

# Bahan Organik Tanah: Klasifikasi, Fungsi dan Metode Studi



**Akhmad Rizalli Saidy, SP., M.Ag.Sc., Ph.D**



Lambung Mangkurat University Press

BAHAN ORGANIK TANAH:  
Klasifikasi, Fungsi dan  
Metode Studi



Akhmad Rizalli Saidy, SP., M.Ag.Sc., Ph.D

# **BAHAN ORGANIK TANAH:** Klasifikasi, Fungsi dan Metode Studi



Lambung Mangkurat University

# **BAHAN ORGANIK TANAH: Klasifikasi, Fungsi dan Metode Studi**

Akhmad Rizalli Saidy, SP., M.Ag.Sc., Ph.D

Diterbitkan oleh:

**Lambung Mangkurat University Press, 2018**  
d/a Pusat Pengelolaan Jurnal dan Penerbitan ULM  
Lantai 2 Gedung Perpustakaan Pusat ULM  
Jl. Hasan Basri, Kayutangi, Banjarmasin, 70123  
Telp/Fax. 0511-3305195

**Hak cipta © dilindungi oleh Undang-undang.**

Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini tanpa izin tertulis dari penerbit, kecuali untuk kutipan singkat demi penelitian ilmiah atau resensi.

viii + 128 hlm, 15,5 x 23 cm  
Cetakan Pertama, Mei 2018

ISBN: 978-602-6483-65-2



## PRAKATA

Meskipun bahan organik tanah sering ditemukan dalam jumlah yang relatif rendah di dalam tanah, akan tetapi peranannya sangat signifikan dalam mempengaruhi karakteristik tanah. Dengan demikian mempelajari bahan organik sangat krusial dalam studi tentang kesuburan tanah. Buku ini ditulis dengan tujuan untuk membantu para pembaca dalam meningkatkan pemahaman dalam mempelajari bahan organik tanah.

Buku ini diawali dengan klasifikasi bahan organik dan penjelasan dari setiap pengelompokan bahan organik. Fungsi-fungsi bahan organik dalam mempengaruhi sifat-sifat fisika, kimia dan biologi tanah juga dibahas lebih detail. Kemudian teknik-teknik atau metode-metode yang umum digunakan dalam mempelajari dan mengkarakterisasi bahan organik juga didiskusikan dalam bab berikutnya. Pada bagian terakhir juga dibahas tentang arti penting dekomposisi bahan organik bagi kesuburan tanah dan emisi gas rumah kaca serta faktor-faktor yang mempengaruhi dekomposisi bahan organik tanah.

Dalam penyusunan buku ini, saya telah menerima sejumlah masukan dan kritikan dari berbagai pihak untuk peningkatan kualitas isi buku. Untuk itu dalam kesempatan ini dan melalui media saya mengucapkan terima kasih dan menyampaikan penghargaan. Demikian pula kepada Lambung Mangkurat University Press yang telah bersedia mempublikasikan buku ini disampaikan terima kasih dan penghargaan.

Banjarbaru, Mei 2018

Akhmad Rizalli Saidy

# DAFTAR ISI

DAFTAR ISI.....	vi
DAFTAR TABEL.....	viii
DAFTAR GAMBAR.....	ix
<b>BAB I. DEFINISI DAN PENGELOMPOKKAN BAHAN ORGANIK TANAH... 1</b>	
1.1. Definisi Bahan Organik Tanah.....	1
1.2. Pengelompokkan Bahan Organik Tanah .....	2
1.2.1. Biomassa Mikroorganisme ( <i>Micobial Biomass</i> ) .....	4
1.2.2. Biomassa Fauna/Binatang ( <i>Faunal Biomass</i> ) .....	6
1.2.3. Bahan Organik Partikulat .....	7
1.2.4. Bahan Organik Terlarut.....	13
1.2.5. Humus .....	15
1.2.5. Bahan Organik Lebam.....	19
<b>BAB II. FUNGSI FISIKA BAHAN ORGANIK TANAH .....</b>	<b>24</b>
2.1. Struktur Tanah.....	24
2.2. Kemampuan Menahan Air (Water Holding Capacity).....	31
2.3. Warna Tanah .....	38
<b>BAB III. FUNGSI KIMIA BAHAN ORGANIK TANAH.....</b>	<b>41</b>
3.1. Kapasitas Tukar Kation .....	41
3.2. Reaksi (pH) dan Daya Sangga Tanah .....	45
3.2.1. Oksidasi Anion Asam Organik .....	48
3.2.2. Amonifikasi nitrogen organik.....	51
3.2.3. Adsorpsi spesifik molekul organik.....	54
3.3. Daya Sangga Tanah.....	54
3.4. Jerapan dan Kompleksasi .....	56
<b>BAB IV. FUNGSI BIOLOGI BAHAN ORGANIK TANAH .....</b>	<b>62</b>
4.1. Sumber Energi untuk Proses Biologi Tanah .....	62
4.2. Sumber Unsur Hara Makro .....	64
4.3. Resiliensi Ekosistem.....	70
<b>BAB V. KUANTIFIKASI DAN KARAKTERISASI BAHAN ORGANIK TANAH</b>	
.....	72
5.1. Penetapan Karbon Organik di Tanah .....	72
5.2. Metode Ekstraksi Kimia .....	75
5.3. Spektroskopi <sup>13</sup> C Nuclear Magnetic Resonance (NMR).....	76



5.4. Penelitian dengan Spektroskopi <sup>13</sup> C <i>Nuclear Magnetic Resonance</i> untuk Gambut di Indonesia .....	78
5.5. Perubahan Struktur Karbon Organik pada Gambut Indonesia karena Perubahan Penggunaan Lahan .....	81
5.6. Perubahan Mineralisasi Karbon pada Gambut Indonesia karena Perubahan Penggunaan Lahan .....	82
BAB VI. DEKOMPOSISI BAHAN ORGANIK TANAH .....	85
6.1. Karbon Global dan Siklus Karbon Terrestrial .....	85
6.2. Dekomposisi Bahan Organik .....	87
6.3. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Dekomposisi Bahan Organik .....	88
6.3.1. Kualitas Substrat .....	88
6.3.2. Kadar Air .....	93
6.3.3. Reaksi (pH) Tanah .....	98
6.3.4. Temperatur Tanah .....	101
DAFTAR PUSTAKA .....	103
GLOSARIUM .....	122
INDEKS .....	125
TENTANG PENULIS .....	127

## DAFTAR TABEL

Tabel 1-1.	Definisi bahan organik tanah dan komponen bahan organik tanah .....	3
Tabel 1-2.	Kandungan bahan organik, aktivitas mikroorganisme, biomassa mikroorganisme karbon dan total mikroorganisme .....	6
Tabel 1-3.	Kualitas biochar dari berbagai bahan biochar (Sumber: <i>Website International Biochar Initiative</i> ).....	20
Tabel 2-1.	Pengaruh jumlah bahan organik terhadap beberapa sifat fisika tanah (Tsadilas et al., 2005) .....	38
Tabel 3-1.	Daya sangga tanah beberapa komponen tanah pada kisaran pH 3,5 – 8,0 (modifikasi dari Bloom, 1999). 55	
Tabel 4-1.	Klasifikasi bakteri berdasarkan sumber energi, sumber karbon dan penerima elektron 63	
Tabel 4-2.	Perombakan bahan organik tanah berdasarkan rasio C/N dan lignin/N (Praveen-Kumar et al., 2003).....	65
Tabel 4-3.	Pengaruh komposisi kimia bahan organik terhadap mineralisasi sulfur organik (Niknahad-Gharmakher et al., 2012).....	69
Tabel 5-1.	Perbandingan hasil penetapan kandungan karbon organik pada gambut menggunakan tiga metode yang berbeda.....	73
Tabel 5-2.	Tingkat oksidasi dan faktor koreksi penetapan karbon organik menggunakan metode Walkley-Black dan Tyurin .....	74
Tabel 5-3.	Koefisien korelasi antara proporsi struktur karbon organik dan mineralisasi karbon pada gambut .....	84
Tabel 6-1.	Aktivitas mikroorganisme dalam kondisi aerob dan anaerob serta rasio aktivitas mikroorganisme dalam kondisi aerob dan anaerob dari beberapa penelitian di laboratorium .....	95

## DAFTAR GAMBAR

- Gambar 1-1. Konsep pengelompokan bahan organik tanah ..... 2
- Gambar 1-2. Hasil scanning electron microscopy dari bahan organik partikulat (Baldock et al., 2014)..... 7
- Gambar 1-3. Produksi serasah pada hutan dengan zona iklim yang berbeda (Bray dan Gorham, 1964). ..... 9
- Gambar 1- 4. Spektra  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR dari serasah pohon “beech” dan serasah pohon cemara. L = serasah, Of = horizon organik (hanya sebagian kecil bahan organik terdekomposisi (*poorly decomposed*)), dan Oh = horizon organik (sebagian besar telah mengalami dekomposisi) (Rumpel et al., 2002) ..... 10
- Gambar 1-5. Spektra  $^{13}\text{C}$  NMR bahan organik terlarut yang diekstrak dari *Medicago truncatula cv. Praggio* (Saidy et al., 2012). ..... 15
- Gambar 1-6. Perbandingan profil tanah dari *terra preta* (kiri) dan tanah di sekitar *terra preta* (kanan) (Sumber: Website International Biochar Initiative, 2017)..... 19
- Gambar 1-7. Biochar dari berbagai bahan yang berbeda: kelapa sawit (kiri), jerami padi (tengah) dan kakao (kanan). . 21
- Gambar 1-8. Hasil *Scanning Electron Microscopy* (SEM) biochar dari kakao (Baldock et al., 2014)..... 22
- Gambar 2-1. Pengaruh peningkatan kandungan karbon organik di tanah terhadap kemantapan agregat tanah yang ditetapkan berdasarkan ayakan basah terhadap tanah kering udara (●) dan tanah lembab (o) ( $R^2 = 0.98^{**}$ ) (Haynes, 2000)..... 25
- Gambar 2-2. Hubungan antara kemantapan agregat tanah dengan kandungan bahan organik tanah pada 26 tanah pertanian di Inggris (Chaney dan Swift, 1984). ..... 27
- Gambar 2-3. Hubungan antara perubahan kandungan karbon organik dengan berat isi, porositas dan kemampuan tanah menyimpan air (Gang-li et al., 2007) ..... 33

Gambar 2-4.	Hubungan antara kandungan karbon organik dengan kandungan air tanah pada kapasitas lapang di tanah berdebu (Emerson dan McGary, 2003). .....	34
Gambar 2-5.	Hubungan antara kandungan karbon organik dan perubahan kandungan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen pada tanah dengan tekstur yang berbeda (Bauer dan Black, 2002).....	36
Gambar 2-6.	Hubungan antara warna tanah berdasarkan <i>Munsell Soil Colour Chart</i> dengan kandungan bahan organik (Konen et al., 2003). .....	39
Gambar 3-1.	Hubungan antara perubahan KTK tanah sebelum dan sesudah oksidasi bahan organik ( $\Delta$ KTK) dengan kandungan bahan organik (digambar ulang dari data Clark dan Nichols, 1968).....	42
Gambar 3-2.	Pengaruh jenis dan dosis bahan organik terhadap perubahan pH tanah (modifikasi dari Pocknee dan Summer, 1997).....	47
Gambar 3-3.	Pengaruh bahan organik terhadap perubahan pH tanah pada gambut (A) dan perubahan gugus fungsional (B) (Saidy dan Mariana, 2004).....	50
Gambar 3-4.	Perubahan pH (a) dan konsentrasi nitrat (b) pada gambut dengan dan tanpa pemberian amonium setelah 35 hari inkubasi (Saidy et al., 2007).....	53
Gambar 3-5.	Adsorpsi spesifik oksalat pada permukaan oksida-hidroksida Al atau Fe (digambar ulang dari Haynes dan Mokolobate, 2001). .....	54
Gambar 3-6.	Jembatan kation ( <i>cation bridging</i> ) yang menghubungkan antara muatan negatif dari bahan organik (gugus karboksilat) dan muatan negatif permukaan mineral liat. Kation $Me^{2+}$ berperan sebagai jembatan antara dua muatan negatif.....	57
Gambar 3-7.	Pengaruh bahan organik tanah terhadap Al-tukar pada beberapa pH tanah (digambar ulang dari Thomas, 1975). .....	59

Gambar 3-8. Jerapan atrazin pada tanah dengan penambahan bahan organik dalam jumlah yang berbeda (Celis et al., 1998). .....	60
Gambar 4-1. Siklus perombakan bahan organik yang merupakan proses penggunaan energi oleh mikroorganismen tanah (digambar ulang dari Brady, 1990). .....	63
Gambar 5-1. Fraksionasi bahan organik tanah berdasarkan ekstraksi kimia (Stevenson dan Cole, 1999). .....	76
Gambar 5-2. Chemical regions yang umum dan tipe karbon pada setiap chemical shift pada $^{13}\text{C}$ NMR (Skjemstad et al., 1997) .....	77
Gambar 5-3. Contoh dari spektra $^{13}\text{C}$ NMR gambut yang digunakan dalam penelitian (Saidy, 2005). .....	79
Gambar 5-4. Proporsi tipe/struktur karbon organik pada gambut di daerah tropik berdasarkan spektra $^{13}\text{C}$ NMR (Saidy, 2005). .....	80
Gambar 5-5. Perubahan struktur karbon C-alkil (A) dan C-O alkil (B) pada gambut tropik Indonesia karena perubahan penggunaan lahan (Saidy, 2005). .....	82
Gambar 5-6. Mineralisasi karbon pada gambut hutan sekunder (LA6, LA8, G4 dan G7), gambut yang disawahkan 6 tahun (L1, L2, dan L3), dan gambut yang disawahkan 10 tahun (B5, B6 dan B9) (Saidy, 2005). .....	83
Gambar 6-1. <i>Pools</i> carbon global (Lal, 2004) .....	85
Gambar 6-2. Siklus karbon pada ekosistem teresterial (Tate, 2000) .....	86
Gambar 6-3. Hubungan antara net mineralisasi N dengan C/N rasio (Vigil dan Kissel, 1991) .....	89
Gambar 6-4. Hubungan antara perubahan kadar air dengan aktivitas mikroorganismen .....	94









# BAB I. DEFINISI DAN PENGELOMPOKKAN

## BAHAN ORGANIK TANAH

### 1.1. Definisi Bahan Organik Tanah

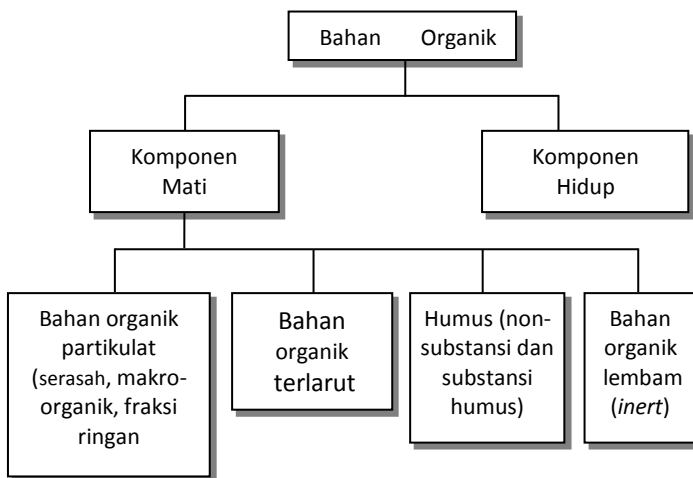
Penelitian tentang fraksi bahan organik tanah telah dimulai lebih dari 200 tahun yang lalu. Achard (1786) mengisolasi lapisan *amorphous* (tidak berstruktur) berwarna gelap dari gambut dengan metode ekstraksi menggunakan larutan asam dan alkali. Rekam penelitian juga memperlihatkan penelitian lain seperti pengaruh bahan organik terhadap ketersediaan N (Liebig, 1840), studi tentang kotoran hewan untuk mempertahankan kesuburan tanah (Lawes, 1861) dan pengaruh jenis tanah dan spesies pohon terhadap pembentukan humus (Muller, 1887), mengindikasikan keingintahuan peranan bahan organik di dalam tanah. Dengan semakin berkembangnya metodologi untuk analisis kimia bahan organik dan metode untuk verifikasi/konfirmasi adanya variasi dalam struktur kimia bahan organik menghasilkan suatu teori bahwa bahan organik tanah tersusun dari campuran heterogen yang didominasi oleh substansi koloid organik yang terdiri dari gugus fungsional dan nitrogen. Teori polifenol menyatakan bahwa lignin dan senyawa dari dinding sel mikroorganisme yang mempunyai struktur kuinon (*quinone*) mengalami polimerisasi dengan gugus-gugus yang mengandung N (asam amino, peptida dan protein) membentuk senyawa baru yang dikenal polimer nitrogen (Flaig et al., 1975).

Istilah bahan organik tanah digunakan untuk menyatakan materi organik yang ada di dalam tanah (Stevenson dan Cole, 1999) tetapi tidak termasuk arang (*charcoal*) (Oades, 1988), jaringan tanaman dan binatang yang tidak melapuk serta biomassa tanah yang hidup (MacCarthy *et al.*, 1990). Bahan organik dapat didefinisikan sebagai semua bahan yang berasal dari jaringan tanaman dan hewan baik

yang masih hidup maupun yang telah mati. Konoova (1966) memberikan definisi bahan organik tanah adalah bahan yang kompleks dan dinamis, berasal dari sisa tanaman dan hewan di dalam tanah dan mengalami perombakan secara terus menerus.

## 1.2. Pengelompokan Bahan Organik Tanah

Bahan organik tanah dapat dikelompokkan menjadi dua komponen, yaitu komponen yang mati (*dead organic matter*) dan komponen yang hidup (*living organic matter*). Komponen hidup bahan organik dapat terdiri dari akar tanaman, binatang di dalam tanah (*meso dan micro fauna*) dan mikroorganisme biomassa (*microbial biomass*), dan komponen mati terdiri dari residu organik yang terdekomposisi secara biologi dan kimia. Komponen mati bahan organik juga dapat dibedakan menjadi materi yang tidak berubah/ciri morfologi material aslinya masih terlihat dan produk atau material yang sudah mengalami transformasi (humus). Konsep dalam pengelompokan bahan organik tanah dapat dilihat pada Gambar 1-1 dan definisi tentang bahan organik tanah disajikan pada Tabel 1-1 disunting dari beberapa sumber (Oades, 1988; MacCarthy et al., 1990; Stevenson and Cole, 1999).



Gambar 1-1. Konsep pengelompokan bahan organik tanah

Tabel 1-1. Definisi bahan organik tanah dan komponen bahan organik tanah

Komponen	Definisi
Bahan organik tanah	Semua bahan organik yang telah mengalami perombakan baik secara alami atau <i>thermally</i> di dalam dan di permukaan tanah, baik yang masih hidup atau yang mati tetapi tidak termasuk bagian tanaman di atas permukaan tanah yang masih hidup.
Komponen Hidup	
Biomassa mikroorganisme	Bahan organik yang berasosiasi di dalam sel mikroorganisme tanah yang hidup
Biomassa fauna	Bahan organik yang berasosiasi di dalam fauna tanah yang hidup
Komponen Mati	
Bahan organik partikulat	
Serasah	Residu tanaman di permukaan tanah
Bahan organik makro	Fraksi bahan organik dengan diater > 50 $\mu\text{m}$ (lebih besar ukuran fraksi pasir) yang berada di dalam matrik tanah dan umumnya berasal dari hasil pengayakan ( <i>sieving</i> ) tanah
Fraksi ringan	Bahan organik yang diisolasi dari tanah mineral dan mengapung di air atau larutan dengan kerapatan 1,5 – 2,0 $\text{Mgm}^{-3}$ .
Bahan organik terlarut	Bahan organik yang terlarut dalam larutan tanah yang meliputi gula, asam amino, asam-asam organik (asam sitrat, malat, dll)
Humus	
Non-humus substansi	Struktur organik yang dapat diidentifikasi dan dikelompokkan ke dalam kelas biopolimer yang terdiri dari polisakarida, gula, protein, asam amino, lemak, lilin dan lignin
Humus substansi	Molekul organik dengan struktur kimia yang tidak dapat dikelompokkan ke dalam kelas biopolymer

Komponen	Definisi
Asam humik	Materi organik yang larut dalam larutan alkali tetapi akan mengendap dalam proses asidifikasi ekstraks alkali
Asam fulvik	Materi organik yang larut dalam larutan alkali dan akan tetap terlarut dalam proses asidifikasi ekstraks alkali
Humin	Materi organik yang tidak larut dalam ekstrak larutan alkali
Bahan organik lembam	Materi organik yang mengalami karbonisasi lanjut seperti arang, bagian tanaman yang terbakar, graphit, dan batubara

### 1.2.1. Biomassa Mikroorganisme (*Microbial Biomass*)

Biomassa mikroorganisme dapat diartikan sebagai komponen hidup bahan organik yang berada di dalam sel mikroorganisme di dalam tanah (bakteri, *fungi*, *algae* dan *protozoa*). Biomassa mikroorganisme menjadi penting karena peranannya dalam siklus unsur hara dan agregasi tanah. Mikroorganisme memainkan peranan penting di tanah melalui dua peranan, yaitu: (1) sebagai agen yang melaksanakan degradasi residu tanaman yang membebaskan unsur hara dan CO<sub>2</sub>, dan (2) sebagai salah satu sumber hara (*labile pool of nutrients*). Jumlah karbon dalam biomassa mikroorganisme dapat mencapai 2% dari total karbon di dalam tanah.

Theng *et al.* (1989) mengelompokkan komponen hidup (*living components*) bahan organik menjadi tiga kelompok, yaitu: mikroorganisme (60-80%), makroorganisme atau binatang (15-30%), dan akar tanaman (5-10%). Makroorganisme atau binatang umumnya ditemukan pada lapisan humus di hutan primer, dimana populasi mikroinvertebrata berkisar antara 40.000 dan 50.000/m<sup>2</sup>. Akar tanaman memegang peranan penting dalam proses di dalam

tanah karena sebagian besar mikroorganisme berada di dalam sistem perakaran tanaman (*rhizosphere*).

Metode yang umum dipakai dalam penetapan biomassa mikroorganisme meliputi penetapan total mikroorganisme dan penetapan aktivitas metabolisme mikroorganisme. Aktivitas metabolisme mikroorganisme seperti konsumsi O<sub>2</sub>, aktivitas enzim, produksi panas, penetapan adenosine triphosphate (ATP), penetapan respirasi (pengukuran produksi CO<sub>2</sub>) sering digunakan untuk mengukur biomassa mikroorganisme.

Metode lain yang juga dipakai dalam pengukuran biomassa mikroorganismenya adalah memfumigasi tanah dengan tujuan membunuh mikroorganisme di tanah dan kemudian dilakukan pengukuran terhadap biomassa mikroorganismenya yang mati karena proses fumigasi. Pengukuran dapat dilakukan dengan membandingkan respirasi antara tanah yang difumigasi dan tanah yang tidak difumigasi. Cara ini dikenal sebagai Metode Inkubasi Fumigasi-Chloroform (*Chloroform Fumigation Incubation Method*). Kecepatan respirasi tanah yang difumigasi akan melebihi respirasi tanah yang tidak difumigasi. Lebih tingginya respirasi pada tanah yang difumigasi tersebut disebabkan dekomposisi sel-sel mikroorganisme yang terbunuh dalam proses fumigasi (Jenkinson, 1966). Pengukuran jumlah biomassa yang mati dengan proses fumigasi juga dapat dilakukan dengan metode ekstraksi menggunakan 0,5 M K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> yang dilanjutkan dengan penetapan jumlah karbon organik di dalam ekstrak. Cara ini dikenal sebagai Metode Ekstraksi Fumigasi-Chloroform (*Chloroform Fumigation Extraction*).

Biomassa mikroorganisme sering digunakan sebagai indeks kesuburan tanah. Tanah dengan kandungan biomassa mikroorganisme yang tinggi dapat dikelaskan sebagai tanah dengan sifat fisika dan kimia yang baik. Beberapa faktor seperti tersedianya

unsur hara, pH tanah, aerasi dan drainase, ketersediaan air dan kualitas bahan organik akan menentukan kandungan biomassa mikroorganisme di tanah. Karena pengaruhnya terhadap perubahan kuantitas dan kualitas bahan organik, penggunaan lahan yang berbeda juga akan mempengaruhi kandungan biomassa mikroorganisme. Contoh kandungan biomassa karbon mikroorganisme pada penggunaan lahan yang berbeda dapat dilihat pada Tabel 1-2.

Tabel 1-2. Kandungan bahan organik, aktivitas mikroorganisme, biomassa mikroorganisme karbon dan total mikroorganisme

Penggunaan lahan	Kandungan bahan organik (%)	Aktivitas mikroorganisme (mg C kg <sup>-1</sup> hari <sup>-1</sup> )	Biomassa mikroorganisme karbon (µg g <sup>-1</sup> )	Total mikroorganisme (10 <sup>7</sup> spk g <sup>-1</sup> )
Hutan lindung	5,14	5,20	869,45	1,8
Budidaya kentang (atas)	3,79	5,84	305,14	2,6
Budidaya kentang (bawah)	3,58	6,56	759,12	2,9
Pemukiman	5,94	7,92	480,18	4,7
Tempat wisata	6,64	8,00	748,03	4,0

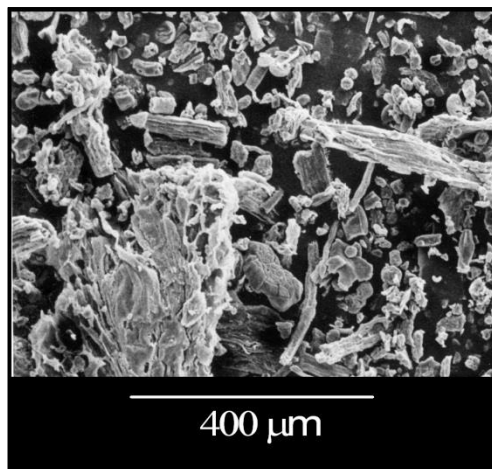
### 1.2.2. Biomassa Fauna/Binatang (*Faunal Biomass*)

Mikrofauna di dalam tanah seperti nematoda dan serangga umumnya belum dipelajari secara intensif dan ekstensif sebagai mikroorganisme tanah, terkecuali kelompok semut yang banyak diteliti sebagai invertebrata tanah. Dalam beberapa kasus, fauna di dalam tanah diteliti sebagai populasi dibanding sebagai biomassa sehingga tidak bisa dibandingkan dengan biomassa dari kelompok lain. Populasi dari fauna tanah umumnya dipengaruhi oleh pengelolaan tanah dan perubahan musim dalam satu tahun.

Biomassa fauna pada ekosistem padang rumput ditemukan dalam persentase kecil dari total biomassa atau kandungan C organik di tanah. Meskipun terdapat dalam persentase yang kecil, fauna tanah memainkan peranan penting di dalam tanah karena fungsinya mengkonversi bahan organik makro (bahan tanaman) menjadi materi yang mikroskopik (*light fraction*) dan kemudian mendistribusikannya dari permukaan tanah ke dalam tanah.

### 1.2.3. Bahan Organik Partikulat

Bahan organik partikulat (*particulate organic matter*) merujuk kepada semua bahan organik dengan ukuran  $< 2,00$  mm dan  $> 0,0053$  mm (Cambardella dan Elliot, 1992). Bahan organik partikulat secara kimia dan biologi merupakan bahan yang aktif dan dikelompokkan ke dalam bahan organik yang *pool* yang labil (bahan organik yang mudah mengalami perombakan). Gambar 1-2 memperlihatkan serpihan bahan organik partikulat ( $0,25$  mm  $<$  bahan organik partikulat  $<$   $0,5$  mm) yang diisolasi dari tanah yang tanpa pengolahan tanah.



Gambar 1-2. Hasil scanning electron micriscopy dari bahan organik partikulat (Baldock et al., 2014).

Bahan organik partikulat merupakan fraksi yang paling mudah mengalami perombakan dari komponen bahan organik yang mati (*non living component*) dan merupakan komponen bahan organik yang mempengaruhi fungsi bahan organik di tanah. Bahan organik partikulat merupakan sumber makanan/energi bagi mikroorganisme tanah dan binatang di dalam tanah dan merupakan sumber unsur di dalam tanah setelah melalui proses perombakan. Peningkatan jumlah bahan organik partikulat di tanah akan meningkatkan stabilitas agregat tanah, aerasi tanah, infiltrasi tanah, kapasitas tukar kation dan kapasitas daya sangga tanah. Di samping itu, bahan organik partikulat juga berperan dalam mengkelat bahan-bahan polutan di tanah seperti logam berat dan pestisida, dan juga berperan penting dalam supresi berbagai penyakit yang bersumber dari dalam tanah.

Bahan organik partikulat ini dapat dikelompokkan menjadi 3 (tiga) bagian, yaitu serasah (*litter*), bahan organik makro (*macro organic matter*), dan fraksi ringan (*light fraction*).

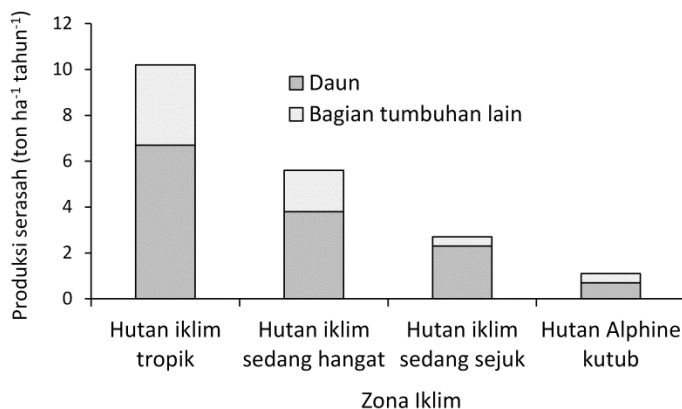
### Serasah (*Litter*)

Serasah dapat didefinisikan sebagai lapisan paling atas dari permukaan tanah yang umumnya terdiri dari sisa-sisa tumbuhan (bagian tumbuhan yang telah mati). Sisa-sisa tumbuhan tersebut dapat berupa daun, ranting dan cabang, bunga dan buah, kulit kayu serta bagian tumbuhan lainnya yang tersebar di permukaan dan belum mengalami dekomposisi sehingga masih dapat dikenali secara visual bagian asal (*origin*) tumbuhan tersebut. Peneliti-peneliti lain umumnya mensyaratkan bahan organik yang dapat dikelompokkan ke dalam serasah adalah bahan-bahan tersebut telah mati. Proctor (1983) menggunakan istilah untuk daun dan ranting dengan ukuran diameter  $< 1$  cm, cabang pohon dengan ukuran diameter  $\leq 2$  cm dan bagian dari alat reproduksi seperti bunga dan buah serta kuliat



pohon untuk mendefinisikan serasah yang dapat dikumpulkan melalui perangkap serasah (*litter trap*).

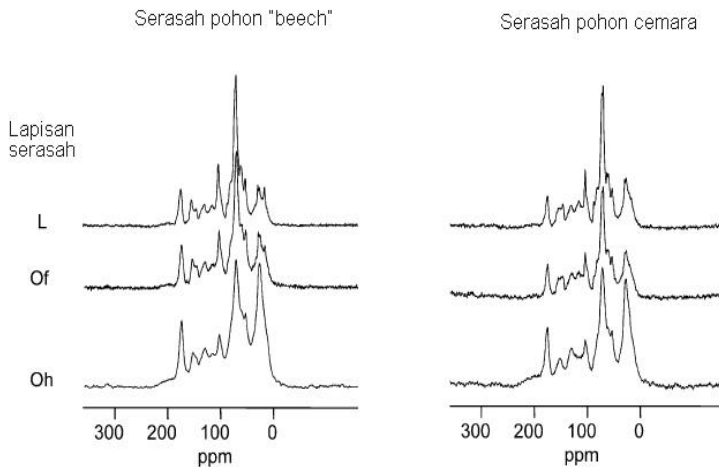
Jumlah bahan organik pada permukaan tanah ditentukan oleh produktivitas serasah, yang dapat didefinisikan sebagai jumlah serasah yang jatuh pada permukaan tanah per satuan luas dalam periode tertentu. Penetapan produktivitas serasah dapat dilakukan dalam berbagai satuan, misalnya  $\text{ton ha}^{-1} \text{ tahun}^{-1}$  atau  $\text{gram m}^{-2} \text{ hari}^{-1}$ . Produktivitas serasah di daerah tropik lebih tinggi dibanding di daerah lain karena daerah tropik mendapatkan lebih banyak sinar matahari sehingga memproduksi lebih banyak biomassa melalui proses fotosintesis (Bray dan Gorham, 1964) (Gambar 1-3).



Gambar 1-3. Produksi serasah pada hutan dengan zona iklim yang berbeda (Bray dan Gorham, 1964).

Serasah umumnya mengandung bahan organik dengan struktur kimia yang bervariasi, dari struktur kimia karbon yang sederhana dan relatif mudah mengalami dekomposisi seperti karbohidrat sampai dengan karbon dengan struktur kimia yang kompleks dan susah mengalami proses perombakan seperti lignin. Penelitian yang dilakukan oleh Rumpel et al. (2005) menggunakan metode <sup>13</sup>C Cross Polarization Mass Angle Spinning (CP-MAS) spectroscopy untuk menentukan komposisi kimia serasah yang berasal dari pohon “beech” dan

cemara memperlihatkan bahwa spektra dari tiga lapisan serasah mempunyai puncak (*peak*) yang tinggi pada region *O-alkyl C* (45-110 ppm) (Gambar 1-3). *Peak* pada 72 ppm berasal dari atom C2, C3 dan C5 yang membentuk senyawa polisakarida, sedangkan *peak* pada 105 ppm mengindikasikan keberadaan senyawa karbon dalam bentuk selulosa dan hemiselulosa. *Peak* pada 55 ppm mengindikasikan adanya senyawa karbon dalam bentuk lignin dan kompleks  $\alpha$ -C-protein (Skjemstad et al., 1983). Hasil penelitian yang dilakukan oleh Mtambanenggwe dan Kirchmann (1995) yang menggunakan teknik ekstraksi (*acid detergent fibre method*) untuk menentukan komposisi kimia serasah daun tanaman kehutanan di daerah tropik. Serasah tanaman pohon-pohonan umumnya mengandung 7,43-8,09% lignin, 21,3-48,1% selulosa, 2,7-4,7% senyawa polyphenol dan 2,8-6,8% abu.



Gambar 1- 4. Spektra  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR dari serasah pohon “beech” dan serasah pohon cemara. L = serasah, Of = horizon organik (hanya sebagian kecil bahan organik terdekomposisi (*poorly decomposed*)), dan Oh = horizon organik (sebagian besar telah mengalami dekomposisi) (Rumpel et al., 2002)

### Bahan Organik Makro (*Macro Organic Matter*)

Bahan organik makro umumnya meliputi semua bahan organik tanah dengan ukuran  $> 50 \mu\text{m}$  (umumnya diperoleh melalui penyaringan). (Sitompul et al., 2000) mengelompokkan semua bahan organik dengan ukuran  $150 \mu\text{m} - 2 \text{ mm}$  sebagai bahan organik makro. Garwood et al. (1972) mendefinisikan bahan organik makro sebagai semua bahan organik yang dipisahkan dengan saringan ukuran  $>0,25 \text{ mm}$ . Kandungan bahan organik makro di dalam tanah sangat signifikan dalam mempengaruhi kesuburan tanah. Hasil penelitian oleh Garwood et al. (1972) memperlihatkan bahwa kandungan bahan organik makro pada tanah yang ditamami rumput-rumputan dapat mencapai 10% dari total kandungan bahan organik tanah.

Kandungan bahan organik makro di dalam tanah ditentukan oleh manajemen dalam pengelolaan tanah. Penelitian yang dilakukan oleh (Patra et al., 1999) memperlihatkan bagaimana pengelolaan tanah dengan aplikasi nitrogen dapat mempengaruhi kandungan bahan organik makro di dalam tanah. Pada penelitian ini kandungan C-organik diukur pada bahan organik makro dengan ukuran yang berbeda ( $0,2-0,5 \text{ mm}$ ;  $0,5-2,0 \text{ mm}$  dan  $> 2,0 \text{ mm}$ ) pada tiga lahan dengan pengelolaan yang berbeda: (i) pembibitan rumput – dengan pemupukan N, (ii) padang rumput dengan pemupukan N, dan (iii) padang rumput tanpa pemupukan N. Hasil penelitian memperlihatkan bahwa kandungan bahan organik makro ( $23 \text{ g kg}^{-1}$  pada kedalaman  $0-40 \text{ cm}$ ) pada lahan yang tanpa pemupukan N jauh lebih tinggi dibanding pada lahan dengan pemupukan. Rendahnya kandungan bahan organik makro ini disebabkan sebagian besar bahan organik pada lahan yang mendapatkan pemupukan N telah mengalami proses dekomposisi karena terjadinya perbaikan kualitas bahan organik melalui penambahan kandungan nitrogen ke dalam tanah melalui pemupukan.

### Fraksi Ringan (Light Fraction)

Fraksi ringan ini terdiri dari residu organik dari beberapa tahapan perombakan bahan organik. Residu akar tanaman yang umumnya diabaikan dalam siklus C merupakan kontribusi utama fraksi ini. Fraksi ini umumnya digunakan sebagai indikator perubahan sumber organik yang labil (*labile pools*) karena pengaruh pengolahan tanah, pola tanam, dan faktor lingkungan yang mempengaruhi aktivitas mikroorganisme. Fraksi ini tidak mengalami degradasi yang ekstensif dan mempunyai kecepatan perombakan yang tinggi (*rapid turn over rate*), sehingga berfungsi sebagai sumber hara bagi pertumbuhan tanaman.

Larutan dengan berat jenis 1,6 – 2,0 digunakan untuk memisahkan fraksi ringan dari bahan organik tanah. Fraksi ini terdiri dari material dengan berat jenis lebih rendah dari pelarutnya, sehingga akan terapung pada permukaan. Larutan yang umum digunakan untuk mengisolasi fraksi ini dapat berupa larutan anorganik (NaI,  $ZnBr_2$ , CsCl) ataupun organik (tetra bromomethane). Besarnya fraksi dapat mencapai 30% dari total bahan organik di dalam tanah.

Dengan asumsi bahwa dekomposisi gambut menyebabkan terjadinya perubahan dalam ukuran dan kerapatan fraksi gambut, van den Pol-van Dasselaar dan Oenema (1999) meneliti kecepatan mineralisasi C pada gambut yang berbeda ukuran dan kerapatannya. Gambut dengan bahan rumput-rumputan difraksionasi ke dalam ukuran dan kerapatan yang berbeda menggunakan Ludox, larutan koloid dari partikel silika, yang dilanjutkan dengan pengayakan. Kandungan karbon organik dan mineralisasi C pada semua kedalaman tanah mengalami penurunan dengan menurunnya ukuran gambut dari > 2,0 mm menjadi < 0,15 mm.

#### 1.2.4. Bahan Organik Terlarut

Bahan organik terlarut (*dissolved organic matter*) dapat didefinisikan sebagai molekul organik dengan berbagai ukuran dan struktur kimia yang berbeda yang lolos dari filter dengan ukuran 0,45- $\mu\text{m}$  (Kalbitz et al., 2000; Zsolnay, 2003). Kandungan bahan organik terlarut umumnya  $\leq 0,25\%$  dari jumlah bahan organik di dalam tanah (Zsolnay, 1996). Meskipun terdapat dalam jumlah yang relatif kecil, bahan organik terlarut merupakan fraksi penting di dalam tanah karena solubilitas, mobilitas dan merupakan molekul organik labil yang berfungsi sebagai sumber unsur hara dan energi bagi mikroorganisme tanah. Bahan organik terlarut berperan penting dalam transportasi unsur hara dan bahan pencemar di dalam tanah, menentukan struktur dan proses pembentukan tanah, dan juga dapat berpotensi menjadi masalah serius dalam kualitas air bersih, serta dapat digunakan sebagai indikator mobilisasi karbon dalam lingkungan terrestrial.

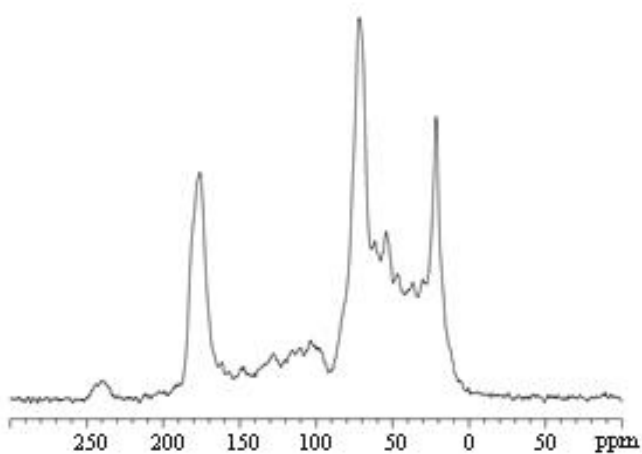
Jumlah bahan organik terlarut di dalam tanah merupakan selisih antara produksi dan kehilangan bahan organik terlarut. Bahan organik terlarut di dalam tanah dapat berasal dari hasil pencucian material organik terlarut dari daun, ranting dan serasah pada permukaan tanah, perombakan bahan organik tanah di dalam tanah dan pelepasan dari metabolisme mikroorganisme. Di samping itu, humus di dalam tanah juga merupakan sumber bahan organik terlarut di tanah. Konsentrasi bahan organik terlarut di dalam tanah ditentukan oleh beberapa karakteristik larutan tanah seperti pH larutan, *ionic strength*, dan konsentrasi posfat. Konsentrasi bahan organik terlarut pada lapisan tanah di bagian bawah (*subsoil horizon*) umumnya rendah karena sebagian besar bahan organik terlarut terjebak oleh oksida-oksida besi dan aluminium serta mineral-mineral liat. Sedangkan kehilangan bahan organik terlarut tanah dapat terjadi melalui penggunaan bahan organik terlarut sebagai sumber energi

dan karbon bagi organisme tanah, terlindi dari profil tanah melalui perkolasi air dan dalam jumlah yang terbatas dapat langsung diserap oleh akar tanaman dalam bentuk molekul organik yang spesifik.

Beberapa hasil penelitian di laboratorium memperlihatkan bahwa senyawa-senyawa yang terkandung dalam bahan organik terlarut dapat didekomposisi oleh mikroorganisme tanah (Bowen et al., 2009; Helfrich et al., 2007; Kalbitz et al., 2003; Marschner and Kalbitz, 2003). Hasil studi tentang dinamika mineralisasi bahan organik terlarut pada tanah hutan dan pertanian memperlihatkan bahwa kinetika biodegradasi bahan organik terlarut mengikuti (*fitting*) model mineralisasi karbon ganda (*two-pool carbon mineralization model*). Dinamika mineralisasi bahan organik terlarut terdiri dari pool yang labil (*labile pool*) yang kecil (dengan *half-life* beberapa hari) dan pool yang stabil (*stable pool*) yang lebih besar (dengan *half-life* yang berkisar dari beberapa bulan sampai tahun). *Labile pool* bahan organik terlarut umumnya terdiri dari monosakarida, asam-asam organik dengan berat molekul yang rendah dan gula amino. Sedangkan *stable pool* terdiri dari senyawa-senyawa organik yang kompleks dan relatif resisten terhadap biodegradasi yang umumnya berupa lignin, selulosa yang terikat dengan lignin (lignoselulosa) dan hasil metabolisme mikroorganisme dan polimer-polimer lain yang kompleks.

Dalam suatu penelitian, Saidy et al. (2012) mengekstrak bahan organik terlarut dari *Medicago truncatula cv. Praggio* yang kemudian dikeringkan dengan metode *freeze-drying* untuk kemudian dikarakterisasi menggunakan  $^{13}\text{C}$  Nuclear Magnetic Resonance (NMR) *spectroscopy*. Spektra  $^{13}\text{C}$  NMR memperlihatkan bahwa bahan organik terlarut ini sebagian besar terdiri C-alkyl (0-45 ppm), C-O-alkyl (45-110 ppm) dan C-carboxyl (160-220 ppm)(Gambar 1-4). Pada area C-O-alkyl terdapat 3 (tiga) puncak pada 54, 62 and 72 ppm. Puncak pada 54 ppm merupakan kombinasi signal dari gugus methoxyl C dari lignin dan  $\alpha$ -C dari protein. Puncak pada 62 dan 72

ppm berasal dari atom C2, C3 dan C5 dari karbohidrat. Pada area carboxyl, gugus carboxyl, amide dan ester berkontribusi terbentuk puncak pada 176 ppm. Hasil spektra  $^{13}\text{C}$  NMR ini konsisten dengan hasil pengukuran C/N rasio bahan organik terlarut ini yang <10, yang mengindikasikan bahan organik terlarut ini mengandung senyawa-senyawa protien dalam jumlah yang tinggi. Hasil penelitian mengkonfirmasi hasil-hasil penelitian sebelumnya bahwa bahan organik terlarut mengandung senyawa-senyawa karbohidrat, gula amino, sellulosa, lignin dan senyawa-senyawa lain yang mengandung nitrogen.



Gambar 1-5. Spektra  $^{13}\text{C}$  NMR bahan organik terlarut yang diekstrak dari *Medicago truncatula* cv. Praggio (Saidy et al., 2012).

### 1.2.5. Humus

Istilah humus pertama kali digunakan oleh bangsa Romawi kono untuk menyatakan istilah untuk tanah secara keseluruhan. Wallerius mendefinisikan humus untuk pertama kali pada tahun 1761 sebagai bahan organik yang telah mengalami dekomposisi. Humus dapat didefinisikan sebagai bahan atau substansi yang berwarna coklat sampai agak gelap yang dihasilkan dari proses dekomposisi residu

tanaman dan binatang oleh mikroorganisme, baik dalam kondisi aerobik ataupun anaerobik. Dari aspek kimia, humus terdiri dari komponen tanaman yang resisten terhadap proses dekomposisi, yang sedang dalam proses dekomposisi, senyawa-senyawa kompleks hasil proses dekomposisi melalui proses hidrolisis ataupun oksidasi-reduksi, dan senyawa-senyawa lain yang dihasilkan dari proses sintesis oleh mikroorganisme.

Humus dapat dipisahkan dari substansi non-humus seperti karbohidrat (fraksi utama karbon di dalam tanah), lemak, lilin, alkana, peptida, asam amino, protein, lipida, dan asam-asam organik berdasarkan rumus molekul yang jelas untuk substansi non-humus. Molekul dari substansi non-humus ini umumnya mudah mengalami proses dekomposisi oleh mikroba tanah. Hal ini berbeda dengan substansi non-humus, humus substansi (disingkat humus) sangat lambat mengalami proses dekomposisi dalam kondisi yang alami. Humus dapat bertahan di dalam tanah dalam kurun waktu ratusan tahun jika berasosiasi dengan mineral tanah dalam bentuk kompleks humus-mineral tanah. Humus juga merupakan komponen penyusun utama bahan organik tanah, berkisar antara 65% dan 75% dari total bahan organik tanah.

Substansi humus merupakan komponen utama penyusun humus dan umumnya terdiri dari senyawa-senyawa dengan berat molekul yang tinggi yang berwarna hitam kecoklat-coklatan dengan sifat hidropilik, molekul yang fleksibel dan polielektrolit. Substansi humus ini merupakan komponen bahan organik yang berfungsi dalam membentuk struktur tanah, porositas, kapasitas menahan air, pertukaran kation dan anion dan berperan penting dalam kelatiasi unsur-unsur mineral. Hasil analisa unsur kimia memperlihatkan bahwa substansi humus tersusun dari unsur karbon, oksigen, hidrogen, nitrogen dan sulfur yang membentuk rantai karbon yang kompleks.



Substansi humus terbentuk berdasarkan beberapa teori pembentukan humus, yaitu: (a) modifikasi lignin (*lignin modification*), (b) interaksi asam amino-kuinon (*quinone amino acid interaction*), (c) sintesa senyawa aromatik oleh mikroba (*microbial synthesis of aromatics*), dan (d) reaksi Mallard (reaksi berkelanjutan gula amino). Teori-teori pembentukan humus ini pada dasarnya merupakan reaksi biotik dan abiotik yang sangat kompleks di mana senyawa-senyawa organik seperti senyawa polifenol (misalnya lignin), karbohidrat, dan senyawa-senyawa nitrogen disintesa kembali membentuk polimer yang sangat kompleks. Reaksi polimerasi ini memerlukan katalis mineral anorganik, sehingga ketersediaan mineral-mineral anorganik sangat diperlukan untuk proses pembentukan humus. Berdasarkan kelarutannya di dalam suasana masam atau alkali, substansi humus dapat dibagi menjadi tiga fraksi, yaitu: (i) humin, (ii) asam humik, dan (iii) asam fulvik.

### Humin

Humin merupakan fraksi dari substansi humus yang tidak melarut dalam air, larutan asam dan alkali. Ketidak-larutan humin ini berkaitan dengan asosiasi fraksi ini dengan mineral tanah dan logam berat. Humin juga merupakan substansi organik makro dengan berat molekul berkisar dari 100.000 sampai 10.000.000 (sebagai perbandingan berat molekul karbohidrat berada pada kisaran 500 – 100.000). Humin juga merupakan komponen substansi humus yang paling resistan terhadap proses dekomposisi oleh mikroorganisme tanah. Humin di dalam tanah merupakan komponen bahan organik yang berfungsi dalam pengaturan kapasitas tanah menahan air, peningkatan struktur tanah, stabilitas tanah dan pertukaran ion.

### Asam Humik

Asam humik merupakan campuran dari asam-asam organik dari grup alifatik (struktur karbon rantai panjang) dan aromatik (struktur

karbon berbentuk ring) yang tidak larut dalam air tetapi melarut dalam kondisi yang alkali. Sekitar 35% molekul asam humik merupakan grup aromatik, dan sisanya berasal dari grup karbon dengan struktur alifatik. Fraksi asam humik ini akan mengendap ketika pH larutan mencapai  $< 2$ . Berat molekul dari asam humik berkisar dari 10.000 sampai 100.000.

### Asam Fulvik

Asam fulvik merupakan asam-asam organik lemah (alifatik dan aromatik) yang terlarut di dalam air pada semua kondisi pH (asam, netral dan alkali). Dibandingkan dengan asam humik, berat molekul asam fulvik lebih rendah dengan kisaran 1.000 sampai 10.000. Asam fulvik mempunyai kandungan oksigen, kandungan gugus karboksil (R-COOH) dan gugus hidroksil (R-OH) yang lebih tinggi dibanding asam humik, sehingga asam fulvik lebih reaktif dibanding asam humik. Jumlah gugus karboksil pada asam fulvik berkisar dari 520 cmol (H<sup>+</sup>) kg<sup>-1</sup> sampai 1120 cmol (H<sup>+</sup>).

Dengan berat molekul yang relatif kecil, molekul asam fulvik dapat memasuki sistem perakaran, batang dan daun pada tanaman. Dikombinasikan dengan sifatnya yang reaktif terhadap unsur hara, terutama hara mikro, asam fulvik merupakan bahan dalam proses pembuatan pupuk daun yang berkualitas. Penggunaan asam fulvik yang berasosiasi dengan unsur hara mikro sebagai pupuk daun pada tanaman akan menghasilkan transportasi langsung unsur hara mikro ke bagian-bagian tanaman yang berfungsi sebagai tempat metabolisme tanaman di dalam sel tanaman, yang pada akhirnya akan meningkatkan produksi tanaman.

### 1.2.5. Bahan Organik Lebam

Bahan organik lebam (*inert organic matter*) merupakan bahan organik tanah yang karena struktur kimia karbonnya resisten terhadap proses dekomposisi oleh mikroba tanah sehingga dapat bertahan di dalam tanah dari ratusan sampai ribuan tahun. Kandungan bahan organik lebam ini di tanah merupakan salah satu bentuk cadangan bahan organik di dalam tanah. Salah bentuk bahan organik lebam yang banyak digunakan dalam bidang pertanian dan lingkungan adalah arang hayati atau disebut juga *biochar*.



Gambar 1-6. Perbandingan profil tanah dari *terra preta* (kiri) dan tanah di sekitar *terra preta* (kanan) (Sumber: Website International Biochar Initiative, 2017).

Sejarah *biochar* dimulai ketika ditemukannya *terra preta* (bahasa Portugis yang berarti tanah hitam) di daerah Amazon, Brazil. Tanah hitam ini mempunyai tingkat kesuburan yang sangat tinggi dan umumnya ditanami dengan pepaya dan mangga, di mana

pertumbuhan tanaman pada tanah hitam ini tiga kali lebih cepat dibanding tanaman yang sama pada tanah di sekelilingnya. *Terra preta* ini mempunyai kandungan bahan organik yang tinggi dan kandungan hara seperti nitrogen, posfor, kalium dan kalsium yang tinggi. Tingkat kesuburan tanah dan ketersediaan hara yang tinggi ini mempunyai kaitan dengan kandungan arang yang tinggi pada tanah ini (Glaser et al., 2001). Karena kandungan arang yang tinggi menyebabkan warna tanah ini lebih gelap dibanding tanah di sekitarnya (Gambar 1-6).

*Biochar* berdasar *International Biochar Initiative* (IBI) adalah charcoal yang telah dihaluskan dan resistan terhadap dekomposisi. Diproduksi melalui proses *pyrolysis* sisa tanaman dan limbah organik lainnya. Sebagai bahan ameliorasi tanah, biochar mampu meningkatkan kapasitas tanah menyerap hara sehingga mengurangi jumlah pemupukan serta mengurangi pengaruh pertanian terhadap iklim dan lingkungan. *Pyrolysis* merupakan proses pemanasan dengan temperatur tinggi tanpa atau sedikit oksigen. Pada dasarnya semua biomassa dapat dikonversi menjadi biochar.

Tabel 1-3. Kualitas biochar dari berbagai bahan biochar (Sumber: *Website International Biochar Initiative*)

Bahan Biochar	KTK ( $\text{cmol kg}^{-1}$ )	pH ( $\text{CaCl}_2$ )	Total C ( $\text{g C kg}^{-1}$ )
Kelapa sawit	25	5,5	61,5
Jerami padi	18	5,8	41,6
Kakao	161	7,4	69,9

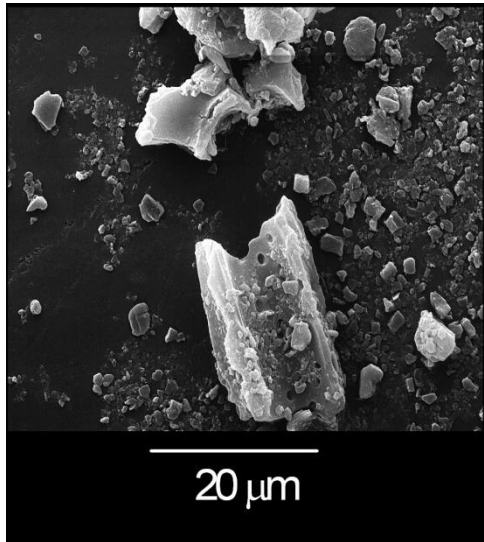
Kualitas biochar sangat ditentukan oleh bahan biochar. Tabel 1-3 dan Gambar 1-7 memperlihatkan kualitas biochar yang berbeda yang dihasilkan dari kelapa sawit, jerami padi dan kakao. Dari tabel tersebut dapat dilihat bahwa biochar dari kakao mempunyai

kapasitas tukar kation (KTK), pH dan kandungan karbon yang lebih tinggi dibanding biochar dari jerami padi dan kelapa sawit. Perbedaan kualitas biochar ini akan berpengaruh terhadap perubahan karakteristik tanah ketika biochar diaplikasikan ke tanah.



Gambar 1-7. Biochar dari berbagai bahan yang berbeda: kelapa sawit (kiri), jerami padi (tengah) dan kakao (kanan).

Perbedaan utama antara biochar dengan bahan organik yang segar ketika diaplikasikan ke tanah adalah bahan organik segar akan menghasilkan karbon dioksida ( $\text{CO}_2$ ) dan metana ( $\text{CH}_4$ ) dari proses perombakan bahan organik. Karbon dioksida dihasilkan dari proses dekomposisi bahan organik dalam kondisi aerobik, sedangkan perombakan bahan organik dalam kondisi anaerobik akan menghasilkan metana. Biochar akan bertahan di dalam tanah dalam waktu yang lama (puluhan tahun) ketika diaplikasikan ke tanah, karena biochar relatif resisten terhadap proses dekomposisi oleh mikroba tanah. Tidak berbeda dengan bahan organik yang masih segar, biochar juga berperan penting dalam perbaikan sifat-sifat tanah yang pada akhirnya akan memperbaiki pertumbuhan dan produksi tanaman.



Gambar 1-8. Hasil *Scanning Electron Microscopy* (SEM) biochar dari kakao (Baldock et al., 2014).

Beberapa hasil penelitian memperlihatkan bahwa biochar mempunyai beberapa hal yang menguntungkan, yaitu:

- Menekan emisi gas rumah kaca jika diaplikasikan pada kegiatan pertanian;
- Sebagai material penyimpan karbon, jika dibandingkan dengan kompos dan pupuk kandang yang mengemisikan karbon dioksida atau metana jika mengalami dekomposisi. Biochar relatif resisten terhadap perombakan oleh mikroba tanah;
- Biochar mempunyai kemampuan “mengikat” atau “menjerap” bahan-bahan kimia pencemar, posfat dan nitrat, sehingga mampu mengurangi proses pencemaran pada sungai dan air tanah;
- Mengurangi atau menekan penggunaan pupuk pada pertanian;

- Mampu menekan ongkos limbah-limbah yang berasal dari biomassa tanaman;
- Mengurangi proses penyerapan pestisida oleh tanaman pada tanah-tanah yang tercemar;
- Meningkatkan retensi unsur hara di dalam tanah;
- Menekan toksisitas aluminium dan menaikkan pH tanah;
- Meningkatkan kapasitas tukar kation tanah; dan
- Meningkatkan kemampuan tanah menahan air sehingga mampu meningkatkan efisiensi irigasi.

## BAB II. FUNGSI FISIKA BAHAN ORGANIK TANAH

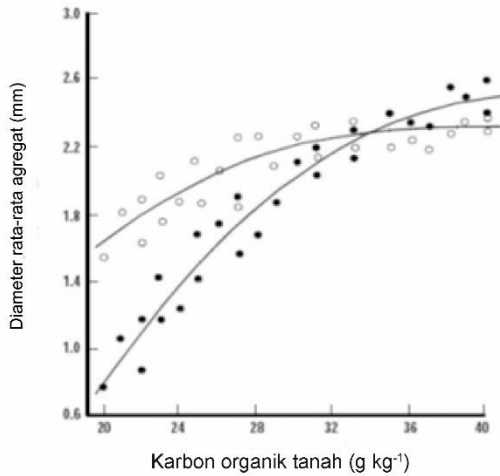
### 2.1. Struktur Tanah

Stabilitas struktur tanah berhubungan dengan ketahanan susunan pori dan partikel tanah (struktur) terhadap tekanan/gaya dari luar (misalnya penanaman, kompaksi dan irigasi). Penambahan bahan organik ke tanah tidak saja menurunkan berat isi tanah (*soil bulk density*) dan meningkatkan kemampuan tanah dalam menahan air, tetapi juga meningkatkan kemantapan agregat tanah. Kay dan Anger (1999) melaporkan bahwa minimum 2% kandungan karbon organik di tanah diperlukan untuk menjaga kemantapan agregat di tanah, dan kandungan karbon organik sebesar 1,2-1,5% menyebabkan kemantapan agregat tanah menurun. Haynes (2000) melaporkan respon peningkatan diameter agregat rata-rata yang mengikuti kurva parabola dengan peningkatan kandungan karbon organik, mengindikasikan adanya batas maksimum pengaruh bahan organik terhadap agregat tanah (Gambar 2-1).

Proses pembentukan agregat tanah dengan ukuran yang berbeda dilakukan oleh agen pengikat organik yang berbeda. Agregat makro (> 250  $\mu\text{m}$ ) dihipotesiskan terbentuk dari partikel tanah yang diikat oleh jaringan akar halus dan hypha pada tanah dengan kandungan C-organik > 2%. Agregat mikro (20-250  $\mu\text{m}$ ) terbentuk dari agregasi partikel tanah dengan berbagai pengikat anorganik dan bahan organik partikulat (*particulate organic matter*) yang berfungsi sebagai substrat untuk aktivitas mikroorganisme yang akhirnya menghasilkan bahan-bahan pengikat organik untuk proses mikroagregasi. Oades dan Water (1991) mengemukakan konsep hirarki agregat tanah, di mana berdasarkan konsep ini stabilitasi agregat tanah ditentukan oleh kandungan bahan organik tanah dan degradasi/penghancuran agregat tanah dengan ukuran yang besar (agregat tanah yang tidak



stabil) menghasilkan agregat tanah dengan ukuran yang lebih kecil tetapi lebih stabil.



Gambar 2-1. Pengaruh peningkatan kandungan karbon organik di tanah terhadap kemantapan agregat tanah yang ditetapkan berdasarkan ayakan basah terhadap tanah kering udara (●) dan tanah lembab (○) ( $R^2 = 0.98^{**}$ ) (Haynes, 2000).

Berdasarkan konsep hirarki agregat tanah terdapat tiga bahan pengikat utama dalam proses formasi dan stabilisasi agregat tanah, yaitu bahan organik habis (*transient*), sementara (*temporary*) dan tahan (*persistent*). Pengikat bahan organik habis (*transient organic matter*) terdiri dari komponen glukosa (mono dan polisakarida) yang akan dirombak oleh mikroorganisme tanah dalam waktu beberapa minggu, dan setelah itu perananannya dalam agregasi tanah berakhir. Polisakarida merupakan senyawa non-humus dengan berat molekul yang tinggi yang berasal dari residu tanaman dan eksudat akar tanaman, hifa jamur, dan bakteri, dan dirombak dengan cepat oleh mikroorganisme.

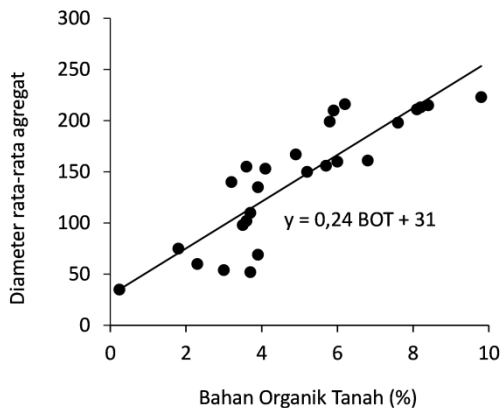
Pengikat bahan organik sementara (*temporary organic matter*) terdiri dari jaringan akar, hifa jamur, sel bakteri dan alga yang

pengaruhnya terhadap agregasi tanah bertahan dalam durasi tahunan. Bahan pengikat sementara ini berkembang bersamaan dengan pertumbuhan akar tanaman, membentuk kerangka organik yang mengikat partikel-partikel tanah untuk membentuk makro-agregat tanah. Agregat tanah yang terbentuk dari bahan pengikat sementara ini sangat mudah hancur karena pengolahan tanah.

Pengikat bahan organik tanah tahan (*persistant organic matter*) berasal dari substansi humus, aluminium silikat, dan oksida Fe dan Al. Gugus fungsional dari humus setelah mengalami deprotonisasi akan bermuatan negatif dan kemudian berinteraksi dengan oksida-oksida yang bermuatan positif untuk membentuk struktur-mikro organik-anorganik yang stabil dalam waktu yang lama.

Konsep hirarki agregat tanah menekankan bahwa proses formasi dan stabilisasi agregat tanah ditentukan oleh keberadaan bagian spesifik dari bahan organik tanah. Komponen bahan organik yang berbeda mempunyai fungsi yang berbeda (waktu dan besar atau tingkat pengaruh) dalam proses formasi dan stabilisasi bahan organik. Karbohidrat dan polisakarida merupakan bagian dari bahan organik tanah yang berperan dalam proses agregasi tanah (Chaney dan Swift, 1984; Haynes dan Swift, 1990). Pemberian glukosa ke tanah menghasilkan agregat tanah yang mampu bertahan selama 2-3 minggu sedangkan agregasi tanah oleh selulosa mampu bertahan selama 6-9 bulan, meskipun agregasi tanah oleh selulosa tidak seefektif dibandingkan oleh glukosa (Oades et al., 1989). Pada tahapan yang lebih panjang (stabilisasi), agregasi tanah dikontrol oleh substansi humus. Dengan demikian peranan bahan organik dalam agregasi tanah terjadi dalam dua tahapan. Pada tahapan agregasi permulaan, agregasi tanah dikontrol oleh polisakarida dan produk dekomposisi polisakarida oleh mikroorganisme, dan substansi humus menentukan agregasi tanah pada tahapan stabilisasi agregat.

Chaney dan Swift (1984) meneliti hubungan antara kandungan C-organik dan kemantapan agrgeat tanah yang ditetapkan menggunakan metode ayakan basah (*wet-seiving method*) pada 26 tanah pertanian di Inggris. Gambar 2-2 memperlihatkan bahwa kemantapan agregat tanah mempunyai hubungan linear yang signifikan dengan kandungan bahan organik tanah (dihitung dari kandungan C-organik tanah menggunakan faktor pengali 1,74). Pada penelitian lanjutan untuk mengetahui fraksi atau bagian mana bahan organik yang mempengaruhi agregasi tanah, Chaney dan Swift (1984) mempelajari hubungan antara kemantapan agregat tanah dengan kandungan karbohidrat dan substansi humus pada 126 tanah di Inggris. Kemantapan agregat tanah mempunyai korelasi yang signifikan dengan kandungan karbohidrat di tanah ( $r=0,71$ ;  $P < 0,001$ ) dan substansi humus yang diekstrak dari tanah menggunakan larutan *phyrophosphate* ( $r=0,53$ ;  $P < 0,001$ ) dan larutan *sodium hydroxide* ( $r = 0,63$ ;  $P < 0,001$ ). Hasil penelitian ini mengindikasikan bahwa kemantapan agrgeat tanah mempunyai hubungan dengan kandungan karbohidrat dan substansi humus di tanah, tetapi tidak tersedia informasi tentang fraksi bahan organik mana yang mempunyai peranan lebih penting dalam agregasi tanah.



Gambar 2-2. Hubungan antara kemantapan agregat tanah dengan kandungan bahan organic tanah pada 26 tanah pertanian di Inggris (Chaney dan Swift, 1984).

Martens dan Frankenberger (1992) melaporkan bahwa kandungan polisakarida lebih penting dibanding kandungan total karbon organik dan berat isi tanah dalam peningkatan kemandapan agregat pada tanah lempung berliat yang menerima aplikasi bahan organik sebesar 25 ton ha<sup>-1</sup>. Rogers *et al.* (1991) menemukan bahwa inokulasi tanah dengan alga meningkatkan kandungan polisakarida di tanah yang disertai dengan peningkatan kemandapan agregat tanah. Kemandapan agregat tanah ditentukan oleh senyawa-senyawa hasil akhir dari perombakan karbohidrat oleh mikroorganisme (Oades, 1984; Degens, 1997). Beberapa penelitian telah dilakukan untuk menentukan komponen dari fraksi karbohidrat yang berperan dalam agregasi tanah. Shepherd *et al.* (2001) mengekstrak karbohidrat dengan air panas (*hot-water soluble carbohydrate*) dan larutan asam lemah (*acid hydrolysable carbohydrate*) untuk meneliti hubungan jenis karbohidrat dengan stabilitas agregat tanah. Tanah dengan stabilitas agregat yang tinggi mempunyai konsentrasi karbohidrat yang diekstrak dengan asam yang tinggi pula. Hal ini mengindikasikan bahwa senyawa karbohidrat yang kompleks yang terekstrak oleh asam lemah lebih berperan dalam formasi dan stabilisasi agregat tanah dibanding senyawa karbohidrat sederhana yang diekstrak oleh air panas. Akan tetapi, beberapa penelitian lain menunjukkan bahwa konsentrasi karbohidrat di tanah yang diekstrak menggunakan air merupakan indikator perubahan stabilitas agregat tanah (Hayne dan Swift, 1990; Ghani *et al.*, 2003; Bongiovanni dan Lobartini, 2006). Li *et al.* (2007) meneliti hubungan antara konsentrasi karbohidrat yang diekstrak dengan air panas dan asam dengan stabilitas agregat pada tanah dengan kedalaman yang berbeda (0-10 cm dan 20-30 cm). Stabilitas agregat tanah pada kedalaman 0-10 cm ditentukan oleh konsentrasi karbohidrat yang diekstrak dengan asam lemah, sedangkan konsentrasi karbohidrat yang diekstrak oleh air panas berperan dalam agregasi tanah pada kedalaman 10-20 cm. Hal ini mengindikasikan bahwa agregasi tanah

pada kedalaman yang berbeda dipengaruhi oleh komponen bahan organik yang berbeda.

Lignin dan phenol juga sering dianggap sebagai komponen bahan organik yang berperan dalam proses agregasi tanah. Molekul-molekul phenol di dalam tanah dengan kation membentuk kompleks phenol-kation yang berfungsi sebagai jembatan kation antar partikel-partikel tanah. Disamping itu phenol dan lignin juga berfungsi sebagai bahan dasar penyusun substansi humus. Martens (2000) melaporkan bahwa agregasi yang rendah pada tanah yang ditanami legume disebabkan kandungan senyawa-senyawa phenol yang rendah. Hasil akhir perombakan lignin oleh jamur merupakan agen pengikat partikel tanah (Caesar-TonThat, 2002).

Komponen bahan organik yang juga berperan dalam formasi dan stabilisasi agregat tanah adalah substansi humus (Chaney dan Swift, 1986). Substansi humus berasal dari komponen-komponen bahan organik yang relatif tahan terhadap perombakan, seperti lignin dan senyawa poli-phenol dan terbentuk melalui ikatan kimia seperti ikatan hidrogen, kovalen dan interaksi hidrofobik. Biffubusa et al. (2008) melaporkan terjadinya peningkatan jumlah mikro-agregat tanah (> 2 mm) dengan meningkatnya substansi humus setelah 2 tahun pemberian limbah pabrik kertas dan kompos limbah pabrik kertas. Substansi humus berfungsi sebagai bahan pengikat mikro-agregat tanah untuk membentuk makro-agregat tanah, sesuai dengan konsep hirarki organik tanah. Materi substansi humus terdifusi ke dalam agregat tanah sehingga kohesi antara partikel-partikel tanah meningkat.

Komponen bahan organik lain yang mempengaruhi stabilitas agregat tanah adalah senyawa hidropobik. Senyawa hidropobik berupa senyawa lipid. Capriel et al. (1990) melaporkan bahwa stabilitas agregat berkorelasi nyata dengan fraksi alifatik (senyawa hidropobik yang diekstrak dengan hexane). Fraksi hidropobik

membentuk lapisan anti air (*water repellent lattice*) di sekeliling agregat tanah sehingga ketahanan agregat terhadap air meningkat. Terbentuknya lapisan yang menolak air di sekeliling partikel juga dijelaskan oleh Shepherd et al. (2001) yang menekankan bahwa lapisan anti air ini disebabkan oleh keberadaan senyawa polimetilene rantai panjang (*polymethylene*). Pada tanah dengan kandungan alopan (*allophanic soils*) yang tinggi, stabilitas agregat tanah ditentukan oleh keberadaan senyawa organik dengan struktur alkil karbon (Shepherd et al., 2001).

Tidak semua aplikasi bahan organik ke tanah mampu meningkatkan stabilitas agregat tanah. Diaz et al. (1994) meneliti pengaruh aplikasi dua jenis bahan organik: gambut dan limbah organik terhadap perubahan struktur tanah selama periode dua tahun. Stabilitas agregat tanah meningkat dengan aplikasi limbah organik, tetapi tidak mengalami perubahan dengan aplikasi gambut. Pada plot percobaan dengan aplikasi limbah organik, stabilitas agregat tanah berkorelasi nyata dengan total populasi jamur dan bakteri. Perbedaan efek dari aplikasi limbah organik dan gambut terhadap agregasi tanah disebabkan perbedaan kandungan polisakarida yang mencapai 13% pada limbah organik dibandingkan 3% pada gambut (Diaz et al., 1994). Polisakarida disamping berfungsi sebagai bahan pengikat partikel tanah, juga berfungsi sebagai sumber makanan untuk stimulasi aktivitas mikroorganisme. Pada penelitian lain, aplikasi gambut malah menurunkan jumlah agregat mantap air dari 2,5% pada plot tanpa aplikasi gambut (kontrol) menjadi 0,5% pada plot dengan aplikasi gambut (Ekwue, 1990).

Kualitas bahan organik merupakan faktor yang menentukan pengaruh aplikasi bahan organik terhadap stabilitas agregat tanah. Kualitas bahan organik sering ditetapkan dengan perbandingan kandungan karbon dan nitrogen bahan organik (C:N rasio). Bahan organik dengan C:N rasio yang tinggi mengalami dekomposisi secara perlahan-lahan sehingga meningkatkan stabilitas agregat tanah

(Hagerdon et al., 2003), dan bahan organik dengan C:N rasio yang rendah terdekomposisi dengan cepat sehingga pengaruhnya terhadap stabilitas agregat tanah tidak terlalu signifikan. Dekomposisi bahan organik dengan C:N rasio yang rendah cenderung menyebabkan terjadinya sintesa biomassa mikroorganisme, sehingga sedikit menghasilkan produk yang berfungsi sebagai bahan pengikat dalam agregasi tanah. Bahan organik dengan C:N rasio yang tinggi cenderung menekan produksi biomassa mikroorganisme, tetapi menghasilkan bahan pengikat untuk agregasi tanah. Di samping itu, agregasi tanah oleh bahan organik dengan C:N rasio yang rendah hanya terjadi dalam waktu yang relatif singkat, sedangkan pengaruh bahan organik dengan C:N rasio tinggi terhadap agregasi tanah berlangsung dalam waktu yang lama (Blanco-Canqui dan Lal, 2004), mengindikasikan bahan organik dengan C:N rasio tinggi lebih menguntungkan dalam agregasi tanah dibanding dengan bahan organik yang mempunyai C:N rasio rendah. Bossuyt et al. (2001) menemukan bahwa jamur lebih berperan dalam dekomposisi bahan organik dengan C:N rasio tinggi, sedangkan pada bahan organik C:N rasio rendah lebih didominasi oleh bakteri. Pemberian nitrogen pada tanah menurunkan stabilitas agregat tanah dan biomassa jamur, tetapi tidak mempengaruhi biomassa bakteri (Amezketta, 1999). Hal ini mengindikasikan bahwa jamur mempunyai peranan yang lebih penting dibanding bakteri dalam proses agregasi tanah.

## **2.2. Kemampuan Menahan Air (Water Holding Capacity)**

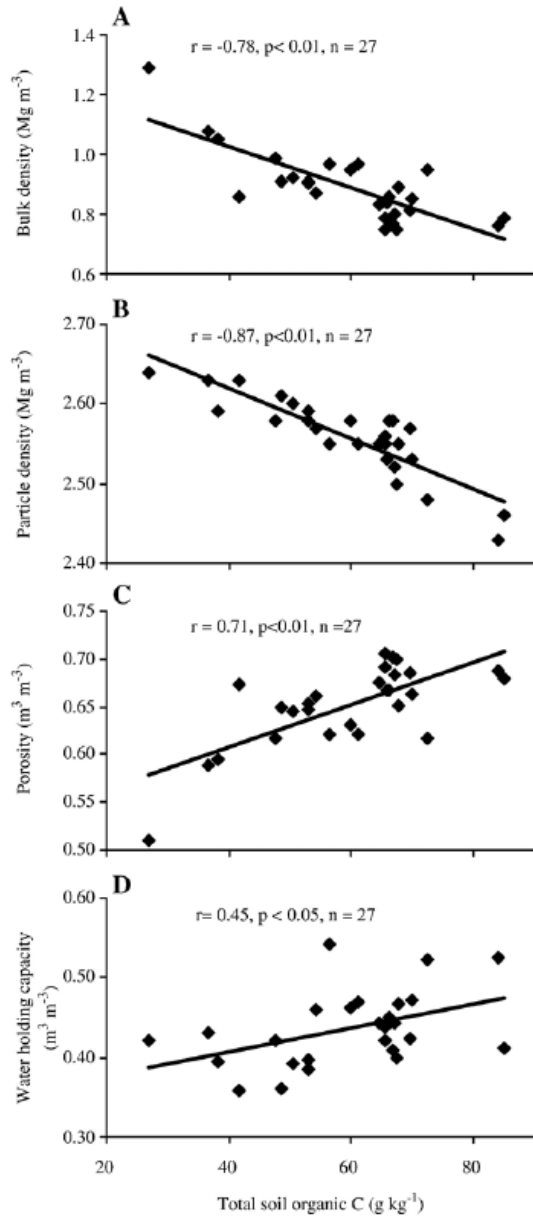
Bahan organik mempengaruhi kemampuan tanah menahan air melalui mekanisme langsung (*direct effect*) dan tidak langsung (*indirect effect*) (Baldock dan Nelson, 2000). Bahan organik mempunyai kemampuan untuk menyerap air 20 kali dari massanya (Stevenson, 1994). Pemberian bahan organik pada permukaan tanah (mulsa) dapat mengurangi evaporasi sehingga dapat mengurangi kehilangan air tanah karena penguapan. Secara tidak langsung,

penambahan bahan organik di tanah akan mempengaruhi proses agregasi dan sebaran pori tanah sehingga menyebabkan perubahan kemampuan tanah dalam menyimpan air.

Salah satu sifat fisika tanah yang penting dalam kesuburan tanah adalah kemampuan tanah untuk menyimpan dan menyediakan air dan udara untuk pertumbuhan tanaman. Kemampuan atau kapasitas tanah untuk menyimpan air dikenal dengan istilah kemampuan tanah menyimpan air (*water holding capacity*). Jumlah air yang tersedia/dapat diambil oleh tanaman merupakan selisih/perbedaan antara kandungan air tanah dalam kondisi basah yang maksimum (kapasitas lapang pada matric suction of -10 kPa) dan kandungan air tanah yang tidak dapat diambil oleh tanaman (titik layu permanen, *matric suction of* -1500 kPa). Kemampuan tanah menahan air pada dasarnya ditentukan oleh jumlah pori dan sebaran ukuran pori di dalam tanah serta luas permukaan butiran tanah (*specific surface areas*) (Krull et al., 2005).

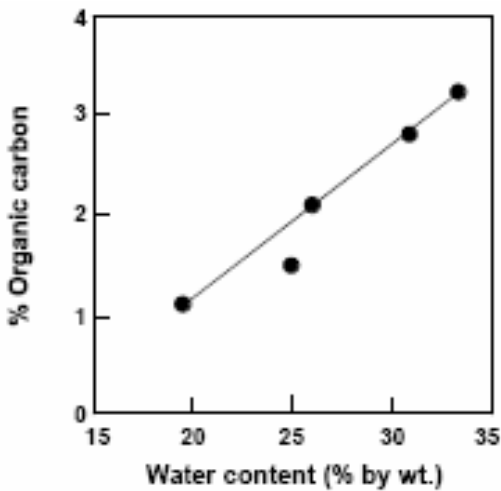
Pemberian bahan organik di tanah menyebabkan meningkatnya agregasi tanah dan penurunan berat isi tanah (*bulk density*) yang pada akhirnya meningkatkan jumlah pori tanah, terutama pori-pori tanah yang berukuran kecil dan mempunyai kemampuan menahan air (Khalel et al., 1981; Haynes dan Naidu, 1998). Data dari Gang-li et al. (2007) menunjukkan perubahan sifat fisika tanah dengan perubahan kandungan bahan organik tanah yang akhirnya meningkatkan kandungan air tersedia (Gambar 2-3).





Gambar 2-3. Hubungan antara perubahan kandungan karbon organik dengan berat isi, porositas dan kemampuan tanah menyimpan air (Gang-li et al., 2007)

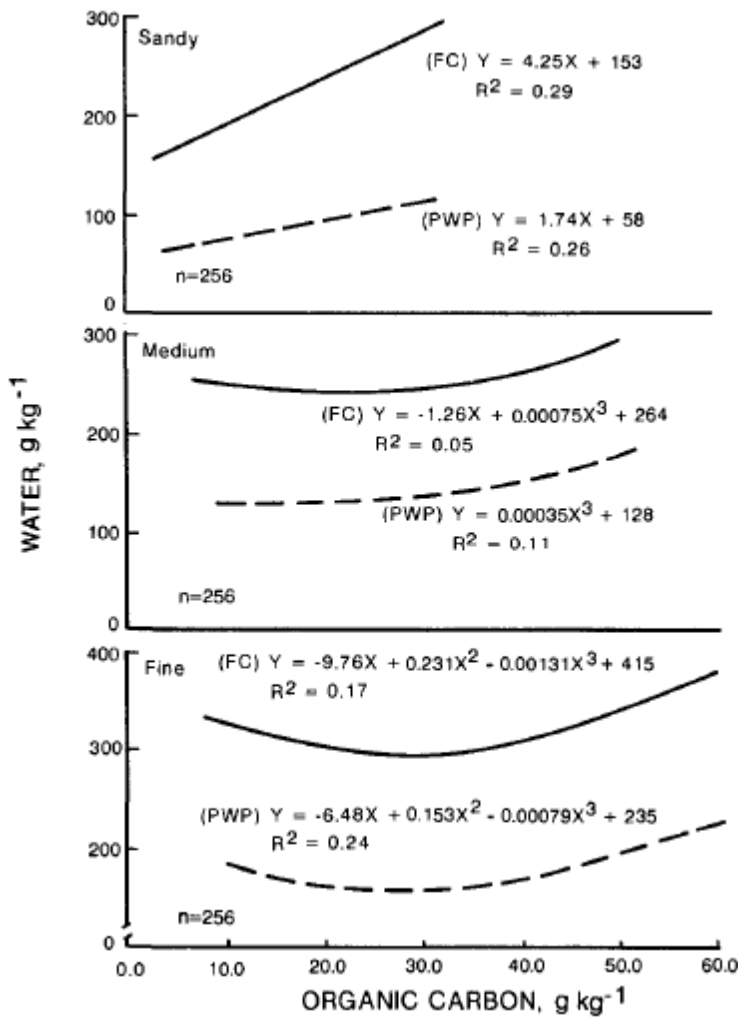
Haynes dan Naidu (1998) melaporkan bahwa peningkatan kandungan karbon organik di tanah meningkatkan kemampuan tanah menahan air. Peningkatan kandungan bahan organik tanah sebesar 1% dapat meningkatkan 1.5% volume air tanah pada kondisi kapasitas lapang (Wolf dan Snyder, 2003). Emerson dan McGarry (2003) menyatakan peningkatan per gram karbon organik di tanah pada tekanan -10 kPa mampu meningkatkan kandungan air tanah sebesar 50%. Peningkatan kemampuan tanah dalam menyimpan air ini lebih disebabkan karbon organik dari eksudat ektomikoriza berperan sebagai bahan pengikat partikel-partikel tanah untuk merubah ukuran pori tanah sehingga mampu meningkatkan kapasitas tanah dalam menyimpan air.



Gambar 2-4. Hubungan antara kandungan karbon organik dengan kandungan air tanah pada pada kapasitas lapang di tanah berdebu (Emerson dan McGarry, 2003).

Pengaruh bahan organik terhadap kemampuan tanah dalam menyimpan air bervariasi berdasarkan tekstur tanah. Pengaruh perubahan kandungan bahan organik terhadap kemampuan tanah

menahan air ternyata lebih sensitif pada tanah yang bertekstur kasar dibandingkan pada yang bertekstur halus. Bahkan pada tanah dengan kandungan liat yang relatif tinggi, kemampuan tanah menahan air menurun dengan meningkatnya kandungan bahan organik tanah. Bauer dan Black (2002) meneliti pengaruh kandungan karbon organik tanah terhadap kemampuan tanah menahan air pada tiga tanah yang berbeda teksturnya: kasar, sedang dan halus. Hasil penelitian Bauer dan Black (2002) mengindikasikan bahwa perubahan kandungan air yang terbesar karena perubahan kandungan bahan organik diamati pada tanah yang bertekstur kasar. Hasil analisis statistik menunjukkan bahwa 75% perubahan kemampuan tanah menahan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen pada tanah bertekstur kasar dipengaruhi oleh perubahan kandungan karbon organik tanah. Pengaruh kandungan karbon organik terhadap peningkatan kandungan air pada tanah berpasir lebih besar pada kapasitas lapang dibanding pada titik layu permanen, sedangkan pada tanah bertekstur sedang dan halus perubahan kandungan air pada kapasitas lapang sama dengan pada titik layu permanen (Gambar 2-4). Gambar 2-4 juga memperlihatkan bahwa tidak ada perubahan signifikan kandungan air dengan peningkatan kandungan karbon organik sampai  $30 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah pada tanah dengan tekstur sedang. Pada tanah bertekstur halus, kandungan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen menurun ketika kandungan karbon organik mencapai sekitar  $30 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah, dan baru meningkat dengan perubahan kandungan C organik dari  $30 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah menjadi  $60 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah (Gambar 2-4).



Gambar 2-5. Hubungan antara kandungan karbon organik dan perubahan kandungan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen pada tanah dengan tekstur yang berbeda (Bauer dan Black, 2002).

Pengaruh bahan organik terhadap kemampuan tanah menahan air yang bervariasi berdasarkan tekstur tanah juga dilaporkan oleh

Khaleel et al. (1981) dan Haynes dan Naidu (1998). Berbeda dengan hasil yang dilaporkan oleh Bauer dan Black (2002), respon peningkatan kandungan air tanah dengan meningkatnya kandungan bahan organik lebih besar pada kondisi kapasitas lapang dibanding pada titik layu permanen, sedangkan pada tanah bertekstur kasar peningkatan kandungan air yang lebih besar terjadi pada kondisi titik layu permanen. Perbedaan respon ini disebabkan perbedaan mekanisme yang mempengaruhi peningkatan kandungan air pada kondisi kapasitas lapang dan titik layu permanen. Peningkatan kandungan air pada tanah yang diberi bahan organik pada kapasitas lapang disebabkan peningkatan jumlah pori mikro tanah dengan penurunan berat isi (*bulk density*) tanah dengan peningkatan bahan organik tanah. Pada titik layu permanen kandungan air tanah ditentukan oleh luas permukaan dan ketebalan lapisan selaput air, di mana pemberian bahan organik akan meningkatkan luas permukaan spesifik sehingga meningkatkan kemampuan tanah menahan air pada tekanan yang relatif tinggi (Khaleel et al., 1981).

Berdasarkan konsep ketersediaan air untuk tanaman yang ditetapkan berdasarkan selisih kandungan air pada titik layu permanen dan kapasitas lapang, pengaruh pemberian bahan organik terhadap ketersediaan air untuk tanaman sering dianggap tidak signifikan. Tsadilas et al. (2005) meneliti perubahan sifat fisika tanah karena pemberian limbah organik yang dilakukan setiap tahun selama 3 tahun pada tanah dengan tekstur lempung berliat. Kandungan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen mengalami peningkatan dengan peningkatan jumlah bahan organik yang diaplikasikan, tetapi ketersediaan air untuk tanaman relatif tidak berubah dan baru meningkat setelah jumlah bahan organik yang diberikan mencapai 50 ton ha<sup>-1</sup> (Tabel 2.1). Khaleel et al. (1981) dan Haynes dan Naidu (1998) juga melaporkan bahwa kandungan air pada kapasitas lapang dan titik layu permanen mengalami peningkatan dengan peningkatan kandungan bahan organik, tetapi

ketersediaan air untuk tanaman relatif tidak berubah. Tidak berubahnya jumlah air yang tersedia untuk tanaman setelah penambahan bahan organik ke tanah akan semakin jelas setelah dihitung berdasarkan perbandingan massa air dan volume tanah. Penurunan berat isi tanah dengan pemberian bahan organik menurunkan massa air per satuan volum tanah yang tersedia bagi tanaman.

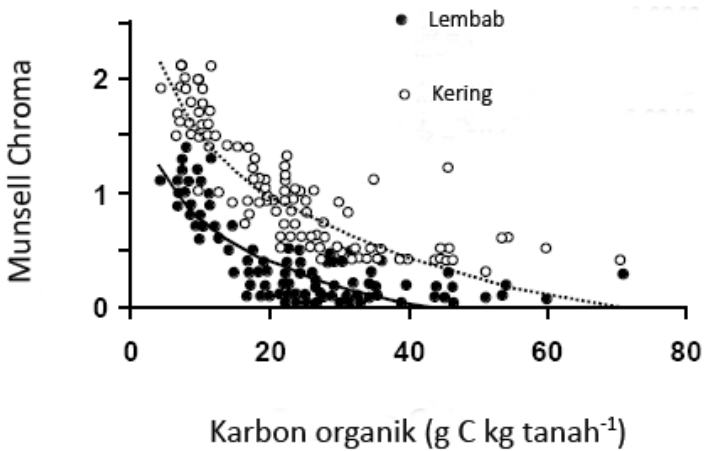
Tabel 2-1. Pengaruh jumlah bahan organik terhadap beberapa sifat fisika tanah (Tsadilas et al., 2005)

Jumlah bahan organik (ton ha <sup>-1</sup> )	Berat isi tanah (g cm <sup>-3</sup> )	Kandungan air (g g <sup>-1</sup> )		Air tersedia (g g <sup>-1</sup> )
		Kapasitas lapang	Titik layu permanen	
0	1.41	27,46	14,23	53,13
10	1.32	29,46	16,01	53,25
30	1.30	30,00	16,51	53,41
50	1.27	33,85	18,39	58,62

### 2.3. Warna Tanah

Warna tanah sering digunakan sebagai penciri dalam sisten klasifikasi tanah, misalkan untuk mengklasifikasikan orde Mollisols pada sistem taksonomi tanah USDA. Tanah dengan kualitas baik umumnya berwarna coklat gelap pada permukaan, yang umumnya berhubungan dengan kandungan bahan organik yang relatif tinggi, stabilitas agregat dan kesuburan yang tinggi (Peveril et al. 1999). Schulze et al. (1993) melaporkan pada tanah dengan lansekap dan kelas tekstur yang sama, warna tanah berdasarkan *Munsell Soil Colour* berkorelasi dengan kandungan bahan organik tanah pada horizon Ap (Gambar 2-6). Hasil studi oleh Konen et al. (2003) yang meneliti 130 horison Ap juga menunjukkan bahwa kandungan bahan organik tanah mempunyai hubungan dengan warna tanah. Hasil penelitian ini juga menunjukkan bahwa warna tanah tidak saja dipengaruhi oleh kandungan bahan organik, tetapi juga oleh tekstur

tanah dan mineralogi tanah. Berbeda dengan hasil penelitian Schulze et al. (1993), hubungan antara bahan organik dan warna tanah pada hasil penelitian Konen et al. (2003) mengikuti kurva logaritma (Gambar 2-6).



Gambar 2-6. Hubungan antara warna tanah berdasarkan *Munsell Soil Colour Chart* dengan kandungan bahan organik (Konen et al., 2003).

Warna tanah yang coklat gelap tidak saja digunakan untuk tujuan klasifikasi tanah, tetapi juga berpotensi untuk meningkatkan temperatur tanah yang pada akhirnya akan meningkatkan proses biologi di dalam tanah (Baldock dan Nelson, 1999). Dari seluruh energi matahari yang dipancarkan, hanya 10% yang diserap oleh tanah dan digunakan untuk meningkatkan temperatur tanah. Tanah dengan warna yang lebih gelap akan menyerap panas lebih banyak dibanding tanah dengan warna yang cerah. Akan tetapi tanah dengan warna yang lebih gelap tidak selalu mempunyai temperatur yang lebih tinggi. Tanah berwarna gelap umumnya mempunyai kandungan bahan organik yang relatif tinggi, juga menyerap air lebih banyak sehingga diperlukan energi lebih banyak untuk meningkatkan

temperatur tanah berwarna gelap dibanding dengan yang lebih cerah (Brady, 1990). Perubahan temperatur tanah pada dasarnya dipengaruhi oleh interaksi beberapa sifat tanah seperti kadar air, berat isi tanah (*bulk density*), tekstur tanah, dan warna tanah yang merupakan fungsi dari kandungan bahan organik tanah. Hasil studi oleh Abu-Hamdeh dan Reeder (2000) menemukan bahwa konduktivitas panas tanah (*soil thermal conductivity*) merupakan fungsi dari kombinasi antara tekstur, kadar air, konsentrasi garam dan kandungan bahan organik tanah.



## BAB III. FUNGSI KIMIA BAHAN ORGANIK TANAH

### 3.1. Kapasitas Tukar Kation

Kapasitas tukar kation (KTK) didefinisikan sebagai kapasitas atau kemampuan tanah untuk menjerap (memegang) kation-kation tukar dan mengindikasikan jumlah muatan negatif per massa tanah. Tanah dengan KTK yang tinggi sering dianggap lebih baik dalam hal kesuburan tanah karena mempunyai kemampuan yang tinggi dalam menjerap/menahan unsur hara dalam bentuk kation. KTK tanah ditentukan oleh muatan negatif tanah yang dapat berupa muatan tanah permanen (*permanent charge*) dan muatan yang dapat berubah (*variable charge*). Muatan permanen berasal dari substitusi isomorfik pada struktur mineral liat (liat tipe 2:1) ketika Al digantikan oleh Mg atau Si digantikan oleh Al. Muatan dapat berubah ditentukan oleh mineral liat dan kandungan bahan organik. Besarnya KTK tanah dinyatakan dengan satuan senti mol muatan positif tanah (centimols of positive charge per kilogram of soil) –  $\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$  dan nilai setara dengan satuan yang digunakan sebelumnya,  $\text{me} \cdot 100 \text{ g}^{-1}$  tanah.

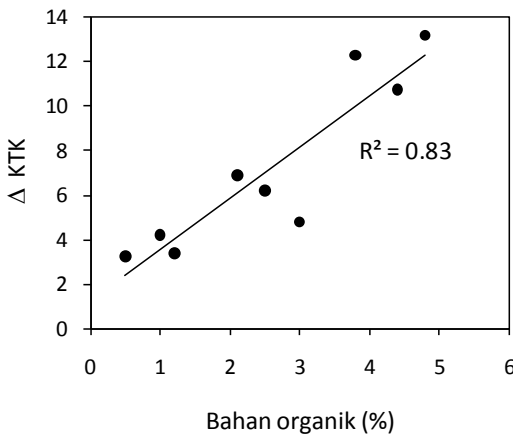
Muatan negatif tanah yang berasal dari bahan organik terjadi melalui proses dissosiasi gugus-gugus fungsional seperti gugus karboksilat, fenolik, quinik, dan hidroksil. Kontribusi bahan organik terhadap muatan negatif tanah sebagian besar dari dissosiasi gugus karboksilat dengan pKa yang berkisar antara 4-5 (Zhang dan Zhao, 1997). Gugus karboksilat dan hidroksil menyumbang 50% dan 30% dari total muatan negatif tanah pada tanah humus (Yu, 1976). Glycine dan alanine yang merupakan gugus fungsional dari bahan organik yang juga berperan dalam menyumbangkan muatan negatif tanah. Akan tetapi, karena kecenderungan untuk berinteraksi dengan mineral, misalnya dengan Al dan Fe, kemampuan bahan organik untuk

menyumbang KTK tanah sering tidak diharapkan sebagaimana berdasarkan kandungan gugus karboksilat di tanah.

Pentingnya bahan organik tanah dalam perubahan KTK tanah ditunjukkan oleh Oades et al. (1989) yang meneliti KTK tanah pada berbagai kedalaman tanah. Oades et al. (1989) menemukan bahwa KTK tanah menurun dengan menurunnya kandungan bahan organik (kandungan liat tidak mengalami perubahan) dengan meningkatnya kedalaman tanah, dengan persamaan sebagai berikut:

$$\text{KTK} = 1,32 + 1,09 \text{ bahan organik tanah } (R^2 = 0,76)$$

Persamaan di atas menunjukkan bahwa peningkatan 1% bahan organik tanah akan meningkatkan satu unit KTK tanah. Penelitian yang dilakukan oleh McGrath et al. (1988) pada tanah berpasir menunjukkan bahwa perubahan bahan organik tanah dari 0,46% menjadi 1,39% meningkatkan KTK tanah dari 75  $\text{cmol}_o \text{ kg}^{-1}$  tanah menjadi 158  $\text{cmol}_o \text{ kg}^{-1}$  tanah.



Gambar 3-1. Hubungan antara perubahan KTK tanah sebelum dan sesudah oksidasi bahan organik ( $\Delta$  KTK) dengan kandungan bahan organik (digambar ulang dari data Clark dan Nichols, 1968).

Teknik lain yang umum digunakan untuk mengetahui pengaruh bahan organik terhadap KTK tanah adalah dengan pengukuran KTK tanah setelah bahan organik pada tanah tersebut dioksidasi. Clark dan Nichols (1968) mengoksidasi bahan organik pada tanah horizon spodik menggunakan  $H_2O_2$  dan KTK tanah ditetapkan setelah oksidasi. Oksalat yang dapat mempengaruhi muatan negatif tanah ditemukan dalam jumlah yang sangat kecil setelah oksidasi bahan organik, dan dianggap tidak mempengaruhi KTK tanah. KTK tanah pada semua contoh tanah yang telah dioksidasi menurun dibanding sebelum dilakukan oksidasi, dan penurunan KTK tanah tersebut bertambah besar dengan bertambahnya kandungan bahan organik tanah (Gambar 3-1).

Interaksi antara bahan organik dan komponen anorganik tanah mempunyai kontribusi yang lebih besar terhadap KTK tanah dibanding bahan organik saja. Tan dan Dowling (1984) menggunakan tanah yang bervariasi terhadap kandungan liat (4,8 – 46,4% liat), kandungan bahan organik (0,12 – 1,7% C), pH tanah (5,3 – 7,95), dan mineralogi liat (kaolinit, vermiculit, illit, montmorillonit). Hasil pengamatan menunjukkan bahwa  $KTK_p$  tanah (KTK tanah yang berasal dari permanent charge) yang terendah diamati pada tanah yang didominasi kaolinit dan bahan organik yang rendah, dan  $KTK_p$  yang tertinggi ditemukan pada tanah yang didominasi montmorillonit. Oksidasi bahan organik tanah menurunkan  $KTK_p$ , yang mengindikasikan adanya pengaruh yang saling bersinergi antara bahan organik dan mineral liat dalam menyediakan situs pertukaran untuk kation-kation tanah.

Soares dan Alleoni (2008) mengamati hubungan antara kandungan C organik dan liat pada 30 tanah tropik di Brazil dengan KTK tanah. Mereka menemukan bahwa 1 g karbon organik mampu menyumbangkan 1,64  $mmol_c$ , sedangkan 100 gram liat hanya mampu menyumbangkan 3,75  $mmol_c$ . Hal ini menunjukkan bahwa kontribusi bahan organik terhadap KTK tanah 44 kali lebih besar

dibanding liat. Bahkan pada tanah Ultisols, kontribusi 1 g karbon organik terhadap KTK tanah mencapai 244 mmol<sub>c</sub> berbanding dengan kontribusi liat yang hanya 1,82 mmol<sub>c</sub> per 1 gram liat. Rendahnya kontribusi liat terhadap KTK tanah ini disebabkan pencucian yang intensif pada Ultisols menyebabkan liat terakumulasi pada horizon B. Hasil penelitian ini mengindikasikan bahwa pada tanah yang mengalami pelapukan lanjut, KTK tanah ditentukan oleh kandungan bahan organik.

Beberapa penelitian telah dilakukan untuk mengetahui komponen bahan organik yang berperan paling besar dalam mempengaruhi KTK tanah. Akan tetapi penelitian-penelitian tersebut belum menghasilkan informasi yang signifikan karena ketidakberhasilan dalam melakukan fraksinasi bahan organik. Haynes dan Naidu (1998) melaporkan bahwa pemupukan dengan kotoran ternak selama 90 tahun meningkatkan kandungan C-organik tanah sebesar 17%, sementara pemupukan pupuk NPK meningkatkan C-organik sebesar 11% dibanding tanah tanpa pemupukan. Konsekuensinya, KTK tanah juga meningkat dengan peningkatan kandungan C-organik tanah. Akan tetapi peningkatan KTK tanah dengan pemupukan NPK lebih besar dibanding dengan tanah yang dipupuk kotoran ternak. Kontribusi bahan organik terhadap KTK tanah dari tanah dengan pupuk NPK mencapai 560 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>, sedangkan dari tanah dengan pupuk kotoran ternak hanya mencapai 381 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>. Lebih besarnya kontribusi bahan organik dengan pemupukan NPK disebabkan bahan organik dengan pemupukan NPK mempunyai proporsi senyawa aromatik yang lebih tinggi dibanding bahan organik dari pemupukan kotoran ternak. Hasil penelitian Haynes dan Naidu (1998) ini mengindikasikan bahwa komponen bahan organik dengan struktur karbon aromatik berperan dalam menentukan KTK tanah. Pengamatan oleh Moody (1994) juga menunjukkan bahwa *Crotalaria* sp dengan kandungan asam karboksilat yang lebih tinggi dibanding residu tanaman mempunyai kemampuan yang lebih besar dalam meningkatkan KTK tanah.

Pentingnya komposisi kimia bahan organik dalam menentukan KTK tanah juga dikemukakan oleh Kaiser et al. (2008) yang meneliti hubungan antara komposisi kimia bahan organik yang diekstrak menggunakan pyrofosfat dengan KTK dari bahan organik yang terekstrak. Bahan organik yang terekstrak dikeringkan menggunakan teknik pengeringan dingin (freeze-drying) dan KTK dari fraksi ini ditetapkan dengan metode perkolasi. Komposisi kimia bahan organik yang terekstrak kemudian diidentifikasi menggunakan Fourier-transform infrared (FTIR) spektroskopi. Hasil Fourier-transform infrared (FTIR) spektroskopi menunjukkan bahwa gugus karboksilat merupakan senyawa dominan pada fraksi yang terekstrak. Kaiser et al. (2008) melaporkan bahwa peningkatan kandungan gugus karboksilat pada fraksi yang terekstrak akan diikuti dengan meningkatnya KTK. Pentingnya gugus karboksilat terhadap KTK tanah juga dilaporkan oleh Parfitt et al. (1995) yang menemukan bahwa gugus karboksilat merupakan penyumbang utama muatan negatif tanah pada 347 tanah horizon A di New Zealand. Pada horizon B yang mengandung allophan KTK tanah menurun karena reaksi kompleksasi antara allophan dengan gugus karboksilat, mengindikasikan pentingnya gugus karboksilat dalam menentukan KTK tanah.

### 3.2. Reaksi (pH) dan Daya Sangga Tanah

Kemasaman tanah atau reaksi (pH) tanah menunjukkan konsentrasi ion  $H^+$  di dalam larutan tanah. Tan (1998) mendefinisikan istilah pH sebagai berikut :

$$pH = \log (H^+) = - \log a_{H^+}$$

dimana  $a_{H^+}$  adalah aktivitas ion  $H^+$ . Pada tanah-tanah masam dijumpai lebih banyak ion  $H^+$  daripada ion  $OH^-$  dan sebaliknya ion  $OH^-$  lebih banyak pada ion  $H^+$  pada tanah-tanah alkalis. Kemasaman tanah dikenal dua macam yaitu kemasaman aktif (aktual) dan kemasaman cadangan (potensial). Kemasaman aktif adalah

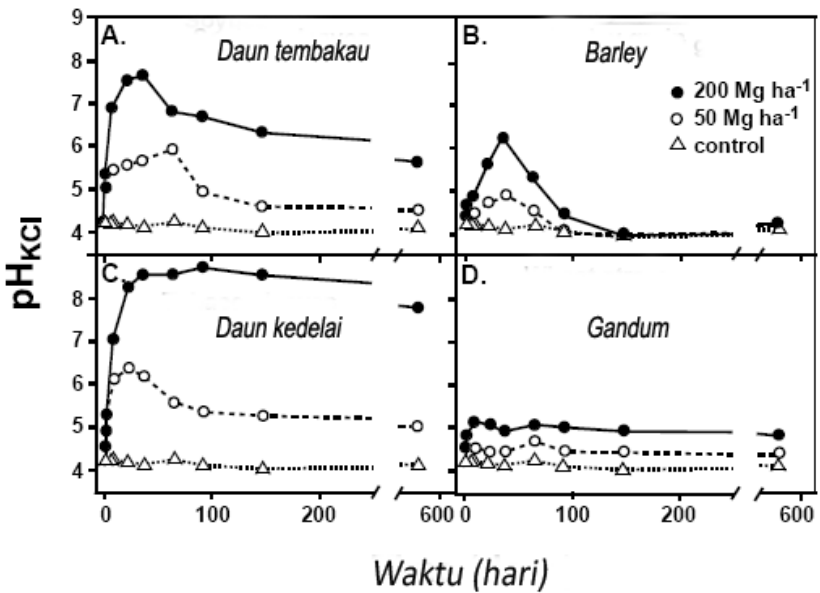
konsentrasi ion  $H^+$  dalam larutan tanah, dan kemasaman cadangan dimaksudkan adalah konsentrasi atau banyaknya ion  $H^+$  yang terjerap pada kompleks pertukaran (Buckman dan Brady, 1982; Hakim *et al.*, 1986).

Kemasaman tanah ditentukan oleh besarnya produksi dan penggunaan ion  $H^+$  dari reaksi-reaksi yang terjadi di dalam tanah (Gower *et al.*, 1995; Conyers *et al.*, 1995; Hruska *et al.*, 1999; Yan *et al.*, 1996). Proses pemasaman tanah terjadi ketika produksi ion  $H^+$  melebihi penggunaan ion  $H^+$  dan sebaliknya penggunaan ion  $H^+$  dalam reaksi kimia di tanah yang melebihi produksi ion  $H^+$  menyebabkan peningkatan pH tanah. Produksi dan penggunaan ion  $H^+$  di dalam tanah pada umumnya terjadi melalui reaksi-reaksi kimia dan biologi yang terjadi secara bersamaan.

Pengaruh bahan organik terhadap pH tanah dilaporkan oleh Wang *et al.* (2000) yang menginkubasi daun dan batang pohon muda hasil pruning menggunakan tanah Oxisol dan Ultisol. Reaksi (pH) tanah pada Ultisol meningkat dari 4,1 menjadi 6,8 (daya sangga tanah Ultisol 45  $mmol\ kg^{-1}$  tanah) dan dari 4,8 menjadi 5,8 pada Oxisol (daya sangga tanah 48  $mmol\ kg^{-1}$  tanah). Konsentrasi Al-tukar dilaporkan mengalami penurunan selama pada akhir masa inkubasi. Wong *et al.* (2000) melaporkan peningkatan pH tanah ini disebabkan netralisasi Al-tukar yang menjadi sumber kemasaman tanah oleh anion-anion organik dari perombakan bahan organik.

Pocknee dan Summer (1997) menginkubasi tanah Ultisol (Hapludult 13% liat, KTK 2,8  $cmol\ (+)\ kg^{-1}$ , karbon organik 8  $g\ kg^{-1}$ ,  $pH_{KCl}$  4,01) dengan bahan organik untuk meneliti pengaruh jenis dan dosis bahan organik terhadap perubahan pH tanah (Gambar 3-2). Semua perlakuan meningkatkan pH tanah setelah beberapa minggu. Besar dan lamanya pengaruh bahan organik terhadap pH tanah bervariasi berdasarkan jenis dan dosis bahan organik yang diberikan, di mana dosis yang lebih tinggi menghasilkan perubahan pH tanah yang lebih besar (Gambar 3-2). Barley dengan total N yang relatif tinggi (28  $g\ N\ kg^{-1}$ ) dan basa tukar yang rendah (256  $mmol\ (+)\ kg^{-1}$ ) menyebabkan

perubahan pH tanah hanya berlangsung dalam durasi yang relatif singkat ( $< 100$  hari). Sebaliknya, kedelai ( $29 \text{ g N kg}^{-1}$  dan  $1297 \text{ mmol (+) kg}^{-1}$ ) dan tembakau ( $29 \text{ g N kg}^{-1}$  dan  $2065 \text{ mmol (+) kg}^{-1}$ ) dengan total N yang sedang dan basa tukar yang sedang dan tinggi mempunyai kurva respon perubahan pH dengan dua fase yang berbeda. Gandum yang mempunyai total N dan basa tukar yang rendah ( $5 \text{ g N kg}^{-1}$  dan  $344 \text{ mmol (+) kg}^{-1}$ ) hanya menghasilkan perubahan pH tanah yang relatif kecil.



Gambar 3-2. Pengaruh jenis dan dosis bahan organik terhadap perubahan pH tanah (modifikasi dari Pocknee dan Summer, 1997).

Penelitian lain yang dilakukan oleh Pocknee dan Summer (1997) menggunakan bahan murni (alanin sebagai pengganti N dan kalsium glukonat sebagai pengganti basa tukar) memberikan hasil yang sama seperti penggunaan residu tanaman. Aplikasi Ca (kalsium glukonat) menghasilkan respon yang sama dengan gandum, pemberian N

(alanin) menghasilkan respon yang sama dengan barley, dan pemberian kombinasi Ca dan N memberikan hasil yang sama seperti aplikasi tembakau dan kedelai. Berdasarkan hasil penelitian ini, Pocknee dan Summer (1997) menyimpulkan bahwa faktor yang menentukan pengaruh bahan organik terhadap pH tanah adalah kandungan basa-basa tukar dan nitrogen pada bahan organik. Hasil yang sama diperoleh oleh Nkhalamba et al. (2003) yang melaporkan bahwa perubahan pH yang lebih tinggi dihasilkan ketika tanah masam diinkubasi dengan residu kedelai ( $2,7 \text{ g N kg}^{-1}$  dan  $122 \text{ cmol (+) kg}^{-1}$ ) dibandingkan dengan residu jagung ( $0,6 \text{ g N kg}^{-1}$  dan  $36 \text{ cmol (+) kg}^{-1}$ ).

Respon pH yang berbeda terhadap pemberian bahan organik juga dilaporkan Haynes dan Mokolobate (2001) yang berdasarkan review beberapa hasil penelitian menyatakan bahwa peningkatan pH tanah karena aplikasi bahan organik terjadi setelah 1-2 bulan pemberian bahan organik, kemudian pH tanah akan menurun. Besarnya peningkatan pH tanah ditentukan oleh jenis bahan organik, jumlah bahan organik dan besarnya daya sangga tanah. Haynes dan Mokolobate (2001) mengemukakan bahwa pengaruh bahan organik terhadap perubahan pH tanah terjadi melalui beberapa mekanisme, yaitu oksidasi dari anion asam organik dari bahan organik, amonifikasi N organik dan adsorpsi spesifik molekul organik.

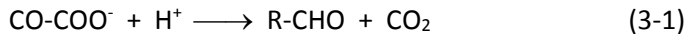
### **3.2.1. Oksidasi Anion Asam Organik**

Kandungan kation pada tanaman umumnya lebih tinggi dibanding anion inorganik, dan untuk menjaga keseimbangan antara kation dan anion tanaman mensintesis anion asam-asam organik seperti oksalat, malat dan sitrat. Oksidasi anion asam-asam organik ini dalam proses dekomposisi residu tanaman mengkonsumsi ion  $\text{H}^+$  dan membebaskan ion  $\text{OH}^-$ , sehingga pH tanah akan meningkat. Peningkatan pH tanah juga terjadi karena proses kompleksasi proton oleh anion asam-asam organik. Mekanisme ini terjadi ketika bahan



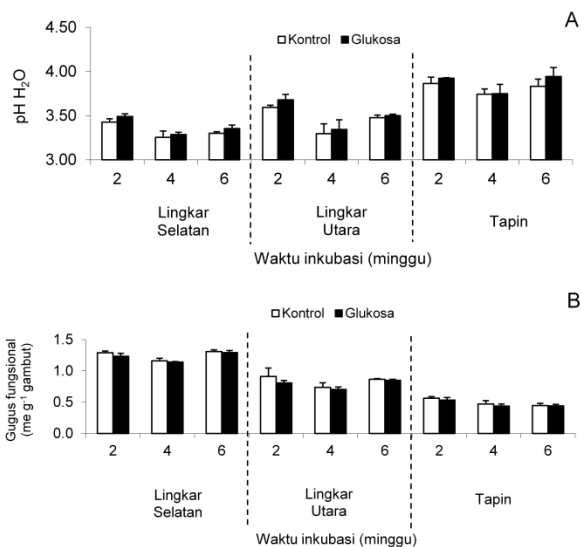
organik yang telah terdekomposisi (kompos, bokasi dan kotoran ternak) ditambahkan ke tanah.

Mekanisme lain adalah dekarboksilisasi anion-anion organik selama proses perombakan bahan organik. Dekarboksilisasi ini mengkonsumsi ion  $H^+$  dan membebaskan  $CO_2$ , seperti digambarkan oleh Yan *et al.* (1995) pada reaksi berikut:



Berdasarkan reaksi di atas, dengan meningkatnya jumlah ion  $H^+$  yang mengalami dekarboksilisasi, jumlah ion  $H^+$  dalam larutan tanah menurun, sehingga pH tanah akan meningkat. Mekanisme ini terjadi ketika bahan organik yang segar diaplikasikan ke tanah.

Dekarboksilisasi anion-anion organik yang menyebabkan kenaikan pH tanah dilaporkan oleh Saidy dan Mariana (2004) yang meneliti hubungan antara perubahan pH tanah dengan perubahan jumlah gugus fungsional. Tergantung dari gambut yang digunakan, pemberian bahan organik yang siap terdekomposisi (glukosa) menyebabkan kenaikan pH dari 3,25 – 3,76 menjadi 3,49 – 3,94 (Gambar 3-3.A). Persamaan reaksi (3-1) menunjukkan bahwa reaksi dekarboksilisasi yang mengkonsumsi  $H^+$  (meningkatkan pH tanah) akan diikuti dengan penurunan jumlah gugus fungsional. Penelitian oleh Saidy dan Mariana (2004) mengkonfirmasi penurunan jumlah gugus fungsional dengan peningkatan pH pada gambut, di mana gugus fungsional pada gambut tanpa penambahan glukosa adalah 0,54–1,49 cmol (+)  $kg^{-1}$  dan menurun menjadi 0,34–1,14 cmol (+)  $kg^{-1}$  pada gambut dengan penambahan glukosa (Gambar 3-3.B). Analisis statistik juga menunjukkan bahwa terdapat korelasi negatif yang signifikan antara perubahan pH tanah dengan perubahan jumlah gugus fungsional ( $r = -0,79$ ;  $P < 0,001$ ), mengindikasikan peningkatan pH gambut akan diikuti dengan penurunan jumlah gugus fungsional.



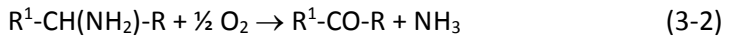
Gambar 3-3. Pengaruh bahan organik terhadap perubahan pH tanah pada gambut (A) dan perubahan gugus fungsional (B) (Saidy dan Mariana, 2004).

Penelitian oleh Saidy dan Mariana (2004) juga melaporkan bahwa penambahan glukosa meningkatkan mineralisasi karbon pada semua gambut yang diujikan. Peningkatan mineralisasi karbon (jumlah C yang dibebaskan dalam bentuk CO<sub>2</sub>) pada gambut dengan penambahan glukosa disebabkan peningkatan jumlah karbon organik yang tersedia langsung sebagai sumber energi bagi mikroorganisme yang berasal dari glukosa. Disamping itu peningkatan jumlah CO<sub>2</sub> pada gambut dengan penambahan glukosa juga disebabkan terjadinya dekarboksilisasi yang membebaskan CO<sub>2</sub>. Berdasarkan reaksi dekarboksilisasi (persamaan reaksi 3.1), peningkatan pH pada gambut setelah diinkubasi akan diikuti dengan peningkatan jumlah CO<sub>2</sub> yang dibebaskan. Hasil uji korelasi menunjukkan bahwa jumlah CO<sub>2</sub> yang dibebaskan berkorelasi nyata ( $r = 0.51$ ;  $P < 0,03$ ) dengan pH gambut setelah inkubasi.

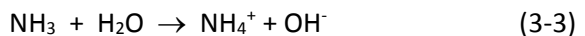
Mekanisme dekarboksilasi yang menyebabkan kenaikan pH setelah penambahan bahan organik juga dilaporkan oleh Yan et al. (1996) yang mengamati kenaikan pH setelah aplikasi glukosa ke tanah pada hari ke-5 setelah inkubasi sampai saat berakhirnya inkubasi. Dekarboksilasi terjadi dalam siklus trikarboksilat ketika oksalosuksinat (*oxalosuccinate*) mengalami dekarboksilasi menjadi 2-oksoglutarat (*2-oxoglutarate*) dengan katalis isositrat-dehydroginase, di mana proses ini juga menghasilkan CO<sub>2</sub>. Yan et al. (1996) melaporkan korelasi yang signifikan antara pH tanah dan produksi CO<sub>2</sub> ( $r = 0,98$ ;  $P < 0.01$ ), mengindikasikan kenaikan pH tanah yang diikuti dengan kenaikan CO<sub>2</sub> yang diproduksi.

### 3.2.2. Amonifikasi nitrogen organik

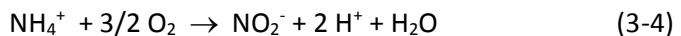
Tahapan pertama dari mineralisasi nitrogen organik adalah deaminisasi yang merupakan reaksi enzimatik, seperti digambarkan oleh Yan *et al.* (1996) sebagai berikut:



dimana R<sup>1</sup> dan R adalah gugus-gugus organik. Tahapan selanjutnya adalah hidrolisis NH<sub>3</sub> (amonifikasi) yang merupakan reaksi yang menyumbangkan ion OH<sup>-</sup>.



NH<sub>4</sub><sup>+</sup> kemudian dioksidasi oleh bakteri *chemoautotrophic* sebagai sumber energi. Reaksi oksidasi (nitrosifikasi) digambarkan sebagai berikut:

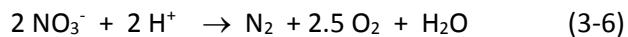


Reaksi ini kemudian dilanjutkan dengan nitrifikasi.



Tergantung dari reaksi mana yang dominan (amonifikasi atau nitrifikasi), reaksi-reaksi yang terjadi dalam siklus N dapat menyebabkan jumlah ion  $H^+$  meningkat, tetap atau berkurang. Amonifikasi menyebabkan lepasnya ion  $OH^-$  ke dalam tanah, sedangkan nitrifikasi merupakan proses yang menghasilkan ion  $H^+$ . Kombinasi amonifikasi [reaksi (3-3)] dan nitrosifikasi [reaksi (3-4)] secara teori akan menghasilkan satu mol  $H^+$  setiap transformasi satu mol nitrogen.

Kemudian  $NO_3^-$  yang dihasilkan dapat direduksi oleh mikroorganisme menjadi  $N_2$  atau nitrous oksida dalam suasana anaerobik (denitrifikasi). Bolan dan Hedley (2003) menggambarkan reaksi denitrifikasi sebagai berikut:

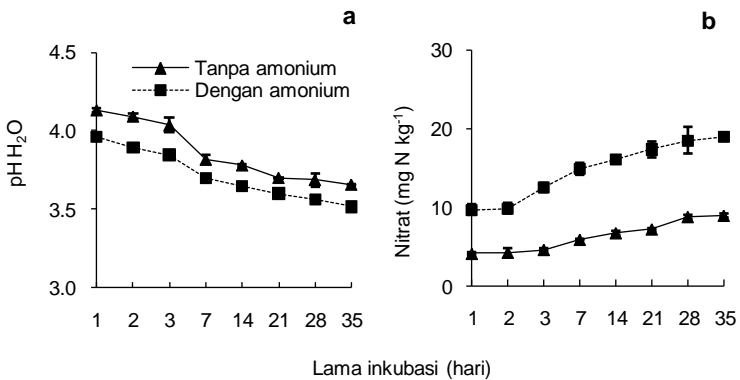


Reaksi (3-6) menunjukkan bahwa denitrifikasi meningkatkan pH tanah karena mengkonsumsi 2 mol ion  $H^+$  untuk reduksi setiap 2 mol  $NO_3^-$ .

Saidy *et al.* (2007) meneliti pengaruh nitrifikasi terhadap perubahan pH tanah melalui percobaan di laboratorium, di mana gambut dengan penambahan dan tanpa penambahan amonium diinkubasi di laboratorium untuk penetapan pH dan konsentrasi nitrat selama inkubasi 35 hari. Reaksi (pH) pada gambut dengan penambahan amonium lebih rendah dibanding pada gambut tanpa penambahan amonium (Gambar 3-4). Pada gambut tanpa penambahan amonium pH pada gambut mengalami penurunan dari 4,13 menjadi 3,66 selama masa inkubasi, sedangkan pH pada gambut dengan penambahan amonium mengalami penurunan dari 3,96 menjadi 3,53.

Penurunan pH pada gambut selama masa inkubasi pada gambut dengan dan tanpa penambahan amonium disebabkan karena adanya pelepasan ion hidrogen ( $H^+$ ) dari proses nitrifikasi. Terjadinya proses nitrifikasi yang menyumbangkan ion  $H^+$  pada kedua gambut ini pada

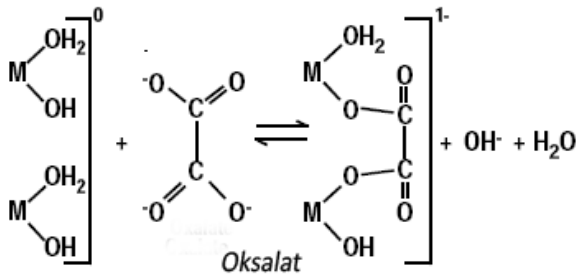
semua pengamatan diindikasikan dengan peningkatan konsentrasi  $\text{NO}_3^-$  pada kedua gambut selama masa inkubasi. Kontribusi ion  $\text{H}^+$  dari nitrifikasi juga diindikasikan dengan lebih tingginya konsentrasi nitrat pada gambut dengan penambahan amonium dibanding pada gambut tanpa penambahan amonium. Pada gambut dengan penambahan amonium konsentrasi nitrat meningkat dari  $4,15 \text{ mg N kg}^{-1}$  pada awal inkubasi menjadi  $8,94 \text{ mg N kg}^{-1}$  pada akhir inkubasi, sedangkan peningkatan konsentrasi nitrat pada gambut dengan penambahan amonium berkisar dari  $9,71 \text{ mg N kg}^{-1}$  pada awal inkubasi menjadi  $18,98 \text{ mg N kg}^{-1}$  pada akhir inkubasi (Gambar 3-4). Hasil uji korelasi menunjukkan bahwa konsentrasi nitrat berkorelasi negatif nyata ( $r = 0,65$ ;  $P < 0.01$ ) dengan pH gambut, menunjukkan meningkatnya konsentrasi nitrat akan diikuti dengan penurunan pH gambut. Terjadinya penurunan pH tanah yang diikuti dengan peningkatan kandungan nitrat setelah pemberian amonium sebagai substrat untuk nitrifikasi juga dilaporkan pada beberapa penelitian lain (Strong *et al.*, 1997; Ste-Marie dan Pare, 1999).



Gambar 3-4. Perubahan pH (a) dan konsentrasi nitrat (b) pada gambut dengan dan tanpa pemberian amonium setelah 35 hari inkubasi (Saidy *et al.*, 2007).

### 3.2.3. Adsorpsi spesifik molekul organik

Adsorpsi spesifik antara substansi humus atau asam-asam organik (produk dari dekomposisi bahan organik) dengan oksida-hidroksida Al dan Fe membebaskan ion  $\text{OH}^-$  (Gambar 3-5). Proses ini serupa dengan mekanisme pengapuran ketika gipsum ditambahkan ke tanah, dan ion  $\text{OH}^-$  dibebaskan ke tanah melalui serapan  $\text{SO}_4^{2-}$ . Adsorpsi spesifik terjadi ketika gugus  $\text{OH}_2^{0,5+}$  dan  $\text{OH}^-$  pada permukaan oksida Al atau Fe digantikan oleh gugus  $-\text{OH}$  dan  $-\text{COOH}$  hasil perombakan bahan organik melalui reaksi pertukaran ligan (*ligand exchange*) yang menyebabkan stabilisasi bahan organik pada permukaan oksida Al atau Fe.



Gambar 3-5. Adsorpsi spesifik oksalat pada permukaan oksida-hidroksida Al atau Fe (digambar ulang dari Haynes dan Mokolobate, 2001).

### 3.3. Daya Sangga Tanah

Daya sangga tanah merupakan aspek yang sangat penting dalam kesehatan tanah, terutama yang berkaitan dengan stabilitas pH tanah (mencegah terjadinya fluktuasi pH tanah) dan menentukan jumlah bahan kimia (kapur atau sulfur) yang ditambahkan ke tanah untuk merubah pH tanah. Daya sangga tanah dapat didefinisikan sebagai kemampuan atau ketahanan tanah terhadap perubahan pH tanah ketika konsentrasi asam atau basa di dalam sistem tanah bertambah.

Fungsi bahan organik yang berkaitan dengan daya sangga dan pH tanah terjadi karena keberadaan gugus-gugus fungsional seperti karboksilat, fenolik, alkohol, amina dan amida.

Daya sangga tanah pada kisaran pH 5,0 – 7,5 ditentukan oleh reaksi pertukaran dengan mineral liat dan gugus fungsional bahan organik berfungsi untuk menetralisasi  $H^+$  atau  $OH^-$ . Daya sangga tanah sangat ditentukan oleh substansi-substansi atau komponen-komponen pada tanah. Perbedaan mineralogi tanah dan keberadaan oksida-hidroksida Al dan Fe akan menentukan daya sangga tanah. Pada pH tanah yang rendah  $Al^{3+}$  dan hidroksida aluminium memblok situs pertukaran pada mineral liat dan humus dan menyebabkan penurunan daya sangga tanah, sehingga diperlukan pengapuran untuk meningkatkan pH tanah.

Tabel 3-1. Daya sangga tanah beberapa komponen tanah pada kisaran pH 3,5 – 8,0 (modifikasi dari Bloom, 1999).

Komponen Tanah	Daya Sangga (cmol (+) $kg^{-1}$ )
Smektit	80 – 150
Vermikulit	150 – 200
Illit	20 – 40
Kaolinit	1 – 5
Alofan/imogolit	20 - 50
Oksida dan hidroksida Fe dan Al	5 – 40
Bahan organik	200
$CaCO_3$	2000

Daya sangga tanah umumnya lebih tinggi pada permukaan tanah yang kaya bahan organik dibanding pada sub-horison tanah yang umumnya mengandung bahan organik yang rendah. James dan Riha (1986) melaporkan daya sangga tanah pada tanah dengan bahan organik yang tinggi seperti di hutan dapat mencapai 18,0 – 36,0 cmol

(+)  $\text{kg}^{-1}$  dibanding pada tanah mineral dengan bahan organik yang rendah yang hanya mencapai 1,5 – 3,5 (+)  $\text{kg}^{-1}$ . Tabel 3-1 memperlihatkan bahwa daya sangga dari bahan organik sama dengan atau lebih tinggi dari komponen tanah lain, dengan pengecualian  $\text{CaCO}_3$ . Proses pemasaman tanah dapat terjadi pada tanah yang didominasi oleh illit dan kaolinit, yang umumnya ditemukan pada tanah yang mengalami pelapukan lanjut dengan kandungan bahan organik yang rendah, karena mineral liat tipe ini memang mempunyai daya sangga yang rendah.

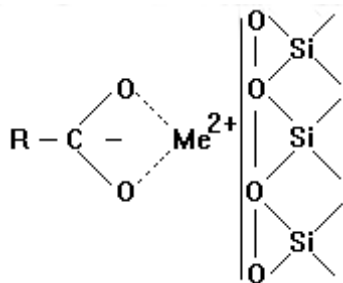
Korelasi yang signifikan antara daya sangga tanah dan kandungan bahan organik tanah ditemukan pada beberapa penelitian, diantaranya oleh Cayely et al. (2002) yang melaporkan pentingnya peranan bahan organik dalam mempertahankan pH tanah ketika terjadi proses pemasaman tanah melalui pemupukan. Cayely et al. (2002) melaporkan terjadinya penurunan pH tanah sebesar 0,005 pH  $\text{CaCl}_2$  tahun<sup>-1</sup> dan 0,008 pH  $\text{H}_2\text{O}$  tahun<sup>-1</sup> pada tanah yang mendapat pemupukan superfosfat selama 20 tahun. Perubahan pH tanah yang kecil ini disebabkan keberadaan bahan organik yang relatif tinggi (4,6% pada kedalaman 0-10 cm) dan tidak berubah selama 20 tahun, yang pada akhirnya menyebabkan tingginya daya sangga tanah (41 cmol (+)  $\text{ha}^{-1}$  unit pH pada kedalaman 0-10 cm).

### 3.4. Jerapan dan Kompleksasi

Reaksi jerapan dan kompleksasi yang melibatkan bahan organik merupakan reaksi yang sangat penting di tanah. Salah satu proses jerapan dan kompleksasi yang penting adalah interaksi antara bahan organik dan mineral liat dan oksida-hidroksida Al dan Fe yang merupakan mekanisme proteksi dan stabilisasi bahan organik dari proses dekomposisi. Proses kompleksasi yang menyebabkan penurunan konsentrasi logam-logam berat dan polutan organik di tanah sehingga sifat toksiknya berkurang juga ditentukan oleh keberadaan bahan organik. Kompleksasi dan jerapan logam berat di tanah juga menentukan ketersediaan hara fosfor di tanah.



Salah satu mekanisme stabilisasi bahan organik di tanah berdasarkan pada reaksi jerapan dan pengikatan (*binding*) bahan organik tanah dengan pada permukaan mineral-mineral tanah. Karena proses yang terlibat dalam mekanisme ini terjadi melalui reaksi kimia, sehingga stabilisasi bahan organik melalui mekanisme ini dikenal sebagai mekanisme kimia. Interaksi antara bahan organik tanah dengan mineral-mineral liat dan oksida Al dan Fe di tanah terjadi melalui beberapa mekanisme yang meliputi interaksi anion-kation (*columbic interaction*) (ikatan hidrogen, pertukaran anion dan kation, pertukaran ligan, dan jembatan kation) dan interaksi non-anion-kation (*non-columbic interaction*) (interaksi van der Waals) (Kendall and Lower, 2004; Sutton and Sposito, 2006; Mikutta et al., 2007; Honghai et al., 2008). Meskipun setiap mekanisme jerapan mensyaratkan kondisi yang spesifik, Mikutta et al. (2007) melaporkan bahwa molekul bahan organik terjerap pada permukaan mineral liat dan oksida Al dan Fe melalui beberapa mekanisme jerapan yang terjadi bersamaan.



Gambar 3-6. Jembatan kation (*cation bridging*) yang menghubungkan antara muatan negatif dari bahan organik (gugus karboksilat) dan muatan negatif permukaan mineral liat. Kation  $Me^{2+}$  berperan sebagai jembatan antara dua muatan negatif.

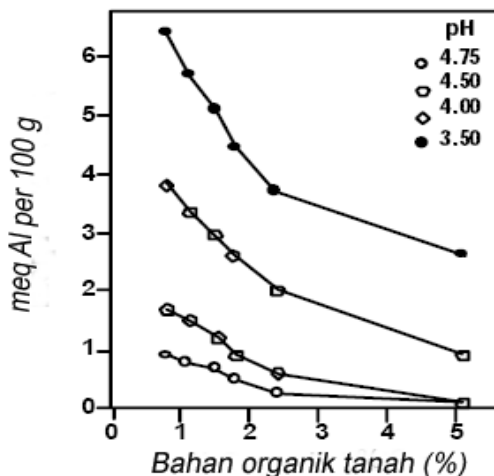
Anion-anion organik dapat dijerap oleh partikel-partikel liat melalui mekanisme jembatan kation (*cation bridging*). Satu muatan positif dari kation dua atau tiga valensi berikatan dengan muatan negatif

bahan organik dan muatan positif yang lain berikatan dengan muatan negatif dari permukaan mineral liat (Gambar 3-6). Dalam reaksi ini, kation multivalensi ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  dan  $\text{Mg}^{2+}$ ) berfungsi sebagai jembatan penghubung antara muatan negatif partikel-partikel liat dan bahan organik. Kekuatan jerapan bahan organik pada mineral liat yang terjadi melalui mekanisme ini ditentukan oleh valensi kation yang berfungsi sebagai jembatan, yang oleh Bohn et al. 2001 diurutkan sebagai berikut:  $\text{Al}^{3+} > \text{Fe}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ .

Reaksi kompleksasi dan jerapan yang melibatkan bahan organik ditentukan oleh pH tanah. Hal ini disebabkan keberadaan gugus-gugus fungsional karbon organik seperti  $-\text{OH}$ ,  $\text{NH}_2$ ,  $-\text{NHR}$ ,  $-\text{CONH}_2$  dan  $-\text{COOR}$  yang terlibat dalam reaksi jerapan di tanah tergantung dari pH tanah. Jerapan yang maksimum antara bahan organik dan mineral-mineral liat melalui mekanisme pertukaran ligan terjadi pada kisaran pH tanah 4,5 – 4,7 (Gu et al., 1994). Kisaran pH tanah ini berhubungan dengan nilai pKa dari gugus karboksilat di tanah. Karena proses jerapan ini terjadi dalam kondisi asam, sehingga pertukaran ligan antara gugus  $\text{OH}^-$  pada sisi mineral liat dengan gugus karboksil dan fenolik bahan organik dianggap sebagai mekanisme penting stabilisasi karbon pada tanah-tanah masam (Kleber et al., 2005).

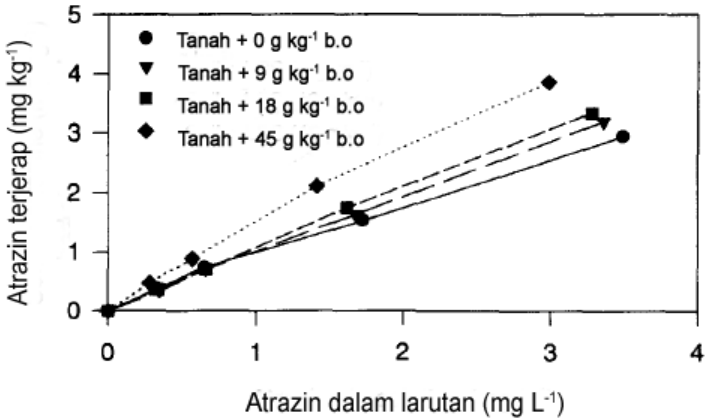
Kompleksasi logam berat seperti Al dan Fe pada tanah masam atau Ca pada tanah alkali menentukan ketersediaan hara di tanah, terutama unsur fosfat. Reaksi antara bahan organik dengan Al, Fe dan Ca meningkatkan ketersediaan P di dalam tanah melalui dibloknya sisi reaktif Al, Fe dan Ca oleh bahan organik. Penelitian oleh Oades et al. (1989) menunjukkan penurunan jumlah P yang dijerap tanah dengan peningkatan bahan organik tanah. Serapan maksimum fosfat pada tanah pertanian lebih tinggi ( $800 \text{ mg P kg}^{-1}$ ) dibanding pada tanah hutan ( $560 \text{ mg P kg}^{-1}$ ) dikarenakan tanah pertanian mengandung bahan organik yang lebih rendah ( $38 \text{ g C kg}^{-1}$ ) dibanding tanah hutan ( $68 \text{ g C kg}^{-1}$ ).

Proses jerapan dan kompleksasi antara bahan organik tanah dengan logam-logam berat menyebabkan penurunan konsentrasi logam-logam berat di tanah, sehingga toksisitas di tanah berkurang. Peranan bahan organik tanah dalam menurunkan konsentrasi Al dilaporkan oleh Thomas (1975) yang mengamati hubungan antara perubahan konsentrasi Al-tukar dan kandungan bahan organik pada pH tanah yang berbeda. Pada kandungan bahan organik yang paling tinggi (5%), konsentrasi Al-tukar berada pada kisaran yang paling rendah pada semua pH tanah (Gambar 3-7). Perbedaan pH tanah menyebabkan perbedaan pengaruh kandungan bahan organik terhadap penurunan konsentrasi Al-tukar, di mana pada tanah yang sangat masam (pH 3,50) pengaruh bahan organik lebih besar dibanding pada tanah yang agak masam (pH 4,75). Pada tanah dengan pH 3,50, pengaruh bahan organik yang terbesar diamati pada kisaran 0,8 – 2,5% yang memperlihatkan peningkatan 1-2% kandungan bahan organik menyebabkan penurunan konsentrasi Al tukar dari 6 menjadi 4,2 meq per 100 g (Gambar 3-7).



Gambar 3-7. Pengaruh bahan organik tanah terhadap Al-tukar pada beberapa pH tanah (digambar ulang dari Thomas, 1975).

Bahan organik tanah juga mempengaruhi jerapan herbisida dan pestisida di tanah. Arti penting jerapan pestisida dan herbisida di tanah meliputi: (a) penurunan interaksi antara herbisida dan pestisida dengan biota tanah, (b) berkurangnya toksisitas senyawa-senyawa pada herbisida dan pestisida, dan (c) menjadikan pestisida dan herbisida immobil di tanah sehingga mengurangi terjadi pergerakan senyawa tersebut di tanah melalui proses pencucian (Gevao et al., 2000). Jerapan pestisida dan herbisida yang dipengaruhi bahan organik terjadi melalui beberapa mekanisme, yaitu: ikatan ion, hidrogen, kovalen, hidrofobik, van der Waals dan pertukaran ligan.



Gambar 3-8. Jerapan atrazin pada tanah dengan penambahan bahan organik dalam jumlah yang berbeda (Celis et al., 1998).

Celis et al. (1998) mengamati jerapan atrazin, *basic-ionic* pestisida, pada tanah dengan penambahan bahan organik melalui percobaan kurva jerapan atrazin (*batch experiment*) yang menggunakan model Freundlich. Hasil penelitian menunjukkan bahwa jumlah atrazin yang terjerap pada tanah dipengaruhi oleh jumlah bahan organik di tanah. Peningkatan jumlah bahan organik di tanah menyebabkan

peningkatan bagian-bagian yang reaktif terhadap jerapan sehingga terjadi peningkatan jumlah pestisida yang terjerap (Gambar 3.8). Pengaruh bahan organik terhadap jerapan pestisida di tanah ditentukan oleh tingkat dekomposisi dan komponen bahan organik tanah. Bahan organik yang telah mengalami pelapukan lanjut lebih reaktif terhadap pestisida bahan organik yang tidak mengalami pelapukan (Senesi et al., 1992). Bahan organik yang mengalami pelapukan lanjut umumnya terdiri dari beberapa komponen seperti asam humik, asam fulvik dan humin. Komponen bahan organik terlapuk ini juga menentukan tingkat jerapan pestisida, di mana tanah dengan kandungan asam humik tinggi lebih reaktif secara kimia terhadap pestisida dibanding tanah yang mengandung asam fulvik dan humin yang tinggi.

# BAB IV.

## FUNGSI BIOLOGI BAHAN ORGANIK TANAH

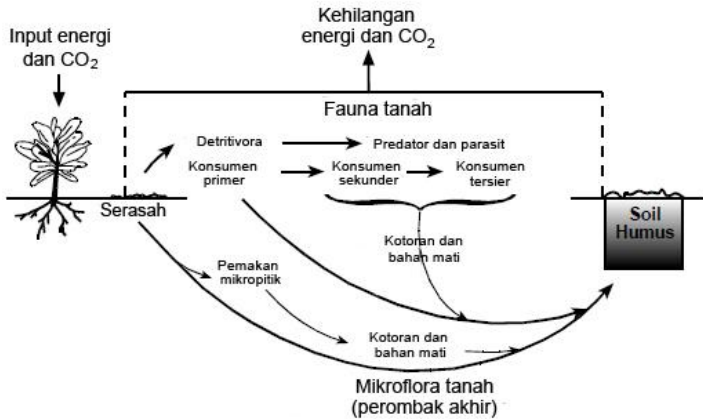
Fungsi biologi bahan organik di tanah pada dasarnya adalah sebagai sumber energi untuk proses-proses biologi di tanah, sebagai penyuplai sumber hara makro bagi tanaman, dan sebagai bahan utama dalam menentukan resiliensi ekosistem. Fungsi biologi tanah ini juga berkaitan dengan fungsi fisika dan kimia dari bahan organik tanah.

### 4.1. Sumber Energi untuk Proses Biologi Tanah

Salah satu fungsi penting bahan organik tanah adalah sebagai sumber energi metabolisme yang menggerakkan proses-proses biologi tanah. Penyediaan energi ini pada dasarnya merupakan proses transformasi karbon oleh tanaman, proses mikro- dan makro biologi yang menghasilkan energi dan membentuk satu siklus yang menghubungkan transformasi energi antara komponen di atas dan di bawah permukaan tanah (Gambar 4-1).

Gambar 4-1 memperlihatkan bahwa tanaman merupakan produsen primer bahan organik tanah melalui proses fotosintesa yang menggunakan energi matahari dan mengambil CO<sub>2</sub> dari atmosfer untuk memproduksi glukosa yang kemudian ditransformasikan menjadi biomolekul tanaman yang kompleks. Karbon organik dari tanaman kemudian masuk ke dalam tanah melalui serasah tanaman yang jatuh ke permukaan tanah, akar tanaman yang mati dan eksudat akar. Bahan-bahan organik inilah yang menyediakan substrat untuk proses perombakan yang melibatkan fauna tanah dan mikroflora tanah (bakteri, jamur dan earthworm) yang dikenal sebagai konsumen primer, sekunder dan tersier (Gambar 4-1). Bakteri tanah yang menggunakan bahan organik sebagai sumber

energi dikenal sebagai bakteri heterotropik. Klasifikasi bakteri dengan berbagai sumber energi dapat dilihat pada Tabel 4-1.



Gambar 4-1. Siklus perombakan bahan organik yang merupakan proses penggunaan energi oleh mikroorganismen tanah (digambar ulang dari Brady, 1990).

Tabel 4-1. Klasifikasi bakteri berdasarkan sumber energi, sumber karbon dan penerima elektron

Sumber energi	Sumber karbon	Penerima elektron	Klasifikasi bakteri
Cahaya	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	Autotropik aerob
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	Autotropik aerob
C-organik	C-organik	O <sub>2</sub>	Heterotropik aerob
C-organik	C-organik	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Heterotropik anaerob
C-organik	C-organik	Fe <sup>3+</sup>	Heterotropik anaerob
H <sub>2</sub> S	CO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Autotropik aerob

Senyawa karbon organik tersebut dapat diasimilasi di dalam sel mikroorganismen atau dilepaskan dalam bentuk produk metabolisme atau CO<sub>2</sub> yang akan kembali ke atmosfer. Hasil penelitian oleh Oades (1989) memperlihatkan bahwa aliran karbon pada padang rumput melalui proses fotosintesis sekitar 10 Mg C ha<sup>-1</sup> tahun<sup>-1</sup>. Dari jumlah

tersebut, sekitar 3 Mg C ha<sup>-1</sup> tahun<sup>-1</sup> menjadi bahan organik tanah, fauna tanah menggunakan 0,30-0,45 Mg C ha<sup>-1</sup> tahun<sup>-1</sup>, dan sekitar 2,4 Mg C ha<sup>-1</sup> tahun<sup>-1</sup> menjadi biomassa mikroorganisme (*microbial biomass*). Energi yang dihasilkan dalam perombakan bahan organik dilepaskan dalam bentuk energi panas. Hasil pengamatan oleh Russell dan Russell (1950) memperlihatkan bahwa panas yang dihasilkan dalam perombakan bahan organik pada satu hektar tanah dengan produktivitas yang rendah dalam satu tahun setara dengan panas dari pembakaran satu ton batubara.

#### 4.2. Sumber Unsur Hara Makro

Bahan organik tanah merupakan sumber unsur hara nitrogen, posfor dan sulfur. Komponen atau bagian bahan organik tanah yang dianggap penting dalam penyediaan unsur hara makro ini adalah bahan organik partikulat (*particulate organic matter*). Unsur-unsur hara ini dihasilkan dari proses mineralisasi bahan organik tanah (nitrogen-, posfor-, dan sulfur-organik) dan akan dirubah menjadi bentuk yang dapat diserap oleh tanaman. Sebagian dari unsur hara dari proses perombakan bahan organik digunakan untuk pembentuk biomassa yang baru, sebagian mengalami immobilisasi dan sebagian dimineralisasi dan dilepaskan ke dalam bentuk anorganik/mineral yang merupakan bentuk hara yang tersedia bagi tanaman. Beberapa hasil penelitian memperlihatkan bahwa > 95% unsur hara N dan S serta 20-75% unsur P berada di dalam bahan organik tanah (Duxbury et al., 1989; Baldock dan Nelson, 1999).

Dalam mineralisasi senyawa S organik yang terikat pada C- dan N-organik, senyawa C-organik digunakan sebagai sumber energi untuk membebaskan P dan S menjadi bentuk yang tersedia bagi tanaman melalui proses hidrolisis enzim. Siklus unsur P dan S pada umumnya selalu berkaitan dengan siklus C dan N, sehingga menghasilkan variasi dalam ratio C/N/S pada bahan organik tanah yang berbeda. Rasio



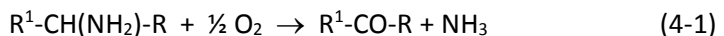
C/N/S pada tanah pertanian (sekitar 130:10:1) berbeda dengan rasio C/N/S pada tanah dengan vegetasi yang asli (sekitar 200:10:1), mengindikasikan bahwa bahan organik di tanah pertanian lebih mudah mengalami dekomposisi dibanding bahan organik tanah dengan vegetasi yang asli (Duxbury et al., 1989). Rasio N/S bahan organik tanah berada pada kisaran 6-8, dan rasio C/N bahan organik tanah berkisar 12-16 atau bahkan lebih tinggi pada bahan organik tipe serasah atau pada lingkungan di mana perombakan bahan organik terbatas (seperti pada tanah gambut) (Baldock dan Nelson, 1999; Bladock dan Skjemstad, 2000). Tingkat kemudahan dalam perombakan bahan organik tanah berdasarkan C/N rasio dan lignin/N rasio dapat dilihat pada Tabel 4-2.

Tabel 4-2. Perombakan bahan organik tanah berdasarkan rasio C/N dan lignin/N (Praveen-Kumar et al., 2003).

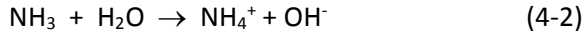
Kualitas Bahan Organik	C/N	Lignin/N
Mudah terdekomposisi	<18	<54,0
Agak mudah terdekomposisi	18-27	5,0 – 7,0
Lambat terdekomposisi	28-60	7,5 – 15,0
Sangat lambat terdekomposisi	>60	>15

### Nitrogen

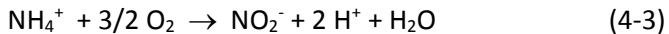
Meskipun sebagian besar unsur hara N berada dalam bentuk organik, hanya sekitar 40-50% dari total N organik di tanah dapat diidentifikasi (umumnya sebagai asam amino dan gula amino). Sisanya (50-60% dari total N organik tanah) mempunyai struktur yang belum dapat diidentifikasi. Tahapan pertama dari mineralisasi organik nitrogen adalah deaminisasi yang merupakan reaksi enzimatik.



dimana R<sup>1</sup> dan R adalah gugus-gugus organik. Tahapan selanjutnya adalah hidrolisis NH<sub>3</sub> menjadi NH<sub>4</sub><sup>+</sup> yang merupakan reaksi yang menyumbangkan ion OH<sup>-</sup>.



NH<sub>4</sub><sup>+</sup> kemudian dioksidasi oleh bakteri *chemoautotrophic* sebagai sumber energi. Reaksi oksidasi (nitrosifikasi) digambarkan sebagai berikut:

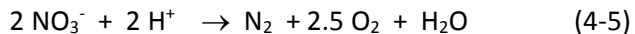


Reaksi ini kemudian dilanjutkan dengan nitrifikasi.



Tergantung dari reaksi mana yang dominan (amonifikasi atau nitrifikasi), reaksi-reaksi yang terjadi dalam mineralisasi N organik dapat menyebabkan jumlah ion H<sup>+</sup> meningkat, tetap atau berkurang. Amonifikasi menyebabkan lepasnya ion OH<sup>-</sup> ke dalam tanah, sedangkan nitrifikasi merupakan proses yang menghasilkan ion H<sup>+</sup>. Kombinasi amonifikasi [reaksi (4-2)] dan nitrosifikasi [reaksi (4-3)] secara teori akan menghasilkan satu mol H<sup>+</sup> setiap transformasi satu mol nitrogen.

Kemudian NO<sub>3</sub><sup>-</sup> yang dihasilkan dapat direduksi oleh mikroorganisme menjadi N<sub>2</sub> atau nitrous oksida dalam suasana anaerobik (denitrifikasi). Bolan dan Hedley (2003) menggambarkan reaksi denitrifikasi sebagai berikut:



Peningkatan ketersediaan nitrogen bagi tanaman (mineralisasi nitrogen organik) atau penurunan ketersediaan nitrogen (immobilisasi) pada tanah yang diberi bahan organik ditentukan oleh rasio C/N bahan organik yang ditambahkan. Batas kritis untuk rasio C/N untuk mineralisasi atau immobilisasi dilaporkan berkisar antara 30 (Vigil dan Kissel, 1991) dan 40 (Tian et al., 1992). Peningkatan

jumlah nitrogen tersedia bagi tanaman dengan penambahan bahan organik diperlihatkan dalam penelitian Saidy et al. (2003). Ketika bahan organik kotoran ayam dengan rasio C/N = 7,8 diaplikasikan pada tanah, keperluan nitrogen untuk aktivitas mikroorganisme diperoleh dari perombakan bahan organik dan dengan demikian sebagian besar nitrogen anorganik akan dilepaskan ke tanah. Hasil penelitian Saidy et al. (2003) ini memperlihatkan bahwa kandungan nitrogen anorganik pada tanah yang diberi kotoran ayam 5 – 10 kali lipat lebih besar dibanding nitrogen anorganik pada tanah tanpa pemberian bahan organik.

### Posfor

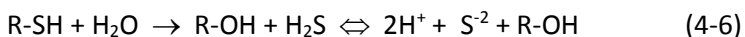
Peranan pospor organik sebagai sumber untuk ketersediaan P sangat penting pada tanah-tanah yang mengalami pelapukan lanjut. Pospor organik berada dalam bentuk inositol posfat (2-50%), pospolipid (1-5%), asam amino (0,2-2,5%) dan sebagian kecil berada dalam bentuk protein-posfat (Stevenson, 1994). Dalam aplikasi bahan organik tanah, immobilisasi P terjadi ketika bahan organik yang ditambahkan ke tanah mempunyai rasio C/P > 300. Sedangkan peningkatan ketersediaan posfat melalui proses mineralisasi terjadi ketika bahan organik dengan C/P rasio < 200 di tambahkan ke dalam tanah.

Hasil penelitian oleh Saidy et al. (2003) memperlihatkan bahwa pemberian bahan organik kotoran ayam mampu meningkatkan ketersediaan posfor sebesar 86 – 117%. Peningkatan ketersediaan posfat ini terjadi melalui beberapa mekanisme kimia tanah. Pertama, perombakan fosfor organik oleh mikroorganisme tanah menjadi ion orthopsfat ( $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  atau  $\text{HPO}_4^{2-}$ ). Kedua, situs-situs yang memungkinkan terjadinya jerapan ion posfat telah dijenuhi atau diduduki oleh substansi humus atau molekul-melekul organik sehingga akan menghalangi jerapan fosfat. Beberapa penelitian terdahulu memperlihatkan bahwa aplikasi bahan organik tanah dapat menekan jerapan P di tanah (Hue, 1990; Iyamuremye et al., 1996).

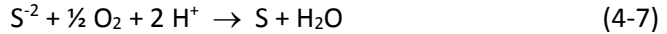
Mekanisme ketiga meliputi kompleksasi dan pengendapan aluminium-tukar dan -larut oleh substansi humus dan asam-asam organik dari perombakan bahan organik kotoran ayam. Kompleksasi dan pengendapan aluminium-tukar dan -larut oleh substansi humus menyebabkan terjadi penurunan reaksi kimia (pengendapan) antara aluminium-tukar dan -larut dengan ion orthoposfat (Iyamuremye and Dick, 1996). Dengan demikian pengaruh pemberian bahan organik ke tanah terhadap ketersediaan fosfat bagi tanaman dapat terjadi secara langsung dan tidak langsung.

### Sulfur

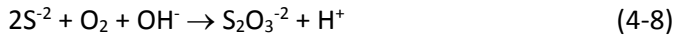
Tabatabai (1984) melaporkan bahwa 90-95% sulfur di dalam tanah berada dalam bentuk organik yang terikat pada atom karbon dalam bentuk C-S dan sebagai C-O-S (sulfat ester) atau C-N-S (sulfamat). Kedua jenis sulfur organik ini berbeda dalam hal tingkat perombakan, di mana sulfur yang diserap oleh tanaman umumnya berasal dari perombakan fraksi sulfat ester (McLaren et al. 1985). Proses mineralisasi unsur yang terikat pada karbon (C-S) berbeda dengan mineralisasi C-O-S atau C-N-S (McGill and Cole, 1981). Mineralisasi senyawa C-S organik terdiri dari dua tahapan, pertama senyawa C-S organik dikonversi menjadi sulfat ester dan dilanjutkan dengan hidrolisis sulfat ester menjadin  $SO_4^{-2}$  (Ghani et al., 1992; Norman et al., 2002; Churka-Blum et al., 2013; Tanikawa et al., 2014). Unsur hara S organik yang umum ditemukan pada bahan organik tanah berada dalam bentuk asam amino (metionin, sistein, sistin), yang jumlahnya di tanah dapat mencapai 30% dari bentuk organik S di dalam tanah. Asam-asam amino tersebut oleh mikroorganisme dirombak menjadi unsur S dan kemudian dengan adanya  $O_2$  dirombak menjadi  $SO_4^{-2}$  (Kennedy, 1992), seperti reaksi kimia berikut:



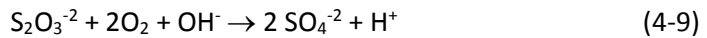
Kemudian



Sampai pada langkah reaksi (4-7), dekomposisi sulfur organik tidak menyebabkan terjadi perubahan pH. Kemudian unsur S dioksidasi oleh bakteri *chemoautotrophs*.



dan kemudian:



Pada dua reaksi terakhir (4-8) dan (4-9), 2 mol OH<sup>-</sup> dipergunakan dan 2 mol H<sup>+</sup> diproduksi per 2 mol S. Sehingga keseluruhan proses oksidasi S<sup>-2</sup> menjadi S<sup>6+</sup> menghasilkan 2 mol H<sup>+</sup> per mol S. Dengan demikian mineralisasi sulfur organik yang menghasilkan SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> yang merupakan bentuk unsur hara yang dapat diserap oleh akar tanaman juga dapat menyebabkan peningkatan kemasaman tanah.

Tabel 4-3. Pengaruh komposisi kimia bahan organik terhadap mineralisasi sulfur organik (Niknahad-Gharmakher et al., 2012).

Karakteristik kimia	Jerami gandum	Sawi	Rumput-rumputan	Daun Fagus
C (g kg <sup>-1</sup> )	427	436	509	438
N (g kg <sup>-1</sup> )	4,6	60,0	7,8	27,2
S (g kg <sup>-1</sup> )	0,88	7,28	0,75	2,82
C/N	93	7	65	16
C/S	486	60	679	155
Mineralisasi sulfur (mg S kg <sup>-1</sup> tanah)	34,1	64,7	49,2	41,3

Jumlah sulfat tersedia yang berasal dari perombakan bahan organik ditentukan oleh komposisi kimia bahan organik. Niknahad-Gharmakher et al. (2012) meneliti pengaruh empat jenis bahan

organik: jerami gandum, sawi, rumput-rumputan dan daun Fagus yang memiliki rasio C/S yang berbeda terhadap ketersediaan sulfur di tanah melalui percobaan di laboratorium. Hasil penelitian memperlihatkan bahwa bahan organik dari sawi dengan rasio C/S yang paling rendah menghasilkan sulfat tersedia dengan jumlah yang paling tinggi (Tabel 4-3). Sebaliknya, kandungan sulfur tersedia yang paling rendah diamati pada tanah yang diaplikasi dengan jerami gandum yang mempunyai rasio C/S yang tertinggi. Hasil penelitian oleh Niknahad-Gharmakher et al. (2012) ini menunjukkan bahwa ketersediaan sulfur pada tanah-tanah yang diaplikasi dengan residu tanaman dapat diprediksi dengan menggunakan rasio C/S dari residu tanaman.

#### 4.3. Resiliensi Ekosistem

Resiliensi ekosistem pada dasarnya didefinisikan sebagai kapasitas suatu ekosistem untuk bertahan dari suatu gangguan dan kemudian memulihkan kembali fungsi-fungsi dasar pentingnya. Dengan demikian resiliensi ekosistem sering digunakan sebagai indikator untuk menentukan kemampuan tanah memulihkan ekosistemnya dari suatu gangguan. Bersama-sama dengan ketahanan tanah, resiliensi ekosistem merupakan fungsi dari stabilitas tanah. Resiliensi suatu ekosistem sangat dipengaruhi oleh komponen ekosistem, salah satunya adalah bahan organik tanah. Peranan penting bahan organik tanah dalam resiliensi ekosistem dapat ditinjau dari perbandingan kandungan energi kimia dan unsur hara yang tersimpan dalam fraksi-fraksi organik pada beberapa ekosistem yang berbeda.

Dalam ekosistem pertanian (*agroecosystem*), mikroorganisme dan bahan organik mendukung sistem pertanian melalui beberapa cara, yaitu: (a) penyimpanan, transportasi dan transformasi sumber-sumber karbon, (b) penyimpanan, transportasi dan transformasi unsur hara, (c) penyimpanan dan transportasi udara dan air, (d) melindungi tanah

dari proses pemadatan dan erosi tanah, (e) mempengaruhi aktivitas biota tanah lain (termasuk biota patogen), (f) detoksifikasi dan filtrasi kontaminan tanah. Fungsi-fungsi dalam agroekosistem ini akan terganggu jika salah satu dari bahan organik tanah atau mikroorganisme tanah mengalami gangguan. Penelitian oleh Nannipieri et al. (2003) memperlihatkan bahwa tanah dengan diversitas mikroorganisme yang tinggi lebih resistan dan resilien terhadap gangguan dibanding tanah dengan diversitas mikroorganisme yang rendah. Hasil penelitian yang serupa diperlihatkan dalam penelitian Griffiths et al. (2000) yang memperlihatkan bahwa tanah dengan diversitas mikroorganisme yang tinggi lebih resistan dan resilien terhadap perlakuan pemanasan atau aplikasi  $500 \text{ mg Cu g}^{-1}$  dibanding tanah dengan diversitas mikroorganisme yang rendah. Penelitian oleh Degens et al. (2000) juga memperlihatkan bahwa tanah pertanian yang subur (kandungan bahan organik relatif tinggi) lebih resistan terhadap stress sel mikroorganisme dan gangguan yang lain dibanding dengan tanah di padang rumput (kandungan bahan organik relatif rendah).

## BAB V. KUANTIFIKASI DAN KARAKTERISASI BAHAN ORGANIK TANAH

### 5.1. Penetapan Karbon Organik di Tanah

Metode yang umum digunakan dalam menetapkan kandungan karbon organik di dalam tanah adalah oksidasi basah dari Walkley dan Black (1934). Dalam metode ini, karbon organik dioksidasi dalam larutan asam dikromat yang dilanjutkan dengan titrasi balik dari asam kromat yang tersisa (yang tidak bereaksi karbon organik) dengan bantuan indikator yang tepat (Nelson dan Sommer, 1996). Akan tetapi metode ini mempunyai beberapa kelemahan (Chacon et al., 2002). Tidak semua karbon organik di dalam tanah dapat dioksidasi dengan metode ini sehingga diperlukan adanya faktor koreksi yang umumnya harus ditetapkan melalui suatu penelitian (Nelson dan Sommer, 1996). Disamping itu pembuangan sisa asam kromat dalam bentuk Cr(VI) yang merupakan bentuk Cr yang bersifat toksik mengundang kritik, sehingga metode jarang digunakan di negara-negara maju (Kerven et al., 2000).

Pembakaran kering (dry combustion) merupakan metode yang juga digunakan dalam penetapan karbon organik di dalam tanah. Dengan metode ini semua karbon yang ada di dalam bahan organik atau tanah dikonversi menjadi CO<sub>2</sub> sehingga tidak diperlukan faktor koreksi untuk perhitungan kandungan C di dalam tanah atau bahan organik. Dengan tidak diperlukannya faktor koreksi metode ini direkomendasikan sebagai metode standar dalam penetapan karbon di dalam bahan organik atau tanah (Wang dan Anderson, 1988; Kerven et al., 2000). Akan tetapi karena mahalnya peralatan yang digunakan, tidak semua laboratorium mempunyai peralatan ini untuk menetapkan kandungan karbon dalam suatu bahan.



Salah satu metode alternatif dalam penetapan karbon organik adalah metode Tyurin. Metode ini menggunakan  $\text{AgSO}_4$  sebagai katalisator untuk meningkatkan kemampuan asam kromat dalam mengoksidasi karbon organik menjadi  $\text{CO}_2$  (Kononova, 1966), sehingga diharapkan kandungan karbon yang ditetapkan dengan metode Tyurin tidak berbeda dengan yang ditetapkan menggunakan metode pembakaran kering.

Tabel 5-1. Perbandingan hasil penetapan kandungan karbon organik pada gambut menggunakan tiga metode yang berbeda

Contoh Gambut	Kandungan Karbon Organik ( $\text{g C kg}^{-1}$ gambut)		
	Walkley-Black	Tyurin	Pembakaran Kering
B-1	$255 \pm 3^1 a^2$	$287 \pm 3 b$	$287 \pm 1 b$
B-7	$276 \pm 2 a$	$310 \pm 1 b$	$310 \pm 1 b$
LA-6	$559 \pm 1 a$	$559 \pm 2 a$	$565 \pm 1 b$
LA-8	$538 \pm 1 a$	$570 \pm 2 b$	$572 \pm 2 b$
PD-2	$397 \pm 2 a$	$471 \pm 1 b$	$473 \pm 1 b$
PD-6	$492 \pm 1 a$	$508 \pm 1 b$	$512 \pm 1 b$
G-4	$634 \pm 2 a$	$759 \pm 4 b$	$774 \pm 1 c$
G-7	$630 \pm 1 a$	$767 \pm 4 b$	$749 \pm 1 c$
L-2	$431 \pm 2 a$	$537 \pm 1 b$	$532 \pm 1 b$
L-3	$561 \pm 1 a$	$660 \pm 1 b$	$668 \pm 1 b$

Keterangan:

<sup>1</sup> Simpangan baku dari rata-rata ( $n=3$ )

<sup>2</sup> Huruf yang sama pada baris meingindikasikan tidak berbeda berdasarkan uji LSD pada taraf 5%.

Saidy dan Kurnain (2004) membandingkan kandungan karbon organik pada gambut yang ditetapkan dengan metode Walkley dan Black dan Tyurin dengan yang ditetapkan menggunakan metode standar (pembakaran kering). Hasil penetapan kandungan karbon organik menggunakan tiga metode yang berbeda ditampilkan pada Tabel 5-1.

Tabel 5-1 menunjukkan bahwa metode Walkley dan Black umumnya memberikan hasil penetapan kandungan karbon organik yang lebih rendah dibanding metode lain. Terjadinya perbedaan hasil penetapan antara metode Walkley dan Black dan metode Tyurin disebabkan perbedaan dalam prosedur analisis kedua metode ini. Metode Walkley dan Black hanya mengandalkan panas yang dihasilkan dari pengenceran asam sulfat pekat dalam proses oksidasi (Nelson dan Sommer, 1996), sedangkan metode Tyurin di samping ditambahkan  $\text{AgSO}_4$  sebagai katalisator juga dilakukan pemanasan untuk meningkatkan proses oksidasi (Kononova, 1966).

Tabel 5-2. Tingkat oksidasi dan faktor koreksi penetapan karbon organik menggunakan metode Walkley-Black dan Tyurin

Contoh Gambut	Tingkat Oksidasi <sup>1</sup> (%)		Faktor Koreksi <sup>2</sup>	
	Walkley-Black	Tyurin	Walkley-Black	Tyurin
B-1	89,0	100,2	1,12	1,00
B-7	89,0	99,9	1,12	1,00
LA-6	96,0	98,9	1,01	1,01
LA-8	94,0	99,6	1,06	1,00
PD-2	84,0	99,6	1,19	1,00
PD-6	96,0	99,0	1,04	1,01
G-4	82,0	98,0	1,22	1,02
G-7	84,0	102,3	1,19	0,98
L-2	81,0	101,0	1,23	0,99
L-3	84,0	99,0	1,19	1,01
Rata-rata	88,2	99,8	1,14	1,00

Keterangan:

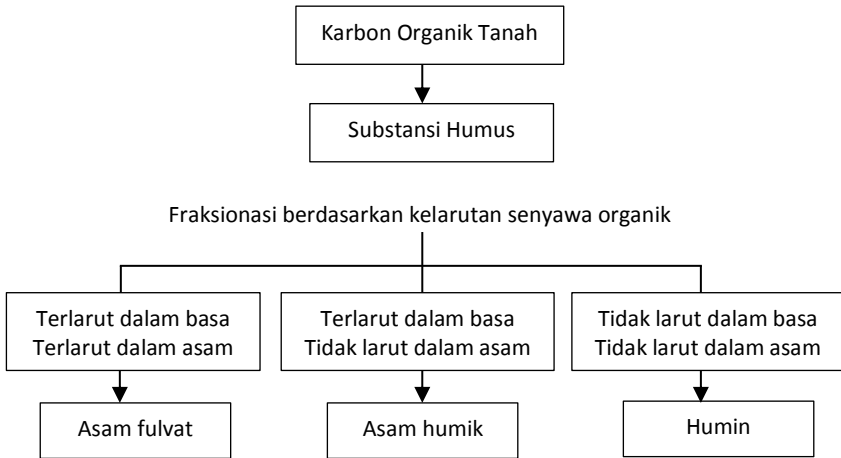
1 Merupakan perbandingan antara kandungan karbon organik yang ditetapkan dengan metode Walkley-Black dan Tyurin dengan metode standar (*dry combustion*) kemudian dikalikan 100%.

2 Dihitung berdasarkan rumus  $100/\text{tingkat oksidasi}$

Tingkat oksidasi dihitung dengan membandingkan kandungan karbon organik yang ditetapkan dengan metode Walkley dan Black dan metode Tyurin dengan yang ditetapkan menggunakan metode standar (dry combustion) kemudian dikalikan dengan 100. Sedangkan faktor koreksi merupakan perbandingan antara kandungan karbon organik yang ditetapkan dengan metode standar dengan yang ditetapkan dengan metode Walkley-Black dan dengan metode Tyurin. Tingkat oksidasi dari metode Walkley-Black dalam penelitian ini berkisar antara 81,0% sampai 96,0% dengan rata-rata 88,2% (Tabel 5-2).

## 5.2. Metode Ekstraksi Kimia

Karakterisasi bahan organik umumnya dilakukan dengan ekstraksi secara kimia terhadap substansi organik yang ada di dalam tanah menggunakan pelarut anorganik dan organik dengan prosedur yang selektif untuk struktur molekul yang spesifik. Prosedur yang biasa adalah penggunaan larutan alkali yang mempunyai nilai pH 10-13, yang dilanjutkan dengan asidifikasi ekstrak alkali ke pH 2,0 (Stevenson dan Cole, 1999). Senyawa yang tetap terlarut setelah proses asidifikasi ekstrak alkali dikenal sebagai asam fulvik, sementara yang mengendap dalam proses asidifikasi dikenal asam humik, dan senyawa yang tidak larut dalam ekstrak alkali adalah humin (Gambar 5-1). Teknik ini mengundang kritikan karena hanya 20-60% dari total bahan organik di tanah dapat diekstrak (Worobey dan Webster, 1981) dan perubahan pH dari alkali menjadi asam selama proses pengekstrakan dapat menghasilkan fraksi baru yang bukan berasal dari bahan organik di tanah (Baldock dan Nelson, 1999).

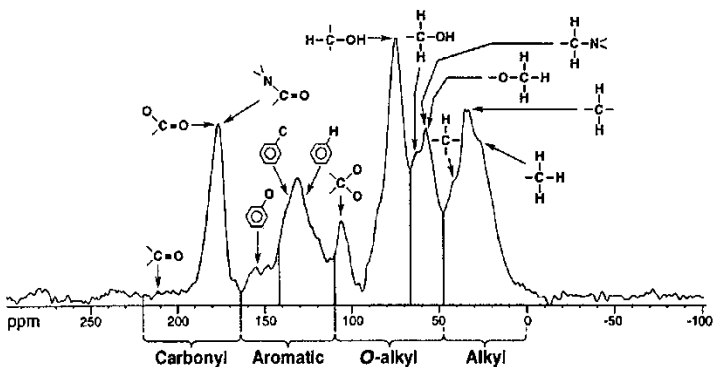


2000 ————— Peningkatan berat molekul —————> 300,000  
 45% ————— Peningkatan kandungan C —————> 62%  
 2% ————— Peningkatan kandungan N —————> 5%

Gambar 5-1. Fraksionasi bahan organik tanah berdasarkan ekstraksi kimia (Stevenson dan Cole, 1999).

### 5.3. Spektroskopi <sup>13</sup>C Nuclear Magnetic Resonance (NMR)

Perkembangan teknik spektroskopi yang modern dan canggih dalam penelitian bahan organik memungkinkan karakterisasi struktur bahan organik dilakukan tanpa ekstraksi kimia dan fraksionasi. Teknik spektroskopi ini meliputi <sup>13</sup>C NMR, pirolisis analisis, dan spektroskopi sinar inframerah dengan transformasi Fourier, akan tetapi yang dibahas dalam buku ini adalah <sup>13</sup>C NMR. Teori tentang teknik NMR dan perkembangan terakhir teknik ini dapat dibaca dalam pustaka yang dikemukakan oleh Wilson (1987), Kinesch et al. (1995), Preston (1996), Veeman (1997), Skjemstad et al. (1997), Kögel-Knabner (1997), Mathers et al. (2000), and Baldock dan Nelson (2000).



Gambar 5-2. Chemical regions yang umum dan tipe karbon pada setiap chemical shift pada  $^{13}\text{C}$  NMR (Skjemstad et al., 1997)

Atom karbon dalam struktur kimia pada bahan organik dikarakterisasi berdasarkan apa yang disebut *chemical-shift region*. Spektra  $^{13}\text{C}$  NMR tanah dengan kandungan karbon  $< 50 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah dibagi ke dalam empat *chemical-shift regions*, yaitu C-alkil (0-45 ppm), C-O-alkil (50-110 ppm), C-aromatik (110-160 ppm), C-karboksil (160-210 ppm), dan untuk tanah dengan kandungan C  $> 50 \text{ g C kg}^{-1}$  tanah, spektra  $^{13}\text{C}$  NMR dapat dikelaskan ke dalam *narrower chemical-shift regions* yang lebih sempit (Baldock and Nelson, 2000). Spektra yang digunakan untuk *solid-state cross polarisation with magic angle spinning* (CPMAS)  $^{13}\text{C}$  NMR dengan empat chemical-shift dan tipe karbon pada tiap chemical shift disajikan pada Gambar 5-2.

Permasalahan yang sering terjadi dalam penggunaan spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR adalah kandungan karbon organik yang rendah dan keberadaan unsur yang bersifat paramagnetik di dalam tanah. Kandungan karbon organik yang rendah menyebabkan meningkatnya waktu akuisisi, resolusi yang rendah, dan menurunnya rasio signal-noise pada spektra. Sedangkan adanya unsur paramagnetik menyebabkan terganggunya signal karbon organik oleh sifat paramagnetik sehingga

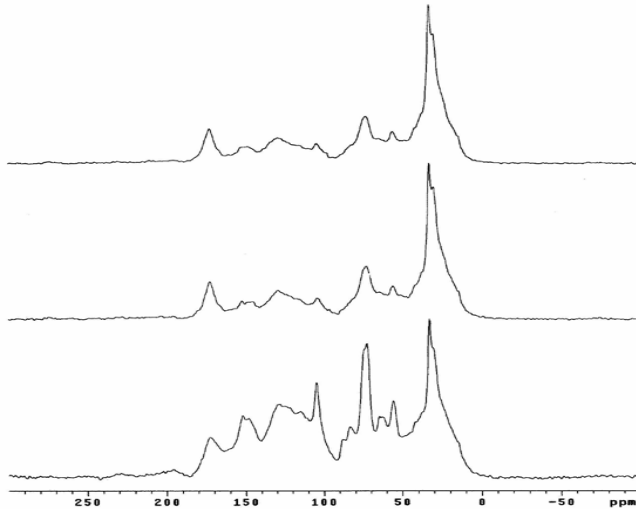
tidak terdeteksi oleh spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR (Kögel- Knabner, 1997). Skjemstad et al. (1994) mengemukakan bahwa perlakuan dengan 2% HF efektif untuk meningkatkan intensitas signal pada spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR. Perlakuan ini mampu menghilangkan gangguan dari paramagnetik besi sebesar 70% dan mineral liat, sehingga meningkatkan konsentrasi bahan organik. Perbandingan spektra  $^{13}\text{C}$  NMR sebelum dan sesudah perlakuan 2% HF pada tanah yang sama menunjukkan tidak ada perbedaan yang signifikan pada bahan organik.

Teknik pada spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR selain cross polarisation with magic angle spinning (CP/MAS) yang dapat digunakan untuk memperoleh informasi tambahan tentang struktur kimia bahan organik adalah *dipolar dephasing pulse sequence*. Pada teknik ini delay period yang dilakukan dengan meng-off-kan high power proton decoupler disisipkan sebelum akuisisi signal. Interaksi dipol antara C dan H ( $^{13}\text{C}$ - $^1\text{H}$ ) tergantung dari jarak antara inti atom  $^{13}\text{C}$  dan  $^1\text{H}$  dan pergerakan molekul (Wilson, 1987; Preston, 1996) sehingga *dipolar dephasing* digunakan untuk membedakan atom karbon yang protonated dan non-protonated dan molekul karbon yang mobil dengan struktur yang kaku (Baldock et al., 1990a, b; Kögel-Knabner, 1997; Smernik and Oades, 2001). Teknik ini juga digunakan untuk membedakan methoxyl dan C-N-alkil pada 45-60 ppm chemical shift region (Hatcher, 1987).

#### 5.4. Penelitian dengan Spektroskopi $^{13}\text{C}$ *Nuclear Magnetic Resonance* untuk Gambut di Indonesia

Saidy (2005) menggunakan teknik cross polarisation with magic angle spinning (CP/MAS) untuk mengkarakterisasi karbon organik pada gambut dengan penggunaan lahan yang berbeda: mewakili hutan sekunder, lahan yang digunakan untuk padi sawah selama 6 tahun, dan lahan yang digunakan untuk padi sawah paling tidak selama 10

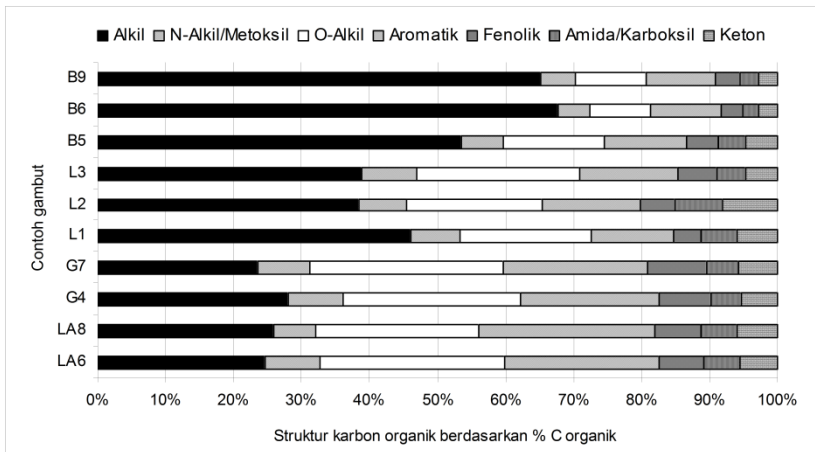
tahun. Berdasarkan skala von Post dan kandungan serat (McKenzie, 1974; Parent dan Caron, 1993) gambut yang digunakan dalam penelitian merupakan gambut dengan tingkat dekomposisi rendah (fibrik), sedang (hemik, dan tinggi (saprik).



Gambar 5-3. Contoh dari spektra  $^{13}\text{C}$  NMR gambut yang digunakan dalam penelitian (Saidy, 2005).

Resonansi karbon pada daerah ini berasal dari struktur C-alkil dalam polymethelene rantai panjang, misalnya asam-asam lemak, lilin dan resin. Karbon dengan struktur C-O-alkil yang beresonansi pada 72 ppm merupakan proporsi kedua terbesar pada semua gambut. Puncak pada 72 ppm merupakan karakteristik dari struktur karbon organik penyusun karbohidrat. Proporsi terbesar ketiga dari karbon organik pada gambut yang dideteksi oleh  $^{13}\text{C}$  NMR adalah struktur C-aromatik (110-145 ppm) dengan resonansi puncak pada 129 ppm. Proporsi dari struktur C-alkil pada seluruh gambut berkisar antara 25-70%, C-O-alkil berkisar antara 9-30 %, dan struktur C-aromatik

berkisar antara 11-22% (5.4). Ketiga struktur karbon organik ini mendominasi 77-89% dari struktur karbon organik pada gambut.



Gambar 5-4. Proporsi tipe/struktur karbon organik pada gambut di daerah tropik berdasarkan spektra <sup>13</sup>C NMR (Saidy,2005).

Spektra <sup>13</sup>C NMR pada gambut dari daerah tropik ini berbeda dengan yang dari non-tropik. Gambut di daerah tropik mempunyai proporsi C-alkil yang lebih tinggi dibanding dengan struktur C-O-alkil, dengan pengecualian pada gambut LA-6 dan G-7 (Gambar 5-4). Hal ini ditunjukkan dengan rasio C-alkil dengan C-O-alkil yang berkisar antara 1,1-7,7. Berbeda dengan gambut tropik, gambut non-tropik dilaporkan mempunyai proporsi C-O-alkil yang lebih tinggi dibanding C-alkil (rasio C-alkil dengan C-O-alkil < 1,0) (Preston et al., 1987; Preston et al., 1989; Krosshavn et al., 1992). Fakta ini disebabkan oleh adanya perbedaan temperatur yang mempengaruhi dekomposisi gambut pada daerah tropik dan non-tropik. Baldock et al. (1992) melaporkan bahwa perombakan bahan organik meliputi tahapan perombakan karbohidrat dan protein, dan akumulasi karbon organik yang resistan terhadap perombakan seperti yang ditemukan pada struktur C-alkil. Di daerah tropik yang mempunyai temperatur lebih tinggi dibanding di daerah non-tropik, perombakan bahan



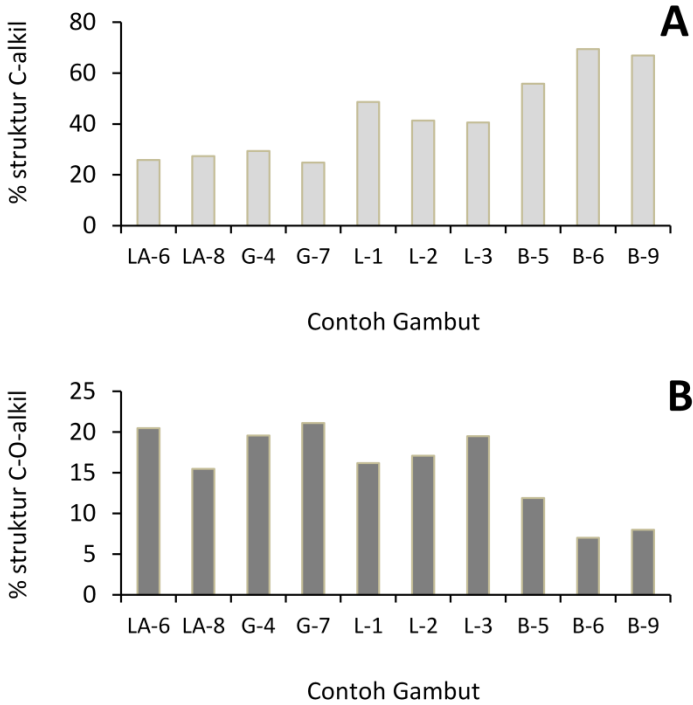
organik berlangsung lebih cepat yang menyebabkan lebih besar hilangnya fraksi-fraksi karbon organik yang mudah terdekomposisi (C-O-alkil) dan terakumulasinya fraksi-fraksi yang resisten terhadap perombakan (C-alkil).

### **5.5. Perubahan Struktur Karbon Organik pada Gambut Indonesia karena Perubahan Penggunaan Lahan**

Perubahan penggunaan lahan dari hutan sekunder menjadi daerah pertanian (sawah) menyebabkan perubahan struktur karbon organik pada gambut. Pada gambut di hutan sekunder (LA6, LA8, G4 dan G7) karbon organik dengan struktur C-alkil berkisar antara 25- 29% dari kandungan karbon organik, meningkat menjadi 40-49% pada gambut yang digunakan untuk sawah selama 6 tahun (L1, L2 dan L3), dan meningkat menjadi 56-70% pada gambut yang digunakan untuk sawah selama 10 tahun (B5, B6, B9) (Gambar 5-5). Sebaliknya, karbon organik dengan struktur C-O-alkil menurun dari 25-30% pada gambut hutan sekunder menjadi 20-25% pada gambut yang digunakan untuk sawah selama 6 tahun, dan menurun menjadi 9-16% pada gambut yang digunakan untuk sawah selama 10 tahun (Gambar 5-5).

Perubahan struktur karbon organik ini terjadi karena gambut pada lahan-lahan yang disawahkan mengalami oksidasi lebih cepat dibandingkan pada gambut di hutan sekunder. Proses oksidasi meliputi perombakan karbon organik dengan struktur C-O-alkil (karbohidrat) dan akumulasi senyawa-senyawa dengan struktur karbon organik C-alkil yang umumnya resisten terhadap perombakan. Penurunan proporsi karbon organik C-O-alkil dan peningkatan C-alkil menghasilkan rasio C-O-alkil dengan C-alkil yang meningkat dengan perubahan penggunaan lahan dari hutan sekunder menjadi sawah. Peningkatan rasio C-O-alkil dengan C-alkil mengindikasikan meningkatnya tingkat dekomposisi gambut dengan perubahan lahan (Baldock et al., 1992; Baldock et al., 1997). Hal ini sesuai dengan

data dari kandungan serat dan skala von Post yang menyatakan bahwa tingkat dekomposisi gambut meningkat dengan perubahan penggunaan lahan dari hutan sekunder menjadi sawah.

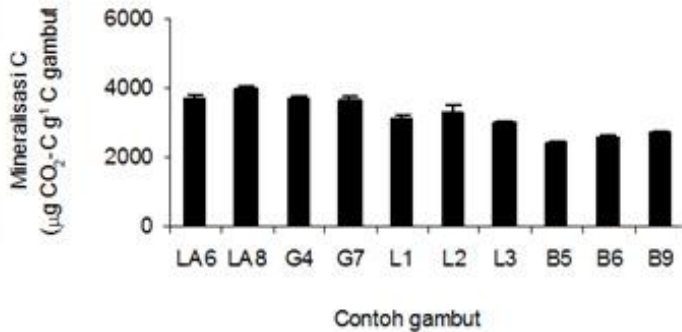


Gambar 5-5. Perubahan struktur karbon C-alkil (A) dan C-O alkil (B) pada gambut tropik Indonesia karena perubahan prnggunaan lahan (Saidy, 2005).

### 5.6. Perubahan Mineralisasi Karbon pada Gambut Indonesia karena Perubahan Penggunaan Lahan

Perubahan penggunaan lahan dari hutan sekunder menjadi lahan pertanian (sawah) menyebabkan penurunan mineralisasi karbon pada gambut. Mineralisasi karbon pada gambut di hutan sekunder berkisar antara 3675 – 3987  $\mu\text{g CO}_2\text{-C g}^{-1}\text{ C gambut}$ , pada gambut

yang disawahkan selama 6 tahun mineralisasi karbon berkisar antara 2987 – 3288  $\mu\text{g CO}_2\text{-C g}^{-1}\text{ C gambut}$ , dan berkisar antara 2434 – 2678  $\mu\text{g CO}_2\text{-C g}^{-1}\text{ C gambut}$  pada gambut yang disawahkan selama 10 tahun (Gambar 5-6).



Gambar 5-6. Mineralisasi karbon pada gambut hutan sekunder (LA6, LA8, G4 dan G7), gambut yang disawahkan 6 tahun (L1, L2, dan L3), dan gambut yang disawahkan 10 tahun (B5, B6 dan B9) (Saidy, 2005).

Perubahan mineralisasi karbon ini berhubungan dengan perubahan struktur karbon organik yang disebabkan karena perubahan penggunaan lahan. Pada lahan gambut yang disawahkan, proporsi C-O-alkil yang merupakan penyusun struktur karbohidrat (fraksi yang termineralisasi) menurun dibandingkan pada pada gambut di hutan sekunder, sehingga mineralisasi karbon pada gambut yang disawahkan juga menurun. Hasil uji korelasi menunjukkan bahwa proporsi C-O-alkil berkorelasi positif nyata dengan mineralisasi karbon (Tabel 5). Sebaliknya, proporsi C-alkil yang merupakan struktur karbon organik yang resisten terhadap mineralisasi oleh mikroorganisme berkorelasi negatif nyata dengan mineralisasi karbon (Tabel 2), mengindikasikan bahwa rasio proporsi C-O-alkil dengan C-alkil mempengaruhi kecepatan mineralisasi karbon pada gambut. Hasil penelitian ini konsisten dengan beberapa pustaka yang

menyatakan bahwa rasio proporsi C-O-alkil dengan C-alkil merupakan indeks dari kualitas karbon organik sebagai sumber energi bagi mikroorganisme (Baldock dan Preston, 1995; Baldock et al., 1997; Webster et al., 2000).

Tabel 5-3. Koefisien korelasi antara proporsi struktur karbon organik dan mineralisasi karbon pada gambut

Struktur karbon organik	Mineralisasi karbon
C-alkil	-0,92**
N-alkil/C-metoksil	0,59tn
C-O-alkil	0,86**
C-aromatik	0,94**
C-fenolik	0,83**
C-amida/karboksil	0,57tn
C-keon	0,62tn

Keterangan :

\*\* = koefisien korelasi ( $r$ ) berbeda pada  $p < 0,01$

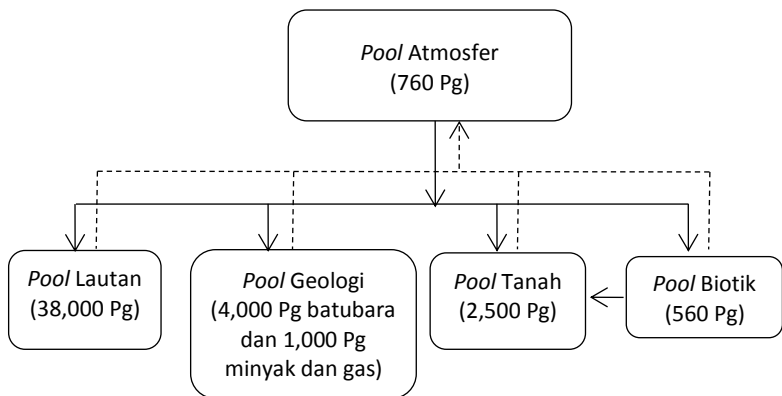
\* = koefisien korelasi ( $r$ ) berbeda pada  $p < 0,05$

tn = koefisien korelasi ( $r$ ) tidak berbeda pada  $p > 0,05$

# BAB VI. DEKOMPOSISI BAHAN ORGANIK TANAH

## 6.1. Karbon Global dan Siklus Karbon Terrestrial

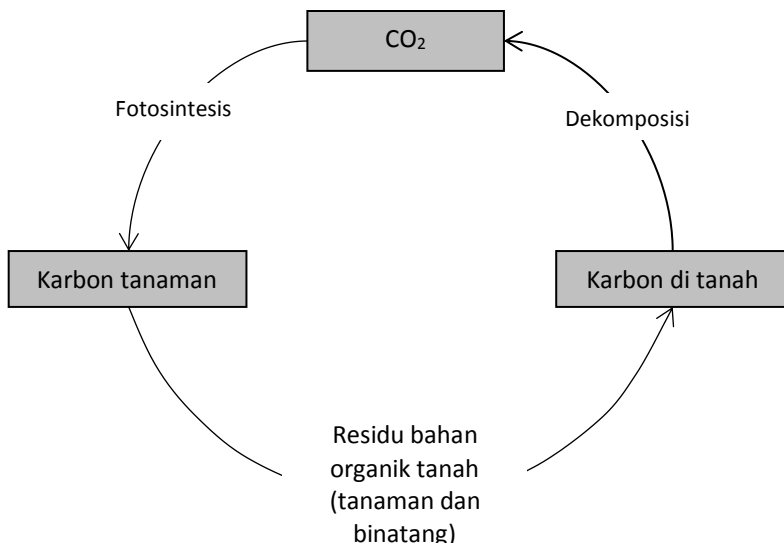
Jumlah karbon di alam pada dasarnya tidak berubah, di mana perubahan yang terjadi adalah perubahan dari bentuk organik menjadi bentuk anorganik atau sebaliknya atau perpindahan dari suatu kelompok atau *pool* ke kelompok atau *pool* lain. Karbon di alam secara global dapat dikelompokkan ke dalam apa yang disebut sebagai kolam (*pools*) karbon, yang terdiri dari *pools* laut, geologi, pedologi, atmosfer dan biotik (Gambar 6-1). Semua *pools* ini saling terhubung melalui aliran (*fluxes*) karbon yang cukup besar yang memungkinkan perpindahan karbon antara *pools*.



Gambar 6-1. *Pools* carbon global (Lal, 2004).

*Pool* tanah (*pedology*) atau tanah C terdiri dari dua komponen: karbon organik tanah (*soil organic carbon*–SOC) dan karbon anorganik tanah (*soil inorganic carbon*–SIC). *Pool* SIC sangat penting

di tanah daerah kering (Lal, 2004). Histosols, karena kandungan C yang sangat tinggi, merupakan kontributor utama terhadap total tanah C, meskipun mereka menempati sebagian kecil luas permukaan dunia. Karbon di Histosols, yang secara global menempati sekitar 1,3% dari permukaan tanah, diperkirakan mencapai 23% dari total kolam tanah C (Lal, 2004). *Pool* tanah C 3,3 kali lebih besar dari *pool* atmosfer dan 4,5 kali lebih besar dari *pool* biotik (Lal, 2004). Berdasarkan kalkulasi di atas, perubahan jumlah C organik di dalam tanah dapat menyebabkan perubahan konsentrasi CO<sub>2</sub> yang cukup besar di atmosfer. Peningkatan 5% dalam jumlah C organik yang disimpan pada kedalaman tanah 0-2 m, secara teoritis menghasilkan penurunan kandungan CO<sub>2</sub> di atmosfer sebesar 16% (Baldock, 2007).



Gambar 6-2. Siklus karbon pada ekosistem teresterial (Tate, 2000)

Biosfer pada ekosistem teresterial merupakan komponen penting dalam sekuestrasi karbon karena fungsinya sebagai rosot (*sink*) karbon dioksida, di mana keseimbangan antara serapan dan emisi karbon (lebih besar atau seimbang atau lebih kecil) ditentukan oleh

kecepatan perubahan penggunaan lahan (Schimel, 1995). Siklus karbon pada ekosistem terestrial mencakup sejumlah proses dengan dua komponen utama penyerap karbon terestrial: tanah dan biota (tumbuhan) (Gambar 6-2). Karbon di *pool* atmosfer berada dalam bentuk karbon dioksida ( $\text{CO}_2$ ) yang kemudian dirubah menjadi struktur organik melalui fotosintesis yang dilakukan tanaman dan kemudian disimpan dalam *pool* biotik. Bila biota ini mati, karbon organik pada residu tanaman akan mengalami proses dekomposisi.

Selama proses dekomposisi, sebagian karbon diubah menjadi struktur seluler organisme dekomposer, sebagian dirombak langsung menjadi karbon dioksida ( $\text{CO}_2$ ) yang masuk kembali ke atmosfer. Fraksi yang secara biologi resisten terhadap perombakan oleh mikroorganisme tanah akan tetap berada di dalam tanah (stabilisasi bahan organik tanah). Jumlah karbon yang distabilisasi di dalam tanah dalam proses perombakan bahan organik tanah akan ditentukan oleh lingkungan fisik–kimia tanah, struktur kimia bahan organik tanah, dan akses mikroba dan enzim terhadap karbon organik tanah (Krull, 2003). Studi yang menggunakan residu tanaman yang dilabel dengan  $^{14}\text{C}$  memperlihatkan bahwa 12–25% dari karbon yang diaplikasikan tetap berada di tanah setelah periode 5 tahun, di mana residu  $^{14}\text{C}$  yang tetap berada di dalam tanah lebih besar berada pada tanah berliat dibandingkan dengan tanah yang bertekstur lempung berliat (Saggar, 1999).

## 6.2. Dekomposisi Bahan Organik

Dekomposisi bahan organik merupakan proses di mana bahan organik tanah dikonversi menjadi senyawa-senyawa yang lebih sederhana. Hasil akhir dari dekomposisi bahan organik adalah senyawa-senyawa anorganik (mineral) sehingga dekomposisi bahan organik juga disebut mineralisasi bahan organik. Dekomposisi bahan organik meliputi proses abiotik dan biotik. Proses abiotik meliputi

tenaga-tenaga mekanik seperti siklus pembekuan-pencairan dan pengeringan-pembasahan. Proses biotik merupakan reaksi-reaksi biokimia perombakan senyawa-senyawa organik yang dimediasi oleh bakteri dan jamur, di mana mikroorganisme tanah ini berperan dalam hampir 95% dari proses biotik dekomposisi bahan organik tanah.

Dalam merombak senyawa-senyawa organik yang berukuran besar (*macromolecules*) menjadi senyawa-senyawa yang lebih sederhana yang dapat dicerna (*ingestion*), mikroba perombak menghasilkan *exoenzymes* yang akan terdifusi melalui lapisan air ke substrat. Jenis bahan organik yang berbeda (lignin, karbohidrat, selulosa dan lain-lain) memerlukan enzim yang berbeda pula untuk proses dekomposisi. Perombakan bahan organik yang didominasi oleh lignin memerlukan enzim lignolitik. Kecepatan enzim dalam merombakan komponen-komponen bahan organik salah satunya dipengaruhi oleh temperatur tanah. Kadar air tanah juga berpengaruh dalam dekomposisi bahan organik tanah melalui peranannya dalam transportasi enzim menuju substrat dan substrat menuju mikroba perombak. Di samping itu, kualitas substrat dari bahan organik juga berpengaruh terhadap kecepatan perombakan bahan organik tanah. Dengan demikian kecepatan perombakan bahan organik tanah ditentukan oleh kualitas substrat bahan organik dan factor-faktor lingkungan.

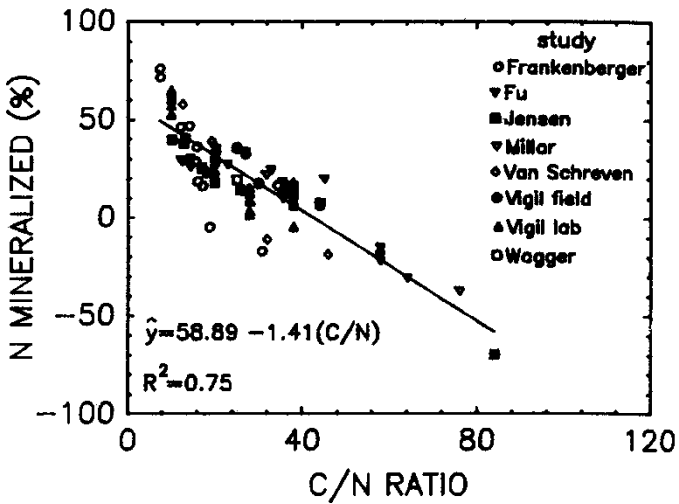
### **6.3. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Dekomposisi Bahan Organik**

#### **6.3.1. Kualitas Substrat**

Komposisi kimia bahan organik merupakan faktor yang sangat penting sekali dalam menentukan kecepatan perombakan bahan organik. Dalam beberapa model mineralisasi nitrogen, komposisi kimia residu merupakan faktor utama yang menentukan proses



dekomposisi. Beberapa faktor seperti C/N rasio, kandungan lignin, kandungan polyphenol atau kombinasi dari faktor-faktor tersebut (misalnya lignin/N rasio, polyphenol/N rasio dan [polyphenol+lignin]/N rasio) telah digunakan untuk menyatakan komposisi kimia suatu bahan organik (Palm dan Sanchez, 1991; Vigil dan Kissel, 1991; Tian et al., 1992; Constatinendes dan Fownes, 1994).



Gambar 6-3. Hubungan antara net mineralisasi N dengan C/N rasio (Vigil dan Kissel, 1991)

Kecepatan decomposisi bahan organik secara konvensional dikarakterisasi menggunakan C/N rasio. Vigil dan Kissel (1991) melakukan observasi terhadap delapan penelitian (enam dari literatur dan dua penelitian dilakukan sendiri oleh peneliti) dimana net mineralisasi nitrogen dari residu tanaman dengan C/N rasio yang berbeda ditetapkan melalui percobaan di laboratorium dan lapangan. Vigil dan Kissel melaporkan bahwa mineralisasi nitrogen berkorelasi nyata dengan C/N rasio bahan organik (Gambar 6-3). Hasil yang sama

dilaporkan oleh Constatinendes dan Fownes (1994) yang mempelajari hubungan pola mineralisasi dan immobilisasi N dengan komposisi kimia residu tanaman legum. Residu tanaman dengan C/N rasio yang rendah cenderung mengalami mineralisasi N, sedangkan residu tanaman dengan C/N rasio yang tinggi cenderung mengalami immobilisasi selama inkubasi 16 minggu di laboratorium.

Kandungan lignin dan senyawa poliphenol juga mempengaruhi kecepatan dekomposisi dan pelepasan unsur hara dari residu tanaman. Fox et al. (1990) melaporkan bahwa rasio  $(\text{lignin} + \text{poliphenol})/N$  merupakan peubah yang tepat untuk memprediksi kecepatan mineralisasi N. Palm dan Sanchez (1991) menyatakan bahwa kandungan senyawa poliphenol merupakan peubah yang lebih tepat dibanding kandungan N atau rasio lignin/N untuk memprediksi pelepasan N dari residu tanaman. Tian et al. (1992) melaporkan bahwa C/N rasio, kandungan lignin dan poliphenol merupakan peubah yang diperlukan untuk menduga dekomposisi bahan organik dan pelepasan unsur hara dari residu tanaman. Akan tetapi, Constatinides dan Fownes (1994) memperlihatkan bahwa akumulasi N di tanah mempunyai hubungan yang paling tinggi dengan kandungan N residu tanaman dibanding dengan parameter lain seperti lignin/N rasio dan  $(\text{lignin} + \text{polyphenol})/N$  rasio. Kandungan poliphenol menjadi penting dalam prediksi kecepatan dekomposisi bahan organik ketika konsentrasi senyawa ini di dalam tanah rendah karena proses pencucian (Seneviratne et al., 1998). Dalam sebuah penelitian lanjutan, Seneviratne et al. (1999) menyarankan penggunaan konsentrasi hemoselulosa sebagai parameter kimia untuk pendugaan kecepatan mineralisasi N. Pengamatan terhadap hasil-hasil penelitian di atas menunjukkan bahwa walaupun tidak ada kesepakatan mengenai parameter kimia yang terbaik yang mempunyai hubungan dengan dekomposisi bahan organik, parameter seperti kandungan N bahan organik, konsentrasi C, N,

lignin, poliphenol, hemiselulosa dan rasionya merupakan parameter yang perlu diperhatikan dalam pendugaan kecepatan dekomposisi bahan organik.

Varhoven dan Toth (1995) melakukan studi tentang kehilangan berat dari residu tanaman *Carex diandra* yang berasal dari gambut dengan kandungan hara yang tinggi dan residu tanaman *Sphagnum fallax* yang berasal dari gambut yang miskin hara melalui percobaan di lapang dan laboratorium. Pada percobaan di laboratorium, residu tanaman *Sphagnum fallax* lebih lambat terdekomposisi dibanding residu *Carex diandra*. Pada studi lain Szumigalski dan Bayley (1996) memperlihatkan bahwa kecepatan dekomposisi serasah di permukaan bog atau fen sangat ditentukan sekali oleh kualitas substrat. Kehilangan massa setelah 1 dan 2 tahun berkorelasi positif dengan kandungan nitrogen di awal dan akhir inkubasi dan berkorelasi negatif dengan C/N rasio di awal dan di akhir studi. Updegraff et al. (1995) melakukan fraksionasi gambut berdasarkan fraksi yang terlarut dalam air, larut dalam asam, dan tidak larut dalam asam untuk mempelajari pengaruh kualitas substrat terhadap kecepatan dekomposisi. Updegraff et al. (1995) menemukan bahwa fraksi yang tidak larut dalam asam yang didominasi oleh lignin berkorelasi negatif dengan kecepatan mineralisasi karbon dan nitrogen, sedangkan fraksi yang labil seperti karbohidrat berkorelasi positif dengan kecepatan mineralisasi karbon dan nitrogen.

Berdasarkan teori bahwa C/N rasio mengontrol kecepatan mineralisasi, Aerts dan Toet (1997) menetapkan mineralisasi C pada gambut yang ditambahkan N untuk menurunkan C/N rasio. Mereka menemukan bahwa penambahan nitrogen pada gambut menurunkan aktivitas mikroorganisme, walaupun penambahan nitrogen pada gambut menurunkan C/N rasio pada nilai  $< 25$ . Pengaruh negatif penambahan nitrogen terhadap kecepatan mineralisasi karbon juga dilaporkan oleh Bridgham dan Richardson

(1992) dan Amador dan Jones (1993). Pengaruh negatif penambahan nitrogen terhadap gambut disebabkan oleh penurunan pH tanah setelah penambahan nitrogen. Nitrogen yang ditambahkan pada gambut dalam penelitian ini berasal dari pupuk amonium. Reaksi (pH) tanah pada perlakuan penambahan N 0,4 – 0,8 unit lebih rendah dibanding dengan perlakuan tanpa penambahan N (Aerts dan Toet, 1997).

Penting struktur kimia karbon organik dalam mempengaruhi kecepatan dekomposisi gambut telah diteliti dalam beberapa penelitian di laboratorium (Amador dan Jones, 1997; Aerts dan Toet, 1997; Bergman et al., 1999; Scanlon dan Moore, 2000) dan penelitian di lapang (Bridham dan Richardson, 1992; Verhoven dan Toth, 1995; Szumigalski dan Bayley, 1996). Di dalam penelitian di laboratorium, penambahan sumber karbon yang mudah dioksidasi seperti glukosa pada gambut meningkatkan produksi CO<sub>2</sub>, tetapi dekomposisi karbon organik dari gambut tidak mengalami peningkatan. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa struktur kimia gambut membatasi aktivitas dekomposisi perombak.

Tingkat dekomposisi gambut merupakan faktor yang mempengaruhi mineralisasi gambut. Scanlon dan Moore (2000) menetapkan dekomposisi gambut melalui pengukuran emisi CO<sub>2</sub> pada gambut yang berbeda tingkat dekomposisinya yang ditetapkan berdasarkan skala von Post, kadar serat gambut (rubbed fibre content) dan indeks pyrophosphate (Parent dan Caron, 1993). Kecepatan dekomposisi gambut menurun signifikan dengan meningkatnya tingkat dekomposisi gambut. Buttler et al. (1994) melaporkan bahwa produksi CO<sub>2</sub> pada gambut yang belum matang lebih besar dibanding dengan gambut yang telah matang. Gambut yang matang (tingkat dekomposisi yang tinggi) mempunyai kecepatan dekomposisi yang lebih lambat karena penurunan kualitas dari substrat gambut dengan meningkatnya tingkat dekomposisi gambut. Data dari Scanlon dan

Moore (2000) menunjukkan bahwa C/N rasio dari gambut berkorelasi dengan tingkat dekomposisi gambut.

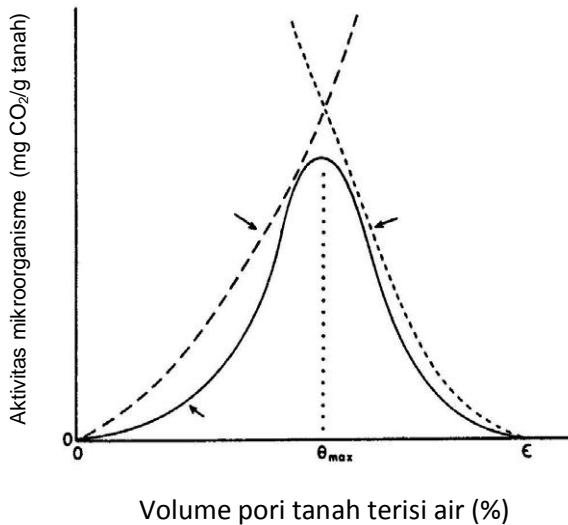
Komposisi kimia gambut mempunyai hubungan dengan tingkat dekomposisi gambut. Krosshavn et al. (1992) mempelajari komposisi kimia gambut yang berasal dari vegetasi yang berbeda dan mempunyai tingkat dekomposisi kimia yang berbeda menggunakan spektroskopi  $^{13}\text{C}$  Nuclear Magnetic Resonance (NMR). Hasil spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR menunjukkan bahwa pada gambut berasal dari vegetasi yang sama mempunyai struktur karbon karbon berubah dengan berubahnya tingkat dekomposisi gambut. Karbon organik dalam bentuk gugus hidroksil dan asetil menurun sedangkan karbon organik dengan struktur alkil meningkat dengan meningkatnya tingkat dekomposisi bahan organik.

Baldock et al. (1997) mengkaji sejumlah penelitian yang menggunakan spektroskopi  $^{13}\text{C}$  NMR untuk mengkarakterisasi perubahan komposisi kimia gambut yang terjadi karena proses dekomposisi. Meningkatnya tingkat dekomposisi gambut menyebabkan karbon organik dengan struktur C-alkil meningkat sedangkan karbon organik dengan struktur C-O-alkil menurun. Karbon organik dengan struktur C-aromatik berubah tidak konsisten dengan meningkatnya tingkat dekomposisi gambut. Baldock et al. (1997) mengemukakan bahwa rasio C-alkil – C-O-alkil (A/O-alkil rasio) dapat digunakan sebagai indeks dari tingkat dekomposisi bahan organik.

### **6.3.2. Kadar Air**

Kadar air merupakan salah satu faktor lingkungan yang menentukan kecepatan perombakan bahan organik di tanah. Pengaruh kadar air terhadap kecepatan perombakan bahan organik terjadi secara langsung dan tidak langsung. Pengaruh secara langsung terjadi melalui proses ketersediaan air untuk aktivitas

mikroorganisme, dan pengaruh tidak langsung terjadi melalui pengaruh air dalam mengontrol difusi oksigen di dalam tanah untuk aktivitas mikroorganisme. Dekomposisi bahan organik di dalam tanah meningkat dengan meningkatnya kadar air karena peningkatan ketersediaan air untuk aktivitas mikroorganisme dan difusi substrat, dan kemudian menurun karena ketersediaan oksigen yang semakin menipis dengan meningkatnya kadar air (Skoop et al., 1990). Beberapa penelitian menunjukkan bahwa aktivitas mikroorganisme membentuk kurva parabola dengan meningkatnya kadar air tanah (Tietema et al., 1992; Gullledge dan Schimel, 1998; Bowden et al., 1998; Franzluebbers, 1999; Ilstedt et al., 2000). Aktivitas mikroorganisme mencapai kecepatan optimum pada tingkat kadar air dimana pengaruh dari tingkat ketersediaan air dan ketersediaan oksigen seimbang (Gambar 6-4).



Gambar 6-4. Hubungan antara perubahan kadar air dengan aktivitas mikroorganisme

Kekurangan oksigen pada kondisi kadar air yang sangat tinggi menyebabkan terjadinya penurunan aktivitas mikroorganisme yang pada akhirnya menyebabkan penurunan dekomposisi bahan organik. Meningkatnya kadar air pada tanah (penurunan persentase pori tanah terisi udara) mengurangi ketersediaan oksigen di dalam tanah, dimana jika terjadi penurunan sampai oksigen tidak tersedia lagi maka akan terbentuk kondisi anaerob. Pada saat yang bersamaan terjadi perubahan mikroorganismenya dari yang didominasi oleh mikroorganismenya aerob menjadi mikroorganismenya yang fakultatif anaerob, dan dengan tidak tersedianya oksigen akan berkembang mikroorganismenya yang obligat anaerob (Sommers et al., 1981).

Tabel 6-1. Akitivitas mikroorganismenya dalam kondisi aerob dan anaerob serta rasio aktivitas mikroorganismenya dalam kondisi aerob dan anaerob dari beberapa penelitian di laboratorium

Peneliti	Unit aktivitas mikroba	Aerobik	Anaerobik	Rasio aerobik-anaerobik
Bridgham and Richardson (1992)	$\mu\text{mol.cm}^{-3}.\text{d}^{-1}$	0.45-1.23	0.27-0.46	1.6-2.7
Magnusson (1993)	$\mu\text{g.g}^{-1}.\text{h}^{-1}$	4.99-25.7	0.61-1.92	14.0
Moore and Dalva (1998)	$\text{mg.g}^{-1}.\text{d}^{-1}$	0.08-5.0	0.07-1.7	2.5
Bergman et al. (1999)	$\text{nmol.dw.h}^{-1}$	500-5112	80-3043	4.3
Scanlon and Moore (2000)	$\text{mg.g}^{-1}.\text{d}^{-1}$	0.06-0.66	0.002-0.098	3.0-30.3

Mikroorganismenya anaerob mempunyai tingkat efisiensi yang lebih rendah dibanding mikroorganismenya aerob dalam perombakan bahan organik (Yoshida, 1975), sehingga kecepatan perombakan bahan organik dalam kondisi anaerob lebih rendah dibanding pada kondisi aerob. Tabel 6-1 memperlihatkan rasio dari aktivitas mikroorganismenya dalam kondisi aerob dan anaerob yang selalu lebih

dari 1.0, mengindikasikan bahwa perombakan bahan organik dalam suasana aerob lebih cepat dibanding dalam suasana anaerob. Hal ini dapat menjelaskan fenomena tanah dengan kandungan bahan organik yang tinggi pada umumnya ditemukan pada lahan-lahan yang tergenang (kondisi anaerob).

Unit yang umum digunakan oleh para peneliti untuk menyatakan kadar air meliputi % berat air (*gravimetric water content-Wg*), % volume air (*volumetric water content-Wv*), % kapasitas tanah memegang air (*water holding capacity-WHC*), % pori tanah yang terisi air (*water filled-pore space-WFPC*), dan potensial air (*water potential-Wp*). Akan tetapi para peneliti belum sepakat unit kadar air yang mana yang tepat digunakan untuk membandingkan aktivitas mikroorganisme pada tanah yang berbeda sifat fisika dan kimianya. Pengaruh kadar air yang dinyatakan dalam persen berat air (*gravimetric water content*) terhadap kecepatan dekomposisi bahan organik bervariasi berdasarkan tekstur tanah dan kandungan bahan organik (Howard dan Howard, 1993; Gullledge dan Schimel, 1998) sehingga persen berat air tidak dapat digunakan dalam penelitian perbandingan aktivitas mikroorganisme pada tanah yang berbeda sifat fisika dan kimianya. Potensial air tanah (*Wp*) merupakan unit yang tepat untuk menyatakan ketersediaan air bagi mikroorganisme dalam melakukan perombakan bahan organik karena hubungan antara potensial air tanah dengan aktivitas mikroorganisme membentuk kurva logaritma. Permasalahan yang terjadi dalam penggunaan potensial air dalam penelitian aktivitas mikroorganisme adalah bahwa aktivitas mikroorganisme yang optimum terjadi pada kisaran  $-100$  sampai  $0$  kPa, dimana pengukuran pada nilai ini sukar dilakukan, dan perubahan kecil pada nilai potensial air mengakibatkan perubahan yang besar pada kadar air tanah (Ilstedt et al., 2000).



Kapasitas tanah memegang air (*water holding capacity-WHC*) merupakan unit yang sering digunakan dalam penetapan kadar air pada penelitian mikrobiologi tanah (Linn dan Doran, 1984) karena pengukurannya yang sederhana dan dapat digunakan pada tanah yang sudah terusik dan tanpa memperhitungkan kandungan bahan organik tanah (Gulledge dan Schimel, 1998). Berdasarkan data hasil penelitian tentang aerasi tanah, Linn dan Doran (1984) menemukan bahwa respirasi aerobik tanah mencapai tingkat maksimum pada WHC 60%. Permasalahan dalam penggunaan WHC dalam pengukuran kadar air adalah bahwa besarnya unit ini sangat bervariasi menurut jenis tanah dan metode pengukurannya sangat bervariasi (Linn dan Doran, 1984), tetapi hanya sedikit metode penetapan WHC yang tersedia dalam referensi (Ilstedt et al. 2000). Sebagai contoh, Parent dan Caron (1993) menjelaskan tiga metode yang berbeda dalam penetapan WHC hanya untuk tanah gambut sehingga jika metode penetapannya tidak disebutkan maka tidak jelas metode mana yang dipakai dalam penetapan WHC. Tingkat kepadatan tanah dalam kolom dan tinggi kolom yang digunakan dalam pengukuran WHC juga mempengaruhi nilai WHC yang diperoleh (Ilstedt et al., 2000).

Persentase pori tanah yang terisi air (*wate-filled pore space-WFPS*) merupakan unit yang sering diusulkan untuk digunakan dalam penetapan ketersediaan air untuk mikroorganisme (Franzluebbers, 1999) karena penggunaan unit ini dapat membandingkan kadar air pada tanah yang berbeda densitasnya (Linn dan Doran, 1984). Persentase pori tanah yang terisi air diekspresikan sebagai perbandingan jumlah air dengan total porositas tanah, bukan antara jumlah air dengan massa tanah. Linn dan Doran (1984) melaporkan bahwa respirasi tanah (karbon mineralisasi) mencapai tingkat maksimum pada WFPS 60%. Franzluebbers (1999) menemukan level WFPS untuk mencapai respirasi tanah maksimum bervariasi antara 53 – 60% untuk 15 contoh tanah dengan tekstur dan kandungan bahan organik yang berbeda. Permasalahan dengan

penggunaan WFPS untuk pengukuran ketersediaan air untuk mikroorganisme adalah tidak adanya informasi penggunaan WFPS untuk tanah dengan total porositas yang besar seperti yang ditemukan pada tanah gambut. Kisaran WFPS yang sempit untuk respirasi maksimum pada penelitian Linn dan Doran (1984) dan Franzluebbbers (1999) terjadi pada tanah dengan total porositas yang rendah yang diindikasikan dengan tingginya berat isi tanah (soil bulk density) (0.97 – 1.40 g.cm<sup>-3</sup>). Tanah dengan total porositas yang tinggi memerlukan level WFPS yang lebih rendah untuk menyediakan oksigen dan air yang sama dibanding dengan tanah yang mempunyai total porositas yang rendah.

### 6.3.3. Reaksi (pH) Tanah

Reaksi (pH) tanah merupakan faktor penting dalam perombakan bahan organik melalui pengaruh pH tanah terhadap aktivitas mikroorganisme dalam perombakan bahan organik. Mikroorganisme tanah mempunyai respon yang berbeda terhadap pH tanah. Bakteri acidophilic seperti Thiobasillus, Thermophalus dan Sulfolobus yang mengoksidasi sulfur menjadi asam sulfat berkembang pada kisaran pH 1–6, sedangkan jamur biasanya tumbuh optimal pada pH berkisar antara 4 dan 6 (Paul dan Clark, 1996).

Pengaruh pH tanah terhadap mineralisasi karbon dan nitrogen telah banyak diteliti menggunakan tanah mineral dan tanah organik (Shah et al., 1990; Curtin et al., 1998; Bergman et al., 1999). Curtin et al. (1999) melaporkan bahwa peningkatan pH tanah dari kisaran 5,7 – 5,8 menjadi 7,3 – 7,4 dengan penambahan Ca(OH)<sub>2</sub> menyebabkan 2-3 kali peningkatan dalam mineralisasi karbon dan nitrogen. Peningkatan mineralisasi karbon dan nitrogen ini disebabkan oleh meningkatnya bahan organik terlarut dengan meningkatnya pH tanah.

Penelitian lain menunjukkan hasil yang berbeda, bahwa pH tanah bukan merupakan faktor pembatas mineralisasi nitrogen. Dancer et al. (1973) dalam sebuah penelitian pengapuran di Wisconsin melaporkan bahwa perubahan pH pada kisaran 4,7–6,6 tidak mempengaruhi mineralisasi nitrogen. Peneliti lain, Tietema et al. (1992) yang melakukan penelitian pada tanah hutan dengan pH tanah berkisar 3,12–4,39 di Veluwe, Belanda menemukan bahwa tidak ada korelasi antara net mineralisasi N dan pH tanah. Berdasarkan hasil penelitian gambut dengan pH tanah 4,0 – 7,2 di Alberta, Kanada, Humprey dan Pluth (1996) melaporkan bahwa pH tanah tidak mempunyai pengaruh yang signifikan terhadap total inorganik nitrogen ( $\text{NH}_4^+$  dan  $\text{NO}_3^-$ ). Pada simulasi model formasi dan dekomposisi bahan organik CENTURY (Parton et al., 1989), pH tanah tidak termasuk sebagai faktor yang menentukan dan dekomposisi bahan organik (Motavalli, 1995).

Nitrifikasi, proses oksidasi  $\text{NH}_4^+$  menjadi  $\text{NO}_3^-$  pada umumnya dilakukan oleh bakteri *chemoautotrophic*. Aktivitas bakteri ini sangat dipengaruhi oleh pH tanah. Mikroorganisme nitrifier autotropik tidak aktif pada pH yang rendah, sementara mikroorganisme nitrifier heterotropik dominan pada tanah masam (Adams, 1986; Lang dan Jagnow, 1986). Duggin et al. (1991) melakukan penelitian tentang pengaruh perubahan pH tanah terhadap aktivitas nitrifier autotropik dan heterotropik. Hasil penelitian menunjukkan bahwa aktivitas nitrifier autotropik meningkat dua kali lipat ketika pH tanah dinaikkan dari 3,9 menjadi 4,4 melalui proses pengapuran, sementara nitrifikasi heterotropik tidak mengalami perubahan. Penurunan pH tanah dari 3,9 menjadi 3,5 menyebabkan penurunan total pada nitrifikasi autotropik dan penurunan sebesar 50% pada proses nitrifikasi heterotropik. Akan tetapi, penelitian lain (Hayatsu dan Kasuge, 1993) memperlihatkan bahwa nitrifier autotropik aktif pada tanah masam. Hasil penelitian menunjukkan bahwa bakteri yang berperan dalam

nitrifikasi autotropik dapat berkembang dengan baik pada tanah di Jepang dengan pH 3,5 – 7,0.

Pengapuran sering digunakan dalam pertanian untuk meningkatkan pH tanah, walaupun pengaruh pengapuran terhadap mineralisasi nitrogen tidak jelas. Pada sebuah penelitian menggunakan tanah dari Peace River (Kanada) dengan pH tanah 4.5 – 6.0, Nyborg dan Hoyt (1978) melaporkan bahwa pengapuran untuk mencapai pH 6.7 menyebabkan peningkatan nitrogen anorganik, walaupun tidak ada korelasi yang nyata antara pH tanah dengan jumlah nitrogen anorganik. Penambahan kapur hanya meningkatkan jumlah nitrogen anorganik pada awal inkubasi, dan dengan meningkatnya waktu inkubasi pengapuran tidak berpengaruh lagi terhadap mineralisasi nitrogen. Nyborg dan Hoyt (1978) melaporkan bahwa pengapuran hanya mempunyai pengaruh yang sementara terhadap kecepatan mineralisasi nitrogen.

Pengapuran pada tanah masam mempengaruhi komposisi dan aktivitas mikroorganisme. Shah et al. (1990) melakukan penelitian tentang pengaruh pengapuran terhadap populasi dan aktivitas mikroba dalam jangka pendek dan panjang. Pengapuran sebelum dilakukan inkubasi meningkatkan populasi bakteri. Walaupun lebih rendah dibanding dengan tanah yang dikapur sebelum inkubasi, tanah yang diberi kapur 10 tahun lalu mempunyai populasi bakteri yang tinggi dibanding tanah yang tidak dikapur. Berbeda dengan populasi bakteri, populasi jamur yang ditetapkan melalui pengukuran panjang hypha dan kandungan ergosterol tidak dipengaruhi oleh pengapuran dalam waktu pendek dan panjang. Aktivitas mikroorganisme yang ditetapkan melalui pengukuran evolusi CO<sub>2</sub> tidak berbeda pada tanah yang tidak dikapur ataupun yang telah diberi kapur 10 tahun yang lalu. Akan tetapi, tanah yang dikapur sebelum inkubasi menghasilkan CO<sub>2</sub> 5 kali lipat lebih besar dibanding tanah yang tidak dikapur ataupun yang telah dikapur 10 tahun yang lalu.

### 6.3.4. Temperatur Tanah

Mikroba perombak bahan organik mempunyai temperatur optimum yang berbeda untuk pertumbuhannya. Bakteri yang dikelompokkan ke dalam psychrophiles berkembang pada temperatur  $-5-25^{\circ}\text{C}$ , bakteri mesophiles mempunyai temperatur optimum  $15-45^{\circ}\text{C}$ , dan temperatur optimum untuk bakteri thermophiles adalah  $45-70^{\circ}\text{C}$ . Kecepatan perombakan bahan organik lebih tinggi pada temperatur yang tinggi. Pada sebuah percobaan di laboratorium menggunakan daun eucaliptus, O'Connel (1990) melaporkan bahwa mineralisasi karbon meningkat dari  $1,4 \text{ mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ daun hari}^{-1}$  pada  $4^{\circ}\text{C}$  menjadi  $5,2 \text{ mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ daun hari}^{-1}$  pada  $20^{\circ}\text{C}$  dan menjadi  $11,0 \text{ mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ daun hari}^{-1}$  pada  $35^{\circ}\text{C}$ . Kirschbaum (1995) melaporkan bahwa setiap peningkatan temperatur sebesar  $1^{\circ}\text{C}$  pada menyebabkan peningkatan mineralisasi karbon sebesar 10% pada daerah yang mempunyai temperatur rata-rata  $5^{\circ}\text{C}$ , sedangkan pada daerah dengan temperatur rata-rata  $30^{\circ}\text{C}$  setiap kenaikan temperatur sebesar  $1^{\circ}\text{C}$  menyebabkan peningkatan mineralisasi karbon sebesar 3%. Mineralisasi nitrogen juga meningkat dengan meningkatnya temperatur sampai  $25^{\circ}\text{C}$  (McDonald et al., 1995; Sierra, 1997; Niklinska, 1999).

Pembekuan (*freezing*) dan pencairan (*thawing*) meningkatkan mineralisasi karbon dan nitrogen (Caxon dan Parkinson, 1987). Pencairan bahan organik yang sebelumnya membeku akan menghasilkan karbon dan nitrogen yang terlarut (soluble carbon and nitrogen). Harris dan Stanford (1987) melaporkan bahwa karbohidrat yang larut dalam air (*water-soluble carbohydrate*) – sumber energi yang paling cepat tersedia bagi mikroorganisme – pada contoh yang diinkubasi pada temperatur yang stabil ( $4^{\circ}\text{C}$ ) adalah  $4.27 \text{ mg C g}^{-1}$  bahan organik. Sedangkan contoh yang dibekukan pada  $-20^{\circ}\text{C}$  kemudian dicairkan pada  $4^{\circ}\text{C}$  berulang kali sebanyak tujuh kali meningkat menjadi  $14.10 \text{ mg C g}^{-1}$  bahan organik.

Pengaruh kombinasi dari temperatur dan kadar air terhadap kecepatan mineralisasi nitrogen lebih besar dibanding pengaruh temperatur sendiri. Sierra (1997) melaporkan bahwa mineralisasi nitrogen menurun sebesar 27% ketika temperatur dan kadar air dari 25°C dan 60% ruang pori terisi air (*water-filled pore space*) dirubah menjadi 20°C dan 60% pori terisi air, dan menurun sebesar 84% ketika temperatur menjadi 10°C dan 35% pori terisi air. Kesimpulan yang sama juga diaporkan dalam penelitian lain (misalnya Howard dan Howard, 1993; Bowden et al., 1998).

## DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, T. S. 1997. *Tanah Gambut: genesis, klasifikasi, karakteristik, penggunaan, kendala dan penyebarannya di Indonesia*. Bogor Agricultural University, Bogor.
- Acosta-Martínez, V. and Tabatai, M. 2000. Enzyme activities in a limed agricultural soil. *Biology and Fertility of Soils* 31, 85 – 91.
- Adams, J.A. 1986. Identification of heterotrophic nitrification in strongly acid larch humus. *Soil Biology and Biochemistry* 18, 339- 341.
- Aerts, R. and Ludwig, F. 1997. Water-table changes and nutritional status affect trace gas emission from laboratory columns of peatland soils. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1691 - 1698.
- Aerts, R. and Toet, S. 1997. Nutritional controls on carbon dioxide and methane emission from carex-dominated peat soils. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1683 - 1690.
- Ahmad, R. 1999. Sorption and Release of Pesticide in Soils: The Role of Chemical Nature of Soil Organic Matter. *PhD Thesis. The University of Adelaide, Adelaide, Australia*.
- Amador, J. A. and Jones, R. D. 1993. Nutrient limitations on microbial respiration in peat soils with different total phosphorous content. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 793 – 801.
- Andersson, S. and Nilsson, S. I. 2001. Influence of pH and temperature on microbial activity, substrate availability of soil-solution bacteria and leaching of dissolved organic carbon in a mor humus. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1181 – 1191.
- Andersson, S., Nilsson, S. I. and Saetre, P. 2000. Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1 – 10.

- Andriessse, J. P. 1997. *The Reclamation of Peatswamps and Peat in Indonesia*. Centre for Wetland Studies and Bogor Agricultural University, Bogor.
- Aulakh, M.S., Khera, T.S. and Doran, J.W. 2000a. Mineralisation and denitrification in upland, nearly saturated and flooded subtropical soil. I. Effect of nitrate and ammoniacal nitrogen. *Biology and Fertility of Soils* 31, 16-167.
- Aulakh, M.S., Khera, T.S. and Doran, J.W. 2000b. Mineralisation and denitrification in upland, nearly saturated and flooded subtropical soil. II. Effect of organic manure varying in N content and C:N ratio. *Biology and Fertility of Soils* 31, 168-174.
- Baldock, J.A. 1989. Influence of Calcium on the Decomposition of Organic Materials in Soils. *PhD Thesis. The University of Adelaide, Adelaide, Australia*.
- Baldock, J.A. and Nelson, P.N. 1999. Soil organic matter. In *Handbook of Soil Science*, ed. M. Summer, p. B25-B84. CRC Press, Boca Raton.
- Baldock, J. A., Oades, J. M., Nelson, P. N., Skene, T. M., Golchin, A. and Clarke, P. 1997. Assessing the extent of decomposition of natural organic material using solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. *Australian Journal of Soil Research* 35, 1061-1083.
- Baldock, J. A., Oades, J. M., Vassallo, A. M. and Wilson, M. A. 1990a. Solid-state CP/MAS  $^{13}\text{C}$  NMR analysis of bacterial and fungal cultures isolated from a soil incubated with glucose. *Australian Journal of Soil Research* 28, 213-225.
- Baldock, J. A., Oades, J. M., Vassallo, A. M. and Wilson, M. A. 1990b. Solid-state CP/MAS  $^{13}\text{C}$  NMR analysis of particle size and density fractions of a soil incubated with uniformly labelled  $^{13}\text{C}$ -glucose. *Australian Journal of Soil Research* 28, 193-212..
- Baldock, J.A., Oades, J.M., Waters, A.G., Peng, X., Vassalo, A.M. and Wilson, M.A. 1992. Aspect of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. *Biogeochemistry* 16, 1-42.



- Baldock, J. A. and Preston, C. M. 1995. Chemistry of carbon decomposition processes in forest as revealed by carbon-13 nuclear magnetic resonance. In *Carbon Form and Functions in Forest Soils*. McFee, W. W. and Kelly, J. M (Eds.), pp. 89-117, Soil Science Society of America, Madison.
- Baldock, J.A. and Skjemstad, J.O. 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry* 31, 697-710.
- Bergman, I., Lundberg, P. and Nilsson, M. 1999. Microbial carbon mineralisation in an acid surface peat: effect of environmental factors in laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1867-1877.
- Blake, G. R. and Hartge, K. H. 1986. Particle density. In *Methods of Soil Analysis Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. Klute, A. (Ed.), 2<sup>nd</sup>, pp. 377–381. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison.
- Boehm, M. J., Wu, T., Stone, A.G., Kraakman, B., Iannotti, D.A., Wilson, G.E., Madden, L.V. and Hoitink, H.A. 1997. Cross-polarised magic-angle spinning <sup>13</sup>C nuclear magnetic resonance spectroscopic characterisation of soil organic matter relative to culturable bacterial species composition and sustained biological control of pythium root rot. *Applied and Environmental Microbiology*, 162-168.
- Borken, W. and Brumme, R. 1997. Liming practice in temperate forest ecosystems and the effects on CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O and CH<sub>4</sub> fluxes. *Soil Use and Management* 13, 251-257.
- Bowden, R.D., Newkirk, K.M. and Rullo, G.M. 1998. Carbon dioxide and methane fluxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1591-1597.
- Bradley, R. L., Titus, B.D. and Preston, C.P. 2000. Changes to mineral N cycling and microbial communities in black spruce humus after additions of (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and condensed tannins extracted from *Kalmia angustifolia* and balsam fir . *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1227-1240.

- Bridgham, S. D. and Richardson, C. J. 1992. Mechanisms controlling soil respiration (CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>) in southern peatlands. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 1089-1099.
- Bridgham, S. D., Updegraff, K. and Pastor, J. 1998. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralisation in northern wetlands. *Ecology* 79, 1545-1561.
- Bundy, L. G. and Meisinger, J. J. 1994. Nitrogen availability indices. In *Methods of Soil Analysis, Part 2*, eds. R. W. Weaver, J. S. Angle and P. S. Bottomley, pp. 951-984. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Buttler, A., Dinel, H. and Lévesque, M. 1994. Effects of physical, chemical and botanical characteristics of peat on carbon gas fluxes. *Soil Science* 158, 365-374.
- Cabrera, M.L. and Kissel, D.E. 1988. Evaluation of a method to predict nitrogen mineralised from soil organic matter under field conditions. *Soil Science Society of America Journal* 52, 1027-1031.
- Clein, J.S. and Schimel, J.P. 1994. Reduction in microbial activity in birch litter due to drying and rewetting events. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 403-406.
- Collins, H.P., Paul, E.A., Paustin, K. and Elliot, E.T. 1997. Characterisation of soil organic carbon relative to its stability and turnover. In *Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems: Long-term Experiments in North America*, ed. E.A. Paul, K. Paustin, E.T. Elliot and C.V. Cole, p. 51-72. CRC Press, Boca Raton.
- Constatinendes, M. and Fownes, J.H. 1994. Nitrogen mineralisation from leaves and litter tropical plants: relationship to nitrogen, lignin and soluble polyphenol concentrations. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 49-55.
- Corbeels, M., Hofman, G. and van Cleemput, O. 1999. Simulation of net N immobilisation and mineralisation in substrate-amended soils by the NCSOIL computer model. *Biology and Fertility of Soils* 28, 422-430.

- Corbeels, M., Hofman, G., and van-Cleemput, O. 2000. Nitrogen cycling associated with the decomposition of sunflower stalks and wheat straw in a Vertisol. *Plant and Soil* 218, 71-82.
- Coxon, D.S. and Parkinson, D. 1987. Winter respiratory activity in aspen woodland forest floor litter and soils. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 49-59.
- Curtin, D., Campbeel, C. A. and Jalil, A. 1998. Effect of acidity on mineralisation: pH-dependence of organic matter mineralisation in weakly acidic soils. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 57-64.
- Dancer, W.S., Peterson, L.A. and Chester, G. 1973. Ammonification and nitrification of N as influenced by soil pH and previous N treatments. *Soil Science Society of America Proceedings* 37, 67-69.
- De Boer, W., Hundscheid, M.P.J., Schotman, J.M.T., Troelstra, S.R. and Laanbroek, H.J. 1983. *In situ* net N transformations in pine fir and oak stands of different ages on acid, sandy soil, 3 years after liming. *Biology and Fertility of Soils* 15, 120-126.
- De Levie, R. 2001. *How to use Excel® in analytical chemistry and in general scientific data analysis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- De Neve, S. and Hofman, G. 1996. Modelling N mineralisation of vegetable crop residues during laboratory incubation. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1451-1457.
- Deans, J.R., Clapp, C.E., Molina, J.A.E., Klair, K.S., Shaffer, M.J. and Durben, N.J. 1983. Maize dry matter production as related to biological availability indexes. In *Proceeding International Symposium of Peat and Organic matter in Agriculture and Horticulture*, Ed. K.M. Schallinger, p. 119-130, Institute Soil and Water, Bet Dagan, Israel.
- Deans, J.R., Molina, J.A.E. and Clapp, C.E. 1986. Models for predicting potentially mineralisable nitrogen and decomposition rate constants. *Soil Science Society of America Journal* 50, 323-326.

- Dendooven, L., Merckx, R., Verstraeten, L.M.J. and Vlassak, K. 1997. Failure of an iterative curve-fitting procedure to successfully estimate two organic N pools. *Plant and Soil* 195, 121-128.
- Duggin, J.A., Voigt, G.K. and Bormann, F. H. 1991. Autotrophic and heterotrophic nitrification in response to clear-cutting northern hardwood forest. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 779-787.
- Entry, J.A. and Backman, C.B. 1995. Influence of carbon and nitrogen on cellulose and lignin degradation in forest soils. *Canadian Journal of Forest Research* 25, 1231-1236.
- Erich, M. and Trusty, G. 1997. Chemical characterisation of dissolved organic matter released by limed and unlimed forest soil horizons. *Canadian Journal of Soil Science* 77, 405-413.
- FAO. 1988. Revised legend of the FAO-UNESCO soil map of the world. In *World Soil Resources Report No. 60*. p.109, Rome.
- Fernández, I., Cabaneiro, A. and Carballas, T. 1999. Carbon mineralisation dynamics in soil after wildfires in two Galician forests. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1853-1865.
- Fog, K. 1988. The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of organic matter. *Biology Review* 63, 433-462.
- Fox, R. H., Myers, R.J.K. and Vallis, I. 1990. The nitrogen mineralisation rate of legume residues in soil as influenced by their polyphenol, lignin, and nitrogen contents. *Plant and Soil* 129, 251-259.
- Franzluebbers, A.J. 1999. Microbial activity in response to water-filled space of variably eroded southern Piedmont soils. *Applied Soil Ecology* 11, 91-101.
- Freeman, C., Liska, G., Ostle, N.J., Lock, G., Reynolds, B. and Hudson, J. 1996. Microbial activity and enzymic decomposition process following peatland water-table drawdown. *Plant and Soil* 180, 121-127.
- Geissen, V. and Brümmer, G. W. 1999. Decomposition rates and feeding activities of soil fauna in deciduous forest soils in

- relation to soil chemical parameters following liming and fertilisation. *Biology and Fertility of Soils* 29, 335-342.
- Genstat 5 Committee. 1993. *Genstat 5 Release 3 Reference Manual*. Clarendon Press, Oxford.
- Goering, H.K. and van Soest, P.J. 1970. *Forage Fibre Analyses (Apparatus, Reagents, Procedures, and Some Applications)*. Agriculture Handbook, USDA, No.379, pp.1-19.
- Goodwin, S. and Zeikus, J. G. 1987. Ecophysiological adaptations of anaerobic bacteria to low pH: analysis of anaerobic digestion in acidic bog sediments. *Applied and Environmental Microbiology* 53, 57-64.
- Griffin, G.F. and Laine, A.F. 1983. Nitrogen mineralisation in soils previously amended with organic wastes. *Agronomy Journal* 75, 124-129.
- Guinto, D.F., Saffigna, P.G., Xu, Z.H., House, A.P.N. and Perera, M.C.S. 1999. Soil nitrogen mineralisation and organic matter composition revealed by <sup>13</sup>C NMR spectroscopy under repeated prescribed burning in eucalypt forest of southeast Queensland. *Australian Journal of Soil Research* 37, 123-135.
- Gulledge, J. and Schimel J.P. 1998. Moisture control over atmospheric CH<sub>4</sub> consumption and CO<sub>2</sub> production in diverse Alaskan soils. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1127-1132.
- Hadi, A. and Inubushi, K. 2000. Microbial population and greenhouse gases formation in tropical peatland under different land uses. *Proceeding of the International Symposium on Tropical Peatland, 22 – 23 November 1999, Bogor, Indonesia*, p. 69-77.
- Harris, M.M. and Safford, L.O. 1996. Effect of season and four tree species on soluble carbon content in fresh and decomposing litter of temperate forests. *Soil Science* 161, 130-135.
- Hatcher, P.G. 1987. Chemical structure of natural lignin by dipolar dephasing solid-state <sup>13</sup>C nuclear magnetic resonance. *Organic Geochemistry* 11, 31-39.
- Hayatsu, M. and Kosuge, N. 1993. Autotrophic nitrification in acid tea soils. *Soil Science Plant Nutrition* 39, 209-217.

- Haynes R. J. 1986. The decomposition process: Mineralisation, immobilisation, humus formation and degradation. In *Mineral Nitrogen in the Plant-Soil System*, ed. R. J. Haynes, p. 52 - 109. Academic Press, Orlando.
- Heal, O.W., Anderson, J.M. and Swift, M.J. 1997. Plant litter quality and decomposition: An historical overview. In *Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition*, Eds. G. Cadish and K.E. Giller. p. 3-30. CAB International, Wallingford.
- Hedges, J.I., Baldock, J.A., Gélinas, Y., Lee, C., Peterson, M. and Wakeham, S.G. 2001. Evidence for non-selective preservation of organic matter in sinking marine particles. *Nature* 409, 801-804.
- Henderson, I.F. 1979. Henderson's dictionary of biological terms. 9<sup>th</sup> ed. Longman Group Limited, London.
- Henriksen, T. M. and Breland, T. A. 1999a. Nitrogen availability effects on carbon mineralisation, fungal and bacterial growth, and enzyme activities during decomposition of wheat straw in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1121 – 1134.
- Henrikson, T.M. and Breland, T.O. 1999b. Evaluation of criteria for describing crop residue degradability in a model of carbon and nitrogen turnover in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1135-1149.
- Hogg, E.A. 1993. Decay potential of hummock and hollow Sphagnum peats at different depths in a Swedish raised bog. *Oikos* 66, 269-278.
- Hopkins, D. W. 1997. Decomposition in a peaty soil improved for pastoral agriculture. *Soil Use and Management* 13, 104-106.
- Howard, D. M and Howard, P. J. A. 1993. Relationship between CO<sub>2</sub> evolution, moisture content and temperature for a range of soil types. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 1537-1546.
- Humphrey, W.D. and Pluth, D.J. 1996 Net nitrogen mineralisation in natural and drained fen peatlands in Alberta, Canada. *Soil Science Society of America Journal* 60, 932-940.

- Ilstedt, U., Nordgren, A. and Malmer, A. 2000. Optimum soil water for soil respiration before and after amendment with glucose in humid tropical Acrisols and a boreal mor layer. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1591-1599.
- Isabella, B. L. and Hopkins, D. W. 1994. Nitrogen transformation in a peaty soil improved for pastoral agriculture. *Soil Use and Management* 10, 107-111.
- Karam, A. 1993. Chemical properties of organic soils. In *Soil Sampling and Method of Analysis*, ed. R. M. Carter, p. 459-471. Lewis Publisher, Boca Raton.
- Keeney, D.R. and Nelson, D.W. 1982. Nitrogen: inorganic forms. In *Methods of Soil Analysis. Part 2, Chemical and Microbiological Properties*. 2<sup>nd</sup> Edition, eds. A. L. Page, R. H. Miller and D. Keeney, p. 643-698. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Keyser, P.T., Kirk, K. and Zeikus, J.G. 1978. Ligninolytic enzyme system of *Phanerochaete chrysosporium*: synthesised in the absence of lignin in response to nitrogen starvation. *Journal of Bacteriology* 135, 790-797.
- Kinesch, P., Powlson, D.S. and Randall, E.W. 1995. <sup>13</sup>C NMR studies of soil organic matter in whole soils: I. Quantification possibilities. *European Journal of Soil Science* 46, 125-138.
- Kirschbaum, M.U.F. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 753-760.
- Knapp, E.B., Elliott, L.F. and Campbell, G.S. 1983. Microbial respiration and growth during the decomposition of wheat straw. *Soil Biology and Biochemistry* 15, 319-323.
- Kögel-Knabber, I. 1997. <sup>13</sup>C and <sup>15</sup>N NMR spectroscopy as a tool in soil organic matter studies. *Geoderma* 80, 243-270.
- Krosshavn, M., Southon, T. E. and Steinnes, E. 1992. The influence of vegetational origin and degree of organic soils on their chemical composition, determined by solid-state <sup>13</sup>C NMR. *Journal of Soil Science* 43, 485-493.

- Lang, E. and Jagnow, G. 1986. Fungi of a forest soil nitrifying at low pH values. *FEMS Microbiology Ecology* 38, 257-265.
- Liebig, M.A., Jones, A.J., Doran, J.W. and Mielke L.N. 1995. Potential soil respiration and relationship to soil properties in ridge tillage. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1430-1435.
- Linn, D.M. and Doran, J.W. 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and non-tilled soils. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1267-1272.
- MacDonald N.W., Zak D.R. and Pregitzer K.S. 1995. Temperature effect on kinetics of microbial respiration and net nitrogen and sulfur mineralisation. *Soil Science Society of America Journal* 59, 232-240.
- MacKinnon, K., Hatta, G., Halim, H. and Mangalik, A. 1996. *The Ecology of Kalimantan*. Periplus Edition, Singapore.
- Mafongoya, P.L., Barak, P. and Reed, J.D. 2000. Carbon, nitrogen and phosphorus mineralisation of tree leaves and manure. *Biology and Fertility of Soils* 30, 298-305.
- Magnusson, T. 1993. Carbon dioxide and methane formation in forest mineral and peat soils during aerobic and anaerobic incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 877-883.
- Mary, B. Recous, S., Darwin, D. and Robin, D. 1996. Interactions between decomposition of plant residues and nitrogen cycling in soil. *Plant and Soil* 181, 71-82.
- Mathers, N.J., Mao, X.A., Xu, Z.H., Saffigna, P.G., Berners-Price, S.J. and Perera, M.C.S. 2000. Recent advances in the application of  $^{13}\text{C}$  and  $^{15}\text{N}$  NMR spectroscopy to soil organic matter studies. *Australian Journal of Soil Research* 38, 769-787.
- McKinzie, W. E. 1974. Criteria used in soil taxonomy to classify organic soils. In *Histolsols: Their Characteristics, Classification and Use*, eds. A. R. Aandahl, S. W. Boul, D. E. Hill, H. H. Bailey, p. 1-10. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Mitsch, J.M. and Gosselink, J.G. 1993. *Wetlands*. Nostrand Rheinhold, New York.



- Molina, J.A.E., Clapp, C.E. and Larson, W.E. 1980. Potentially mineralisable nitrogen in soil: The simple exponential model does not apply for the first 12 week of incubation. *Soil Science Society of America Proceedings* 44, 442-443.
- Moore, T. R. and Dalva, M. 1997. Methane and carbon dioxide exchange potentials of peat soil in aerobic and anaerobic laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1157-1164.
- Motavalli, P. P., Palm, C. A., Parton, W. J., Elliott, E. T. and Frey, S. D. 1995. Soil pH and organic C dynamics in tropical forest soils: Evidence from laboratory and simulation studies. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 1589-1599.
- Neale, S.P., Shah, Z. and Adams, W.A. 1997. Changes in microbial biomass and nitrogen turnover in acidic organic soils following liming. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1463-1474.
- Nelson, P.N., Baldock, J.A., Clarke, P., Oades, J.M. and Churchman, G.J. 1999. Dispersed clay and organic matter in soil: their nature and associations. *Australian Journal of Soil Research* 37, 289-315.
- Nicolardot, B., Recous, S. and Mary, B. 2001. Simulating of C and N mineralisation during crop residue decomposition: A simple dynamic model based on the C:N ratio of the residues. *Plant and Soil* 228, 83-101.
- Niklinska, M., Maryanski, M. and Laskowski, R. 1999. Effect of temperature on humus respiration rate and nitrogen mineralisation: Implication for global climate change. *Biogeochemistry* 44, 239-257.
- Nilsson, S. I., Andersson, S., Valeur, I., Persson, T., Bergholm, J. and Wirén, A. 2001. Influence of dolomite lime on leaching and storage of C, N and S in a Spodosol under Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.). *Forest Ecology and Management* 146, 55-73.
- Nodar, R., Acea, M. and Carballas, T. 1992. Microbiological response to  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  treatments in a forest soil. *FEMS Microbiology Ecology* 86, 213-219.

- Nohrstedt, H.-Ö., Arnebrant, K., Bääth, E. and Söderström, B. 1989. Changes in carbon content, respiration rate, ATP content and microbial biomass in nitrogen-fertilized pine forest soils in Sweden. *Canadian Journal of Forest Research* 19, 323-328.
- Nyborg, M. and Hoyt, P.B. 1978. Effect of soil acidity and liming on mineralisation of soil nitrogen. *Canadian Journal of Soil Science* 58, 331-338.
- O'Connel, A.M. 1990. Microbial decomposition (respiration) of litter in eucalypt forests of southwestern Australia: An empirical model based on laboratory incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 153-160.
- Orchard, V. A. and Cook, F. J. 1983. Relationship between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 15, 447-453.
- Palm, C.A. and Sanchez, P.A. 1991. Nitrogen release from the leaves of some tropical legumes as affected by their lignin and polyphenolic contents. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 83-88.
- Parent, L. E. and Caron, J. 1993. Physical properties of organic soils. In *Soil Sampling and Method of Analysis*, ed. R. M. Carter, p. 441-458. Lewis Publisher, Boca Raton.
- Parfitt, R.L. and Salt, G.J. 2001. Carbon and nitrogen mineralisation in sand, silt, and clay fraction of soil under maize and pasture. *Australian Journal of Soil Research* 39, 361-371.
- Parton, W.J., Stanford, R. L., Sanchez, P.A. and Steward, J.W.B. 1989. Modeling soil organic matter dynamics in tropical soils. In *Dynamics of Soil Organic Matter in Tropical Ecosystems*, ed. D. C. Coleman, J. M. Oades, G. Uehara, p. 153-170, NifTAL Project, Hawaii.
- Paul, E. A. and Clark, F. E. 1996. *Soil Microbiology and Biochemistry*. 2<sup>nd</sup>. Academic Press, San Diego.
- Preston, C.M. 1996. Applications of NMR to soil organic matter analysis: history and perspective. *Soil Science* 161, 144-166.
- Preston, C. M., Axelson, D. E., Levesque, M., Mathur, S. P., Diné, H. and Dudley, R. L. 1989. Carbon-13 NMR and chemical

- characterisation of particle-size separates of peats differing in degree of decomposition. *Organic Geochemistry* 14, 393-403.
- Preston, C. M., Shipitalo, S. E., Dudley, R. L., Fyfe, C. A., Mathur, S. P. and Levesque, M. 1987. Comparison of  $^{13}\text{C}$  NMR and chemical technique for measuring the degree of decomposition in virgin and cultivated peat profiles. *Canadian Journal of Soil Science* 67, 187-198.
- Pulford, I.D. and Tabatai, M. A. 1988. Effect of waterlogging on enzyme activity soils. *Soil Biology and Biochemistry* 20, 215-219.
- Rieley, J. O. 1999. *Kalimantan Tropical Peat Forest Project*. [Online, accessed 14 April 1999] (URL = <http://www.geog.nottingham.ac.uk/~rieley/kaltrop.ht>).
- Rieley, J.O. and Setiadi, B. 1997. Role of tropical peatlands in global carbon balance: Preliminary findings from the high peats of Central Kalimantan, Indonesia. *Air, Lahan, Lingkungan, dan Mitigasi Bencana* 1, 52-58.
- Saidy, A.R., 2000. Nitrogen mineralisation and  $\text{CO}_2$  production in response to water-filled pore space of Canadian Sphagnum peat. *Kalimantan Agrikultura* 7, 63-68.
- Saidy, A.R., 2005. Struktur karbon organik yang ditetapkan dengan  $^{13}\text{C}$  Nuclear Magnetic Resonance (NMR) Spektroskopi dan mineralisasi karbon pada gambut yang digunakan untuk pertanian. *Jurnal Tanah Tropika* 1, 15-23.
- Saidy, A.R., 2012. Effect of Coating Phyllosilicate Clays with Hydrous Oxides on Organic Carbon Stabilization. PhD Thesis at the University of Adelaide, South Australia.
- Saidy, A.R., Arifin, Londong, P., 2003. Respon tanaman jagung terhadap pemberian kotoran ayam: Pengaruh sifat kimia tanah. *Agroscentiae* 10(1), 33-43.

- Saidy, A.R., Arifin, Y.F., Aqla, M., 2007. Laporan Teknis: Perubahan sifat tanah pada lahan paska tambang yang direklamasi untuk pengembalian ke pemerintah di PT. Arutmin Indonesia Site Sangsang Provinsi Kalimantan Selatan. Kerjasama antara Pusat Penelitian Lingkungan Hidup (PPLH) dengan PT. Arutmin Indonesia.
- Saidy, A.R., Badruzsaufari, 2009a. Hubungan antara Konsentrasi Cr(VI) dan Sifat Kimia Tanah: Informasi Awal untuk Remediasi Lahan Bekas Tambang di Kalimantan Selatan. *Jurnal Tanah Tropika* 14(2), 97-103.
- Saidy, A.R., Badruzsaufari, 2009b. Pengapuran dan Penambahan Bahan Organik untuk Meningkatkan Reduksi Kromium(VI): Upaya Bioremediasi Lahan Bekas Tambang di Kalimantan Selatan. *Agroscientiae* 12(4), 87-93.
- Saidy, A.R., Mariana, Z.T., 2006. Perubahan pH pada gambut tropik karena mineralisasi karbon. *Jurnal Agroland* 12(2), 128-132.
- Saidy, A.R., Purnomo, E., Rasmadi, M., Mariana, Z.T., Osaki, M., 2004. Changes in pH of tropical peats as influenced by carbon mineralization. *Environmental Conservation and Land-use Management Wetland Ecosystem In Southeast Asia*.
- Saidy, A.R., Septiana, M., 1999. Mineralisasi nitrogen pada tanah gambut yang dikapur. *Kalimantan Agrikultura* 6, 121-128.
- Saidy, A.R., Smernik, R.J., Baldock, J.A., Kaiser, K., Sanderman, J., Macdonald, L.M., 2012. Effects of clay mineralogy and hydrous iron oxides on labile organic carbon stabilisation. *Geoderma* 173, 104-110.
- Saidy, A. R., R. J. Smernik, J.A. Baldock, K. Kaiser. 2015. Microbial degradarion of carbon sorbed onto phyllosilicate clays with and without hydrous iron oxide coating. *European Journal of Soil Science* 66, 83-94.
- Saidy, A. R., R. J. Smernik, J. A. Baldock, K. Kaiser, J. Sanderman. 2013. The sorption of organic carbon onto differing clay minerals in the presence and absence of hydrous iron oxide. *Geoderma* 209-210, 15-21.

- Scanlon, D. and Moore, T. 2000. Carbon dioxide production from peatland soil profiles: the influence of temperature, oxic/anoxic condition and substrate. *Soil Science* 165, 153-160.
- Scott, N.A., Cole, C.V., Elliot, E.T. and Huffman, S.A. 1996. Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1102-1109.
- Seneviratne, G., van Holm, L.H.J., Balachandra, L.J.A. and Kolasooriya, S.A. 1999. Differential effects of soil properties on leaf nitrogen release. *Biology and Fertility of Soils* 28, 238-242.
- Seneviratne, G., van Holm, L.H.J., Kolasooriya, S.A. 1998. Quality of different mulch materials and their decomposition and N release under low moisture regimes. *Biology and Fertility of Soils* 26, 136-140.
- Setiadi, B. 1997. Penyuburan gambut, aspek strtegis pembukaan lahan gambut satu juta hektar. *Air, Lahan, Lingkungan, dan Mitigasi Bencana* 2, 36-40.
- Shah, Z., Adams, W. A. and Haven, C. D. V. 1990. Composition and activity of the microbial population in an acidic upland soil and effect of liming. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 257-263.
- Shimada, S., Takahashi, H., Haraguchi, A and Kaneko, M. 2001. The carbon content characteristic's of tropical peats in Central Kalimantan, Indonesia: Estimating their spatial variability in density. *Biogeochemistry* 53, 249-267.
- Sierra, J. 1997. Temperature and soil moisture dependence of N mineralisation in intact soil cores. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 1557-1563.
- Skjemstad, J.O., Clarke, P., Golchin, A. and Oades, J.M. 1997. Characterisation of soil organic matter by solid-state <sup>13</sup>C NMR spectroscopy. In *Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition*, ed. G. Cadisch and K.E. Giller, p. 253-271. CAB International, Wallingford, UK.

- Skjemstad, J.O., Clarke, P., Taylor, J.A., Oades, J.M. and McClure, S.G. 1996. The chemistry and nature of protected carbon in soil. *Australian Journal of Soil Research* 34, 251-271.
- Skjemstad, J.O., Clarke, P., Taylor, J.A., Oades, J.M. and Newman, R.H. 1994. The removal of magnetic materials from surface soils: A solid-state  $^{13}\text{C}$  CP/MAS NMR study. *Australian Journal of Soil Research* 32, 1215-1229.
- Skopp, J., Jawson, M. D. and Doran, J. W. 1990. Steady-state microbial activity as a function of soil water content. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1619-1625.
- Smernik, R. J. and Oades, J. M. 2001. Solid-state  $^{13}\text{C}$ -NMR dipolar dephasing experiments for quantifying protonated and non-protonated carbon in soil organic matter and model systems. *European Journal of Soil Science* 52, 103-120.
- Smernik, R.J., Skjemstad, J.O. and Oades, J.M. 2000. Virtual fractionation of charcoal from soil organic matter using solid-state  $^{13}\text{C}$  NMR spectral editing. *Australian Journal of Soil Research* 38, 665-683.
- Soehardjo, H. and Widjaya-Adhi, I.P.G. 1976. Chemical characteristics of the upper 30 cm of peat soils from Riau. In *Peat and Podzolic Soils and Their Potential for Agriculture in Indonesia*, p. 74-94. Soil Research Institute, Bogor.
- Sommers, L.E., Gilmour, C.M., Wildung, R.E. and Beck, S.M. 1981. The effect of water potential on decomposition process in soils. In *Water Potential Relation in Soil Microbiology*. Ed. J.F. Parr, W.R. Gardner and L.F. Elliott, p. 97-117. Soil Science Society of America, Wisconsin.
- Stanford, G. and Epstein, E. 1974. Nitrogen mineralisation-water relation in soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 38, 103-107.
- Stanford, G. and Smith, S.J. 1972. Nitrogen mineralisation potentials of soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 465-472.
- Steel, R.G.D. and Torrie, J.H. 1980. *Principles and Procedure of Statistics*. McGraw-Hill, London.

- Stevenson, F.J. 1965. Gross chemical fractionation of organic matter. In *Methods of Soil Analysis Part 2*, Ed. C.A. Black, p. 1409-1421. American Society of Agronomy, Madison.
- Stevenson, F.J. and Cole M.A. 1999. *Cycles of Soil: Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients*. 2<sup>nd</sup> edition. John Willey & Sons, New York.
- Sutikno, H. and Noor, M. 1997. Strategi pelestarian lahan gambut pasang surut. *Air, Lahan, Lingkungan, dan Mitigasi Bencana* 1, 21-27.
- Swift, R.S. 1985. Fractionation of soil humic substances. In *Humic Substances in Soil, Sediment and Water*, ed. G.R. Aiken, D.M. Mcknight and R.L. Wershaw, p. 387-434. John Willey & Sons, New York.
- Szumigalski, A.R. and Bayley S.E. 1996. Decomposition along bog to rich fen gradient in central Alberta, Canada. *Canadian Journal of Botany* 74, 531-581.
- Thirukkumaran, C. M. and Parkinson, D. 2000. Microbial respiration, biomass, metabolic quotient and litter decomposition in a lodgepole pine forest floor amended with nitrogen and phosphorous fertilisers. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 59-66.
- Tian, G., Kang, B.T. and Brussaard, L 1992. Biological effects of plant residues with constrasting chemical compositions under humid tropical conditions-decomposition and nutrient release. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 1051-1060.
- Tietema, A., Warmerdam, B., Lenting, E. and Riemer, L. 1992. Abiotic factors regulating transformations in the organic layer of acid forest soils: Moisture and pH. *Plant and Soil* 147, 69-78.
- Torbert, H. A. and Wood, C.W. 1992. Effect of soil compaction and water-filled pore space on soil microbial activity and N losses. *Communication in Soil Science and Plant Analysis* 23, 1321-1331.
- Updegraff, K., Pastor, J., Bridgham, S.D. and Johnston, C.A. 1995. Environmental and substrate control over carbon and nitrogen mineralisation in northern wetlands. *Ecological Application* 5, 151-163.

- Van den Pol-van Dasselaar, A. and Oenema, O. 1999. Methane production and carbon mineralisation of size and density fraction of peat soils. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 877-886.
- Van Gestel, M., Merckx, R. and Vlassak, K. 1993. Microbial biomass responses to soil drying and rewetting: The fate of fast- and slow-growing microorganisms in soil from different climates. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 109-123.
- Vance, E. D. and Chapin III, F. S. 2001. Substrate limitations to microbial activity in taiga forest floors. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 173-188.
- Veeman, W.S. 1997. Nuclear magnetic resonance, a simple introduction to the principles and applications. *Geoderma* 80, 225-242.
- Verhoeven, J.T.A. and Toth, E. 1995. Decomposition of *carex* and *sphagnum* litter in fens: Effect of litter quality and inhibition by living tissue homogenates. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 271-275.
- Vigil, M.F. and Kissel, D.E. 1991. Equations for estimating the amount of nitrogen mineralised from crop residues. *Soil Science Society of America Journal* 55, 757-761.
- Wanner, M., Funke, I. and Funke, W. 1994. Effect of liming, fertilisation and acidification on pH, soil moisture, and ATP content of soil from a spruce forest in Southern Germany. *Biology and Fertility of Soils* 17, 297-300.
- Webster, E. A., Chudek, J. A. and Hopkins, D. W. 1997. Fates of <sup>13</sup>C from enriched glucose and glycine in an organic soil determined by solid-state NMR. *Biology and Fertility of Soil*, 25, 389-395.
- Webster, E. A., Chudek, J. A. and Hopkins, D. W. 2000. Carbon transformations during decomposition of different component of plant leaves in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 301-314.
- Weier K.L. and Gilliam J.W. 1986. Effect of acidity on nitrogen mineralisation in Atlantic Coastal Plain soils. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 1210-1214.



- William, B. L. 1972. Nitrogen mineralisation and organic matter decomposition in Scots pine humus. *Forestry* 45, 177-188.
- Wilson, M. A. 1987. NMR Techniques and Applications in Geochemistry and Soil Chemistry. 1<sup>st</sup> edition. Pergamon Press, Oxford.
- Wilson, J.M. and Griffin, D. M. 1975. Water potential and the respiration of microorganisms in the soils. *Soil Biology and Biochemistry* 7, 199-204.
- Wösten, J. H. M., Ismail, A. B. and van Wijk, A. L. M. 1997. Peat subsidence and its practical implications: a case study in Malaysia. *Geoderma* 78, 25-36.
- Yoshida, T. 1975. Microbial metabolism of flooded soils. In *Soil Biochemistry* Vol. III, p. 83-122. Academic Press, New York.

## GLOSARIUM

- 1) Biomassa mikroorganisme adalah komponen hidup bahan organik yang berada di dalam sel mikroorganisme (bakteri, fungi, algae dan protoza) di dalam tanah.
- 2) Bahan organik partikulat meliputi semua bahan organik semua bahan organik dengan ukuran  $<2,00$  mm dan  $>0,0053$  mm dan secara kimia dan biologi merupakan bahan yang aktif dan dikelompokkan ke dalam bahan organik yang labil (bahan organik yang mudah mengalami perombakan).
- 3) Serasah dapat didefinisikan sebagai lapisan paling atas dari permukaan tanah yang terdiri dari sisa-sisa tumbuhan (bagian tumbuhan yang telah mati) dan belum mengalami dekomposisi sehingga masih dapat dikenali secara visual bagian asal (origin) tumbuhan tersebut.
- 4) Bahan organik terlarut (dissolved organic matter) dapat didefinisikan sebagai molekul organik dengan berbagai ukuran dan struktur kimia yang berbeda yang lolos dari filter dengan ukuran  $0,45\text{-}\mu\text{m}$ .
- 5) Humus adalah bahan atau substansi yang berwarna coklat sampai agak gelap yang dihasilkan dari proses dekomposisi residu tanaman dan binatang oleh mikroorganisme, baik dalam kondisi aerobik ataupun anaerobik.
- 6) Bahan organik lebam (inert organic matter) adalah bahan organik tanah yang karena struktur kimia karbonnya resisten terhadap proses dekomposisi oleh mikroba tanah sehingga dapat bertahan di dalam tanah dari ratusan sampai ribuan tahun.
- 7) Stabilitas struktur tanah berhubungan dengan ketahanan susunan pori dan partikel tanah (struktur) terhadap tekanan/gaya dari luar (misalnya penanaman, kompaksi dan irigasi).

- 8) Kemasaman tanah atau reaksi (pH) tanah menunjukkan konsentrasi ion  $H^+$  di dalam larutan tanah.
- 9) Dekarboksilisasi anion-anion organik adalah proses pembentukan gugus karboksil selama proses perombakan bahan organik, di mana ion  $H^+$  digunakan untuk membentuk gugus karboksil dan proses menyebabkan kenaikan pH tanah.
- 10) Deaminisasi adalah reaksi enzimatik pada perombakan nitrogen organik, di mana asam-asam amino akan dirombak menjadi gugus-gugus amina.
- 11) Amonifikasi merupakan bagian dari perombakan nitrogen organik, di mana amoniak akan dihidrolisis menjadi ammonium.
- 12) Nitrifikasi adalah oksidasi senyawa ammonium dalam perombakan nitrogen organik oleh bakteri *chemoautotrophic* sebagai sumber energi untuk menghasilkan nitrat.
- 13) Stabilisasi bahan organik tanah adalah interaksi antara bahan organik dan mineral liat dan oksida-hidroksida Al dan Fe yang merupakan mekanisme proteksi bahan organik tanah dari proses dekomposisi.
- 14) Jembatan kation (*cation bridging*) adalah proses stabilisasi bahan organik tanah yang terjadi ketika satu muatan positif dari kation dua atau tiga valensi berikatan dengan muatan negatif bahan organik dan muatan positif yang lain berikatan dengan muatan negatif dari permukaan mineral liat.
- 15) Resiliensi ekosistem adalah kapasitas suatu ekosistem untuk bertahan dari suatu gangguan dan kemudian memulihkan kembali fungsi-fungsi dasar pentingnya.

- 16) Oksidasi basah adalah metode penetapan kandungan karbon organik di dalam tanah, di mana dalam metode ini karbon organik dioksidasi dalam larutan asam dikromat yang dilanjutkan dengan titrasi balik dari asam kromat yang tersisa.
- 17) Pembakaran kering (*dry combustion*) adalah metode penetapan karbon organik di dalam tanah dengan mengkonversi semua karbon organik di dalam menjadi karbon dioksida melalui proses pembakaran.
- 18) Dekomposisi bahan organik merupakan proses di mana bahan organik tanah dikonversi menjadi senyawa-senyawa yang lebih sederhana.
- 19) Kualitas substrat merupakan komposisi kimia suatu bahan organik yang merupakan faktor yang sangat penting sekali dalam menentukan kecepatan perombakan bahan organik.
- 20) Persen pori tanah yang terisi air (*water filled-pore space*) merupakan unit yang digunakan dalam penetapan ketersediaan air untuk mikroorganisme dan diekspresikan sebagai perbandingan jumlah air dengan total porositas tanah.

## INDEKS

- adsorpsi spesifik, 51
- aerasi, 7, 9, 101
- aerobik, 18, 24, 99, 101
- agregasi tanah, 5, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 35
- agregat tanah, 9, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33
- aktivitas enzim, 6
- alifatik, 20
- aliphatik, 32
- alopan, 32
- amonifikasi, 51, 54, 55, 69
- anaerob, 66, 99, 100
- anaerobik, 18, 24, 55, 69, 99
- aromatik, 19, 20, 47, 80, 83, 88, 97
- asam amino, 1, 3, 4, 18, 19, 69, 70, 72
- asam fulvik, 19, 20, 21, 64, 78
- asam humik, 19, 20, 64, 78
- asam-asam organik, 3, 16, 18, 20, 51, 57, 71
- asidifikasi, 5, 78
- ayakan basah, 27, 29
- bahan organik habis, 27
- bahan organik makro, 8, 10, 12, 13
- bahan organik terlarut, 15, 16, 17, 103
- biochar, 22, 23, 24, 25
- biodegradasi, 16
- biomassa, 1, 2, 5, 6, 7, 8, 10, 23, 25, 33, 67
- biotik, 19, 89, 90, 91, 92
- C-alkil, 80, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 97
- C-alkyl, 17
- C-carboxyl, 17
- charcoal, 1, 22, 121
- chemical-shift region*, 80
- C-O-alkil, 83, 84, 85, 87, 88, 97
- C-O-alkyl, 17
- deaminisasi, 54, 69
- dekarboksilisasi, 52, 53, 54
- dekomposisi, 6, 10, 11, 12, 13, 14, 18, 20, 22, 24, 25, 29, 33, 51, 57, 60, 64, 68, 72, 82, 84, 85, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 99, 100, 103
- deprotonisasi, 28
- detoksifikasi, 74
- ektomikoriza, 37
- fibrik, 82
- fraksi ringan, 10, 14
- fumigasi-chloroform, 6
- gambut, 1, 14, 32, 52, 53, 55, 56, 57, 68, 76, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 95, 96, 97, 101, 102, 103, 120, 122
- gugus fungsional, 1, 44, 52, 53, 58, 61
- gugus hidroksil, 21
- gugus karboksil, 21, 61
- gula amino, 16, 17, 19, 69
- hemik, 82
- heterotropik, 66, 104
- hidrofobik, 32, 63
- hidropilik, 19
- humic, 5, 19, 20
- humus, 1, 2, 4, 5, 15, 18, 19, 20, 28, 29, 31, 44, 57, 58, 71, 107, 110, 114, 118, 124

hypa, 26, 28, 105  
 jembatan kation, 31, 60, 61  
 jerapan, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 71  
 kapasitas lapang, 34, 37, 38, 39, 40  
 karbohidrat, 11, 17, 18, 19, 20, 29, 30, 83, 84, 85, 87, 92, 95, 106  
 kelatisasi, 19  
 koloid organik, 1  
 kompaksi, 26  
 kompleksasi, 48, 51, 59, 61, 62, 71  
 labil, 8, 14, 15, 16, 95  
 lignin, 1, 4, 11, 16, 17, 19, 31, 68, 92, 93, 94, 95, 111, 112, 114, 115, 118  
 lignolitik, 92  
 mikroorganisme, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 14, 15, 16, 18, 20, 26, 27, 29, 33, 53, 55, 66, 69, 70, 71, 72, 74, 87, 91, 92, 96, 98, 99, 100, 102, 104, 105, 106  
 mikroskopik, 8  
 mineralogi liat, 46  
 model mineralisasi karbon ganda, 16  
 monosakarida, 16  
 muatan negatif, 44, 46, 48, 61  
 muatan tanah permanen, 44  
 muatan yang dapat berubah, 44  
 nitrifikasi, 55, 56, 69, 104  
*O-alkyl C*, 11  
 oksidasi basah, 75  
 partikulat, 3, 8, 9, 26, 67  
 peptide, 1  
 pertukaran ligan, 57, 60, 61, 64  
 polielektrolit, 19  
 polifenol, 19  
 polisakarida, 4, 11, 27, 28, 30, 33  
 pori mikro, 40  
 resiliensi ekosistem, 65, 73  
 respirasi, 6, 101, 102  
 retensi, 25  
 saprik, 82  
 selulosa, 16, 17, 92  
 serasah, 9, 10, 11, 12, 15, 65, 68, 95  
 stabil, 16, 27, 28, 106  
 stabilitasi agregat, 26  
 struktur kuinon, 1  
 struktur tanah, 19, 20, 26, 32  
 substitusi isomorfik, 44  
 Teori polifenol, 1  
 teresterial, 90  
*terra preta*. *See*  
 titik layu permanen, 34, 38, 39, 40  
 toksisitas, 25, 62, 63

## TENTANG PENULIS



Penulis merupakan staf pengajar pada Program Studi Ilmu Tanah, Fakultas Pertanian, Universitas Lambung Mangkurat (ULM). Merupakan alumni Jurusan Tanah FP ULM Tahun 1993 (Judul skripsi: Pengaruh Bahan Organik Kotoran Ayam terhadap Perubahan Sifat Kimia dan Pertumbuhan Jagung di Tanah Ultisols). Menyelesaikan *Master of Agricultural Science* (M.Ag.Sc) dari The University of Adelaide, Australia Tahun 2003 (Judul tesis: *Carbon and Nitrogen Mineralisation in Tropical Peats: Role of Peat Properties and Management Practices*). Pada Tahun 2013, penulis menyelesaikan *Philosophy of Doctor* (Ph.D) di The University of Adelaide, Australia (Judul disertasi: *Effect of Coating Phyllosilicate Clays with Hydrous Oxides on Organic Carbon Stabilisation*) dengan penghargaan *Dean's Commendation for Doctoral Thesis Excellence*.

Selama menjadi staf pengajar di PS Ilmu Tanah ULM, penulis telah melakukan penelitian-penelitian tentang bahan organik tanah dan juga permasalahan lain, seperti: Kandungan Air dan pH Optimal untuk Mineralisasi Nitrogen pada Tanah Gambut (Penelitian Dosen Muda Tahun 1998 – Depdiknas RI), Sumber Kemasaman pada Tanah Gambut: Reaksi Kimia dan Biologi yang Mempengaruhi Kemasaman pada Tanah Gambut Tropik dan Penentuan Dosis Kapur (Research Grant DUE-Like ULM, 2003), Pengaturan Waktu Tanam Padi Lokal di Kalimantan Selatan: Strategi untuk Mengatasi Masalah Keracunan Garam pada Padi Lokal Pasang Surut Dekat Pantai (Riset Pengembangan Kapasitas Kementerian Ristek RI, 2003), Peningkatan Efisiensi Pemupukan Nitrogen pada Tanaman Padi: Penggunaan Gambut untuk Memfiksasi  $\text{NH}_4^+$  dari Urea (Research Grant DUE-Like Unlam, 2004), Respon Aktivitas Mikroorganisme dan Mineralisasi Nitrogen terhadap Perubahan Kadar Air pada Tanah dengan Sifat

Fisika dan Kimia yang Berbeda (Penelitian Dasar Dirjen Dikti Depdiknas RI, 2005), Mineralisasi Karbon dan Nitrogen sebagai Indikator Pertanian yang Berkelanjutan pada Tanah Tukungan di Lahan Pasang Surut (Research Grant DUE-Like ULM, 2005), Kontribusi Mineralisasi Karbon dan Nitrogen terhadap Kemasaman Gambut (Hibah Penelitian Fundamental Dirjen Dikti Depdiknas RI, 2006), Pengaruh Ketebalam Solum Tanah terhadap Perubahan Sifat Tanah Pada Lahan Reklamasi Bekas Lahan Tambang PT. Arutmin Indonesia di Site Sungai Danau (Kerjasama PPLH ULM dengan PT. Arutmin Indonesia, 2008), Economic Adaptation of Agriculture to the Impact of Sea Level Rise in the Province of South Kalimantan, Indonesia (Environment and Economic Program for South East Asia, 2008-2009), Pengujian Abu Batubara sebagai Bahan Ameliorasi Tanah untuk Meningkatkan Produksi Tanaman Lahan Basah dan Lahan Kering (Kerjasama PT. PLN dan PPLH Unlam, 2008-2009), Teknologi Bioremediasi untuk Reklamasi Lahan Bekas Tambang di Kalimantan Selatan (Penelitian Hibah Bersaing Dirjen Dikti Depdiknas RI, 2007-2009), Stabilisasi Bahan Organik: Usaha untuk Mempertahankan Produktivitas Tanah Tukungan di Lahan Pasang Surut (KKP3N Balitbang Kementan RI, 2012-2013), Pemanfaatan Abu Batubara untuk Peningkatkan Produksi Padi dan Penurunan Emisi Gas Rumah Kaca pada Lahan Basah Sub-optimal (Hibah Penelitian Unggulan Perguruan Tinggi, Dikti Kemenristek Dikti RI, 2014-2016), Stabilisasi bahan organik tanah untuk meningkatkan kandungan bahan organik pada lahan bekas tambang (Hibah Kompetensi, Dikti Kemenristek Dikti RI, 2015-2017), dan Riset Paludikultur di Kalimantan Selatan (Kerjasama Universitas Lambung Mangkurat dengan Badan Restorasi Gambut RI, 2017-2018).



# **BAHAN ORGANIK TANAH:**

## **Klasifikasi, Fungsi dan Metode Studi**

Bahan organik tanah sangat krusial dalam menentukan tingkat kesuburan tanah dan emisi karbon dari tanah. Dalam buku ini akan dibahas klasifikasi bahan organik di dalam tanah dan penjelasan dari setiap pengelompokan bahan organik. Fungsi-fungsi bahan organik dalam mempengaruhi sifat-sifat fisika, kimia dan biologi tanah juga dibahas lebih detail. Kemudian teknik-teknik atau metode-metode yang umum digunakan dalam mempelajari dan mengkarakterisasi bahan organik juga didiskusikan dalam bab berikutnya. Pada bagian terakhir juga dibahas tentang arti penting dekomposisi bahan organik dan faktor-faktor yang mempengaruhi dekomposisi bahan organik tanah.

ISBN 978-602-6483-65-2



9 786026 483652