

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan merupakan suatu jenis materi yang memiliki sejumlah elektron di dalamnya, sehingga batuan memiliki sifat kelistrikan. Sifat kelistrikan dalam batuan dapat digunakan untuk mendapatkan gambaran lapisan bawah permukaan bumi. Sifat kelistrikan tersebut dapat diketahui dengan melakukan eksplorasi. Beberapa metode eksplorasi yang dapat digunakan adalah metode Tahanan Jenis (*Resistivity*), Polarisasi Induksi (*Induced Polarization*), dan *Self Potential* (SP).

Sifat kelistrikan batuan dapat menjadi parameter atau ukuran kemampuan suatu batuan dalam menghantarkan arus listrik. Menurut [11] aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral dapat digolongkan ke dalam 3 macam, yaitu:

1. Konduksi secara elektronik

Konduksi ini terjadi apabila batuan atau mineral memiliki banyak elektron bebas. Sehingga arus listrik dapat mengalir dalam batuan atau mineral karena adanya elektron-elektron bebas tersebut.

2. Konduksi secara elektrolitik

Konduksi elektrolitik terjadi karena batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Sehingga terjadi konduksi arus listrik yang dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air.

3. 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 sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar, sehingga terjadi poliarisasi. Peristiwa ini tergantung pada konduksi dielektrik batuan yang bersangkutan [12].

2.2 Hukum Archie

Hukum Archie menjelaskan tentang adanya hubungan antara resistivitas batuan dengan porositas batuan. Batuan biasanya memiliki pori-pori yang terisi oleh air, sehingga batuan-batuan tersebut mengalami konduksi arus listrik yang disebabkan adanya ion-ion elektrolitik dalam air. Resistivitas batuan akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang dan sebaliknya. Persamaan Archie 1 untuk hubungan resistivitas batuan dengan porositas batuan yang jenuh air atau bahkan terisi penuh oleh air dapat dinyatakan dengan:

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

Dimana:

ρ_f : resistivitas batuan yang terukur (Ωm)

ρ_w : resistivitas jenis air pengisi pori yang diukur dari air formasi ataupun dihitung (Ωm)

a : konstanta yang mencirikan jenis, karakter batuan

m : konstanta yang mencirikan karakter sementasi

ϕ : porositas batuan (%)

Sedangkan persamaan Archie 2 untuk hubungan resistivitas batuan dan porositas batuan yang tidak jenuh air dapat dinyatakan dengan:

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

Dimana:

ρ_t : resistivitas batuan tidak jenuh air (Ωm)

ρ_b : resistivitas batuan bila jenuh terisi air formasi (Ωm)

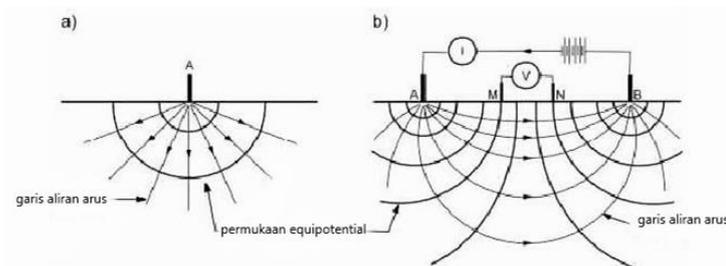
S_w : fraksi pori-pori yang berisi air (%)

n : faktor kejenuhan air

2.3 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan metode yang digunakan untuk memetakan distribusi resistivitas batuan bawah permukaan tanah. Resistivitas batuan dimanfaatkan untuk hidrogeologi. Resistivitas dari batuan diukur dengan arus yang diinjeksikan ke bawah permukaan tanah dan menghasilkan perbedaan

potensial pada permukaan tanah. Pada metode ini dibutuhkan dua pasang elektroda yaitu pasangan elektroda pertama A dan B di bagian luar yang digunakan untuk menginjeksikan arus, dan pasangan elektroda kedua M dan N di bagian dalam digunakan untuk menghitung besar beda potensial (Gambar 2.1). Di dalam metode geolistrik resistivitas terdapat 2 metode untuk pengambilan data yaitu, metode geolistrik resistivitas *mapping* dan metode geolistrik resistivitas *sounding*. Metode resistivitas *mapping* merupakan metode resistivitas yang bertujuan untuk memberikan gambaran penampang variasi resistivitas lapisan tanah bawah permukaan secara horizontal. Sedangkan metode geolistrik resistivitas *sounding* bertujuan untuk memberikan gambaran lapisan variasi resistivitas di dalam permukaan bumi secara vertikal [13]. Menurut [14] survei geolistrik dibagi menjadi tujuh metode yaitu: *Self Potential (SP)*, *Telluric Current (TC)*, *Vertical Electrical Sounding (VES)*, *Electrical Resistivity Tomography (ERT)*, *Induced Polarization (IP)*, *Electromagnetic Induction (EMI)*, dan *Magneto Telluric Sounding (MTS)*.



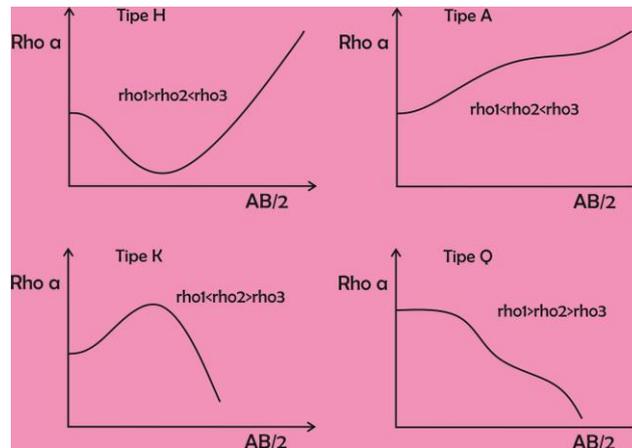
Gambar 2.1 Pola aliran arus dan bidang *equipotential* antara dua elektroda arus dengan polaritas berlawanan [15]

2.3.1 *Vertical Electrical Sounding (VES)*

Vertical Electrical Sounding diterapkan secara horizontal atau sekitar lapisan horizontal bumi. Sasaran geologis dapat berupa batuan sedimen dari litologi yang berbeda, lapisan akuifer dari sifat yang berbeda, batuan sedimen yang menutupi batuan beku, atau zona pelapukan batuan beku. Dalam kasus yang paling menguntungkan, jumlah lapisan, ketebalan dan resistivitasnya adalah hasil survei VES. Secara umum, konfigurasi elektroda linier digunakan untuk pengukuran resistivitas. Konfigurasi umumnya adalah *Schlumberger*, *Wenner*, dan

Dipole-dipole. Karena keunggulannya yaitu praktis dan metodis, *Vertical Electrical Sounding* sebagian besar menggunakan konfigurasi *Schlumberger* dimana elektroda tegangan M, N ditempatkan dan diperbaiki ke pusat *array* dan elektroda arus A, B bergerak ke luar.

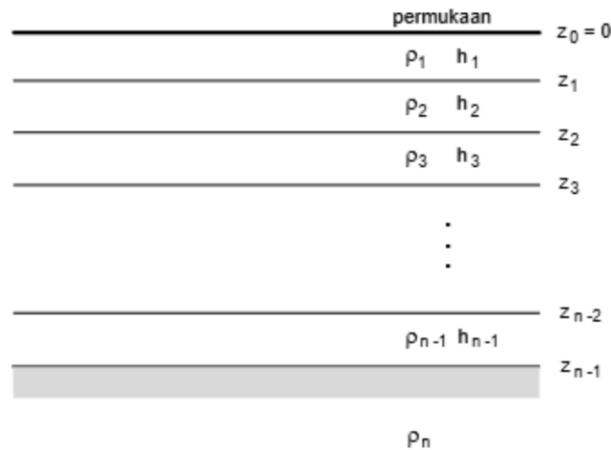
Gagasan dasar untuk menyelesaikan permasalahan perlapisan *vertical resistivity* adalah secara bertahap meningkatkan injeksi arus elektroda dengan jarak AB, yang mengarah pada peningkatan penetrasi dari garis arus dan dengan cara untuk meningkatkan pengaruh dari lapisan yang berada di dalam lapisan pada resistivitas semu (ρ_a). Tahanan jenis yang diukur di-plot terhadap jarak elektroda dalam sebuah skala log/log dan diinterpolasi ke kurva kontinu. *Plot* ini disebut *sounding curve* (Gambar 2.2), yang merupakan dasar dari semua inversi data untuk mendapatkan struktur resistivitas / kedalaman tanah.



Gambar 2.2 Kurva *sounding*

2.4 Pemodelan Geolistrik 1D

Model bumi dianggap berlapis horizontal (Gambar 2.3) yang memiliki nilai resistivitas yang memiliki variasi terhadap kedalaman. Data geolistrik diperoleh melalui pengukuran dengan konfigurasi elektroda tertentu dengan jarak antar elektroda yang makin besar untuk memperoleh informasi pada kedalaman yang makin besar pula (*sounding*).



Gambar 2.3 Model resistivitas 1D yang terdiri dari n lapisan horizontal [16]

Pemodelan pada geolistrik 1D menggunakan pemodelan ke depan (*forward modelling*) yang membutuhkan model awal yang berkaitan dengan fungsi transformasi resistivitas dengan persamaan:

$$T_k = \frac{T_{k+1}(\lambda) + \rho_k \tanh(\lambda h_k)}{1 + T_{k+1}(\lambda) \tanh(\lambda h_k) / \rho_k} \quad (3)$$

Perhitungan persamaan (3) dapat dilakukan dengan metode *filter* linier dengan persamaan:

$$\rho_a = \sum_k T_{k+1}(\lambda) f_k \quad (4)$$

dimana f_k adalah nilai koefisien *filter* linier. Hasil yang didapatkan akan ditampilkan dalam suatu kurva yang memperlihatkan kedekatan model. Untuk memperoleh kedekatan model dapat dilakukan dengan mengubah-ubah nilai parameter model untuk melihat respon model yang cocok dengan data.

Persamaan pemodelan ke depan geolistrik 1D secara umum dinyatakan oleh $d = g(m)$. Pemodelan inversi data geolistrik 1D dilakukan menggunakan solusi inversi *non-linier* dengan pendekatan linier dengan persamaan:

$$m_{n+1} = m_n + [J_n^T J_n + \epsilon^2 I]^{-1} J_n^T (d - g(m_n)) \quad (5)$$

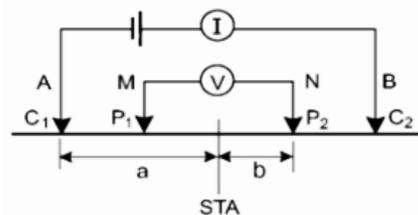
Untuk memperoleh elemen matriks Jacobi dilakukan dengan melalui pendekatan *finite-difference* sebagai berikut:

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \right] \approx \frac{g_i(m|m_k + \Delta m_k) - g_i(m|m_k)}{\Delta m_k} \quad (6)$$

Matriks Jacobi secara lengkap menggambarkan variasi respons model atau data perhitungan akibat perubahan parameter model. Pemodelan inversi *non-linier* data geolistrik 1-D dilakukan pada data sintetik. Data sintetik mengandung *noise* terdistribusi normal dengan rata-rata nol dan standar deviasi sebesar 5% dari data teoritik. 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* sebagai fungsi dari spasi elektroda AB/2.

2.5 Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi ini diambil dari nama Conrad Schlumberger yang merintis metode geolistrik pada tahun 1920-an. Pada konfigurasi ini sering digunakan penamaan elektroda yang berbeda yaitu A dan B sebagai C1 dan C2, sedangkan untuk M dan N sebagai P1 dan P2 (Gambar 2.4). Konfigurasi *Schlumberger* dimaksudkan untuk mengukur gradien potensial sehingga jarak antar elektroda yang membentuk *dipole* potensial M N dibuat sangat kecil dan berada di tengah-tengah antara A dan B (C1 dan C2).



Gambar 2.4 Skema konfigurasi *Schlumberger* [11]

Resistivitas ditentukan dari suatu resistivitas semu yang dihitung dari pengukuran perbedaan potensi antar elektroda yang ditempatkan di bawah permukaan. Besarnya nilai resistivitas semu dirumuskan pada persamaan di bawah ini [11]

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (7)$$

Dimana:

ρ : Resistivitas semu batuan (Ωm)

ΔV : beda potensial antara elektroda (V)

I : arus dua elektroda (A)

K : faktor geometri (*dimensionless*)

Nilai faktor geometri pada konfigurasi *Schlumberger* adalah:

$$K = \pi \frac{(b^2 - a^2)}{2a} \quad (8)$$

Dimana:

K : faktor geometri (*dimensionless*)

a : jarak antar elektroda potensial (m)

b : jarak antar elektroda arus dengan potensial (m)

2.6 Resistivitas Batuan

Resistivitas atau bisa disebut dengan tahanan jenis merupakan sifat fisika yang menunjukkan kemampuan dari suatu material dalam menghambat aliran arus listrik [17]. Resistivitas merupakan dasar dari sifat listrik batuan, yang berkaitan erat dengan litologi batuan yang faktor pengontrol utamanya adalah porositas batuan, struktur pori, jumlah dan salinitas air, suhu dan keberadaan lempung [18]. Secara umum berdasarkan pada nilai resistivitasnya, batuan atau mineral dapat dibedakan menjadi tiga jenis yaitu isolator, konduktor baik, dan konduktor menengah. Batuan dikatakan isolator apabila batuan tersebut tidak dapat mengalirkan arus listrik dan nilai resistivitasnya sangat tinggi lebih besar dari $10^7 \Omega\text{m}$, contohnya mineral silikat, fosfat, karbonat. Kemudian batuan dikatakan sebagai konduktor yang baik apabila nilai resistivitasnya sangat kecil berkisar antara 10^{-8} - $1 \Omega\text{m}$, contohnya metal (logam-logam), grafit dan sulfida. Sedangkan batuan disebut konduktor menengah apabila batuan tersebut memiliki nilai

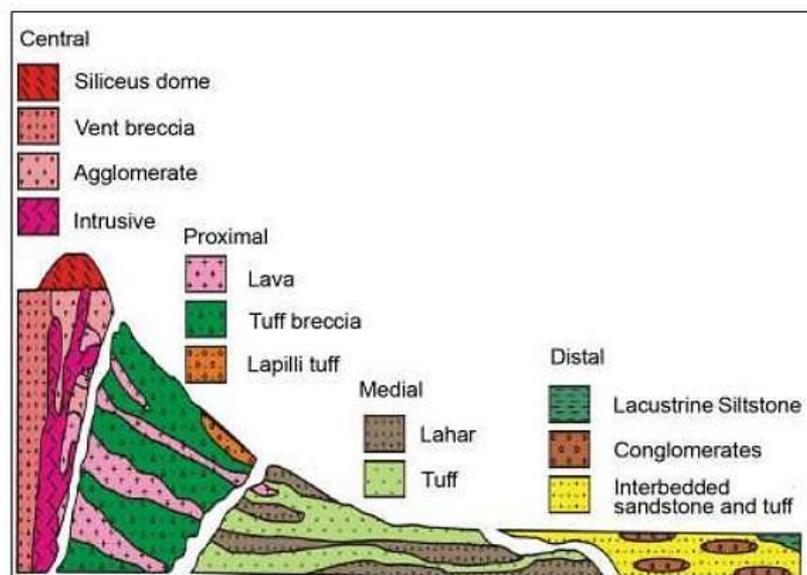
resistivitas antara $1-10^7 \Omega\text{m}$, contohnya beberapa oksida, *ore*, dan batuan porous yang mengandung air. Beberapa nilai resistivitas terdapat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Nilai resistivitas batuan [11]

Material	Resistivitas (Ωm)
<i>Consolidated shales</i>	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Argillities</i>	$10 - 8 \times 10^2$
<i>Conglomerat</i>	$2 \times 10^3 - 10^4$
<i>Sandstones</i>	$1 - 6.4 \times 10^3$
<i>Limestones</i>	$50 - 10^7$
<i>Dolomite</i>	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
<i>Unconsolidated wet clay</i>	20
<i>Marls</i>	3 – 70
<i>Clays</i>	1 - 100
<i>Aluvium and sands</i>	10 - 800
<i>Oil sands</i>	4 - 800
<i>Granite</i>	$3 \times 10^2 - 10^6$
<i>Granite porphyry</i>	4.5×10^3 (basah) – 1.3×10^4 (kering)
<i>Feldspar porphyry</i>	4×10^3 (basah)
<i>Albite</i>	3×10^2 (basah) – 3.3×10^3 (kering)
<i>Syenite</i>	$10^2 - 10^6$
<i>Diorite</i>	$10^4 - 10^5$
<i>Diorite porphyry</i>	1.9×10^3 (basah) – 2.8×10^4 (kering)
<i>Porphyrite</i>	$10 - 5 \times 10^4$ (basah) – 3.3×10^3 (kering)
<i>Carbonatized porphyry</i>	2.5×10^3 (basah) – 6×10^6 (kering)
<i>Quartz porphyry</i>	$3 \times 10^2 - 3 \times 10^5$
<i>Quartz diorite</i>	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ (basah) – 1.8×10^5 (kering)
<i>Porphyry (various)</i>	60×10^4
<i>Dacaita</i>	2×10^4 (basah)
<i>Andesite</i>	4.5×10^4 (basah) – 1.7×10^2 (kering)
<i>Diabase porphyry</i>	10^3 (basah) – 1.7×10^5 (kering)
<i>Diabase (various)</i>	$20 - 5 \times 10^7$
<i>Lavas</i>	$10 - 5 \times 10^4$
<i>Gabro</i>	$10^3 - 10^6$
<i>Basalt</i>	$10 - 1.3 \times 10^7$ (kering)
<i>Olivine norite</i>	$10^3 - 6 \times 10^4$ (basah)

2.7 Fasies

Fasies adalah suatu kenampakan lapisan atau kumpulan dari suatu lapisan batuan yang memperlihatkan karakteristik, geometri, dan sedimentologi tertentu yang berbeda dengan sekitarnya [19]. Fasies adalah sejumlah ciri litologi dan paleontologi yang ditunjukkan oleh suatu endapan pada suatu lokasi tertentu [20]. 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 merupakan produk dari proses pengendapan batuan sedimen di dalam suatu jenis lingkungan pengendapannya. Diagnosa lingkungan pengendapan tersebut dapat dilakukan berdasarkan analisis faises sedimen, yang merangkum hasil interpretasi dari berbagai data. Sedangkan untuk fasies gunung api (Gambar 2.5) menurut [22] kerucut gunung api dibagi menjadi tiga zona, yakni Sentral, Proksimal, dan Distal. Sentral merupakan daerah puncak kerucut gunung api, sedangkan Proksimal merupakan daerah lereng gunung api, dan Distal merupakan daerah kaki serta dataran di sekeliling gunung dan biasanya menyebut zona tersebut sebagai fasies. Hasil dari kedua penulis tersebut dikembangkan oleh [23] yang membagi fasies gunung api menjadi empat kelompok yaitu *Central/Vent Facies*, *Proximal Facies*, *Medial Facies*, dan *Distal Facies*.



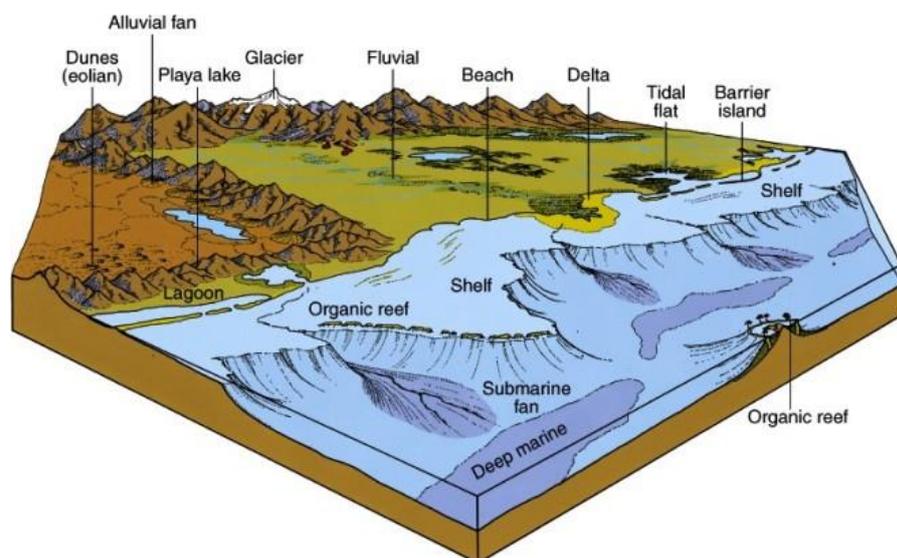
Gambar 2.5 Pembagian fasies gunung api [24]

2.8 Lingkungan Pengendapan

Lingkungan pengendapan (Gambar 2.5) adalah tempat mengendapnya material sedimen beserta kondisi fisik, kimia, dan biologi yang mencirikan terjadinya mekanisme pengendapan tertentu [25]. Interpretasi lingkungan pengendapan dapat ditentukan dari struktur sedimen yang terbentuk. Struktur sedimen dapat digunakan untuk memecahkan beberapa macam masalah geologi, karena struktur ini terbentuk pada tempat dan waktu pengendapan, sehingga struktur ini merupakan kriteria yang berguna untuk interpretasi lingkungan pengendapan. Terjadinya struktur-struktur sedimen tersebut disebabkan oleh mekanisme pengendapan dan kondisi serta lingkungan pengendapan tertentu.

Klasifikasi lingkungan pengendapan menurut [3] adalah:

1. Glasial
2. Aeolian
3. Fluvial dan Kipas Aluvial
4. Danau
5. *Marine*
6. Delta
7. *Coastal* dan *estuarine*
8. *Shallow marine*
9. *Deep marine*



Gambar 2.6 Lingkungan pengendapan [21]

2.8.1 Lingkungan Pengendapan Fluvial dan Kipas Aluvial

Lingkungan fluvial dikarakterisasi oleh aliran dan endapan di *channel* sungai dan asosiasi endapan *overbank*. Endapan dari sungai *gravelly braided* dikarakterisasi oleh *cross-bedded* konglomerat yang diendapkan di *channel bars*. Endapan kipas aluvial berlokasi disekitar margin cekungan sedimen dan terbatas sejauh beberapa kilometer dari margin. Fasiesnya didominasi oleh konglomerat dan mungkin endapan *fabric matrix-supported* oleh *debris flow*, *well-stratified gravels* dan endapan pasir dari proses *sheet-flood* dan di *channel* termigrasi secara lateral menyebrangi permukaan kipas. Karakteristik dari endapan fluvial dan kipas aluvial adalah 1) litologi terdiri dari konglomerat, batupasir, dan *mudstone*. 2) mineralnya bervariasi, seringnya berkomposisi belum matang. 3) tekstur *very poor* di *debris flow* sampai *moderate* di sungai pasir. 4) *bed geometry sheets* di kipas, berbentuk lensa di unit *channel* sungai. 5) struktur sedimen terdiri dari *cross-bedding* dan laminasi di endapan *channel*. 6) *palaeocurrents* mengindikasikan arah dari aliran dan *depositional slope*. 7) fosil yang ditemukan fosil tumbuhan sering ditemukan di fasies *floodplain* dan jarang ditemukan fauna. 8) warnanya kuning, merah, dan coklat yang disebabkan oleh kondisi oksidasi. 9) fasiesnya berasosiasi dengan danau *ephemeral* dan gundukan aeolian pada kipas aluvial, sedangkan sungai berasosiasi dengan fasies danau, delta, atau *estuarine*.

2.8.2 Lingkungan Pengendapan Delta

Endapan delta memiliki karakteristik 1) litologi terdiri dari konglomerat, batupasir, dan *mudstone*. 2) mineralnya bervariasi, fasies *delta-front* dapat berkomposisi belum matang. 3) tekstur pasir dan gravel di *delta-top moderately mature*. Endapan *wave-reworked* di *delta-front*. 4) *bed geometry* pada channel delta berbentuk lensa, *mouth-bar lenses variably elongate*, endapan *prodelta thin bedded*. 5) struktur sedimen *cross-bedding* dan laminasi di fasies *delta-top* dan *mouth-bar*. 6) *palaeocurrents* fasies *topset* mengindikasikan arah dari progradasi, ombak dan pasang surut di *delta-front*. 7) fosilnya asosiasi dari tumbuhan daratan dan hewan di *delta top* dengan fauna *marine* di *delta front*. 8) warnanya tidak didiagnosis, pada endapan *delta top* mungkin teroksidasi. 9) fasiesnya berasosiasi fasies *shallow-marine* dan fasies fluvial *progradational pattern*.

2.8.3 Lingkungan Pengendapan Gunung Api

Batuan vulkanik dibentuk oleh aktivitas vulkanik seperti ekstrusi dari lelehan magma di permukaan bumi. Produk dari aktivitas vulkanik bisa disebut sebagai lava yang kemudian mengalir melintasi permukaan tanah atau melintasi dasar laut sebelum mengeras, atau sebagai material vulkanoklastik. *Transport* dan pengendapan material *volcanoclastic* dikontrol oleh kecepatan pengendapan yang sebanding dengan ukuran fragmen, bentuk, dan densitas. Tidak seperti material *terrigenous clastic*, densitas dari partikel piroklastik sangat bervariasi. Di dalam *pumice pyroclast* tertentu mungkin memiliki densitas yang sangat rendah dan bisa mengambang sampai menjadi *waterlogged* [26]. Endapan gunung api memiliki karakteristik 1) terdiri dari litologi dengan komposisi *basaltic* sampai *ryolitic* dengan fragmen *lithic*, *crystal*, dan *glass*. 2) mineralnya feldspar, mineral silika lainnya, dan beberapa kuarsa. 3) teksturnya *poorly sorted* sampai *moderately sorted*. 4) *bed geometry* mungkin mantel atau *fill topography*. 5) struktur sedimen *parallel bedding*, *dune* dan *antidune cross-bedding* di aliran piroklastik. 6) *palaeocurrents cross-bedding* mungkin mengindikasikan arah aliran piroklastik. 7) fosilnya langka kecuali untuk tumbuhan dan hewan yang terjebak selama debu jatuh dan mengalir. 8) warnanya dari hitam di endapan *basaltic* sampai abu-abu pucat di material *ryolithic*. 9) fasies asosiasinya untuk endapan piroklastik mungkin dapat berasosiasi dengan beberapa *continental* dan fasies *shallow-marine*.