

KARAKTERISTIK LAHAN RAWA

Arifin Fahmi dan Nur Wakhid

Balai Penelitian Pertanian Lahan Rawa

Balai Penelitian Pertanian Lahan Rawa Jln. Kebun Karet P.O Box 31, Lokatabat Utara
Banjarbaru, Kalimantan Selatan 70712

Email: fahmi.nbl@gmail.com

Ringkasan

Lahan rawa dapat diartikan sebagai "daerah paya, rawa, gambut atau air, yang terjadi secara alami atau buatan, bersifat permanen atau sementara, dengan air yang statis atau mengalir, segar, payau atau asin, termasuk area air laut yang tidak lebih dari enam meter". Lahan rawa dapat dikelompokkan berdasarkan beberapa kriteria sesuai dengan tujuan pengelompokan tersebut, misalnya berdasarkan rejim hidrologinya maka lahan rawa dapat dibedakan atas dua tipologi lahan, yaitu rawa lebak dan rawa pasang surut. Lahan rawa yang berada disekitar dataran banjir daerah pantai seperti lahan rawa pasang surut terbentuk akibat peningkatan muka air laut yang membawa sedimen dan atau aliran sungai yang bermuara ke laut, kemudian mengendap pada daerah sekitar pantai. Sedangkan lahan rawa dataran banjir sungai seperti lahan rawa lebak berkembang melalui proses erosi dan sedimentasi di lahan sekitar sungai. Lahan rawa adalah sebuah kata yang menunjukkan kondisi lahan yang berhubungan dengan keberadaan air sebagai faktor kuncinya, selama sepanjang tahun, atau dalam waktu tertentu keberadaan air secara langsung atau tidak langsung sangat mempengaruhi sifat lahan tersebut. Berdasarkan bahan induknya, tanah di lahan rawa dapat dibagi menjadi dua kelompok yaitu tanah mineral dan tanah gambut, Kedua kelompok ini dapat ditemui di lahan pasang surut maupun di lahan lebak. Tanah gambut adalah sumber daya alam yang bersifat rapuh dan tidak dapat diperbaharui, kerusakan sifat fisiknya seperti kering tak balik akan menyebabkan degradasi sifat-sifat tanah lainnya baik secara kimia maupun biologi. Sesuai namanya, tanah-tanah mineral di lahan pasang surut memiliki sifat yang secara langsung atau tidak langsung dipengaruhi oleh kondisi muka air laut atau sungai-sungai besar. Tanah sulfat masam sebagai salah satu jenis tanah yang dominan, sifat fisik, kimia maupun biologinya akan sangat cepat berubah mengikuti kondisi hidrologis lahan. Pirit sebagai salah satu mineral yang banyak ditemui pada tanah ini memiliki pengaruh yang besar terhadap sifat-sifatnya seperti pH tanah, kadar unsur meracun dan ketersediaan hara.

Pendahuluan

A. Pengertian lahan rawa

Lahan rawa terdapat pada hampir seluruh ekosistem kecuali pada ekosistem padang pasir. Istilah "lahan rawa" lebih umum digunakan dalam bahasa Indonesia sebagai pengganti istilah "lahan basah", walaupun sebenarnya tidak semua lahan basah dapat dikategorikan sebagai lahan rawa. Sedangkan di Amerika dan Eropa, istilah "lahan basah" menunjukkan kondisi yang sebaliknya yang mana istilah tersebut lebih umum digunakan sebagai pengganti eufemistis untuk istilah "rawa" (*Swamp*). Menurut Clarkson and Peters (2010) *swamps* berarti sebuah lahan yang secara tipikal berupa campuran dari gambut dan mineral yang selalu tergenang dan biasanya relatif subur karena mendapat sedimentasi dari limpasan lingkungan sekitarnya. Menurut *konfrensi Ramsar* lahan rawa adalah "daerah paya, rawa, gambut atau air, yang terjadi secara alami atau buatan, bersifat permanen atau sementara, dengan air yang statis atau mengalir, segar, payau atau asin, termasuk area air laut yang tidak lebih dari enam meter ". Sedangkan menurut Peraturan Pemerintah (PP) No. 27 Tahun 1991 tentang rawa, dinyatakan bahwa rawa adalah lahan genangan air secara alamiah yang terjadi terus menerus atau musiman akibat drainase alamiah yang terhambat serta mempunyai ciri khusus secara fisik, kimia dan biologis, sedangkan menurut PP yang terbaru tentang rawa no. 73 tahun 2013 ditetapkan pengertian lahan rawa adalah wadah air beserta air dan daya air yang terkandung di dalamnya, tergenang secara terus menerus atau musiman, terbentuk secara alami di lahan yang relatif datar atau cekung dengan endapan mineral atau gambut, dan ditumbuhi vegetasi, yang merupakan suatu ekosistem. Berdasarkan uraian di atas maka dapat disimpulkan bahwa lahan rawa adalah daerah dimana muka air di tanah berada dekat atau di atas permukaan, tanah yang jenuh air untuk jangka waktu tertentu sehingga kelebihan air dan mengakibatkan kadar oksigen tanah jadi terbatas, hal ini merupakan penentu utama jenis vegetasi dan proses perkembangan tanah. Dalam konteks pembahasan tentang karakteristik lahan rawa, maka permasalahan yang dibahas dalam bab ini lebih difokuskan pada karakteristik tanah gambut dan tanah sulfat masam.

Istilah "*swamp*" atau rawa digunakan untuk menyatakan wilayah atau area yang secara permanen selalu jenuh air, permukaan air tanahnya dangkal

atau tergenang air dangkal hampir sepanjang tahun, air yang cenderung tidak bergerak atau tidak mengalir (*stagnant*). Air sebagai faktor kunci bagi lahan rawa, secara hidrologis di lahan dapat dipandang dari sudut intensitas, durasi, aliran dan frekuensinya. Berdasarkan sumbernya maka air dapat berasal dari air hujan, air tanah, aliran permukaan dan air pasang. Dalam kondisi alami, rawa ditumbuhi oleh vegetasi dari jenis semak sampai pohon berkayu. Lahan rawa merupakan sebuah bentuk ekosistem yang sangat kompleks, bagian dari bentang alam pada hamparan bumi yang memiliki peran dalam siklus biogeokimia global dan penting bagi ekosistem global. Lahan rawa memiliki biodiversitas yang sangat tinggi, sehingga perlindungan lahan rawa menjadi salah satu kegiatan yang mendesak untuk dilakukan di seluruh dunia.

Dalam kondisi alami, lahan rawa menjadi habitat bagi ikan, ditumbuhi berbagai tumbuhan air, baik sejenis rerumputan, semak maupun berkayu/ hutan. Menurut Ponnampetuma (1972) lahan rawa memiliki karakteristik yang unik, yang dapat dikenali dengan adanya/kondisi : (a) Terbatasnya molekul oksigen, (b) Penurunan senyawa penerima elektron dan terakumulasinya senyawa-senyawa tereduksi, (c) Teroksidasinya lapisan atas tanah yang tergenang, (d) Terjadinya pertukaran senyawa terlarut antara tanah dan air, (e) Terjadinya akumulasi bahan organik, dan (f) Adanya tumbuhan air.

B. Pembentukan lahan rawa

Lahan rawa merupakan ekosistem yang berada pada daerah transisi di antara daratan dan perairan (sungai, danau, atau laut), yaitu antara daratan dan laut, atau di daratan sendiri, antara wilayah lahan kering (*uplands*) dan sungai/danau. Lahan rawa dapat terbentuk secara alamiah atau buatan, pembentukannya dapat berjalan relatif cepat atau sangat lambat yang memakan waktu ribuan bahkan jutaan tahun. Lahan rawa dapat terbentuk melalui berbagai macam proses, setiap bentang lahan rawa memiliki proses pembentukan yang khas sesuai dengan kondisi lingkungan sekitarnya. Menurut *National Park Service, US Department of Interior* bahwa lahan rawa yang berada di daerah dataran banjir sekitar pantai (*Flooding of coastal lowlands*) seperti lahan rawa pasang surut terbentuk akibat peningkatan muka air laut yang membawa sedimen dan atau aliran sungai yang bermuara ke laut membawa sedimen yang kemudian mengendap pada daerah sekitar pantai. Sedangkan lahan rawa dataran banjir sungai seperti lahan rawa

lebak berkembang melalui proses erosi dan pengendapan sedimen di lahan sekitar sungai.

Pembentukan lahan rawa, lebih tepatnya disebut dalam istilah pembentukan tanah rawa atau genesis tanah rawa, merujuk pada perubahan sifat-sifat tanah rawa seiring waktu yang berjalan, seperti peningkatan atau penurunan kandungan suatu bahan atau mineral dalam horizon tanah, secara kualitas atau kuantitas atau hilangnya suatu lapisan sedimen. Proses genesis tanah yang terjadi seperti proses kimia, biologi dan fisik, dimana semua proses tersebut terjadi secara simultan. Selama proses genesis maka semua sifat tanah seperti kimia, biologi dan fisik mengalami perubahan.

Berdasarkan rejim hidrologinya, lahan rawa dapat dibedakan atas dua tipologi lahan, yaitu rawa lebak dan rawa pasang surut. Lahan rawa lebak berdasarkan lama genangan dan tinggi genangannya dari permukaan tanah dapat di bagi menjadi tiga kelompok, yaitu lebak dangkal dan tengahan. Sedangkan lahan rawa pasang surut berdasarkan luapan pasang dan intensitas drainasenya dapat dibagi menjadi empat tipologi yaitu tipologi A, B, C dan D (Noorsyamsi dan Hidayat, 1976; Widjaja Adhi *et al.*, 1992).

Berdasarkan bahan induknya, tanah-tanah di lahan rawa dapat terdiri atas tanah gambut dan tanah mineral. Tanah sulfat masam terbentuk dalam kondisi tergenang (reduktif) yang ideal untuk pembentukan pirit di daerah/lingkungan sekitar pantai atau rawa mangrove. Prosesnya berupa pengendapan sedimen marin yang berlangsung ribuan tahun, pembentukannya berkaitan dengan perubahan lingkungan bumi, dimana peningkatan permukaan air laut akibat pencairan lapisan es di bagian kutub utara karena peningkatan suhu pada permukaan bumi. Selama era glasial akhir pada periode pleistosen (sekitar 2 juta tahun yang lalu) peningkatan permukaan air laut mencapai 3–4 meter setiap seribu tahun, dan tinggi muka air laut pada periode pleistosen diperkirakan 60 meter di bawah permukaan air laut sekarang. Kemudian pada pertengahan periode pleistosen, permukaan laut mulai menurun dan mencapai titik terendah yang menyebabkan hampir semua daratan tersingkap. Sekitar 12.000 tahun silam sebagian daratan di Indonesia tersingkap, ditunjukkan dengan menyatunya daratan antara Jawa, Bali, Kalimantan, Sumatra dan Palawan. Kemudian sampai pada sekitar 1000 tahun silam permukaan air laut kembali meningkat yang diperkirakan posisinya di atas permukaan laut saat ini (Pons *et al.*, 1982). Bersamaan dengan peningkatan kembali permukaan air laut, terjadilah pembentukan dataran pantai yang disusul dengan sedimen berpotensi masam. Garis pantai mulai bergeser maju (*transgresi*) dengan

meningkatnya sedimentasi dari bagian atas (hulu) membentuk dataran pantai.

Tanah gambut terbentuk dari sisa-sisa makhluk hidup, utamanya tumbuhan yang tidak melapuk sempurna. Menurut Joosten dan Clarke (2002); Rodney dan Ewel (2005), tanah gambut terbentuk akibat laju akumulasi bahan sisa makhluk hidup yang lebih tinggi daripada laju dekomposisinya. Tanah gambut di daerah tropika terbentuk akibat kondisi lingkungan yang anareob sehingga proses dekomposisi berjalan sangat lambat (Rieley dan Page, 2005), sedangkan tanah gambut di daerah beriklim dingin terbentuk karena terhambatnya proses perombakan pada suhu yang rendah. Laju akumulasi gambut di daerah tropika relatif lebih cepat daripada daerah beriklim non tropika. Kecepatan akumulasi gambut di daerah tropis berkisar antara 1–10 mm th⁻¹ (Sorensen, 1993; Maas, 1997) dan sekitar 0,6 – 2,7 mm th⁻¹ (Jaenicke, 2010), sedangkan laju akumulasi gambut pada daerah non tropika berkisar 0,1 – 0,8 mm th⁻¹ (Wust *et al.*, 2007). Berdasarkan beberapa kajian penanggalan karbon (*carbon dating*), gambut di wilayah tropika mulai terbentuk sekitar 2.000 - 10.000 tahun silam. Gambut di sekitar dataran pantai dan sekitar lembah sungai diperkirakan terbentuk berturut-turut sejak 2.000 dan 4.500 tahun yang lalu. Sedangkan gambut di daerah pedalaman terbentuk sejak 6.000 sampai dengan 9.000 tahun silam (Sieffermann *et al.*, 1988; Rieley *et al.*, 1992; Diemont & Pons, 1991).

Gambut di Indonesia mulai terbentuk pada sekitar akhir periode pleistosen dan awal periode halosen atau sekitar 6800 - 4200 tahun lalu (Sabiham, 1988). Pada periode pleistosen, permukaan laut berada sekitar 60 m di bawah permukaan laut sekarang, kemudian pada periode holosen terjadi peningkatan permukaan laut yang menyebabkan daratan sekitar pantai menjadi tergenang sehingga terbentuklah rawa, akibatnya vegetasi pada daerah tersebut mati, kondisi ini menyebabkan dekomposisi sisa tumbuhan tersebut berjalan secara lambat sehingga terjadi akumulasi (Polak, 1975).

C. Karakteristik tanah di lahan rawa

Lahan rawa, secara khusus tidak bisa diartikan bahwa semua lahan yang basah dapat dikategorikan sebagai lahan rawa, hal ini disebabkan kriteria lahan rawa membawa pada konsekuensi kondisi tanah yang jenuh air atau tergenang untuk jangka waktu tertentu. Kondisi tersebut berimplikasi pada hanya jenis tanaman tertentu yang mampu beradaptasi. Ketika tanah menjadi basah, pori-pori tanah mulai terisi air sehingga ketersediaan oksigen menjadi terbatas dan akhirnya tanah menjadi jenuh,

sedangkan pada daerah yang tidak masuk dalam kategori rawa maka air akan cepat di drainase sehingga tanah tidak jenuh. Kondisi jenuh menyebabkan suasana anaerob, reaksi keseimbangan dalam tanah menjadi sangat berbeda dibandingkan tanah yang aerob karena air menjadi faktor utama yang menentukan keseimbangan tersebut, baik secara fisik, kimia maupun biologi.

Lahan rawa adalah sebuah kata yang menunjukkan kondisi lahan yang berhubungan dengan keberadaan air sebagai faktor kuncinya. Berdasarkan posisinya, maka lahan ini selama sepanjang tahun, atau dalam waktu yang panjang dalam setahun (beberapa bulan) tergenang dalam, dangkal, selalu jenuh air, atau mempunyai air tanah dangkal, sehingga secara langsung atau tidak langsung sangat mempengaruhi sifat lahan tersebut.

D. Karakteristik tanah gambut

Lahan gambut adalah sumber daya alam yang bersifat rapuh dan tidak dapat diperbaharui, tingginya biodiversitas sumberdaya alam yang ada di atasnya menjadikan lahan ini berpotensi untuk memberikan manfaat yang besar bagi manusia, sebaliknya potensi ini dapat berubah menjadi sumber bencana bagi kehidupan makhluk hidup jika terjadi kesalahan dalam pemanfaatan dan pengelolaannya. Kerusakan akibat kesalahan kelola akan menyebabkan degradasi lahan secara cepat atau lambat.

Sifat rapuh (*fragile*) yang melekat pada lahan gambut mengandung makna bahwa pemanfaatan dan pengelolaannya harus sangat hati-hati, tidak hanya wilayah sekitar lahan yang menerima dampak dari kerusakannya tetapi seluruh wilayah di muka bumi secara tidak langsung juga berpotensi menerima dampaknya. Lahan gambut atau lapisan gambut dapat berfungsi sebagai sumber hara dan sebagai "*protective sponge*" yang melindungi lapisan tanah di bawahnya dan lahan-lahan di sekitarnya (Rieley *et al.*, 2008; Fahmi *et al.*, 2012; 2014a). Hal ini berarti pengelolaan lahan gambut harus memperhatikan seluruh aspek lingkungan biotik maupun abiotik. Pemanfaatan lahan gambut agar tetap lestari tidak cukup hanya dengan memperhatikan ketebalan gambut tetapi juga harus memperhatikan sifat dari mineral yang berada di bawah lapisan gambut, status hidrologi serta kondisi sosial-budaya masyarakat lokal setempat (Limin *et al.*, 2007; Fahmi *et al.*, 2010; 2014a; Fahmi dan Radjagukguk, 2013).

Pembentukan gambut dipengaruhi oleh banyak faktor sehingga sifat yang dimilikinya adalah hasil interaksi dari setiap faktor pembentukannya. Tanah gambut memiliki sifat yang sangat beragam antar tempat maupun lingkungan, seperti perbedaan ketebalan, derajat dekomposisi bahkan sampai pada tingkat kesuburannya. Perbedaan sifat-sifat tersebut dapat menjadi dasar kriteria pengelompokkan gambut. Secara fisik, berdasarkan derajat dekomposisinya maka gambut dapat dikategorikan menjadi tiga kelompok yaitu gambut saprik, hemik dan fibrik. Secara rinci pengertian dari setiap kelompok tersebut diuraikan di bawah ini :

1. Saprik adalah gambut dengan derajat dekomposisi paling lanjut, kandungan seratnya sebanyak < 66 % berdasarkan volume serat yang berdiameter > 0,15 mm atau kurang dari 1/6 bagian dari volumenya, atau mengandung serat. Biasanya berwarna kelabu sangat gelap sampai hitam. Sifat-sifatnya secara fisik maupun kimianya relatif stabil.
2. Hemik adalah gambut dengan derajat dekomposisi tengahan, yaitu kandungan serat antara 33-66 % berdasarkan volume serat yang berdiameter > 0,15 mm atau tinggal antara 1/6-3/4 bagian volumenya, atau.
3. Fibrik adalah gambut dengan derajat dekomposisi awal, kandungan serat masih dapat terlihat sebagian dengan kisaran lebih 66 % berdasarkan volume serat yang berdiameter > 0,15 mm atau masih lebih dari tiga perempat bagian dari volumenya,(Soil Survey Staff ,2014; Andriesse, 1988).

Gambut di daerah tropika terbentuk utamanya dari bahan tumbuhan yang berkayu seperti bagian batang pohon, ranting, dan akar kasar yang masih menunjukkan ciri tumbuhan aslinya. Sifat fisika yang khas merujuk pada karakteristik tanah gambut adalah kemampuan tanah gambut untuk menyimpan/meretensi air yang sangat besar, yaitu antara 200 sampai 1.000 % berdasarkan berat atau 50–90% berdasarkan volume (Andriesse, 1988). Kemampuan ini sangat dipengaruhi oleh derajat dekomposisinya atau kematangan bahan gambut serta kedalaman muka air tanah (Boelter, 1969; Rieley *et al.*, 1996). Daya retensi gambut dengan derajat dekomposisi yang berbeda dapat menjadi bertolak belakang dengan hal tersebut di atas manakala contoh tanah yang diukur berada di atas muka air tanah (*acrotelm*), karena daya retensi gambut terhadap air *acrotelm* dipengaruhi oleh jaraknya terhadap muka air tanah. Hasil penelitian Nurrudin *et al.* (2006) menemukan bahwa kadar air gambut meningkat seiring dengan peningkatan

kedalamannya dari permukaan tanah, yakni pada kedalaman 0 cm, 50 cm dan 100 cm dari permukaan tanah berturut-turut adalah 577 %, 891 % dan 1070 % pada kedalaman muka air tanah 17-25 cm. Pada puncak kubah, fluktuasi muka air tanah karena perbedaan musim dapat mencapai 0,45 m dan pada daerah pinggiran kubah fluktuasi muka air tanah dapat mencapai 0,60 m (Takahashi *et al.*, 2002).

Kadar kelengasan tanah gambut berbeda dengan tanah mineral, kadar lengas gambut yang hilang melalui gaya gravitasi terletak pada potensial matrik 0 sampai dengan -1 kPa, sedangkan tanah mineral berada pada 0 sampai dengan -34 kPa. Volume air yang mudah tersedia (*easily available water*) terletak pada potensial matrik -1 sampai dengan -5 kPa, dan yang tersedia secara potensial berkisar dari -5 sampai dengan -10 kPa (Verdonk *et al.*, 1973). Hasil penelitian Lambert (1995) menunjukkan bahwa tanah gambut dari Kalimantan Barat memiliki rata-rata kadar lengas maksimum 88,5%, kadar air tersedia 13,5% dan yang potensial tersedia berkisar 3% volume. Hasil penelitian Hastuti (1995) pada tanah gambut dari Rawa Pening Jawa Tengah menunjukkan bahwa air yang tidak dapat tersedia mencapai rata-rata 50,4% volume untuk tanah gambut yang dimampatkan pada tekanan 5 kPa. Secara umum dianggap tanah gambut memegang air sangat besar, tetapi sebenarnya hanya sebagian kecil air tersedia bagi tumbuhan dan sebagian besar sisanya berupa air gravitasi dan air yang ditahan sangat kuat oleh partikel-partikel organik gambut (Uomori dan Yamaguchi, 1997).

Berat volume (BV) adalah salah satu sifat fisika tanah gambut yang paling penting dalam perspektif pelestarian lingkungan. Sifat ini biasanya berhubungan dengan berat jenis (BJ), porositas dan daya dukung gambut, sehingga faktor-faktor yang mempengaruhi berat jenis gambut juga akan mempengaruhi berat volume gambut. Faktor-faktor yang berpengaruh seperti derajat dekomposisi, kadar air, kandungan mineral dan tipe penggunaan lahan (Radjagukguk, 2000; Kurnain 2005). Menurut Brady (1974) serta Bouman dan Driessen (1985) BV gambut dipengaruhi oleh derajat dekomposisinya dimana BV gambut fibrik < 0,1 kg dm⁻³ sedangkan BV gambut saprik antara 0,2 dan 0,3 kg dm⁻³. Berat volume tanah gambut tropis berkisar (0,3 sampai 0,8 kg dm⁻³) (Cheesman *et al.*, 2012), nilai ini lebih rendah daripada BV tanah gambut nontropis yakni berkisar antara 0,07 sampai 0,3 kg dm⁻³. Selain itu, BV tanah gambut akan menurun dengan pertambahan kedalaman (Driessen dan Rochimah, 1977; Radjagukguk, 1993; Rieley *et al.*, 1996).

Porositas total tanah gambut berkisar antara 70 sampai 95% (Radjagukguk, 1993; Notohadiprawiro, 1997; Nugroho *et al.*, 1997). Meskipun tanah gambut memiliki porositas total tinggi, sebagian besar pori-porinya berdiameter sangat kecil dan jumlahnya meningkat seiring dengan pertambahan derajat dekomposisi gambut (Bouman dan Driessen, 1985). Porositas dan distribusi ukuran pori menentukan kemampuan mengikat air oleh gambut. Peningkatan derajat dekomposisi akan menurunkan ukuran partikel gambut sehingga semakin luas permukaannya, hal ini akan meningkatkan daya kohesi, konsekuensinya ruang pori akan menjadi lebih sedikit (porositas total menurun). Sebagai contoh, tanah gambut fibrik dapat memiliki porositas total lebih dari 95%, dan tanah gambut saprik kurang dari 80%.

Salah Satu cara menggolongkan gambut berdasarkan derajat dekomposisi atau kematangannya adalah dengan menentukan kadar serat tanah gambut. Partikel gambut yang dikelompokkan sebagai serat adalah butiran yang tidak lolos ayakan 100 *mesh* atau setara dengan butiran berdiameter > 0,15 mm (Soil Survey Staff, 2014; Andriessse, 1988). Proses dekomposisi gambut mengakibatkan penurunan kadar serat sehingga semakin lanjut derajat dekomposisinya maka kadar seratnya akan semakin menurun. Soil Survey Staff (2014) menggolongkan tingkat dekomposisi bahan gambut berdasarkan atas dua jenis kadar serat, yaitu kadar serat sebelum digosok (*unrubbed fibre content*) dan setelah digosok (*rubbed fibre content*).

Kebanyakan tanah organik akan mengerut ketika dikeringkan dan mengembang ketika dibasahkan, hal ini berhubungan dengan keberadaan air yang diretensinya serta sifat gambut yang berpengaruh terhadap daya retensi tersebut seperti derajat dekomposisinya. Pengerutan gambut menurun dengan meningkatnya berat volume dan menurunnya kadar lengas (Andriessse, 1988; McLay *et al.*, 1992). Menurut Nugroho *et al.* (1997) gambut saprik dapat mengerut 70% atau lebih setelah dipanaskan pada suhu 105 oC. Jika pengerutan hanya disebabkan oleh kehilangan air (*dewatering*), maka sifat mengerut dapat diungkapkan dengan volume spesifik (McLay *et al.*, 1992), dimana volume spesifik tanah gambut menurun ketika lengas dilepaskan atau jumlah lengas yang dikandung oleh tanah gambut berkurang. Menurut Andriessse (1988) dan McLay *et al.* (1992) sifat mengerut merupakan suatu petunjuk penting untuk menduga terjadinya penipisan lapisan gambut (*amblesan*).

Salah satu sifat gambut yang berhubungan dengan sifat mengerutnya gambut ketika kering atau sebaliknya mengembang saat basah adalah kering tak balik (*irreversible drying*). Kondisi yang sangat kering menyebabkan

terjadinya perubahan struktur molekul koloid gambut, dalam kondisi kering maka koloid-koloid saling berinteraksi membentuk struktur yang lebih stabil, hal ini berarti gambut telah bersifat kering tidak dapat balik (hidrofobik), akibatnya afinitas tanah gambut terhadap air sangat rendah. Masganti *et al.* (2002) menyatakan bahwa sifat kering tak balik dari gambut oligotrop di Kalimantan Tengah dapat muncul pada kadar air 73 % untuk gambut hemis dan 55 % untuk gambut sapris dari berat keringnya.

Sifat kimia tanah gambut dipengaruhi oleh banyak faktor, tetapi faktor-faktor tersebut dapat dikelompokkan menjadi sifat gambut itu sendiri (internal) dan kondisi lingkungan sekitarnya (eksternal). Bahan dasar pembentukan dan derajat dekomposisinya adalah faktor internal gambut mempengaruhi sifat kimia tanah gambut, dinyatakan bahwa kandungan hara gambut menurun dan daya retensinya terhadap logam meningkat seiring dengan pertambahan derajat dekomposisi gambut. Berdasarkan bahan induknya maka gambut di daerah tropika berbeda dengan gambut di daerah non tropika, gambut di daerah tropika terbentuk utamanya dari bahan tumbuhan yang berkayu (Rieley *et al.*, 2008), sedangkan gambut di daerah non tropika terbentuk dari bahan *spagnum* sehingga gambut di daerah tropika dirajai oleh senyawa lignin dan turunannya tetapi rendah kandungan selulosa dan hemiselulosa (Andriesse, 1988).

Ekosistem gambut sangat dipengaruhi oleh kondisi hidrologisnya, menurut Schumann dan Joosten (2008) tinggi muka air tanah dan fluktuasinya memiliki peranan kunci terhadap ekosistem gambut. Turunnya muka air tanah menguntungkan bagi pertumbuhan tanaman karena mempercepat laju mineralisasi dan berpotensi meningkatkan ketersediaan hara, tetapi dapat menyebabkan gambut menjadi kering tak balik (*Irreversible drying*). Sebaliknya kondisi lingkungan yang jenuh air relatif berdampak positif bagi tanah tetapi tidak menguntungkan untuk pertumbuhan tanaman. Könönen *et al.* (2015) menyimpulkan bahwa perubahan kondisi air tanah menyebabkan perbedaan hasil dari suatu proses dekomposisi sehingga hal tersebut akan berdampak pada kelarutan hara tanah. Selain itu fluktuasi muka air tanah akan berdampak pada kelarutan unsur-unsur yang berifat redoksimorfik, Duddleston dan Kinney (2002) melaporkan bahwa kelarutan Ferro meningkat manakala muka air tanah meningkat.

Gambut tropis oligotrop secara umum memiliki sifat yang kurang menguntungkan untuk pertumbuhan tanaman, biasanya memiliki kandungan hara yang rendah karena suplai haranya hanya tergantung pada siklus hara di

sekitar ekosistemnya saja. Kadar abu dari gambut tropika berkisar antara kurang dari 1% sampai lebih dari 65% (Rieley *et al.*, 1996). Nilai *electrical conductivity* (EC) gambut pedalaman berkisar dari 40 sampai 100 mScm⁻¹ (Kurnain *et al.*, 2001) sedangkan gambut pantai berkisar 140–320 mS cm⁻¹ (Suryanto, 1994). Kandungan C organik biasanya lebih dari 50%, sedangkan kandungan N total berkisar 2% atau lebih (Kurnain *et al.*, 2001; Melling *et al.*, 2008), di daerah Pangkoh, Kalimantan Tengah diketahui kadar N tanah gambut sebesar 0,75 – 0,83 % (Maas *et al.*, 1997; Fahmi dan Radjagukguk, 2013). Menurut Wust *et al.* (2002) kandungan hara pada lapisan atas gambut tebal lebih rendah daripada gambut tipis. Gambut tebal memiliki sifat kimia yang berbeda daripada gambut tipis dimana gambut tebal memiliki derajat dekomposisi yang lebih rendah, pH yang lebih masam (pH = 3 – 4) dan kandungan hara lebih rendah (Radjagukguk, 1992; Kurnain *et al.*, 2001; Page *et al.*, 2006),

Ketebalan lapisan gambut menjadi salah satu sifat internal gambut yang dihubungkan oleh banyak peneliti dengan perbedaan sifat gambut, gambut tebal dinyatakan memiliki sifat kimia yang berbeda daripada gambut yang lebih tipis, dimana gambut tebal biasanya memiliki derajat dekomposisi yang lebih rendah, lebih masam (pH 3 – 4) dan kandungan hara lebih rendah dibandingkan gambut yang lebih tipis (Radjagukguk, 1992; Kurnain *et al.*, 2001; Wust *et al.*, 2002; Page *et al.*, 2006). Pertambahan konsentrasi unsur mikro atau logam seperti Fe dapat terjadi karena adanya pencampuran dengan bahan mineral yang ada di bawah lapisan gambut (Driessen, 1978; Fahmi *et al.*, 2010).

Faktor eksternal yang berpengaruh terhadap sifat kimia tanah gambut antara lain jenis mineral sebagai substratum tanah gambut, sifat air yang mengalir atau air yang terdapat di tanah gambut, jenis vegetasi dan lainnya. Beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa jenis substratum memiliki peranan penting terhadap kondisi sifat kimia lapisan gambut di atasnya. Konsentrasi ion H, Al dan Fe dalam gambut dengan substratum bahan sulfidik cenderung menurun dengan pertambahan ketebalan lapisan gambut (Fahmi *et al.*, 2010; 2012), hal ini disebabkan unsur-unsur tersebut utamanya bersumber dari lapisan bahan sulfidik. Sebaliknya lahan gambut dengan substratum pasir, konsentrasi ion-ion tersebut cenderung konstan dari lapisan atas sampai lapisan bawah. Menurut Iyobe dan Haraguchi (2008) konsentrasi ion H, Al dan Fe pada tanah gambut dengan substratum bahan sulfidik secara berturut-turut adalah 0,01 – 1,100 mg/l, 0 – 550 mg/l, 0 – 950 mg/l .

Berdasarkan kondisi stratigrafi lapisan gambut, sifat kimia tanah gambut secara unik memiliki pola yang beragam, salah satu faktor yang mempengaruhinya adalah ketebalan lapisan gambut. Weiss *et al.* (2002) melaporkan bahwa pada gambut ombrogen tebal (9,6 m), kadar hara di lapisan atas (100 – 150 cm) lebih tinggi dari pada lapisan di bawahnya (bagian tengah), kandungan P, K, Ca, Mg, Si dan Na lebih tinggi pada lapisan atas (50–80 cm) dibandingkan lapisan bawahnya. Menurut Amaleviciute *et al.* (2015) kandungan hara yang lebih tinggi pada lapisan atas dibandingkan lapisan di bawahnya sangat erat hubungannya dengan adanya gradient intensitas mineralisasi secara vertikal, tingginya kandungan hara pada lapisan atas adalah gambaran proses mineralisasi yang lebih intensif. Sebaliknya, adanya kadar logam seperti Fe dan aluminium dapat lebih tinggi di lapisan bawah dibandingkan lapisan atasnya karena kedua logam tersebut utamanya bersumber dari lapisan lapisan mineral di bawah lapisan gambut (Fahmi *et al.*, 2010 ; 2012).

Unsur sulfur dalam tanah gambut biasanya berbentuk senyawa sulfat (SO_4^{2-}) (Steger, 2010). Kadar sulfat dalam tanah gambut sangat dipengaruhi oleh keberadaan lapisan bahan sulfidik di bawah lapisan gambut. Pada daerah yang mendapat pengaruh dari endapan marin maka konsentrasi SO_4^{2-} (ekstrak air) dapat mencapai 2366 mg l⁻¹ (Iyobe dan Haraguchi, 2008). Sebagaimana di tanah sulfat massam, fraksi unsur S di lahan gambut ditentukan oleh kondisi redoks tanah, dimana sulfat adalah fraksi dominan pada lapisan atas gambut sedangkan sulfida dominan pada lapisan bawah (Bottrell *et al.*, 2010). Menurut Steger (2010) SO_4^{2-} dalam tanah gambut dapat menjadi tinggi karena dapat dihasilkan dari oksidasi H_2S baik pada lingkungan aerob maupun anaerob.

Semakin tebal lapisan gambut khususnya pada kubah gambut maka pengaruh ayunan pasang air laut juga semakin rendah. Fluktuasi dan pergerakan air tanah ini tentunya akan sangat berpengaruh pada kelarutan maupun pergerakan unsur dan senyawa kimia di tanah gambut. Fluktuasi muka air tanah mempengaruhi konsentrasi dari unsur-unsur yang sangat sensitif terhadap perubahan redoks seperti Fe, Kusel *et al.*, (2008) mendapatkan konsentrasi Fe^{2+} pada topsoil gambut saat teroksidasi lebih rendah daripada saat tereduksi. Selain itu akibat kondisi kering dan pembasahan yang berulang serta pengaruh hantaran hidrolis yang besar mengakibatkan tingginya konsentrasi SO_4 di larutan tanah tersebut.

Naiknya muka air tanah tidak hanya mengubah konsentrasi unsur yang

sensitif terhadap redoks tanah tetapi juga lebih jauh akan menyebabkan perubahan konsentrasi unsur-unsur di tanah serta senyawa-senyawa hasil aktifitas mikroorganisme. Kondisi tergeneng yang mengikuti setelah kering menyebabkan ketersediaan P akan meningkat (Bostic dan White, 2006; Jordan *et al.*, 2007; Banach *et al.*, 2009), dan penggenangan lapisan gambut cenderung akan meningkatkan konsentrasi P, Ca, K, NH₄⁺, (Wright *et al.*, 2001; Banach *et al.*, 2009) CO₂, Fe²⁺, *ionic strenght*, pH, DHL dan KPK (Kirk, 2004; Reddy and DeLaune, 2008). Sebaliknya konsentrasi Al, SO₄, dan Fe³⁺ terjadi penurunan.

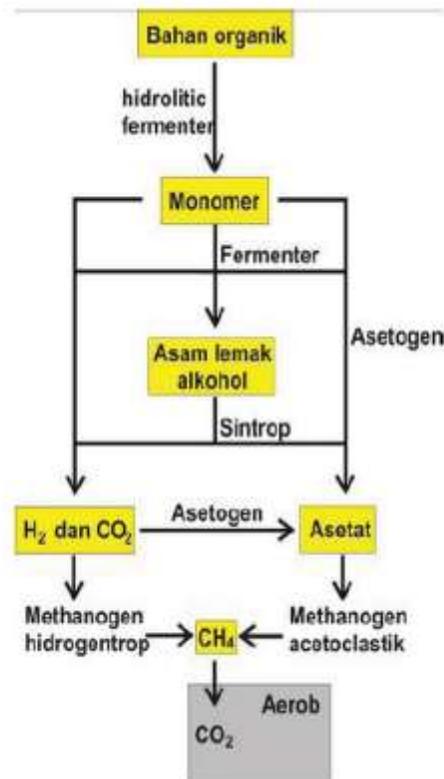
Lahan gambut merupakan salah satu sumber karbon terbesar di alam, Setiap waktu tidak terhitung jumlah karbon yang dilepaskan ke udara maupun ke perairan bebas dalam bentuk terlarut. Banyak peneliti yang menghubungkan tingkat kerusakan lahan gambut dengan komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme, dipersepsikan bahwa semakin rusak lahan gambut maka komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme semakin rendah. Selanjutnya komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme dihubungkan pula dengan kesuburan tanah, hetrogenitas vegetasi dan emisi karbon. Menurut Andersen *et al.* (2013) terdapat perbedaan proses transformasi hara tanah dan aktivitas mikroorganisme dari lahan gambut alami dan lahan gambut yang telah direstorasi. Pada lahan gambut yang alamiah terdapat keseimbangan antara konsumsi dan produksi gas methan bahkan cenderung memiliki neraca karbon yang positif (Vile *et al.*, 2014).

Proses pelepasan karbon dari lahan gambut sebenarnya tidak bisa dipisahkan dengan proses perombakan material organik yang dilakukan oleh mikroorganisme dalam tanah gambut. Di sisi lain, setiap proses biologi ataupun kimiawi di dalam tanah gambut sangat erat berkaitan dengan kondisi hidrologis lahan dan kondisi vegetasi di atasnya. Turunnya muka air tanah akan meyebabkan kondisi yang lebih aerob, lebih jauh perbedaan tinggi muka air tanah memacu percepatan proses dekomposisi dan mineralisasi (Dijk *et al.*, 2009; Hicks *et al.*, 2009; Kaczorek *et al.*, 2009). Hasil pengukuran di lahan gambut pangkoh Kalimantan Tengah, menunjukkan bahwa penurunan muka air tanah menyebabkan peningkatan kandungan N total tanah, Chimner *et al.* (2016) melaporkan bahwa emisi karbon saat lahan gambut kering lebih tinggi daripada saat basah. Könönen *et al.* (2015) juga melaporkan adanya perubahan kondisi air tanah yang menyebabkan perbedaan hasil dari suatu proses dekomposisi sehingga hal tersebut juga berdampak pada kelarutan hara tanah. Hal-hal tersebut berkaitan dengan ketersediaan dan peran oksigen

sebagai elektron akseptor yang paling efisien dalam suatu proses oksidasi bahan organik oleh mikroorganisme. Semakin terbatas ketersediaan oksigen maka laju proses dekomposisi akan menurun seiring dengan bertambahnya kedalaman (Andersen *et al.*, 2013).

Faktor lain yang mempengaruhi proses dekomposisi/mineralisasi bahan organik di lahan gambut adalah kualitas substrat/bahan organik. Setiap tahapan dari proses dekomposisi bahan organik memerlukan mikroorganisme spesifik sesuai kondisi substrat dan lingkungan, semakin heterogen dan berkualitas suatu substrat maka mikroorganisme akan semakin berlimpah. Menurut Dimitriu *et al.* (2010) komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme di lahan gambut dipengaruhi oleh jenis gambut, karena selanjutnya hal tersebut akan menentukan ketersediaan hara dalam tanah (Van Dijk *et al.*, 2009). Semakin lanjut derajat dekomposisi gambut maka kandungan substratnya semakin rendah sehingga aktifitas mikroorganisme semakin terbatas.

Ketebalan lapisan gambut tidak hanya berpengaruh pada sifat kimia tanah gambut baik secara langsung ataupun tidak langsung, tetapi juga berpengaruh terhadap aktivitas, komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme. Secara umum gambut tebal dinyatakan memiliki derajat dekomposisi yang lebih rendah daripada gambut dangkal, sebagaimana yang dilaporkan oleh Radjagukguk (1992). Disisi lain, semakin lanjut derajat dekomposisi maka gambut juga semakin miskin hara dan cenderung semakin masam sehingga hal tersebut akan membatasi aktivitas mikroorganisme. Walaupun demikian, aktivitas, komposisi struktur komunitas dan keberlimpahan mikroorganisme pada setiap lahan gambut dengan ketebalan yang berbeda-beda akan memiliki pola yang seragam, yaitu tinggi pada lapisan teratas dan kemudian berangsur menurun pada lapisan di bawahnya, sebagaimana dilaporkan oleh Asante dan Jengre (2012) dan Andersen *et al.* (2013). Hal ini terjadi karena secara terus menerus pada lapisan gambut teratas selalu ditambahkan substrat baru sebagai sisa jaringan organisme yang dapat menjadi sumber energi, akibatnya aktivitas dekomposisi juga lebih aktif pada lapisan ini. Kemudian sebagian dari hasil dekomposisi substrat tersebut akan mengalami transfortasi ke lapisan bawahnya, jumlahnya semakin rendah dengan bertambahnya jarak dari lapisan permukaan (Fahmi dan Radjagukguk, 2013).



Gambar 1 . Skematis dekomposisi bahan organik secara anaerob yang menghasilkan gas metan di lahan gambut (Dimodifikasi dari Juottonen, 2008).

Proses dekomposisi bahan organik diawali dengan adanya aktivitas jamur dan bakteri anaerob merombak organik polimer (selulosa, hemiselulosa dan protein) menjadi monomer (gula dan asam amino). Monomer tersebut difermentasi menjadi asetat, asam lemak, alkohol dan CO₂ serta H₂, oleh bakteri sintropi, asam lemak dan alkohol difermentasikan menjadi asetat, CO₂ dan H₂. Bersamaan dengan proses tersebut H₂ yang dihasilkan kemudian dikonsumsi oleh methanogen hidrogenotropik sehingga proses fermentasi menjadi efisien. Acetogen memproduksi asetat dari monomer atau dari CO₂ dan H₂ yang dihasilkan hasil dari bakteri sintropic. Asetat, CO₂ dan H₂ dari proses permentasi dan acetogenik adalah substrat terminal elektron bagi dekomposer untuk menghasilkan gas metan (Gambar 1). Gas metan yang dihasilkan dari lapisan gambut yang anaerob kemudian akan dioksidasi menjadi CO₂ pada lapisan yang aerob, menurut Frenzel dan Karofeld (2000)

; Pearce dan Clymo (2001) bahwa 90 % dari CH₄ yang dihasilkan dari lapisan anaerob dioksidasi menjadi CO₂.

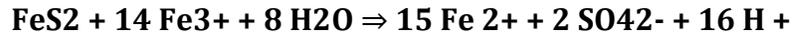
E. Karakteristik tanah sulfat masam

Tanah sulfat masam adalah tanah yang mengandung mineral besi sulfida (bahan sulfidik) atau senyawa-senyawa hasil ataupun dipengaruhi oleh transformasi mineral sulfida. Tanah sulfat masam merupakan endapan dari bahan marin yang dapat dicirikan oleh salah satu atau beberapa hal sebagai yaitu mengandung bahan sulfidik, memiliki horison sulfurik, terdapat bercak jarosit dan mengandung bahan penetral berupa karbonat atau basa tukar lainnya. Tanah sulfat masam pada lingkungan sekitar pantai atau rawa mangrove adalah kondisi lingkungan yang ideal untuk pembentukan/stabilitas pirit. Secara ringkas dapat dijelaskan bahwa pembentukan tanah sulfat masam merupakan serangkaian proses pengendapan bahan sedimen marin pada masa ribuan tahun silam, proses ini berhubungan dengan turunnya permukaan air laut atau pengangkatan daratan. Sedimen marin yang kaya sulfida atau polysulfida hasil reduksi sulfat selama proses pengendapannya bereaksi dengan besi membentuk sulfida besi. Luapan pasang yang terjadi secara berkala dan terus menerus membawa sedimen baru membentuk lapisan baru di atas lapisan marin sebelumnya yang diikuti oleh suksesi vegetasi secara bertahap. Adanya pengaruh bahan induk dan dinamika kondisi hidologi yang terus menerus menjadikan tanah-tanah yang terdapat pada ekosistem ini memiliki sifat yang khas.

Faktor hidrologi menjadi elemen utama yang mempengaruhi terhadap sifat tanah di lahan rawa, tidak terkecuali tanah sulfat masam. Hanhart dan Ni (1993) menemukan bahwa pH tanah sulfat masam membentuk pola yang berulang dimana pH tanah tertinggi sekitar 7,0 terjadi pada akhir musim hujan sampai puncak musim kemarau dan terendah berkisar 3,0 yang terjadi pada saat transisi musim kemarau ke musim hujan. Sifat tanah yang seolah membentuk siklus musiman ini berhubungan dengan proses redoks dan pelarutan dari hasil oksidasi pada musim kemarau (Hicks *et al.*, 2009).

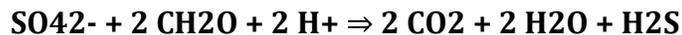
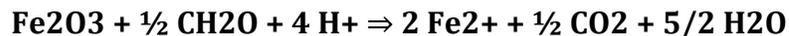
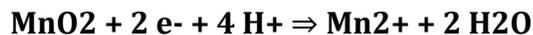
Kemasaman tanah sulfat masam dipengaruhi oleh beberapa faktor seperti ; keberadaan senyawa sulfur tereduksi, mineral besi oksida-hidrooksida, sulfat, bahan organik, bahan penetral, kelembaban tanah atau kondisi hidologis lahan. Berdasarkan ordonya, maka kemasaman tanah sulfat masam berkisar antara pH 4 (ordo *entisol*) dan pH <3,5 (ordo *inceptisol*). Tanah sulfat masam yang tergenang dapat mempunyai kemasaman tanah yang lebih rendah (pH >4,0). Peningkatan kemasaman pada tanah sulfat masam utamanya disebabkan oleh

teroksidasinya mineral pirit, pemasaman tanah terjadi ketika jumlah asam yang dihasilkan melebihi daya sangga tanah. Ketika pH lingkungan <4,0 maka Fe³⁺ yang dihasilkan dari oksidasi Fe²⁺ di larutan tanah dapat kembali mengoksidasi pirit secara langsung dengan bantuan *thiobacillus ferroxidans* yang hidup pada kisaran pH 2,8 – 3,5 (Kirk, 2004). Proses ini berjalan lebih cepat dibandingkan oksidasi pirit oleh O₂ (Ritchie, 1994).



Tanah sulfat masam umumnya terdapat di daerah pasang surut, kondisi ini menyebabkan lahan secara periodik mengalami penggenangan. Beberapa saat setelah penggenangan maka udara yang mengisi pori-pori tanah digantikan oleh molekul air, menurut Reddy dan DeLaune (2008) pada kondisi anaerob laju difusi oksigen 10.000 kali lebih lambat daripada kondisi aerob, jumlah oksigen menjadi dapat mendekati nol (0) hanya dalam beberapa jam penggenangan. Semakin lama penggenangan maka tanah cenderung semakin tereduksi, sehingga selanjutnya digunakanlah unsur inorganik lainnya sebagai akseptor elektron oleh mikroorganisme.

Penggenangan tanah akan meningkatkan konsumsi elektron dan proton, menurut Reddy and DeLaune (2008) pada beberapa kondisi rasio konsumsi proton dan elektron dapat >1, kondisi ini akan mendorong terjadinya peningkatan pH tanah sulfat masam sebagaimana yang dilaporkan oleh Fageria *et al.* (2011); Fahmi *et al.* (2012a) dan Wang *et al.* (2013), akibat terjadinya reduksi maupun terjadinya pelarutan karbonat atau bikarbonat pada masa penggenangan. Peningkatan pH akibat reaksi reduksi besi, mangan dan sulfat (Reddy dan DeLaune, 2008) serta reaksi reduksi besi (Konsten *et al.*, 1994) dan sulfat (Dent dan Pons, 1995) yang memanfaatkan bahan organik sebagai sumber elektron :



Kemasaman tanah sulfat masam dipengaruhi oleh banyak faktor seperti ; keberadaan pirit, mineral besi oksida-hidrooksida, sulfat, bahan organik, bahan penetral, dan kondisi hidologis lahan atau kelembaban tanah. Setiap faktor secara komulatif saling berinteraksi menyebabkan adanya dinamika

kemasaman tanah. pH tanah dapat tidak berubah ataupun berubah secara tidak nyata karena besarnya daya sangga tanah ataupun adanya mekanisme lain yang membatasi reaksi keseimbangan kimia tanah. Keberadaan mineral pirit dalam lapisan tanah memiliki peranan besar dalam menentukan terjadinya proses pemasaman tanah karena turunnya muka air tanah. Walaupun demikian, kondisi hidrologis lahan dapat tidak berpengaruh nyata pada dinamika kemasaman tanah, karena faktor-faktor yang dipengaruhi dari perubahan redoks berada dalam kuantitas atau kualitas yang rendah, misalnya kandungan Fe^{3+} dan bahan organik yang rendah, sebagaimana dilaporkan oleh Konsten *et al.* (1995) dan Hicks *et al.* (1999).

Pasang surutnya air laut dan curah hujan adalah faktor yang mempengaruhi kondisi hidrologis lahan rawa. Kondisi hidrologis lahan atau kelembaban tanah adalah faktor yang paling menentukan tingkat redoks tanah sehingga besar kecilnya pengaruh dari setiap faktor lainnya tergantung pada kondisi hidrologis lahan. Menurut Mosley *et al.* (2014) perubahan pH air atau tanah sulfat masam ditentukan tingkat redoks tanah. Penggenangan tanah sulfat masam telah dilaporkan oleh banyak peneliti menyebabkan penurunan kondisi Eh tanah, demikian pula sebaliknya menurunnya permukaan air tanah akibat kekeringan dan musim kemarau dapat menyebabkan peningkatan Eh tanah. Dinamika Eh tanah sulfat masam di daerah rawa pasang surut dilaporkan oleh Hanhart dan Ni (1993) membentuk suatu pola yang dinamis sesuai kondisi fluktuasi muka air tanah sepanjang tahun.

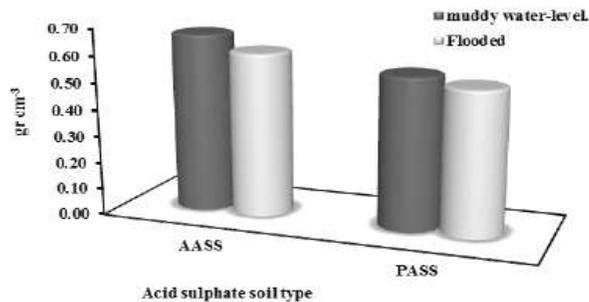
Ketersediaan hara di tanah sulfat masam secara umum berada dalam kondisi yang rendah sampai sangat rendah. Beberapa hasil penelitian menunjukkan bahwa kandungan N 0,22-0,49% (sedang) dan cenderung menurun semakin ke lapisan bawah. Kandungan P-tersedia 12,6 ppm (sangat rendah) sampai 19,3 ppm (sedang), K dapat ditukar biasanya sedang sampai tinggi (0,37-0,89 cmol(+)/kg). Kandungan P-total bervariasi dari rendah sampai sangat tinggi, dengan rata-rata 45 mg/100 g (tinggi), kandungan K-total 73-81 mg/100 g (sangat tinggi). Basa dapat ditukar yang dominan adalah Mg dan Na, Mg dalam jumlah yang sedang sampai tinggi (8,30-9,25 cmol(+)/kg) sedangkan Na terdapat dalam jumlah tinggi (9,70 cmol(+)/kg). Sebaliknya Ca dapat ditukar umumnya berkisar dari rendah hingga sedang (3,49-4,12 cmol(+)/kg). Kapasitas tukar kation tanah biasanya bervariasi dari 33,5-37,2 cmol(+)/kg (tinggi sampai sangat tinggi), kejenuhan basa bervariasi 40-42% (rendah sampai sedang). Kejenuhan Al berkisar 67- 71% (sedang sampai sangat tinggi). Kandungan bahan organik tanah di

lapisan atas bervariasi 7,51-10,93% (tinggi hingga sangat tinggi), rasio C/N bervariasi dari tinggi (25) hingga sangat tinggi (39) (Konsten *et al.*, 1990; Konsten dan Sarwani, 1990).

Sebagaimana kemasaman tanah yang dipengaruhi oleh kondisi hidrologis lahan, ketersediaan hara di tanah sulfat masam juga dipengaruhi oleh kondisi kelembaban tanah atau kondisi hidrologis lahan. Secara umum ketersediaan hara tanah sulfat masam akan meningkat seiring dengan kondisi tanah yang semakin basah atau lembab, kondisi ini berhubungan dengan peningkatan pH tanah yang terjadi akibat proses reduksi sehingga mendorong pelarutan dan pelepasan hara dari mineral dan misel tanah. Selain itu, peningkatan pH tanah akibat kondisi yang lebih basah dapat pula mendorong terjadinya peningkatan aktivitas mikroorganisme yang selanjutnya menyebabkan mineralisasi hara dari bahan organik.

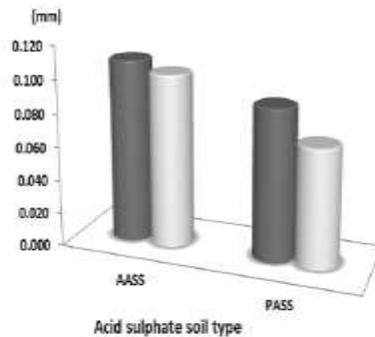
Sifat fisika tanah seperti porositas, permeabilitas, kematapan agregat, kerapatan masa (BD), dan berat jenis butiran tanah (PD), sangat dipengaruhi oleh tekstur tanah. Kandungan atau prosentase fraksi klei yang tinggi akan menyebabkan tanah menjadi berat. Beberapa sifat tanah tersebut saling berhubungan dan mempengaruhi. Secara geografis, tanah sulfat masam salah satunya terbentuk pada daerah-daerah hilir sungai yang bermuara ke laut yang memungkinkan untuk terjadinya pengendapan. Tingginya kandungan fraksi klei pada tanah ini menyebabkan permeabilitas tanah dan porositas tanah menjadi rendah. Selanjutnya pada tanah sulfat masam dengan porositas tanah rendah tentunya akan memiliki BD yang tinggi, artinya semakin tinggi kandungan kleinya maka BD akan semakin meningkat.

Kondisi pasang surutnya air yang berpotensi menggenangi lahan saat terjadi pasang dapat mempengaruhi perubahan atau merubah sifat fisika tanah sulfat masam. Tanah sulfat masam yang mengalami penggenangan akan memiliki kematapan agregat yang lebih rendah. Hasil penelitian Fahmi *et al.* (2014b) menunjukkan bahwa penggenangan tanah sulfat masam menyebabkan penurunan nilai BD tanah, hal ini disebabkan mengembangnya mineral klei karena meningkatnya kandungan air dalam struktur mineral klei, selanjutnya terjadi peningkatan persentase air dibandingkan fraksi padatan tanah berdasarkan volumenya (Sudjianto *et al.*, 2011). Menurut Heuscher *et al.* (2005) persentase klei dan kadar air memiliki pengaruh yang signifikan terhadap sifat BD tanah.



Gambar 2. Nilai BD tanah sulfat masam aktual (AASS) dan tanah sulfat masam potensial (PASS) pada kondisi tergenang dan macak-macak (Fahmi *et al.*, 2014b).

Seperti yang dijelaskan sebelumnya bahwa sifat PD berhubungan erat dengan kandungan klei tanah, disisi lain fraksi klei memiliki kemampuan memegang air yang tinggi pada permukaannya dibandingkan fraksi pasir dan debu. Hal ini akan menyebabkan menurunnya kemantapan agregat tanah jika tanah sulfat masam mengalami penggenangan dalam waktu tertentu. Selain itu, menurunnya nilai kemantapan agregat akibat penggenangan berhubungan dengan kondisi tanah yang semakin poros, permeabilitas yang meningkat serta terjadinya pelarutan agen-agen perekat struktur tanah seperti mineral oksida dan kalsium (Fahmi *et al.*, 2014b).



Gambar 3. Nilai PD tanah sulfat masam aktual (AASS) dan tanah sulfat masam potensial (PASS) pada kondisi tergenang dan macak-macak (Fahmi *et al.*, 2014b).

Penutup

Lahan rawa adalah sebuah bentuk bentang alam yang terbentuk secara alami ataupun karena dibuat oleh manusia yang memiliki peranan penting bagi ekosistem secara global, ekosistem ini dapat ditemui pada dataran rendah maupun dataran tinggi yang membentuk cekungan, bahan induk tanahnya dapat berupa material mineral maupun bahan organik. Air menjadi determinasi utama ekosistem rawa, keberadaan air menjadi faktor kunci dalam pemanfaatannya, pengelolaannya, serta karakteristiknya. Kondisi hidrologi lahan sangat menentukan sifat tanah di lahan rawa, meningkatnya ketersediaan hara ataupun kelarutan unsur meracun yang menurun kelarutannya dapat terjadi pada saat lahan rawa tergenang. Kondisi ini berimplikasi pada pemanfaatan dan pengelolaan lahan rawa harus pula mempertimbangkan ketersediaan air atau sifat air tersebut. Air dapat menjadi input yang positif bagi pemanfaatan dan pengelolaan lahan jika kualitasnya dan kuantitasnya sesuai dengan keperluan, sebaliknya dapat menjadi input negatif ketika kualitas rendah dan kuantitasnya yang tidak sesuai keperluan.

Daftar Pustaka

- Amaleviciute K, I. Liaudanskiene, A. Slepeliene, J. Slepetytys, I. Jokubauskaite, and J. Volungevicius. 2015. Carbon and important macroelements of *Terric Histosol* after 12 years renaturalization. *Eurasian J Soil Sci*, 4 (4) 272 – 278.
- Andersen, R., C. Wells, M. Macrae and J. Price. 2013. Nutrient mineralisation and microbial functional diversity in a restored bog approach natural conditions 10 years post restoration. *Soil Biology & Biochemistry* 64 ; 37-47
- Andriessse, J.P. 1988. *Nature and Management of Tropical Peat Soils*. FAO Soil Bulletin 59. Rome, Italy. 165 p.
- Asante, W. and N. Jengre. 2012. Carbon Stocks and Soil Nutrient Dynamics in the Peat Swamp Forests of the Amanzule Wetlands and Ankobra River Basin. USAID Integrated Coastal and Fisheries Governance Program for the Western Region of Ghana. Accra: Nature Conservation and Research Centre. 45 pp
- Banach, A.M., K. Banach, R.C.J.H. Peters, R.H.M. Jansen, E.J.W. Visser, Z. Stepniewska, J.G.M. Roelofs and L.P.M. Lamers. 2009b. Effects of long-term flooding on biogeochemistry and vegetation development in floodplains: a mesocosm experiment to study interacting effects of land use and water quality. *Biogeosciences*, 6 : 1325 – 1339.
- Boelter, D.H. 1969. Physical properties of peat as related to degree of decomposition. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33: 606–609.

- Bostic, E. M. and J. R. White. 2006. Soil phosphorus and vegetation influence on wetland phosphorus release after simulated drought. *Soil Science Society of America Journal*. 71 : 238 - 244.
- Bouman, S.A.M. and P.M. Driessen. 1985. Physical properties of peat soils affecting rice-based cropping system. *In : Soil Physics and Rice*. IRRI. Los Banos, Philippines. pp. 71–84.
- Brady, N.C. 1974. *Nature and Properties of Soils*. 8th Edition. The Macmillan Company, New York. 638 p.
- Cheesman, A.W., B.L. Turner and K.R. Reddy. 2012. Soil phosphorus forms along a strong nutrient gradient in a tropical ombrotrophic wetland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76; 1496–1506.
- Chimner, R.A., T.G. Pypker, J.A. Hribljan, P.A. Moore and J.M. Waddington. 2016. Multi-decadal changes in water table levels alter peatland carbon cycling. *Ecosystems*. DOI: 10.1007/s10021-016-0092-x.
- Clarkson, B. and M. Peters. 2010. Wetland types. *In*. B. Clarkson and M. Peters (Eds). *Wetland Restoration : A Handbook For Nz Freshwater System*. Manaaki Whenua Press, New Zealand. pp. 26–37.
- Dent, D.L. and L.J. Pons. 1995. A world perspective on acid sulphate soils. *Geoderma*. 67 ; 263–276.
- Diemont, W.H., and L.J. Pons. 1991. A preliminary note on peat formation and gleying in the Mahakam inland floodplain, East Kalimantan, Indonesia. p. 74-80. *In*. Aminuddin, B.Y. (Ed.). *Tropical Peat. Proc. Int. Symp. on Tropical, Kuching, Sarawak, Malaysia*, 6-10 May 1991.
- Dimitriu, P. A., D. Lee and S. J. Grayston. 2010. An evaluation of the functional significance of peat microorganisms using a reciprocal transplant approach. *Soil Biology and Biochemistry*. 42 : 65 – 71.
- Driessen, P.M. and L. Rochimah. 1976. The physical of lowland peats from Kalimantan. *Dalam. Peat and Podsolik Soils and Their Potential for Agriculture in Indonesia*. Proceeding ATA 106 Midterm Seminar, Soil Research Institute, Bogor, pp. 56–73.
- Driessen, P.M. 1978. Peat soils. *In : Soil and Rice*. IRRI. Los Banos, The Philippines. pp. 763–779.
- Duddleston, K.N. and M.A. Kinney. 2002. Anaerobic microbial biogeochemistry in a northern bog: Acetate as a dominant metabolic end product. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 1063. 1-7.
- Fageria, N.K., G.D. Carvalho, A.B. Santos, E.P.B. Ferreira, and A.M. Knupp. 2011. Chemistry of lowland rice soils and nutrient availability. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 42:1913–1933.
- Fahmi, A., B. Radjagukguk, B.H. Purwanto and E. Hanudin. 2010. The role of peat layers on iron dynamics in peatlands. *J Tanah Trop*. 15 (3): 195–201.

- Fahmi, A., B. Radjagukguk, B.H. Purwanto dan E. Hanudin. 2012. The influence of peat layer on hydrogen and aluminium concentration originating from the sulfidic material substratum. *J Tanah Trop*, 17 (3): 197–202.
- Fahmi, A. dan B. Radjagukguk. 2013. Peran gambut bagi kandungan nitrogen total tanah di lahan rawa. *J Berita Biologi*, 12 (2): 223–229.
- Fahmi, A., B. Radjagukguk, dan B.H. Purwanto. 2014a. Interaction of peat soil and sulphidic material substratum : role of peat layer and groundwater level fluctuations on phosphorus concentration. *J Tanah Trop*. 19.(3); 161–169.
- Fahmi, A., A. Susilawati, and A. Rachman. 2014b. Influence of height waterlogging on soil physical properties of potential and actual acid sulphate soils. *J Tanah Trop*, 19 (2); 56–61.
- Frenzel P. and E. Karofeld. 2000. CH₄ emission from a hollow-ridge complex in a raised bog: The role of CH₄ production and oxidation. *Biogeochemistry* 51: 91-112.
- Hanhart, K. and D.V. Ni. 1993. Water management of the rice field at Hoa An, Mekong Delta, Vietnam. In : D.L. Dent and M.E.F. Van Mesvoort (Eds.), *Selected Papers of the Ho Chi Minh City Symposium on Acid Sulphate Soils*. ILRI Publ. No. 53. Wageningen, The Netherland. pp. 161–176.
- Hastuti, S. 1995. Peat compaction and root proliferation. *PhD Thesis*. RUG, Gent, Belgium. 175 p.
- Heuscher SA, CC Brandt, and PM Jardine. 2005. Using soil physical and chemical properties to estimate bulk density. *Soil Sci Soc Am J* 69; 51–56.
- Hicks, W.S., G.M. Bowman, and R.W. Fitzpatrick. 2009. Effect of season and landscape position on the aluminium geochemistry of tropical acid sulfate soil leachate. *Australian Journal of Soil Research*, 47; 137–153.
- Iyobe, T. and A. Haraguchi. 2008. Soil chemical properties of peat sediments polluted by sulphuric acid in tropical peatland, Central Kalimantan, Indonesia. *Dalam* : C. Farrel and J. Feehan (Eds.), *After Wise Use – The Future of Peatlands. Proceedings of the 13th International Peat Congress*. Vol. II, Tullamore, Ireland. pp. 100–103.
- Jaenicke. J. 2010. 3D modelling and monitoring of Indonesian peatlands aiming at global climate change mitigation. *A Dissertation*. Fakultät für Biologie, Ludwig-Maximilians-Universität München. 91 p.
- Joosten, H. and D. Clarke. 2002. *Wise Use of Mires and Peatlands ; Background and principles including framework for decision-making*. International Mires Conservations Group – International Peat Society. Saarijarvi, Finland. 304 p.
- Jordan, S., S. Velyt and J. Zeitz. 2007. The influence of degree of peat decomposition on phosphorus binding forms in fens. *Mires and Peat*, 2 : 1 – 10.

- Juottonen, H. 2008. *Archaea, Bacteria, and methane production along environmental gradients in fens and bogs. A Dissertation*. General Microbiology Department of Biological and Environmental Sciences, Faculty of Biosciences and Viikki Graduate School in Molecular Biosciences, University of Helsinki. 48 p.
- Kaczorek, D., G.W. Brümmer and M. Sommer. 2009. Content and binding forms of heavy metals, aluminium and phosphorus in bog iron ores from Poland. *Journal Environmental Quality*. 38; 1109–1119.
- Kirk, G. 2004. *The Biogeochemistry of Submerged Soils*. John Willey and Sons. Chicester, England. 291 p.
- Konfensi Ramsar, dikunjungi pada 09 September 2014 : http://www.ramsar.org/cda/en/ramsar-about/main/ramsar/1-36_4000_0.
- Könönen, M., J. Jauhiainen, R. Laiho, K. Kusin and H. Vasander. 2015. Physical and chemical properties of tropical peat under stabilised land uses. *Mires and Peat*, 16 (8); 1–13.
- Konsten, C.J.M., and M. Sarwani. 1990. Actual and potential acidity and related chemical characteristics of acid sulphate soils in Pulau Petak, Kalimantan. Hlm. 30-50. *In Papers Workshop on Acid Sulphate Soils in the Humid Tropics*. Bogor, 20-22 November 1990. AARD and LAWOO.
- Konsten, C.J.M., S. Suping, I B. Aribawa, and I P.G. Widjaja-Adhi. 1990. Chemical processes in acid sulphate soils in Pulau Petak, South and Central Kalimantan, Indonesia. Hlm. 109-135. *In Papers Workshop on Acid Sulphate Soils in the Humid Tropics*. Bogor, 20-22 November 1990. AARD and LAWOO.
- Kurnain, A., T. Notohadikusumo, B. Radjagukguk and S. Hastuti. 2001. Peat soil properties related to degree of decomposition under different land use systems. *International Peat Journal*. 11; 67–77.
- Kurnain, A. 2005. Dampak Kegiatan Pertanian dan Kebakaran Atas Watak Gambut Ombrogen. *Disertasi*. Pascasarjana Fakultas Pertanian UGM. 315 Hlm.
- Kusel, K., M. Blothe, D. Schulz, M. Reiche and H.L. Drake. 2008. Microbial reduction of iron and porewater biogeochemistry in acidic peatlands. *Biogeosciences*. 5; 1537–1549.
- Lambert, K. 1995. Physico-chemical characterisation of lowland tropical peat soil. *PhD Thesis*. RUG, Gent, Belgium. 161 p.
- Limin, S.H., J.O. Rieley., S.E. Page and E. Yunsiska. 2007. Peat thickness, type of minerals in the bottom peat layer and hydrology status should be taken into account when utilizing tropical peatland for agricultural purposes. Hlm : 158-168. *Dalam: H. Wosten and B. Radjagukguk (Eds.), The Role of Tropical Peatlands in Global Changes Process. Open Science Meeting 2005. Science and society : New challenges and oppurtunities*. Yogyakarta.

Indonesia. ALTERRA - Wageningen University and Research Centre and the EU INCO - STRAPEAT and RESTORPEAT. Wageningen. The Netherlands.

- Maas, A., R. Sutanto, A. Supriyo, dan Hairunyah. 1997. Perbaikan kualitas gambut tebal, dampaknya pada pertumbuhan and produksi padi sawah. *Laporan Hasil Penelitian*. Lembaga Penelitian UGM Bekerjasama dengan Agricultural Research Management Project. 25 p.
- Marton, J. 2013. Coastal Wetlands Formation, Functions, and Susceptibility CWC Gulf Lagniappe. November 23, 2013
- Masganti, T. Notohadikusumo, A. Maas, & B. Radjagukguk. 2002. Hydrophobicity and its impact on chemical properties of peat. Hlm: 109–113. *Dalam: J.O. Rieley, & S.E. Page (eds.), Peatlands for People, Natural Resources Function, and Sustainable Management*. BPPT dan Indonesian Peat Association, Jakarta.
- McLay, C.D.A., R.F. Allbrook, & K. Thompson. 1992. Effect of development and cultivation on physical properties of peat soils in New Zealand. *Geoderma* 54: 23–37.
- Melling, L., K.J. Goh, R. Hatano, L.J. Uyo, A. Sayok and A.R. Nik. 2008. Characteristics of natural tropical peatland and their influence on C flux in Loagan Bunut National Park, Sarawak, Malaysia. *Dalam : C. Farrel and J. Feehan (Eds.), After Wise Use – The Future of Peatlands. Proceedings of the 13th International Peat Congress*. Vol. 1. Tullamore, Ireland. pp. 226–229.
- Mosley, L.M., R.W. Fitzpatrick, D. Palmer, E. Leyden, and P. Shand. 2014. Changes in acidity and metal geochemistry in soils, groundwater, drain and river water in the Lower Murray River after a severe drought. *Science of the Total Environment*. 485–486; 281–291.
- National Park Service, US Department of Interior. Dikunjungi pada 5 April 2017. <https://www.nps.gov/subjects/wetlands/how.htm>.
- Noorsyamsi, H. dan M. Hidayat. 1976. The tidal swamp rice culture in South Kalimantan. *Contr. Centr. Res. Ins. Agric. Bogor*. 10; 1–18.
- Notohadiprawiro, T. 1997. Twenty-five years experience in peatland development for agriculture in Indonesia. *In : J.O. Rieley, & S.E. Page (Eds.), Biodiversity and Sustainability of Tropical Peatlands*. Proceedings of the International Symposium on Biodiversity, Environmental Importance of Tropical Peat and Peatlands. Samara Publisher. UK. pp. 301–310.
- Nugroho, K., G. Gianinazzi, and I.P.G. Widjaja-Adhi. 1997. Soil hydraulic properties of Indonesian peat. *In ; J.O. Rieley, and S.E. Page (Eds.), Biodiversity and Sustainability of Tropical Peatlands*. Proceedings of the International Symposium on Biodiversity, Environmental Importance of Tropical Peat and Peatlands. Samara Publisher. UK. pp. 147–156.

- Nuruddin, A.A., H.M. Leng and F. Basaruddin. 2006. Peat moisture and water relationship in a tropical peat swamp forest. *Jurnal Applied Science*. 6(11); 2517–2519.
- Page, S.E., J.O. Rieley and R. Wurst. 2006. Lowland tropical peatlands of Southeast Asia. In : I.P. Martini, A.M. Cortizas and W. Chesworth, (Eds.), *Peatlands; Evolution and Records of Environmental and Climate Changes*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. pp. 145–172.
- Pearce, D.M.E. and R.S. Clymo. 2001. Methane oxidation in a peatland core. *Global Biogeochem Cycles*. 15: 709-720.
- Ponnamperuma, F.N. 1972. The chemistry of submerged soils. *Advances in Agronomy*. 24; 29–96.
- Polak, B. 1975. Character and occurrence of peat deposits in the Malaysian tropics. *Dalam: G. J. Barstra and W. A. Casparie (Eds.), Modern Quarternary Research in Southeast Asia*. Balkema, Rotterdam. Hlm :71-81.
- Radjagukguk, B. 1992. Utilization and management of peatlands in Indonesia for agriculture and forestry. *Dalam : B.Y. Aminuddin. (Eds.), Proceedings of the International Symposium on Tropical Peatland, Kuching, Sarawak, Malaysia*. MARDI & Department of Agriculture, Sarawak, Kuching, Malaysia, pp. 21–27.
- Radjagukguk, B. 1993. Peat resource of Indonesia: its extent, characteristics, and development possibilities. Makalah disajikan pada the third seminar on the greening of desert entitled: *Desert Greening with Peat*. 17 March 1993, Waseda University, Tokyo.
- Radjagukguk, B. 2000. Perubahan sifat fisik dan kimia tanah gambut akibat reklamasi lahan untuk pertanian. *Jurnal Ilmu Tanah dan Lingkungan*. 2(1); 1–15.
- Reddy K.R. and R.D. DeLaune. 2008. *The Biogeochemistry of Wetlands; Science and applications*, CRC Press. New York, USA. 779 p.
- Rieley, J.O., G. Siefferman. M. Fournier and F. Soubies. 1992. The peat swamp forest of Borneo; Their origin, development, past and present vegetation and importance in regional and global environmental processes. *Dalam : Proceedings of the 19th International Peat Congress*. Upsala, Sweden. Vol. 1. pp. 78–95.
- Rieley, J.O., A.A. Ahmad–Shah, and M.A. Brady. 1996. The extent and nature of tropical peat swamps. In ; E. Maltby, C.P. Immirzi, & R.J. Safford (Eds.), *Tropical Lowland Peatlands of Southeast Asia*. Proceedings of a Workshop on Integrated Planning and Management of Tropical Lowland Peatlands. IUCN. Gland, Switzerland. pp. 17–53.
- Rieley, J.O., T. Notohadiprawiro, B. Setiadi and S.H. Limin. 2008. Restoration of tropical peatland in Indonesia ; why, where and how ? *Dalam : C. Farrel and J. Feehan (Eds.), After Wise Use – The Future of Peatlands. Proceedings of the 13th International Peat Congress*. Vol. 1. Tullamore, Ireland. pp. 240–244.

- Ritchie, A.I.M., 1994. Sulfide oxidation mechanisms: controls and rates of oxygen transport. *In: J.L. Jambor and D.W. Blowes (Eds.), Short course handbook on environmental geochemistry of sulfide mine-waste. Mineralogical Association of Canada, Nepean, Vol. 22; 201-244.*
- Rodney, A.C. and K.C. Ewel. 2005. A tropical freshwater wetland ; Production, decomposition and peat formation. *Wetland Ecology and Management*. 13; 671-684. Sabiham, S. 1988. Studies on peat in the coastal plains of Sumatra and Borneo. Part I : Physiografi and geomorphology of the coastal plains. *Tonan Ajia Kenkyu (South East Asian Qstudies)*. 26 (3) : 307 - 335.
- Schumann, M. and H. Joosten. 2008. Global Peatland Restoration Manual. Institute of Botany and Landscape Ecology, Greifswald University, Germany. 64 p.
- Sieffermann R.G., M. Fournier, S. Truitomo, M.T. Saderman, and A.M. Semah. 1988. Velocity of tropical peat acumulation in Central Kalimantan Province, Indonesia. *In. Proceeding of the 8th International Peat congress. Leningrad.* pp 90-98.
- Soil Survey Staff. 2014. *Key to Soil Taxonomy*. Twelfth Edition. United States Department of Agriculture (USDA) and Natural Resources Conservation Service (NRCS). Washington DC. 360 p. Soil Survey Staff. 2014. *Key to Soil Taxonomy*. Twelfth Edition. United States Department of Agriculture (USDA) and Natural Resources Conservation Service (NRCS). Washington DC. 360 p.
- Sorensen, K.W. 1993. Indonesian peat swamp forest and their role as carbon sink, *Chemosphere*. 27 (6) : 1065 - 1082.
- Sudjianto AT, KB Suryolelono, A Rifa'i and IB Mochtar. 2011. The effect of water content change and variation suction in behavior swelling of expansive soil. *Int J Civil Environ Eng* 11(3);11-17.
- Suryanto. 1994. Improvement of the P Nutrient Status of Tropical Ombrogenous Peat Soils from Pontianak, West Kalimantan, Indonesia. *A Dissertation*. Faculty of Agricultural and Applied Biological Sciences, RUG, Ghent. 216 p.
- Steger, D. 2010. Community Structure and Distribution of Functional Microbial Groups Within Two Complex Environments ; Microorganisms Associated with Marine Sponges and Potential Sulfur-Compounds- Reducing Microorganisms in Peatlands. *A Dissertation*. Wien University. Austria. 216 Hlm.
- Takahashi, H., S. Shimada and B. I. Ibie. 2002. Annual changes of water balance and a drought index in a tropical peat swamp forest of Central Kalimantan, Indonesia. *Dalam: J. O. Rieley and S. E. Page. (Eds.), Jakarta Symposium Proceedings on Peatlands for People Natural Resources Function and Sustainable Management*. Agency for the Assessment and Application of Technology (BPPT) and Indonesian Peat Association (IPA). Jakarta, Indonesia. 271 p.

- Uomori, M., & T. Yamaguchi. 1997. The water absorption ability of peat. *International Peat Journal*. 7: 41–44.
- Van Dijk, J., W.A.M. Didden, F. Kuenen, P.M. van Bodegom, H.A. Verhoef, and R. Aerts. 2009. Can differences in soil community composition after peat meadow restoration lead to different decomposition and mineralization rates?. *Soil Biology & Biochemistry*. 41; 1717–1725.
- Verdonk, O., I. Cappaert, & M. De Boodt. 1973. The properties of the normally used substrates in the region Ghent. Hlm : 1930–1944. *Dalam*: M. De Boodt (Ed.), *Proceedings Symposium Artificial Media in Horticulture*. Technical Communication of the International Society for Horticulture Science.
- Vile, M.A., R.K. Wieder, T. Zivkovic', K.D. Scott, D.H. Vitt, J.A. Hartsock, C.L. Iosue, J.C. Quinn, M. Petix, H.M. Fillingim, J.M.A. Popma, and K. A. Dynarski. 2014. N₂-fixation by methanotrophs sustains carbon and nitrogen accumulation in pristine peatlands. *Biogeochemistry*. 121;317–328
- Wang, Y., X. Liu, C. Butterly, C. Tang, and J. Xu. 2013a. pH change, carbon and nitrogen mineralization in paddy soils as affected by Chinese milk vetch addition and soil water regime. *J Soils Sediment*. 13; 654–663.
- Widjaja Adhi, I.P.G., K. Nugroho, D.S. Ardi dan S. Karama. 1992. Sumberdaya lahan rawa: potensi, keterbatasan dan pemanfaatan. *Dalam* ; S. Partoharjono dan M. Syam. (Eds.) Pengembangan terpadu lahan rawa pasang surut dan lebak. SWAMPS II. Puslitbangtan. Bogor.
- Wright R. B., B. G. Lockaby and M. R. Walbridge. 2001. Phosphorus availability in an artificially flooded Southeastern Floodplain forest soil. *Soil Science Society of America Journal*. 65 : 1293 – 1302.
- Wüst, R.A.J., C.R. Ward, R.M. Bustin, and M.I. Hawke. 2002. Characterization and quantification of inorganic constituents of tropical peats and organic-rich deposits from Tasek Bera (Peninsular Malaysia): implications for coals. *International Journal of Coal Geology* 49 ;215– 249
- Wüst, R.A.J., J.O. Rieley, S.E. Page and V.D. Kaars. 2007. Peatland evolution in S.E. Asia over the last 35.000 years ; implications for evaluating their carbon storage potential. *Dalam* : J.O. Rieley, C.J. Banks and B. Radjagukguk (Eds.), *Proceedings of the International S*