2008 年岩手・宮城内陸地震における 荒砥沢地すべりの解析シミュレーション

嶋中 貴史¹・小野 祐輔²・竹澤 麻衣³・野畑 拓也⁴・酒井 久和⁵

 ¹学生会員 法政大学大学院 デザイン工学研究科 都市環境デザイン工学専攻 (〒162-0843 東京都新宿区市谷田町2-33)
 E-mail:takashi.shimanaka.9i@stu.hosei.ac.jp
 ²正会員 鳥取大学大学院準教授 工学研究科 土木工学専攻 (〒680-8552 鳥取市湖山町南4丁目101)
 E-mail:ysk@cv.tottori-u.ac.jp
 ³非会員 東急コミュニティー (〒158-8509 東京都世田谷区用賀4-10-1)
 E-mail:takezawamai813@gmail.com
 ⁴学生会員 法政大学大学院 デザイン工学研究科 都市環境デザイン工学専攻 (〒162-0843 東京都新宿区市谷田町2-33)
 E-mail:takuya.nobata.7n@stu.hosei.ac.jp
 ⁵正会員 法政大学教授 デザイン工学部 都市環境デザイン工学科 (〒162-0843 東京都新宿区市谷田町2-33)
 E-mail:hisakai@hosei.ac.jp

近年,我が国では地震による斜面災害が多く発生しており,中山間地域の震災後の孤立性を検討するためには斜面の地震時安定性や崩壊時の被害状況を評価する必要がある.本研究では,2008年に発生した岩手・宮城内陸地震における荒砥沢地すべりの挙動を,Smoothed Particle Hydrodynamics(SPH)法により解析し実被害との比較を行った.本手法の斜面崩壊に対する妥当性を検討したところ,おおよその地すべり領域,すべり土塊内のせん断破壊などを定性的に表現することができたが,地すべりの移動量が約1/5になるなど,定量的には十分な精度の解が得られなかった.

Key Words : land slide failure, large deformation analysis, earthquake response analysis, smoothed particle hydrodynamics

1. はじめに

2008年6月14日に発生した岩手・宮城内陸地震は、マ グニチュード7.2、岩手県奥州市と宮城県栗原市で震度 6強が観測され死者11名・行方不明者10名の被害をも たらした¹⁾.この地震の被害の特徴として建物被害が少 なく土砂災害が多いことがあり、数千箇所の崩壊と数百 箇所の地すべりが発生した.なかでも最大すべり面深度 が100mに達する荒砥沢地すべりは、地震時に滑動した 地すべりとして国内最大級の規模である.この荒砥沢地 滑りも含め我が国では地震による斜面災害が多く発生し ており、流出した土砂が家屋や道路に到達し甚大な被害 を及ぼす例も少なからず発生している.そのため、斜面 崩壊による地震被害を軽減するためには斜面の耐震性を 評価するだけでなく、斜面崩壊時の土砂の到達距離につ いても検討が必要である.

本研究では荒砥沢地すべりについて,地震時の崩壊挙 動のシミュレーションを行う.斜面の安定性に対する詳 細な解析的検討として,有限要素法,個別要素法などに よる研究事例が多い.しかし,有限要素法は,安定性を 検討するまでは精度良い解が得られるが,崩壊後の挙動 を再現するのは概して得意ではない.個別要素法は大変 形の挙動を再現するのに適した手法であるが,そのパラ メータ設定に困難を要するなど,地震時の大変形を伴う 解析手法は未だ確立されていないのが現状である.そこ で本研究では格子を必要としない粒子法の一種であり大 変形を伴う現象の再現に適している粒子法(Smoothed Particle Hydrodynamics: SPH)を採用し,解析結果と実被 害との比較を行うことにより,手法の斜面崩壊に対する 妥当性,問題点を検討する.

2. 研究概要

(1) SPH法の概要

本研究で採用した SPH 法とは, Lucy²⁾ や Gingold& Monaghan³⁾らによって開発された連続体の大変形を含む 解析に適した数値解析手法の一つである. FEM(Finite Element Method : FEM)における要素や FDM(Finite Difference Method : FDM)における格子を必要としない, メッシュフリー解析手法である. SPH 法では図-1 のよう に,連続体(固体・気体・流体)を多数の粒子の集合体 と考え,その粒子の挙動を運動方程式によって求めると いう手法である.



図-1 SPH法の流れ(株式会社SPH研究所)4)

--SPH 法にはいくつかの特性がある. ①複雑な形状の データ作成が極めて容易, ②メッシュ破綻が発生しない ため非常に大きな変形まで解析が可能, ③構造物の破壊 プロセスやクラックの進展などの表現が容易,等が特性 として挙げられる. これらの特性から, SPH 法は地震時 の地盤挙動のシミュレーションに対して強力なツールに なると考えられる.

SPH法の基本的な機能は、質量保存則、運動量保存則, エネルギー保存則、連続性など、偏微分方程式で記述さ れた初期境界条件を数値的に解くことにある.そして、 空間に点を配置したモデルを用いて、任意の点で補間す るアルゴリズム Kernel 近似を基本としている.

(2) カーネル近似5)

SPH法では, 関数f(x)をカーネル近似と呼ばれる近似 手法によって評価する.まず, 関数f(x)はディラックの デルタ関数d(x)を用いて次式のように表す.

$$f(x) = \int f(x') \,\delta(x - x') \,dx' \tag{1a}$$

ここで, x, x'はそれぞれ評価中心, 任意粒子の座標値で ある.次に, 関数f(x)の近似(f(x))が次式によって表さ れるものとする.

$$\langle f(x) \rangle = \int f(x') W(x - x', h) dx'$$
(1b)

ここでW(x - x', h)はカーネル関数と呼ばれ、

$$\lim_{h \to 0} W(x - x', h) = \delta(x - x')$$
(1c)

および

$$\int W(x, h) \, dx = 1 \tag{1d}$$

を満足する. hは影響半径と呼ばれるものである. 今, 関数f(x)は密度 $\rho(x)$ を持つ媒質上で定義されるものとする, (1b)の式は,

$$\langle f(x)\rangle = \int \frac{f(x)}{\rho(x)} W(x - x', h)\rho(x') dx' \quad (1d)$$

と書き改めることができ、これをカーネル近似と呼ぶ. 対象とする媒体をN個の微小な要素に分割し、各要素の 質量を m_1 , m_2 m_N , 重心の位置を x_1 , x_2 x_N とすると、要素kが(1d)式の右辺の積分に与える貢献は、

$$\frac{f(x_k)}{\rho(x_k)} W(x - x_k, h) m_k$$
(1e)

となる. したがって, 関数*f*(*x*)の離散化したカーネル近 似が次式のように得られる.

$$\langle f(x)\rangle = \sum_{k=1}^{N} f(x_k) W(x - x_k, h) \frac{m_k}{\rho(x_k)} \quad (1f)$$

(lf)式によるカーネル近似では、座標 x_k において密度 $\rho(x_k)$,質量 m_k および関数 $f(x_k)$ が定義されていれば、要 素の大きさや形状は必要とされない、そこでSPHでは、 座標 x_k に大きさを持たない粒子を与え、種々の物理量は 粒子の移動によって運ばれるとする.



図-2 影響半径にある粒子4)

(3) 微分系のカーネル近似

通常,連続体の解析においては関数f(x)だけでなく,その微分系 $\nabla \cdot f(x)$ の評価が必要となる. (1b)式より

$$\nabla \cdot f(x) = \int \nabla \cdot f(x') W(x - x', h) dx'$$
 (1g)

ここで、ダイバージェンスの定理より

$$\int \nabla \cdot \{f(x')W(x-x', h)\} dx'$$

$$= \int_{S} f(x') W(x - x', h) \cdot \hat{n} ds = 0 \qquad (1h)$$

である.よって, 関数*f*(*x*)の微分系*V* · *f*(*x*)のカーネル 近似は,

$$\langle \nabla \cdot f(x) \rangle = -\int f(x') \cdot \nabla W(x - x', h) dx'$$
 (1i)

となる.

(3) カーネル関数

カーネル近似に用いるカーネル関数W(x, h)には 様々なものが提案されている.これまでに提案されたも ののうち,代表的なものとして3次スプライン関数, Gauss 分布関数,三角関数によるものが挙げられる.2次元の3 次スプライン関数は,粒子間の距離をr,影響半径をhと 表すと,q = r/h(q > o)に対し,

$$q \le 1$$

 $W(r, h) = \frac{10}{7\pi h^2} \left(1 - \frac{3}{2}q^2 + \frac{3}{4}q^3\right)$ (1j)

1 < q ≤ 2のとき

W
$$(r, h) = \frac{10}{28\pi h^2} (2-q)^3$$
 (1k)

q > 2のとき

$$W(r, h) = 0 \tag{11}$$

と与えられる.詳しくは、「SPH法によるせん断土柱 モデルの有効応力解析」⁵を参照されたい.

3. 荒戸沢地すべりの概要

(1) 岩手・宮城内陸地震の概要

岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日08時43分に、北 緯39度1.7分、東経140度52.8分、深さ8kmを震源とし、気 象庁マグニチュードはM7.2、最大震度6 強の地震であっ た. 本震および余震は北北東---南南西方向に長さ約 震央分布図(平成20年6月14日以降、深さ0~20km、M≥3.0)



図-3 震央分布図(気象庁 HP より)

45km, 幅約15kmの範囲に広がっていて, 本震はそのほぼ 中央付近で発生した.

(2) 被害の概要

荒砥沢地すべりは、岩手・宮城内陸地震により発生し た山地災害のうち最大規模の地すべりである.場所は宮 城県栗原市栗駒字栗駒岳国有林ほか,幅 900m,長さ 1300 mである.すべり面は砂岩・シルト岩互層で形成されて おり、すべり面の深度は最大 127m、傾斜角は 0~2°で あった.この地震による斜面被害では、地形・地質的観 点から特徴がある.浅層崩壊と表層崩壊は急傾斜した谷 壁に集中し、崩壊の上流部には溶結凝灰岩が分布する. また、軟質な軽石凝灰岩の上部に硬質な溶結凝灰岩が分 布するキャップロック構造となっており、規模の大きな 地すべりが発生する傾向にあった[®].地震発生前後の断 面図を図-4 に示す.

図-4 の地震後の断面図によると、上流側で高さ 200m のすべり面を伴って、ブロック状に崩壊し、①溶結凝灰 岩、②軽石凝灰岩、③砂岩・シルト岩の3層が、最大で 約 300m 移動しているのが分かる.この非常に大きなす べりについては、中央部に位置する⑤の旧陥没帯内堆積 物が震動後に、約 200m 下流側に開いたことも、大変形 の要因の一つであると考える.そして、移動により地震 後の断面図は、全体的に傾斜のない平坦な断面図になる.

4. 解析条件

(1) 解析モデル

解析モデルは、東北農政局より実寸法をそのまま反映 させた断面図(図-4)⁷をもとに作成した.作成した解析 モデルと、解析モデル中の地質データを図-5に示す. 地盤状況に関して図-4の地震後の断面図を見ると、軽



図-4 地震前後の断面図(東北森林管理局より)

石凝灰岩が地下水に浸かっている箇所と浸かっていない 箇所がある.地下水の影響により同じ地質でも強度が大 きく異なるため、地下水上下で異なる地盤定数を採用で きるよう2種類にモデル化した.②を地下水に浸かってい る箇所,⑥を地下水に浸かっていない箇所とする.

(2) 入力地震動

解析に用いた入力地震動は、広帯域ハイブリッド合成 法を使用した広帯域周波数強震動シミュレーション (BBSIM)により時刻歴地震動を作成した.

広帯域ハイブリッド法は、理論的方法の欠点である周

期1秒以下の短周期の地震動を評価することが困難とい う点と、半経験的方法の欠点である破壊過程やアスペリ ティが考慮されないという点を補うために提案されたも のである.地震動の長周期成分は理論的方法で、短周期 成分は半経験的方法でそれぞれ計算し、それぞれの波形 を重ね合わせる方法である.

この方法は、長周期から短周期までの広帯域の地震動を 評価できる、震源特性・伝播経路特性・地盤特性が物理 的に評価されている、観測記録を必要としない、等の理 由で近年広く用いられるようになっている.



図-5 解析モデル



図-6 入力地震動

今回作成した地震動は、野津らの震源断層モデル⁸を 用い、地震基盤波を重複反射理論に基づいて工学基盤波 を算定した.これは、本解析手法で工学基盤波を入力地 震動として用いる必要があったためである.地すべり発 生地点(E140.852N38.894)の地震動を使用し、NS-EW 成 分を地すべりの解析断面に射影して作成した.作成した 地震動を図-6 に示す.

示す. ②と⑥の軽石凝灰岩について Casel では地下水の 影響を考えず, 同一のパラメータ採用した.

これを Casel とし、設定した土質パラメータを表-1に

5. 数値シミュレーション

(1) 解析結果(case1)

地すべりの20秒ごとの変形状態を図-7に示す.





(3) 地盤条件

解析には、大野らの作成資料のや地盤工学会の調査資料等^{,9}を参考にして土質特性を設定した.

| 表-1 | 土質パラ | メータ | (Case1) |
|-----|------|-----|---------|
|-----|------|-----|---------|

| 材料番号 | 地質 | せん断波速度 Vs(m/s) | ポアソン比 |
|-------------|---------------------------------|----------------------------------|-------------------|
| 1) | 溶結凝灰岩 | 437.0 | 0.35 |
| 2 | 軽石凝灰岩 | 130.0 | 0.40 |
| 3 | 砂岩・シルト岩 | 381.0 | 0.35 |
| ۲ | 凝灰岩 | 409.0 | 0.30 |
| 5 | 旧陥没帯内堆積物 | 128.0 | 0.40 |
| 6 | 軽石凝灰岩 | 130 | 0.40 |
| | 密度(g/cm ³) | 粘着力の ピーク値(kN/m [*]) | 内部摩擦角の ピーク値(゜) |
| 1 | 1.90 | 500.0 | 55.0 |
| 2 | 1.65 | 200.0 | 35.0 |
| 3 | 1.75 | 220.0 | 35.7 |
| (4) | 2.25 | 230.0 | 20.0 |
| 5 | 1.70 | 3.000 | 10.0 |
| 6 | 1.65 | 200.0 | 35.0 |
| | 粘着力の 残留値(kN/m [*]) | 内部摩擦角の 残留値(゜) | ダイレー タンシー角(゜) |
| 1 | 0.00 | 40.0 | 0 |
| 2 | 0.80 | 27.6 | 0 |
| 3 | 0.00 | 36.5 | 0 |
| 4 | 0.98 | 7.80 | 0 |
| 5 | 0.00 | 10.0 | 0 |
| (6) | 0.80 | 27.6 | 0 |

Case1の解析結果では図-7に示すように、震動開始から震動終了後(80s)まで全体的を通し動きが見られなかった.全ての位置での土塊がほとんど滑動しておらず、地すべり発生後の地形を再現できなかった.また、①、②、③の3層での粒子の変位を調べてみたところ、①の溶結凝灰岩では約1.1m、②の軽石凝灰岩では約0.3m、③の砂岩・シルト岩では約0.8mと3層とも微小な移動しか見られなかった.

(2) 土質特性の改善

照査資料に示された土質試験結果に基づいて忠実に地 盤特性値を設定した Casel の解析結果では、地震による 地すべり現象を全く再現することができなかった. その ため、解析パラメータの見直しを以下の2点について行 った. 一つは、⑤の旧陥没帯内堆積物は砂礫交じりの有 機質土であるため、せん断破壊後に砂礫の内部摩擦角ほ どのせん断抵抗が見込めない. そのため、残留強度の内 部摩擦角を低減した. 二つ目に、地下水以下の軽石凝灰 岩、砂岩・シルト岩がせん断変形、破壊した場合に過剰 間隙水圧が上昇し、砂質地盤の液状化と同様にせん断耐 力がほとんどなくなるような被害状態が見られる. その ため、地下水の影響を考慮し②と⑥の軽石凝灰岩でそれ ぞれ違うパラメータを表2に示す. また、Case2 の解 析結果を図-9に示す.

図-9 のように地盤パラメータの見直しによって Case1 より当該斜面が大きく移動し,地すべり発生後(80s)では 上流部に大きな滑り面が確認できる.この滑り面は 20s

| 材料番号 | 地質 | せん断波速度 Vs(m/s) | ポアソン比 |
|--------------|-------------------|--------------------|-------------------|
| 1 | 溶結凝灰岩 | 437.1 | 0.35 |
| 2 | 軽石凝灰岩 | 460.6 | 0.40 |
| 3 | 砂岩・シルト岩 | 455.4 | 0.48 |
| 4 | 凝灰岩 | 409.3 | 0.30 |
| (5) | 旧陥没帯内堆積物 | 453.7 | 0.40 |
| 6 | 軽石凝灰岩 | 460.6 | 0.40 |
| | 密度(g/cmí) | 粘着力の ピーク値(kN/m) | 内部摩擦角の ピーク値(°) |
| 1 | 1.90 | 90.00 | 55.0 |
| 2 | 1.65 | 200.0 | 35.0 |
| 3 | 1.75 | 0.000 | 5.00 |
| 4 | 2.25 | 230.0 | 20.0 |
| 5 | 1.70 | 0.000 | 1.00 |
| 6 | 1.65 | 200.0 | 35.0 |
| | 粘着力の 残留値(kN/m) | 内部摩擦角の 残留値(゜) | ダイレー タンシー角(゜) |
| 1 | 0.00 | 40.0 | 0 |
| 2 | 0.00 | 5.00 | 0 |
| 3 | 0.00 | 0.50 | 0 |
| (4) | 0.98 | 7.80 | 0 |
| (5) | 0.00 | 0.50 | 0 |
| 6 | 0.80 | 27.6 | 0 |

表-2 土質パラメータ(Case2)





から発生し始めていることから、極めて早い段階で活動 が始まることがわかった.また、滑り面によって震動発 生から 60s には全体的に移動し、崩壊前と比べ平坦な形 状に変化している.しかし、図-5の断面図と比較すると 実際の被害よりも大きな移動は全体的に見られなかった.

①,②,③の中のある粒子の変位を調べると,①の溶結凝灰岩中ではY方向に約25m,②の軽石凝灰岩ではX方向に約60m,③の砂岩・シルト岩ではX方向に約60m それぞれ移動した.しかし、実際の被害ではシミュレーション結果の5倍ほどの大移動が起きている.他の地質部分でも同様に、実際の移動距離に満たない解析結果となった.

6. おわりに

本研究では、粒子法の一つであるSPH法の妥当性を検 討するために、岩手・宮城内陸地震で被害を受けた荒砥 沢地すべりを検討対象とし解析結果との比較・考察を行 った.

今回,照査資料に忠実なパラメータを採用したケース (Case1),それを改良したパラメータを設定したケース (Case2)の2パターンで解析を行った.Case1の解析では, ほとんど地震後に斜面は変動せず実現象を再現できなか った.一方,地盤パラメータの値を大幅に低減し,全体 的に強度を弱く設定することでCase2のシミュレーショ ン結果では、滑り面がはっきりと確認でき、地すべり発 生後の現象を定性的に再現できた.しかし、全体的に見 て約1/5程度の移動距離となり実際の被害での土塊の移 動は確認できず、定量的には地すべり発生後の土塊の大 移動や地形を再現するには至らなかった.

この解析と実現象の不整合の原因として、地盤特性が 崩壊前後で大きく異なっていたことが考えられる.特に ③の飽和した砂岩・シルト岩がせん断破壊後に間隙水圧 の上昇のため、大幅なせん断強度の低下を招いたと推測 される.本研究での解析は全応力解析に基づいて行った ため、間隙水圧上昇によるせん断特性の変化を、解析結 果を実現象に整合するよう強度定数を調整している.し かしながら、土質試験結果等に基づいて、将来の地すべ りを評価しようとする場合には、当然のことながら流動 域が分からないことから過剰間隙水圧の影響を考慮でき る有効応力解析の導入が求められる.さらに、地すべり による土砂の流動量をより精度良く推定するためには3 次元解析による検討も必要になると考える.

謝辞:本研究を行うにあたり,大野らの地質データや2008 年岩手・宮城内陸地震災害調査委員会の地質データを用 いた.ここに記して謝意を表する.

参考文献

- 1) 国土地理院:災害概況図,速報26,2008.
- Lucy LB : A numerical approach to the to the testing of the fission hypothesis, Astrophys Journal, Vol.82, pp.1011 -1024, 1977.
- Monaghan.J.J : An introduction to SPH, Computer Physics Communications, Vol.48, pp.89-96, 1988.
- SPH 研究所 HP:http://www.sphlab.co.jp/index.php?FrontPage, 2013.9.10.
- 5) 秋吉将史,小野祐輔,酒井久和,西田真悟: SPH 法による せん断土柱モデルの有効応力解析,土木学会地震工学論文 集,第29巻, pp.325-326, 2007.
- 大野亮一、山科真一、山崎考成、小山倫史、江坂文寿、笠 井史宏:地震時大規模地すべり発生機構一荒砥沢地すべり を例として一、日本地すべり学会、第47巻、第2号、pp.10-14、2010.
- 7) 林野庁東北森林管理局:山地災害の記録-平成20年岩 手・宮城内陸地震,http://www.rinya.maff.go.jp/tohoku/ introduction/gaiyou_kyoku/annai/panph/sanchi_kiroku.html 2013.9.10.
- 8) 野津厚:波形インバージョンにより推定された最近のわが 国における内陸地殻内地震の震源過程,港湾空港技術研究 所報告,第49巻,第3号,pp.111-155,2010.
- 2008 年岩手・宮城内陸地震災害調査委員会:平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震災害調査報告書, pp.79-81, 2010.

The analytical simulation of the Aratozawa landslide in the 2008 Iwate and Miyagi inland earthquake

Takashi SHIMANAKA, Yusuke ONO, Mai TAKEZAWA, Takuya NOBATA and Hisakazu SAKAI

In recent years, slope disaster caused by earthquakes have occurred a lot in Japan. In order to examine the solitary after the earthquake of hilly and mountainous areas, it is necessary to evaluate the damage situation of collapse and seismic stability of slopes. Using the Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH) method, and analyzed the behavior of Aratozawa landslide in Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008, I compare the analysis results and the actual damage. As a result of considering the validity to slope failure of this method, It could be expressed qualitatively landslides approximate area, and shear failure within the sliding soil mass. However, the amount of movement of the landslide is about one-fifth, the solution of high precision could not be obtained quantitatively.