

PROPOSAL AMBANG HUJAN UNTUK PERINGATAN DINI TANAH LONGSOR¹

Agus Setyo Muntohar²

Abstrak

Pada kebanyakan peristiwa longsor (*rainfall triggering landslides*), keruntuhan lereng selalu terjadi ketika musim penghujan. Akan tetapi tidak semua lereng mengalami longsor ketika hujan. Terdapat suatu pertanyaan yang besar dalam analisis tanah longsor. Ketika terjadi hujan atau gempa bumi, lereng di lokasi X mengalami keruntuhan, tetapi saat hujan atau gempa bumi yang sama, lereng tersebut tidak longsor. Dengan demikian, tantangan dalam analisis tanah longsor adalah kapan (*when*), dimana (*where*) dan mengapa (*why*) lereng akan longsor. Pada naskah ini disajikan metode untuk menjawab pertanyaan "kapan" yaitu ambang hujan (*rainfall threshold*). Berdasarkan data kejadian longsor dan curah hujan di Kulon Progo, Kebumen, dan Karanganyar pada tahun 2000 - 2004 dapat dibuat usulan atau proposal ambang hujan secara empirik untuk wilayah tersebut. Analisis empirik menghasilkan ambang hujan yang memicu longsor mengikuti persamaan $I = 22,065D^{-2,2052}$. Intensitas hujan harian yang melebihi ambang tersebut diperkirakan sebagai pemicu longsor.

A. PENDAHULUAN

Jenis tanah pelapukan yang sering dijumpai di Indonesia adalah hasil letusan gunung api. Tanah ini memiliki komposisi sebagian besar lempung dengan sedikit pasir dan bersifat subur. Tanah pelapukan yang berada di atas batuan kedap air pada perbukitan/punggungan dengankemiringan sedang hingga terjal berpotensi mengakibatkan tanah longsor pada musim hujan dengan curah hujan berkuantitas tinggi. Jika perbukitan tersebut tidak ada tanaman keras berakar kuat dan dalam, maka kawasan tersebut rawan bencana tanah longsor. Pada kebanyakan peristiwa longsor (*rainfall triggering landslides*), keruntuhan lereng selalu terjadi ketika musim penghujan atau ketika terjadi badai taifun yang membawa curah hujan yang sangat tinggi hingga mencapai lebih dari 1000 mm. Pada Gambar 1 ditunjukkan kejadian tanah longsor yang pemukiman sebagai akibat curah hujan di Kulon Progo.

Indonesia terletak pada pertemuan tiga lempeng dunia yaitu lempeng Eurasia, lempeng Pasifik, dan lempeng Australia yang bergerak saling menumbuk. Akibat tumbukan antara lempeng itu maka terbentuk daerah penunjaman memanjang di sebelah Barat Pulau Sumatera, sebelah Selatan Pulau Jawa hingga ke Bali dan Kepulauan Nusa Tenggara, sebelah Utara Kepulauan Maluku, dan sebelah Utara Papua. Konsekuensi lain dari tumbukan itu maka terbentuk palung samudera, lipatan, punggungan dan patahan di busur kepulauan, sebaran gunungapi, dan sebaran sumber gempa bumi. Dengan demikian Indonesia rawan terhadap bencana gempa bumi. Tanah longsor dapat pula terjadi ketika terjadi gempa bumi. Dalam hal ini gempa bumi sebagai pemicu terjadinya longsor (*earthquake triggering landslides*). Pada kejadian gempa bumi di Indonesia, seperti gempa

¹ Disampaikan pada Seminar/Workshop "Application Research for Disaster and Humanitarian", Institute Research for Community Development, 19 Desember 2009, University Club UGM.

² Direktur, Pusat Studi Lingkungan dan Bencana Universitas Muhammadiyah Yogyakarta

bumi di Yogyakarta pada 27 Mei 2006, Jawa Barat pada 2 September 2009, dan Sumatera Barat pada 30 September 2009 telah memicu terjadinya longsor baik berupa jatuhnya batuan (*topples*), longsor gelincir (*deep seated*), dan aliran rombakan (Gambar 2).

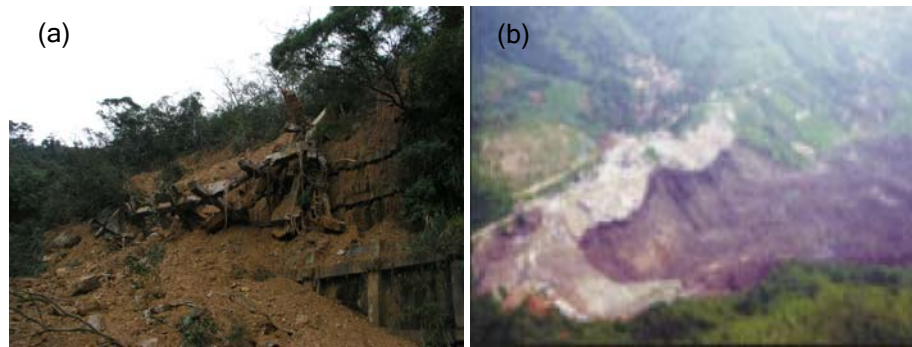


Gambar 1 Tanah longsor akibat curah hujan yang tinggi di Kabupaten Kulon Progo, Provinsi D.I. Yogyakarta



Gambar 2 Peristiwa longsor karena gempa bumi di Yogyakarta 27 Mei 2006: (a) jatuhnya batuan (*topples*), (b) longsor gelincir (*deep-seated*).

Tanah longsor ini tidak hanya terjadi pada lereng alami, namun dapat pula terjadi pada lereng yang telah diperkuat dengan struktur perkuatan (*engineered slope*). Gambar 3a menunjukkan suatu lereng yang diperkuat dengan teknik *geo-anchor* mengalami keruntuhan ketika terjadi badai hujan. Selain itu, longsor sangat dimungkinkan terjadi pada timbunan yang dibuat oleh manusia. Pada bulan Februari 2005, timbunan sampah di Tempat Pembuangan Akhir Sampah (TPAS) Leuwigajah, Bandung mengalami longsor ketika terjadi hujan yang cukup lebat (Gambar 3b). Peristiwa ini merupakan salah satu contoh buruknya penanganan masalah sampah yang menyebabkan kerugian materi dan jiwa.

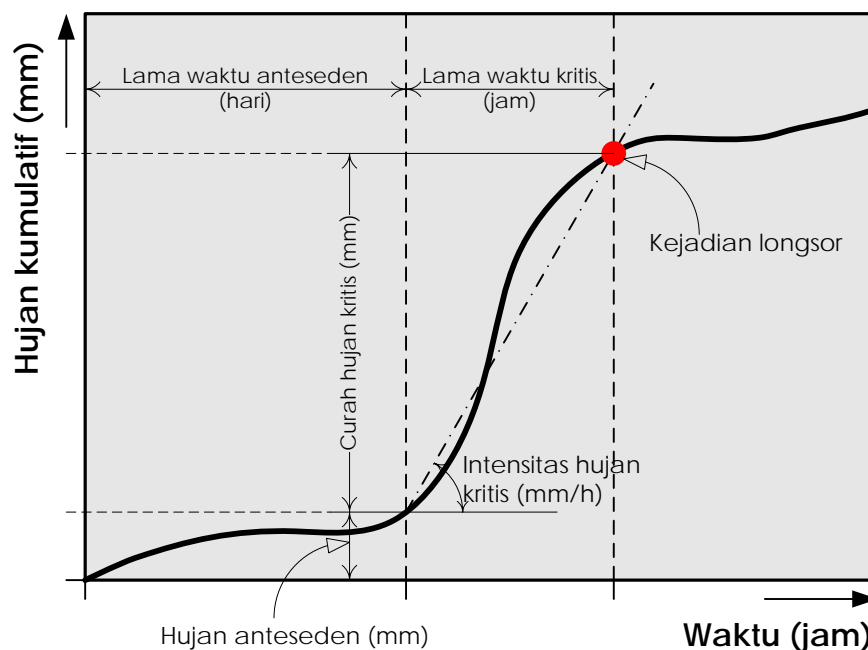


Gambar 3 (a) Keruntuhan lereng yang diperkuat dengan teknik *geo-anchor* di Keelung, Taiwan, (b) kejadian longsor timbunan sampah di Leuwigajah, Bandung.

Terdapat suatu pertanyaan yang besar dalam analisis tanah longsor. Ketika terjadi hujan atau gempa bumi, lereng di lokasi X mengalami keruntuhan, tetapi saat hujan atau gempa bumi yang sama, lereng tersebut tidak longsor. Dengan demikian, tantangan dalam analisis tanah longsor adalah kapan (*when*), dimana (*why*) dan mengapa (*why*) lereng akan longsor. Oleh karena itu kajian terhadap tanah longsor ini menjadi semakin menarik bila bisa menjawab ketiga hal tersebut (Liao dkk., 2006). Penyebab longornya (*what*) suatu lereng secara pasti dapat diidentifikasi. Walaupun demikian mengapa bisa terjadi longsor masih belum dapat dipastikan.

B. PRINSIP AMBANG HUJAN

Secara umum, ambang hujan (*rainfall threshold*) dapat didefinisikan sebagai batas kritis (maksimum atau minimum) jumlah hujan yang turun hingga mencapai tanah (Reichenbach, dkk. 1998). Hujan kritis adalah hujan yang diukur dari awal kejadian, yaitu pada saat intensitas hujan meningkat sangat drastis, hingga waktu kejadian tanah longsor (Gambar 4). Peningkatan intensitas hujan yang sangat tajam ini menyebabkan lonjakan kurva hujan kumulatif yang tiba-tiba (Aleotti, 2004).



Gambar 4 Parameter hujan yang digunakan untuk ambang hujan pemicu tanah longsor (dimodifikasi dari Aleotti, 2004).

Hujan dapat dikategorikan berdasarkan cakupan wilayah yaitu hujan global, regional dan lokal. Hujan global ditentukan dengan menggunakan data yang tersedia di seluruh belahan dunia. Hujan global merupakan hujan yang lebih umum tidak bergantung dengan kondisi lokal dan pola serta riwayat hujan yang terjadi pada wilayah tertentu. Cara yang paling mudah untuk mendefinisikan hujan global ini adalah dengan mengetahui nilai batas bawah pada semua data rekaman hujan yang dihasilkan pada peristiwa tanah longsor. Hujan regional didefinisikan sebagai kumpulan data hujan pada wilayah-wilayah yang memiliki kesamaan karakteristik secara meteorologi, geologi dan fisiografis. Hujan local secara tegas dan implisit mempertimbangkan kondisi iklim dan geomorfologi suatu wilayah. Data-data hujan yang memicu terjadinya tanah longsor dari berbagai jenis hujan diatas dipisahkan dengan data hujan yang tidak memicu terjadinya tanah longsor. Hujan dapat ditentukan dengan menggunakan tiga pendekatan yaitu pemodelan empiric (*empirical based model*), pemodelan proses fisik (*physical-process model*) dan pemodelan statistik (*statistic-based model*) (Guzzetti, dkk. 2005)

1. Model Empirik

Hujan empirik (*empirical based model*) ditentukan dengan cara mempelajari kondisi hujan yang terjadi pada longsor lereng. Sebagian besar pemodelan empirik menunjukkan hasil yang sangat baik pada lokasi dimana model tersebut dikembangkan, akan tetapi kurang tepat jika digunakan di tempat lainnya walaupun berada dalam suatu wilayah yang sama (Crosta, 1989). Ambang hujan dalam model empirik menggunakan data riwayat hujan dari beberapa kejadian baik yang menyebabkan atau tidak memicu tanah longsor. Secara umum, ambang hujan empirik ini dapat dikelompokkan menjadi empat kategori yaitu :

- (i) ambang intensitas - lama waktu hujan (*intensity - duration/ID*),
- (ii) ambang berdasarkan jumlah total kejadian hujan,
- (iii) ambang kejadian - lama waktu hujan (*event - duration/ED*), dan
- (iv) ambang kejadian- intensitas hujan (*event - intensity/EI*).

Hubungan intensitas - lama waktu hujan paling banyak digunakan dalam beberapa pustaka. Model dituangkan menjadi suatu kurva yang dikenal sebagai *I-D curve*. Kurva empirik ini adalah kurva batas bawah (*lower limit curve*) kejadian longsor pada saat hujan. Kurva ini akan memberikan hasil yang lebih baik bila menggunakan pula data hujan yang tidak menyebabkan terjadinya tanah longsor. Gambar 5 dan 6 menunjukkan hubungan antara intensitas hujan dan lama waktu pada pemodelan hujan empirik yang dikembangkan oleh Chelborad dkk. (2006) untuk jenis longsor dangkal di Seattle, Washington dan Chen, dkk. (2005) untuk aliran debris di Taiwan.

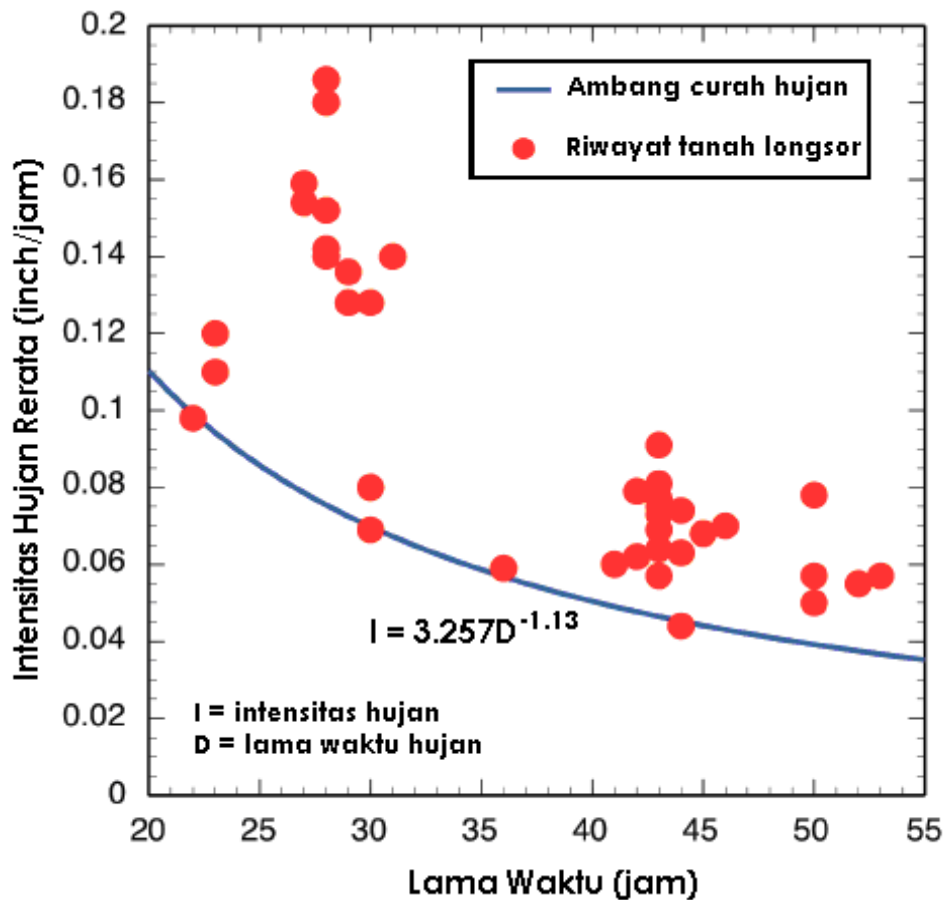
Karena ambang hujan didefinisikan secara empirik, maka persamaan-persamaannya bervariasi dari satu lokasi ke lokasi yang lain. Sehingga, ketepatan hubungan tersebut dapat dikategorikan dalam lingkup global, regional dan lokal. Tabel 1 menampilkan 52 model persamaan empirik yang diusulkan oleh beberapa peneliti. Masing-masing persamaan empirik tersebut ditampilkan dalam suatu kurva seperti pada Gambar 4. Berdasarkan persamaan-persamaan empirik pada Tabel1, kurva ID dapat dituliskan dalam suatu bentuk yang umum yaitu :

$$I = c + \alpha \cdot D^{\beta} \quad (1)$$

dengan,

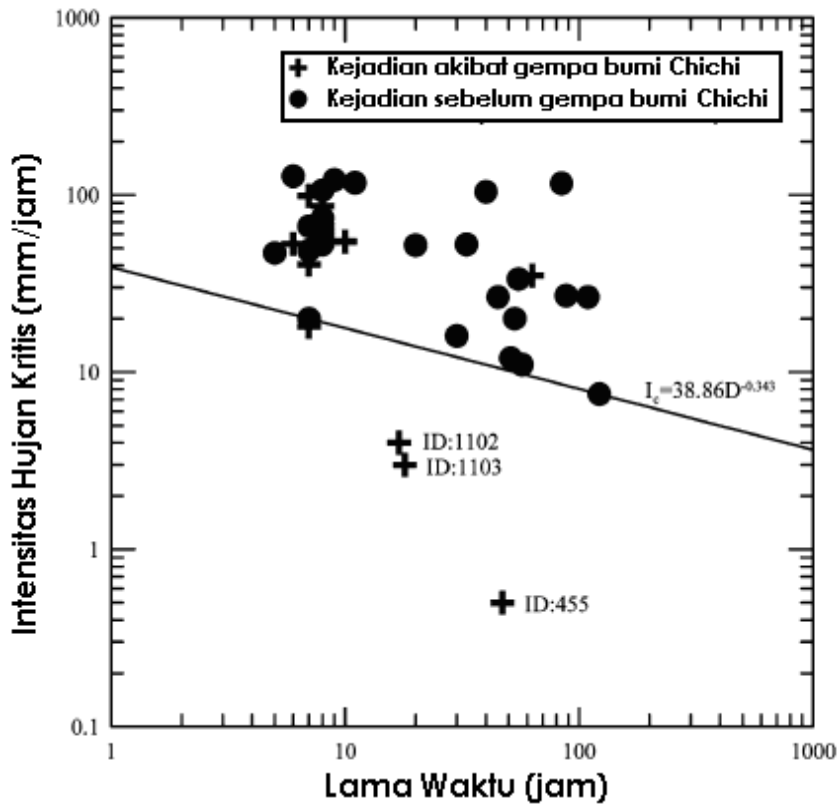
I = intensitas hujan,

D = lama waktu hujan,
 c , α , dan β = parameter empirik.



Gambar 5 Ambang intensitas hujan dan lama waktu untuk jenis longsor dangkal (Chleborad dkk., 2006)

Persamaan empirik pada Tabel 1 memiliki batasan intensitas dan lama waktu masing-masing. Secara umum, batasan lama waktu hujan berkisar antara 1 hingga 100 jam, dan rentang intensitas dari 1 hingga 200 mm (Gambar 4). Sebagian besar persamaan ambang ID (45 persamaan) memiliki nilai parameter $c = 0$. Untuk $c = 0$, maka persamaan (1) mengikuti model *simple power law*. Keseluruhan persamaan yang disajikan dalam Tabel 1 memiliki nilai eksponensial (β) negatif yang berkisar antara -2,0 hingga -0,19, dan parameter α berada dalam rentang 4,0 hingga 176,4. Secara konsep, bentuk eksponensial negatif memiliki keterbatasan untuk periode waktu yang lebih panjang (contohnya $D > 500$ jam). Pada kondisi ini sangat dimungkinkan bahwa untuk intensitas hujan yang rendah menghasilkan longsor. Untuk mengatasi keterbatasan ini, beberapa peneliti (seperti Cannon dan Ellen, 1985; Wieczorek, 1987; Crosta and Frattini, 2001) mengusulkan bagian kurva asimtotik dengan nilai $\beta = -1$ untuk lama waktu hujan yang panjang. Ambang hujan global masih dapat digunakan pada cakupan local atau regional bila terdapat informasi tentang hujan di wilayah tersebut. Ketersediaan informasi untuk ambang hujan regional akan lebih baik dan dapat dikembangkan menjadi suatu sistem peringatan dini tanah longsor (*early warning system*) bila dikombinasikan dengan perkiraan atau pengukuran hujan pada wilayah tersebut.



Gambar 6 Ambang hujan empirik untuk aliran debris di Taiwan (Chen dkk., 2005).

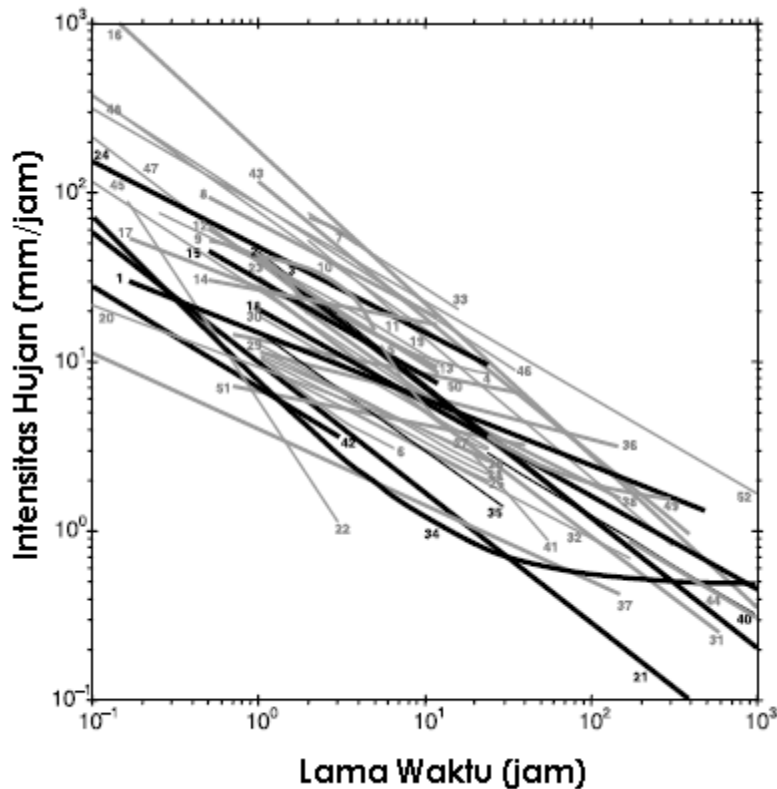
Tabel 1 Persamaan-persamaan empirik ambang intensitas hujan - lama waktu pemicu longsor (Guzzetti dkk., 2007).

No.	Sumber	Sifat	Wilayah	Jenis Longsor	Persamaan	Batasan
1	Caine (1980)	G	Dunia	Sh, D	$I = 14,82D^{-0,39}$	$0,167 < D < 500$
2	Moser & Hohensinn (1983)	R	Austria	S	$I = 41,66D^{-0,77}$	$1 < D < 1000$
3	Cancelli & Nova (1985)	L	Northern Italy	S	$I = 44,67D^{-0,78}$	$1 < D < 1000$
4	Cannon & Ellen (1985)	L	San Fransisco	D	$I = 6.9 + 38D^{-1,0}$	$2 < D < 24$
5	Cannon & Ellen (1985)	L	San Fransisco	D	$I = 2.5 + 300D^{-2,0}$	$5.5 < D < 24$
6	Wieczorek (1987)	L	Santa Cruz	D	$I = 1.7 + 9D^{-1,0}$	$1 < D < 6.5$
7	Jibson (1989)	R	Indonesia	D	$I = 92,06 - 10,68D$	$2 < D < 4$
8		R	Puerto Rico	D	$I = 66,18D^{-0,52}$	$0,5 < D < 12$
9		R	Brazil	D	$I = 63,38 - 22,19D$	$0,5 < D < 2$
10		R	China	D	$I = 49,11 - 6,81D$	$1 < D < 5$
11		R	Hong Kong	D	$I = 41,83D^{-0,58}$	$1 < D < 12$
12		R	Japan	D	$I = 39,71D^{-0,62}$	$0,5 < D < 12$
13		R	California	D	$I = 35,23D^{-0,54}$	$3 < D < 12$
14		R	California	D	$I = 26,51D^{-0,19}$	$0,5 < D < 12$
15		G	Dunia	D	$I = 30,53D^{-0,57}$	$0,5 < D < 12$
16	Gudagno (1991)	R	Southern Italy	D	$I = 176,40D^{-0,90}$	$0,1 < D < 1000$
17	Rodolfo & Arguden (1991)	L	Mayon, Philippine	L	$I = 27,3D^{-0,38}$	$0,167 < D < 3$
18	Ceriani dkk (1992)	R	Northern Italy	A	$I = 20,1D^{-0,55}$	$1 < D < 1000$
19	Larsen & Simon (1993)	R	Puerto Rico	A	$I = 91,46D^{-0,82}$	$2 < D < 312$

No.	Sumber	Sifat	Wilayah	Jenis Longsor	Persamaan	Batasan
20	Arboleda & Martinez (1996)	L	Philippine	L	$I = 9,23D^{-0,37}$	$0,08 < D < 7,92$
21	Clarizia dkk (1996)	G	Dunia	S	$I = 10D^{-0,77}$	$0,1 < D < 1000$
22	Tungol & Regalado (1996)	L	Philippine	L	$I = 5,94D^{-1,50}$	$0,167 < D < 3$
23	Zimmermann dkk (1997)	R	Switzerland	A	$I = 32D^{-0,70}$	$1 < D < 45$
24	Paronuzzi dkk (1998)	R	Alps, Italy	D	$I = 47,742D^{-0,507}$	$0,1 < D < 24$
25	Bolley & Olliaro (1999)	L	Piedmont, Italy	D	$I = 9,521D^{-0,4955}$	$1 < D < 24$
26		L	Piedmont, Italy	D	$I = 11,698D^{-0,4783}$	$1 < D < 24$
27		L	Piedmont, Italy	D	$I = 11D^{-0,4459}$	$1 < D < 24$
28		L	Piedmont, Italy	D	$I = 10,67D^{-0,5043}$	$1 < D < 24$
29		L	Piedmont, Italy	D	$I = 12,649D^{-0,5324}$	$1 < D < 24$
30		L	Piedmont, Italy	D	$I = 18,675D^{-0,565}$	$1 < D < 24$
31	Calcaterra dkk (2000)	R	Campania, Italy	A	$I = 28,1D^{-0,74}$	$1 < D < 600$
32	Montgomery dkk (2000)	L	Oregon	A	$I = 9,9D^{-0,52}$	$1 < D < 170$
33	Wieczorek dkk (2000)	L	Virginia	D	$I = 116,48D^{-0,63}$	$2 < D < 16$
34	Crosta & Frattini (2001)	G	Dunia	Sh	$I = 0,48 + 7,2D^{-1,0}$	$0,1 < D < 1000$
35	Marchi dkk (2002)	L	Torent, Italy	A	$I = 15D^{-0,70}$	$1 < D < 30$
36	Ahmad (2003)	R	Jamaica	Sh	$I = 11,5D^{-0,26}$	$1 < D < 150$
37	Jakob & Weatherly (2003)	R	Vancouver, Canada	Sh	$I = 4,0D^{-0,45}$	$0,1 < D < 150$
38	Aleotti (2004)	R	Piedmont, Italy	Sh	$I = 19D^{-0,50}$	$4 < D < 120$
39	Barbero dkk (2004)	L	Piedmont, Italy	A	$I = 44,668D^{-0,78} \times N$	$1 < D < 1000$
40	Floris dkk (2004)	L	Valzangona, Italy	A	$I = 18,83D^{-0,59}$	$24 < D < 3360$
41	Baum dkk (2005)	L	Seattle, Washington	S	$I = 82,73D^{-1,13}$	$20 < D < 55$
42	Cannon & Gartner (2005)	G	Dunia	D	$I = 7D^{-0,60}$	$0,1 < D < 3$
43	Chien dkk (2005)	R	Taiwan	A	$I = 115,47D^{-0,80}$	$1 < D < 400$
44	Corominas dkk (2005)	R	Spain	A	$I = 17,96D^{-0,59}$	$D > 168$
45	Giannecchini (2005)	L	Tuscany, Italy	Sh	$I = 26,871D^{-0,638}$	$0,1 < D < 35$
46		L	Tuscany, Italy	Sh	$I = 85,584D^{-0,781}$	$0,1 < D < 35$
47		L	Tuscany, Italy	Sh	$I = 38,363D^{-0,743}$	$0,1 < D < 12$
48		L	Tuscany, Italy	Sh	$I = 76,199D^{-0,692}$	$0,1 < D < 12$
49	Hong dkk (2005)	R	Shikoku, Japan	A	$I = 1,35 + 55D^{-1,0}$	$24 < D < 300$
50	Jan & Chen (2005)	R	Taiwan	D	$I = 13,5D^{-0,20}$	$0,7 < D < 40$
51		R	Taiwan	D	$I = 6,7D^{-0,20}$	$0,7 < D < 40$
52	Zezeze dkk (2005)	L	Lisbon, Portugal	A	$I = 84,3D^{-0,57}$	$0,1 < D < 2000$

Keterangan:

Sifat : G = global, R = regional, L = lokal. Jenis Longsor : D = debris, S = longsoran gelincir, Sh = longsoran dangkal, L = lahar, A = semua. Persamaan : I = intensitas hujan (mm/h), D = lama waktu hujan (jam)



Gambar 7 Kurva intensitas hujan - lama waktu (angka pada grafik adalah nomor urut persamaan sesuai Tabel 1)

Analisis Gambar 7 menunjukkan bahwa ambang lokal sedikit lebih besar daripada ambang regional. Hal ini mengindikasikan bahwa pada lama waktu tertentu, prediksi hujan yang memicu longsor dari ambang lokal lebih besar daripada intensitas hujan rerata ambang regional dan global. Rentang lama waktu pada ambang lokal sangat terbatas bila dibandingkan dengan ambang regional dan global. Ambang hujan regional dan lokal masih dapat digunakan untuk memprediksi di wilayah lain yang memiliki karakteristik morfologi dan litologi yang sama apabila kurva ID mempertimbangkan pengaruh meteorology dan perubahan iklim. Untuk itu beberapa usaha yang dapat dilakukan adalah dengan cara membuat normalisasi intensitas hujan dengan nilai empirik dari iklim lokal setempat. Normalisasi yang lazim dilakukan adalah membagi intensitas hujan dengan curah hujan tahunan rata-rata (*mean annual precipitation*/MAP) (Cannon, 1988; Jibson, 1989; Ceriani dkk., 1992; Paronuzzi dkk., 1998; Wieczorek dkk., 2000; Aleotti dkk., 2002; Bacchini and Zannoni, 2003).

2. Model Fisika

Model fisika atau proses (*process-based model*) digunakan untuk mengkorelasikan data hujan lokal maupun regional dengan data karakteristik wilayah seperti kemiringan lereng, jenis tanah, litologi, geologi, dan sebagainya. Model fisika ini lazimnya didasarkan pada pendekatan modelan hidraulik - hidrologi. (Montgomery dan Dietrich, 1994; Crosta, 1998; Terlien, 1998). Pemodelan fisik dikalibrasikan menggunakan data hujan dari pengukuran hujan dengan lokasi serta waktu dimana terjadinya longsor.

Pemodelan fisika ini kurang dikembangkan secara luas karena membutuhkan peralatan yang kompleks seperti pengukur hujan, pengukur tekanan air (*piezometer* dan *tensiometer*) untuk memperoleh data kondisi suatu wilayah. Model fisika ini memodelkan

ambang hujan berdasarkan model hidrologi dan hidraulika (Borga dkk, 1998; Cho dan Lee, 2002; Frattini dkk, 2004). Untuk mengevaluasi longsor atau tidaknya suatu lereng, pemodelan fisika ini juga diintegrasikan dengan analisis stabilitas lereng seperti model lereng tak-hingga (*infinite slope model*) yang biasanya digunakan dalam disiplin geoteknik (Wu and Sidle, 1995; Iverson, 2000). Model hidrologi yang banyak digunakan dalam pemodelan fisika adalah model infiltrasi air seperti model fisik Green dan Ampt, persamaan Philip atau persamaan Richard (Chow dkk., 1988). Secara konsep, ambang hujan yang dihasilkan dari model fisika ini bersifat lokal hingga regional.

Pradel dan Raad (1993) mengusulkan suatu kurva hubungan intensitas dan lama waktu hujan untuk mengevaluasi keruntuhan lereng jenis longsor dangkal (Gambar 8). Model fisika dibuat berdasarkan model infiltrasi Green - Ampt. Pada model ini, diasumsikan lereng akan mengalami keruntuhan bila permukaan tanah mencapai derajat jenuh air hingga zona pembasahan (*wetting front*). Berdasarkan model tersebut, waktu yang diperlukan T_w untuk menjenuhkan permukaan lereng hingga kedalaman Z_w adalah :

$$T_w = \frac{\mu}{k_s} \left[Z_w - S \cdot \ln \left(\frac{S + Z_w}{S} \right) \right] \quad (2)$$

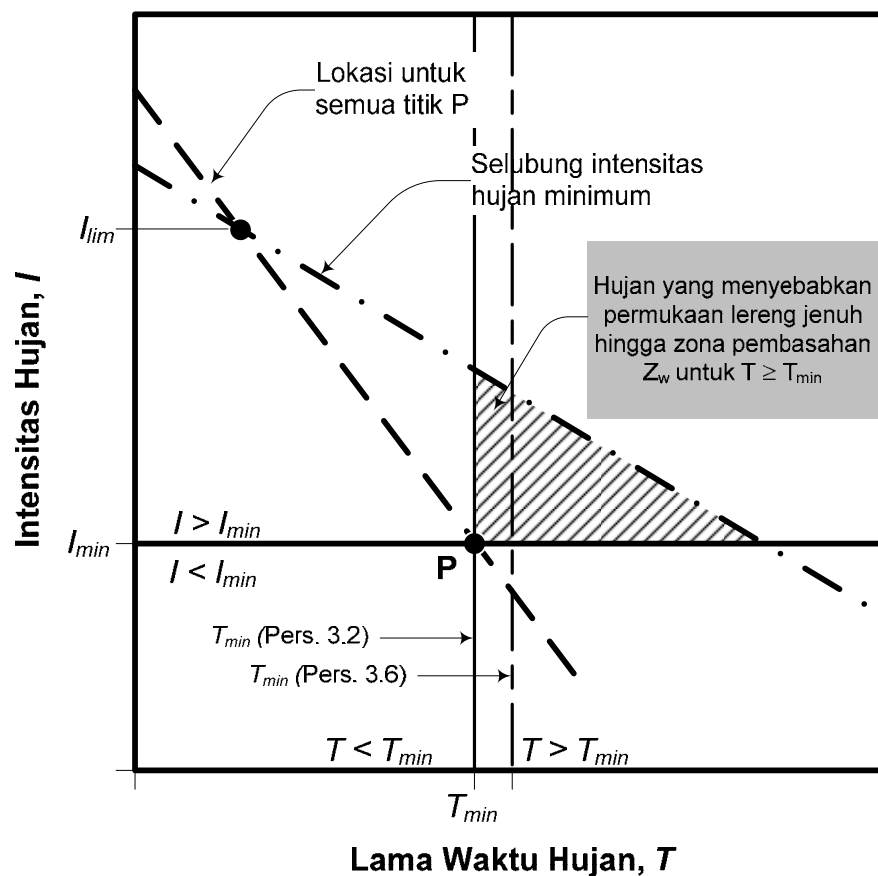
dengan,

k_s = koefisien permeabilitas tanah,

μ = porositas tanah,

S = tekanan air pori negatif (*suction*) pada zona pembasahan,

Z_w = kedalaman zona pembasahan.



Gambar 8 Ambang intensitas hujan yang menyebabkan permukaan lereng jenuh air hingga zona pembasahan (dimodifikasi dari Pradel & Raad, 1993).

Kecepatan infiltrasi air v_i yang masuk ke dalam permukaan tanah, menurut model Green - Ampt :

$$v_i = k_s \left(\frac{S + Z_w}{Z_w} \right) \quad (3)$$

Model fisik ini menganggap bahwa sebelum mengalami keruntuhan, suatu lereng harus mencapai derajat jenuh air. Mengacu asumsi ini maka intensitas hujan harus lebih besar dari kecepatan infiltrasi dan curah hujan harus berlangsung lebih lama dari waktu T_w (Persamaan 2). Kedua kondisi ini dapat menentukan kedalaman zona pembasahan yang diperlukan untuk mencapai kondisi jenuh air. Maka :

$$T_{\min} = T_w \quad (4a)$$

$$I_{\min} = v_i \quad (4b)$$

Digunakan persamaan (2), (4a) dan (4b), maka akan dihasilkan hubungan antara intensitas hujan I_{\min} dan lama waktu hujan T_{\min} :

$$I_{\min} = \frac{\mu}{T_{\min}} \left[Z_w - S \cdot \ln \left(\frac{S + Z_w}{S} \right) \right] \left(\frac{S + Z_w}{Z_w} \right) \quad (5)$$

Cho dan Lee (2002) memodifikasi persamaan (2) dengan mempertimbangkan pengaruh air yang berada di atas permukaan lereng (*ponding*). *Ponding* terjadi bila permukaan tanah mencapai jenuh air. Maka, waktu yang diperlukan untuk mencapai derajat jenuh air hingga ke zona pembasahan menjadi :

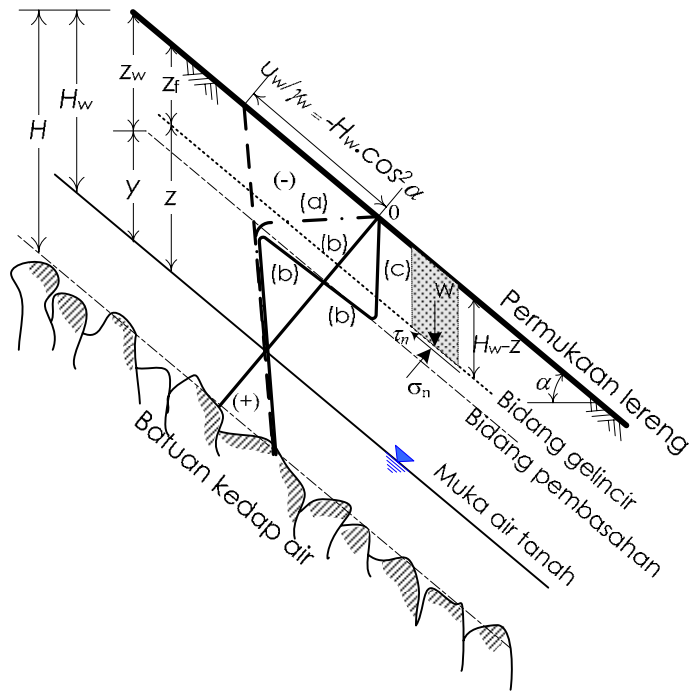
$$T_{w(p)} = T_p + \frac{\mu}{k_s} \left[Z_w - Z_p + S \cdot \ln \left(\frac{S + Z_p}{S + Z_w} \right) \right] \quad (6)$$

$$\text{dengan, } T_p = \frac{k_s \cdot \mu \cdot S}{(v_i - k_w)} \quad (7)$$

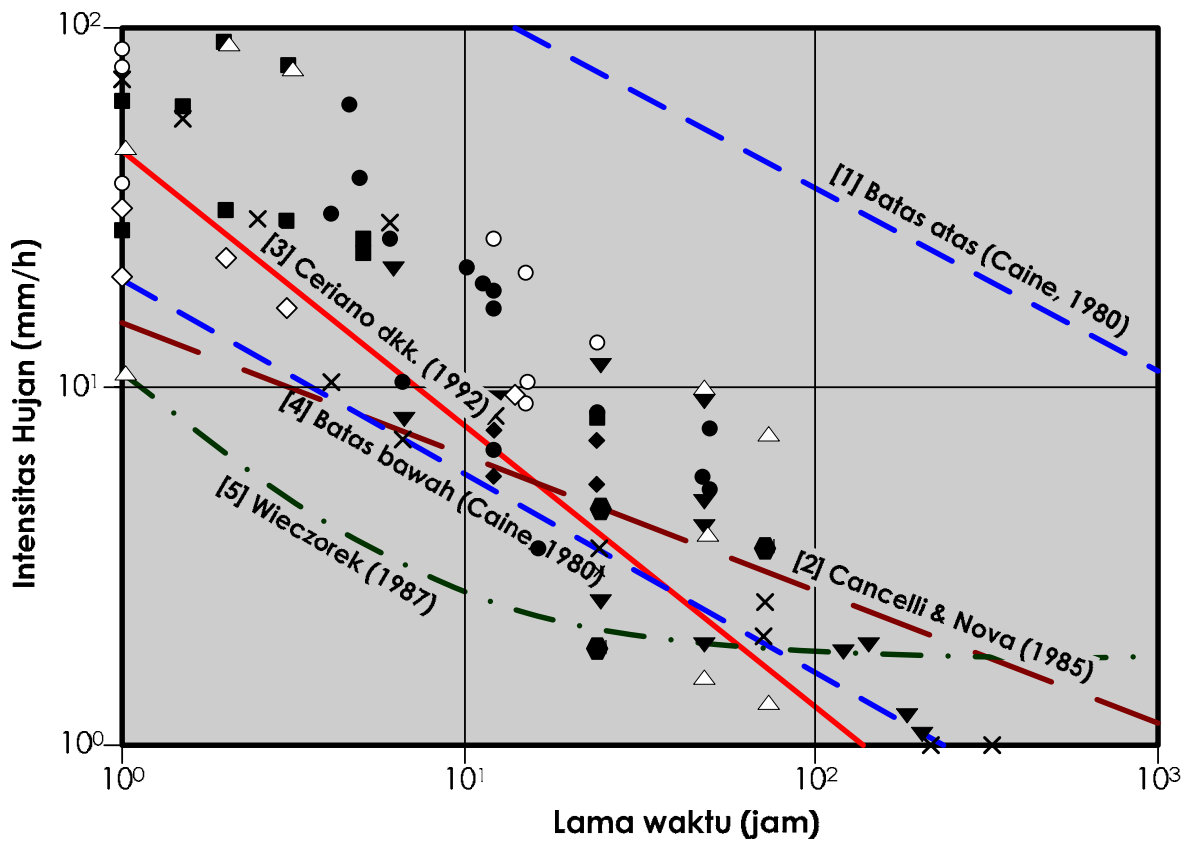
T_p adalah waktu yang dicapai pada saat terjadi *ponding*.

Hubungan intensitas - lama waktu hujan tersebut dapat dibuat dengan berbagai kala ulang hujan untuk menentukan curah hujan kritis pemicu longsor.

Crosta (1998) menggunakan model analisis lereng tak-hingga dan model rembesan air tanah paralel dengan kemiringan lereng (Gambar 9a). Stabilitas lereng ditentukan dengan beberapa kondisi tekanan air pori. Selanjutnya, hasil analisis stabilitas lereng ini divalidasi dengan kurva ID (Gambar 9b). Ambang hujan batas bawah yang diusulkan oleh Caine (1980) lebih sesuai digunakan sebagai ambang hujan untuk lokasi lereng yang dikaji oleh Crosta (1998).



(a) Model fisik untuk lereng dengan jenis longsoran dangkal.



Keterangan :

- Tekanan air pori hidrostatis
- Tekanan air pori non-hidrostatik (a)
- △ Tekanan air pori non-hidrostatik (b)
- ◇ Tekanan air pori non-hidrostatik (c)
- × Tekanan air pori non-hidrostatik (c) dengan muka air tanah sejajar kemiringan lereng
- Skempton & De Lory dengan tekanan air pori negatif (suction)
- Skempton & De Lory tanpa tekanan air pori negatif (suction)
- ▼ Pada saat terjadi genangan (T_p)

(b) Kurva intensitas hujan - lama waktu untuk model fisik

Gambar 9 Validasi kurva ambang hujan dengan model fisik (dimodifikasi dari Crosta, 1998)

Matsushi dan Matsukura (2007) mengembangkan model ambang hujan untuk jenis longsor dangkal berdasarkan data pengukuran tekanan air pori yang dikombinasikan dengan analisis lereng tak-hingga. Hubungan antara intensitas hujan dan waktu/durasi diberikan melalui persamaan sebagai berikut :

$$I = 176,7D^{-0,91} \quad ; \text{ untuk } 8 \text{ h} < D < 80 \text{ h} \quad (8)$$

$$I = 44,9D^{-0,70} \quad ; \text{ untuk } 2 \text{ h} < D < 15 \text{ h} \quad (9)$$

Muntohar dan Liao (2009) membuat kurva ambang hujan ternormalisasi berdasarkan model fisik infiltrasi hujan dan stabilitas lereng tak-hingga. Model ini menganggap bahwa longsor dipicu oleh kombinasi intensitas hujan dan hujan kumulatif selama periode tertentu. Intensitas hujan dan hujan kumulatif tersebut dinormalisasi dengan parameter fisik lereng (yaitu sudut kemiringan lereng), hidraulik (yaitu kadar air volumetrik dan koefisien permeabilitas tanah jenuh air) dan mekanik tanah (yaitu tekanan *suction*). Persamaan (10) memberikan rumusan hujan kumulatif dan intensitas hujan ternormalisasi.

$$NAR = \frac{R(t)}{(k_s \cdot \cos \beta \cdot \psi_f \Delta \theta)} \quad (10)$$

$$NRI = \frac{I(t)}{(k_s \cdot \cos \beta \cdot \psi_f \Delta \theta)}$$

dengan,

NAR = hujan kumulatif ternormalisasi (h/mm),

NRI = intensitas hujan ternormalisasi (mm^{-1}),

$R(t)$ = hujan kumulatif (mm) pada waktu t ,

$I(t)$ = intensitas hujan (mm/h) pada waktu t ,

k_s = koefisien permeabilitas tanah jenuh air (mm/h),

$\Delta \theta$ = kadar air volumetrik tanah,

ψ_f = tinggi tekanan *suction* pada zona pembasahan (mm),

β = sudut kemiringan lereng.

Ketiga parameter pembagi yaitu k_s , $\Delta \theta$, dan ψ_f merupakan parameter yang digunakan dalam persamaan infiltrasi Green - Ampt.

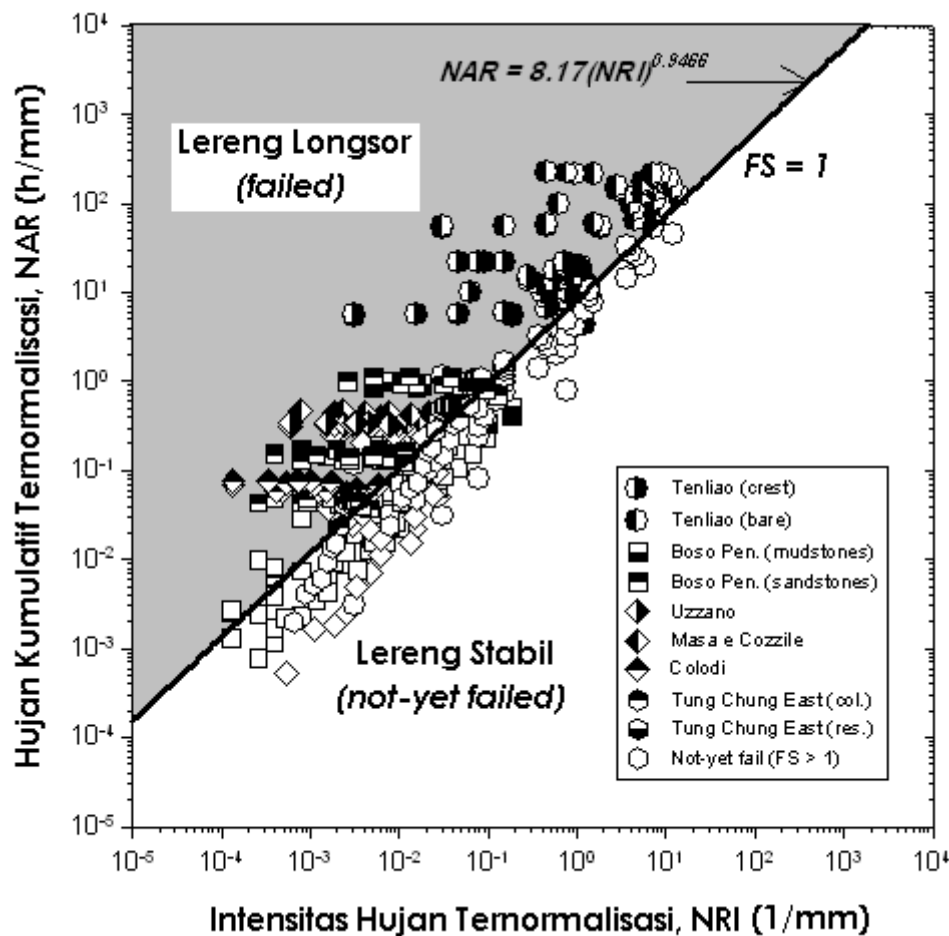
Prinsip dari model yang dikembangkan adalah menghubungkan hujan yang menghasilkan lereng dalam kondisi kritis dimana nilai faktor keamanan lereng sama dengan satu ($FS = 1$). Bila dibuatkan menjadi suatu grafik (Gambar 10), garis yang menghubungkan nilai-nilai hujan pada kondisi $FS = 1$ diberikan oleh Persamaan (11) berikut :

$$NAR = 8,17 (NRI)^{0,9466} \quad (11)$$

Persamaan (11) tidak hanya memberikan informasi tentang potensi longsor pada kurun waktu hujan tertentu, tetapi dapat pula digunakan untuk memperkirakan lama waktu hujan kritis yang memicu longsor. Turunan Persamaan (11), yaitu gradient dari garis ($\Delta y / \Delta x$) dalam Gambar 3.7 merupakan lama waktu hujan (ΔT) yang dinyatakan sebagai berikut :

$$\Delta T = 7,734 (NRI)^{-0,0534} \quad (12)$$

Satuan dari ΔT adalah jam (h).



Gambar 10 Kurva ambang hujan ternormalisasi berdasarkan model fisik (Muntohar dan Liao, 2009).

Pemodelan fisika lebih sesuai dikembangkan untuk menentukan jumlah hujan, lokasi dan waktu yang memungkinkan terjadinya longsor, mempermudah dalam pembuatan sistem peringatan dini tanah longsor. Akan tetapi, keterbatasan model fisika ini kesulitan ketersediaan data yang akurat terutama untuk cakupan wilayah yang lebih luas. Informasi detail tentang kondisi hidrologi, litologi, morfologi, dan karakteristik tanah yang merupakan parameter untuk mengetahui kemungkinan terjadinya tanah longsor jarang sekali tersedia lengkap, sehingga membutuhkan instrumentasi dan penyelidikan lapangan yang lebih lanjut.

3. Kelebihan dan Keterbatasan Ambang Hujan

Keunggulan utama yang dimiliki oleh metode batasan empiric hujan untuk memprediksi terjadinya tanah longsor adalah sederhana dan tidak mahal ketika akan memprediksi wilayah yang cukup luas. Ketika informasi tentang tanah longsor dan hujan tersedia, plot data dapat dilakukan dan garis batasan dapat digunakan untuk menentukan batas awal terjadinya longsor pada lereng.

Kendala praktis yang sering dijumpai untuk menentukan ambang hujan berupa ketersediaan data yang valid, resolusi dan lamanya hujan. Selama berlangsungnya hujan,

alat pengukur curah hujan mencatat data intensitas hujan yang terjadi, kemudian sesaat setelah hujan reda data tersebut dikirimkan oleh sebuah jaringan yang kemudian akan dikumpulkan sebagai data-data tanah longsor. Sehingga, kejadian tunggal yang terjadi secara intens (“ekstrim” dengan periode di atas 100 tahun) tidak dapat merepresentasikan kondisi ketidakstabilan di wilayah tersebut. Penggunaan ambang hujan yang didasarkan pada kejadian yang ekstrim dapat menimbulkan kesalahan untuk memprediksi kapan dan dimana terjadinya longsor. Oleh karena itu, rekaman data hujan yang panjang dari berbagai wilayah yang kondisi metereologinya berbeda-beda harus dianalisis untuk menemukan ambang hujan yang sesuai. Sayangnya, informasi yang memadai tentang jumlah curah hujan yang terjadi jarang tersedia (Guzzeti dkk, 2005).

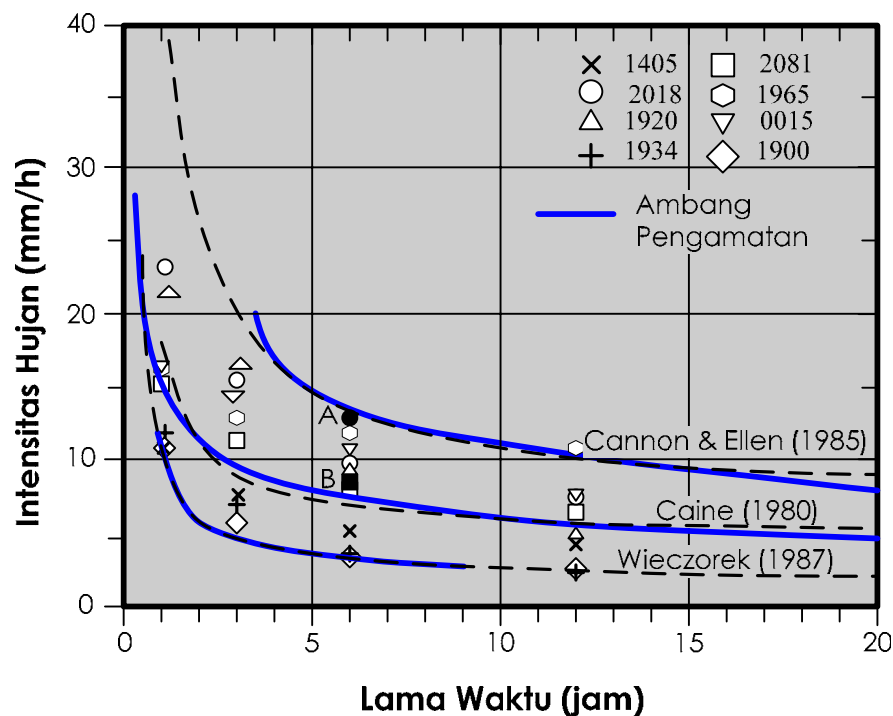
Ambang hujan menggunakan hubungan antara intensitas hujan dan lama waktu, tidak memperhatikan kejadian hujan yang terdahulu. Karena itu, penggunaan metode ini kurang tepat bila digunakan untuk memprediksi kejadian longsor tipe longsor dalam (*deep-seated*) atau longsor dengan intensitas hujan yang rendah. Sehingga penentuan batasan hujan menggunakan hubungan kurva ID tidak dapat dipakai untuk memprediksi tanah longsor yang terjadi beberapa jam setelah hujan berhenti dan tidak mampu memberikan gambaran yang spesifik dan jelas lokasi terjadinya tanah longsor. Selain itu, ambang hujan menggunakan metode ini, membutuhkan data yang kualitasnya dan resolusi tinggi (minimal data hujan per jam), yang tersedia secara lokal dan pada kurun waktu yang singkat (kurang lebih 20-30 tahun). Karena proses analisis yang cukup sulit, metode ini tidak dapat digunakan untuk menilai stabilitas lereng ketika terjadi badai dan tidak dipakai untuk memprediksi periode berkala terjadinya tanah longsor (*the return period of landslide*) (D’Odorico, dkk, 2005).

C. APLIKASI AMBANG HUJAN UNTUK PERINGATAN DINI

Hubungan antara hujan dan tanah longsor telah banyak diketahui, tetapi masih terdapat banyak ketidakpastian hujan yang dapat memicu terjadinya longsor. Setidaknya terdapat beberapa pertanyaan tentang hujan pemicu longsor apakah didasarkan pada hubungan hujan anteseden - intensitas hujan yang turun pada hari dimana terjadi longsor, ataukah hubungan antara hujan pemicu - intensitas hujan yang turun pada saat terjadi terjadinya longsor. Pengalaman dari beberapa wilayah di belahan dunia memberikan hasil yang berbeda-beda terhadap peran hujan anteseden sebagai pemicu tanah longsor (Morgenstern, 1992). Model empirik ambang hujan dapat dikembangkan menjadi sistem peringatan dini (*early warning system*/EWS) tanah longsor. EWS ini meliputi prakiraan dan pengukuran hujan (*forecasting and measurement*), pemantauan pada saat hujan dan kejadian longsor (*real-time monitoring*). Dengan demikian, ambang hujan pemicu longsor ini adalah elemen penting dalam EWS.

Salah satu EWS yang pertama dikembangkan adalah oleh USGS di kawasan San Fransisco Bay (Keefer et al., 1987). EWS ini didasarkan pada prakiraan jumlah curah hujan (*quantitative precipitation rainfall forecast*/QPRF) yang disediakan dari 40 jaringan pengukur curah hujan dari National Weather Service (masing-masing prakiraan dapat dilakukan untuk 6 jam kemudian) dengan jaringan telemetri lebih dari 40 alat pengukur curah hujan. Data ini kemudian dikombinasikan dengan ambang hujan pemicu longsor berdasarkan model empirik (Cannon and Ellen, 1985). Kombinasi antara ambang hujan dengan data yang berasal dari pengamatan dan pengukuran (*real-time monitoring*) pada jaringan telemetri hujan dan prakiraan cuaca (pada Gambar 11), dapat digunakan untuk mengeluarkan peringatan dini tanah longsor. Prinsip dari sistem ini adalah bila hasil pengukuran curah hujan yang nyata dari waktu ke waktu berimpit atau sama dengan ambang hujan, maka peringatan kejadian

longsor dikeluarkan. Konsep sistem ini juga yang dikembangkan di Hong Kong (Brand et al., 1984), Italia (Sirangelo and Braca, 2001), Jepang (Onodera et al., 1974), Selandia Baru (Crozier, 1999), Afrika Selatan (Gardland and Olivier, 1993), dan Virginia (Wieczorek and Guzzetti, 1999).

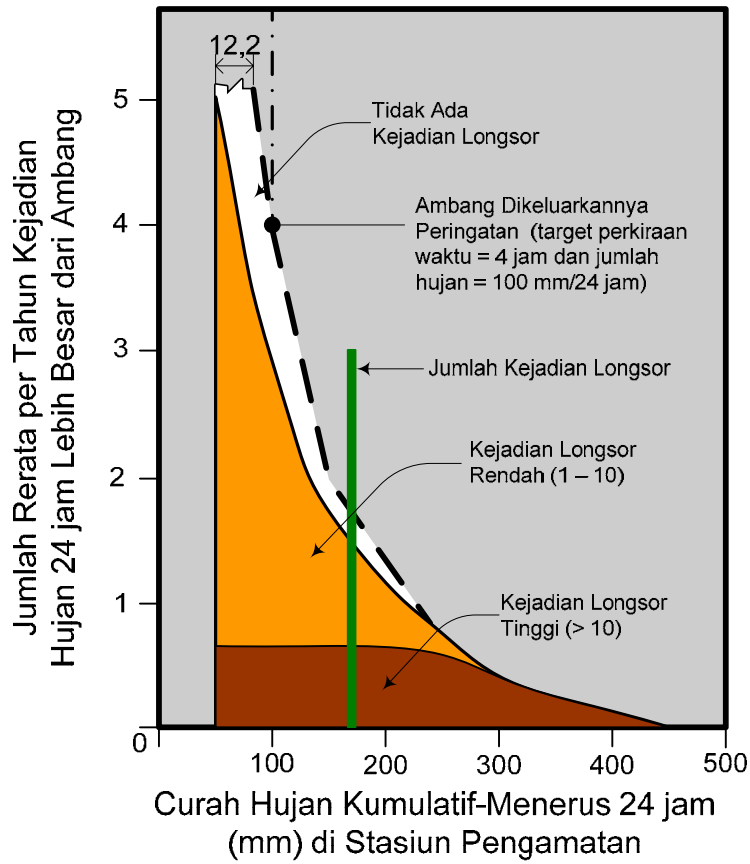


Gambar 11 Ambang hujan yang dikombinasikan dengan pengukuran hujan untuk peringatan dini tanah longsor (Dimodifikasi dari Keefer dkk., 1987).

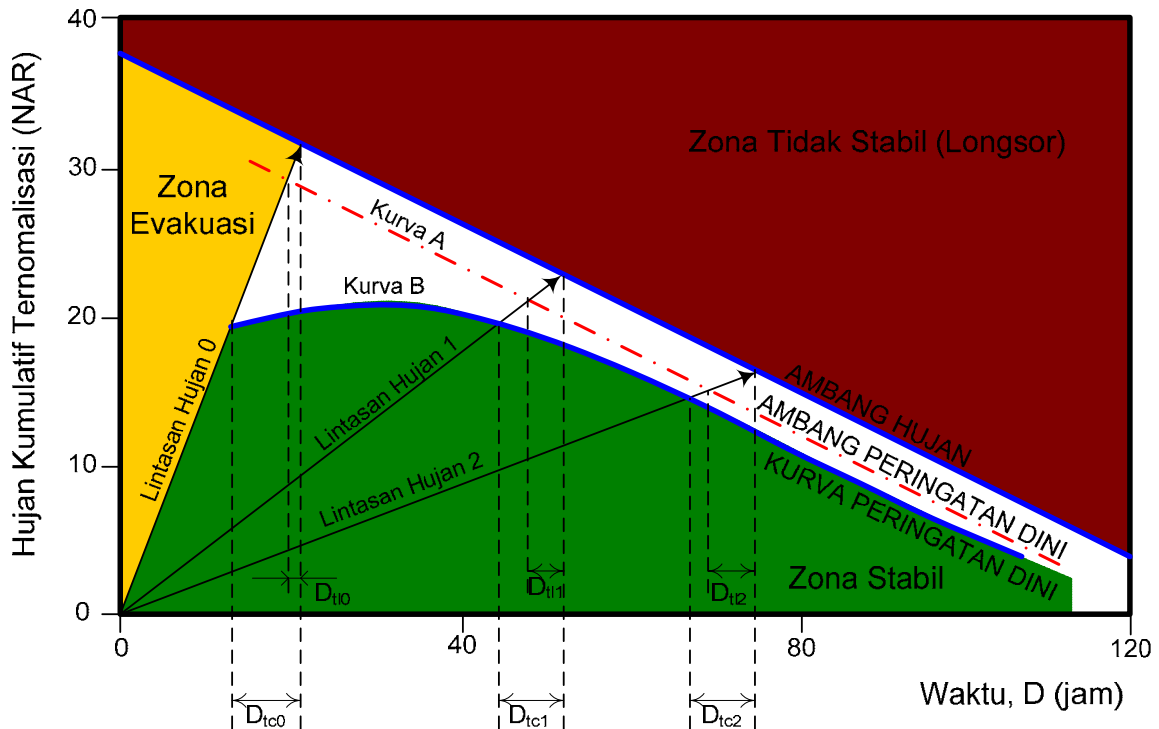
Di Hong Kong, Geotechnical Engineering Office (GEO) mengembangkan EWS dengan sistem komputer otomatis yang terintegrasi dengan jaringan telemetri dan pengamatan radar, serta citra satelit untuk memantau pergerakan dan pembentukan awan pembawa hujan (Premchitt, 1997). Peringatan longsor dibuat berdasarkan hujan 24 jam dan hujan per jam. Penentuan tingkat bahaya yang dikeluarkan berdasarkan tingkat kejadian longsor. Penentuan tingkat peringatan dibuat dua kali dari frekuensi tingkat kejadian longsor. Jika tingkat kejadian longsor saja yang digunakan maka waktu peringatan sebelum kejadian sejumlah longsor akan sangat pendek dan kemungkinan pula kejadian longsor yang sebenarnya terjadi sebelum pemberian peringatan. Bila jumlah kejadian tidak dapat diperkirakan tetapi curah hujan yang terjadi meningkat hingga tingkat kejadian longsor, maka peringatan dini harus dikeluarkan (Gambar 12). Peringatan kejadian longsor (*landslip warning*) dikeluarkan bila hujan 24 jam yang terukur melebihi 175 mm, atau hujan 1 jam melebihi 70 mm di seluruh wilayah penting. Pada keadaan ini, radio dan televisi lokal diminta untuk memberitakan tentang peringatan dini kepada masyarakat selama rentang waktu tertentu.

Ambang peringatan (*warning threshold*) dapat pula dimulai dari batas atas hingga mendekati ambang hujan (*triggering threshold*) yang sesungguhnya (RBMCJ, 1985), yaitu suatu batas yang mengaktifkan prosedure darurat pada wilayah yang rentan terhadap longsor (Gambar 14). Ambang peringatan selanjutnya dapat diidentifikasi dari kondisi curah hujan yang melewati batas atas grafik. Sebagai contohnya, ambang peringatan ditentukan sebagai kurva yang sejajar (parallel) dengan ambang hujan (kurva A dalam Gambar 13), atau kurva

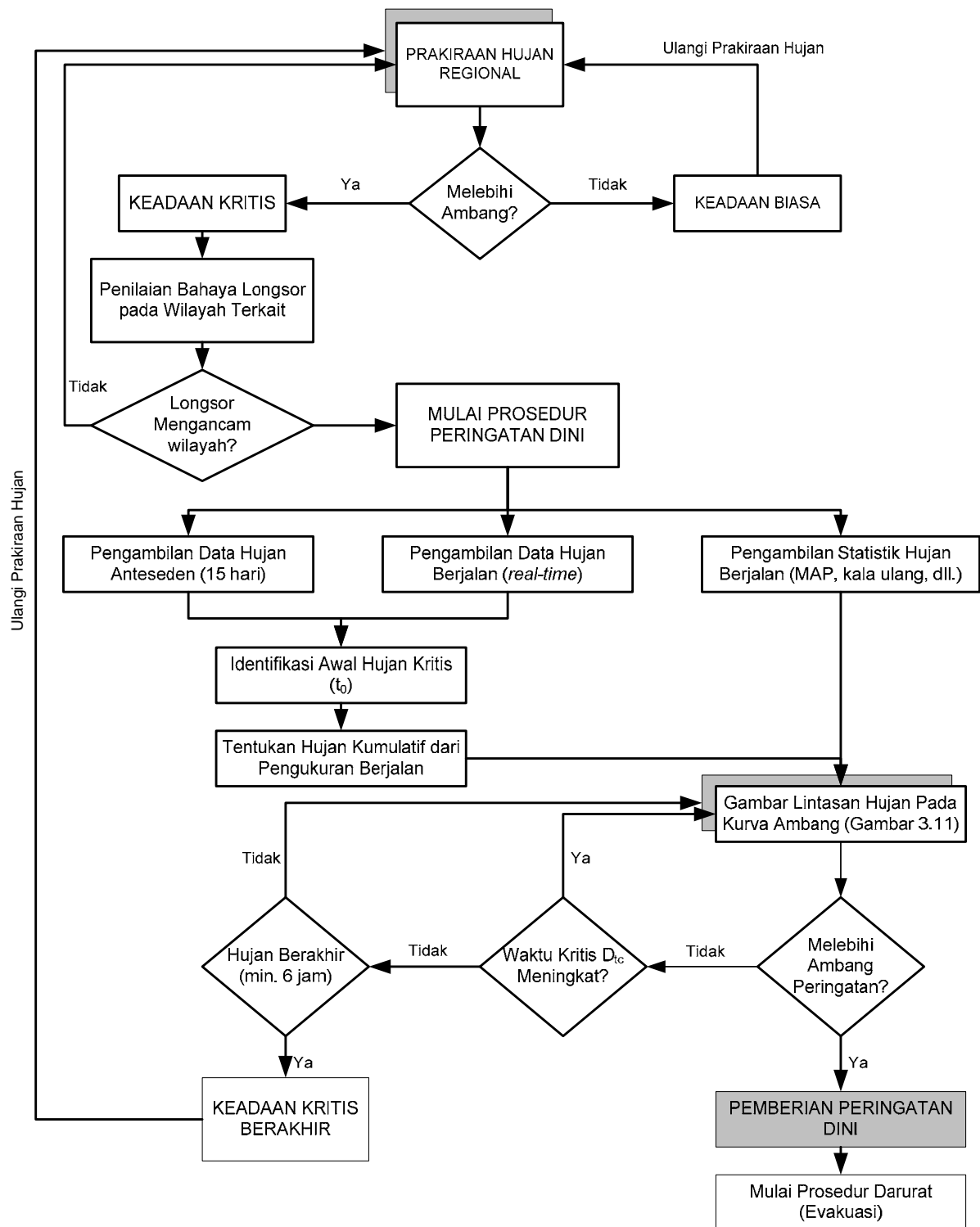
yang mana waktu kritis (D_{tc}) tetap konstan terhadap lintasan curah hujan kritis, $D_{tc1} = D_{tc2}$ (kurva B dalam Gambar 13).



Gambar 12 Jumlah rerata per tahun kejadian longsor pada variasi jumlah hujan (dimodifikasi dari Premchitt, 1997)



Gambar 13 Kriteria untuk kurva peringatan longsor berdasarkan ambang hujan (dimodifikasi dari Aleotti, 2004)



Gambar 14 Diagram alir proses pengeluaran peringatan dini longsor (dimodifikasi dari Aleotti, 2004)

D. PROPOSAL AMBANG HUJAN DI YOGYAKARTA DAN JAWA TENGAH

1. Lokasi Kalibawang, Kulon Progo

Salah satu lokasi rawan tanah longsor di Kulon Progo adalah di wilayah Kalibawang. Lokasi kajian adalah daerah aliran sungai (DAS) Kalibawang yang berada di kaki pegunungan Kulon Progo. Lereng pada wilayah ini sering mengalami longsor ketika musim penghujan. Kebanyakan longsor terjadi pada lereng dengan sudut kemiringan

yang relatif curam (*gentle slope*). Rekaman hujan harian dan hujan kumulatif dari beberapa kejadian longsor ada tahun 2001 hingga 2004 di Kalibawang disajikan pada Tabel 2.

2. Lokasi Kebumen

Peningkatan intensitas kejadian tanah longsor di Kebumen dipicu oleh eksploitasi alam oleh penduduk seperti penggundulan hutan dan pemanfaatan lahan yang kurang mengindahkan kaidah-kaidah konservasi, seperti penggunaan lahan pada lereng di atas 40 % untuk kegiatan budidaya pertanian semusim. Dari Tabel 3 memperlihatkan bahwa curah hujan penyebab tanah longsor di beberapa desa/kecamatan di Kebumen besarnya cukup bervariasi. Rata-rata curah hujan harian penyebab tanah longsor saat kejadian terbesar di kabupaten Kebumen sebesar 131 mm/hari. Dari data hujan harian ini menunjukkan bahwa tanah longsor di kabupaten Kebumen umumnya terjadi pada intensitas hujan > 100 mm/hari.

Tabel 2 Curah hujan yang memicu tanah longsor di Kalibawang 2001 - 2004 (Kyi dkk., 2007)

Tanggal	Hujan Tercatat		
	Harian (mm/d)	Lama (hari)	Kumulatif (mm)
20 November 2001	47.5	5	128.9
25 Desember 2002	7.1	5	185.2
6 Januari 2003	3.8	3	237.1
7 Maret 2003	115.5	5	248.1
12 Desember 2004	32.9	6	245.6

Tabel 3 Hubungan curah hujan dan kejadian tanah longsor di Kabupaten Kebumen tahun 2000-2003 (Sukresno dkk., 2004)

Tanggal	Desa	Hujan Tercatat		
		Harian (mm/d)	Lama (hari)	Kumulatif (mm)
4 November 2000	Kajoran	153	7	606
4 Oktober 2001	Penusupan	148	4	221
23 Oktober 2001	Mangunweni	375	10	633
17 November 2002	Seboro	120	2	233
1 Januari 2003	Seboro	25	1	188
4 Januari 2003	Padereso	223	3	256
4 Januari 2003	Surotrunan	147	3	68
4 Januari 2003	Sawangan	147	3	168
28 Januari 2003	Kalibening	25	7	175
29 Januari 2003	Wadasmalang	119	2	176
3 Februari 2003	Sampang	3	6	274
7 Maret 2003	Giritirto	20	4	104
9 Maret 2003	Penusupan	93	4	369

3. Lokasi Tawangmangu, Karanganyar

Terjadinya longsor di Desa Mogol, Kecamatan Tawangmangu, Kabupaten Karanganyar, Provinsi Jawa Tengah pada dinihari 26 Desember 2007 sangat menarik untuk dianalisis. Berdasarkan beberapa sumber dikatakan bahwa longsor disebabkan oleh perubahan penggunaan lahan dari tanaman keras menjadi tanaman musiman. Dengan kata lain telah

terjadi konversi lahan oleh aktifitas manusia yang menyebabkan longsor. Curah hujan tinggi abnormal yang turun sebelumnya selama beberapa hari berturut-turut, menyebabkan tanah jenuh air sehingga memicu terjadi longsor. Data curah hujan mulai 22 - 28 Desember 2007 yang berhasil dicatat dari beberapa stasiun hujan di sajikan pada Tabel 4.

Tabel 4 Data Curah Hujan Di Sekitar Lokasi Banjir Dan Longsor Tanggal 22-28 Desember 2007

Lokasi(Kab/Kec)	Tanggal (Desember 2007)							Jumlah (mm)	Rata-Rata (mm/d)
	22	23	24	25	26	27	28		
Waduk Nawangan	16	16	11	147	54	4	28	276	39
Tawangmangu	0	0	8	194	1	56	44	303	43.3
Wonogiri	48	1	1	164	6	31	41	292	41
Palur	1	0	1	102	2	95	37	238	34
Pabelan	0	0	2	133	5	111	25	276	39.4
Slahung	7	0	0	95	25	0	12	139	19.9
Ponorogo	7	0	2	263	10	0	0	282	40.3
Jiwan	17	0	6	120	3	61	12	219	31.3
Magetan	0	2	0	119	11	59	8	199	28.4
Ngebel Ponorogo	10	0	1	162	15	11	0	199	28.4
Sooka	1	0	3	136	20	3	7	170	24.3
Ngrambe	16	0	0	17	0	32	23	88	12.6

Sumber: Stasiun Klimatologi Semarang dan Balai Sungai Surakarta

4. Ambang Hujan Empirik

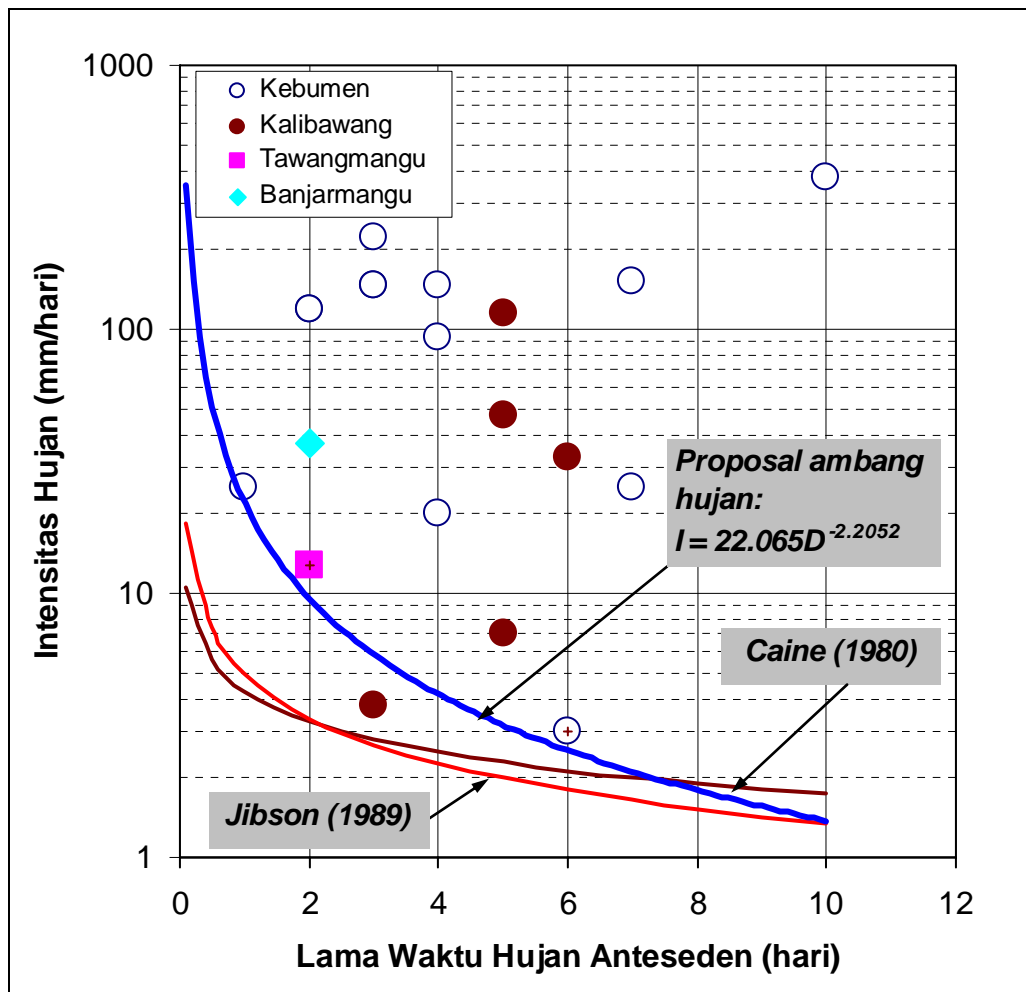
Berdasarkan data hujan dan kejadian longsor dari ketiga lokasi tersebut di atas, maka dapat dibuatkan suatu hubungan antara intensitas hujan harian dan lama waktu hujan anteseden (*rainfall period*) seperti Gambar 15. Persamaan empirik ambang hujan diberikan sebagai berikut :

$$I = 22,065D^{-2,2052} \quad (13)$$

dengan I = intensitas hujan harian (mm/d) dan D = lama hujan (hari).

Intensitas hujan harian yang melebihi ambang hujan pada Persamaan (13) dapat diperkirakan sebagai hujan pemicu longsor. Ambang hujan untuk ketiga lokasi tersebut bila dibandingkan dengan persamaan yang diusulkan oleh Caine (1980) dan Jibson (1989) menghasilkan perkiraan yang moderat (lihat Gambar 15). Ambang hujan Caine (1980) dan Jibson (1989) lebih konservatif. Namun demikian, jika dipergunakan sebagai peringatan dini, persamaan yang diusulkan oleh Caine dan Jibson serta Persamaan (13) dapat digunakan secara bersama. Ambang hujan menurut Caine dan Jibson tersebut dapat digunakan untuk status "siaga" dan ambang hujan Persamaan (13) digunakan sebagai status "awas". Jeda waktu antara status "siaga" dan "awas" ini dapat dipergunakan untuk melakukan evakuasi.

Namun demikian, seperti halnya aplikasi yang telah dilakukan oleh Keefer dkk (1987), ambang hujan empirik yang diusulkan dalam naskah ini mesti dikombinasikan dengan pengukuran curah hujan dalam jaringan telemetri di lokasi yang dikaji.



Gambar 15 Usulan ambang hujan pemicu longsor untuk wilayah Kulon Progo, Kebumen, dan Karanganyar.

E. PENUTUP

Kejadian longsor selalu terjadi pada musim penghujan yang berdampak pada kerugian jiwa dan material serta kerusakan lingkungan. Untuk mengurangi kerugian jiwa diperlukan sistem peringatan dini. Salah satu metode yang dapat dikembangkan adalah dengan menetapkan ambang hujan. Berdasarkan data kejadian longsor dan curah hujan di Kulon Progo, Kebumen, dan Karanganyar pada tahun 2000 - 2004 dapat dibuat usulan atau proposal ambang hujan secara empirik untuk wilayah tersebut. Analisis empirik menghasilkan ambang hujan yang memicu longsor mengikuti persamaan $I = 22,065D^{-2.2052}$. Intensitas hujan harian yang melebihi ambang tersebut diperkirakan sebagai pemicu longsor. Ambang hujan empirik yang diusulkan dalam naskah ini mesti dikombinasikan dengan pengukuran curah hujan dalam jaringan telemetri di lokasi yang dikaji

F. DAFTAR PUSTAKA

Aleotti P., 2004, A Warning System for Rainfall-Induced Shallow Failures. *Engineering Geology*, Vol. 73: 247-265.

Caine N., 1980, The Rainfall Intensity-Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler*, Vol. 62A (1-2): 23-27.

- Cancelli A., and Nova R., 1985. Landslides in Soil Debris Cover Triggered By Rainstorms in Valtellina (Central Alps, Italy). In: Sassa K. (ed) Proceedings of 4th International Conference on Landslides, Tokyo, The Japanese Landslide Soc, Tokyo, pp 267-272.
- Ceriani M., Lauzi S., and Padovan N., 1992, Rainfalls and Landslides In The Alpine Area Of Lombardia Region, Central Alps Italy. In: Aulitzky A (Ed.) Proceedings of Interpraevent 1992, Bern, Switzerland, Österr. Wasserwirtsch., Klagenfurt, 2 :9-20.
- Chleborad A F., Baum R L., and Godt J W., 2006, Rainfall thresholds for forecasting landslides in the Seattle, Washington, Area – Exceedance and probability: U.S. Geological Survey Open-File Report 2006-1064.
- Cho E., and Lee S.R., 2002, Evaluation of surficial stability for homogenous slopes considering rainfall characteristics, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 128(9): 756-763.
- Chow V.T, Maidment D.R., and Mays L.W., 1988, Subsurface water. Ch. 4 in Applied Hydrology, Mc. Graw-Hill New York.
- Crosta G., 1998, Regionalization of Rainfall Thresholds: An Aid to Landslide Hazard Evaluation. Environmental Geology, Vol. 35: 131-145.
- D'Odorico P., Fagherazzi S., and Rigon R., 2005, Potential for Landsliding: Depending In Hyetograph Characteristics. Journal of Geophysical Research, Vol. 110: F01007 (doi:10.1029/2004JF000127).
- Gardland, G.G., Olivier, M.J., 1993. Predicting Landslides From Rainfall In A Humid, Subtropical Region. Geomorphology, Vol. 8: 165- 173.
- Glade T., Crozier M., and Smith P., 2000, Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical "Antecedent Daily Rainfall Model". Pure and Applied Geophysics, Vol. 157: 1059-1079.
- Godt J W., Baum R L., and Chleborad A F., 2006. Rainfall Characteristics for Shallow Landsliding in Seattle, Washington, USA. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 31: 97-110.
- Guzzetti F., Peruccacci S., and Rossi M., 2005. Definition of Critical Threshold for Different Scenarios. RISK-Advanced Weather Forecast System to Advise on Risk Events and Management (RISK-AWARE), Action 1.16, IRPI CNR, Perugia, Italy: 36p.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., and Stark C. P., 2007. Rainfall Thresholds for the Initiation of Landslides in Central And Southern Europe. Meteorology and Atmospheric Physics, Vol. 98, Issue 3-4, pp. 239-267.
- Kyi, S.S., Nguyen, T.D., Aoki, K., Mito, Y., Suryolelono, K.B., Karnawati, D., and Pramumijoyo, S., 2007, Landslide risk microzonation by using multivariate statistical analysis and GIS. International Journal of Japanese Committee for Rock Mechanics, Vol. 3 No. 1, pp.7-15.
- Liao H.J., Ching J.Y., Lee W.F., and Wei J., 2006, Landslide along mountain roads in Taiwan. In Tham L-G, Chau K-T (eds): Proceeding of the Seminar on The Sate-of-the practice of Geotechnical Engineering in Taiwan and Hong Kong, 20 January 2006, Hong Kong: 75-99.
- Morgenstern N R., 1992, The Role of Analysis in the Evaluation of Slope Stability. Keynote Paper, Proceeding 6th International Symposium on Landslides, Christchurch, Vol. 3, pp.1615-1630.
- Pradel D., and Raad G., 1993, Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slopes. Journal of Geotechnical Engineering, Vol. 119(2): 315-332.
- Premchitt, J., 1997. Warning System Based on 24-hour Rainfall in Hong Kong. "Manual for zonation on areas susceptible to rain-induced slope failure". Asian Technical Committee on Geotechnology for Natural Hazards in International Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, pp. 72-81.

- RBM CJ, 1985. Study on the Disaster Prevention System to Mitigate Sediment Disasters Caused by Heavy Rains, Overall Debris Countermeasures, River Bureau, Ministry of Construction of Japan.
- Skempton A W., and DeLory F A., 1957, Stability of natural slopes in London Clay. Proceedings of the 4th International Conference International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering), London, Butterworks 2: 378-381.
- Sukresno, Adi, R.N., dan Wardoyo, 2004, Hubungan Sifat-Sifat Hujan Terhadap Kepekaan Tanah Longsor di Kebumen. Prosiding Ekspose BP2TPDAS-IBB Surakarta, Kebumen, 3 Agustus 2004, pp. 95-101.
- Wieczorek G F., 1987, Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. In: Costa JE, Weiczorek GF (Eds.) Debris flow/avalanches: process, recognition and mitigation. Reviews in Engineering Geology, Vol 7, Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp 93-104.
- Wieczorek, G.F., Guzzetti, F., 1999. A review of rainfall thresholds for triggering landslides. Proc. of the EGS Plinius Conference, Maratea, Italy October 1999, pp. 407- 414.