

2. KEPEKAAN TANAH TERHADAP EROSI

Ai Dariah, H. Subagyo, Chendy Tafakresnanto, dan Setiari Marwanto

Kepekaan tanah terhadap erosi, atau disebut erodibilitas tanah didefinisikan oleh Hudson (1978) sebagai mudah tidaknya suatu tanah tererosi. Secara lebih spesifik Young *et al. dalam* Veiche (2002) mendefinisikan erodibilitas tanah sebagai mudah tidaknya suatu tanah untuk dihancurkan oleh kekuatan jatuhnya butir-butir hujan, dan/atau oleh kekuatan aliran permukaan. Sementara Wischmeier dan Mannering (1969) menyatakan bahwa erodibilitas alami (*inherent*) tanah merupakan sifat kompleks yang tergantung pada laju infiltrasi tanah dan kapasitas tanah untuk bertahan terhadap penghancuran agregat (*detachment*) serta pengangkutan oleh hujan dan aliran permukaan.

Di negara-negara tropis seperti Indonesia, kekuatan jatuh air hujan dan kemampuan aliran permukaan menggerus permukaan tanah adalah merupakan penghancur utama agregat tanah. Agregat tanah yang sudah hancur kemudian diangkut oleh aliran permukaan, mengikuti gaya gravitasi sampai ke suatu tempat dimana pengendapan terjadi. Keseluruhan proses tersebut, yaitu penghancuran agregat, pengangkutan partikel-partikel tanah, dan pengendapan partikel tanah disebut sebagai erosi tanah.

Di alam dikenal tiga bentuk erosi, yaitu erosi lembar (*sheet/interill erosion*), erosi alur (*rill erosion*), dan erosi parit (*gully erosion*). Erosi lembar merupakan pengangkutan lapisan tanah yang merata tebalnya dari suatu permukaan bidang tanah. Kekuatan jatuh butir-butir hujan dan aliran air di permukaan tanah merupakan penyebab utama erosi ini. Erosi alur terjadi jika air terkonsentrasi dan mengalir pada tempat-tempat tertentu di permukaan tanah, sehingga proses penggerusan tanah banyak terjadi pada tempat tersebut, yang kemudian membentuk alur-alur. Alur-alur tersebut akan hilang saat dilakukan pengolahan tanah atau penyiangan. Erosi parit terjadi hampir sama dengan erosi alur. Aliran permukaan dengan volume yang lebih besar terkonsentrasi pada satu cekungan menyebabkan kemampuannya menggerus menjadi sangat besar, sehingga mampu membentuk parit yang dalam dan lebar, yang tidak dapat dihilangkan hanya dengan pengolahan tanah biasa. Beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa erosi lembar merupakan bentuk erosi yang menyumbang sedimen paling besar dibandingkan dengan bentuk erosi lainnya (Bradford *et al.*, 1987 a dan b). Hal ini dimungkinkan karena erosi lembar terjadi pada areal yang relatif luas, sedangkan erosi alur atau parit hanya terjadi pada tempat-tempat tertentu dimana aliran air terkonsentrasi. Oleh karena itu, beberapa peneliti lebih memfokuskan perhatian

pada bentuk erosi lembar, termasuk dalam hubungannya dengan penetapan tingkat kepekaan tanah terhadap erosi.

FAKTOR-FAKTOR YANG MEMPENGARUHI ERODIBILITAS TANAH

Erodibilitas tanah dipengaruhi oleh banyak sifat-sifat tanah, yakni sifat fisik, mekanik, hidrologi, kimia, reologi/litologi, mineralogi, dan biologi, termasuk karakteristik profil tanah seperti kedalaman tanah dan sifat-sifat dari lapisan tanah (Veiche, 2002). Poesen (1983) menyatakan bahwa erodibilitas bukan hanya ditentukan oleh sifat-sifat tanah, namun ditentukan pula oleh faktor-faktor erosi lainnya, yakni erosivitas, topografi, vegetasi, fauna dan aktivitas manusia. Suatu tanah yang mempunyai erodibilitas rendah mungkin mengalami erosi yang berat jika tanah tersebut terdapat pada lereng curam dan panjang, serta curah hujan dengan intensitas hujan yang selalu tinggi. Sebaliknya suatu tanah yang mempunyai erodibilitas tinggi, mungkin memperlihatkan gejala erosi ringan atau tidak sama sekali bila terdapat pada lereng yang landai, dengan penutupan vegetasi baik, dan curah hujan berintensitas rendah. Hudson (1978) juga menyatakan bahwa selain sifat fisik tanah, faktor pengelolaan/perlakuan terhadap tanah sangat berpengaruh terhadap tingkat erodibilitas suatu tanah. Hal ini berhubungan dengan adanya pengaruh dari faktor pengelolaan tanah terhadap sifat-sifat tanah. Seperti yang ditunjukkan oleh hasil penelitian Rachman *et al.* (2003), bahwa pengelolaan tanah dan tanaman yang mengakumulasi sisa-sisa tanaman berpengaruh baik terhadap kualitas tanah, yaitu terjadinya perbaikan stabilitas agregat tanah, ketahanan tanah (*shear strength*), dan resistensi/daya tahan tanah terhadap daya hancur curah hujan (*splash detachment*).

Meskipun erodibilitas tanah tidak hanya ditentukan oleh sifat-sifat tanah, namun untuk membuat konsep erodibilitas tanah menjadi tidak terlalu kompleks, maka beberapa peneliti menggambarkan erodibilitas tanah sebagai pernyataan keseluruhan pengaruh sifat-sifat tanah dan bebas dari faktor-faktor penyebab erosi lainnya (Arsyad, 2000).

Pada prinsipnya sifat-sifat tanah yang mempengaruhi erodibilitas tanah adalah: (1) sifat-sifat tanah yang mempengaruhi laju infiltrasi, permeabilitas dan kapasitas tanah menahan air, dan (2) sifat-sifat tanah yang mempengaruhi ketahanan struktur tanah terhadap dispersi, dan pengikisan oleh butir-butir air hujan dan aliran permukaan. Sifat-sifat tanah tersebut mencakup tekstur, struktur, bahan organik, kedalaman tanah, sifat lapisan tanah dan tingkat kesuburan tanah (Morgan, 1979; Arsyad, 2000). Secara umum, tanah dengan kandungan debu tinggi, liat rendah, dan bahan organik rendah adalah yang paling mudah tererosi (Wischmeier dan Mannering, 1969). Jenis mineral liat, kandungan besi dan aluminium oksida, serta ikatan elektro-kimia di dalam tanah juga merupakan sifat

tanah yang berpengaruh terhadap erodibilitas tanah (Wischmeier dan Manering, 1969; Liebenow *et al.*, 1990).

Tekstur

Tekstur tanah menunjukkan kasar halusnya tanah, ditentukan berdasarkan perbandingan butir-butir (fraksi) pasir (*sand*), debu (*silt*) dan liat (*clay*). Fraksi pasir berukuran 2 mm – 50 μ lebih kasar dibanding debu (50 μ - 2 μ) dan liat (lebih kecil dari 2 μ). Karena ukurannya yang kasar, maka tanah-tanah yang didominasi oleh fraksi pasir seperti tanah-tanah yang tergolong dalam sub-ordo Psamment, akan melalukan air lebih cepat (kapasitas infiltrasi dan permeabilitas tinggi) dibandingkan dengan tanah-tanah yang didominasi oleh fraksi debu dan liat. Kapasitas infiltrasi dan permeabilitas yang tinggi, serta ukuran butir yang relatif lebih besar menyebabkan tanah-tanah yang didominasi oleh pasir umumnya mempunyai tingkat erodibilitas tanah rendah. Tanah dengan kandungan pasir halus (0,01 mm – 50 μ) tinggi juga mempunyai kapasitas infiltrasi cukup tinggi, akan tetapi jika terjadi aliran permukaan, maka butir-butir halusnya akan mudah terangkut.

Debu merupakan fraksi tanah yang paling mudah tererosi, karena selain mempunyai ukuran yang relatif halus, fraksi ini juga tidak mempunyai kemampuan untuk membentuk ikatan (tanpa adanya bantuan bahan perekat/pengikat), karena tidak mempunyai muatan. Berbeda dengan debu, liat meskipun berukuran halus, namun karena mempunyai muatan, maka fraksi ini dapat membentuk ikatan. Meyer dan Harmon (1984) menyatakan bahwa tanah-tanah bertekstur halus (didominasi liat) umumnya bersifat kohesif dan sulit untuk dihancurkan. Walaupun demikian, bila kekuatan curah hujan atau aliran permukaan mampu menghancurkan ikatan antar partikelnya, maka akan timbul bahan sedimen tersuspensi yang mudah untuk terangkut atau terbawa aliran permukaan.

Fraksi halus (dalam bentuk sedimen tersuspensi) juga dapat menyumbat pori-pori tanah di lapisan permukaan. Akibatnya infiltrasi akan menurun sehingga aliran permukaan akan meningkat. Akan tetapi, jika tanah demikian mempunyai agregat yang mantap, yakni tidak mudah terdispersi, maka penyerapan air ke dalam tanah masih cukup besar, sehingga aliran permukaan dan erosi menjadi relatif tidak berbahaya (Arsyad, 2000). Salah satu contohnya ditunjukkan oleh tanah di daerah Tepus dan Laksana, Kecamatan Sumberjaya, Lampung Barat; rata-rata kandungan fraksi halus pada tanah Tepus dan Laksana >70%, karena struktur tanahnya tergolong sangat mantap, maka erosi yang terjadi <2 t ha⁻¹ tahun⁻¹, dengan rata-rata aliran permukaan <1,5% dari curah hujan efektif (Dariah, 2004; Gintings, 1982).

Bahan Organik

Bahan organik sangat berperan pada proses pembentukan dan pengikatan serta penstabilan agregat tanah. Pengikatan dan penstabilan agregat tanah oleh bahan organik dapat dilakukan melalui pengikatan secara fisik butir-butir primer tanah oleh mycelia jamur, *actinomyces*, dan/atau akar-akar halus tanaman; dan pengikatan secara kimia, yaitu dengan menggunakan gugus-gugus aktif dari bahan organik tanah, misalnya gugusan negatif (carboxyl) pada senyawa organik berantai panjang, atau gugusan positif (gugus amine, amide, atau amino) pada senyawa organik berbentuk rantai (polymer).

Bahan organik yang masih berbentuk serasah, seperti daun, ranting, dan sebagainya yang belum hancur yang menutupi permukaan tanah, merupakan pelindung tanah terhadap kekuatan perusak butir-butir hujan yang jatuh. Bahan organik tersebut juga menghambat aliran permukaan, sehingga kecepatan alirannya lebih lambat dan relatif tidak merusak. Bahan organik yang sudah mengalami pelapukan mempunyai kemampuan menyerap dan menahan air yang tinggi, sampai dua-tiga kali berat keringnya. Akan tetapi, kemampuan menyerap air ini hanya merupakan faktor kecil dalam mempengaruhi kecepatan aliran permukaan. Pengaruh utama bahan organik adalah memperlambat aliran permukaan, meningkatkan infiltrasi, dan memantapkan agregat tanah (Arsyad, 2000). Berdasarkan hasil penelitian yang dilakukan pada 55 tanah, Wischmeier dan Mannering (1969) menyatakan bahwa energi yang dibutuhkan untuk memulai aliran permukaan dan mengakhiri proses infiltrasi semakin meningkat dengan bertambahnya kandungan bahan organik.

Struktur/Agregasi Tanah

Bentuk dan stabilitas agregat, serta persentase tanah yang teragregasi sangat berperan dalam menentukan tingkat kepekaan tanah terhadap erosi. Hasil penelitian Meyer dan Harmon (1984) pada 18 jenis tanah, menunjukkan bahwa tanah yang paling peka terhadap erosi adalah tanah yang paling rendah persentase agregasinya (*poorly aggregated*). Tanah-tanah dengan tingkat agregasi tinggi, berstruktur kersai atau granular, sarang, tingkat penyerapan airnya lebih tinggi dari pada tanah yang tidak berstruktur atau susunan butir-butir primernya lebih rapat.

Selain dipengaruhi oleh tekstur dan kandungan bahan organik, pembentukan agregat tanah dipengaruhi juga oleh jumlah dan jenis kation yang diadsorpsi liat. Hasil penelitian Meyer dan Harmon (1984) menunjukkan bahwa kandungan kalsium dapat ditukar (Ca-dd), jumlah basa-basa dapat ditukar, kapasitas tukar kation dan kandungan bahan organik tanah berkorelasi negatif dengan tingkat kepekaan tanah terhadap erosi lembar (*interill erodibility*).

Pengaruh kandungan besi dan aluminium oksida terhadap tingkat erodibilitas tanah, juga erat hubungannya dengan pembentukan dan penstabilan agregat tanah (Liebenow *et al.*, 1990). Besi dan aluminium oksida membentuk dan meningkatkan kestabilan agregat tanah, melalui pengikatan gugus-gugus negatif dari liat oleh gugus positif dari oksida-oksida tersebut.

Stabilitas agregat tanah sangat berpengaruh terhadap kemantapan pori tanah. Tanah-tanah yang mudah terdispersi atau agregatnya tidak stabil menyebabkan pori-porinya tanah juga mudah hancur atau tertutup/tersumbat oleh liat atau debu (erosi internal), sehingga laju dan kapasitas infiltrasi tanah mengalami penurunan.

Jenis mineral

Jenis mineral sangat erat hubungannya dengan sifat-sifat tanah yang dihasilkan. Liat yang mempunyai nisbah silika terhadap *sesquioxida* [$\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$] lebih besar dari nilai kritikal (>2), umumnya plastis dan mengembang jika basah, sedangkan yang mempunyai nisbah <2 umumnya kersai dan tidak mudah tererosi. Mineral liat smektit (montmorillonit) mempunyai nisbah silika terhadap *sesquioxida* yang tinggi, dan diketahui bahwa tanah-tanah yang banyak mengandung liat ini bersifat mengembang dan plastis jika basah, sehingga agregatnya tidak begitu stabil dalam air, dan oleh karenanya mudah tererosi. Mineral liat kaolinit yang mempunyai nisbah silika terhadap *sesquioxida* rendah, bersifat tidak mengembang dan hanya sedikit plastis jika basah, dan membentuk agregat yang stabil. Kepekaan erosi tanah dengan mineral liat liat berada di antara liat smektit (montmorillonit) dan kaolinit. Oxisol, yang mengandung *sesquioxida* tinggi dan silika yang rendah, membentuk agregat yang stabil dan tahan terhadap erosi (Arsyad, 2000).

Kedalaman dan sifat lapisan tanah

Karakteristik profil tanah yang sangat menentukan tingkat erodibilitas tanah adalah kedalaman tanah dan sifat lapisan tanah. Kedalaman tanah sampai lapisan kedap atau bahan induk akan menentukan jumlah air yang meresap ke dalam tanah. Sedangkan sifat lapisan tanah sangat berpengaruh terhadap laju peresapan air ke dalam tanah. Selanjutnya, jumlah dan laju peresapan air ke dalam tanah sampai lapisan kedap sangat menentukan besarnya aliran permukaan, dan hal ini sangat menentukan daya rusak dan daya angkut dari aliran permukaan. Tanah-tanah yang dangkal seperti Entisol, umumnya mempunyai kemampuan untuk menampung air relatif rendah. Sedangkan pada tanah-tanah yang tergolong Ultisol atau Alfisol, keberadaan horizon bawah permukaan yang bersifat kedap (horizon argilik), dapat mejadi faktor penghambat proses peresapan air ke dalam tanah.

Selanjutnya menurut Veiche (2002), karakteristik penampang tanah, khususnya kedalaman tanah dan sifat-sifat lapisan tanah, juga akan berpengaruh terhadap pertumbuhan vegetatif tanaman. Pertumbuhan vegetatif tanaman yang cepat akan memperbesar kebutuhan air untuk proses evapotranspirasi, sehingga kandungan air di dalam tanah akan cepat menurun, termasuk air di dalam pori akan menjadi cepat kosong yang memungkinkan terjadinya penyerapan air dari hujan berikutnya.

Kesuburan tanah

Pengaruh kesuburan tanah terhadap erodibilitas tanah berpangkal pada kaitannya dengan pertumbuhan tanaman. Pada tanah yang relatif lebih subur, pertumbuhan tanaman akan relatif lebih baik. Hal ini akan berdampak pada tingkat kemampuan penyerapan air oleh tanah, seperti yang telah dijelaskan pada uraian tentang kedalaman dan sifat lapisan tanah.

Pada lahan yang subur, keberadaan sumber-sumber bahan organik tanah secara *in situ* akan lebih terjamin. Seperti telah diuraikan sebelumnya bahwa peranan bahan organik dalam menentukan kepekaan tanah terhadap erosi sangatlah penting.

Perbaikan porositas pada tanah-tanah yang subur juga dapat terjadi karena pengaruh pertumbuhan akar tanaman. Lubang-lubang bekas perakaran atau celah-celah yang terbentuk di sekitar perakaran akan meningkatkan kemampuan tanah untuk melewatkan air. Pada tanah yang subur, kehidupan biota tanah juga akan lebih baik. Biota tanah seperti cacing sangat berperan dalam perbaikan sifat fisik tanah. Mikroorganisme tanah juga merupakan faktor penting dalam ekosistem tanah, diantaranya berpengaruh terhadap stabilitas agregat tanah (Paul dan Clark, 1989).

PENGUKURAN ERODIBILITAS TANAH

Erodibilitas tanah sangat penting untuk diketahui agar tindakan konservasi dan pengelolaan tanah dapat dilaksanakan secara lebih tepat dan terarah. Namun demikian, Veiche (2002) menyatakan bahwa konsep dari erodibilitas tanah dan bagaimana cara menilainya merupakan suatu hal yang bersifat kompleks atau tidak sederhana, karena erodibilitas dipengaruhi oleh banyak sekali sifat-sifat tanah. Berbagai usaha telah banyak dilakukan untuk mendapatkan suatu indeks erodibilitas tanah yang relatif lebih sederhana, baik didasarkan pada sifat-sifat tanah yang ditetapkan di laboratorium maupun di lapangan, atau berdasarkan keragaan (*response*) terhadap hujan (Arsyad, 2000).

Wischmeier dan Smith (1978) telah mengembangkan konsep erodibilitas tanah yang cukup populer, dalam hal ini faktor erodibilitas tanah (K) didefinisikan sebagai besarnya erosi persatuan indeks erosi hujan untuk suatu tanah dalam keadaan standar, yakni tanah terus-menerus diberakan (*fallow*) terletak pada lereng sepanjang 22 m, berlereng 9% dengan bentuk lereng seragam. Dari hasil percobaan sistem petak kecil/standar tersebut, nilai erodibilitas tanah dapat dihitung dengan persamaan:

$$K = A/R,$$

dimana: K = faktor erodibilitas tanah
 A = erosi tanah ($t\ ha^{-1}\ tahun^{-1}$)
 R = faktor erosivitas curah hujan

Tinggi rendahnya tingkat erodibilitas tanah (dapat disebut sebagai kelas erodibilitas tanah), berdasarkan rekomendasi USDA-SCS (1973, *dalam* Dangler dan El-Swaify, 1976) dibagi ke dalam enam kelas erodibilitas tanah (Tabel 1) sebagai berikut:

Tabel 1. Kelas erodibilitas tanah menurut USDA-SCS (1973 *dalam* Dangler dan El-Swaify, 1976)

Kelas USDA-SCS	Nilai K	Uraian kelas
1	0 – 0,10	Sangat rendah
2	0,11 – 0,20	Rendah
3	0,21 – 0,32	Sedang
4	0,33 – 0,43	Agak tinggi
5	0,44 – 0,55	Tinggi
6	0,56 – 0,64	Sangat tinggi

Berdasarkan konsep tersebut, yaitu dengan menggunakan hasil pengukuran petak standar, Dangler dan El-Swaify (1976) telah menghitung nilai K untuk berbagai jenis tanah yang berasal dari bahan induk bahan vulkan dan abu vulkan di Pulau Oahu dan Pulau Hawaii, Kepulauan Hawaii (19-22° LU), yang merupakan wakil dari tanah-tanah di daerah tropika, sebagai berikut (Tabel 2).

Selanjutnya, El-Swaify dan Dangler (1976) melakukan uji korelasi nilai K dengan beberapa sifat tanah. Hasil uji korelasi menunjukkan bahwa kejenuhan basa, parameter ukuran besar butir/tekstur (liat, debu, pasir, dan pasir sangat halus), kandungan mineral amorf, dan stabilitas agregat tanah sangat berkorelasi dengan nilai K (erodibilitas tanah).

Tabel 2. Erodibilitas tanah beberapa jenis tanah di Pulau Oahu dan Pulau Hawaii, Amerika Serikat

Tanah		Lokasi	Bahan induk	Faktor erodibilitas tanah (K)		
Ordo	Great group			Kisaran	Rata-rata kelas tertimbang	
Ultisol	Tropohumult	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,00 – 0,00	0,00	sr
	Tropohumult	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,02 – 0,14	0,09	sr
Inceptisol	Ustrocept	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,03 – 0,41	0,19	r
Andisol	Hydrudand	Pulau Hawaii	Abu vulkan	0,07 – 0,08	0,07	sr
	Dystrudand	Pulau Hawaii	Abu vulkan	0,12 – 0,22	0,17	r
	Eutrudand	Pulau Hawaii	Abu vulkan	0,16 – 0,26	0,21	sd
	Eutrudand	Pulau Hawaii	Abu vulkan	0,51 – 0,60	0,55	t
Oxisol	Eutrustox	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,09 – 0,20	0,14	r
	Torrox	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,09 – 0,22	0,15	r
	Torrox	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,19 – 0,27	0,22	sd
Vertisol	Chromustert	Pulau Oahu	Bahan vulkan	0,26 -0,31	0,30	sd
Aridisol	Camborthid	Pulau Hawaii	Abu vulkan	0,34 – 0,36	0,35	at

Sumber: Dangler dan El-Swaify (1976); Rata-rata tertimbang (*mean weighted value*).
Keterangan: t = tinggi, at = agak tinggi, sd = sedang, r = rendah, sr = sangat rendah

Undang Kurnia dan Suwardjo (1984) melaporkan hasil perhitungan faktor erodibilitas tanah pada berbagai jenis tanah di beberapa lokasi percobaan di Pulau Jawa (Tabel 3). Hasil percobaan erosi dengan menggunakan petak standar pada berbagai jenis tanah tersebut menunjukkan adanya variasi erodibilitas tanah untuk jenis tanah yang berbeda.

Bila dihubungkan dengan sifat-sifat tanah, yakni sifat fisik tanah dan kandungan bahan organik tanah (Tabel 4), Undang Kurnia dan Suwardjo (1984) menerangkan bahwa sangat rendahnya nilai erodibilitas tanah pada Oxisol (Latosol) Darmaga dan Oxisol (Latosol) Citayam, disebabkan oleh agregat tanah yang stabil, struktur tanah remah dan permeabilitas tanah sedang sampai agak cepat, sehingga dapat menyebabkan tingginya kapasitas infiltrasi.

Entisol (Regosol) Tanjungharjo dan Ultisol (Podsolik) Jonggol, mempunyai erodibilitas tanah lebih tinggi (0,14-0,16), disebabkan oleh kandungan debu cukup tinggi (26-30%) dan C-organik sangat rendah (0,73-1,42%). Nilai erodibilitas tanah pada Alfisol (Mediteran) Punung dan Putat, serta Vertisol (Grumusol) Jegu yang relatif tinggi (0,22-0,27) disebabkan oleh tingginya kandungan fraksi debu (63-76%). Penelitian Wischmeier dan Mannering (1969) serta Morgan (1979),

menunjukkan bahwa pasir halus dan debu merupakan patikel-partikel tanah yang berpengaruh pada kepekaan tanah terhadap erosi. Tanah akan lebih mudah tererosi, apabila mempunyai kandungan debu tinggi disertai dengan bahan organik rendah, dan tanah dengan kandungan debu 40-60% sangat peka terhadap erosi. Selain itu, stabilitas agregat yang rendah, permeabilitas lambat, dan relatif rendahnya kandungan bahan organik tanah diperkirakan merupakan penyebab tingginya tingkat erodibilitas tanah pada ketiga tanah tersebut.

Tabel 3. Erodibilitas tanah beberapa jenis tanah di Jawa

Ordo	Jenis tanah		Bahan induk	Faktor kepekaan erosi (K)		
	<i>Great group</i> (padanan)	Lokasi		Kisaran	rata-rata	Kelas
Oxisol	Haplorthox (Latosol)	Darmaga, Bogor	Tufa vulkan	0,02–0,04	0,03	sr
	Haplorthox (Latosol)	Citayam, Bogor	Tufa vulkan	0,08–0,09	0,09	sr
Ultisol	Tropohumult (Mediteran)	Citaman, Bandung	Tufa vulkan	0,09–0,11	0,10	sr
	Tropudult (Podsolik)	Jonggol, Bogor	Batuliat	0,12–0,19	0,16	r
Entisol	Troporthent (Regosol)	Tanjung Harjo, Kulon Progo	Batuliat berkapur	0,11–0,16	0,14	r
Alfisol	Tropaqualf (Mediteran)	Punung, Pacitan	Breksi berkapur	0,18–0,25	0,22	sd
	Tropudalf (Mediteran)	Putat, Gn. Kidul	Breksi berkapur	0,16–0,29	0,23	sd
Vertisol	Chromudert (Grumosol)	Jegu, Blitar	Napal	0,24–0,30	0,27	sd

Sumber: Undang Kurnia dan Suwardjo (1984).

Keterangan: sd=sedang, r=rendah, sr=sangat rendah

Perbedaan nilai erodibilitas tanah pada beberapa jenis tanah di Jawa (Tabel 3), selain disebabkan oleh perbedaan sifat fisik, juga dapat dihubungkan dengan jenis liat yang dominan pada masing-masing tanah. Kandungan *sesquioxida* yang tinggi pada tanah Oxisol Darmaga dan Citayam, Bogor merupakan salah satu sebab relatif lebih rendahnya nilai erodibilitas tanah di kedua lokasi tersebut. Sedangkan dominasi kandungan liat smektit yang mudah mengembang, seperti pada Vertisol Jegu, Blitar berkontribusi terhadap tingginya nilai erodibilitas tanah di lokasi penelitian ini.

Tabel 4. Sifat fisik tanah beberapa jenis tanah di Pulau Jawa

Ordo	Tanah <i>Great group</i> (padanan)	Lokasi	Tekstur				C-org	Struktur	Permea- bilitas
			Pasir	Pasir halus	Debu	Liat			
			%						
Oxisol	Haplorthox (Latosol)	Darmaga Bogor	0,2	3,1	19,7	77,0	1,01	Remah halus	Agak cepat
	Haplorthox (Latosol)	Citayam, Bogor	1,0	0,4	18,7	79,9	2,00	Remah halus	Sedang
Ultisol	Tropohumult (Mediteran)	Citaman, Bandung	0,1	5,4	26,5	68,0	2,51	Butir-gumpal	Sedang
	Tropudult (Podsolik)	Jonggol, Bogor	5,4	22,9	29,5	42,2	1,42	Gumpal	Lambat
Entisol	Troporthent (Regosol)	Tanjungharjo, Kulon Progo	0,6	2,1	26,1	71,2	0,73	Remah	Lambat
Alfisol	Tropaqualf (Mediteran)	Punung, Pacitan	0,1	5,9	28,3	65,7	1,72	Gumpal	Lambat
	Tropudalf (Mediteran)	Putat, Gunung Kidul	0,1	2,9	20,5	76,4	0,63	Gumpal	Lambat
Vertisol	Chromudert (Grumusol)	Jegu, Blitar	0,6	17,4	18,7	63,3	0,81	Gumpal	Lambat

Sumber: Undang Kurnia dan Suwardjo (1984).

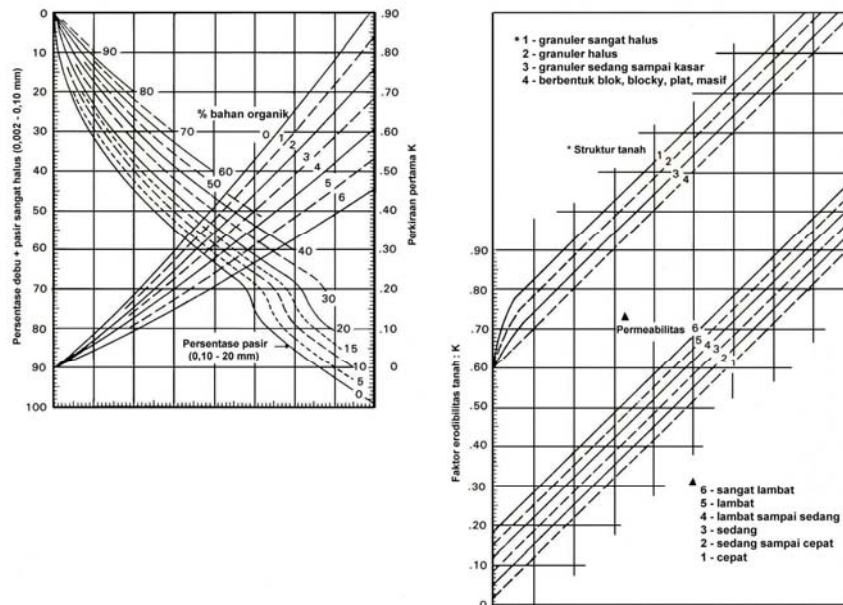
PREDIKSI ERODIBILITAS TANAH

Faktor erodibilitas tanah yang diperoleh dari hasil percobaan sifatnya sangat spesifik lokasi. Konsekuensinya, untuk mendapatkan faktor erodibilitas tanah, banyak sekali percobaan yang harus dilakukan, sehingga menghabiskan banyak waktu dan biaya, juga akan diperlukan banyak sekali plot-plot percobaan. Suatu pendekatan yang lebih sederhana dilakukan adalah dengan menggunakan model prediksi, dengan *input* data sifat-sifat tanah yang mudah diukur, dan mempunyai korelasi kuat dengan erodibilitas tanah (El-Swaify dan Dangler, 1976).

Model prediksi erodibilitas tanah yang telah banyak diaplikasikan oleh para praktisi untuk keperluan perencanaan penggunaan lahan dan konservasi tanah, adalah model yang dikembangkan oleh Wischmeier *et al.* (1971) atau dikenal dengan sebutan faktor K-USLE, dalam hal ini nilai erodibilitas tanah ditetapkan dengan menggunakan nomograf (Gambar 1) atau persamaan berikut ini:

$$100 K = 1,292[2,1M^{1,14}(10^{-4})(12-a)+3,25(b-2)+2,5(c-3)] ,$$

dimana: K = erodibilitas tanah; M = (persentase pasir sangat halus dan debu) \times (100-persentase liat); a = persentase bahan organik (% C-organik \times 1,724); b = kode struktur tanah; c = kode kelas permeabilitas penampang tanah.



Gambar 1. Nomograf erodibilitas tanah (K), satuan metrik (Arnoldus, 1977; Wischmeier *et al.*, 1971)

Tabel 5 menyajikan perbandingan nilai erodibilitas tanah yang diperoleh dari hasil prediksi dan hasil pengukuran pada beberapa seri tanah di Amerika. Wischmeier *et al.* (1971) menyimpulkan bahwa untuk tanah-tanah di Amerika, hasil pendugaan nilai faktor erodibilitas tanah dengan menggunakan nomograf berkorelasi baik dengan nilai erodibilitas yang didapat dari hasil pengukuran. Hasil penelitian Undang Kurnia *et al.* (1986) juga menunjukkan bahwa nilai erodibilitas tanah yang ditetapkan dengan menggunakan nomograf sangat mendekati rata-rata nilai erodibilitas tanah yang didapat dari hasil pengukuran pada petak standar (Tabel 6).

Tabel 5. Perbandingan nilai erodibilitas tanah (K) yang diperoleh dari hasil prediksi dan hasil pengukuran pada beberapa *benchmark soil* di Amerika (Wischmeier *et al.*, 1971)

Tanah	Nilai K prediksi*	Nilai K pengukuran
Austin c. Temple, Tex	0,28	0,29
Caribou g l, Maine Presqueb Is., Maine	0,27	0,28
Cecil s l, Statesville, N.C.	0,28	0,28
Fayette si l, La Crosse, Wis.	0,42	0,38
Keene si l, Zanesville, Ohio	0,46	0,48
Lexington si l, Holly springs, Miss	0,45	0,45
Loring si l, Holly spring, Miss	0,49	0,51
Mansic cl, Hays, Kans.	0,33	0,32
Marshall si c l, Crarinda, Iowa	0,32	0,33
Mexico si l, McCredie, Mo.	0,33	0,32
Shelby l, Bethany, Mo.	0,39	0,41
Tifton l s, Tifton, Ga.	0,09	0,10
Zaneis f s l, Guthrie, Okla	0,26	0,22

*Prediksi erodibilitas tanah menggunakan nomograf Wischmeier *et al.*, 1971

Tabel 6. Nilai faktor K berdasarkan hasil pengukuran petak standar dan dengan menggunakan nomograf (Undang Kurnia *et al.*, 1986)

Tanah	Kelas tekstur	Lokasi/lereng (%)	K-pengukuran		K-nomograf
			Kisaran	Rata-rata	
Haplorthox	Liat berat	Darmaga (Jabar)/15	0,02-0,05	0,04	0,05
Haplorthox	Liat berat	Citayam (Jabar)/14	0,06-0,09	0,08	0,09
Troporthent	Liat	Tanjungharjo (DIY)/10	0,11-0,16	0,14	0,16
Chromudert	Liat	Jegu (Jatim)/7	0,24-0,30	0,27	0,27
Tropudult	Liat	Pekalongan (Lampung)/3,5	0,14-0,27	0,19	0,19
Tropohumult	Liat	Citaman (Jabar)/14	0,09-0,11	0,10	0,12
Tropaqualf	Liat berat	Putat (DIY)/9	0,16-0,29	0,23	0,21
Tropudalf	Liat	Punung (Jatim)/10	0,18-0,25	0,22	0,22

Meskipun USLE telah diterapkan secara luas di negara-negara Eropa, Afrika dan Asia (Undang Kurnia *et al.*, 1986), namun validasi dari parameter-parameter yang digunakan dalam model ini, termasuk parameter erodibilitas tanah masih banyak dipertanyakan. Bradford *et al.* (1987a) menyatakan bahwa prediksi faktor erodibilitas tanah dengan menggunakan model USLE sifatnya terbatas, yakni hanya berlaku (*valida*) untuk tanah-tanah tertentu. Model tersebut juga tidak memperhitungkan kondisi permukaan tanah yang dapat berubah secara temporal. Roose (1977) juga menyatakan bahwa model tersebut hanya

dapat diterapkan untuk tanah-tanah yang didominasi oleh mineral liat kaolinit (tipe liat 1:1), yaitu untuk tanah-tanah yang tergolong stabil. Untuk tanah-tanah yang tidak stabil yang dicirikan oleh banyaknya kandungan mineral liat smektit (tipe liat 2:1) yang mudah mengembang/mengkerut seperti Vertisol, atau pada Entisol yang didominasi fraksi pasir kasar, perhitungan faktor erodibilitas tanah (K) dengan menggunakan persamaan di atas dinilai kurang tepat (Roose, 1977; Vaneislade *et al.*, 1987 dalam Veiche, 2002).

Beberapa model yang sifatnya lebih spesifik telah dikembangkan oleh beberapa peneliti. Roth *et al.* (1974) mengembangkan suatu persamaan untuk menduga erodibilitas tanah yang kaya *sesquioxida*, sebagai berikut:

$$K = 0,32114 + 2,0167 \times 10^4 M - 0,14444 (\%Fe_2O_3 + \%Al_2O_3) - 0,83686 (\%SiO_2),$$

dimana: K = faktor erodibilitas tanah, M = (% debu + % pasir sangat halus)(100-% liat)

Model lainnya yang ditujukan untuk tanah-tanah kaya *sesquioxida* dikembangkan oleh Romkens *et al.* (1977), yakni sebagai berikut:

$$K = 0,04 + 0,00023 M - 0,108 (\%Al_2O_3 + \%Fe_2O_3),$$

dimana K = faktor erodibilitas tanah, M = (% debu + % pasir sangat halus)(100-% liat)

Abdurachman (1989) memodifikasi persamaan Wischmeier *et al.* (1971), dengan memasukkan parameter stabilitas agregat dan berat isi tanah, persamaan yang digunakan adalah sebagai berikut:

$$K = 3,075 + 3,2310^{-4} X_1 - 0,024 X_2 - 2,418 X_3 + 0,068 (12 - X_4) - 0,07 (X_5 - 3) - 0,135 (X_6 - 2),$$

dimana: K = faktor erodibilitas tanah, X_1 =parameter M, X_2 =stabilitas agregat (indeks stabilitas agregat x %agregat>2mm), X_3 =berat isi ($g\ cm^{-3}$), X_4 =kandungan bahan organik tanah, X_5 =kelas permeabilitas profil tanah, X_6 =kode struktur tanah

Selanjutnya Abdurachman (1989) menyatakan, meskipun persamaan di atas dibangun berdasarkan hasil beberapa percobaan (empirik), namun masih perlu dilakukan pengujian untuk beberapa jenis tanah lainnya.

PENDEKATAN PEDOGENESIS DALAM PENENTUAN ERODIBILITAS TANAH SECARA SPASIAL

Dalam perencanaan penggunaan lahan dan penerapan teknik konservasi tanah, penentuan erodibilitas tanah secara spasial sangat diperlukan. Beberapa peneliti telah mencoba mengevaluasi kemungkinan penggunaan peta tanah untuk menentukan erodibilitas tanah secara spasial. Masalah umum yang dijumpai, adalah bahwa sistem penamaan tanah (klasifikasi tanah) yang ada saat ini sering tidak didasarkan pada parameter-parameter yang dapat menggambarkan erodibilitas tanah (Roose dan Sarralih, 1990 *dalam* Veiche, 2002). Folly (1995 *dalam* Marwanto, 2004) juga menyatakan bahwa secara umum penentuan spasial (ruang) erodibilitas tanah berdasarkan peta tanah tidak bisa dilakukan, karena sifat-sifat tanah sebagai dasar penentuan klasifikasi tanah tidak mencerminkan hubungan dengan erodibilitas tanah.

Tabel 7 menyajikan nilai erodibilitas tanah beberapa jenis tanah yang dikumpulkan dari berbagai penelitian. Oxisol umumnya mempunyai sifat fisik tanah yang baik, sehingga umumnya mempunyai nilai erodibilitas yang sangat rendah sampai rendah. Hal ini dibuktikan dari hasil pengukuran erosi dengan menggunakan petak kecil yang dilakukan di Citayam dan Darmaga, Kabupaten Bogor, serta pada tanah di Pulau Oahu. Namun demikian masih dijumpai pula tanah Oxisol yang mempunyai erodibilitas tanah tergolong sedang.

Tanah-tanah Andisol yang mempunyai sifat andik juga mempunyai sifat fisik yang baik, diduga erodibilitas tanah-tanah seperti ini umumnya sangat rendah sampai rendah. Namun data nilai erodibilitas tanah dari P. Oahu dan P. Hawaii menunjukkan bahwa tingkat pelapukan tanah ikut berperan dalam meningkatkan erodibilitas tanah, sehingga sebagian Andisol menunjukkan tingkat erodibilitas sedang sampai tinggi (Tabel 7).

Tanah-tanah Vertisol (Grumusol) diperkirakan mempunyai erodibilitas tanah relatif tinggi, karena tingginya kandungan liat smektit yang mudah mengembang/mengkerut (*shrink-swell potentia*). Hasil pengukuran erodibilitas tanah yang dilakukan pada beberapa jenis tanah di Jawa (Undang Kurnia dan Suwardjo, 1984) dan pada beberapa jenis tanah di Pulau Oahu dan P. Hawaii (Dangler dan El-Swaify, 1976) menunjukkan bahwa secara umum tanah-tanah Vertisol mempunyai erodibilitas yang relatif lebih tinggi dibandingkan dengan jenis tanah lainnya (Tabel 7).

Dari segi stabilitas agregat tanah, Ultisol merupakan tanah yang stabil, akibat agregasi tanah bertekstur liat dengan senyawa oksida Fe dan Al yang banyak terdapat pada tanah tersebut. Namun demikian, adanya lapisan argilik yang dapat menghambat peresapan air ke dalam tanah, diperkirakan tanah ini mempunyai erodibilitas tanah relatif tinggi. Namun demikian, data pada Tabel 7

menunjukkan masih adanya variasi erodibilitas yang cukup tinggi untuk tanah Ultisol, yakni berkisar dari sangat rendah sampai agak tinggi. Bahan organik menunjukkan peran yang besar dalam menentukan tingkat erodibilitas tanah. Ultisol yang mempunyai kandungan bahan organik tinggi (termasuk sub-ordo Humult) umumnya mempunyai erodibilitas tanah sangat rendah (Tabel 7).

Sifat-sifat tanah, termasuk di dalamnya sifat tanah yang berpengaruh terhadap erodibilitas tanah sangat dipengaruhi oleh faktor dan proses pembentukan tanah (pedogenesis). Oleh karena itu, meskipun untuk beberapa jenis tanah seringkali sulit untuk menghubungkan antara nama tanah (hasil klasifikasi tanah) dan erodibilitas tanah, namun dari data pedogenesis yang umumnya digunakan untuk dasar klasifikasi tanah, kemungkinan tingkat erodibilitas tanah dapat diperkirakan, sehingga data hasil survei tanah dapat dimanfaatkan secara maksimal, khususnya dalam perencanaan penggunaan lahan dan konservasi tanah.

Jenny (1941) menjelaskan bahwa tanah terbentuk dari hasil interaksi dari lima faktor pembentuk tanah, yaitu iklim, vegetasi, organisme, relief, bahan induk dan waktu. Di berbagai tempat sering ditemukan bahwa hanya satu faktor pembentuk tanah saja yang jelas pengaruhnya (Hardjowigeno, 1993). Contoh dominansi salah satu faktor pembentuk tanah dalam menentukan sifat-sifat tanah ditunjukkan oleh tanah di Sumberjaya, Lampung Barat. Hasil penelitian Subagyono *et al.* (2004) menunjukkan bahwa perbedaan sifat-sifat tanah (termasuk sifat-sifat tanah yang menentukan tingkat erodibilitas tanah) di daerah Sumberjaya dominan ditentukan oleh bahan induk tanah.

Tabel 7. Faktor erodibilitas tanah berbagai jenis tanah di Indonesia dan Amerika Serikat

	Jenis tanah	Lokasi	Faktor erodibilitas tanah (K)			Sumber data
			Kisaran	Rata-rata	Kelas	
Oxisol	Haplorthox (Latosol)	Darmaga, Bogor ¹⁾	0,02–0,04	0,03	sr	Undang K.dan Suwardjo (1984)
	Haplorthox (Latosol)	Citayam, Bogor ¹⁾	0,08–0,09	0,09	sr	Undang K. dan Suwardjo (1984)
	Eutrustox	Pulau Oahu, ¹⁾	0,09–0,20	0,14	r	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Torrox	Pulau Oahu, ¹⁾	0,09–0,22	0,15	r	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Torrox	Pulau Oahu ¹⁾	0,19–0,27	0,22	sd	Dangler dan El-Swaify (1976)
Entisol	Fluvent (Regosol)	DAS Cimanuk	0,17-0,21	0,19	r	Hamer (1980)
	Troporthent (Regosol)	Tanjungharjo, Kulon Progo ¹⁾	0,11–0,16	0,14	r	Undang K.dan Suwardjo (1984)
Ultisol	Tropohumult	Pulau Oahu ¹⁾	0,00–0,00	0,00	sr	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Tropohumult	Pulau Oahu ¹⁾	0,02–0,14	0,09	sr	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Tropohumult (Mediteran)	Citaman, Bndng ¹⁾	0,09–0,11	0,10	sr	Undang K. dan Suwardjo (1984)
	Haplohumult (Podsolik)	DAS Cimanuk ²⁾	0,13-0,19	0,16	r	Hamer (1980)
	Tropudult (Podsolik)	Jonggol, Bogor ¹⁾	0,12–0,19	0,16	r	Undang K.dan Suwardjo (1984)
	Hapludult (Nitosol)	DAS Cimanuk ²⁾	--	0,17	r	Hamer (1980)
	Hapludult (Nitosol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,17-0,21	0,19	r	Hamer (1980)
	Hapludult (Nitosol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,28-0,28	0,28	sd	Hamer (1980)
	Hapludult	Sumberjaya, Lampung ²⁾	--	0,39	at	Subagyono <i>et al.</i> (2004)
Endoaquult	DAS Cimanuk ²⁾	0,42-0,42	0,42	at	Hamer (1980)	
Alfisol	Hapludalf (Mediteran)	DAS Cimanuk ²⁾	0,13-0,13	0,13	r	Hamer (1980)
	Hapludalf (Mediteran)	DAS Cimanuk ²⁾	0,14-0,18	0,16	r	Hamer (1980)
	Hapludalf (Mediteran)	DAS Cimanuk ²⁾	0,17-0,23	0,20	r	Hamer (1980)
	Tropaqualf (Mediteran)	Punung, Pacitan ¹⁾	0,18–0,25	0,22	sd	U. Kurnia dan Suwardjo (1984)
	Tropudalf (Mediteran)	Putat, Gn. Kidul ¹⁾	0,16–0,29	0,23	sd	Undang K. dan Suwardjo (1984)
	Endoaqualf	DAS Cimanuk ²⁾	0,24-0,32	0,28	sd	Hamer (1980)

Tabel 7 (lanjutan)

Jenis tanah	Lokasi	Faktor erodibilitas tanah (K)			Sumber data	
		Kisaran	Rata-rata	Kelas		
Andisol	Hapludand	Sumberjaya, Lampung ²⁾	--	0,05	sr	Subagyono <i>et al.</i> (2004)
	Hydrudand	Pulau Hawaii ¹⁾	0,07–0,08	0,07	sr	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Dystrudand	Pulau Hawaii ¹⁾	0,12–0,22	0,17	r	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Eutrudand	Pulau Hawaii ¹⁾	0,16–0,26	0,21	sd	Dangler dan El-Swaify (1976)
	Hapludand (Andosol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,24-0,38	0,31	sd	Hamer (1980)
	Hapludand (Andosol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,23-0,41	0,32	sd	Hamer (1980)
	Eutrudand	Pulau Hawaii ¹⁾	0,51–0,60	0,55	t	Dangler dan El-Swaify (1976)
Inceptisol	Dystropept	Sumberjaya, Lampung ²⁾	--	0,15	r	Dariah (2004)
	Ustropep	Pulau Oahu, Hawai	0,03–0,41	0,19	r	Dangler-EI-Swaify (1976)
	Dystrudept (Kambisol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,21-0,21	0,21	sd	Hamer (1980)
	Eutrudept (Kambisol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,20-0,38	0,29	sd	Hamer (1980)
	Aquept (Gleisol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,27-0,35	0,31	sd	Hamer (1980)
	Aquept (Gleisol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,17-0,47	0,32	sd	Hamer (1980)
Vertisol	Chromudert (Grumusol)	DAS Cimanuk ²⁾	0,24-0,24	0,24	sd	Hamer (1980)
	Chromudert (Grumusol)	Jegu, Blitar ¹⁾	0,24-0,30	0,27	sd	Undang K. & Suwardjo (1984)
	Chromustert	Pulau Oahu ¹⁾ , Hawai ¹⁾	0,26-0,31	0,30	sd	Dangler & El-Swaify (1976)

Keterangan: sr = sangat rendah, r = rendah, sd = sedang, at = agak tinggi, dan t = tinggi.¹⁾hasil pengukuran dengan petak standar, ²⁾perhitungan dengan menggunakan nomograf Weischmeier *et al.* (1971)

Hubungan antara Bahan Induk Tanah dan Sifat Fisik Tanah: Sebagai dasar penentuan erodibilitas tanah secara spasial

Pengaruh dan hubungan sifat-sifat bahan induk dengan sifat-sifat tanah terlihat jelas pada tanah-tanah di daerah kering, atau pada tanah-tanah muda yang belum banyak berkembang. Di daerah yang lebih basah atau pada tanah-tanah yang sudah berkembang lanjut, hubungan antara sifat bahan induk dan sifat-sifat tanah menjadi kurang jelas. Walaupun demikian, tidak berarti bahwa pada tanah-tanah yang sudah berkembang lanjut, pengaruh sifat-sifat bahan induk menjadi hilang (Hardjowigeno, 1993). Selanjutnya disebutkan pengaruh bahan induk terhadap sifat-sifat tanah diantaranya adalah:

- a. Tekstur bahan induk mempunyai pengaruh langsung terhadap tekstur tanah muda. Bahan induk pasir menghasilkan tanah muda yang berpasir juga.
- b. Tekstur yang dipengaruhi mineral yang sukar lapuk seperti pasir kuarsa, tetap terlihat (atau berpengaruh) pada tanah-tanah tua.
- c. Bahan induk dengan tekstur halus membentuk tanah dengan kandungan bahan organik lebih tinggi daripada bahan induk yang bertekstur kasar. Pada bahan induk yang bertekstur halus, air tersedia tinggi, tanaman dapat tumbuh baik, sehingga banyak tambahan bahan organik.
- d. Kalau tekstur bahan induk terlalu halus, dengan kadar liat relatif tinggi, maka permeabilitas tanah menjadi sangat lambat, yang berakibat pencucian dan pemindahan koloid tanah menjadi terhambat, sehingga terbentuk tanah dengan solum tipis. Apabila bahan induk seperti ini terdapat pada daerah berlereng, karena permeabilitas tanahnya lambat, maka limpasan/aliran permukaan akan meningkat, sehingga erosi cukup besar dan terbentuklah tanah bersolum tipis.
- e. Bahan induk jenis mafik (yang banyak mengandung basa-basa) dapat menyebabkan pembentukan mineral liat smektit/montmorillonit. Pada wilayah bercurah hujan rendah, smektit/montmorillonit dapat juga terbentuk pada bahan induk felsik (dengan kandungan basa-basa rendah). Kalau bahan induk felsik banyak mengandung mineral mika, dapat terbentuk mineral liat illit. Terbentuknya mineral liat lain, seperti kaolinit, lebih banyak dipengaruhi oleh besarnya curah hujan.

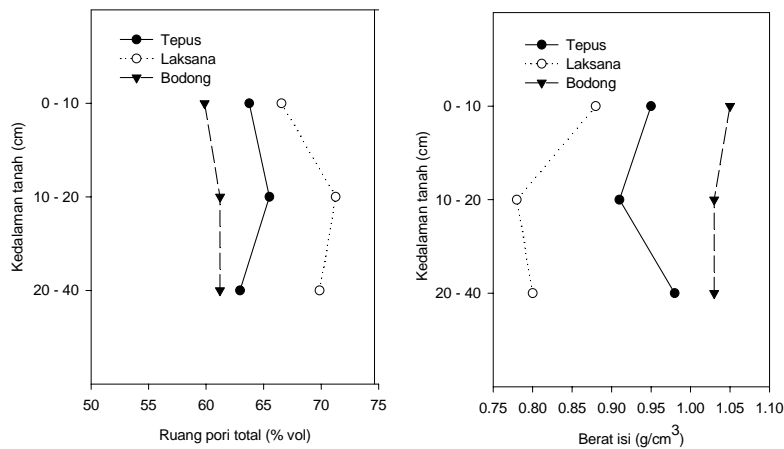
Eratnya hubungan antara bahan induk dan sifat-sifat tanah termasuk sifat-sifat tanah yang menentukan erodibilitas tanah ditunjukkan oleh hasil penelitian yang dilakukan oleh Subagyono *et al.* (2004) di daerah Sumberjaya, Lampung Barat. Hasil penelitian ini juga sekaligus dapat menerangkan faktor penyebab adanya variabilitas sifat fisik tanah di daerah ini, yang mana hal ini berdampak

pada perbedaan tingkat erosi yang terjadi, seperti yang ditunjukkan oleh hasil penelitian Dariah *et al.* (2003) dan Widiyanto *et al.* (2003). Pada kondisi curah hujan, topografi, vegetasi dan pengelolaan yang relatif sama, tingkat erosi yang terjadi di tiga lokasi penelitian sangat berbeda (Tabel 8). Berdasarkan hasil pengamatan lebih mendalam terhadap sifat-sifat tanah, disimpulkan bahwa perbedaan tingkat erosi pada beberapa areal kopi di lokasi ini disebabkan oleh perbedaan tingkat erodibilitas tanahnya, dan faktor ini sangat ditentukan oleh sifat-sifat fisik tanah seperti berat isi, ruang pori total, permeabilitas, dan distribusi pori tanah (Gambar 2 dan 3).

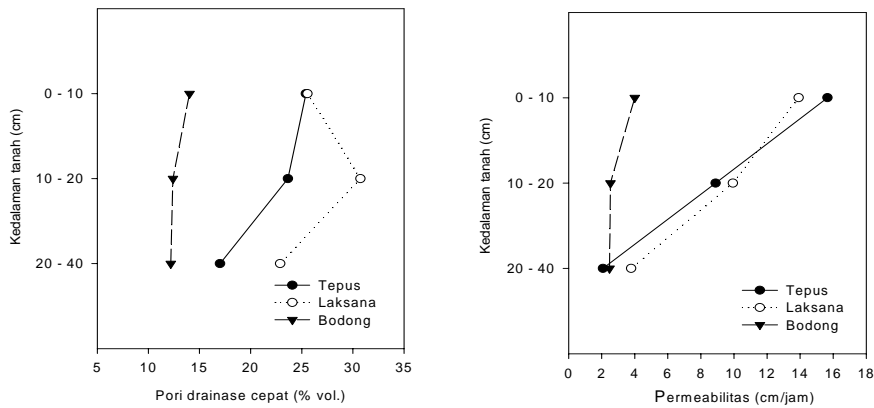
Tabel 8. Erosi pada lahan usaha tani kopi umur 3 tahun, di Kecamatan Sumberjaya, Lampung Barat

Lokasi	Ketinggian tempat	Lereng	Curah hujan*	Erosi*
	m dpl	%	mm	t ha ⁻¹
Bodong	830	60-70	458	37,21
Tepus	820	57-66	434	0,42
Laksana	820	56-68	571	0,02

* Waktu pengamatan curah hujan dan erosi di Bodong: Mei - Juli 2001 (Widiyanto *et al.*, 2002); Laksana dan Tepus: Mei - Juli 2002 (Dariah *et al.*, 2003)



Gambar 2. Ruang pori total dan berat isi tanah pada tiga kedalaman tanah di Tepus, Laksana dan Bodong, Kecamatan Sumberjaya, Lampung Barat (Sumber: Dariah *et al.*, 2003)



Gambar 3. Pori drainase cepat dan permeabilitas tanah pada tiga kedalaman tanah di Tepus, Laksana dan Bodong, Kecamatan Sumberjaya, Lampung Barat (Sumber: Dariah *et al.*, 2003)

Selanjutnya dari hasil penelitian lanjutan yang dilakukan oleh Subagyono *et al.* (2004) dan Marwanto *et al.* (2004) di daerah ini menunjukkan bahwa tanah-tanah yang mempunyai sifat fisik tergolong baik berkembang dari abu vulkan yang berasal dari erupsi gunung-gunung di sekitarnya, seperti Gunung Subhanallah dan Gunung Sekincau. Sebagai contoh ditunjukkan oleh pedon AR 74, AR 63 dan TB 2 (Tabel 9), rata-rata berat isi tanah tersebut $<0,8 \text{ g cm}^{-3}$, rata-rata ruang pori mencapai 70% vol, dengan rata-rata pori drainase cepat juga tergolong tinggi. Sebaliknya tanah-tanah yang mempunyai sifat fisik relatif lebih buruk berkembang dari bahan induk tufa Ranau, salah satu contohnya ditunjukkan oleh pedon HS 8 (Tabel 9).

Tingkat pelapukan juga berperan dalam menentukan sifat fisik tanah. Tanah yang berkembang dari bahan vulkan tua cenderung lebih padat dicerminkan oleh berat isi lebih besar dari $0,9 \text{ g cm}^{-3}$, konsistensi teguh dan tekstur berat, pori drainase cepat juga relatif lebih rendah, contohnya ditunjukkan oleh pedon AR 25 dan AR 51. Tanah-tanah yang mulanya berkembang dari bahan induk tufa dan lava, namun kemudian ditutup oleh bahan abu vulkan seperti pedon TB 9 masih mempunyai sifat fisik (di permukaan) relatif baik. Pedon IK 7 hampir sama dengan TB 9, yakni merupakan tanah berkembang dari bahan induk tufa dan lava, kemudian ditutup oleh bahan abu vulkan, namun demikian sifat fisik tanah yang dihasilkan relatif lebih buruk (Tabel 9). Hal ini kemungkinan disebabkan karenan lapisan tanah yang berkembang dari bahan vulkan sangat tipis. Perbedaan ketebalan penutupan oleh bahan baru dapat disebabkan oleh

relief yang tidak rata akibat kejadian geomorfik sekunder. Tanah yang berkembang dari bahan induk granit (contoh pedon HS3) juga mempunyai sifat fisik tanah yang relatif buruk jika dibandingkan dengan tanah yang berkembang dari abu vulkan, meskipun ruang pori total masih >60% vol, namun karena pori drainase cepat sangat rendah, maka penyerapan air ke dalam tanah menjadi lambat. Hasil penelitian ini menunjukkan adanya peluang untuk menggunakan parameter bahan induk tanah sebagai penentu batas tingkat erodibilitas tanah secara spasial (melakukan deliniasi lahan berdasarkan tingkat erodibilitasnya). Namun demikian, perlu dilakukan penelitian lanjutan dengan mengambil lokasi dan jenis bahan induk yang lebih bervariasi.

Tabel 9. Sifat-sifat fisik tanah berbagai pedon tanah di Sumberjaya, Lampung Barat

Kode pedon/bahan induk	Berat isi g cm ⁻³	Ruang pori total % vol	Pori drain		Permea- bililitas cm jam ⁻¹	Tekstur
			cepat	lambat		
AR 25/tufa dan lava vulkan tua	0,96	63,8	12,7	4,9	7,32	SiCL
AR 51/tufa dan lava vulkan tua (Rigis)	1,04	60,8	15,8	4,3	5,76	C
AR 63 /abu vulkan Subahanallah	0,81	69,4	17,8	5,0	11,73	SiC
AR 74/kolovium abu dan tuf vulkan	0,75	71,6	33,3	3,8	12,49	CL
HS 3/granit	0,99	62,8	10,4	5,9	4,10	C
IK 17/tufa dan lava vulkan tua (Rigis) tertutup abu vulkan	1,06	60,2	11,8	5,9	1,93	C
TB 2/abu vulkan sekincau	0,77	70,9	34,7	4,0	19,81	SiCL
TB 39/tufa vulkan tertutup abu vulkan	0,91	65,7	25,4	4,3	6,77	SiCL
TB 9/tufa dan lava vulkan tua tertutup abu vulkan	0,91	65,7	31,9	4,6	12,88	SIL
HS8 /tufa Ranau	1,04	60,7	13,6	3,6	1,24	SiC

Sumber: Subagyono *et al.*, 2004; Marwanto *et al.* (2004)

Keterangan: C= liat, CL=lempung berliat, SiC=liat berdebu, SIL= lempung berdebu SiCL=lempung liat berdebu,

PENUTUP

Penentuan erodibilitas tanah secara tabular maupun spasial sangat penting, baik dalam hubungannya dengan penetapan tingkat bahaya erosi, maupun dalam penyusunan perencanaan penggunaan lahan dan penerapan teknik konservasi tanah. Penetapan erodibilitas tanah dengan cara melakukan pengukuran di lapangan sulit diaplikasikan untuk areal yang luas dan bervariasi, karena akan dibutuhkan biaya yang tinggi dan waktu yang lama. Penetapan erodibilitas tanah dengan menggunakan model merupakan salah satu jalan

keluar. Beberapa model telah dikembangkan untuk memprediksi tingkat erodibilitas tanah, namun demikian untuk kondisi tanah Indonesia masih diperlukan beberapa pengujian agar diperoleh model yang sesuai. Adanya hubungan yang erat antara bahan induk dan sifat-sifat tanah khususnya sifat-sifat tanah yang berpengaruh terhadap erodibilitas tanah, memberikan suatu peluang digunakannya parameter bahan induk untuk menetapkan erodibilitas tanah secara spasial.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdurachman, A. 1989. Rainfal Erosivity and Soil Erodibility in Indonesia: Estimation and Variation with Time. Thesis for the Degree of Doctor. Faculty of Agricultural Sciences, Ghent State Univ. Belgium.
- Arsyad, S. 2000. Konservasi Tanah dan Air. Lembaga Sumberdaya Informasi – Institut Pertanian Bogor. IPB Press. Bogor.
- Arnoldus, H.M.J. 1977. Methodology used to determine the maximum potential average annual loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soil Bulletin* 34: 39-48.
- Bradford, J. M., J. E. W. Ferris, and F. A. Remley. 1987a. Interill soil erosion process: I. Effect of soil sealing on infiltration, run-off, and soil splash detachment. *Soil Sci. Am. J.* 51: 1.566-1.570.
- Bradford, J. M., J. E. W. Ferris, and F. A. Remley. 1987b. Interill soil erosion process: II. Relationship of splash detachment to soil properties. *Soil Sci. Am. J.* 51: 1.571-1.574.
- Dangler, E. W., and S. A. El-Swaify. 1976. Erosion of selected Hawaii soils by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 769-773.
- Dariah, A. 2004. Tingkat Erosi dan Kualitas Tanah pada Lahan Usahatani Berbasis Kopi di Sumberjaya, Lampung Barat. Disertasi S3. Sekolah Pascasarjana, Institut Pertanian Bogor.
- Dariah, A., F. Agus, S. Arsyad, Sudarsono, dan Maswar. 2003. Hubungan antara karakteristik tanah dengan tingkat erosi pada lahan usahatani berbasis kopi di Sumberjaya, Lampung Barat. *J. Tanah dan Iklim* No. 21 (Des.):78-86.
- El-Swaify, and D.W. Dangler. 1976. Erodibilities of selected tropical soils in relation to structural and hydrologic parameters. *In* Soil Erosion: Prediction and Control. Soil Conservation Society of America. Ankey, Iowa.

- Gintings, A. Ng. 1982. Aliran Permukaan dan Erosi dari Tanah yang Tertutup Tanaman Kopi dan Hutan Alam di Sumberjaya-Lampung Barat. Balai Penelitian Hutan. Pusat Penelitian dan Pengembangan Kehutanan, Bogor. Laporan No:399. (Tidak dipublikasikan)
- Hamer, W. I. 1980. Soil Conservation Consultant Report. Technical Note No.7, FAO Project INS/78/006, Centre for Soil Research, Bogor.
- Hardjowigeno, S. 1993. Klasifikasi Tanah dan Pedogenesis. Edisi pertama. Akademi Pressindo, Jakarta.
- Hudson, N. 1978. Soil Conservation. Bastford, London.
- Jenny, H. 1941. Factors of Soil Formation. Mc Graw Hill, New York.
- Liebenow, A. M., W. J. Elliot, J. M. Lafen, dan K. D. Kohl. 1990. Interill erodibility: Collection and analysis of data from cropland soils. Am. Soc. Agric. Eng. 33 (6): 1.882-1.887.
- Marwanto, S., C. Tafakresnanto, dan K. Subagyono. 2004. Pendekatan pedogenesis dalam penentuan erodibilitas tanah secara spasial. Kongres MKTI/WASWC *Indonesian Chapter* dan Seminar Nasional Konservasi Tanah, Yogyakarta.
- Meyer, L.D., and W.C. Harmon. 1984. Susceptibility of agricultural soils to interill erosion. Soil Sci. Soc. Am.J. 8:1.152-1.157.
- Morgan, R.C.P. 1979. Soil Erosion. Longman, London and New York.
- Paul, E. A. and F.E. Clark 1989. Soil Microbiology and Biochemistry. Academic Press, Inc. London.
- Poesen, J. 1981. Rainwash experiment on the erodibility of loose sediments. Earth Surf. Proc. Landforms 6: 285-307.
- Rachman, A., S. H. Anderson, C. Gantzer, and A. L. Thompson. 2003. Influence of longterm cropping system on soil physical properties related to soil erodibility. Soil Sci. Soc. Am. J. 67: 637-644.
- Roose, E.J. 1977. Application of the universal soil loss equation of Wischmeier and Smith in West Africa. p. 177-189 *In* Greenland, D.J. (ed.) Soil Conservation and Management in Humid Tropics.
- Romkens, M. J. M., C. B. Roth, and D. W. Nelson. 1977. Erodibility of selected clay subsoils in relation to physical and chemical properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 41: 954-960.
- Roth, C. B., D. W. Nelson, and M. J. M. Romkens. 1974. Prediction of sub soil erodibility using chemical, mineralogical physical parameters. EPA-660/2-74-043. Washington. U. S. Environm. Protect. Agency, Office of Res. And Dev.

- Subagyono, K., S. Marwanto, C. Tafakresnanto, T. Budyastoro, dan A. Dariah. 2004. Delineation of Erosion Areas in Sumberjaya, West Lampung. In Refinement of Soil Conservation/Agroforestry Measures Coffee Base Farming Systems. Soil Research Institute. ICRAF (ASB Phase 3 Project).
- Undang Kurnia dan H. Suwardjo. 1984. Kepekaan erosi beberapa jenis tanah di Jawa menurut metode USLE. *Pembrit. Penel. Tanah dan Pupuk* 3: 17-20.
- Undang Kurnia, A. Abdurachman, dan S. Sukmana. 1986. Comparison of two methods in assessing the soil erodibility factor of selected soils in Indonesia. *Pembrit. Penel. Tanah dan Pupuk* 5: 33-37
- Veiche, A. 2002. The spatial variability of erodibility and its relation to soil types: A study from Northern Ghana. *Geoderma* 106:110-120.
- Widianto, H. Noveras, D. Suprayogo, P. Purnomosidhi, dan M. van Noordwijk. 2002. Konversi lahan hutan menjadi lahan pertanian: 'Apakah fungsi hidrologi hutan dapat digantikan agroforestry berbasis kopi?' Seminar HITI NTB, Mataram, 27-28 Mei 2002.
- Wischmeier, W. H., and J. V. Mannering. 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Sci. Am. Proc.* 33: 131-137.
- Wischmeier, W. H., C. B. Johnson, and B.V. Cross. 1971. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. *Jour. Soil and Water Conserv.* 26: 189-193.
- Wischmeier, W. H., and D. D. Smith. 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. *Sci. and Educ. Adm. USDA in cooperation with Purdue Agric. Exp. Sta.*