

Kajian Kelimpahan Mineral-Mineral Tanah pada Mikro Toposekuen Karst Gunungsewu Pegunungan Selatan

Djoko Mulyanto¹

Makalah diterima 27 Februari 2007 / Disetujui 18 Januari 2008

ABSTRACT

The Study of Abundance of Soil Minerals on Micro Toposekuen of Karst Gunungsewu Pegunungan Selatan (D. Mulyanto): Landform of Gunungsewu karst topography dominated by positive forms consists of hills and negative forms of dolines. On the micro toposekuen of karst, most of dolines dominated by red soils which hue 2.5 YR – 5 YR, whereas on hills by soils which hue 5 YR – 7.5 YR. The aim of research was to study of soil minerals status on karst micro toposekuen. Results showed that soil minerals of sand fraction on dolines dominated by quartz, opaque, and iron concretion, whereas on hills dominated by labradorite, and mafic minerals. Clay minerals on doline dominated by kaolinite whereas on hills by halloysite. The high concentration of kaolinite, quartz, opaque and iron concretions of soils on dolines appropriate with degree of soil weathering which in a line with decreasing of soil pH, silt/ clay ratio, and hue of soils on dolines redder than hue of soils on hills. The origin of soil parent material suggested come from volcanic materials.

Keywords: Micro toposekuen, karst, minerals, red soils, volcanic materials..

PENDAHULUAN

Fenomena tanah pada sekuen perbukitan di lingkungan topografi karst dari aspek morfologinya sangat unik. Perbedaan sifat yang tegas antara bagian atas (puncak dan lereng) dengan bagian bawah (dolin) adalah warna. Bagian perbukitan berwarna lebih kelam dengan hue 5 YR – 7,5 YR dan chroma rendah, sedangkan dolin berwarna lebih merah dengan hue 5 YR dengan chroma lebih tinggi. Nampaknya fenomena tersebut berkebalikan dengan sekuen tanah di bentanglahan vulkanik pada umumnya.

Perbedaan warna tanah pada suatu bentanglahan telah banyak diamati. Bentanglahan perbukitan di daerah tropis sering menunjukkan seurutan warna dari merah – merah kuning – kuning sampai kelabu dari posisi yang berdrainase baik ke dataran/ cekungan yang berdrainase buruk. Pola demikian sudah umum dijumpai dan hal tersebut berkaitan dengan tingkat kebasahan (Anjos *et al.*, 1998). Salah satu faktor lingkungan yang mempengaruhi sifat-sifat tanah adalah posisi dalam bentanglahan. Posisi tersebut mempunyai peran penting dalam menentukan agihan tanah-tanah pada suatu bentanglahan sehingga setiap perubahan

dalam proses geomorfik akan mempengaruhi proses pedogenik (Gerard, 1981; Ovalles dan Collins, 1986).

Menurut Notohadiprawiro (2000) warna tanah dapat menjadi pengunjuk proses pedogenesis yang telah dialami tanah dan komponen tanah yang menonjol, dan merupakan salah satu ciri tanah yang jelas serta mudah terlihat dan barangkali lebih sering digunakan memerikan tanah daripada ciri tanah yang lain. Poerwowidodo (1991) mengatakan bahwa warna tanah dikendalikan oleh empat jenis bahan: a). senyawa-senyawa besi, b). senyawa-senyawa mangan dan magnetit, c). kuarsa dan feldspar, dan d). bahan organik.

Terbentuknya tanah-tanah merah dengan hue 5 YR di bagian dolin (yang berbentuk basin – cekung) di kawasan karst yang bersuhu $\pm 28^{\circ}\text{C}$ dan musim kering tegas 5 – 6 bulan merupakan suatu yang sangat menarik untuk dicermati. Banyak pendapat antara lain (Buol *et al.*, 1980; Wilding *et al.*, 1983) mengatakan bahwa kondisi demikian cenderung membentuk tanah-tanah hitam khususnya Vertisol. Fakta tersebut tentunya sangat dipengaruhi oleh arah genesis yang terjadi. Mulyanto *et al.* (2005) mengatakan bahwa faktor

¹ Jurusan Ilmu Tanah, Fakultas Pertanian UPNVY, Jl. SWK 104 (Lingkar Utara) Condong Catur Yogyakarta 55283.
e-mail: djkmulyanto@yahoo.co.id

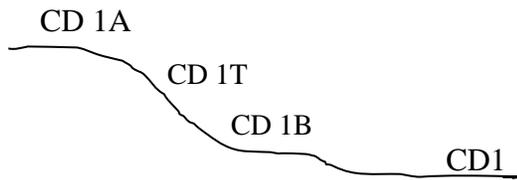
D. Mulyanto: Mineral Tanah pada Toposekuen Karst Gunung Sewu

struktur batuan di kawasan karst khususnya retakan-retakan (*fractures*) batuan dapat mengarahkan terbentuknya tanah-tanah merah melalui pelindian yang sangat efektif. Tingkat pemerahan tanah di atas batuan karbonat dipengaruhi secara sangat nyata oleh oksida-oksida besi kristalin yang meningkat secara relatif sejalan dengan penurunan kation-kation yang mobilitasnya lebih tinggi dari besi (Mulyanto *et al.*, 2006). Pembentukan oksida-oksida besi bebas kristalin sejalan dengan tingkat pelapukan yang lanjut (Aniku dan Singer, 1990). Berdasarkan beberapa pendapat di atas dan fakta adanya perbedaan warna pada sekuen perbukitan di kawasan karst tersebut, tentunya ada keragaman komposisi mineral baik primer maupun mineral sekunder.

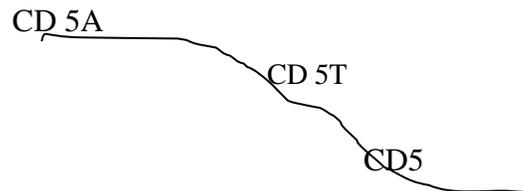
Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui komposisi mineral pada mikro toposekuen di lingkungan topografi karst.

BAHAN DAN METODE

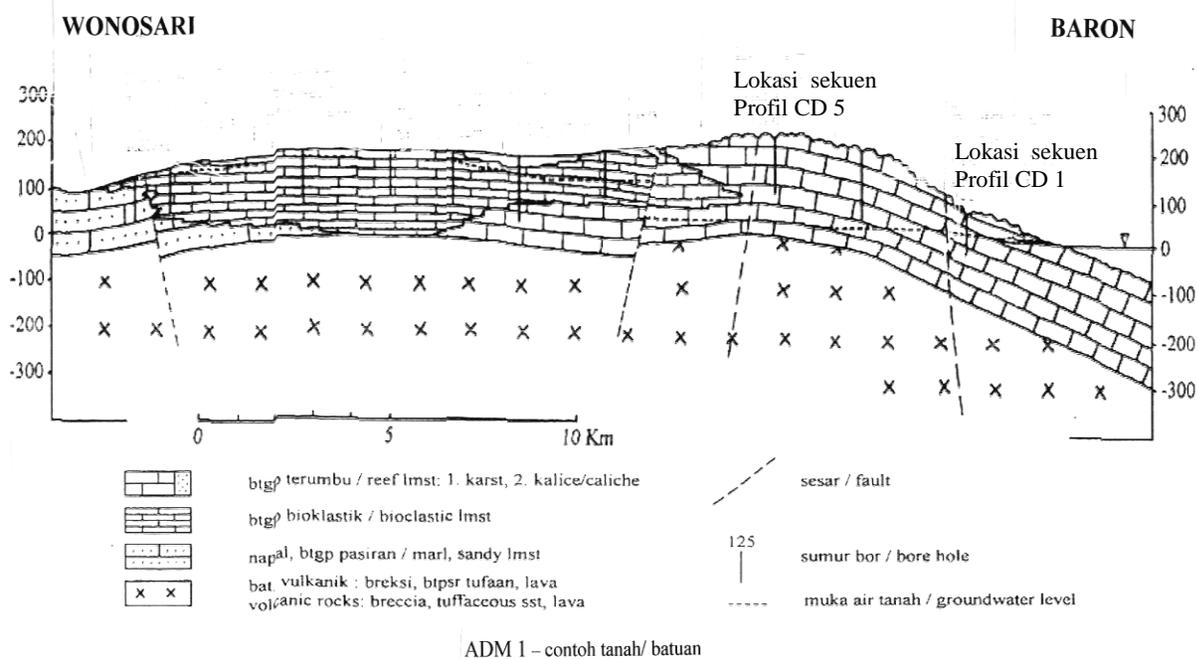
Persiapan Contoh Tanah. Contoh tanah yang dianalisis berasal dari lapisan-lapisan tanah dalam satu profil. Profil tanah perwakilan dari dua sekuen perbukitan di kawasan karst yang berketinggian ± 60 m dpl. (sekuen CD 1) dan ± 200 m dpl. (sekuen CD 5). Sekuen CD 1 terdiri dari CD 1 (dolin, lereng = 0 – 3 %); CD 1B (tepi dolin, lereng = 5 – 8 %); CD 1T (lereng perbukitan, lereng = 30 – 45 %)



Gambar 1. Sketsa posisi profil pada sekuen CD 1.



Gambar 2. Sketsa posisi profil pada sekuen CD 5.



Gambar 3. Penampang melintang batuan karbonat Jalur Baron – Wonosari dan Perkiraan posisi sekuen profil CD 1 dan CD 5.

dan CD 1A (puncak perbukitan, lereng = 0 – 5 %). Sekuen CD 5 terdiri tiga profil yakni CD 5 (dolin, lereng = 5 – 8 %); CD 5T (lereng perbukitan, lereng = 30 – 45 %), dan CD 5A (bagian atas, lereng = 5 – 8 %).

Metode Penelitian. Contoh tanah dari dua sekuen perbukitan karst yang berketinggian berbeda pada Jalur Baron – Wonosari, kemudian dianalisis baik sifat-sifat fisik, kimia maupun mineraloginya. Analisis sifat fisik tanah khususnya tekstur dengan Metode Pemipetan. Analisis sifat-sifat kimia meliputi : pH H₂O dan pH KCl (1:2,5) – Metode Potensiometrik, C-organik metode Walkley and Black, KTK dan kation tertukarkan (Ca, Mg, K, dan Na) dengan ekstraksi NH₄OAc. pH 7. Susunan mineral fraksi pasir total (Metode Line Counting, menggunakan mikroskop polarisasi, sedangkan susunan mineral fraksi lempung (clay) dengan XRD dengan perlakuan : jenuh Mg²⁺, Mg⁺⁺ gliserol dan K⁺ serta K⁺ + 550 °C. Setelah preparasi masing-masing preparat disinari dengan sinar X dengan sudut penyinaran antara 4 – 60 ° untuk preparat jenuh Mg²⁺ dan 4 – 16° untuk preparat yang lain.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Status mineralogi tanah pada sekuen perbukitan karst nampaknya sangat dipengaruhi oleh laju pelapukan mineral yang berbeda pada setiap timbulan. Hal tersebut tercermin dari kadar mineral primer dan jenis mineral lempung yang terbentuk serta nisbah debu/ lempung, kejenuhan basa, C-organik dan nilai pH yang menunjukkan perbedaan menyolok pada setiap timbulan.

Intensitas pelapukan mineral di bagian dolin pada kawasan karst jauh lebih tinggi dibandingkan puncak dan lereng perbukitan. Hal tersebut ditunjukkan oleh parameter-parameter: nisbah debu/ lempung, nilai pH, kejenuhan basa, dan mineral-mineral mudah lapuk yang semuanya lebih rendah di bagian bawah/ dolin daripada di bagian lereng dan puncak perbukitan. Demikian pula kadar mineral kuarsa dan opak yang lebih tinggi di bagian dolin serta labradorit yang melimpah di bagian atas dan lereng perbukitan menunjukkan intensitas pelapukan yang lebih tinggi di bagian dolin tersebut.

Peningkatan fraksi lempung tanah semakin tinggi dengan fungsi waktu dan bersifat relatif yang sangat dipengaruhi oleh kondisi timbulan. Tingkat kelerengan yang cukup tinggi di bagian lereng, dan bentuk puncak perbukitan karst yang datar –

cembung menyebabkan daya pengatungan sangat cepat dan ketersediaan lengas sangat terbatas. Kondisi tersebut menghambat proses pelapukan mineral dan pelarutan batu gamping sehingga akumulasi bahan tanah hasil proses pelapukan dan pembentukan fraksi yang lebih halus (lempung) kurang lanjut. Kondisi ini menyebabkan kadar fraksi debu pada bagian tersebut cukup tinggi. Proses pelapukan di bagian dolin lebih efektif karena kondisi iklim mikro khususnya tingkat kelembaban yang lebih tinggi.

Proses pelapukan yang kurang intensif pada bagian puncak dan lereng menyebabkan rendahnya alih rupa mineral primer menjadi lempung. Mineral-mineral primer seperti hornblende, augit dan hipersten yang termasuk kelompok mineral mafik mempunyai sifat kurang tahan terhadap pelapukan (Buol *et al.*, 1980). Keberadaan mineral-mineral tersebut yang melimpah di bagian atas dan lereng perbukitan menunjukkan bahwa proses pelapukan di bagian tersebut kurang efektif. Mineral labradorit termasuk golongan feldspar yang sangat tahan pada temperatur dan tekanan yang tinggi namun menjadi rentan bila berada di permukaan bumi (Huang, 1977). Labradorit hampir terdapat pada semua tanah dengan kadar yang sangat bervariasi menurut intensitas pelapukannya. Hal tersebut dapat secara jelas dilihat pada Gambar 4 yang mewakili wilayah Baron – Wonosari km 1,5

Tabel 2 memperlihatkan mineral kuarsa (keruh dan bening) yang bersifat tahan lapuk cukup dominant, demikian pula mineral opak yang sangat dominant pada profil dolin, sedangkan bagian atas dan lereng dirajai oleh labradorit dan mineral-mineral mafik (hornblende, augit dan hipersten) yang rentan terhadap pelapukan. Pola demikian terjadi baik pada sekuen CD 1 di daerah Baron maupun CD 5 di Karangasem.

Agihan mineral fraksi pasir menuju arah dolin diikuti oleh penurunan kadar mineral labradorit dan mafik, sebaliknya terjadi peningkatan kuarsa, konkresi besi dan mineral opak. Kadar kuarsa dan konkresi besi yang sangat rendah dan melimpahnya labradorit, bitownit serta mineral-mineral mafik di bagian puncak dan lereng menunjukkan bahwa di bagian-bagian tersebut belum mengalami pelapukan lanjut. Kehadiran mineral opak yang melimpah di bagian dolin sangat mungkin dari pelapukan mineral mafik. Pola demikian juga terlihat pada profil sekuen CD 5.

Agihan kadar mineral pada berbagai posisi pada sekuen CD 5 juga menunjukkan pola yang

D. Mulyanto: Mineral Tanah pada Toposekuen Karst Gunung Sewu

Tabel 1. Beberapa sifat morfologi, fisik dan kimia tanah pada dua sekuen perbukitan di kawasan karst dengan ketinggian berbeda

KODE	Jeluk (cm)	Horison	WARNA TNH. LEMBAB	pH H ₂ O	C – ORGANIK (%)	KTK cmol(+) kg ⁻¹	KEJENUHAN BASA (%)	Kadar lempung (%)	Kadar debu (%)	Nisbah debu / lempung
Sekuen CD 1, Lokasi Baron – Wonosari km 1,5 ketinggian ± 60 m dpl. (dolin)										
CD1/I	0 – 13/19	Ap	5YR 4/4-4/6	5,87	0,69	22,22	71	87	3,8	0,04
II	13/19 – 34/37	A	5YR ¾	6,23	0,26	23,62	72	86	7,3	0,08
III	34/37 – 47/53	Bt ₁	5YR 4/4-4/6	6,47	0,82	23,52	74	93	1,1	0,01
IV	47/53 – 67/72	Bt ₂	5YR 4/4-4/6	6,44	0,43	26,91	67	91	4,5	0,05
V	67/72 – 89/92	Bt ₃	5 YR 4/4	6,34	0,61	23,86	76	87	4,4	0,05
VI	89/92 – 115/120	Bt ₄	5 YR 4/4	6,31	0,51	23,42	74	91	4,8	0,05
VII	115/120 – 140	Bt ₅	5 YR 4/4	6,12	0,51	23,36	78	90	4,6	0,05
Sekuen CD 1 (kaki bukit/ tepi dolin)										
CD 1B	0 – 10/ 12	Ap	5 YR 3/4	6,95	1,99	25,75	78	96	1,0	0,01
I I	10/ 12 – 21/23	Bt ₁	5 YR 4/6	6,94	1,95	26,61	69	95	3,1	0,03
III	21/23 – 41	Bt ₂	5 YR 3/4	6,91	1,12	28,17	69	98	0,7	0,01
IV	41 – 48	Bt ₃	5 YR 3/4	7,00	0,61	26,20	76	96	2,3	0,02
Sekuen CD 1 (lereng perbukitan)										
CD1T	0 – 11	Ap	7.5 YR 4/2	7,86	2,24	33,89	100	19	71,5	3,78
Sekuen CD 1 (puncak perbukitan)										
CD 1A/I	0 – 12	Ap	7.5 YR 4/2	7,08	2,09	37,56	100	24	64,2	2,64
II	12 – 20	Bt	7.5 YR 4/2	7,62	2,20	35,76	100	65	21,9	0,34
Sekuen CD 5, lokasi Karangasem / Baron – Wonosari km 12,5 ± 200 m dpl (dolin)										
CD 5/I	0 – 5/10	Ap	5 YR 4/6 - 2.5 YR 3/6	6,48	1,30	19,13	78	94	2,7	0,03
II	5/10 – 22/28	A	5 YR ¾ - 4/6	6,08	1,18	19,49	69	85	12,3	0,15
III	22/28 – 39/41	Bt ₁	5 YR 4/6	6,14	1,02	18,74	69	91	7,1	0,08
IV	39/41 – 53/54	Bt ₂	5 YR 4/6	6,50	0,51	19,87	76	92	6,8	0,07
Sekuen CD 5 (lereng perbukitan)										
CD 5T/I	0 – 10/15	A ₁₁	5 YR 3/2 – 3/3	7,06	2,16	34,90	82	88	3,3	0,04
II	10/15 – 25/29	A ₁₂	5 YR 3/2 – 3/3	7,06	1,65	26,87	93	86	8,1	0,09
III	25/29 – 39	Bw	5 YR3/3	7,22	1,64	26,62	90	88	7,5	0,09
Sekuen CD 5 (puncak perbukitan)										
CD 5A	0 – 20	A	5 YR 4/4	6,94	2,47	34,57	88	58	18,3	0,32

sama, namun berbeda dalam kadar kuarsa dan konkresi besi. Profil CD 5 bagian puncak dan lereng memiliki kadar kuarsa dan konkresi besi lebih tinggi dibandingkan dengan CD 1 pada bagian yang sama. Hal tersebut menunjukkan bahwa tingkat pelapukan di puncak dan lereng sekuen CD 5 lebih lanjut dibandingkan dengan sekuen CD 1, yang sejalan dengan nisbah debu/lempung yang lebih rendah. Kadar konkresi besi profil dolin CD 5 jauh lebih rendah dibandingkan dengan profil CD 1 pada posisi yang sama mungkin disebabkan oleh kecepatan pengatusan di profil CD 5 yang lebih efektif dibandingkan dengan pada CD 1. Kecepatan pengatusan di wilayah tersebut mungkin

dipengaruhi oleh struktur batuanannya. Profil CD 1 menumpang pada batugamping yang menunjukkan struktur pelapisan, sedangkan batugamping terumbu profil CD 5 berstruktur masif dan banyak lubang-lubang pelarutan.

Lingkungan dolin yang kondusif untuk proses pelapukan mineral, pelarutan bahan karbonat, dan pembentukan mineral lempung menyebabkan pelindian hasil-hasil pelapukan dan proses alih tempat garam-garam dan lempung lebih sempurna memacu terlindinya kation-kation basa (Tabel 1) dan silika. Suasana ini menyebabkan terbentuknya mineral lempung kaolinit dan oksida-oksida besi (Duchaufour, 1982; Wilding *et al.*,

1983). Hal tersebut sejalan dengan analisis susunan fraksi lempung tanah yang menunjukkan tingginya kaolinit dan oksida-oksida besi seperti gutit dan hematit yang terbentuk di bagian dolin. Hudson (1995) mengatakan bahwa proses pelindian yang cukup efektif menyebabkan Na, Ca, Mg, dan K banyak yang hilang demikian pula Si. Kehilangan unsur-unsur tersebut lewat pelindian menyebabkan peningkatan secara relatif Fe dan Al yang mobilitasnya rendah dalam bentuk oksida dan hidroksida. Kadar kuarsa dan mineral opak yang lebih tinggi di dolin menunjukkan tingkat pelapukan yang lebih efektif. Menurut Dietrich (1979) mineral-mineral oksida seperti hematit, limonit dan gutit memiliki sifat opak sehingga sangat mungkin bahwa mineral opak yang teranalisis meliputi mineral-mineral tersebut.

Pada CD 1A hadir haloisit 0,72 nm ± 20 % dengan puncak difraksi 0,72 nm yang melebar.

Penjenuhan Mg⁺⁺ maupun K⁺ menunjukkan puncak yang sama dan pemanasan 550 °C menjadi amorf. Feldspar sangat melimpah. ± 63 % yang ditunjukkan oleh puncak difraksi 0,32 nm ; 0,364 nm; dan 0,375 nm.

Kuarsa pada puncak difraksi 0,334 nm ± 1 %, dan kristobalit ± 12 % pada puncak difraksi 0,405 nm. Kadar haloisit yang sangat sedikit dan melimpahnya mineral feldspar pada CD 1A menunjukkan tingkat perkembangan tanah yang masih awal yang sejalan dengan nisbah debu/lempung yang masih tinggi.

Haloisit pada fraksi lempung tanah di bagian lereng perbukitan, CD 1T ± 36 % dengan puncak difraksi 0,72 nm. Feldspar hadir cukup melimpah ± 39 % pada puncak 0,32 nm. Kalsit masih ditemukan ± 12 % dengan puncak difraksi 0,304 nm. Haloisit yang melimpah, dan hadirnya kalsit

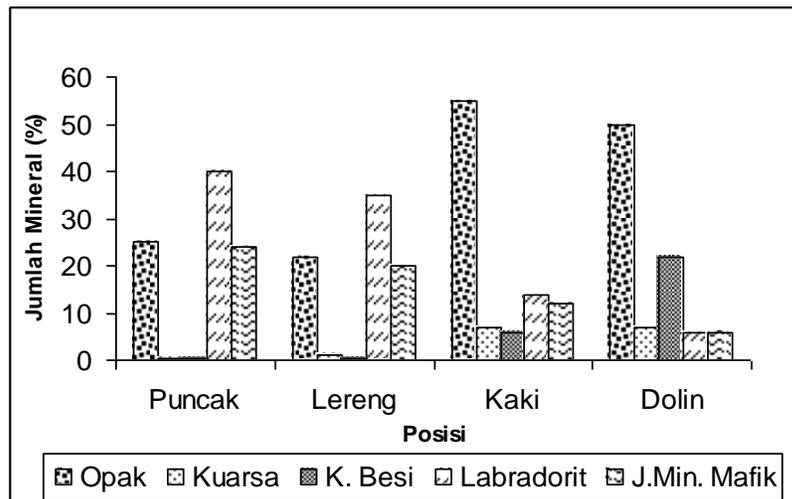
Tabel 2. Mineral fraksi pasir terpilih beberapa lapisan tanah pada sekuen CD 1 dan CD 5

Contoh Tanah	Zircon	Kuarsa Bening	Kuarsa Keruh	Hipersten	Augit	Hornblende C.	Hornblende H.	Zeolit	Labradorit	Bitownit	Anortit	Kon. Kapur	Gelas Vulkanik	Lapukan min.	Opak	Konkresi Fe
Sekuen CD 1 (dolin)																
CD 1/I	Sp	4	1	5	1	Sp	3	Sp	11	4	Sp	-	1	3	62	5
III	Sp	8	2	5	2	Sp	4	Sp	11	4	-	-	1	6	45	10
V	1	4	2	2	2	Sp	Sp	1	2	Sp	-	-	-	7	55	24
VII	Sp	4	3	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	1	Sp	-	-	-	7	37	47
Sekuen CD 1 (puncak perbukitan)																
CD 1A/I	-	Sp	-	9	8	Sp	7	-	40	6	Sp	-	2	1	25	Sp
Sekuen CD 1 (lereng perbukitan)																
CD 1T/I	-	Sp	1	12	5	-	3	-	35	6	1	11	Sp	2	22	Sp
Sekuen CD 1 (kaki perbukitan/ pinggir dolin)																
CD 1B/I	Sp	3	Sp	5	5	Sp	3	Sp	16	4	1	-	-	-	57	5
III	Sp	7	3	5	1	-	5	Sp	12	4	Sp	-	1	3	52	6
Sekuen CD 5 (dolin)																
CD 5/II	Sp	4	2	7	3	-	4	1	14	2	Sp	-	1	1	55	4
IV	Sp	21	13	2	1	-	1	1	10	Sp	-	-	1	5	34	11
Sekuen CD 5 (atas/ puncak perbukitan)																
CD 5A/I	-	1	-	10	7	Sp	4	-	44	7	Sp	Sp	Sp	1	22	3
Sekuen CD 5 (bagian lereng perbukitan)																
CD 5T/II	Sp	1	1	9	4	Sp	4	1	32	5	Sp	-	1	1	36	3

Tabel 3. Hasil interpretasi XRD secara semikuantitatif fraksi lempung tanah.

CONTOH TANAH	KUARSA	KRISTOBALIT	FELDSPAR	KALSIT	ILLIT - MIKA	HALOISIT	KAOLINIT	GUITT	HEMATIT
CD 1A	(+) 1 %	+ 12 %	+++ 63 %	-	-	+ 20 %	-	-	(+) 4 %
CD 1 T	-	-	++ 39 %	+ 12 %	-	++ 36 %	-	-	+ 12 %
CD 1B/III	(+) 5	-	-	-	-	-	++++ 85 %	-	+ 10 %
CD 1/IV	(+) 2 %	(+) 3 %	-	-	-	-	++++ 87 %	(+) 3 %	(+) 5 %
CD 1/VII	(+) 2 %	-	-	-	-	-	++++ 86 %	(+) 8 %	(+) 4 %
CD 5 A	-	-	-	-	-	++++ 82 %	-	(+) 5 %	+ 13 %
CD 5T/II	+ 16 %	++ 31 %	+ 26 %	-	(+)? 3 %	+ 20 %	-	-	(+) 4 %
CD 5/IV	(+) 4 %	-	-	-	-	-	++++ 84 %	(+) 3 %	(+) 9 %

Keterangan : ++++ = 80 – 100 % = merajai
 ++ = 30 – 60 % = sedang
 (+) = < 10 % = sangat sedikit
 +++ = 60 – 80 % = banyak
 + = 10 – 30 % = sedikit
 (+)? = diragukan (sangat sedikit)

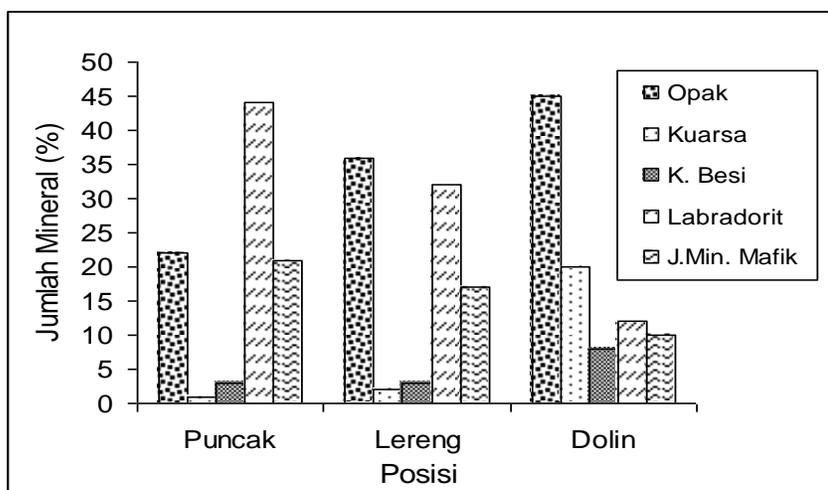


Gambar 4. Susunan mineral fraksi pasir mineral opak, kuarsa, kongresi besi, labradorit, dan mafik (hornblende, hipersten, dan augit) sekuen CD 1.

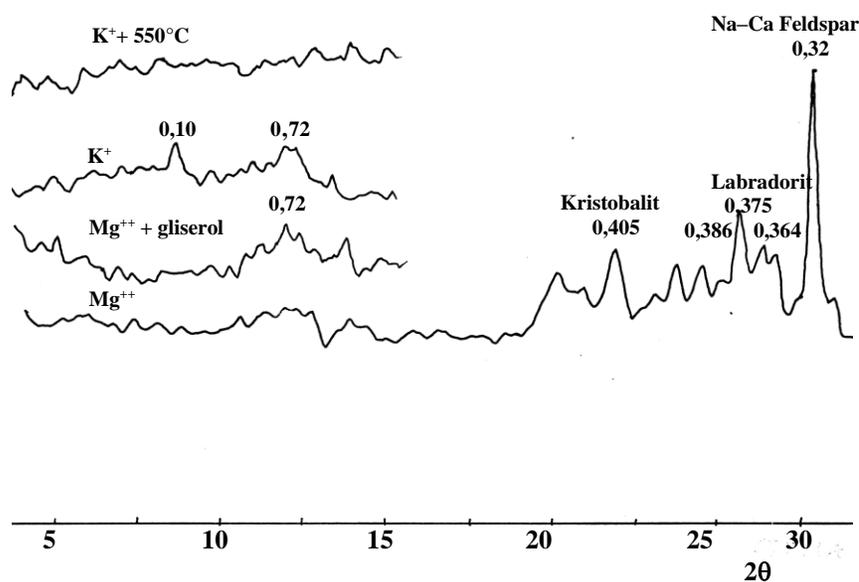
merupakan fenomena menarik. Hal tersebut diduga ada dua mekanisme yang bekerja yakni pembentukan haloisit yang mendahului kemudian adanya tambahan kalsit (sekunder) yang berasal dari bagian atas (puncak). Pembentukan haloisit boleh jadi berasal dari feldspar, yang bisa dicermati dari kadar feldspar yang lebih rendah dari CD 1A

namun muncul haloisit dengan kadar yang lebih tinggi pada CD 1T.

Brindley dan Brown (1980) mengatakan bahwa puncak difraksi XRD 0,72–0,75 nm merupakan haloisit 0,7 nm. Goenadi dan Tan (1989) serta Blank *et al.* (1996) mengidentifikasi puncak difraksi 0,72 nm sebagai kaolinit. Sebelumnya Tarzi



Gambar 5. Susunan mineral fraksi pasir mineral opak, kuarsa, kongkresi besi, labradorit, dan mafik (hornblende, augit dan hipersten) pada sekuen CD 5.



Gambar 6. Pola XRD fraksi lempung tanah lapisan satu profil CD 1A.

Sebelumnya Tarzi dan Paeth (1975) mengidentifikasi puncak difraksi 0,72 nm sebagai haloisit dengan mempertimbangkan nilai KTK tanah yang mencapai $\pm 41 \text{ cmol}(+)\text{.kg}^{-1}$. Penulis mengidentifikasi mineral 0,72 nm baik sebagai kaolinit maupun haloisit berdasarkan ketajaman puncak difraksi serta pendekatan sifat kimia khususnya KTK tanah seperti halnya CD 1A dan CD 1T sebagai haloisit. Hal tersebut ditunjukkan oleh puncak difraksi yang tidak tajam/ agak tumpul dan nilai KTK $\pm 35 \text{ cmol}(+)\text{.kg}^{-1}$ yang lebih tinggi dibandingkan CD 1/ IV dan CD 1/ VII, ± 25

$\text{cmol}(+)\text{.kg}^{-1}$. Kelimpahan mineral-mineral primer seperti feldspar dalam fraksi lempung (Tabel 3) serta labradorit dan mineral-mineral mafik dalam fraksi pasir (Tabel 2) yang sangat merajai pada profil CD 1A dan CD 1T tersebut menunjukkan tingkat pelapukan yang belum lanjut.

Profil CD 1 yang terletak di dolin, lapisan IV dan VII secara berturut-turut mengandung kaolinit $\pm 87 \%$ dan $\pm 86 \%$; dengan puncak difraksi 0,72 nm dan 0,385 nm, kuarsa $\pm 2 \%$; gutit $\pm 3 \%$ dan $\pm 8 \%$, hematit ± 5 dan 4% . Lapisan IV juga mengandung kristobalit $\pm 3 \%$ pada puncak difraksi

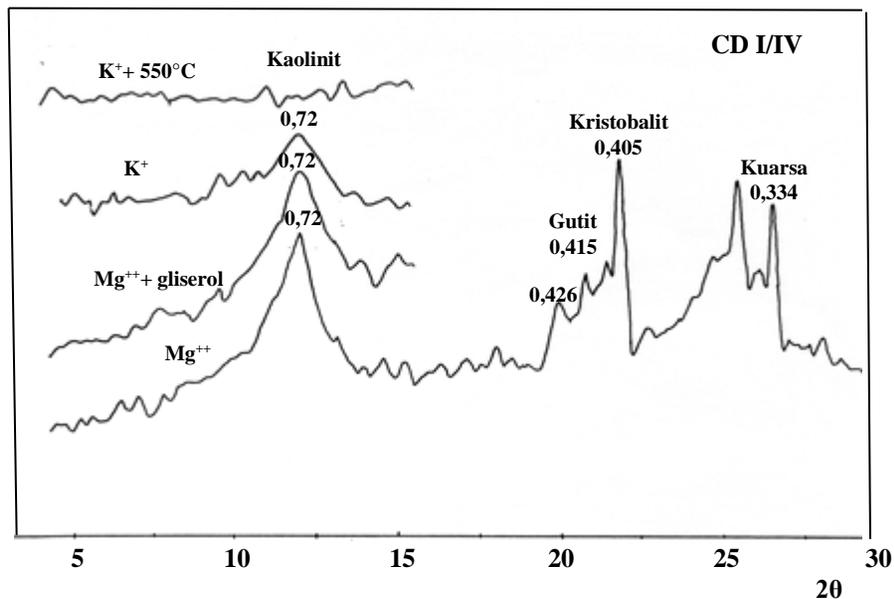
D. Mulyanto: Mineral Tanah pada Toposekuen Karst Gunung Sewu

0,405 nm. Kaolinit yang melimpah pada kedua lapisan tersebut menunjukkan perkembangan tanah yang cukup lanjut dibandingkan bagian puncak dan lereng perbukitan. Sebagaimana yang dikatakan oleh Tafakresnanto dan Prasetyo (2001) bahwa kaolinit dapat sebagai indikator tingkat perkembangan tanah lanjut. Hal tersebut juga sejalan dengan kadar labradorit pada fraksi pasir yang hanya $\pm 1\%$. Perbedaan kadar gutit yang menyolok pada kedua lapisan tersebut dapat disebabkan oleh kondisi lengas tanah yang lebih tinggi pada lapisan bawahan.

Susunan mineral baik fraksi pasir maupun lempung menunjukkan bahwa asal bahan induk dari material vulkanik. Hal tersebut dapat dicermati dari kadar labradorit yang cukup melimpah serta masih adanya gelas vulkanik. Sudihardjo (2002) mengatakan bahwa adanya material vulkanik di kawasan karst Bedoyo (berjarak ± 25 km sebelah timur lokasi penelitian) ditunjukkan oleh adanya haloisit. Munculnya kristobalit yang sangat melimpah pada CD 1A dan CD 5T/II dapat juga sebagai petunjuk adanya material vulkanik. Sebagaimana dikatakan oleh Wilding *et al.* (1977) bahwa kristobalit dalam tanah sering dihubungkan dengan vulkanisme kuartar. Mulyanto *et al.* (2000) menduga bahwa bahan induk tanah di kawasan karst terkait dengan vulkanisme Lawu. Hal tersebut nampaknya sejalan dengan hasil penelitian Surono *et al.* (2005) yang menunjukkan adanya material

Gunung Lawu yang sangat melimpah di Cekungan Baturetno Wonogiri yang relatif dekat dengan karst Gunungsewu.

Profil tanah di wilayah karst Jalur Baron – Wonosari km 10 – 12.5 yakni CD 5 nampaknya mempunyai pola yang hampir mirip dengan profil tanah di lokasi dekat Baron (CD 1). Namun demikian secara umum tanah-tanah di bagian atas dan lereng perbukitan di wilayah ini lebih berkembang dibandingkan di wilayah Baron. Puncak difraksi 0,72 nm dan 0,358 nm CD 5A menunjukkan bentuk yang kurang tajam dan tanah mempunyai nilai KTK cukup tinggi. ± 34 cmol(+) kg^{-1} sehingga diidentifikasi sebagai haloisit. Jenis lempung tersebut juga sejalan dengan mineral labradorit dan mafik yang masih tinggi pada fraksi pasir. Gutit dan hematit secara berturut-turut juga hadir dengan puncak difraksi 0,417 nm dan 0,269 nm. Haloisit yang melimpah tersebut mungkin disebabkan oleh terhambatnya perkembangan menjadi kaolinit. Hal tersebut berkaitan dengan kondisi lingkungan mikro yang cukup lembab karena terjaga oleh keberadaan vegetasi semak yang cukup rapat. Sebagaimana yang dikatakan oleh Tan (1994) bahwa pembentukan dan stabilitas haloisit dipengaruhi oleh kelengasan tanah. Kondisi tersebut sejalan dengan analisis C-organik pada CD 5A $\pm 2,47\%$ (Tabel 1), yang secara umum jauh lebih tinggi dibanding kadar C-organik di dolin.



Gambar 7. Pola XRD fraksi lempung tanah lapisan empat profil CD 1.

Hasil analisis fraksi lempung pada CD 5T/II menunjukkan feldspar ± 26 %, kuarsa ± 16 %, dan kristobalit ± 31 % yang secara berturut-turut ditunjukkan oleh puncak difraksi (0,32; 0,375 nm), 0,34 nm dan 0,405 nm. Haloisit ± 20 % ditunjukkan oleh puncak difraksi 0,72 nm dan 0,358 nm. Mineral dengan puncak difraksi 1,0 nm diduga sebagai mika-illit ± 3 %. Hadirnya haloisit sejalan dengan analisis mineral fraksi pasir, yakni labradorit ± 32 % dan mineral mafik ± 17 %, hal tersebut dapat menunjukkan bahwa tingkat pelapukan yang belum lanjut. Adanya kristobalit perlu dicermati secara seksama. Profil CD 5 lapisan IV menunjukkan kaolinit 0,72 nm dan 0,358 nm yang cukup tajam, ± 84 %. Gutit ± 3 %, hematit ± 9 % dan kuarsa ± 4 % secara berturut-turut pada puncak difraksi 0,417 nm, 0,269 dan 0,334 nm. Kaolinit yang sangat melimpah sejalan dengan KTK tanah ± 19 cmol (+) kg^{-1} dan labradorit ± 10 %.

Secara umum tanah-tanah di dolin mengandung kaolinit sangat tinggi. Profil puncak dan lereng perbukitan karst masih dirajai oleh haloisit dan labradorit. Pembentukan kaolinit di dolin diduga dipercepat oleh permeabilitas batuan yang meningkat karena terkarstifikasi sebagaimana yang dikatakan oleh Mulyanto *et al.* (2005). Permeabilitas yang tinggi mempercepat kehilangan garam-garam dan kation-kation hasil pelapukan yang sejalan dengan pH H₂O (6,08 – 6,6) yang lebih rendah dibandingkan dengan bagian atas/lereng yakni dengan pH H₂O (7,08 – 7,86).

KESIMPULAN

Pada sekuen perbukitan karst mineral primer mudah lapuk khususnya labradorit dan mafik sangat melimpah baik di bagian atas maupun lereng perbukitan karst, sedangkan kuarsa dan opak melimpah di profil dolin. Mineral lempung yang telah berkembang di bagian puncak dan lereng adalah haloisit, sedangkan di dolin kaolinit dan oksida-oksida besi. Kelimpahan mineral-mineral tersebut disebabkan oleh tingkat pelapukan yang berbeda yaitu profil dolin jauh lebih berkembang yang sejalan dengan nisbah debu/lempung, kejenuhan basa, dan pH yang semakin menurun di bagian dolin. Parameter morfologi khususnya warna tanah juga menunjukkan bahwa tanah di atas dolin lebih merah dibandingkan bagian atas dan lereng. Tanah yang berkembang di kawasan daerah penelitian berasal dari material vulkanik.

DAFTAR PUSTAKA

- Aniku, J.R.F., and Michael J. Singer. 1990. Pedogenic Iron Oxide Trends in a Marine Chronosequence. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 54: 147-152.
- Anjos, L.H., M.R. Fernandes, M.G. Pereira, and D.P. Franzmeier. 1998. Landscape and Pedogenesis of an Oxisol – Inceptisol – Ultisol Sequence in Southeastern Brazil. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 62: 1651-1658.
- Blank, R.R., T.J. Svejcar, and G.M. Riegel. 1996. Soil Genesis and Morphology of a Montane Meadow in the Northern Sierra Nevada Range. *Soil Sci. Vol.160, No.2* : 137-152.
- Brindley, G.W. and Brown, Gr. 1980. *Crystal Structure of Clay Minerals and X-ray Identification.* Mineralogical Society, London.
- Buol, S.W., F.D. Hole, and R.J. Mc.Cracken. 1980. *Soil Genesis and Classification.* The Iowa State University Press, Ames, 406 p.
- Dietrich, R.V. and B.J. Skinner. 1979. *Rocks and Rock Minerals.* John Wiley & Sons. New York, Chichester, Brisbane, Toronto. 319 p.
- Duchaufour, P. 1982. *Pedology. Pedogenesis and Classification.* George Allen & Unwin. Boston, Sydney, 448 p.
- Gerard, L. 1981. *Soil and Landforms.* George Allen & Unwin Ltd., London, 219 p.
- Goenadi, D.H., and Kim H. Tan. 1989. Micromorphology and Mineralogy of Illuviated in a Davidson Soil. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 53: 967-971.
- Huang, P.M. 1977. Feldspar, Olivine, Pyroxene, and Amphiboles. In : Dixon *et. al.* *Minerals in Soil Environments.* Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin USA, p. 553 – 602.
- Hudson, B.D. 1995. Reassessment of Polinov's Ion Mobility Series. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 59: 1101-1103.
- Mulyanto, D., D. Shiddieq, dan Indrayana. 2000. Mengaji Asal Bahan Andik pada Pedon Gunung Gatel Wilayah Karst Bukitsribu Gunung Kidul. *Prosiding Konggres Nasional HITI VII, Bandung 2 – 4 November 1999.*
- Mulyanto, D., T. Notohadikusumo, dan B.H. Sunarminto. 2005. Peran Porositas Sekunder Batugamping terhadap Pembentukan Tanah-Tanah Merah di Kawasan Karst Gunungsewu. *Agrin Vol. 9 No. 2:* 101 – 109.
- Mulyanto, D., T. Notohadikusumo, dan B.H. Sunarminto. 2006. Hubungan Tingkat Pemerahan Tanah di Atas Batuan Karbonat dengan Komponen-Komponen Pembentuknya. *Jurnal Ilmiah Habitat Vol. XVII No. 3:* 235 – 245.
- Notohadiprawiro, T. 2000. *Tanah dan Lingkungan.* Pusat Studi Sumber Daya Lahan UGM, 187 hal.
- Ovalles, F.A. and M.E. Collins. 1986. Soil-Landscape Relationships and Soil Variability in North Central Florida. *Soil Sci.Soc.Am.J.* 50: 401-408.

D. Mulyanto: Mineral Tanah pada Toposekuen Karst Gunung Sewu

- Poerwowidodo. 1991. *Genesa Tanah : Proses Genesa dan Morfologi*. CV. Rajawali, Jakarta Utara, 281 hal.
- Sudihardjo, A.M. 2002. *Phenomena and Environment of Karst Area on Andisolization of Soils in Gunung Kidul, Yogyakarta Special Province*. *J. Tanah dan Air* Vol 3 No. 2.
- Surono. 2005. *Sejarah Aliran Bengawan Solo: Hubungan dengan Cekungan Baturetno, Kabupaten Wonogiri Jawa Tengah*. Publikasi Ilmiah Pendidikan dan Pelatihan Geologi. Vol I, No.2.
- Tafakresnanto dan B.H. Prasetyo.2001. *Peranan Data Mineral Tanah dalam Menunjang Interpretasi Sumberdaya Tanah*. *J. Tanah dan Air* Vol. 2 No. 1.
- Tan, K.H. 1994. *Environmental Soil Science*. Marcel Dekker, Inc., New York, Basel, Hongkong, 304 p.
- Tarzi, J.G., and R.C. Paeth. 1974. *Genesis of Mediteranean Red and White Soil from Lebanon*. *Soil Sci*. Vol 120 No.4.
- Wilding, L.P., N.E. Smeck, and L.R. Drees. 1977. *Silica in Soil : Quartz, Cristoballite, Tridymite, and Opal*. In : Dixon et al. *Mineral in Soil Environments*. SSSA, Madison, Wisconsin USA, p. 471 – 542.
- Wilding, L.P. N.E. Smeck, and G.F. Hall. 1983. *Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions*. Elsevier, Amsterdam – Oxford – New York