

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Geolistrik

2.1.1 Sifat Aliran Listrik

Aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik [7]. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat dan karakteristik batuan dan mineral.

a. 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.

b. Konduksi secara elektrolitik

Sebagian besar batuan biasanya 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.

c. Konduksi secara dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak ada sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan di luar sehingga terjadi polarisasi.

2.1.2 Hukum Archie

[8] Archie melakukan eksperimen dengan menggunakan *core* yang dijenuhi air formasi, Archie menentukan hubungan antara tahanan jenis dan porositas dalam batuan melalui Hukum Archie I dan diformulasikan sebagai berikut:

$$\rho_1 = \rho_w a \phi^{-m} \quad (2-1)$$

Sedangkan Hukum Archie II merupakan persamaan yang menyangkut porositas batuan yang porinya tidak jenuh air terisi air dan diformulasikan sebagai berikut:

$$\rho_t = \rho_b S_w^{-m} = \rho_w a \phi^{-m} S_w^{-n} \quad (2-2)$$

Dimana,	ρ_l	= Resistivitas batuan terukur	($\Omega.m$)
	ρ_w	= Resistivitas jenis air pengisi pori	($\Omega.m$)
	ρ_t	= Resistivitas batuan tidak jenuh air	($\Omega.m$)
	ρ_b	= Resistivitas batuan bila terisi air formasi	(Ω)
	ϕ	= Porositas	(%)
	S_w	= Fraksi pori-pori yang berisi air	(saturasi)
	a	= Konstanta	
	m	= Eksponen sementasi	
	n	= Faktor kejenuhan air	(Schlumberger $n=2$)

2.1.3 Pengertian Geolistrik

Geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang dimanfaatkan dalam eksplorasi sumber daya bawah permukaan. Prinsip kerja metode geolistrik adalah mempelajari aliran listrik di dalam bumi dan cara menginjeksikan arus listrik ke permukaan bumi. Pendeteksian ini meliputi pengukuran beda potensial, arus, dan elektromagnetik yang terjadi secara alamiah maupun akibat penginjeksian arus ke dalam bumi [9]. Metode geolistrik bekerja karena pengukuran beda potensial pada titik-titik di permukaan bumi dengan langsung mengalirkan arus listrik ke bawah permukaan yang dianggap homogen.

Salah satu metode geolistrik adalah metode resistivitas atau tahanan jenis. Metode resistivitas ini mempelajari tentang perbedaan resistivitas batuan dengan cara menentukan perubahan resistivitas terhadap kedalaman. Data yang diperoleh di lapangan merupakan data nilai resistivitas bawah permukaan. Berdasarkan data

tersebut kemudian dilakukan perhitungan inversi sehingga diperoleh variasi resistivitas semu [4].

2.1.4 Konsep Resistivitas Semu

Pada metode resistivitas ini diasumsikan bahwa bumi bersifat homogen isotropis. Dengan asumsi ini, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak bergantung pada elektroda. Pada kenyataannya, bumi ini terdiri dari lapisan-lapisan dengan ρ yang berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Maka nilai resistivitas yang terukur bukan merupakan nilai resistivitas untuk satu lapisan saja. Berdasarkan data harga arus (I) dan beda potensial (V), dapat dihitung nilai resistivitas semu (ρ_a) sebagai berikut [10]:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2-3)$$

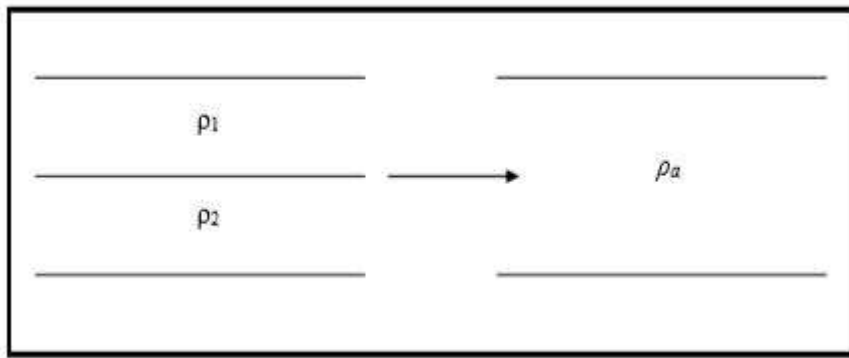
Dimana ρ_a = resistivitas semu $(\Omega.m)$

K = faktor geometri (m)

ΔV = beda potensial (V)

I = kuat arus (A)

Resistivitas semu merupakan resistivitas dari suatu medium fiktif homogen yang ekuivalen dengan medium berlapis (Gambar 2.1). Medium berlapis yang ditinjau terdiri dari dua lapisan dengan resistivitas berbeda (ρ_1 dan ρ_2) dianggap medium satu lapis homogen yang mempunyai satu nilai resistivitas, yaitu resistivitas semu ρ_a dengan konduktansi masing-masing lapisan.



Gambar 2. 1 Konsep resistivitas semu pada medium berlapis [11]

2.1.5 Resistivitas Batuan

Berdasarkan semua sifat fisika batuan dan mineral, tahanan jenis memperlihatkan variasi nilai yang sangat banyak. Pada mineral-mineral logam, nilainya berkisar pada $10^{-8} \Omega\text{m}$ hingga $10^7 \Omega\text{m}$. Begitu juga pada batuan-batuan lain, dengan komposisi yang bermacam-macam akan menghasilkan *range* nilai resistivitas yang bervariasi juga [12].

Pada umumnya mineral membentuk batuan penghantar listrik yang tidak baik walaupun beberapa logam asli dan grafit menghantarkan listrik. Air tanah secara umum berisi campuran terlarut yang dapat menambah kemampuan untuk menghantar listrik, meskipun air tanah bukan konduktor listrik yang baik. Nilai resistivitas bergantung pada jenis-jenis materialnya, densitas, porositas, kandungan air, kualitas, suhu, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, dengan demikian tidak ada kepastian nilai resistivitas untuk setiap jenis batuan. Beberapa nilai tahanan jenis dari masing-masing batuan dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2. 1 Variasi nilai resistivitas batuan [13]

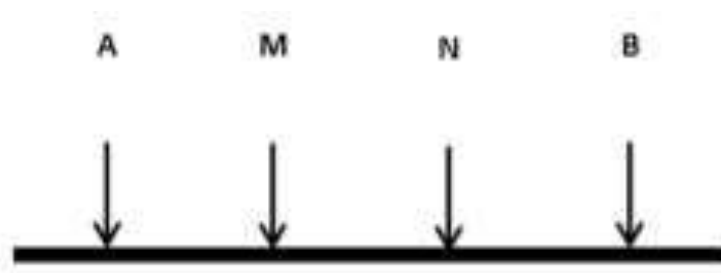
Material	Resistivitas (Ωm)
<i>Pyrite</i> (Pirit)	0.01 – 100
<i>Quartz</i> (Kwarsa)	500 – 8×10^5
<i>Calcite</i> (Kalsit)	1×10^{12} – 1×10^{13}
<i>Rock Salt</i> (Garam Batu)	30 – 1×10^{13}
<i>Granite</i> (Granit)	200 – 1×10^5

<i>Andesite</i> (Andesit)	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
<i>Basalt</i> (Basal)	$200 - 1 \times 10^5$
<i>Limestone</i> (Gamping)	$500 - 1 \times 10^4$
<i>Sandstone</i> (Batu Pasir)	$200 - 8 \times 10^3$
<i>Shales</i> (Batu Tulis)	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Sand</i> (Pasir)	$1 - 1 \times 10^3$
<i>Clay</i> (Lempung)	$1 - 100$
<i>Ground Water</i> (Air Tanah)	$0.5 - 300$
<i>Sea Water</i> (Air Asin)	0.2
<i>Magnetite</i> (Magnetit)	$0.01 - 1 \times 10^3$
<i>Dry Gravel</i> (Kerikil Kering)	$600 - 1 \times 10^4$
<i>Alluvium</i> (Aluvium)	$10 - 800$
<i>Gravel</i> (Kerikil)	$100 - 600$

Keterdapatan cairan (larutan) atau air dalam rekahan dapat menurunkan nilai resistivitas batuan tersebut [14]. Batuan yang keras, padat dan kering akan menunjukkan nilai resistivitas yang tinggi, sedangkan batuan yang lunak mempunyai porositas yang tinggi, nilai resistivitasnya akan lebih rendah.

2.1.6 Konfigurasi Elektroda

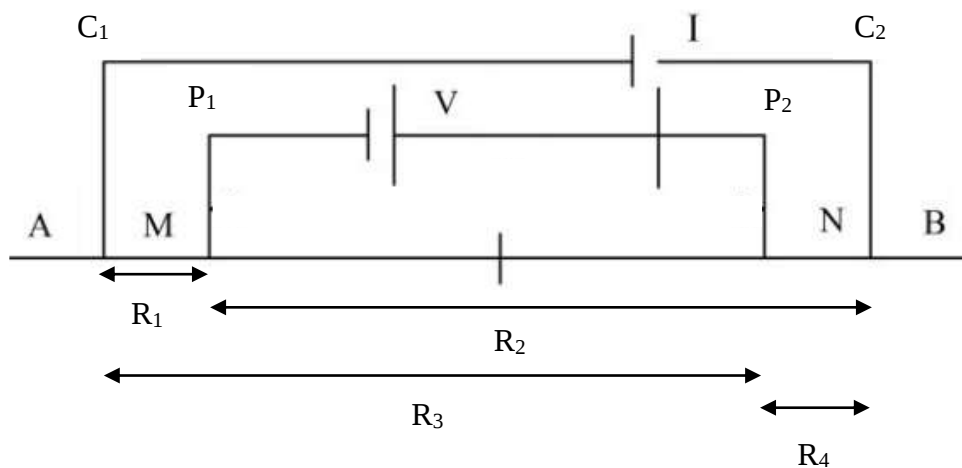
Konfigurasi elektroda merupakan model penyusunan elektroda-elektroda arus dan potensial yang diatur sedemikian rupa sesuai dengan tujuan yang hendak dicapai. Tujuan tersebut dapat berupa hasil nilai resistivitas batuan secara kedalaman (*vertical*) atau secara horizontal.



Gambar 2. 2 Susunan elektroda

Elektroda A dan B disebut elektroda arus (*current electrode*), sedangkan elektroda M dan N disebut elektroda potensial (*potential electrode*) (Gambar 2.2). Elektroda arus bisa juga ditulis dengan C_1 dan C_2 dan untuk elektroda potensial adalah P_1 dan P_2 . Ada beberapa macam konfigurasi yang digunakan dalam metode geolistrik, salah satunya adalah konfigurasi *Schlumberger*.

Posisi elektroda konfigurasi *Schlumberger* dapat dilihat pada Gambar 2.3. Pada konfigurasi *Schlumberger* jarak elektroda potensial tidak selalu diubah meskipun jarak elektroda arus selalu diubah. Dalam hal ini, selama pembesaran jarak elektroda arus, jarak elektroda potensial tidak perlu diubah. Jika jarak elektroda relatif sudah cukup besar maka jarak elektroda potensial perlu diubah.



Gambar 2. 3 Konfigurasi elektroda *Schlumberger* [15]

Elektroda potensial P_1 dan P_2 (M dan N) diam pada titik tengah antara elektroda-elektroda arus C_1 dan C_2 (A dan B), dan kedua elektroda arus digerakkan secara simetris keluar (menjauhi elektroda pengukur) dengan spasi pengukuran yang telah ditentukan. Kombinasi dari jarak $AB/2$ dan jarak $MN/2$, besarnya arus listrik yang dialirkan serta tegangan listrik yang terjadi akan diperoleh suatu nilai resistivitas semu. Pada konfigurasi ini besarnya faktor geometri K adalah:

$$R_1 = C_1 - P_1$$

$$R_2 = P_1 - C_2$$

$$R_3 = C_1 - P_2$$

$$R_4 = P_2 - C_2$$

$$R_1 = \frac{AB}{2} - \frac{MN}{2} = S - B$$

$$R_2 = \frac{AB}{2} + \frac{MN}{2} = S + B$$

$$R_3 = \frac{AB}{2} + \frac{MN}{2} = S + B$$

$$R_4 = \frac{AB}{2} - \frac{MN}{2} = S - B$$

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

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{S-B} - \frac{1}{S+B} - \frac{1}{S+B} + \frac{1}{S-B}\right)}$$

$$K = \frac{2\pi}{2\left(\frac{1}{S-B}\right) - 2\left(\frac{1}{S+B}\right)}$$

$$K = \frac{\pi}{\left(\frac{1}{S-B}\right) - \left(\frac{1}{S+B}\right)}$$

$$K = \frac{\pi(S-B)(S+B)}{2B}$$

$$K = \frac{\pi(S^2 - B^2)}{2B}$$

$$K = \frac{\pi\left(\frac{AB}{2}\right)^2 - \left(\frac{MN}{2}\right)^2}{2\left(\frac{MN}{2}\right)} \quad (2-4)$$

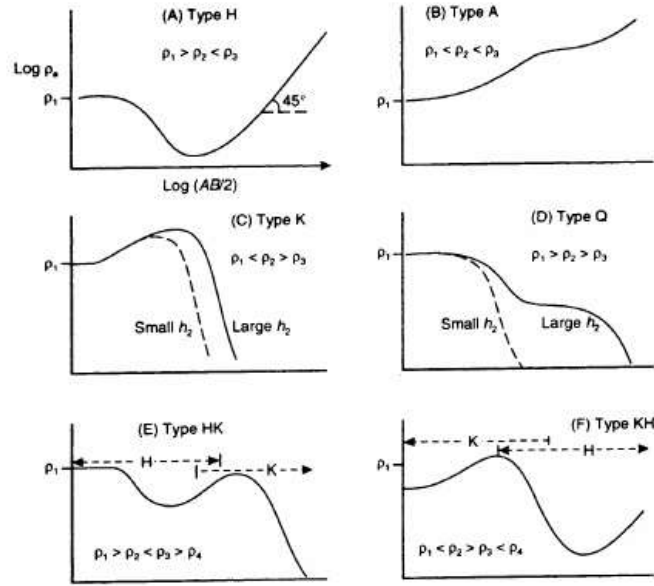
2.1.7 Vertical Electrical Sounding (VES)

Metode pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES) ini sering disebut juga sebagai *virtual drilling*, digunakan untuk mendapatkan informasi variasi nilai resistivitas secara vertikal terhadap kedalaman dengan ketelitian yang lebih akurat.

Hal ini dilakukan dengan cara memperbesar nilai spasi $AB/2$ secara logaritmik pada setiap pengukuran, dimulai pada bentangan $AB/2$ terkecil sampai $AB/2$ terpanjang dengan jarak elektroda potensial $MN < 1/5 AB$. Semakin besar $AB/2$, maka semakin dalam juga penetrasi arus listrik ke dalam bumi dan arus yang dibutuhkan akan semakin besar juga. Untuk setiap $AB/2$, dihitung resistivitas semunya. Dalam grafik, resistivitas semu diplot terhadap $AB/2$ untuk menghasilkan kurva *sounding* tahanan jenis. Dengan spasi elektroda yang lebih lebar, maka akan mendapatkan gambaran efek material pada kedalaman yang lebih dalam. Hasil analisis dari metode VES adalah penampang resistivitas beserta interpretasinya.

Secara kualitatif variasi nilai resistivitas terhadap kedalaman tercermin dari kurva *sounding*, yaitu *plot* resistivitas semu, $AB/2$ dan $MN/2$. Interpretasi hasil kurva *sounding* dilakukan dengan menggunakan teknik *curve matching*. Teknik *curve matching* adalah mencocokkan kurva tahanan jenis semu hasil pengukuran di lapangan dengan kurva tahanan jenis semu yang dihitung secara teoritis. Tujuan interpretasi kurva untuk menggambarkan nilai resistivitas dan ketebalan bawah permukaan dan mencocokkan hasil dengan informasi geologi yang tersedia di daerah penelitian [16].

Terdapat dua jenis kurva baku, yaitu kurva baku struktur dua lapis yang menurun ($\rho_2 < \rho_1$) dan naik ($\rho_2 > \rho_1$). Sedangkan pada Gambar 2.4 terdapat empat tipe kurva *sounding* sesuai dengan variasi nilai resistivitas semu terhadap kedalaman untuk tiga lapisan, yaitu Tipe H (A), Tipe A (B), Tipe K (C) dan Tipe Q (D). Kurva Tipe HK (E) dan tipe KH (F) merupakan gabungan dari beberapa tipe kurva untuk empat lapisan atau lebih.



Gambar 2. 4 Kurva sounding [17]

2.1.8 Inversi Data Geolistrik 1-D

Pemodelan geolistrik 1-D menganggap model bumi berlapis horizontal, sehingga resistivitas hanya bervariasi terhadap kedalaman. Pendekatan ini dianggap cukup memadai untuk kondisi geologi tertentu yaitu di lingkungan sedimen sampai kedalaman yang tidak terlalu besar [18]. Fungsi *forward modelling* pada metode geolistrik dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas semua (ρ_a) sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ_k, h_k) tiap lapisan, $k = 1$ dan n adalah jumlah lapisan:

$$\rho_a = s^2 \int_0^\infty T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (2-5)$$

s adalah setengah jarak antar elektroda arus ($AB/2$), J_1 adalah fungsi Bessel orde satu, dan $T(\lambda)$ adalah fungsi transformasi resistivitas yang dinyatakan oleh formulasi rekursif Pekeris [18]:

$$T_k(\lambda) = \frac{T_{k+1}(\lambda) + \rho_k \tanh(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tanh(\lambda h_k) / \rho_k} \quad (2-6)$$

Persamaan *forward modeling* geolistrik 1-D secara umum dinyatakan oleh $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$. Untuk memperoleh elemen matrik Jacobi dilakukan melalui pendekatan beda-hingga (*finite difference*) sebagai berikut:

$$\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \approx \frac{g(m|m_k + \Delta m_k) - g_i(m|m_k)}{\Delta m_k} \quad (2-7)$$

Setiap elemen matriks Jacobi memerlukan dua kali *forward modelling*, pertama untuk model $\mathbf{m}$ dan kemudian untuk model yang sama namun engan elemen ke- k dan $\mathbf{m}$ diperturbasi dengan Δm_k . Besarnya perturbasi umumnya berkisar antara 5% sampai 10% dari harga parameter model. Pada inversi *non-linier* data geolistrik 1-D secara “a priori” jumlah lapisan ditentukan sama dengan jumlah lapisan model sintetik, untuk menyederhanakan masalah. Informasi tersebut pada dasarnya dapat diperkirakan dari pola kurva *sounding*. Secara umum ketebalan dan resistivitas lapisan masing-masing dapat diperkirakan berdasarkan spasi elektroda dan resistivitas semu [18].

2.3 Facies

Facies adalah sebuah tubuh batuan yang dicirikan oleh kombinasi litologi, struktur biologi atau fisika yang membedakan tubuh batuan tersebut dengan batuan yang ada di atasnya, di bawahnya atau di bagian lain yang lateral [19]. Suatu facies dapat mencerminkan suatu mekanisme pengendapan tertentu atau berbagai mekanisme yang bekerja serentak pada saat bersamaan.

Facies ini dapat dikombinasikan menjadi asosiasi facies (*facies association*) yang merupakan suatu kombinasi dari dua atau lebih facies yang membentuk tubuh batuan dalam berbagai skala dan kombinasi yang secara genetik saling berhubungan pada suatu lingkungan pengendapan. Asosiasi facies mencerminkan lingkungan pengendapan atau proses dimana facies itu terbentuk.

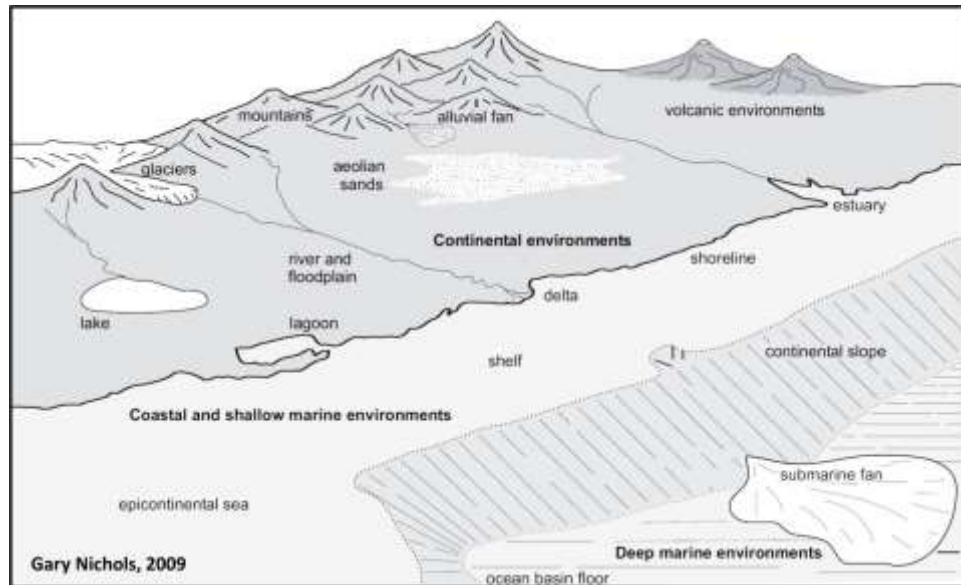
Secara konsep ‘*facies*’, *sedimentary facies* menunjukkan jumlah dari karakteristik unit-unit sedimen dan karakteristik tersebut yaitu dimensi, struktur sedimen, ukuran butir, warna dan *biogenic content* dari batuan sedimen [20].

Lithofacies adalah deskripsi karakteristik batuan sedimen ditunjukkan oleh adanya sifat kimia dan fisika yang sama. Jika observasi mengandung kehadiran organisme hewan maupun tumbuhan disebut sebagai *biofacies*, dan jika terdapat struktur jejak disebut *ichnofacies*. Karakteristik *lithofacies* dapat ditentukan melalui sifat kimia dan fisika yang menunjukkan proses transportasi dan sedimentasi, sedangkan *biofacies* dan *ichnofacies* menandakan *paleoecology*.

Fasies sedimen adalah suatu satuan batuan yang dapat dikenali dan dibedakan dengan satuan batuan yang lain atas dasar geometri, litologi, struktur sedimen, fosil, dan pola arus purbanya [21]. Fasies sedimen adalah hasil dari lingkungan pengendapan yang endapannya ditandai dengan struktur sedimen yang mengidentifikasi jenis fasies sedimen [22]. Pengendapan batuan sedimen berasal dari proses dari pengendapan fasies sedimen pada lingkungan pengendapannya. Selain itu, terdapat juga fasies gunungapi, pembagian fasies gunung api menjadi empat kelompok, yaitu *Central/Vent Facies*, *Proximal Facies*, *Medial Facies*, dan *Distal Facies* [23]. Fasies sentral merupakan bukaan keluarnya magma dari dalam bumi kepermukaan. Fasies Proksimal merupakan kawasan gunungapi yang paling dekat dengan lokasi sumber atau fasies sentral. Fasiel medial merupakan fasies yang sudah menjahui lokasi sumber, terletak di lereng bawah gunungapi. Fasies distal merupakan fasies terjauh dari sumber, berada pada kaki dataran di sekitar ataupun jauh dari gunungapi. Pada fasies distal, batuan gunungapi dapat berselang-seling dengan batuan non-gunungapi seperti karbonat, batupasir dan batulempung.

2.3 Lingkungan Pengendapan

Lingkungan pengendapan adalah bagian dari permukaan bumi dimana proses fisik, kimia, dan biologi berbeda dengan daerah yang berbatasan dengannya. Lingkungan pengendapan adalah karakteristik dari suatu tataan geomorfik dimana proses fisik, kimia dan biologi berlangsung yang menghasilkan suatu jenis endapan sedimen tertentu [24]. Proses yang dimaksud adalah proses yang berlangsung selama proses pembentukan, transportasi dan pengendapan sedimen [25]. Secara keseluruhan lingkungan pengendapan dapat dilihat pada Gambar 2.5.



Gambar 2. 5 Lingkungan pengendapan secara umum [26]

Permukaan bumi mempunyai morfologi yang sangat beragam, mulai dari pegunungan, lembah sungai, dataran, padang pasir (*desert*), delta sampai ke laut. Dengan analogi pembagian ini, berikut beberapa lingkungan pengendapan [26]:

1. Lingkungan Pengendapan Aeolian (*Aeolian or aolian Environments*)

Lingkungan pengendapan aeolian biasanya merupakan daerah luas dengan bukit-bukit dari endapan pasir di daerah gurun. Litologi pada lingkungan pengendapan aeolian biasanya adalah pasir dan lanau.

2. Lingkungan Pengendapan Fluvial (*Fluvial Environments*)

Lingkungan Fluvial mencakup saluran-saluran sungai, ambang sungai, tanggul, dan dataran-dataran banjir. Memiliki sungai yang *braided river* dan sungai bermeander, dimana sungai berasosiasi dengan fasies danau atau delta. Endapan di saluran-saluran sungai terdiri dari pasir yang membentuk ambang sungai. Sementara, dataran-dataran banjir ditutupi oleh lempung dan lanau.

3. Lingkungan Pengendapan Kipas Aluvial (*Alluvial fans*)

Lingkungan pengendapan kipas aluvial umumnya berkembang di kaki pegunungan. Endapan menyerupai kipas yang terbentuk di kaki

gunung. *Alluvial fans* umum berada di daerah kering sampai semi-kering. Endapan *alluvial fans* identik dengan pasir kuarsa dan *gravel* bersorting buruk.

4. Lingkungan Pengendapan Danau (*Lacustrine Environments*)

Lingkungan pengendapan danau mempunyai karakteristik litologinya berupa batupasir, lumpur dan batugamping serta diisi oleh sedimen *evaporit* dan karbonatan.

5. Lingkungan Pengendapan Delta

Lingkungan pengendapan delta memiliki litologi berupa batupasir, lumpur dan konglomerat. Endapan delta berbentuk kipas, terbentuk ketika sungai mengalir badan air yang diam seperti laut dan danau.

6. Lingkungan Pengendapan Gunungapi

Lingkungan pengendapan gunungapi merupakan pengendapan batuan vulkanik. Endapan gunungapi terdiri dari litologi dengan komposisi *basaltic*, *ryolitic*, *lithic*, *crystal*, dan *glass*.