

EKSPERIMEN LABORATORIUM MEKANISME GERAKAN MATERIAL VULKANIK PADA BERBAGAI KEMIRINGAN LERENG, INTENSITAS HUJAN, DAN KETEBALAN ABU VULKANIK

F. Tata Yunita^{1*}, Indratmo Soekarno¹, Joko Nugroho¹, dan Untung Budi Santosa²

¹ Fakultas Teknik Sipil dan Lingkungan, Institut Teknologi Bandung

² Praktisi dan Assesor Keahlian Bidang Teknik Hidraulika Sumber Daya Air

*ftyunita@students.itb.ac.id

Pemasukan: 14 November 2022 Perbaikan: 28 November 2022 Diterima: 28 November 2022

Intisari

Perubahan iklim berdampak pada peningkatan intensitas dan frekuensi cuaca ekstrim dan menyebabkan potensi kejadian banjir lahar pasca erupsi semakin tinggi. Fokus penelitian terkait banjir lahar umumnya lebih mengamati fenomena banjir yang terjadi di alur sungai, sementara penelitian terkait mekanisme gerakan material vulkanik di lereng masih sangat terbatas. Pengamatan proses pembentukan aliran lahar di lereng puncak menjadi tantangan karena kondisi medan yang sulit dan berbahaya. Oleh karena itu, dalam penelitian ini observasi dan pengukuran mekanisme gerakan material vulkanik lereng dilakukan dengan eksperimental model fisik skala laboratorium. Eksperimen berupa demonstrasi plot (demplot) lereng yang tertutup material vulkanik (abu vulkanik gradasi <2 mm) dilakukan dalam 36 set percobaan dengan beberapa variasi kemiringan lereng (8⁰, 15⁰, 20⁰, 25⁰), intensitas hujan (45-120 mm/jam) dan ketebalan abu vulkanik (0 cm, 1 cm, 2,5 cm, 5 cm), di mana durasi percobaan maksimal 2 jam. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa mekanisme pergerakan material vulkanik di lereng terjadi dalam 2 mekanisme, yaitu longsor dan erosi. Mekanisme longsor terjadi secara rotasional pada intensitas hujan antara 55-80 mm/jam, dimana pergerakan material dipicu oleh terganggunya stabilitas lereng akibat erosi di kaki lereng dan/atau meningkatnya tegangan air pori dan bobot lapisan tanah akibat infiltrasi. Mekanisme erosi diawali dengan terbentuknya galur-galur akibat adanya aliran permukaan setelah lapisan abu vulkanik di permukaan lereng jenuh, dimana intensitas hujan pemicu umumnya >80 mm/jam. Longsor tidak terjadi pada kemiringan lereng 8⁰, sedangkan erosi dapat terjadi pada semua variasi kemiringan lereng. Lapisan abu vulkanik terbukti menghambat infiltrasi sehingga meningkatkan potensi terjadinya aliran permukaan dan erosi.

Kata Kunci: aliran lahar, abu vulkanik, eksperimental model fisik, longsor, erosi.

Latar Belakang

Perubahan iklim telah mempengaruhi pola hidrologi global, baik secara regional maupun sub-regional, termasuk di Indonesia. Curah hujan tahunan di wilayah selatan Indonesia seperti Jawa, Lampung, Sumatera Selatan, Sulawesi Selatan, dan

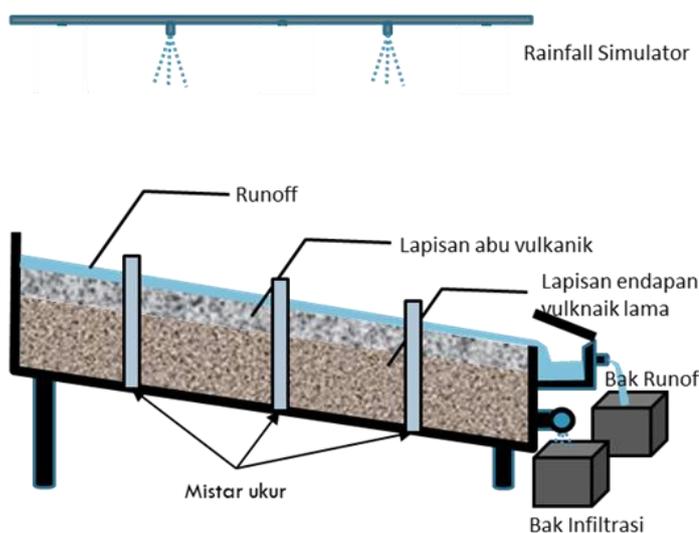
Nusa Tenggara mengalami penurunan, sedangkan di bagian utara yang terdiri dari Kalimantan dan Sulawesi Utara meningkat (Hulme & Sheard, 1999; Lasco & Boer, 2006). Sementara intensitas curah hujan dan frekuensi kejadian ekstrim terus meningkat di sebagian besar tempat di Asia Tenggara dari tahun 1960 hingga 1990, (Manton dkk., 2001). Hal ini mengakibatkan meningkatnya potensi bencana terkait hidroklimatologi, terbukti dengan semakin tingginya frekuensi kejadian banjir di berbagai wilayah.

Pasca-erupsi merupakan periode yang rentan terhadap ancaman banjir lahar di wilayah gunung berapi karena adanya deposit material vulkanik baru di lereng yang belum terkonsolidasi dan tidak stabil, sehingga pada saat hujan sangat mudah terangkut oleh aliran permukaan (Kusumosubroto, 2013). Erupsi gunung berapi secara drastis mengubah kondisi hidrologi dan angkutan sedimen pada DAS yang berada dekat sumber erupsi, banjir lahar lebih mudah terjadi bahkan dengan intensitas hujan yang rendah (Major & Mark, 2006; Gran dkk., 2011), dimana pola banjir ini terutama dipengaruhi oleh perubahan tutupan lahan karena terbakar atau tertutup oleh material erupsi. Material erupsi, baik abu vulkanik maupun piroklastik, telah mengakibatkan hilangnya vegetasi dan mengurangi kapasitas infiltrasi, serta menurunkan kekasaran (*roughness*) alami permukaan lereng (Major dkk., 1996). Penurunan kapasitas infiltrasi berdampak pada meningkatnya *runoff*, sedangkan penurunan kekasaran lereng mengakibatkan meningkatnya kecepatan *runoff*. Kedua hal tersebut merupakan faktor yang mengakibatkan pergerakan aliran material vulkanik di lereng.

Fokus penelitian terkait banjir lahar umumnya lebih mengamati fenomena banjir yang terjadi di alur sungai. Fenomena yang dikaji umumnya terkait hubungan curah hujan-limpasan (*rainfall-runoff*) dan angkutan sedimennya, beberapa diantaranya di Miyakejima (Tagata dkk., 2005), Sakurajima (Teramoto dkk., 2006; Miyata dkk., 2016), Montserrat (Alexander dkk., 2010) dan St. Helens (Major & Mark, 2006). Sementara itu penelitian terkait mekanisme pergerakan material vulkanik di lereng masih sangat terbatas, karena kendala lokasi yang sulit dan berbahaya, terlebih pada periode pasca erupsi. Untuk mengatasi kendala tersebut, beberapa penelitian melakukan eksperimen skala laboratorium, seperti eksperimen pembentukan aliran lahar dengan material abu vulkanik dari Gunung Kelud dan Chaiten (Jones dkk. 2017), eksperimen pengaruh abu vulkanik di lereng terhadap infiltrasi dan erosi (Duhita dkk., 2021), serta eksperimen peningkatan beban akibat penjumlahan pada lapisan abu vulkanik (Williams dkk., 2021). Namun demikian variasi parameter kemiringan lereng dan ketebalan lapisan abu vulkanik dalam penelitian tersebut masih terbatas. Oleh karena itu, dalam penelitian ini eksperimen model fisik skala laboratorium dilakukan dengan berbagai variasi parameter intensitas hujan, kemiringan lereng dan ketebalan abu vulkanik. Penelitian ini dimaksudkan untuk memahami mekanisme pergerakan material vulkanik baru di lereng yang dipicu oleh hujan, serta meninjau beberapa parameter yang mungkin mempengaruhi mekanisme tersebut.

Metodologi Studi

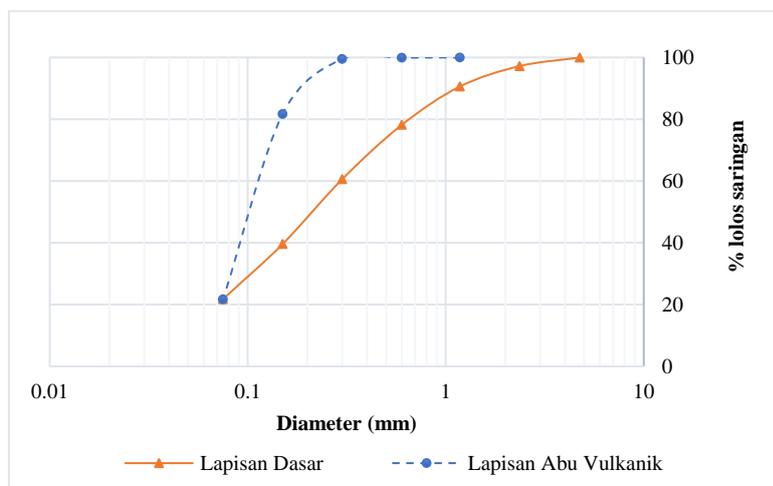
Penelitian ini menggunakan metode eksperimental laboratorium dengan *rainfall simulator* untuk melihat pengaruh endapan material vulkanik terhadap mekanisme pergerakan material vulkanik baru di lereng dalam pembentukan aliran lahar. Simulasi hujan menggunakan perangkat simulator hujan artifisial (*Artificial Rainfall Apparatus*) di Laboratorium Lahar Balai Teknik Sabo Yogyakarta. Hujan yang dihasilkan oleh simulator berupa hujan yang konstan terhadap waktu. Dalam eksperimen ini akan diujikan beberapa skenario intensitas hujan, kemiringan lereng dan ketebalan abu vulkanik untuk melihat pengaruh variasi parameter terhadap mekanisme pergerakan material yang dipicu oleh hujan. Uji model fisik dilakukan dengan membuat demplot di laboratorium berukuran 3,00 m x 0,75 m dengan material lereng menggunakan pasir dan abu vulkanik bergradasi serupa kondisi di lapangan, atau berskala 1:1, ilustrasi demplot disajikan pada Gambar 1. Demplot tersebut merepresentasikan permukaan lereng dengan kemiringan tertentu (8° , 15° , 20° , 25°) yang tertutup abu vulkanik dengan variasi ketebalan 0 cm; 1 cm; 2,5 cm dan 5 cm. Gradasi material vulkanik dan curah hujan yang jatuh pada demplot menyerupai dengan kondisi alami.



Gambar 1. Ilustrasi demplot uji model fisik

Karakteristik material yang digunakan pada demplot berdasarkan sampling abu vulkanik dari erupsi Gunung Merapi tanggal 3 Maret 2020 dan 27 Maret 2020. Sedangkan material lapisan dasar mengacu pada karakteristik material lereng Gunung Merapi pada DAS Gendol. Gradasi material lapisan tanah asli dan material abu vulkanik ditampilkan pada Gambar 2.

Kalibrasi *rainfall simulator* meliputi kalibrasi diameter butir hujan dan keseragaman hujan yang dihasilkan oleh *rainfall simulator* dengan menggunakan *Flour Method* (Metode Tepung) (Hudson, 1963; Horne, 2017; Sousa Júnior, dkk. 2017). Intensitas hujan yang diujicobakan dalam kalibrasi ini konstan, namun dalam kalibrasi dicoba beberapa variasi intensitas hujan yang berkisar antara 18-74 mm/jam. Kalibrasi *rainfall simulator* dilakukan pada area seluas 3,00 m x 2,00 m yang akan digunakan dalam uji model fisik.



Gambar 2. Gradasi lapisan abu vulkanik dan lapisan dasar

Untuk diameter hujan alami, beberapa literatur telah memformulasikan fungsi hubungan diameter dan intensitas hujan dalam bentuk fungsi power (Laws & Parsons, 1943; van Dijk dkk., 2002; Yakubu dkk., 2014; Kelkar, 2021). Berdasarkan penelitian terdahulu, pada intensitas hujan tinggi, di atas 70-100 mm/jam, diameter butir hujan rata-rata menjadi relatif konstan atau mendekati nilai diameter butir hujan tertentu. Berikut ini bentuk persamaan umum dari hubungan parameter diameter butir hujan terhadap intensitas hujan alami yang berupa fungsi power:

$$D_{50} = yI^z \tag{1}$$

dengan keterangan:

D_{50} : diameter butir hujan rata-rata (mm);

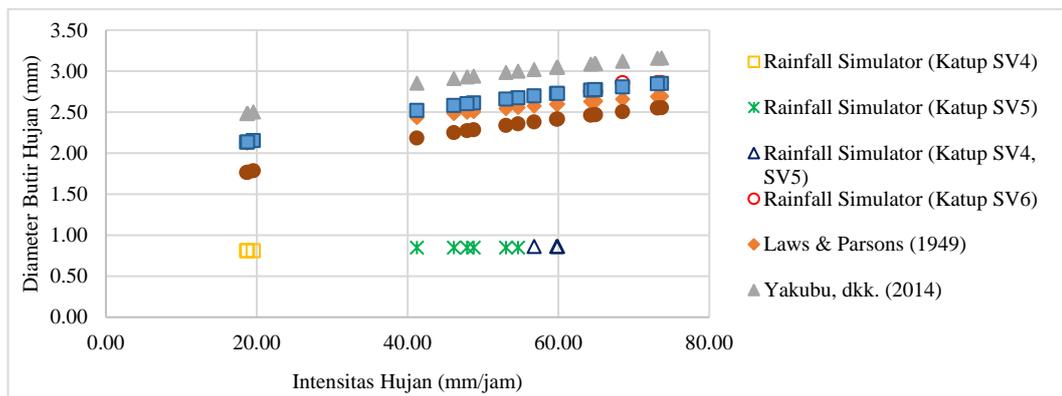
I : intensitas hujan (mm/jam);

y : konstanta (jam);

z : konstanta fungsi power tak berdimensi (*dimensionless power function constant*).

Berdasarkan beberapa penelitian terkait fungsi tersebut menunjukkan nilai konstanta y berkisar antara 0,80-1,48, sedangkan nilai z berkisar antara 0,173-0,270. Perbedaan ini terjadi karena lokasi dilakukannya penelitian yang berbeda. Sebagai contoh penelitian terhadap nilai konstanta y dan z di wilayah Washington D. C. (USA) diperoleh sebesar 1,28 dan 0,173 (Laws & Parsons, 1943), di wilayah Poona (India) sebesar 0,80 dan 0,270 (Kelkar 2021), di wilayah Skudai (Malaysia) sebesar 1,48 dan 0,176 (Yakubu dkk., 2014), sementara di wilayah Jawa Barat (Indonesia) sebesar 1,15 dan 0,211 (van Dijk dkk., 2002).

Grafik perbandingan diameter butir hujan alami dan butir hujan yang dihasilkan oleh *rainfall simulator* ditampilkan pada Gambar 3. Dari hasil kalibrasi diperoleh diameter butir hujan yang dihasilkan oleh sprinkler untuk berbagai variasi intensitas hujan pada bukaan katup 4 dan 5 sebesar 0,81-0,86 mm. Sedangkan pada bukaan katup 6 diameter butir hujan yang dihasilkan sebesar 2,75-2,86 mm. Diameter butir hujan yang dihasilkan oleh sprinkler katup 6 memberikan nilai yang mendekati diameter hujan alami dari hasil penelitian Van Dijk (2002) di wilayah Jawa Barat.



Gambar 3. Perbandingan diameter butir hujan *rainfall simulator* terhadap hujan alami

Kalibrasi keseragaman curah hujan dilakukan dengan melakukan pengukuran curah hujan pada area demplot dengan jarak interval pengukuran setiap 50 cm. Keseragaman curah hujan (C_u) yang dihasilkan oleh *rainfall simulator* dihitung dengan menggunakan formula yang dibuat oleh Christiansen (1943) berikut (Kara dkk., 2008; Maroufpoor dkk., 2010):

$$C_u = 100 \left(\frac{\sum_1^n |x - \bar{x}|}{n\bar{x}} \right) \tag{2}$$

Berdasarkan persyaratan ASTM (2019) tentang *rainfall simulator* untuk model erosi lahan, nilai koefisien keseragaman curah hujan harus memenuhi minimal 70% (Anon, 2019). Dari hasil kalibrasi diperoleh bahwa curah hujan yang dihasilkan oleh *rainfall simulator* memenuhi syarat nilai keseragaman pada intensitas hujan antara 45 – 125 mm/jam. Dengan demikian curah hujan dalam uji model hanya akan dilakukan dalam jangkauan nilai tersebut.

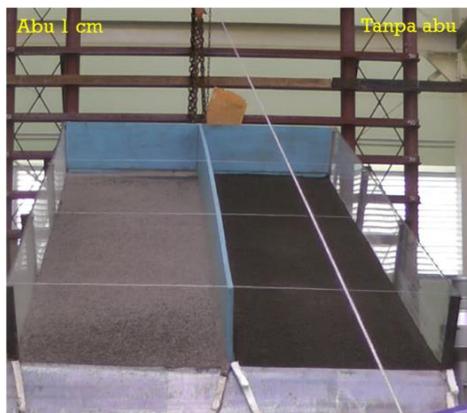
Hasil Studi dan Pembahasan

Mekanisme Pergerakan Material Vulkanik

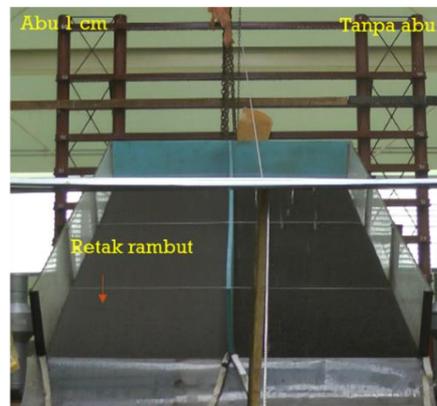
Berdasarkan 36 eksperimen yang dilakukan, terjadi 7 kejadian longsor, 15 kejadian erosi, serta 14 kejadian tanpa erosi dan longsor. Dengan demikian, dari pengamatan uji model fisik tersebut dijumpai dua mekanisme pergerakan material vulkanik di lereng, yaitu melalui mekanisme longsor (*shallow landslide*) dan erosi (*riil and sheet erosion*). Pergerakan material vulkanik di lereng berupa longsor dapat terjadi baik pada kondisi terbentuknya aliran permukaan maupun tanpa aliran permukaan. Sedangkan mekanisme erosi terjadi akibat terbawanya material vulkanik oleh aliran permukaan. Longsor tidak terjadi pada kemiringan lereng 8^0 , sementara erosi dapat terjadi pada semua variasi kemiringan lereng dalam uji model.

Gambar 4 menyajikan dokumentasi kronologis keruntuhan lereng dengan kemiringan demplot 25^0 , sebagai contoh tahapan terjadinya longsor, baik yang didahului aliran permukaan maupun tanpa aliran permukaan, Pada demplot kiri merupakan lereng yang tertutup abu vulkanik, sedangkan pada demplot kanan tanpa abu vulkanik. Dari gambar tersebut, terlihat bahwa pergerakan material vulkanik di lereng demplot dengan mekanisme longsor yang didahului oleh terbentuknya aliran

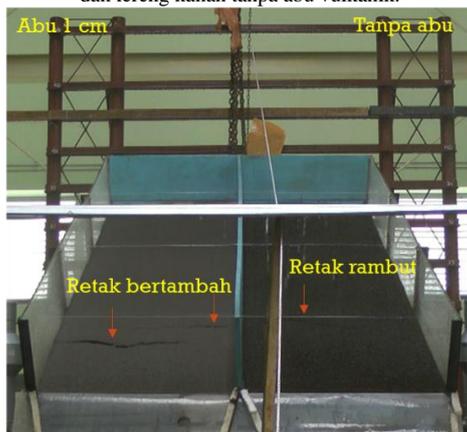
permukaan, terjadi akibat erosi oleh aliran permukaan di kaki demplot yang mengakibatkan terganggunya stabilitas lereng sehingga pada akhirnya mengalami keruntuhan yang berupa longsor rotasional (lihat Gambar 4, demplot kiri). Tipikal keruntuhannya dimulai dari kaki lereng demplot yang kemudian merambat ke atas hingga puncak lereng.



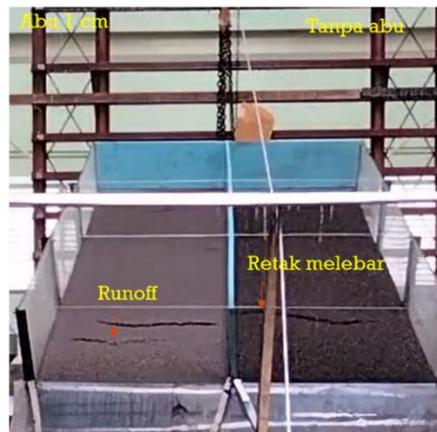
t = 0:0:0 (kondisi awal)
Lereng kiri tertutup abu vulkanik setebal 1 cm dan lereng kanan tanpa abu vulkanik.



t = 0:12:45
Pada lereng kiri mulai terjadi retak rambut.



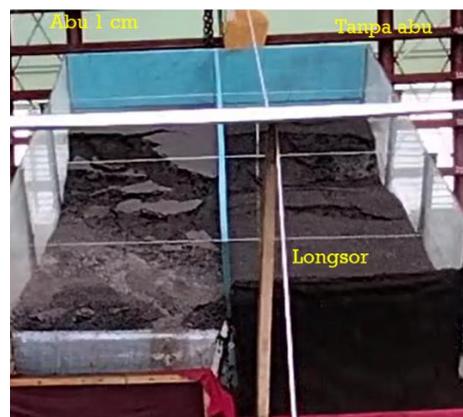
t = 0:20:15
Pada lereng kiri retak bertambah, sedang pada lereng kanan mulai muncul retak rambut.



t = 0:54:56
Pada lereng kiri mulai terjadi aliran permukaan.



t = 0:59:15
Pada lereng kiri terjadi longsor rotasional dimulai dari kaki lereng.

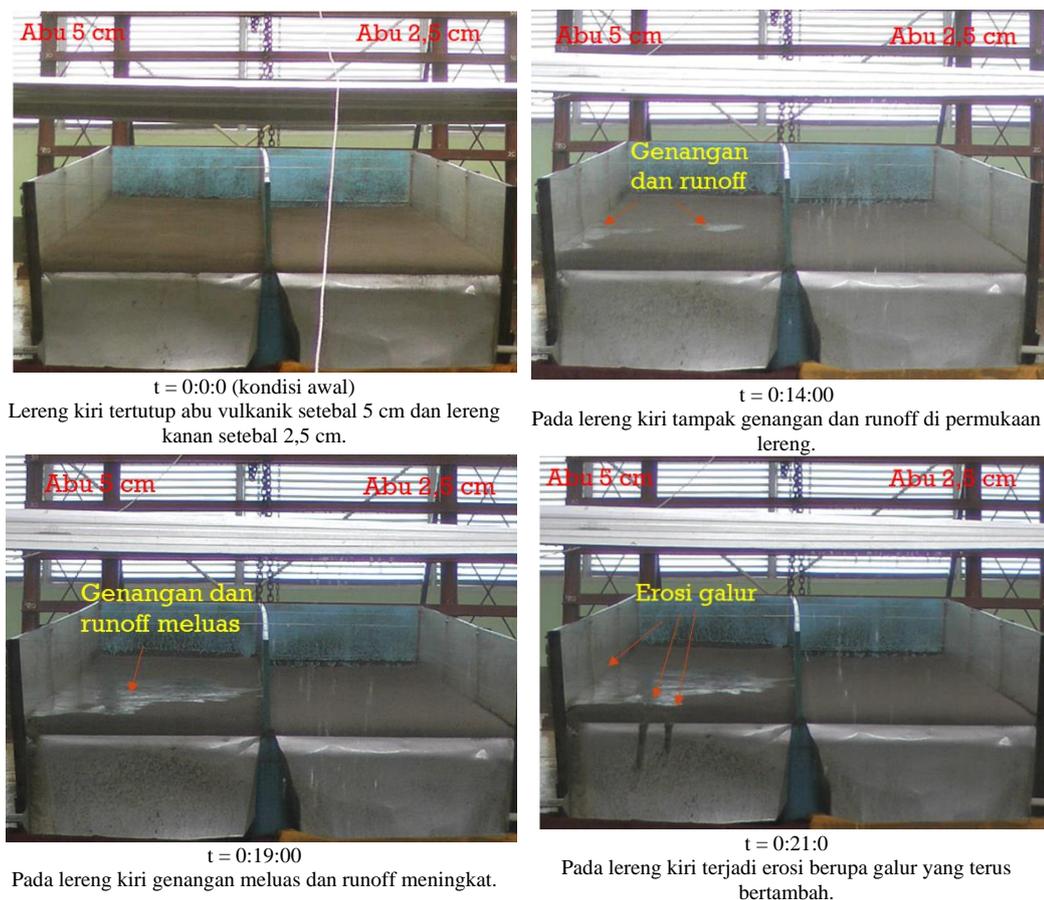


t = 1:10:40
Pada lereng kanan terjadi longsor rotasional dimulai dari puncak lereng.

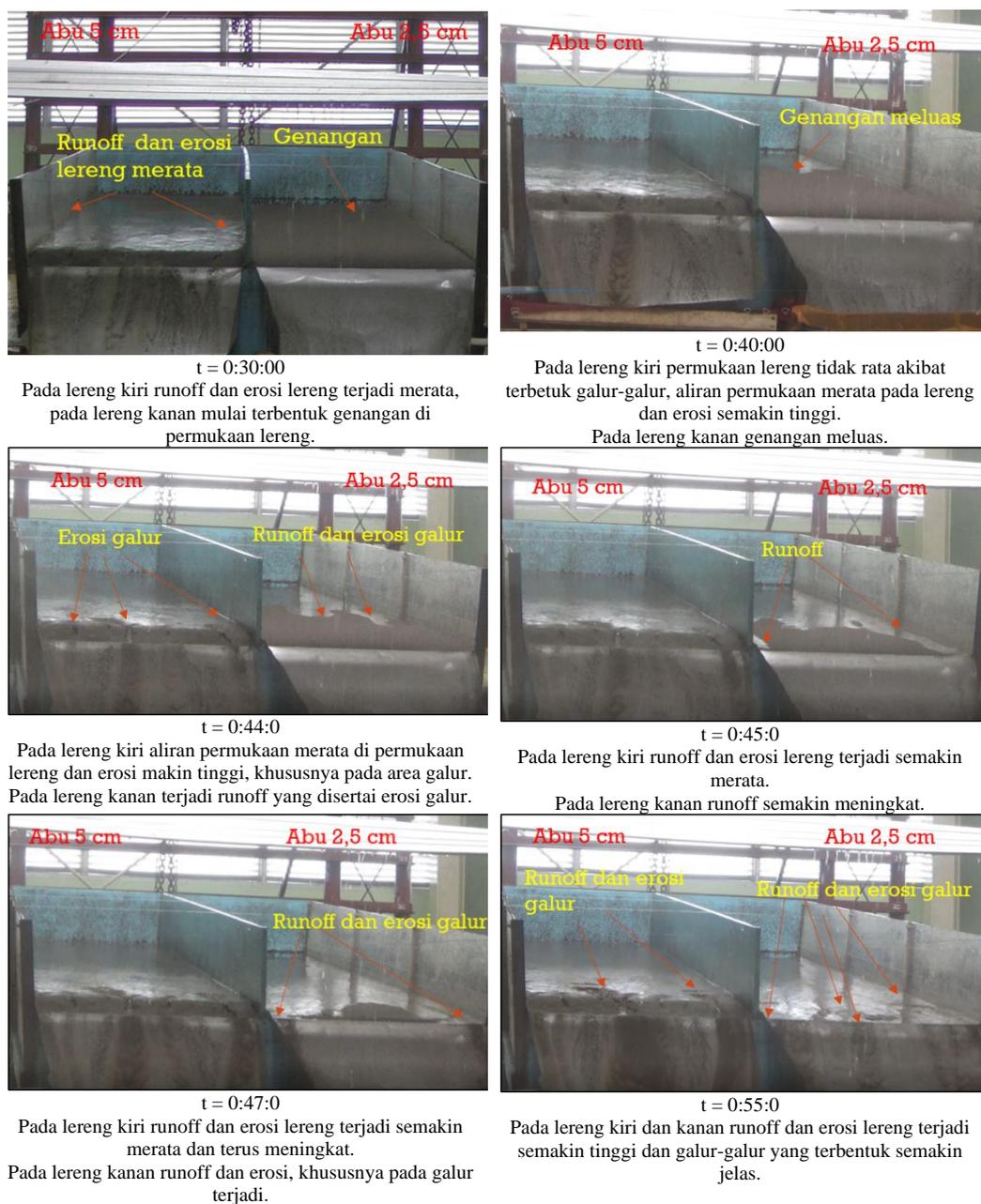
Gambar 4. Mekanisme longsor pada lereng demplot

Longsor yang tanpa didahului oleh aliran permukaan terjadi akibat infiltrasi air hujan ke dalam lapisan tanah sehingga bobot tanah dan tekanan air pori meningkat yang pada akhirnya menyebabkan stabilitas lereng terganggu. Pada longsor ini proses keruntuhannya dari bagian puncak lereng (lihat Gambar 4, demplot kanan). Longsor dengan tipikal ini hanya terjadi pada skenario lereng demplot yang tidak tertutup abu vulkanik.

Pergerakan lapisan abu vulkanik melalui mekanisme erosi diawali dengan penjuanan pada permukaan lereng (lapisan abu vulkanik) yang terlihat dari munculnya genangan yang kemudian menjadi aliran permukaan. Aliran permukaan tersebut membawa material vulkanik sehingga pada jalur aliran mulai terbentuk galur-galur kecil (*gully*), seiring waktu aliran permukaan dan erosi meningkat sehingga galur semakin besar dan bertambah banyak dan menyatu membentuk jaringan galur (*gully network*). Apabila aliran permukaan semakin meluas dan merata di sepanjang lereng, maka tidak hanya didominasi erosi galur, namun erosi lembaran (*sheet erosion*) juga mulai terjadi. Gambar 5 menyajikan kronologis proses erosi material vulkanik di lereng demplot.



Gambar 5. Mekanisme longsor pada lereng demplot



Gambar 5. Mekanisme longsor pada lereng demplot (lanjutan)

Eksperimen pergerakan material vulkanik di lereng ini, mendemonstrasikan bahwa adanya abu vulkanik di lereng meningkatkan potensi terbentuknya aliran permukaan akibat terhambatnya laju infiltrasi ke dalam lapisan tanah, sebagaimana juga ditemukan dalam beberapa penelitian terdahulu (Major & Mark, 2006; Grandkk., 2011). Terbentuknya aliran permukaan ini berperan penting dalam fase pelepasan material vulkanik (*soil detachment*) dari lereng, semakin besar aliran permukaan maka kapasitas angkutnya semakin besar. Pembentukan aliran permukaan tidak terjadi secara merata di lereng, pada spot-spot dimana terbentuk aliran permukaan mulai terbentuk galur sehingga permukaan lereng tidak lagi rata

dan aliran semakin terakumulasi pada galur-galur yang terbentuk. Proses pembentukan aliran lahar melalui mekanisme galur ini sejalan dengan penelitian erosi tephra di lereng utara Gunung St. Helens (Amerika Serikat) yang dilakukan antara tahun 1980 dan 1983 (Collins & Dunne, 1986). Penelitian tersebut menyebutkan bahwa *riil erosion* awalnya lebih besar dari *sheet erosion*, dimana keduanya menurun satu hingga dua kali lipat dalam periode tiga tahun karena jaringan galur (*riil*) tersebut menjadi stabil dan lebih permeabel. Mekanisme ini sejalan dengan beberapa kajian yang dilakukan di wilayah Gunung Merapi, menyatakan bahwa pembentukan aliran lahar di wilayah tersebut didominasi oleh mekanisme erosi galur, dimana proses erosi ini sangat masif pada tahun pertama pasca erupsi (de Bélizal dkk., 2013; Hairani & Rahardjo, 2021).

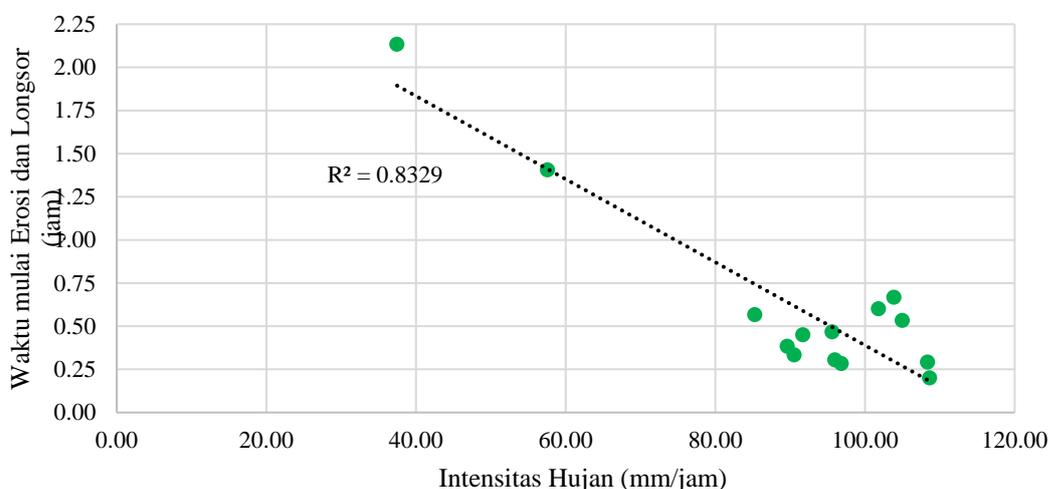
Dari hasil eksperimen ini terindikasi bahwa mekanisme pergerakan material pada lereng yang tertutup abu vulkanik ditentukan oleh faktor laju infiltrasi, dimana pada lereng tersebut lapisan abu vulkanik cenderung kurang *permeable* dibandingkan lapisan tanah asli sehingga mempengaruhi laju infiltrasi. Diduga pada kondisi intensitas hujan lebih rendah daripada laju infiltrasi maka akan cenderung terjadi mekanisme longsor, karena seluruh air hujan yang jatuh akan terserap ke dalam lapisan tanah hingga ke lapisan bawah abu vulkanik dan meningkatkan tegangan air pori. Sebaliknya, apabila intensitas hujan lebih tinggi dari laju infiltrasi maka yang terjadi adalah mekanisme erosi, dimana permukaan lapisan abu vulkanik menjadi jenuh, sehingga aliran permukaan dapat terbentuk meskipun tanah di bawah lapisan abu vulkanik belum mengalami penjumlahan. Hal ini didukung oleh hasil penelitian tentang erosi dan longsor lapisan abu vulkanik di Sakurajima (Jepang), dimana permeabilitas yang tinggi pada lapisan bawah lereng berkontribusi besar terhadap stabilitas dan kegagalan lereng biasanya terjadi ketika tekanan air pori mencapai nilai konstan atau batas maksimum (Murata & Okabayashi, 1983). Selain itu, penelitian Murata dan Okabayashi ini juga menemukan bahwa keruntuhan tidak terjadi meskipun intensitas curah hujan melebihi kapasitas infiltrasi dan menyebabkan aliran permukaan.

Intensitas dan Durasi Hujan Pemicu

Longsor terjadi pada intensitas hujan antara 56 – 80 mm/jam dengan waktu mulai terjadinya longsor berkisar antara 1,00 – 1,25 jam. Sementara untuk erosi lereng umumnya terjadi pada intensitas hujan lebih dari 80 mm/jam dengan waktu mulai terjadi erosi bervariasi antara 0,20 – 0,67 jam. Namun demikian, erosi juga terjadi pada intensitas hujan yang rendah atau kurang dari 60 mm/jam, namun dengan waktu mulai erosi lebih dari 1,00 jam. Dari pengamatan waktu mulai terjadinya erosi ini, tampak bahwa erosi lebih mudah terjadi pada skenario dimana intensitas hujan dihasilkan dari katup 6, di mana memiliki diameter butir hujan lebih besar dibandingkan katup 5. Hal ini mengindikasikan bahwa dalam proses erosi, diameter butiran hujan memiliki dampak signifikan, khususnya pada proses awal (inisiasi) erosi. Dalam hal ini, energi impak yang ditimbulkan percikan hujan membantu proses pelepasan ikatan partikel tanah/pasir sehingga memudahkan partikel tanah untuk terangkut saat sudah terbentuk aliran permukaan. Saat tumbukan antara butir hujan dan lapisan material vulkanik baru terjadi, gaya impak air menekan lapisan

tanah sehingga terdeformasi dan melontarkan partikel materil vulkanik di sekitar tumbukan. Lapisan material yang belum terkonsolidasi memiliki kekuatan tanah yang lebih rendah sehingga efek tumbukan tersebut menghasilkan rongga yang lebih besar, pelepasan tanah yang lebih besar, dan sudut percikan yang lebih besar relatif terhadap permukaan tanah (Al-Durrah & Bradford, 1982).

Pola hubungan antara intensitas hujan terhadap waktu mulai terjadinya longsor tidak ditinjau dalam hal ini karena jumlah data dan variasi intensitas hujan tidak cukup banyak untuk menyusun formula. Pola hubungan intensitas dan durasi hujan pemicu erosi disajikan dalam Gambar 6. Dari Gambar 6 tersebut terlihat adanya hubungan linier antara parameter intensitas hujan dan waktu mulai terjadinya erosi, dengan nilai korelasi (R^2) sebesar 0,83. Semakin rendah intensitas hujan maka dibutuhkan waktu yang lebih lama untuk terjadinya pergerakan material vulkanik di lereng, demikian pula sebaliknya.



Gambar 6. Hubungan intensitas dan durasi hujan pemicu erosi

Apabila merujuk pada konsep pergerakan partikel tanah akibat aliran fluida, kondisi batas saat partikel tanah mulai bergerak adalah ketika tegangan geser kritik terlampaui. Parameter tegangan geser kritik tak berdimensi dinyatakan sebagai parameter Shields:

$$\tau_* = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)d_s} = \frac{\rho \cdot u_*^2}{(\gamma_s - \gamma)d_s} \tag{3}$$

dengan keterangan:

- τ_0 : tegangan geser kritik dari fluida;
- u_* : kecepatan geser fluida;
- γ_s : berat spesifik dari partikel sedimen;
- γ : berat spesifik dari fluida;
- d_s : adalah diameter partikel.

Dari Persamaan (3), kedalaman aliran kritis yang mengakibatkan Bergeraknya partikel abu vulkanik di lereng dapat diperoleh dengan penurunan persamaan berikut:

$$\begin{aligned} \rho \cdot u_*^2 &= \tau_* (\gamma_s - \gamma) d_s \\ u_*^2 &= \frac{\tau_* (\gamma_s - \gamma) d_s}{\rho} \end{aligned} \tag{4}$$

karena $u_* = \sqrt{ghS}$ maka persamaan (4) menjadi:

$$\begin{aligned} ghS &= \frac{\tau_* (\gamma_s - \gamma) d_s}{\rho} \\ h &= \frac{\tau_* (\gamma_s - \gamma) d_s}{\rho \cdot g \cdot S} \\ h &= \frac{\tau_* (\gamma_s - \gamma) d_s}{\gamma \cdot S} \end{aligned} \tag{5}$$

dengan keterangan:

h : kedalaman aliran kritis yang mengakibatkan partikel abu vulkanik bergerak; dan

S : adalah kemiringan lereng.

Dalam Persamaan (5) terlihat parameter kemiringan lereng berbanding terbalik terhadap ketebalan aliran kritis.

Untuk menentukan nilai τ_* untuk material abu vulkanik, digunakan diagram Shields modifikasi dimana absisnya adalah diameter partikel tak berdimensi berikut:

$$d_* = d_s \left(\frac{(\gamma_s/\gamma - 1)g}{\nu^2} \right)^{1/3} \tag{6}$$

Sedangkan persamaan untuk tegangan geser kritis adalah:

$$\tau_* = 0,3e^{-\frac{d_*}{3}} + 0,06 \cdot \tan \phi \cdot \left(1 - e^{-\frac{d_*}{20}} \right) \tag{7}$$

dengan keterangan:

ν : viskositas kinematik dari fluida;

ϕ : sudut geser dalam partikel sedimen.

Dengan memasukkan nilai properti dari abu vulkanik $d_s=0,10$ mm, $\phi =40^0$ dan $\gamma_s=25,72$ kN/m³, maka diperoleh nilai $d_*=2,80$ dan $\tau_*=0,125$. Berdasarkan nilai-nilai parameter abu vulkanik tersebut maka Persamaan (5) dapat dimodifikasi menjadi persamaan kedalaman aliran kritis untuk abu vulkanik sebagai berikut:

$$h = 2,03 \times 10^{-5} S^{-1} \tag{8}$$

Dalam Persamaan (8) terlihat parameter kemiringan lereng berbanding terbalik terhadap ketebalan aliran kritis.

Apabila rasio kedalaman aliran kritis terhadap total hujan dalam durasi tertentu direpresentasikan dengan koefisien kedalaman aliran kritis (K_{cr}) sebagai berikut:

$$\begin{aligned} K_{cr} &= \frac{h}{I \cdot \Delta t} \\ h &= K_{cr} \cdot I \cdot \Delta t \end{aligned} \tag{9}$$

dengan keterangan:

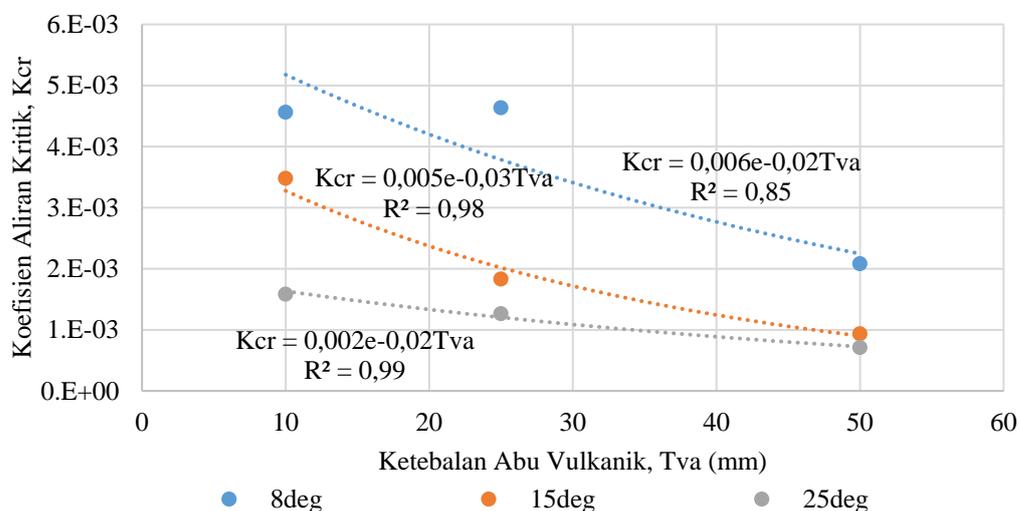
I : intensitas hujan;

Δt : durasi hujan.

Dengan mensubstitusikan Persamaan (9) ke Persamaan (8) maka diperoleh persamaan waktu kritik terjadinya erosi sebagai fungsi dari parameter intensitas hujan dan kemiringan lereng:

$$\begin{aligned}
 K_{cr} \cdot I \cdot \Delta t &= 2,03 \times 10^{-5} S^{-1} \\
 \Delta t &= 2,03 \times 10^{-5} \cdot K_{cr} \cdot S^{-1} \cdot I^{-1}
 \end{aligned}
 \tag{10}$$

Fungsi persamaan waktu kritik terjadinya erosi pada lereng yang tertutup abu vulkanik dapat dibentuk dengan mencari nilai koefisien K_{cr} . Dengan memasukan nilai hasil pengukuran uji model fisik ke dalam Persamaan (10). Berdasarkan perhitungan tersebut diperoleh nilai K_{cr} sebagai fungsi eksponensial dari ketebalan abu vulkanik (T_{va}) sebagaimana terlihat pada Gambar 7. Dari Gambar 7 diperoleh tiga persamaan nilai K_{cr} untuk kemiringan lereng 8° , 15° dan 25° , dengan nilai korelasi (R^2) masing-masing 0,85; 0,98; dan 0,99.



Gambar 7. Hubungan koefisien K_{cr} terhadap ketebalan abu vulkanik

Berdasarkan Persamaan (10), waktu kritik terjadinya erosi merupakan fungsi dari kemiringan lereng dan intensitas hujan, dimana kedua parameter tersebut berbanding terbalik terhadap waktu kritik tersebut. Persamaan ini dapat menjadi indikator dalam memprediksi potensi pembentukan aliran lahar di lereng. Dengan persamaan waktu kritik erosi ini, potensi pembentukan aliran lahar dalam skala DAS dapat diprediksi. Dengan intensitas dan durasi hujan tertentu dapat disimulasikan secara spasial pada lereng mana material vulkanik baru mulai tererosi membentuk aliran lahar. Namun demikian, formula ini masih perlu dikalibrasi pada kondisi di lapangan dengan variasi kelembaban material vulkanik yang lebih bervariasi.

Kesimpulan dan Saran

Kesimpulan

Pergerakan material vulkanik di lereng demplot terjadi dalam 2 mekanisme, yaitu melalui mekanisme longsor (*shallow landslide*) dan erosi. Longsor dapat terjadi baik pada kondisi terbentuknya aliran permukaan maupun tanpa aliran permukaan. Sedangkan mekanisme erosi terjadi akibat terlepasnya partikel material vulkanik dan terbawa oleh aliran permukaan. Longsor tidak terjadi pada skenario dimana kemiringan lereng 8° , sedangkan erosi terjadi pada semua skenario variasi kemiringan lereng.

Mekanisme pergerakan material vulkanik di lereng ditentukan oleh faktor laju infiltrasi air hujan pada lapisan abu vulkanik, dimana apabila intensitas hujan yang turun lebih lambat daripada laju infiltrasi maka cenderung terjadi mekanisme longsor. Sebaliknya, jika intensitas hujan lebih tinggi dari laju infiltrasi maka yang terjadi adalah mekanisme erosi. Selain itu, parameter diameter butir hujan juga berperan penting dalam proses inisiasi erosi, dimana energi impact percikan hujan membantu proses pelepasan partikel tanah/ pasir sehingga lebih mudah terbawa oleh aliran permukaan.

Berdasarkan pendekatan tegangan geser kritis, dirumuskan bahwa waktu mulai terjadinya erosi abu vulkanik di lereng ditentukan oleh parameter kemiringan lereng, intensitas hujan dan ketebalan abu vulkanik. Kemiringan lereng dan intensitas hujan berbanding terbalik terhadap waktu mulai terjadinya erosi sehingga meningkatnya nilai parameter tersebut akan mempercepat waktu terjadinya erosi. Sedangkan bertambahnya ketebalan abu vulkanik menurunkan laju infiltrasi yang berdampak pada meningkatnya aliran permukaan dan mempercepat waktu kritik terjadinya erosi.

Saran

Eksperimen skala laboratorium mekanisme pergerakan material vulkanik di lereng yang dipicu oleh hujan ini menunjukkan pola yang konsisten, baik secara teoritis maupun terhadap penelitian lain yang serupa. Namun demikian, eksperimen ini tentunya masih memiliki beberapa kekurangan karena keterbatasan instrumen pendukung. Oleh karena itu, masih perlu dilakukan studi lebih lanjut, khususnya terkait nilai parameter penentu pergerakan material vulkanik baru di lereng pada kondisi lapangan sebagai pembandingan hasil penelitian ini.

Ucapan Terima Kasih

Penelitian ini dapat terlaksana atas dukungan berbagai pihak. Untuk itu, penulis mengucapkan terima kasih kepada Lembaga Pengelola Dana Pendidikan (LPDP) selaku Lembaga yang mendanai penelitian ini. Penulis juga mengucapkan terima kasih kepada Balai Teknik Sabo Yogyakarta atas dukungan akses fasilitas Laboratorium Lahar dalam pelaksanaan uji model fisik.

Daftar Referensi

- Al-Durrah M.M. & Bradford J.M. 1982. The Mechanism of Raindrop Splash on Soil Surfaces. *Soil Science Society of America Journal* 46 (5): 1086–1090. <https://doi.org/10.2136/sssaj1982.03615995004600050040x>
- Alexander J., Barclay J., Sušnik J., Loughlin S.C., Herd R.A., Darnell A. & Crossweller S. 2010. Sediment-charged flash floods on Montserrat: The influence of synchronous tephra fall and varying extent of vegetation damage. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194 (4): 127–138. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.05.002>
- Anon. 2019. Standard Test Method for Determination of Rolled Erosion Control Product (RECP) Performance in Protecting Hillslopes from Rainfall-Induced Erosion. In: *10. Standard for Test Method: American Society for Testing and Materials*.
- de Bélizal E., Lavigne F., Hadmoko D.S., Degeai J.-P., Dipayana G.A., Mutaqin B.W., Marfai M.A., Coquet M., Mauff B.L., Robin A.-K., Vidal C., Cholik N. & Aisyah N. 2013. Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 261: 330–347. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.010>
- Collins B.D. & Dunne T. 1986. Erosion of tephra from the 1980 eruption of Mount St. Helens. *Geological Society of America Bulletin* 5 (97): 896–905.
- van Dijk A.I.J.M., Meesters A.G.C.A. & Bruijnzeel L.A. 2002. Exponential Distribution Theory and the Interpretation of Splash Detachment and Transport Experiments. *Soil Science Society of America Journal* 66 (5): 1466–1474. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1466>
- Duhita A.D.P., Rahardjo A.P. & Hairani A. 2021. Effect of Slope on Infiltration Capacity and Erosion of Mount Merapi Slope Materials. *Journal of the Civil Engineering Forum* 7 (1): 71–84. <https://doi.org/10.22146/jcef.58350>
- Gran K.B., Montgomery D.R. & Halbur J.C. 2011. Long-term elevated post-eruption sedimentation at Mount Pinatubo, Philippines. *Geology* 39 (4): 367–370. <https://doi.org/10.1130/G31682.1>
- Hairani A. & Rahardjo A.P. 2021. A Theoretical Model for Debris Flow Initiation by Considering Effect of Hydrodynamic Force: *4th International Conference on Sustainable Innovation 2020–Technology, Engineering and Agriculture (ICoSITEA 2020)* Yogyakarta, Indonesia.
- Horne M. 2017. *Design and Construction of a Rainfall Simulator for Large-Scale Testing of Erosion Control Practices and Products*. Auburn University.
- Hudson N. 1963. Raindrop size distribution in high intensity storms. *Rhodesian Journal of Agricultural Research* 1 (1): 6–11.
- Hulme M. & Sheard N. 1999. Climate change scenarios for Indonesia. In: 1–13. Climatic Research Unit, WWF, Norwich, UK.

- Jones R., Thomas R.E., Peakall J. & Manville V. 2017. Rainfall-runoff properties of tephra: Simulated effects of grain-size and antecedent rainfall. *Geomorphology* 282: 39–51. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.12.023>
- Kara T., Ekmekci E. & Apan M. 2008. Determining the Uniformity Coefficient and Water Distribution Characteristics of Some Sprinklers. *Pakistan Journal of Biological Sciences* 11 (2): 214–219. <https://doi.org/10.3923/pjbs.2008.214.219>
- Kelkar V.N. 2021. Size distribution of Raindrops -Part I. *MAUSAM* 10 (2): 125–136. <https://doi.org/10.54302/mausam.v10i2.4040>
- Kusumosubroto H. 2013. *Aliran Debris dan Lahar*. First Edition. Graha Ilmu, Yogyakarta.
- Lasco R.D. & Boer R. 2006. An integrated assessment of climate change impacts, adaptation and vulnerability in watershed areas and communities in Southeast Asia. In: 124–125. *The International START Secretariat*, Washington, D.C., USA.
- Laws J.O. & Parsons D.A. 1943. The relation of raindrop-size to intensity. *Transactions, American Geophysical Union* 24 (2): 452. <https://doi.org/10.1029/TR024i002p00452>
- Major J.J., Janda R.J. & Daag A.S. 1996. Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 eruptions. In: C. G. Newhall & R.S. Punongbayan (eds) *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*: 895–919. University of Washington Press.
- Major J.J. & Mark L.E. 2006. Peak flow responses to landscape disturbances caused by the cataclysmic 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 118 (7–8): 938–958. <https://doi.org/10.1130/B25914.1>
- Manton M.J., Della-Marta P.M., Haylock M.R., Hennessy K.J., Nicholls N., Chambers L.E., Collins D.A., Daw G., Finet A., Gunawan D., Inape K., Isobe H., Kestin T.S., Lefale P., Leyu C.H., Lwin T., Maitrepierre L., Ouprasitwong N., Page C.M., Pahalad J., Plummer N., Salinger M.J., Suppiah R., Tran V.L., Trewin B., Tibig I. & Yee D. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific: 1961-1998. *International Journal of Climatology* 21 (3): 269–284. <https://doi.org/10.1002/joc.610>
- Maroufpoor E., Faryabi A., Ghamarnia H. & Moshrefi G.Y. 2010. Evaluation of uniformity coefficients for sprinkler irrigation systems under different field conditions in Kurdistan Province (Northwest of Iran). *Soil and Water Research* 5 (No. 4): 139–145. <https://doi.org/10.17221/42/2009-SWR>
- Miyata S., Ahemad H., Fujita M., Tsujimoto H. & Teratani T. 2016. Temporal change of infiltration characteristics of volcanic ash layer and its effect on rainfallrunoff processes. In: *Integrated Study on Mitigation of Multimodal*

Disasters Caused by Ejection of Volcanic Product. SATREPS Workshop Kyoto, Japan.

- Murata H. & Okabayashi T. 1983. The erosion and failure of the volcanic ash slopes of sakurajima. *Technology reports of the Yamaguchi University* 3 (2): 141–150.
- Sousa Júnior S.F. de, Mendes T.A. & Siqueira E.Q. de 2017. Development and calibration of a rainfall simulator for hydrological studies. *RBRH* 22 (0). <https://doi.org/10.1590/2318-0331.0217170015>
- Tagata S., Yamakoshi T., Doi Y., Kurihara J., Terada H. & Sakai N. 2005. Post-Eruption Characteristics of Rainfall Runoff and Sediment Discharge at the Miyakejima Volcano, Japan. In: (*Proceedings of symposium Sediment Budget 1*: 291–301. *The 7th IAHS Scientific Assembly Foz do Iguacu, Brazil* (IAHS Publ.).
- Teramoto Y., Shimokawa E. & Jitousono T. 2006. Effects of volcanic ash on the runoff process in Sakurajima Volcano. In: *Proceedings of the INTERPRAEVENT International Symposium "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides"*: 303–310. *the INTERPRAEVENT International Symposium*.
- Williams G.T., Jenkins S.F., Lee D.W.J. & Wee S.J. 2021. How rainfall influences tephra fall loading — an experimental approach. *Bulletin of Volcanology* 83 (6): 42. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01465-0>
- Yakubu M.L., Yusop Z. & Yusof F. 2014. The Modelled Raindrop Size Distribution of Skudai, Peninsular Malaysia, Using Exponential and Lognormal Distributions. *The Scientific World Journal* 2014: 1–7. <https://doi.org/10.1155/2014/361703>