

**PENENTUAN KARAKTERISTIK RESERVOIR PANAS BUMI
DENGAN ANALISIS METODE GEOKIMIA FLUIDA
MANIFESTASI DAN SUMUR LAPANGAN PANAS BUMI
BERDASARKAN ANALISIS pH, *ION BALANCE*, *CL-SO₄-HCO₃*
DAN *NA-K-MG***

(Skripsi)

Oleh :

**Igo Relindo
1615051009**



**KEMENTERIAN PENDIDIKAN DAN KEBUDAYAAN
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2021**

ABSTRACT

DETERMINATION OF GEOTHERMAL RESERVOIR CHARACTERISTICS WITH ANALYSIS OF MANIFESTATION FLUID AND GEOTHERMAL FIELD WELL METHODS BASED ON pH, ION BALANCE, CL-SO₄-HCO₃ AND NA-K-MG ANALYSIS

By

Igo Relindo

Geochemical data analysis was carried out to determine the comparison of geothermal fluids at each location using the method of pH analysis, ion balance, fluid characteristics to determine the type of fluid water and determine fluid balance and estimate reservoir temperature based on calculations so that it would get a good reservoir condition, and test the method by correlating or comparing with the facts of field production. There are 15 samples from different locations used to determine the type of fluid. The results of the analysis can be concluded that 4 geothermal samples are considered to have good reservoir conditions and 5 geothermal samples are considered moderate reservoir conditions. Geothermometer calculations used to represent reservoir temperature estimates are Giggenbach Na-K geothermometer, Na-K-Ca geothermometer, K-Mg geothermometer, and Chalcedony geothermometer consisting of high-temperature classification, medium temperature classification, and low-temperature classification. Samples that have good reservoir conditions based on the analysis of the correlation between reservoir temperature with potential and also the temperature of the geothermal reservoir that has been producing from each location it is concluded that the temperature from the calculation and also the temperature in the actual field conditions have almost the same difference and have potential great geothermal.

Keyword : Fluid geochemistry Characteristics Geothermal Reservoir Temperature.

ABSTRAK

PENENTUAN KARAKTERISTIK RESERVOIR PANAS BUMI DENGAN ANALISIS METODE GEOKIMIA FLUIDA MANIFESTASI DAN SUMUR LAPANGAN PANAS BUMI BERDASARKAN ANALISIS pH, ION *BALANCE, CL-SO₄-HCO₃* DAN *NA-K-MG*

Oleh

Igo Relindo

Analisis data geokimia dilakukan untuk mengetahui perbandingan fluida panas bumi pada masing-masing lokasi dengan menggunakan metode analisis pH, kesetimbangan ion, karakteristik fluida untuk mengetahui tipe air fluida dan menentukan kesetimbangan fluida serta mengestimasi suhu reservoir berdasarkan perhitungan sehingga akan mendapatkan kondisi reservoir yang bagus, dan menguji metode tersebut dengan mengkorelasikan atau membandingkan dengan fakta produksi lapangan. Terdapat 15 sampel dari lokasi berbeda yang digunakan untuk mengetahui tipe fluida. Hasil analisis dapat disimpulkan bahwa 4 sampel panas bumi yang dianggap memiliki kondisi reservoir yang bagus dan 5 sampel panas bumi termasuk kondisi reservoir yang sedang. perhitungan geotermometer yang digunakan untuk merepresentasikan estimasi suhu reservoir adalah geotermometer Na-K Giggenbach, geotermometer Na-K-Ca, geotermometer K-Mg dan geotermometer Chalcedony yang terdiri dari klasifikasi suhu tinggi, klasifikasi suhu sedang serta klasifikasi suhu rendah. Sampel yang memiliki kondisi reservoir yang bagus berdasarkan analisis dikorelasikan antara suhu reservoir dengan potensi dan juga suhu reservoir panas bumi yang telah berproduksi dari masing-masing lokasi disimpulkan bahwasannya suhu dari perhitungan dan juga suhu pada kondisi lapangan yang sebenarnya memiliki selisih yang hampir sama dan mempunyai potensi panas bumi yang besar.

Kata Kunci : Geokimia fluida, Karakteristik, Panasbumi, Suhu Reservoir.

**PENENTUAN KARAKTERISTIK RESERVOIR PANAS BUMI DENGAN
ANALISIS METODE GEOKIMIA FLUIDA MANIFESTASI DAN SUMUR
LAPANGAN PANAS BUMI BERDASARKAN ANALISIS pH, ION
BALANCE, $Cl-SO_4-HCO_3$ DAN $Na-K-Mg$**

Oleh

Igo Relindo

Skripsi

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK**

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**KEMENTERIAN PENDIDIKAN DAN KEBUDAYAAN
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2021**

Judul Skripsi : **PENENTUAN KARAKTERISTIK RESERVOIR PANAS BUMI DENGAN ANALISIS METODE GEOKIMIA FLUIDA MANIFESTASI DAN SUMUR LAPANGAN PANAS BUMI BERDASARKAN ANALISIS pH, ION BALANCE, $CL-SO_4-HCO_3$, DAN $NA-K-MG$**

Nama Mahasiswa : **Igo Refindo**

Nomor Pokok Mahasiswa : 1615051009

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Dosen Pembimbing I



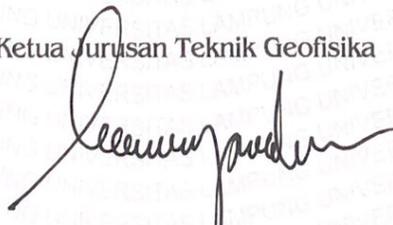
Prof. Drs. Ir. Suharno, M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002

Dosen Pembimbing II



Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si.
NIP 19711210 199702 1 001

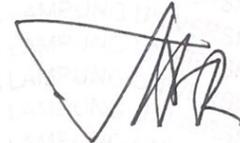
2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



Karyanto, S.Si., M.T.
NIP 19691230 199802 1 001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji



Ketua : **Prof. Drs. Ir. Suharno, M.Sc., Ph.D.**

Sekretaris : **Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si.**

Penguji
Bukan Pembimbing : **Rustadi, S.Si., M.T.**

2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Drs. Ir. Suharno, M.Sc., Ph.D.
NIP. 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **24 Juni 2021**

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, 12 Juli 2021



RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Tanjung Raya, pada tanggal 22 November 1997, anak ketujuh dari delapan bersaudara dari pasangan Bapak Edison Pakpahan (Alm) dan Ibu Priska Simamora. Penulis menyelesaikan pendidikan formalnya di Sekolah Dasar di SD 1 Tanjung Raya yang diselesaikan pada tahun 2010. Pendidikan Sekolah Menengah Pertama di SMP 2 Liwa yang diselesaikan pada tahun 2013. Kemudian, pendidikan Sekolah Menengah Atas di SMAN 1 Liwa hingga tahun 2016. Pada tahun 2016 penulis melanjutkan studi di perguruan tinggi dan terdaftar sebagai mahasiswa Jurusan Teknik Geofisika Fakultas Teknik Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN.

Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif dalam berbagai organisasi. Pada Tahun 2017-2018 penulis menjadi anggota aktif Bidang Multimedia Informasi Himpunan Mahasiswa (HIMA) TG Bhuwana, menjadi staff Kesekretariatan (Komunikasi dan Informasi) di BEM FT (Badan Eksekutif Mahasiswa Fakultas Teknik). Pada Tahun 2018-2019, penulis menjabat sebagai Ketua Bidang Multi Media di Hima TG Bhuwana, selain itu penulis juga aktif sebagai anggota *Public Relation* SEG (*Society Exploration Geophysics*) *Student Chapter* Unila. Penulis menjadi Koordinator Minat Bakat di Forum Komunikasi Mahasiswa Kristiani Fakultas Teknik (FKMK-FT), serta menjadi Anggota Divisi Kreatif di HMGZine. Pada awa

1 tahun 2020, penulis juga aktif menjadi Asisten Praktikum untuk mata kuliah Eksplorasi Panasbumi. Selama menjadi mahasiswa dalam bidang akademik penulis pernah mendapatkan beasiswa PPA (Pengembangan Prestasi Akademik) pada tahun 2018-2019.

Pada tahun 2019 juga, Penulis melaksanakan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Desa Sinar Jawa, Kecamatan Air Naningan, Kabupaten Tanggamus. Kemudian, selama menjadi mahasiswa Serta dalam mengaplikasikan ilmu di bidang Geofisika, penulis telah melaksanakan Kerja Praktik (KP) pada Bulan Januari 2019 di Pusat Penelitian dan Pengembangan Teknologi Ketenagalistrikan, Energi Baru, Terbarukan dan Konservasi Energi (P3TKEBTKE) dengan tema **“PROSEDUR PENGGUNAAN ALAT PHOENIX MTU V8-6R DALAM AKUISISI DAN PREPROCESSING METODE AUDIO MAGNETOTELLURIC (AMT)”**.

Selain itu penulis mengikuti Kompetisi Poster “Geoposter” IUGC Tahun 2018 dan juga kompetisi Lomba Karya Tulis Ilmiah pada acara LKTI PIT HMGI pada Juli 2020 dengan judul **“Menentukan Struktur Sesar Dan Sistem Panasbumi Berdasarkan Analisis Inversi Gravity, Data Magnetotellurik, Dan Geokimia Dalam Studi Kasus: Lapangan Prospek Panasbumi Wai Selabung Sumatera Selatan”**. Ketertarikan penulis dalam bidang geoscience dibuktikan dengan 2 karya yang telah terpublikasi proceeding, yaitu pada *event* Joint Convention Yogyakarta 2019 (JCY 2019), dengan judul **“Estimation of Moho Depth in Lampung Region Using Gravity Data Based on 3D Inversion by Parker-Oldenburg Algorithm”** dan juga dengan judul **“Integrating Gravity Method for Reconnaissance Survey in Hydrocarbon Exploration Case Study : South Sumatra Basin“**.

Kemudian penulis melakukan penelitian Tugas Akhir (TA) di Laboratorium Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung pada bulan Juli– Desember 2020 dengan judul penelitian **“PENENTUAN KARAKTERISTIK RESERVOIR PANAS BUMI DENGAN ANALISIS METODE GEOKIMIA FLUIDA MANIFESTASI DAN SUMUR LAPANGAN PANAS BUMI BERDASARKAN ANALISIS pH, ION BALANCE, CL-SO4-HCO3 DAN NA-K-MG”** dan dinyatakan lulus pada tanggal 24 Juni 2021.

PERSEMBAHAN

Puji Tuhan

Kupersembahkan skripsiku ini untuk:

Tuhan Yesus Kristus

Untuk Orangtua terbaik

Almarhum Bapak Tercinta, Bapak Edison Pakpahan, semoga bapak diberikan tempat terbaik di sisi-Nya

Ibu Tercinta, Ibu Priska Simamora yang telah berjuang tanpa lelah, mendukung dan terus mendoakan hingga mampu menyelesaikan pendidikan S-1

Untuk Keluargaku, adik dan kakak – kakakku

yang telah banyak membantu dalam setiap suka duka yang aku temui, memberikanku banyak pelajaran untuk menjadi lebih kuat

Teknik Geofisika Universitas Lampung 2016

Keluarga Besar FKMK-FT

Keluarga Besar Teknik Geofisika UNILA

Almamater Tercinta Universitas Lampung

MOTTO

Flipi 4:13

“Segala perkara dapat kutanggung di dalam Dia yang memberi kekuatan kepadaku”.

Kolose 3:23

“Apapun juga yang kamu perbuat, perbuatlah dengan segenap hatimu seperti untuk Tuhan dan bukan untuk manusia”.

“BE A HARD WORKER WHO ALWAYS BELIEVES IN YOUR OWN ABILITIES”

(IGO)

“JADILAH BERDAMPAK UNTUK ORANG LAIN”

KATA PENGANTAR

Dengan mengucapkan rasa syukur kepada Tuhan Yesus Kristus untuk setiap berkat yang Tuhan boleh berikan di setiap hari penulis, sehingga penulis mampu menyelesaikan skripsi yang berjudul “**Penentuan Karakteristik Reservoir Panas Bumi Dengan Analisis Metode Geokimia Fluida Manifestasi Dan Sumur Lapangan Panas Bumi Berdasarkan Analisis Ph, Ion Balance, Cl-SO₄-HCO₃ dan Na-K-Mg**”. Skripsi ini merupakan syarat untuk menyelesaikan studi Strata-1 Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Penulis mengucapkan terima kasih kepada pihak yang telah membantu dalam melakukan pembuatan skripsi ini.

Adapun dalam penulisan skripsi ini penulis menyadari bahwa masih terdapat kekurangan. Selesaiannya skripsi ini juga tidak lepas dari bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak. Atas segala kekurangan dan ketidaksempurnaan dalam skripsi ini, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun kearah perbaikan dan penyempurnaan skripsi. Penulis berharap skripsi ini dapat bermanfaat dan memberikan perkembangan ilmu pengetahuan, khususnya di bidang geofisika. Atas perhatiannya saya ucapkan Terima Kasih.

Penulis

Igo Relindo

SANWACANA

Puji syukur kepada Tuhan atas kasih karunia dan berkat-Nya, serta hikmat dan pertolongan-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **“Penentuan Karakteristik Reservoir Panas Bumi Dengan Analisis Metode Geokimia Fluida Manifestasi Dan Sumur Lapangan Panas Bumi Berdasarkan Analisis Ph, Ion Balance, Cl-SO₄-HCO₃ Dan Na-K-Mg”**. Banyak pihak yang terlibat dalam memberikan kontribusi ilmiah, spiritual dan informasi baik secara langsung maupun tidak langsung. Pada kesempatan kali ini penulis ingin menyampaikan terima kasih kepada:

1. Tuhan Yesus Kristus, yang senantiasa menyertai dalam kesulitan maupun kemudahan, yang selalu memberkati dalam hidup penulis dalam segala hal.
2. Almarhum Ayahanda Edison Pakpahan, semoga anakmu bisa selalu menerapkan ilmu, dan pendidikan yang telah bapak berikan agar bermanfaat bagi orang lain dan Tuhan memberikan tempat terbaik untuk bapak..
3. Ibunda Priska Simamora atas segala pengorbanan, perjuangan yang tak henti-hentinya serta yang selalu mendidik dan mendukung penulis dalam segala hal baik doa maupun materi. Terima kasih banyak atas semua motivasi dan dukungan dalam segala hal selama ini.
4. Bapak Prof. Drs. Ir. Suharno, B.Sc., M.Sc., Ph.D., IPU., ASEAN Eng. Selaku Dosen Pembimbing I sekaligus Dekan Fakultas Teknik Universitas

5. Lampung. Terimakasih atas bimbingan, bantuan dan ilmu yang telah diberikan dari awal hingga akhir pelaksanaan tugas akhir di Jurusan Teknik Geofisika sehingga penulis dapat menyelesaikan penelitian ini,
6. Bapak Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si. selaku Dosen Pembimbing II Tugas Akhir penulis yang telah memberikan arahan, bimbingan, masukan serta ilmu dalam penyusunan laporan tugas akhir ini sehingga penulis dapat menyelesaikan penelitian ini.
7. Bapak Rustadi, S.Si., M.T. selaku Dosen Penguji Tugas Akhir penulis yang telah memberikan masukan dan saran penelitian ini menjadi lebih baik.
8. Dosen-dosen dan Staff Teknik Geofisika Universitas Lampung yang penulis hormati yang telah memberikan semua ilmu selama ini.
9. Teman-teman seperjuangan Keluargaku Teknik Geofisika 2016, Detri, Fikri, Ariska, Mirza, Echa, Yopan, Tws, Yuzir, Yola, Alia, Fidel, Puja, Cila, Fitria, Ikhsann, Arel, Fristi, Engla, Fachrul, Zahra, Ditha, Umam, Buyung, Eko, Etri, Ripang, David, Ribka, Jaka, Arya, Ramos, Desima, Gege, Haqqie, Sarah, Mach, Alvin, Adli, Ahfas, Suci K, Puteri, Lintang, Pupu, Kintani, Clara, Iis, Bani, Afifah, Nadya, Mufido, Kristin, Arif, dan Tara, terimakasih untuk kebersamaan dan telah menjadi sahabat terbaik yang selama ini mendukung, menjadi tempat berbagi suka dan duka selama masa perkuliahan di Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
10. SHALOM TG (Ramos, Ribka, Eko, Desima, David, Intan) terima kasih atas kebersamaan dan dukungannya dan selalu setia hadir dikala susah dan senang, semoga kita sukses selalu.

11. Wanita yang selalu sabar dan selalu memberikan motivasi dan menemani kapanpun dan dimanapun agar penulis dapat menyelesaikan skripsi ini yaitu Luscacini Maria.
12. Keluarga besar 19G, 20G, 21G dan FKMK-FT yang selalu mendoakan dan memberi dukungan secara rohani yang tak kunjung henti.
13. Teman-teman TPPM (Gunawan, Debora, Mey, Desima, Haga) yang selalu memberi dorongan, dukungan dan doa dari awal hingga selesainya penulisan tugas akhir ini.
14. Partner seperjuangan KP dan TA, Adli dan Detry yang selalu berbagi ilmu dan semangat serta telah membantu penulis dalam menyelesaikan tugas akhir ini. Semoga kita semua bisa sukses.
15. Berbagai pihak yang telah membantu penulis yang terlibat yang tidak dapat disebutkan satu persatu.
16. *Last but not least, I wanna thank me, for believing in me, for doing all this hard work, for having no days off, for never quitting, for just being me at all times.*

Semoga dengan adanya laporan ini dapat bermanfaat bagi pembaca. Adapun kritik dan saran sangat diharapkan agar menjadi kebaikan penulis untuk menjadi lebih baik.

Bandar Lampung, 12 Juli 2021

Igo

DAFTAR ISI

ABSTRACT	i
ABSTRACT	ii
HALAMAN JUDUL	iii
HALAMAN PERSETUJUAN	iv
HALAMAN PENGESAHAN	v
HALAMAN PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
PERSEMBAHAN	x
MOTTO	xi
KATA PENGANTAR	xii
SANWACANA	xiii
DAFTAR ISI	xvi
DAFTAR GAMBAR	xix
DAFTAR TABEL	xxi
I. PENDAHULUAN	
A. Latar Belakang	1
B. Tujuan Penelitian	3
C. Batasan Masalah	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	
A. Tipe-tipe Sistem Panasbumi	4

B. Komponen Sistem Panasbumi	7
C. Klasifikasi Sistem Panasbumi	9
D. Karakteristik Manifestasi Panasbumi	11
E. Lokasi Penelitian	12

III. TEORI DASAR

A. Sistem Panasbumi	39
B. Metode Geokimia	47
1. Keseimbangan Ion	47
2. Tipe Fluida Panasbumi	48
3. Geoindikator dan <i>Tracer</i>	51
4. Geotermometer	54

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian	62
B. Data Penelitian dan Perangkat Lunak	62
1. Data Penelitian	62
2. Perangkat Penelitian.....	62
C. Jadwal Kegiatan	63
D. Prosedur Penelitian	64
1. Pengolahan Data Geokimia	64
E. Diagram Alir	66

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Data Sampel Panas Bumi.....	67
B. Analisis pH.....	68
C. Analisis <i>Ion Balance</i>	69
D. Geoindikator Cl-SO ₄ -HCO ₃	72
E. Sinkronisasi Karakteristik Reservoir	75
F. Geoindikator Na-K-Mg	77
G. Perhitungan Geotermometer	81
H. Reservoir Panas Bumi yang Bagus	85

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan	95
B. Saran	96

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-vulkanik (Moeck, 2014). . .	5
Gambar 2. Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik (Moeck, 2014)...	6
Gambar 3. Sistem panasbumi tipe konveksi non-magmatik.....	7
Gambar 4. Lapangan Panas Bumi Champagne Pool	13
Gambar 5. Lapangan Panas Bumi Tauhara.....	15
Gambar 6. Peta lapangan panas bumi Tauhara, bagian Tenggara dari Wairakei .	16
Gambar 7. Lapangan Panas Bumi Broadlands-Ohaaki.....	17
Gambar 8. Diagram Geologi Bawah Permukaan Ohaaki	18
Gambar 9. Lapangan Panas Bumi Tongonan.....	19
Gambar 10. Struktur Geologi Tongonan dari foto udara	20
Gambar 11. Lapangan Panas Bumi Cerro Prieto	21
Gambar 12. Lapangan Panas Bumi Salton Sea.....	24
Gambar 13. Area Panas Bumi Waiwera	26
Gambar 14. Model Konseptual Akuifer Waiwera dalam Penampang Melintang	27
Gambar 15. Lapangan Panas Bumi Fuzhou.....	28
Gambar 16. Lapangan Panas Bumi Manikaran.....	31
Gambar 17. Lapangan Panas Bumi Tianjin	32

Gambar 18. Peta Divisi Tektonik Geologi di Tianjin	33
Gambar 19. Lapangan Panas Bumi Beijing	34
Gambar 20. Penampang Graben di Beijing.....	35
Gambar 21. Peta Aliran Panas Pannonia Basin	37
Gambar 22. Lokasi Sumur yang diinvestigasi dan Penampang Geologi W-E	38
Gambar 23. Sistem Panasbumi (Dickson dan Fanelli, 2004).....	40
Gambar 24. Kondisi Hidrologi dari Sistem Dominasi Uap (Simmons, 1998).	45
Gambar 25. Kondisi Hidrologi dari Sistem Dominasi Air (Simmons, 1998).....	46
Gambar 26. Diagram Segitiga Cl, SO ₄ , dan HCO ₃ (Simmons, 1998).....	52
Gambar 27. Diagram Segitiga Na - K - Mg (Simmons, 1998).	54
Gambar 28. Kurva Kelarutan Silika Terhadap Suhu (Simmons, 1998).....	55
Gambar 29. Grafik Penentuan Suhu Koreksi Mg Berdasarkan Hasil Perhitungan Geotermometer Na – K – Ca (Simmons, 1998).....	61
Gambar 30. Diagram Alir	66
Gambar 31. Hasil Plot Sampel Fluida pada Diagram Cl-SO ₄ -HCO ₃	73
Gambar 32. Hasil Plot Sampel Fluida pada Diagram Na-K-Mg	79
Gambar 33. Estimasi Suhu Reservoir pada Diagram Na-K-Mg	88

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Perbedaan sistem panasbumi tipe-tipe konveksi berdasarkan <i>setting</i> geologi (Moeck, 2014)	5
Tabel 2. Keberadaan manifestasi permukaan berdasarkan peran transfer panas pada daerah panasbumi (Hochstein dan Browne, 2000).	12
Tabel 3. Persamaan-persamaan geotermometer silika (Aribowo, 2011).	57
Tabel 4. Persamaan-persamaan geotermometer Na – K (Aribowo, 2011).	58
Tabel 5. Jadwal Kegiatan Penelitian	63
Tabel 6. Data sampel geokimia air panas bumi	67
Tabel 7. Perkiraan tipe fluida dalam sistem panas bumi.....	68
Tabel 8. Tipe fluida berdasarkan analisis pH.....	68
Tabel 9. Hasil analisis sampel air (dalam milimol).....	70
Tabel 10. <i>Ion Balance</i> sampel air panas bumi	68
Tabel 11. Presentase kandungan Cl, SO ₄ , dan HCO ₃	73
Tabel 12. Karakteristik reservoir tersinkronisasi	76
Tabel 13. Persentase kandungan Na, K , Mg	78
Tabel 14. Hasil perhitungan geotermometer sampel fluida panas bumi	82
Tabel 15. Klasifikasi reservoir panas bumi.....	86
Tabel. 16. Kondisi Reservoir panas bumi yang bagus.....	89
Tabel 17. Data sampel geokimia setelah analisis.....	94

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Energi panasbumi telah menjadi salah satu energi alternatif penting di seluruh dunia selama beberapa tahun terakhir. Energi terbarukan ini telah dimanfaatkan untuk pembangkit listrik khususnya di 24 negara seperti Amerika Serikat, Filipina, Indonesia, Meksiko dan Selandia Baru yang merupakan salah satu negara yang memiliki potensi besar dalam hal kapasitas daya listrik terpasang (Bertani, 2015). Dalam hal pasokan energi primer yang tersedia, energi panasbumi memiliki kapasitas yang sangat kecil dibandingkan dengan energi lain seperti minyak, batubara, dan gas alam yang terdiri 31.7%, 29%, dan 21% dari masing-masing total energi primer pasokan di seluruh dunia (IEA, 2014). Pengembangan energi panasbumi ini sangat diperlukan guna meningkatkan pasokan dari energi hijau dan bersih ini. Kegiatan eksplorasi sangat penting untuk keberhasilan pengembangan sumberdaya panasbumi karena kompleksitas sistem bawah permukaan. Secara umum, eksplorasi panasbumi harus dilakukan dengan pendekatan yang berfokus pada geologi, geokimia dan geofisika.

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. 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.

Untuk menggambarkan potensi panasbumi pada daerah penelitian, dilakukan analisis data geokimia dimana pada kegiatan eksplorasi panasbumi dilakukan untuk mengetahui karakteristik fluida, memperkirakan temperatur reservoir panas bumi. Karakteristik tersebut diperoleh dari penyelidikan jenis manifestasi, konsentrasi senyawa kimia terlarut dan terabsorpsi dalam sampel air. Penelitian ini difokuskan untuk mengetahui perbandingan fluida panas bumi pada masing-masing lokasi berdasarkan sistem panas bumi *cyclic* dan *storage* dengan menggunakan metode analisis pH, kesetimbangan ion, karakteristik fluida untuk mengetahui tipe air fluida dan menentukan kesetimbangan fluida serta mengestimasi suhu reservoir berdasarkan perhitungan sehingga akan mendapatkan kondisi reservoir yang bagus, dan juga penelitian ini digunakan untuk menguji metode tersebut dengan mengorelasikan atau membandingkan dengan fakta produksi lapangan.

B. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Membedakan serta mendapatkan karakteristik reservoir panas bumi berdasarkan analisis pH, *Ion balance* dan diagram Cl-SO₄-HCO₃ yang baik.
2. Mendapatkan estimasi suhu reservoir berdasarkan karakteristik reservoir dengan menggunakan perhitungan geotermometer.
3. Mendapatkan reservoir yang bagus berdasarkan karakteristik dan estimasi suhu reservoir.
4. Membandingkan hasil analisis dengan fakta produksi yang ada.

C. Batasan Masalah

Data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder berupa data temperatur, pH, dan geokimia fluida (Na, K, Mg, Ca, Cl, SO₄, HCO₃, SiO₂). Pembahasan ini dibatasi pada penentuan karakteristik reservoir di lokasi panas bumi yaitu menentukan tipe fluida, mengetahui kesetimbangan fluida, serta memperkirakan estimasi suhu reservoir berdasarkan analisis data geokimia, dan untuk menguji metode tersebut dengan mengkorelasikan atau membandingkan dengan fakta produksi lapangan.

II. TINJAUAN PUSTAKA

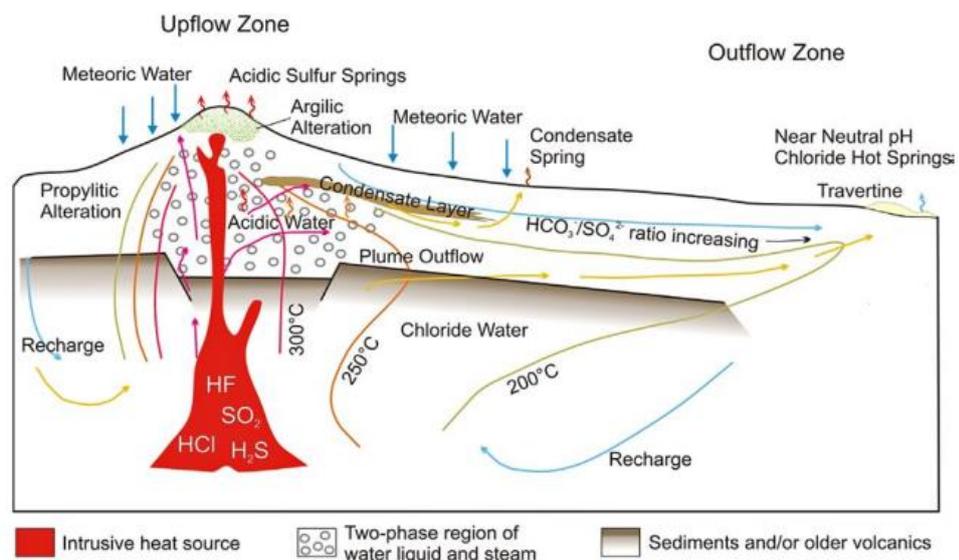
A. Tipe-tipe Sistem Panasbumi

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)

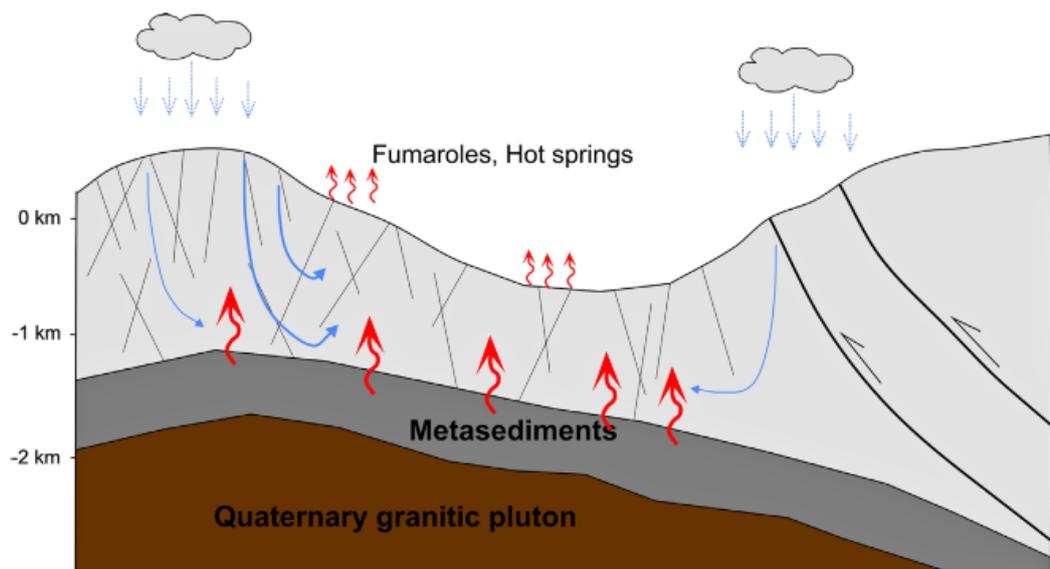
Tipe sistem panasbumi	Tipe vulkanik	Tipe plutonik	Tipe domain ekstensional
Setting tektonik	1. Busur magmatik 2. Batas tengah Samudra 3. <i>Hot spots</i>	1. Orogen muda 2. Fase setelah orogen	1. Kompleks inti metamorf 2. Ekstensi busur belakang 3. <i>Pull-apart basins</i> 4. <i>Intracontinental rift</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).

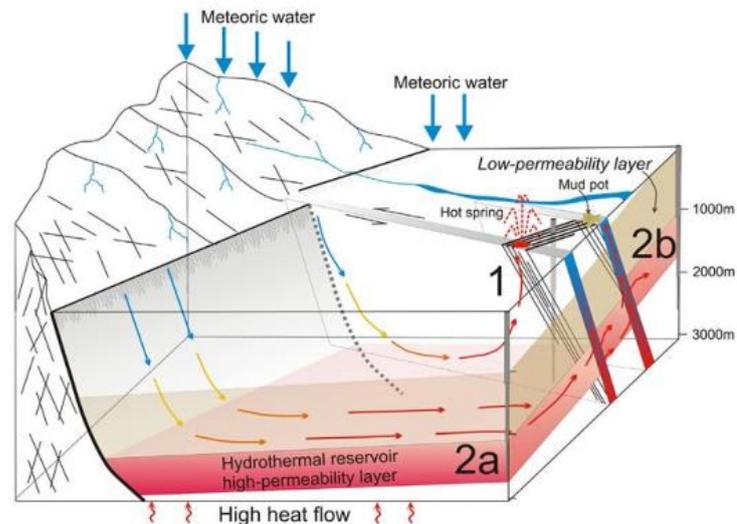
Sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik biasanya terletak di sepanjang batas konvergen ataupun transform kerak-kerak benua dengan sistem magmatisme muda. Kehadiran dan besarnya sumber panas pada sistem panasbumi tipe konveksi magmatik-plutonik dikendalikan oleh usia magmatisme, magmatisme aktif 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).

Sistem panasbumi tipe domain ekstensional (non magmatic) biasanya 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).

B. Komponen Sistem Panas Bumi

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

1. Sumber panas

Sumber panas dari suatu sistem hidrotermal umumnya berupa tubuh intrusi magma. Namun ada juga sumber panas hidrotermal yang bukan berasal dari batuan beku. Panas dapat dihasilkan dari peristiwa uplift basement rock yang masih panas, atau bisa juga berasal dari sirkulasi air tanah dalam yang mengalami pemanasan akibat adanya perlipatan atau patahan. Perbedaan sumber panas ini akan berimplikasi pada perbedaan suhu reservoir panasbumi secara umum, juga akan berimplikasi pada perbedaan sistem panasbumi.

2. Batuan reservoir

Batuan reservoir adalah batuan yang dapat menyimpan dan meloloskan air dalam jumlah yang signifikan karena memiliki porositas dan permeabilitas yang cukup baik. Keduanya sangat berpengaruh terhadap kecepatan sirkulasi fluida. Batuan reservoir juga sangat berpengaruh terhadap komposisi kimia dari fluida hidrotermal. Sebab fluida hidrotermal akan mengalami reaksi dengan batuan reservoir yang akan mengubah kimiawi dari fluida tersebut. Nicholson (1993) menjelaskan bahwa batuan vulkanik, sedimen klastik, dan batuan karbonat umumnya akan menghasilkan fluida hidrotermal dengan karakter kimia yang dapat dibedakan satu dengan yang lainnya.

3. Fluida

Nicholson (1993) menyebutkan ada 4 (empat) macam asal fluida fluida panasbumi, 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, Ellis dan Mahon (1977) membagi fluida magmatik menjadi dua jenis, yaitu air magmatik yang berasal dari magma namun pernah menjadi bagian dari air meteorik dan air juvenile yang belum pernah menjadi bagian dari meteorik.

C. Klasifikasi Sistem Panasbumi

Terdapat berbagai klasifikasi sistem panasbumi yang diajukan oleh berbagai peneliti. Umumnya pembagian klasifikasi sistem panasbumi didasarkan pada beberapa aspek seperti asal fluida, suhu fluida di reservoir dan jenis sumber panas.

1. Asal fluida

Pembagian berdasarkan asal fluida ini disampaikan oleh Ellis dan Mahon (1977). Mereka membagi sistem panasbumi menjadi *cyclic system* dan *storage system*.

- a. *Cyclic system* yaitu apabila suatu fluida hidrotermal berasal dari air meteoric yang mengalami infiltrasi dan masuk jauh ke bawah permukaan, kemudian terpanaskan dan bergerak naik ke permukaan

sebagai fluida panas. Pada sistem ini, air meteoric mengalami recharge dari hujan dan infiltrasi, sehingga siklus sistem berjalan terus menerus. Sistem ini membutuhkan unsur-unsur sebagai berikut: 1. formasi batuan yang memungkinkan air mengalami sirkulasi, 2. sumber panas, 3. ketersediaan air yang cukup, 4. ketersediaan waktu dan area permukaan untuk pertukaran panas sehingga memungkinkan air terpanaskan, 5. terdapat jalur air untuk naik ke permukaan.

- b. *Storage System* terbentuk apabila air tersimpan pada batuan dalam skala waktu geologi yang cukup lama dan terpanaskan secara insitu, baik sebagai fluida dalam formasi maupun sebagai air dari proses hidrasi pada mineral. Storage system ini dibagi berdasarkan host atau batuan tempat tersimpannya fluida tersebut, menjadi: (1) *Sedimentary basin system* dimana fluida diperoleh saat sedimen terendapkan. Salinitas pada air yang dihasilkan oleh air formasi ini umumnya lebih tinggi di banding salinitas pada air magmatik. Selain itu, air yang berasal dari air laut ini juga akan mengakibatkan komponen ion klorida pada air formasi yang mengalami pemanasan akan meningkat. (2) *metamorphic system* dimana air berasal dari pelepasan H₂O saat proses metamorfisme batuan sedimen asal laut berjalan (White dkk, 1973 dalam Ellis dan Mahon, 1977).

2. Jenis sumber panas

Secara umum terdapat dua jenis *heat source* yang dikenal dalam sistem panasbumi seperti yang dipaparkan Nicholson (1993), yaitu *volcanogenic* dan *non-volcanogenic*.

- a. *Volcanogenic System* yaitu sistem hidrotermal yang sumber panasnya berasal dari aktivitas magma. Intrusi magma yang bersifat andesitik, umumnya membentuk geometri intrusi dengan diameter kecil namun secara vertikal dekat dengan permukaan. Sedangkan magma yang bersifat asam, umumnya memiliki tubuh yang berdiameter lebar, namun secara vertikal jauh di bawah permukaan.
- b. *Non-volcanogenic system* yaitu sistem hidrotermal yang sumber panasnya tidak berkaitan dengan aktivitas vulkanisme. Nicholson (1993) menjelaskan bahwa panas pada sistem ini dapat dihasilkan dari peristiwa *uplift basement rock* yang masih panas, atau bisa juga berasal dari sirkulasi air tanah dalam yang mengalami pemanasan akibat adanya perlipatan atau patahan, serta adanya panas residual pada batuan beku pluton. Sistem ini dapat menghasilkan fluida dengan temperatur tinggi hingga rendah.

D. Karakteristik Manifestasi Panas bumi

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

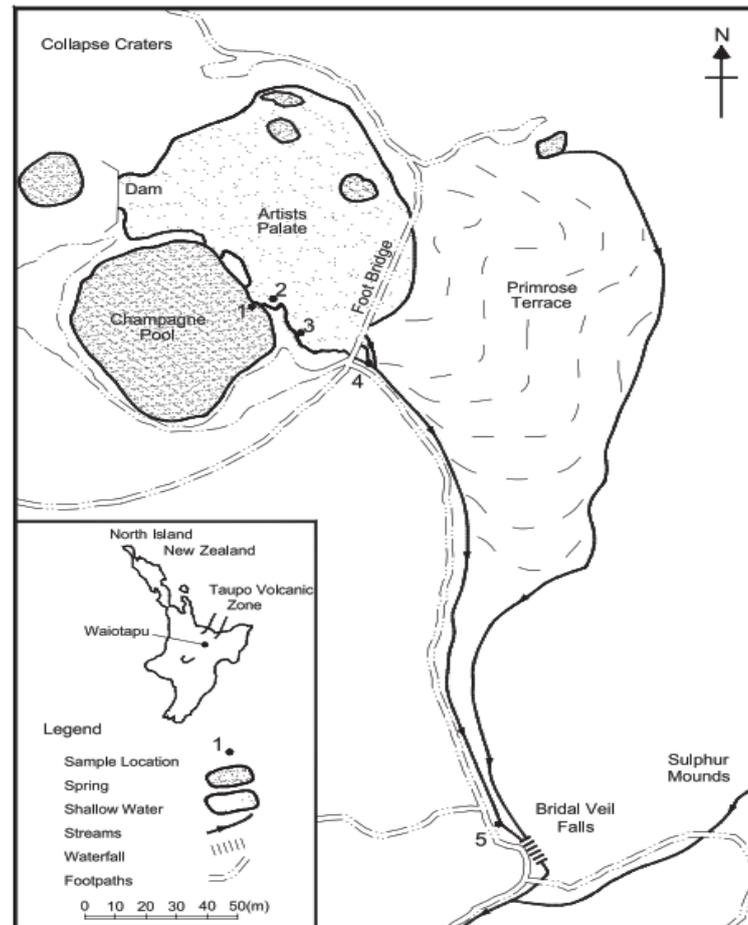
Tabel 2. Keberadaan manifestasi permukaan berdasarkan peran transfer panas pada daerah panasbumi (Hochstein dan Browne, 2000).

Manifestasi	Lokalisasi umum keberadaan panasbumi			
	Vulkanik Hydrothermal	Penunjaman lempeng	<i>Heat Sweep</i> (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 asam</i>	xx	(x)	-	-
<i>Hot spring netral</i>	-	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)				

E. Lokasi Penelitian

a. Wairakei, New Zealand

Champagne Pool adalah fitur geothermal yang muncul di area geothermal Waiotapu di Pulau Utara Selandia Baru. Champagne Pool memiliki kedalaman sekitar 60 m, dan memiliki diameter sekitar 70 m yang terletak di ujung selatan lapangan Panas Bumi Waiotapu di kawah letusan hidrotermal berusia 900 tahun yang lalu oleh letusan hidrotermal. Konsentrasi klorida tinggi terjadi di perairan di Champagne Pool, menunjukkan bahwa ini merupakan jalur aliran yang sangat permeabel yang mengalirkan air di bawah permukaan (Hedenquist, 1991).



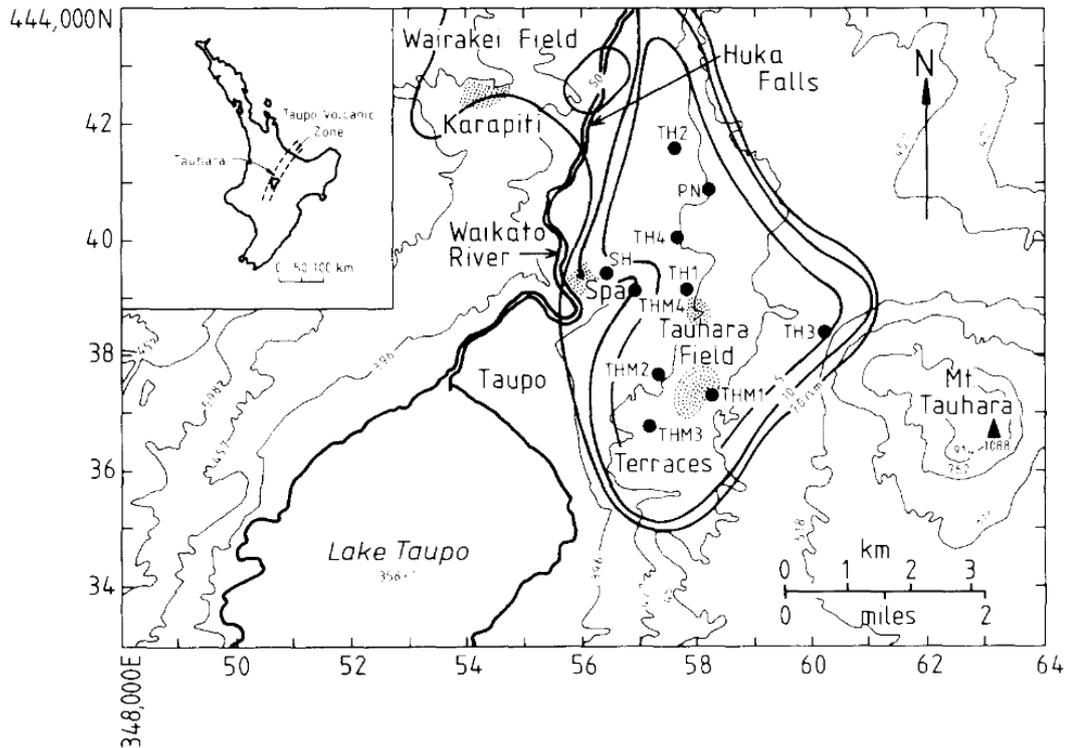
Gambar 4. Lapangan Panas Bumi Champagne Pool (Brian, 2001)

Stratigrafi di daerah Wai-o-tapu terdiri dari endapan piroklastik felsik yang hampir datar dan turunannya yang dijalankan ulang secara lokal, bersama dengan aliran lava andesit dan dasit, dan sedimen lakustrin berbutir halus dalam berbagai keadaan litifikasi. Batuan vulkanik yang ditembus oleh sumur Wai-o-tapu menunjukkan tingkat perubahan dan permeabilitas yang sangat bervariasi (Hedenquist dan Browne 1989). Mineral mafik primer sering diganti seluruhnya seperti plagioklas yang sepenuhnya diubah menjadi kumpulan mineral, termasuk jumlah variabel albit, adularia, kalsit, mika, atau epidot. Di bawah 150 m (200°C pada kurva kedalaman titik didih), mineral alterasi utama dalam urutan perkiraan penurunan kelimpahan termasuk kuarsa, mika putih

(terutama illite), albit, adularia, pirit, kalsit, epidot, wairakite, mordenite, dan galena. Di atas zona silisifikasi hingga kedalaman 50 m, air asam sulfat dipermukaan menyebabkan alterasi argilik lanjut yang terdistribusi secara tidak teratur. Mineralogi di sini terdiri dari kaolin, alunit, kristobalit, belerang asli, dan pirit halus (Hedenquist dan Henley 1985).

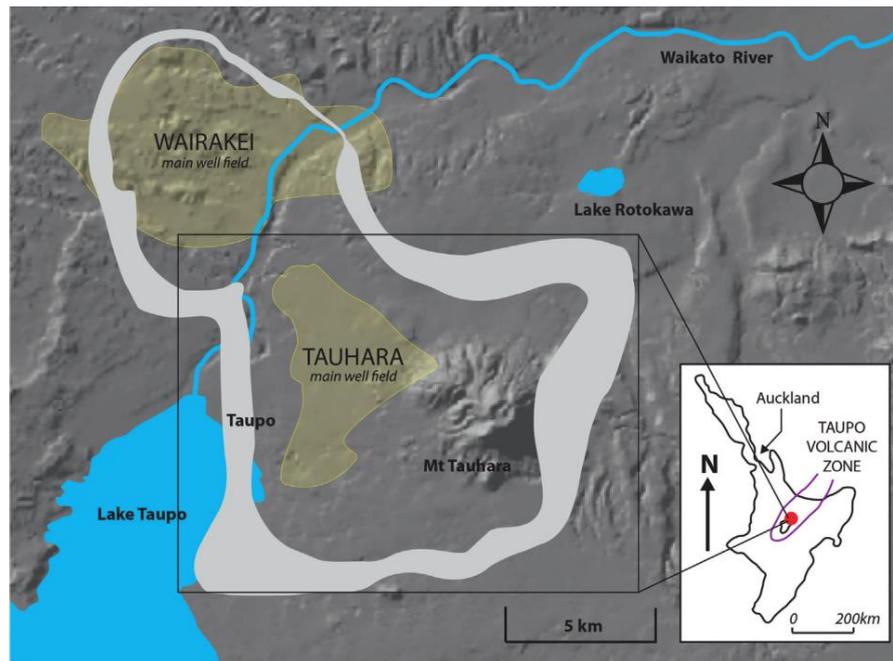
b. Tauhara, New Zealand

Lapangan Panas Bumi Tauhara mendasari bagian timur laut kota Taupo, diapit ke selatan oleh Danau Taupo dan tenggara oleh gunung berapi dasit Tauhara yang telah punah, pada bagian timur laut batas ini mungkin dipengaruhi oleh adanya breksi batu apung tebal atau riolit tersembunyi. Lapangan Panas Bumi Tauhara terletak di kaki Gunung Tauhara, gunung berapi batuan riadasit dekat Danau Taupo, Selandia Baru. Area termal utama lapangan Tauhara sekitar 8 km dari pusat lapangan pengeboran produksi Wairakei. Sebelum tahun 1950, aktivitas termal permukaan lapangan Tauhara dapat dibagi menjadi 3 wilayah. Di Pemandangan Spa di Sungai Waikato, terjadi aliran air klorida panas (sekitar 1500 ppm Cl) dalam bentuk geyser dan mata air; di area Terrace Waipahihi, terjadi rembesan klorida encer (<500 ppm Cl) dan mata air; dan pada ketinggian yang lebih tinggi (menuju Gunung Tauhara) aktivitas termal yang dipanaskan dengan uap terjadi. Sumur lokal yang menyadap air tanah dangkal pada saat itu memastikan bahwa air panas terbatas di bagian timur kota Taupo, dan jika ditemui, air bervariasi dari air klorida encer hingga air sulfat dan bikarbonat (Thompson dkk, 1951; Sarbutt, 1964). Permeabilitas tinggi dari breksi batu apung permukaan dan kerapatan tutupan hutan yang rendah, hampir terjadi infiltrasi curah hujan total pada wilayah Taupo ini.



Gambar 5. Lapangan Panas Bumi Tauhara (Brian, 2001)

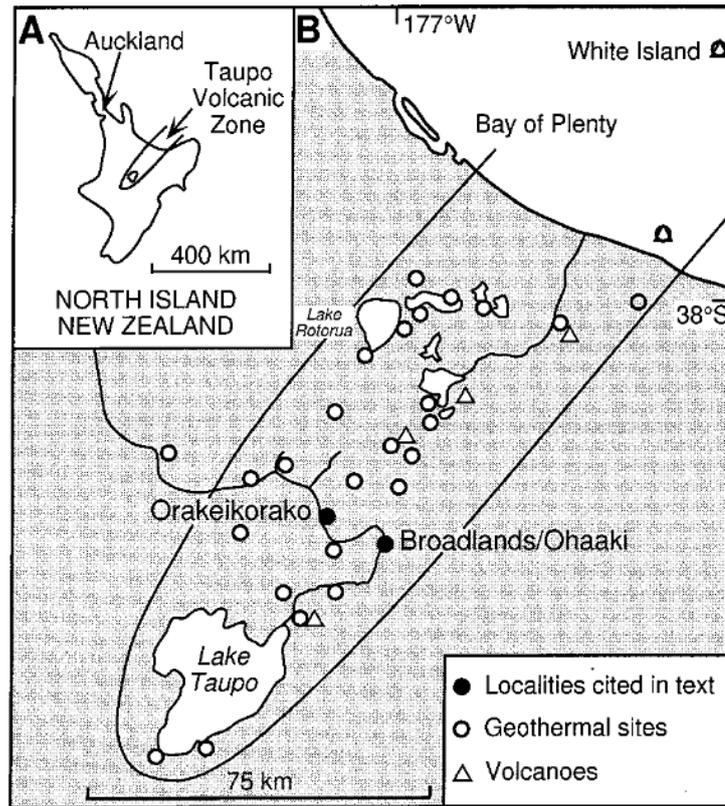
Lapangan ini memiliki luas permukaan total 50 km² (Rosenberg dkk, 2010) dan dibatasi oleh Sungai Waikato di sisi barat dan Gunung Tauhara, lalu di Tenggara terdapat gunung berapi yang terdiri dari batuan dasit yang telah punah (Steiner, 1977). Ini digolongkan sebagai sumber daya entalpi tinggi, dengan output energi alam sebesar 110 MWt (*megawatt termal*) (Bibby dkk, 1995). Lapangan tersebut terletak di Tenggara dari lapangan Panas Bumi Wairakei yang berdekatan, dan meskipun kedua lapangan memiliki zona aliran ke atas yang terpisah, penelitian sebelumnya telah mendokumentasikan hubungan hidrologi dangkal antara dua lapangan, dengan penurunan tekanan di Tauhara terkait dengan pengambilan fluida jangka Panjang untuk produksi uap Wairakei (Hunt dan Graham, 2009; Milloy dan Wei Lim, 2012).



Gambar 6. Peta lapangan Panas Bumi Tauhara, bagian Tenggara dari sistem Panas Bumi Wairakei (Rosenberg dkk, 2009).

c. Broadlands-Ohaaki, New Zealand

Sistem hidrotermal Broadlands-Ohaaki terletak di sisi timur Zona Vulkanik Taupo yang merupakan 1 dari sekitar 20 sistem hidrotermal yang diketahui di wilayah tersebut (Gambar 7). Sistem ini didominasi air dan melibatkan arus konveksi air meteorik skala besar yang didorong oleh panas yang berasal dari intrusi magma di kedalaman (Hedenquist, 1986), (Henley dkk, 1986) dan (Simmons dkk, 1992). Sistem Panas Bumi Broadlands-Ohaaki adalah sistem hidrotermal mendidih yang dibuat oleh rangkaian batuan vulkanik felsik Quaternary dan Metasedimen Mesozoikum. Kolam Ohaaki memiliki luas permukaan 850 m². Dasar kolam memiliki dua cekungan berbentuk corong tidak beraturan, sedalam hingga 12 m, yang dipisahkan oleh pegunungan yang muncul hingga 1,5 m di bawah permukaan air (Glover dkk, 1996; Hunt 1997).



Gambar 7. Lapangan Panas Bumi Broadlands-Ohaaki (Brian dkk, 2002)

Batuan yang terekspos di Zona Vulkanik Taupo meliputi serangkaian pengendapan riolitik dan tufa aliran abu, sedimen vulkanik yang mengendap di air tidak banyak merupakan kubah riolit dan basal (Grindley, 1960 dan 1961). Batuan yang ditembus oleh lubang bor terutama terdiri dari pengendapan material secara horizontal dan dekat-horizontal Kuartar, aliran abu, dan tufa dan breksi di dalam air, diselingi dengan riolit dan aliran dasit yang mengalir tidak selaras di atas permukaan basement Mesozoikum Graywacke dan Argillite (Grindley, 1961) (Gambar 8). Urutan hidrologi secara efektif terdiri dari serangkaian formasi permeabel dan impermeabel secara lokal dan terganggu oleh sesar dan pembatas.

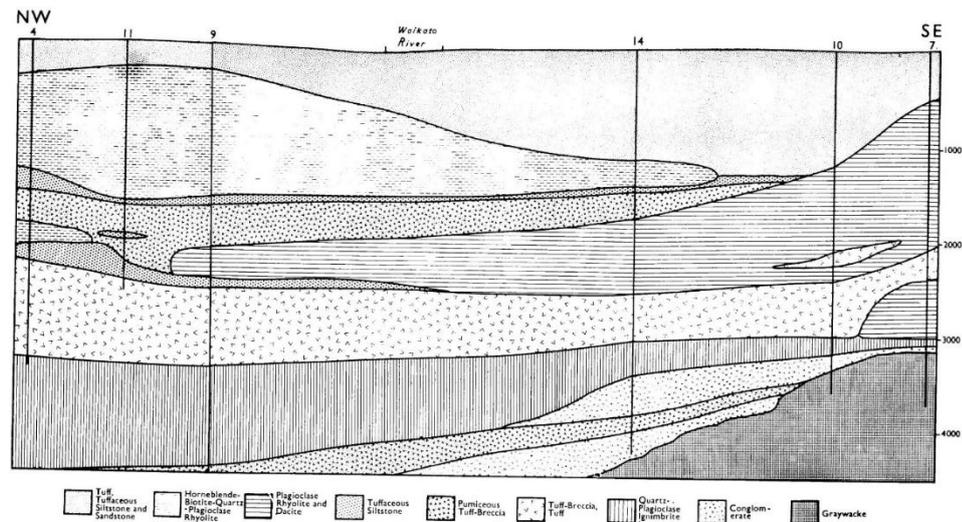


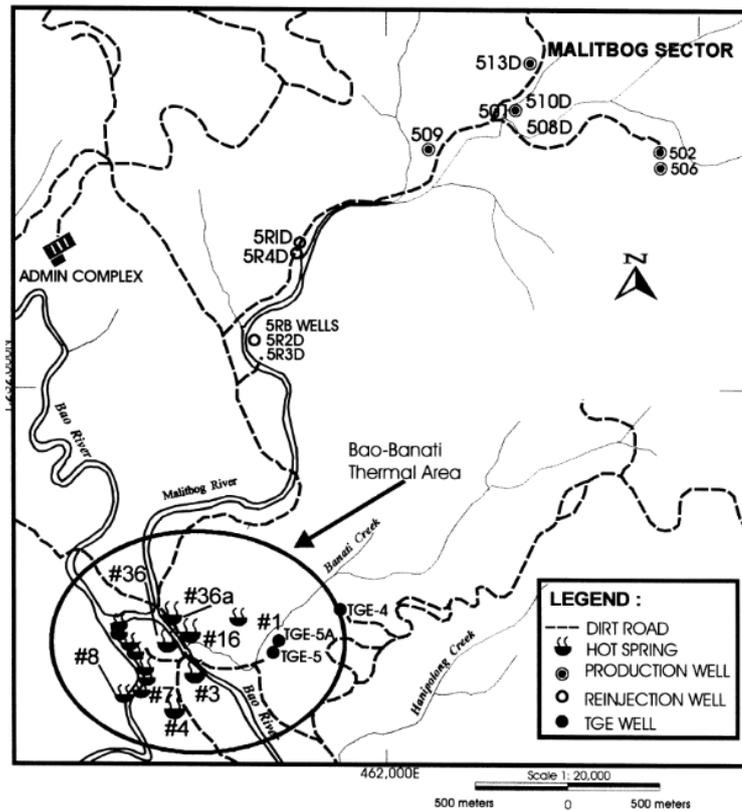
Fig. 2. Diagram of subsurface geology of Ohaki-Broadlands geothermal field. Not a cross section, but relative positions of drillholes 2, 7, 9, 10, and 14 are shown.

Gambar 8. Diagram geologi bawah permukaan Ohaaki (Brian dkk, 2002)

Di daerah ini, endapan vulkanik Kuartar yang dangkal dan sedimen Lakustrin menutupi sedimen Mesozoikum secara tidak selaras (Grindley 1970). Hidrologi Broadlands– Sistem Ohaaki dikendalikan oleh urutan bolak-balik dari unit yang hampir horizontal, lapisan permeabel dan kurang permeabel yang dilintasi oleh rekahan vertikal dan sesar normal yang bertindak sebagai saluran pengisi (Browne dan Ellis 1970).

d. Tongonan, Philippines

Lapangan Panas Bumi Tongonan terletak di pulau Leyte di Republik Filipina; usianya dapat disimpulkan dari peristiwa tektonik terkait yang terjadi di Leyte dan di pulau-pulau lain di kepulauan Filipina selatan. Interpretasi perkembangan tektonik Kenozoikum di pulau-pulau selatan Filipina didasarkan pada garis garis magnetik di dasar laut Cekungan Filipina Barat.

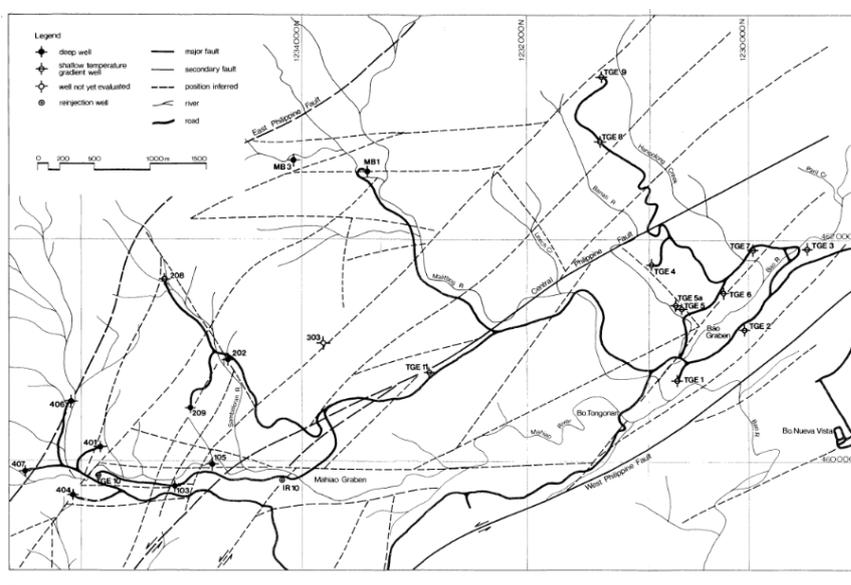


Gambar 9. Lapangan Panas Bumi Tongonan (Ward, 1979)

Struktur pulau Leyte didominasi oleh Sesar Filipina (Gambar 10). Kira-kira di sepanjang *strike* dari patahan ini, ekstrusi material andesitik telah membuat aliran dan kerucut yang membentuk punggung pegunungan ditengah pulau. Sumber air panas dan aktivitas fumarolik sering dikaitkan dengan pusat andesitik ini, misalnya di Puncak Burauen, Anahawan, Biliran dan Alto. Wilayah Panas Bumi Tongonan terletak di salah satu wilayah andesitik dalam percabangan Sesar Filipina. Oleh karena itu, daerah Tongonan secara struktural kompleks dan sangat sesar. Gambar 10, berdasarkan interpretasi foto udara oleh G.W. Grindley (NZGS), mengilustrasikan ini.

Tiga sesar utama dengan *strike* barat laut-tenggara mendominasi daerah tersebut. Ini telah ditetapkan sebagai Sesar Filipina Barat di sebelah barat

Lembah Bao, Sesar Filipina Tengah memotong sisi barat pegunungan di sebelah timur Sungai Bao, dan Sesar Filipina Timur yang sedikit samar-samar didefinisikan di sepanjang puncak pegunungan tengah. Grabens kecil (Grindley, 1973) telah dibentuk di lembah Mahiao dan Bao. Banyaknya sesar kecil yang mengakomodasi gaya tekan dan ekstensional antara sesar mayor diyakini memainkan peran penting dalam membuat permeabilitas rekahan yang memadai untuk ekstraksi fluida panas bumi.

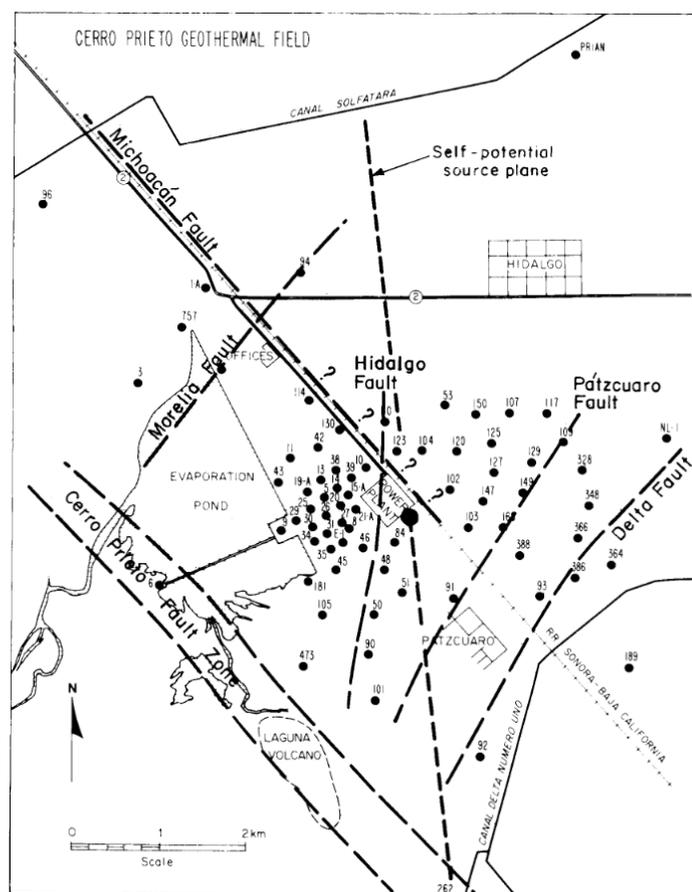


Gambar 10. Struktur Geologi Tongonan dari foto udara (Grindley, 1973)

Letusan kompleks Gunung Berapi Bao dimulai pada Miosen akhir, mungkin sebagai gunung berapi busur pulau di atas batuan kontinental di lingkungan laut pinggir, akan tetapi tidak langsung ke kerak samudera. Lava yang seluruhnya terdiri dari andesit hornblende tidak diketahui meletus di daerah kerak samudera.

e. Cerro Prieto, Mexico

Lapangan Panas Bumi Cerro Prieto yang didominasi air terletak di bagian selatan Palung Salton, sekitar 20 mil (32 km) selatan perbatasan Amerika Serikat-Meksiko di Baja California, Meksiko. Eksplorasi untuk energi panas bumi dimulai di Meksiko pada 1950-an (Alonso, 1966). Daerah Cerro Prieto dipilih sebagai prospek untuk pengeboran karena kedekatannya dengan gunung berapi riodasit Cerro Prieto dan adanya mata air panas yang melimpah, kolam air mendidih, fumarol, dan kolam lumpur. Sumur eksplorasi pertama diselesaikan pada tahun 1959.



Gambar 11. Lapangan Panas Bumi Cerro Prieto (Halfman, 1984)

Palung Salton adalah perpanjangan utara Teluk California. Secara tektonik, daerah Palung Salton-Gulf of California merupakan zona transisi antara batas divergen *East Pacific Rise* dan batas transform sistem sesar San Andreas. Serangkaian cekungan *pull-apart* diduga ada di Palung Salton. Cekungan ini adalah hasil dari sesar geser lateral kanan dari sistem sesar San Andreas. Lapangan Panas Bumi Cerro Prieto terletak di salah satu cekungan yang diduga ini, yang diciptakan oleh pergerakan sesar di sisi kanan Imperial dan Cerro Prieto (Lomnitz dkk, 1970 dan Elders dkk, 1972). Studi terbaru menunjukkan bahwa batuan beku ditempatkan di cekungan *pull-apart* Cerro Prieto. Panas dari sistem panas bumi kemungkinan dipasok oleh intrusi gabbroic yang terletak di bawah sistem diabas atau tanggul basal yang khusus dari bagian tengah penjalaran samudera (Elders dkk, 1984 dan Goldstein dkk, 1984).

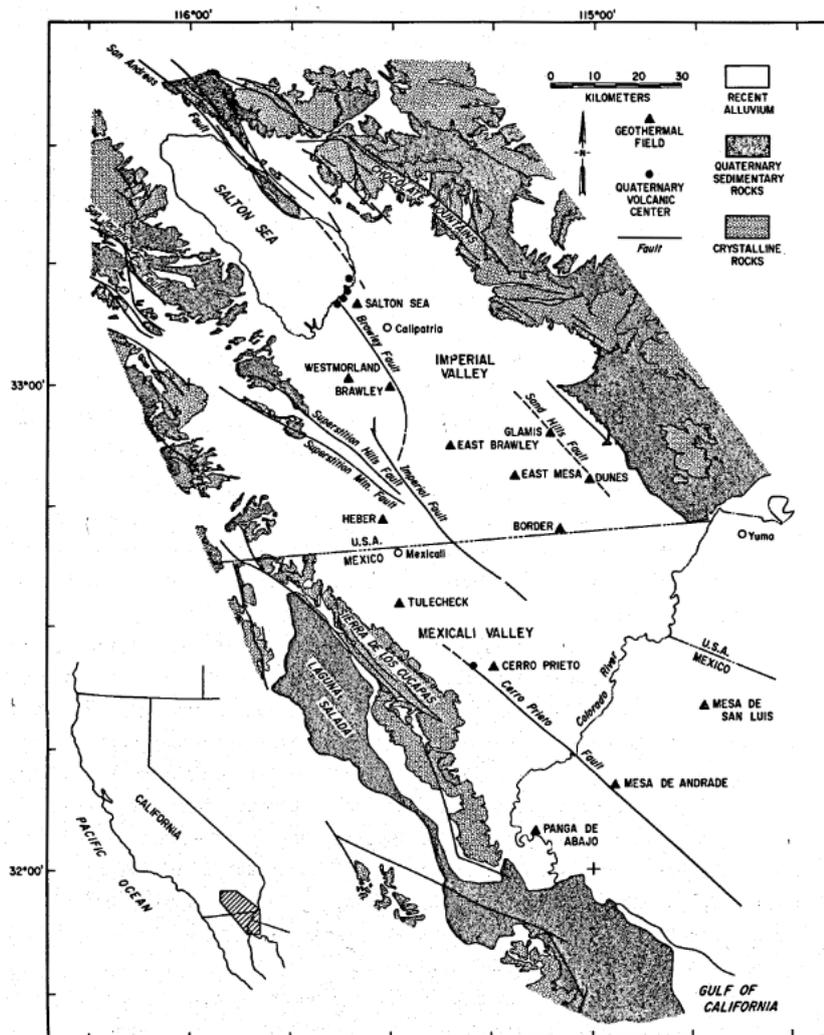
Sedimen di Cerro Prieto diendapkan terutama di lingkungan aluvial, delta, muara dan laut dangkal selama masa Pliosen hingga pertengahan Pleistosen (Halfman dkk, 1984). Sedimen diklasifikasikan dalam dua unit A dan B, keduanya berada di atas basement granodioritik. Unit A terdiri dari tanah liat, lumpur, pasir dan kerikil; dianggap sebagai sedimen tidak terkonsolidasi yang tidak berubah. Unit B dibawah unit A terdiri dari serpih, batulanau dan batupasir. Sedimen unit B dianggap telah diindurasi oleh pepadatan, sementasi dan reaksi metamorf. Kontak antara unit A dan B kira-kira sesuai dengan kejadian pertama mineral hidrotermal.

Studi mineralogi dan well-log menunjukkan bahwa sedimen unit B telah diindurasi oleh pepadatan, sementasi, dan reaksi metamorf. Kontak antara unit A dan B kira-kira sesuai dengan kejadian pertama mineral hidrotermal (Elders

dkk, 1979; Seamount dan Elders, 1981). Kontak A / B dikaitkan dengan peningkatan tajam dalam gradien suhu. Pengamatan ini menunjukkan bahwa panas dari sistem panas bumi telah banyak mengubah sedimen di unit B, sedangkan sedimen dari unit A di atasnya tetap relatif tidak terpengaruh kecuali mungkin di dekat dasarnya.

f. Salton Sea, USA

Sistem Panas Bumi Laut Salton terletak di dekat bagian tengah palung Salton, memanjang dalam palung tektonik aktif yang dihasilkan dari interaksi East Pacific Rise dan lempeng benua Amerika Utara (Elders, 1979; Elders dkk, 1972, Elders dan Biehler, 1975). Palung Salton, sebuah zona di Teluk California telah diisi oleh sedimen fluvial-delta berbutir halus dan endapan evaporitik dan lakustrin terkait yang berasal dari sistem Sungai Colorado (Muffler dan Doe, 1968; Van de Kamp, 1973). Studi refraksi seismik menunjukkan bahwa batuan di bawah dasar Valley memiliki struktur yang tidak biasa. Dua pertiga Imperial Valley didasari oleh sedimen, yang tampaknya berubah menjadi basement metasedimen metamorf, karena suhu lingkungan yang tinggi, pada kedalaman 5 km. Perubahan ini didasari oleh batuan intrusi mafik pada kedalaman 10 sampai 16 km (Fuis dkk, 1982). Batuan tanggul mafik telah menembus sumur di beberapa lapangan panas bumi (Elders dan Cohen, 1983). Lebih lanjut, xenolit batuan mafik terjadi di kubah riolit Kuartar dalam batas-batas sistem panas bumi (Robinson dkk, 1976).



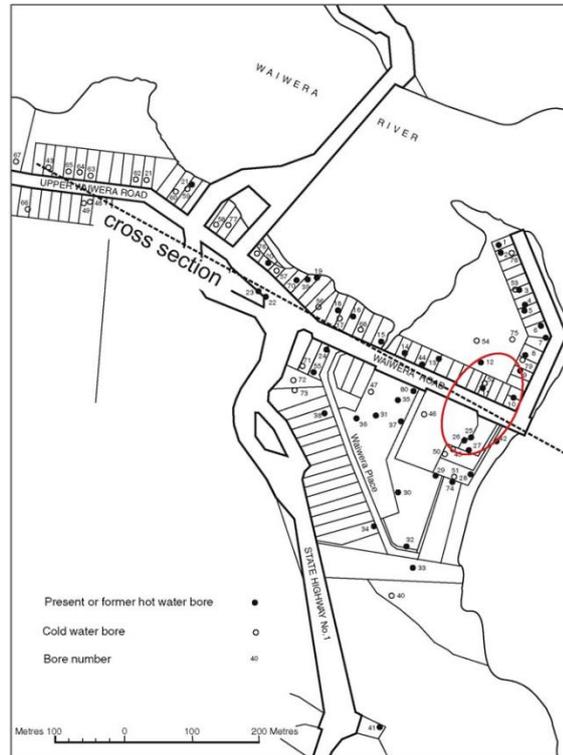
Gambar 12. Lapangan Panas Bumi Salton Sea (McKibben, 1989)

Sedimen yang ditembus oleh sumur dalam sistem diyakini berumur Plio-Pleistosen; batuan tertua yang diketahui di palung adalah sedimen laut Miosen yang terpapar di tepi cekungan (Muffler dan Doe, 1968). Tidak ada sedimen laut yang dapat dikenali dilaporkan di kedalaman sumur mana pun. Pembentukan delta tegak lurus dengan panjang celah Valley yang telah mengisolasi cekungan Salton dari Teluk California; dengan demikian, air yang masuk ke cekungan dapat keluar hanya dengan penguapan (Elders, 1979). Sejak pembentukannya, cekungan tertutup telah mengalami siklus pengisian

dengan danau air tawar dan penguapan karena Sungai Colorado telah berubah arah, mengalir bergantian ke utara atau selatan. Salinitas air asin yang tinggi biasanya dikaitkan dengan penguapan air ini di iklim kering delta (White, 1981). Air asin dengan salinitas tinggi juga ditemui di lapangan Panas Bumi Brawley dan East Brawley (Elders, 1979). Pengembangan Panas Bumi Salton Sea terkait dengan vulkanisme riolitik baru-baru ini yang diduga berhubungan dengan sistem sesar transformasi penghasil basal aktif samudra (Elders dkk., 1972). Lima mineral kubah riolit kecil ditemukan di dua sumur yang dibor di sistem. Beberapa sesar aktif bidang panas bumi dan aktivitas gempa mikro sedang merupakan karakteristik dari kumpulan mineral untuk analisis kimia di Laut Salton dan sekitarnya. Medan juga merupakan tempat terjadinya gravitasi positif yang besar dan anomali magnet (Younker dkk, 1982). Ini dikaitkan dengan indurasi sedimen dan intrusi mineralisasi bijih dalam ruang dan waktu. dari batuan mafik (Elders dan Cohen, 1983). Aliran panas yang sangat tinggi dan suhu setinggi 365°C diamati. Sedimen dalam sistem Panas Bumi Laut Salton terdiri dari batupasir detrital, batulanau, dan serpih. Batupasir adalah wackes kuarsa-feldspar-litik dengan jumlah yang bervariasi dari semen kalsit dan air asin panas bumi dari bagian tengah lapangan, menyimpulkan bahwa air asin tercampur dengan baik secara isotop.

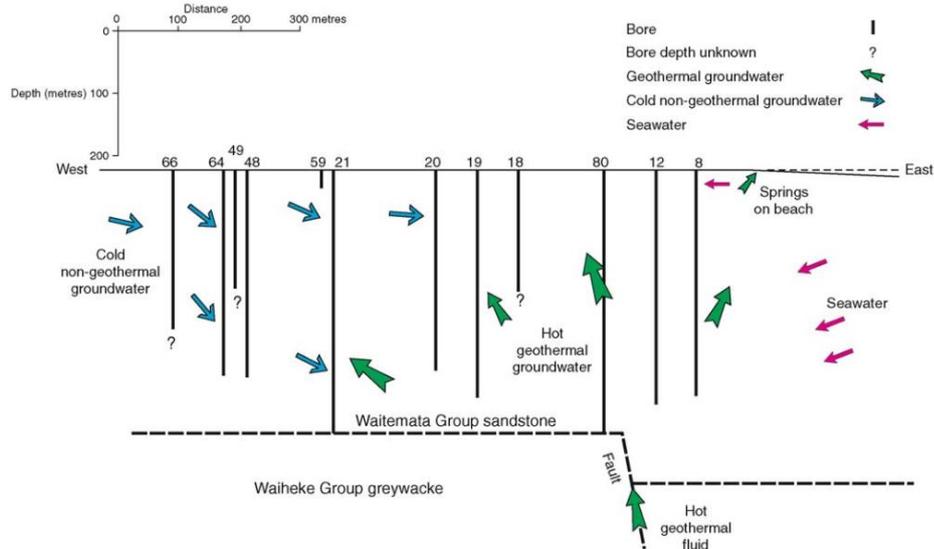
g. Waiwera, New Zealand

Reservoir panas bumi terletak di kota kecil Waiwera. Kedekatannya dengan laut merupakan fitur penting dari akuifer Panas Bumi Waiwera. Air Panas Bumi Waiwera memiliki suhu sekitar 50°C yang mengalir ke reservoir Waiwera melalui patahan disumur.



Gambar 13. Area Panas Bumi Waiwera (Kiihn, 2005)

Pada Gambar 13 menampilkan model geologi konseptual dari area Waiwera. Jenis batuan yang dominan di Waiwera adalah Batupasir Waitemata Grup dari Formasi Pakiri pada umur Miosen, yang dilapisi dengan batulanau. Lapisan batuan telah miring, terlipat, patah, dan retak oleh gerakan tektonik, sehingga menyediakan jalur untuk air tanah. Batuan Waitemata yang retak membentuk akuifer tempat lubang bor di Waiwera mengekstraksi air panas. Log lubang bor menunjukkan bahwa 400–425 m dari Waitemata Group Sandstone berada di atasnya yang sangat kompak, greywacke indurated dari Jurassic Age Waiheke Group.



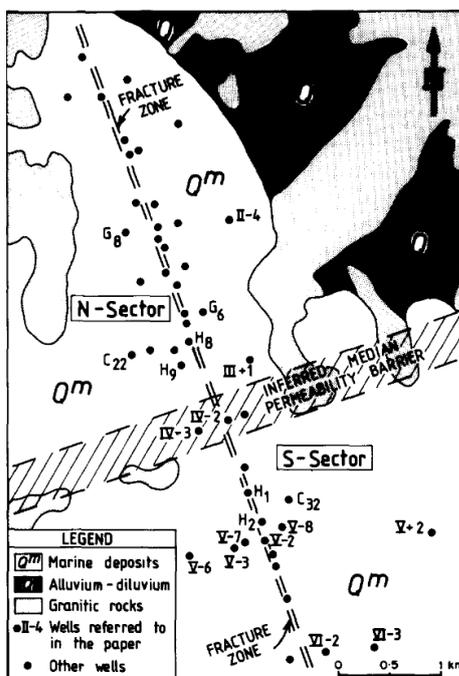
Gambar 14. Model konseptual akuifer Waiwera dalam penampang melintang
(ARWB 1987; ARC 1991, 1999)

Semenanjung datar di muara Sungai Waiwera terdiri dari pasir aluvial dan laut yang tidak terkonsolidasi, lumpur, dan lempung Holosen yang berumur hingga ketebalan 13 m. Tanah liat dan lanau, yang melapisi batuan Grup Waitemata di Waiwera, bersama dengan permukaan batuan Grup Waitemata yang lapuk, diyakini membentuk lapisan pembatas di atas akuifer. Lapisan lapuk di daerah ini umumnya setebal 3 sampai 20 m (ARWB / ARC 1980, 1987, 1991, 1999). Asumsi model hidrogeologi dari wilayah studi ditunjukkan pada Gambar 14. pada penampang bersama dengan asumsi jalur aliran dari berbagai jenis air yang memasuki akuifer (fluida panas bumi, air tanah, air laut). Air panas bumi naik melalui zona sesar ke batupasir Waitemata Group yang membentuk reservoir suhu rendah. Pusat wilayah panas bumi diyakini berada 100 m dari tepi pantai. Di batas barat akuifer panas bumi, fluida panas bumi didinginkan dengan kehilangan panas konduktif dan pengenceran dengan air tanah dingin

non-panas bumi. Di sebelah timur, batas akuifer ke arah laut terdapat antarmuka air laut-air tawar. Komposisi kimiawi air dan gas-gas yang terkait menghalangi asal mula vulkanik. Sifat kimia air panas menunjukkan bahwa air ini kemungkinan besar adalah meteorik. Temperatur air, sekitar 50°C pada kedalaman 150 m.

h. Fuzhou, China

Lapangan Panas Bumi Cekungan Fuzhou Terletak di bagian timur Provinsi Fujian. Sistem panas bumi termasuk dalam jenis konvektif hidrotermal. Ini terjadi di mana sirkulasi fluida dapat mengembangkan batuan yang tidak cukup permeabel. Air, yang berdasarkan rasio isotop hidrogen dianggap berasal dari meteorik (*Second Team of Hydrogeology and Engineering Geology, 1980*) dianggap dipanaskan oleh gradien panas bumi normal atau sumber panas terdekat.



Gambar 15. Lapangan Panas Bumi Fuzhou (Hochstein, 1983)

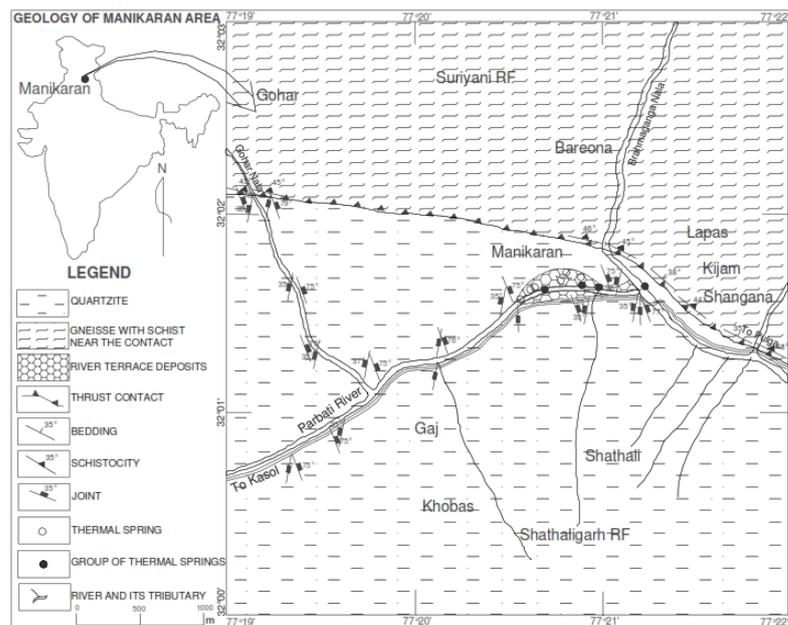
Sistem ini terjadi di bawah pinggiran E Fuzhou, ibu kota provinsi Fujian. Ini adalah suhu yang rendah, sistem zona rekahan di mana panas ditransfer melalui konveksi, yang melibatkan perairan meteorik yang sangat dalam, dari basis sumber daya di kerak atas (batuan granitik dan metamorf tebal) ke permukaan. Hampir semua fluida termal ($T \sim 90^{\circ}\text{C}$ pada kedalaman 500 m) menaiki di daerah sempit, lebar 80-100 m, hampir zona rekahan berarah N-S sepanjang sekitar 5 km. Dalam keadaan alami, fluida dibuang ke akuifer Kuartar (akuifer Q) yang tipis (15-20 m) dan ekstensif pada kedalaman sekitar 50 m. Di bawah kedalaman ini, zona rekahan berada di granit dari zaman Jura hingga Kapur. Sebuah penghalang permeabilitas vertikal, yang berjalan kira-kira tegak lurus dengan zona rekahan, membagi prospek menjadi sektor utara dan selatan. Prospek Fuzhou terletak di dalam cekungan memanjang NW yang terbuka ke laut di ujung tenggara; ketinggian rata-rata sebagian besar sumur adalah sekitar 4 m a.s.l. Cekungan ini lebarnya sekitar 20 km (NE-SW) dan dikelilingi oleh dataran yang lebih tinggi (ketinggian rata-rata sekitar 500 m a.s.l.). Kaki bukit di dataran yang lebih tinggi terletak 6 km di sebelah E dan 8 km di sebelah N dari pusat prospek (Huang, 1983).

Lapangan Panas Bumi Fuzhou terletak di dalam sabuk Vulkanik Cenozoic-Mesozoic yang telah mati dan merupakan bagian dari Sistem Orogenik dan Vulkanik Sirkum-Pasifik *Cenozoic-Mesozoikum*. Namun, dari jenis non-vulkanik suhu rendah. terutama terletak di batuan dasar Granit Yenshan dan konglomerat Kuartar. Pada tipe batuan sebelumnya, rekahan dan celah mengontrol aliran air panas bumi, sedangkan pada tipe batuan dasar, ketidakselarasan antara batuan dasar dan sistem Kuartar menjadi peran penting.

Dari pengamatan mineralogi, skema perubahan untuk bidang Panas Bumi Fuzhou diusulkan. dimana perubahan tersebut dibagi menjadi tiga peristiwa. Mineral alterasi berasal dari asal yang sangat rumit dan zonasi regulernya kurang. Mineral perubahan yang dianggap Setara dengan sistem suhu rendah saat ini (zeolit, kalsit, kuarsa dan mineral lempung) terutama ditemukan pada retakan dan pori-pori. Sebagian besar perubahan yang dikenali di bidang suhu rendah Fuzhou tidak dikonfirmasi dengan baik dengan rezim termal saat ini. Hal ini dapat dijelaskan oleh aliran episodik cairan hidrotermal pada suhu yang berbeda dan dengan fitur fisik dan kimia yang berbeda.

i. Manikaran, India

Jenis batuan utama di daerah Manikaran ini, yang terpapar di sekitar desa Manikaran dan di sepanjang jalan menuju Kasol dari Manikaran adalah sekuen kuarsit dengan kekar yang baik, putih ke abu-abu, dan tebal, yang dinamai Manikaran Quartzite (Srikantia dan Bhargava, 1998), bersama dengan Phyllites dan Slates. Di bagian barat dan utara daerah tersebut, dekat dengan Desa Gohar, gneis granit akan terlihat. Hubungan antara kelompok kuarsit - filit dan batuan schistose di atasnya berhubungan dengan *thrust*. *Thrust* ini membentuk bagian dari *Thrust* Himalaya Tengah, yang merupakan fitur ekstensif yang terkait dengan lipatan Kenozoikum di Himalaya (Srikantia dan Bhargava, 1998). Itu ditandai dengan breksi dan di tempat-tempat sekis yang terlipat rapat. *Thrust* disimpulkan berdasarkan tingkat metamorfosis yang lebih tinggi dari batuan gneiss yang melapisi kuarsit dan mengalir ke arah utara-barat (Alam, 2002). Karena tidak dapat diaksesnya medan antara Desa Gohar dan Desa Bareona, hubungan antara keduanya disimpulkan di peta.

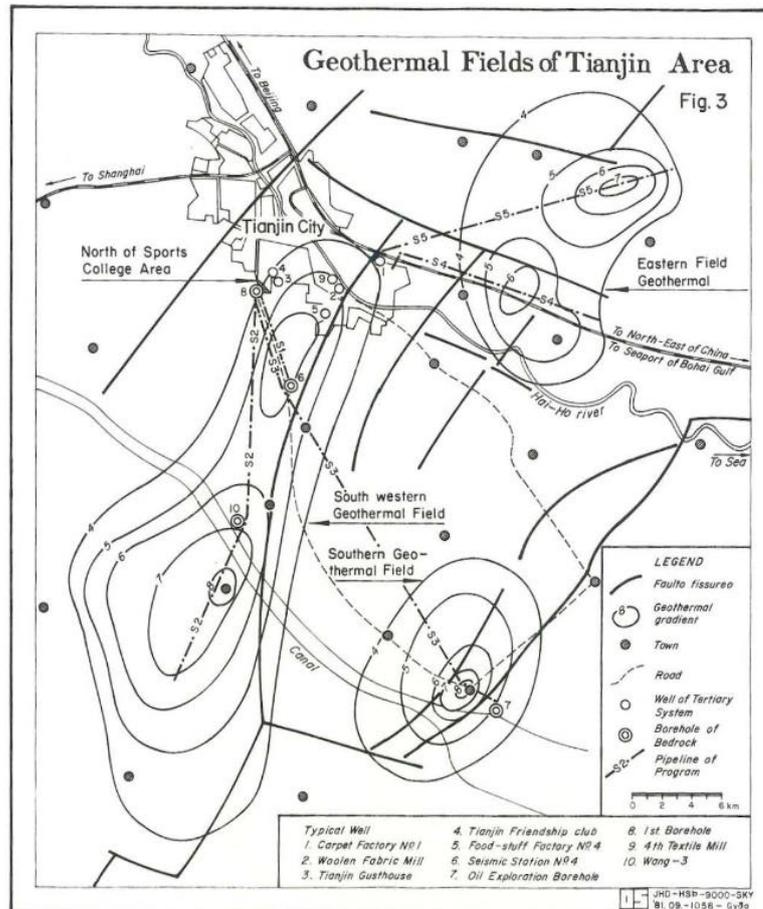


Gambar 16. Lapangan Panas Bumi Manikaran (Srikantia, 1998)

Tiga set dari kekar geser di kuarsit dengan jarak rata-rata sambungan bervariasi dari 0.3 hingga 0.5 m (Alam, 2002). Dua set kekar memiliki *strike* sejajar dengan *strike* formasi (~ NW-SE) dan satu set *strike* tegak lurus dengan dua set kekar di atas (Alam, 2002). Kekar yang paling menonjol adalah kekar perlapisan yang terlihat pada N 50 ° W di seberang sungai dengan kemiringan sekitar 75 ° BT (*upstream*).

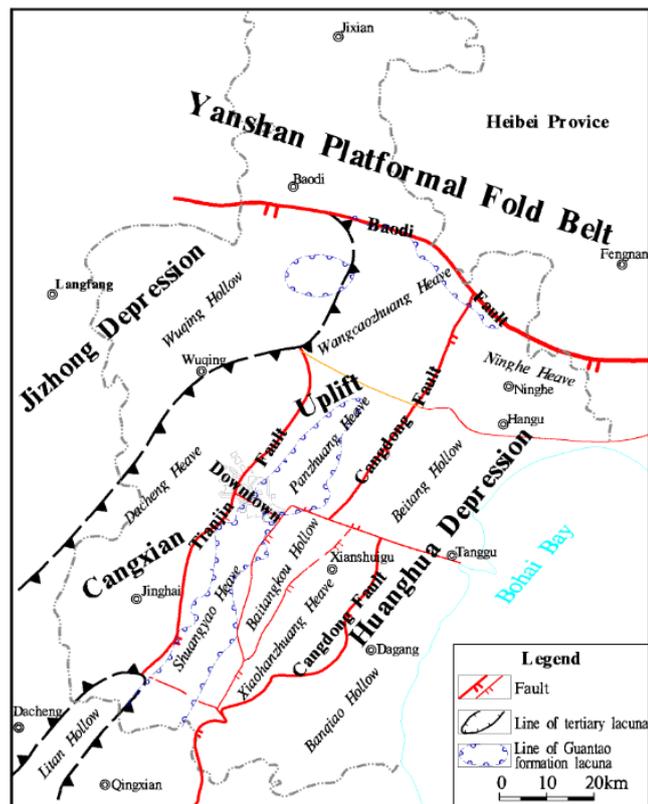
j. Tianjin, China

Tianjin terletak di Timur laut dataran Cina Utara, dengan Teluk Bohai di timurnya, dan 120 km Tenggara dari Beijing. Luas wilayah total 11305 km², sekitar 94.6% ditutupi oleh batuan Kuartener (Huyan, 2007). Tianjin adalah lapangan panas bumi yang terpenting dengan eksploitasi buatan di Cina. Sumber daya panas bumi banyak digunakan untuk industri, rumah kaca, akuakultur, spas, pemanas ruangan, dan sebagainya.



Gambar 17. Lapangan Panas Bumi Tianjin (Minissale dkk, 2008)

Gambar 17. Bidang Panas Bumi Tianjin. Geologi substrat di bawah formasi Tersier dan lokasi pengambilan sampel sumur produksi dan reinjeksi. (a) Gradien termal (dalam $^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$), (b): kedalaman (dalam m) dari substrat pra-Tersier. Tianjin adalah bagian dari China Utara. Berbatasan dengan Sesar Baodi, bagian utara termasuk Sabuk Lipatan Yanshan Platformal (Wilayah Utara) dan bagian selatan termasuk Huabei Downfaulted Basin (*South Region*) yang luasnya 8.700 km^2 . Sumur Panas Bumi Tianjin sebagian besar terletak di Wilayah Selatan yang berisi tiga unit struktur orde ketiga: Depresi Jizhong, Cangxian Uplift dan Depresi Huanghua. Mereka dibagi menjadi banyak blok sub-tekonik oleh patahan yang terutama *Strike* NE dan NWW. Patahan terpenting dan terbesar adalah Sesar Baodi, Sesar Tianjin dan Sesar Cangdong.

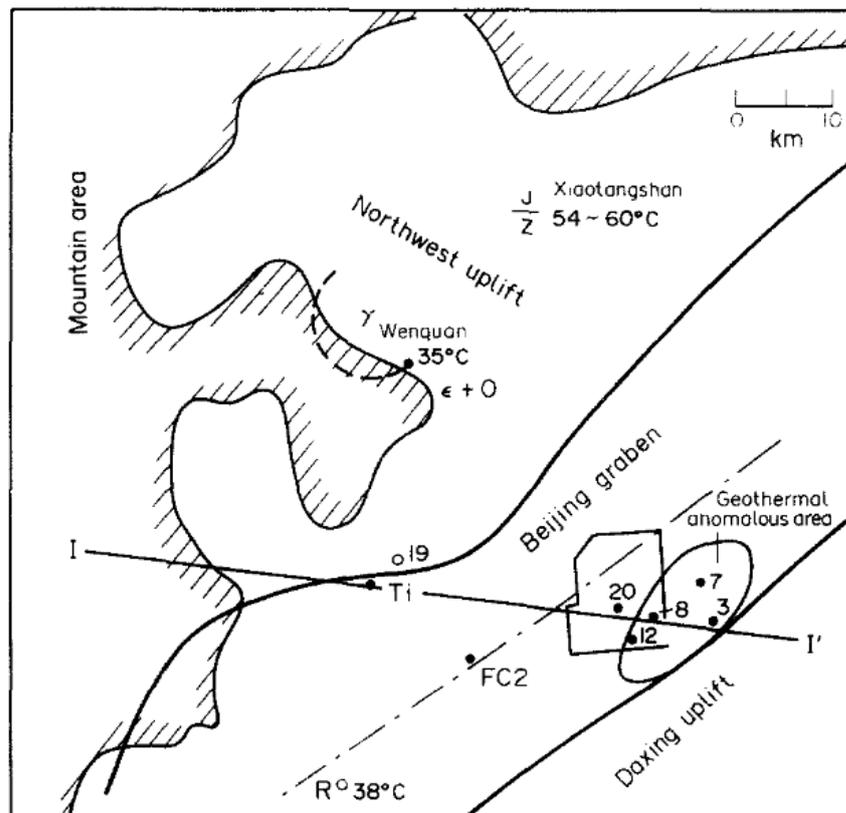


Gambar 18. Peta divisi tektonik geologi di Tianjin (Gao Bao-zhu dkk, 2010)

Sistem panas bumi suhu tinggi ditemukan di daerah tektonik dan vulkanik aktif, seperti di barat daya China (Wang dkk, 1995). Sistem suhu rendah hingga sedang dari tipe konvektif, di mana air panas bumi telah bersirkulasi hingga sangat dalam untuk menambang panas, sebagian besar terdapat di area aktif tektonik, dengan gradien panas bumi di atas rata-rata, seperti di Cina Tenggara. Sistem panas bumi bersuhu rendah lainnya terjadi di banyak cekungan sedimen utama, khususnya di Cina timur dan timur laut. Pada keberadaan sistem ini terjadi lapisan sedimen permeabel pada kedalaman yang sangat dalam (> 1 km) dan dengan gradien panas bumi di atas rata-rata ($25\text{-}35^{\circ}\text{C} / \text{km}$). Patahan dan rekahan juga menjadi peran penting dalam mekanisme sistem ini.

k. Beijing, China

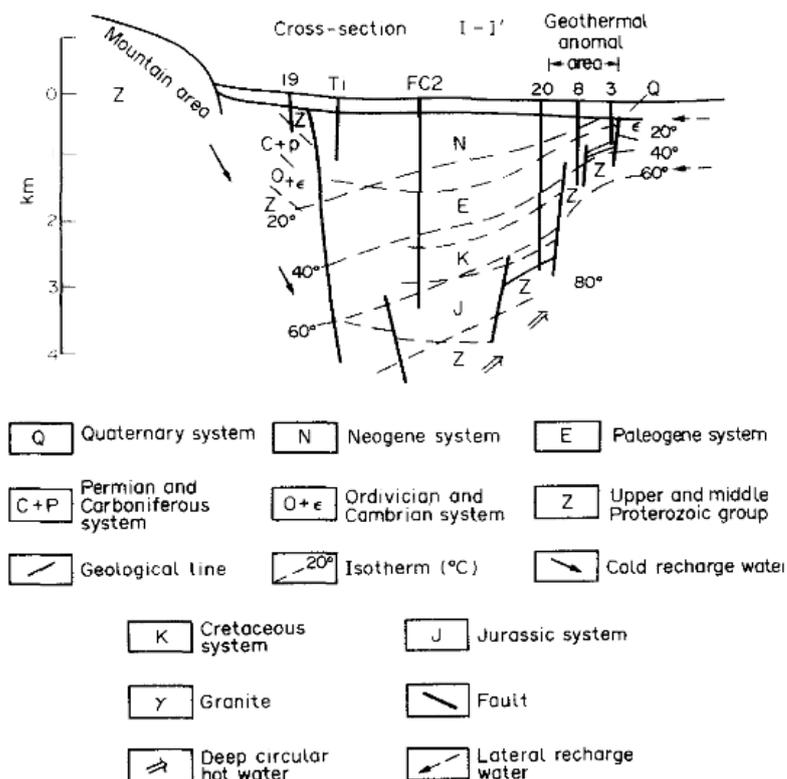
Sumber daya air Panas Bumi di Beijing sebagian besar didistribusikan di daerah dataran seluas 2.760 km² diidentifikasi dengan suhu rata-rata air sumur diatas 50 °C, yang merupakan ladang panas bumi bersuhu rendah-sedang dan dengan kedalaman tidak lebih dari 3500 m.



Gambar 19. Lapangan Panas Bumi Beijing (Yang Qilong dkk, 1986)

Seperti yang ditunjukkan pada Gambar. 19, kota Beijing terletak dalam kontur graben atau disebut sebagai Beijing graben. *Strike* dari sumbu graben berada di timur laut dan kedalaman basement sepanjang sumbu utama diperkirakan sekitar 3 km. Wilayah aktivitas panas bumi terletak di dekat perbatasan tenggara dimana struktur basement berada pada tingkat kedalaman 0,6 - 1,5 km. Penampang graben ditunjukkan pada Gambar 20. Perlu dicatat bahwa

daerah tersebut dilalui oleh sesar besar seperti sebagai patahan Liangxiang Qianmen dan Chongwenmen- Hujialou yang mungkin menyediakan saluran untuk aliran air bersuhu tinggi yang berasal dari dalam.

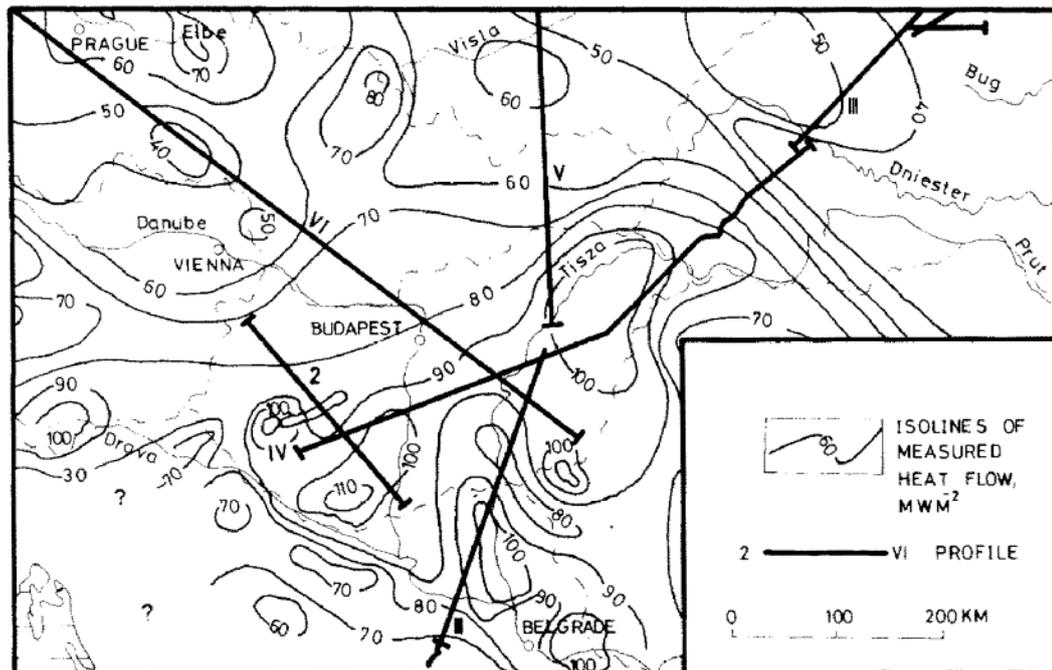


Gambar 20. Penampang Graben di Beijing (Yang Qilong dkk, 1986)

Reservoir panas bumi utama di Beijing sebagian besar berada di Grup Wumishan dan Grup Tieling dalam Sistem Jixianian, yang sebagian besar adalah dolomit. Jenis reservoir utama lainnya adalah dalam formasi karbonat Kambrium dan Ordovisium. Batugamping dan dolomit sistem Jixianian, Kambrium, dan Ordovisium mengandung banyak air karst.

1. Pannonia Basin, Romania

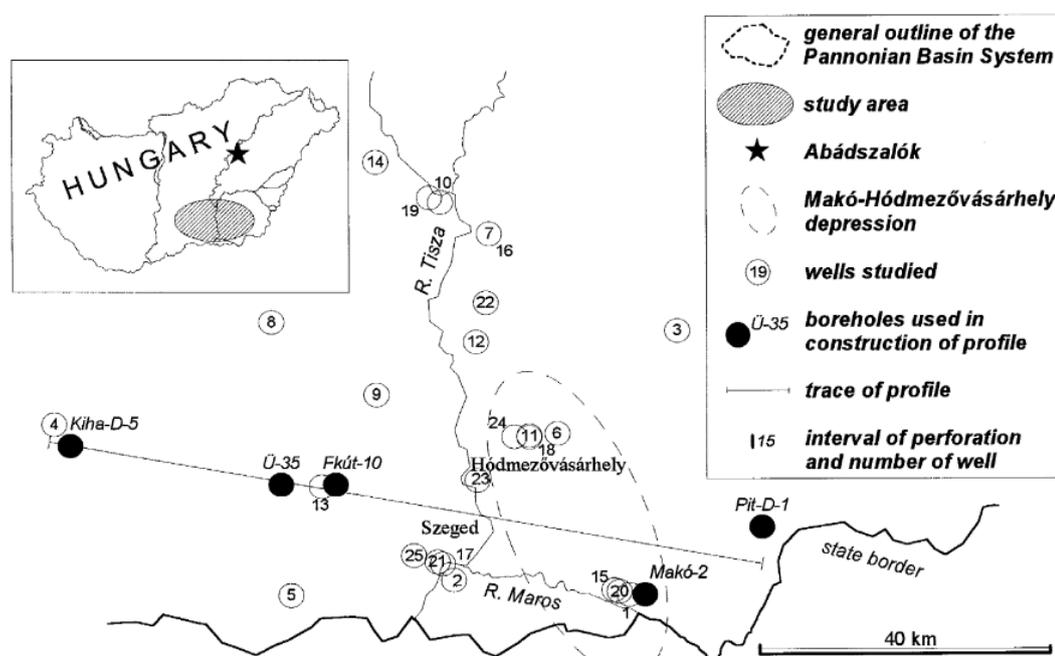
Cekungan Pannonia, bagian barat dari formasi geologi yang lebih umum yang dikenal sebagai Cekungan Carpathian adalah cekungan muda di Barat Daya Eropa yang dikelilingi oleh sabuk pegunungan Alpen, Carpathian dan Dinarides. Cekungan Pannonia dicirikan oleh aktivitas hidrotermal yang tinggi, dan oleh anomali aliran panas yang sangat berkembang dengan baik. Menurut (Cermak dan Hurtig, 1977), aliran panas permukaan di wilayah ini secara umum memiliki nilai antara 70 dan 110 mW mm² dan di beberapa wilayah tertentu bahkan mencapai 130-135 mW m⁻² (Boldizsak, 1975). Namun, bagaimanapun nilai aliran panas permukaan rata-rata tidak melebihi 50-60 mW m⁻². Pengukuran suhu dan gradien suhu menghasilkan geotermik lainnya. bukti yang mendukung keadaan cekungan Pannonia yang sangat panas. Menurut data percobaan yang diperoleh dengan pengukuran di air dan sumur minyak (Belteky dan Korim, 1971; Juhasz, 1977), gradien suhu rata-rata sekitar 50-60°C / km dan di bagian SW dan NE dari cekungan itu mencapai 70-80°C / km. Sesuai dengan gradien tersebut, suhu di dekat permukaan air sumur diperoleh baik dengan pengukuran langsung (Belteky dan Korim, 1971) atau dihitung dari data konsentrasi ion di air panas (Bodri, 1979) juga memiliki nilai yang sangat tinggi.



Gambar 21. Peta aliran panas Pannonia Basin (Bodri, 1980)

Wilayah studi terletak di bagian tenggara Hongaria. Ini mewakili bagian tengah Cekungan Pannonia, diisi dengan Sedimen Neogen (Gambar 21). Basement Pra-Tersier terdiri dari batuan metamorf Paleozoikum dan formasi sedimen Mesozoikum dengan berbagai fitur litologi. Kedalaman basement bervariasi dari 250 sampai 6000 m, bagian terdalam adalah cekungan Mako – Hodmezovasarhely. Basement Paleozoikum-Mesozoikum ditindih oleh urutan sedimen Miosen, Pliosen dan Kuartar. Zaman dan tahapan yang digunakan dalam karya ini diberikan oleh Bernor dkk, 1993. Ketebalan tutupan sedimen berkisar dari beberapa ratus hingga beberapa ribu meter. Ketebalan dan kemiringannya digambarkan dalam penampang W – E. Evolusi geologi Cekungan Pannonia dimulai pada Miosen dengan pengangkatan Pegunungan Carpathian dan penurunan permukaan daerah tertutup. Di Oligosen, laut Pannonia terhubung dengan Laut Mediterania. Saat keluarnya cekungan laut ke

Laut Mediterania. lacustrine dan urutan sedimen fluvial. Pertimbangan litologi dan paleo-geomorfologi mendukung bahwa sedimentasi terus menerus terjadi. Sedimen laut sep anjang 1000–3000 m ditindih oleh sedimen danau sepanjang 1000–3000 m. Lacustrine endapan mewakili dua jenis sedimentasi delta yaitu sedimentasi air payau dengan kedalaman 800-900 m yang dicirikan oleh sedimen berbutir halus, dan sedimentasi dengan kedalaman 200-400m di air dangkal di mana proporsi pasir meningkat hingga 40-50%.



Gambar 22. Lokasi sumur yang diinvestigasi dan penampang geologi W – E

(Varsanyi dkk, 1997)

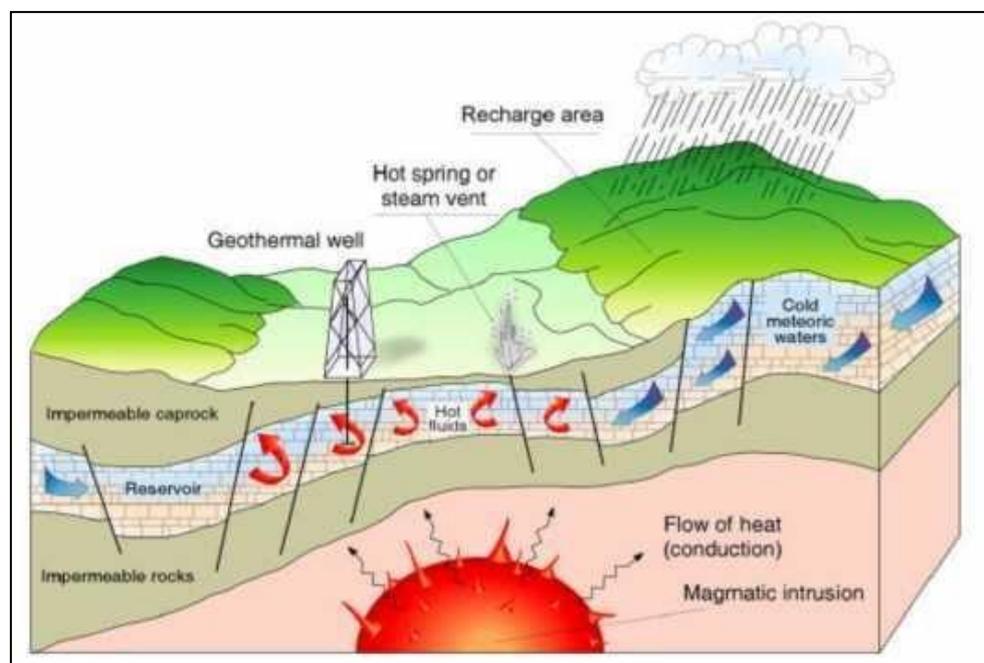
III. TEORI DASAR

A. Sistem Panasbumi

Panasbumi merupakan suatu energi yang terbentuk secara alami dan tersimpan dalam bentuk air atau berupa uap panas pada kondisi geologi tertentu pada kedalaman beberapa kilometer di dalam kerak bumi. Sistem panasbumi didefinisikan oleh Hochstein dan Browne (2000) sebagai perpindahan panas yang terjadi secara alami dalam volume tertentu di kerak bumi dimana panas akan dipindahkan dari sumber panas ke zona pelepasan panas.

Sistem panasbumi disusun oleh beberapa parameter kebumihan, seperti adanya sumber panas (*heat source*), reservoir, batuan penudung (*cap rock*), sumber fluida, dan siklus hidrologi. Sumber panasbumi berasal dari dapur magma yang berada di bawah permukaan bumi, panas ini akan mengalir ke batuan sekitarnya melalui proses konveksi dan konduksi. Ketika air mengalir sampai ke sumber panas (*heat source*) maka temperatur air akan meningkat. Ketika temperatur yang diterima oleh air tinggi, maka sebagian air akan menguap dan sebagiannya lagi akan tetap menjadi air. Fluida dengan temperatur tinggi ini akan menekan batuan disekitarnya untuk mencari celah batuan dan melepaskan tekanan. Ketika terdapat celah untuk mengeluarkan fluida, maka fluida ini akan bergerak naik dan keluar sebagai manifestasi permukaan.

Sebagian fluida yang terperangkap di bawah batuan *impermeable* akan mengalami akumulasi panas yang selanjutnya disebut sebagai reservoir. Proses akumulasi panas ini akan mengakibatkan batuan *impermeable* di atasnya mengalami perubahan struktur dan sifat batuan. Batuan yang mengalami perubahan ini disebut batuan alterasi yang dalam sistem panasbumi berfungsi sebagai batuan penudung (*claycap*) untuk menjaga proses akumulasi panas di reservoir (Goff dan Janik, 2000).



Gambar 23. Sistem Panasbumi (Dickson dan Fanelli, 2004).

Pada dasarnya sistem panasbumi merupakan daur hidrologi air (air tanah dan hujan) yang dalam perjalanannya berhubungan dengan sumber panas (*heat source*) bertemperatur tinggi, sehingga terbentuk air panas yang dapat terperangkap dalam batuan yang porous dan memiliki permeabilitas tinggi (Karyanto, 2003). Perpindahan panas pada sistem panasbumi dari sumber panas ke sekitarnya terjadi secara konveksi dan konduksi. Perpindahan panas

secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas, sedangkan perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan (Budihardi dkk, 1997).

Menurut Suharno (2010), komponen-komponen penting yang mengontrol sistem panasbumi adalah:

1. Sumber panas (*heat source*) berupa plutonik,
2. Batuan berporos atau reservoir tempat uap panas terjebak di dalamnya,
3. Lapisan penutup (*caprock*) berupa batu lempung,
4. Struktur geologi (patahan, perlipatan, *collapse*, rekahan dan ketidakselarasan)
5. Daerah resapan air atau aliran air bawah permukaan (*recharge area*).

Keberadaan suatu sistem panasbumi biasanya dicirikan dengan adanya manifestasi di permukaan. Menurut Suharno (2012) beberapa manifestasi permukaan yang menunjukkan adanya sistem panasbumi adalah sebagai berikut:

a. Mata air panas (*Hot spring*)

Batuan dalam dapur magma dapat menyimpan panas hingga ribuan tahun. Air tanah yang turun dan bersentuhan dengan magma akan terpanaskan. Air yang panas cenderung akan naik ke permukaan melalui celah-celah rekahan. Air panas yang muncul di permukaan disebut sumber mata air panas (*hot spring*).

b. Fumarola dan solfatara

Fumarola merupakan lubang asap tempat dikeluarkannya gas-gas yang dihasilkan oleh gunung api. Umumnya fumarola ditemukan pada daerah gunung api. Sedangkan solfatara merupakan fumarola yang mengandung gas belerang (*sulfur*), seperti SO₂, H₂S, dan S.

c. *Geyser*

Geyser adalah air tanah yang tersembur keluar sebagai kolom uap dan kolom air panas. Kolom tersebut terbentuk oleh adanya celah yang terisi air dari kawah dan kemudian terdorong ke atas oleh tekanan uap air. Semakin banyak akumulasi air di dalam celah, maka semakin kuat tekanan uap air sehingga semakin tinggi air yang tersembur ke atas.

d. Uap tanah (*Steaming ground*)

Uap panas yang nampak keluar dari permukaan tanah (*steaming ground*) sering ditemui di beberapa lapangan panasbumi. Uap panas tersebut diperkirakan berasal dari lapisan yang berada di dekat permukaan yang mengandung air panas yang suhunya mendekati titik didihnya (*boiling point*), sehingga terjadi penguapan di atas permukaan.

e. Lumpur panas

Lumpur panas merupakan manifestasi panasbumi di permukaan yang umumnya mengandung uap panas yang tidak terlalu banyak dan gas CO₂ yang tidak mudah menjadi cair. Lumpur panas ditemukan dalam keadaan cair karena kondensasi uap. Sedangkan gelembung-gelembung yang terjadi disebabkan oleh keluarnya gas CO₂

f. Kawah (*Crater*)

Kawah merupakan suatu bentuk depresi yang berbentuk corong terbuka ke atas yang merupakan tempat disemburkannya tepra gas-gas, lava, dan gas-gas.

g. Batuan alterasi

Batuan alterasi merupakan tanda-tanda penting adanya lapangan panasbumi. Batuan alterasi terjadi karena proses interaksi antara batuan asal dengan fluida panasbumi. Batuan alterasi terjadi karena beberapa factor, antara lain suhu, tekanan, jenis batuan, komposisi fluida, pH, dan lamanya interaksi.

Hochstein dan Browne (2000), mengategorikan sistem panasbumi menjadi tiga sistem, yaitu:

1. Sistem hidrotermal, merupakan proses transfer panas dari sumber panas ke permukaan secara konveksi, yang melibatkan fluida *meteoric* dengan atau tanpa jejak fluida dari *magmatic*. Daerah rembesan berfasa cair dilengkapi air *meteoric* yang berasal dari daerah resapan. Sistem ini terdiri atas: sumber panas, reservoir dengan fluida panas, daerah resapan dan daerah rembesan panas berupa manifestasi.
2. Sistem vulkanik, merupakan proses transfer panas dari dapur magma ke permukaan melibatkan konveksi fluida magma. Pada sistem ini jarang ditemukan adanya fluida *meteoric*.
3. Sistem vulkanik-hidrotermal, merupakan kombinasi dua sistem di atas, yang diwakili dengan air *magmatic* yang naik kemudian bercampur dengan air *meteoric*.

Klasifikasi temperatur suatu sistem panasbumi menurut Hochstein dan Soengkono (1997) terbagi menjadi tiga berdasarkan temperatur reservoir:

- Tinggi (temperatur reservoir lebih besar dari 225°C)
- Sedang / intermediet (temperatur reservoir 125°C sampai 225°C)
- Rendah (temperatur reservoir lebih kecil dari 125°C)

Berdasarkan fase fluida di dalam reservoir, sistem panasbumi terbagi menjadi dua (Simmons, 1998), yaitu:

1. *Single Phase System*

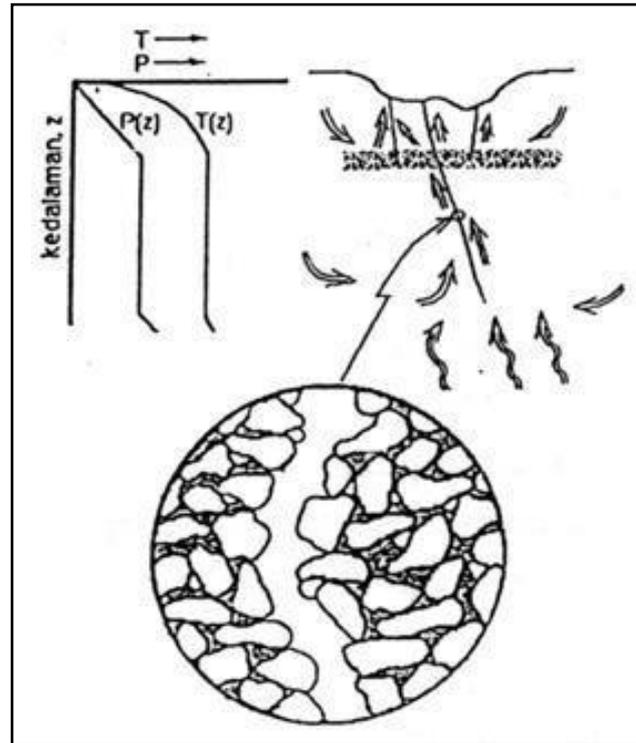
Reservoir mengandung air panas dengan temperatur sekitar 90°C sampai 180°C dan tidak ada pendidihan yang terjadi di reservoir. Reservoir pada sistem panasbumi ini termasuk memiliki temperatur rendah. Jika reservoir ini dibor, maka yang keluar berupa air karena rekahannya masih sangat tinggi.

2. *Two Phase System*

Two phase system terbagi menjadi dua, yaitu:

a. *Vapour Dominated System*

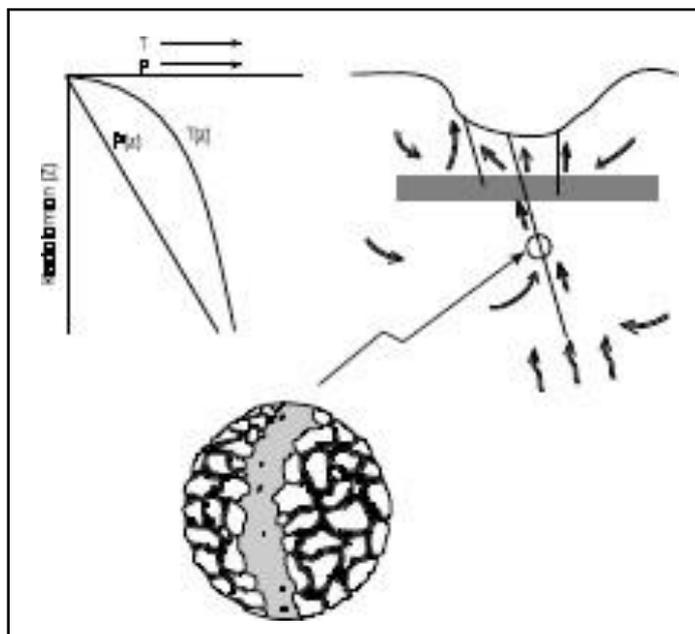
Merupakan sistem tertutup dimana sangat sedikit *rechargeable water*, air dapat meresap namun sangat lama karena berputar-putar di reservoir dan tidak ada *outflow* sehingga mengakibatkan adanya arus konveksi. Lama-kelamaan hal ini akan mengakibatkan batuan reservoir menjadi homogen dan temperatur maupun tekanan fluida menjadi relatif konstan. Fluida di reservoir yang didominasi uap akibat temperatur dan tekanan yang sangat tinggi, menghasilkan manifestasi berupa fumarola dan *acid hot spring*.



Gambar 24. Kondisi hidrologi dari sistem dominasi uap (Simmons, 1998).

b. Water Dominated System

Merupakan sistem terbuka yang terdapat *rechargeable water*. Reservoir ini mengandung air dan uap namun lebih di dominasi oleh air. Pada sistem ini terdapat *outflow* sehingga jenis manifestasinya lebih beragam. Adanya *outflow* dan *rechargeable water* membuat energi terlepas sehingga temperatur dan tekanan di reservoir berubah seiring dengan kedalamannya.



Gambar 25. Kondisi hidrologi dari sistem dominasi air (Simmons, 1998).

Sistem panasbumi memiliki karakteristik yang berbeda-beda, tidak hanya pada manifestasi di permukaan, tetapi juga pada karakteristik reservoarnya. Perbedaan sistem panasbumi ini dipengaruhi oleh beberapa faktor, seperti topografi, hidrologi permukaan, struktur geologi, permeabilitas, dan ukuran batuan sumber panas. Sistem panasbumi di Indonesia umumnya memiliki suhu yang cukup tinggi karena berkaitan dengan kegiatan gunungapi muda. Terjadinya sumber energi panasbumi berhubungan erat dengan sistem tektonik lempeng yang aktif di wilayah Indonesia. Ada tiga lempeng yang berinteraksi di Indonesia, yaitu lempeng Pasifik, lempeng Indo-Australia, dan lempeng Eurasia. Tumbukan ketiga lempeng tersebut mengakibatkan sebagian lempeng menunjam pada bagian lempeng yang lain sehingga muncul gunungapi- gunungapi di sepanjang daerah penunjaman (Suharno, 2013).

B. Metode Geokimia

Analisis kimia bertujuan untuk mengelompokkan basis umum antara perbandingan dan klasifikasi dari cairan panasbumi, serta untuk memperoleh data kimia fluida dan gas dan unsur-unsur lain yang terkandung dalam manifestasi sehingga dapat mengetahui suhu dan karakteristik reservoir. Dalam penelitian ini analisis geokimia dilakukan menggunakan geoindikator, geotermometer dan kesetimbangan ion (ion balance).

Fluida-fluida panasbumi cenderung memiliki kandungan senyawa yang hampir sama dan memiliki 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 dengan batuan, proses *boiling* dan *mixing*. Zat terlarut dalam fluida panasbumi berasal dari interaksi antara batuan dan fluida. Unsur terlarut dalam fluida panasbumi dapat dikelompokkan menjadi tiga berdasarkan sifat muatan listriknya, yaitu senyawa kation, anion, dan senyawa netral (Simmons dalam Ningsih, 2018).

1. Kesetimbangan Ion (*Ion Balance*)

Salah satu cara yang dilakukan untuk mengevaluasi kelayakan analisa kimia adalah dengan melakukan pengecekan kesetimbangan ion. Kesetimbangan ion digunakan untuk mengetahui keakuratan sampel air hasil dari uji laboratorium dan digunakan untuk mengetahui apakah sampel mata air panas itu merupakan air panas bumi yang murni atau tidak, serta untuk mengkalibrasi hasil perhitungan *ion balance* dengan perhitungan geotermometer atau menggunakan geoindikator sehingga bisa melihat

keakuratan data yang dihasilkan nantinya. Keseimbangan ion dilakukan dengan membandingkan konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan positif dengan jumlah konsentrasi molal senyawa-senyawa bermuatan negatif. Kandungan ion-ion bermuatan positif (kation) seperti Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+} . Kandungan ion-ion bermuatan negatif (anion) seperti Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , Br^- . Serta ion-ion netral SiO_2 , NH_3 , B , CO_2 , H_2S , NH_3 . Untuk mencari keseimbangan ion, terlebih dahulu dilakukan perhitungan *meq (milliequivalent)* kation dan anion dengan rumus berikut:

$$\text{meq (millimolal)} = \frac{\text{Konsentrasi Ci}}{\text{massa atom atau molekul relatif}} \quad (1)$$

Setelah diperoleh jumlah meq dari seluruh kation dan anion dari senyawa-senyawa, kemudian dilakukan perhitungan keseimbangan ion dengan persamaan:

$$\Delta \text{ Charge} = \frac{\Sigma \text{ kation} + \Sigma \text{ anion}}{|\Sigma \text{ kation} + |\Sigma \text{ anion}|} \times 100 \quad (2)$$

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).

2. Tipe Fluida Panasbumi

Analisis geokimia fluida panasbumi yang paling sederhana dan berfungsi secara cepat untuk mengenali variasi fluida adalah klasifikasi menggunakan komposisi anion (senyawa bermuatan negatif). Klasifikasi beberapa tipe fluida panasbumi antara lain yaitu:

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 dan sering berasosiasi dengan endapan silika sinter. Air klorida di dekat permukaan sering mengandung CO₂, H₂S, dan sulfat yang signifikan, sedangkan di dalam reservoir perbandingan atau rasio Cl/SO₄ tinggi. Area yang memiliki mataair panas yang mengalir dalam skala besar dengan konsentrasi Cl yang tinggi berasal dari reservoir dalam, dan merupakan indikasi dari zona permeabel pada area tersebut, namun demikian area ini dapat saja tidak terletak di atas zona upflow utama, karena ada beberapa kemungkinan lain seperti pengaruh topografi yang juga dapat memberikan dampak besar dalam mengontrol hidrologi. Mataair klorida juga dapat mengidentifikasi daerah permeabel zona tinggi (contoh: patahan, erupsi breksi atau conduit). Air klorida, anion yang dominan adalah Cl dan biasanya memiliki konsentrasi ribuan sampai 10.000 mg/kg, dan pada air asin kandungan atau konsentrasi Cl dapat mencapai 100.000 mg/kg.

b. Air Asam Sulfat

Jenis air panasbumi 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

panasbumi yang menuju dekat permukaan. gas panasbumi, dengan kandungan gas dan volatilnya, pada dasarnya larut dalam kandungan fluida yang terletak pada zona yang dalam tetapi terpisah dari air klorida. Air asam sulfat biasanya 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. Ciri fisik dari fluida ini biasanya berwarna keruh dengan kandungan Al dan Fe yang cukup tinggi yang mengindikasikan adanya pelarutan batuan, hal ini disebabkan karena fluida jenis ini cenderung reaktif terhadap batuan yang dilewatinya. 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*.

c. Air Bikarbonat

Air tipe ini banyak mengandung CO_2 . Jenis tipe fluida ini disebut juga dengan *netral bicarbonate-sulphate waters*, merupakan produk dari proses kondensasi gas dan uap menjadi mataair bawah tanah yang miskin oksigen. Fluida ini dicirikan dengan kandungan Cl yang rendah, kandungan sulfat juga rendah, dan bikarbonat (HCO_3) sebagai anion utamanya. Pada sistem panasbumi yang berasosiasi dengan batuan vulkanik biasanya air bikarbonat terbentuk pada bagian yang dangkal dan margin bawah permukaan dimana gas CO_2 terserap dan uap terkondensasi di bawah muka air tanah. Pada sistem panasbumi yang berasosiasi dengan batuan sedimen, pembentukan

fluida jenis ini dikontrol oleh keberadaan batu gamping. Air bikarbonat cenderung sedikit asam dan bisa juga netral atau sedikit basa. Sulfat kebanyakan hadir dengan bermacam-macam jumlah dan kandungan. Klorida memiliki konsentrasi rendah atau tidak ada sama sekali (Mahon, 1980 dalam Nicholson, 1993). Air bikarbonat banyak ditemukan pada area *nonvolcanogenic* 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). Selama reaksi (Simmons, 1998).

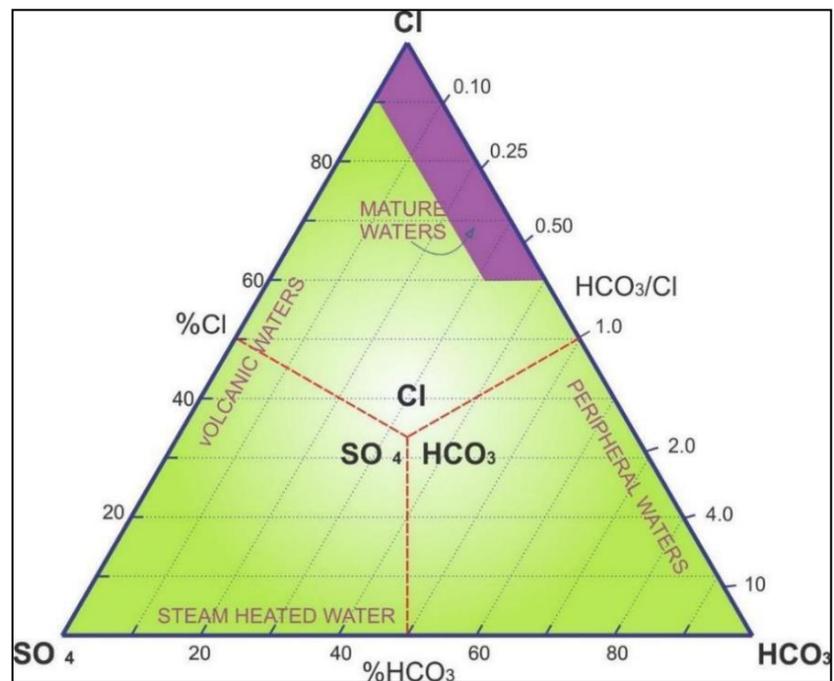
3. Geoindikator dan *Tracer*

Zat-zat terlarut terbagi dalam dua kategori, yaitu geoindikator dan *tracer*. Geoindikator adalah zat terlarut yang bersifat reaktif dan mencerminkan lingkungan ekuilibrium / kesetimbangan, misalnya Na dan K. *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. Penggunaan Cl, B, Li, Na, K, dan Mg sebagai geoindikator dan *tracer* diterapkan dengan metode *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**

Komponen anion yang berupa Cl, SO₄, dan HCO₃ digunakan untuk mengetahui komposisi fluida panasbumi karena anion-anion tersebut merupakan zat terlarut yang paling banyak dijumpai dalam fluida panasbumi. Cl, SO₄, dan HCO₃ dapat digunakan untuk menginterpretasi kondisi dan proses yang berlangsung di dekat permukaan (kurang dari 1 km) (Herdianita dan Priadi, 2008).

Konsentrasi nilai Cl yang tinggi dalam suatu mata air mengindikasikan air tersebut berasal langsung dari reservoir, dengan minimal pencampuran atau pendinginan secara konduksi. Kadar Cl rendah pada air (tidak menunjukkan karakteristik uap panas) dari mata air panas adalah karakteristik dari pengenceran air tanah. Konsentrasi dapat berkisar dari < 10 sampai > 100000 mg/kg, namun nilai-nilai orde 1000 mg/kg adalah khas dari klorida jenis air.



Gambar 26.Diagram segitiga Cl, SO₄, dan HCO₃ (Simmons, 1998).

Plotting ke diagram segitiga Cl, SO₄, dan HCO₃ pada **Gambar 9** dilakukan agar mempermudah dalam pengelompokan serta pemeriksaan *trend* sifat kimia fluida. Posisi data pada diagram segitiga ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut:

$$S = [Cl] + [SO_4] + [HCO_3] \quad (3)$$

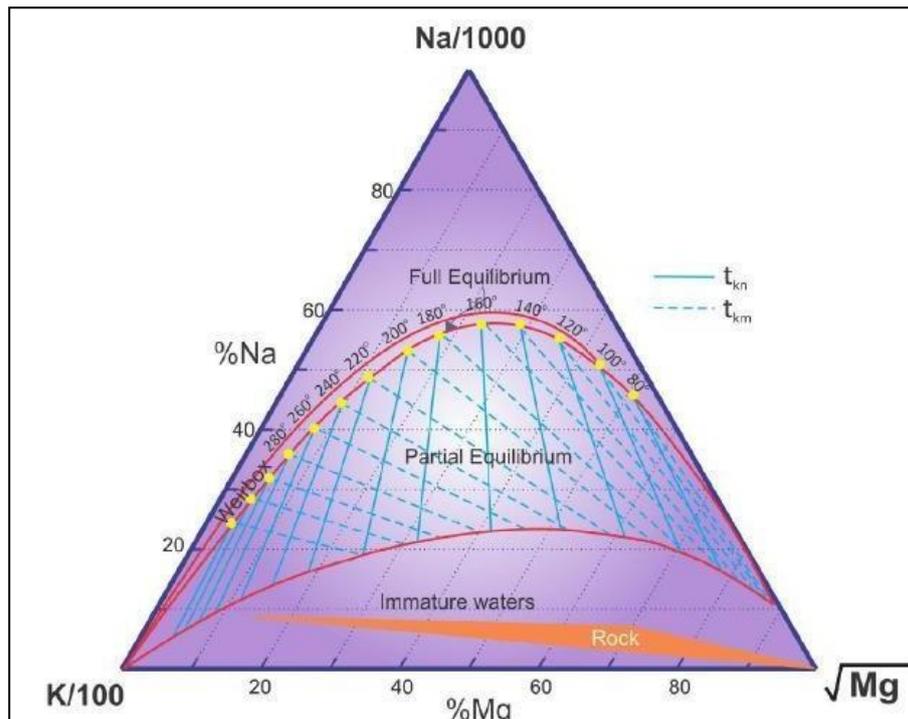
$$\% Cl = \frac{(100 [Cl])}{s} \quad (4)$$

$$\% SO_4 = \frac{(100 [SO_4])}{s} \quad (5)$$

$$\% HCO_3 = \frac{(100 [HCO_3])}{s} \quad (6)$$

b. 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 oleh interaksi fluida dengan 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 memiliki konsentrasi rendah. Konsentrasi Mg yang tinggi mengindikasikan adanya pelarutan batuan di dekat permukaan oleh air meteorik kaya Mg (Aribowo, 2011).



Gambar 27. Diagram segitiga Na - K - Mg (Simmons, 1998).

Untuk melakukan *plotting* pada diagram segitiga Na – K – Mg pada

Gambar 27 dilakukan menggunakan persamaan berikut:

$$S = \left(\frac{[Na]}{1000} \right) + \left(\frac{[K]}{100} \right) + [Mg]^{1/2} \quad (7)$$

$$\% Na = \frac{100 \left(\frac{[Na]}{1000} \right)}{s} \quad (8)$$

$$\% Mg = \frac{(100)[Mg]^{1/2}}{s} \quad (9)$$

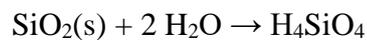
4. Geotermometer

Geotermometer merupakan cara untuk memperkirakan temperatur reservoir panasbumi berdasarkan pada keberadaan zat-zat terlarut pada fluida panasbumi, dimana konsentrasi fluida sangat bergantung pada temperatur. Setiap geotermometer memiliki keterbatasan sehingga harus

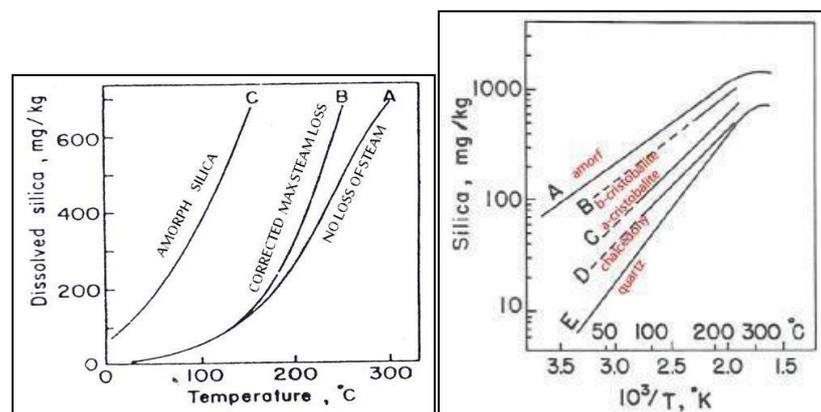
diperhatikan dalam penggunaannya untuk menghindari kekeliruan dalam interpretasi. Berikut ini beberapa jenis geotermometer, yaitu:

1. Geotermometer silika

Geotermometer silika dibuat berdasarkan kelarutan berbagai jenis silika dalam air sebagai fungsi dari suhu yang ditentukan berdasarkan 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 secara perlahan, apabila pendinginan berlangsung dengan sangat cepat maka yang terbentuk atau mengendap adalah silika amorf. Berdasarkan data simulasi variasi kelarutan atau konsentrasi silika terhadap variasi suhu maka dapat diperkirakan besarnya suhu fluida.



Gambar 28. Kurva kelarutan silika terhadap suhu (Simmons, 1998).

Dari kurva pada **Gambar 28** terlihat bahwa pada suhu rendah silika amorf lebih mudah larut dibandingkan kuarsa. Secara umum

kelarutan silika dikontrol oleh silika amorf pada suhu rendah dan dikontrol oleh kuarsa pada suhu tinggi. Suhu batas untuk geotermometer silika sekitar 250°C, karena di atas suhu ini silika akan larut dan mengendap lebih cepat serta semakin konstan sebagai cairan yang dikeluarkan ke permukaan. Fluida yang mengalami pendinginan adiabatik (*max steam loss*) diterapkan untuk fluida yang mengalami kehilangan uap karena proses *boiling* yang menyebabkan meningkatnya kandungan silika pada fluida sisa. Sedangkan fluida yang mengalami pendinginan konduktif (*no steam loss*) mewakili kondisi kelarutan silika yang hanya dikontrol oleh pendinginan konduktif yang dialami fluida yang naik ke permukaan. Geotermometer kuarsa baik digunakan untuk reservoir bersuhu > 150°C. Pada reservoir dengan suhu di bawah 150°C kandungan silika dikontrol oleh kalsedon (Aribowo, 2011).

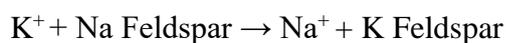
Persamaan geotermometer silika yang dikembangkan berdasarkan pendekatan terhadap nilai kurva kelarutan macam-macam mineral silika ditampilkan pada **Tabel 3**.

Tabel 3. Persamaan-persamaan geotermometer silika (Aribowo, 2011).

Geotermometer	Persamaan	Referensi
<i>Quartz-no steam loss</i>	$T = 1390 / (5,19 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Quartz-maximum steam loss</i>	$T = 1522 / (5,75 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Quartz</i>	$T = 42,198 + 0,28831 \text{SiO}_2 - 3,6686 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 3,1665 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 77,034 \log \text{SiO}_2$	Fournier dan Potter (1982)
<i>Quartz</i>	$T = 53,500 + 0,11236 \text{SiO}_2 - 0,5559 \times 10^{-4} (\text{SiO}_2)^2 + 0,1772 \times 10^{-7} (\text{SiO}_2)^3 + 88,390 \log \text{SiO}_2$	Arnorson (1985)
<i>Chalcedony</i>	$T = 1032 / (4,69 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Chalcedony</i>	$T = 1112 / (4,91 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Arnorson (1983)
<i>Cristobalite</i>	$T = 1000 / (4,78 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Opal</i>	$T = 781 / (4,51 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)
<i>Amorphous silica</i>	$T = 731 / (4,52 - \log \text{SiO}_2) - 273,15$	Fournier (1977)

2. Geotermometer Na – K

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



Albit adularia

T>>> T<<

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 diterapkan pada suhu $< 100^{\circ}\text{C}$, juga untuk reservoir yang mengandung banyak Ca dan berasosiasi dengan endapan travertin. **Tabel 4** berikut ini akan menampilkan beberapa persamaan yang digunakan dalam geotermometer Na – K (Aribowo, 2011).

Tabel 4. Persamaan-persamaan geotermometer Na – K (Aribowo, 2011).

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

3. Geotermometer K – Mg

Geotermometer K/Mg yang didasarkan pada perbandingan antara konsentrasi K dengan Mg dimana air dangkal mempunyai konsentrasi Mg yang lebih tinggi dibandingkan dengan air yang lebih dalam. Konsentrasi Mg akan turun apabila temperatur pada

$$t(^{\circ}C) = \frac{4410}{14.0 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273 \quad (10)$$

fluida tersebut naik. Apabila konsentrasi dari Mg meningkat dapat diasumsikan fluida tersebut telah tercampur dengan fluida bertemperatur rendah yang dekat dengan permukaan. Geotermometer ini hanya dapat memberikan hasil yang dapat dipercaya untuk air klorida, terutama air klorida asal reservoir dengan konsentrasi $Mg < 1$ ppm. Geotermometer ini sangat sensitif terhadap rasio K/Mg, sehingga dengan sedikit saja penambahan Mg dari percampuran dengan air tanah dangkal akan menghasilkan T° K-Mg yang lebih rendah (Simmons, 1998).

4. Geotermometer Na – K – Ca

Geotermometer Na – K – Ca 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 dalam membuat persamaan geotermometer Na – K – Ca adalah sebagai berikut:

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

Rumus persamaan untuk geotermometer ini adalah:

$$T = [1647 / \log (\text{Na}/\text{K}) + \beta (\log (\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06) + 2,47] - 273,15$$

Ada dua uji untuk menerapkan geotermometer ini:

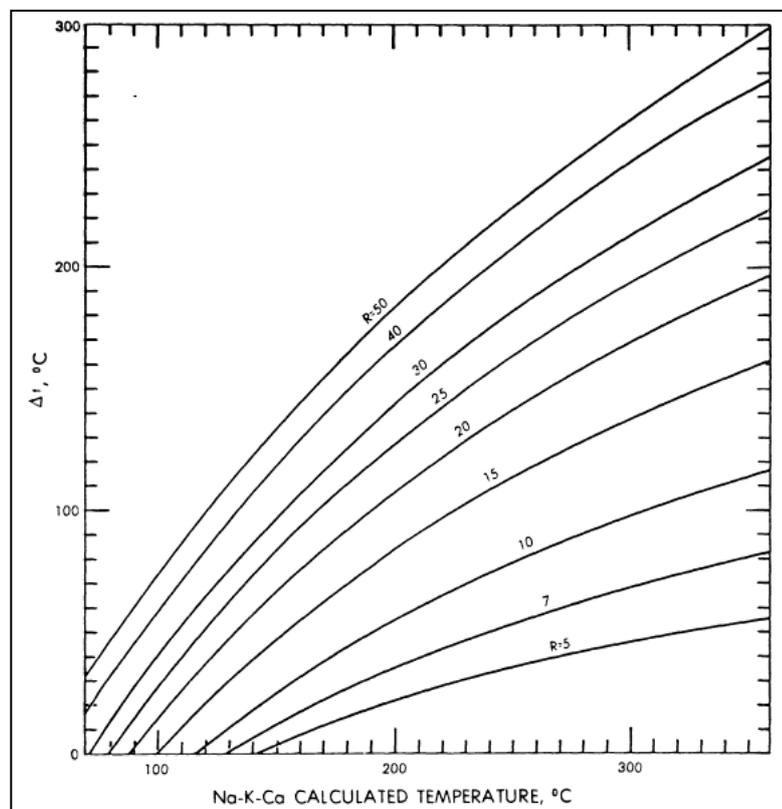
1. Jika $[\log (\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] < 0$, gunakan $\beta = 1/3$ dan hitung $T^{\circ}\text{C}$
2. Jika $[\log (\text{Ca}^{1/2}/\text{Na}) + 2,06] > 0$, gunakan $\beta = 4/3$ dan hitung $T^{\circ}\text{C}$, jika T terhitung $< 100^{\circ}\text{C}$ maka hasil dapat diterima, namun jika hasil perhitungan $T > 100^{\circ}\text{C}$ maka dilakukan perhitungan ulang $T^{\circ}\text{C}$ dengan $\beta = 1/3$ (Aribowo, 2011).

Kisaran suhu yang bagus untuk geotermometer Na – K – Ca adalah $120 - 200^{\circ}\text{C}$, selebihnya kurang bagus. Keterbatasan lain dari geotermometer ini adalah suhu sangat dipengaruhi oleh perubahan konsentrasi karena *boiling* dan *dilution*. *Boiling* menyebabkan kehilangan CO_2 , terjadinya pengendapan kalsit, dan Ca keluar dari larutan sehingga menyebabkan 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 akan keluar dari larutan untuk membentuk biotit dan aktinolit. Koreksi Mg perlu diterapkan untuk fluida panasbumi yang memiliki suhu $> 180^{\circ}\text{C}$ yang mengandung Mg terlarut tinggi.

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

3. Jika $R > 50$, maka 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 $R < 50$, maka gunakan R untuk mencari $^\circ\text{T Mg}$ dari grafik koreksi Mg.
5. Menghitung suhu Na – K – Ca terkoreksi dengan menggunakan cara:

$$T^\circ \text{Na-K-Ca (koreksi Mg)} = T^\circ \text{Na-K-Ca terhitung} - T^\circ \text{Mg} \quad (14)$$



Gambar 29. Grafik penentuan suhu koreksi Mg berdasarkan hasil perhitungan geotermometer Na – K – Ca (Simmons, 1998).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada bulan Juni 2020 sampai dengan bulan Desember 2020 dan bertempat di Laboratorium Geofisika Eksplorasi, Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung.

B. Data Penelitian dan Perangkat Lunak

Adapun data dan perangkat penelitian yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Data Penelitian

a. Data Geokimia

Data geokimia yang digunakan adalah data geokimia air panas dan sumur. Data geokimia ini berupa pH, Na, K, Ca, Mg, SiO₂, Cl, SO₄, dan HCO₃. Data geokimia digunakan untuk menganalisis karakteristik fluida panasbumi dan menentukan estimasi suhu reservoir panasbumi.

2. Perangkat Penelitian

a. Microsoft Office Excel 2016, digunakan untuk melakukan pengolahan data geokimia fluida menggunakan program *liquid_analysis_v3_powell-cumming_2010_stanfordgw.xls* (Powell dan Cumming, 2010).

D. Prosedur Penelitian

Pengolahan data yang dilakukan dalam penelitian ini terbagi dalam beberapa tahapan pengolahan data yaitu sebagai berikut:

1. Pengolahan Data Geokimia

Pengolahan data geokimia yang dilakukan adalah sebagai berikut:

a. Analisis pH

Analisis berdasarkan pH digunakan untuk mendapatkan tipe fluida dari besar kisaran pH sampel air di suatu lokasi panas bumi, sehingga dapat menganalisis perkiraan tipe fluida berdasarkan besar kisaran pH tersebut.

b. Analisis Keseimbangan Ion (*Ion Balance*)

Perhitungan keseimbangan ion (*ion balance*) dalam sampel mata air panas dilakukan untuk mengetahui apakah sampel mata air panas itu merupakan air panas bumi yang murni atau tidak serta untuk mengetahui kelayakan analisis geokimia pada sampel mata air panas tersebut, yaitu dengan membandingkan konsentrasi molal unsur-unsur positif dan unsur-unsur negatif. Hasil perhitungan keseimbangan ion ini juga dapat digunakan untuk mengetahui kualitas dari data geokimia yang digunakan.

c. Geoindikator

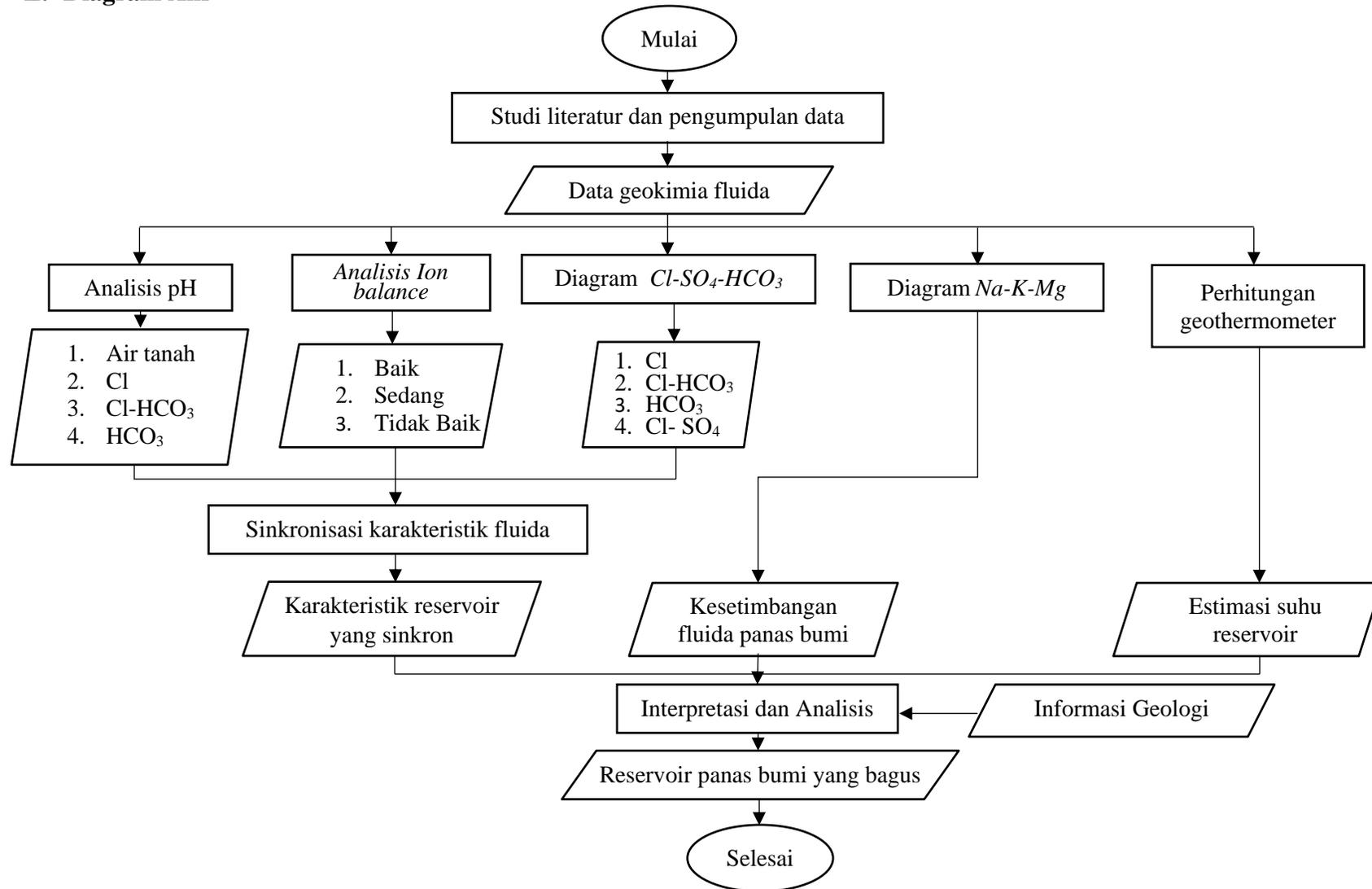
Geoindikator $\text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ digunakan untuk menentukan tipe fluida panasbumi apakah termasuk dalam tipe air klorida, air sulfat, atau air bikarbonat, sedangkan geoindikator $\text{Na} - \text{K} - \text{Mg}$ digunakan untuk memperoleh informasi dari fluida panasbumi apakah termasuk dalam

immature water atau *equilibrium water*. Geoindikator Na – K – Mg ini juga dapat digunakan untuk menentukan geotermometer mana yang cocok digunakan untuk melakukan estimasi suhu reservoir. Sebelum melakukan plot, terlebih dahulu dilakukan perhitungan konsentrasi dari setiap unsur. Plot geoindikator dilakukan menggunakan program dari `liquid_analysis_v3_powell-cumming_2010_stanfordgw.xls` (Powell dan Cumming, 2010).

d. Geotermometer

Pada penelitian ini, geotermometer digunakan untuk menentukan estimasi dari temperatur reservoir panasbumi. Perhitungan geotermometer yang digunakan dalam penelitian ini adalah geotermometer silika, Na – K – Ca, K – Mg dan Na – K. Berdasarkan beberapa geotermometer yang digunakan ini, akan dipilih geotermometer yang dianggap sesuai dengan karakteristik fluida panasbumi untuk menentukan estimasi temperatur reservoir.

E. Diagram Alir



Gambar 30. Diagram Alir

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Berdasarkan hasil penelitian ini, maka dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

1. Metode geokimia ini teruji untuk menganalisis karakteristik dan penentuan suhu reservoir panas bumi dimana kondisi reservoir yang bagus dapat ditentukan berdasarkan *ion balance* yang baik serta memiliki tipe air klorida dan air telah mencapai kesetimbangan (*equilibrium*), namun ada beberapa hal yang tidak sesuai pada beberapa lokasi karena kondisi lapangan tersebut.
2. Geotermometer yang merepresentasikan estimasi suhu panas bumi berdasarkan diagram Na-K-Mg adalah geotermometer Na-K dengan hasil terdiri dari 3 klasifikasi yaitu suhu tinggi, suhu sedang dan suhu rendah.
3. Dari 15 lokasi panas bumi terdapat 9 lokasi dengan kondisi reservoir panas bumi yang bagus berdasarkan hasil analisis yang terdiri dari 4 sampel bersuhu tinggi, 3 sampel bersuhu sedang dan 2 sampel bersuhu rendah.
4. Hasil analisis dalam penentuan karakteristik panas bumi memiliki korelasi yang baik berdasarkan suhu reservoir dan potensi pada kondisi reservoir yang telah berproduksi.

B. Saran

Adapun saran setelah melakukan penelitian ini adalah perlunya ditambahkan data geokimia gas dan isotop untuk membantu dalam analisis karakter dari reservoir panasbumi tersebut. Selain itu diperlukan juga data geomagnetik dan data gaya berat supaya dapat menggambarkan keseluruhan wilayah berdasarkan nilai suseptibilitas serta dapat menggambarkan struktur geologi yang ada sehingga dapat diperoleh model tentatif yang dibuat lebih representatif dan informatif untuk digunakan dalam eksplorasi selanjutnya.

DAFTAR PUSTAKA

- Aribowo, Y. 2011. Prediksi Temperatur Reservoir Panasbumi dengan Menggunakan Metoda Geotermometer Kimia Fluida. *Jurnal Teknik* Vol. 32 No.3, 234-238.
- ARC. 1991. Waiwera geothermal groundwater resources statement and allocation plan. Auckland Regional Council, *Technical Publication No. 112*.
- ARC. 1999. Waiwera geothermal groundwater resource assessment report. Auckland Regional Council, *Technical Publication No. 115*.
- ARWB. 1980. Waiwera water resource survey – Preliminary water allocation/management plan. Auckland Regional Water Board, *Technical Publication No. 17*.
- ARWB. 1987. Waiwera thermal groundwater allocation and management plan 1986. Auckland Regional Water Board, *Technical Publication No. 39*.
- Alam, M.A. 2002. Hydrogeochemistry of thermal springs in Manikaran, Kullu district, Himachal Pradesh, (India), M.Sc. Dissertation Report, Department of Earth Sciences, Indian Institute of Technology, Bombay, India, 2002, *unpublished*.
- Alonso, E.H. 1966. La zona geotermica de Cerro Prieto, Baja California: *Boletin Sociedad Geologica Mexicana*, v. 29, p. 17-47.
- Axelsson, G., dan Dong, Z. 1997. The Tanggu Geothermal Reservoir (Tianjin, China). *Geothermics* Vol. 27, No. 3, pp. 271-294, 1998.
- Bertani, R. 2015. Geothermal power generation in the world 2010-2014 update report. *Proceedings of the World Geothermal Congress 2015*. Melbourne, Australia. 19 pp.
- Budihardi, M., Budiardjo, B., dan Nugroho. 1997. Resource Characteristics of The Ungaran Field, Central Java, Indonesia. *Proceeding of National Berkala MIPA, Seminar of Human Resource Indonesian*. Yogyakarta.

- Brian Jones, Robin W, Renaut dan Michael R. 2002. Microbial Biofacies In Hot-Spring Sinters: A Model Based On Ohaaki Pool, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research (1998)* 68 (3): 413–434.
- Bibby, H., Caldwell, T.G., Davey, F.J., dan Webb, T.H. 1995. Geophysical evidence on the structure of the Taupo Volcanic Zone and its hydrothermal circulation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 29-58.
- Bignall, G., Milicich, S., Ramirez, E., Rosenberg, M., Kilgour, G., dan Rae, A. 2010. Geology of the Wairakei-Tauhara geothermal system, New Zealand. In: *Proceedings of the World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*.
- Bodri, L. 1980. Geothermal Model Of The Earth's Crust In The Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 72 (1981) 61-73.
- Boldizsk, T. 1975. Research and development of geothermal energy production in Hungary. *Geothermics*, 4: 44-56.
- Browne, P.R.L., dan Ellis, A. 1970. The Ohaaki–Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry: *American Journal of Science*, v. 269, p. 97–131.
- Brockbank, K.M., dan Bixley, P.F. 2011. The Ohaaki Deep Reservoir. *New Zealand Geothermal Workshop 2011 Proceedings. 21-23 November 2011. Auckland, New Zealand*
- Cermak, V. dan Hurtig, E. 1977. Preliminary Heat Flow Map of Europe. A Contribution to International Geodynamics Project. Edited by the Geophysical Institute, *Czechosl. Acad. Sci., Praha*.
- Dickson, M. H., dan Fanelli, M. 2004. *What is Geothermal energy*. Italy: Institute Geoscience Pisa.
- Elders, W. A., dan Biehler, S. 1975. Gulf of California rift system and its implications for the tectonics of western North America: *Geology*, v. 3, p. 85-87.
- Elders, W. A. 1979. The geological background of the geothermal fields of the Salton trough, in Elders, W. A., ed., *Geology and geothermics of the Salton trough: Riverside, Univ. California, Campus Museum Contr.* 5, p. 1-19.
- Elders, W. A., Rex, R. W., Meidav, T., Robinson, P. T., dan Biehler, S. 1972. Crustal spreading in southern California: *Science*, v. 178, p. 15-24.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., dan Williams, A.E. 1981. Distribution of the hydrothermal mineral zone in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico. *Geothermics* 10, 245-253.

- Elders, W.A., Williams, A. E., dan Hoagland, J. R. 1981. An integrated model for the natural flow regime in the Cerro Prieto hydrothermal 1980. Dallas, Texas, *SPE 9499*, 11 p.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., dan McDowell, S.D. 1979. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto. *Geothermics*, 8, (1979), 201-209.
- Ellis, A. J., dan Mahon, W.A.J. 1977. *Chemistry and geothermanl systems* Orlando: Academic Press Inc.
- Fuis, G. S., Mooney, W. D., Healy, J. H., McMechan, G. A., dan Lutter, W. J. 1982. Crustal structure of the Imperial Valley: U.S. Geol. Survey Prof. *Paper 1254*, p. 25-49.
- Giggenbach, W.F. 1988. *Chemical Techniques in Geothermal Exploration*. New Zealand: Chemistry Division, DSIR, Private Bag.
- Goff, F., dan Janik, C. J. 2000. Geothermal System. In H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 817-834). United States: Academic Press.
- Grindley, G. W. 1960. Taupo geological map of New Zealand, 1: 250,000, 1st ed.: Wellington, New Zealand Dept. *Sci. Indus. Research*, sheet 8.
- Grindley, G.W. 1960. Taupo geological map of New Zealand 1:63, 360, 1st ed.: Wellington, New Zealand Dept. *Sci. Indus. Research*, sheet N94.
- Grindley, G.W. 1970. Subsurface structure and relation to steam production in the Broadlands geothermal field. New Zealand: *Geothermics, Special Issue 2*, p. 248–261.
- Grindley, G.W. 1973. Report on the Tongonan Geothermal Field in Leyte, and on a Reconnaissance of Thermal Areas in Negros, Republic of the Philippines, August 1973.
- Gao Bao-zhu., Li Xue-mei., Jia Zhi., dan Chen Rui-jun. 2010. Hydrogeochemical Properties of the Tianjin (China) Geothermal Field . *Proceedings World Geothermal Congress 2010*.
- Graeme L. Scott. 2001. Hydrothermal Alteration and Fluid Geochemistry of the Tongonan Geothermal Field, Philippines. *Resource Geology*, vol. 51, no. 2, 117–134, 2001,
- Huttrer. G. 2020. Country Update for Eastern Caribbean Nations, *Proceedings World Geothermal Congress 2020*. Reykjavik, Iceland (2020).
- Halfman, S.E., Lippmann, M.J., Zelwer, R., dan Howard, J.H. 1986. Geologic Interpretation of Geothermal Fluid Movement in Cerro Prieto Field, Baja

California, Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V. 68, No. 1 (January 1984), R 18-30, 15 Figs., 1 Table.

- Hedenquist, J.W., dan Browne, P.R.L. 1989. The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 53:2235–2251.
- Hedenquist, J.W. 1991. Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system, New Zealand. *Geochim Cosmochim Acta* 55:2753–2765.
- Hedenquist, J.W., dan Henley, R.W. 1985. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Econ Geol* 80:1640–1668.
- Huang, H. F. 1983. Characteristics and reservoir model of the Fuzhou geothermal field, China. *Geothermal Institute Project Report* 83.08, University of Auckland, New Zealand, 52 pp.
- Hochstein, M. P., Yang Zhongke., dan S. Ehara. 1990. The Fuzhou Geothermal System (People's Republic Of China) Modelling Study Of A Low Temperature Fracture-Zone System. *Geothermics*, Vol. 19, No. 1, pp. 43~0, 1990.
- Hunt, T.M., dan Graham, D.J. 2009. Gravity changes in the Tauhara sector of the Wairakei-Tauhara geothermal field, New Zealand. *Geothermics* 38, 108-116.
- Huyan. 2007. The Evaluate of Geothermal Resource's Continuable Exploiture Potential in Tianjin, Tianjin Institute of Geothermal Exploration and Development Design (in Chinese).
- Ingle, J. C. 1982. Microfaunal evidence of age and depositional environments of the Cerro Prieto section (Plio-Pleistocene), Baja California, Mexico: Berkeley, California, *Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-13897*, 27p.
- Herdianita, N. R., dan Priadi, B. 2008. The Chemical Compositions of Thermal Waters at Ciarinem and Cilayu, Pameungpeuk, West Java-Indonesia. *ITB Journal Science* Vol. 39A No. 1, 49-61.
- Hochstein, M. P., dan Browne, P. R. L. 2000. Surface Manifestation of Geothermal System with Volcanic Heat Source. In H. Sigurdsson, *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 835-855). The University of Auckland: Academy Press.

- Hochstein, M. P., dan Soengkono, S. 1997. *Geothermal Exploration for Earth Scientists*. New Zealand: Geothermal Institute University of Auckland.
- IEA. 2014. *Key world energy statistics 2014*. OECD Publishing. Paris, France. 80 pp.
- Izquierdo, G., Portugal, E., A., Aragón, I., Torres., dan Álvarez H. 2001. Hydrothermal mineralogy, isotopy and geochemistry in area of the Cerro Prieto IV Baja California Norte, México. *Proceedings, Geoth. Res. Coun. Trans 25*, 353-356.
- Jones, B., Renaut, R.W., dan Rosen, M.R. 2001. Biogenicity of gold-and silver-bearing siliceous sinters forming in hot (75°C) anaerobic spring-waters of Champagne Pool. Waiotapu, North Island, New Zealand. *Journal of the Geological Society*, 158, 895-911, 1 November 2001.
- Mauriohooho, K., Shaun, L.L., Barker., dan Andrew, R. 2016. Mapping lithology and hydrothermal systems alteration in geothermal using portable X-ray fluorescence the (pXRF): A case study from Tauhara geothermal system, Taupo Volcanic Zone. *Geothermics 64 (2016) 125–134*.
- Kiihn, M., dan Stofen, H. 2005. A reactive flow model of the geothermal reservoir Waiwera, New Zealand. *Hydrogeology Journal (2005) 13:606–626*.
- Karyanto. 2003. Pencitraan Bawah Permukaan Daerah Panas Bumi Way Ratai Lampung dengan Metode Tahanan Jenis 2 Dimensi. *Jurnal Sains Tek*. Vol. 9 No. 3, 55-59.
- Kujbus, A. 2010. Geothermal Power Plant Concepts in the Pannonian Basin in Hungary. *Proceedings, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California. February 1-3, 2010 SGP-TR-188*.
- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., dan Thatcher, W. 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico—preliminary results: *Geofisica Internacional*, v. 10, no. 2, p. 37-48.
- Luis C.A., Felix, I.C., M. Jose., dan L. Jose. 2020. Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. *Proceedings World Geothermal Congress 2020 Reykjavik, Iceland. April 26 – May 2, 2020*.
- Lyons, D. J., dan van de Kamp, P. C. 1980. Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Lawrence Berkeley Lab. Rep. LBL-10540

- Mckibben, M. A., dan Williams, A. E. 1989. Metal speciation and solubility in saline hydrothermal fluids: An empirical approach based on geothermal brine data. *Econ. Geol.* (submitted).
- Milloy, S.M., dan Wei Lim, Y. 2012. Wairakei-Tauhara pressure regime update. In: *Proceedings of the 34th New Zealand Geothermal Workshop 2012, New Zealand.*
- Minissale, A. 2008. The Tianjin geothermal field (north-eastern China): Water chemistry and possible reservoir permeability reduction phenomena. *Geothermics* 37 (2008) 400–428.
- Muffler, L.J.P., dan White, D. E. 1969. Active metamorphism brine: *Econ. Geol.*, v. 62, p. 316-330. of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton trough, southeastern California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 80, p. 157-182.
- 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.* United Kingdom: Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids. Chemistry and Exploration Techniques.* Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: SpringerVerlag, Inc. xv+263 pp.
- Ningsih, C. 2018. Estimasi Cadangan Reservoir Sistem Panasbumi Hidrotermal Non-vulkanik Berdasarkan Data 3G (Geologi, Geokimia, Geofisika) dan Landaian Suhu Pada Lapangan Panasbumi Silver Peak, Esmeralda Country, Nevada, U.S.A. (*Skripsi*). Bandar Lampung: Universitas Lampung.
- Powell, T., dan Cumming, W. 2010. Spreadsheets For Geothermal Water And Gas Geochemistry. *Proceedings Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering.* Stanford, California: Stanford University.
- Puente Cruz, I., dan de la Pena , A. 1979. Geology of the Cerro Prieto geothermal field:, in *Proceedings, 1st symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field.* September 20-22. 1978, San Diego: Lawrence Berkeley Lab rep. LBL-7098. p. I7-40.
- Qilong, Y., Bodvarsson, G. dan Axelsson, G. 1986. Geothermal Resources Of The Beijing Area, China. *Geothermics, Vol. 15, No. 2, pp. 157- 166, 1986.*

- Robinson, P. T., Elders, W. A., dan Muffler, L.P.J. 1976. Quaternary volcanism in the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 87, p. 347-360
- Rosenberg, M., Wallin, E., Bannister, S., Bourguignon, S., Sherburn, S., Jolly, G., dan Links, F. 2010. Tauhara stage II geothermal project: geoscience report. *GNS Sci. Consult. Rep. 2010/138*, 318pp.
- Simmons, S. F. 1998. *Geochemistry Lecture Notes*. New Zealand: Geothermal Institute University of Auckland.
- Suharno. 2010. *Pengembangan Prospek Panas Bumi*. Bandar Lampung: Fakultas Teknik Universitas Lampung.
- Suharno. 2012. *Sistem Panas Bumi*. Bandar Lampung: Universitas Lampung.
- Suharno. 2013. *Eksplorasi Geothermal*. Bandar Lampung: Lembaga Penelitian Universitas Lampung.
- Srikantia, S.V., dan Bhargava, O.N. 1998. Geology of Himachal Pradesh, Geological Society of India, Bangalore, India, (1998), 51-52, 202-205.
- Steiner, A. 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand : its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. *N. Z. Geol. Surv. Bull. 90*, 134.
- Sarbutt, J.V. 1964. A chemical survey of the hot spiring and drillhole waters of Taupo Borough. *N.Z.J. Sci.*, 7: 491- 505.
- Scott, G. L. 2000. The heat source for the Tongonan Geothermal Field. *Island Arc*, 9, 513–526.
- Varsanyi, I., Matray, J.M., dan Kovacs, L.O. 1997. Geochemistry of formation waters in the Pannonian Basin (Southeast Hungary). *Chemical Geology 140* 1997 89–106.
- Wilson, C.J. 1993. Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A 343*, 205-306.
- Wilson, C.J.N. 2001. The 26.5 ka orunaui eruption, New Zealand: an introduction and overview. *J. Volcanol. Geotherm. Res. 112*, 133-174.
- Wang, J., Chen, M., Xiong L. dan Pang, Z. 1995. Geothermal resources and development in China. *Proceedings the World Geothermal Congress 1995*, Florence, Italy. May 1995, pp.75 80.

- Ward, C. W. 1979. The geology and hydrothermal alteration of the Tongonan geothermal field. in Proc. 1st New Zealand Geotherm. *Workshop*, 113–125.
- Wood, C.P. 1976. Geological Aspects of the Tongonan Geothermal Exploration South of the Malitbog River, Leyte, August 1976.
- Williams, A. F., dan McKibben, M. A. 1920. A brine interface in the Salton Sea Geothermal System, California: Fluid geochemical and isotopic characteristics. *Geochimico et Cosmochimico Acta Vol. 53, pp. 1905-1920*.
- Zhang Jinzhang. 1984. Borehole Geology And Hydrothermal Alteration In Fuzhou Geothermal Field. Fujian Province. China. Unu Geothermal Training Programme, National Energy Authority, Grensasvegur 9, 108 Reykjavik, Iceland.
- Zhang, X., Guo, Q., Li, J., Liu, M., Wang, Y., dan Yang, Y., “*Estimation Of Reservoir Temperature Using Silica And Cationic Solutes Geothermometers: A Case Study In The Tengchong Geothermal Area*”, *Springer, China University of Geosciences*, 34, 233-240 (2007).
- Zeng, K., Han, Z., dan Zhang, Z. 2010. Steady Industrialized Development of Geothermal Energy in China Country Update Report 2005-2009. *Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia*.