可能性が高い、富里西方の南北リニアメントについては、露頭観察などで活断層である可能性が高く、吉野断層と呼ぶことにした。
- ⑤ 崩壊・地すべりについては、多発範囲は起震断層の上盤範囲の北部からその北～北西側に該当する。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2～3m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。
- ⑥ 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、地形面区分的には5段の河岸段丘面と山地・丘陵斜面より構成される。崩壊は一般的には厚さが2～3m程度の斜面堆積物で生じている。斜面堆積物は、その下部3/5は下位に火山灰質ローム薄層(粘土質)を伴う降下火山灰Ta-d(Ta-d1+Ta-d2)が占め、上部2/5はTa-c、Ta-b、腐植土など構成されている。
- ⑦ 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8,700y.BP(暦年)が想定でき、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。
- ⑧ 今回の地震で発生した崩壊・地すべりの多発現象は厚真川流域6万年史の中では今のところ捉えきれない現象である。少なくとも、過去1万年間の中では明確な証拠はない。そうであるとすると、縄文人も経験しなかった出来事に遭遇したことになる。
- ⑨ 数1,000箇所ともいわれる崩壊・地すべり箇所は、多くのタイプに分けて、比較検討することができる。すなわち、大きく平滑型斜面での崩壊、沢単位での崩壊・地すべり、10°前後の緩傾斜面での崩壊・地すべり(朝日・幌里付近)、新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊、新第三系岩の崩落、大規模地すべり(日高幌内川)として分けられ、このうち、多発崩壊の範囲では沢単位での崩壊・地すべりタイプが主体を占める。
- ⑩ 観測された地震波形、深度、最大加速度などの情報に加えて、観測点がなく数字では示されないが、崩壊・地すべり現象の程度から、多発範囲は震度7に該当した可能性が高い。その中でも、日高幌内川中流では表層崩壊以上の大規模地すべりが発生し、さらに震度が大きかったことをうかがわせる。震源に近く、最大加速度1,000galに達した可能性がある。
- ⑪ 当初の調査では、むかわ町南部丘陵地～厚真町南部で震度7(鹿沼観測点)で、崩壊・地すべりが少ないのは何故?か疑問が残った。その後の調査で、厚真川流域など北部の崩壊多発に比較して、Ta-dなど降下火山灰が薄く斜面堆積物総体としての厚さが小さく、発達弱いことに起因することが分かった(すなわち、北部のように崩壊・地すべりの対象の斜面堆積物の発達が弱い)。崩壊・地すべり箇所の密度は圧倒的に少なくいが、それでも存在する箇所では急傾斜地での新第三系泥質岩の風化部の表層崩壊で特徴付けられるようである。今後の調査がさらに必要。

⑫ 今までの調査は延べで11日間に過ぎ、膨大な数の崩壊・地すべり箇所を1割程度を把握したに過ぎない(写真撮影での視察を含む)。現場の状況は天気などの自然的条件や人為的改変で刻々と変化している。例年より早い雪解けが進む今春、早速現地調査を再開、できるだけ多くの災害現象の記録を後世への教訓として残そうと改めて誓っている。

⑬ 今回のような地震による瞬時の崩壊・地すべりの多発が過去にも生じたとすれば、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り、多くの問題が残されている。

謝 辞

本研究の一部は石狩沖積低地研究会の活動として行ったものであり、同研究会の近藤 務、星野フサ、米道 博、関根達夫、山崎芳樹、若松幹男の各氏には、日頃、現地調査、取りまとめ、議論などにおいてご協力をいただいている。その他、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協力を賜った。(株)北海道技術コンサルタントにおいては橋本代表取締役・飴谷専務取締役をはじめ技術管理部などの各位にご便宜・ご理解をいただいた。記して感謝の意を表す。

参考文献

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。

廣瀬 亘(2019):北海道胆振東部地震で発生した地盤災害。第57回試錐研究会講演要旨集, 29-41. 43-52.

廣瀬 亘・加瀬喜洋・川上源太郎・小安浩理・卜部厚志(2018):平成30年北海道胆振東部地震に伴う地表変動および強振動による被害(速報)。北海道地質研究所報告, 90, 15-32.

廣瀬 亘・川上源太郎・加瀬喜洋・石丸 聡・輿水健一・小安浩理・高橋 良(2018):平成30年北海道胆振東部地震に伴う厚真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査(速報)。北海道地質研究所報告, 90, 33-44.

星野フサ・中村俊夫ほか8名(2017):AMS¹⁴C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ヨロマ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」厚真町シヨロマ1遺跡(2), 283-304.

岡 孝雄(2018b):2018年北海道胆振東部地震に係わる斜面崩壊と活断層帯の地質学的意義。日本活断層学会2018年度秋季学術大会講演予稿集, 0-6.

岡 孝雄(2018c):2018年北海道胆振東部地震で多発した崩壊・地すべり。日本活断層学会2018年度秋季学術大会講演予稿集, P-20.

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, AMS¹⁴C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・石狩沖積低地研究会(2019):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。名古屋大学年代測定研究, 3, 11-22.

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・AMS¹⁴C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.

富岡 敬(2019):地震による大規模岩盤すべり直後の地質調査～日高幌内川～。第57回試錐研究会講演要旨集, 29-41.

その他、5万分の1地質図幅、国土地理院、気象庁などの公開資料を参考にしました。