

Identifikasi Karakteristik Daerah Infiltrasi Air Tanah Berdasarkan Nilai Tekanan Parsial CO₂ dan Indeks Kejenuhan CaCO₃ (SIc) di Perbukitan Karst Watuputih

*Characteristic Identification of Groundwater Infiltration
Area Based on the CO₂ Partial Pressure and the Calcite Saturation Indices (SIc)
in Watuputih Karst Hills*

Nofi Muhammad Alfan Asghaf^{1,2}, Boy Yoseph CSSS Alam¹, dan Hendarmawan¹

¹Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran

Jalan Dipatiukur No. 35 Bandung 40132 Indonesia, Kota Bandung, Jawa Barat 40132 Indonesia

²Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan

Jalan Diponegoro No 57 Bandung, Jawa Barat - Indonesia

Naskah diterima 05 November 2018, selesai direvisi 16 Juli 2019, dan disetujui 07 Agustus 2019

e-mail: geologialvan@gmail.com

ABSTRAK

Persebaran mata air di sekitar perbukitan karst Watuputih menunjukkan kawasan tersebut memiliki potensi air tanah yang tinggi. Kehadiran mata air karst tersebut sebagai akibat dari kondisi geologi yang didominasi oleh batuan karbonat yang mudah larut dan struktur geologi yang intensif. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik daerah infiltrasi air tanah berdasarkan analisis tekanan parsial CO₂ (Pco₂) dan indeks kejenuhan CaCO₃ (SIc), dikombinasikan dengan analisis fasies kimia air tanah dan kelurususan morfologi. Hasil analisis menunjukkan, pada densitas kelurususan morfologi tinggi memiliki nilai Pco₂ rendah dan air tanah dalam kondisi jenuh sedangkan pada densitas kelurususan morfologi rendah nilai Pco₂ tinggi dan air tanah dalam kondisi jenuh hingga tidak jenuh. Korelasi Pco₂ dengan SIc dikombinasikan dengan kondisi geologi dan fasies kimia air tanah menghasilkan tiga tipe mata air, yaitu (1) Nilai Pco₂ tinggi, nilai SIc jenuh hingga tidak jenuh, fasies hidrokimia dominan Ca-Mg-HCO₃, densitas morfologi rendah, lapisan soil tebal, dan media aliran air tanah dominan jaringan pori memiliki infiltrasi rendah; (2) Nilai Pco₂ rendah, nilai SIc jenuh, fasies hidrokimia dominan Ca-HCO₃, densitas morfologi tinggi, lapisan tanah tipis, dan media aliran air tanah dominan jaringan pori dan rekahan batuan yang rapat, tetapi mulai berkembang jaringan rongga, memiliki infiltrasi tinggi; dan (3) Nilai Pco₂ sangat tinggi, nilai SIc tidak jenuh, fasies hidrokimia Ca-Na-HCO₃ dan Ca-Mg-Cl-HCO₃, densitas morfologi tinggi, lapisan soil tebal, media aliran air tanah jaringan pori, dan litologi batuan nonkarbonatan, memiliki infiltrasi rendah.

Kata kunci: Densitas kelurususan, Indeks Kejenuhan CaCO₃, Infiltrasi, Tekanan parsial CO₂.

ABSTRACT

The distribution of springs around the Watuputih karst hills shows that the area has high groundwater potential. The presence of karst springs is a result of geological conditions which are dominated by soluble carbonate rocks and intensive geological structures. This study aims to determine characteristic of groundwater infiltration based on analysis of CO₂ partial pressure (Pco₂) and Calcite Saturation Indices (SIc), combined with analysis of groundwater chemical facies and morphological alignment. The results of the analysis show that the high morphological alignment

has a low Pco_2 value and saturated groundwater while the morphological density is low, the Pco_2 value is high and groundwater is saturated to unsaturated. Pco_2 and SIc correlation combined with geological conditions and groundwater chemical facies produces three types of springs, namely (1) High Pco_2 value, supersaturated to undersaturated SIc value, dominant hydrochemical facies of $Ca-Mg-HCO_3$, low morphological density, thick soil layer, and dominant groundwater flow media of pore network, and low infiltration. (2) Low Pco_2 value, supersaturated SIc value, dominant hydrochemical facies of $Ca-HCO_3$, high morphological density, thin soil layer, and dominant groundwater flow media in pore network and dense rock fractures, but cavity network begins to develop, and high infiltration; and (3) a very high Pco_2 , undersaturated SIc , high morphological density of hydrochemical facies of $Ca-Na-HCO_3$, and $Ca-Mg-Cl-HCO_3$, thick soil layer, pore flow network, and non-carbonate rock lithology, and low infiltration.

Keywords: Lineament density, the Calcite Saturation Indices, Infiltratio, the CO_2 partial pressure.

PENDAHULUAN

Persebaran bentang alam karst di Indonesia cukup luas, seluruhnya 20% dari luas total wilayah Indonesia (Adji dan Haryono, 1999). Air tanah merupakan sumber daya alam potensial kawasan karst, 20% dari populasi dunia tergantung pada air tanah yang diperoleh dari akuifer karst (Ford dan Williams, 2007). Salah satu kawasan karst potensial di Indonesia yaitu perbukitan karst Watuputih. Potensi sumber daya alamnya besar, terutama air tanahnya. Banyak mata air di sekitar perbukitan karst Watuputih. Kemunculan mata air menunjukkan adanya aliran air tanah di sekitar kawasan karst. Aliran air tanah bergantung kepada parameter hidrolik dan litologi penyusunnya, selain itu struktur geologi, geomorfologi, dan iklim yang mengontrol pergerakan air tanah (Goldscheider and Drew, 2007; dalam Kiraly, 2002).

Mata air di sekitar Perbukitan Watuputih harus dilestarikan dan dilindungi. Upaya perlindungan mata air yaitu dengan menjaga kuantitas dan kualitas air tanah di daerah imbuhan yang memiliki infiltrasi air tanah tinggi. Daerah dengan potensi infiltrasi air tanah tinggi berpengaruh terhadap kelestarian mata air. Batuan mudah larut, drainase permukaan langka, lapisan tanah tipis, cekungan-cekungan tertutup (dolin), dan sistem drainase bawah tanah di kawasan karst mengakibatkan proses infiltrasi air tanah sebagai proses hidrogeologi yang kompleks (Summerfield, 1991). Semua kawasan karst memiliki potensi sebagai tempat infiltrasi air tanah namun memiliki kuantitas yang bervariasi. Karakteristik kimia air tanah menggambarkan sistem aliran air tanah yang berkembang pada akuifer karst baik melalui media pori atau rekahan yang rapat (*diffuse*) maupun melalui jaringan rongga (*conduit*) (Domenico and Schwartz, 1990; Ford dan Williams, 2007).

Karakteristik aliran air tanah di kawasan karst diketahui dengan melakukan identifikasi hidrogeokimia. Fasies hidrokimia dan proses pelarutan batuan mencirikan proses hidrogeologi yang berlangsung dalam akuifer karst. Pelarutan antara air dan batuan dalam akufers karst merupakan Interaksi antara tiga komponen yaitu gas (CO_2), air (H_2O), dan batuan ($CaCO_3$) (Matthes, G., 1981; dalam Setiawan, 2016). Gas CO_2 berperan dalam proses pelarutan, difusi CO_2 ke dalam air tanah mengontrol pelarutan batuan karbonat, diketahui dari besarnya tekanan parsial CO_2 yang sudah mencapai equilibrium (Stumm dan Morgan, 1981; Drever, 1988; White, 1988; Adji dan Sudarmadji, 2010). Proses pelarutan juga dapat diketahui dari nilai indeks kejenuhan kalsit ($CaCO_3$) atau SIc yang berguna untuk mengetahui fase pelarutan atau pengendapan yang terjadi di akuifer karst (Jankowski, 2001). Larutan dalam keadaan setimbang (*equilibrium*) terhadap $CaCO_3$ jika harga $SIc = 0$, proses pelarutan terhadap $CaCO_3$ sudah berhenti. Harga SIc negatif menunjukkan kondisi larutan dalam keadaan tidak jenuh (*undersaturated*) terhadap $CaCO_3$ sehingga air mampu molarutkan $CaCO_3$. Harga SIc positif, larutan dalam keadaan lewat jenuh (*supersaturated*) terhadap $CaCO_3$ sehingga $CaCO_3$ terendapkan (Setiawan, 2015).

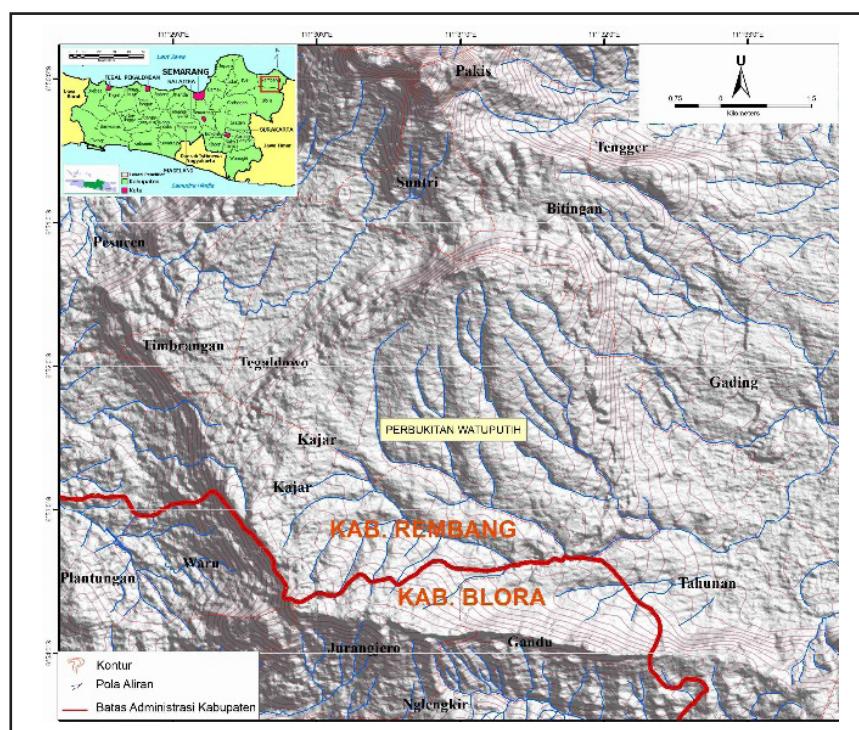
Infiltrasi air tanah menuju akuifer karst selain dikontrol oleh proses pelarutan batuan juga dipengaruhi oleh keberadaan struktur geologi dicerminkan dalam densitas kelurusinan morfologi (Lattman and Parizek, 1964). Struktur geologi yang intensif mempermudah infiltrasi air menuju akuifer karst, dikarenakan banyaknya rekahan pada batuan. Dengan mengetahui proses hidrogeokimia, pelarutan batuan, dan densitas kelurusinan morfologi, proses infiltrasi air tanah menuju akuifer karst dapat diidentifikasi. Semakin tinggi infiltrasi dapat

diindikasikan sebagai daerah yang berpengaruh terhadap kelestarian mata air.

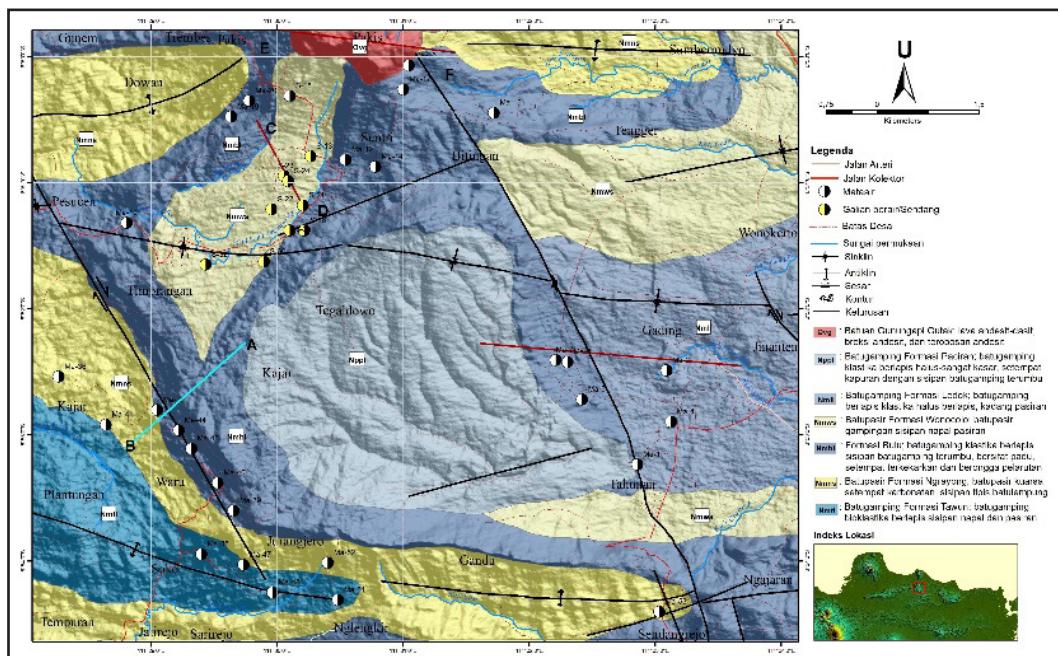
Tujuan penelitian ini untuk mengidentifikasi karakteristik daerah infiltrasi air menuju akuifer karst menggunakan analisis tekanan parsial CO₂ (Pco₂), indeks kejenuhan kalsit (SIC), dan densitas kelurusan morfologi. Pendekatan tersebut belum pernah digunakan di daerah penelitian. Pendekatan Pco₂ dan SIC pernah diaplikasikan di Pegunungan Alpine, Austria (Hilberg et al., 2013), daerah tersebut dominasi oleh batuan nonkarst yaitu batuan metamorf, menggunakan variasi elevasi mata air sebagai pendekatan tambahan. Sedangkan, dalam penelitian ini litologi didominasi oleh batuan karst dan pendekatan tambahan yang digunakan yaitu densitas kelurusan morfologi dan fasies kimia air tanah. Akuifer karst Gambier di tenggara Australia bagian selatan pernah dilakukan identifikasi daerah infiltrasi air tanah dengan pendekatan Pco₂ dan SIC (Herczeg et al., 1997), objek hidrogeologi yang digunakan adalah sumur bor, serta menggunakan pendekatan isotop. Akuifer karst di Lembah Nittany, Pennsylvania, juga pernah dilakukan Identifikasi daerah infiltrasi air tanah dengan pendekatan Pco₂ dan SIC tetapi dikorelasikan dengan variasi musim (Shuster & White, 1972). Selain itu, media aliran air tanah pada mata air sudah diketahui pada penelitian sebelumnya.

Perbukitan Watuputih secara administratif masuk dalam wilayah Kabupaten Rembang dan sebagian kecil Kabupaten Blora, Provinsi Jawa Tengah. Secara geografis terletak pada koordinat 111°29'00" – 111°32'52" Bujur Timur (BT) dan 60°50' 15" – 60°53' 45" Lintang Selatan (LS). Perbukitan Watuputih merupakan bagian dari Zona Antiklinorium Rembang yang tersebar dari Pati hingga ke Tuban dan berarah barat-timur serta mempunyai elevasi kurang dari 500 m (Van Bemmelen, 1949).

Daerah penelitian secara geomorfologis mencerminkan karakter morfologi karst yang terbentuk oleh proses pelarutan kimia pada batuan karbonat. Secara umum, morfologi daerah penelitian didominasi oleh satuan bergelombang miring karst dan di luar morfologi karst disusun oleh satuan perbukitan terjal struktural. Morfologi karst tersusun atas dua formasi batuan yaitu Formasi Paciran (Nppl) dan Formasi Bulu (Nmbl) dengan litologi batugamping klastika. Daerah di sekitar Perbukitan Watuputih litologi penyusunnya didominasi oleh batugamping seperti batugamping dari Formasi Ledok (Nmll), Formasi Wonocolo (Nmws), dan Formasi Tawun (Nmtl). Terdapat juga litologi nonbatugamping seperti batupasir kursa Formasi Ngrayong (Nmns) di selatan Perbukitan Watuputih, dan batuan produk gunungapi seperti



Gambar 1. Lokasi penelitian



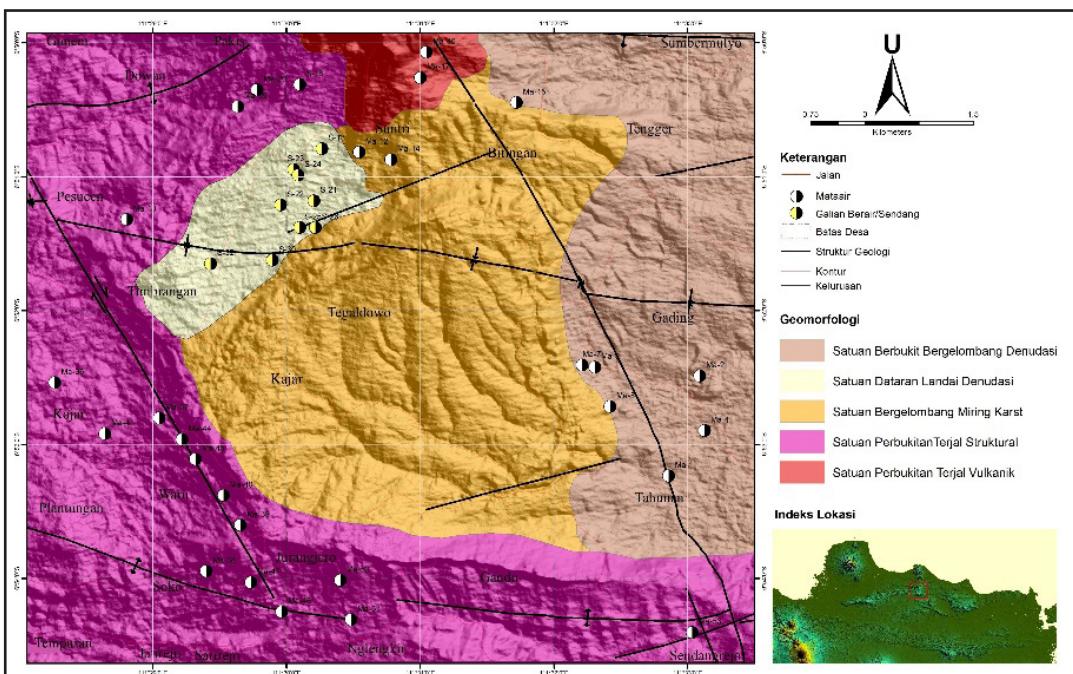
Gambar 2. Peta geologi daerah penelitian (modifikasi dari Badan Geologi, 2017).

andesit dan dasit yang merupakan Formasi batuan Gunung Api Gutak (Qvg) di utara Perbukitan Watuputih (Badan Geologi, 2017) (Gambar.2). Dua litologi batugamping utama di lokasi penelitian yaitu batugamping Formasi Paciran dan batugamping Formasi Bulu. Batugamping Paciran tersusun atas batugamping klastika berlapis halus hingga sangat kasar, setempat kapuran, dengan sisipan batugamping terumbu. Batugamping Formasi Bulu tersusun atas batugamping klastika berlapis dengan sisipan batugamping terumbu, bersifat padu, setempat terkekarkan, dan berongga pelarutan (Badan Geologi, 2017).

Struktur geologi yang utama berupa lipatan, sesar, dan rekahan batuan yang tercermin pada kelurusan morfologi. Sesar yang terbentuk umumnya berarah barat daya-timur laut, dan beberapa berarah barat-timur. Sesar yang dijumpai umumnya adalah sesar normal dan sesar naik. Sesar normal berarah barat daya-timur laut dan panjang 1.5 - 14.5 km. Lipatan utama meliputi dua antiklin dan dua sinklin, masing-masing Antiklin Jurangjero, Antiklin Dowan, Sinklin Timbrangan, Sinklin Rendeng (Badan Geologi, 2017).

Berdasarkan karakteristik morfometri dan morfogenetiknya menurut Van Zuidam (1983) morfologi di daerah penelitian dibagi menjadi lima satuan (Gambar.3), yaitu (1) Satuan perbukitan terjal struktural memanjang berarah barat-

timur terletak di bagian barat dan selatan daerah penelitian, mempunyai pola aliran dendritik hingga subrektaangular. Litologi penyusun satuan ini terdiri dari batugamping Formasi Bulu, batupasir kuarsa Formasi Ngrayong, dan batugamping berlapis Formasi Tawun. Satuan ini memiliki topografi bergelombang dengan derajat kelereng 15-55° dan memiliki elevasi 172-442 maml; (2) Satuan perbukitan terjal vulkanik berada di bagian utara daerah penelitian. Bentukan morfologi perbukitan terjal vulkanik merupakan representasi dari bentukan morfologi kerucut gunungapi. Satuan ini disusun oleh Batuan Gunungapi Gutak yang berumur Kuarter. Lereng kerucut gunungapi memiliki pola aliran radial ke segala arah terbentuk di sekeliling Gunung Gutak ini, selanjutnya berkembang pola aliran dendritik hingga subrektaangular yang didukung oleh beragam batuan sedimen Neogen. Bentukan morfologi kerucut gunung api dan lereng-lerengnya memiliki kemiringan lereng 35 - >55°; (3) Satuan bergelombang miring karst memanjang di sebelah selatan, tengah dan utara daerah penelitian tersusun oleh batuan karbonat Neogen, khususnya batugamping Formasi Bulu dan sebagian batugamping berumur plitosen dari Formasi Paciran. Kenampakan perbukitan karst melingkar dijumpai di perbukitan Watuputih yang juga didukung oleh Batugamping Formasi Bulu. Pola bukit kerucut terisolasi menjadi karakter khusus pada morfologi karst, serta terdapat



Gambar 3. Peta geomorfologi daerah penelitian.

fenomena karst yang ada berupa ponor dan gua. Satuan ini memiliki topografi bergelombang miring dengan kemiringan lereng sebesar $4-8^\circ$ dengan ketinggian 247–472 maml.

(4) Perbukitan bergelombang denudasi berada di bagian timur daerah penelitian yaitu di Desa Tahunan dan Desa Gading, sebagian besar tersusun atas litologi batugamping berlapis klastika Formasi Ledok dan batupasir gampingan Formasi Wonocolo. Satuan ini memiliki topografi kemiringan lereng yang landai dengan kemiringan lereng $2-5^\circ$ dan memiliki elevasi 347-447 maml; dan (5) Satuan dataran landai denudasi berada sebelah barat Perbukitan Watuputih, sebagian besar merupakan daerah pemukiman penduduk, di antaranya Desa Timbrangan dan Desa Tegaldowo. Satuan ini memiliki topografi datar atau hampir rata, dengan kemiringan lereng $0-2^\circ$ dan ketinggian 322–397 maml. Litologi penyusun satuan ini terdiri dari batugamping Formasi Bulu dan batupasir gampingan Formasi Wonocolo.

METODE PENELITIAN

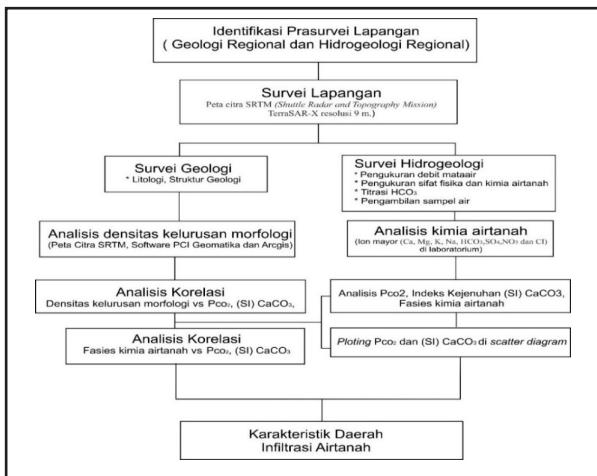
Penelitian ini merupakan perpaduan dari observasi hidrogeologi lapangan, analisis hidrogeokimia dan densitas kelurusan morfologi (Gambar 4).

Observasi hidrogeologi lapangan berupa pengamatan dan pengukuran parameter

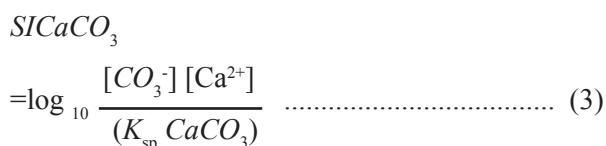
hidrogeologi seperti debit mata air, sifat fisik dan kimia air tanah (pH, daya hantar listrik, suhu, dan HCO_3^-). Analisis hidrogeokimia berupa Pco_2 , SIc , dan fasies air tanah. Nilai Pco_2 diambil berdasarkan nilai pH, suhu, dan titrasi HCO_3^- yang diukur langsung di lapangan dan dihitung menggunakan koefisien Plummer dan Busenberg (Plummer dan Busenberg, 1982; dalam Peyraube et al., 2012). Konsentrasi CO_2 dalam air 600 kali lebih banyak dari konsentrasi ion HCO_3^- (Appelo dan postma, 2005). Berdasarkan tingkat interaksi antara air dengan CO_2 (Ford dan Williams, 1992) dan nilai koefisien Plummer dan Busenberg (1982), didapatkan persamaan untuk menentukan nilai Pco_2 sebagai berikut;

$$\log P_{CO_2} = \log (HCO_3^-) - pH + pK_{CO_2} + pK_1 \dots \dots \dots (2)$$

Analisis SIC dilakukan untuk mengetahui sifat air terhadap tingkat kelarutan batuan karbonat (CaCO_3) dihitung dengan perangkat lunak PHREEQC V.2 (Reaksi 3) (Parkhurst dan Appelo, 1999)



Gambar 4. Diagram alur penelitian



Analisis kimia ion mayor contoh air tanah dilaboratorium dengan volume 400 ml (anion 200 ml dan kation 200 ml). Contoh air tanah diambil dengan syringe filter 0,45 µm dan diasamkan dengan HNO₃ pekat sebesar 1% dari volume sampel untuk contoh kation.

Analisis densitas kelurusan morfologi menggunakan citra SRTM (*Shuttle Radar and Topography Mission*) Terrasar-X resolusi 9 m, kemudian diolah dengan menggunakan perangkat lunak PCI Geomatica, pola kelurusan dilakukan analisis densitas kelurusan dengan perangkat lunak ArcGis 10.3.

HASIL DAN PEMBAHASAN

Identifikasi objek hidrogeologi menemukan 38 mata air dominan berada di litologi batugamping, kecuali dua mata air berada di litologi nonbatugamping. Besaran debit mata air bervariasi (0,1-1500 l/d rata-rata debit 51,93 l/d) (Tabel.1). Mata air permanen berdebit besar > 10 l/d menempati elevasi 150–250 maml dan berada di litologi batugamping.

Rekahan-rekahan batuan menggambarkan zona pelarutan batuan yang intensif pada sistem hidrologi dengan litologi karbonatan (Lattman and Parizek, 1964). Rekahan-rekahan batuan tersebut menjadi jalan masuk air meresap ke dalam batuan. Identifikasi rekahan pada batuan dilakukan dengan

analisis densitas kelurusan morfologi. Daerah dengan densitas kelurusan tinggi menunjukkan daerah tersebut memiliki intensitas rekahan tinggi dan begitu pula sebaliknya. Hasil analisis densitas kelurusan morfologi di sekitar mata air Perbukitan Watuputih dapat dilihat pada Tabel .2 dan Gambar .5.

Sebaran nilai densitas dan nilai Pco_2 di setiap formasi batuan, menunjukkan nilai densitas tinggi relatif berada di formasi batugamping, pada batuan nongamping relatif memiliki densitas kelurusan rendah. Grafik hubungan antara densitas kelurusan dan nilai Pco_2 menunjukkan hubungan negatif, semakin tinggi densitas kelurusan maka nilai Pco_2 relatif semakin rendah (Gambar. 6.).

Nilai Pco_2 juga dipegaruhi oleh aktivitas biologis yang terdapat di lapisan tanah batuan (Hilberg et al., 2013), semakin tebal lapisan *soil* dan vegetasi maka nilai Pco_2 semakin tinggi. Hal ini dikarenakan aktivitas biologis dapat melepaskan CO_2 dan ketika ada infiltrasi air, maka CO_2 hasil aktivitas biologis akan terdifusi dalam air bersamaan dengan Pco_2 atmosfer.

Berdasarkan Nilai Pco_2 , SIC, litologi batuan, densitas kelurusan morfologi, dan ketebalan tanah, tipe aliran air tanah dapat dibagi menjadi 3 tipe aliran air tanah (Hilberg et al., 2013) (Tabel.3 dan Gambar.7). Tipe aliran 1, infiltrasi air tanah berasal dari lapisan batuan dengan lapisan tanah atau epikarst tebal sehingga Pco_2 cukup tinggi, air tanah relatif tidak jenuh hingga jenuh dan densitas kelurusan rendah. Tipe aliran 2, infiltrasi air tanah berasal dari lapisan batuan dengan lapisan tanah atau epikarst tipis sehingga Pco_2 rendah, air tanah relatif jenuh dan densitas kelurusan tinggi. Tipe aliran 3, infiltrasi air tanah berasal dari lapisan batuan dengan lapisan tanah atau epikarst tebal sehingga Pco_2 tinggi, berada pada batuan nonkarbonatan dan air tanah relatif tidak jenuh dan densitas kelurusan sangat rendah.

Analisis fasies hidrokimia dan rasio molar Ca/Mg digunakan untuk identifikasi karakteristik interaksi antara air dengan batuan yang berlangsung selama proses pelarutan (Langmuir, 1971, Zoltl, 1974; dalam Eftimi dan Benderev, 2007). Analisis fasies hidrokimia berdasarkan atas komposisi ion utama penyusun air tanah dilakukan menurut Klasifikasi Szczukariew-Priklonski (Jankowski, 2001). Penentuan fasies hidrokimia membutuhkan data ion mayor dalam satuan meq/liter dengan

Tabel 1.

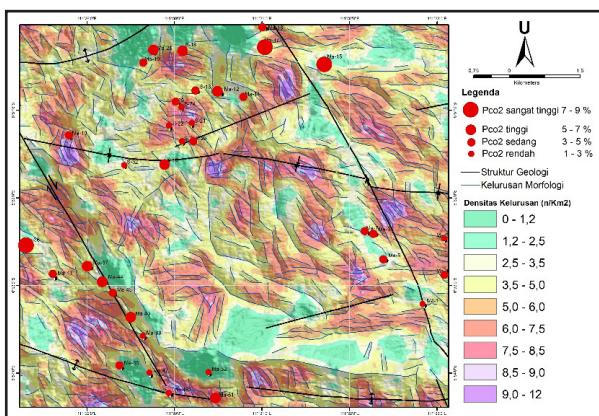
Hasil identifikasi mata air disekitar perbukitan karst Watuputih

* (Nml : Formasi Ledok; Nmbl : Formasi Bulu; Nmws : Formasi Wonocolo; Nmns : Formasi Wonocolo; Nmtl : Formasi Tawun; Qvg : Formasi Gunungapi Gutak)

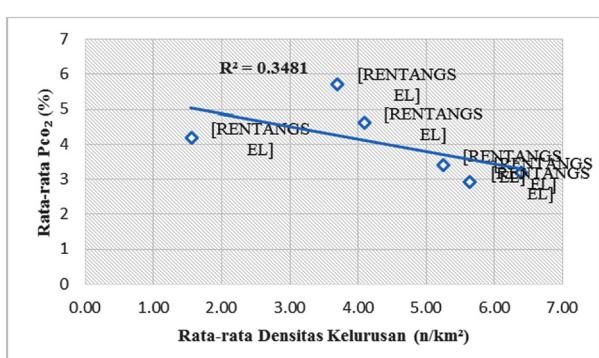
Kode Sampel	p H	SIc	Tw (C°)	Pco ₂ (%)	Log PCO ₂	Densitas Kelurusan (n/km ²)	Elevasi (mamll)	Debit (l/d)	Fasies Hidrokimia	Litologi*
Ma-1	7,14	0,20	30	2,97	-1,52	6,70	155	189,49	Ca-HCO ₃	(Nml)
Ma-2	7,04	0,17	29,5	2,16	-1,66	6,40	155	1500	Ca-HCO ₃	(Nml)
G-3	6,99	0,12	28,5	3,17	-1,41	7,10	164	0,5	Ca-Mg-HCO ₃	(Nml)
Ma-4	6,98	0,07	29,5	3,72	-1,42	5,40	142	4,5	Ca-HCO ₃	(Nml)
Ma-5	6,98	0,19	28,5	3,38	-1,47	3,10	195	0,86	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-7	6,98	0,20	28	4,05	-1,39	2,40	214	1	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-9	7,07	0,06	28,5	3,33	-1,47	3,80	197	0,98	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-10	7,01	-0,01	26,9	3,31	-1,47	8,50	237	175,2	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-12	6,81	-0,03	27,5	5,95	-1,22	4,30	340	1,2	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
S-13	7,01	0,16	27	3,84	-1,41	4,20	325	0,1	Ca-HCO ₃	(Nmws)
Ma-14	7,05	0,16	28,5	3,16	-1,5	3,30	360	2,2	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-15	6,76	-0,04	27,5	7,02	-1,15	2,40	309	8,56	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-16	6,47	-1,37	28,5	4,17	-1,37	3,10	438	0,21	Ca-Na-HCO ₃	(Qvg)
Ma-17	6,76	-0,29	27,9	8,33	-1,07	2,50	431	2,1	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
S-18	6,96	0,25	27,9	5,49	-1,26	2,20	376	0,21	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmws)
Ma-19	7,01	0,18	26,3	4,03	-1,38	3,50	265	12,46	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-20	6,97	0,28	27,9	5,34	-1,27	2,50	304	0,35	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
S-21	7,12	0,19	28,9	2,36	-1,63	7,70	305	0,65	Ca-HCO ₃	(Nmws)
S-22	7,12	0,25	28	1,75	-1,76	7,20	308	0,87	Ca-HCO ₃	(Nmws)
S-23	6,92	0,27	27,6	4,51	-1,34	4,30	318	0,56	Ca-HCO ₃	(Nmws)
S-24	7,06	0,26	27,5	2,39	-1,63	8,10	315	0,34	Ca-HCO ₃	(Nmws)
S-25	7,03	0,16	27,5	2	-1,69	6,40	303	0,46	Ca-HCO ₃	(Nmws)
S-26	6,78	-0,12	27,5	4,17	-1,37	5,80	307	0,76	Ca-Na-HCO ₃	(Nmws)
S-30	6,8	0,11	27,2	6,25	-1,2	1,50	304	0,23	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmws)
S-32	7,2	0,20	29,7	1,26	-1,88	4,10	290	0,45	Ca-HCO ₃	(Nmws)
Ma-36	5,93	-1,92	28,2	9,08	-1,04	2,50	169	0,67	Ca-Mg-Cl-HCO ₃	(Nmns)
Ma-37	7	0,11	27	5,91	-1,22	3,50	252	4,67	Ca-Mg-HCO ₃	Nmbl-Nmns
Ma-38	7,02	0,33	28	3,59	-1,44	3,20	288	4,5	Ca-HCO ₃	(Nmtl)
Ma-39	7,18	0,14	27,9	1,68	-1,79	7,20	357	3,07	Ca-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-40	6,87	0,16	26,6	5,77	-1,23	4,90	314	3,92	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-41	6,92	0,11	28	4,32	-1,35	4,10	182	1,53	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmtl)
Ma-44	6,93	0,23	27,5	5,68	-1,24	3,60	280	1,04	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-45	6,98	0,13	28,3	3,57	-1,45	5,30	295	10,13	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmbl)
Ma-47	7,15	0,23	28	1,76	-1,75	6,10	316	0,72	Ca-HCO ₃	(Nmtl)
Ma-48	7,12	0,17	28	1,93	-1,71	8,60	259	31,53	Ca-Mg-HCO ₃	(Nmtl)
Ma-51	7,04	0,29	27,5	4,33	-1,35	5,60	288	3,8	Ca-Mg-HCO ₃	Nmns - Nmbl
Ma-52	7,02	0,09	28,2	2,72	-1,55	2,00	361	3,3	Ca-Mg-HCO ₃	Nmns - Nmbl
Ma-53	6,77	0,10	27	6,45	-1,19	3,90	237	0,34	Ca-HCO ₃	Nmns - Nmbl

Tabel 2.
Hasil identifikasi densitas kelurusan morfologi di sekitar Perbukitan Watuputih.

Litologi	Rentang Densitas Kelurusan (n/km ²)	Rata-rata Densitas Kelurusan (n/km ²)	Rata-rata Pco ₂ (%)
Nmbl	2,4-8,5	4,09	4,6089378
Nmll	5,4-7,1	6,4	3,1789067
Nmws	1,5-8,1	5,25	3,3916373
Nmns	2,0-6,6	3,7	5,7185318
Nmtl	3,2-8,6	5,65	2,90849
Qvg	0-3,1	1,55	4,1706677



Gambar 5. Peta densitas kelurusan morfologi dan persebaran Pco₂ di daerah penelitian



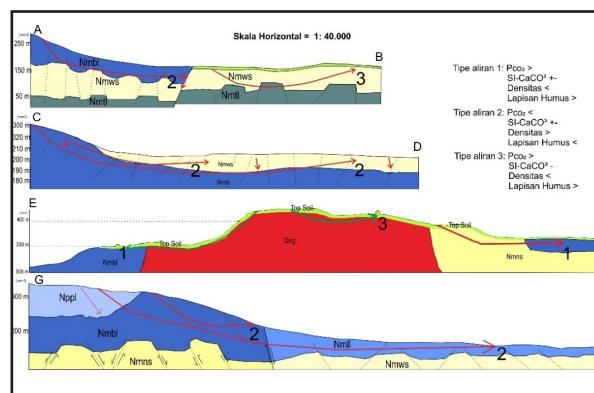
Gambar 6. Grafik hubungan densitas kelurusan dengan nilai Pco₂

komposisi ion yang lebih dari 20% digunakan sebagai penentu tipe kimia air tersebut. Hasil analisis fasies hidrokimia dari 38 contoh mata air, terdapat 4 fasies, yaitu Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃, Ca-Na-HCO₃, dan Ca-Mg-HCO₃-CL (Tabel.4).

Koefisien variasi Pco₂ dan standar deviasi pada fasies hidrokimia Ca-HCO₃ dan Ca-Mg-HCO₃

Tabel 3.
Klasifikasi tipe aliran air tanah di daerah penelitian.

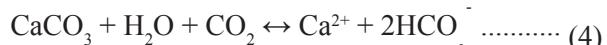
Faktor	Tipe 1	Tipe 2	Tipe 3
Pco ₂	tinggi > 5%	rendah < 5%	tinggi > 5%
SI-CaCO ₃	+ -	+ -	-
Densitas Kelurusan km ²	rendah < 5 n/ km ²	tinggi > 5 n/ km ²	rendah < 5 n/km ²
Top Soil Epikarst	tebal	tipis	tebal
Litologi	Karbonatan	Karbonatan	Non Karbonatan



Gambar 7. Skema aliran air tanah mata air di sekitar perbukitan Watuputih berdasarkan profil sayatan morfologi peta geologi.

relatif besar, menunjukkan nilai Pco₂ bervariasi pada fasies hidrokimia tersebut. Fasies air tanah Ca-Na-HCO₃ terdapat pada 2 sampel dan fasies hidrokimia Ca-Mg-Cl-HCO₃ terdapat pada 1 contoh, sehingga tidak bisa diketahui variasinya.

Fasies hidrokimia Ca-HCO₃ terdapat dalam 21 contoh mata air, memiliki rata-rata nilai Pco₂ relatif rendah (3,3 %) dan densitas kelurusan morfologi tinggi. Rasio Ca/Mg dari fasies ini memiliki nilai 3,46-28,81 dengan rata-rata 13,8 menunjukkan air tanah selama perjalannya dominan berinteraksi dengan batugamping (reaksi 4). Nilai rasio Ca/Mg cukup tinggi menunjukkan proses interaksi antara batuan dengan air berlangsung cukup cepat (Goldscheider and Drew, 2007).



Fasies hidrokimia Ca-HCO₃ relatif memiliki nilai Pco₂ rendah, artinya bahwa interaksi antara air dengan CO₂ berlangsung cepat pada zona epikarst,

Tabel 4.

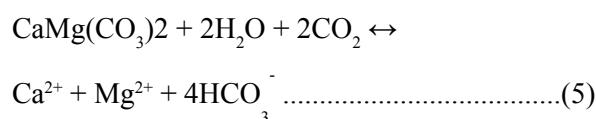
Karakteristik fasies hidrokimia pada mata air-mata air di sekitar Perbukitan Watuputih.

Fasies hidrokimia	Rata-rata Densitas Kelurusan (n/km ²)	Rata-rata Pco ₂ (%)	Standar Dev Pco ₂	Koefisien Variasi Pco ₂	Rasio Ca/Mg	Rata-rata Ca/Mg	Jumlah Sampel
Ca-HCO ₃	4,9	3,3	1,4	43,3	3,46 - 28,81	13,8	21,0
Ca-Mg-HCO ₃	4,1	4,9	1,8	36,0	2,43 - 18,69	5,2	14,0
Ca-Na-HCO ₃	4,5	4,2	0,0	0,1	8,02 - 8,48	8,2	2,0
Ca-Mg-Cl-HCO ₃	2,5	9,0	-	-	3,4	3,4	1,0

mengakibatkan proses pelarutan batuan dominan dalam pembentukan tipe fasies ini.

Mata air dengan tipe fasies hidrokimia Ca-HCO₃, daerah infiltrasinya relatif berada di litologi batugamping dengan lapisan tanah atau epikarst tipis. Aliran air tanah yang berkembang relatif melalui media pori atau rekahan rapat, sehingga proses infiltrasi berjalan cepat dan potensi infiltrasi lebih tinggi. Salah satu mata air dengan tipe Ca-HCO₃ yaitu Ma-1 dengan debit ±180 liter/detik dan Ma-2 dengan debit ±1500 liter/detik. Keluaran debit yang besar tersebut diakibatkan oleh proses infiltrasi yang cepat dan memiliki potensi infiltrasi besar serta aliran air tanah cepat.

Fasies hidrokimia Ca-Mg-HCO₃ terdapat dalam 12 contoh mata air dengan rata-rata nilai Pco₂ relatif tinggi (4,9 %) dan dengan densitas kelurusan rendah. Rasio Ca/Mg dari fasies ini memiliki nilai 2,43 - 18,69 dengan rata-rata 5,2. Fasies hidrokimia Ca-Mg-HCO₃ selama perjalannya air tanah dominan telah berinteraksi dengan batu gamping dolomitik (reaksi 5). Nilai rasio Ca/Mg yang cukup rendah menunjukkan proses interaksi antara batuan dengan air berlangsung lama (Goldscheider and Drew, 2007).



Fasies Ca-Mg-HCO₃ relatif memiliki Pco₂ tinggi, artinya interaksi antara air dengan CO₂ pada zona epikarst dalam waktu lama, mengindikasikan lapisan epikarst relatif tebal. Selain proses pelarutan, pengayaan ion Mg disebabkan oleh proses tukar kation antara ion Ca dengan ion

Mg. Proses ini sangat mungkin terjadi mengingat banyak terdapat sisipan napal ataupun lempung karbonatan. Tingkat adsorpsi kation Mg pada mineral lempung cenderung lebih lemah dari pada Ca. Kecenderungan adsorpsi diantara kation utama pada sistem air alami menurut Sposito (1989) dalam Kehew (2001) adalah sebagai berikut:

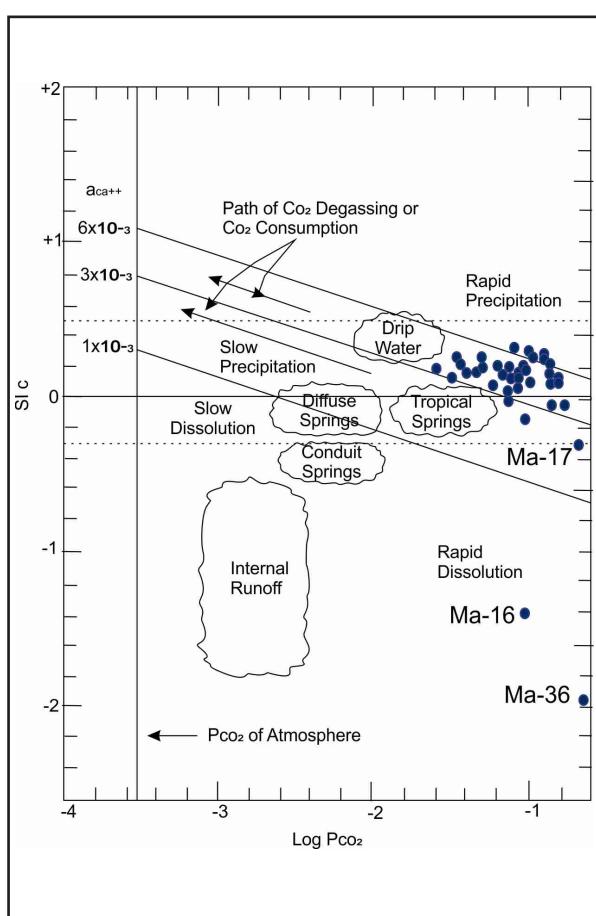
(teradsorpsi kuat) Ca > Mg > K > Na (teradsorpsi lemah)

Proses tukar kation mengindikasikan interaksi antara batuan dan air tanah berlangsung lama sehingga aliran air tanah berjalan lambat dan media aliran air tanah dominan melalui media jaringan pori, sehingga proses aliran air tanah lambat dan potensi infiltrasi rendah. Satu sampel air yang diambil pada Formasi Ngrayong memiliki fasies Ca-Mg-HCO₃-Cl. Pengayaan ion Cl dipengaruhi oleh proses evaporasi yang tinggi. Hal ini terjadi karena ion Cl relatif bersifat konservatif yaitu tidak mengalami penguapan selama proses evaporasi (Sahli et al., 2013; dalam Setiawan, 2014). Tipe fasies hidrokimia ini menunjukkan pelarutan batuan siliklastik dengan aliran air tanah bersifat dangkal dan lambat melalui media pori, hal ini sesuai dengan karakter litologi batupasir kuarsa. Dua mata air terletak di litologi lava andesit dan memiliki tipe fasies hidrokimia Ca-Na-HCO₃ serta memiliki nilai Pco₂ tinggi menunjukkan lapisan tanah tebal, sehingga aliran air tanah lambat dan infiltrasi berjalan lambat serta potensi infiltrasi rendah.

Indeks kejenuhan kalsit (SIc) digunakan untuk mengetahui fase pelarutan yang terjadi selama proses interaksi antara air dengan batuan. Aliran air tanah pada zona epikarst dalam kondisi fase tidak

jenuh relatif melalui media jaringan pori (Shuster & White, 1972), sehingga infiltrasi air tanah menjadi lambat, mengakibatkan air bersifat lebih agresif, sehingga kemampuan untuk melarutkan batuan menjadi tinggi. Nilai SIc berguna untuk mengetahui media aliran air tanah, dikarenakan nilai P_{CO_2} lebih terkait dengan infiltrasi air tanah daripada karakteristik media aliran air tanah (Shuster & White, 1971).

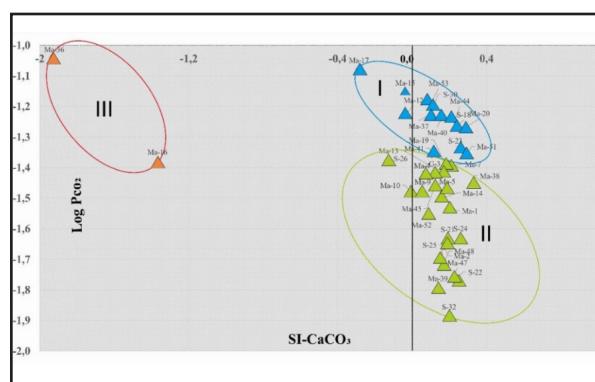
Diagram evolusi aliran air tanah menggambarkan karakteristik sistem aliran dalam kaitannya dengan proses *degassing CO₂* (White, 1997) (Gambar.8). Diagram Log P_{CO_2} dan SIc menunjukkan sebagian besar mata air di daerah penyelidikan dalam kondisi jenuh terhadap mineral kalsit (SIc > 0). Karakter tersebut merupakan tipe mata air tropis dengan sistem aliran dominan melalui mekanisme difusi melalui media pori atau sistem rekahan rapat (White, 1997), mengindikasikan belum berkembangnya jaringan rongga.



Gambar 8. Plot Log P_{CO_2} dan SIc pada diagram evolusi aliran air tanah dalam kaitannya dengan proses degassing CO_2 (White, 1997).

Korelasi P_{CO_2} dan SIc digunakan untuk menentukan tingkat infiltrasi air tanah, nilai P_{CO_2} tinggi dan nilai SIc sedikit jenuh mencirikan daerah tingkat infiltrasi rendah, sedangkan nilai P_{CO_2} rendah dan nilai SIc jenuh mencirikan daerah tingkat infiltrasi tinggi melalui sistem rekahan rapat (Hilberg et al., 2013).

Berdasarkan sebaran nilai P_{CO_2} dan SIc dilakukan analisis diagram *scatter* (Gambar .9) dan didapatkan tiga tipe air tanah. Penentuan tipe tersebut berdasarkan skema kemungkinan aliran air tanah menuju mata air (Gambar.7 dan Gambar. 9). Tipe I memiliki karakter nilai P_{CO_2} tinggi, nilai SIc dominan jenuh, densitas morfologi rendah, dan lapisan epikarst tebal, dengan rata-rata nilai P_{CO_2} 5,82 %, rata-rata densitas kelurusan rendah 3,48 n/km², dan rata-rata SIc 0,12 atau relatif jenuh (Tabel.5.) Tipe I menunjukkan interaksi antara air dan batuan berlangsung lama dengan karakter aliran air tanah lambat, diperkuat dengan fasies air tanah Ca-Mg-HCO₃. Interaksi antara air dan batuan yang lama dan aliran yang relatif lambat menunjukkan media aliran air tanah dominan media pori, sehingga infiltrasi air tanah rendah.



Tabel 5.
Karakteristik Pco₂, densitas kelurusan, dan SIc tipe I .

Kode Contoh	Densitas Kelurusan (n/km ²)	Pco ₂ (%)	SI CaCO ₃	Fasies hidrokimia
Ma-17	2,5	8,3	-0,3	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-15	2,4	7	0	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-53	3,9	6,5	0,1	Ca-HCO ₃
S-30	1,5	6,2	0,1	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-37	3,5	6	0,1	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-40	4,9	5,8	0,2	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-44	3,6	5,7	0,2	Ca-Mg-HCO ₃
S-18	2,2	5,4	0,2	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-20	2,5	5,4	0,3	Ca-HCO ₃
S-23	4,3	4,6	0,3	Ca-HCO ₃
Ma-41	4,1	4,37	0,11	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-51	5,6	4,4	0,3	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-12	4,3	5,96	-0,03	Ca-HCO ₃
Rata-rata	3,48	5,82	0,12	69% Ca-Mg-HCO ₃

tinggi. Mata air tipe II yaitu Ma-1, Ma-2, Ma-4, Ma-10, Ma-38, Ma-39, dan Ma-47 dikontrol struktur geologi berupa sesar.

Karakter air tanah Tipe III memiliki nilai Pco₂ tinggi, nilai SIc tidak jenuh, memiliki densitas morfologi rendah, dan terdapat lapisan tanah tebal. Rata-rata nilai Pco₂ tinggi yaitu 6,6 %, rata-rata densitas kelurusan rendah yaitu 2,8 n/km², dan rata-rata nilai SIc -1,65 atau tidak jenuh (Tabel 7). Mata air Ma-16 dan Ma-36 berada pada batuan nonkarbonat sehingga dalam kondisi tidak jenuh. Tipe III menunjukkan aliran air tanah relatif melalui media pori, sehingga infiltrasi air lambat dibanding dengan kedua tipe aliran di atas.

Diagram scatter SIc dan Pco₂ (Gambar 9) menunjukkan terdapat beberapa mata air yang berada di daerah berhimpitan antara tipe I dan tipe II. Mata air tersebut di antaranya Ma-7, Ma-19, Ma-38, Ma-41, dan Ma-51. Keberadaan mata air Ma-41 dan Ma-51 di bidang yang berhimpitan diakibatkan mata air tersebut berada di kontak antara litologi batupasir kuarsa Formasi Ngrayong dan Formasi batugamping dan dikontrol struktur geologi berupa antiklin. Mata air Ma-7 dan Ma-38 kemungkinan

Tabel 6.
Karakteristik Pco₂, densitas kelurusan, dan SIc tipe II .

Kode Contoh	Densitas Kelurusan (n/km ²)	Pco ₂ (%)	SI CaCO ₃	Fasies hidrokimia
Ma-1	6,7	2,97	0,2	Ca-HCO ₃
Ma-2	6,4	2,16	0,17	Ca-HCO ₃
G-3	7,1	3,82	0,12	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-4	5,4	3,76	0,07	Ca-HCO ₃
Ma-5	3,1	3,34	0,19	Ca-HCO ₃
Ma-7	2,4	4,05	0,2	Ca-HCO ₃
Ma-9	3,8	3,33	0,06	Ca-HCO ₃
Ma-10	8,5	3,31	-0,01	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-14	3,3	3,16	0,16	Ca-HCO ₃
Ma-19	3,5	4,08	0,18	Ca-HCO ₃
Ma-45	5,3	3,51	0,13	Ca-Mg-HCO ₃
S-13	4,2	3,83	0,16	Ca-HCO ₃
S-21	7,7	2,33	0,19	Ca-HCO ₃
S-22	7,2	1,73	0,25	Ca-HCO ₃
S-24	8,1	2,34	0,26	Ca-HCO ₃
S-25	6,4	2	0,16	Ca-HCO ₃
S-26	5,8	4,18	-0,12	Ca-Na-HCO ₃
Ma-52	2	2,77	0,09	Ca-Mg-HCO ₃
Ma-38	3,2	3,55	0,33	Ca-HCO ₃
Ma-39	7,2	1,61	0,14	Ca-HCO ₃
S-32	4,1	1,3	0,2	Ca-HCO ₃
Ma-47	6,1	1,77	0,23	Ca-HCO ₃
Ma-48	8,6	1,94	0,17	Ca-Mg-HCO ₃
Rata-rata	5,48	2,91	0,15	74 % Ca-HCO ₃

Tabel 7.
Karakteristik Pco₂, densitas kelurusan, dan SIc CaCO₃ tipe III .

Kode Contoh	Densitas Kelurusan (n/km ²)	Pco ₂ (%)	SI -CaCO ₃	Fasies hidrokimia
Ma-16	3,1	4,17	-1,37	Ca-Na-HCO ₃
Ma-36	2,5	9,03	-1,92	Ca - M g - C 1 - HCO ₃
Rata-rata	2,8	6,60	-1,65	

diakibatkan oleh kondisi geologi ketiga mata air berada di zona struktur geologi berupa lipatan dan sesar. Mata air Ma-19 kemungkinan diakibatkan oleh kondisi geologinya yang berada pada batas antara litologi batupasir kuarsa Formasi Ngrayong dan batugamping Formasi Bulu.

KESIMPULAN

Identifikasi infiltrasi air tanah kawasan karst diperlukan sebagai upaya perlindungan mata air. Mata air di daerah penelitian dominan terletak pada litologi batuan karbonatan yang mudah larut. Tingkat interaksi antara air tanah dan batuan, struktur geologi dan kelurusan morfologi digunakan untuk mengidentifikasi proses infiltrasi air tanah pada daerah imbuhan. Hasil analisis menunjukkan mata air dengan nilai P_{CO_2} tinggi, SIC jenuh, densitas kelurusan morfologi rendah, fasies hidrokimia $Ca-Mg-HCO_3$, dan lapisan epikarst tebal berasal dari daerah infiltrasi air rendah. Mata air dengan nilai P_{CO_2} rendah, SIC jenuh, densitas kelurusan morfologi tinggi, fasies hidrokimia $Ca-HCO_3$, dan memiliki lapisan tanah atau epikarst tipis menunjukkan berasal dari daerah dengan infiltrasi air tinggi. Mata air dengan litologi batugamping dan dikontrol oleh struktur geologi memiliki infiltrasi yang lebih tinggi dari pada mata air dengan litologi nongampingan serta tidak dikontrol struktur geologi.

Mata air yang berasal dari daerah dengan infiltrasi tinggi diperlukan kebijakan usaha kelestarian dari potensi pencemaran air tanah yang dapat mengurangi kualitas air tanah pada mata air. Penelitian ini agar mendapatkan validasi tingkat infiltrasi yang lebih akurat, disarankan menggunakan metode tambahan, seperti isotop air tanah dikorelasikan dengan variasi musim parameter hidrokimia.

UCAPAN TERIMA KASIH

Dengan terbitnya makalah ini penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada pembimbing sekaligus dosen pascasarjana Teknik Geologi Universitas Padjadjaran yang telah memberikan arahan dalam penelitian ini. Apresiasi juga penulis berikan kepada Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral melalui Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan yang memiliki peran sangat besar dalam memperlancar selesainya penelitian ini. Ucapan terima kasih

disampaikan pula kepada Dewan Redaksi yang telah menerbitkan tulisan ini.

DAFTAR PUSTAKA

- Adji dan Sudarmadji., 2010. *Variasi Spasial-Temporal Hidrogeokimia dan Sifat Aliran Untuk Karakterisasi Sistem Karst Dinamis di Sungai Bawah Tanah Bribin, Kabupaten Gunung Kidul, DIY*. Disertasi.
- Adji, T.N. dan Haryono, E., 1999. Kawasan Karst Dan Prospek Pengembangannya Di Indonesia. DOI: 10.31227/osf.io/ykt3f.
- Appelo, C.A.J., Postma, D., 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution* (Second Edition). Balkema, Amsterdam.
- Badan Geologi, 2017. *Studi Komprehensif Geologi Cekungan Air Tanah Watuputih dan Sekitarnya. Internal Report* (tidak dipublikasikan).
- Domenico, P. A., dan Schwartz, F.W., 1990. *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley dan Sons, New York.
- Drever, J.I., 1988. *The Geochemistry of Natural Water* (2nd edition). Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Eftimi, R., dan Benderev, A., 2007. *Utilization of Hydrochemical Data for Characterization of The Karst Karst System: Example of Iskerts Karst Spring, Bulgaria. Review of Bulgarian Geological Society*, Vol. 68, Part 1-3, Bulgaria
- Ford, D. and Williams, P., 1992. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman and Hall, London.
- Ford, D. C., dan Williams P.W., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley dan Sons, Ltd., England.
- Goldscheider, N., Drew, D. (Eds.), 2007. *Methods in karst hydrogeology*. Taylor dan Francis, Leiden, New York.
- Herczeg, A.L., Leaney, F.W.J., Stadler, M.F., Allan, G.L., Fifield, L.K., 1997. Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South Australia. *J. Hydrol.* 192, 271–299. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03100-9.
- Hilberg, S., Brandstätter, J., Glück, D., 2013. CO₂ partial pressure and calcite saturation in springs – useful data for identifying infiltration areas in mountainous

- environments. *Environ. Sci. Process. Impacts* 15, 823. DOI: 10.1039/c3em30973h.
- Jankowski, J., 2001. *Groundwater Environment, Short Course Note*. School of Geology, University of New South Wales, Sydney, Australia.
- Kehew, A. E., 2001. *Applied Chemical Hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey.
- Kiraly, L., 2002. *Karstification and groundwater flow, in Evolution of Karst: from Prekarst to Cessation* (ed. F. Gabrovsek). Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, Postojna-Ljubljana.
- Lattman, L.H., Parizek, R.R., 1964. Relationship between fracture traces and the occurrence of ground water in carbonate rocks. *J. Hydrol.* 2, 73–91. DOI: 10.1016/0022-1694(64)90019-8.
- Parkhurst, D. L. & Appelo, C. A. J., 1999. *User's Guide to Phreeqc (Version 2) – A Computer Program for Speciation, Batch – Reaction, One – Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations*. U.S. Departement of The Interior & U.S. Geological Survey.
- Peyraube, N., Lastennet, R., Denis, A., 2012. Geochemical evolution of groundwater in the unsaturated zone of a karstic massif, using the relationship. *J. Hydrol.* 430–431, 13–24. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.01.033.
- Setiawan, T., 2014. Proses hidrogeokimia pengontrol salinitas air tanah tidak tertekan di utara Cekungan Air Tanah Jakarta. *J. Lingkung. Dan Bencana Geol.* 5, 39–51. Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung.
- Setiawan, T., 2015. Sistem Aliran Air Tanah Akuifer Kars Fakfak, Papua Barat, Berdasarkan Karakter Kelurusan dan Hidrogeokimia. *J. Lingkung. Dan Bencana Geol.* 6, 31–44. Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung.
- Setiawan, T., 2016. Sistem Akuifer Karst Waekabubak, Sumba Barat, Berdasarkan Analisis Densitas Kelurusan Morfologi dan Variasi Spasial Hidrogeokimia. *J. Lingkung. Dan Bencana Geol.* 7, 89–102. Pusat Air Tanah dan Geologi Tata Lingkungan, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, Bandung.
- Shuster, E.T., White, W.B., 1971. Seasonal fluctuations in the chemistry of lime-stone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrol.* 14, 93–128. DOI: 10.1016/0022-1694(71)90001-1.
- Shuster, E.T., White, W.B., 1972. Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures. *Water Resour. Res.* 8, 1067–1073. DOI: 10.1029/WR008i004p01067.
- Stumm W., and J.J. Morgan, 1981. *Aquatic Chemistry* (2nd edition). John Wiley and Sons, New York.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms*. : John Wiley Inc, New York.
- Van Bemmelen, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia* (2 vols). Government Print Office, The Hague.
- Van Zuidam, R.A., 1983. *Guide to Geomorphologic Areal Photographic Interpretation and Mapping, Section of Geology and Geomorphology*. ITC, Enschede, The Netherlands.
- White, W.B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrain*. Oxford University Press, New York.
- White, W.B., 1997. Thermodynamic equilibrium, kinetics, activation barriers, and reaction mechanisms for chemical reactions in karst terrains. *Env. Geol.* 30, 46–58.