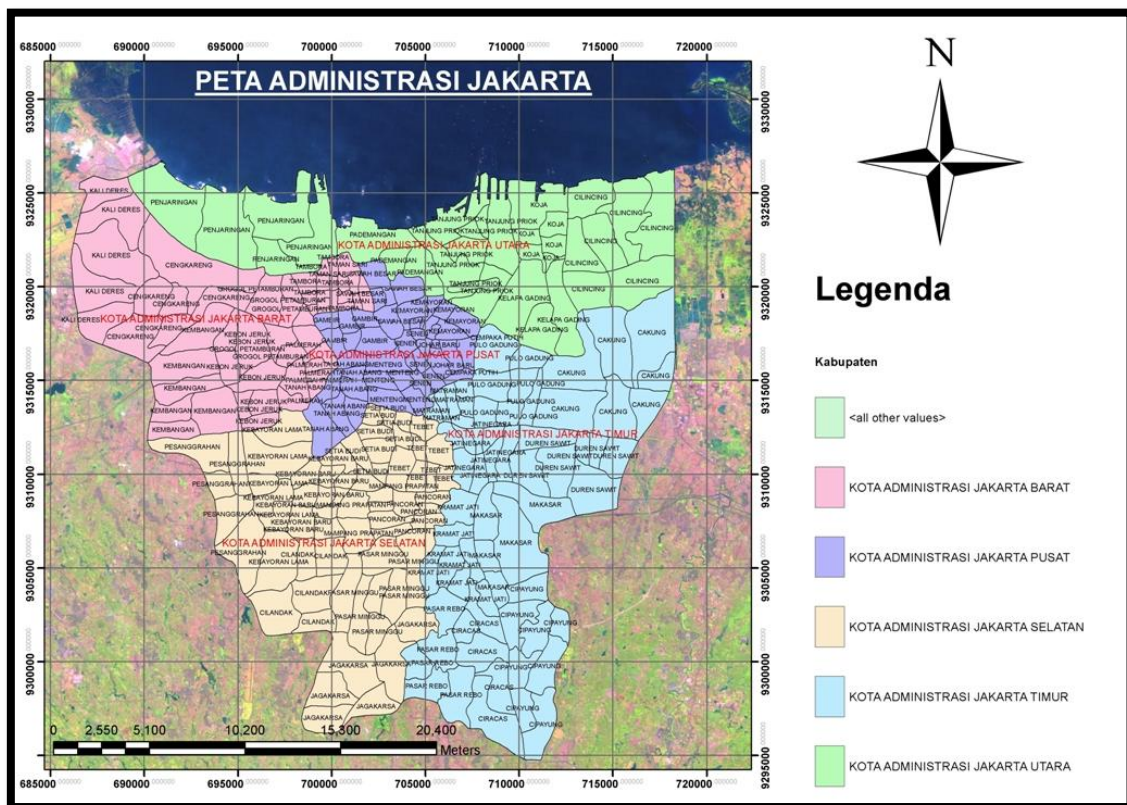


BAB 2

WILAYAH JAKARTA DAN KARAKTERISTIKNYA

2.1 Geografi Jakarta

Jakarta memiliki luas daerah sekitar 661,52 km² (lautan: 6.977,5 km²), dengan penduduk berjumlah 9.588.198 jiwa (2010). Wilayah metropolitan Jakarta (Jabotabek) yang berpenduduk sekitar 23 juta jiwa, merupakan metropolitan terbesar di Indonesia atau urutan keenam dunia. Secara geografis wilayah DKI Jakarta terletak antara 106° 22' 42" BT sampai 106° 58' 18" BT dan 5° 19' 12" LS sampai 6° 23' 54" LS. Batas-batas wilayah DKI Jakarta adalah sebelah utara berbatasan dengan Laut Jawa, sebelah timur berbatasan dengan Kabupaten Bekasi, sebelah selatan berbatasan dengan Kabupaten Bogor, dan sebelah barat berbatasan dengan Kabupaten Tangerang. Terdapat pula sekitar 27 buah sungai / saluran / kanal yang digunakan untuk berbagai kegiatan. Di bawah ini adalah gambar Peta Administrasi Jakarta seperti pada Gambar 2.1.



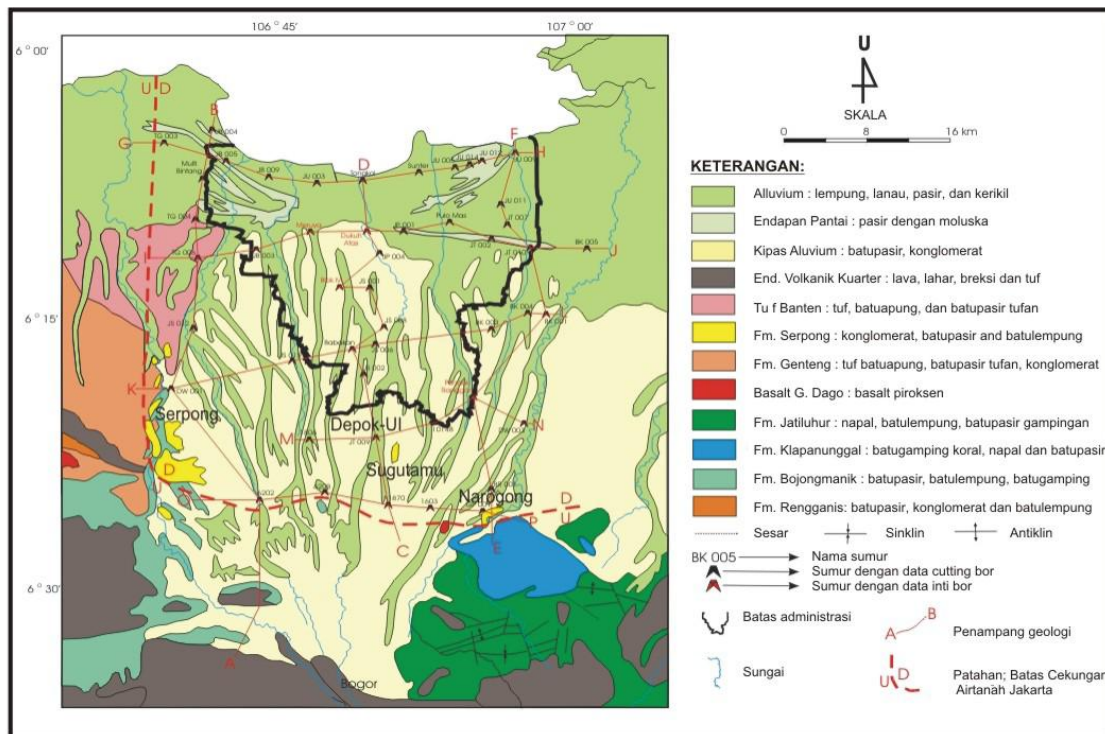
Gambar 2.1 Peta administrasi Jakarta

Dilihat keadaan topografinya wilayah DKI Jakarta dikategorikan sebagai daerah datar dan landai. Di daerah bagian utara dan pusat memiliki topografi yang relatif datar memiliki kemiringan di antara 0° dan 2° , sedangkan di daerah bagian selatan memiliki kemiringan topografi di atas 5° . Ketinggian tanah dari pantai sampai ke banjir kanal berkisar antara 0 m sampai 10 m di atas permukaan laut diukur dari titik nol Tanjung Priok. Sedangkan dari banjir kanal sampai batas paling Selatan dari wilayah DKI antara 5 m sampai 50 m di atas permukaan laut.

Daerah pantai merupakan daerah rawa atau daerah yang selalu tergenang air pada musim hujan. Di daerah bagian Selatan banjir kanal terdapat perbukitan rendah dengan ketinggian antara 50 m sampai 75 m. Sungai-sungai yang ada di wilayah DKI Jakarta antara lain : Sungai Grogol, Sungai Krukut, Sungai Angke, Sungai Pesanggrahan, dan Sungai Sunter.

2.2 Geologi dan Hidrogeologi Jakarta

Jakarta terletak pada basin air tanah, yang dikenal sebagai Cekungan Air Tanah Jakarta. Sistem dasar akuifer terbentuk oleh sedimen kedap Miosen yang juga dipotong keluar di batas selatan basin (Hutasoit, 2010). Seluruh dataran wilayah DKI Jakarta terdiri dari endapan aluvial pada jaman Pleistocent setebal ± 50 m. Bagian Selatan terdiri dari lapisan aluvial yang memanjang dari Timur ke Barat pada Jarak 10 km sebelah Selatan pantai. Di bawahnya terdapat lapisan endapan yang lebih tua. Kekuatan tanah di wilayah DKI Jakarta mengikuti pola yang sama dengan pencapaian lapisan keras di wilayah bagian utara pada kedalaman 10 m - 25 m. Makin ke Selatan permukaan keras semakin dangkal yaitu antara 8 m - 15 m. Pada Gambar 2.2 di bawah ini memperlihatkan kondisi geologi di Jakarta.



Gambar 2.2 Peta geologi Jakarta (Hutasoit, 2010)

Akuifer merupakan suatu lapisan batuan atau tanah yang mampu menyimpan dan mengalirkan air. Akuifer juga dapat diartikan sebagai suatu formasi geologi atau batuan yang mengandung air dan bersifat permeable. Air tersebut berada dalam ruang – ruang pori antar butir (air lapisan) dan di dalam retakan – retakan batuan (celah). Diperkirakan 90% akuifer tersusun atas batuan yang belum terpadatkan, terutama kerikil atau pasir.

Jenis –jenis akuifer secara umum dapat dibagi menjadi empat jenis yaitu (Satyawan, 2009 dalam Edward, 2011) :

- a) Akuifer bebas atau akuifer tak tertekan (*Unconfined Aquifer*),

Akuifer bebas atau akuifer tak tertekan merupakan lapisan di mana air tanah dalam akuifer tertutup lapisan impermeable. Airtanah di dalam akuifer ini disebut juga airtanah dangkal (umumnya < 20 m) dan djumpai pada daerah endapan aluvial. Airtanah dalam akuifer bebas ini banyak dimanfaatkan untuk berbagai keperluan dan masih merupakan sumber utama air bersih bagi sebagian besar penduduk dalam memenuhi kebutuhan sehari – hari.

- b) Akuifer semi bebas (*Semi Unconfined Aquifer*)

Akuifer semi bebas merupakan akuifer yang bagian bawahnya merupakan lapisan kedap air sedangkan bagian atasnya merupakan material berbutir halus.

- c) Akuifer semi tertekan (*Leaky Aquifer*)

Akuifer semi tertekan atau akuifer bocor merupakan akuifer yang ditutupi oleh lapisan akuitard (lapisan setengah kedap) di bagian atasnya dan dapat dijumpai pada daerah vulkanik (daerah batu tuf).

d) Akuifer tertekan (*Confined Aquifer*)

Akuifer tertekan yaitu lapisan bawah air di mana airtanah terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan merupakan airtanah dalam (umumnya > 40 m). Muka airtanah kedudukannya berada lebih tinggi dari kedudukan bagian atas akuifer. Muka airtanah ini (dalam kedudukan ini disebut *pisometri*) dapat berada di atas atau di bawah muka airtanah. Apabila tinggi pisometri berada di atas muka tanah, maka air sumur yang menyadap akuifer jenis ini akan mengalir secara bebas. Airtanah dalam kondisi ini disebut artosis atau artesis.

Selain akuifer, lapisan batuan lainnya yang ditentukan berdasarkan sikapnya terhadap air yaitu :

a) Akuiklud (*Impermeable Layer*)

Akuiklud merupakan suatu formasi batuan yang jenuh air tetapi relatif kedap air. Pada lapisan ini nilai konduktivitas hidrauliknya sangat kecil sehingga tidak dapat melepaskan airnya dalam jumlah yang berarti. Contoh dari lapisan akuiklud ini adalah lempung. Lapisan akuiklud disebut juga lapisan persekat.

b) Akuifug

Akuifug merupakan suatu lapisan formasi batuan yang relatif kedap air dan tidak mengandung atau tidak dapat dilewati air. Contoh batuan dari lapisan ini adalah batuan granit. Lapisan akuifug ini juga disebut lapisan perkedap.

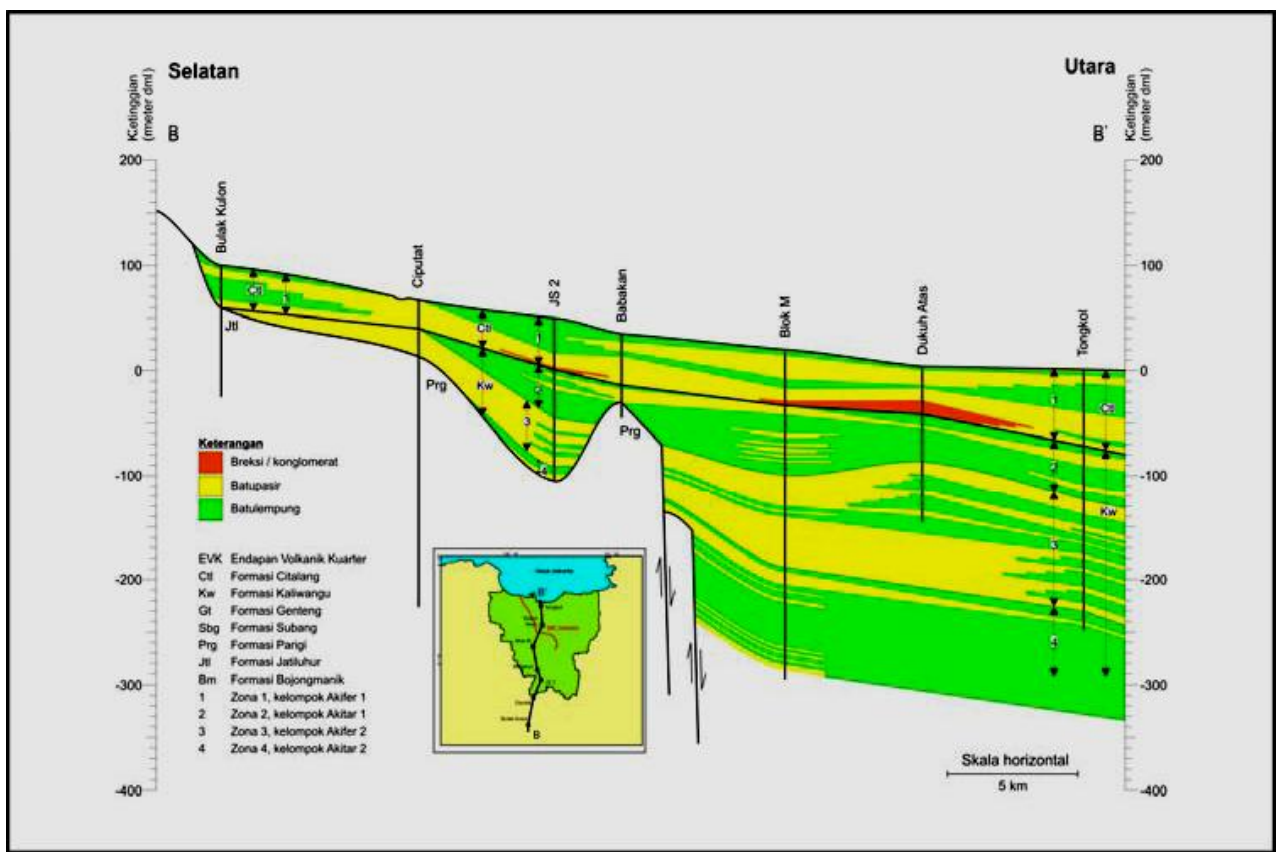
c) Akuitard (*Semi Impervious Layer*)

Akuitard merupakan suatu formasi batuan yang jenuh air. Pada lapisan ini nilai konduktivitas hidrauliknya kecil namun air masih memungkinkan melewati lapisan ini walaupun pergerakannya lambat. Contoh dari lapisan akuitard ini adalah lempung pasir. Lapisan akuitard disebut juga lapisan perlambat.

Hidrostratigrafi adalah suatu model untuk menggambarkan stratum geologis penyusun akuifer, yang di dalamnya berisi informasi tentang karakteristik airtanah (Santosa, 2001). Dari hasil penelitian (Fachri, 2002), hidrostratigrafi cekungan airtanah Jakarta terdapat 4 zonasi, yaitu :

- 1) Zona 1 (kelompok akuifer 1). Didominasi oleh litologi yang permeabel. (formasi Citalang, perselingan batupasir, konglomerat dan batulempung)
- 2) Zona 2 (kelompok akuifer 1). Litologi yang kedap air. (formasi kaliwangu dengan litologi batulempung sisipan pasir)
- 3) Zona 3 (kelompok akuifer 2). Litologi yang lulus air, (formasi kaliwangu dan formasi Genteng, batupasir sisipan breksi dan batulempung).
- 4) Zona 4 (kelompok akuifer 2). Litologi yang kedap air. (formasi kaliwangu dan formasi genteng, batupasir sisipan breksi dan batulempung).

Berikut ini adalah penampang hidrostratigrafi cekungan airtanah Jakarta seperti pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Penampang hidrostratigrafi (Fachri,2002)

2.3 Penurunan Muka Tanah

Permukaan bumi, termasuk bagian dari litosfer, adalah dinamik dan terdeformasi. Deformasi dapat dikategorikan dalam deformasi secara horisontal dan vertikal. Penurunan muka tanah adalah salah satu fenomena deformasi permukaan bumi secara vertikal disamping terjadi fenomena *uplift*. Dengan kata lain, deformasi merupakan perubahan kedudukan atau

pergerakan suatu titik yang dapat bersifat absolut maupun relatif. Absolut berarti perilaku dari gerakan titik itu sendiri yang diteliti dan dikaji, sedangkan relatif berarti yang dikaji adalah gerakan titik yang satu terhadap titik yang lainnya (Kuang, 1996). Penurunan muka tanah atau yang sering disebut *Land Subsidence* adalah suatu fenomena alam yang banyak terjadi di kota – kota besar yang berdiri di atas lapisan sedimen, seperti Jakarta, Bandung, Semarang, Bangkok, Shanghai, dan Tokyo. Rata – rata laju penurunan muka tanah ini dihitung berdasarkan perubahan posisi vertikal titik ikat tanah dari dua atau lebih epok pengukuran.

Dari studi penurunan tanah yang dilakukan selama ini, diidentifikasi ada beberapa faktor penyebab terjadinya penurunan tanah, yaitu pengambilan airtanah yang berlebihan, penurunan karena beban bangunan (*settlement*), penurunan karena adanya konsolidasi alamiah dari lapisan – lapisan tanah, serta penurunan karena gaya – gaya tektonik. Dari empat faktor penurunan tanah ini, penurunan akibat pengambilan airtanah yang berlebihan sebagai penyebab dominan untuk kota – kota besar tersebut.

Secara umum penyebab penurunan muka tanah antara lain (Whittaker and Reddish, 1989 dalam Metasari 2010) :

1. Penurunan tanah alami (*natural subsidence*) yang disebabkan oleh proses – proses geologi seperti aktivitas vulkanik dan tektonik, siklus geologi, adanya rongga di bawah permukaan tanah dan sebagainya. Beberapa penyebab terjadinya penurunan tanah alami bisa digolongkan menjadi :

- a. Siklus Geologi

Penurunan muka tanah terkait dengan siklus geologi. Proses – proses yang terlihat dalam siklus geologi adalah : pelapukan (*denuation*), pengendapan (*deposition*), dan pergerakan kerak bumi (*crustal movement*). Adapun keterkaitannya yaitu pelapukan bisa disebabkan oleh air seperti pelapukan batuan karena erosi baik secara mekanis maupun kimia, oleh perubahan temperature yang mengakibatkan terurainya permukaan batuan, oleh angin terutama di daerah yang kering dan gersang karena pengaruh glacial dan oleh gelombang yang biasanya terjadi di daerah pantai (abrasi). Terjadi akumulasi endapan yang disebabkan oleh proses pengendapan karena aliran air atau angin. Akumulasi pengendapan yang disertai dengan pelapukan akan mempengaruhi keseimbangan tekanan batuan yang bekerja pada lapisan tanah

yang pada akhirnya menyebabkan pergerakan vertikal dari lapisan tanah tersebut baik penurunan maupun penaikan (*uplift*) secara local maupun regional. Selain ini dapat menyebabkan pergerakan horizontal.

b. Sedimentasi Daerah Cekungan

Biasanya daerah Cekungan terdapat di daerah – daerah tektonik lempeng terutama di dekat perbatasan lempeng. Sedimen yang terkumpul di Cekungan semakin lama semakin banyak dan menimbulkan beban yang bekerja semakin meningkat, kemudian proses kompaksi sedimen tersebut menyebabkan terjadinya penurunan pada permukaan tanah. Sebagian besar penurunan muka tanah akibat faktor ini adalah :

- Adanya gaya berat dari beban yang ditimbulkan oleh endapan dan juga ditambah dengan air menyebabkan kelenturan pada lapisan kerak bumi.
- Aktivitas internal yang menyebabkan naiknya temperature kerak bumi dan kemudian mengembang menyebabkan kenaikan pada permukaan pada permukaan tanah. Setelah itu proses erosi dan pendinginan kembali menyebabkan penurunan muka tanah.
- Karakteristik deformasi dari lapisan tanah yang berkaitan dengan tekanan – tekanan yang ada.

c. Adanya Rongga di Bawah Tanah (*sink hole*)

Rongga di bawah tanah yang biasanya terdapat di daerah – daerah berkapur atau yang tanahnya mengandung batu kapur terjadi karena adanya aliran air di dalam tanah. Rongga ini bisa jadi makin lama makin membesar dan karena lemahnya stabilitas struktur batuan kapur maka tidak dapat menahan beban material batuan dan tanah di atasnya, sehingga terjadi keruntuhan material tanah secara progresif. Oleh karena itu daerah yang mengalami penurunan ini biasanya hanya lokal saja dan berbentuk seperti kerucut atau lingkaran tergantung dari bentuk rongganya yang kemudian disebut *sink – hole*, kemudian karena erosi kadang – kadang sisinya makin lama makin terjal.

d. Aktivitas Vulkanik dan Tektonik

Aktivitas vulkanik menyebabkan terjadinya penurunan tanah. Tekanan yang ditimbulkan aktivitas magma selain menyebabkan kenaikan permukaan tanah juga menyebabkan penurunan muka tanah tergantung dari struktur geologi

yang ada. Pergerakan kerak bumi atau lempeng tektonik yang saling bertumbukan di satu sisi menyebabkan penurunan muka tanah di suatu daerah, selain itu juga menyebabkan kenaikan muka tanah di daerah lain. Pergerakan tektonik dapat berlangsung secara terus menerus dan menyebabkan turunnya permukaan tanah. Besar kecepatan penurunan tanah yang terjadi dapat berlangsung dalam fraksi millimeter hingga centimeter per tahun, akan tetapi pada saat energi yang tertahan tidak dapat bertahan lagi maka akan menyebabkan kecepatan penurunan terjadi mendadak.

2. Penurunan tanah akibat pengambilan airtanah (*groundwater extraction*)

Pengambilan airtanah secara besar – besaran yang melebihi kemampuan pengambilannya akan mengakibatkan berkurangnya jumlah airtanah pada suatu lapisan akuifer. Hilangnya airtanah ini menyebabkan terjadinya kekosongan pori – pori tanah sehingga tekanan hidrostatik di bawah permukaan tanah berkurang sebesar hilangnya airtanah tersebut. Selanjutnya akan terjadi pemampatan lapisan akuifer.

3. Penurunan akibat beban bangunan (*settlement*)

Tanah memiliki peranan penting dalam pekerjaan konstruksi. Tanah dapat menjadi pondasi pendukung bangunan atau bahan konstruksi dari bangunan itu sendiri seperti tanggul atau bendungan. Penambahan bangunan di atas permukaan tanah dapat menyebabkan lapisan di bawahnya mengalami pemampatan. Pemampatan tersebut disebabkan adanya deformasi partikel tanah, relokasi partikel, keluarnya air atau udara dari dalam pori, dan sebab lainnya yang sangat terkait dengan keadaan tanah yang bersangkutan. Proses pemampatan ini pada akhirnya menyebabkan terjadinya penurunan permukaan tanah. Secara umum penurunan tanah akibat pembebanan dapat dibagi ke dalam dua jenis, yaitu :

- a. Penurunan konsolidasi yang merupakan hasil dari perubahan volume tanah jenuh air sebagai akibat dari keluarnya air yang menenpati pori – pori airtanah.
- b. Penurunan segera yang merupakan akibat dari deformasi elastik tanah kering, basah, dan jenuh air tanpa adanya perubahan kadar air.

4. Penurunan tanah akibat penambangan

Volume dan geometri dari pengambilan bahan tambang, kondisi geologis daerah di sekitarnya termasuk tanah di atasnya dan kedalaman bahan tambang dari permukaan tanah dapat mempengaruhi deformasi yang terjadi akibat aktivitas tambang. Umumnya besar deformasi akibat aktivitas tambang tersebut bervariasi dari beberapa mm sampai cm sehingga tidak dirasakan oleh kita sampai dengan merusak struktur lapisan tanah di atasnya.

Perkembangan perekonomian yang pesat dan pertumbuhan penduduk yang cepat dengan lahan yang terbatas memiliki efek samping dalam pertumbuhan bangunan – bangunan bertingkat dan penggunaan airtanah yang berlebih. Penggunaan airtanah yang berlebih selain dari beban bangunan di atas tanah dan kompaksi alamiah lapisan – lapisan tanah yang menyebabkan penurunan muka tanah di Jakarta. Penggunaan airtanah yang berlebih selaras dengan makin berkurangnya daerah resapan air di Jakarta yang telah berubah fungsi menjadi perumahan mewah maupun perkantoran.

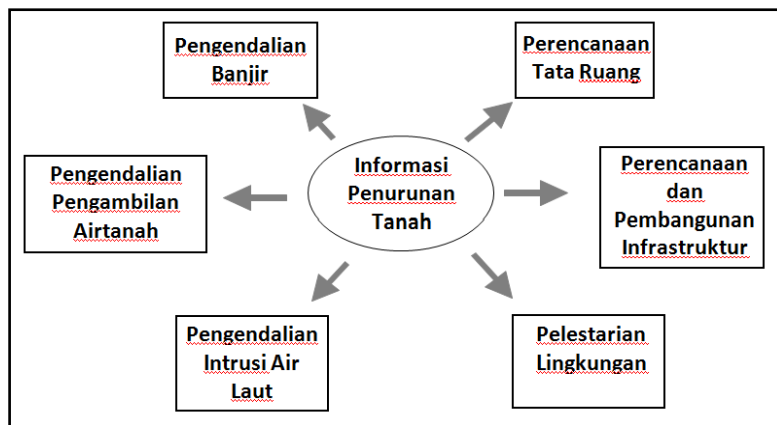
2.4 Dampak Penurunan Muka Tanah

Penurunan muka tanah dapat berdampak negatif terhadap wilayah yang mengalaminya. Dampak negatif ini dapat memberikan nilai – nilai kerugian baik secara langsung dan tidak langsung. Kerugian secara langsung berdampak pada kerugian secara infrastruktur yaitu kerusakan yang dapat terlihat seperti kerusakan pada badan jalan, jembatan, rel kereta api, dan rusak dan turunnya bangunan – bangunan yang berada pada area penurunan muka tanah. Kerugian secara tidak langsung yaitu memperluas area banjir, terjadi indudansi air laut atau rob, dan intrusi air laut. Kota – kota yang terjadi penurunan muka tanah selain Jakarta adalah Bandung dan Semarang.

Penurunan muka tanah yang terjadi di Bandung didominasi akibat pengambilan airtanah yang berlebihan. Kerugian ekonomi yang timbul akibat penurunan muka tanah di Bandung seperti:

- a. Kerusakan pada infrastruktur (jalan, saluran air, kanal, rel kereta api, dan saluran pembuangan kotoran),
- b. Kerusakan pada bangunan (rumah, sekolah, dan industri),
- c. Perubahan tinggi dan kemiringan sungai dan beberapa daerah menjadi tergenang banjir.

Karena penurunan muka tanah dapat menyebabkan dampak negatif seperti terjadinya banjir, intrusi air laut, kerusakan bangunan dan infrastruktur maka sudah sewajarnya bahwa informasi mengenai penurunan muka tanah di suatu wilayah dapat diketahui dengan baik dan sedini mungkin. Dengan kata lain, sistem pemantauan penurunan muka tanah adalah suatu hal yang perlu direalisasikan. Manfaat dari informasi penurunan muka tanah ini secara skematis diberikan dalam Gambar 2.8.



Gambar 2.4 Beberapa manfaat informasi penurunan tanah (Abidin, 2006)

2.5 Metode Pemantauan Penurunan Muka Tanah

Pemantauan penurunan muka tanah di suatu wilayah dapat dilakukan melalui berbagai metode, antara lain :

1. Mengukur kompaksi lapisan tanah.
2. Menggunakan metode emisi akustik yang menggunakan gelombang suara.
3. Mengukur perubahan tinggi permukaan tanah (metode geodetik).

2.5.1 Mengukur Kompaksi Lapisan Tanah

Pada metode yang pertama, yaitu mengukur kompaksi lapisan tanah, hal ini dilakukan dengan menempatkan stasiun pemantauan di tempat – tempat tertentu. Setiap stasiun terdiri dari rangkaian alat sebagai berikut :

- a. Sistem ekstensometer, yaitu alat yang digunakan untuk memantau penurunan tanah pada tiap lapisan yang diperkirakan mengalami penurunan.
- b. Sistem sumur pantau yang digunakan untuk memantau penurunan muka airtanah pada beberapa lapisan akuifer.

- c. Sistem piezometer yang digunakan untuk memantau nilai tekanan air pori pada beberapa lapisan yang mengalami penurunan.

Penurunan muka tanah pada prinsipnya bisa terjadi karena proses kompaksi pada lapisan–lapisan tanah di bawahnya. Jadi besar penurunan muka tanah di permukaan bisa diamati dengan mengukur kompaksi lapisan tanah di bawahnya. Kompaksi ditentukan atas dasar perubahan jarak antara dua horizon lapisan dan diukur secara terus – menerus pada sumur pantau (Sumaryo, 1997 dalam Khaerudin, 2003).

Alat yang digunakan untuk mengukur kompaksi lapisan tanah ini adalah ekstensometer, dengan prinsip kerjanya yaitu mengukur perubahan jarak antara permukaan tanah dengan jarak sumur. Suatu alat pemberat diletakan di dasar sumur yang kemudian dihubungkan dengan suatu kabel atau pipa melalui katrol ke suatu pemberat di permukaan tanah (*counter weight*). Sehingga besar kompaksi / penurunan tanah ini ditunjukkan oleh perubahan panjang kawat yang berada di dalam sumur dan kemudian direkam oleh suatu alat perekam.

Beberapa sumur pantau dibangun di sekitar daerah yang diperkirakan mengalami penurunan muka tanah. Ekstensometer dipasang pada sumur – sumur tersebut dengan kedalaman tertentu, biasanya sampai menembus ke lapisan akuifer. Alat ini dipasang dalam waktu yang relatif lama dan digunakan untuk merekam kompaksi atau penurunan muka tanah secara kontinyu.

2.5.2 Metode Emisi Akustik

Emisi akustik adalah suara / bunyi yang dibangkitkan dari dalam material (tanah) yang mengalami tegangan dan selanjutnya mengalami deformasi. Prinsip kerja dari metode emisi akustik ini adalah gelombang bunyi yang ditimbulkan akibat adanya deformasi, akan dideteksi oleh sebuah sensor yang disebut *piezoelectric*. Kemudian transduser mengubah gelombang bunyi ini menjadi gelombang elektrik. Sinyal ini kemudian diperkuat (*amplified*), difilter, dan direkam. Hasil rekaman kemudian dikorelasikan dengan material yang diuji. Apabila tidak terdapat emisi gelombang bunyi yang terdeteksi berarti material tersebut dalam keadaan stabil, tidak terjadi deformasi, dan juga sebaliknya.

Kelebihan dari sistem ini adalah mampu mendeteksi terjadinya deformasi lebih cepat dibandingkan metode pemantauan yang lainnya (Koerner, 1984 dalam Khaerudin, 2003),

karena sistem ini mempunyai sensitivitas yang tinggi dan sangat ekonomis untuk pemantauan daerah yang luas.

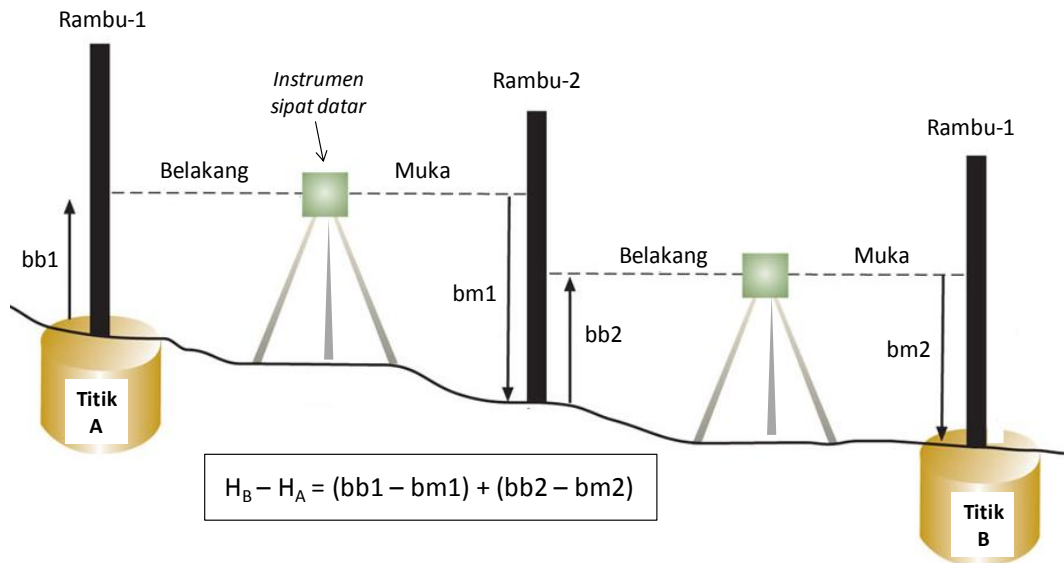
2.5.3 Mengukur Perubahan Tinggi Permukaan Tanah

Pemantauan penurunan muka tanah dengan metode mengukur perubahan tinggi permukaan tanah pada dasarnya dilakukan dengan mengukur titik – titik kontrol yang dibuat di lokasi yang diperkirakan mengalami penurunan muka tanah. Besarnya kecepatan penurunan muka tanah ditentukan dengan melakukan pengukuran tinggi dari titik – titik kontrol tersebut secara berulang agar didapatkan selisihnya, paling sedikit dua kali. Mengukur perubahan tinggi permukaan tanah ini merupakan metode dengan pendekatan geodetik, yaitu lebih mengutamakan pada aspek penentuan posisi suatu titik untuk analisis geometrik. Secara umum metode – metode geodetik yang dilakukan antara lain seperti metode sipat datar (*leveling*), suvey GPS, dan InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*).

2.5.3.1 Metode Sipat Datar

Sipat datar antara dua titik adalah jarak antara kedua bidang nivo yang melalui titik-titik tersebut selanjutnya bidang nivo tersebut dianggap mendatar untuk jarak-jarak yang kecil antara titik-titik tersebut. Apabila demikian sipat datar h dapat ditentukan dengan menggunakan garis mendatar yang sebarang dan dua mistar yang dipasang di atas kedua titik yang akan diketahui sipat datarnya tersebut.

Dari beberapa metode tersebut, yang paling familiar adalah metode sipat datar, metode sipat datar memiliki ketelitian yang paling tinggi. Metode sipat datar ini bertujuan untuk menentukan sipat datar antar titik, alat ukur yang digunakan adalah rambu ukur yang diberdirikan di tiap titik. Dengan mengetahui tinggi rambu tiap titik pada garis lurus yang sama maka sipat datar antar titik dapat diketahui dengan mengurangi tinggi-tinggi pada tiap rambu tersebut seperti diilustrasikan pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Pengukuran sipat datar.

Dimana :

H_A = Tinggi di titik A

H_B = Tinggi di titik B

bb1 / bb2 = Bacaan rambu ke belakang rambu 1 atau rambu 2

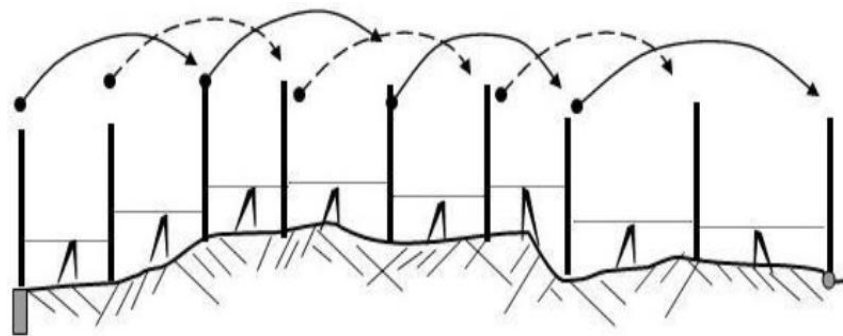
bm1 / bm2 = Bacaan rambu ke muka rambu 1 atau rambu 2

Dalam metode sipat datar ini ada beberapa aturan yang harus dilaksanakan yaitu :

1. Gerakan dan jumlah pengukuran antar titik harus genap seperti pada Gambar 2.6.

Aturan ini ditujukan untuk :

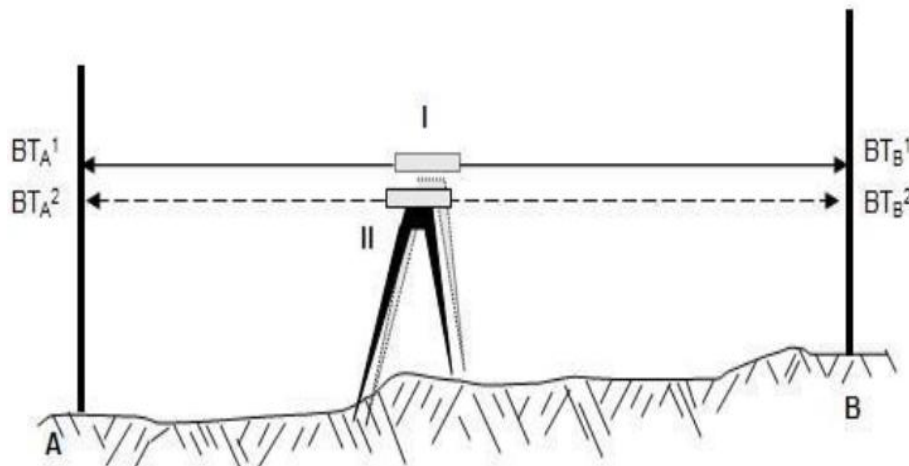
- Mengurangi efek kesalahan nol rambu
- Mengeliminasi kesalahan perbedaan titik tempat rambu akibat perpindahan rambu.



Gambar 2.6 Gerakan dan jumlah pengukuran sipat datar.

2. Dudukan ganda (*Double Stand*) seperti pada gambar 2.6. Aturan ini ditujukan untuk:

- Pengecekan sipat datar hasil ukuran pertama
- Mengurangi kemungkinan penurunan alat akibat alam



Gambar 2.7 Pengukuran dudukan ganda sipat datar.

3. Dilakukan pengamatan kesalahan garis bidik.

Aturan ini ditujukan untuk menghilangkan kesalahan akibat tidak datarnya garis bidik. Namun sebenarnya ada cara lain untuk menghilangkan kesalahan garis bidik, yaitu dengan mengukur sipat datar tepat di tengah-tengah antar titik sehingga besar kesalahan garis bidik tiap titik sama dan bila dihitung dengan rumus sipat datar kesalahan tersebut akan saling menghilangkan. Rumus menghitung kesalahan garis bidik dan ilustrasi pada gambar 2.8:

$$\tan \alpha = \frac{(b1-m1)-(b2-m2)}{(db1-dm1)-(db2-dm2)} \quad (2.1)$$

Dimana :

$b1$ = benang tengah belakang stand 1

$db2$ = jarak ke rambu belakang stand 1

$m1$ = benang tengah muka stand 1

$dm1$ = jarak ke rambu muka stand 1

$b2$ = benang tengah belakang stand 2

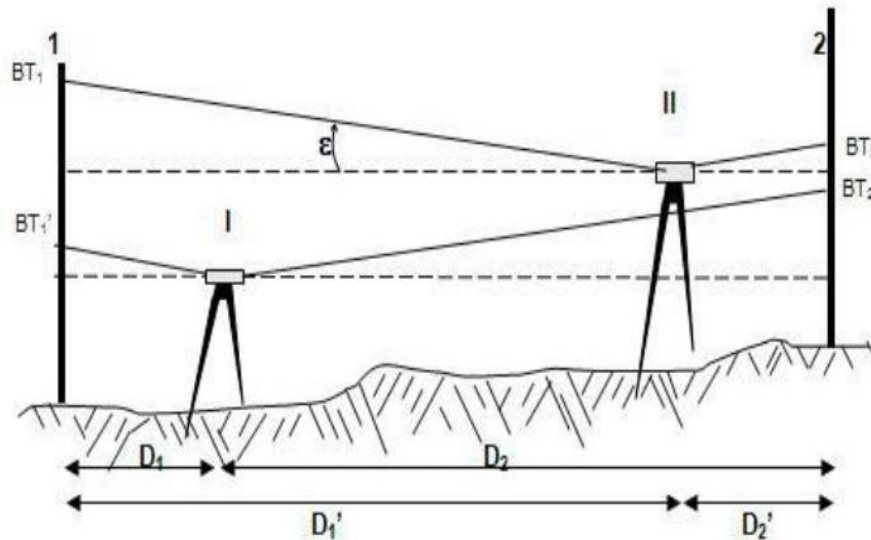
$db2$ = jarak ke rambu belakang stand 2

$m2$ = benang tengah muka stand 2

dm_2 = jarak ke rambu muka stand 2

Apabila : $\alpha > 0$ maka garis bidik miring ke atas sebesar α

$\alpha < 0$ maka garis bidik miring ke bawah sebesar α



Gambar 2.8 Ilustrasi pengukuran kesalahan garis bidik.

Apabila jenis kerangka dasar yang digunakan berbentuk titik atau garis maka setelah pengukuran sipat datar ini selesai dilakukan, didapat posisi vertikal titik-titik pada kerangka dengan menambahkan sipat datar antar titik pada ketinggian yang diketahui pada suatu titik tertentu, namun apabila jenis kerangka dasar yang digunakan berbentuk jaringan maka setelah dilakukan pengukuran sipat datar dengan metode sipat datar pasti akan terjadi suatu kesalahan yang disebut kesalahan penutup. Untuk menghilangkan kesalahan tersebut dapat dilakukan berbagai macam metode perataan baik metode bowditch, dell maupun *least square*.

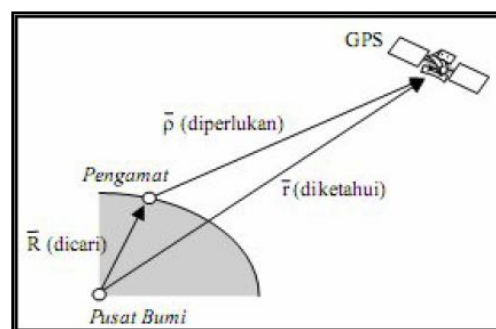
2.5.3.2 Survey GPS

GPS (*Global Positioning System*) adalah sistem satelit navigasi dan penentuan posisi yang dimiliki dan dikelola oleh Amerika Serikat. Sistem ini didesain untuk memberikan posisi dan kecepatan tiga dimensi serta informasi mengenai waktu, secara kontinyu di seluruh dunia tanpa tergantung waktu dan cuaca, kepada banyak orang secara simultan. Pada saat ini, sistem GPS sudah banyak digunakan orang di seluruh dunia dalam berbagai bidang aplikasi. Di Indonesia pun, GPS sudah banyak diaplikasikan, terutama yang terkait dengan aplikasi – aplikasi yang menurut informasi tentang posisi dan perubahan posisi.

Dalam konteks posisi, GPS dapat memberikan spektrum relatif luas keakurasian posisi dari tingkat yang sangat akurat (milimeter) dan untuk tingkat biasa (meter). Untuk pemantauan penurunan tanah, dalam rangka untuk memantau penurunan besarnya bahkan sangat kecil, akurasi posisi yang ideal yang harus dicapai adalah di tingkat milimeter (mm). Dalam rangka untuk mencapai tingkat akurasi survei GPS maka metode statis didasarkan pada data fase harus dilaksanakan dengan pengukuran ketat dan pengolahan data strategi (Leick, 1995; Abidin et al, 2002). Mengingat akurasi dan presisi diperoleh GPS yang menjadi lebih tinggi dan lebih tinggi, dapat diharapkan bahwa peran GPS untuk pemantauan penurunan tanah akan menjadi lebih dan lebih penting dalam waktu dekat.

2.5.3.2.1 Penentuan Posisi Dengan GPS

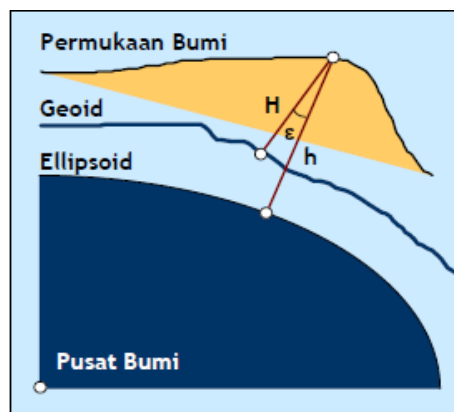
Pada dasarnya konsep dasar penentuan posisi dengan GPS adalah reseksi (pengikatan ke belakang) dengan jarak, yaitu dengan pengukuran jarak secara simultan ke beberapa satelit GPS yang koordinatnya telah diketahui. Secara vektor, prinsip dasar penentuan posisi dengan GPS diperlihatkan oleh Gambar 2.9. Dalam hal ini, parameter yang akan ditentukan adalah vektor posisi geosentrik pengamat (R). Untuk itu, karena vektor posisi geosentrik satelit GPS (r) telah diketahui, maka yang perlu ditentukan adalah vektor posisi toposentris satelit terhadap pengamat (ρ), $R = r - \rho$. (2.2)



Gambar 2.9 Prinsip dasar penentuan posisi dengan GPS (Abidin, 2004)

Pada pengamatan dengan GPS, yang bisa diukur hanyalah jarak antara pengamat dengan satelit bukan vektornya. Oleh sebab itu, rumus ($R = r - \rho$) tidak dapat diterapkan. Untuk mengatasi hal ini, penentuan posisi dengan pengamatan GPS dilakukan dengan melakukan pengamatan terhadap beberapa satelit sekaligus secara simultan. Pada pengamatan posisi suatu titik dengan GPS pada suatu epok, ada 4 parameter yang harus ditentukan yaitu 3 parameter koordinat (X, Y, Z / L, B, h) dan satu parameter kesalahan waktu yang disebabkan oleh ketidak-sinkronan antara jam (osilator) di jam satelit dengan jam di *receiver* GPS. Untuk itu diperlukan minimal pengamatan jarak ke 4(empat) satelit.

Ketinggian titik yang diberikan oleh GPS adalah ketinggian titik diatas permukaan ellipsoid WGS 1984. Tinggi ellipsoid (h) tersebut tidak sama dengan tinggi orthometrik (H) yang umum digunakan untuk keperluan praktis sehari – hari yang biasanya diperoleh dari pengukuran sipat datar (*sipat datar*) seperti yang diilustrasikan pada Gambar 2.10. Tinggi orthometrik sendiri memiliki definisi sebagai suatu titik tinggi diatas geoid diukur sepanjang garis gaya berat yang melalui titik tersebut, sedangkan tinggi ellipsoid adalah tinggi titik tersebut diatas ellipsoid dihitung sepanjang garis normal ellipsoid yang melalui titik tersebut (Abidin, 1994).



Gambar 2.10 Tinggi ellipsoid dan tinggi orthometrik (Abdin, 2006).

Pada Gambar 2.10 dapat diturunkan rumusan menghitung tinggi orthometrik (H) dari nilai selisih tinggi ellipsoid (h) dengan tinggi undulasi geodi diatas ellipsoid (N).

$$H = h - N \quad (2.3)$$

Untuk mendapatkan hasil yang relatif teliti, transformasi tinggi GPS ke tinggi orthometrik umumnya dilakukan secara differensial, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.11. Karena dh dapat ditentukan lebih teliti dibandingkan h , dan dN dapat ditentukan lebih teliti dibandingkan N , maka dapat diharapkan bahwa dH yang diperoleh pun akan lebih teliti.

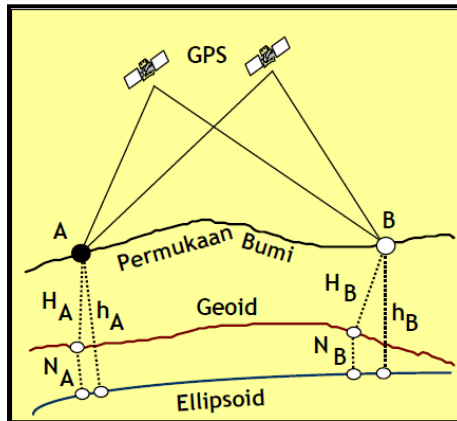
$$dH_{AB} = dh_{AB} - dN_{AB} \quad (2.4)$$

dimana :

$$dH_{AB} = H_B - H_A \quad (2.5)$$

$$dh_{AB} = h_B - h_A \quad (2.6)$$

$$dN_{AB} = N_B - N_A \quad (2.7)$$



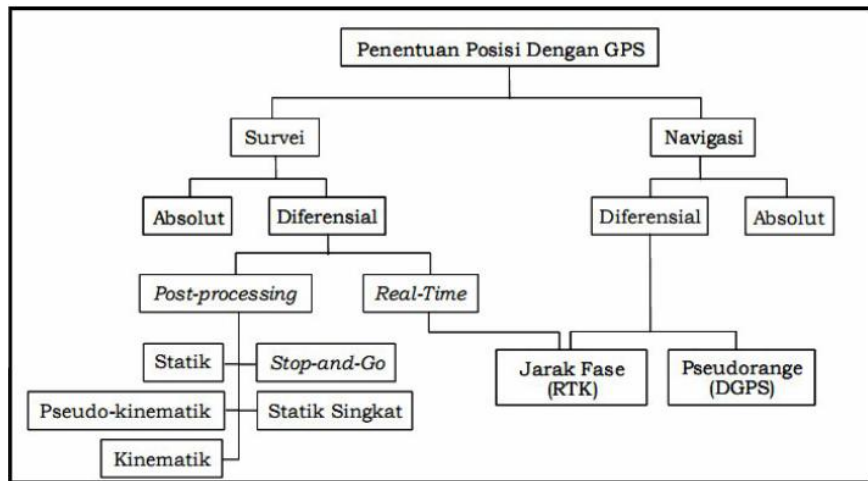
Gambar 2.11 Penentuan tinggi secara differensial (Abidin, 2006)

Karena tingkat fleksibilitas operasionalnya yang tinggi serta tingkat ketelitiannya yang relatif cukup tinggi, dapat diperkirakan bahwa penentuan tinggi dengan GPS akan punya peran yang cukup besar di masa mendatang. Beberapa contoh aplikasi (Abidin, 2006) yang dapat dipertimbangkan adalah :

1. Penentuan sipat datar antar titik di kawasan yang sulit dilayani dengan pengukuran sipat datar, seperti kawasan pegunungan, rawa – rawa, dan daerah – daerah terpencil,
2. Pemantauan perubahan sipat datar antar titik (berguna untuk mempelajari deformasi struktur, pergerakan lempeng, survei rekayasa, dll.),
3. Penentuan tinggi orthometrik titik (seandainya geoid yang teliti diketahui), dan
4. Transfer datum tinggi antar pulau.

2.5.3.2.2 Metode Penentuan Posisi Dengan GPS

Pada dasarnya, tergantung pada mekanisme pengaplikasiannya, metode penentuan posisi dengan GPS dapat dikelompokkan atas beberapa metode yaitu: *absolute*, *differential*, *static*, *rapid static*, *pseudo-kinematic*, dan *stop-and-go* (Abidin, 2006). Berdasarkan aplikasinya, metode – metode penentuan posisi dengan GPS dapat dibagi atas dua kategori utama, yaitu survei dan navigasi, seperti yang diilustrasikan pada Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Metode penentuan posisi dengan GPS (Langley, 1998 dalam Abidin, 2006)

2.5.3.2.3 Ketelitian GPS

Ketelitian posisi yang didapat dengan pengamatan GPS secara umum akan tergantung pada empat faktor yaitu : metode penentuan posisi yang digunakan, geometri dan distribusi dari satelit – satelit yang diamati, ketelitian data yang digunakan, dan strategi atau metode pengolahan.

Ketelitian komponen vertikal GPS umumnya 2 – 3 kali lebih rendah dibandingkan ketelitian – ketelitian horizontalnya. Ada dua penyebab utama dalam hal ini, yaitu (Abidin, 2006):

1. Satelit – satelit GPS yang bisa diamati hanya yang berada di atas horizon (*one-sided geometri*). Pada dasarnya hal ini secara geometrik tidak optimal, juga karena tidak ada satelit di atas dan di bawah pengamat, maka tidak akan ada efek pengeliminasian kesalahan seperti halnya dalam kasus komponen horizontal. Pada komponen horizontal, adanya satelit di sebelah timur dan barat ataupun di utara dan selatandari pengamat akan memungkinkan adanya pengeliminasian tersebut.
2. Efek kesalahan dan bias (ionosfer, troposfer, dan orbit) umumnya adalah pada jarak, yaitu memanjang – memendekkan jarak ukuran. Maka, dalam hal ini yang paling terpengaruh adalah komponen tinggi.

2.5.3.2.4 Kesalahan dan Bias GPS

Karakteristik dan besar kesalahan dan bias akan mempengaruhi ketelitian posisi yang diperoleh. Dalam perjalanan sinyal GPS, dari satelit sampai pengamat dipengaruhi oleh berbagai kesalahan dan bias. Dalam pengolahan data GPS bias dan kesalahan tersebut harus diperhitungkan untuk mendapatkan hasil yang kualitasnya baik. Beberapa dari bias dan

kesalahan tersebut dapat dihilangkan dengan teknik dan pemodelan tertentu, namun sebagian lagi masih sulit untuk dimodelkan (misalkan multipath). Kesalahan dan bias tersebut dapat terkait dengan (Abidin,2005) :

1. Satelit, seperti kesalahan ephemeris, jam satelit, dan *selective availability* (SA).
2. Medium propagasi, seperti bias ionosfer dan bias troposfer.
3. *Receiver* GPS, seperti kesalahan jam receiver, kesalahan yang terkait dengan antena, dan *noise* (derau).
4. Data pengamatan, seperti ambiguitas *fase* dan *cycle slips*.
5. Lingkungan sekitar GPS *receiver*, seperti *multipath* dan *imaging*.

2.5.3.3 InSAR

Pemantauan penurunan muka tanah menggunakan metode InSAR sudah umum digunakan selain pengamatan GPS. InSAR memberikan pemahaman yang lebih baik dalam variasi spasial, yang menjadi kelemahan dari metode GPS. Beberapa peneliti telah dilakukan untuk melakukan pemantauan penurunan tanah, seperti (Hirose 2001), (Chang 2004), (Guoqing 2008), (Koehn 2009), (Abidin 2003), dll. Dalam kasus Jakarta, metode InSAR sangat tepat untuk diterapkan. Sebagian besar tutupan lahan adalah bahan yang baik untuk radar backscatter yang mengarah ke pengamatan SAR yang baik.

Metode InSAR berbasiskan pada penggunaan citra satelit radar. Hasil dari metode InSAR mengkonfirmasi dan melengkapi hasil dari metode – metode sipat datar dan survey GPS tentang karakteristik fenomena penurunan tanah. InSAR pada prinsipnya menggunakan perbedaan fase antara dua citra, yang juga dinamakan interferogram (Ilham, 2009 dalam Edward,2011).

Perbedaan fase seperti yang Nampak pada interferogram ini pada dasarnya disebabkan oleh beberapa faktor yaitu (Francis 1996 seperti dalam Abidin 2008) :

1. Adanya perbedaan perbedaan relatif posisi satelit pada saat pengambilan kedua citra.
2. Adanya perbedaan paralaks yang disebabkan oleh pencitraan objek dari posisi satelit yang berbeda.
3. Adanya perbedaan kondisi permukaan tanah dan troposfer antara saat pengambilan citra.
4. Adanya perubahan posisi titik – titik permukaan tanah (deformasi antara dua saat pengambilan citra).