

SKRIPSI

**KARAKTERISTIK GEOKIMIA RESERVOIR DAN POTENSI *SCALING*
PADA LAPANGAN PANAS BUMI DAERAH X
PT. PERTAMINA GEOTHERMAL ENERGY AREA LAHENDONG
KABUPATEN MINAHASA PROVINSI SULAWESI UTARA**

Disusun dan diajukan oleh

**PRIADI
D061181026**



**PROGRAM STUDI TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
GOWA
2023**

LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI

**KARAKTERISTIK GEOKIMIA RESERVOIR DAN POTENSI *SCALING*
PADA LAPANGAN PANAS BUMI DAERAH X
PT. PERTAMINA GEOTHERMAL ENERGY AREA LAHENDONG
KABUPATEN MINAHASA PROVINSI SULAWESI UTARA**

Disusun dan diajukan oleh

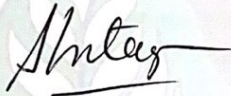
**PRIADI
D061181026**

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka
Penyelesaian Studi Program Sarjana Program Studi Teknik Geologi
Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin
Pada tanggal 31 Mei 2023 dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama

Pembimbing Pendamping




Prof. Dr. Adi Tonggiroh, S.T., M.T.
NIP. 19650928 200003 1 002



Dr. Ir. Musri Mawaleda, M.T.
NIP. 19611231 198903 1 019

Mengetahui
Ketua Departemen Teknik Geologi
Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin




Dr. Eng. Hendra Pachri, S.T., M.Eng
NIP.19771214 200501 1 002

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan dibawah ini :

Nama : Priadi

NIM : D061 18 1026

Program studi : Teknik Geologi

Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya yang berjudul :

***“KARAKTERISTIK GEOKIMIA RESERVOIR DAN POTENSI SCALING
PADA LAPANGAN PANAS BUMI DAERAH X
PT. PERTAMINA GEOTHERMAL ENERGY AREA LAHENDONG
KABUPATEN MINAHASA PROVINSI SULAWESI UTARA”***

Adalah karya tulis saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain bahwa skripsi yang saya tulis ini merupakan hasil karya saya sendiri.

Semua informasi yang ditulis dalam skripsi yang berasal dari penulis lain telah diberi penghargaan, yakni dengan mengutip sumber dan tahun penerbitannya. Oleh karena itu semua tulisan dalam skripsi ini sepenuhnya menjadi tanggung jawab penulis. Apabila ada pihak manapun yang merasa ada kesamaan judul dan atau hasil temuan dalam skripsi ini, maka penulis siap untuk diklarifikasi dan mempertanggungjawabkan segala resiko.

Segala data dan informasi yang diperoleh selama proses pembuatan skripsi yang akan dipublikasikan oleh Penulis di masa depan harus mendapat persetujuan dari Dosen Pembimbing.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya siap menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Gowa, 9 Juni 2023

Yang Menyatakan,



Priadi

SARI

Indonesia merupakan negara dengan potensi energi panas bumi terbesar di dunia. Sistem panas bumi ini merupakan gabungan dari beberapa unsur, yaitu : sumber panas (*heat sources*), reservoir, batuan penutup (*cap rock*), dan fluida panas. Selama proses eksploitasi hingga proses produksi panas bumi berlangsung, karakteristik fluida dapat mengalami perubahan dari waktu ke waktu. Untuk itu perlu dilakukannya analisis dan pengawasan baik karakteristik reservoir maupun proses geokimia yang terjadi di bawah permukaan sistem panas bumi tersebut. Daerah penelitian secara administratif terletak di Daerah Tompaso Kecamatan Tompaso Kabupaten Minahasa Provinsi Sulawesi Utara tepatnya pada Proyek PLTP, PT.Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong. Adapun tujuan dilakukan penelitian ini yaitu : (1) Untuk mengetahui karakteristik reservoir yang ada pada lapangan panas bumi, (2) Untuk mengetahui proses-proses geokimia yang terjadi pada fluida pada lapangan panas bumi, (3) Untuk mengetahui potensi terjadinya *scaling* pada sumur produksi. Metode penelitian yang dilakukan pada penelitian ini yaitu metode pengolahan data geokimia fluida, data geokimia gas dan *flow test* dengan menggunakan *Liquid & Gas Analyst Powell Cumming 2010* dan aplikasi *Watch Geochemistry*. Adapun hasil yang di dapatkan yaitu, berdasarkan hasil pengolahan data pada daerah terbagi menjadi 3 antara lain : (1) Berdasarkan data geokimia air diketahui bahwa reservoir pada daerah penelitian memiliki karakteristik yaitu tipe air pada daerah penelitian merupakan air klorida, asal fluida dari ketiga sumur berasal dari satu reservoir yang sama yang dan kondisi fluida pada reservoir yaitu *partial equilibrium*. Adapun perkiraan suhu berdasarkan geothermometer air diperkirakan berada pada suhu 250°C-300°C. Sedangkan berdasarkan data geokimia gas pada daerah penelitian diketahui bahwa karakteristik reservoir yaitu gas yang berasal dari sistem meteorik dan proses gas berupa proses *hydrothermal reequilibration*. Adapun perkiraan suhu berdasarkan geothermometer gas yaitu berkisar antara 250°C-300°C, (2) Pada daerah penelitian, ketiga sumur yaitu TPS-A, TPS-B dan TPS-C mengalami proses mixing atau dilution yaitu terjadinya pencampuran fluida pada reservoir, (3) Berdasarkan hasil perhitungan SSI pada ketiga sumur di daerah penelitian diketahui bahwa ketiga sumur tidak berpotensi mengalami *scaling* silica karena SSI dari ketiga sumur < 1 , sedangkan berdasarkan perhitungan CSI pada ketiga sumur di daerah penelitian berpotensi mengalami *calcite scaling* karena nilai CSI > 0 .

Kata Kunci : Geokimia, Fluida, Gas, *Scaling*.

ABSTRACT

Indonesia is a country with the largest geothermal energy potential in the world. This geothermal system is a combination of several elements, namely: heat sources, reservoirs, cap rocks, and hot fluids. During the exploitation process until the geothermal production process takes place, the characteristics of the fluid may undergo changes over time. For this reason, it is necessary to analyze and supervise both reservoir characteristics and geochemical processes that occur under the surface of the geothermal system. The research area is administratively located in the Tompasso Area, Tompasso District, Minahasa Regency, North Sulawesi Province, precisely on the PLTP Project, PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong. The purpose of this study is: (1) To find out the characteristics of reservoirs in the geothermal field, (2) To find out the geochemical processes that occur in fluids in the geothermal field, (3) To determine the potential for scaling in production wells. The research methods carried out in this study are fluid geochemical data processing methods, gas geochemical data and flow tests using Fluid & Gas Analyst Powell Cumming 2010 and the Watch Geochemistry application. The results obtained, namely, based on the results of data processing in the area divided into 3, including: (1) Based on water geochemical data, it is known that the reservoir in the study area has characteristics, namely the type of water in the study area is chloride water, the origin of the fluid from the three wells comes from the same reservoir derived from diorite rocks and the fluid condition in the reservoir, namely partial equilibrium. The temperature estimate based on the water geothermometer is estimated to be at a temperature of 250°C-300°C. Meanwhile, based on gas geochemical data in the study area, it is known that the characteristics of the reservoir are gas coming from the meteoric system and the gas process in the form of a hydrothermal reequilibration process. The temperature estimates based on gas geothermometers, which range from 250°C-300°C, (2) In the study area, the three wells, namely TPS-A, TPS-B and TPS-C experienced a mixing or dilution process, namely the occurrence of fluid mixing in the reservoir, (3) Based on the results of SSI calculations in the three wells in the study area, it is known that the three wells do not have the potential to experience silica scaling because the SSI of the three wells < 1 , while based on CSI calculations on the three wells in the study area have the potential to experience calcite scaling because the CSI value > 0 .

Key Words : *Geochemistry, Fluid, Gas,Scaling.*

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa atas segala kasih karunia dan berkat yang selalu diberikan sehingga peneliti dapat menyelesaikan laporan tugas akhir dengan judul “Karakteristik Geokimia Reservoir dan Potensi *Scaling* Pada Lapangan Panas Bumi Daerah X PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong Kabupaten Minahasa Provinsi Sulawesi Utara” sehingga dapat diselesaikan dengan sebaik-baiknya.

Laporan tugas akhir ini dibuat sebagai salah satu langkah dan persyaratan untuk menyelesaikan strata satu pada Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin. Penyusunan laporan tugas akhir ini tidak lepas dari bantuan berbagai pihak, oleh karena itu penulis ingin mengucapkan terima kasih kepada :

1. Bapak Prof. Dr. Adi Tonggihroh, S.T., M.T. selaku pembimbing pemetaan yang telah banyak membikan ilmu dan arahan selama mengerjakan tugas akhir ini.
2. Bapak Dr. Ir. Musri Mawaleda, M.T. selaku pembimbing pemetaan yang telah banyak membikan ilmu dan arahan selama mengerjakan tugas akhir ini.
3. Bapak Dr. Ir. Kaharuddin MS, M.T. dan Dr. Ir. Safri Burhanuddin, DEA. selaku dosen penguji yang telah memberi saran dan masukan kepada penulis.
4. Bapak Dr. Eng. Hendra Pachri, S.T., M.Eng. Sebagai Ketua Prodi Teknik Geologi dan Ketua Departemen Teknik Geologi Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin yang telah banyak membantu dalam memberikan ilmu kepada penulis selama ini

5. Bapak Benedict Amandus Hananto, S.T. selaku pembimbing saya selama melaksanakan magang di PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong yang telah memberi banyak ilmu dan motivasi kepada penulis.
6. Bapak Suryadi, Bapak Ahmad Sofyan, Bapak Maulana, Bapak Ferry Naftali Sane, Bapak Burhanuddin, Bapak Hafid, Bapak F.R Ayomi, Ibu Desi dan Ibu Fina serta semua tim operasi yang telah banyak membantu dan memberi ilmu selama berada di fungsi operasi.
7. Kak Evaliana Akay, S.E. yang telah banyak memberi motivasi dan berbagi pengalaman selama magang di PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong.
8. Kedua orang tua saya yang telah memberikan dukungan baik secara materil maupun moril serta doa setiap hari dan tidak hentinya.
9. Ketiga saudara saya Price, Priyanti dan Priselia serta keponakan tercinta Felicia Vane Buttu yang selalu memberi dukungan kepada penulis.
10. Rahmat Ramadana N.S, Muh. Fikri Akbar, Gloria Jovilita Anggreni Senda, Sekar Christmauli, Alfiyah Syaquirah S, Elisa, Irwayu Karmila, Hulaima dan Nasrul yang telah banyak membantu penulis selama perkuliahan.
11. Kevin Dannel Suoth, Lusius Evodius Anggi Tonapa, Rillya Kalesaran, Joshua Kilikily, M. Dzaki Rahmansyah, Rielly Graciela Suawa, Natasya Gloria Pangkey, Giannine Arielle Scarlett G, Jonathan Hizkia Moniung, Kurnia Wangkay, Liany Elfirany Senduk, Thesalonika G.C. Mapasa, Maclodry Mogot dan Aprilia Beslar selaku partner magang saya di PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong yang telah banyak membantu dan banyak berbagi cerita.

12. Seluruh rekan-rekan Teknik Geologi UNHAS angkatan 2018 (Xenolith18) yang telah banyak membantu.

Penulis menyadari banyaknya ketidaksempurnaan yang terdapat pada tulisan ini. Olehnya itu penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang membangun dari berbagai pihak. Akhir kata semoga pada tulisan ini terdapat keberkahan dan dapat bernilai positif bagi para pembaca maupun penulis.

Makassar, Juni 2023

Penulis

DAFTAR ISI

	HALAMAN
SAMPUL	i
LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR	ii
PERNYATAAN KEASLIAN	iii
SARI	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR TABEL	xiv
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Rumusan Masalah	2
1.3. Batasan Masalah.....	2
1.4. Letak, Luas dan Kesampaian Daerah.....	2
1.5. Maksud dan Tujuan.....	3
1.6. Manfaat Penelitian	3
1.7. Peneliti Terdahulu	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	7
2.1. Geologi Regional	7
2.1.1. Geomorfologi Regional.....	7
2.1.2. Statigrafi Regional	7
2.1.3. Struktur Regional	11
2.2. Sistem Panas Bumi.....	12
2.3. Geokimia Air Panas Bumi	14
2.3.1. Jenis-Jenis Air Panas Bumi	14
2.3.2. Asal Fluida Panas Bumi	16
2.3.3. Kandungan Unsur Kimia terlarut pada Air Panas Bumi	17
2.3.4. Model Pencampuran (Mixing Model).....	20
2.3.5. Geothermometer Air	23

2.3.6.	Kesetimbangan Ion.....	25
2.4.	Geokimia Gas Panas Bumi.....	26
2.4.1.	Jenis Unsur Gas Panas Bumi.....	26
2.4.2.	Geotermometer Gas	28
2.4.3.	Asal dan Proses Gas Panas Bumi.....	29
2.5.	<i>Silica Scaling</i>	31
2.5.1.	Aspek Thermodinamika	33
2.5.2.	Aspek Kinematika.....	34
2.6.	<i>Calcite Scaling</i>	35
2.7.	Peranan Geokimia Dalam Pengembangan Panas Bumi.....	37
BAB III METODOLOGI PENELITIAN		39
3.1.	Metode Penelitian.....	39
3.1.1.	Tahap Persiapan	39
3.1.2.	Tahap Pengumpulan Data	40
3.1.3.	Tahap Pengolahan dan Analisis Data.....	41
3.1.4.	Tahap Penyusunan Laporan	42
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....		44
4.1.	Geologi Daerah Penelitian	44
4.2.	Geokimia Panas Bumi Daerah Penelitian	46
4.2.1.	Geokimia Air Panas Bumi Daerah Penelitian	46
4.2.1.1.	Kesetimbangan Ion.....	48
4.2.1.2.	Tipe Air Panas Bumi Daerah Penelitian	48
4.2.1.3.	Asal Fluida Panas Bumi Daerah Penelitian	50
4.2.1.4.	Kondisi Air Panas Bumi Daerah Penelitian	52
4.2.1.5.	Geotermometer Air Panas Bumi Daerah Penelitian.....	54
4.2.2.	Geokimia Gas Panas Bumi Daerah Penelitian	58
4.2.2.1.	Asal Gas Panas Bumi Daerah Penelitian	59
4.2.2.2.	Proses Gas Panas Bumi Daerah Penelitian	61
4.2.2.3.	Geotermometer Gas Daerah Penelitian	63
4.2.3.	Perkiraan Suhu Reservoir Daerah Penelitian	73
4.2.4.	Proses Geokimia Fluida Reservoir Daerah Penelitian	74
4.2.5.	Potensi <i>Scaling</i> Pada Daerah Penelitian.....	79

4.2.5.1.	Potensi <i>Silica Scaling</i> Pada Daerah Penelitian.....	79
4.2.5.2.	Potensi <i>Calcite Scaling</i> Pada Daerah Penelitian	85
BAB V	PENUTUP.....	89
5.1.	Kesimpulan	89
5.2.	Saran.....	90
DAFTAR PUSTAKA		

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1.1. Peta tunjuk lokasi daerah penelitian	3
2.1. Peta geologi regional daerah penelitian	6
2.2. Korelasi satuan peta geologi lembar manado	11
2.3. Sistem panasbumi	13
2.4. Diagram segitiga Cl-SO ₄ -HCO ₃ (Giggenbach,1991 dalam Powell & Cumming,2010).....	16
2.5. Diagram Segitiga Cl-Li-B (Giggenbach,1991 dalam Powell & Cumming,2010).....	17
2.6. Diagram Mixing Model Enthalpy-Chloride (Fournier & Potter,1982 dalam Powell & Cumming,2010).....	22
2.7. Diagram CAR-HAR (Giggenbach,1992 dalam Powell & Cumming,2010).....	29
2.8. Diagram segitiga N ₂ -CO ₂ -Ar (Giggenbach., 1991 dalam Powel dan Cumming, 2010).....	30
2.9. Diagram segitiga H ₂ -H ₂ S-CH ₄ (Giggenbach and Glover, 1992 dalam Powell dan Cumming, 2010).....	31
3.1. Bagan alir penelitian.....	43
4.1. Plotting tipe fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach,1991)	49
4.2. Plotting asal fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach,1991)	51

4.3. Grafik CI-B untuk mengetahui kesamaan sumber air reservoir	52
4.4. Plotting kondisi fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach,1991)	53
4.5. Plotting asal gas daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach,1991)	60
4.6. Plotting proses gas daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach dan louver, 1992 dalam Powell & Cumming, 2010)	62
4.7. Hasil plotting <i>cross-plot</i> CAR-HAR (Giggenbach & Glover,1992)	72
4.8. Diagram Schoeler sumur TPS-A, TPS-B dan TPS-C daerah penelitian	75
4.9. Grafik konsentrasi klorida, sodium dan bikarbonat pada daerah penelitian	77
4.10. Hasil plotting diagram model <i>enthalpy-chloride</i> (Fournier & Potter,1982 dalam Powell & Cumming,2010).....	78
4.11. Grafik perubahan suhu air panasbumi berdasarkan geotermometer silik....	79
4.12. <i>Silica saturation index</i> TPS-A pada berbagai temperatur	80
4.13. <i>Silica saturation index</i> TPS-B pada berbagai temperatur.....	82
4.14. <i>Silica saturation index</i> TPS-C pada berbagai temperatur.....	84
4.15. <i>Calcite saturation index</i> TPS-A pada berbagai temperatur.....	86
4.16. <i>Calcite saturation index</i> TPS-B pada berbagai temperatur	87
4.17. <i>Calcite saturation index</i> TPS-C pada berbagai temperatur	88

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
4.1. Kandungan unsur kimia air pada daerah penelitian.....	47
4.2. Hasil perhitungan kesetimbangan ion air panasbumi daerah penelitian.....	48
4.3. Perhitungan tipe fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi (Giggenbach,1991)	49
4.4. Perhitungan asal fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi	50
4.5. Perhitungan kondisi fluida daerah penelitian berdasarkan klasifikasi.....	53
4.6. Hasil perhitungan temperatur panasbumi berdasarkan geotermometer silika.....	55
4.7. Hasil perhitungan temperatur panasbumi berdasarkan geotermometer Na/K.....	56
4.8. Hasil perhitungan temperatur panasbumi berdasarkan geotermometer Na-K-Ca.....	57
4.9. Hasil perhitungan temperatur pansbumi berdasarkan geotermometer K/Mg.....	58
4.10. Hasil analisis kadnungan gas daerah penelitian	59
4.11. Hasil perhitungan asal gas panasbumi daerah penelitian	60
4.12. Hasil perhitungan tipe gas panasbumi daerah penelitian.....	61
4.13. Hasil perhitungan geotermometer H ₂ -Ar.....	63
4.14. Hasil perhitungan geotermometer CO ₂ -N ₂	64
4.15. Hasil perhitungan geotermometer H ₂ S-Ar.....	65
4.16. Hasil perhitungan geotermometer CH ₄ -CO ₂	66

4.17. Hasil perhitungan geotermometer H ₂ S-H ₂	68
4.18. Hasil perhitungan geotermometer H ₂ S	69
4.19. Hasil perhitungan geotermometer H ₂	70
4.20. Hasil perhitungan geotermometer CO ₂	71
4.21. Hasil perhitungan geotermometer CAR-HAR.....	72
4.22. Hasil perhitungan geotermometer air	73
4.23. Hasil perhitungan geotermometer gas	74
4.24. Hasil perhitungan SSI sumur TPS-A.....	79
4.25. Hasil perhitungan SSI sumur TPS-B	81
4.26. Hasil perhitungan SSI sumur TPS-C	83
4.27. Hasil perhitungan CSI sumur TPS-A	85
4.28. Hasil perhitungan CSI sumur TPS-B.....	86
4.29. Hasil perhitungan CSI sumur TPS-C.....	87

BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Berdasarkan kondisi geologi, wilayah Indonesia merupakan wilayah yang kompleks karena terletak pada pertemuan beberapa lempeng besar yakni lempeng Eropa-Asia, Lempeng Hindia-Australia, dan Lempeng Pasifik. Hal tersebut sangat berperan dalam proses pembentukan gunung api aktif yang ada di wilayah Indonesia sepanjang jalur vulkanik dan memberikan kontribusi terhadap ketersediaan potensi panas bumi di Indonesia.

Indonesia merupakan negara dengan potensi energi panas bumi terbesar di dunia. Sebagai energi terbarukan dan ramah lingkungan, potensi energi panas bumi yang besar ini perlu ditingkatkan kontribusinya untuk mencukupi kebutuhan energi domestik yang akan dapat mengurangi ketergantungan Indonesia terhadap sumber energi fosil yang semakin menipis. Sebanyak kurang lebih 252 lokasi panas bumi di Indonesia tersebar mengikuti jalur pembentukan gunung api yang membentang dari Sumatera, Jawa, Nusa Tenggara, Sulawesi sampai Maluku (Hadi, 2008).

Sistem panas bumi ini merupakan gabungan dari beberapa unsur, yaitu : sumber panas (*heat sources*), reservoir, batuan penudung (*cap rock*), dan fluida panas. Selama proses eksploitasi hingga proses produksi panas bumi berlangsung, karakteristik fluida dapat mengalami perubahan dari waktu ke waktu. Untuk itu perlu dilakukannya analisis dan pengawasan baik karakteristik reservoir maupun proses geokimia yang terjadi di bawah permukaan sistem panas bumi tersebut.

Oleh karena itu, dilakukan analisis karakteristik kimia fluida serta pemahaman proses-proses yang terjadi dalam reservoir panas bumi yang dilakukan dengan menggunakan data geokimia fluida yang dapat menghasilkan informasi tentang temperatur bawah permukaan, informasi asal-usul fluida, dan proses-proses geokimia yang terjadi pada reservoir panas bumi tersebut.

1.2. Rumusan Masalah

1. Bagaimana karakteristik fluida reservoir yang ada pada daerah penelitian?
2. Proses apa saja yang terjadi pada reservoir setiap sumur?
3. Bagaimana potensi terjadinya *scaling* pada setiap sumur?

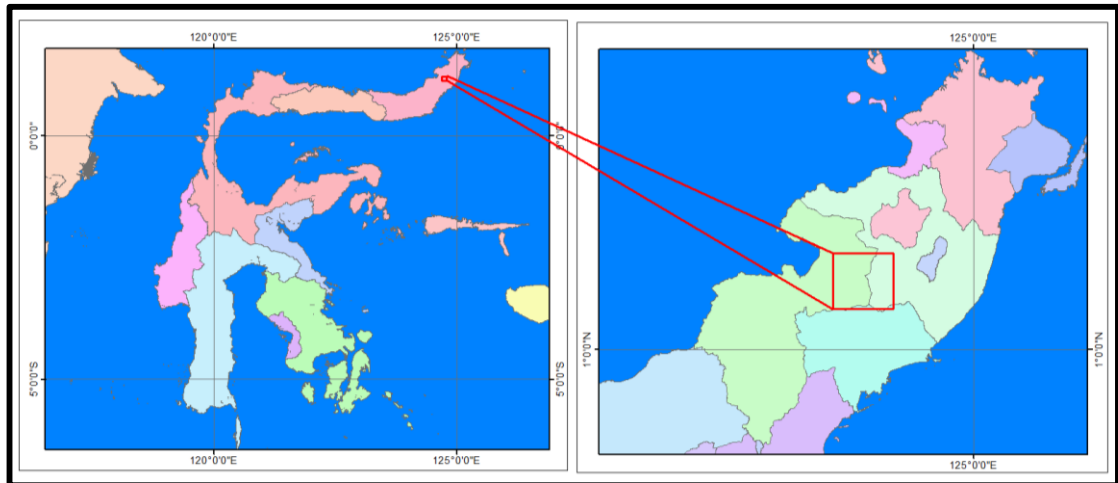
1.3. Batasan Masalah

Penelitian ini memiliki batasan masalah yaitu hanya pada data geokimia fluida yang ada pada setiap sumur produksi dan data flow sumur untuk penentuan karakteristik dan proses geokimia yang ada pada reservoir.

1.4. Letak, Luas dan Kesampaian Daerah

Daerah penelitian secara administratif terletak di Daerah Tompaso Kecamatan Tompaso Kabupaten Minahasa Provinsi Sulawesi Utara tepatnya pada Proyek PLTP, PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong .

Daerah penelitian dapat dicapai dengan menggunakan transportasi udara dari Kota Makassar menuju Kota Manado dengan waktu tempuh kurang lebih 2 jam kemudian dilanjutkan dengan perjalanan darat menuju ke daerah Tompaso yang merupakan lokasi penelitian yang dapat dicapai dengan kendaraan roda dua dan roda empat dengan waktu tempuh sekitar 2 jam menit yang berjarak \pm 60 km, mengarah Barat Daya dari kota Manado.



Gambar 1.1 Peta tunjuk lokasi daerah penelitian

1.5. Maksud dan Tujuan

Maksud dari penelitian ini yaitu untuk melakukan analisis data geokimia fluida yang ada pada lapangan panas bumi PT. Pertamina Geothermal Energy-Area Lahendong. Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu :

1. Untuk mengetahui karakteristik reservoir yang ada pada lapangan panas bumi
2. Untuk mengetahui proses-proses geokimia yang terjadi pada fluida pada lapangan panas bumi
3. Untuk mengetahui potensi terjadinya *scaling* pada sumur produksi

1.6. Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini secara umum bagi masyarakat luas adalah sebagai referensi untuk penelitian mengenai studi geokimia dan panas bumi dan mendapatkan gambaran yang lebih jelas mengenai kondisi reservoir pada lapangan panas bumi. Secara khusus bagi penulis, penelitian ini bermanfaat dalam mengetahui karakteristik dan proses geokimia yang dialami fluida reservoir, yang

dimana dilakukan banyak metode geokimia untuk mengetahui kondisi reservoir pada lapangan panas bumi tersebut.

1.7. Peneliti Terdahulu

Beberapa peneliti sebelumnya telah melakukan penelitian geologi mengenai kondisi daerah panas bumi ini baik mengenai geologi lokal dan regional maupun penelitian mengenai kondisi panas bumi daerah penelitian. Hasil dari penelitian yang dijadikan acuan dalam penelitian kali ini ialah:

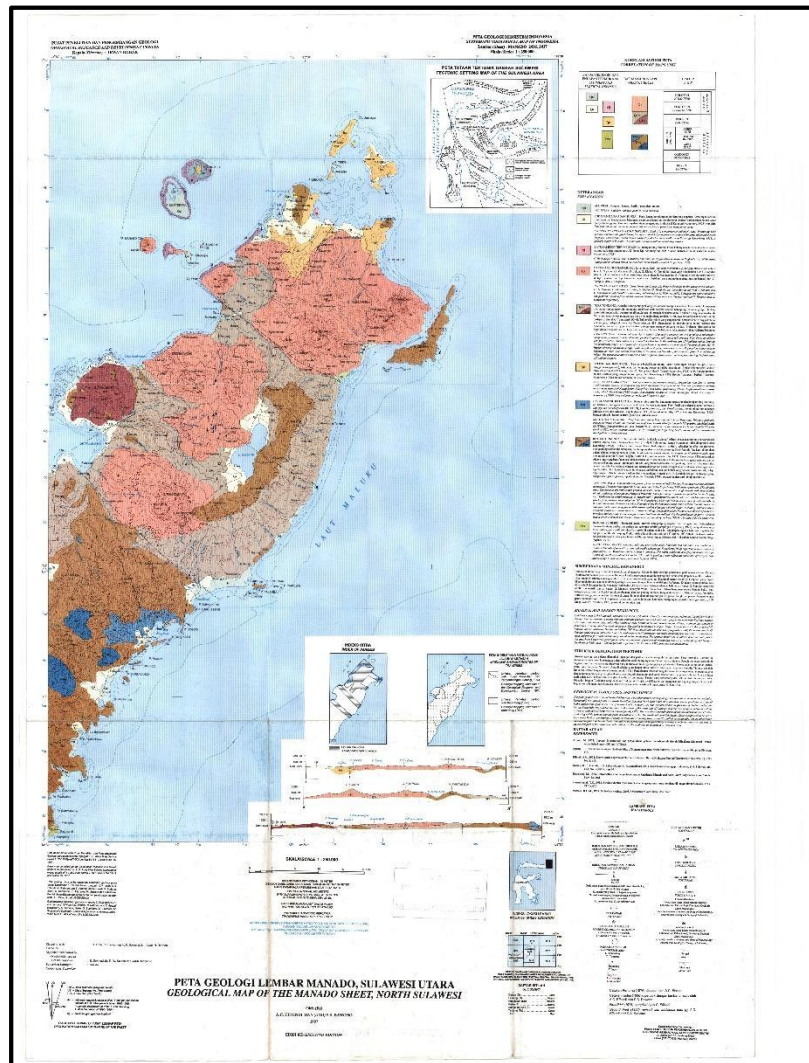
1. Effendi, A.C. dan Bawono, S.S., (1997), melakukan penelitian berupa pemetaan Geologi Lembar Manado, Provinsi Sulawesi Utara skala 1: 250.000 yang menghasilkan hasil penelitian berupa geologi regional lembar manado yang mencakup geomorfologi, stratigrafi serta struktur regional dan juga potensi sumber daya mineral dan energi pada daerah Sulawesi Utara.
2. Siahaan, E.E., Soemarinda, S., Fauzi, A., Silitonga, T., Azimudin, T. dan Raharjo, I.B., (2005), melakukan penelitian proses tektonik dan vulkanik yang terjadi pada daerah minahasa. Studi ini dapat dijadikan referensi mengenai system panas bumi daerah Lahendong.
3. Maren Brehme, Inga Moeck, Yustin Kamah, Günter Zimmermann, dan Martin Sauter, (2016), melakukan studi mengenai model hidrotektonik yang ada pada reservoir daerah Lahendong. Studi ini menggabungkan studi geotektonik dan juga geohidrologi yang ada pada reservoir daerah Lahendong.
4. Maren Brehme, Guido Blöcher, Mauro Cacace, Fiorenza Deon, Inga Moeck, Bettina Wiegand, Yustin Kamah, Simona Regenspurg, Günter Zimmermann, Martin Sauter and Ernest Huenges (2016), melakukan studi

karakterisasi permeabilitas pada struktur geologi pada reservoir daerah Lahendong.

5. Maren Brehme¹, Fiorenza Deon, Christoph Haase, Bettina Wiegand, Yustin Kamah, Martin Sauter, dan Simona Regenspurg (2016), melakukan studi mengenai patahan yang mengontrol kondisi geokimia pada reservoir daerah Lahendong
6. Pri Utami (2011), melakukan studi mengenai alterasi hydrothermal dan evolusi lapangan panas bumi pada daerah Lahendong.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Geologi Regional



Gambar 2.1 Peta Geologi Regional Daerah Penelitian

Pulau Sulawesi secara litotektonik dapat dibagi menjadi 3 mandala yaitu Mandala Barat, Mandala Tengah dan Mandala Timur. Mandala Barat dicirikan oleh jalur magmatik, jalur tengah dicirikan oleh tersingkapnya batuan metamorf yang ditindih oleh bagian blok Australia dan timur dicirikan oleh batuan ofiolit berimbrikasi dengan batuan sedimen laut. Mandala Barat dapat dibagi dua yaitu

Mandala Barat Bagian Barat dan Mandala Barat Bagian Utara. Mandala Barat Bagian Barat memanjang dari selatan ke utara yaitu dari Makassar hingga Buol. Sedangkan, bagian utara menyebar dari Buol hingga Manado dengan batuan bersifat intermediet hingga basa.

2.1.1. Geomorfologi Regional

Kondisi geomorfologi daerah pada lembar Manado memperlihatkan bentuk ketidakaturan permukaan bumi berupa perbukitan datar, perbukitan miring, hingga pegunungan. Kondisi relief perbukitan hingga pegunungan tersayat tajam membentang dari bagian barat daya hingga timur laut. Daerah pegunungan terdapat pada daerah bagian barat daya mencakup Gunung Ususing dan Gunung Lumedon dengan ketinggian rata-rata 1450 Mdpl. Kenampakan relief pegunungan juga tersebar pada wilayah sekitar Gunungapi Soputan dengan ketinggian 1830 Mdpl dan Gunungapi Lokon dengan ketinggian 1579 mdpl. Sedangkan untuk relief perbukitan tersebar dari bagian barat daya hingga selatan regional Lembar Manado. Morfologi yang ditunjukkan pada satuan perbukitan miring memperlihatkan undak-undak perbukitan yang memanjang yang menunjukkan daerah ini dipengaruhi total oleh aktivitas vulkanik gunung api. Kondisi aliran permukaan sangat dipengaruhi oleh litologi penyusun daerah. Danau Tondano merupakan salah satu contoh muara dari siklus hidrologi permukaan yang terdapat di bagian barat daya.

2.1.2. Statigrafi Regional

Beberapa Peneliti terdahulu sudah melakukan beberapa penelitian yang membahas stratigrafi regional daerah penelitian. Peneliti tersebut antara lain adalah A. C. Effendi dan S. S, Bawono pada tahun (1977) yang telah melakukan penelitian

geologi terkait dengan pemetaan yang menghasilkan peta geologi regional lembar Manado, dimana daerah penelitian masuk didalam lembar peta tersebut, sehingga peneliti menjadikan hasil penelitian tersebut sebagai acuan penelitian.

Berdasarkan peta geologi Lembar Manado tersebut daerah penelitian masuk kedalam beberapa formasi. Formasi yang terdapat di daerah penelitian dari tua ke muda sebagai berikut.

Qal ALUVIUM terdiri atas bongkah, kerakal, kerikil, pasir dan lumpur.

Qs ENDAPAN DANAU DAN SUNGAI terdiri atas pasir, lanau, konglomerat dan lempung napalan. Perselingan lapisan pasir lepas dan lanau, lapisan berangsur, setempat silang silur. Konglomerat tersusun atas batuan kasar menyudut tanggung. Lempung napalan berwarna hitam mengandung moluska di daerah Kayuragi. Satuan ini membentuk undak dengan permukaan menggelombang.

Ql BATUGAMPING TERUMBU KORAL satuan ini kebanyakan terdapat diantara pasang naik dan pasang surut. Di barat kampung Amurang dan di Pulau Siladen batuan ini sedikit terangkat (Koperberg, 1928).

Qv BATUAN GUNUNG API MUDA terdiri atas Lava, bomb, lapilli dan abu. Membentuk gunung api strato muda antara lain Gunung Soputan, Gunung Mahawu, Gunung Lokon, Gunung Klabat dan Gunung Tongkoko. Lava yang dihasilkan Gunung Soputan dan Gunung Lokon terutama berkomposisi basal sedangkan Gunung Mahawu dan Gunung Tongkoko berkomposisi andesit. Di kampung Tataaran dan kampung Kiawa terdapat aliran Obsidian yang mungkin masing – masing berasal dari Gunung Tompusu dan Gunung Lengkoan.

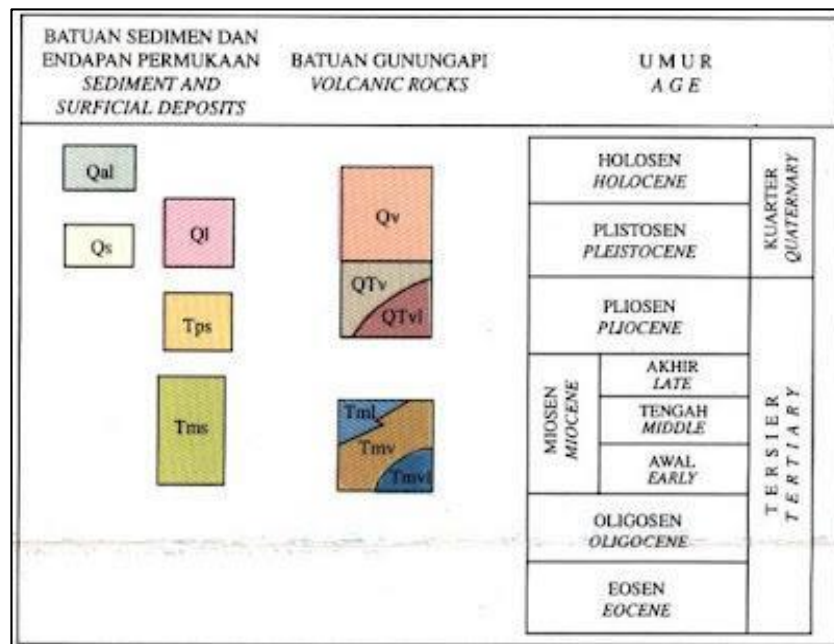
Qtv, Qtv1 TUFA TONDANO terdiri atas klastika kasar gunung api yang terutama berkomposisi andesit, tersusun dari komponen menyudut hingga menyudut tanggung, dicirikan oleh banyak pecahan batupung; batupung lapilli, breksi, ignimbrite sangat padat, berstruktur aliran. Satuan ini terdapat di sekitar danau Tondano di sebelah utara daerah Minahasa, membentuk punggung yang menggelombang rendah. Aliran lava berkomposisi andesit trakhit terdapat di daerah gunung Tanuwantik (*Qtv1*). Tufa bersifat trakhit yang sangat lapuk, berwarna putih hingga kelabu kekuningan, terdapat di dekat kampung Popontelan dan di sungai Sinengkeian. Di daerah pantai antara Paslaten dan Sondaken satuan ini juga membentuk punggung menggelombang rendah. Endapan piroklastik ini diperkirakan berasal dari dan terjadi sebagai hasil letusan hebat pada waktu pembentukan kaldera Tondano.

Tps BREKSI DAN BATUPASIR terutama breksi – konglomerat kasar berselingan dengan batupasir halus hingga kasar (greywacke), batulanau dan lempung berwarna kecoklatan. Breksi berkomposisi andesit piroksen terdapat di Pulau Naeng Besar, Pulau Naeng Kecil dan Pulau Talisei (Koperberg, 1982). Di pulau Bangka terdapat batuan klastika yang sangat lapuk yang oleh Koperberg disebut batupasir besi. Menurut Koperberg batuan sedimen ini berumur Pliosen.

Tml BATUGAMPING RATATOTOK terdiri atas batugamping terumbu, batugamping pasir dan batugamping lempungan. Satuan ini berupa lensa di dalam batuan gunung api *Tmv*. Fosil yang dapat dikenali termasuk *Miogypsina thecidaeformis* (RUTTEN), *Lepidocyclina sp.*, dan *Textularia sp.*, menunjukkan umur antara Miosen Awal dan Miosen Tengah (Kadar, D.G., komunikasi tertulis, 1974). Menurut Koperberg batugamping ini berumur Miosen Awal.

Tmv, Tmvl BATUAN GUNUNG API terdiri dari breksi, lava dan tufa. Aliran lava pada umumnya berkomposisi andesit sampai basal. Adanya lava dasit (*Tmvl*) di hulu sungai daerah Kotabunan telah dilaporkan oleh Koperberg, 1928. Breksi berbutir sangat kasar, berkomposisi andesit, sebagian bersifat konglomerat, mengandung sisipan tufa, batupasir, batulempung dan lensa batugamping. Fosil foraminifera kecil ditemukan dalam sisipan lempung napalan yaitu; *Globorotalia periphreacuta*, *Globorotalia mayeri* dan *Globorotalia praemenardii* yang menunjukkan umur Miosen Tengah. Koperberg melaporkan adanya retas yang bersifat andesit dalam satuan ini. Di daerah Molobok dan Nuangan sepanjang pantai tenggara diantara batuan gunung api itu ada yang terkarsikan dan mengandung barik – barik kuarsa halus berwarna coklat kemerahan. Mineralisasi termasuk emas dan perak terdapat dalam urat kuarsa di sungai dekat Kampung Paslaten. Di pulau Lembeh satuan ini tersusun dari aliran lava dan breksi yang berkomposisi andesit; di Kampung Papusungan telah termineralisasikan dan mengandung mineral pirit. Pulau Lembeh dengan bentuknya yang hamper setengah lingkaran diperkirakan oleh Verbeek sebagai bagian dari tebing kawah tua.

Tms BATUAN SEDIMEN terdiri atas batupasir kasar, greywacke, batugamping napalan dan batugamping. Batupasirnya tersusun oleh butiran andesit dan setempat bersifat gampingan. Koperberg melaporkan adanya foraminifera yaitu *Milliolina* dan *Textularia* di dalam satuan ini. Singkapan lapisan batupasir napalan dan batupasir kelabu di Tanjung Flesko miring ke arah utara sekitar 15° sampai 20°. Satuan ini dikorelasikan dengan batupasir tufaan yang berumur Miosen Awal hingga Miosen Akhir di dalam Lembar Kotamobagu.



Gambar 2.2 Korelasi Satuan Peta Geologi Lembar Manado

2.1.3. Struktur Regional

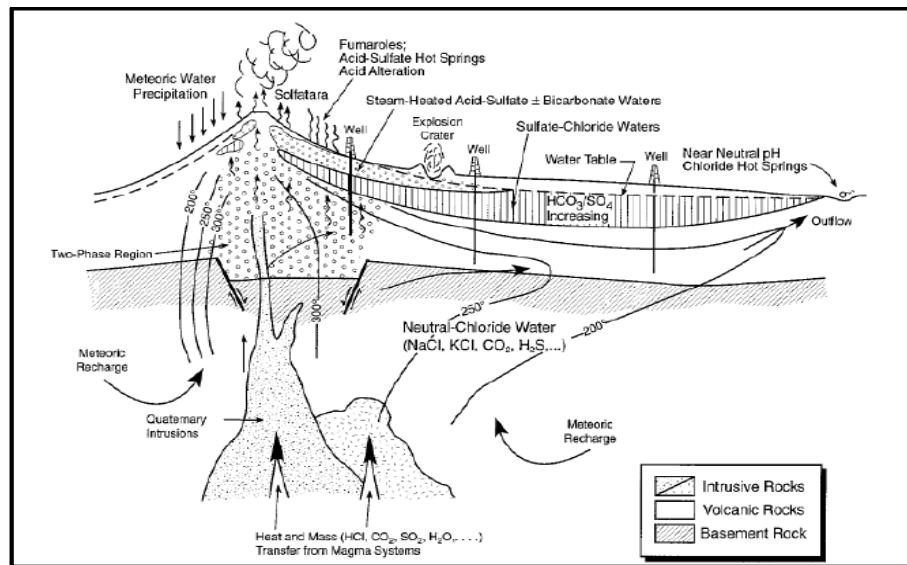
Struktur geologi yang berkembang pada lembar manado berupa sesar. Sesar normal pada lembar ini dominan berarah barat laut – tenggara dan sebagian kecil mempunyai arah timur laut – barat daya. Daerah pemetaan terletak dibagian timur dari lengan utara Sulawesi yang merupakan busur gunung api yang terbentuk karena adanya tunjaman ganda, yaitu lajur tunjaman Sulawesi utara di sebelah utara lengan utara Sulawesi dan lajur tunjaman sangihe timur di sebelah timur dan selatan lengan utara (Simandjuntak, 1986). Penunjaman tersebut mengakibatkan terjadinya kegiatan magmatisme dan kegunungapian yang menghasilkan batuan plutonik dan gunung api yang tersebar luas. Tunjaman Sulawesi utara diduga aktif sejak awal Tersier dan menghasilkan busur gunung api Tersier yang terbentang dari sekitar Toli – Toli sampai dekat Manado. Sedang tunjaman Sangihe timur diduga aktif sejak awal Kuartar dan menghasilkan lajur gunung api Kuartar di bagian timur

lengan utara Sulawesi dan menerus ke arah baratdaya hingga daerah Gunung Una-una.

2.2. Sistem Panas Bumi

Energi panas bumi adalah energi panas alami dari dalam bumi yang ditransfer ke permukaan bumi secara konduksi dan konveksi. Sistem panas bumi merupakan perpindahan panas alami dalam volume tertentu dari kerak bumi dari sumber panas ke tempat pelepasan panas, yang umumnya adalah permukaan tanah. Walaupun secara umum di bawah permukaan bumi terdapat sumber panas, namun tidak semua lokasi menyimpan energi geothermal. Energi geothermal hanya terdapat pada lokasi yang memiliki sistem geothermal.

Menurut Goff & Janik (2000), komponen sistem panas bumi yang lengkap terdiri dari tiga komponen utama, yaitu adanya batuan reservoir yang permeabel, adanya air yang membawa panas, dan sumber panas itu sendiri. Komponen-komponen tersebut saling berkaitan dan membentuk sistem yang mampu menghantarkan energi panas dari bawah permukaan hingga ke permukaan bumi. Sistem ini bekerja dengan mekanisme konduksi dan konveksi (Hochstein & Brown, 2000).



Gambar 2.3 Sistem Panas Bumi

1. Reservoir

Reservoir panas bumi yang produktif harus memiliki porositas dan permeabilitas yang tinggi, ukuran cukup besar, suhu tinggi dan kandungan fluida yang cukup. Permeabilitas dihasilkan oleh karakteristik stratigrafi (misal porositas intergranular pada lapilli, atau lapisan bongkah-bongkah lava) dan unsur struktur (misalnya sesar, kekar, dan rekahan). Geometri reservoir hidrotermal di daerah vulkanik merupakan hasil interaksi yang kompleks dari proses vulkano-tektonik aktif antara lain stratigrafi yang lebih tua dan struktur geologi.

2. Fluida

Nicholson (1993) menyebutkan ada 4 (empat) macam asal fluida fluida panas bumi, yaitu: (1) air meteorik atau air permukaan, yaitu air yang berasal dari presipitasi atmosferik atau hujan, yang mengalami sirkulasi dalam hingga beberapa kilometer. (2) Air formasi atau *connate water* yang merupakan air meteorik yang terperangkap dalam formasi batuan sedimen dalam kurun waktu yang lama. Air connate mengalami interaksi yang intensif dengan batuan yang menyebabkan air

ini menjadi lebih saline. (3) Air metamorfik yang berasal dari modifikasi khusus dari air connate yang berasal dari rekristalisasi mineral *hydrous* menjadi mineral yang kurang *hydrous* selama proses metamorfisme batuan. (4) Air magmatik terdiri dua jenis, yaitu air magmatik yang berasal dari magma namun pernah menjadi bagian dari air meteorik dan air juvenil yang belum pernah menjadi bagian dari meteorik.

3. Sumber Panas

Persyaratan utama untuk pembentukan sistem panas bumi (hidrotermal) adalah sumber panas yang besar (*heat source*), reservoir untuk mengakumulasi panas, dan lapisan penudung terakumulasinya panas (*cap rock*). Dalam sistem hidrotermal ini, panas dapat berpindah secara konduksi dan konveksi. Menurut Hochstein dan Muffler (1995), transfer panas dari kerak dapat berasal dari busur vulkanik, *plume*, pelelehan *subcrustal* oleh *underplating*, pemekaran kerak, atau akibat deformasi plastis.

2.3. Geokimia Air Panas Bumi

2.3.1. Jenis-Jenis Air Panas Bumi

Nicholson (1993) membagi tipe air panas berdasarkan kandungan anion dominan yaitu anion Cl, SO₄ dan HCO₃.

1. Air Klorida (*Chloride Water*)

Jenis air ini merupakan tipe fluida panas bumi yang ditemukan pada kebanyakan area dengan sistem temperatur tinggi. Area yang memiliki mata air panas yang mengalir dalam skala besar dengan konsentrasi Cl yang tinggi berasal dari reservoir yang dalam, dan merupakan indikasi dari zona permeabel pada area

tersebut. Mata air klorida juga dapat mengidentifikasi daerah permeabel zona tinggi (contoh: patahan, erupsi breksi atau konduite).

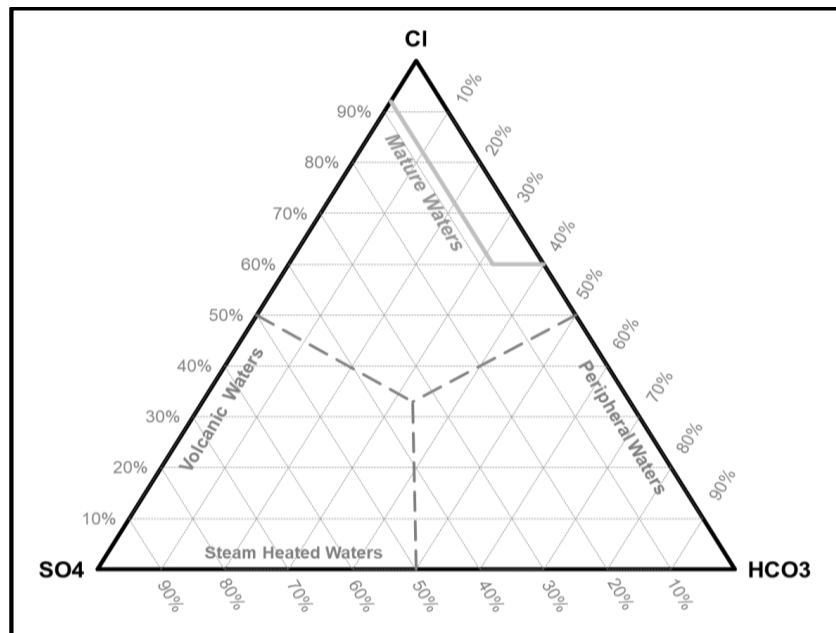
2. Air Sulfat (*Sulphate Water*)

Jenis air panas bumi ini dikenal juga dengan air asam sulfat (*acid-sulphate water*), merupakan fluida yang terbentuk pada kedalaman dangkal dan terbentuk sebagai akibat dari proses kondensasi gas panas bumi yang menuju dekat permukaan. Air sulfat biasanya ditemukan pada batas daerah dan berjarak tidak jauh dari area *upflow* utama. Jika dilihat dari topografi, maka lokasi pastinya terletak jauh di atas *water table* dan di sekeliling *boiling zone*, walaupun kebanyakan juga sering ditemukan di dekat permukaan (pada kedalaman <100 m). Air sulfat dapat mengalir melewati patahan (*fault*) menuju sistem panas bumi. Pada lokasi inilah, air sulfat dipanaskan, kemudian ambil bagian dalam alterasi batuan dan bercampur dengan air klorida.

3. Air Bikarbonat (*bicarbonate water*)

Air tipe ini banyak mengandung CO₂. Jenis tipe fluida ini disebut juga dengan *netral bicarbonate-sulphate waters*, merupakan produk dari proses kondensasi gas dan uap menjadi mata air bawah tanah yang minim oksigen. Air bikarbonat banyak ditemukan pada area *non-volcanogenic* dengan temperatur yang tinggi. Dengan pH yang mendekati netral sebagai akibat reaksi dengan batuan lokal (baik pada reservoir dangkal atau selama proses mengalir ke permukaan).

Dalam penentuan tipe air panas bumi, digunakan diagram segitiga Cl-SO₄-HCO₃ (Giggenbach, 1991 dalam Powell & Cumming, 2010)



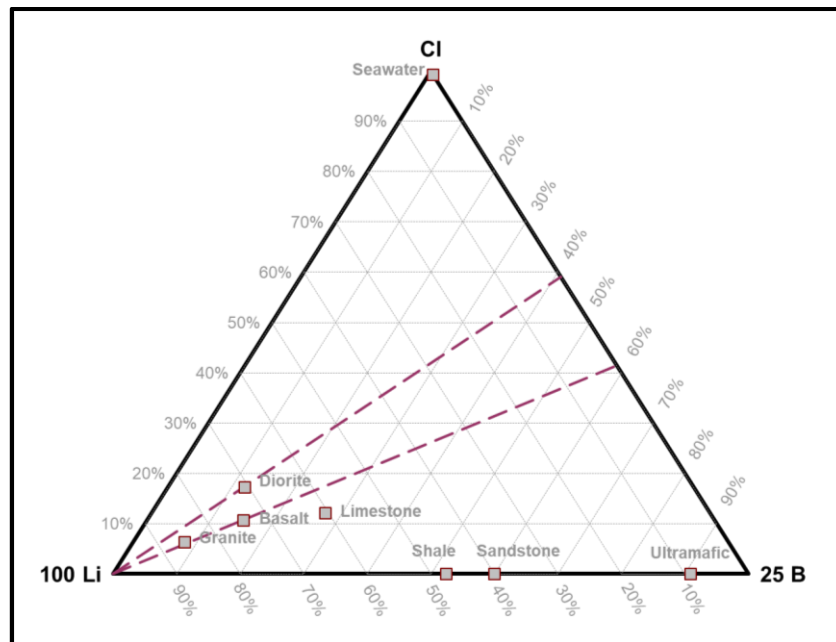
Gambar 2.4. Diagram Segitiga Cl-SO₄-HCO₃ (Giggenbach,1991 dalam Powell & Cumming,2010)

2.3.2. Asal Fluida Panas Bumi

Asal dari fluida panas bumi dijelaskan oleh Nicholson (1993) dapat bersumber dari magma (*juvenile waters*), air formasi, air metamorfik, dan air meteorik. Larutan hidrotermal terpanaskan pada kedalaman bumi dalam kurun waktu yang lama, terus menerus berkonveksi, bersentuhan dan berinteraksi dengan batuan sekitarnya yang dilewati, menyebabkan terlarutnya mineral-mineral dan kandungan logam dari batuan. Fluida panas bumi dapat berasal dari air meteorik yang masuk melalui zona permeabelnya, air formasi (*connate water*) yang sudah lama berada dalam formasi batuan, air metamorfik (*metamorphic water*) dan magma (*juvenile water*).

Untuk mengetahui asal fluida panas bumi digunakan plotting diagram Cl-Li-B. Kandungan Cl, Li dan B dapat memberi informasi mengenai kondisi di bawah permukaan karena sifatnya yang konservatif (Giggenbach, 1991). Pengeplotan pada

diagram ini dapat digunakan untuk menentukan jenis manifestasi termasuk *upflow* dan *outflow*.



Gambar 2.5. Diagram Segitiga Cl-Li-B (Giggenbach, 1991 dalam Powell & Cumming, 2010)

2.3.3. Kandungan Unsur Kimia terlarut pada Air Panas Bumi

Di dalam penelitian geokimia fluida terdapat berbagai kandungan unsur-unsur yang dijadikan objek pengamatan yang mana setiap unturnya memiliki kegunaan dan ciri khasnya masing-masing (Nicholson, 1993). Adapun unsur-unsur kimia yang dijadikan sebagai objek pengamatan tersebut sebagai berikut.

- Silika (SiO_2): Konsentrasi silika dalam fluida panas bumi dikontrol oleh daya larut dan temperatur. Besar kandungan silika biasanya <700 mg/kg dengan konsentrasi yang berkisar antara 100-300 mg/kg. Di kedalaman, pada reservoir dengan temperatur diatas 1800°C , konsentrasi silika dalam larutan ditentukan oleh kelarutan dari kuarsa (Nicholson, 1993).

- Ammonia (NH_4^+): meskipun relatif kecil, ammonia merupakan kandungan kimia yang umum dijumpai dalam fluida panas bumi. Rasio NH_4^+/B yang tinggi mengindikasikan terjadi pemanasan uap di daerah dekat permukaan. Semakin bertambahnya rasio maka semakin bertambahnya proses pemanasan uap. (Nicholson, 1993)
- Boron (B): Boron merupakan zat kimia yang sangat penting dalam manifestasi panas bumi. Kandungan boron yang tinggi mengindikasikan air yang berasosiasi dengan batuan sedimen yang kandungan organiknya tinggi. Air yang berasal dari batuan induk andesitic memiliki kadar boron yang lebih tinggi dibanding dengan yang berasal dari batuan vulkanik lain.
- Argon (Ar): Argon merupakan salah satu dari gas mulia. Gas mulia sebagian besar berasal dari atmosfer. Konsentrasi Argon larut di dalam mata air panas dan digunakan sebagai indikator fluida panas bumi yang berasal dari air meteorik.
- Sodium (Na^+) dan Potassium(K^+): Sodium merupakan kation utama dalam reservoir fluida panas bumi. Potassium juga merupakan kation utama namun biasanya kandungannya lebih kecil. Kedua kation ini dikontrol oleh temperatur yang tinggi. Rasio Na/K digunakan untuk melihat zona temperatur ratio yang semakin kecil memperlihatkan temperatur yang tinggi. Selain itu rendahnya rasio cenderung memperlihatkan air yang muncul ke permukaan dengan cepat.
- Lithium (Li^+), Rubidium (Rb^+), Cesium (Cs^+): Disebut juga sebagai rare alkalis, elemen-elemen ini dianggap sebagai bagian dari kelompok unsur terlarut atau konservatif, dan terkadang digunakan bersamaan dengan Cl

dan B untuk mencirikan air dari sumber yang sama. Unsur-unsur ini mudah bercampur dengan mineral sekunder atau alterasi dan terkadang menunjukkan pengurangan konsentrasi dengan bertambahnya migrasi ke permukaan serta bertambah jauhnya pergerakan lateral.

- Kalsium (Ca^{2+}): Konsentrasi kalsium biasanya terdapat pada fluida yang bersuhu rendah tetapi akan meningkat dengan kesamaan dan salinitas. Sama dengan rasio Na^+/K^+ rasio Na/Ca^{2+} juga digunakan untuk mengindikasikan zona *upflow*. Rasio yang tinggi memperlihatkan fluida langsung berasal dari reservoir.
- Magnesium (Mg^{2+}): Unsur ini memperlihatkan adanya pencampuran fluida panas bumi dengan air permukaan. Kadar Mg^{2+} yang tinggi mengindikasikan bahwa fluida sudah tercampur dengan air permukaan. Hal ini menyebabkan temperatur fluida akan menurun.
- Fluoride (F): Konsentrasi F umumnya kurang dari 10 mg/kg pada fluida panas bumi. Tinggi kadar F biasa berasal dari kondensasi gas vulkanik (HF) kedalam air meteorik disertai dengan kadar Cl^- dan SO_4^{2-} yang tinggi.
- Klorida (Cl^-): Unsur Cl^- digunakan dalam menentukan jenis air. Konsentrasi Cl^- yang tinggi pada air menunjukkan jenis air klorida. Selain itu Cl^- tinggi menunjukkan bahwa air tersebut langsung berasal dari reservoir dan tidak banyak mengalami pencampuran atau pendinginan secara konduktif. Sebagai unsur yang paling konservatif pada air panas bumi, Cl adalah larutan diagnostik yang penting dan seringkali digunakan untuk rasio dengan unsur lain dalam interpretasi kimia air.

- Bikarbonat (HCO_3^-): Sama seperti Cl^- , HCO_3^- digunakan untuk menentukan jenis air. HCO_3^- yang tinggi menunjukkan jenis air bikarbonat. HCO_3^- berasosiasi dengan batuan disampingnya sehingga HCO_3^- dapat menunjukkan zona *upflow* dan zona *outflow*. Semakin tinggi HCO_3^- maka air tersebut sudah tertransportasi jauh dan sering berasosiasi dengan batuan sampingnya. Hal ini mengindikasikan air tersebut berada di zona *outflow*.
- Sulfat (SO_4^{2-}): Konsentrasi SO_4^{2-} biasanya rendah pada fluida panas bumi di kedalaman. Dalam fluida panas bumi, SO_4^{2-} akan meningkat dengan penambahan oksidasi *hydrogen sulfide*. Air permukaan yang kandungan SO_4^{2-} nya tinggi merupakan hasil dari kondensasi uap dari bawah menuju ke permukaan.

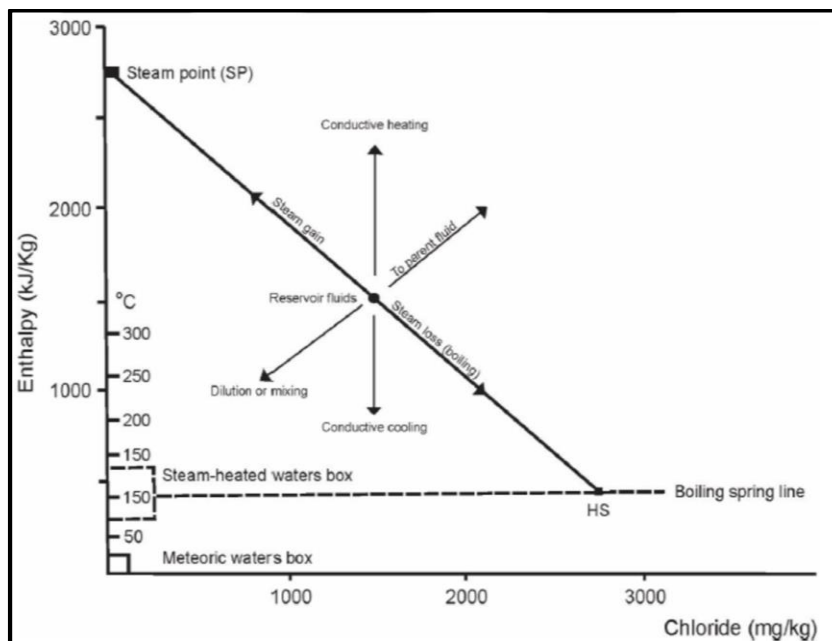
2.3.4. Model Pencampuran (Mixing Model)

Fluida pada mata air panas terdiri dari campuran fluida dalam dan dangkal. Kesetimbangan penuh atau sebagian bisa terjadi setelah pencampuran. Jika kesetimbangan kimia terjadi setelah pencampuran, geotermometer mengindikasikan temperatur fluida campuran, bukan fluida asal. Terjadi kesetimbangan baru atau tidak, temperatur fluida asal tidak dapat diperkirakan kecuali pencampurannya diperhitungkan. Sebaliknya, perkiraan temperatur dari fluida panas bumi berdasarkan reaksi pertukaran menggunakan rasio zat terlarut kemungkinan sedikit terdampak akibat pencampuran menyediakan (1) fluida asal relatif sangat pekat akan unsur-unsur yang menjadi indikator dan fluida dangkal sangat encer akan unsur yang sama, dan (2) tidak ada atau sedikit sekali reaksi kimia yang terjadi setelah pencampuran yang mengubah konsentrasi dari

unsur-unsur tersebut. Pengenceran (dilusi) dapat berdampak pada geotermometer Na,K,Ca karena akar kuadrat dari konsentrasi terlibat dalam perhitungan.

Fournier dan Truesdell (1974), menggambarkan dua model pencampuran yang dapat diterapkan untuk mata air dengan laju tinggi dan temperatur di bawah temperatur titik didih. Untuk menerapkan keduanya membutuhkan komposisi silika terlarut dan temperatur mata air hangat dan air dingin. Pada Model 1, entalpi dari fluida panas plus uap yang bercampur dengan-dan memanaskan air dingin sama dengan entalpi awal fluida panas di sumber fluida. Dengan kata lain, fluida panas tersebut bisa mendidih sebelum bercampur, tetapi semua uap terkondensasi dalam air dingin. Pada Model 2, entalpi fluida panas pada zona pencampuran lebih kecil dari entalpi fluida panas yang sedang naik ke permukaan. Kedua model ini membutuhkan kandungan silika awal dari fluida panas bumi yang dikontrol oleh kelarutan kuarsa dan tidak ada pelarutan lebih lanjut atau deposisi silika baik sebelum maupun setelah pencampuran. Prosedur awal untuk penerapan metode ini sangat rumit.

Truesdell dan Fournier (1977), menyederhanakan prosedur menggunakan plot silika terlarut terhadap entalpi, seperti yang digambarkan pada Gambar 4. Untuk kondisi yang tidak melibatkan pelepasan uap sebelum pencampuran, A dan B, penarikan garis lurus melalui kedua titik ini berpotongan dengan kurva kelarutan kuarsa (harap dicatat bahwa $< 100^{\circ}\text{C}$, temperatur dalam derajat Celcius ekuivalen terhadap cal/g). Titik C menunjukkan kandungan silika awal dan entalpi dari fluida asal. Temperatur asal dapat diperoleh dari Tabel Uap (Keenan et al., 1969).



Gambar 2.6. Diagram Mixing Model Enthalpy-Chloride (Fournier & Potter, 1982 dalam Powell & Cumming, 2010)

Mata air panas mendidih tidak dapat menerapkan model pencampuran di atas karena panas terbawa pada uap setelah pencampuran. Namun, dalam beberapa kondisi model pencampuran berbeda dapat berguna untuk menghitung temperatur bawah permukaan yang lebih dalam dalam sistem ketimbang yang dihasilkan dari metode geotermometer silika atau kuarsa yang biasa (Truesdell dan Fournier, 1975; Fournier et al., 1975; Fournier dan Rowe, 1966). Mata air panas mendidih berguna dalam penggunaan plot entalpi vs klorida, dan berguna jika temperatur awal dari fluida panas di atas 200°C. Dalam menggunakan model ini, beberapa asumsi digunakan (1) tidak ada panas yang diterima atau dilepaskan sebelum atau setelah pencampuran; (2) kesetimbangan ulang kuarsa terjadi setelah pencampuran (kebanyakan terjadi > 200°C); dan (3) silika tidak terpresipitasi selama fluida campuran naik ke permukaan.

2.3.5. Geothermometer Air

Geotermometer merupakan metode untuk memperkirakan temperatur reservoir panas bumi yang berdasarkan keberadaan zat-zat terlarut pada fluida panas bumi, dimana konsentrasi fluida tersebut sangat bergantung pada temperatur. Tiap geotermometer dalam penerapannya harus sangat hati-hati untuk menghindari kekeliruan interpretasi. Geotermometer air dapat diterapkan pada manifestasi berupa mata air alami maupun pemboran sumur. Geotermometer air dapat dihitung berdasarkan solubilitas mineral silika dan reaksi pertukaran ion Na- K, Na-K-Ca (Nicholson, 1993). Beberapa geotermometer air yang digunakan dalam perhitungan untuk perkiraan temperatur bawah permukaan yaitu:

- Geotermometer Silika

Hubungan antara konten silika dalam fluida discharge dan temperatur sudah diketahui oleh Mahon pada tahun 1996. Fournier dan teman-temannya sudah mengembangkan persamaan geotermometer untuk silika yang dapat valid hingga temperatur 250°C (Nicholson dan Techniques, 1993).

Karena geotermometer hanya bergantung kepada konsentrasi absolut daripada konsentrasi rasio suatu zat, maka hanya dipengaruhi oleh proses fisika seperti pendidihan dan dilusi. Oleh sebab itu proses tersebut perlu diketahui dan koreksi perlu dilakukan sebagai alternatif geotermometer untuk model silika.

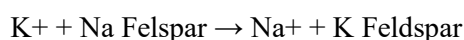
Untuk temperatur di atas 250°C, Fournier dan Potter sudah mengembangkan persamaan geotermometer seperti yang ada pada persamaan berikut :

$$T^{\circ}\text{C} = -\text{K}_1 + \text{K}_2\text{SiO}^2 - \text{K}_3\text{SiO}2^2 + \text{K}_4\text{SiO}2^3 + \text{K}_5\text{LogSiO}2$$

dimana $t < 330^{\circ}\text{C}$, dan $K_1 = 4,2198 \times 10^1$, $K_2 = 2.8831 \times 10^{-1}$, $K_3 = 3.6686 \times 10^{-4}$,
 $K_4 = 3.1665 \times 10^{-7}$, $K_5 = 7.7034 \times 10^1$, $\text{SiO}_2 = \text{Konsentrasi Silika (mg/kg)}$

- Geotermometer Na/K

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



Albit

Adularia

$T \gg \gg$

$T \ll \ll$

Geotermometer Na-K dapat diterapkan untuk reservoir air klorida dengan $T > 180^{\circ}\text{C}$. Geotermometer ini punya keunggulan yaitu tidak banyak terpengaruh oleh dilution maupun steam loss. Geotermometer ini kurang bagus untuk $T < 100^{\circ}\text{C}$, juga untuk air yang kaya Ca/ banyak berasosiasi dengan endapan travertin. Adapun persamaan yang digunakan dalam geotermometer ini yaitu:

$$t^{\circ}\text{C} = 856 / [\text{Log (Na/K)} + 0.857] - 273 \quad \text{Truesdell, 1976}$$

$$t^{\circ}\text{C} = 1217 / [\text{Log (Na/K)} + 1.483] - 273 \quad \text{Fournier, 1979}$$

$$t^{\circ}\text{C} = 1390 / [\text{Log (Na/K)} + 1.750] - 273 \quad \text{Giggenbach, 1988}$$

- 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 (Giggenbach, 1988). 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 (biasanya benar)
2. Aluminium tetap berada pada fasa padat (biasanya benar karena fluida biasanya miskin Al)

Rumus persamaan untuk geotermometer ini adalah:

$$T = [1647/ (\log (Na/K)+ \beta (\log (\sqrt{Ca/Na})+2.06)+ 2.47)] -273.15$$

Ada 2 uji untuk menerapkan geotermometer ini:

1. Jika $[\log \sqrt{Ca/Na} + 2.06] < 0$, gunakan $\beta = 1/3$ dan hitung $T^{\circ}C$
2. Jika $[\log \sqrt{Ca/Na} + 2.06] > 0$, gunakan $\beta = 4/3$ dan hitung $T^{\circ}C$,
Jika T terhitung $100^{\circ}C$, hitung ulang $T^{\circ}C$ dengan $\beta = 1/3$

2.3.6. Kestimbangan Ion

Kestimbangan ion merupakan metode yang digunakan untuk memeriksa kelengkapan serta akurasi suatu analisis fluida panas bumi (Nicholson, 1993). Metode ini tidaklah sempurna karena perhitungan kestimbangan ion hanya menggunakan unsur-unsur yang bermuatan berupa kation dan anion serta mengabaikan unsur-unsur yang tidak bermuatan (neutral species) yakni Silika (SiO_2), ammonia (NH_3), arsenic (As) dan Boron (B).

$$meq = \left(\frac{(mg/kg)}{\text{massa atom}} \right) \times \text{Bilangan Oksidasi Unsur}$$

Perhitungan kesetimbangan ion dilakukan dengan mengonversi konsentrasi dari semua unsur bermuatan dari (mg/kg) menjadi meq, dan menjumlahkan nilai milliequivalent dari anion dan kation.

$$\% \text{ Balance} = \left[\frac{(\sum \text{anions} - \sum \text{cations})}{(\sum \text{anions} + \sum \text{cations})} \right] \times 100\%$$

2.4. Geokimia Gas Panas Bumi

Geokimia gas merupakan fenomena menarik dari komponen gas fluida panas bumi. Gas dalam fluida panas bumi tersebut berada dalam kesetimbangan kimia dan kesetimbangan gas dengan larutan, batuan dan gas yang dikontrol oleh parameter fisik seperti temperatur, fraksi uap, tekanan parsial CO₂ dan kondisi redoks . Dalam reservoir panas bumi, fluida yang naik ke permukaan mengalami proses pendidihan seiring dengan berkurangnya tekanan, sehingga gas akan terdistribusi dalam fasa uap dan fasa cair . Fluida yang disampling pada permukaan (*total discharge*) diasumsikan merepresentasikan fluida dalam reservoir.

2.4.1. Jenis Unsur Gas Panas Bumi

Berdasarkan sifatnya gas-gas panas bumi dibagi dalam dua kategori yaitu gas yang dapat larut (*condensable gas*) dan yang tidak dapat larut (*non condensable gas*). Gas yang dapat larut seperti CO₂, H₂S dianalisis dengan cara volumetri titrasi, sedangkan gas yang tidak dapat larut seperti He, H₂, N₂, O₂, Ar dan CH₄ dianalisis dengan menggunakan kromatografi gas. Selanjutnya data-data yang diperoleh dapat diaplikasikan dalam penelitian panas bumi seperti penentuan temperatur reservoir panas bumi (geothermometer gas), perkiraan sistem dan potensi lapangan panas bumi. Nicholson (1993) menjelaskan jenis-jenis gas dan kandungan kimianya serta kegunaannya dalam interpretasi.

1. Karbon Dioksida (CO_2) : Gas yang keberadaanya sangat berlimpah pada sistem panas bumi. Gas ini terbentuk dari alterasi batuan karbonat atau pemanasan air meteorik terlarut.
2. Hidrogen Sulfida (H_2S) : Gas ini terbentuk dari alterasi reservoir atau dari sumber magma. Rasio $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ digunakan dalam interpretasi migrasi gas. Meningkatnya nilai rasio berbanding lurus dengan jarak migrasi gas. Gas ini 2-3 kali lebih larut daripada karbon dioksida.
3. Ammonia (NH_3) : Gas yang paling mudah terlarut dibandingkan dengan gas-gas panas bumi lainnya. Kandungan amonia yang tinggi mengindikasikan hasil alterasi dari batuan sedimen organik. Dalam perjalannya menuju permukaan, gas ini bisa berkurang karena reaksi dengan batuan disekitarnya.
4. Hidrogen (H_2) : Gas yang reaktif tinggi dan mudah berkurang bila mengalami reaksi dengan batuan disekitarnya. Semakin jauh migrasi gas hidrogen maka kandungan gasnya semakin sedikit. Rasio H_2/CO_2 dapat digunakan dalam menentukan arah aliran atau *outflow*.
5. Metana (CH_4) : Dari berbagai macam gas hidrokarbon, metana adalah gas yang paling banyak ditemui dalam panas bumi. Konsentrasi metana yang tinggi mengindikasikan alterasi batuan sedimen atau menunjukkan bahwa gas berasal dari air dengan pH netral.
6. Nitrogen (N_2) : Pada sistem panas bumi, gas ini lebih banyak berasal dari air meteoric, meskipun bis ajuga berasal dari magma. Dalam sistem temperatur rendah, gas ini bias menjadi komponen gas utama.

7. Oksigen (O₂) : Keberadaan oksigen mengindikasikan adanya kontaminasi udara selama proses pengambilan sampel. Rasio O₂/N₂ dipergunakan untuk melihat seberapa besar kontaminasi yang terjadi pada gas.
8. Argon (Ar) : Gas mulia Argon berguna dalam sistem panas bumi yang berasal dari air meteorik. Argon digunakan sebagai unsur konservatif dalam rasio yang penggunaannya hampir sama dengan Cl pada kimia air.

2.4.2. Geotermometer Gas

Berdasarkan penentuan temperatur reservoirnya, dapat menggunakan data geotermometer air dan juga geotermometer gas. Perhitungan menggunakan geotermometer gas dinilai lebih akurat dikarenakan gas yang berada di permukaan seperti fumarole, lubang gas (*steaming vent*), solfatara dan *steaming ground* lebih menggambarkan kondisi reservoir. Penggunaan dari geotermometer gas menggunakan nilai rasio gas steam dan rasio steam/water (untuk reservoir air panas). Berikut merupakan geotermometer gas yang umumnya digunakan :

1. H₂-Ar

Metode ini melakukan perhitungan dengan menggunakan konsentrasi gas hydrogen dan argon. Metode ini cocok untuk manifestasi fumarol. Persamaan geotermometer ini adalah:

$$T(^{\circ}C) = 70[2,5 + \log \log (XH_2 / XAr)] \quad (\text{Giggenbach dan Glover, 1992}).$$

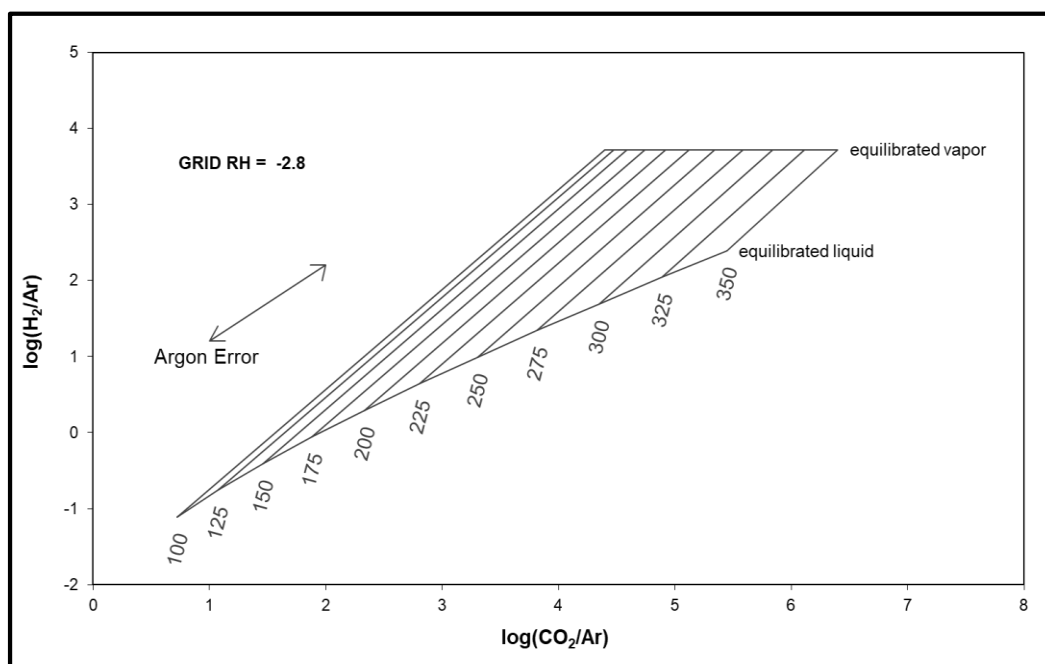
2. CH₄/CO₂ Geotermometer

Metode ini melakukan perhitungan dengan menggunakan konsentrasi CH₄ dan CO₂. Persamaan untuk geotermometer ini sebagai berikut :

$$T(^{\circ}C) = \left(\frac{4625}{10,4 + \text{Log} \left(\frac{\text{CH}_4}{\text{CO}_2} \right)} \right) - 273 \quad (\text{Giggenbach dan Glover, 1992})$$

3. Grafik CAR-HAR

Grafik CAR-HAR menjajarkan CO₂ geothermometer dengan H₂ geothermometer menggunakan konsentrasi argon sebagai wakil dari rasio uap gas. Karena ketergantungan konsentrasi argon, konsentrasi udara cukup rentan. Metode ini baik digunakan untuk mata air panas dan fumarol, disajikan dalam bentuk grafik



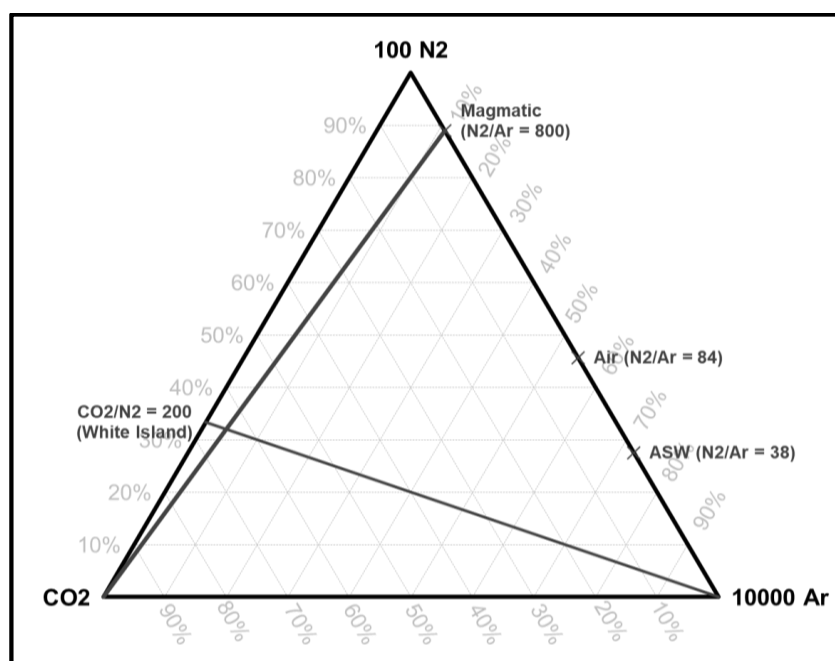
Gambar 2.7. Diagram CAR-HAR (Giggenbach,1992 dalam Powell & Cumming,2010)

2.4.3. Asal dan Proses Gas Panas Bumi

- Asal Gas Panas Bumi

Penentuan asal gas panas bumi dapat menggunakan diagram segitiga N₂-CO₂-Ar (Giggenbach, 1991 dalam Powel dan Cumming, 2010). Diagram segitiga ini didasari oleh rasio N₂/Ar untuk mengetahui asal gas panas bumi dan menentukan kemungkinan adanya kontaminasi udara terhadap gas panas bumi. Gas yang berasal dari air meteoric (ASW) akan memiliki rasio N₂/Ar sekitar 38% mol,

gas panas bumi yang terkontaminasi dengan udara (Air) akan memiliki rasio N_2/Ar sekitar 84% mol, gas panas bumi yang mengidentifikasi adanya pengaruh magmatic akan memiliki rasio N_2/Ar 800-2000%.

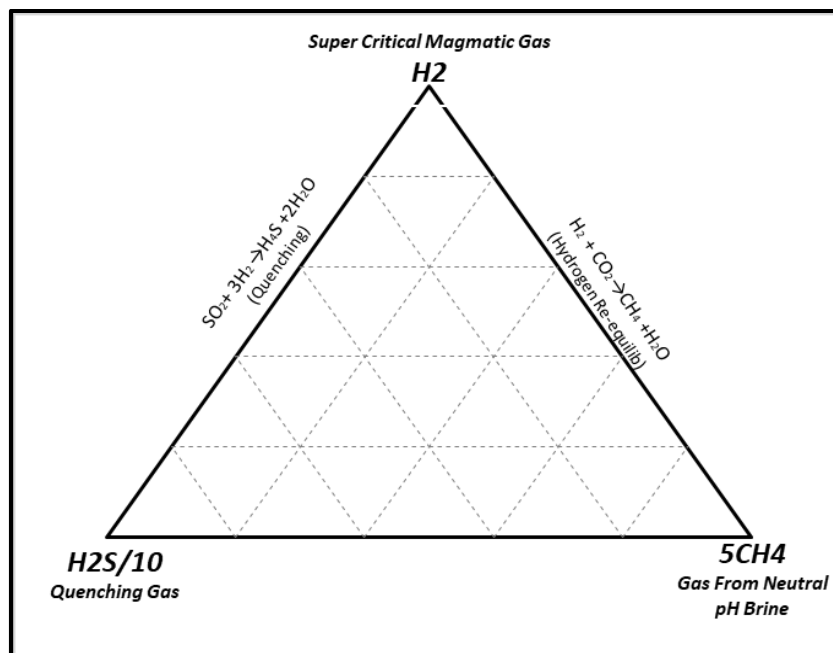


Gambar 2.8. Diagram segitiga N_2 - CO_2 - Ar (Giggenbach., 1991 dalam Powell dan Cumming, 2010).

- Proses Gas Panas Bumi

Dalam memahami proses pembentukan gas pada sistem panas bumi, dapat dilakukan dengan diagram H_2 - H_2S - CH_4 (Giggenbach and Glover, 1992 dalam Powell dan Cumming, 2010). Manifestasi fumarole temperatur tinggi dengan gas yang berasal dari magmatic mempunyai berbagai macam komposisi gas. SO_2 , HCl dan H_2 merupakan gas yang berasal dari magmatik. Namun pada kebanyakan fumarole di sistem panas bumi temperatur tinggi juga dijumpai gas H_2S dan CH_4 serta rendahnya konsentrasi gas H_2 . Kondisi seperti ini mencirikan adanya proses pendinginan unsur gas magmatik (*magmatic quenching gases*); (Bogie dan Lovelock, 1999). Gas hydrogen sulfide (H_2S) di sistem pansbumi dihasilkan oleh

proses reaksi setimbang antara SO_2 dengan H_2 dan membentuk air reservoir yang asam.



Gambar 2.9. Diagram segitiga H_2 - H_2S - CH_4 (Giggenbach and Glover, 1992 dalam Powell dan Cumming, 2010).

2.5. Silica Scaling

Fluida panas bumi adalah suatu larutan yang mengandung berbagai unsur kimia, dimana proses pelarutannya terjadi pada kondisi reservoir, yaitu tekanan dan temperatur yang tinggi. Pada saat fluida diproduksi, terjadi dua proses yang kondusif untuk terjadinya *silica scaling*, yaitu penurunan temperatur dan *flashing*. Penurunan temperatur menyebabkan kelarutan sebagian besar senyawa kimia termasuk silika menjadi berkurang, sedangkan *flashing* yang terjadi akibat adanya *pressure drop* akan meningkatkan konsentrasi senyawa kimia yang terlarut dikarenakan terjadinya perubahan fasa air menjadi uap. Faktor lain yang mempengaruhi pembentukan scale adalah besarnya laju alir fluida yang diproduksi (Vetter, et al, 1982).

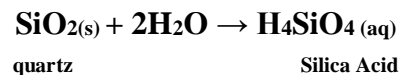
Pada jalur pipa produksi individu, komposisi kimia fluida yang diproduksi dari masing-masing sumur telah diketahui, sehingga kelarutan *amorphous silica* dan parameter “*silica saturation index (SSI)*” dapat dihitung secara langsung. Prosedur perhitungan kelarutan *amorphous silica* dan SSI adalah sebagai berikut:

1. Hitung kelarutan *amorphous silica* dalam air murni pada temperatur yang sesuai, $S_{(T,m=0)}$, menggunakan persamaan Fournier dan Rowe.
2. Hitung salinitas fluida yang diproduksi dalam molal (m), berdasarkan data kandungan klorida. Salinitas (m) = ppm Cl / (35.5 x 1000)
3. Hitung kelarutan *amorphous silica* terkoreksi terhadap salinitas, $S_{(T,m)}$, pada temperatur yang sesuai dengan menggunakan persamaan Marshall dan Chen, dan persamaan Setchenow.
4. Hitung besarnya SSI, yaitu dengan membandingkan konsentrasi *silica* dalam fluida berdasarkan data komposisi kimia, dengan kelarutan *amorphous silica* terkoreksi dari hasil perhitungan pada kondisi yang sama.
5. Perkirakan potensi *silica scaling* menggunakan kriteria yang telah disebutkan dalam teori.

Senyawa silika mempunyai beberapa bentuk yaitu quartz, cristobalite, *amorphous silica*, chalcedony, dll. Quartz adalah bentuk yang paling stabil dan mempunyai kelarutan yang paling rendah. Pengendapan silika umumnya terjadi apabila konsentrasi silika di dalam larutan melebihi kelarutan *amorphous silica*. Aspek yang berpengaruh dalam pengendapan silika terdiri atas aspek termodinamika dan aspek kinetika (Brown, 1998).

2.5.1. Aspek Thermodinamika

Dalam reservoir panas bumi terdapat kesetimbangan silika dalam bentuk quartz sesuai reaksi : Reaksi tersebut mempunyai ketergantungan terhadap temperatur, pH dan salinitas.



Pengendapan silika yang terjadi pada permukaan (temperatur lebih rendah dari temperatur reservoir) dikontrol oleh kesetimbangan dengan *amorphous silica* yang bersifat lebih larut daripada quartz. Hubungan antara kelarutan *amorphous silica* dengan temperatur ditunjukkan oleh persamaan Fournier dan Rowe:

$$\mathbf{Log C = 4.52-(731/T)}$$

Dimana C dan T masing-masing adalah konsentrasi quartz (mg/kg) dan temperatur (kelvin).

Seperti quartz, kelarutan *amorphous silica* juga dipengaruhi oleh salinitas dan pH. Jika salinitas meningkat, kelarutan *amorphous silica* menjadi turun (Chen dan Marshall, 1982). Pada konsentrasi yang rendah (salinitas < 0.1 m), pengaruh salinitas menjadi kecil (Brown, 1998). Kelarutan *amorphous silica* meningkat tajam apabila fluida bersifat alkalis (pH tinggi), tetapi untuk fluida yang bersifat netral dan asam pengaruh pH menjadi sangat kecil (Henley, 1983).

Pengaruh salinitas terhadap kelarutan silika ditunjukkan oleh persamaan Setchenow (DiPippo, 1985):

$$\mathbf{S_{(T,m)} = C_{(T,m=0)} \times 10^{-mD(t)}}$$

$S_{(T,m)}$ adalah kelarutan silika terkoreksi dalam mg/kg pada temperatur (T dalam kelvin) dan salinitas (m dalam molal) yang sesuai. $D(t)$ merupakan persamaan yang diberikan oleh Chen dan Marshall (DiPippo, 1985), yaitu:

$$D(t) = -1.0596 - 0.001573 t$$

dimana t adalah temperatur dalam °C.

Parameter penting dalam hubungannya dengan pengendapan silika adalah “*silica saturation index (SSI)*” yang merupakan perbandingan antara konsentrasi silika dalam larutan dengan kelarutan *amorphous silica* pada kondisi yang sama. Parameter SSI dapat digunakan untuk memperkirakan kemungkinan terjadinya *silica scaling*, yaitu dengan kriteria sebagai berikut:

- Bila $SSI > 1$, fluida dalam kondisi *supersaturated* dan pengendapan silika dimungkinkan.
- Bila $SSI = 1$, fluida dalam kondisi jenuh (*saturated*).
- Bila $SSI < 1$, fluida dalam kondisi tidak jenuh (*undersaturated*), sehingga tidak mungkin terjadi pengendapan silika.

2.5.2. Aspek Kinematika

Aspek kinetika pengendapan silika berkaitan dengan mekanisme dan kecepatan reaksi pengendapan silika. Kinetika pengendapan silika dipengaruhi oleh beberapa faktor, antara lain : tingkat supersaturasi, pH, temperatur, laju alir, aerasi, serta ion-ion lain dalam larutan. Aspek kinetika ini sulit untuk diprediksikan. Dua mekanisme yang mungkin untuk pengendapan silika adalah:

1. Pembentukan awal dari koloid diikuti pengendapan bertahap dari koloid tersebut.
2. Pengendapan secara langsung pada permukaan padatan.

2.6. *Calcite Scaling*

Defenisi dari kalsium karbonat (kalsit) saturation index (SI) secara perhitungan adalah:

$$CSI = \text{Log}(Q/K)$$

Dimana Q adalah produk aktivitas ion dari kalsium karbonat yang biasanya terlarut dalam air panas bumi (mol/L) dan K adalah kelarutan dari kalsium karbonat pada air panas bumi (mol/L). Ketika $SI < 0$ dan $Q/K < 1$, kelarutan actual dari kalsium karbonat dalam air tanah lebih sedikit daripada jumlah kalsium karbonat yang dapat dilarutkan dalam airtanah. Hal ini mengindikasikan bahwa deposisi kalsium karbonat tidak akan terbentuk. Ketika $SI > 0$ atau $Q/K > 2$, jumlah kalsium karbonat yang terlarut dalam air panas bumi lebih banyak daripada jumlah actual dari kalsium karbonat yang dapat terlarut dalam air tanah. Sehingga airtanah memiliki kemungkinan untuk mengendapkan kalsium karbonat (Plummer dan Busenberg, 1982 dalam Sumin dan Kan, 2015).

Pada umumnya kalsit terbentuk sebagai mineral penyusun batuan sedimen dan mineral sekunder yang terbentuk menggantikan mineral lain. Pada hydrothermal, kalsit yang terbentuk secara sekunder memiliki tekstur *bladed calcite* dan bentuk Kristal *pseudomorf*, yang merupakan bagian dari tekstur penggantian (*replacement*). Pada sistem pans bumi menjadi kerak pada sumur dan melimpah

dilapangan panas bumi (konsentrasi ion tinggi) dalam bentuk kalsit, aragonite dan veterit (Reyes dan Cardile, 1989).

Sumin dan Kan (2015) menyatakan, dari sisi termodinamika, pengendapan kalsium karbonat tergantung jumlah dari tekanan parsial CO_2 (P_{CO_2}), temperatur, dan komposisi air. Sedangkan menurut Wenner (2017) pengambilan massa dalam volume, temperatur, tekanan tertentu, dan pH juga menjadi factor utama dalam pembentukan kerak kalsit. Namun dibalik factor utama diatas, ada proses yang memicu factor tersebut. Berikut ini beberapa penyebab utama pergerakan kalsit yaitu:

1. Perbuahan tekanan fluida produksi yang besar antara reservoir dan kepala sumur: presipitasi kalsit yang dipengaruhi oleh penurunan solubilitas yang berasosiasi dengan penurunan tekanan yang besar dari reservoir dan kepala sumur
2. Korosi pada *casing* sumur: presipitasi dari kalsit dipengaruhi oleh korosi dari *casing* dan berasosiasi dengan peningkatan pH serta penurunan solubilitas kalsit.
3. *Boiling* dalam sumur produksi: presipitasi kalsit dipengaruhi oleh pendidihan dari fluida pada sumur produksi yang utamanya bukan dipengaruhi oleh penurunan tekanan secara hidrostatik atau kenaikan temperatur yang besar.
4. Kelimpahan mineral pembawa unsur Ca atau litologi batuan: Presipitasi kalsit dipengaruhi oleh tingginya kandungan Ca dari batuan yang dilewati oleh fluida reservoir dengan temperatur tinggi sehingga melarutkan ion Ca

yang akan mudah bereaksi dengan karbon dioksida membentuk mineral kalsit.

5. Penambahan garam: presipitasi kalsit dipengaruhi oleh peluruhan semen pada sambungan linier yang dipengaruhi oleh temperatur yang ditinggi dan proses hidrasi dari semen.
6. *Water Influx*: presipitasi kerak kalsit adalah ketika terjadi pencampuran antara fluida dari daerah yang lebih dalam dan lebih panas dengan fluida dari daerah yang lebih dangkal dan lebih dingin. Kedua campuran tersebut bias saja dalam keadaan jenuh, dan ketika fluida tersebut bertemu, maka akan memiliki potensi pergerakan yang sangat tinggi pada saat *flashing*.

2.7. Peranan Geokimia Dalam Pengembangan Panas Bumi

Dalam pemanfaatan sumber daya energi panas bumi, pemahaman tentang sifat kimia penyusun sistem panas bumi, yakni batuan, fluida dan penyusun lain perlu untuk diketahui karena pembentukan suatu sistem panas bumi merupakan suatu proses yang bukan hanya didominasi oleh perubahan aspek fisika namun juga aktivitas kimia bahkan radioaktif juga berlangsung selama genesis sistem panas bumi di alam. Aktivitas kimia yang terjadi dalam proses pembentukan sistem panas bumi bukan saja memahami apa yang terjadi dalam batuan penyusun sistem panas bumi, tetapi juga aspek kimia (komposisi, reaksi dan perubahan) yang berlangsung dalam fluida panas bumi harus mampu dipahami. Informasi mengenai kimia panas bumi memiliki peranan dalam beberapa tahap pengembangan sistem panas bumi.

1. Tahap survei pendahuluan
2. Tahap eksplorasi pemboran

3. Tahap konstruksi dan desain
4. Tahap awal produksi hingga produksi lanjut

Pada tahap survei pendahuluan lapangan, pengambilan sampling dan analisa dilakukan untuk mengetahui komposisi fluida panas bumi dibawah permukaan, temperatur reservoir, jenis batuan reservoir, menentukan besarnya natural *heat flow*, daerah *upflow*, kemungkinan masalah lingkungan, kemungkinan masalah *scaling*, potensi *recharge area* ataupun isotop, dan membantu menentukan lokasi pemboran eksplorasi.

Pada tahap eksplorasi pemboran, data geokimia dapat digunakan untuk mengetahui kondisi reservoir yang lebih baik, mengidentifikasi kemungkinan *feed zone* di sumur, mengukur luas lapangan panas bumi, menentukan besarnya *natural heat flow*, mengukur entalpi sumur, dan memantau kondisi manifestasi permukaan.

Pada tahap konstruksi dan desain, data geokimia dapat memprediksi kemungkinan terjadinya *scaling* silika di turbin, memperkirakan konsentrasi gas, memilih material untuk fasilitas produksi, dan merencanakan mitigasi lingkungan. Sedangkan dalam tahap awal produksi hingga produksi lebih lanjut data ini digunakan untuk memantau fluida yang dikeluarkan sumur, memantau fluida injeksi dan membantu menyelesaikan masalah produksi seperti *scaling*, korosi, dan lain-lain