

**ESTIMASI CADANGAN RESERVOIR SISTEM PANASBUMI
HIDROTERMAL NON-VULKANIK BERDASARKAN DATA
3G (GEOLOGI, GEOKIMIA, GEOFISIKA) DAN LANDAIAN
SUHU PADA LAPANGAN PANASBUMI SILVER PEAK,
ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.**

(Skripsi)

Oleh

CAHAYA NINGSIH



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2018**

ABSTRACT

RESERVOIR RESERVE ESTIMATES OF A NON-VOLCANIC HYDROTHERMAL SYSTEM BASED ON 3G (GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, GEOPHYSICS) AND GRADIENT TEMPERATURE DATA ON THE SILVER PEAK GEOTHERMAL FIELD, ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.

By

CAHAYA NINGSIH

In effort the utilization of geothermal energy, exploration activities are carried out to determine the reservoir reserve potential of a geothermal system. In this research, reservoir reserve estimates are based on 3G (geology, geochemistry, geophysics) and gradient temperature data in the non-volcanic hydrothermal system of the Silver Peak geothermal field, Esmeralda County, Nevada, U.S.A. The purpose of this research were to identify the presence of reservoirs, rock caps, and heat source, determine of fluid characteristics, determine geometry and temperature of reservoirs, and estimate the potential of reserves in geothermal systems. The data used were alteration mineral distribution data, geochemical data on well fluid samples, gravity measurement data, magnetic anomaly and resistivity distribution, and gradient temperature in the research area. The research was conducted from determination of the anomaly Bouguer and 3-dimensional inversion model of density distribution which were slicing horizontally every elevation of 250 meters down and vertically of 10 trajectories and interpreted in combination with resistivity data and gradient temperature for known components of geothermal system and geometry of reservoir. The alteration mineral distribution data were analyzed for alteration zone determination and reservoir temperature estimation, geochemical data used for water type determination and reservoir temperature detail estimation. The results showed that the reservoir was distributed in the northern Goat Island Graben area, east of the Goat Island fault, and the Graben shallow in the north (south of "The Crater"). The area of the reservoir reaches $\pm 9.46 \text{ km}^2$ with the thickness reaches $\pm 0.60 \text{ km}$. Cap rocks are distributed near the surface with the thickness reaches $\pm 100 \text{ meters}$ and $\pm 500 \text{ meters}$ on the eastern fault of Goat Island. The heat source are located in the Mineral Ridge area at the elevation of $\pm 500 \text{ meters}$ mean sea level. The hot spring manifestation is in the vicinity of the WGP-1 and NHS wells. The reservoir temperature reaches $\geq 200^\circ\text{C}$ with temperature range around $203^\circ\text{C} - 220^\circ\text{C}$ where the high temperature reservoir is located around the 18A-11 TGH well with the characteristic of the upflow chloride water type. Expected reserve potential on the Silver Peak Geothermal field reaches 109 MWe to 130 MWe.

Keywords: Silver Peak, Non-Volcanic Hydrothermal, 3G, Gradient Temperature,
Expected Reserve Estimated

ABSTRAK

ESTIMASI CADANGAN RESERVOIR SISTEM PANASBUMI HIDROTHERMAL NON-VULKANIK BERDASARKAN DATA 3G (GEOLOGI, GEOKIMIA, GEOFISIKA) DAN LANDAIAN SUHU PADA LAPANGAN PANASBUMI SILVER PEAK, ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.

Oleh

CAHAYA NINGSIH

Dalam usaha pemanfaatan energi panasbumi, dilakukan kegiatan eksplorasi untuk mengetahui potensi cadangan reservoir dari suatu sistem panasbumi. Pada penelitian ini estimasi cadangan reservoir dilakukan berdasarkan data 3G (geologi, geokimia, geofisika) dan landaian suhu pada sistem panasbumi hidrotermal non-vulkanik lapangan panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A. Tujuan penelitian ini untuk mengidentifikasi keberadaan reservoir, *cap rock*, dan batuan panas, menentukan karakteristik fluida, menentukan geometri dan suhu reservoir, dan mengestimasi besar potensi cadangan pada sistem panasbumi. Data penelitian berupa data sebaran mineral alterasi, data geokimia pada sampel fluida sumur, data hasil pengukuran gravitasi, distribusi anomali magnetik dan resistivitas batuan, serta landaian suhu di daerah penelitian. Penelitian dilakukan dari penentuan distribusi anomali Bouguer dan pemodelan inversi 3 dimensi distribusi densitas batuan yang di *slicing* secara horizontal setiap elevasi 250 meter ke bawah dan vertikal sebanyak 10 lintasan dan diinterpretasi terpadu dengan data resistivitas serta landaian suhu untuk diketahui keberadaan komponen-komponen panasbumi dan geometri reservoir. Data sebaran mineral alterasi dianalisis untuk penentuan zona alterasi dan pendugaan suhu reservoir, data geokimia untuk penentuan tipe air dan estimasi detail suhu reservoir. Hasil penelitian menunjukkan bahwa reservoir terdistribusi di daerah Goat Island Graben bagian utara, sebelah timur dari patahan Goat Island, dan daerah Graben dangkal di bagian utara (selatan 'The Crater'). Luasan area reservoir mencapai $\pm 9,46 \text{ km}^2$ dengan ketebalan $\pm 0,60 \text{ km}$. *Cap rocks* terdistribusi di dekat permukaan dengan ketebalan ± 100 meter dan ± 500 meter pada bagian timur patahan Goat Island. Batuan sumber panas berada pada kawasan Mineral Ridge di elevasi ± 500 meter *mean sea level*. Manifestasi *hot spring* berada pada sekitar lokasi sumur WGP-1 dan NHS. Suhu reservoir mencapai $\geq 200^\circ\text{C}$ dengan rentang suhu berkisar $203^\circ\text{C} - 220^\circ\text{C}$ dimana reservoir suhu tinggi berada di sekitar lokasi sumur 18A-11 TGH dengan karakteristik tipe air klorida *upflow*. Potensi cadangan terduga pada Lapangan Panasbumi Silver Peak adalah sebesar 109 MWe sampai 130 MWe.

Kata Kunci : Silver Peak, Hidrotermal Non-Vulkanik, 3G, Landaian Suhu,
Estimasi Cadangan Terduga

**ESTIMASI CADANGAN RESERVOIR SISTEM PANASBUMI
HIDROTERMAL NON-VULKANIK BERDASARKAN DATA
3G (GEOLOGI, GEOKIMIA, GEOFISIKA) DAN LANDAIAN
SUHU PADA LAPANGAN PANASBUMI SILVER PEAK,
ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.**

Oleh

CAHAYA NINGSIH

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2018**

**Judul Skripsi : ESTIMASI CADANGAN RESERVOIR SISTEM
PANASBUMI HIDROTERMAL NON-VULKANIK
BERDASARKAN DATA 3G (GEOLOGI,
GEOKIMIA, GEOFISIKA) DAN LANDAIAN
SUHU PADA LAPANGAN PANASBUMI SILVER
PEAK, ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.**

Nama Mahasiswa : Cahaya Ningsih

Nomor Pokok Mahasiswa : 1315051011

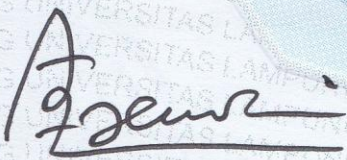
Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

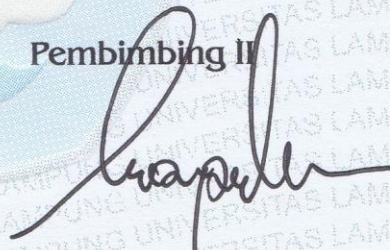
Pembimbing I



Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.

NIP 19720928 199903 1 001

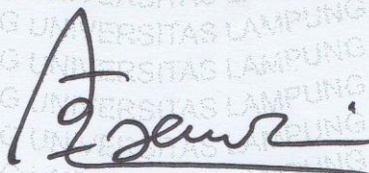
Pembimbing II



Karyanto, S.Si., M.T.

NIP 19691230 199802 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.

NIP 19720928 199903 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua

: **Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**

Sekretaris

: **Karyanto, S.Si., M.T.**

Penguji

Bukan Pembimbing

: **Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.**

2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.

NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **23 Januari 2018**

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 24 Januari 2018

Penulis,



Cahaya Ningsih

RIWAYAT HIDUP



Penulis bernama lengkap Cahaya Ningsih, lahir di Tulang Bawang, 12 Oktober 1996, sebagai anak kedua dari dua bersaudara pasangan Almarhum Bapak Prawito Al Pariadi dan Ibu Sunarsih, S.Pd. Penulis memulai pendidikan formal pada tahun 1999 hingga 2001 di Taman Kanak-Kanak (TK) Makarti Mukti Tama 2, Tulang Bawang. Kemudian dilanjutkan pendidikan Sekolah Dasar (SD) di SD Negeri 02 Dwi Warga Tunggal Jaya (sekarang menjadi SD Negeri 1 Tri Tunggal Jaya) dan Taman Pendidikan Al-Quran (TPA) Sunan Kali Jaga pada tahun 2001 hingga 2007. Selanjutnya penulis menempuh pendidikan Sekolah Menengah Pertama (SMP) di SMP Negeri 5 Banjar Agung (sekarang menjadi SMP Negeri 2 Banjar Agung) dan lulus tahun 2010. Kemudian jenjang pendidikan Menengah Atas penulis tempuh di SMA Negeri 2 Menggala dan diselesaikan pada tahun 2013. Pada tahun yang sama (2013) penulis tercatat sebagai mahasiswa S-1 Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN.

Sejak di pendidikan Sekolah Dasar sampai Menengah penulis aktif terlibat pada beberapa organisasi sekolah diantaranya OSIS, Pramuka, dan PMR. Kemudian selama menjadi mahasiswa penulis juga aktif dalam berbagai organisasi kampus

diantaranya di tingkat jurusan aktif sebagai anggota pengurus Bidang Sains dan Teknologi Himpunan Mahasiswa TG Bhuwana Universitas Lampung periode 2014 – 2015, kemudian penulis diamanahkan menjadi Sekretaris Bidang Sains dan Teknologi pada periode 2015 – 2016. Selain itu dalam organisasi eksternal kampus penulis aktif dalam beberapa organisasi diantaranya sebagai anggota Divisi Internal *Society of Exploration Geophysicist Student Chapter* Universitas Lampung (SEG-SC UNILA) tahun 2013 – 2016 dan anggota Disivi *Public Relation* tahun 2016 – 2017. Kemudian penulis juga merupakan anggota Divisi *Short Couse American Association of Petroleum Geologists Student Chapter* Universitas Lampung (AAPG-SC UNILA) tahun 2013 – 2016 dan anggota Disivi *Public Relation* tahun 2016 – 2017. Selain itu penulis juga diamanahkan menjadi Sekretaris Wilayah di Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) Wilayah 1 pada periode 2016 – 2017.

Secara akademik penulis juga aktif mengikuti berbagai perlombaan, seminar nasional, workshop, *course*, kunjungan industri dan kuliah lapangan. Beberapa pencapaian yang pernah diraih penulis diantaranya yaitu sebagai salah satu peserta di *Student Competition Geophysical Interpretation Competition (GIC) Indonesian Undergraduate Geophysics Competition (IUGC)* ITB 2016 dan *author poster competition* di *Indonesian International Geothermal Workshop (IIGW)* ITB 2017. Kemudian penulis juga dipercaya menjadi Asisten Praktikum Geologi Dasar (2014), Geomatematika I (2015), dan Analisis Sinyal Digital Geofisika (2016) di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Selain itu penulis juga merupakan penerima beasiswa dari PT. Perusahaan Gas Negara (PGN).

Penulis melaksanakan Kerja Praktek di PT. NewQuest Geotechnology, Depok, Jawa Barat, pada bulan Agustus hingga September 2016 dengan judul “*Analisis Sinyal dan Pengolahan Data Magnetotellurik (MT) Lapangan “CN” Prospek Panas Bumi*” dan menyelesaikan Tugas Akhir di Laboratorium Geofisika Eksplorasi, Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung selama bulan Juni hingga September 2017 dengan judul skripsi “Estimasi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi Hidrotermal Non-Vulkanik berdasarkan Data 3G (Geologi, Geokimia, Geofisika) dan Landaian Suhu pada Lapangan Panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A.” dan dinyatakan lulus pada tanggal 23 Januari 2018.

MOTTO

وَمِنَ النَّاسِ وَالْدَّوَابِّ وَالْأَنْعَامِ مُخْتَلِفٌ أَلْوَنُهُ، كَذَلِكَ إِنَّمَا يَخْشَى اللَّهَ
مِنْ عِبَادِهِ الْعُلَمَاءُ إِنَّ اللَّهَ عَزِيزٌ غَفُورٌ ﴿٢٨﴾

“Dan demikian (pula) di antara manusia, binatang-binatang melata dan binatang-binatang ternak ada yang bermacam-macam warnanya (dan jenisnya). Sesungguhnya yang takut kepada Allah di antara hamba-hamba-Nya, hanyalah ulama. Sesungguhnya Allah Maha perkasa lagi Maha Pengampun” (QS. Fathir : 28).

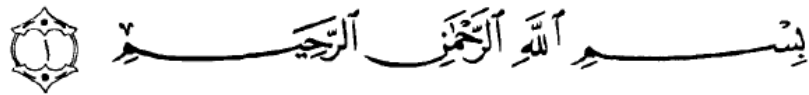
Dalam Tafsir Ibnu Katsir :

Yakni sesungguhnya yang benar-benar takut kepada Allah dari kalangan hamba-hamba-Nya hanyalah para ulama yang mengetahui tentang Allah SWT. Karena sesungguhnya semakin sempurna pengetahuan seseorang tentang Allah SWT. Yang Mahabesar, Mahakuasa, Maha Mengetahui lagi menyandang semua sifat sempurna dan memiliki nama-nama yang terbaik, maka makin bertambah sempurnalah ketakutannya kepada Allah SWT. Diriwayatkan dari Ibnu Mas'ud r.a. yang mengatakan bahwa orang yang alim itu bukanlah orang yang banyak hafal hadits, melainkan orang yang banyak takutnya kepada Allah SWT.

Dari Abu Hurairah *radhiyallahu 'anhu*, ia berkata bahwa Rasulullah *shallallahu 'alaihi wa sallam* bersabda,

إِذَا مَاتَ الْإِنْسَانُ انْقَطَعَ عَمَلُهُ إِلَّا مِنْ ثَلَاثَةٍ مِنْ صَدَقَةٍ جَارِيَةٍ وَعِلْمٍ يُنْتَفَعُ بِهِ وَوَلَدٍ صَالِحٍ
يَدْعُو لَهُ

“Jika seseorang meninggal dunia, maka terputuslah amalannya kecuali tiga perkara (yaitu) : sedekah jariyah, ilmu yang dimanfaatkan, atau do'a anak yang sholeh” (HR. Muslim no. 1631).



Dengan menyebut nama Allah yang Maha pengasih lagi Maha penyayang

(QS. 1:1)

Ananda Miatkan Karya Kecil dan Budah Bui Karena



Ananda Persembahkan Karya Bui Untuk

Almarhum Bapak Tercinta, Bapak Prawito Al Pariadi, semoga bapak diberikan tempat terbaik di sisi-Nya

Ibu Tercinta, Ibu Sunarsih yang telah berjuang tanpa lelah, mendukung dan terus mendo'akan hingga Ananda mampu menyelesaikan pendidikan S-1

Kakak-kakak Tersayang, Mas Wahyu Satria dan Mbak Fitria Ningsih yang selalu memberi dukungan dan semangat

Keluarga Besar yang selalu mendukung, Sahabat-sahabat setia, dan rekan-rekan Keluarga Teknik Geofisika 2013



Himpunan Mahasiswa TG Bhuwana dan Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung



Almamater Tercinta Universitas Lampung

KATA PENGANTAR

Assalamualaikum warohmatullohi wabarokatuh

Puji syukur kehadiran Allah *subhanahu wa ta'ala*, Tuhan semesta alam atas segala nikmat dan karunia-Nya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Shalawat serta salam tak lupa terucap kepada Nabi Muhammad *salallahu alaihi wassalam* yang selalu kita harapkan syafaatnya kelak di hari akhir nanti.

Skripsi ini berjudul **“Estimasi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi Hidrotermal Non-Vulkanik Berdasarkan Data 3G (Geologi, Geokimia, Geofisika) dan Landaian Suhu Pada Lapangan Panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A”**.

Penulis menyadari bahwa masih terdapat berbagai kekurangan di dalam skripsi ini. Penulis terbuka untuk berbagai kritik dan saran yang dapat membangun penelitian ini menjadi lebih baik. Semoga skripsi ini bermanfaat bagi para pembaca dan memberikan kontribusi dan pembaruan ilmu pengetahuan dalam dunia akademik pada masa yang akan datang. Demikianlah yang dapat penulis sampaikan. Apabila terdapat kesalahan penyampaian, penulis meminta maaf dan kepada Allah *subhanahu wa ta'ala* penulis mohon ampun.

Wassalam.

Penulis

SANWACANA

Skripsi berjudul **“Estimasi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi Hidrotermal Non-Vulkanik Berdasarkan Data 3G (Geologi, Geokimia, Geofisika) dan Landaian Suhu Pada Lapangan Panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A”** ini disusun sebagai salah satu syarat kelulusan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

Penulis menyadari bahwa tentu banyak pihak yang turut berkontribusi sejak masa perkuliahan, penelitian, dan hingga terselesaikannya skripsi ini. Sehingga ucapan terima kasih yang sebesar-besarnya penulis sampaikan kepada:

1. Almarhum Bapak tercinta, Bapak Prawito Al Pariadi, atas semua pengorbanan, cinta, dan kasih sayang, semoga anakmu bisa selalu menerapkan ilmu, dan pendidikan yang telah bapak berikan agar bermanfaat bagi orang lain dan Allah SWT memberikan tempat terbaik untuk bapak di akhirat.
2. Ibu tercinta Ibu Sunarsih, S.Pd, kakakku Wahyu Satria, dan juga seluruh keluarga besar atas segala pengorbanan, perjuangan, dukungan dan doa yang tiada putusnya. Semoga penulis dapat membahagiakan dan memberi yang terbaik untuk kalian.

3. Bapak Dr. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. dan Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku Dosen Pembimbing tugas akhir atas segala bimbingan dan berbagai saran yang telah diberikan.
4. Bapak Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D. sebagai Dosen Penguji atas segala arahan, kritik, saran serta bimbingan dalam penyempurnaan skripsi ini.
5. Seluruh Dosen Jurusan Teknik Geofisika atas ilmu, motivasi, dan berbagai pelajaran berharga yang telah diberikan selama masa perkuliahan.
6. *Department of Energy* (DOE) U.S.A. dan *Sierra Geothermal Power Corp.* atas data penelitian yang telah disediakan dalam membantu penyelesaian tugas akhir ini.
7. Rekan-rekan seperjuangan dari Teknik Geofisika angkatan 2013: Abdi, Agung, Imbron, Aji, Alicya, Atikah, Nafis, Deswita, Dian, Dodi, Dwi, Edi, Egi, Endah, Farkhan, Bunga, Feni, Eci, Harris, Herlin, Aloy, Kholil, Hanun, Kurnia, Fajri, Reza, Nico, Noris, Syabana, Priesta, Pipit, Putu, Rafi, Ravide, Ririn, Ryan, Shiska, Udin, Suryadi, Ulfa, Widia, Winda, Wuri, Yasrifa, Yeni, Helton, Haidar, Azhari, dan Aristo yang telah menjadi bagian keluarga yang saling melengkapi satu sama lain Semoga kita semua mampu menjadi kebanggaan untuk keluarga, negara dan agama, Aamiin.
8. Keluarga Besar HIMA TG Bhuwana yang telah memberikan pengalaman, dukungan, do'a dan semangat untuk penulis.
9. Seluruh staff Jurusan Teknik Geofisika dan Fakultas Teknik Universitas Lampung atas segala bantuannya.
10. Seluruh sahabat : Ika, Eka, Agung, Vina, Nia, Panca, Lia, Jefri, Mega, Damar, Rohkayatin, dan lain-lain yang turut memberikan semangat dan do'a.

11. Seluruh pihak yang telah berperan dan memberi bantuan dalam penyusunan skripsi yang tidak bisa disebutkan satu per satu.

Semoga segala kebaikan dan bantuan yang telah diberikan kepada penulis dibalas oleh Allah SWT dan bermanfaat bagi kita semua. Aamiin.

Bandar Lampung, 24 Januari 2018

Penulis,

Cahaya Ningsih

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL	iii
LEMBAR PERSETUJUAN	iv
LEMBAR PENGESAHAN	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
HALAMAN MOTTO	x
HALAMAN PERSEMBAHAN	xi
KATA PENGANTAR	xii
SANWACANA	xiii
DAFTAR ISI	xvi
DAFTAR GAMBAR	xix
DAFTAR TABEL	xxiv
BAB I. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian.....	3
1.3 Batasan Masalah	4
1.4 Manfaat Penelitian.....	5
BAB II. TINJAUAN PUSTAKA	6

2.1 Tipe-tipe Sistem Panasbumi	6
2.2 Komponen Sistem Panasbumi	12
2.3 Lokasi Daerah Penelitian	15
2.4 Tektonik Regional	17
2.5 Geologi Daerah Penelitian	18
2.6 Struktur Daerah Penelitian	25
BAB III. TEORI DASAR	27
3.1 Konsep Metode Gravitasi	27
3.1.1 Hukum Universal Newton tentang Gravitasi	28
3.1.2 Percepatan Gravitasi	28
3.1.3 Potensial Gravitasi	29
3.1.4 Pendekatan Bentuk Bumi <i>Oblate Spheroid</i> dan <i>Geoid</i>	30
3.2 Koreksi-Koreksi Metode Gravitasi	31
3.2.1 Koreksi <i>Drift</i>	32
3.2.2 Koreksi Pasang Surut (<i>Tide</i>)	33
3.2.3 Koreksi Lintang	33
3.2.4 Koreksi Udara Bebas (<i>FAC</i>)	34
3.2.5 Koreksi Bouguer (<i>BC</i>)	35
3.2.6 Koreksi Medan (<i>Terrain</i>)	36
3.2.7 Penentuan Densitas Permukaan	37
3.3 Jenis Litologi Batuan berdasarkan Nilai Densitas Batuan	38
3.4 Konsep Metode Magnetotellurik	39
3.4.1 Sumber Sinyal Magnetotellurik	40
3.4.2 Impedansi Bumi Berlapis Horizontal	41
3.4.3 Model 3 Dimensi Magnetotellurik	43
3.5 Konsep Metode Magnetik	43
3.5.1 Medan Magnet Anomali	44
3.5.2 Reduksi Ke Kutub	45
3.6 Klasifikasi Zona Alterasi Hidrotermal	46
3.7 Analisis Geokimia Fluida	47
3.7.1 Keseimbangan Ion	48
3.7.2 Tipe Fluida Panasbumi	48
3.7.3 Geoindikator dan <i>Tracer</i>	50
3.7.4 Geotermometer	53
3.8 Estimasi Cadangan Terduga	59
BAB IV. METODOLOGI PENELITIAN	61
4.1 Lokasi dan Waktu Penelitian	61
4.2 Perangkat Lunak dan Data Penelitian	62
4.3 Prosedur Penelitian	67
4.3.1 Persiapan Data dan Studi Literatur	67
4.3.2 Perhitungan Anomali Bouguer.....	67
4.3.3 Pemodelan Inveri 3 Dimensi.....	68
4.3.4 Pemodelan Distribusi Suhu Bawah Permukaan	68
4.3.5 Pengolahan Data Geokimia Sampel Fluida	68
4.3.6 Interpretasi Terpadu Sistem Panasbumi	69

4.3.7 Estimasi Cadangan Terduga	70
4.4 Diagram Alir Penelitian	70
BAB V. HASIL DAN PEMBAHASAN	73
5.1 Anomali Bouguer Daerah Penelitian	73
5.2 Pemodelan Inversi 3 Dimensi Distribusi Batuan Bawah Permukaan	75
5.3 Interpretasi Struktur dan Geologi Daerah Penelitian	77
5.4 Sifat Magnetisasi Batuan Pada Daerah Penelitian.....	79
5.5 Analisis Sebaran Zona Alterasi Daerah Penelitian	81
5.6 Interpretasi Keberadaan Komponen-Komponen Panasbumi	87
5.7 Distribusi Suhu Bawah Permukaan Di Daerah Penelitian	113
5.8 Analisis Geokimia Sampel Fluida Panasbumi	122
5.9 Interpretasi Terpadu Sistem Panasbumi	131
5.9.1 Interpretasi Distribusi Reservoir Pada Daerah Penelitian..	131
5.9.2 Estimasi Suhu Reservoir	133
5.10 Estimasi Potensi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi	135
BAB VI. KESIMPULAN DAN SARAN	138
6.1 Kesimpulan	138
6.2 Saran	139
DAFTAR PUSTAKA	140
LAMPIRAN	

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-vulkanik	7
Gambar 2. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik	8
Gambar 3. Sistem panasbumi tipe konveksi non-magmatik dominasi ekstensi- -onal	9
Gambar 4. Sistem panasbumi tipe konduksi <i>intracratonic basin</i>	11
Gambar 5. Sistem panasbumi tipe konduksi <i>orogenic belt / foreland basin</i>	12
Gambar 6. Peta lokasi lapangan panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A	15
Gambar 7. Area dan <i>cluster</i> lapangan panasbumi yang terdapat di dataran tinggi Great Basin	16
Gambar 8. Evolusi tektonik di bagian barat kerak benua Amerika Utara	18
Gambar 9. Peta geologi daerah lapangan panasbumi Silver Peak	20
Gambar 10. Keterangan simbol peta geologi daerah lapangan panasbumi Sil- -ver Peak	21
Gambar 11. Peta struktur daerah lapangan panasbumi Silver Peak	26
Gambar 12. Potensial massa tiga dimensi	29
Gambar 13. Bentuk bumi bulat dan <i>oblate spheroid</i>	30
Gambar 14. Perbandingan bentuk bumi <i>spheroid</i> dan <i>geoid</i> (A) efek topografi (B) efek distribusi massa dekat permukaan	31
Gambar 15. Perbedaan nilai pengukuran gravitasi pada titik ikat dari waktu ke waktu	32
Gambar 16. Perubahan nilai gravitasi akibat efek pasang surut dan kesalahan <i>drift</i>	33

Gambar 17. Perbedaan nilai gravitasi di kutub dan di khatulistiwa	34
Gambar 18. Koreksi udara bebas (FAC)	35
Gambar 19. Koreksi Bouguer (BC)	36
Gambar 20. Arah tarikan nilai gravitasi titik pengukuran di sekitar (A) bukit . 37 dan (B) lembah	
Gambar 21. Grafik hubungan antara $(g_{obs} - g_{lintang} + 0,3086h)$ dan $((2\pi\gamma h)\rho)$	38
Gambar 22. Interaksi gelombang elektromagnetik dengan medium bawah permukaan bumi	39
Gambar 23. Jenis sumber sinyal MT (A) $f > 1$ Hz (B) $f < 1$ Hz	40
Gambar 24. Model bumi n -lapisan berlapis horizontal	42
Gambar 25. Perbandingan medan magnet anomali setelah direduksi ke kutub	42
Gambar 26. Perkiraan suhu reservoir berdasarkan jenis mineral alterasi	46
Gambar 27. Klasifikasi himpunan mineral alterasi berdasarkan suhu dan pH larutan hidrotermal	47
Gambar 28. Diagram Segitiga $Cl-SO_4-HCO_3$	51
Gambar 29. Diagram Segitiga $Cl-Li-B$	52
Gambar 30. Diagram Segitiga $Na-K-Mg$	53
Gambar 31. Kurva kelarutan silika terhadap suhu	54
Gambar 32. Grafik penentuan suhu koreksi Mg berdasarkan hasil perhitungan geotermometer $Na-K-Ca$	58
Gambar 33. Lokasi lintasan-lintasan pengukuran pada data medan magnet anomali lapangan panasbumi Silver Peak	63
Gambar 34. Lokasi titik-titik pengukuran data gravitasi observasi lapangan panasbumi Silver Peak	64
Gambar 35. Lokasi titik-titik pengukuran magnetotellurik lapangan panasbumi Silver Peak	65
Gambar 36. Lokasi titik-titik pengeboran sumur landaian suhu lapangan panas bumi Silver Peak	66

Gambar 37. Diagram alir penelitian tugas akhir	72
Gambar 38. Gradien grafik metode Parasnis	73
Gambar 39. Penampang anomali Bouguer lapangan panasbumi Silver Peak	74
Gambar 40. Distribusi densitas batuan hasil pemodelan inversi 3 dimensi	76
Gambar 41. Hasil <i>slicing</i> penampang distribusi densitas secara vertikal dan horizontal dalam bentuk model 3 dimensi	77
Gambar 42. Analisis struktur patahan berdasarkan penampang densitas	79
Gambar 43. Penampang anomali magnetik lapangan panasbumi Silver Peak ...	80
Gambar 44. Sebaran mineral alterasi kaolinit di daerah panasbumi Silver Peak	83
Gambar 45. Sebaran mineral alterasi alunit di daerah panasbumi Silver Peak ..	84
Gambar 46. Sebaran mineral alterasi illit di daerah panasbumi Silver Peak	85
Gambar 47. Sebaran mineral alterasi kaolinit-alunit-illit di daerah panasbumi Silver Peak	86
Gambar 48. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 1250 meter (A) densitas (B) resistivitas	89
Gambar 49. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 1000 meter (A) densitas (B) resistivitas	91
Gambar 50. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 750 meter (A) densitas (B) resistivitas	92
Gambar 51. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 500 meter (A) densitas (B) resistivitas	94
Gambar 52. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 250 meter (A) densitas (B) resistivitas	95
Gambar 53. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi 0 meter (A) densitas (B) resistivitas	97c
Gambar 54. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang horizontal elevasi -250 meter (A) densitas (B) resistivitas	98
Gambar 55. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintasan 1 (A) densitas (B) resistivitas	100

Gambar 56. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 2 (A) densitas (B) resistivitas	101
Gambar 57. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 3 (A) densitas (B) resistivitas	103
Gambar 58. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 4 (A) densitas (B) resistivitas	104
Gambar 59. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 5 (A) densitas (B) resistivitas	106
Gambar 60. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 6 (A) densitas (B) resistivitas	107
Gambar 61. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 7 (A) densitas (B) resistivitas	109
Gambar 62. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 8 (A) densitas (B) resistivitas	110
Gambar 63. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 9 (A) densitas (B) resistivitas	112
Gambar 64. Interpretasi komponen sistem panasbumi pada penampang lintas 10 (A) densitas (B) resistivitas	113
Gambar 65. Lokasi sumur landaian suhu berdasarkan kemungkinan pada potensi reservoir	114
Gambar 66. Distribusi suhu bawah permukaan pada elevasi 1250 meter	116
Gambar 67. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 4	117
Gambar 68. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 5	118
Gambar 69. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 6	119
Gambar 70. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 7	120
Gambar 71. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 8	121
Gambar 72. Perkiraan lokasi titik sumur landaian suhu pada lintasan 9	122
Gambar 73. Hasil plot sampel fluida pada diagram segitiga Cl-SO ₄ -HCO ₃	124
Gambar 74. Hasil plot sampel fluida pada diagram segitiga Cl-Li-B	126

Gambar 75. Penentuan delta T koreksi Mg pada geotermometer Na-K-Ca terkoreksi Mg	128
Gambar 76. Hasil plot sampel fluida pada diagram segitiga Na-K-Mg	131

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Perbedaan sistem panasbumi tipe-tipe konveksi berdasarkan <i>setting</i> geologi	7
Tabel 2. Perbedaan sistem panasbumi tipe-tipe konduksi berdasarkan <i>setting</i> geologi	10
Tabel 3. Keberadaan manifestasi permukaan berdasarkan peran transfer panas pada daerah panasbumi	14
Tabel 4. Variasi nilai densitas dari berbagai macam batuan	38
Tabel 5. Persamaan-persamaan geotermometer silika	55
Tabel 6. Persamaan-persamaan geotermometer Na-K	56
Tabel 7. Suhu <i>cut-off</i> reservoir panasbumi	60
Tabel 8. Jadwal penelitian tugas akhir	61
Tabel 9. Data suhu awal dan akhir pengeboran pada sumur landaian suhu	115
Tabel 10. Hasil perhitungan kesetimbangan ion pada sampel fluida sumur	123
Tabel 11. Presentase kandungan Cl, SO ₄ , dan HCO ₃ pada sampel fluida	125
Tabel 12. Presentase kandungan Li, B, dan Cl pada sampel fluida	125
Tabel 13. Hasil perhitungan geotermometer sampel fluida sumur panasbumi .	129
Tabel 14. Presentase kandungan Na, K, dan Mg pada sampel fluida	130
Tabel 15. Perkiraan suhu reservoir berdasarkan keterdapatan mineral alterasi .	133
Tabel 16. Estimasi suhu reservoir pada lapangan panasbumi Silver Peak	135
Tabel 17. Hasil perhitungan luasan area reservoir sistem panasbumi	136
Tabel 18. Hasil perhitungan ketebalan reservoir sistem panasbumi	136

BAB I.

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Panasbumi merupakan energi panas yang terbentuk secara alami di bawah permukaan yang ditransfer ke permukaan bumi secara konveksi maupun konduksi dan tersimpan dalam bentuk air panas atau uap panas pada kondisi geologi tertentu di dalam kerak bumi. Untuk membentuk sistem panasbumi diperlukan beberapa spesifikasi komponen-komponen sistem panasbumi diantaranya yaitu adanya sumber panas (*heat source*), batuan berporos atau reservoir tempat fluida panas terjebak, lapisan penutup (*cap rocks*), keberadaan struktur geologi untuk sistem lolos air, dan daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (Suharno, 2013). Komponen-komponen tersebut saling berkaitan dan membentuk sistem yang mampu mengantarkan energi panas dari bawah permukaan hingga ke permukaan bumi.

Dalam sistem panasbumi, energi panasbumi yang melibatkan sirkulasi dinamika fluida alami dalam reservoir disebut sebagai sistem hidrotermal. Sumber panas dari sistem hidrotermal umumnya berupa tubuh intrusi magma (vulkanik). Namun ada juga beberapa sumber panas hidrotermal yang bukan berasal dari aktivitas magmatik dan disebut sebagai sistem panasbumi hidrotermal non-vulkanik. Sistem ini umumnya terdapat pada lingkungan sedimen, plutonik,

metamorf, atau berhubungan dengan proses tektonik batuan yang mengalami pemanasan akibat adanya patahan. Perbedaan sumber panas ini tentunya juga akan berimplikasi pada perbedaan tipe dari sistem panasbumi tersebut.

Selain itu, dalam pemanfaatan energi panasbumi sangat penting untuk diketahui besarnya potensi cadangan panasbumi yang tersimpan di suatu daerah / lapangan panasbumi. Estimasi besarnya potensi cadangan dilakukan berdasarkan hasil kegiatan eksplorasi yang telah dilakukan. Sebelum dilakukan tahapan pengeboran sumur eksplorasi, terdapat beberapa tahapan kegiatan eksplorasi panasbumi yaitu eksplorasi pendahuluan, eksplorasi pendahuluan lanjut, dan eksplorasi rinci (Suharno, 2013).

Pada tahap eksplorasi rinci, kegiatan eksplorasi menghasilkan data berupa informasi geologi, geokimia, dan geofisika serta landaian suhu di bawah permukaan dengan target akhir adalah mengestimasi potensi cadangan terduga. Survei geologi menghasilkan informasi geologi rinci, manifestasi panas, distribusi mineral alterasi, pola struktur geologi, dan kondisi tektonik. Survei geokimia menghasilkan informasi kimia sampel fluida dalam pendugaan karakteristik fluida reservoir. Sedangkan survei geofisika menghasilkan pendugaan dan pemetaan komponen-komponen sistem panasbumi berdasarkan sifat fisis batuan seperti distribusi resistivitas, densitas dan sifat magnetik batuan-batuan sehingga didapat perkiraan gambaran sistem panasbumi di bawah permukaan. Selain itu, perkiraan suhu bawah permukaan dapat diperoleh dari data hasil pengeboran landaian suhu (Saptadji, 2001).

Dalam penerapan sifat fisika batuan untuk pemetaan keberadaan komponen-komponen panasbumi, informasi distribusi densitas batuan terutama densitas

batuan rendah digunakan untuk mengetahui struktur bawah permukaan yang secara umum membantu sebagai daerah pengontrol sirkulasi fluida dan pendugaan reservoir panasbumi (Hidayat dan Basid, 2011). Kemudian informasi sifat magnetik batuan terutama pada anomali magnetik rendah digunakan untuk menginterpretasi zona-zona potensial fluida dan batuan sumber panas akibat proses demagnetisasi batuan yang terpengaruh oleh sumber panas (Broto dan Putranto, 2011). Sedangkan sifat resistivitas batuan terutama pada nilai resistivitas rendah digunakan untuk informasi keberadaan lapisan penudung (*cap rocks*) dan pendugaan reservoir akibat dari proses alterasi dan keberadaan kandungan fluida (Ussher, dkk, 2000). Sifat resistivitas batuan dapat diketahui salah satunya menggunakan metode magnetotellurik yang memberikan informasi distribusi resistivitas bawah permukaan dengan jangkauan yang dalam.

Berlandaskan uraian di atas, dalam penelitian ini penulis akan melakukan estimasi cadangan reservoir di daerah potensi panasbumi dengan studi kasus pada sistem panasbumi hidrotermal non-vulkanik berdasarkan data 3G (geologi, geokimia, geofisika) dan landaian suhu hasil kegiatan eksplorasi rinci di lapangan panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A.

1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengidentifikasi keberadaan reservoir, lapisan penudung (*cap rocks*), dan batuan panas pada sistem panasbumi berdasarkan interpretasi terpadu data geofisika dan landaian suhu

2. Menentukan karakteristik fluida panasbumi berdasarkan analisis data geokimia
3. Menentukan geometri dan suhu reservoir berdasarkan hasil interpretasi terpadu keberadaan reservoir dan suhu bawah permukaan sistem panasbumi
4. Mengestimasi besar potensi cadangan berdasarkan hasil interpretasi terpadu sistem panasbumi.

1.3 Batasan Masalah

Batasan-batasan masalah dalam pelaksanaan penelitian ini antara lain:

1. Keberadaan reservoir, lapisan penudung (*cap rocks*), dan batuan panas pada sistem panasbumi ditentukan dari interpretasi terpadu data penampang horizontal dan vertikal hasil pemodelan 3 dimensi data gravitasi dan magnetotellurik.
2. Penentuan geometri reservoir dilakukan dengan mengestimasi rata-rata luasan dan ketebalan reservoir hasil interpretasi terpadu keberadaan reservoir sistem panasbumi
3. Analisis karakteristik fluida dilakukan untuk mengetahui tipe air dan karakteristik *upflow* / *outflow* pada sampel fluida panasbumi
4. Suhu reservoir ditentukan berdasarkan analisis keberadaan himpunan mineral alterasi dan perhitungan geotermometer
5. Estimasi potensi cadangan dilakukan sampai pada tahap estimasi cadangan terduga.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari hasil penelitian ini adalah agar mengetahui besar potensi cadangan pada suatu sistem panasbumi hidrotermal non-vulkanik yaitu di lapangan panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A.

BAB II.

TINJAUAN PUSTAKA

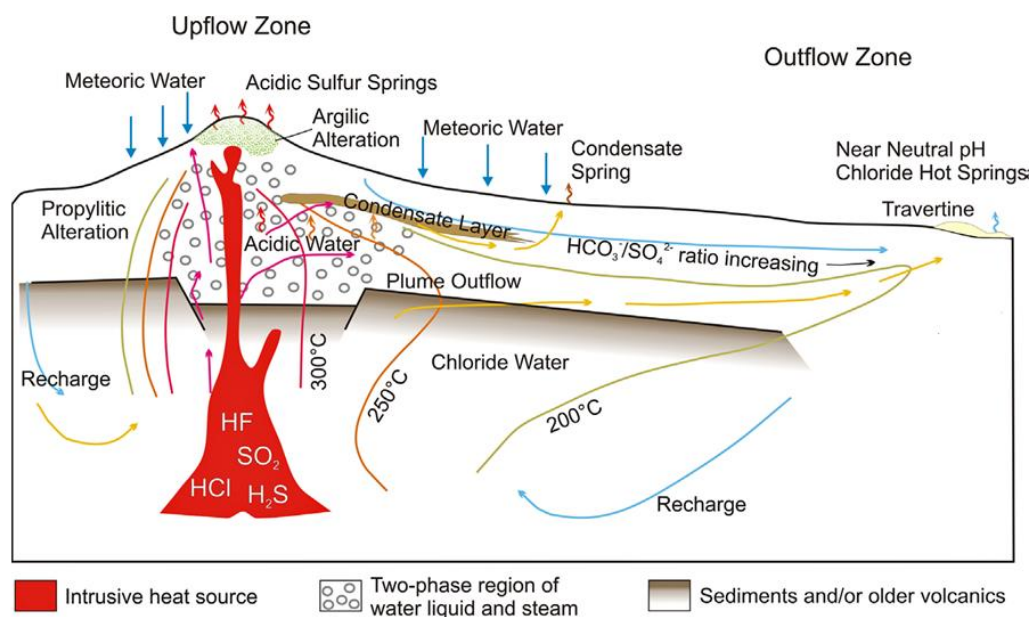
2.1 Tipe-tipe Sistem Panasbumi

Secara umum menurut Moeck (2014) dalam menitikberatkan pembagian tipe sistem panasbumi berdasarkan aktifitas dan *setting* geologinya, sistem panasbumi didominasi dari sistem perpindahan panas secara konveksi dan konduksi. Sistem panasbumi konveksi sering disebut sebagai sistem panasbumi yang aktif karena dinamika fluidanya, didominasi entalpi dan permeabilitas tinggi dan terdapat pada batas lempeng tektonik, atau di daerah tektonik aktif atau vulkanisme. Konveksi fluida panas yang disebabkan oleh sumber panas atau aliran panas tinggi menghantarkan panas dari lapisan yang lebih dalam ke permukaan. Kontrol struktural memiliki pengaruh besar pada jalur aliran fluida dalam sistem dominasi konveksi. Fluida reservoir berasal dari infiltrasi air meteorik dari ketinggian tinggi dan mungkin juga melibatkan sebagian pencampuran dengan fluida magmatik. Sistem panasbumi konveksi dibagi menjadi tiga tipe, yaitu tipe magmatik-vulkanik yang dikontrol oleh aktivitas dapur magma di sekitar area vulkanik, tipe magmatik-plutonik berupa intrusif batuan beku pada zona patahan, dan tipe non-magmatik domain ekstensional.

Tabel 1. Perbedaan sistem panasbumi tipe-tipe konveksi berdasarkan *setting* geologi (Moeck, 2014).

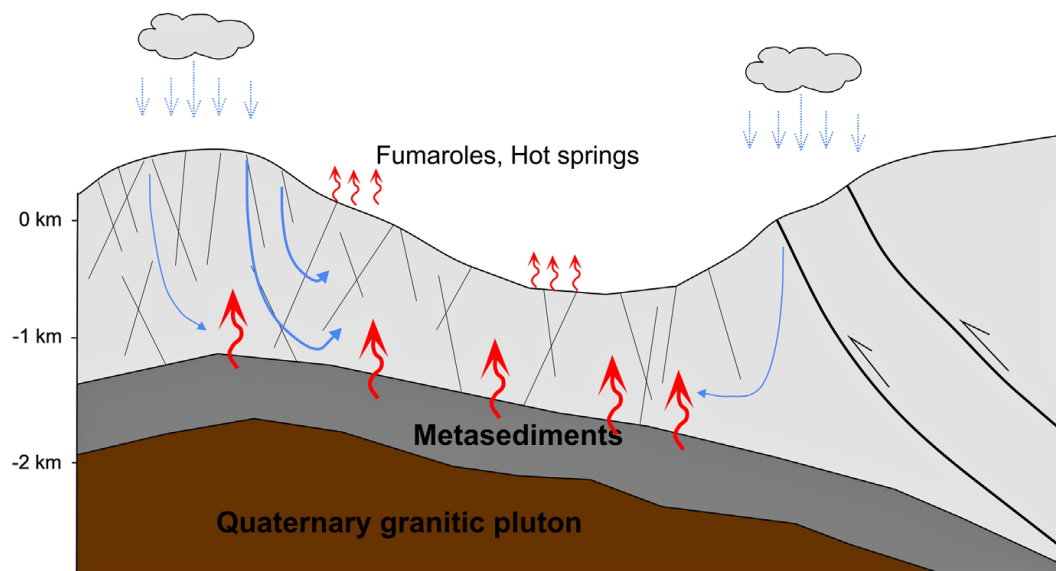
Tipe sistem panasbumi	Tipe vulkanik	Tipe plutonik	Tipe domain ekstensional
Contoh lokal	Jawa – Kamojang	Larderello (Italia)	Silver Peak (Basin dan Range)
Setting tektonik	- Busur magmatik - Batas tengah samudra - <i>Hot spots</i>	- Orogen muda - Fase setelah orogen	- Kompleks inti metamorf - Ekstensi busur belakang - <i>Pull-apart basins</i> - <i>Intracontinental rift</i>
Sumber panas	Dapur magma, intrusi	Intrusi muda + ekstensi	Penipisan kerak → kenaikan aliran panas
Setting Geologi	Magmatisme aktif (vulkanisme)	Plutonik muda	Domain ekstensional aktif
Transfer panas			

Tipe sistem panasbumi konveksi magmatik-vulkanik umumnya berada pada sekitar batas-batas divergen ataupun konvergen tektonik lempeng, dan juga daerah *hotspot* yang memiliki dapur magmatik yang berasal dari pelelehan batuan akibat tektonik lempeng sehingga membentuk sistem panasbumi di sekitar intrusif magmatik sumber panas tersebut.



Gambar 1. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-vulkanik (Moeck, 2014).

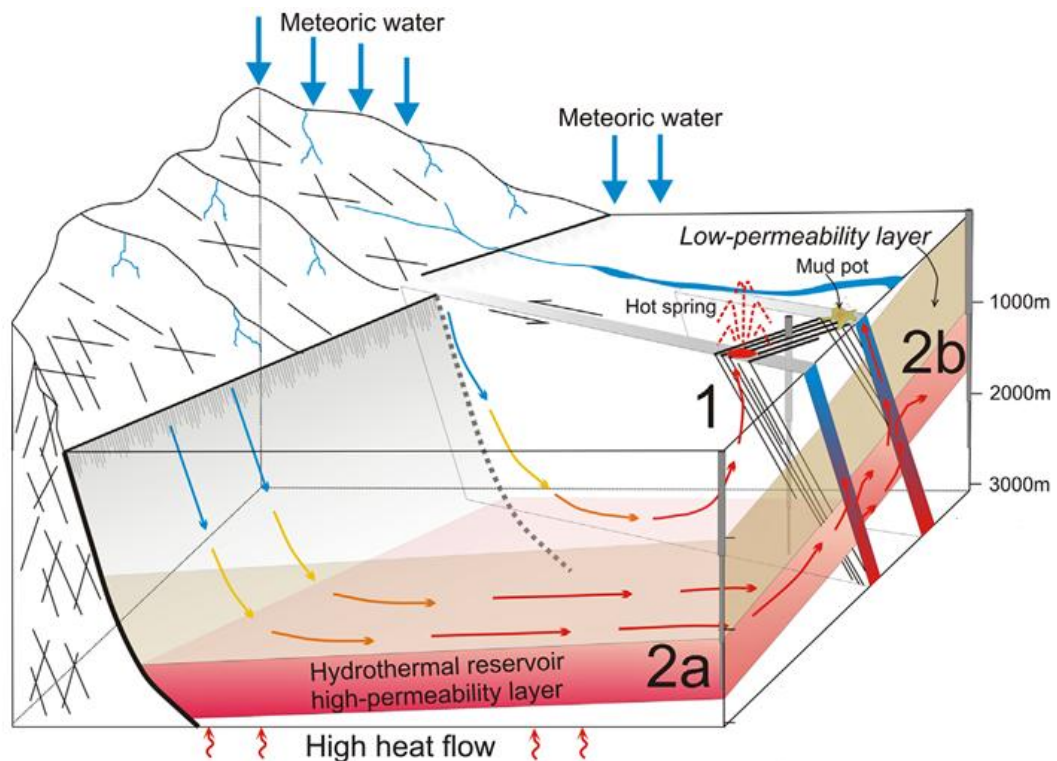
Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik biasanya terletak di sepanjang batas konvergen ataupun transform kerak-kerak benua dengan sistem magmatisme muda. Kehadiran dan besarnya sumber panas pada sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik dikendalikan oleh usia magmatisme, magmatisme aktif dan muda sering menjadi sumber panas, sementara pada magmatisme yang tidak aktif tercermin dari pembentukan batuan beku skala besar pada kedalaman yang lebih dalam yang mengandung sisa panas dan pemanasan berasal dari peluruhan radioaktif di batuan plutonik.



Gambar 2. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik (Moeck, 2014)

Pada kawasan Great Basin, U.S.A., termasuk juga lapangan panasbumi Silver Peak, Sistem panasbumi yang bekerja merupakan sistem panasbumi tipe konveksi non magmatik yang dikontrol oleh patahan normal ataupun patahan terbuka (domain ekstensional). Pada sistem yang dikontrol patahan normal, konveksi terjadi di sepanjang patahan dan biasanya dikombinasikan dengan adanya infiltrasi dari air meteorik di sepanjang patahan. Pada patahan terbuka, fluida merembes dari patahan menuju lapisan permeabel yang terisolasi. Sebagai

gantinya, fluida dapat bergerak dari lapisan permeabel ke zona patahan kemudian menuju ke permukaan.



Gambar 3. Sistem panasbumi tipe konveksi non-magmatik dominasi ekstensional (Moeck, 2014).

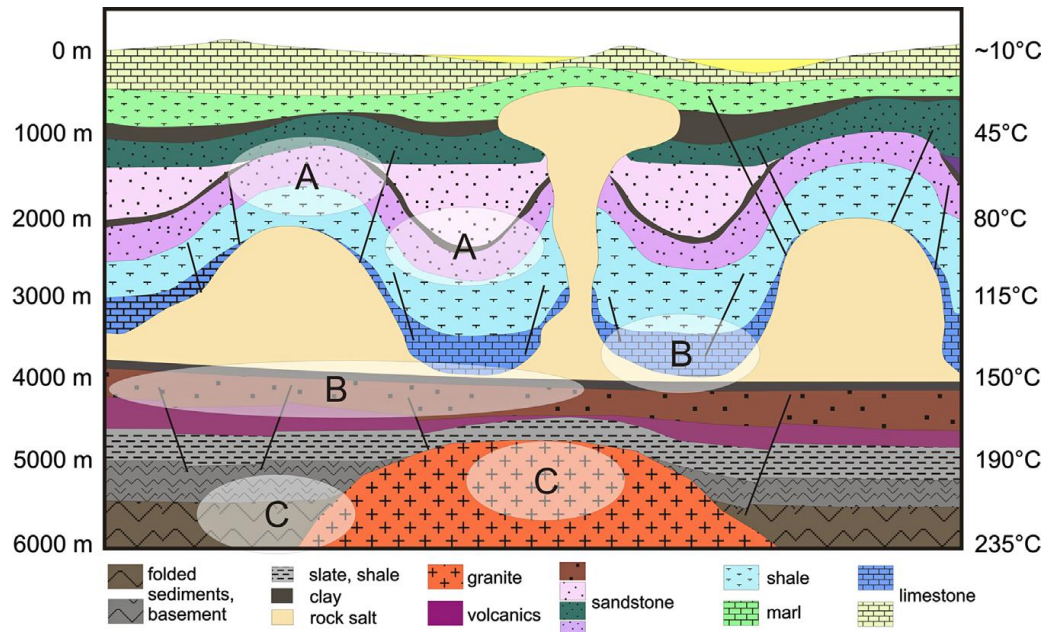
Tipe sistem panasbumi selanjutnya yang didominasi perpindahan panas tipe konduksi, dapat dikatakan sebagai sistem panasbumi pasif karena ketiadaan aktivitas aliran fluida konvektif dan sedikitnya aktivitas fluida jangka pendek. Sistem ini biasa ditemui pada wilayah lempeng tektonik pasif dimana tidak ada aktivitas tektonik atau vulkanik yang signifikan. Sistem panasbumi tipe konduksi diklasifikasikan ke dalam sistem hidrotermal (umumnya pada cekungan sedimen) dan non-hidrotermal (batuan panas) dengan permeabilitas sebagian besar dari kontrol patahan dan / atau komposisi susunan material sedimen (*lithofacies*) serta endapan fosil (*biofacies*). Sistem konduksi dibagi tiga tipe, tipe *intracratonik basin*, tipe sabuk orogenik / *foreland basin*, dan tipe *basement* atau *hot dry rock*.

Tabel 2. Perbedaan sistem panasbumi tipe-tipe konduksi berdasarkan *setting* geologi (Moeck, 2014).

Tipe sistem panasbumi	Tipe <i>intracratonic</i> basin	Tipe <i>orogenic belt / foreland basin</i>	Tipe <i>basement</i>
Contoh lokal	Cekungan Paris	Unterhaching (Jerman)	Habanero (Australia)
Setting tektonik	- Cekungan <i>intracratonic / rift</i> - Cekungan <i>margin</i> pasif	- Sabuk lipatan dan penunjaman - <i>Foreland basin</i>	- Intrusif pada <i>terrain</i> datar - Sumber panas menghasilkan batuan dasar
Setting Geologi	- Akuifer sedimen	- Akuifer sedimen - Zona patahan dan rekahan	- Batuan intrusif panas (granit) - Rendah porositas / permeabilitas
Transfer panas			

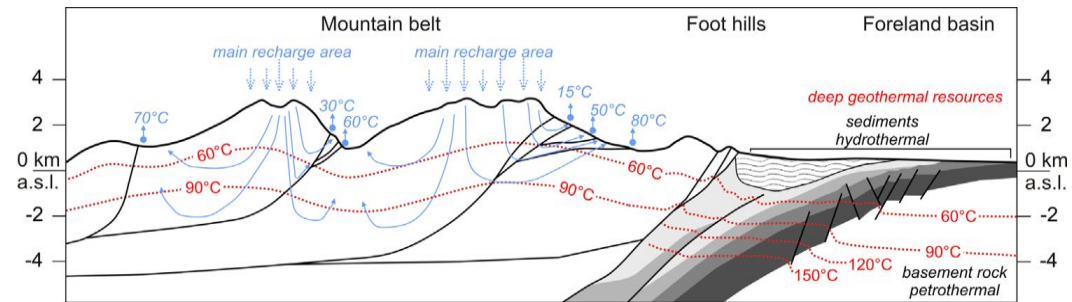
Pada sistem panasbumi tipe *basement* mengandung batuan panas secara lokal berasal dari kenaikan panas batuan batuan beku kristalin granit yang secara luas berada pada batuan dasar benua dan sebagai sumber panas. Batuan dengan kenaikan panas ini mengandung unsur-unsur radioaktif penghasil panas seperti Thorium atau Uranium yang juga terdapat pada batuan intrusi. Batuan ini memiliki porositas dan permeabilitas batuan yang rendah dengan ketiadaan formasi fluida (*hot dry rock*) sehingga diperlukan pengembangan reservoir dalam pemanfaatannya menggunakan konsep EGS (*Enhanced Geothermal System*).

Sistem panasbumi tipe konduksi *intracratonic basin* berada dalam cekungan sedimen dengan kondisi kerak benua yang stabil. Dalam *setting* cekungan sedimen, dominasi tipe konduksi hidrotermal berada pada akuifer sedimen dalam yang terpanaskan oleh aliran panas normal batuan. Akuifer sedimen panas sangat dipengaruhi oleh kapasitas penyimpanan fluida (porositas) batuan dan kandungan panas fluida dalam lapisan pori sangat dipengaruhi oleh geometri dari cekungan.



Gambar 4. Sistem panasbumi tipe konduksi *intracratonic basin* (Moeck, 2014).

Pada sistem panasbumi tipe konduksi *orogenic belt*, transfer panas paling berperan pada area pegunungan dimana permeabilitas batuan yang tinggi dan terdapatnya patahan-patahan dalam juga membentuk sirkulasi air meteorik dalam. Sistem panasbumi di sabuk pegunungan jarang berasosiasi dengan reservoir hidrotermal, dan hanya berasal dari hasil sistem sirkulasi dalam yang berasosiasi dengan patahan kompleks skala besar. Umumnya mengandung aliran panas yang rendah sampai sedang. Sedimen di *foreland basin* dipengaruhi oleh penurunan kerak yang signifikan pada sabuk *orogenic* dan pemuatan hasil erosi dari pegunungan. Hasil dari proses ini adalah pembengkokan litosfer yang membentuk eksistensi lokal dan patahan normal. Desakan *foreland basin* dengan lapisan bawah akuifer batuan dapat menyebabkan peningkatan lokal gradien panasbumi, terutama bila lapisan patahan atau lapisan permeabelnya tinggi yang memungkinkan transportasi panas dari bagian dalam ke bagian dangkal *foreland basin*.



Gambar 5. Sistem panasbumi tipe konduksi *orogenic belt / foreland basin* (Moeck, 2014).

2.2 Komponen Sistem Panasbumi

Menurut Suharno (2013), sistem panas bumi hidrotermal dikontrol oleh adanya:

- Sumber panas (*heat source*) berupa plutonik
- Batuan berporos atau reservoir tempat uap panas terjebak di dalamnya
- Lapisan penutup (*cap rock*), berupa batuan kedap air
- Keberadaan struktur geologi (patahan, perlipatan, *collapse*, rekahan dan ketidakselarasan) untuk sistem lolos air
- Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*).

Air meteorik akan merembes ke dalam tanah melalui saluran pori-pori atau rongga-rongga diantara butir-butir batuan, sehingga air dengan leluasa menerobos turun ke batuan panas. Air tersebut terakumulasi dan terpanaskan oleh batuan panas, akibatnya suhu air meningkat, dan tekanan menjadi naik. Tekanan yang terus meningkat menyebabkan air panas naik ke atas melalui celah, retakan dan pori-pori yang berhubungan di dalam permukaan (Suharno, 2013).

Keberadaan suatu sistem panasbumi biasanya dicirikan oleh adanya manifestasi di permukaan. Manifestasi panasbumi di permukaan diperkirakan

terjadi karena adanya perambatan panas dari bawah permukaan atau karena adanya rekahan-rekahan yang memungkinkan fluida panasbumi mengalir ke permukaan. Beberapa manifestasi tersebut diantaranya adalah sebagai berikut:

- a. Tanah hangat (*warm ground*), adanya sumber panasbumi di bawah permukaan dapat ditunjukkan dari adanya tanah yang mempunyai temperatur lebih tinggi dari temperatur tanah disekitarnya. Hal ini terjadi karena adanya perpindahan panas secara konduksi dari batuan bawah permukaan ke batuan permukaan.
- b. Permukaan tanah beruap (*steaming ground*), diperkirakan uap panas berasal dari lapisan tipis dekat permukaan yang mengandung air panas yang mempunyai temperatur sama atau lebih besar dari titik didihnya (*boiling point*).
- c. Mata air panas (*hot spring*), mata air panas ini terbentuk karena adanya aliran air panas dari bawah permukaan melalui rekahan-rekahan batuan.
- d. Kolam air panas (*hot pools*), kolam air panas ini terbentuk karena adanya aliran air panas dari bawah permukaan melalui rekahan-rekahan batuan dan membentuk kolam panas.
- e. Telaga air panas (*hot lakes*), pada dasarnya juga merupakan kolam air panas, tetapi lebih tepat dikatakan telaga karena luasnya daerah permukaan air. Umumnya istilah telaga dipakai bila luas permukaannya lebih dari 100 m².
- f. Fumarola, merupakan lubang kecil yang mengeluarkan uap panas kering (*dry steam*) atau uap panas yang mengandung butiran-butiran air (*wet steam*).
- g. Geyser, didefinisikan sebagai mata air panas yang menyembur ke udara secara *intermitent* (pada selang waktu tak tentu) dengan ketinggian air sangat beraneka ragam. Lamanya air menyembur ke permukaan juga sangat beraneka ragam. Geyser merupakan manifestasi permukaan dari sistim dominasi air.

- h. Kubangan lumpur panas (*mud pools*), umumnya mengandung *non-condensable* gas (CO₂) dengan sejumlah kecil uap panas. Lumpur terdapat dalam keadaan cair karena kondensasi uap panas. Sedangkan letupan-letupan yang terjadi adalah karena pancaran gas CO₂.
- i. Silika sinter, endapan silika di permukaan yang berwarna keperakan. Umumnya dijumpai disekitar mata air panas dan lubang geyser yang menyemburkan air yang bersifat netral.
- j. Batuan alterasi, alterasi hidrothermal merupakan proses yang terjadi akibat adanya reaksi antara batuan asal dengan fluida panasbumi (Saptadji, 2001).

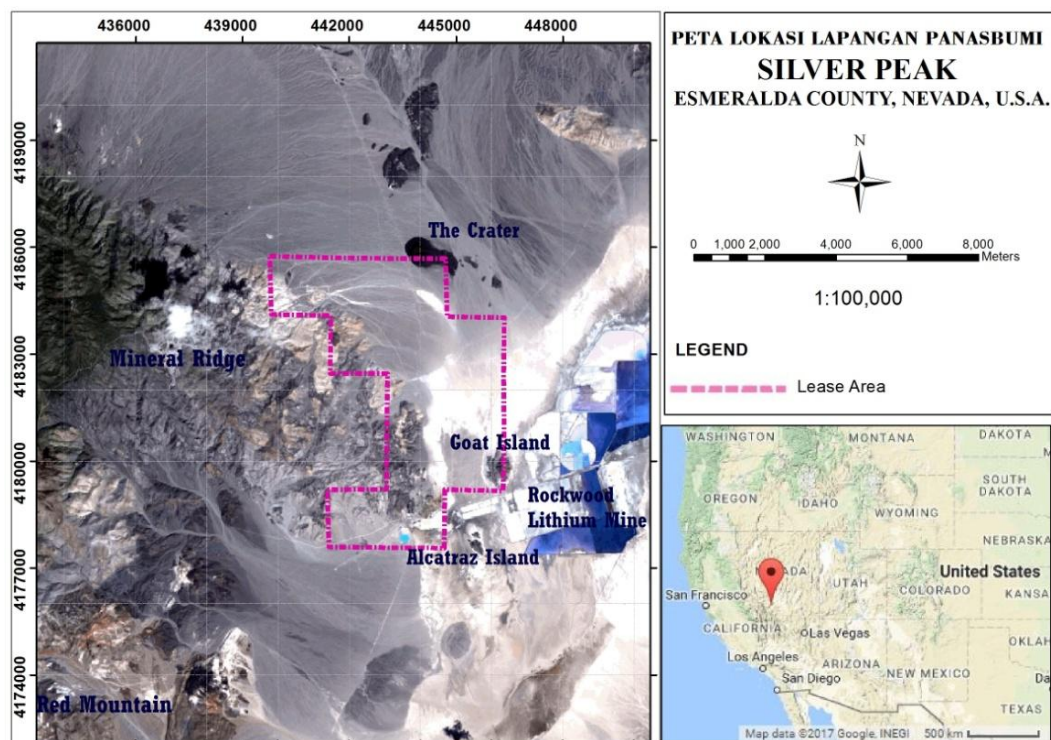
Karakteristik keberadaan manifestasi pada setiap jenis sistem panasbumi umumnya berbeda-beda karena dipengaruhi oleh *setting* geologi dan peran transfer panas. Karakteristik pada beberapa lokasi daerah panasbumi ditunjukkan pada Tabel 3.

Tabel 3. Keberadaan manifestasi permukaan berdasarkan peran transfer panas pada daerah panasbumi (Hochstein dan Browne, 2000).

Manifestasi	Lokalisasi umum keberadaan panasbumi			
	Vulkanik Hidrotermal	Penunjaman lempeng	Heat Sweep (batuan sedimen)	Zona Patahan
<i>Warm ground</i>	x	x	x	x
<i>Steaming ground</i>	xx	x	(x)	-
<i>Hot pools</i>	-	xx	(x)	(x)
<i>Mud pools</i>	-	x	-	-
<i>Hot lakes</i>	xx	x	xx	-
<i>Hot spring</i> asam	xx	(x)	-	-
<i>Hot spring</i> netral	-	xx	xx	xx
Fumarola	xx	(x)	-	-
Geyser	-	(x)	-	-
Keterangan simbol : - Tidak diketahui (x) Adakalanya ada x Umumnya ada (transfer panas sedikit) xx Umumnya ada (transfer panas besar)				

2.3 Lokasi Daerah Penelitian

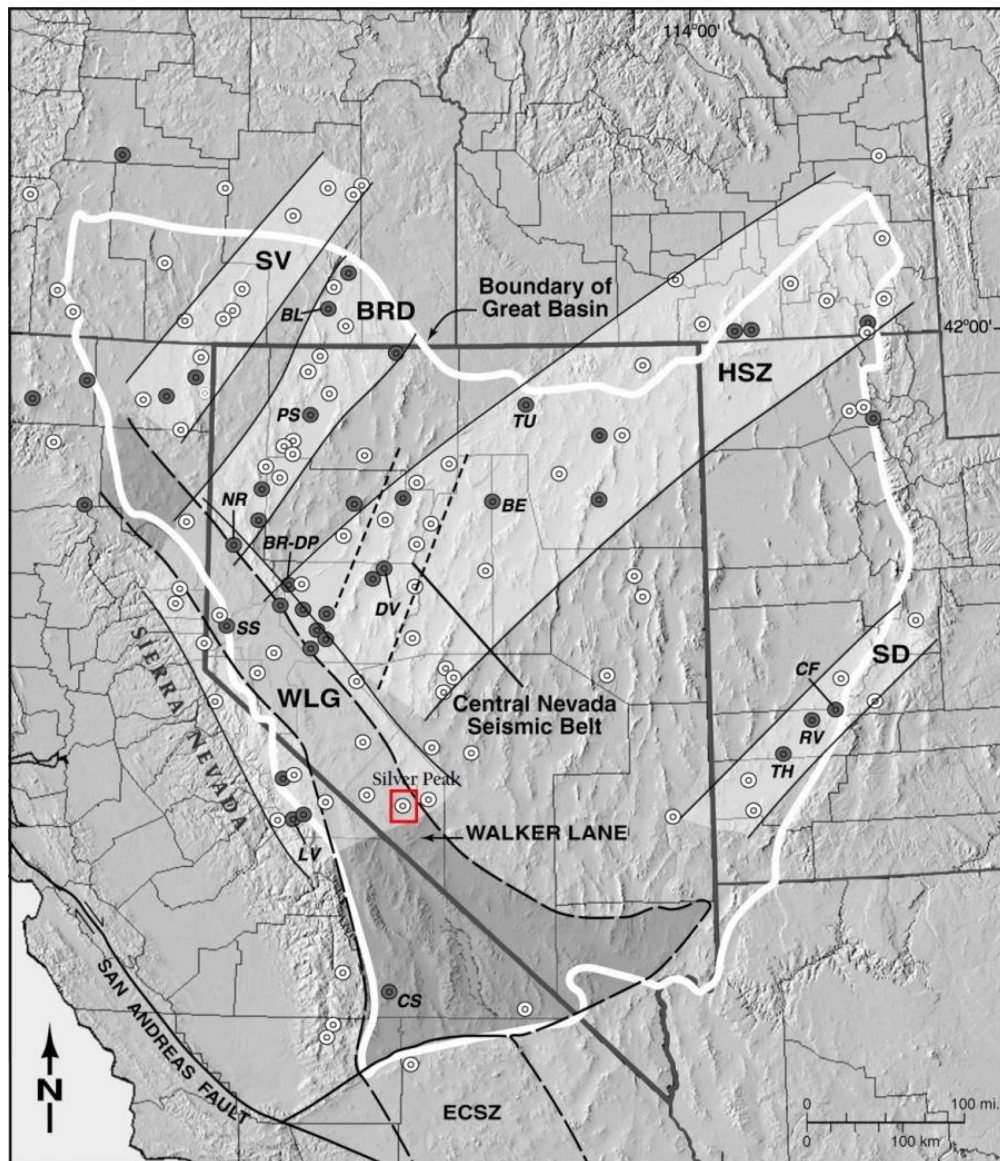
Lapangan panasbumi Silver Peak terletak di daerah lembah Clayton, bagian timur laut kawasan Red Mountain, tepatnya berada diantara kawasan dataran tinggi Mineral Ridge dan area pertambangan Albermarle Lithium (Rockwood Lithium, Inc.), Silver Peak, Esmeralda County District, Provinsi Nevada, U.S.A.



Gambar 6. Peta lokasi lapangan panasbumi Silver Peak, Esmeralda County, Nevada, U.S.A (Sierra Geothermal Power Corp., 2007).

Secara umum, lapangan panasbumi Silver Peak berada pada daerah struktural *cluster* panasbumi Walker-Lane Belt yang berada di bagian barat-tengah Nevada dan timur-tengah California dan termasuk ke dalam salah satu *cluster* panasbumi di area Great Basin. Great Basin merupakan kawasan dataran tinggi di U.S.A., meliputi sebagian besar daerah Nevada, bagian barat Utah dan sebagian daerah Oregon serta California, berbatasan dengan dataran tinggi

Columbia di utara, Gurun Mojave di selatan, Pegunungan Wasatch di timur dan di bagian barat dengan Sierra Nevada serta Pegunungan Cascade.



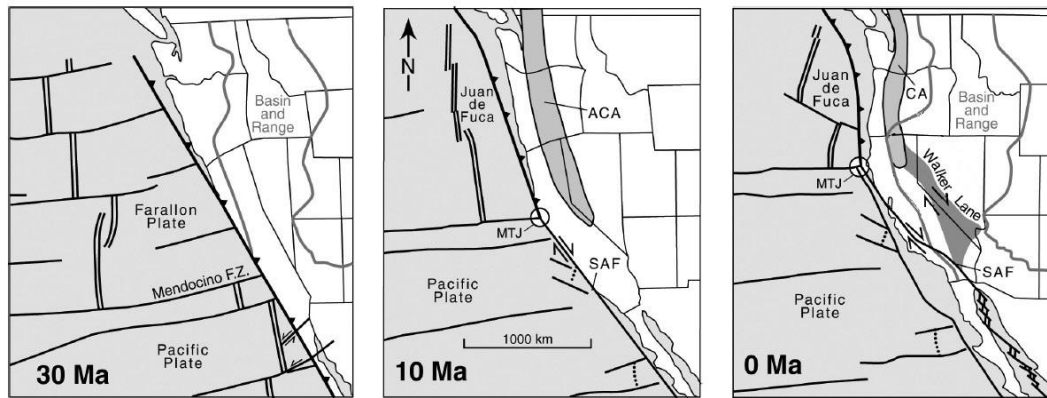
Gambar 7. Area dan *cluster* lapangan panasbumi yang terdapat di dataran tinggi Great Basin (Faults, dkk, 2005).

Secara regional, kawasan dataran tinggi Great Basin merupakan daerah yang memiliki potensi terdapatnya lapangan-lapangan panasbumi terutama pada bagian barat laut yang kemudian digolongkan ke dalam beberapa *cluster* panasbumi. *Cluster-cluster* panasbumi tersebut diantaranya yaitu Sevier Desert (SD), Humboldt Structural Zone (HSZ), Black Rock Desert (BRD), Surprise Valley

(SV), dan Walker Lane (WLG) Belt. Walker Lane Belt merupakan zona sistem panasbumi yang berada di batas bagian barat hingga selatan Great Basin dan sepanjang bagian timur depan barisan pegunungan Sierra Nevada dengan arah sepanjang barat laut-tenggara (Faulds, dkk, 2005).

2.4 Tektonik Regional

Tektonik kawasan Great Basin dipengaruhi dari aktivitas pergerakan sesar mendatar *dextral* yang juga menyebabkan terbentuknya sesar San Andreas di California, U.S.A. Awal terbentuk dimulai dari pergerakan lempeng tektonik 30 juta tahun lalu (Cenozoic) dimana lempeng Farralon yang berada diantara lempeng Pasifik dan kerak Benua Amerika Utara bergerak secara divergensi ke arah timur laut terhadap lempeng Pasifik yang bergerak ke arah barat laut sehingga memunculkan lempeng muda Juan de Fuca. Lempeng Farralon mengalami subduksi ke bawah batas bagian barat kerak benua Amerika Utara dan menyebabkan ikut Bergeraknya zona sesar Mendocino ke arah utara. Pada bagian selatan, lempeng Farralon masuk seluruhnya ke dalam kerak benua sehingga menyebabkan terbentuknya area *Mendocino Triple Junction* (MTJ) yang terdiri dari lempeng Juan de Fuca, lempeng Pasifik, dan kerak benua Amerika Utara. Pergerakan lempeng Pasifik yang terus menuju ke arah barat laut menyebabkan divergensi terhadap lempeng Juan de Fuca dan kerak benua Amerika Utara yang sekaligus menimbulkan pergerakan sesar mendatar *dextral* di bagian barat daratan benua dan juga memunculkan sesar besar San Andreas yang memanjang pada arah barat laut-tenggara di bagian California.



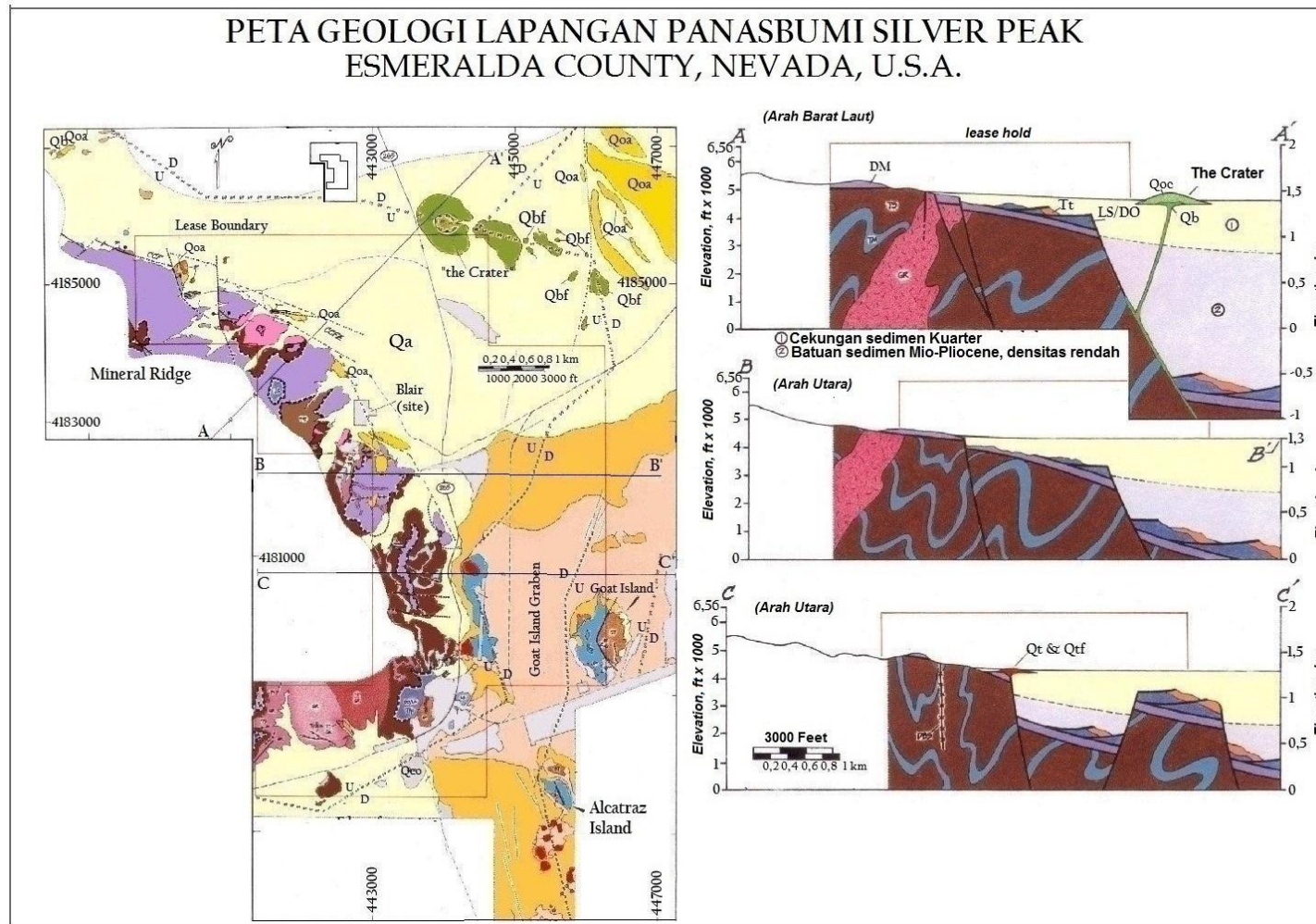
Gambar 8. Evolusi tektonik di bagian barat kerak benua Amerika Utara (Faulds, dkk, 2005).

Berdasarkan data geodetik GPS, terjadi pergerakan sepanjang 4 mm sampai 12 mm per tahun pada pergerakan *dextral* di Blok Sierra Nevada dan bagian tengah Great Basin. Untuk bagian selatan, Walker Lane Belt bergabung dengan zona sesar timur California yang masih terkoneksi dengan sistem sesar San Andreas di selatan California. Sedangkan pada bagian barat laut, Walker Lane Belt berakhir di timur laut California dan Selatan Oregon dekat dengan batas selatan Pegunungan Cascade (Faulds, dkk, 2005).

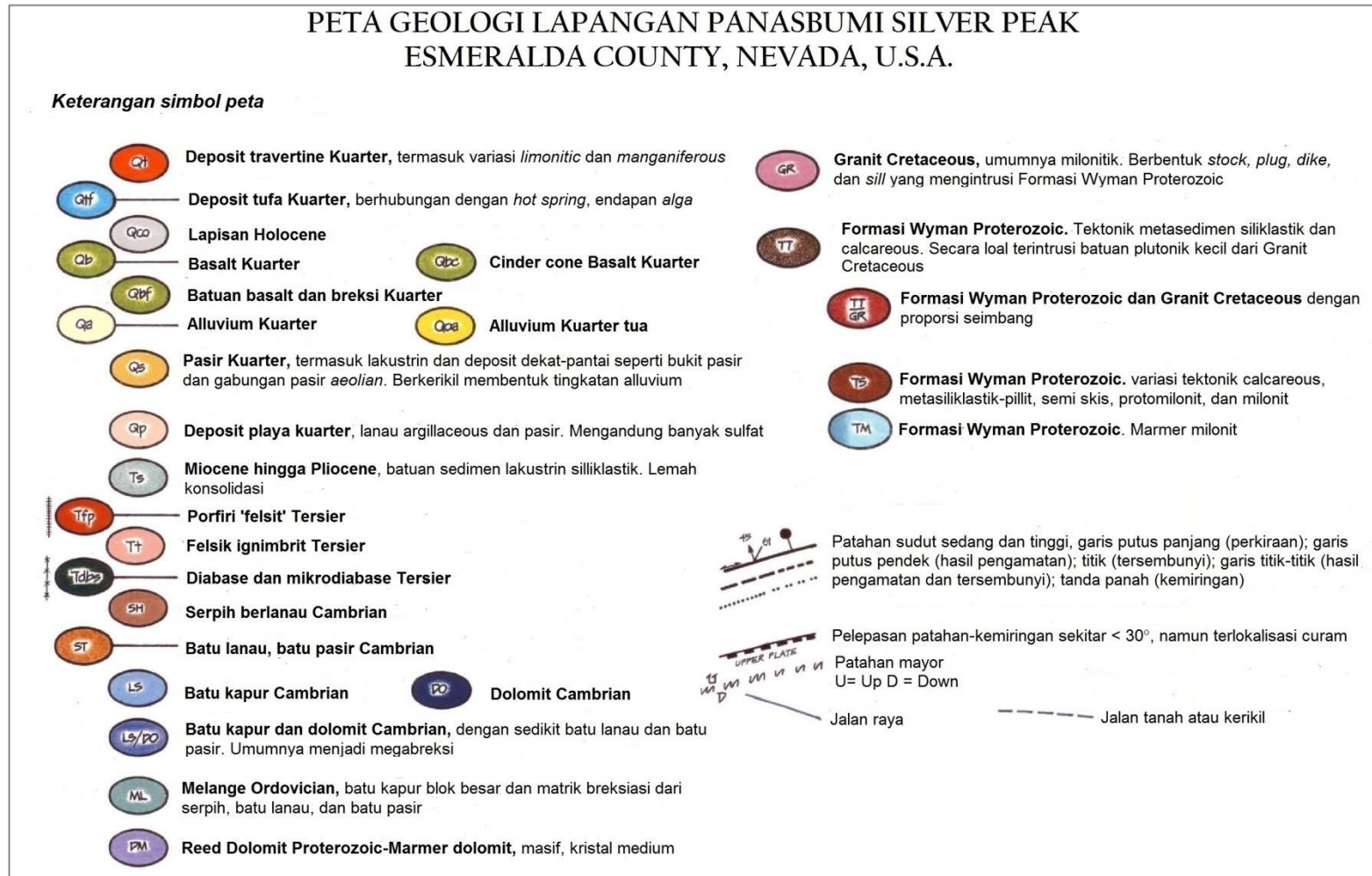
2.5 Geologi Daerah Penelitian

Lapangan panasbumi Silver Peak terletak di transtensional struktural Walker Lane Belt, dan pada akhir Miocene sampai Pliocene (11-5 juta tahun lalu) Silver Peak-Lone Mountain *metamorphic core complex* (SPCC) atau batuan inti metamorf mengakomodasi transfer perpindahan awal antara zona utama sesar mendatar *dextral* terhadap sisi berlawanan Walker Lane. SPCC terdiri atas deformasi *ductile* lempeng bawah, atau 'inti' tektonik metamorf Proterozoic dan tektonik batuan granit Mesozoic yang terpisah oleh regional yang luas, pelepasan

patahan sudut rendah dari lempeng atas yang teregang, dan perekahan irisan struktural yang bersifat *brittle*, dalam umur litologi Proterozoic sampai Miocene. Pada Miocene akhir sampai Pliocene awal (~6 sampai ~5 juta tahun lalu), bagian dasar SPCC mengalami rotasi vertikal searah jarum jam menyebabkan perluasan lipatan pada lempeng atas maupun bawah, dan tampaknya menghentikan evolusi kompleks inti aktif SPCC. Sejak Miocene akhir atau Pliocene awal, SPCC yang terhenti telah berubah atau terpengaruhi oleh banyaknya patahan-patahan, secara umum pada arah utara-timur laut dengan patahan sudut sedang sampai sudut tinggi, normal maupun *oblique* dari Basin dan Range. Banyaknya patahan-patahan, regangan dan beberapa struktural yang terkait yang kemudian berperan penting dalam mengendalikan sirkulasi, pemanasan, setting hidrologi di lapangan panasbumi Silver Peak (Hullen, 2008).



Gambar 9. Peta geologi daerah lapangan panasbumi Silver Peak (Hullen, 2008).



Gambar 10. Keterangan simbol peta geologi daerah lapangan panasbumi Silver Peak (Hullen, 2008).

Lapangan panasbumi Silver Peak didominasi oleh batuan kompleks inti metamorf di timur Mineral Ridge pada batas bagian barat lembah Clayton yang mengalami patahan dan sebagian endapan-endapan alluvium, pasir, dan endapan Quaternary lainnya. Lembah Clayton tersegmentasi menuju utara dengan lebar formasi cekungan 1-2 km, terdapat *graben* Goat Island yang memisahkan dua *inselberg* (Goat Island dan Alcatraz Island) pada lempeng atas batuan Paleozoic yang memproyeksikan di atas permukaan playa dari blok *horts* arah utara yang tersembunyi. Keberadaan panasbumi di daerah ini ditandai dari dua area travertin limonitik yang terlokalisasi sepanjang batas patahan bagian barat *graben* dan ekstensi pada bagian selatan dengan arah yang sama namun mengalami pembalikan pemindahan.

Litologi kompleks inti lempeng bawah : inti SPCC tersingkap secara jelas di dekat batas timur dan selatan Mineral Ridge. Lempeng bawah ini terdiri dari lipatan kompleks, deformasi *ductile*, tektonik metamorf tektonik dari formasi Wyman Proterozoic dengan sedikit intrusi hasil tektonik batuan granit plutonik Mesozoic. Formasi Wyman menjadi batuan dasar yang tak terekspos, dengan sebagian besar terdiri dari batuan foliasi yang sangat baik. Intrusi felsik bersifat pegmatitik dan mengandung mineral biotit dan muskovit. Sedangkan batuan plutonik lebih bersifat masif dan lokal, serta milonitik berada pada dekat pelepasan pemisahan kompleks inti lempeng bawah dan lempeng atas. Litologi granit dan formasi Wyman yaitu padat, keras, *brittle*, sehingga rekahan-rekahan batuan tersebut harusnya menjadi tempat reservoir panasbumi yang baik di bawah permukaan.

Litologi kompleks inti lempeng atas: batuan pada lempeng atas terjadi di atas pelepasan patahan besar berupa irisan-irisan struktural yang menipis dan terpotong-potong, singkapan-singkapan kecil yang tersebar pada struktural pedimen, seperti pada utara dan bagian barat Mineral Ridge dari *cinder cone* basaltik ‘*The Crater*’, dan blok struktural yang tampak utuh membentuk *inselberg*, Goat Island dan Alcatraz Island. Pada bagian ini, unit stratigrafi berupa Cambrian Reed Dolomit yang bersifat masif, non-foliasi, dan tidak terdeformasi *ductile*, dan memiliki potensi untuk menjadi akuifer fluida panas sekunder yang sangat baik di sistem panasbumi Silver Peak. Seperti Formasi Wyman, Reed terintrusi lokal oleh granit plutonik yang lebih jarang dan cenderung pegmatitik dan berkrystal kasar, membentuk *dike*, lebih masif dan tidak berfoliasi. Selain itu, batuan Paleozoik awal mendominasi pada bagian lempeng atas daerah yang memiliki unit stratigrafi regional merata, yang di dalamnya berupa formasi Ordovician Palmetto dengan litologi dasar berupa batuan karbonat, batu kapur dan dolomit yang paling umum ditemukan, batu serpih, batu lempung, batu pasir, kuarsit, dan *mélange* yang juga terlihat secara lokal. *Mélange* terekspos di pojok barat laut terdiri dari blok besar batu kapur yang tersemat dalam matriks serpih, batu pasir, dan sedikit batu kapur.

Deposit kuartar dekat permukaan : batuan yang lebih tua di sebagian besar lapangan Silver Peak tersembunyi di bawah berbagai sedimen Kuartar yang tidak terkonsolidasi, dua jenis dari kerikil kipas alluvium, lakustrin, littoral, pasir *aeolian*, serta hamparan datar dari lanau *argillaceous* playa dan pasir halus yang tersebar secara luas.

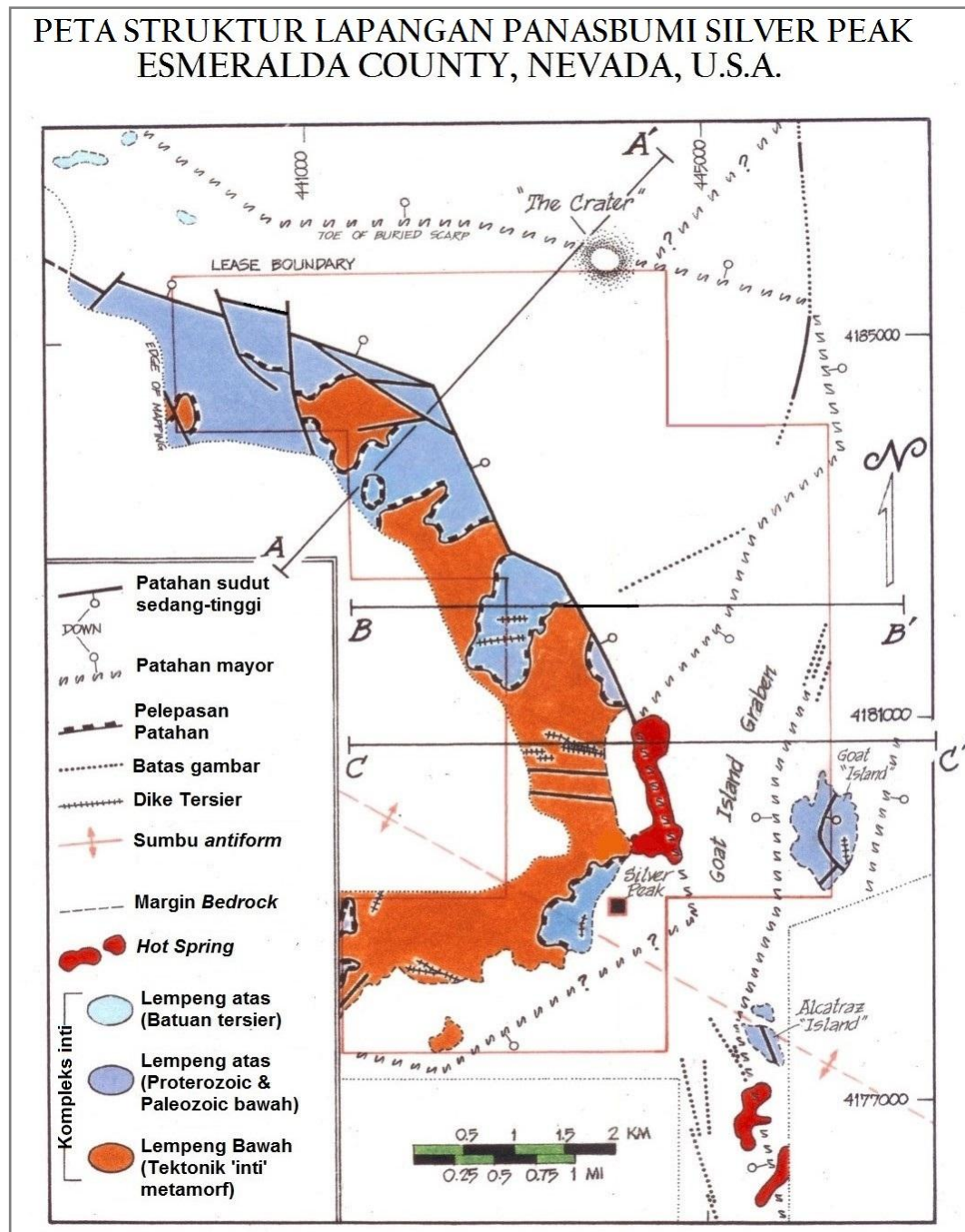
Basaltik kuartar : Bagian menonjol pada baratlaut lembah Clayton yaitu *cinder cone* berwarna hitam tebal ‘*The Crater*’ yang memiliki tinggi sekitar 90 meter yang jarang terkikis dan minim vegetasi. Olivin-pirik basaltik yang dicurigai berumur Pleistocene akhir (beberapa puluh ribu tahun) atau bahkan Holocene (< 10.000 tahun) merupakan bagian intrusi yang cepat mendingin, kemungkinan menjadi sebuah *dike* ataupun sekumpulan *dike* yang tidak berperan dalam batuan plutonik sumber panas di daerah tersebut.

Deposit kuartar *hot spring* : Dua *cluster* deposit *hot spring* dekat permukaan terjadi di dalam dan sekitar lapangan panasbumi Silver Peak. Kedua *cluster* deposit terjadi di atas patahan normal atau *oblique*. Satu *cluster* terletak tepat di sebelah utara kota Silver Peak, terdiri dari tiga gundukan travertin rendah pada sabuk arah utara-barat laut lapisan endapan tufa yang terlaminaasi dan limonitik secara rumit (tanah kaya oksida besi) di ujung utara sabuk tufa. *Cluster* kedua terdiri dari beberapa gundukan travertin di selatan Alcatraz Island. Gundukan ini terpotong karena proses erosi dan berumur lebih tua daripada di bagian utara. Setidaknya terdapat 27 gundukan terpisah. Terdapat tiga jenis travertin tunggal maupun kombinasi yang membentuk gundukan ini diantaranya berasal dari : (1) kalsium karbonat putih sampai abu-abu yang berwarna relative jernih, umumnya berpori dan bertekstur ‘*spongy*’, (2) limonitik travertin berwarna kekuningan sampai oranye, coklat sampai abu-abu kecoklatan, dan (3) travertin abu-abu gelap sampai hitam kaya oksida mangan, mengandung *pyrolusite* dan *psilomelane*. Tipe-tipe travertin ini membentuk semua dari beberapa gundukan tunggal (Hullen, 2008).

2.6 Struktur Daerah Penelitian

Elemen struktural utama dari lapangan panasbumi Silver Peak diantaranya :

(1) Akibat sesar normal sudut rendah dan terpotong-potong, dan penipisan irisan batuan lempeng atas yang *brittle* di SPCC, dan (2) Akibat patahan-patahan kompleks inti batuan, dengan sudut sedang hingga tinggi, sesar normal hingga *oblique* (dan kadang mendatar) yang dikelompokkan menjadi empat arah. Zona sesar SPCC yang berada di dalam dan di sekitar lapangan secara umum memiliki ketebalan berkisar dari beberapa sentimeter sampai beberapa meter, dan terdiri dari batuan metasedimen tinggi yang sebelumnya mengalami deformasi *ductile* dan kemudian runtuh secara *brittle*. Dengan kata lain, bagian kompleks inti sekarang merupakan zona pergeseran batuan *brittle*, rekahan, dan breksi yang dapat berpotensi menjadi tempat akuifer fluida panas dangkal dalam sistem panasbumi Silver Peak. Kemungkinan yang lebih penting lagi adalah batuan kompleks inti Reed Dolomit yang benar-benar hancur. Reed secara luas terekspos di dalam dan di sebelah barat lapangan dan tetap berada di bawah permukaan barat lembah Clayton. Dalam semua kasusnya, marmer dolomitik benar-benar retak dan Reed telah berkurang menjadi reruntuhan kataklastik. Banyak rekahan yang mencolok dan berporositas di Reed meskipun terdapat kalsium karbonat. Hal ini menandakan bahwa ada potensi porositas dan permeabilitas di bawah permukaan. Batuan lempeng bagian atas lainnya sama-sama tak beraturan, namun secara umum keduanya saling bertautan dan terstruktur secara struktural, sehingga membuatnya berpotensi secara permeabel menjadi reservoir panasbumi (Hullen, 2008).



Gambar 11. Peta struktur daerah lapangan panasbumi Silver Peak (Hullen, 2008).

BAB III. TEORI DASAR

3.1 Konsep Metode Gravitasi

Metode gravitasi merupakan metode yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gravitasi bumi. Nilai gravitasi terukur di permukaan bumi merupakan total gravitasi yang dialami oleh suatu titik akibat bermacam-macam sumber. Beberapa sumber yang mempengaruhi hasil pengukuran adalah:

- a. Posisi bumi pada pergerakan di tata surya (efek tidal).
- b. Perbedaan gravitasi akibat perbedaan derajat lintang di bumi.
- c. Perubahan akibat perbedaan ketinggian permukaan (elevasi).
- d. Efek dari topografi sekelilingnya.
- e. Variasi atau perubahan rapat massa di setiap tempat, secara lateral maupun vertikal.
- f. Perubahan daerah sekeliling, gedung, banjir, dan lain-lain yang akan mempengaruhi hasil pengukuran.

Dalam metode ini yang dipelajari adalah variasi medan gravitasi akibat variasi rapat massa batuan di bawah permukaan sehingga dalam pelaksanaannya yang diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari suatu titik observasi terhadap titik observasi lainnya (Sarkowi, 2014).

3.1.1 Hukum Universal Newton tentang Gravitasi

Berdasarkan Hukum Universal Newton tentang gravitasi menyatakan bahwa gaya tarik menarik yang bekerja diantara dua partikel benda berbanding lurus dengan perkalian massanya, serta berbanding terbalik dengan kuadrat jarak massa tersebut sehingga dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$\vec{F}(r) = \frac{G \times M \times m}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

dimana $\vec{F}(r)$ adalah gaya gravitasi antara dua titik massa (N), $\hat{r}$ adalah vektor unit, M dan m adalah massa benda yang saling tarik menarik (kg), r adalah jarak kedua benda (m), G adalah konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$) (Reynolds, 1997).

3.1.2 Percepatan Gravitasi

Percepatan gravitasi didapatkan berdasarkan persamaan Hukum Newton kedua tentang percepatan yaitu:

$$F = m \times a \quad (2)$$

dimana F adalah gaya yang menyebabkan partikel massa bergerak (N), m adalah massa partikel (kg), a adalah percepatan (ms^{-1}). Kemudian, percepatan (a) merupakan percepatan gravitasi (g) sehingga persamaan (2) menjadi:

$$F = m \times g \quad (3)$$

sehingga dari persamaan (1) dan (2), percepatan gravitasi dapat dinyatakan dalam persamaan:

$$g = \frac{G \times M}{R^2} \quad (4)$$

dimana g adalah percepatan gravitasi bumi (ms^{-1}) dan R adalah jari-jari bumi (m) (Reynolds, 1997).

3.1.3 Potensial Gravitasi

Gaya gravitasi adalah suatu vektor dari sepanjang garis tengah dari dua massa. Gaya gravitasi tersebut memberikan dampak medan konservatif yang diturunkan dari fungsi potensial skalar $U(x,y,z)$ yang dinamakan *Newtonian* atau potensial tiga dimensi berdasarkan gradien, dimana:

$$\nabla U(x,y,z) = \frac{-F(x,y,z)}{m} = -g(x,y,z) \quad (5)$$

atau dalam koordinat bola:

$$\nabla U(r,\theta,\phi) = \frac{-F(r,\theta,\phi)}{m} = -g(r,\theta,\phi) \quad (6)$$

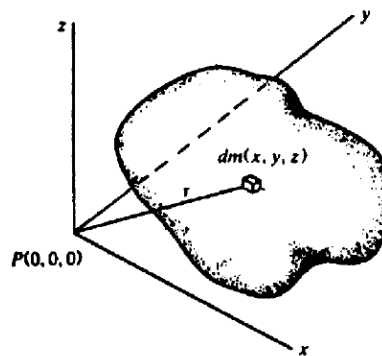
Sehingga potensial gravitasi:

$$U(r,\theta,\phi) = -\int_{\infty}^r \nabla U = -\int_{\infty}^r g(r,\theta,\phi) \quad (7)$$

dan dalam bentuk skalar menjadi:

$$U(r) = -G \int_{\infty}^r M \left(\frac{1}{r^2} \right) dr = -\frac{GM}{r} \quad (8)$$

Potensial dan percepatan gravitasi pada suatu titik di luar massa diperoleh dari pembagian massa menjadi elemen-elemen kecil yang kemudian mengintegrasikan efek total massa dari gabungan elemen-elemen tersebut.



Gambar 12. Potensial massa tiga dimensi (Telford, dkk, 1990).

Sehingga, potensial elemen massa dM pada titik jarak koordinat (x,y,z) dari titik pusat $P(0,0,0)$ adalah:

$$dU = G \frac{dM}{r} = G \rho \frac{dxdydz}{r} \quad (9)$$

Dimana $\rho(x,y,z)$ adalah densitas, $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Maka potensial total massa M adalah:

$$U = G \int_x \int_y \int_z (\rho/r) dx dy dz \quad (10)$$

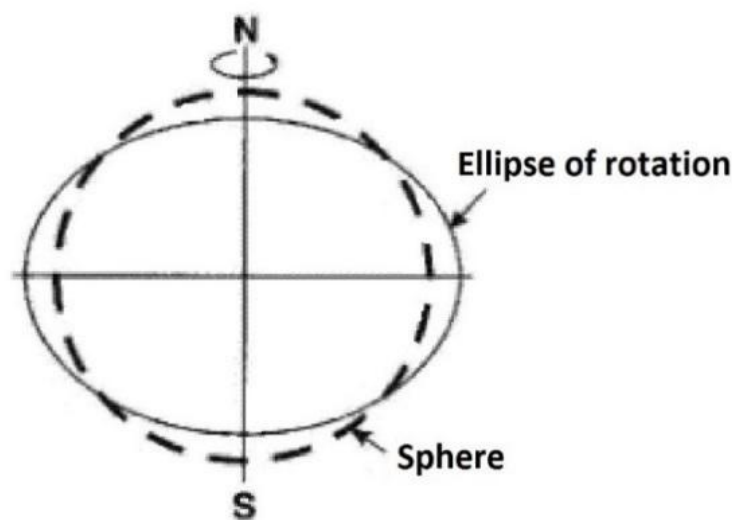
Karena g adalah percepatan gravitasi pada arah z dan ρ dianggap konstan, maka:

$$g_z = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = G \int_x \int_y \int_z \frac{\rho z}{r^3} dx dy dz \quad (11)$$

(Telfords, dkk, 1990).

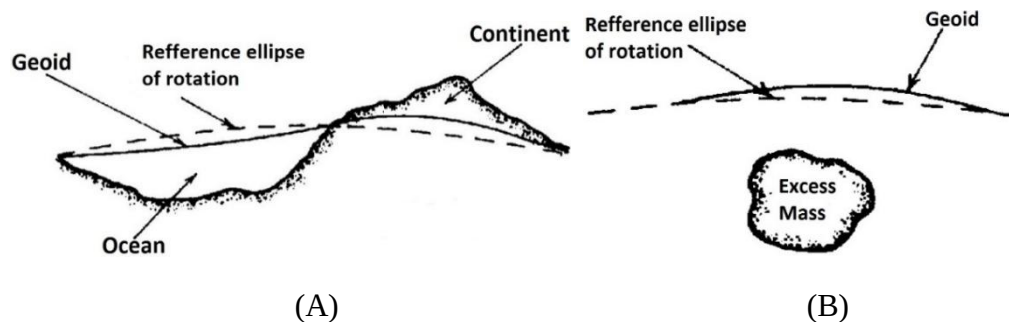
3.1.4 Pendekatan Bentuk Bumi *Oblate Spheroid* dan *Geoid*

Hasil pengukuran percepatan gravitasi bumi di atas permukaan secara lateral menunjukkan harga yang bervariasi. Dari hasil pengukuran ini diketahui bahwa bumi tidak bulat sempurna dan bumi berotasi. Bumi yang melakukan rotasi menyebabkan bentuk bumi terjadi pemipihan pada kutub (*flattened*) dan pembesaran pada ekuator sehingga bentuk bumi menjadi *oblate spheroid*.



Gambar 13. Bentuk bumi bulat dan *oblate spheroid* (Reynolds, 1997).

Dalam realitasnya bentuk permukaan bumi yang sebenarnya bukan merupakan *oblate spheroid* sempurna. Bentuk rata-rata permukaan bumi yang sebenarnya menggunakan pendekatan *geoid* / *mean sea level* dimana pendekatan variasi nilai gravitasi dari suatu tempat ke tempat dipengaruhi oleh perbedaan topografi dan distribusi massa dekat permukaan (Reynolds, 1997).



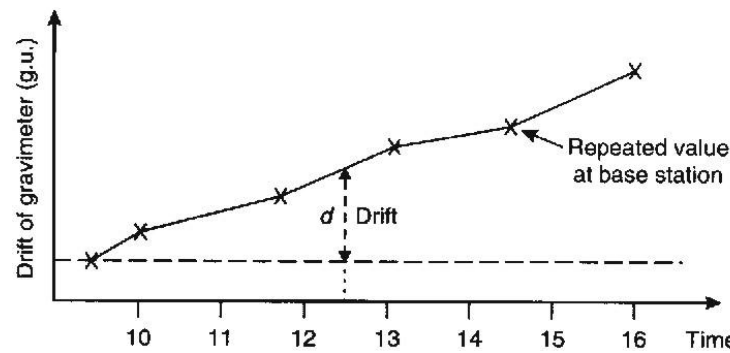
Gambar 14. Perbandingan bentuk bumi *spheroid* dan *geoid* (A) efek topografi (B) efek distribusi massa dekat permukaan (Telford, dkk, 1990).

3.2 Koreksi-Koreksi Metode Gravitasi

Eksplorasi metode gravitasi lebih menekankan pada perubahan besar nilai gravitasi yang disebabkan oleh variasi rapat massa di bawah permukaan dengan menerapkan konsep anomali gravitasi (anomali Bouguer) yaitu dari perbedaan nilai gravitasi terukur dengan nilai gravitasi acuan (nilai gravitasi teoritis untuk suatu model teoritis bumi). Perbedaan tersebut merefleksikan variasi rapat massa yang terdapat pada suatu daerah dengan daerah sekelilingnya kearah lateral maupun kearah vertikal yang selanjutnya digunakan untuk mendapatkan gambaran struktur bawah permukaan. Oleh karena itu anomali gravitasi harus dihitung sedemikian rupa secara teliti untuk menghindari efek gravitasi dari komponen yang tidak dikehendaki dengan menerapkan koreksi-koreksi (Sarkowi, 2014).

3.2.1 Koreksi Drift

Gravimeter tipe relatif pada prinsipnya menggunakan sensor pegas (*zero length spring*) yang mempunyai karakteristik unik yaitu sistem pegas akan mengalami kelelahan atau perubahan nilai konstanta pegas dari waktu ke waktu dan juga adanya guncangan pada alat sewaktu dalam perjalanan memungkinkan bergesernya pembacaan titik nol pada alat tersebut. Pengaruh ini dapat dikoreksi dengan cara melakukan pengukuran dengan metode *looping*, yaitu dengan pembacaan ulang pada titik ikat (*base station*) dalam satu kali *looping*, sehingga nilai penyimpangannya diketahui. Koreksi dilakukan dengan cara mengurangi nilai gravitasi lapangan terhadap besar nilai koreksi drift.



Gambar 15. Perbedaan nilai pengukuran gravitasi pada titik ikat dari waktu ke waktu (Reynolds, 1997).

Nilai koreksi *drift* dapat dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$Drift = \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)} (t_n - t_0) \quad (12)$$

dimana g_m : bacaan gravimeter pada stasiun base (awal *looping*)

g_0 : bacaan gravimeter pada stasiun base (akhir *looping*)

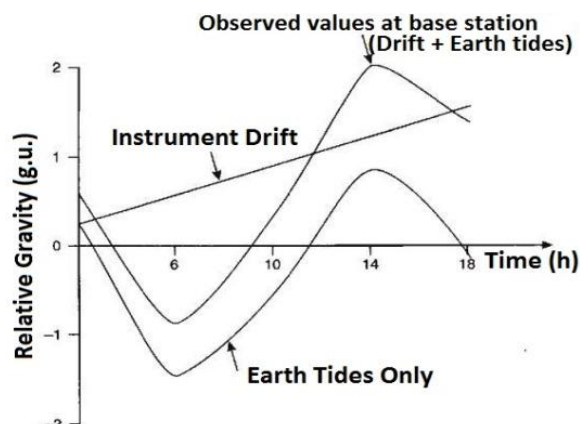
t_n : waktu pembacaan pada stasiun ke-n

t_m : waktu pembacaan pada stasiun base (awal *looping*)

t_0 : waktu pembacaan pada stasiun base (akhir *looping*) (Sarkowi, 2014).

3.2.2 Koreksi Pasang Surut (*Tide*)

Koreksi pasang surut gravitasi (*tide correction*) muncul karena efek tarikan massa yang disebabkan oleh benda-benda langit, terutama bulan dan matahari. Nilai koreksi ini berubah-ubah setiap waktu secara periodik tergantung dari kedudukan/posisi benda-benda langit tersebut terhadap bumi. Nilai koreksi pasang surut secara teoritis dapat dihitung berdasarkan posisi bulan dan matahari terhadap titik pengukuran di permukaan bumi.



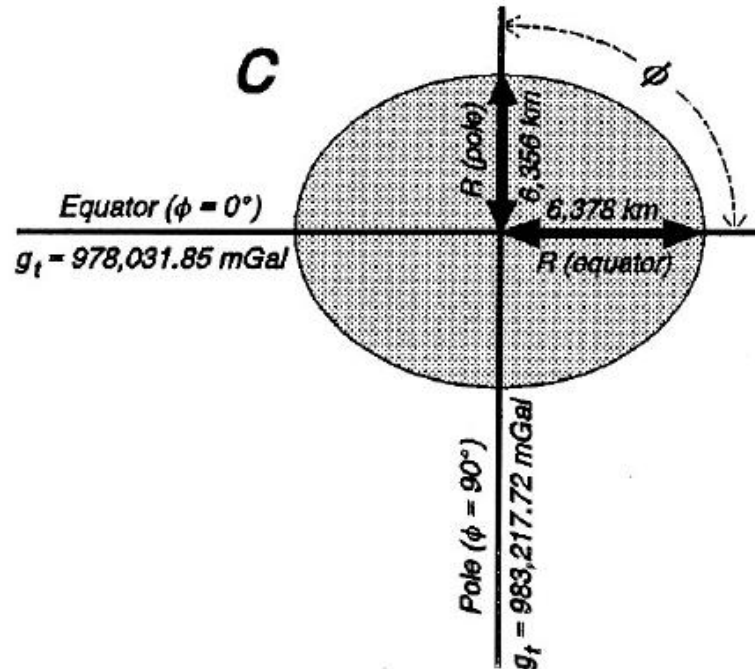
Gambar 16. Perubahan nilai gravitasi akibat efek pasang surut dan kesalahan *drift* (Reynolds, 1997).

Koreksi dilakukan dengan menjumlahkan nilai gravitasi lapangan terhadap nilai koreksi pasang surut bumi. Untuk mendapatkan gravitasi observasi (g_{obs}), nilai gravitasi pengukuran dikoreksi dengan nilai pasang surut, koreksi *drift*, dan diikatkan pada titik yang telah diketahui nilai gravitasinya (Sarkowi, 2014).

3.2.3 Koreksi Lintang

Koreksi ini dilakukan karena bentuk bumi yang tidak bulat, terdapat perbedaan jari-jari bumi di kutub dengan di khatulistiwa. Hal tersebut membuat ada perbedaan nilai gravitasi karena pengaruh lintang bumi. Nilai percepatan

gravitasi teoritis yang ditentukan adalah percepatan gravitasi yang terletak pada bidang datum (ketinggian $z = 0$) sebagai titik referensi geodesi.



Gambar 17. Perbedaan nilai gravitasi di kutub dan di khatulistiwa (Sarkowi, 2014).

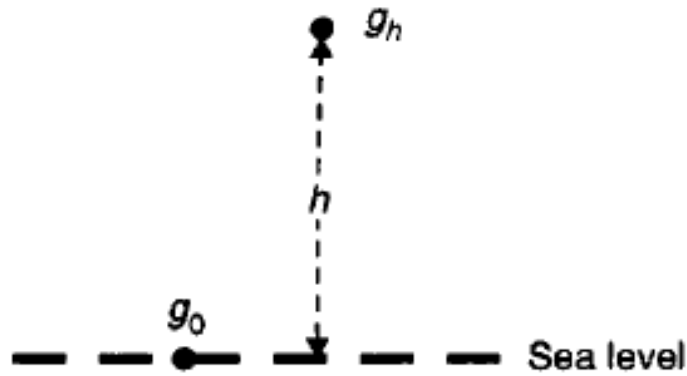
Adapun persamaan percepatan gravitasi bumi teoritik atau formula gravitasi bumi referensi (dari *International Association of Geodesy*, 1967) adalah:

$$g(\varphi) = 978031,85(1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi + 0,000023462 \sin^4 \varphi) \quad (13)$$

dengan φ adalah sudut lintang dalam radian (Sarkowi, 2014).

3.2.4 Koreksi Udara Bebas (FAC)

Koreksi udara bebas dilakukan terhadap titik-titik pengukuran yang terletak pada ketinggian h dari datum (*mean sea level*). Nilai gravitasi observasi dipengaruhi oleh ketinggian titik dari permukaan bumi, semakin tinggi titik amat maka nilai gravitasi observasi akan turun dan semakin rendah titik amat maka nilai gravitasi semakin meningkat.



Gambar 18. Koreksi udara bebas (*FAC*) (Reynolds, 1997).

Perbedaan nilai gravitasi di *mean sea level* dengan yang terletak dengan elevasi h (meter) dengan menganggap bentuk bumi *oblate spheroid* dapat dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$FAC = 0,3086 \times h \quad (14)$$

dimana *FAC* adalah koreksi udara bebas (mGal), h adalah ketinggian di titik pengukuran terhadap *mean sea level* (meter) (Reynolds, 1997). Sedangkan anomali udara bebas (*FAA*) dari hasil koreksi, dapat dituliskan:

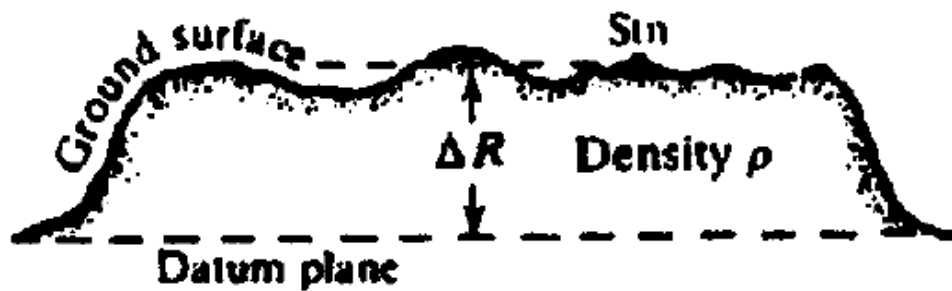
$$FAA = g_{obs} - g_{(\varphi)} + FAC \quad (15)$$

3.2.5 Koreksi Bouguer (*BC*)

Koreksi Bouguer diperhitungkan karena adanya efek tarikan dari material/massa yang berada diantara titik pengukuran dan bidang datum yang belum dihitung pada koreksi udara bebas. Koreksi Bouguer dilakukan dengan menggunakan pendekatan benda berupa slab tak berhingga dengan ketebalan dan densitas yang sama. Persamaan koreksi Bouguer adalah:

$$BC = 2\pi G\rho h = 0,04192 \rho h \quad (16)$$

dimana ρ adalah densitas (g/cc) dan h : elevasi (meter) (Reynolds, 1997).



Gambar 19. Koreksi Bouguer (BC) (Telford, dkk, 1990).

Anomali gayabarat yang dihasilkan setelah dilakukan koreksi Bouguer dan anomali udara bebas atau disebut sebagai Anomali Bouguer Sederhana (SBA) yang dapat dituliskan sebagai:

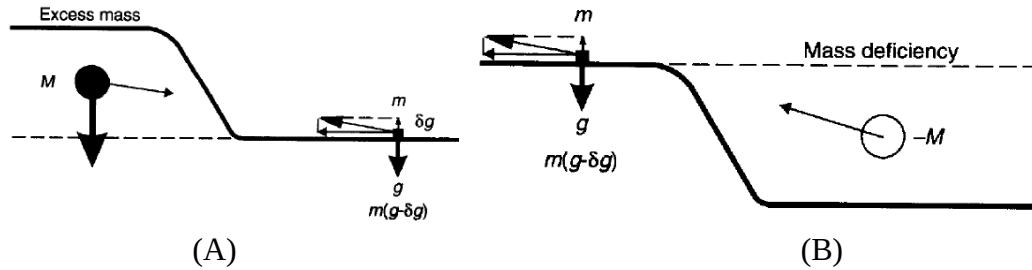
$$SBA = FAA - BC \quad (17)$$

3.2.6 Koreksi Medan (*Terrain*)

Koreksi medan diperlukan karena setiap titik pengukuran gravitasi memiliki bentuk permukaan yang tidak datar atau memiliki undulasi. Jika titik pengukuran berada dekat dengan bukit, maka akan terdapat gaya tarikan ke atas yang menarik pegas pada gravimeter, sehingga akan mengurangi pembacaan nilai gravitasi. Sementara jika titik pengukuran berada dekat dengan lembah, maka akan ada gaya ke bawah yang hilang sehingga pegas pada gravimeter tertarik ke atas. Hal ini akan mengurangi pembacaan nilai gravitasi.

Dengan koreksi medan harus ditambahkan terhadap nilai gravitasi. Maka nilai anomali gravitasinya setelah dilakukan koreksi medan (*TC*) atau disebut dengan Anomali Bouguer Lengkap (*CBA*) menjadi :

$$CBA = SBA + TC \quad (18)$$



Gambar 20. Arah tarikan nilai gravitasi titik pengukuran di sekitar (A) bukit dan (B) lembah (Reynolds, 1997).

3.2.7 Penentuan Densitas Permukaan

Pada perhitungan Anomali Bouguer diperlukan harga densitas rata-rata di daerah pengukuran. Estimasi penentuan densitas rata-rata salah satunya dapat dilakukan dengan menggunakan Metode Parasnis. Estimasi densitas metode ini diturunkan dari anomali gravitasi dituliskan sebagai berikut:

$$SBA = g_{obs} - g_{lintang} + 0,3086h - 2\pi\rho h \quad (19)$$

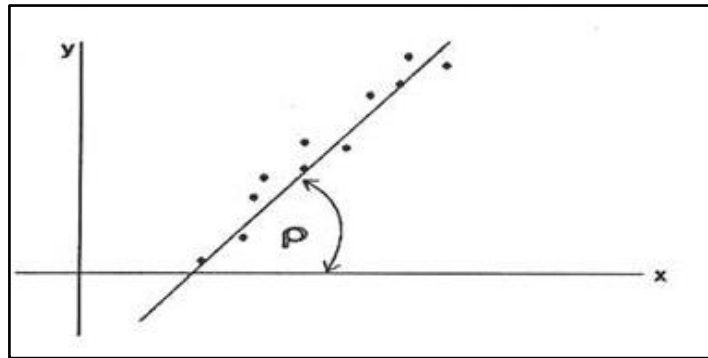
Dari persamaan tersebut dapat dibuat grafik antara dua bagian seperti di bawah :

$$(g_{obs} - g_{lintang} + 0,3086h) = \rho(2\pi h) \quad (20)$$

atau

$$y = \rho x \quad (21)$$

Dari persamaan (21) tersebut, maka densitas ρ dapat diperoleh dari gradien garis lurus terbaik seperti diberikan pada Gambar 21, dimana SBA diasumsikan sebagai penyimpangan terhadap garis lurus tersebut.



Gambar 21. Grafik yang menunjukkan hubungan antara $(g_{obs} - g_{lintang} + 0,3086h)$ dan $((2\pi rh)\rho)$ (Sarkowi, 2014).

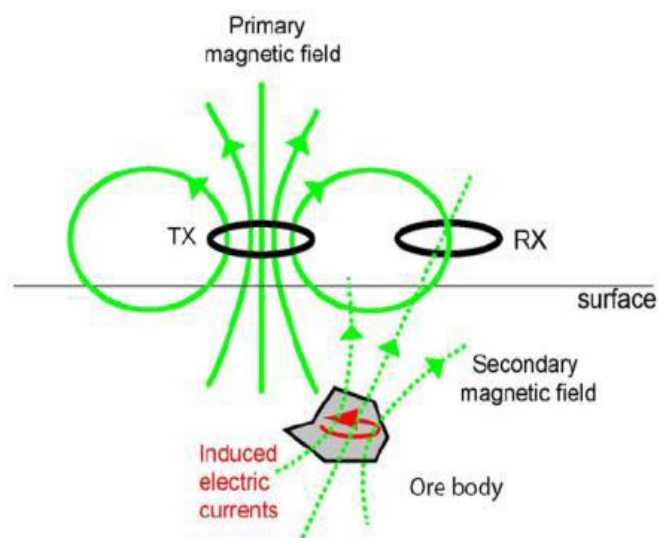
3.3 Jenis Litologi Batuan berdasarkan Nilai Densitas Batuan

Tabel 4. Variasi nilai densitas dari berbagai macam batuan (Telford, dkk, 1990).

Tipe Batuan	Rentang (gr/cm ³)	Rata-rata (gr/cm ³)	Tipe Batuan	Rentang (gr/cm ³)	Rata-rata (gr/cm ³)
Batuan Sedimen (basah)					
Overburden		1,92	Lempung	1,63 – 2,6	2,21
Tanah (soil)	1,2 – 2,4	1,92	Kerikil	1,7 – 2,4	2,0
Pasir	1,7 – 2,3	2,0	Serpih	1,77 – 3,2	2,40
Batu Pasir	1,61 – 2,76	2,35	Batu Gamping	1,93 – 2,90	2,55
Dolomit	2,28 – 2,90	2,70	Batuan Sedimen (avr)		2,5
Batuan Beku					
Riolit	2,35 – 2,70	2,52	Granit	2,50 – 2,81	2,64
Andesit	2,4 – 2,8	2,61	Granodiorit	2,67 – 2,79	2,73
Porfiri	2,60 – 2,89	2,74	Lavas	2,80 – 3,00	2,90
Quartz Diorit	2,62 – 2,96	2,79	Diabase	2,50 – 3,20	2,91
Diorit	2,72 – 2,99	2,85	Basalt	2,7 – 3,30	2,99
Gabbro	2,70 – 3,50	3,03	Peridotit	2,78 – 3,37	3,15
Batuan asam	2,30 – 3,11	2,61	Batuan Basic	2,09 – 3,17	2,79
Batuan Metamorf					
Kuarsit	2,5 – 2,70	2,60	Gray-wacke	2,6 – 2,7	2,65
Skis	2,39 – 2,9	2,64	Marmer	2,6 – 2,9	2,75
Serpentine	2,4 – 3,10	2,78	Gneiss	2,59 – 3,0	2,80
Amfibolit	2,90 – 3,04	2,96	Eclogite	3,2 – 3,54	3,37
Metamorphic	2,4 – 3,1	2,74			

3.4 Konsep Metode Magnetotellurik

Metode Magnetotellurik adalah metode elektromagnetik pasif yang melibatkan pengukuran fluktuasi medan listrik dan medan magnet alami yang saling tegak lurus di permukaan bumi dan digunakan untuk mengetahui nilai konduktivitas batuan di bawah permukaan bumi dari kedalaman beberapa meter hingga puluhan kilometer. Variasi medan elektromagnetik menyebabkan terjadinya refraksi vertikal gelombang elektromagnetik yang ditransmisikan menuju bumi. Variasi medan elektromagnetik alam yang merambat ke bumi kemudi mengakibatkan induksi arus listrik (*eddy current*) di bawah permukaan bumi sehingga amplitudo dan fase gelombang berubah. Arus listrik tersebut kemudian menghasilkan medan elektromagnetik sekunder bumi yang memodifikasi medan elektromagnetik total di permukaan bumi. Medan tersebut yang membawa informasi mengenai resistivitas bawah permukaan bumi. Total medan elektromagnetik yang terukur oleh *receiver* adalah jumlah dari medan elektromagnetik primer dan sekunder.

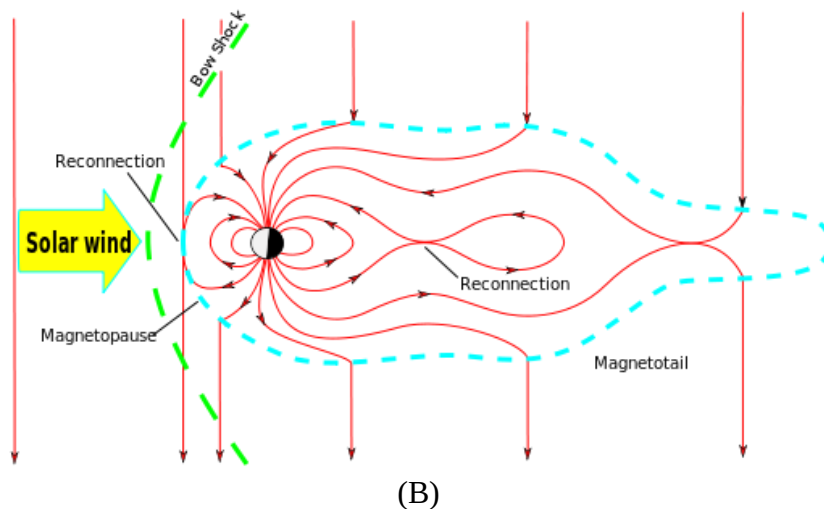
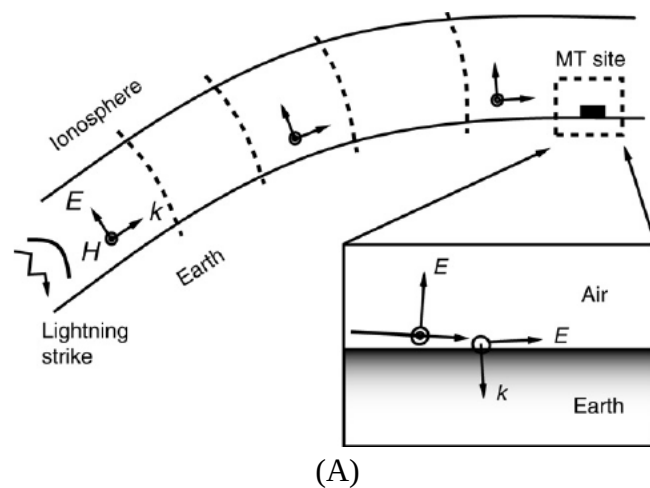


Gambar 22. Interaksi gelombang elektromagnetik dengan medium bawah permukaan bumi (Unsworth, 2006).

3.4.1 Sumber Sinyal Magnetotellurik

Metode magnetotellurik memanfaatkan medan elektromagnetik alam dengan spektrum frekuensi yang sangat lebar (10^{-5} Hz - 10^4 Hz) dengan jenis-jenis sumber sinyal yang digunakan yaitu antara lain:

1. Sumber sinyal dengan frekuensi di atas 1 Hz, berasal dari *lightning activity* yang terjadi di ionosfer pada seluruh bagian bumi yang kemudian akan menjalar hingga permukaan bumi.
2. Sumber sinyal frekuensi di bawah 1 Hz, sumber sinyal berasal dari fenomena *solar wind*. *Solar wind* merupakan suatu fenomena pergerakan plasma ion H dan He dari matahari.



Gambar 23. Jenis sumber sinyal MT (A) $f > 1$ Hz (B) $f < 1$ Hz (Unsworth, 2006).

3.4.2 Impedansi Bumi Berlapis Horizontal

Gelombang elektromagnetik dapat dianggap sebagai gelombang bidang yang merambat secara vertikal ke dalam bumi berapapun sudut jatuhnya terhadap permukaan bumi. Hal ini mengingat besarnya kontras konduktivitas antara atmosfer dan bumi. Model bumi yang paling sederhana adalah suatu *half-space* homogen isotropik dimana diskontinuitas tahanan jenis hanya terdapat pada batas udara dengan bumi. Dalam hal ini setiap komponen horizontal medan listrik dan medan magnet hanya bervariasi terhadap kedalaman. Impedansi yang didefinisikan sebagai perbandingan antara komponen medan listrik dan medan magnet yang saling tegak lurus.

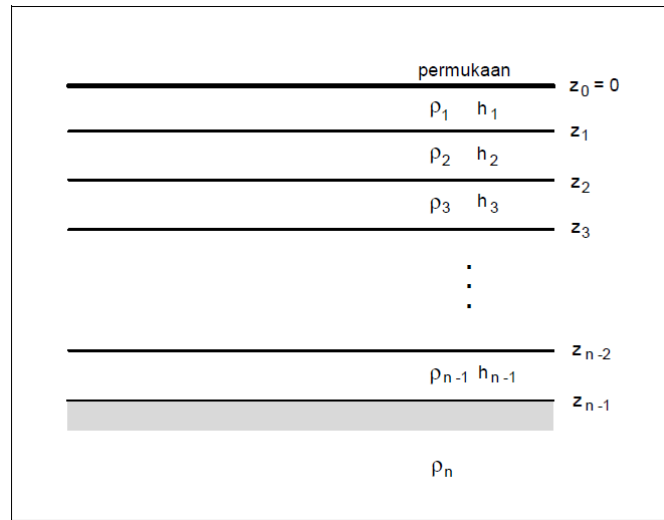
$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad ; \quad Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} = \sqrt{i\omega\mu_0\rho} \quad (22)$$

dari persamaan di atas, didapat bahwa impedansi bumi homogen merupakan bilangan skalar kompleks yang merupakan fungsi tahanan jenis medium dan frekuensi gelombang. Dalam hal ini impedansi yang diperoleh dari dua pasangan komponen medan listrik dan medan magnet yang berbeda (E_x/H_y dan E_y/H_x) secara numerik berharga sama mengingat simetri radial medium homogen. Selanjutnya bumi homogen disebut impedansi intrinsik ($Z_I = Z_{xy} = -Z_{yx}$).

Impedansi sebagai fungsi dari periode memberikan informasi mengenai tahanan jenis medium sebagai fungsi dari kedalaman. Jika tahanan jenis hanya bervariasi terhadap kedalaman, maka model yang digunakan untuk merepresentasikan kondisi ini adalah model 1 dimensi. Pada umumnya digunakan model yang terdiri dari beberapa lapisan horizontal dengan masing-masing lapisan bertahanan jenis konstan atau homogen dan isotropis (model bumi berlapis horizontal).

Impedansi bumi berlapis horizontal dapat dianggap sebagai impedansi medium homogen dengan tahanan-jenis ekuivalen atau tahanan-jenis semu sehingga bila dinyatakan dalam bentuk tahanan jenis dan fasa, impedansi tersebut menjadi:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_i|^2 \quad ; \quad \Phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im} Z_i}{\text{Re} Z_i} \right) \quad (23)$$



Gambar 24. Model bumi n -lapisan berlapis horizontal (Grandis, 2013).

Hubungan antara komponen horizontal medan listrik dan medan magnet dinyatakan dalam tensor impedansi dalam domain frekuensi melalui persamaan berikut:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (24)$$

atau dapat ditulis menjadi persamaan matrik yaitu:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

$$\underline{E} = \underline{Z} \cdot \underline{H} \quad (25)$$

dimana $\underline{Z}$ adalah tensor impedansi bilangan kompleks dengan elemen riil dan imajiner penghubung medan listrik dan medan magnet (Grandis, 2013).

3.4.3 Model 3 Dimensi Magnetotellurik

Pemodelan 3 dimensi dalam metode magnetotellurik menggunakan asumsi bahwa variasi resistivitas terjadi baik pada arah vertikal maupun lateral. Dalam pemodelan inversi 3 dimensi, data yang digunakan tidak memerlukan konfigurasi sesuai arah *strike* yang dominan. Inversi 3 dimensi magnetotellurik mengasumsikan variasi lapisan bawah permukaan bumi dalam arah vertikal dan lateral sehingga semua komponen impedansi tensor yang digunakan memiliki nilai yang berbeda. Komponen tensor impedansinya dituliskan sebagai:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (26)$$

(Grandis, 2013).

3.5 Konsep Metode Magnetik

Metode magnetik digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan sifat kemagnetan batuan yang diidentifikasi oleh kerentanan sifat magnet batuan. Metode ini didasarkan pada pengukuran variasi intensitas magnetik di permukaan bumi akibat adanya kontras suseptibilitas atau permeabilitas magnetik batuan sehingga menyebabkan variasi distribusi (anomali) benda termagnetisasi di bawah permukaan bumi. Variasi intensitas medan magnetik yang terukur kemudian ditafsirkan dalam bentuk distribusi bahan magnetik dibawah permukaan, kemudian dijadikan dasar bagi pendugaan keadaan geologi yang mungkin teramati (Purwaningsih dan Susanto, 2015).

3.5.1 Medan Magnet Anomali

Sumber medan magnet bumi secara umum berasal dari: (1) medan magnet utama bumi (*main field*), (2) medan magnet luar (*external field*) dan (3) medan magnet anomali (*anomaly field*). Medan magnet utama bersumber dari dalam bumi sendiri. Medan magnet luar bersumber dari luar bumi yang merupakan hasil ionisasi di atmosfer yang ditimbulkan oleh sinar ultraviolet dari matahari. Sedangkan medan magnet anomali dihasilkan oleh benda magnetik yang telah terinduksi oleh medan magnet utama bumi, sehingga benda tersebut memiliki medan magnet sendiri dan ikut mempengaruhi besar medan magnet total hasil pengukuran. Untuk memperoleh nilai anomali medan magnetik yang diinginkan, maka dilakukan koreksi untuk menghilangkan pengaruh medan magnet utama dan medan magnet luar yang mencakup koreksi variasi harian dan IGRF (*International Geomagnetism Reference Field*). Koreksi variasi harian merupakan penyimpangan nilai medan magnetik bumi akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari dalam satu hari. Waktu yang dimaksudkan harus sesuai dengan waktu pengukuran data medan magnetik di setiap titik lokasi yang akan dikoreksi. Sedangkan koreksi IGRF dilakukan untuk menyeragamkan nilai-nilai medan utama magnet bumi. Medan magnet anomali dapat ditunjukkan dalam persamaan sebagai berikut:

$$\Delta H = H_{obs} - H_{IGRF} \pm H_{vh} \quad (27)$$

dimana ΔH : medan magnet anomali

H_{obs} : medan magnet observasi

H_{IGRF} : medan magnet utama bumi

H_{vh} : Pengaruh harian yang merupakan pengaruh medan luar

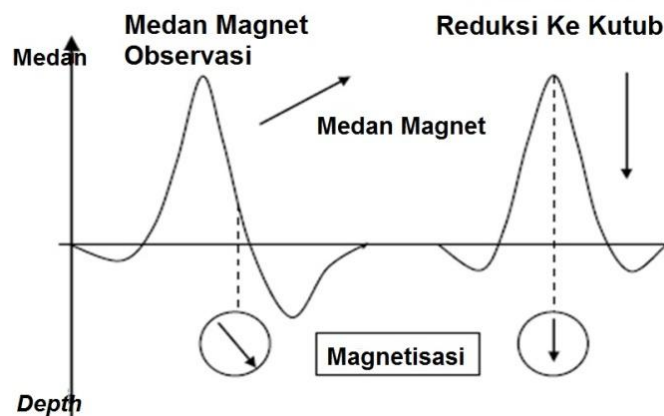
(Purwaningsih dan Susanto, 2015).

3.5.2 Reduksi Ke Kutub

Data anomali medan magnet direduksi ke kutub dengan tujuan dapat melokalisasi daerah-daerah dengan anomali maksimum tepat berada di atas tubuh benda penyebab anomali, sehingga dapat memudahkan interpretasi. Reduksi ke kutub dilakukan dengan cara membuat sudut inklinasi benda menjadi 90° dan deklinasinya 0° . Karena pada kutub magnetik arah dari medan magnet bumi ke bawah dan arah dari induksi magnetisasinya ke bawah juga. Anomali medan magnetik dari hasil reduksi ke kutub menunjukkan langsung posisi benda. Formulasi umum sebagai hubungan antara medan potensial (f) dengan distribusi material sumber (s):

$$f(P) = \int_R s(Q)\psi(P, Q)dv \quad (28)$$

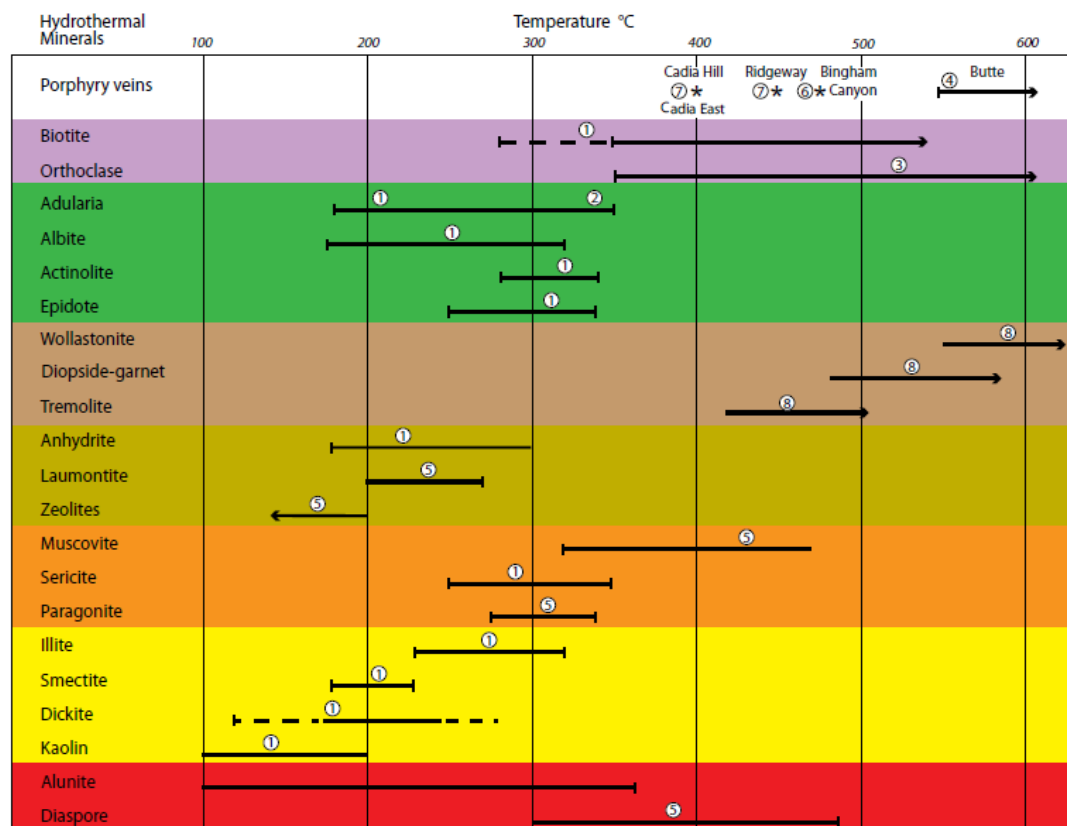
Fungsi $f(P)$ adalah medan potensial atau anomali total medan magnetik pada P , sedangkan $s(Q)$ kuantitas fisis magnetisasi pada Q dan $\psi(P, Q)$ suatu fungsi Green berupa anomali total medan magnetik *dipole* tunggal yang bergantung pada geometris tempat titik observasi P dan titik distribusi sumber Q . Proses transformasi reduksi ke kutub dilakukan dengan mengubah arah magnetisasi dan medan utama dalam arah vertikal (Darmawan, dkk, 2012).



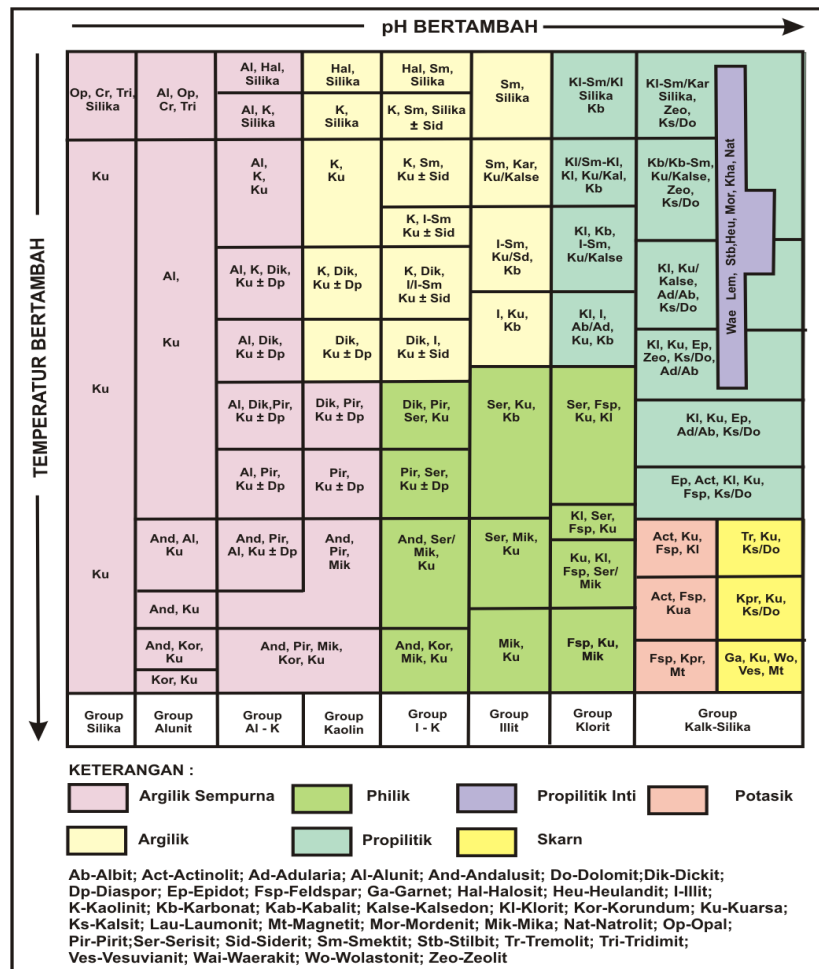
Gambar 25. Perbandingan medan magnet anomali setelah direduksi ke kutub (Darmawan, dkk, 2012).

3.6 Klasifikasi Zona Alterasi Hidrotermal

Sirkulasi fluida hidrotermal menyebabkan himpunan mineral pada batuan dinding menjadi tidak stabil. Endapan bijih hidrotermal terbentuk karena sirkulasi fluida hidrotermal yang melindi (*leaching*), menstranport, dan mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan kondisi fisik maupun kimiawi. Interaksi antara fluida hidrotermal dengan batuan yang dilewatinya (batuan dinding), akan menyebabkan terubahnya mineral-mineral primer menjadi mineral ubahan (mineral alterasi) (Hartosuwarno, 2004). Suatu daerah yang memperlihatkan penyebaran kesamaan himpunan mineral alterasi disebut sebagai zona alterasi. Untuk klasifikasi tipe alterasi dan rentang suhu pada setiap mineral alterasi menurut Corbett dan Leach (1998) ditunjukkan pada Gambar 26-27.



Gambar 26. Perkiraan suhu reservoir berdasarkan jenis mineral alterasi (Corbett dan Leach, 1998)



Gambar 27. Klasifikasi himpunan mineral alterasi berdasarkan suhu dan pH larutan hidrotermal (Corbett dan Leach, 1998)

3.7 Analisis Geokimia Fluida

Fluida-fluida panasbumi cenderung memiliki kandungan senyawa yang hampir sama dengan konsentrasi yang bervariasi. Variasi tersebut disebabkan oleh beberapa hal yaitu suhu, komposisi magma pada *heat source*, jenis batuan / litologi yang dilewati fluida, kondisi dan lamanya interaksi fluida dan batuan, proses *boiling* dan *mixing*. Zat terlarut dalam fluida panasbumi berasal dari interaksi antara batuan dan fluida. Berdasarkan sifat muatan listriknya, unsur terlarut dalam fluida panasbumi dapat dikelompokkan menjadi tiga yaitu senyawa

kation, anion dan senyawa netral. Anion (ion bermuatan negatif) terdiri dari HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , I^- , Br^- , kation (ion bermuatan positif) terdiri dari Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Rb^+ , Cs^+ , Li^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , NH_4^+ , dan senyawa netral yang terdiri dari SiO_2 , B, CO_2 , H_2S , NH_3 (Simmons, 1998).

3.7.1 Keseimbangan Ion

Salah satu cara untuk melakukan evaluasi terhadap kelayakan analisa kimia adalah dengan melakukan pengecekan keseimbangan ion. Hal ini berarti membandingkan konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan positif dengan jumlah konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan negatif. Untuk mencari keseimbangan ion, terlebih dahulu dilakukan perhitungan *meq* (*milliequivalent*) anion dan kation dengan rumus berikut :

$$meq \text{ (millimolal)} = \frac{\text{konsentrasi } \left(\frac{mg}{kg}\right)}{\text{massa atom atau molekul relatif}} \quad (29)$$

Setelah didapatkan jumlah *meq* dari seluruh kation dan anion dari unsur dan senyawa, kemudian dilakukan perhitungan keseimbangan ion dengan persamaan:

$$\text{Keseimbangan ion (\%)} = \frac{\Sigma kation + \Sigma anion}{|\Sigma kation| + |\Sigma anion|} \times 100 \quad (30)$$

Suatu hasil analisis kimia dikatakan layak jika keseimbangan ini tidak lebih dari 5%. Namun tidak berarti bahwa hasil analisa diatas 5% tidak layak digunakan dalam interpretasi. Mata air panas dengan keseimbangan ion > 5% sangat dipengaruhi oleh tipe dan proses yang dialami fluida tersebut (Nicholson, 1993).

3.7.2 Tipe Fluida Panasbumi

Analisis geokimia fluida panasbumi yang paling sederhana dan berfungsi secara cepat mengenali variasi fluida pada suatu sistem adalah klasifikasi

menggunakan komposisi anion (senyawa bermuatan negatif). Klasifikasi beberapa tipe fluida panasbumi diantaranya adalah:

a. Air klorida

Air klorida merupakan fluida yang paling dominan pada kebanyakan lapangan panasbumi. Air jenis ini diprediksi berasal dari bagian dalam reservoir, bersifat netral atau dapat pula sedikit asam atau sedikit basa. Pada manifestasi permukaan dicirikan oleh kenampakannya yang jernih sering berasosiasi dengan endapan sinter silika. Air klorida di dekat permukaan sering mengandung CO_2 , H_2S dan sulfat yang signifikan, sedangkan di dalam reservoir perbandingan atau rasio Cl/SO_4 tinggi.

b. Air Asam Sulfat

Pada air jenis ini kandungan kloridanya rendah, kandungan sulfat tinggi, Al dan Fe cukup tinggi. Air asam sulfat terdapat pada sistem panasbumi di daerah vulkanik, dimana uap air berkondensasi ke air tanah. Kandungan sulfat yang tinggi berasal dari oksidasi H_2S pada zona vados. Karena terbentuk pada zona vados maka air asam sulfat hanya dapat memberikan sangat sedikit informasi tentang bagian dalam sistem panasbumi. Ciri fisik fluida jenis ini biasanya berwarna keruh. Warna keruh dan kandungan Al dan Fe yang cukup tinggi mengindikasikan adanya pelarutan batuan, hal ini disebabkan karena fluida jenis ini cenderung reaktif terhadap batuan yang dilewatinya.

c. Air bikarbonat

Fluida jenis ini dicirikan dengan kandungan Cl yang rendah, kandungan sulfat juga rendah dan bikarbonat (HCO_3) sebagai anion utamanya. Pada sistem yang berasosiasi dengan batuan vulkanik biasanya air bikarbonat terbentuk pada

bagian yang dangkal dan margin bawah permukaan dimana gas CO₂ terserap dan uap terkondensasi di bawah muka airtanah. Pada sistem yang berasosiasi dengan batuan sedimen, pembentukan fluida jenis ini dikontrol oleh keberadaan batu gamping. Air bikarbonat cenderung sedikit asam bisa juga netral atau sedikit basa.

d. *Brine*

Fluida ini terbentuk dengan berbagai cara seperti pelarutan sikuen endapan evaporit oleh air meteorik, terperangkapnya *connate water* pada cekungan sedimentasi serta proses-proses lainnya. *Brine* merupakan larutan yang berkonsentrasi tinggi, pH menunjukkan asam lemah dengan unsur utama adalah Cl (10000 hingga > 100000 ppm). Konsentrasi Na, K, dan Ca tinggi, densitas *brine* biasanya tinggi sehingga tidak muncul di permukaan (Simmons, 1998).

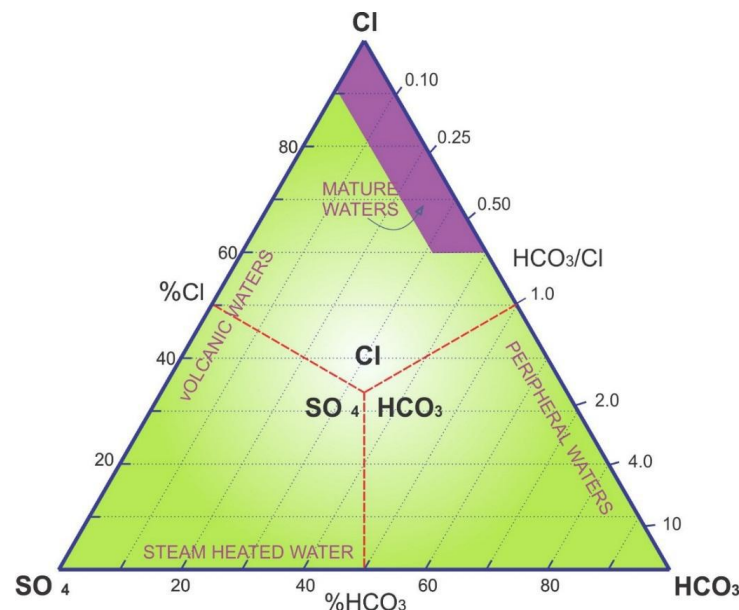
3.7.3 Geoindikator dan *Tracer*

Zat-zat terlarut dibagi dalam dua kategori yaitu geoindikator dan *tracer*. *Tracer* secara geokimia bersifat inert (misalnya Li, Rb, Cs, Cl dan B) yang bila ditambahkan ke dalam fluida akan bersifat tetap dan dapat dilacak asal-usulnya. Geoindikator adalah zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium/kesetimbangan, misalnya Na dan K. Penggunaan Cl, B, Li, Na, K dan Mg sebagai geoindikator dan *tracer* diterapkan dengan metode sederhana yaitu *plotting* pada diagram segitiga (*ternary plot*). *Plotting* ini merupakan cara yang tepat untuk mengkaji aspek kimia fluida mata air panas maupun fluida sumur panasbumi (Aribowo, 2011).

a. Diagram segitiga Cl-SO₄-HCO₃

Penggunaan komponen anion yang berupa Cl, SO₄ dan HCO₃ bermanfaat untuk mengetahui komposisi dan tipe fluida panasbumi karena anion-anion

tersebut merupakan zat terlarut yang paling banyak dijumpai dalam fluida panasbumi.



Gambar 28. Diagram Segitiga Cl-SO₄-HCO₃ (Simmons, 1998).

Posisi data pada diagram segitiga dapat ditentukan dengan persamaan sebagai berikut :

$$S = [Cl] + [SO_4] + [HCO_3] \quad (31a)$$

$$\% Cl = (100 [Cl])/S \quad (31b)$$

$$\% SO_4 = (100 [SO_4])/S \quad (31c)$$

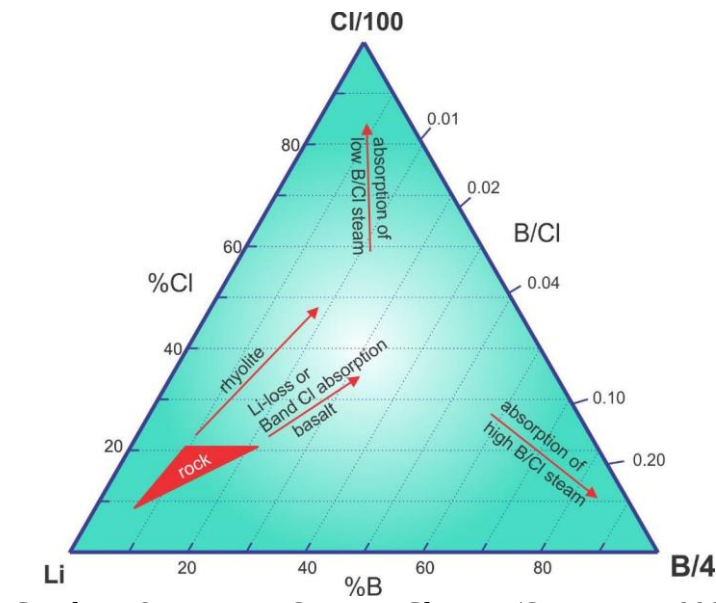
$$\% HCO_3 = (100 [HCO_3]) / S \quad (31d)$$

konsentrasi dinyatakan dalam mg/kg atau ppm (Simmons, 1998).

b. Diagram segitiga Cl-Li-B

Kandungan B yang sangat tinggi (hingga ratusan ppm) biasanya mencirikan asosiasi sistem panasbumi dengan batuan sedimen yang kaya zat organik atau evaporit. Rasio B/Cl sering dipakai untuk prediksi asal-usul fluida. Proporsi relatif B dan Cl untuk fluida–fluida dengan asal usul yang sama umumnya tetap. B dan Cl digunakan untuk mengevaluasi proses pendidihan dan pendinginan. Pada T

tinggi ($> 400^{\circ}\text{C}$), Cl terdapat sebagai HCl dan B sebagai H_3BO_3 , keduanya bersifat volatil dan mudah bergerak pada fase uap. Apabila fluida mendingin HCl terkonversi menjadi NaCl, B tetap berada pada fase uap dan Li bergabung pada larutan. Li sering terserap klorit, sehingga pada zona *upflow* rasio B/Li rendah sedangkan pada zona *outflow* rasio B/Li tinggi (Aribowo, 2011).



Gambar 29. Diagram Segitiga Cl-Li-B (Simmons, 1998).

Pengeplotan data pada diagram segitiga Cl-Li-B memerlukan faktor skala karena adanya perbedaan nilai konsentrasi yang sangat besar di antara ketiga komponen tersebut. Adapun persamaannya adalah sebagai berikut :

$$S = [\text{Cl}]/100 + [\text{Li}] + [\text{B}]/4 \quad (32a)$$

$$\% B = ([\text{B}]/4) / S \times 100 \quad (32b)$$

$$\% Li = ([\text{Li}]/S) \times 100 \quad (32c)$$

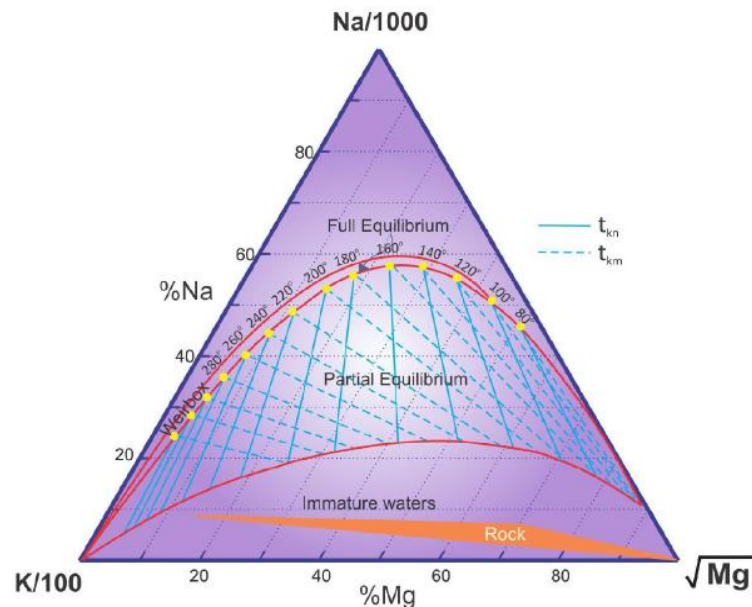
$$\% Cl = [\text{Cl}]/S \quad (32d)$$

konsentrasi dinyatakan dalam mg/kg atau ppm (Simmons, 1998).

c. Diagram segitiga Na-K-Mg

Plot segitiga Na-K-Mg memberikan penilaian lebih lanjut dari kesesuaian analisis air untuk aplikasi geoindikator zat terlarut ionik. Konsentrasi Na dan K

dikontrol interaksi fluida-batuan yang bergantung pada suhu. Na merupakan kation utama pada fluida panasbumi. Rasio Na/K semakin kecil, biasanya menunjukkan suhu semakin tinggi. Mg Pada fluida hidrotermal bersuhu tinggi konsentrasinya rendah. Konsentrasi Mg tinggi mengindikasikan pelarutan batuan di dekat permukaan oleh air meteorik kaya Mg (Aribowo, 2011).



Gambar 30. Diagram Segitiga Na-K-Mg (Simmons, 1998).

Persamaan untuk *plotting* data pada diagram segitiga Na-K-Mg adalah:

$$S = ([Na]/1000) + ([K]/100) + [Mg]^{1/2} \quad (33a)$$

$$\% Na = [Na] / (10 \cdot S) \quad (33b)$$

$$\% Mg = (100 [Mg]^{1/2}) / S \quad (33c)$$

$$\% K = [K] / S \quad (33d)$$

konsentrasi dinyatakan dalam mg/kg atau ppm (Simmons, 1998).

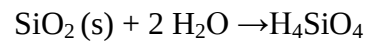
3.7.4 Geothermometer

Geothermometer merupakan cara memperkirakan suhu reservoir panasbumi yang didasarkan pada keberadaan zat-zat terlarut pada fluida panasbumi, dimana konsentrasi fluida tersebut sangat tergantung pada suhu. Geothermetri

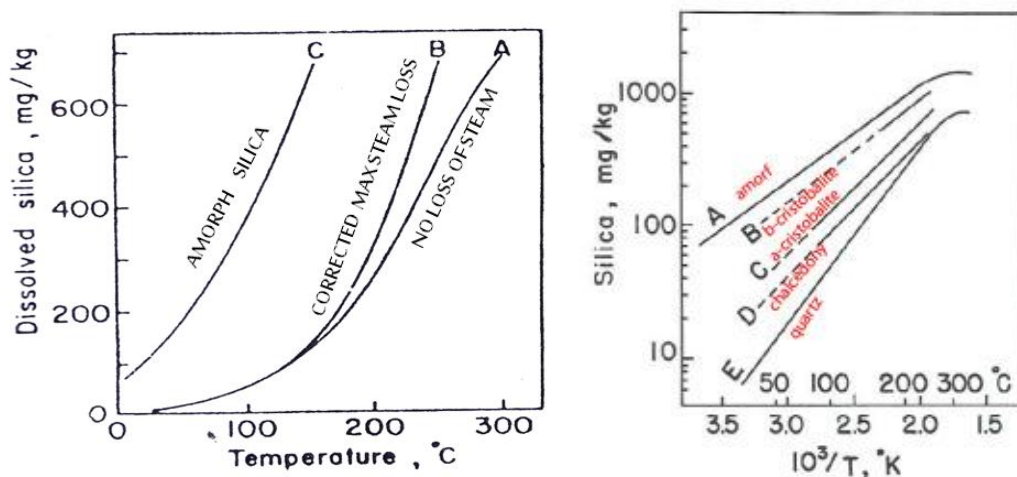
dikembangkan berdasarkan kesetimbangan kimia yang sangat tergantung suhu, antara air dan mineral pada kondisi reservoir.

a. Geotermometer silika

Geotermometer silika dibuat berdasar kelarutan berbagai jenis silika dalam air sebagai fungsi dari suhu yang ditentukan dengan simulasi / eksperimen. Reaksi yang menjadi dasar pelarutan silika dalam air adalah:



Pada kebanyakan sistem panasbumi, fluida di kedalaman mengalami ekuilibrium dengan kuarsa. Pada fluida reservoir bersuhu $> 220^\circ\text{C}$ kuarsa dapat mengendap akibat pendinginan perlahan, apabila pendinginan berlangsung dengan sangat cepat, maka yang terbentuk / mengendap adalah silika amorf. Berdasarkan data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi suhu maka dapat diperkirakan suhu fluida.



Gambar 31. Kurva kelarutan silika terhadap suhu (Simmons, 1998).

Terlihat bahwa pada suhu rendah silika amorf lebih mudah larut dari pada kuarsa. Secara umum kelarutan silika dikontrol oleh silika amorf pada suhu rendah dan kuarsa pada suhu tinggi. Suhu batas untuk silika geotermometer

cenderung menjadi sekitar 250°C, karena di atas suhu ini silika larut dan mengendap lebih cepat dan semakin konstan sebagai cairan yang dikeluarkan ke permukaan. Fluida yang mengalami pendinginan adiabatik (*max steam loss*) diterapkan untuk fluida yang mengalami kehilangan uap karena *boiling* yang menyebabkan meningkatnya kandungan silika pada fluida sisa. Sedangkan fluida yang mengalami pendinginan konduktif (*no steam loss*) mewakili kondisi kelarutan silika yang dikontrol semata-mata oleh pendinginan konduktif yang dialami fluida yang naik ke permukaan. Geotermometer kuarsa baik digunakan untuk reservoir bersuhu > 150°C. Di bawah 150°C kandungan silika dikontrol oleh kalsedon (Aribowo, 2011).

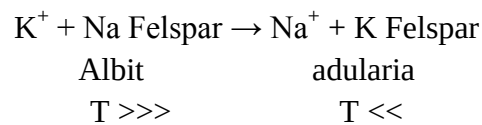
Berbagai persamaan geotermometer silika yang dikembangkan berdasarkan pendekatan terhadap nilai kurva kelarutan macam-macam mineral silika (kuarsa, kalsedon, kristobalit, opal, dan silika amorf) ditampilkan pada Tabel 5.

Tabel 5. Persamaan-persamaan geotermometer silika (Aribowo, 2011).

Geotermometer	Persamaan	Referensi
Quartz-no steam loss	$T = 1309 / (5,19 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
Quartz-maximum steam loss	$T = 1522 / (5,75 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
Quartz	$T = 42,198 + 0,28831 \text{SiO}_2 - 3,6686 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 3,1665 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 77,034 \log \text{SiO}_2$	Fournier dan Potter (1982)
Quartz	$T = 53,500 + 0,11236 \text{SiO}_2 - 0,5559 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 0,1772 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 88,390 \log \text{SiO}_2$	Arnorson (1985)
Chalcedony	$T = 1032 / (4,69 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
Chalcedony	$T = 1112 / (4,91 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Arnorson (1983)
Cristobalite	$T = 1000 / (4,78 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
Opal	$T = 781 / (4,51 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
Amorphous silica	$T = 731 / (4,52 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)

b. Geotermometer Na-K

Respon rasio konsentrasi Na terhadap K yang menurun terhadap meningkatnya suhu fluida didasarkan pada reaksi pertukaran kation yang sangat bergantung pada suhu yaitu:



Penerapan Geotermometer Na-K dapat diterapkan untuk reservoir air klorida dengan suhu $> 180^\circ\text{C}$. Geotermometer ini memiliki keunggulan yaitu tidak banyak terpengaruh oleh *dilution* maupun *steam loss*. Geotermometer ini kurang bagus untuk suhu $< 100^\circ\text{C}$, juga untuk air yang kaya Ca dan banyak berasosiasi dengan endapan travertin (Aribowo, 2011).

Tabel 6. Persamaan-persamaan geotermometer Na-K (Aribowo, 2011).

Geotermometer	Persamaan	Referensi
Na-K	$T = [855,6 / (0,857 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Truesdell (1976)
Na-K	$T = [833 / (0,780 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Tonani (1980)
Na-K	$T = [1319 / (1,699 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Arnorsson et all (1983)
Na-K	$T = [1217 / (1,483 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Fournier (1979)
Na-K	$T = [1178 / (1,470 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Nieva & Nieva (1987)
Na-K	$T = [1390 / (1,750 + \log(\text{Na/K}))] - 273,15$	Giggenbach (1988)

c. Geotermometer Na-K-Ca

Geotermometer ini diterapkan untuk air yang memiliki konsentrasi Ca tinggi. Geotermometer ini bersifat empiris dengan landasan teori yang belum dipahami secara sempurna. Batasan teoritis untuk geotermometer ini adalah ekuilibrium antara Na dan K Feldspar serta konversi mineral kalsium alumino

silikat (misalnya plagioklas) menjadi kalsit. Asumsi yang digunakan untuk membuat persamaan geotermometer Na-K-Ca adalah sebagai berikut:

1. Ada kelebihan silika
2. Aluminium tetap berada pada fasa padat (fluida biasanya sangat sedikit Al).

Rumus persamaan untuk geotermometer ini adalah:

$$T = 1647 / (\log (Na/K) + \beta (\log (\sqrt{Ca}/Na) + 2,06) + 2,47) - 273,15 \quad (34)$$

Ada 2 uji untuk menerapkan geotermometer ini:

1. Jika $\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2.06 \leq 2.0$, maka menggunakan $\beta = 1/3$
2. Jika $\log(\sqrt{Ca}/Na) + 2.06 > 2.0$, maka menggunakan $\beta = 4/3$, jika $T < 100^\circ\text{C}$ maka hasil dapat diterima. jika hasil perhitungan $T > 100^\circ\text{C}$, hitung ulang T dengan $\beta = 1/3$ (Aribowo, 2011).

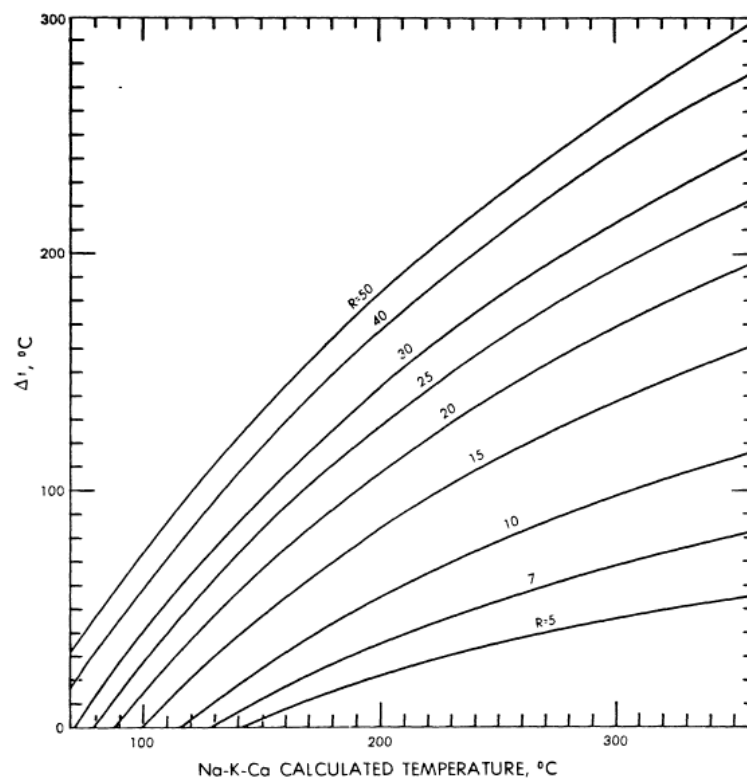
Kisaran suhu yang bagus untuk geotermometer Na-K-Ca adalah $120\text{-}200^\circ\text{C}$, selebihnya tidak terlalu bagus. Keterbatasan lainnya adalah suhu sangat dipengaruhi oleh perubahan konsentrasi karena *boiling* dan *dilution*. *Boiling* menyebabkan kehilangan CO_2 , terjadi pengendapan kalsit, Ca keluar dari larutan, sehingga suhu hasil perhitungan terlalu tinggi.

Fluida panasbumi dengan suhu $> 180^\circ\text{C}$ sering mengandung sedikit Mg (< 0.2 ppm). Ketergantungan konsentrasi Mg terhadap suhu disebabkan oleh pembentukan klorit. Pada suhu yang lebih tinggi, Mg juga keluar dari larutan karena untuk membentuk biotit atau aktinolit. Koreksi Mg diterapkan untuk fluida panasbumi suhu $> 180^\circ\text{C}$ yang mengandung Mg terlarut tinggi.

1. Jika T hasil perhitungan geotermometer $< 70^\circ\text{C}$, tidak perlu koreksi karena fluida pada suhu tersebut tidak mengalami ekuilibrium
2. Hitung $R = [Mg / (Mg + 0,61Ca + 0,31K)] \times 100$

3. Jika $R > 50$ dianggap bahwa air berasal dari kesetimbangan pada suhu yang lebih rendah (T hampir sama dengan suhu terukur)
4. Jika $T > 70^\circ\text{C}$ dan $R < 50$, gunakan R untuk mencari $^\circ\text{T Mg}$ dari grafik koreksi Mg
5. Menghitung T Na-K-Ca terkoreksi dengan cara:

$$T^\circ\text{Na-K-Ca (koreksi Mg)} = T^\circ\text{Na-K-Ca terhitung} - T^\circ\text{Mg} \quad (35)$$



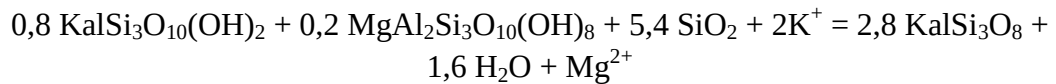
Gambar 32. Grafik penentuan suhu koreksi Mg berdasarkan hasil perhitungan geotermometer Na-K-Ca (Simmons, 1998).

d. Geotermometer K-Mg

Rumus persamaan :

$$T^\circ = [4410 / (14 - \log (K_2 / Mg))] - 273,15 \quad (36)$$

Persamaan tersebut diasumsikan bahwa fluida panasbumi telah mengalami ekuilibrium atau kesetimbangan dengan K-feldspar (adularia), K-mika (ilit, muskovit), klorit dan kalsedon.



Geotermometer ini hanya dapat memberikan hasil yang dapat dipercaya untuk air klorida, terutama air klorida asal reservoir dengan konsentrasi $\text{Mg} < 1$ ppm. Geotermometer ini sangat sensitif terhadap rasio K/Mg, sehingga dengan sedikit saja penambahan Mg dari percampuran dengan air tanah dangkal akan menghasilkan $T^\circ \text{ K-Mg}$ yang lebih rendah (Simmons, 1998).

3.8 Estimasi Cadangan Terduga

Kegiatan eksplorasi dari tahap ke tahap menghasilkan tingkatan estimasi potensi energi panasbumi. Semakin lengkap data yang diperoleh maka semakin akurat hasil estimasi potensi energi suatu prospek panasbumi. Berdasarkan pada kelengkapan data hasil penelitian, tingkat klasifikasi estimasi potensi dapat dikelompokkan menjadi : (1) kelas sumber daya spekulatif, (2) kelas sumber daya hipotesis, (3) kelas cadangan terduga (*possible*), (4) kelas cadangan mungkin (*probable*), dan (5) cadangan terbukti (*proven*).

Pada hasil eksplorasi rinci, estimasi cadangan dilakukan berdasarkan hasil analisis ketebalan reservoir, luas prospek dan suhu reservoir namun belum sampai memperkirakan tingkat saturasi fluida reservoir sehingga target estimasi yang didapatkan sampai pada tahap kelas cadangan terduga. Adapun estimasi kelas cadangan terduga berdasarkan (SNI 136171, 1999) adalah sebagai berikut:

$$E_{cd} = 0,2317 \times A \times H_t (T_{Res} - T_{cut-off}) ^\circ\text{C} \quad (37)$$

dimana E_{cd} : Potensi energi panasbumi terduga (Mwe).

A : Luas daerah potensi (km^2).

H_t : ketebalan reservoir (km)

T_{Res} : Suhu reservoir ($^{\circ}\text{C}$)

$T_{cut-off}$: Suhu *cut-off* ($^{\circ}\text{C}$) diambil berdasarkan Tabel 7.

Tabel 7. Suhu *cut-off* reservoir panasbumi (SNI 13671, 1999).

Reservoir	Suhu reservoir ($^{\circ}\text{C}$)	Suhu cut off ($^{\circ}\text{C}$)	Konversi energi (%)	Lain-lain
Suhu rendah	< 125	90	10	$\Phi = 10 \%$
Suhu sedang	125 - 225	120	10	$t = 30 \text{ th}$
Suhu tinggi	> 225	180	15	$S_L = 100\%$

BAB IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1 Lokasi dan Waktu Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada:

Waktu : 1 Juni 2017 s/d 1 September 2017

Tempat : Laboratorium Geofisika Eksplorasi, Jurusan Teknik Geofisika
Universitas Lampung.

Adapun jadwal penelitian tugas akhir ini adalah sebagai berikut:

Tabel 8. Jadwal penelitian tugas akhir

No	Kegiatan	Waktu Penelitian					
		Juni	Juli	Agustus	September	Oktober	November
1	Pengumpulan data geologi (<i>remote sensing</i>), geokimia (sampel fluida sumur), geofisika (gravitasi, magnetotellurik) dan landaian suhu serta studi literatur daerah penelitian						
2	Seminar Proposal						
3	Pengolahan dan pemodelan data geokimia, geofisika (metode gravitasi), dan landaian suhu.						
4	Interpretasi terpadu sistem panasbumi dan estimasi cadangan reservoir						
4	Seminar Hasil						
5	Sidang Komprehensif						

4.2 Perangkat Lunak dan Data Penelitian

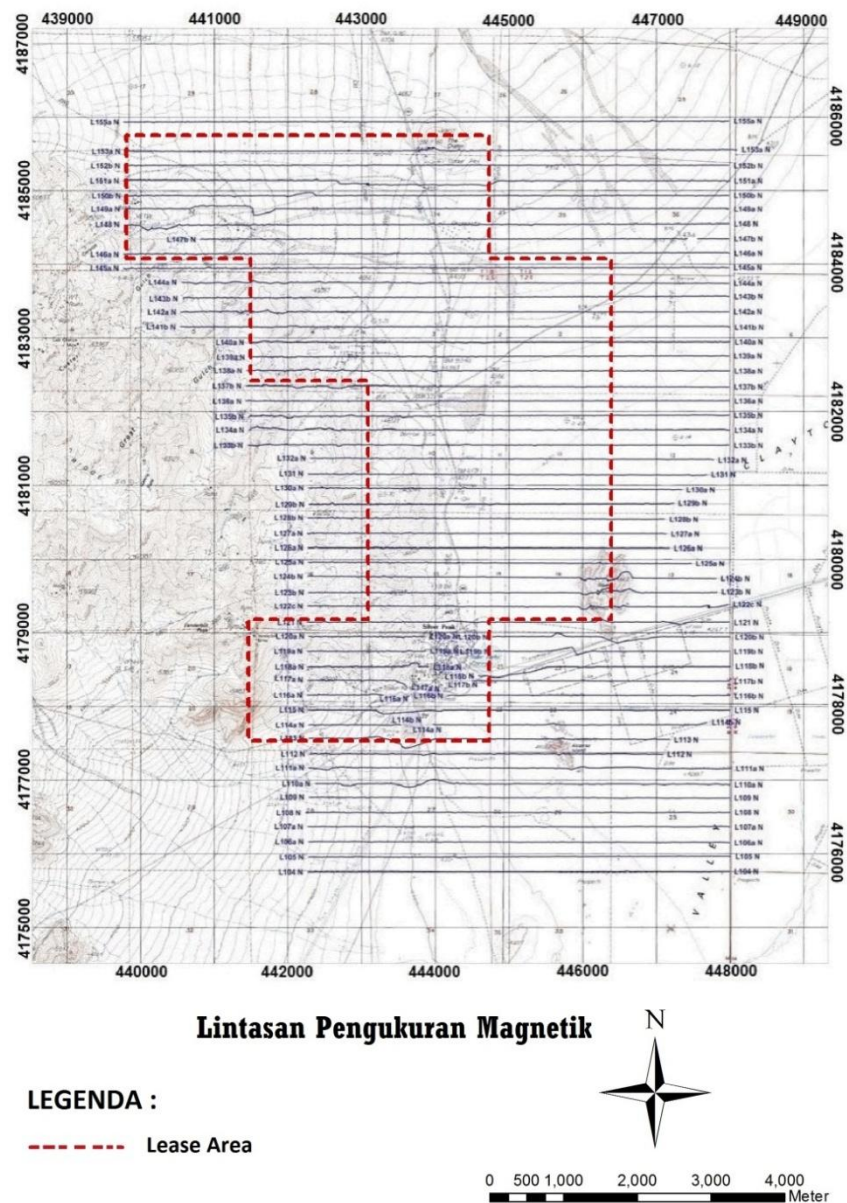
Perangkat lunak yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. *Geosoft Oasis Montaj 8.3.3*, digunakan untuk melakukan pemodelan inversi 3 dimensi data CBA (*Complete Bouguer Anomaly*) agar didapat distribusi dan anomali densitas batuan.
2. *Microsoft Office Excel 2013*, digunakan untuk melakukan beberapa pengolahan data diantaranya pengolahan data gravitasi observasi lapangan, data geokimia, dan data landaian suhu.
3. Perangkat lunak penunjang diantaranya perangkat lunak *ArcGIS v10 SP1*, *Global Mapper 13*, *Surfer 12*, *CorelDRAW Graphics Suite X7*, dan *Microsoft office Paint* untuk pengolahan peta dasar, peta geologi, dan informasi geografis lain yang diperlukan serta penunjang interpretasi data.

Adapun data yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

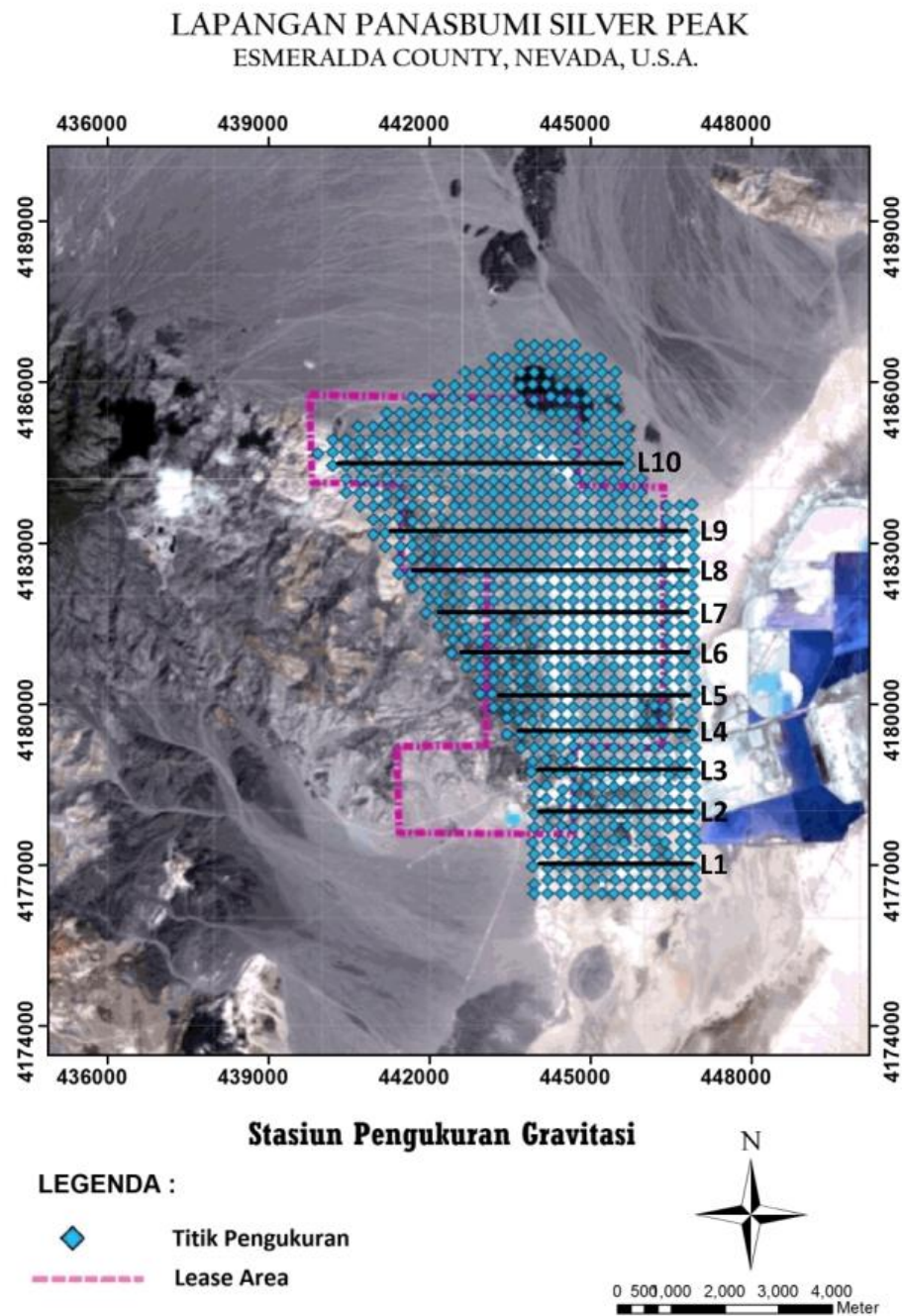
1. Data geologi yaitu data informasi sebaran mineral alterasi berupa peta penampang hasil *remote sensing* beberapa mineral alterasi di permukaan.
2. Data medan magnet anomali, berupa peta penampang nilai anomali medan magnet yang telah dilakukan pengolahan reduksi ke kutub. Adapun informasi lokasi lintasan-lintasan hasil pengukuran geomagnetik ditunjukkan pada Gambar 33.

**LAPANGAN PANASBUMI SILVER PEAK
ESMERALDA COUNTY, NEVADA, U.S.A.**



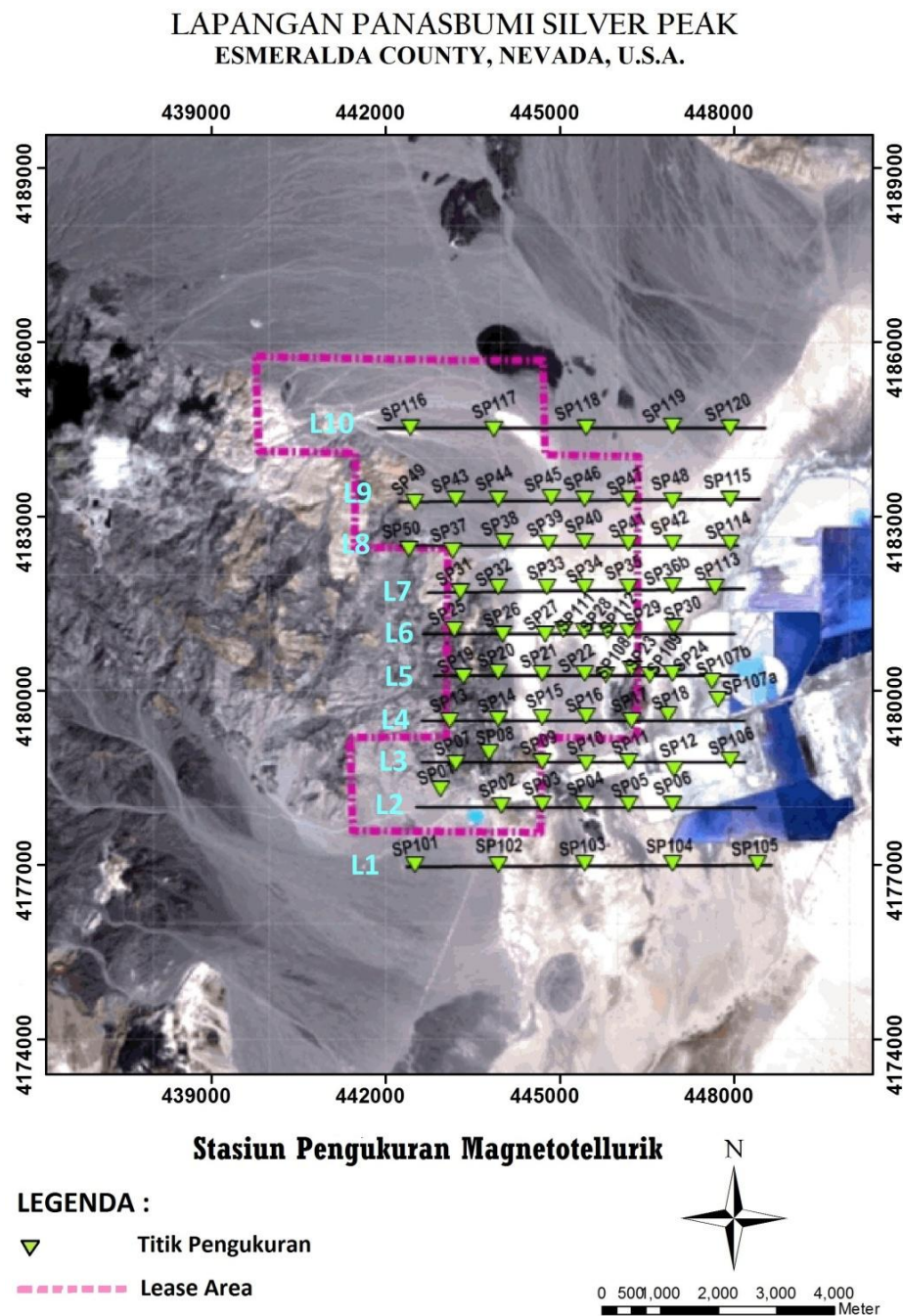
Gambar 33. Lokasi lintasan-lintasan pengukuran pada data medan magnet anomali lapangan panasbumi Silver Peak

3. Data gravitasi observasi berjumlah sebanyak 734 titik pengukuran terdiri dari informasi lokasi dan topografi titik-titik pengukuran, waktu pengukuran, bacaan alat, informasi koreksi efek pasang surut dan medan, serta hasil perhitungan gravitasi observasi lapangan. Adapun lokasi titik-titik pengukuran gravitasi ditunjukkan pada Gambar 34.



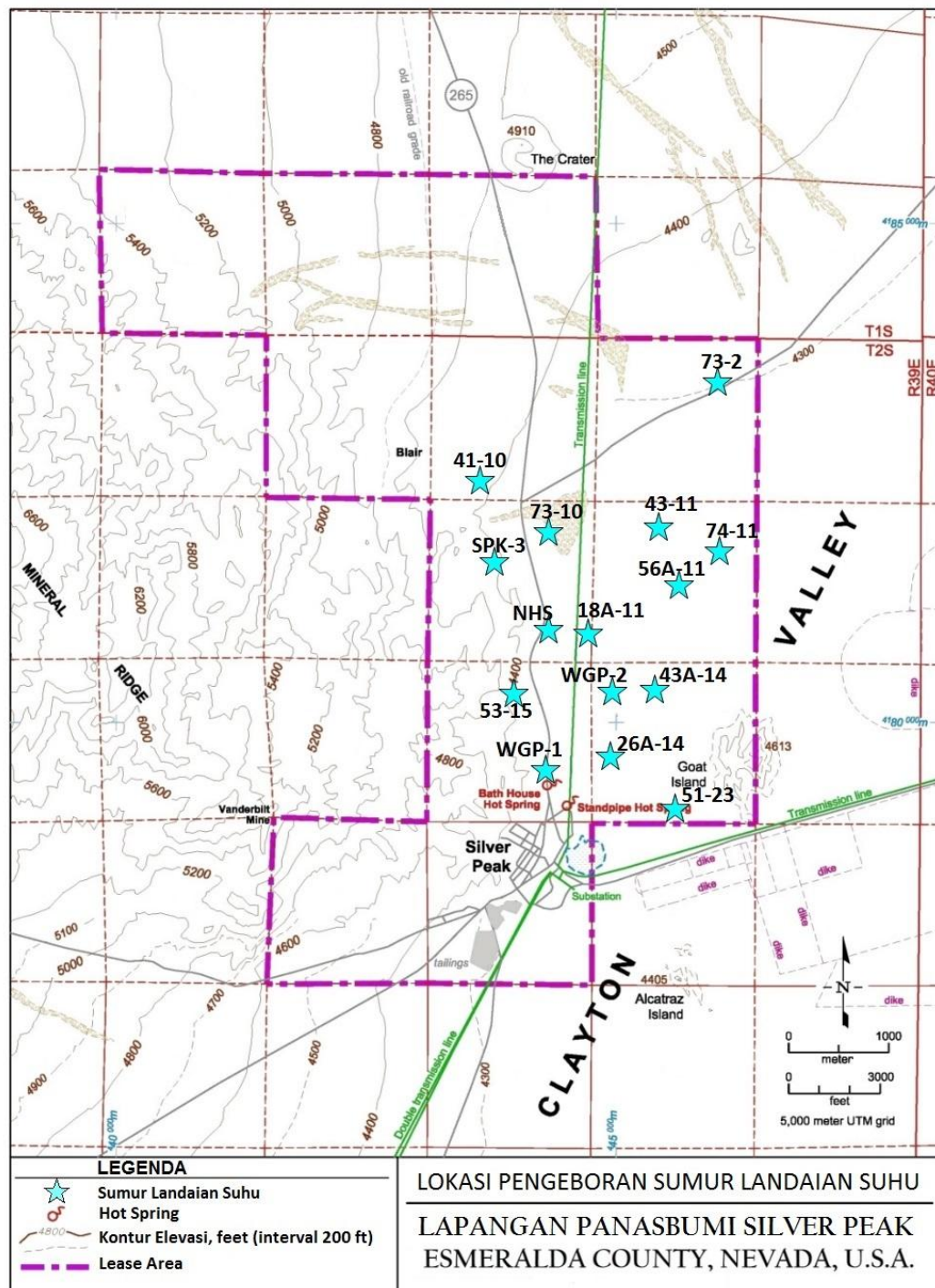
Gambar 34. Lokasi titik-titik pengukuran data gravitasi observasi lapangan panasbumi Silver Peak

4. Data nilai resistivitas daerah penelitian berupa peta penampang *slice* inversi 3 dimensi secara vertikal dan horizontal metode magnetotellurik sebanyak 70 titik pengukuran (10 lintasan). Adapun informasi lokasi titik-titik pengukuran magnetotellurik ditunjukkan pada Gambar 35.



Gambar 35. Lokasi titik-titik pengukuran magnetotellurik lapangan panasbumi Silver Peak

5. Data sumur landaian suhu, berupa informasi nilai suhu hasil pengeboran sumur pada tiap-tiap kedalaman tertentu yang berjumlah sebanyak 15 titik sumur pengeboran. Adapun lokasi titik-titik pengeboran sumur landaian suhu ditunjukkan pada Gambar 36.



Gambar 36. Lokasi titik-titik pengeboran sumur landaian suhu lapangan panasbumi Silver Peak

6. Data geokimia sumur, yaitu berupa data hasil analisis laboratorium besaran konsentrasi unsur-unsur dan senyawa ion serta nilai pH pada sampel fluida panas yang diambil di dua sumur pengeboran landaian suhu bawah permukaan.

7. Data penunjang lain seperti informasi peta geologi, peta struktur, dan peta DEM (*Digital Elevation Model*) serta literatur daerah penelitian yang digunakan untuk penunjang interpretasi.

4.3 Prosedur Penelitian

Dalam penelitian ini, dilakukan beberapa tahap pelaksanaan penelitian. Secara deskriptif, prosedur dalam penelitian ini dijelaskan sebagai berikut:

4.3.1 Persiapan Data dan Studi Literatur

Data penelitian yang digunakan didapatkan dari data publikasi DOE (*Departemen of Energy*) U.S.A., data-data awal yang berupa peta penampang seperti daerah lokasi penelitian, daerah lokasi titik-titik pengukuran, peta *remote sensing*, penampang anomali magnetik, dan penampang nilai resistivitas didigitasi agar diketahui informasi geografis data-data tersebut di daerah penelitian, dan kemudian studi literatur daerah penelitian dilakukan untuk mengetahui informasi gambaran umum potensi panasbumi daerah penelitian berdasarkan kondisi geologi regional, *setting* tektonik, struktur serta informasi kegiatan-kegiatan eksplorasi di daerah penelitian yang sebelumnya telah dilakukan.

4.3.2 Perhitungan Anomali Bouguer

Perhitungan Anomali Bouguer didapatkan dari pengolahan data gravitasi observasi dengan melakukan koreksi-koreksi diantaranya koreksi lintang, koreksi udara bebas, lalu koreksi Bouguer dan koreksi medan yang secara bersamaan dilakukan penentuan densitas permukaan menggunakan Metode Parasnis sehingga

didapatkan nilai Anomali Bouguer yang paling tepat berdasarkan hasil penghilangan efek densitas permukaan. Setelah data didapatkan, kemudian dilakukan pemodelan kontur penampang Anomali Bouguer agar terlihat kontras anomali gravitasi daerah penelitian.

4.3.3 Pemodelan Inversi 3 Dimensi

Dari pemodelan kontur penampang Anomali Bouguer, dilakukan pemodelan inversi 3 dimensi menggunakan *Geosoft Oasis Montaj 8.3.3* sehingga didapat distribusi dan bentuk anomali nilai densitas batuan dalam bentuk 3 dimensi. Hasil pemodelan inversi data tersebut kemudian di *slicing* pada setiap lokasi dan kedalaman tertentu secara vertikal maupun horizontal sehingga didapat hasil irisan penampang 2 dimensi daerah penelitian secara vertikal maupun horizontal.

4.3.4 Pemodelan Distribusi Suhu Bawah Permukaan

Pemodelan distribusi suhu bawah permukaan dilakukan dengan menggunakan data sumur landaian suhu. Dari data sumur landaian suhu yang berupa informasi nilai suhu hasil pengeboran pada tiap-tiap kedalaman dalam setiap sumur, kemudian dibuat grafik titik-titik hubungan antara suhu dan kedalaman. Selanjutnya dilakukan pemodelan distribusi suhu bawah permukaan pada kedalaman tertentu untuk mengetahui daerah yang mengandung potensi suhu panas tinggi.

4.3.5 Pengolahan Data Geokimia Sampel Fluida

Pengolahan data hasil analisis kimia laboratorium yang berupa besaran konsentrasi unsur-unsur dan senyawa ion serta nilai pH pada sampel fluida panas yaitu dengan cara melakukan perhitungan kesetimbangan ion-ion kation dan

anion, *plotting* zat-zat terlarut (geoindikator dan *tracer*) pada diagram segitiga (*ternary plot*) yaitu diagram segitiga Cl-SO₄-HCO₃, Cl-Li-B, dan Na-K-Mg, serta perhitungan estimasi suhu menggunakan geotermometer silika, Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca yang terkoreksi Mg, dan K-Mg.

4.3.6 Interpretasi Terpadu Sistem Panasbumi

Setelah pengolahan data-data telah selesai dilakukan, maka dapat dilakukan interpretasi terpadu sistem panasbumi, interpretasi terpadu mencakup dari interpretasi komponen-komponen sistem panasbumi yaitu reservoir, lapisan penudung, dan batuan sumber panas, serta distribusi suhu bawah permukaan di daerah penelitian.

Komponen-komponen sistem panasbumi diketahui berdasarkan hasil interpretasi data-data geofisika daerah penelitian yang berupa data penampang *slice* inversi data gravitasi dan magnetotellurik secara vertikal dan horizontal pada lokasi dan kedalaman tertentu. Interpretasi tersebut didasarkan pada sifat distribusi densitas dan resistivitas bawah permukaan pada sistem panasbumi.

Untuk analisis suhu bawah permukaan didapatkan dari hasil interpretasi data geologi yaitu peta *remote sensing* mineral alterasi untuk dianalisis sebaran himpunan mineral alterasi agar diketahui tipe zona alterasi, dan data geokimia berupa besar suhu hasil perhitungan menggunakan geotermometer silika, Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca yang terkoreksi Mg, dan K-Mg, dan hasil *plotting* diagram segitiga Na-K-Mg. Selain itu dalam data geokimia juga didapatkan analisis karakteristik dari sampel sumur fluida panas yang memberikan informasi jenis air panas berdasarkan hasil *plotting* diagram segitiga Cl-SO₄-HCO₃ dan informasi

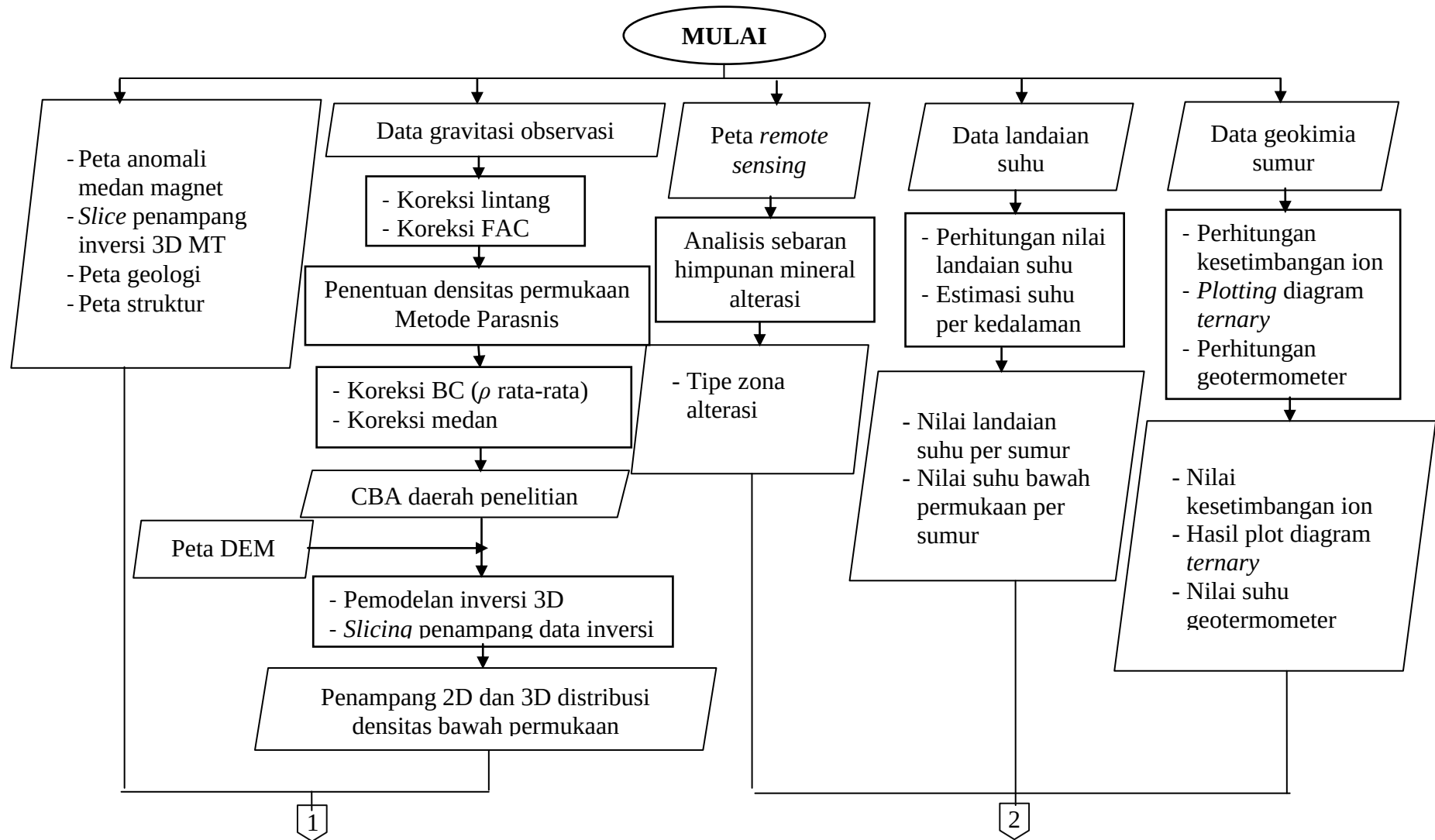
daerah *upflow* atau *outflow* pada lokasi sumur tersebut berdasarkan hasil diagram segitiga Cl-Li-B.

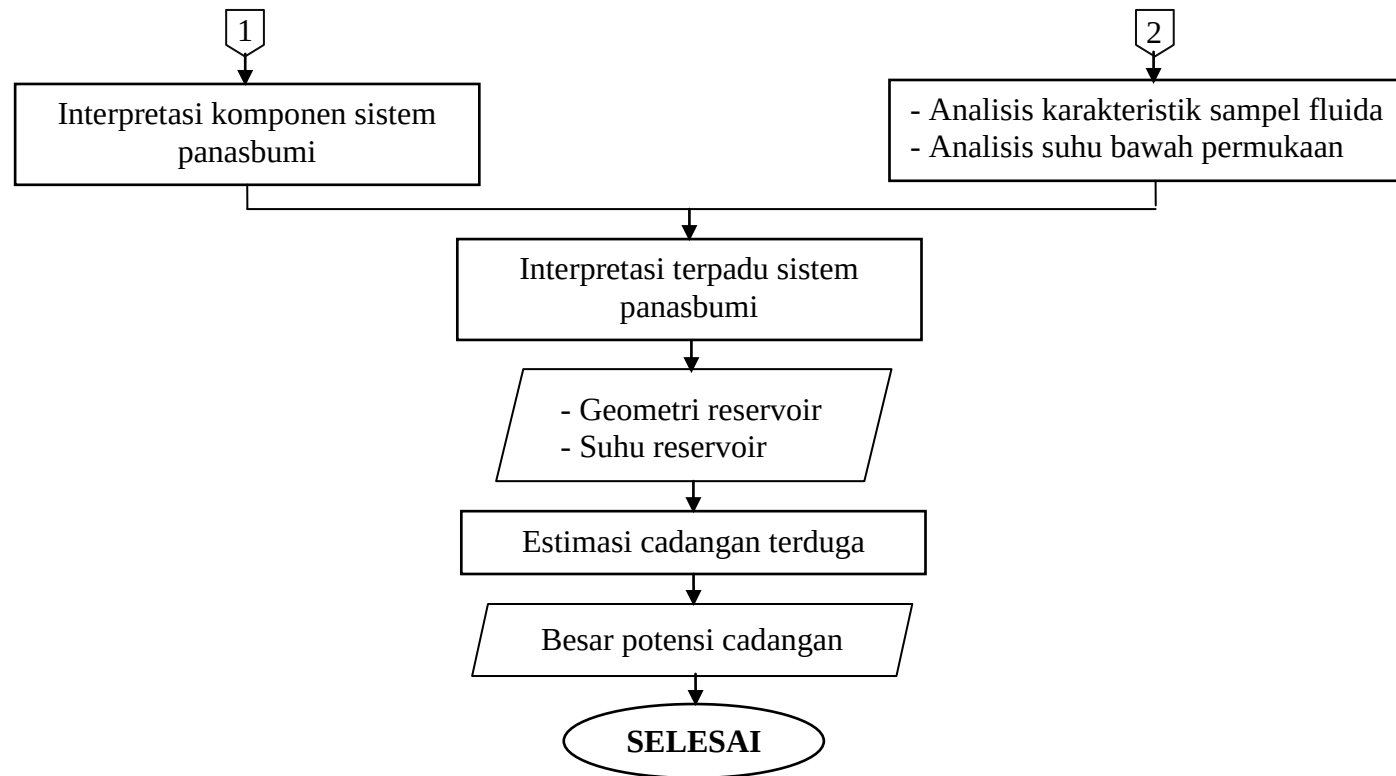
4.3.7 Estimasi Cadangan Terduga

Dari interpretasi terpadu komponen-komponen sistem panasbumi dan analisis suhu bawah permukaan di daerah penelitian yang telah dihasilkan kemudian dilakukan analisis perkiraan geometri dan estimasi suhu reservoir di sistem panasbumi tersebut. Dari hasil perkiraan besar geometri dan nilai suhu reservoir, maka dapat dihitung estimasi cadangan sumberdaya panasbumi terduga di daerah penelitian.

4.4 Diagram Alir Penelitian

Berdasarkan prosedur penelitian di atas, adapun diagram alir dari penelitian ini ditunjukkan Pada Gambar 37. berikut





Gambar 37. Diagram alir penelitian tugas akhir

BAB VI.

KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian yang telah dilakukan didapatkan beberapa kesimpulan diantaranya:

1. Reservoir pada lapangan panasbumi Silver Peak terdistribusi di daerah Goat Island Graben bagian utara, sebelah timur patahan Goat Island, dan daerah Graben dangkal di bagian utara (selatan 'The Crater').
2. *Cap rocks* pada lapangan panasbumi Silver Peak terdistribusi di dekat permukaan dengan ketebalan sekitar ± 100 meter pada elevasi sekitar mulai dari ± 1250 *mean sea level* dan pada bagian timur patahan Goat Island memiliki ketebalan yang lebih tebal mencapai sekitar ± 500 meter.
3. Batuan sumber panas secara umum berada pada kawasan Mineral Ridge yang diindikasikan berada pada elevasi sekitar mulai dari ± 500 meter *mean sea level*.
4. Keberadaan manifestasi diindikasikan secara umum berupa aliran fluida panas menuju ke permukaan (*hot spring*) yang berada pada sekitar lokasi sumur WGP-1 dan NHS.
5. Daerah reservoir bersuhu tinggi diindikasikan berada pada daerah di sekitar lokasi sumur 18A-11 TGH dengan karakteristik tipe air klorida *up flow*.

6. Luasan area reservoir pada lapangan panasbumi Silver Peak diindikasikan mencapai $\pm 9,46 \text{ km}^2$ dengan ketebalan reservoir $\pm 0,60 \text{ km}^2$.
7. Suhu reservoir pada lapangan panasbumi Silver Peak diindikasikan mencapai $\geq 200^\circ\text{C}$ dengan rentang suhu berkisar $203^\circ\text{C} - 220^\circ\text{C}$.
8. Potensi cadangan terduga pada lapangan Panasbumi Silver Peak mencapai sekitar 109 MWe sampai 130 MWe.

6.2 Saran

Saran dan rekomendasi yang dapat disampaikan berdasarkan hasil penelitian ini antara lain:

1. Perlu dilakukannya penelitian lokasi daerah patahan secara lebih detail untuk mengetahui posisi, kedalaman, dan arah patahan agar geometri reservoir lebih terkonseptualisasi.
2. Perlu dilakukannya penelitian secara terpadu pada daerah di sebelah timur kawasan *Goat Island* dikarenakan pada penelitian ini interpretasi pendugaan reservoir pada daerah tersebut hanya didasarkan pada interpretasi sifat resistivitas batuan, agar akhirnya dapat diketahui lebih pasti potensi cadangan terduga pada reservoir lapangan panasbumi Silver Peak di bagian timur kawasan *Goat Island*.

DAFTAR PUSTAKA

- Aribowo, Y. 2011. Prediksi Temperatur Reservoir Panasbumi dengan Menggunakan Metoda Geotermometer Kimia Fluida. *TEKNIK*. Vol. 32, No.3. Hal : 234-238.
- Blakely, R.J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Broto, S., dan Putranto, T.T. 2011. Aplikasi Metode Geomagnet dalam Eksplorasi Panasbumi. *TEKNIK*. Vol.32 No.1, ISSN 0852-1697. Hal :79-87.
- Browne, P.R.L. 1998. *Hydrothermal Alteration*. New Zealand : Geothermal Institute, University of Auckland.
- Chapin, C.E., dan Zidek, J. 1989. *Field Excursions to Volcanic Terranes in the Western United States: Cascades and intermountain West*. New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources.
- Corbett, G.J., dan Leach, T.M. 1998. *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems : Structure, Alteration, and Mineralization*. Society of Economic Geologists, Inc. 7811 Shaffer Parkway Littleton, CO 80127 : Society of Economic Geologists, Special Publication No. 6.
- Darmawan, I.G.B., Setijadji, L.C., dan Wintolo, D. 2013. Interpretasi Geologi Gunung Rajabasa Berdasarkan Integrasi Citra Aster, DEM dan Geologi Permukaan. *Prosiding Seminar Nasional Kebumihan Ke-6*. Hal : 285-298.
- Darmawan, S., Danusaputro, H., dan Yulianto, T. 2012. Interpretasi Data Anomali Medan Magnetik Total Untuk Permodelan Struktur Bawah Permukaan Daerah Manifestasi Mud Vulcano (Studi Kasus Bledug Kuwu Grobogan). *Jurnal Geofisika*. Vol. 13 No.1, Hal : 7-15.
- Emianto, Y.B., dan Aribowo, Y. 2011. Studi Geokimia Fluida Panasbumi Daerah Prospek Panasbumi Nglitut, G. Ungaran Kecamatan Limbangan, Kabupaten Kendal Jawa Tengah. *TEKNIK*. Vol.32 No.3, ISSN 0852-1697. Hal :230-232.

- Faeyumi, M. 2012. Sebaran Potensi Emas Epitermal Di Areal Eksploitasi PT Antam Unit Geomin, Tbk Kecamatan Nanggung Kabupaten Bogor (Skripsi). Depok : Universitas Indonesia.
- Faulds, J.E., Henry, C.D., Coolbaugh, M.F., Garside, L.J., dan Castor, S.B. 2005. Late Cenozoic Strain Field and Tectonic Setting of the Northwestern Great Basin, Western USA : Implications for Geothermal Activity and Mineralization. *Geological Society of Nevada Symposium: Window to the World*, Reno, Nevada. p. 1091–1104.
- Grandis, H. 2013. *Metoda Magnetotellurik (MT)*. Bandung : Institut Teknologi Bandung.
- Goff, F., dan Janik, C.J. 2000. *Geothermal System*. Academic Press. San Diego-San Fransisco-New York-Boston-London-Sidney-Toronto.
- Guilbert, J.M., dan Park, C.F.Jr. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Oxford and New York : W. H. Freeman and Co.
- Hartosuwarno, S. 2004. *Panduan Kuliah dan Praktikum : Endapan Mineral*. Yogyakarta : Universitas Pembangunan Nasional “Veteran”.
- Hidayat, N., dan Basid, A. 2011. Analisis Anomali Gravitasi sebagai Acuan dalam Penentuan Struktur Geologi Bawah Permukaan dan Potensi Geothermal. *Jurnal Neutrino*. Vol.4, No.1. Oktober 2011.
- Hochstein, M.P., dan Browne, P.R.L. 2000. *Surface Manifestations of Geothermal Systems with Volcanic Heat Sources*. Academic Press. Geothermal Institute, University of Aukland.
- Hullen, J.B. 2008. *Geology and Conceptual Modeling of the Silver Peak Geothermal Prospect, Esmeralda County, Nevada*. 666 Burrard Street, Suite 500 Vancouver, British Columbia, Canada V6C 3P6 : Sierra Geothermal Power Corporation.
- Moeck, I.S. 2014. Catalog of Geothermal Play Types Based on Geologic Controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 37:867-882.
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques*. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, Inc. xv + 263 pp.
- Purwaningsih, R., dan Susanto, H. 2015. Interpretasi Bawah Permukaan Daerah Sesar Kali Kreo Berdasarkan Data Magnetik. *Unnes Physics Journal*, UPJ 4 (1), Hal 9-16.
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. West Sussex PO19 IUD, England : John Wiley & Sons Ltd.

- Robinson, E.S., dan Coruh, C. 1988. *Basic Exploration Geophysics*. Canada: John Wiley and Sons Inc.
- Saptadji, N.M. 2001. *Teknik Panasbumi*. Bandung : Departemen Teknik Perminyakan, Fakultas Ilmu Kebumian dan Teknologi Mineral, Institut Teknologi Bandung.
- Sarkowi, M. 2014. *Eksplorasi Gaya Berat*. Yogyakarta : Graha Ilmu.
- Simmons, S.F. 1998. *Geochemistry Lecture Notes*. New Zealand : Geothermal Institute, University of Auckland.
- SNI. 13-6171-1999. ICS 73.020. *Metode Estimasi Potensi Energi Panasbumi*. BADAN STANDARDISASI NASIONAL-BSN.
- Suharno. 2013. *Eksplorasi Geothermal*. Bandar Lampung : Lembaga Penelitian Universitas Lampung.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., dan Sheriff, L.E. 1990. *Applied Geophysics Second Edition*. New York. NY 10011. USA : the Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Unsworth, M. 2006. *Geophysics : Overview of Electromagnetic Exploration Methods*. Canada: University of Alberta.
- Ussher, G., Harvey, C., Johnstone R., dan Anderson, E. 2000. Understanding the Resistivities Observed In Geothermal Systems. *Proceedings: World Geothermal Congress*, Kyushu.