



SIMULASI HIDROTERMAL DAERAH KAWAH DOMAS DENGAN PEMODELAN KONTINU 2-D ANOMALI SELF POTENTIAL (SP)

Rena Denya Agustina¹

^{1.} Program Studi Pendidikan Fisika, Jurusan Pendidikan Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Fakultas Tarbiyah dan Keguruan Universitas Islam Negeri Sunan Gunung Djati Bandung, Indonesia

Email: renadenya@uinsgd.ac.id

ABSTRAK

Telah dilakukan penelitian sistem hidrotermal di Kawah Domas (1700 mdpl) dengan pendekatan kombinasi metode Self Potential (SP), 2-D DC Resistivity dan suhu permukaan. Pengukuran SP dilakukan untuk mendapatkan anomali beda potensial yang berasosiasi dengan struktur bawah permukaan, sedangkan pengukuran suhu dilakukan untuk mendapatkan informasi sebaran suhu permukaan secara lateral dan 2-D DC Resistivity untuk mengetahui sebaran resistivitas dari struktur gunungapi. Pemodelan dilakukan dengan memodelkan aliran hidrotermal yang mengakibatkan adanya nilai SP. Sebagai validasi, nilai SP pemodelan kemudian dibandingkan dengan nilai SP permukaan hasil pengukuran di lapangan. Aliran hidrotermal dangkal di Kawah Domas dipengaruhi oleh air hujan dan air dari bawah permukaan. Dari hasil pemodelan, diperoleh kecepatan aliran hidrotermal sekitar 10^{-9} - 10^{-7} m/s. Root Mean Square (RMS) yang dihasilkan pada pemodelan Comsol sebesar 16,14%, sedangkan RMS pada pemodelan dengan menggunakan metode elemen hingga sebesar 6,54%.

Kata kunci: hidrotermal, self potential (SP), resistivity, pemodelan kontinu, metode elemen hingga

ABSTRACT

Hydrothermal system research using Self Potential (SP) Method, 2-D DC Resistivity and surface temperature, has been done at Domas Crater (1700 masl). Potential anomaly which is associated with subsurface structure is obtained by SP measurement, whereas temperature measurement is done to get information about surface temperature distribution laterally and resistivity distribution of volcano structures is known by 2-D DC Resistivity measurement. Hydrothermal activities, which cause the existence of SP value, are modeled using this scheme modeling. This schema modeling is validated by comparing the value of SP model with field measurement. The shallow hydrothermal activities at Domas Crater are influenced by meteoric and subsurface water. The velocity of hydrothermal activities are about 10^{-9} - 10^{-7} m/s. 16.64% root mean square error is obtained by Comsol modeling, whereas 6.54% root mean square error is obtained by modeling using finite element method.

Keywords: hydrothermal, self potential, resistivity, continue modeling, finite element method

1. PENDAHULUAN

Transfer energi dan panas pada gunung api aktif memiliki peranan yang sangat penting dalam mengontrol gunung api, yang dikaitkan dengan keadaan sistem hidrotermal pada gunung tersebut. Secara umum energi panas bumi dilepaskan melalui sirkulasi air bawah permukaan (groundwater), emisi gas panas, dan konduksi panas. Hal ini sangat penting untuk mengetahui lingkungan hidrogeologi dan panas yang berasosiasi dengan aktivitas gunung api tersebut (Suparno, 2009). Oleh sebab itu diperlukan metode yang dapat mendeskripsikan sistem hidrotermal, baik secara kualitatif ataupun kuantitatif. Dalam paper ini metode yang digunakan untuk mempelajari sistem hidrotermal tersebut adalah dengan menggunakan metode SP yang ditunjang dengan pengukuran suhu permukaan dan 2-D DC Resistivity.

Metode SP merupakan salah satu metode pasif, yaitu dengan mengukur beda potensial di atas permukaan di antara dua titik. Tujuannya adalah untuk mendapatkan anomali beda potensial yang berasosiasi dengan struktur bawah permukaan (Revil dan Jardani, 2013). Keberhasilan metode SP pada beberapa gunung api dapat dijadikan alasan bahwa metode ini merupakan metode yang efektif dalam mengamati perubahan panas dan perubahan sistem hidrotermal pada gunung api aktif. Faktor utama yang mempengaruhi variasi nilai SP adalah efek elektrokinetik (efek topografi dan sirkulasi hidrotermal), efek elektrokimia, dan efek termoelektrik. Pengambilan data SP di lapangan menggunakan metode potential amplitude dimana satu elektroda disimpan di suatu tempat sebagai titik acuan (base), sedangkan elektroda yang lain dipindahkan dengan jarak tertentu sepanjang jalur yang akan diukur.

Suhu permukaan merupakan bagian dari penelitian ini dengan tujuan untuk mendapatkan informasi sebaran suhu permukaan secara lateral. Sebaran suhu permukaan yang dituangkan dalam kontur suhu permukaan dapat dijadikan sebagai rujukan dalam membatasi sistem hidrotermal.

Pengukuran 2-D DC Resistivity pada gunung api sudah banyak dilakukan para peneliti sebelumnya seperti Revil (Revil dkk, 2008). Pengukuran ini digunakan untuk mengetahui struktur dangkal dari tubuh gunung api. Sehingga dengan diketahuinya nilai resistivitas dari struktur tubuh gunung api tersebut, dapat dijadikan panduan untuk mengetahui material dan sifat fisisnya yang ada kaitannya dengan nilai resistivitas.

Dalam penelitian ini daerah yang diteliti lebih difokuskan di sekitar Kawah Domas, dimana kawah ini masih aktif tetapi relatif paling aman untuk diteliti. Pada kawah tersebut banyak ditemukan manifestasi vulkanik di permukaan, seperti solfatar (bagian dari gunung berapi yang mengeluarkan gas sulfur dan uap air panas), fumarol (lubang pada bagian gunung berapi, tempat keluarnya uap air panas), sumber mata air panas, dan uap air panas (Boedihardi, 1987).

2. METODE PENELITIAN

Anomali SP dapat diinterpretasikan secara kualitatif dan kuantitatif tergantung pada tujuan penelitian. Analisis kualitatif yaitu dilihat pada bentuk profil dan kontur, amplitudo, dan polaritas (positif dan negatif dari anomali SP yang diamati). Analisis kuantitatif mempunyai tujuan matematis dalam menentukan kedalaman dan bentuk struktur di dalam permukaan. Interpretasi kuantitatif dibagi dalam dua kategori utama yaitu metode *fixed simple geometrical* dan *continous modelling* 2-D dan 3-D (Telford dkk,

1990). *Fixed simple geometrical* untuk menentukan kedalaman dan bentuk dari struktur kedalaman dimana bentuknya diasumsikan dengan ditentukan geometrinya (*fixed*) seperti bola, silinder vertikal, dan silinder horizontal dengan panjang terbatas atau semi tidak terbatas. Sedangkan *continous modelling* (pemodelan kontinu) membutuhkan informasi permeabilitas, distribusi tekanan dan temperatur, serta fluks densitas massa untuk menentukan vektor kecepatan aliran air dan koefisien konduktivitas terkopel, yang nantinya dibutuhkan untuk menentukan distribusi sumber arus dan nilai resistivitas, dan perkiraan kasar dari struktur kedalaman sebagai parameter untuk keperluan proses komputasi menentukan nilai potensial.

Pada pemodelan kontinyu 2-D SP, diasumsikan bahwa SP memiliki tingkat sensitivitas terhadap pola kecepatan Darcy (Revil dkk, 2008) sehingga model diasumsikan pula berada pada media poros yang tersaturasi oleh air. Pola kecepatan Darcy dapat dilihat pada persamaan berikut ini:

$$\bar{u} = -K\nabla H \quad (1)$$

di mana \bar{u} adalah kecepatan Darcy (m/s), K adalah konduktivitas hidrolik (m/s), H adalah total *head* yang di tulis sebagai

$$z + \frac{p}{\rho_f g} \quad (2)$$

di mana p adalah keberadaan tekanan di atas atau di bawah level hidrostatik, ρ_f adalah rapat massa fluida (Kg/m³), g adalah kecepatan gravitasi (m/s²), dan z adalah *elevation head* (m).

Dengan menggunakan hubungan antara gradien tekanan dan medan kecepatan fluida, maka densitas arus listrik total dapat dinyatakan sebagai berikut

$$\bar{J}_T = L_v \bar{u} + \sigma \bar{E} \quad (3)$$

dimana L_v adalah kecepatan konduktivitas *cross-coupling* (A s/m³), \mathbf{u} adalah kecepatan Darcy (m/s), \mathbf{E} adalah $\nabla \phi$ yang merupakan medan listrik (V/m), dan σ adalah konduktivitas medium (S/m).

Kecepatan konduktivitas *crosscoupling* berhubungan dengan tekanan konduktivitas *crosscoupling* / L_p (A/Pa.m) atau *streaming potensial* (C_p) di mana k adalah permeabilitas fluida (m²) dan σ adalah konduktivitas medium (S/m) (Sill, 1982) sehingga :

$$L_v = L_p / k, \quad (4)$$

atau

$$L_v = \sigma C_p / k, \quad (5)$$

Pada medium di mana tidak terdapat sumber arus eksternal seperti elektroda arus, divergensi dari arus total adalah nol; $\nabla \cdot \bar{J} = 0$. Dengan melakukan divergensi pada persamaan di atas, maka arus S yang disebabkan oleh aliran fluida dapat diekspresikan pada persamaan berikut:

$$S = \nabla \cdot \sigma \bar{E} = -\nabla \cdot (L_v \mathbf{u}) = -\nabla L_v \cdot \bar{u} - L_v \nabla \cdot \bar{u} \quad (6)$$

di mana S , L_v , dan \mathbf{u} masing-masing adalah sumber arus listrik per satuan volume (Amp/m³), kecepatan konduktivitas *cross-coupling* (Amp-sec/m³) dan kecepatan Darcy (m/s). Persamaan tersebut memperlihatkan bahwa sumber arus listrik dapat muncul apabila terdapat perubahan konduktivitas pada arah aliran ($-\nabla L_v \cdot \bar{u} \neq 0$) atau dapat juga disebabkan adanya pemompaan buatan yang menyebabkan adanya divergensi aliran fluida ($\nabla \cdot \bar{u} \neq 0$). Apabila nilai-nilai medan kecepatan fluida telah diketahui dari perhitungan maka sumber arus yang membangkitkan distribusi potensial di setiap titik grid pada model dapat dihitung.

Setelah distribusi sumber arus didapatkan, untuk mendapatkan distribusi nilai SP di seluruh domain model, digunakan persamaan $\vec{E} = -\nabla V$ ke dalam persamaan di atas. Maka didapatkan persamaan berikut ini:

$$\nabla^2 V = -\frac{S}{\sigma} \quad (7)$$

dimana V adalah nilai SP (mV), S adalah arus listrik per satuan volume (Amp/m³), dan σ adalah konduktivitas medium (S/m).

Pemodelan selanjutnya menggunakan metode elemen hingga yang menggunakan pendekatan persamaan diferensial parsial (*Partial Differential Equation*, PDE) untuk menyelesaikan permasalahan syarat batas. Kelebihan metode elemen hingga ini adalah dalam proses diskretisasi elemen bisa berbentuk segitiga, segiempat, segilima, dsb.

Langkah utama dalam penyelesaian masalah syarat batas 2-D terdiri dari: diskretisasi domain 2-D, pemilihan fungsi interpolasi, penentuan vektor dan matriks elemen, penyusunan sistem matriks global, penerapan syarat batas, solusi sistem matriks global dan hasil postprosesing.

Persamaan differensial orde dua yang digunakan

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\alpha_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\alpha_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \beta u = g \quad (8)$$

dimana α_x, α_y dan g adalah konstanta / parameter yang ketahuai dan u adalah fungsi *unknown*. Aplikasi persamaan differensial tersebut dalam SP dapat dianalogikan kedalam persamaan (7) dimana α_x, α_y sama dengan nilai σ dan g adalah S . Untuk mengetahui seberapa besar kesalahan antara SP hasil pengukuran dengan SP hasil pemodelan maka dilakukan

perhitungan RMS *misfit*. Persamaannya dapat dilihat pada persamaan di bawah ini:

$$RMS = \delta = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (\phi_{sp}(k) - \phi_M(k))^2} \quad (9)$$

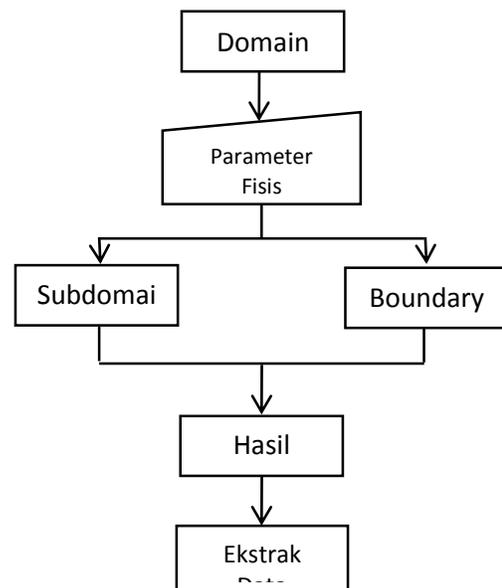
dimana:

N = jumlah data

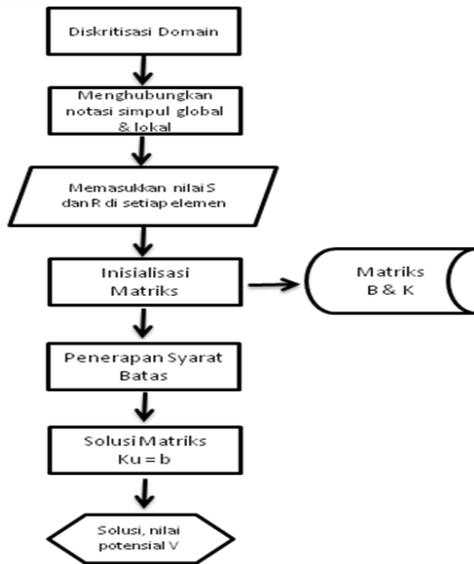
ϕ_{sp} = nilai *self potensial* terukur

ϕ_M = nilai *self potensial* pada model

Adapun diagram alir untuk kedua pemodelan



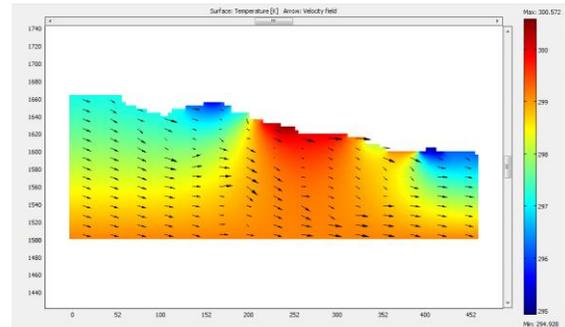
Gambar 1. Diagram alir untuk pemodelan dengan program Comsol 3.4



Gambar 2. Digram alir untuk pemodelan dengan metode elemen hingga.

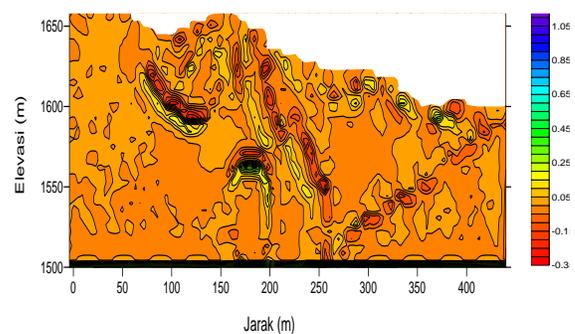
3. HASIL DAN PEMBAHASAN

Parameter fisis pemodelan menggunakan beberapa asumsi yang diambil dari beberapa jurnal dan buku, sebagai berikut: densitas fluida 1000 Kg/m^3 , viskositas fluida $0,378 \text{ Pa.s}$, *specific heat capacity* 4200 J/Kg.K , *thermal conductivity* $0,6 \text{ W/m.K}$. Nilai permeabilitas diperoleh dari data yang digunakan Yasukawa (Yasukawa dkk, 2000; Yasukawa dkk, 2003). Kondisi batas yang dipakai disesuaikan dengan keadaan di lapangan dan fungsi-fungsi yang telah disediakan oleh program Comsol. *Inward flux* (ada aliran air yang masuk) sebesar $3,05365 \times 10^{-8} \text{ m/dtk}$ sisi kiri dan kanan domain model dan $9,03192 \times 10^{-9} \text{ m/dtk}$ sisi atas dan bawah domain model, temperatur sebesar $299,15 \text{ K}$ di bagian bawah model.



Gambar 3. Hasil pemodelan airtanah yang dengan informasi arah aliran dan distribusi suhu di seluruh domain model

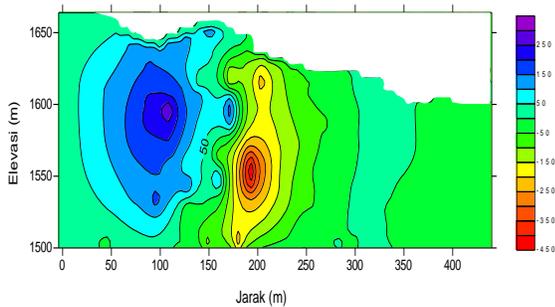
Dari hasil pemodelan diperoleh kecepatan aliran air yang digambarkan oleh panah berkisar sekitar 10^{-9} m/dtk sampai 10^{-7} m/dtk . Dalam gambar tersebut didapatkan distribusi suhu di seluruh domain model yang disimbolkan dengan gradasi warna. Suhu tertinggi sebesar 300 K dan suhu terendah sebesar 295 K . Dari gambar di atas pula diperoleh nilai kecepatan aliran air tanah berupa resultan kecepatan. Kemudian nilai resultan ini serta nilai resistivitas dan L_v dimasukkan ke dalam program yang dibuat oleh Sufyana (Sufyana, 2008) sehingga diperoleh distribusi sumber arus di seluruh profil model.



Gambar 4. Profil distribusi sumber arus di seluruh domain model

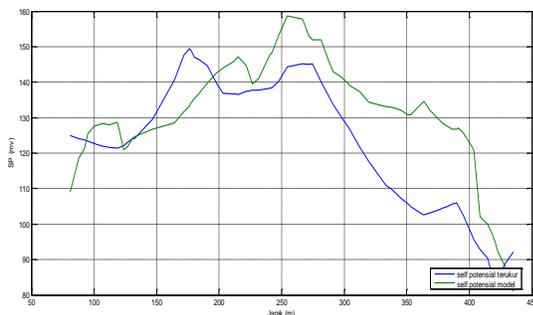
Berdasarkan sumber arus yang telah diketahui kemudian dihasilkan distribusi SP di seluruh domain model. Nilai SP terbesar berada pada

jarak 252 m sampai jarak 270m sebesar 159 mV. Nilai SP terkecil berada pada awal pengukuran sebesar -0.08 mV. Nilai SP dipengaruhi pula oleh Nilai Lv. Oleh karena nilai Lv berbanding terbalik dengan permeabilitas, maka perubahan nilai Lv dari besar ke kecil akan menyebabkan nilai SP positif.



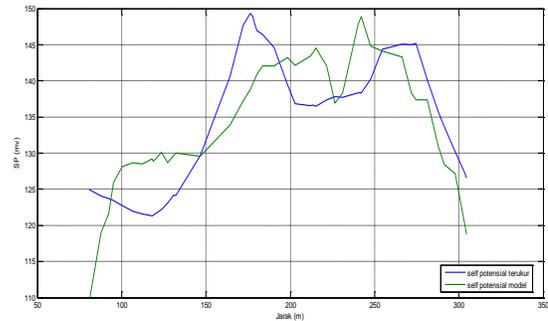
Gambar 5. Profil distribusi SP di seluruh domain model

Oleh karena nilai SP yang terukur di lapangan merupakan nilai SP permukaan maka dari model diambil nilai SP di permukaan untuk kemudian dibandingkan dengan nilai SP hasil pengukuran di lapangan. Dari hasil pemodelan SP didapatkan grafik seperti Gbr 6 dengan nilai RMS *misfit* sebesar 16,14%.



Gambar 6. Perbandingan grafik nilai SP hasil pemodelan dengan hasil pengukuran dari hasil program Comsol

Sedangkan hasil dari pemodelan kedua diperoleh nilai RMS sebesar 6,54 % seperti grafik di bawah ini



Gambar 7. Perbandingan grafik nilai SP hasil pemodelan dengan grafik nilai SP hasil pengukuran dengan metode elemen hingga

Kedua grafik diatas menunjukkan pola yang hampir sama. Walaupun demikian, keduanya masih memiliki nilai RMS yang cukup besar, hal ini kemungkinan disebabkan karena parameter-parameter fisik yang digunakan kurang sesuai dengan kondisi sebenarnya.

4.KESIMPULAN

Kecepatan aliran air tanah yang didapatkan dari hasil pemodelan Comsol berkisar antara 10-9 m/dtk sampai 10-7 m/dtk. Perubahan kecepatan ini disebabkan oleh adanya perubahan permeabilitas batuan.

Hasil perbandingan profil SP hasil pengukuran di lapangan dengan SP hasil pemodelan menunjukkan pola yang sama. Pemodelan dengan menggunakan program Comsol 3.4 memiliki nilai RMS sebesar 16, 14 % sedangkan pemodelan dengan metode elemen hingga memiliki nilai RMS sebesar 6,54 %. Walaupun pemodelan yang kedua memiliki nilai RMS lebih kecil dibandingkan yang pertama, namun keduanya masih memiliki tingkat kesalahan yang cukup

tinggi. Hal ini kemungkinan diakibatkan belum sesuainya parameter-parameter seperti nilai permeabilitas, konduktivitas cross-coupling yang dimasukkan ke dalam model.

Berdasarkan pengambilan data di lapangan, distribusi titik pengukuran masih disekitar Kawah Domas sehingga perlu dilakukan perluasan pengambilan data keluar dari Kawah Domas, baik dari data SP itu sendiri ataupun data-data lainnya seperti suhu permukaan, 2-D dc Resistivity. Karena profil data 2-D DC Resistivity masih terkendala dengan kedalaman maka diperlukan metode lain agar mendapatkan kedalaman yang lebih dalam lagi. Hasil pemodelan RMS yang diperoleh masih bernilai tinggi sehingga dalam memperbaiki model tersebut perlu dilakukan pengambilan sampel untuk mengetahui nilai permeabilitas dan konduktivitas cross-coupling yang sesuai di lapangan selain itu dalam memberikan syarat batas perlu diperhatikan juga dengan kondisi eksisting dilapangan seperti nilai curah hujan dan debit air.

5. UCAPAN TERIMAKASIH

Penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada Bapak Wahyu Srigutomo, PhD selaku pembimbing dan pihak-pihak yang telah membantu penulis dalam menyelesaikan penelitian ini.

6. DAFTAR PUSTAKA

Supriyanto Suparno. 2009, *Energi Panas Bumi*, Edisi I, Departemen Fisika-FMIPA UI
Andre Revil dan Abderrahim Jardani. 2013. *The Self Potential Method: Theory and*

Applications in Environmental Geosciences. Cambridge University Press

- Andre Revil, A. Finizola dan S. Piscitelli. 2008. Inner Structure of La Fossa di Vulcan (Vulcano Island southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by High-Resolution Electric Resistivity Tomography Coupled with Self-Potential, Temperature, and CO₂ Diffuse Degassing Measurement, *Journal of Geophysical Research*
- M. Boedihardi. 1987. Interpretation of Tangkuban Perahu Geophysical Data (West Java-Indonesia), *Geothermal Project Report 87.04, Engineering Library*, University of Auckland, New Zealand
- W.M. Telford, L.P. Geldart dan Robert E. Sheriff. 1990, *Applied Geophysics*. Cambridge University Press
- K. Yasukawa K, A. Andan, D. S. Kusuma, dan T. Uchida. 2000. Self-Potential In The Mataloko Geothermal Prospect, Flores Indonesia. *Proceeding World Geothermal Congress 2000 Kyushu-Tohoku Japan*.
- K. Yasukawa, T. Mogi, D. Widarto, S. Ehara. . 2003. Numerical Modelling of Hydrothermal around Waita Volcano, Kyushu, Japan, based on Resistivity and Self-Potential Surveys results. *Geothermics* **32** pp. 21-46.
- C.M. Sufyana. 2008. Pemodelan *Self Potential* untuk Aplikasi Hidrotermal Dangkal. Skripsi, Program Studi Fisika, FMIPA, ITB