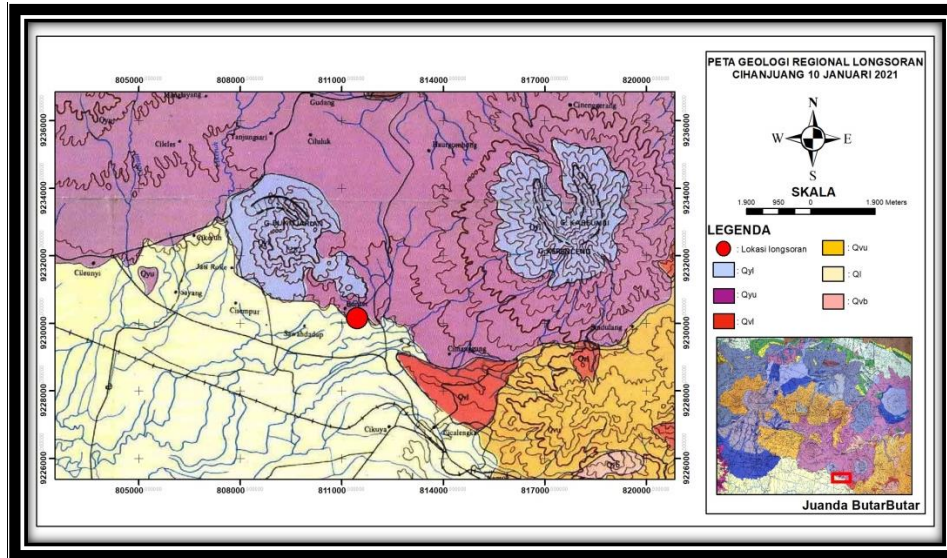


BAB II TEORI DASAR

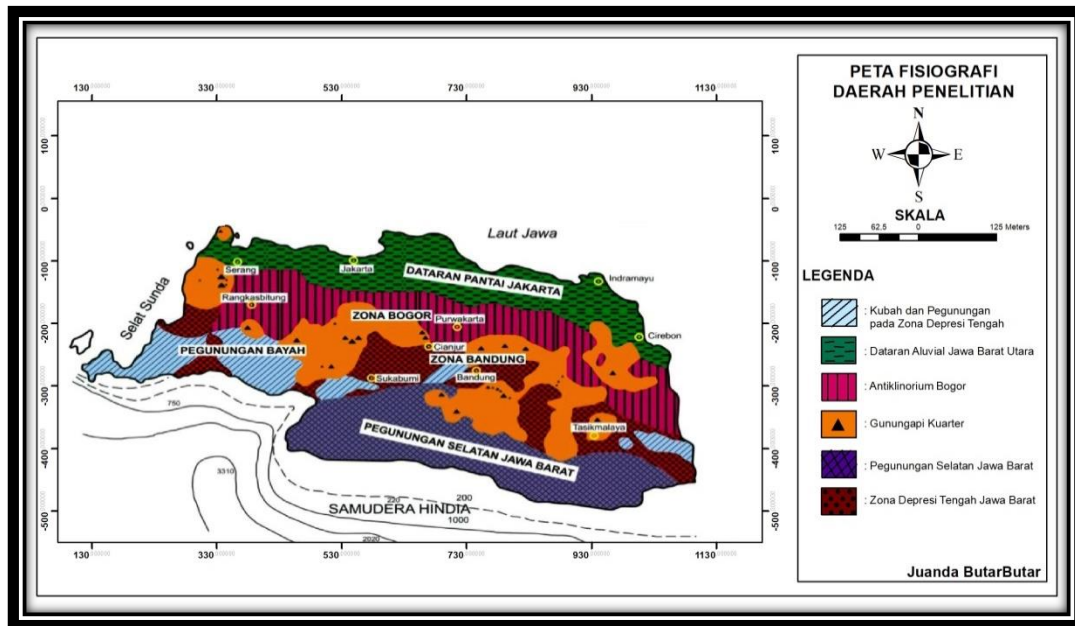
2.1 Geologi Regional



Gambar 2.1 Geologi regional lembar Bandung (modifikasi dari Silitonga dan Djuri, 1973).

Berdasarkan Gambar 2.1 peta geologi lembar bandung, daerah bencana tersusun oleh gunung api mudah tak berurai (Qyu) gunung pasir tufan, lapili, breksi, lava, dan aglomerat sebagian berasal dari gunung Tangkuban Parahu kemudian sebagian terdiri dari bagian gunung Tampomas. Wilayah pengukuran yaitu kabupaten Sumedang, kecamatan Cimanggung, Jawa barat, dimana lokasi ini memiliki bentuk tapal kuda dengan memiliki sifat tanah pelapukan tebal yang bersifat gembur, lokasi penelitian juga merupakan kelompok endapan yang disusun oleh endapan pantai, sungai dan rawa yang memiliki umur holosen (tua), pada endapan pantai tanahnya berupa lanau pasiran (Sc), lempung organik (Oc), pasir lanau (ms) mengandung fragmen cangkang kerang (PVMBG, 2021). Daerah penelitian ini adalah daerah perbukitan yang bergelombang berada di ketinggian 650-780 meter di atas permukaan laut.

2.2 Fisiografi



Gambar 2.2 Fisiografi Jawa Barat modifikasi (Van Bemmelen, 1949).

Zona Bogor berada di kabupaten Cimanggung berdasarkan pembagian fisiografi (Van Bammelen, 1949), zona Bogor terdapat di bagian Selatan zona dataran rendah pantai Jakarta dan membentang dari Barat ke Timur mulai dari Rangkasibitung, Bogor, Subang, Sumedang dan berakhir di Bumiayu dengan panjang sekitar 40km. Zona Bogor merupakan zona yang telah mengalami proses tektonik yang kuat dan disusun oleh batuan yang memiliki umur Neogen, karena mengalami perlipatan zona ini membentuk Antiklinorium yang cembung ke Utara dengan arah sumbu lipatan Barat-Timur (Romosi, 2016). Zona Bogor merupakan daerah perbukitan lipatan dan pegunungan yang terbentuk dari batuan tersier laut dalam yang membentuk Antiklonorium.

2.3 Sifat –sifat Tanah

Tanah merupakan material yang terdiri dari butiran mineral-mineral padat dan terdapat bahan-bahan organik yang berpartikel padat (yang telah melapuk) disertai dengan zat cair dan gas yang mengisi ruang-ruang kosong antar partikel. Proses

pelapukan dari suatu batuan yang telah mengalami proses geologi dalam kurun waktu yang lama menyebabkan terbentuknya tanah, stabilitas tanah merupakan kemampuan suatu tanah untuk mempertahankan sifat fisiknya dari segala kondisi yang terjadi, tanah longsor dipengaruhi oleh kestabilan tanah dan jenis tanah (Allen, 2005). Permeabilitas adalah salah satu sifat fisis tanah yang mempengaruhi kestabilan tanah yang berkaitan dengan tanah longsor (Rustan dkk., 2015). Permeabilitas merupakan kemampuan batuan tersebut dapat meloloskan ataupun melewati air. Besarnya jumlah air tanah dalam suatu lapisan batuan dipengaruhi oleh sifat permeabilitas (Sari dkk., 2014). Tanah yang permeabilitasnya cepat kurang mendukung terhadap terjadinya longsor dari pada tanah yang permeabilitasnya lambat hal ini disebabkan oleh pengaruh permeabilitas tanah dengan longsor (Ningtyas dkk., 2020). Menurut Dhani (2014), tekstur tanah adalah perbandingan suatu fraksi pasir, debu, dan liat yang terkandung pada tanah. Pada butiran tanah yang kasar, butiran tanah tidak menyatu satu sama lain sehingga air dapat masuk melalui celah butiran tanah yang mengakibatkan air tidak akan mengalir secara vertikal ketika tekstur tanah berupa butiran kasar. Pada tanah yang memiliki tekstur halus, butir tanah akan saling mengikat satu sama lain sehingga air akan mengalir secara vertikal dan akan meningkatkan potensi longsor.

2.4 Tanah Longsor

Gerakan tanah atau yang sering disebut dengan tanah longsor adalah perpindahan material pembentukan lereng berupa batuan, bahan rombakan, atau campuran material tersebut yang bergerak atau meluncur ke arah bawah lereng maupun ke arah luar lereng karena adanya gaya gravitasi. Lereng yang tidak stabil disebabkan oleh adanya gaya pendorong yang relatif naik dan terjadinya pengurangan pada gaya penahan sehingga masa tanah atau batuan yang bergerak turun. Gaya yang bekerja pada lereng ada dua, yaitu gaya pendorong dan gaya penahan. Tanah longsor terjadi ketika bertambahnya bobot tanah karena air yang meresap ke dalam tanah, air yang meresap ke dalam tanah dan menembus sampai tanah kedap air yang memiliki peran sebagai bidang gelincir, maka tanah akan licin dan tanah pelapukan yang berada di atasnya akan mengalami pergerakan lereng (Nia dkk., 2006).

2.4.1 Penyebab Tanah Longsor

Faktor tanah longsor ada dua, yaitu secara faktor alamiah dan faktor manusia. Penyebab faktor tanah longsor secara alamiah dipengaruhi oleh morfologi permukaan bumi, struktur geologi, curah hujan, penggunaan lahan dan kegempaan. Tanah longsor yang disebabkan manusia dipengaruhi oleh suatu bentang alam seperti pembebanan lereng, kegiatan pertanian, pemotongan lereng dan penebangan (Mubekti dkk., 2008).

Mengacu pada Somantri (2008), ada 3 penyebab utama longsor lahan, yaitu:

1. Faktor sakhil (*inherent facktor*)

Penyebab longsor dari faktor ini adalah pelapukan batuan, struktur geologi, tekstur tanah, tebal solum tanah, dan permeabilitas tanah.

2. Faktor luar dari suatu medan

Penyebab longsor pada faktor ini merupakan kemiringan lereng, kerapatan torehan, banyaknya dinding lereng dan penggunaan suatu lahan.

3. Faktor pemicu terjadinya longsor lahan

Penyebab longsor lahan adalah tebalnya curah hujan dan gempa bumi.

2.4.2 Gerakan Tanah

Gerakan tanah merupakan perpindahan suatu lereng atau perpindahan massa tanah maupun batuan pada arah miring, tegak, ataupun mendatar dari kedudukan semula (Varnes, 1978 dalam Zakaria, 2009). Gerakan tanah menurut Chowdhuri (1978) adalah gerakan material pembentuk lereng berupa tanah, kombinasi jenis material, dan batuan ke tempat yang lebih rendah karena adanya pengaruh dari gaya gravitasi.

2.4.3 Bidang Gelincir Tanah Longsor

Bidang gelincir pada tanah longsor merupakan bidang yang licin dan kedap air atau bidang yang menyebabkan tanah longsor. Meningkatnya kecepatan aliran permukaan dan daya angkutnya disebabkan oleh curam dan panjang lereng. Volume air mengalir semakin besar ketika lereng semakin panjang sehingga kecepatan aliran semakin besar dan benda yang diangkut akan lebih banyak (Martono, 2004). Pembentukan bidang gelincir disebabkan oleh penjenjuran air yang terakumulasi dan bergerak

secara lateral di atas permukaan tanah maupun batuan yang kedap air, batuan yang kedap air ini memiliki pori-pori yang relatif kecil dan memiliki resistivitas yang kecil, jika air, menembus pada lapisan yang kedap air, maka batuan ataupun permukaan yang kedap air akan mengalami pelapukan dan menjadi licin, sehingga lapisan yang licin ini menjadi bidang gelincir (Anriani dkk., 2018). Sangat penting mengetahui ke dalam bidang gelincir untuk deskripsi longsor dan dapat mengetahui seberapa besar resiko longsor yang terjadi, ke dalam dari bidang gelincir dapat di ukur dari permukaan. Kedalaman bidang gelincir terdiri atas 4 kelas , yaitu sangat dangkal dengan kedalaman bidang gelincir lebih kecil dari 1,5 meter, dangkal dengan kedalaman bidang gelincir 1,5-5 meter, dalam dengan kedalaman bidang gelincir 5-20 meter dan sangat dalam dengan kedalaman bidang gelincir lebih besar dari 20 meter (Zulfiadi, 2011). Bahaya longsor semakin besar ketika bidang gelincir dalam sebaliknya bahaya longsor semakin kecil ketika bidang gelincir dangkal (Dona, 2015).

2.5 Jenis-Jenis Longsor

Menurut ESDM (2007) ada 6 jenis tanah longsor, yaitu sebagai berikut:

1. Longsor translasi

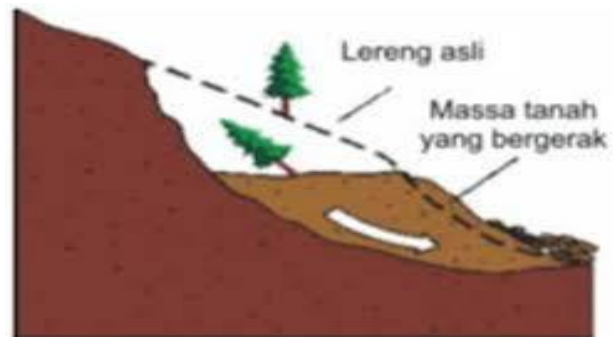
Longsoran translasi adalah bergerakanya masa tanah dan batuan pada bidang gelincir yang memiliki bentuk rata atau menggelombang landai, dapat dilihat pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Longsoran translasi (ESDM, 2007).

2. Longsor rotasi

Longsor rotasi adalah bergerakny masa tanah dan batuan pada bidang gelincir yang berbentuk cekungan, dapat dilihat pada Gambar 2.4



Gambar 2.4 Longsoran rotasi (ESDM, 2007).

3. Longsor pergerakan blok

Longsor pergerakan blok adalah perpindahan batuan yang bergerak pada bidang gelincir yang berbentuk rata. Longsor ini sering disebut dengan longsor translasi blok batu, dapat dilihat pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Penggerakan blok (ESDM, 2007).

4. Runtuhan batu

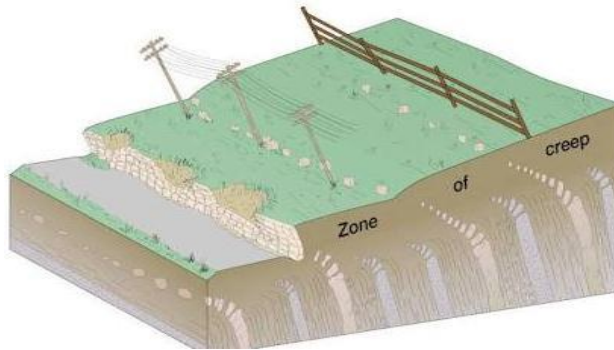
Longsor runtuhan batu adalah bergerakny batuan atau material ke bawah dengan cara jatuh bebas. Biasanya longsor ini terjadi pada lereng yang terjal, dapat dilihat pada Gambar 2.6.



Gambar 2.6 Runtuhan batu (ESDM, 2007).

5. Longsor rayap tanah

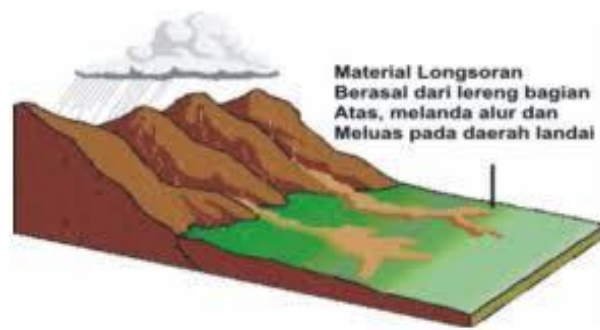
Longsor rayap tanah adalah jenis tanah longsor yang bergerak cukup lambat. Jenis tanahnya berupa butir kasar dan halus. Jenis tanah longsor ini hampir tidak dapat diketahui. Setelah waktu yang cukup lama longsor jenis ini menyebabkan tiang telpon, rumah, dan pohon mengalami miring ke bawah, dapat dilihat pada gambar 2.7.



Gambar 2.7 Rayapan tanah (ESDM, 2007).

6. Longsor aliran bahan rombakan

Longsor aliran bahan rombakan adalah Bergeraknya masa tanah yang didorong oleh air. Kecepatan aliran tergantung pada kemiringan lereng, tekanan air, volume, dan jenis materialnya. Gerakan longsor ini terjadi di sepanjang lembah dan mampu sampai mencapai ratusan meter jauhnya. Dapat dilihat pada Gambar 2.8.



Gambar 2.8 Aliran bahan rombakan (ESDM, 2007).

2.6 Zona Labil

Zona labil merupakan zona yang terus mengalami pergeseran tanah, pergeseran tanah ini dapat terjadi karena longsor. Menurut Annisa dkk., (2008) ada 4 bagian zona kerentanan gerakan tanah yang sudah ditetapkan yaitu:

1. Zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah

Daerah yang berada pada zona ini adalah sangat jarang atau tidak pernah terjadi gerakan tanah, zona ini memiliki kemiringan lereng kurang dari 15° .

2. Zona kerentanan tanah rendah

Daerah yang berada pada zona ini adalah zona yang jarang terjadinya gerakan tanah, kecuali bila mengalami gangguan pada lerengnya dan mempunyai kemiringan lereng mulai dari (5° - 15°) sampai sangat terjal (50° - 70°).

3. Zona kerentanan gerakan tanah menengah

Daerah yang berada pada zona ini adalah zona yang memiliki kemiringan lereng agak terjal, zona ini memiliki kemiringan lereng (15° - 30°) sampai curam (70°).

4. Zona kerentanan gerakan tanah tinggi

Daerah yang berada pada zona ini adalah mempunyai kemiringan lereng yang terjal, zona ini memiliki kemiringan lereng (30° - 50°) sampai curam (70°).

2.7 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan metode geofisika yang menginjeksikan arus ke dalam bumi melalui arus listrik searah dengan menggunakan dua buah elektroda, lalu mengamati potensial yang terbentuk dari dua buah elektroda potensial yang berada di

tempat lain, perbedaan beda potensial yang terukur akan menunjukkan keadaan keadaan bawah permukaan bumi (Suhendra, 2005). Semakin sulit arus mengalir maka Nilai resistivitas yang terukur tinggi dan pada umumnya pengantar listrik yang baik seperti batuan yang berisi air memiliki nilai resistivitas yang rendah. Material bumi dianggap memiliki sifat resistif seperti resistor dimana penyusun bumi memiliki kemampuan yang berbeda dalam menghantar arus listrik, karena hal ini maka muncul metode geolistrik. Dalam pencarian reservoir panas bumi, identifikasi longsor, dan mengeksplorasi air tanah biasanya digunakan metode geofisika seperti metode geolistrik.

2.7.1 Sifat Kelistrikan Batuan

Ada tiga macam pengelompokan perkembangan aliran arus listrik pada batuan dan mineral, yaitu konduksi elektronik, konduksi elektrolit, dan konduksi dielektrik (Telford dkk., 1990).

1. Konduksi elektronik

Batuan yang memiliki banyak elektron bebas menyebabkan konduksi ini terjadi, sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan oleh elektron bebas dan sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewati dipengaruhi oleh aliran listrik. Sulitnya material dalam menghantarkan arus listrik mengakibatkan besarnya nilai resistivitas yang terukur, nilai resistivitas yang rendah menunjukkan mudahnya bahan dalam menghantarkan arus listrik. Resistansi tidak bergantung pada faktor geometri, tetapi faktor geometri bergantung pada resistivitas.

2. Konduksi elektrolit

Batuan yang nilai resistivitas tinggi merupakan konduktor yang buruk. Pada kenyataan batuan memiliki pori yang diisi oleh cairan, terutama air, akibatnya batuan tersebut menjadi konduktor elektrolit, dimana konduksi arus listrik diturunkan oleh ion elektrolit dalam air. Kandungan air pada batuan besar ketika konduktivitas batuan besar, dimana resistivitas dan konduktivitas batuan berpori bergantung pada volume dan susunan pori-pori.

3. Konduksi dielektrik

Ketika batuan atau mineral dielektrik mengalir ke arus listrik maka konduksi terjadi, dimana batuan dan mineral tersebut memiliki sedikit elektron bebas, bahkan mau tidak sama sekali. Sifat suatu formasi dijelaskan oleh 3 parameter dasar, yaitu konduktivitas listrik, permitivitas dielektrik, dan permeabilitas magnet.

2.7.2 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Hukum Ohm merupakan konsep dasar dari metode geolistrik, hukum Ohm ditemukan oleh George Simon Ohm. Prinsip dasar yang digunakan Pada metode ini adalah hukum Ohm, dimana beda potensial yang terukur pada ujung penghantar sama dengan hasil kali resistansi (R) dan kuat arus (I). Resistansi adalah besarnya nilai hambat pada suatu medium. Resistivitas adalah kemampuan suatu medium untuk menghambat arus listrik yang mengalir. Untuk mengetahui kondisi bawah permukaan maka digunakan besarnya nilai resistivitas (Agustin dkk., 2017).

$$V = IR \quad (2.1)$$

Keterangan:

R =resistansi bahan (Ω)

I =besar kuat arus (A)

V =besar tegangan (V).

Hukum Ohm mengasumsikan bahwasanya R tidak tergantung pada I karena R mempunyai nilai konstan, namun terdapat kondisi dimana resistansi tidak konstan. Meskipun demikian, resistansi suatu elemen tak konstan didefinisikan oleh resistansi R , arus I , dan tegangan V dimana R tidak tergantung I . Suatu kawat konduktor dengan panjang L (m), luas penampang A (m^2), dan resistivitas ρ (Ωm) menurut Lowrie(2007), resistansi R (Ωm) dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$

dimana,

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.3)$$

sehingga dapat dihasilkan resistivitasnya menjadi

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.4)$$

Keterangan:

ρ =hambatan jenis kawat konduktor (Ωm)

V =potensial (V)

I =arus listrik (A)

L = panjang lintasan (m)

A =luas penampang (m^2).

2.7.3 Konsep Resistivitas Semu

Geolistrik resistivitas memiliki sifat homogen isotropis, dari sifat homogen isotropis ini dapat diasumsikan bahwa resistivitas yang terukur merupakan resistivitas yang sebenarnya dan tidak tergantung pada spasi elektroda yang ada. Namun kenyataannya bumi tersusun dari lapisan dengan resistivitas yang berbeda, sehingga potensial yang sifat homogen isotropis dimiliki oleh geolistrik resistivitas, hal ini dapat diasumsikan bahwa resistivitas yang terukur adalah resistivitas yang sebenarnya dan tidak tergantung spasi elektroda. Namun pada kenyataannya bumi tersusun dari lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda, sehingga potensial yang terukur adalah pengaruh dari lapisan itu. Jadi resistivitas yang terukur adalah resistivitas semu ρ_a (Reynolds, 2005).

Berdasarkan Reynolds (2005), resistivitas semu dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

dengan,

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (2.6)$$

Keterangan:

ρ_a = resistivitas semu (Ωm)

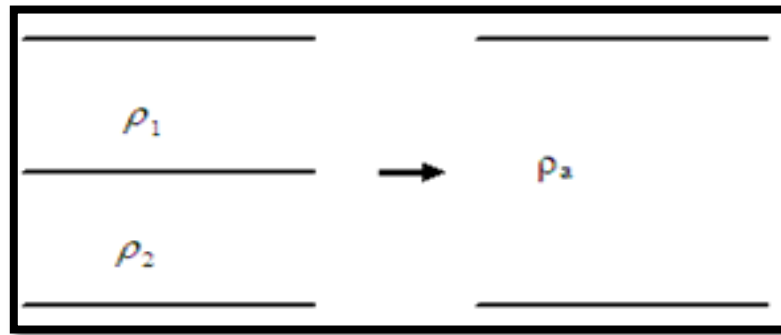
K = faktor geometri (m)

ΔV = beda potensial (V)

I = arus listrik (A)

r =jarak elektoda (m)

Dimana K adalah faktor geometri (m) yaitu besaran koreksi antar letak kedua elektroda potensial terhadap letak kedua elektroda arus. Dengan mengukur ΔV merupakan beda potensial (V) dan I adalah kuat arus (A), sehingga dapat ditentukan harga resistivitas semu ρ_a = resistivitas semu (Ωm).

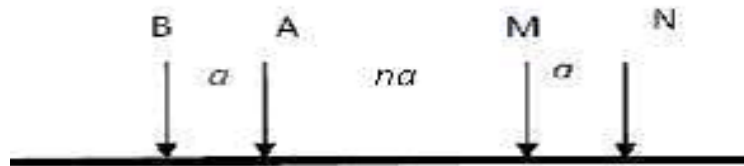


Gambar 2.9 Konsep resistivitas semu pada medium berlapis (Reynolds, 2005).

Prinsip dasar dari geolistrik menganggap bahwa bumi memiliki sifat homogen isotropis, dengan asumsi ini maka tahanan jenis yang terukur adalah tahanan jenis yang sebenarnya dan tidak bergantung pada spasi elektroda, namun pada kenyataannya bumi terdiri atas beberapa lapis dengan tahanan jenis yang berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Maka tahanan jenis yang terukur bukanlah harga dari tahanan jenis untuk satu lapis saja terutama untuk spasi elektroda yang besar. Anggapan medium berlapis yang ditinjau misalnya terdiri dari 2 lapisan dan mempunyai tahanan jenis ρ_1 dan ρ_2 . Sehingga medium ini dianggap sebagai medium satu lapisan homogen yang memiliki satu nilai tahanan jenis yaitu tahanan jenis ρ_a pada pengukuran (Tryono, 2017).

2.8 Konfigurasi *Dipole-dipole*

Biasanya konfigurasi *dipole-dipole* digunakan untuk mendapatkan gambaran dari bawah permukaan pada objek yang diukur lebih dalam. Susunan elektroda dari konfigurasi *dipole-dipole* yaitu spasi antar elektroda arus dan elektroda potensial sama adalah a . Konfigurasi *dipole-dipole* memiliki faktor lainnya yaitu n yang merupakan rasio jarak antar elektroda arus dan potensial, $C2-C2$ ke $P1-P2$ dengan jarak pisah a . Pengukuran dilakukan dengan memindahkan elektroda potensial pada suatu penampang dengan elektroda arus tetap, kemudian pemindahan elektroda arus pada spasi n berikutnya akan diikuti oleh pemindahan elektroda potensial sepanjang penampang seterusnya hingga pengukuran elektroda arus pada titik terakhir di penampang itu (Telford dkk., 1990).



Gambar 2.10 Elektroda arus dan potensial pada konfigurasi *dipole-dipole* (Reynolds, 2005).

Untuk tiap konfigurasi dalam metode resistivitas memiliki faktor geometri dan tiap konfigurasi memiliki faktor geometri yang berbeda. Faktor geometri konfigurasi *dipole-dipole* berdasarkan Telford dkk. (1990) adalah :

$$K = \pi a(n)(n + 1)(n + 2) \quad (2.7)$$