KURVA SORPSI FOSFAT MENURUT LANGMUIR DAN FREUNDLICH SEBAGAI PENDUGA KEBUTUHAN PUPUK FOSFAT PADA ANDISOLS SUMATERA BARAT

Dian Fiantis
Laboratorium Genesis dan Klasifikasi Tanah
Jurusan Tanah Fakultas Pertanian Universitas Andalas Padang

Abstract

Andisols are among the most productive soils in the world, but these soils also strongly retained phosphate. The high capacity for phosphate sorption in Andisols is due to their high content of active Al and Fe compounds. The objectives of this study were to assess the effect of soil properties on P sorption, buffer capacities and requirements of some benchmark soil profiles in Mt. Marapi and Mt. Pasaman. The P sorption characteristics of Andisols from West Sumatra were described using Langmuir and Freundlich equations. The P sorption maximum in Mt. Pasaman soils was higher than in Mt. Marapi soils. The most important soil properties affecting P sorption and buffer capacities were oxalate Si and Fe, Al (Si_o Fe_o and Al_o), dithionite Al (Al_d), pyrophosphate Al (Al_p), which explained 89% of the variance in sorption maxima and 83% of P buffering indices. Allophane, Al_o and Al_d were positively correlated with P sorption maximum. Contrary to general assumption that organic matter had an inverse relation with P sorption maxima, in this study, however, there was no trend observed between P sorption maxima and organic carbon. Organic C has poor relationship with this parameter. Andisols from Mt. Marapi and Mt. Pasaman need P input between 320 to 7,800 mg P kg^{-1} to maintain the P level in soil solution at 0.2 mg kg^{-1}.

Key words: Phosphate sorption curve, Andisols, Allofan

PENDAHULUAN

Propinsi Sumatera Barat terletak antara $0^0$54' LU dan $3^0$30' LS serta $98^0$36' BT dan 101^0 BB dengan luas lahan pertanian 1 juta hektar atau 24% dari luas wilayah. Ditinjau dari topografi atau bentuk wilayahnya, lebih dari 70% daerah di Sumatera Barat terletak di dataran tinggi atau pegunungan (Subardja, 1994). Ini diindikasikan dengan adanya 7 gunung api yaitu G. Marapi, G. Singgalang, G. Tandikat, G. Talang, G. Sago, G. Talamau dan G. Pasaman yang terletak pada jajaran pegunungan Bukit Barisan. Dengan demikian, tanah berbahan induk vulkanis tersebar cukup luas dan biasanya menjadi daerah sentra produksi pertanian. Kontribusi dari sektor pertanian untuk pertumbuhan ekonomi daerah ini mencapai 22% dan lebih dari 70% penduduk di wilayah ini bekerja di sektor pertanian (Kanisius, 1999). Jika memenuhi persyaratan sifat atau penciri tanah andik (andic soil properties), maka tanah vulkanis dapat diklasifikasikan ke dalam ordo Andisol (Soil Survey Staff, 1999) atau Andosol (FAO-ISRIC-ISSS, 1998).

Kreteria penciri tanah andik adalah tanah yang mempunyai kerapatan isi (Bulk Density) yang kecil atau sama dengan 0.90 Mg M^{-3}, Al_0 + ½ Fe_0 (Al dan Fe yang diekstrak dengan asam oksalat) besar atau sama dengan 2% dan retensi (sorpsi) P haruslah lebih besar dari 85%. Dengan demikian Andisol merupakan tanah yang mempunyai sifat tersendiri yang tak dijumpai pada tanah ordo lainnya.

Sifat dan ciri morphologi kimia, dan fisika Andisol ini berkaitan erat dengan perilaku dan asal dari Al dan / atau Fe aktif yang terdiri dari mineral liat nonkristalin seperti alofan dan ferrihydrit serta mineral liat parakristalin 'imogolit' (Wada, 1989). Kehadiran senyawa aktif Al dan Fe yang cukup banyak dalam tanah menyebabkan P terjerap kuat pada struktur mineral ini atau terikat pada gugus fungsional OH atau H yang bermuatan positif (Shoji et al., 1993).

Alofan merupakan mineral liat tanah yang paling reaktif karena mempunyai daerah permukaan khas yang sangat luas dan banyaknya terdapat gugus fungsional yang

aktif (Farmer et al., 1991).

Kehadiran alofan memberikan sifat-sifat yang khas pada tanah. Hal ini disebabkan alofan mempunyai muatan bervariasi yang besar, bersifat amfoter, KTK antara 20 sampai 50 cmol(+)/kg sedangkan KTA antara 5 sampai 30 cmol (+)/kg, struktur yang acak dan terbuka serta dapat mengikat fosfat dalam jumlah yang banyak (Wada, 1989; Tan, 1992; Van Ranst, 1995). Akibat kuatnya fiksasi fosfat oleh mineral ini, maka ketersediaan fosfat yang mudah larut akan segera berkurang dan menurut Egawa (1977) hanya 10 % dari pupuk P yang diberikan dapat digunakan oleh tanaman. Tingginya persentase kehilangan pupuk P merupakan masalah serius yang banyak dijumpai pada tanah vulkanis.

Sorpsi P pada Andisol di Jepang dan Selandia Baru dilaporkan dapat mencapai 6000 mg kg^{-1} tanah dan kebutuhan P untuk tanaman tentu saja akan melebihi angka ini. Hal yang serupa besar kemungkinan akan dijumpai pula pada Andisols di Sumatera Barat. Penelitian ini merupakan penelitian yang fundamental dan amat dibutuhkan sebelum melakukan penelitian terapan ataupun dalam penentuan strategi manajemen yang rasional untuk pengelolaan tanah vulkanis. Tersedianya informasi dan data yang tepat serta akurat akan sangat membantu peningkatan produktivitas dan konservasi tanah-tanah ini.

METODA PENELITIAN

A. Bahan dan Alat

Sebelum turun ke lapangan dilakukan studi kepustakaan tentang daerah yang akan diteliti. Informasi dari peta geologi. topografi serta peta tanah masing-masing dengan skala 1:250.000 akan digunakan untuk menentukan lokasi yang tepat dan dapat mewakili tanah yang akan diteliti.

Bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah tanah dari G. Marapi dan G. Pasaman yang mempunyai bahan induk tanah berasal dari batuan Andesit yang berumur kuarter untuk G. Marapi dan kuarter-tersier untuk tanah G. Pasaman. Contoh tanah diambil dari tanah pada toposequen sebelah Selatan G. Marapi yang terdiri dari 3 profil tanah dan 2 profil tanah pada toposequen sebelah utara G. yang diwakili pula oleh 4 profil tanah. Sampel diambil dari tiap horizon tanah dan berjumlah 31 buah. Penetapan lokasi profil tanah berdasarkan peta geologi, peta tanah dan peta topografi skala 1/40.000. Contoh tanah telah dihaluskan dengan kehalusan < 2 mm dan dalam keadaan kering udara.

Untuk survei dan pengambilan contoh digunakan alat-alat standar ke lapangan seperti bor, cangkul, parang, meteran, GPS (Geographical Positioning Satellite), Munsell Soil Color Chart, kantong plastik, ring sampel dan lain-lainnya yang dianggap perlu. Alat yang digunakan di labor adalah sesuai dengan analisis yang akan dilakukan.

B. Analisis Tanah

Penentuan koloid Al dan Fe aktif dilakukan dengan analisis selective dissolution yaitu: (1) ekstraksi dengan DCB (Jackson, 1965); (2) Ekstraksi dengan Ammonium Oksalat (Blakemore et al., 1987) dan (3) Ekstraksi Asam Pirophosphat (Blakemore et al., 1987).

Penentuan karakterisasi sorpsi P dilakukan dengan analisis P Sorption Isotherm (Fox dan Kamprath, 1970) yaitu dengan cara penjenuhan tanah dengan berbagai macam konsentrasi P (0, 25, 50, 100, 250 dan 500 mg P kg^{-1}) selama 6 hari. Tanah dan larutan P (1:50) dikocok 2 x 60 menit setiap hari dan pada hari keenam disentrifus dan disaring. P yang dijumpai pada supernatan dari larutan tanah kemudian dideteksi secara kolorimetri (P dalam larutan tanah). Sedangkan P yang yang tak terdeteksi merupakan P yang dijerap oleh tanah. Dengan demikian sorpsi P adalah selisih konsentrasi larutan P yang diberikan dengan P yang terekstrak.

Data yang didapat dalam analsis diatas kemudian di masukkan ke dalam persamaan Langmuir dan Freundlich. Dengan menggunakan kedua formula ini, maksimum sorpsi P dapat diduga begitu juga dengan P yang diperlukan oleh tanaman untuk pertumbuhannya yang optimal yaitu 0.2 $mgkg^{-1}$. Data P yang terjerap dan P yang terekstrak selanjutnya dihubungkan dengan komponen tanah

Marapi serta pada toposequen G. Pasaman lainnya terutama senyawa aktif Al dan Fe.

HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Sifat Asli Tanah

Untuk mengetahui sifat tanah yang diperkirakan berpengaruh terhadap sorpsi P maka dilakukan analisis beberapa sifat fisika, kimia dan mineral tanah dengan hasil seperti tercantum dalam Tabel 1 dan 2. Reaksi (pH) tanah vulkanis yang diteliti agak masam dan merupakan sifat atau cirri dari tanah yang relatif muda dan berkembang dari bahan induk vulkanis. Delta pH (pH KCl – pH H_2O) walaupun bernilai negatif tetapi angkanya mendekati nol. Hal ini berarti tanah mempunyai kecendrungan bermuatan permukaan hampir tidak ada atau nol. Kapasitas tukar kation dan kejenuhan basa termasuk criteria sedang. Seluruh tanah yang diteliti memenuhi persyaratan penciri sifat tanah andik sehingga dapat diklasifikasikan ke dalam ordo Andisol pada system klasifikasi Taksonomi Tanah USDA.

Sifat fisika tanah vulkanis G. Marapi dan G. Pasaman ini dicirikan dengan rendahnya nilai berat volume (BV / bulk density) tanah. Mineral liat non-kristalin seperti alofan memegang peranan utama dalam menentukan rendahnya nilai BV tanah vulkanis Sumatera Barat ini. Nilai BV berbanding terbalik dengan kadar Si yang diekstrak dengan oksalat. Semakin tinggi kadar Si yang berarti semakin banyak alofan di dalam maka semakin rendahlah nilai BV tanah vulkanis. Tan (1998) menyatakan bahwa alofan berbentuk seperti bola-bola kosong yang mempunyai banyak sekali pori-pori intra dan inter partikel. Nilai BV juga ditentukan oleh partikel density dari alofan. Fiantis (2000) melaporkan bahwa partikel density dari tanah vulkanis yang ditelitinya berkisar antara 2.13 sampai 2.48 Mg m^{-3}. Nilai partikel density ini lebih rendah daripada partikel density standar yang biasa digunakan yaitu partikel densiti dari kuarsa.

Kadar C organic dari Andisols ini berkisar antara 3 – 10% atau setara dengan bahan organic 6 – 20%. Nilai ini tergolong cukup tinggi bila dibandingkan dengan kadar C organik tanah mineral lainnya seperti Ultisol ataupun Oxisol. Tingginya kadar C organik adalah akibat akumulasi bahan organik pada horizon permukaan. Disyaratkan oleh Soil Survey Staff (1999) bahwa akumulasi bahan organik dari tanah vulkanis dapat mencapai 25 persent. Terjadinya akumulasi bahan organik yang tinggi pada tanah vulkanis dikarenakan bahan organik terikat kuat oleh alofan sehingga proses dekomposisi berlangsung lebih lambat (Shoji et al., 1993). Ditambahkan oleh Tan (1998) bahwa Al dan Fe terbuka yang berada di permukaan alofan bereaksi dan membentuk khelat dengan asam humat sehingga asam humat ini terlindung dari serangan enzim atau mikroba tanah yang mencoba untuk menguraikannya yang berakibat terjadinya penumpukan bahan organik pada horizon permukaan dan warna tanah menjadi gelap atau kehitaman.

Jumlah kation-kation yang dapat ditukarkan terutama Ca dan Mg tergolong sedang sampai tinggi pada tanah vulkanis G. Marapi. Hal ini tidaklah mengherankan karena sering terjadi penambahan kation dari letusan debu vulkanik G. Marapi. Debu vulkanik dari Indonesia menurut Tan (1998) umumnya bersifat basalto-andesitik yang banyak mengandung Ca dan Mg. Sedangkan nilai KTK yang berkisar antara 24 –52 $cmol_c$ kg^{-1} termasuk criteria sedang hingga tinggi. Tetapi Van Ranst (1995) dan Fiantis (2000) mengemukakan bahwa nilai KTK ini tidaklah menggambarkan keadaan yang sebenarnya di lapangan. Hal ini disebabkan penentuan KTK tanah dilakukan pada pH 7 sedangkan pH tanah vulkanis yang diteliti berada antara 4.7 – 5.9. Bila pH tanah dinaikkan satu atau dua unit lebih tinggi, akan terjadi penambahan muatan negatif tanah artifisial sehingga KTK yang dianalisis dengan menggunakan Ammonium Acetat pada pH 7 menghasilkan nilai KTK yang tidak riil dari keadaan yang sebenarnya.

B. P sorption Isotherm

Andisols dari G. Pasaman mempunyai kemampuan menjerap P yang berbeda cukup nyata bila dibandingkan dengan tanah G. Marapi. Pada tanah G. Pasaman, P baru dapat dideteksi pada larutan tanahnya bila ditambahkan sebesar 120 μg P ml^{-1} sedangkan pada tanah G. Marapi sudah

terdeteksi pada konsentrasi 60 μg P ml^{-1}.

Tablel 3 and Tabel 4 menyajikan hasil analisis P sorption isotherm dengan menggunakan persamaan Langmuir dan Freundlich.

Berdasarkan persamaan isotherm Langmuir maka diperoleh nilai sorpsi (sorpsi) P maksimum dari tanah vulkanis G. Marapi lebih rendah bila dibandingkan dengan tanah vulkanis G. Pasaman. Kapasitas sorpsi P tanah vulkanis Sumatera Barat ini ternyata hampir sama dengan kapasitas sorpsi P pada tanah vulkanis lainnya seperti dari Jepang dan Selandia Baru (Kawai, 1979; Imai et al., 1981). Faktor yang sangat mempengaruhi kapasitas suatu tanah untuk menjerap P adalah susunan mineral utama yang terdapat pada tanah itu (Shoji et al., 1993; Tan, 1998).

Tanah pada horizon permukaan (surface) ternyata mempunyai kemampuan menjerap P yang lebih rendah bila dibandingkan pada tanah lapisan bawah (subsurface). Hal ini juga berkaitan dengan keberadaan mineral alofan yang lebih rendah bila dibandingkan dengan alofan yang terdapat pada horizon bawah permukaan serta kadar bahan organik tanah yang lebih banyak pada horizon permukaan. Sibanda and Young (1986) melaporkan bahwa asan humat dan fulvat yang dikandung oleh bahan organik tanah dapat menurunkan sorpsi P akibat terjadinya kompetisi untuk memperebutkan tempat adsorpsi pada permukaan alofan.

Jumlah P yang terjerap meningkat seiring dengan bertambahnya konsentrasi P dalam larutan tanah seperti terlihat pada Gambar 1-3 berikut ini. Reaktivitas sorpsi meningkat dengan cepat yang diperlihatkan dari bentuk kurva yang hampir sejajar dengan sumbu ordinat (Y) hingga jumlah P terjerap mencapai maksimum yaitu pada saat kurva mendatar dan sejajar dengan sumbu X. Kurva adsorpsi pada horison permukaan berbentuk huruf L sedangkan pada horizon bawah-permukaan kurva berbentuk huruf H.

Menurut Tan (1992) kedua kurva baik berbentuk L ataupun H dicirikan oleh afinitas yang tinggi dari bahan padat tanah terhadap larutan tanah tetapi kurva tipe H mempunyai kapasitas sorpsi yang lebih besar bila dibandingkan dengan kurva berbentuk L. Pada kurva H hampir seluruh P yang berada pada larutan tanah dijerap oleh partikel tanah sehingga tidak ada lagi yang tersisa didalam larutan tanahnya. Seluruh kurva mempunyai korelasi logaritma yang tinggi (R^2 > 0.91) yang berarti seluruh data adsorpsi sesuai bila dianalisis dengan menggunakan persamaan / model adsorpsi Langmuir. Sebaliknya bila diuji dengan korelasi linear, nilainya lebih rendah bila dibandingkan dengan logaritma. Hal ini mengisyaratkan bahwa model adsorpsi untuk tanah vulkanis sebaiknya berbentuk logaritma dan bukan berbentuk linear.

Dari kurva sorpsi P dapat dibuat dua garis yang saling memotong yang dan diinterpretasikan bahwa tempat (site)adsorpsi pada permukaan mineral lebih dari satu dan proses adsorpsi berlangsung tidak homogen. Ryden at al. (1977) melaporkan bahwa terdapat tiga tipe dan tempat adsorpsi P yaitu pada daerah (region) I, II dan III yang masing-masing mempunyai reaktivitas yang berbeda berakibat terdapatnya energi pengikatan yang berlainan dan jumlah P maximum yang berbeda pula. Jadi, peneliti ini menyarankan untuk memodifikasi persamaan asal Langmuir yang sederhana menjadi persamaan Langmuir dua-permukaan (two-surface equations).

Persamaan Langmuir yang asli lebih tepat digunakan bila konsentrasi P pada larutan tanah rendah dan pada kisaran yang terbatas. Sementara itu menurust Sanyal dan Datta (1991) dengan menggunakan persamaan dua-muka Langmuir, adsorpsi yang terjadi lebih realistis jika dibandingkan dengan persamaan satu-muka Langmuir. Sebenarnya penggunaan dan validitas persamaan satu muka atau dua-muka Langmuir masih diperdebatkan oleh para peneliti lainnya seperti oleh Parfitt (1978), Sposito (1982) dan Lin et al. (1983), tetapi topik ini sudah diluar dari konteks pembahasan makalah ilmiah ini.

Tabel 1. Beberapa sifat kimia tanah dari horizon A Andisols G. Marapi dan G. Pasaman

Soils	pH (H_2O)	ΔpH	Ca	Mg	K	Na	KTK (pH_7)	BS
			$cmol_c\ kg^{-1}$ soil					%
I M	5.15	-0.47	3.22	0.58	0.25	0.15	24.09	17
II M	5.31	-1.02	11.80	1.89	0.26	0.28	24.59	35
III M	5.71	-0.53	19.71	3.72	2.05	0.20	40.57	63
IV M	5.98	-0.97	8.98	1.16	0.50	0.31	28.23	39
VM	5.97	-1.11	8.42	3.16	1.60	0.20	28.59	46
VI P	4.81	-0.21	2.45	0.68	0.99	0.23	37.25	11
VII P	4.68	0.03	0.92	0.32	0.25	0.15	36.42	5
VIII P	5.57	-0.66	8.22	1.61	0.24	0.14	52.74	19
IX P	5.61	-0.68	3.35	0.49	0.10	0.16	31.72	13

Tabel 2. Beberapa sifat fisika dan mineral tanah dari horizon A Andisols G. Marapi dan G. Pasaman

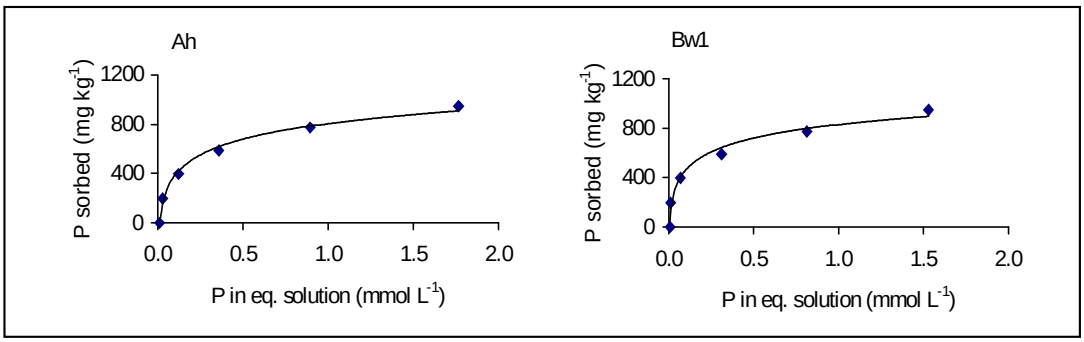
Soils	Clay	C	P-ret	$Al_O+1/2Fe_O$	BD	Allophane
	%		%	%	$Mg\ m^{-3}$	(%)
I M	23	7.24	93	3.95	0.89	10
II M	32	7.6	85	2.44	0.73	18
III M	29	6.87	86	2.91	0.89	7
IV M	18	5.28	86	2.94	0.88	6
VM	57	3.00	86	2.05	0.63	0
VI P	45	8.05	98	6.82	0.74	22
VII P	57	7.02	95	6.58	0.70	33
VIII P	43	10.14	97	6.30	0.77	17
IX P	58	7.38	97	4.31	0.75	12

Tabel 3. Parameter Jerapan P isotherm dari tanah G. Marapi

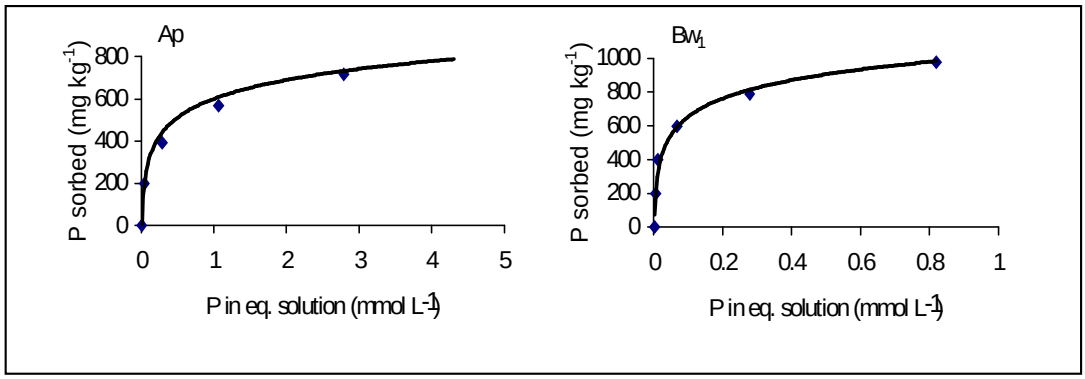
Profiles Horizons	Langmuir		P added to 0.2 $mgkg^{-1}$	Freundlich	
	PSM $mg\ kg^{-1}$	K $L\ mol^{-1}$		PSM $mg\ kg^{-1}$	Slope $L\ mol^{-1}$
I M Surface	1012	8714	1676	960	0.43
Subsurface	1016	14571	2696	1037	0.34
II M Surface	959	7182	1346	798	0.31
Subsurface	980	11138	1993	847	0.31
III M Surface	856	810	1337	301	0.50
Subsurface	933	7378	1341	609	0.31
IV M Surface	839	1932	320	439	0.36
Subsurface	839	3154	519	509	0.30
V M Surface	593	14108	1534	710	0.57
Subsurface	986	19250	2178	1137	0.28

Tabel 4. Parameter Jerapan P isotherm dari tanah G. Pasaman

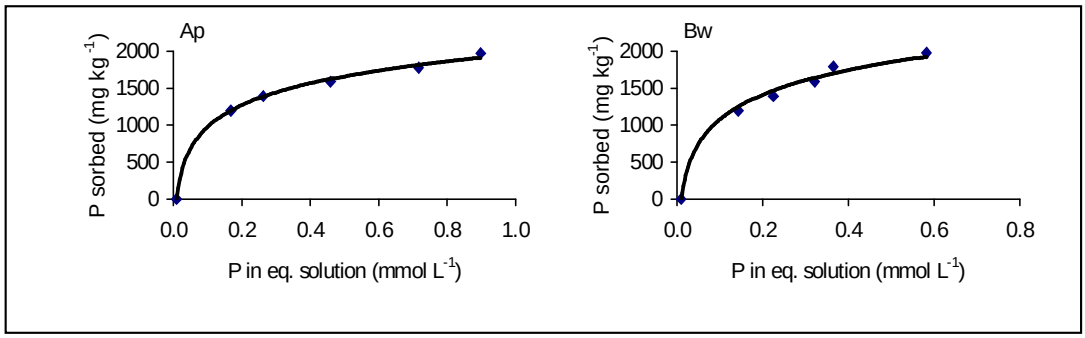
Profiles Horizons	Langmuir		P added to 0.2 mg kg^{-1}	Freundlich	
	PSM mg kg^{-1}	K L mol^{-1}		PSM mg kg^{-1}	Slope L mol^{-1}
VI P Surface	1973	17444	6186	1863	0.19
Subsurface	1998	15500	5131	1869	0.20
VII P Surface	1986	19500	6882	1921	0.19
Subsurface	2011	15400	5635	1928	0.21
VIII P Surface	1998	17222	6194	2050	0.25
Subsurface	2051	21571	7768	2497	0.31
IX P Surface	2011	6160	2383	1625	0.27
Subsurface	1973	17444	6186	1932	0.22



Gambar 1. Kurva isotherm adsorpsi untuk tanah vulkanis G. Marapi (II M)



Gambar 2. Kurva isotherm adsorpsi untuk tanah vulkanis G. Marapi (V M)



Gambar 3. Kurva isotherm adsorpsi untuk tanah vulkanis G. Pasaman (VIII P)

Setelah dilakukan analisis regresi antara P terjerap maksimum dengan berbagai komponen penyusun tanah, ternyata alofan menunjukan korelasi yang tinggi dengan jumlah P yang terjerap (Gambar 4). Terjadi peningkatan sorpsi P dengan bertambahnnya jumlah alofan dalam tanah. Tetapi sebaliknya tidak terdapat hubungan yang signifikan antara P yang terjerap dengan bahan organik tanah. Hasil yang sama juga dilaporkan oleh Borggaard et al. (1990); bahwa ternyata bahan organik tidak mempengaruhi besarnya sorpsi P. Ini dilakukan dengan cara mengoksidasi bahan organik dengan H_2O_2 dan setelah itu dilakukan analisis sorpsi P dengan hasil sorpsi P tidak berubah.

Kapasitas sorpsi P tanah yang diteliti dapat dikelompokan menjadi 3 kelompok yaitu (1) sorpsi P maksimum > 2000 mg P kg^{-1}, (2) sorpsi P maksimum antara 800 to 1000, dan (3) sorpsi P maksimum dibawah 700 mg P kg^{-1}. Tanah vulkanis G. Pasaman ternyata mempunyai sorpsi P yang paling besar diikuti oleh tanah vulkanis G. Marapi yang terletak pada lereng sebelah selatan dan yang paling rendah sorpsi P terjadi pada tanah vulkanis G. Marapi sebelah utara. Level kritis dari alofan untuk dapat menjerap P adalah pada konsentrasi 11% untuk tanah G. Pasaman yang mampu menjerap P lebih dari 2000 mg P kg^{-1}. Sedangkan pada tanah G. Marapi dengan kadar alofan 5% ternyata P yang terjerap sebesar 900 mg P kg^{-1}.

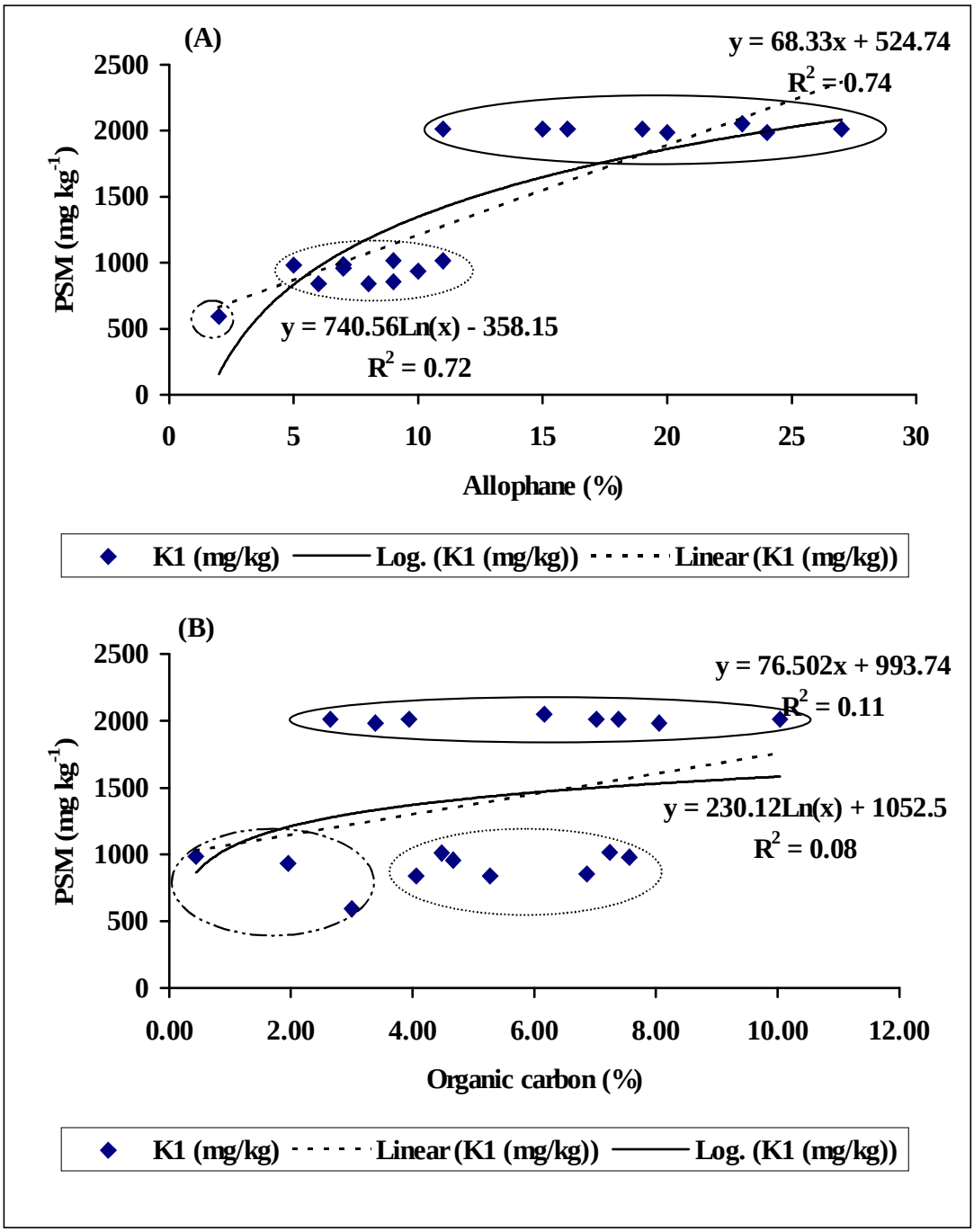
Nilai afinitas sorpsi (K) P atau energi pengikatan P yang didapatkan ternyata bervariasi antara tanah G. Marapi dan G. Pasaman. Nilai K cendrung meningkat sejalan dengan kedalaman tanah yang berarti energi untuk mengikat P lebih besar pada horizon bawah-permukaan daripada horizon permukaan tanahnya. Juga dapat disebutkan pada tanah G. Pasaman, P terikat lebih kuat bila dibandingkan dengan P yang terikat pada tanah G. Marapi., mengakibatkan P lebih sulit tersedia bagi tanaman yang tumbuh di Tanah vulkanis G. Pasaman.

Jumlah kebutuhan P standar (KPS) yaitu pada konsentrasi P larutan tanah setelah reaksi setimbang 0.2 mg P kg^{-1} baru tercapai pada sorpsi P sekitar 1000 - 2000 mg P kg^{-1} untuk Tanah G. Marapi dan pada konsentrasi 2000 - 6000 mg P kg^{-1}. Ini berarti diperlukan tingkat pemupukan P yang tinggi sampai sangat tinggi agar tercapai suplai P yang cukup untuk tanaman. Hal yang sama juga dilaporkan terjadi pada tanah vulkanis di Jepang (547 - 2861 mg P kg^{-1}), Hawaii (763 - 1096 mg P kg^{-1}) dan di pulau Jawa lebih dari 2630 mg P kg^{-1} (Kawai, 1980; Syarif, 1990).

Secara umum persamaan Langmuir memberikan data yang lebih tepat dibandingan dengan persamaan Freundlich. Koefisien korelasi yang dihasilkan lebih tinggi bila dibandingkan dengan koefisen korelasi dari data yang dianalisis dengan persamaan Langmuir. Model sorpsi Freundlich juga menggunakan asumsi logaritma dan meningkat seiring dengan naiknya konsentrasi P dalam larutan tanah.

Tanah G. Pasaman mempunyai koefisien korelasi antara P yang terjerap dengan P pada larutan setimbang yang lebih tinggi bila dibandingakn dengan hasil dari Tanah G. Marapi tetapi perbedaan ini berbeda tidak nyata. Kurva sorpsi P pada model Freundlich valid hanya pada konsentrasi P dari sedang hingga tinggi. Hasil yang sama juga dilaporkan Singh and Gilkes (1991) dan Sanyal and Datta (1991).

Nilai K dari persamaan Freundlich dapat digunakan untuk memprediski sorpsi P maksimum ternyata lebih rendah dari pada nilai yang didapat dengan menggunkan persamaan Langmuir. Tetapi jika kedua nilai ini dikorelasikan, ternyata keduanya mempunyai hasil yang berbeda tidak nyata. Salah satu kelemahan persamaan Freundlich adalah tidak dapat memprediski jumlah P yang harus ditambahkan ke dalam tanah untuk pertumbuhan optimum tanaman.



Gambar 6: Hubungan antara P terjerap maksimum dengan (a) alofan) dan (b) C organik

Jumlah kebutuhan P standar (KPS) yaitu pada konsentrasi P larutan tanah setelah reaksi setimbang 0.2 mg P kg^{-1} baru tercapai pada sorpsi P sekitar 1000 - 2000 mg P kg^{-1} untuk Tanah G. Marapi dan pada konsentrasi 2000 - 6000 mg P kg^{-1}. Ini berarti diperlukan tingkat pemupukan P yang tinggi sampai sangat tinggi agar tercapai suplai P yang cukup untuk tanaman. Hal yang sama juga dilaporkan terjadi pada tanah vulkanis di Jepang (547 sampai 2861 mg P kg^{-1}), Hawaii (763 sampai 1096 mg P kg^{-1}) dan di pulau Jawa lebih dari 2630 mg P kg^{-1} (Kawai, 1980; Syarif, 1990).

Secara umum persamaan Freundlich memberikan data yang lebih tepat dibandingan dengan persamaan Freundlich. Koefisien korelasi yang dihasilkan lebih tinggi bila dibandingkan dengan koefisen korelasi dari data yang dianalisis dengan persamaan Langmuir. Model sorpsi Freundlich juga menggunakan asumsi logaritma dan meningkat seiring dengan naiknya konsentrasi P dalam larutan tanah

Tanah G. Pasaman mempunyai koefisien korelasi antara P yang terjerap dengan P pada larutan setimbang yang lebih tinggi bila dibandingakn dengan hasil dari tanah G. Marapi tetapi perbedaan ini berbeda tidak nyata. Jika diperhatikan kurva sorpsi P pada model Freundlich (Gambar 7 dan Gambar 8) terlihat model valid hanya pada konsentrasi P dari sedang hingga tinggi. Hasil yang sama juga dilaporkan Singh and Gilkes (1991) dan Sanyal and Datta (1991).

Nilai K dari persamaan Freundlich dapat digunakan untuk memprediski sorpsi P maksimum ternyata lebih rendah dari pada nilai yang didapat dengan menggunkan persamaan Langmuir. Tetapi jika kedua nilai ini dikorelasikan, ternyata keduanya mempunyai hasil yang berbeda tidak nyata. Salah satu kelemahan persamaan Freundlich adalah kita tidak dapat memprediski jumlah P yang harus ditambahkan ke dalam tanah untuk pertumbuhan optimum tanaman Pertanian. .

KESIMPULAN DAN SARAN

Tanah vulkanis G. Pasaman mempunyai kapasitas sorpsi yang lebih tinggi bila dibandingkan dengan Tanah G. Marapi mengakibatkan kebutuhan P untuk pertumbuhan tanaman yang optimum harus lebih besar. Sifat Tanah yang paling dominan terhadap pola dan jumlah sorpsi P adalah tipe mineral liat tanah yang dominan dijumpai pada Tanah vulkanis yaitu mineral liat non-kristalin (alofan dan ferrihidrit) yang merupakan komponen koloid Al dan Fe aktif.

Ucapan Terima Kasih

Penulis menyampaikan ucapan terima kasih kepada Lembaga Penelitian Universitas Andalas melalui bantuan dana dalam Proyek Penelitian Doktor Muda SPP/DPP tahun 2001 dengan kontrak No. 11/LP-UA/SPP-DPP/D/V/2001.

DAFTAR PUSTAKA

Ahmad, F., I. N. Dt. R. Imbang, E. Farda, D. Fiantis. 1994. Peranan Mineral Liat Non Kristalin Dalam Pembentukan Tanah Berbahan Induk Abu Vulkanis Pada Toposequen G. Merapi dan G. Talamau di Sumatera Barat. Lembaga Penelitian Universitas Andalas. Padang. 56 p.

Allen, B. L. and B.F. Hajek. 1989. Mineral occurrence in Soil Environments. In : J.B. Dixon and S. B. Weed. Minerals in Soil Environments. SSSA. Madison. pp. 199-277.

Blakemore, L.C., P.L. Scarle, and B. K. Daly. 1987. Soil Bureau Laboratory Methods for chemical analysis of soil. New Zealand Soil Bureau. Soil Rep. 10A. DSIRO. New Zealand.

Borggard, O. K., S. S. Jorgensen, J. P. Moberg and B. Raben-Lange. 1990. Influence of organic matter on phosphate adsorption by aluminium and iron oxides in sandy soils. J. of Soil Sci. 41:443-449.

Brawell, J. M., A.C. Campbell, and B. D. Mitchell. 1970. An Assignment of some thermal & chemical technique used in the study of the poorly ordered aluminosilicates in soil clays. Clay Mineralogy 8 : 325-335.

Egawa, T. 1977. Properties of Soil Derived from Volcanic Ash Soils. In K. H. Tan (ed.). 1984. Andosols. Van Nostrand Reinhold Comp. New York. pp. 249-302.

FAO-ISRIC-ISSS. 1998. World Reference Base for Soil Resources. World Soil Resources Reports No. 84. FAO of UN. Rome.

Farmer, V. C., W. J. McHardy, F. Palmieri, A. Violante, and P. Violante. 1991. Syntethic allophanes formed in calcareous environments; Nature, conditions of formation and transformations. SSSA Journal Vol. 55: 1162-1166.

Fiantis, D. 1995. Properties of Volcanic Ash Soils from the Marapi and Talamau Volcanoes in West Sumatera (Indonesia). M. Sc. thesis. Universiteit Gent. 131 p.

Fiantis, D. 2000. Colloid-Surface Characteristics and Amelioration Problems of some volcanic soils in West Sumatra, Indonesia. Ph. D. Thesis. Universiti Putra Malaysia, Serdang, Selangor, Malaysia. 315 p.

Imai, H., K. W. T. Goulding and O. Talibudeen. 1981. Phosphate adsorption in allophanic soils. J. of Soil Sci. 32:555-570.

Jackson, 1965. Free Oxides, ydroxides and amorphous aluminosilicates. In Black (ed.) Methods of soil analysis Part I. Physical and Mineralogical Properties. Amer. Soc. of Agronomy. Madison.

Juo, A. S. R. and R. L. Fox. 1977. Phosphate sorption capacity of some benchmark soils in West Africa. Soil Sci. 124:370-376.

Kawai, K. 1980. The relationship of phosphorus adsorption to amorphous aluminum for characterizing Andosols. Soil Sci. 129: 186-190.

Lin, C., W. J. Busscher, and L. A. Douglas. 1983. Multifactor kinetics of phosphate reactions with minerals in acidic soils. I. Modeling and simulation. Soil Sci. Soc. Am. J. 47:1097-1103.

Parfitt, R. L. 1978. Anion adsorption by soils and soil materials. Adv. Agronomy, 30:1-50.

Parfitt, R. L., and T. Henmi. 1982. Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. Soil Sci. Plant Nutr., 28:183-190.

Parfitt, R. L., and A. D. Wilson. 1985. Estimation of Allophane anf Halloysite in three sequences of volcanic ash soils New Zealand. In E. Fernandez Caldas and D.H. Yaolan (editors). Volcanic Soils. Catena Suppl. 7:1-8.

Sanyal S. K., and S. K. De Datta. 1991. Chemistry of phosphorus transformation in soils. In B. A. Stewart (ed.), Advances in Soil Sci. Springer-Verlag. New York.

Singh, B. and R. J. Gilkes. 1991. Phosphorus sorption in relation to soil properties for the major soil types of South-western Australia. Aust. J. Soil Res. 29:603-618.

Sibanda, H. M. and S. D. Young. 1986. Competitive adsorption of human acids and phosphate on goethite, gibbsite and two tropical soils. J. Soil Sci. 37:197-204.

Shoji, S., M. Nanzyo, and R. Dahlgren. 1993. Volcanic Ash Soils. Elsevier. Amsterdam. 288 p.

Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy. A Basic system of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. 2nh ed. USDA, NRCS. Washington. 846 p.

Syarif, S. 1990. Some characteristics of Andisols from Western Indonesia. Ph.D. thesis, Univ. Western Australia, Soil Sci. and Plant Nutr., School of Agric. 247 pp.

Sposito, G. 1984. The surface chemistry of soils. Clarendom Press. Oxford. 234 p.

Tan, K.H. 1984. Andosols. Van Nostrand Reinhold Company. New York. 418 p.

Tan, K.H. 1992. Principle of Soil Chemistry (2nd ed.). Marcell Dekker. New York. 352 p.

Tan, K. H. 1998. Andosols. Program Studi Ilmu Tanah Program Pascasarjana Universitas Sumatera Utara. Medan. 75 p.

Van Bemmelen, R. W. 1970. The Geology of Indonesia, vol. I A. Martinus Nijhoff. The Hague.

Van Ranst, E. 1995. Clay Mineralogy. Lecture Notes. ITC for Post-Graduate Soil Scientists University of Gent. 287 p.

Wada, K. 1985. The distinctive properties of Andosols. Stewart B. A. (ed.) In advances in Soil Science vol 2. Springer Verlang. New York. Pp. 173-229.

Wada, K. 1989. Allophane and Imogolite. In : J.B. Dixon and S. B. Weed. Minerals in Soil Environments. SSSA. Madison. pp. 1051-1087.