

**T. C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**PAMUKKALE (DENİZLİ) TRAVERTENLERİ OLUŞUMU,
GEÇMİŞİ VE KORUNMASI**

Emre UZUN

**Danışman
Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2017**

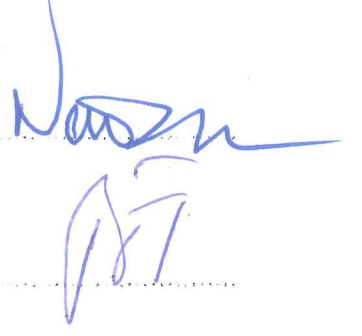
© 2017 [Emre UZUN]

TEZ ONAYI

Emre UZUN tarafından hazırlanan "Pamukkale (Denizli) Travertenleri Oluşumu, Geçmişi Ve Korunması" adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman

Prof. Dr. Nevzat Özgür
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Prof. Dr. Fuzuli Yağmurlu
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Yrd. Doç. Dr. Ali Gökgöz
Pamukkale Üniversitesi



Enstitü Müdürü

Prof. Dr. Yasin TUNCER



TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Emre UZUN



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET.....	iii
ABSTRACT.....	v
TEŞEKKÜR.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
1. GİRİŞ	1
1.2. Jeotermal Sistemler	5
1.3. Araştırmanın Amacı	10
1.4. Araştırma Alanının Jeotektonik Konumu	10
2. KAYNAK BİLGİSİ	17
3. ARAŞTIRMA ALANININ JEOLJİSİ	24
3.1. Paleozoyik Yaşlı Kayaçlar	28
3.1.1. İğdecik formasyonu	28
3.2. Mesozoik Yaşlı Kireç Taşları	28
3.3. Miyosen-Pliyosen Yaşlı Tortul Kayaçlar	29
3.3.1. Kızılburun formasyonu	29
3.3.2. Sazak formasyonu.....	30
3.3.3. Kolonkaya formasyonu.....	30
3.3.4. Tosunlar formasyonu	30
3.4. Kuvaterner Yaşlı Çökeller	31
3.4.1. Alüvyon (Qal).....	31
3.4.2. Travertenler (Qtrv)	31
3.4.2.1. Traverten depolanma sistemleri ve fasiyesleri	35
3.4.2.2. Travertenlerin sınıflandırılması	37
1.Teras Tipi Travertenler	37
2. Sırt Tipi Travertenler.....	39
3. Kanal Tipi Travertenler	39
a) Kristalin Kabuk Tipi Travertenler	40
b) Çalı Tipi Travertenler	40
c) Kamış Tipi Travertenler	41
d) Breşik Travertenler	42
e) Sal tipi Travertenler.....	42
f) Gaz Boşluklu Travertenler.....	43
g) Pizolitik Travertenler	43
3.4.2.3. Çalışma alanı travertenlerinin kimyasal özellikleri.....	43
4. MATERYAL VE METOD	44
5.ARAŞTIRMA BULGULARI	47
5.1. Kayaçların Hidrojeolojik Özellikleri.....	47
5.2. Hidrojeokimya.....	54
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler	54
5.3. Doygunluk indeksi	60
5.4. Jeokimyasal Termometre Uygulamaları	61
5.4.1. Kimyasal jeotermometre uygulamaları	61
5.4.1.1. Silis jeotermometreleri	62
5.4.1.2. Katyon jeotermometreleri	63
5.4.2. Birleşik jeotermometre uygulamaları.....	65

5.4.3. Çalışma alanındaki jeotermometrelerin jeokimyasal değerlendirilmesi.....	67
5.5. İzotop Jeokimyasal Özellikleri.....	69
6. TARTIŞMALAR	72
6.1. Pamukkale Jeotermal Alanında Olası Isı Kaynağı, Jeotermal Sistem Ve Tektonik Arasındaki İlişki.....	72
6.2. Çalışma Alanının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal Ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri.....	73
6.3. Pamukkale Yöresi Jeotermal Sularının Hidrojeolojik Modellemesi...	74
6.4. Pamukkale Travertenlerinin Oluşum Süreçleri Ve Koruma Yöntemleri	77
KAYNAKLAR	79
ÖZGEÇMİŞ	92

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

PAMUKKALE (DENİZLİ) TRAVERTENLERİ OLUŞUMU, GEÇMİŞİ VE KORUNMASI

Emre UZUN

**Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Travertenler, (CaCO_3) içeren soğuk ve sıcak su kaynakları tarafından çöktürülen karbonatlı oluşumlardır. Bu çalışma kapsamında da Pamukkale (Denizli) ve yakın çevresi jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri ile oluşum süreci incelenmiştir.

Bölgenin jeolojisi Menderes Masifine ait metamorfik kayalar ile Mesozoyik, Miyosen-Pliyosen ve Kuvarterner yaşlı kayalardan oluşmaktadır. Stratigrafisi, Paleozoik yaşlı Menderes Masifi Metamorfikleri (İğdecik Formasyonu), Neojen yaşlı Kızılburun Formasyonu, Sazak Formasyonu, Kolonkaya Formasyonu ve Tosunlar Formasyonu bulunur. Çalışma alanı ve yakın çevresinde Paleozoik yaşlı mermerler, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ve Pliyosen yaşlı alüvyon ve travertenler geçirimsiz kayaç görevini üstlenirken hidrojeolojik olarak önemli rol oynamaktadır. Çalışma alanında Sazak Formasyonu ve Menderes Masifi Metamorfikleri (İğdecik Formasyonu) jeotermal suların rezervuar özelliğini gösterirken, Alüvyon soğuk suların haznesini oluşturur. Menderes Masifine ait şistler, Kolonkaya, Kızılburun ve Tosunlar Formasyonları geçirimsiz taban kayacı ve örtü kayacı rolü üstlenmektedir.

Çalışma alanında beş farklı sıcak su lokasyonundan su örnekleri alınmıştır ve alınan bu örneklerde katyon ve anyon analizleri yapılmıştır. İnceleme alanında esas kaynak suları yaklaşık 35°C sıcaklığa sahip olup genel olarak Ca-Mg-HCO_3 tipi sular olarak adlandırılabilir. Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal suları $\text{Ca} > \text{Na} + \text{K} > \text{Na}$ baskın katyonlar ve $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ baskın anyonlar olarak sınıflandırılabilir.

$\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ üçgen diyagramına göre, çalışma alanındaki jeotermal sular magmatik buhar ve buharla ısıtılmış sular alanına girer. Sülfat içeriğinin yüksek olduğu da gözlenmektedir. Çalışma alanındaki sıcak sulara jeokimyasal termometre analizleri uygulanmış ve ortaya çıkan diyagramlarda sıcak suların belli bir kısmının kısmi dengelenmiş sular sınıfına girdiği bir kısmının ise ham sular sınıfına girdikleri saptanmıştır.

Tüm jeotermometre sonuçları ve mevcut kuyuların rezervuar sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde jeotermal suların rezervuar sıcaklıkları 160- 250°C arasında olarak gözlenmektedir. Termal suların $\delta^2\text{H}$ değerleri -61,9 ile -51,8 arasında değişirken, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise -9,23 ile -5,84 arasında değişim göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Büyük Menderes rift zonu, Pamukkale, jeotermal sular, hidrojeoloji, travertenler, Batı Anadolu Bölgesi

2017, 94 sayfa

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

FORMATION, HISTORY AND PRESERVATION OF TRAVERTINES IN PAMUKKALE (DENİZLİ)

Emre UZUN

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering**

Supervisor: Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR

Travertines, deposit from the evaporation of water containing carbonate are the formations which are the sediments of hot and cold waters containing (CaCO_3). And in this study, hydrogeological, hydrogeochemical, isotope geochemical features of geothermal waters and formation processes in Pamukkale (Denizli) and environs were investigated.

The study area is composed of Paleozoic metamorphic rocks of Menderes Massif, Mesozoic limestones, Miocene-Pliocene and Quaternary sediments. Stratigraphically, Paleozoic Menderes Massif metamorphics (İğdecik Formation), Pliocene Kızılburnu Formation, Sazak Formation, Kolonkaya Formation and Tosunlar Formation are found in the region. Paleozoic marbles, Mesozoic limestones and Pliocene alluvium and travertine serve as the permeable rocks and play an important role from the view of hydrogeological points in the study area. The Sazak Formation and Igdecik Formation of Menderes Massif in the study area shows the features of reservoir rock of the geothermal waters, whereas the alluvium form the aquifer of cold groundwaters. Schists of the Menderes Massif, Kolonkaya Formation, Kızılburun Formation and Tosunlar Formation are the important impermeable basement and cap rock in the investigation area.

Cation and anion analyses were performed on water samples collected from five different locations in the study area. The main source of water in the study area with temperature approximately 35 °C can be considered as Ca-Mg- HCO_3 type exchange waters in general. Thermal waters in Pamukkale and environs waters are of $\text{Ca} > \text{Na} + \text{K} > \text{Mg}$ as dominant cations and $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$ as dominant anions.

According to Cl- SO_4 - HCO_3 triangle diagram, geothermal waters in the study area falls into the area of magmatic vapor and steam-heated waters. High sulphate contents are observed. Geochemical thermometer analyses applied on the thermal waters, and the resulting diagram shows that some thermal waters fall in partial offset class waters while some are classified as raw water class waters.

All geochemical thermometer results and reservoir rock temperatures of the geothermal waters are evaluated together, the existing well temperature is observed between 160-250 ° C. $\delta^2\text{H}$ value of the thermal waters ranges from -61.9 to -51.8, while $\delta^{18}\text{O}$ values vary from -9.23 to -5.84.

Keywords: The rift zone of the Büyük Menderes, Pamukkale, geothermal waters, hydrogeology, travertines, Western Anatolia

2017, 94 pages

TEŞEKKÜR

Sunulan bu Yüksek Lisans tez çalışması Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenen 4494-YL1-15 No'lu araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir, bu bakımdan Proje Yönetim Birimi Başkanlığına teşekkür ederim.

Bu tezin oluşumunda beni yönlendiren, engin bilgisiyle sorunları aşmamda yardımcı olan danışmanım, Sayın Prof. Dr. Nevzat Özgür'e bu tezin tamamlanmasında göstermiş olduğu destek, yapmış olduğu eleştiri ve göstermiş olduğu sabır ve özveriden ötürü, kendisine teşekkürü bir borç bilirim.

Dünya Mirası Pamukkale ve yakın çevresinde bulunan kaynaklardan ölçüm yapabilme şansını ve ölçüm sırasında alanda ulaşım kolaylığını bize sağladığı için, Pamukkale Kültür Varlıkları Koruma Müdürlüğü ve tesis işletme sorumlusu TÛRSAB (Türkiye Seyahat Acentaları Birliği) yetkililerine teşekkür ederim.

Alınan örneklerin laboratuvar çalışmasını yaparak bizlere sonuçlarını ileten Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne teşekkür ederim.

Eğitim hayatım boyunca bana maddi manevi desteğini esirgemeyen sevgili aileme sonsuz şükran ve minnetlerimi sunarım.

Emre UZUN
ISPARTA, 2017

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.	2
Şekil 1.2. İdeal bir jeotermal sistemin oluşum şeması	6
Şekil 1.3. Batı Anadolu'nun stratigrafik kesiti.....	11
Şekil 1.4. Menderes Masifi'nin oluşumu	12
Şekil 1.5. Alpin sıkışması ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit	14
Şekil 1.6. Menderes Masifinin jeolojik haritası ve örnek noktaları	15
Şekil 3.1. Pamukkale-Karahayıt jeotermal alanının jeolojik haritası.....	24
Şekil 3.2. Pamukkale-Karahayıt jeotermal alanının jeolojik haritası ve şematik hidrojeolojik kesiti	26
Şekil 3.3. Çalışma alanının basitleştirilmiş sütun kesiti.....	27
Şekil 3.4. Traverten litosfasiyeslerinin oluştuğu depolanma ortamları.....	36
Şekil 3.5. Pamukkale'deki aktif teras tipi travertenler ve oluşturduğu havuzlar	37
Şekil 3.6. Pamukkale'deki aktif teras tipi travertenler ve travertenlerin oluşturduğu yamaçlardaki teraslar ve havuzlar	38
Şekil 4.1. Sıcak su örneklerinin yerlerini gösteren lokasyon haritası.	44
Şekil 4.2. Çalışma alanında gerçekleştirilen in-situ ölçümleri.....	46
Şekil 5.1. İnceleme alanının aylık ortalama yağış ve sıcaklık grafiği.....	48
Şekil 5.2. Çalışma alanının hidrojeolojik haritası	52
Şekil 5.3. Çalışma alanındaki kayaç birimlerinin hidrojeolojik özellikleri	53
Şekil 5.4. Çalışma alanındaki termal suların piper diyagramında gösterilmesi..	56
Şekil 5.5. İnceleme alanındaki termal suların Cl-SO ₄ -HCO ₃ üçgen diyagramı ..	57
Şekil 5.6. İnceleme alanındaki Ca-Na+K-Mg üçgen diyagramı	59
Şekil 5.7. İnceleme alanındaki suların Na - K - Mg diyagramındaki görünümü ve su-kayaç denge sıcaklıkları	66
Şekil 5.8. Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve $\delta^{18}O$ izotopu ilişkisi	71
Şekil 6.1. Pamukkale jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli.....	76

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 4.1. İn-situ cihazları ve özellikleri	45
Çizelge 4.2. Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri	47
Çizelge 5.1. Devlet Su İşleri Aylık Termal Su Debisi Ölçüm Değerleri	50
Çizelge 5.2. Çalışma bölgesi termal sularının hidrojeokimyasal analiz sonuçları	55
Çizelge 5.3. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri.....	59
Çizelge 5.4. Çalışma alanında rastlanabilecek bazı minerallerin doygunluk indeksi	60
Çizelge 5.5. Silis jeotermometreleri ve bağıntıları.....	62
Çizelge 5.6. Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları	64
Çizelge 5.7. Çalışma alanındaki termal suların jeotermometre sonuçları.....	68

1. GİRİŞ

Günümüzde jeotermal enerji yenilenebilir enerji kaynakları olarak giderek büyük önem taşımaktadır. Türkiye zengin jeotermal kaynaklarıyla dünyada önde gelen ülkeler arasında yer almaktadır. Enerji konusu ve enerji kaynaklarının sürdürülebilirliği geçmişten bugüne dünyanın en önemli konularından ve sorunlarından biri olmuştur. Enerji kaynaklarının hızla tükenmesi, petrol, kömür, nükleer enerji gibi kendini yenileme durumu olmayan kaynakların bilinçsizce kullanılması, bu kaynakların çevreye ve atmosfere verdiği kirlilik gibi etkenler insanları yenilenebilir enerji kaynaklarını kullanmaya yönlendirmiştir (Külekçi, 2009). Jeotermal sıfat olarak, sıcak anlamına gelen Yunancadan kökleri yerküre ve sıcak (geo-termos) anlamına gelen kavramlardan oluşmaktadır. Türkiye’de jeotermal enerji araması 1960’lı yılların ilk yarısında başlamıştır. Başlangıçtaki arama çabaları, elektrik üretim potansiyeli olan yüksek entalpili sahalar üzerinde odaklanmış ve Kızıldere, Germencik gibi sahalar keşfedilmiştir. Daha sonraki arama çalışmaları Seferihisar, Simav, Salavatlı, Tuzla, Dikili, Caferbeyli gibi bazı orta entalpili sahaların keşfini sağlamıştır. Ülkemiz ise çok önemli bir jeotermal kuşak üzerinde olmasına karşın jeotermal enerjiden yeterince faydalanamamaktadır. Türkiye’de jeotermal kullanımı; kaplıca turizmi, seracılık gibi temel kullanımlarla sınırlı bir şekilde yürütülmekle beraber son yıllarda konut ısıtılmasına yönelik çalışmalar yapılmaktadır.

Fosil yakıtların çağı bu yüzyılda geçerken, onların oynadığı rolü tek bir enerji kaynağının alamayacağı açıktır. Jeotermal enerji büyük ölçüde yerel olarak kullanılacak ve integrative bir rol oynayacaktır. Öte yandan, eğer bölgesel ve global enerji problemlerine çözümler bulunursa, yerel enerji kaynaklarının hem yerel ve hem de ithal edilen enerjinin en iyi şekilde kullanıldığı ulusal şebekeye katılımı önemlidir. Çünkü bu enerji kaynakları güncel insan topluluklarının artan enerji gereksinimlerine ve taviz vermeyecek bir şekilde gelecek nesillerin yaşam şartlarını da dikkate alacak şekilde belirli bir tarzda kullanılmalıdır. Jeotermal enerji sürdürülebilirliği nedeniyle yenilenebilir enerjidir ve yerküre içinde bulunan termal sıcaklıkla doğrudan ilişkilidir. Aynı zamanda, termal enerji maddenin sıcaklığını belirleyen enerjidir. Yerkürenin jeotermal enerjisi gezegenimiz olan yerkürenin orijinal formasyonundan (%20) ve minerallerin radyoaktif bozunmasından kaynaklanmaktadır (%80) (Turcotte ve Schubert, 2002).

Günümüzde bu kavram yerküre ısısının belirli kısımları için kullanılmaktadır. Bunun için; genellikle çeşitli sondaj yöntemleri ile yerküre ısısına ulaşılır ve elde edilen enerjiden çeşitli amaçlar için yararlanılmaktadır. Jeotermal kaynaklar dünyamızın her tarafında bulunur, ancak işletilebilir jeotermal sistemler genel olarak normal ya da anormal derecede yüksek jeotermal gradyan bölgelerinde bulunur.

Bundan başka, geçmişte 1970’li ve 1980’li yıllarda olduğu gibi, artan petrol ve gaz fiyatları jeotermal enerjiyi fosil yakıtlarla mukayese edildiğinde daha ekonomik yapacaktır. Yukarıda bahsedilenlerin ışığı altında, jeotermal enerjinin bu yüzyılda önemli rol oynayacağı açıkça görülmektedir. Bundan ötürü bu çalışmada, jeotermal enerjinin şimdiki durumu ve potansiyel eğilimleri gibi çeşitli yönleri incelenmiş ve sonuçlar sunulmuştur.

Jeotermal alanlar dünyada bir çok alanda belirli jeolojik formasyonlara bağlı olarak bulunmakta ve bunlar artan bir şekilde enerji kaynakları olarak adlandırılmaktadır. Jeotermal sistemlerin farklı tiplerinin her biri belirli özelliklere sahiptir ve bunlar aynı zamanda bu özelliklerini kimyasal bileşimlerinde ve çeşitli potansiyel uygulamalarında belirli bir şekilde ortaya koymaktadır. Ancak, hepsi birkaç kilometre derinlikte, ortak bir ısı kaynağı olan ve konveksiyon içine yerkabuğunun üst bölümlerinde bulunan, mevcut su birikimleridir (Nicholson, 1993).

Jeotermal sular, paleolitik çağlardan beri termal banyo ve ayrıca antik Roma döneminden beri de konut ısıtmasında kullanılmaktadır. Buna karşın zamanımızda akıllı bir şekilde elektrik enerjisi üretiminde kullanılmaktadır. Dünya çapında, jeotermal enerji yaklaşık 10,715 megavat (MW) gücünde 24 ülkede faaliyettedir. Ek olarak, 28 gigavat doğrudan jeotermal ısıtma kapasitesi olan bir sistem bölgesel ısıtma, mekan ısıtması, kaplıcalar, endüstriyel prosesler, arıtma ve tarımsal uygulamalar için kurulmaktadır (Fridleifsson vd, 2008). Jeotermal kuyular yerin derin kısımlarında sıkışıp kalan sera gazlarının serbest bırakırlar, ancak bu emisyonların miktarı fosil yakıtlardan daha düşüktür. Sonuç olarak, jeotermal enerji yaygın fosil yakıtların yerine konuşturılmış ise küresel ısınmanın azaltılmasına yönelik yardımcı potansiyele sahiptir.

Jeotermal alanlar oldukça geniş aralıkta olan çeşitli jeolojik ortamlar ve kayaç türlerinde ortaya çıkarlar ve benzer türdeki kayaç ortamları farklı tipte jeotermal sistemler meydana getirebilirler.

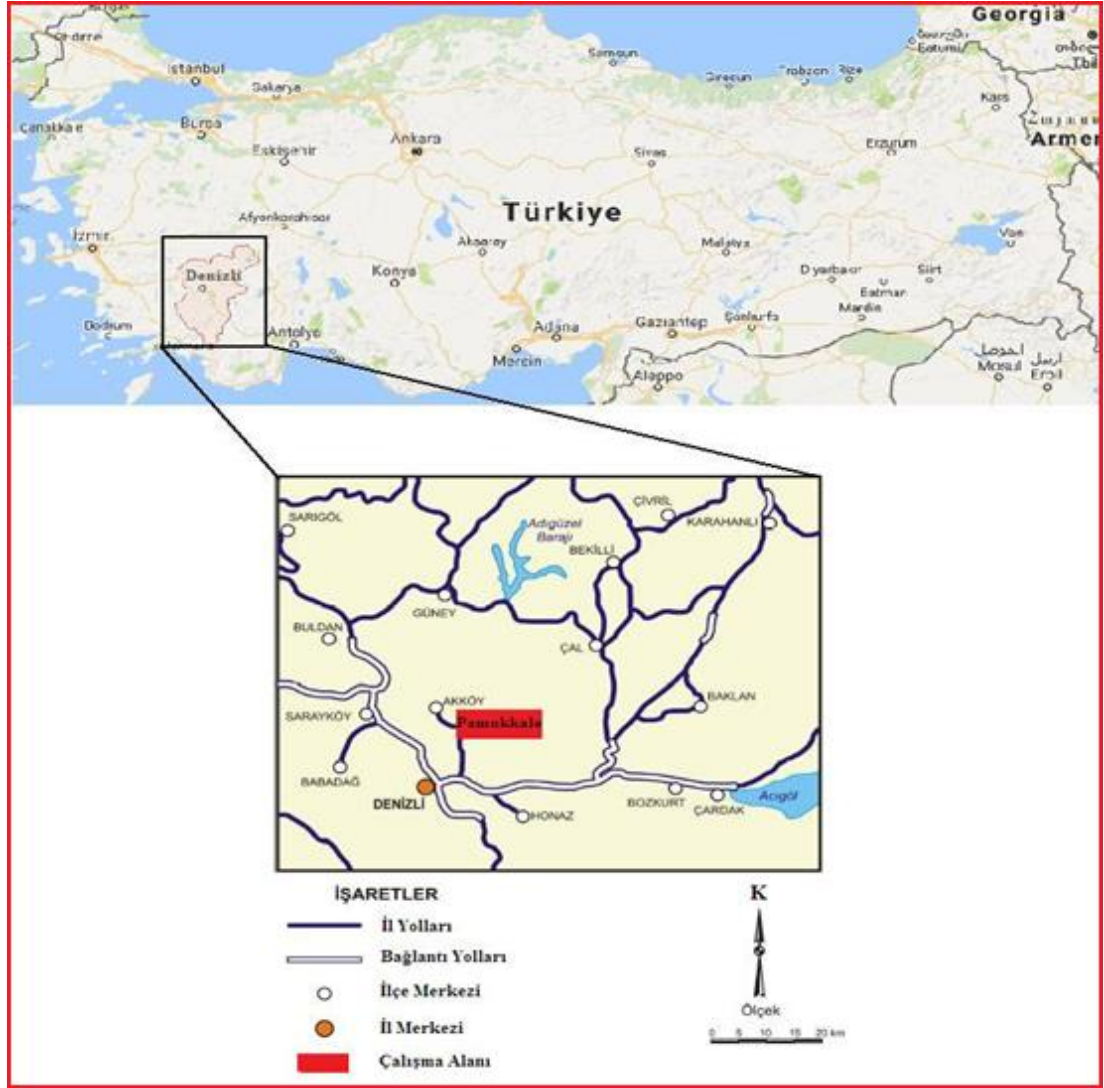
Örneğin Kızıldere, ülkemizde benzer kayaçların içinde yüksek ısıda su üretirken, esas olarak kuru buhar üreten Larderello, İtalya da ortaya çıkmıştır (Bello, 2013). Alanlarında ortak noktaları olmasına rağmen her sahanın birinin kendi özellikleri vardır ve böylece tipik bir jeotermal alanı tanımlamak zordur.

Jeotermal sistemlerde sismik aktivite, ısıtıcı kayaç, rezervuar kayaç ve örtü kayasına ihtiyaç vardır. Sismik aktivite denilince yörenin depremselliği akla gelmektedir. Depremsellik sonucu kayaçlarda süreksizlikler adı verilen bir takım kırık ve çatlak sistemleri gelişmekte, bu süreksizliklerden yağmur suları kolayca rezervuar kayaca ulaşabilmektedir. Dolayısıyla süreksizlikler jeotermal enerji açısından önem taşımaktadır. Denizli ve yöresinde gerilme tektoniği sonucu Horst ve Grabenler şeklinde normal faylar dikkati çekmektedir.

Batı Anadolu'da tektonik sistem çek ve ayır adı verilen horst ve grabenlerden oluşan fay sistemini ortaya çıkarmıştır. Rezervuar kayaçları, genellikle metamorfik kayaçlardan oluşan karbonatlı kayaçlardan mermerler meydana getirmekte olup, bunların gözenekleri birbirleriyle irtibatlı olduğu için, söz konusu süreksizlik sistemleri boyunca, ısıtıcı kayaca süzülen yağmur sularını ve ısıtıcı kayaç tarafından ısıtılarak konveksiyon akımlarla yukarıya yükselen sıcak akışkanları kolayca bünyeleri içinde tutabilmektedir. Meteorik sular Denizli volkanik kayaçları tarafından ısıtılmakta ve konveksiyon akımlarla yukarıya yükselerek yukarıda sözü edilen karbonatlı kayaçlarda depolanmaktadır.

Rezervuar kayaçtaki sıcak akışkanların sıcaklıklarının korunması içinde geçirimsiz örtü kayaçlarına ihtiyaç vardır. Jeotermal alanlarda bu tür örtü kayaçlarını genellikle evaporitler ve killi litolojilerden çamurtaşları oluşturmaktadır. Bunlar geçirimsiz olup, bu özellikleriyle hem petrol hem de jeotermal kayaçlarda örtü kayacı görevini görmektedir. Örtü kayacı aynı zamanda, jeotermal akışkanların sıcaklıklarının korunmasında yardımcı olarak bunların soğumasını da önlemektedir.

Jeotermal Enerji kaynaklarına ülkemizde Ege, İç Anadolu ve Batı Karadeniz bölgelerinde yaygın olmakla beraber diğer bölgelerimizde de rastlanır. Çok çeşitli kullanım alanı olan jeotermal enerji kaynaklarına sondajla açılan kuyulardan ya da yer kabuğu içindeki doğal çatlaklardan ulaşılır. Yeryüzüne çıkarılan enerjiden buhar formunda türbinlerde elektrik üreterek ya da sıcak su halinde ısıtma sistemlerinde ısı transferi yoluyla faydalanırız.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Pamukkale ve diğer alanlardaki jeotermal kaynaklarda, termal turizme büyük yarar sağlamaktadır. Denizli şehrinin bu nedenle bir termal kent olduğunu göstermektedir. Denizli ve yöresinde yeraltı su kaynakları, maden suları ve jeotermal sular su kayaç etkileşimi şeklinde, yörenin tektonik yapısı, çevredeki kayaçlar ve onları oluşturan farklı mineraller tarafından denetlenmektedir. Bölgenin yer bulduru haritası (Şekil.1.1.)’de verilmiştir. Dolayısıyla, Denizli ve yöresinin jeolojik konumu, su kaynaklarını tüm yönleriyle ayrıntılı açıklamak açısından önem taşımaktadır. Jeotermal enerji açısından, Denizli ve yöresindeki genç volkanik kayaçlar ısıtıcı kayaç, karbonatlı kayaçlardan mermerler ve farklı fasiyesteki kireçtaşları rezervuar kayaç ve kilce zengin Neojen ve Kuvaterner yaşlı genç çökellerde örtü kayaç görevini görmektedir.

Denizli ve civarındaki Jeotermal kaynaklar; Pamukkale, Kızıldere, Çardak, Beylerli, Karahayıt, Buldan Efe, Gölemezli, Yenice Çizmeli, Bölmekaya, Tekkehamam, Babacık ve Demirtaş olmak üzere sıcak su kaynakları açısından son derece zengindir (Kıymaz, 2012). Sıcak su kaynakları Menderes Grabeni ve Gediz Grabeni oluşturan kırık hatlar boyunca çıkmaktadır. Söz konusu sıcak su kaynaklarından tarih öncesi devirlerden beri ve halen kaplıca olarak yararlanılmaktadır.

1.1 Jeotermal Sistemler

Jeotermal enerji yerin derinliklerindeki sıcak bölgeden yeryüzüne doğru yayılan yerküre iç ısısı olarak tariflenir. Jeotermal model üç önemli unsur ile açıklanır. Birincisi ısı kaynağı; ikincisi ısıyı yeraltından yüzeye taşıyan akışkan; üçüncüsü ise bu akışkanın dolaşımını sağlayacak ölçüde geçirimli kayaçlardır. Toplam 6370 km yarıçapında olan yerkürede kalın mantoya göre oldukça ince gelişmiş katı kabuk vardır. Kabuğun hemen altında gelişen magma sokulum alanları potansiyel jeotermal bölgeleri oluşturabilir. Yerkürenin içine doğru ilerledikçe sıcaklığın zaten arttığı biliniyor. Ancak jeotermal alanlarda sıcak kayaç ve yüksek sıcaklıktaki yeraltı suyu diğer yerlere göre daha sık kesimlerde bulunursa bu bölge jeotermal alan olarak adlandırılır. Yer kabuğunun incelendiği bölgelerde sıcaklık taşıyan magmanın kabuğa sokulması jeotermal alanların oluşumunu sağlar. Meteorik kökenli yeraltı suyunun birkaç kilometre derine inip ısındıktan sonra yüzeye doğru yükselmesi ise bu sahanın jeotermal saha olarak nitelendirilmesine olanak verir. Jeotermal saha aslında bu özellikteki yeri tanımlayan coğrafik bir kavramdır. Bu sahada meteorojik yağmurun oluşturduğu beslenme alanı, yerin içine giren soğuk suların ısınarak bunların yeryüzünde çıkış yaptıkları yerler (yani hidrolik düzen) ise jeotermal sistem olarak adlandırılır. Jeotermal sistem üç ana unsurdan oluşmaktadır; Isı kaynağı, rezervuar ve ısıyı taşıyan akışkan, Isı kaynağı yüksek sıcaklıklı (>600 °C) ve yüzeye yakın kısımlara ulaşabilen (5-10 km) magmatik sokulumlar olabileceği gibi, düşük sıcaklıklı sistemlerde de derinlikle birlikte artan normal sıcaklık (jeotermik gradyan - ortalama 2,5-3°C/100 m) olabilir (Şekil 1.2.). Rezervuar ise ısıyı taşıyan sıvının devir-daim edebileceği çatlaklı (permeable) kayaçlardır. Rezervuarların üzerinde genellikle geçirimsiz tabakalar bulunmaktadır.

Jeotermal akışkan ise çoğu durumda meteorik sudur ve rezervuarda sıcaklık ve basınca bağlı olarak buhar veya sıvı haldedir. Bu su genellikle bazı kimyasal maddeler ve gazlar (CO_2 , H_2S gibi) içerir. Jeotermal sistemin mekanizması sıvının ısıyı iletimi üzerinedir. Konveksiyon akım (ısı iletimi) ısınma nedeniyle oluşur ve sonuçta sistemdeki sıvının termal genleşmesine neden olur. Düşük yoğunluklu ısınmış sıvı, sistemde yükselme eğilimindedir ve sistemin kenarlarından gelen yüksek yoğunluklu soğuk su ile yer değiştirir. Doğal olarak konvensiyonel akım sisteminde, alt kısımlarda sıcaklık azalma eğiliminde iken üst kısımlarda sıcaklık artma eğilimindedir. Gerçek jeotermal sistemler için yapılacak iyi bir modelleme oldukça zordur. Yapılacak modellemede yüksek sıcaklığa bağlı olarak çok disiplinli ve geniş bir çalışmaya gereksinim vardır. Jeotermal sistem çok değişken jeolojik, fiziksel ve kimyasal karakteristiğın kombinasyonuna bağlı olarak oluşur.

Şekil 1.2. İdeal bir jeotermal sistemin oluşum şeması
(www.kursatozcan.com'dan güncellenmiştir.)

Jeotermal sistemler, oldukça karmaşık bir yapıya sahiptir. Bu sistemlerde, hidrojeolojik sistemlerden farklı olarak faz değişimleri ve ısı taşınımı da söz konusudur (Akan, 2002).

Dolayısıyla, böyle karmaşık bir sistemde beslenme-boşalım ilişkisine bağlı olarak meydana gelebilecek değişimleri öngörmek oldukça zordur. Bu aşamada, modelleme yaklaşımı sistemin geleceğine ilişkin bir öngörü yapabilmek açısından büyük bir önem kazanmaktadır.

Son yıllarda matematiksel modeller yardımıyla jeotermal alanların modellenmesi yoğun olarak çalışılan bir konudur. Bu modeller, jeotermal alanların kavramsal modellerinin geliştirilmesi ve doğruluğunun kanıtlanması için kullanılmaktadır. Jeotermal sistemlerin modellenmesinde esas amaç, rezervuar potansiyelinin belirlenmesi ve reenjeksiyonun sistem üzerindeki etkilerinin ortaya konmasıdır. Türkiye’de MTA kayıtlarına göre ülke genelinde 277 alanda jeotermal oluşum olduğu bilinmektedir. Bununla ilgili yapılan çalışmada ilk aşama olarak, MTA tarafından yayınlanan 2 adet jeotermal kaynak envanteri, literatürdeki mevcut sahalara hakkındaki verilerle birlikte çalışılan çeşitli projelerin saha verileri kullanılarak tahmini görünür (tanımlanmış) kapasite hesabı yapılmıştır. Görünür kapasite; ölçülmüş debi ve üretilen akışkanın sıcaklık değerine dayalıdır. 20°C referans sıcaklığı için toplam jeotermal görünür kapasite yaklaşık 3700 MW_t bulunmuştur. Bu konu hakkındaki ayrıntılı çalışma 2007 yılında yapılmıştır. Bu çalışma sonrasında, bilinen ve yeni sahalarda yapılan araştırma-geliştirme etkinlikleri sonrasında gözlemlenen / ölçülen ek kapasitelerle birlikte jeotermal görünür kapasitenin 3700 MW_t’den daha büyük olduğu tahmin edilmektedir. İkinci aşamada ise elektrik üretimine uygun jeotermal sahalardan elde edilebilecek üretilebilir güç değerleri hacimsel rezerv hesabına göre tahmin edilmiştir. Bu amaçla 11 adet yüksek sıcaklıklı jeotermal sahanın mevcut jeolojik, jeokimyasal, jeofizik ve sondaj verileri değerlendirilerek Monte Carlo simülasyonu kullanılarak üretilebilir güçler hesaplanmıştır. Monte Carlo simülasyonu sonuçlarına göre %90 olasılıkla 11 sahadan üretilebilecek elektrik güç potansiyeli 632 MW_e ve üretilebilecek ısı güç potansiyeli ise 15833 MW_t olarak hesaplanmıştır. Üçüncü aşama olarak, doğrudan kullanıma uygun göreceli orta sıcaklıklı jeotermal sahalardan elde edilebilecek üretilebilir ısı güç potansiyelleri tahmin edilmiştir. Bu amaçla 19 adet 7 jeotermal saha değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar sunulmuştur.

Nüfus, endüstrileşme ve elektrik kullanımının her geçen gün artmasıyla Türkiye'nin enerji ve elektrik gereksinimi sırasıyla her yıl yaklaşık %4,5 ve %7,5 olarak büyümektedir. Türkiye'nin enerji tüketimi yaklaşık 106 milyon ton petrol eşdeğeri ve elektrik üretim kurulu kapasitesi ise yaklaşık 42.000 MW_e'dir. Bu artışın büyük bir çoğunluğu ithal edilen ve enerji bağımlılığını arttıran daha fazla fosil yakıtların (özellikle petrol ve doğal gaz) piyasaya girmesinden kaynaklanmaktadır. Yenilenebilir kaynak olarak jeotermal enerji, ülkenin yerli enerji potansiyelinin artmasına az da olsa bir olanak sağlamaktadır. Jeotermal kaynakların enerji arzını genişleteceği ve bilinen jeotermal kaynakların özelleştirilerek daha fazla katma değer sağlayacağı düşünülmektedir. Türkiye'nin jeotermal kaynakları hidrotermal ve geliştirilmiş jeotermal sistemler (GJS=EGS "Engineered Geothermal Systems") olmak üzere iki sınıfa ayırabiliriz. Günümüzde ülkedeki tüm jeotermal arama ve geliştirme projeleri hidrotermal üzerine yoğunlaşmıştır. Türkiye'nin jeotermal enerji potansiyelinin belirlenmesi amacıyla İstanbul Teknik Üniversitesi'nde bir değerlendirme çalışması yürütülmektedir. Bu değerlendirme çalışmasında, mevcut ve ekonomik hidrotermal kaynaklar ile yer kabuğunda belli derinlik aralığında depolanmış ısı enerjisi (ısı içeriği) araştırılmaktadır. Türkiye'deki geleneksel hidrotermal kaynaklar hem elektrik hem de doğrudan kullanım uygulamalarında kullanılmakta olup, her geçen gün bu uygulama sayısı artmaktadır. GJS ise Jeotermal Enerji Semineri hidrotermal kaynakların ötesinde olan geliştirilmiş planlanmış jeotermal sistemlerdir. Bu sistemlerden hem günümüz hem de gelecekteki teknolojiler kullanılarak ısı üretilmesi amaçlanmaktadır. GJS'in dünya üzerindeki uygulamaları şimdilik birkaç adet olmakla birlikte, uzun dönemde bu sistemlerden oldukça yüksek potansiyeller elde edileceğine inanılmaktadır.

Türkiye'de ortalama 529 adet termomineral kaynak vardır. Bunlardan 241 adedi maden suları, 247 adedi 60°C ye kadar, 41 adedi de 60°C - 100°C arasında bulunan kaynaklardır. Bu kaynakların yüksek ısıları olanları bilhassa Batı Anadolu'da, doğu-batı doğrultusunda bulunan grabenler içerisinde sıralanmışlardır. Derindeki kırıklı ve çatlaklı metamorfik formasyonlardan kolaylıkla yukarı intikal eden ısı, Paleozoik, Mesozoik ve Tersiyer yaşlı (mermer, kalker ve dolomitik kalkerler) rezervuar kayalarındaki suları ısıtır. Bazı Tersiyer marnlı killi formasyonları da örtü tabakası vazifesini görür. Bir kısım kaynaklar Orta Anadolu'da ve bilhassa Doğu Anadolu'da halen CO₂, H₂S neşreder. Bunlar solfatar safhalarının son devirlerini tamamlayan

Neojen-Kuaterner ve tarihî zamanların volkanlarının civarlarında krater ve parazit konilerinde kaynaklar halinde bulunur. Türkiye'deki sıcak kaynakların büyük kısmını asitli, bikarbonatlı, klorürlü, sülfatlı sular teşkil eder. Total mineralizasyondaki bor, NH_4 ve H_2SiO_3 gibi elemanlar muhtemelen çok derinlerden gelmektedir. 1963 yılında İzmir ve batısındaki Agamemnün kaplıcalarında yapılan sondajlarla, 124°C ısıli tabii buhar elde edilmiştir. Ayrıca 15 Mayıs 1968'de Denizli-Sarayköy'de Kızıldere civarında takriben 450 m derinlikte, yüksek basınçlı tabii buhar elde edilmiştir. Türkiye'deki sıcak sular jeotermik enerji yönünden de etüdlere tabi tutulmuş ve Anadolu, başlıca altı jeotermik enerji provensine ayrılmıştır: Bunlar sırasıyla 1. Ege provensi → Batı Anadolu Bölgesi, 2. Ankara provensi → Batı Orta Anadolu Bölgesi, 3. Kayseri provensi → Doğu Orta Anadolu Bölgesi, 4. Amanoslar provensi → Güney Orta Anadolu Bölgesi, 5. Erzurum provensi → Kuzey Doğu Anadolu bölgesi ve 6. Diyarbakır provensi → Güney Doğu Anadolu Bölgesi şeklindedir. Türkiye'de halen işletilen meşhur ve çok şifalı kaplıcalar ve maden suları vardır. Bu tesislerin çoğu fizyoterapi aletleriyle de teçhiz edilmiştir. İçme sularından, Kisarna, Çitli maden suları ve bilhassa Afyonkarahisar maden suları ve sodası çok tanınmıştır. İstanbul'a yakın Bursa, Yalova ve Gönen kaplıcaları da meşhurdur. Şimdiye kadar yapılan ve bilhassa 1961 yılından beri etüdleri daha sistematik olarak ele alınan Türkiye termomineral sularının envanterine göre, rejyonel yıllık ortalama ısıda ekseriya düşük dereceli olan ve maden suları klasifikasyonuna giren kaynaklar Türkiye'de takriben 241 adettir. Bunların bir kısmı dünyaca tanınmış ve modern tesisleriyle inşa edilmiş bulunmakta, diğerleri ise lokal harcamalar için sarfedilmektedir. Buna mukabil, yıllık ortalama mevsim ısılarının üstünde bulunan ve termal sular grubuna giren kaynaklar ise 288 den fazla bulunmaktadır ki, bunlardan 41 adedi $60^\circ\text{-}100^\circ\text{C}$ arasında ısıya maliktir. Şu hale göre, Türkiye'de ortalama 529'dan fazla termomineral kaynak bulunmaktadır. Türkiye yüz ölçümünü 770.000 km^2 kabul ettiğimize göre, $1450\text{-}1500 \text{ km}^2$ alana ve takriben 55.000 kişiye de bir termomineral kaynak düşmektedir.

Uluslararası şöhrete malik birçok kaynak bunlar arasında bulunmakta olup, bu haliyle Türkiye, termomineral bakımından dünya memleketleri arasında sayılı bir mevkide bulunmaktadır. Afyon, Kisarna, Uludağ, Bursa, Yalova, Gönen, Sandıklı, Havza, Kızılcahamam, Haymana, Hasankale v.b. kaplıca ve içmeleri gibi. Bu kaynakların birçokları, kırıklı, faylı, şaryajlı(aşmalı bindirme) ve deprem bölgelerinde konsantre olmuş bulunmaktadır.

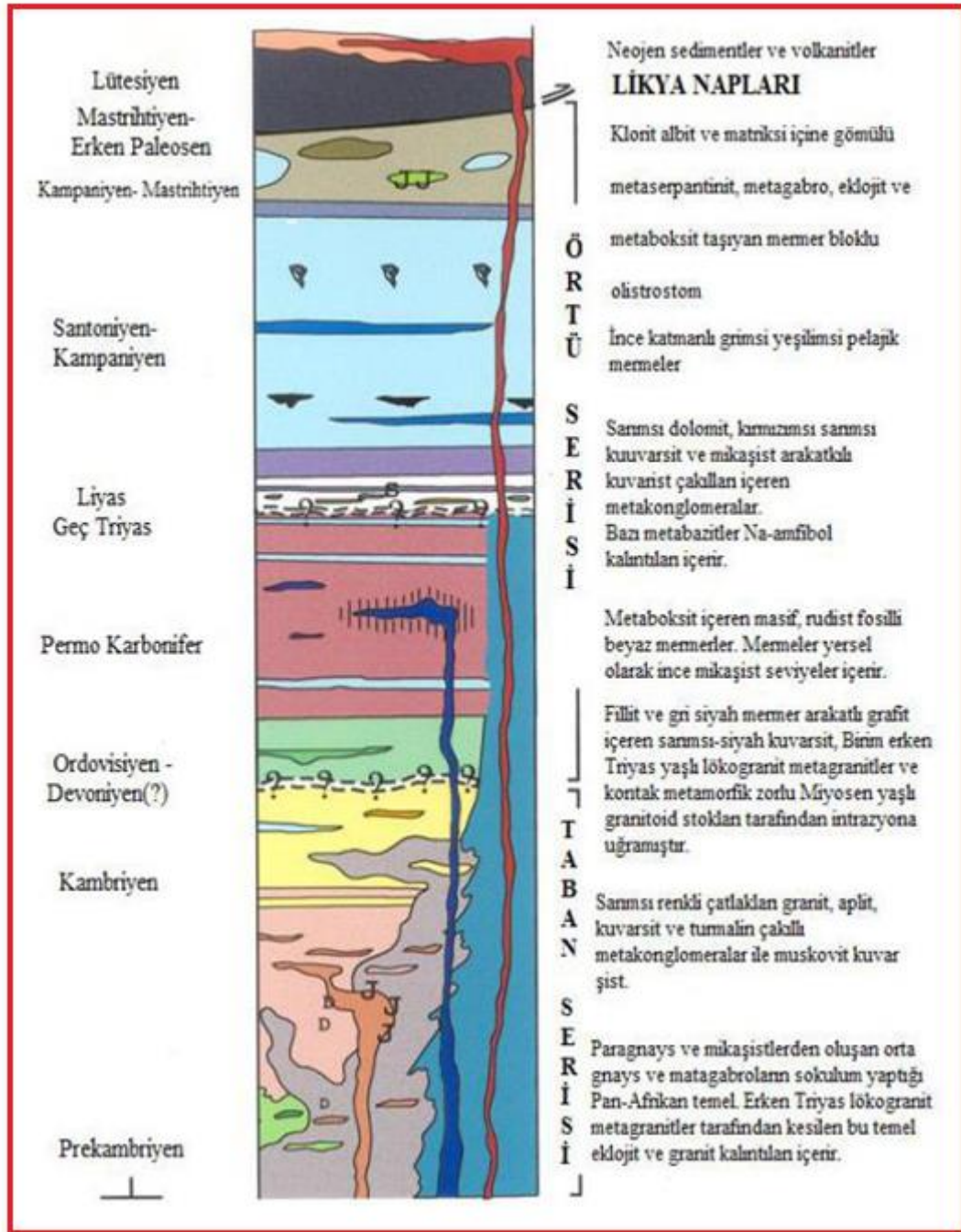
Jeolojik ve tektonik etüdler ilerledikçe termomineral kaynaklara daha birçokları ilâve edilmektedir. Ayrıca depremlerle bu gibi yerlerde bazı kaynaklar kaybolmakta veya yenileri çıkmaktadır. Bu kaynakların etüdları devam ederken ve bir klasifikasyona tabi tutulurken, diğler taraftan da jeotermik enerji bakımından jeotermal provenslerin ayırımına çalışılmıştır.

1.3. Araştırmanın Amacı

Bu çalışmada ki amaç Pamukkale (Denizli) ve yakın çevresinin jeolojik oluşum süreçlerinin incelenmesi, koruma yollarının ele alınması, jeotermal alanlarının jeolojik haritasının güncellenmesi, minerolojik, petrografik ve jeokimyasal çalışma yöntemleriyle jeotermal akışkan - kayaç etkileşimini tanımlamak, jeotermal suların hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal yöntemlerle oluşumunu ve gelişimini incelemek ve jeotermal akışkan - kayaç etkileşimi çerçevesinde jeotermal sistemin oluşumunu bir model içinde ortaya koymaktır.

1.4. Araştırma Alanının Jeotektonik Konumu

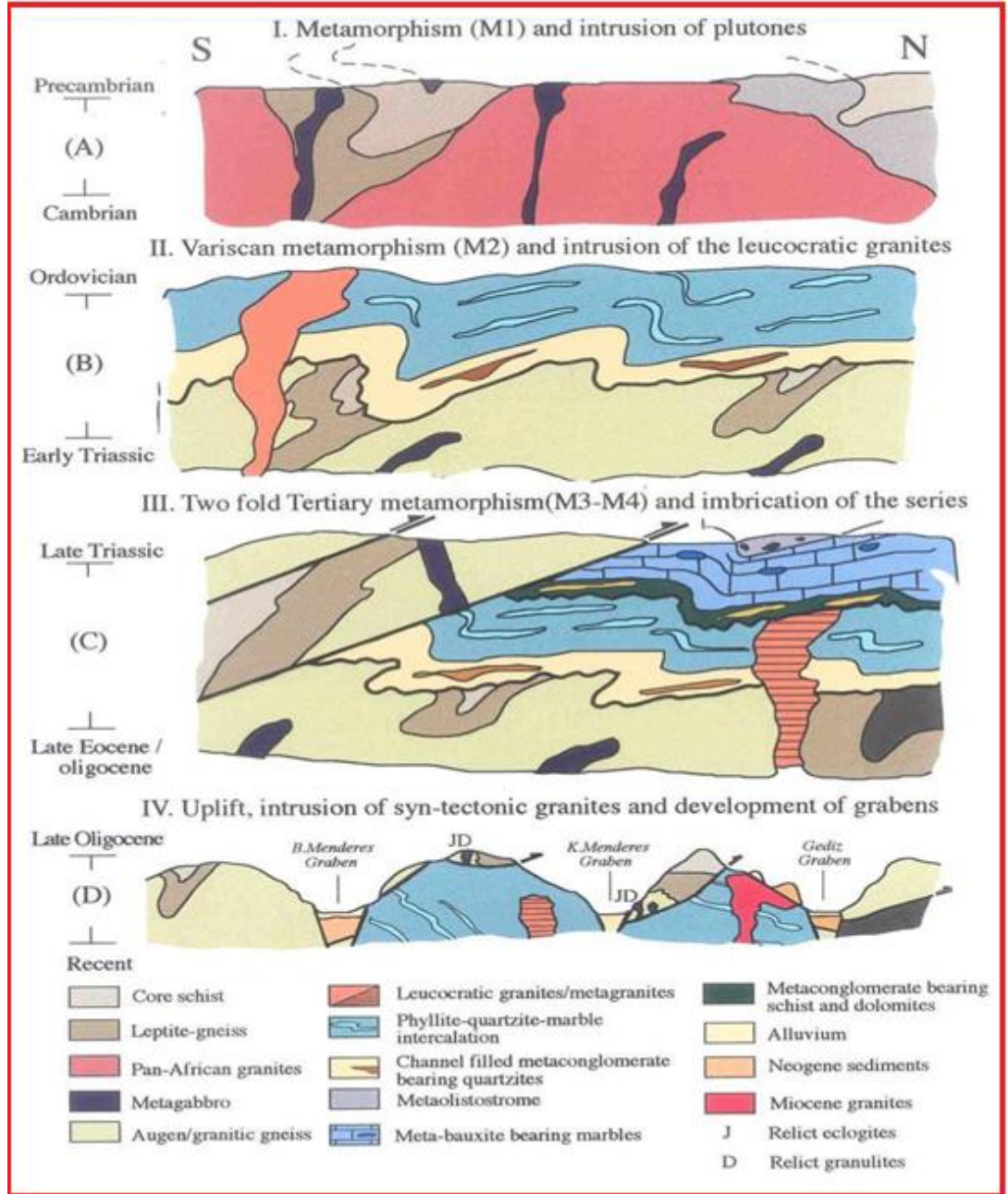
Alp-Himalaya deprem kuşağında yer alan ülkemizde olan depremler, Atlantik Okyanus ortası sırtının iki tarafa doğru yayılmasına bağlı olarak Afrika-Arabistan levhalarının kuzey-kuzeydoğuya doğru hareket etmeleriyle ilişkilidir. Ayrıca, Kızıldenizin uzun eksenı boyunca bugün de devam eden deniz tabanı yayılması nedeni ile Arabistan levhası kuzeye doğru itilmekte ve Avrasya levhasının altına doğru dalmaya zorlanmaktadır. Bu zorlanma ile Arabistan levhası ile Avrasya kıtası arasında kalan Doğu Anadolu bölgesinde yoğun sıkışma etkisi oluşmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı gibi belli başlı büyük kırıkları harekete geçiren bu sıkışma milyonlarca yıldır devam etmekte günümüzde de yaşadığımız depremlerin ana nedenini oluşturmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF), Doğu Anadolu Sıkışma Zonu (DASZ), Ege Graben Sistemi, Kıbrıs-Helenik Yayı, Orta Anadolu Bölgesi ve Karadeniz Bölgesi olmak üzere Türkiye'de yedi ana tektonik bölge bulunmaktadır (Şengör vd., 1985). Türkiye tektoniği büyük ölçüde Arap plakası, Avrasya ve Afrika plakalarının hareketlerinden etkilenir. Bu çarpışmalar sonucu oluşan Menderes graben zonuna ait Batı Anadolu'nun stratigrafik kesiti (Şekil 1.3.)'de verilmiştir.



Şekil 1.3. Batı Anadolu'nun stratigrafik kesiti (Dora vd., 2015).

Menderes bloğu 50 milyon yıl önce Sakarya bloğu ile çarpışmış ve daha sonra yüksek sıcaklık metamorfizması ve granit intrüzyonları meydana gelmiştir (Van Hinsbergen vd., 2010). Menderes Masifi'nin ortaya çıkması Neojen döneminde birbirini ardına meydana gelen faylar boyunca oluşmuştur. Güncel çalışmalar, Menderes Masifi'nin iki veya daha fazla oluşum süreci yaşadığını göstermektedir (Seyitoğlu vd., 2004). Menderes Masifi'nin ortaya çıkışının ilk aşaması, Geç Oligosen (25 milyon yıl) ile Orta Miyosen 16 milyon yıl) (Seyitoğlu vd., 2004) veya

En Genç Oligosen (Purvis ve Robertson, 2004) veya En Son Oligosen-Erken Miyosen (Cavazza vd., 2009) arasında olmaktadır, ya da Geç Oligosen (25 Ma) ve Orta Miyosen (16 Ma) veya Son Oligosen (Seyitoğlu vd., 2004) arasında meydana gelen Erken Miyosen zamanıdır (Şekil 1.4.). (Agostini vd., 2010). Menderes Masifi metamorfik kayaçlarının yükselmesini ve böylece ortaya çıkışını graben gerilme tektoniği ve trans-gerilmeli fay sistemlerinin bir sonucu olarak yorumlamaktadır. Bu yüzden (Bozkurt vd., 2011) kuzey Menderes Masifinin gerilme tektoniğine bağlı ortaya çıkışı için (Cavazza vd. 2011) Geç Oligosen (30 milyon yıl) önermektedir.

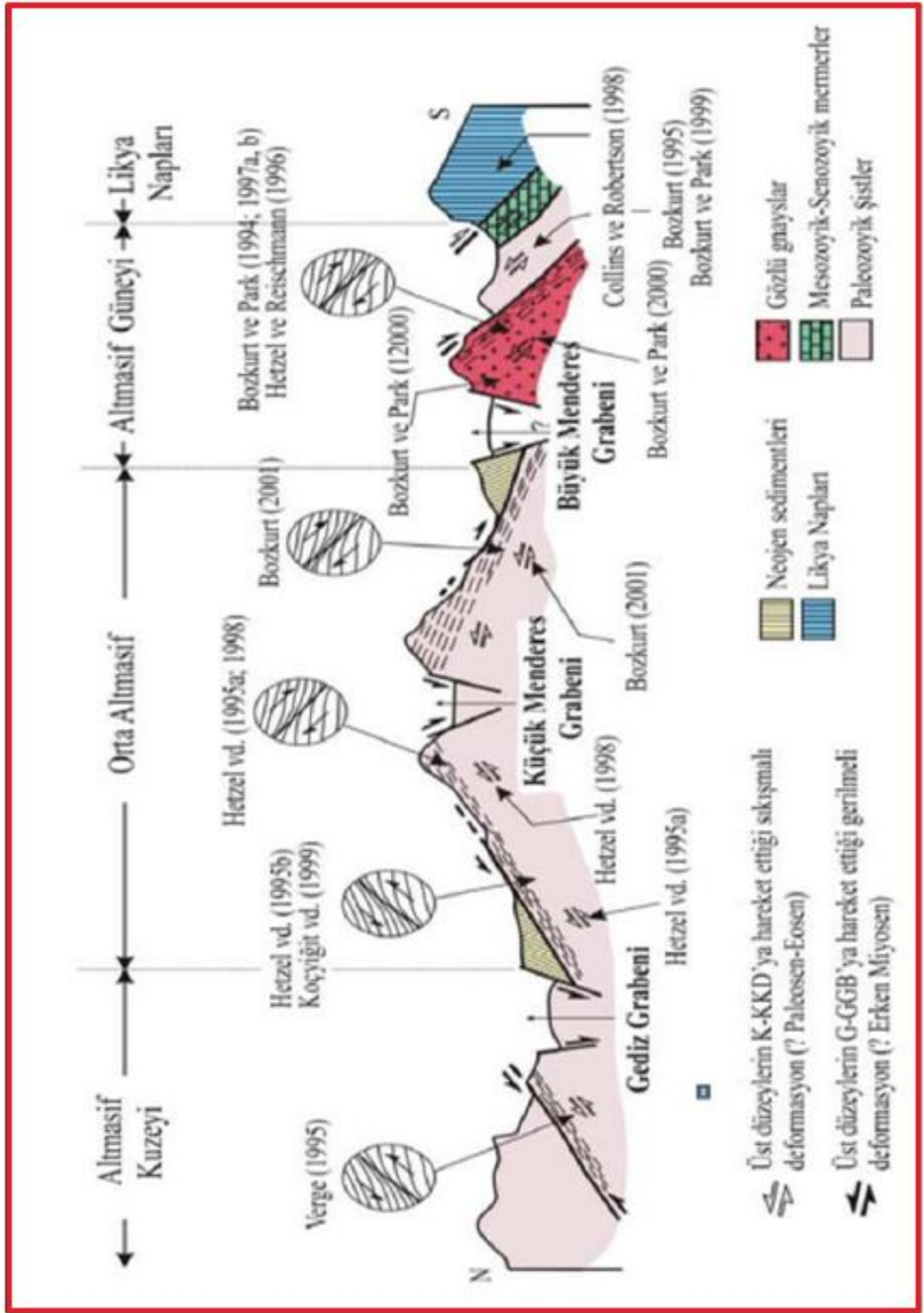


Şekil 1.4. Menderes masifinin oluşumu (Dora vd. 1995)

Alp Himalaya deprem kuşağındaki ülkemizde Ege bölgesini etkileyen gerilme tektoniğinin Menderes Masifinin ortaya çıkmasında bölgesel anlamda önemli rol oynadığını belirtmektedir (Şekil 1.5.). Bazı çalışmalarda (i) Erken-Orta Miyosen gerilme tektoniği ve Ege hendeğinin geriye dönüşü ve (ii) Geç Miyosen-Pliyo-Kuvaterner gerilim tektoniği ve Batı Anadolu'da dalan Ege levhasının başlangıcı olmak üzere iki belirli bağlantının olduğunu ileri sürmektedirler. Ege Bölgesi graben sistemi gerilme tektoniğinin zamanlaması (Bozkurt ve Sözbilir, 2004), Ersoy vd., 2010 ve Van Hinsbergen vd. (2010) tarafından detaylı olarak tartışılmıştır. D-B doğrultulu olan üç graben Simav, Gediz ve Büyük Menderes masifini bölmektedir. Batı Anadolu'da graben tipi basenlerin tektonik evrimi epizodik (Bozkurt, 2000; Ersoy vd., 2010) veya darbeli gerilme kuvvetleri (Bozcu, 2010; Purvis ve Robertson, 2004) Geç Senozoyik zamanında kontrol edilir. Bu havzalarda levha içinde oluşan magma sokulumları bulunmaktadır.

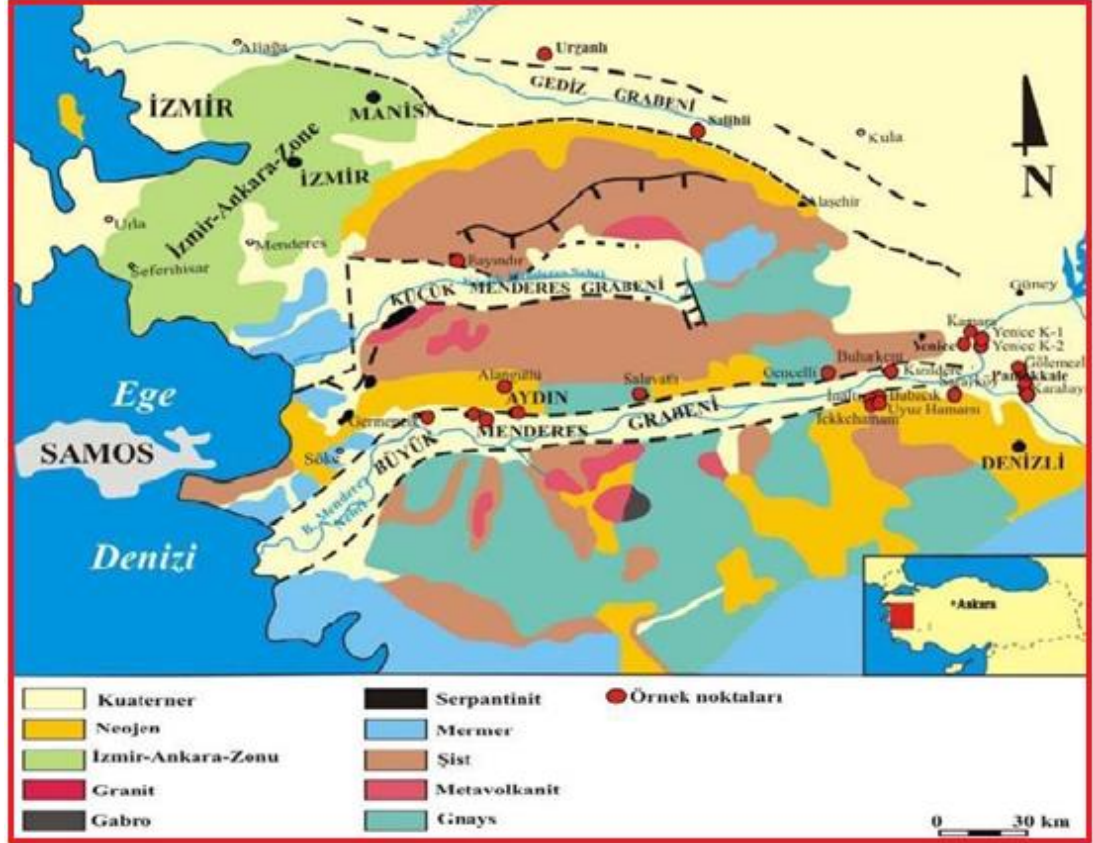
Menderes masifi içindeki litostratigrafik birimler: Candan vd., (2001) tarafından; (i) Pan-Afrikan temeldeki çekirdek serisi ve (ii) Paleozoyik-Erken Tersiyer metasedimentlerini içeren örtü serisi olmak üzere iki tektono-metamorfik birime ayrılırlar. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı olan Pan - Afrikan orojenezi ile ilişkili çok fazlı deformasyon ve metamorfizmaya sahip çekirdek serisi (Oberhansli vd., 1997; Candan ve Dora 1998; Dora vd., 2001); gözlü gnayslar, metagranitler, yüksek dereceli şistler, paragnayslar ve eklojit kalıntıları içeren metagabrolardan oluşur (Şengör vd., 1984; Satır 13 ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1995; 1996; Candan vd., 1998; 2001; Oberhansli vd., 1997; 1998). Masifin çekirdeğinde en fazla egemen olan ve en fazla yayılıma sahip litolojiyi oluşturan gözlü gnayslar; iyi gelişmiş milonitik foliasyon ve K - G yönlü mineral uzaması ile karakterize edilen blastomilonitlerden meydana gelir (Bozkurt ve Oberhansli, 2001).

Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü kayaçları altta Ordovisiyen-Permo-Karbonifer yaşlı düşük-orta metamorfizma dereceleri fillitler, kuvarsitler ve mermerlerden oluşur (Candan vd., 2001). Erken Triyas yaşlı lökogradit granitlerin bu kayaçlara sokulum yaptığı bir çok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Şengör vd., 1984; Reischmann vd., 1991; Dannat ve Reischmann, 1998; Koralay vd., 1998). Bu birimlerin üzerine gelen Geç Triyas-Erken Tersiyer yaşlı kayaçlar, metaboksit içeren platform tipi mermerler ve metaolistrosromlardan oluşur (Candan vd., 2001).



Şekil 1.5. Alpin sıkışması ve izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit (Bozkurt, 2001)

Ege bölgesinde diri ve normal faylar ile sınırlı doğu - batı uzanımlı Büyük Menderes ile kuzeybatı - güneydoğu uzanımlı Gediz grabenlerinin birleştiği bölgede Denizli havzası yer alır (Şekil 1.6.). Yaklaşık 50 km. uzunluğunda ve 20 km genişliğindeki bu havza güneyde ve kuzeyde diri-normal faylar ile sınırlanmıştır.(Koçyiğit,1984; Şaroğlu vd.,1987; Westaway,1990,1993).



Şekil 1.6. Menderes Masifinin jeolojik haritası ve örnek noktaları (Şengör,1982 ve Dora vd. 1995)

Denizli il sınırları içinde bulunan Pamukkale, il merkezinin 20 km kuzeybatısında yer almaktadır. Ege'ye dökülen Büyük Menderes nehrine eklenen Çürüksu Çayının geçtiği Çürüksu Ovasından 150 m, denizden ise 360 m yüksekliktedir. Çökelez Dağı'nın güney yamacında, bir traverten düzlüğünde, büyük bir kristal kitlenin önünde, kalker katlarının arasından çıkan su yeryüzünde tek örnek olan Pamukkale'yi oluşturur.

Toplam alanı 44 km² olan Pamukkale Özel Çevre Koruma Bölgesi sınırları içinde beş yerleşim yeri bulunmaktadır. Bunlar merkeze bağlı Develi, Karahayıt, Pamukkale, Yeniköy ve Akköy'dür. Pamukkale, Büyük Menderes Nehri'nin bir kolu olan Çürüksu Çayı Ovasının kuzey doğusundadır. Burada arazi geniş alüvyal depolar meydana getiren Çürüksu vadisinden başlayarak kuzeye ve güneye doğru yükselmeye başlar. Güneyde ilgi çekici morfolojik yükseltiler bulunmaktadır. Bunlar 2308 m ile Baba Dağları, kuzeyde 1840 m ile Büyük Çökelez, 1733 m ile Küçük Çökelez dağlarıdır. Yörenin en büyük akarsuyu çöküntü hendeği karakterindeki vadide akan Çürüksuyu Çayı'dır. Bu vadiden başlayarak arazi kuzeye doğru basamaklar halinde yükselir. Bu basamakların en tipik olanı üzerinde antik Hierapolis kenti bulunan, traverten basamaklarıdır.

Pamukkale'yi oluşturan termal kaynaklar Çökelez Dağı'nın eteklerinde ve 6 km uzaklıktadır. Travertenler, Kadı Deresi yakınındaki Domuz Çukuru'ndan başlayarak kuzeydeki Nekropol'ün son mezarının yanından akan Çeltik Deresi'ne kadar uzanır. 50 m yüksekliğinde yaklaşık 3 km uzunluğunda ve 250 - 600 m genişliğindeki bu travertenlerin oluşumunu termal sular sağlamıştır. Çökelez Dağlarının yamaçlarında görülen orman kalıntıları ve kademelenmiş düşey farklılıklar travertenlerle birlikte alana ilginç özellikler kazandırmaktadır.

Pamukkale termal kaynakları, oluşturduğu karbeyazı renkteki traverten alanı ile dünyanın önde gelen doğal güzelliklerinden biridir (Güner ve Elhatip, 1999). Yaklaşık olarak 20 km² yüzey alanına ve 100 m kalınlığa sahip olan bu travertenler, Pamukkale kaynaklarından boşalan suların bünyelerinde çözünmüş olarak bulundurduğu karbondioksitin, CaCO₃ olarak çökmesi sonucunda oluşmuştur. Pamukkale termal kaynakları, Denizli şehrinin 15 km kuzeyinde yeralan Çürüksu Graben'ini oluşturan fay hattı boyunca meydana gelen kırık zonlarından Jandarma Kaynak Grubu (PJ1, PJ2, PJ3 ve PJ4), Gelin Hamamı, Pamukkale Motel (PM1), İnciraltı ve Beltes Kaynağı (PB1) adı altında toplam 8 adet noktadan boşalmaktadır. Pamukkale termal kaynaklarından yaklaşık olarak 200 m daha düşük kotta Soğukgöz, Kocagöz ve Gözpinarı kaynakları (Ova Kaynakları) yer almaktadır.

2. KAYNAK BİLGİSİ

Çalışma alanı ve yakın çevresinde birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalardan çalışma alanını ve yakın çevresini ilgilendiren çalışmalar şu şekilde sıralanabilmektedir. Denizli ve çevresindeki ilk ayrıntılı jeolojik çalışmalar 19.yy.'da başlamıştır. 1944 yılında da Egeran ve İlhan (1944) tarafından bölgede çalışmalar yapılmış ve ilk kez “Menderes Masifi” terimi kullanılmıştır (Dora, 1992).

Erişen (1971), Denizli Paleosen’ini konu alan ön raporunda, Paleosen’in aralarında uyumsuzluk bulunan “Alt Pliyosen” ve “Üst Pliyosen” serilerinden oluştuğunu belirtmiştir. 1971 tarihli, “Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermik Enerji İmkanları” adlı raporunda ise, paleontolojik verilere göre inceleme alanında yalnızca Alt Pliyosen çökellerinin var olduğunu, Üst Pliyosen izlenimi veren serilerin ise Alt Pliyosen yaşlı olduklarının saptandığını ileri sürmüştür.

Taner (1974 a,b), Denizli bölgesi Neojen’inde yaptığı paleontolojik ve stratigrafik incelemede, Paleozoyik yaşlı metamorfitlelerin üzerine uyumsuz olarak gelen çökellerin Meosiyen yaşında olduğunu belirlemiştir. Araştırmacı, Pliyosen de küçük kapalı bir havza şeklinde gelişen Denizli havzası göl ortamının az derin ve sakin olduğunu, tatlı su içerdiği, ancak daha sonraları biraz tuzlandığını ileri sürmüştür.

Bilgin (1978), Bölgede Menderes Masifi'nin en yaşlı kayaçları olan ve bölgesel metamorfizma ürünü olarak ortaya çıkan mikaşistlerin jeolojisi, mineraloji petrografi ve jeokimyası üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

Canik (1978), Sıcak sular ve travertenlerin oluşumu konusunda araştırmalar yapmıştır. Pamukkale termal sularının beyazlatma çalışmasında etkin kullanımı ve çıkan CO₂ gazının insan sağlığına etkileri gibi konulara değinmiştir. Ayrıca sıcak suyun tarımsal sulamada ve içme suyu olarak kullanılabilirliğini araştırmıştır.

Şimşek (1984), Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları adlı çalışmasında: Alt Pliyosen’de Kızılburun, Sazak, Kolonkaya ve Pliyokuvaterner’de Tosunlar formasyonlarını tanımlamış, Kuvaterner’de ise Taraça, Yamaç Molozu, Alüvyon ve Traverten ayırtlanmıştır.

Şimşek (1985), Yöredeki stratigrafik birimler olarak, Paleozoyik Menderes metamorfikleri ve Senozoyik karasal görsel çökelleri bulunduğunu belirtir. Bölgede graben ve horstları oluşturan faylar genellikle birbirlerine paralel, normal atımlıdır. Menderes masifindeki grabenlerin oluşumunu açıklayıcı bir model geliştirilmiş, jeotermal olanaklar bu model üzerinde yorumlanmıştır. Pliyo-kuvaternerde, bölgesel tektonik etkilerle grabenleşme başlamıştır. Günümüzde de devam etmektedir. Kayıt edilmiş ve bilinen depremlerde bunu doğrulamaktadır. Pliyosen, Sazak formasyonu içindeki kireçtaşları birinci, Menderes metamorfiklerinden İğdecik formasyonunun mermer kuvarsitist aralanması ikinci rezervuarı oluşturmaktadır.

Pliyosen birimlerinden, Kızılburun, Kolonkaya ve yerel olarak Sazak formasyonu örtü kayadır. Geniş beslenme olanağı vardır, özellikle yüksek geçirimli fay zonları, jeotermal rezervuarların beslenmesini sağlamaktadır. Bölgede gnays-kuvarsit birimi üçüncü rezervuar olabilecek niteliktedir. Bölgede Kızıldere, Tekkehamam, Buldan ve Yenice alanlarının önemli jeotermal enerji potansiyeli olduğu belirlenmiştir.

Kızıldere jeotermal sahasında rezervuardaki jeotermal akışların ana graben fayları boyunca yükseldikleri ve rezervuar içinde graben ortasına doğru hareket ettikleri belirlenmiştir. Bu modele dayanarak üretim ve reenjeksiyon alanları önerilmiştir. Jeotermal alanlardan, elde edilecek jeotermal akışkanın, başta elektrik üretiminde olmak üzere sera ve kent ısıtmacılığında, dokuma endüstrisinde, turizm ve sağlık tesislerinde CO₂ (kurubuz) ve diğer kimyasal maddelerin üretiminde kullanılması olanaklıdır. Jeotermal alanlarda entegre tesislerin kurulması halinde, jeotermal enerji yurdumuz için en ekonomik enerji kaynağı olacaktır.

Altunel ve Hancock (1993), Pamukkale travertenleri kaç yaşında adlı makalelerinde travertenlerin nasıl oluştuklarını belirtmişlerdir. İdeal bir sınıflandırmanın farklı çevrelerde oluşan travertenlere, eski (pasif) ve yeni (aktif) traverten oluşumlarına ve değişik ölçekteki traverten kütlelerine uygulanabilmesi ve organik ya da inorganik oluşumun morfolojiye bağlı olarak gelişmesi koşullarını sağlaması gerektiğini belirterek, travertenleri sınıflandırmada kullanılacak en uygun kriterin morfoloji olduğunu belirtmişlerdir. Pamukkale (Denizli) travertenlerinde yaptıkları çalışma ile **Chafetz ve Folk (1984)**'un sınıflamasına fay önü, kendiliğinden oluşan kanal tipi ve aşınmış traverten tabakaları olmak üzere 3 yeni traverten tipi eklemiştir. Pamukkale travertenleri doğu-batı uzanımlı Menderes grabeni ile kuzeybatı güneydoğu uzanımlı Gediz grabeninin birleştiği kesimde yer alır. Yaklaşık 10 km² 'lik bir alanı kapsayan ve en az 400.000 yıldan beri oluşmaya devam eden Pamukkale travertenleri Denizli ilinin 18 km kuzeyindedir. Denizli havzasının doğu kesiminde yer alan dört ayrı traverten külesinden biri olan Pamukkale travertenleri, havzayı kuzeydoğuda sınırlayan Pamukkale fayının düşen bloğu üzerinde aktif olarak depolanmaktadırlar. **Altunel (1996)**, Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları, Neotektonik önemleri üzerinde durmuş ve travertenleri morfolojik özelliklerine göre 5 gruba ayırmıştır. Bunlar sırasıyla; Teras tipi travertenler, sırt tipi travertenler, fay önü travertenleri, kendiliğinden oluşan kanal travertenleri ve aşınmış örtü travertenlerdir. Pamukkale travertenlerine uygulanan uranyum serisi yaş yöntemi, travertenlerin 400.000 yıldan bu yana değişik lokasyonlarda çökelmeye devam ettiklerini ortaya koymuştur. Pamukkale bölgesi son 200.000 yıldan bu yana KD - GB yönünde 0.23 ile 0.6 mm/yıl hızıyla açılmaktadır.

Hetzel, vd., (1995), Kabuksal ölçekli metamorfik çekirdek kompleksi (Menderes Masifi) ve bu masifi yaklaşık D-B ve KD-GB doğrultusunda parçalayan havzalar Batı Anadolu'nun ana yapılarını oluşturduğundan bahsetmiştir. Bölgede tanımlanan sıyrılma faylarının taban bloğu domsal yükselimli Menderes Masifi çekirdek kompleksi ve tavan bloğu da asimetrik supra-detachment havzaların varlığıyla simgelendiğini savunmuştur. Gediz Grabeni'nin güney kenarı boyunca uzanan ve taban bloğunda metamorfik kayaları progressif olarak deforme eden ve yüzeyleten düşük açılı Gediz sıyrılma fayı, tavan bloğunda milonitik gnayslar, rudist içeren mermer blokları ve amfibolitik mercerleri içeren şistler, Neotetis-ofiyolitleri ve Miyosen tortullarının varlığından bahsetmiştir.

Özgür vd., (1998), Tekkehamam jeotermal suları Büyük Menderes graben zonunun güney kanadında ve Kızıldere jeotermal alanının kuzeyinde yer alır. Bu Tekkehamam jeotermal alanında Kükürtlü sıcak su çıkışı, Tekkehamam sıcak su çıkışı ve Babacık pınarı adlı sıcak su çıkışları bulunmaktadır. Burada su çıkışları 62°C ile 90°C arasında değişmektedir.

Kızıldere, Salavatlı ve Germencik jeotermal alanlarında meteorik suların ısınmasını iki ayrı nedene bağlar, Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında kalkalen bazik ve ortaç volkanik kayalar içeren intrüzif kayaların Orta Miyosenden başlayarak Kuvaternere kadar aktif volkanizmanın geliştiği birçok çalışma ile ortaya konduğu dolayısıyla mantodan gelen bazik volkanik kayaları karakterize eden yüksek orandaki manto kaynaklı helyum elementinin Kızıldere ve çevresindeki jeotermal akışkanlar ile etkileşimde olduğunu belirtir. Bu nedenle Büyük Menderes kıtasal rift zonunun derinliklerinde bir magma odasının varlığının kabul edilebilir olduğunu ifade eder.

Yaman (2005), Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Germencik, Ilıcabaşı, Bozköy ve Salavatlı sahaları hidrojeokimyasal olarak aynı süreçlerden etkilenmiştir. Bu jeotermal sahalarda derin dolaşimli meteorik suları etkendir ve su-kayaç etkileşimi sonucunda yan kayacı oluşturan meta-pelitler-orta/para gnays kökenli kayaların etkisi ile sıcak su bileşiminin değişebileceği izlenmiştir. Ayrıca Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahaları derin dolaşimli olup Tekkehamam ve Yenice alanında soğuk su girişi daha etkindir. Bu sahalarda Kızıldere jeotermal alanı, Tekkehamam ve Yenice sahalarına göre daha az oranda meteorik su girişimine maruz kalmıştır. Kızıldere'ye göre Tekkehamam ve Yenice sıcak sularının Mg^{+2} iyonunca zenginleşmesi yan kayanın dolomitik etkisine bağlı olarak gelişmiş olmalıdır.

Gölemezli alanı, Tekkehamam, Yenice ve Kızıldere sahalarına göre soğuk yer altı suyu karışımının en fazla olduğu sahadır. Nitekim Gölemezli sahasının litolojik özellikleri dikkate alındığı zaman daha geçirimli özellik taşıdığı gözlenir. Pamukkale sahası ise Gölemezli sahasına nazaran yeraltı suyu/meteorik su girişiminin en fazla olduğu alandır. Pamukkale ve Gölemezli sahaları derin odaklı olmayıp, soğuk suların etken olduğu bir alanı temsil eder. Bu sahalarda Ca^{+2} içeriği belirgin olarak yüksektir. Pamukkale jeotermal alanına meteorik su girişi fazladır ve bu sular jeotermal sulara oldukça sığ derinliklerde karışır.

Bu veriler ışığında Tekkehamam, Yenice ve Gölemezli benzer yan kaya litolojik özelliklerden etkilenmiş sıcak su çıkış noktaları olmalıdır. Araştırmacı, Tekkehamam jeotermal alanı, Kızıldere jeotermal alanının güneyinde, Büyük Menderes kıtasal rift zonu güney kenarında yer alır ve jeolojik özellikleri Kızıldere jeotermal alanına benzerlik sunar. Tekkehamam ve çevresinde Uyuz hamamı, İnaltı Kaplıcası ve Babacık pınarı sıcak su çıkışları yer alır. Büyük Menderes kıtasal rift zonunda Denizli ilinde bulunan Yenice, Kızıldere ve Tekkehamam sahalarında jeotermal sular $\text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$, Pamukkale ve çevresindeki sıcak sular $\text{Ca}^{+2} - \text{Mg}^{+2} - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ ve Gölemezli $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{+2} - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ su karakterlidir.

Güner ve Elhatip (1999), Ege Bölgesi'nin geniş dağılımı olan aktif tektonizması büyük ölçekte horst ve graben yapıları ile temsil edilmektedir. Aktif tektonizmanın sonucu olarak birçok termal kaynak meydana gelmiştir. Bunlardan, ortalama yıllık sıcaklığı 35-36°C olan Pamukkale Termal kaynakları karbeyazı rengi ile görsel açıdan önemli bir değere sahip olan, dünyanın en büyük traverten alanlarından birini oluşturmaktadır. Ortalama debisi 381,8 l/s, Ca^{++} iyonu değeri 23meq/l olan Pamukkale Termal kaynaklarının 400 mg/l gibi yüksek miktarda çözünmüş CO_2 gazı içerdiği saptanmıştır. Aynı yörede diğer önemli kaynak Karahayıt termal kaynağı ise 57°C sıcaklığa sahip olup, Pamukkale Kaynağına göre nisbeten O^{18} izotopu açısından zenginleşme göstermektedir. İzotop örneklemelerinin analiz sonuçları kullanılarak, $\delta^{18}\text{O}$ yükseklik ilişkisi değişimi, her 100m için %0.31 olarak bulunmuştur. Hidrojeolojik İncelemeler, çalışma alanındaki yeraltısuyu dolaşımı kavramsal olarak üç değişik sistem oluşturduğu göstermiştir. Bunlar; güncel ve kısa süreli geçiş zamanına sahip nisbeten sık dolaşımli soğuk sular, daha uzun geçiş süresine sahip Pamukkale Termal suları ve en derin dolaşıma sahip en uzun geçiş süreli Karahayıt termal sularıdır.

Yıldırım ve Güner (2002), Büyük Menderes Grabeninin Kızıldere, Tekkehamam, Göremezli, Karahayıtlı, Pamukkale kesimlerinde değişik litoloji ve topografyalardan derine süzülerek, bölgede neotektonik baskı rejimi ile gelişen basamak faylarla ısınıp yükselen ya da sondajlarla çıkartılan, değişik tipte sular bulunmaktadır. Suları gruplandırmak ve sistem hakkındaki bilgileri geliştirmek için çeşitli kimyasal analizler yanında, alandaki sulara $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^3\text{H}$, çözülmüş sülfat iyonunda (SO_4) $\delta^{34}\text{S}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri yapılmıştır. Sığ dolaşımli soğuk su kaynaklarının döteryum değerleri korele edilerek termal suların beslenme yükseklikleri belirlenmiştir. Bu hesaplamalar, Kızıldere-Tekkehamam termal sularının 1.300 - 1.900 m kotları arasında, Pamukkale-Göremezli termal sularının ise 1.100 - 1.400 m kotları arasında beslendiğini göstermektedir. Topografik yapı ve fiziko-kimyasal temellere göre A'dan G'ye kadar 7 değişik tipte hidrojeokimyasal karakterle sınıflandırılan bu sular, çalışma alanında bulunan 242 °C sıcaklıklı Kızıldere A tipi Na-HCO_3 'lu ($<90 \text{ TDS} < 130 \text{ meq/l}$) termal suları ile B tipi Ca-HCO_3 ($\text{TDS} < 30 \text{ meq/l}$), C tipi Ca-SO_4 ($\text{TDS} - 110 \text{ meq/l}$) ve D tipi Na-SO_4 'lü ($\text{TDS} - 70 \text{ meq/l}$) suların çeşitli oranlardaki karışımlarından oluşmaktadır.

Özdemir ve Tezelli (2008), Batı Anadolu'da ki incelenen jeotermal sahalar; Afyon, Aydın, Balıkesir, Denizli, İzmir, Kütayha, Manisa, Muğla ve Uşak jeotermal sahalarıdır. Bu sahalardaki su kompozisyonlarının genel eğilimi ise HCO_3^- -Na ve Cl-Na içerikleri fazla sulardır. Batı Anadoludaki suların genellikle Na+K ve HCO_3 karakterli oldukları görülmektedir. Bunun sebebi ise rezervuarı oluşturan Mesosoyik yaşlı kireçtaşları, Neojen volkanosedimanları, kuvars ve başkalaşım geöirmiş mermerlerdir. Bu haznekayalarla etkileşime giren sular karbonatça zenginleşmektedir. HCO_3^- -Na zenginleşmesinin en çok gözlemlendiği bölgelerin Denizli jeotermal sahalarına ait olduğu söylenebilmektedir. Bölgedeki yüksek orandaki bikarbonattan dolayı traverten oluşumları bunun bir kanıtıdır.

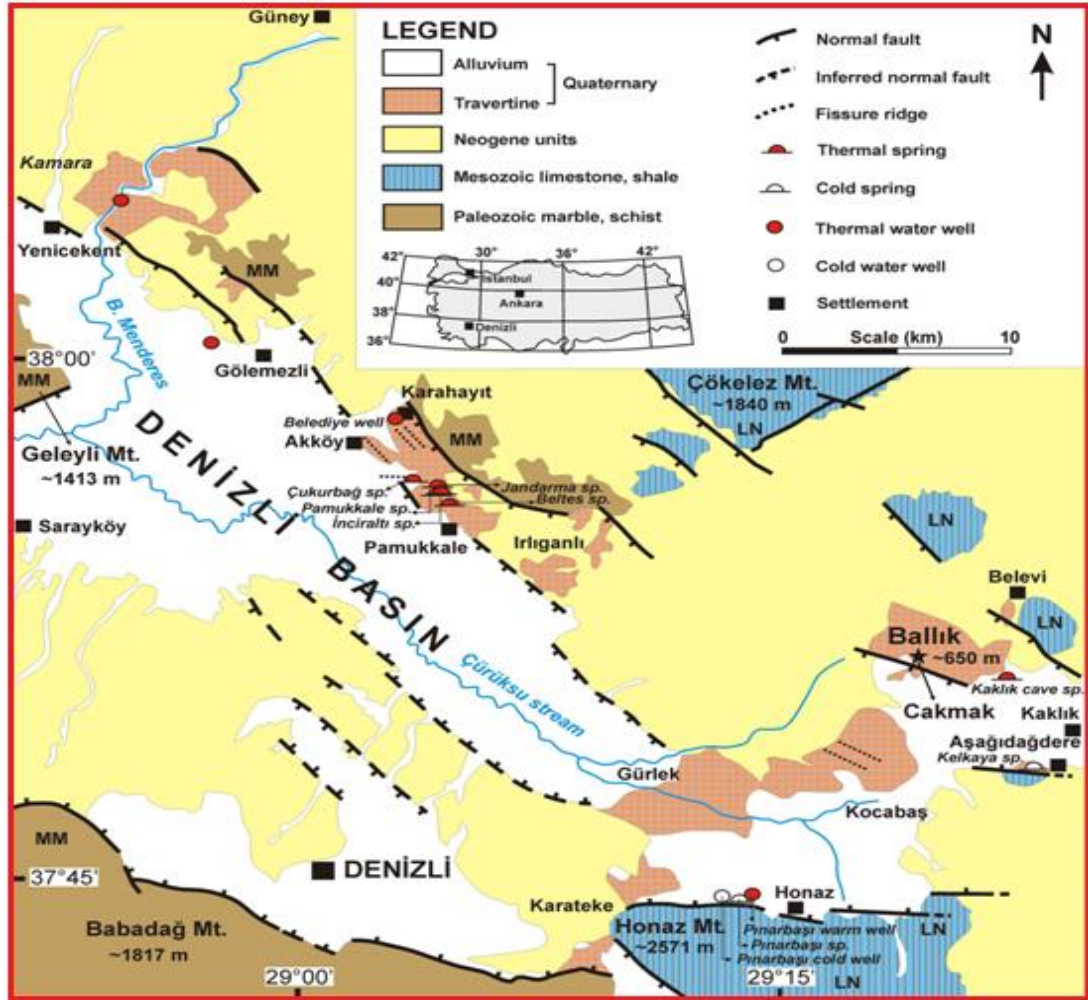
El Desouky vd. (2015), Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'nde yer alan Denizli Havzasının, faylı bir Neojen-Kuvaterner depresyonuna bağlı olarak geliştiğini belirtmektedir. Havza, aktif durumda ve fosil (Kuvaterner) traverten bulunan benzersiz bir jeolojik konumdadır. Meteorik kökenli akışkanlar göçle daha derinde bölgesel yüzeylerde jeotermal gradyanla ısınmaktadır. Daha sonraları nadir görülen bir sementasyon ile daha yüksek bir tuzluluk oranına sahip bir akışkana dönüşür. Bu akışkan Geç Triyas evaporit tabakaları ile etkileşerek tuzluluğunu elde eder. Karbon izotopları, CO₂ gazının termal kaynaklı olduğunu ortaya koymaktadır. Bu sonuçlarla Denizli havzasının sahip olduğu jeolojik veriler genelleştirilmiş traverten yağış modeli ile fosil traverten sistemleri anlayışını geliştirmiştir. Çalışma, Sıvı kapanım araştırmasının yeni uygulama alanlarını vurgulamaktadır. Bulgular, traverten yapılarının ve ana karbonat kaynak kayaçlarının ilgili yer altı hidrokarbon rezervuarlarını oluşturma potansiyeline sahip olduğunu göstermektedir.

Kıymaz (2012), Denizli ve yöresindeki jeotermal suların izotop çalışmasında meteorik kökenli olduğuna değinmiştir. Bu yöredeki yağışların kayaçların süreksizlik düzlemleri boyunca, yeraltına süzülen suların içinden geçtikleri kayaçlarla etkileşime geçerek, onlardan bir takım iyonları bünyelerine aldığını tespit etmiştir. Denizli volkanitlerinin bu suları ısıtma görevinde olduğunu belirtmiştir, ısınan bu suların da konveksiyonel akımlarla yukarıya yükselerek karbonatlı kayaçlardan mermerler içerisinden depolandığını ve killi Kuvaterner çökellerin de Karahayıt yöresi termal sularına örtü kayaç görevinde bulunduğu değinmiştir.

Kutlu (2015), Çalışmasında Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal suları $Ca > Na + K > Na$ baskın katyonlar ve $HCO_3 > SO_4 > Cl$ baskın anyonlar olarak sınıflandırılmış, jeotermal suların rezervuar sıcaklıklarının 160-250°C arasında olduğunu gözlemlemiştir. Çalışma bölgesindeki sular doygunluk indekslerine göre incelendiğinde Pamukkale Kaynak, Plütonyum Kaynak ve Karahayıt (Pamukkale) Kaynak mineral doygunluk indeksleri dikkate alındığında birbirlerine yakınlık gösterdiğini belirtmiştir. Sülfat içeriğinin fazlalığının Sazak formasyonunun evaporitik ortam ürünü olan jipsli seviyelerinden kaynaklandığını ve yaptığı çalışmada elde edilen analiz sonuçlarına göre Denizli çevresi jeotermal sıcak su kaynakları; Ca-Mg-HCO₃ su tipleri içerisinde yer aldığını analiz etmiştir.

3. ARAŞTIRMA ALANININ JEOLJİSİ

Ege bölgesinde diri ve normal faylar ile sınırlı doğu - batı uzanımlı Büyük Menderes ile kuzeybatı güneydoğu uzanımlı Gediz grabenlerinin birleştiği bölgede Denizli havzası yer alır (Şekil 3.1.). Yaklaşık 50 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde ki bu havza güneyde ve kuzeyde diri - normal faylar ile sınırlanmıştır (Koçyiğit, 1984; Şaroğlu ve diğerleri, 1987; Westaway, 1990). Denizli havzasının kuzey kenarında yer alan ve yaklaşık 10 km² lik bir alanı kapsayan Pamukkale travertenleri, havzanın doğu kesiminde yer alan dört ayrı traverten kütesinden biri olup, havzayı kuzeyden sınırlayan Pamukkale fayının düşen bloğu üzerinde halen oluşmaya devam etmektedirler. Pamukkale bölgesinde beş ayrı jeolojik birim mevcuttur. Bunlar, Neojen öncesine ait mermer ve şist içeren metamorfik kayalar, Neojen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşı içeren sedimanter kayalar, Mesozoik kireç taşları Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ve travertenlerdir.

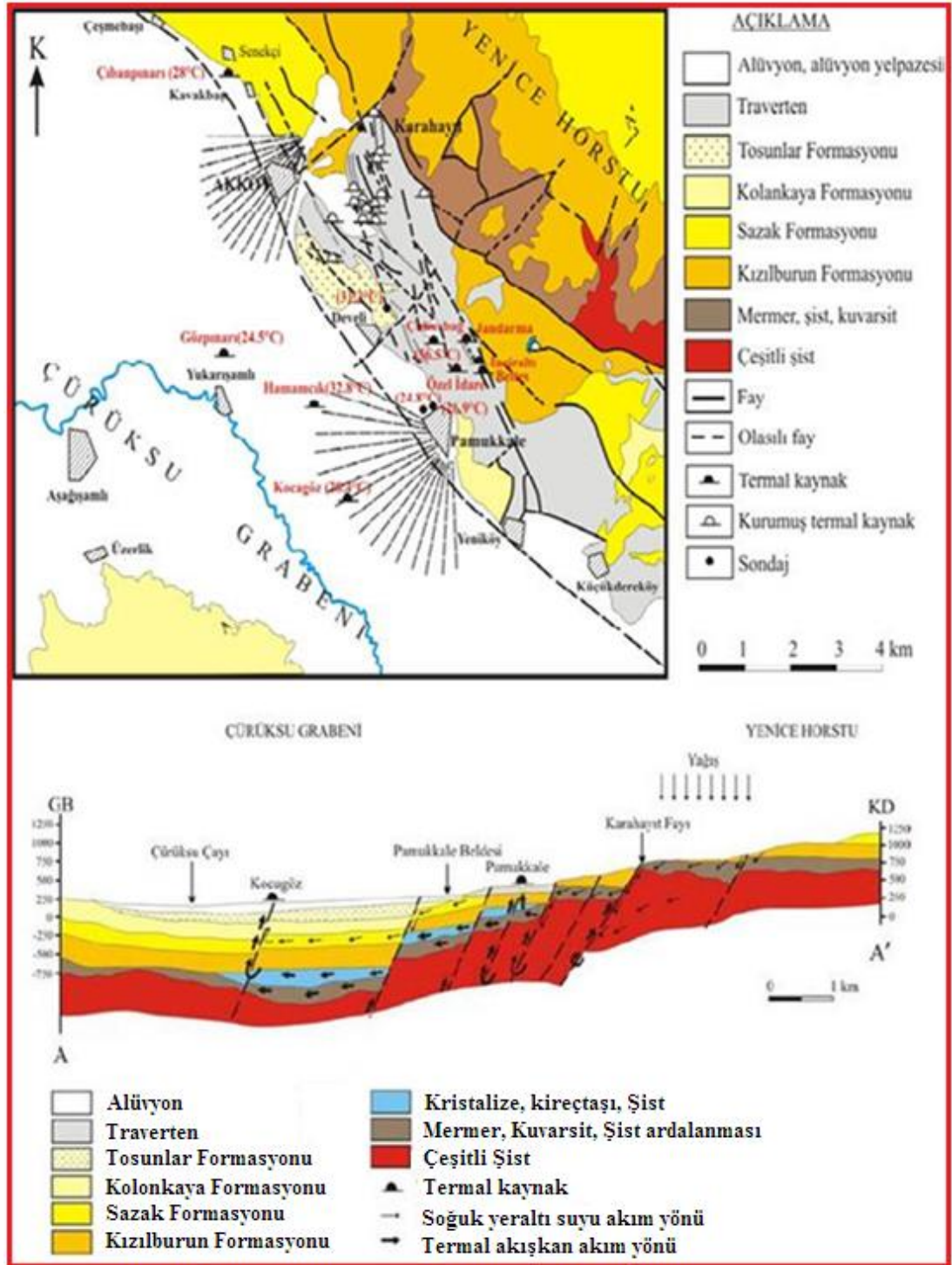


Şekil 3.1. Pamukkale-Karahayit jeotermal alanının jeolojik haritası (Özkul vd. 2013)

Denizli havzası, yüksek topografya oluşturan Menderes masifi metamorfiklerinin çevrelediği ve Pliyosen formasyonları ile kaplı bir bölgede yer almaktadır (Özgüler vd., 1984). Bölgedeki jeolojik birimler gençten yaşlıya doğru şu şekilde sıralanırlar (Şekil 3.2.); Paleozoyik metamorfikler: Kendi içinde alttan üste doğru gözlü gnays, gnayslı şist, kuvarsit, mikaşist ve mermer birimlerinden oluşan bu kayaçlar tabanı oluştururlar. Mesozoik yaşlı; kireç taşları birimini oluşturur. Pliyosen çökelleri: Tabanı örten karasal ve gölSEL bu çökeller konglomera, kumtaşı, kıltaşı, kireçtaşı, marn ve silttaşı ardalanmalarından oluşur. Kuvaterner çökelleri: Alüvyon, yamaç molozu ve hidrotermal bozuşum kayaçları bu çökelleri temsil ederler.

Denizli havzasındaki travertenler ilk kez MTA tarafından 1: 500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında gösterilmiştir. Pamukkale bölgesinde yapılan daha sonraki çalışmalarda genellikle bölgedeki suların kimyası (Gökalp, 1971; Koçak, 1976), sıcak sular ve travertenlerdeki sorunlar (Canik, 1978; Altunel ve Hancock 1993; Atiker, 1993) tartışılmıştır.

Çalışma alanı ve çevresinde görülen en yaşlı birimler Menderes Masifine ait metamorfik kayaçlardır. Gnays, kuvarsit, kalkışist, klorit, biyotit, muskovitşist, ve mermerlerden oluşan metamorfitler almandin-amfibolit ve yeşil şist fasiyeslerinde metamorfizma geçirmişlerdir (Paleozoyik). Mesozoyik yaşlı kayaçlar inceleme alanında Denizli doğusu ile Pamukkale harabeleri kuzeyinde küçük alanlarda gözlenmektedir. Mesozoyik kayaçları kalker ve şistli hornsteyn fasiyesleri ile tanımlanmıştır. Karbonatlı kayaçlar, açık gri-beyaz masif beyaz renklerde olup şistli hornsteyn fasiyesi killi şist ve hornsteynlardan oluşmaktadır. Bu formasyon içinde yer yer serpantinlerde görülür. Çalışma alanı ve civarında Pliyosen yaşlı çökeller daha önce yapılan araştırmalarda litolojik olarak birçok katlara ayrılmış ancak (Tamgaç vd., 1995) bu çökelleri daha basit ve yalın olarak 4'e ayırmıştır.



Şekil 3.2. Pamukkale-Karahayit jeotermal alanının jeolojik haritası ve şematik hidrojeolojik kesiti (Kele vd. 2011'den değiştirilerek alınmıştır.)

Pliyosen, eski topğrafyanın çukurluklarını dolduran iri köşeli, az aşınmış kırmızı renkli Paleozoyik çakıllarından oluşan, Mesozoik üzerine uyumsuz olarak gelen taban konglomerası ve içinde yer yer jipsli seviyeler içeren, kalın tabakalı kumlu ve marnlı seviyeler içeren bej renkli kireçtaşları, kumtaşı marn, kilitaşı ardanaması, çoğunlukla kumtaşı, konglomera ve kısmen kil arabantlarından oluşmaktadır (Şekil 3.3.). İnceleme alanında yer alan alüvyon ve traverten büyük alanlar kaplamaktadır (Kuvaterner). Alüvyon inceleme alanında yer alan Çürüksu çayına bağlı olarak oluşmuştur ve kalınlığı 100 m'den fazladır. Travertenler ise, Pamukkale termal kaynaklarına bağlı olarak oluşmuştur.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON KALINLIK	LİTOLOJİ	HİDROJEOLojİK ÖZELLİK
SENOZOYİK	TERSİYER	MİYOSEN-PLİYOSEN	KUVATERNER	Alüvyon, alüvyon yelpazesi, traverten Açısal uyumsuzluk	GEÇİRİMLİ
			TOSUNLAR 90	Çakıltı, kumtaşı, silttaşı, kilitaşı ardanaması Açısal uyumsuzluk	GENELLİKLE GEÇİRİMSİZ
			KOLANKAYA 160	Kumtaşı, marn, killi kireçtaşı ardanaması Egemen litoloji kumtaşıdır. Sarımsı, boz renkte olan kumtaşları bol mika pulu içerir. Killi kireçtaşları bol fosillidir.	GEÇİRİMSİZ
			SAZAK 270	Kireçtaşı, marn, killi kireçtaşı kilitaşı ardanaması Genellikle beyaz, kirli beyaz renkli istif, jips düzeyleri içerir. Kireçtaşları Gastropod fosillidir.	YARI GEÇİRİMLİ
			KIZILBURUN 300	Çakıltı, kumtaşı, kilitaşı ardanaması Alta taban çakıltısı ile başlayan istifle çakıltıları egemen litolojiyi oluşturur. Çakıltıları karbonat şimentolu; mermer, kuvarsit ve Mesozoyik kireçtaşı bideşenlidir. Çakıltıları üzerinde kumtaşı, kilitaşı ve yer yer killi kireçtaşı ardanaması yer alır.	GEÇİRİMSİZ
MESO.				Açısal uyumsuzluk Rekristalize kireçtaşı, şistler Tektonik dokanak	GEÇİRİMLİ
PALEOZOYİK				Mermer, kuvarsit, çeşitli şist ardanaması	GEÇİRİMLİ
				Çeşitli şistler	GEÇİRİMSİZ

Şekil 3.3. Çalışma alanının basitleştirilmiş sütun kesiti (UKAM, 1994).

Pamukkale ve yakın çevresinde Paleozoyik yaşı mermerler, Mesozoyik yaşı kireç taşlar ve Kuvaterner yaşı alüvyon ve travertenler geçirimli kayaçlardır ve hidrojeolojik olarak önemli rol oynarlar. Bu kayaçlar yörede sıcak sular için rezervuar kayaçları olarak isimlendirilirler. Pamukkale ana kaynak suları yaklaşık 35°C sıcaklığa sahip olup Ca-Mg-HCO₃ tipinde sulardır. Bunlar yüksek HCO₃ ve çözülmüş CO₂ değerleri yüzünden traverten oluşumuna neden olmuştur. Buna karşın Karahayıt sondaj kuyusunda 55°C olan sıcaklığı ile kendini belli etmiştir (Giese, 1997). Burada yüksek kotlardan yeraltına sızan meteorik suların büyük bir kısmı mevsimsel olarak debileri değişen soğuk suları oluşturular. Buna bağlı olarak yeraltına süzülme hareketine devam eden meteorik sular yaklaşık 20°C daha sıcak olan Karahayıt sıcak sularını oluşturular.

3.1. Paleozoyik Yaşı Kayaçlar

Çalışma alanı kuzeyinde Paleozoik yaşı Menderes Masifi metamorfikleri gayet güzel şistozite göstermekte ve yanal olarak birbirlerine geçiş yapmaktadır. Renkleri gri ile pembe arasında değişmektedir. Bunları açısız uyumsuzlukla Pliosen yaşı genç sedimentler kayaçlar örtmektedir.

3.1.1. İğdecik formasyonu

Bu formasyonda bulunan kalın mermer seviyeleri genellikle şistlerin en üst seviyelerinde şistlerle ve kuvarsitlerle ardalanma sunar. Mermerler genellikle koyu gri ve açık renkli, iri kristalli, mika pullu, bol eklemli, ince - orta belirgin katmanlıdır (Şimşek, 1985). Temeldeki metamorfik kayalar, Pliosen yaşı ve dört farklı litolojiye ayrılan sedimanter kayaçlar ile üstlenir (Şimşek, 1985).

3.2. Mesozoyik Yaşı Kireçtaşları

Denizli'nin doğusunda ve Pamukkale harabeleri kuzeyinde Kayraklı T. civarında küçük mostralar halinde, Güzelpınar-Kurtluca düzlüğünde, Küçükdere-Yeniköy kuzeyinde ve Acıdere Mah. doğusunda geniş alanlarda gözlenirler. Tümüyle kirlibeyaz, açık kahvems, gözenekli, gastropodlu özelliklere sahiptir. Bunlar ultrabazik kayaçlarla birlikte Küçük Çökelez Dağı, Kora Tepe ve Malı Dağı yörelerinde görülür.

Mesozoyik yaşı kireçtaşları mikrokristalen kalsit kristallerinden oluşmakta olup, çalışma alanında kuzeyde Çökelez dağı ve yöresinde geniş alanlarda yüzeyleme vermektedir. Yaşı muhtemelen Alt Kratese olup allokton konumludur. Söz konusu kireçtaşları üzerinde zayıf karbonik asitli yağmur sularının çözücü etkisi sonucu dolinler şeklinde karstik yüzey şekilleri ortaya çıkmıştır. Karstlaşma Akdeniz ikliminin sonucu olarak Batı Toroslarda yaygın bir şekilde dikkati çekmektedir.

3.3. Miyosen-Pliyosen Yaşlı Tortul Kayaçlar

Neotektonik dönem çökelleri olarak, Pliyosen başı ve Miyosen sonu zaman aralığında çökelmiş olan karasal tortulların oluşturduğu birimdir. Bu birimde; Kızılburun, Sazak, Kolonkaya ve Tosunlar formasyonları yer almaktadır (Alçiçek 2010)

3.3.1. Kızılburun formasyonu

Taban konglomerası özelliğinde olan bu birim sedimenter kayaçların en alt seviyesini oluşturur. Masif üzerine uyumsuzlukla gelir. Formasyonu kalınlığı 0-300 m olup farklı litolojik özellikler sunar (Şimşek, 1985). Formasyon adını Kızılburun Tepe'den almaktadır. Kızılburun formasyonun üst seviyelerinde tane boyu incelir ve karbonat miktarı artar (Göktaş, 1990). Konglomera, gevşek tutturulmuş kil, kum ve çakıldan oluşmuştur. Daha önce bu bölgede çalışan araştırmacılar tarafından adlandırılan birim kırmızı bir renge sahip olup, Üst Miyosen-Pliyosen yaşı verilmiştir. Bazı yerlerde kömürlü veya jipsli seviyeler içerir. Kızılburun formasyonu yüksek kil içeriğinden dolayı, sıcak sular için iyi bir örtü kaya niteliğindedir. Kızılburun formasyonu ile düşey yönde geçişli Erken Pliyosen yaşı Sazak formasyonu gelir (Şimşek, 1984). Menderes Masifi metamorfikleri üzerine diskordansla oturan konglomeraların hemen üzerinde yer alan Sazak Formasyonu ile sınırı uyumludur.

3.3.2. Sazak formasyonu

En iyi gözlemlendiği yer olan Sazak köyünden isim alan birim, kireçtaşları ile temsil olunur. Adlama ilk kez (Şimşek, 1984) tarafından kullanılmıştır. Alt seviyelerinde kiltası–killi kireçtaşı özelliğinde iken, üst seviyeleri silisifiye kireçtaşı karakterindedir. İçinde ince kumtaşı ve marnlı seviyeler gözlenir. Bu formasyon içinde yer alan kireçtaşı seviyeleri sarımsı beyaz, sert, köşeli kırıklı, yer yer ince - orta ve kalın katmanlanmalıdır. Marnlar sarımsı ve boz renklerde olup gastropod fosiller içerir (Özler, 1996). Sazak formasyonu karbonat çökellerinin fazla olduğu düşük enerjili bir göl ortamında çökelmiştir (Taner, 1974,a). Sazak formasyonu kırıklı, çatlaklı tektonik yapısından dolayı Kızıldere jeotermal alanında -800 m derinlikte ve 198°C sıcaklığa sahip birinci sığ jeotermal sahayı oluşturur (Şimşek, 1984). Özellikle silisifiye olan kısımlar jeotermal anlamda tali rezervuar olarak görev yapar. Kızılburun Formasyonu üzerine uyumlu olarak oturan Sazak Formasyonu, kendi üzerine gelen Kolonkaya Formasyonu ile de uyumlu dokanaklar sunar.

3.3.3. Kolonkaya formasyonu

Kumtaşı, silttaşı, kiltası ve kireçtaşı tabakalarıyla temsil olunan birim, önceki çalışmacılar tarafından Kolonkaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Baskın olan litoloji kiltası ve silttaşından oluşan bu birim düşük enerjili gölsel, tatlı su ortamını karakterize etmektedir. Birimin yaşı Pliyosen'dir (Özpınar, 2001). Birim saha genelinde farklı kalınlıklar göstermektedir. Yüzeylendiği alanlar genellikle graben kanatlarıdır. Kolonkaya Formasyonu hemen altında yer alan Sazak Formasyonu ile uyumlu iken, üzerine gelen Tosunlar Formasyonu ile uyumsuz dokanaklar gösterir.

3.3.4. Tosunlar formasyonu

Başlıca kil, alacalı kırmızı ve sarımsı çakiltası, kumtaşı ve fosilli kiltası, silttaşı ve siltli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çakıl taşının bileşen taneleri gnays, çeşitli şist, kuvarsit, mermer, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları, Kızılburun, Sazak ve Kolonkaya formasyonları'na ait çakıl ve bloklardır. Birim az pekleşmiş olup, taneler kötü - iyi arasında yuvarlaklaşmıştır (Şengün, 2011). Kumtaşı ve silttaşlarının rengi biraz daha koyu ve kırmızımsı sarımsı tondadır.

Birimin belirgin özellikleri düşük kotlarda bulunması, az pekişmiş, dayanımsız olmaları ve belirsiz katmanlanma sunmalarıdır. Katmanlar genelde yatay olup kalınlıkları yaklaşık 90 cm'dir (Gökgöz, 1998).

Saha genelinde bu özellikleri koruyan birimin üst seviyelerinde konglomeratik seviyeler gözlenir. Bazı seviyeleri tamamen fosil kavrılarından oluşmuştur. Önceki araştırmacılar tarafından adlandırılan birime Üst Pliyosen yaşı verilmiştir. Birimin kalınlığı saha genelinde değişkendir. Klastiklerden oluşan Tosunlar Formasyonu, altında yer alan Kolonkaya Formasyonu ve üzerine gelen alüvyonla hafif açısal uyumsuzdur. Kızıldere'nin doğusundaki Tosunlar köyünde tipik yayılım gösterir (Şimşek, 1984). Tosunlar formasyonu, graben ve horstları oluşturan büyük atımlı faylarla birlikte gelişmiştir. En büyük atımlı faylar önünde en geniş yayılımı görülmektedir. Bu birimi oluşturan katmanlardaki iri blok ve çakıllar, eski topografyadan havzaya çok yakın yükseklikten taşınmış olduğu belirlenmiştir. Birim köşeli, iri taneli, bloklu, gevşek tutturulmuş, az belirgin katmanlı veya katmansız, kötü boylanmalı olduğu alanlarda yığılma ve selinti çökelti halindedir (Şimşek, 1984).

3.4. Kuvaterner Yaşlı Çökeller

3.4.1. Alüvyon (Qal)

Çalışma alanında alüvyal tortullar, nispeten daha düşük topografyalı bölgelerde yer alır. İnceleme alanında Denizli il merkezi ve çevresinde, Karateke köyü doğusunda ve Akhan-Sarıyar arasındaki çöküntü alanında gözlenen alüvyonlar, çakıl, kum, silt ve kil boyutundaki gevşek malzemelerden oluşmaktadır. Alüvyonlar alttaki Neojen tortulları üzerinde uyumsuz olarak bulunurlar.

3.4.2. Travertenler (Qtrv)

Traverten kelime itibarıyla birçok araştırmacı tarafından aynı şekilde tanımlanmıştır. Bu tanımlamalardan bazıları; traverten; kelime olarak (travertino) İtalyanca ve Tiburtinus kelimesinin zaman içinde değişmiş hali, Roma'ya yakın Tibur'da çok miktarda oluşan bu kayaç eski devirlerde Lapis Tiburtinus olarak adlandırılıyordu (Altunel, 1996).

Travertenler karstik ve hidrotermal sular, küçük nehirler ve bataklıklardaki kalsiyum bikarbonatın çökmesiyle veya tamamen biyokimyasal olarak tortullaşmasıyla oluşan kayalardır.

Travertenler, kireçtaşı ve mermer gibi, suda kolay çözünebilen karbonatlı kayaların kırıklı çatlaklı zayıf zonlarında çözme-aşındırma (korozyon) yapan yer altı sularının, yeryüzüne çıktığı kaynak ağızları ve çevresinde çöktüğü tortul kayadır (Altunel ve Hancock, 1993). Gevrek ve gözenekli yapı, oolitik veya pizolitik dokular bulundurabilen, genellikle büyük bitki kalıntıları içeren su kaynaklarının çevresinde oluşmuş kireçtaşlarına traverten denir. Kaynaklardan çıkan kalsiyum (Ca^{+2}) ve bikarbonat (HCO_3) zengin yer altı sularının çöktüğü kireçtaşlarına traverten denir (Guo ve Riding, 1998).

Traverten ve tufalar, eski karbonatlı kayaların atmosferik ve yer altı sularının etkisiyle çözünerek kalsiyum bikarbonat zenginleştirdiği kaynak sularından itibaren karasal ortamlarda yeniden CaCO_3 çökmesiyle oluşan kayalardır. Bunlar daha az oranda da silis bileşenli olabilmektedirler. Traverten ve tufa terimleri genellikle birlikte veya birbirinin yerine kullanılan terimler olmasına karşın, aslında, özellikle oluşum koşulları açısından farklılıklar ifade etmektedir (Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1996). Travertenler, termal ve hidrotermal kökenli kaynak suları ile oluşturulan fiziko-kimyasal ağırlıklı karbonat çökelimleri olup, içlerinde mikrobiyal etkenlere sıkça rastlanır. Bunlar çoğunlukla sert kristalin, sıklıkla ince laminasyon gösteren ve çalı şekline benzeyen bakteri büyüme yapılan ile karakterize olurlar (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002). Tufalar ise, düşük Mg-karbonatlı soğuk tatlı suların oluşturduğu, tipik olarak makro ve mikro ölçekte bitki, hayvan kalıntısı ve bakteri (özellikle siyanobakteri) içeren, özellikle de çok gözenekli yapıya sahip olan karbonat çökelimini tanımlamak için kullanılan bir terimdir (Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1996; Matsuoka vd., 2001; Wright, 2000; Pedley vd., 2003). Yukarıdaki traverten ve tufa tanımlamaları dikkate alındığında, traverten oluşumlarının Türkiye'deki en tipik örneği Pamukkale'de yer alır.

Soğuk su kaynaklarının oluşturduğu travertenlerle, sıcak su kaynaklarının oluşturduğu travertenler arasında farklılıklar vardır. Soğuk su travertenlerinin oluşumunda su sıcaklığı 20°C 'nin altındadır. Sıcak su kaynaklarına oranla soğuk su kaynakları CO_2 'i daha yavaş kaybeder. Çökme kaynaktan kısa bir mesafe sonra başlar.

Düşük sıcaklık ve az miktardaki çözünmüş madde oranı, ot, bitki, yosun ve çalılarının gelişmesine neden olur. Karbonat çökelişi ot, yosun, çalı, kamış gibi bitkilerin üzerinde veya etrafını sarar şekilde meydana gelir.

Daha sonra bu bitkilerin çürümesi veya bozularak yok olması ile geriye yüksek oranda poroz traverten oluşur. Devam eden çökeltme ile suyun akış ağzı kapanır ve su sürekli yer değiştirir. Çıkıştan uzaklaştıkça depolanma hızı düşer. Soğuk su travertenleri boşluklu, organik madde içeriği fazla ve koyu renklidir. Çalışma alanının dışında Koyunaliler ve Çömleksaz'da görülmektedir. Sıcak su kaynaklarında ise sıcaklık 20°C'nin üzerindedir. Su sıcaklığı genellikle 36-37°C'dir (Atiker, 1993). Sıcak sular kaynaktan çıktıktan sonra soğumaya başlar ve belli bir akıştan sonra traverten çökelişi başlar. Sıcak su kaynaklarında çökeltme daha fazladır. Çünkü bitki, organik madde büyümesine engel teşkil eder.

Çalışma alanındaki travertenler sıcak su kaynak travertenleridir. Travertenlerin boşluklu olmasında diğer bir etken ise oluşum sırasında hapis kalan gazların zamanla kaçmasıdır. Pamukkale travertenlerine uygulanan uranyum serisi yaş yöntemi, travertenlerin 400.000 yıldan bu yana değişik lokasyonlarda çökeltmeye devam ettiğini ortaya koymuştur (Altunel, 1996).

Pamukkale travertenleri havzanın doğu kesiminde yer alan ve havzayı kuzeyden sınırlayan Pamukkale fayının düşen bloğu üzerinde halen oluşmaya devam etmektedir (Altunel, 1996). Ana faya bağlı olarak traverten oluşumu vardır. Ana fayın kırık yaptığı alanlarda traverten oluşumları daha fazladır. Ana faya bağlı olarak paralel çatlaklar oluşmuştur. Çalışma alanında açılma çatlaklarına rastlanılmış ve açılma çatlaklarına bağlı olarak oluşmuş sırt tipi travertenler gözlenmiştir.

Bu bölgedeki travertenler, Neojen-Kuvaterner çökelleri ile Likya Napları'na ve Menderes Masifi'ne ait, her iki yer altı taban kayası üzerine yüzeylemiştir. Havzanın kenarı boyunca bir dizi normal fay ile ilgili, kuzeyden güneye basamaklı bir yapı sergilerler. Mikritik ana kaya travertenleri mekansal dağılım bakımından alan içerisindeki en büyük çökellerdir. Travertenlerdeki bol miktardaki mikritik bakteriler biyolojik aktivite ile ilişkilidir, örneğin bitki örtüleri, bakteriler ve algler gibi. Aslında mikritik çökeltilerdeki birçok gözenek bitki kalıplarından oluşur. Gözenekler mikrometreden santimetreye kadar büyüktür ve değişken şekilleri gösterir.

Özellikle gözenek ağı bir fasiyes ölçeğinde görüntülendiğinde, bitki kalıplarıyla morfolojik ilişkileri gösterirler. Bu derecedeki bir biyolojik ortam, bol mikritik ana kaya travertenlerinin hızla çökmesine ortam sağlamıştır.

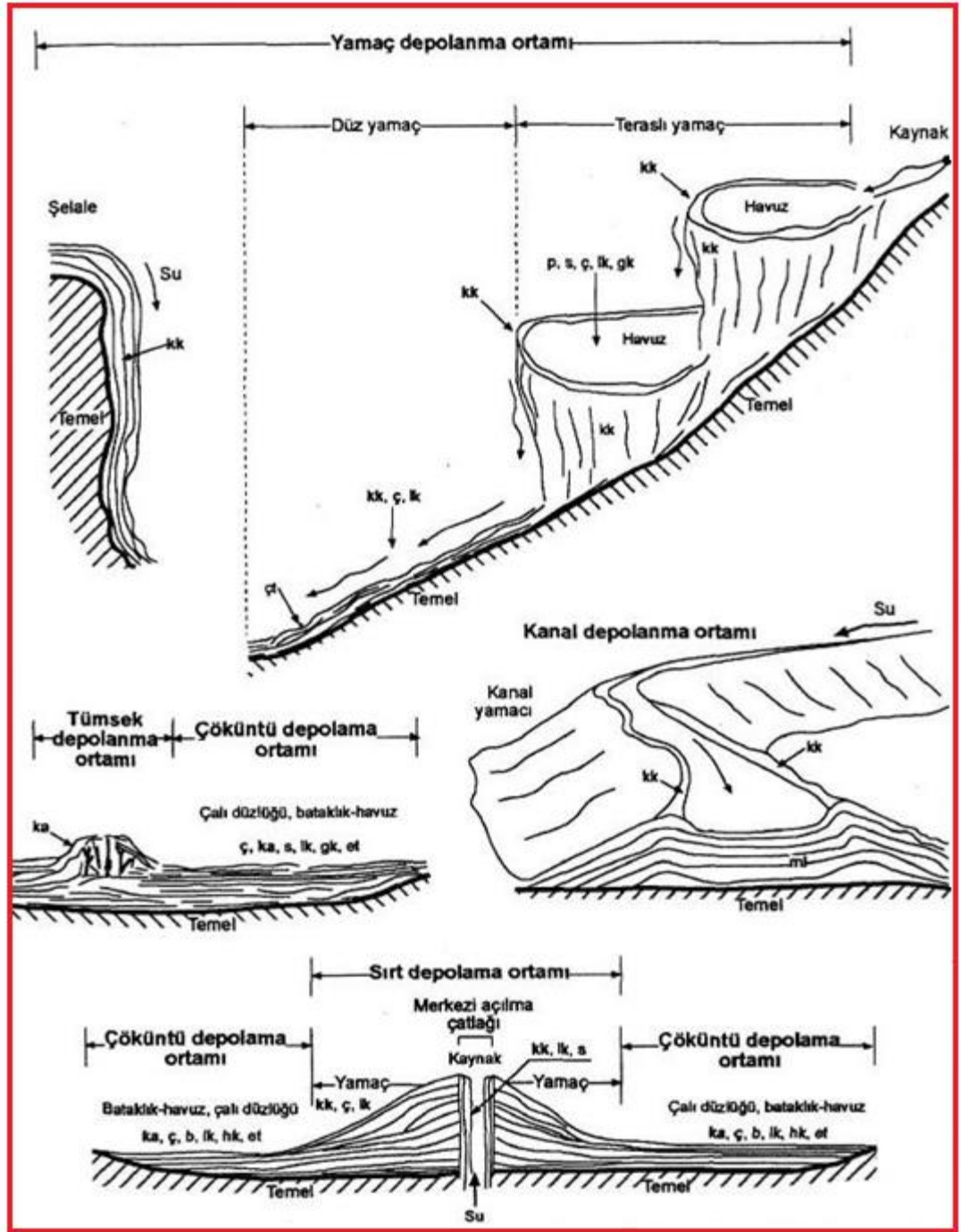
Böyle bir ortamın varlığı, Denizli havzasının güneyindeki eski traverten sistemlerinde Pleistosen yaşlı omurgalı ve omurgasız fosillerin varlığı ile desteklenmektedir. Mikritik travertenlerde gözlenen bol gözeneklilik muhtemelen eski biyojenik artıkların; örneğin bitkiler, bakteriler ve alglerin çürümesi ile ilgilidir. Genel olarak, ince tabakalanma çeşitli varyasyonlardan kaynaklanmaktadır. Renk, doku, kristallik, kristal boyutu, gözeneklilik ve yoğunluk gibi diğer yerlerde ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bu değişiklikler ağırlıklı olarak yağış oranları ve fiziksel ve biyolojik koşullarla kontrol edilir.

Tabakaların değişimi, belirli yağış koşullarının değişimi ile ilgilidir. Renkli laminasyon çimentoları, muhtemelen, kristaller içine sıkışan organik madde veya katı kapanımların varlığı veya çökme sıvısının bakteriler, yosunlar, bitki örtüleri veya toprak unsurları ile etkileşim yoluyla serbest bırakılan pigmentlere ilişkindir. Bu, siyah katmanların yaz boyunca oluştuğunu, buna karşılık değişen ışık katmanlarının kışın oluştuğunu ileri sürmektedir (El Desouky vd., 2015). Denizli bölgesindeki traverten oluşumları Pamukkale travertenleri dışında doğuya doğru Yeniköy, Küçükderköy ve Irlaganlı yerleşim merkezlerinde, Kocabaş ve yakın çevresinde, Kocabaş'ın kuzeyinde (Ballık travertenleri) ve Koyunaliler, Karateke'de rastlanmaktadır. Traverten oluşumunu etkileyen faktörler sıcak ve mineralli suların bileşimi ve doygunluk indeksleri ve kısmi CO₂ gazı basınçları, sıcak ve mineralli suların sıcaklığı ve debisi, sıcak ve mineralli suyun akış esnasındaki sıcaklığı ve sıcak ve mineralli suların bileşimi ve doygunluk indeksleri ve kısmi CO₂ gazı basınçlarıdır (Koçan, 1999).

3.4.2.1 Traverten depolanma sistemleri ve fasiyesleri

Denizli havzası travertenlerinde (1)Teras, (2)Sırt ve (3)Kanal tipi depolanma sistemlerine ayrılmıştır (Şekil 3.4.). Denizli havzasında travertenler çoğunlukla akarsu-göl tortullarından kurulu Neojen birimleri üzerinde çökelmiştir. Bu Neojen birimler genellikle havza kenarlarında yüzeylemiştir. Denizli havzasındaki travertenler tercihi olarak eğim atımlı normal fay segmentlerinin sıçrama yaptığı alanlarda depolanmıştır. Normal fay segmentleri ve açılma çatlakları boyunca yükselen kaynak sularının oluşturduğu travertenler, Neojen tortulları üzerinde uyumsuz olarak depolanmıştır. Kuvaterner-Güncel travertenler, akarsu, yamaç molozu, kolüvyal-alüvyal yelpaze ve sığ göl çökelleri ile yanal ve düşey ilişkilidir.

Bölgede traverten sırtları mermercilik açısından önemli oluşumlardır. Buna karşılık Pamukkale ve Kocabaş dolaylarında kendiliğinden oluşmuş ve yakın zamanlara kadar sulama amacıyla insanlar tarafından yönlendirilmiş güncel traverten kanalları bulunsa da bunların mermercilik açısından bir önemi yoktur. Denizli havzası genelinde, özellikle traverten mermerciliği yapılan yaşlı/eski traverten sahalarında, aşınma ve tektonizma nedeniyle morfolojik ayrım her zaman mümkün değildir. Bu çalışmada Guo ve Riding'in önerdiği traverten litotipleri, fasiyes ve depolanma sistemleri kullanılmıştır (Özkul vd., 2002).



Şekil 3.4.Traverten litofasiyeslerinin oluştuğu depolanma ortamları ve alt ortamları. (Özkul ve Alçiçek, 2002).

Kısaltmalar: kk: kristalin kabuk, ç:çalı, p: pizolit, s: sal, hk: zarflı hava kabarcığı, ka: kamış, lk: litoklast, çt: çakıllı traverten, et: eski toprak, ml: mikritik laminalar [şekilde koyu yazılmış simgeler baskın litofasiyesleri gösterir]

3.4.2.2. Travertenlerin sınıflandırılması

Travertenler üzerinde yapılan çalışmalarda, travertenlerin morfolojik olarak (Altunel, 1996) ve Litotip olarak (Guo ve Riding, 1998), sınıflandırılması kullanılmıştır. Altunel (1996), tarafından yapılan morfolojik sınıflandırma kullanılmıştır. Çalışma alanında morfolojik tiplerden sadece üç tanesi görülmektedir. Bunlar, teras tipi, sırt tipi ve kanal tipi travertenlerdir.

1. Teras tipi travertenler

Aktif kırık ve fay hatları üzerinde yer alan kaynaklardan çıkan suyun yamaç aşağı akması ile oluşurlar. Eğimli bir yamaç boyunca yer alan teras tipi travertenler, boyutları birkaç santimetreden birkaç metreye uzanan teras havuzları ve teraslar içerirler (Şekil 3.5.). Su, ana teras üzerindeki havuzlar, teras ve eğimli yüzeyler üzerinde küçük çağlayanlar halinde akarak kar beyazı rengindeki travertenleri çökeltir ve zamanla bu küçük ölçekli yapıların büyümesini sağlar. Suyun engeller üzerinden akması sonucu yamaç üzerinde yarım küre şeklinde tepelikler, havuzlar, teraslar ve sarkıtlar gibi küçük ölçekte şekiller oluşur (Altunel, 1996).



Şekil 3.5. Pamukkale'deki aktif teras tipi travertenler ve oluşturduğu havuzlar.

Dik yamaç üzerindeki su dağıtım kanalları çevresinde değişik boyutlarda, yan yana ve alt alta basamaklı bir dizilim gösteren traverten havuzlarında (Şekil 3.6.), suyun tabanı çamur kıvamında beyaz kireç çözeltisiyle kaplıdır. Üzeri saydam su ile kaplı olan havuzlardan dışa taşan su, havuzun dış duvarında gözle görülmeyecek incelikte kristalli kabuklar şeklindeki traverten katmanlarını sürekli olarak çökeltmektedir.



Şekil 3.6. Pamukkale'deki aktif teras tipi travertenler ve travertenlerin oluşturduğu yamaçlardaki teraslar ve havuzlar.

Traverten çökeliminin en fazla olduğu bölüm, havuz dış duvarının üst kesimidir. Bu nedenle havuz dış duvarı, sürekli üst kesiminde genişlemeye uğradığından, duvarın alt kesimi zamanla ters eğim kazanır. Traverten teraslarından dışa taşan sular, zamanla gelişen bu ters eğimin arttığı kesimde, duvar yüzeyinden ayrılıp saçaklanarak alttaki havuza düşer. Bu akış biçimine bağlı olarak, balkon şekilli havuzların dış duvarı üzerinde sarkıt-dikit ve çubuk sütun şekilli duvar süsü travertenleri oluşur (Altunel ve Hancock, 1993). Sıcak suyun teraslar üzerinden akışı ne kadar ince bir tabaka şeklinde olur, ne kadar çok dalgalanma ve sıçrama gösterirse içindeki CO_2 'i daha çabuk kaybedecek ve CaCO_2 'nin çökeltme hızı artacaktır. Sıcak suyun traverten teraslarını aklaştırmayı için 3-4 gün üzerlerinden akmasını sağlamak gerekmektedir (Canik, 1978).

2. Sırt tipi travertenler

Çatlak boyunca yüzeye çıkan sıcak suların yüzeyde çökelttiği travertenler zamanla çatlak boyunca sırt oluşturlar. Traverten hem çatlak içinde (bantlı traverten, kristalin kabuk tipi traverten) hemde yüzeyde çökeler (tabakalı traverten). Çatlak boyunca yüzeye doğru yükselen sıcak su çatlağın her iki yüzeyinde onikse benzeyen beyazdan kırmızımsı beyaza değişen renklerde, sert ve sıkı dokulu, çatlak duvarlarına paralel bantlı traverten çökeltir. Çatlaktan çıkan suyun yüzeyde çatlağın her iki tarafında akmasıyla tabakalı travertenler oluşur. Traverten tabakalarının eğimleri sırt ekseninden uzağa doğrudur. Yani sırt tipi travertenler bir nevi çatı şeklindedir (Altunel, 1996). Merkezi çatlak boyunca oluşmuş travertenlerin en önemli özellikleri derinliğe bağlı olarak traverten kalınlığının doğru orantılı veya kademeli olarak artmasıdır. Sıcak suyun yukarıya yükselmesi sırasında merkezi çatlak içinde çökelen bantlı traverten genellikle simetriktrir. Yaklaşık düşey olan bantlı travertenler içinde cep şeklinde boşluklar mevcuttur. Bu ceplerin bazıları yataya yakın laminalar içerir (Altunel,1996).

3. Kanal tipi travertenler

Kalsiyum karbonatça zengin suyun kanal içinde akması sonucu, kanal tabanında ve kenarlarında travertenlerin çökmesiyle oluşan duvar şeklindeki travertenler kendiliğinden oluşan kanal tipi travertenler diye adlandırılmıştır (Altunel, 1996). Traverten oluşumunu sağlayan kanallar, doğal ve insanların sulama amaçlı yaptıkları kanallar olabilir. Kanal içindeki suyun akışı kanal kenarlarında, kanal merkezine göre daha çalkantılı olduğu için traverten çökeliimi kenarlarda daha fazladır. Dolayısıyla kanal tipi travertenlerin dikey kesiti genellikle “M” şeklindedir (Altunel,1996). Topografyanın şekline bağlı olarak kaynak sularının laminer ve türbilanslı akımı sonucu, topografyada çeşitli traverten tipleri oluşur. Travertenler, eski topografyanın şekline, çökelleme ortamındaki sıcaklık, derinlik, karbonat yoğunluğu ve flora değişikliklerine göre yedi farklı litotip gösterir (Guo ve Riding,1998). Bu litotipler: a)Kristalin kabuk tipi travertenler, b)Çalı tipi travertenler, c)Kamış tipi travertenler, d)Breşik travertenler, e)Sal tipi travertenler, f)Gaz boşluklu travertenler ve g)Pizolitik travertenlerdir.

a) Kristalin Kabuk Tipi Travertenler

Kristalin Kabuk Tipi Travertenler yamaç ve diklikler üzerinde yayılımı fazla çökeller halinde oluşur ve akan kaynak sularından hızlı bir çökelmeyi yansıtır. Bu terim ilk olarak Guo ve Riding (1992) tarafından kullanılmıştır. Bu tür oluşumlar Pamukkale'nin güncel örneklerinde teras havuzlarının yan duvarlarında görülmektedir. Kristalin Kabuk Tipi Travertenler diğer litotiplere göre sıcak su kaynağına en yakın oluşan travertenlerdir. Genellikle yoğun beyaz, krem renginde ve iri lifsi kristallidir. Bu iri kalsit kristalleri depolanma yüzeylerine dik konumludur. Bu yüzden kaynağın ilk çıkış anında su sıcaklığının fazla olmasından ve içersine fazla yabancı madde karışmadığından dolayı; açık renkli ve organik madde içeriği az veya hiç olmayan travertenlerdir. Diğer traverten litotiplerine göre gözenekliliği daha az, özgül ağırlıkları daha fazla ve basınç dayanımları yüksektir. Kristalin Kabuk Tipi Travertenler yatay, düşey ve çapraz konumlarda olabilirler. Bu da suyun çıkış yönü hakkında belirleyici bir sebeptir. Yanal ve düşey yönde diğer litotiplere geçiş göstermekte olup, geçiş gösterdiği litotipler; Çalı Tipi, Kamış Tipi, Breşik ve Sal Tipi Travertenlerdir. Çalışma alanı içersinde bulunan ocak işletmelerinin açmış olduğu ocak aynalarında görmek mümkündür. Bu ocaklar ise Kocabaş kasabası içersinde ve Kocabaş (Küçükkuşgölü) Mevkii'ndedir. Ocak aynalarında Kristalin Kabuk Tipi Travertenler çatlak duvarına paraleldir. Kısa mesafede kırılmış, parçalanmış olduklarından blok vermezler. Ama küçük atölyeler süs eşyası yapımında kullanabilirler. Ayrıca sırt tipi traverten oluşumunun gözlendiği Keklikli tepe, Kocadüz, Güneyyatak tepelerde çatlak doğrultusuna paralel Kristalin Kabuk Tipi Travertenler yüzeyde görülmektedir.

b) Çalı Tipi Travertenler

Az eğimli yüzeyler boyunca gözlenen ve çalı veya bodur bitki görünümünde olan, az gözenekli ve boşluklu travertenlere çalı tipi travertenler denir. Suda çözünmüş karbondioksit gazının dereceli olarak kaybı da çalı tipi travertenin oluşmasını sağlar. Mikrit/sparit romboederlerinden oluşan bu görünüm diğerlerinden kolaylıkla ayırt edilir. Kalınlıkları birkaç milimetreden birkaç metreye kadar olabilir. Bu travertenler kamış tipi travertenlere geçişli olarak bulunur. Çalı tipi travertenler dokusal özelliklerine göre mikritik dokulu, boşluklu bir yapıdadır.

Boşluklar çok düzenli olsada, yer yer düzensiz boşluklarda gösterirler. Bu boşlukların fenestral (kuruma boşlukları) boşluklar olduğu tespit edilmiştir. Bu boşlukların oluşumu; günlük, saatlik olarak su akışının kesilmesi ile ilişkilidir. Çalı tipi travertenler teras havuzlarında oluşmakla beraber çukur alanlarda ve düzlüklerde yaygın olarak bulunur. Bu litotiplerin oluşumunda bakteri alg gibi mikrobiyolojik etkiler yanında abiyotik etkilerde önemli rol oynar (Guo ve Riding, 1998).

Düşey yönde yer yer breşik ve kamış tipi travertenlerle kesilmektedir. Yanal yönde ise kristalin kabuk tipi travertenlerle geçişlidir. Ocak aynalarında çalı tipi travertenlerin bulunduğu seviyelerde, büyükçe boşluklar oluşmuştur. Bu boşlukların iç kesimleri kristalin kabuk tipi travertenler tarafından sarılmıştır. Boşlukların üst kesimlerinde ise sarkıtlar ve dikitler görülmektedir. Çalı tipi travertenler eğer boşluksuz veya az boşluklu, çatlaksız ve beyaz renkli olurlarsa ekonomik olur ve blok üretimi için aranan traverten türünü oluşturmaktadır.

c) Kamış Tipi Travertenler

Kaynak suları kaynaktan uzaklaştıkça ve yağmur sularının da etkisiyle sıcak su kaynaklarındaki suları seyrelterek suların soğumasını sağlarlar. Bundan dolayı kamış, saz ve iri otlar soğuyan suyun yakın çevresinde gelişmeye başlarlar. Kamış saplarının fazla yoğunlaşması ile su akışı engellenebilir. Kök sistemleri, çökelleri sıkıştırır ve sağlamlaştırır. Bu bitki malzemesi kristalin kabuk malzemesi ile kuşatılır. Böylece boşluklu bir yapı kazanır. Bitki kök ve sapları silindirik bir yapıda olabilir. Kamış kalıplarının ve boşluklarının korunmuş olması, sonuçta bu tip travertenlerin yüksek porozitede olmalarına neden olur. Kocabaş beldesinde bulunan traverten ocağından alınan kamış tipi traverten numuneleri üzerinde yapılan dokusal özelliklere göre koyu renkli, boşluklu, boşlukların bazıları düzensiz, bazıları ise yönlendirilmiştir. İçlerinde bakteriler ve mavi yeşil alglerde bulunmaktadır. Yer yer taneli yapıdadır. Taneler mikritik, etrafları spari kalsitle çevrilmiş durumdadır. İçerisinde mikro kamışlar gözlenmiştir. Bu tip travertenler kapalı bataklığa benzer, küçük dar çukurluklarda oluşur. Kamış tipi travertenler içinde yer yer sal tipi traverten oluşumları da gözlenebilir (Guo ve Riding, 1998).

d) Breşik Travertenler

Bu tip travertenlere Guo ve Riding (1998) tarafından “Litoklastik traverten” adı verilmiştir. Breşik travertenler, traverten oluşumu ile eş zamanlı, eğimli yüzeyler üzerinde çökelmiş travertenleri aşındırıp, parçalayıp traverten oluşturan sularla daha aşağı noktalara taşınıp yeniden biriktirmeleri ile oluşur. Bu nedenle breşik travertenler yamaçların alt kesimlerinde, çukurlarda ve yarılmanın olduğu kesimlerde depolanarak oluşmuşlardır. Renkleri genellikle beyazımsı, koyu gri, yeşilimsi ve açık kahverengidir. Çevre travertenlerden koparılmış parçalar ise daha açık renkli olmaktadır. Breşik travertenler toprak oluşum koşullarının etkili olduğu sığ çukurlarda birikir. İçinde killi, siltli matrix içermektedir. Breşik travertenler havuz ve küçük su birikintilerinde oluşmuş açık travertenlerle ardalanmalı olarak da bulunmaktadır. Çalışma alanında Kocadüz ve Kocabaş beldesindeki ocak aynalarında havuz ve küçük su birikintilerinde oluşmuş görünümündedir. Yanal yönde çalı tipi travertenler ve kamış tipi travertenler tarafından kesilmiştir. Kocabaş beldesindeki ocak aynasında traverten seviyesinin üst kısımlarında gözlenmiştir. Çalı tipi travertenler üzerine gelmektedir. Ayrıca çalışma alanı kuzey doğusunda Pınarkent kasabasında bölgedeki en iyi gözlendikleri yerdir.

e) Sal Tipi Travertenler

Bu tip travertenler sığ çöküntü alanlarını ve teras havuzlarını dolduran su yüzeylerinde biriken CaCO_3 filminin zaman zaman çökmesi ile oluşur. Bu tip travertenler gevşek (kırılgan) ince kristalin katmanlar şeklindedir. Genellikle kamış ve çalı tipi travertenlerle birlikte yatay konumlu, ince laminalar şeklinde görülür. Bu tip travertenler oluşumları küçük durgun su havzalarının ve teras havuzlarının tabanında CaCO_3 birikimlerini temsil eder. Sal tipi travertenlere litaretürde sıcak su buzu ve Kalsit Buzu gibi isimler verilmiştir. Belli kesimlerde breşik travertenler üzerine yatay konumlu olarak gelmektedir. Su çıkışlarının olduğu bazı çatlaklarda kristalin kabuk tipi travertenler tarafından kesintiye uğramışlardır.

f) Gaz Boşluklu Travertenler

Gaz boşluklu travertenler, oluşumları sırasında çökeller arasında bazı gazlar sal laminaları altında hapis kalır. Bu hapis kalan gazların zamanla, basınçla veya diğer et kenlerle kaçması sonucunda oldukça boşluklu bir yapıya sahip travertenler oluşur. Bu tip travertenlere gaz boşluklu travertenler denir. Kamış tipi travertenler ve teras havuzlarında yaygındır. Çalışma alanında Kocadüz Mevkiindeki ocak işletmesinde gözlenmektedir.

g) Pizolitik Travertenler

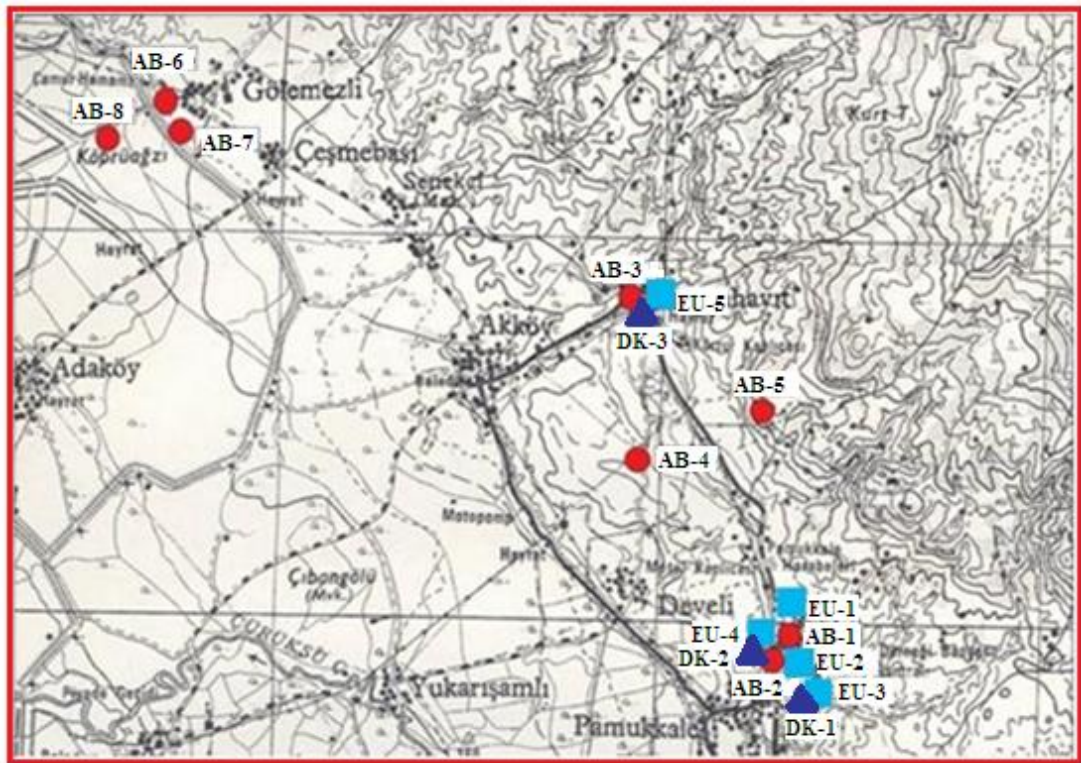
Pizolitik traverten, teras havuzları içersinde oluşurlar. Oluşumları bir çekirdek etrafında bir ya da daha fazla konsantrik halkadan oluşan küresel ya da küresele benzer zarflı karbonat tanelerdir. Oluşumlarında alg faaliyetlerinin rol oynadığı tanelerin içyapısı düzensizdir. Çapları 2 mm'den büyüktür.

3.4.2.3. Çalışma alanındaki travertenlerin kimyasal özellikleri

Koçan (1999); yapmış olduğu 'Kaklık-Kocabaş (Denizli) Kömürcüoğlu traverten sahasının jeolojik ve fiziko-mekanik özelliklerinin incelenmesi' adlı lisans çalışmasında ocaklardan alınan örneklerin kimyasal analizini yapmıştır. Buna göre, SiO₂ ve Al₂O₃ içermektedir. CaO miktarı %55,24, MgO miktarı % 0,23, SO₃ miktarı % 0,0-0,12 arasında, K₂O miktarı % 0,0- 0,05 arasında, kızdırma kaybı değeri de % 42,74 değiştiğini belirlemiştir.

4. MATERYAL VE METOD

Bölgede yapılan çalışmalarda travertenlerin oluşum sürecini ve hidrojeolojik özelliklerinin anlaşılabilmesi için inceleme alanında ayrıntılı bir araştırma yapılmıştır. Bu araştırmalar içerisinde bir kısmında su örnekleri alınmış ve bu örnekler gerekli standartlar ve uygun analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir. Bu bölümde, kullanılan malzemeler, saha çalışmalarında kullanılan yöntemler, laboratuvar analizleri ve veriler yorumlanarak tartışılmıştır. Arazi çalışmaları, arazide ölçülen in-situ parametreleri ve oradan alınan sıcak su örneklerini içermektedir. Su örnekleri, çalışma alanının farklı lokasyonlarından temsili olacak şekilde alınmıştır (Şekil 4.1.). Ölçümler için kullanılan in-situ cihazları, Jeoser Yer Bilimleri Servisi Ltd. Şti. Isparta tarafından sağlanmıştır. Daha sonra alınan temsili örnekler fiziksel parametreleri, anyon ve katyonların belirlenmesi için analiz edilmiştir.



Şekil 4.1. Sıcak su örneklerinin yerlerini gösteren lokasyon haritası [Örnek alım noktaları; Kırmızı daireler-(Kıymaz, 2012), Lacivert üçgenler-(Kutlu, 2015) ve Mavi kareler ise bu çalışmadaki güncellenmiş ölçüm noktalarıdır]

Çizelge 4.1. İn-situ cihazları ve özellikleri

In - situ Parametreleri	Ölçüm Birimleri	Cihaz Adı ve Marka
Sıcaklık	°C	Thermometer- Testo-95-1
Ph		pH meter-WTW 330İ
Redoks Potansiyeli (Eh)	Mv	pH meter-WTW 95
Elektriksel İletkenlik (EC)	µs/cm	Elektrical conductivity measure-WTW cond 330i and 340i
Çözünmüş Oksijen (O ₂)	Mg/l	Oximeter-WTW Oxi 340
Alkalinite	mmol/l	Alkalinity Test kit-Merek Aquamerck 11109

Ölçümler için kullanılan in-situ cihazları (Çizelge 4.1.)’de gösterilmiştir. Ölçülen in-situ parametreleri sıcaklık, pH, redoks potansiyeli (Eh), çözünmüş oksijen (O₂), elektriksel iletkenlik (EC) ve alkalinite olmaktadır (Şekil 4.2.). Belirtilen katyonlar ve elementler, Na⁺, Ca⁺, Mg⁺, K⁺, Si⁺⁴, B⁺³, ICP-OES ve ICP - MS analiz yöntemleri kullanılarak analiz edilmiştir (Çizelge 4.2.). Buna karşın belirtilen anyonlar F⁻, SO₄⁻, Cl⁻, NO₃, HCO₃⁻, CO₃⁻² iyon kromatografisi (IC) yöntemi ile analiz edilmiştir. HCO₃⁻ ve CO₃⁻² değerleri arazide gerçekleştirilen alkalinite ölçümlerinde hesaplanmıştır. Hidrojeokimyasal analizlerin değerlendirilmesinde, Aquachem v.3.7 (Waterloo Hydr., 1999), spreadsheet (Powell ve Cumming, 2010) kullanılmıştır.



Şekil 4.2. Çalışma alanında gerçekleştirilen in-situ ölçümleri (Pamukkale)

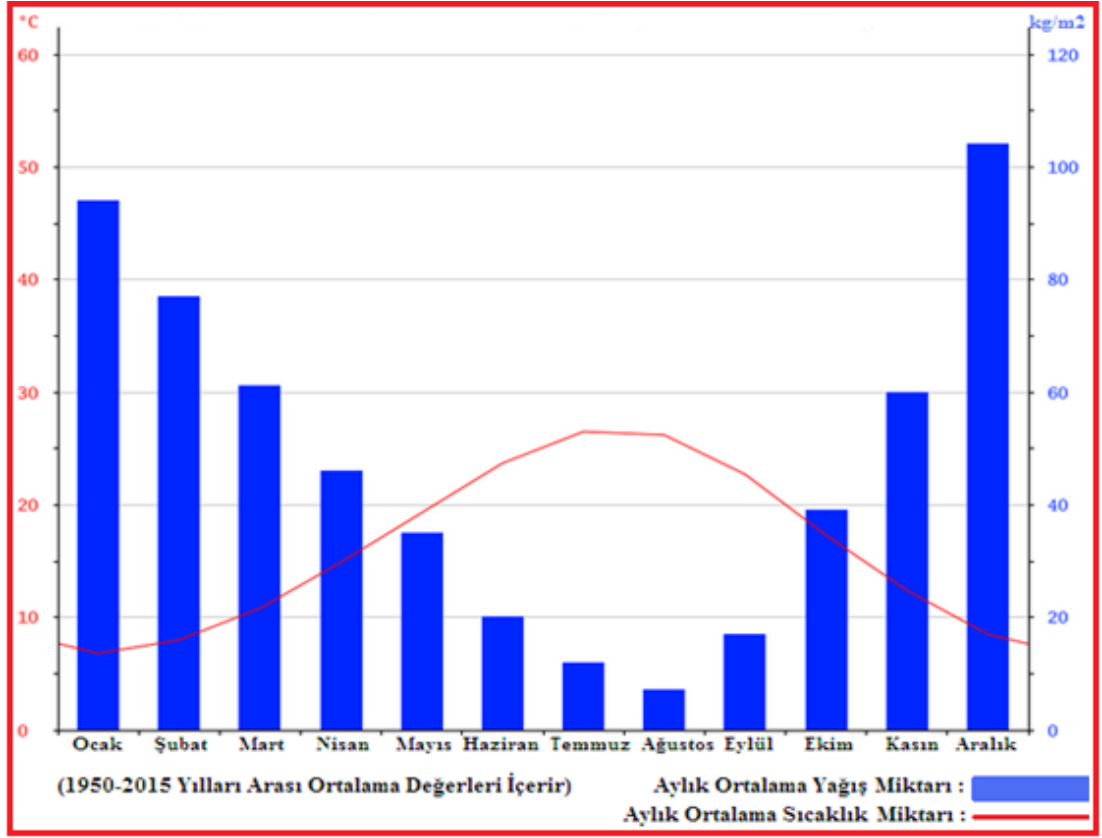
Çizelge 4.2. Hidrojeokimyasal cihazlar ve özellikleri

Analiz parametreleri	Cihaz ismi	Analiz cinsi
Na ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Pb ²⁺ , Zn ²⁺ , Cu ²⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺ , As, Cr	Perkin Elmer ICP-OES 2100 DV	Optik Emissiyon spektrometresi
F ⁻ , Cl ⁻ , Br ⁻ , SO ₄ ²⁻ , NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ , PO ₄ ²⁻	Dionex ICS-3000	İyon Kromatografisi
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	Merck-Aquamerck test kitleri	Titrasyon Yöntemi

5. ARAŞTIRMA BULGULARI

5.1. Kayaçların Hidrojeolojik Özellikleri

Çalışma alanı Akdeniz ikliminin genel özelliklerini yansıtmaktadır. 400 metreye kadar olan yüksekliklerde maki 400 metre üstündeki yüksekliklerde ise ormanlıklar bulunmaktadır. Ege bölgesinde dağların kıyıya dik uzanımı bu iklim koşullarının denizden iç kesimlere kadar özelliklerini korumasını sağlamıştır. DMI'ye bağlı meteoroloji istasyonlarının uzun yıllar aylık ortalama yağış ve sıcaklık değerleri sırası ile (Şekil 5.1.)'de verilmiştir. Büyük Menderes Grabeni çöküntüsünün D-B uzanımının sona erdiği Çürüksu havzasından itibaren yağış rejimi ve sıcaklık koşullarında geçişli bir değişim meydana gelmektedir. En fazla yağış Aralık ayı içinde, en düşük yağışlar ise Ağustos ayı içinde düşmektedir. Bölge genelindeki yıllık ortalama sıcaklıklar 17°C civarındadır. Uzun yıllar aylık ortalama sıcaklıklar incelendiğinde, en sıcak ayın Temmuz ve en soğuk ayın Ocak olduğu görülmektedir.



Şekil 5.1. İnceleme alanının aylık ortalama yağış ve sıcaklık grafiği
(www.climate-data.org)

Jeotermal alanlarda jeotermal akışkanın yeraltında birikebileceği gözenekli ve geçirimli kayalar gereklidir. Çalışma alanımızdaki sondajlarda yoğun genç tektonik etkiler sonunda gelişen eklem takımları çatlaklar ve faylar nedeniyle ikincil gözeneklilik ve geçirimlilik kazanan kayalardan kireçtaşı, mermer ve kuvarsite rastlanmıştır. Sahada, üçüncü rezervuar kayayı bulmak olasıdır. Belirlenen iki rezervuar vardır.

İnceleme alanında hidrojeolojik açıdan geçirimli birim olarak Paleozoyik mermer, Mesozoyik kireçtaşı, Pliyosen kireçtaşları, alüvyon ve traverten yüzeylenmektedir. Paleozoyik mermer Pamukkale-Karahayit arasında ve Pamukkale termal kaynaklarının kuzeydoğusunda, Mesozoyik kireçtaşı Pamukkale Termal kaynaklarının hemen kuzeyinde yeralan tepelerde, Pliyosen çökeller Pamukkale kaynakları civarında ve Yenice Horst'unun üst kotlarında Pamukkale-Karahayit arasında gözlenmektedir.

Debi ölçümlerine göre, yağışların kaynak akımına etkisi uzun süreli olmaktadır. Yapılan araştırmalara göre yıllık olarak kaynakların debi değişim yüzdesi % 5'ten fazla değildir (Günay vd., 1994,1995,1996). Çürüksu Grabenini oluşturan fay hattı boyunca yer alan Jandarma Kaynak Grubu (PJ1, PJ2, PJ3 ve PJ4), Gelin Hamamı, Pamukkale Motel, İnciraltı ve Beltes Kaynağı adı altında toplam 8 adet noktadan boşalan Pamukkale Termal kaynakları ile bu kaynaklardan yaklaşık olarak 200 m daha düşük kotta yer alan ova içinde yer alan Kocagöz, Soğukgöz ve Gözpınarı kaynakları (Ova kaynakları) Pamukkale kaynakları benzer izotopik ve hidrokimyasal özelliklere sahiptir. Arazide yapılan izleme deneylerinden elde edilen sonuca göre, akım yönü güneykuzey doğrultusunda Beltes Kaynağı-Pamukkale Motel Kaynağı-Jandarma Kaynakları (PJ1, PJ2 ve PJ3) hattını izlemekte ancak daha sonra takip edilememektedir. Boya deneyi sırasında PJ3 noktasından enjekte edilen boya PJ1 ve PJ2 çıkışlarından gözlenmiş ancak PJ4 noktasından gözlenememiştir (Günay vd.,1995,Yeşener ve Elhatip 1997). Ayrıca PJ4 noktasında 1995 yılında gerçekleştirilen pompa deneyi sırasında 85 lt/s sabit debi ile 24 saat çekim yapılmıştır ve 5 cm düşüm meydana gelmiştir ancak PJ1, PJ2 ve PJ3 boşalım noktaları ile bu noktalara en yakın olan Pamukkale Motel Kaynağında bir düşüm gözlenmemiştir (Günay vd., 1994). Ayrıca D.S.İ verilerine göre aylık termal su debi ölçüm değerleri (Çizelge 5.1.)'de verilmiştir.

Çizelge 5.1. Devlet Su İşleri Aylık Termal Su Debisi Ölçüm Değerleri (m³/sn)

Yıl	Bölge	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
		Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi
2015	Jandarma	0,055	0,072	0,060	0,067	0,068	0,059	0,076	0,065	0,061	0,103	0,095	0,078
	P1	0,093	0,093	0,092	0,096	0,114	0,111	0,126	0,135	0,139	0,148	0,153	0,145
	P2	0,022	0,022	0,020	0,021	0,024	0,030	0,022	0,026	0,031	0,032	0,027	0,036
	B1	0,074	0,068	0,068	0,070	0,081	0,084	0,106	0,110	0,119	0,116	0,120	0,114
	B2	0,059	0,052	0,051	0,039	0,041	0,040	0,042	0,043	0,045	0,043	0,042	0,048
	TOPLAM	0,303	0,307	0,291	0,293	0,328	0,324	0,372	0,379	0,395	0,442	0,437	0,421

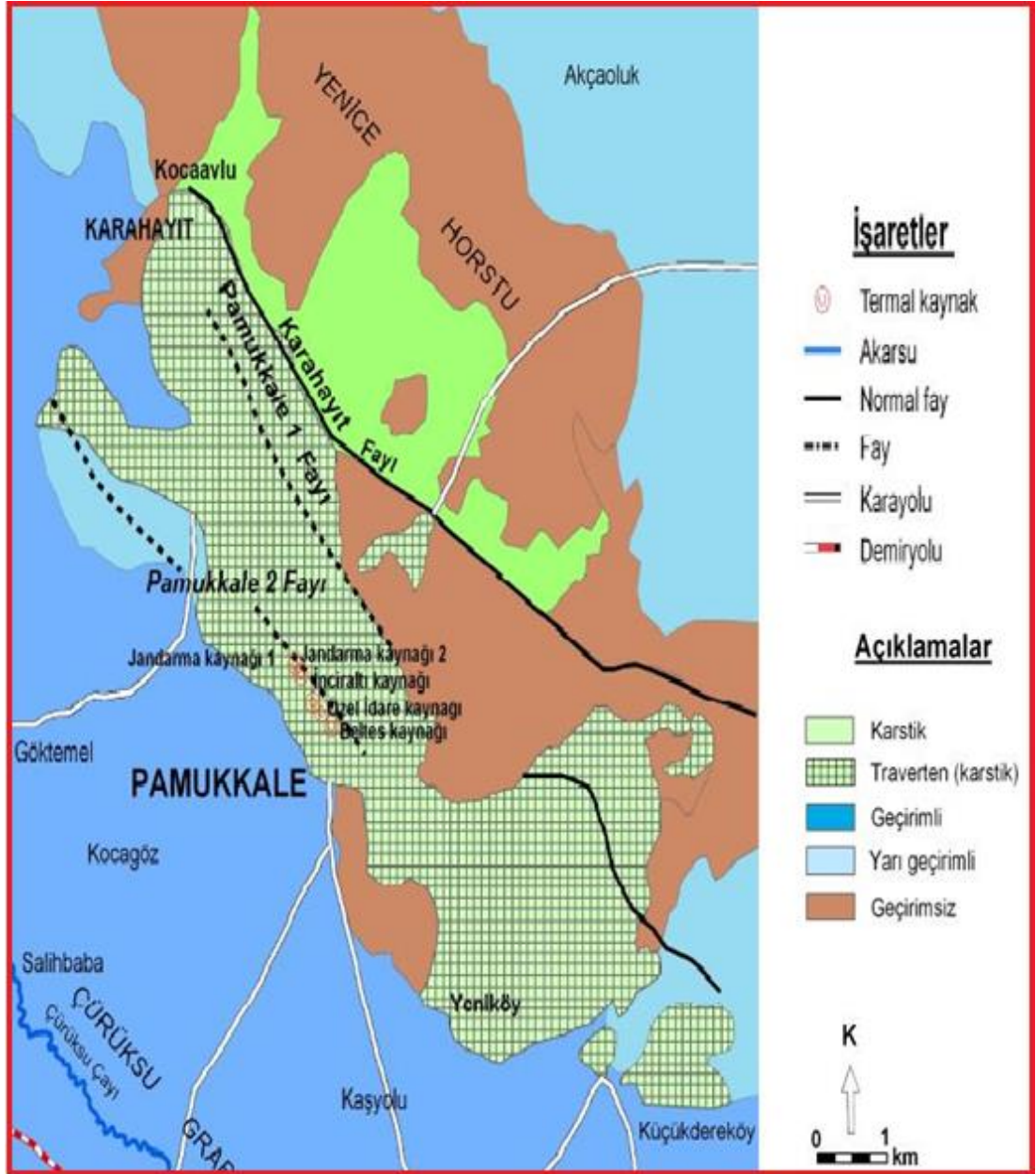
Yıl	Bölge	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
		Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi	Debi
2016	Jandarma	0,084	0,087	0,084	0,084	0,081	0,064	0,071	0,057	0,074	0,073	0,076	0,074
	P1	0,145	0,145	0,139	0,139	0,125	0,119	0,123	0,128	0,114	0,106	0,098	0,100
	P2	0,032	0,034	0,034	0,034	0,032	0,033	0,030	0,027	0,020	0,015	0,013	0,011
	B1	0,111	0,108	0,108	0,110	0,103	0,106	0,100	0,095	0,103	0,083	0,080	0,075
	B2	0,045	0,057	0,054	0,036	0,061	0,064	0,053	0,051	0,056	0,035	0,040	0,043
	TOPLAM	0,417	0,431	0,419	0,403	0,402	0,386	0,377	0,358	0,367	0,312	0,307	0,303

PJ1, PJ2 ve PJ3 hattı ile PJ4 kaynağında yüzeylenen yeraltısularının, Pamukkale ve Develi köyleri arasında bulunan doğu - batı doğrultulu bir fay ile doğu yönünde ovaya doğru akışa geçip Gözpinarı, Soğukgöz ve Kocagöz kaynaklarından boşalırma geçtiği düşünülmektedir, çalışma alanının hidrojeolojik haritası (Şekil 5.2.)’de ve çalışma alanındaki kayaçların hidrojeolojik özellikleri (Şekil 5.3.)’te verilmiştir.

I. Rezervuar kayacı: Pliyosen birimleri içinde Sazak formasyonu birinci rezervuar kayacını oluşturmaktadır. Ancak Sazak formasyonunun yanal fasiyes değişiklikleri rezervuar niteliği devamlılığını kısıtlamaktadır. Birimdeki kireçtaşlarının kalınlıkları değişmekte, yanal veya düşey olarak marn ve kumtaşına geçebilmektedir. Kızıldere jeotermal alanında yapılan sondaj verilerine göre KD-1, KD-1A, KD-2, KD-3, KD-4, KD-12, KD-8 nolu kuyular birinci rezervuar kayacı olan pliyosen kireçtaşlarından üretim yapmışlardır. Diğer kuyularda ise kireçtaşı yerine marn ve kumtaşı kesmişlerdir. Bu nedenle üretim yapılamamış diğer Pliyosen çökelleri ile birlikte örtü kayayı oluşturmuşlardır. Birinci rezervuar kayada en fazla KD-1 kuyusunda 198°C elde edilmiştir. Bu hazne için ortalama sıcaklık 170°C dolayındadır. Kalınlığı 100 - 250 m arasında değişmektedir.

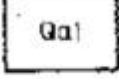
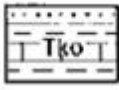
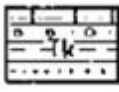
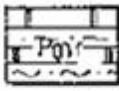
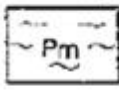
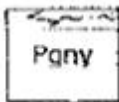
II. Rezervuar kayacı: Menderes metamorfizitlerinden İğdecik formasyonunun mermer – kuvarsit - şist ardalanması ikinci rezervuar kayacı oluşturmaktadır. Birinci rezervuar kayaca oranla daha fazla ikincil geçirimsizlik ve gözeneklilik görülmektedir. Ayrıca çok geniş bir alan için devamlılıkları vardır. Daha derin olduğundan daha yüksek sıcaklık verirler. KD-16’da 212°C yaklaşan kuyudibi sıcaklığı alınmıştır. KD-6, KD-7, KD-9, KD-13, KD-14, KD-15, KD-16, KD-11 kuyuları ikinci rezervuar kayaya ulaşmıştır. Kalınlık 100 - 300 m arasında değişmektedir.

III. Rezervuar kayacı: (Keskin 1972), böyle bir olasılıktan bahsetmiş ancak rezervuar kayanın ne olabileceği konusuna açıklık getirilememiştir. Ayrıca yeterli jeotermometre verileri sağlanamamıştır. Jeotermometreler ise (Na-K-Ca ve SiO₂) Kızıldere sahasında 250-260°C rezervuar sıcaklığı beklenmektedir. Bahsedilen verilere göre üçüncü rezervuar kaya olasıdır. Özellikle kuyu verimlerinin, buhar sıcaklığının ve oranının artmasının sağlanması ve kabuklaşma, atık su sorununa çözüm getirebilmesi açısından çok önemlidir (Şimşek, 1984).



Şekil 5.2. Çalışma alanının hidrojeolojik haritası (Şimşek, 1984'ten değiştirilerek alınmıştır.)

HİDROJEOLOJİ BİRİMLERİ

GEÇİRİMLİ		Alüvyon	
AZ GEÇİRİMLİ		Tosunlar Formasyonu	
I.ÖRTÜ KAYA			
GEÇİRİMSİZ		Kolonkaya Formasyonu	
GEÇİRİMLİ		Sazak Formasyonu (GEÇİRİMLİ KİREÇTAŞI)	
I. REZERVUAR KAYA			
GEÇİRİMSİZ		Kızılburun Formasyonu	
II.ÖRTÜ KAYA			
GEÇİRİMLİ		Iğdecik Formasyonu	} MENDERES METAMORFİ TLERİ
II. REZERVUAR KAYA			
GEÇİRİMSİZ		Çeşitli Şistler	
III.ÖRTÜ KAYA (?)			
GEÇİRİMSİZ		Gnays (Geçirimli kuvarsit)	
III. HAZNE KAYA (?)			

Şekil 5.3. Çalışma alanındaki kayaç birimlerinin hidrojeolojik özellikleri
(Şimşek 1984'ten uyarlanmıştır.)

I. Örtü kayacı: Birinci rezervuar kayacı olan Sazak formasyonu üzerinde görülen Kolonkaya formasyonu ve Tosunlar formasyonunun kıltaşı, marn, kumtaşı ar dalanması birinci rezervuar kaya için çok iyi bir örtü kayadır. Kolonkaya formasyonunda, eklem veya diğ er süreksizlik düzlemlerinin, birimin geçirgenliğine etkisi yok denecek kadar azdır. Geçirimsizliği belirleyen çok ince dokuda dentritik drenaj örneğ i bu birim için çok ayırtmandır. Bu örtü içinde yapılan gradyan ölçüleride rezervuar kayanın yerinin saptanmasına da ışık tutmuştur. Birinci örtü kayanın kalınlığı 350-600 m arasında değışmektedir.

II. Örtü kayacı: Birinci rezervuar kayacı altında yer alan Kızılburun formasyonunun sıkı tutturulmuş çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı ar dalanması çok iyi örtü kaya oluşturmaktadır. Ölçülen stratigrafi kesitlerinde birimin çeşitli yerlerdeki özellikleri göz önüne alındığında inceleme alanının tümünde bu birimin ideal örtü kaya olduğı belirlenmiştir. Kalınlığı 100-250 m arasında değışmektedir.

5.2. Hidrojeokimya

Çalışma alanının hidrojeokimyasal özelliklerini anlamak için, alanda bulunan farklı kaynaklardan toplam alanı temsil eden 5 adet su örneğ i alınmıştır. Su örnekleri alınmadan önce, bölgede her lokasyonda in-situ ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

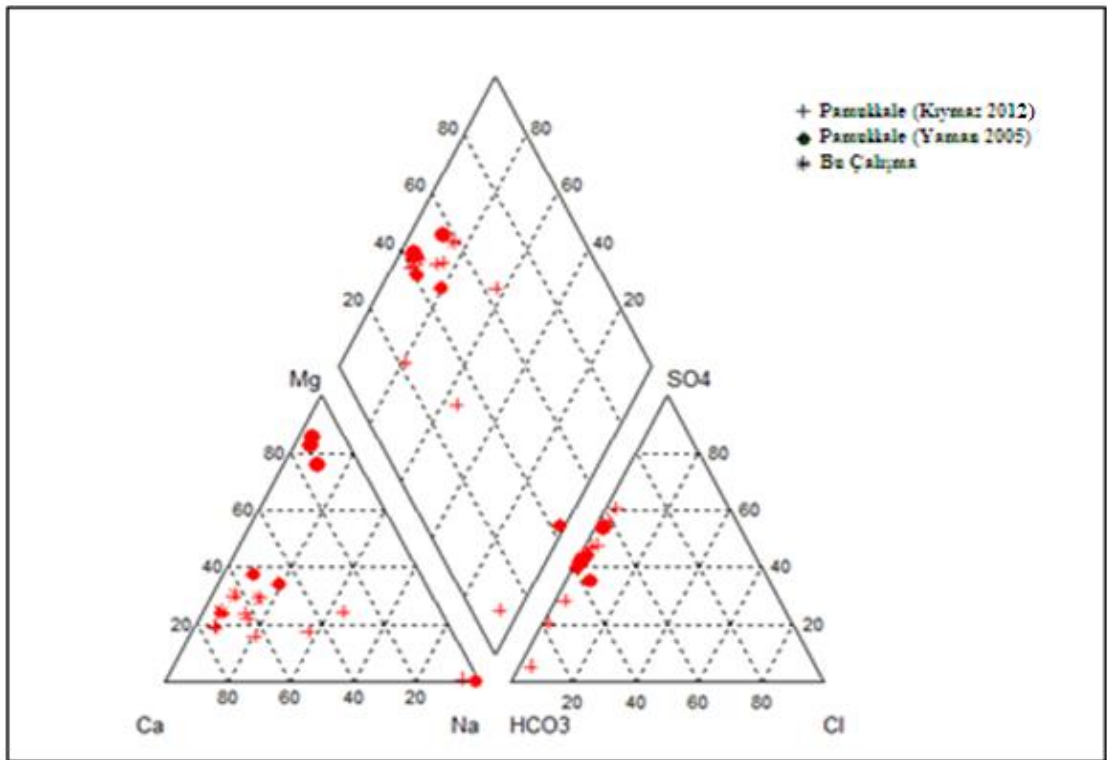
5.2.1. Hidrojeokimyasal analizler

Pamukkale ve yakın çevresinden alınan su örneklerinin hidrojeokimyasal analiz sonuçları AQUACHEM v.3.7 (Waterloo Hidro., 1999) ve Liquid analysis spreadsheet (Powell ve Cumming, 2010) kullanılarak değıerlendirilmiştir. Aynı şekilde, Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal sularını tanımlamak ve grafiksel olarak gösterebilmek için Piper ve üçgen diyagramları hazırlanmıştır. Piper diyagramına göre, Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal suları Ca-Mg-HCO₃ tipi sular olarak adlandırılabilir.

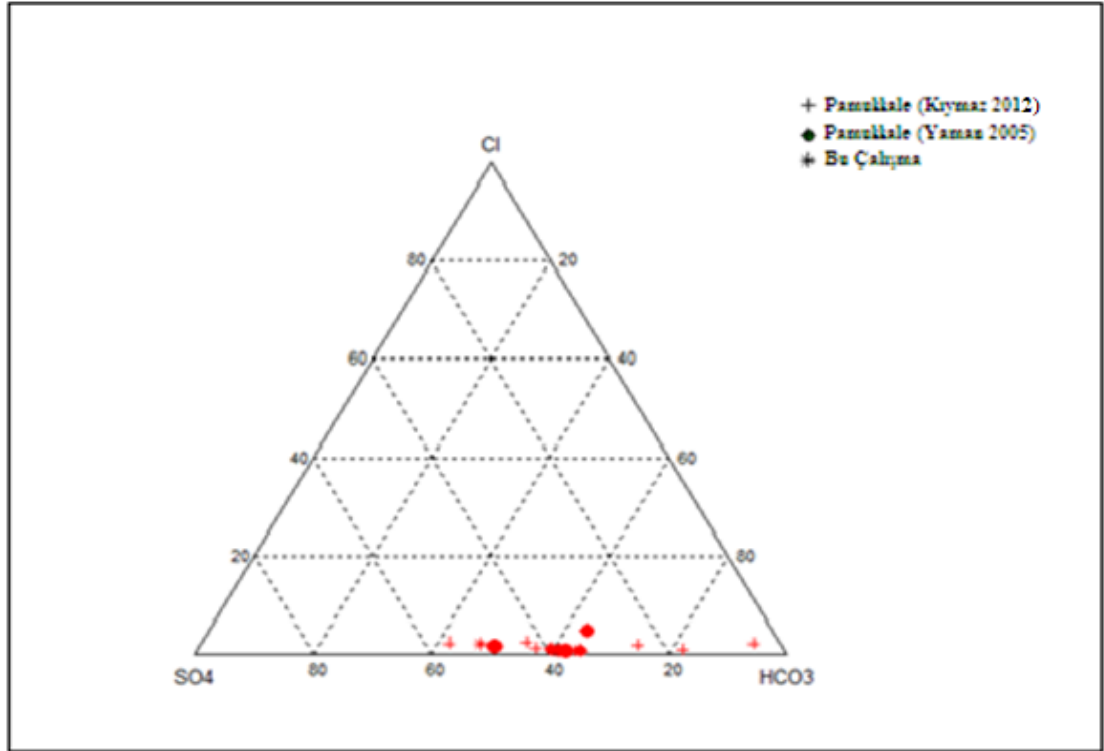
Çizelge 5.2. Çalışma bölgesi termal sularının hidrojeokimyasal analiz sonuçları

Örn. No	Konum	Sıcaklık (°C)	pH	Eh (Mv)	Ec (μ S/cm)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ⁺² (mg/l)	Mg ⁺² (mg/l)	B ⁺³ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁻² (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	Si (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻² (mg/l)	O ₂ (mg/l)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰SMOW	$\delta^2\text{H}$ ‰SMOW	$\delta^3\text{H}$ ‰SMOW	Bu Çalışma
EU-1	Plütonyum kaynağı	34,8	6,61	155	2420	42,10	5,52	442	94,10	0,80	1,82	706	14,10	30,10	1,20	1176,1	5,30				
EU-2	Gelin Hamamı Kaynağı	34,7	6,69	157	2410	42,40	5,60	434	90,40	0,90	1,40	661	14,60	30,50	1,10	1125	3,50				
EU-3	Beltes Kaynağı	34,1	6,91	144,3	2410	42,50	5,45	445	96,10	0,80	1,35	662	14,70	30,40	1,00	1147,3	3,90				
EU-4	Jandarma Kaynağı	34,1	6,96	128,7	2410	42,5	5,45	325	95,50	0,80	1,34	661	12,90	30,50	0,90	1164,2	4,10				
EU-5	Karahayit Sondaj	44	6,67	136,8	2540	117	24,3	367	118	1,60	1,85	915	38,8	29,70	5,60	1196,3	2,50				Kıymaz 2012
AB-1	Özel İdare Kaynağı	35	6,22	210	2410	48,85	15,55	455,05	69,90	0,71	1,35	624,8	12,29	19,19	0,51	1128,5		-9,14	-61	3,30	
AB-2	Pamukkale Jandarma Kaynağı	33	6,24	229	2420	42,95	3,10	449,90	71,25	0,46	1,39	611,9	12,64	19,12	0,58	1159		-9,23			
AB-3	Karahayit Kaynağı	52	6,39	113	2790	131,65	21,80	528,5	123,15	0,96	1,88	872,3	27,23	28,94	0,01	1189,5		-8,56	-57,30		
AB-4	Karahayit Richmond Otel	48	6,18	161	2810	124,3	17,25	440,75	95,30	1,60	2,21	879,7	51,61	21,32	0,05	1128,5					
AB-5	Karahayit Soğuk Su (Kutluca Köyü)	23,9	8,01	287	448	86,4	0,65	3,77	0,48	0,22	0,34	11,12	5,57	5,10	13,53	231,8					
AB-6	Gölemmezli Sondaj 1	67	6,89	194	2420	247,7	52,2	148,75	72	3,40	0,99	377,7	31,41	29,92	<0,01	1159					
AB-7	Gölemmezli Sondaj 2	69	6,69	144	3470	207,85	42,95	555,5	84,25	2,99	1,20	431,9	27,44	24,31	<0,01	2074					
AB-8	Gölemmezli Hamam	59	6,28	253	4460	431,6	45,05	464,15	109,5	5,74	2,45	1664	70,84	59,03	<0,01	1250,5		-8,32			

Yapılan bu çalışmada elde edilen hidrokimyasal analiz sonuçları yukarıda (Çizelge 5.2.)’te yer almaktadır. Çalışma alanına ait örneklerin Aquachem programı yardımı ile yapılan Piper diyagramı (Şekil 5.4.)’te gösterilmektedir. Piper diyagramı iyonların topluca bir diyagramda görüntüleme kolaylığı açısından hidrojeolojide oldukça sık kullanılan diyagramlardan biridir. Piper diyagramı anyon ve katyonların (% mek/1 cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir dikdörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların fasiyes tiplerinin görülmesinde, dikdörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır (Güneş,2006).



Şekil 5.4. İnceleme alanındaki termal suların piper diyagramında gösterilmesi



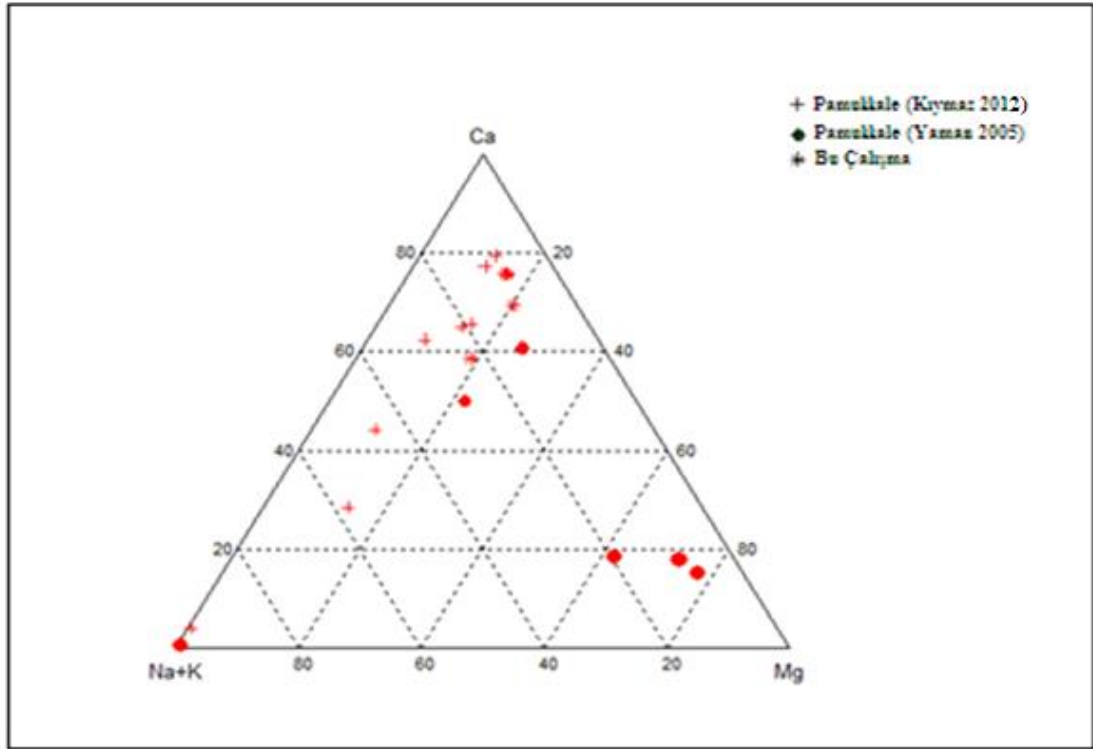
Şekil 5.5. İnceleme alanındaki termal suların Cl-SO₄-HCO₃ üçgen diyagram

Majör anyonlar Cl-SO₄-HCO₃ baz alındığında bu üçgen diyagramı jeotermal suları sınıflandırmak için kullanılmaktadır (Şekil 5.5.). Bu olgunlaşmamış kararsız suların ayırt edilmesine yardımcı olur. Bu çalışma alanında bulunan duraysız suları ayırtlamaya yarar ve burada bulunan suların karışım ilişkileri ile ilgili belirteçleri verir. Piper üçgen diyagramına göre inceleme alanındaki sıcak suların büyük bir kısmının sodyum, sülfat ve bikarbonatlı su tipini yansıttıkları görülmektedir. Diğer sıcak sular ise sodyum, kalsiyum, sülfat ve bikarbonatlı sulardır. Piper sınıflamasında yöredeki sodyum sülfatlı sular karbonat olmayan alkalinitesi %50'den fazla olan alana düşmektedir. Diğerleri ise iyonların hiç birisi %50'yi geçmeyen karışık sular sınıfına girerler.

Suları birbiri ile karşılaştırmak, iyonlar arası etkileşimleri araştırmak ve kökeni ile ilgili yorum yapabilmek amacıyla suların hidrojeokimyasal su tipinin belirlenmesine yönelik çeşitli yöntemler önerilmiştir. Hidrojeokimyasal fasiyes kavramı, suların içerdikleri başlıca iyonların oranlarına bağlı olarak sınıflandırılması esasına dayanmaktadır.

Suda çözünen başlıca iyonlardan anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere mek/L cinsinden %50'den fazla olan iyonlar hidrokimyasal su tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. Sıcak ve mineralli suların diğer bir sınıflaması da başlıca anyonlara göre (Cl , HCO_3 , SO_4) yapılabilmektedir (Giggenbach, 1991). Bu sınıflamaya göre yöredeki sıcak ve mineralli sular kuyulardan elde edilmekte ve sülfat içeriği yüksek olarak bulunmaktadır. Bu sulardaki sülfat içeriğinin fazlalığı Sazak formasyonunun evaporitik ortam ürünü olan jipsli seviyelerinden kaynaklanmaktadır. Daha sık sondajlardan Neojen kayaçların oluşturduğu akiferlerden alınan sıcak sular ise soğuk yer altı suları ile belli oranlarda karışmaları nedeniyle seyreltik bikarbonatlı sular olarak gözlenmektedirler. Analiz sonuçlarına göre suların rezervuar kayacının karbonat tür bir kayaç olduğunu yansıtmaktadır. Nitekim Denizli Pamukkale yöresinde metamorfik kayaçlardan mermerler jeotermal kaynak sularına rezervuar ödevini görmektedir.

Çalışma alanı jeotermal suları için hazırlanan Ca-Na+K-Mg üçgen diyagramında (Şekil 5.6.) Pamukkale örneklerinden Plütonyum Kaynağında Na+K yönelmesi Na+K katyonlarının baskın katyon olduğunu göstermektedir. Bu durum olasıdır, çünkü artan sıcaklıklarda Na^+ değeri artmakta ve buna karşın ise Ca^{+2} ve Mg^{+2} içeriği azalmaktadır. Pamukkale örneklerinde Plütonyum ve Beltes kaynaklarında Ca^{+2} yönelimi söz konusudur, bunun sebebi ise bölgedeki kalsit içeren karbonat kayaçlarıyla etkileşime girmiş olmasıdır. Ancak Pamukkale örneklerinin Mg^{+2} ve Ca^{+2} oranlarının yüksek olduğu gözlenmektedir. Bunun sebebi buradaki sıcak su kaynaklarının içerisinde Ca^{+2} ve Mg^{+2} miktarı yüksek olan kayaçlarla sirkülasyon gösterdiklerinden dolayıdır. Alınan örneklerdeki suların kullanılabilmesi ve içilebilmesi açısından özellikleri SAR oranları yardımıyla hesaplanmış ve kullanılabilirliği belirlenmiştir.



Şekil 5.6. İnceleme alanındaki Ca-Na+K-Mg üçgen diyagramı

Çizelge 5.3. İnceleme alanındaki örneklerin su tipleri

Örnek no	LOKASYON	SU TİPİ
EU-1	Plutonyum Kaynağı	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
EU-2	Gelin Hamamı Kaynağı	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
EU-3	Beltes Kaynağı	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
EU-4	Jandarma Kaynağı	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
EU-5	Karahayıt	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AB-1	Pamukkale Özel İdare Kaynak	Ca-HCO ₃ -SO ₄
AB-2	Pamukkale Jandarma Kaynak	Ca-HCO ₃ -SO ₄
AB-3	Karahayıt Kaynak	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AB-4	Karahayıt Richmond Otel	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AB-5	Karahayıt Soğuk Su(Kutluca köyü)	Na-HCO ₃
AB-6	Gölemezli Sondaj 1	Na-Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AB-7	Gölemezli Sondaj 2	Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄
AB-8	Gölemezli Hamam	Ca-Na-SO ₄ -HCO ₃

5.3. Doygunluk indeksi

Farklı kullanım alanlarıyla insanlığa hizmet eden termal suların bir yerden bir yere taşınması sırasında kabuklaşma ya da korozyon gibi çok önemli sorunlar yaşanabilmektedir. Bu sorunların yaşanmasında suyun mineral doygunluğu, çökme ve çözülme özellikleri büyük ölçüde etkindir. Genellikle çökel ürünü olarak gözlenen kalsit, dolomit ve jips minerallerinin farklı sıcaklık değerlerinde mineral doygunluk indekslerinin hesaplanması ve diyagramının çizilmesi, bu sorunların önlenmesinde etkin rol oynamaktadır. Bunun için kullanılan mineral sıcaklık diyagramlarında Pozitif doygunluk indeksi suyun çökeltici özelliği, negatif doygunluk indeksi ise çözündürücü özelliğini ifade etmektedir.

Doygunluk indeksleri, jeotermal sistemde kayaç ile su arasında meydana gelen kimyasal dengelenmeyi değerlendirmede yararlıdır. Bu, hidrotermal alterasyona uğrayan kayaçları oluşturan minerallerin çözünürlüğü ve bu minerallerin aktiviteleri ile ilgili bilgilerin toplanması ile sonuçlandırılır. Çözümlerde iyonların, iyon çiftlerinin ve komplekslerin çok sayıda olması nedeniyle, her tip mineral ve bunların aktiviteleri için doygunluk indeksleri geliştirmek, yazılım programı kullanımını zorunlu kılmaktadır.

Çizelge 5.4. Çalışma alanında rastlanabilecek bazı minerallerin doygunluk indeksi
EU: (Bu çalışma), DK: (Kutlu, 2015)

Mineraller	EU-1	EU-2	EU-3	EU-4	EU-5	DK-1	DK-2	DK-3
Anhidrit	-0,64	-0,67	-0,66	-0,76	-0,56	-1,4	-1,46	-1,14
Aragonit	0,52	0,59	0,80	0,73	0,48	-0,18	-0,34	-0,07
Kalsit	0,66	0,72	0,94	0,86	0,61	-0,05	-0,20	0,06
Kalsedon	0,15	0,15	0,16	0,15	0,04	0,20	0,18	0,30
Kristolit	-6,56	-6,11	-4,77	-4,50	-5,02	-4,79	-5,30	-3,38
Dolomit	1,07	1,20	1,63	1,62	1,19	0,95	0,74	1,12
Jips	-0,47	-0,49	-0,49	-0,58	-0,45	-1,23	-1,29	-1,04
SiO ₂ (a)	-0,66	-0,66	-0,65	-0,66	-0,73	-0,61	-0,63	-0,47
Sepiyolit	-7,84	-7,52	-3,45	-6,42	-4,15	-6,59	-6,79	-2,71

Bu çalışma alanındaki sular doygunluk indekslerine göre incelendiğinde; EU-1 (Plütonyum Kaynak) örneğinde aragonit, kalsedon, dolomit ve kalsit haricindeki minerallerin doygunluğa ulaşamadığı gözleniyor. EU-2 (Gelin Hamamı) örneğinde ise kalsit, kalsedon, aragonit ve dolomit dışındaki minerallerin doygunluğa ulaşamadığı görülmektedir. EU-3 (Beltes Kaynağı) örneğinde de yine aynı şekilde kalsit, kalsedon, aragonit ve dolomit doygunluğa ulaşabilmişken anhidrit, jips, kristolit ve sepiyolit minerallerinin doygunluğa ulaşamadığı gözlenmektedir (Çizelge 5.4.). Çalışma alanının geneline bakıldığında kalsit, kalsedon ve dolomit mineralleri doygun olup, EU-5 (Karahayıt) örneğine bakıldığında ise genel olarak aragonit, kalsit, kalsedon ve dolomit minerallerinin doygunluk seviyesine ulaşabildiği görülmüştür.

5.4. Jeokimyasal Termometre Uygulamaları

Termal sular yer altında farklı sıcaklık ve basınç koşulların altında bulunur ve bulunduğu kayaç ile etkileşime girer. Bu etkileşim rezervuar kayacın mineralojisine bağlı olarak su kimyasını da değiştirir. Jeotermometreler su kimyasındaki bu değişimden yola çıkarak rezervuar sıcaklığını hesaplamaya yönelik oluşturulmuş denklemlerdir.

Jeotermometre eşitlikleri kullanılış şekillerine göre ikiye ayrılmaktadır. Bunlar; Birleşik (kombine) Jeotermometre uygulamaları ve Kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre uygulamaları da kendi içerisinde Silis jeotermometreleri ve katyon jeotermometreleri olarak ikiye ayrılır. Çalışma alanına ait rezervuar kayacın sıcaklığının belirlenmesinde Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, jeotermometrelerinden yararlanılmıştır.

5.4.1. Kimyasal jeotermometre uygulamaları

Çalışma alanında seçilmiş olan sıcak su örneklerinin, akifer sıcaklıklarını hesaplamada kullanılan bir diğer yöntem ise kimyasal jeotermometre uygulamalarıdır. Kimyasal jeotermometre eşitlikleri kullandıkları kimyasal reaksiyon açısından başlıca iki sınıfa ayrılmaktadır. Bunlardan biri; mineralin sıcaklığa bağlı çözünürlüğünü temel alan jeotermometre yani silis jeotermometreleri, diğeri ise çözülmüş iyonların sıcaklığa bağlı iyon takas (ion exchange) reaksiyonlarına dayanan jeotermometre yani katyon jeotermometreleridir (Na-K, Na-Ca, Na-K-Ca, K-Mg, Li-Na vb.)

5.4.1.1. Silis jeotermometreleri

Silis jeotermometreleri, silisin su içerisindeki çözünürlüğüne bağlı (Çizelge 5.5.) jeotermometrelerdir. Silisin çözünürlüğü sıcaklık ve basınç ile değişim gösterir. Silis minerali su içerisinde; kuvars, kalsedon, kristobalit, opal ve amorf gibi çeşitli formlarda bulunur. Bu formlar su içerisinde birbirinden farklı kinetik özellik gösterir. Bu farklılıktan yararlanarak haznekaya sıcaklığını tahmin etmede kullanılan silis jeotermometreleri her silis formu için farklı hesaplamalar içerir. Yüksek sıcaklıklarda akifer kayaktan yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenmektedir. Sıcaklığı 180°C'den düşük olan jeotermal sistemlere kalsedon jeotermometresi, 180°C'den daha yüksek jeotermal sistemlerde ise kuvars jeotermometresinin uygulanması daha uygun görülmektedir (D'Amore ve Arnorsson, 2000).

Çizelge 5.5. Silis jeotermometreleri ve bağıntıları (mg/l)

No	Silis SiO ₂ Jeotermometreleri	Jeotermometre Bağıntıları	Değinilen Belgeler
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 (Kuvars kond.soğ.)	$t=1112 / (4.91-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson vd., 1983
8	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1264 / (5.31-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson vd., 1983
9	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1021 / (4.69-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson vd., 1983
10	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1164 / (4.9-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson vd., 1983
11	SiO ₂ (Kuvars buhar kaybı)	$t=1498 / (5.7-\log \text{SiO}_2)-273.15$	Arnorsson vd., 1983

Kuvars çözünürlüğüne bağlı jeotermometreler, akifer (hazne) sıcaklığının saptanmasında geniş ölçüde kullanılmaktadır. Bu jeotermometreler 150-225°C sıcaklıklar arasında iyi sonuç vermektedirler. Daha yüksek sıcaklıklarda akiferden, yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelişi gözlenir. Bu nedenle sıcaklığı 225°C'nin üzerindeki rezervuarlardan gelen sularda gerçek sıcaklığı yansıtmaz. Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer sıcaklığına veya sıcak suyun yükselirken soğumasına dayanılarak hazırlanmıştır. Silisyumun sıcaklıkla çözünürlüğü artmaktadır. Silisin bu özelliğinden yola çıkılarak çeşitli sıcaklıklar için jeotermometre bağıntıları hazırlanmıştır.

5.4.1.2. Katyon jeotermometreleri

Bir çözeltideki iyonların başka iyonlarla yer değiştirmesinden yola çıkarak oluşturulmuş jeotermometrelerdir. Na/K jeotermometresi, Na-K-Ca jeotermometresi ve Magnezyum düzeltilmeli Na-K-Ca jeotermometresi katyon jeotermometrelerine birer örnektir. Her jeotermometre bağıntısı kendi içerisinde bulunduğu hidrojeokimyasal durumu yansıttığından, aynı element kullanılmasına karşın formüller doğmuştur. Katyon jeotermometreleri, belirli çözünmüş elementlerin oranlarını sabitleyen sıcaklık bağımlı değişik reaksiyonlarını esas almaktadır. Oluşum birlikteliği gösteren alkali feldispatlar arasındaki Na ve K değişimi katyon jeotermometrelerinin esas alındığı temel için verilebilecek en güzel örnektir. Na/K jeotermometreleri suda fazla miktarda Ca iyonu bulunuyorsa, rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında yüksek değerler verir. Na/K jeotermometrelerinin uygulanacağı sıcak suların pH değeri nötre yakın veya hafif alkali, karbonat çökelmelerinin oluşmaması, $\log (\sqrt{\text{Ca}/\text{Na}})$ değerinin 0.5'ten az olması koşulları aranmalıdır. Na/K jeotermometreleri, nötr ve alkali, alkali klorürlü, 180-350°C sıcaklıktaki rezervuardan gelen sularda iyi sonuçlar vermektedir (Tarcan, 2003). Na-K-Ca jeotermometrelerinde Ca/Na (mol/l) oranının birden büyük olduğu durumlarda Na/K jeotermometre bağıntıları, rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında çok yüksek değerler vermektedir (Çizelge 5.6.). Jeotermometrenin bu olumsuz yönünü gidermek için Fournier ve Truesdell (1973) tarafından aşağıdaki bağıntı geliştirilmiştir.

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log (\text{Na/K}) + \beta \log (\sqrt{\text{Ca/Na}}) + 2,24} - 273,15$$

Bağıntıda Na, K, Ca, mol/l olarak alınır. B bir katsayıdır. Eğer $\log (\sqrt{\text{Ca/Na}})$ değeri (-) ise $\beta=1/3$, (+) ise $\beta=4/3$ olarak bağıntıya konur. Ayrıca $\beta=4/3$ olarak hesaplanan rezervuar sıcaklığı 100°C 'den fazla ise $\beta=1/3$ alınarak rezervuar sıcaklığı tekrar hesaplanabilir.

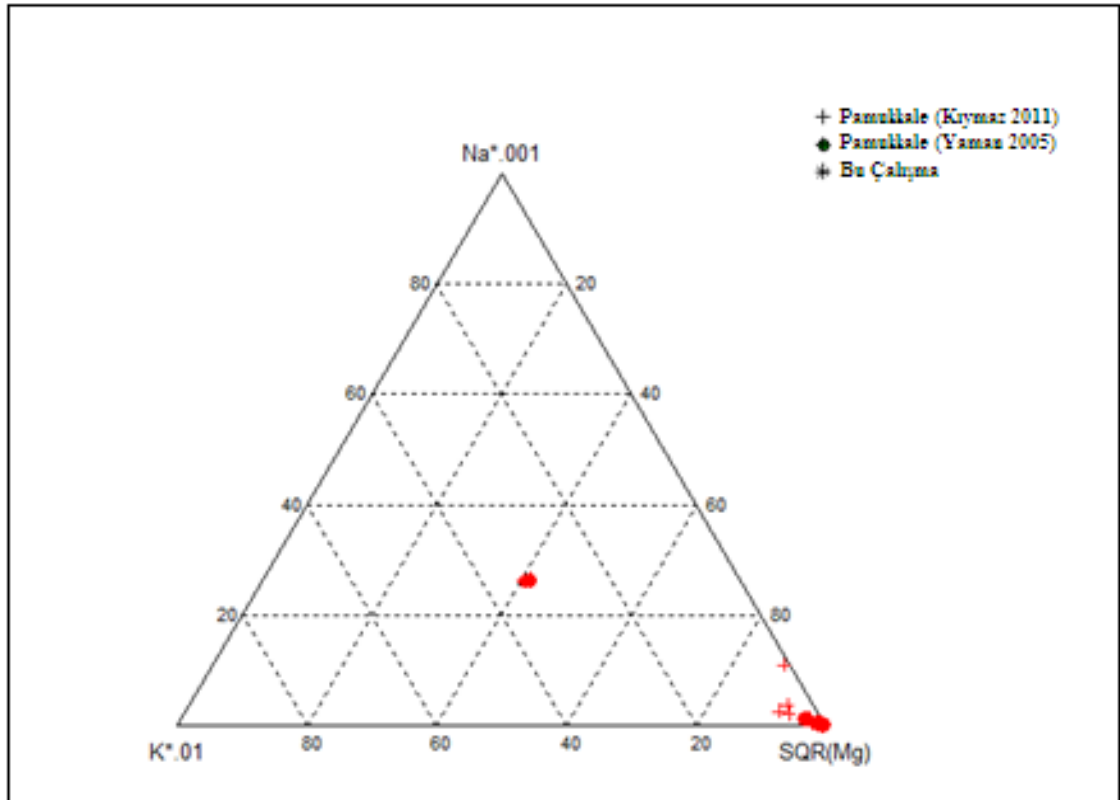
Çizelge 5.6. Na/K jeotermometreleri ve bağıntıları (mg/l)

No	Na/K Jeotermometreleri	Jeotermometre Bağıntıları	Değinen Belgeler
1	Na/K	$t=933 / (0.933+\log \text{Na/K})-273.15$	Amosson vd., 1983
2	Na/K	$t=1319 / (1.699+\log \text{Na/K})-273.15$	Amosson vd., 1983
3	Na/K	$t=777 / (0.70+\log \text{Na/K})-273.15$	Amosson vd., 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, 1979b
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 vd., 1983
8	Na/K (mmol)	$t=908 / (0.692+\log \text{Na/K})-273.15$	Fournier, 1979a
9	K/Mg	$t=4410 / (13.95-\text{K}^2/\text{Mg})-273.15$	Giggenbach vd., 1983
10	Li/Mg	$t=2200 / (5.470-\log(\text{Li/Mg}0.5))-273.15$	Kharaka ve Michard, 1981
11	Na/Li	$t=1590 / (0.779+\log(\text{Na/Li}))-273.15$	Kharaka vd., 1982
12	Na/Li (mmol) Cl<0.03	$t=1000 / (0.389+(\text{Na/Li}))-273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
13	Na/Li (mmol) Cl>0.03	$t=1195 / (0.130+\log(\text{Na/Li}0.5))-273.15$	Fouillac ve Michard, 1982
14	Na/Ca	$t=1096.7 / (3.08-\log(\text{Na/Ca}0.5))-273.15$	Tonani, 1980
15	K/Ca	$t=1930 / (3.861-\log(\text{K/Ca}0.5))-273.15$	Tonani, 1980

5.4.2. Birleşik jeotermometre uygulamaları

Giggenbach (1988) hazırladığı diyagramla suları içerdikleri Na, K ve Mg iyonlarının mg/l değerlerine dayalı olarak sınıflamıştır. Bu sınıflamaya göre; I.Bölgeye düşen sular; su–kayaç ilişkisi açısından kısmen dengede, II. Bölgeye düşen sular ise su–kayaç ilişkisi bakımından kimyasal dengelenmenin sağlanmamış olduğu sulardır. Giggenbach (1988)’ın hazırladığı bu diyagramı (Fournier, 1990) yılında revize etmiş ve diyagram şimdiki halini almıştır. Buna göre diyagram üç bölgeden oluşmaktadır. I.bölgede; su–kayaç ilişkisi bakımından dengede sular, II. Bölgede; Kısmen dengelenmiş sular, III. Bölgede; Ham sular bulunmaktadır. Fornier II. ve III. Bölgelerin ayrımını, oluşturduğu “Olgunluk Derecesi” (Maturity Index) kavramına dayandırmıştır. Olgunluk indeksi (MI) 2.0’ın altında bulunan sular ham sular sınıfına girerken (III. bölge), olgunluk indeksi değeri 2.0’ın üzerinde bulunan sular ise kısmen veya tamamen olgunlaşmış, su - kaya ilişkisi dengede olan sular sınıfına girmektedir (I ve II. Bölge). Burada bahsedilen olgunlaşma su–kayaç arasındaki kimyasal dengeye karşılık gelmektedir. Na-K-Mg jeotermometrelerinin sağlıklı sonuçlar verebilmesi için örneklerin mg/l değerlerinin diyagramda dengelenmiş sular sınıfına (I.bölge) düşmesi gerekmektedir.

Olgunluk İndeksi (MI) = $[0.315 \log (K^2/Mg)] - [\log (K/Na)]$ (Giggenbach, 1998)



Şekil 5.7. İnceleme alanındaki suların Na - K - Mg diyagramındaki görünümü ve su-kayaç denge sıcaklıkları (Giggenbach, 1988)

Na-K-Mg^{1/2} üçgen diyagramı solute termometre uygulamaları ile rezervuar sıcaklığı uygun jeotermal sular arasında açık ayırım yapmak için bir yöntem olarak Giggenbach (1988) tarafından önerilmiştir. Pamukkale jeotermal alanından gelen su örneklerinden Pamukkale ve Plütonyum “Ham Sular” sınıfına düşmektedir. (Şekil 5.7.).

5.4.3. Çalışma alanındaki jeotermometrelerin jeokimyasal değerdendirilmesi

Çalışma alanındaki rezervuar sıcaklığını anlamak için çalışma alanı jeotermal sularının hidrojeokimyasal analiz sonuçları değerdendirilmiştir. Çalışma alanında yapılan sıcaklık ölçümlerine göre; Plütonyum Kaynağı (EU-1); 34,8°C, Gelin Hamamı Kaynağı (EU-2); 34,7°C, Beltes Kaynağı (EU-3); 34,1°C, Jandarma Kaynağı (EU-4); 34,1°C, Karahayıt Kaynağı (EU-5); 44°C sıcaklıklar ölçülmüştür.

Na/K jeotermometrelerinden elde edilen akifer sıcaklıkları suların karışım oranlarına, su-mineral denge durumuna göre Pamukkale bölgesinde 90-261°C arasında sıcaklıklar hesaplanmıştır (Çizelge 5.7.). Değerdendirmeye alınan diğer noktada ise Karahayıt örneklerinde 51-242°C arasında değerdler ölçülmüştür. Karahayıt ve Pamukkale sahalarında daha yüksek sıcaklıklar ölçülmüş ve buradaki değerdlerin de birbirine yakın olduğu gözlenmiştir.

Çizelge 5.7. Çalışma alanındaki termal suların jeotermometre sonuçlar

Örn. No	Sıcaklık (°C)	Amorphous Silica	Cristobalite Alpha	Cristobalite Beta	Chalcedony	Quartz	Quartz Steam Loss	K/Mg Giggenbach 1983	Na/K Fournier 1973	Na/K Truesdel 1976	Na/K Fournier & Potter	Na/K Fournier 1979	Na-K-Ca Fournier 1979	Na-K-Ca-Mg Fournier 1979	Bu Çalışma
EU-1	34,8	-36	30	-15	48	80	83	72	218	219	265	241	145	65	
EU-2	34,7	-36	30	-15	49	80	84	72	219	220	266	242	146	66	
EU-3	34,1	-36	30	-15	49	80	84	73	215	216	263	239	144	64	
EU-4	34,1	-37	30	-16	48	79	83	73	215	216	263	239	147	48	
EU-5	44	-37	29	-16	48	79	83	58	289	283	319	289	187	45	
AB-2	33	6,24	229	2420	42,95	3,1	449,9	71,25	0,46	1,39	611,95	12,64	19,12	0,58	Kıymaz 2012
AB-3	52	6,39	113	2790	131,65	21,8	528,5	123,15	0,96	1,88	872,37	27,23	28,94	0,01	
AB-4	48	6,18	161	2810	124,3	17,25	440,75	95,3	1,6	2,21	879,72	51,61	21,32	0,05	
AB-5	23,9	8,01	287	448	86,4	0,65	3,77	0,48	0,22	0,34	11,12	5,57	5,1	13,53	
AB-6	67	6,89	194	2420	247,7	52,2	148,75	72	3,4	0,99	377,78	31,41	29,92	<0,01	
AB-7	69	6,69	144	3470	207,85	42,95	555,5	84,25	2,99	1,2	431,94	27,44	24,31	<0,01	
AB-8	59	6,28	253	4460	431,6	45,05	464,15	109,5	5,74	2,45	1664,2	70,84	59,03	<0,01	

5.5. İzotop Jeokimyasal Özellikler

İzotop, bir atomun aynı sayıda protona, buna karşın farklı sayıda nötrona sahip olan türevleridir. Atomun ağırlığı proton ve nötronların toplam sayısına bağlı olduğundan, aynı atomun izotopları farklı atomik ağırlıklara (atomic mass unit; amu: atomik kütle birimi) sahiptirler. Söz konusu atomik ağırlık farklılığı aynı atomun farklı izotoplarının fiziksel ve kimyasal süreçlerde farklı davranmasına neden olur. Bu durumun bir sonucu olarak; örneğin su molekülünü oluşturan hidrojen ve oksijen atomlarının farklı izotoplarının birbirine olan oranları değişmektedir. Anılan izotop oranlarındaki değişimin incelenmesi sonucunda her hangi bir suyun etkilendiği fiziksel ve kimyasal süreçler belirlenebileceği gibi farklı sular arasındaki olası karışımlar hakkında da yorumlamalar yapılabilir. İzotoplar; sıcaklık ve su kayaç etkileşimine hassasiyetlerinden dolayı jeotermal araştırmalarda etkin bir akifer izleme yöntemi olarak kullanılmaktadır. Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Tritiyum izotopları termal suların kökeni, yaşı, beslenme alanı, yüksekliği ve yer altında kalış sürelerini tahmin etmede kullanılır.

İnceleme alanı ve çevresinde yer alan kaynaklara ait sıcak su örnekleri Duraylı Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$), Döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve Tritiyum içerikleri bakımından incelenmiş, analiz sonuçları aşağıda verilmiştir. Bu verilere göre yeraltı suyunun dolaşım sistemi ve hidrojeolojik özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Pamukkale termal suların $\delta^2\text{H}$ değerleri -61,9 ile -51,8 arasında değişirken, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise -9,23 ile -5,84 arasında değişim göstermektedir. Çalışma alanındaki termal suların tritiyum içerikleri 0,7 ile 3,3 TU arasındadır. Hidrojen atomunun 1 proton ve 2 nötronlu izotopu olan tritiyum radyoaktif bir izotop olup; yarılanma ömrü 12,43 yıldır. Tritiyum izotopu çekirdekten elektron (P ışını) salınması ile yarılanır. Elektronların enerjisi düşük olup; doğal düzeydeki tritiyum derişimi insanlar için sağlık riski oluşturmaz. Duraylı izotoplardakinden farklı olarak tritiyum izotop miktarı bir derişim birimi olan TU (tritium unit: tritium birimi) ile ifade edilir, 1 TU, 10^{18} hidrojen atomundan birisinin H olduğunu ifade etmektedir. Atmosferik nemdeki tritiyumun doğal ve antropojenik olmak üzere başlıca iki kaynağı vardır.

Doğal tritiyum izotopu atmosferin üst tabakasında (stratosfer) kozmik 90 kökenli nötronların 5 N izotopuna çarparak onu 5 C ve 8 H'e ayrıştırması ile oluşmaktadır. Doğal yoldan atmosfere yayılan tritiyumun yağış suyundaki eşdeğeri 1 O TU 'dir.

Atmosferdeki trityumun bir bölümü antropojenik kaynaklı olup; özellikle 1950'li yıllarda başlayan ve 1963 yılında uluslararası antlaşmalar ile yasaklanan atmosfere açık yerüstü termonükleer bomba denemeleri sonucunda oluşmuştur. Bu yolla trityum üretimi 1963 yılında 1.000 TU düzeyine ulaşmış olup; 1963 yılından günümüze değin doğal yarılanma yoluyla azalmıştır. Günümüz atmosferik neminde trityum derişimi doğal fon (natural background) değerine (1 O TU) yaklaşmıştır.

Radyoaktif olan trityum sürekli bozunmaya uğraması nedeniyle belirli bir bölgede yer altı suyunu besleyen yağışın trityum içeriğinin bilinmesi durumunda, yeraltı suyunun ağırlıklı ortalama yaşının belirlenmesi ve/veya farklı yer altı sularının karışımına ilişkin öngörülerde bulunulması mümkün olmaktadır (Tezcan, 1992).

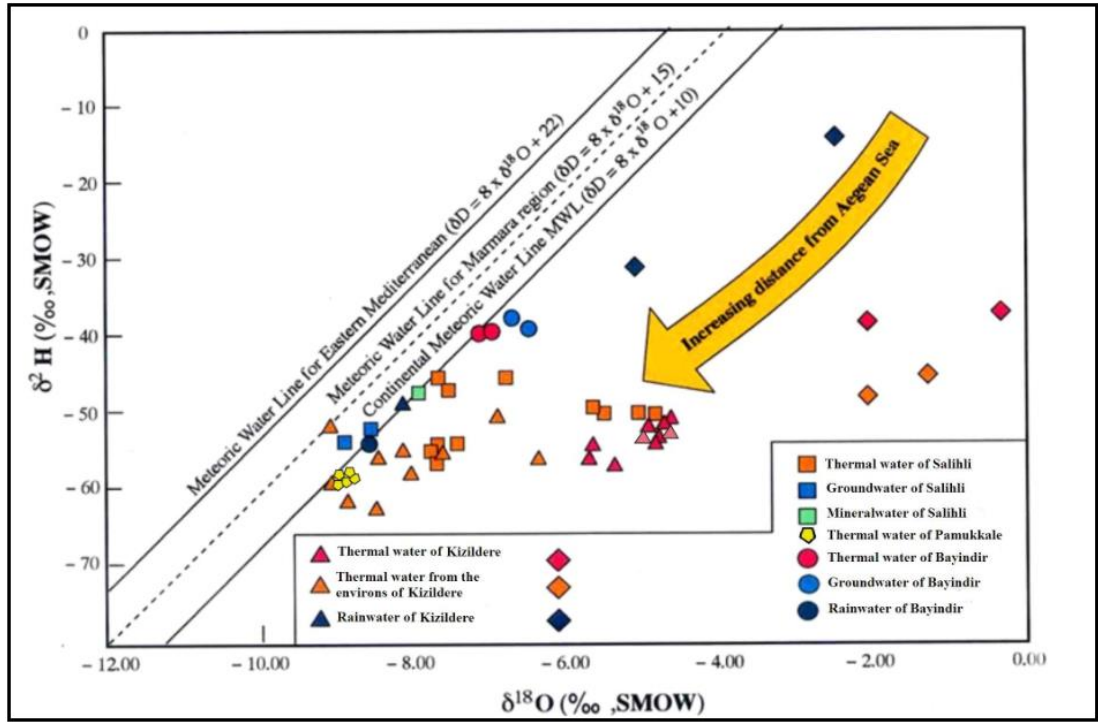
Bu çalışmada global meteorik su doğrusu, Marmara meteorik su doğrusu, Akdeniz meteorik su doğrusu kullanılmıştır. Su doğrularının denklemleri ve referansları aşağıdaki gibidir.

Global Meteorik Su Doğrusu; (GMWL); $\delta D = 8 * \delta^{18}O + 10 \text{ ‰ (SMOW)}$ (Craig, 1961)

Akdeniz Meteorik Su Doğrusu; $\delta D = 8 * \delta^{18}O + 22 \text{ ‰ (SMOW)}$ (Gat & Carmi, 1970)

Marmara Meteorik Su Doğrusu; $\delta d = 8 * \delta^{18}O + 18 \text{ (SMOW)}$

İnceleme alanı içerisinde yer alan izotop analizi yapılmış sular grafiğe aktarılmıştır (Şekil 5.8.). Buna göre inceleme alanının yakınında bulunan Gölemezli ve Karahayıt - Pamukkale jeotermal alanlarındaki sular meteorik kökenlidir. Alanda su kayac etkileşiminin Gölemezli ve Karahayıt - Pamukkale jeotermal alanlarındaki termal sulardan uzun sürmesine ve farklı özellikte olmasına bağlı olarak $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleştiği ve bir doğru üzerinde yer aldığı belirlenmiştir. Clark ve Fritz (1997), kıtasal bölgelerde trityum izotopu içeriği 0,8 - 4 TU olan suların güncel ve eski suların karışımı olduğunu belirtmiştir.



Şekil 5.8. Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal sularında δD ve $\delta^{18}\text{O}$ izotopu ilişkisi (Sarı daireler; Pamukkale ve yakın çevresidir. Özgür vd., 2017)

6. TARTIŞMALAR

6.1. Pamukkale Jeotermal Alanında Olası Isı Kaynağı, Jeotermal Sistem Ve Tektonik Arasındaki İlişki

Türkiye'nin batısında D-B yönlü uzanım gösteren grabenler mevcuttur. Türkiye'nin önemli jeotermal alanlarının çoğu, bu grabenlerin kenarlarında yer almaktadır. Büyük Menderes grabeni bunlardan biri ve D-B uzanımlı olup Denizli'nin doğusundan başlayarak Ege Denizi içinde devam ederek yaklaşık 200 km'ye kadar ulaşır. Menderes Masifi'nin ortaya çıkması Neojen döneminde birbiri ardına meydana gelen faylar boyunca oluşmuştur. Güncel çalışmalar, Menderes Masifi'nin iki veya daha fazla oluşum süreci yaşadığını göstermektedir Menderes Masifi metamorfik kayaçlarının yükselmesini ve böylece ortaya çıkışını graben gerilme tektoniği ve trans-gerilmeli fay sistemlerinin bir sonucu olarak yorumlamaktadır.

Menderes masifi içindeki litostratigrafik birimler; Pan-Afrikan temeldeki çekirdek serisi ve Paleozoyik-Erken Tersiyer metasedimentlerini içeren örtü serisi olmak üzere iki tektono-metamorfik birime ayrılırlar. Prekambriyen-Kambriyen yaşlı olan Pan-Afrikan orojenezi ile ilişkili çok fazlı deformasyon ve metamorfizmaya sahip "çekirdek serisi" gözlü gnayslar, metagranitler, yüksek dereceli şistler, paragnayslar ve eklojit kalıntıları içeren metagabrolardan oluşur. Masifin çekirdeğinde en fazla egemen olan ve en fazla yayılıma sahip litolojiyi oluşturan gözlü gnayslardır.

Pamukkale (Denizli) jeotermal alanı, Batı Anadolu Bölgesinin Denizli ilinin Büyük Menderes Graben sistemi içinde ülkemizin en önemli alanlarından biridir. Araştırma alanı, Büyük Menderes Grabeninin GD kısmında bulunmaktadır. Denizli Pamukkale sıcak su kaynakları bölgede yer alan horst-graben dokanaklarında oluşan fay ve kırık sistemleriyle yakından alakalıdır.

6.2. Çalışma Alanının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal Ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma alanında yoğun genç tektonik etkiler sonunda gelişen eklem takımları, çatlaklar ve faylar nedeniyle ikincil gözeneklilik ve geçirimsizlik kazanan kayalardan kireçtaşı, mermer ve kuvarsit bulunmaktadır. Sahada, üçüncü rezervuar kayayı bulmak olasıdır. Belirlenen iki rezervuar vardır. Bu rezervuarlar Sazak ve İğdecik Formasyonlarında bulunmaktadır. Kızılburun, Kolonkaya ve Tosunlar formasyonları da çalışma alanında geçirimsiz temel ve örtü kayaçları oluşturmaktadır. Pamukkale ve yakın çevresi jeotermal suları $Ca > Na + K > Na$ baskın katyonlar ve $HCO_3 > SO_4 > Cl$ baskın anyonlar olarak sınıflandırılabilir. Majör anyonlar $Cl-SO_4-HCO_3$ diyagramı baz alındığında (Giggenbach, 1998), bu üçgen diyagramı jeotermal suları sınıflandırmak için kullanılır. Diğer sıcak sular ise Na, Ca, SO_4 ve HCO_3 sularıdır. Sıcak ve mineralli suların diğer bir sınıflaması da başlıca anyonlara göre (Cl , HCO_3 , SO_4) yapılabilmektedir.

Çalışma bölgesindeki sular doygunluk indekslerine göre incelendiğinde Pamukkale Kaynak, Plütonyum Kaynak ve Karahayıt (Pamukkale) Kaynak mineral doygunluk indeksleri dikkate alındığında birbirlerine yakınlık göstermektedirler. Yapılan bu çalışmada elde edilen analiz sonuçlarına göre Denizli Karahayıt Jeotermal sıcak su kaynakları; $Mg-HCO_3-SO_4$, $Mg-HCO_3-SO_4$, $Mg-SO_4-HCO_3$ su tipleri içerisinde yer almaktadır. Pamukkale ve yöresi jeotermal sularının kökenlerinin izotop çalışmaları dikkate alındığında meteorik kökenli sular oldukları ortaya çıkmaktadır. Tabanda yer alan mağmatik kayaçlardan Denizli volkanitleri ise ısıtıcı kayaç ödevini görmektedir. Isınan sular konveksiyon akımlarla yukarıya yükselerek karbonatlı kayaçlardan mermerler içerisinde depolanmaktadır Jeotermal sular $56,3^{\circ}C$ ile $95^{\circ}C$ arasında değişen yüzey sıcaklıklarına sahiptir. Sülfat içeriğinin fazlalığı Sazak formasyonunun evaporitik ortam ürünü olan jipsli seviyelerinden kaynaklanmaktadır. Denizli İli Pamukkale yöresinde bulunan jeotermal kaynakların sıcaklıkları itibariyle en uygun kullanım alanı sağlık turizmidir.

6.3. Pamukkale Yöresi Jeotermal Sularının Hidrojeolojik Modellemesi

Pamukkale ve yakın çevresi yaklaşık olarak 18 km² olan bir alandan oluşmaktadır ve jeolojik olarak alanda Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar Pliyosen yaşlı sedimanter kayalar bulunmaktadır (Şekil 6.1.). Kayalar içinde jeotermal rezervuarlarının oluşumu için az geçirimli örtü kayalarının yanı sıra birincil ve ikincil permeabilite oldukça önemli rol oynamaktadır. Çalışma alanında birincil permeabilite ile Sazak Formasyonu kireçtaşları ve ikincil permeabilite ile mermer, kuvarsit ve kuvarşistlerden oluşan ardalımalı İğdecik Formasyonu kendisini göstermektedir. Böylece jeotermal su rezervuarlarının oluşumunu aşağıdaki gibi açıklayabiliriz.

1-) Sazak Formasyonunda bulunan kireçtaşlarının oluşturduğu jeotermal rezervuar: Bu rezervuarda Pliyosen yaşlı Tosunlar Formasyonu ve Kolonkaya Formasyonu geçirimsiz örtü kayaları oluşturmaktadır. Sazak Formasyonu içinde Alt Pliyosen yaşlı geçirimli kireçtaşları ilk rezervuarı oluşturmaktadır. Ve Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun Formasyonunda geçirimsiz taban kayalarını oluşturur. Burada Sazak Formasyonuna ait kireçtaşlarında bulunan jeotermal su rezervuarı yaklaşık 800 m derinde bulunmaktadır ve 400 m kalınlık 150-198°C değişen sıcaklık göstermektedir.

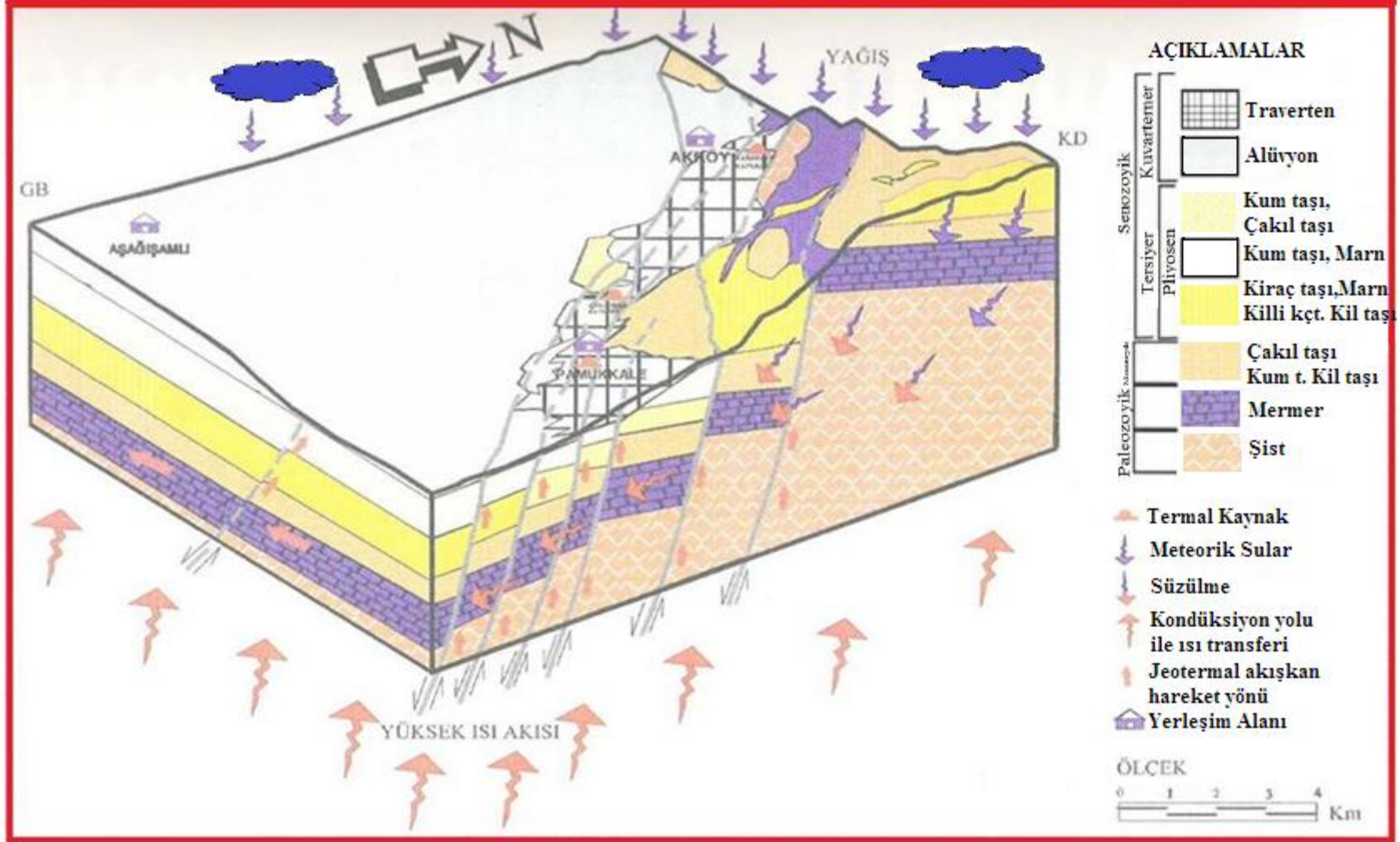
2-) İğdecik Formasyonunda ardalımalı olarak mermer - kuvarsit - kuvars bulunan jeotermal su rezervuarında Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun Formasyonunda geçirimsiz örtü kayalarını oluşturmaktadır. Buna karşın Paleozoyik yaşlı ve geçirimsiz olan taban kayalarında temeli oluşturmaktadır. İğdecik Formasyonunda oldukça iyi gelişmiş çatlak sistemi bulunmaktadır. Burada sıcak su rezervuarı 1.700 - 2.000 m derinlikte bulunmaktadır. 250°C kadar olan sıcaklığa sahiptir.

3-) Gnayslardaki jeotermal su rezervuarı: Gnayslar burada az geçirimli olan mikaşistler tarafından örtülürler. Mikaşistler rezervuarın örtü kayası olarak değerlendirilebilirler.

4-) Pamukkale çalışma alanında meteorik sular yeryüzünden aşağıya doğru süzülürler. Bunlar 3.000-5.000 m arasında değişen derinlikte fay zonlarına doğru ilerlerler. Ve hareketleri Sazak ve İğdecik Formasyonları üzerinde olmaktadır. Burada bulunan sular magma kaynağı tarafından ısıtılırlar. Daha sonra 2-4 km derinde bulunan magma kaynağı bir reaksiyon zonu oluşturmaktadır.

Büyük Menderes rift zonunda kalk-alkali, bazik ve orta volkanik kayalar Denizli ve Söke arasında bulunurlar ve bunlar Üst Pliyosen yaşıdır. Buna karşın Kula yöresinde 7,5 milyon yıl ile 18.000 yıl arasında değışen yaşlara sahip Kula volkanizması bulunmaktadır. Bu volkanizma yörede bulunan jeotermal suların ısıtılmasında önemli rol oynamış bulunmaktadır.

5-) Derinde bulunan suların magma tarafından ısıtılmış kayalarla yoğun etkileşimi söz konusudur. Bu etkileşim esnasında CO₂, SO₂, HCl, H₂S, HBr ve HF gibi uçucu bileşenler magmadan ayrılarak gaz fazında jeotermal sulara ulaşmaktadır. Burada alterasyona uğrayan kayalar, gazlar ve sirkülasyon yapan sular arasında dengelenme olayları meydana gelmektedir. Daha sonra yukarıya doğru hareket eden sular CO₂, H₂S ve NaCl gibi bileşimler ihtiva etmektedir. Hidrotermal konveksiyon ısıtılan sulara baskı uygulamaktadır ve böylece bu sular az olan yoğunlukları dolayısıyla yeryüzüne ulaşmaktadır. Bunlar böylece tektonik zayıf zonlarda pH nötr sıvılar olarak gaz ve buhar şeklinde yeryüzüne çıkmaktadır. Bu yüzden bizde bu suları yeryüzünde özellikle jeotermal kaynaklar olarak vermekteyiz.



Şekil 6.1. Pamukkale jeotermal sisteminin basitleştirilmiş hidrojeolojik oluşum modeli (Günay vd., 1996'dan düzenlenmiştir.)

6.4. Pamukkale Travertenlerinin Oluşum Süreçleri Ve Koruma Yöntemleri

Travertenler, tatlı suların çökelttiği karbonat minerallerinden oluşan tortul kayaçlar olduğunu, su kaynaklarının fizikokimyasal özelliklerine bağlı olarak daha çok yerel ölçeklerde, kaynak ağızlarında ve derelerde oluştuğundan bahsettik. Bölgede yer alan jeolojik birimler geçirimli, yarı geçirimli ve geçirimsiz olmak üzere üç gruba ayrılmıştır. Geçirimli birimler; mermer (Paleozoyik), kristalize kireçtaşı (Mesozoyik), traverten ve alüvyondur (Kuvaterner). Pliyosen çökelleri içinde yer alan ve başlıca kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marn ardalanmasından oluşan Sazak formasyonu, özellikle kalın kireçtaşı nedeniyle yarı geçirimli özellik göstermektedir. Pamukkale bölgesindeki geçirimsiz kayaç topluluğu ise mikaşistler (Paleozoyik) ve genellikle killi birimlerden oluşan çökellerdir (Pliyosen). Çalışma alanı ve yakın çevresinin Şimşek (1984) temel alınarak genelleştirilmiş hidrojeolojik haritası (Şekil 5.2)'de verilmiştir.

Pamukkale traverten alanında kalsiyum bikarbonat $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ karakterinde olan yeraltısuyunun kimyasal bileşimi ve yüksek karbondioksit kısmi basıncı atmosferik koşullarda traverten oluşumuna neden olmaktadır. Doğal suların içerdikleri kalsiyum karbonat miktarı doğrudan doğruya pH değerleri ile ilişkilidir. Bu suların pH değerlerini denetleyen temel faktör ise karbondioksit kısmi basıncıdır (pCO_2). Sıcak suların derin dolaşıma katılarak volkanik kökenli CO_2 gazı kazanmaları sonucu yüksek (pCO_2)'ye sahip olmaları, sıcak suların boşalım ağızlarında daha yüksek miktarlarda traverten çökelimine neden olmaktadır. Pamukkale traverten alanını oluşturan ana kaynaklarda, kaynaktan olan uzaklıklaki pH ve CO_2 değişimi arasında ters orantılı bir ilişki söz konusudur (Ekmekçi vd., 1995,)

Bilindiği gibi Pamukkale traverten alanı, sıcak suların su kanalları vasıtasıyla, kaynaktan itibaren travertenlere taşınıp, burada kısmi karbondioksit basıncının azalması ve suyun soğuyarak çökelimin sağlanmasıyla traverten yüzeyinde yayılan akışı ile beyazlatılmaktadır. Sıcak suyun verildiği bölgeler günlük olarak değiştirilmekte ve 24 saat akması sağlanarak beyazlatma çalışması yapılmaktadır. Travertenler uygulanan uranyum serisi yaş yöntemi, Pamukkale bölgesindeki travertenlerin değişik lokasyonlarda en az 400.000 yıldan bu yana oluşmaya devam ettiklerini ortaya koymuştur.

Bölgede traverten oluşturan suların yüzeye çıkmasını sağlayan açılma çatlakları yaklaşık olarak 0,02 ile 0,1 mm/yıl oranında doğrultuya dik yönde açılırken, yaklaşık 20mm/yıl oranında da doğrultu yönünde açılırlar. Pamukkale bölgesi son 200.000 yıldan bu yana KD-GB yönünde yılda 0.23 mm ile 0.6 mm arası açılmaktadır (Altunel, 1996).

Periyodik olarak yapılan kirlilik analizleri, termal su kaynaklarının alg-yosun üremesi için yeterli miktarda azot ve fosfat türevi maddeleri içerdiğini göstermiştir. Bu maddeleri içeren termal suyun ışık alması sonucunda, hızlı bir alg-yosun üremesi meydana gelmektedir. Alglerin üredikten sonra ışıksız bir ortamda 10 gün süre ile yaşayabildikleri göz önüne alınırsa, bu şekilde kirletilmiş sularda yosunlaşmanın engellenmesinin ancak tamamen ışıksız bir ortamın sağlanmasıyla mümkün olabileceği görülür. Termal suların traverten çökeltme sürecinde birincil öneme sahip CO₂ gazının kontrol edilmesi ve yosunlaşmada temel etken olan ışığın kanallara girmesinin engellenmesi amacı ile kanalların üzeri beton ve ahşap kapaklarla kapatılmıştır. Bu uygulama, kanal içinde yosun oluşumunun büyük bir kısmını engellemiştir (Acar 2008).

KAYNAKLAR

- Acar, D., 2008, Jeoparklar: Pamukkale Örneği, Kültür Ve Turizm Bakanlığı Yatırım ve İşletmeler Genel Müdürlüğü, Uzmanlık Tezi, S. 60-67, Ankara.
- Agostini, S., Tokcaer, M., Yılmaz Savaşçın, M., 2010. Volcanic rocks from Foça Karaburun and Ayvalık lesves grabens (Western Anatolia) and their petogenic-geodynamic significance. Turkish journal of Earth Sciences 19, S. 57-184.
- Akan, B., 2002, Afyon Ömer-Gecek Sıcak Su Akiferi Hidrojeolojik Modeli, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, S. 90.
- Alpman, N. 1963, Batı Anadolu tabii sıcak suları, içmeleri ve maden sularının teknik envanteri M.T.A. Rap. No. 3629 (yayınlanmamış). Ankara.
- Altunel, E., Hancock, P.L., 1993, „Pamukkale Travertenleri Kaç Yaşında. Tübitak Bilim ve Teknik Dergisi 308, S. 496-498, Ankara.
- Altunel, E., 1996, Pamukkale Travertenlerinin Morfolojik Özellikleri, Yaşları ve Neotektonik Önemleri, MTA Dergisi 118, S. 47-64, Ankara.
- Arnórsson S, Gunnlaugsson E, and Svavarsson H., 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochim. Cosmochim. Acta 47, S. 567–577.
- Atiker, M., 1993, Pamukkale:TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi, 26, 308, S.495-98.
- Başel K.D., Serpen Ü., Satman A, 2009, Türkiye Jeotermal Kaynak Potansiyeli Jeotermal Enerji Semineri, S. 24, Ankara.

- Bello, A.O., 2013, Simav ve yakın çevresi jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans çalışması S. 24-45.
- Bilgin, A., 1978. Denizli-Babadağ Dolayının Jeolojisi Petrorafisi ve Petrolojisi Doktora tezi., Atatürk.Üniversitesi, Fen Fakültesi, Erzurum , 124 S.
- Bozcu, M., 2010, Geology of Neogene basins of Buldan-Sarıcaova region and their importance in Western Anatolia neotectonics. International Journal of Earth Sciences, vol. 99, no.4, S. 851-861.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. Journal of the Geological Society London, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997a. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. Bulletin de la Societe Geologique de France, 168, 1, 3-14.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneiss of southern Menderes massif, western Turkey and their tectonic significance. International Journal of Earth Sciences, 86, 109-119.
- Bozkurt, E., Park, R.G. 1999. The structure of the Paleozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the Main Menderes metamorphism and its relation to the Lycian Nappes. Geodinamica Acta, 12, 25-42.
- Bozkurt E. ve Oberhansli, R., 2001, Menderes Massif (western Turkey): Structural, Metamorphic and Magmatic Evolution- aSynthesis. International Journal of Earth Sciences, 89, S. 679-708.

- Bozkurt E., Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two stage extension in Western Turkey. *Geological Magazine* 141, S. 63-79
- Bozkurt E., Satır, M., Buğdaycıoğlu, Ç., 2011. Surprisingly young Rb/Sr ages from the Simav extensional detachment fault zone, northern Menderes Massif, Turkey. *Journal of geodynamics* 52, S. 406-431.
- Candan, O., 1995. Menderes Masifinde kalıntı granolit fasiyesi metamorfizması. *International Journal of Earth Sciences* 4, S. 35-55.
- Candan, O., 1996, Çine Asması'ndeki (Menderes Masifi) Gabroların Metamorfizması ve Diğer Asmasılarla Karşılaştırılması, *Doğa-Türk Yerbilimleri Dergisi*, 5, S. 123-139.
- Candan, O., Dora, O.Ö., 1998. Granulite, eclogite and blueschists relics in the Menderes Massif: an approach to Pan-African and Tertiary metamorphic evolution. *Geol. Bull. Turkey* 41, S. 1-35.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F.C., Dürr, S., 2001. Pan-African high-pressure metamorphism in the Prekambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.* 89, S. 793-811.
- Canik, B., 1978, Denizli - Pamukkale sıcak su kaynaklarının sorunları. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 5, S. 29-33.
- Cavazza, W., Okay, A.I. & Zattin, M., 2009, Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ metamorphic core complex (Western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 98, 1935–1947.
- Cavazza, W., Federica, I., Okay, A.I., Zattin, M., 2011. Apatite fission-track thermochronology of the Western Pontides (NW Turkey). *Rapid communication Geological Magazine*, S. 1-8.

- Chafetz, H. ve Folk, R.L. 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, S. 289-316.
- Clark, I.D. ve Fritz, P., 1997, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis, 327 S
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society London*, 155, 759-772.
- Craig 1961, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, In; E Tongiorgi (ed.), *Nuclear Geology in Geothermal Areas*, CNR, Pisa, S. 17-53.
- D'Amore, F., and Arnórsson, S., 2000: Geothermometry. In: Arnórsson, S. (ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. International Atomic Energy Agency, Vienna, S. 152-199.
- Dannat, C., Reischmann T., 1998. Single zircon ages of migmatites from the Menderes Massif, SW Turkey. Programm des Workshop "Das Menderes Massiv (Türkei) und seine Nachbargebiete, Mainz, S. 68.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1992. Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni* 35, S. 1-14.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, H., Oberhänsli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: *Proceedings of the International Earth Sci. Col. On the Aegean Region* (Pişkin Ö., Ergün, M., Savaşın M.Y, Tarcan, G. -eds), S. 53-72, İzmir.
- Dora, O.Ö., Candan, O., O, Kaya., Koralay, E., Dürr, S., 2001, Revision of Leptitegneiss in the Menderes Massif: a supracrustal metasedimentary origin In: *Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution* (Bozkurt, E., Oberhänsli, R.-eds), *Int. J. Earth Sci.*, 89, S. 832 - 847.

- Ekmekçi, M., Günay, G., Şimşek, Ş., Yeşertener, C., Elhatip, H., ve Dilsiz, C., 1995, Pamukkale sıcak sularının traverten çökeltme özelliklerinin CO₂ kaybı-çökeltme kinetiği ilişkileri açısından irdelenmesi, *Yerbilimleri Dergisi* 5, 17, S. 101- 113.
- El Desouky, H.A. ve diğerleri, 2015, Novel applications of fluid inclusions and isotope geochemistry in unravelling the genesis of fossil travertine systems, *The Journal Of International Association Of Sedimentologists, Sedimentology* 62, S 27–56.
- Erentöz, C., Ternek, Z., 1968. Türkiyede Termomineral Kaynaklar Ve Jeotermik Enerji Etüdları, Maden Tetkik Ve Arama Enstitüsü, S. 1-5, Ankara.
- Erişen, B., 1971, Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermal Enerji İmkanları, M.T.A Raporu, No:4665.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2010. Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW trending superimposed Selendi basin: implication for late Cenozoic Crustal extension in Western Anatolia. *Tectonophysics* 488, S. 210-232.
- Ford, T.D. ve Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertines deposits of the world. *Earth Sciences Reviews* 41, S. 117-175.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.H. 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, *Geochim Cosmochim. Acta*, vol. 37, S. 515-525.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems, *Geothermics* 5, S. 41-50.
- Fournier, R.O., 1979a: A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geothermal Res. Council Trans.* 3, S. 221-224.

- Fournier, R.O., 1979b: Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems. *J. Volc. & Geoth. Res.*, 5, S. 1-6.
- Fouillac, C., Michard, G., 1981, Sodium/lithium ratios in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics* 10 P. 55-70.
- Fridleifsson, Ingvar B.; Bertani, Ruggero; Huenges, Ernst; Lund, John W.; Ragnarsson, Arni; Rybach, Ladislaus (2008-02-11), O. Hohmeyer and T. Trittin, ed., The possible role and contribution of geothermal energy to the mitigation of climate change (PDF), IPCC Scoping Meeting on Renewable Energy Sources, Luebeck, Germany, S. 59–80.
- Giese, L. 1997, Geochemical and environmental geological aspects of the production and reinjection of thermal fluids for the use of geothermal energy at the example of the geothermal field of Kızıldere and its surroundings, W. Anatolia/Turkey. Dissertation, Freie Universität Berlin, 201 S.
- Giggenbach, W. F., 1983, Gonfiantini, R., Panichi, C., Geothermal Systems. In: International Atomic Energy Agency, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Tech. Report Series No. 91, IAEA, Vienna, P. 359-379.
- Giggenbach, W.F., 1988. "Geothermal solute equilibria - Derivation of Na-K-Mg-Ca Geothermometers. *Geochim Cosmochim Acta* 52, S. 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991: Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F. (coordinator), Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, Rome, S. 119-144.
- Gökalp, E., 1971, Pamukkale (Denizli) bölgesinin jeoloji ve hidrojeoloji etüdü: MTA Rap., 4561, 18 S. (yayımlanmamış).

- Gökgöz, A., 1998, Geochemistry of the Kizildere-Tekkehamam-Buldan-Pamukkale geothermal fields, Turkey, Geothermal Training in Iceland 1998, pp. 115-156.
- Georgsson, L.S. (Ed.), United Nations University Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland , Tarcan, G., 2005, Mineral saturation and scaling tendencies of waters discharged from wells (>150°C) in geothermal areas of Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 142, 263-83
- Göktaş, F. 1990. Denizli M22-b1, b2, b3, paftalarının jeolojisi; MTA Rap. no. 9114, (yayımlanmamış) Ankara.
- Guo, L. ve Riding, R., 1998, Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolino Terme, Italy: Sedimentology, 45, S. 163-180.
- Günay, G., Şimşek, Ş., Keloğlu, N., Elhatip, H., Yeşertener, C., Dilsiz, C., Güner, İ. N., Bektaş, D., Öncel, E., 1994. Pamukkale Koruma Amaçlı İmar Planında Öngörülen Travertenlerin Korunması ve Geliştirilmesi İle İlgili Bilimsel Teknik Araştırmalar ve Müşavirlik Hizmetleri (I), 132 s, Beytepe-Ankara,
- Günay, G., Şimşek, Ş., Keloğlu, N., Elhatip, H., Yeşertener, C., Dilsiz, C., Güner, İ. N., Bektaş, D., Öncel, E., 1995. Pamukkale Koruma Amaçlı İmar Planında Öngörülen Travertenlerin Korunması ve Geliştirilmesi İle İlgili Bilimsel Teknik Araştırmalar ve Müşavirlik Hizmetleri (II), 83 s, Beytepe-Ankara,
- Günay, G., Şimşek, Ş., Keloğlu, N., Elhatip, H., Yeşertener, C., Dilsiz, C., Güner, İ. N., Bektaş, D., Öncel, E., (1996) Pamukkale Koruma Amaçlı İmar Planında Öngörülen Travertenlerin Korunması ve Geliştirilmesi İle İlgili Bilimsel Teknik Araştırmalar ve Müşavirlik Hizmetleri (III), 104 S., Beytepe Ankara.
- Güner, İ.N., Elhatip, H., 1999, Pamukkale Yöresi (Denizli) Termal Kaynakların Hidrokimyasal ve İzotopik İncelenmesi. Niğde Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi 3, S. 35-47.

- Güneş, C., 2006. Gediz Kaplıcaları'nın (Kütahya) Hidrojeolojik ve Hidrojeokimyasal Değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, İzmir, 170 s.
- Janssen, A., Swennen, R., Podor, N. ve Keppens, E. 1999, Biological and diagenetic influence in recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sedimentary Geology* 126, S. 75-95.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., and Troesch, M., 1995a, Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 639-654.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O., 1995b, Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23, 455-458.
- Hetzel, R., Reischmann, T. 1996. Intrusion age of Pan- African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133,P. 565-572.
- Hetzel, R., Romer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W. 1998. Geology of the Bozdağ area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geologische Rundschau*, 87, 394-406.
- Kele S. Özkul M. Fórizs I. Gökgöz A. Baykara M.O. Alçiçek M C. Németh T. 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidence of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology* 238, 191-212
- Keskin, B., 1972. Kızıldere Jeotermal sahası jeokimyasal analizleri ve 3. Rezervuar varlığı hakkında rapor, MTA Rapor No: 785, 180 S. Ankara.
- Kharaka, Y.K., Lico, M.S.,and Law, L.M., 1982, Chemical geothermometers applied to formation waters, Gulf of Mexico and California basins (abs.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66,588.

- Kıymaz, İ., 2012, Karahayıt (Denizli) yöresinin jeotermal potansiyeli. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 46 S.
- Koçak, A., 1976, Denizli–Pamukkale ve Karahayıt Kaplıcalarının Hidrojeoloji Etütü: MTA Rap. No:5670, 21 S., Ankara.
- Koçan, B., 1999, Kaklık – Kocabaş (Denizli) Kömürcüoğlu Traverten Sahasının Jeolojik ve Fiziko – Mekanik Özelliklerinin İncelenmesi, Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 55S.(yayımlanmamıştır).
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. Journal of the Geological Society, London, 156, 605-616.
- Koralay, O. E., Satır, M. and Dora, O. Ö.,1998, Geochronologic Evidence of Triassic and Precambrian Magmatism in the Menderes Masif, West Turkey, 3rd Int. Turkish Geol. Symp., Abstracts, S. 285, Ankara.
- Kutlu, Ş. D., 2015, Pamukkale (Denizli) Ve Yakın Çevresi Jeotermal Sularının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal Ve İzotop Jeokimyasal Özellikleri, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 90 S.
- Külekçi, Ö.C., 2009, Yenilenebilir Enerji Kaynakları Arasında Jeotermal Enerjinin Yeri ve Türkiye Açısından Önemi, Ankara Üniversitesi Çevrebilimleri Dergisi 1,S. 83-91.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. ve Seto, K. 2001, Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. Earth and Planetary Science Letters 192, S. 31-44.
- Nicholson, K., 1993, Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques. Springer- Verlag, Berlin, 263 S.

- Nieva, D. and Nieva, R. 1987, Developments in geothermal energy in Mexico. XII. A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources", Heat Recovery Systems & CPH, Vol. 7, S. 243-258.
- Oberhansli, R., Candan, O., Dora O.Ö., Dürr, H., 1997, Eclogites within the Menderes Massif, Western Turkey. Lithos 41, S. 135-150.
- Oberhansli, R., Monie, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H., Dora O.Ö., 1998, The age of blueshist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes masif. Schweiz Mineral Petrograp. 78, S. 309-316.
- Özdemir, A., Tezelli, O., 2008, Türkiye Jeotermal Sularının Jeokimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi. Sondaj Ve Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi. 7, S. 52-67.
- Özgüler, M.E. Turgay, M.I. ve Şahin, H. 1984, Denizli Jeotermal Alanlarında Jeofizik Çalışmalar, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 99, S. 129-142. Özgür, N., 1998, Aktive und fossile Geothermalsysteme in den kontinentalen Ristzones des Menderes Massives, Wanatolien, Türkei: Habilitationsschrift, Freie Universität Berlin, 171 S.
- Özgür, N., Kıymaz, İ., Uzun, E., Kutlu, D.Ş., 2017, Hydrogeological Modelling of the Geothermal Waters in Pamukkale, Western Anatolia, Turkey, Journal Of European Geology (Basım aşamasında).
- Özgür, N. ve Karamandere, İ. H., 2015, An Update of the Geothermal Potential in the Continental Rift Zone of the Büyük Menderes, Western Anatolia, Turkey, PROCEEDINGS, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 26-28, 2015, SGP-TR-204.

- Özgür, N., Pekdeğer, A., Wolf, M., Stichler, W., Seiler, K.-P. und Satir, M., 1998b, Hydrogeochemical and isotope geochemical features of the thermal waters of Kizildere, Salavatlı, and Germencik in the rift zone of the Büyük Menderes, western Anatolia, Turkey: preliminary: in: Arehart, G.B. and Hulston, J.R. (eds.): Proc. Internat. 9th Symp. on Water-Rock Interaction, Taupo, New Zealand, 30 March – 3 April 1998, p. 645-648.
- Özler, H.M., 1996, Büyük Menderes Havzası Yukarı Çürüksu kesimini hidrojeolojisi incelemesi. İstanbul Univ., Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 175 S. (Yayınlanmamış).
- Özkul, M. ve Alçiçek, M. A., 2002, Facies variation in Recent to Quaternary fissure ridge hot spring travertines, Denizli Basin, Interior Western Turkey: International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, Dokuz Eylül Univ. Engineering Faculty, Dept of Geology, İzmir, Turkey, Poster display, Proceedings Abstracts, S. 91.
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M.O., Forizs, I., Nemeth, T., Chang, Y.W., Alçiçek, M.C., 2013. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179-204.
- Özpinar, Y. vd., 2001, Kocabaş (Denizli) Travertenleri Ve Kömürcüoğlu (Kocabaş) Travertenlerinin Jeolojik Ve Petrografik Olarak İncelenmesi Ve Bunların Teknolojik Açıdan Değerlendirilmesi, Türkiye III. Mermer Sempozyumu, 3-5 Mayıs 2001, Afyon.
- Pedley, H.M., 1990, Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology* 68: S. 143–154.
- Pedley, H.M., Gonzalez Martin. J. A., Ordonez Delgado, D. ve Garcia Del Cura, M. A., 2003, Sedimentology of Quaternary perched springline and palidal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology* 56, PP. 511-527.

- Piper, A.M., 1953, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. United States Geological Survey, Ground Water, No:12, S. 14.
- Purvis M, Robertson AHF., 2004, A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W trending Alaşehir graben and the NE-SW trending Selendi and Gördes Basins, Western Turkey, Tectonophysics 391, S. 371-201.
- Reischmann, T., Kröner, A., Todt, W., Dürr, S., Şengör A.M.C., 1991, Episodes of crustal growth in the Menderes Massif, W Turkey, inferred from zircon dating. Terra Abstract, 3, 35 S.
- Satır, N., Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W. Turkey; a rubidium/strontium and oxygen isotope study. Gel. Rundsch. 75, S. 703-714.
- Semiz, B., 2000, Kocabaş (Denizli) ve yakın çevresi travertenlerinin jeolojisi, Pamukkale Üniversitesi; Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği, Bitirme Tezi, Denizli, S. 44.
- Seyitoğlu, G., Işık, V., Çemen, I., 2004, Complete Tertiary exhumation history of the Menderes Massif, western Turkey; an alternative working hypothesis. Terra Nova 1616, S. 358-364.
- Şaroğlu, F., Boray, A., Emre, O., 1987, Active faults of Turkey, Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, unpubl. Report 8643, 394 S.
- Şengör, A.M.C., 1982, Egenin neotektoniğini yöneten etkenler: In: Batı Anadolunun Genç Tektoniği ve Volkanizması (Erol, O., Öygür, V. –eds.), Türkiye Jeoloji Bülteni. S. 59-71.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Varoğlu, F., 1985, Strike-Slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape; Turkey as a case study, strike-slip deformation, Basin formation and sedimentation, Society of Economic paleontologists and mineralogists special publication 37, S. 227-264.

- Şengör A.M.C., Yılmaz Y. 1985, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, S. 181-241.
- Şengün, R., 2011, Yenicekent ve Gölemezli çevresinin hidrojeolojisi bitirme tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi (Yayınlanmamış), S. 13-54.
- Şimşek, Ş., 1984, Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları, Mineral Res. Expl. Direct. Turkey (MTA), Scientific Report No: 7846, S. 85. Ankara.
- Şimşek, Ş., 1985, Geothermal model of Denizli, Saraykoy-Buldan Area, Geothermics 14, S. 393–417.
- Taner, G., 1974,a, Denizli Bölgesi Neojen'inin Paleontolojik ve Stratigrafik Etüdü, M.T.A. Dergisi, 82, S. 89-125, Ankara.
- Taner, G., 1974,b, Denizli Bölgesi Neojen'inin Paleontolojik ve Stratigrafik Etüdü, M.T.A. Dergisi, 83, S. 145-177, Ankara.
- Tamgaç, Ö. F., Yıldırım N., Çetiner L., 1995, Denizli – Karahayıt – Pamukkale ve çevresi sıcak su kaynaklarının korunması ve geliştirilmesine Ait Hidrojeoloji Etüt Raporu, MTA Derleme No:9942, 94/ 53, Ankara (yayımlanmamıştır.).
- Tarcan, G. (2003), Jeotermal Su Kimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar, Yaz Okulu Ders Kitabı-JENERUM D.E.Ü.-Mühendislik Fakültesi, İzmir Yayın No:306, S:198-245.
- Tezcan, L., 1992, Karst Akifer sistemlerinin trityum izotopu yardımıyla Matematiksel Modellemesi. Hacettepe Üniversitesi Fenbilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, , Beytepe, Ankara, 121 S.
- Tonani, F., 1980, Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. In:Proc. Adv. Eur. Geoth. Res.,Second Symposium, Strasbourg, P.428-443.

- Truesdell, A.H., 1976 Summary of section III. Geochemical techniques in exploration. Proceeding 2nd UN symposium on the development and use of geothermal resources, San Francisco
- Turcotte, D.L; Schubert, G., 2002, Geodynamics (2nd edition), Cambridge, England, UK; Cambridge University Press, S. 136-137.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Dekkers, M.j., Bozkurt, E., Kopman M., 2010b, Exhumation with a twist: paleomagnetic constraints on the evolution of the Menderes metamorphic core complex, Western Turkey. *Tectonics* 29. DOI: 10.1025/2009T/002596.
- Verge, N.J., 1995, The exhumation of the Menderes Massif metamorphic complex of Western Anatolia. *Terra abstracts*, EUG 8, Strasbourg, France, 9-13.4.1995, p.249.
- Waterloo Hydrogeologic, AquaChem 3.7: Aqueous geochemical analyses, plotting and modelling, (1999) 184 S.
- Westaway, R., 1990, Block rotation in Western Turkey. 1. Observational evidence: *Journal of Geophysical Research*, 95, 19857-19884., 1993, Neogene evolution of the Denizli region of Western Turkey: *Journal of Structural Geology* 15, S37 Wright, J.S. 2000, Tufa accumulations in ephemeral streams: Observations from the Kimberley, NW Australia. *Australian Geographer* 31, S. 333- 347.
- Yaman, D., 2005, Menderes masifi kıtasal rift zonlarında yer alan jeotermal sulardaki yüksek bor değerlerinin kökeni: Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 166 S.
- Yeşener, C., and Elhatip, H., 1997, Evaluation of Groundwater Flow by Means of Dye Tracing Techniques, Pamukkale Thermal Springs, Western Turkey, *Hydrogeology Journal*, IAH Publish., Verlag, Heinz Heise Hannover, Germany, Vol. 5, S. 51- 59.

Yılmaz, E.E., 2015, Tekkehamam (Denizli) ve yakın çevresi jeotermal sularının hidrojeolojik, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Isparta (yayımlanmamıştır.).

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : EMRE UZUN

Doğum Yeri ve Yılı : MANİSA, 01.02.1989

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

E-posta : emreuzun23@gmail.com



Eğitim Durumu

Lise : Hasan Türek Anadolu Lisesi, 2006

Lisans : SDÜ, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği

Mesleki Deneyim

Pamukkale travertenleri beyazlatma çalışmasında sorumlu Jeolog (2015-2017)