

**NASIB PEMUPUKAN FOSFAT PADA PERMUKAAN MINERAL
ULTISOLS YANG DISAWAHKAN**

**CHANCE OF PHOSPHATE FERTILIZING TO THE SURFACE
MINERAL ULTISOLS FLOODED**

Andriko Noto Susanto¹

Balai Pengkajian Teknologi Pertanian (BPTP) Maluku

ABSTRACT

Ultisols are soils formed in the intensive leaching of bases, acid soil reaction, with relatively good soil drainage causing of acid soil pH and increased levels of Al/Fe-free, thus exacerbating the toxicity of Al/Fe and phosphate fixation. Ultisols flooding for rice cultivation can change the equilibrium behavior of the surface charge constituent soil minerals, particularly in relation to the reactivity of the phosphate anion. From various research results, it is evident that the flooding caused changes Ultisols redox potential values (Eh) becomes smaller and the soil pH near neutral, so the impact on the change in equilibrium behavior of nutrients, especially Al, Fe, Mn, N, P, K, S, Zn, Cu, and Si. Flooding can increase the availability of P in soil solution, due to decreasing redox potential (Eh), soil pH increased and decreased reactivity and ferol aluminol groups of surface mineral Kaolinite, Gibbsite and Goetite the phosphate anion. An understanding of the chance of the surface chemistry of the Ultisols flooded terms of aspects of mineralogy, surface charge characteristics, and chemical equilibrium in soil solution can be used as a basis for nutrient management, especially in enhancing the efficiency and effectiveness of phosphate fertilizer.

Key-words: ultisols, surface charge, flooded

INTISARI

Ultisols merupakan tanah yang terbentuk pada lingkungan pencucian basa-basa intensif, reaksi tanah masam, dengan drainase tanah yang relatif baik sehingga menyebabkan pH tanah masam dan meningkatkan kadar Al/Fe bebas, sehingga memperbesar bahaya toksisitas Al/Fe dan fiksasi fosfat. Penggenangan Ultisols untuk budidaya padi sawah dapat mengubah kesetimbangan perilaku muatan permukaan mineral-mineral tanah penyusunnya, terutama dalam hubungan dengan reaktivitasnya terhadap anion fosfat. Dari berbagai hasil penelitian, terbukti bahwa penggenangan Ultisols menyebabkan perubahan nilai potensial redoks (Eh) menjadi lebih kecil dan pH tanah mendekati netral, sehingga berdampak pada berubahnya kesetimbangan perilaku hara terutama Al, Fe, Mn, N, P, K, S, Zn, Cu, dan Si. Penggenangan dapat meningkatkan ketersediaan P dalam larutan tanah, akibat menurunnya potensial redoks (Eh), meningkatnya pH tanah dan menurunnya reaktivitas gugus aluminol dan ferol dari permukaan mineral Kaolinit, Gibsit, dan Goetit terhadap anion fosfat. Pemahaman mengenai nasib kimia permukaan Ultisols yang disawahkan ditinjau dari aspek mineralogi, karakteristik muatan permukaan, dan kesetimbangan kimia dalam larutan tanah dapat dijadikan dasar dalam pengelolaan hara, terutama dalam rangka peningkatan efisiensi dan efektifitas pemupukan fosfat.

Kata kunci: ultisols, muatan permukaan, penggenangan

¹ Alamat penulis untuk korespondensi: Andriko Noto Susanto; BPTP Maluku, Jln. Chr. Soplanit, Rumah Tiga, Ambon. E-mail: andriko_notosusanto@yahoo.co.id

PENDAHULUAN

Tanah sawah sebagai tempat tumbuh padi sawah (Hardjowigeno *et al.* 2004; Kyuma (2004) masih merupakan prioritas utama pembangunan pertanian tanaman pangan di Indonesia. Sektor ini merupakan bagian terpenting dalam sistem ketahanan pangan, karena beras merupakan makanan pokok bagi 95 persen penduduk dan permintaannya cenderung meningkat setiap tahun (Anonim 2001). Dengan demikian, konversi lahan sawah menjadi non sawah di Pulau Jawa yang mencapai luasan 423.857 ha (Agus & Irawan 2004) dalam kurun waktu lima tahun (1999 hingga 2003) sedapat mungkin diganti dalam bentuk program ekstensifikasi ke luar Pulau Jawa.

Usaha ekstensifikasi ke luar Pulau Jawa umumnya memiliki permasalahan mendasar, yaitu rendahnya status kesuburan tanah (lahan marginal). Pengelolaan tanah tersebut memerlukan input yang relatif besar pada tingkat output yang sama. Sebuah simulasi yang disampaikan oleh Agus & Irawan (2006) menunjukkan bahwa untuk mempertahankan swasembada beras sampai tahun 2025, perlu memperhatikan hubungan $Y = 2,2 X - 64.000$. Artinya, konversi lahan sawah perlu ditekan sampai <29.000 ha per tahun. Apabila konversi lahan sawah >29.000 per tahun, maka untuk setiap ha lahan sawah yang dikonversi diperlukan 2,2 ha lahan sawah pengganti, lengkap dengan prasarana irigasi dan sarana penunjang lainnya.

Tanah sawah di Indonesia berasal dari berbagai jenis tanah. Berdasarkan kompilasi data luas lahan sawah dari Departemen Pertanian (2009) dengan persentase sebaran jenis tanah sawah dari Hardjowigena *et al.* (2004), maka sekarang ini luas tanah Ultisols yang disawahkan sekitar 599.079,5

ha. Tanah Ultisols ini didominasi oleh mineral lempung tipe 1:1 (Kaolinit), oksida-hidroksida Al dan Fe, dan sesquioksida yang bermuatan terubahkan (*variable charge*) sehingga unsur hara dalam bentuk anion seperti fosfat dapat mengalami mekanisme penjerapan, baik dalam bentuk *inner sphere complex* yang relatif tidak tersedia maupun *outer sphere complex* yang relatif tersedia untuk tanaman.

Penggenangan pada sistem usaha tani padi di tanah sawah secara nyata akan memengaruhi perilaku unsur hara esensial dalam larutan tanah, serta pertumbuhan dan hasil padi. Perubahan yang paling penting akibat penggenangan adalah perubahan potensial redoks. Penurunan persediaan oksigen sampai mendekati nol dalam waktu kurang dari sehari dan peningkatan pH mendekati netral, berdampak pada transformasi kimia dan dinamika hara dalam tanah, terutama perilaku unsur Al, Fe, Mn, N, P, K, S, Zn, Cu, dan Si. Perubahan bentuk kation Fe sebagai akibat penggenangan akan berdampak pada jerapan anion P sehingga memengaruhi ketersediaannya untuk tanaman (Prasetyo *et al.* 2004).

Penggenangan tanah sawah berdampak positif terhadap meningkatkan pH dan ketersediaan P. Hasil penelitian Adiningsih (1987) menunjukkan bahwa pemupukan P yang dilakukan secara intensif di Pulau Jawa dan Madura menimbulkan akumulasi total P dalam status sedang sampai tinggi yang berdampak pada tidak tanggapnya tanaman padi terhadap pemupukan P. Dari 3,6 juta ha lahan sawah di Pulau Jawa, 1,5 juta ha berstatus P tinggi (> 40 mg P₂O₅ per 100 g tanah), dan 1,7 juta ha berstatus P sedang (20 hingga 40 mg P₂O₅ per 100 g tanah); sehingga seharusnya pemupukan P diturunkan menjadi 50 persen (P tinggi) dan

75 persen (P sedang) dari dosis anjuran (Adiningsih *et al.* 1989).

Dengan demikian memahami dengan baik nasib kimia permukaan Ultisols yang disawahkan dengan perilaku anion fosfat, menjadi penting dalam rangka peningkatan efisiensi dan efektifitas pemupukan fosfat di tanah sawah. Tulisan ini meninjau mengenai sifat kimia Ultisols, nasib muatan terubahkan (*variable charge*) permukaan Ultisols setelah digenangi (disawahkan) dan perilaku anion fosfat ditelaah dari aspek mineralogi tanah, perubahan potensial redoks, dan perubahan pH tanah.

DINAMIKA KESETIMBANGAN KIMIA DALAM TANAH

Pemahaman mengenai nasib perubahan muatan permukaan pada suatu mineral tanah tidak dapat dilepaskan dari konsep yang menyatakan bahwa tanah merupakan suatu sistem multi fase (*multiple-phase system*) yang terdiri dari 50 persen padatan, 25 persen cairan, dan 25 persen gas yang selalu berinteraksi secara terbuka dengan lingkungan sekitarnya. Dengan demikian tanah memiliki suatu mekanisme *buffering capacity* terhadap perubahan lingkungan yang kemampuannya sangat tergantung kepada proporsi fase padat, cair, dan gas, serta sifat dari mineralogi penyusun fase padatan terutama lempung.

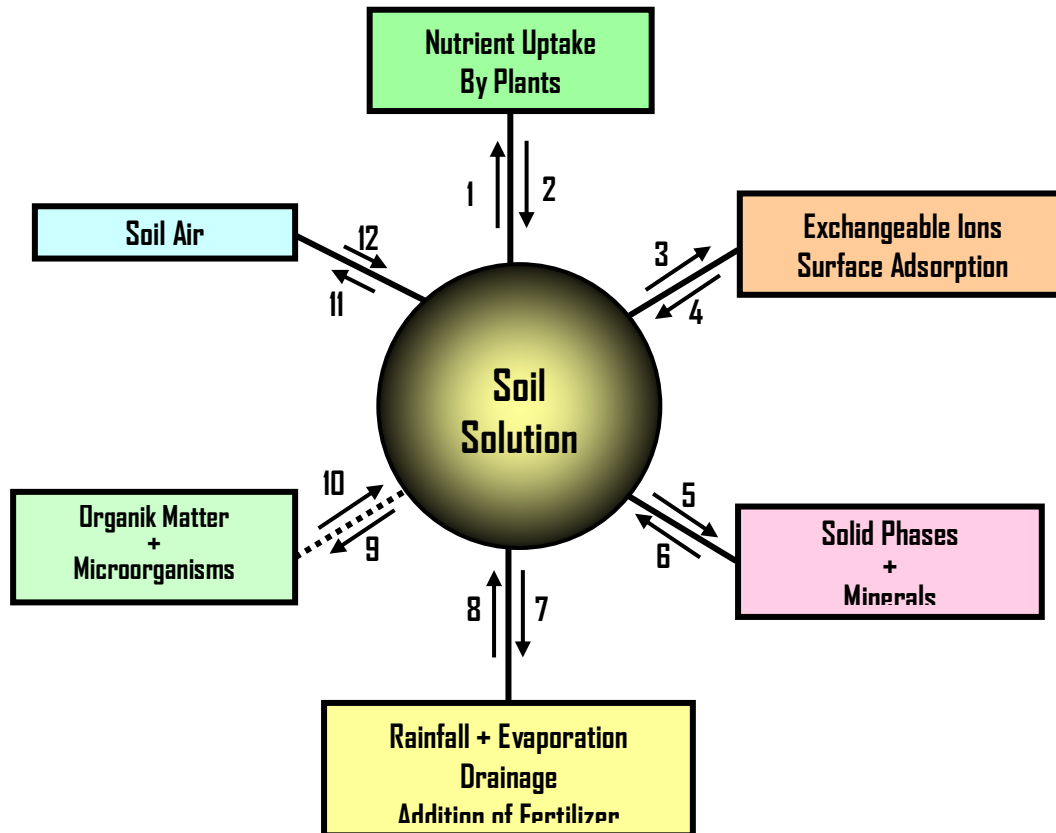
Mekanisme berbagai hubungan komponen pada sistem tanah-lingkungan dilukiskan oleh Linsay (1979) dalam bentuk diagram seperti ditampilkan pada Gambar 1. Beberapa reaksi yang mungkin terjadi dalam diagram tersebut adalah reaksi serapan unsur hara oleh tanaman (1) dan pelepasan sebagian kecil unsur hara oleh tanaman ke tanah (2). Ion-ion di dalam larutan tanah juga mengalami mekanisme penyanggaan oleh jerapan permukaan mineral atau diikat oleh kompleks pertukaran (3 dan 4).

Tanah juga mengandung sejumlah mineral, baik dalam bentuk kristalin maupun amorf, yang berpengaruh terhadap komposisi kimia larutan tanah. Jika larutan tanah menjadi sangat jenuh dengan sejumlah mineral, maka dapat terjadi pengendapan atau presipitasi (5) sampai tercapai kesetimbangan. Demikian halnya, jika larutan tanah belum jenuh (*undersaturated*) terhadap kehadiran suatu mineral maka dapat terjadi pelarutan mineral tersebut sampai tercapai kesetimbangan (6).

Reaksi 7 dan 8 menggambarkan beberapa dinamika proses yang mungkin terjadi di dalam tanah. Air hujan dapat menambah jumlah air dalam larutan tanah (8) kelebihan air dapat diperkolasi bersama dengan garam-garam dan bahan lain yang terlarut (7). Berbagai bentuk pemupukan yang diberikan secara teratur ke dalam tanah, dapat larut ke dalam larutan tanah (8), atau membentuk reaksi-reaksi baru dengan mineral tanah sehingga dihasilkan produk endapan baru (5).

Bahan organik dan mikroorganisme juga berpengaruh terhadap hubungan kesetimbangan dalam tanah. Kehidupan organisme dalam tanah membutuhkan energi untuk membentuk tubuhnya yang umumnya didapat dari larutan tanah (9). Demikian juga, unsur hara akan dilepaskan dalam larutan tanah selama proses dekomposisi bahan organik atau ketika organisme tersebut mati (10).

Fase gas atau udara tanah juga mengalami kesetimbangan dengan larutan tanah. Gas dapat dilepaskan ke sistem udara tanah dari larutan tanah (11) atau dapat juga larut ke dalam larutan tanah (12). Di dalam tanah, tanaman dan mikroorganisme umumnya memanfaatkan O_2 sebagai akseptor elektron dan mengeluarkan CO_2 dari proses metabolisme.



Gambar 1. Mekanisme hubungan kesetimbangan tanah dengan lingkungan (Linsay 1979)

Tingkat difusi O_2 dikendalikan oleh ruang pori di dalam tanah dengan atmosfer di atasnya. Pada tanah tergenang, pertukaran O_2 dan CO_2 sangat terbatas karena laju difusi gas dalam air berjalan sangat lambat (sekitar 10^{-4}). Pada saat O_2 di dalam tanah telah habis, maka tanah menjadi tereduksi dan semua reaksi dalam larutan tanah akan mencari bentuk kesetimbangan baru.

Dalam tulisan ini tidak dijabarkan semua hubungan reaksi tersebut, namun terbatas pada reaksi pertukaran ion, jerapan permukaan (3, 4); reaksi yang melibatkan kondisi oksigen atau tanpa oksigen tanah

(11, 12); dan reaksi akibat penambahan pupuk (7,8).

KARAKTERISTIK MINERALOGI ULTISOLS DAN EFEK PENGGENANGAN TERHADAP SIFAT KIMIANYA

Tanah Ultisols menurut Tan (2005), merupakan tanah dengan ciri memiliki kadar bahan organik dan muatan variabel yang amat rendah. Rendahnya muatan listrik Ultisols ini disebabkan oleh dominasi mineral lempung Kaolinit dan oksida-hidroksida Fe dan Al. Kaolinit adalah

mineral lempung tipe 1:1 yang umumnya terbentuk pada lingkungan pencucian basa-basa intensif, reaksi tanah masam, dengan drainase tanah yang relatif baik (Prasetyo *et al* 2004). Pencucian basa-basa intensif ini menyebabkan pH menjadi rendah sekali dan meningkatkan kadar Al bebas, hingga memperbesar bahaya toksisitas tanaman terhadap Al dan fiksasi fosfat.

Muatan mineral Kaolinit sangat rendah akibat tidak terjadinya substitusi isomorfik,

baik pada lembar Si-tetrahedral maupun Al-oktahedral (Gambar 2). Kapasitas pertukaran kation (KPK) Kaolinit dilaporkan sangat kecil, hanya berkisar antara 1,2 hingga 12,5 cmol(+) per kg (Prasetyo & Gilkes 1997). Muatan Kaolinit berasal dari patahnya pinggiran mineral sehingga menyebabkan gugus -OH dari Si dan Al menyembul keluar dan bersifat terubahkan (*variable charge*) atau tergantung pH (Gambar 3).

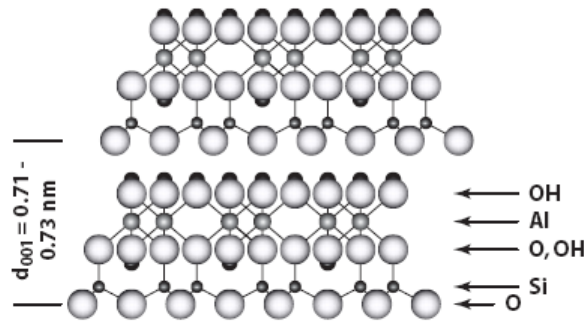
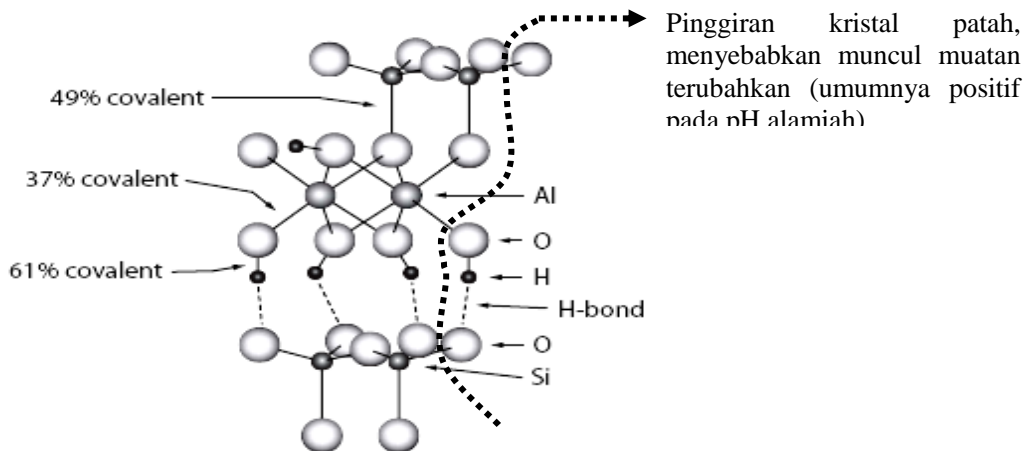


FIGURE 2.22 The 1:1 structure of kaolinite $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$.

Gambar 2. Struktur mineral lempung tipe 1:1 Kaolinit $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$ (Esington, 2003).



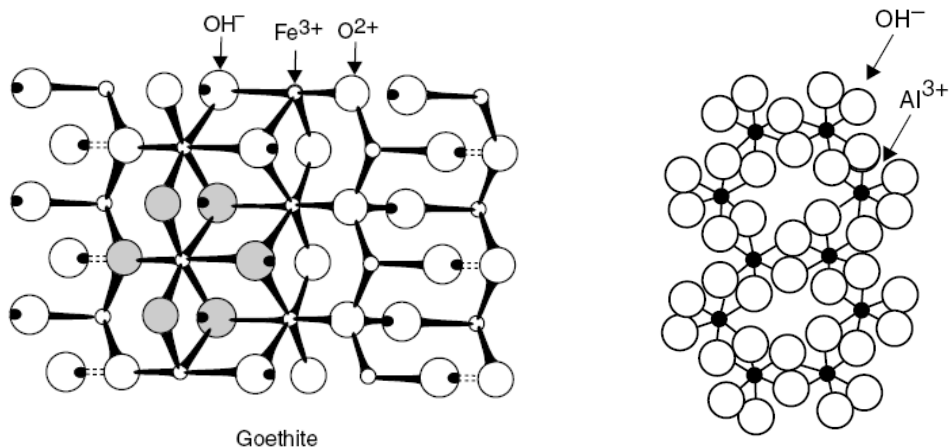
Gambar 3. Jenis ikatan kimia dalam struktur Kaolinit dan ilustrasi patahnya pinggir mineral yang menyebabkan timbulnya muatan. Ikatan Si-O dalam Si-tetrahedral 49 persen berada pada ikatan kovalen. Atom oksigen apikal dari Si-tetrahedral dipakai bersama dengan Al-oktahedral, dengan 37 persen ikatannya adalah kovalen (Esington, 2003).

Selain mineral Kaolinit, menurut Tan (1998), Ultisols juga tersusun atas oksida hidroksida Fe dan Al. Jenis oksida Fe adalah Hematit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) dan Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), sedang bentuk hidroksida Fe adalah Goetit ($\alpha\text{-FeOOH}$) dan Lepidocrosit ($\gamma\text{-FeOOH}$). Jenis hidroksida Al adalah Gibsit ($\text{Al}(\text{OH})_3$), Diaspor ($\alpha\text{-AlOOH}$) dan Boehmit ($\gamma\text{-AlOOH}$). Dalam beberapa literatur yang banyak dibahas dari mineral-mineral tersebut adalah Goetit ($\alpha\text{-FeOOH}$) dan Gibsit ($\text{Al}(\text{OH})_3$) karena Goetit adalah mineral oksida besi terpenting dalam banyak tanah yang menyebabkan warna coklat kemerahan, sedangkan Gibsit merupakan mineral utama pada tanah Ultisols dengan pelapukan lanjut. Gambaran struktur mineral Goetit dan Gibsit ditampilkan pada Gambar 4.

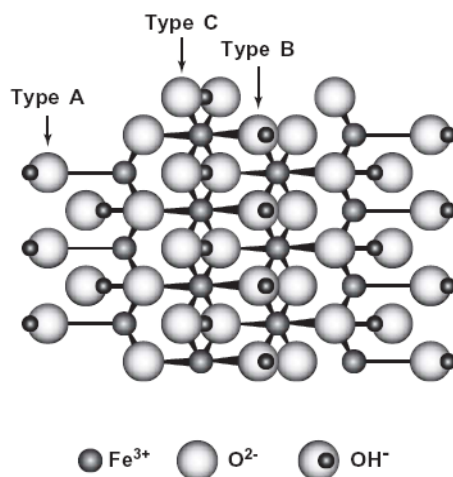
Reaktivitas Muatan Permukaan Kaolinit dan Seskuioksida. Keberadaan gugus OH terbuka baik pada tepi kristal Kaolinit atau pada bidang-bidang yang terbuka pada Gibsit dan Goetit, dapat menimbulkan muatan negatif. Pada pH tinggi akan terjadi peruraian atom hidrogen dari hidroksil

sehingga menyebabkan permukaan lempung menjadi bermuatan negatif yang berasal dari ion oksigen. Pada pH rendah akan terjadi protonasi gugus hidroksil oleh atom hidrogen yang menyebabkan permukaan mineral lempung bermuatan positif. Reaksi untuk disosiasi dan asosiasi proton pada Kaolinit, Gibsit dan Goetit tersebut berdasarkan Tan (1998) adalah pada pH tinggi (>9): $\equiv\text{Al/Fe-OH} + \text{OH}^- \leftrightarrow \equiv\text{Al/Fe-O}^- + \text{H}_2\text{O}$; pada pH rendah (<5): $\equiv\text{Al/Fe-OH} + \text{H}^+ \leftrightarrow \equiv\text{Al/Fe-OH}_2^+$.

Dalam hubungannya dengan pengelolaan lahan sawah, ion Fe lebih banyak dibahas dibanding ion Al karena berhubungan dengan kelarutan Fe^{3+} menjadi Fe^{2+} yang memengaruhi sifat toksisitas Fe dan kesetimbangan hara lainnya. Dilaporkan bahwa reaktivitas gugus ferrol (Fe-OH) dari permukaan Kaolinit dan seskuioksida terhadap anion lebih besar dibanding gugus aluminol (Al-OH). Penelitian Zhongqi He *et al.* (2006) menunjukkan bahwa pada konsentrasi yang sama, Fe mampu menyerap 60 persen P, sedangkan Al hanya menyerap lima persen P.



Gambar 4. Struktur mineral Goetit [FeOOH] sebelah kiri dan Gipsit [$\text{Al}(\text{OH})_3$] sebelah kanan (Sposito 2008).



Gambar 5. Tiga tipe gugus fungsional permukaan Goetit (FeOOH). Tipe A adalah satu OH yang terkoordinasi dengan satu Fe, Tipe C adalah satu OH yang terkoordinasi dengan dua Fe, dan Tipe B adalah satu OH yang terkoordinasi dengan tiga Fe (Esington 2003).

Sumber ion Fe dalam tanah Ultisols yang umum adalah mineral Goetit (FeOOH). Reaktivitas permukaan Goetit selalu dihubungkan dengan adanya gugus hidroksil (OH) yang terkoordinasi dalam tiga bentuk (Gambar 5), yaitu terkoordinasi tunggal dengan ion Fe (tipe A), terkoordinasi dengan dua ion Fe (tipe C), dan terkoordinasi dengan tiga ion Fe (tipe B). Bentuk-bentuk koordinasi OH ini akan berpengaruh terhadap kekuatan ikatan Fe terhadap anion misalnya fosfat.

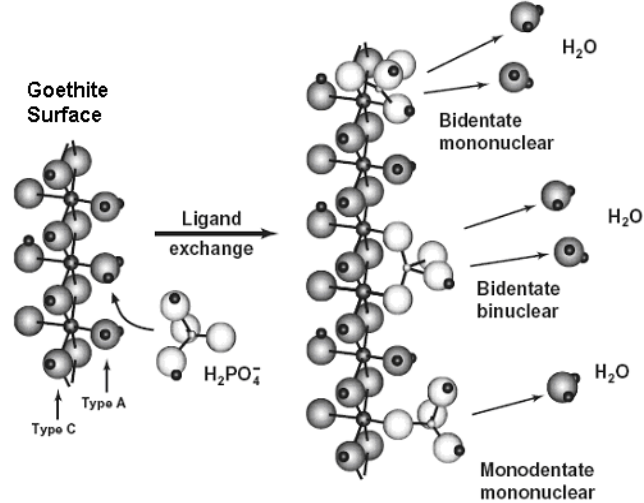
Kemampuan mineral Kaolinit terutama gugus aluminol (Al-OH) dalam mengikat anion Florida (F) pada pH masam telah diteliti oleh Cochiara dan Phillips (2008), yang hasilnya menunjukkan bahwa terjadi ikatan *inner sphere complex* antara anion Florida dengan gugus OH aluminol dari mineral Kaolinit yang terkoordinasi tunggal (tipe A) membentuk Al-F sebanyak

70 persen dan dengan OH tipe C membentuk Al-F-Al sebesar 30 persen. Anion F yang terikat pada gugus OH tipe A ini selanjutnya disebut sebagai jerapan F dan bentuk ikatannya sering disebut *monodentit mononuclear*, sedangkan anion F yang terikat pada gugus OH tipe C disebut sebagai intrinsik F (masuk dalam struktur mineral) dan bentuk ikatannya disebut *bidentit binuclear*.

Hasil penelitian Cochiara & Phillips (2008) tersebut selanjutnya dapat digunakan sebagai dasar untuk menjelaskan kemungkinan ikatan antara anion fosfat dan kation Fe dari Goetit seperti ditampilkan pada Gambar 6. Reaktivitas tersebut berlangsung pada kondisi oksidatif pada pH tanah masam (< 5). Begitu Ultisols digenangi, maka akan terjadi perubahan redoks tanah yang berdampak pada kondisi reduksi tanah, peningkatan pH tanah ke arah

netral dan terjadi kesetimbangan baru terhadap semua unsur-unsur di dalam tanah

termasuk perubahan spesies Fe, dan P serta reaktivitas keduanya.



Gambar 6. Kemungkinan pertukaran ligan antara anion fosfat dan permukaan Goetit pada tanah Ultisols.

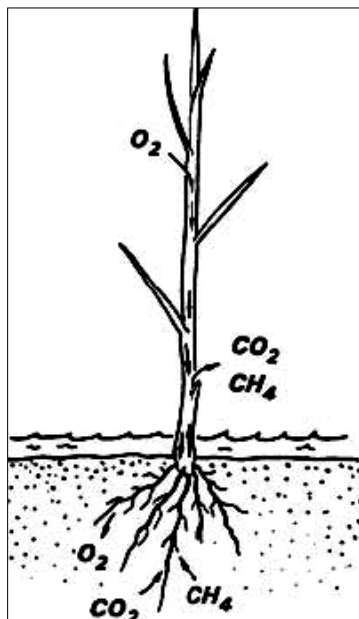
Hubungan Penggenangan Terhadap Eh, pH, Mobilitas Fe, dan P. Beberapa sifat kimia tanah sawah yang berubah akibat penggenangan menurut Prasetyo *et al.* (2004) antara lain adalah potensial redoks (Eh), kemasaman tanah (pH), Fe, N, P, K, S, dan unsur mikro (Zn, Cu, Si). Potensial reduksi-oksidasi (redoks) atau potensial elektrode didefinisikan sebagai ketersediaan elektron atau potensial elektro-kimia dari elektron pada keadaan setimbang. Reduksi adalah memperoleh tambahan elektron pada suatu proses yang berhubungan dengan kondisi berdrainase buruk (tergenang), sedang oksidasi adalah kehilangan elektron pada suatu proses yang berhubungan dengan kondisi drainase baik. Agar sama dengan satuan pH (mole per liter), maka potensial redoks juga dapat diekspresikan sebagai *pe* (-log aktivitas elektron); di sini 1 Eh (mv) = 59,2 *pe* (Lindsay 1979).

Pada saat tanah sawah digenangi, persediaan oksigen akan menurun sampai

titik nol dalam waktu kurang dari sehari. Maka mikroba aerob dengan cepat akan menghabiskan udara yang tersisa dan menjadi tidak aktif lagi atau mati. Mikroba fakultatif anaerob dan obligat aerob kemudian mengambil alih dekomposisi bahan organik tanah dengan menggunakan komponen tanah teroksidasi seperti nitrat, Mn, Fe-oksida, dan sulfat atau hasil penguraian bahan organik (fermentasi) sebagai penerima elektron dalam pernafasan (Kyuma 2004).

Tanah yang tergenang tidak tereduksi secara keseluruhan. Pada lapisan atas setebal dua hingga 20 mm, tetap teroksidasi karena berada dalam kesetimbangan dengan oksigen yang terlarut dalam lapisan air. Lapisan dibawahnya merupakan lapisan tereduksi, kecuali daerah perakaran yang aktif, karena daerah ini teroksidasi akibat dikeluarkannya senyawa teroksidasi oleh akar yang memperoleh oksigen dari bagian atas melalui aerenkhima (Yoshida 1981;

Cronk & Fennessy 2001; Kyuma 2004). Mekanisme pertukaran O_2 dari udara ke

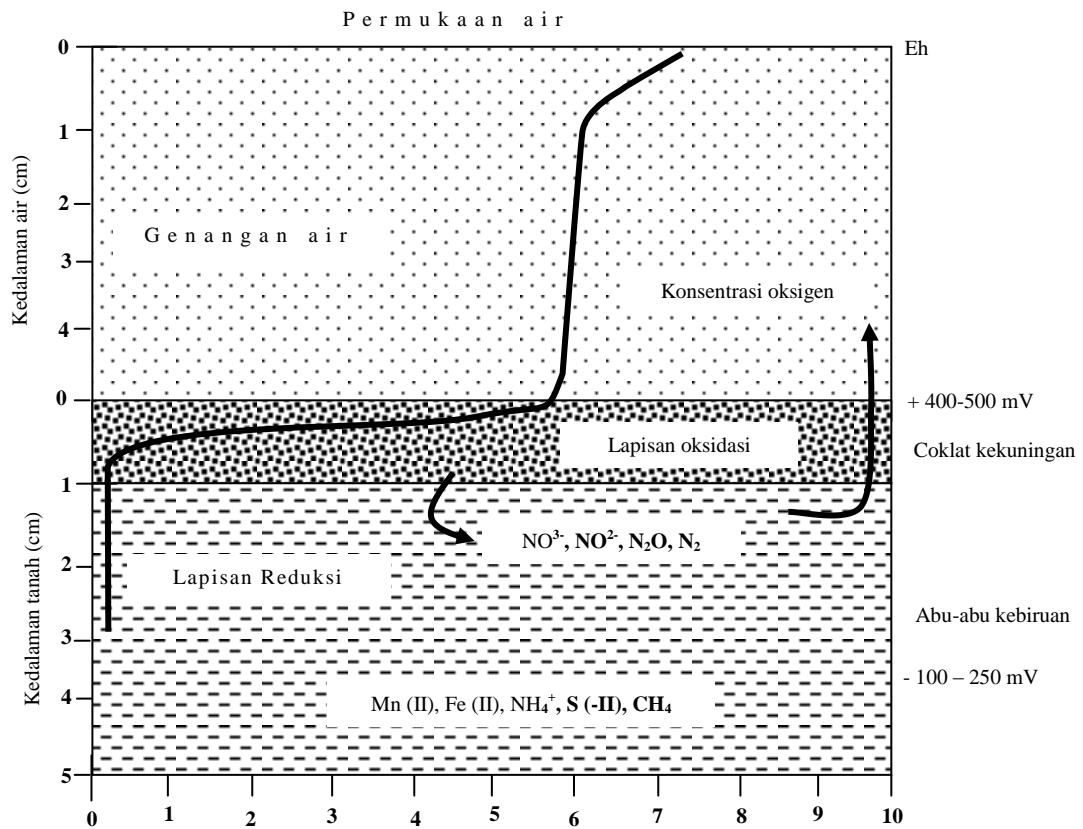


Gambar 7. Skematik perpindahan O_2 , CO_2 dan CH_4 dari atmosfer ke daerah perakaran atau sebaliknya pada tanaman padi (Cronk & Fennessy 2001).

daerah perakaran melalui jaringan aerenkhima pada tanaman padi ditampilkan pada Gambar 7. Dengan mekanisme ini maka padi dapat tumbuh baik pada kondisi oksidatif maupun reduktif.

Akibat perbedaan kondisi oksidasi – reduksi pada penampang lapisan tanah sawah yang digenangi tersebut maka terjadi perubahan warna dan mobilitas N, Fe, Mn, dan CH_4 . Pada penampang tanah akan muncul warna coklat kekuningan (lapisan oksidasi) dan lapisan reduksi dibawahnya berwarna abu-abu dengan sedikit bercak-bercak coklat kekuningan (Gambar 8).

Perubahan Potensial Redoks (Eh) dan Kemasaman Tanah (pH). Penggenangan tanah mengakibatkan penurunan potensial redoks (Eh). Nilai Eh turun dengan tajam dan mencapai titik minimum dalam beberapa hari, lalu naik dengan cepat mencapai suatu titik maksimum dan kemudian menurun secara asimptot (Sanchez, 1993). Pada nilai Eh rendah maka akan meningkatkan ketersediaan unsur P, K, Fe, Mn, dan Si tetapi mengurangi ketersediaan S dan Zn. Menurut Sulaeman *et al.* (1997), besi pada tanah Petroferic Hapludox sudah mulai tereduksi pada Eh 400 mV dan memberikan kadar besi terlarut hingga 59 ppm pada Eh -300 mV.

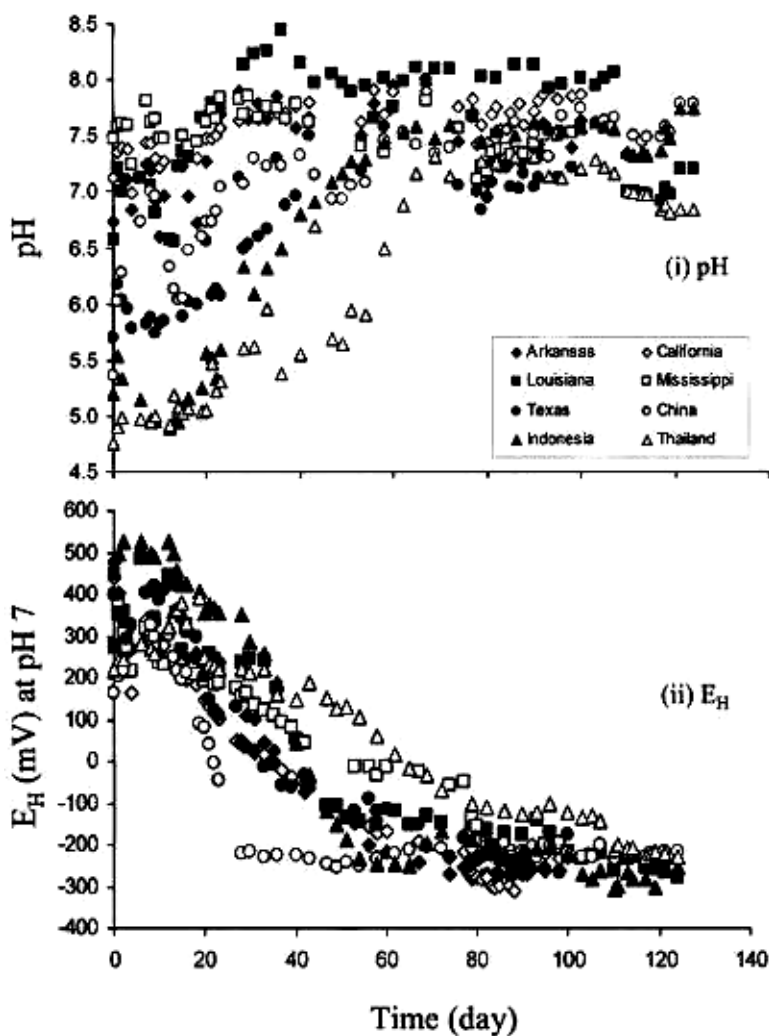


Gambar 8. Pola distribusi oksigen pada tanah sawah dan bentuk-bentuk unsur utama mineral setelah stabilisasi.

Selain perubahan Eh tanah, penggenangan juga mengakibatkan peningkatan nilai pH pada tanah masam, dan menurunkan pH pada tanah basa sampai mendekati netral. Hubungan peningkatan pH dan penurunan Eh pada tanah sawah ini telah diteliti oleh Yu & Patrick, Jr. (2004), pada delapan tanah sawah yang diambil dari Arkansas, California, Louisiana, Mississippi, Texas, China, Indonesia, dan Thailand.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa setelah empat bulan periode penggenangan perbedaan pH antartanah tersebut hanya 1,1 unit pH, sementara pada awalnya tanah-tanah tersebut memiliki

variasi pH antara 4,7 hingga 7,7. Pada tanah-tanah yang memiliki pH awal basis terjadi sedikit fluktuasi perubahan pH selama masa inkubasi, sedangkan pada tanah dengan pH awal masam fluktuasi perubahan pH terjadi lebih besar. Baik tanah basa maupun asam menunjukkan kecenderungan kearah pH netral setelah empat bulan periode penggenangan. Pada 10 hari pertama inkubasi, terjadi fluktuasi perubahan pH yang relatif besar pada semua jenis tanah yang diuji. Peningkatan pH ini selalu diikuti dengan penurunan Eh (Gambar 9).



Gambar 9. Perubahan pH dan Eh tanah sawah yang diambil dari delapan lokasi yang berbeda selama periode penggenangan.

Hal ini sesuai dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Sutami dan Djakamihardja, (1990) dalam Prasetyo *et al.* (2004), yang menyimpulkan bahwa pada saat penggenangan pH tanah akan menurun selama beberapa hari pertama, dan beberapa

minggu kemudian pH akan meningkat lagi secara asimtot untuk mencapai nilai pH yang stabil, yaitu sekitar 6,7 hingga 7,2. Penurunan awal pH disebabkan oleh akumulasi CO_2 dan juga oleh terbentuknya asam organik. Kenaikan berikutnya

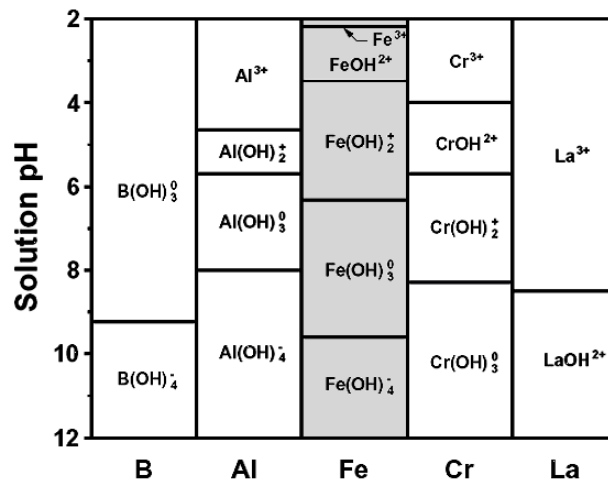
bersamaan dengan reduksi tanah yang ditentukan oleh (a) pH awal dari tanah; (b) macam dan kandungan komponen tanah teroksidasi terutama besi dan mangan, serta (c) macam dan kandungan bahan organik.

Pada tanah netral dan sedikit alkalis, pH diatur oleh kesetimbangan $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ dan pada tanah masam yang banyak mengandung besi diatur oleh keseimbangan $\text{Fe(OH)}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2$ (Kyuma 2004). Penggenangan tanah masam sama saja dengan tindakan pengapuran sendiri, yaitu menyebabkan tercapainya kisaran pH optimum yang memungkinkan tersediannya hara secara optimum. Daya meracun dari aluminium hilang karena aluminium dapat ditukar terendapkan pada pH 5,5.

Perubahan Besi Tanah. Reduksi besi adalah reaksi yang paling penting di dalam tanah masam tergenang karena dapat menaikkan pH dan ketersediaan fosfor serta menggantikan kation lain dari tempat pertukaran seperti K^+ . Peningkatan Fe^{2+} pada tanah masam dapat menyebabkan keracunan besi pada padi, apabila kadarnya dalam larutan mencapai 350 ppm. Keadaan

ini dapat dihindari dengan cara pencucian tanah atau menanggihkan waktu tanam sampai melewati puncak reduksi. Puncak kadar senyawa Fe^{2+} larutan tanah biasanya terjadi dalam bulan pertama setelah penggenangan dan diikuti penurunan berangsur-angsur (Ponnamperuma 1985).

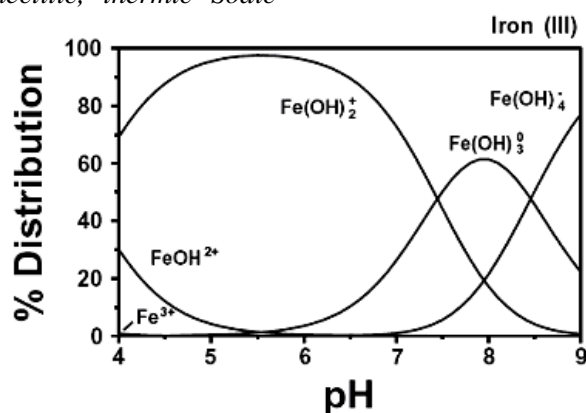
Berdasarkan Gambar 10 (Esington 2003), maka Ultisols yang belum disawahkan umumnya memiliki pH tanah masam (< 5), sehingga larutan tanah didominasi berturut-turut dari yang tertinggi oleh Fe^{3+} , FeOH^{2+} dan Fe(OH)_2^+ . Setelah disawahkan maka terjadi kenaikan pH sampai mendekati netral, dengan demikian akan terjadi perubahan muatan permukaan dari mineral-mineral yang mengandung Fe dalam larutan tanah menjadi ‘cenderung’ lebih negatif, yaitu Fe(OH)_2^+ dan Fe(OH)_3^0 . Kesetimbangan antara Fe^{3+} , FeOH^{2+} , Fe(OH)_2^+ , Fe(OH)_3^0 , dan Fe(OH)_4^- dalam larutan tanah akibat perubahan pH ditampilkan pada Gambar 11. Pada Gambar 10 juga terlihat bahwa reaktivitas Al sudah tidak ada lagi pada pH sekitar 5,5 sehingga tidak menjadi masalah penting pada pengelolaan lahan sawah.



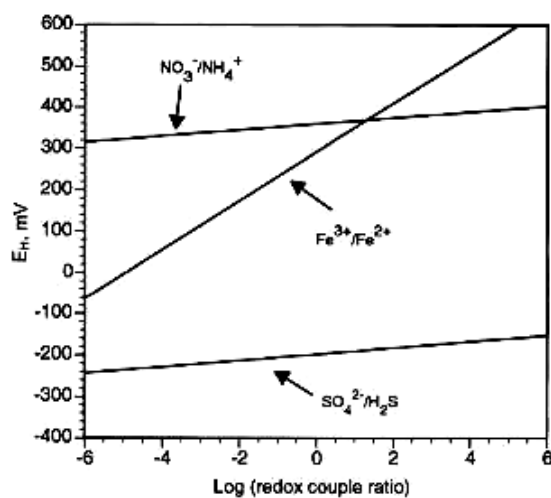
Gambar 10. Hubungan bentuk-bentuk spesies logam B, Al, Fe, Cr dan La pada kondisi pH tanah yang berbeda.

Dilaporkan bahwa batas kritis Fe larut air dalam larutan tanah untuk tanaman padi adalah 50 hingga 100 ppm. Peningkatan pH tanah dari 4,5 ke 7,5 akibat penguangan pada tanah Oksisol Sitiung secara nyata dapat menurunkan konsentrasi besi dalam larutan tanah dari 1.231 ke 221 mg Fe per kg tanah (Yusuf *et al* 1990). Hasil penelitian Gao *et al.* (2002) menunjukkan bahwa rasio perubahan Fe^{3+}/Fe^{2+} terhadap perubahan Eh pada tanah *fine, smectitic, thermic Sodic*

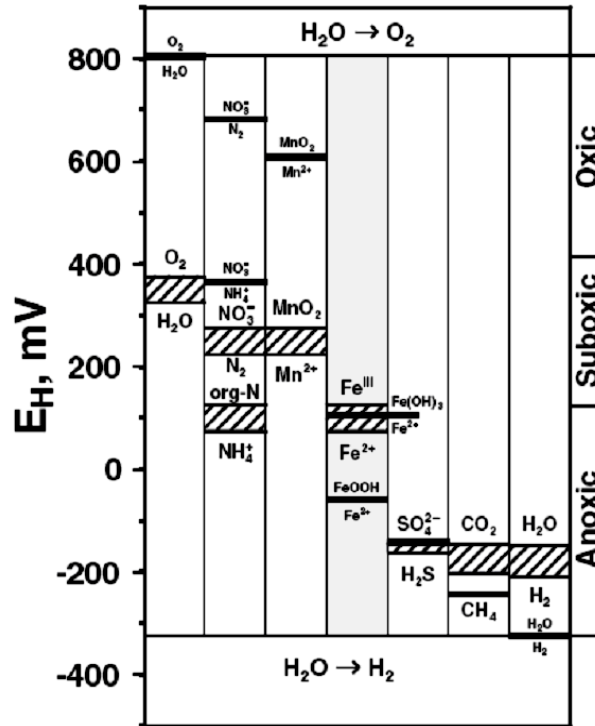
Endoaquert adalah berlangsung pada kisaran yang lebih lebar dan kemiringan (slope) delapan kali lebih curam dibanding NO_3^-/NH_4^+ dan SO_4^{2-}/H_2S , karena perbedaan jumlah perpindahan elektron yang melibatkan reaksi tersebut (Gambar 12). Sementara itu perubahan spesies Fe beserta beberapa kation logam lainnya akibat perubahan Eh menurut Esington (2004), ditampilkan pada Gambar 13.



Gambar 11. Keseimbangan antara Fe^{3+} , $FeOH^{2+}$, $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)_3^0$ dan $Fe(OH)_4^-$ dalam larutan tanah akibat perubahan pH.



Gambar 12. Kesesuaian potensial redoks terhadap rasio pasangan redoks pada kondisi kesetimbangan.

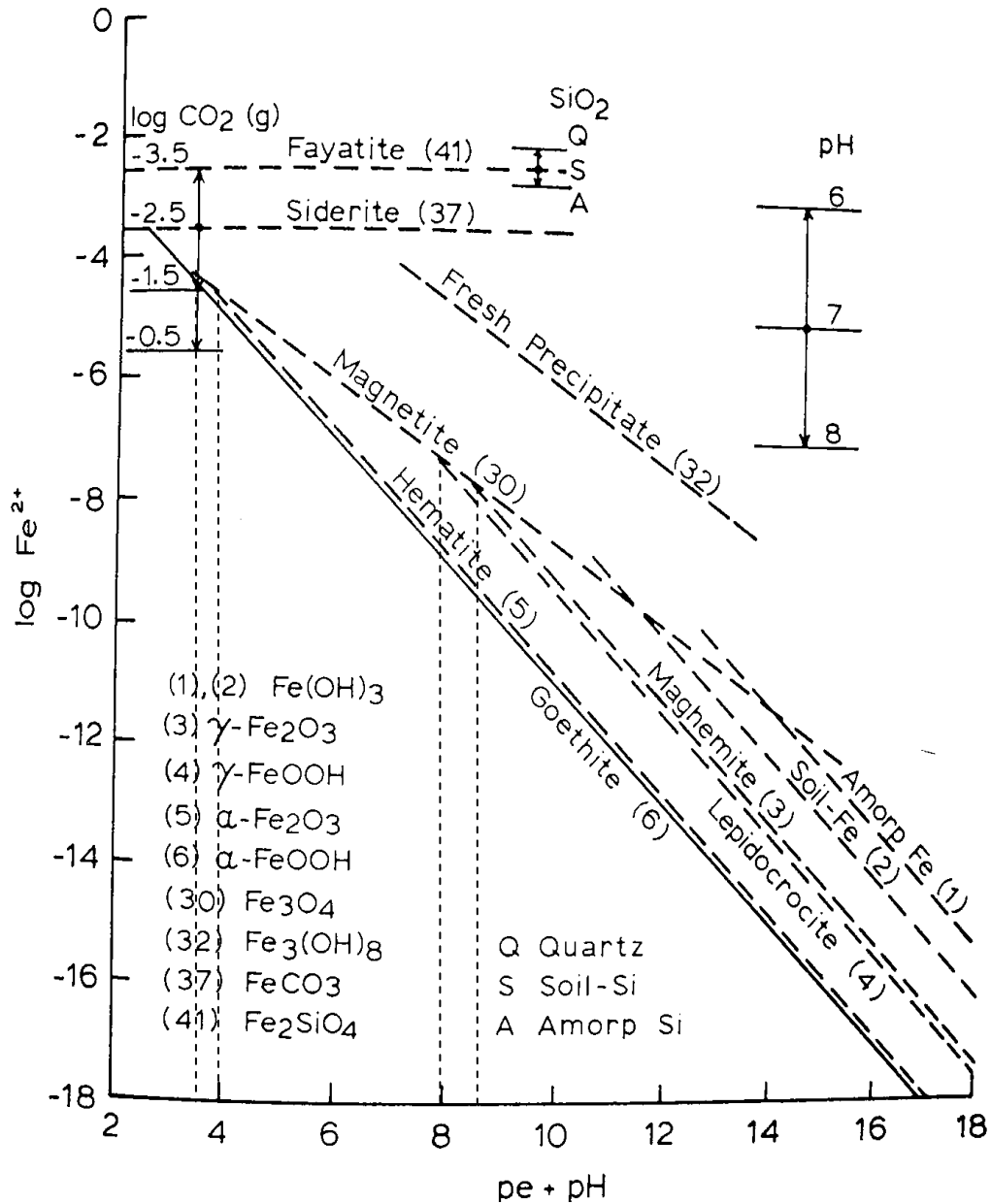


Gambar13. Perubahan spesies Fe beserta beberapa ion lainnya akibat perubahan potensial redoks (Eh).

Berbagai bentuk spesies mineral Fe, beserta kelarutannya dalam kesetimbangan kimia di dalam tanah akibat perubahan *pe* dan pH, dijelaskan secara detail oleh Lindsay (1979) (Gambar 14). Transpormasi Goetit menjadi Magnetite membutuhkan *pe* + pH lebih rendah dari 3,49, sementara Fe-tanah dapat ditransformasi menjadi Magnetite pada *pe* + pH = 11,53. Endapan baru Fe (Fe₃(OH)₈) baru akan terbentuk pada kondisi tanah tereduksi, dan larut pada *pe* + pH < 6 sebelum semua okdisa Fe amorf dapat larut dan diendapkan.

Campuran oksida Fe(II) dan Fe(III) sangat mudah mengendap pada kondisi tereduksi kuat dan hasil amorf ini adalah

kurang larut dibanding Fe₃(OH)₈ (*fresh precipitate*) tetapi lebih larut dibanding Magnetit. Dalam tanah yang jenuh air semua ruang pori terisi dengan air dan difusi gas menjadi sangat terbatas. Kondisi tidak ada oksigen dan terjadi akumulasi CO₂ sangat baik untuk membentuk FeCO₃ (Siderit) sebagai mineral besi yang stabil. Di bawah kondisi seperti ini Goetit dapat larut membentuk endapan Siderit. Jika kondisi oksidasi kembali terjadi, Siderit akan larut dan besi yang dilepaskan akan dioksidasi membentuk endapan oksida besi amorf melalui proses rekristalisasi kearah oksida Fe(III) yang stabil.



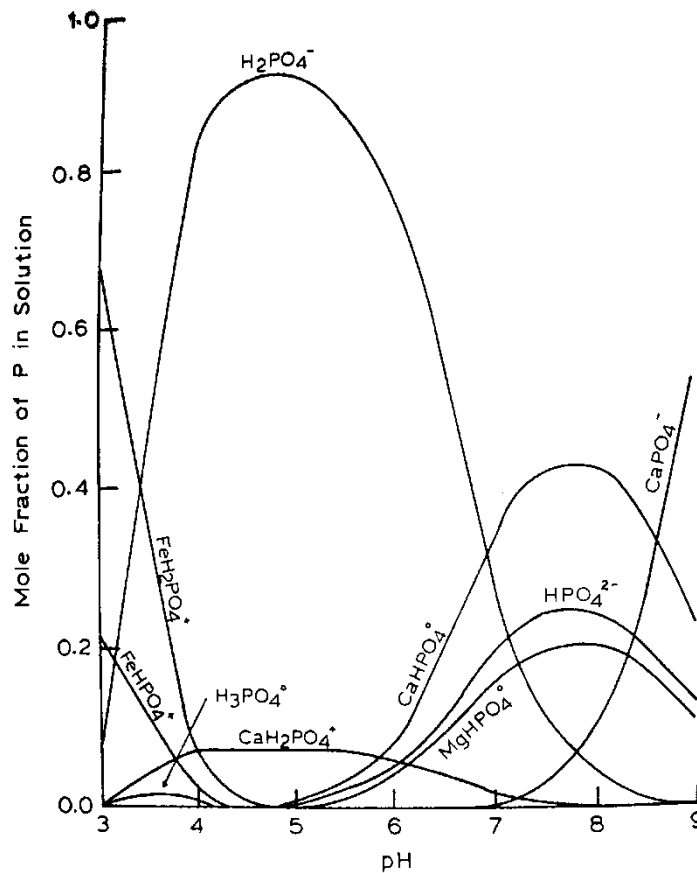
Gambar 14. Pengaruh $pe + pH$, CO_2 , dan silika terhadap kelarutan mineral-mineral besi pada pH 7.

Perubahan Fosfat Tanah. Kelarutan fraksi P dalam larutan tanah akibat meningkatnya

pH menurut Linsay (1979), ditampilkan pada Gambar 15. H_2PO_4^- tersedia paling

banyak pada pH 4,5 sampai 5,5. Pada pH 5,5 kemampuan menyerap P dari $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ sudah tidak ada sehingga ketersediaan P selanjutnya ditentukan oleh mineral-mineral Fe dalam larutan tanah, yang daya ikatannya juga cenderung menurun dengan meningkatnya pH. Jadi ketersediaan P pada tanah masam diatur oleh kesetimbangan antara kation Fe, sedangkan pada tanah-tanah yang bereaksi basa ketersediaan P diatur oleh kelarutan kation Ca dan Mg.

Pada pH tanah mendekati 6, kompleks CaHPO_4 dan MgHPO_4 mulai terbentuk dan mencapai puncaknya pada pH mendekati 8. Ketersediaan fosfat pada kisaran pH 6 hingga 8 berada dalam bentuk anion HPO_4^{2-} yang besarnya diatur oleh konsentrasi Mg dan Ca dalam tanah. Pada pH lebih dari 8 kation Ca mengendalikan ketersediaan P dengan membentuk ikatan CaPO_4^- .



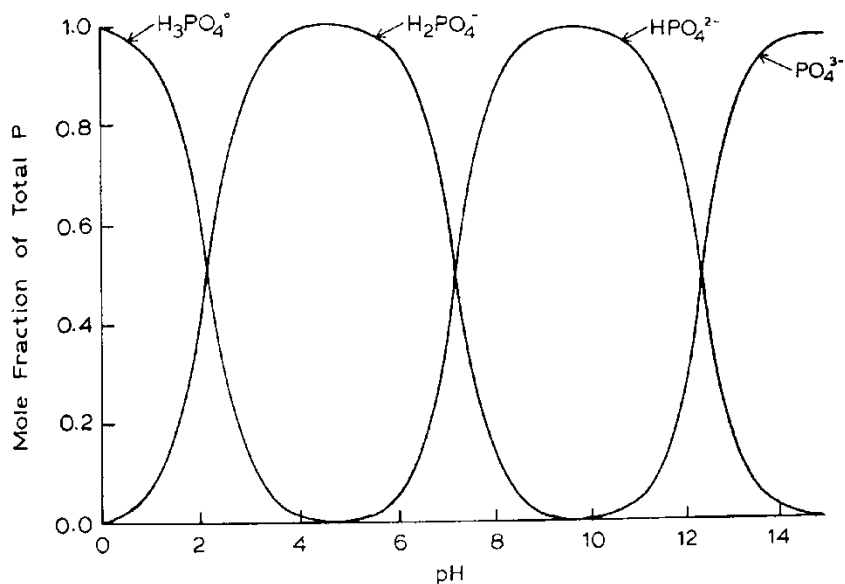
Gambar 15. Pengaruh pH terhadap spesies fosfat dalam larutan tanah ketika $\text{Ca}^{2+} = 10^{-2.5}$ M, $\text{Mg}^{2+} = 10^{-3}$ M, Fe^{3+} dikontrol oleh Fe-tanah dan redoks diatur pada $pe + pH = 11,53$

Hubungan kesetimbangan antara asam orthofosfat terhadap pH ditunjukkan pada Gambar 16. Terlihat bahwa pada tanah masam ketersediaan P berada dalam bentuk

H_2PO_4^- , sedangkan pada pH basis berada dalam bentuk HPO_4^{2-} . Pada pH 7 kedua asam orthofosfat tersebut berada dalam jumlah yang hampir sama dalam larutan

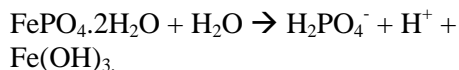
tanah. Hubungan ini telah didasarkan pada kelarutan dari kation-kation Al, Fe, Ca dan

Mg sebagai agen pengikat fosfat.



Gambar 16. Pengaruh pH terhadap distribusi ion orthofosfat dalam larutan

Hubungan Perubahan Redoks Tanah Terhadap Ketersediaan P. Pada Ultisols yang tidak tergenang dengan pH alamiah < 5, fosfat akan mengalami mekanisme pengikatan, karena anion fosfat dapat diikat oleh permukaan mineral yang bermuatan positif. Jika fosfat tersebut diikat oleh Al-OH₂⁺ maka dapat terbentuk endapan Al-P yang tidak tersedia untuk tanaman. Pemberian bahan organik mampu meningkatkan kelarutan Al-P ini sehingga dapat dimanfaatkan oleh tanaman melalui ikatan kompleks organo metal (anion organik dengan Al atau Ca). Peningkatan pH tanah masam menurut Willet (1985) dalam Sofyan *et al.* (2004), juga dapat meningkatkan ketersediaan P akibat meningkatnya kelarutan mineral P, yaitu Strengit (FePO₄·2H₂O) dan Veriscit (AlPO₄·2H₂O) seperti ditunjukkan pada reaksi:



Respon tanaman terhadap pemupukan fosfat tidak sama antara padi sawah dan tanaman tanah kering. Meskipun masalah kekahatan P tidak umum pada tanah sawah, namun Diamond (1985) dalam Prasetyo *et al.* (2004) menyatakan bahwa pada tanah Ultisols, Oxisol, Inseptisol tertentu, dan sulfat masam, hal tersebut merupakan masalah penting untuk tanaman padi.

Ketersediaan P yang lebih besar pada kondisi tergenang dibandingkan dengan kondisi aerob umumnya disebabkan oleh perubahan redoks dalam tanah dan resultan perubahan status Fe dalam tanah. Pada awal penggenangan, konsentrasi P dalam larutan tanah meningkat kemudian menurun untuk semua jenis tanah, tetapi nilai tertinggi dan waktu terjadinya bervariasi, tergantung sifat tanah (Yoshida 1981). Peningkatan

ketersediaan P akibat penggenangan disebabkan oleh pelepasan P yang dihasilkan selama proses reduksi. Mekanismenya adalah sebagai berikut.

1. Fosfor hanya dilepaskan apabila ferifosfat (Fe^{3+}) tereduksi menjadi ferofosfat (Fe^{2+}) yang lebih larut. Reduksi feri oksida merupakan sumber yang dominan bagi pelepasan P selama penggenangan, walaupun sejumlah P yang dilepaskan akan diserap kembali. Pelepasan P yang berasal dari senyawa feri terjadi setelah reduksi mangan oksida.
2. Pelepasan occluded P akibat reduksi feri oksida terhidrasi yang menyelimuti P menjadi fero hidroksida yang lebih larut selama penggenangan (Patrik Jr, *et al.* 1997). Penyelimutan P oleh feri oksida berada dalam lempung dan zarah lempung membentuk occluded P (Sanchez 1993).
3. Adanya hidrolisis sejumlah fosfat terikat besi dan aluminium dalam tanah masam, yang menyebabkan dibebaskannya fosfor terjerap pada pH tanah yang lebih tinggi (Kyuma 2004). Peningkatan pH tanah masam akibat penggenangan telah meningkatkan kelarutan strengit dan variscit dan selanjutnya terjadi peningkatan ketersediaan P. Sebaliknya ketika pH pada tanah alkalin menurun dengan adanya penggenangan, stabilitas mineral kalsium fosfat akan menurun, akibatnya senyawa kalsium fosfat larut.
4. Asam organik yang dilepaskan selama dekomposisi anaerob dari bahan organik pada kondisi tanah tergenang dapat meningkatkan

kelarutan dari senyawa Ca-P maupun Fe-P dan Al-P melalui proses khelasi kation Ca, Fe, dan Al.

5. Difusi yang lebih besar dari ion H_2PO_4^- ke larutan tanah melalui pertukaran dengan anion organik.

Kebutuhan pupuk P untuk mencapai 0,02 ppm P terlarut pada Eh sekitar 0 mV (nilai Eh yang umum berlaku pada masa pertumbuhan padi sawah) adalah sebesar 95 mg P per kg tanah untuk tanah lapisan atas dan 268 mg P per kg tanah untuk tanah lapisan bawah (Sulaeman *et al.* 1997).

Dengan demikian, seperti telah disampaikan sebelumnya, penggenangan tanah Ultisols berdampak positif terhadap peningkatan nilai pH dan ketersediaan P. Hal ini mengacu pada hasil penelitian Adiningsih 1987 dalam Sofyan *et al.* 2004, yang menyatakan bahwa program intensifikasi dengan salah satu komponen utama pemupukan P dengan menggunakan dosis anjuran yang diterapkan secara umum, yaitu 100 hingga 150 kg TSP atau SP36, telah menimbulkan akumulasi P total dalam tanah sehingga berdampak tidak tanggapnya tanaman padi terhadap pemupukan P. Dari 3,6 juta ha lahan sawah di Pulau Jawa, 89 persen atau 3,2 juta ha lahan sawah berstatus P sedang sampai tinggi, yaitu 20 sampai lebih dari 40 mg P_2O_5 per 100 g tanah. Berdasarkan kondisi ini maka disarankan untuk menurunkan dosis pemupukan P sampai hanya tinggal 50 persen untuk tanah-tanah dengan status P tinggi dan 75 persen pada tanah dengan status P sedang dari dosis anjuran (Adiningsih *et al.* 1989).

PENUTUP

Penggenangan pada Ultisols untuk kebutuhan budidaya padi sawah menyebabkan perubahan nilai potensial redoks (Eh) menjadi lebih kecil dan pH

tanah mendekati netral, sehingga berdampak pada perubahan muatan permukaan mineral tanah yang berakibat pada berubahnya kesetimbangan perilaku hara terutama Fe, N, P, K, S, Zn, Cu, dan Si.

Ditinjau dari aspek ketersediaan unsur hara P, penggenangan Ultisols untuk budidaya padi sawah sangat menguntungkan karena dapat meningkatkan ketersediaan P dalam larutan tanah dibanding jika tanah tidak digenangi. Peningkatan hara P ini terutama disebabkan oleh menurunnya reaktivitas gugus aluminol dan ferol dari permukaan mineral Kaolinit, Gibsit, dan Goetit akibat meningkatnya pH tanah. Efek penggenangan pada Ultisols (lahan sawah) dalam meningkatkan pH tanah dapat diperbandingkan dengan pengapuran Ultisols pada lahan kering.

Pada tingkat aplikasi peningkatan ketersediaan P pada lahan sawah akibat penggenangan ini dapat diikuti dengan penurunan dosis pemupukan P disesuaikan dengan status hara P dan atau diikuti dengan usaha 'penambangan' P secara biologi agar dapat melarutkan akumulasi mineral P dalam tanah seperti Al-P, Fe-P atau Ca-P. Usaha ini berarti meningkatkan efisiensi dan efektivitas pemupukan P.

DAFTAR PUSTAKA

- Adiningsih, J.S., S. Moersidi, M. Sudjadi, & A.M. Fagi. 1989. Evaluasi Keperluan Fosfat pada Lahan Sawah Intensifikasi di Jawa dalam *Prosiding Lokakarya Nasional Efisiensi Penggunaan Pupuk*. Cipayung, 25 November 1988. Pusat Penelitian Tanah – Bogor.
- Agus, F. & Irawan. 2006. Agricultural Land Conversion As a Threat to Food Security and Environmental Quality. *Pros. Seminar. Multifungsi dan Revitalisasi Pertanian*. Badan Litbang Pertanian, Departemen Pertanian, Jakarta. P:101-121.
- Agus, F. & Irawan. 2004. *Alih Guna dan Aspek Lingkungan Lahan Sawah, dalam Tanah Sawah dan Teknologi Pengelolaannya*. Editor: F. Agus, A. Adimihardja, S. Hardjowigeno, A.M. Fagi & W. Hartatik. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Bogor. p.305-328.
- Anonim. 2001. Reformasi Kebijakan Perberasan Nasional. *Buletin Ketahanan Pangan Oktober 2001*. Departemen Pertanian. Jakarta.
- Cochiara, S.G. & B. L. Phillips. 2008. NMR Spectroscopy of Naturally Occurring Surface-Adsorbed Fluoride On Georgia Kaolinite. *Clays and Clay Minerals Journal, Vol. 56, No. 1, 90 – 99*.
- Cronk, J.K. & M.S. Fennessy. 2001. *Wetland Plants Biology And Ecology*. LEWIS PUBLISHERS. Boca Raton, London, New York, Washington, D.C.
- Esington, M.E. 2003. *Soil and Water Chemistry. An Integrative Approach*. CRC Press. Boca Raton - Florida.
- Gao, S., K. K. Tanji, S. C. Scardaci, & A. T. Chow. 2002. Comparison of Redox Indicators in a Paddy Soil during Rice-Growing Season. *Soil Science Society of America Journal 66:805-817*.
- Hardjowigeno, S., H. Subagyo & M.L. Rayes. 2004. Morfologi dan Klasifikasi Tanah Sawah, dalam: *Tanah Sawah dan Teknologi Pengelolaannya*. Editor: F. Agus, A. Adimihardja, S. Hardjowigeno, A.M. Fagi dan W. Hartatik. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Bogor. p.1-28 ,

- Kyuma, K. 2004. *Paddy Soil Science*. Kyoto University Press and Trans Pacific Press. P.60-114.
- Lindsay, W.L. 1979. *Chemical Equilibria in Soils*. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons, New York. Chechester. Brisbane. Toronto.
- Patrik Jr, W.H., D.S. Mikkelsen, & B.R. Wells. 1997. *Perilaku Hara Tanaman pada Tanah Tergenangdalam Teknologi dan Penggunaan Pupuk*. Edisi Ketiga. Editor O.P. Engelstat. Terjemahan D.H. Goenadi dan B. Radjaguguk. Gadjah Mada University Press. Yogyakarta.
- Prasetyo, B.H., & R.J. Gilkes. 1997. Properties of Kaolinit from Oxisol and Alfisols in West Java. *AGRIVITA 20 (4) : 220 - 227*
- Prasetyo, B.H., J.S. Adiningsih, K. Subagyono & R.D.M. Simanungkalit. 2004. Mineralogi, Kimia, Fisika dan Biologi Lahan Sawah, dalam: *Tanah Sawah dan Teknologi Pengelolaannya*. Editor : F. Agus, A. Adimihardja, S. Hardjowigeno, A.M. Fagi dan W. Hartatik. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Bogor. p.29-82
- Anonim 2009. *Database Pertanian Tahun 2009*. Pusat Data dan Informasi Pertanian. Departemen Pertanian. Jakarta.
- Sanchez, A. 1993. *Sifat dan Pengelolaan Tanah Tropika*. Jilid 2. Institute Teknologi Bandung Press.
- Sofyan, A., Nurjaya, & A. Kasno. 2004. Status Hara Tanah Sawah Untuk Rekomendasi Pemupukan dalam Tanah Sawah dan Teknologi Pengelolaannya, Ed: F. Agus, A. Adimihardja, S. Hardjowigeno, A.M. Fagi dan W. Hartatik. Pusat Penelitian dan Pengembangan Tanah dan Agroklimat. Bogor. p.83-114.
- Sposito, G. 2008. *The Chemistry of Soils* Second Edition. Oxford University Press.
- Sulaeman, Eviati, & J.S. Adiningsing. 1997. Pengaruh Eh dan pH terhadap Sifat Erapan Fosfat, kelarutan Besi, dan Hara Lain pada Tanah Hapludox Lampung dalam *Prosiding Pertemuan Pembahasan dan Komunikasi Hasil Penelitian Tanah dan Agroklimat: Bidang Kimia dan Biologi Tanah*. Cisarua, Bogor, 4-6 Maret 1997. Puslittanak – Bogor.
- Tan, K.H. 2005. *The Application Of Soil Science In The Use of Land In Indonesia*. Paper presented in commemoration of the the Bogor Soil Research Institute Centennial, Indonesia, June 28, 2005.
- Yoshida, S. 1981. *Fundamentals of Rice Crop Science*. The International Rice Research Institute, Manila – Philippines.
- Yu, K. & W. H. Patrick. Jr. 2004. Redox Window with Minimum Global Warming Potential Contribution from Rice Soils. *Soil Science Society of America Journal*. 68:2086-209.
- Yusuf, A., S. Djakamihardja, G. Satari & S. Djakasutami. 1990. Pengaruh pH dan Eh terhadap kelarutan Fe, Al dan Mn pada Lahan Sawah Bukaan Baru Jenis Oxisol Sitiung. Dalam: *Prosiding Pengelolaan Sawah Bukaan Baru Menunjang Swasembada Pangan dan Program Transmigrasi*. Padang 17-18 September 1990. Faperta Universitas Ekasakti dan Balitan Sukarame.