

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**HEYBELİ JEOTERMAL ALANININ (AFYONKARAHİSAR)
HİDROJEOLOJİK VE HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

DOKTORA TEZİ

CAN BAŞARAN

DENİZLİ, TEMMUZ - 2017

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**HEYBELİ JEOTERMAL ALANININ (AFYONKARAHİSAR)
HİDROJEOLJİK VE HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ**

DOKTORA TEZİ

CAN BAŞARAN

DENİZLİ, TEMMUZ - 2017

KABUL VE ONAY SAYFASI

CAN BAŞARAN tarafından hazırlanan "HEYBELİ JEOTERMAL ALANININ (AFYONKARAHİSAR) HİDROJEOLÖJİK VE HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ" adlı tez çalışmasının savunma sınavı 28.07.2017 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ

Üye

Prof. Dr. Hulusi KARGI
Pamukkale Üniversitesi

Üye

Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL
Pamukkale Üniversitesi

Üye

Prof. Dr. Gültekin TARCAN
Dokuz Eylül Üniversitesi

Üye

Prof. Dr. Ahmet YILDIZ
Afyon Kocatepe Üniversitesi

A. Gökgez

H. Kargı

M. Özkul

G. Tarcan

A. Yıldız

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
09/08/2017 tarih ve 31/13... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Uğur Yücel

Prof. Dr. Uğur YÜCEL

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Bu tez çalışması Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TUBİTAK) tarafından 113Y031 nolu proje ile desteklenmiştir.

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.

CAN BAŞARAN



ÖZET

**HEYBELİ JEOTERMAL ALANININ (AFYONKARAHİSAR)
HİDROJEOLOJİK VE HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ
DOKTORA TEZİ
CAN BAŞARAN
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
(TEZ DANIŞMANI:YRD. DOÇ. DR. ALİ GÖKGÖZ)**

DENİZLİ, TEMMUZ - 2017

Heybeli jeotermal sahası Afyonkarahisar ilinin 25 km güneydoğusunda ve Afyon-Konya karayolu üzerinde yer almakta olup bölgedeki önemli jeotermal alanlarından biridir. Bölgede kamu kurumları ve özel kuruluşlar tarafından açılmış 10 adet termal su kuyusu ve 1 adet termal su kaynağı bulunmaktadır. Bu kuyulardan elde edilen termal sular kaplıca turizmi ve sera ısıtması için kullanılmaktadır. Bu tez çalışmasının amacı, Heybeli jeotermal sahasında jeotermal sistem elemanlarını belirlemek, jeotermal suların kimyasal kompozisyonunu, kökenini, yeraltındaki dolaşım süresini, rezervuar sıcaklığını, su-kaya etkileşimini, mineral doygunluklarını ve sıcak-soğuk su karışımlarını saptamaktır.

Heybeli jeotermal sahasında rezervuar kayacı Paleozoyik yaşlı Karahasan kireçtaşı, örtü kayacı ise Miyosen yaşlı sedimanter kayaçların geçirimsiz litolojileri oluşturmaktadır. Bölgede etkin rol oynayan aktif tektonizma ve buna bağlı gelişen normalden yüksek jeotermal gradyan ise ısı kaynağı özelliğindedir. Geçirimli birimlere düşen yağmur ve kar suları yeraltına süzülerek rezervuarı beslemekte, yeraltında ısındıktan sonra faylar boyunca yükselerek sıcak su kaynaklarını oluşturmaktadır. İnceleme alanındaki termal suların sıcaklıkları 28.9-54.7°C arasında değişmekte olup su tipleri genellikle Na-Ca-HCO₃-SO₄ bileşimlidir. Bölgedeki soğuk su sondajları ve kaynak sularında ise Ca ve HCO₃ baskın iyonlardır. Oksijen ve hidrojen analiz sonuçlarına göre bölgedeki suların tamamı meteorik kökenlidir ve termal sular 50 yıldan daha uzun bir dolaşım süresine sahiptir. Termal suların içerdiği karbondioksitin kökeni ve sülfatın kökeni Karahasan kireçtaşları olarak belirlenmiştir. Hidrojeokimyasal anlamda olgun olmayan özellikli termal suların akifer sıcaklıkları 33-100°C arasında hesaplanmıştır. Yapılan doygunluk hesaplamaları sonucunda ise Heybeli bölgesi termal sularının kalsit, aragonit, kuvars, kalsedon ve dolomit gibi yaygın olarak gözlenen kabuklaşma yapıcı mineralleri çökeltme eğiliminde olduğu belirlenmiştir.

ANAHTAR KELİMELER: Heybeli, jeotermal, hidrojeoloji, hidrojeokimya, izotop hidrolojisi

ABSTRACT

HYDROGEOLOGIC AND HYDROGEOCHEMICAL INVESTIGATION OF HEYBELİ GEOTHERMAL AREA (AFYONKARAHİSAR)

PH.D THESIS

CAN BAŞARAN

PAMUKKALE UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: ASSIST. PROF. DR. ALİ GÖKGÖZ)

DENİZLİ, JULY 2017

Heybeli geothermal field, is one of the most important geothermal field in Afyonkarahisar, is located in 25km southeast of Afyonkarahisar on Afyonkarahisar-Konya highway. There are 10 thermal water wells and 1 thermal water spring opened by public institutions and private institutions in the region. The thermal waters obtained from these wells are used for thermal tourism and greenhouse heating. The aim of this thesis is to determine the geothermal system, the chemical composition of geothermal waters, their origin, underground circulation time, reservoir temperature, water-rock interaction, mineral saturations and hot-cold water mixtures.

In Heybeli geothermal area; Paleozoic aged Karahasan limestones form the reservoir and the impermeable lithologies of Miocene sedimentary rocks forms the cap rock. The active tectonics and the higher geothermal gradient are the heat sources. The rain and snow waters falling through the permeable units percolate into the underground to feed the reservoir, warm up underground and ascend along the faults to form hot water sources. The temperature of the thermal waters in the study area ranges from 28.9 to 54.7°C and the water types are usually Na-Ca-HCO₃-SO₄. Ca and HCO₃ are predominant ions in the cold well and spring waters. According to the results of oxygen and hydrogen analysis, all the waters in the region have meteoric origin and the thermal waters have a circulation time longer than 50 years. The carbon dioxide and sulfate sources of thermal waters was determined as Karahasan limestones. The aquifer temperatures of immature thermal waters are estimated at 33-100°C. As a result of the saturation calculations, it is determined that the thermal waters of Heybeli region tend to precipitate commonly observed crusting minerals such as calcite, aragonite, quartz, calcite and dolomite.

KEYWORDS: Heybeli, geothermal, hydrogeology, hydrogeochemistry, isotope hydrology

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	vi
TABLO LİSTESİ	viii
SEMBOL LİSTESİ	ix
ÖNSÖZ.....	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Çalışma Alanının Yeri ve Genel Özellikleri	1
1.2 Çalışmanın Amacı	2
1.3 Önceki Çalışmalar	2
2. MATERYAL VE METOD	9
2.1 Literatür Çalışması	9
2.2 Saha Çalışmaları	9
2.2.1 Jeolojik-Petrografik Çalışmalar	9
2.2.2 Örnekleme ve Yerinde Ölçüm Çalışmaları	9
2.3 Laboratuvar Çalışmaları	10
2.3.1 Örnek Hazırlama	11
2.3.2 Analiz	12
3. JEOLJİ.....	15
3.1 Bölgesel Jeoloji	15
3.2 İnceleme Alanının Jeolojisi	16
3.2.1 Paleozoyik Grubu	17
3.2.1.1 Sultandede Yeşilist Formasyonu	17
3.2.1.2 Karahasan Kireçtaşları	19
3.2.2 Senozoyik Grubu	21
3.2.2.1 Gebeceler Formasyonu (Akbel Üyesi).....	21
3.2.2.2 Kaymakçı Formasyonu	22
3.2.2.2.1 Sarıova Üyesi.....	23
3.2.2.2.2 Sarıkayalar Konglomera Üyesi.....	24
3.2.2.2.3 Feleli Üyesi.....	24
3.2.2.3 Konarı Trakiandeziti	24
3.2.3 Alüvyon	26
4. TEKTONİZMA	27
4.1 Cumhuriyet ve Maltepe Fayları	28
4.2 Hamidiye Fay Zonu	28
4.3 Kurucaova Fay Zonu	30
5. HİDROJEOLJİ	32
5.1 Hidrolojik Bilanço	32
5.2 Kayaçların Hidrojeolojik Özellikleri	35
5.2.1 Geçirimli Birimler.....	35
5.2.1.1 Karahasan Kireçtaşları	35
5.2.1.2 Kaymakçı Formasyonu Sarıkayalar Konglomera Üyesi.....	36
5.2.1.3 Alüvyon, Alüvyon Yelpazesi ve Yamaç Molozu	36
5.2.2 Yarı Geçirimli Birimler	36

5.2.2.1	Kaymakçı Formasyonu Feleli Üyesi.....	36
5.2.2.2	Kaymakçı Formasyonu Sarıova Üyesi.....	36
5.2.2.3	Konarı Trakiandeziti	36
5.2.2.4	Gebeceler Formasyonu Akbel Üyesi	37
5.2.3	Geçirimsiz Birimler	37
5.2.3.1	Sultandede Yeşilşist Formasyonu	37
5.3	Heybeli Jeotermal Sistemi	37
5.4	Su Noktaları.....	38
5.4.1	Yüzey Suları	38
5.4.2	Soğuk Su Sondajları.....	38
5.4.3	Soğuk Su Kaynakları	43
5.4.4	Sıcak Su Sondajları.....	43
5.4.5	Sıcak Su Kaynakları.....	45
5.5	Su Örnekleme Noktaları	45
5.6	Suların Fiziksel Özellikleri.....	45
5.6.1	Sıcaklık (°C)	45
5.6.2	Elektriksel İletkenlik (EC-µS/cm)	47
5.6.3	Hidrojen iyonu aktivitesi (pH) ve Redoks Potansiyeli (Eh)	50
6.	HİDROJEOKİMYA	52
6.1	Suların Kimyasal Özellikleri	52
6.2	Hidrojeokimyasal Sınıflandırma	59
6.2.1	Suların Hidrojeokimyasal Fasiyes Kavramına Göre Sınıflaması	59
6.2.2	Suların Piper Sınıflaması	61
6.2.3	Schoeller Sınıflandırması.....	64
6.3	Suların Doymunluk İndeksleri.....	66
7.	İZOTOP JEOKİMYASI.....	71
7.1	¹⁸ O-D İlişkisi	71
7.2	³ H (trityum) İçeriği.....	76
7.3	¹⁴ C ve ¹³ C İçerikleri.....	79
7.4	δ ¹⁸ O (SO ₄) - δ ³⁴ S (SO ₄) İlişkisi	81
8.	JEOTERMOMETRİ.....	84
8.1	Kimyasal Jeotermometreler.....	84
8.1.1	Niteliksel (Kalitatif) Kimyasal Jeotermometreler.....	84
8.1.2	Sayısal (Kantitatif) Kimyasal Jeotermometreler.....	86
8.1.2.1	Çözünürlüğe Bağlı Jeotermometreler	86
8.1.2.1.1	Silis Jeotermometreleri	86
8.1.2.2	İyon Değişimine Bağlı Katyon Jeotermometreleri	88
8.2	Sülfat-Su Oksijen İzotop Jeotermometresi.....	89
8.3	Birleşik Jeotermometre Uygulamaları.....	90
8.4	Çoklu Mineral Denge Diyagramları.....	92
9.	SULARIN KULLANIM ÖZELLİKLERİ	95
9.1	Suların İçilebilirlik Özellikleri	95
9.2	Suların Sulamada Kullanılabilirlik Özellikleri.....	99
9.2.1	Sodyum Tehlikesi	100
9.2.2	Bor tehlikesi.....	102
9.2.3	Klorür Tehlikesi.....	103
9.2.4	Sulama suyu sınıflamalarının sentezi	103
9.3	Termal Suların Radyoaktivite Özellikleri	104
9.4	Akarçay Sularının Bakteriyolojik Özellikleri.....	106
10.	SONUÇLAR	107

11.	KAYNAKLAR.....	111
12.	EKLER.....	125
13.	ÖZGEÇMİŞ.....	127

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: İnceleme alanı yer bulduru haritası.....	1
Şekil 1.2: Su noktalarının arazide in-situ ölçümleri.....	10
Şekil 1.3: Örneklerin analize hazırlanması.	11
Şekil 1.4: ICP-OES cihazı.....	12
Şekil 1.5: UV/VIS spektrofotometre (HACH DR/4000) cihazı.....	13
Şekil 2.6: Batı Anadolu'nun Paleotektonik haritası.	15
Şekil 2.7: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.	16
Şekil 2.8: Sultandede Yeşilist Formasyonu'nun arazideki genel görünümü... 17	
Şekil 2.9: Sultandede formasyonu içinde gözlenen kuvarsit damarı.	18
Şekil 2.10: Fillit-şist örneklerinin polarizan mikroskop görüntüleri.....	18
Şekil 2.11: Fillit örneğinin XRD grafiği.	19
Şekil 2.12: Karahasana kireçtaşlarının arazideki görünümü.....	19
Şekil 2.13: Karahasana kireçtaşları ve Sultandede formasyonunun arazideki görünümü.	20
Şekil 2.14: Karahasana kireçtaşlarının polarizan mikroskop görüntüleri.....	20
Şekil 2.15: Karahasana kireçtaşlarına ait XRD grafiği.	21
Şekil 2.16: Gebeceler formasyonunun arazideki görünümü.	22
Şekil 2.17: Akbel üyesi içindeki makro fosiller.	22
Şekil 2.18: Akbel üyesi içindeki mikro fosiller.	23
Şekil 2.19: Sarıova üyesinin arazideki görünümü.	23
Şekil 2.20: Sarıkayalar konglomera üyesinin arazideki görünümü.	24
Şekil 2.21: Feleli marnı ve Paleozoyik birimlerin arazideki görünümü.	25
Şekil 2.22: Konarı trakiandezitlerinin arazideki görünümü.	25
Şekil 3.23: İnceleme alanının Neotektonik haritası.	27
Şekil 3.24: Cumhuriyet ve Maltepe faylarının arazideki görünümü.....	29
Şekil 3.25: Cumhuriyet Köyü girişindeki soğuk su kaynağı ve fay kayma düzelemleri.....	29
Şekil 3.26: Kurucaova fayının arazideki görünümü.	30
Şekil 3.27: Kurucaova fayı üzerindeki fay çizikleri.....	30
Şekil 3.28: Neojen birimleri kesen tali faylar.	31
Şekil 4.29: Çalışma alanının 1984-2013 yılları arasındaki yıllık bazda ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) değişimleri.	32
Şekil 4.30: Çalışma alanının 1984-2013 yılları arasındaki aylık bazda ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) değişimleri.	33
Şekil 4.31: Tablo 4.1'e göre hazırlanmış buharlaşma-terlemenin aylık değişim grafiki.	35
Şekil 4.32: Heybeli sahası jeotermal sistem modeli.	39
Şekil 4.33: DSİ kuyularına ait kuyu kesitleri.	40
Şekil 4.34: DSİ kuyularına ait zaman-düşüm grafikleri.....	42
Şekil 4.35: DSİ kuyularına ait zaman-düşüm grafikleri.....	43
Şekil 4.36: Bazı jeotermal kuyu kesitleri (ölçeksiz).	44
Şekil 4.37: Su örnekleme noktaları.	46
Şekil 4.38: Örnekleme noktaları ve yerinde ölçümlerin yapılması.	47
Şekil 4.39: Temmuz dönemi örneklerinin sıcaklık-EC dağılımları.	50
Şekil 4.40: Kasım dönemi örneklerinin sıcaklık-EC dağılımları.	50

Şekil 5.41: Temmuz döneminde analizi yapılan örneklerin pie diyagramları. .	61
Şekil 5.42: Kasım döneminde analizi yapılan örneklerin pie diyagramları.	62
Şekil 5.43: Su örneklerinin Piper diyagramındaki konumu (Temmuz).	64
Şekil 5.44: Su örneklerinin Piper diyagramındaki konumu (Kasım).	64
Şekil 5.45: Su örneklerinin Schoeller diyagramındaki konumu (Temmuz).	65
Şekil 5.46: Su örneklerinin Schoeller diyagramındaki konumu (Kasım).	66
Şekil 5.47: Su örneklerinin doygunluk indeksleri (Temmuz).	68
Şekil 5.48: Su örneklerinin doygunluk indeksleri (Kasım).	68
Şekil 5.49: Su örneklerinin sıcaklık-doygunluk diyagramları (Temmuz).	69
Şekil 5.50: Su örneklerinin sıcaklık-doygunluk diyagramları (Kasım).	70
Şekil 6.51: Su örneklerinin 18O-D diyagramındaki konumu (Temmuz).	75
Şekil 6.52: Su örneklerinin 18O-D diyagramındaki konumu (Kasım).	75
Şekil 6.53: Termal/kaynak sularının ¹⁸ O-yükseklik diyagramındaki konumu..	76
Şekil 6.54: Su örneklerinin ³ H-Cl diyagramındaki konumu.	78
Şekil 6.55: Su örneklerinin ³ H-EC diyagramındaki konumu.	79
Şekil 6.56: Doğal karbon bileşiklerinin kökenlerine bağlı sulardaki $\delta^{13}C$ değerlerinin Clark ve Fritz (1997)'e göre konumu.	81
Şekil 6.57: Sulardaki kükürtün olası kaynaklarını gösteren diyagram.	83
Şekil 7.58: Kuyu ağızlarında ve akış yolunda oluşan tufa çökelleri.	85
Şekil 7.59: Temmuz dönemi sularının Giggenbach diyagramında gösterimi...91	
Şekil 7.60: Kasım dönemi sularının Giggenbach diyagramında gösterimi.....91	
Şekil 7.61: Su örneklerinin sıcaklık-mineral denge diyagramları (Temmuz)...93	
Şekil 7.62: Su örneklerinin sıcaklık-mineral denge diyagramları (Kasım).....94	
Şekil 8.63: Temmuz dönemi Schoeller içilebilirlik diyagramı.	96
Şekil 8.64: Kasım dönemi Schoeller içilebilirlik diyagramı.	96
Şekil 8.65: Su örneklerinin elektiriksel iletkenlik değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.	97
Şekil 8.66: Su örneklerinin pH değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.	97
Şekil 8.67: Örneklerin NO ₃ , Fe, F değerlerinin standartlar ile karşılaştırması. 98	
Şekil 8.68: Su örneklerinin As, B değerlerinin standartlar ile karşılaştırması. 99	
Şekil 8.69: Su örneklerinin ABD Tuzluluk diyagramındaki konumu.	101
Şekil 8.70: Su örneklerinin Wilcox diyagramındaki konumu.	102

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 4.1: Meteoroloji istasyonu verilerine göre hazırlanan su bütçesi	34
Tablo 4.2: Soğuk su kuyularının K-T ve S değerleri.	42
Tablo 4.3: Örnekleme noktalarının in-situ ölçüm sonuçları.	48
Tablo 5.4: Temmuz dönemi örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.	53
Tablo 5.5: Kasım dönemi örneklerinin kimyasal analiz sonuçları.....	54
Tablo 5.6: Analizi yapılan örneklerin kimyasal sınıfları.	60
Tablo 6.7: ^{18}O -D izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.....	74
Tablo 6.8: ^{18}O -D izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.....	77
Tablo 6.9: ^{13}C - ^{14}C izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.....	80
Tablo 6.10: $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SO}_4)}$ - $\delta^{34}\text{S}_{(\text{SO}_4)}$ izotop analizi sonuçları.	82
Tablo 7.11: Silis jeotermometreleri.	87
Tablo 7.12: Temmuz dönemi örneklerinin silis jeotermometresi sonuçları.	87
Tablo 7.13: Kasım dönemi örneklerinin silis jeotermometresi sonuçları.	87
Tablo 7.14: Katyon jeotermometreleri.....	88
Tablo 7.15: Temmuz dönemi örneklerinin katyon jeotermometresi sonuçları.	89
Tablo 7.16: Kasım dönemi örneklerinin katyon jeotermometresi sonuçları.....	89
Tablo 7.17: Sülfat-Su Oksijen İzotop Jeotermometresi sonuçları.	90
Tablo 7.18: Denge diyagramlarından elde edilen jeotermometre sonuçları.	92
Tablo 8.19: Denge diyagramlarından elde edilen jeotermometre sonuçları. ..	103
Tablo 8.20: Suların EC, %Na, rCl ve rSO4 değerlerine göre sınıfları	103
Tablo 8.21: Örneklerin EC, %Na, rCl ve rSO4 değerlerine göre sınıfları.	104

SEMBOL LİSTESİ

μ	:	Mikron
~	:	Yaklaşık
ml	:	Mililitre
°	:	Derece
°C	:	Santigrat Derece
mm	:	Milimetre
m	:	Metre
m ²	:	Metrekare
m ³	:	Metreküp
lt/s	:	Litre/saniye
mg/l	:	Miligram/litre
mek/l	:	Miliekivalan/litre
α	:	Alfa
β	:	Beta
θ	:	Teta
Δ	:	Delta
δ	:	Delta
cps	:	Counts per second
Mw	:	Magnitüd
Mv	:	Milivolt
μ s	:	Mikrosiemens
%	:	Yüzde
‰	:	Binde
D	:	Döteryum
³ H	:	Tritiyum
TU	:	Tritiyum unit
PDB	:	Pee Dee Belemnite
VSMOW	:	Vienna Standard Mean Ocean Water
PMC	:	Percent modern carbon
CDT	:	Canyon Diablo Troilite
ppm	:	Parts per million
log	:	Logaritma

ÖNSÖZ

Bu çalışmada beni yönlendiren, gerek bilgisi gerekse kişiliği ile örnek olan, bilgi ve tecrübesinden yararlandığım değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ'e saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Arazi ve laboratuvar çalışmalarım süresince yardımlarını esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Metin BAĞCI'ya, Prof. Dr. Ahmet YILDIZ'a, Yrd. Doç. Dr. Barış SEMİZ'e ve Dr. Yusuf ULUTÜRK'e şükranlarımı sunarım.

Bu çalışmayı 113Y031 numaralı proje ile mali açıdan destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'na teşekkür ederim.

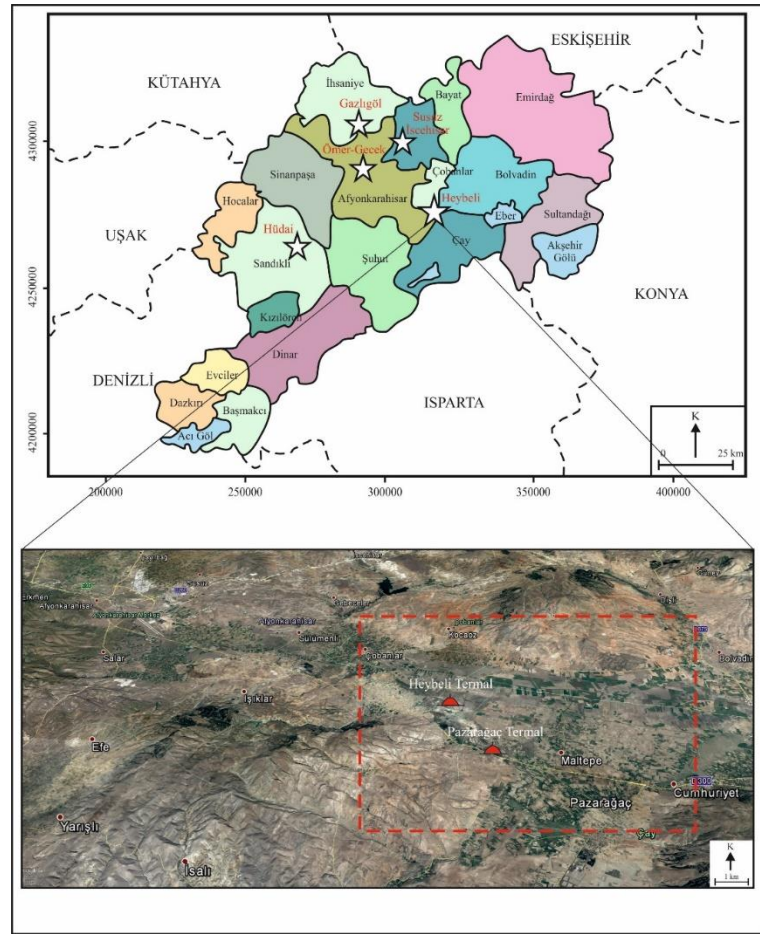
Ayrıca, maddi-manevi desteklerini hiçbir zaman esirgemeyen aileme, eşime ve emeği geçen herkese teşekkür ederim.

1. GİRİŞ

Bu çalışmada, doktora tezi kapsamında Heybeli (Afyonkarahisar) jeotermal sahasının jeolojik ve hidrojeokimyasal özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu bölümde; çalışma alanının yeri, genel özellikleri, çalışmanın amacı ve önceki çalışmalar ile ilgili bilgiler verilmiştir.

1.1 Çalışma Alanının Yeri ve Genel Özellikleri

İnceleme alanı Afyonkarahisar ilinin 25 km doğusunda, Afyonkarahisar-Konya karayolu üzerinde bulunmakta olup, 1/25.000 ölçekli Afyonkarahisar K25-c1, c2, c3 ve c4 paftalarında yer almaktadır. (Şekil 1.1).



Şekil 1.1: İnceleme alanı yer bulduru haritası.

Bölgede, Afyon-Akşehir graben sistemine bağlı olarak gelişen önemli yükselti Sultandede Tepe (2310 m), Gümüşlük Tepe (2160 m), Mermerlik Tepe (1526 m), Deliklikaya Tepe (1541 m)'dir. İnceleme alanında yer alan geniş düzlük (çöküntü ovası) kotu yaklaşık olarak 980 m'dir.

Akarçay, Kali Çayı ve Değirmendere yıl boyu akışlı akarsulardır. Akarçay çalışma alanının dışında Sincanlı-İhsaniye ilçelerinden doğuya doğru akarak Eber gölüne ulaşır. Kali Çayı ise inceleme alanı doğusunda yer alan İnli köyünden kuzeye akarak Akarçay'a katılır. Afyon-Akşehir çöküntü ovası üzerinde yüzey alanı yağışlı dönemde genişleyip kurak dönemde daralan irili ufaklı birçok gölet bulunur.

İnceleme alanındaki yerleşim birimleri Değirmendere, Maltepe, Kadıköy ve Gözsüzlü köyleri, Kocaöz Kasabası ve Çobanlar İlçesi'dir. Çalışma sahası içerisinde ulaşım problemi bulunmamaktadır. Bölge İç Anadolu iklimi etkisi altında olup bitki örtüsü bakımından oldukça fakirdir. Temel tarım bitkileri; arpa, buğday, ayçiçeği ve şekerpancarıdır.

1.2 Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, Heybeli jeotermal sisteminin elemanlarının (rezervuar ve örtü kaya, beslenme ve ısı kaynağı), termal suların kimyasal kompozisyonunun, kökeninin, su-kaya etkileşiminin, mineral doygunluklarının, yeraltındaki sirkülasyon süresinin ve rezervuar sıcaklığının belirlenmesi amaçlanmıştır. Erişilmek istenen sonuç jeotermal sahanın kavramsal hidrojeokimyasal modelini kurmak, jeotermal akışkandan yararlanma türlerine yaklaşım sağlamak ve bu yolla sahanın geliştirilme çalışmalarında yol gösterici olmaktır.

1.3 Önceki Çalışmalar

Genel Jeoloji, Yapısal Jeoloji ve Volkanizma

Başarır ve Kun (1982), Afyonkarahisar il merkezi ve çevresindeki volkanik kayaların alkali bileşiklerce zengin olmalarına karşın, daha az silis, daha fazla MgO

içerdiklerini belirlemişlerdir. Ayrıca Afyon kalesinin üzerinde yer alan volkanik kayaları, trakiandezit olarak isimlendirmişlerdir

Besang ve diğ. (1977), Toros kuşağındaki maksimum sıkışma ile meydana gelen hareket periyodunun Batı Anadolu'daki andezitik genel periyodu ile aynı yaşta olduğunu ve Afyon volkanizmasının bu zaman dilimi içinde oluştuğunu savunmuşlar ve Afyon Volkanitleri'nin yaşını 8-14 my olarak belirlemişlerdir.

Bozkurt (2001), Ege-Anadolu bloğunun bir bütün halinde batıya doğru kaydığını, bunun sonucunda Anadolu levhasının, Karadeniz levhasına göre batıya hareket ettiğini, Batı Anadolu'nun D-B doğrultusunda sıkıştığını, K-G yönünde ise genişlediğini vurgulamıştır.

Çuhadar (1977), Akşehir-Simav fay sistemini karakterize eden Akşehir-Afyon ve Sinanpaşa gibi iki büyük graben yapısında akiferlerin çoğunlukla kalınlığı birkaç metre ile 300 m arasında değişen Pliyo-Kuvaterner yaşlı yelpazelerle temsil edildiğini ifade etmiş, her iki grabenin kenarlarında yüzeyler durumda ve graben dolgusu altında gömülü konumda bulunan önemli faylar boyunca yükselen kükürt ve sülfatça zengin sıcak suların tatlı yeraltı sularına karışarak onların kirlenmesine yol açtığını vurgulamıştır.

Ercan (1986), Afyon ve civarında Miyosen volkanizmasının etkin olduğunu, Afyon yöresindeki volkanik kayaların esas olarak manto kökenli bazaltik ve trakibazaltik türde olup, yer yer de melez kabuk-manto karışımı latit türde lavlardan da oluştuğunu ve ayrıca Afyon volkanitlerinin aşırı yüksek potassik bir volkanik seriyi oluşturduğunu söylemiştir.

Keller (1983), Afyon volkanizmasının kıta içi bir volkanizma olduğunu ve Geç Tersiyer'de Arap ve Anadolu levhalarının birbirleriyle çarpışması ve Arap-Afrika levhalarının Anadolu levhası altına dalması sonucu gelişen Akdeniz kıvrım kuşağının takip eden Neojen yaşlı volkanizmanın ürünleri olduğunu vurgulamışlardır.

Koçyiğit (1984), genişlemeli neotektonik rejimin ve ilgili graben-horst yapılarının doğuya doğru Tuz Gölü'ne kadar etkili olduğunu; özellikle Isparta Büklümü ve Konya çöküntüsünün de aktif genişlemeli rejimin denetiminde geliştiğini ortaya koymuştur. Yazar ayrıca, genişlemeli neotektonik rejimin büyük boyutlu

yapılarından birinin de sismojenik bir kuşak özelliğinde olan yaklaşık KB-gidişli Akşehir-Simav çöküntüsü olduğunu, bu kuşağı temsil eden ana yapılardan birinin Akşehir grabeni ve onun güney kenarını denetleyen normal bir fay (Akşehir fayı) olduğunu belgelemiştir.

Koçyiğit ve Deveci (2007), Çobanlar-Çukurören sismik boşluğu içinde değişik boyutta 11 graben, 6 horst ve 2 adet alt horst belirlemiş, adlanmış ve genel özellikleri ile açıklamışlardır. Araştırmacılar, bu sismik boşluğun deprem tehlikesi haritasının hazırlanmasında temel olarak kullanılacak olan deprem kaynaklarını (faylar) ve bu faylardan kaynaklanacak en büyük deprem büyüklüklerini saptamışlardır.

Okay (1984), Batı Anadolu'da, Anatolid-Torid Tektonik Birliği içinde Anatolidler'e karşılık gelen "Kütahya-Bolkardağı Kuşağı'nı", kuzeyden güneye doğru azalan metamorfizma koşulları ve tektonik ilişkini gözeterek; mavişist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş "Tavşanlı zonu" ve yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirmiş "Afyon Zonu" olmak üzere iki alt zona ayırmıştır.

Öktü ve diğ. (1997), Ömer-Gecek bölgesinde metamorfik serinin batıdan doğuya doğru derinleştiğini, ancak kuzey ve güneye doğru daha yüksekte kalan basamaklı bir kesit görünümü verdiğini ve buna bağlı olarak sıcak su akiferinin derinliğinin önemli değişimler gösterdiğini belirtmişlerdir.

Tolluoğlu ve diğ. (1997), Afyon zonunda baskın olarak sedimanter kökenli Afyon metamorfileri bulunduğunu, bu metamorfilerin alt ve üst metamorfiter olarak iki gruba ayrılabilceğini belirtmişlerdir. Yazarlar Afyon Metamorfikleri ile Anadolu karbonat platformunun oluşturduğu istifli Afyon Metasedimanter Grubu olarak isimlendirmişler ve bu istifin Mesozoyik öncesi dönemde evrimini tamamladığını bildirmişlerdir.

Yağmurlu ve diğ. (1997), Isparta büklümünü aktif tektonik ve alkalin volkanizma açısından inceleyerek kuzeyde Afyon'dan güneye doğru gençleşen bir volkanizmanın olduğunu vurgulamışlardır. Volkanizmanın alkalin ve hiperalkalin olarak ayrıldığını ve latitik, trakitik, lösitik ve lamproitik karakterli kayaçların bölgede yüzylediklerini belirlemişlerdir. Üst Miyosen-Alt Pliyosen'de K-G yönündeki horst-graben yapılarına paralel volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki

volkanizmanın dalma-batma prosesi ile ilişkin kompresyonel rejimle geliştiğini, Isparta’da ise, daha genç volkanizmanın grabenlerin K-G doğrultulu faylarla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Hidrojeoloji, Hidrokimya ve Jeotermal

Akan (2002), Ömer-Gecek sahasındaki jeotermal suların ^{18}O - ^2H grafiğinde suların meteorik doğrudan az bir sapma gösterdiği ve belirli bir yönelime sahip olduğunu, bu durumun genellikle yüksek sıcaklıklarda meydana gelen kayaç-su etkileşimi sonucunda termal suların ^{18}O ’ce zenginleşmesine bağlı olabileceğini belirtmiş; sahadaki jeotermal suların kökeninin meteorik ve beslenmesinin de yüksek kotlardan olduğunu belirlemiştir.

Akkurt (2006), Afyonkarahisar bölgesindeki jeotermal kaynaklarda radon konsantrasyonlarının 0,085 ile 44,57 Bq/L arasında, radyum değerlerinin ise 0,062 ile 4,94 Bq/L arasında değiştiğini ve bu sulardaki radyumun kaynağını suların içinden geçtiği kütleler içerisindeki radyoaktif maddeler olduğunu belirterek, Afyonkarahisar ili çevresindeki doğal radyoaktivitenin belirlenmesi gerektiğini vurgulamıştır.

Akkuş ve diğ. (2006), Afyon ilindeki jeotermal suların sodyumlu, sülfatlı, magnezyumlu, bikarbonatlı, klorürlü termal sular olduğunu ifade etmişler, jeotermal kaynak koruma alanlarına ilişkin öneriler sunmuşlar ve jeotermal sistemin geliştirilmesi için ilave çalışmalar yapılması gerektiğini vurgulamışlardır.

Demirel ve diğ. (2003), Heybeli jeotermal sahasında sıcak sular için iki rezervuar bulunduğunu, birinci rezervuarın Karahasan kireçtaşları, ikinci rezervuarın ise Yeniçiftlik zonu mermerlerinden oluştuğunu ve üst seviye için alınacak sıcaklığın yaklaşık 60°C olduğunu belirtmişlerdir.

Doğdu ve Bayarı (2002), Afyon-Akarçay Havzası’nda Ömer-Gecek, Gazlıgöl ve Heybeli jeotermal alanları civarındaki soğuk yeraltısularını jeotermal kökenli kirlenme açısından incelemişlerdir. Termal suların Na-Cl, soğuk suların ise Ca- HCO_3 karakterli olduğunu belirten yazarlar termal su karışımının göstergesi olarak kullanılan Na+K, Cl, Li, B, sıcaklık ve elektriksel iletkenlik parametrelerinin alansal dağılımının soğuk yeraltı suyundaki kirlenmenin jeotermal alanlara yakınlık ile ilişkili olduğu sonucuna varmışlardır.

Doğdu ve Bayarı (2005), Akarçay Havzası'nda Şehir ısıtmasından ve termal banyolardan d6nen termal suyun Akarçay ¼zerinde 6nemli derecede ¼evresel etkileri olduğunu belirterek nehir suyunun %6'sının termal sudan olduğunu ve bu kirliliğin Eber G6l¼'n¼n su kalitesini bozduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar tatlı su kuyularına termal yeraltı suyu giriŐiminin başlıca jeotermal alanlara yakın alanlarda olduğunu tespit etmişler ve termal suyun y¼zey ortamından uzaklaŐtırılmasını ¼6z¼m olarak 6nermiŐlerdir.

Erişen (1972), Akşehir-Afyon grabeni i¼inde yer alan jeotermal kaynakların Cl i¼eriđine (>50mg/l) bağlı olarak b6lgeyi sıcak su egemen sistem olarak sınıflandırmıŐ ve rezervuar sıcaklığının 135-170°C arasında değiştiğini ifade etmiştir. Bu nedenle b6lgede yapılacak daha detaylı jeolojik ve jeofizik ¼alıŐmalarla y¼ksek sıcaklıkta ve debide jeotermal sulara ulaŐılabileceđini belirtmiştir.

Gemici ve Tarcan (2002), Menderes masifi i¼erisinde yer alan serisit, illit ve turmalin gibi minerallerin termal sulardaki bor i¼in 6nemli bir kaynak olduğunu, b6lgedeki enerji santralleri ve merkezi ısıtma sistemlerinden reenjeksiyon yapılan suların b6lgedeki bor konsantrasyonunu arttırdığını belirlemişlerdir.

Gemici ve Tarcan (2004), Heybeli jeotermal sahasındaki jeotermal ve soğuk suların kimyasal 6zelliklerinin benzer olduğunu, suların Na-Ca-HCO₃-SO₄ ve Ca-Na-HCO₃ tipi olmak ¼zere iki grup altında toplandığını, sulardaki Mg i¼eriđinin d¼Ő¼k sıcaklığı ve soğuk sular ile karışımı ifade ettiğini ve suların EC, Ca, Mg, Na ve SO₄ değerlerinin T¼rkiye i¼me suyu standardından y¼ksek olduğunu belirlemişlerdir.

Hakyemez (1982), b6lgedeki jeotermal akışkanın sıcaklığının d¼Ő¼k olması, iklim koşulları, y6renin hayvancılık potansiyelinin y¼ksek olması gibi nedenlerden dolayı b6lgedeki sıcak suların ahır ve k¼mes ısıtmacılığı i¼in uygun 6zelliklere sahip olduğunu, sera ısıtmacılığının ise ikinci planda d¼Ő¼n¼lmesi gerektiği ifade etmiştir.

Mutlu (1997), Gazlıg6l jeotermal sahasındaki sıcaklıkları 18,5 ile 64°C arasında değişen termal ve maden sularının Na ve HCO₃'¼a zengin olduğunu, sularda tespit edilen d¼Ő¼k s¼lfat deriŐimlerinin b¼y¼k olasılıkla bakteriyel s¼lfat indirgenmesinden kaynaklandığını ifade etmiş ve silis ve katyon jeotermometreleri ile

Gazlıgöl jeotermal sahası için elde edilen rezervuar sıcaklığının maksimum 120°C olduğunu belirtmiştir.

Mutlu (1998), Ömer-Gecek alanında jeotermal suların sıcaklığının 32-98°C arasında değiştiğini ve bu suların genellikle Na, Cl ve HCO₃'ce zenginleştiğini belirtmiştir. Sahadaki rezervuar sıcaklıklarını 75-155°C olarak belirleyen araştırmacı Ömer-Gecek sularının mineral dengesinin büyük ölçüde CO₂ konsantrasyonları ile kontrol edildiğini vurgulamıştır.

Müller (1955), Heybeli kaplıcasının faylarla parçalanmış bir saha üzerinde yer aldığını, sıcak su çıkışlarının Değirmendere fayı boyunca gerçekleştiğini belirtmiş, ancak Heybeli kaplıcasındaki jeotermal suyun kaynağının asıl merkezinin kaplıcanın 40-50 km batısındaki Ömer- Gecek ve Gazlıgöl bölgelerindeki jeotermal sistemlerle ilişkili olabileceğini öne sürmüştür.

Şimşek ve diğ. (1993), Ömer-Gecek jeotermal sahasındaki jeotermal kökenli suların meteorik kökenli ve derin dolaşıma sahip olduklarını ifade etmiştir.

Tamgaç ve diğ. (2004), Ömer-Gecek jeotermal alanında birbirini çevreleyen üç koruma alanı belirleyen araştırmacılar Afyon Ovası ve Heybeli termal tesisleri çevresinde suların Na-Cl içeriğinde artış gözlemlendiğini ifade etmişlerdir.

Tezcan ve diğ. (2002), Akarçay Havzası'nda yeraltı ve yüzey suları akım modeli oluşturmuşlar, havza içerisindeki tüm su dolaşımını bir bütün olarak ele alarak sistemin bütününe göz önüne alan matematiksel modeller çerçevesinde değerlendirmeler yapmışlardır.

Ulutürk (2009), Afyon Ömer-Gecek jeotermal sularının meteorik kökenli olduğunu, beslenme alanına düşen yağışın K-KD istikametinde basamaklı faylar aracılığı ile yeraltına süzülmesini ve magmadan direk veya indirek konvektif akımlar vasıtası ile ısınarak tekrar yeryüzüne ulaştığını belirtmiştir. Yazar bölgedeki suların Na+K ve Cl'ca zengin sular olduğunu ve yüksek Cl içeriğinin bölgedeki suların derin dolaşımına işaret ettiğini ifade etmiştir.

Vengosh ve diğ. (2002), Batı Anadolu'daki denizel olmayan jeotermal sularda farklı kökenli kayaçları ve derin dolaşımları yansıtan üç tip kimyasal bileşimli

jeotermal su ayırt etmişlerdir. Bunlardan $\text{Na}^+\text{-HCO}_3$ ve $\text{Na}^+\text{-SO}_4$ tipli suların metamorfik kayalarla ve gnayslarla ilişkili olduğu, $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ bileşimli suların ise karbonatlı kayalardaki yüzeysel dolaşımı ve soğuk yüzeysel sularla karışımı gösterdiğini belirtmişlerdir.

2. MATERYAL VE METOD

Bu tez çalışması; literatür taraması, saha ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere üç aşamada yürütülmüştür.

2.1 Literatür Çalışması

Bu aşamada çalışma alanı ve yakın çevresinde jeoloji, hidrojeoloji ve jeokimya konularında yapılmış çalışmalara ilişkin makale ve raporlar incelenmiş, Devlet Su İşleri 18. Bölge Müdürlüğü, belediyeler ve özel şirketler tarafından açılan bazı kuyu verileri ve Meteoroloji 5. Bölge Müdürlüğü'nden alınan meteorolojik veriler değerlendirilmiştir.

2.2 Saha Çalışmaları

Saha çalışmaları, jeolojik-petrografik çalışmalar ile su noktalarında yerinde ölçüm ve örnekleme çalışması şeklinde iki safhadan oluşmuştur.

2.2.1 Jeolojik-Petrografik Çalışmalar

Bu çalışma kapsamında inceleme alanı ve çevresinde, önceki çalışmalarda hazırlanan jeolojik haritalar yardımıyla kaya birimleri ve faylar yerinde gözlenmiş, farklı litolojiye sahip kayaların detay incelemeleri (Polarizan mikroskop, XRD) yapılmıştır.

2.2.2 Örnekleme ve Yerinde Ölçüm Çalışmaları

İnceleme alanında örnekleme için seçilen 35 su noktasında (9 sıcak su sondajı, 1 sıcak su kaynağı, 7 soğuk su kaynağı, 16 soğuk su sondajı, 2 akarsu örneği) sıcaklık, elektriksel iletkenlik, pH ve Eh ölçümleri yapılmıştır. Su sıcaklıkları ile pH, Eh ve elektriksel iletkenlik (EC) değerleri Hach-Lange portatif HQ40D multi ölçüm cihazı

ile iletkenlik ve pH elektrotları kullanılarak yapılmıştır (Şekil 1.2). Ölçümlerden önce, cihaz EC ve pH standart çözeltileriyle kalibre edilmiştir.



Şekil 2.2: Su noktalarının arazide in-situ ölçümleri.

Majör anyon analizleri için örnekler 2 adet 250 ml'lik polipropilen şişeye alınmış ve bu örnekler analiz başlangıcına kadar +4°C altındaki sıcaklıklarda korunmuştur. Katyon ve iz element analizleri için örnekler 100 ml'lik polipropilen şişelere filtre edilerek (~0,40 µm) alınmış, daha sonra numunelere ultra saf HNO₃ eklenerek pH değerinin 2 ve altına inmesi sağlanmıştır. Tritiyum analizleri için su örnekleri 500 ml'lik polipropilen şişelere doğrudan alınmıştır. ¹⁸O ve ²H analizleri için örnekleme 50 ml'lik polipropilen şişelere doğrudan yapılmıştır (Şekil 1.3). ¹³C izotop analizi için örnekler 100 ml'lik çift tıpalı kahverengi cam şişelere alınarak HgCl₂ ilavesiyle sudaki tüm organik maddenin ortadan kalkması sağlanmıştır. ¹⁴C analizi için örnekler 1000 ml'lik çift tıpalı kahverengi cam şişelere alınmıştır. Suların α ve β aktivite analizleri için örnekleme 1000 ml'lik polietilen şişelere yapılmış ve örneklerin korunması için ultra saf HNO₃ ilavesi ile örnek pH değerleri 2 veya altına getirilmiştir.

2.3 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları örnek hazırlama ve analiz aşamalarından oluşmakta olup bu aşamalarda gerçekleştirilen işlemler aşağıda detaylı olarak anlatılmıştır.



Şekil 2.3: Örneklerin analize hazırlanması.

2.3.1 Örnek Hazırlama

Sudaki çözülmüş sülfatın ^{34}S ve ^{18}O izotop değerlerinin belirlenmesi için yapılan örnek hazırlama işleminde öncelikle suların sülfat içeriklerine göre değişen hacimlerde (düşük (10 mg/l) sülfat değerlerine sahip sulardan yüksek (yaklaşık 2000ml), yüksek (>200 mg/l) sülfat değerine sahip sulardan ise düşük (yaklaşık 100 ml) örnek filtre edilerek alınmıştır. Sonra seyreltik ultra saf HCl ilavesiyle pH değerleri 4-5'e getirilmiş, suya örnek hacmi ve sülfat derişimine göre değişen miktarlarda (100-150 mg) $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ilave edilmiş ve bir gece bekleme sonucunda sudan BaSO_4 çökmesi sağlanmıştır. Bu yöntem, baryum sülfatın (BaSO_4) düşük çözünürlüğünden yararlanarak çözelti içindeki kükürt türlerini SO_4 'a yükseltgeyip çözeltiye BaCl_2 ekleyerek çöktürmeye yarar. Son aşamada çökelen BaSO_4 filtre kâğıdı yardımı ile toplanmış ve etüvde 80°C 'de kurutularak saf BaSO_4 elde edilmiştir.

Polarizan mikroskop incelemeleri için araziden alınan kayaç örnekleri önce 1 cm kalınlığında ince levhalara ayrılmış, daha sonra A.K.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarı'nda 0,1-0,03 mm inceliğe ulaşılan kadar aşındırıcı disk ile inceltirilmiştir. Tüm kayaç incelemeleri yapılacak kayaç örnekleri X-ışınları kırınımı (XRD) incelemeleri için porselen havan kullanılarak öğütülmüş ve $-250 \mu\text{m}$ tane boyutuna getirilmiştir.

2.3.2 Analiz

İyon ve element analizleri için buzdolabında bekletilen su numuneleri analiz öncesi buzdolabından çıkarılarak sıcaklıklarının oda sıcaklığına gelmesi sağlanmıştır. Sulardan majör iyon analizleri iyon kromatografi cihazı (Dionex ICS 1000), element analizleri ICP-OES (PerkinElmer DV 2100), SiO₂ analizleri UV/VIS spektrofotometre (HACH DR/4000) cihazları ile Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Su ve Çevre Kimyası Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir (Şekil 1.4; 1.5). Bu analizler sonucunda suların Ca, Mg, Na, K, Cl, SO₄, NO₂, NO₃, PO₄, F, SiO₂, Sr, As, Zn, Pb, Cd, Ni, Ba, Fe, B, Mn, Pt, Cr, Ti, Al, Li, Cu, Co değerleri belirlenmiştir.



Şekil 2.4: ICP-OES cihazı.

Yüzeyle ulaşan yeraltı suları atmosferik koşullar altında içerdiği CO₂'yi kaybetmeye başlar. Buna bağlı olarak suyun çözelti dengesi ile pH'sı değişir ve çökelmeler meydana gelir. Bu çökelmeler suyun orjinal kimyasal bileşimini yansıtmayan anyon ve katyon değerleri elde etmemize neden olacaktır. Bu nedenle, CO₂ analizlerinin mümkün olan en kısa zamanda yapılması önemlidir. Sudaki serbest CO₂ miktarının belirlenebilmesi için erlen içine 100 ml örnek alınır ve karıştırılarak fenolftalein ilave edilir. Örnek pembe (soğan kabuğu) renk almışsa serbest CO₂ içermemektedir.



Şekil 2.5: UV/VIS spektrofotometre (HACH DR/4000) cihazı.

Renk değişimi olmamışsa örnek pembe renk alana kadar NaOH ile titre edilir ve renk dönüşümü olduğu andaki NaOH değeri okunur. Sudaki alkalinite (HCO_3 ve CO_3) ve asidite (H_2CO_3) değerlerini fenolftalein ve bromkresol kimyasallarının kullanımı ve sülfürik asit (H_2SO_4) titrasyonu ile bulmak mümkündür. Analiz yapılırken suyun alkalinite içeriğine bağlı olarak değişik hacimlerde örnek alınır. İlk analizde alkalinite belirlendikten sonra benzer özellikteki sular için uygun hacimdeki örneklerle devam edilebilir. Örneğin içerisine fenolftalein eklenir. pH değeri $> 8,3$ olan sular fenolftalein eklendiğinde pembe renk alır. Bu, suyun CO_3 içerdiğini gösterir. Bu durumda, örneğin CO_3 miktarını belirlemek için pembe renk kayboluncaya kadar 0,016 N (veya 0,16 N) H_2SO_4 ile titre edilir ve örnek renksiz hale geldiği anda, sarf edilen asit miktarı kaydedilir. HCO_3 tayini için aynı örneğe bromkresol eklenerek suyun yeşil renk alması sağlanır, tekrar 0.016 N (veya 0,16 N) H_2SO_4 ile titre edilir ve pembe renk aldığı anda sarf edilen asit miktarı kaydedilir. Örnek olarak 50 ml numune için CO_3 - HCO_3 miktarı aşağıdaki formülle hesaplanır;

$$mg/l \text{ HCO}_3 = T \times 1,22 \times 2 \quad (1.1)$$

$$mg/l \text{ CO}_3 = P \times 1,22 \times 2 \quad (1.2)$$

T: titrasyonda dönüm noktası sonuna kadar (fenolftalein+bromkresol) kullanılan toplam asidin ml olarak miktarı,

P: fenolftalein ile yapılan titrasyonda fenolftaleinin dönümüne kadar harcanan asidin ml olarak miktarı.

Hazırlanan su numuneleri, trityum analizleri için Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ne, α ve β aktivite analizleri için DSİ Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Başkanlığı İzotop Laboratuvarı'na, ^{18}O ve ^2H analizleri için Utah Üniversitesi Biyoloji Bölümü'ne (ABD), sudaki çözünmüş sülfattan ^{34}S ve ^{18}O analizleri ile ^{13}C analizleri için Waterloo Üniversitesi, Yer ve Çevre Bilimleri Bölümü'ne (Kanada) ve ^{14}C analizleri için Arizona Üniversitesi, AMS Laboratuvarı'na (ABD) gönderilmiştir.

Hazırlanan ince kesit örneklerinin incelenmesinde A.K.Ü Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan Leica marka polarizan mikroskop ve görüntü analiz sistemi kullanılmıştır.

Kayaç örneklerinin mineral içeriklerinin belirlenmesi için, Afyon Kocatepe Üniversitesi Teknoloji Uygulama Araştırma Merkezi (TUAM)'nde Bruker D8 Advance model X-ışını difraktometre cihazı (Ni filtreli, CuK radyasyonlu) kullanılmıştır. Numuneler $2^\circ/\text{dakika}$ 'da taranarak $2^\circ-70^\circ$ (2θ) goniometre kırınım açısı aralığında 2000 cps (intensity) pik yoğunluğunda analiz edilmiştir.

3. JEOLOJİ

3.1 Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanı, Ketin (1966)'da belirtilen ve esas itibariyle, Orta ve Batı Anadolu kristalin masiflerini veya metamorfik serilerini ve bunları diskordan olarak örten Tersiyer formasyonlarını içerisine alan "Anatolid" bölgesinde yer almaktadır. Çalışma sahası; Göncüoğlu ve diğ. (1996) tarafından önerilen tektonik modele göre Afyon Zonu'nun içerisinde yer almakta ve bu zona ait temel kayaları içermektedir (Şekil 2.6).



Şekil 3.6: Batı Anadolu'nun Paleotektonik haritası (Göncüoğlu ve diğ. 1996).

Afyon Zonu batıda Menderes Masifi'nden başlayıp Denizli kuzeyini izleyerek Uşak ve Denizli üzerinden Afyonkarahisar'a kadar uzanan düşük dereceli metamorfik bir kuşaktır ve yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş platform tipi çökeltilerden oluşur (Tolluoğlu ve diğ. 1997). Baskın olarak sedimanter kökene sahip olan birimler Mesozoyik öncesi dönemde birden fazla bölgesel metamorfizma ve deformasyon geçirmişlerdir. Bu meta-sedimanter istif üzerine Üst Permian-Alt Triyas yaşlı polijenik çakıllı konglomeralar çökelmiştir. Bu konglomeraları Triyas-Jura yaşlı karbonatlar üzerlemektedir. Neojen yaşlı genç volkanik ve piroklastik seriler ise tüm birimleri örtmektedir (Tolluoğlu ve diğ. 1997).

3.2 İnceleme Alanının Jeolojisi

Bölgedeki kayaçların temelini; kuvarsit, mika-klorit-kalkışist-fillit gibi kayaçalardan meydana gelen Sultandede Yeşilışist formasyonu ve kristalize kireçtaşlarından oluşan Karahasan kireçtaşları oluşturur. Temel kayaçlar üzerinde uyumsuzlukla marn-kumtaşı-konglomera gibi çökellerinden oluşan Senozoyik yaşlı birimler gelmektedir. Konarı trakiandeziti tüm bu birimleri yanal ve düşey olarak kesmektedir (EK: A.1, Şekil 2.7). Alüvyon ise bölgedeki en genç birimdir. Bu birimlerin detayları aşağıda açıklanmıştır.

Zaman Dönem Bölüm	Formasyon Üye	Litoloji	Kaya Türü Açıklaması
Senozoyik Neojen Miyosen-Pliyosen	Alüvyon Traverten		Uyumsuzluk
	Feleli Üyesi		Kum-Silt-Marn
	Kaymakçı Fm. Sarıkayalar Üyesi		Trakiandezit
	Sarova Üyesi		Konglomera
	Gebeceler Formasyonu		Kumtaşı-Konglomera
			Marn
			Uyumsuzluk
			Marn
			Uyumsuzluk
	Paleozoyik Devoniyen-Karbonifer	Karahasan Kireçtaşları	
Sultandede Yeşilışist Formasyonu			Kloritışist fillit kalkışist muskovitışist kuvarsit

Şekil 3.7: İnceleme alanının geliştirilmiş stratigrafik kesiti (Erişen 1972'den değiştirilerek).

3.2.1 Paleozoyik Grubu

Afyonkarahisar ve çevresindeki Paleozoyik yaşı kayaçlar Erişen (1972) tarafından Afyon Paleozoyik Grubu olarak adlandırılmıştır. Afyon Paleozoyik Grubu çalışma sahasında Sultandede Yeşilşist Formasyonu ve Karahasana Kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

3.2.1.1 Sultandede Yeşilşist Formasyonu

Formasyon tipik olarak Sultandağlarında gözlemlendiği için bu adı almıştır. Bölgede genellikle bölgesel metamorfizmaya uğramış epizona ait kayaçlar görülmektedir. Formasyon genel olarak düşük dereceli, hafif metamorfizma geçirmiş kloritşist-fillit, kalkşist, muskovit şist ve kuvarsit mercerklerinden oluşmaktadır (Şekil 2.8 ve 2.9). Formasyon içerisindeki kayaçlar yeşilşist fasiyesine ait mineralleri içermektedir (Erişen 1972).

Makroskobik olarak koyu yeşil, gri, kahverengi renklerine sahip ve şistozite düzlemleri oldukça belirgin olan birim mineralojik ve petrografik olarak incelendiğinde ince taneli klorit-serisit-kuvars ve tali oranda opak mineraller içerdiği gözlenmiştir (Şekil 2.10 ve 2.11).

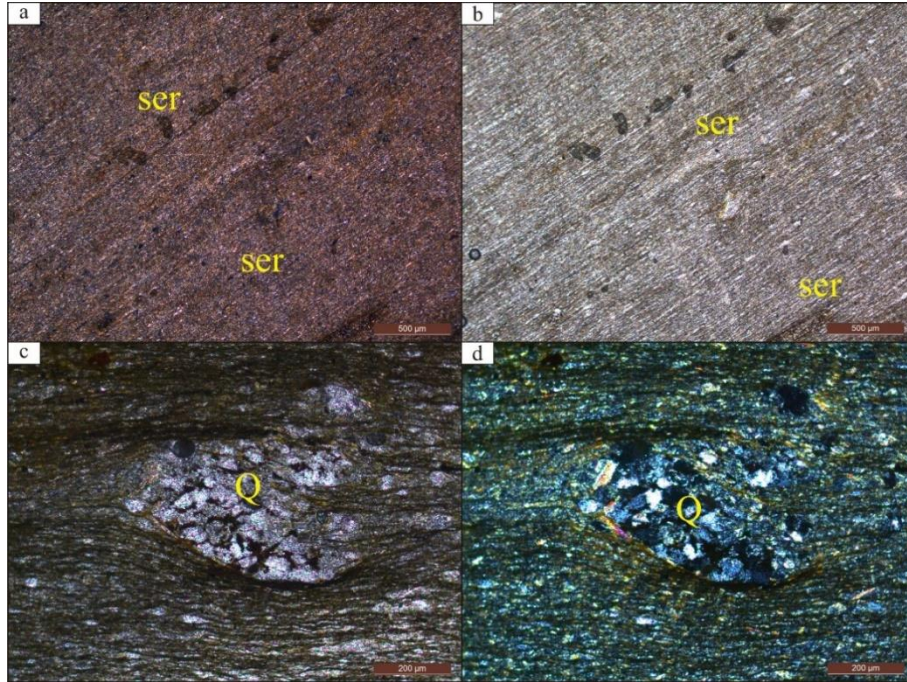


Şekil 3.8: Sultandede Yeşilşist Formasyonu'nun arazideki genel görünümü.

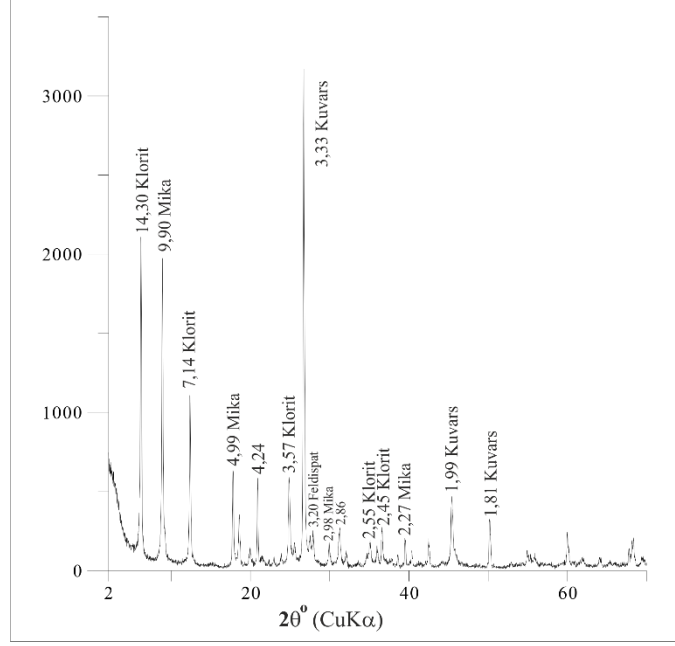


Şekil 3.9: Sultandede formasyonu içinde gözlenen kuvarsit damarı.

Yapılan önceki çalışmalarda bu kayaçların tali olarak turmalin ve titanit gibi mineraller içerdiği tespit edilmiştir. Alt dokanağı gözlenemeyen birim, çalışma alanında Karahasan kireçtaşlarına dereceli geçiş göstermektedir. Bu kayaçların yaşı Devoniyen ve/veya daha yaşlı olarak verilmiştir (Erişen 1972).



Şekil 3.10: Fillit-şist örneklerinin polarizan mikroskop görüntüleri (a-c, ÇN, b-d, TN, ser: serizit, Q: kuvars).



Şekil 3.11: Fillit örneğinin XRD grafiği.

3.2.1.2 Karahasan Kireçtaşları

Birim Değirmendere Köyü, Karahasan Mahallesi'nde tipik olarak gözleendiği için bu ismi almıştır. Koyu gri renkli, orta ve kalın düzgün tabakalanmalı özellikte olan birim rekristalize kireçtaşı ve mermerler ile karakterize olur (Şekil 2.12). Altta yer alan Sultandede Yeşilüst formasyonu ile geçişler sunan birimin alt düzeyleri fillit ve kuvarsit içerir (Şekil 2.13).

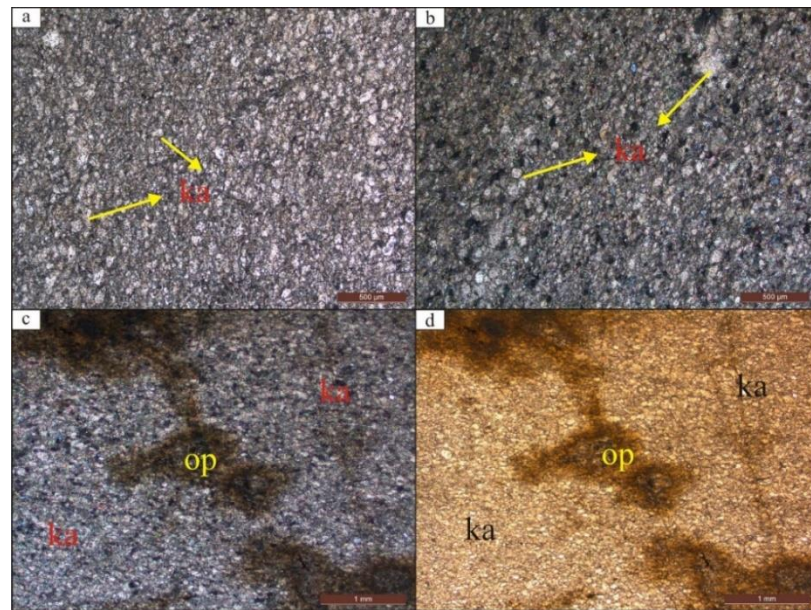


Şekil 3.12: Karahasan kireçtaşlarının arazideki görünümü.

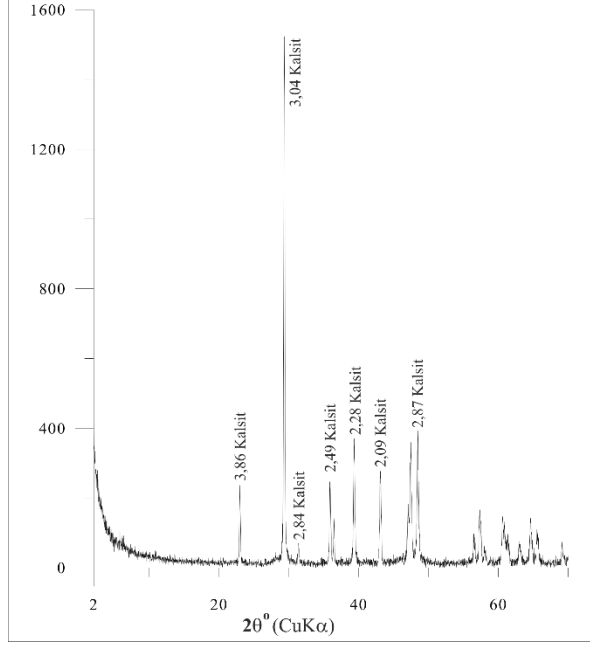


Şekil 3.13: Karahasan kireçtaşları ve Sultandede formasyonunun arazideki görünümü.

Karahasan kireçtaşlarının petrografik incelemelerinde mikrokristalli kalsit mineralleri ve yer yer demirli eriyiklerin hâkim olduğu gözlenmiştir (Şekil 2.14). Kayacın ana bileşeni kalsit mineralidir (Şekil 2.15). Birimin yaşı önceki çalışmalarda Üst karbonifer-Üst Permiyen olarak, kalınlığı ise yaklaşık olarak 350 m olarak verilmiştir (Erişen 1972). Karahasan kireçtaşlarının üst sınırı uyumsuz olarak Senozoyik birimler ile örtülmüştür.



Şekil 3.14: Karahasan kireçtaşlarının polarizan mikroskop görüntüleri (a-b-c ÇN,d TN, ka: kalsit, op: opak mineral).



Şekil 3.15: Karahasan kireçtaşlarına ait XRD grafiği.

3.2.2 Senozoyik Grubu

Paleozoyik seri üzerinde uyumsuz olarak yer alan Senozoyik birimleri gölsel/karasal ortamların ürünüdür. Senozoyik yaşlı formasyonların detayları aşağıda verilmiştir.

3.2.2.1 Gebeceler Formasyonu (Akbel Üyesi)

Gözsüzlü-Kızıldağ köyleri arasında geniş yayılın sunan bu birim beyaz-bej renkli gölsel killi kireçtaşı, kireçtaşı ile temsil edilmekte olup arada tuf bant ve mercikleri ve nadir olarak konglomera içermektedir (Şekil 2.16). Yapılan petrografik çalışmalarda örneğin kalsit minerallerinden oluştuğu ve karbonat matriks içerisinde birçok fosil yer aldığı belirlenmiştir. Kavkaları sekonder kalsit ile doldurulmuş olan bu fosiller *Planorbarius corneus* olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.17, 2.18) (Linnaeus 1758). Paleontolojik çalışmalarda *Planorbarius corneus* fosilinin yer aldığı kayaçlar Orta Pliyosen-Miyosen olarak yaşlandırılmaktadır (Ciangherotti et al. 2007). Formasyonun toplam kalınlığı 50-70 m arasındadır (Erişen 1972). İnceleme sahamızda bu formasyon Paleozoyik kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelmektedir.



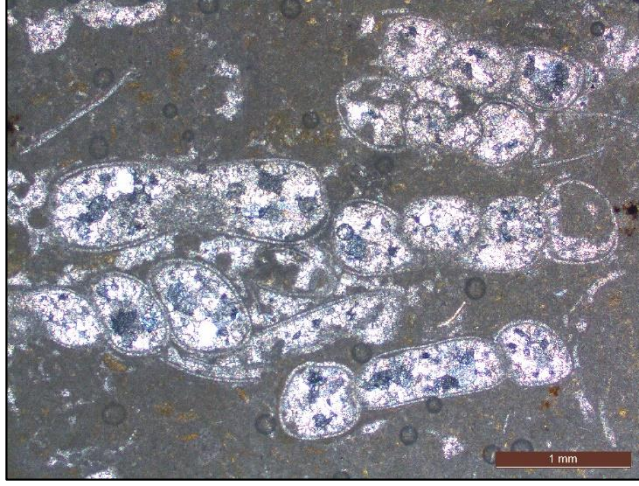
Şekil 3.16: Gebeceler formasyonunun arazideki görünümü.



Şekil 3.17: Akbel üyesi içindeki makro fosiller.

3.2.2.2 Kaymakçı Formasyonu

Gebeceler formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan birimin yaşı Üst Pliyosen ve daha gençtir (Erişen 1972). Gebeceler formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunan bu formasyon üç farklı üyeye ayrılmış ve bu çalışmada tek bir birim olarak haritalanmıştır.



Şekil 3.18: Akbel üyesi içindeki mikro fosiller.

3.2.2.2.1 Sarıova Üyesi

Sarıova üyesi kumtaşı-çakıltası-marn ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 2.19). Formasyonun en önemli üyesi olan gölsel kireçtaşları beyaz renkli, kriptokristalin kalsit çerikli olup orta-kalın tabakalanmalıdır. Çakıl ve kumtaşları genellikle az tutturulmuş, kalın tabakalanmalı, iri, yuvarlak kireçtaşı, kuvarsit parçaları içerir.



Şekil 3.19: Sarıova üyesinin arazideki görünümü (Feleli köyü doğusu).

3.2.2.2 Sarıkayalar Konglomera Üyesi

Temele ait çakıllardan oluşan konglomeratik seviyeler iyi çimentolu, orta-iyi yuvarlaklaşmış bir görünüm sunarlar (Şekil 2.20). Beslendiği temel kayaçların özelliklerine göre kuvarsit, mermer ve şist parçacıkları içeren birim orta-kalın tabakalıdır.



Şekil 3.20: Sarıkayalar konglomera üyesinin arazideki görünümü (Feleli köyü doğusu).

3.2.2.3 Feleli Üyesi

Birim kırmızı-beyaz renkli kil-silt-kumlu kil ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.21). Feleli (Kocaöz) köyünün etrafında geniş mostra veren birim yatay bir konumdadır. Batıda uyumsuz olarak Gebeciler formasyonu üzerinde yer alırken, doğuda Sarıkayalar konglomera üyesi üzerinde izlenir.

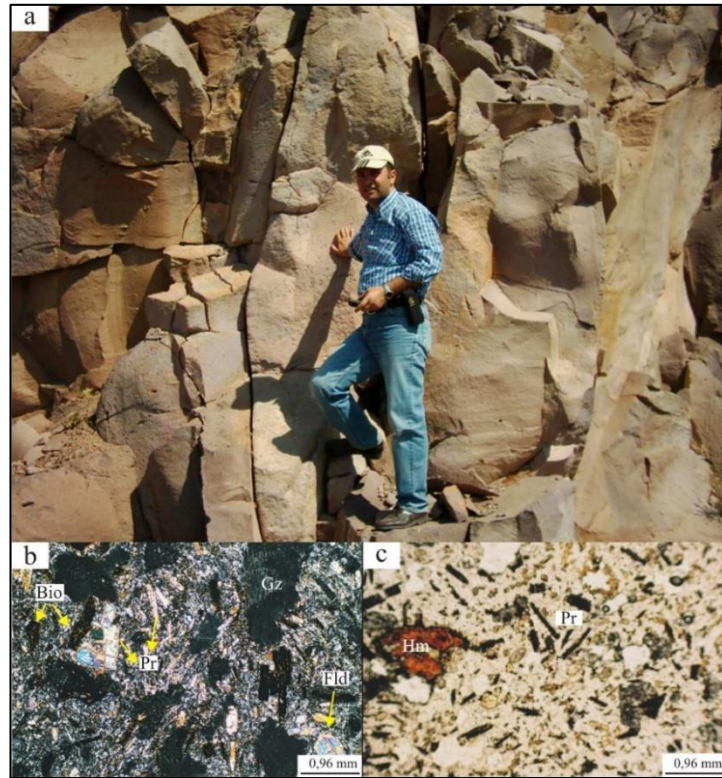
3.2.2.3 Konarı Trakiandeziti

İnceleme alanının içerisinde dar alanlarda mostra veren birim koyu gri ve bordo renkli olup, içerisinde yoğun soğuma çatlakları bulunmaktadır (Şekil 2.22 a). Kuşçu ve diğ. (2006) tarafından yapılan çalışmada feldispat mikrolitlerinden oluşmuş bir hamur içerisinde piroksen ve biyotit minerallerinin ve yer yer demirli eriyiklerin

(hematit) kayaca nüfus ettiği belirlenmiştir. Yapılan kimyasal analizler sonucunda kayacın trakiandezit bileşimli olduğu belirlenmiştir. (Şekil 2.22 b, c).



Şekil 3.21: Feleli marnı ve Paleozoyik birimlerin arazideki görünümü (Feleli Köyü).



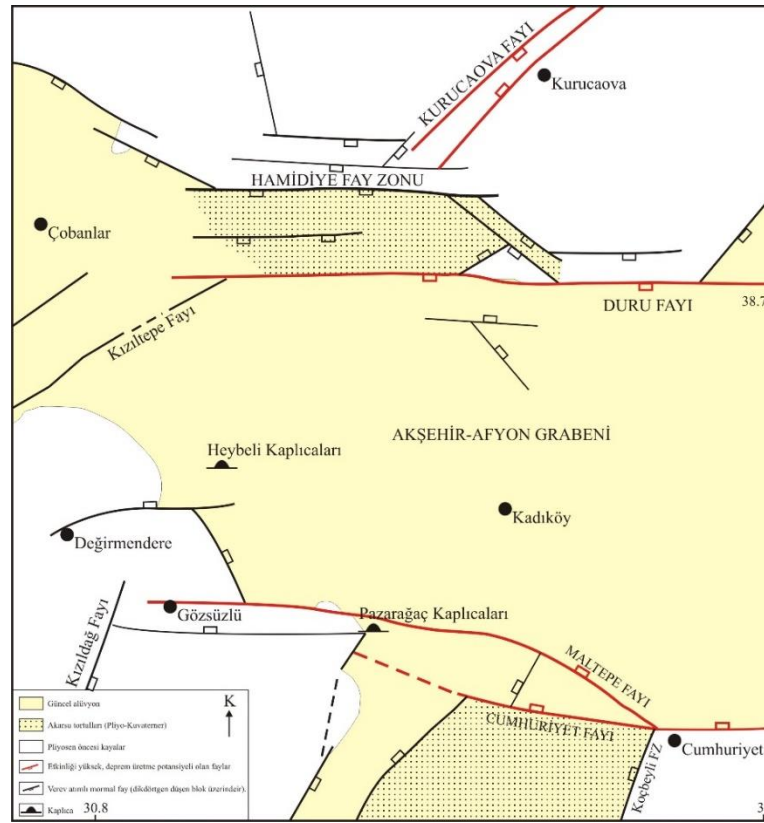
Şekil 3.22: Konarı trakiandezitlerinin arazideki görünümü (bio:biyotit, pr: piroksen, fld: feldispat, hm: hematit a:TN, b:ÇN).

3.2.3 Alüvyon

İnceleme alanının büyük bir kısmı Afyon-Akşehir grabeni olarak adlandırılan alüvyal düzlükten oluşmaktadır. Grabenin kenar faylarındaki tektoniğe bağlı olarak gelişmiş yamaç molozu, alüvyon yelpaze ve alüvyon sahadaki en genç birimlerdir.

4. TEKTONİZMA

Araştırmaya konu olan alanda 3-30 km genişlikte, 500 km uzunlukta, KB-GD yönelimli levha içi ve süreksiz verrev atımlı normal bir fay sistemi yüzeyler. Bu büyük sismojenik kuşak Akşehir–Simav Fay Sistemi (ASFS) olarak adlanmıştır (Koçyiğit ve Deveci 2005; 2007). ASFS'nin güneydoğu yarısı, kuzeyde yer alan İç Anadolu ile güneyde yer alan Isparta açısı arasındaki coğrafik sınırı oluşturur; buna karşın fay sisteminin kuzeybatı yarısı Batı Anadolu içinde uzanır ve en kuzeybatıda KD-gidişli Akhisar Fay Zonu ile kesişerek sona erer. ASFS bir seri graben-horst ve onların kenarını sınırlayan verrev atımlı normal faylarla karakterize edilir. İnceleme alanının da içerisinde bulunduğu Afyon-Akşehir graben sistemi ASFS'nin genel gidişine paralel olan ana graben sistemidir (Şekil 3.23).



Şekil 4.23: İnceleme alanının Neotektonik haritası (Koçyiğit ve Deveci 2007).

Akşehir-Afyon grabeni (AAG) 4-20 km genişliğinde, 130 km uzunluğunda, BKB-DKD- gidişli etkin bir çöküntü alanıdır (Atalay 1975; Koçyiğit ve diğ. 2000; Koçyiğit ve Özacar 2003). İnceleme alanında, Afyon-Akşehir graben sisteminin kenar faylarını oluşturan kuzeyde Kurucaova, Duru Fay zonları ve güneyde Cumhuriyet-

Maltepe fayları ile bu fayları kesen ikincil faylar yer almaktadır. Bu fayların tümü pliyosen ve sonrası yaşlıdır (Erişen 1972). Bölgedeki en son deprem 03 Şubat 2002 Pazar günü Afyon ilinin Sultandağı-Çay-Bolvadin ilçelerinde meydana gelmiştir. İki saat arayla meydana gelen ve büyüklükleri 6,2 ve 6,5 olan iki depremde 46 kişi ölmüş; Çay, Sultandağı ve Bolvadin ilçelerinde ve bu ilçelere bağlı köylerde hasar oluşmuştur. Deprem, 30 cm'ye varan düşey yer değiştirme ve 20 km uzunluğa sahip yüzey kırığı oluşturmuştur (Demirtaş ve diğ. 2002).

4.1 Cumhuriyet ve Maltepe Fayları

Bu faylar aynı zamanda Akşehir fay zonu ana fayının inceleme alanı içindeki uzantısıdır. İnceleme alanı dışında ve doğusunda yer alan Çay ilçesinin yaklaşık 2 km doğusunda, AFZ ana fayı gidişini, güneye doğru 30°'lik bir dönüşle, K60°B'dan yaklaşık D-B'ya değiştirir ve batıya doğru devam ederek önce Çay ilçesinden geçer ve 5 km sonra inceleme alanı içindeki Cumhuriyet beldesine ulaşır. Cumhuriyet beldesi yakın batısında iki alt kola (Cumhuriyet ve Maltepe fayları) ayrılır. İnceleme alanı dışındaki kesimi ile birlikte toplam uzunluğu yaklaşık 15 km olan Cumhuriyet ve Maltepe fayları kuzeye yaklaşık 58° ile eğimli ve veriv atımlı normal aktif bir fay özelliğindedir (Koçyiğit ve Deveci 2007). Bölgedeki en son deprem 03 Şubat 2002 Pazar günü Afyon ilinin Sultandağı-Çay-Bolvadin ilçelerinde meydana gelmiştir. İki saat arayla meydana gelen ve büyüklükleri 6,2 ve 6,5 olan iki depremde 46 kişi ölmüş; Çay, Sultandağı ve Bolvadin ilçelerinde ve bu ilçelere bağlı köylerde hasar oluşmuştur. Deprem, 30 cm'ye varan düşey yer değiştirme ve 20 km uzunluğa sahip yüzey kırığı oluşturmuştur (Demirtaş ve diğ. 2002). (Şekil 3.24, 3.25).

4.2 Hamidiye Fay Zonu

Hamidiye fay zonu inceleme alanının doğu kesiminde yer alan Çobanlar ilçesi yakın doğusundaki Hamidiye beldesi ve çevresinde yüzeyler. Hamidiye fay zonu birbirine paralel, sık aralıklı (0.5-1.2 km çok sayıda fay segmentinden oluşur. Bunlar içerisinde en uzun ve en etkin olanı Duru fayıdır. İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Duru fayı uzanımı boyunca Paleozoyik yaşlı mermer ve şistleri keser, yaklaşık

200 m kadar düşey yönde ötelir ve bu temel kayalarını Kuvaterner yaşlı graben dolgusu ile tektonik olarak karşı karşıya getirir. Fay aynasından ölçülen kayma vektörlerinin kinematik analizi, Duru fayının verev atımlı normal bir fay olduğunu ve bu alandaki yerel genişlemenin KKD yönde sürdüğünü gösterir (Koçyiğit ve Deveci 2007). Wells ve Coppersmit'in (1994) kuramsal formülüne göre, Duru fayından kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü $M_w = 6.4$ 'dür.



Şekil 4.24: Cuhmuriyet ve Maltepe faylarının arazideki görünümü.



Şekil 4.25: Cumhuriyet Köyü girişindeki soğuk su kaynağı ve fay kayma düzlemleri.

4.3 Kurucaova Fay Zonu

Kurucaova fay zonunun inceleme alanı içinde kalan kesimi, Hamidiye fay zonu ile kesiştikten sonra, daha kuzeyinde (Kurucaova boyunca) ve KD-doğrultusunda devam eder (Şekil 3.26, 3.27). Kurucaova fayı birbirine yakın, değişik uzunlukta fakat paralel 5 ayrı fay segmenti ve bunlar arasında yer alan dar, derin ve oldukça uzun bir çöküntü (Kurucaova grabeni) ile temsil edilir (Koçyiğit ve Deveci 2007)). Wells ve Coppersmith'in (1994) kuramsal formülüne göre, bu faydan kaynaklanacak en büyük depremin büyüklüğü $M_w = 6.74$ 'dür.



Şekil 4.26: Kurucaova fayının arazideki görünümü.



Şekil 4.27: Kurucaova fayı üzerindeki fay çizikleri.

Tüm bu ana graben sistemi fayları ile birlikte, Neojen yaşlı sedimanter birimler içinde bu sedimanter kayaçları ve graben kenar faylarını kesen, yaklaşık KB-GD konumlu ve 30° eğime sahip birçok eğim atımlı ters ve normal faylanmalar görülmektedir. (Şekil 3.28).



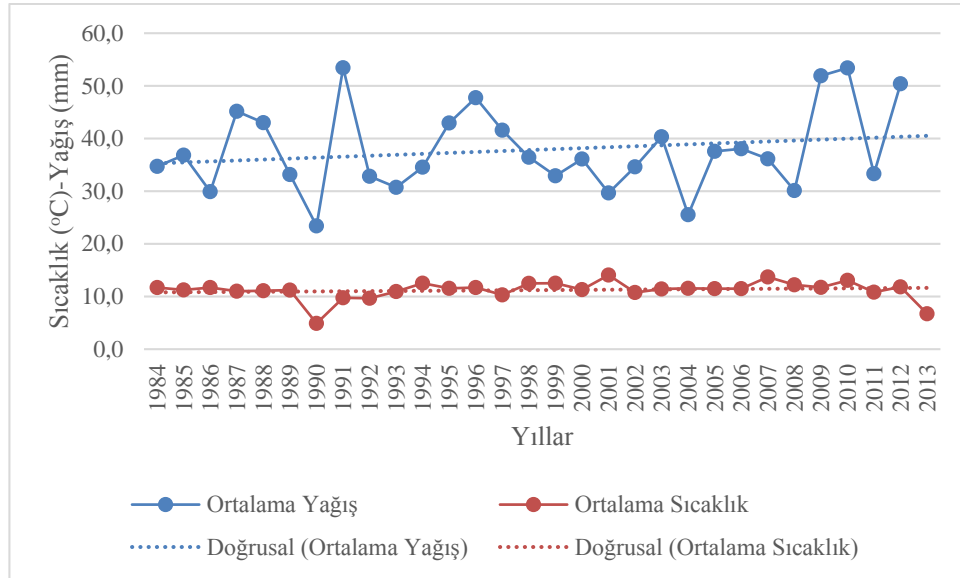
Şekil 4.28: Neojen birimleri kesen tali faylar.

5. HİDROJEOLJİ

5.1 Hidrolojik Bilanço

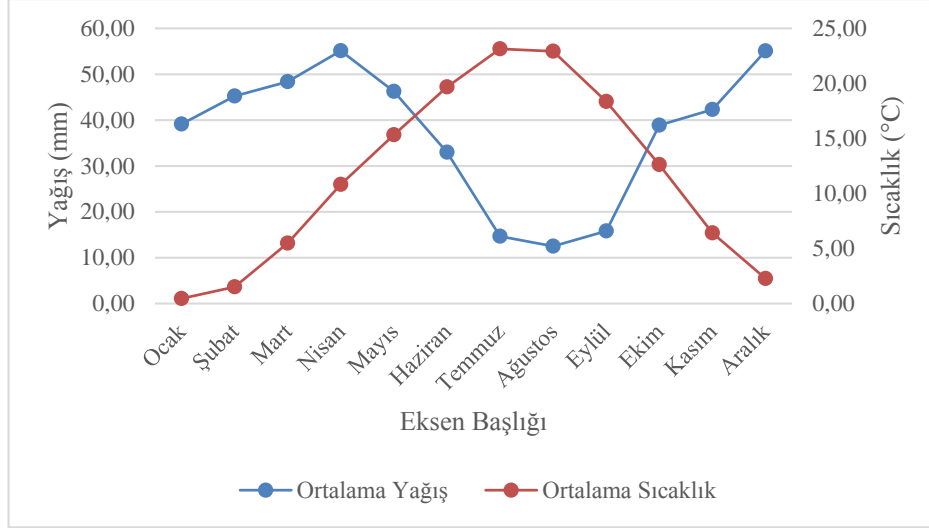
Bu bölümde, Bolvadin (17796) ve Çay (5477) meteoroloji istasyonlarından alınan 1984-2013 yılları arasındaki yağış ve sıcaklık verilerinin ortalamasından yararlanılarak su bütçesi yapılmıştır.

Bölgenin 1984 ile 2013 yılları arasındaki yıllık bazda ortalama sıcaklık dağılımlarına bakıldığında ortalama sıcaklığın 11.2°C olduğu görülmektedir (Şekil 4.29). Maksimum sıcaklık 2012 yılı Temmuz ayında 39°C, minimum sıcaklık ise 2012 yılı Ocak ayında -23.7°C olarak ölçülmüştür. Aylık bazda ortalama sıcaklık değerlerine göre Temmuz ayı 23.1°C ile en sıcak ay iken, Ocak ayı 0.46°C ile en soğuk aydır (Şekil 4.30). Bölgeye düşen yıllık ortalama yağış 35,1 mm olup (Şekil 4.29) en çok ortalama yağış alan aylar Aralık, Nisan ve Mayıs ayları, en düşük ortalama yağış alan aylar ise Temmuz, Ağustos ve Eylül aylarıdır (Şekil 4.30).



Şekil 5.29: Çalışma alanının 1984-2013 yılları arasındaki yıllık bazda ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) değişimleri.

Thornthwaite(1948)'in aylık potansiyel buharlaşma-terlemeyi (Etp) veren formülü:



Şekil 5.30: Çalışma alanının 1984-2013 yılları arasındaki aylık bazda ortalama yağış (mm) ve sıcaklık (°C) değişimleri.

$$Etp = 16. \left(\frac{10. t}{I} \right)^a \quad (4.1)$$

$$I = \sum i \quad (4.2)$$

$$\left(\frac{t}{5} \right)^{1.514} \quad (4.3)$$

$$a : 6,75. 10^{-7}. I^3 - 7,71. 10^{-5}. I^2 + 1,79. 10^{-2}. I + 0,492 \quad (4.4)$$

şeklinde olup formülde;

i : Sıcaklık indisi

t : Aylık sıcaklık ortalaması (°C)

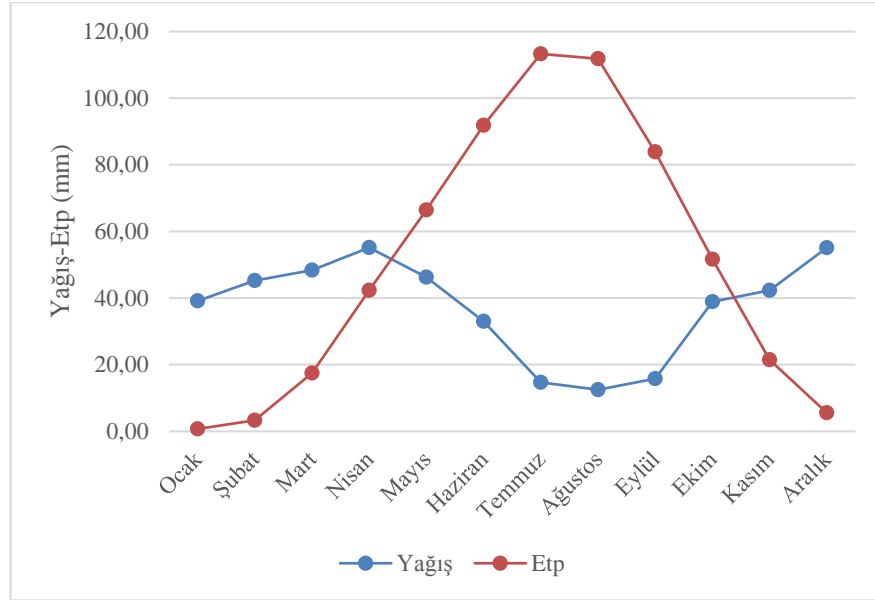
Etp : Aylık potansiyel buharlaşma-terleme miktarı (mm)'dir.

Bolvadin bölgesine ait su bütçesi Tablo 4.1'de verilmiştir. Yapılan hesaplamalarda yıllık potansiyel buharlaşma ve terleme (Etp) 698.0 mm, yıllık gerçek buharlaşma-terleme (Etr) 352.06 mm olarak bulunmuştur. Su bütçesi incelendiğinde Nisan ayına kadar yağışın Etp'den fazla olduğu görülmektedir. Nisan ayından Haziran ayına kadar teorik olarak 100 mm kabul edilen zemin rezervi kullanılır. Haziran ayı başından Kasım ayına kadar tarım su açığı vardır. Etp'nin yağıştan fazla olduğu kurak dönemde su noksanı 354.94 mm'dir.

Tablo 5.1: Bolvadin-Çay Meteoroloji istasyonu verilerinin (1984-2013) ortalamasına göre hazırlanan su bütçesi tablosu (Thornthwait (1948)'e göre).

	OCAK	ŞUBAT	MART	NİSAN	MAYIS	HAZİRAN	TEMMUZ	AĞUSTOS	EYLÜL	EKİM	KASIM	ARALIK	
Aylık ort. Sıc.	0,46	1,51	5,48	10,83	15,34	19,69	23,14	22,92	18,36	12,63	6,42	2,27	
Aylık endeks(i)	0,027	0,163	1,149	3,222	5,459	7,966	10,172	10,026	7,166	4,067	1,460	0,303	
Etp	0,70	3,29	17,48	42,30	66,44	91,84	113,24	111,84	83,88	51,63	21,47	5,57	609,70
Düzeltilme katsayısı	0,85	0,840	1,030	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82	
Düzeltilmiş Etp	0,60	2,76	18,01	46,95	81,72	113,89	142,68	131,98	87,24	49,57	18,03	4,57	698,00
Yağış (P, mm)	39,14	45,24	48,38	55,13	46,26	33,00	14,67	12,49	15,81	38,91	42,32	55,09	446,44
Zemin rezerv değişimi (mm)	25,19				-35,46	-64,54					24,29	50,52	
Zemin rezervi (mm)	100,00	100,00	100,00	100,00	64,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,29	74,81	
Etr(mm)	0,60	2,76	18,01	46,95	81,72	97,54	14,67	12,49	15,81	38,91	18,03	4,57	352,06
Tarım su açığı (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	16,35	128,01	119,49	71,43	10,66	0,00	0,00	345,94
Su fazlası (m)	13,35	42,48	30,37	8,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	94,38

Kasım ayından sonra yağış, Etp'den daha fazladır ancak; Aralık ayında zemin rezervinin 50.52 mm'si tamamlanmaktadır. Bu döngüye ait yağış ve Etp grafiği Şekil 4.31'de verilmiştir.



Şekil 5.31: Tablo 4.1'e göre hazırlanmış buharlaşma-terlemenin aylık değişim grafiği.

5.2 Kayaçların Hidrojeolojik Özellikleri

İnceleme alanındaki hidrojeoloji birimleri geçirimli, yarı geçirimli ve geçirimsiz olarak ayırtlanmış ve hidrojeoloji haritası EK: A.2'de sunulmuştur.

5.2.1 Geçirimli Birimler

5.2.1.1 Karahasan Kireçtaşları

Karahasan kireçtaşı birimi, maruz kaldığı yoğun tektonizma nedeniyle çok kırıklı ve çatlaklıdır. Bu nedenle ikincil gözeneklilik ve geçirgenliği yüksektir. Çalışma alanının GD kesiminde Sultandağı'nın 1000-1750 m arasındaki kotlarında birçok soğuk su kaynağı vardır. Bu birim, aynı zamanda, Heybeli sahası termal sularının rezervuar kayacıdır.

5.2.1.2 Kaymakçı Formasyonu Sarıkayalar Konglomera Üyesi

Bileşen taneleri kuvarsit, şist ve rekristalize kireçtaşı çakıllarından oluşan birim gözenekli ve geçirgendir. Birim içinde gözlenen Kızıkpınar sıcak su kaynağı, bu birimle Sultandede formasyonunu ayıran yaklaşık K-G doğrultulu faydan boşalmaktadır.

5.2.1.3 Alüvyon, Alüvyon Yelpazesi ve Yamaç Molozu

Kil, silt, kum ve çakıl boyutundaki şist, kireçtaşı, mermer ve tortul kayaç bileşenlerinden oluşan alüvyon, alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu akifer özelliğindedir. Ancak, alüvyonun kalınlığının az ve yamaç molozlarının yersel ve dik eğime sahip olmaları verimlerini sınırlamaktadır. Alüvyonda açılmış olan sığ kuyulardan 7 m'den itibaren yeraltı suyu alınmaktadır.

5.2.2 Yarı Geçirimli Birimler

5.2.2.1 Kaymakçı Formasyonu Feleli Üyesi

Kum-silt ve kumlu kil ar dalanması sunan birimin kumlu seviyeleri geçirimlidir.

5.2.2.2 Kaymakçı Formasyonu Sarıova Üyesi

Kumtaşı-çakıltaşı-marn-kireçtaşı ar dalanmasından oluşan Kaymakçı formasyonunun Sarıova üyesinin kumtaşı ve çakıltaşı düzeyleri ile marn ve kireçtaşlarının kırıklı-çatlaklı zonları geçirimlidir.

5.2.2.3 Konarı Trakiandeziti

Konarı trakiandezitlerinin kırıklı-çatlaklı olduğu kesimleri yeraltısuyu içermektedir. İnceleme alanında çok dar bir alanda mostra veren trakiandezitlerde bir

kaynak veya kuyu bulunmamaktadır. Buna karşılık, Afyonkarahisar ilindeki trakiandezitlerden yeraltısuyu alınmaktadır.

5.2.2.4 Gebeceler Formasyonu Akbel Üyesi

Genellikle killi kireçtaşı ile temsil edilmekte olup, tuf bant ve mercikleri içermektedir. Birimin kırıklı, çatlaklı kesimleri geçirimlidir.

5.2.3 Geçirimsiz Birimler

5.2.3.1 Sultandede Yeşilşist Formasyonu

Şist ve fillit türü kayalardan oluşan bu birimin kırıklı-çatlaklı kuvarsit ve kalkşist düzeyleri geçirimlidir ve bu düzeylerden oldukça düşük debili kaynaklar boşalmaktadır. Ancak birim, genel olarak geçirimsizdir ve Heybeli jeotermal sahası için geçirimsiz temel kayacını oluşturur. Çoğu soğuk su kaynağı bu birimin geçirimli birimlerle olan dokanağından çıkmaktadır.

5.3 Heybeli Jeotermal Sistemi

Heybeli jeotermal sahası Akşehir-Afyon grabeni içinde yer almaktadır. İnceleme alanı içinde, yaklaşık D-B gidişli Maltepe, Cumhuriyet ve Duru graben kenar fayları ile KD-GB doğrultulu Kurucaova Fayı deprem üretme riski olan aktif faylardır (Koçyiğit ve Deveci 2007). Yöre, Türkiye Deprem Haritası'nda 1. derecede deprem bölgesi alanına düşmektedir. Bunun dışında bölgede gözlenen Miyosen volkanizması ürünleri ve jeotermal sahaların varlığı da genç tektonik aktiviteyi göstermektedir. Tektonik olarak aktif sahalarda jeotermal gradyanın normalden (33 m) daha yüksek olması beklenir. Heybeli sahasının ısı kaynağının genç tektonik aktiviteye bağlı yüksek jeotermal gradyan olduğu söylenebilir.

Heybeli sahasında rezervuar kayaç, rekristalize kireçtaşlarından oluşan Karahasan kireçtaşlarıdır. Çok kırıklı ve çatlaklı olan birimin ikincil gözenek ve geçirgenliği yüksektir. Genellikle, yüzeyden itibaren 120-150 m derinliklerde

rezervuara girilmektedir. Neojen birimlerinin killi-siltli geçirimsiz litolojileri örtü kaya niteliğindedir. Sistemin beslenmesi başlıca 2500 m kotlardaki Sultandağı ve inceleme alanının GB'sında yer alan yükseltilere düşen yağış sularındandır. Beslenme alanında, genellikle yılın büyük bölümünde kar örtüsü vardır. Geçirimli birimlere düşen yağmur suları ile yaz döneminde eriyen kar suları yeraltına süzülerek rezervuarı beslemektedir. Yeraltına süzülerek derinlere inen ve burada yüksek jeotermal gradyan ile ısıtılan meteorik sular rezervuar kayada toplanmakta, su-kaya etkileşimi ile nihai kimyasal kompozisyonunu kazanmakta ve faylar boyunca yüzeye yükselerek sıcak su kaynaklarını oluşturmaktadır (Şekil 4.32).

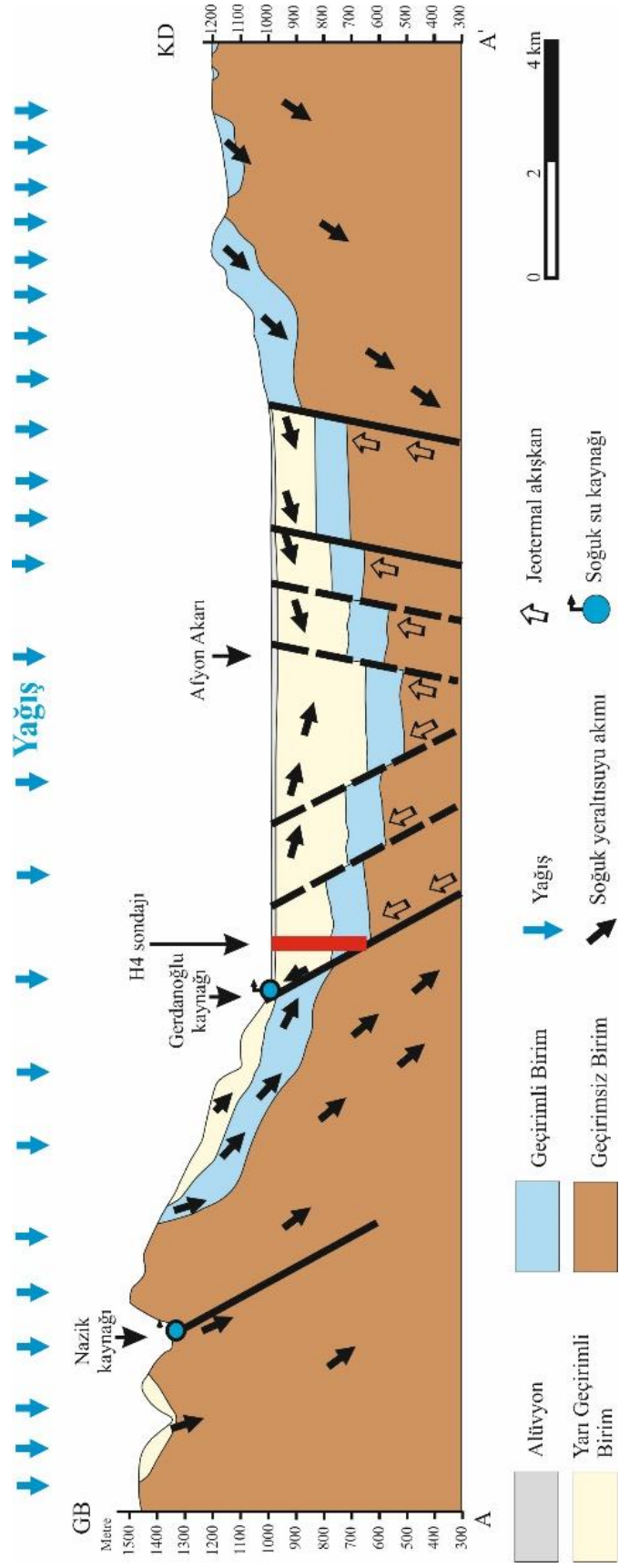
5.4 Su Noktaları

5.4.1 Yüzey Suları

İnceleme alanındaki en önemli akarsu, ovayı baştan sona kateden ve uzunluğu 115 km'yi bulan Akarçay Deresi'dir. Esas kolları Sincanlı batısından çıkarak Balmahmut ve Köprülü kuzeyinden geçen Nacak ve havzanın kuzeyinden gelen Gazlıgöl dereleridir. Bunun dışında Kali (Selevir), Kuruçay (Seyitler), dereleri de Akarçay'a karışırlar. Toplam baz akımı 93×10^6 m³/yıl'dır (Tezcan ve diğ. 2002). İnceleme alanının hemen doğusunda Eber ve Akşehir gölleri yer almaktadır. Sincanlı ovasından doğan Akarçay, inceleme alanını batıdan doğuya katederek Eber ve Akşehir göllerine ulaşır. Her iki göl de iki fay hattı arasında kalan bir grabenin tabanında oluşmuştur. Akşehir çöküntü ovası üzerinde yağışlı dönemde genişleyip, kurak dönemde daralan irili ufaklı birçok gölet bulunur.

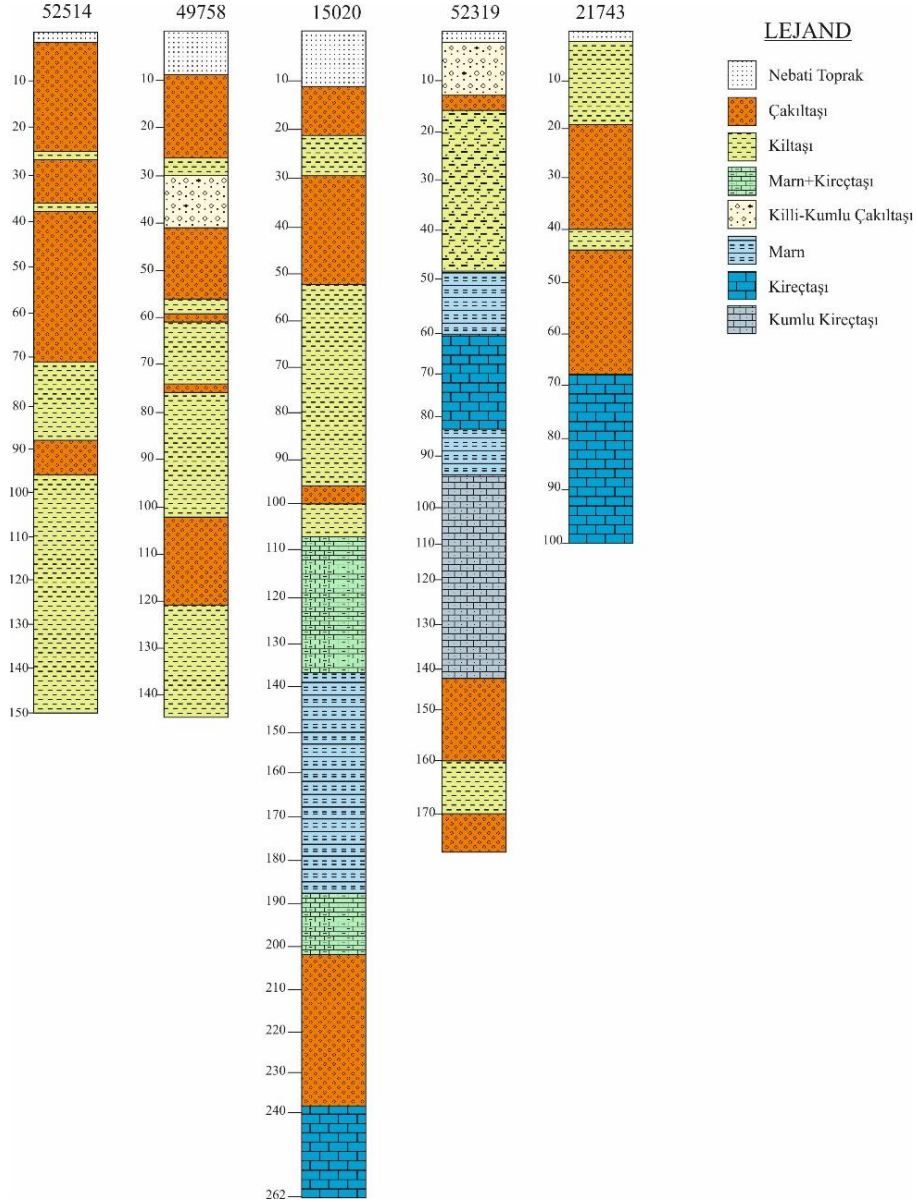
5.4.2 Soğuk Su Sondajları

Bölgede, DSİ, İl Özel İdare Müdürlüğü, İller Bankası ve şahıslar tarafından sulama ve içme-kullanma suyu amaçlı olarak açılmış olan ve derinlikleri 10-262 m arasında değişen çok sayıda (18 adedi örneklenmiştir) soğuk su sondajı bulunmaktadır.



Şekil 5.32: Heybeli sahası jeotermal sistem modeli.

Genellikle alüvyon ve alüvyon yelpazesi ile Neojen yaşlı sedimanter birimler içinde açılmış olan soğuk su sondajlarının debileri 10-40 lt/s'dir. Bazı DSİ kuyularına ait kuyu kesitleri Şekil 4.33'de verilmiştir.



Şekil 5.33: DSİ kuyularına ait kuyu kesitleri.

Kuyulara ait zaman-düşüm verileri Grapher programı yardımıyla yarı logaritmik olarak çizilmiştir (Şekil 4.34, 4.35). Elde edilen eğriler üzerine eğim doğrusu eklenmiş ve düşüm değerlerinin "0" olduğu andaki (t_0) değerleri ile belirli bir zamana karşılık gelen düşüm değerleri (ΔS) bulunmuştur. Son olarak aşağıdaki eşitliklerde verilen formüller yardımıyla kuyulara ait transmissivite (T), hidrolik iletkenlik (K) katsayıları ve depolama katsayıları (S) hesaplanmıştır.

İletimlilik (Transmissivite) Katsayısı (T m³/gün/m): İletkenlik katsayısı birim kesitli akifer kalınlığından birim zamanda birim hidrolik eğim altında geçen su miktarıdır. Transmissivite katsayısının hesabı Jacob tarafından verilen bağıntı (4.5)'e göre hesaplanmıştır. Kuyuların transmissivite değerleri 21,78 ile 287,84 m²/gün arasında değişmektedir. Transmissivite değeri en yüksek olan 15020 nolu soğuk su kuyusunun ölçümü yapılan diğer kuyulara göre daha yüksek verimli olduğu söylenebilir.

$$T = \frac{0,183 * Q}{\Delta S} \quad (4.5)$$

Şeklinde olup bu bağıntıda;

T = Transmissivite (iletkenlik) katsayısı - m³/gün/m

Q = Pompaj debisi - m³/gün

ΔS = İki logaritmik dilim arasındaki düşüme karşılık gelen değişimi belirten zaman-düşüm grafiğinin eğimidir. Buradan hareketle; b: metre cinsinden filtre uzunluğu olmak üzere; (K) permeabilite değeri (4.6) eşitliği ile hesaplanmıştır.

Permeabilite (Geçirgenlik) Katsayısı (K m³/gün/m²): Birim zamanda, birim hidrolik yük altında 15,6°C'deki yeraltı suyu akımının birim alandan geçen miktarına denir. Hesaplanan geçirimlilik değerleri 0,454 ile 3,284 m/gün arasında değişmekte olup bu değerlere göre bu kuyularda üretim yapılan formasyon cinsi "ince kum" olarak sınıflandırılmıştır.

$$K = \frac{T}{b} \quad (4.6)$$

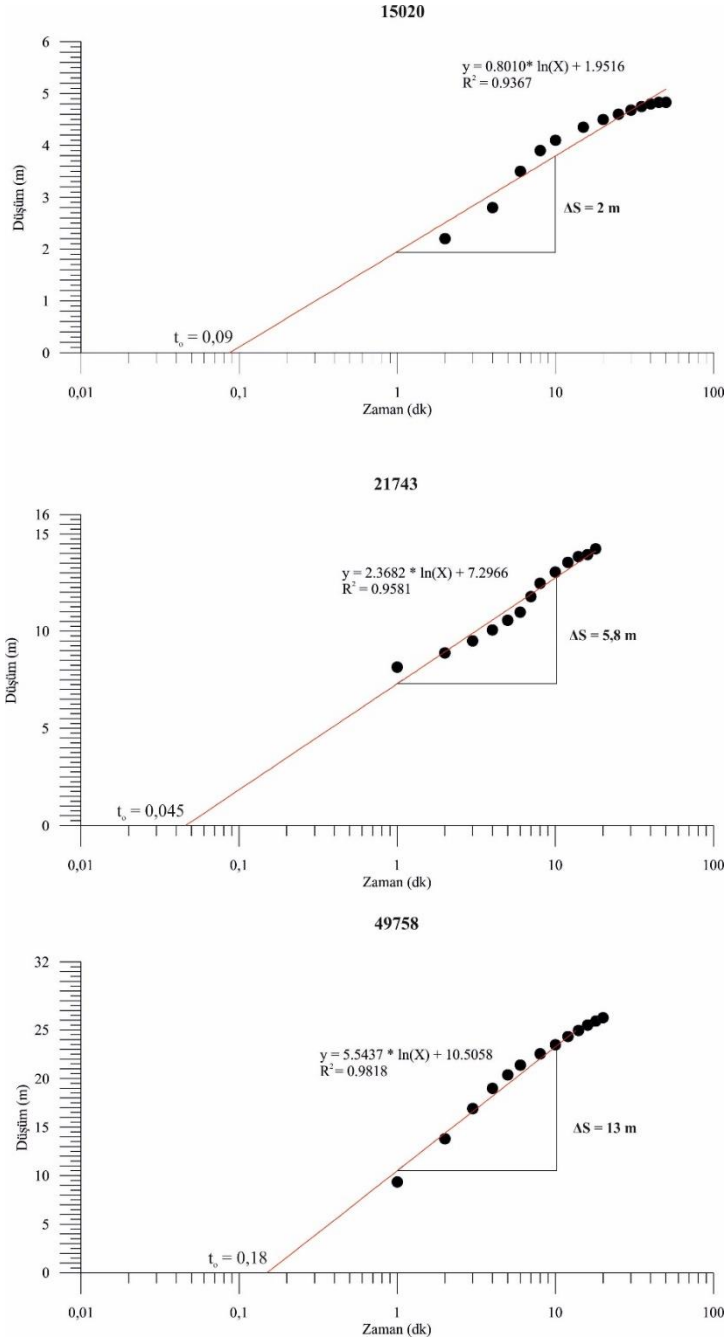
Depolama katsayısı (S): Gözenekli ortamın birim yüzey alanından hidrolik yükteki birim değişim altında alınabilecek su hacmidir. Depolama katsayısı (S) hesabı için ise eşitlik 4.7'de verilen formül kullanılmıştır.

$$S = \frac{2,25 * T * t_o}{r^2} \quad (4.7)$$

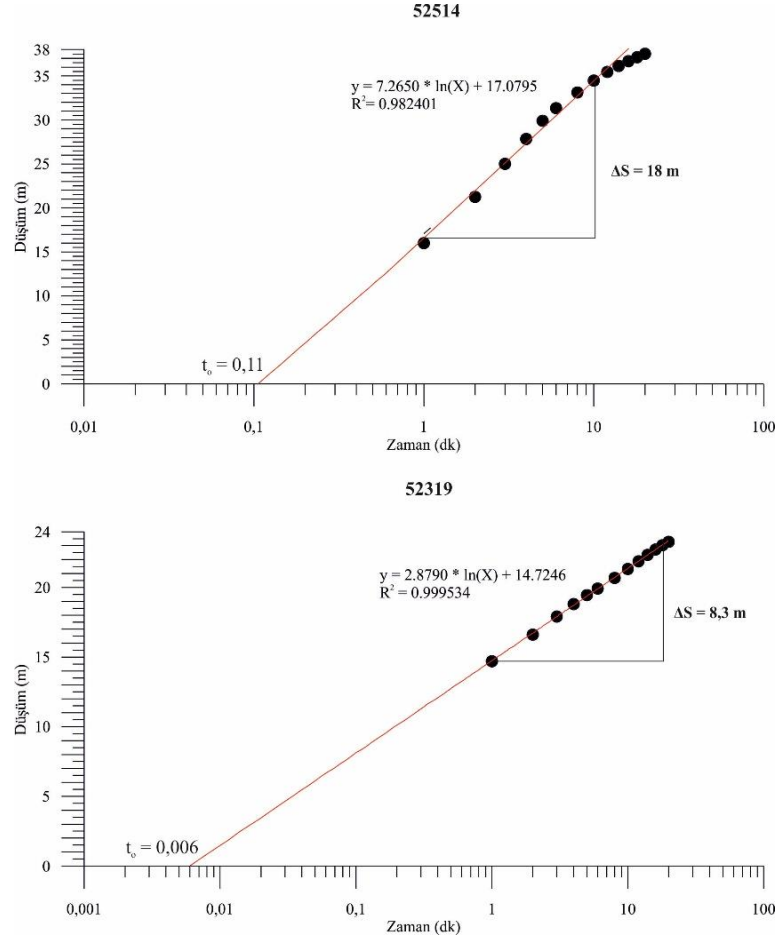
Bu formüllere göre hesaplanan K, T ve S değerleri Tablo 4.2'de verilmiştir.

Tablo 5.2: Soğuk su kuyularının K, T ve S değerleri.

Kuyu No	Q (lt/s)	Q (m ³ /gün)	ΔS	b (m)	K (m/gün)	T (m ² /gün)	S	t ₀	Yarıçap (m)
52514	24,79	2141,86	18,0	48	0,454	21,78	0,001338	0,11	0,21
49758	35,32	3051,65	13,0	52	0,826	42,96	0,004320	0,18	0,21
15020	36,41	3145,82	2,0	128	2,246	287,84	0,041827	0,09	0,12
52319	52,8	4561,92	8,3	72	1,397	100,58	0,000337	0,006	0,21
21743	60,24	5204,74	5,8	50	3,284	164,22	0,002465	0,045	0,28



Şekil 5.34: DSİ kuyularına ait zaman-düşüm grafikleri.



Şekil 5.35: DSI kuyularına ait zaman-düşüm grafikleri.

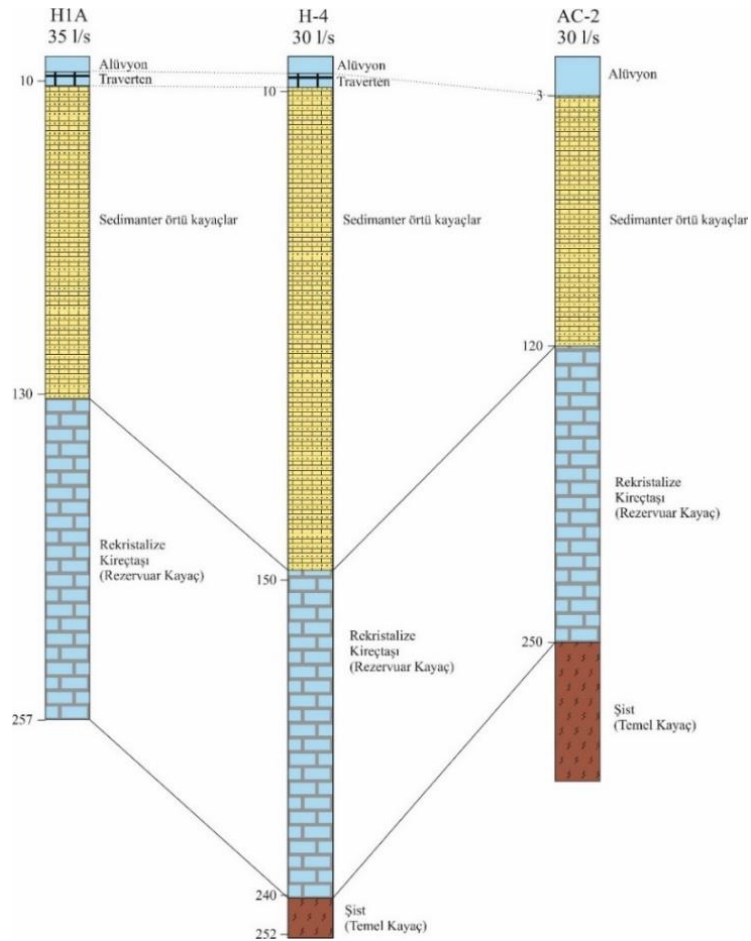
5.4.3 Soğuk Su Kaynakları

İnceleme alanında debileri maksimum 3 lt/s olan 30 civarında (7'si örneklenmiştir) soğuk su kaynağı vardır. Bu kaynaklardan 10 tanesi alüvyon ve alüvyon yelpazelerinde, 5 tanesi Karahasana kireçtaşlarından, 11 tanesi Gebeceler formasyonu, 1 tanesi Feleli formasyonu, 1 tanesi Sarıova üyesi ve 3 tanesi de Sultandede yeşilist formasyonunda gözlenmektedir.

5.4.4 Sıcak Su Sondajları

İnceleme alanında 9 adet jeotermal kuyu vardır. Bolvadin Belediyesi tarafından işletilen Heybeli Termal Tesisleri, Pazarağaç Belediyesi tarafından işletilen Pazarağaç Kaplıcası ve Çay Belediyesi'ne ait balık çiftliği ve Kurt İnşaat A.Ş. tarafından işletilen

jeotermal sera bölgedeki önemli termal tesislerdir. Heybeli Kaplıcası ve çevresinde bulunan kuyuların derinlikleri 252-410 m arasında değişmektedir. Tamamında pompajla üretim yapılan kuyuların debileri 30-40 lt/s civarındadır. Bu kuyulardan elde edilen jeotermal sular sera ısıtmasında ve kaplıcada kullanılmaktadır. Heybeli Kaplıcasının 3 km kadar doğusunda Çay Belediyesi'ne ait 2 adet jeotermal kuyu bulunmaktadır. Pompajla üretim yapan ÇB1 kuyusunun derinliği 650 m, debisi 35 lt/s, artezyen üretim yapan ÇB2 kuyusunun derinliği 120 m, debisi 15 lt/s'dir. Kuyular kapalı olup şu an aktif kullanımları yoktur. Pazarağaç Belediyesi kaplıca tesislerinde kullanılan diğer iki jeotermal kuyu Afyonkarahisar-Konya karayolu kenarındadır. Bu artezyen kuyuların debileri 10-15 lt/s civarındadır. Heybeli sahasındaki H1A, H4 ve AC2 örnek nolu kuyuların kestiği birimler Şekil 4.36'da verilmiştir. Bu kuyularda 120-150 m derinliklerde rezervuara girildiği ve rezervuar kalınlığının (Karahasan rekristalize kireçtaşları) 90-130 m civarında olduğu görülmektedir. Karahasan kireçtaşları üzerindeki Neojen çökellerinin geçirimsiz litolojileri örtü kayayı oluşturmaktadır.



Şekil 5.36: Bazı jeotermal kuyu kesitleri (ölçeksiz) (Hamut 2002).

5.4.5 Sıcak Su Kaynakları

Sahadaki tek sıcak su kaynağı, Sarıkayalar konglomera üyesi ile Sultandede formasyonunu ayıran K-G doğrultulu faydan boşalan Kızıkpınar kaynağıdır. Kaynağın kotu 1145 m, debisi 5 lt/s'dir. Kaynağın suyu plastik boruyla bir havuza boşaltılmakta ve sulamada kullanılmaktadır.

5.5 Su Örnekleme Noktaları

İnceleme alanı sularının kimyasal kompozisyonunu belirlemek için Heybeli kaplıcası ve çevresinde, sahanın hidrokimyasal yapısını temsil edebileceği öngörülen su noktalarından örnekleme ve in-situ ölçüm çalışmaları yapılmıştır (Şekil 4.37, 4.38). Çalışmalar Temmuz ve Kasım 2013 olmak üzere iki farklı dönemde yapılmış olup ilk dönemde 35, ikinci dönemde ise 30 adet örnek alınmıştır. H1A, H2A, HK1, H4, AC2, PZ1, PZ2, CB1, CB2 sıcak su sondajı, KP1 sıcak su kaynağı, HBSO, KOCA, 49758, DSİ, 15020, BAHÇE, HKS, ÇOB3, 52319, 21743, AV1, AV2, AV3, AV4, MAL1, MAL2, KARA3 soğuk su sondajı ve CUM, KARA1, KARA2, ÇEŞ, GER, HALİL, NAZİK soğuk su kaynağı örnekleridir. Akar Giriş ve Akar Çıkış örnekleri inceleme alanını batıdan doğuya doğru kateden Akarçay'a aittir.

5.6 Suların Fiziksel Özellikleri

Arazide yerinde ölçülen sıcaklık, elektriksel iletkenlik, pH ve Eh değerleri Tablo 4.3'de verilmiştir.

5.6.1 Sıcaklık (°C)

İnceleme alanındaki termal suların sıcaklıkları 28.9 ile 54.7°C arasında değişmektedir. Termal sularda dönemsel sıcaklık değişimleri 1-2°C arasındadır.



Şekil 5.37: Su örnekleme noktaları.

Bogomolow sınıflamasına göre H1A, H2A, HK1, AC2 ve H4 örnekleri hipertermal (40-50°C), CB1, PZ1 örnekleri mesotermal (34-40°C), CB2, PZ2, KP1 örnekleri ise epitermal sular (20-34°C) sınıfına girmektedir. Örnekleme yapılan soğuk sondaj ve kaynak sularının sıcaklıkları 9,7 ile 18,9°C arasındadır.



Şekil 5.38: Örnekleme noktaları ve yerinde ölçümlerin yapılması.

5.6.2 Elektriksel İletkenlik (EC- $\mu\text{S}/\text{cm}$)

Elektriksel iletkenlik, suyun elektrik akımını iletebilme özelliğinin sayısal ifadesidir. Ölçümler, mikromho/cm ($\mu\text{mho}/\text{cm}$) veya mikrosiemens/cm ($\mu\text{S}/\text{cm}$) olarak ve 25 °C'deki değeri hesaplanarak verilmektedir.

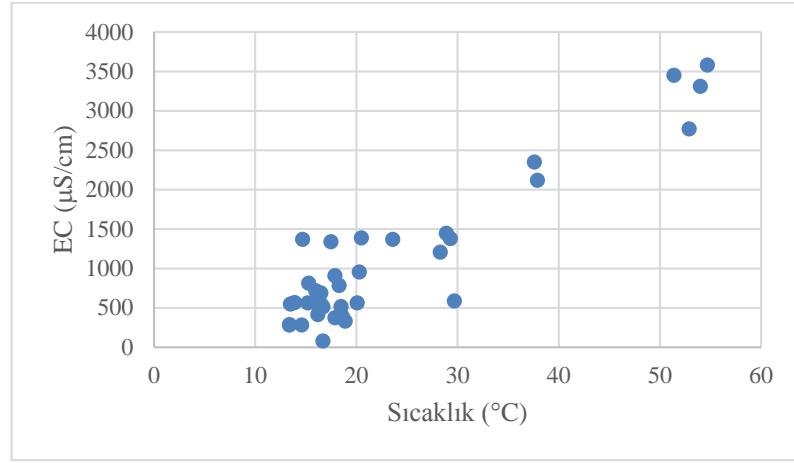
Tablo 5.3: Örnekleme noktalarının in-situ ölçüm sonuçları (TSK: Termal sondaj kuyusu, TSKAY: Termal su kaynağı, SSK: Soğuk su kuyusu, SSKAY: Soğuk su kaynağı).

Örnek Kodu	Örnek Türü	Koordinatlar			Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım
		X (Yukarı)	Y (Sağa)	Z (rakım)	Sıcaklık (°C)		EC (µS/cm)		pH		Eh (mV)	
H1A	TSK	4279874	311557	987	54,7	53,1	3580	3620	6,93	6,66	3,8	19,9
H2A	TSK	4279900	311740	988	---	53,2	---	3210	---	6,52	---	28,4
H4	TSK	4279784	311443	993	54	53,7	3310	3340	6,56	6,53	26,4	28,4
AC2	TSK	4280198	311547	986	52,9	52	2770	3060	6,75	6,96	14,9	1,4
HK1	TSK	4280203	311743	984	51,4	53,4	3450	3350	6,93	7,21	3,7	-13,8
ÇB1	TSK	4279279	314554	1000	37,6	38	2350	2380	6,91	6,60	4,6	22,1
ÇB2	TSK	4279279	314554	1000	29,3	27,3	1380	1420	6,56	6,95	24,7	1,7
PZ1	TSK	4275741	314371	991	37,9	37,5	2119	2210	6,32	6,41	39,3	33,9
PZ2	TSK	4275645	314333	992	28,9	28,2	1447	1521	6,52	6,64	27,3	19,4
KP1	TSKAY	4289232	316019	1145	29,7	28,8	587	615	7,37	7,56	-21,8	-33,5
MAL1	SSK	4275413	318035	988	20,3	19,1	955	997	6,79	6,93	11,1	3,0
MAL2	SSK	4275550	318085	988	20,1	14,1	563	550	7,35	7,50	-20,2	-28,2
AV1	SSK	4284060	321067	981	20,5	15,2	1387	1001	7,01	7,36	-1,1	-21,3
AV2	SSK	4283940	322144	977	17,9	---	908	---	6,98	---	0,5	---
AV3	SSK	4283217	322728	972	16	---	718	---	7,57	---	-32,2	---
AV4	SSK	4283416	320958	980	16,5	14,5	689	790	7,47	7,69	-26,9	-39,6
ÇOB3	SSK	4287582	305586	1000	15,2	14,3	563	609	7,41	7,49	-22,9	-28,0
52514	SSK	4286661	312816	998	---	13,4	---	556	---	7,50	---	-28,6
HKS	SSK	4283404	310592	986	15,3	14,2	812	839	7,02	7,41	-1,4	-23,9
49758	SSK	4279013	307902	1041	16,1	13,3	555	515	7,37	7,55	-21,0	-31,2
HBS0	SSK	4279403	310790	988	17,5	17,4	1338	1498	6,41	6,59	32,4	22,0
KOCA	SSK	4289514	313518	1091	18,9	13,5	331	361	7,79	7,90	-49,5	-55,4
KARA3	SSK	4270313	319704	1090	13,4	13	282	288	7,83	7,86	-45,0	-49,1
DSİ1	SSK	4277095	312455	986	18,5	---	515	---	7,16	---	-9,2	---
15020	SSK	4279981	308330	1011	16,7	---	512	---	7,27	---	-15,7	---
BAHÇE	SSK	4283810	307839	987	14,7	---	1368	---	6,91	---	4,4	---
52319	SSK	4286661	312816	998	16,5	---	551	---	7,40	---	-22,7	---
21743	SSK	4286463	316370	993	18,3	---	784	---	7,11	---	-6,4	---

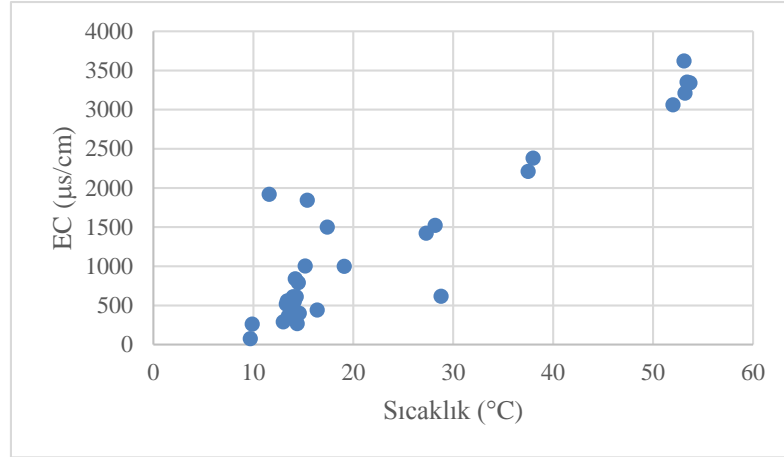
Tablo 4.3 Devamı

Örnek Kodu	Örnek Türü	Koordinatlar			Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım	Temmuz	Kasım
		X (Yukarı)	Y (Sağa)	Z (rakım)	Sıcaklık (°C)		EC (µS/cm)		pH		Eh (mV)	
CUM	SSKAY	4272977	323012	1034	14,6	14,4	282	267	7,64	7,82	-35,9	-47,4
GER	SSKAY	4279066	310126	998	17,9	14,6	373	400	7,39	7,50	-22,2	-28,8
NAZİK	SSKAY	4274571	305928	1390	18,6	13,8	396	413	7,69	7,90	-38,7	-58,1
HALİL	SSKAY	4274440	310123	1135	13,5	14	548	610	7,10	7,24	-5,9	-14,5
ÇEŞ	SSKAY	4288206	313454	1036	16,2	16,4	415	439	7,37	7,49	-19,5	-28,4
KARA1	SSKAY	4270028	324840	1741	16,7	9,7	78,9	73,8	7,25	7,32	-12,5	-18,4
KARA2	SSKAY	4271258	324767	1590	13,4	9,9	286	260	7,29	7,40	-14,4	-22,9
Akar Giriş	Akarçay	4284383	306047	985	23,6	15,4	1369	1841	7,81	7,30	-46,4	-17,8
Akar Çıkış	Akarçay	4282262	319566	962	28,3	11,6	1206	1918	9,52	6,86	-144,7	6,8

Suların içerdikleri iyonların toplam derişimi ve dolayısıyla elektriksel iletkenlikleri; suda çözülmüş toplam madde miktarına (TÇM), suların temasta oldukları kayaçların cinsine ve çözünlüklerine, temas süresine ve iklime bağlıdır. Genellikle sıcaklık artışı ile suların elektriksel iletkenlikleri de artmaktadır. İnceleme alanında yer alan suların özgül elektriksel iletkenlik değerleri 73.8 ile 3620 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Yeraltı suyu sıcaklığının artışı ile suların elektriksel iletkenliklerinde de artış gözlenmektedir (Şekil 4.39 ve 4.40).



Şekil 5.39: Temmuz dönemi örneklerinin sıcaklık-EC dağılımları.



Şekil 5.40: Kasım dönemi örneklerinin sıcaklık-EC dağılımları.

5.6.3 Hidrojen iyonu aktivitesi (pH) ve Redoks Potansiyeli (Eh)

pH, sudaki hidrojen iyonu derişiminin bir ölçüsü olup sudaki asit ve bazlar arasındaki dengeyi gösterir. Doğal yeraltı sularının pH değeri 6.0-8.5 aralığında

değişir. Sudaki karbonat, hidroksit ve bikarbonat iyonları suyun bazik özelliğini arttırırken, serbest mineral asitleri ve karbonik asit suyun asit özelliğini arttırmaktadır (Doğan 1981). Sudaki serbest karbondioksit, fiziksel çözünme sonucunda suda çözünmekte ve hidrotasyon sonucunda karbonik aside dönüşmekte, bunun sonucunda su, çözücü-aşındırıcı bir özellik kazanmaktadır. Gerek aşındırıcı gerekse kabuk bağlayıcı özellik suyun pH değerine bağlıdır. Çalışma alanındaki sıcak ve mineralli su kaynaklarının pH değerleri 6,32-7,37 aralığında (nötre yakın özellikte) iken soğuk sular 6.41-7.82 aralığında pH değerlerine sahiptir.

Redoks potansiyeli ise bir suyun içerdiği kimyasal bileşen türleri açısından yükseltgen ya da indirgen olma göstergesidir. Suyun redoks potansiyelinin değişimi; zeminin yapısı, gözeneklilik ve geçirgenlik durumu, organik maddelerin cinsi ve bulunduğu derinlik, yağışların sıklığı, akiferin zemin yüzeyine derinliği, sıcaklık gibi etkenlere bağlıdır (Hem 1985; Özyurt ve diğ. 2001). Çalışma dönemi boyunca gerçekleştirilen ölçümlerden suların redoks potansiyelinin -49,5 ile +39,3 mV arasında değiştiği belirlenmiştir. Genel olarak inceleme alanındaki sıcak sular pozitif (yükseltgen) ve soğuk sular negatif (indirgen) karakterlidir.

6. HİDROJEOKİMYA

6.1 Suların Kimyasal Özellikleri

Çalışma alanındaki termal ve mineralli su kaynakları ile beslenme alanındaki soğuk su kaynakları ve sondajları, çeşmeler ve yüzey sularından yağışlı ve kurak dönemi yansıtacak şekilde 38 farklı su noktasından toplam 65 adet su örnekleme yapılmıştır. Çalışma alanındaki suların kimyasal analiz sonuçları AquaChem 3.7 (Calmbach 1997) ve PhreeqC (Parkhurst ve Appelo 1999) türleştirme programlarında değerlendirilerek suların kimyasal özellikleri, kabuklaşma türleri, rezervuar sıcaklıkları gibi parametreler belirlenmiştir. İnceleme alanı sularının kimyasal analiz sonuçları Tablo 5.4 ve 5.5’de verilmiştir. Sulardaki iyon ve elementlerin dağılımları şöyledir:

Kalsiyum (Ca⁺⁺): Kalsiyum canlıların yaşamında ve doğal sularda bulunan en önemli elementlerden biridir. Sularda bulunan kalsiyumun kaynağı; kalsit ve aragonit (CaCO₃), dolomit (CaMg-(CO₃)₂), jips (CaSO₄.2H₂O), anhidrit (CaSO₄), florit (CaF₂), plajyoklas (anortit-CaAl₂Si₂O₈), piroksen (diyopsit-CaMgSi₂O₆), amfibol (NaCa₂(Mg,Fe,Al)Si₈-O₂₂(OH)₂) gibi minerallerdir (Hounslow 1995). İnceleme alanındaki suların kalsiyum değerleri; termal sularda 72,3-369,9 mg/l, soğuk sondaj sularında 31,5-249,9 mg/l, kaynak sularında 8,8-1,6, mg/l, akarsu örneklerinde ise 45,2-139,5 mg/l’dir.

Magnezyum (Mg⁺²): Yeraltı sularında kalsiyumdan sonra en fazla bulunan katyondur ve toprak alkali elementlerdendir. Doğal sularda magnezyumun en büyük kaynağı sedimanter kayaçlardaki dolomit CaMg-(CO₃)₂ iken; magmatik kayaçlardaki olivin, mikalar, amfibol ve metamorfik kayaçlardaki piroksen, serpantin, talk ve tremolitler magnezyum kaynağı olan diğer minerallerdir. İnceleme alanındaki suların magnezyum değerleri; termal sularda 30,6-79,3 mg/l, soğuk sondaj sularında 7,5-75,1 mg/l, kaynak sularında 2,8-12,7 mg/l, akarsu örneklerinde ise 21,9-27,8 mg/l’dir.

Tablo 6.4: Temmuz döneminde analizi yapılan örneklerin kimyasal analiz sonuçları (mg/l).

TEMMUZ-2013	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	PO ₄	F	SiO ₂	Sr	Al	As	B	Ba	Fe	Li
H1A	363,9	75,9	533,0	56,4	156,5	905,7	1439,6	0,00	1,51	3,62	55,4	6,61	0,09	1,45	3,40	0,05	0,33	0,92
H4	367,0	79,3	484,9	50,5	134,9	851,7	1354,2	0,00	1,76	3,35	52,5	6,68	0,06	1,43	2,90	0,05	0,31	0,79
AÇ2	363,9	82,9	313,8	34,9	93,5	854,0	1098,0	0,00	1,17	2,90	45,2	6,50	0,06	1,15	1,86	0,05	0,53	0,51
HK1	369,9	78,7	524,2	54,9	151,1	896,6	1439,6	0,00	1,39	3,34	54,0	6,68	0,06	1,35	3,19	0,05	0,34	0,87
ÇB1	102,2	46,5	503,8	24,3	66,5	575,0	915,0	0,00	0,32	3,00	28,8	4,08	0,07	0,36	3,71	0,05	0,42	0,34
ÇB2	128,8	34,6	191,7	22,5	22,8	75,9	854,0	0,00	0,80	2,81	66,0	1,84	0,06	0,90	2,01	0,12	0,27	0,24
PZ1	192,9	43,4	319,1	41,8	56,8	181,5	1213,9	0,00	0,31	4,23	47,7	3,40	0,06	0,19	1,28	0,09	0,42	0,40
PZ2	164,0	40,5	164,9	21,8	32,9	104,9	866,2	0,00	0,22	2,42	31,3	3,38	0,06	0,06	0,65	0,09	0,27	0,20
KP1	78,6	33,4	10,6	3,0	7,6	156,2	231,8	0,00	0,12	3,31	19,8	1,61	0,09	0,01	0,10	0,07	0,06	0,02
MAL1	121,4	40,4	76,0	11,9	17,6	58,4	624,6	0,00	0,44	1,77	32,7	1,44	0,13	0,09	0,33	0,10	0,10	0,09
MAL2	51,4	31,4	39,6	9,7	9,0	27,0	327,4	0,58	0,39	0,09	68,4	0,82	0,05	0,02	0,14	0,03	0,03	0,04
AV1	243,1	75,1	56,2	4,7	24,3	587,2	445,3	0,00	0,11	1,15	24,1	5,92	0,06	0,01	0,79	0,05	0,15	0,15
AV2	105,1	35,3	79,9	6,8	16,2	156,9	449,0	3,46	0,22	1,19	32,7	3,52	0,07	0,01	0,71	0,06	0,02	0,14
AV3	66,3	35,0	71,7	10,2	14,3	118,5	366,0	0,00	0,23	0,85	62,7	1,76	0,08	0,01	0,63	0,33	0,10	0,17
AV4	69,3	24,0	60,0	9,1	10,9	95,3	363,6	0,00	0,44	0,82	59,4	1,67	0,06	0,03	0,60	0,13	0,09	0,18
ÇOB3	78,0	15,1	49,3	8,3	20,1	32,0	341,6	6,18	0,36	0,49	48,0	0,74	0,05	0,02	0,37	0,28	0,01	0,08
HKS	121,2	26,4	58,8	7,4	49,0	138,4	351,4	8,87	0,27	0,68	54,9	1,55	0,05	0,07	0,33	0,06	0,04	0,07
49758	95,4	24,4	12,3	2,9	13,1	95,4	263,5	21,12	0,13	0,26	14,4	0,63	0,05	0,01	0,01	0,08	0,02	0,02
HBSO	244,3	31,1	92,0	3,3	41,5	263,0	658,8	11,24	0,15	0,46	26,7	1,64	0,06	0,03	0,53	0,07	0,03	0,08
KOCA	42,9	11,4	16,1	4,0	9,6	10,5	181,8	8,60	0,18	0,72	40,5	0,44	0,06	0,01	0,10	0,15	0,01	0,01
KARA3	31,5	16,5	5,8	1,2	2,8	15,2	148,8	3,36	0,24	0,25	12,6	0,20	0,06	0,01	0,01	0,17	0,03	0,02
DSİ1	101,5	7,5	15,9	2,5	15,7	22,8	263,5	39,59	0,23	0,44	26,3	0,61	0,06	0,01	0,09	0,31	0,03	0,02
15020	84,6	14,9	31,5	2,4	6,4	139,3	205,0	4,66	0,18	0,31	18,5	0,96	0,07	0,01	0,03	0,11	0,03	0,03
BAHÇE	215,5	44,2	114,9	6,8	134,9	328,5	463,6	14,41	0,25	0,64	32,0	2,32	0,05	0,04	0,35	0,07	0,01	0,05
52319	69,8	12,0	43,6	3,7	21,9	46,9	244,0	34,27	0,27	0,77	44,7	0,79	0,05	0,01	0,35	0,08	0,03	0,03
21743	103,5	35,4	54,4	4,2	19,0	165,3	351,4	12,65	0,20	0,99	21,0	3,12	0,06	0,01	0,59	0,04	0,03	0,08
CUM	41,8	10,7	4,6	0,8	3,1	8,5	170,8	4,92	0,08	0,13	10,3	0,15	0,06	0,01	0,02	0,17	0,02	0,01
GER	73,8	5,7	9,6	1,0	9,0	10,9	189,1	46,16	0,07	0,37	15,3	0,39	0,06	0,01	0,05	0,35	0,02	0,02
NAZİK	88,2	4,4	3,9	0,9	5,0	7,6	256,2	9,27	0,15	0,24	15,7	0,33	0,05	0,01	0,00	0,20	0,01	0,01
HALİL	104,9	8,3	15,8	11,2	17,3	12,9	290,4	37,29	0,33	0,55	33,1	0,63	0,06	0,01	0,10	0,33	0,01	0,02
ÇEŞ	60,9	12,2	21,6	1,7	17,9	23,0	204,9	17,55	0,17	0,97	26,9	0,76	0,05	0,01	0,22	0,22	0,01	0,01
KARA-1	9,7	3,1	4,3	1,5	2,8	2,7	43,9	5,24	0,10	0,12	13,1	0,13	0,16	0,02	0,08	0,07	0,20	0,02
KARA-2	39,5	12,7	2,2	1,6	3,1	7,4	151,3	10,44	0,09	0,09	7,3	0,13	0,07	0,02	0,02	0,04	0,08	0,02
AKAR GİRİŞ	81,1	21,9	205,3	43,4	160,5	84,1	536,8	0,00	19,36	0,67	30,9	1,07	0,05	0,18	1,10	0,06	0,03	0,20
AKAR ÇIKIŞ	45,2	23,2	207,5	43,5	178,0	118,3	196,0	25,87	10,72	0,73	6,9	0,88	0,17	0,14	0,89	0,03	0,09	0,16

Tablo 6.5: Kasım döneminde analizi yapılan örneklerin kimyasal analiz sonuçları (mg/l).

KASIM -2013	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	PO ₄	F	SiO ₂	Sr	Al	As	B	Ba	Fe	Li
H1A	347,7	70,5	541,0	51,9	159,9	710,0	1512,8	100,8	0,30	2,8	48,4	4,57	0,04	1,60	3,58	0,06	0,32	1,05
H2A	336,8	73,3	414,0	40,1	140,4	932,0	1354,2	39,3	0,12	2,54	42,3	4,56	0,04	1,85	3,10	0,06	0,66	0,93
H4	353,8	74,2	442,7	42,1	145,7	950,0	1403,0	15,9	0,31	3,22	44,9	4,69	0,06	1,60	3,13	0,05	0,73	0,94
AÇ2	352,0	77,3	372,0	35,7	124,4	872,0	1281,0	43,3	0,40	2,42	45,7	4,69	0,04	1,61	2,75	0,06	0,30	0,79
HK1	339,4	74,3	467,4	44,1	158,1	1044,0	1390,8	36,7	0,3	2,38	41,8	4,67	0,03	1,92	3,50	0,06	0,22	1,07
ÇB1	92,7	39,9	471,5	19,4	58,8	512,0	902,8	0,0	0,0	3,28	20,9	2,39	0,08	0,25	4,31	0,05	0,07	0,44
ÇB2	123,1	32,4	186,0	21,5	21,6	104,0	890,6	7,1	0,48	2,38	59,1	2,38	0,01	0,63	2,35	0,14	0,05	0,31
PZ1	187,9	42,2	309,9	38,0	64,2	202,0	1146,8	2,7	0,02	3,48	40,8	2,22	0,04	0,24	1,55	0,10	0,53	0,54
PZ2	161,9	38,8	160,9	19,9	39,3	145,2	939,4	0,0	0,03	1,98	27,5	0,91	0,03	0,08	0,75	0,10	0,30	0,24
KP	72,3	30,7	6,1	1,8	7,4	142,0	222,0	8,4	0	3,02	18,6	1,50	0,06	0,01	0,14	0,08	0,02	0,03
MAL1	111,0	37,6	69,9	10,3	25,2	66,7	512,4	0,0	0,22	1,51	28,7	0,72	0,02	0,07	0,33	0,10	0,03	0,10
MAL2	49,5	29,0	34,0	8,4	11,0	42,7	341,6	9,3	0,13	0,15	68,2	0,48	0,02	0,01	0,15	0,03	0,05	0,04
AV1	146,0	43,8	35,1	3,2	18,1	304,0	414,8	0,9	0,11	0,85	16,9	3,10	0,00	0,00	0,56	0,04	0,03	0,12
AV4	79,8	28,8	63,2	8,3	18,1	136,4	402,6	12,8	0,33	0,52	52,7	1,43	0,02	0,00	0,62	0,19	0,06	0,24
ÇOB3	76,6	14,2	40,6	7,3	23,4	44,2	324,5	5,7	0,18	0,22	46,7	0,39	0,01	0,01	0,33	0,32	0,02	0,08
52514	94,5	18,1	7,6	2,1	12,8	109,8	253,8	17,2	0,02	0,1	11,5	0,14	0,01	0,00	0,02	0,09	0,05	0,02
HKS	103,2	22,6	45,2	5,6	60,6	111,0	336,7	0,4	0,22	0,42	50,5	0,70	0,03	0,06	0,36	0,06	0,02	0,08
49758	82,6	16,6	0,7	0,7	11,0	99,4	233,0	0,0	0	0,09	11,4	0,17	0,02	0,00	0,02	0,07	0,03	0,02
HBSO	249,9	31,8	93,8	2,7	48,2	282,5	713,7	10,2	0,09	0,19	24,3	1,00	0,14	0,02	0,58	0,08	0,02	0,10
KOCA	43,1	11,7	16,4	3,9	14,5	23,0	192,8	9,3	0,12	0,55	12,8	0,30	0,00	0,00	0,08	0,16	0,02	0,02
KARA	35,7	17,8	4,4	0,8	9,2	14,0	183,0	14,1	0,11	0,14	37,9	0,04	0,04	0,00	0,00	0,77	0,02	0,01
CUM	39,1	10,0	4,2	0,7	5,7	18,6	170,8	8,4	0,03	0,01	9,3	0,02	0,02	0,00	0,01	0,18	0,02	0,01
GER	71,5	5,3	2,5	0,2	11,0	22,7	201,3	10,2	0,03	0,18	14,3	0,10	0,02	0,00	0,05	0,37	0,03	0,02
NAZİK	87,7	4,3	3,5	0,9	5,7	3,0	262,3	8,8	0,02	0	14,1	0,04	0,01	0,00	0,01	0,22	0,01	0,01
HALİL	106,6	8,2	11,3	9,5	21,6	22,9	344,0	14,1	0,21	0,27	33,3	0,32	0,03	0,00	0,13	0,38	0,02	0,02
ÇEŞ	59,0	11,5	16,3	0,9	18,1	36,5	200,1	9,3	0	0,74	25,7	0,40	0,00	0,00	0,24	0,23	0,02	0,02
KARA-1	8,8	2,9	3,1	0,9	3,1	2,7	39,0	8,8	0,12	0	6,6	-0,03	0,02	0,00	0,00	0,07	0,16	0,01
KARA-2	39,9	12,6	1,8	1,1	7,4	8,0	168,4	26,1	0,01	0	11,7	-0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
AKAR GİRİŞ	108,3	23,1	277,0	37,9	252,0	119,6	702,7	9,7	1,80	0,68	31,3	0,52	0,09	0,26	4,71	0,15	0,26	0,57
AKAR ÇIKIŞ	139,5	27,8	243,8	34,6	221,9	72,8	878,4	4,9	0	0	30,7	0,54	0,07	0,22	6,27	0,17	0,15	0,50

Sodyum (Na⁺): Sodyum jeotermal akışkanın ana katyonudur ve konsantrasyonu maksimum 2000 mg/l'dir. Sodyum (Na⁺) ve potasyum (K⁺) konsantrasyonu mineral-akışkan dengesine bağlı olarak sıcaklık ile kontrol edilir (Nicholson 1993). Sodyum klorürün tabiattaki bolluğu ve suda kolay çözünmesi sulardaki sodyumun başlıca kaynağıdır. Yeraltı sularının sodyum içeriği; temel kayadan Na-plajioloklasın ayrışması, kil minerallerinin yapısında bulunan Ca ve Na iyonlarının yer değiştirmesi gibi etkilere bağlıdır. Sodyum tansiyonu yükselten bir element olduğu için, yüksek tansiyon rahatsızlığı olanların az sodyumlu suları tüketmesi önerilmektedir. Sulardaki yüksek sodyum miktarı toprağın yüzeyinde sert bir kabuk oluşmasına neden olarak bitki köklerinin hava almasını engeller (Garrels 1967; Akgiray 2003; Soyaslan 2004). Soğuk su örneklerinde sodyum değeri en düşük 1,8 mg/l (KARA2), en yüksek ise 114,9 mg/l (BAHÇE), sıcak su örneklerinde en düşük 10,6 mg/l (KP), en yüksek 541 mg/l (H1A) olarak ölçülmüştür. Akarsu örneklerinin sodyum değerleri 207,5-277 mg/l civarındadır.

Potasyum (K⁺): Potasyum iyonu da jeotermal akışkandaki major katyondur. Yeraltı sularının potasyum içeriği K-feldspat (KAlSi₃O₈) ve mika (KAl₂(AlSi₃)O₁₀(OH)₂) minerallerinden kaynaklanır. Potasyum ve sodyum yer kabuğunda yaklaşık olarak eşit miktarda bulunurken; magmatik kayalarda sodyum, çökel kayalarda ise potasyum egemendir (Nicholson 1993). Ancak jeotermal sularda potasyum sodyuma göre daha düşük seviyelerde bulunur (1/10 kadar). Na⁺/K⁺ oranı yüksek sıcaklıklı zonlar için iyi bir yol göstericidir. Düşük Na⁺/K⁺ (~<15) yüzeye hızlı ulaşan suları belirtir. Bu durum yüksek akışa sahip yapılarla veya daha geçirgen zonlarla ilgilidir. Na⁺/K⁺ oranının yüksek olması yanıl akışın, yüzeye yakın reaksiyonların varlığının ve kondüktif soğumanın göstergesidir (Nicholson 1993). Soğuk su örneklerinde potasyum değeri en düşük 0,2 mg/l (GER1), en yüksek ise 11,9 mg/l (MAL1), sıcak su örneklerinde en düşük 0,2 mg/l (KP1) ve en yüksek 56,4 mg/l (H1A) olarak ölçülmüştür. İnceleme alanında yer alan sıcak su örneklerinin (CB1 nolu örnek hariç) Na/K değerleri 3,53 ile 9,60 arasında değişmekte olup bu suların yüzeye hızlı ulaştıkları söylenebilir.

Karbonat ve Bikarbonat (CO₃²⁻ ve HCO₃⁻): Sıcak akışkanlardaki karbonat ve bikarbonat iyonlarının çoğu, atmosfer ve topraktaki karbondioksitten ve karbonatlı kütlelerin erimesinden oluşmaktadır. Sıcak akışkanlardaki bikarbonat miktarı genel

olarak 10-2000 mg/l sınırları arasında değişmektedir. Derin kökenli akışkanlarda toplam çözülmüş karbonat konsantrasyonu (HCO_3^- , H_2CO_3^* , CO_3^{2-} veya CO_2), karbondioksit kısmi basıncı ve çözeltinin pH değerine bağlıdır (Nicholson 1993). pH yaklaşık 6-10 arasında ise, çözeltide HCO_3^- baskındır. Daha düşük pH değerlerinde, ortamda karbonik asit (H_2CO_3), daha alkali sulara ise CO_3^{2-} baskın iyonudur. Genel olarak Ca-Mg- HCO_3 bileşimli sular dolomitlerle, Ca- HCO_3 tipli sular kireçtaşları ile suların etkileşimini gösterir (Nicholson 1993; Hounslow 1995, Mazor 2004). İnceleme alanından alınan soğuk su örneklerinin HCO_3 değerleri en düşük 39 mg/l (KARA1), en yüksek 713,7 (HBSO), sıcak sulara ise en düşük 222 mg/l (KP1), en yüksek ise 1512,8 (H1A) olarak ölçülmüştür. Akar Giriş ve Akar Çıkış örneklerinin HCO_3 değerleri sırasıyla 196 ve 878,4 mg/l arasındadır.

Klorür (Cl^-) ve Bor (B^{+3}): Sıcak akışkanlardaki jeotermal kaynaklarda yüksek klorür konsantrasyonları doğrudan derin bir rezervuar kayaçtan beslenmeye işaret eder (Nicholson 1993). Bu durumda soğuma ya da soğuk su ile karışım en alt düzeyde olmalıdır. Yağmur suyunda klorür miktarı 1-10 mg/l, deniz suyunda 20.000 mg/l ve yeraltı sularında ise en yüksek 200 mg/l'dir. Genel olarak yeraltı sularındaki klorür miktarı yağışlı bölgelerde az, kurak bölgelerde fazladır (Hounslow 1995). Çalışma alanında yer alan soğuk su noktalarında klorür miktarları en düşük 2,82 mg/l (KARA1, KARA3), en yüksek 134,9 mg/l (BAHCE), sıcak sulara ise en düşük 7,4 mg/l (KP) ve en yüksek 159,9 mg/l (H1A) olarak ölçülmüştür.

Bor jeotermal akışkan içerisindeki halini sistemin ilk oluşum aşamalarında aldığından; jeotermal akışkanın bor içeriği sistemin karakteristikleri hakkında önemli bilgiler verir. Bor ve klorürün jeotermal sulardaki yüksek çözünürlüğü özellikle yüksek sıcaklıktaki ($>100^\circ\text{C}$) jeotermal akışkanlarda bu elementlerin bileşik yaparak ikincil mineral oluşmasını engeller (Ellis and Mahon 1964; Ellis and Mahon 1967). Daha düşük sıcaklıklarda ($<100^\circ\text{C}$) absorpsiyon yoluyla klorürün yapısına katılabilir (Harder 1970; Keren and Mezuman 1981; Seyfried et al. 1984; Palmer et al. 1987). Jeotermal sistemlerde B^{+3} ve Cl^- genellikle suların kökeni ve sistemler içinde farklı rezervuarlar arasındaki karışımı belirlemek amacıyla kullanılır (Truesdell 1976; Arnorsson 1985). Bölgede yer alan sıcak suların bor içerikleri 0,110-3,397 mg/l arasında değişmektedir.

Sülfat (SO₄²⁻): Kükürt indirgenmemiş halde metal sülfürleri olarak magmatik ve sedimanter kayalarda yaygın olarak bulunur. Sülfür mineralleri suyla temas ederek bozdukları zaman oksitlenerek sülfat iyonları oluşur ve bu iyonlar suya geçer (Hem 1985). Doğal sulardaki sülfatın başlıca kaynakları sedimanter kayalar (özellikle jips, anhidrit, şeyl), magmatik kayalar ve organik maddelerdir. Bu doğal kaynaklar dışında deri, selüloz, tekstil, sülfirik asit, metalürji endüstrisi atık suları, evsel atıklar, asit yağmuru ve kükürt içeren maden sahalarının drenaj suları da yüzey ve yeraltı sularındaki sülfat miktarını arttıran kaynaklardır (Eisen ve Anderson 1979; McNeely et al. 1979; Hem 1985). Yapılan analizler sonucunda soğuk sulardan en düşük sülfat değeri 2,7 mg/l (KARA1), en yüksek 587,2 mg/l (AV1), sıcak sularda en düşük 75,9 mg/l (CB2), en yüksek 1044 mg/l (HK1) olarak belirlenmiştir.

Florür (F⁻): Sularda florürün kaynağı florit, apatit, mika ve amfibol gibi minerallerdir. Genellikle anyon değişimi sonucunda killerin adsorpsiyonu ile oluşur. Alkalin sular genel olarak yüksek F⁻ içerir. Deniz sularının F⁻ içeriği <1 mg/l'dir (Hem 1992). Jeotermal akışkanlarda F⁻ içeriği genellikle 10 mg/l'den düşüktür. CO₂ basıncı yüksek ise kalsiyum ortamda bulunan F⁻ ile bileşik oluşturur. Yüksek F⁻ konsantrasyonu ortamda düşük kalsiyuma işaret eder ve sedimanter kayalara nazaran, riyolit, pomza ve obsidiyen gibi volkanik kayaların su-kayaç etkileşimindeki önemini gösterir (Mahon 1966). İnceleme alanında yer alan soğuk su örneklerinde flor değeri en düşük 0,0 mg/l (CUM1), en yüksek 1,8 mg/l (MAL1), sıcak sulardan ise en düşük 0,7 mg/l (CB1) ve en yüksek 4,2 mg/l (PZ1) olarak ölçülmüştür.

Nitrat (NO₃⁻): Yüzey ve yeraltı sularındaki nitratın başlıca kaynakları, bozunan bitkisel ve hayvansal atıklar, endüstriyel atık sular, tarımda kullanılan gübreler, sulamadan dönen sular ve atmosferik azotun yağışlarla yıkanmasıdır (Hem 1985). Sularda 5-10 mg/l'nin üzerinde nitratın bulunması bu suyun dışarıdan kirletildiğini gösterir. (Uslu ve Türkman 1987; McNeely et al. 1979; Bouchard et al. 1992; Aiuppa et al. 2003). İncelenen soğuk su örneklerinin nitrat değerleri en düşük 0 mg/l, en yüksek 46,2 mg/l (GER1), sıcak suların değerleri ise 0-108,8 (H1A) mg/l olarak ölçülmüştür. Akarsu örneklerinde nitrat değerleri 0-25,9 mg/l olarak bulunmuştur.

Nitrit (NO₂⁻): Nitrit sularda düşük miktarlarda bulunan bir azot bileşiğidir. Organik azotun bakteriler tarafından tamamen oksitlenememesi sonucu ortaya çıkar. Suda nitritin bulunuşu, organik kirlenme tarafından etkilenmiş aktif biyolojik

süreçlerin varlığını gösterir (McNeely ve diğ. 1979). Nitrit iyonu sulara oldukça yaygın olarak görülür, fakat nitrata oranla oldukça düşük miktardadır. Genel olarak yeraltı sularında azot olarak 0.1 mg/l'den fazla nitrit bulunmaz (Erguvanlı ve Yüzer 1987; Yalçın ve diğ. 2004). Yapılan analizler sonucu sıcak ve soğuk su örneklerinde nitrit tespit edilememiş olup, Akarçay'dan alınan giriş örneğinde 12,0 mg/l, çıkış örneğinde 9.09 mg/l nitrit içeriği belirlenmiştir.

Fosfat (PO₄⁻³): Yeraltı sularında fosforun ana kimyasal bileşeni PO₄⁻³ iyonudur. Fosfor, magmatik kayalarda oldukça yaygın olarak bulunan bir elementtir. Bu kayalarda esas olarak apatit minerali olarak bulunur. Yüzey ve yeraltı sularındaki fosfat, kayalardan ve topraktan, bozunan bitkisel ve hayvansal atıklardan, evsel ve endüstriyel atıklardan, tarımda kullanılan gübrelerden, sulamadan dönen atık suların kaynaklarıdır. (Matthes 1982; Hem 1985; Aiuppa et al. 2003). İnceleme alanındaki soğuk su örneklerinde en düşük 0,0 ile en yüksek 0,4 mg/l (MAL1-COB3), sıcak sulara ise 0,3-1,8 mg/l olarak belirlenmiştir.

Demir (Fe⁺²): Demir, magmatik kayalardaki piroksen, amfibol, biyotit, magnetit, olivin gibi minerallerde bulunur. Bazı sedimanter akiferlerde farklı derinliklerde bulunan sular ya doğal olarak, ya da yeraltı suyunda demir minerallerinin çözünmesi veya çökmesi sebebiyle Fe içermektedir (Hem 1985). Yeraltı sularının çözülmüş demir içeriği, <0,01-10 ppm arasında değişir (White et al. 1963; Wedepohl 1978). Demir 0,1 mg/l'den fazla olursa hissedilir bir "metal tadına" sebep olabilir (Akgiray 2003). Analiz sonuçlarına göre soğuk sulara demir içeriği 0,013-0,163 mg/l, sıcak sulara ise 0,015-0,984 mg/l arasında değişmektedir.

Alüminyum (Al⁺³): Alüminyum, yeryuvarının dış kabuğunda en çok bulunan üçüncü element olmasına karşın doğal sulara çok az miktarda bulunur. Alüminyum kaynağı feldspat, feldspatoid, mika ve amfibol gibi magmatik kayaç mineralleri ve kil grubu mineralleridir (Hem 1992). İnceleme alanındaki soğuk suların alüminyum değerleri 0,0-0,156 mg/l, sıcak suların ise 0,012-0,1 mg/l arasında değişmektedir.

Silisyum (Si⁺⁴): Silisyum yerkabuğunda bol bulunan bir element olmasına karşın suda çok zor çözünür. Doğal sulara silika (SiO₂) genel olarak 1-30 mg/l arasında değişen konsantrasyonlarda bulunur (Hem 1992). Çalışma alanındaki soğuk sular 7,26-62,6 mg/l, sıcak sular ise 7,3-68,4 mg/l değerleri arasında SiO₂ içermektedir.

Stronsiyum (Sr⁺²): Stronsiyumun kaynağı strontianit (SrCO₃), sölestin (SrSO₄) ve aragonit (CaCO₃)'dir. Aragonitteki Ca iyonu Sr iyonu ile yer değiştirir. Deniz suyunda 8 mg/l kadar Sr bulunur (Hounslow 1995). İnceleme alanındaki soğuk sulara stronsiyum içeriği 0,0-5,9 mg/l, sıcak sulara ise 1,9-16,2 mg/l olarak belirlenmiştir.

Lityum (Li⁺): Lityum (Li) ikincil etkilerden çok zor etkilendiğinden dolayı jeotermal sulara izleyici bir elementtir. Jeotermal su içinde çözüldükten sonra diğer elementlerle kolayca bileşik yapmaması nedeniyle su içinde orijinal halinde kalır. Lityum taşıyan mineraller lityumla magnezyumun yer değiştirdiği bazı piroksen ve mikalardır. Lityum içeriği sıcaklığın artmasıyla artabilir. Aynı şartlarda ise magnezyum azalır. Bu nedenle Li/Mg oranı jeokimyasal termometre olarak kullanılır (Kharaka ve Mariner 1987). Yapılan son çalışmalar lityumun illit ve diğer killer tarafından adsorbe edildiğini göstermektedir (Shaw ve Sturchio 1992). Soğuk suların lityum değerleri 0,011-0,236 mg/l, sıcak suların ise 0,026-1,05 mg/l arasındadır.

Arsenik (As): Arsenik pirit, arsenopirit, demir ve fosfatlı kayaların oksidasyonu sonucu sıcak sulara kolayca geçebilmektedir. Derin jeotermal sistemlerde arsenik çoğunlukla As⁺³ (arsenit) formunda bulunurken, bu form jeotermal suyun atmosferik oksijen ile reaksiyonu sonucu As⁺⁵ (arsenat)'e geçiş göstermektedir (Brown 1995). Bölgedeki soğuk suların arsenik değerleri 0,0-0,1 mg/l, sıcak suların arsenik değerleri 0,0-1,6 mg/l arasında değişim göstermektedir.

6.2 Hidrojeokimyasal Sınıflandırma

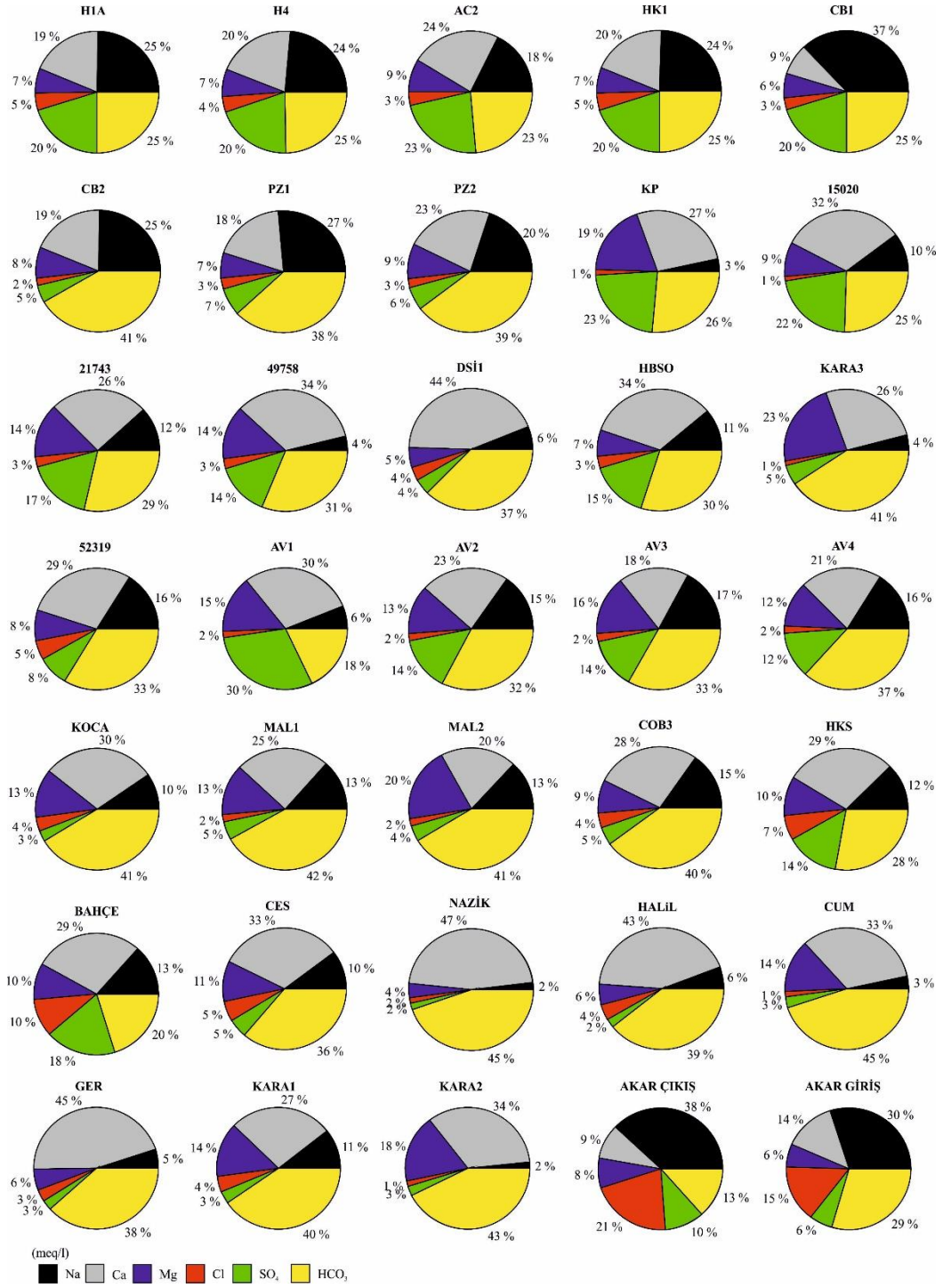
6.2.1 Suların Hidrojeokimyasal Fasiyes Kavramına Göre Sınıflaması

Back (1966) tarafından geliştirilen ve mek/l cinsinden %50 den fazla olan iyonlar (anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere) dikkate alınarak yapılan hidrokiyusal fasiyes adlandırması su sınıflamasında yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu sınıflamada eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH) raporunda belirtilen sınıflamada ise mek/l cinsinden olmak üzere suda %20' den fazla çözülmüş bulunan

anyonlar (anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı ve önce katyonlar sonra anyonlar yazılmak üzere) su tipini belirtmektedir (IAH 1979; Başkan ve Canik 1983). İnceleme alanındaki suların hidrokimyasal fasiyes kavramına göre sınıflamasında Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH) sınıflaması dikkate alınmıştır. Ayrıca majör anyon ve katyon değerlerinin dönemsel ve örnekler arası değişiminin görülebilmesi için Pie diyagramı kullanılmış (Şekil 5.41, 5.42) ve su sınıfları Tablo 5.6'da verilmiştir.

Tablo 6.6: Analizi yapılan örneklerin kimyasal sınıfları.

Örnek Kodu	TEMMUZ	KASIM
H1A	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄
H2A	-----	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄
AC2	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃
H4	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄
HK1	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄	Na-Ca-HCO ₃ -SO ₄
CB1	Na-Ca-HCO ₃	Na-Ca-HCO ₃
CB2	Na-Ca-HCO ₃	Na-HCO ₃ -SO ₄
PZ1	Na-Ca-HCO ₃	Na-Ca-HCO ₃
PZ2	Ca-Na-HCO ₃	Ca-Na-HCO ₃
KP1	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
AV1	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AV2	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄	-----
AV3	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄	-----
AV4	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄
HBSO	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄
HKS	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄
MAL1	Ca-Mg-Na-HCO ₃	Ca-Mg-Na-HCO ₃
MAL2	Mg-Ca-Na-HCO ₃	Ca-Mg-Na-HCO ₃
COB3	Ca-Na-HCO ₃	Ca-Na-HCO ₃
KARA3	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
KOCA	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
49758	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
52514	-----	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
21743	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -SO ₄	-----
52319	Ca-Na-HCO ₃	-----
DSİ-1	Ca-HCO ₃	-----
15020	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	-----
BAHCE-1	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄	-----
CES	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
CUM	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
GER	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
HALİL	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
NAZİK	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
KARA1	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
KARA2	Ca-Mg-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
AKAR CIKIŞ	Na-Cl-HCO ₃	Na-Ca-HCO ₃ -Cl
AKAR GİRİŞ	Na-Ca-HCO ₃ -Cl	Na-Ca-HCO ₃ -Cl

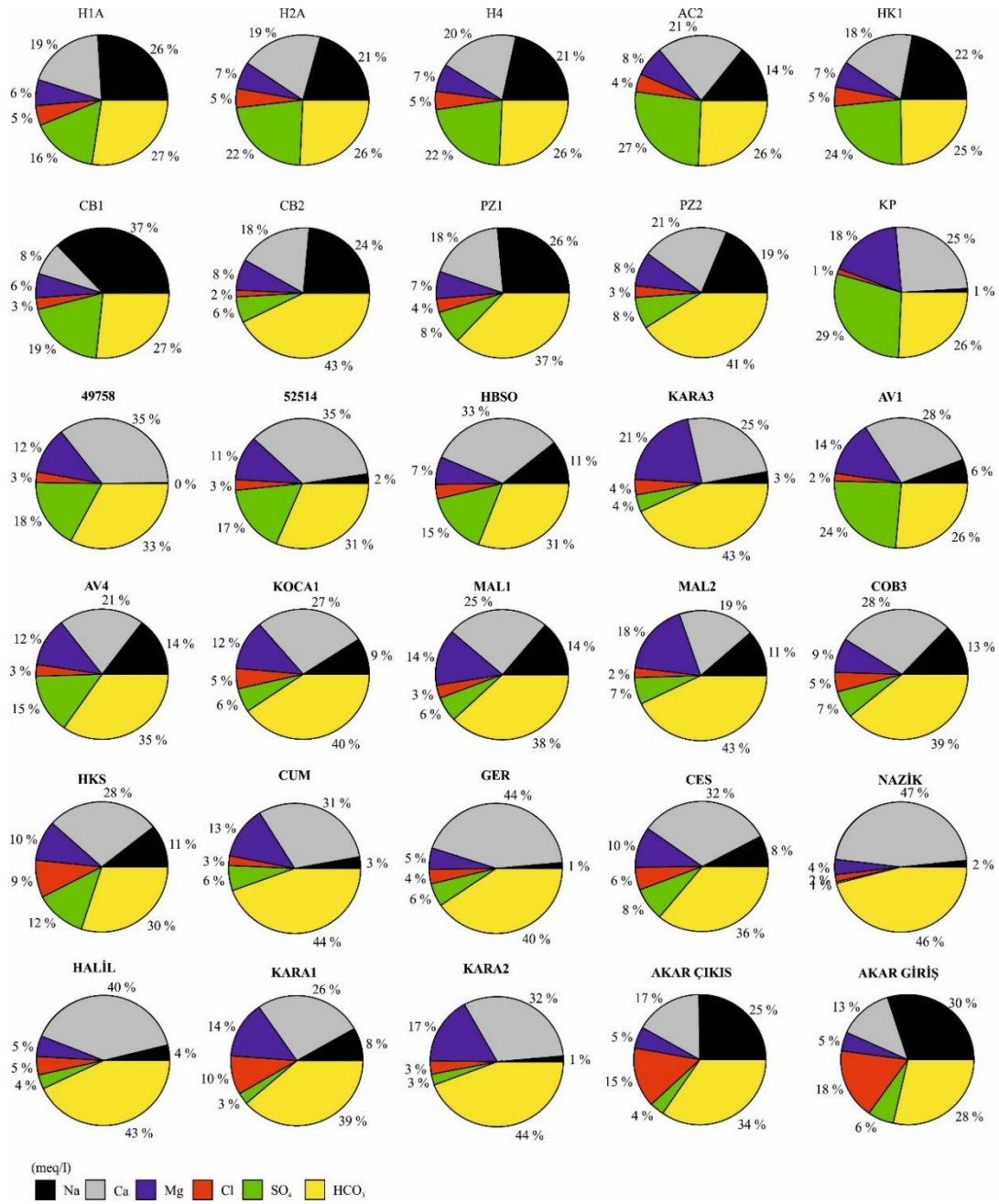


Şekil 6.41: Temmuz döneminde analizi yapılan örneklerin pie diyagramları.

6.2.2 Suların Piper Sınıflaması

Piper (1944) tarafından oluşturulan ve iyonların topluca tek bir diyagramda görüntüleme kolaylığı açısından hidrojeolojide oldukça sık kullanılan Piper

diyagramı; anyon ve katyonların (% meq/l cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir dörtgenden oluşmaktadır.



Şekil 6.42: Kasım döneminde analizi yapılan örneklerin pie diyagramları.

Üçgen diyagramlar suların fasiyes tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır.

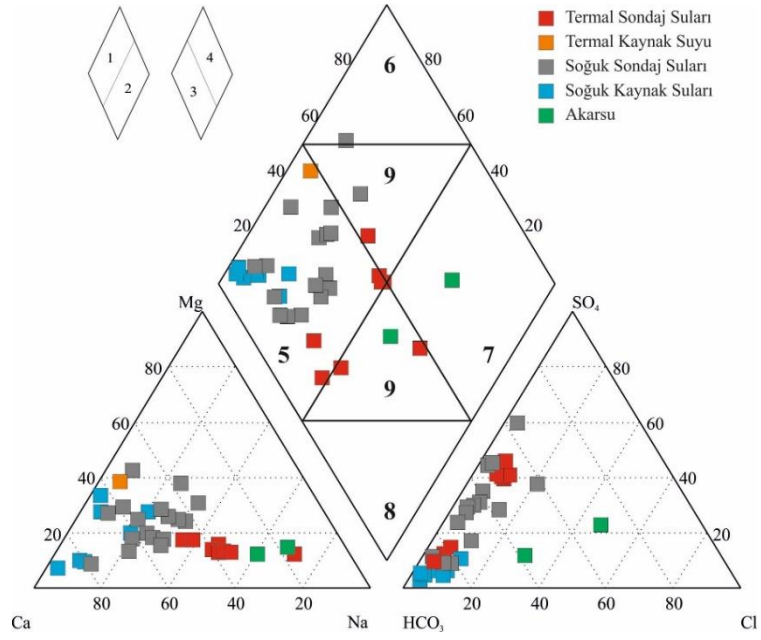
Heybeli jeotermal sahası ve yakın çevresinden örneklenen suların Piper diyagramındaki konumu Şekil 5.43 ve 5.44'de gösterilmiştir. Piper diyagramında soğuk su kaynaklarından alınan örneklerin tamamının, sıcak su sondaj örneklerinin ise

birkaç tanesi haricindeki büyük çoğunluğunun aynı bölgede toplanmış olması bu suların kendi içlerinde aynı kökene sahip olduklarının bir işaretidir. Soğuk sondaj suları ise sıcak sularla karışım ya da derinliklerine bağlı olarak Na ve SO₄ bakımından zenginleşmektedir. Genel olarak bakıldığında, sıcak su kaynaklarının Na-Ca-HCO₃ tipli sular, soğuk su kaynakları ise genel olarak Ca-HCO₃ tipi sular sınıfına girmektedirler. Bölgede düşük sıcaklık ve düşük iyonik içeriğe sahip soğuk su kaynaklarından soğuk yeraltı sondajlarına ve soğuk yeraltı sondajlarından sıcak su sondajlarına geçildikçe iyon miktarında belirgin bir artış meydana geldiği görülmektedir.

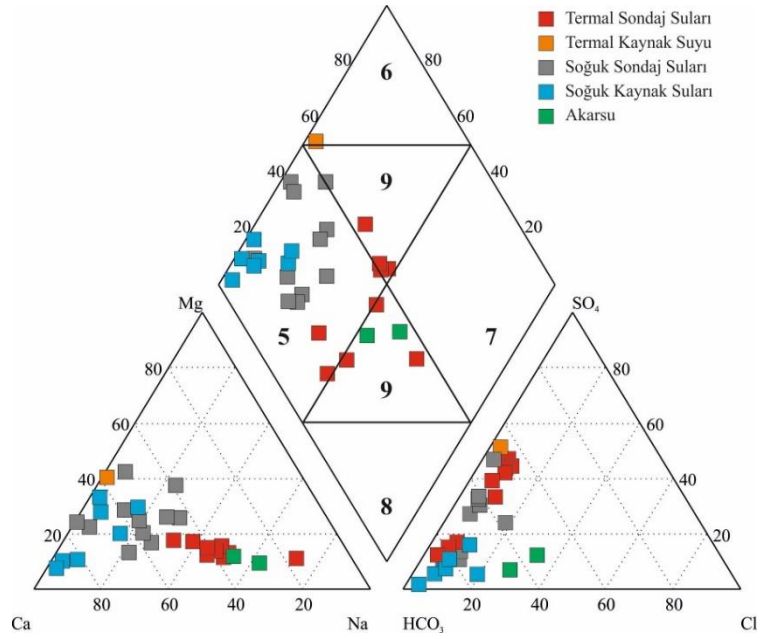
Üçgenler üzerindeki iki örnek noktasından merkezdeki dörtgene doğru uzatılan çizgilerin kesişim noktası, majör iyon bileşimini yüzde cinsinden ifade eden noktayı verir. Bu dörtgen dokuz ayrı bölüme ayrılmıştır.

1. Alkali toprak elementler (Ca + Mg) > Alkali elementler (Na + K)
2. (Ca + Mg) < (Na + K)
3. Zayıf asit kökleri (CO₃ + HCO₃) > Güçlü asit kökleri (Cl + SO₄)
4. (Cl + SO₄) < (CO₃ + HCO₃)
5. Karbonat sertliği % 50 'den fazla olan sular
6. Karbonat olmayan sertliği % 50'den fazla olan sular
7. Karbonat olmayan alkalinitesi % 50'den fazla olan sular deniz ve çok acı sular
8. Karbonat alkaliler % 50'den fazla olan sular (aşırı yumuşak sular)
9. İyonların hiçbiri % 50'yi geçmeyen karışık sular

Örneklerin dörtgen diyagram içerisindeki dağılımlarına bakıldığında, örneklerin büyük bir çoğunluğunun 1 ve 3 nolu alanda (Ca+Mg) > (Na+K) ve (CO₃+HCO₃) > (Cl+SO₄) yer aldığı, termal su örneklerinin 2 ve 4 nolu alana doğru yönlendiği (Ca+Mg) < (Na + K) ve (CO₃+HCO₃) < (Cl+SO₄) ve akarsu örneklerinin 2 ve 4 numaralı alanda yer aldığı görülmektedir. Yine aynı diyagramda soğuk sondaj ve kaynak suları ile termal kaynak suyu örneği 5 nolu alanda (Karbonat sertliği % 50'den fazla) yer alırken, termal su örnekleri 9 nolu alanda (iyonların hiçbiri % 50'yi geçmeyen karışık sular) yer almaktadır. Akarsu örnekleri ise 9 ve 7 numaralı alanlarda yer almaktadır.



Şekil 6.43: Su örneklerinin Piper diyagramındaki konumu (Temmuz).



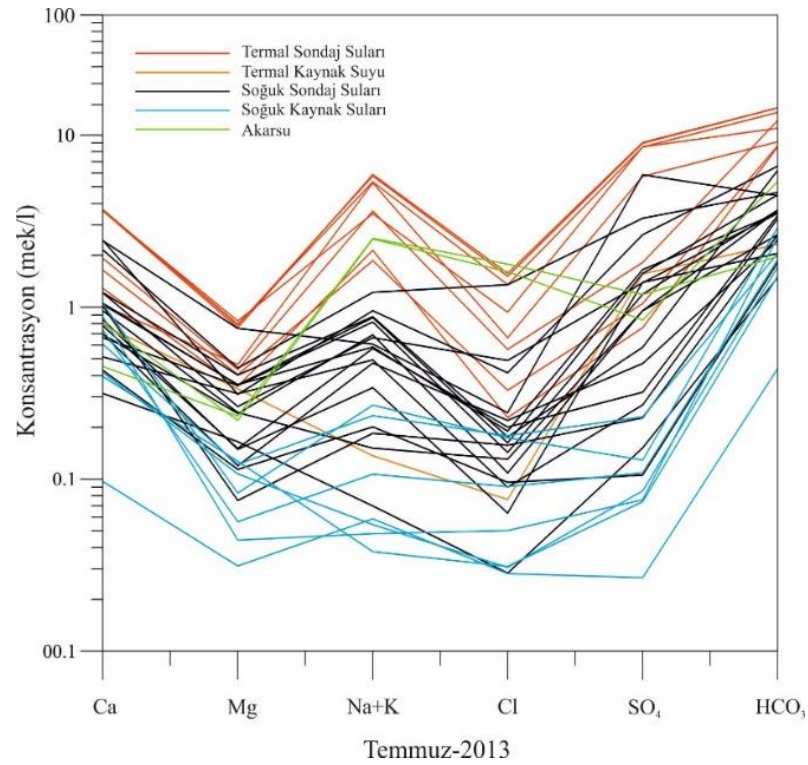
Şekil 6.44: Su örneklerinin Piper diyagramındaki konumu (Kasım).

6.2.3 Schoeller Sınıflandırması

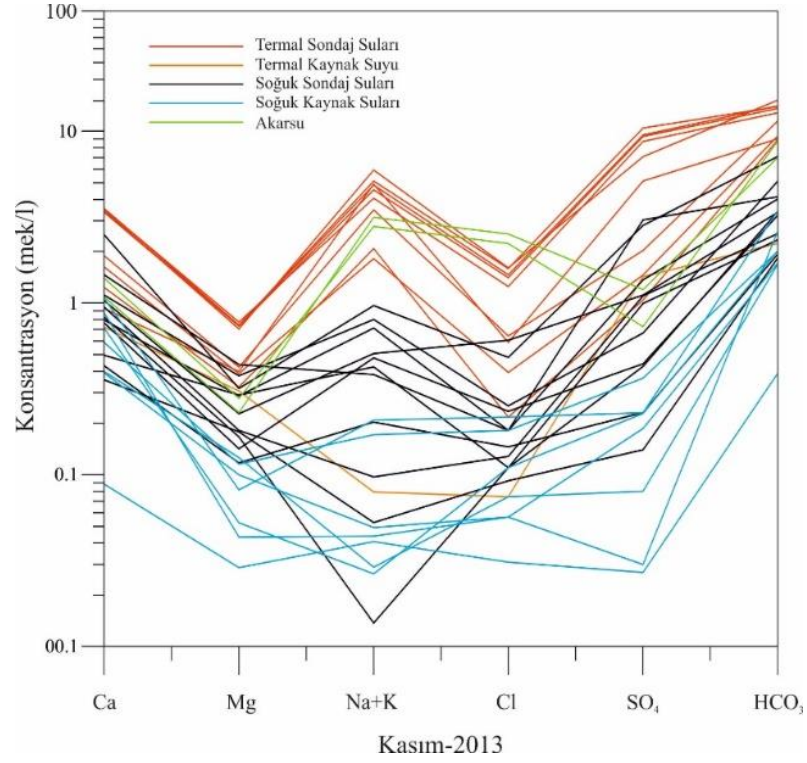
Schoeller (1955) anyon ve katyon konsantrasyonlarını göstermek için yarı logaritmik diyagram kullanmayı önermiş ve suları; klorür, sülfat ve bikarbonat miktarlarına göre sınıflamıştır. Bu sınıflamaya göre; H1A, H2A, AC2, H4, HK1,

CB1, CB2 kodlu örnekler olağan klorürlü ($rCl < 15$), oligosülfatlı ($rSO_4 = 6-24$), hiperkarbonatlı ($rHCO_3 > 7$), PZ1, PZ2 kodlu örnekler olağan klorürlü ($rCl < 15$), olağan sülfatlı ($rSO_4 < 6$), hiperkarbonatlı ($rHCO_3 > 7$), KP kodlu örnek ise olağan klorürlü ($rCl < 15$), olağan sülfatlı ($rSO_4 < 6$), olağan karbonatlı ($rHCO_3 = 2-7$) sular sınıfına girmektedir. Soğuk sondaj suları genel olarak olağan klorürlü, olağan sülfatlı, olağan karbonatlı sular sınıfına girmekteyken, HBSO ve MAL1 kodlu örnekler olağan klorürlü, olağan sülfatlı, hiperkarbonatlı sular sınıfında yer almaktadır. Soğuk kaynak suyu örnekleri olağan klorürlü, olağan sülfatlı, olağan karbonatlı ve akarsu örnekleri olağan klorürlü, olağan sülfatlı, hiperkarbonatlı sular sınıfında yer alır.

Schoeller diyagramı incelendiğinde; bölgedeki sıcak su kaynaklarının benzer kökenlere sahip oldukları, yüksek Na+K ve SO_4 derişimleri ile soğuk su kaynaklarından belirgin bir şekilde ayrıldıkları görülmektedir. Örneklerin alındığı sondaj derinlikleri ve sıcaklık arttıkça iyon derişimi artmaktadır. Sıcak sulardan soğuk sondaj sularına ve soğuk kaynak sularına geçildikçe çözünmüş madde konsantrasyonları birbirleri ile uyumlu olarak azalmaktadır. KP1 kodlu sıcak su kaynağından alınan örnek, soğuk kaynak suları ile soğuk sondaj suları arasında değerler sunmaktadır (Şekil 5.45, 5.46).



Şekil 6.45: Su örneklerinin Schoeller diyagramındaki konumu (Temmuz).



Şekil 6.46: Su örneklerinin Schoeller diyagramındaki konumu (Kasım).

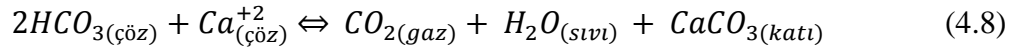
6.3 Suların Doygunluk İndeksleri

Jeotermal akışkanlar, kullanımları sırasında termodinamik davranışları nedeniyle kabuklaşma ve korozyon sorunlarına neden olan çözülmüş gaz ve katı maddeler içermektedir. Kabuklaşma, jeotermal kaynaklardan yararlanma sırasında oluşan en önemli sorunlardan birisidir. Genelde termal suların üretim ve kullanımlarında kimyasal bileşimlerine göre; silikat kabuklaşmaları, karbonat kabuklaşmaları ve sülfat kabuklaşmaları ile karşılaşılır.

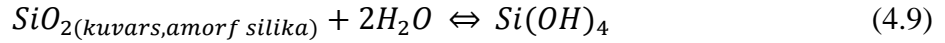
Dünyadaki pek çok jeotermal sistemde esas kabuklaşma mineralleri kalsit ve amorf silistir (Arnorsson, 1989; Armannsson, 1989; Kristmannsdottir, 1989). Heybeli jeotermal sahasında karşılaşılan kabuklaşma tipi de çoğunlukla karbonat kabuklaşmasıdır.

Kalsiyum karbonat kabuklaşmasını açıklamak için sudaki karbonat bileşenlerinin davranışlarının bilinmesi gerekir. Karbonat çözünürlüğü; sıcaklık ile ters, karbondioksit gazının kısmi basıncı ile doğru orantılıdır. Kalsiyum karbonatın akışkan içindeki çözünürlüğü azalan sıcaklık ile artar ve düşük sıcaklıkta daha çok

karbonat çözülür. Çoğu jeotermal akışkanın pH'ı karbondioksit basıncı ile kontrol edilir. Karbondioksit asidik bir gaz olduğundan, ortamdan CO₂ çıkışı akışkanın pH'ının artmasına, akışkanın bazik hale geçmesine ve çözeltilerdeki karbonat iyonlarının derişiminin artmasına neden olarak çökelmeyi artırır (Freeze ve Cherry 1979; Nicholson 1993). Kalsiyum karbonat polimorfik bir mineral olup, yaygın bulunan üç polimorfu kalsit, aragonit ve vaterit olup bu minerallerin çözünme-çökme davranışları aşağıdaki eşitlik ile açıklanabilir;



Silis kabuklaşması jeotermal santrallerin en önemli sorunudur. Silis çökmesi başlıca pH, sıcaklık, silika konsantrasyonuna ve diğer minerallerin ve tuzların etkisine bağlıdır. Jeotermal sularda silis genellikle 700 ppm den azdır, çünkü silis çözünürlüğü 340°C' de 770 ppm de maksimum noktaya ulaşır ve daha sonraki sıcaklıklarda azalır (Nicholson 1993). Silika kuvars, kalsedon, kristobalit ve amorf silika formlarındadır. Her birinin sudaki çözünürlüğü farklıdır. Rezervuarda, yüksek sıcaklıkta amorf silika veya kuvarsla dengede olan jeotermal akışkandaki silika, monosilik asit formundadır (Nicholson 1993).



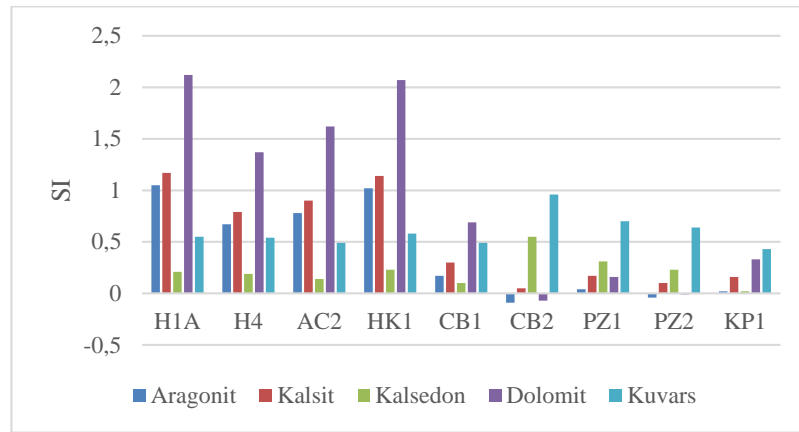
Atmosfer koşullarında buharlaşan jeotermal akışkandaki silis genellikle amorf silis olarak aşırı doymun hale gelir ve koloidal, jel, iğneli veya opal silika olarak çökler. Silis çökelleri mekanik ve kimyasal (HF vs.) uygulamalarla giderilmektedir.

Denge sabitleri kullanılarak hesaplanan doymunluk indeksleri (SI), mineral çözünme ve çökme ilişkilerini anlamada faydalı bir yöntemdir. Doymunluk indeksi (SI); (Q) çözelti sıcaklık ve basıncında, çözülmüş bileşenlerin analiz edilmesiyle hesaplanan derişim ve (K) termodinamik yollarla hesaplanan (Gibbs enerjisi) veya laboratuvarında belirlenmiş denge sabitlerinin logaritması olmak üzere;

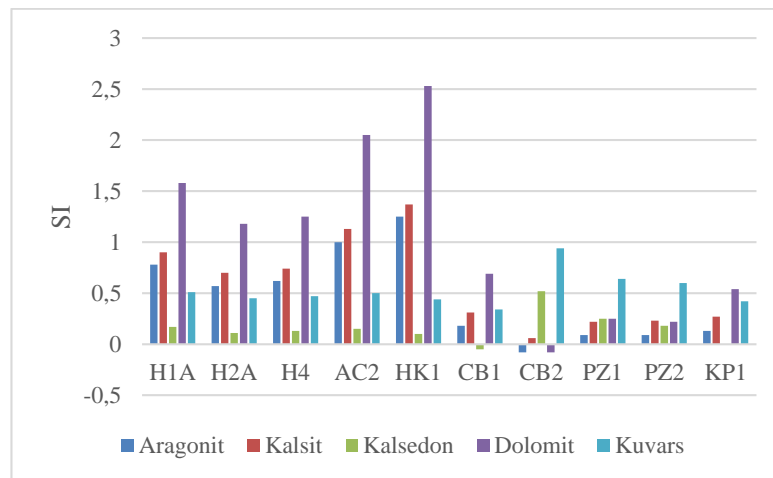
$$SI = \frac{\log Q}{\log K} \quad (4.9)$$

SI>0 ise çözeltilinin o mineralce doymun ve çökelme eğiliminde olduğu, SI<0 ise çözeltilini o minerali çözme eğiliminde olduğu, SI=0 veya sıfıra yakın bir değer ise, o mineralle dengede olduğu anlaşılmaktadır. Suların mineral doymunluk durumları; bu suların üretimi ve iletimi aşamasında oluşabilecek kabuklaşma ve korozyon problemlerinin önceden tahmin edilebilmesi için açısından oldukça önemlidir.

Bu çalışma kapsamında Temmuz ve Kasım 2013 döneminde analizi yapılan her bir su noktasına ait mineral doymunluk değerleri PhreeqC (Parkhurst ve Alpelö 1999) programı yardımıyla hesaplanmıştır. Bölgedeki termal suların doymunluk indisleri hesaplanırken suların çıkış pH ve sıcaklık değerleri dikkate alınmış ve kabuklaşma mineralleri olarak ülkemizdeki en yaygın kabuklaşma mineralleri olan Aragonit-Kalsit-Dolomit-Kuvars ve Kalsedon seçilmiştir. Elde edilen sonuçlar Şekil 5.47 ve 5.48’de grafiksel olarak gösterilmiştir.

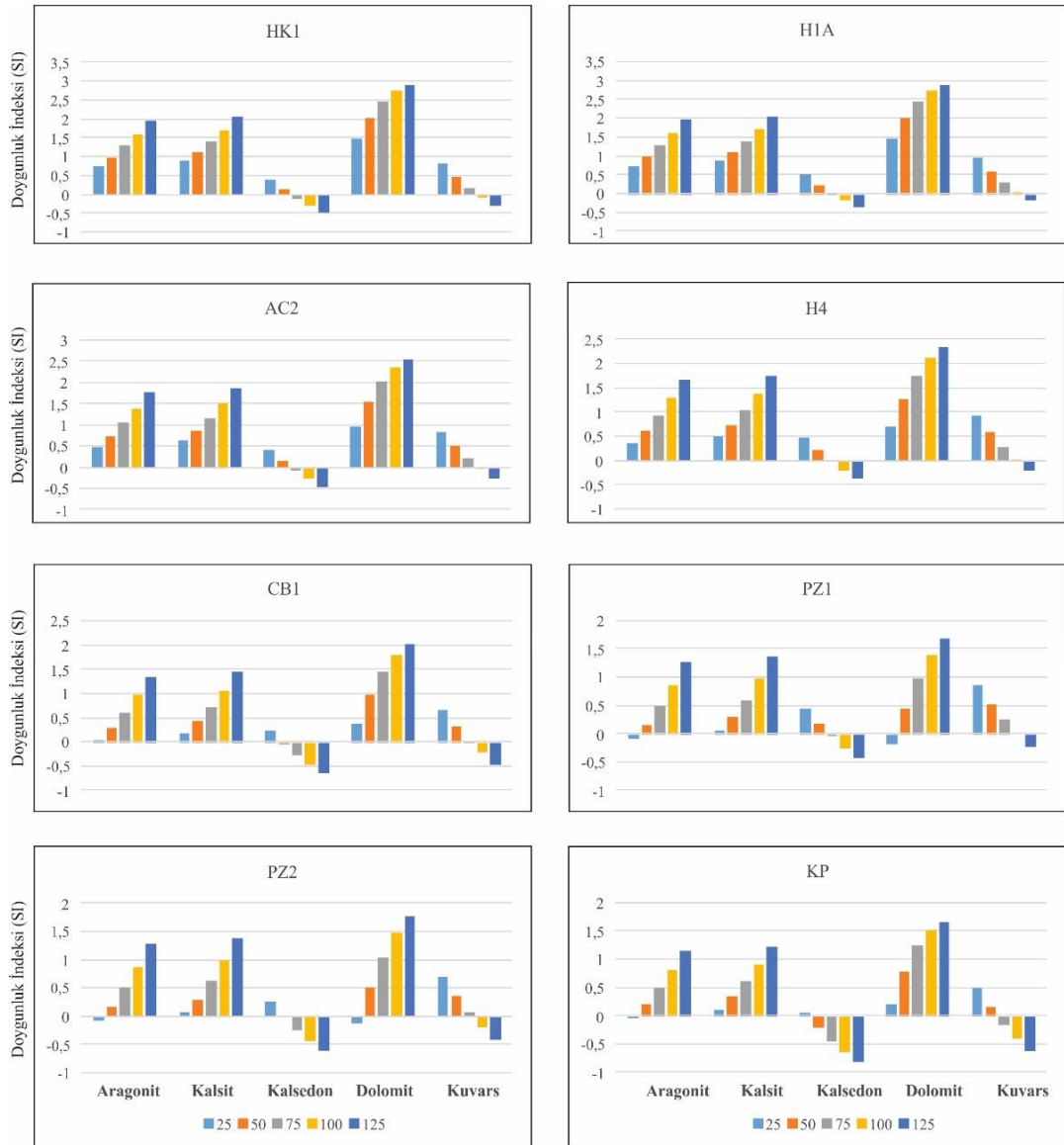


Şekil 6.47: Su örneklerinin doymunluk indisleri (Temmuz).

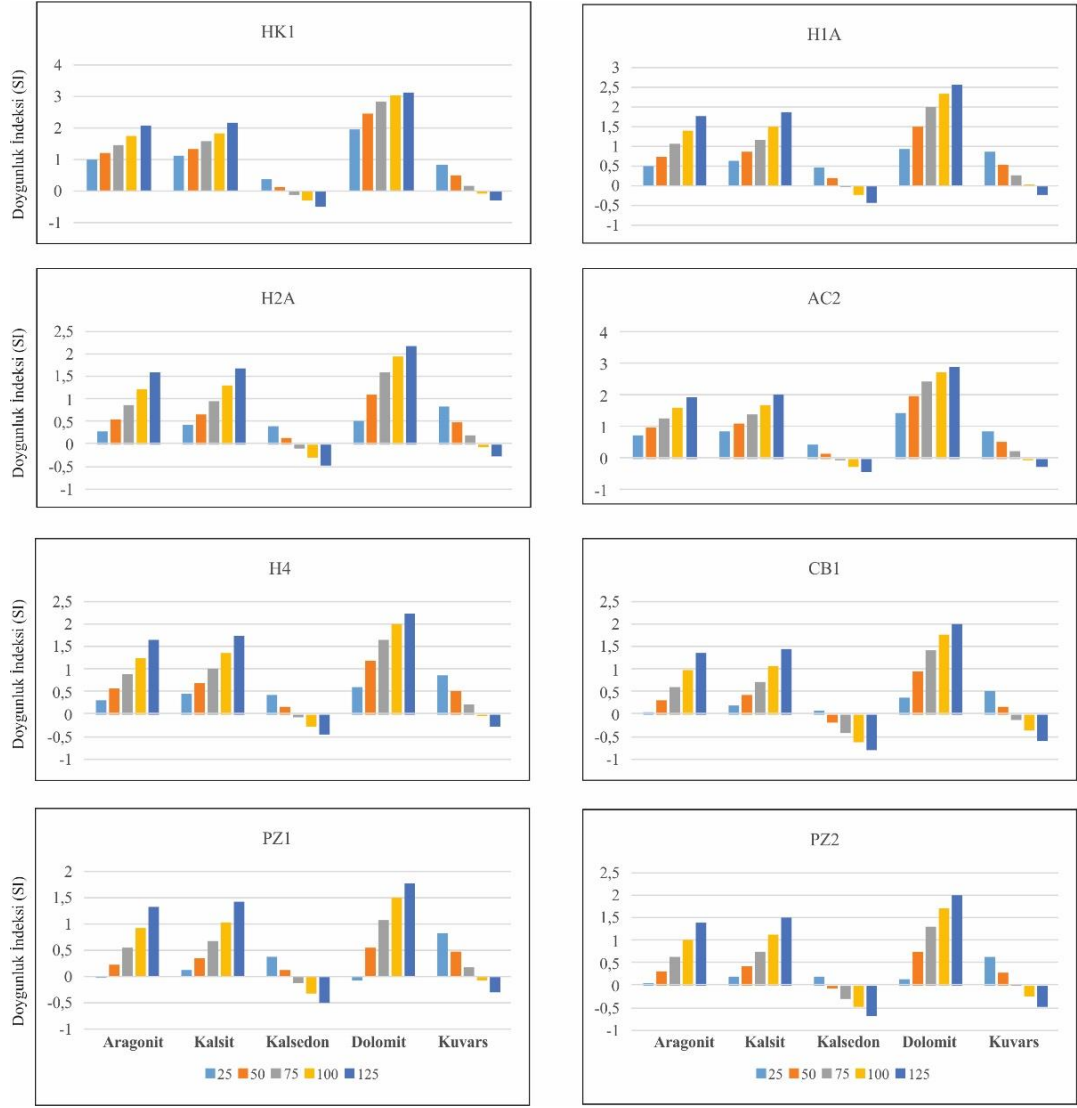


Şekil 6.48: Su örneklerinin doymunluk indisleri (Kasım).

Sıcaklığı 50°C ve üzerinde olan H1A, H2A, H4, AC2, HK1 kodlu örneklerde seçilen mineraller her iki dönemde de çökelme eğilimi sunmaktadır. Nispeten düşük sıcaklıktaki diğer örneklerde seçilen minerallerin doygunluk durumları dönemsel olarak farklılık göstermektedir. Heybeli kaplıcası ve çevresinde yer alan kuyularda karbonat kabuklaşmasını önlemek amacıyla Fosforik Asit (pH = 2.5 P3 ferrofos) kullanılmaktadır. Ayrıca seçilen minerallerin farklı sıcaklıklardaki davranışlarının belirlenmesi amacıyla bu mineralleri 25-50-75-100-125°C’lerdeki doygunluk indisleri hesaplanmış ve davranışları değerlendirilmiştir (Şekil 5.49, 5.50). Buna göre örneklerin tamamında artan sıcaklığa bağlı olarak karbonat minerallerinin çökmesi de artmakta, bunun aksine silis mineralleri çözünebilir hale geçmektedir.



Şekil 6.49: Su örneklerinin sıcaklık-doygunluk diyagramları (Temmuz).



Şekil 6.50: Su örneklerinin sıcaklık-doygunluk diyagramları (Kasım).

7. İZOTOP JEOKİMYASI

Bir elementin atom numarası aynı, kütle numarası farklı olan atomlarına izotop denir. Bu nedenle, izotopların atomik kütleleri birbirinden farklıdır. İzotoplar radyoaktif ve duraylı (kararlı) olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla bir başka elemente dönüşürken duraylı izotoplar radyoaktif bozuşmaya uğramayan izotoplardır. Duraylı izotop bileşimi meteorik proseslerle nitelendirilir ve böylece kısmi bir çevrede beslenme suları karakteristik izotopik işarete sahiptir. Bu işaret yeraltı suyunun varlığı için doğal bir izleyici olarak işlev görür (Clark ve Fritz 1997). Duraylı izotoplardan jeotermal araştırmalarda en çok kullanılanlar, hidrojen izotopları (^1H ve ^2H), karbon izotopları (^{12}C ve ^{13}C), oksijen izotopları (^{16}O ve ^{18}O) ve sülfür izotopları (^{32}S ve ^{34}S)'dır. Radyoaktif izotoplar ise α , β ve γ partiküllerinin yayınımla bozunurlar ve jeotermal araştırmalarda daha çok jeotermal akışkanın yaşının, dolaşım süresinin belirlenmesinde kullanılırlar. Radyoaktif izotoplar arasında, jeotermal çalışmalarda en çok kullanılanlar ^3H (Tritiyum), ^{14}C , ^{131}I , ^{222}Rn 'dur.

Bir jeotermal sahanın izotop kimyası, jeotermal akışkanların kökeni, yaşı ve mola süresi, beslenme yönü, suların uğradığı fiziksel prosesler, su-kayaç etkileşimi ve rezervuar hakkında bilgiler vermektedir.

7.1 ^{18}O -D İlişkisi

Suların döteryum (^2H) ve ^{18}O kompozisyonları genelde SMOW (Standart Mean Ocean Water) standardına göre ölçülmektedir (Fritz ve Fontes 1980). Yeraltı suyunu besleyen yağış sularının büyük bir kısmı denizlerden buharlaşarak yoğunlaştığı için özellikle bu standardın seçimi amaca oldukça uygundur (Domenico ve Schwartz 1990). Oksijen ve hidrojenin izotopik bileşimleri, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve $^2\text{H}/^1\text{H}$ oranlarının farklılıkları açısından belirtilmektedir.

Duraylı izotop bileşimleri, belli bir standardın bileşiminden olan sapmalar şeklinde, δ (delta) parametresi ile ifade edilir:

$$\delta \text{ ağır izotop } (\text{‰}) = \frac{(\text{ağır izotop/hafif izotop})_{\text{örnek}} - (\text{ağır izotop/hafif izotop})_{\text{standart}}}{(\text{ağır izotop/hafif izotop})_{\text{standart}}} \times 10^3 \quad (4.10)$$

Oksijen ve hidrojen izotopları için ise bu formül aşağıdaki şekildedir:

$$\delta D \text{ (‰)} = \frac{(D/H)_{\text{örnek}} - (D/H)_{\text{standart}}}{(D/H)_{\text{standart}}} \times 10^3 \quad (4.11)$$

$$\delta^{18}O \text{ (‰)} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{örnek}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{standart}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{standart}}} \times 10^3 \quad (4.12)$$

Yeraltısuyu, jeotermal akışkan, kayaç veya mineral gibi jeolojik malzemelerde yürütülen H ve O izotop analizleri, $^1\text{H}/^2\text{H}$ ve diğer oksijen izotoplarına oranla ^{17}O izotopunun doğadaki derişiminin çok küçük olması nedeniyle $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ oranlarının ölçümünü hedef almaktadır (Clark ve Fritz 1997). Standarda göre suyu karakterize eden negatif değerler izotopik olarak tükenmeyi (yani ağır izotop açısından fakir olduğunu), pozitif değerler ise su örneğine göre izotopik zenginleşmeyi (ağır izotop açısından zengin olduğunu) göstermektedir. Dünya Meteorik Su Doğrusunu (DMD) tanımlayan eşitlik:

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + D \quad (4.13)$$

şeklinde olup bu eşitlikteki D değeri Dünya Meteorik Doğrusunun y eksenini kestiği nokta “Döteryum Fazlası” olarak tanımlanır ve yağışa kaynak oluşturan deniz suyunun buharlaşma miktarının bir göstergesidir (Craig 1961). Dünyanın farklı bölgelerindeki yağmur sularının $\delta^2\text{H}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak bir grafik çizildiğinde bu değerlerin düz bir çizgi şeklinde dizildiği görülür ve bu çizginin denklemi yaklaşık olarak $\delta D = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10\%$ ’dur.

Meteorik suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 0 ile -60 ‰, δD değerleri ise +10 ile -400 ‰ arasında değişmektedir. Bu değerler, bulunulan bölgenin enlemine ve deniz seviyesinden olan yükseltisine bağlı olarak da değişmekte olup enlem ve yükseklik arttıkça $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri düşmektedir (Faure 1986). Düşük sıcaklıklarda izotop ayrışması (atmosferdeki su ve su buharı arasındaki) daha belirgin olduğu için, kıta içlerine ve yüksek, soğuk bölgelere doğru hareket eden su buharının ağır izotoplarca fakirleşmesi de daha belirginleşmektedir. Suyun farklı izotopik moleküllerinin buhar basıncı izotopların kütleleri ile ters orantılıdır.

Buna bağlı olarak; $^{16}\text{O} > ^{18}\text{O}$ ’den ve $^1\text{H} > ^2\text{H}$ ’den daha yüksek buhar basıncına sahiptir. Buharlaşma sürecinde buhar fazı hafif izotoplarca (^1H ve ^{16}O) zenginleşirken

sıvı faz ağır izotoplarca (^2H ve ^{18}O) derişmektedir (Faure 1986). Su buharının yoğunlaşması (kondense olması) ile oluşan ilk yağmur damlacıkları, D ve ^{18}O gibi ağır izotoplarca zengin olmaktadır. Yağış devam ettikçe, buhardan D ve ^{18}O ayrışması da devam etmekte ve sonuçta geri kalan buhar fazı hafif izotoplar olan ^1H ve ^{16}O izotoplarınca derişmektedir. Dolayısıyla havadaki buhar fazı, yağmur, kar veya dolu yağışları devam ettikçe, daha negatif δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olmaktadır (Domenico ve Schwartz 1990).

İnceleme alanı sularının izotop analiz sonuçları $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ diyagramına yerleştirildiğinde, suların genel olarak Dünya Meteorik Su Doğrusu (DMD) ile Doğu Akdeniz Meteorik Su Doğrusu (DAMD) arasında kaldığı gözlenmektedir (Tablo 6.7, Şekil 6.51, 6.52). Bu diyagrama göre inceleme alanında yer alan sular meteorik kökene sahiptir. Temmuz döneminde analizi yapılan bazı örneklerin DMD'den sapma göstermesi kar suyunun buharlaşması ile açıklanabilir. Özellikle sıcak suların duraylı izotoplarından Oksijen-18 değerlerinde zenginleşme görülmemesi, olası yüksek sıcaklık-kayaç etkileşiminin sahada mevcut olmadığını şeklinde yorumlanabilir. Kasım ayında örneklenen yağmur suyu daha pozitif değerler sunarken kar suyunun H ve ^{16}O izotoplarınca deriştği ve daha negatif δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olduğu görülmektedir.

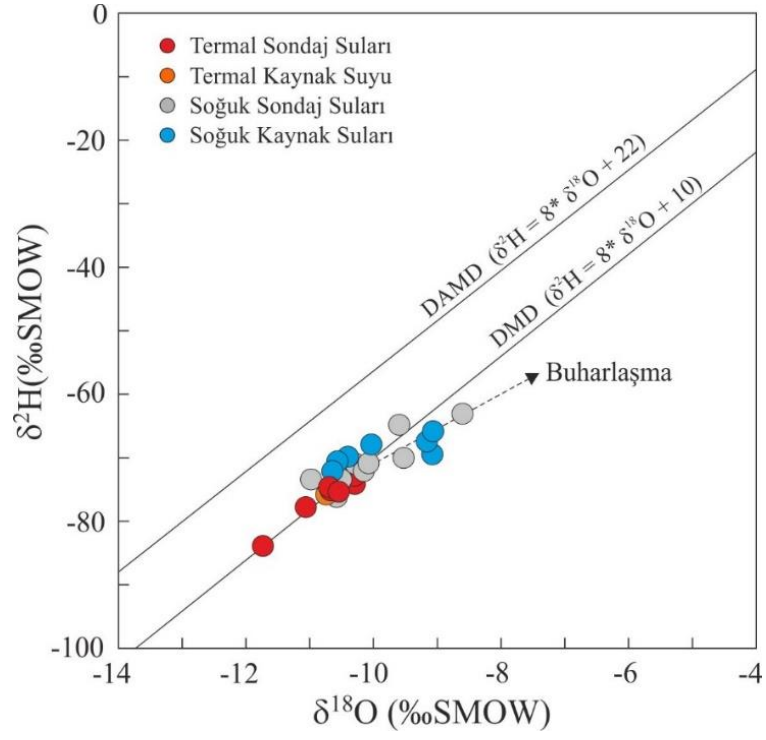
Yağışlardaki $\delta^{18}\text{O}$ içeriği yükseklik, sıcaklık ve enlem ile değişir. Yüksekliğin artmasına bağlı olarak düşen sıcaklık ve azalan buharlaşma etkisiyle yağış ağır izotoplarca (D ve ^{18}O) fakirleşir. Bu fakirleşme $\delta^{18}\text{O}$ için 100 metrelik bir yükseklik artışına karşılık -0.15 ile -0.5 (‰) arasında değişir (Clark ve Fritz 1997). Heybeli jeotermal sahası yakın çevresinde yağışı temsil eden ve değişik yüksekliklerden alınmış herhangi bir veri bulunmamaktadır. Farklı yüksekliklerden çıkan ve debilerinde mevsimsel değişiklikler gösteren su kaynakları da $\delta^{18}\text{O}$ ve yükseklik ilişkisini belirlemede kullanılabilirler. Kaynak sularının $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri ve yükseklikleri kullanılarak hazırlanan grafikte $\delta^{18}\text{O}$ -yükseklik ilişkisi Temmuz ve Kasım ayları için sırasıyla ‰-0,24 ve ‰-0,21 olarak belirlenmiştir (Şekil 6.53). Buna göre, her 100 m'lik yükseklik artışına karşılık ^{18}O içeriğindeki azalma ‰ -0,24 ve ‰ -0,21'dir ve $\delta^{18}\text{O} = -0.0024 * (\text{Yükseklik}) - 6.639$ ve $\delta^{18}\text{O} = -0.0021 * (\text{Yükseklik}) - 7,2425$ denklemleriyle tanımlanmıştır. Bu grafiğe göre termal suların beslenme yükseklikleri 1400 ile 2300 m arasında değişmektedir. Bu yükseklikler inceleme

alanının güneybatısındaki Sultandağları (2250 m) ile güneyindeki Kızıldağ Yükseltisine (1600 m) karşılık gelmektedir.

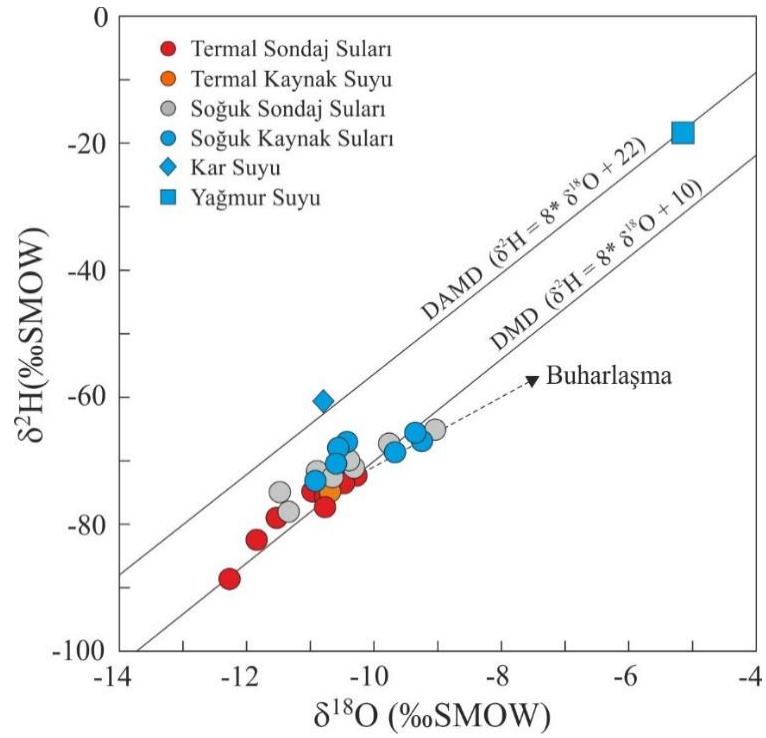
Tablo 7.7: ^{18}O -D izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.

	Temmuz 2013		Kasım 2013		
	$\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	
H1A	-74	-10,28	H1A	-76,0	-10,75
	-		H2A	-74,7	-10,73
H4	-75,2	-10,56	H4	-75,0	-10,74
AC2	-75,1	-10,65	AC2	-74,5	-10,92
HK1	-75,2	-10,53	HK1	-72,0	-10,24
CB1	-89,0	-12,12	CB1	-82,3	-11,83
CB2	-83,8	-11,72	CB2	-88,5	-12,26
PZ1	-77,7	-11,05	PZ1	-78,7	-11,51
PZ2	-72,7	-10,28	PZ2	-73,1	-10,47
KP1	-75,5	-10,68	KP-1	-74,7	-10,75
MAL1	-70,1	-10	MAL1	-70,1	-10,44
MAL2	-75,6	-11,09	MAL2	-74,7	-11,46
KOCA	-69,8	-9,51	KOCA	-67,2	-9,72
AV1	-71,9	-10	AV1	-72,3	-10,62
AV2	-76,3	-10,97		-	
AV4	-76,6	-11,36	AV4	-77,8	-11,32
HBSO	-70,9	-10,28	HBSO	-72,8	-10,43
GER	-67,3	-9,14	GER	-65,1	-9,34
CES	-65,7	-9,04	CES	-66,6	-9,21
	-		52514	-69,8	-10,44
49758	-70,7	-10,06	49758	-71,1	-10,28
HKS	-64,9	-9,03	HKS	-64,8	-9,0
KARA3	-73,3	-10,97	KARA3	-71,3	-10,87
COB3	-59,3	-8,02	COB3	-58,2	-7,95
KARA1	-70,5	-10,55	KARA1	-67,6	-10,53
KARA2	-71,9	-10,62	KARA2	-73,1	-10,86
CUM	-69,7	-10,38	CUM	-67,2	-10,43
NAZIK	-67,7	-10,01	NAZIK	-70,4	-10,51
HALIL	-69,3	-9,05	HALIL	-68,4	-9,63
DSI	-71,5	-10,13	KARSUYU	-60,2	-10,77
BAHCE	-64,6	-9,58	YAGMUR	-17,6	-5,07
21743	-76,0	-10,56		-	
15020	-73,3	-10,49		-	
52319	-62,9	-8,58		-	

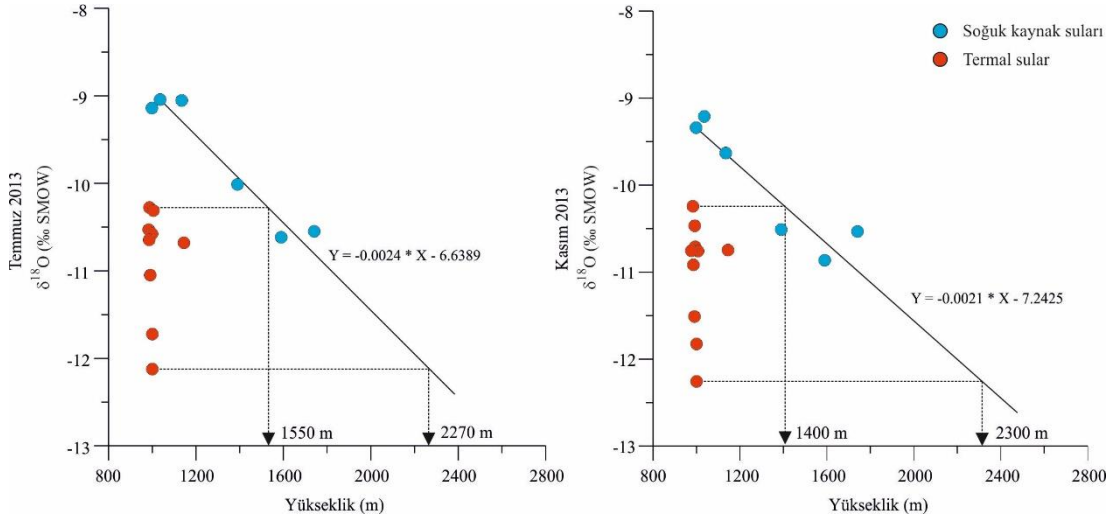
-: analiz yok.



Şekil 7.51: Su örneklerinin 18O-D diyagramındaki konumu (Temmuz).



Şekil 7.52: Su örneklerinin 18O-D diyagramındaki konumu (Kasım).



Şekil 7.53: Termal ve kaynak sularının ¹⁸O-yükseklik diyagramındaki konumu.

7.2 ³H (trityum) İçeriği

Yarı ömrü 12.32 yıl olan ve beta bozunması veren trityumun derişim birimi TU (tritium unit) ile ifade edilir. 1 TU, 10¹⁸ hidrojen atomundan birisinin ³H olduğunu ifade etmektedir. Atmosferik nemdeki trityumun doğal ve antropojenik olmak üzere başlıca iki kaynağı vardır. Doğal trityum izotopu atmosferin üst tabakasında (stratosfer) kozmik kökenli nötronların ¹⁵N izotopuna çarparak onu ¹²C ve ³H'a ayrıştırması ile oluşmaktadır. Trityum, atmosferin üst tabakalarındaki azot atomlarıyla kozmik nötronların etkileşmesinden doğal olarak oluştuğu gibi, termonükleer denemeler sonucunda da oluşmaktadır.

Özellikle 1950'li yıllarda başlayan ve 1963 yılında uluslararası antlaşmalar ile yasaklanan termonükleer bomba denemeleri sonucunda trityum miktarı oldukça yüksek değerlere erişmiş, 1963 yılından günümüze değin ise doğal yarılanma yoluyla azalmıştır. Günümüz atmosferik neminde trityum derişimi doğal fon değerine (10 TU) yaklaşmıştır (Yıldırım ve Güner 2002). Bu nedenle, trityum yeraltı sularının bağlı yaşlarının belirlenmesinde kullanılan yararlı bir araç olmuştur. İnceleme alanından alınan örneklerin ³H analiz sonuçları Tablo 6.8'de verilmiştir. 1963 yılı öncesinde yeraltı sularındaki trityum miktarı 10 TU olduğu kabul edildiğinde, bunun günümüze kadar gelen miktarı bozunma denklemi (Kendall ve Caldwell 2006):

$$A_1 = A_0 e^{-\lambda t} \quad (4.14)$$

şeklinde olup; A_1 : Güncel trityum miktarı (TU), A_0 : Başlangıçtaki trityum miktarı, λ : Trityumun yarılanma süresi ($0,0558 \text{ yıl}^{-1}$), t : Başlangıçtan herhangi bir t anına kadar geçen süre (yıl)'dır. Bu denkleme göre Heybeli Termal kaplıcası ve çevresinden alınan örnekler için güncel trityum miktarı $A_1 = 0,61 \text{ TU}$ olarak hesaplanmıştır. Buna göre $0,61 \text{ TU}$ 'dan fazla trityum içeren sular, nükleer testlerden sonra oluşmuş yani 50 yıldan daha genç meteorik suların yeraltı sularına karıştığını işaret eder. TU değeri $0,61$ 'den küçük olan örnekler ise 50 yıldan daha yaşlıdır.

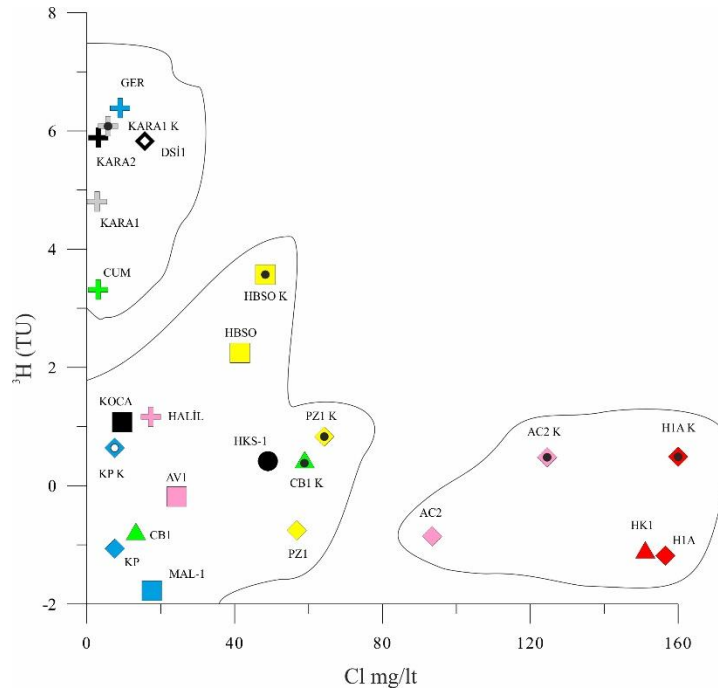
Tablo 7.8: ^{18}O -D izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.

	Temmuz 2013	Kasım 2013
	^3H	^3H
H1A	-1,18	0,50
H2A	-	-
H4	-	-
AC2	-0,85	0,49
HK1	-1,08	-
CB1	-0,77	-
CB2	-	0,45
PZ1	-0,75	0,84
PZ2	-	-
KP	-1,06	0,65
MAL1	-1,77	-
MAL2	-	-
KOCA	1,08	-
AV1	-0,18	-
HBSO	2,25	3,58
GER	6,39	8,45
HKS	0,42	-
COB3	3,74	-
KARA1	4,81	6,09
KARA2	5,89	Nd
CUM	3,32	5,76
HALİL	1,17	-
DSI	5,83	-
BAHCE	2,80	-
KARSUYU	5,42	-
YAGMUR	4,62	-

:-analiz yok.

İnceleme alanı sıcak sularının tamamı hemen hiç trityum içermemeleri nedeniyle 50 yıldan yaşlı sulardır. Soğuk sondaj suları $-1,77$ (sıfır kabul edilir) ile $5,83$ arasında değişen trityum içeriklerine sahiptir. Bu da soğuk yeraltı sularının yaşlarının en az 50 yıl ile 8-10 yıl arasında (güncel meteorik beslenime sahip sular) değiştiğini göstermektedir. Soğuk kaynak sularının trityum değerleri genellikle güncel meteorik beslenmeye işaret etmektedir.

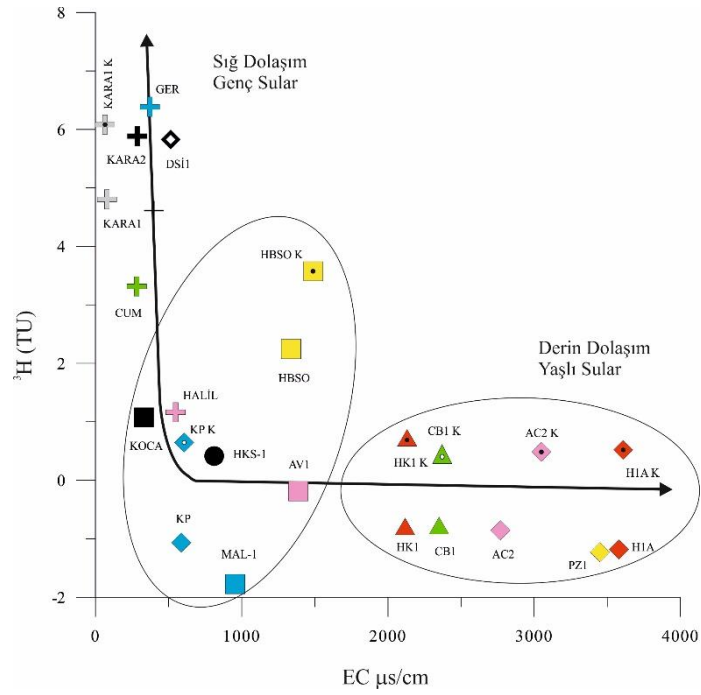
Çalışma alanındaki termal suların yeraltında kalış süreleri suların izotop elektriksel iletkenlik (EC) ve Cl konsantrasyonları ile karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Suların Cl-³H diyagramındaki konumları değerlendirildiğinde nispeten yüksek sıcaklığa sahip (T>50°C) olan termal suların düşük sıcaklıklı termal sular ve soğuk sular ile yüksek klorür ve düşük ³H içeriği bakımından ayrıldıkları görülmektedir (Şekil 6.54). Düşük sıcaklıklı termal sular (T<50°C) ile bazı soğuk sondaj suları ise düşük klorür ve trityum içeriği nedeniyle uzun dolaşıma sahip olan ve karışıma maruz kalmış sular olarak düşünülen sulardır.



Şekil 7.54: Su örneklerinin ³H-Cl diyagramındaki konumu (K: Kasım ayı örnekleri).

İnceleme alanı içerisindeki su noktaları elektriksel iletkenlik (EC) ve trityum içeriklerinin karşılaştırıldığı diyagrama yerleştirildiğinde (Şekil 6.55), yüksek sıcaklıklı termal suların (T>50°C) derin dolaşımli yaşlı sular olduğu, kaynak sularının sığ dolaşımli genç sular bölümünde yer aldığı ve daha düşük sıcaklıklı (T<50°C) termal sular ile soğuk sondaj sularının ise farklı ³H içeriğine sahip yağış sularının katkısını ve/veya termal sularla karışımı işaret ettiği görülmektedir. Özellikle kasım ayında örnekleme yapılan su noktalarının trityum bakımından zenginleşmesi bu suların güncel yağış sularıyla karıştığı bir işareti olarak yorumlanabilir. Aynı şekilde HBSO kodlu örneğin yüksek trityum içeriği (2,25-3,58), bu suyun nispeten

güncel yağışlardan beslendiğini, nispeten yüksek elektriksel iletkenlik içeriği ise termal sularla olası bir karışımı işaret eder.



Şekil 7.55: Su örneklerinin ³H-EC diyagramındaki konumu (K: Kasım ayı örnekleri).

7.3 ¹⁴C ve ¹³C İçerikleri

Karbon elementinin hem duraylı hemde radyoaktif izotopları su kimyası çalışmalarında yeraltı sularının içerdiği karbonun kökenini belirlenmesinde ve suların yaşlandırılması çalışmalarında oldukça sık olarak kullanılmaktadır. ¹²C ve ¹³C izotopları duraylı, ¹⁴C izotopu ise radyoaktiftir. ¹³C/¹²C oranı oksijende olduğu gibi binde olarak aşağıdaki formül ile ifade edilir:

$$\delta^{13}C \text{ (‰)} = \frac{(^{13}C/^{12}C)_{\text{örnek}} - (^{13}C/^{12}C)_{\text{standart}}}{(^{13}C/^{12}C)_{\text{standart}}} \times 10^3 \quad (4.15)$$

Kalsiyum karbonatlar içindeki kararlı karbonun uluslararası standardı Peedee formasyonu içinde bulunan belemnit fosilidir (PDB). Yeraltı suyunda karbon elementinin başlıca kaynakları i) atmosferik CO₂, ii) organik faaliyetler ile üretilen biyolojik CO₂, iii) karbonatlı kayaçların metamorfizması ve yer kabuğu/mantodan CO₂ kaçıışı ve iv) karbonatlı minerallerin çözünmesi ile suya geçen CO₃ iyonlarıdır

(Bayarı ve diğ. 2005; Clark and Fritz 1997). Bu kaynakların her biri farklı bir karbon izotopik bileşimine sahiptir ve çeşitli oranlarda toplam çözünmüş karbona katkıda bulunur. İnceleme alanından örneklenen sulara ait $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Tablo 6.9'da verilmiştir.

Tablo 7.9: ^{13}C - ^{14}C izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.

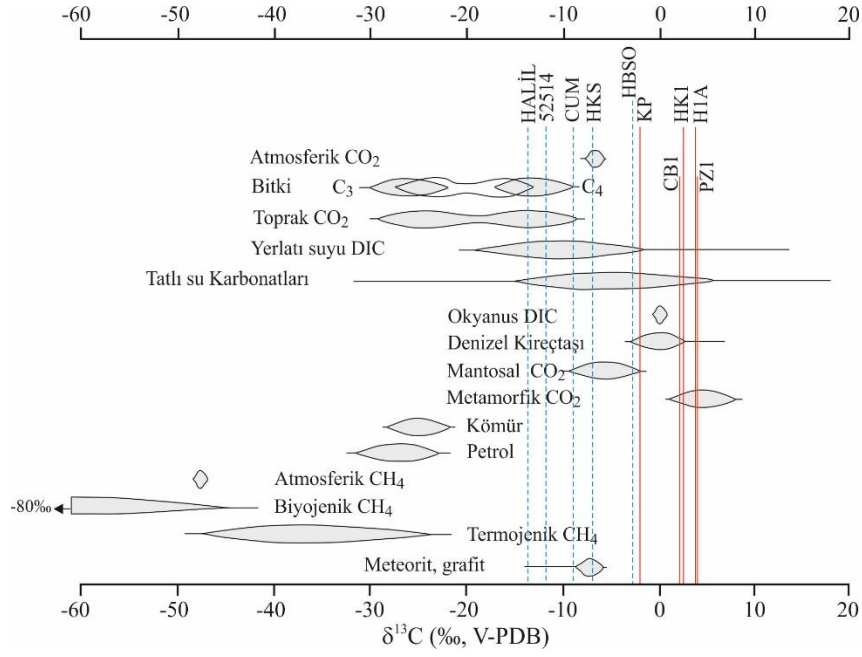
No	$\delta^{13}\text{C}$	^{14}C
	(VPDB)	(PMC)
H1A	3.70	0.83
HK1	2.54	-
CB1	2.20	0.37
PZ1	4.00	0.29
KP	-2.00	9.28
52514	-12.17	-
HKS	-7.34	-
HBSO	-2.86	-
CUM1	-9.42	-
HALİL	-14.52	-

-: analiz yok.

Heybeli kaplıcası ve çevresinden örneklenen termal suların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -2 ile +4‰ arasında değişmektedir (Tablo 6.9). Bu değerler Clark and Fritz 1997'de belirtilen denizel kireçtaşlarının değerleri (-3 ile +3‰) ile oldukça uyumludur, bu bağlamda termal suların CO_2 kaynağının bölgedeki rezervuar kayaçlar olan Karahasan kireçtaşları ile metamorfik CO_2 olduğu söylenebilir (Şekil 6.56). Örneklenen soğuk su örneklerinin karbon izotop değerleri ise -15.52 ile -2.86‰ arasında değişmektedir (Tablo 6.9). Soğuk sulara bulunan karbonun; C4 bitkileri (şeker pancarı-mısır gibi), yeraltı suyundaki çözülmüş inorganik karbon ve tatlı su karbonatları gibi birden fazla kaynağı bulunmaktadır (Şekil 6.56).

Radyokarbon (^{14}C) ise karbonun radyoaktif izotopudur. Atmosferin üst kesimlerinde kozmik partiküllerin ^{14}N izotopları ile çarpışması sonucu ^{14}C üretilir ve zaman içinde radyoaktif bozunma sonucu yeniden ^{14}N izotopuna dönüşür. Bu döngü süreci sırasında oluşan doğal denge sonucunda atmosferik CO_2 'in ^{14}C aktivitesi 100 pmc (percent modern carbon: yüzde modern karbon) düzeyindedir.

Atmosferik CO_2 ile denge sonucu başlangıçta 100 pmc ^{14}C içeren bir canlının ölümünden sonra bünyedeki ^{14}C içeriğinin yarıya (50 pmc) inmesi için geçmesi gereken süre (yarı ömrü) 5730 yıldır (Bayarı ve diğ. 2005).



Şekil 7.56: Doğal karbon bileşiklerinin kökenlerine bağlı sularındaki $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin Clark ve Fritz (1997)'e göre konumu.

Radyokarbon yaş hesaplamalarında eğer karbon seyreltme düzeltmesi yok ise başlangıçtaki ^{14}C içeriği 100 pmc olarak kabul edilir (Mazor 2004) ve aşağıdaki denklem yardımıyla yaş hesaplaması yapılır:

$$t = -\tau \ln F \quad (4.16)$$

Burada; t: örneğin radyokarbon yaşı, τ : Libby ömrü ($5730/\ln 2=8033$ yıl) ve F: (pmc/100) değerlerini ifade etmektedir. Örneklerin ^{14}C pmc değerleri tablo 6.9'da verilmiştir. Termal su örneklerinin görünür yaşları; H1A için 38.500 yıl, CB1 için 44.900 yıl, PZ1 için 47.000 yıl ve KP1 için 19.100 yıl olarak hesaplanmıştır.

7.4 $\delta^{18}\text{O} (\text{SO}_4) - \delta^{34}\text{S} (\text{SO}_4)$ İlişkisi

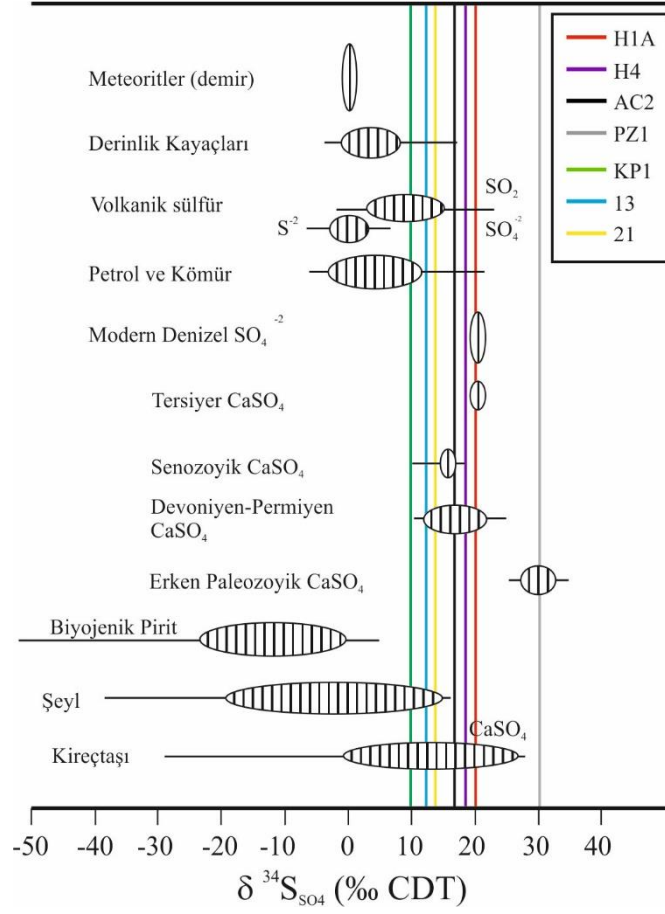
Yerkabuğunda kükürdün bulunuş şekli çözünmüş sülfat, çözünmüş sülfid, H_2S , sülfat ve sülfid mineralleri şeklindedir. Topraktaki oksidasyon ve çevrim yarı kurak bölgelerde karasal sülfatı oluşturur. Atmosferik kükürt ise doğal ve endüstriyel SO_4^{2-} ve denizel aerosolü içerir. Yüzey sularındaki çözünmüş kükürt kaynakları denizel aerosol, yağış, topraktaki ve evaporitlerdeki sülfatın çözünmesi, kayaçların yeraltı suyu tarafından çözünmesi, sülfid mineralleri ile organik kükürdün oksidasyonu ve gaz

fazındaki kükürt oksit ile fosil yakıtların yanması sonucu ortaya çıkan kükürdün çözünmesidir (Clark and Fritz 1997). Sülfatın jeokimyasal ve biyolojik dönüşümlerinde; sülfür indirgenmesi ve oksitlenmesi, sülfat minerallerinin kristalizasyonları ve sülfat iyonlarının sedimanter kayalarda adsorbe edilmesi gibi ana süreçler geçerlidir (Krouse 1987). ^{34}S ölçümlerinde uluslararası standart olan Canyon Diablo Triolit (CDT) kullanılmaktadır.

Suyun ve çözünmüş kükürt bileşenlerinin duraylı izotopları, hem suda bulunan sülfatın kaynağının hem de rezervuar sıcaklığının belirlenmesi çalışmalarında kullanılmaktadır. BaSO_4 çöktürmesi ile $\delta^{34}\text{S}$ analizi yapılan örnekler için analiz sonuçları Tablo 6.10'da verilmiştir. İnceleme alanı sularının çözünmüş sülfatındaki $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 8,03-13,47 (‰VSMOW), $\delta^{34}\text{S}$ değerleri de 10,28-29,05 (‰CDT) arasında değişmektedir. Denizel sedimanların $\delta^{34}\text{S}$ içerikleri Paleozoyik evaporitlerde gözlenen aralık ile tutarlı olarak; +10‰ (Permiyen) ile +35‰ (Kambriyen) arasında değişmektedir (Claypool ve diğ. 1980; Krouse 1980; 1987, Geyh ve diğ. 2001). Bölgede bilinen bir evaporit yatağı olmadığından; sularda bulunan kükürdün kaynağı olarak evaporitlerin söylenmesi oldukça zordur. Staudt ve Schoonen (1995) sedimanter karbonat minerallerinin (kalsit, aragonit ve dolomit) 200 ila 24,000 ppm arasında değişen önemli konsantrasyonlarda sülfat içerebileceğini ve sedimenter karbonatların gömülerek yeniden kristalleşmesinin sedimenter havzalarda önemli bir kükürt kaynağını temsil edebileceğini önermektedir. Ayrıca, sülfatın (veya CAS: karbonatla ilişkili sülfatın) denizel karbonatlara yapısal ornatımı da kükürdün bir diğer kaynağı olabilir (Kampschulte and Strauss 2004). Bu bağlamda, çalışma sahasında yer alan sulardaki sülfatın kaynağı Karahasan kireçtaşları olarak yorumlanmıştır (Şekil 6.57).

Tablo 7.10: $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SO}_4)}$ - $\delta^{34}\text{S}_{(\text{SO}_4)}$ izotop analizi yapılan örnekler ve analiz sonuçları.

No	$\delta^{18}\text{O} (\text{SO}_4)$ (‰VSMOW)	$\delta^{34}\text{S} (\text{SO}_4)$ (‰CDT)
H1A	9,49	20,07
H4	8,03	18,11
HK1	8,06	19,47
PZ1	9,03	29,05
KP	13,47	10,28
AV1	12,69	14,01
HBSO	8,34	16,30



Şekil 7.57: İncelenen sulardaki kükürtün olası kaynaklarını gösteren diyagram (Krouse 1980).

8. JEOTERMOMETRİ

Jeotermometrelerin genel amacı yeraltındaki akışkan sıcaklığının (rezervuar sıcaklığının) tahmin edilmesidir. Jeotermal sular yeraltından yüzeye çıkarken etkileşimde oldukları kayaçlarla ısı alışverişi yaparlar ayrıca soğuk yeraltı sularıyla karışım gibi süreçler ile soğurlar ve rezervuar kayaç içindeki sıcaklıklardan daha düşük sıcaklıklarla yüzeye çıkarlar. Termal sular yüzeye çıkış sıcaklıklarına göre çok değişik kullanım alanlarına sahiptirler ve bu nedenle jeotermal bir akışkanın yeraltındaki sıcaklığının tahmini o akışkanın kullanım alanı hakkında önemli fikirler verebilmektedir. Uygulanacak çeşitli jeotermometre yöntemleri ile rezervuardaki suların yeraltındaki sıcaklıklarının belirlenebilmesi mümkündür (Şahinci 1987).

8.1 Kimyasal Jeotermometreler

Diğer jeotermometre yöntemlerine göre, kimyasal analizlerin ucuz ve kısa sürede yapılabilmesi nedeniyle, jeotermal araştırmalarda akifer (rezervuar) sıcaklığının tahmininde kimyasal jeotermometrelerden çok yararlanır. Kimyasal jeotermometre değerlendirmeleri niteliksel (kalitatif) ve sayısal (kantitatif) olmak üzere iki bölümde incelenebilir (Şahinci 1987).

8.1.1 Niteliksel (Kalitatif) Kimyasal Jeotermometreler

Kalitatif jeotermometrelerin çoğu uçucu maddelerin sıcak akışkanlarda ve zeminde görelî miktarlarına, dağılımlarına veya zemin gazlarındaki oranlarına dayanır. Termal akışkanlarda bulunan bazı element, bileşik ve oranların sıcaklık hakkında verdikleri görelî bilgiler aşağıda belirtilmiştir.

• **SiO₂**: Akifer sıcaklığı hakkında en iyi bilgi veren silistir. Yüksek sıcaklıktaki suda, yaklaşık 180°C de başlayan silis çökmesi, sıcaklığın düşmesi ile hızla artar. 40°C üzerinde, örtü kaya tıkama malzemesi olarak genellikle kuvars ve kalsedon izlenir. Opal, kristobalit örtü kaya oluşturmuşsa düşük sıcaklığı belirler. Doğal gayzerlerde, yüzeyde amorf silis veya kristalleşmiş silis çökelleri, rezervuar kaya sıcaklığının 180°C veya daha fazla olabileceğini gösterir (Şahinci 1987).

• **Klorür:** Akifer sıcaklığı 150°C 'nin üzerindeki sularda, genellikle 150 ppm den fazla klorür (kökeni deniz suyu olanlar dışında) bulunur. Klorür, sıcak su sistemi ile buhar sistemini ayıran en önemli kriterdir. Birçok klorür tuzları sıcak sularda çözünür ve sıcak sistemlerde bol bulunur. 400°C sıcaklıkta bile klorür tuzlarının uçuculuğu önemsizdir. Bu nedenle, düşük basınçlı buhar sistemlerinde klorür azdır (Şahinci 1987).

• **Na/K oranı:** Bu oranın yüksekliği, genellikle akifer sıcaklığının fazla olabileceğini işaret eder. Özellikle bu oran, 20/1-8/1 arasında anlamlıdır. Bu oran ile hesaplanan akifer sıcaklığı, suyun geldiği başlangıç derinlik veya yatay uzaklığın sıcaklığını tanımlar. Silis jeotermometresi ile hesaplanan akifer sıcaklık değeri, Na/K ile bulunandan küçük ise, akışkanın rezervuar kayadan yüzeye gelişi sırasında soğuk sular ile karışmış olabileceği vurgulanır (Şahinci 1987).

• **Traverten Çökelmeleri:** Karbonat oluşumları (traverten/tufa) akifer sıcaklığının düşük olduğunu ($90-100^{\circ}\text{C}$ civarında) gösterir (Şahinci 1987). Heybeli jeotermal bölgesinde yer alan sondaj kuyularının kuyu ağzında ve suların aktığı yerlerde gözlenen karbonat oluşumları (traverten/tufa) bölgedeki suların rezervuar sıcaklığının yaklaşık 90°C civarında olduğunu göstermektedir (Şekil 7.58).



Şekil 8.58: Kuyu ağzlarında ve akış yolunda oluşan tufa çökelileri.

8.1.2 Sayısal (Kantitatif) Kimyasal Jeotermometreler

Kantitatif kimyasal jeotermometrelerin kullanılmasında bazı varsayımlar göz önünde bulundurulur. Bunlardan bazıları şunlardır (White 1970; Fournier ve diğ. 1974).

- Sıcak sulardaki kimyasal maddelerin oluşması için gerekli kimyasal tepkimeler, akifer-su arasında gerçekleşmektedir.
- Sıcaklık saptanmasında gerekli maddelerin ortaya çıkması için oluşan kimyasal tepkimeler devamlıdır ve tepkimelerin hammaddesi rezervuar kayada boldur.
- Akifer sıcaklığında kaya-su arasında kimyasal denge gerçekleşmiştir.
- Akiferden yüzeye erişen sıcak suyun, soğuma sonucunda kimyasal yapısı değişmez veya yeni bir kimyasal denge gerçekleşmez ve akiferden gelen sıcak suların, soğuk yeraltı ve yüzey suları ile bir karışımı söz konusu değildir.

Bu varsayımların ilk üçü SiO_2 ve Na-K-Ca jeotermometreleri için kullanılır. Son iki varsayım ise tam olarak gerçeği yansıtmaz (Şahinci 1987).

8.1.2.1 Çözünürlüğe Bağlı Jeotermometreler

8.1.2.1.1 Silis Jeotermometreleri

Doğadaki en yaygın kayaç yapıcı mineral olan kuvarsın silika halinde birçok polimorfu mevcuttur. Bunlar kuvars, kalsedon, amorf silis, moganit, tridimit, kristobalit, koesit ve stikovit'dir (Arnorsson 2000). Bu jeotermometreler 150-225°C sıcaklıklar arasında iyi sonuç vermekteler (Tarcan 2003). Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer sıcaklığına veya sıcak suyun yükselirken soğumasına dayanılarak hazırlanmıştır. Kalsedon çok iyi gelişmiş küçük kuvars kristalleri içerir ve bu kristallerin yüzey enerjisi sayesinde kuvarstan daha çok suda çözünme özelliğine sahiptir (Arnorsson 2000). Düşük sıcaklığa sahip sularda (<150°C) silika; sırasıyla amorf silis-kalsedon ve kristobalit olarak çökme eğilimi gösterir (Fournier and Rowe 1966). Silis jeotermometresi hesaplamalarında kullanılan bağıntılar Tablo 7.11'de verilmiştir.

Tablo 8.11: Akifer sıcaklıklarının tahmin edilmesinde kullanılan bazı silis jeotermometreleri.

Jeotermometre	Bağıntı	Kaynak
1. SiO ₂ (Amorf silis)	$t=731/(4.52-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
2. SiO ₂ (α Kristobalit)	$t=1000/(4.78-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
3. SiO ₂ (β Kristobalit)	$t=781/(4.51-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
4. SiO ₂ (Kalsedon)	$t=1032/(4.69-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
5. SiO ₂ (Kuvars)	$t=1309/(5.19-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
6. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1522/(5.75-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Fournier 1977
7. SiO ₂ (Kalsedon, cond..soğ.)	$t=1112/(4.91-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
8. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1264/(5.31-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
9. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1021/(4.69-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
10. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1164/(4.9-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
11. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1498/(5.7-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983

Özellikle sıcaklıkları $< 180^\circ\text{C}$ olan akışkanlarda kuvarsa nazaran kalsedon ile denge söz konusu olduğundan kalsedon jeotermometresi daha doğru sonuçlar vermektedir (Karingithi 2009). Heybeli termal sularının rezervuar sıcaklığı kalsedon jeotermometresi dikkate alındığında Temmuz dönemi örnekleri için $46-86^\circ\text{C}$, Kasım dönemi örnekleri için $33-81^\circ\text{C}$ arasında değişmektedir (Tablo 7.12, 7.13)

Tablo 8.12: Temmuz 2013 dönemi örneklerinin silis jeotermometresi sonuçları.

JEOTERMOMETRE ADI	H1A	H4	AÇ2	HK1	ÇB1	ÇB2	PZ1	PZ2	KP
1. SiO ₂ (Amorf silis)	-10	-12	-18	-11	-34	-2	-16	-32	-48
2. SiO ₂ (alfa Kristobalit)	56	54	47	55	28	65	49	31	12
3. SiO ₂ (beta Krisyobalit)	9	7	0	8	-17	17	2	-14	-31
4. SiO ₂ (Kalsedon)	77	74	67	76	46	86	69	49	29
5. SiO ₂ (Kuvars)	107	104	97	105	78	115	99	81	62
6. SiO ₂ (buhar kaybı)	107	105	99	106	82	114	100	84	67
7. SiO ₂ (Kalsedon, kond. soğuma)	78	75	68	77	49	87	70	52	33
8. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	81	79	73	80	55	89	74	58	40
9. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	73	71	63	72	43	83	65	46	26
10. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	96	93	86	94	65	105	87	68	48
11. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	105	103	97	104	80	113	99	83	66

Tablo 8.13: Kasım 2013 dönemi örneklerinin silis jeotermometresi sonuçları.

JEOTERMOMETRE ADI	H1A	H2A	H4	AÇ2	HK1	ÇB1	ÇB2	PZ1	PZ2	KP
1. SiO ₂ (Amorf silis)	-15	-21	-18	-18	-21	-45	-7	-22	-36	-48
2. SiO ₂ (alfa Kristobalit)	50	44	47	47	43	16	59	42	26	12
3. SiO ₂ (beta Krisyobalit)	3	-2	0	1	-3	-28	12	-4	-19	-32
4. SiO ₂ (Kalsedon)	70	64	67	67	63	33	81	62	44	29
5. SiO ₂ (Kuvars)	100	94	97	98	94	65	110	93	76	61
6. SiO ₂ (buhar kaybı)	101	96	98	99	95	70	109	94	80	67
7. SiO ₂ (Kalsedon, kond. soğuma)	72	65	68	69	65	37	81	64	47	32
8. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	76	70	72	73	69	44	84	68	53	40
9. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	67	60	63	64	60	30	77	58	41	25
10. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	89	82	85	86	82	52	99	81	63	48
11. SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	100	95	97	98	94	69	108	93	78	65

8.1.2.2 İyon Değişimine Bağlı Katyon Jeotermometreleri

Bazı araştırmacılar Na, K, Ca, Mg ve Li gibi bazı iyonların oranlarının sıcaklıkla ilişkili olduklarını ve hidrokimyasal evrimde ipucu niteliği taşıdıklarını belirtmişlerdir. Suda iyon değişimine uğrayan birçok mineralden yararlanılarak bazı ampirik jeotermometre bağıntıları geliştirilmiştir (Tablo 7.14). Ancak katyon değişimine bağlı olarak geliştirilen bu denklemlerin uygulamalarında bazı sıkıntılar yaşanmaktadır. Bu jeotermometreler suda fazla miktarda Ca iyonu bulunuyorsa rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında yüksek değerler verir. Na/K jeotermometrelerinin uygulanacağı sıcak sularda; pH değeri nötre yakın veya hafif alkali, karbonat çökelmelerinin oluşmaması, log (Ca/Na) değerinin 0,5'ten az olması koşulları aranmalıdır. Na/K jeotermometreleri, genellikle 200°C üzerindeki sıcaklıkta bir akiferden gelen sularda daha iyi sonuçlar vermekte ve özellikle 100°C altında sıcaklığa sahip sularda gerçeği yansıtmayan sonuçlar vermektedir (Fournier 1977; Şahinci 1991). Na-K-Ca jeotermometresi Na/K jeotermometresine kıyasla düşük sıcaklıklı sularda daha gerçekçi sonuçlar verebilmektedir. Heybeli termal suları için; Na/K, Na/Li, Li/Mg, Na/Ca ve K/Ca jeotermometreleri gerçekçi olmayan çok yüksek sonuçlar verirken (~190-500°C), kısmen daha çabuk dengelenen K/Mg jeotermometresi silika jeotermometrelerine yakın sonuçlar vermektedir. K/Mg jeotermometresi dikkate alındığında Heybeli termal sularının rezervuar sıcaklıkları Temmuz ve Kasım dönemleri için sırasıyla 69-85°C ve 67-83°C olarak hesaplanmıştır (Tablo 7.15, 7.16).

Tablo 8.14: Akifer sıcaklıklarının tahmin edilmesinde kullanılan bazı katyon jeotermometreleri.

Jeotermometre	Bağıntı	Kaynak
1. Na/K	$t = 933 / (0.933 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
2. Na/K	$t = 1319 / (1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
3. Na/K	$t = 777 / (0.70 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
4. Na/K	$t = 856 / (0.857 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Truesdell 1976
5. Na/K	$t = 1217 / (1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier 1979
6. Na/K	$t = 1178 / (1.470 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Nieva ve Nieva 1987
7. Na/K	$t = 1390 / (1.750 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Giggenbach 1988
8. Na/K (mmol)	$t = 908 / (0.692 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier 1979
9. K/Mg	$t = 4410 / (13.95 - \log \text{K}^2/\text{Mg}) - 273.15$	Giggenbach 1988
10. Na-K-Ca (R) (Mg düz.)	$R = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}) \times 100$	Fournier ve Potter 1979
11. Li/Mg	$t = 2200 / (5.470 - \log(\text{Li}/\text{Mg}0.5)) - 273.15$	Kharaka ve Mariner 1987
12. Na/Li	$t = 1590 / (0.779 + \log(\text{Na}/\text{Li})) - 273.15$	Kharaka ve diğ. 1982
13. Na-Li (mmol) Cl>0.3	$t = 1195 / (0.130 + \log(\text{Na}/\text{Li}0.5)) - 273.15$	Fouillac ve Michard 1981
14. Na/Ca	$t = 1096.7 / (3.08 - \log(\text{Na}/\text{Ca}0.5)) - 273.15$	Tonani 1980
15. K/Ca	$t = 1930 / (3.861 - \log(\text{K}/\text{Ca}0.5)) - 273.15$	Tonani 1980

Tablo 8.15: Temmuz 2013 dönemi örneklerinin katyon jeotermometresi sonuçları.

JEOTERMOMETRE ADI	H1A	H4	AÇ2	HK1	ÇB1	ÇB2	PZ1	PZ2	KP
1. Na/K	216	214	221	215	142	228	241	242	357
2. Na/K	220	219	224	219	164	228	238	239	314
3. Na/K	191	189	196	189	112	203	218	219	349
4. Na/K	194	192	199	193	121	206	219	220	336
5. Na/K	222	220	226	221	161	231	241	242	326
6. Na/K	209	207	213	208	150	218	228	229	310
7. Na/K	237	236	241	236	180	245	255	256	332
8. Na/K (mmol)	205	203	210	204	132	217	230	231	344
9. K/Mg	85	81	72	83	70	72	84	69	31
10. Na-K-Ca (mek) (Mg düzeltmeli)	23	24	25	23	38	27	23	26	40
11. Li/Mg	217	225	248	220	255	266	244	281	458
12. Na/Li	176	172	173	173	129	159	159	157	180
13. Na-Li (mmol) Cl>0.3	146	142	142	143	85	123	123	121	153
14. Na/Ca	398	381	315	394	520	319	365	283	92
15. K/Ca	280	272	249	277	266	254	281	244	162

Tablo 8.16: Kasım 2013 dönemi örneklerinin katyon jeotermometresi sonuçları.

JEOTERMOMETRE ADI	H1A	H2A	H4	AÇ2	HK1	ÇB1	ÇB2	PZ1	PZ2	KP
1. Na/K	205	206	204	205	203	233	234	129	226	368
2. Na/K	212	213	212	212	211	232	233	154	227	321
3. Na/K	179	180	178	179	177	209	210	99	201	363
4. Na/K	183	184	183	183	182	211	212	108	204	348
5. Na/K	213	214	213	213	212	235	236	151	230	334
6. Na/K	200	201	200	200	199	222	222	139	216	318
7. Na/K	229	230	228	229	228	249	250	170	244	339
8. Na/K (mmol)	194	196	194	195	193	222	223	120	215	355
9. K/Mg	83	77	78	73	79	82	68	67	71	23
10. Na-K-Ca (mek) (Mg düzeltmeli)	22	24	24	25	24	23	26	37	27	41
11. Li/Mg	208	215	215	225	209	228	269	237	250	426
12. Na/Li	182	191	187	187	192	176	168	144	174	233
13. Na-Li (mmol) Cl>0.3	146	159	155	161	156	161	179	128	177	428
14. Na/Ca	405	362	369	342	381	362	281	516	318	67
15. K/Ca	276	260	261	251	266	276	239	255	252	144

8.2 Sülfat-Su Oksijen İzotop Jeotermometresi

Suyun ve çözünmüş kükürt bileşenlerinin duraylı izotopları, hem suyun kökeninin hem de rezervuar sıcaklığının belirlenmesi amacıyla kullanılmaktadır. Bu jeotermometre hesaplaması genel olarak; oksijen izotopunun sıcaklığın bir fonksiyonu olarak SO₄ ve H₂O arasında yer değiştirmesi esasına dayanır ve 100-350°C sıcaklığa sahip jeotermal sistemlerde başarıyla uygulanan bir yöntemdir (Mizutani 1972; Cortecchi 1974; McKenzie and Truesdell 1977). 100°C altındaki sıcaklığa sahip jeotermal sistemlerde de uzun sirkülasyon süresine bağlı olarak SO₄ ve H₂O'nun izotopik dengeye ulaştığı düşünüldüğünde düşük entalpili jeotermal sistemlerde de bu

jeotermometre kullanılabilir (Halas ve diğ. 1993; Fouillac ve diğ. 1990; Adam and Jan 2009; Boschetti 2013).

Bağıntılarda α , sülfat ve suyun $\delta^{18}\text{O}$ oranlarını göstermekte, T ise kelvin cinsinden sıcaklığı belirtmektedir. Heybeli jeotermal sularının sülfat-su oksijen izotop jeotermometresi hesaplamaları için Lloyd (1968) tarafından önerilen aşağıdaki bağıntı kullanılmıştır:

$$1000 \ln \alpha_{\text{SO}_4-\text{H}_2\text{O}} = 3.25 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 5.6 \quad (7.17)$$

Verilen eşitlikten hareketle; Heybeli termal sularının rezervuar sıcaklıkları 57-94°C arasında hesaplanmıştır (Tablo 7.17). Bu değerler kalsedon ve K-Mg jeotermometresi sonuçları ile oldukça uyumludur.

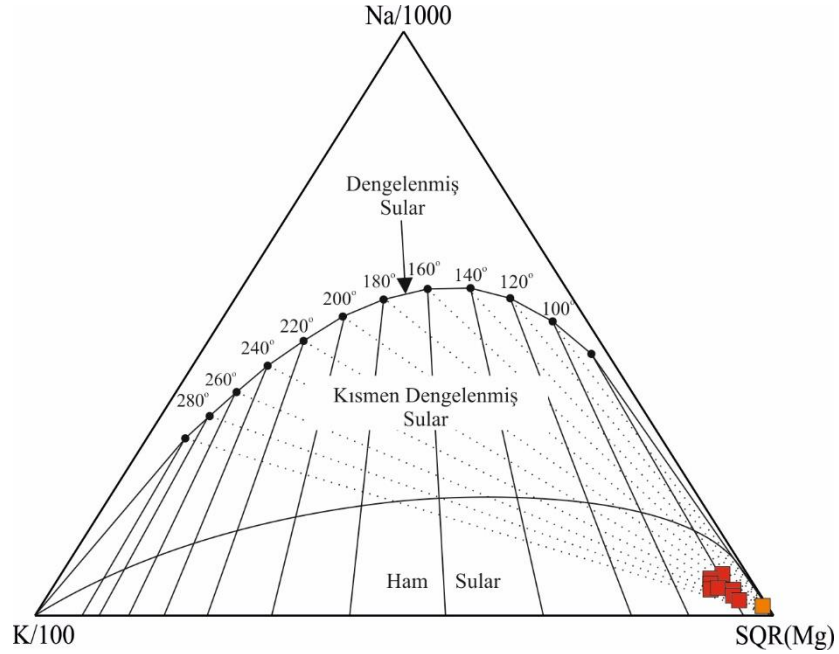
Tablo 8.17: Sülfat-Su Oksijen İzotop Jeotermometresi sonuçları.

Örnek Kodu	H1A	H4	HK1	PZ1	KP
$\delta^{18}\text{O}$ (SO ₄) (VSMOW)	9,49	8,03	8,06	9,03	13,47
$\delta^{18}\text{O}$ (H ₂ O) (VSMOW)	-10,3	-10,6	-10,5	-11,0	-10,7
Hesaplanan Rezervuar Sıcaklığı (°C)	85	93	94	83	57

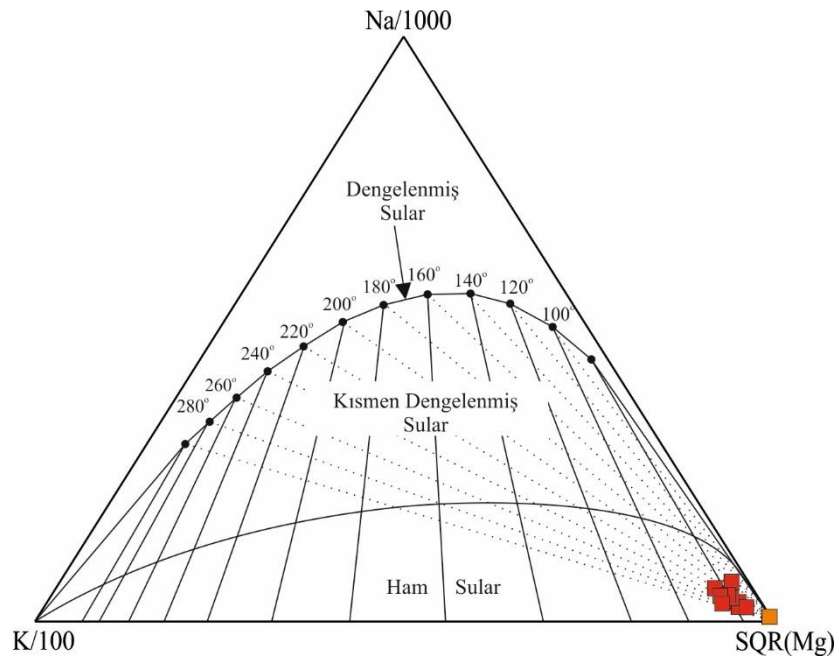
8.3 Birleşik Jeotermometre Uygulamaları

Suların rezervuar kaya sıcaklıklarının saptanması ve suların ilişkide olduğu kayaçlarla olan denge durumlarının belirlenmesi için Giggenbach (1988)'in geliştirdiği ve daha sonra Fournier (1990)'ın modifiye ettiği Na-K-Mg üçgen diyagramı ve birleşik jeotermometresi kullanılmıştır. Bu diyagram ile hem sıcak suların rezervuar sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmekte hem de katyon jeotermometre uygulamalarının geçerliliği sınanmaktadır. Diyagram kısaca, su-kayaç ilişkisinin dengede olmadığı (ham sular), su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu (karışmış sular) ve su-kayaç ilişkisinin tam dengede olduğu sular olmak üzere 3 bölümden oluşmaktadır. Diyagramda kısmen olgunlaşmış sularla, olgunlaşmamış suları birbirinden ayıran eğri olgunlaşma indeksinin (MI=maturity index) MI=2.0 olduğu eş kimyasal özellikteki noktaların birleşimiyle oluşmuştur.

Diyagram incelendiğinde Heybeli termal sularının tamamının ham sular bölgesine düştüğü ve devam eden bir su-kayaç etkileşimi olduğu görülmektedir. Bu nedenle jeotermometre değerlendirmelerinde katyon jeotermometrelerinin dikkate alınmaması gerekir (Şekil 7.59, 7.60).



Şekil 8.59: Temmuz dönemi sularının Giggenbach diyagramında gösterimi.



Şekil 8.60: Kasım dönemi sularının Giggenbach diyagramında gösterimi.

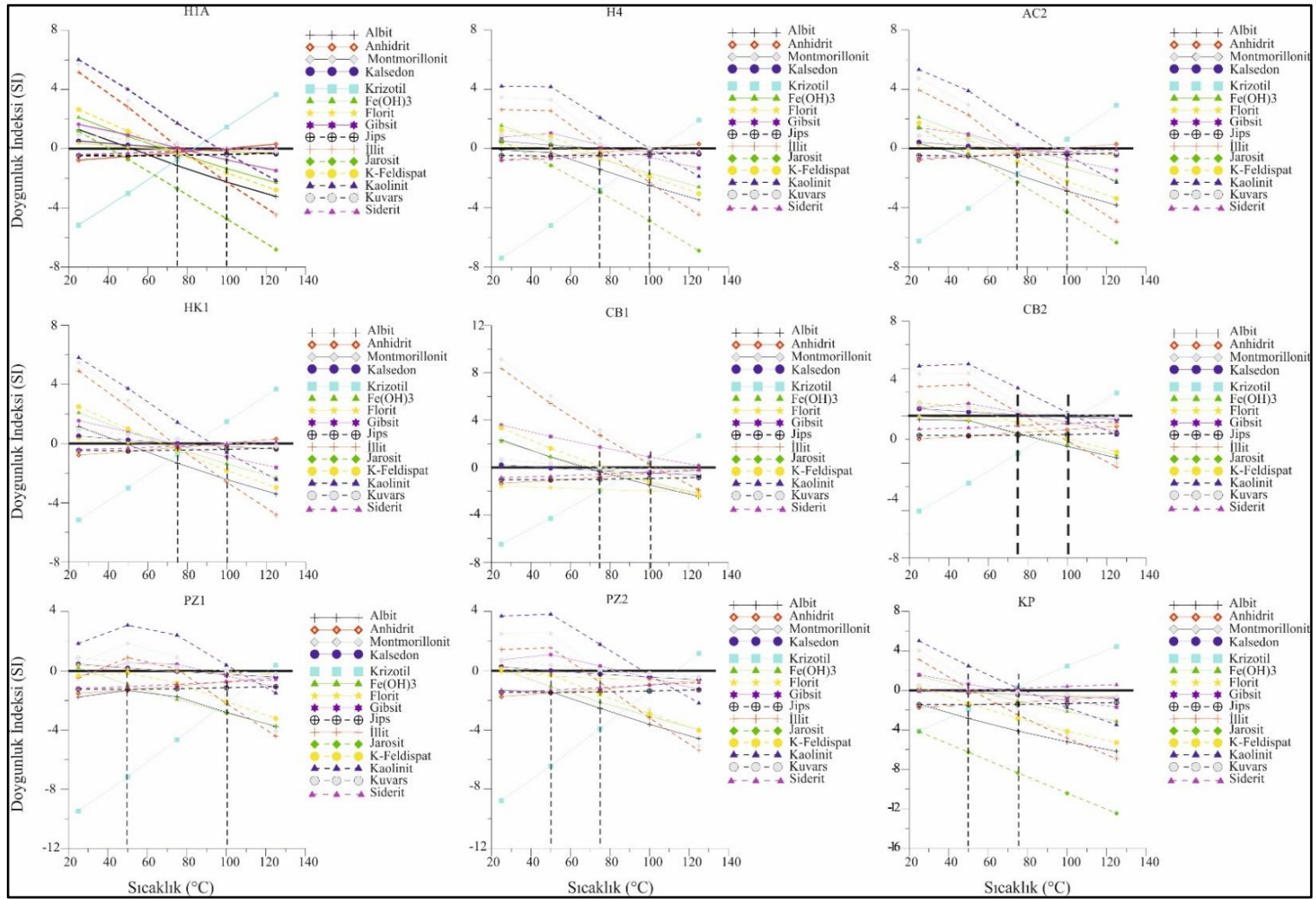
8.4 Çoklu Mineral Denge Diyagramları

Reed ve Spycher (1984)'in jeotermal alanlardaki rezervuar kaya sıcaklığının tahmin edilmesi için önermiş oldukları bu yöntem sıcaklıkla mineral doygunluklarının değişimi esasına dayalıdır. Minerallerin denge sabitleri hem sıcaklıkla hem de basınçla ilişkilidir. Ancak alterasyon minerallerinin denge sabitlerinin değişiminde basıncın etkisi (0-200 bar arası) oldukça sınırlıdır (Arnorsson ve diğ. 1983).

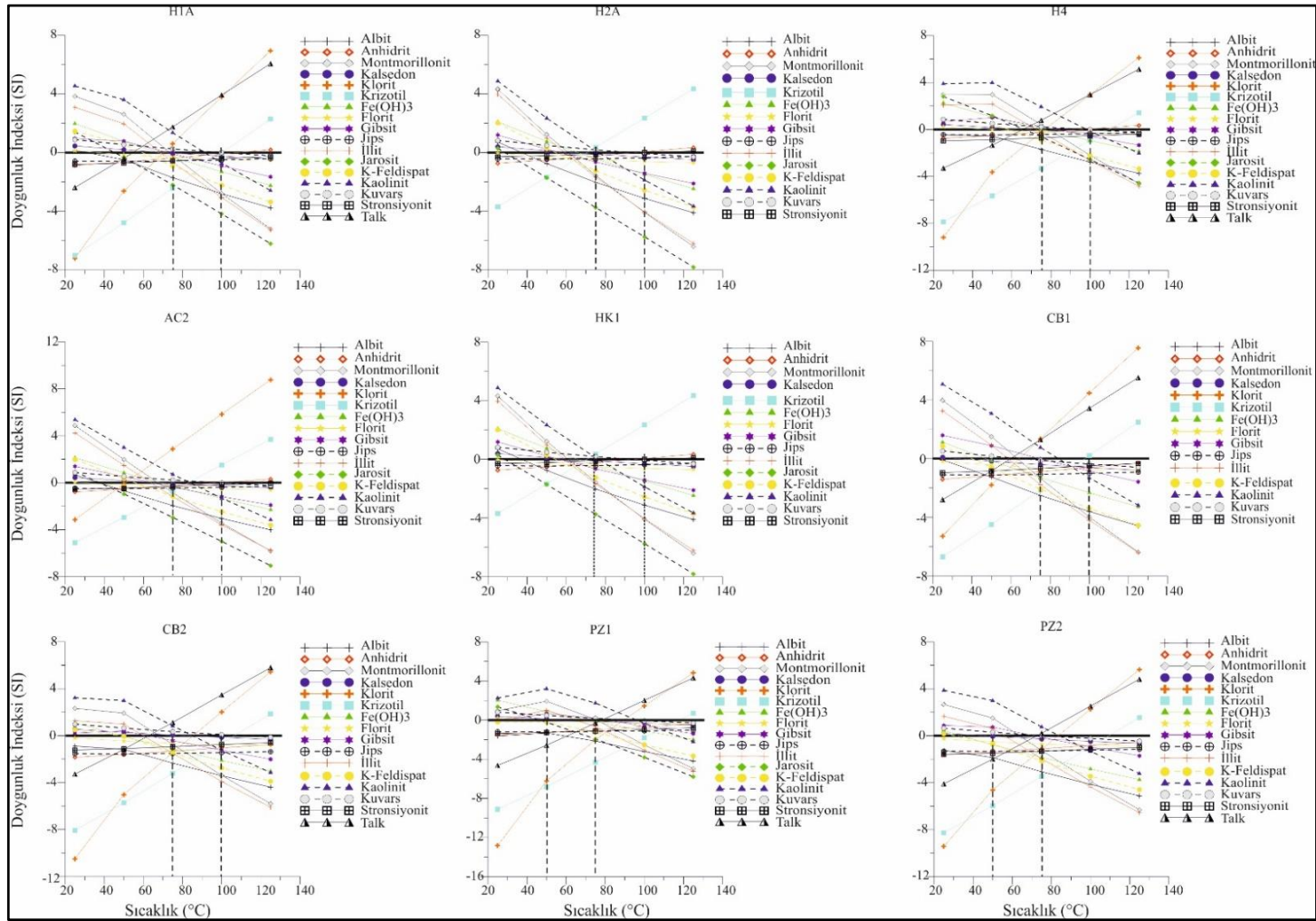
Analitik verilerin kullanılacağı mineraller genelde jeotermal sahalarda karşılaşılan hidrotermal alterasyon mineralleridir; ancak pratikte jeotermal araştırma yapılan bölgedeki kayaların yapısında bulunması muhtemel mineraller seçilmektedir. Yorumlamada, doygunluk indeksleri denge doğrusunu (SI=0) belirli bir sıcaklık noktası civarında kesiyor ise rezervuar sıcaklığı bu sıcaklık noktası olarak değerlendirilir. Denge doğrusu üstündeki kesişme, sudan buhar ayrılması ve farklı sıcaklıktaki suların karışımını, denge doğrusu altındaki kesişme, farklı sıcaklıktaki akışkanların karışımını ve bu akışkanların sıcaklıklarını belirtebilir (Tarcan 2003). Rezervuar sıcaklığını bu yöntemle belirleyebilmek için minerallerin doygunluk indeksleri, laboratuvar veri tabanları kullanılarak bir bilgisayar programı yardımıyla hesaplanabilir. Bu çalışma kapsamında denge diyagramlarının oluşturulmasında PhreeQC programı kullanılmıştır. Doygunluk indeksi hesaplamaları 25-50-75-100-25 °C sıcaklıklar için yapılmıştır. Temmuz-Kasım 2013 dönemleri için hazırlanan denge diyagramlarında (Şekil 7.61, 7.62) belirlenen rezervuar sıcaklıkları Tablo 7.18'de verilmiştir.

Tablo 8.18: Denge diyagramlarından elde edilen jeotermometre sonuçları.

Örnek Kodu	Temmuz (°C)	Kasım (°C)
H1A	75-100	75-100
H2A	75-100	75-100
H4	75-100	75-100
AC2	75-100	75-100
HK1	75-100	75-100
CB1	75-100	75-100
CB2	75-100	75-100
PZ1	50-100	50-75
PZ2	50-75	50-75
KP	50-75	----



Şekil 8.61: Su örneklerinin sıcaklık-mineral denge diyagramları (Temmuz).



Şekil 8.62: Su örneklerinin sıcaklık-mineral denge diyagramları (Kasım).

9. SULARIN KULLANIM ÖZELLİKLERİ

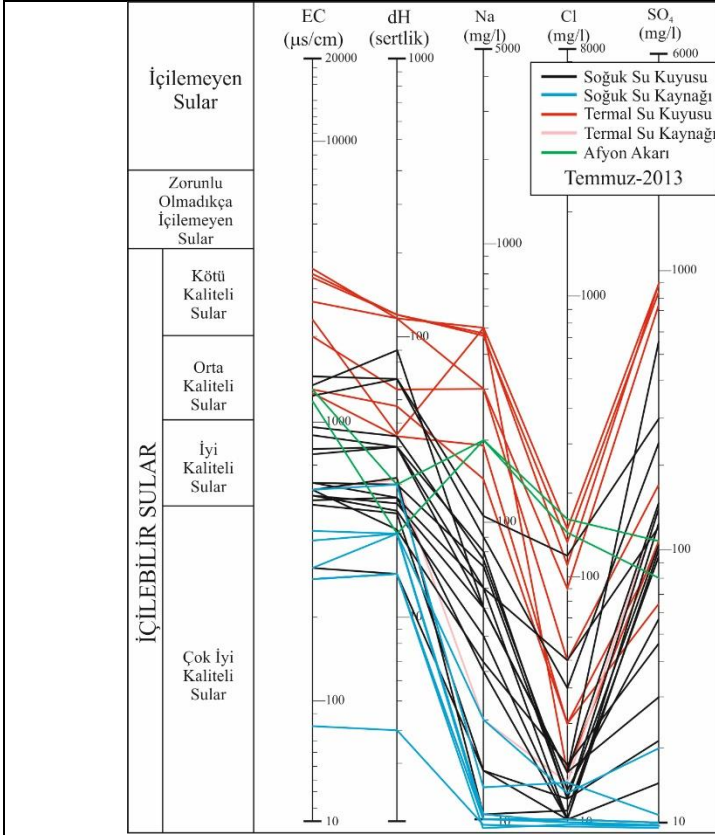
Doğal suların kullanım alanları fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre değişiklik göstermektedir. İnceleme alanında yer alan suların içme ve sulama suyu olarak kullanılabilirlikleri TSE 266 2005 standardı ve Schoeller, ABD Tuzluluk Laboratuvarı ve Wilcox diyagramları ile değerlendirilmiştir.

9.1 Suların İçilebilirlik Özellikleri

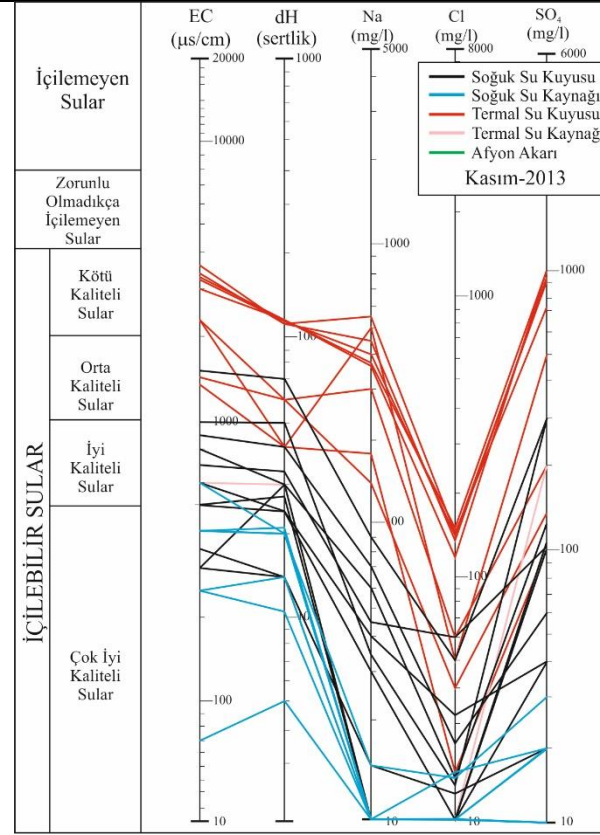
Soğuk su örneklerinin içme standartlarına uygunluğunu belirlemek için Temmuz ve Kasım dönemlerinde yapılan analiz sonuçları Schoeller içilebilirlik diyagramına yerleştirilmiştir. Bu diyagram suların EC, sertlik (Fransız), Na, Cl ve SO₄ değerlerini temel alır ve içme suları kalitesinin ortaya konmasında hidrojeolojide yaygın olarak kullanılır. Bu diyagrama göre soğuk sondaj suları “orta-iyi-çok iyi kaliteli” ve soğuk kaynak suları “iyi-çok iyi kaliteli” sular sınıfında, termal sondaj suyu ve akarsu örnekleri ise “orta-kötü kaliteli sular” sınıfında yer almaktadır (Şekil 8.63, 8.64).

Analiz sonuçları; Schoeller içilebilirlik diyagramında yer almayan maddeler bakımından değerlendirilmek amacıyla TSE 266 (2005) standardı ile karşılaştırılmıştır. Elektriksel iletkenlik değerleri 650 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) ve altında olan su örnekleri Sınıf 1 ve Sınıf 2 Tip 1 sınıfında (suyun fiziksel ve kimyasal yapısını değiştirmeyen ve su ile etkileşmeyen ambalajlar içerisinde piyasaya arz edilebilir sular), iletkenlik değerleri 650-2500 ($\mu\text{S}/\text{cm}$) arasında olan sular ise ambalajsız olarak dağıtım sistemleri ile piyasaya arz edilebilecek sular sınıfında yer almaktadır (Şekil 8.65). pH bakımından tüm su örnekleri standartlarda belirtilen limitler içinde yer almaktadır (Şekil 8.66).

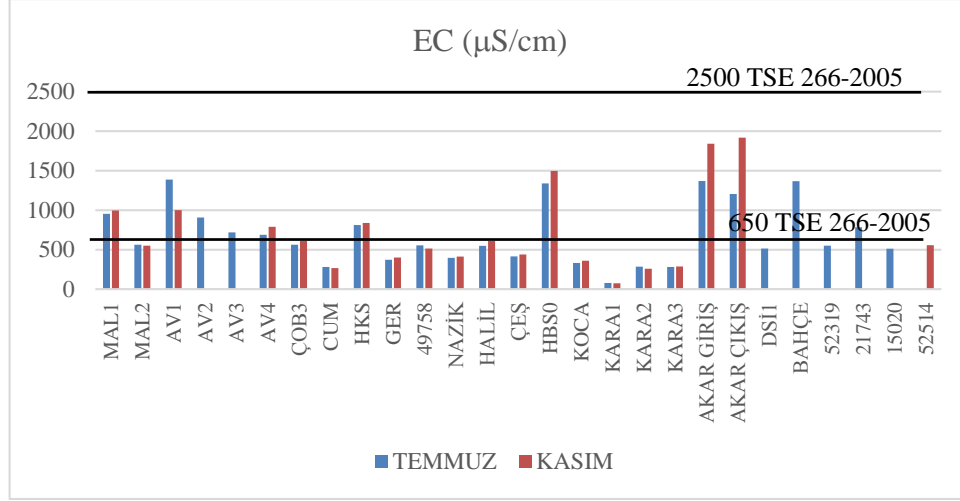
Örneklerin NO₃, Fe, F, Al element konsantrasyonları en az bir dönem standartlarda belirtilen limit değerler arasında bulunmaktadır (Şekil 8.67). Örneklerin tamamına yakınında “arsenik” değerleri standartların üzerinde bulunmaktadır. Akarsu örnekleri hariç diğer örnekler “bor” içeriği bakımından standartlarda belirtilen maksimum değerlerin altında yer almaktadır (Şekil 8.68).



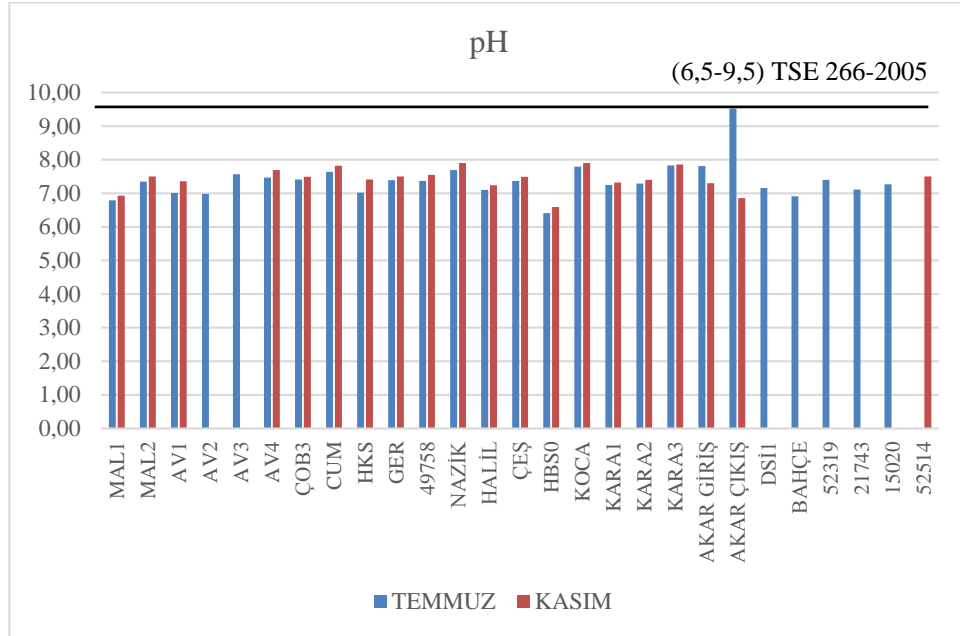
Şekil 9.63: Temmuz dönemi Schoeller içilebilirlik diyagramı.



Şekil 9.64: Kasım dönemi Schoeller içilebilirlik diyagramı.

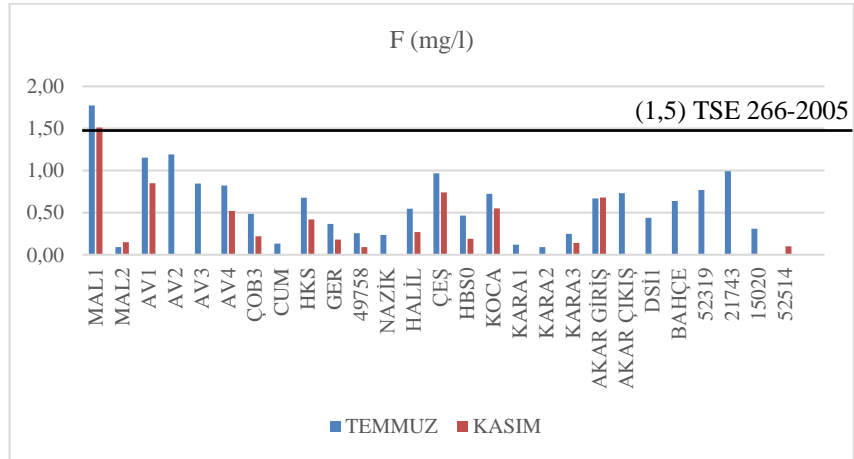
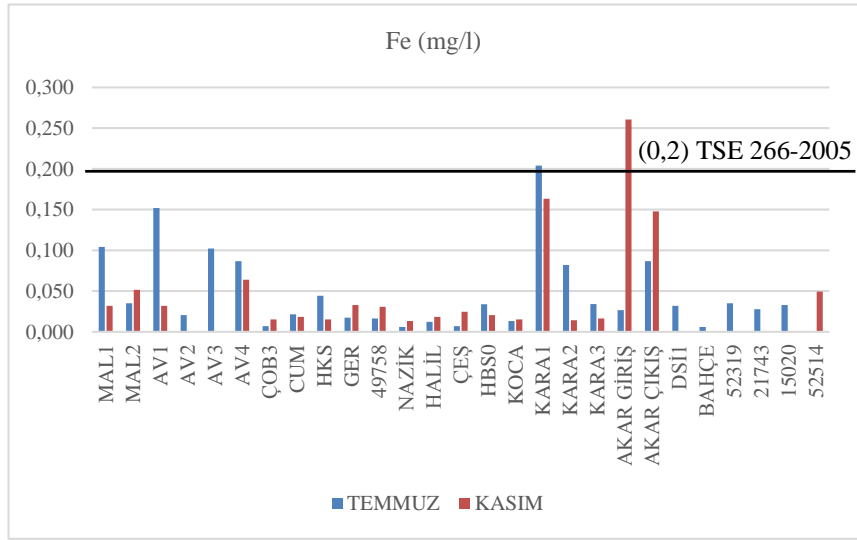
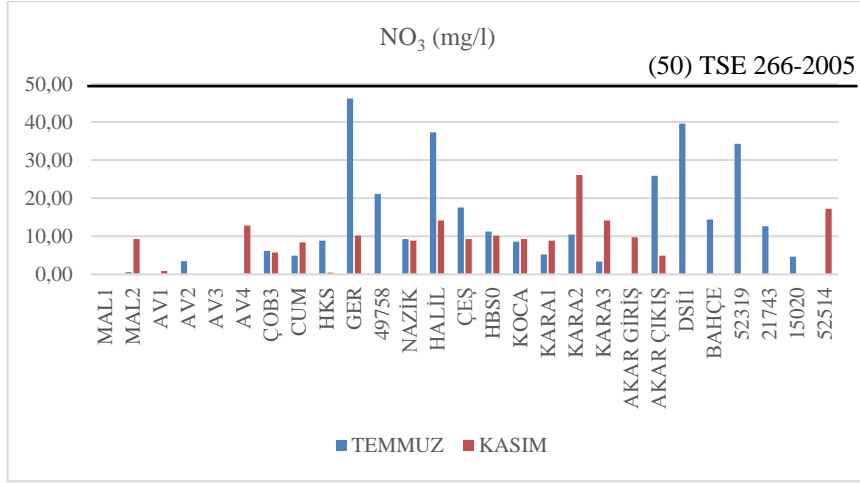


Şekil 9.65: Su örneklerinin Elektiriksel İletkenlik (EC) değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.

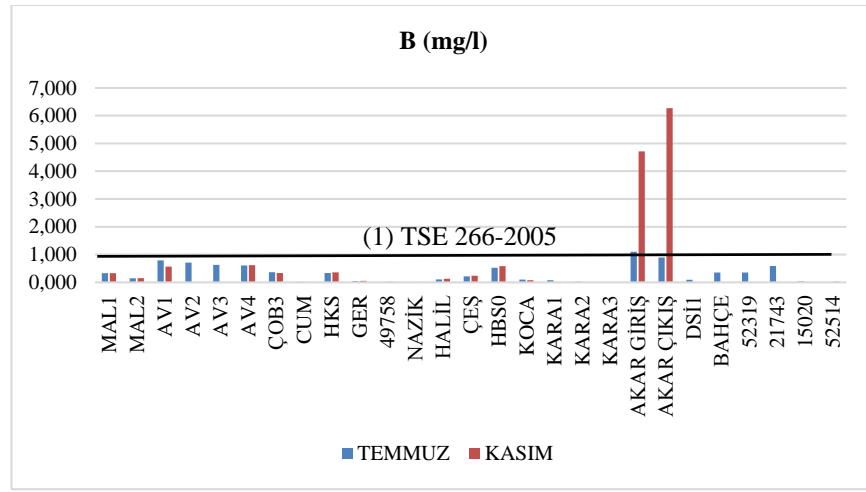
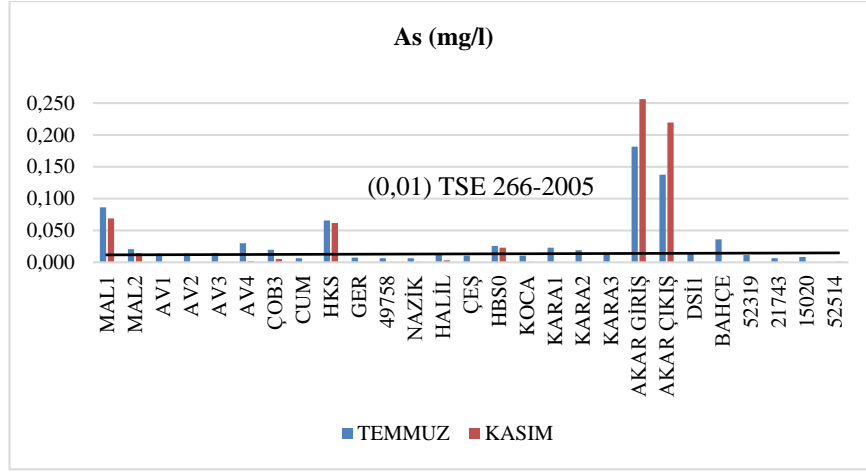


Şekil 9.66: Su örneklerinin pH değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.

Tüm bu veriler ışığında, inceleme alanında yer alan soğuk su sondajı ve soğuk su kaynağı örneklerinin bir çoğunun EC, pH, NO₃, Fe, Al, F, As ve B bakımından en az bir dönem belirlenen standartlar içerisinde yer aldığı ve içme suyu olarak kullanılabileceği belirlenmiştir. MAL1, HKS, HBS0 örnekleri ile akarsu örneklerinin ise özellikle As ve B bakımından içilemez olduğu söylenebilir.



Şekil 9.67: Örneklerin NO₃, Fe, F değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.



Şekil 9.68: Su örneklerinin As, B değerlerinin standartlar ile karşılaştırması.

9.2 Suların Sulamada Kullanılabilirlik Özellikleri

Sulamada kullanılacak suların içinde çözülmüş iyonlar bitkileri ve tarım toprağını etkileyerek verimi düşürürler. Sularda bulunan Na^+ iyonu ile toprakta bulunan Ca^{+2} iyonunun yer değiştirmesi sonucu toprağın geçirgenliği ve havalanması azalır (Şahinci 1991). Sulama sularının özelliklerinin belirlenmesi için sodyum tehlikesi, klorür tehlikesi ve bor tehlikesi gibi parametrelerle ABD tuzluluk laboratuvarı ve Wilcox diyagramlarından yararlanılmıştır.

9.2.1 Sodyum Tehlikesi

Toprağın yapısını bozarak geçirgenliği azaltan ve toprağın üst seviyelerinde ince bir kabuk oluşturan sodyum; geçirgenliği azaltarak bitkilerin hava almasını engeller. Suların sodyum miktarı (SAR) iyonlar mek/l olmak üzere;

$$SAR = \frac{rNa}{\sqrt{\frac{rCa+rMg}{2}}} \quad (8.18)$$

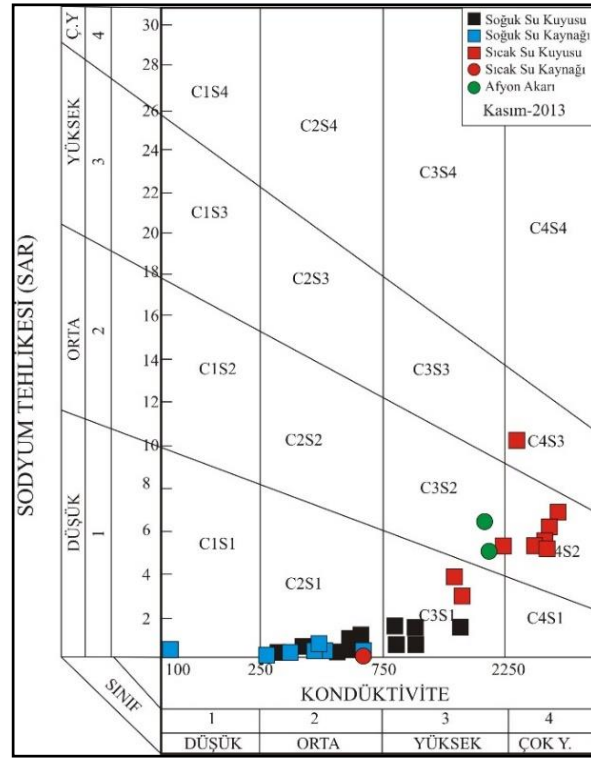
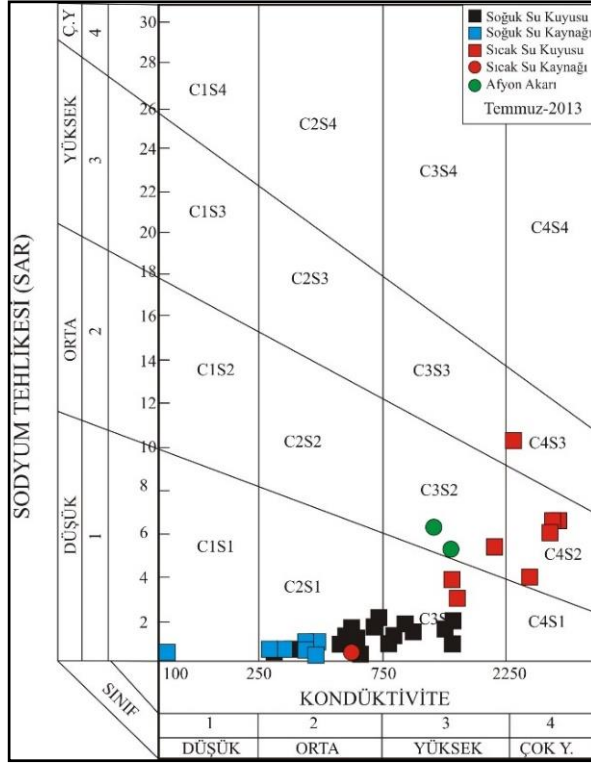
şeklinde hesaplanır (Richards 1954). Bu formüle göre hesaplanan SAR değerleri 10'dan az olan sular çok iyi özellikte, 10-18 arası olanlar iyi özellikte, 18-26 arası olan sular orta özellikte ve SAR değeri 26'dan büyük olan sular kötü özellikte sulama suyu olarak sınıflandırılır. İnceleme alanında yer alan sıcak su örneklerinin SAR değerleri 0,2-10,3, soğuk su sondajlarının SAR değerleri 0,21-1,86, soğuk kaynak suyu örneklerinin 0,08-0,66 ve Akarçay'a ait su örneklerinin SAR değerleri ise giriş ve çıkışta sırasıyla 5,2-6,2 olarak belirlenmiştir. Bu değerler dikkate alındığında, tüm örnekler SAR değerlerine göre çok iyi özellikte sulama suyu özelliği sunmaktadır.

ABD Tuzluluk Laboratuvarı diyagramında sular SAR ve EC değerlerine göre 16 sınıfa ayrılmıştır. Bu diyagrama göre inceleme alanında yer alan sıcak sondaj suları C3S1-C3S2-C4S2-C4S3 alanında, sıcak kaynak suyu C2S1 alanında, akarsu örnekleri C3S2 alanında, soğuk sondaj suları C2S1-C3S1 alanında ve soğuk kaynak suları C1S1 ve C2S1 alanında yer almaktadır (Şekil 8.69).

Sulama suyu sınıflamasında kullanılan diğer bir diyagram olan Wilcox diyagramı, suların sodyum yüzdesi ve elektriksel iletkenlik değerlerini temel alarak oluşturulmuştur. Suların % Na değerleri iyonlar mek/l olmak üzere,

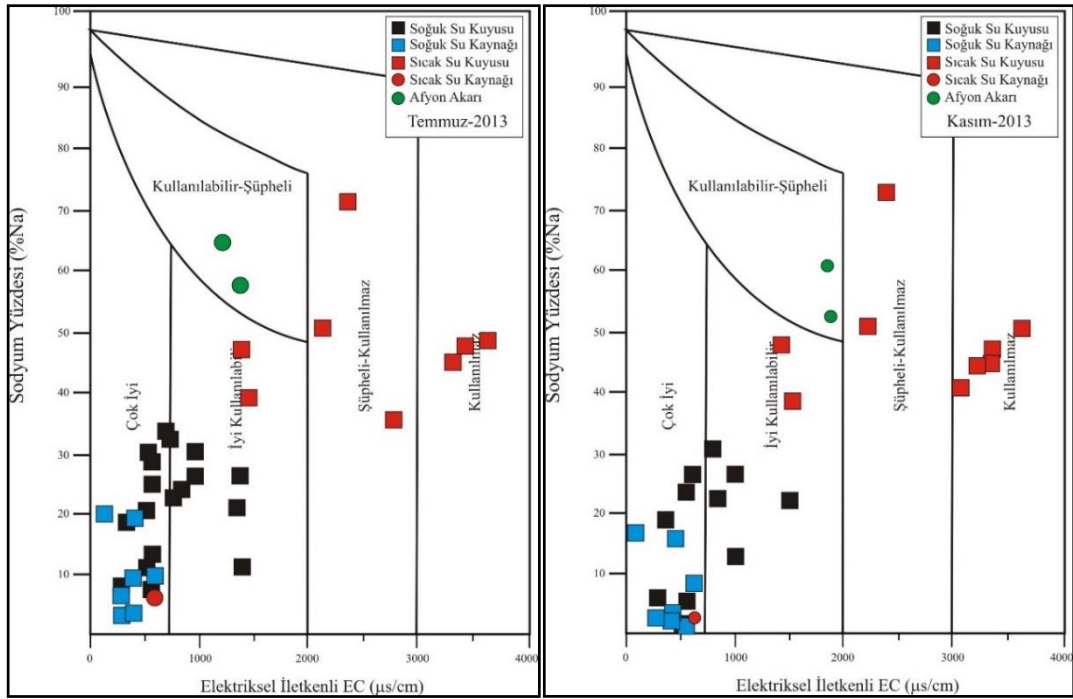
$$\%Na = (Na + K) * 100 / (Ca + Mg + Na + K) \quad (8.19)$$

şeklinde hesaplanır.



Şekil 9.69: Su örneklerinin ABD Tuzluluk Laboratuvar diyagramındaki konumu. (C1: Az tuzlu su, bitkilerin çoğu için sulama suyu olarak kullanılabilir. C2: Orta tuzlulukta su, orta derecede tuza ihtiyaç gösteren bitkiler için kullanılabilir. C3: Fazla tuzlu su, drenaj yapılmaksızın bitkiler için kullanılamaz, bazı bitkiler için kullanılabilir. S1: Az sodyumlu su, sodyuma karşı duyarlı olan bitkilerin dışında her türlü tarım için uygundur. S2: Orta sodyumlu su, geçirgen veya bol jipsli arazilerde kullanılabilir. Yıkama ile toprağın tuzluluğu azaltılıyorsa, özellikle bu tip sular kullanılmalıdır, S3: Yüksek sodyumlu su, birçok toprak cinslerinde sodyum tehlikesi olabilir. Çok iyi geçirgen ve akaçlama gösteren H arazilerde bol su kullanarak, belirli sürelerde yapılacak kimyasal tahlillerle sodyum tehlikesi denetlenmelidir).

İnceleme alanında yer alan sular Wilcox diyagramına yerleştirildiğinde; yüksek sıcaklık ve yüksek elektriksel iletkenliğe sahip termal suların “şüpheli kullanılamaz-kullanılamaz” sınıfında; düşük sıcaklık ve düşük elektriksel iletkenliğe sahip termal suların “iyi kullanılabilir” sular sınıfında; termal kaynak suyu, soğuk su sondajları ve soğuk su kaynak sularının “çok iyi-iyi kullanılabilir” sular sınıfında yer aldığı görülmektedir. Akarsu örnekleri ise “şüpheli kullanılabilir” sular sınıfında yer almaktadır (Şekil 8.70).



Şekil 9.70: Su örneklerinin Wilcox diyagramındaki konumu.

9.2.2 Bor tehlikesi

Bor, sulama sularında fazla bulunursa bitkiler için zehirleyici etki yapar. Başta narenciye olmak üzere meyveler bora karşı çok duyarlıdır. Arpa, buğday ve bazı sebzeler yarı dayanıklı; havuç, lahana, soğan, şekerpancarı gibi bitkiler ise dayanıklıdır. Bor içeriklerine göre sulama sularının sınıflaması Tablo 8.19’da verilmiştir. Bu Tabloya göre bor miktarı 1-4 mg/l arasında değişen sıcak su örnekleri her üç bitki türü için farklı özellik sunarken, tüm soğuk sondaj/kaynak suyu örnekleri bor açısından tüm bitkiler için çok iyi kullanılabilir özelliktedir.

Tablo 9.19: Denge diyagramlarından elde edilen jeotermometre sonuçları.

Suyun Sınıfı	Suda bulunan bor (mg/l)		
	Duyarlı bitkiler (Limon, kayısı, şeftali, kiraz, elma vs.)	Yarı dayanıklı bitkiler (patates, arpa, buğday, domates vs.)	Dayanıklı bitkiler (şeker pancarı, soğan, yonca)
Çok iyi	<0.33	<0.67	<1.00
İyi	0.33-0.67	0.67-1.33	1.00-2.00
Kullanılabilir	0.67-1.00	1.33-2.00	2.00-3.00
Şüpheli	1.00-1.25	2.00-2.50	3.00-3.75
Kullanılmaz	>1.25	>2.50	>3.75

9.2.3 Klorür Tehlikesi

Sulama sularında fazla miktarda bulunan klorür (özellikle 5 mek/l'den fazla) bitkiler tarafından soğurularak yaprak yanmasına neden olur. Çalışma alanında yer alan sulardan sadece Akar çıkış örneğinde Cl miktarı 5 mek/l'den fazla olduğu için sulamada kullanılmaz, diğer sular için böyle bir tehlike yoktur.

9.2.4 Sulama suyu sınıflamalarının sentezi

Wilcox ve ABD Tuzluluk Laboratuvarı diyagramlarında sulamaya uygunluk yönünden bazı farklılıklar sunmaktadır. Bunu önlemek için sular %Na, Cl, SO₄ ve EC değerlerine göre tekrar sınıflanmıştır (Şahinci 1991). Sınır değerler Tablo 8.20'de verilmiştir.

Tablo 9.20: Suların EC, %Na, rCl ve rSO₄ değerlerine göre sınıfları (Şahinci 1991).

Suyun Sınıfı	%Na	rCl	rSO ₄	EC (mS/cm)
Çok İyi	<20	<4	<4	<250
İyi	20-40	4-7	4-7	250-700
Kullanılabilir	40-60	7-12	7-12	750-2000
Şüpheli	60-80	12-20	12-20	2000-3000
Kullanılmaz	>80	>20	>20	>3000

Bölgede yer alan su örneklerinin EC, %Na, rCl ve rSO₄ değerlerine göre sınıflamasında en yüksek değer baz alınmış ve en az bir parametre bakımından sınır değeri aşan örnekler kullanılmaz olarak sınıflandırılmıştır (Tablo 8.21).

Tablo 9.21: Analizi yapılan örneklerin EC, %Na, rCl ve rSO₄ değerlerine göre sınıfları.

TEMMUZ						KASIM					
	%Na	EC	rCl	rSO ₄	Sınıf		%Na	EC	rCl	rSO ₄	Sınıf
H1A	47,29	3580	4,42	18,86	Kullanılamaz	H1A	49,02	3620	4,51	14,78	Kullanılamaz
H4	44,67	3310	3,81	17,73	Kullanılamaz	H4	43,67	3340	4,11	19,78	Kullanılamaz
AÇ2	34,53	2770	2,64	16,2	Şüpheli	AÇ2	39,44	3060	3,51	21,94	Kullanılamaz
HK1	46,4	3450	4,26	18,67	Kullanılamaz	HK1	45,67	3350	4,46	21,74	Kullanılamaz
PZ1	49,31	2119	1,6	3,78	Şüpheli	H2A	43,01	3210	3,96	19,4	Kullanılamaz
PZ2	37,27	1447	0,93	2,18	Kullanılabilir	PZ1	49,37	2210	1,81	4,21	Şüpheli
ÇB1	69,66	2350	1,87	12,04	Şüpheli	PZ2	37,28	1521	1,11	3,02	Kullanılabilir
ÇB2	45,84	1380	0,64	1,58	Kullanılabilir	ÇB1	46,36	1420	0,61	2,17	Kullanılabilir
KP	6,42	587	0,21	3,25	İyi	ÇB2	70,93	2380	1,66	10,66	Şüpheli
MAL1	25,46	955	0,5	1,22	Kullanılabilir	KP	2,21	615	0,21	4,1	İyi
MAL2	24,19	563	0,25	0,56	İyi	MAL1	25,47	997	0,71	1,39	Kullanılabilir
AV1	11,72	1387	0,69	12,22	Kullanılabilir	MAL2	22,58	550	0,31	0,89	İyi
AV2	29,44	908	0,46	3,27	Kullanılabilir	AV1	12,2	1001	0,51	6,33	Kullanılabilir
AV3	32,61	718	0,4	2,47	İyi	AV4	29,53	790	0,51	2,84	Kullanılabilir
AV4	31,53	689	0,31	1,98	İyi	ÇOB3	25,43	609	0,66	0,92	İyi
ÇOB3	28,61	563	0,57	0,67	İyi	52514	5,02	556	0,36	2,29	İyi
DS11	10,76	515	0,44	0,47	İyi	HKS	21,56	839	0,16	0,39	Kullanılabilir
BAHÇE	25,54	1368	3,8	6,84	Kullanılabilir	49758	0,56	515	1,71	2,31	İyi
52319	29,34	551	0,62	0,98	İyi	HBSO	21,22	1498	0,31	0,47	Kullanılabilir
21743	22,43	784	0,09	0,18	Kullanılabilir	KOCA1	18,14	361	0,31	2,07	İyi
15020	19,94	512	0,55	0,71	İyi	KARA3	5,57	288	0,16	0,06	İyi
HKS1	23,33	812	0,18	2,9	Kullanılabilir	CUM	6,1	267	0,61	0,48	İyi
49758	7,25	555	1,38	2,88	İyi	GER	2,6	400	0,51	0,76	İyi
HBSO	21,24	1338	0,25	0,23	Kullanılabilir	NAZİK	3,09	413	1,36	5,88	İyi
KOCA1	18,04	331	0,37	1,99	İyi	HALİL	7,28	610	0,41	0,48	İyi
KARA3	7,83	282	0,14	0,16	İyi	ÇEŞ	15,31	439	0,16	0	İyi
CUM1	6,29	282	0,49	0,27	İyi	KARA-1	16,26	73,8	0,21	0	Çok iyi
GER	9,12	373	0,5	0,48	İyi	KARA-2	2,54	260	0,26	0	İyi
NAZİK	3,43	396	1,17	5,48	İyi	AKAR G	59,3	1841	7,11	2,49	Kullanılabilir
HALİL	9,96	548	0,27	0,22	İyi	AKAR Ç	51,13	1918	6,26	1,52	Kullanılabilir
ÇEŞ	18,72	415	0,08	0,06	İyi						
KARA	19,43	78,9	0,09	0,15	Çok iyi						
KARA	3,05	286	0,08	0,32	İyi						
AKAR G	56,2	1369	4,53	1,75	Kullanılabilir						
AKAR Ç	63,1	1206	5,02	2,46	Şüpheli						

9.3 Termal Suların Radyoaktivite Özellikleri

Yer altı suları içerisinde geçtikleri kayalardaki radyoaktif maddelerin etkisiyle bir miktar radyoaktiflik kazanırlar. Yeraltı sularında rastlanan en önemli radyoaktif elemanlar K⁴⁰, Rb⁸⁷, Th²³², U²³⁵ ve U²³⁸'dir (Davis ve DeWiest 1966; Şahinci 1991). U²³⁸'in bozunumu sonucu ortaya çıkan Rn²²² (radon) ve Rn²²⁶ hidrojeoloji açısından en önemli radyoaktif elementlerdir (Davis ve DeWiest 1966). Alfa ışını saçan radyoaktif maddelere örnek olarak; Radium (Ra²²⁶), Radon (Rn²²²) ve Uranyum (U²³⁵ ve U²³⁸) gösterilebilir. Beta saçan radyoaktif maddeler ise; Tritiyum (H³), Potasyum (K⁴⁰), Stronsiyum (Sr⁹⁰) ve Karbon (C¹⁴)'dür (<http://w2.anadolu.edu.tr/aos/kitap/ehsm/1222/unite13.pdf>).

Uranyum, toryum, radyum ve radonun zengin olarak bulunduğu kayaç grupları metamorfik kayaçlar, granitik kayaçlar ile çeşitli sedimanter kayaçlardır. Sulardaki radyoaktif maddelerin miktarı, büyük oranda ana kaya tipine bağlıdır. Granitik kayalardaki doğal radyoaktif maddelerin radyoaktivitesi diğer kayaç türlerine kıyasla daha yüksektir (Kumru ve diğ. 2002). Mağmatik kayaçların uranyum ve toryum içeriği, mağmanın kökenindeki uranyum ve toryum konsantrasyonlarının değişimi ve mağmatik kristalizasyon ile yakından ilişkilidir. Atom çapları büyük olan uranyum ve toryum gibi elementler küçük çaplı elementlerden oluşan minerallerden (kuvars, feldispat, mika gibi) ziyade büyük çaplı elementlerden oluşan zirkon, rutil ve titanit gibi minerallerin yapısında bulunurlar (Şahinci, 1987).

Alfa radyoaktivitesine uzun dönem maruz kalınmasının kanser yapıcı etkisi bulunmaktadır. Alfa radyasyonlarına oranla beta radyasyonun özellikle akciğer kanseri yapma etkisi daha azdır. Yüksek enerjili beta radyasyonlarına aşırı derecede maruz kalma veya yüksek dozda ışınlanma durumlarında deri yanıkları görülebilmektedir. Bu şekildeki beta yayınlayıcılar, solunum ya da sindirim yoluyla vücuda alındığı takdirde de tehlike yaratabilmektedir (Taner 2009).

Bu çalışma kapsamında 4 adet sıcak su sondajı ve 1 adet sıcak su kaynağı örneğinde radyoaktivite ölçümü yaptırılmıştır (Tablo 8.22). 01.12.2004 tarihli ve 25657 sayılı Resmi Gazete'de yayımlanan “Doğal Mineralli Sular Hakkında Yönetmelik”te, bir suyun doğal ve mineralli su olarak içilebilmesi için uyması gereken standartlar belirtilmiştir. Bu yönetmelikle belirlenen radyoaktivite sınırları, alfa yayınlayıcılar için 1,5 Bq/L ve beta yayınlayıcılar için için 2,0 Bq/L olarak kabul edilmiştir. Bu veriler dikkate alındığında, analizi yapılan sıcak su örneklerinin radyoaktivite bakımından doğal ve mineralli su olarak kullanılabilceği görülmektedir.

Tablo 9.22: Analizi yapılan örneklerin alfa ve beta aktivite sonuçları.

Örnek Kodu	α aktivitesi (Bq/l)	β aktivitesi (Bq/l)
H1A	0,857	1,97
HK1	0,625	1,46
CB1	0,084	0,02
PZ1	0,505	1,22
KP	0,073	0,08

9.4 Akarçay Sularının Bakteriyolojik Özellikleri

Su, hastalık yapan mikroorganizmalar için iyi bir taşıyıcıdır. Bu mikroorganizmalar insanda bağırsak hastalıklarına sebep olmaktadır. Toplum sağlığı açısından, içme sularının hastalık yapıcı mikroorganizmaları ve zararlı kimyasal maddeleri içermemesi istenmektedir. Suyun mikrobiyolojik kalitesi bazı organizmaların konsantrasyonları ölçülerek tespit edilir. En yaygın olarak kullanılan indikatör mikroorganizma ise koliform grubu bakterilerdir (Atakent 1979; Özcengiz 1982; Alisharlı ve diğ. 2007). Özellikle E.coli doğada ve sadece sıcakkanlı hayvanların bağırsak sistemlerinde ve dolayısıyla dışkılarında bulunur. Buna bağlı olarak insanların ve hatta hayvanların kullanımına sunulan bir gıda maddesinde, içme ve/veya kullanma suyunda fekal koliformlara rastlanması o örneğe doğrudan ya da dolaylı olarak dışkı bulaştığının göstergesidir (Çakır 2000).

İnceleme alanını batıdan doğuya kateden Akarçay'ın, şehir merkezinden geçen kısmından, inceleme sahasına girdiği ve çıktığı noktalardan alınan su numunelerinden yapılan e.coli analizi sonuçlarına göre; Afyon şehir merkezinden geçen Akarçay örneğinin <10CFU/l, akar giriş örneğinin 45CFU/l ve akar çıkış örneğinin 135CFU/l e.coli içerdiği tesbit edilmiştir. Bu durumda Akarçay, şehir merkezinden çıkıp, ilçelerden ve köylerden geçtikte muhtemelen evsel-ticari atıkların akarsuya deşarjı nedeniyle kirlenmektedir.

10. SONUÇLAR

İnceleme alanının temel kayaçlarını Paleozoyik yaşlı Afyon metasedimanter (Paleozoyik) grubu kayaçları oluşturur. Bu kayaçlar; genel olarak kloritşist-fillit, kalkşist, muskovit şist ve kuvarsit mercceklerinden oluşan Sultandede Yeşilşist Formasyonu ve koyu gri renkli, orta ve kalın düzgün tabakalanmalı rekristalize kireçtaşlarından oluşan Karahasan kireçtaşlarıdır. Temel kayaçların üzerine uyumsuz olarak gelen örtü birimleri ise kıltaşı-kumtaşı-çakıltaşı-marn gibi kayaçlardan oluşan Pliyosen yaşlı Kaymakçı ve Gebeceler formasyonlarıdır. İnceleme alanınında küçük bölgelerde mostra veren trakiandezitik kayaçlar ise bölgedeki en genç oluşumdur. Tüm bu birimler alüvyon ve yamaç molozu tarafından örtülmektedir.

İnceleme alanı tektonik açıdan, Akşehir-Simav fay sistemi içerisinde yer alan Akşehir-Afyon grabeni ve bu grabene ait birincil ve ikincil faylar tarafından kontrol edilmektedir. Bu sistem içerisinde grabenin ana fayları dışında bu fayları tali olarak kesen birçok ikincil fay bulunmaktadır.

Bölgenin yıllık ortalama sıcaklığı 11.2°C ve yıllık toplam yağış ortalaması 446,44 mm'dir. Karahasan kireçtaşları, Kaymakçı formasyonuna ait Sarıkayalar konglomera üyesi ve alüvyon bölgedeki geçirimli kayaçları oluşturmaktadır. Kaymakçı formasyonunun Feleli ve Sarıova üyeleri, Gebeceler formasyonu Akbel üyesi ile trakiandezitler bölgedeki yarı geçirimli kayaçlar iken, Sultandede yeşilşist formasyonu ise geçirimsiz birimleri oluşturmaktadır.

Lokasyon olarak gruplanabilen inceleme alanı jeotermal kuyularının sıcaklıkları, Heybeli kaplıcası ve civarında 51,4-54,7°C, Çay Belediye'sine ait kuyularda, 27,3-38,0°C ve Pazarağaç Belediye'sine ait kuyularda 28,2-37,9°C arasında değişmektedir. İnceleme alanındaki sıcak suların EC değerleri 587-3620 µS/cm, soğuk suların EC değerleri 282-1498 µS/cm arasındadır.

İnceleme alanı suları farklı kimyasal kompozisyonlara sahip olmakla birlikte, genel olarak termal sondaj suları Na-Ca-HCO₃ ve Na-Ca-HCO₃-SO₄, termal kaynak suyu Ca-Mg-HCO₃-SO₄, soğuk sondaj/kaynak suları Ca-HCO₃ tipindedir. Akarsu örnekleri ise Na-Ca-HCO₃-Cl iyonlarınca zengindir.

Örneklenen su noktalarında çökelme eğilimde olan mineraller aragonit, kalsit, dolomit, kalsedon ve kuvarstır.

$\delta^{18}\text{O}$ ve δD ilişkisine göre inceleme alanında yer alan sular meteorik kökenli olup, Temmuz döneminde analizi yapılan bazı örneklerin DMSD'dan sapma göstermesi kar suyunun buharlaşması ile açıklanmıştır. Hesaplanan ortalama beslenme yükseklikleri 1400-2300 m. arasında değişmektedir.

^3H yaşlandırmasında 0,61 TU'dan fazla trityum içeren suların 50 yıldan daha genç ve TU değeri 0,61 den küçük olan suların ise 50 yıl ve daha yaşlı olduğu belirlenmiştir.

İnceleme alanı sularının trityum-Cl diyagramında soğuk kaynak suları yüksek trityum ve düşük klorür içerikleri ile sığ dolaşımı karakterize ederken, termal su örnekleri düşük trityum yüksek klorür içerikleri ile derin dolaşımı yansıtır. Trityum- $\delta^{18}\text{O}$ grafiğine göre CB1 kodlu su örneği en yüksek beslenme yüksekliğine sahiptir.

İnceleme alanı sularının çözülmüş sülfatındaki $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 8,03-13,47 (‰VSMOW), $\delta^{34}\text{S}$ değerleri de 10,28-29,05 (‰CDT) arasında değişmektedir. Sularda bulunan kükürtün kaynağı olarak Paleozoyik yaşlı karbonatlı kayalar içerisindeki yapısal ornatılmış sülfat öngörülmektedir.

İnceleme alanındaki sıcak sondaj sularının $\delta^{13}\text{C}$ değerleri 2,20 ile 4,00 (‰VPDB) arasında değişmektedir. Termal suların CO_2 kaynağının bölgedeki rezervuar kayalar olan Karahasan kireçtaşları ile metamorfik CO_2 olduğu tespit edilmiştir. Soğuk su örneklerinin karbon izotop değerleri ise -15.52 ile -2.86‰ arasında değişmektedir. Soğuk sularda bulunan karbonun; C4 bitkileri (şeker pancarı-mısır gibi), yeraltı suyundaki çözülmüş inorganik karbon ve tatlı su karbonatları gibi birden fazla kaynağı bulunmaktadır.

^{14}C analizi yöntemiyle elde edilen düzeltilmemiş yaşlar sondaj suları için 38.500-47.000 yıl arasında ve Kızıkpınar kaynağı için 19.100 yıl olarak elde edilmiştir.

Sıcak sulara uygulanan jeotermometrelerden; kalitatif jeotermometre (traverten oluşumları) 90-100°C civarında bir sıcaklığa işaret ederken, kalsedon jeotermometresi 29-86°C, K/Mg jeotermometreleri 31-85°C aralığında rezervuar

sıcaklıkları vermiştir. Çoklu mineral denge diyagramlarıyla belirlenen sıcaklıklar 50-100°C'dir. $^{18}\text{O}_{(\text{SO}_4)}$ jeotermometresi ile rezervuar sıcaklıkları 57-94°C aralığında hesaplanmıştır.

Bölgedeki sıcak su kaynaklarının rezervuar kayası Paleozoyik yaşlı Karahasan kireçtaşlarıdır. Yarı geçirimli özellikte olan birimlerin killi-siltli seviyeleri ve Neojen yaşlı çökellerin geçirimsiz litolojileri örtü kayayı, Sultandede yeşilist formasyonu ise jeotermal sistemin temel kayacını oluşturmaktadır. Heybeli jeotermal sahasının ısı kaynağı; aktif ve genç tektonizmaya bağlı olarak gelişen yüksek jeotermik gradyon olarak yorumlanabilir. Heybeli jeotermal sahası devirli bir jeotermal sistemdir. Sıcak su kaynakları, beslenme alanına düşen meteorik suların geçirimli litolojiler aracılığıyla derinlere süzülmesi, burada ısınan basınç altındaki jeotermal suların derinde ve/veya faylar aracılığıyla yüzeye yükselmesi sonucu oluşmuştur.

İçme suyu standartlarına göre yapılan değerlendirmelerde, örnekler EC-pH- NO_3 -Fe-Al-F ve B açısından belirlenen standartlar içinde yer almakta iken bazı örneklerde As bakımından zenginleşme görülmektedir. Schoeller içilebilirlik diyagramında ise termal sondaj suları içilebilirlik açısından “kötü-orta kaliteli” sular sınıfında yer alırken, soğuk sondaj suları “orta-iyi-çok iyi kaliteli” ve soğuk kaynak suları “iyi-çok iyi kaliteli” sular sınıfında yer almaktadır.

ABD Tuzluluk Laboratuvarı diyagramlarında sıcak sondaj suları C3S1-C3S2-C4S2-C4S3 alanında, sıcak kaynak suyu C2S1 alanında, akarsu örnekleri C3S2 alanında, soğuk sondaj suları C2S1-C3S1 alanında ve soğuk kaynak suları C1S1 (tek örnek-34) ve C2S1 alanında yer almaktadır. Wilcox diyagramına göre; elektrik iletkenlikleri 1000-2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ olan yaklaşık 30°C sıcaklığa sahip suların “iyi kullanılabilir”, elektrik iletkenlikleri 2000-4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ olan suların “şüpheli kullanılamaz-kullanılamaz”, akarsu örneklerinin “şüpheli kullanılabilir” alanlarında yer aldıkları görülmektedir. Soğuk sondaj/kaynak suları “çok iyi-iyi kullanılabilir” özelliktedir.

İnceleme alanında yer alan sıcak su örneklerinin radyoaktivite değerleri dikkate alındığında bu değerlerin 01.12.2004 tarihli ve 25657 sayılı Resmi Gazete'de yayımlanan “Doğal Mineralli Sular Hakkında Yönetmelik”te, bir suyun doğal ve

mineralli su olarak içilebilmesi için uyması gereken standartlar uygun olduğu ve radyoaktivite bakımından doğal ve mineralli su olarak kullanılabilceği görölmektedir.

11. KAYNAKLAR

Adam, P. and Jan, D., “Application of selected geothermometers to exploration of low-enthalpy thermal water: the Sudetic geothermal region in Poland”, *Environmental Geology*, 58-8, 1629-1638, (2009).

Aiuppa, A., Belomo, S., Brusca, L., D’Alessandro, W. and Federico, C., “Natural and Anthropogenic Factors Affecting Grounwater Quality of an Active Volcano (Mt. Etna, Italy)”, *Applied Geochemistry*, 18, 863-882, (2003).

Akan, B., “Afyon Ömer-Gecek Su Akiferi Hidrojeolojik Modeli”, Doktora Tezi, *Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Ankara, (2002).

Akgiray, Ö., “İçme Suyu Ve Su Arıtımı. Suyumuzun Geleceği Ve Türkiye Su Politikaları”, *22 Mart Dünya Su Günü Paneli*, 62-75, İstanbul, (2003).

Akkurt, A., 2006. “Afyon Jeotermal Sularında Radon (Rn-222) Aktivitesi Tayini”, Yüksek Lisans Tezi, *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Afyonkarahisar, (2006).

Akkuş, İ., Aydoğdu, Ö. vekli, M. ve Öziçli, F.M., “Afyon İlindeki Jeotermal Kaynaklara İlişkin Değerlendirme Raporu”, Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi, Ankara, (2006).

Alişarlı, M., Ağaoğlu, S. ve Alemdar, S., “Van bölgesi içme ve kullanma sularının mikrobiyolojik kalitesinin halk sağlığı yönünden incelenmesi”. *YYÜ Vet. Fak. Dergisi*, 18 (1), 67-77, (2007).

Armannsson, H., 1989. “Predicting calcite deposition in Krafla boreholes”, *Geothermics*, 18, 25-32, (1989).

Arnorsson, S., “ Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use”, IAEA, Austria, 351, (2000).

Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svavarsson, H., “The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland-II. Mineral Equilibria and independent Variables Controlling Water Compositions”, *Geohim. Cosmichim. Acta*, 47, 547-566, (1983).

Arnorsson, S., “The use of mixing models ve chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems”, *Journal of Volcanology and Geothermal Res.*, 23, 299-335, (1985).

Arnorsson, S., “Deposition of calcium carbonate minerals from geothermal waters-theoretical considerations”, *Geothermics*, 18, 33-39, (1989).

Atakent, Y., “Kırsal bölgelerde içme ve kullanma sularının dezenfeksiyonu ile ilgili bir çalışma”, Uzmanlık Tezi, *Hacettepe Üniv. Tıp Fakültesi*, Ankara, (1979).

Atalay, İ., “Tektonik Hareketlerin Sultandağı Jeomorfolojisine Olan Etkileri” *Geological Society of Turkey Bulletin*, 18, 21-26, (1975).

Back, W., “Hydrochemical Facies and Ground-Water Flow Patterns in Northern Part Of Atlantic Coastel Plain”, *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 488-A, 1-42, (1966).

Başarır, E. ve Kun, N., “Afyon kalesi çevresindeki volkanik kayaçların petrografik incelemesi”, *KTÜ Yerbilimleri Dergisi*, Trabzon, 26-37, (1982).

Başkan, M.E. ve Canik, B., “IAH Map of mineral ve thermal waters of Turkey Aegean Region”, MTA Rapor No. 189, (1983).

Bayarı, C.S. Özyurt, N.N. ve Kilani, S., “Konya kapalı havzası yeraltı suyunda karbon-14 yaş dağılımı”, *II. Ulusal Hidrojeolojide İzotop Teknikleri Sempozyumu*, 147-168, İzmir, (2005).

Besang, C., Eckhart, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. and Muller, P., “Radiometrische alterbestimmungen an neogenen eruptigesteinen der turkei”, *Geol. Jb.*, 25, 139-167, (1977).

Bogomolov, G. V., “Özel hidrojeoloji”, Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı, Ankara, (1965).

Boschetti, T., “Oxygen isotope equilibrium in sulfate-water systems: a revision of geothermometric applications in low-enthalpy systems”, *Journal of Geochemical Exploration*, 124, 92-100, (2013).

Bouchard, D.C., Williams, M.K. and Surampalli, R.Y., “Nitrate Contamination of Groundwater: Sources And Potential Health Effects”, *J. Am. Water Work Assoc*, 84, 85-90, (1992).

Bozkurt, E., “Timing of extension on the büyük Menderes Graben, Western Turkey, and its tectonic implications”, *Geological Society*, 173, 385-403, (2001).

Brown, K.L., “Environmental Aspects of Geothermal Development”, *World Geothermal Congress*, Pisa-Italy, 3-38, (1995).

Calmbach, L., “AquaChem Computer Code-Version 3.7.42” Waterloo Hydrogeologic. Waterloo, Ontario, Canada, (1997).

Ciangherotti, A. D., Crispino, P. and Esu, D., “Paleoecology of the non-marine molluscs of the Pleistocene Stirone River sequence (Emilia, Northern Italy)”, *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, 36, 303-310, (1997).

Clark, I.D. and Fritz, P., “*Environmental Isotopes in Hydrogeology*”, New York: Lewis Publishers, 328, (1997).

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. and Zak, I., “The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations”, *Chemical Geology*, 28, 199-260, (1980).

Cortecci, G., “Oxygen isotope ratios of sulfate ions-water pairs as a possible geothermometer”, *Geothermics*, 3, 60-64, (1974).

Craig, H., “Isotopic variations in meteoric waters”, *Science*, 133, 1702-B, (1961).

Çakır, İ., “Gıda mikrobiyolojisi ve uygulamaları”, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Gıda Mühendisliği Bölümü yayını, Sim Matbaası-Ankara, (2000).

Çuhadar, G., “Akarçay Havzası Hidrolojik Etüt Raporu”, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü, (1977).

Davis, N.S. and De Wiest, R.J.M., “*Hydrogeology*”, John Wiley and Sons, New York, 463, (1966).

Demirel, V., Gökmenoğlu, O., Erduran, B., Arslan, G., Erkan, B., Yıldırım N. ve Kayadibi, Ö., “Afyon-Çobanlar Jeotermal Merkezi Isıtma Sistemi Projesine Esas Etüt, Test ve Değerlendirme Raporu”, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara, 130, (2003).

Demirtaş, R., Iravul, Y. ve Yaman M., “3 Şubat 2002 Eber ve Çay depremleri ön raporu”, *Jeoloji Mühendisliği Haber Bülteni*, 2002/1-2, 58-63, (2002).

Doğan, L., “*Hidrojeolojide su kimyası*”, Devlet Su İşleri yayınları, Ankara, 178, (1981).

Doğdu, M.Ş. ve Bayarı, C.S., “Akarçay Havzası’nda (Afyon) jeotermal kökenli kirlenme: 2. yeraltısuyu kirliliği”, *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri*, 25, 35-49, (2002).

Doğdu, M.Ş. ve Bayarı, C.S., “Environmental impact of geothermal fluids on surface water, groundwater and streambed sediments in the Akarçay Basin, Turkey”, *Environmental Geology*, 47, 325-340, (2005).

Domenico, P.A., and Schwartz, F.W., “*Physical and chemical hydrogeology*”, John Wiley, Singapore, (1990).

Eisen, C. and Anderson, M. P., “The Effects of Urbanization on Ground Water Quality, A Case Study” *Ground Water*, 17, 456- 462, (1979).

Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., “Natural Hydrothermal Systems and Experimental Hot Water/Rock Interactions, Part I.”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28, 1323-1357, (1964).

Ellis, A.J. and Mahon, W.A.J., “Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. Part II”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 519-538, (1967).

Ercan, T., “Orta Anadolu'daki Senozoyik Volkanizması”, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Yayınları, 119-140, (1986).

Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., “*Yeraltısuları Jeolojisi*”, İTÜ Yayınları, 23, 339, (1987).

Erişen, B., “Afyon-Heybeli (Kızılkilise) jeotermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları”, MTA Raporu, No:5490, Ankara, (1972).

Faure, G., “*Principles of Isotope Geology (2nd edition)*”, New York: John Wiley and Sons, 589, (1986).

Fouillac, C. and Michard, G., “Sodium/Lithium Ratio in Water Applied to The Geothermometry of Geothermal Waters”, *Geothermics*, 10, 55-70, (1981).

Fouillac, C., Fouillac, A. and Criaud, A., “Sulfur and oxygen isotopes of dissolved sulfur species in formation waters from the Dogger aquifer, Paris Basin, France”, *Applied Geochemistry*, 5, 415-427, (1990).

Fournier, R.O., “A review of chemical and isotopic geothermometers for geothermal systems”, *Proceedings of the symposium on geothermal energy, Cento Scientific Programme*, 133-143, (1977).

Fournier, R.O., “A revised equation for the Na-K geothermometer”, *Geothermal Resource Council Transactions*, 3, 221-224, (1979).

Fournier, R.O., “The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters”, *Geothermal Resource Council Transactions*, 14, 1421-1425, (1990).

Fournier, R.O. and Rowe, J.J., (1966), Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells”. *American Journal of Science*, 264, 685-697, (1966).

Fournier, R.O. and Potter, R.W., “Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer”, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 43, 1543-1550, (1979).

Fritz, P. and Fontes, J. Ch., “*Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*”, The Terrestrial Environment, Amsterdam, Elsevier, (1980).

Freeze, R.A. and Cherry, J.A. “*Groundwater*”, New Jersey: Prentice Hall, 604, (1979).

Gemici, Ü. ve Tarcan, G., “Distribution of boron in thermal waters of western Anatolia, Turkey and examples of their environmental impacts”, *Environmental Geology*, 43, 87-98, (2002).

Gemici, Ü. ve Tarcan, G., “Hydrogeological and Hydrogeochemical Features of the Heybeli Spa, Afyon, Turkey: Arsenic and the Other Contaminants in the Thermal Waters”, *Bull. Environ. Contam. Toxicol*, 72, 1107-1114, (2004).

Geyh, M. Amore, F.D., Darling, G., Paces, T., Pang, Z. and Silar, J., “*Groundwater*”, (ed: Mook W.G., Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and application Vol IV, UNESCO/IAEA, Vienna and Paris, 311-424, (2001).

Giggenbach, W. F., “Geothermal Solute Equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765, (1988).

Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H., “Isotopic And Chemical Composition of Parbati Valley Geothermal Discharges, NW Himalaya, Indiana”, *Geothermics*, 5, 51-62, (1983).

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. ve Işık, A., “Orta Sakarya’da Nallıhan-Sarıcakaya Arasındaki Yapısal Birliklerin Jeolojik Özellikleri”, MTA Rap. No. 10094, (Yayımlanmamış), (1996).

Hakyemez, Ş., “Afyon Heybeli (Kızılkilise) Jeotermal alanının jeomorfolojisi ve kullanım olanakları”, MTA Raporu, Ankara, (1982).

Hamut, M.N., “Afyon-Bolvadin Heybeli (Kızılkilise) Jeotermal Sahasının (Kaynak ve Sondajları) Koruma Alanları Raporu” MTA Der. Rap. No:10603,(yayımlanmamış), Ankara, (2002).

Halas, S., Trembaczowski, A., Soltyk, W. and Walendziak, J., “Sulfur and oxygen isotopes in sulfates in natural waters (2) deep-waters from horizons below Baltic Sea floor”, *Isotopenpraxis*, 28, 229-235, (1993).

Harder, H.: Boron content of sediments as a tool in facies analysis. *Sedimentary Geology*, 4, 153-175, (1970).

Hem, J.D., “Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water”, *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper*, USA, (1985).

Hem, J.D., “Study and Interpretation of the chemical characteristics of natural water”, (3rd edition): *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper*, 2254, (1992).

Hounslow, A.W., “*Water Quality Data: Analysis And Interpretation*”, Lewis Publishers (1995).

IAH., “Map of mineral ve thermal water of Europe. Scale 1:500.000”, *International Association of Hydrogeologists*, United Kingdom, (1979).

Kampschulte, A. and Strauss, H., “The Sulphur Isotopic Evolution of Phanerozoic Seawater Based on the Analysis of Structurally Substituted Sulfate in Carbonates”, *Chemical Geology*, 204, 255-286, (2004).

Karingithi, C.W., “Chemical Geothermometers for Geothermal Exploration”, *Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources*, 1-22, (2009).

Keller, J., “Potassic lavas in the oregenic volkanism of the Mediterranean area”, *Volcanology and Geothermal Research*, 18, 312-335, (1983).

Kendall, C. and Caldwell, E. A., “*Fundamentals of isotope geochemistry*”, (eds: C. Kendall ve J. J. McDonnell), *Isotope Tracers In Catchment Hydrology*, The Netherlands: Elsevier, 51-84, (2006).

Keren, R. and Mezuman, V., “Boron adsorption by clay minerals using a phenomenological equation”, *Clays and Clay Minerals*, 29, 198–204, (1981).

Ketin, İ., “Anadolu'nun Tektonik Birlikleri”, *MTA Dergisi*, 66, 20-34, Ankara, (1966).

Kharaka, Y. K., Lico, M.S. and Law, L.M., “Chemical Geothermometers Applied to Formation Waters, Gulf of Mexico and California Basins”, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 558, (1982).

Kharaka, Y.K. and Mariner, R.H., “Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters From Sedimentary Basins”, *Thermal History of Sedimentary Basins*, 75-102, (1987).

Koçyiğit, A., “Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim”, *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 27, 1-16, (1984).

Koçyigit, A. ve Deveci, Ş., “Akşehir-Simav Fay Sistemi: Güneybatı Türkiye’de Neotektonik Rejimin Başlama Yaşı Ve Depremsellik”, *Deprem Sempozyumu*, 26, Kocaeli, (2005).

Koçyigit, A. ve Özacar, A., “Extensional Neotectonic Regime Through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field And Seismic Data”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90, (2003).

Koçyiğit A., Ünay, E. ve Saraç, G., “Episodic Graben Formation and Extensional Neotectonic Regime in West Central Anatolia And The Isparta Angle: A Key Study in The Akşehir-Afyon Graben”, *Turkey Geological Society*, 173, 405-421, (2000).

Koçyiğit, A. ve Deveci, Ş., “Çukurören-Çobanlar (Afyon) arasındaki deprem kaynaklarının (Aktif fayların) belirlenmesi”, TÜBİTAK Proje No: 106Y209, Ankara (2007).

Kristmannsdottir, H., “Types of scaling occurring by geothermal utilization in Iceland”, *Geothermics*, 18, 183-190, (1989).

Krouse, H.R., “Sulphur isotopes in our environment”, (eds: Fritz P, Fontes JC), *Isotope geochemistry, vol 1. The Terrestrial Environment*, Amsterdam, pp. 435–471, (1980).

Krouse, H. R., "Relationships between the sulphur and oxygen isotope composition of dissolved sulphate", *Hydrology and Geochemistry of Sulphur Isotopes*, IAEA: Vienna, 19-29, (1987).

Kumru, M. N., Aydın, B. ve Bakaç, M., "Gediz Nehri'nden Ege Denizi'ne Taşınan Doğal Radyoaktivitenin (Radyum) Belirlenmesi", *Ekoloji Çevre Dergisi*, 10-43, 22-25, (2002)

Kuşcu, M., Bağcı, M., Yıldız, A., "Konarı (İscehisar-Afyon) Traki-Andezitlerinin Yapıtaşı Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması", *Türkiye V. Mermer ve Doğaltaş Sempozyumu*, (2006).

Linnaeus, C., "Systema naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera, species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis", *Editio decima, reformata, Tomus I. Holmiae*, (1758).

Lloyd, R.M., "Oxygen isotope behavior in the sulphate water system", *Journal of Geophysical Research*, 73, 6099-6110, (1968).

Mahon, W.A., "Silica of Hot Water Discharged From Drill Holes at Wairakie", *New Zeland Journal of Science*, 9, 144-165, (1966).

Matthes, G., "The Properties Of Groundwater". Wiley & Sons, 420, New York, (1982).

Mazor, E., "Chemical and isotopic groundwater hydrology", (3.Baskı). Marcel Dekker Inc., New York, 453, (2004).

McKenzie, W.F. and Truesdell, A.H., "Geothermal reservoir temperatures estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drill-holes", *Geothermics*, 5, 51-61, (1977).

Mcneely, R.N., Neimanis, V.P., Dwyer, L., "Water Quality Sourcebook-A Guide to Water Quality Parameters: Inland Waters Directorate", *Water Quality Branch*, Ottawa, Canada, (1979).

Mizutani, Y., "Isotopic composition and underground temperature of the Otake geothermal water, Kyushu, Japan", *Geochem. J.*, 6, 67-73, (1972).

Mutlu, H., "Gazlıgöl (Afyon) termal ve maden sularının jeokimyasal özellikleri ve jeotermometre uygulamaları", *MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknoloji Dairesi*, Ankara, (1997).

Mutlu, H., "Ömer-Gecek Thermal Waters, Afyon area, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80, 303-321, (1998).

Müller, G., "Heybeli (Kızılkilise) Kaplıcasının Hidrojeolojisi", 20, Ankara, (1955).

Nicholson, K., "*Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*", Springer-Verlag, 263. Berlin, (1993).

Nieva, D. and Nieva, R., "Development in Geothermal Energy Mexico, Part 12-A Cationic Composition Geothermometer For Prospection of Geothermal Resources", *Heat Recovery Systems And CHP*, 7, 243-258, (1987).

Okay, A.I., "KB Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar", *Ketin Simpozyumu*, 83-92, Ankara, (1984).

Öktü, G., Kara, İ. ve Önder, İ., "Afyon ilinde yer alan Ömer-Gecek-Uyuz-Hamamı, Alaplı-Kızık Hamamı ve Gazlıgöl jeotermal alanlarının detaylı etüdü", MTA derleme No:10097, 41, Ankara (yayınlanmamış), (1997).

Özcengiz, E., "Çeşitli içme ve kullanma sularında fecal kontaminasyonun araştırılmasında kolifaj yönteminin değeri ve koliform yöntemi ile karşılaştırılması", Uzmanlık Tezi, *R.S.M., Hıfzısıhha Enstitüsü*, Ankara, (1982).

Özyurt, N. N., Bayarı, C. S. Doğdu, M. Ş. ve Arıkan, A., "Akkuyu körfezi (Mersin) deniz suyunun fiziksel ve kimyasal özelliklerini etkileyen süreçler", *Yerbilimleri*, 24, 113-126, (2001).

Palmer, M.R., Spivack, A.J. and Edmond, M., “Temperature and pH controls over isotopic fractionation during adsorption of boron on marine clays”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2319–2323, (1987).

Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J., “User's Guide to PHREEQC (Version 2-A) Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport and Inverse Geochemical Calculations”, (1999).

Piper, A.M., “A Graphic Procedure in the Geochemical interpretation of Water Analysis”, *Transactions, American Geophysical Union*, 25, 914-23, (1944).

Reed, M. and Spycher, N., “Calculation of pH and Mineral Equilibria in Hydrothermal Waters With Application to Geothermometry and Studies of Boiling and Dilution”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1479-1492, (1984).

Richards, L.A., “*Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*”, U.S. Dept. Agric., 190, Washington, (1954).

Schoeller, H., “Geochemie Des Eaux Souterraines”, *Revue De L'institute Francois Du Petrole*, 10, 230-44, (1955).

Seyfried, W.E., Janecky, D.R. and Mottl, M.J., “Alteration of the Oceanic Crust: Implications for Geochemical Cycles Of B and Li”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79, 819-823, (1984).

Shaw, D.M. and Sturchio, N.C., “Boron-Lithium Relationships in Rhyolites and Associated Thermal Waters of Young Silicic Calderas, With Comments on incompatible Element Behavior”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3723-3731, (1992).

Staudt, W.J. and Schoonen, M.A.A., “Sulfate Incorporation into sedimentary carbonates”, (ed: Schoonen, M.A.A), *Geochemical transformations of sedimentary sulfur*, *American Chemical Society*, 332–345, (1995).

Şahinci, A., “*Doğal Suların Jeokimyası*”, Reform Matbaası, İzmir, 548, (1987).

Şahinci, A., “*Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri*”, Reform Matbaası, İzmir, 247, (1991).

Şimşek, Ş., Doğdu, M.S. and Çelik, N., “Isotope Survey of Geothermal Systems of Central Anatolia”, *Coordinated Research Program on The Use of Isotope Techniques in Problems Related to Geothermal Exploitation*, IAEA, RC No: 6716/RB, Final Report, Ankara, (1993).

Taner, AC., Atom, Radyoaktivite, Radyoizotoplar ve Radyasyon Türleri, (14.02.2017), www.nukte.org/node/157, (2009).

Tamgaç, Ö.F., Güner, A., Sarp, S. ve Yıldırım, N., “Afyon (Ömer-Gecek) koruma alanları, test ve potansiyel değerlendirme raporu”, MTA derleme No:10388, 86, (yayınlanmamış), (2004).

Tarcan, G., “*Jeotermal Su Kimyası Ders Notları*”, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir, (2003).

Tezcan, L., Meriç, B.T., Doğdu., N., Atilla, A.O ve Kurttaş, T., “Akarçay Havzası Hidrojeolojisi ve Yeraltısuyu Akım Modeli” Devlet Su İşleri Ortak Projesi, Final Raporu, 325, Ankara, (2002).

Thornthwaite, C.W., “An Approach Toward A Rational Classification Of Climate”, *Geographical Review*, 38, 55-94, (1948).

Tolluoğlu, Ü.A., Erkan, Y. ve Yavaş, F., “Afyon metasedimenter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 40-2, 1-17, (1997).

Tonani, F., “Some Remarks on the Application of Geochemical Techniques in Geothermal Exploration”, *Adv. Eur. Geoth. Res. Second Symp.*, 428-443, Strasbourg, (1980).

Truesdell, A. H., “Summary of Section III Geochemical Techniques in Exploration”, *Second United Nations Symposium on The Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, (1976).

TSE, TS 266., “Türk Standartları Enstitüsü, İçme Suları Standardı”, Ankara, (2005).

Ulutürk, Y., “Ömer-Gecek (Afyonkarahisar) dolayının jeolojisi ve suların kökensel yorumu”, Doktora Tezi, *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Isparta, (2009).

Uslu, O. ve Türkman, A., “Su Kirliliği ve Kontrolü”, Çevre Genel Md. Yay. Eğitim Dizisi, 1, 364, (1987).

Vengosh, A., Helvacı, C. and Karamanderesi, İ.H., “Geochemical constrains for the origin of thermal waters from Western Turkey”, *Applied Geochemistry*, 17, 163-183, (2002).

Wedepohl, K. H., “*Handbook of Geochemistry*”, Vol. II-1, II-2, (1978).

Wells, D.L. and Coppersmith, S.R. “New Empirical Relationships Among Magnitude Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area And Surface Displacement”, *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 974-1002, (1994).

White, D. E., Hem, J.D. and Waring, G.A., “Chemical Composition Of Subsurface Waters”, *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 440F, F1-F67, (1963).

Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., “Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW-Turkey”, *The Journal of Geology*, 105, 717-728, (1997).

Yalçın, A., Davraz, A. ve Özçelik, M., “Yeraltısularının Kirlenmesinde Litoloji ve Yerleşim Alanlarının Etkisi: Ulupınar Kaynağı, Sorkuncak-Eğirdir-Isparta”, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 28-2, 21-29, (2004).

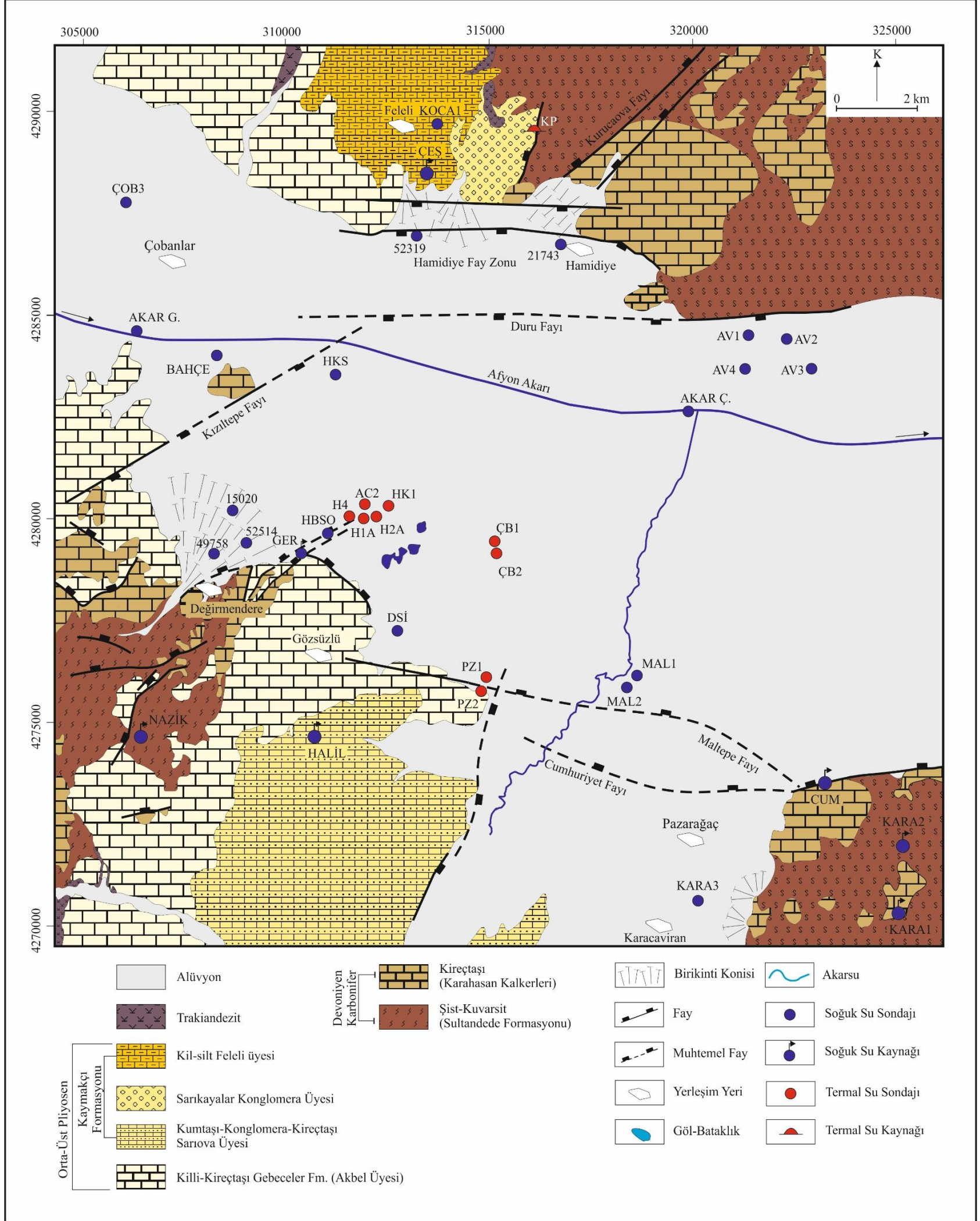
Yıldırım, N. ve Güner, İ.N., “Büyük Menderes Grabeninin Doğusunda Yeralan Jeotermal Sahalarda Bulunan Suların İzotopik ve Hidrojeokimyasal Özellikleri”, *1. Hidrolojide İzotop Tekniklerinin Kullanılması Sempozyumu*, 79-98, (Adana, 2002).

Online Ders Notu, (14.02.2017),

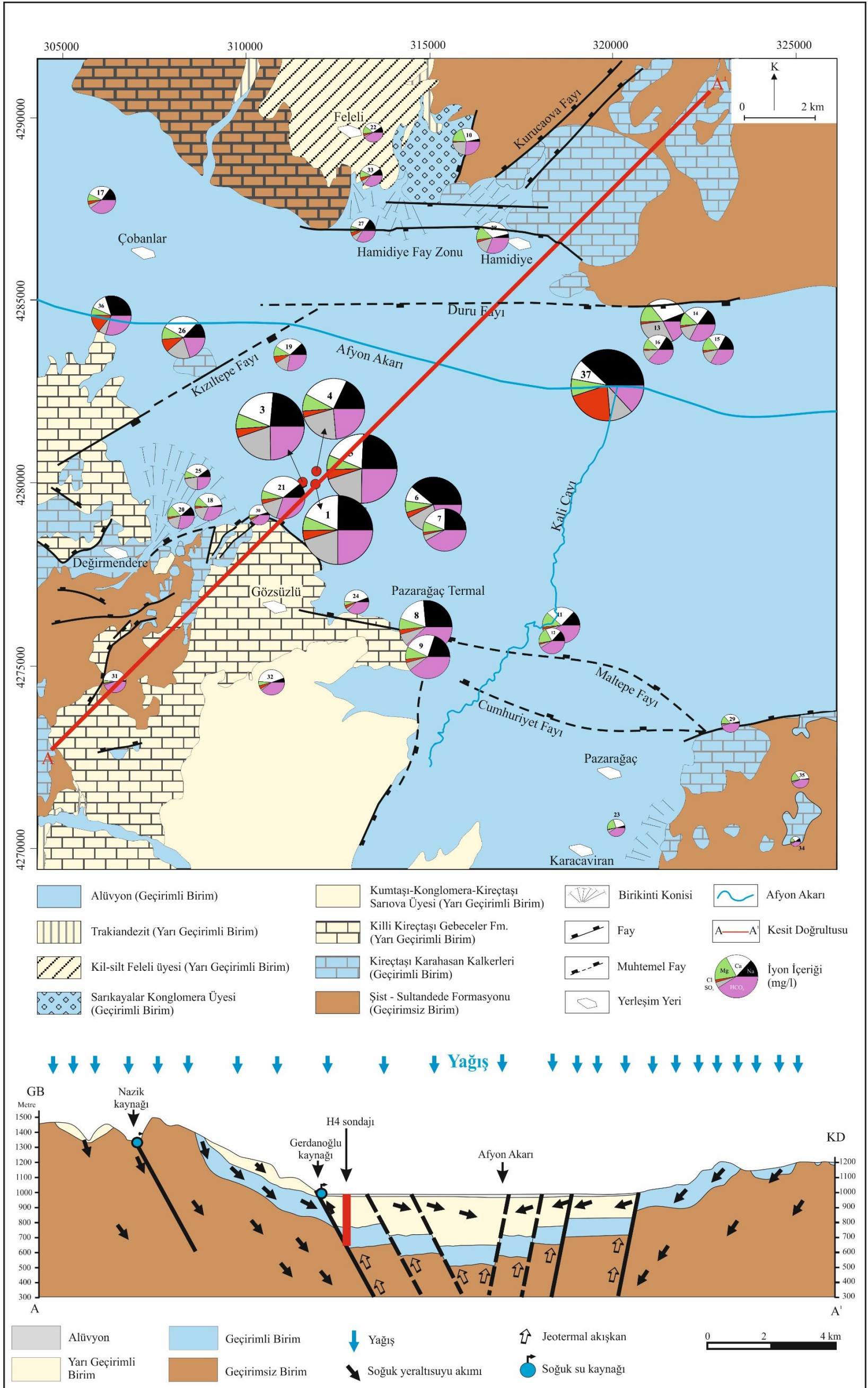
<http://w2.anadolu.edu.tr/aos/kitap/ehsm/1222/unite13.pdf>

12. EKLER

EK A.1: İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası (Erişen 1972'den sadeleştirilmiştir.)



EK A.2: İnceleme alanının 1/25.000 ölçekli hidrojeoloji (Erişen 1972'den değiştirilmiştir.)



13. ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : CAN BAŞARAN

Doğum Yeri ve Tarihi : Afyonkarahisar, 10.01.1983

Lisans Üniversite : Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2002-2006)

Y. Lisans Üniversite (varsa) : Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Maden Mühendisliği ABD (2006-2009)

Elektronik posta : cbasaran@aku.edu.tr

İletişim Adresi : Afyon Kocatepe Üniversitesi, ANS Kampüsü, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Yayın Listesi :

- Başaran, C. and Gökgöz, A., “Hydrochemical and isotopic properties of Heybeli geothermal area (Afyon, Turkey)”, *Arabian Journal of Geoscience*, 9, 586, (2016).
- Yıldız, A. and Başaran, C., “Sediment-Hosted Kaolin Deposit From Çakmaktepe (Uşak, Turkey): Its Mineralogy, Geochemistry and Genesis”, *Clays and Clay Minerals*, 63-4, 235-261, (2015).

Konferans Listesi :

- Başaran, C., Gökgöz, A. ve Yıldız, A., “Heybeli (Kızılkirse) Jeotermal Sahasının Hidrojeokimyasal Özellikleri Üzerine Ön Bulgular”, *Uluslararası Katılımlı V. Jeokimya Sempozyumu*, Denizli, (2012).
- Başaran, C., Gökgöz, A., Yıldız, A. ve Bağcı, M., “Sinanpaşa (Afyonkarahisar) Bölgesinde Yeraltısularının Kullanılabilirlik Özelliklerinin Araştırılması”, *1. Yer Bilimleri Sempozyumu*, Isparta, (2012).

- Başaran, C., G6kg6z, A., Yıldız, A., Bağcı, M. and Ulut6rk, Y., “The Comparison of Hydrogeochemical Properties in 6mer-Gecek and Heybeli (Afyonkarahisar) Geothermal Waters”, *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA*, (2012).
- Başaran, C. ve G6kg6z, A., “Akaręay Havzası-ęay Alt Havzasında Yeralan Suların Hidrojeokimyası ve Kullanılabilirlik 6zellikleri”, *Uluslararası Katılımlı VI. Jeokimya Sempozyumu*, Mersin, (2014).
- Başaran, C. and G6kg6z, A., “Geological and Hydrogeochemical Properties of Heybeli (Afyonkarahisar) Geothermal Field, Western Turkey”, *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, (2015).
- Başaran, C., Yıldız, A., Bağcı, M. and Ulut6rk, Y., “Hydrogeochemical Properties of Geothermal Fluids in Afyon-Akşehir Graben (Akaręay Basin) and The Sustainability of 6mer-Gecek Area”, *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, (2015).
- Başaran, C. ve G6kg6z, A., “Heybeli (Afyonkarahisar/T6rkiye) Jeotermal Sahasının Hidrojeokimyası ve İzotopik 6zellikleri” *Uluslararası Katılımlı VII. Jeokimya Sempozyumu*, Antalya, (2016).
- Yıldız, A., Başaran, C., Bağcı, M., Ulut6rk, Y., Demirkapı, M. ve Sucu, E., “6mer-Gecek Jeotermal Alanındaki (Afyonkarahisar) AF-24 Sondaj Kuyusunun Kuyu Jeolojisi, Alterasyon Mineralojisi ve Jeokimyası”, *Uluslararası Katılımlı VII. Jeokimya Sempozyumu*, Antalya, (2016).