

Dinamika Aliran Bawah Permukaan pada Berbagai Kandungan Kimia Air secara Spasial dan Temporal di dalam Daerah Aliran Sungai

Subsurface Flow Dynamics on Spatial and Temporal Variations of Water Chemistry in a Water Catchment Area

¹Nani Heryani*, ²Hidayat Pawitan, ²M. Yanuar J. Purwanto, dan ³Kasdi Subagyono

¹ Peneliti Badan Litbang Pertanian di Balai Penelitian Agroklimat dan Hidrologi, Jl. Tentara Pelajar No. 1A, Bogor 16111

² Institut Pertanian Bogor, Kampus IPB, Jl. Raya Darmaga Bogor

³ Sekretariat Badan Litbang Pertanian, Kementerian Pertanian, Jl. Ragunan 29 Pasar Minggu Jakarta 12540

INFORMASI ARTIKEL

Riwayat artikel:

Diterima: 27 Juli 2012

Disetujui: 28 Desember 2012

Katakunci:

Keragaman kimia air secara spasial dan temporal

Konsentrasi pelarut

Aliran bawah permukaan

Keywords:

Spatial and temporal water chemistry variation

Solutes concentration

Subsurface flow

Abstrak. Menentukan jalur aliran yang dominan di dalam daerah aliran sungai dan bagaimana air mengalir berpengaruh terhadap kandungan kimia airnya merupakan hal penting dalam memahami proses limpasan. Saat ini pendekatan secara hidrometrik dan hidrokimia telah banyak dilakukan untuk memahami perbedaan persepsi antara pendekatan menggunakan model dengan konsep formal dalam mempelajari proses limpasan. Tujuan penelitian ini adalah mempelajari dinamika aliran bawah permukaan selama proses limpasan dan mempelajari keragaman ketersediaan kandungan kimia air secara spasial dan temporal. Penelitian dilakukan melalui beberapa tahapan yaitu: karakterisasi wilayah penelitian, pengamatan kedalaman batuan (*bedrock*), pemasangan peralatan pengamatan hidrometrik dan hidrokimia, dan pengambilan sampel air untuk analisis kimia. Hasil penelitian menunjukkan bahwa dinamika perilaku aliran bawah permukaan mempengaruhi keragaman kandungan kimia air secara spasial dan temporal. Perubahan besaran dan arah aliran bawah permukaan di wilayah lereng disebabkan adanya perubahan konsentrasi kimia air secara spasial dan temporal.

Abstract. Defining the dominant flow path and how the water undergoes chemical changes is critical in understanding the process of runoff. In recent decades, hydrometric and hydro-chemical approaches have been done much to understand the differences in perception between the models and the formal concepts of runoff processes. The aims of the research were to study the subsurface flow dynamics during runoff process and the spatial and temporal variation of water chemistry. The research was conducted through several stages, i.e. characterization of the study area, observation of bedrock depth, installation of hydrometric and hydro-chemical equipment and water sampling and analysis. The results showed that the dynamics of subsurface flow behavior affected the diversity of water chemistry spatially and temporally. Changes in the amount and direction of the subsurface flow in sloping area were caused by the change in solute concentration spatially and temporally.

Pendahuluan

Mekanisme proses aliran bawah permukaan wilayah hutan di DAS bagian hulu telah menjadi perdebatan sejak tahun 1930-an (Bonell 1998; McGlynn *et al.* 2002). Menurut Subagyono dan Tanaka (2007) tidak hanya aliran permukaan (*surface runoff*) yang berkontribusi terhadap proses limpasan dan kandungan kimia airnya, tetapi aliran bawah permukaan juga berperan dalam proses hidrologi yang terkait dengan transport larutan (*solute transport*). Penelitian dengan menggunakan metode tunggal melalui pendekatan hidrometrik dianggap memerlukan waktu lama, sehingga saat ini kombinasi pengamatan melalui pendekatan hidrometrik dan perunut hidrokimia merupakan metode standar untuk mengatasi perbedaan

persepsi antara model dengan konsep-konsep formal tentang proses limpasan di wilayah hulu suatu DAS (McDonnell 2003). Meskipun beberapa penelitian hidrologi yang mempelajari aliran bawah permukaan di lereng (*hillslope*) sudah banyak dilakukan di luar negeri pada berbagai kondisi iklim, topografi, dan kondisi geologi, namun masih sedikit yang mengkarakterisasi proses aliran air (limpasan).

Di Indonesia penelitian tentang proses limpasan menggunakan perunut hidrokimia nampaknya belum dilakukan, padahal manfaat yang dapat diperoleh cukup banyak. Hasil penelitian menunjukkan bahwa data yang diperoleh dari hasil penelitian di lereng dapat digunakan oleh komunitas ilmuwan untuk pengembangan dan validasi model atau konseptualisasi aliran bawah permukaan (Tromp-van Meerveld 2008). Teknik pemisahan aliran air/limpasan yang dapat mengkuantifikasi

*Corresponding author: naniheryani@yahoo.com

sumber (*source*) aliran sangat penting dalam mendesain stuktur hidraulik, evaluasi model hujan-aliran permukaan, mempelajari proses pengendalian banjir, serta pendugaan dan pengurangan kontaminasi air. Penelitian ini penting karena masih terbatasnya informasi tentang mekanisme proses aliran air dengan menggunakan perunut hidrokimia di Indonesia.

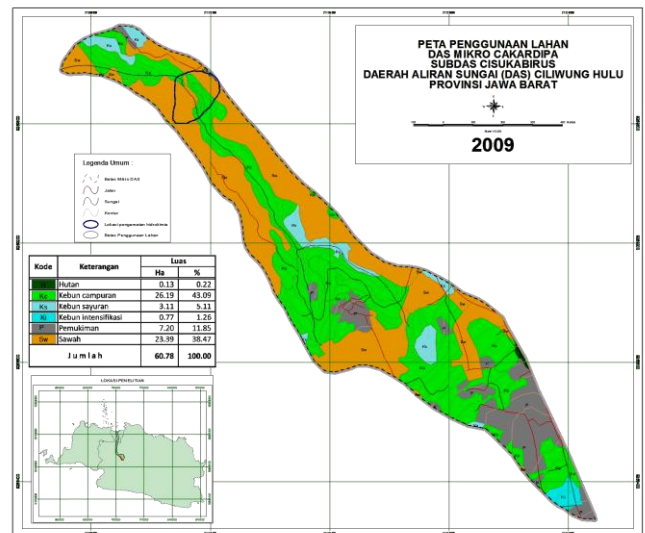
Dalam bidang pertanian, masalah kesuburan tanah dan aplikasi pupuk telah banyak diketahui. Dinamika perilaku unsur hara dalam kaitannya dengan kehilangan melalui erosi, pengambilan oleh tanaman dan perolehan dari aplikasi pemupukan sudah banyak dipelajari. Namun dinamika kehilangan hara melalui proses transpor melalui aliran air masih sedikit. Selain itu pengelolaan lahan pertanian yang intensif sering mendatangkan polusi misalnya karena pemupukan yang berlebihan. Oleh karena itu pengetahuan tentang dinamika konsentrasi pelarut yang dipengaruhi oleh dinamika aliran bawah permukaan sangat diperlukan untuk perencanaan pemberian pupuk yang lebih baik dan perlindungan lingkungan (Subagyo 2007).

Secara alami, produksi pelarut melalui pembentukan batuan dan deposisi dari atmosfer seimbang dengan yang terbawa oleh aliran air dan hilang selama terjadinya reaksi kimia. Proses-proses ini menyebabkan perubahan komposisi kimia di dalam tanah sama seperti perubahan hidrokimia di dalam suatu DAS. Besarannya bervariasi sesuai dengan jenis tanahnya dan sangat nyata berbeda antara satu DAS dengan DAS lainnya tergantung kepada faktor-faktor yang mempengaruhi perubahan tersebut. Tujuan penelitian adalah mempelajari dinamika perilaku aliran bawah permukaan selama proses limpasan dan mempelajari keragaman ketersediaan kandungan hidrokimia secara spasial dan temporal.

Bahan Dan Metode

Tempat dan Waktu Penelitian

Penelitian dilakukan di DAS mikro Cakardipa, Sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu, pada Mei 2008 sampai September 2010. DAS Mikro Cakardipa memiliki 6 jenis penggunaan lahan, disajikan pada Gambar 1. Areal hutan (H) mencakup luasan 0.13 ha atau 0,22 % dari total areal DAS mikro Cakardipa, sedangkan kebun campuran (KC) terdapat di sebelah kanan kiri jalur aliran seluas 26,19 ha atau 43,09 % dari total areal DAS Mikro Cakardipa. Areal ini didominasi oleh tanaman tahunan seperti alpukat, nangka, sirsak, pisang, akasia, dan suren. KS (kebun sayuran) mencapai luas 3,11 ha atau 5,11% dari total areal DAS mikro Cakardipa, ditanami cabe, caisin, kacang panjang, dan wortel. Budidaya sayuran dan bunga dilakukan di rumah kaca (Ki) dengan luas 0,77 ha atau 1,26 % dari total areal DAS Mikro Cakardipa. Daerah



Gambar 1. Penggunaan lahan di DAS mikro Cakardipa, Sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu, Bogor

Figure 1. Land use in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus Subcatchment, Ciliwung upstream catchment area, Bogor

pemukiman (KP) terdiri pemukiman penduduk dan pekarangan terdapat di kampung Lemah Neundeut dan Bojong Keji seluas 7,20 ha atau 11,85% dari total areal DAS mikro Cakardipa. Penggunaan lahan yang dominan adalah sawah (Sw) mencakup areal seluas 23,39 ha atau 38,47% dari total areal DAS mikro Cakardipa.

Bahan dan Alat

Bahan yang digunakan yaitu: peta rupabumi skala 1:25.000, peta geologi skala 1:100.000, dan peta geohidrologi skala 1:250.000; data tinggi muka air (debit); sifat fisik, kimia, dan mineral tanah. Sedangkan peralatan yang digunakan yaitu: alat pengukur penetapan kedalaman air tanah; piezometer, tensiometer, *suction sampler* (pompa pengambil air tanah dan air bumi); botol untuk menyimpan sampel air; ring sampel; GPS (*global positioning system*); AWLR (*automatic water level recorder*); ARR (*automatic rainwater recorder*) tipe HOBO; current meter; bor tanah; dan seperangkat komputer, plotter, dan digitizer; software Arc-View ver. 3.3.

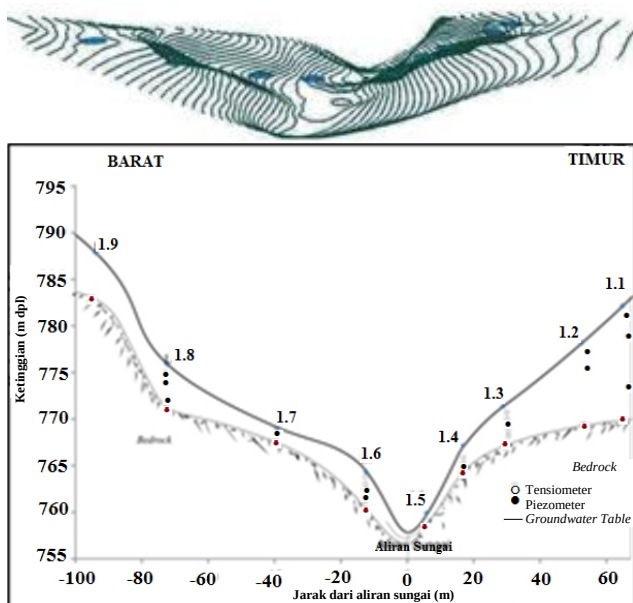
Metodologi

Pengamatan Kedalaman Batuan dan Pengamatan Hidrokimia

Pengamatan kedalaman tanah dan batuan (*bedrock*) diperlukan sebagai dasar dalam menentukan kedalaman pemasangan jaringan peralatan pengamatan hidrokimia

(piezometer, tensiometer, dan *suction sampler*). Untuk menentukan kedalaman batuan dilakukan pengeboran tanah pada setiap kedalaman 50 cm sampai 1 m untuk melihat karakteristik dari tanah dan batuan.

Pemasangan jaringan pengamatan hidrokimia dilakukan pada suatu transek yang ditetapkan sesuai dengan jalur aliran air di lahan kering berlereng (*hillslope*) masing-masing 5 titik pada lereng arah timur dan 4 titik pada lereng arah barat dari sungai DAS mikro Cakardipa. Pemasangan alat pengamatan hidrokimia secara vertikal disajikan pada Gambar 2. Jaringan alat pengamatan hidrokimia seluruhnya berjumlah 68 buah, terdiri atas 25 tensiometer, 16 piezometer, dan 27 *suction sampler* yang dipasang pada beberapa kedalaman. Tensiometer dipergunakan untuk mengukur potensial air tanah, piezometer untuk mengukur kedalaman muka air tanah dan pengambilan contoh air bumi (*groundwater*), sedangkan *suction sampler* untuk menyedot sampel air tanah.



Gambar 2. Skema pemasangan jaringan pengamatan hidrokimia di lereng sebelah barat dan timur DAS mikro Cakardipa, Sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu

Figure 2. Scheme of hydrochemical observation network installation at west and east slope of Cakardipa micro catchment, Ciliwung upstream catchment area

Keterangan:

L₁, L₂, L₈, L₉: terdiri dari tensiometer dan *suction sampler* pada beberapa kedalaman

L₃, L₄, L₅, L₆, L₇: terdiri dari tensiometer, piezometer, dan *suction sampler* pada beberapa kedalaman

Pengamatan Hidrometrik

Untuk mempelajari karakteristik aliran DAS Mikro Cakardipa dilakukan instalasi alat pengukur tinggi muka air otomatis (AWLR) tipe pelampung. Persamaan lengkung debit pada bangunan weir berbentuk persegi panjang sebagai berikut:

$$Q = C * L * H^{1.5} * \sqrt{2.g} \dots\dots\dots (1)$$

dengan:

Q = debit (m³ s⁻¹)

H = tinggi muka air pada weir (m)

C = koefisien weir (0,35)

g = percepatan gravitasi bumi 9,8 m s⁻²

L = lebar mulut weir (m)

Persamaan kurva lengkung debit weir DAS Mikro Cakardipa, sebagai berikut:

- Ketinggian muka air < 29 cm, maka
 $Q = 0,35 \times 0,9 \times H^{1,5} \times (2 \times 9,8)^{0,5} \dots\dots\dots (2)$

- Ketinggian muka air > 29 cm, maka
 $Q = 0,35 \times 0,39 \times (0,29)^{1,5} \times (2 \times 9,8)^{0,5} + 0,35 \times 1,98 \times (H - 0,29)^{1,5} \times (2 \times 9,8)^{0,5} \dots\dots\dots (3)$

Untuk mempelajari karakteristik hujan sesaat dilakukan instalasi pengamat hujan otomatis dalam interval waktu 5 menit.

Penentuan Arah Aliran Air secara Vertikal dan Lateral

Jalur aliran ditentukan di wilayah lereng atas, tengah, dan bawah sampai ke jalur sungai. Jalur aliran bawah permukaan ditetapkan berdasarkan garis equipotensial yang menggambarkan titik-titik yang memiliki potensial air yang sama. Arah aliran bawah permukaan secara vertikal dan lateral ditentukan berdasarkan perbedaan (gradient) tinggi hidrolik air bumi antara dua titik pengamatan pada kedalaman yang berbeda di areal lereng tengah dan bawah. Menurut Subagyo dan Tanaka (2007), gradien tinggi hidrolik secara vertikal ($\partial H / \partial z$) dihitung berdasarkan persamaan 4:

$$\partial H / \partial z = (H_2 - H_1) / (z_2 - z_1) \dots\dots\dots (4)$$

dengan :

H₁ dan H₂ adalah tinggi hidrolik pada kedalaman pemasangan alat pengamatan hidrokimia (tensiometer) terendah (0,25 m) dan tertinggi (9 m), serta z₁ dan z₂ adalah ketinggian tempat titik pengamatan.

Tabel 1. Jumlah sampel air dan metode pengambilannya

Table 1. Total water samples and sampling method

No	Jenis sampel	Metode pengambilan sampel	Jumlah lokasi sampling	Frekuensid	Total sampel
1.	Air tanah	<i>Suction sampler</i>	21	Bulanan dan setiap kejadian hujan	193
2.	Air bumi	Piezometer	16	Bulanan dan setiap kejadian hujan	412
3.	Air sungai	Manual	3	Bulanan dan setiap kejadian hujan	87
4.	Air hujan	Ombrometer	1	Pada saat kejadian hujan	16
5.	Aliran Permukaan	Chin-ong meter	4	Pada saat kejadian hujan	140
6.	Air saluran	Manual	1	Bulanan dan setiap kejadian hujan	26
Total			48		874

Gradien tinggi hidrolik secara lateral ($\partial H/\partial z$) dihitung berdasarkan persamaan 5:

$$\partial H/\partial z = (H_b - H_a)/(z_b - z_a) \dots\dots\dots (5)$$

dengan:

H_a dan H_b tinggi hidrolik pada titik pengamatan L_4 dan L_5 , sedangkan z_a dan z_b adalah ketinggian tempat pada titik pengamatan L_4 dan L_5 .

Keragaman Unsur Kimia Air secara Spasial dan Temporal

Keragaman unsur kimia air secara spasial ditentukan dengan menghitung standar deviasi dan koefisien keragaman. Sedangkan analisis data berdasarkan seri waktu (*time series*) digunakan untuk mengetahui keragaman unsur kimia air secara temporal. Untuk mempelajari proses hidrologi dan hidrokimia yang dapat berubah secara temporal, digunakan analisis autokorelasi dengan menggunakan metode Hann (1977) pada persamaan 6:

$$\rho(\tau) = \text{Cov}(X_{(t)}, X_{(t+\tau)})/\text{Var}(X_{(t)}) \dots\dots\dots (6)$$

dengan:

$\rho(\tau)$ adalah fungsi autokorelasi, $\text{Cov}(X_{(t)}, X_{(t+\tau)})$ adalah autocovarian, dan $\text{Var}(X_{(t)})$ adalah keragaman. Covarian ditentukan menggunakan persamaan 7, sedangkan keragaman ditetapkan melalui persamaan 8, sebagai berikut:

$$\text{Cov}(X_{(t)}, X_{(t+\tau)}) = \sum_{j=1}^m (X_{i(t)} - X_{(t)})(X_{i(t+\tau)} - X_{(t+\tau)})/m \dots\dots\dots (7)$$

$$\text{Var}(X_{(t)}) = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X})^2/n_i/(n-1) \dots\dots\dots (8)$$

dengan:

$X_{(t)}$ merepresentasikan proses stokastik
 $\bar{X}$ rata-rata data
 k jumlah kelompok data, dan
 n adalah jumlah data pengamatan.

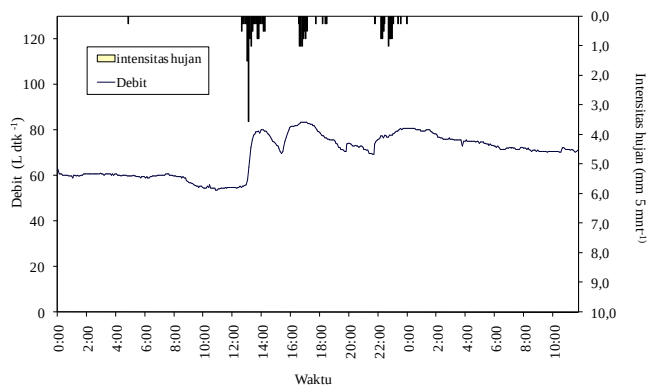
Pengambilan Sampel Air

Pengambilan sampel air menggunakan suction sampler, kemudian dimasukkan kedalam botol sampel. Pengambilan sampel air meliputi air tanah dan air bumi (*groundwater*) yang diambil dan diamati melalui tensiometer, *suction sampler*, dan piezometer. Selain itu juga diambil sampel air sungai di bagian hulu, tengah, dan hilirnya. Analisis air dilakukan terhadap kandungan unsur: K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , SiO_2 , SO_4^{2-} , PO_4^{2-} , NO_3^{-1} , Cl^{-1} , dan HCO_3^{-} . Anion ditentukan dengan ion chromatography, sedangkan kation dengan *Atomic Absorption Spectrophotometry* (AAS). Jumlah sampel air dan metode pengambilannya disajikan pada Tabel 1.

Hasil dan Pembahasan

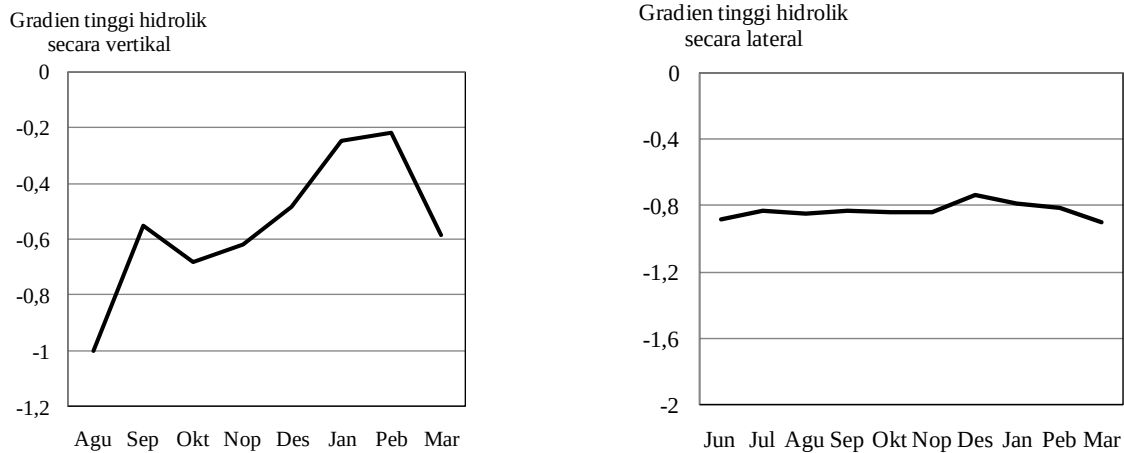
Karakteristik Curah Hujan dan Debit

Karakteristik curah hujan tanggal 14 Februari 2010 digunakan dalam mempelajari dinamika aliran bawah permukaan disajikan pada Gambar 3.



Gambar 3. Intensitas hujan dan debit sesaat pada episode 14 Februari 2010 di DAS Mikro Cakardipa Sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu

Figure 3. Raining intensity and momentarily water debit at episode of 14th February 2010 in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchment area



Gambar 4. Fluktuasi tinggi hidrolik bulanan air bumi secara lateral dan vertikal di DAS mikro Cakardipa, Sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu

Figure 4. Monthly fluctuation of hydraulic height of groundwater, laterally and vertically in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchment area

Curah hujan maksimum pada episode hujan ini mencapai 3.6 mm 5 mnt⁻¹ atau 42.7 mm jam⁻¹ dengan puncak debit sekitar 80 L dtk⁻¹.

Dinamika Aliran Bawah Permukaan pada Saat Hujan

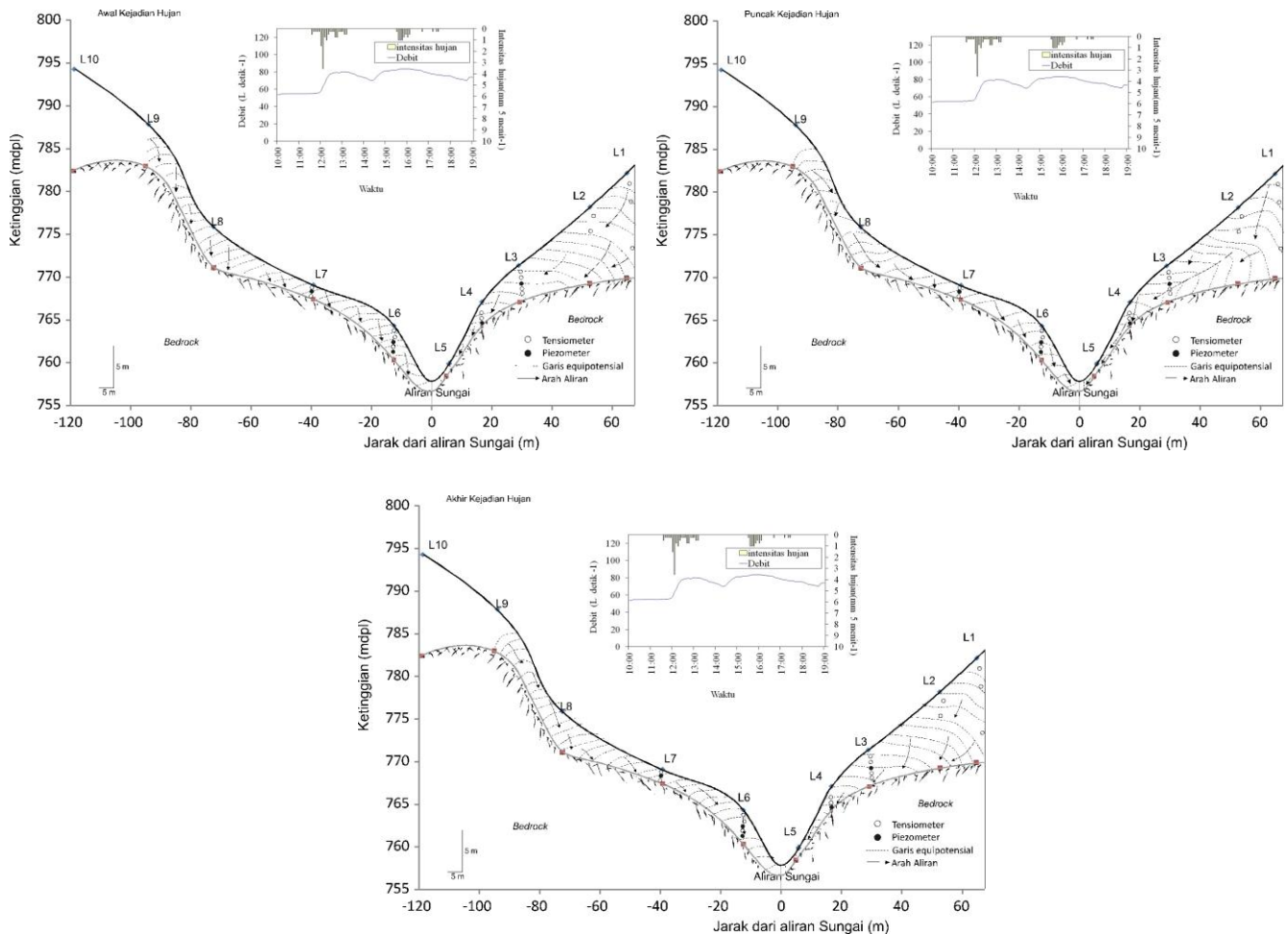
Aliran air bervariasi secara vertikal dan lateral dalam skala waktu. Data-data tinggi hidrolik berdasarkan pengamatan melalui tensiometer dan piezometer menunjukkan bahwa aliran air secara vertikal dan aliran air dari lereng ke arah sungai (lateral) berfluktuasi dalam skala waktu (Gambar 4). Pada saat terjadi aliran air secara vertikal unsur hara akan terangkut ke lapisan tanah yang lebih dalam, sedangkan pada saat terjadi aliran air secara lateral unsur hara akan terangkut ke alur sungai.

Pada saat awal terjadinya hujan, aliran air mengalir secara vertikal, aliran kemudian menjadi aliran lateral karena adanya penambahan curah hujan. Terdapat pola aliran yang berbeda pada segmen-segmen

1. Pada awal kejadian hujan terjadi aliran vertikal di dekat punggung bukit. Aliran air yang cepat jelas terjadi di lereng selama terjadi hujan sehingga memungkinkan unsur kimia tercuci dari bagian lereng ini. Potensial air dan jalur aliran dimana air mengalir juga mempengaruhi perbedaan konsentrasi kimia air yang melalui lereng hingga ke sungai. Beberapa hasil penelitian menyatakan bahwa di area yang memiliki lereng curam, tanah tipis, air akan bergerak secara vertikal, lalu tertahan pada lapisan antara tanah dan batuan (soil-bedrock interface), dan kemudian bergerak secara lateral (McDonnell 1990, Tani 1997; Sidle et al 2000; Freer et al 2002; Uchida et al. 2002). Di daerah lereng air akan terinfiltrasi dengan cepat ke dalam tanah diikuti oleh meningkatnya tingkat kebasahan pada zone bawah permukaan yang dangkal.

Menurut Subagyono (2002) air akan terdistribusi ke dalam profil tanah dan sebagian akan bergerak ke lereng bagian bawah pada kedalaman 1 meter dan ini merupakan aliran bawah permukaan.

2. Adanya perubahan arah aliran pada lereng bagian tengah (antara jaringan pengamatan L2 dan L3) menjadi aliran lateral pada saat hujan mencapai puncaknya. Adanya perubahan arah aliran yang konsisten dengan adanya penambahan curah hujan dan tingkat kebasahan tanah sangat dipengaruhi oleh ketajaman lereng. Kondisi topografi merupakan faktor fisik yang dominan dan sangat mempengaruhi arah aliran (Beven dan Kirby, 1979; dan O'Loughlin, 1986). Beberapa model hujan-aliran permukaan memperhitungkan indeks topografi untuk melihat distribusi dan dinamika hubungan air-tanah secara spasial di dalam DAS. Indeks topografi baru (TWI*d) yang dikemukakan oleh Lanni et al. (2011) merupakan salah satu indeks yang dapat digunakan untuk menggambarkan proses aliran bawah permukaan pada saat topografi (dalam hal ini aliran lateral) merupakan faktor penentu dalam mekanisme aliran bawah permukaan.
3. Adanya aliran (vertikal dan lateral) yang bervariasi antara batas lereng bagian bawah dengan daerah di dekat aliran sungai (antara jaring pengamatan L4 dan L6). Menurut McGlynn et al. (1999) adanya perbedaan ketinggian yang jelas di lereng akan terdapat aliran yang bervariasi.
4. Adanya aliran lateral di dekat daerah aliran sungai (L5) dengan aliran sungai. Menurut Tsuboyama et al. (1994), McDonnell (1990), dan Uchida et al. (1999), pergerakan air secara lateral dalam tanah merupakan proses penting dalam kaitannya dengan pendistribusian air, hara, dan larutan. Aliran secara



Gambar 5. Dinamika aliran bawah permukaan pada 14 Februari 2010 di DAS mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung hulu

Figure 5. Subsurface flow dynamics on 14th February 2010 in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchmanet area

lateral juga berperan pada pencucian hara/nutrient flushing (Buttle *et al.* 2001), serta pendistribusian aliran ke sungai (Freer *et al.* 2002; McDonnell, 1990) dan ke zone riparian (zone basah) (McGlynn dan McDonnell, 2003a).

Menurut Subagyono (2002), Tanaka dan Ono (1998) perubahan arah aliran air tanah di lereng dipengaruhi oleh ketebalan (kedalaman) tanah dan keadaan lereng. Pada penelitian ini lereng bagian bawah memiliki ketebalan tanah dan kedalaman batuan yang jauh lebih kecil dibandingkan lereng atas. Perbedaan kedalaman tanah dan batuan serta posisi titik pengamatan yang sangat berbeda ketinggiannya terdapat pada titik L₄ dan L₅, L₅ dengan L₆ serta L₅ dan L₆ dengan alur sungai. Akumulasi unsur hara pada umumnya meningkat di titik L₅ dibandingkan dengan L₄.

Aliran air secara perlahan menjadi aliran vertikal selama penurunan kurva hidrograf (resesi). Air yang mengalir secara perlahan ke dalam aliran sungai selama kurva resesi menunjukkan adanya penurunan jumlah

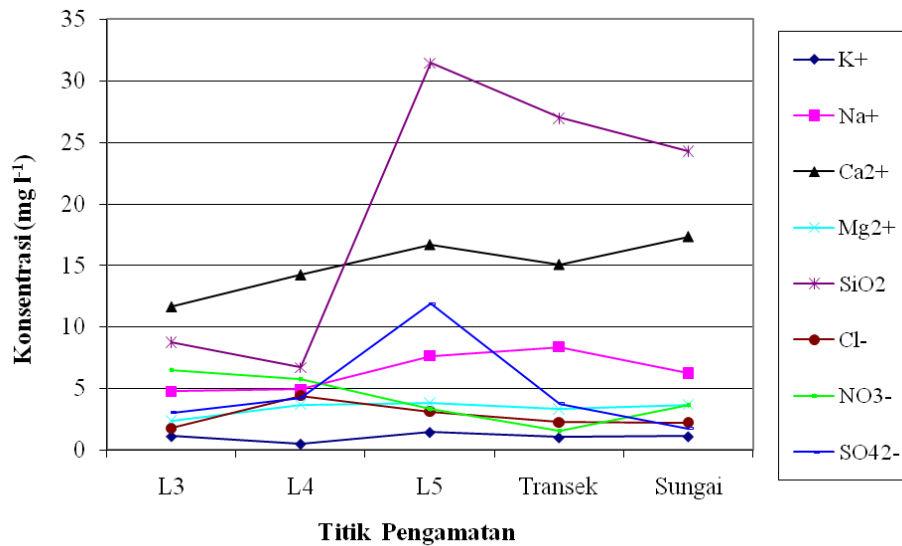
(proporsi) aliran yang bertahap pada hidrograf. Perbedaan ketinggian tempat dan ketebalan tanah dan kedalaman batuan antar pengamatan L₄ dan L₅ demikian juga pengamatan L₆ dan L₅ mengakibatkan peningkatan unsur hara di segmen ini.

Keragaman Hidrokimia secara Spasial

Konsentrasi unsur hara di lereng bagian atas dan bawah menunjukkan trend yang khas (Gambar 6 dan 7). Trend ini erat kaitannya dengan proses aliran, dimana aliran ke segmen lereng bagian bawah menyebabkan akumulasi hara di segmen tersebut. Karena aliran yang sangat cepat terjadi di segmen lereng bagian atas pada saat terjadi hujan, biasanya konsentrasi unsur hara tercuci dari segmen ini. Pada Tabel 2 dapat dilihat terdapat keragaman konsentrasi kimia air secara spasial (pada beberapa sumber limpasan) dan temporal (musim). Pada musim kemarau pada umumnya konsentrasi kimia air di dalam air tanah lebih besar dari pada air bumi. Konsentrasi pelarut yang

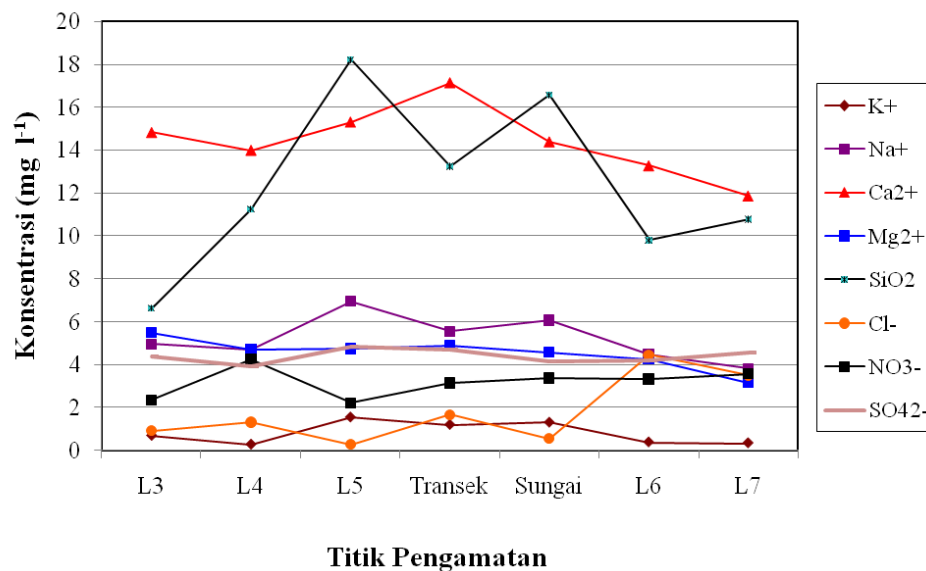
tinggi pada air tanah diduga karena pada musim kemarau air tidak dapat mengalir sampai ke kedalaman air bumi. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pada musim kemarau air hujan tidak menjadi sumber limpasan bagi DAS mikro Cakardipa. Hal ini sejalan dengan penelitian Bernal *et al.* (2006) yang menyatakan bahwa lereng (*hillslope*), air tanah riparian, dan air hujan (*event wáter*) merupakan sumber aliran di dalam DAS, namun kimia aliran tidak dapat dijelaskan oleh ketiga sumber limpasan tersebut pada saat musim kemarau.

Berbeda dengan unsur kimia air lainnya yang konsentrasinya lebih besar pada air tanah dibandingkan air bumi baik pada musim kemarau maupun musim hujan, konsentrasi SiO_2 ternyata lebih besar pada air bumi dibandingkan air tanah yaitu sebesar 20,510 dan 15,164 mg L⁻¹ berturut-turut pada air bumi dan air tanah pada MK, dan 10,964 dan 9,580 mg L⁻¹ berturut-turut pada air bumi dan air tanah pada MH. Konsentrasi kimia air pada air hujan pada umumnya lebih kecil dibandingkan yang



Gambar 6. Kandungan kation dan anion utama di dalam air bumi di beberapa titik pengamatan (Musim Kemarau 2009) di DAS mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu

Figure 6. The dominant cation and annion content in groundwater at several observation points (Dry Season 2009) in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchmanet area



Gambar 7. Kandungan kation dan anion utama di dalam air bumi di beberapa titik pengamatan

Figure 7. The dominant cation and annion content in groundwater at several observation points

Tabel 2. Keragaman konsentrasi hidrokimia secara spasial pada musim kemarau dan hujan di DAS mikro Cakardipa, DAS Ciliwung hulu

Table 2. Variability of hydrochemical concentration spatially at dry and rainy seasons in Cakardipa micro catchment, Ciliwung upstream catchment area

Musim	Sumber aliran		Konsentrasi									
			K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	
mg l ⁻¹												
MK	Air bumi	Rerata	1,092	6,665	14,617	3,295	20,510	6,365	4,081	2,784	0,768	
		SD	0,535	2,804	6,078	1,643	14,364	8,609	2,999	3,366	0,573	
		CV(%)	48,966	42,079	41,584	49,874	70,033	135,260	73,506	120,886	74,637	
		n	12	12	12	12	12	12	12	12	12	
	Air tanah	Rerata	6,645	73,172	49,485	3,761	15,164	19,980	15,095	23,856	1,635	
		SD	8,202	94,855	20,390	2,256	8,722	15,852	14,612	10,369	0,407	
		CV(%)	123,437	129,633	41,205	59,983	57,519	79,339	96,798	43,467	24,897	
		n	11	11	11	11	11	11	11	5	11	
	MH	Air bumi	Rerata	0,647	4,928	13,457	4,134	10,964	2,829	3,979	4,439	0,925
			SD	0,551	1,593	5,717	1,543	8,286	3,020	5,768	1,278	0,385
			CV(%)	85,198	32,327	42,488	37,332	75,580	106,746	144,964	28,795	41,677
			n	126	126	126	126	126	117	123	120	118
Air tanah		Rerata	1,468	7,371	25,669	4,837	9,580	5,436	5,341	9,116	1,474	
		SD	2,384	8,161	12,067	3,128	5,358	7,115	6,545	13,697	1,222	
		CV(%)	162,361	110,710	47,010	64,671	55,931	130,875	122,549	150,254	82,896	
		n	104	105	105	105	104	97	79	93	74	
Air hujan		Rerata	0,576	1,118	3,770	0,724	1,890	1,440	7,114	3,987	4,929	
		SD	0,607	1,424	4,127	1,277	5,371	1,064	7,207	0,444	3,376	
		CV(%)	105,271	127,309	109,480	176,414	284,154	73,917	101,313	11,129	68,481	
		n	14	14	14	14	14	14	14	14	14	

Keterangan: MK: musim kemarau, MH: musim hujan, SD: standar deviasi, CV: koefisien keragaman, n: jumlah contoh

terdapat pada air bumi maupun air tanah. Konsentrasi kalsium pada umumnya dominan pada air bumi maupun pada air tanah, baik pada musim hujan maupun kemarau. Keragamannya juga tinggi sesuai dengan koefisien keragamannya.

Untuk mempelajari keragaman konsentrasi kimia air secara spasial di lereng (di titik-titik pengamatan) dan sekitar alur sungai disajikan pada Gambar 6 dan 7. Hasil analisis terhadap sampel air pada musim kemarau menunjukkan bahwa fluktuasi kandungan kation dan anion air bumi memiliki pola yang serupa, meskipun pada titik pengamatan L5 (posisinya di lereng bagian bawah) dan transek di dekat sungai unsur-unsur tersebut memiliki konsentrasi yang lebih tinggi. Menurut Subagyono (2007) kecenderungan konsentrasi yang lebih tinggi adalah berkaitan dengan proses aliran dimana aliran ke bawah di zone lereng bagian bawah menyebabkan terjadinya akumulasi unsur kimia tersebut. Aliran air yang cepat jelas terjadi di lereng selama terjadi hujan sehingga memungkinkan unsur kimia tercuci dari bagian lereng ini. Potensial air dan jalur aliran dimana air mengalir juga mempengaruhi perbedaan konsentrasi hidrokimia yang melalui lereng hingga ke sungai.

Konsentrasi Ca di lereng lebih rendah karena adanya proses pencucian dan Ca yang terlarut mengalir ke daerah transek/perpotongan antara lereng dan sungai, fenomena ini dapat menjelaskan adanya hubungan antara zone lereng dan zone bukan lereng selama proses limpasan. Hal ini sejalan dengan penemuan McGlynn *et al.* (1999) dan Subagyono (2002) yang menyatakan bahwa aliran yang bervariasi (lateral dan vertikal) terjadi karena adanya perbedaan ketinggian daerah lereng. Gambar 6 dan 7 menyajikan kandungan anion dan kation utama di dalam air bumi di beberapa titik pengamatan berturut-turut pada musim kemarau (periode Juni-September 2009) dan musim hujan (periode Oktober 2009-April 2010).

Gambar 8 a-e menyajikan fluktuasi konsentrasi kation dan anion air tanah pada beberapa kedalaman. Pada kedalaman 250 cm di titik pengamatan L4 konsentrasi kation dan anion lebih tinggi dibandingkan dengan L3 dan L6, hal ini terlihat nyata pada Na, Cl, Ca yang jauh lebih tinggi dibandingkan unsur yang lain (Gambar 8 a). Pada kedalaman lainnya (gambar 8 b-e) konsentrasi Ca juga rata-rata lebih tinggi dari unsur lainnya. Ca juga meningkat pada titik pengamatan di lereng yang tinggi dan menurun pada titik pengamatan di daerah lereng bawah dan mendekati sungai. Menurut Subagyono *et al.* (2005)

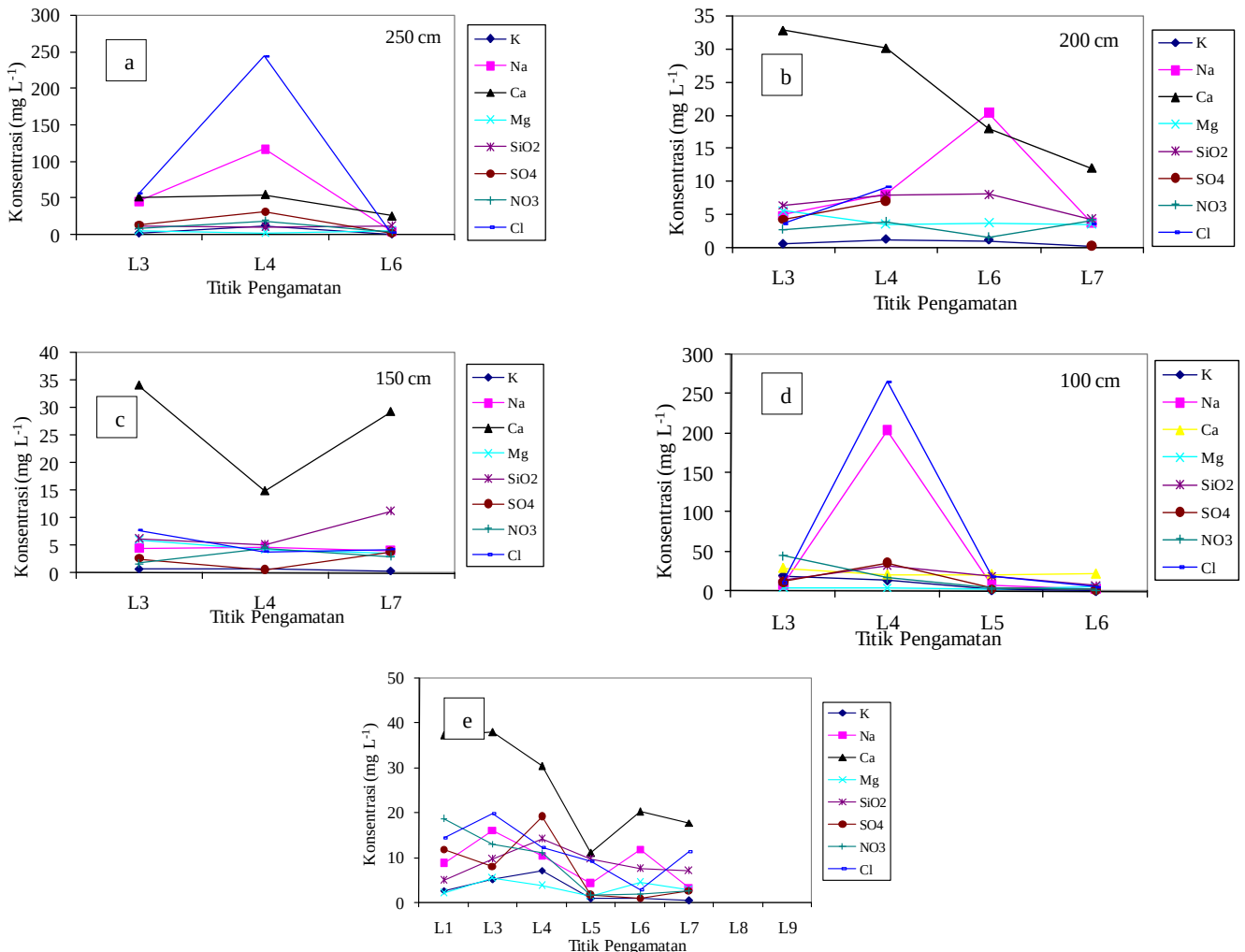
perubahan yang mencolok pada konsentrasi Ca dibandingkan unsur lain adalah berkaitan erat dengan proses aliran yaitu karena aliran secara lateral di lereng berjalan lebih dalam, maka konsentrasi Ca di dalam air tanah dan air bumi meningkat.

Keragaman Kimia Air Secara Temporal

Untuk melihat dinamika konsentrasi pelarut secara time series digunakan fungsi autokorelasi. Plot fungsi autokorelasi air bumi, air tanah, dan air hujan pada angka lagnya disajikan pada Gambar 9, 10, dan 11. Pada Gambar-gambar tersebut dapat dilihat bahwa hampir semua unsur kimia air memiliki pola acak (random). Hampir semua unsur kimia air di dalam air bumi memiliki dinamika yang cukup besar kecuali NO_3 , hal ini menggambarkan bahwa NO_3 ini mudah tercuci.

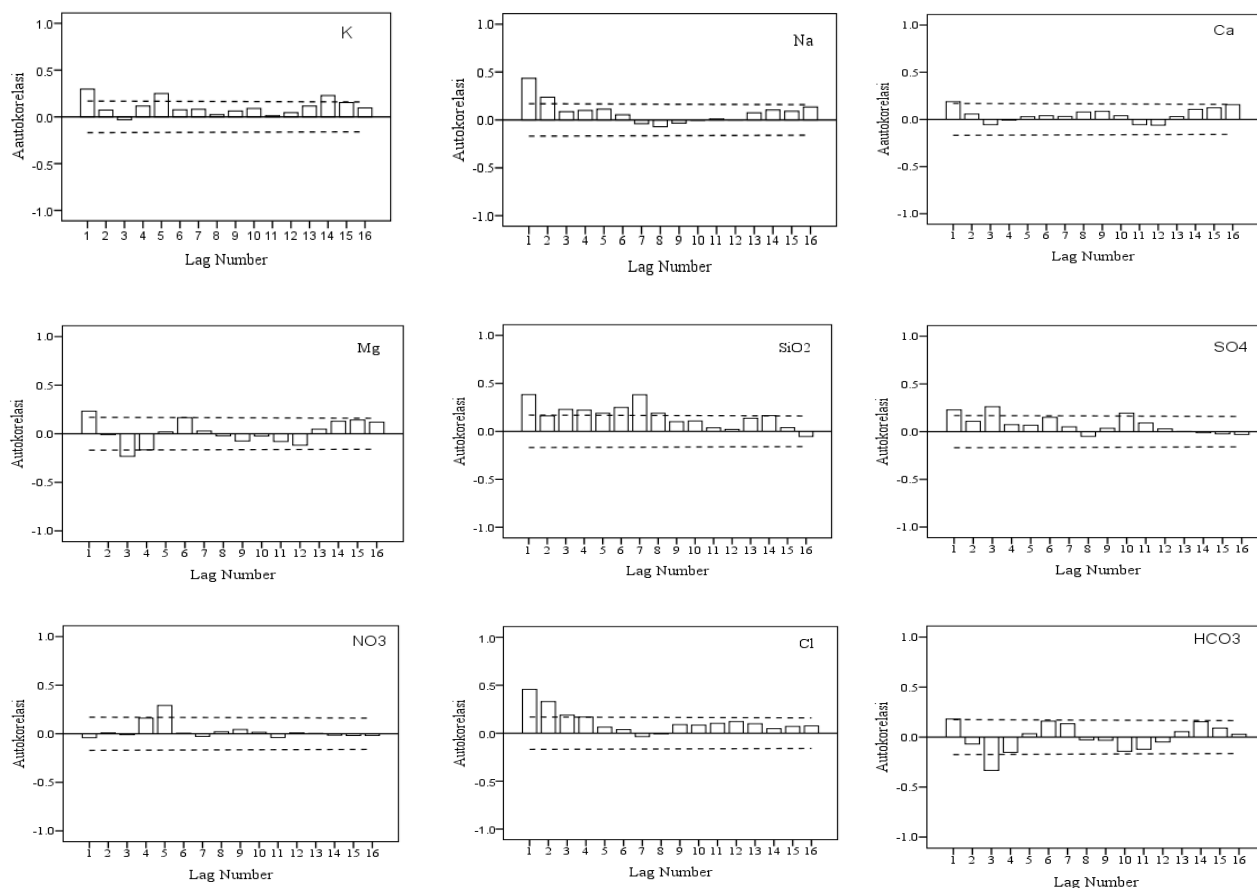
Fungsi autokorelasi pada air hujan lebih besar dibandingkan dengan air bumi dan air tanah. Hal ini menunjukkan bahwa keragaman konsentrasi hidrokimia

secara temporal pada air bumi dan air tanah berbeda dengan di air hujan. Air hujan akan bergerak secara vertikal pada awal kejadian hujan di wilayah lereng bagian atas dan berpotensi menyebabkan terjadinya pencucian unsur hara. Pada saat menjelang puncak hujan air bumi bergerak secara vertikal dan lateral di lereng bagian bawah, dan memungkinkan terjadi akumulasi unsur hara di lereng bagian bawah. Hal ini sejalan yang dikemukakan Subagyo dan Tanaka (2007) bahwa pada kejadian hujan yang besar aliran preferensial terjadi di lereng, sementara pada beberapa kejadian hujan aliran pada ruang antara lapisan tanah dan batuan (soil bedrock interface) dapat terjadi di lereng tetapi tidak mencapai air bumi dalam di daerah yang basah sekitar sungai. Aliran preferensial di lereng sangat potensial menyebabkan pencucian hara, sedangkan aliran vertikal di daerah basah sekitar aliran sungai menyebabkan akumulasi hara. Proses pencucian hara dan kecepatan aliran air di areal lereng dapat dikurangi dengan mengaplikasikan teknik konservasi tanah melalui pembuatan rorak dan alley cropping. Selain itu budidaya tanaman tahunan dapat meningkatkan



Gambar 8. Distribusi kation dan anion pada air tanah pada beberapa kedalaman secara spasial di DAS Mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung hulu

Figure 8. Cation and annion distribution in groundwater at various depth spatially in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus Subcatchment, Ciliwung upstream catchment area



Gambar 9. Korrelogram beberapa unsur kimia air pada air bumi di DAS Mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung hulu periode Juni 2009-April 2010

Figure 9. Correlogram of some water chemical elements in groundwater in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchmanet area in the period of June 2009 to April 2010

intersepsi dan infiltrasi dan mengurangi laju aliran air dibandingkan tanaman semusim. Informasi dinamika pergerakan air, pergerakan dan ketersediaan unsur hara secara spasial dan temporal yang diperoleh dari penelitian ini dapat digunakan sebagai masukan dalam pengelolaan lahan berlereng yang mendominasi wilayah Indonesia.

Kesimpulan

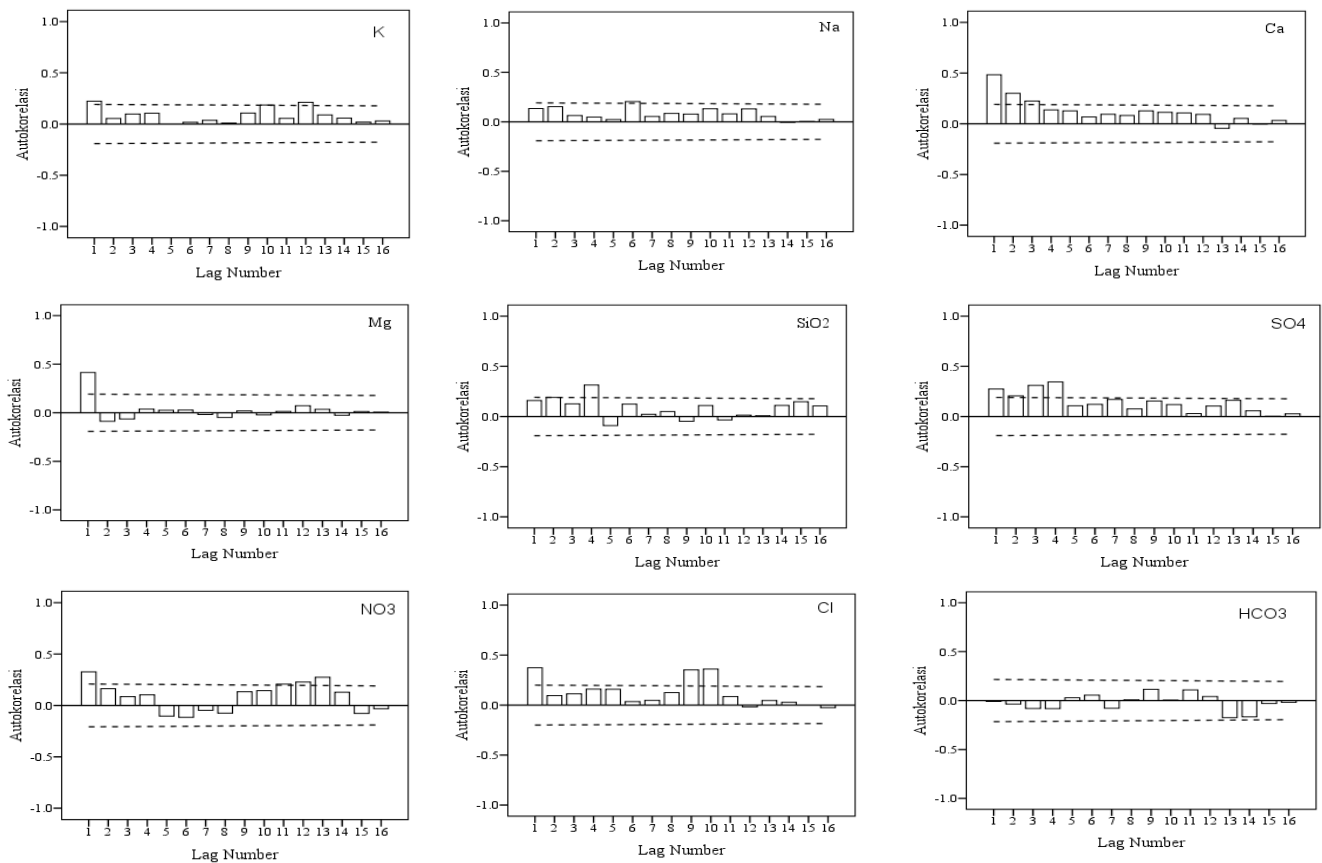
Keragaman kimia air secara spasial dan temporal sangat dipengaruhi oleh dinamika perilaku aliran bawah permukaan yang melalui lereng atas, lereng bawah dan sungai dari suatu daerah tangkapan air. Pada musim kemarau dan musim hujan konsentrasi K, Na, Ca, Mg, SO₄, NO₃, Cl, HCO₃ pada air tanah (soil water) lebih besar daripada air bumi (groundwater). Konsentrasi K, Na, Ca, Mg, SiO₂, SO₄, dan Cl pada air hujan lebih kecil daripada air tanah dan air bumi. Aliran air vertikal di lereng bagian bawah menyebabkan terjadinya akumulasi

unsur hara. Besaran dan arah aliran bawah permukaan dapat mengakibatkan perubahan konsentrasi kimia air secara spasial dan temporal.

Informasi perilaku hidrologi dan kimia air dalam suatu DAS bermanfaat dalam menyusun perencanaan pengelolaan lahan pertanian di daerah berlereng. Kesuburan tanah sangat dipengaruhi oleh perilaku unsur hara, sehingga status kesuburan tanah pada suatu DAS akan sangat dinamis dan dapat mempengaruhi produktivitas pertanian.

Ucapan Terima Kasih

Ucapan terima kasih disampaikan kepada Kerjasama Kemitraan Penelitian Pertanian dan Perguruan Tinggi (KKP3T) (DIPA TA. 2009-2010) dan DIPA Balitklimat (2008-2009) atas dukungan dana terhadap penelitian ini. Penghargaan yang tinggi kami sampaikan kepada Dr. Budi Kertiwa, CESA dan Ir. Sawiyo, MSi atas kerjasama yang baik selama penelitian.

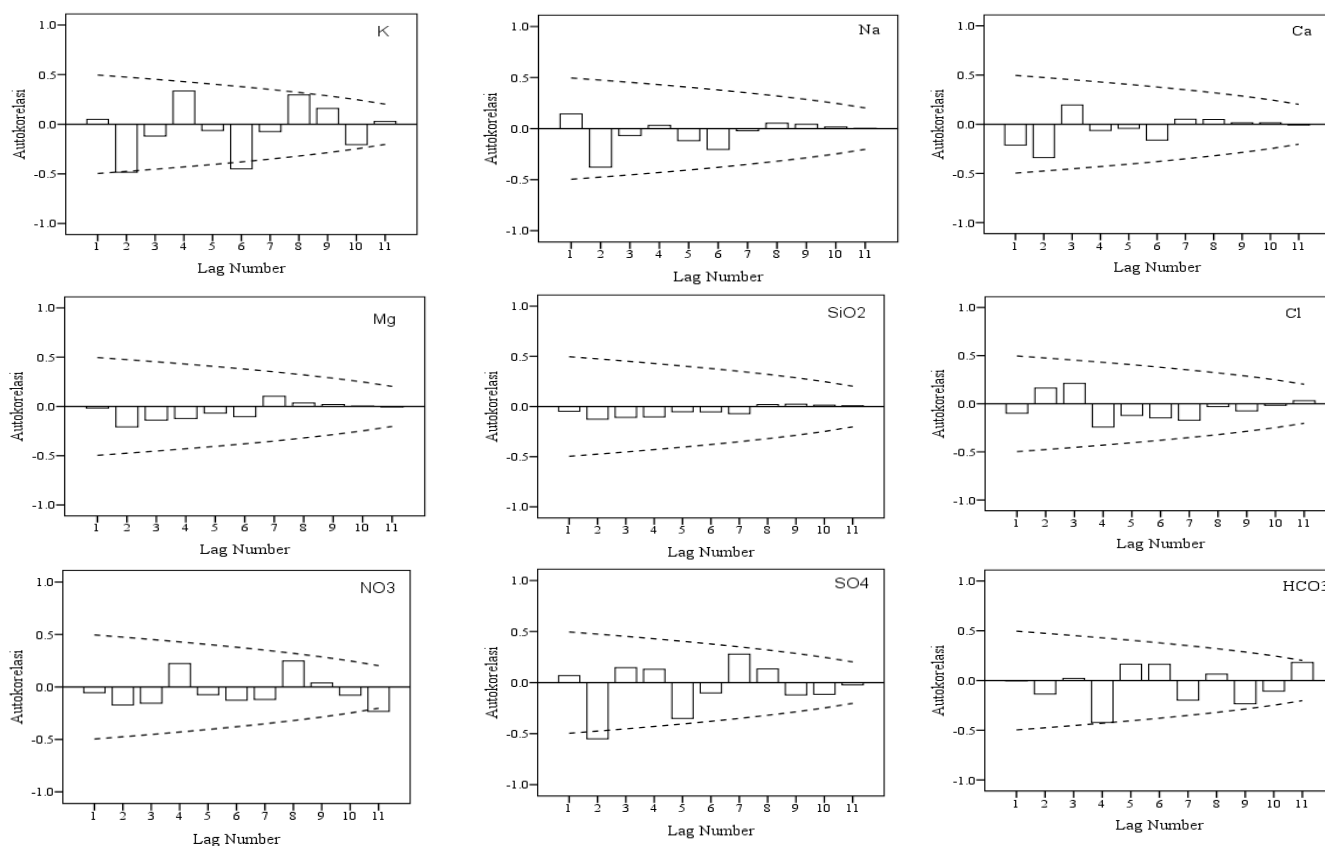


Gambar 10. Korrelogram Beberapa Unsur Kimia Air pada Air Tanah di DAS Mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung Hulu periode Juni 2009-April 2010

Figure 10. Correlogram of Some Water Chemical Elements in Subsurface Water in Cakardipa Micro Catchment, Cisukabirus Subcatchment, Ciliwung Upstream Catchmanet Area in the period of June 2009 to April 2010

Daftar Pustaka

- Bernal, S., A. Butturini, and F. Sabater. 2006. Inferring Nitrate Sources Through End Member Mixing Analysis in An Intermittent Mediterranean Stream. Abstract. Biogeochemistry 81, 269–289.
- Buttle, J.M., S.W. Lister, A.R. Hill. 2001. Controls on runoff components on a forested slope and implications for N transport. Hydrological Processes 15 (6): 1065–1070
- Bonell, M. 1998. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology. 150: 217–275.
- Beven, K.J., M. J. Kirkby. 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrology Science Bulletin 24(1): 43–69.
- Freer, J., J.J. McDonnell, K.J. Beven, N.E. Peters, D.A. Burns, R.P. Hooper, and B. Aulenbach. 2002. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. Water Resources Research. 38(12): 1269. doi:10. 1029/ 2001 WR 000872.
- Haan, C.T. 1977. Statistical Methods in Hydrology. The Iowa State University Press, Ames, Iowa, USA. p. 236-288.
- Lanni, C., J.J. McDonnell, and R. Rigon. 2011. On the relative role of upslope and downslope topography for describing water flow path and storage dynamics: a theoretical analysis. Hydrol. Process. 25: 3909–3923. Published online 28 September 2011 in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/hyp.8263
- McDonnell, J.J. 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond variable source area concept of rainfall-runoff response. Hydrological Processes 17, 1869–1875.
- McGlynn, B.L. and J.J. McDonnell. 2003a. Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff. Water Resources Research. 39(11). doi:10.1029/2003WR002091.
- McGlynn, B.L., J.J. McDonnell, D. Brammer. 2002. A review of the evolving perceptual model of hillslope flowpaths at the Maimai catchment, New Zealand. J. Hydrol. 257, 1–26.
- McGlynn, B.L., J.J. McDonnell, J.B. Shanley, and C. Kendall. 1999. Riparian zone flowpath dynamics during snowmelt in small headwater catchment. Journal of Hydrology 222:75-92.
- McDonnell, J.J. 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. Water Resources Research. 26(11): 2821–2832.



Gambar 11. Korrelogram beberapa unsur kimia air pada air hujan di DAS mikro Cakardipa, sub DAS Cisukabirus, DAS Ciliwung hulu periode Juni 2009-April 2010

Figure 11. Correlogram of some water chemical elements in rainwater in Cakardipa micro catchment, Cisukabirus subcatchment, Ciliwung upstream catchmanet area in the period of June 2009 to April 2010

O'Loughlin, E.M. 1986. Prediction of subsurface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.* 7:425-448.

Subagyono, K. And T. Tanaka. 2007. The role of subsurface flow dynamic on spatial and temporal variation of water chemistry in a headwater catchment. *Indonesian Journal of Agricultural Science*. 8(1): 17-30.

Subagyono, K., T. Tanaka, Y. Hamada, and M. Tsujimura. 2005. Defining Hydrochemical Evolution of Streamflow Through Flowpath Dynamics in Kawakami Headwater Catchment, Central Japan. *Abstract. Hydrological Processes* 19 (10):1939–1965.

Subagyono, K. 2002. Linking Runoff Process and Spatial and Temporal Variation of Water Chemistry in a Forested Headwater Catchment. PhD Dissertation in Geoscience. University of Tsukuba, Japan.

Sidle, R.C., Y. Tsuboyama, S. Noguchi, I. Hosoda, H. Fujieda, and T. Shimizu. 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes* 14(3): 369–385.

Tromp-van Meerveld, H. J., A. L. James, J. J. McDonnell, and N. E. Peters. 2008. A reference data set of

hillslope rainfallrunoff response, Panola Mountain Research Watershed, United States, *Water Resour. Res.*, 44, W06502.

Tanaka, T. and T. Ono. 1998. Contribution of soil water and its flow path to stormflow Generation in a forested headwater catchment in Central Japan. In Kovar K, Tappeiner U, Peters NE, Craig RG(eds.). *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwater*. IAHS Publ.No 248:181-188.

Tani, M. 1997. Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology* 200: 84–109.

Tsuboyama Y, R.C. Sidle, S. Noguchi, and I. Hosoda. 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research* 30(4): 879–890.

Uchida, T., K.I. Kosugi, and T. Mizuyama. 2002. Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan. *Water Resources Research* 38(7).

Uchida, T., K. Kosugi, and T. Mizuyama. 1999. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall runoff phenomena in a mountainous watershed. *Journal of Hydrology* 222: 18–36.