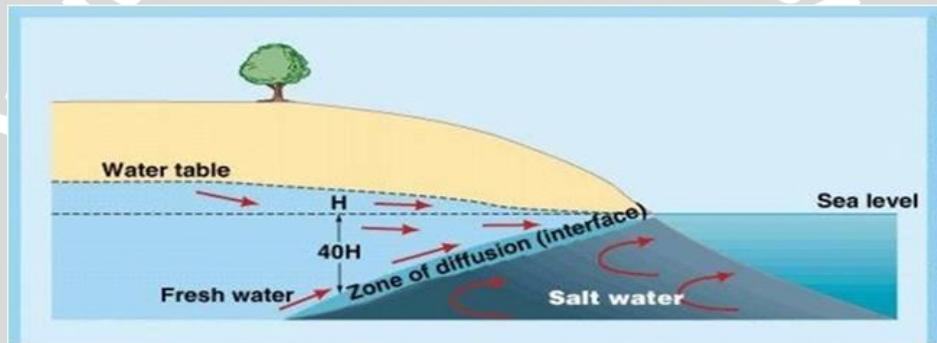


BAB II

LANDASAN TEORI

2.1. Pengertian Intrusi Air Laut

Istilah intrusi air laut (*sea water intrusion/ encroachment*) sebetulnya mencakup hal yang lebih sempit dibandingkan pengertian dari istilah intrusi air asin (*saline/salt water*). Air asin adalah semua air yang mempunyai kadar kegaraman yang tinggi. Tingkat kegaraman biasanya dicerminkan dari total kandungan zat terlarut (*total dissolved solids -TDS*). Airtanah tawar mempunyai TDS kurang dari 1000 mg/l. Sementara air tanah payau/asin TDSnya lebih dari 1000 mg/l. Kandungan unsur Cl- yang tinggi umumnya didapati pada air asin.



Gambar. 2.1 Pengaruh Intrusi Air laut

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

Berdasarkan klasifikasi tingkat keasinan airtanah yang dikeluarkan oleh Panitia Ad Hoc Intrusi air asin (PAHIAA), Jakarta – 1986 maka airtanah dibedakan menjadi dua, sebagai berikut :

1. Airtanah tawar, dengan nilai DHL $< 1500 \mu\text{S}/\text{cm}$
2. Airtanah tawar – payau dengan nilai DHL $1500 - 5000 \mu\text{S}/\text{cm}$

Air asin di dalam akuifer dapat berasal dari (Journal Hydraulics, ASCE, 1969) :

1. Air laut di daerah pantai,
2. Air laut yang terperangkap dalam lapisan batuan yang diendapkan selama proses geologi,
3. Garam di dalam kubah garam, lapisan tipis atau tersebar di dalam formasi geologi (batuan),

4. Air yang terkumpul oleh penguapan di laguna, empang atau tempat-tempat lain yang terisolasi,
5. Aliran balik ke sungai dari lahan irigasi,
6. Limbah asin dari manusia.

Intrusi air asin adalah suatu peristiwa penyusupan air asin ke dalam akuifer di mana air asin menggantikan atau tercampur dengan air tanah tawar yang ada di dalam akuifer. Penyusupan ini akan menyebabkan air tanah tidak dapat dimanfaatkan, dan sumur yang memanfaatkannya terpaksa ditutup atau ditinggalkan. Berdasarkan pengertian tersebut serta asal air asin, maka intrusi air laut adalah intrusi air asin yang berasal dari air laut, sehingga hanya terjadi di daerah pantai. Sementara intrusi air asin dapat terjadi di mana saja, bahkan di daerah pedalaman (*inland*).

Intrusi sebenarnya baru akan terjadi karena adanya aksi, dalam hal ini pengambilan air tanah. Intrusi adalah reaksi dari aksi tersebut, dan mengubah keseimbangan hidrostatik alami antar-muka (*interface*) air tanah tawar dan air asin.

Adalah Badon Ghyben ilmuwan Belanda dan Herzberg ilmuwan Jerman, sekitar 1889 dan 1901, secara sendiri-sendiri di sepanjang dataran pantai Laut Utara mengadakan penyelidikan hubungan antara air tanah tawar dan air asin. Keduanya menemukan bahwa muka air asin akan ditemui tidak pada ketinggian muka laut, namun pada suatu kedalaman di bawah muka laut sekitar 40 kali ketinggian muka air tanah tawar di atas muka laut. Sebaran antar-muka air tawar dan air asin melekat pada keberadaan keseimbangan hidrostatik antar kedua jenis air tersebut. Hubungan tersebut lazim dikenal dengan persamaan Ghyben-Herzberg seperti nama para penemunya. Ekuilibrium alami tersebut akan berubah manakala terjadi perubahan dari tekanan muka air tanah tawar akibat pemompaan yang berlebihan di daerah, sehingga membentuk ekuilibrium baru dengan air asin mendorong sebaran antar-muka ke arah daratan, dan mulailah peristiwa intrusi air laut.

Akuifer pantai merupakan sumber penting untuk memenuhi kebutuhan air bersih, khususnya di daerah-daerah yang berkembang di sepanjang pesisir pantai. Banyak daerah di pantai yang populasi penduduknya tinggi, menyebabkan meningkatnya kebutuhan air bersih. Karena itu, daerah sekitar pantai memerlukan perhatian dan manajemen khusus untuk menanggulangnya.

Fokus pada bagian ini adalah memberikan gambaran informasi hidrologi yang dibutuhkan dalam manajemen akuifer pantai, berdasarkan pandangan bahaya intrusi air

laut dan hubungan bahwa keberadaan aliran air tawar dari akuifer ke laut dan perluasan intrusi air laut.

Perembesan air laut ke daratan, tidak dapat dipungkiri, selama ini masih dianggap sebelah mata oleh masyarakat maupun pemerintah. Padahal, walaupun dampaknya tidak dirasakan secara langsung seperti pencemaran udara dan suara, untuk jangka panjang, rembesan air laut ke daratan akan menimbulkan kerugian yang sangat besar, baik dari segi lingkungan, kesehatan, bahkan ekonomi.

Padahal, perembesan air laut ke daratan yang dikenal dengan istilah Intrusi ini, tak boleh disepelekan. Adanya pori-pori tanah yang berlubang, menyebabkan air laut masuk ke daratan. Hal itu terjadi karena air tanah yang dipompa keluar terlalu besar dan ruang kosong atau pori-pori ini diisi oleh air laut. Dampaknya, air di daratan yang selama ini tawar, menjadi payau.

Walaupun dampak intrusi akan muncul secara berkala dan untuk jangka waktu yang lama, jika dibiarkan saja, tanpa ada upaya mencegahnya, tentu saja akan menimbulkan kerugian yang sangat besar bagi masyarakat. Bisa dibayangkan, betapa besar kerugian secara ekonomis yang diderita karena rembesan dan pengikisan air laut.

Meskipun sampai saat ini belum ada data mengenai kerugian tersebut, tapi bisa dibayangkan betapa besar dana yang keluar kalau tanah yang hilang mencapai ratusan kilo meter akibat pengikisan dan perembesan,? ujar Hadi. Apalagi, bila dilihat dari segi kesehatan dan lingkungan. Belum lagi berbagai penyakit yang mungkin mendera masyarakat yang mengkonsumsi air payau tersebut. Menggunakan air payau untuk dikonsumsi maupun kegiatan lain seperti mandi, dapat mengganggu kesehatan. Karena air payau mengandung NaCl (*Sodium Chloride*) yang tinggi.

2.1.1 Prinsip Dasar Salinitas.

Salinitas adalah larutan garam yang pada kadar tertentu akan mempengaruhi kualitas air. Pengertian kualitas air dalam pembahasan ini hanya dikaitkan dengan salinitas. Parameter yang terpenting menurut Mcneal (1981) adalah konsentrasi kadar garam dan total larutan benda padat atau *Total Dissolved Solids* (TDS). Hubungannya adalah berat total semua larutan substansi setiap unit berat air dengan semua karbon teroksidasi, semua Bromida dan Iodium diganti oleh Klorine serta bahan organik teroksidasi pada suhu 480° C (Atkinson dkk., 1986).

2.1.2 Sumber Salinitas

a. Air laut

Karena berat jenis air laut sedikit lebih besar daripada berat jenis air tawar maka air laut mendesak air tawar didalam tanah lebih ke hulu. Tetap karena besarnya *piezometric head* dari air tanah lebih tinggi daripada muka air laut, maka air tanah akan terus mengalir ke laut. Variasi berat jenis air dengan salinitas dan suhu ditunjukkan dalam persamaan berikut ini :

$$\rho = 1000 + 0,85054 s - 0,0064 (t - 4 + 0,2214 s)^2 \quad (2-1)$$

dimana : ρ = kerapatan air (kg/m^3)

s = salinitas (g/l)

t = temperatur ($^{\circ}\text{C}$)

b. Aliran airtanah

Aliran airtanah juga merupakan suatu perantara geolog atau agen dari geologi karena secara terus menerus mempengaruhi kondisi lingkungan dalam tanah (Toth, 1984). Menurut pakar geologi aliran airtanah tergantung dari waktu dan ruang. Salah satu dampaknya bahwa aliran airtanah ini membawa dan meningkatkan bermacam kimia yang terkandung dalam airtanah.

Penggunaan air payau untuk dikonsumsi dapat menyebabkan seseorang terkena penyakit perut seperti diare. Sedangkan bila digunakan untuk mandi, dapat memicu munculnya penyakit kulit, seperti gatal-gatal. Untuk jangka panjang, bukan tidak mungkin orang yang mengkonsumsi air payau tersebut akan mengalami gangguan penyakit serius karena metabolismenya terganggu dan sensitivitas tubuhnya untuk menerima air payau yang mengandung garam tersebut,

Penyusupan air asin ini dapat terjadi antara lain akibat (*Sumber : <http://jakarta1527.multiply.com/journal/item/96>*) :

1. Penurunan muka air tanah atau bidang pisometrik di daerah pantai
2. Pelepasan air bawah tanah yang berlebihan di daerah pantai
3. Masuknya air laut ke daratan melalui sungai, kanal, saluran, rawa, ataupun cekungan lainnya

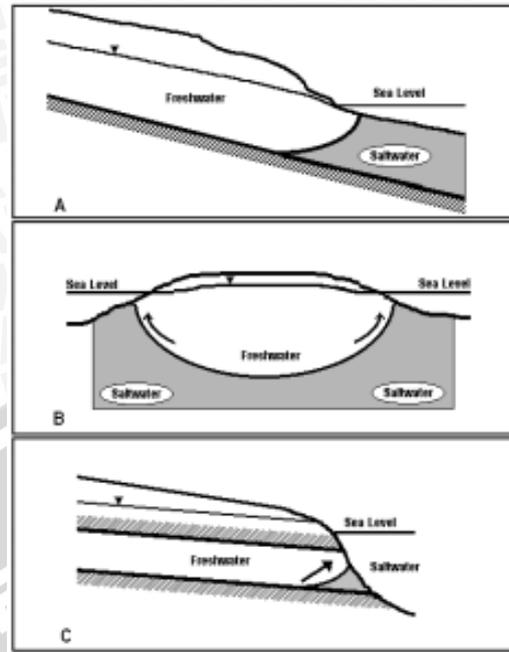
Daya meluluskan air secara horisontal dari lapisan batuan antara 0,1 m/hari dan 40 m/hari. Sementara kelulusan vertikalnya diperkirakan berkisar antara 1/100 dan 1/5000 dari kelulusan horisontalnya. Ini artinya adalah pergerakan air tanah secara

horizontal pada dasarnya tidak terlalu cepat, apalagi ke arah vertikal. Hal ini akan menentukan jauh dan luasan sebaran intrusi air laut dari garis pantai.

Mengingat tataan geologinya, adalah sulit menetapkan satu sistem akuifer yang dapat dirunut secara menerus dengan jelas penyebarannya. Oleh sebab itu beberapa zona hidrologi diperkenalkan berdasarkan kelulusan serta kedudukannya. Setiap zona ini terdiri dari beberapa perselingan antara akuifer, akuitard dan akuiklud.

Akuifer pada zona paling atas hingga kedalaman 40 m dari muka tanah biasa disebut sebagai sistem akuifer dangkal. Air tanah di sini tersimpan dalam akuifer tak tertekan (*unconfined aquifer*), yakni akuifer yang tidak dibatasi oleh lapisan penutup kedap air di bagian atasnya. Karena sifatnya yang demikian, tekanan air tanah dalam akuifer ini sama dengan tekanan udara luar. Dan karena tiadanya lapisan penutup, akuifer ini rawan pencemaran serta paling mudah mengalami intrusi air laut di daerah pantai.

Sementara akuifer yang terletak pada zona di bawah 40 m hingga 300 m, disebut sebagai sistem akuifer dalam. Air tanah di sini umumnya tersimpan dalam akuifer tertekan (*confined aquifer*) yakni akuifer yang dibatasi oleh lapisan batuan kedap atau setengah kedap air, baik di bagian bawah maupun bagian atas akuifer. Karenanya tekanan air tanah pada akuifer jenis ini lebih besar daripada tekanan udara luar. Akibatnya, apabila pengeboran menembus akuifer ini pada kondisi lokasi yang memungkinkan, air tanah akan mengalir ke permukaan (*artesis*), tanpa dipompa. Hal umum yang dijumpai di Jakarta pada kurun waktu 1970an. Karena sifatnya yang demikian, air tanah dari sistem ini umumnya terlindung dari pencemaran termasuk kemungkinan terkena intrusi air laut. Air tanah dari sistem akuifer ini saat ini dimanfaatkan bagi keperluan industri, hotel, perkantoran, apartemen, dan perumahan mewah, dengan membuat sumur bor dalam yang dilengkapi dengan pompa selam (*submersible pump*).



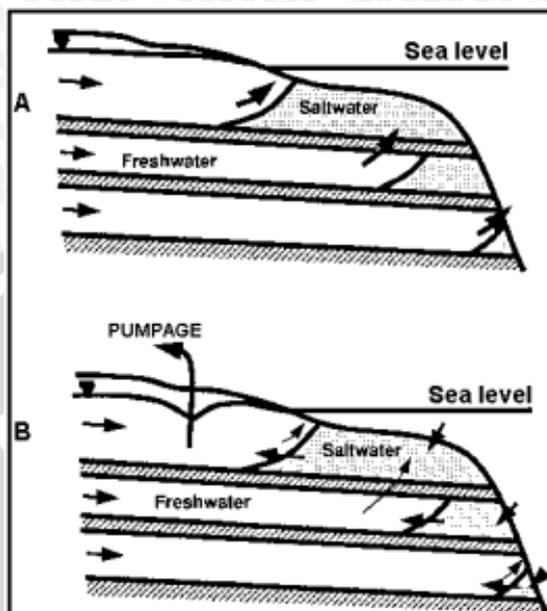
Gambar 2.2. Contoh Suatu Kondisi Hidrogeologi dalam Akuifer Pantai
 Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

Gambar di atas (Gambar 2.3) merupakan hidrogeologi suatu sistem akuifer pantai yang terdiri dari tak tertekan dengan lapisan dasar *impermeable*, akuifer tak tertekan dengan dasar bebas, dan akuifer tertekan. Secara lebih umum susunan hidrogeologi dalam lingkungan pantai adalah suatu jajaran lapisan dengan berbagai kondisi terdiri dari kombinasi lapisan akuifer tertekan dan tak tertekan.

Kondisi lapisan akuifer daerah pantai pada umumnya tidak seideal dalam teori yaitu yang hanya terdiri dari lapisan akuifer tunggal akan tetapi amatlah kompleks. Lapisan akuifer yang paling atas dapat sebagai lapisan akuifer tertekan atau dapat juga sebagai lapisan tak tertekan. Tebal tipis lapisan akuifer di berbagai tempat tidak sama (seragam). Untuk menggambarkan kondisi pantai, suatu penampang hidrogeologi ideal ditunjukkan sebagai suatu sistem akuifer pantai berlapis yang lepas pantainya diperluas hingga ke dasar tebing (Gambar 2.3). Dalam keadaan alami, kondisi yang tidak terganggu, terdapat suatu garis kemiringan hidrolis seimbang yang mengarah kelaut, dalam setiap akuifer dengan air tawar yang mengalir ke laut (Gambar 2.3). Di lapisan paling atas pada akuifer tak tertekan air tawar mengalir bebas kelaut. Di bawahnya pada akuifer tertekan air tawar mengalir ke laut melalui bocoran terus ke lapisan atas dan atau mengalir bebas ke tebing.

Di bawah kondisi *steady-state* suatu *interface* yang tidak berubah dipertahankan bentuk dan posisinya ditentukan oleh potensi air tawar dan garis kemiringan. Pada suatu

kasus sistem satu lapisan, air laut pada dasarnya akan statis pada kondisi *steady-state*. Pada suatu sistem lapisan, jika ada kebocoran vertikal air tawar kedalam suatu daerah air asin, pada daerah ini air yang bercampur akan menjadi tidak statis.



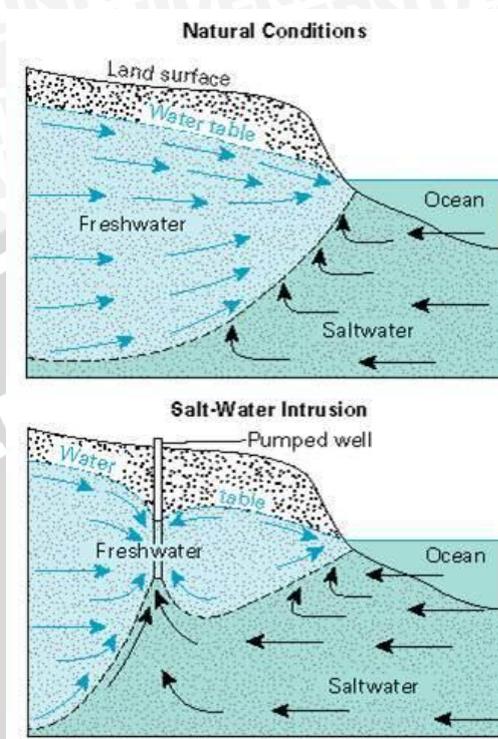
Gambar 2.3. Potongan Melintang yang Ideal Suatu Sistem Akuifer Pantai
Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

Perubahan di dalam tanah oleh imbuan atau perubahan luah aliran dalam daerah air tawar, menyebabkan perubahan *interface*. Penurunan aliran air tawar yang masuk ke laut menyebabkan *interface* bergerak ke dalam tanah dan menghasilkan intrusi air asin ke dalam akuifer. Sebaliknya suatu peningkatan aliran air tawar mendorong *interface* ke arah laut. Laju gerakan *interface* dan respon tekanan akuifer tergantung kondisi batas dan sifat akuifer pada kedua sisi *interface*.

Pada sisi dengan air asin dapat bergerak kedalam atau keluar, pada sistem akuifer efek dari gerakan *interface* mempengaruhi perubahan debit air tawar di lepas pantai. Dalam suatu sistem akuifer berlapis, air asin dapat masuk akuifer oleh aliran melalui akuifer tersingkap atau bocoran yang melewati lapisan pembatas atau lantai laut (Gambar 2.4.b).

Pengelolaan sumberdaya air tanah memerlukan suatu pengetahuan dinamika fisik aliran air dalam tanah terhadap fenomena intrusi air asin. Untuk alasan ini, maka diperlukan suatu usaha meresapkan air hujan ke dalam tanah baik secara alami maupun artifisial (buatan). Air laut memiliki berat jenis yang lebih besar dari pada air tawar akibatnya air laut akan mudah mendesak airtanah semakin masuk. Secara alamiah air laut tidak dapat masuk jauh ke daratan sebab airtanah memiliki *piezometric* yang

menekan lebih kuat dari pada air laut, sehingga terbentuklah *interface* sebagai batas antara airtanah dengan air laut. Keadaan tersebut merupakan keadaan kesetimbangan antara air laut dan airtanah.



Gambar 2.4. Kondisi Interface yang Alami dan Sudah Mengalami Intrusi
 Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

Masuknya air laut ke sistem akuifer melalui dua proses, yaitu intrusi air laut dan *upconning*. Intrusi air laut di daerah pantai merupakan suatu poses penyusupan air asin dari laut ke dalam airtanah tawar di daratan. Zona pertemuan antara air asin dengan air tawar disebut *interface*. Pada kondisi alami, airtanah akan mengalir secara terus menerus ke laut. Berat jenis air asin sedikit lebih besar daripada berat jenis air tawar, maka air laut akan mendesak air tawar di dalam tanah lebih ke hulu. Tetapi karena tinggi tekanan *piezometric* airtanah lebih tinggi daripada muka air laut, desakan tersebut dapat dinetralisir dan aliran air yang terjadi adalah dari daratan kelautan, sehingga terjadi keseimbangan antara air laut dan airtanah, sehingga tidak terjadi intrusi air laut. Intrusi air laut terjadi bila keseimbangan terganggu. Aktivitas yang menyebabkan intrusi air laut diantaranya pemompaan yang berlebihan, karakteristik pantai dan batuan penyusun, kekuatan airtanah ke laut, serta fluktuasi airtanah di daerah pantai. Proses intrusi makin panjang bisa dilakukan pengambilan airtanah dalam jumlah berlebihan. Bila intrusi sudah masuk pada sumur, maka sumur akan menjadi asing sehingga tidak dapat lagi dipakai untuk keperluan sehari-hari.

Menurut konsep Ghyben – Herzberg, air asin dijumpai pada kedalaman 40 kali tinggi muka airtanah di atas muka air laut. Fenomena ini disebabkan akibat perbedaan berat jenis antara air laut ($1,025 \text{ g/cm}^3$) dan berat jenis air tawar ($1,000 \text{ g/cm}^3$).

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (2-2)$$

sehingga didapat nilai $z = 40 h_f$

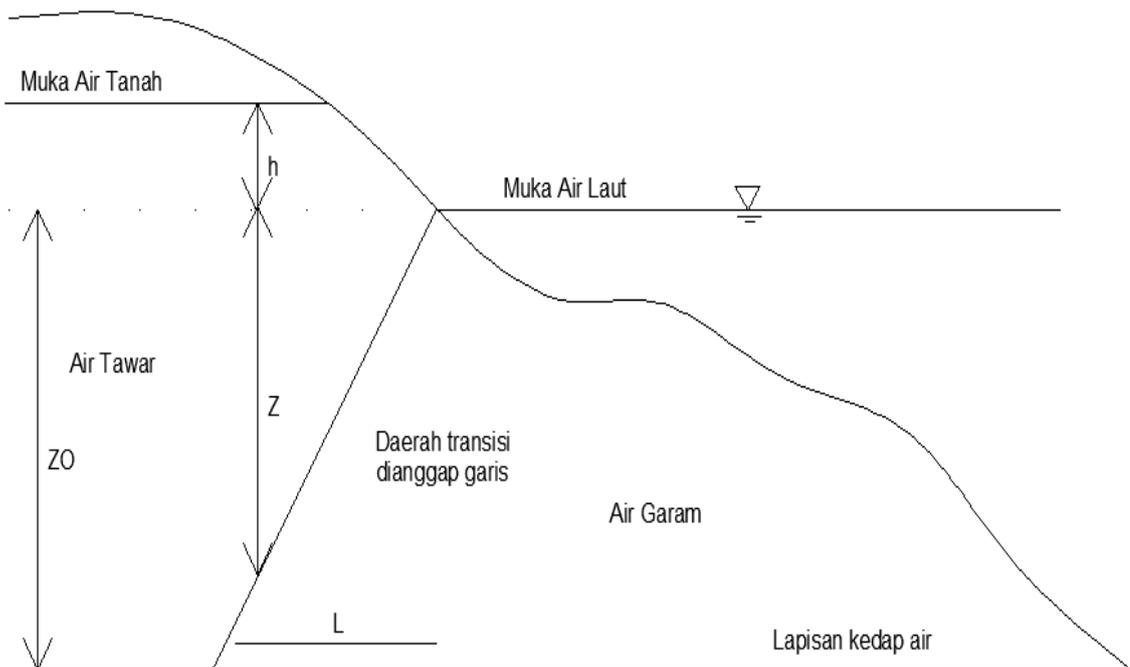
keterangan:

h_f = elevasi muka airtanah di atas muka air laut (m)

z = kedalaman *interface* di bawah muka air laut (m)

ρ_s = berat jenis air laut (g/cm^3)

ρ_f = berat jenis air tawar (g/cm^3)



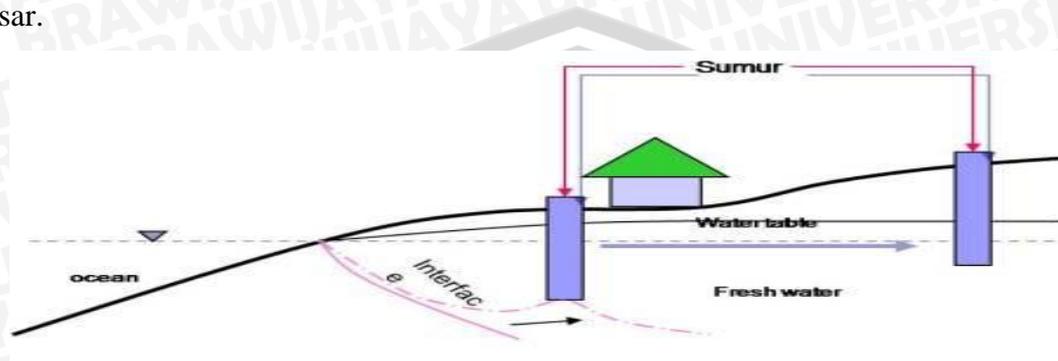
Gambar 2.5 Ilustrasi Persamaan Ghyben-herzberg dalam Suatu Sistem Hubungan Air Tawar dan Air Asin di dalam Tanah pada Kondisi Hidrostatik Ideal

Sumber : Todd 1974

2.1.3. Beberapa cara untuk mengendalikan intrusi laut

1. Mengubah Pola Pemompaan

Memindah lokasi pemompaan dari pantai ke arah hulu akan menambah kemiringan landaian hidrolika ke arah laut, sehingga tekanan airtanah akan bertambah besar.

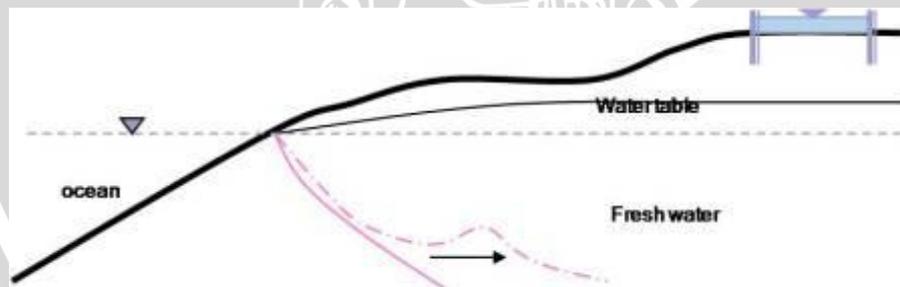


Gambar 2.6. Mengubah Pola Pemompaan

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

2. Pengisian Airtanah Buatan

Muka airtanah dinaikkan dengan melakukan pengisian airtanah buatan. Untuk akuifer bebas dapat dilakukan dengan menyebarkan air dipermukaan tanah, sedangkan pada akuifer tertekan dapat dilakukan pada sumur pengisian yang menembus akuifer tersebut.

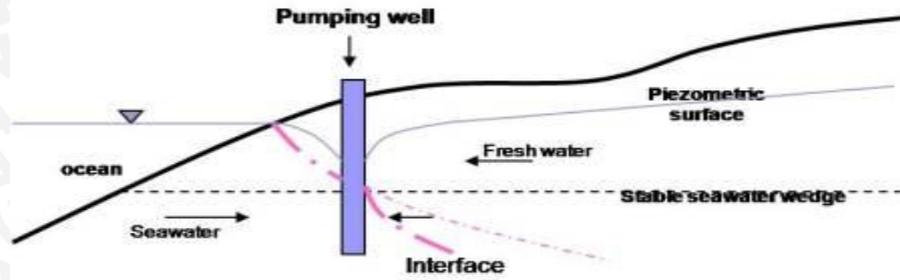


Gambar 2.7. Pengisian Airtanah Buatan

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

3. Extraction Barrier

Ekstraktion barrier dapat dibuat dengan melakukan pemompaan air asin secara terus menerus pada sumur yang terletak di dekat garis pantai. Pemompaan ini akan menyebabkan terjadinya cekungan air asin serta air tawar akan mengalir ke cekungan tersebut. Akibatnya terjadi baji air laut ke daratan.

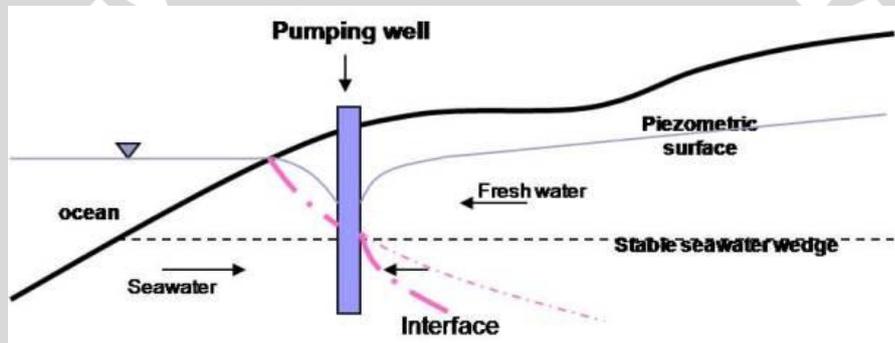


Gambar 2.8. Extraction Barrier

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

4. Injection Barrier

Injection barrier dapat dibuat dengan melakukan pengisian air tawar pada sumur yang terletak di dekat garis pantai. Pengisian air akan menaikkan muka air tanah di sumur tersebut, akan berfungsi sebagai penghalang masuknya air laut ke daratan.

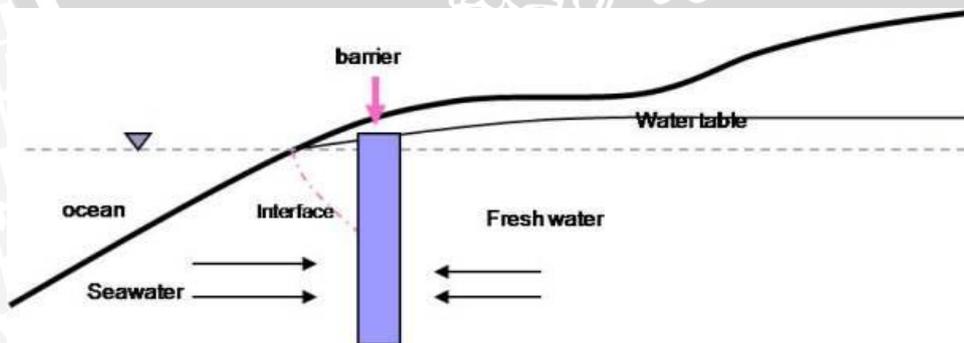


Gambar 2.9. Injection Barrier

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

5. Subsurface Barrier

Penghalang di bawah tanah sebagai pembatas antara air asin dan air tawar dapat dibuat semacam dam dari lempung, beton, bentonit maupun aspal.



Gambar 2.10. Subsurface Barrier

Sumber : <http://www.google.com/imgres?imgurl=http://vienastra.files.wordpress.com>

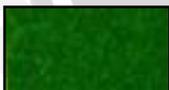
Peta hidrogeologi skala 1 : 250.000 adalah bentuk pemaparan kondisi akuifer bersama-sama dengan kondisi geologi, hidrogeologi, curah hujan, dan tampilan air permukaan untuk memahami rezim airtanah suatu daerah atau kawasan dengan tingkat kualitas berdasarkan skala 1 : 250.000.

Terdapatnya airtanah dan produktivitas akuifer yang ditunjukkan pada Peta Hidrogeologi adalah sebagai berikut (SNI Legenda Peta Hidrogeologi):

1. Akuifer Dengan Aliran Melalui Ruang Antar Butir

- 
 Akuifer produktif tinggi dengan penyebaran luas (akuifer dengan keterusan sedang hingga tinggi, muka airtanah atau tinggi pisometri dangkal atau di atas muka tanah, debit sumur umumnya lebih dari 10 liter/detik.
- 
 Akuifer produktif dengan penyebaran luas (akuifer dengan keterusan sedang, muka airtanah atau tinggi pisometri dangkal atau di atas muka tanah, debit sumur umumnya 5 sampai 10 liter/detik.
- 
 Akuifer produktif sedang dengan penyebaran luas (akuifer dengan keterusan rendah sampai sedang, muka airtanah atau tinggi pisometri beragam, debit sumur umumnya kurang dari 5 liter/detik.
- 
 Akuifer produktif sedang (akuifer tidak menerus, tipis, dan rendah keterusannya, muka airtanah umumnya dangkal, debit sumur umumnya kurang dari 5 liter/detik.

2. Akuifer Dengan Aliran Melalui Celahan dan Ruang Antar Butir

- 
 Akuifer produktif tinggi dengan penyebaran luas (akuifer dengan keterusan dan kisaran kedalaman muka air tanah sangat beragam, debit sumur umumnya lebih dari 10 liter/detik
- 
 Akuifer produktif sedang dengan penyebaran luas (akuifer dengan keterusan sangat beragam, kedudukan muka airtanah umumnya dalam, debit sumur umumnya kurang dari 5 liter/detik.
- 
 Akuifer produktif (akuifer dengan keterusan sangat beragam, umumnya airtanah tidak dimanfaatkan karena dalamnya muka airtanah, setempat mata air dengan debit kecil dapat diturap).

3. Akuifer Dengan Aliran Melalui Celahan, Rekahan, dan Saluran



Akuifer produktif tinggi (aliran airtanah terbatas pada zona celahan, rekahan, dan saluran, muka airtanah umumnya dangkal, debit sumur dan mata air umumnya besar).

4. Akuifer Dengan (Bercelah atau Sarang) Produktif Kecil dan Daerah Air Tanah Langka



Akuifer produktif kecil, setempat berarti (umumnya keterusan sangat rendah, airtanah dangkal dijumpai dalam jumlah terbatas di lembah-lembah atau zona pelapukan).



Daerah airtanah langka (umumnya keterusan sangat rendah sampai kedap air dan daerah setempat produktif rendah sampai tidak terpetakkan).

Peta Cekungan Airtanah pada Provinsi Jawa Timur dapat dilihat pada Gambar 2.11.



Keterangan nomor pada Gambar 2.11. merupakan nama Cekungan Airtanah yang ada di Jawa Timur yang selanjutnya akan ditunjukkan pada Tabel 2.1. di bawah ini.

Tabel 2.1. Jumlah Potensi Air Tanah di Jawa Timur

No.	No. CAT	Nama CAT	Jumlah Air (Juta m ³ /tahun)	
			Bebas (Q ₁)	Tertekan (Q ₂)
1	54	Wonosari	463	0
2	58	Lasem	107	9
3	60	Randublatung	23	9
4	61	Ngawi- Ponorogo	1547	66
5	62	Surabaya- Lamongan	843	37
6	63	Tuban	160	0
7	64	Panceng	27	41
8	65	Brantas	3674	175
9	66	Bulukawang	163	0
10	67	Sumberbening	238	0
11	68	Pasuruan	628	43
12	69	Probolinggo	711	124
13	70	Jember – Lumajang	2625	131
14	71	Besuki	446	33
15	72	Bondowoso- Situbondo	1426	172
16	73	Wonorejo	406	27
17	74	Banyuwangi	1163	70
18	75	Blambangan	124	0
19	76	Bangkalan	77	0
20	77	Ketapang	137	0
21	78	Sampang- Pamekasan	238	57
22	79	Sumenep	130	0
23	80	Toranggo	21	0

Sumber: Keputusan Menteri Energi dan Sumber Daya Mineral Nomor: 716 K/40/MEM/2003

2.2 Sifat-sifat Kimia Airtanah Pengaruh Kegaraman

Kandungan garam, yang menyatakan jumlah ion yang terlarut per satuan berat air dinyatakan sebagai kegraman (s). kegraman didefinisikan sebagai berikut :

$$s(\%) = \frac{\text{Berat ion anorganik}}{1kg\text{air}} \times 1000$$

karena rasio massa dikalikan dengan angka 1000 maka satuan dari kegraman adalah ppt. Kadar garam air laut bervariasi, tetapi umumnya mempunyai kisaran 33 sampai 37 ppt. kegraman diukur dengan alat yang bernama salinometer. Kandungan garam air laut juga sering dinyatakan dalam klorinitas, yang dinyatakan dengan suatu persamaan empiric :

$$\text{kegraman} = 1,80655 \times \text{klorinitas}$$

dimana klorinitas didefinisikan sebagai massa (dalam gram) ion halidar, yang dinyatakan sebagai ion klorida, yang dapat diendapkan dari 1000 gram air laut oleh Ag^+ . Perlu ditambahkan bahwa penggunaan klorinitas sebagai ukuran digunakan sebelum ditemukannya alat salinometer yang praktis. Kadar garam akibat intrusi air laut terhadap air tanah yang tawar ditinjau dari potensi pemanfaatan airtanah tersebut merugikan.

a. Terhadap Manusia

Karena kadar garam di dalam air melebihi dari yang diijinkan maka pengaruh salinitas terhadap manusia adalah penurunan kualitas dan potabilitas air yang berdampak pada kesehatan dan aktifitas manusia. Tabel- table di bawah ini menunjukkan klasifikasi air berdasarkan kadar TDS nya dan standar kualifikasi air berdasarkan jumlah konsentrasi garam didalam air.

Tabel 2.2 Klasifikasi Air Berdasarkan Nilai TDS

Penggunaan	TDS (mg/l)
Air minum (pemakaian domestik)	< 500
Konsumsi perternakan	< 3000
Pemakaian Irigasi	< 5000

Sumber : (US Environmental Protection Agency)

Tabel 2.3 Klasifikasi Air berdasarkan Konsentrasi Garam

Klasifikasi	Konsentrasi garam (mg/l)
Sangat bagus	< 175
Bagus	175 – 525
Dijijinkan	525 – 1400
Meragukan	1400 – 2100
Berbahaya	>2100

Sumber : Tood,,D.K. (1980)

b. Terhadap Tanaman

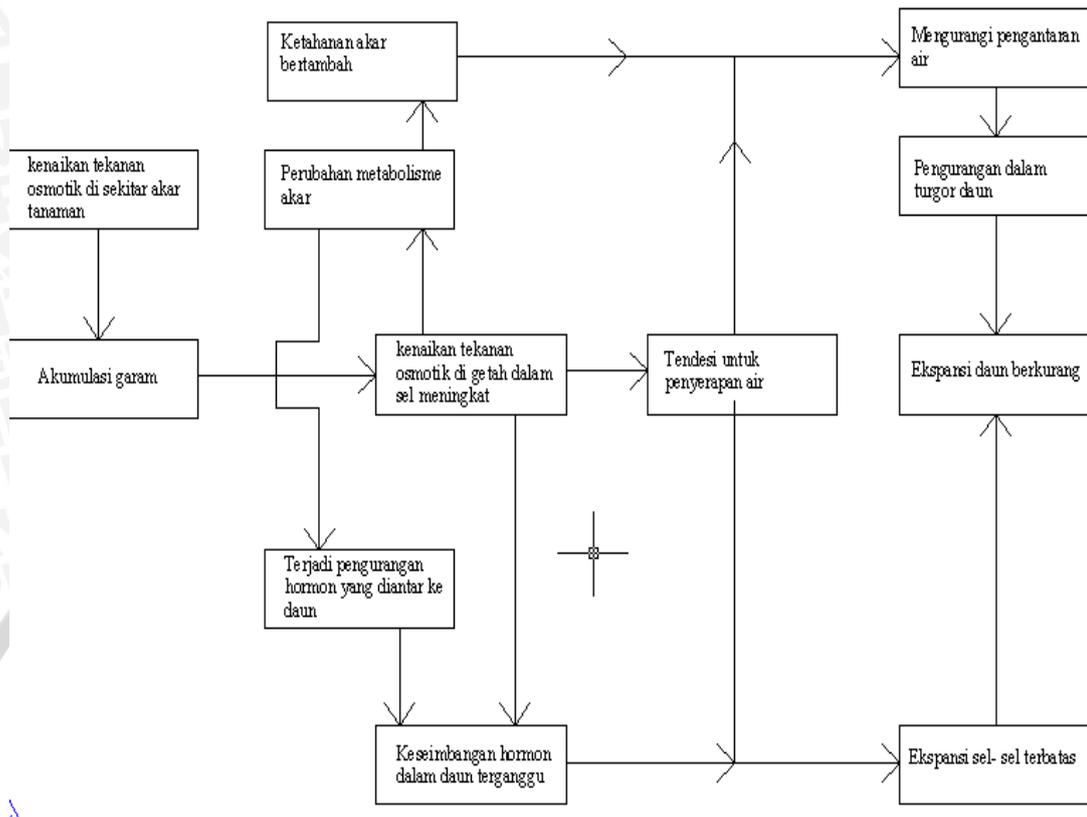
Pengaruh salinitas pada tanaman dikaitkan pada dua hal yang penting (O'Leary, 1970), yaitu toleransi dan response tanaman. Setiap tanaman mempunyai toleransi yang berbeda- beda terhadap salinitas. Ada tanaman sensitip, moderat sensitip, moderat toleran dan toleran. Pengertian toleransi tanaman terhadap salinitas adalah dalam kaitannya dengan produksi yang dihasilkan. Sebagai contoh yang dilakukan oleh para peneliti dari Laboratorium Salinitas Departemen Pertanian di California (1954) menyimpulkan bahwa tanaman padi yang berada pada tanah yang kadar garamnya melebihi 1920 mg/l akan mengalami penurunan produksi sebesar 16 %. Respon tanaman terhadap salinitas berpengaruh terhadap dua hal, yaitu :

- Penurunan jumlah air yang diantarkan ke daun akibat air berubah menjadi air asin.
- Makin besar kadar garam menyebabkan zat *cytokinin* (substansi yang mengontrol daun) berkurang, sehingga menjadi cepat layu

Tabel 2.4. Klasifikasi air berdasarkan Harga DHL.

Kelas air	DHL ($\mu\text{mho/cm}$)	Keterangan
I	EC < 250	Air garam rendah
II	250 < EC < 750	Air garam menengah
III	750 < EC < 2250	Air garam tinggi
IV	EC > 2250	Garam sangat tinggi

Sumber : Tood,,D.K. (1980)



Gambar 2.12 Efek salinitas airtanah pada pertumbuhan tanaman
 Sumber : (O'leary, 1970)

c. Terhadap tanah

Dampak salinitas yang dominan adalah pada proses terjadinya erosi tanah. Seperti diketahui bahwa secara umum tanah dapat dibedakan menjad dua kategori. Yang pertama adalah tanah berbutir halus, yang terdiri dari lumpur dan lanau. Yang kedua adalah tanah berbutir kasar. Jenis yang pertama mempunyai 2 jenis sturktur yaitu Na^+ dominan dan Ca^+ dominan. untuk daerah dispersed hanya baik pada daerah dengan salinitas rendah, begitu pula sebaliknya.

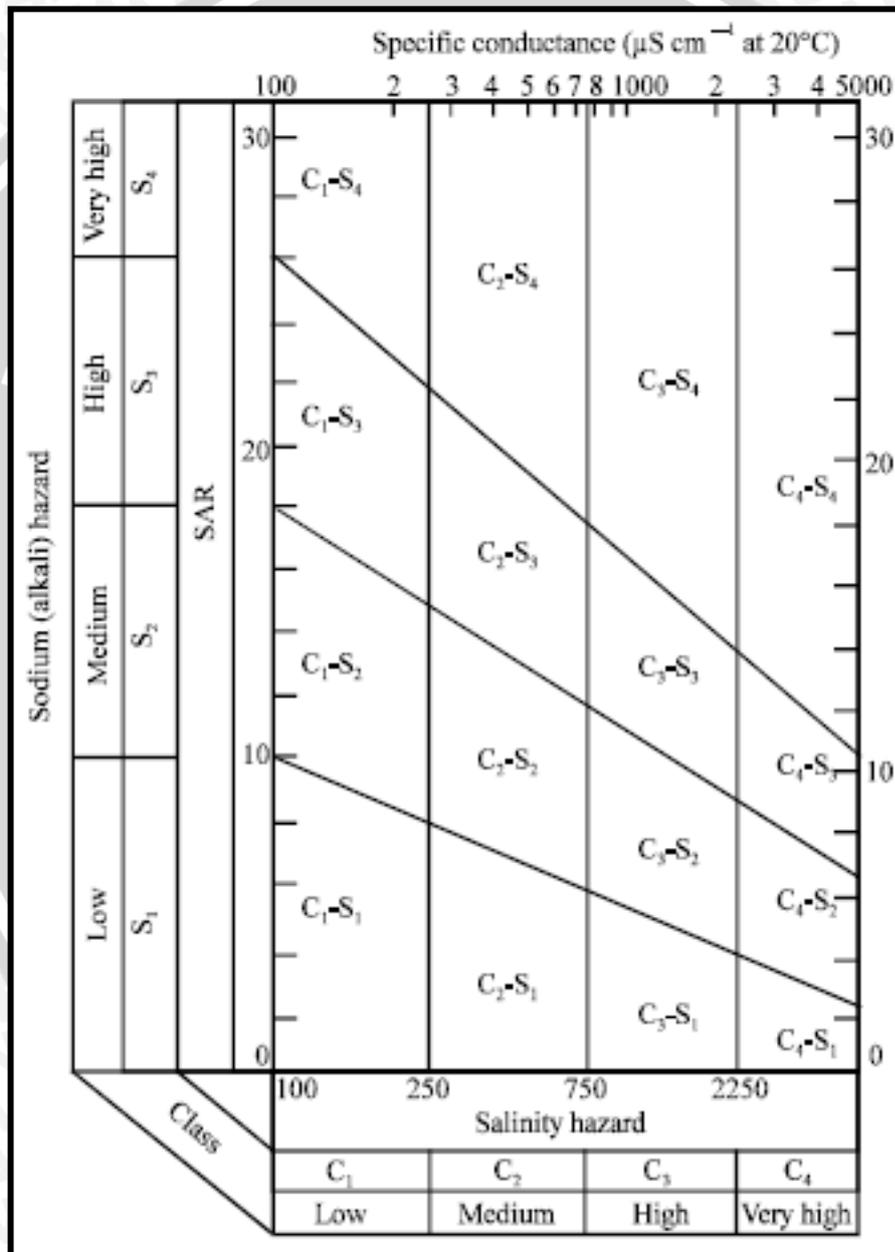
Sangat sulit membedakan struktur ini secara akurat dalam kaitannya pada ketahanan terhadap erosi. Secara umum ditemukan bahwa tanah berbutir halus akan lebih stabil terhadap erosi bila jumlah total konsentrasikadar garam didalam air meningkat, sebaliknya eros yang terjadi pada tanah berbutir kasar hanya tergantung dari ketahanannya terhadap gravitasi.

Untuk mengetahui karakteristik airtanah tersebut, digunakan pendekatan berdasarkan nilai Sodium Adsorption Ratio (SAR) sebagai berikut :

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}}{\sqrt{(\text{Ca} + \text{Mg})/2}} \quad (2-7)$$

, Konsentrasi dalam mcq/l

% Na = [(Na + K) 100 / (Ca + Mg + Na + K)], berikut klasifikasi air berdasarkan SAR.



Gambar 2.13. Diagram Klasifikasi Airtanah Menurut USA *Salinity Laboratory*
(Sumber: http://balwois.com/balwois/administration/full_paper/ffp-617)

Terdapat tiga kategori klasifikasi tanah garam dan sodic dalam metode USA Salinity Laboratory.

1. Tanah Saline didefinisikan sebagai tanah yang memiliki konduktivitas listrik (EC) lebih besar dari 4 dS/m dan rasio adsorpsi natrium (SAR) kurang dari 13 di ekstrak jenuh.
2. Saline – sodic didefinisikan sebagai tanah yang memiliki konduktivitas listrik (EC) lebih besar dari 4 dS/m dan rasio adsorpsi natrium (SAR) lebih dari 13 di ekstrak jenuh.
3. Tanah Sodic didefinisikan sebagai tanah yang memiliki konduktivitas listrik (EC) lebih besar dari 4 dS/m dan rasio adsorpsi natrium (SAR) lebih dari 13 di ekstrak saturasi.

(<http://www.ag.ndsu.edu/pubs/plantsci/soilfert/eb571.htm>).

Apabila dilihat diagram yang telah dilakukan tersebut maka kwalitas air diklasifikasi kan sebagai berikut :

1. “ sangat baik ” kelompok ($C_1 - S_1$)
2. “ baik ” kelompok ($C_2 - S_1$) dan ($C_2 - S_2$)
3. “ diperbolehkan ” kelompok ($C_3 - S_1$) dan ($C_3 - S_2$)
4. “ meragukan ” kelompok ($C_3 - S_3$) dan ($C_4 - S_2$) dan ($C_4 - S_1$)
5. “ tidak layak ” kelompok ($C_4 - S_3$) dan ($C_3 - S_4$) dan ($C_4 - S_4$)

Tabel 2.5. Klasifikasi air berdasarkan SAR.

Kelas Air	SAR	Keterangan
Rendah	0 – 10	Bahaya Na atau alkali tidak ada atau sedikit
Menengah	10 – 18	Bahaya Na atau alkali atau alkali sedang
Tinggi	18 – 26	Bahaya Na atau alkali besar
Sangat Tinggi	>26	Bahaya Na atau alkali sangat besar

Sumber. Suharyadi, 1984 : 113

Tabel 2.6. Klasifikasi berdasarkan USA Salinity Laboratory

Kelas	Keterangan
C1 (EC < 250 microohm/cm)	Air garam rendah
C2 (250 < EC < 750 microohm/cm)	Air garam menengah
C3 (750 < EC < 2250 microohm/cm)	Air garam tinggi
C4 (EC > 2250 microohm/cm)	Air garam sangat tinggi
S1	Air berkadar Natrium rendah (SAR < 10)
S2	Air berkadar Natrium sedang (SAR : 10 - 18)
S3	Air berkadar Natrium tinggi (SAR : 18 - 26)
S4	Air berkadar Natrium sangat tinggi (SAR > 26)

Sumber: <http://evikurniati.lecture.ub.ac.id/>.

2.3.2 Kerapatan (*Density*) Air Laut

Dengan kadar garam 35 ppt, dan temperatur 4° C, air laut mempunyai kerapatan 1,0278 g/cm³. Nilai kerapatan tersebut sesungguhnya lebih tinggi dari perhitungan teoritis berdasarkan massa garam terlarut dan massa airnya, yang bila dihitung mempunyai nilai 1,0192 g/cm³ pada temperature yang sama (Notodarmojo, 2005).

Hal ini disebabkan oleh adanya suatu fenomena yang disebut sebagai pembatasan elektrik. Pembatasan elektrik merupakan suatu fenomena dimana molekul air berkumpul disekitar kation (Na⁺), membentuk semacam kantong larutan, yang menyebabkan larutan tersebut lebih padat dan lebih berat (Horme, 1968). Perhitungan kerapatan air laut (Notodarmojo, 2005) adalah sebagai berikut: Kerapatan air dan NaCl pada temperature tersebut berturut-turut adalah 1000 g/cm³ dan 2,165 g/cm³. Dengan data di atas, maka secara teoritis kerapatan air laut dengan kadar garam 25 ppt adalah 1,0192 g/cm³.

Dalam kenyataannya, kerapatan air laut tersebut adalah 1,0278 g/cm³ (Libes L, 1992).

Tabel 2.7 Kegaraman Air Laut

Kegaraman (ppt)	Temperatur (°C)			
	4	10	20	25
0.00	0.06	-0.21	-1.71	-2.87
2.00	1.66	1.35	-0.19	-1.37
4.00	3.25	2.91	1.33	0.14
6.00	4.85	4.47	2.85	1.64
8.00	6.44	6.02	4.36	3.14
10.00	8.03	7.58	5.87	4.63
12.00	9.61	9.13	7.38	6.13
14.00	11.19	10.68	8.90	7.63
16.00	12.77	12.23	10.41	9.12
18.00	14.36	13.78	11.93	10.62
20.00	15.94	15.33	13.43	12.11
22.00	17.52	16.88	14.94	13.61
24.00	19.10	18.43	16.45	15.10
26.00	20.68	19.98	17.96	16.60
28.00	22.26	21.53	19.47	18.10
30.00	23.75	23.08	20.99	19.60
32.00	25.43	24.64	22.50	21.10
34.00	27.01	26.19	24.02	22.61
35.00	27.80	26.97	24.78	23.26

Sumber: Libes, 1992.

1. Kalsium (Ca^{2+})

Nilai kandungan kalsium (Ca^{2+}) terlarut akan digunakan untuk menganalisis pengaruh litologi terhadap komposisi kimia airtanah. Kalsium adalah salah satu unsur penting dalam mineral-mineral batuan beku yakni dalam rantai silika, piroksen, amfibol dan feldspar. Kalsium berada dalam air karena kontak air dengan batuan beku dan batuan metamorf umumnya mempunyai konsentrasi yang rendah karena laju dekomposisinya lambat. Kebanyakan kalsium terdapat dalam batuan sedimen karbonat. Kalsium hadir dalam gipsum ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), anhidrit ($CaSO_4$), dan fluorit (CaF_2). Dalam batu pasir sebagai semen. Konsentrasi kalsium pada air tanah umumnya kurang dari 100 mg/liter, untuk brine berkisar 75.000mg/liter (Todd, 1980).

2. Natrium (Na^+)

Natrium melimpah dalam grup logam alkali. Dalam batuan sedimen, sodium hadir dalam mineral-mineral yang resisten sebagai semen. Air yang terjebak dalam sedimen dan tersimpan dalam waktu yang lama akan mempunyai konsentrasi Na^+ yang tinggi. Konsentrasi natrium umumnya kurang dari 200 mg/liter untuk air tanah, 10.000 mg/liter untuk air laut, 25.000 mg/liter untuk air garam (Todd,1980).

3. Magnesium (Mg^{2+})

Magnesium (Mg^{2+}) sebagai kation yang dijadikan parameter besar kecilnya pengaruh pelarutan litologi dalam air. Magnesium pada batuan beku berasal dari mineral-mineral feromagnesium berwarna gelap, yakni olivine, piroksen, amfibol. Dalam batuan alterasi hadir dalam klorit, montmorilonit dan serpentinit. Magnesium juga hadir dalam sedimen karbonat sebagai magnesit dan hidromagnesit serta hydroxide brucite. Konsentrasi magnesium pada airtanah umumnya kurang dari 50 mg/liter, air laut lebih dari 1000 mg/liter, sedangkan brine (air garam) berkisar 75.000mg/liter (Todd, 1980).

4. Kalium (K^+)

Kalium merupakan kation yang tidak dominan ditemukan dalam airtanah. Terdapat dalam feldspar ortoklas dan mikroklin ($KAlSi_3O_8$), mika, feldspathoid leucite ($KAlSi_2O_6$). Dalam batuan sedimen kalium umumnya hadir sebagai feldspar, mika atau illit atau mineral lempung lainnya. Konsentrasi kalium umumnya kurang dari 10 mg/liter untuk air tanah, 100 mg/liter untuk mata air panas, 25.000mg/l untuk air garam (Todd, 1980).

5. Klorida (Cl)

Analisis klorida (Cl) dimaksudkan untuk memperkecil nilai ketidakseimbangan kation-anion dalam hasil perhitungan. Selain itu klorida juga digunakan untuk mengetahui berapa besar kadar sodium klorida ($NaCl$) yang terlarut dalam air. Pelapukan batuan dan tanah melepaskan klorida ke perairan. Konsentrasi klorida pada umumnya kurang dari 10 mg/liter didaerah lembab, 1000 mg/liter untuk daerah kering. (Todd,1980).

6. Bikarbonat (HCO_3^-)

Dengan kata lain alkalinitas dapat diartikan sebagai berapa besar asam yang digunakan untuk menetralkan air tanah. Tingginya alkalinitas dalam air disebabkan oleh ionisasi asam karbonat, terutama pada air yang banyak mengandung karbondioksida (kadar CO_2 mengalami saturasi/jenuh). Karbondioksida dalam air bereaksi dengan basa yang terdapat pada batuan dan tanah membentuk bikarbonat. Konsentrasi bikarbonat umumnya kurang dari 500 mg/liter dapat melebihi 1000 mg/liter. (Todd, 1980).

7. Sulfat (SO_4^{2-})

Kandungan sulfat (SO_4^{2-}) terlarut merupakan parameter utama yang digunakan untuk menentukan ada tidaknya proses oksidasi mineral sulfida terhadap komposisi kimia airtanah. Sumber lain adalah dari mineral gipsum ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) dan mineral anhidrit ($CaSO_4$) yang akan mudah terlarut oleh air menjadi Ca^{2+} dan SO_4^{2-} . Konsentrasi sulfat untuk air tanah umumnya kurang dari 300 mg/liter kecuali dipengaruhi oleh air sisa drainase. 200.000mg/liter untuk air garam. (Todd,1980).

8. DHL

DHL adalah sifat menghantarkan listrik dari air. Air yang banyak mengandung garamakan mempunyai harga daya hantar listrik yang tinggi. Karena satuannya sangat kecil maka digunakan satuan mikrosiemen ($\mu S/cm$) atau mikromhos ($\mu mho/cm$). 1 mS/cm sama dengan $10^3 \mu S/cm$, 1 $\mu S/cm$ sama dengan 1 $\mu mho/cm$. (<http://www.omega.com/techref/ph-2.html>). Daya hantar listrik ini diukur pada suhu standar yaitu 25 °C.

2.3 Pemetaan

2.3.1 Pemetaan Dengan Program ArcGIS 9

ArcGIS Desktop memberikan performa di semua lini GIS dari merancang geodatabase dan manajemen editing data dari query peta sampai produksi kartografi dan visualisasi serta analisis geografi. Bagian ini akan menjelaskan tentang bagian-bagian dari ArcGIS Desktop yang terdiri dari ArcMap, ArcCatalog, dan ArcToolbox yang merupakan kerangka dasar dari ArcGIS Desktop. Selain itu juga akan menjelaskan fungsi dan penggunaannya. ArcMap merupakan program aplikasi sentral di dalam ArcGIS Desktop untuk

menampilkan, manipulasi data geografis, penggambaran peta, query, seleksi dan editing peta.

Di dalam ArcMap memberikan anda kesempatan untuk membuat dan bekerja dengan dokumen peta. Sebuah dokumen peta terdiri dari frame data, layer, label dan objek grafis. ArcMap memiliki dua jendela utama yang digunakan untuk bekerja dengan dokumen peta yaitu jendela daftar isi dan jendela tampilan. Jendela daftar table berisikan tentang data geografis yang akan digambarkan di dalam jendela tampilan, dan bagaimana data tersebut akan digambarkan. Jendela tampilan akan menampilkan data geografis dan tampilan layout.

1. *Inverse Distance to Power*
2. *Kriging*
3. *Minimum Curvature*
4. *Nearest Nighbor*
5. *Polynomial Regression*
6. *Radial Basis Function*
7. *Shepard Method*

Kriging adalah metode *gridding* yang telah terbukti fleksibel dan dapat digunakan ke sebagian besar tipe data. Metode ini menghasilkan visual peta lengkap dari data tidak lengkap.

2.3.2 Garis Kontur

Kontur adalah garis khayal untuk menggambarkan semua titik yang mempunyai ketinggian yang sama di atas atau di bawah permukaan datum tertentu yang disebut permukaan laut rata-rata. Kontur digambarkan dengan interval vertikal yang reguler. Semua titik yang mempunyai ketinggian yang sama di atas atau di bawah permukaan datum tertentu yang disebut permukaan laut rata-rata. Kontur digambarkan dengan interval vertikal yang reguler. Interval kontur adalah jarak vertikal antara 2 (dua) garis ketinggian yang ditentukan berdasarkan skalanya.

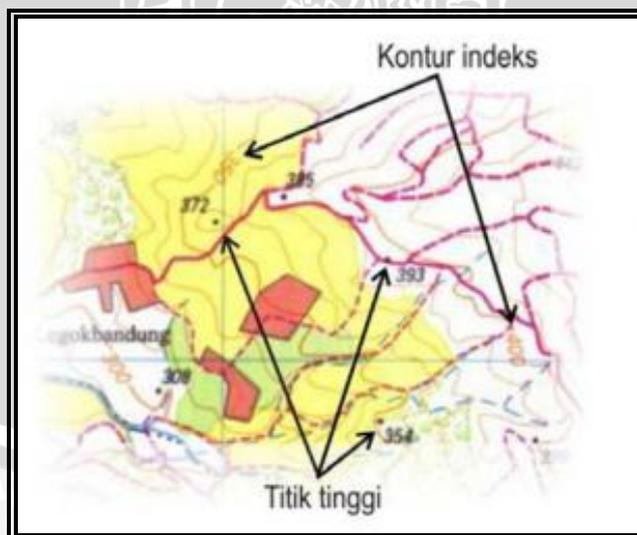
Tabel 2.8. Interval dan Indeks Kontur

Skala Peta	Interval Kontur	Indeks Kontur
1 : 10.000	5 meter	25 meter
1 : 25.000	12,5 meter	50 meter
1 : 50.000	25 meter	100 meter
1 : 100.000	50 meter	200 meter
1 : 250.000	100 meter	500 meter

Sumber: Setiawan, 2010 <http://geoenviron.blogspot.com/2012/04/garis-kontur.html>

Kontur biasanya digambar dalam bentuk garis-garis utuh yang kontinyu (biasanya berwarna coklat atau oranye). Setiap kontur keempat atau kelima (tergantung pada intervalnya) dibuatlah indeks, dan digambarkan dengan garis yang lebih tebal. Kontur indeks dimaksudkan untuk membantu pembacaan kontur dan menghitung kontur untuk menentukan tinggi. Angka (ketinggian) kontur diletakkan pada bagian kontur yang diputus, dan diurutkan sedemikian rupa agar terbaca searah dengan kemiringan ke arah atas (lebih tinggi).

Pada daerah datar yang jarak horisontalnya lebih dari 40 mm sesuai skala peta dibuat garis kontur bantu. Kontur bantu ini sangat berarti terutama jika ada gundukan kecil pada daerah yang datar. Kontur bantu digambar pada peta berupa garis putus-putus untuk membedakan dengan kontur standar.



Gambar 2.14. Kontur indeks dan titik-titik tinggi pada peta rupa bumi skala 1: 25.000

Sumber: Setiawan, 2010 <http://geoenviron.blogspot.com/2012/04/garis-kontur.html>.

2.3.3 Bentuk Kontur

Bentuk suatu kontur menggambarkan bentuk permukaan lahan yang sebenarnya kontur-kontur yang berdekatan menunjukkan kemiringan yang terjal, kontur-kontur yang berjauhan menunjukkan kemiringan yang landai. Jika kontur-kontur itu memiliki jarak satu sama lain secara tetap, maka kemiringannya teratur. Beberapa catatan tentang kontur sebagai berikut (Setiawan, 2010) :

1. Kontur adalah kontinyu (bersinambung). Sejauh mana pun kontur berada, tetap akan bertemu kembali di titik awalnya. Perkecualiannya adalah jika kontur masuk ke suatu daerah kemiringan yang curam atau nyaris vertikal, karena ketiadaan ruang untuk menyajikan kontur-kontur secara terpisah pada pandangan horisontal, maka lereng terjal tersebut
2. Jika kontur-kontur pada bagian bawah lereng rapat, maka bentuk lereng disebut konveks (cembung), dan memberikan pandangan yang pendek. Jika

Penarikan garis kontur bertujuan untuk memberikan informasi relief (baik secara *relative* maupun *absolute*), Sifat-sifat garis kontur adalah (Setiawan, 2010):

- A. Satu garis kontur mewakili satu ketinggian tertentu
- b. Garis kontur berharga lebih rendah mengelilingi garis kontur yang lebih tinggi.
- c. Garis kontur tidak berpotongan dan tidak bercabang.
- d. Interval kontur biasanya 1/2000 kali skala peta.
- e. Rangkaian garis kontur yang rapat menandakan permukaan bumi yang curam/terjal, sebaliknya yang renggang menandakan permukaan bumi yang landai.
- f. Rangkaian garis kontur yang berbentuk huruf "U" menandakan punggung gunung.
- g. Rangkaian garis kontur yang berbentuk huruf "V" terbalik menandakan suatu lembah/jurang.

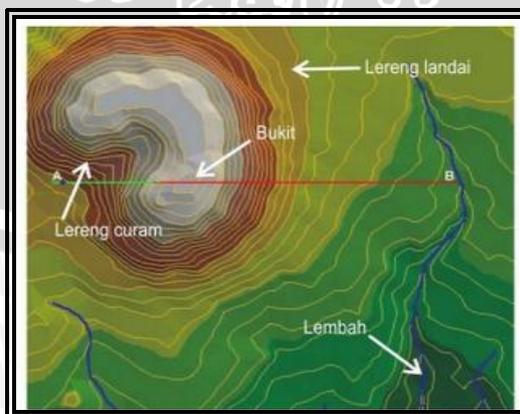
Interval kontur adalah jarak tegak antara dua garis kontur yang berdekatan. Jadi juga merupakan jarak antara dua bidang mendatar yang berdekatan. Pada suatu peta topografi interval kontur dibuat sama, berbanding terbalik dengan skala peta. Semakin besar skala peta, jadi semakin banyak informasi yang tersajikan, interval kontur semakin kecil.

Indeks kontur adalah garis kontur yang penyajiannya ditonjolkan setiap kelipatan interval kontur tertentu, misalnya setiap 10 m atau yang lainnya. Rumus untuk menentukan interval kontur pada suatu peta topografi adalah:

$$\text{Interval Kontur} = 1 / 2000 \times \text{Skala} \quad (2-8)$$

Cara penarikan kontur dilakukan dengan cara perkiraan (interpolasi) antara besarnya nilai titik-titik ketinggian yang ada dengan besarnya nilai kontur yang ditarik, artinya antara dua titik ketinggian dapat dilewati beberapa kontur, tetapi dapat juga tidak ada kontur yang melewati dua titik ketinggian atau lebih. Jadi semakin besar perbedaan angka ketinggian antara dua buah titik ketinggian tersebut, maka semakin banyak dan rapat kontur yang melalui kedua titik tersebut, yang berarti daerah tersebut lerengnya terjal, sebaliknya semakin kecil perbedaan sebaliknya, yaitu merenggang, maka disebut dengan konkav (cekung), dan memberikan pandangan yang panjang.

1. Jika pada kontur-kontur yang berbentuk meander tetapi tidak terlalu rapat maka permukaan lapangannya merupakan daerah yang undulasi (bergelombang).
2. Kontur-kontur yang rapat dan tidak teratur menunjukkan lereng yang patah-patah. Kontur-kontur yang halus belokannya juga menunjukkan permukaan yang teratur (tidak patah-patah), kecuali pada peta skala kecil pada umumnya penyajian kontur cenderung halus akibat adanya proses generalisasi yang dimaksudkan untuk menghilangkan detail-detail kecil (minor).



Gambar 2.15. Garis Kontur

Sumber: Setiawan, 2010 <http://geoenviron.blogspot.com/2012/04/garis-kontur.html>.