

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia memiliki 127 gunung api aktif yang tersebar di seluruh kepulauannya. Gunung api tersebut telah menyebabkan bencana alam dahsyat dengan tipe erupsi yang bervariasi. Berdasarkan peta bahaya gunung api yang telah di publikasikan oleh Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG), dari 127 gunung api aktif di Indonesia, ada beberapa gunung api dengan tingkat bahaya tinggi salah satunya adalah gunung Semeru. Secara topografi, Gunung Semeru merupakan gunung tertinggi di Jawa dengan ketinggian 3.676 m di atas permukaan laut dan merupakan salah satu gunung api paling aktif di Indonesia. Letusan gunung berapi Semeru tidak begitu besar dan bom vulkanik yang di lemparkan hanya di dalam atau di sekitar kawasan kawah.

Morfologi Gunung Semeru menunjukkan bentuk kerucut yang bagus, akan tetapi puncaknya sangat rumit, hal ini disebabkan oleh berulang kali menggesernya kawah dari barat laut ke tenggara (Badan Geologi, Kementerian ESDM). Menurut Kusumadinata (1979) Tipe Erupsi Gunung Semeru merupakan tipe campuran. Aktivitas letusan memiliki style vulkanian dan strombolian dengan ketinggian gumpalan < 1000 m terjadi dengan interval antara 5 menit sampai 15 menit, yang merupakan karakteristik kegiatan gunung api Semeru sejak 1967. Letusan vulkanian menghancurkan kubah dan lidah lava yang terbentuk di kawah. Sedangkan letusan strombolian diikuti oleh pembentukan kubah dan lidah lava baru. Dana (1995) mengatakan pada 2 Februari 1994, Sebuah letusan eksplosif menghasilkan longsoran lava dan aliran piroklastik dari kubah dan lidah lava yang telah di bentuk sejak tahun 1992 Akan tetapi sejak akhir tahun 2009, erupsi gunung Semeru didominasi oleh tipe hembusan.

Gunung Semeru mengalami perubahan fase erupsi tercatat sebanyak tiga kali. Sebelum tahun 1967, erupsi gunung Semeru di dominasi oleh tipe vulkanian, di tahun 1967 sampai

pertengahan tahun 2009 didominasi tipe strombolian vulkanian lemah dan belakangan ini sejak tahun 2009 akhir, Gunung Semeru mengalami perubahan fase erupsi berupa hembusan bertekanan rendah dan pembentukan kubah lava baru, fenomena tersebut ditandai dengan sifat erupsi berupa gumpalan asap putih. Erupsi gunung api bisa berupa letusan yang sangat hebat (eksplosif) atau berlangsung dengan tenang. Faktor utama yang mengontrol macam erupsi gunung api adalah komposisi magma, temperatur magma dan kandungan gas yang terdapat dalam magma. Faktor-faktor tersebut sangat mempengaruhi mobilitas (viskositas) dari magma dan densitas magma. Secara geokimiawi, komponen paling penting yang mempengaruhi sifat erupsi suatu gunung api adalah komponen volatil (Wallace dan Anderson, 2000). Menurut Humaida,dkk (2011) Perubahan sifat erupsi gunung api dapat dilakukan dengan kajian terhadap viskositas dan densitas magma. Sifat efusif erupsi gunung semeru pada tahun terakhir ini berbeda dengan erupsi sebelumnya, yang secara umum bersifat eksplosif

Sebagai salah satu gunung aktif di Indonesia, perlu dilakukan kajian terhadap mitigasi bencana daerah sekitar Gunung Semeru berupa leleran lava, lontaran material vulkanik dan laju aliran piroklastik. Sebelumnya pernah dilakukan penelitian mengenai mitigasi bencana aliran piroklastik oleh Afatia,dkk (2012), hal ini mendorong penulis untuk melakukan kajian lebih lanjut mengenai bahaya erupsi yang lain berupa aliran lava G. semeru untuk menambah pengetahuan terhadap karakteristik G. Semeru. Laju alir lava tergantung dari kekentalan magmanya, makin rendah kekentalannya, maka makin jauh jangkauan alirannya. Suhu lava pada saat dierupsikan berkisar antara 800 – 1.200 °C. Penting untuk mengetahui laju alir lava pada suatu wilayah untuk mencegah/ meminimalisir bencana yang ditimbulkan dari erupsi suatu gunungapi.

Penelitian mengenai analisis komponen volatil dan laju alir lava pada erupsi Gunung Semeru belum dikemukakan oleh peneliti lain, sehingga hal ini mendorong penulis untuk mengangkat topik ini dalam penelitian ini. Diharapkan hasil dari penelitian ini dapat melengkapi penelitian-penelitian

sebelumnya sehingga menambah pemahaman mengenai perilaku G. Semeru.

1.2 Rumusan Masalah

Beberapa perumusan masalah yang akan dibahas pada penelitian ini yaitu

1. Bagaimanakah analisis yang dilakukan dalam menjelaskan mekanisme sifat erupsi Gunung Semeru ?
2. Bagaimanakah model yang digunakan dapat menentukan laju alir lava Gunung Semeru?

1.3 Batasan Masalah

Cakupan permasalahan yang akan dibahas dalam penelitian ini, sebagai berikut :

1. Analisis hanya terbatas pada sifat erupsi dan laju alir lava Gunung Semeru.
2. Sistem yang dikembangkan berdasarkan karakteristik Gunung Semeru.
3. Proses erupsi yang diteliti hanya sampai pada kedalaman 900 m di bawah kawah aktif Jonggring Saloko.
4. Sifat erupsi ditentukan pada komponen volatil magma.
5. Laju alir lava merupakan fungsi spasial dan mengacu pada model yang digunakan.

1.4 Tujuan

Penelitian ini bertujuan untuk menjelaskan sifat erupsi Gunung Semeru dengan analisa komponen volatil magma berdasarkan parameter – parameter penelitian G. Semeru serta menentukan laju alir lava Gunung Semeru terhadap daerah rawan bencana aliran lava.

1.5 Manfaat

Penelitian ini dilakukan dengan harapan dapat memberikan kontribusi mengenai mekanisme sifat erupsi Gunung Semeru serta laju alir lava Gunung Semeru terhadap daerah rawan bencana aliran lava, sehingga analisis lebih lanjut mengenai aktivitas Gunung Semeru dapat segera dilakukan. Serta dengan

penelitian ini, diharapkan akan menambah khasanah keilmuan untuk mengetahui perilaku gunung berapi.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



BAB II

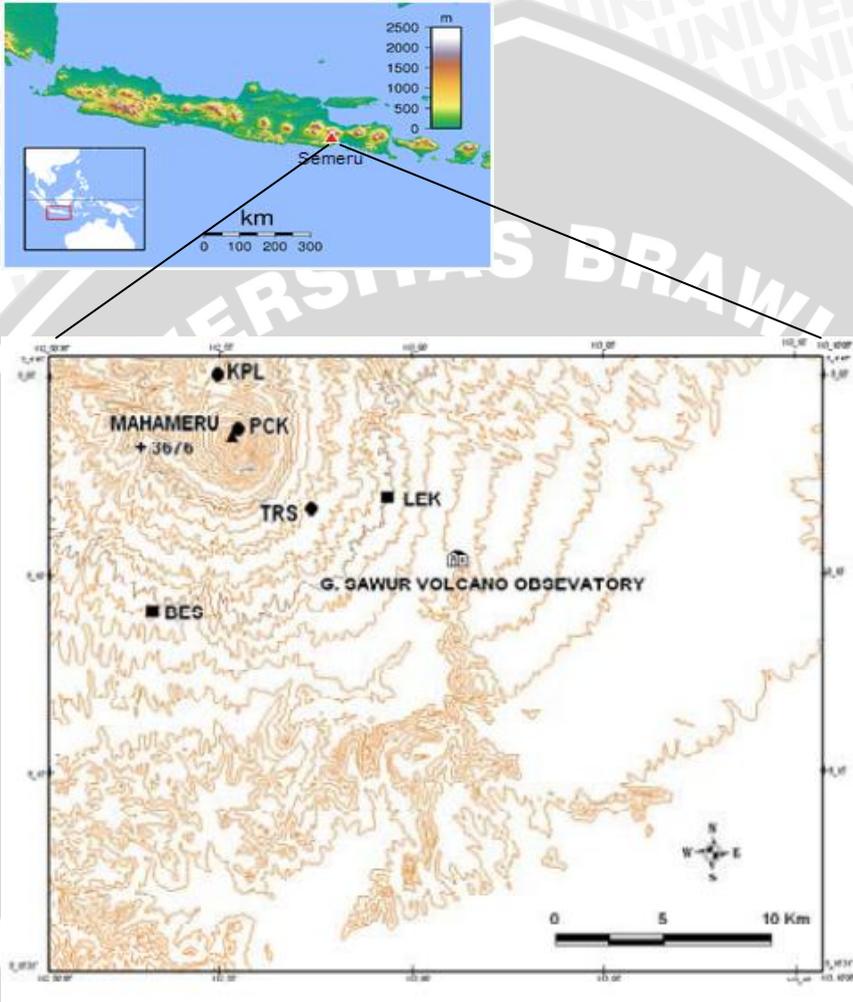
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Kondisi Geografi dan Geologi G. Semeru

Gunung Semeru terletak di Kabupaten Lumajang dan Malang, Jawa Timur. Puncak yang tertinggi dikenal dengan Mahameru 3676 m dpl, yang merupakan puncak dari dinding kawah tua Gunung Semeru, terletak pada posisi 8° 06' 30" LS dan 112° 55' BT dan merupakan puncak tertinggi di Pulau Jawa. Sutawijaya drr., (1986 dan 1996) dan Wahyudin (1991), telah menguraikan litologi yang menyusun kompleks vulkanik Gunung Semeru yang terdiri dari aliran lava, endapan piroklastik (jatuhan dan aliran) dan kerucut skoria sebagai endapan primer. Endapan vulkanik Kompleks Gunung Semeru umumnya berkomposisi basaltik sampai andesitik. Endapan vulkanik sekunder seperti guguran puing (longsoran vulkanik) dan lahar juga ditemukan pada beberapa bagian di Kompleks vulkanik Gunung Semeru.

Berdasarkan jenis litologi, posisi stratigrafi dan sumber letusan, Sutawijaya drr., (1996) membagi batuan kompleks Gunung Semeru menjadi beberapa kelompok batuan, dari tua ke muda adalah: endapan vulkanik Gunung Jambangan - Ajek-ajek, endapan vulkanik Gunung Tengger, endapan vulkanik Gunung Mahameru (Semeru Tua), dan endapan vulkanik Gunung Semeru Muda. Struktur geologi kompleks Gunung Semeru ditandai dengan adanya sesar, kaldera, kawah, dan maar (Wahyudin, 1991) Tidak kurang dari 4 (empat) sesar atau struktur kelurusan terdapat di kompleks Gunung Semeru. Struktur sesar ini berarah baratlaut-tenggara, timur-barat dan timurlaut-baratdaya dan umumnya memperlihatkan adanya pergeseran litologi dan dianggap sesar normal. Dua buah kaldera di kompleks Gunung Semeru-Jambangan yaitu Kaldera Jambangan dan Kaldera Ajek-ajek, dicirikan oleh adanya suatu dasar kaldera. Ada dua buah kaldera di kompleks Gunung Semeru. Dinding kaldera Gunung Jambangan bagian selatan dan baratdaya telah ditutupi oleh Gunung Mahameru 3676 m dpl dan Gunung Kepolo 3085 m dpl. Dasar kaldera

ditutupi oleh aliran lava, aliran piroklastik dan jatuhnya piroklastik.



Gambar 2.1. Peta lokasi dan jaringan pemantauan seismik Gunung Semeru, Jawa Timur (Maryanto dan Mulyana, 2008).

2.2 Klasifikasi Tipe Erupsi

Berdasarkan kekentalan magma, tekanan gas, kedalaman dapur magma, dan material yang dikeluarkannya, letusan gunung api dibedakan menjadi beberapa tipe, yaitu:

2.2.1. Letusan Tipe Hawaii

Letusan tipe hawaii terjadi karena lava yang keluar dari kawah sangat cair, sehingga mudah mengalir ke segala arah. Sifat lava yang sangat cair ini menghasilkan bentuk seperti perisai atau tameng. Contoh: Gunung Maona Loa, Maona Kea, dan Kilauea di Hawaii.

2.2.2. Letusan Tipe stromboli

Letusan tipe ini bersifat spesifik, yaitu letusan-letusannya terjadi dengan interval atau tenggang waktu yang hampir sama. Gunung api stromboli di Kepulauan Lipari tenggang waktu letusannya ± 12 menit. Jadi, setiap ± 12 menit terjadi letusan yang memuntahkan material, bom, lapili, dan abu. Contoh gunung api bertipe stromboli adalah Gunung Vesuvius(italia) dan Gunung Raung (Jawa).

2.2.3. Letusan Tipe Vulkanian

Letusan tipe ini mengeluarkan material padat, seperti bom, abu, lapili, serta bahan-bahan padat dan cair atau lava. Leusan tipe ini didasarkan atas kekuatan erupsi dan kedalaman dapur magmanya. Contoh: Gunung Vesuvius dan Etna di italia, serta G. Semeru di Jawa Timur.

2.2.4. Letusan Tipe Merapi

Letusan tipe ini mengeluarkan lava kental sehingga menyumbat mulut kawah. Akibatnya, tekanan gas menjadi semakin bertambah kuat dan memecahkan sumbatan lava. Sumbatan yang pecah-pecah terdorong ke atas dan akhirnya terlempar keluar. Material ini menuruni lereng gunung sebagai ladu atau gloedlawine. Selain itu, terjadi pula awan panas (gloedwolk) atau sering disebut wedhus gembel. Letusan tipe merapi sangat berbahaya bagi penduduk disekitarnya.

2.2.5. Letusan Tipe Perret atau Plinian

Letusan tipe ini sangat berbahaya dan sangat merusak lingkungan. Material yang dilemparkan pada tipe ini mencapai 80 km. Letusan tipe ini dapat melemparkan kepundan atau membobol puncak gunung, sehingga dinding kawah melorot. Contoh: G. Krakatau yang meletus pada tahun 1883 dan St. Helens yang meletus pada tanggal 18 Mei 1980.

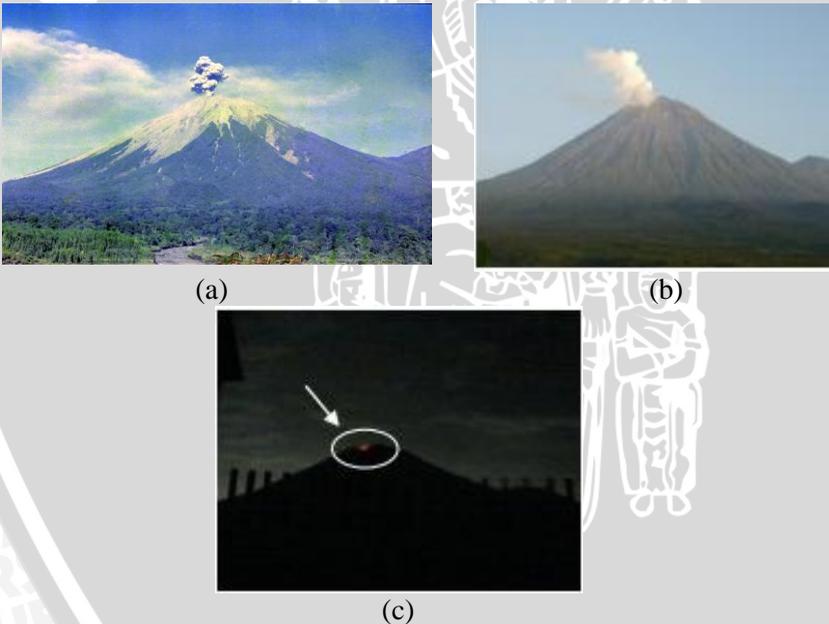
2.2.6. Letusan Tipe Pelee

Letusan tipe ini biasa terjadi jika terdapat penyumbatan kawah di puncak gunung api yang bentuknya seperti jarum, sehingga menyebabkan tekanan gas menjadi bertambah besar. Apabila Penyumbatan Kawah tidak kuat, gunung tersebut meletus.

2.2.7. Letusan Tipe Sint Vincent

Letusan tipe ini menyebabkan air danau kawah akan tumpah bersama lava. Letusan ini mengakibatkan daerah disekitar gunung tersebut akan diterjang lahar panas yang sangat berbahaya. Contoh: Gunung Kelud yang meletus pada tahun 1919 dan gunung Sint Vincent yang meletus pada tahun 1902.

Berikut adalah karakteristik erupsi G. semeru sejak tahun 1967 sampai sekarang.



Gambar 2.2. (a) Gunung Semeru dilihat dari arah selatan, memperlihatkan letusan strombolian vulkanian lemah, merupakan ciri letusan sejak 1967

(Wahyudin,2010), (b) Visual letusan dengan manifestasi hembusan asap pada tanggal 29 Maret 2009 dilihat dari PPGA Sawur dan dari puncak G. Semeru (Pervita,2011), (c) magma diam yang (lingkaran) di puncak gunung pada tanggal 5 November 2009 yang menandai kemunculan kubah lava (Pervita,2011).

2.3 Mekanisme Erupsi Gunungapi

Dalam telaah mekanisme gunungapi , dapat didekati dengan dua model mekanisme, yaitu mekanisme gempa vulkanik sebagai gambaran gempa yang berasal dari gunungapi bagian dalam, dan juga mekanisme erupsi sebagai gambaran detail terjadinya proses erupsi gunungapi di permukaan.

Mekanisme erupsi digunakan sebagai gambaran detail terjadinya proses erupsi gunungapi di permukaan. Dalam Hendarjaya (1998), mekanisme erupsi dapat dipandang dari pendekatan sederhana kesetimbangan energinya. Pengisian kantong magma akan meng

akibatkan penambahan tekanan secara kontinyu. Dalam hal ini, erupsi akan terjadi jika tekanan dalam kantong magma lebih besar daripada kekuatan batuan di sekitarnya. Ketika erupsi telah terjadi, maka ada pengosongan kantong magma. Kantong magma yang kosong ini selanjutnya akan terisi lagi hingga waktu erupsi selanjutnya. Selang waktu hingga pengisian magma mencapai tekanan maksimum, hingga siap untuk erupsi lagi disebut sebagai periode erupsi.

Mekanisme erupsi dari gempa vulkano tektonik juga sering diteliti dan dibahas dalam hubungannya dengan kegiatan tektonik dan aktivitas vulkanik. hubungan antara mekanisme fokus dari gempa vulkano-tektonik (gempa tipe A) dan aktivitas erupsi dari Gunungapi Sakurajima. Dapat ditentukan bahwa jenis mekanisme erupsi yang terjadi adalah patahan naik sangat dominan ketika aktivitas erupsi meningkat, dan patahan turun dominan ketika aktivitas telah melewati aktivitas puncak (Nishi,1978)

Pola mekanisme erupsi lainnya juga pernah ditelaah di Gunung Kelut, pada kasus tahun 1990. Dimana, mekanisme erupsi meliputi proses dinamika fluida magma di kantong magma, proses hidrolika aliran magma di dalam saluran dan proses termodinamika

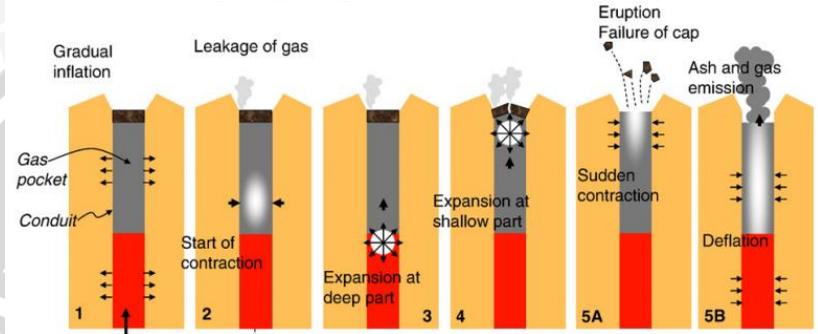
pendistribusian magma di permukaan bumi. Di dalam kantung magma, pelepasan gas sebagai akibat kristalisasi magma dapat menjadi pemicu erupsi, dimana gas dengan tekanan dan mobilitas tinggi sangat potensial untuk membuat rekahan rekahan yang kemudian menjadi saluran tempat mengalirnya magma (Supriadi, 1992).

Model mekanisme erupsi lainnya dapat dilihat dari penelitian yang dilakukan oleh Maryanto (1998). Dimana, perilaku erupsi gunung Semeru dengan aktivitas stromboliannya dimodelkan sebagai analogi suatu sistem massa pegas yang teredam. Pada model diasumsikan bahwa ketika gaya eksternal yang mendorong massa sudah melebihi gaya pegas dan redamannya yang menahan massa, maka gaya eksternal akan keluar pada panjang pegas tertentu dan massa memantul kembali. Keadaan tersebut dianalogikan dengan terjadinya erupsi, yakni ketika tekanan magma sudah melebihi gaya berat massa penyumbat dan redaman fluida, maka tekanan akan keluar, dalam artian erupsi akan terjadi.

Menurut Pervita (2011) Mekanisme letusan G. Semeru diawali dari akumulasi gas pada bagian pipa konduit paling atas sekitar 5-30 menit sebelum letusan. Kemudian kantung gas terbentuk, yang menyebabkan magma dibawahnya mengalami saturasi sehingga muncul gelembung gas di dalam magma. Letusan yang muncul akan menghancurkan penutup dari pipa konduit sehingga gas vulkanis dan asap keluar dari kawah.

Menurut Iguchi,dkk tahun (2011) proses erupsi eksplosif berdasarkan observasi pada gunung api sakurajima,semeru dan suwanosejima. (1) Naiknya magma dan akumulasi gas volkanik dalam konduit di bawah sumbatan yang tertahan. Peningkatan tekanan dan volume diamati dengan kemiringan/regangan yang berkaitan dengan pengembangan dan perpindahan ke arah atas. (2) Lepasnya gas seiring tekanan gas melampaui kekuatan penyumbat. Resultan dari kontraksi kecil dideteksi oleh kemiringan deflasi dan perpindahan ke arah bawah. (3) Tekanan berkurang dalam konduit yang dimulai dari kantong gas, memicu keluarnya gas dari magma yang tersaturasi di bawah konduit. Ekspansi dideteksi oleh gerak pertama gelombang P dari gempa eksplosif. (4) Proses ekspansi menghancurkan sumbatan di konduit bagian atas. Tahap (3) dan (4) tidak bisa dibedakan pada gunung api suwanosejima dan semeru.

(5A) Pecahnya sumbatan di konduit bagian atas. kantong gas pada bagian atas konduit runtuh sehingga memicu kontraksi dari deformasi dasar pada bagian sempit. (5B) abu vulkanik dan emisi gas dari konduit. Penurunan tekanan dan volume diamati oleh kemiringan/regangan yang berkaitan dengan deflasi dan perpindahan ke arah bawah. Seperti pada gambar 2.3.



Gambar 2.3. Ilustrasi erupsi eksplosif G. Semeru, G. Sakurajima dan G. Suwanosejima (Iguchi,dkk.2011)

2.4 Parameter Sifat Erupsi Gunung api

Parameter fisika yang digunakan untuk memahami fenomena erupsi gunung api antara lain viskositas magma, temperatur, tekanan, aliran magma, densitas magma,dll.

2.4.1 Viskositas Magma

Viskositas adalah resistensi terhadap aliran (kebalikan dari fluiditas).Tergantung pada komposisi, suhu, & kandungan gas.

- Tinggi SiO_2 magma konten memiliki viskositas lebih tinggi dari SiO_2 magma konten rendah
- Rendah magma Suhu memiliki viskositas lebih tinggi dari magma suhu yang lebih tinggi (Nelson.2003).

Viskositas merupakan sifat suatu cairan atau gas yang berhubungan dengan hambatan alir gas/cairan itu sendiri akibat adanya gaya-gaya antar partikel yang mengalir. Magma yang paling kental membentuk gunung berapi dimana batuan cair cenderung memadat setelah letusan atau bahkan sebelum atau

bahkan sebelum keluar dari kawah. Akibatnya, magma menyumbat lubang vulkanik dengan tutup dari magma padat pada akhir stiap letusan. Cepat atau lambat cenderung membuat tutup tersebut meledak sehingga letusan dari gunung berapi biasanya mendadak dan eksplosif, setelah periode waktu panjang yang tenang.

Kerasnya letusan di daerah sekitarnya dipicu oleh ledakan yang disebabkan oleh gas-gas yang dilepaskan dengan keras oleh magma yang sangat kental, bergerak bersama sejumlah abu, bara dan puing-puing yang berasal dari bagian-bagian dari gunung yang hancur oleh ledakan. Semakin kental magma, semakin sulit magma untuk mengalir. Jadi dapat dikatakan bahwa viskositas magma sangat berhubungan dengan kandungan silikanya. Semakin tinggi kandungan silikanya, maka magma semakin viskos dan aliran magma akan semakin lambat. Hal ini disebabkan karena molekul-molekul silika terangkai dalam bentuk rantai yang panjang, walaupun belum mengalami kristalisasi. Akibatnya, karena lava basaltik mengandung silika yang rendah, maka lava basaltik cenderung bersifat encer dan mudah mengalir.

2.4.2 Densitas Magma

Densitas magma adalah salah satu faktor yang paling penting mengendalikan perilaku fisik dan kimia gunung api. Densitas berperan dalam mengendalikan migrasi magma ke tingkat lebih rendah. Densitas magma berkisar antara 2,2 dan 3,1 g/cm³ mineral mafik seperti pyroxenes, olivines dan amphiboles biasanya padat dari magma. Letusan magma mereda oleh gas-gas terlarut di dalamnya. Jadi magma jenuh di bawah tekanan besar dengan gas-gas seperti CO_2 , SO_2 , HCl, HF, H_2O , H_2 , dan lainnya. Ketika magma naik sepanjang lubang utama dari gunung berapi, tekanan berkurang dan gas terpisah dari magma membentuk gelembung. Ini cenderung untuk naik ke atas dan meningkatkan tekanan yang diberikan ke magma atas

Faktor yang mempengaruhi Densitas magma:

- Suhu: semakin tinggi T, semakin rendah kepadatan
- Tekanan: semakin tinggi tekanan, semakin tinggi kepadatan. Dengan demikian, kepadatan magma akan meningkat seiring dengan peningkatan kedalaman, sampai magma ini sebenarnya lebih padat daripada batuan padat (ini karena

cairan lebih kompresibel daripada padatan). Hal ini terjadi pada kedalaman ~ 400 km. Oleh karena itu, magma yang dihasilkan dari kedalaman > 400 km tidak naik ke permukaan.

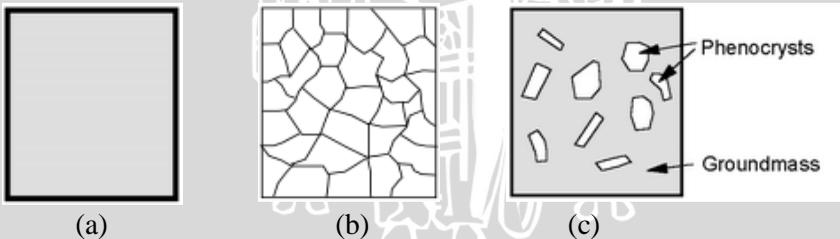
- Komposisi: Kepadatan magma sebagian besar tergantung pada kandungan Fe-nya. Oleh karena itu, magma dasar lebih padat daripada yang asam (El-shazly,2004)

Dalam penentuan densitas cairan oksida dapat menggunakan turunan parsial, dengan persamaan

$$A = B + \left[\frac{\partial B}{\partial X} \right]_y + \left[\frac{\partial B}{\partial Y} \right]_x \quad (2.1)$$

(Humaida dkk.2011)

Karena pendinginan magma tergantung pada kecepatan yang berbeda-beda, maka kristal yang terbentuk dan teksturnya memiliki sifat yang berbeda. Pendinginan secara cepat pada permukaan mengakibatkan banyak terbentuk kristal kecil. Kristal yang terbentuk tidak dapat terbedakan dengan mata telanjang (tekstur aphanitic). Contohnya obsidian (volcanic glass) seperti pada gambar 2.4 (a). Pendinginan yang lambat pada kedalaman tertentu mengakibatkan terdapat kristal yang lebih besar dalam jumlah yang lebih sedikit. Menimbulkan Tekstur phaneritik seperti pada gambar 2.4 (b). Tekstur Porfinik terjadi ketika pendinginan lambat diikuti oleh pendinginan cepat. *Phenocrysts* adalah kristal besar dan *matrix* atau *groundmass* adalah kristal kecil seperti pada gambar 2.4 (c).



Gambar 2.4 Tekstur kristal magma. (a) *volcanic glass*, (b) *Phaneritic* (c) *Porfinic* (Nelson.2003)

Berdasarkan kandungan silika, Tiap-tiap magma memiliki karakteristik yang berbeda. Rangkuman dari tipe magma itu seperti terlihat di dalam Tabel 1.

Tabel 2.1 Tipe Magma (Nelson,2003)

Tipe magma	Batuan beku yang dihasilkan	Komposisi Kimia	Temperatur	Viskositas	Kandungan Gas
Basaltik	Basalt	45-55 SiO ₂ %, kandungan Fe, Mg, dan Ca tinggi, kandungan K, dan Na rendah.	1000 - 1200 °C	Rendah	Rendah
Andesitik	Andesit	55-65 SiO ₂ %, kandungan Fe, Mg, Ca, 65-75 SiO ₂ %, kandungan Fe, Mg, dan Ca rendah, kandungan K,	800 - 1000 °C	Menengah	Menengah
Rhyolitik	Rhyolit		650 - 800 °C	Tinggi	Tinggi

Berdasarkan parameter kimia dari Gill (1981), batuan G. Semeru muda dapat diklasifikasikan kedalam basal, andesit basa dan andesit asam (46,5 sampai 60% SiO₂). Batuan dasit (66,6% SiO₂) hanya ditemukan pada satu aliran lava tua pada kelompok G. Ajek-ajek.

Berdasarkan diagram AFM dari Na₂O + K₂O ; MgO dan FeO (Irvine dan Baragar, 1971), batuan vulkanik Komplek G. Semeru dikelompokan sebagai batuan Calc-alkaline. Kandungan Mg-number (20,7 - 56,6) Ni (2 - 56 ppm) dan Cr (1 -160 ppm) yang rendah pada batuan komplek G. Semeru menunjukkan bukan berasal dari magma primer, namun telah mengalami proses sekunder yaitu fraksional kristalisasi, kontaminasi dan atau pencampuran magma (Dana. I.N, dkk. 1995).

2.5 Aliran Lava Gunungapi

Morfologi dan laju alir lava tergantung pada laju letusan, suhu, komposisi, geometri lubang kawah dan topografi. Tipe morfologi aliran lava yang umum diantaranya adalah pahohoe, aa, dan blok. Morfologi yang berbeda menunjukkan perbedaan viskositas magma dan kadang-kadang laju efusi yang berbeda. Panjang aliran lava dapat mencapai antara beberapa meter sampai puluhan kilometer dengan lebar kurang dari 1 meter sampai lebih dari 100 meter. Suhu lava basaltik dapat mencapai 1200⁰K, lava dasitik dan riolitik mencapai 1000⁰K atau kurang. Lava yang tidak biasa seperti karbonat hasil letusan di Ol Doinyo Lengai (Tanzania, Afrika) suhunya hanya 400⁰K. Laju alir lava biasanya rendah, tetapi aliran lava silika-rendah dan /artau suhu tinggi dapat mencapai kecepatan lebih dari 10 meter/detik pada lereng terjal. Kebanyakan lava felsik seperti andestik, dasiltik dan riolitik mengalir lebih pelan

yaitu kurang dari 100 meter/hari pada lereng sedang. Jika viskositas dan yield strength lava felsik tinggi, lava dapat membentuk kubah lava dengan perbandingan tinggi dan diameter lebih besar dari lava yang mengalir.

Sejarah leleran lava G. Semeru tercatat mulai 1832, urutan kegiatan dibawah ini dikutip dari Data Dasar Gunungapi Indonesia dengan beberapa penambahan.

Tabel 2.2 Sejarah aliran lava G. Semeru (Irawan,2010)

Tahun	Keterangan Kejadian
1832	18 April, Lava
1864	Juli, Lava
1885	Januari, April, Juli, September. Leleran lava.
1887	Pebruari - Maret. Leleran lava 10 September – 10 Oktober
1889	Leleran lava, Januari - Maret, Juni, Oktober, Desember
1891	Februari - Mei. Leleran lava
1895	22 Mei - 10 Juli, 1 Oktober leleran lava, lahar. Tanah Garapan rusak
1897	Januari. Leleran lava
1898	Pebruari. Leleran lava
1900	29 Maret - 11 April. Leleran lava
1911	Januari, Pebruari ? Leleran lava ? Awan panas. Tanah garapan rusak. Nopember - Desember
1941 - 1942	Letusan dalam celah radial. Leleran lava.
	21 September 1941 - Pebruari 1942. Letusan sampai di lereng sebelah timur pada ketinggian antara 1400 dan 1775 m. Titik letusan sebanyak 6 tempat. Leleran lava masuk ke B. Semut dan menimbuni Pos Pengairan Bantengan. Aliran lava sepanjang 6,5 km.
1950	Juli, 23 Nopember - Desember, lava mengalir ke Besuk Sat dan guguran lava masuk ke Besuk Semut
1951	Nopember. Aliran lava masuk ke Besuk Semut
1952	Aliran lava masuk sampai ke Totogan Malang dan aliran lava ke Besuk Kobokan sampai di Curah Lengkong
1954	Nopember, aliran lava melalui Besuk Kobokan
1955 - 1957	Kegiatan terus berlangsung, 22 Pebruari dan 4 Mei 1957 aliran lava

(Lanjutan Tabel 2.2)

1958	27 April terjadi aliran lava sepanjang 1 km melalui Kali Glidik, terjadi pula pembentukan kubah lava
1961	Letusan tipe stromboli dengan tinggi abu lk 3000 m di atas puncak (Sumopranoto, 1961, dalam Kusumadinata, 1979). Aliran lava terjadi di Kali Glidik, Besuk Sat, Besuk Bang dan Besuk Kobokan.
1963	5 Mei mulai jam 14.10 terjadi awan panas dan aliran lava melanda Curah Lengkong, Kali Pancing dan Besuk Semut, awan panas mencapai 8 km dari kawah. Letusan berlangsung hingga akhir Juli.
1969	Pertumbuhan kubah lava terus berlangsung.
1973	Pembentukan kubah lava masih berlangsung selama Agustus. Letusan mencapai lk 1000 m sering terjadi yang disertai aliran lava. Guguran lava pijar meningkat dan meluncur ke Besuk Sat dan Besuk Kobokan mencapai jarak 2 km dari puncak, membakar hutan.
1975 - 1976	Letusan di kawah utama disertai aliran lava.
1981	Letusan - letusan kecil, lava mengalir lewat tepi kawah masuk ke Besuk Kembar dan membentuk lidah lava.
1990	Nopember - Desember terjadi guguran kubah lava menghasilkan awan panas dan Kawah Jonggring Seloko terbuka sampai saat ini.
1994	- 2 Februari terjadi 9 kali letusan asap putih tebal dengan ketinggian 500 m dan 34 kali guguran lava ke Besuk Kembar mencapai lk 1000 m, disertai dengan meningkatnya gempa tremor selama 7 hari
	3 Februari pukul 03.50 terjadi letusan dan suara dentuman disertai hujain abu dan guguran lava membentuk awan panas guguran dari kubah lava dan lidah lava yang terbentuk sejak tahun 1992.

Penetapan zona bahaya dan zona aman terhadap letusan gunung berapi, kawasan rawan bencana ini telah diidentifikasi oleh beberapa studi dan dalam proyek gunung semeru yang meliputi areal seluas 26.520 ha dengan perincian sebagai berikut.

- a) Daerah terlarang yaitu daerah yang terletak disekitar gunung berapi yang berdekatan dengan sumber letusan ditetapkan pada sebagian wilayah kecamatan Senduro, Pronojiwo, dan Candipuro. Rencana pengembangannya adalah perlindungan mutlak yang tidak bisa dibudidayakan.
- b) Daerah bahaya 1 merupakan daerah yang dianggap paling berbahaya berdasarkan pengalaman letusan dimasa lampau

ditetapkan pada sebagian wilayah kecamatan Senduro, Pronojiwo, Pasirian, Tempeh, Kunir, Yosowilangun, Rowokanung, Tekung, Jatiroto, Lumajang, Sukodono, Randuagung, Gucialit, Klakah, Dan Ranuyoso.

- c) Daerah bahaya 2 ditetapkan pada wilayah kecamatan Pronojiwo, Tempursari, Candipuro, Pasirian, Tempeh, Senduro, Tekung, Lumajang, dan Sukodono. (PEMKAB Lumajang, 2008).

UNIVERSITAS BRAWIJAYA



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

(Halaman ini sengaja dikosongkan)



BAB III METODOLOGI

3.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian yang mengambil judul “Analisa Komponen Volatil Dan Laju Alir Lava Pada Erupsi Gunung Semeru, Jawa Timur” ini dilaksanakan di Laboratorium Geofisika, Universitas Brawijaya, Malang. Penelitian ini dilakukan pada bulan Februari sampai Juni 2013.

3.2 Alat Penelitian

Dalam proses pengolahan, Penelitian ini menggunakan beberapa software diantaranya MATLAB *version* 7.11.0.584 (R2010b), Origin dan Microsoft Excel 2007, Google Earth Pro 7.0.2.8415 dan dibantu dengan geological software Kware Magma *version* 2.49.0126.

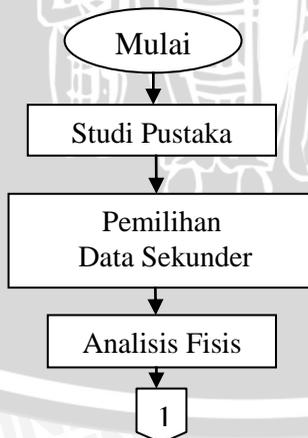
3.3 Data Penelitian

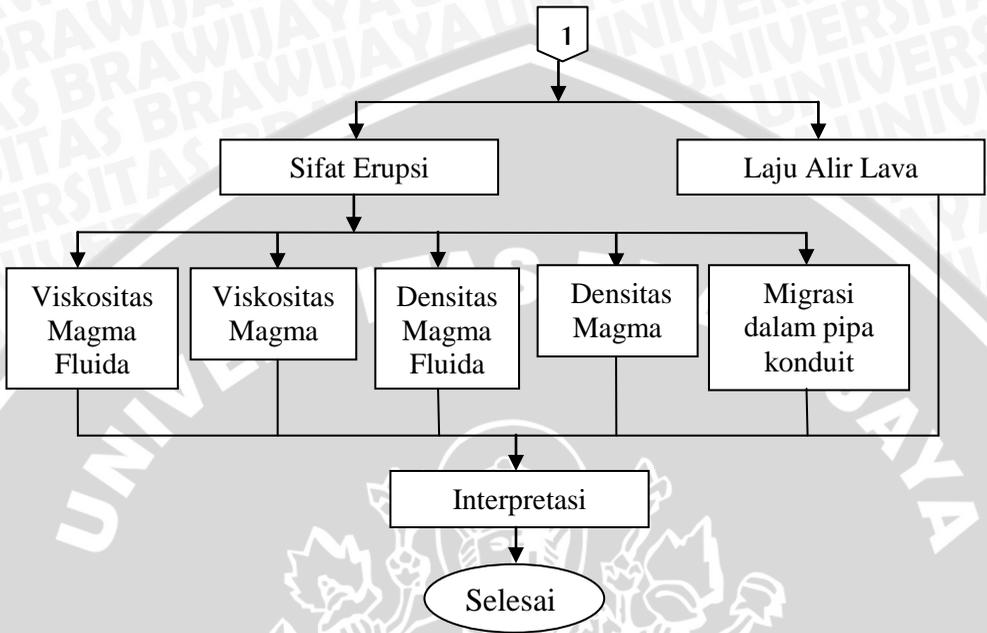
Pada penelitian ini menggunakan data sekunder. Data sekunder diperoleh dari penelitian yang telah dilakukan sebelumnya mengenai perilaku Gunung Semeru. Dari data yang diperoleh akan dijadikan parameter sebagai bahan dasar dalam melakukan analisis densitas dan viskositas magma G. Semeru serta migrasi magma dalam pipa konduit. Penentuan parameter dikaitkan dengan proses pengolahan yang dilakukan. Data sekunder diperoleh secara langsung dari referensi tanpa memperdulikan keakuratan parameter tersebut. Sebagaimana besar data sekunder diperoleh dari penelitian laboratorium yang pernah dilakukan berupa kandungan senyawa oksida dalam magma. Dalam penelitian ini juga menggunakan data topografi kawasan G. Semeru meliputi latitude, longitude dan ketinggian. Data tersebut diperoleh dengan menggunakan bantuan google earth dan digunakan untuk menentukan laju alir lava pada daerah sekitar kawah Jonggring Saloko jika terjadi proses erupsi pada G. Semeru. Data yang didapatkan mempunyai ketelitian topografi sebesar 100 m. Data sekunder akan diolah dengan menggunakan persamaan/software. Data penelitian akan di

kombinasikan dengan variabel yang divariasi untuk mengetahui mekanisme sifat erupsi dan laju alir lava Gunung Semeru.

3.4 Alur Penelitian

Pada penelitian ini, langkah yang dilakukan adalah menentukan parameter yang akan digunakan berdasarkan penelitian yang berkaitan dengan perilaku G. Semeru. Data yang diperoleh akan dijadikan acuan/parameter dalam proses pengolahan. Langkah ini sangat mempengaruhi pada proses pengolahan data. Analisa yang dilakukan meliputi viskositas magma fluida, viskositas magma, densitas magma fluida, densitas magma dan migrasi magma dalam pipa konduit untuk menentukan perubahan sifat erupsi G. semeru. Sedangkan penentuan laju alir lava merupakan fungsi dari kemiringan bidang tanah. Pemilihan parameter viskositas dan densitas magma merupakan faktor penting untuk mengetahui proses erupsi sedangkan aliran lava untuk mitigasi bencana dari proses erupsi. Proses analisis dilakukan dengan menggunakan software dan persamaan. Dari hasil perhitungan yang dilakukan akan didapatkan hasil yang dapat memrepresentasikan kondisi aktivitas G. Semeru berdasarkan kedalaman, temperatur, kandungan senyawa oksida dan topografi sehingga dapat diketahui perubahan sifat erupsi dan laju alir lava G. Semeru. Hasil interpretasi akan dihubungkan dengan serangkaian teori dan fakta kejadian untuk dapat membuktikan bahwa hasil yang diperoleh sesuai.





Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

3.4.1 Viskositas Magma Fluida

Dalam penentuan viskositas magma leleh, menggunakan model persamaan *Hess – Dingwell*. Persamaan tersebut merupakan persamaan non-Arrhenian. Persamaan tersebut dapat diterapkan, karena komponen volatil magma terdiri atas kandungan senyawa oksida dan H_2O . Nilai yang divariasi merupakan kandungan H_2O dari 0,1 % -2 % dengan kondisi temperatur yang berbeda mulai dari 800 K - 1500K. Hal ini dilakukan untuk dapat mengetahui kecenderungan viskositas magma terhadap suhu dan kandungan H_2O dalam magma. Hasil yang didapatkan adalah berupa viskositas magma fluida.

3.4.2 Viskositas Magma

Proses penentuan nilai viskositas magma dilakukan dengan menggunakan pendekatan persamaan Einstein-Roscoe.

Besar nilai viskositas magma fluida sangat mempengaruhi viskositas kristal dalam magma sehingga nilai viskositas magma fluida digunakan sebagai variabel dalam melakukan kalkulasi viskositas magma. Sehingga akan diperoleh viskositas magma dengan variasi kandungan H_2O (0,1%-2%) dan temperatur (800K - 1500K). Input dalam proses ini adalah viskositas leleh dan volume fraksi kristal. Hasil dari output berupa viskositas magma yang dipengaruhi viskositas magma fluida, volume fraksi kristal dan maksimum fraksi dalam padatan.

3.4.3 Densitas Magma Fluida

Penentuan nilai densitas lelehan magma dilakukan dengan menganggap tekanan konstan sebesar 1 GPA. Perlakuan tersebut dikarenakan tekanan 1 GPA sudah cukup mewakili tekanan di kerak bumi secara keseluruhan. Data masukan dalam program ini meliputi kandungan senyawa oksida magma dan temperatur magma dibawah kawah G. Semeru. Ada beberapa perhitungan yang dilakukan dalam menentukan nilai densitas lelehan magma. Pertama, perhitungan dilakukan untuk menentukan fraksi mol tiap senyawa oksida. Selanjutnya akan dilakukan kalkulasi konstanta pada tiap oksida. Dalam program ini tekanan dianggap konstan sedangkan temperatur divariasikan untuk mengetahui perubahan densitas magma fluida, hal ini dikarenakan semakin kedalam dari kawah gunung, semakin besar temperatur magma. Sehingga perlu dilakukan kalkulasi terhadap thermal ekspansi. Langkah selanjutnya, dilakukan sumasi antara Partial molar volume, thermal ekspansi dan kompresibilitas sehingga akan didapatkan fraksional molar volume tiap komponen volatil magma. Hasil dari fraksional tiap oksida akan dikalikan dengan massa molar masing-masing oksida sehingga didapatkan hasil fraksional densitas untuk tiap oksida. Untuk nilai densitas magma fluida diperoleh dari hasil sumasi fraksional densitas tiap oksida. Selanjutnya, program akan melakukan pencacahan ulang dengan temperatur yang berbeda. Output dari program ini adalah nilai densitas magma

fluida pada temperatur sekian yang selanjutnya akan digunakan dalam kalkulasi densitas magma.

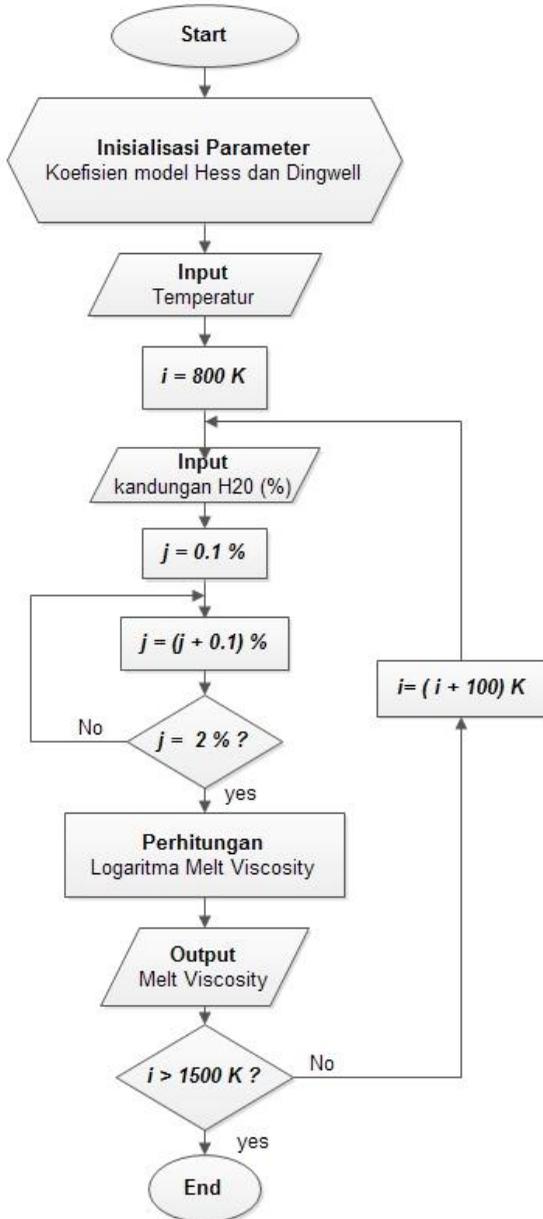
3.4.4 Densitas Magma

Setelah diketahui nilai densitas lelehan magma, maka proses untuk mendapatkan densitas magma tidaklah begitu rumit. Densitas lelehan magma akan digunakan untuk menentukan tekanan hidrostatik bergantung pada kedalaman dengan cara memasukkan inputan berupa kedalaman dan densitas lelehan magma. Langkah berikutnya dilakukan kalkulasi terhadap fraksi massa yang terlarut dan fraksi massa volatil terlarut dalam magma pada kondisi tak terjenuhkan dan didapatkan hasil densitas magma. Program akan melakukan kalkulasi yang sama untuk tiap kedalaman yang berbeda. Sehingga akan diketahui variasi nilai densitas magma tergantung pada kedalaman.

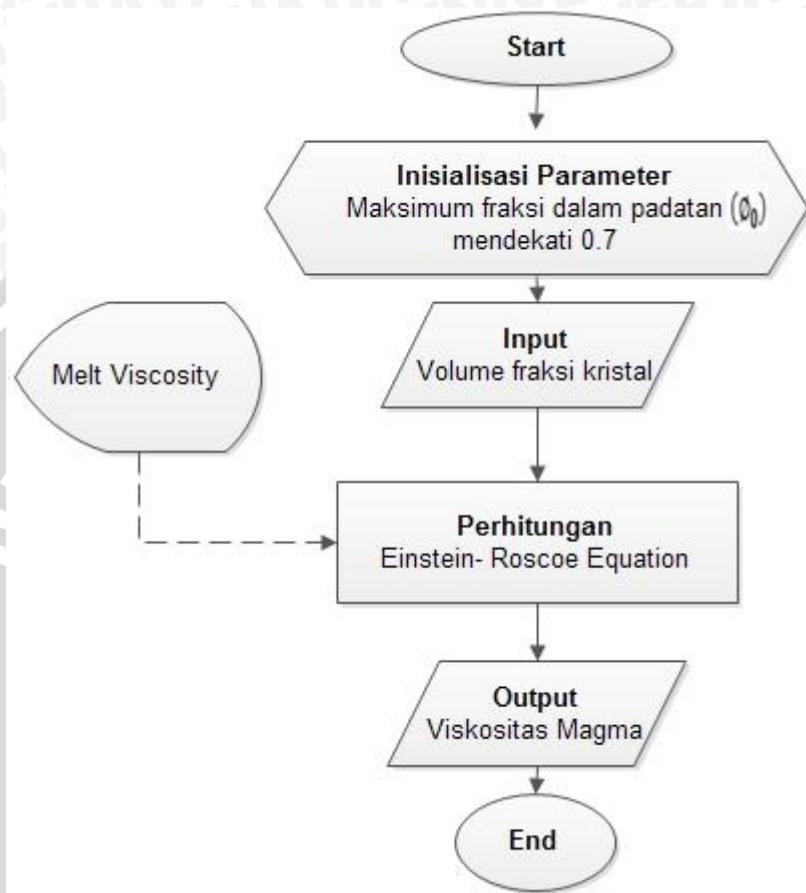
3.4.5 Laju Alir Lava

Proses penentuan nilai laju alir lava dilakukan dengan menggunakan pendekatan *Jefrey's equation*. Ada beberapa parameter nilai input berupa temperatur, tekanan, volume kristal dan kandungan oksida untuk mendapatkan nilai densitas dan viskositas magma dengan kalkulasi software Kware Magma. Dalam penentuan kemiringan lereng, nilai input berupa topografi yang dikalkulasi oleh software origin. Dan langkah terakhir, nilai yang sudah dikalkulasi seperti pada proses diatas akan digunakan sebagai inputan dalam penentuan laju alir lava. Dengan memasukkan nilai parameter ketebalan magma yang divariasikan dari 0,5 m – 2 m dan dilakukan kalkulasi dengan *Jefrey's equation* sebagai fungsi spasial maka akan diketahui nilai laju alir lava pada daerah sekitar kawasan G. Semeru jika terjadi erupsi.

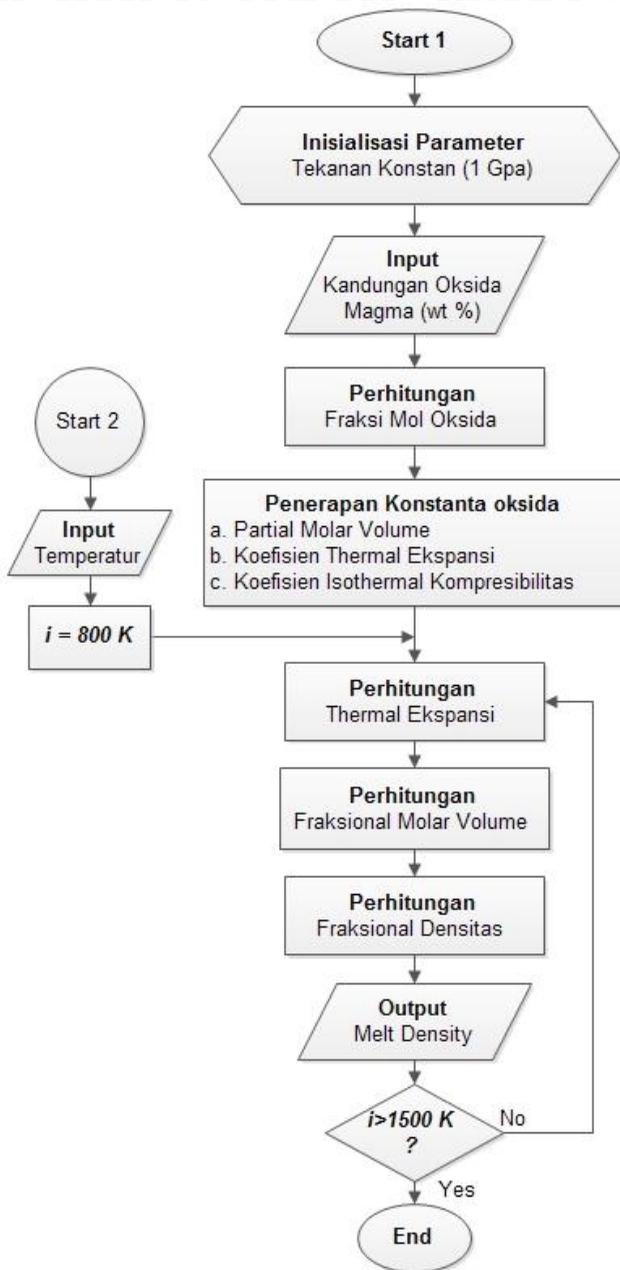
3.5 Flowchat Pengolahan Data



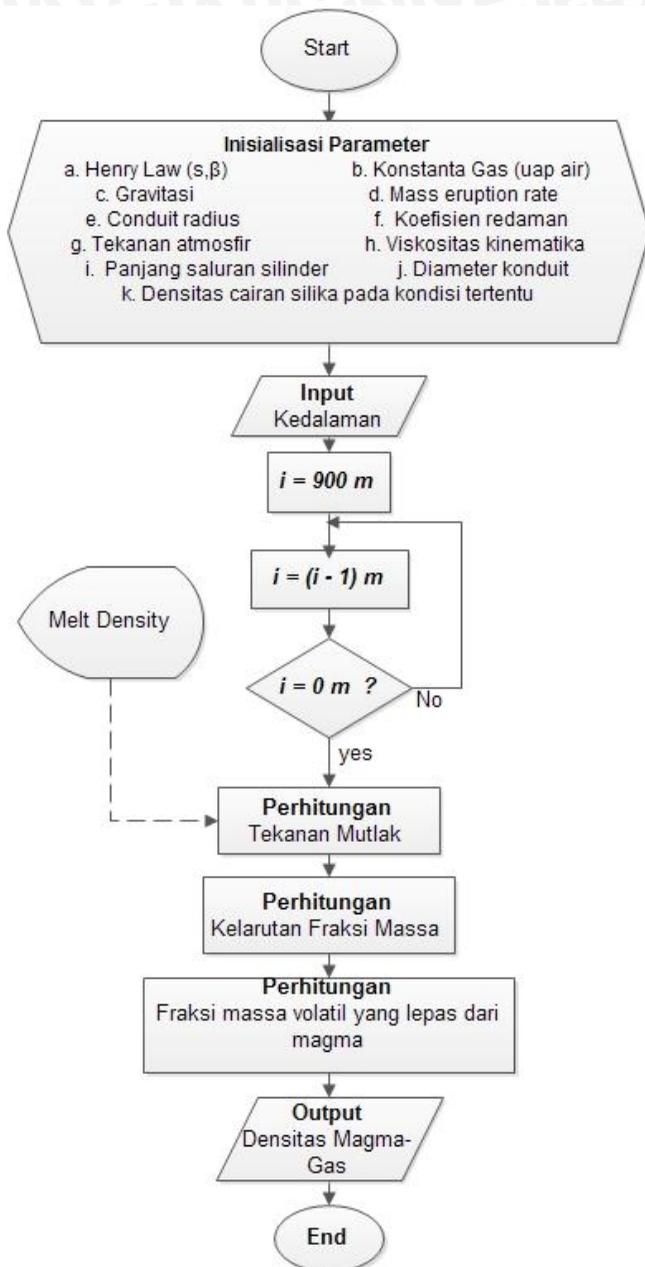
Gambar 3.2. Flowchart viskositas magma fluida



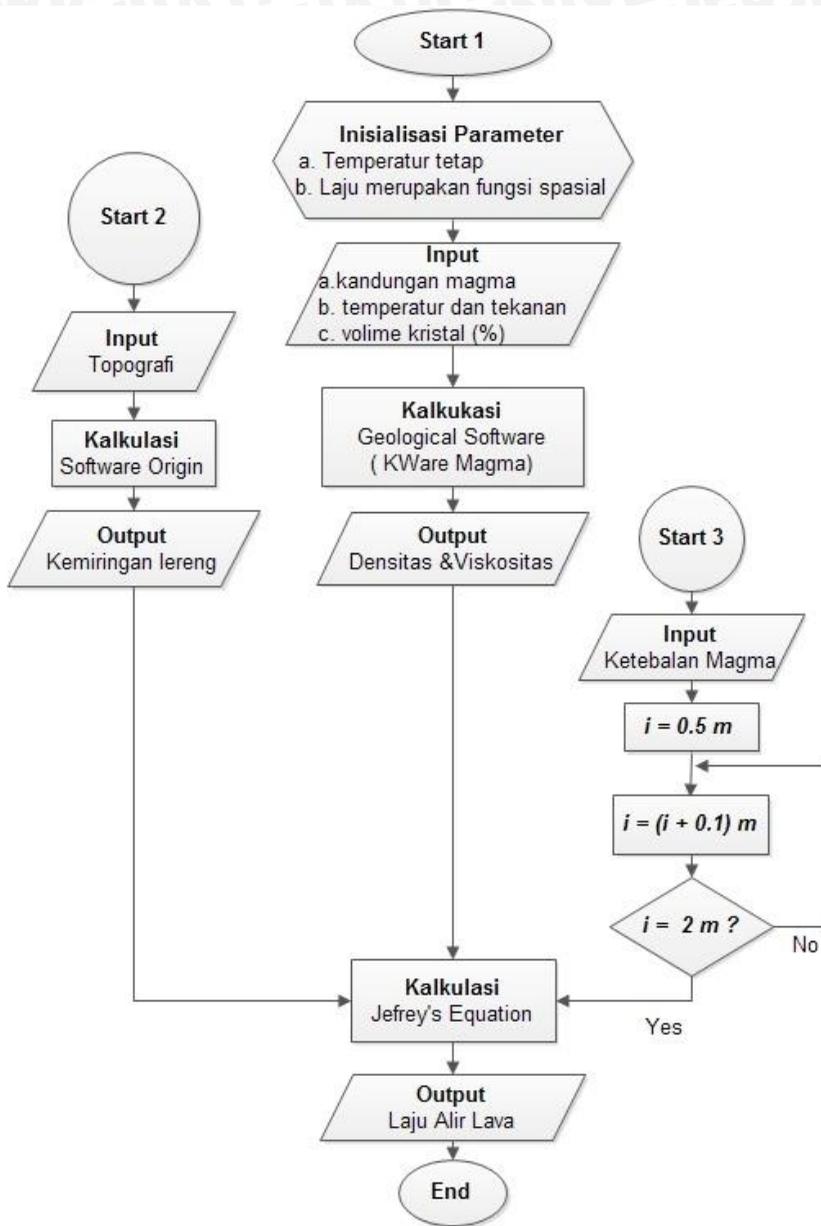
Gambar 3.3. Flowchart viskositas magma



Gambar 3.4. Flowchart densitas magma fluida



Gambar 3.5. Flowchart densitas magma



Gambar 3.6. Flowchart laju alir lava

3.6 Parameter Penelitian.

Parameter yang dilakukan dalam pengolahan data meliputi; diameter konduit 155,4 m, viskositas kinematik $0,4 \text{ m}^2/\text{s}$ (Kirbani, 1990), koefisien redaman $0,00053 \text{ s}^{-1}$, mass eruption rate 43000000 kg/m^3 (Maryanto, 1998), volume fraksi kristal (ϕ) sebesar 0,6 atau 60% (Thouret, 2010), range ketebalan lava 0,5 m- 2 m (Doyle et al, 2009, 2010). Sebaran hiposenter gempa letusan berkisar pada kedalaman 0,90-1,47 km (Pervita, 2011). Konstanta gas 462 J/Kg.K untuk uap H_2O , Tekanan dalam penentuan kompresibilitas sebesar 1 Gpa (Humaida,2011). Temperatur rata-rata lava kontak dengan udara 800 K (Maryanto, 2013). Tekanan atmosfer $1,01 \times 10^5 \text{ Pa}$, Percepatan gravitasi $9,80665 \text{ m/s}^2$, Rata-rata temperatur magma bawah permukaan G. Semeru sebesar 800-1000 K. Variasi kandungan H_2O 0,1% - 2%. Variasi Temperatur 800 K- 1500 K. Daerah yang diteliti sampai pada kedalaman 900 m dari puncak kawah aktif Jonggring Saloko.

3.7 Pengolahan Data

3.7.1 Perhitungan Viskositas Magma Fluida.

Dalam perhitungan ini, menggunakan Persamaan Non-Arrhenian dikarenakan komponen magma terdiri atas senyawa oksida dan H_2O . Persamaan ini digunakan untuk menentukan viskositas cairan *hidrous – leucogranitic* (Hess dan Dingwell, 1996)

$$\log \eta = [a_1 + a_2 \ln(C_w)] + \frac{[b_1 + b_2 \ln(C_w)]}{T - [c_1 + c_2 \ln(C_w)]} \quad (3.1)$$

Dengan a_1, a_2, b_1, b_2, c_1 dan c_2 adalah koefisien model regresi, yaitu $a_1 = -3,54$, $a_2 = 0,83$, $b_1 = 9601$, $b_2 = -2366$, $c_1 = 196$ dan $c_2 = 32$.

3.7.2 Perhitungan Viskositas Magma

Viskositas magma juga dipengaruhi oleh kristal yang terkandung didalamnya. Viskositas magma meningkat dengan naiknya kandungan silika/kristal. Percobaan laboratorium dilakukan karena pengukuran langsung

viskositas magma tidak mungkin dilakukan. Penentuan viskositas magma dilakukan dengan pendekatan *Einstein-Roscoe* dengan persamaan.

$$\eta = \eta_{melt} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_0}\right)^{-5/2} \quad (3.2)$$

3.7.3 Perhitungan Densitas Magma Fluida.

Magma terdiri atas cairan silika, dan material lain seperti kristal, gelembung gas dan fragmen batuan. Densitas cairan silika berbeda dengan dengan densitas magma karena tidak mengandung kristal, gelembung dan fragmen. Densitas Si-O mengontrol sifat fisika cairan, seperti densitas dan viskositas. Batuan ini mempengaruhi densitas magma. Karena hampir > 50 % komposisi magma secara keseluruhan adalah silika. Sehingga dalam penentuan densitas magma cair dapat dilakukan menggunakan persamaan densitas cairan silika. Dengan persamaan

$$\rho_{melt} = \sum_{i=1}^N \frac{X_i M_i}{V_i} \quad (3.3)$$

3.7.3.1 Fraksi Mol Oksida

Untuk menghitung densitas cairan silika, harus diketahui fraksi mol masing-masing oksida. Fraksi mol oksida tidak berdimensi sehingga merupakan rasio molar suatu oksida terhadap jumlah molar oksida keseluruhan. Jumlah maksimum fraksi molar oksida secara keseluruhan adalah sebesar satu. Persamaannya dapat dituliskan dengan

$$X \text{ SiO}_2 = \frac{\text{mol SiO}_2}{\text{total mol seluruh oksida}} \quad (3.4)$$

3.7.3.2 Fraksi Volume Oksida

$$V_i(T, P, X) = \bar{V}_i + \left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial T}\right]_p (T - 1673) + \left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P}\right]_T P \quad (3.5)$$

Dengan

- \bar{V}_i adalah volume molar parsial oksida ke-i pada tekanan 0,0001a Gpa dan temperatur 1673 K (m^3/mol).
- $\left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial T}\right]$ adalah koefisien muai oksida ke-i. Persamaan ini menjelaskan bagaimana volume molar berubah terhadap temperatur pada tekanan konstan ($\text{m}^3/\text{mol K}$)
- $\left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P}\right]_T$ adalah koefisien kompresibilitas oksida ke-i. Persamaan ini menjelaskan bagaimana molar volume berubah terhadap tekanan pada temperatur konstan ($\text{m}^3/\text{mol.Pa}$)

\bar{V}_i , $\left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial T}\right]$, dan $\left[\frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P}\right]_T$ merupakan koefisien yang bernilai konstan. Nilai tersebut ditentukan berdasarkan uji eksperimen laboratorium. Metode perhitungan diatas menghasilkan pengukuran densitas cairan silika dengan komposisi yang kompleks dalam magma dan biasanya digunakan untuk menghitung densitas magma.

3.7.4 Perhitungan Densitas Magma

3.7.4.1 Tekanan Mutlak pada kedalaman tertentu

Tekanan ini diakibatkan oleh gaya yang ada pada zat cair terhadap suatu luas bidang tekan pada kedalaman tertentu. Tekanan sebuah cairan bergantung pada kedalaman cairan di dalam sebuah ruang dan percepatan gravitasi.

$$P = P_0 + \rho_{\text{melt}}gh \quad (3.6)$$

3.7.4.2 Kelarutan Fraksi Massa

Kelarutan dinyatakan dalam jumlah maksimum zat terlarut yang larut dalam suatu pelarut pada kesetimbangan. Kelarutan komponen volatil pada magma dapat dilakukan dengan persamaan hukum Henry untuk. Hukum Henry memberikan hubungan antara fraksi massa volatil yang lepas dari magma dengan tekanan.

$$ns = sP^\beta \quad (3.7)$$

3.7.4.3 Fraksi massa volatil yang lepas dari magma

Hukum Henry memberikan gambaran fraksi massa dari volatil yang terlarut dalam magma fluida dan juga fraksi massa dari volatil yang lepas dari magma seperti pada gelembung gas.

$$n_{ex} = (n_o - n_s)/(1 - n_s) \quad (3.8)$$

3.7.4.4 Densitas campuran magma-gas

Densitas magma (campuran magma fluida dan gelembung gas) dapat dihitung dengan hukum gas ideal (hukum *henry*). Dengan suku pertama merupakan densitas untuk gelembung gas sedangkan suku setelah penambahan adalah densitas magma fluida.

$$\frac{1}{\rho} = \frac{n_{ex}RT}{P} + \frac{1-n_{ex}}{\sigma} \quad (3.9)$$

3.7.5 Perhitungan migrasi magma dalam Pipa Kondukt

3.6.5.1 Kecepatan aliran magma

Kecepatan aliran magma dipengaruhi oleh densitas magma, diameter pipa kondukt dan volumetrik laju alir. perhitungan magma dilakukan dengan persamaan kontinuitas.

$$\mu = \frac{4Q}{D^2\pi} \quad (3.10)$$

3.7.5.2 Bilangan Reynold

Menurut Osborne Reynolds, Sifat aliran dalam pipa tergantung pada diameter pipa, densitas dan viskositas fluida yang mengalir dan kecepatan aliran. Bilangan reynold tidak berdimensi yang merupakan kombinasi dari variabel v, D, V dan dianggap sebagai rasio kekuatan dinamis aliran massa untuk tegangan geser akibat viskositas. Persamaan bilangan Reynolds dapat dituiskan

$$Re_D = \frac{vD}{\nu_k} \quad (3.11)$$

Bilangan reynold berfungsi dalam menentukan jenis aliran magma dalam sebuah pipa konduit. Apakah aliran magma laminar, turbulen atau berada pada pertengahan laminar dan turbulen.

3.7.5.3 Head energy loss dan penurunan tekanan

Aliran dalam pipa selalu menciptakan energi yang hilang akibat gesekan. Kehilangan energi dapat diukur seperti penurunan tekanan dalam arah aliran fluida. Persamaan berikut dinyatakan dalam meter.

$$h_L = \frac{fLv^2}{2Dg} \quad (3.12)$$

Untuk kalkulasi penurunan tekanan akibat gesekan pipa konduit dapat dapat ditentukan dengan persamaan berikut. Persamaan umum penurunan tekanan disebut formula Darcy dinyatakan dalam Pascal.

$$\Delta P = \frac{\rho fLv^2}{2D} \quad (3.13)$$

Persamaan Darcy dapat diterapkan untuk aliran laminar dan aliran turbulen dan cairan dalam pipa.

3.7.6 Perhitungan Laju alir lava

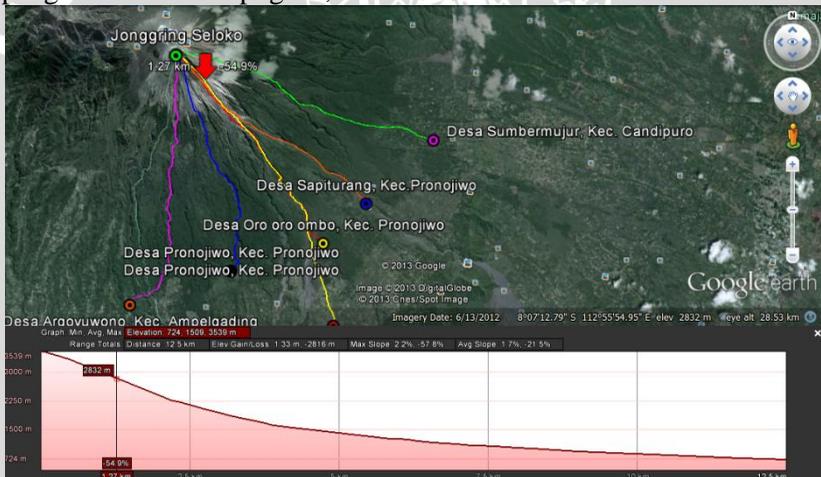
Aliran lava bisa bergerak dengan laju yang sangat berbeda dan dapat mengambil berbagai morfologi. Laju alir lava tergantung dari kekentalan magmanya dan kemiringan bidanga yang dilalui. Laju alir lava dapat diperkirakan dengan pendekatan *Jefrey's equation* sebagai berikut.

$$\text{Flow rate } (V) = \left(\frac{\rho_{melt} g t^2}{3 \eta} \right) \sin \alpha \quad (3.14)$$

Ketebalan aliran lava dapat diperkirakan dari persamaan berikut:

$$t \text{ (thickness)} = \frac{\tau}{\rho g \tan(\alpha)} \quad (3.15)$$

Dalam melakukan perhitungan diatas, nilai $\sin \alpha$ diperoleh dengan cara mengetahui gradien/slope Kemiringan topografi daerah penelitian. Nilai viskositas dan densitas diperoleh dari kandungan oksida tahun 2009 dengan temperature lava 800 K (Maryanto,2013) yang merupakan rata-rata temperature lava kontak dengan udara. Sedangkan range ketebalan 0,5-2 m berdasarkan peneitian Doyle et al. tahun 2009 dan 2010. Penentuan daerah yang diteliti dikorelasikan dengan peta rawan bencana aliran lava gunung Semeru. Berikut adalah contoh pengambilan data topografi,



Gambar 3.7 Contoh pengambilan data topografi

Data yang dipeoleh berupa latitude, longitude dan ketinggian. Latitude dan logitude diubah kedalam bentuk radian dan dijadikan bentuk meter. Selanjutnya di grafikkan dengan menggunakan origin dan di fitting linear sehingga akan diketahui gradien dari kemiringan topografi daerah penelitian dengan mengacu pada nilai error yang cukup rendah.

BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

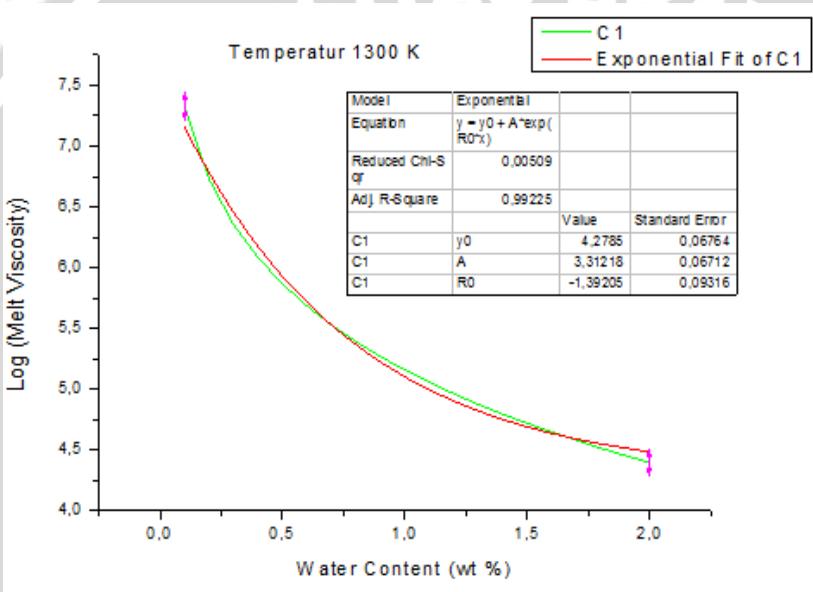
Hasil pengolahan data diinterpretasi untuk dapat menjelaskan erupsi gunung semeru dan laju alir lava Gunung Semeru. Analisis berkaitan dengan pengaruh viskositas dan densitas magma terhadap erupsi gunung semeru dan penentuan laju alir lava didasarkan pada kondisi topografi daerah kawasan Gunung Semeru. Konsep penelitian, Secara teoritis suhu berbanding lurus dengan tekanan. Magma dengan temperatur tinggi memiliki tekanan yang tinggi, sebaliknya magma yang berada dekat permukaan, suhu dan tekanan rendah.

4.1. Viskositas Magma Fluida G. Semeru

Dari hasil pengolahan data didapatkan nilai viskositas magma fluida G. Semeru tahun 2009. Dengan variabel bebas kandungan H_2O (%) dan variabel terikat Log viskositas magma fluida (Pa S) akan didapatkan model grafik 4.1. Hasil grafik menunjukkan bahwa semakin besar nilai kandungan air maka semakin rendah nilai log viskositas magma fluida.

Dari hasil pengolahan data didapatkan nilai viskositas magma fluida dengan variasi nilai temperatur. Dengan memvariasikan temperatur dengan selisih sebesar 100 K, terlihat bahwa kecenderungan untuk tiap temperatur sama terhadap nilai log viskositas magma fluida yakni semakin tinggi nilai temperatur magma maka semakin rendah nilai log viskositas magma fluida. Kecenderungan antar temperatur menunjukkan bahwa semakin tinggi temperatur maka perubahan log viskositas magma fluida semakin kecil sehingga dimungkinkan pada temperatur yang terlalu tinggi maka nilai log viskositas magma fluida terhadap kandungan air terlihat tetap/tidak terlihat mengalami perubahan yang signifikan. Hal ini berkebalikan dengan hasil pada temperatur rendah, pada temperatur rendah menunjukkan bahwa perbedaan nilai yang cukup signifikan. Terlihat pada grafik bahwa semakin besar Temperatur maka semakin curam grafik model eksponensial yang diperoleh. Besar nilai temperatur magma berpengaruh relatif besar terhadap nilai viskositas magma fluida yakni semakin besar nilai temperatur maka magma semakin cair dan semakin rendah besar temperatur

magma maka semakin kental magma, sehingga hal ini berpengaruh terhadap mobilitas magma. Grafik yang diperoleh berupa model grafik eksponensial yang menunjukkan bahwa perubahan kandungan air dengan kenaikan nilai yang relatif kecil mempengaruhi besar viskositas magma fluida cukup signifikan. Sehingga dapat ditarik sebuah pernyataan bahwa besar viskositas magma fluida menurun secara drastis terhadap perubahan nilai kandungan air yang relatif kecil. Seperti yang terlihat pada lampiran 1.



Gambar 4.1 Hubungan log viskositas magma fluida terhadap kandungan H_2O pada G. Semeru tahun 2009 saat temperatur 1300 K.

Hasil kalkulasi viskositas magma fluida dapat dilihat pada lembar lampiran 5.

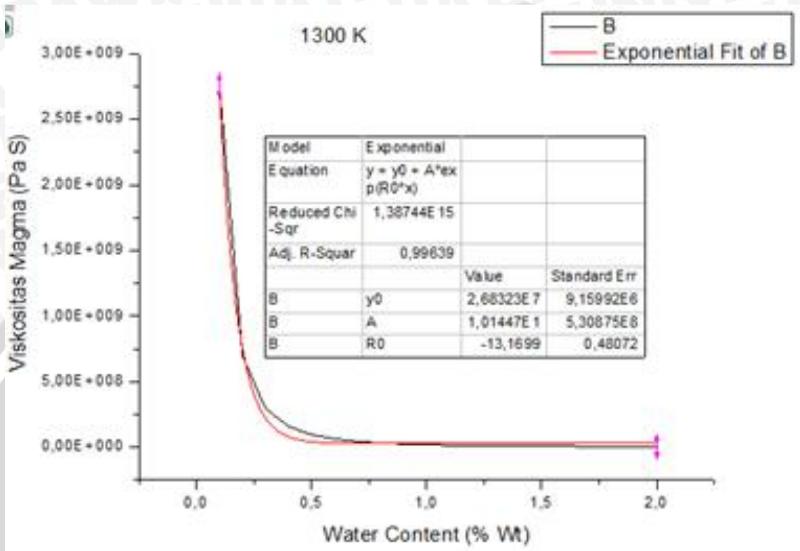
Berdasarkan analisa uji laboratorium yang dilakukan USGS laboratory pada kandungan oksida G semeru tahun 2009, didapatkan kandungan H_2O sebesar 0,12 wt % pada temperatur 1300 K. Analisis viskositas magma pada G. semeru pernah diteliti oleh Budi eka (1998) untuk kandungan H_2O pada G. semeru berkisar antara 36

0,0 wt % - 5 wt %. Dengan mengkombinasikan hasil pada referensi, karakteristik viskositas magma fluida G. Semeru yang ditunjukkan pada Gambar 4.1.

4.2 Viskositas Magma G. Semeru

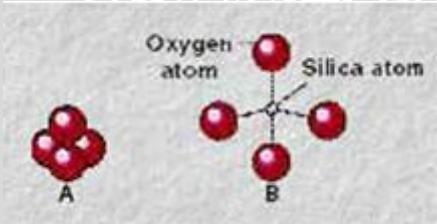
Hubungan viskositas magma terhadap kandungan H_2O menunjukkan bahwa nilai viskositas magma menurun secara eksponensial negatif terhadap kenaikan kandungan H_2O pada masing-masing temperatur. Hasil perhitungan menunjukkan bahwa nilai viskositas dengan kenaikan H_2O sebesar 0,1 % memberikan besar viskositas yang relatif besar, perbedaan nilai viskositas magma dengan selisih antar tiap kenaikan kandungan H_2O sebesar 0,1 % berkisar sebesar 10^3 . Sehingga perbedaan nilai viskositas dengan nilai kandungan H_2O cukup tinggi mempunyai rentang yang sangat jauh dibanding nilai viskositas magma dengan prosentase magma yang cukup rendah. Sehingga bila dibuat grafik, maka hasil viskositas magma dengan prosentase kandungan H_2O cukup rendah terlihat konstan. Nilai viskositas pada kenaikan H_2O maksimum (2%) dengan variasi temperature rata-rata berkisar $8,557 \times 10^{11} Pa.s$ dan nilai viskositas pada kenaikan H_2O minimum (0,1%) dengan variasi temperatur rata-rata berkisar $9,237 \times 10^{14} Pa.s$. Grafik dibuat terpisah dengan variasi temperatur, dikarenakan nilai viskositas antar temperatur berbeda cukup jauh berkisar sebesar orde 10^3 sehingga tidak bisa dilakukan proses penggabungan antar hasil viskositas dengan temperatur yang berbeda.

Grafik dibawah merupakan H_2O pada Temperatur 1300 K. Terlihat pada grafik bahwa semakin besar kandungan H_2O , maka nilai viskositas magma menunjukkan konstan. Grafik viskositas magma pada temperatur 1300 K pada tampilan dibawah merupakan model grafik eksponensial negatif. Hal ini terlihat dengan nilai *R-square* sebesar 0,9996. Nilai *R-square* menunjukkan bahwa model grafik sesuai dengan data hasil penelitian. Nilai *R-square* maksimum sebesar 1 dan minimum sebesar 0. Untuk trend viskositas magma terhadap kandungan H_2O pada temperatur yang berbeda dapat dilihat pada lampiran 2. Hasil grafik pada temperatur yang berbeda menunjukkan perubahan hasil yang sama yakni menurun secara eksponensial.



Gambar 4.2. Hubungan viskositas magma terhadap kandungan H_2O pada temperatur 1300 K.

Sebuah viskositas magma yang sebagian besar dikendalikan oleh suhu, komposisi, dan kandungan gas. Pengaruh suhu terhadap viskositas. Semakin tinggi suhu, semakin cair sehingga menurunkan viskositasnya.



Gambar 4.3. Struktur Ikatan kimia senyawa SiO_2 (USGS, 2008).

Komposisi memainkan peran lebih besar dalam menentukan viskositas magma. Sebuah perlawanan magma yang mengalir adalah fungsi dari "gesekan internal" yang berasal dari ikatan kimia dalam

cairan. Ikatan kimia terjadi antara ion bermuatan negatif dan bermuatan positif (anion dan kation). Dari sepuluh elemen yang paling banyak ditemukan di magma, oksigen adalah satu-satunya anion. Silicon, di sisi lain, adalah kation paling melimpah. Dengan demikian, Si-O adalah faktor tunggal yang paling penting dalam menentukan tingkat viskositas magma. Magma yang memiliki kandungan silika akan menunjukkan derajat yang lebih besar dari polimerisasi, dan memiliki viskositas yang lebih tinggi, dibandingkan dengan kandungan silika rendah. Selain itu, Jumlah gas terlarut dalam magma juga dapat mempengaruhi viskositas magma, tetapi dengan cara yang lebih ambigu daripada suhu dan kandungan silika. Meskipun gelembung gas tumbuh akan menunjukkan viskositas rendah, viskositas cairan sisa akan meningkat seiring lolosnya gas. Meskipun gelembung gas memiliki efek pada viskositas, peran penting dari *volatil exsolving* adalah menyediakan kekuatan pendorong untuk letusan.

Jumlah gas terlarut dalam magma memberikan kekuatan pendorong bagi letusan eksplosif. Viskositas magma merupakan faktor penting dalam menentukan apakah letusan akan eksplosif atau *non-explosive*. Sebuah viskositas magma rendah, seperti basalt, akan memungkinkan gas melarikan diri untuk bermigrasi cepat melalui magma dan melarikan diri ke permukaan. Namun, jika magma yang kental, seperti riolit, polimerisasi yang tinggi akan menghambat mobilitas ke atas dari gelembung gas. Sebagai gas terus exsolve dari lelehan kental, gelembung akan dicegah dari melarikan diri yang cepat, sehingga meningkatkan tekanan keseluruhan pada kolom magma sampai menyemburkan gas eksplosif dari gunung berapi.

Kandungan gas dalam magma juga akan berpengaruh terhadap mobilitas dari magma. Keluarnya gas dari magma menyebabkan magma menjadi semakin kental. Keluarnya gas ini dapat pula menyebabkan tekanan yang cukup kuat untuk keluarnya magma melalui lubang kepundan. Pada waktu magma bergerak naik ke atas mendekati permukaan pada gunung api, tekanan pada bagian magma yang paling atas akan berkurang. Berkurangnya tekanan akan mengakibatkan lepasnya gas dari magma dengan cepat. Pada temperatur tinggi dan tekanan yang rendah, memungkinkan gas untuk mengembangkan volumenya sampai beberapa kali dari volumenya mula-mula. Magma basaltik yang kandungan gasnya

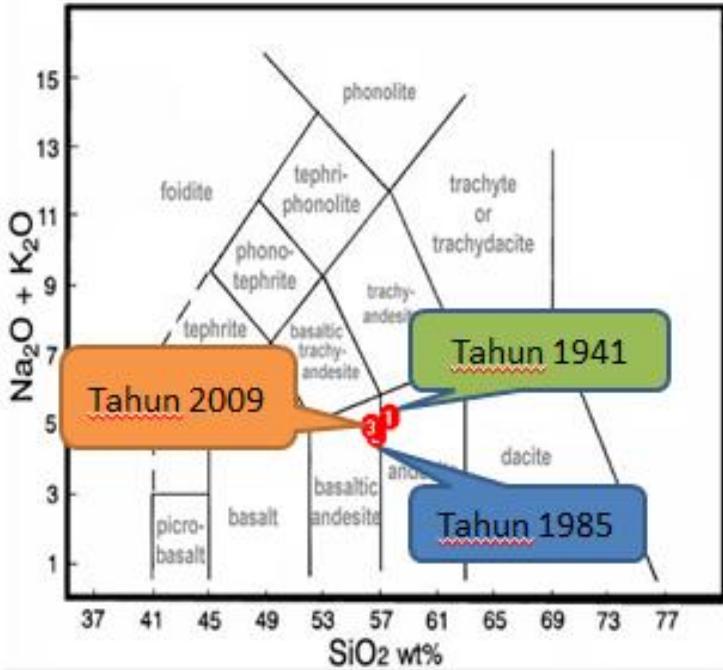
cukup besar, memungkinkan gas tersebut untuk keluar melalui lubang kepundan gunung api dengan relatif mudah. Keluarnya gas tersebut dapat membawa lava yang disemburkan sampai bermeter-meter tingginya. Sedangkan pada magma yang kental, keluarnya gas tidak mudah, tetapi gas tersebut akan berkumpul pada kantong-kantong dalam magma yang menyebabkan tekanan meningkat besar sekali. Tekanan yang besar ini akan dikeluarkan dengan letusan yang hebat dengan membawa material yang setengah padat dan padat melalui lobang kawah gunung api. Jadi besarnya gas yang keluar dari magma akan sangat mempengaruhi sifat erupsi gunung api.

Dari hasil yang diperoleh dengan variasi temperatur dapat ditarik sebuah pernyataan bahwa viskositas magma Gunung Semeru berkurang secara signifikan seiring dengan berkurangnya kandungan H_2O pada magma. Sehingga besar kandungan H_2O sangat mempengaruhi besar viskositas magma, hal ini disebabkan kandungan H_2O dalam cairan silika dapat memutuskan ikatan polimer cairan silika, dan polimer yang lebih pendek menghasilkan viskositas yang lebih rendah. Berdasarkan analisis kimia yang dilakukan oleh USGS, Gunung Semeru memiliki kandungan H_2O sebesar 0,12 pada suhu 1000 °C atau mendekati 1300 K, dengan melakukan perhitungan diperoleh bahwa viskositas magma untuk gunung Semeru sebesar 1935736754 atau $1,9 \times 10^9$ Pa.s. Hal ini menggambarkan gunung semeru memiliki viskositas magma yang cukup tinggi.

4.3 Densitas Magma G. Semeru

Densitas adalah sifat fisis dasar yang dapat menjelaskan sifat dari magma seperti bagaimana magma mengalir dan bagaimana magma dapat menghantarkan panas. Mungkin yang paling penting, naiknya magma hanya didorong oleh perbedaan densitas antara magma, mantel dan material kerak yang dilalui magma. Karena tidak dapat dilakukan pengukuran densitas secara langsung didalam mantel bumi bagian atas/ kerak dalam. Maka harus dilakukan estimasi densitasnya dari eksperimen rumit atau dari sifat ternodinamika dari komponen magma. Proses pembekuan magma menjadi batuan dimulai dari pembentukan kristal-kristal mineral. Sesuai dengan komposisi kimianya, pembentukan kristal-kristal mineral itu terjadi pada temperatur yang berbeda-beda. Perlu

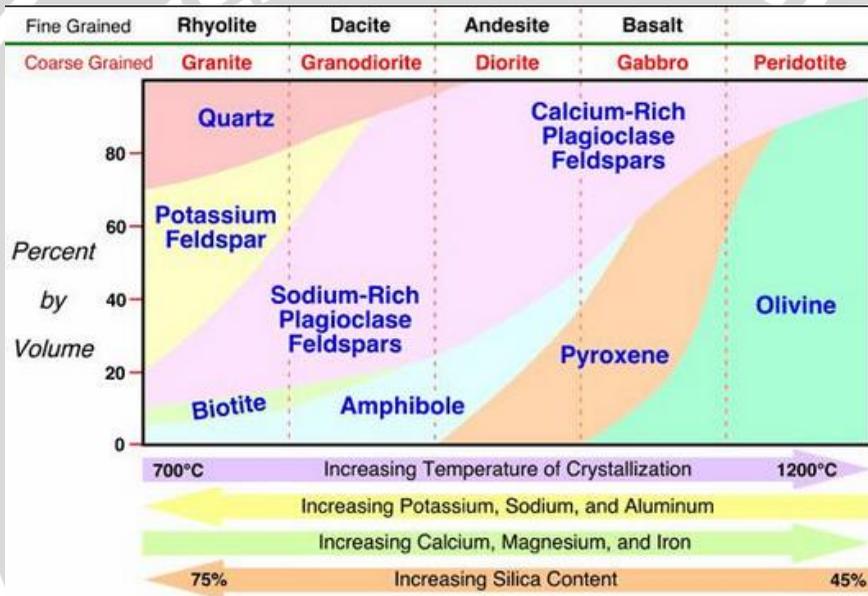
dipahami bahwa dengan terbentuknya kristal, berarti ada unsur-unsur kimia dari larutan magma yang diambil dan diikat ke dalam kristal, sehingga kandungan unsur itu di dalam cairan atau larutan magma berkurang.



Gambar 4.4 Densitas magma fluida G. Semeru menurut LeBas dan Le Maitre.

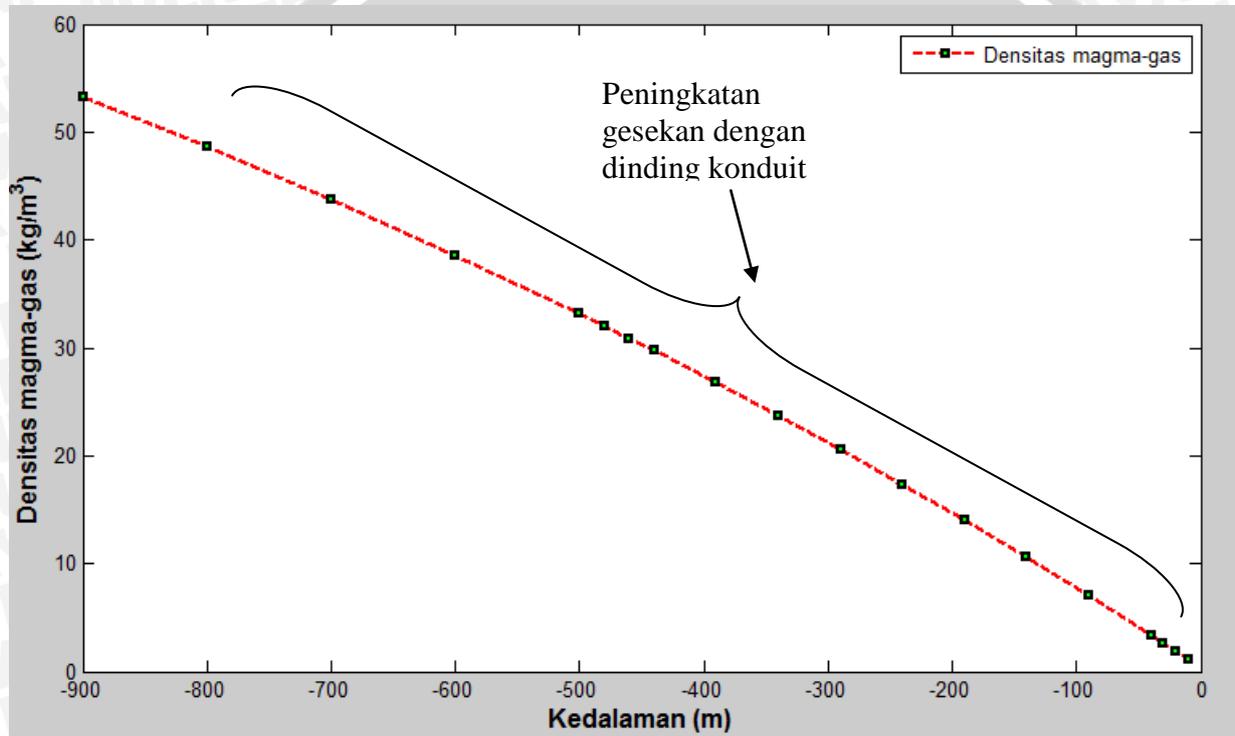
Diagram diatas diperoleh dengan menggunakan *geological software* dengan input software berupa kandungan oksida, temperatur, dan volume fraksi kristal dan ukuran kristal. Hasil analisa kimia komposisi magma gunung semeru No. (1) tahun 1941, No. (2) tahun 1985 dan No. (3) tahun 2009. Menunjukkan bahwa berdasarkan kandungan silika, densitas magma gunung semeru pada tahun 2009 dikategorikan pada *basaltic andesite* tetapi cenderung mendekati *andesite* berdasarkan Diagram LeBas dan Le Maitre. Hasil tersebut berbeda, dibandingkan dengan hasil analisa kimia pada tahun 1985 yakni lebih asam daripada tahun 2009 meskipun perbedaan tidak cukup signifikan yakni antara *andesite* dan *andesite basaltic*. Sedangkan pada tahun 1941 dikategorikan pada *andesite*. Material

erupsi 2009 dibandingkan tahun 1985 dan 1941 memberikan hasil densitas cairan silika yang berbeda, densitas cairan silika pada erupsi 2009 lebih kecil dari pada tahun 1985 dan 1941. Artinya, erupsi magma tahun 1941 dan 1985 lebih asam dibandingkan pada tahun 2009. Hal ini di sesuai dengan penelitian Sutawijaya dr., (1986 dan 1996) dan Wahyudin (1991), yang telah menguraikan litologi yang menyusun kompleks vulkanik Gunung Semeru yang terdiri dari aliran lava, endapan piroklastik (jatuhan dan aliran) dan kerucut skoria sebagai endapan primer. Endapan vulkanik Kompleks Gunung Semeru umumnya berkomposisi basaltik sampai andesitik



Gambar 4.5 . Klasifikasi batuan beku berdasarkan komposisi dan tekstur (USGS,2013).

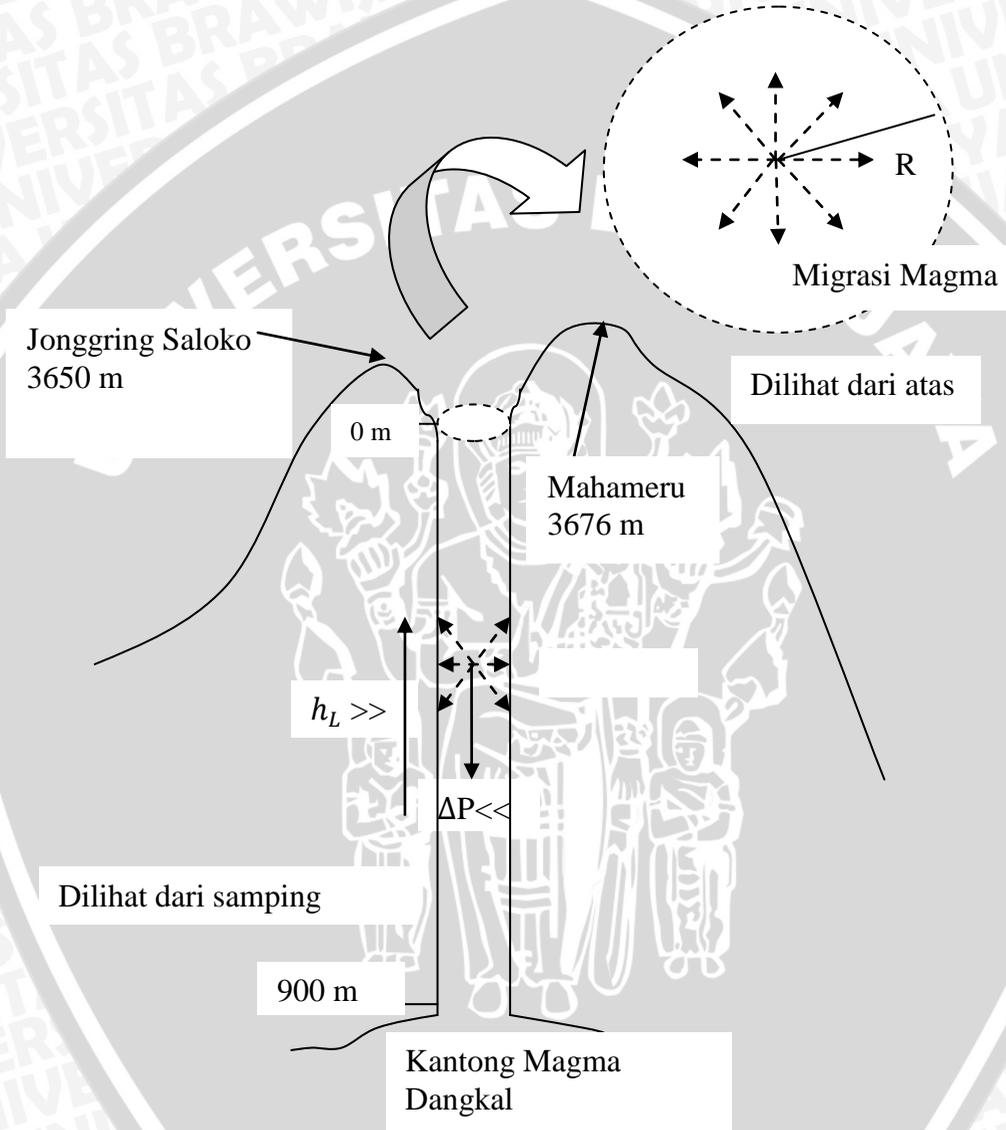
Diagram LeBas dan Le Maitre diatas, merupakan grafik hubungan antara $Na_2O + K_2O$ dan Si_2O . Ketiga senyawa tersebut sangat berhubungan antara satu sama lain, hal ini dapat dilihat pada gambar 4.5 yang menyatakan bahwa kandungan silika meningkat maka kandungan potasium (K) dan sodium (Na) juga meningkat. Dengan mengetahui persentase volume, maka dapat diketahui jenis batumannya.



Gambar 4.6 Hubungan Densitas Campuran Magma-Gas terhadap Kedalaman

Dengan menggunakan software MATLAB, diperoleh hasil pemodelan densitas magma-gas bergantung pada kedalaman dari puncak G. Semeru. Pada pengolahan densitas magma-gas terhadap kedalaman, diasumsikan temperature bawah permukaan naik secara linear seiring bertambahnya kedalaman dengan asumsi temperatur rata-rata magma 800-1000 K (Nelson,2003). Hasil menunjukkan bahwa semakin dalam atau mendekati kantong magma maka densitas magma semakin besar. Grafik program menunjukkan bahwa trend penurunan densitas magma terhadap kedalaman menurun dengan gradien negatif dari kedalaman 900 m dibawah puncak gunung sampai dengan kedalaman > 10 m atau didekat permukaan kawah. Hubungan penurunan densitas yang menandakan bahwa terjadi peningkatan densitas magma-gas secara perlahan seiring dengan bertambahnya kedalaman yang diukur. Hasil yang didapatkan pada proses penentuan densitas relatif tinggi yakni pada kedalaman 900 m dari kawah aktif, densitas magma-gas yang diperoleh berkisar $53,193 \text{ Kg/m}^3$ sedangkan densitas magma-gas pada saat mendekati permukaan relatif kecil (>10m) berkisar $1,041 \text{ Kg/m}^3$. Sehingga dapat ditarik suatu pernyataan bahwa dari permukaan sampai pada kedalaman 900 m, densitas magma-gas mengalami 1 perubahan fase yakni peningkatan gesekan dinding konduit. Fase peningkatan gesekan dinding konduit direpresentasikan dengan penurunan densitas magma-gas secara perlahan. Pada saat dipermukaan tekanan berubah secara signifikan dengan penurunan tekanan 4 kali lipat dibawah tekanan pada kedalaman >10 m, hal ini ditunjukkan dengan densitas magma-gas yang kecil. Penurunan tersebut menyebabkan material vulkanik terlontar dengan kecepatan cukup besar, tergantung dari besar viskositas magma dan besar kandungan H_2O dalam magma.

4.4 Migrasi Magma Dalam Pipa Konduit



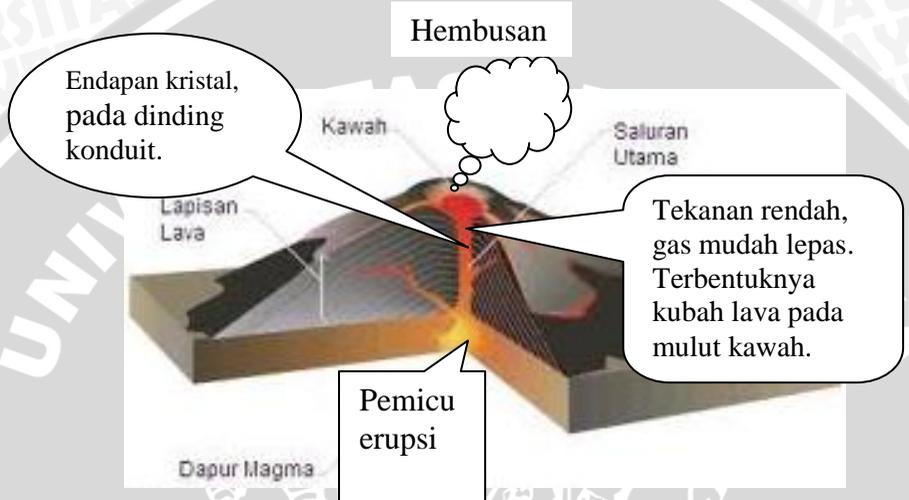
Gambar 4.7 Model sistem migrasi magma Gunung Semeru dalam pipa konduit.

Dengan menganggap bahwa saluran magma/konduit menuju kawah berbentuk pipa silinder dengan bagian dasar pipa terhubung dengan kantong magma dan bagian atas pipa terbuka sehingga ada kontak dengan udara. Dari hasil kalkulasi kecepatan aliran magma pada kedalaman tertentu menunjukkan bahwa semakin mendekati kawah aktif maka semakin cepat aliran magma yang terjadi. Kecepatan aliran pada kedalaman 900 m mencapai 42,642 m/s, nilai tersebut berbeda jauh pada kedalaman >10 meter dari kawah yang mencapai 2180,035 m/s. Dengan menganggap bahwa sifat magma seperti fluida, maka dapat dibuat gambaran mengenai aliran magma sepanjang pipa conduit, energi hilang dan penurunan tekanan akibat adanya gesekan magma dengan pipa conduit seperti pada gambar 4.7. Dari hasil kalkulasi bilangan reynold menunjukkan pada kedalaman 900 m sampai pada mendekati permukaan berkisar antara 16566,478 sampai 846948,689. Semakin mendekati permukaan, maka semakin besar pula bilangan reynold. Aliran dalam pipa dianggap laminar jika bilangan Reynolds kurang dari 2320, dan turbulen jika bilangan Reynolds lebih besar dari 4000. Jika bilangan reynolds terletak diantara nilai 2330-4000 maka disebut zona kritis dimana aliran dapat laminar atau turbulen atau dalam proses perubahan. Nilai yang diperoleh dari hasil perhitungan menunjukkan bahwa aliran yang terjadi pada kedalaman 900 m sampai mendekati permukaan merupakan aliran turbulen dan tidak ada aliran laminar pada range kedalaman tersebut. Sehingga dapat dikatakan aliran magma ke segala arah pada range kedalaman tersebut.

Hasil tersebut berpengaruh pada besar *head energy loss* dan penurunan tekanan akibat gesekan dengan dinding conduit. Hasil perhitungan menunjukkan bahwa semakin mendekati permukaan maka semakin besar energi yang hilang sehingga semakin besar pula penurunan tekanan yang terjadi pada saat magma mengalir mendekati permukaan kawah. *Head energy loss* pada kedalaman 900 meter berkisar 166,450 m dan pada saat ke permukaan (>10m) berkisar pada 134126,385 m. Hal ini mengindikasikan semakin mendekati permukaan dinding conduit semakin kasar yang disebabkan adanya material vulkanik yang terdeposit ke dinding conduit dan mengalami pembekuan akibat naiknya magma ke permukaan. karena semakin kecil jari-jari pipa silinder sehingga menyebabkan perubahan head loss yang cukup besar saat mendekati

permukaan. Penurunan tekanan yang terjadi pada kedalaman 900 m mencapai 60746,075 Pa dan terjadi penurunan tekanan secara signifikan saat mendekati permukaan yakni sebesar 1368573,573 Pa.

4.5 Model Interpretasi Sifat Erupsi G.Semeru



Gambar 4.8 Interpretasi mekanisme sifat erupsi Gunung Semeru.

Saat magma migrasi ke permukaan, magma mengalami perubahan tekanan yang cukup signifikan. Berkurangnya tekanan akan mengakibatkan lepasnya gas dari magma dengan cepat. Gelembung gas di dalam magma muncul akibat magma dibawahnya mengalami saturasi (Pervita, 2011). Penurunan tekanan disebabkan berkurangnya tegangan viskositas saat dipermukaan sehingga tekanan yang bekerja hanya tekanan atmosfer dan gesekan akibat kekasaran dinding pipa konduit yang ditunjukkan semakin besar *pressure drop* saat mendekati permukaan. Gesekan tersebut melawan energy yang ditimbulkan oleh tekanan pada kantong magma. Pada temperatur tinggi dan tekanan yang rendah, memungkinkan gas untuk mengembangkan volumenya sampai beberapa kali dari volumenya mula-mula. Hal ini memicu terjadinya sifat hembusan yang berupa letusan bertekanan rendah pada Gunung Semeru.

Sedangkan kehilangan gas saat magma dipermukaan menyebabkan viskositas magma yang cukup tinggi. Kehilangan gas menyebabkan daya dorong letusan berkurang sehingga magma hanya mampu berada pada sekitar mulut kawah sebelum akhirnya membeku. Hal ini menyebabkan terjadinya pembentukan kubah lava baru. Keluar/terlontarnya magma ke permukaan membutuhkan tekanan yang sangat besar pada kantong magma. Secara kenyataan, hal ini ditunjukkan dengan pengamatan PVMBG baru-baru ini yang menyatakan bahwa” banyak mengeluarkan hembusan dan bahkan terjadi pembentukan kubah lava baru”. Sehingga dapat dikatakan Gunung Semeru memiliki karakteristik erupsi berupa hembusan bertekanan rendah dan kadang-kadang disertai dengan pembentukan kubah lava baru.

Tercatat sampai sekarang, Gunung Semeru telah mengalami perubahan sifat erupsi sebanyak 3 kali. Perubahan fase erupsi menunjukkan adanya perubahan tekanan sebagai tenaga erupsi G. Semeru. Perubahan tekanan mengakibatkan densitas magma mengalami perubahan, densitas magma menjadi lebih rendah. Berdasarkan analisis kimia pada tahun 1941, 1985 dan tahun 2009, bahwa komposisi magma mengalami perubahan, Hal ini dapat diindikasikan adanya proses pembentukan kristal didalam magma, karena ada unsur-unsur kimia dari larutan magma yang diambil dan diikat ke dalam kristal, sehingga kandungan unsur/senyawa di dalam cairan atau larutan magma berkurang. Pada pipa konduit dekat permukaan, kristal-kristal yang terbentuk di dalam magma memiliki densitas lebih besar daripada magma, sehingga kristal-kristal akan mengendap dan cairan akan terpisah dari kristal, endapan kristal ditunjukkan dengan kekasaran dinding pipa konduit, hal ini dibuktikan dengan tingginya *head energy loss* semakin dekat dengan permukaan. Bila cairan magma keluar karena adanya tekanan yang cukup, maka kristal-kristal akan tertinggal. Keadaan tersebut akan merubah komposisi kimia cairan magma sisa. Akibatnya banyak komposisi kimia yang berkurang dari magma awal karena pembentukan kristal-kristal mineral, hal ini menyebabkan terbentuknya magma baru dengan komposisi yang berbeda dari magma awalnya. Proses tersebut merupakan faktor penyebab terjadinya perubahan tipe erupsi pada Gunung Semeru.

4.6 Laju Alir Lava G.Semeru

Berdasarkan model interpretasi gambar 4.9, faktor dalam menentukan laju lava adalah slope/kemiringan topografi yang dialiri. Berikut adalah tabel kemiringan aliran lava pada beberapa daerah yang sering dilanda bencana aliran lava bila terjadi letusan eksplosif.

Tabel 4.1 Kemiringan aliran lava Desa Sumbermujur, Kec.Candi Puro

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	2865,19934	52,61422	-0,24322	0,00938	0,87496

Tabel 4.2 Kemiringan aliran lava Desa Oro oro Ombo, Kec. Pronojiwo

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	3428,72389	20,67335	-0,57353	0,01087	0,97004

Tabel 4.3 Kemiringan aliran lava Desa Sumberurip, Kec.Pronojiwo

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	2792,70985	59,07816	-0,21523	0,00965	0,83521

Tabel 4.4 Kemiringan aliran lava Desa Pronojiwo, Kec.Pronojiwo

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	3044,23053	47,94854	-0,27585	0,00927	0,90861

Tabel 4.5 Kemiringan aliran lava Desa Argoyuwono Kec. Ampelgading

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	2855,62057	47,70813	-0,23994	0,00855	0,89428

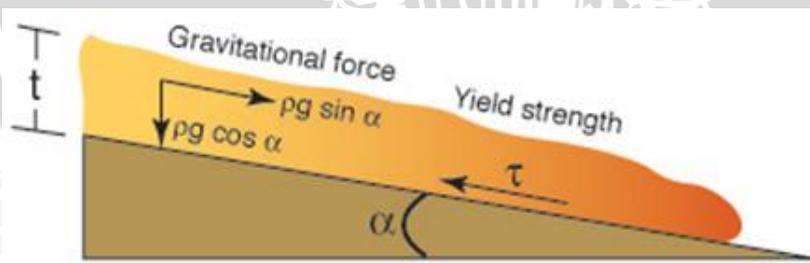
Tabel 4.6 Kemiringan aliran lava Desa Sapiturang, Kec.Pronojiwo

	Intercept		Slope		Statistics
	Value	Standard Error	Value	Standard Error	Adj. R-Square
B	2934,0574	49,65987	-0,26326	0,00932	0,89645

Tabel 4.7 Laju alir rata-rata lava Gunung Semeru

Laju alir rata-rata lava	Desa Sumbermujur	Desa Oro oro Ombo	Desa Sumberurip	Desa Pronojiwo	Desa Argoyuwono	Desa Sapiturang
	(km/jam)	(km/jam)	(km/jam)	(km/jam)	(km/jam)	(km/jam)
	0,302930738	0,626683865	0,265041717	0,334959697	0,29389511	0,320684836

Dengan menganggap bahwa lava hanya merupakan fungsi spasial yakni kemiringan topografi dan ketebalan lava maka diperoleh hasil bahwa daerah Desa Oro-oro Ombo Kec. Pronojiwo memiliki tingkat laju alir rata-rata aliran lava paling tinggi dibandingkan dengan desa lainnya (Desa Sumbermujur, Desa Sumberurip, Desa Pronojiwo, Desa Argoyuwono, dan Desa Sapiturang) bila terjadi erupsi pada G. Semeru. Hasil kalkulasi menunjukkan bahwa daerah yang paling terkena dampak paling cepat bila terjadi erupsi adalah daerah Desa Oro-oro Ombo dengan laju rata-rata aliran lava sebesar 0,626 km/jam, kemudian diikuti oleh Desa Pronojiwo dengan laju rata-rata sebesar 0,3349 km/jam. Aliran lava disebabkan oleh gravitasi dan mengikuti pola/lintasan pada topografi. Lava berkelakuan seperti cairan pekat yang permukaannya tertutup oleh kerak setengah padat.



Gambar 4.9 Model Interpretasi laju alir lava (National Science Foundation,2008)

Dalam penentuan laju alir lava, ada beberapa syarat batas yang digunakan diantaranya,

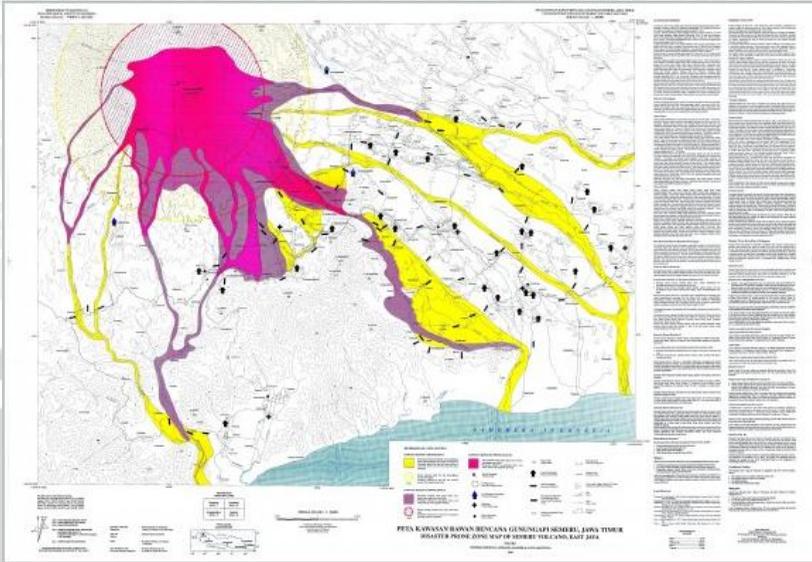
1. Densitas dan viskositas lava dianggap tidak mengalami perubahan secara signifikan sehingga dapat diasumsikan tetap.
2. lava tidak mengalami perubahan temperatur secara drastis.
3. Laju alir lava tidak dipengaruhi oleh fungsi waktu.
4. Sudut kemiringan topografi konstan.

Banyak faktor yang mempengaruhi laju alir lava. Faktor yang paling penting adalah viskositas dan densitas magma, ketebalan lava mengalir, dan kemiringan tanah yang dilalui. Dua kekuatan utama yang bekerja pada aliran lava,

1. Gravitasi, yang menggerakkan aliran lava,
2. Tarikan (*Yield Strength*) di dasar aliran,
3. Resistensi yang disebabkan oleh viskositas aliran, yang sifatnya cenderung untuk memperlambat gerak aliran.



Gambar 4.10. Lava pijar akibat erupsi G.Semeru tahun 2012 (Kabar Lumajang, 2012)



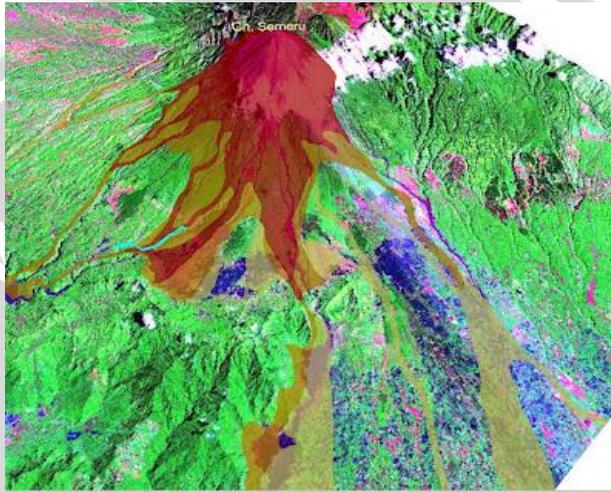
Gambar 4.11 Peta Kawasan Rawan Bencana G.Semeru Tahun 1996 (PVMBG,2012)

Pada peta rawan bencana diatas (gambar 4.10), garis warna kuning adalah daerah rawan terhadap hujan abu dan kemungkinan lontaran batu (pijar). Warna merah berpola dari puncak dan mengikuti aliran sungai adalah kawasan rawan III yakni area yang sering terlanda awan panas, aliran lava, lontaran atau guguran batu (pijar). Sedangkan untuk wilayah yang berada dalam Kawasan Rawan Bencana serta Bufer 5 Km dan 8 Km ada pada pada table 4.8.

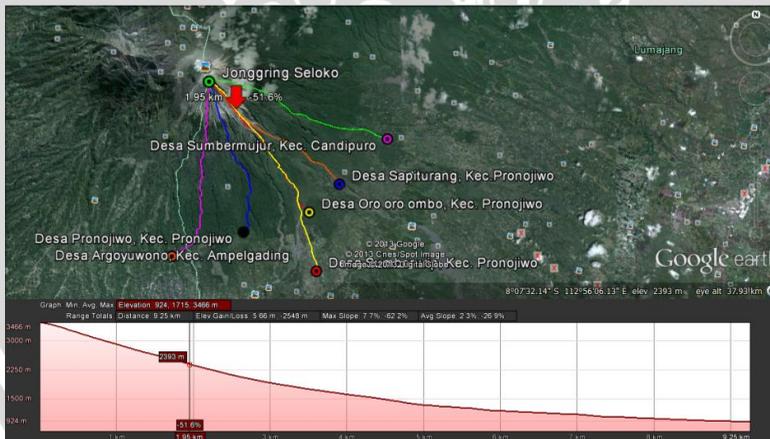
Tabel 4.8 Wilayah yang berada dalam Kawasan Rawan Bencana G.Semeru (PVMBG,2012)

VILLAGE	SUB-DISTRICT	DISTRICT	PROVINCE	BUFFER DISTANCE	AREA (M ²)
Sumbermujur	Candipuro	Lumajang	Jawa Timur	0-5000 meter	47890.87
Orooroombo	Pronojiwo	Lumajang	Jawa Timur	0-5000 meter	4689799,4
Sumberurip	Pronojiwo	Lumajang	Jawa Timur	0-5000 meter	7204241,52
Pronojiwo	Pronojiwo	Lumajang	Jawa Timur	0-5000 meter	5689013,92
Argoyuwono	Ampelgading	Malang	Jawa Timur	0-5000 meter	1423644,79
Sapiturang	Pronojiwo	Lumajang	Jawa Timur	5000-8000 meter	6613433,6
Orooroombo	Pronojiwo	Lumajang	Jawa Timur	5000-8000 meter	3553247,48

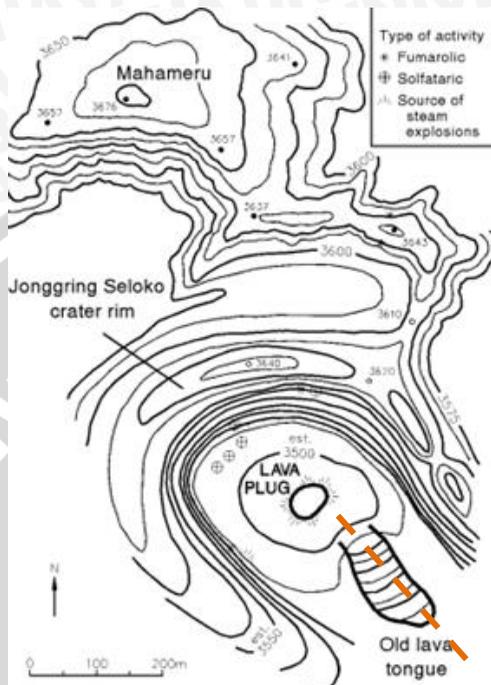
Berikut adalah gambaran 3-D dari kawasan rawan bencana yang ditumpangkan di atas citra satelit landsat dengan data SRTM sebagai layer ketinggiannya.



Gambar. 4.12 Daerah rawan bencana dengan citra satelit landsat (PVMBG,2012)



Gambar 4.13 Interpretasi aliran lava G. semeru.



Gambar 4.14 Kondisi Morfologi G. Semeru (Reksowirogo,1992)

Laju alir lava yang memiliki tingkat paling tinggi terjadi pada daerah Oro oro Ombo Kec. Pronojiwo. Hal ini sesuai dengan penelitian Afatia (2012) mengenai resiko kawasan rawan bencana Gunung Semeru, yang menyatakan bahwa Desa Oro oro ombo Kec. Pronojiwo memiliki nilai resiko tertinggi di dibandingkan dengan daerah rawan bencana G.Semeru lainnya. Menurut National Science Foundation (2008) menyatakan bahwa secara umum laju alir lava tercepat sekitar 8 km / jam, dengan sebagian besar kurang dari 2 km / jam. Berdasarkan hasil yang didapatkan, laju alir tercepat pada kawasan Gunung Semeru sebesar 0,63 Km/jam. Dengan mengacu pada referensi, laju alir lava pada kawasan rawan bencana G. Semeru dapat dikatakan relatif aman. Secara Morfologi, laju alir lava tercepat tersebut yakni pada daerah Oro-oro Ombo disebabkan jalur aliran lava pada daerah Oro-oro Ombo sebagian besar dilalui oleh lidah lava tua. Seperti pada gambar 4.14 yang ditandai dengan garis putus-

putus warna orange. Pada peta menunjukkan lidah lava tua memiliki tingkat kecuraman yang cukup tinggi, hal ini ditandai dengan semakin rapat garis kontur. Lidah lava tersebut terbentuk sejak tahun 1981 akibat adanya aktivitas gunung semeru yang meningkat secara terus menerus. Aktivitas tersebut ditandai dengan adanya beberapa letusan dahsyat yang diiringi dengan adanya luberan lava, awan panas, dan lontaran material piroklastik. Daerah sekitar gunung semeru masih dikatakan aman terhadap ancaman aliran lava bila terjadi erupsi, terkecuali terjadi erupsi super eksplosif pada G. Semeru.



UNIVERSITAS BRAWIJAYA

(Halaman ini sengaja dikosongkan)



BAB V PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Perubahan komponen volatil dapat merepresentasikan perubahan tipe erupsi gunungapi. Parameter fisis yang dapat menjelaskan fenomena tersebut meliputi: perubahan viskositas magma, densitas magma dan migrasi magma dalam konduit. Analisis laju alir lava mengacu pada model *Jefrey's*. Penentuan daerah bahaya didasarkan pada zona yang sering terlanda aliran lava. Berdasarkan hasil analisis fisis didapatkan kesimpulan sebagai berikut.

1. Viskositas magma Gunung Semeru sangat bergantung pada kandungan H_2O dan temperatur magma. Kandungan H_2O dalam cairan silika dapat memutuskan ikatan polimer cairan silika, dan polimer yang lebih pendek menghasilkan viskositas yang lebih rendah
2. Densitas cairan silika Gunung Semeru dikategorikan pada andesit basaltik pada tahun 2009. Densitas cairan silika pada tahun 2009 lebih basa dibandingkan pada 1941 dan 1985.
3. Perubahan densitas magma-gas terhadap kedalaman menurun yang mengimplikasikan adanya penurunan akibat gesekan dinding konduit.
4. Sifat hembusan diindikasikan dengan penurunan tekanan yang cukup signifikan pada saat mendekati permukaan yang mengakibatkan lepasnya gas dari magma dengan cepat. Terbentuknya kubah lava diindikasikan dengan berkurangnya daya dorong letusan akibat kehilangan gas saat dipermukaan.
5. Aliran lava G. Semeru relatif aman pada kawasan rawan bencana. Desa Oro oro Ombo, Kec. Pronojiwo merupakan daerah yang memiliki laju alir lava paling tinggi dibandingkan dengan daerah rawan bencana lainnya.

5.2 Saran

Dalam rangka penyempurnaan penelitian ini, penulis menyarankan beberapa hal, diantaranya:

1. Memperbanyak informasi mengenai karakteristik G. semeru unuk mengetahui gambaran erupsi lebih detail.
2. Melakukan uji laboratorium terhadap material erupsi terkini untuk mengetahui perubahan komposisi magma teraktual.
3. Melakukan penelitian lebih lanjut mengenai densitas magma-gas terhadap kedalaman untuk temperatur magma-gas tidak linear.
4. Melakukan penelitian lebih kompleks mengenai laju alir lava, salah satunya menentukan laju alir lava bergantung terhadap fungsi waktu dengan sudut kemiringan tidak konstan.



DAFTAR PUSTAKA

- Afatia, N.N., Albertus.D., Riantini.V. 2012. *Martices Scenario of Pairwise Comparison in Risk Analysis of Pyroclastic Flows of Semeru Volcano, East Java*. Jurnal Lingkungan dan Bencana Geologi, Vol.3 No.3 Desember 2012:211-227.
- Dana, I.N., Deden Wahyudi, A. Wildan. 1995. Panduan Aktivitas G.Semeru. Direktorat Vulkanologi Subdit Pengamatan Gunungapi Seksi Jawa Bagian Timur. Tidak dipublikasikan.
- El-shazy. 2004. *Magma and Lava*. Igneous and metamorphic Pertology Lecture.
- Irawan,W.2010.<http://volcanoindonesia.blogspot.com/2010/11/semeru.html>. Diakses pada 26 mei 2013.
- Iguchi,M.,Hiroshi Yakiwara, Takeshi Tameguri, Muhamad Hendrasto, Jun-ichi Hirabayashi. 2007. *Mechanism of Explosive Eruption revealed by Geophysical Observation at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru Volcanoes*. Jurnal of Volcanology and Geothermal Research 178(2008) 1-9.
- Hendarjaya, Lilik, Hendro Laksono. 1988. *Erupsi Gunung Api*. Laboraturium Fisika Bumi Jurusan Fisika FMIPA ITB. Bandung.
- Humaida, H., K.S. Brontopuspito, H.D. Pranowo, Narsito. 2011. *Pemodelan Perubahan Densitas dan Viskositas Magma serta Pengaruhnya terhadap Sifat Erupsi Gunung Kelud*. Jurnal Geologi Indonesia, Vol.6 No. 4 Desember 2011:227-237.
- Kabar Lumajang. 2012 <http://kabarlumajang.net/berita-978-luncurkan-wedhus-gembel-status-gunung-semeru-siaga-.html>. Diakses pada tanggal 2 juni 2013.
- Kusumadinata, K. 1979. Data Dasar Gunungapi indonesia. Direktorat Vulkanologi. Indonesia.
- Maryanto, S. 2000.Analisis Sinyal Seismik Broadband Tiga Komponen Gunung Semeru Untuk Menentukan

- Mekanisme Erupsinya. Tesis Program Pasca Sarjana Universitas Gajah Mada. Yogyakarta.
- Maryanto, S., Iyan Mulyana. 2008. *Temporal Change of Fractal Dimension of Explosion Earthquakes and Harmonic Tremor at Semeru Volcano , East Java, Indonesia, using Critical Exponent Method*. World Academy of Sciences, Engineering and Technology 18 2008.
- Maryanto, S., D. R. Santosa, Iyan Mulyana, Muhammad Hendrasto. 2010. *Preliminary Chaos Analyses of Explosion Earthquakes Followed by Harmonic Tremors at Semeru Volcano, East Java, Indonesia*. International Journal of Environment and Earth Science, 1:2 2010.
- Nelson, Stephen, A. 2013. *Volcanoes, Magma, and Volcanic Eruptions*. Tulane University. USA.
- Nishi, K. 1978. *On The Focal Mechanism of Volcanic Earthquakes in Sakurajima Volcano*. Ann. Dist. Prev. Res. Inst. Kyoto. Univ. Japan, 21-B-1, 145-152.
- National Science Foundation. 2008. <http://www.gso.uri.edu/lava%20factors/lavafactors.html>. Diakses pada tanggal 2 mei 2013.
- PEMKAB Lumajang. 2008. Rencana Tata Ruang Wilayah Kabupaten Lumajang Tahun 2008-2028. Lumajang.
- Perwita, C. A. 2011. Analisis Sinyal Seismik Gempa Letusan Gunung Semeru, Jawa Timur Tahun 2009. Skripsi Jurusan Fisika Fakultas MIPA, Universitas Brawijaya. Malang
- PVMBG. 2012. <http://ubkm.wordpress.com/2012/09/07/memahami-kawasan-rawan-bencanasemeru/>. Diakses pada 17 juni 2013.
- Reksowirogo. 1992. <http://www.volcano.si.edu/world/semeru.cfm>. Diakses pada tanggal 09 mei 2013.
- Santoso, D. 2001. *Volkanofisik*. ITB. Bandung.
- Siswamidjojo, S., Djoko Santoso, Untung Sudarsono, Surono. 1995. Laporan Final Riset Unggulan Terpadu I

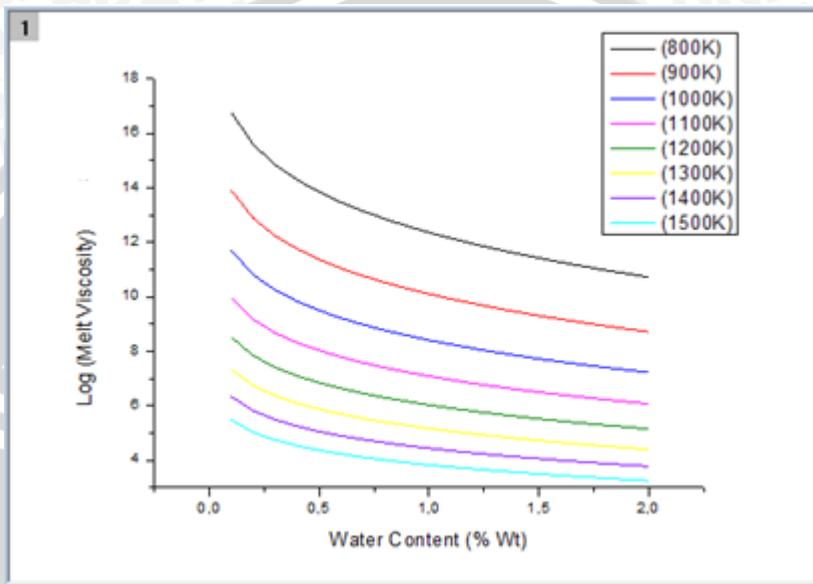
- 1993/1994 dan 1994/1995, penelitian Mekanisme Letusan G.Semeru di Jawa Timur dan Evaluasi Daerah Bahayanya. Dewan Riset Nasional dan Proyek Pusat Pengembangan Ilmu Pengetahuan Teknologi. Bandung.
- Supriadi. 1992. Mekanisme Erupsi Gunung Kelut 1990- Suatu Analisis Fisika Untuk Mengantisipasi Erupsi Dan Potensi Bahayanya Di Masa Datang. ITB. Bandung.
- Sutawidjaja,I.S.,Wahyudin.D., dan Kusdinar.E.1996. Peta Geologi Gunungapi Semeru, Jawa Timur. Direktorat Vulkanologi Indonesia. Bandung.
- USGSLaboratory.1985.<http://www.volcano.si.edu/world/semeru.cfm>. Diakses pada tanggal 10 february 2013.
- USGS.2008.<http://www.gso.uri.edu/lava/MagmaProperties/properties.html>. Diakses pada tanggal 21 mei 2013.
- USGSLaboratory.2009.<http://www.volcano.si.edu/world/semeru.cfm>. Diakses pada tanggal 5 mei 2013.
- USGS.2013.<http://www.geojeff.org/physical-geology-lab/igneouscompositions/>. Diakses pada tanggal 04 juni 2013.
- Wallace, P. dan Anderson, Jr.,A.T,2000. *Volatiles in Magmas. Encyclopedia of Volcanoes*, Sigurdsson H.(ed), Academic Press,p.149-170.
- Wahyudin, D. 2010. Aliran Lava Produk Letusan Celah Tahun 1941 Serta Kemungkinan Terjadinya Letusan Samping Baru di Gunung Semeru Jawa Timur. Jurnal Lingkungan dan Badan Geologi, Vol.1 No.3 Desember 2010: 199-211.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

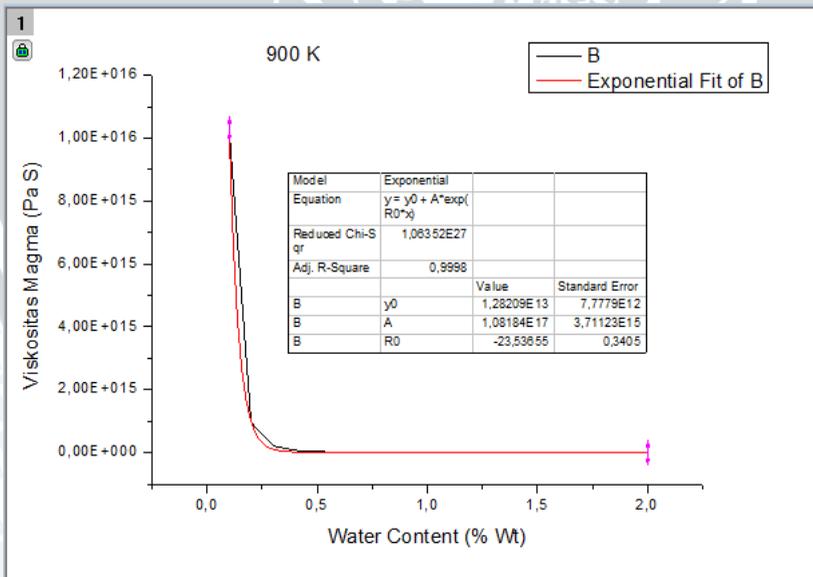
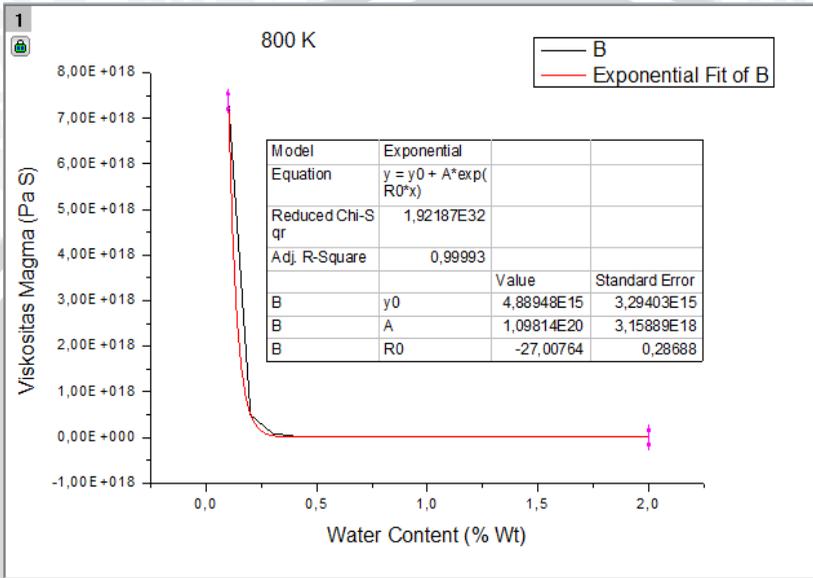
(Halaman ini sengaja dikosongkan)

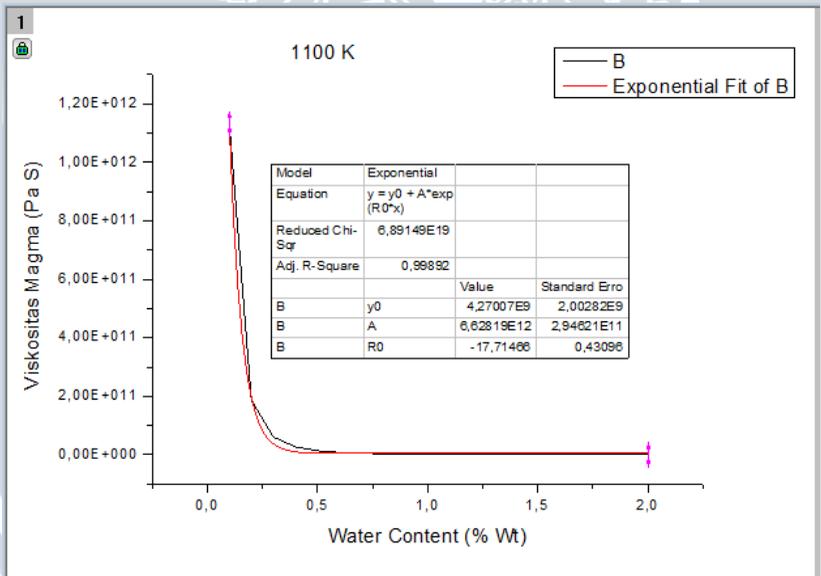
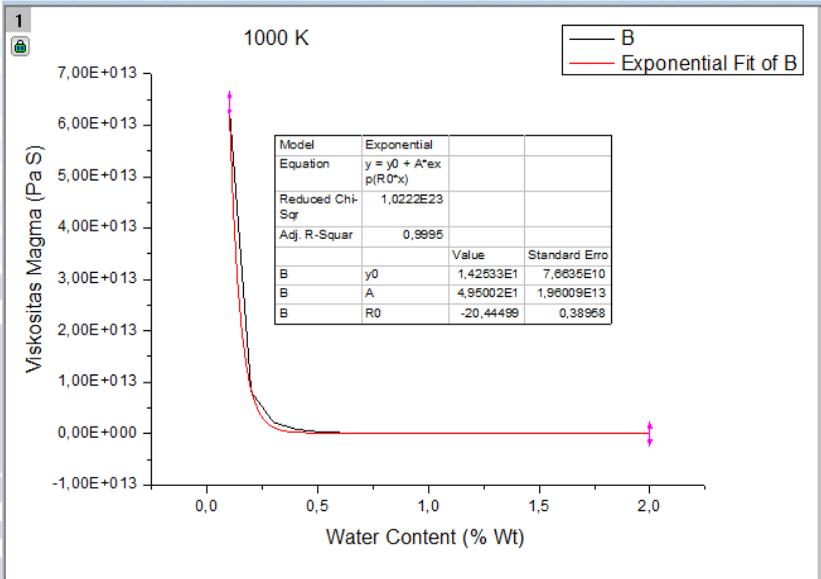


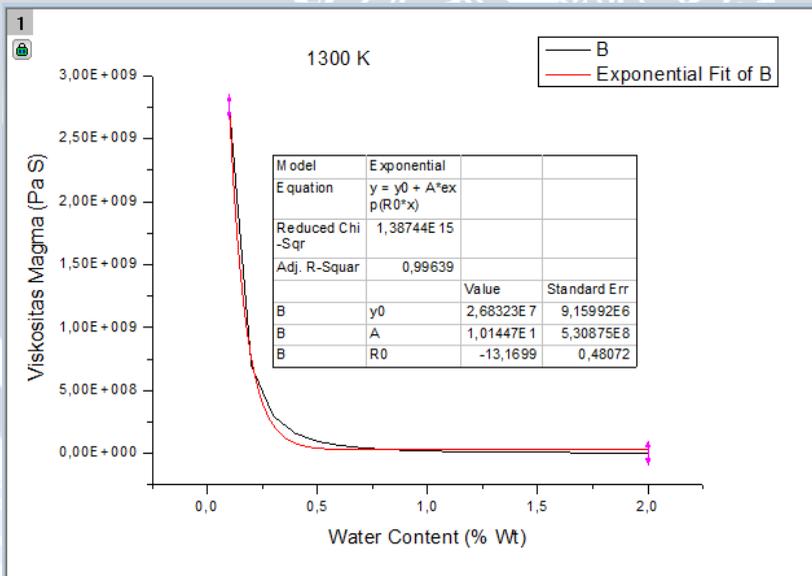
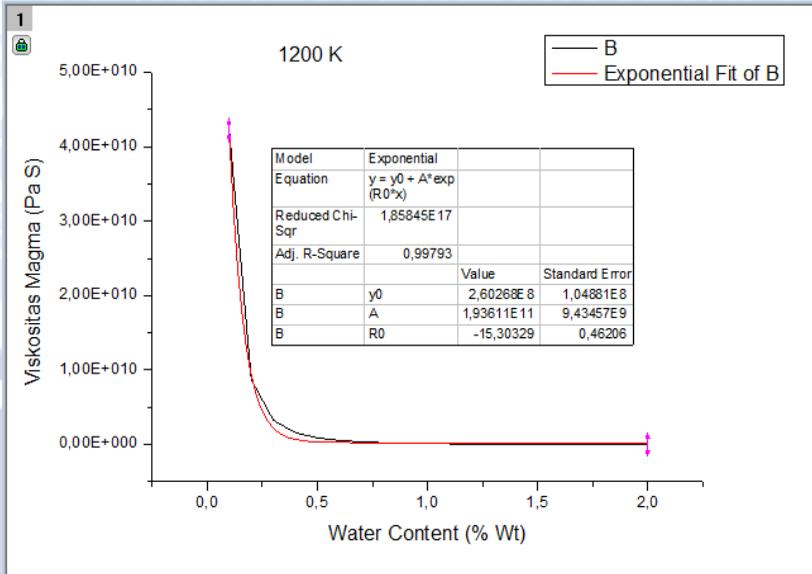
Lampiran 1 Hubungan Viskositas Magma Fluida Terhadap Kandungan H_2O Pada Temperatur Berbeda

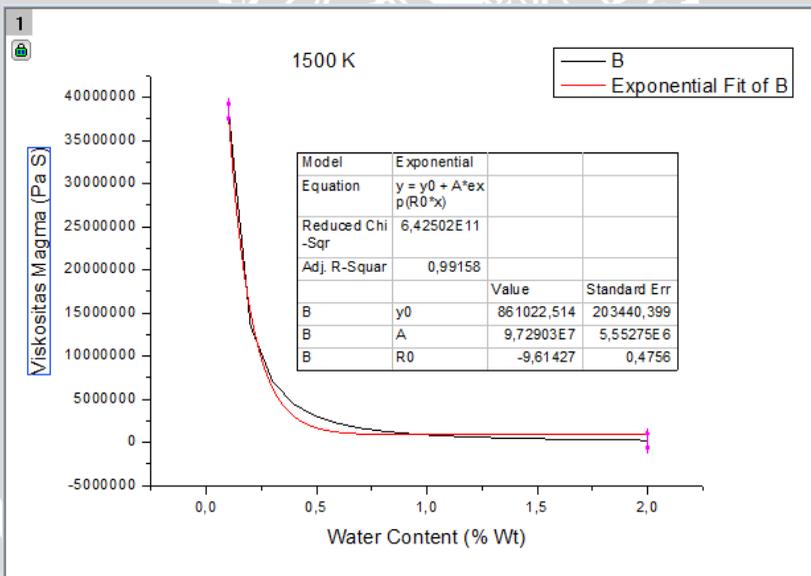
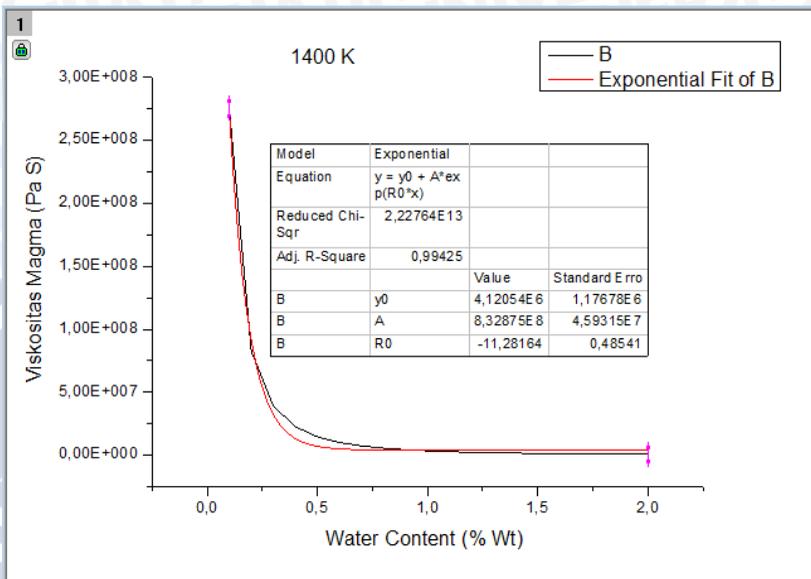


Lampiran 2 Hubungan Viskositas Magma Terhadap Kandungan H_2O Pada Temperatur Berbeda.









Lampiran 3 Data Analisa Uji Laboratorium Batuan Lava
G. Semeru.

Tahun 1941 (Wahyudin,D. 2010).

Unsur utama (%)	Contoh 1	Contoh 2
SiO ₂	57,72	57,55
TiO ₂	0,67	0,66
Al ₂ O ₃	19,63	19,50
Fe ₂ O ₃	7,27	7,28
MnO	0,17	0,17
MgO	2,20	2,20
Ca O	7,40	7,35
Na ₂ O	3,87	3,98
K ₂ O	1,34	1,30
P ₂ O ₅	0,17	0,19
LOI	0,14	0,19
Total	100,3	99,97

Tahun 1985 (USGS Laboratory,1985)

Component	Value (%)
SiO2	56.8
Al2O3	19.9
Fe2O3	7.61
MgO	2.28
CaO	8.09
Na2O	3.45
K2O	1.22
TiO2	0.70
P2O5	0.18
MnO	0.18
LOI	0.01

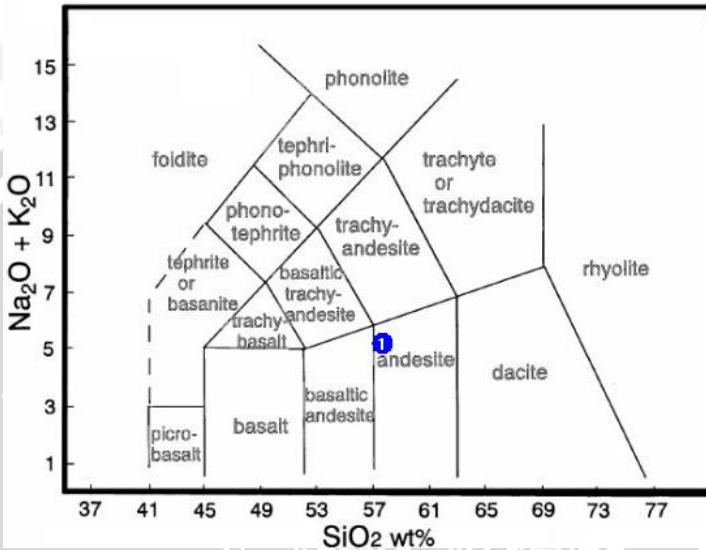
Tahun 2009 (USGS Laboratory,2009)

SiO ₂	56,43
Al ₂ O ₃	19,53
Fe ₂ O ₃	7,44
MgO	2,13
CaO	7,93
Na ₂ O	3,71
K ₂ O	1,2
TiO ₂	0,67
MnO	0,17
H ₂ O 1000°C	0,12
H ₂ O 100°C	0,07
Total	99,49
Sr	404
Ba	533

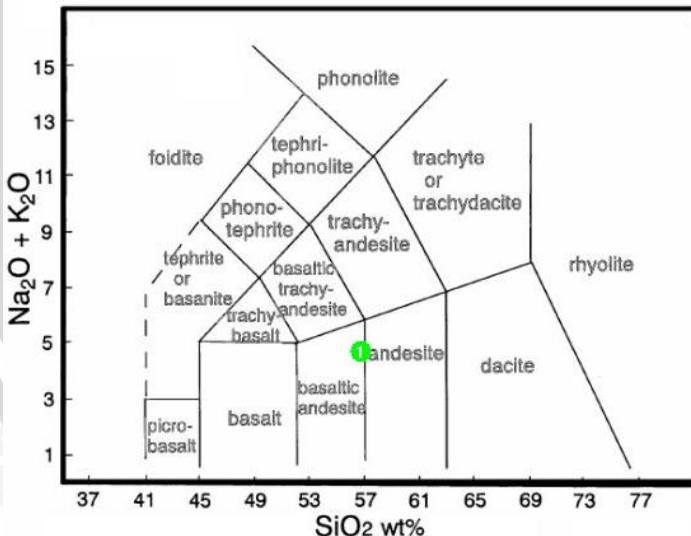


Lampiran 4 Analisa Batuan G. Semeru Menurut LeBas dan Le Maitre.

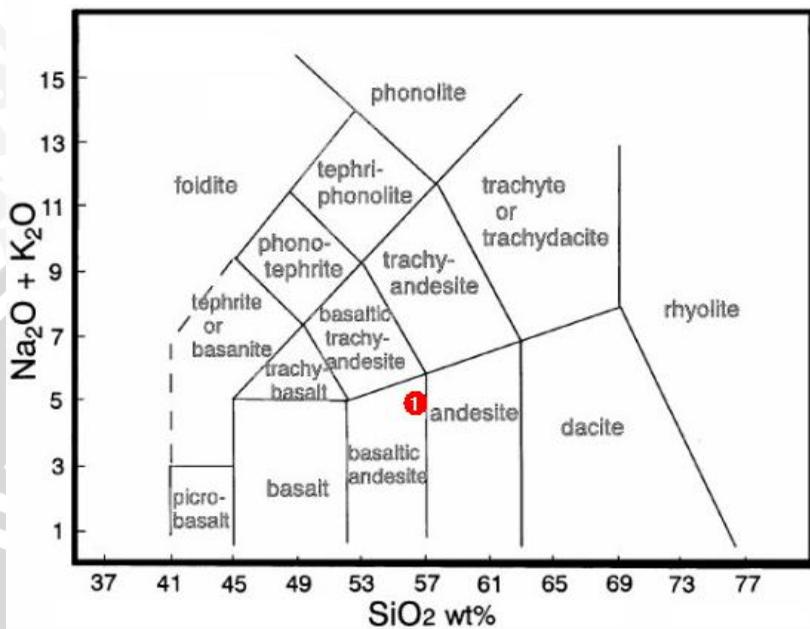
Tahun 1941



Tahun 1985

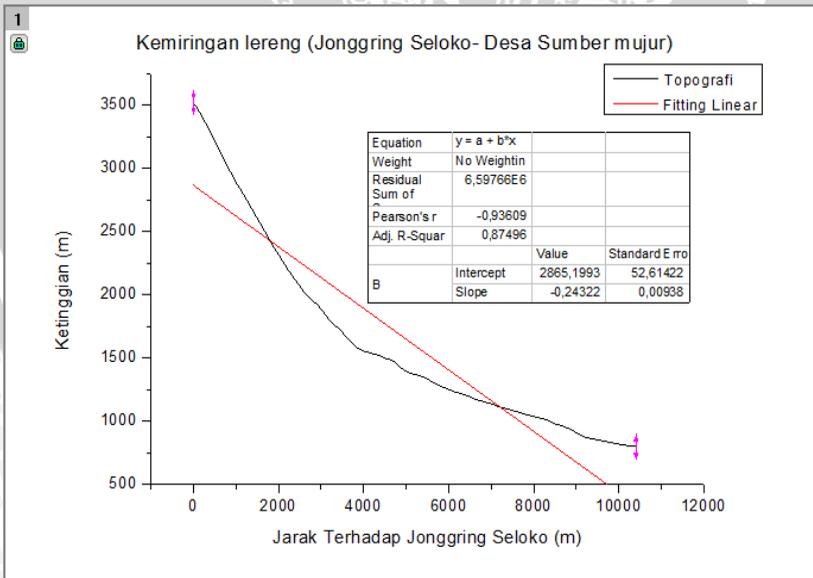
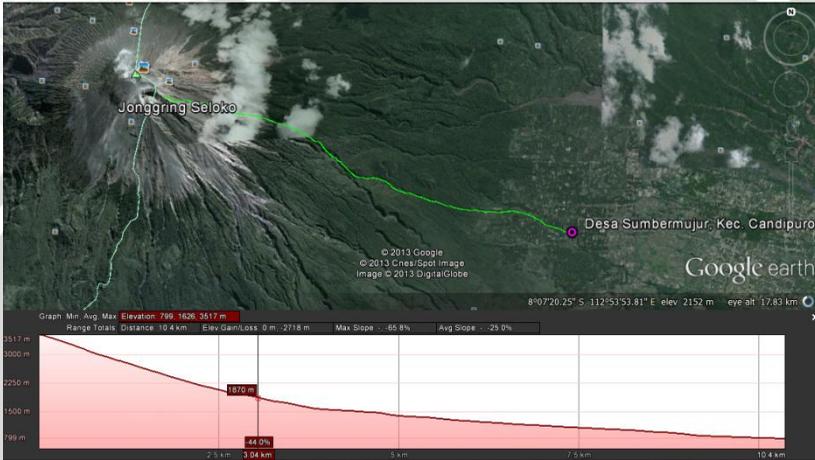


Tahun 2009

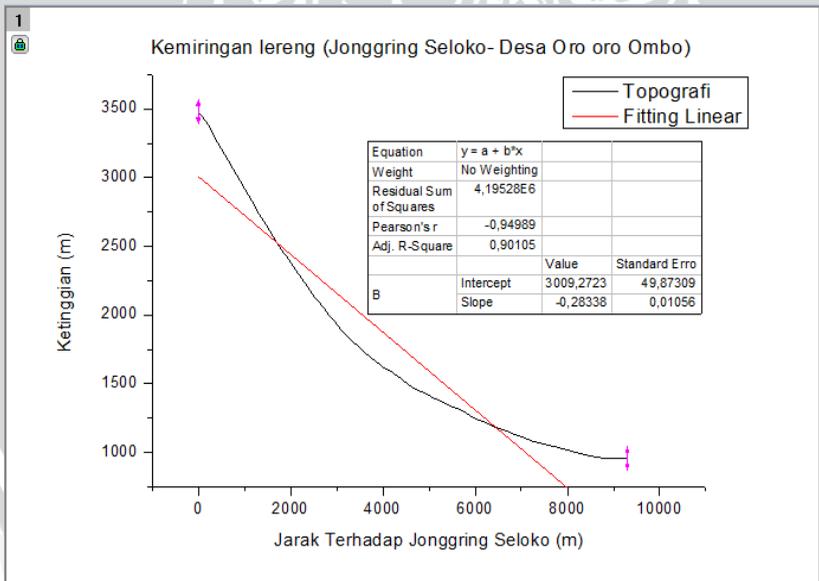
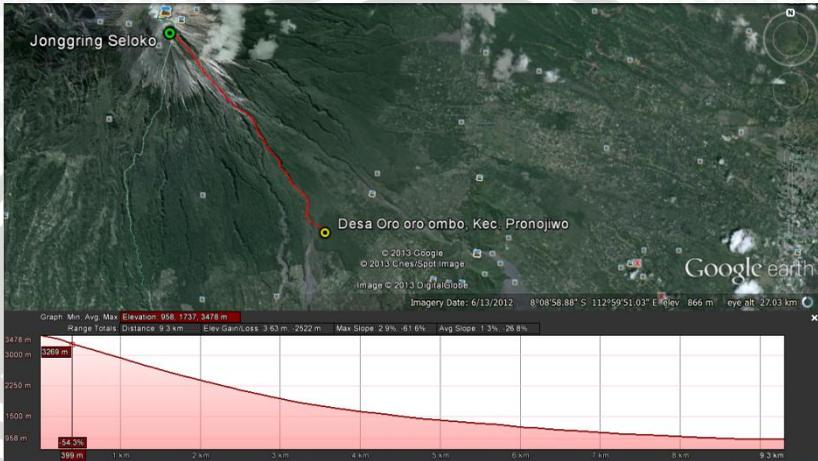


Lampiran 5 Jalur Aliran Lava Pada Daerah Rawan Bencana Aliran Lava G. Semeru

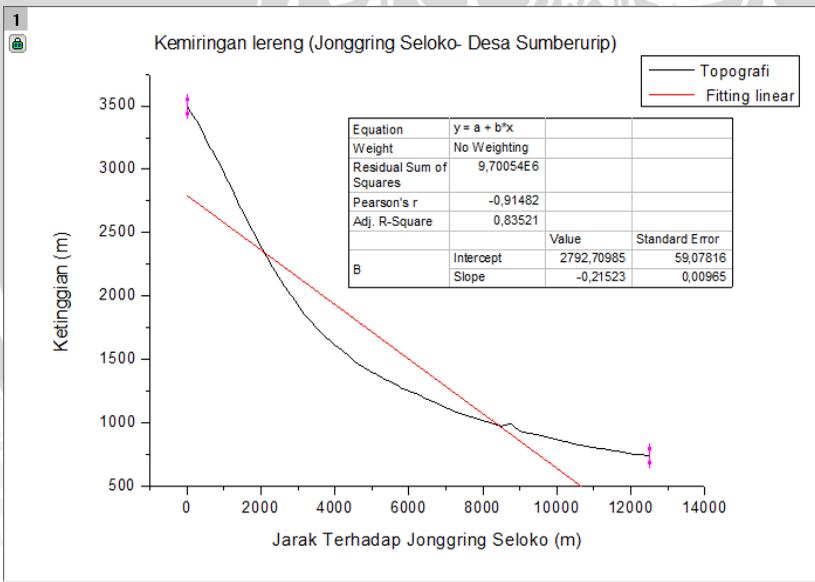
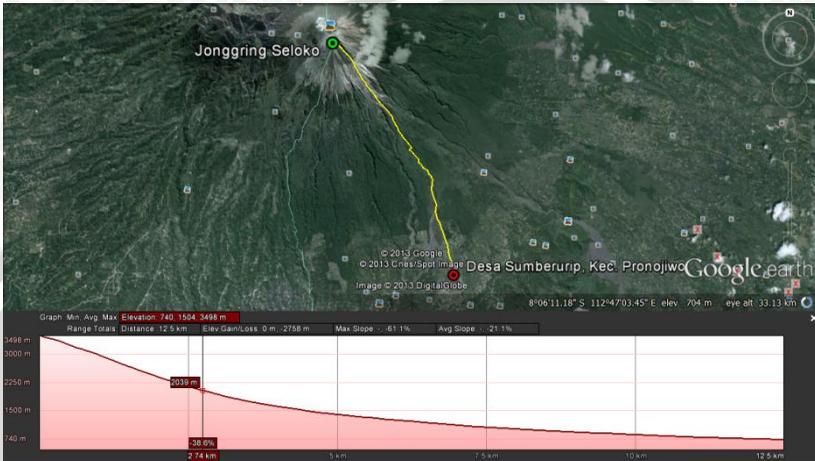
Desa Sumbermujur, Kec. Candipuro



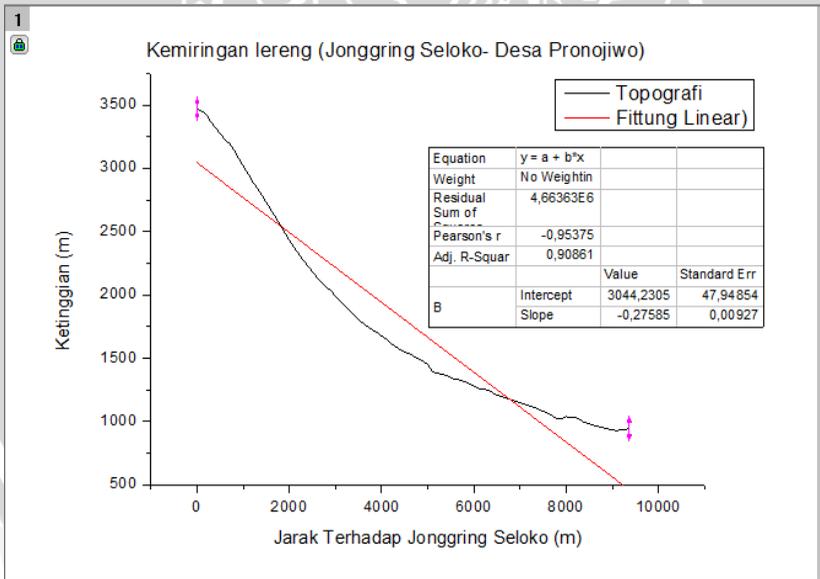
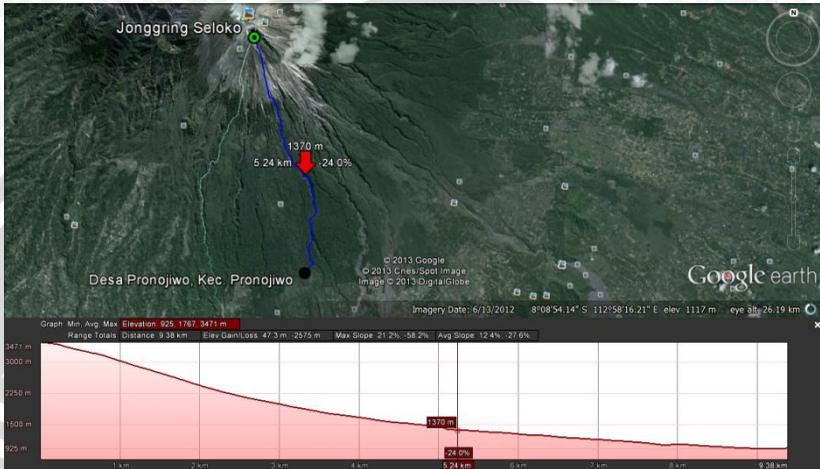
Desa Oro oro ombo, Kec. Pronojiwo



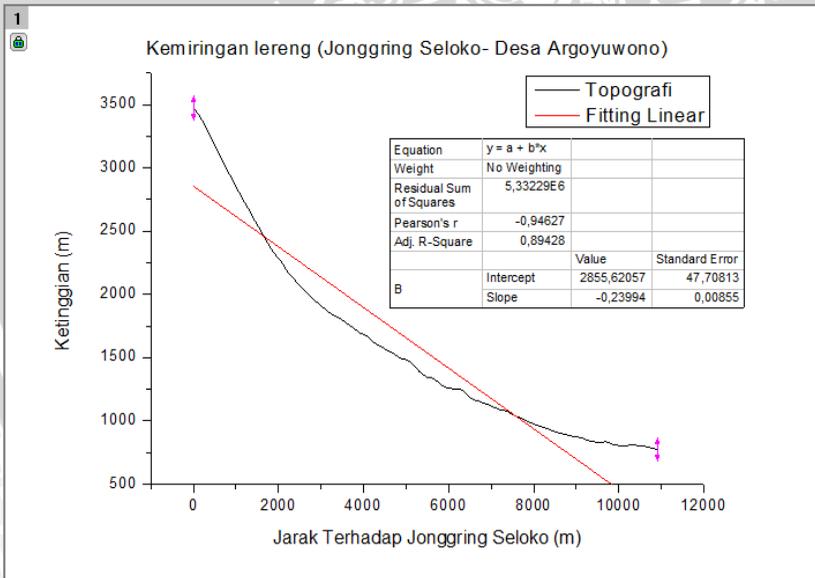
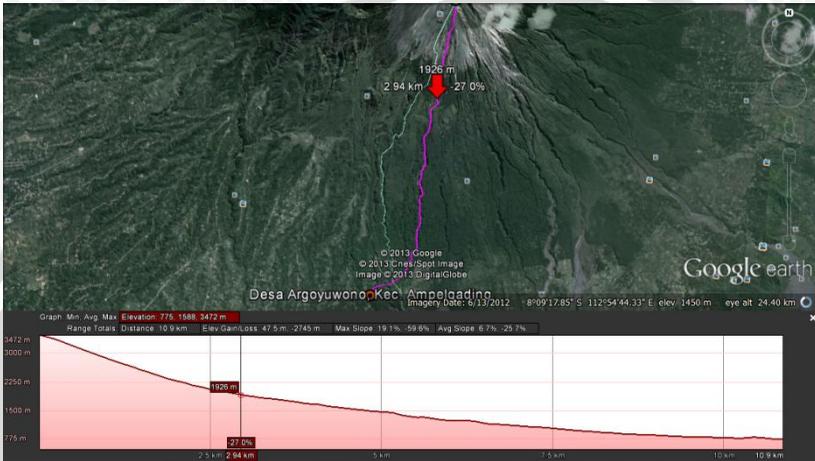
Desa Sumberurip, Kec. Pronojiwo



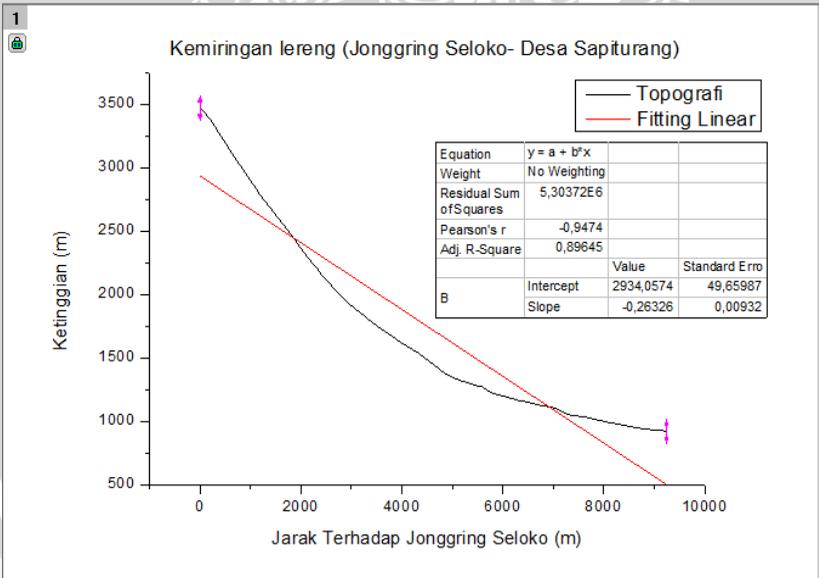
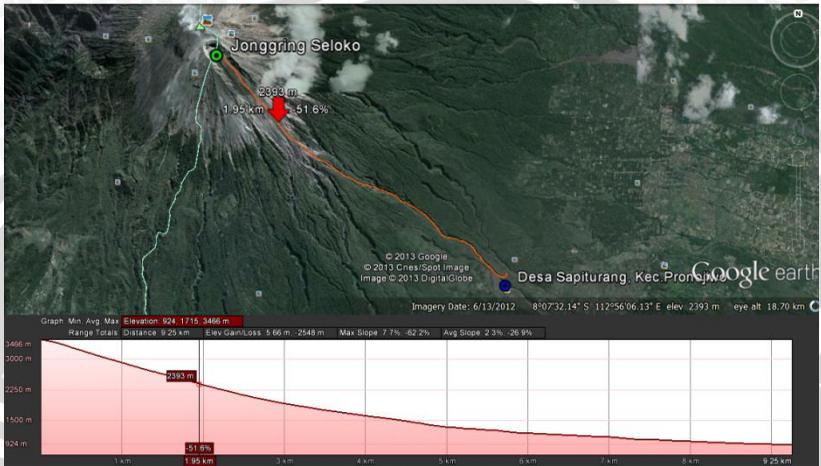
Desa Pronojiwo, Kec. Pronojiwo



Desa Argoyuwono, Kec. Ampelgading



Desa Sapiturang, Kec.Pronojiwo



Lampiran 6 Hasil Perhitungan Pengolahan Data

► Kalkulasi Log viskositas magma fluida

Coefficient of the Hess-Dingwell Model

a1	-3,54	ϕ_0	0,7
a2	0,83	ϕ	0,6
b1	9601		
b2	-2366		
c1	196		
c2	32		

Given Conditions

water content
(%) 0,2- 2

log(melt viscosity)	Temperatur (K)							
	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
0,1	16,75528788	13,89982603	11,6950462	9,941287906	8,512998002	7,327267469	6,327143348	5,472208552
0,2	15,58013742	12,87253764	10,79792287	9,15755413	7,828007864	6,728586038	5,804300821	5,016390941
0,3	14,83669322	12,22722753	10,23719963	8,669446663	7,402453823	6,357248773	5,480282312	4,733959983
0,4	14,28237462	11,74830179	9,822415216	8,309223942	7,088911808	6,08395116	5,241958693	4,526266235
0,5	13,83635268	11,3642869	9,490653334	8,021613292	6,838885402	5,866199805	5,052167103	4,360897867
0,6	13,46113895	11,04214668	9,212903377	7,781171981	6,63007692	5,684470989	4,89383842	4,222967234
0,7	13,13611145	10,76375625	8,973278822	7,573985754	6,45030315	5,528103227	4,757654102	4,104346707
0,8	12,84864922	10,51804701	8,762092957	7,391579758	6,292149176	5,390610849	4,637946786	4,000093304
0,9	12,59043783	10,29774068	8,572984568	7,228393813	6,150753375	5,267743266	4,531002982	3,906968269
1	12,35569536	10,09778409	8,401542289	7,080575221	6,022749004	5,156557971	4,434252492	3,822730061
1,1	12,1402306	9,914519564	8,244576262	6,945340139	5,905704601	5,054930586	4,345840065	3,745760725
1,2	11,9409037	9,745210529	8,09970215	6,820609091	5,797804752	4,961275458	4,264381156	3,674852854
1,3	11,75529871	9,587753822	7,965089041	6,704786231	5,697656847	4,874376567	4,188814134	3,609080681
1,4	11,58151496	9,44049666	7,83929922	6,59661913	5,604168388	4,793280193	4,118306488	3,547718267
1,5	11,41802895	9,302115573	7,721182266	6,49510614	5,516465949	4,717224045	4,052192897	3,490185484
1,6	11,26359983	9,171533638	7,609802696	6,399433153	5,433839877	4,645588906	3,989932983	3,436011169
1,7	11,11720288	9,047862311	7,504389151	6,30892919	5,355705473	4,577864694	3,931081664	3,384807264
1,8	10,97798161	8,930359531	7,404297815	6,223034458	5,28157507	4,513626066	3,875267841	3,336250228
1,9	10,8452125	8,818398918	7,308985548	6,141276887	5,211037541	4,452514504	3,82217875	3,290067392
2	10,71827851	8,711446709	7,217989756	6,063254573	5,143742958	4,394224912	3,771548264	3,246026752

➤ **Kalkulasi viskositas magma fluida**

Viskositas magma fluida

water content (%)	Temperatur (K)							
	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
0,1	5,6923E+16	7,9401E+13	4,95503E+11	8735502776	325835201,8	21245525,06	2123945,4	296625,5471
0,2	3,8031E+15	7,45654E+12	62794682634	1437322187	67298884,27	5352861,892	637236,761	103846,2794
0,3	6,86583E+14	1,68744E+12	17266313889	467139576,7	25261191,01	2276401,03	302191,547	54195,09516
0,4	1,91591E+14	5,60147E+11	6643779584	203809273,8	12271900	1213252,401	174565,6109	33594,34944
0,5	6,86045E+13	2,31359E+11	3094947841	105102559,3	6900576,933	734851,8722	112763,125	22956,08725
0,6	2,8916E+13	1,10191E+11	1632688662	60418784,11	4266550,788	483582,9602	78313,82205	16709,64541
0,7	1,36808E+13	58043855853	940326817,9	37496070,24	2820350,933	337367,4873	57234,00034	12715,88839
0,8	7,05747E+12	32964539587	578219797,6	24636542,43	1959517,635	245816,397	43445,69872	10002,14863
0,9	3,89438E+12	19849093534	374097295,3	16919744,98	1414990,013	185243,623	33962,76044	8071,760536
1	2,26827E+12	12525183318	252082262,8	12038578,84	1053777,7	143402,9122	27180,19021	6648,597797
1,1	1,38112E+12	8213335503	175620925,7	8817391,801	804830,8242	113482,9419	22173,79689	5568,788518
1,2	8,72778E+11	5561738030	125806230,6	6616207,1	627776,0622	91469,32155	18381,50876	4729,909748
1,3	5,69244E+11	3870381918	92276059,53	5067412,184	498490,4555	74881,85033	15445,93256	4065,188436
1,4	3,81518E+11	2757380249	69071552,92	3950200,413	401946,6263	62126,97287	13131,26265	3529,541293
1,5	2,61836E+11	2005005521	52623807,31	3126843,466	328447,491	52146,3656	11276,98226	3091,615559
1,6	1,83485E+11	1484340846	40719524,36	2508610,024	271543,7913	44216,96255	9770,864336	2729,047968
1,7	1,30979E+11	1116509214	31943989,23	2036709,972	226832,601	37832,46978	8532,605451	2425,533427
1,8	95056455117	851842944,8	25368676,8	1671223,206	191238,386	32630,67566	7503,568311	2168,953435
1,9	70018450522	658262202,2	20369742,9	1384448,761	162568,9275	28347,48304	6640,163143	1950,147193
2	52273130716	514572661,4	16519228,33	1156790,126	139233,2491	24787,05397	5909,466343	1762,084587

➤ Kalkulasi viskositas magma fluida

Viskositas magma

water
content
(%)

Temperaur (K)

	800	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
0,1	7,3796E+18	1,02937E+16	6,42379E+13	1,13249E+12	42241866700	2754308413	275352135	38455074,08
0,2	4,9304E+17	9,6668E+14	8,14082E+12	1,86337E+11	8724749454	693954727	82612529,8	13462820,06
0,3	8,90099E+16	2,18762E+14	2,23844E+12	60560822229	3274906632	295116759,4	39176660,41	7025950,46
0,4	2,48382E+16	7,26184E+13	8,61312E+11	26422204017	1590951380	157288242,4	22631002,51	4355232,41
0,5	8,89401E+15	2,99938E+13	4,01235E+11	13625686476	894603313	95267529,91	14618816,1	2976068,799
0,6	3,74873E+15	1,42854E+13	2,11665E+11	7832800786	553123384,7	62692572,3	10152745,97	2166268,746
0,7	1,7736E+15	7,52491E+12	1,21906E+11	4861058572	365635411,7	43736933,12	7419919,64	1648510,84
0,8	9,14944E+14	4,27358E+12	74961463596	3193926057	254035421,3	31868083,68	5632379,203	1296696,695
0,9	5,04874E+14	2,57327E+12	48498652060	2193506436	183441872,4	24015319,37	4402993,881	1046437,68
1	2,94063E+14	1,62379E+12	32680401884	1560703202	136613652,9	18591013,71	3523689,171	861936,2806
1,1	1,79051E+14	1,06479E+12	22767815421	1143102670	104339728,2	14712134,48	2874651,257	721947,8466
1,2	1,13148E+14	7,21034E+11	16309747973	857737091,9	81386027,64	11858248,79	2383012,144	613194,0809
1,3	7,37979E+13	5,01763E+11	11962835769	656948509,1	64625207,03	9707818,931	2002438,719	527018,404
1,4	4,94607E+13	3,57472E+11	8954561433	512111148,1	52109089,86	8054253,477	1702360,713	457576,1366
1,5	3,39449E+13	2,59933E+11	6822245852	405369659,8	42580528,62	6760349,442	1461968,439	400802,65
1,6	2,37873E+13	1,92433E+11	5278953013	325220754,8	35203429,75	5732367,245	1266712,579	353798,7298
1,7	1,69804E+13	1,44746E+11	4141276718	264042775,9	29406989,92	4904670,02	1106182,451	314450,554
1,8	1,23233E+13	1,10434E+11	3288841285	216660408,5	24792491,32	4230299,992	972776,2091	281187,0583
1,9	9,07732E+12	85338306140	2640770426	179482449,1	21075730,7	3675019,131	860842,7967	252820,6201
2	6,77678E+12	66710133381	2141582730	149968370,6	18050451,01	3213438,647	766113,938	228439,8427

➤ **Kalkulasi Densitas magma fluida**

temperatur (K)	1673												
					Patial	Thermal		Thermal	Fraction Molar	Fraction Molar	gr/mol	kg/mol	Fractional
					Mol Vol	Expantions	kompresibilitas	Expantions	Volume	Volume			Density
Oxide	wt(%)	Mi	mol	Xi	1,00E-06	1,00E-06	1,00E-06	1,00E-06	1,00E-06	1,00E-06			
SiO2	56,43	60,08	0,9392477	0,642584065	26,75	0	-1,89	0	24,86	0,00002486	34,1318272	0,034131827	1372,961675
TiO2	0,67	79,88	0,0083876	0,005738344	22,45	0,00724	-2,31	-6,32052	13,81948	1,38195E-05	0,5388060	0,000538806	38,98887659
Al2O3	19,53	101,96	0,1915457	0,131045539	37,8	0	-2,26	0	35,54	0,00003554	20,0471036	0,020047104	564,0715699
Fe2O3	7,44	159,69	0,0465903	0,031874622	44,4	0,00909	-2,53	-7,93557	33,93443	3,39344E-05	11,9610752	0,011961075	352,47609
FeO	0	71,85	0,0000000	0	13,94	0,00292	-0,45	-2,54916	10,94084	1,09408E-05	0,0000000	0	0
MnO	0,17	70,94	0,0023964	0,001639485	13,94	0,00292	-0,45	-2,54916	10,94084	1,09408E-05	0,1214115	0,000121411	11,09708731
MgO	2,13	40,3	0,0528536	0,036159664	12,32	0,00327	0,27	-2,85471	9,73529	9,73529E-06	0,8641800	0,00086418	88,7677723
CaO	7,93	56,08	0,1414051	0,096741988	16,95	0,00374	0,34	-3,26502	14,02498	1,4025E-05	4,4771408	0,004477141	319,2261838
Na2O	3,71	61,99	0,0598484	0,040945115	29,03	0,00768	-2,4	-6,70464	19,92536	1,99254E-05	2,3153418	0,002315342	116,2007507
K2O	1,2	94,2	0,0127389	0,008715256	46,3	0,01208	-6,75	-10,54584	29,00416	2,90042E-05	1,1380248	0,001138025	39,23660488
H2O	0,12	18,02	0,0066593	0,004555922	26,27	0,00946	-3,25	-8,25858	14,76142	1,47614E-05	0,0217699	2,17699E-05	1,474780749
CO2	0	44,01	0,0000000	0	33	0	0	0	33	0,000033	0,0000000	0	0
sum	99,33		1,4616728	1							75,6166808	800	2904,501391

➤ **Kalkulasi Migrasi Magma pada pipa Konduit**

henry law (s)	8460000000	(1/pa)					
henry law (β)	0,62		π	3,14			
viskositas kinematik	0,4	m ² /s	panjang saluran silinder	900	m		
Diameter	155,4	m	kuadrat radius	900	m ²		
gas Constant	462	J/kg.K	grav	9,80665	m/s ²		
mass eruption rate	43000000	kg/s	R	8,314	untuk gas ideal		
Conduit radius	30	m					
Depth	density	volumetric flow rate	velocity	reynold number	friction factor	head loss due to friction in the pipe	pressure drop due to friction in the pipe
(m)	(kg/m ³)	(m ³ /s)	(m/s)	(dimensionless)	(dimensionless)	(m)	(Pa)
900	53,19338311	808371,22	42,64215628	16566,47772	0,216880645	116,4501184	60746,07504
800	48,59920858	884788,0707	46,67319946	18132,53799	0,211924245	136,3190697	64969,04549
700	43,74274878	983020,0707	51,85500726	20145,67032	0,206358727	163,8494779	70286,48224
600	38,60267852	1113912,341	58,75966753	22828,13083	0,200030688	203,9370398	77203,00889
500	33,15534693	1296925,051	68,41371801	26578,72945	0,192715094	266,3440141	86599,86063
480	32,02674551	1342627,835	70,82457238	27515,34637	0,19110567	283,0624869	88902,87433
460	30,88458713	1392280,228	73,44377136	28532,90517	0,189439665	301,732214	91386,94409
440	29,72864269	1446416,523	76,29949943	29642,35553	0,187712956	322,6847566	94074,99563
390	26,77691761	1605860,713	84,71029371	32909,94911	0,183098769	387,9704275	101877,8758
340	23,73374557	1811766,283	95,57195887	37129,70602	0,177983698	480,0450814	111729,7899
290	20,59510103	2087875,167	110,1368987	42788,18514	0,17223918	616,9336509	124601,4402
240	17,35672282	2477426,207	130,6859929	50771,50824	0,165673447	835,5103133	142213,3015
190	14,01409846	3068338,653	161,8570443	62881,46171	0,157978526	1222,086912	167953,0648
140	10,56243646	4071030,407	214,7497468	83430,27664	0,148603331	2023,646675	209613,6077
90	6,99666305	6145786,883	324,1946253	125949,6119	0,136372148	4232,316386	290395,4188
40	3,311382017	12985514,74	684,9951302	266120,6081	0,117711183	16309,23223	529618,9042
30	2,559486506	16800244,85	886,2248542	344298,3559	0,112165465	26012,84404	652922,0822
20	1,80253486	23855294,54	1258,383738	488882,0824	0,105224698	49202,22075	869739,2172
10	1,040478851	41327125,46	2180,035235	846943,6887	0,095575454	134126,3846	1368573,577
0	0,273269495	157353824,2	8300,526041	3224754,367	0,076982271	1566183,972	4197151,099

➤ Kalkulasi Laju alir lava

viskositas	42800 Pa s	densitas		2.581 Kg/m ³			
range ketebalan magma	0,5-2 m	percepatan gravitasi		9,80665 m/s ²			
	Desa Sumbermujur	Desa Oro oro Ombo	Desa Sumberurip	Desa Pronojiwo	Desa Argoyuwono	Desa Sapiturang	
slope	0,24322	0,57353	0,21523	0,27585	0,23994	0,26326	
alfa	0,238587378	0,520728834	0,211995988	0,269156277	0,235488248	0,257419205	
	Ketebalan magma	Desa Sumbermujur (km/jam)	Desa Oro oro Ombo (km/jam)	Desa Sumberurip (km/jam)	Desa Pronojiwo (km/jam)	Desa Argoyuwono (km/jam)	Desa Sapiturang (km/jam)
	0,5	0,125784389	0,088265333	0,037329819	0,047177422	0,041393678	0,045166878
	0,6	0,060376507	0,12710208	0,05375494	0,067935488	0,059606896	0,065040305
	0,7	0,082179134	0,173000053	0,073166446	0,092467747	0,081131608	0,088527082
	0,8	0,107336012	0,225959253	0,095564337	0,120774201	0,105967814	0,115627209
	0,9	0,135847141	0,285979679	0,120948615	0,152854848	0,134115515	0,146340686
	1	0,167712519	0,353061332	0,149319277	0,188709688	0,16557471	0,180667513
	1,1	0,202932148	0,427204212	0,180676325	0,228338723	0,200345399	0,218607691
	1,2	0,241506028	0,508408319	0,215019759	0,271741951	0,238427582	0,260161219
	1,3	0,283434157	0,596673652	0,252349579	0,318919373	0,27982126	0,305328098
	1,4	0,328716538	0,692000211	0,292665783	0,369870989	0,324526432	0,354108326
	1,5	0,377353168	0,794387998	0,335968374	0,424596799	0,372543098	0,406501905
	1,6	0,429344049	0,903837011	0,38225735	0,483096802	0,423871258	0,462508834
	1,7	0,48468918	1,02034725	0,431532711	0,545370999	0,478510912	0,522129114
	1,8	0,543388562	1,143918717	0,483794458	0,61141939	0,536462061	0,585362743
	1,9	0,605442194	1,27455141	0,539042591	0,681241975	0,597724703	0,652209723
	2	0,670850077	1,412245329	0,597277109	0,754838753	0,66229884	0,722670054
	Jumlah	4,846891804	10,02694184	4,240667473	5,359355149	4,702321765	5,130957381
	Rata-rata	0,302930738	0,626683865	0,265041717	0,334959697	0,29389511	0,320684836

Lampiran 7 Script Program Densitas Magma Fluida G.Semeru

```
clc;clear all;
format longg
%{
Sio2 = 56.43;
Tio2 = 0.67;
Al2o3 = 19.53;
Fe2o3 = 7.44;
Feo = 0;
Mno = 0.17;
Mgo = 2.13;
Cao = 7.93;
Na2o = 3.71;
K2o = 1,2;
H2o = 0.12;
Co2 = 0;
%}
T_acuan = 1673;
T1= 1025:-25:925;
T2= 920:-5:915;
T3= 910:-12.5:810;
T4= 807.5:-2.5:802.5;
Temp = [T1,T2,T3,T4];
h1= 900:-100:500;
h2= 480:-20:460;
h3= 440:-50:40;
h4= 30:-10:10;
h=[h1,h2,h3,h4];
%Temp = 1100;
oxide =
[56.43;0.67;19.53;7.44;0;0.17;2.13;7.93;3.71;1.2;0.
12;0];
Mr_oxide = [
60.08;79.88;101.96;159.69;71.85;70.94;40.3;56.08;61
.99;94.2;18.02;44.01];
Patial_mol_vol = [26.75e-6;22.45e-6;37.8e-6;44.4e-
6;13.94e-6;13.94e-6;12.32e-6;16.95e-6;29.03e-
6;46.3e-6;26.27e-6;33e-6];
Thermal= [0.0e-6;0.00724e-6;0.0e-6;0.00909e-
6;0.00292e-6;0.00292e-6;0.00327e-6;0.00374e-
6;0.00768e-6;0.01208e-6;0.00946e-6;0.0e-6];
```

```

Kompresibilitas = [-1.89e-6;-2.31e-6;-2.26e-6;-
2.53e-6;-0.45e-6;-0.45e-6;0.27e-6;0.34e-6;-2.4e-6;-
6.75e-6;-3.25e-6;0e-6];
total_oxide = sum(oxide);
mol = oxide./ Mr_oxide;
total_mol = sum(mol);
fraksi_oxide = mol./total_mol;
total_fraksi = sum(fraksi_oxide);
mass_oxide = (oxide./total_oxide).*Mr_oxide;
massa_oxide = mass_oxide./1000;
for i=1:length(Thermal)
    for j=1:length(Temp)
        bb=Temp(j)-T_acuan;
        Therm(i,j)=Thermal(i)*bb;

        fraksi_molar_volume(i,j)=(Patial_mol_vol(i)+
Therm(i,j)+ Kompresibilitas(i));
            fractional_density(i,j) =
massa_oxide(i)/fraksi_molar_volume(i,j);
                end
            end
        for j=1:length(Temp)

meltdensity(j)=sum(fractional_density(1:length(Ther
mal),j));
            end
meltdens=meltdensity';

```

Lampiran 8 Script Program Densitas Magma-Gas G.Semeru

```
clc;
s= 8460000000;
beta = 0.62;
%Temp = 1100;
melt_density = meltdens;
man = melt_density';
gas_constant = 462;
gravitasi = 9.806665;
mass_eruption_rate = 43000000;
phi = 3.14;
P0 = 101000;
conduit_radius = 77.7;
viskositas_kinematik = 0.4;
koef_redaman = 0.00053;
panjang_saluran_silinder = 460;
sigma =1372.96481675;
T1 = 1025:-25:925;
T2 = 920:-5:915;
T3 = 910:-12.5:810;
T4 = 807.5:-2.5:802.5;
Temp = [T1,T2,T3,T4];
h1 = 900:-100:500;
h2 = 480:-20:460;
h3 = 440:-50:40;
h4 = 30:-10:10;
h =[h1,h2,h3,h4];
arrayones = ones(1,length(h));
grav_array = arrayones.*gravitasi;
%melt_array = arrayones.*melt_density;
%ha=length(h);
%grav=length(grav_array);
%melt=length(melt_array);
Pascal = h.*man;
P = Pascal.*grav_array + 101000;
%P =(h.*melt_density.*(grav_array)+101000)
%ns = P.*(arrayones.*(beta*s))
sip = P.^(beta);
ns = sip.*(arrayones.*s);
%ns = (arrayones.*s)*P.^(beta);
masseruption_array = arrayones.*mass_eruption_rate;
n1=masseruption_array-(arrayones.*ns);
```

```

n2=(arrayones)-(arrayones.*ns);
nex = n1./n2;
%seper_rh =
(((nex.*(arrayones.*(gas_constant*Temp)))./P)+((arrayones)-nex)./(arrayones.*sigma));
seper_rh =
(((nex.*Temp.*(arrayones.*gas_constant))./P)+((arrayones)-nex)./(arrayones.*sigma))
seper_rho=seper_rh;
dens = 1./seper_rho;
xlabel('kedalaman(m)')
ylabel('Densitas magma-gas (kg/m^3)')
plot(-h(1:length(h)),dens(1:length(h)),'--rs','LineWidth',2,...
      'MarkerEdgeColor','k',...
      'MarkerFaceColor','g',...
      'MarkerSize',3)
hleg1=legend('Densitas magma-gas')
set(hleg1,'Location','NorthEast')
xlabel('Kedalaman(m)','fontsize',12,'fontweight','b')
ylabel('Densitas magma-gas(kg/m^3)','fontsize',12,'fontweight','b')

```

Lampiran 9 Daftar Istilah dan Satuan

η = Viskositas (Pa.s)

T = Temperatur (K)

C_w = Kandungan H₂O (wt %)

ρ_{melt} = Densitas magma fluida (kg/m³)

X = Fraksi mol (dimensionless)

V_i = Fraksi volume oksida (m³/mol)

P = Tekanan (Pa)

Φ_0 = Maksimum fraksi dalam padatan (%)

Φ = Volume fraksi kristal (%)

P_o = Tekanan atmosfer (Pa)

g = Percepatan gravitasi (m/s²)

h = kedalaman (m)

n_o = kandungan volatil mula – mula dalam magma (%)

n_s = Kelarutan volatil fraksi massa

s = Konstanta hukum henry (1/Pa)

β = Konstanta hukum henry (dimensionless)

n_{ex} = Fraksi massa volatil yang lepas dalam magma
(dimensionless)

ρ = Densitas campuran magma – gas (kg/m³)

R = Konstanta gas (uap air) (J/kg.K)

σ = densitas magma fluida pada kondisi tertentu (kg/m³)

μ = Kecepatan aliran magma (m/s)

Q = Debit (m³.s⁻¹)

v = kecepatan aliran magma (m/s)

D = Diameter Konduit (m)

r = jari – jari konduit (m)

V_k = viskositas kinematika (m²/s)

Re_D = Bilangan Reynold (dimensionless)

f = Koefisien Gesekan (dimensionless)

V = Laju aliran lava (m/s)

t = Ketebalan (m)

α = Sudut kemiringan topografi (derajat)

τ = Yield Strenght(N/m² atau Pa)

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

