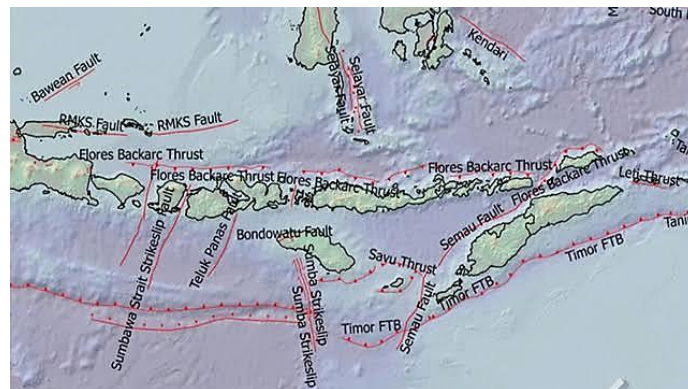


BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

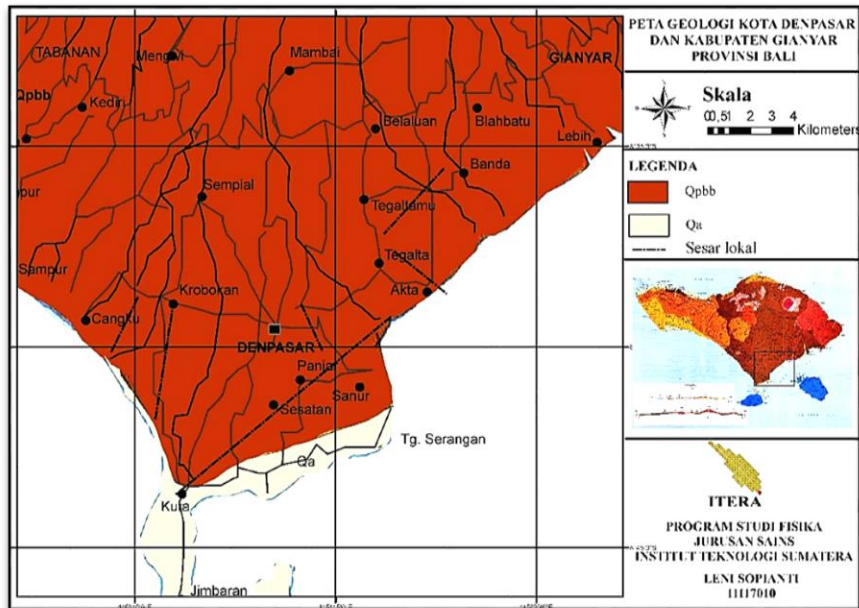
2.1 Gambaran Umum Lokasi Penelitian Kota Denpasar dan Kabupaten Gianyar

Pulau Bali merupakan salah satu daerah di Indonesia yang rawan akan ancaman gempa bumi karena diperkirakan terdapat patahan belakang busur Flores *back arc thrust*. Reaksi terhadap tekanan yang datang dari busur kepulauan Nusa Tenggara karena adanya suatu tumbukan antara Busur Flores dan dorongan Lempeng Indo Australia inilah yang menyebabkan terbentuknya Flores *back arc thrust*. Busur belakang (*back arc thrust*) ini dapat ditunjukkan oleh gambar 2.1 sebagai berikut.



Gambar 2. 1. Busur belakang (*back arc thrust*) [10].

Sesar lain juga ditemukan di sisi timur busur belakang zona subduksi Jawa serta di Pulau Alor bagian utara yang biasa disebut dengan sesar belakang Busur Wetar yang membentang dari Flores sampai Sumbawa. Adapun dua diantara wilayah yang ada di Pulau Bali adalah Kota Denpasar dan Kabupaten Gianyar dimana daerah ini dapat terpengaruh dengan adanya aktivitas-aktivitas patahan yang ada disekitar Pulau Bali yang menyebabkan kerentanan terhadap kejadian gempa bumi [11]. Adapun struktur geologi dari Kota Denpasar dan Kabupaten Gianyar dapat dilihat dari **gambar 2.2** berikut.



Gambar 2. 2. Peta geologi Kota Denpasar dan Kabupaten Gianyar.

Dari gambar 2.2 dapat diketahui bahwa di Kabupaten Gianyar dan Kota Denpasar, Provinsi Bali di dominasi dengan batuan jenis Qpbb yaitu jenis batuan yang terbentuk dari gunung api kelompok Buyan dan Batur dengan jenis batuan tuf dan lahar. Kondisi litologi geologi seperti ini akan sangat rentan terhadap intrupsi air laut [12]. Batuan jenis Qpbb ini diperkirakan berumur akhir kuartar atau holosen [13]. Formasi batuan lainnya yaitu jenis Qa dimana jenis batuan ini merupakan jenis batuan aluvium dengan struktur pasir, kerakal, kerikil lanau, dan lempung yang merupakan hasil dari endapan danau, sungai, dan juga pantai. Kondisi litologi geologi seperti ini sangat rentan terhadap intrupsi air laut [12].

2.2 Sesar

Sesar ialah struktur dari suatu batuan yang keras sehingga mengakibatkan antara struktur batuan satu dengan yang lainnya menjadi terpisah dikarenakan proses pergantian posisi batuan yang disebabkan oleh tenaga endogen. Terbentuknya sesar ini karena tekanan kokoh yang melampaui titik patah batuan serta berlangsung dengan cepat yang ditimbulkan dari pelapisan batuan terpisah dalam skala besar ataupun kecil. Sesar juga dapat dikatakan sebagai retakan yang membatasi dua bagian batuan ketika bergerak satu sama lain. Batuan menerima dan menyimpan tekanan tektonis yang berasal dari interaksi

antar lempeng pada litosfer yang terakumulasi sedikit demi sedikit sehingga gaya *stress* tersebut mampu menggeser batuan di sepanjang sesar karena gayanya menjadi lebih besar merupakan alasan dari pergeseran ini. Pergerakan ini terjadi secara tiba-tiba dan mengalirkan gelombang kejutnya ke berbagai arah yang kemudian dinamakan dengan gempa bumi [14]. Ada pula tipe sesar terbagi menjadi tiga, yaitu : sesar naik, sesar turun serta sesar mendatar [8].

Struktur sesar terjadi apabila tekanan di atas susunan formasi lapisan batuan rusak akibat perpindahan (ke atas, samping, dasar, ataupun apalagi melintir). Sesar bisa diprediksi lewat penginderaan jauh ataupun riset geologi lapangan. Gejala sesuatu sesar bisa dikenal melalui bidang sesar, gouge, gawir, breksiasi, milonit, deretan mata air, penyimpangan atau perpindahan posisi lapisan, sumber air panas, tanda- tanda struktur minor semacam cermin sesar, gores garis, lipatan dan sebagainya. Untuk melaksanakan pemodelan sesar dapat didapattkann melalui metode geofisika seperti metode *Ground Penetrating Radar* (GPR), metode geolistrik, metode gravitasi, metode seismik, serta banyak metode- metode lainnya [15].

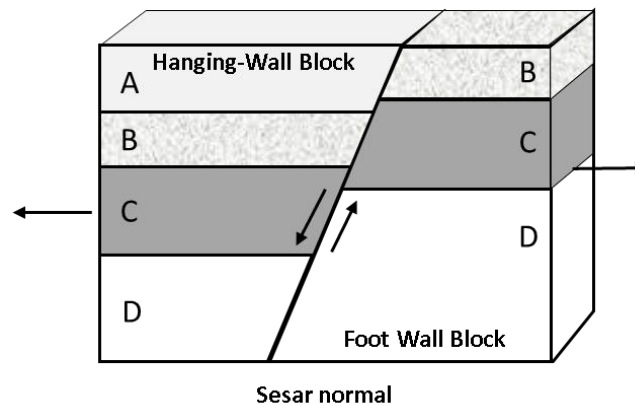
Berdasarkan arah relatif pergeserannya, ada beberapa jenis sesar. Konsep dari kemiringan bisa digunakan ketika sesar dianggap sebagai suatu bidang datar. Oleh karena itu, kemiringan suatu bidang sesar bisa diukur dan ditentukan. Berikut ini merupakan beberapa jenis sesar berdasarkan arah pergeserannya.

2.2.1 *Dip Slip Faults*

Bidang sesar dari *Dip Slip Faults* pergeseran relatifnya berada di sepanjang bidang sesar dan biasa disebut dengan *offset*. *Offset* ini terjadi di sepanjang arah kemiringannya yang berbentuk sudut (*inclined*). Ketika ada suatu pergeseran di sesar, kita tidak mengetahui sisi mana yang bergerak. Jika ke dua sisinya bergerak, semuanya bisa ditentukan oleh pergerakan relatifnya. Setiap sesar yang mempunyai kemiringan, bisa ditentukan bahwa blok di bagian atas sesar disebut sebagai *hanging wall block* dan blok yang berada di bagian bawah sesar sebagai *footwall block* [16].

2.2.2 Sesar normal

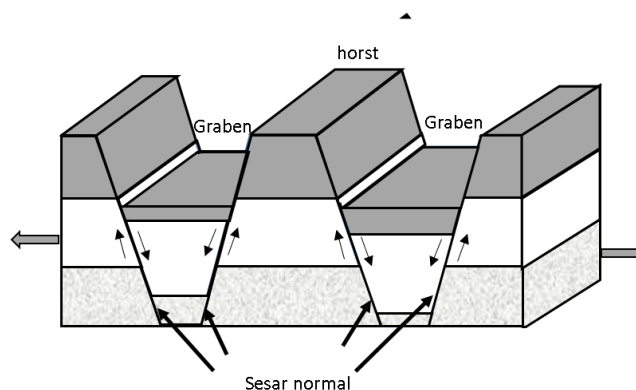
Sesar normal diakibatkan karena gaya tegasan tensional horisontal batuan yang memiliki sifat retas disebut dengan sesar normal. Pada sesar normal, bisa dikatakan *hanging wall block* bergerak relatif ke bawah terhadap *footwall block*. Bentuk dari sesar normal ditunjukkan pada gambar 2.3 berikut.



Gambar 2. 3. Sesar normal dimana *hangingwall* bergerak kebagian bawah dari *footwall* [16].

2.2.3 *Horst* dan *Graben*

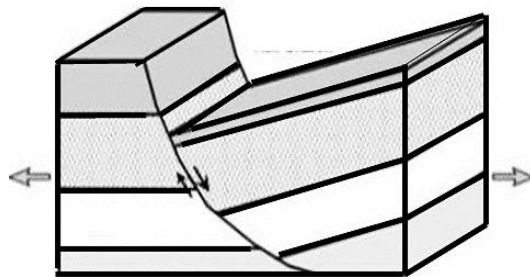
Horst dan *Graben* berkaitan dengan sesar normal dan terjadi akibat adanya tegasan tensional. Pada bidang sesar yang berlawanan, biasanya dijumpai sesar normal yang berpasangan-pasangan. Dalam hal ini, bagian dari blok-blok yang terangkat disebut dengan *Horst*. Bentuk dari *Horst* dan *Graben* ditampilkan pada gambar 2.4 berikut.



Gambar 2. 4. Bentuk “*Horst*” dan “*Graben*” yang terbentuk dari sesar normal [16].

2.2.4 *Half Grabens*

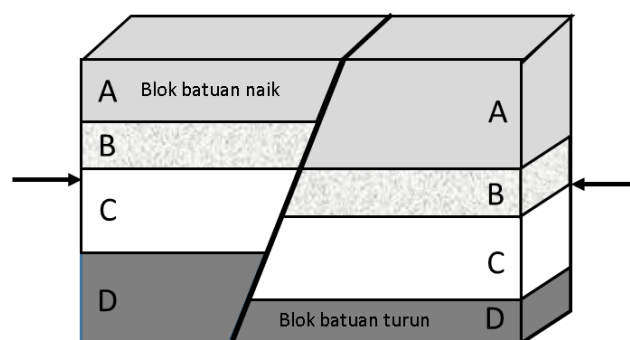
Bidang sesar dari *Half Grabens* membentuk lengkungan dan semakin ke arah bawah besar kemiringannya akan semakin berkurang dan hal ini bisa menyebabkan blok yang turun mengalami rotasi. Bidang sesar dari *Half Graben* ditampilkan pada gambar 2.5 sebagai berikut.



Gambar 2. 5. Bidang dari sesar normal yang berbentuk lengkungan yang besar bidang kemiringannya semakin kecil ke arah bagian bawah [16].

2.2.5 *Reverse Faults*

Hasil dari tegangan tekan horisontal pada batuan yang memiliki sifat retas dimana *hangingwall block* bergerak ke atas terhadap *footwall block* dinamakan dengan *Reverse Faults*. Bentuk dari gaya tegasan kompresional tersebut ditunjukkan pada gambar 2.6 sebagai berikut.

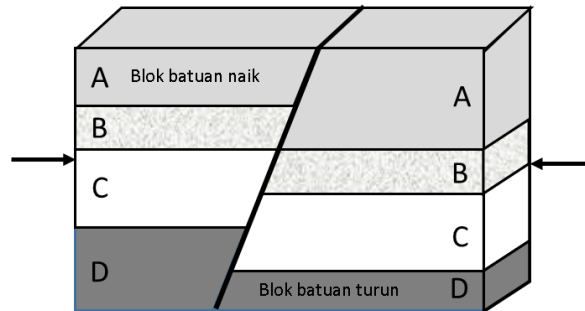


Gambar 2. 6. *Revers Faults* sebagai hasil dari gaya tegasan kompresional, dimana bagian *hangingwall* bergerak relatif ke atas dibandingkan *footwall* nya [16].

2.2.6 *A Thrust Fault*

Pergeseran dari sesar *Thrust Faults* bisa mencapai ratusan kilometer, sehingga hal ini memungkinkan batuan yang memiliki umur lebih tua menutupi batuan yang lebih

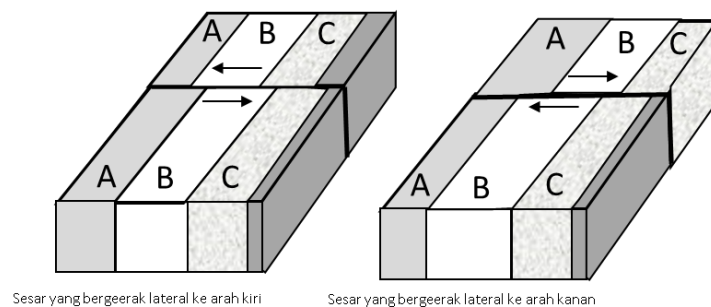
muda. Adapun kemiringan bidang patahan dari *Revers Faults* besarnya kurang dari dari 15° . Berikut ditampilkan pada gambar 2.7 mengenai gambaran dari kemiringan *Thrust Faults*.



Gambar 2. 7. *Thrust Fault* dengan bidang patahannya mempunyai kemiringan kurang dari 15° [16].

2.2.7 Strike Slip Faults

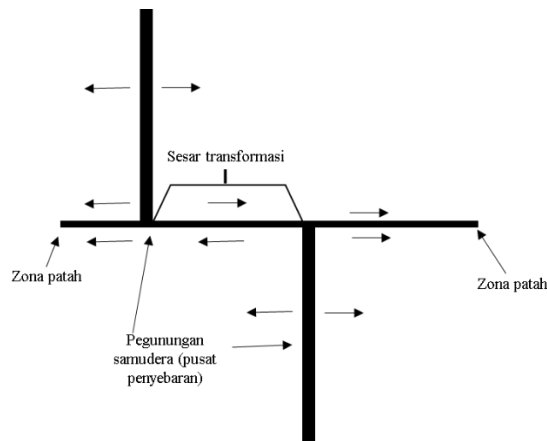
Sesar *Strike Slip Faults*, arah gerak relatifnya adalah horisontal sepanjang arah sesar. Sesar ini berasal dari tegangan geser yang bekerja pada kerak bumi. Bentuk gerak relatif dari *Strike Slip Faults* ditunjukkan pada gambar 2.8 berikut.



Gambar 2. 8. *Strike Slip Faults* dengan pergerakan relatifnya yang horisontal mengikuti arah sesar [16].

2.2.8 Transform Faults

Jenis sesar *Strike Slip Faults* yang sering terjadi pada batas lempeng dimana dua lempeng bertemu secara horisontal disebut dengan *Transform Faults*. Jenis sesar *Transform* biasanya terjadi pada pematang samudera yang telah mengalami pergeseran (*offset*). Bentuk dari sesar *Transform Faults* ditunjukkan pada gambar 2.9 berikut ini [17].



Gambar 2. 9. Sesar “*Transform Faults*” yang hanya terjadi di antara batas kedua penampang samudera [16].

2.3 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah suatu bencana yang bisa terjadi karena meletusnya benturan meteorit, tanah longsor, gunung api, ledakan bom, dan banyak penyebab lainnya. Akan tetapi gempa bumi umumnya terjadi karena gerakan secara mendadak kerak bumi di sepanjang bidang sesar [14]. Berdasarkan salah satu penyebabnya yaitu pergerakan lempeng tektonik, gempa bumi diartikan sebagai peristiwa bergetarnya bumi yang diakibatkan pergerakan ataupun pergeseran dari suatu lapisan batuan yang berada pada kulit bumi dan terjadi secara tiba-tiba dikarenakan antar lempeng tektonik, hal ini disebut dengan gempa bumi tektonik. Sedangkan gempa bumi yang disebabkan oleh kegiatan atau aktifitas gunung api disebut dengan gempa vulkanik. Gempa bumi tektonik diakibatkan karena pergerakan lapisan batuan secara tiba-tiba dari dalam bumi. Hal ini menghasilkan energi, yang kemudian dipancarkan ke segala dalam bentuk gelombang seismik atau gempa bumi. Ketika gelombang ini mencapai permukaan bumi, maka akan berpengaruh pada segala sesuatu yang ada di permukaan bumi. Segala sesuatu di atas permukaan bumi akan terguncang dan hal ini bersifat merusak [14].

Kejadian gempa tidak mengenal tempat dan waktu, akan tetapi konsentrasi terbesarnya cenderung terjadi pada suatu daerah yang merupakan pertemuan dari lempeng-lempeng. Susunan terluar kulit bumi ataupun litosfer terdiri atas lempeng-lempeng tektonik yang memiliki sifat kaku dan mengapung di atas batuan tidak kaku yang bergerak. Tempat pertemuan antara dua lempeng ini dinamakan dengan *plate margin* ataupun batasan

lempeng, dimana bisa berbentuk pemekaran dasar samudera, zona subduksi, penaikan pelipatan, serta lain- lainnya. Gempa bumi kerap terjalin pada sesuatu daerah dekat sesar. Bila dua lempeng bertemu pada satu patahan, keduanya bisa bergerak mendekat, menjauh ataupun saling bergeser. Gerakan lempeng tersebut bisa macet juga akan saling mengunci sehingga energinya terkumpul secara terus menerus hingga sewaktu-waktu tidak bisa menahan *stress* tersebut dan akhirnya patah secara tiba- tiba dan membebaskan tenaga tersebut secara seketika [14].

Berdasarkan magnitudo (M) atau kekuatannya atau berskala *Richter* (SR) gempabumi dibedakan mejadi beberapa jenis, yaitu sangat besar dengan M lebih dari delapan SR, besar dengan M tujuh sampai delapan SR, merusak dengan M lima sampai enam SR, sedang dengan M empat sampai lima SR, kecil dengan M tiga sampai empat SR, mikro dengan M satu sampai tiga SR, dan ultra mikro dengan M kurang dari satu SR [18].

2.4 Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR)

Metode *Ground Penetrating Radar* (GPR) atau yang biasa dikenal dengan metode georadar ialah salah satu metode pengukuran geofisika yang menggunakan sinyal elektromagnetik dalam prinsip kerjanya [19]. Metode georadar ini digunakan untuk survei geologi bawah permukaan yang bersifat dangkal. Metode georadar ini bersifat tidak merusak atau non destruktif, dan memiliki resolusi tinggi untuk kontras dielektrik bahan di bawah permukaan bumi. Metode georadar juga dapat mendeteksi sifat material di bawah permukaan tanpa dilakukannya pengeboran ataupun penggalian. Metode georadar menggunakan sinyal gelombang elektromagnetik yang akan ditransmisikan ke dalam tanah dan kemudian direkam oleh antenna ketika gelombang dipantulkan kembali ke permukaan tanah. Gelombang ini akan ditransmisikan, kemudian dipantulkan dan dihamburkan oleh struktur permukaan dan akan terlihat suatu anomali jika ada suatu material di bawah permukaan. Pemancaran dan pengembalian gelombang elektromagnetik ini berlangsung sangat cepat, yaitu hanya dalam hitungan waktu nano detik. Pengukuran yang dilakukan dengan metode georadar dapat mendeteksi kondisi bawah tanah dengan kedalaman 0 hingga 10 meter. Metode georadar ini dapat

menghasilkan resolusi yang baik jika konstanta dielektriknya rendah. Adapun nilai parameter fisis dari beberapa material ditunjukkan oleh tabel 2.1 sebagai berikut.

Tabel 2. 1. Nilai parameter fisis dari beberapa material. [20]

Material	ϵ_r	<i>v</i> (mm/s)
Udara	1	300
Air tawar	81	33
Air asin	81	33
Salju kutub	1,4-3	192-252
Es kutub	3-3,15	168
Es murni	3,2	167
Pasir pantai (kering)	10	95
Pasir (kering)	3-6	120-170
Pasir basah	25-30	55-60
Silt (basah)	10	95
Lempung (basah)	8-15	86-115
Lempung (kering)	3	173

Tanah rata-rata	16	75
Granit	5-8	106-120
Batu kapur	7-9	100-113
Dolomit	6,8-8	106-115
Batubara	4-5	134-150
Kwarsa	4,3	145
Beton	6-30	55-112

Dimana ϵ_r merupakan konstanta dielektrik relatif material dan v adalah kecepatan gelombang radio (mm/s).

Adapun untuk melakukan pengukuran keadaan bawah tanah, metode georadar mempunyai komponen seperti pada gambar 2.10. Peralatan dari metode georadar terdiri dari *control unit*, *transmitter* dan *receiver* dan tempat penyimpanan data (komputer atau laptop). Fungsi dari masing-masing unit pada alat *Ground Penetrating Radar* (GPR) tersebut adalah sebagai berikut [21].

2.4.1 *Control unit*

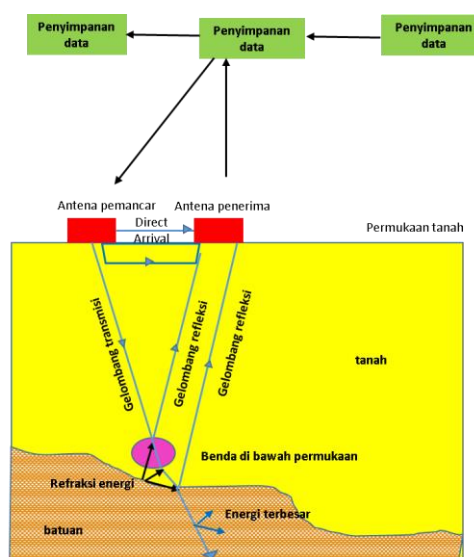
Control unit digunakan sebagai pembangkit sinyal pemicu menuju *transmitter* dan *receiver* secara bersamaan. Pulsa yang dipantulkan berguna untuk mengontrol *transmitter* dan *receiver* untuk menghasilkan bentuk gelombang. Oleh komputer, akan diberikan informasi dengan lengkap mengenai prosedur yang harus dilaksanakan. Data untuk setiap posisi, waktu serta data asli atau data mentah pada *buffer* sementara, dapat diambil dan di transfer langsung ke komputer yang kemudian akan disimpan oleh *Control unit* [21].

2.4.2 Antena transmitter

Fungsi antena *transmitter* adalah untuk membangkitkan pulsa gelombang elektromagnetik dengan frekuensi tertentu, sesuai dengan karakteristik antena. Antena *transmitter* menghasilkan energi elektromagnetik kemudian mengirimnya ke daerah sekitar daerah penelitian. Energi dalam bentuk pulsa ini ditransmisikan ke antena lalu di transform dan diperkuat sesuai dengan frekuensi yang digunakan [21].

2.4.3 Receiver

Sinyal yang diterima oleh antenna diubah oleh *receiver* ke dalam bentuk nilai *integer*. Fungsi dari *Receiver* adalah untuk melakukan scan yang kemudian menampilkannya pada layar monitor atau radargram, sebagai fungsi waktu *two-way time travel time*. *Two-way time travel time* merupakan waktu rambat gelombang elektromagnetik dari *transmitter*, menuju target kemudian ke *receiver*. Antena *transmitter* dan *receiver* adalah sejenis transduser yang memiliki fungsi untuk mengubah arus listrik pada bagian logam antenna yang mentransmisikan atau memancarkan gelombang elektromagnetik sehingga dapat merambat ke material bahan. Jika percepatan arus antenna berubah, maka antenna akan memancarkan energi elektromagneti [21]. Berikut pada gambar 2.9 akan ditampilkan skema dari metode *Ground Penetrating Radar* (GPR).



Gambar 2. 10. Skema *Ground Penetrating Radar* [19].

Komponen utama untuk memperoleh data *Ground Penetrating Radar* (GPR) ialah jenis antenna pengirim dan penerima menggunakan frekuensi yang tersedia untuk pulsa elektromagnetik. Kecepatan sinyal elektromagnetik ditunjukkan dengan persamaan 2.1, dan panjang gelombang ditunjukkan dari persamaan 2.2 sebagai berikut :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.1)$$

Dimana v merupakan kecepatan gelombang elektromagnetik pada suatu material yang nilainya berbanding terbalik dengan nilai ϵ_r yang merupakan nilai konstanta dielektrik relatif.

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (2.2)$$

Nilai panjang gelombang λ berbanding lurus dengan nilai kecepatan gelombang elektromagnetik pada suatu material yaitu v dan berbanding terbalik dengan nilai frekuensi f .

2.4.4 *Processing data Groung Penetrating Radar* (GPR)

Ketika data GPR telah diperoleh, maka tahap selanjutnya data tersebut harus diproses. Pengolahan data GPR menggunakan modifikasi, sehingga dapat divisualisasi dan diinterpretasi dengan lebih mudah [19].

2.4.5 **Persamaan Maxwell**

Persamaan Maxwell digunakan untuk merumuskan hukum matematika alam yang berkaitan dengan fenomena elektromagnetik yang menjelaskan bagaimana medan listrik dan medan magnet terjadi. Oleh karena itu, metode georadar didasarkan pada perumusan persamaan Maxwell. Perumusan Hukum Maxwell dapat dirumuskan pada persamaan berikut.

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (2.3)$$

Pada persamaan Maxwell yang pertama yaitu pada persamaan 2.3, nilai intensitas medan listrik $\mathbf{E}$ berbanding terbalik dengan nilai konstanta dielektrik material ε_0 dan berbanding lurus dengan nilai ρ yang merupakan nilai tahanan jenis dari suatu material batuan.

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.4)$$

Persamaan 2.4 atau persamaan Maxwell ke dua ini menjelaskan bahwa besarnya nilai medan magnet adalah nol dikarenakan tidak adanya muatan medan magnet pada suatu material

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J} \quad (2.5)$$

Pada persamaan 2.5 yaitu hukum Maxwell ke tiga menunjukkan bahwa besarnya fluks magnet atau intensitas magnet $\mathbf{H}$ sama dengan rapat arus $\mathbf{J}$ ditambahkan dengan perubahan fluks listrik terhadap satuan waktu atau $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$. Dimana nilai fluks listrik $\mathbf{D}$ sama dengan besarnya nilai intensitas medan listrik $\mathbf{E}$.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.6)$$

Pada persamaan 2.6 yang merupakan persamaan Maxwell ke empat menunjukkan bahwa adanya perubahan medan magnet $\mathbf{B}$ terhadap waktu (t) akan menghasilkan medan listrik $\mathbf{E}$.

Nilai kecepatan gelombang elektromagnetik pada berbagai medium dari persamaan Maxwell di atas bergantung pada kecepatan cahaya (c), konstanta relatif dielektrik (ε_r) dan permeabilitas magnetik ($\mu_r = 1$ untuk material non magnetik). Adapun kecepatan gelombang elektromagnetik pada suatu medium adalah pada persamaan 2.7 sebagai berikut.

$$v_m = \frac{c}{\left[\left(\frac{\epsilon_r \mu_r}{2} \right) (1 + P^2) + 1 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2.7)$$

Material atau bahan dengan tingkat *loss factor* yang rendah sehingga nilai $P=0$, kecepatan gelombang dapat didapatkan dengan persamaan 2.8 sebagai berikut :

$$v_m = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0,3}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.8)$$

Loss factor ini menunjukkan jumlah energi yang hilang selama perambatan muatan listrik atau sinyal karena diserap oleh medium yang terlewati.

Pada metode georadar ini terdapat koefisien refleksi (R) yaitu perbandingan antara energi pantul dan energi datang. Persamaan koefisien refleksi adalah sebagai berikut.

$$R = \frac{(v_1 - v_2)}{(v_1 + v_2)} \quad (2.9)$$

Pada persamaan 2.9 ini v merupakan kecepatan gelombang pada setiap lapisan. Dan nilai koefisien refleksi R akan semakin kecil seiring dengan bertambahnya kedalaman atau bertambahnya lapisan batuan.

Atau

$$R = \frac{(\sqrt{\epsilon_r} - \sqrt{\epsilon_2})}{(\sqrt{\epsilon_r} + \sqrt{\epsilon_2})} \quad (2.10)$$

Yang berarti nilai koefisien refleksi R berbanding terbalik dengan besarnya nilai konstanta dielektrik pada tiap material yaitu ϵ .

Waktu yang dibutuhkan gelombang untuk merambat dari antena pemancar ke penerima yang berjarak $2r$ adalah pada persamaan 2.11 sebagai berikut.

$$t = \frac{2r}{v_t} \quad (2.11)$$

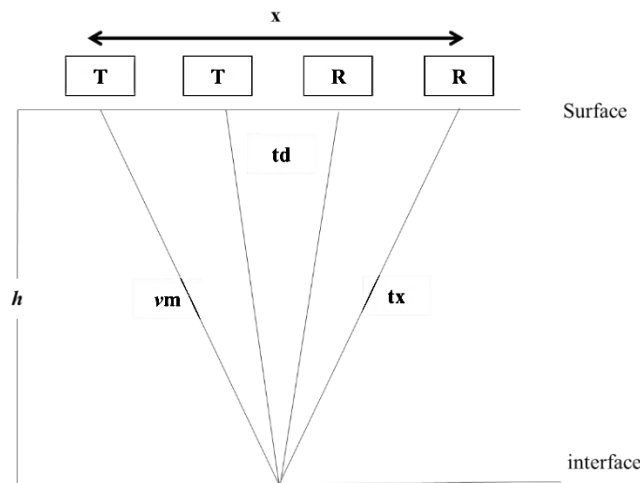
Waktu tersebut merupakan waktu tempuh dua arah gelombang dan r yaitu pada persamaan 2.12 berikut:

$$r = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h_1^2} \quad (2.12)$$

x merupakan jarak pemancar ke penerima, sehingga waktu tempuh yang dibutuhkan yaitu padapersamaan 2.13 sebagai berikut :

$$t = \frac{x^2 + 4h_1^2}{v_1^2} \quad (2.13)$$

dari persamaan 2.13 di atas, h merupakan kedalaman dari permukaan ke material bawah permukaan, dan v adalah kecepatan rambat gelombang elektromagnetik. Dimana, untuk besarnya kecepatan gelombang radar terhadap suatu kedalaman menggunakan antena dengan jarak tertentu untuk mengukur perubahan dari *two-way travel time* untuk mendapatkan hasil refleksinya. Skema jarak antara antena pemancar (T) menuju antena penerima (R) ditunjukkan pada gambar 2.11 sebagai berikut



Gambar 2. 11. Skema jarak antara antena pemancar ke antena penerima.

2.5 Metode Geolistrik

Untuk mengetahui nilai resistivitas pada lapisan batuan yang berada pada bawah permukaan tanah, bisa diketahui dengan salah satu metode geofisika yaitu metode geolistrik resistivitas. Metode geolistrik ini dilakukan dengan cara yaitu mengalirkan arus listrik DC (*Direct Current*) bertegangan tinggi ke dalam permukaan tanah. Pengukuran geolistrik ini didasarkan atas sifat fisis batuan terhadap arus listrik. Resistivitas atau tahanan jenis akan berbeda untuk setiap jenis batuan yang berbeda pula. Ada beberapa faktor yang membuat resistivitas batuan berbeda, antara lain umur batuan, kandungan elektrolit batuan, porositas, densitas batuan, permeabilitas, dan jumlah mineral yang dikandung oleh suatu batuan [22].

Injeksi arus listrik pada metode geolistrik menggunakan dua buah elektroda yaitu elektroda A dan B, kemudian diinjeksikan ke dalam tanah pada jarak tertentu. Ketika jarak antara elektroda A dan B meningkat, arus dapat menembus lapisan batuan yang lebih dalam. Aliran arus ini akan menghasilkan tegangan di dalam tanah. Untuk mengukur tegangan listrik, gunakan multimeter yang sudah dihubungkan dengan dua buah elektroda potensial M dan N. Untuk jarak elektroda potensial M dan N, jarak elektrodanya lebih pendek dibandingkan jarak elektroda arus A dan B. Jika jarak antara elektroda A dan B bertambah, maka tegangan listrik pada elektroda M dan N ikut berubah berdasarkan informasi dari jenis batuan, yang juga terkena injeksi arus yang lebih dalam. Asumsinya kedalaman susunan batuan yang dapat ditembus arus sama dengan setengah jarak dari elektroda arus A dan B atau biasa disebut $AB/2$ (bila yang digunakan arus listrik DC murni). Oleh karena itu, pengaruh arus yang diinjeksikan adalah berbentuk setengah bola dengan jari-jari $AB/2$. Hubungan antara beda potensial, arus dan hambatan dinyatakan dengan Hukum Ohm pada persamaan 2.14 sebagai berikut.

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (2.14)$$

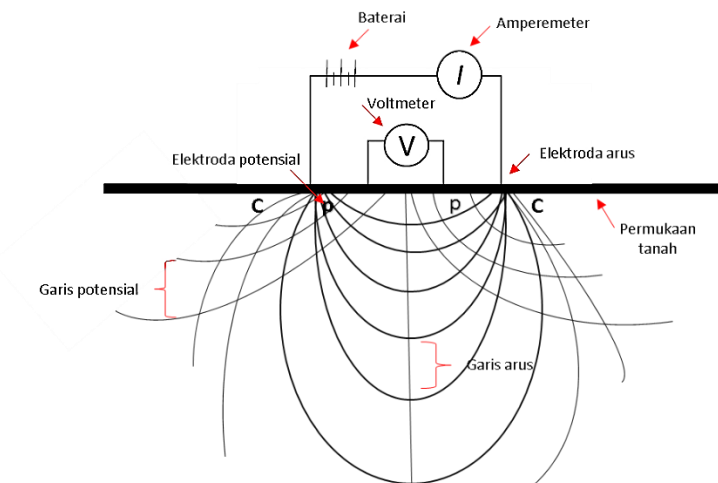
Dengan R yaitu hambatan (Ω), ΔV yaitu beda potensial (V) dan I merupakan kuat arus (A). Nilai hambatan R berbanding terbalik dengan besarnya arus I dan berbanding lurus dengan beda potensial ΔV [23].

Untuk menentukan tahanan jenis pada sebuah medium homogen, diberikan dengan persamaan 2.15 berikut ini.

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.15)$$

Dengan ρ merupakan resistivitas (Ωm), R adalah hambatan (Ω), A adalah luas penampang (m^2) dan L merupakan panjang penampang (m).

Pada pengukuran lapangan, konsep medium homogen akan berbeda dengan persamaan 2.15 di atas. Hasil pengukuran di lapangan ini menghasilkan nilai resistivitas semu, tergantung dari keadaan medium atau batuan yang terukur dan tergantung dengan konfigurasi elektrodanya. Digunakan asumsi bahwa medium daerah pengukuran yaitu homogen isotrop. Hal ini dilakukan agar memudahkan dalam menghitung resistivitas batuan di daerah pengukuran [24]. Resistivitas ini ditentukan oleh resistivitas semu, yang dihitung dengan mengukur perbedaan potensial antara elektroda yang ditempatkan di bawah permukaan. Pengukuran beda potensial antara kedua elektroda ditunjukkan seperti pada gambar 2.12 sebagai berikut.



Gambar 2. 12. Siklus elektrik determinasi resistivitas dan lapangan elektrik untuk *stratum homogenous* permukaan bawah tanah [23].

Ada dua metode untuk mencari resistivitas, yaitu *Horisontal Profiling* (HP) serta *Vertical Electrical Sounding* (VES) atau survei kedalaman dengan perbedaan penampang vertikal anisotropik. Perbedaan ke dua variasi vertikal ini akan mempengaruhi hasil profil dan hasil deteksi. Distribusi resistivitas vertikal dan horisontal dalam volume batuan disebut

penampang atau profil geolistrik. Metode geolistrik paling efektif jika digunakan untuk survei yang bersifat dangkal [25].

Berikut pada tabel 2.2 merupakan nilai resistivitas dari berbagai jenis batuan.

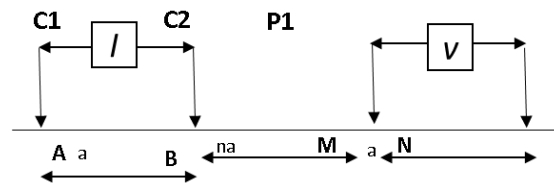
Tabel 2. 2. Harga resistivitas batuan dan mineral [26].

Material	Resistivity (Ohm.m)
Batuan beku dan metamor	
• granit	• $5 \times 10^3 - 10^6$
• Basal	• $10^3 - 10^6$
• sabak	• $6 \times 10^2 - 4 \times 10^6$
• Marmer	• $10^2 - 2,5 \times 10^8$
• Kuarsit	• $10^2 - 2 \times 10^8$
Batuan sedimen	
• Batu pasir	• $8 - 4 \times 10^3$ 200 – 8000
• Batu serpih	• $20 - 2 \times 10^3$
• Batu kapur	• $50 - 4 \times 10^2$
• Kerikil	• 100 – 600
Tanah dan air	
• Tanah liat	• 1 – 100
• Aluvium	• 10 – 800
• Air tanah	• 10 – 100 0,5 – 300
• Air laut	• 0,2

Terdapat beberapa konfigurasi yang biasa digunakan dalam pengukuran menggunakan metode geolistrik. Beberapa konfigurasi tersebut yaitu konfigurasi Schlumberger, Wenner, *Dipole-dipole*, Wenner-Schlumberger, *Pole-dipole*, serta *Pole-pole*. Adapun dalam penelitian ini, konfigurasi yang digunakan untuk melakukan pengukuran yaitu konfigurasi *Dipole-dipole*. Konfigurasi *Dipole-dipole* digunakan karena konfigurasi ini baik untuk melakukan *mapping*, dimana pengukuran ini fokus untuk hasil secara horisontal atau lateral.

2.5.1 Konfigurasi Dipole-Dipole

Konfigurasi *dipole-dipole* ialah salah satu konfigurasi dari metode geolistrik yang sering digunakan dalam penelitian. Konfigurasi ini digunakan karena benar-benar memisahkan rangkaian arus dan tegangan untuk mengurangi sensitivitas terhadap *noise* induktif [26]. Konfigurasi *dipole-dipole* juga umum digunakan dalam survei geofisika karena metode ini menggabungkan teknik *profiling* dan *depth sounding*. Elektroda arus A dan B pada konfigurasi *dipole-dipole* sama dengan jarak antara elektroda potensial M dan N [24]. Metode *dipole-dipole* sangat sensitif untuk mendeteksi perubahan vertikal ataupun horizontal dari tingkat formasi atau lapisan batuan. Kapasitas penetrasi dari konfigurasi *dipole-dipole* adalah 1/5 dari panjang lintasan [27]. Rangkaian pemasangan konfigurasi *dipole-dipole* ditunjukkan pada gambar 2.13 di bawah ini.



Gambar 2. 13. Konfigurasi metode *dipole-dipole* [8]

Perbedaan harga resistivitas per lapisan di bawah titik ukur dapat diberikan melalui pengukuran dapat diberikan dengan mengukur arus dan beda potensial pada setiap jarak pada elektroda tertentu. Dalam konfigurasi *dipole-dipole*, dua elektroda arus dan potensial dipisahkan oleh jarak a . Pada saat yang sama, jarak antara elektroda arus dan elektroda potensial internal adalah na , dimana n bernilai bilangan bulat. Perbedaan nilai n ini digunakan untuk memperoleh informasi kedalaman. Semakin besar nilai kedalaman maka semakin besar pula nilai n . Indikasi sesar ditunjukkan oleh anomali nilai resistivitas yang relatif lebih kecil terhadap nilai tahanan jenis di sekitarnya [8].

Nilai tahanan jenis semu dari konfigurasi *dipole-dipole* adalah pada persamaan 2.16 sebagai berikut.

$$\rho = K.R \quad (2.16)$$

Dengan K adalah faktor geometri ditunjukkan oleh persamaan 2.17 sebagai berikut:

$$K = n(n+1)(n+2)\pi a \quad (2.17)$$