

**SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
ARAŞTIRMA PROJELERİ YÖNETİM BİRİMİ
ARAŞTIRMA PROJESİ RAPORU
(Proje numarası: 300)**

**ISPARTA VE ÇEVRESİNDE JEOTERMAL ENERJİ
OLANAKLARININ ARAŞTIRILMASI**

**Proje Yöneticisi:
Prof. Dr. Nevzat Özgür**

**Yardımcı Araştırmacılar:
Prof. Dr. Remzi Karagüzel
Prof. Dr. Aziz Ertunç
Öğr. Gör. Selma Altinkale
Arş. Gör. Dilek Yaman**

Süleyman Demirel Üniversitesi

- **Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği
Bölümü**
- **Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları
Araştırma ve Uygulama Merkezi**

Isparta, Mart 2003

ÖNSÖZ

“Isparta ve çevresinde jeotermal enerji olanaklarının araştırılması” adlı 300 numaralı araştırma projesi SDÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Komisyonu Başkanlığı tarafından desteklenmiştir.

Proje çalışmaları sırasında elde edilen hidrojeokimyasal analiz sonuçları SDÜAPYB tarafından desteklenen diğer bir projenin “Eğirdir ve Burdur Gölleri’nin oluşumu, hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal karşılaştırılması” verileriyle birlikte aynı adı taşıyan bir Yüksek Lisans çalışması çerçevesinde Öğr. Gör. Selma Altınkale tarafından değerlendirilmiş ve SDÜAPYB Komisyonu Başkanlığı’na teslim edilmiştir. Özverili ve itinalı çalışmaları için burada Öğr. Gör. Selma Altınkale’ye teşekkür etmek istiyoruz.

SDÜ Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi ve Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Jeokimya Laboratuvarı’nın ilk kuruluş aşamasında yapılan proje çalışmalarında hidrojeokimyasal analizler Berlin Teknik Üniversitesi Jeokimya Laboratuvarı’nda gerçekleştirilmiştir. Bu yüzden değerli meslektaşımız Doç. Dr. G. Matheis’e teşekkür borçlu olduğumuzu belirtmek istiyoruz.

Yukarıda belirtilen her iki proje çerçevesinde çok sayıda su örneklerinde $\delta^{18}\text{O}$, δD ve ^3H analizleri Neuherberg (Almanya) GSF-Enstitüsü Hidroloji Laboratuvarları’nda yapılmıştır. Bizim için çok önemli olan bu analizlerin yapılmasının sağlayan Kimya Yüksek Mühendisi Manfred Wolf ve Fizik Yüksek Mühendisi Willibald Stichler’e her zaman olduğu gibi müteşekkirimiz.

Proje çalışmaları sırasında Isparta ve çevresine ait ısı akısı verilerini kısıtlı da olsa tarafımıza takdim eden MTA Genel Direktörlüğü’ne teşekkür ederiz.

Proje Yöneticisi ve Yardımcı Araştırmacıları

ÖZET

Isparta ve yakın çevresi Akdeniz Bölgesi'nde Göller Bölgesi'nin önemli iki gölü olan Eğirdir ve Burdur Gölleri ile birlikte, Isparta Büklümü içinde yer almaktadır. Burdur transform fayına bağlı bir rift tektoniği içinde gelişmiş olan göllerden Eğirdir Gölü dışarıya olan boşalmı nedeniyle yarı kapalı havza, Burdur Gölü ise dışarıya olmayan akıntısı nedeniyle tam kapalı havza niteliğindedir ve yörede genç volkanizma ve aktif tektoniğe bağımlı olarak sıcak su ve gaz çıkışları bulunmaktadır. Bu sıcak su çıkışları kendilerini sıcaklık yükselmeleri ve hidrotermal alterasyonun belirtisi ile göstermektedirler.

Anadolu plakasının, doğuda batıya ve kuzeyde güneybatıya hareketi ile bugünkü şeklini alan bölgedeki otokton birimler, Permiyen kireçtaşı, Triyas-Jura kireçtaşı, Kretase kireçtaşı, Paleojen fliş-konglomera ve Neojen seri, allokton birimler ise, ofiyolitik karmaşıktır. Bölgedeki alüvyon, konglomera ve kireçtaşları hidrojeolojik olarak akifer özelliği taşımaktadır.

Çalışma alanında bulunan Aslandoğmuş, İçmeler ve Pınarbaşı sıcak suları 22 ile 27 °C arasında değişen yüzey sıcaklıkları ile 126 ile 177 °C arasında değişen rezervuar sıcaklıklarına sahiptirler. Aslandoğmuş sıcak sularının 150-200 m arasında değişen sığ rezervuar derinliği düşünülmekte ve Ca-(SO₄)-HCO₃ tipinde olduğu görülmektedir. Buna karşın hemen hemen aynı sisteme bağlı olan İçmelerde rezervuar oldukça sığ olup yaklaşık 50 m derinliktedir ve bu suların Ca-Mg-Na-(SO₄)-HCO₃ tipi sular olduğu belirlenmiştir. Pınarbaşı jeotermal suları Ca-HCO₃ tipinde ve yine çok sığ bir rezervuar derinliğine sahip görülmektedir. Yeraltısuları sıcak sular ile karşılaştırıldığında içilebilir kalitede olup, Ca-HCO₃ tipi sular olarak sınıflandırılabilir. Eğirdir Gölü suları da bölgedeki yeraltısuları ile benzerlik göstermektedir ve iyi içilebilir kalitede sular sınıfında yer almaktadır. Eğirdir Gölü suları Ca-Mg-HCO₃ tipi sulardır. Buna karşılık, Burdur Gölü suları, yoğun buharlaşma nedeniyle, çok yüksek miktarda çözünmüş iyon konsantrasyonu içermeleri nedeni ile içilemez kalitede sular sınıfına girmektedir ve Na-Mg-(Cl)-(SO₄)-HCO₃ tip sular olarak sınıflandırılırlar.

İnceleme alanında çeşitli sular içindeki $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop ilişkilerine bakıldığında yeraltısuları kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışma gösterirken, sıcak sular ya meteorik su çizgisi ile çakışıyorlar ya da bu çizginin sağına düşüyorlar. Bu durum sıcak suların büyük oranda soğuk yeraltısuları ile karıştığını ve içinde bulunduğu kayalarla reaksiyona girdiklerini ve $\delta^{18}\text{O}$ değerinin zenginleştiğini göstermektedir. Eğirdir ve Burdur Gölleri kıtasal meteorik su çizgisinden önemli derecede sapmalar göstermektedir. $\delta^{18}\text{O}$ izotopundaki bu artışın nedeni, yüksek buharlaşma oranına bağlanabilir. δD izotopundaki artışın nedeni ise, hem yüksek buharlaşma ve hem de suların diğerleriyle karışmış olması olasılığını arttırmaktadır. Burdur Gölünde iç beslenmenin çok az, buharlaşmanın çok yoğun ve hızlı olması nedeniyle, Burdur Gölü suları SMOW alanı sağ tarafına düşmektedir. Tüm bu sonuçları, ^3H verileri de desteklemektedir. 18.0 (TU)'ya kadar olan ^3H değerleri, çalışma alanındaki suların genç sular olduğunu göstermektedir.

Eğirdir Gölü'nün iç beslenmesi fazla ve dışarıya akışı da bulunduğu için buharlaşma oranı Burdur Gölü'ne oranla daha düşük ancak, bölgedeki yeraltısularına göre daha yoğun olarak gerçekleşmektedir. Burdur Gölü sularındaki Na⁺, Cl⁻ ve SO₄²⁻ iyonlarının yüksek konsantrasyonlarının, Gölcük volkanizması ve jips içerikli sedimentlerle ilgili olduğu düşünülebilir.

Eğirdir ve Burdur Gölleri arasında yer alan Atabey Ovası'nın, her iki göl ile olan sınırında şerit halinde uzanan geçirimsiz ultrabazik kayalar, arada geçirimsiz jeolojik bariyer özelliği göstermektedir. Bu nedenle, Atabey Ovası'nın Eğirdir ve Burdur Gölleri ile hidrojeolojik bir bağlantısı bulunmadığı belirtilmektedir. Her iki göl birbirlerinden hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri karşılaştırıldığında oldukça farklılık göstermektedir.

Tüm bu sonuçlar göz önüne alındığında Isparta ve yakın çevresinde sıcak su potansiyelini – varsa – belirleyebilmek için (1) 1: 25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası, (2) yörenin daha detaylı ısı akısı haritasının çıkarılması, (3) hidrotermal alterasyon alanlarının belirlenmesi, (4) jeokimyasal çalışmalarla kayalarda sıcak sulara kılavuzluk edebilecek elementlerin izlenmesi, (5) hidrojeokimyasal çalışmalarla sıcak su anomalileri verebilecek alanların tespiti ve (6) gravite ve elektriksel yöntemlerle sıcak su anomali alanlarının ortaya çıkarılması mutlaka gerekmektedir.

ABSTRACT

Isparta and its environs is located in the Isparta Angle (SW Turkey), as well as the two important lakes, i.e. Burdur and Eğirdir Lakes in the lake district. These lakes formed in a rift-related tectonic regime and linked to Burdur fault are semi-closed basin having discharge and closed basin having no discharge, respectively. Fumaroles and thermal waters caused by active volcanism and tectonic features exist in this region. The thermal waters were determined by the rise of water temperature and hydrothermal alteration features observed in the thermal fields. Autochthonous units in the region, having the recent position by the movement of the Anatolian plate to W in the E and to SW in the N, are Permian to Cretaceous limestones, Paleocene flysch-conglomerate, Neogene series and allochthonous units are ophiolitic melanges. The thermal waters located in Arslandoğmuş, İçmeler and Pınarbaşı areas show surface temperatures ranging from 22 to 27°C and reservoir temperatures between 126 and 177°C. The reservoir depth of thermal waters of Ca-(SO₄)-HCO₃ type in Arslandoğmuş was estimated in a range from 150 to 200 m. In comparison, the reservoir depth of İçmeler thermal waters occurring in the same system is shallow and of about 50 m. The thermal waters of Pınarbaşı area of Ca-HCO₃ type have shallow reservoir. In comparison with thermal waters, groundwaters show good drinking water quality and are of Ca-HCO₃ type exchange waters. The Eğirdir Lake waters displaying similarities to ground waters, exist in the drinkable waters in quality. Eğirdir Lake waters are of Ca-Mg-HCO₃ type waters. In comparison, Burdur Lake waters, due to its high evaporation rate and high ion concentrations, exist in the undrinkable water classification and may be considered as Na-Mg-(Cl)-(SO₄)-HCO₃ type waters.

When evaluated, in terms of $\delta^{18}\text{O}$ and δD isotopes, the waters having distinct origin, the groundwaters display the same trend with continental meteoric water line and hot waters either show same trend with meteoric water line or plot in the right side of this line. This situation indicates mixing of much of thermal waters with cold groundwaters, reaction with host rocks and enrichment of waters in $\delta^{18}\text{O}$. Eğirdir and Burdur Lake waters display considerable deviation from continental meteoric water line. The increase in $\delta^{18}\text{O}$ may be considered to be caused by intense evaporation. The cause of increase in δD isotope may be explained by intense evaporation and mixing of waters with the others. Burdur lake waters, due to its less inner recharge and rapid intensely evaporation rate, plot in the right side of SMOW. All these data are confirmed by ^3H values. ^3H values, up to 18 (TU), indicate that the waters in the study area are young waters.

Evaporation ratio of Eğirdir Lake, with higher ratio of recharge compared to its discharge, is less than Burdur Lake. High concentrations of Burdur Lake in Na⁺, Cl⁻, SO₄²⁻ ions may be considered to be in connection with Gölcük volcanism and gypsum bearing sediments.

Ultrabasic rocks outcropping along the boundaries which separate Atabey plain from Burdur and Eğirdir Lakes form an impermeable barrier. For this reason, there is no hydrogeological connection of Atabey plain with Burdur and Eğirdir Lakes. In comparison, the both lakes differ from each other strongly with respect to hydrogeochemical and isotope geochemical features.

When taken all these results into consideration, to determine hot water potential, if available, of Isparta and its environs the followings should be carried out; (i) geological map of the region in 1/25 000 scale (ii) determination of heat flow in the region in detail (iii) determination of the alteration areas subjected to hydrothermal alteration (iv) in geochemical studies, trace element content of rocks, indicating existence of hot waters (v) in hydrogeochemical studies, determination of the areas having hot water anomalies (vi) outlining the hot water anomaly areas by gravity and electrical methods.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖNSÖZ.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iv
1. GİRİŞ.....	1
2. JEOLojİ.....	1
2.1 Bölgesel Jeoloji.....	1
2.2 Lokal Jeoloji.....	9
3. HİDROJEOLojİ VE HİDROJEOKİMYA.....	13
3.1 Hidrojeoloji.....	13
3.2 Hidrojeokimya.....	13
4. İZOTOP JEOKİMYASI.....	24
5. JEOTERMAL SULAR.....	26
5.1 Jeotermal Alanların Jeolojisi.....	26
5.1.1 Arslandoğmuş ve İçmeler Jeotermal Alanları.....	26
5.1.2 Pınarbaşı Jeotermal Alanı.....	29
5.2 Jeotermal Alanlarda Hidrojeoloji ve Hidrojeokimya.....	30
5.3 Jeotermal Suların Oluşum Modeli.....	32
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	35
7. KAYNAKLAR.....	36

1. GİRİŞ

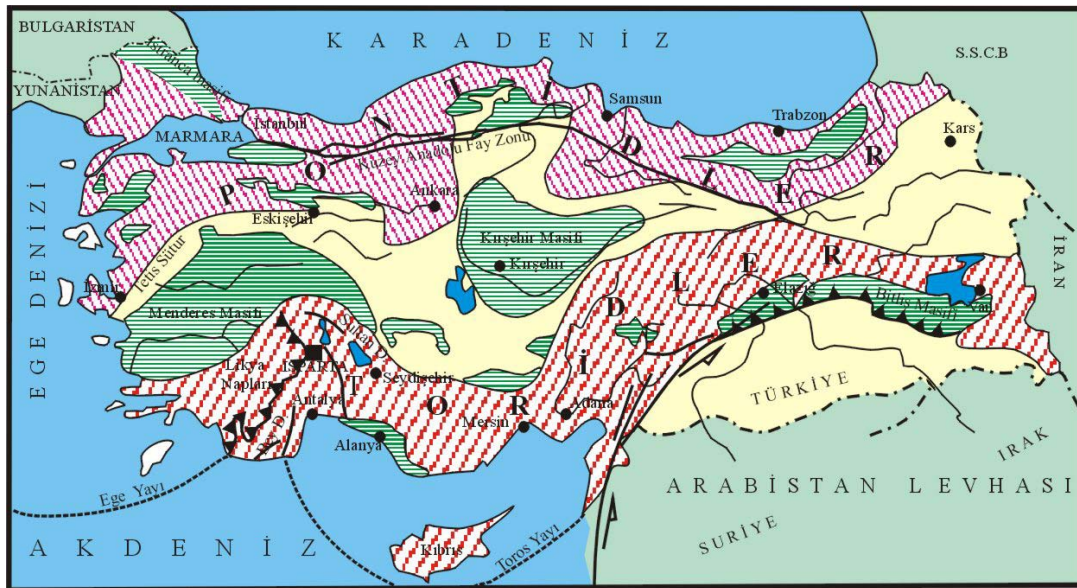
Araştırılan proje çalışması kapsamında yörede bulunması olası jeotermal suların ısıtılmasında ısı kaynağı olabilecek (i) Gölcük volkaniklerinin tektonik konumla ilgisini daha yakından tanımlanması ve Antalya-Afyon Kırığı üzerinde bulunan diğer volkaniklerle kökensel karşılaştırılması, (ii) araştırılan alanda sıcak suların varlığına kılavuzluk yapabilecek hidrotermal alterasyon alanlarının belirlenmesi, (iii) Gölcük ve çevresinde şimdiye değin yapılan ve bir kısmı elde mevcut olan jeotermal suların bulunmasında sinyal verebilecek ısı akısı ölçülerini Maden Tetkik Arama Genel Direktörlüğü ile işbirliği halinde değerlendirilmesi ve yorumlanması, (iv) öngörülen çalışma alanı ve çevresinde sıcak suların varlığına sinyal olabilecek in-situ fiziksel parametrelerin ölçümü (T, pH, Eh, EC, vb.) ve kimyasal analizlerin yerinde yapılması (HS^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , vb) ve (v) son olarak jeotermal sular yönünden önemli sayılabilecek anomalilerin ortaya çıkarılması ve böylece ileride bu konu ile ilgili olarak daha ayrıntılı çalışılabilecek alanların tespiti amaçlanmış olmaktadır. Sonuç olarak bu proje ile kazanılan veriler ile bir DPT projesi hazırlanmaktadır.

2. JEOLojİ

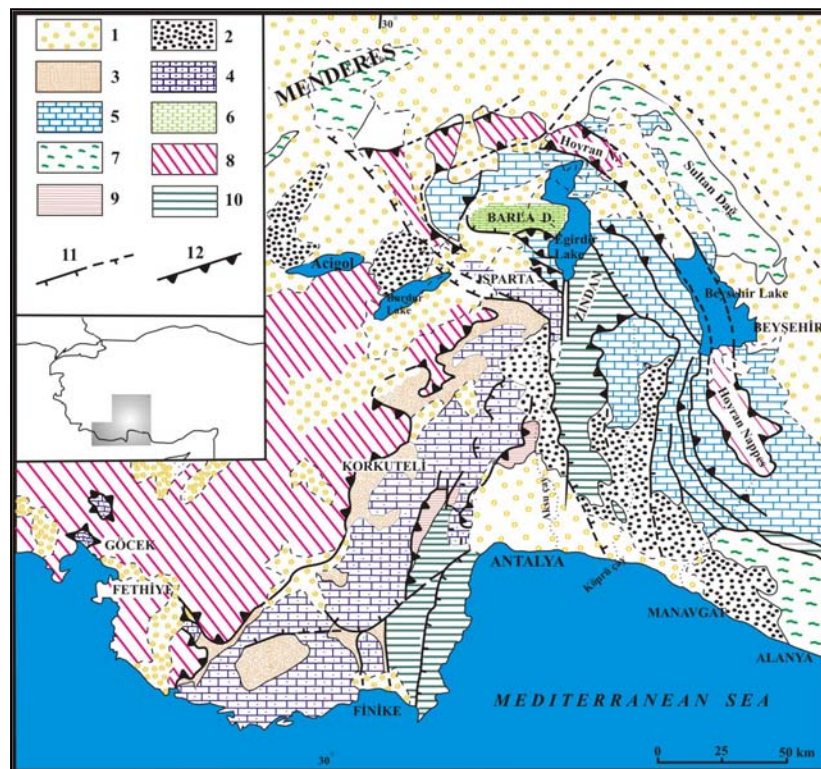
2.1 Bölgesel Jeoloji

Toros kuşağı üzerinde Göller Bölgesinde yeralan çalışma alanı Batı ve Orta Torosların birleşim yerinde yeralır. Anadolu'yu Akdeniz'e bağlayan geçit alanı konumundaki alanda dağlar batıda KD-GB, doğuda ise KB-GD yönünde uzanırlar. İnceleme alanı, Ketin (1966) tarafından Toridler olarak tanımlanır (Şekil 1) ve bugünkü yapısını Alpin orojenezi ile kazanmıştır. Antalya Körfezi kuzeyinde, Toros kuşağının kuzeye doğru yönelmiş yaklaşık ters "V" biçimli olan bu kesimi Blumenthal (1963) tarafından "**Isparta Büklümü**" olarak adlandırılmıştır. Yapısal kökenli bu deformasyon, bölgedeki tektonizma etkinliğinin en önemli göstergesidir. Günümüzde tektonik yönden aktif olan Isparta, Burdur, eski jeolojik devirlerde de yapısal gerilmelerin etkisi altında kalmış ve değişik tür kıvrımlı, kırıklı, bindirmeli ve faylı yapılar kazanmıştır (Karaman, 1994). Kuzey kesimi " Göller Bölgesi " olarak da anılan Isparta Büklümü, kabaca Denizli, Fethiye, Alanya, Antalya, Akseki, Ahırılı, Seydişehir, Beyşehir, Akşehir, Çay, Afyon, Sandıklı ve Çivril ile sınırlanır (Şekil 2; Koçyiğit, 1983).

K-G yönde yaklaşık 180 km, D-B yönde 100 km genişliğinde üçgen şekilli olan Isparta Büklümü, KD yönlü Burdur fayı ve KB yönlü Akşehir-Simav fayı arasında yer alır ve üç kırıkla karakterize edilir (Şekil 3). Bunlar, (i) Batıda Burdur fayı ve doğuda bulunan Antalya fayı ile sınırlanan Teke Kırığı, (ii) K-G yönlü Antalya ve Kırkkavak faylarıyla sınırlanan ve Kovada grabenini de içine alan Antalya Kırığı ve (iii) Kırkkavak ve Akşehir fayları arasında kalan Akseki Kırığı'dır. Bölgede, KD ve KB yönlü çekimli fay sistemleri, Eğirdir Gölü kuzeyinde kesişir. Tektonik olarak kuzey yönlü Eğirdir-Kovada grabeni, Isparta Büklümü'nü ikiye ayırır. Bu eksenin batısındaki tektonik çizgiler KD gidişli, doğusundaki tektonik çizgiler ise KB gidişlidir (Yağmurlu ve diğ., 1997, 2000).

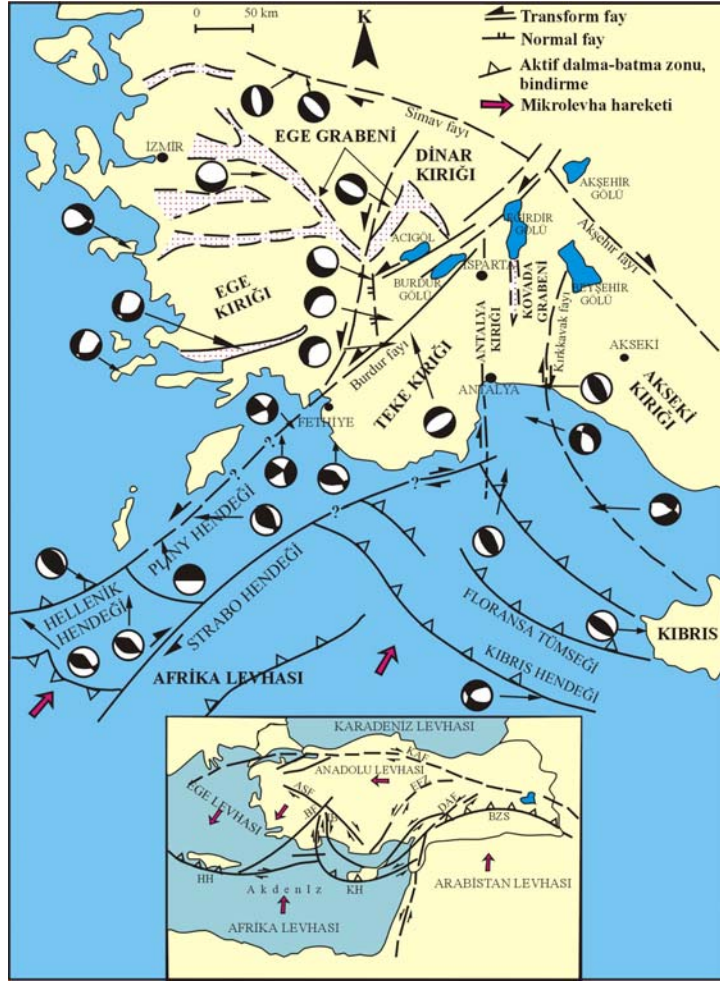


Şekil 1: Anadolu'nun Tektonik Birlikleri Haritası (Özgül, 1984)



Şekil 2: Isparta Büklümü Yapısal Haritası (Poisson ve diğ., 1984)

- (1) Denizel Sedimanlar, (2) Antalya Formasyonu, (3) Beydağları Masifi, (4) Beydağları Platformu, (5) Karbonat Platform, (6) Barla Dağ ve Zindan Masifi, (7) Metamorfik Seri, (8) Likya ve Beyşehir-Hoyran Napları, (9, 10) Antalya Napları, (11, 12) Bindirme Fayı



Şekil 3: Isparta Büklümü'ndeki Kırıkları ve Yunan-Kıbrıs yayları arasındaki ilişkiyi Gösteren GB-Anadolu'nun Ana Tektonik Özellikleri Haritası (McKenzie, 1978; Dilek ve diğ., 1990; Anastakis ve Kelling, 1991'den değiştirilmiştir).

Isparta Büklümü'ndeki kaya birimleri, platformdan okyanusal alana kadar uzanan farklı ortam koşullarında gelişmiş olup bir kısmı otokton, bir kısmı ise allokton konumudur (Şenel, 1997). Otokton birimler, Antalya Körfezi batısında Beydağları platformu, doğusunda ise Anamas-Akseki platformlarını içeren iki Mesozoyik karbonat platformudur (Şekil 2; Yağmurlu ve diğ., 1997). Bu platformlar ayrılmışlardır ve tektonik olarak güneydeki Antalya napları tarafından üstlenirler (Poisson ve diğ., 1984; Dilek ve Moores, 1990; Dilek ve Rowland, 1993). Bölgedeki allokton birimler ise, Isparta Büklümü'nün batı tarafında yer alan Likya napları ve doğusunda yeralan Beyşehir-Hoyran naplarıdır. Antalya ofiyolitik napları ise güney kesimde yer alır (Yağmurlu ve diğ., 1997).

Isparta Büklümü'ne Likya napları batı yönde, Beyşehir-Hoyran ofiyolitik napları ise doğu yönde bindirir. Önceki çalışmalar, Likya ve Beyşehir-Hoyran naplarının her ikisinin de, Orta Tersiyer boyunca Mesozoyik karbonat istifine (Beydağları ve Anamas-Akseki platformları) kuzeyden güneye yerleştiğini ortaya koymaktadır (Hayward ve Robertson 1982; Dilek ve Moores, 1990). Antalya ofiyolitik napları ise, Geç Kretase ve Erken Paleosen boyunca Mesozoyik platformlar üzerine güneyden kuzeye yerleşmişlerdir (Yağmurlu ve diğ., 1997).

Batı Toroslarda Isparta Büklümünü kapsayan alanda, irili ufaklı normal faylarla kesilmiş naplı yapılar egemendir. Beydağları otoktonu, Batı Toroslar'ın otokton kaya birimlerini temsil eder ve genelde platform tipi karbonatlardan oluşur. Anamas-Akseki otoktonu, Orta Toroslar'ın otokton kaya birimlerini temsil eder ve genelde platform tipi çökeller kapsar. Allokton

konumlu olan Antalya ve Likya napları ise, okyanusal kabuk, havza, yamaç ve platform tipi kaya birimlerini kapsamaktadır. Alanın kuzeydoğu kesiminde dar bir alanda izlenen Beyşehir-Hadim-Hoyran napları, bölgedeki diğer allohton konumlu kaya birimleridir. Bölgede, Likya napları üzerinde paraallohton konumlu Paleosen-Alt Miyosen yaşlı kayaçlar, Antalya napları üzerinde, Orta Eosen yaşlı kayaçlar ile Orta Miyosen-Kuvaterner yaşlı neotokton örtü birimleri izlenir (Şenel, 1997). Isparta Büklümü esasen Kretase yaşlı ofiyolit kompleksin allohton nap sistemleri serilerini içermektedir (Yağmurlu ve diğ., 1997).

Isparta Büklümü bölgesi, Orta ve Üst Alpin devinimlerinden etkilenmiş olup, ortamı etkileyen egemen gerilim türü ve onların neden olduğu yapısal ve sedimanter oluşumlara göre (i) Eski Tektonik Dönem (Paleotektonik), (ii) Geçiş Dönemi ve (iii) Yeni Tektonik Dönem (Neotektonik) olmak üzere üç tektonizma dönemi ayırtlanmıştır (Koçyiğit, 1983). Eski Tektonik Dönem, Hoyran Karbonat Platformu'nun (Toros Karbonat platformunun Isparta Büklümü kuzeyinde kalan kesimi) gelişmeye başladığı Liyas'dan, ilksel konumsuz ofiyolit naplarının platform üzerine yerleştiği Üst Lütasiyen sonuna değin olan süre içinde, ortama egemen olan çekme ve sıkışma tektoniği olay ve yapılarını kapsayan dönemdir. Hoyran grubu, G-GB'dan K-KD'ya doğru aşmalı bir deniz ilerlemesiyle çökelmeye başlamış ve deniz ilerlemesiyle yaşıt, yaklaşık D-B doğrultulu bir çekim fayının oluşumuyla da Hoyran karbonat platformu belirginleşmiştir. Çekme tektoniğinin neden olduğu bu kırık boyunca çıkan bazik akıntılar (diyabaz), platform tortullarının alt düzeylerinde siller oluşturmuştur (Haude, 1968; Despraries ve Gutnic, 1970; Gutnic, 1977; Acar ve Biliyul, 1974; Monod, 1977; Demirkol ve diğ., 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1981). Hoyran karbonat platformu, Liyas başında geçirdiği bu kısa süreli çekme tektoniği rejiminden sonra, çok sığ ve duraylı bir deniz olma özelliğini, Üst Liyas'tan Maestrihtiyen'e değin korumuştur. Maestrihtiyen'den başlayarak çekme tektoniğinin yeniden etkinlik kazandığı görülür. Bu durum, sığ platform tortullarının yanısıra çörtlü, planktonik fosilli kireçtaşı, radyolarit ve denizaltı akma ve kaymalarının egemen olduğu olistostromal-türbiditik özellikli flişlerle temsil edilen derin deniz fasiyesinin gelişimiyle kanıtlanır. Özellikle pelajik tortullar arasındaki sığ karbonat breşlerinden oluşan olistostromlar, tortullaşmayla yaşıt çekme tektoniğinin en iyi belirtecidir. Blok faylanma başlangıcı olarak nitelenebilecek olan bu yeğin çekme tektoniğinin, Maestrihtiyen'de birdenbire ortaya çıkması bir rastlantı olmayıp, bölgesel tektonizma ile yakından ilgilidir (Koçyiğit, 1983).

Maestrihtiyen-Paleosen ve Alt Eosen boyunca sığ ve derin deniz fasiyesleri, çekme tektoniği denetiminde, birlikte oluşumlarını sürdürmüş, Lütasiyen'de ise ortam tümüyle derin deniz özelliğine bürünmüştür (Koçyiğit, 1983). Üst Lütasiyen ise, duraysızlığın ve çekme tektoniğinin doruk noktasına eriştiği andır. Ayrıca fliş içinde ofiyolitli karışıktan türeyen bileşenlerin artması, ilerlemekte olan ofiyolitli karışık napının iyice yaklaştığının bir belirtecidir. Üst Lütasiyen sonunda mekanik bakımdan en büyük gerilim eksenini, düşey konumdan yatay konuma geçirirken, ortam tümüyle sıkışma tektoniğinin denetimine girmiş ve bunun sonucunda, K-KD'dan G-GB'ya doğru ilerlemekte olan ilksel konumsuz birimler, platform üzerine yaklaşık bugünkü konumunda yerleşmiştir (Koçyiğit, 1983).

Geç Kretase sırasında, Anatolid ve Toridler, birlikte Yeni Tetis okyanusunun güney ve kuzey kollarını birbirinden ayıran bir karbonat platformu oluştururken, Pontidler de, kuzeye dalımlı bir yitim kuşağı üzerinde, güneye bakan, Pasifik türü diri bir kıta kenarı oluşturmaktaydı (Şengör, 1980). Bu yitim kuşağı, yaklaşık Orta Miyosen sonunda, Anatolid-Torid platformunun, Pontid adayı ile çarpışarak, Kuzey Tetis kolunun kapanmasını sağlamıştır. Afrika-Arap levhalarının kuzeyinde, yaklaşık doğu-batı doğrultusunda uzanan Güney Tetis kolu, en doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca yaklaşık Orta Miyosen sonundaki kıta-kıta çarpışmasıyla kapanmış olup, günümüz Doğu Akdenizi bu okyanusun kalıntısıdır ve kapanma batıda bugün bile tamamlanamamıştır (Koçyiğit, 1984).

Bölgedeki kaya birimleri Kaledoniyen, Alpin orta yapısal katın alt ve üst askatı ve Üst Alpin devinimlerinden etkilenecek kıvrımlanmıştır. Egemen kıvrımlanma eksenini doğrultusu, bölgenin genel yapısına uygun olarak KB-GD gidişlidir. Ortalama kıvrım eksenini gidişlerine göre, Mesozoyik-Alt Tersiyer (Oligosen öncesi) yaşlı Hoyran platformu kayalarının, Üst Lütasiyen sonundaki sıkışma tektoniği sırasında, yaklaşık K 20° B ile K 16° D arasında değişen yatay bir sıkışma geriliminin etkisiyle kıvrımlandığı sonucuna varılır. Bu değer ise, Üst Lütasiyen sonunda, yaklaşık K-G bir sıkışmanın varlığını kanıtlamaktadır (Koçyiğit, 1983).

Aynı yazara göre Geçiş Dönemi, sıkışma tektoniğinin yeğinliğini yitirdiği Üst Lütasiyen sonundan, Yeni Tektonizma Döneminin başladığı Orta Oligosen sonuna değin olan ve başlıca yükselme-aşınım ve molas oluşum olaylarını kapsayan süreçtir. Lütasiyen yaşlı birimlerin çökelimini izleyen zamanda (Üst Lütasiyen sonu), Pireneen Dağoluşum evresine bağlı olarak, sıkıştırma geriliminin denetimine giren havzaya bir taraftan ilksel konumsuz birimler yerleşirken, diğer taraftan Liyas'tan Üst Lütasiyen'e değin Hoyran havzası olarak çökelimini kesintisiz sürdürmüş olan Hoyran grubu kıvrımlanarak yer yer su üstüne çıkmıştır. Hoyran karbonat platformu KKD'dan kıvrımlanıp yükselirken, deniz de GGB'ya doğru (Isparta-Burdur-Denizli yöreleri) gerilemeye başlamıştır. Su üstüne çıkan kesimler, Priaboniyen boyunca aşınım uğramış ve türeyen gereçler, Oligosen'den başlayarak, düşey devinimlerle denetlenen dağönü çukurluklarında yığışarak, sıkışma tektoniği rejiminden çekme tektoniği rejimine geçişi temsil eden, bir dağoluşum sonu molası (post orojenik molas) oluşumunu başlatmıştır (Penck, 1918; Parejas, 1942; Gutnic, 1977; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Koçyiğit, 1981; Öztürk, 1982; Koçyiğit, 1983). Lütasiyen sonunda bükümün doğu kanadı ile batı kanadının güney kesimleri (Beydağları- Fethiye dolayları) su üstüne çıkarak aşınırken, bükümün yalnızca batı kanadının kuzey kenarında (Keçiborlu-Dinar'dan Denizli batısına değin olan kısım) gerileyen sığ bir denizde, Alt-Orta Oligosen boyunca molas oluşumu sürmüştür (Parejas, 1942; Blumenthal, 1960; Graciansky, 1968; Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1982). Alt-Orta Oligosen boyunca çekme gerilimine koşut olarak düşey devinimler başlamıştır. Bu zamandaki çökme ve yükselmeler, Orta Oligosen sonunda, Saviyen Dağoluşum evresine bağlı olarak, kısa bir süre için, ortamın sıkışma geriliminin denetimine girmesiyle nitelik değiştirmiş ve birimler kıvrımlanarak bölge karasallaşmıştır (Koçyiğit, 1981). Yazar, Orta Oligosen sonuna doğru, Isparta Bükümü kuzey kesimi, Üst Lütasiyen sonundakine oranla, daha az yeğinlikte, ikinci bir sıkışma tektoniğinin denetimine girdiğini belirtmektedir. Bunun sonucu olarak molaslar kıvrımlanmış ve bölge yükselerek su üstünde olmuştur. Üst Lütasiyen sonundaki sıkışma gerilimi KKD doğrultusunda gelişirken, Orta Oligosen sonundaki sıkışma gerilimi KB doğrultusunda gelişmiştir. Orta Oligosen sonu, Torosların doğuda Karaman'dan batıda Milas (Muğla) dolayına değin olan kuzey kenarında, Üst Lütasiyen'den sonra ikinci önemli yükselme ve aşımın evresidir. Torosların kuzey kenarının bölgesel yükselmesine karşın, güney kenarında, Orta Oligosen sonundan başlayarak çökme-alçalma olayları da başlamış ve Alt Miyosen'de, güneyden kuzeye doğru bir deniz ilerlemesinin (transgresyonun) tetiğini çekmiştir (Graciansky, 1968; Brunn ve diğ., 1971; Poisson, 1977; Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Akbulut, 1977; Gedik ve diğ., 1979). Deniz ilerlemesi Alt-Orta Miyosen boyunca sürmüş ve erişebildiği en kuzey çizgi, Isparta Bükümü kuzey kesiminin güneyinde kalmıştır. Orta Oligosen sonundaki sıkışma tektoniğinin en belirgin izi, molasların aşırı kıvrımlanması ve yer yer Liyas-Üst Lütasiyen yaşlı Hoyran grubu kayalarının molaslar üzerine bindirmiş olmasıdır. Isparta Bükümü, bugünkü geometrik biçiminin büyük bir bölümünü, D-B yönlü sıkışma-yaklaşma olayı sonucu kazanmıştır (Koçyiğit, 1983).

Yazara göre Yeni Tektonik Dönem ise, yerel olarak, Isparta Bükümü kuzey kesiminde Orta Oligosen sonunda, tüm Orta ve Batı Anadolu'da ise Üst Miyosen sonu-Pliyosen başında ortaya çıkan ve çekme tektoniği denetiminde günümüze değin süregelen olay, yapı ve

bunlara bağılı oluşukları kapsayan dönemdir. Akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında oluşmuş tortullar, bunlarla yanal-düşey geçişli ve eş yaşlı alkalen volkanizma ürünleriyle, bunları denetleyen blok-faylanma türündeki tektonik rejim, bu dönemin önemli öğeleridir.

Orta Miyosen sonunda, Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca okyanus kapanıp kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiş olmasına karşın, daha güneyde Kızıldeniz-Aden körfezi açılması nedeniyle (Le Pichon ve Angelier, 1979), Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimi, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Faylarının oluşumuyla karşılanmış ve bu olay Türkiye’de Yeni Tektonik Dönemin başlangıcı olmuştur (Koçyiğit, 1984).

Orta Oligosen sonundan başlayarak hemen tümüyle çekme geriliminin denetimine giren alan, yükselme ve çökmelerle birtakım çöküntü alanlarına bölünmüştür. Böylece, Isparta Büklümü’nün kuzey iç kenarındaki riftleşme olayının bölgesel kabarma-faylanma evresi başlamıştır. Hızlı yükselme-çökme ve aşınım sürerken, Isparta Büklümü’nün batı yarısı (Teke Toroslari ve batı kesimleri) farklı biçimde önemli yapısal değişikliklere neden olan yeni bir sıkışma geriliminin denetimine girmiştir. Bu olay, Burdigaliyen sonunda gelişen ve ofiyolitli karışığın Toros Karbonat Platformu üzerine yerleşim evresini simgeleyen Stiriyen Dağoluşumu’dur. Büklümün kuzey kesimi, bölgesel olarak KD-GB, KB-GD ve K-G gidişli çekim fayları arasında kalan değişik boyutlu çok sayıda bloktan oluşur. Bunlardan bazıları çöküntü, diğer bazıları ise yükselti alanlarını temsil eder. Üst Miyosen sonu-Alt Pliyosen, Pliyosen sonu ve Pleyistosen sonunda olmak üzere, başlıca üç evrede yeğinlik kazanan blok-faylanma ile, alan çok sayıda bloğa bölünmüştür. Bloklari sınırlandıran faylar çoğunlukla verrev atımlıdır. Gerek inceleme alanı, gerekse tüm Orta-Batı Anadolu’da, Üst Miyosen-günümüz aralığında egemen olan blok-faylanma neticesinde, eş yaşlı fakat birbiriyle kesişebilen fay takımlari gelişmiştir. Nitekim, Batı Anadolu ve Isparta Büklümü’nde çok sayıda, eş yaşlı ve kesişen fay takımlari gelişmiştir (Koçyiğit, 1981, 1983).

Üst Miyosen-Pliyosen başlangıcında yoğunluk kazanan normal blok faylanması türündeki devinimlerle topoğrafya keskinleşmiş, incelen kabukta derinleşen kırıklar boyunca ilk yarık püskürmeleri başlamıştır (Koçyiğit, 1981). Böylece Üst Lütésiyen sonunda sıkışmaya bağılı yükselme ile başlayıp, Oligosen ve Miyosen boyunca süren bölgesel kabarma, faylanma ve volkanizma şeklindeki riftleşme olayının üç aşaması gerçekleşmiştir (Koçyiğit, 1983).

Pliyosen sonlarına doğru Rodaniyen evresine bağılı olarak yeni bir etkinlik kazanan düşey devinimlerle, bir taraftan yeni faylar oluşurken, diğer taraftan eski faylar gençleşmiş ve deformasyona uğrayan birimler kıvrımlanmış ve tüm alan bir kez daha yükselmiştir. Yeni yükselmelerle blok faylanması iyice belirginleşmiş ve yeniden yeğin bir aşınım başlamıştır. Yükselme ve aşınma günümüze değin sürerken, graben ve horstlar oluşmuş; aşınım ürünleri çöküntü alanlarında yığışarak alüvyonlari oluşturmuştur. Grabenleri sınırlandıran faylar boyunca, daha yaşlı formasyonlarla alüvyonların dokanağa gelmiş olması ve eski alüvyonların yer yer faylara asılı olarak kalması, bir taraftan düşey devinimlerin günümüzde de sürdüğünü, diğer taraftan da bölgenin çekme gerilimi tektoniğinin denetiminde olduğunu göstermektedir (Koçyiğit, 1981).

Eski Tektonik Dönem ve Geçiş Döneminden arta kalan ve özellikle Orta Anadolu ile Güneybatı Türkiye’deki çöküntü çukurlarında (Sivas, Çankırı, Tuzgölu, Uşak, Konya, Beyşehir, Burdur, Denizli, Muğla kapalı havzaları) oluşan göllerde, blok faylanmanın denetiminde önemli karasal çökeller gelişmiştir. Bunlar, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, fay sarplığı, akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında tortullaşmış çakıltası, kumtaşı, kil, marn, jips ve kireçtaşlarıdır. Bu birimler aynı zamanda, tortullaşmayla yaşıt levha içi volkanizma ürünleri olan tüf, tüffit, aglomera ve bazaltik, andezitik ve trakitik özellikli lavlarla da yanal-düşey geçişlidir (Koçyiğit, 1984).

Yeni Tektonik Dönemde, karasal tortullaşmayla yaşıt volkanizma olaylari da etkin olmuştur. Bu volkanizma ürünleri çoğunlukla yüksek alüminyum içerikli bazalt-andezit-dasit-riyolit bileşiminde kalkalkalen lavlarla, daha az olarak da potasyumca zengin trakibazalt,

trakiandezit, trakit, lösitit gibi şasonitik volkanitler ya da alkali riyyolit ve bazaltlarla temsil edilir (Koçyiğit, 1984).

Blok faylanmanın en iyi gözlemlendiği alanlardan biri olan Isparta Büklümü kuzey kesiminin fay haritasında (Şekil 4), önemli normal faylar (Çivril, Acıgöl, Burdur, Dinar, Akçaköy, Karadilli, Senirkent, Kovada, Anamas, Beyşehir, Akşehir fayları) ile bunlar arasında kalan çöküntü ve yükselti alanlarının (Çivril, Acıgöl, Burdur, Kovada, Beyşehir, Akşehir, Karadilli ve Hoyran çöküntüleri) ilişkisi görülmektedir. Çöküntü alanlarının içi Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve alüvyonlarla doldurulmuştur (Şekil 4). Hemen hemen tüm önemli faylar ve bunlar tarafından sınırlanan çöküntü alanı içinde akmakta olan dereler, düşey yükselmenin bir kanıtı olarak, yataklarını derine kazmış olup, günümüzde diri faylar, doğrudan doğruya, alüvyonlarla daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiştir. Yine, çöküntü alanı içinde yer alan göller, diri faylanmanın bir diğer kanıtı olarak, birer kenarlarını doğrudan fay düzlemine yaslamışlardır. Örneğin Acıgöl, Burdur Gölü, Beyşehir Gölü, Hoyran-Eğirdir Gölleri gibi (Şekil 4). Türkiye ve yakın dolayında Yeni Tektonik Dönemi denetleyen önemli yapı unsurları Ege Hendeği, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben sistemidir (Koçyiğit, 1984).

Isparta Büklümü, Orta Tersiyer'den günümüze kadar geçirdiği sıkışma ve genişleme tektonik olaylarıyla biçim kazanmıştır. Ege plakasında grabenlerin oluşumu ve Kuzey Anadolu Fayı'nın şekillenmesi esnasında plakalar, güneybatıya doğru harekete geçmiş ve büklümün şekillenmesinde etkili olmuştur. Bunun yanında, Likya, Beyşehir-Hoyran ve Antalya naplarının, Toros Karbonat Platformu üzerine yerleşmesiyle, Kıbrıs ve Helenik yayları şekillenmiş ve bu yaylar boyunca Afrika ve Avrasya plakaları birbirine yaklaşarak, Isparta Büklümü bölgesinde K-G doğrultulu sıkışma tektoniğinin oluşmasıyla sonuçlanmıştır. Ege plakasının güneybatı yönde genişlemesi ve Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketi, Isparta Büklümü batısındaki Likya bloğunun Burdur fayı boyunca GB doğrultuda saat yönünün tersi yönde dönmesiyle, büklümün doğu kanadının ise saat yönünde dönmesiyle sonuçlanmıştır (Şekil 5; Kissel ve diğ., 1993; Yağmurlu ve diğ., 2000).

Dilek ve Rowland (1993), Erken Triyas-Jura süresince Beydağları ve Anamas-Akseki platformları arasındaki KD yönlü rift zonu gelişimini, rift birikimleri ve okyanusal kabuğun üçgen şekilli rift zonu oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Bu okyanus, Geç Maestrihtiyen boyunca D-B sıkışma kuvvetleriyle kapanmaya başlar. Rift sedimanları ve ofiyolitler batıda Beydağları, doğuda Anamas-Akseki platformları üzerine bindirmiştir. Aynı çalışmacılara göre, Beyşehir-Hoyran, Hadim ve Likya napları, Orta-Geç Tersiyer boyunca karbonat platformları üzerine yerleşmiştir. Isparta Büklümü'nü sınırlayan Burdur ve Akşehir oblik fayları bu yüzden, Geç Maestrihtiyen boyunca suture zonlarına paralel gelişmiş ve Neotektonik lineasyon tekrar aktif olmaya başlamıştır (Yağmurlu ve diğ., 1997).

2.2 Lokal Jeoloji

Isparta Bölümü'nde yer alan çalışma alanında, otokton ve allohton konumlu kaya birimleri bulunmaktadır. Bölgedeki otokton birimler batıda Beydağları Otoktonu ve doğuda Anamas-Akseki Otoktonu olmak üzere iki Mesozoyik Karbonat Platformudur. Çalışma alanının batı tarafında yer alan Likya Napları, güneydeki Antalya Napları ve doğudaki Beyşehir-Hoyran Napları ise alanın allohton ofiyolit naplarını oluşturmaktadır.

Bu çalışmada, bölgenin jeolojisi için 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası birimleri ve adlamalar kullanılarak kayaç formasyonları basitleştirilerek yedi farklı litoloji ayırtlanmıştır (Şekil 6). Çalışma alanındaki otokton konumlu birimler, Permien Kireçtaşı, Triyas-Jura Kireçtaşı, Kretase Kireçtaşı, Paleojen Fliş-Konglomera ve Neojen Serisi'dir. Allohton konumlu birim ise, Ofiyolitik Karmaşık'tır. Bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti Şekil 7'de verilmektedir:

Permien Kireçtaşı (Pm): Siyah, gri renkli, orta-kalın katmanlı, alt-üst dokanağı gözlenemeyen kireçtaşlarından oluşan birim, çalışma alanının en yaşlı birimidir. Birim, en iyi şekilde Eğirdir'in dayandığı Sivri Tepe'nin güneybatısında, Kretase kayalarına bindiren ofiyolitler üzerinde gözlenir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989).

Triyas-Jura Kireçtaşı (Mc): Çalışma alanının en yaygın kaya topluluğunu oluşturan birim, Triyas-Jura yaşlı gri, grimsi siyah, bej renkli, orta-kalın katmanlı, bol eklemli ve çatlaklı, yoğun karstifikasyon sunan, üzerinde bol megaladon kavkaları bulunduran neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Permien ile olan ilişkisi sahada gözlenmez. Üstten ise, Kretase'nin pelajik-yarı pelajik kireçtaşları ile geçişli olarak gözlenirler. Ortalama 1500-4000 m arasında kalınlık sunarlar. Birim içerisinde, *Megaladon*, *Mercan*, *Galeanella*, *Miliolipara* gibi fosiller bulunmaktadır (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989).

Kretase Kireçtaşı (Krep): Kretase kireçtaşları, Karbonat platformunun en üst seviyesini oluşturur. Birim egemen olarak, ince-orta katmanlı, kirli sarı, bej, açık krem, pembemsi renkli, pelajik-yarı pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin bazı kesimlerinde yer yer çört yumruları ve arabantları izlenir. Üst seviyelere doğru kireçtaşının içerdiği kil oranı yükselir. Mesozoyik serinin üzerinde yer alan birim, yaklaşık 50-150 m arasında kalınlık gösterir. Karbonat Platformunun en üst seviyesini oluşturan bu kireçtaşlarının üzerine yer yer ofiyolitik seri bindirmeli olarak gelir.

Bütün Mesozoyik serileri ise, Paleojen serileri tarafından transgressif olarak örtülmüştür. Birim içinde, *Globotruncana arca*, *Ganserina gansseri*, *Heterohelix sp.*, *Rugoglobigerina sp.* vb. gibi planktik foraminiferler, *Quinqueloculina sp.*, *Nezzata sp.*, *Nummuloculina sp.*, *Textulariidae*, *Miliolidae* gibi fosiller saptanmış ve yaşlı Kretase olarak belirlenmiştir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994).

Paleojen Fliş-Konglomera (Eol): Bu seri, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı pelajik-yarı pelajik marnlar, Eosen yaşlı fliş, numulitik kireçtaşları ve Oligosen yaşlı konglomeralardan ibarettir. Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı pelajik-yarı pelajik marnları içeren birim, bej, krem renkli pelajik kireçtaşları ve bunlarla yanal ve düşey yönde geçiş gösteren kirli sarı, bej, pembe, kırmızı renkli, böbreğimsi ayrışmalı marnlarla devam ederek en üstte ofiyolitleri tane, parça ve blok şeklinde bulundurmaktadır. Birim içinde ofiyolitli gereçlere rastlanması, ofiyolitli karmaşığın bölgeye ilksel yerleşiminin, bu birimin çökmesinden önce olduğunu ortaya koymaktadır. Birim, *Alveolina sp.*, *Nummulites sp.*, *Assilina sp.*, *Globorotalia sp.* vb. fosil içeriğine sahiptir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994) .

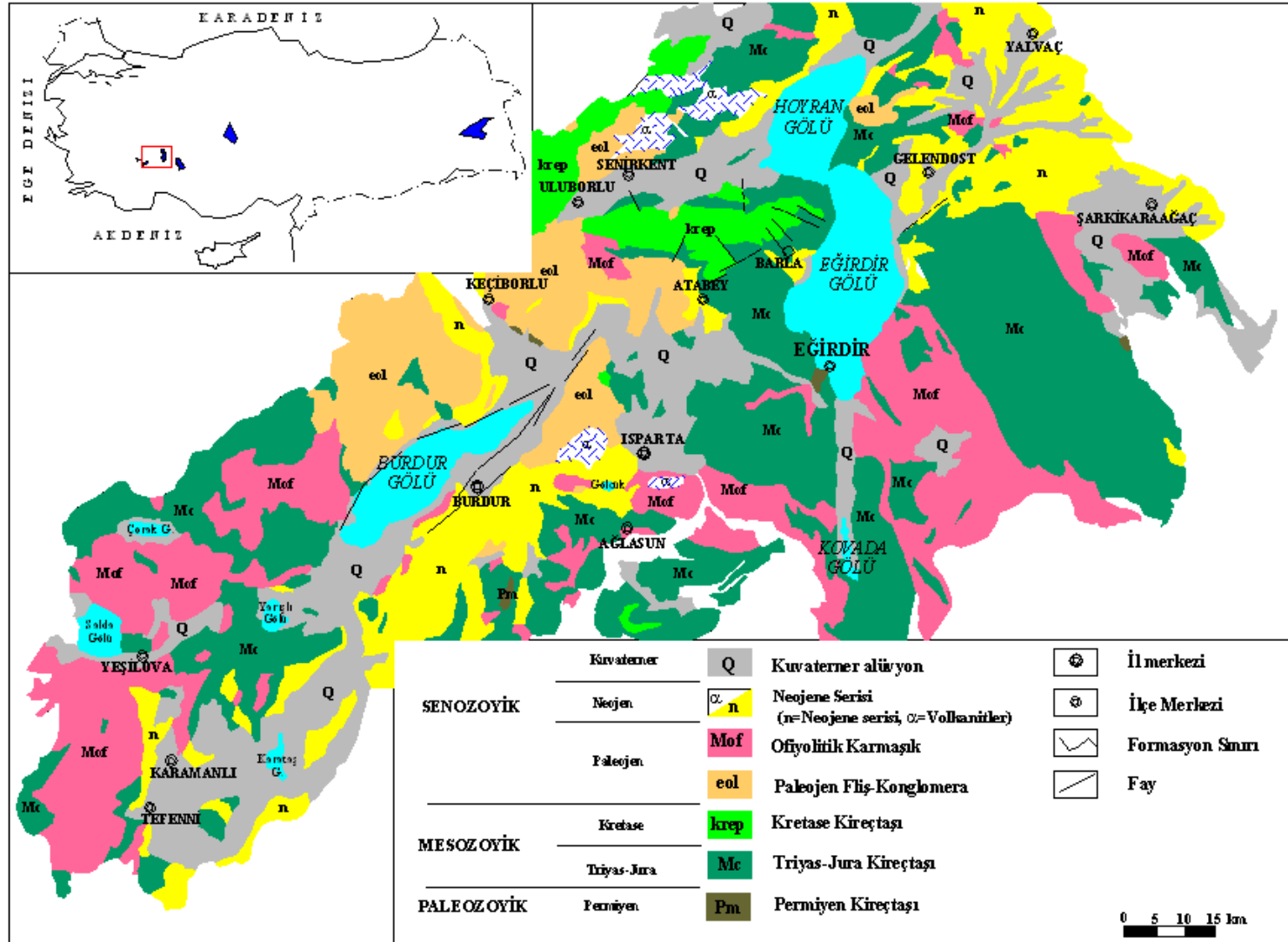
Eosen yaşlı flişler, orta katmanlı, boz, kahve renkli detritik kireçtaşları, yer yer sığlaşan yerlerinde bol nummulitli, gri renkli, orta katmanlı neritik kireçtaşları, yer yer derinleşen kısımlarında pembe, kırmızı renkli, ince tabakalı pelajik kireçtaşları, kırmızı, bej renkli marnlar ve çoğunlukla fliş özelliğinde gözlenen ve üstte regressif konglomeralar ile son bulan birimdir. İçerisinde bulunan *Globigerina sp.*, *Dissocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Assilina sp.* vb. fosil içeriğinden yaşı Eosen olarak belirlenmiştir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994). Oligosen yaşlı konglomeralar ise, polijenik çakıllı, yer yer aralarında karbonat çimentolu kumtaşı seviyeleri gözlenen, sığ denizel konglomeralardır ve kabadan inceye değişen tane boyları ile kumtaşlarına giriftlik gösterir. *Nummulites fichteli*, *Nummulites intermedius*, *Lepidocyclina oulopidina*, *Ammonia becceri* vb. fosil kapsamı ile birimin yaşı Oligosen olarak belirlenmiştir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994).

Ofiyolitik Karmaşık (Mof): İçerisinde değişen boyutta kireçtaşı blokları bulunduran, çok renklilik sunan, genellikle yeşil rengin hakim olduğu serpantin, harzburgit, gabro ve peridotit gibi bazik ve ultrabazik magmanın kaya türlerinden oluşmuş ofiyolitik seri, radyolarit, çört, plaketli kireçtaşı, şeyl, kumtaşı gibi, oluştuğu ortamın kaya türleri ile birlikte karmaşık bir seri olarak Paleojen serilerinin değişik kaya birimleri üzerine tektonik olarak bindirmişlerdir. Ofiyolitik karmaşığın bölgeye yerleşim yaşı Üst Paleosen-Alt Eosen sonrası olarak belirlenmiştir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989). Bu kayaçlar, Paleosen tektonik yerleşim yaşıyla Özgür ve diğ. (1992) tarafından volkano-sedimanter seri olarak adlandırılmıştır.

Neojen Serisi (n): Tabanda konglomeratik düzeylerle başlayan, yukarıya doğru beyaz-bej renkli, ince-orta katmanlı, gölsel ve karasal kumtaşı, marn, çakıltası serileri, kendisi ile eş zamanlı volkanizmanın tüf ve volkanitleri ile ardalanmalı olarak ve yer yer aralarında beyaz, bej renkli gölsel kireçtaşı ara seviyeleri bulunduran Neojen serisi, tüm temel kaya birimleri üzerine aşıl diskordansla örten, yörenin en genç çökel topluluğunu oluşturur (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989). Otokton olan seri, Eosen yaşıyla Özgür ve diğ. (1992)'de denizel klastik seri olarak anılmıştır.

Volkanitler (α): Pliyosen yaşlı andezitik, dasitik karakterli, andezit, trakiandezit, lösitli trakitler Neojen serilerinin içerisinde yer alırlar (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994). Özgür ve diğ. (1992), Özgür (2001)'de Gölcük yöresi volkanik kayaçları, (i) tefrifonolit, (ii) piroklastik seri ve (iii) trakiandezit-trakit olmak üzere üç fazda incelenmiş olup, bu kayaçların $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopları ile kökenlerinin alt mantoya dayandığını belirlenmiştir.

Alüvyon (Q): Geniş bir alanı kaplayan alüvyon, ovada, dere yataklarında ve düzlüklerde görülmektedir. Yer yer 300 m'den fazla kalınlığa sahip alüvyon örtüye gereç sağlayan birimler, kireçtaşları, ofiyolitli karmaşık, denizel kırıntılı birimler ve volkanik kökenli malzemelerdir. Dik yamaç önlerinde birikinti konilerini oluşturan alüvyal yelpaze tortulları, alüvyonların üst seviyelerinde ve onlarla yanıl ve düşey geçişli olarak bulunmaktadır. Birikinti konileri burada alüvyon adı altında ele alınmıştır. Birimin yaşı Kuvaterner'dir (Yalçinkaya ve diğ., 1986; Yalçinkaya, 1989; Karaman, 1994).



Şekil 6: Eğirdir ve Burdur Gölleri Arasının ve Çevresinin Jeoloji Haritası (Pamir ve Erentöz, 1963 a, b; Erentöz, 1964)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON SİMGE	LİTOLOJİ
S E N O Z O Y İ K	K U V A T E R N E R		Alüvyon (Q)	Q: Kireçtaşı, ofiyolitik karmaşık, denizel kırıntılı birimler ve volkanik kökenli malzemeler.
		N E O J E N	Volkanitler (α)	UYUMSUZLUK α: Andezit, trakiandezit, trakit, piroklastik seri, beyazrenkli, ince-orta katmanlı gösel oluşuklar ve Na (K) alkali volkanik kayalar
			Neojen sediment ve volkano-sedimentleri (n)	n: Beyaz, bej renkli, ince-orta katmanlı gösel ve karasal kumtaşı, marn, çakıltı serileri. Yer yer beyaz, bej renkli kireçtaşı seviyeleri bulundurulur.
			Oligosen konglomera (Ol)	UYUMSUZLUK Ol: Polijenik çakıllı, karbonat çimentolu kumtaşı seviyeleri bulunduran, sıg denizel konglomeralar
		P A L E O J E N	Eosen fliš, kireçtaşı (Eo)	Eo: Detritik kireçtaşları, neritik kireçtaşları, pelajik kireçtaşları, mamlar ve çoğunlukla fliš özelliğinde gözlenen ve regresif konglomeralarla son bulan birim.
			Ofiyolitik karmaşık (Mof)	Mof: Kuvvetli tektonikle karışmış, serpantin, harzburgit, peridotit, radyolarit, çört, plaketti kireçtaşı, şeyl, kumtaşıdan oluşan birim
	M E S O Z O Y İ K	Paleosen	Marn (P)	P: Pelajik kireçtaşları ile yanal-düşey yönde geçişli, kirli sarı, bej, pembe renkli, böbreğimsi ayrışmalı mamlar
		K R E T A S E	Kretase Kireçtaşı (Krep)	UYUMSUZLUK Krep : İnce-orta katmanlı, kirli sarı, açık krem, pembemsi renkli, pelajik-yarı pelajik kireçtaşları. Yaklaşık 50-150 m kalınlık sunarlar
		T R I Y A S - J U R A	Triyas-Jura Kireçtaşı (Mc)	UYUMSUZLUK Mc: Gri, grimsi siyah, bej renkli orta-kalın katmanlı, yoğun karstifikasyon sunan neritik kireçtaşı. Yaklaşık 1500-4000 m arasında kalınlık sunarlar
	P A L E O Z O Y İ K	P E R M İ Y E N	Permien Kireçtaşı (Pm)	UYUMSUZLUK Pm: Siyah, gri renkli, orta-kalın katmanlı kireçtaşı

Şekil 7: Çalışma Alanının Yalınlaştırılmış Stratigrafik Sütun Kesiti (ölçeksiz) (Yalçinkaya, 1989'dan basitleştirilerek)

3. HİDROJEOLOJİ VE HİDROJEOKİMYA

3.1 Hidrojeoloji

Çalışma alanında bulunan Eğirdir Gölü yarı kapalı havza özelliğinde olup beslenme havzası sınırları belirlenmiştir (Karagüzel ve diğ., 1995). Burdur Gölü ise tam kapalı havzadır. Dışarıdan beslenimi oldukça az olup dışarıya akışı da bulunmaz. İki göl arasında ise, Atabey ovası bulunmaktadır. Atabey Ovası'nın Eğirdir Gölü'ne komşu olan doğu kesiminde şerit halinde uzanan ofiyolitli karmaşık bindirmesinin Atabey Ovası ile Eğirdir Gölü arasında doğal geçirimsiz bariyer oluşturduğu görülmektedir. Atabey Ovası ile Burdur Gölü arasında ise fliş özelliğinde birimler ve ofiyolitli karmaşık bulunmaktadır. Bu birimlerin de Atabey Ovası ile Burdur Gölü arasında geçirimsiz bariyer oluşturduğu kabul edilmektedir. Bundan dolayı, Eğirdir ve Burdur Gölleri'nin birbirleriyle irtibatı olmadığı ve göller arasında yer alan Atabey Ovası'nın da göller ile hidrolojik bir bağlantısının bulunmadığı sonucuna varılmıştır (İrleyici, 1998).

Eğirdir Gölü havzasında önemli akiferler, batıda Uluborlu-Senirkent ovası, kuzeydoğuda Hoyran, Gelendost ve Yalvaç ovaları alüvyon akiferleri şeklinde bulunmaktadır. Bölgedeki karstik kireçtaşları da çatlak ve erime boşluklarında yeraltısuyu bulundurması bakımından büyük bir potansiyel oluşturmaktadır. Buradaki akiferlerde yeraltısuyu akım yönünün Eğirdir Gölü'ne doğru olduğu düşünülmektedir (Mutlutürk ve diğ., 1991; Karagüzel ve diğ., 1995).

Eğirdir Gölü'nün beslenme parametreleri (i) Göl yüzeyine düşen yağış, (ii) Yüzeysel akış, iç kaynaklar ve (iv) Yılanlı derivasyonu olarak adlandırılır.

Gölü besleyen en önemli dereler, batıda Kapıdağı ve Gelincik Tepe'den doğan Pupa çayı, kuzeydoğuda kaynağı Sultandağları olan Gelendost çayı, Hoyran ovasından gelen Hoyran çayı ve güneyden gelen Çaydere'dir. Bu dereler yaz aylarında sulamada kullanıldıklarından tamamen kururlar (Karagüzel ve diğ., 1995).

Eğirdir Gölü'nün boşalım parametreleri ise (i) Doğal boşalım (buharlaşma, düden kayıpları ve dolu savak) ve (ii) yapay boşalım (enerji, sulama, içme suyu) olarak sıralanabilir (Karagüzel ve diğ., 1995; Çizelge1).

Burdur Gölü'ne dökülen önemli akarsular yoktur buna karşın, az da olsa Bozçay, Uludere, Bügdüz, Çerçin, Keçiborlu dereleri gibi dereler ve göl altındaki birkaç kaynak gölün beslenme parametrelerini oluşturmaktadır (Merter ve diğ., 1986). Burdur Gölü suları, kötü kalitede olması nedeniyle herhangi bir amaçla kullanılmamaktadır. Bu nedenle, bu göl ile ilgili olarak çok fazla çalışma yapılmamaktadır.

Çalışma alanındaki jeolojik birimler hidrojeolojik özellikleri göz önünde bulundurularak geçirimli, yarı geçirimli ve geçirimsiz birimler olarak gruplara ayrılmıştır. Permien Kireçtaşı, Triyas-Jura Kireçtaşı, Kretase Kireçtaşı ve Alüvyon geçirimli birimleri oluşturmaktadır. Paleojen Fliş-Konglomera ve Ofiyolitik Karmaşık geçirimsiz birimlerdir. Neojen serisi ise yarı geçirimli birim olarak ayırtlanmıştır. Hidrojeoloji haritasında (Şekil 8) bu birimler gösterilmiştir.

3.2 Hidrojeokimya

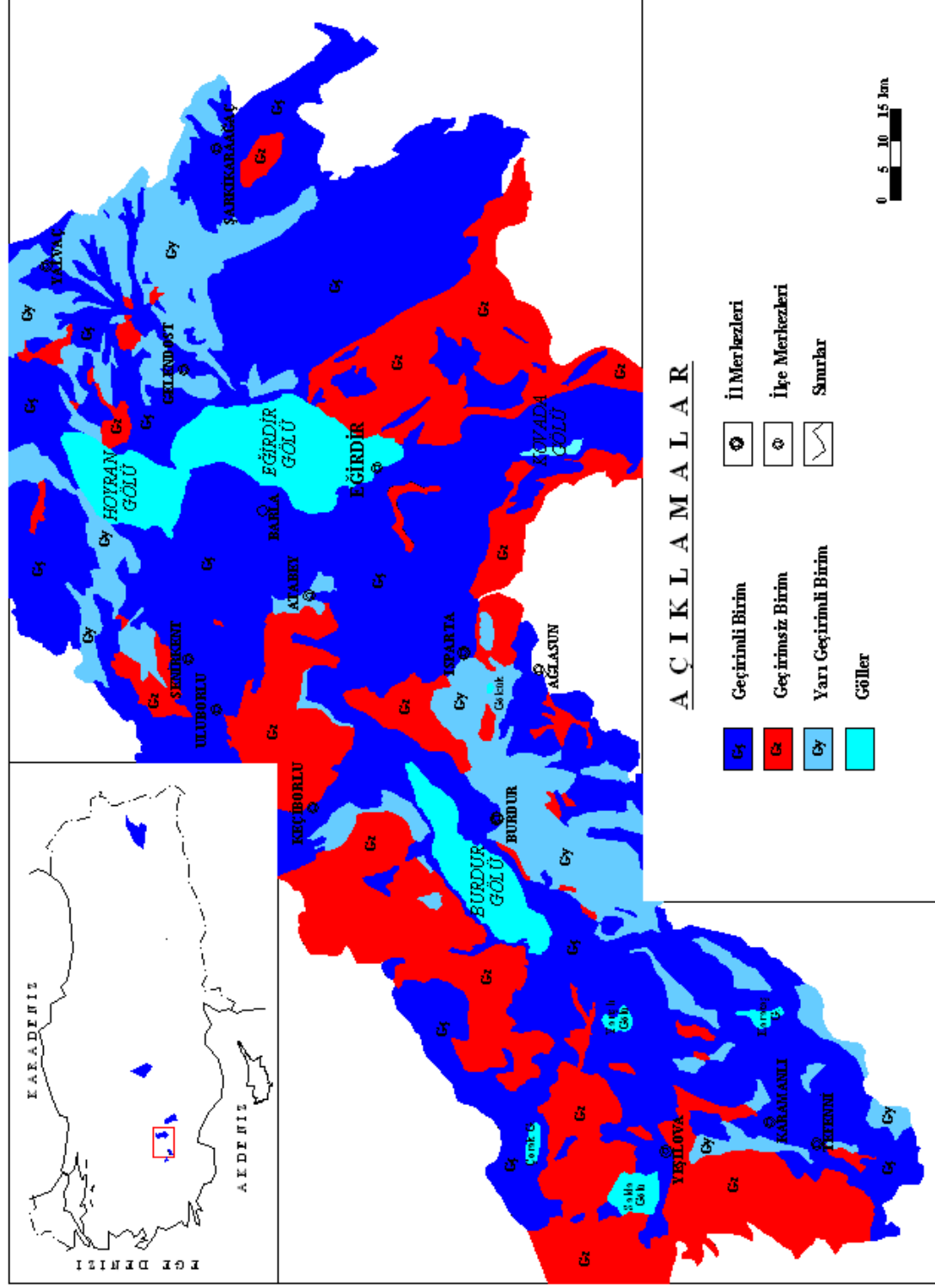
Çalışma alanında bulunan yeraltısuları, sıcak sular, maden suları ve yüzey sularının analizlerinin kullanılabilirliği SOLMINEQ.88 (Kharaka ve diğ., 1988) adlı "software" programı ile yeniden hesaplamalar yapılarak kontrol edilmiştir. Bunun yanında "manuel" hesaplamalar ile iyon bilançosu diyagramı hazırlanmıştır (Çizelge 2). Suların hidrojeokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla, alınan örneklerin analiz sonuçları (Çizelge3) Scholler (Şekil 9 ve 10) ve Piper (Şekil 11) diyagramlarında değerlendirilmiştir.

Eğirdir Gölü ve çevresinde yeralan çalışma alanından alınan su örnekleri, yeraltısuyu, sıcak su, yüzey suları ve Yalvaç Deri Organize Sanayiinin atık sularından (atık sular Eğirdir Gölü'ne verilmektedir) alınan suların tipleri belirlenmiştir (Şekil 9). Bu tanımlamada Eğirdir yöresindeki yeraltısuları birbirleriyle oldukça yakın özellikler göstermektedir ve içilebilir kalitededir. Bölgedeki yeraltısuları Ca-HCO_3 tipi sular olarak sınıflandırılabilir. Eğirdir Gölü suları da yöredeki yeraltısuları ile yakın özelliklere sahip olup, Ca-Mg-HCO_3 tipi sular olarak tanımlanabilir. Eğirdir Gölü suları 630 mg/l 'ye kadar olan iyon konsantrasyonu nedeni ile iyi kalitede, içilebilir sular sınıfına girmektedir.

Burdur Gölü kapalı bir havzadır, yani gölün dışarıya akışı yoktur ve gölü besleyen önemli bir akarsu da bulunmaz. Bu nedenle Burdur Gölü suları yüksek buharlaşma oranı dolayısıyla çok yüksek miktarda çözünmüş iyon konsantrasyonuna sahiptir. Burdur Gölü suları içilemez kalitede sular sınıfına girmektedir ve $\text{Na-Mg-(Cl)-SO}_4\text{-HCO}_3$ tipi sulardır (Şekil 10). Burdur Gölü çevresindeki yeraltısuları ise yine Eğirdir Gölü yeraltısuları ile benzerlik göstermekte olup Ca-HCO_3 tipi sulardır.

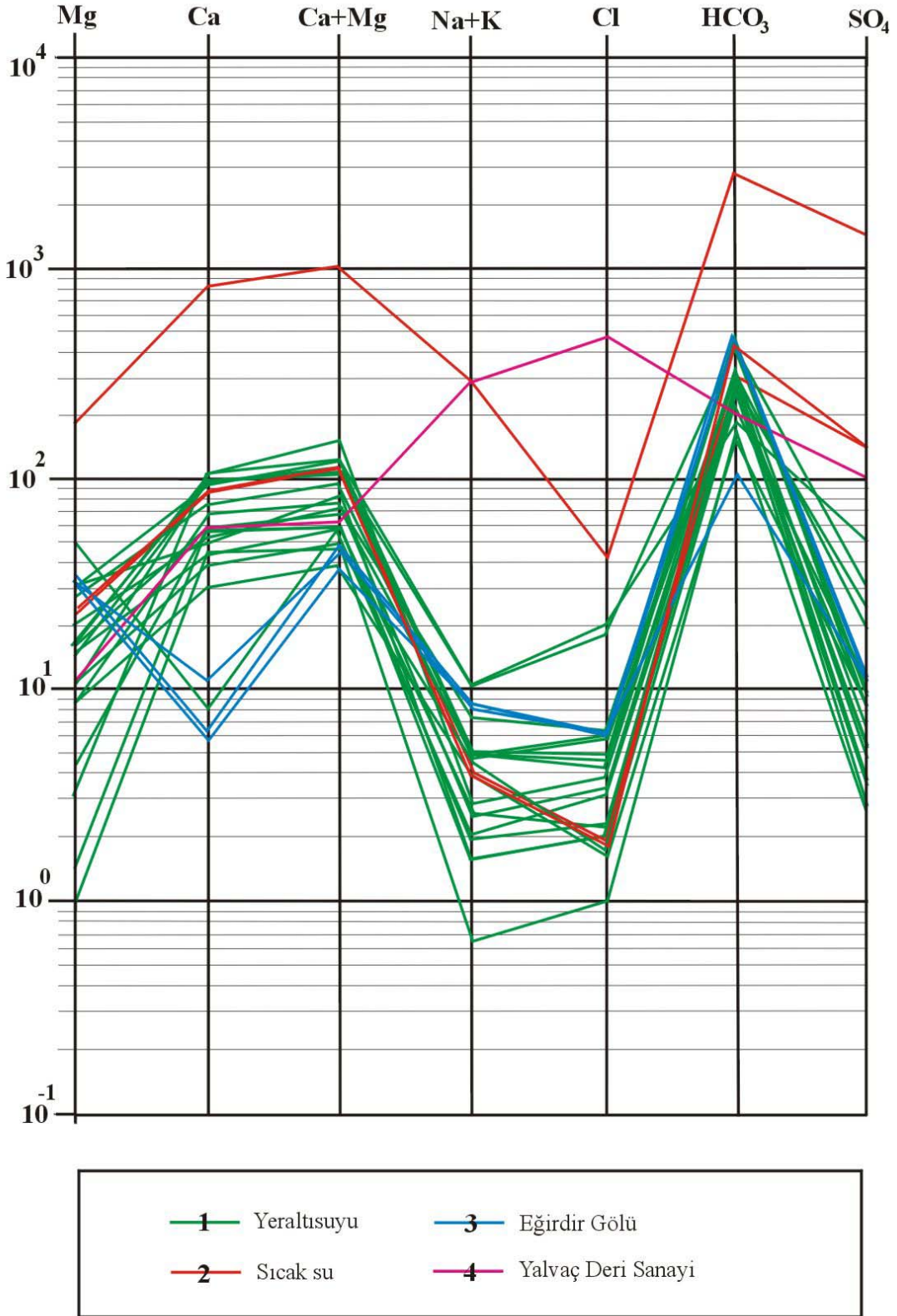
Çizelge 1: Eğirdir Gölüne ait bazı istatistiksel bilgiler (Karagüzel ve diğ., 1995)

Gözlem Yılları	YAĞIŞ		BESLENİM		BOŞALIM			
	Havza (mm)	Göl Alanı (mm)	Yağış (hm ³)	Akış (hm ³)	Sulama (hm ³)	Buharlaşma (hm ³)	Savak (hm ³)	Enerji (hm ³)
1966	601,92	618,70	295,12	1137,85	0,00	521,62	37,12	423,53
1967	501,41	480,16	227,13	1101,40	0,00	522,54	251,41	671,50
1968	724,68	723,11	343,47	1290,79	1,81	52310,00	454,10	619,29
1969	707,05	755,74	361,22	1667,83	2,02	523,90	732,01	1029,44
1970	464,87	447,05	210,98	1458,50	2,23	523,94	618,57	1146,47
1971	553,85	561,06	263,67	962,77	4,83	522,72	113,32	508,80
1972	446,15	435,50	202,51	719,86	1,83	521,63	0,00	463,80
1973	504,77	413,85	189,57	588,89	2,25	516,99	0,00	453,60
1974	482,69	515,41	232,45	667,25	4,80	513,11	0,00	443,50
1975	645,51	716,80	323,99	775,02	4,74	511,11	0,00	208,02
1976	517,95	615,00	279,83	784,31	11,31	511,15	0,00	130,46
1977	643,58	509,16	231,09	632,81	26,83	508,73	0,00	106,97
1978	839,42	868,03	398,41	952,00	28,83	509,32	0,00	166,68
1979	803,21	850,00	392,70	976,71	35,38	513,24	0,00	174,89
1980	706,41	689,34	320,52	947,56	48,20	515,89	0,00	231,20
1981	751,28	866,80	408,26	1096,16	57,10	520,96	1,02	221,70
1982	538,46	569,02	269,14	889,79	67,90	521,83	60,13	224,40
1983	609,62	677,54	318,43	755,71	66,10	520,91	0,00	351,60
1984	497,11	544,42	258,59	1069,40	72,39	521,95	146,62	282,70
1985	586,54	623,60	293,72	676,46	81,05	520,09	0,00	307,20
1986	433,52	464,92	218,04	665,53	91,43	516,12	0,00	216,90
1987	581,41	646,06	218,09	588,54	94,98	510,74	0,00	230,10
1988	601,92	678,30	317,44	715,74	104,92	508,97	0,00	158,10
1989	442,31	500,20	231,09	540,27	127,12	505,67	0,00	141,50
1990	382,69	418,70	192,60	540,77	108,65	501,62	0,00	87,20
1991	651,28	706,60	324,33	448,53	106,76	496,10	0,00	0,00
1992	454,48	477,70	218,79	570,06	116,35	491,23	0,00	0,00
1993	433,33	526,80	241,32	547,14	123,47	349,07	11,26	0,00
1994	521,47	582,30	267,28	558,18	152,97	388,19	4,03	0,00
Ortalama	569,99	602,82	277,58	838,82	53,32	504,57	83,78	310,33

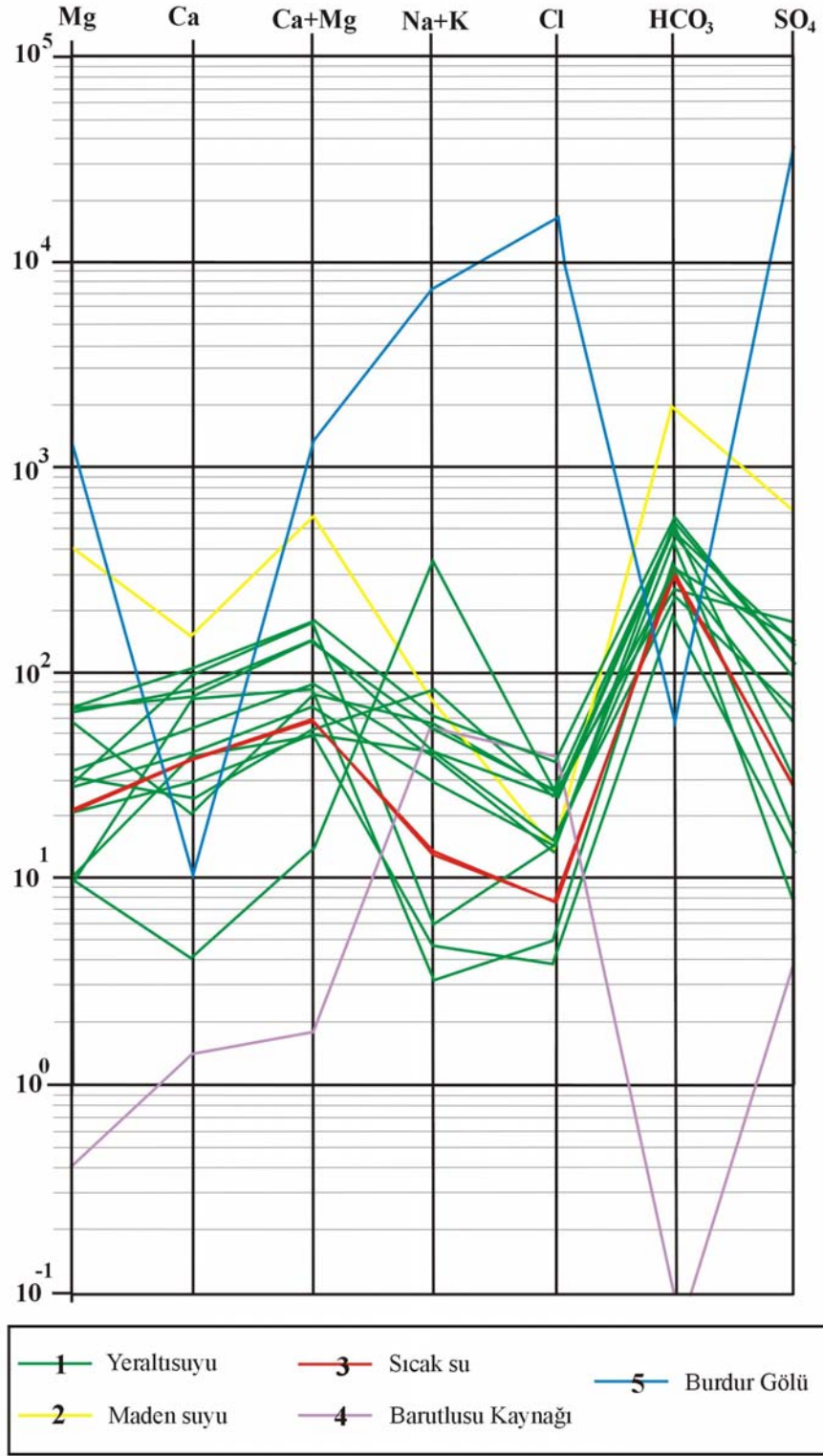


Çizelge 2: Çalışma alanındaki suların in-situ ölçüm değerleri ve iyon bilançosu

Sıra No	Ornek No	T (°C)	pH	Eh (mV)	EC (µS/cm)	Tip	TDS (mg/l)	Σ Katyonlar (mmol(eq)/l)	Σ Anyonlar (mmol(eq)/l)	Fark (mmol(eq)/l)	Hata oranı (%)
1	B-1	18,0	8,06	280	828,0	Ca-HCO ₃	781,01	5,60	10,07	4,47	0,57
2	B-4	20,0	7,79	240	702,0	Ca-HCO ₃	748	4,50	9,84	5,34	0,74
3	B-5	20,3	6,33	77	3280,0	Ca-HCO ₃	3424,88	24,69	38,46	13,78	0,43
4	B-8	20,1	8,20	227	750,0	Ca-HCO ₃	612,18	4,39	7,27	2,97	0,51
5	B-13	23,0	8,13	209	360,0	Ca-HCO ₃	283,4	1,67	3,54	1,86	0,71
6	B-14	18,0	7,10	263	689,0	Ca-HCO ₃	628,08	3,57	8,05	4,48	0,77
7	B-15	17,0	7,45	253	489,0	Ca-HCO ₃	461,24	2,43	5,96	3,53	0,84
8	B-17	23,0	7,93	258	583,0	Ca-HCO ₃	522,04	3,59	6,47	2,88	0,57
9	B-18	19,0	7,83	217	529,0	Ca-HCO ₃	428,89	3,41	5,18	1,78	0,41
10	B-20	27,0	7,68	222	475,0	Ca-HCO ₃	424,82	2,57	5,40	2,83	0,71
11	B-21	19,0	10,16	124	290,0	Ca-HCO ₃	120,69	2,80	1,16	1,64	0,82
12	B-23	27,0	7,62	219	470,0	Ca-HCO ₃	443,79	4,94	6,35	1,41	0,25
13	B-24	29,0	9,00	123	29400,0	Na-Mg-(Cl)-(SO ₄)-HCO ₃	51542,32	369,28	669,36	300,08	0,57
14	B-25	13,0	7,41	267	1052,0	Ca-HCO ₃	928,82	7,24	11,00	3,76	0,41
15	B-26	15,0	7,27	288	1213,0	Ca-HCO ₃	1074,88	7,89	11,88	4,00	0,40
16	B-27	15,0	7,46	70	1027,0	Ca-HCO ₃	903,54	6,86	10,40	3,54	0,41
17	B-28	15,0	9,33	-278	1970,0	Ca-HCO ₃	990,81	16,52	8,67	7,83	0,62
18	E-1	25,0	9,00	163,0	337,0	Mg-Ca-HCO ₃	379,03	1,80	8,38	6,58	1,29
19	E-2	16,0	7,20	203,0	636,0	Ca-HCO ₃	603,22	3,29	7,65	4,35	0,79
20	E-3	21,0	7,68	203	689,0	Ca-HCO ₃	637,7	3,87	7,95	4,07	0,69
21	E-4	15,0	8,14	212	263,0	Ca-HCO ₃	226,28	1,33	2,82	1,49	0,71
22	E-5	25,0	8,27	189	482,0	Ca-HCO ₃	444,12	2,62	5,53	2,90	0,71
23	E-6	13,0	7,85	198	443,0	Ca-HCO ₃	413,84	2,26	5,40	3,13	0,81
24	E-7	15,0	7,51	206	518,0	Ca-HCO ₃	444,55	2,49	5,67	3,17	0,77
25	E-8	23,0	9,14	170	332,0	Mg-Ca-HCO ₃	321,34	1,93	7,93	6,00	1,21
26	E-9	19,0	7,85	203	391,0	Ca-HCO ₃	366,94	1,93	4,79	2,85	0,85
27	E-10	19,0	7,69	192	409,0	Ca-HCO ₃	367,6	1,70	5,42	3,71	1,04
28	E-11	18,0	8,05	185	263,0	Ca-HCO ₃	279,56	1,67	3,47	1,80	0,70
29	E-12	15,0	7,34	197	721,0	Ca-HCO ₃	587,2	3,29	7,19	3,90	0,74
30	E-13	20,0	8,39	171	430,0	Ca-HCO ₃	389,29	2,50	4,83	2,32	0,63
31	E-14	23,0	7,25	183	682,0	Ca-HCO ₃	601,1	3,48	6,86	3,37	0,65
32	E-15	23,0	7,26	192	691,0	Ca-HCO ₃	590,9	3,44	6,71	3,27	0,64
33	E-16	22,0	8,22	173	253,0	Ca-HCO ₃	225,64	1,43	2,73	1,30	0,62
34	E-17	22,0	6,96	58	5280,0	Ca-HCO ₃	5922,92	37,68	63,74	26,05	0,51
35	E-18	15,0	7,42	158	755,0	Ca-HCO ₃	630,81	4,15	7,79	3,64	0,61
36	E-19	26,0	9,12	139	345,0	Mg-Ca-HCO ₃	207,12	1,99	2,20	2,05	0,09
37	E-20	14,0	7,52	176	509,0	Ca-HCO ₃	448,96	2,90	5,37	2,47	0,59
38	E-21	15,0	7,67	157	518,0	Ca-HCO ₃	468,91	3,26	5,57	2,31	0,52
39	E-22	14,0	7,67	168	524,0	Ca-HCO ₃	442,91	3,04	5,29	2,25	0,54
40	E-23	15,0	7,45	160	397,0	Ca-HCO ₃	361,09	2,33	4,49	2,15	0,63
41	E-24	15,0	7,76	185	388,0	Ca-HCO ₃	328,63	1,91	4,08	2,16	0,72
42	YD-1	19,0	7,61	-128	1356,0		1148,21	14,35	17,73	3,38	0,21

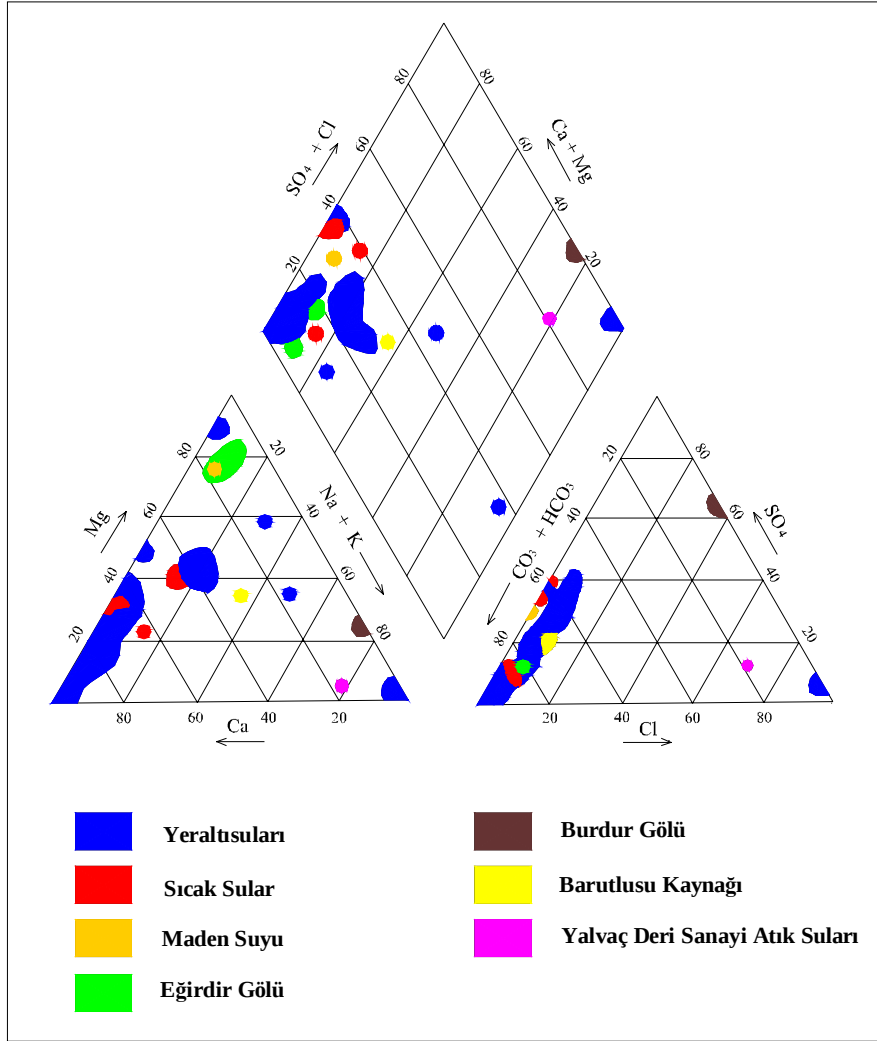


Şekil 9: Eğirdir Gölü ve çevresinden alınan su örneklerine ait Scholler diyagramı



Şekil 10: Burdur Gölü ve çevresinden alınan su örneklerine ait Scholler diyagramı

Çalışma alanında bulunan çeşitli sular PIPER diyagramı yardımıyla tanımlanmıştır (Şekil 11). Burdur ve Eğirdir Gölleri arasında bulunan alanda yer alan yeraltısuları ve sıcak sular Ca-HCO_3 tipi sular olarak tanımlanabilir. Bunun yanında Şifa Maden Suyu Ca-HCO_3 tipi göstermesine karşın İçmeler Kaynağı yüksek Mg^{2+} değeri ile kendini belli etmektedir. Eğirdir Gölü suları Ca-Mg-HCO_3 tipi sular olarak sınıflandırılabilir. Burdur Gölü suları da $\text{Na-Mg-(Cl)-(SO}_4\text{)-HCO}_3$ tipi sular olarak sınıflandırılırlar ve içilemez kalitededir.



Şekil 11: Çalışma alanındaki yeraltısuları, maden suyu, sıcak sular ve yüzey sularının Piper diyagramı

İnceleme alanında bulunan çeşitli kökenlere sahip suların anyon ve katyonlarına ait minimum ve maksimum değerleri Şekil 12’de görülmektedir. Bu şekilde, “manuel” olarak hesaplanan eşik (background) değerleri de verilmiştir. Önemli elementlere ait özellikler aşağıdaki gibi tanımlanmışlardır:

Sodyum (Na^+): İnceleme alanındaki yeraltısularının Na^+ değeri 0,52 ile 355 mg/l arasında bulunmaktadır (eşik değer: 3,86 mg/l). Bunun yanında sıcak suların Na^+ değeri yeraltısularındaki değerlerle karşılaştırıldığında daha yüksek görülmektedir (değer aralığı:

3,38 ile 197 mg/l; eşik değer: 12,30 mg/l). Eğirdir Gölü suları ise Na^+ içeriği bakımından 6,93 ile 7,01 mg/l arasında değişen değerlere sahiptir. Buna karşın Burdur Gölü sularının Na^+ değeri oldukça yüksektir (7210 mg/l).

Potasyum (K^+): Bölgedeki yeraltısularının K^+ değeri 0,12 ile 9,50 mg/l arasında değişmekte olup 1,08 mg/l eşik değeri ile sıcak sularla benzerlik göstermektedir. Eğirdir Gölü sularındaki K^+ değeri ise 1,59 ile 1,69 mg/l arasında değerler vermektedir. Burdur Gölü sularının K^+ değeri ise 40,60 mg/l olarak yüksek bir konsantrasyona sahiptir.

Magnezyum (Mg^{2+}): Çalışma alanındaki sıcak suların Mg^{2+} değeri 20,80 ile 181,20 mg/l arasında temsil edilirken (eşik değer: 24,79 mg/l), yeraltısularının Mg^{2+} değeri 1 ile 68,40 mg/l arasında değerler vermektedir (eşik değer: 16,67 mg/l). Burdur Gölü suları 1321 mg/l olan yüksek Mg^{2+} değeri ile kendini göstermektedir. Eğirdir Gölü sularında ise Mg^{2+} değeri 31,74 ile 34,42 mg/l arasında değişmektedir.

Kalsiyum (Ca^{2+}): Yeraltısularının Ca^{2+} değeri 4,00 ile 106,23 mg/l arasında değişim göstermektedir (eşik değer: 54,11 mg/l). Sıcak sulardaki Ca^{2+} miktarı 36,80 ile 824 mg/l arasındadır (eşik değer: 84,80 mg/l). Eğirdir Gölü sularının Ca^{2+} değeri 5,67- 11,55 mg/l olarak belirlenmiştir. Burdur Gölü sularında ise Ca^{2+} değeri 10,80 mg/l'dir.

Fluor (F^-): Çalışma alanındaki yeraltısularındaki F^- değerleri 0,08 ile 0,98 mg/l arasındadır (eşik değer: 0,19 mg/l). Sıcak suların F^- değerleri ise 0,41 ile 0,71 mg/l arasında değişmektedir (eşik değer: 0,45 mg/l). Aynı şekilde, Eğirdir Gölü sularındaki F^- değerleri (değer aralığı: 0,20 ile 0,22 mg/l) yeraltısuları ve sıcak sularla benzerlik göstermektedir. Buna karşılık, Burdur Gölü sularındaki F^- değeri <0,05 mg/l'dir.

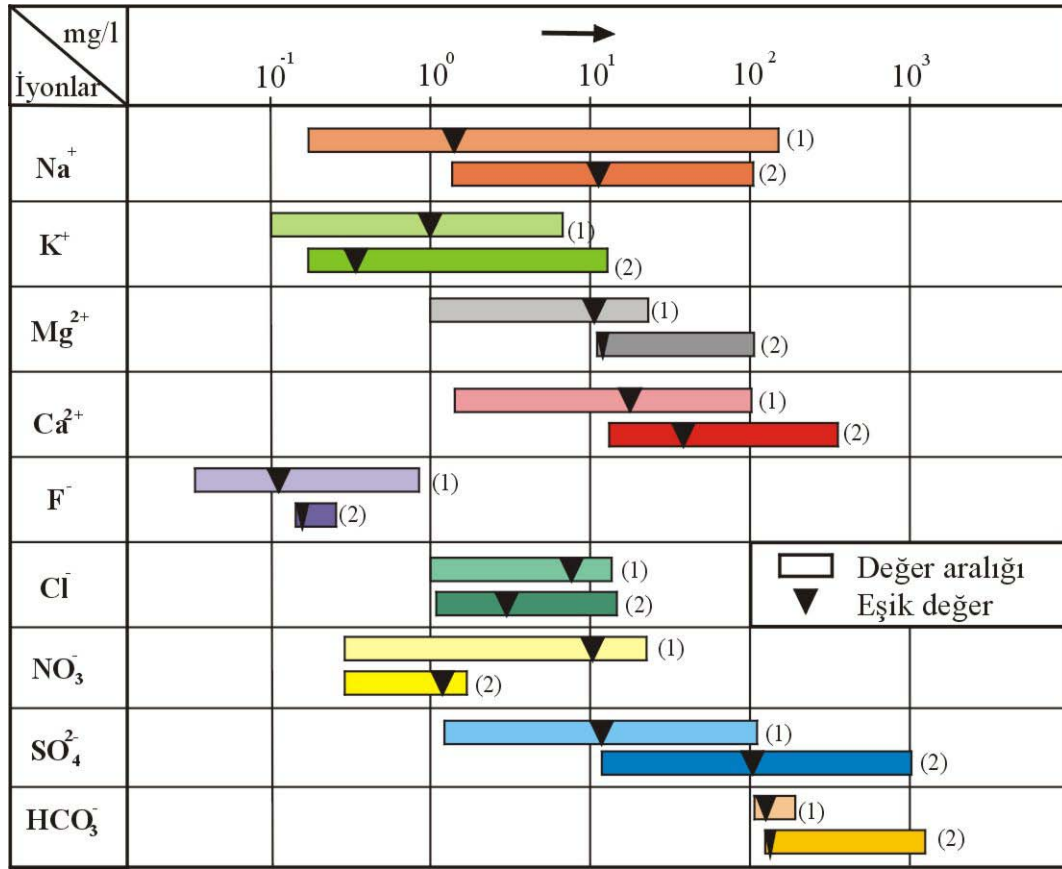
Klor (Cl^-): İnceleme alanındaki yeraltısuları 1,00-37,42 mg/l arasında bulunmaktadır (eşik değer: 9,64 mg/l). Sıcak sularda Cl^- değerleri 1,80 ile 42 mg/l arasındadır. Eğirdir Gölü sularında Cl^- değeri 6,10 ile 6,40 mg/l arasında değerlere sahiptir. Bölgedeki yeraltısuları, sıcak sular ve Eğirdir Gölü sularının Cl^- değerleri hemen hemen benzerlik gösterirken, Burdur Gölü suları 12454 mg/l Cl^- değeri ile oldukça yüksek bir konsantrasyon vermektedir.

Nitrat (NO_3^-): İnceleme alanındaki sıcak suların NO_3^- değeri 0,75 ile 5,10 mg/l arasında değerlere sahip olup 2,50 mg/l eşik değeri vermektedir. Yeraltısuları ise NO_3^- konsantrasyonu bakımından sıcak sulara oranla daha yüksek değerlere sahiptir (eşik değer: 12,43 mg/l). Eğirdir Gölü sularında NO_3^- değerinin <0,75 mg/l, Burdur Gölü sularında ise <0,50 mg/l olduğu görülmektedir.

Sülfat (SO_4^-): Eğirdir Gölü sularında SO_4^- değeri 11,20 ile 11,40 mg/l arasındaki değerlerde gözlenirken, Burdur Gölü sularında SO_4^- değeri 30470 mg/l ile oldukça yüksek konsantrasyona sahiptir. Yeraltısularının SO_4^- değerleri 2,50 ile 155,25 mg/l arasında değerlere sahipken (eşik değer: 20,98 mg/l), sıcak suların SO_4^- değerlerinin 28,15 ile 1450 mg/l aralığında olduğu belirlenmiştir (eşik değer: 143 mg/l). Özellikle Burdur Gölü suları (30470 mg/l) ve İçmeler Kaynağı (1450 mg/l) sularının SO_4^- değeri oldukça yüksektir.

Bikarbonat (HCO_3^-): İnceleme alanındaki yeraltısularının HCO_3^- değerleri 152,2 ile 587,4 mg/l arasında bulunmaktadır (eşik değer: 310,3 mg/l). Bunun yanında sıcak sulardaki HCO_3^- değeri yeraltısularındaki değerlerle uyushmaktadır (eşik değer: 310,6 mg/l). Buna karşın Eğirdir Gölü sularında HCO_3^- değeri 103,6 ile 460,7 mg/l arasındaki değerleriyle hem

yeraltıları, hem de sıcak sularla benzerlik göstermektedir. Burdur Gölü suları ise 59,83 mg/l HCO_3^- de geri vermektedir.

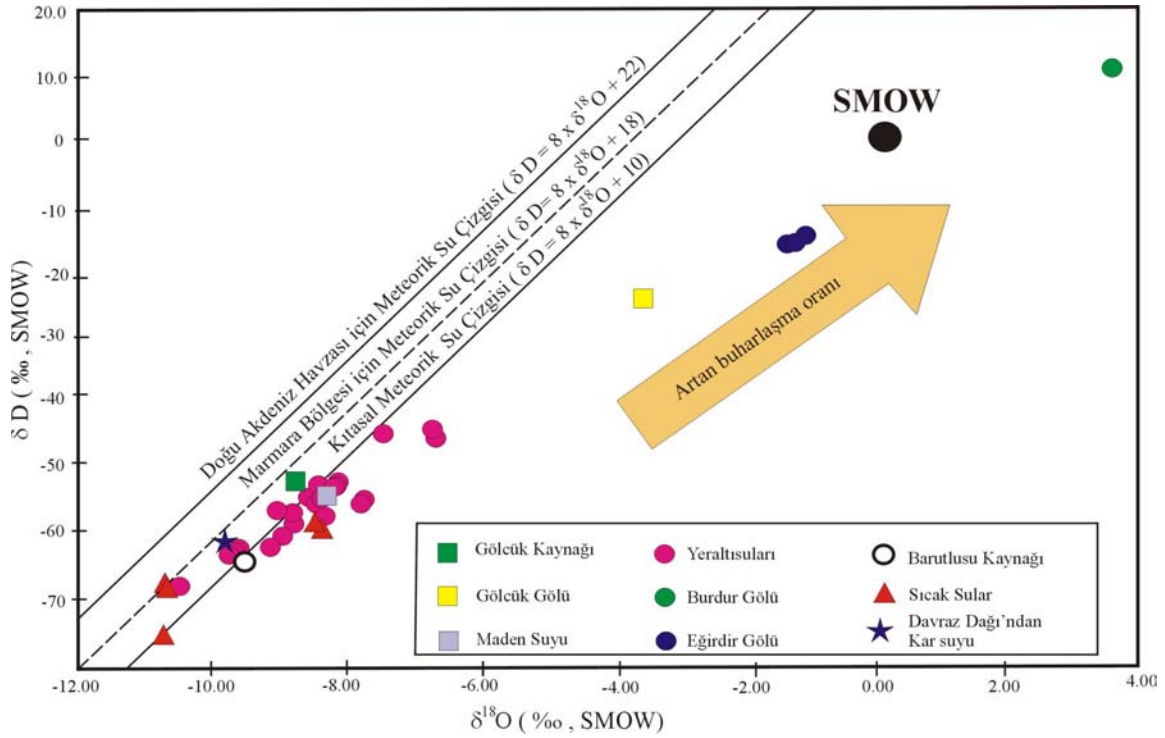


Şekil 12: Çalışma alanındaki sularda bulunan iyonların değer aralıkları ve eşik (background) değerleri (1: yeraltıları; 2: sıcak sular)

4. İZOTOP JEOKİMYASI

Çalışma alanındaki yeraltısu, yüzey suyu, kaynak suyu, gölleri kapsayan noktalardan, ^{18}O , ^2H ve ^3H izotoplarının analizi için 33 örnek alınmıştır. Bölgedeki suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları, genel olarak kıtasal meteorik su çizgisi ile çakışmaktadır (Şekil 13). Buna karşılık, Eğirdir ve Burdur Gölü suları meteorik su çizgisinden sapmalar göstermektedirler.

Burdur Gölü'nde anyon ve katyonlarda olduğu gibi, $\delta^{18}\text{O}$ izotopunda da aşırı zenginleşme söz konusudur. $\delta^{18}\text{O}$ izotopundaki zenginleşmenin nedeni, Burdur Gölü'ndeki yoğun buharlaşmadır. İç beslenmenin çok az olması, oldukça yüksek ve hızlı bir buharlaşma oranına sahip olması nedeniyle Burdur Gölü suları, SMOW alanının sağına düşmektedir. Bu sonuçları ^3H izotopu verileri de desteklemektedir (Çizelge 4).



Şekil 13: Çalışma Alanındaki yeraltısu, maden suyu, sıcak sular, kar suyu ve göl sularının δD ve $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisi (Gölcük Kaynağı, Gölcük Gölü ve Davraz Dağı'ndan Kar Suyu Örneklerinin İzotop Analizleri Özgür (2001)'den alınmıştır.)

Eğirdir Gölü sularında da buharlaşma nedeniyle $\delta^{18}\text{O}$ zenginleşmesi görülmektedir. Ancak Eğirdir Gölü'nün iç beslenmesi ve dışarıya boşalımı olduğu için $\delta^{18}\text{O}$ miktarı Burdur Gölü'ndeki kadar fazla değildir. Eğirdir Gölü'nün buharlaşma oranı, Burdur Gölü'ne göre daha düşük ve bölgedeki yeraltılarına göre daha yüksektir.

Alınan örneklerin ^3H sonuçlarına göre, yöredeki yeraltıları, Senir'de 1.0 (TU)'den Yalvaç yakınındaki Kumdanlı'da 18.0 (TU)'ya kadar değişen değerlere sahiptir. Buna göre yöredeki yeraltılarının genç sular oldukları anlaşılmaktadır. Burdur Gölü sularının ^3H değeri 16.4 (TU) ve Eğirdir Gölü sularının ^3H değeri ise 6.7-7.2 (TU) arasındadır. Bu değerlerle Eğirdir ve Burdur Gölü sularının, çalışma alanındaki yeraltıları gibi genç sular olduğu anlaşılmaktadır.

Çizelge 4: Eğirdir ve Burdur Gölleri ve Çevresinden Alınan Örneklerin İzotop ($\delta^{18}\text{O}$, δD , ^3H) Analizleri Sonuçları

Sıra No	Örnek No	Lokasyon	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Excess (‰)	^3H (TU)	2σ (TU)
1	B-1	Gölbaşı	-8,37	-57,4	9,5	2,0	0,7
2	B-4	Gölbaşı	-9,03	-60,6	11,7	1,0	0,7
3	B-5	Şifa Maden Suyu	-8,23	-55,9	9,9	5,7	0,9
4	B-8	Çendik	-6,85	-44,3	10,6	5,9	0,7
5	B-13	Kayasuyu Çeşmesi	-9,69	-62,4	15,1	9,8	0,8
6	B-14	Koyak Çeşmesi	-9,78	-63,9	14,3	9,9	0,8
7	B-15	İlyas	-9,74	-64,3	13,6	9,5	0,7
8	B-17	Senir	-9,25	-62,9	11,1	<1,0	
9	B-18	Kokar Çeşme	-8,29	-56,4	10,0	10,1	0,8
10	B-20	Pınarbaşı	-8,36	-59,4	7,4	<0,7	
11	B-21	Barutlusu	-9,51	-64,1	12,0	<0,7	
12	B-23	Pınarbaşı	-8,38	-57,7	9,3	<0,7	
13	B-24	Burdur Gölü	3,84	10,4	-20,3	16,4	1,1
14	B-25	DSİ-34867	-8,16	-53,4	11,9	4,3	0,7
15	B-26	DSİ-34864	-8,18	-54,1	11,4	8,3	0,7
16	B-28	Sarı Renkli Su	-7,86	-56,5	6,3	0,9	0,7
17	E-1	Bedre Koyu	-1,45	-15,6	-4,0	6,7	0,7
18	E-2	Bedre Köyü	-8,83	-59,5	11,1	5,8	0,7
19	E-3	Bağören Köyü	-8,31	-55,2	11,2	9,7	0,7
20	E-6	Kayaağzı Kaynağı	-8,84	-58,5	12,2	9,4	0,7
21	E-8	Ş.Demirel villası	-1,48	-16,5	-4,7	6,7	0,7
22	E-11	Kumdanlı çıkışı	-8,46	-56,7	11,0	18,0	1,3
23	E-12	Yağcılar Köyü	-7,94	-54,6	8,9	9,1	0,7
24	E-14	Aslandoğmuş Köyü	-10,67	-69,1	16,3	5,6	0,7
25	E-15	İlidere-A.doğmuş çıkışı	-10,68	-69	16,4	5,6	0,7
26	E-16	A.doğmuş Köy Çeşmesi	-10,46	-69	14,7	13,6	1,0
27	E-17	İçmeler Kaynağı	-10,83	-70,5	16,2	0,9	
28	E-18	Gelendost-Bağılı Arası	-6,73	-47,3	6,5	7,9	0,7
29	E-19	Eğirdir Gölü	-1,38	-15,3	-4,3	7,2	0,7
30	E-20	Mahmatlar Köyü	-8,38	-52,9	14,2	8,0	0,7
31	E-22	Soğucak Su Sondajı	-7,49	-45,6	14,3	7,7	0,7
32	E-23	Kavaklı Kaynağı	-8,47	-55,1	12,7	3,7	0,7
33	E-24	Kavak Pınarı	-9,18	-58,3	15,1	6,9	0,7
34*	TR7	Gölcük Kaynağı	-8,92	-53,1		13,5	
35*	TR8	Gölcük Gölü	-3,29	-26,9		10,5	
36*	TR-10	Davraz Dağı Kar Suyu	-9,89	-62,6		5,2	

5. JEOTERMAL SULAR

Isparta ve çevresi jeolojik konumu itibariyle jeotermal suların oluşabilmesi için ilginç bir alan olarak ortaya çıkmaktadır. Bu görüşü (1) Isparta ve çevresinde Alt Pliyosen yaşına kadar varan Gölcük volkanizması (Özgür ve diğ., 1990) ve Beyşehir volkanizması gibi genç volkanizmanın varlığı, (2) bölgenin tektonik olarak aktifliği ve depremselliği (Dinar ve Burdur depremleri; Yağmurlu ve Şentürk, 2003), (3) yakın yörede yer alan Keçiborlu'da kükürt (Sarız, 1985) ve Burdur Gölü güneyinde arsenik yataklarının bulunması (Kuşcu, 1995), (4) yörede farklı lokasyonlarda gaz çıkışlarının varlığı, (5) sıcak sulara rezervuar olabilecek karbonatlı kayaçların bulunması, (6) lokal hidrotermal alterasyon alanların yer alması, (7) farklı ısı akısı değerlerinin bulunması ve (8) yüzeyde yüksek sıcaklıklı suların bulunması şiddetle desteklemektedir. Isparta ve yakın çevresine ait ısı akısı değerleri Çizelge 5'de verilmiştir (Yemen, 1999). Burada en yüksek değer 32.6 mW/m^2 olarak bulunmaktadır.

Çizelge 5: Isparta ve yakın çevresinin ısı akısı değerleri.

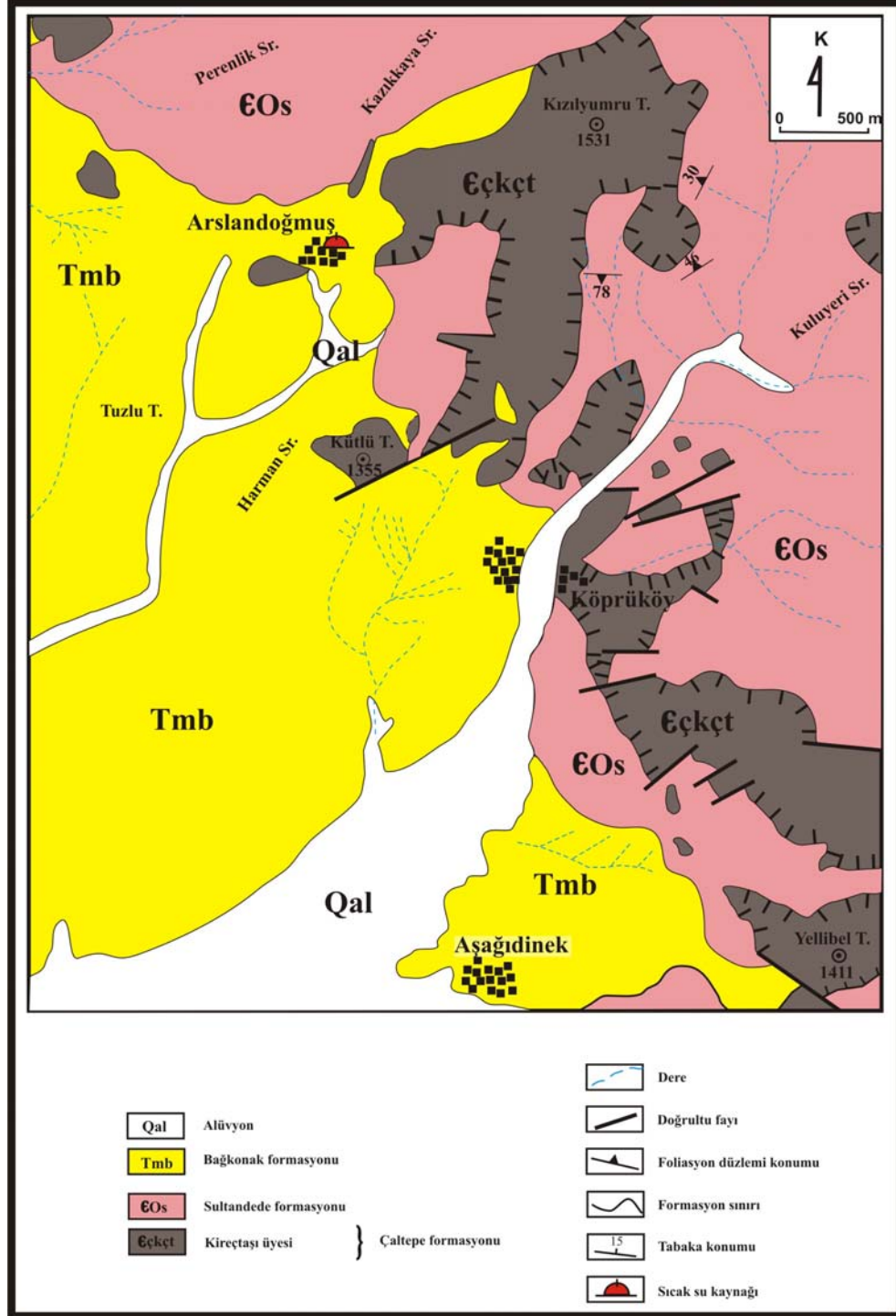
Yer	Koordinatları (Boylam-Enlem)	Kuyu derinlikleri ve Su statik seviyeleri (m)	Kuyu Litolojisi (m)	q (mW/m^2)
Aydoğmuş	31.4000-37.7100	0-200 24	0-163 Killi Çakıl 163-200 Kireçtaşı	4.3
Eyüpler	31.6250-38.1000	0-153 80	0-153 Kireçtaşı	0.5
Senir	31.2250-37.5000	0-130 50	0-130 Konglomera	32.6
B. hacılar	31.1000-37.9500	0-110 7	0-110 Alüvyon	-3.0
Kozluca	31.0000-37.5500	0-160 50	0-40 Kil 40-68 Killi Çakıl 68-160Az çakıllı Kil	28.9
Manca	30.8000 - 37.4000	0-130 7	0-130 Alüvyon	-3.1

5.1 Jeotermal Alanların Jeolojisi

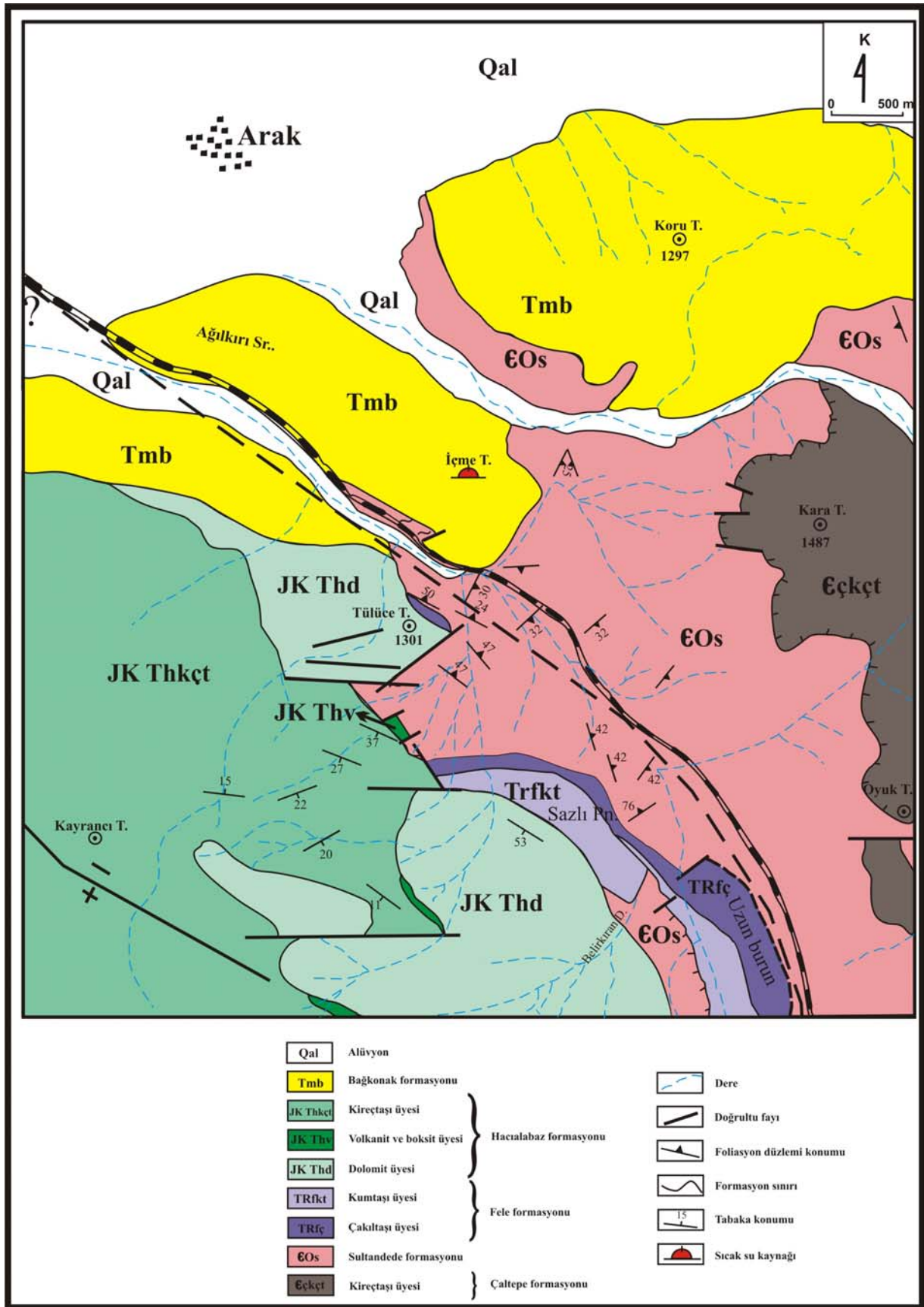
5.1.1 Arslandoğmuş ve İçmeler Jeotermal Alanları

Çalışılan alanda en yaşlı kayaçları Alt-Orta Kambriyen yaşlı rekristalize dolomitik kireçtaşlarından oluşan Çaltepe formasyonu oluşturmaktadır (Şekil 14, 15 ve 16: Dean ve Monod, 1970). Bölgesel ölçekte taban kayaçlarını oluşturan bu birimler uyumlu olarak Üst Kambriyen- Alt Ordovisiyen yaşlı düşük dereceli Sultandağı metamorfik kayaçları tarafından örtülmektedir (Monod, 1967; Elitok, 2000). Açısız uyumsuzlukla Orta Triyas yaşlı kırmızı-kahve renkli kuvarsit-kuvarşist çakılları, sert mercekli konumlu rekristalize kireçtaşı ve kahverengi-yeşil-bordo renkli litolojisinden oluşan Fele formasyonu metamorfik kayaçların üzerine gelmektedir. İnceleme alanı içinde Fele formasyonu üzerine dolomit, dolomitik kireçtaşı ve tabakalı kireçtaşlarından oluşan Dogger-Alt Eosen Hacılabaz formasyonu gelmektedir. Alt kesimlerde gevşek tutturulmuş kıltaşı-kumtaşı-çakıltaşı ardalanması ve üst kesimlerde yer yer travertenimsi karbonatlardan oluşan Üst Miyosen yaşlı Bağkonak formasyonu diğer tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Kuvaterner yaşlı özellikle gevşek tutturulmuş alüvyon yörede en genç birimi oluşturmaktadır.

İnceleme alanında tektonik olarak KD-GB yönelimli küçük ölçekli doğrultu atımlı faylar egemen olup bunlar genel fay sistemine uyum sağlıyorlar ve büyük olasılıkla yöredeki sıcak ve soğuk su çıkışları ile doğrudan ilişkili olabilirler.



Şekil 14: Arslandoğmuş ve yöresi jeotermal alanların lokasyonu ve jeoloji haritası (Elitok, 2000)



Şekil 15: İçmeler jeotermal alanı lokasyon ve jeoloji haritası (Elitok, 2000)

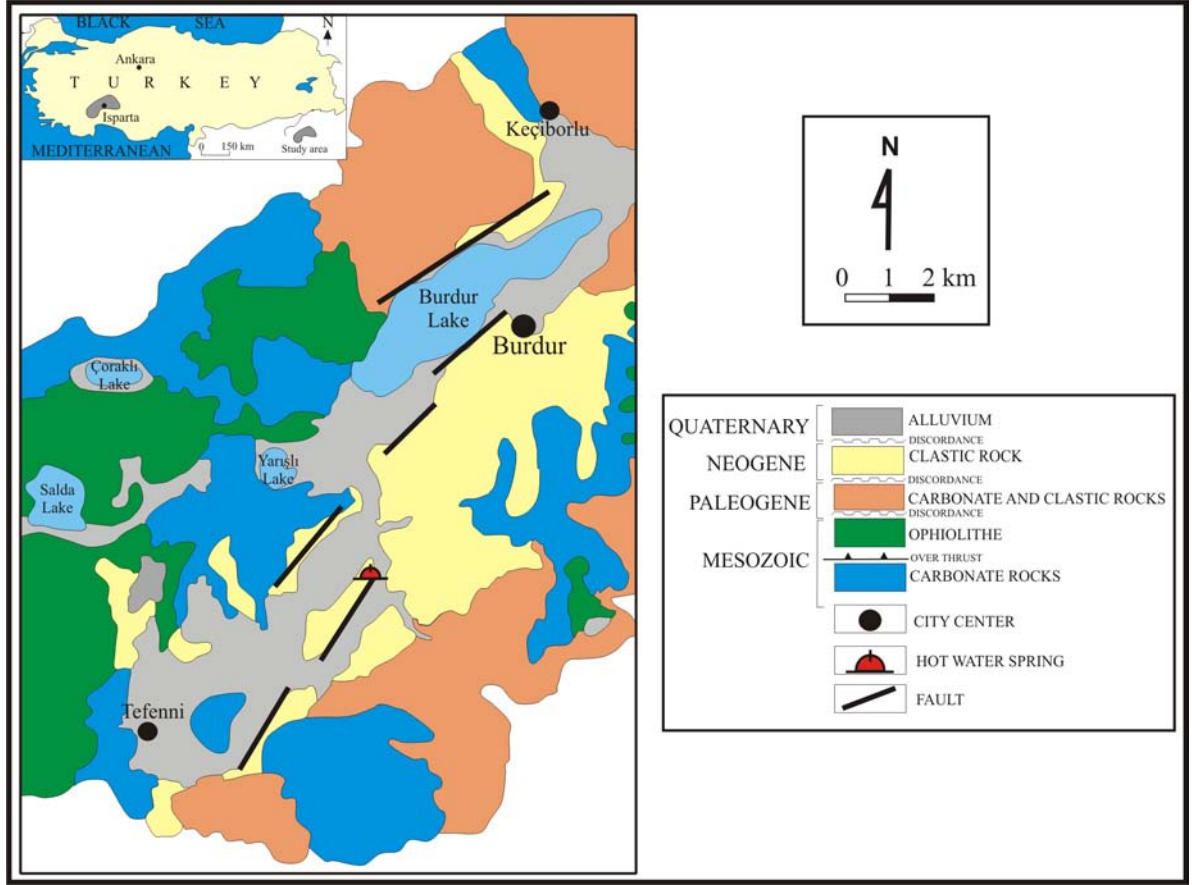
PALEOZOYİK		MESOZOYİK				SENZOYİK		Ü.SİSTEM
KAMBRİYEN	ORDOVİSYEN	TRİYAS	KRETASE	PALEOJEN	TERSİYER	KUV.	Alüvyon	SİSTEM
ALT-ORTA	ALT	ORTA	DOGGER	PALEOSEN				SERİ
		ANİSİYEN						KAT
ÇALTEPE	SULTANDEDE	FELE		HACIALABAZ				FORMAS.
KİREÇTAŞI	ÇAKIL TAŞI	KUM TAŞI	DOLOMIT	VOL. BOKS.	KİREÇTAŞI		Qal	ÜYE
Çökçt	Trfç	Trfkt	JKThd	JKThv	JKThkçt			SİMGE
								LİTOLOJİ
								AÇIKLAMALAR
								Gevşek tuturulmuş, tuturulmamış kil, kum, çakıl
								Yer yer dolomit ve boksit düzeyli dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı
								Volkanik düzeyli lateritik boksitler
								Kırmızı renkli breşik yapıli kireçtaşı blokları
								Dolomit ve dolomitik kireçtaşı
								Kahverengi yeşil, bordo renkli kumtaşı
								Sert, mercekli konumlu rekristalize kireçtaşı
								Kırmızı kahve kuvarsit, kuvarsit çakılları
								Kuvarsit ve rekristalize kireçtaşı arakatlı metasilttaşı, metakilttaşı, metakumtaşı
								Dolomit, dolomitik rekristalize kireçtaşı

Şekil 16: Arslandoğmuş ve İçmeler yöresi jeolojik istifinin stratigrafik kesiti (Elitok, 2000).

5.1.2 Pınarbaşı Jeotermal Alanı

Pınarbaşı jeotermal alanı Burdur Elmacık köyünün yaklaşık olarak 4 km GB kısmında ve Pınarbaşı Köyü'nün 1 km KD kesiminde bulunmaktadır (Şekil 17). Çalışma alanında temeli Mesozoyik yaşlı karbonatlı kayalar oluşturmaktadır. Bunun üzerinde tektonik olarak ofiyolitik karmaşık bulunmaktadır. Bu ofiyolitik birim üzerinde karbonatlı ve klastik kayalardan oluşan Paleojen yaşlı birimler uyumsuz olarak yer almaktadır. Yine klastik kayalardan oluşan Neojen yaşlı birimler alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyon en genç birimi oluşturmaktadır.

Havza genelde, KD-GB yönlü faylarla oluşturulmuş bir grabendir. Pliosen tektonizması nedeniyle oluşan bu fayların bir bölümü halen aktif durumdadır. Graben havzası, güneyden kuzeye doğru basamaklı olarak derinleşmektedir. Bölgedeki sıcak su kaynaklarının, bu ana grabenin Kuzey kanadındaki faya bağlı olarak çıktığı gözlenmiştir.



Şekil 17: Pınarbaşı jeotermal alanı lokasyonu ve jeoloji haritası (Pamir ve Erentöz,1963a,b; Erentöz, 1964)

5.2 Jeotermal Alanlarda Hidrojeoloji ve Hidrojeokimya

Aslandoğmuş yöresindeki meteorik sular geçirimli Neojen çökelleri içinden süzülerek geçirimsiz olan Paleozoyik yaşlı Sultandağı şistlerine kadar yol katetmektedirler ve burada şistler temel kayayı oluşturmaktadırlar. Alüvyon ve Alt-Orta Kambriyen yaşlı rekristalize dolomitik kireçtaşlarından oluşan Çaltepe formasyonu sıcak sular için rezervuar oluşturmaktadır. İki lokasyonda bulunan sıcak su çıkışları burada dolomitik kireçtaşı alüvyon veya şist arasındaki normal faylarda görülmektedir. Aslandoğmuş kaynaklarının debileri 10 l/s değerine kadar ulaşmaktadır.

İçmeler Tepe yöresinde bulunan Bağkonak formasyonunun alt kısımları kırıntılı, konglomeratik ve kireçtaşı blokları içerikli ve bu yüzden geçirimli olup yüzeyden derine doğru süzülen meteorik sular için rezervuar olabilmektedir. Bunlar tabanda şistler üzerine uyumsuz olarak geliyorlar ve şistler burada geçirimsiz temel kayaları oluşturuyorlar. Bağkonak formasyonunun üst kısımları daha çok killi-siltli sedimanter ve metamorfik kökenli kayaç kırıntılarından oluşmaktadır. Bu durum sıcak su rezervuarı için geçirimsiz örtü kayası özelliğini vermektedir. Bu özelliğin en iyi kanıtı yüzeyde bulunan ve çok büyük alanlar kapsayan travertenler olmaktadır. Burada sıcak su çıkışları kırık ve çatlaklara bağlı olarak yüzeye ulaşmaktadır ve eğimli yüzeylerde akan sular traverten terasları oluşturur (Şekil 18).



Şekil 18: İçmeler sıcak su kaynağı çıkışı lokasyonu ve traverten terası oluşumu.

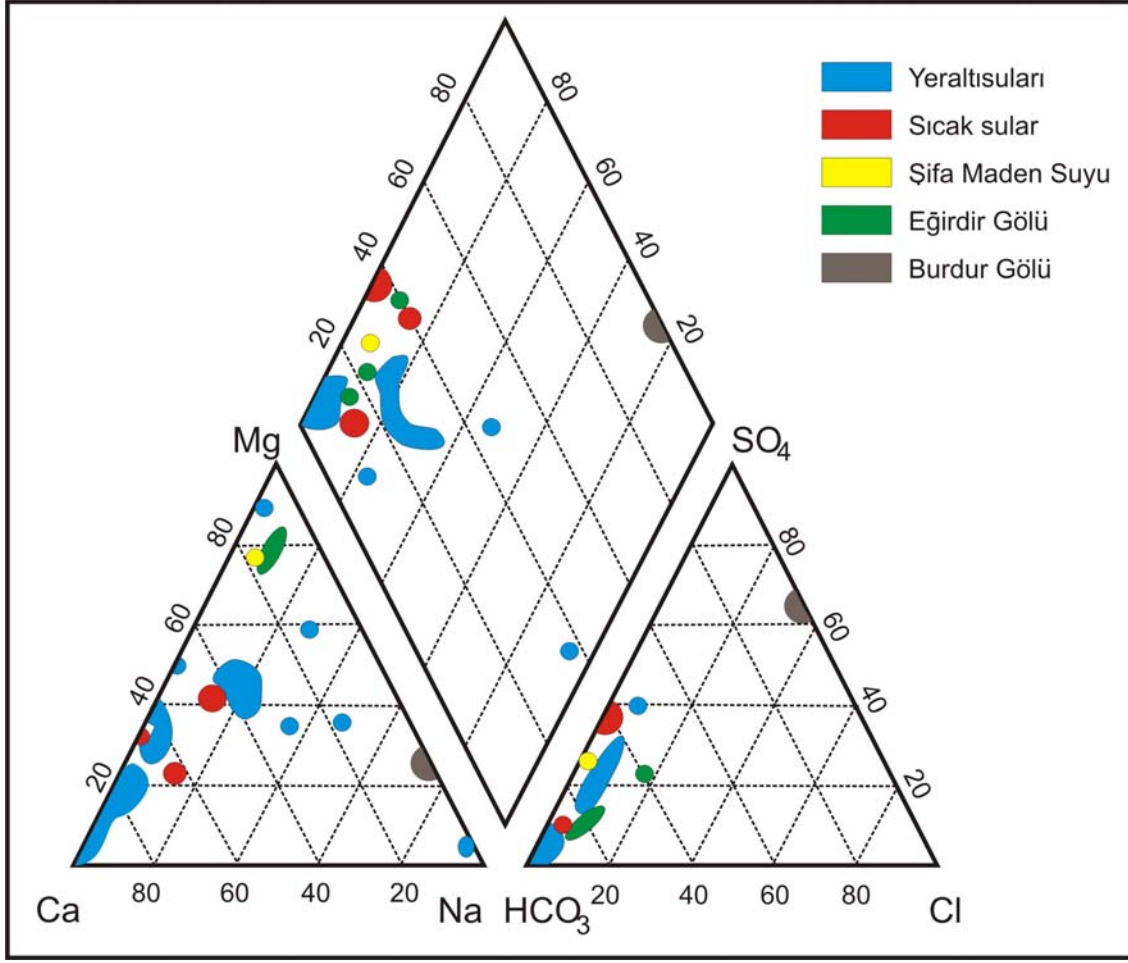
Pınarbaşı jeotermal alanında Triyas yaşlı beyaz renkli, orta-kalın katmanlı ve çatlaklı rekristalize kireçtaşları rezervuar kayaçlarını oluşturmaktadır. İnceleme alanında ince-orta tabakalanmalı konglomera, kumtaşı, marn, tuf ve gölsel kireçtaşı ardalanmasından oluşan Neojen yaşlı gölsel çökeller örtü tabakalarını oluştururlar.

Yörede faya paralel hatlar boyunca sıcak su çıkışları bulunmaktadır. Buradaki suların yüzey çıkış sıcaklıkları 28 dereceye kadar ulaşmaktadır. Toplam çıkan suların debisi 15 l/s değerine kadar ulaşmaktadır. Fay üzerinde yöre halkı tarafından açılan 17-20 m derinliğinde bir su sondaj kuyusu bulunmaktadır ve bu kuyudan su pompalanmaktadır.

Aslandoğmuş yöresinde bulunan iki sıcak su kaynağı 23 °C sıcaklığa sahiptirler ve $\text{Ca}-(\text{SO}_4)\text{-HCO}_3$ tipi sular olarak adlandırılabilirler (Şekil 19). Yörenin sıcak suları 600 mg/l olarak toplam erimiş iyon miktarı vermektedir. Bu değer bu suların yöre yeraltısuları ile karşılaştırıldığında (225 mg/l) sıcak suların içindeki erimiş iyon miktarının bir kat daha arttığını göstermektedir (Çizelge 3). Her iki lokasyonda bulunan sıcak sular 146 mg/l değerine kadar ulaşan SO_4^{2-} değerleri ile dikkati çekmektedirler. Bu yüksek değerler gölsel Neojen çökelleri içinde bulunabilecek sülfatlı birimlere, örneğin barit yatakları, bağlanabilir. Sular içinde bulunan Ca^{2+} (85 mg/l) ve Mg^{2+} (25 mg/l) değerleri doğrudan dolomitik kireçtaşı olan rezervuar kayacına işaret etmektedir.

İçmeler yöresinde sıcaklığı 22 °C değerine kadar ulaşan sayısız sıcak su lokasyonları bulunmaktadır. İçmeler sıcak suları $\text{Ca-Mg-Na}-(\text{SO}_4)\text{-HCO}_3$ tipi sular olarak adlandırılabilir. Yüksek Na^+ (197 mg/l) ve K^+ (33 mg/l) daha çok Sultandağı şistleri ile ilişkilendirilirken Ca^{2+} (824 mg/l) ve Mg^{2+} (181 mg/l) Bağkonak formasyonu içinde bulunan dolomitik kireçtaşlarına ve yakın çevredeki dolomit birimlerine dayanabilir. Yüksek miktarda bulunan SO_4^{2-} (1450 mg/l) değerleri İçmeler lokasyonu çevresinde bulunan barit yataklarına dayandırılabilir.

27 °C sıcaklığa kadar ulaşan Pınarbaşı sıcak suları Ca-HCO_3 tipi sular olarak adlandırılabilirler (Şekil 11 ve 19) ve yüksek Ca^{2+} değerleri (37 mg/l) burada doğrudan rezervuar kayacı olan kireçtaşlarına dayandırılabilir.



Şekil 19: Isparta ve çevresinde bulunan jeotermal suların Piper diyagramında sınıflandırılması. Karşılaştırma amacıyla yöre yeraltısuları, Şifa Maden Suyu ve Eğirdir ve Burdur Gölleri suları diyagrama taşınmıştır.

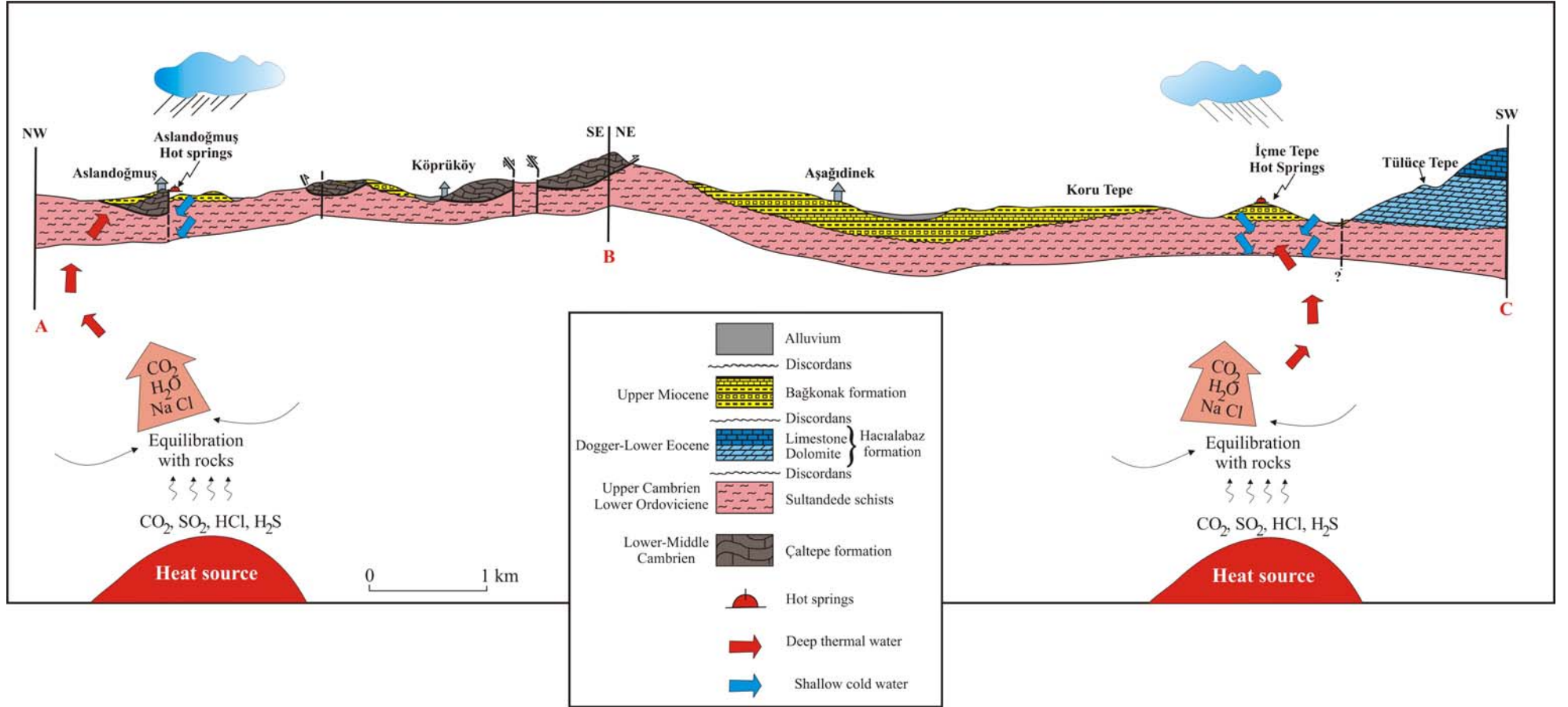
5.3 Jeotermal Suların Oluşum Modeli

Çalışılan alanda Aslandoğmuş ve İçmeler sıcak su alanları birbirlerine yakın olmaları ve benzer jeolojik özellikleri dolayısıyla aynı sisteme ait oldukları kanısını uyandırmaktadırlar bunların model oluşumları Şekil 20’de görülmektedir. Burada jeotermal alanlarda yüzeyde bulunan meteorik suların bir kısmı kayalar içinden süzülerek karbonatlı kayalardan oluşan rezervuarlara ulaşmaktadır. Rezervuar kayaları sularıyla birlikte sığ derinliklerde bulunan henüz soğumakta olan volkanik ısıtıcılar tarafından ısıtılmaktadır. Sıcak volkaniklerden gelen CO_2 , SO_2 , HCl , H_2S , HB , HF ve He gibi magmatik uçucular da sıcak su rezervuarına ulaşmaktadırlar. Burada kayalar, gazlar ve sirkülasyonlu sular arasında dengelenme koşulları ayarlanmaktadır. Yukarıya doğru yükselen sular daha çok CO_2 , H_2S ve NaCl içermektedirler. Hidrotermal kökenli konveksiyon akımı ısınan sıcak suları düşük olan yoğunlukları nedeniyle yeryüzüne çıkmasını sağlamaktadır. Bu sıcak sular böylece tektonik zayıf zonlar üzerinden yeryüzüne gelerek kendilerini sıcak su kaynakları, su buharları ve sıcak gaz çıkışları olarak göstermektedirler.

Her iki sistemde sıcak sular 22 ile 23 °C arasında değişen yüzey çıkış sıcaklıkları ve 126 ile 177 °C arasında değişen Na-K-Ca jeokimyasal termometresinin verdiği rezervuar sıcaklıklarına sahiptirler. Rezervuar derinlikleri yaklaşık 50 m ile İçmeler jeotermal sularında

ve yaklaşık 150-200 m bir rakama varan bir değerle de Aslandoğmuş'ta kendini ortaya çıkarmaktadır. Ek olarak her iki lokasyonda bulunan Ca-Mg-(SO₄)-HCO₃ tipi sular SOLMINEQ.88 (Kharaka ve diğ., 1988) ve AQUACHEM (Calmbach ve Waterloo, 1998-1999) ile belirlenen dolomit, anhidrit, feldspat, kuvars, silvin ve halit gibi mineral fazları yeni mineral fazlarına işaret etmektedirler.

Pınarbaşı jeotermal alanında rezervuar Triyas yaşı kireçtaşları içinde bulunmaktadır. Sular Ca-Mg-HCO₃ tipi sulardır. Çözünen mineraller dolomit, anhidrit, feldspat, kuvars ve silvindir. Rezervuar derinliği yaklaşık 50-100 m olup Na-K-Ca jeokimyasal termometresi ile sıcaklığı 120 °C olarak saptanmıştır.



Şekil 20: Aslanoğmuş ve İçmeler yöresi jeotermal alanlarının jeolojik enine kesitleri ve jeotermal suların oluşum modeli.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma alanı, Isparta Büklümü'nde yeralan Eğirdir ve Burdur Gölleri'ni kapsamakta ve Burdur transform fayına bağlı rift tektoniğinde gelişen çöküntü alanlarıdır. Tektonik özellikleri nedeniyle bölge, doğuda batıya ve kuzeyde güneybatıya hareket gösteren Anadolu plakası tarafından kontrol edilmektedir ve bugünkü yapısını kazanmıştır. Bölgede göllerden, Eğirdir Gölü yarı kapalı havza, Burdur Gölü ise tam kapalı havza özelliğindedir.

Bölgedeki sıcak sular karbonatlı kayalar içinde bulunmakta, $\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ (Aslandoğmuş), $\text{Ca-Mg-Na-(SO}_4\text{)-HCO}_3$ (İçmeler) ve Ca-HCO_3 (Pınarbaşı) tipi sular olarak adlandırılabilirler ve bunların yüzey sıcaklıkları 22 ile 27 °C arasında değişirken rezervuar sıcaklıkları 126 ile 177 °C arasında bulunmaktadır. Sıcak suların rezervuar derinlikleri oldukça sığ olup en derin yerlerinin 200 m değerine kadar ulaştıkları düşünülmektedir. Yeraltıları hidrojeokimyasal olarak Ca-HCO_3 tipi sular olarak sınıflandırılabilir. Yeraltıları ve Eğirdir Gölü suları düşük iyon konsantrasyonuna sahip olmalarından ötürü içilebilir kalitede suları temsil etmektedirler. Eğirdir Gölü suları Mg-Ca-HCO_3 tipi sular olarak sınıflandırılır. Burdur Gölü suları ise, diğer sularla karşılaştırıldığında, yüksek çözünmüş iyon konsantrasyonuna içermesinden dolayı içilemez kalitede sular sınıfına girmektedir ve $\text{Na-Mg-(Cl)-SO}_4\text{-HCO}_3$ tipi sular olarak tanımlanmaktadır.

$\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop ilişkileri, yeraltılarının meteorik su çizgisi ile çakıştığını gösterirken, sıcak suların bazıları meteorik su çizgisi ile çakışıyor ve bazıları da bu çizginin sağına düşmektedir. Bu durum sıcak suların büyük oranlarda soğuk yeraltıları ile karıştığını ve kayalarla yoğun sirkulasyon veya reaksiyon ilişkisinde olduğunu göstermektedir. Belirtilen yeraltısu karışımını ve kayaç-su ilişkisinin yoğunluğunu sıcak ve soğuk sulara analiz edilen ^3H değerleri desteklemektedir. Eğirdir ve Burdur Gölleri sularının meteorik su çizgisinden saptığını göstermektedir. $\delta^{18}\text{O}$ değerindeki sapmanın nedeni, bölgedeki yüksek buharlaşma oranıdır. δD izotopu değerindeki sapmalar ise, farklı suların karışmasına bağlanabilir. İç beslenmesi çok az, çok yüksek ve hızlı buharlaşma oranına sahip olan Burdur Gölü suları, $\delta^{18}\text{O}$ zenginleşmesi nedeni ile SMOW'un en sağ tarafına düşmektedir. Eğirdir Gölü sularında da buharlaşma nedeniyle $\delta^{18}\text{O}$ zenginleşmesi görülmektedir. Ancak Eğirdir Gölü'nün dip beslenmesi ve boşalımı olduğu için $\delta^{18}\text{O}$ miktarı Burdur Gölü'ndeki kadar fazla değildir. Eğirdir Gölü'nün buharlaşma oranı, Burdur Gölü'ne göre daha düşük ve bölgedeki yeraltılarına göre daha yoğundur. Bu sonuçları, ^3H verileri de desteklemektedir. Bölgedeki sular, 18.0 (TU) değerine kadar olan ^3H verilerine göre genç sular olarak belirlenmiştir.

Eğirdir ve Burdur Gölleri arasında bulunan Atabey Ovası'nın her iki göl ile olan sınırında geçirimsiz birimler bulunması nedeniyle, ovanın hem Eğirdir Gölü hem de Burdur Gölü ile olan sınırı geçirimsiz bariyer özelliğindedir. Bu nedenle, Eğirdir ve Burdur Gölleri'nin birbiriyle irtibatı olmadığı ve aradaki Atabey Ovası'nın da göller ile hidrojeolojik bağlantısının bulunmadığı belirtilmiştir.

Burdur Gölü sularındaki Na^+ , Cl^- ve SO_4^{2-} değerlerinin yüksek konsantrasyonlarının, Gölçük volkanizması ve jips içerikli sedimentlerle ilgili olduğu düşünülebilir. Eğirdir ve Burdur Gölleri sularının birbirlerinden farklı özellikler taşıdığı ve iki gölün hidrojeokimyasal ve izotop jeokimyasal özellikleri bakımından birbirinden ayrıldığını göstermektedir.

Tüm bu sonuçlar göz önüne alındığında Isparta ve yakın çevresinde sıcak su potansiyelini – varsa – belirleyebilmek için (1) 1: 25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası, (2) yörenin daha detaylı ısı akısı haritasının çıkarılması, (3) hidrotermal alterasyon alanlarının belirlenmesi, (4) jeokimyasal çalışmalarla kayalarda sıcak sulara kılavuzluk edebilecek elementlerin izlenmesi, (5) hidrojeokimyasal çalışmalarla sıcak su anomalileri verebilecek alanların tespiti ve (6) gravite ve elektriksel yöntemlerle sıcak su anomali alanlarının ortaya çıkarılması mutlaka gerekmektedir.

7. KAYNAKLAR

- Acar, A. ve Biliyul, H., (1974). Jeofizik Anomalilere Göre Akşehir-Yalvaç Yörelerinde Kalker Altında Bazik Formasyonun (doleritin) Devamlılığının Takip İmkânı ve Ondülasyonları. Türkiye Jeol. Kur. 28. Bilimsel ve Teknik Kongresi Tebliğ-Konferans özetleri, 7.
- Akbulut, A., (1977). Etude geologique d'une partie du Taurus Occidental au Sud d'Eğirdir (Turquie). These 3eme cycle, Univ. de Paris Sud, Centre d'Orsay, 203s. (yayınlanmamış)
- Anastakis, G. ve Kelling, G. (1991). Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements: Mar. Geol., v. 97, 261-277s.
- Blumenthal, M., (1960). Le systeme structural de Taurus Sud Anatolien. Livre à la Mém. P. Fallot, 11, 611-662 s.
- Blumenthal, M., (1963). Le système structural du Taurus Sud-Anatolien: in Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mém. hs. sér. Soc. Géol. France, 2, 611-622 s., Paris.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., (1971). Outline of the Geology of the Western Taurids, Campell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de. Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli, 225-255 s.
- Calmbach, L. ve Waterloo Hydrogeologic, (1998-1999). Aqueous geochemical data analysis, plotting and modeling, Waterloo Hydrogeologic, Inc.
- Dean, W. T. ve Monod, O., (1970). The lower Paleozoic stratigraphy and faunes of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey I., Stratigraphy: Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol., V.19, N. 8, 411-426 s.
- Demirkol, C., Sipahi, H. ve Çiçek, S., (1977). Sultandağının Stratigrafisi ve Jeoloji Evrimi. Maden Tetkik Arama Enst., Derleme Rap. No:6305, (yayınlanmamış).
- Desprairies, A. ve Gutnic, M., (1970). Les grés rouges au sommet du Paleozoique du massif du Sultandağ et les niveaux ferrallities de la couverture Mesozoique (Nord-East du Taurus occidental, Turquie). Analyses chimiques et mineralogiques. Signification paleogeographhique. Bull. Soc. Géol., XII, 505-514 s, France.
- Dilek, Y. ve Moores, E.M., (1990). Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean Ophiolites, in Malpas, J.; Moores, E.M., et al., eds., Ophiolites, Oceanic crustal analogs. Proc. Sym. (Troodos, 1987), Geol. Survey Dept., 295-309 s., Nicosia/Cyprus.

- Dilek, Y. ve Rowland, J., (1993). Evolution of conjugate passive margin pairs in Mesozoic southern Turkey: Tectonics, 12, 954-970 s.
- Dilek, Y., Thy, P., Moores, E. M. ve Ramsden, T. W., (1990). Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework: Tectonics, v. 9, 811-823 s.
- Elitok, Ö., (2000). Şarkikaraağaç (Isparta) ve çevresinin jeoloji, mineraloji ve petrografisi. S.D.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış), 220s., Isparta.
- Erentöz, C., 1964. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Denizli Paftası, MTA yayınları, Ankara.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., (1979). Mut-Ermenek-Silifke Yöresinin Jeolojisi ve Petrol Olanakları. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 22 (1), 7-26 s.
- Gökten, E., (1976). Silifke Yöresinin Temel Kaya Birimleri ve Miyosen Stratigrafisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7-26 s.
- Graciansky, P.C. de., (1968). Teke Yarımadası (Likya) Torosları'nın Üstüste Gelmiş Ünitelerinin Stratigrafisi ve Dinaro Toroslar'daki Yeri. Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 71, 73-92 s.
- Gutnic, M., (1977). Géologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principaux resultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Univ. de Paris-Sud Orsay, 130s.
- Haude, H., (1968). Zur Geologie des Mitteleren Sultandağ Südwestlich von Akşehir (Turkei). Dissertation Münster, 146s., (yayınlanmamış).
- Hayward, A.B. ve Robertson, A.H.F., (1982). Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, southwest Turkey. Geol. Soc. America Bull., 93, 68-75 s.
- İrleyıcı, A., (1998). Eğirdir ve Burdur Gölleri Arasının Hidrojeoloji İncelemesi. S.D.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış), 150s., Isparta.
- Karagüzel, R., Taşdelen, S., Akyol, E., Tokgözlü, A., İrleyıcı, A. ve Özgül, S., (1995). Eğirdir Gölü Hidrolojisi (Ön Rapor), S.D.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Uygulamalı Jeoloji ABD, 61 s., Isparta.
- Karaman, M.E., (1994). Isparta-Burdur Arasının Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, c.37, 2, 119-134 s.
- Ketin, İ., (1966). Tectonic Units of Anatolia. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, No: 66, 35 p., Ankara.

- Kharaka, Y.K., Gunter, W.D., Aggarwal, P.K., Perkins, E.H. ve DeBraal, J.D., 1988, A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions: U.S. Geol.Surv. Water-Resources Investigations Report 88-4227, 420 s.
- Kissel, C., Averbuch, O., Lamottle, D., Monod, O. ve Allerton, S., (1993). First Paleomagnetic Evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurus Belt east of the Isparta reentrand (SW-Turkey). Earth Planet. Sci. Lett. 117, 1-14 s.
- Koçyiğit, A., (1976). Karaman-Ermenek (Konya) Bölgesinde Ofiyolitli Melanj ve Diğer Oluşuklar. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 103-115 s.
- Koçyiğit, A., (1980). Hoyran Gölü Yöresinin (Afyon-Isparta) Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri. Ankara Üniv. Fen Fakültesi, Genel Jeol. Kürs., Doçentlik tezi (yayınlanmamış), 172 s., Ankara.
- Koçyiğit, A., (1981). Isparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun Evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24, 15-23 s.
- Koçyiğit, A., (1983). Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği. Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26, 1-10 s.
- Koçyiğit, A., (1984). Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. Türkiye Jeol. Kur. Bült. 27, 1-15 s.
- Kuşcu, M., (1995). Gölbaşı (Isparta) epitermal arsenik mineralizasyonunun jeolojik ve ekonomik özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, C. 38, sayı 2, 43-52.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: Tectonophysics 60, 1-42 s.
- McKenzie, D., (1978). Active Tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions: Geophys. Jour. Royal Astro. Soc., v.55, 217-254 s.
- Merter, Ü., Genç, Ş., Tunalı, Ş. ve Göksu Z. L., (1986). Isparta ve Yöresindeki Göllerdeki Su Kalitesi, Fiziksel, Kimyasal ve Biyolojik Parametreler. TÜBİTAK, Deniz Bilimleri ve Çevre Araştırmaları Grubu, Proje no: ÇAĞ-45/G, Tarım-Orman ve Köyişleri Bakanlığı, Koruma ve Kontrol Gn. Md., Ankara.
- Monod, O., (1967). Batı Toros kireçtaşlarının temelindeki Seydişehir şistlerinde bulunan Ordovisiyen bir fauna. MTA Enst. Yayını, 69, 76s.
- Monod, O., (1977). Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie). Thèse d'état., Univ. de Paris-Sud Orsay, 422 s., (yayınlanmamış).
- Mutlutürk, M., Karagüzel, K., Köseoğlu, M., Oran, S., Oğlakçı, M. ve Taşdelen, S., (1991). Eğirdir Gölü ve Havzası Kirleticisi Faktörlerinin Araştırılması. Göller Bölgesi Tatlı Su Kaynaklarının Korunması ve Çevre Sorunları Sempozyumu. 479-488 s., Isparta.

- Özgül, N., (1984). Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. *Geology of the Taurus Belt* (eds., Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C.). International Symposium. 77-90 s., Ankara/Turkey.
- Özgür, N., Pekdeğer, A., Schneider, H.-J. and Bilgin, A., 1990, Pliocene volcanism in the Gölcük area, Isparta/W-Taurides: in: Savascin, M. Y. and Eronat, H. (eds.): *Proc. Internat. Earth Sc. Congr. on Aegean Regions*, Izmir/Turkey, IESCA Publ. 2, p. 411-419.
- Özgür, N., (2001). Burdur Valiliği Burdur Fay Zonu Jeolojik, Hidrojeolojik ve Hidrojeokimyasal Etüdları, SDÜ Araştırma Fonu Projesi (hazırlanmakta)
- Özgür, N., Pekdeğer, A. ve Schneider, H-J., (1992). High fluorine contents in the Pliocene volcanic rocks of the Gölcük area, Isparta, SW Turkey: *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/2, 417-427 s.
- Öztürk, A., (1981). Işıklı (Çivril)-Akdağ Yöresinin Stratigrafisi. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu*, TBAG-272, 27s.
- Öztürk, A., (1982). Tectonics of Dinar-Sandıklı-Işıklı Region. *Communications of Faculty of Science, Univ. of Ankara*, C1, 25, 1-58 s.
- Parejas, E., (1942). Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğirdir Bölgesinde yapılan Jeolojik Löveler Hakkında Rapor. *Maden Tetkik Arama Enst. Der. Rap. No. 1390*, (yayınlanmamış).
- Pamir, H. N. ve Erentöz, C., 1963a. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Ankara Paftası, MTA yayınları, Ankara.
- Pamir, H. N. ve Erentöz, C., 1963b. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Konya Paftası, MTA yayınları, Ankara.
- Penck, N., (1918). *Die tektonischen Grundzüge westklimasiens*. Engelhorn Nachf., Stuttgart.
- Poisson, A, (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquies)*. Thése d'état., Univ. de Paris-Sud Orsay, 795s.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F. ve Uysal, Ş., (1984). The Isparta Angle: A Mesozoic Paleorift in the Western Taurides. *Geology of the Taurus Belt* (eds., Tekeli, O., and Göncüoğlu, M.C.). International Symposium. 11-26 s., Ankara/Turkey.
- Sarıöz, K., (1985). Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yöresinin jeolojisi. *Anadolu Üniversitesi yayınları*, 22, 102S.
- Şenel, M., (1997). 1:250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Isparta paftası. MTA yayınları No:4, 47 s., Ankara.

- Şengör, A. M. C., (1980). Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeol. Kur. Konferans dizisi, 40 s.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., (1997). Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW-Turkey. The Journal of Geology. 105, 717-728 s.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Bozcu, M., (2000). Neotectonic events within the SW-Turkey and importance of tectonic evolution of Isparta Angle. International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Abstracts, 43 s, İzmir/Turkey.
- Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., (2003), Acıgöl ve Burdur Gölleri arasındaki bölgenin sismotektonik özellikleri. SDÜ Araştırma projesi sonuç raporu 70 S.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö. P., Dalkılıç, H., Taner, K. ve Özgönül, E., (1986). Batı Torosların Jeoloji Raporu. MTA Rap. 7898 (yayınlanmamış), 131 s.
- Yalçınkaya, S., (1989). Isparta-Ağlasun dolayının jeolojisi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi (yayınlanmamış), 176 s., İstanbul.
- Yemen, H., (1999).Ege Bölgesi ısı akısı dağılımı. S.D.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 101s., Isparta.