



Potensi Penguatan Gelombang Gempabumi oleh Sedimen Permukaan Berdasarkan Analisis Mikrotremor: Studi Kasus di Cekungan Bandung Bagian Selatan

The Potential of the Site Amplification by Surface Sediment Based on Microtremor Analysis: Case Study Southern Part of Bandung Basin

Robby Setianegara^{1,2}, Dicky Muslim¹, Ismawan¹, Marjiyono²

¹ Fakultas Teknik Geologi, Universitas Padjadjaran Jalan Raya Bandung – Sumedang KM 21, Jatinangor, Sumedang

² Pusat Survei Geologi, Badan Geologi, KESDM, Jalan Diponegoro Nomor 57 Bandung

email: setianegara82@gmail.com

Naskah diterima: 04 Januari 2023, Revisi terakhir: 12 Mei 2023, Disetujui: 26 Mei 2023 Online: 29 Mei 2023

DOI: <http://dx.doi.org/10.33332/jgsm.geologi.v24i2.749>

Abstrak-Besarnya intensitas guncangan akibat gempabumi pada suatu wilayah tidak hanya bergantung kepada kekuatan (magnitudo) ataupun jarak terhadap sumber gempabumi akan tetapi sangat dipengaruhi juga oleh kondisi geologi setempat (*site response*). Penelitian ini dimaksudkan untuk memperkirakan tingkat penguatan gelombang gempabumi di wilayah Cekungan Bandung bagian selatan. Metode yang digunakan dalam penelitian ini adalah kombinasi mikrotremor *array* dan mikrotremor *single station*, dimana pemodelan kondisi bawah permukaan didekati model sederhana dua lapis dengan mempertimbangkan kontras kecepatan gelombang geser terbesar. Hasil penelitian menunjukkan bahwa kecepatan gelombang geser lapisan sedimen permukaan di daerah ini berkisar antara 150 - 330 m/detik, sedangkan kecepatan gelombang geser batuan yang mengalasi sedimen permukaan berkisar 240 - 500 m/detik yang diduga masih merupakan fasies endapan danau yang lebih tua. Hasil perhitungan nilai penguatan gelombang gempabumi oleh lapisan sedimen permukaan diperoleh nilai 1,05 - 2,0 dengan zona berpenguatan gelombang (*site amplification*) tinggi menempati pada pinggir cekungan.

Kata kunci: Cekungan Bandung, mikrotremor *array*, mikrotremor *single station*, penguatan gelombang

Abstract-The ground shaking intensity by an earthquake in an area does not only depend on the magnitude and the distance to the earthquake source, but it is also strongly influenced by local geological conditions. This study is aimed to estimate the level of site amplification of earthquake waves in the southern part of the Bandung Basin. The method used in this study is a combination of *array* and *single station* microtremor measurement, where subsurface condition modeling is approached with a simple two-layer model by considering the largest shear wave velocity contrast. The results of the processing showed that the shear wave velocity of the surface sediment layer in this area ranged from 150 - 330 m/sec, while the shear wave velocity of the underlying the surface sediments ranged from 240 - 500 m/sec which is presumably as older lacustrine facies. The site amplification calculation yields a value between 1.05 and 2.0, with the highest amplification zone occupying around the basin's margin.

Keywords: Bandung Basin, *array* microtremor, *single station* microtremor, site amplification

PENDAHULUAN

Wilayah Cekungan Bandung bagian selatan secara administrasi termasuk ke dalam wilayah Kabupaten Bandung merupakan wilayah dengan pertumbuhan penduduk dan pembangunan pemukiman serta industri yang cukup pesat. Berdasarkan Peraturan Presiden Republik Indonesia Nomor 45 Tahun 2018 tentang Rencana Tata Ruang Kawasan Perkotaan Cekungan Bandung, wilayah tersebut termasuk ke dalam kawasan strategis nasional. Salah satu pembangunan infrastruktur yang sedang berjalan di wilayah ini adalah pembangunan jalur kereta api cepat Jakarta-Bandung. Selain itu, di wilayah ini terdapat wacana pembangunan Kota Baru Tegalluar sebagai salah satu calon lokasi pemindahan pusat pemerintahan dan ibu kota Provinsi Jawa Barat.

Secara tektonik, wilayah Cekungan Bandung dan sekitarnya dipengaruhi oleh struktur-struktur geologi aktif antara lain: Sesar Lembang, Sesar Cileunyi-Tanjungsari, Sesar Cicalengka, Sesar Legok Kole dan Sesar Jati. Berdasarkan pemantauan kegempaan Laboratorium Seismologi Pusat Survei Geologi (1999-2006) telah mencatat sembilan kali kejadian gempabumi yang berasosiasi dengan sesar-sesar tersebut (Marjiyono dkk., 2008).

Berdasarkan pengalaman kejadian gempabumi yang sering terjadi di wilayah Indonesia (Cianjur, Jogjakarta, Palu, Lombok, Padang, Banda Aceh, dan lain-lain) pola kerusakan tidak linear terhadap jarak dari sumbernya, kadang bersifat setempat-setempat yang susah dijelaskan secara geologi. Secara fisis, pada bidang batas endapan yang memiliki kontras kecepatan antar perlapisan yang cukup besar dapat berpotensi menimbulkan penguatan gelombang gempabumi. Lapisan lunak di permukaan cenderung menyerap energi gelombang gempabumi dan dikompensasi menjadi simpangan atau amplitudo gelombang yang lebih besar yang berpotensi menimbulkan guncangan yang lebih besar.

Salah satu contoh yang cukup dikenal oleh para ahli kegempaan adalah kasus gempabumi Michoacan yang terjadi pada tanggal 19 September 1985 dengan *magnitude* 8,1 (Alberto dkk., 2018). Pusat gempabumi tersebut berjarak sekitar 350 km dari Mexico City, tetapi gempabumi ini menyebabkan kerusakan yang berat di kota tersebut. Kerusakan tersebut diperkirakan berhubungan dengan kondisi geologi permukaan di wilayah tersebut yang berupa endapan lempung danau (Gurler dkk., 2000). Kondisi ini litologi permukaan di daerah ini memiliki kemiripan dengan Cekungan Bandung yang juga merupakan endapan danau.

Contoh lain adalah ketika terjadi gempabumi Yogyakarta dengan *magnitude* 6,4 Mw pada tahun 2006 dan gempabumi Padang (2009) dengan *magnitude* 7,6 Skala Richter (SR), gempabumi tersebut mengakibatkan banyak sekali korban jiwa, rumah, dan infrastruktur lainnya. Kerusakan yang terjadi ternyata memiliki pola sebaran yang tidak merata, tidak teratur, dan setempat-setempat. Kondisi geologi permukaan memegang peranan yang penting dalam menimbulkan kerusakan. Daerah yang dekat dengan sumber gempabumi tidak semua mengalami kerusakan parah dan daerah yang jauh dari sumber gempabumi belum tentu aman secara keseluruhan (Marjiyono dkk., 2014).

Karakterisasi geologi bawah permukaan setempat merupakan salah satu upaya dalam rangka penilaian resiko yang diakibatkan oleh guncangan gempabumi dimasa yang akan datang. Terdapat beberapa cara yang dapat digunakan untuk melakukan penilaian resiko tersebut, diantaranya dengan pengukuran percepatan tanah saat terjadi gempabumi, pemboran, pengukuran SPT (*standard penetration test*), SCPT (*seismic cones penetration test*) dan sebagainya. Untuk daerah yang cukup luas, aplikasi metode-metode tersebut memerlukan biaya yang cukup tinggi dan waktu yang lama sehingga diperlukan metode alternatif lain yang lebih cepat dan murah (Marjiyono & Afnimar, 2011).

Mikrotremor (*ambient noise*) merupakan salah satu metode seismik pasif (*passive seismic*) yang terus dikembangkan oleh para peneliti dan semakin populer karena dapat memberikan gambaran kondisi bawah permukaan yang praktis, cepat, dan murah (Alamri dkk., 2020; Farrugia dkk., 2016; Quispe dkk., 2014).

Adapun tujuan penelitian ini adalah untuk memperkirakan tingkat penguatan gelombang gempabumi berdasarkan karakteristik geologi permukaan wilayah Cekungan Bandung Bagian Selatan berdasarkan analisis mikrotremor.

GEOLOGI DAERAH PENELITIAN

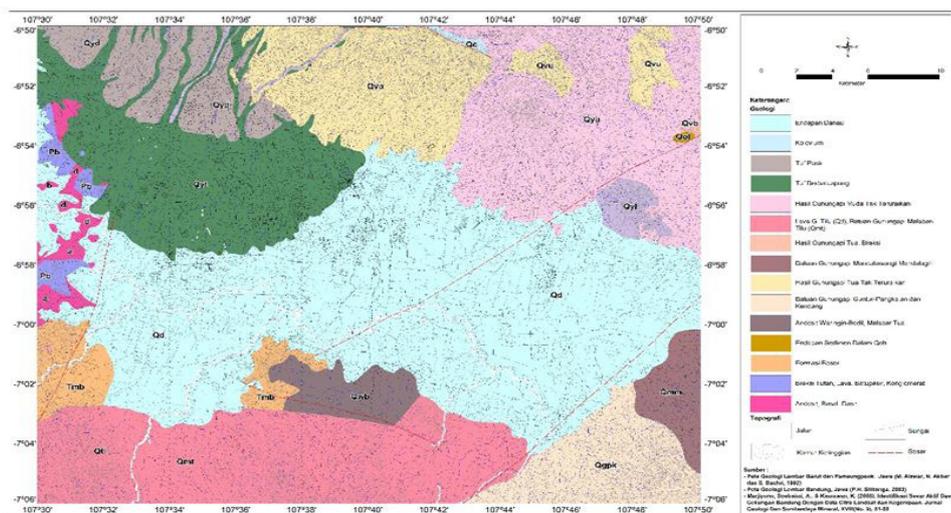
Stratigrafi dan litologi daerah Cekungan Bandung dan sekitarnya, dibahas dengan mengacu pada Peta Geologi Lembar Bandung (Silitonga, 2003) dan Lembar Garut dan Pameungpeuk Jawa (Alzwar dkk, 1992). Modifikasi peta geologi tersebut terlihat dalam Gambar 1, batuan tua di Cekungan Bandung dan sekitarnya dijumpai di baratdaya cekungan ini berupa breksi tufaan, lava, batupasir dan konglomerat berumur Miosen - Pliosen (Pb), sebagai bagian dari Formasi Beser (Tmb) yang terdiri atas breksi tufaan dan lava bersusun andesit sampai basal.

Di bagian utara Cekungan Bandung dijumpai batuan gunungapi tak teruraikan (Qvu) diduga berasal dari gunungapi Tangkuban Perahu Tua berumur Plistosen Bawah bagian Bawah, Koesoemadinata & Hartono (1981) mengusulkan perubahan nama satuan ini menjadi Formasi Cikapundung.

Menutupi batuan gunungapi tak teruraikan dijumpai tuf pasiran (Qyd) sebagai produk dari Gunungapi Tangkuban Perahu yang berumur Plistosen Bawah bagian Atas. Menoreh dan menutupi tuf pasiran (Qyd), dijumpai tuf batuapung (Qyt) berupa pasir tufan, lapilli, bom-bom, lava berongga dan kepingan-kepingan andesit basal padat yang bersudut dengan banyak bongkahan dan pecahan batuapung, satuan ini juga merupakan produk Gunungapi Tangkuban Perahu yang lebih muda diperkirakan berumur Plistosen Tengah. Koesoemadinata (1981) mengusulkan perubahan nama satuan ini menjadi Formasi Cibeureum. Kemudian di atas tuf batuapung ini dijumpai batuan gunungapi tak teruraikan (Qyu) berasal dari Gunungapi Tangkuban Perahu yang berumur lebih muda yakni Plistosen Atas. Secara keseluruhan batuan gunungapi ini disebut sebagai Batuan Gunungapi Fasies Utara.

Batuan Gunungapi Fasies Selatan terdiri dari batuan gunungapi produk dari Gunungapi Patuha, Malabar, Guntur, Wayang-Windu, Mandalawangi dan Sanglangapung. Batuan Gunungapi Fasies Selatan ini dari tua ke muda adalah batuan Gunungapi

Malabar Tua (Qwb) terdiri dari perselingan lava, breksi dan tuf bersusunan andesit piroksen dan hornblend dan diperkirakan berumur Pleistosen Tengah. Selanjutnya di atas batuan Gunungapi Malabar ini dijumpai batuan Gunungapi Guntur-Pangkalan yang terdiri dari lava bersusunan andesit-basal (Qgpk) berumur Pliostosen Tengah - Atas. Dua fasies endapan gunungapi menutupi endapan Gunungapi Guntur-Pangkalan adalah breksi tuf, breksi lahar, lava basal-andesit yang tak teruraikan dengan endapan tuf kaca dasitik mengandung batuapung di bagian atasnya. Kedua fasies batuan ini diduga berumur Plistosen Tengah -Atas. Kemudian berturut turut dijumpai endapan gunungapi berasal dari Gunungapi Mandala Wangi dan Malabar-Tilu yang didominasi oleh tufa mengandung batuapung (Qmm dan Qmt). Produk gunungapi ini diduga berumur Plistosen Atas. Di atas batuan yang didominasi tuf batuapung ini dijumpai batuan gunungapi berasal dari Gunungapi Masigit (Qym) yang berupa lava. Menutupi batuan gunungapi Masigit dijumpai batuan gunungapi tak teruraikan yang terdiri dari abu gunungapi dan lapilli, tuf pasiran, bongkah andesit-basal dan breksi lahar diduga berasal dari Gunungapi Papandayan. Endapan Gunungapi Patuha juga dijumpai sebagai Fasies Gunungapi Selatan ini berupa lava, lahar andesit piroksen, batuan ini diduga beberapa bagian berumur Plistosen Atas.



Gambar 1. Peta geologi Cekungan Bandung (modifikasi dari peta geologi lembar Garut dan Pameungpeuk oleh Alzwar dkk, 1992 dan lembar Bandung oleh Silitonga, 2003)

Endapan termuda di dalam Cekungan Bandung yang merupakan endapan danau. Pengendapan di dalam Cekungan Bandung dimulai pada 126.000 tahun lalu, berupa batuan produk gunungapi dan sedimen danau (Dam, 1994). Batuan dasar Cekungan Bandung memiliki umur rata-rata 135.000 th yang didapatkan dari hasil analisis umur absolut paleosol, diantara paleosol dan batuan sedimen terbawah pada Cekungan Bandung, terdapat banyak lapisan tefra atau abu gunung api. Hal itu mengindikasikan adanya kegiatan vulkanisme yang mengawali pembentukan Danau Bandung. (Dam, 1994) juga menyatakan bahwa Danau Bandung terbentuk hingga empat tahap. Danau Bandung tahap empat terbentuk sekitar 20.000 th yang lalu namun sisa-sisa cekungan masih ada hingga 16.000 th yang lalu. Pada saat ini daerah itu merupakan bagian terendah Cekungan Bandung dan sering dilanda banjir pada musim penghujan.

METODOLOGI

Metode mikrotremor adalah salah satu metode seismik pasif yang menggunakan sumber gelombang seismik dari alam seperti angin, gelombang laut maupun aktifitas manusia seperti mesin, kendaraan dan lain-lain. Dalam penelitian ini, metode seismik pasif berupa kombinasi antara mikrotremor *array* dan mikrotremor *single station*.

Mikrotremor *array* merupakan pengukuran mikrotremor yang dilakukan dengan memasang paling sedikit empat seismometer atau *accelerometer* yang diukur secara bersamaan. Pada penelitian ini satu titik pengamatan dilakukan dengan memasang 10 buah *borehole seismometer* tipe SRiL-32 dengan konfigurasi *triangle nested* (Gambar 2) dengan durasi pengukuran ± 90 menit (1,5 jam). Pada kajian ini sebagian data mikrotremor *array* menggunakan data dari Pramati die dkk (2017). Pemodelan struktur bawah permukaan 1D dilakukan dengan metode *spatial autocorrelation* (SPAC) untuk mendapatkan kurva dispersi dari gelombang permukaan yang diekstraksi dari komponen vertikal mikrotremor didasarkan pada teori yang dikembangkan oleh Aki (1957) dalam Marjiyono (2016), dimana dua stasiun pengamatan mikrotremor yang merekam secara simultan yang dipisahkan sejauh *r* akan memiliki nilai koefisien korelasi sebesar:

$$\rho(r, \omega) = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) \dots\dots\dots (1)$$

Dimana $c(\omega)$ merupakan kecepatan gelombang permukaan yang dihitung dari data mikrotremor komponen vertikal yang diamati. J_0 adalah fungsi Bessel (jenis pertama, orde nol), ω adalah frekuensi angular, kemudian *r* adalah jarak antar stasiun.

Pengukuran mikrotremor *single station* dilakukan menggunakan satu unit seismometer tiga komponen Lennartz LE-3D/0.2 dan direkam dengan data logger SARA SL-06. Pengukuran dilakukan pada 210 titik yang telah ditentukan sebelumnya dengan jarak tertentu (1 – 2 km) di seluruh area penelitian. Waktu pengukuran untuk setiap titik ukur berkisar antara 30 – 60 menit.

Berdasarkan Nakamura (1989) dalam (Marjiyono, 2016) pengolahan data mikrotremor *single station* pada dasarnya merupakan penentuan frekuensi resonan dari spektrum rasio komponen *horizontal* terhadap komponen *vertical* (HVSr) yang secara matematis dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$S_M(f) = \frac{(H_{SN}(f)^2 + H_{WE}(f)^2)^{1/2}}{V_S(f)^2} \dots\dots\dots (2)$$

dimana

- $S_M(f)$: spectrum H/V
- $H_{SN}(f)$: spektrum komponen horisontal arah utara-selatan
- $H_{WE}(f)$: spektrum komponen horisontal arah barat-timur
- $V_S(f)$: spektrum komponen vertical

Dari mikrotremor *single station* ini akan didapatkan nilai frekuensi tanah yang berhubungan langsung dengan ketebalan sedimen lunak dan soil. Secara matematik hubungan frekuensi dominan tanah dengan ketebalan sedimen permukaan adalah sebagai berikut:

$$\frac{1}{f_0} = \frac{4h_s}{V_{SS}} \dots\dots\dots (3)$$

atau

$$h_s = V_{SS}/4f_0 \dots\dots\dots (4)$$

Lapisan sedimen secara alamiah di lapangan terdiri atas beberapa fasies lapisan (*multilayer*) yang berhubungan dengan waktu pengendapannya (skala waktu geologi), kondisi batuan yang berlapis-lapis tersebut akan memperlihatkan respon yang berbeda

ketika dilalui gelombang. Gelombang seismik yang datang dari lapisan batuan lebih pejal ke lapisan batuan yang lebih lunak akan mengalami penguatan amplitudo.

Secara umum untuk suatu wilayah, bila lapisan-lapisan fasies (*multilayer*) batuan tersebut berupa lapisan-lapisan lateral seperti yang dimodelkan pada Gambar 2b, besarnya nilai penguatan gelombang dinyatakan dengan persamaan berikut:

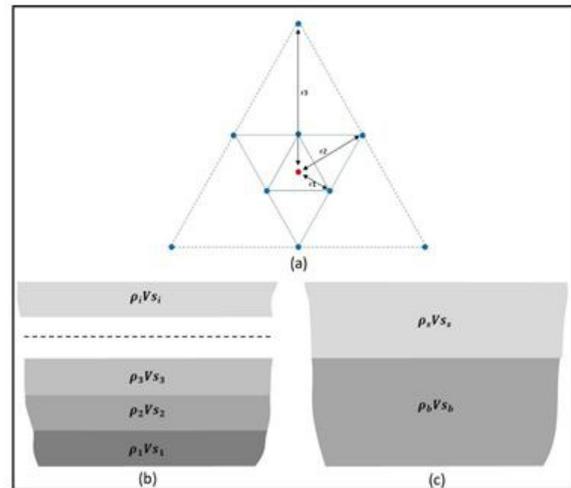
$$A = \sum_{i=0}^N \left(\frac{\rho_i V_{Si}}{\rho_{i+1} V_{S(i+1)}} \right) \exp \left(- \frac{\pi f_{0i} h_i}{Q_i V_{Si}} \right) \dots \dots \dots (5)$$

- dengan A : besarnya nilai penguatan gelombang
- ρ_i : rapat masa batuan lapisan ke i
- V_{Si} : kecepatan gelombang geser pada batuan lapisan ke i
- h_i : ketebalan lapisan batuan ke i
- f_{0i} : frekuensi resonan oleh batuan ke i
- Q_i : faktor kualitas lapisan batuan ke i

Namun demikian dalam pengukuran di lapangan untuk model multilayer tersebut, terutama dalam pengukuran frekuensi/perioda dominan oleh masing-masing fasies batuan akan menemui kendala. Oleh karena itu dalam kajian ini besaran nilai penguatan gelombang (*site amplification*) didekati dengan dua model lapisan sederhana (Gambar 2c) dengan nilai kontras impedansi terbesar, secara matematika persamaan (3) di atas dapat disederhanakan menjadi sebagai berikut:

$$A_2 = \left(\frac{\rho_b V_{Sb}}{\rho_s V_{Ss}} \right) \exp \left(- \frac{\pi f_0 h_s}{Q_s V_{Ss}} \right) \dots \dots \dots (6)$$

- dengan
- A₂ : besarnya nilai penguatan gelombang model 2 lapis
- ρ_s : rapat masa batuan sedimen permukaan
- ρ_b : rapat masa batuan yang mengalasi sedimen permukaan
- V_{Ss} : kecepatan gelombang geser lapisan batuan sedimen permukaan
- V_{Sb} : kecepatan gelombang geser lapisan batuan yang mengalasi sedimen permukaan
- h_s : ketebalan lapisan sedimen permukaan
- f_0 : frekuensi resonan oleh lapisan batuan sedimen permukaan
- Q_s : faktor kualitas lapisan sedimen permukaan



Gambar 2.(a) konfigurasi pemasangan sensor pada pengukuran mikrotremor array, (b) model lapis banyak (multilayer) sedimen permukaan, (c) model sederhana dua lapis sedimen permukaan

HASIL DAN PEMBAHASAN

Secara morfologi Cekungan Bandung merupakan cekungan antar pegunungan (*intermountain basin*) yang dikelilingi kerucut-kerucut gunungapi berumur Kuartar dengan luas sekitar 2.300 km² dan ketinggian sekitar 650 – 700 m di atas permukaan laut. Cekungan ini berbentuk elips memanjang pada arah barat-timur dengan panjang sekitar 60 km dan lebar 40 km (Bronto & Hartono, 2006). Kondisi morfologi tersebut menyebabkan bahan rombakan dari tinggian di sekeliling tererosi dan mengendap di bagian tengah cekungan membentuk dataran, dengan bagian-bagian terendahnya masih menjadi langganan banjir ketika musim hujan tiba. Secara fisik endapan danau ini merupakan endapan lunak yang didominasi oleh material lempungan.

Hasil pemboran di daerah Bojongsoang dengan kedalaman 60 m berdasarkan data pemboran dalam Core I oleh Dam (1994), pada kedalaman 0-7 m ditemukan endapan lempung lunak berwarna abu-abu. Pada kedalaman 7-60 m litologi berupa perselingan pasir dan lempung dengan bermacam-macam kepadatan dan warna. Lapisan pasir umumnya ditemukan relatif lebih tipis dengan ketebalan antara 2-7 m, sedangkan lapisan lempung berkisar antara 9-15 m.

Hasil pemboran di daerah Sukamanah Rancaekek berdasarkan pemboran dalam Core II yang dilakukan oleh Dam (1994), hingga kedalaman 38 m litologi masih berupa lempung, dengan perubahan kepadatan dari lunak ke kaku pada kedalaman 12 m. Pada kedalaman 38-99 m litologi berupa perselingan pasir dan lempung. Adapun batuan dasar cekungan yang

berupa breksi – konglomerat dengan matrik lempung dan pasir dengan fragmen andesit ditemukan pada kedalaman 99-104 m.

Model struktur kecepatan gelombang geser yang digunakan dalam perhitungan nilai faktor penguatan gelombang gempabumi didapatkan dari pemodelan data mikrotremor *array* di 22 lokasi yang tersebar cukup merata dan dapat dianggap mewakili model kecepatan gelombang di wilayah penelitian (Gambar 3). Contoh hasil pemodelan data mikrotremor *array* berupa profil 1D kecepatan gelombang geser untuk beberapa lokasi dapat dilihat pada Gambar 4.

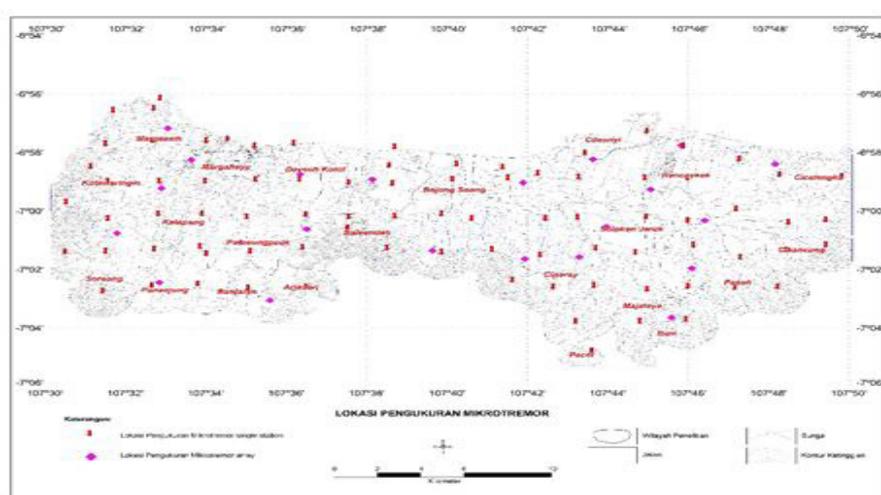
Nilai kecepatan gelombang geser lapisan sedimen permukaan wilayah Cekungan Bandung bagian selatan, berdasarkan interpolasi hasil pemodelan seluruh data mikrotremor *array* ditampilkan pada Gambar 5. Nilai kecepatan gelombang geser berkisar antara 150-330 m/detik. Berdasarkan data pemboran diatas, sedimen permukaan di Cekungan Bandung bagian selatan berupa endapan danau yang didominasi oleh material lempung lunak dengan sisipan pasir kerikilan.

Sebaran kecepatan gelombang geser batuan yang mengalasi lapisan sedimen permukaan, yang diperkirakan berupa fasies endapan danau yang lebih tua dan batuan vulkanik, seperti halnya lapisan sedimen permukaan didapatkan berdasarkan interpolasi dari model 1D dari pengukuran di 22 lokasi *sounding*. Hasil pemodelan kecepatan gelombang geser lapisan ini berkisar antara 240 - 500 m/detik (Gambar 6). Zona kecepatan rendah menempati wilayah Margaasih, Kutawaringin, Katapang, dan Margahayu bagian barat. Secara umum wilayah lain didominasi oleh nilai kecepatan yang relatif tinggi walaupun belum mencapai kepada *engineering bedrock* (<750 m/detik).

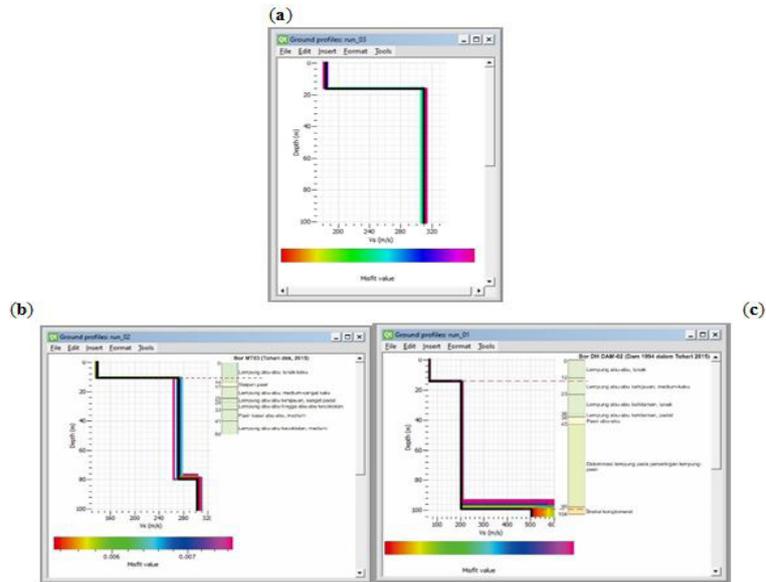
Ketebalan sedimen lunak di wilayah penelitian dihitung menggunakan persamaan (4) dengan memanfaatkan data sebaran kecepatan gelombang geser sedimen lunak dan nilai frekuensi resonan yang didapatkan dari mikrotremor *single station* (Gambar 3). Sebaran ketebalan sedimen lunak di wilayah Cekungan Bandung bagian selatan berkisar antara 10-150 m (Gambar 7). Pola konfigurasi Cekungan Bandung bagian selatan tercermin cukup baik dari sebaran ketebalan lapisan sedimen permukaan ini.

Berdasarkan nilai kecepatan gelombang geser di dua lapisan di atas ditambah dengan data ketebalan lapisan sedimen permukaan hasil dari perhitungan data mikrotremor *single station*, maka dengan persamaan (6) dapat diperoleh nilai faktor penguatan gelombang gempabumi oleh lapisan sedimen permukaan. Hasil perhitungan nilai faktor penguatan gelombang untuk Cekungan Bandung bagian selatan berkisar antara 1,05 – 2,00 (Gambar 8).

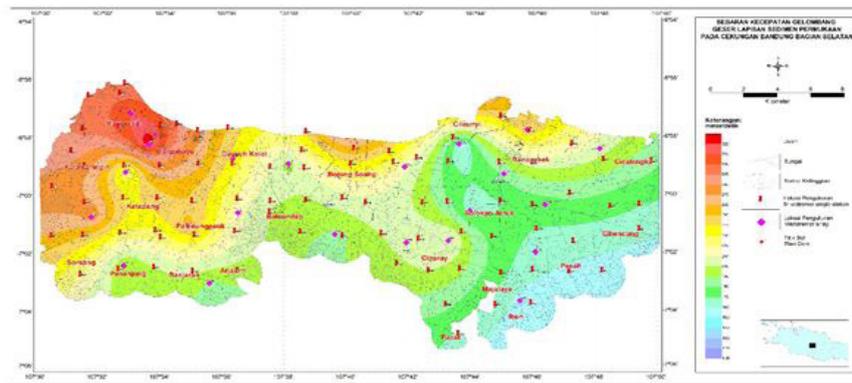
secara umum pola sebaran nilai faktor penguatan gelombang menunjukkan pola tinggian di bagian pinggir cekungan, sedangkan di bagian deposenter cekungan menunjukkan nilai yang relatif rendah. Ada beberapa faktor yang berpengaruh terhadap nilai penguatan gelombang, yakni: kontras impedansi antara sedimen permukaan dan lapisan batuan yang mengalasinya, ketebalan lapisan sedimen permukaan, frekuensi resonan lapisan sedimen permukaan; dan faktor kualitas sedimen permukaan. Namun demikian faktor terbesar yang menyumbang nilai penguatan gelombang adalah kontras impedansi, yang diwakili oleh kontras kecepatan gelombang geser antara lapisan sedimen permukaan dan lapisan yang mengalasinya. Semakin besar kontras kecepatannya, maka akan semakin tinggi nilai faktor penguatan gelombangnya.



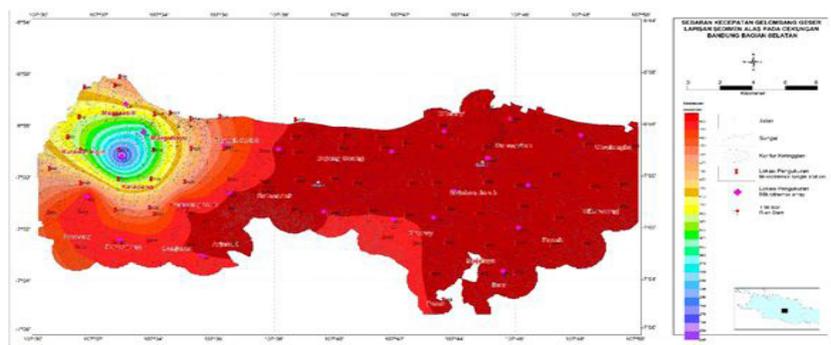
Gambar 3. Lokasi pengukuran mikrotremor *array* dan mikrotremor *single station* wilayah penelitian.



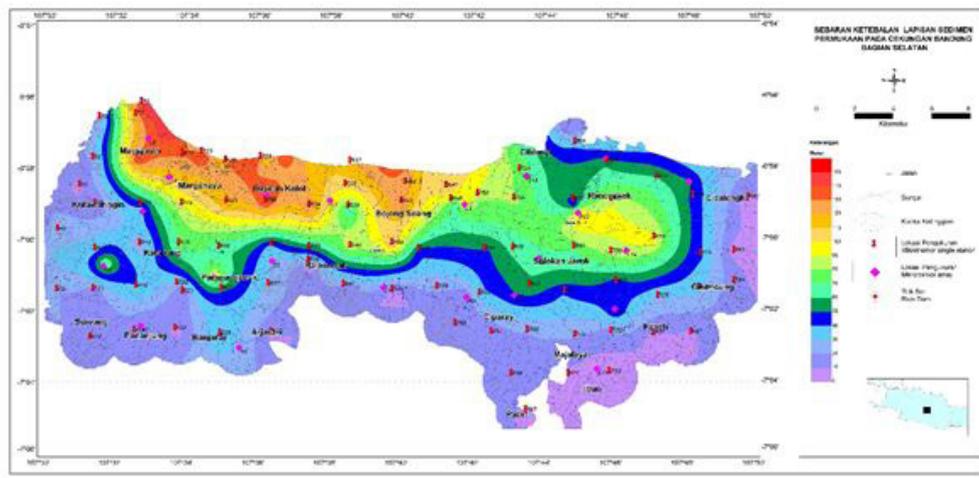
Gambar 4. Profil 1D kecepatan gelombang geser: (a) lokasi P1, (b) lokasi P2, (c) lokasi P3.



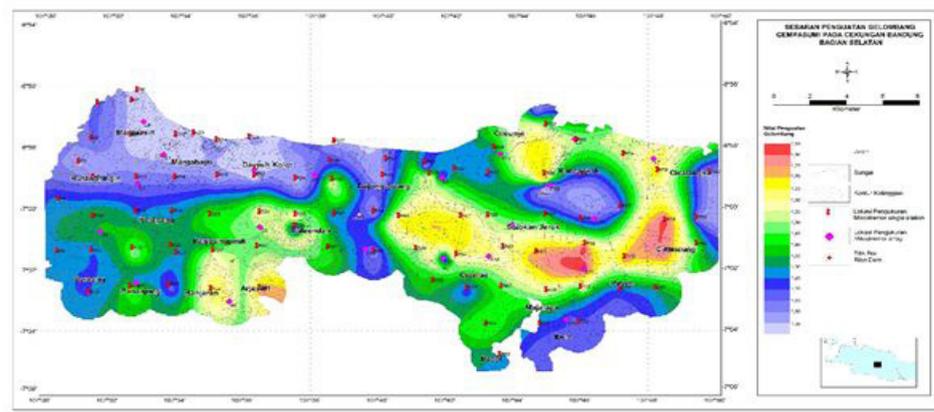
Gambar 5. Sebaran nilai kecepatan gelombang geser lapisan sedimen lunak wilayah Cekungan Bandung bagian selatan.



Gambar 6. Sebaran nilai kecepatan gelombang geser lapisan alas wilayah Cekungan Bandung bagian selatan.



Gambar 7. Sebaran ketebalan sedimen lunak di wilayah Cekungan Bandung bagian selatan.



Gambar 8. Sebaran penguatan gelombang gempabumi di wilayah Cekungan Bandung bagian selatan.

Dalam kasus Cekungan Bandung, bagian depositer cekungan, lapisan alas sedimen permukaan adalah fasies endapan danau yang lebih tua. Dimana kontras kecepatan terhadap lapisan endapan permukaan relatif kecil dibanding di bagian pinggir cekungan yang mempunyai lapisan alas endapan permukaan berupa batuan vulkanik yang mempunyai kecepatan gelombang geser yang lebih tinggi. Konsekuensinya, faktor penguatan gelombang di daerah pinggiran cekungan menjadi lebih tinggi. Pengaruh ketebalan sedimen permukaan dan frekuensi resonansi relatif kecil, semakin tebal lapisan sedimen permukaan maka faktor penguatan gelombang semakin teredam.

Pola sebaran nilai penguatan gelombang tersebut dapat memberikan penjelasan mengapa pola kerusakan bangunan / infrastruktur ketika terjadi gempa bumi cenderung terkesan acak, tidak linear terhadap jarak sumber gempabuminya.

KESIMPULAN

Secara umum wilayah Cekungan Bandung di tempati oleh endapan danau berupa lempung lunak dengan sisipan pasir kerikilan. Secara fisis endapan ini bersifat lunak yang diperlihatkan oleh nilai kecepatan gelombang geser yang rendah. Kondisi tersebut menjadikan wilayah ini berpotensi mengalami penguatan gelombang bila terjadi gempa bumi. Hasil perhitungan nilai penguatan gelombang wilayah Cekungan Bandung bagian selatan menunjukkan kisaran 1,05 – 2,00. Potensi penguatan tertinggi berada di bagian pinggir Cekungan Bandung, hal ini berkaitan dengan pola lapisan yang mengalasi sedimen permukaan, dimana bagian pinggiran dialasi langsung oleh batuan vulkanik yang merupakan *flank* dari cekungan. Kontas kecepatan gelombang geser batuan ini dengan lapisan sedimen permukaan lebih tinggi, sehingga nilai penguatan gelombang juga lebih tinggi. Adapun bagian tengah (*depositer*)

cekungan lapisan alas sedimen permukaan berupa fasies endapan danau yang lebih tua sehingga kontras impedansi dengan lapisan sedimen permukaan cenderung lebih rendah. Pola sebaran nilai penguatan gelombang ini dapat menjelaskan pola kerusakan bangunan ketika terjadi gempabumi.

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih kami tujukan kepada Kepala Pusat Survei Geologi yang memberikan izin belajar kepada penulis. Selain itu juga diucapkan terima kasih kepada rekan-rekan Geofisika Dasar dan Terapan dan PVMBG yang telah banyak membantu dalam penyiapan data lapangan.

DAFTAR PUSTAKA

- Alamri, A. M., Bankher, A., Abdelrahman, K., El-Hadidy, M., and Zahran, H., 2020. Soil Site Characterization of Rabigh City, Western Saudi Arabia Coastal Plain, Using HVSR and HVSR inversion Techniques. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(2). <https://doi.org/10.1007/s12517-019-5027-3>
- Alberto, Y., Otsubo, M., Kyokawa, H., Kiyota, T., and Towhata, I., 2018. Reconnaissance of the 2017 Puebla, Mexico Earthquake. *Soils and Foundations*, 58(5): 1073–1092. <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2018.06.007>
- Alzwar, M., Akbar, N., dan Bachri, S. 1992. *Peta Geologi Lembar Garut dan Pameungpeuk, Jawa, skala 1:100.000*. Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Bronto, S., & Hartono, U. 2006. Potensi Sumber Daya Geologi di Daerah Cekungan Bandung dan sekitarnya. *Indonesian Journal on Geoscience*. <https://doi.org/10.17014/ijog.vol1no1.20062a>
- Dam, M. A., 1994. *The Late Quaternary Evolution of the Bandung Basin, West-Java, Indonesia*.
- Farrugia, D., Paolucci, E., D'Amico, S., & Galea, P. (2016). Inversion of Surface Wave Data for Subsurface Shear Wave Velocity Profiles Characterized by a Thick Buried Low-Velocity Layer. *Geophysical Journal International*, 206(2), 1221–1231. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw204>
- Gurler, E. D., Nakamura, Y., Saita, J., & Sato, T., 2000. Local Site Effect of Mexico City Based on Microtremor Measurement. *International Conference on Seismic Zonation. Palm Spring Riviera Resort, California, USA*, 65.
- Koesoemadinata, R. ., dan Hartono, D., 1981. Stratigrafi dan Sedimentasi Daerah Bandung. *Proceedings PIT X Ikatan Ahli Geologi Indonesia*, 318–336.
- Marjiyono; Setiawan, J.H dan Setianegara, R., 2014. Korelasi Faktor Amplifikasi HVSR Mikrotremor terhadap Sebaran Kerusakan Bangunan oleh Gempabumi Padang. *Buletin Geologi Tata Lingkungan*, 24(I), 43–51.
- Marjiyono., 2016. Konfigurasi Cekungan Kwartir Wilayah Kota Mataram, Nusa Tenggara Barat berdasarkan Data Mikrotremor. *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral* 17(1):51-60.
- Marjiyono, & Afnimar. (2011). Mikrozonasi bahaya gempa bumi di wilayah kota bandung berdasarkan data mikrotremor. *Geo-Hazards*, 21(1), 41–49.
- Marjiyono, Soehaimi, A., dan Kamawan, K., 2008. Identifikasi Sesar Aktif Daerah Cekungan Bandung Dengan Data Citra Landsat dan Kegempaan. *Jurnal Geologi Dan Sumberdaya Mineral*, 18(2):81-88.
- Pramatadie, A. M., Yamanaka, H., Chimoto, K., Afnimar, Koketsu, K., Sakaue, M., Miyake, H., Sengara, I. W., & Sadisun, I. A., 2017. Microtremor exploration for shallow S-wave velocity structure in Bandung Basin, Indonesia. *Exploration Geophysics*, 48(4), 401–412. <https://doi.org/10.1071/EG16043>
- Quispe, S., Chimoto, K., Yamanaka, H., Tavera, H., Lazares, F., and Aguilar, Z., 2014. Estimation of S-Wave Velocity Profiles at Lima City, Peru Using Microtremor Arrays. *Journal of Disaster Research*, 9(6), 931–938. <https://doi.org/10.20965/jdr.2014.p0931>
- Silitonga, P. . (2003). *Peta Geologi Lembar Bandung, Jawa, skala 1:100.000*. Direktorat Geologi, Bandung.