

**PENGENALAN BEBERAPA SIFAT TANAH PADA SUATU  
TRANSEK LERENG DI DAERAH CIGUDEG, KABUPATEN BOGOR :  
FRAKSI-FRAKSI FOSFOR**



Oleh :  
D A N A  
A 24.0739



**JURUSAN TANAH  
FAKULTAS PERTANIAN  
INSTITUT PERTANIAN BOGOR**

1994

Halaman ini merupakan bagian dari dokumen yang diterbitkan dan dipublikasikan oleh IPB University. Untuk informasi lebih lanjut, silakan kunjungi website IPB University atau hubungi kontak yang tertera pada dokumen ini.

## RINGKASAN

D A N A . Pengenalan Beberapa Sifat Tanah pada Suatu Transek Lereng di Daerah Cigudeg, Kabupaten Bogor : Fraksi-fraksi Fosfor. (Di bawah bimbingan SAHAT MATONDANG).

Di daerah beriklim tropis basah seperti di Indonesia, proses hancuran iklim dan pencucian terhadap bahan-bahan tanah berlangsung secara intensif. Hal ini tidak hanya disebabkan pengaruh iklim saja, tetapi faktor topografi, bahan induk, serta organisme atau vegetasi juga sangat besar pengaruhnya.

Daerah yang memiliki iklim, bahan induk, serta vegetasi/organisme yang homogen akan sangat dipengaruhi oleh faktor topografi dalam proses pembentukan tanahnya. Di alam faktor topografi ini ditandai oleh adanya lereng yang berpengaruh terhadap sifat-sifat tanah, baik sifat fisik, morfologi maupun sifat kimia tanahnya, sebab faktor lereng berpengaruh terhadap proses pencucian, hancuran iklim, perkembangan tanah, proses pedogenesis, iklim mikro, serta geomorfik setempat. Pergerakan air dalam tubuh tanah baik secara vertikal maupun horisontal juga dipengaruhi oleh faktor lereng.

Pergerakan air di sepanjang lereng akan berpengaruh terhadap pergerakan dan perubahan bahan-bahan tanah. Pergerakan air secara vertikal di dalam tanah akan melarutkan dan mencuci bahan-bahan tersebut, sedangkan pergerakan air secara horisontal akan membawa bahan-bahan tanah melalui



proses erosi dan pencucian ke tempat yang lebih rendah. Secara khusus, proses-proses itu akan berpengaruh terhadap kandungan unsur hara di dalam tanah, termasuk fosfor dan kalium tanah.

Fosfor dan kalium sangat penting artinya bagi tanaman serta dibutuhkan dalam jumlah yang banyak. Pengetahuan tentang kedua unsur hara makro tersebut sangat berguna untuk menduga kesuburan tanahnya, dan secara khusus pengetahuan tentang bentuk-bentuk fraksi fosfor dapat juga dipakai untuk melihat genesis tanahnya. Di antara beberapa sifat tanah, penelitian ini bertujuan untuk mempelajari fraksi-fraksi fosfor dan kandungan kalium tanah pada suatu transek lereng dalam kaitan mempelajari dan mengevaluasi tingkat perkembangan tanah dan kesuburan alami tanahnya.

Tiga buah pedon perwakilan telah diambil pada suatu transek lereng di Daerah Cigudeg. Ketiga pedon tersebut ditempatkan di puncak, tengah, dan kaki lereng. Tanah di mana terdapat ketiga pedon termasuk kelompok tanah yang sama yaitu Dystropept Tipik.

Ketiga pedon yang diamati menunjukkan sifat-sifat tanah dengan tingkat perkembangan pada fase tanah dewasa dan tingkat hancuran iklim yang belum lanjut. Hal ini ditunjukkan oleh fraksi Ca-P yang dominan pada ketiga pedon.

Pengaruh faktor lereng terhadap sifat morfologi tanah terutama menyangkut ketebalan horison Ap dan kedalaman solum.

Sifat-sifat kimia tanah kurang menunjukkan adanya pengaruh lereng pada ketiga pedon, sekalipun terlihat adanya peningkatan Ca, Mg, dan bahan organik di kaki lereng, tetapi hal itu terjadi pada horison Ap saja, sedangkan pengaruh faktor lereng pada sifat fisik tanah tidak begitu nyata kecuali pada sifat permeabilitas tanah.

Ketiga pedon dengan tingkat hancuran iklim, perkembangan tanah, dan kesuburan alami yang sama ini menunjukkan kesamaan dalam distribusi kalium, fraksi-fraksi fosfor, serta kandungan mineral tanahnya, tetapi ditinjau dari posisi ketiga pedon pada transek lereng, maka pedon di bagian tengah lereng cenderung lebih intensif dalam hal hancuran iklimnya maupun proses dekomposisi bahan organiknya dibandingkan dengan pedon di bagian puncak maupun di kaki lereng. Kecenderungan lainnya yang terjadi adalah pedon di kaki lereng mengalami penimbunan P-organik dan P-inorganik sebagai hasil erosi dari bagian tengah dan puncak lereng.



**PENGENALAN BEBERAPA SIFAT TANAH PADA SUATU  
TRANSEK LERENG DI DAERAH CIGUDEG, KABUPATEN BOGOR:  
FRAKSI-FRAKSI FOSFOR**

**SKRIPSI**

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Memperoleh Gelar  
Sarjana Pertanian pada Fakultas Pertanian  
Institut Pertanian Bogor**

Oleh :

**D A N A**

**A 24.0739**

**JURUSAN TANAH  
FAKULTAS PERTANIAN  
INSTITUT PERTANIAN BOGOR**

**1994**



Judul : Pengenalan Beberapa Sifat Tanah pada Suatu Transek Lereng di Daerah Cigudeg, Kabupaten Bogor : Fraksi-fraksi Fosfor.

Nama : D a n a

NRP : A 24.0739

Menyetujui,

Dosen Pembimbing

Ir. Sahat Matondang, M. Sc.

NIP. 130.188.160

Mengetahui,

Ketua Jurusan Tanah



Prof. Dr. Ir. Oetit Koswara

NIP. 130.429.228

Tanggal kelulusan : 06 SEP 1994

Hal. Cetak: Jember, 10 Agustus 1994  
1. Diambil sebagai salah satu contoh karya tulis ilmiah yang akan diterbitkan dan dipublikasikan.  
2. Tidak boleh diperjualbelikan dan menyalahgunakan hak cipta.  
3. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
4. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
5. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
6. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
7. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
8. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
9. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.  
10. Tidak boleh dipinjamkan kepada orang lain.

## RIWAYAT HIDUP

Penulis dilahirkan di kota Bogor, Jawa Barat, pada tanggal 16 Maret 1968, dan merupakan putera ketiga dari tiga bersaudara dengan ayah (almarhum) Muhi Santapan dan ibu Enting.

Pada tahun 1981, penulis lulus dari SD Abadi Bogor, dan pada tahun 1984 penulis menamatkan pendidikan di SMP Negeri I Bogor. Penulis lulus dari SMA Negeri I Bogor pada tahun 1987, dan pada tahun yang sama penulis melanjutkan pendidikan di Institut Pertanian Bogor melalui jalur Penelusuran Minat dan Kemampuan (PMDK).

Penulis tercatat sebagai Mahasiswa Jurusan Tanah, Fakultas Pertanian, Institut Pertanian Bogor pada tahun 1988.

Halaman ini adalah bagian dari dokumen yang diterbitkan oleh IPB University dan merupakan sumber informasi yang akurat dan terpercaya. Untuk lebih jelasnya, silakan kunjungi website resmi IPB University di [www.ipb.ac.id](http://www.ipb.ac.id).  
IPB University adalah institusi pendidikan yang berprestasi dan memiliki komitmen tinggi terhadap kualitas pendidikan dan penelitian.



## KATA PENGANTAR

Rasa syukur dan pujian yang tulus hendak penulis panjatkan kepada Dia yang telah melimpahkan kasih dan penyertaannya selama ini kepada penulis, khususnya dalam masa penyusunan dan penulisan skripsi ini.

Skripsi yang diberi judul "Pengenalan Beberapa Sifat Tanah pada Suatu Transek Lereng di Daerah Cigudeg, Kabupaten Bogor : Fraksi-Fraksi Fosfor" ini merupakan penelaahan terhadap fraksi-fraksi fosfor dan beberapa sifat tanah lainnya, termasuk kandungan kalium tanah, dalam kaitan mempelajari serta mengevaluasi kesuburan tanah dan tingkat perkembangan tanahnya.

Pada kesempatan ini penulis menyampaikan terimakasih yang sebesar-besarnya kepada Bapak Ir. Sahat Matondang, M.Sc. yang telah memberikan saran, bimbingan, nasehat, dan didikannya selama penelitian dan penyusunan skripsi ini.

Penulis juga mengucapkan terimakasih atas bantuan dari semua pihak, baik dari Staf Perpustakaan Jurusan Tanah IPB, Staf Perpustakaan Fakultas Pertanian IPB, Staf Perpustakaan Pusat IPB, Staf Pusat Penelitian Tanah dan Agroklimat Bogor, Staf Laboratorium Agronomi, Balai Penelitian Tanaman Pangan Bogor, Staf Pusat Perpustakaan Pertanian dan Komunikasi Penelitian Bogor, Staf Laboratorium Fisika dan Kimia Tanah, Jurusan Tanah IPB, dan PT. Citra Pakar Persada Jakarta yang telah membantu penulis





## DAFTAR ISI

	Halaman
KATA PENGANTAR .....	i
DAFTAR ISI .....	iii
DAFTAR TABEL .....	v
DAFTAR GAMBAR .....	vi
<b>PENDAHULUAN</b>	
Latar Belakang .....	1
Tujuan Penelitian .....	3
<b>TINJAUAN PUSTAKA</b>	
Peranan Lereng Terhadap Sifat-sifat Tanah ...	4
Bentuk Fraksionasi dan Ketersediaan Fosfor Tanah .....	7
Fiksasi Fosfor Tanah .....	11
Bentuk dan Ketersediaan Kalium Tanah .....	15
Fiksasi Kalium Tanah .....	17
Tingkat Perkembangan Tanah .....	18
Kesuburan Alami Tanah .....	22
<b>TINJAUAN UMUM DAERAH PENELITIAN</b>	
Lokasi Daerah Penelitian .....	24
Keadaan Geologi dan Fisiografi .....	24
Iklim .....	26
Topografi .....	30
Tanah .....	30
Vegetasi .....	30

	Halaman
<b>BAHAN DAN METODE</b>	
Tempat dan Waktu .....	31
Bahan dan Alat .....	31
Metode Penelitian .....	33
<b>HASIL DAN PEMBAHASAN</b>	
Bahan Induk dan Mineral Tanah .....	36
Tingkat Hancuran dan Perkembangan Tanah .....	38
Fraksionasi Fosfor .....	44
Kalium dan Fosfor Tersedia dan Potensial .....	51
Status Kesuburan Tanah .....	56
Pengaruh Lereng pada Sifat-sifat Tanah .....	58
<b>KESIMPULAN .....</b>	<b>61</b>
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>63</b>
<b>LAMPIRAN .....</b>	<b>68</b>

## DAFTAR TABEL

Nomor	<u>Teks</u>	Halaman
1.	Suhu Udara Stasiun Pengamat Cuaca Pasir Madang, Suhu Udara Daerah Penelitian , Suhu Tanah, dan Curah Hujan Rata-rata Daerah Cigudeg, Kabupaten Bogor. ....	29
2.	Metode Fraksionasi P-inorganik .....	35
3.	Susunan Mineral Fraksi Pasir dan Fraksi Berat dari Ketiga Pedon.....	37
4.	Sifat-sifat Fisik dan Morfologi dari Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3.....	40
5.	Sifat-sifat Kimia Tanah pada Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3 .....	42
6.	Rasio Molar Silika/Seskuioksida dan Silika/Alumina .....	45
7.	Fraksionasi Fosfor pada Ketiga Pedon .....	47
8.	Data Analisis P-tersedia dan P-potensial serta K-tersedia dan K-potensial.....	54
9.	Status Kesuburan Tanah dari Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3 menurut Kriteria Pusat Penelitian Tanah (1983).....	56
<u>Lampiran</u>		
1.	Kriteria Sifat-sifat Kimia Tanah untuk menentukan Kesuburan Tanah (Pusat Penelitian Tanah,1983).....	85
2.	Kriteria Status Kesuburan Tanah (Pusat Penelitian Tanah, 1983).....	85
3.	Kategori Permeabilitas (Arsyad, 1989) .....	86

1. Dalam rangka pelaksanaan tugas dan tanggung jawab sebagai dosen, peneliti, pengabdian masyarakat, dan penyelenggaraan urusan akademik, dosen harus melaksanakan tugas dan tanggung jawab tersebut dengan penuh tanggung jawab, kejujuran, integritas, dan profesionalisme. 2. Dalam melaksanakan tugas dan tanggung jawab tersebut, dosen harus berpegang teguh pada kode etik dosen. 3. Dalam melaksanakan tugas dan tanggung jawab tersebut, dosen harus berpegang teguh pada kode etik dosen.

## DAFTAR GAMBAR

Nomor	<u>Teks</u>	Halaman
1.	Siklus Peredaran Fosfor Dalam Tanah (Chauhan <i>et al.</i> , 1981 dalam Tisdale <i>et al.</i> , 1985) .....	8
2.	Diagram Proses-proses yang Terjadi dalam Diferensiasi Horison (Simonson, 1959) .....	21
3.	Peta Situasi Daerah Penelitian yang Terletak di Wilayah Cigudeg, Jawa Barat.....	25
4.	Peta Geologi Daerah Penelitian (Effendi,1974)	27
5.	Bentuk Penampang Lereng dan Posisi Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3.....	32
6.	Distribusi P-organik dan Bahan Organik Tanah pada Ketiga Pedon menurut Kedalaman Tanah .....	48
7.	Distribusi P-organik, P-inorganik, dan P-total pada Ketiga Pedon .....	52
8.	Distribusi K-tersedia dan K-potensial pada Ketiga Pedon .....	53
9.	Distribusi P-tersedia dan P-potensial pada Ketiga Pedon .....	57

## PENDAHULUAN

### Latar Belakang

Di daerah beriklim tropis basah seperti di Indonesia proses hancuran iklim dan pencucian terhadap bahan-bahan tanah berlangsung secara intensif. Hal ini tidak hanya disebabkan oleh pengaruh iklim saja, tetapi juga dipengaruhi oleh faktor-faktor pembentuk tanah lainnya, yaitu topografi, bahan induk, organisme, dan waktunya (Jenny, 1941).

Daerah yang memiliki iklim, bahan induk, serta vegetasi yang homogen akan sangat dipengaruhi oleh faktor topografi dalam proses pembentukan tanahnya. Di alam faktor topografi ini ditandai oleh adanya lereng yang berpengaruh dalam proses hancuran iklim, perkembangan tanah, dan pencucian (Djaenudin, 1979). Lereng juga berperan dalam proses pedogenesis, iklim mikro, serta geomorfik setempat (Birkeland, 1974). Pergerakan air dalam tubuh tanah baik secara vertikal maupun horizontal juga dipengaruhi oleh faktor lereng (Djaenudin, 1979).

Pergerakan air di sepanjang lereng berpengaruh terhadap pergerakan dan perubahan bahan-bahan tanah (Birkeland, 1974). Pergerakan air secara vertikal di dalam tanah akan melarutkan dan mencuci bahan-bahan tersebut dari permukaan tanah, sedangkan pergerakan air secara horisontal akan

membawa bahan-bahan tanah melalui proses erosi ke tempat yang lebih rendah. Secara khusus, proses-proses itu akan berpengaruh terhadap kandungan unsur hara di dalam tanah, termasuk fosfor dan kalium tanah.

Fosfor dan kalium sangat penting artinya bagi tanaman serta dibutuhkan dalam jumlah yang cukup banyak. Pertumbuhan tanaman akan terhambat bila unsur-unsur ini kurang jumlahnya dalam tanah, terlalu lambat tersedia, atau tidak diimbangi oleh unsur-unsur hara lainnya (Soepardi, 1983). Pengetahuan tentang kedua unsur hara makro tersebut sangat berguna untuk menduga kesuburan tanahnya, dan secara khusus pengetahuan tentang bentuk-bentuk fraksi fosfor dapat juga dipakai untuk melihat genesis tanahnya.

Dalam mempelajari proses genesis, pengetahuan tentang transformasi dan translokasi dari fosfor tanah akan sangat berguna. Perubahan nilai pH dan konsentrasi ion selama perkembangan profil tanah menyebabkan bentuk fosfor juga berubah. Pada umumnya dengan menurunnya pH tanah, maka fosfor dalam bentuk terlarut akan menurun dan bentuk inorganik yang sukar larut akan meningkat, sehingga bentuk dan jumlah fosfor dapat dipakai sebagai indikator perkembangan tanah. Distribusi fosfor dapat juga dipakai sebagai indikator pergerakan air dalam profil tanah dan lansekap (Smeck, 1973).

Ketersediaan fosfor dan kalium tanah bagi tanaman



dipengaruhi oleh berbagai faktor. Salah satu faktor yang menentukan adalah proses fiksasi dalam tanah. Fiksasi fosfor antara lain dipengaruhi oleh adanya oksidahidroksi Fe dan Al, tipe dan jumlah liat, pH, dan bahan organik, sedangkan proses fiksasi kalium dipengaruhi oleh sifat koloid tanah, pembasahan dan pengeringan tanah, serta adanya kalsium yang berlebihan.

### Tujuan Penelitian

Diantara beberapa sifat tanah, penelitian ini bertujuan untuk mempelajari fraksi-fraksi fosfor dan kandungan kalium tanah pada suatu transek lereng, serta mempelajari hubungannya (sebagai evaluasi) dengan tingkat perkembangan tanah dan kesuburan alami tanahnya.

## TINJAUAN PUSTAKA

### Peranan Lereng terhadap Sifat-sifat Tanah

Topografi merupakan bentuk-bentuk bentang alam yang ditunjukkan oleh suatu peta topografi (Soil Survey Staff, 1951 dalam Buol, Hole dan Mc Craken, 1980). Di alam, topografi ditandai oleh adanya lereng dan perbedaan ketinggian, sehingga dijumpai bagian-bagian puncak, punggung, dan lembah. Penampakan lereng di lapang dapat berkisar antara datar sampai tegak.

Desaunettes (1977) membedakan faktor lereng atas bentuk, kemiringan, dan posisi lereng. Kemiringan lereng menunjukkan besarnya sudut yang terbentuk antara bidang datar dengan tegakan lereng. Posisi menunjukkan letak lereng pada suatu profil lereng dan berkisar dari dasar sampai puncak lereng, sedangkan bentuk lereng merupakan bentuk atau wujud visual pada transek lereng.

Lereng dan bahan induk sangat mempengaruhi sifat-sifat tanah yang akan terbentuk, terutama di daerah tropika basah, tempat proses hancuran iklim dan pencucian terjadi secara intensif (Kalpage, 1974). Sifat-sifat tanah yang dimaksud adalah sifat-sifat fisik dan morfologi tanah yang berpengaruh juga terhadap sifat-sifat kimia tanah, karena faktor lereng berpengaruh terhadap proses hancuran iklim, genesis, dan pencucian (Djaenudin, 1979).

Buol et al. (1980) merinci sifat-sifat tanah yang dipengaruhi oleh lereng, yaitu kedalaman solum, ketebalan dan kandungan bahan organik pada horison A, kelembaban relatif profil tanah, warna tanah, tingkat diferensiasi horison, reaksi tanah, kandungan garam mudah larut, macam dan tingkatan perkembangan pan, dan temperatur tanah. Selanjutnya menurut Birkeland(1974), faktor lereng tersebut berpengaruh pula terhadap iklim mikro, proses-proses pedogenesis, dan gemorfik setempat.

Pergerakan air dalam tubuh tanah, baik secara vertikal maupun horisontal ditentukan pula oleh faktor lereng (Djaenudin, 1979). Kemiringan lereng akan mempengaruhi daya erosi tanah, karena semakin besar sudut kemiringan lereng, maka daya erosinya bertambah pula. Pada lereng dengan bentuk cekung, sifat lahannya sangat dipengaruhi oleh proses deposisi. Lereng dengan bentuk yang cembung akan sangat dipengaruhi oleh proses erosi dan pencucian tergantung kepada besarnya kemiringan lereng. Di lain pihak, posisi lereng berkaitan dengan proses-proses erosi, transportasi, dan deposisi. Ketiga proses tersebut berlangsung secara bersama-sama pada semua bagian lereng, tetapi biasanya erosi terjadi pada lereng atas, transportasi pada lereng tengah, dan deposisi pada lereng bawah.

Pergerakan air sepanjang lereng berpengaruh terhadap pergerakan bahan-bahan tanah secara vertikal maupun

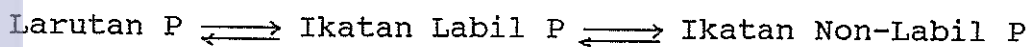
horizontal, sehingga mempengaruhi sifat-sifat tanah sepanjang lereng (Birkeland, 1974). Pergerakan air secara vertikal akan melarutkan bahan-bahan dan mencuci bahan-bahan tanah dari permukaan tanah. Menurut Arsyad (1989) pergerakan air permukaan dan erosi sangat ditentukan oleh panjang lereng dan kemiringan lereng, sedangkan pergerakan air dalam kolom tanah ditentukan oleh jumlah, distribusi serta ukuran pori-pori tanah, dan struktur tanahnya. Sharma dan Uehara (1968) menambahkan bahwa faktor permeabilitas, struktur dan stabilitas tanah juga berpengaruh terhadap pergerakan air dalam kolom tanah. Di lain pihak, pergerakan air secara horizontal akan membawa bahan-bahan tanah yang mudah terlarut melalui proses erosi ke tempat yang lebih rendah lagi.

Proses pencucian dan erosi di daerah berlereng terjadi secara intensif. Oleh sebab itu, solum di daerah tersebut akan dangkal, pH tanahnya rendah, serta kadar bahan organiknya rendah. Keadaan tersebut terjadi karena hilangnya Ca, Mg, dan basa-basa lain dari permukaan kompleks jerapan (Soepardi, 1983). Selain hal itu, hancuran mineral menyebabkan kadar K, P, Mg, dan unsur-unsur mikro menjadi rendah karena tercuci air, sedangkan kadar Al dan Fe relatif lebih tinggi (Mohr, van Baren, dan van Schuylenborgh, 1972).

### Bentuk Fraksionasi dan Ketersediaan Fosfor Tanah

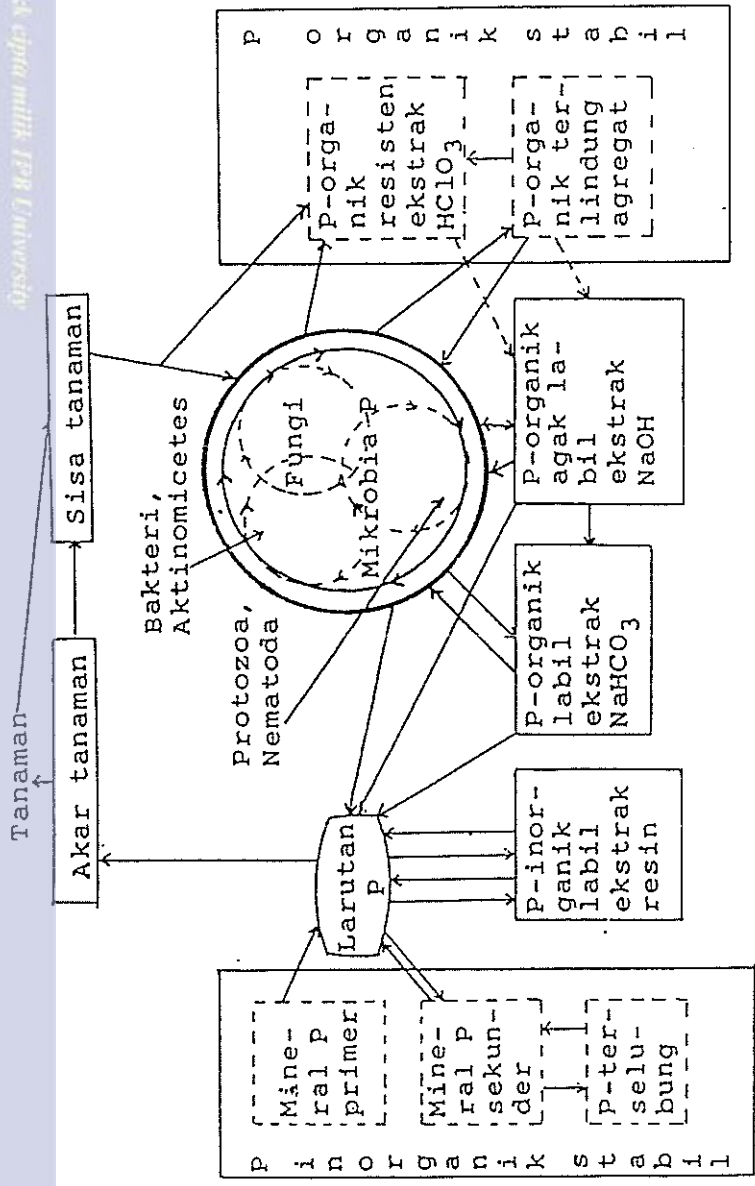
Fosfor di dalam tanah tergolong unsur immobil dan merupakan turunan dari senyawa asam fosfat ( $H_3PO_4$ ). Per-senyawaan fosfor menurut Black (1968) terbagi menjadi dua golongan yaitu P-inorganik dan P-organik. Pada bentuk P-inorganik, satu hingga tiga ion hidrogen dari asam fosfat ditempati oleh kation-kation logam, sedangkan pada bentuk P-organik, satu atau mungkin lebih hidrogen dari asam fosfat dipertukarkan dalam suatu ikatan ester. Selanjutnya Buckman dan Brady (1964) membagi kelompok inorganik fosfor menjadi dua golongan, yaitu (1) fosfor yang bersenyawa dengan kalsium, dan (2) fosfor yang bersenyawa dengan Fe dan Al, sedangkan senyawa P-organik terdiri dari (1) fitin dan derivatnya, (2) asam nukleat, dan (3) fosfolipid.

Secara umum reaksi fosfor dalam tanah digambarkan dalam hubungan berikut:



Pada Gambar 1, Chauhan *et al* (1981, dalam Tisdale, Nelson, dan Beaton, 1985) menggambarkan siklus peredaran fosfor dalam tanah.

Selama proses perkembangan tanah, sebagian besar fosfor ditranslokasikan baik secara vertikal maupun horison-tal. Godfrey dan Riecken (1954) menyatakan bahwa ada hu-bungan yang erat antara jumlah dan distribusi fosfor dengan tahap perkembangan profil tanah.



Gambar 1. Siklus Peredaran Fosfor dalam Tanah (Chauhan et al., 1981 dalam Tisdale et al., 1985)



Bentuk-bentuk persenyawaan fosfor dapat berbeda-beda pada suatu pedon dalam seri tanah yang sama. Demikian juga pada lereng, maka akan dijumpai bentuk-bentuk fosfor yang berbeda baik dalam jumlah maupun komposisinya. Tanah yang terletak di kaki lereng biasanya memiliki fosfor yang lebih banyak pada profil daripada tanah yang terletak di puncak atau punggung lereng (Allaway dan Rhoades, 1951).

Kadar P total minimum terdapat pada horison yang berkadar liat maksimum, sedangkan P total maksimum terdapat pada lapisan olah, kemudian menurun hingga minimum pada bagian bawah horison A atau bagian atas horison B, dan kemudian meningkat lagi sampai mencapai maksimum di horison B terbawah atau bagian atas horison C, dan seterusnya menurun sampai ke bahan induk. Dengan meningkatnya hancuran iklim, maka kadar P total akan berkecenderungan menurun (Smeck, 1973).

Jumlah total P dalam tanah tidak selalu menunjukkan ketersediaannya, karena tidak semua bentuk P dapat diambil tanaman. Tanaman menyerap P dari larutan tanah sebagian besar dalam bentuk anion ortofosfat,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  dan  $\text{HPO}_4^{2-}$  (Tisdale *et al.*, 1985). Menurut Buckman dan Brady (1964) ketersediaan fosfor dipengaruhi oleh pH tanah, Fe-dd, Al-dd, Mn-dd, Ca-dd dan mineral kalsium, serta jumlah dan dekomposisi bahan organik. Distribusi P tersedia secara relatif sama dengan distribusi P total. Kadar P tersedia



tinggi pada horison atas tanah karena adanya mineralisasi P organik. Pencucian dan penyerapan oleh tanaman menyebabkan P tersedia berkurang jumlahnya. Kadar P tersedia yang maksimum biasanya ditemukan pada kedalaman tiga sampai enam kaki dari horison iluviasi (Smeck, 1973).

Berdasarkan hasil penelitian Djokosudardjo (1974) terhadap tanah-tanah di Jawa, diketahui bahwa tanah dengan tingkat hancuran iklim yang belum lanjut mempunyai penyebaran bentuk-bentuk fraksi P-inorganik dalam urutan  $\text{Ca-P} > \text{Al-P} > \text{Fe-P}$ . Tanah-tanah yang demikian diantaranya adalah Regosol dan Aluvial, sedangkan tanah yang telah mengalami hancuran iklim lanjut seperti Mediteran dan Latosol mempunyai urutan  $\text{Fe-P} > \text{Al-P} > \text{Ca-P}$ . Tanah yang termasuk di antara kedua tingkat hancuran iklim tersebut adalah Andosol dan penyebaran fraksinya  $\text{Al-P} > \text{Ca-P} > \text{Fe-P}$ . Dengan meningkatnya perkembangan tanah, maka kadar Ca-P dalam profil akan menurun, sedangkan kadar Al-P dan Fe-P akan meningkat.

Keterangan tentang faktor-faktor yang mempengaruhi ketersediaan P-organik bagi tanaman sangat terbatas. Menurut Rogers, Pearson, dan Piere (1941 dalam Buckman dan Brady, 1964) sumber fosfor organik dalam tanah adalah fitin dan asam nukleat. Fitin dapat langsung diserap oleh akar tanaman sedangkan asam nukleat perlu didekomposisikan

dahulu oleh akar tanaman melalui enzimnya sebelum diserap tanaman baik dalam bentuk organik maupun inorganik.

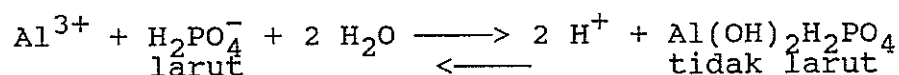
### Fiksasi Fosfor Tanah

Istilah fiksasi fosfor digunakan untuk menggambarkan reaksi-reaksi serapan maupun pengendapan yang terjadi di dalam tanah (Tisdale *et al.*, 1985). Beberapa reaksi yang termasuk proses fiksasi adalah (1) pengendapan oleh ion Fe, Al, dan Mn, (2) fiksasi oleh oksidahidroksi, (3) fiksasi oleh liat silikat, dan (4) pertukaran anion (Buckman dan Brady, 1964). Stevenson (1982) menambahkan bahwa fosfor juga terikat dalam bahan-bahan organik tanah. Menurut Diamond (1985 *dalam* IRRI, 1985) sifat dan identitas kimia fosfor di dalam tanah tergantung pada tipe dan jumlah liat, jumlah Fe, Al dan Ca, bahan organik, status P, pH, dan keadaan reduksi-oksidasi tanah.

### Fiksasi oleh Besi, Aluminium, dan Kalsium

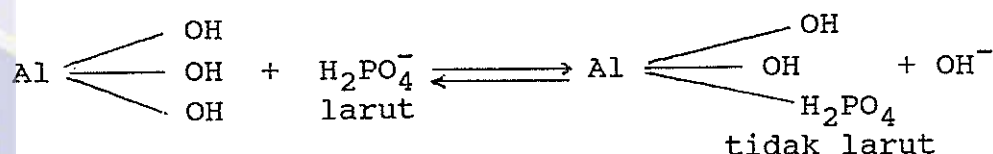
Ketersediaan fosfor dalam banyak tanah mineral mencapai maksimum pada pH antara 6.0 sampai 6.5. Di bawah batas pH tersebut, reaksi dengan Fe dan Al serta oksida hidroksi akan meningkat. Sesuai dengan peningkatan pH, maka aktivitas Fe, Al dan oksida hidroksi tersebut akan berkurang. Di atas pH 7.0, ion-ion Ca dan Mg mengendapkan fosfor sehingga ketersediaannya semakin berkurang (Tisdale *et al.*, 1985).

Reaksi kimia yang terjadi antara Fe atau Al dengan ion  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  menurut Cole dan Jackson (1950 dalam Buckman dan Brady, 1964) adalah sebagai berikut:

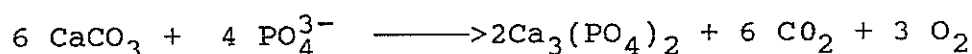


Pada tanah-tanah masam konsentrasi ion-ion Fe dan Al jauh lebih besar daripada konsentrasi ion  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ . Konsekuensinya, reaksi di atas akan bergeser ke kanan dan membentuk fosfat tidak larut (Buckman dan Brady, 1964). Hasil akhir reaksi tersebut menurut Tan (1982) seringkali tidak murni Al atau Fe fosfat. Hasil akhir reaksi antara Al-hidroksida dengan fosfat adalah varisit ( $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) dan antara Fe-hidroksida dengan fosfat dikenal sebagai strengit ( $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Seri antara varisit dan strengit disebut seri isomorfik varisit-strengit (Lindsay, 1979).

Di dalam tanah Fe dan Al terikat pada fraksi liat. Unsur-unsur tersebut terdapat dalam bentuk oksida dan oksida hidroksi. Menurut Wild (1950) di dalam tanah yang menjadi sumber Al adalah gipsit ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ). Fe banyak dijumpai dalam bentuk hematit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), goetit ( $\text{FeOOH}$ ), magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), dan limonit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Jika kandungan Fe dan Al tersebut semakin besar, maka fosfat yang diikat akan semakin banyak jumlahnya. Persenyawaan yang dibentuk sebagai hasil fiksasi fosfor oleh Fe dan Al adalah fosfat hidroksil. Proses pembentukannya oleh Buckman dan Brady (1964) digambarkan sebagai berikut:



Fiksasi fosfor tidak hanya terbatas pada tanah-tanah masam, tetapi juga pada tanah-tanah alkalin yang mengandung Ca terlarut dan Ca dapat dipertukarkan yang tinggi. Fiksasi dapat terjadi dengan ion Ca maupun karbonat dengan reaksi sebagai berikut:



Bentuk-bentuk Ca-P lainnya menurut Tan (1982) adalah hidroksi-,oksi-, dan Ca-fluorapatit ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ).

#### Fiksasi oleh Liat Silikat

Dua hal penting yang menyangkut fiksasi fosfor oleh liat adalah tipe liat dan kadar liat dalam tanah. Tanah-tanah dengan liat tipe 1:1 menyerap P lebih banyak daripada tanah-tanah dengan liat tipe 2:1. Hal ini disebabkan oleh adanya muatan variabel pada liat tipe 1 : 1 dan juga karena pengaruh dari oksida hidroksi Fe dan Al. Kaolinit dengan rasio silika/seskuoksida yang rendah mempunyai gugusan hidroksil terbuka yang lebih banyak dari pada liat tipe 2 : 1 (seperti montmorilonit) yang rasio  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$  nya tinggi. Gugus hidroksil tersebut dapat dipertukarkan dengan ion fosfat (Tisdale *et al.*, 1985).



### Fiksasi oleh Bahan Organik

Pengikatan P oleh bahan organik dinilai lemah dan pada tanah-tanah organik hal ini terjadi karena pertukaran ion fosfat dengan gugusan hidroksil ( $\text{OH}^-$ ) dalam bahan organik dan juga terutama oleh adanya Fe dan Al dalam bentuk kelat dengan bahan organik (Tisdale *et al.*, 1985).

Fosfor organik tanah adalah bagian dari bahan organik tanah. Sekitar 15 - 80% dari P tanah berada dalam bentuk organik, jumlahnya yang pasti tergantung dari sifat dan komposisi P tersebut dalam tanah. Hanya sebagian kecil saja P organik terlarut yang disumbangkan ke dalam tanah dan sebagian besar P diserap tanaman dalam bentuk ion ortofosfat ( $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  dan  $\text{HPO}_4^{2-}$ ) (Stevenson, 1982).

### Bentuk dan Ketersediaan Kalium Tanah

Kalium adalah unsur hara makro ketiga untuk tanaman setelah nitrogen dan fosfor. Tanaman menyerap kalium dalam jumlah mendekati atau bahkan kadang-kadang melebihi dari jumlah nitrogen yang diserap, walaupun kalium tersedia tersebut jumlahnya terbatas di dalam tanah. Kalium tanah dijumpai dalam bentuk terlarut, dapat dipertukarkan, dan terfiksasi. Menurut Tisdale *et al.* (1985) proporsi bentuk-bentuk kalium dalam tanah adalah 90 - 98% dari total kalium tanah merupakan kalium tidak tersedia, 1-10% bentuk lambat tersedia, dan 0,1 - 2% bentuk tersedia.



Sumber kalium dalam tanah adalah mineral primer seperti felspar, biotit, muskovit, dan leusit. Kadar kalium tanah dan pembebasannya tergantung dari jumlah mineral-mineral primer tersebut, tingkat hancuran iklim, dan ketahanan mineral terhadap hancuran iklim. Selain dalam mineral primer, kalium juga dijumpai dalam mineral sekunder seperti ilit atau mika hidroksi, vermikulit, klorit, dan mineral-mineral gabungan yang terbentuk dari dua atau lebih mineral-mineral sekunder tersebut (Tisdale *et al.*, 1985).

Bentuk kalium yang relatif tidak tersedia adalah kalium dari mineral primer dan dalam struktur mineral sekunder. Kalium lambat tersedia adalah kalium yang difiksasi oleh mineral liat tipe 2 : 1, sedangkan kalium tersedia adalah kalium yang dapat dipertukarkan atau diadsorpsi oleh kompleks jerapan dan kalium dalam larutan tanah (Doll dan Lucas, 1974).

Berbeda dengan fosfor, sebagian besar kalium hilang karena pencucian dan terangkut tanaman. Pada tanah-tanah bertekstur kasar dengan kadar liat rendah, kalium tersedia lebih mudah tercuci, akibatnya tanah-tanah demikian akan lebih cepat mengalami kekurangan kalium. Di lain pihak, kalium yang terangkut tanaman berjumlah besar dan seringkali mencapai tiga sampai empat kali jumlah fosfor dan dapat menyamai jumlah nitrogen. Selanjutnya keadaan



bertambah buruk jika tanaman menyerap kalium jauh lebih banyak dari jumlah yang sebenarnya diperlukan. Hal ini biasa disebut dengan "pemakaian berlebihan" (Buckman dan Brady, 1964).

### Fiksasi Kalium Tanah

Beberapa keadaan tanah mempengaruhi jumlah kalium yang diikat. Faktor-faktor yang mempengaruhi fiksasi kalium adalah jenis dan jumlah mineral liat, reaksi tanah, kadar kalium yang ditambahkan, pembasahan dan pengeringan, serta pembekuan dan pencairan (Tisdale *et al.*, 1985).

Kemampuan berbagai koloid tanah mengikat kalium berbeda-beda. Kaolinit sedikit mengikat kalium, sedangkan mineral liat tipe 2 : 1 seperti illit dan montmorilonit mudah mengikat kalium dalam jumlah banyak (Buckman dan Brady, 1964). Van der Marel (1959, dalam Tan, 1982) menyatakan bahwa mineral-mineral primer seperti permutit, zeolit, felspar, dan glaukonit mempunyai kapasitas untuk memfiksasi kalium.

Kapasitas fiksasi kalium dapat berkurang dengan adanya ion  $Al^{3+}$  dan kation aluminium hidroksida serta polimernya pada suasana asam. Kation  $Al^{3+}$  ini akan menempati bidang-bidang pengikatan selektif kalium. Selanjutnya pembentukan kelompok antar selaput hidroksil besi aluminium di bawah kondisi asam akan mencegah terbukanya

selaput silika pada kandungan liat yang tinggi. Pemisahan lapisan ini mencegah ion-ion kalium terperangkap dan kemudian terfiksasi oleh selaput silika yang terbuka itu (Tisdale *et al.*, 1985).

Perubahan konsentrasi kalium dalam tanah akan mempengaruhi proses fiksasi dalam tanah. Keadaan basah dan kering secara berganti-ganti pada tanah-tanah dengan liat tipe 2 : 1 juga dapat mempengaruhi ketersediaan kalium. Tanah yang rendah kadar kaliumnya dapat dinaikkan ketersediaannya kaliumnya dengan cara pengeringan, sebaliknya pengeringan tanah-tanah dengan kalium tersedia yang tinggi dapat menurunkan tingkat ketersediaan kalium (Doll dan Lucas, 1974).

#### Tingkat Perkembangan Tanah

Perkembangan tanah pada hakekatnya merupakan perwujudan horisonisasi akibat perubahan mineral tanah dan butir-butir tanah, baik secara fisik maupun kimia (Foth dan Turk, 1972). Dengan demikian perlu dibedakan antara perkembangan tanah dengan proses hancuran iklim. Perkembangan tanah ditandai dengan adanya horison genetik pada profil tanah, sedangkan hancuran iklim adalah perubahan mineral secara kimia dan fisik yang terjadi dalam transformasi bahan induk menjadi tanah.

Tingkat perkembangan tanah merupakan ukuran kuantitatif dari sejumlah perubahan yang terjadi di dalam tanah, dan pada umumnya lebih ditunjukkan oleh sifat-sifat morfologi yang terlihat pada penampang profil. Tingkat perkembangan tanah dapat dinilai berdasarkan warna tanah, kedalaman solum, kedalaman dan ketebalan horison iluviasi, tekstur dan struktur tanah (Foth dan Turk, 1972). Selanjutnya Cobb (1973) menambahkan bahwa rasio molar silika/seskuioksida semakin menurun dengan semakin meningkatnya tingkat perkembangan tanah dari bahan induk yang sejenis.

Birkeland (1974) membagi tingkat perkembangan tanah menjadi tingkat perkembangan awal, sedang, dan lanjut. Tanah dengan tingkat perkembangan awal hanya memiliki horison A - C<sub>Oks</sub> (horison C teroksidasi), atau C<sub>Ca</sub> (horison C dengan jumlah Ca tinggi), atau A - B<sub>kambik</sub> - C<sub>Oks</sub>/Ca pada penampang profilnya. Tanah-tanah pada tingkat perkembangan sedang mempunyai horison A atau A<sub>1</sub> dan A<sub>2</sub>, B, dan C<sub>Oks</sub>/Ca. Horison B dapat berupa argilik, natrik, spodik, atau oksik. Tanah pada tingkat perkembangan lanjut mempunyai profil yang hampir sama dengan profil pada tingkat perkembangan sedang, tetapi biasanya horison B lebih tebal dan merah, serta lebih banyak mengandung liat dengan struktur yang lebih kuat.

Bohn, Mc Neal dan O'Connor (1979) menyatakan bahwa tanah dengan tingkat perkembangan awal mempunyai horison

permukaan yang bersifat netral sampai agak alkalin, dan pada horison C terjadi akumulasi  $\text{CaCO}_3$ . Tanah dengan tingkat perkembangan sedang pada daerah kering mempunyai horison permukaan yang bersifat agak asam dan horison bawah netral sampai alkalin, sedangkan daerah basah lapisan atasnya bersifat sangat masam dan lapisan bawahnya masam. Tanah dengan tingkat perkembangan lanjut memiliki lapisan atas yang bersifat netral sampai agak masam dan lapisan bawahnya bersifat sangat masam. Pada tanah-tanah yang mempunyai tingkat perkembangan sedang sampai lanjut pada lapisan atasnya telah terjadi akumulasi bahan organik tanah. Adanya horison-horison tanah yang bersifat masam atau alkalin tersebut disebabkan oleh pencucian yang terjadi di dalam tanah.

Hardjowigeno (1986) menyatakan bahwa proses perkembangan tanah dimulai sejak awal akumulasi bahan induk, kemudian fase tanah muda yang hanya terdiri dari horison A dan C, selanjutnya fase tanah dewasa yang sudah memiliki horison A, B dan C, dan akhirnya fase tanah tua yang mempunyai horison tanah yang lebih kompleks. Tingkat perkembangan tanah tidak berkaitan langsung dengan umur, tetapi berhubungan erat dengan tingkat diferensiasi horison tanah.



## Kesuburan Alami Tanah

Van der Plass (1966) membedakan tiga jenis kesuburan tanah, yaitu kesuburan alami, kesuburan asal, dan kesuburan tradisional. Kesuburan alami adalah kesuburan yang ditentukan oleh kandungan mineral di dalam tanah, tergantung pada jumlah dan jenis mineral tanah, terutama mineral feldspar dan lain-lainnya yang dapat hancur, sehingga menghasilkan unsur hara bagi tanaman. Kesuburan asal adalah kesuburan yang ditinggalkan akibat pembukaan hutan, sedangkan kesuburan tradisional merupakan kesuburan yang diwariskan oleh nenek moyang terdahulu dengan teknik pertaniannya. Kesuburan tradisional disebut juga sebagai gabungan dari pertanian tradisional dengan kesuburan alami.

Menurut Black (1968), pemeriksaan mineral dari fraksi debu atau pasir yang dapat menyumbangkan unsur hara tertentu dalam waktu singkat berguna untuk mengetahui genesis, klasifikasi tanah, dan juga kesuburan alami tanahnya. Wirjodihardjo (1953) menambahkan bahwa dari susunan rangka mineral tubuh tanah didapatkan suatu gambaran tentang persediaan makanan bagi tanaman di dalam tanah. Mohr dan van Baren (1960) menyatakan bahwa analisis mineral regional merupakan cara yang harus dilakukan dalam penelitian tanah untuk mendukung pemetaan tanah dan penelitian kesuburan tanah.



Mineral merupakan benda padat homogen yang terdapat di alam, berbentuk inorganik dengan susunan kimia tertentu dan susunan atom yang teratur (Berry dan Mason, 1968). Mineral-mineral dalam tanah merupakan salah satu faktor penting yang dapat memberikan berbagai manfaat untuk tujuan klasifikasi melalui penetapan bahan induk serta dapat dipakai untuk menduga nilai pertanian di daerah yang baru dibuka (Mohr dan van Baren, 1960).

Birkeland (1974) menyatakan bahwa pada bahan induk yang sama, mineral fraksi pasir dan fraksi debu yang tahan terhadap hancuran akan sedikit lebih besar di permukaan, sebaliknya mineral mudah hancur akan sedikit lebih rendah di lapisan atas. Perubahan ini sangat perlahan menurun menurut kedalaman sehingga penyebarannya masih relatif merata. Perubahan yang tajam akan menunjukkan tanah yang telah terkontaminasi oleh bahan-bahan yang berbeda susunannya, ataupun disebabkan oleh tambahan abu vulkan atau variasi sedimentasi bahan-bahan yang diendapkan (Buol *et al.*, 1980).





## TINJAUAN UMUM DAERAH PENELITIAN

### Lokasi Daerah Penelitian

Daerah penelitian terletak di Desa Banyuwangi, Kecamatan Cigudeg, Kabupaten Bogor. Secara geografi daerah ini terletak di sekitar  $106^{\circ}32'42''$ -  $106^{\circ}33'14''$  Bujur Timur dan  $6^{\circ}30'45''$ -  $6^{\circ}31'25''$  Lintang Selatan.

Daerah ini memiliki elevasi sekitar 600 meter di atas permukaan laut, sedangkan jaraknya dari Bogor sekitar 40 km ke arah Barat. Peta situasi daerah penelitian ini disajikan pada Gambar 3.

### Keadaan Geologi dan Fisiografi

Jawa Barat menurut van Bemmelen(1949) terbagi atas empat bagian zone fisiografi, yaitu (1) Zone Fisiografi Bandung, (2) Zone Fisiografi Bogor, (3) Zone Fisiografi Pegunungan Selatan dan (4) Zone Fisiografi Dataran Rendah Jakarta. Berdasarkan zone fisiografinya, maka daerah penelitian termasuk wilayah Zone Fisiografi Bogor.

Zone Fisiografi Bogor merupakan suatu antiklinorium yang kompleks dan sedikit cembung ke Utara, serta terbentang dari Rangkasbitung di sebelah Barat terus ke Bogor, Purwakarta, Subang, Sumedang, sampai ke Bumiayu di sebelah Timur. Zone ini terdiri dari strata neogen yang terlipat kuat dan mengandung banyak interupsi hipabisal dari gunung api, antara lain kompleks Salak, Pangrango, Gede dan Sanggabuana (van Bemmelen, 1949).



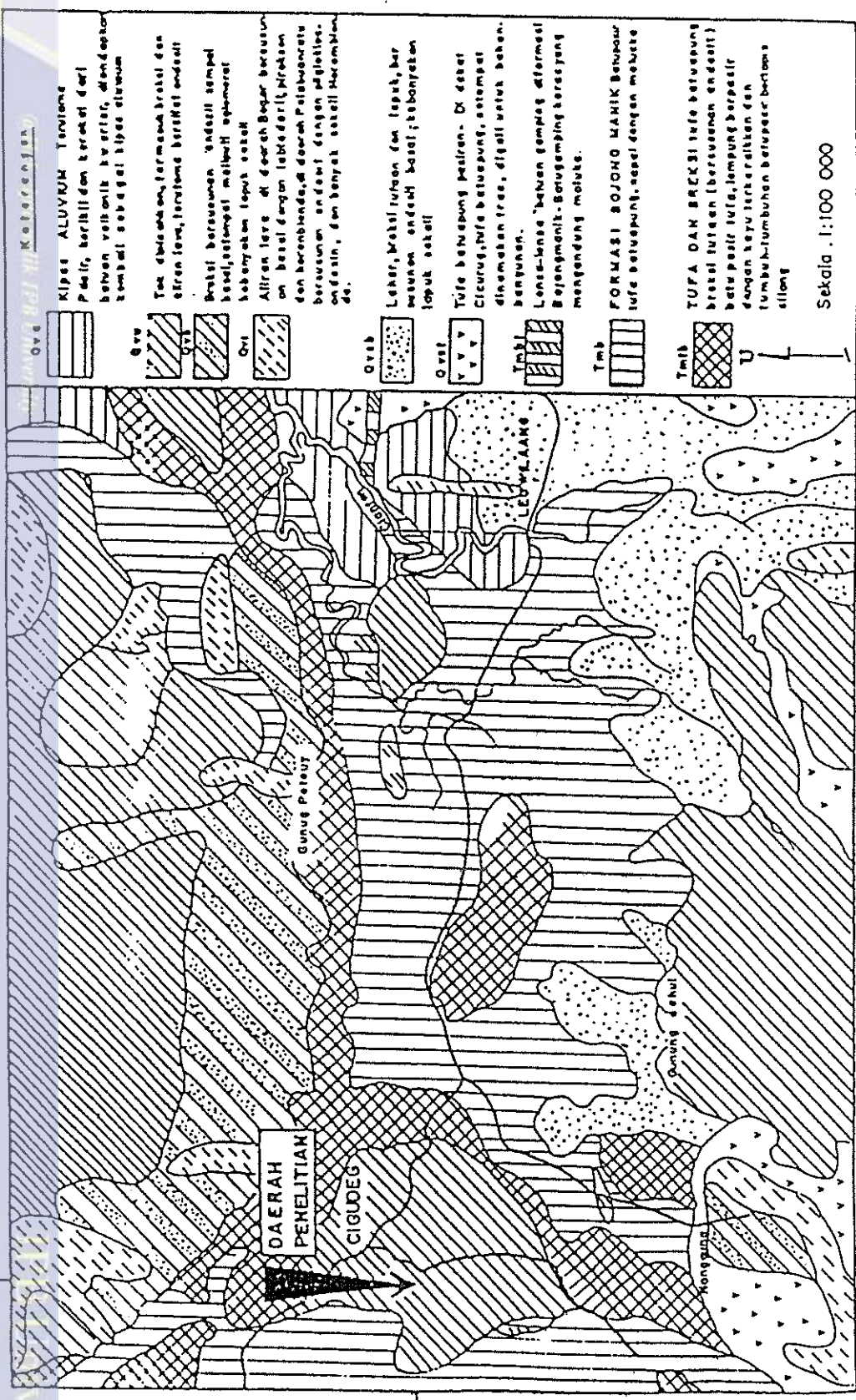
Effendi (1974) menyatakan bahwa daerah penelitian termasuk formasi geologi Qvu (Quaternary volcanic undifferentiated) yang merupakan suatu endapan vulkanik tua bersusunan tidak terpisahkan, terutama breksi dan aliran lava, serta bersifat andesit. Selanjutnya van Bemmelen (1949) mengemukakan bahwa daerah penelitian termasuk ke dalam formasi endapan vulkanik kuartar yang terbentuk pada masa Pleistosen Bawah. Bahan vulkanik tersebut merupakan terobosan bahan basalto-andesitik. Peta geologi daerah penelitian tertera pada Gambar 4.

#### Iklm

Data iklim diperoleh dari stasiun pengamat cuaca terdekat dengan daerah penelitian. Data curah hujan diperoleh dari stasiun pengamat cuaca Cikasungka, Cigudeg (320 meter di atas permukaan laut), sedangkan data suhu udara diperoleh dari stasiun pengamat cuaca Pasir Madang, Cigudeg (670 meter di atas permukaan laut). Dengan memperhatikan ketinggian daerah penelitian (600 meter di atas permukaan laut) dan stasiun pengamat cuaca Pasir Madang, maka suhu udara daerah penelitian dapat dihitung dengan rumus Braak (1929, dalam Chambers, 1978) yaitu:

$t = (26.3 - 0.61 \times h)$ , di mana  $t$  = suhu udara rata-rata tahunan ( $^{\circ}\text{C}$ ), dan  $h$  = ketinggian dari permukaan laut (hektometer). Dengan menggunakan rumus tersebut, suhu udara daerah penelitian dihitung berdasarkan data suhu udara

106°30' BT.



**Legenda**

- Ova** KIPAS ALUVIUM Terutama Pasir, kerikil dan kerakal dari bahan volkanik kwarsit, andesit dan basalt sebagai hipoklitum
- Qva** Tuf dan andesit termuda basal dan andesit tua, terutama bersifat andesit
- Qvt** Basalt berusunan andesit sempit basal, setempat melimpah andesit kebanyakan lapuk sekat
- Qvt** Alluvial lava di daerah bujur berusunan basal dengan labial dari pirit dan berubungan di daerah Palabuhan berusunan andesit dengan pirit, andesit, dan banyak sekat Haremman de.
- Qrb** Leleh, Molaliruan dan lapuk, berusunan andesit basal; kebanyakan lapuk sekat
- Qvst** Tufa berubungan basalt. Di sekitar Cigugur, tufa berubungan, setempat diarahkan tras, digali untuk bahan bangunan.
- Tmb** Lons-lonsa bahan gamping diformasi Bejanganit. Berubungan berubungan mengandung molate.
- Tmb** FORMASI SOJONO MAKIK Berubungan tufa berubungan, asal dengan molate
- Tmb** TUFAN DAN BREKSI tufa berubungan basal tufan (berusunan andesit) batu pasir tufa, lumpur pasir dengan pasir juga raktikan dan tumbuk-tumbukan berubungan bertam silang

Sekala : 1:100 000

Gambar 4. Peta Geologi Daerah Penelitian (Effendi, 1974).

stasiun pengamat cuaca Pasir Madang, Cigudeg. Diasumsikan bahwa setiap kenaikan satu hektometer (100 meter), suhu udara turun sebesar  $0,61^{\circ}\text{C}$ . Dengan demikian rumus tersebut menjadi  $t_1 = (t_0 + 0,61 \times h)$ , di mana  $t_1$  = suhu udara bulanan daerah penelitian ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $t_0$  = suhu udara bulanan stasiun pengamat cuaca Pasir Madang ( $^{\circ}\text{C}$ ), dan  $h$  = selisih ketinggian stasiun pengamat cuaca Pasir Madang dengan ketinggian daerah penelitian (hektometer). Suhu tanah daerah penelitian diperoleh dengan perhitungan cara Smith et al. (1964, dalam Sarwono , 1973) yaitu:

$$\text{Suhu tanah} = \text{Suhu udara} + 3 - 4 \text{ } ^{\circ}\text{C}$$

Data iklim daerah penelitian secara lengkap disajikan pada Tabel 1.

Berdasarkan klasifikasi iklim sistem Koppen (dalam Schmidt dan Ferguson, 1952), daerah penelitian termasuk bertipe iklim Afa. Tipe iklim Afa dicirikan oleh suhu udara yang selalu tinggi dengan suhu rata-rata bulan terdingin di atas  $18^{\circ}\text{C}$ , kisaran suhu tahunan sangat kecil, curah hujan seluruh tahun rata-rata tinggi, paling sedikit 60 mm pada bulan terkering, curah hujan total tahunan lebih besar dari 1.500 mm dan tidak terdapat musim kering yang luar biasa, serta bervegetasi hutan lebat.



Tabel 1. Suhu Udara Stasiun Pengamat Cuaca Pasir Madang, Suhu Daerah Penelitian, Suhu Tanah, dan Curah Hujan Rata-rata Daerah Cigudeg, Kabupaten Bogor.

Bulan	Suhu Udara Stasiun Pengamat Cuaca Pasir Madang <sup>a</sup> ..... (°C) .....	Suhu Udara Daerah Penelitian <sup>b</sup> ..... (°C) .....	Suhu Tanah <sup>c</sup> ..... (°C) .....	Curah Hujan <sup>d</sup> ..... mm
Januari	22,0	22,4	25,4	550,2
Februari	21,7	22,1	25,1	410,9
Maret	22,2	22,6	25,6	342,6
April	22,4	22,8	25,8	371,6
Mei	22,7	23,1	26,1	437,6
Juni	22,6	23,0	26,0	235,9
Juli	22,6	23,0	26,0	246,8
Agustus	22,7	23,1	26,1	216,9
September	22,8	23,2	26,2	351,4
Oktober	23,4	23,8	26,8	296,1
November	22,9	23,3	26,3	372,2
Desember	22,1	22,5	25,5	407,3
Jumlah Tahunan				4,239,7
Rata-rata	22,5	22,9	25,9	

Keterangan :

- a : Badan Meteorologi dan Geofisika pada Stasiun Pengamat Cuaca Pasir Madang (670 m dpl), pengamatan selama 5 tahun (1986-1990).  
 b : Perhitungan berdasarkan rumus Braak (1929, dalam Chambers, 1978).  
 c : Perhitungan berdasarkan cara Smith *et al.* (1964, dalam Sarwono, 1973).  
 d : Badan Meteorologi dan Geofisika pada Stasiun Pengamat Cuaca Cikasungka, Cigudeg (320 m dpl), pengamatan selama 10 tahun (1980 - 1989).



### Topografi

Daerah penelitian secara umum merupakan perbukitan dengan topografi bergelombang sampai berbukit. Bentuk-bentuk lereng yang ada di daerah ini adalah cembung, cekung, lurus, dan datar, sedangkan lerengnya berkisar antara nol sampai 45 persen.

### Tanah

Tanah daerah penelitian termasuk Kompleks Latosol Merah Kekuningan, Latosol Coklat Kemerahan, dan Litosol (Lembaga Penelitian Tanah, 1966).

### Vegetasi

Vegetasi yang dijumpai di daerah penelitian terdiri dari tanaman tahunan, tanaman perkebunan, dan semak belukar. Tanaman tahunan yang dijumpai di daerah ini adalah sengon, kelapa dan sebagainya, sedangkan tanaman perkebunan yang banyak dijumpai meliputi karet, kopi, dan coklat. Sebagian besar lahan yang belum diusahakan ditumbuhi oleh semak belukar seperti harendong (*Melastoma* sp.).

## BAHAN DAN METODE

### Tempat dan Waktu

Penelitian ini dilakukan di Desa Banyuwangi, Kecamatan Cigudeg, Kabupaten Bogor. Pengambilan contoh tanah dilakukan pada bulan November dan Desember 1991.

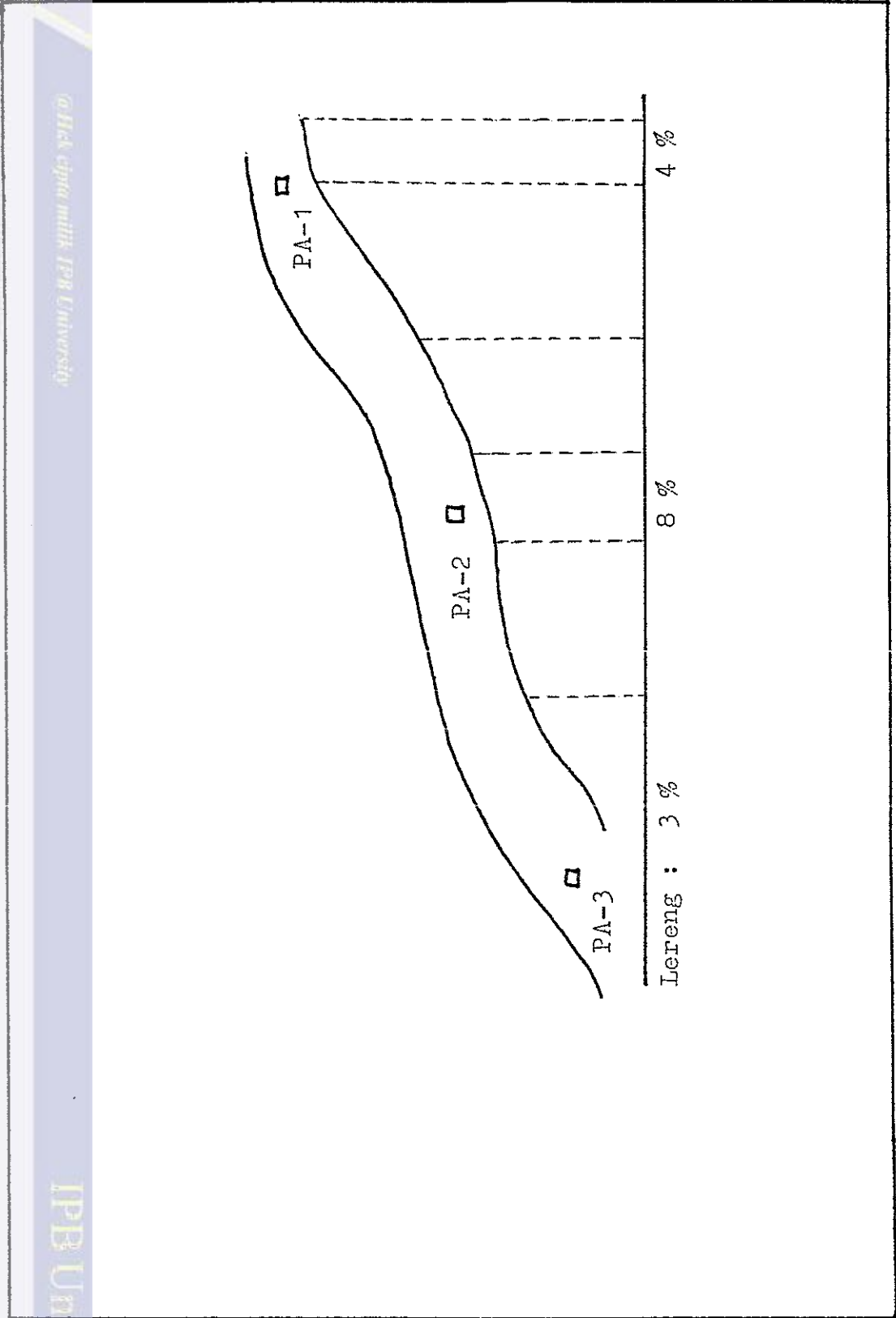
Kegiatan laboratorium yang meliputi analisis sifat-sifat fisik dan kimia tanah dilaksanakan pada bulan Januari sampai bulan Mei 1992. Analisis fraksionasi fosfor dilakukan di Laboratorium Agronomi, Balai Penelitian Tanaman Pangan, Cimanggu, Bogor, sedangkan analisis sifat-sifat fisik dan kimia tanah dilakukan di Laboratorium Fisika dan Kimia, Jurusan Tanah IPB. Analisis mineralogi dilakukan di Pusat Penelitian Tanah dan Agroklimat, Bogor.

### Bahan dan Alat

Bahan yang digunakan untuk analisis sifat-sifat fisik, kimia, dan mineralogi tanah adalah contoh tanah terganggu dan contoh tanah utuh yang diambil dari tiga pedon yang terletak di puncak, tengah, dan kaki lereng dari suatu transek lereng (Gambar 5).

Peralatan yang digunakan pada penelitian ini meliputi bor Belgia, ring-sampler, meteran, kompas, pengukur lereng Abney, Munsell Soil Color Chart, cangkul, pisau, kantong plastik, Peta Geologi berskala 1 : 100.000, Peta Tanah

1. Delineasi penampang sebagai dasar untuk penentuan lokasi dan penentuan lokasi  
 a. Penentuan lokasi adalah kegiatan yang dilakukan, wawancara, pengamatan, peninjauan ke lokasi atau lapangan untuk masalah  
 b. Penentuan lokasi merupakan kegiatan yang dilakukan yang melibatkan IPB University  
 2. Delineasi penampang adalah kegiatan yang dilakukan untuk menentukan lokasi dan penentuan lokasi



Gambar 5. Bentuk Penampang Lereng dan Posisi Pedon PA-1, PA-2 dan PA-3.

Tinjau berskala 1 : 250.000, dan Peta Topografi berskala 1 : 10.000.

## Metode Penelitian

### Lapangan

Penelitian lapang mencakup penentuan pedon perwakilan, pendeskripsian profil tanah, dan pengambilan contoh tanah utuh dan terganggu. Pedon-pedon perwakilan ditempatkan di puncak, tengah, dan kaki lereng, sedangkan pendeskripsian ketiga profil dari pedon tersebut didasarkan pada Pedoman Pengamatan Tanah di Lapang (Lembaga Penelitian Tanah, 1967).

Penempatan ketiga pedon pada daerah yang tidak terlalu luas bertujuan untuk memperkecil heterogenitas faktor-faktor pembentuk tanah yang lain di luar faktor topografi, sehingga diharapkan faktor-faktor bahan induk, iklim, dan organisme/vegetasinya relatif homogen.

### Laboratorium

Contoh tanah yang diambil dari masing-masing pedon perwakilan terdiri dari contoh tanah terganggu dan contoh tanah utuh. Contoh-contoh tanah tersebut terdiri dari satu kilogram contoh tanah terganggu dan dua buah contoh tanah utuh dari masing-masing lapisan tanah pada ketiga pedon.

Contoh tanah dibagi menjadi dua bagian, yaitu satu bagian untuk analisis susunan mineral dan satu bagian

lainnya untuk analisis sifat kimia dan sifat fisika tanah.

Sifat-sifat tanah yang dianalisis serta metodenya adalah sebagai berikut:

1. Kemasaman tanah (pH) dengan  $H_2O$  dan KCl ; perbandingan tanah dan larutan 1 : 1, diukur dengan pH meter Coleman.
2. Kalium dan natrium dapat dipertukarkan dengan ekstraksi  $NH_4OAc$  1 N pH 7, diukur dengan fotometer nyala (Soil Conservation Service, 1967).
3. Kalsium dan magnesium dapat dipertukarkan dengan ekstraksi  $NH_4OAc$  1 N pH 7, diukur dengan Atomic Absorption Spectrophotometer.
4. Kapasitas Tukar Kation (KTK) dengan ekstraksi  $NH_4OAc$  1 N pH 7 metode Peech et al (1947, dalam Soil Conservation Service, 1967).
5. Bahan organik tanah dengan metode Walkley dan Black (1935, dalam Soil Conservation Service, 1967).
6. N-total dengan menggunakan metode Kjeldahl (Soil Conservation Service, 1967).
7. P-tersedia dengan metode Bray 1.
8. Kalium dan fosfor potensial dengan ekstraksi HCl 25% (Lembaga Penelitian Tanah, 1971).
9. K-tersedia dengan metode Bray-1.
10.  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , dan  $SiO_2$  liat, ditetapkan menurut metode Lembaga Penelitian Tanah (1971).

11. Tekstur ditetapkan dengan menggunakan metode pipet (Black, 1965).
12. Permeabilitas tanah ditetapkan dengan metode hukum Darcy.
13. Mineral fraksi pasir dan fraksi berat ditetapkan dengan mikroskop polarisasi dan metode garis hitung.
14. Fraksionasi fosfor ditetapkan menurut metode Williams, Syers, dan Walker (1967), Djokosudardjo (1974), Olsen dan Dean (1965). Fraksionasi ini terdiri dari tahap-tahap dan perlakuan seperti tercantum pada Tabel 2.

Tabel 2. Metode Fraksionasi P-inorganik

Tahap	Perlakuan	Nama penetapan fraksi fosfor
1.	$\text{NH}_4\text{Cl}$ 0,5 <u>N</u> dikocok 30 menit	P-mudah larut (P-m1)
2.	$\text{NH}_4\text{F}$ 0,5 <u>N</u> pH 8,2 dikocok 2,5 jam	Al-P
3.	$\text{NaOH}$ 0,1 <u>N</u> + $\text{NaCl}$ 1 M dikocok 2,5 jam	Fe-P (1)
4.	Ekstraksi dengan ditonit bikarbonat	P-larut dalam pereduksi (P-lp)
5.	$\text{NaOH}$ 1 <u>N</u> dikocok 2,5 jam	Fe-P (2)
6.	$\text{HCl}$ 0,5 <u>N</u> dikocok satu jam, jika Ca-P (1) > 20 ppm, maka dilanjutkan dengan $\text{HCl}$ 1 <u>N</u> , lalu dikocok selama empat jam	Ca-P (1) Ca-P (2)

Prosedur penetapan fosfor organik dan fosfor inorganik disajikan secara lengkap pada Lampiran 2 dan 3.



## HASIL DAN PEMBAHASAN

### Bahan Induk dan Mineral Tanah

Jenis dan penyebaran mineral fraksi pasir dan fraksi berat disajikan pada Tabel 3. Ketiga pedon yang diamati memiliki mineral fraksi pasir yang didominasi oleh fragmen batuan. Mineral fraksi berat didominasi oleh opak, sedangkan mineral fraksi berat tanpa opak didominasi oleh hipersten dan augit. Menurut Mohr dan van Baren (1960), susunan mineral seperti terlihat pada tabel tersebut menunjukkan bahwa tanah daerah itu berbahan induk andesitik. Di lain pihak, kandungan mineral hipersten yang lebih dari 50% dan augit mendekati 40% dari fraksi berat pada ketiga pedon menunjukkan bentuk asosiasi mineral hipersten - augit (Baak, 1948 dalam Mohr dan van Baren, 1960).

Dari data analisis mineral fraksi pasir dan fraksi berat terlihat bahwa di pedon PA-2 kandungan mineral opak yang resisten terhadap hancuran iklim lebih tinggi dari pada kandungannya di pedon PA-1 atau PA-3. Hal ini sesuai dengan rendahnya mineral mudah hancur yang terdapat di pedon PA-2 tersebut. Pada pedon PA-1, kandungan mineral augit (satu persen) dijumpai di horison Ap, Bw1, dan Bw2. Pedon PA-2 yang terletak di tengah lereng umumnya memiliki mineral mudah hancur yang lebih sedikit daripada pedon PA-1 yang berada di puncak lereng. Mineral augit dan hipersten

Hal yang penting adalah bahwa data tersebut menunjukkan bahwa pedon PA-2 memiliki kandungan opak yang lebih tinggi daripada pedon PA-1 dan PA-3. Hal ini menunjukkan bahwa pedon PA-2 memiliki kandungan opak yang lebih tinggi daripada pedon PA-1 dan PA-3. Hal ini menunjukkan bahwa pedon PA-2 memiliki kandungan opak yang lebih tinggi daripada pedon PA-1 dan PA-3.

Tabel 3. Susunan Mineral Fraksi Pasir dan Fraksi Berat dari Ketiga Pedon

Pedon	Horison	Kedalaman (cm)	Fraksi Pasir										Fraksi Berat												
			Opak	Zirkon	Kuarsa Keruh	Kuarsa Jernih	Konkresi Besi	Benda Hancuran Batuan	Fragmen Vulkanis	Plagioklas Int.	Amfibol Hijau	Augit	Hipersten	Opak		Dengan Opak		Tanpa Opak		Hipersten					
														Hipersten	Opak	Zirkon	Amfibol Hijau	Augit	Hipersten		Zirkon	Amfibol Hijau	Augit	Hipersten	Zirkon
PA-1	Ap	0-9	1	-	43	-	-	1	51	sd	-	1	1	2	15	-	-	-	-	54	-	-	3	21	78
	Bw1	9-32	-	-	34	-	2	67	-	sd	-	sd	-	1	37	-	1	14	48	-	-	1	1	21	78
	Bw2	32-74	17	-	19	1	sd	57	-	-	1	-	4	81	-	2	2	2	15	-	-	6	6	8	85
	2Bt	74-92	-	-	48	-	-	52	-	-	-	-	-	35	1	1	1	1	83	-	-	3	-	5	92
PA-2	2Bc	82-120	-	-	54	-	2	44	-	-	-	-	-	89	-	-	-	-	1	-	-	2	2	7	21
	Ap	0-15	28	-	12	1	5	27	4	7	-	2	12	78	1	1	2	2	19	2	19	2	19	17	82
	Bw1.1	15-51	19	-	12	1	4	36	1	1	1	6	17	68	-	1	9	21	9	21	9	0	17	77	
	Bw1.2	51-82	37	-	12	sd	4	45	sd	-	-	sd	93	-	-	-	7	7	7	7	2	2	2	6	90
PA-3	Bw2.1	82-105	23	-	23	2	10	41	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4
	Bw2.2	105-123	45	sd	16	1	2	34	-	-	-	sd	99	-	-	-	5	5	1	1	5	1	1	4	15
	B3	123-150	32	-	3	2	10	53	-	-	-	sd	100	-	-	-	2	2	2	2	2	2	2	2	7
PA-3	Ap	0-9	7	-	18	1	2	56	-	sd	sd	2	6	52	1	1	4	42	2	2	2	2	2	16	80
	Bw1	9-25	3	-	13	1	1	65	-	2	2	5	35	-	-	2	13	50	-	-	-	4	4	18	78
	Bw2	25-57	6	-	8	1	1	77	-	sd	sd	4	63	-	-	7	30	-	-	-	1	2	13	84	
PA-3	Bw3	57-81	-	-	58	sd	sd	37	sd	-	-	3	13	-	-	1	18	68	-	-	-	2	2	21	77

hanya dijumpai di horison Ap dan Bw1.1 dari pedon PA-2. Pedon PA-3 memiliki mineral augit (tiga persen) dan hipersten (3-6%) pada hampir keseluruhan horisonnya.

Dari hasil analisis mineral fraksi berat terlihat bahwa di pedon PA-2, mineral augit (2 - 9 %) dijumpai hanya sampai horison Ap dan Bw1.1., dan hipersten (1 - 21%) dijumpai sampai horison Bw2.1. Pedon PA-3 memiliki augit (4 - 18%) dan hipersten (30 - 68 %) pada semua horisonnya. Pada pedon PA-1, augit (1-19 %) dijumpai sampai horison 2Bt dan hipersten (1- 63 %) terdapat pada seluruh horisonnya dan relatif lebih sedikit daripada pedon PA-3. Berdasarkan fakta ini maka terlihat adanya dua kecenderungan yang terjadi pada ketiga pedon tersebut. Kecenderungan pertama adalah proses hancuran iklim di pedon PA-2 tampaknya lebih intensif daripada di pedon PA-1 maupun PA-3. Hal ini terlihat dari jumlah dan penyebaran pada solum yang menunjukkan bahwa mineral dapat hancur fraksi pasir relatif lebih sedikit daripada di pedon PA-1 maupun PA-3. Kecenderungan kedua adalah bahan-bahan tanah dari puncak dan tengah lereng terbawa oleh aliran air dan diakumulasikan di pedon PA-3 yang terletak di kaki lereng.

#### **Tingkat Hancuran dan Perkembangan Tanah**

Tingkat hancuran iklim merupakan perubahan mineral secara kimia dan fisik yang terjadi dalam transformasi bahan induk menjadi tanah, sedangkan perkembangan tanah

pada hakekatnya merupakan perwujudan horisonisasi akibat perubahan mineral tanah dan butir-butir tanah yang ditandai oleh adanya horison genetik pada profil tanah (Foth dan Turk, 1972).

#### Kandungan Liat pada Ketiga Pedon

Tanah pada ketiga pedon bertekstur liat, kecuali pada horison B terbawah. Tekstur liat berdebu ditemukan di horison 2BC dari pedon PA-1 serta di horison B3 dari pedon PA-2, sedangkan di horison Bw3 dari pedon PA-3 ditemukan tekstur lempung berdebu (Tabel 4).

Peningkatan kadar liat dari horison Ap ke horison B tampaknya terjadi pada ketiga pedon, tetapi kenaikan kadar liat ini kurang dari 1,2 kali kadar liat di horison Ap, sehingga hal ini tidak memenuhi persyaratan untuk ditetapkan sebagai horison argilik.

Penyebaran liat ditinjau dari posisi pedonnya pada lereng kelihatan tidak terlalu jauh berbeda, sekalipun secara relatif kadar liat di pedon PA-2 (51.74 - 70.24%) merupakan angka yang tertinggi, lalu pedon PA-1 (39.05-64.38%), dan terendah di pedon PA-3 (18.80-54.86%). Kadar liat pada ketiga pedon tersebut memberikan sedikit gambaran tentang pengaruh hancuran iklim yang lebih intensif di lereng bagian atas dan tengah daripada di kaki lereng.

Tabel 4 Sifat-sifat Fisik dan Morfologi dari Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3.

Pedon	Horison	Kedalaman (cm)	Tekstur (%)			Rasio Debu/Liat	Kelas Tekstur	Permeabilitas	Warna		Struktur
			Pasir	Debu	Liat				Matriks	Karat	
PA-1	Ap	0-9	20.39	31.87	47.74	0.68	Liat	7.67	10 YR 5/6	-	lemah
	Bw1	9-32	21.84	28.55	49.61	0.58	Liat	2.05	10 YR 6/8	-	sedang
	Bw2	32-74	24.21	29.00	46.79	0.62	Liat	2.00	10 YR 6/8	-	kuat
	2Bt	74-92	18.43	17.19	64.38	0.27	Liat	2.28	10 YR 7/8	10 YR 8/3	kuat
	2Bc	92-120	17.54	43.41	39.05	1.11	Liat-berdebu	2.74	10 YR 7/8	10 YR 8/3 2.5 YR 4/8	kuat
PA-2	Ap	0-15	2.86	33.83	63.31	0.53	Liat	7.64	10 YR 4/4	-	lemah
	Bw1.1	15-51	7.50	22.26	70.24	0.32	Liat	0.02	10 YR 5/6	-	sedang
	Bw1.2	51-82	4.76	30.00	65.24	0.46	Liat	0.00	10 YR 5/8	-	kuat
	Bw2.1	82-105	4.04	32.82	63.14	0.52	Liat	0.25	10 YR 6/6	-	kuat
	Bw2.2	105-123	4.19	33.43	62.38	0.54	Liat	0.10	10 YR 6/6	-	kuat
	B3	123-150	5.00	43.26	51.74	0.84	Liat-berdebu	0.07	10 YR 5/8	2.5 YR 4/6	sedang
PA-3	Ap	0-9	15.24	32.65	52.11	0.63	Liat	0.02	10 YR 3/3	-	lemah
	Bw1	9-25	16.40	28.74	54.86	0.52	Liat	0.01	10 YR 5/6	-	kuat
	Bw2	25-57	16.37	29.77	53.86	0.55	Liat	0.03	10 YR 5/8	-	kuat
	Bw3	57-81	4.84	76.36	18.80	4.06	Lempung berdebu	0.00	10 YR 5/8	-	kuat
	C	81-120	-	-	-	-	-	-	-	-	-

### Rasio Debu/Liat

Rasio debu/liat dapat menunjukkan tingkat hancuran yang berbeda-beda pada berbagai jenis tanah. Jika rasio tersebut semakin kecil, maka bahan-bahan tanah telah mengalami tingkat hancuran iklim yang semakin tinggi, sebab bahan-bahan tersebut telah mengalami perubahan ke bentuk yang lebih stabil, yaitu liat. Rasio debu/liat yang disajikan pada Tabel 4 memperlihatkan adanya kecenderungan penurunan nilai rasio tersebut di horison B (horison iluviasi) daripada di lapisan atasnya. Hal ini terjadi karena adanya penimbunan liat pada horison B tersebut.

Perbedaan nilai rasio debu/liat dari ketiga pedon dilihat dari posisinya pada lereng memberikan dugaan bahwa tingkat hancuran secara relatif lebih intensif di pedon PA-2 dengan rasio debu/liat sebesar 0,54, sedangkan di pedon PA-1 sebesar 0,65, dan rasio terbesar di pedon PA-3 dengan rata-rata rasionya sebesar 1,44.

### Kapasitas Tukar Kation (KTK)

KTK pada ketiga pedon yang disajikan pada Tabel 5 menunjukkan sebaran yang tidak teratur baik dilihat dari kedalaman tanahnya maupun dari posisi pedonnya pada lereng. Menurut kriteria Pusat Penelitian Tanah (1983), ketiga pedon memiliki KTK yang tergolong sedang. KTK di pedon PA-2 (17.42-25.47 me/100g) merupakan angka tertinggi



Tabel 5. Sifat-sifat Kimia Tanah pada Pedon PA-1, PA-2, dan PA-3.

Pedon	Horison	pH (1:1)		Basa-basa (NH <sub>4</sub> OAc, pH7.0)				KTK Tanah		C-organik	BO	KB	N	Rasio C/N
		H <sub>2</sub> O	KCl	Ca	Mg	K	Na	me/100g	me/100g					
PA-1	Ap	4.69	3.56	1.90	0.47	0.26	0.21	19.29	14.57	5.11	2.96	0.16	18.50	
	Bw1	4.21	4.35	1.90	0.32	0.14	0.21	19.54	13.15	0.18	0.10	0.11	0.91	
	Bw2	5.08	3.70	0.57	0.19	0.08	0.20	16.70	6.23	0.28	0.16	0.10	1.60	
	2Bt	5.54	4.90	0.67	0.19	0.10	0.20	17.81	6.51	0.25	0.15	0.05	3.00	
	2Bc	5.85	4.08	0.86	0.24	0.10	0.22	17.32	8.20	0.14	0.06	0.04	2.00	
	Rataan	5.09	4.12	1.18	0.28	0.14	0.21	18.17	9.73	1.19	0.69	0.09	5.20	
PA-2	Ap	5.10	4.35	1.62	0.42	0.32	0.22	24.21	10.66	5.23	3.03	0.25	12.12	
	Bw1.1	5.65	4.98	1.05	0.22	0.14	0.21	21.02	7.69	0.37	0.21	0.38	0.55	
	Bw1.2	5.13	5.06	0.57	0.14	0.11	0.24	25.47	4.16	0.51	0.30	0.17	1.76	
	Bw2.1	5.68	5.41	0.76	0.16	0.10	0.22	17.42	7.12	0.28	0.16	0.08	2.00	
	Bw2.2	5.41	5.11	0.57	0.12	0.10	0.20	17.58	5.63	0.29	0.17	0.40	0.43	
	B3	6.00	5.35	0.95	0.21	0.10	0.20	17.57	8.31	0.14	0.08	0.15	0.53	
	Rataan	5.55	5.04	0.92	0.21	0.15	0.22	20.55	7.26	1.14	0.66	0.24	3.48	
PA-3	Ap	4.60	3.80	2.86	0.72	0.24	0.22	19.28	20.95	7.38	4.28	0.31	13.81	
	Bw1	5.08	4.28	1.14	0.29	0.12	0.23	17.34	10.27	1.17	0.68	0.13	5.23	
	Bw2	5.35	4.90	0.86	0.21	0.10	0.21	16.45	8.39	0.59	0.34	0.22	1.55	
	Bw3	5.48	4.40	1.14	0.24	0.10	0.24	18.78	9.16	0.62	0.36	0.08	4.50	
		Rataan	5.13	4.35	1.50	0.37	0.14	0.23	17.96	12.19	2.44	1.42	0.19	6.27

dari ketiga pedon. Sebaliknya KTK di pedon PA-3 adalah yang terendah, yaitu berkisar antara 16.45 - 19.48 me/100g tanah. Walaupun demikian sangat sukar untuk menyimpulkan bahwa proses hancuran iklim dari ketiga pedon ini berbeda, sebab nilai KTK dipengaruhi oleh banyak faktor, antar lain kadar liat dan bahan organik tanah.

### Klasifikasi Tanah

Tanah dari ketiga pedon menurut Dewi Waty (1993) tergolong Dystropept Tipik. Hal ini dicirikan oleh adanya epipedon okrik yang memiliki value lebih besar dari 3.5 (lembab), dan kroma lebih dari 3.5 dengan kondisi iklim yang tidak mengalami musim kering lebih dari tiga bulan. Horison bawah penciri merupakan horison kambik dengan tekstur lebih halus dari pasir sangat halus berlempung, struktur gumpal, kadar liat lebih tinggi dari horison di bawahnya, KTK liat > 16 me/100g liat, tidak menunjukkan penyemenan, serta solum cukup tebal (berketebalan lebih dari 25 cm dari permukaan tanah).

### Proses Pedogenesis

Ketiga pedon yang diamati mempunyai persamaan dalam distribusi liat maupun bahan organik tanahnya (Tabel 4 dan 5). Demikian juga jika diperhatikan dari rasio sili-ka/seskuioksidanya, maka ketiga pedon tersebut menunjukkan

kecenderungan yang hampir sama pada proses pedogenesis tanahnya. Sekalipun dari sebaran rasio silika/seskuioksida (Tabel 6) terdapat kecenderungan adanya proses podsolisasi lemah yang ditunjukkan oleh distribusi  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dan  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , tetapi peningkatan Fe dan Al tersebut tidak terlalu menonjol. Selain itu ketiga pedon tersebut tidak menampakkan adanya akumulasi dari bahan organik tanah di horison iluviasinya, sehingga dapat disimpulkan bahwa proses pedogenesis yang terjadi adalah proses liksiviasi, yakni kadar liat meningkat di horison iluviasi tanpa disertai peningkatan kadar bahan organik, Fe, serta Al sebagai akibat pencucian.

Proses pedogenesis yang sama pada ketiga pedon ini memberikan gambaran tentang tingkat perkembangan tanahnya. Ketiga pedon telah mengalami proses horisonisasi yang relatif sama; masing-masing pedon telah memiliki horison Ap, horison B-kambik (horison iluviasi) dan horison C. Horisonisasi yang demikian menunjukkan bahwa tanah pada ketiga pedon telah mencapai fase tanah dewasa (Hardjowigeno, 1986).

#### Fraksionasi Fosfor

Bentuk dan distribusi fosfat dalam tanah dapat menunjukkan adanya suatu pergerakan fosfat dalam profil tanah (Smeck dan Runge, 1971). Godfrey dan Riecken (1954) menyatakan bahwa ada hubungan yang erat antara jumlah dan

Tabel 6 Rasio Molar Silika/seskuoksida dan Silika/Alumina

Pedon	Horison	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
PA-1	Ap	34.4	15.5	35.3	2.72	1.66
	Bw1	29.6	23.8	31.5	2.34	1.6
	Bw2	27.6	27.3	30.4	2.09	1.54
	2Bt	29.9	19.2	35.8	2.37	1.42
	2BC	34.5	14.9	35.7	2.98	1.64
PA-2	Ap	33.4	16.8	34.8	2.83	1.63
	Bw1.1	32.5	19.3	33.4	2.69	1.65
	Bw1.2	30.8	22.9	31.5	2.47	1.66
	Bw2.1	34.6	19.9	30.8	2.98	1.9
	Bw2.2	29.9	23.9	31.3	2.37	1.62
	B3	25.9	32.6	26.2	1.92	1.68
PA-3	Ap	30.9	24.5	30.6	2.45	1.72
	Bw1	29.6	23.7	31.5	2.34	1.6
	Bw2	34.5	19.6	30.9	2.98	1.89
	Bw3	33.5	18.2	33.2	2.85	1.72



distribusi fosfor dengan tingkat perkembangan tanahnya. Smeck (1973) menambahkan bahwa sebagaimana perubahan pH dan konsentrasi ion lainnya pada saat perkembangan profil tanah, maka bentuk fraksi-fraksi fosfor juga berubah. Oleh sebab itu, bentuk dan distribusi fosfor dapat dipakai sebagai alat ukur perkembangan tanah (Smeck, 1973).

Bentuk-bentuk fraksi fosfor disajikan pada Tabel 7. Bentuk P-organik tanah kadarnya cenderung menurun sesuai dengan kedalaman tanahnya, dan berdasarkan posisinya pada lereng, maka P-organik menunjukkan adanya peningkatan kadar dari puncak ke kaki lereng. Hal ini berkaitan erat dengan kadar bahan organik, sebab P-organik tanah sebagian besar merupakan penyusun bahan organik tanah. Kadar P-organik tertinggi dari masing-masing pedon ditemukan pada lapisan olah (horison Ap); kadar bahan organik pada lapisan tersebut adalah maksimum. Sebagai ilustrasi pada Gambar 6 diperlihatkan penyebaran kadar P-organik dan bahan organik tanah pada ketiga pedon menurut kedalaman tanahnya.

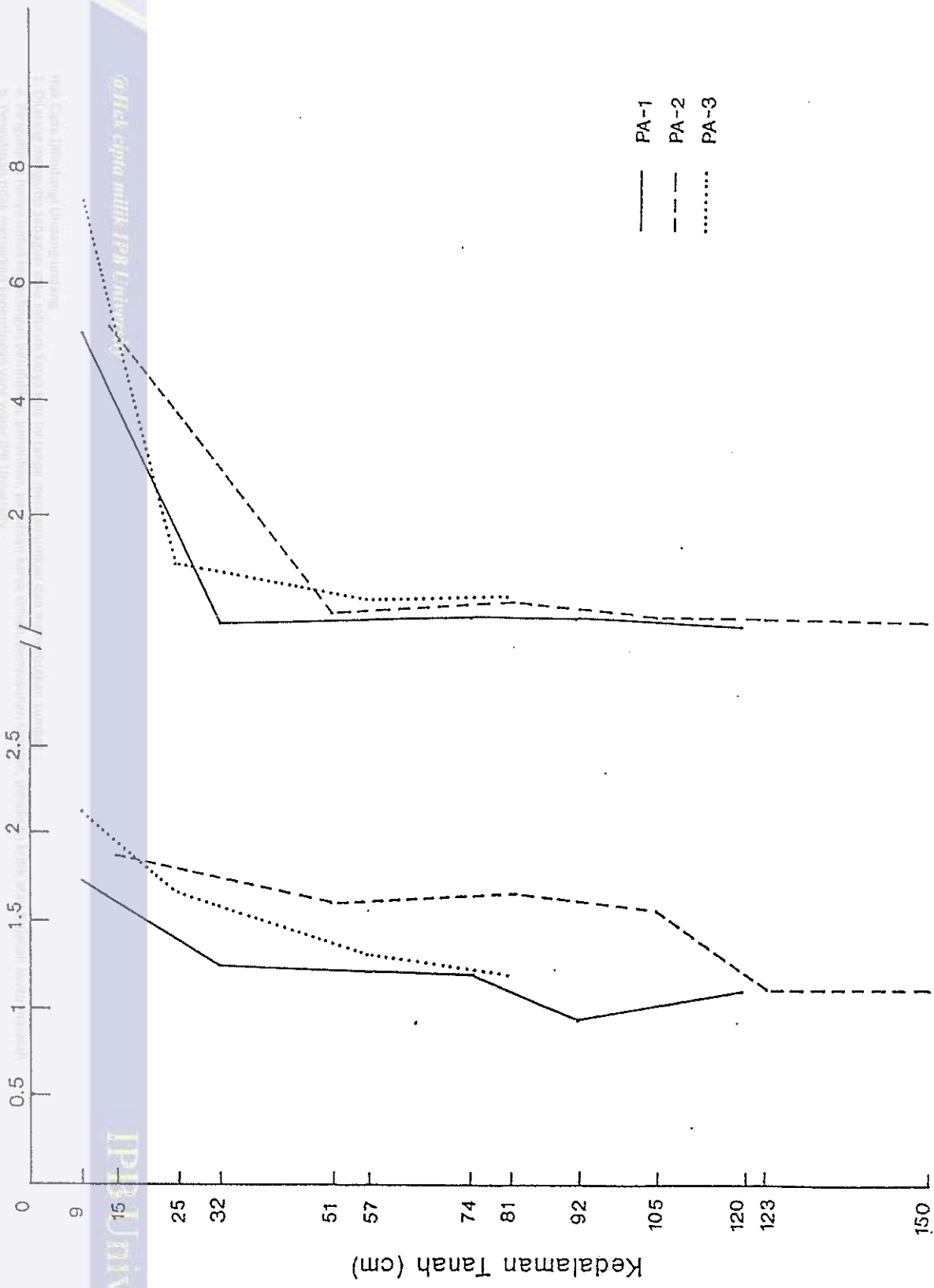
Berdasarkan analisis fraksionasi dan pH tanah (Tabel 5 dan 7) pada ketiga pedon, ternyata kisaran kadar fraksi-fraksi P serta nilai pH-nya tidak jauh berbeda. Pada ketiga pedon terlihat bahwa kadar  $\text{Ca-P} > \text{Al-P} > \text{Fe-P}$ . Hal ini menunjukkan bahwa ketiga pedon tersebut memiliki



Tabel 7. Fraksionasi Fosfor pada Ketiga Pedon.

Pedon	Horison	Fraksionasi Fosfor (ppm)							Total Fraksi P
		Ca-P	Al-P (P-Inorganik)	Fe-P	P-ip	P-mi	Jumlah P-inorganik	P-orga-nik	
PA-1	Ap	0.87	0.45	0.67	0.53	1.52	4.04	1.69	5.73
	Bw1	1.09	0.56	0.21	1.53	1.41	4.80	1.25	6.05
	Bw2	1.08	0.56	0.14	0.46	1.36	3.60	1.20	4.80
	2Bt	1.09	0.68	0.13	1.95	1.52	5.37	0.94	6.31
	2Bc	1.08	0.58	0.19	1.80	1.41	5.06	1.12	6.18
	Rataan	1.04	0.57	0.27	1.25	1.44	4.57	1.24	5.81
PA-2	Ap	1.05	0.40	0.63	1.55	1.41	5.04	1.87	6.91
	Bw1.1	0.93	0.53	0.27	1.08	1.52	4.33	1.60	5.93
	Bw1.2	1.03	0.56	0.11	1.20	1.47	4.37	1.66	6.03
	Bw2.1	0.98	0.65	0.16	0.80	1.52	4.11	1.56	5.67
	Bw2.2	0.98	0.56	0.15	1.60	1.50	4.79	1.12	5.91
	B3	0.93	0.55	0.18	1.18	1.63	4.47	1.12	5.59
Rataan	0.98	0.54	0.27	1.24	1.51	4.52	1.49	6.01	
PA-3	Ap	1.05	0.56	0.87	1.90	1.50	5.88	2.12	8.00
	Bw1	0.93	0.58	0.35	1.08	1.47	4.41	1.67	6.08
	Bw2	0.98	0.68	0.33	0.80	1.52	4.31	1.31	5.62
	Bw3	0.95	0.45	0.32	1.08	1.52	4.32	1.20	5.52
	Rataan	0.98	0.57	0.47	1.22	1.50	4.73	1.58	6.31





**Gambar 6.** Distribusi P-organik dan Bahan Organik pada Ketiga Pedon menurut Kedalaman Tanah.

tingkat perkembangan tanah yang sama. Hasil penelitian Djokosudarjo (1974) menyatakan bahwa tanah dengan urutan kadar  $\text{Ca-P} > \text{Al-P} > \text{Fe-P}$  merupakan tanah dengan tingkat hancuran yang belum lanjut.

Distribusi P-inorganik berbeda dengan distribusi P-organik pada ketiga pedon. Pedon PA-1 dan PA-2 menunjukkan adanya kecenderungan meningkatnya P-inorganik tanah masing-masing pada horison 2Bt dan Bw2.2. lalu menurun pada horison di bawahnya. Pedon PA-3 tidak menunjukkan kecenderungan tersebut. Hal ini disebabkan pergerakan air dalam kolom tanahnya tidak sebaik pedon-pedon di bagian atas lereng. Kondisi ini ditunjukkan oleh sifat permeabilitas tanahnya yang rendah pada pedon PA-3 tersebut. Hal lain yang diduga dapat mempengaruhi kondisi fosfor ini di pedon PA-3 adalah adanya proses akumulasi bahan-bahan tanah hasil erosi dari puncak dan tengah lereng ke kaki lereng.

Ketiga pedon menunjukkan adanya gejala peningkatan kadar P-total (jumlah P-organik dan P-inorganik) dari pedon PA-1 (5,81 ppm) ke pedon PA-3 (6,31 ppm). Hal ini sesuai dengan pernyataan Allaway dan Rhoades (1951) bahwa kandungan P di kaki lereng lebih tinggi dari pada di puncak maupun di tengah lereng.

Kecenderungan yang terjadi pada pedon PA-1 dan PA-2 adalah konsentrasi P-inorganik meningkat pada horison B

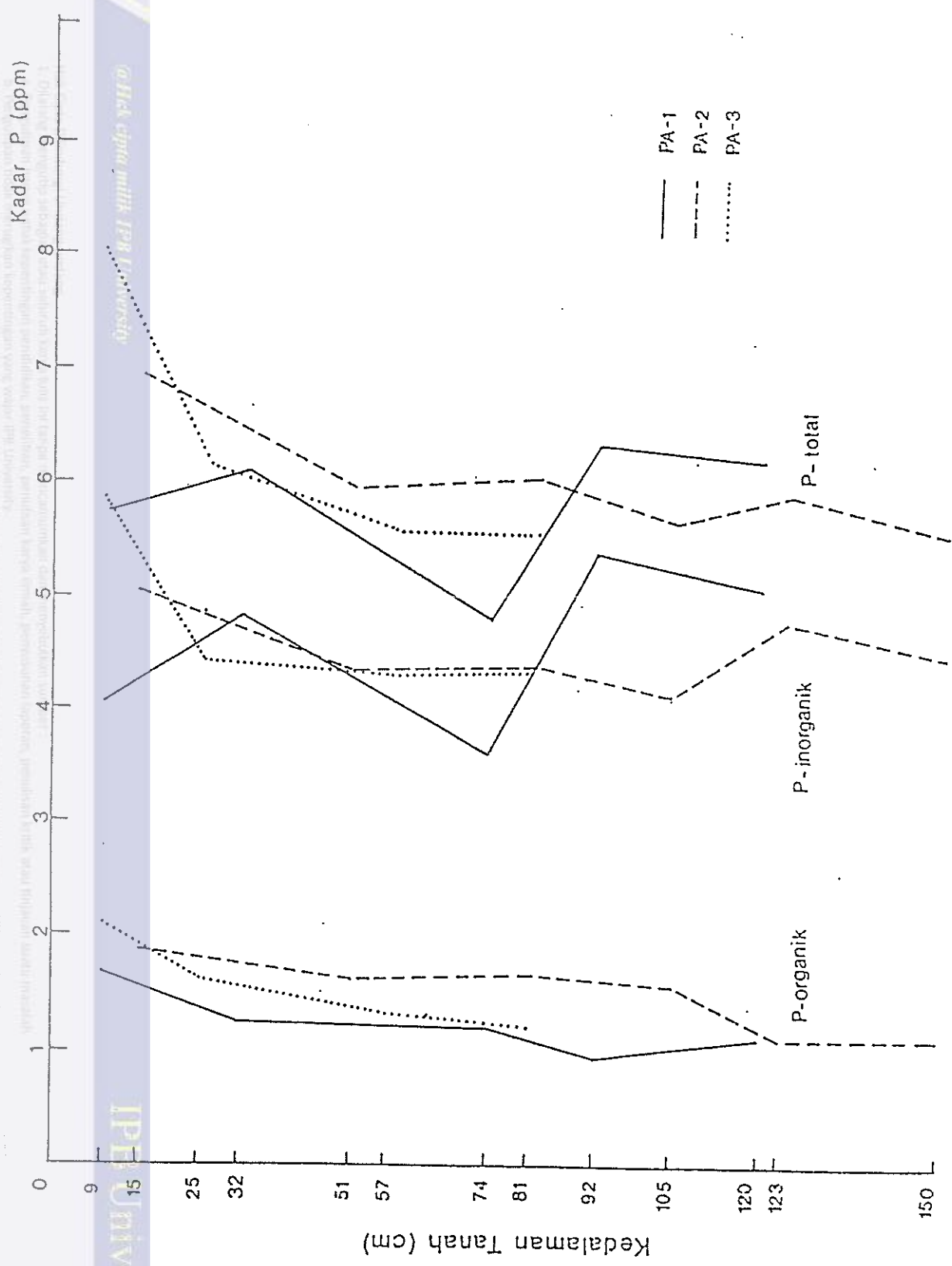


Pada keadaan pH rendah (di bawah 6,0) reaksi bergeser ke arah kiri dan menghasilkan muatan positif, sehingga oksida hidroksi dapat mengikat ion fosfat. Distribusi P-organik, P-inorganik, dan P-total disajikan pada Gambar 7.

#### Kalium dan Fosfor Tersedia dan Potensial

K-tersedia dan K-potensial yang disajikan pada Tabel 8 menunjukkan kecenderungan bahwa pada horison Ap dari ketiga pedon kadar K-tersedia dan K-potensial mencapai maksimum. Hal ini berhubungan dengan proses hancuran yang intensif pada lapisan tersebut, terutama terhadap bahan organik tanah. Selanjutnya bahan organik ini akan menghasilkan asam humik dan asam fulvik yang membantu pembebasan kalium dalam tanah (Tan, 1982). Namun demikian, hubungan yang jelas dengan tingkat perkembangan tanahnya kurang dapat ditunjukkan oleh ketiga pedon tersebut, karena ketiga pedon memiliki perkembangan yang sama. Distribusi K-potensial dan K-tersedia disajikan pada Gambar 8.

Distribusi P-tersedia dan P-potensial seperti yang disajikan pada Tabel 8 menunjukkan kecenderungan adanya peningkatan kadarnya dari puncak ke kaki lereng. Kondisi ini terutama terlihat jelas pada horison Ap dari pedon PA-3 yang cukup jauh lebih tinggi kadarnya daripada pedon PA-1 maupun PA-2. Pada horison Ap dari pedon PA-3 ini telah terjadi akumulasi bahan-bahan tanah dari bagian



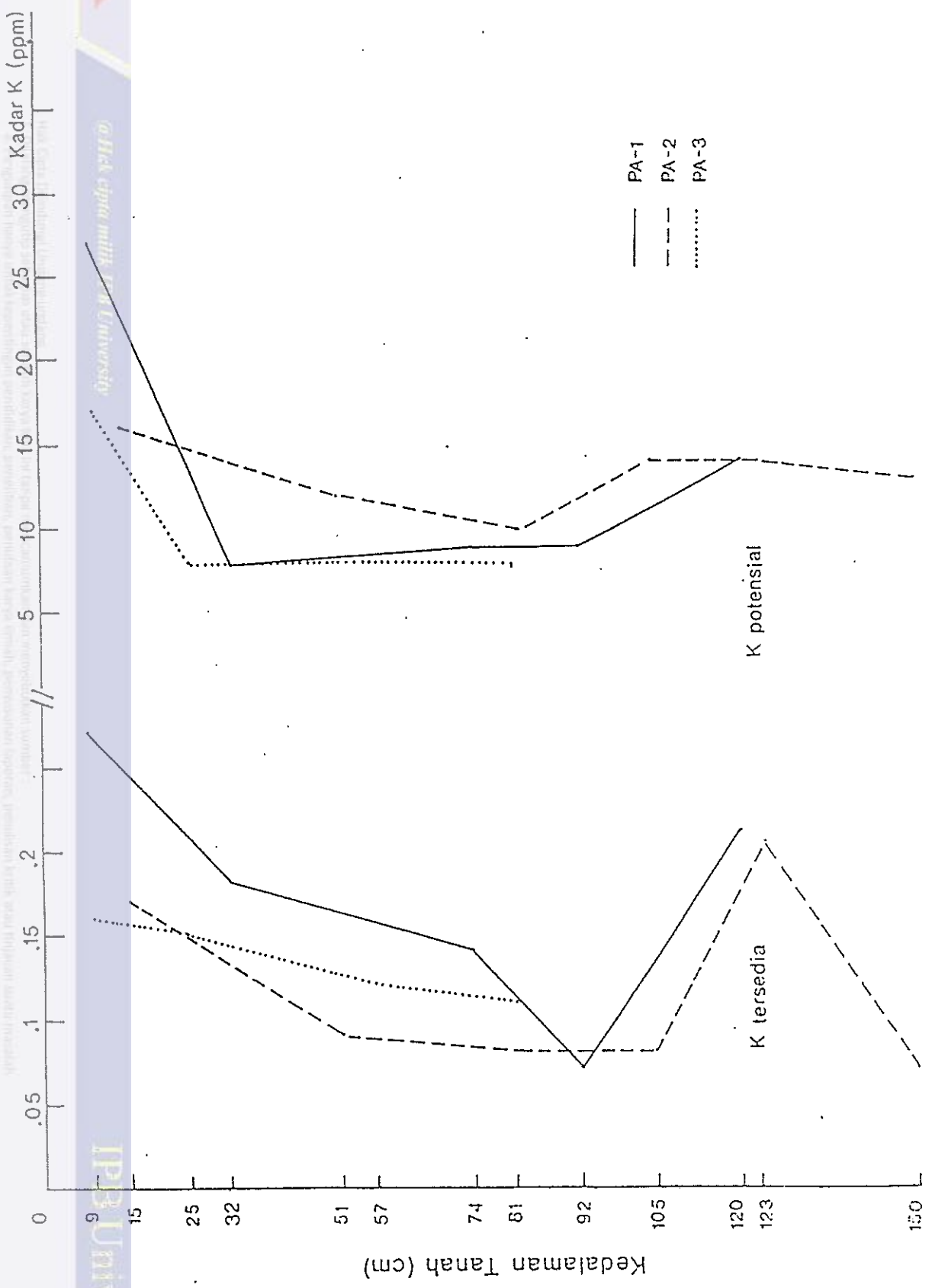
Gambar 7. Distribusi P-organik, P-inorganik, dan P-total pada Ketiga Pedon .



Tabel 8. Data Analisis P-tersedia dan P-potensial serta K-tersedia dan K-potensial

Pedon	Horison	P205 (Bray-1)	P205 (HCL 25%)	K20 (Bray-1)	K20 (HCL 25%)
PA-1	Ap	2.20	10.00	0.24	27.00
	Bw1	1.40	11.00	0.18	8.00
	Bw2	1.40	9.00	0.14	9.00
	2Bt	1.60	8.00	0.07	9.00
	2BC	1.90	9.00	0.21	14.00
PA-2	Ap	3.50	29.00	0.17	16.00
	Bw1.1	1.70	15.00	0.09	12.00
	Bw1.2	2.20	12.00	0.08	10.00
	Bw2.1	2.00	13.00	0.08	14.00
	Bw2.2	2.30	24.00	0.22	14.00
	B3	2.60	17.00	0.07	12.00
PA-3	Ap	25.10	46.00	0.16	17.00
	Bw1	3.20	16.00	0.15	8.00
	Bw2	2.50	15.00	0.12	8.00
	Bw3	3.30	15.00	0.11	8.00





Gambar 8. Distribusi K-tersedia dan K-potensial pada Ketiga Pedon

puncak dan tengah lereng, yang juga mengandung unsur fosfor. Penyebaran P menurut kedalaman tanahnya pada ketiga pedon tidak terlalu berbeda. Pada lapisan olah terdapat P-tersedia yang maksimum pada ketiga pedon tersebut. Di bawah horison Ap, P-tersedia dan P-potensial mengalami penurunan kadar sampai minimum. Hal ini terlihat di horison Bw1 (1.4 ppm) dari pedon PA-1, di horison Bw1.1 (1.7 ppm) dari pedon PA-2, dan di horison Bw2 (2.5 ppm) pada pedon PA-3, kemudian kadar P-tersedia ini mengalami peningkatan pada horison B terbawah atau di atas horison C. Menurut Smeck (1973) kadar P-tersedia yang tertinggi di horison Ap ini disebabkan oleh adanya penambahan P hasil pelapukan bahan organik maupun dari hasil mineralisasi senyawa P-organik, sedangkan nilai minimum P-tersedia disebabkan proses pencucian maupun penyerapan P oleh akar tanaman.

Sesuai dengan pernyataan Smeck (1973) bahwa distribusi P-potensial juga mengikuti distribusi P-tersedia, maka berdasarkan Tabel 8 ketiga pedon memang memiliki P-potensial yang tertinggi di horison Ap dan cenderung menurun pada lapisan B terbawah. Hal tersebut juga berkaitan dengan pelapukan bahan organik yang menghasilkan asam-asam organik. Menurut Edwards dan Bremner (dalam Greenland, 1971) asam-asam organik, terutama asam humik dan fulvik, mempunyai kemampuan untuk berinteraksi dengan

liat, sehingga pengikatan fosfat oleh liat dapat dihalangi. Akibatnya ketersediaan fosfat meningkat. Kapasitas retensi fosfat oleh liat kaolinit dan gibsit juga dapat dikurangi oleh adanya asam sitrat dan oksalat yang dihasilkan oleh pelapukan bahan organik (Nagarajah, Posner, dan Quirk, 1968). Sebagai ilustrasi, penyebaran kedua bentuk P tersebut disajikan pada Gambar 9.

### Status Kesuburan Tanah

Penilaian status kesuburan tanah pada ketiga pedon didasarkan pada kriteria Pusat Penelitian Tanah (1983) yang disajikan pada Tabel Lampiran 1 dan 2, sedangkan hasil penilaian disajikan pada Tabel 9 di bawah ini.

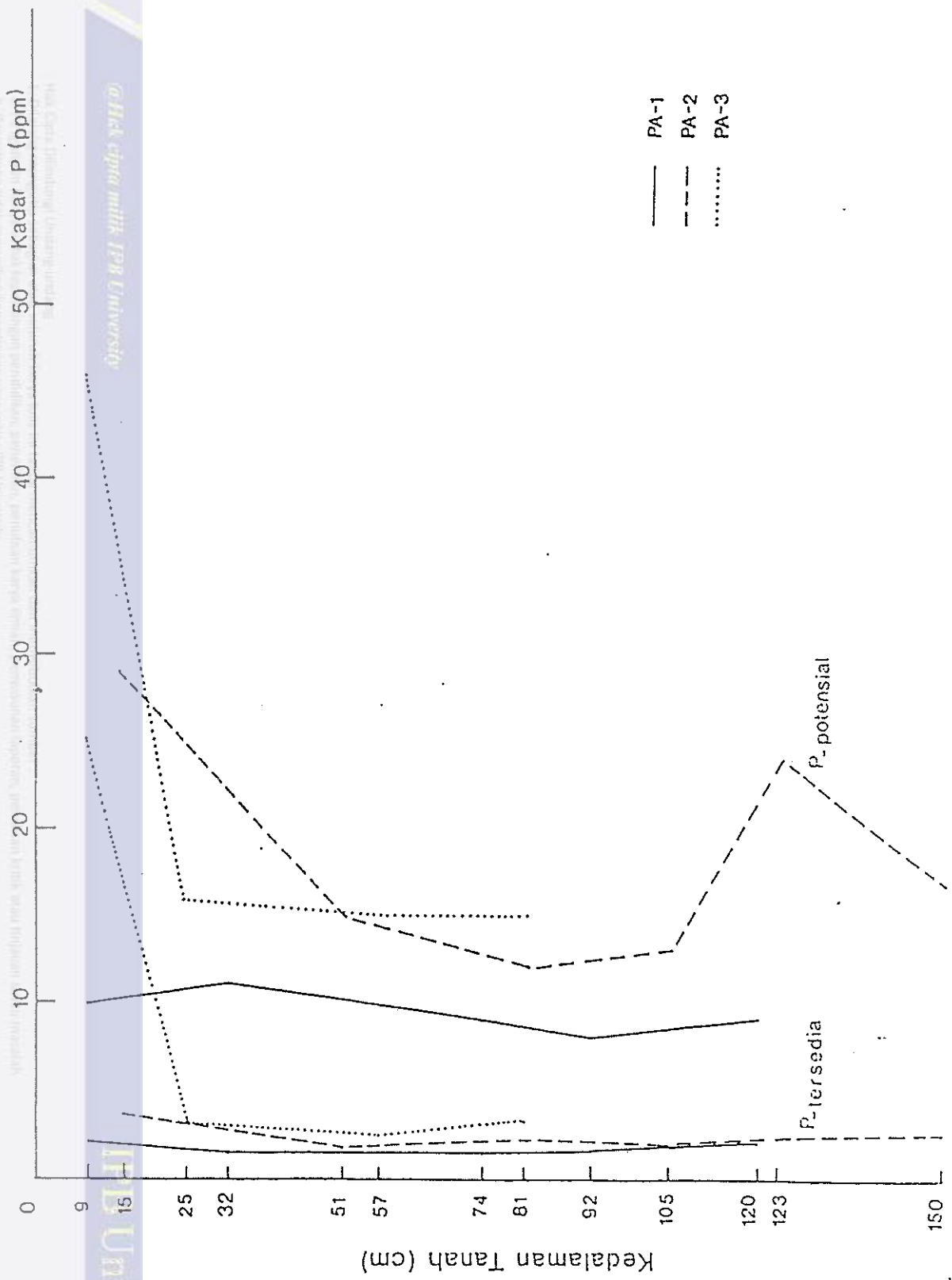
Tabel 9. Status Kesuburan Tanah dari pedon PA-1, PA-2, dan PA-3 menurut Kriteria Pusat Penelitian Tanah (1983).

Pedon	Horison	KTK	KB	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	C-organik	Status Kesuburan
PA-1	Ap	S	R	R	R	S	Rendah
	Bw1	S	R	R	R	R	Rendah
PA-2	Ap	S	R	S	R	S	Rendah
	Bw1.1	S	R	R	R	R	Rendah
PA-3	Ap	S	R	T	R	T	Rendah
	Bw1	S	R	R	R	R	Rendah

Keterangan : KTK = Kapasitas Tukar Kation  
 KB = Kejenuhan Basa  
 T = tinggi, R = rendah, S = sedang dan  
 SR = sangat rendah.



Grahas cipta milik IPB University



Gambar 9. Distribusi P-terseedia dan P-potensial pada Ketiga Pedon .

Status kesuburan tanah dari ketiga pedon ternyata sama. Hal ini tidak dapat menunjukkan adanya hubungan yang jelas antara bentuk-bentuk fraksi fosfor maupun kandungan kalium tanah dengan tingkat kesuburan alaminya. Sekalipun kesuburan alami tanah harus dilihat dari jumlah maupun jenis mineral tanahnya, tetapi berdasarkan uraian di atas tentang mineral tanah pada ketiga pedon, maka dapat disimpulkan bahwa ketiga pedon memang memiliki potensi kesuburan alami yang sama-sama rendah.

### Pengaruh Lereng pada Sifat-sifat Tanah

#### Sifat Fisik dan Morfologi Tanah

Sifat fisik dan morfologi tanah dari ketiga pedon disajikan pada Tabel 4 dan Lampiran 1.

Berdasarkan pengamatan terhadap sifat-sifat fisik dan morfologinya, ternyata sifat tekstur, warna matriks, konsistensi, dan struktur tanah dari ketiga pedon tersebut sama. Sifat yang cukup mencolok perbedaannya adalah permeabilitas tanah dan kedalaman solum dari ketiga pedon. Perbedaan permeabilitas tanah antara pedon yang terletak di puncak dan tengah lereng dengan pedon di kaki lereng diduga memiliki hubungan yang erat dengan adanya akumulasi bahan-bahan tanah di pedon PA-3. Berdasarkan klasifikasi permeabilitas menurut Arsyad (1989) pada Tabel Lampiran 3, maka pedon PA-1 permeabilitasnya tergolong sedang sampai agak cepat, pada pedon PA-2 permeabilitasnya tergolong

lambat sampai agak cepat, dan pedon PA-3 permeabilitasnya tergolong lambat. Pengaruh pengendapan bahan-bahan hasil erosi dari lereng bagian puncak dan tengah diduga mengakibatkan tertutupnya pori-pori makro tanah, sehingga memperkecil permeabilitas di pedon PA-3. Faktor lain yang berpengaruh terhadap permeabilitas ini adalah struktur tanah yang lebih teguh di bagian bawah lereng.

Kedalaman solum dari pedon PA-1 (120 cm), PA-2 (150 cm), dan PA-3 (81 cm) diduga berkaitan dengan gaya-gaya tektonik yang menyebabkan terangkatnya bagian tengah lereng, sehingga bagian tersebut lebih terbuka terhadap proses hancuran iklim. Umur pembentukan tanah kemungkinan berpengaruh juga terhadap perbedaan kedalaman solum dari ketiga pedon.

#### Sifat-sifat Kimia Tanah

Sifat-sifat kimia tanah yang disajikan pada Tabel 5 kelihatannya kurang menunjukkan perbedaan yang jelas tentang pengaruh lereng pada sifat-sifat kimia ketiga pedon, kecuali pada horison Ap. Hal ini memberikan sedikit gambaran bahwa bahan-bahan tanah yang terbawa oleh aliran air permukaan diakumulasikan di kaki lereng. Bahan-bahan tanah tersebut juga mengandung bahan organik maupun basa-basa, terutama Ca dan Mg (Tabel 5 dan 6). Di lain pihak, kadar bahan organik yang tertinggi di pedon PA-3 selain disebabkan oleh akumulasi bahan-bahan tanah





## KESIMPULAN

Ketiga pedon yang diambil menunjukkan sifat-sifat tanah dan tingkat perkembangan pada fase tanah dewasa dan tingkat hancuran iklim yang belum lanjut. Hal ini ditunjukkan oleh fraksi Ca-P yang dominan pada ketiga pedon. Ketiga pedon tersebut termasuk kelompok tanah yang sama, yaitu Dystropept Tipik.

Pengaruh lereng terhadap sifat morfologi tanah terutama menyangkut ketebalan horison Ap dan kedalaman solum. Sifat-sifat kimia tanah kurang menunjukkan adanya pengaruh lereng pada ketiga pedon, sekalipun terlihat adanya peningkatan Ca, Mg, dan bahan organik di kaki lereng, tetapi itu hanya pada horison Ap saja, sedangkan pengaruh faktor lereng pada sifat fisik tanah tidak begitu nyata kecuali sifat permeabilitasnya.

Ketiga pedon dengan tingkat hancuran iklim, perkembangan tanah, dan kesuburan alami yang sama ini menunjukkan adanya kesamaan dalam distribusi kalium, fraksi-fraksi fosfor, serta mineral pada kolom tanahnya, tetapi dilihat dari posisi ketiga pedon pada transek lereng, maka pedon di bagian tengah cenderung lebih intensif dalam hal hancuran iklim maupun proses dekomposisi bahan organiknya dibandingkan dengan pedon di bagian puncak maupun kaki lereng. Kecenderungan lainnya yang terjadi adalah pedon



## DAFTAR PUSTAKA

- Allaway, W. H. and H. F. Rhoades. 1951. Forms and Distribution of Phosphorus in the Horizons of Some Nebraska Soils in Relation to Profile Development. Soil Sci. 72 : 119 - 128.
- Arsyad, S. 1989. Konservasi Tanah dan Air. Gajah Mada Press. Yogyakarta.
- Berry, L. G. and B. Mason. 1968. Elements of Mineralogy. W. H. Freeman and Company, San Francisco and London.
- Birkeland, P. W. 1974. Pedology, Weathering, and Geomorphological Research. Oxford University Press. New York, London.
- Black, C. A. 1965. Methods of Soil Analysis. Part 1-2. (Series Agric. 9). Amer. Soc. Agron., Wisconsin.
- . 1968. Soil - Plant Relationship. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Bohn, H. L., B. L. Mc. Neal, and G. A. O'Connor. 1979. Soil Chemistry. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Buckman, H. O. and N. C. Brady. 1964. The Nature and Properties of Soils. The Mac Millan Company, New York.
- Buol, S. W., F. D. Hole and R. J. Mc Craken. 1980. Soil Genesis and Classification. Second Ed. The Iowa State University Press, Ames, Iowa.
- Chambers, R. E. 1978. Klimatologi Pertanian. Bagian Klimatologi, Departemen Ilmu-ilmu Pengetahuan Alam, Fakultas Pertanian, Institut Pertanian Bogor, Bogor.
- Cobb, W. B. 1973. The Parent Rock Effect in the Genesis of Soil. Geoderma 10 : 215 - 225.
- Desaunettes. J. R. 1977. Catalogue of Landforms for Indonesia. Soil Res. Institute, Bogor.

- Dewi Waty, A. 1993. Kesesuaian Lahan untuk Tanaman Kopi dan Coklat di Daerah Banyuwangi, Cigudeg, Bogor. Jurusan Tanah, Fakultas Pertanian, Institut Pertanian Bogor.
- Djaenudin, D. 1979. Masalah Lereng dalam Evaluasi Lahan di Daerah Upland. Seminar Intern Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.
- Djokosudarjo, S. 1974. Phosphorus Behavior in Some Soils of Indonesia and Its Availability to Plants. Tesis Magister. University of Wisconsin, Madison.
- Doll, D. C. and R. E. Lucas. 1974. Testing Soils for Potassium, Calcium, and Magnesium. Soil Sci. Soc. Amer., Madison, Wisconsin.
- Effendi, C. A. 1974. Peta Geologi Lembar Bogor, Jawa. Direktorat Geologi, Departemen Pertambangan Republik Indonesia, Bandung.
- Foth, H. D. and L. M. Turk. 1972. Fundamentals of Soil Science. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Fox, R. L. and P. G. E. Searle. 1978. Phosphate Adsorption by Soils of the Tropic. Amer. Soc. Agron. Madison, Wisconsin.
- Godfrey, C. L. and F. F. Riecken. 1954. Distribution of Phosphorus in Some Genetically-related Loess-derived Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 18 : 80 - 84.
- Greenland, D. J. 1971. Interactions between Humic and Fulvic Acids and Clays. Soil Sci. 111 : 34 - 44.
- Hardjowigeno, S. 1986. Genesis dan Klasifikasi Tanah, Jurusan Tanah, Fakultas Pertanian, Institut Pertanian Bogor, Bogor.
- Hemwall, J. B. 1957. The Role of Soil Clay Minerals in Phosphorus Fixation. Soil Sci. 83 : 101 - 108.
- IRRI, 1985. Wetland Soils : Characterization, Classification, and Utilization. Bureau of Soils, Philippine Ministry of Agriculture, Los Banos.

- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation, A System of Quantitative Pedology*. Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York.
- Kalpage, F. S. C. P. 1974. *Tropical Soils : Classification, Fertility, and Management*. The Mac Millan Co. of India Limited, Madras.
- Lembaga Penelitian Tanah. 1966. *Peta Tanah Tinjau Kabupaten Bogor skala 1 : 250.000*. Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.
- \_\_\_\_\_. 1967. *Pedoman Pengamatan Tanah di Lapang*. Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.
- \_\_\_\_\_. 1971. *Penuntun Analisis Tanah*. Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.
- Lindsay, W. L. 1979. *Chemical Equilibria in Soils*. John Willey and Sons, New York.
- Mohr, E. C. J. and F. A. van Baren. 1960. *Tropical Soils. A Critical Study of Soil Genesis as Related to Climate, Rock, and Vegetation*. A Mateau, S. A., Bruxelles.
- \_\_\_\_\_, and J van Schuylenborgh. 1972. *Tropical Soils, A Comprehensive Study of Their Genesis*. Ichtiar Baru, The Hague-Djakarta.
- Murphy, J. and J. P. Riley. 1962. *A Modified Single Solution Method for the Determination of Phosphate in Natural Water*. *Anal. Chim. Acta.* 27 : 31 - 36.
- Nagarajah, S., A. M. Posner and J. P. Quirk. 1968. *Desorption of Phosphate from Kaolinite by Citrate and Bicarbonate*. *Soil Sci. Amer. Proc.* 23 : 507 - 510.
- Olsen, S. R. and L. A. Dean. 1965. *Phosphorus*. In C. A. Black (Ed.) *Methods of Soil Analysis*. Parts 2. *Chemical and Microbiological Properties*, Second Ed. Amer. Soc. Agron., Madison, Wisconsin.





- Petersen, G. W. and R. B. Corey. 1966. A Modified Chang and Jackson's Procedures for Routing Fractionation Inorganic Soil Phosphate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30 : 563 - 565.
- Pusat Penelitian Tanah. 1983. Term of Reference Klasifikasi Kesesuaian Lahan. Proyek Penelitian Pertanian menunjang Transmigrasi (P3MT). Badan Penelitian dan Pengembangan Pertanian, Departemen Pertanian.
- Sarwono. 1973. Dasar-dasar Sistem Klasifikasi Tanah Seventh Approximation. Departemen Ilmu-ilmu Tanah, Fakultas Pertanian, IPB, Bogor.
- Schmidt, F. M. and T. H. A. Ferguson. 1952. Rainfall Types based on Wet and Dry Period Ratios for Indonesia with Western New Guinea. Jawatan Meteorologi dan Geofisika. Jakarta.
- Sedyarso, A. M. 1979. Pembentukan Oksida dan Hidroksida Besi dan Peranannya dalam Fiksasi Fosfat dan Sulfat. Seminar Lembaga Penelitian Tanah, Bogor.
- Sharma, M. L. and G. Uehara. 1968. Influence of Soil Structure on Water Relations in Low Humic Latosols : II. Water Movement. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32: 770 - 774.
- Simonson, R. W. 1959. Outline of Generalized Theory of Soil Genesis. Soil Sci. Amer. Proc. 23 : 152 - 156.
- Smeck, N. E. 1973. Phosphorus : An Indicator of Pedogenesis Weathering Processes. Soil Sci. 115 : 199 - 206.
- \_\_\_\_\_, and W. C. A. Runge. 1971. Phosphorus Availability and Redistribution in Relation to Profile Development in an Illinois Landscape Segment. Soil Sci. Soc. Proc. 35 : 952 - 959.
- Soepardi, G. 1983. Sifat dan Ciri Tanah. Jurusan Tanah, Fakultas Pertanian, Institut Peranian Bogor, Bogor.
- Soil Conservation Service, Soil Survey Staff. 1967. Soil Survey Manual. U. S. Dept. Agric. Handbook No 18. New York.

- Stevenson, F. J. 1982. Humus Chemistry, Genesis, Composition, and Reaction. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Tan, K. H. 1982. Principles of Soil Chemistry. Marcel Dekker Inc., New York and Basel. 267p.
- Tisdale, S. L., W. L. Nelson and J. D. Beaton. 1985. Soil Fertility and Fertilizer. Fourth Ed., The Mac Millan Co., New York.
- van Bemmelen, R. W. 1949. The Geology of Indonesia. Vol I A. Government Printing Office, The Hague.
- van der Plass, L. 1966. The Identification of Detrital Feldspar. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- Wild, A. 1950. The Retention of Phosphate by Soil. A Review. Soil Sci. 1 : 221 - 238.
- Williams, J. D. H., J. K. Syers, and T. W. Walker. 1967. Fractionation of Soil Inorganic Phosphate by a Modification of Chang and Jackson's Procedure. Soil Sci. Soc. Proc. 31 : 736 - 739.
- Wirjodihardjo, M. W. 1953. Ilmu Tubuh Tanah II. Hancuran Iklim. Noordhof-Kolff N. V., Jakarta.





Lampiran 1. Deskripsi Profil

Pedon PA-1

- Fisiografi : berombak
- Lereng tunggal : 4 %
- Bentuk lereng : lurus
- Drainase permukaan : baik
- Air tanah : > 120cm
- Penggunaan lahan : semak belukar, hutan sekunder
- Vegetasi dominan : puspa, sengon, Melastoma sp.

Lapisan (cm)	Uraian
0 - 9	Liat coklat kekuningan (10 YR 5/6); gumpal membulat , sangat halus, lemah; plastis, gembur; berangsur
9 - 32	Liat kuning kecoklatan (10 YR 6/8); gumpal membulat , sangat halus, sedang; plastis, gembur; baur
32 - 74	Liat kuning kecoklatan (10 YR 6/8); gumpal membulat , sangat halus, kuat; lekat teguh, baur
74 - 92	Liat kuning (10 YR 7/8) dengan becak-becak coklat pucat (10 YR 8/3); gumpal membulat , sangat halus, kuat, sangat lekat, sangat teguh, baur
92 - 120	Liat berdebu kuning (10 YR 7/8) dengan becak-becak coklat pucat (10 YR 8/3) dan merah (2.5 YR 4/8); gumpal membulat , sangat halus, kuat; lekat, teguh; bantuan induk

1. Melakukan pengamatan langsung di lapangan  
 2. Melakukan pengamatan melalui foto dan video  
 3. Melakukan pengamatan melalui peta dan gambar  
 4. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 5. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 6. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 7. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 8. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 9. Melakukan pengamatan melalui profil tanah  
 10. Melakukan pengamatan melalui profil tanah

## Pedon PA-2

Fisiografi	: berombak
Lereng tunggal	: 8 %
Bentuk lereng	: lurus
Drainase permukaan	: baik
Air tanah	: > 120cm
Penggunaan lahan	: semak belukar, hutan sekunder
Vegetasi dominan	: puspa, sengon, <u>Melastoma</u> sp.

Lapisan (cm)	Uraian
0 - 15	Liat coklat gelap kekuningan (10 YR 4/4); gumpal membulat, sangat halus, lemah; plastis, gembur; berangsur
15 - 51	Liat coklat kekuningan (10 YR 5/6); gumpal membulat, sangat halus, sedang; lekat, teguh; baur
51 - 82	Liat coklat kekuningan (10 YR 5/8); gumpal membulat, sangat halus, kuat; sangat lekat, sangat teguh, baur
82 - 105	Liat kuning kecoklatan (10 YR 6/6); gumpal membulat, sangat halus, kuat; lekat, teguh; baur
105 - 123	Liat kuning kecoklatan (10 YR 8/3); gumpal membulat, sangat halus, kuat, lekat, teguh, berangsur
123 - 150	Liat berdebu coklat kekuningan (10 YR 5/8) dengan bercak-bercak merah coklat kekuningan (2.5 YR 4/6); gumpal membulat, sangat halus, sedang; lekat, teguh; bahan induk

Pedon PA-3

- Fisiografi : berombak
- Lereng tunggal : 3 %
- Bentuk lereng : lurus
- Drainase permukaan : baik
- Air tanah : > 120cm
- Penggunaan lahan : semak belukar, hutan sekunder
- Vegetasi dominan : puspa, sengon, Melastoma sp.

Lapisan (cm)	Uraian
0 - 9	Liat coklat gelap (10 YR 5/6); gumpal membulat, sangat halus, lemah; plastis, teguh; berangsur
9 - 32	Liat coklat kekuningan (10 YR 5/6); gumpal membulat, sangat halus, kuat; lekat, teguh; baur
25 - 57	Liat coklat kekuningan (10 YR 5/8); gumpal membulat, sangat halus, kuat; lekat, teguh, baur
57 - 81	Lempung berdebu coklat kekuningan (10 YR 5/8); gumpal membulat, sangat halus, kuat, lekat, teguh, bahan induk
81 - 120	Bahan induk coklat kekuningan (10 YR 5/8); masif; ekstrim teguh



Lampiran 2.                    Prosedur Penetapan P-Inorganik (Djoko-sudarjo, 1974; Murphy dan Riley, 1962; Petersen dan Corey, 1966; Williams *et al.*, 1967).

### 1. Fraksi P-mudah larut

Pereaksi :

- a.  $\text{NH}_4\text{Cl}$  0,5 N : larutkan 26,75 gram  $\text{NH}_4\text{Cl}$  dalam 1 liter air destilasi.
- b. Larutan Murphy dan Riley (larutan MR) :
  - \* 18,2 ml  $\text{H}_2\text{SO}_4$  pekat diencerkan dengan 500 ml air,
  - \* 1,2 g  $\text{NH}_4$ -molibdat dilarutkan dengan 200 ml air,
  - \* 27,45 mg K-antimonil tartrat dilarutkan dalam 50 ml air.
  - \* 5,0 g  $\text{H}_3\text{BO}_3$  dilarutkan dalam 50 ml air.

Keempat larutan di atas dicampur, kemudian diencerkan sampai 1 liter di dalam labu takar 1 liter. Asam askorbat (vitamin C) sebanyak 11 mg ditambahkan kepada setiap 10 ml larutan MR.

## Prosedur :

- a. Contoh tanah sebanyak 1 g dimasukkan ke dalam tabung sentrifus 100 ml, lalu ditambahkan 50 ml larutan  $\text{NH}_4\text{Cl}$  0,5 N.
- b. Kocok selama 30 menit, kemudian suspensi disentrifusi dengan kecepatan ( $V$ ) = 2000 rpm selama 10 menit, lalu larutan dipisahkan untuk ditetapkan kadar P-nya.
- c. Larutan hasil ekstraksi sebanyak 5 ml dipipet, lalu dimasukkan ke dalam tabung reaksi dan ditambahkan 5 ml larutan MR. Kerapatan optiknya dibaca pada spektrofotometer pada panjang gelombang 880 nm setelah didiamkan selama 30 menit.
- d. Hasilnya dikalibrasi dengan kurva standar.

2. Fraksi Al-P

## Pereaksi :

- a.  $\text{NH}_4\text{F}$  0,5 N, pH 8,2 :
  - \* Larutkan 18,5 g  $\text{NH}_4\text{F}$  dalam 900 ml air. Tepatkan pH larutan tersebut sampai 8,2 dengan menambahkan setetes demi setetes larutan  $\text{NH}_4\text{OH}$  4 N, lalu encerkan menjadi 1 liter.

- b. Larutan MR : prosedur pembuatannya sama seperti penetapan fraksi P-mudah larut, tetapi  $H_3BO_3$  diberikan sebanyak 10,8.

Prosedur :

- a. Contoh tanah dalam tabung sentrifus yang telah diekstraksi dengan  $NH_4Cl$ , ditambahkan 50 ml larutan  $NH_4F$  0,5 N, pH 8,2.
- b. Kocok selama 2,5 jam. Suspensi disentrifusi dengan  $V = 2000$  rpm selama 10 menit, lalu larutan dipisahkan untuk ditetapkan kadar P-nya. Tanah dalam tabung sentrifus disimpan untuk penetapan fraksi Fe-P (1).
- c. Larutan hasil ekstraksi sebanyak 5 ml dipipet dan dimasukkan ke dalam tabung reaksi, kemudian ditambahkan 5 ml larutan MR. Kerapatan optik dibaca dengan spektrofotometer pada panjang gelombang 880 mu setelah didiamkan selama 30 menit.
- d. Hasilnya dikalibrasi dengan kurva standard.

3. Fraksi Fe-P (1)

Pereaksi :

- a. NaOH 0,1 N + NaCl 1 M : larutkan 4 g NaOH hablur dan 58,5 g NaCl dalam 1 liter air.
- b. NaCl jenuh : NaCl yang dilarutkan sebanyak 400 g dalam 1 liter air (kelarutan NaCl dalam

air adalah 36 g per 100 ml air pada suhu 20°C).

- c. Larutan MR (sama seperti penetapan fraksi P-mudah larut).

Prosedur :

- a. Contoh tanah yang telah diekstraksi dengan larutan  $\text{NH}_4\text{F}$  0,5 N, pH 8,2 dicuci dengan larutan NaCl jenuh sebanyak 25 ml.
- b. Tambahkan 50 ml larutan NaOH 0,1 N dan NaCl 1 M.
- c. Kocok selama 2,5 jam, kemudian suspensi disentrifusi dengan  $V = 200$  rpm selama 15 menit dan larutan dipisahkan. Contoh tanah di dalam tabung sentrifus disimpan untuk penetapan selanjutnya.
- d. Larutan hasil ekstraksi dipipet sebanyak 5 ml, lalu dimasukkan ke dalam tabung reaksi, dan kemudian ditambahkan 5 ml larutan MR. Kerapatan optik dibaca dengan spektrofotometer pada panjang gelombang 880 mu setelah didiamkan selama 30 menit.

#### 4. Fraksi P-larut dalam Pereduksi

Pereaksi :

- a. NaCl jenuh (seperti pada penetapan sebelumnya).

- b. Na-sitrat 0,3 M: Larutkan 88,2 g  $\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  ke dalam 1 liter air.
- c.  $\text{NaHCO}_3$  1 M : Larutkan 42 g  $\text{NaHCO}_3$  ke dalam 500 ml air.
- d.  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$  padat
- e.  $\text{KMnO}_4$  0,25 M : Larutkan 39,5  $\text{KMnO}_4$  di dalam air dan kemudian diencerkan menjadi 1 liter.
- f. Asam sulfo molibdat : Larutkan 60 g  $\text{NH}_4$  molibdat dalam 800 ml air, kemudian panaskan larutan tersebut ( $T=60^\circ\text{C}$ ). Setelah dingin, kemudian ditambahkan 84 ml  $\text{H}_2\text{SO}_4$  pekat. Lalu didinginkan lagi dan diencerkan menjadi 1 liter.
- g. Isobutil alkohol.
- h. Etil alkohol.
- i. Larutan MR (sama seperti pada penetapan fraksi P-mudah larut).

Prosedur :

- a. Contoh tanah yang telah diekstraksi dengan larutan yang mengandung  $\text{NaOH}$  0,1 N dan  $\text{NaCl}$  0,1 M, dicuci dengan 25 ml larutan  $\text{NaCl}$  jenuh.
- b. Tambahkan 40 ml larutan  $\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  dan 5 ml larutan  $\text{NaHCO}_3$ . Suspensikan, kemudian

tambahkan 1 g  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$  padat. Kocok selama 5 menit, kemudian panaskan suspensi tersebut di dalam penangas air pada  $80 - 90^\circ \text{C}$ . Pemanasan tersebut dilakukan dengan jalan merendam tabung sentrifus pada penangas air.

- c. Larutan disentrifusi dengan  $V = 2000 \text{ rpm}$  selama 10 menit dan setelah itu dipisahkan, kemudian larutan tersebut dimasukkan ke dalam labu ukur 100 ml.
- d. Contoh tanah dicuci dengan larutan  $\text{NaCl}$  jenuh sebanyak 25 ml, lalu contoh tanahnya disimpan untuk penetapan  $\text{Fe-P}$  (2) pada tahap fraksionasi selanjutnya.
- e. Larutan hasil pencucian contoh tanah tersebut digabungkan dengan larutan ekstrak dalam labu ukur 100 ml dengan menambahkan air.
- f. Larutan dalam labu ukur 100 ml tersebut dipipet sebanyak 3 ml, lalu dimasukkan ke dalam tabung reaksi bervolume 25 ml. Tambahkan 1,5 ml larutan  $\text{KMnO}_4$  0,3 M dan didiamkan selama 2 menit setelah diaduk.
- g. Tambahkan 3 ml larutan asam sulfo molibdat dan kemudian diikuti dengan penambahan 10 ml isobutil alkohol.





- h. Tabung reaksi ditutup dengan karet penutup, kemudian dibolak-balik sebanyak 25 kali untuk mendispersikan secara sempurna larutan-larutan dalam tabung tersebut.
- i. Tabung reaksi didiamkan sejenak untuk memisahkan lapisan alkohol dengan larutan-larutan lainnya.
- j. Ekstrak yang mengandung fosfor (pada lapisan alkohol butir i di atas) dipipet sebanyak 5 ml dan kemudian ditambahkan 5 ml larutan MR. Sama seperti pada pekerjaan sebelumnya, tabung reaksi dibolak-balik sebanyak 25 kali, lalu didiamkan. Aliquot dari lapisan alkohol tadi mengandung kompleks yang berwarna biru. Lapisan tersebut berada pada lapisan atas karena berat jenis alkohol lebih rendah dari pada larutan lainnya.
- k. Lapisan yang mengandung kompleks berwarna biru tadi dipipet secukupnya dan dimasukkan ke dalam kuvet (dibilas dengan etil alkohol), lalu dilihat pembacaan absorbannya pada spektrofotometer pada panjang gelombang 880 m $\mu$ .
- l. Hasil pengukurannya kemudian dikalibrasi dengan kurva standard.



## 5. Fraksi Fe-P (2)

Pereaksi :

- a. NaCl jenuh (sama seperti penetapan sebelumnya).
- b. NaOH 1 M : Larutkan 40 g NaOH hablur di dalam air dan diencerkan menjadi 1 liter.
- c. Larutan MR (sama seperti pada penetapan fraksi P-mudah larut).

Prosedur :

- a. Contoh tanah yang telah diekstraksi dengan ditionit dan sitrat dicuci dengan NaCl jenuh sebanyak 25 ml.
- b. Tambahkan 50 ml larutan NaOH 1 M dan kemudian dikocok selama 2,5 jam.
- c. Suspensi disentrifusi dengan  $V = 2400$  rpm selama 15 menit dan larutan dipisahkan.
- d. Contoh tanah dalam tabung sentrifus disimpan untuk menentukan fraksi Ca-P pada penetapan berikutnya.
- e. Larutan hasil ekstraksi dipipet sebanyak 5 ml, kemudian dimasukkan ke dalam tabung reaksi, dan ditambahkan 5 ml larutan MR.
- f. Kerapatan optiknya dibaca dengan menggunakan spektrofotometer pada panjang gelombang 880 mu setelah didiamkan selama 30 menit.
- g. Hasilnya dikalibrasi dengan kurva standard.

## 6. Fraksi Ca-P

Pereaksi :

- a. NaCl jenuh (seperti penetapan sebelumnya).
- b. HCl 0,5 N : Larutan HCl 11 N sebanyak 45,45 ml diencerkan menjadi 1 liter.
- c. HCl 1 N : Larutan 11 N diambil sebanyak 90,9 ml dan diencerkan menjadi 1 l.
- d. Larutan MR (sama seperti penetapan fraksi P-mudah larut).

Prosedur :

- a. Contoh tanah yang telah diekstraksi dengan larutan NaOH 1 M, dicuci dengan 25 ml larutan NaCl jenuh.
- b. Tambahkan 50 ml larutan HCl 0,5 N. Kocok selama 1 jam. Suspensi disentrifusi dengan  $V = 2000$  rpm selama 10 menit dan larutan dipisahkan.
- c. Larutan hasil ekstraksi dipipet sebanyak 5 ml dan kemudian dimasukkan ke dalam tabung reaksi. Lalu ditambahkan 5 ml larutan MR.
- d. Kerapatan optik dibaca dengan menggunakan spektrofotometer pada panjang gelombang 880 mu setelah sebelumnya didiamkan selama 30 menit.

- e. Kadar P yang telah dikalibrasi dengan menggunakan kurva standard merupakan jumlah Ca-P (1).
- f. Jika Ca-P (1) > 20 ppm, maka ekstraksi dilanjutkan dengan menambahkan 50 ml larutan HCl 1 N, kemudian dikocok selama 4 jam.
- g. Suspensi disentrifusi dengan  $V = 2000$  rpm selama 10 menit dan larutan dipisahkan.
- h. Pipet 5 ml ekstrak dan tambahkan 5 ml larutan MR, kemudian dibaca kerapatan optiknya (sama dengan butir d di atas).
- i. Hasilnya dikalibrasi dengan kurva standar dan merupakan jumlah Ca-P (2).
- $$\text{Total Ca-P} = \text{Ca-P (1)} + \text{Ca-P (2)}.$$



Lampiran 3.                    Prosedur Penetapan Fosfor Organik  
(Olsen dan Dean, 1965).

Pereaksi :

- a. HCl pekat
- b. HCl 0,5 N
- c.  $\text{NH}_4\text{OH}$  6 N
- d. P-nitrofenol 0,5 %
- e.  $(\text{NH}_4)_6\text{Mo}_7\text{O}_{24} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  : Larutkan 24 g senyawa ini dalam 300 ml air destilata dan tambahkan 500 ml HCl 10 N perlahan-lahan sambil diaduk, kemudian diencerkan menjadi 1 liter dengan menambahkan air.
- f.  $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  : Larutkan 40 g  $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  dalam 100 ml HCl pekat dan tambahkan 400 ml air. Hindarkan dari pengaruh oksidasi.
- g. Larutan fosfat standard untuk kalibrasi.

Prosedur :

- a. Contoh tanah sebanyak 1 gram dimasukkan ke dalam gelas piala atau cawan 50 ml, lalu diletakkan dalam muffle-oven dengan suhu  $240^\circ\text{C}$  selama satu jam. Kemudian contoh tanah tersebut dipindahkan seluruhnya ke dalam tabung sentrifus 100 ml.
- b. Pada tabung sentrifus lainnya dimasukkan 1 gram contoh tanah yang tidak dipanaskan (dari jenis tanah yang sama dengan butir a).

- c. Tambahkan 10 ml HCl pekat ke dalam masing-masing tabung sentrifus, kemudian panaskan dalam penangas air selama 10 menit (suhu akhir sekitar  $75^{\circ}\text{C}$ ).
  - d. Tabung dipindahkan dari penangas air dan ditambahkan lagi 10 ml HCl pekat, lalu dibiarkan selama satu jam dalam suhu ruangan.
  - e. Tambahkan 50 ml air dan diaduk, lalu sesudahnya disentrifusi.
  - f. Pindahkan ekstrak ke dalam labu takar 250 ml dan tepatkan volume dengan menambahkan air.
  - g. Pipet 5 ml liquot ke dalam labu takar 250 ml.
  - h. Tambahkan 1 tetes p-nitrofenol dan netralkan dengan  $\text{NH}_4\text{OH}$  6 N.
  - i. Tambahkan 0,5 N HCl setetes demi setetes sampai warna kuning hilang, kemudian encerkan menjadi kira-kira 35 ml dengan menambahkan air.
  - j. Tambahkan 5 ml reagen molibdik dan diaduk.
  - k. Tambahkan lagi 3 tetes  $\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  dan aduk lagi.
  - l. Tepatkan volume menjadi 50 ml dengan menambahkan air.
  - m. Setelah 10 menit baca kerapatan optiknya pada panjang gelombang 660 mu.
  - n. Hasilnya dikalibrasi dengan kurva standard.
- Perhitungan :







Tabel Lampiran 1. Kriteria Sifat-sifat Kimia Tanah untuk menentukan Kesuburan Tanah (Pusat Penelitian Tanah, 1983).

Parameter	Sangat Rendah	Rendah	Sedang	Tinggi	Sangat Tinggi
KTK (me/100 g)	< 5	5 - 16	17 - 25	25 - 40	> 40
Kej. Basa (%)	-	< 35	35 - 50	51 - 70	> 70
C-organik (%)	-	< 2	2 - 3	3 - 5	> 5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> HCl 25% (me/100g)	-	< 20	20 - 40	> 40	
K <sub>2</sub> O HCl 25% (me/100g)	-	< 20	20 - 40	> 40	

Tabel Lampiran 2. Kriteria Status Kesuburan Tanah (Pusat Penelitian Tanah, 1983)

No	KTK	KB	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , K <sub>2</sub> O, C-org	Status Kesuburan
1	T	T	2 T tanpa R	Tinggi
2	T	T	2 T dengan R	Sedang
3	T	T	2 S tanpa R	Tinggi
4	T	T	2 S dengan R	Sedang
5	T	T	T S R	Sedang
6	T	T	2 R dengan T	Sedang
7	T	T	2 R dengan S	Rendah
8	T	S	2 T tanpa R	Tinggi
9	T	S	2 T dengan R	Sedang
10	T	S	2 S	Sedang
11	T	S	Kombinasi lain	Rendah
12	T	R	2 T tanpa R	Sedang
13	T	R	2 T tanpa R	Rendah
14	T	R	Kombinasi lain	Rendah
15	S	T	2 T tanpa R	Rendah
16	S	T	2 T tanpa R	Sedang
17	S	T	Kombinasi lain	Rendah
18	S	S	2 T tanpa R	Sedang
19	S	S	2 S tanpa R	Sedang
20	S	S	Kombinasi lain	Rendah
21	S	R	3 T	Sedang
22	S	R	kombinasi lain	Rendah
23	R	T	2 T tanpa R	Sedang
24	R	T	2 T dengan R	Rendah
25	R	T	2 S tanpa R	Sedang
26	R	T	Kombinasi lain	Rendah
27	R	S	2 T tanpa R	Sedang
28	R	S	Kombinasi lain	Rendah
29	R	R	Semua Kombinasi	Rendah
30	SR	SR	Semua Kombinasi	Sangat Rendah

Keterangan :

T : Tinggi R : Rendah S : Sedang SR : Sangat Rendah



Tabel Lampiran 3. Kategori Permeabilitas Tanah (Arsyad, 1989).

Kelas Permeabilitas Tanah	Kecepatan (cm/jam)
Sangat lambat	$< 0,5$
Lambat	$0,5 - 2,0$
Lambat sampai sedang	$2,0 - 6,3$
Sedang	$6,3 - 12,7$
Sedang sampai cepat	$12,7 - 25,4$
Cepat	$> 25,4$