

BAB II

DASAR TEORI

2.1 Sistem Panas Bumi

Sistem panas bumi (*geothermal system*) merupakan suatu sistem penghantar panas dari suatu sumber panas (*heat source*) menuju suatu tempat penampungan panas (*heat sink*). Sumber panas bumi berasal dari distribusi suhu dan energi panas dibawah permukaan. Dalam hal ini panas merambat dari dalam bumi menuju kepermukaan bumi. Proses penghantaran panas ini melibatkan fluida termal yang dapat berupa batuan yang meleleh, gas, uap, air panas, dan lain-lain.

Menurut Goff & Janik (2000) komponen sistem panas bumi terdiri dari empat komponen utama, yaitu sumber panas, batuan reservoir yang *permeable*, batuan penutup (*caprock*) dan adanya daerah resapan (*recharge*). Komponen – komponen tersebut saling berkaitan dan membentuk sistem yang mampu menghantarkan energi panas dari bawah permukaan hingga sampai ke permukaan bumi, dapat dilihat seperti pada **Gambar 2.1** Sistem Panas Bumi (Goff & Janik, 2000). Sistem ini bekerja dengan mekanisme konduksi dan konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena kontak antara air dengan suatu sumber panas (Hochstein&Brown, 2000). Komponen - komponen utama sistem panas bumi (Goff & Janik, 2000) :

1. Sumber Panas (*heat source*)

Pada umumnya sumber panas bumi terdapat di daerah jalur gunung api, oleh karena itu magma merupakan sumber panas bumi yang utama. Magma ini terbentuk karena tumbukan antara dua lempeng dimana lempeng-lempeng ini bergerak secara perlahan-lahan dan menerus sehingga salah satu lempeng menunjam kedalam astenosfer. Sebagai akibat dari gesekan yang berlangsung antara kedua lempeng Litosfer tersebut, maka akan terjadi peningkatan suhu dan tekanan. Sumber panas juga dapat berasal dari panas batuan kering (*hot dry rock*), tekanan bumi, pemanasan air tanah akibat adanya perlipatan atau patahan dan proses

lainnya. Perbedaan sumber panas ini akan berimplikasi pada perbedaan suhu reservoir panas bumi secara umum dan juga dapat berimplikasi pada perbedaan sistem panasbumi.

2. Batuan Reservoir

Reservoir panas bumi merupakan formasi batuan di bawah permukaan yang mampu menyimpan dan mengalirkan fluida termal (uap dan atau air panas). Dalam hal ini batuan reservoir memiliki porositas dan permeabilitas yang baik, dimana porositas dan permeabilitas berpengaruh terhadap kecepatan sirkulasi fluida. Porositas berperan dalam menyimpan fluida termal sedangkan permeabilitas berperan dalam mengalirkan fluida termal. Batuan reservoir juga berpengaruh terhadap komposisi dari fluida termal. Fluida termal akan mengalami reaksi dengan batuan reservoir yang akan mengubah kimiawi dari fluida tersebut. Nicholson (1993) menjelaskan bahwa batuan vulkanik, sedimen klastik, dan batuan karbonat umumnya akan menghasilkan fluida termal dengan karakter kimia yang berbeda-beda satu dengan yang lainnya bergantung pada reaksi fluida termal dengan batuan reservoirnya.

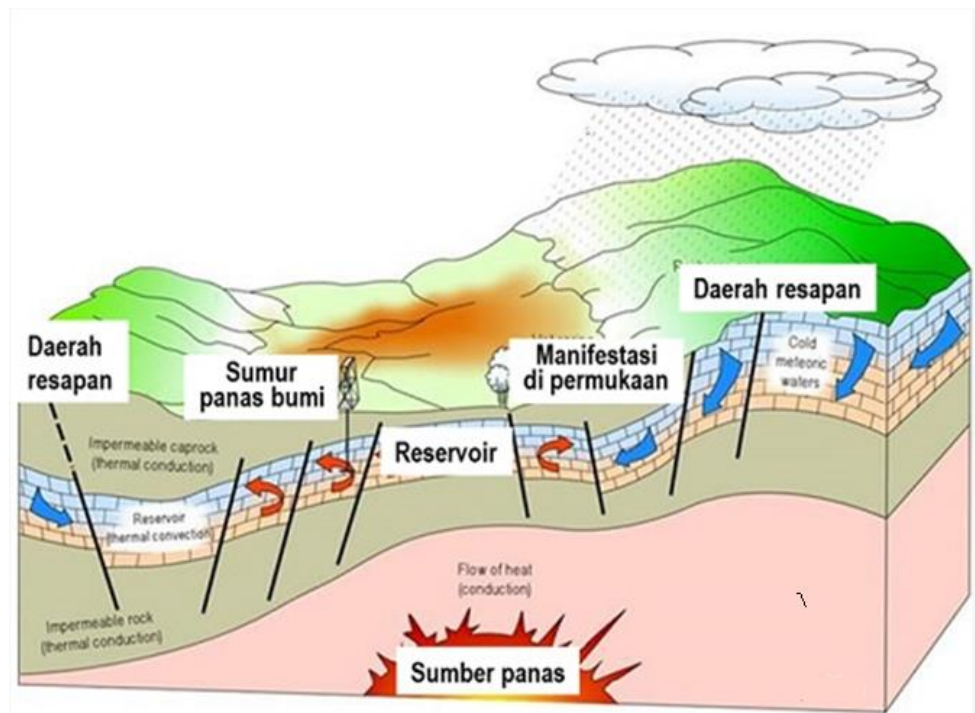
3. Batuan Penutup (*caprock*)

Batuan penutup (*caprock*) berfungsi sebagai penutup reservoir untuk mencegah keluar atau bocornya fluida panas bumi dari reservoir. Batuan penutup harus berupa lapisan batuan yang bersifat kedap atau memiliki permeabilitas rendah. Lapisan penutup umumnya tersusun oleh lapisan batuan yang terdiri dari mineral lempung sekunder hasil ubahan (*alterasi*) akibat interaksi fluida dengan batuan yang dilewatinya.

4. Daerah Resapan (*Recharge*)

Daerah resapan merupakan daerah dimana arah aliran air tanah di tempat tersebut bergerak menjauhi permukaan tanah. Dengan kata lain, air tanah di daerah resapan bergerak menuju ke bawah permukaan bumi. Dalam suatu sistem panas bumi, daerah resapan berada pada elevasi yang lebih tinggi

dibandingkan dengan elevasi dari daerah dimana komponen-komponen lain berada. Menjaga kelestarian daerah resapan sangat penting, hal ini karena daerah resapan yang terjaga dengan baik akan menopang tekanan di dalam formasi reservoir karena adanya fluida yang mengisi pori-pori di dalam reservoir secara berkelanjutan.



Gambar 2. 1 Sistem panas bumi (Goff & Janik, 2000)

Hochstein dan Browne (2000) mengkategorikan sistem panas bumi menjadi tiga sistem, yaitu :

1. Sistem hidrothermal, merupakan sistem panas bumi dimana proses transfer panas dari sumber panas ke permukaan berlangsung secara konveksi, yang melibatkan fluida meteorik dengan atau tanpa jejak dari fluida dari *magmatic*. Daerah rembesan berfasa cair dilengkapi air meteorik yang berasal dari daerah resapan. Sistem ini terdiri atas : sumber panas, reservoir dengan fluida panas, daerah resapan dan daerah

rembesan panas berupa manifestasi.

2. Sistem vulkanik, merupakan sistem panas bumi dimana proses transfer panas dari dapur magma ke permukaan melibatkan konveksi fluida magma. Pada sistem ini jarang ditemukan adanya air meteorik.
3. Sistem vulkanik-hidrothermal, merupakan kombinasi sistem hidrotermal dan sistem vulkanik, yang diwakili dengan air magmatik yang naik kemudian bercampur dengan air meteorik.

2.2 Mata Air Panas (*hot springs*)

Mata air panas (*hot springs*) adalah salah satu manifestasi dari sistem panas bumi. Air panas itu sendiri merupakan air yang timbul dipermukaan yang berasal dari air tanah di kerak bumi yang telah mengalami pemanasan secara geotermal. David K. Todd (1980) menyatakan bahwa mata air panas memiliki suhu yang lebih tinggi dari suhu air tanah di sekitarnya, biasanya suhu air panas yang keluar dari mata air panas memiliki suhu diatas suhu tubuh manusia normal yaitu 37° C, tetapi tidak jarang ada beberapa mata air panas memiliki suhu di atas suhu titik didih air. Temperatur air yang keluar dari mata air panas dipengaruhi oleh letak batuan di dalam perut bumi, dimana semakin dalam letak batuan maka semakin meningkat pula temperatur batuan tersebut. Peningkatan temperatur batuan berbanding lurus dengan kedalaman ini disebut gradien geotermal.

Sumber panas merupakan faktor yang mengakibatkan air yang muncul kepermukaan memiliki tempratur yang tinggi. Pada umumnya sumber panas tersebut berasal dari adanya kontak antara magma dari gunung berapi dengan sumber air tanah di sekitarnya .Sumber panas tidak hanya berasal dari kontak langsung dengan magma tetapi juga dapat berasal dari peristiwa *uplift basement rock* yang masih panas atau dari sirkulasi air tanah dalam yang mengalami pemanasan akibat adanya perlipatan atau patahan.

Mata air panas pada umumnya terbentuk akibat adanya proses pemanasan air tanah atau air hujan oleh magma yang berada di bawah permukaan bumi. Adanya struktur geologi seperti rekahan atau patahan pada permukaan bumi mengakibatkan air yang telah mengalami pemanasan tersebut masuk ke dalam

celah dari rekahan atau patahan tersebut hingga sampai pada lapisan mantel bumi. Pada lapisan mantel air tersebut mengalami kontak dengan batuan panas sehingga mengalami peningkatan temperatur. Adanya tekanan dari dalam bumi membuat air panas tersebut bergerak ke atas dengan melewati celah dan patahan. Ketika air panas mencapai permukaan, air dapat mengalir perlahan atau cepat tergantung pada besarnya tekanan dari bawah tanah. Secara umum, laju aliran mata air panas berbeda-beda, tergantung pada volume air bawah tanah dan besarnya tekanan bawah tanah.

2.3 Pemandian Way Panas Natar

Pemandian Way Panas Natar berada di Desa MerakBatin Kecamatan Natar, Lampung Selatan. Objek Pemandian Way Panas Natar sudah dikelola untuk menjadi objek wisata tahun 2004 oleh Bapak Muttaqien. Objek pemandian air panas ini beroperasi setiap hari Senin sampai dengan hari minggu dan dibuka selama 24 jam. Pemandian Way Panas Natar ramai dikunjungi wisatawan, baik yang berasal dari Kecamatan Natar maupun berasal dari luar Kecamatan Natar, karena air panasnya dipercaya oleh masyarakat berkhasiat dalam terapi penyembuhan berbagai macam penyakit seperti stroke, rematik dan penyakit kulit (Pengelola Objek Pemandian Air Panas Natar dalam Sherlina, 2017).

Secara geografis, lokasi Objek Pemandian Way Panas Natar sangat strategis, karena berada dekat dengan area permukiman dan aktivitas warga yang padat. Pemandian Air Panas Natar ini mudah dijangkau karena letaknya yang berada tidak jauh dari pinggir Jalan Raya Lintas Sumatera dan dapat dijangkau dengan berbagai jenis angkutan darat, baik dengan menggunakan kendaraan roda dua maupun kendaraan roda empat. Selain itu juga ditunjang dengan fasilitas yang memadai seperti terdapat 5 kolam pemadian, kamar mandi, tempat bilas, kantin, sarana ibadah, penginapan, serta terdapat kolam pemancingan, dan taman bermain anak.

Pemandian Way Panas Natar ini berada di atas tanah seluas 5 hektar dan memiliki 9 sumber mata air panas dengan suhu mencapai 49°C Celsius dari pusat semburan di sekitar pusat mata air. Air panas ini memiliki sedikit kadar belerangnya yang hanya mencapai 1% namun, air yang keluar dari perut bumi ini

benar-benar berasal dari aktivitas alam. (Politeknik Kesehatan Kementrian Kesehatan Tanjung Karang Tahun 2012 dalam Sherlina, 2017).

Sumber mata air panas Natar berada pada jalur patahan dengan Gunung Rajabasa. Keadaan demikian didukung oleh fakta bahwa Distrik Lampung telah disayat oleh dua sesar dengan beberapa patahan kecil yang berada di sekitarnya. Patahan tersebut secara langsung melintasi sebagian dari wilayah Kecamatan Natar.—Satu patahan yang paling memungkinkan dekat lokasinya dengan daerah penelitian adalah Sesar Lampung. Salah satu cabangnya mengarah ke arah Tenggara dan menuju Pulau Jawa dengan melintasi gunung api kuarter Raja Basa di Pulau Sumatera dan Pulau Sangiang di tepi Timur perairan Selat Sunda (R.W. Van Bemmelen dalam Riyanto, 2013: 91)

2.4 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan metode yang mempelajari sifat-sifat aliran listrik didalam bumi yang pertama kali diperkenalkan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Metode geolistrik digunakan untuk memperkirakan sifat kelistrikan dari suatu formasi batuan bawah permukaan dengan memanfaatkan salah satu sifat kelistrikan antara lain tahanan jenis (*resistivity*, *conductivity*, *dielectrical constant*), kemampuan menimbulkan self potential dan medan induksi serta sifat menyimpan potensial (Tama, dkk 2015).

Prinsip kerja metode geolistrik yaitu dengan mengalirkan arus listrik bertegangan tinggi kedalam permukaan bumi melalui dua buah elektroda arus sehingga menghasilkan berupa beda potensial yang terukur oleh elektroda potensial di permukaan bumi. Berdasarkan beda potensial yang terukur dapat ditentukan variasi resistivitas masing-masing lapisan batuan di bawah titik ukur (Reynold, 1997).

Berdasarkan teknik pengukuran geolistrik, dikenal dua teknik pengukuran yaitu :

1. Metode resistivitas *mapping*, yaitu metode resistivitas yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan tanah

secara horizontal. Teknik *mapping* dilakukan dengan menggunakan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda tetap.

2. Metode resistivitas *sounding*, yaitu metode resistivitas yang memiliki tujuan mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan tanah secara vertikal. Pada metode ini, pengukuran pada suatu titik *sounding* dilakukan dengan jalan mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, semakin dalam lapisan batuan yang terdeteksi.

2.4.1 Konsep Dasar Geolistrik

Konsep dasar yang digunakan dalam metode geolistrik adalah Hukum *Ohm*. Hukum Ohm pertama kali dicetuskan oleh George Simon Ohm pada tahun 1826. Dalam pernyataannya beda potensial (dalam satuan Volt) yang timbul di ujung-ujung suatu medium berbanding lurus dengan arus listrik (dalam satuan Ampere) yang mengalir pada medium tersebut, sehingga dapat dituliskan :

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.1)$$

Atau

$$V = I.R \quad (2.2)$$

Dimana :

V = adalah besar tegangan (Volt)

I = adalah kuat arus (Ampere)

R = adalah resistansi atau hambatan listrik (Ω)

2.4.2 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan adalah suatu jenis materi yang memiliki sifat-sifat kelistrikan tertentu. Lapisan batuan bumi berbeda-beda sehingga memiliki sifat kelistrikan yang bervariasi. Resistivitas adalah karakteristik batuan yang menunjukkan kemampuan batuan tersebut untuk menghambat arus listrik, sedangkan konduktivitas merupakan kemampuan suatu batuan untuk menghantarkan arus listrik. Resistivitas berbanding terbalik dengan konduktivitas, semakin besar resistivitas maka semakin kecil konduktivitas dan sebaliknya. Harga resistivitas batuan tergantung pada macam-macam material penyusunnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, serta kualitas dan suhu. Nilai resistivitas beberapa material dapat dilihat pada **Tabel 2.1** Tabel variasi resistivitas batuan (Telford,1990) dan **Tabel 2.2** Tabel resistivitas batuan dan biji mineral (Milsom,2003). Aliran arus listrik dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi 3 macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik (Telford dkk, 1990).

1. Konduksi secara elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya.

2. Konduksi secara elektrolitik

batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas atau resistivitas batuan porus

bergantung pada volume dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

3. Konduksi secara dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat yang mempunyai elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali. Pada konduksi secara dielektrik terdapat polarisasi, dimana polarisasi terjadi karena adanya pengaruh medan listrik sehingga elektron dalam bahan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti.

Struktur batuan pada arus listrik yang mengalir dapat dibedakan menjadi 3, yaitu konduktor, semikonduktor dan isolator. Konduktor merupakan kemampuan suatu batuan yang dapat menghantarkan listrik. Semi konduktor dapat menghantarkan listrik namun arus yang dihantarkan lebih sedikit dari konduktor. Isolator mempunyai karakteristik ikatan ion yang mempunyai elektron valensi tidak bebas bergerak, sehingga dapat menghambat aliran arus listrik. Berdasarkan harga nilai resistivitas listriknya, batuan/mineral digolongkan menjadi tiga yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
2. Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator : $\rho < 10^7 \Omega\text{m}$

Tabel 2. 1 Tabel variasi resistivitas batuan (Telford,1990)

Material-material	Resistivitas (Ωm)	Material-material	Resistivitas (Ωm)
<i>Pyrite</i> (Pirit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$	<i>Shales</i> (Serpil)	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^3$
<i>Quartz</i> (Kwarsa)	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$	<i>Sand</i> (Pasir)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^3$
<i>Calcite</i> (Kalsit)	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$	<i>Clay</i> (Lempung)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$
<i>Rock salt</i> (Garam batu)	$3 \times 10^1 - 1 \times 10^{13}$	<i>Groundwater</i> (Air tanah)	$5 \times 10^{-1} - 3 \times 10^2$
<i>Granite</i> (Granit)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Sea water</i> (Air asin)	2×10^{-1}
<i>Andesite</i> (Andesit)	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$	<i>Magnetite</i> (Magnetit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
<i>Basalt</i> (Basal)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Drygravel</i> (Kerikil Kering)	$6 \times 10^2 - 1 \times 10^4$
<i>Limestones</i> (Gamping)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Alluvium</i> (Aluvium)	$1 \times 10^1 - 8 \times 10^1$
<i>Sandstones</i> (Batu pasir)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Gravel</i> (Kerikil)	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Breksi	$75 \times 10^{-1} - 2 \times 10^2$	<i>Silt</i> (Lanau)	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
<i>Marls</i> (Batu lumpur)	$3 \times 10^0 - 7 \times 10^1$	Tufa Vulkanik	$2 \times 10^1 - 1 \times 10^2$
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 1 \times 10^4$	Lava	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$

Tabel 2. 2 Tabel resistivitas batuan dan biji mineral (Milsom,2003)

Material-material	Resistivitas (Ωm)	Material-material	Resistivitas (Ωm)
<i>Topsoil</i>	$5 \times 10^1 - 1 \times 10^2$	<i>Graphitic schist</i>	$1 \times 10^1 - 5 \times 10^2$
<i>Loose sand</i>	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$	<i>Slates</i> (Batu tulis)	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^5$
<i>Gravel</i>	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$	<i>Quartzite</i> (Kwarsit)	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$
<i>Clay</i> (Lempung)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$	<i>Pyrite</i> (Pirit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$
<i>Weathered bedrock</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	<i>Pyrrhotite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$
<i>Sandstones</i> (Batu pasir)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Chalcopyrite</i>	$5 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}$
<i>Limestones</i> (Gamping)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^4$	Galena	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$
<i>Greenstones</i>	$5 \times 10^2 - 2 \times 10^5$	<i>Sphalerite</i>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
<i>Gabbro</i>	$1 \times 10^2 - 5 \times 10^5$	Magnetit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
<i>Granite</i> (Granit)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Cassiterite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^4$
<i>Basalt</i> (Basal)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Hematit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^6$

2.4.3 Konsep Resistivitas Semu

Bumi mempunyai sifat homogen isotropis maka resistivitas yang terukur di metode geolistrik resistivitas merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak tergantung oleh spasi elektroda. Namun pada kenyataanya bumi terdiri atas lapisan-lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda sehingga potensial yang terukur terpengaruh oleh lapisan-lapisan tersebut. Jika lapisan bumi dianggap tidak homogen dapat dijelaskan seperti Gambar 2. Nilai resistivitas yang terukur merupakan nilai resistivitas semu (*apparent resistivity*).

Resistivitas semu merupakan resistivitas gabungan dari banyak lapisan batuan di bawah permukaan bumi yang dilalui arus listrik dan bergantung pada jarak elektroda. Resistivitas semu dapat dinyatakan dalam bentuk:

$$\rho_a = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)} \frac{\Delta V}{I} \quad (2.3)$$

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.4)$$

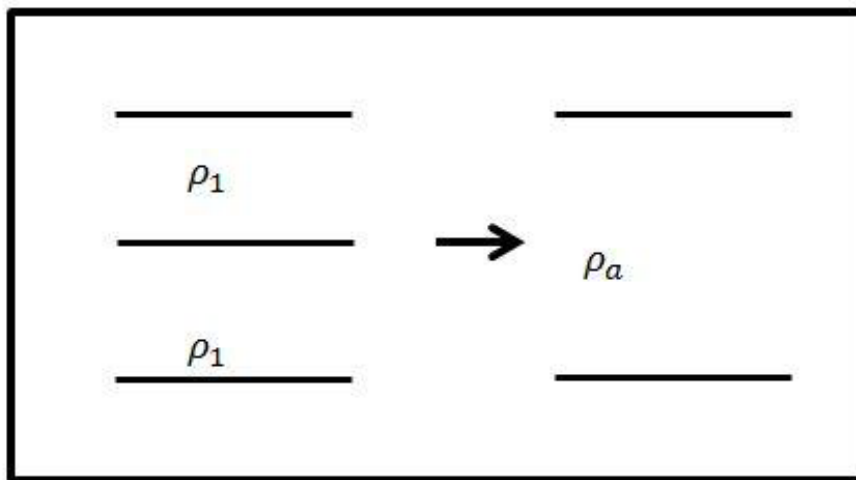
Dimana :

ρ_a = Resistivitas semu (Ωm)

ΔV = Beda potensial (Volt)

I = Kuat arus (Ampere)

r_1, r_2, r_3, r_4 = Jarak AM, MB, AN, NB (m)



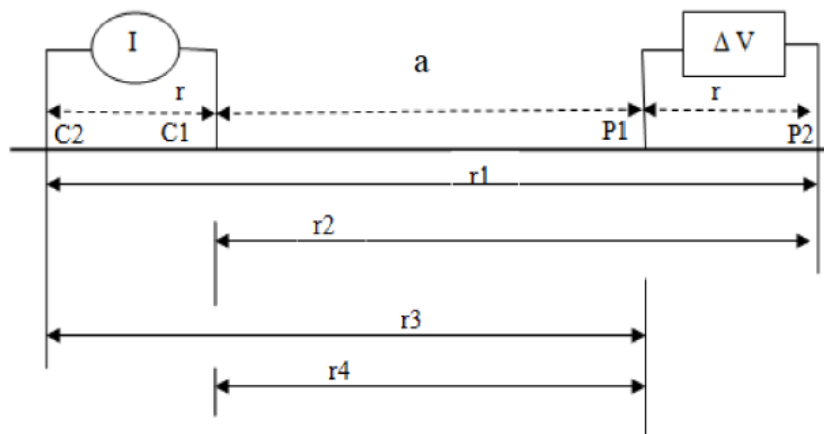
Gambar 2. 2 Medium berlapis dengan variasi resistivitas (Paulus, 2012)

Pada **Gambar 2.2** Medium berlapis dengan variasi resistivitas (Paulus,2012) dapat diasumsikan, terdapat medium berlapis yang ditinjau memiliki dua lapisan dengan resistivitas yang berbeda. Ketika pengukuran, medium dengan nilai resistivitas berbeda dianggap sebagai satu medium homogen dengan satu nilai resistivitas yaitu resistivitas semu (ρ_a). Nilai

resistivitas semu tersebut mempersentasikan secara kualitatif distribusi resistivitas di bawah permukaan (Paulus, 2012).

2.4.4 Konfigurasi elektroda Dipol-Dipol

Konfigurasi dipol-dipol (*dipole-dipole array*) merupakan konfigurasi elektroda yang umum digunakan dalam penggunaan metode geofisika yang memanfaatkan sifat kelistrikan dari suatu medium. Elektroda arus $C1$ dan $C2$ diletakkan dengan jarak a , dan elektroda potensial $P1$ dan $P2$ juga dengan jarak a diletakkan diluar elektroda arus dalam satu garis survei. Jarak antara $C2$ dengan $P1$ sebesar na , dimana $n = 1, 2, 3$, dan seterusnya yang ditunjukkan pada **Gambar 2.3** Konfigurasi dipol-dipol (Telford dkk, 1990). Keunggulan dari konfigurasi dipol-dipol dibandingkan dengan konfigurasi lainnya adalah konfigurasi dipol-dipol relatif membutuhkan kabel yang lebih pendek dari pada konfigurasi lain. Hal ini disebabkan karena jarak antar dua elektroda arus (jarak $C1$ ke $C2$) dan dua elektroda potensial (jarak $P1$ ke $P2$) selalu konstan sebesar a dan hanya jarak antara elektroda potensial dan elektroda arus (jarak $C2$ ke $P1$) yang berubah-ubah sesuai variasi n . (Telford dkk, 1990).



Gambar 2. 3 Konfigurasi dipol-dipol (Telford dkk, 1990)

Adapun persamaan faktor geometri yang diperoleh dari konfigurasi ini adalah:

$$R_1 = na + 2a = a(n + 2) \quad (2.5)$$

$$R_2 = na + a = a(n + 1) \quad (2.6)$$

$$R_3 = na + a = a(n + 1) \quad (2.7)$$

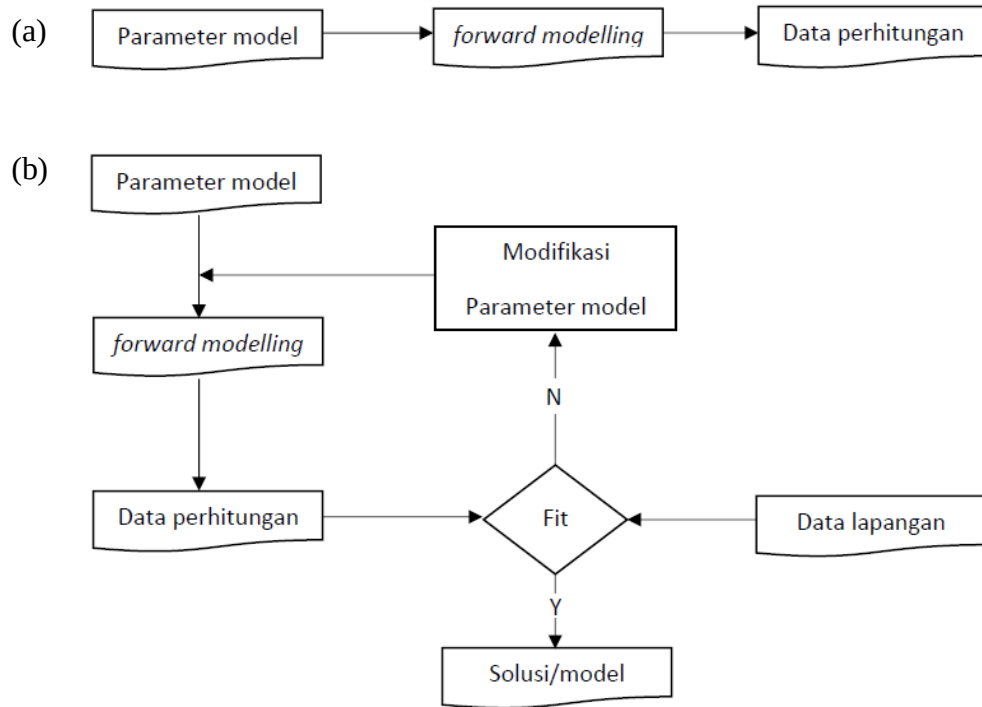
$$R_4 = na = an \quad (2.8)$$

$$K = 2\pi \left\{ \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right\}^{-1} \quad (2.9)$$

$$K = \pi a(n + 2)(n + 1)n \quad (2.10)$$

2.4.5 Pemodelan Inversi

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) sering dikatakan sebagai "kebalikan" dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Menke (1984) mendefinisikan teori inversi sebagai suatu kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang kita tinjau, hasil observasi terhadap sistem adalah data sedangkan informasi yang ingin diperoleh dari data adalah model atau parameter model. Pemodelan inversi pada dasarnya adalah proses mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dan data pengamatan yang lebih baik dilakukan secara otomatis (Rahma,2012). Pemodelan inversi sering pula disebut sebagai *data fitting* karena dicari parameter model yang menghasilkan respons yang sesuai dengan data pengamatan.



Gambar 2. 4 (a). Forward modelling dan (b). Inverse modeling

Untuk memformulasikan permasalahan inversi secara lebih umum maka parameter atau variabel yang terlibat dinyatakan dalam notasi vektor atau matriks yang merepresentasikan variabel dengan banyak komponen atau elemen. data (d) dan model (m) masing-masing dinyatakan oleh vektor berikut:

$$\mathbf{d} = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]^T \quad (2.11)$$

$$\mathbf{m} = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]^T \quad (2.12)$$

Maka secara umum hubungan antara data dan parameter model dapat dinyatakan dalam :

$$\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}) \quad (2.13)$$

Dimana g merupakan fungsi umum pemodelan kedepan (*forward modeling*) yang memetakan model menjadi besaran dalam "domain" data. Dengan kata lain, fungsi g

memungkinkan kita memprediksi data untuk suatu model m tertentu.

Pada persamaan (2.13) fungsi pemodelan kedepan g dinyatakan dalam notasi vektor untuk mengeksplisitkan bahwa hasil pemetaan model adalah besaran dalam "domain" data yang memiliki banyak elemen sesuai dengan jumlah data N . Secara lebih eksplisit setiap komponen pada persamaan (2.13) dapat dituliskan sebagai

$$\begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_1[m_1, m_2, m_3, \dots, m_M] \\ g_2[m_1, m_2, m_3, \dots, m_M] \\ \vdots \\ g_N[m_1, m_2, m_3, \dots, m_M] \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

Dimana g_i menyatakan "fungsi" prediksi data elemen ke- i hasil perhitungan fungsi pemodelan kedepan g sebagai fungsi model m . Fungsi g_i pada dasarnya adalah fungsi yang sama untuk semua $i = 1, 2, \dots, N$. Perbedaannya, fungsi tersebut dihitung untuk variabel bebas tertentu sehingga berasosiasi dengan komponen data tertentu.

Komponen atau elemen data d dapat merepresentasikan data yang bervariasi terhadap suatu variabel bebas berupa waktu, posisi, atau variabel lain.

Pada pemodelan inversi geofisika, model yang dicari berupa representasi matematika bagian dari bumi yang memberi respons yang sesuai dengan hasil pengukuran yang kemudian model tersebut didiskritisasi. Setiap titik pada diskritasi model tersebut kemudian diberikan suatu parameter berupa nilai resistivitas yang nilainya sama dengan yang diinginkan oleh penginversi juga hasil pengukuran. Sedangkan respon model merupakan data sintetik yang dihitung dengan hubungan secara matematika berdasarkan pada model yang dengan parameter yang dimilikinya. Hubungan antara model dan respon model baik untuk model dua dimensi maupun model tiga dimensi dapat

diselesaikan dengan menggunakan metode *finite difference* (Dey dan Morrison, 1979a dalam Loke, 2004) atau *finite element* (Silvester dan Ferrari, 1990 dalam Loke, 2004).

Dalam program pengolahan data dilakukan metode iterasi yang dimulai dari *initial model* dan program akan mencoba menemukan model dengan nilai resistivitas yang dihitung mendekati dengan nilai resistivitas hasil pengukuran. Salah satu metode inversi iteratif yang diketahui adalah *smoothness-constrained method* (DeGroot-Hedlin dan Constable, 1990 dalam Loke, M.H., 1999). Adapun persamaan inversi yang digunakan adalah sebagai berikut :

$$(J_i^T R_d J_i + w^T R_m w) \Delta_{ri} = J_i^T R_d g_i + \lambda_i w^T R_m w r_{i-1} \quad (2.15)$$

dimana :

J = Matrix Jacobian

R_d dan R_m = Pembobotan

w = *filter smoothness / roughness*

Δ_{ri} = Parameter model

λ = Faktor redaman