

84565

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SİMAV (KÜTAHYA) JEOTERMAL ALANININ
HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

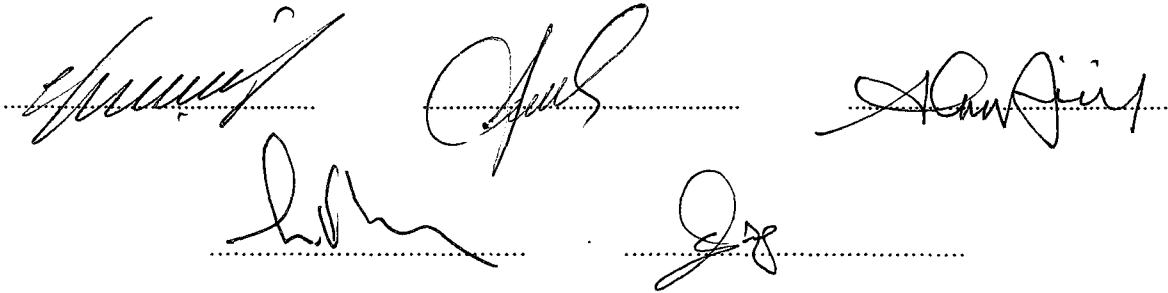
A. Ferhat BAYRAM

84565

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTAS

Bu tez 16...15.../1999 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu
ile kabul edilmiştir.





Sevgili Anneme ve Babama

ÖZET

Doktora Tezi

SİMAV (KÜTAHYA) JEOTERMAL ALANININ HİDROJEOLOJİ İNCELEMESİ

A. Ferhat BAYRAM
Selçuk Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Şakir ŞİMŞEK
1998, 156 sayfa

Jüri : Prof. Dr. Şakir ŞİMŞEK
Prof. Dr. Hükmü ORHAN
Prof. Dr. Sedat TEMUR
Doç. Dr. Ahmet GÜZEL
Yrd. Doç. Dr. Güler GÖÇMEZ

İnceleme alanı Ege Bölgesi'nin iç kesimlerindeki Kütahya İli'nin güneydoğusunda yer alan Simav İlçesi ve çevresini kapsamaktadır. Sahanın temelini Menderes Masifi'nin çekirdeğini oluşturan Prekambriyen – Paleozoyik yaşlı migmatit ve gnays içeren Kalkan formasyonu ve şistler içeren Simav metamorfiteği oluşturmaktadır. Ayrıca Simav metamorfitlerinin Kalkan formasyonu üzerine bindirmesiyle milonit, milonitşist ve kataklazitlerin gözlemlendiği Kataklastik zon görülmektedir. İstif Paleozoyik yaşlı ve birbirleriyle yanal – düşey geçişli mermerlerden oluşan Balıkbaşı formasyonu, şistler içeren Sarıcasu formasyonu ve kristalize kireçtaşlarından yapıları Arıkaya formasyonu ile devam etmektedir. Bu birimler üzerinde diskordansla yerleşen Triyas – Jura yaşlı Budağan kireçtaşlarından sonra alttaki birimleri de Paleosen'de kesen Eğrigöz graniti bulunmaktadır. İstifte Miyosen yaşlı ve birbirleriyle yanal – düşey geçişli kırıntılı ve karbonatlı Kızılbük formasyonu ile tüfler içeren Civanadağ tüfleri ve aglomera, dasit, riyodasit ve riyolitten oluşan Akdağ volkanitleri Eğrigöz graniti üzerinde diskordansla yer almaktadır. İstifin en üst kesimlerin de ise aralarında açısal diskordans bulunan Kuvaterner yaşlı kaba kırıntılı Toklalgölü formasyonu, Eynal formasyonu ve bunların arasına yayılmış Naşa bazaltı yer almaktadır. Tüm birimleri güncel çökeller olan alüvyonlar örtmektedir.

Mineral parajenezlerine göre Kalkan formasyonu başlangıçta almandin – amfibolit fasiyesinde daha sonra Simav metamorfiteği Kalkan formasyonu

üzerine bindirmesiyle yeşilist fasiyesinde gerileyen ikinci bir metamorfizma geçirmiştir. Paleozoyik kayaçları ise yeşilist fasiyesinde metamorfizma izleri taşımaktadır.

Menderes Masifi'nin Pliyosen – Kuvaterner dönemindeki yükselme olayları ile doğan tansiyonal kuvvetlerle oluşan Simav grabeni Batı Türkiye'deki K – G gerilme tektoniğinin en son ürünlerinden biridir. İnceleme alanındaki ısı kaynağı genç volkanizma, genç tektonik etkinlik ile oluşan yüksek jeotermal gradyandır ve suların derinlere ulaşma olanağının bulunmasıdır. Jeotermal enerji oluşumuna olanak sağlayan Simav grabeni; Simav Dağı horstu, Katrandağı horstu ve Akdağ horstu arasında yer almaktadır. Ayrıca grabeni oluşturan fayların konumları, gravite ve rezistivite haritaları ve kesitleri ile daha net belirlenmiştir. Gelişen eklem ve kırık sistemlerinin Naşa bazaltı (1. hazne kaya), Budağan kireçtaşı (2. hazne kaya), Arıkaya formasyonu ve Balıkbaşı formasyonu (3. hazne kaya) mermer ve kireçtaşlarında ikincil gözeneklilik ve geçirimsizlik oluşturması bu birimlere hazne kaya olanağı sağlamıştır. Eynal formasyonu (1. örtü kaya), 2. örtü kaya olarak Kızılbük formasyonu, Civanadağ tüfleri, Akdağ volkanitleri ve Sarıcasu formasyonu (3. örtü kaya) geçirimsiz olup örtü kaya özelliği taşımaktadır.

Rezistivite haritaları bölge jeolojisiyle denştirildiğinde jeotermal alanları gösteren 10 ohm-m'lik eğri kapanımlarının Eynal, Çitgöl ve Naşa kaplıca civarlarında olduğu görülmektedir.

Bölgede yeraltısuyu akımı içme ve sulama amaçlı açılan DSİ kuyu verilerine göre kurutulmuş göl sahasına doğrudur. Soğuksuların kimyasal analizinde CO_3+HCO_3 , Ca, Mg iyon değerleri daha yüksek, NH_4 , NO_3 , Fe, NO_2 , Al, Mn değerleri ise diğer iyonlardan düşük olarak görülmektedir. Sıcaksu analizleri ise kanyonlara göre $Na+K>Ca>Mg$, anyonlara göre $HCO_3+CO_3>SO_4>Cl$ karakteristiği sunmaktadır.

İnceleme alanındaki suların eş sıcaklık, rezistivite, Cl, HCO_3 , SO_4 , Ca, NH_4 , NO_3 ve NO_2 haritaları yapılarak soğuksu – sıcaksu ilişkileri ve kirlilik kaynakları ve yayılım alanları saptanmıştır. Ayrıca diyagramlarla soğuksuların içme ve sulama suyu olarak kullanılmasının uygun olduğu, sıcaksuların ise yüksek tuzluluk nedeniyle uygun olmadığı belirlenmiştir. Doğunluk indeksi değerlendirmelerine göre sıcaksuların aragonit, kalsit ve dolomit minerallerince doğunluğu beslenme alanındaki başlıca birimlerin ve rezervuar kayanın karbonatlı kayaçlar olduğunu göstermektedir.

İzotop analiz sonuçları suların meteorik kökenli ve jeotermal suların dolaşım yaşının 50 yıldan daha fazla olduğunu göstermektedir. Jeotermometre uygulamalarıyla hazne kaya sıcaklıklarının $148^\circ - 180^\circ C$ arasında olduğu hesaplanmıştır. Bölgedeki rezervuarlarda toplam jeotermal akışkanın $195 \times 10^6 m^3$ ve toplam beslenme miktarının $78.2 \times 10^6 m^3/yıl$ olduğu hesaplanmıştır. Ayrıca bu çalışmada konut ısıtılması, sera ve sağlık amaçlı kullanılan jeotermal akışkanın veriminin ve kullanım olanaklarının artırılması amacıyla çeşitli öneriler sunulmuştur.

Anahtar Kelimeler : Sıcaksu kaynakları, su kimyası, jeotermometreler, hidrojeoloji, jeotermal enerji, Simav jeotermal alanı

ABSTRACT

Ph. D. Thesis

HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF SİMAV (KÛTAHYA) GEOHERMAL AREA

A. Ferhat BAYRAM
Selçuk University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Şakir ŞİMŞEK
1999, 156 pages

Jury : Prof. Dr. Şakir ŞİMŞEK
Prof. Dr. Hükümü ORHAN
Prof. Dr. Sedat TEMUR
Assoc. Prof. Dr. Ahmet GÜZEL
Assoc. Prof. Dr. Güler GÖÇMEZ

Study area covers the Simav town and its surrounding, located at southwest of Kütahya in the interior part of the Eagean Region (Western Turkey).

The Kalkan formation comprising of Precambrian – Paleozoic aged migmatite and gneiss and, Simav metamorphics comprising of schist occur at the basement of the study area. Both formation forms the main body of the Menderes massive. A cataclastic zone composed of milonite, milonite – schist and cataclastics was resulted from thiwsting of the Simav metamorphic onto the Kalkan formation.

The sequence continius upward with laterely and vertically interbedded, Paleozoic aged Balıkbaşı (marble), Sarıcasu (schist) and Arıkaya (crystallized limestone) formations. The Triassic – Jurassic Budağan limestone rest on the above mentioned formation with angular conformity. The Paleocene aged Eğrigöz granite crosscut all the abovementioned units.

Detritic and calcareous Kızılbük formation, Civanadağ tuff and Akdağ volcanic comprising of agglomera, dacite, rhyodacite and rhyolite are Miocene in

age, laterely and vertically interbedded to each other and overlie the Eğrigöz granite unconformity. At the of sequence, coarse detrital Toklargölu formation Eynal formation and Naşa basalt intercalating both formations occur. All of these formations are covered by presentday alluvium.

Based on mineral paragenesis, it is concluded that the Kalkan formation was subjected to metamorphism first under almandine – amphibolite facies and later degraded green schist facies whwn Simav metamorphics trusted onto the Kalkan formation. The Paleozoic rocks show signs of metamorphism in green schist facies.

Simav graben resulted from tensional stress originated from uplifting of the Menderes massive during Pliocene – Quaternary is the last product of N – S extensional tectonics in Western Turkey. The sources of heat in the study area are the young volcanism and tectonics rendering possible the high geothermal gradients and the reach of waters to depths. Simav graben providing the formation of geothermal energy is located between the Simavdağ horst, Katrandaç horst and Akdağ horst. The position of faults forming the graben has been determined more accurately by means of gravity and resistivity maps and closs sections.

Joints and fractures developed in the Naşa basalt (1. Reservoir rock), the Budağan limestone (2. Reservoir) marble and limestone of Arıkaya and Balıkbaşı formations from secondary porosity and better permeability and, make them reservoir rocks.

Eynal formation, Kızılbük formation, Civanadağ tuffs Akdağ volcanics and Sarıcasu formation are impermeable and caprocks in character.

When resistivity maps were compared with local geological features, it has been seen that isoresistivity curve of 10 ohm – m showing geothermal areas are located around the Eynal, Çitgöl and Naşa thermal springs.

In the region according to the data obtained from wells drilled for the drinking and irrigation water purposes. Ground water current is toward the desiccated lake. Cold water analysis gave high $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$, Ca, Mg ion values, and low NH_4 , NO_3 , Fe, NO_2 , Al and Mn ion values. Hot water analysis gave a cation trend of $\text{Na} + \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg}$ and an anion trend of $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$.

Cold water – hot water interactions and contaminated dreas were determined by doing isotherm, resistivity, Cl, HCO_3 , SO_4 , Ca, NH_4 , NO_3 and NO_2 maps. Beside that, it has been determined that cold waters are suitable for drinking and irrigation, but because of high salinity hot waters are not.

Based on saturation indices, hot waters are saturated in respect to aragonite, calcite and dolomite and this indicates that rocks at the recharge area and reservoir are calcareous in composition.

İsotopic analysis have shown that geothermal water is meteoric in origin and the circulation time of water is more than 50 years.

Reservoir rock temperature have been calculated as being 148 – 180 °C throunh geothermometric application. In the region the total amount of geothermal current in the reservoir is calculated as $195 \times 10^6 \text{ m}^3$ and total recharge rate as $78.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$. In addition, proposals how to increase the yield and usage possibilities of the geothermal waters used for heating, greenhouse and health purposes were given in this study.

Key words: Hot springs, water chemistry, geothermometers, hydrogeology, geothermal energy, Simav geothermal area.

ÖNSÖZ

Yerkabuğu bir ısı makinasıdır. Bu makinanın parçaları; ısı kaynağı, ısıyı ve jeotermal akışkanı barındıran rezervuar kayalar, ısıyı izole eden örtü kayalar, bu ısının yeryüzüne ulaşmasını sağlayan hidrolik oluklar ve ısının kolayca enerjiye ya da işe dönüşümünü gerçekleştiren meteorik ve mineralli sulardır. Bu jeotermal sistemlerin enerji üretimindeki devamlılığı, ucuzluğu ve çevre dostu olması bu kaynağa sahip ülkelerde jeotermal enerjiyi diğer enerji kaynakları arasında ilk sıralara yükseltmiştir.

XIX. yy başlarında (1904) Larderello (İtalya) sahasında jeotermal buhardan elektrik üretimiyle başlayan ve sonra İzlanda, Yeni Zelanda, ABD, Japonya ve Meksika ile devam eden jeotermal çalışmalar Türkiye’de 1960’lı yıllarda MTA tarafından başlatılmıştır. Jeotermal enerjiden elektrik üretimi bakımından, dünyadaki kurulu güç kapasitesi 1998 verilerine göre 6275.3 MWe, ısıtma amaçlı kullanım ise 13044 MWt’dır. Türkiye’de ise jeotermal enerjiden elektrik üretimi için kurulu güç kapasitesi 20 MWe ve merkezi ısıtma sistemleri, termal tesis ve sera ısıtmalarında 50000 konut eşdeğeri olarak 350 MWt’dır. Türkiye jeotermal kaynakların zenginliği açısından dünyanın ilk 7 ülkesi arasına girmektedir.

Ülkemiz büyük bir enerji gereksinimiyle karşı karşıya olması nedeniyle özellikle yeni ve yenilenebilir enerji türlerinden yararlanma durumundadır. Kaçınılmaz olarak ülkemiz, diğer enerji kaynaklarına nazaran üstün özellikler sunan jeotermal enerji kaynaklarına şimdikinden daha fazla yoğunlukla yönelmesi gerekmektedir. Bu nedenle tez konusu, Türkiye’de önemli jeotermal potansiyeli bulunan, arama ve işletme kuyularının açıldığı ve ısıtmacılık uygulamalarının yapıldığı Kütahya - Simav sahası seçilmiştir.

İnceleme alanının seçiminden bu yana çalışmalarında sürekli yardım ve teşviklerini gördüğüm sayın Prof.Dr. Şakir ŞİMŞEK’e teşekkür ederim. Su analizlerinin yapılmasında yardımcı olan Hacettepe Üniversitesi UKAM çalışanlarından sayın Arş.Gör. Müfit DOĞDU’ya, sayın Arş.Gör. Berrin AKAN’a, KOSKİ çalışanlarına, sayın Arş.Gör. Gürsel KANSUN’a, sayın Doç. Dr. Sedat

TEMUR'a, sayın Prof. Dr. Hüküm ORHAN'a, sayın Arş. Gör. Fetullah ARIK, sayın Ertuğrul ŞEHİRAROĞLU'na, aydın görüşleri ile yardımını esirgemeyen Çitgöl Belediye Başkanı sayın Recep KIYAR'a teşekkür ederim.



İÇİNDEKİLER	Sayfa
ÖZET	iii
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xiii
EKLER	xiv
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	7
3. MATERYAL VE METOT	12
4. GENEL JEOLJİ	13
4.1. Stratigrafi.....	13
4.1.1. Paleozoyik Öncesi.....	13
4.1.1.1. Kalkan formasyonu (P \in k).....	13
4.1.1.2. Kataklastik zon (P \in kk).....	21
4.1.2. Paleozoyik.....	26
4.1.2.1 Simav metamorfileri (Pzsm).....	26
4.1.2.2. Balıkbaşı formasyonu (Pzb).....	32
4.1.2.3. Sarıcasu formasyonu (Pzs).....	34
4.1.2.4. Arıkaya formasyonu (Pza).....	37
4.1.3. Mesozoyik.....	38
4.1.3.1. Budağan kireçtaşı (Tjb).....	38
4.1.4. Senozoyik.....	39
4.1.4.1. Eğrigöz graniti (Teg).....	39
4.1.4.2. Kızılbük formasyonu (Tmk).....	44
4.1.4.3. Civanadağ tüfleri (Tmc).....	46
4.1.4.4. Akdağ volkanitleri (Tma).....	48
4.1.4.5. Toklargölü formasyonu (Qt).....	48
4.1.4.6. Naşa bazaltı (Qn).....	49
4.1.4.7. Eynal formasyonu (Qe).....	50
4.1.4.8. Alüvyon (Qal).....	51

4.2. Yapısal Jeoloji.....	53
4.2.1. Faylar.....	53
4.2.1.1. Simav grabeni.....	54
4.2.1.2. Simav Dağı horstu.....	58
4.2.2. Bindirme.....	60
4.2.3. Eklemler	61
4.2.4. Kıvrımlar.....	61
4.2.5. Diskordanslar.....	66
4.3. Depremsellik.....	68
4.4. Jeomorfoloji.....	68
5. JEOTERMAL ENERJİ.....	74
5.1. Hidrojeoloji.....	76
5.1.1. Yeraltısuları.....	76
5.1.2. Su kaynakları.....	82
5.2 Jeofizik Uygulamaların Değerlendirilmesi.....	86
5.2.1.Gravite ölçümleri.....	86
5.2.2. Rezistivite ölçümleri.....	87
5.3. Su kimyası çalışmalarının değerlendirilmesi.....	102
5.3.1. Su kimyası sonuçların diyagramlarla değerlendirilmesi.....	112
5.3.3. Doygunluk indeksi (SI) değerlendirmeleri.....	118
5.3.4. İzotop analiz sonuçlarının değerlendirilmesi.....	120
5.3.5. Jeotermometre değerlendirmeleri.....	124
5.4. Jeotermal enerji oluşumunu sağlayan faktörler.....	127
5.4.1. Isı kaynağı.....	127
5.4.2. Hazne kaya.....	129
5.4.3. Örtü kaya.....	132
5.5. Beslenme	133
5.6. Sıcaksu kaynaklarına ait korunma alanları ve alınacak önlemler	135
5.7. Simav jeotermal alanında atıksu sorunu ve çözüm seçenekleri.....	136
5.8. Jeotermal akışkanın kullanımı ve ekonomiye katkısı.....	137
6. SONUÇLAR.....	140
7. YARARLANILAN KAYNAKLAR.....	143

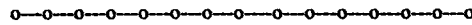
ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.....	3
Şekil 1.2. Yağış ve gerçek buharlaşma - terleme ilişkilerinin aylara göre gösterimi.....	6
Şekil 4.1. Metateksitlerdeki disten (Ds), muskovit (Ms) ve kuvars (Q).....	16
Şekil 4.2. Diyateksitlerde biyotit (By) ve biyotitlerden itibaren oluşmuş prizmatik- lifsi sillimanit (Sl).....	17
Şekil 4.3. Mika gnayslardan bir görünüm. Biyotit (By), Ortoklas (Or), stavrolit (St) ve kuvars (Q).....	19
Şekil 4.4. Prekambriyen yaşlı formasyonların alt- üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).....	23
Şekil 4.5. Milonitlerdeki serisitleşmiş plajiyoklas (Pl) porfiroklastı, ripidolit (Rp) ve ince taneli matriks.....	24
Şekil 4.6. Klorit – epidot - aktinolitşistlerden bir görünüm. Aktinolit (Ak), klorit (Kl), epidot (Ep), kuvars (Q).....	29
Şekil 4.7. Paleozoyik yaşlı formasyonların alt- üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).....	33
Şekil 4.8. Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı formasyonların alt- üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).....	40
Şekil 4.9. Granitlerden genel bir görünüm. Ortoklas (Or), kuvars (Q) ve kloritleşmiş biyotit (By).....	42
Şekil 4.10. Plajiyodasitik tüflerde yer alan biyotit (By) fenikristali ve hamur fazı.....	46
Şekil 4.11. Senozoyik yaşlı formasyonların alt- üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).....	47
Şekil 4.12. Bazaltlardan genel bir görünüm. İddingsitleşmiş olivin (Ol) ve plajiyoklas (Pl) mikrolitleri.....	50
Şekil 4.13. Eynal Kaplıcaları'nın 500m batısında ve Naşa fayı önünde gözlenen alüvyon yelpazeleri.....	51
Şekil 4.14. Eyidoğan ve Jackson'a (1985) göre Simav fayının Demirci depremi ve sonrası şokuna göre fay mekanizması çözümü.....	54
Şekil 4.15. Simav horstu basamak fayı ve bu fayı kesen ikincil fay konumları ve gerilme analizleri.....	55
Şekil 4.16. Simav grabeni ve Simav Dağı horstunun genel bir görünümü.....	56
Şekil 4.17. Simav Dağı'ndan Simav Ovası'na bir bakış.....	56
Şekil 4.18. Simav Dağı horstundaki basamaklı fay yapısı.....	59
Şekil 4.19. Tınaz Tepe fayından bir görünüm.....	59
Şekil 4.20. Paleozoyik birimlerinden alınan çatlak ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.....	62
Şekil 4.21. Budağan kireçtaşından (Triyas – Jura) alınan çatlak ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.....	62
Şekil 4.22. Naşa bazaltından (Kuvaterner) alınan eklem ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.....	63
Şekil 4.23. Kalkan formasyonuna (Prekambriyen) ait kayalardan alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış kontur diyagramı.....	63
Şekil 4.24. Kırtaşlık Tepe'nin batı yamacındaki Balıkbaşı formasyonuna ait kristalize kireçtaşlarında gelişen z-kıvrım yapısı.....	64

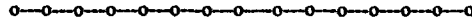
Şekil 4.25. Paleozoyik yaşlı (Simav metamorfitleeri, Balıkbaşı, Sarıcasu ve Arıkaya formasyonları) birimlerden alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.....	65
Şekil 4.26. Budağan kireçtaşı'ından (Triyas – Jura) alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.....	65
Şekil 4.27. Tersiyer kayaçlarından (Kızılbük formasyonu, Civanadağ tüfleri, Akdağ volkanitleri) alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.....	66
Şekil 4.28. Simav ve çevresine ait deprem büyüklükleri ve diri faylarla ilişkileri.....	69
Şekil 5.1. Jeotermal enerji araştırmalarında saptanması gerekli parametreleri gösteren genel şema.....	74
Şekil 5.2. Jeotermal akışkanların sıcaklık oranlarına göre genel kullanımı.....	75
Şekil 5.3. Simav Ovası'nın sondaj verilerine göre hazırlanmış eş yeraltısuyu eğrileri.....	77
Şekil 5.4. Kızılbük formasyonunun taban seviyeleri (Tmkt), Eynal formasyonu (Qe), Toklargölü formasyonu (Qt) ve alüvyon (Qal) gereçlerinden yapılan elek analizlerine göre hazırlanmış eklenik eğrileri.....	78
Şekil 5.5. İnceleme alanındaki soğuksu kaynaklarının eş debi eğrileri.....	83
Şekil 5.6. Simav (Kütahya) jeotermal alanındaki sıcaksu kaynakları ve sondaj kuyularının dağılımı.....	84
Şekil 5.7. Eynal sıcaksu kaynağından bir görünüm.....	85
Şekil 5.8. Eynal sıcaksu kaynağındaki gaz çıkışları.....	85
Şekil 5.9. Simav yöresi AB/2=10 m için eş rezistivite haritası (ohm-m).....	88
Şekil 5.10. Simav yöresi AB/2=50 m için eş rezistivite haritası (ohm-m).....	89
Şekil 5.11. Simav yöresi AB/2=300 m için eş rezistivite haritası (ohm-m).....	90
Şekil 5.12. Simav yöresi AB/2=500 m için eş rezistivite haritası (ohm-m).....	91
Şekil 5.13. Simav yöresi AB/2=750 m için eş rezistivite haritası (ohm-m).....	92
Şekil 5.14. Simav yöresi AB/2=1000 m için eş rezistivite haritası (ohm-m)....	93
Şekil 5.15. Simav yöresi rezistivite taban derinlik haritası (m).....	95
Şekil 5.16. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 0 profili rezistivite kesitleri.....	96
Şekil 5.17. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 4D profili rezistivite kesitleri.....	97
Şekil 5.18. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 8D profili rezistivite kesitleri.....	98
Şekil 5.19. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 12D profili rezistivite kesitleri.....	99
Şekil 5.20. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 4K profili rezistivite kesitleri.....	100
Şekil 5.21. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 2G profili rezistivite kesitleri.....	101
Şekil 5.22. İnceleme alanındaki suların eş sıcaklık haritası.....	107
Şekil 5.23. İnceleme alanındaki suların eş elektrik kondüktivite haritası.....	107
Şekil 5.24. İnceleme alanındaki suların eş klorür haritası.....	108
Şekil 5.25. İnceleme alanındaki suların eş bikarbonat haritası.....	108

	Sayfa
Şekil 5.26. İnceleme alanındaki suların eş sülfat haritası.....	109
Şekil 5.27. İnceleme alanındaki suların eş sodyum haritası.....	109
Şekil 5.28. İnceleme alanındaki suların eş kalsiyum haritası.....	110
Şekil 5.29. İnceleme alanındaki suların eş amonyum haritası.....	110
Şekil 5.30. İnceleme alanındaki suların eş nitrat haritası.....	111
Şekil 5.31. İnceleme alanındaki suların eş nitrit haritası.....	111
Şekil 5.32. İnceleme alanındaki suların Schoeller diyagramında gösterimi.....	113
Şekil 5.33. İnceleme alanındaki suların Piper diyagramında gösterimi.....	114
Şekil 5.34. Simav yöresi soğuksu, sıcaksu kaynakları ve sondaj kuyu sularına ilişkin dairesel diyagram.....	115
Şekil 5.35. İnceleme alanındaki suların Wilcox diyagramında gösterimi.....	116
Şekil 5.36. İnceleme alanındaki suların ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında gösterimi.....	117
Şekil 5.37. Kalsit – dolomit doygunluk ilişkisini gösterir grafik.....	120
Şekil 5.38. Nadarçam soğuksu kaynağında kaynakbaşı ölçümleri.....	121
Şekil 5.39. Eynal sıcaksu kaynağından gaz numunesi alımı.....	121
Şekil 5.40. Döteryum ($\delta^2\text{H}$, ‰) – oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) ilişkisi.....	122
Şekil 5.41. Klorür (Cl, meq/l) – trityum (^3H , TU) ilişkisi.....	123
Şekil 5.42. Trityum (^3H , TU) - Sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$) ilişkisi.....	123
Şekil 5.43. Na – K – Mg üçgen diyagramı.....	125
Şekil 5.44. Birinci hazne kayayı oluşturan Naşa bazaltının kırıklı ve çatlaklı yapısından (Qn) bir görünüm.....	131
Şekil 5.45. Kırkaya Tepe'deki 2. Hazne kayayı oluşturan kırıklı ve eklemli Budagan kireçtaşlarından (Tjb) bir görünüm.....	131
Şekil 5.46. Simav jeotermal alanında hidrotermal sistemin oluşumunu gösterir model kesit.....	134
Şekil 5.47. Konut ısıtmasında kullanılan EJ – 2 sıcaksu üretim kuyusundan bir görünüm.....	138
Şekil 5.48. EJ – 2 sıcaksu sondaj kuyusu ve merkezi ısıtma sistemi kuyu başı binası.....	139
Şekil 5.49. Eynal kaplıca tesislerinden bir görünüm.....	139



ÇİZELGELER DİZİNİ	Sayfa
Çizelge 1.1. Simav (Kütahya) bölgesinin deneştirmeli nem bilançosu.....	5
Çizelge 4.1. 1881 - 1995 Mayıs döneminde Kütahya ili ve civarında (37.99 - 40.01)K - (28.99 - 30.01)D koordinatları ile sınırlanan alanda ($M \Rightarrow 4.0$) meydana gelen depremlerin zaman ve şiddetleri.....	70
Çizelge 5.1. Tutturulmamış - yarı tutturulmuş formasyonlara ait elek analizi değerleri.....	79
Çizelge 5.2. Kayaçların gözeneklilik ve geçirimsizlikleri.....	81
Çizelge 5.3.a. MTA tarafından 1983 yılında gerçekleştirilen kimyasal analiz sonuçları.....	104
Çizelge 5.3.b. Union Oil Company (1982 yılında) tarafından gerçekleştirilen kimyasal analiz sonuçları.....	104

	Sayfa
Çizelge 5.4. İnceleme alanındaki soğuksu, sıcaksu kaynakları ve sondaj sularından 1996 yılında derlenen kimyasal analiz sonuçları.....	105
Çizelge 5.5. İnceleme alanındaki sıcak ve soğuk suların kimyasal analiz sonuçları.....	106
Çizelge 5.6. İnceleme alanındaki suların çeşitli minerallere doygunluk indeksi değerleri.....	119
Çizelge 5.7. İzotop analiz sonuçları.....	122
Çizelge 5.8. Simav (Kütahya) jeotermal alanındaki sıcaksuların kimyasal analizlerine hesaplanmış göre hazne kaya sıcaklıkları.....	126
Çizelge 5.9. İnceleme alanındaki sıcaksu kaynakları ve sondaj kuyularından derlenen gaz analiz sonuçları.....	128
Çizelge 5.10. Simav jeotermal alanındaki hidrojeoloji birimleri.....	130



EKLERİN LİSTESİ

- Ek-1. Simav (Kütahya) jeotermal alanının jeoloji haritası (1/50000)
- Ek-2. Simav (Kütahya) jeotermal alanının jeoloji ve gravite anomali haritası (1/50000)
- Ek-3. Simav (Kütahya) jeotermal alanının hidrojeoloji haritası (1/50000)

1. GİRİŞ

Günümüzde artık her alanda enerjiye gereksinim duyulmaktadır. Çoğu enerji kaynakları arasında sürdürülebilir, temiz, ucuz ve devreye girme çabukluğu nedeniyle jeotermal enerji gündeme girmiştir. Ülkemizin aktif tektonik kuşakta yer alması, genç graben sistemlerinin ve volkanik etkinliğin yaygın olarak gözlemlenmesi jeotermal enerji potansiyelinin yüksek olduğunu göstermektedir. İlk elektrik üretimi 1984 yılında Denizli - Kızıldere jeotermal alanında 20 MWe kurulu gücü ile başlatılmıştır. Halen ülke çapında 50000 konut eşdeğeri konut ısıtma yapılmaktadır. Bu çalışma kapsamında yer alan Kütahya - Simav jeotermal alanında ise 162 °C'ye varan sıcaklıktaki jeotermal rezervuardan üretilen akışkandan 3000 konutluk ısıtma projesi gerçekleştirilmiştir.

Bölgesel nitelikli sorunların çözümü için yörenin jeotermal (hidrotermal) modelinin hazırlanması, jeotermal enerjinin gelişim ve değerlendirme olanaklarıyla ülke ekonomisine kazandırılması ve öneriler sunulması incelemenin esasını ve amacını oluşturmaktadır. Bu kapsamda yapılması hedeflenen araştırmalar aşağıda verilmiştir.

a- Menderes masifi ve Akdağ masifi yaklaşım alanında yer alan Simav grabeninde jeotermal anomali oluşturan jeotektonik modelin belirlenmesi,

b- Bölgede temeli oluşturan masiflerin litoloji topluluğu ve metamorfizma derece ve yaşlarının incelenerek olası hazne ve örtü kayaların niteliklerinin araştırılması,

c- Örtü kaya ve hazne kaya özelliği gösteren birimlerin incelenerek yanal ve düşey devamlılıklarının saptanması,

d- Alanda hazne kayaların beslenme olanaklarının araştırılması,

e- Su kaynakları ve açılmış derin sondaj verilerinin yorumlanması,

f- Bölgede jeotermal (hidrotermal) modelin kurulması,

g- Bölgenin jeotermal enerji potansiyeli ve uygun kullanım olanaklarının belirlenmesi,

- Yeraltı jeolojisinin saptanması,
- Jeotermal alanın sınırlarının belirlenmesi,
- Yeraltı ve yüzey suları ilişkisinin kurulması,
- Simav jeotermal alanında üretim ve reenjeksiyon alanlarının bulunmasıdır.

İnceleme alanı Ege Bölgesi'nin iç kesimlerinde yer alan Simav (Kütahya) İlçesi'nde bulunmaktadır (Şekil 1.1). Simav 103 köy ve kasaba ile Kütahya'nın en büyük ilçesi konumundadır.

Bölgede gerçekleşen genç tektonik etkinlikler ve litolojik değişimler bugünkü morfolojinin ortaya çıkmasında önemli rol oynamıştır. Çalışma alanındaki ana yükseltiler Simav Dağı horstu, Akdağ horstu ve Katrandağı horstu üzerinde yer almaktadır. Bunun yanı sıra, Simav grabeninin oluşturduğu tipik çöküntü ovası görülmektedir. Doğu- batı gidişli Simav Dağı horstunda; Dönüklü Tepe (1426 m), Kapıkaya (1630 m), Damnıkziyaret Tepe (1799 m), Kırtaşlık Tepe (1776 m), Eşeköldüren Tepe (1687 m), Doğankayası Tepe (1588 m), Kırkaya Tepe (1508 m), Kibletaş Tepe (1272 m), Kıranharmanı Tepe (1176 m), Sarıçalı Tepe (1164 m), Mercimekli Tepe (1172 m) kuzeybatı gidişli Katrandağı horstunda; Kurt Tepe (1304 m), Kumlugedik Tepe (1306 m), Kobar Tepe (1503 m), Yıldırım Tepe (1484 m), Kuskuncuk Tepe (1027 m), Yarendede Tepe (1148 m), Büyükgüney Tepe (1158 m), Karaçayırbaşı Tepe (933 m) kuzeydoğu gidişli Akdağ horstunda ise; Dedekır Tepe (1288 m), Kartal Tepe (2014 m), Namazlartaşı Tepe (2088 m), Atalan Tepe (1712 m), Ayıkayası Tepe (1459 m), Siyiş Tepe (1102 m), Asar Tepe (849 m) en önemli yükseltileri oluşturmaktadır.

İnce taneli, kolay aşınabilen, az geçirimli tortul kayaların ve tüflerin üzerinde bulunduğu kuru ve sulu derelerdeki akaçlanmalar ince detritik drenaj ağı şekilli,



Şekil 1.1. İnceleme alanının yerbuldurur haritası.

yapısal unsurlarca kontrol edilen vadilerin yön değiştirmesiyle de büküntülu drenaj ağı gelişmiştir. İnceleme alanının en büyük akarsuyu yaklaşık doğu - batı gidişli Simav Çayı oluşturmaktadır. Eski Simav Gölü'nün doğal kurutma kanalı durumundaki Simav Çayı açılmış kanallarla Boğazköy civarından Kıravadi ovasına akaçlanmaktadır. Ayrıca Kalkan Dere, Gebeciler Dere ve Öreğler Dere'den gelen sular Simav ovasında diğer kurutma kanallarıyla birleşmektedir. Bu kurutma kanallarıyla boşaltılan Eski Simav Gölü suyu mevsime göre sınırları değişen yaklaşık 1.5 km²'lik bir alanı kaplayan bataklık oluşturmaktadır.

Simav Meteoroloji İstasyonu'ndan alınan verilere göre yıllık sıcaklık ortalaması 11,7 °C ve yıllık yağış ortalaması 74,5 mm'dir. Thorntwaite (1948) metoduna göre hazırlanan deneyimli nem blançosu (Çizelge 1.1) ve yağış, buharlaşma - terleme grafiğine (Şekil 1.2) göre su noksanı görülmemekte ve Kasım ayı ortalarından başlayarak Mayıs ayına kadar su çokluğu bulunmaktadır. İklim tipi A, D', r, a' olmaktadır. Buna göre yağış > buharlaşma- terleme ilişkisinden dolayı toprak devamlı olarak doygun bulunduğundan nemlilik derecesi çok yüksek (A), sıcaklık - evapotransprasyon ilişkisine göre bölge düşük sıcaklıktaki (Tundra) iklimlere (D'), yağışın mevsimlere dağılışına ve sıcaklık rejimine göre ise su noksanı olmayan ya da az olan ikincil iklim tipine (r), sadece sıcaklık rejimine göre de oseanik etkilerin altındaki iklim koşullarını yansıtmaktadır.

Bitki örtüsü, 25°'den fazla eğime sahip alanlar ormanlık; Simav metamorfileri ve Sarıcasu formasyonunun bulunduğu yerlerde çamlık ve kestaneliktir. Simav ovası düzlüklerinde özellikle kurutulmuş göl bataklığı kesimlerinde fasülye ekimi, yamaç döküntüsü ve alüvyon yelpazelerinde bağcılık ve bostancılık yaygındır. Sıcaksuların kullanımı ile de belediye ve özel sektör tarafından ovada şehir ısıtmacılığı ve seracılık geliştirilmektedir.

Yaylalarda sadece yerel gereksinmeye yetecek kadar büyük baş ve kümes hayvanları beslenmektedir. Ülkemizde nüfus yoğunluğu en fazla olan ilçeler arasında önemli bir yer tutan Simav'a bağlı 103 adet kasaba ve köy bulunmaktadır. En önemli yerleşim merkezleri Çitgöl, Naşa, Beyce ve Güney kasabalarıdır.

Çizelge 1.1. Simav (Kütahya) bölgesinin denetimli nem bilançosu.

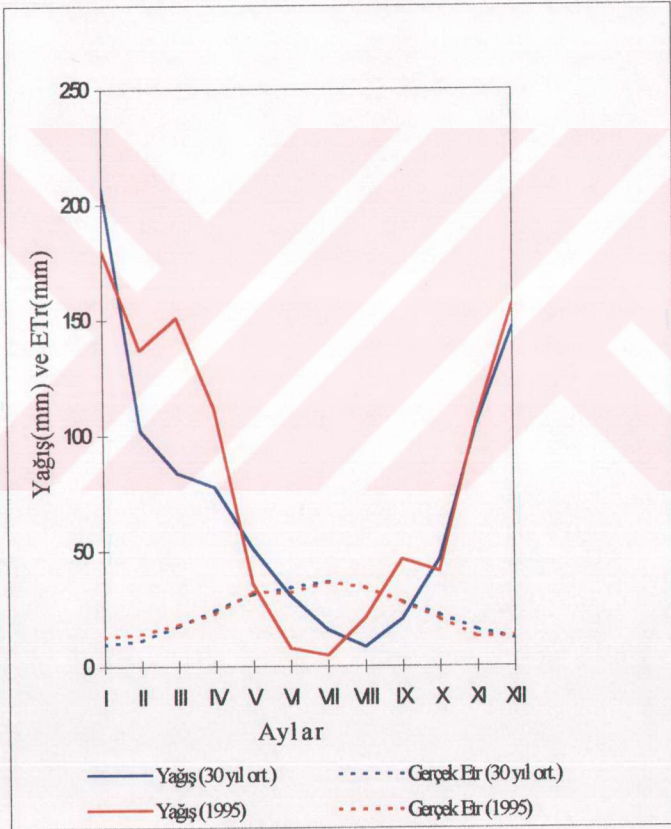
AYLAR	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	TOPLAM
Sıcaklık ortalaması (°C)	2,06	3,02	5,66	10,87	15,43	19,04	21,81	21,53	17,61	12,55	7,36	3,88	140,82
Sıcaklık indisi (i)	0,27	0,46	1,22	3,25	5,49	7,55	9,29	9,10	6,72	4,05	1,81	0,69	49,9
Potansiyel Etip (mm)	12,2	13,1	16,8	21,9	25,2	27,4	29,0	28,8	26,6	23,2	18,7	14,5	257,4
Düzeltilme katsayısı	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82	12,4
Düzeltilmiş Etip (mm)	9,52	11,00	17,30	24,31	31,00	33,98	36,54	33,98	27,66	22,27	15,71	11,89	275,16
Yağış (mm)	207,2	102,2	83,66	77,66	51,13	30,52	15,72	8,23	20,46	46,17	104,3	146,7	893,95
Faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100	100	96,54	75,72	46,97	42,77	66,67	100	100	1028,67
Gerçek Etr (mm)	9,52	11,00	17,30	24,31	31,00	33,98	36,54	33,98	27,66	22,27	15,71	11,89	275,16
Su fazlası (mm)	197,7	91,15	66,36	53,35	20,13	0	0	0	0	0	55,24	134,8	618,73
Su noksanı (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

(1965-1995 yılları arası verileri Simav Meteoroloji İstasyonu'ndan alınmıştır)

AYLAR	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	TOPLAM
Sıcaklık ortalaması(°C)	4,1	5,3	6,1	9,1	16,3	20,9	21,1	20,8	17,2	10,2	4,2	5,0	140,3
Sıcaklık indisi (i)	0,74	1,09	1,35	2,48	5,98	8,72	8,85	8,66	6,49	2,94	0,77	1,00	49,07
Potansiyel Etip (mm)	14,88	16,51	17,47	20,54	26,00	28,75	28,86	28,69	26,57	21,51	15,02	16,12	260,92
Düzeltilme katsayısı	0,85	0,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	0,96	0,84	0,82	12,4
Düzeltilmiş Etip (mm)	12,65	13,87	17,99	22,80	31,98	31,65	36,36	33,85	27,63	20,65	12,62	13,22	275,27
Yağış (mm)	180,1	137	150,9	111,6	35,6	7,7	4,5	20,8	46,2	41,0	106,0	156,5	997,9
Faydalı su yedeği (mm)	100	100	100	100	100	72,05	40,19	27,14	45,71	66,06	100	100	951,15
Gerçek Etr (mm)	12,65	13,87	17,99	22,80	31,98	31,65	36,36	33,85	27,63	20,65	12,62	13,22	275,27
Su fazlası (mm)	167,5	123,1	132,9	88,8	3,62	0	0	0	0	0	59,44	143,3	718,66
Su noksanı (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

(1995 yılı verileri Simav Meteoroloji İstasyonu'ndan alınmıştır)

Bölgede ulaşım Simav- Uşak, Simav – Emet - Tavşanlı, Simav – Dağardı - Tavşanlı, Simav – Demirci - Salihli yolları ve Simav – Gediz - Kütahya, Simav – Sındırgı - Balıkesir, Simav – Sındırgı - İzmir gibi ilçeyi büyük merkezlere bağlayan yollarla sağlanmaktadır. İlçedeki yollar her mevsim ulaşımına açık olup, köylerle bağlantı stabilize yollarla gerçekleştirilmektedir.



Şekil 1.2. Yağış ve gerçek buharlaşma - terleme ilişkilerinin aylara göre gösterimi.

2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

İnceleme alanının temelini oluşturan ve Batı Anadolu'da oldukça geniş bir alan kaplayan Menderes Masifi'ne ilişkin yüzyılı aşkın süreden beri birçok araştırmalar yapılmıştır. Yapısal karmaşıklığı ve araştırmacıların değişik amaçlı yaklaşımları nedeniyle halen Menderes Masifi'nin incelemesi güncelliğini korumaktadır. Masife ilişkin ilk araştırmalar küçük ölçekli jeoloji harita yapımı ve gnaysların gösterimiyle Tchihatcheff (1867 - 1869) ile başlar. Phillipson (1915), Masifi deformasyon yaşına göre belirlediği Likya- Kariye kütlesi (Lydisch- Karische Masse) olarak ayırtlamış, masifin tektonizmadan etkilenmediği ve Batı Anadolu'daki gerilmelerin Neojen ve Kuvaterner'de oluştuğu görüşünü savunmuştur. İlk olarak "Menderes Masifi" adını Parejas (1940) vermiştir (Şengör 1984). Önay (1949) Menderes Masifi'nin güney kesimindeki zımpara yataklarında incelemelerde bulunmuş ve buradaki mermerlerle killi şist ve kuvarşistleri aynı formasyon olarak kabul etmiştir. Holzer (1953, 1954) ise metamorfitleerin gnays ve mikaşistlerden oluştuğu ve metamorfizmanın yaşının Hersiniyen öncesi olduğu, grabenleşmenin Alpin evresinde gerçekleştiği ve granitlerin Üst Kretase - Tersiyer aralığında yerleştiği fikrindedir. Zeschke (1954) Simav Grabeni'nin 100 km uzunlukta bir kademeli graben kırık sistemi gösterdiğini, mevcut basamak ve çatlaklar boyunca riyodasit ve bazalt çıkışlarının yükseldiğini ve bu kırık sisteminin altında ve bütün çevresinde granit, şist ve gnayslar bulunduğunu bildirmiştir. Flügel ve Metz (1954) masifin granit ve granitik gnayslardan oluştuğunu ve şistlerin sedimanter kökenli olduğunu belirtmiştir. Nebert (1955) ise masifin yaşlı bir çekirdek olamayacağını ve çevresindeki Alpin albitleşme olaylarının Pireniyen fazıyla ilgili olduğunu savunmuştur. Schuiling (1958, 1962), Menderes Masifi'nin güneyinde yaptığı çalışmalar ile masifin para kökenli olabileceği ve çeşitli orojenez fasi izlerinin olduğunu, gnayslarla mikaşistlerin uyumsuzluğunu saptamıştır. Masifin üst birimlerini oluşturan karbonatlara Devoniyen yaşını vermiştir. Wippert'e (1964) göre metamorfitleer para kökenlidir. Ancak Graciansky (1965) ve İzdar (1969) masif içerisinde orto kökenli kayaların da varlığını ortaya koymuşlardır.

Kalafatçioğlu (1962, 1963, 1964) yaptığı çalışmalarda Paleozoyik metamorfitleeri ile Permiyen çökelleri arasına uyumsuzluk yerleştirmiş ve Üst Kretase

yaşlı da olmak üzere üç ayrı ofiyolit kuşağı üzerinde durmuştur. Ayrıca Eğrigöz Graniti'nin yerleşim yaşının Mesozoyik sonu olduğunu belirtmiştir.

Can (1966) masifin migmatitlerden kurulu olduğunu ve Hersiniyen orojenezi ile bölgesel metamorfizmaya uğradığını benimsemiştir.

Bürküt (1966) Kuzeybatı Anadolu plutonları üzerine yaptığı araştırması sonucunda Eğrigöz granitinin yaşını U/Pb yöntemine göre 69.6 +- 7 milyon yıl olarak belirlemiştir.

Brinkmann (1966, 1967, 1971) masifin çekirdeğini oluşturan birimlerin birkaç metamorfizma geçirdiğini mikaşist, mermer, kuvarsit ve gözlü gnaysların ilksel kaya türlerinin şeyl, kumtaşı ve kireçtaşından oluştuğunu; tortul yapılarının kalıntı olarak korunduğunu bildirmiştir. Gözlü gnayslarda yapılan ölçümler bu olayların gerçekleştiği zamanı 490 ± 90 milyon yıl olarak vermektedir.

Faure (1967) Simav'da yaptığı incelemelerle graben sisteminin bir fleksürden ibaret olduğunu, Pre-Kambriyen metamorfitlelerinin üzerine Alt Paleozoyik oluşuklarının diskordan olarak gelerek Hersiniyen orojenezi ile alttaki birimler migmatitleşirken üst kesimlerin yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini belirtmiştir.

Arpat ve Bingöl (1969) deprem verilerine dayanarak Ege graben sistemlerinin deprem sonrası oluşan kırıklanma ile koşut olduğunu ve bölgenin yükselimini sürdürdüğünü vurgulamışlardır.

İzdar (1969) Batı Anadolu'da ki granit kütlelerinin varistik ve genç varistik devrede yükseldiği, Paleozoyik metamorfitleleri içerisine yerleştiği ve üzerindeki istiflerle birlikte Alpin orojenezi geçirdiği kanısındadır.

Scottford (1969) ve Dora (1975) gözlü gnaysların 500 - 550 °C düşük sıcaklıkta yeşil şistlerin K- metazomatozuyla oluştuğu kanaatini taşımaktadırlar.

Başarır (1970, 1973, 1975, 1976) Masifteki çekirdek ve örtü birimlerin aynı seride çökeldikleri, ama çekirdek kayaların almandin - amfibolit fasiyesinde yer yer

ergiyerek migmatitleştiğini, örtü kayaların ise yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini savunmuştur.

Uz (1973, 1975, 1977, 1985) Simav yöresinde yaptığı çalışmalarda Akdağ masifi'nin, yaş ve özellikleri farklı, iç içe iki granitten oluştuğunu, bunların orojenik yönden Hersiniyen yaşlı, tektonik granitler ile Jura yaşlı genç granitler olduğunu belirtmiştir. Bu olayın Batı Anadolu'daki diğer granit kütlelerinde de olduğunu savunmuştur. Petrojenik açıdan genç granitlerin volkanik serilerle eş magma kaynaklı olduklarını belirlemiştir. Ayrıca yeşilşistlerin orto kökenli ve 400 - 500m kalınlıkta sedimanterlerle ardalanmış asitik ve bazik lavların metamorfizmaları sonucu olduklarını belirtmiştir.

Khain ve ark.(1973) Likya Napları'nın köklerinin İzmir zonunda ve Menderes Masifi'nin de muazzam bir pencere halinde ortaya çıkmış olmasının imkansız görünmediğini bildirmiştir. Dürr (1975)'de bu fikri benimsemiştir (Şengör 1984).

Akdeniz ve Konak (1979) Simav ve çevresinde yaptıkları incelemelerde Menderes Masifi'nin çekirdeğini migmatitlerin oluşturduğunu, bunların Pre-Kambriyen'de çökelmiş ilksel kökenin killi, pelitik sedimanlar olduğunu ve Hersiniyen öncesinde almandin - amfibolit fasiyesinde metamorfizmayla migmatitleştiklerini, üzerine diskordansla gelen örtü oluşukların ise Hersiniyen'de yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini belirlemişlerdir. Tersiyer başlarında granit yükselmelerinin olduğu, güneydeki Menderes Masifi'nin yükselmesi sonucu Simav grabeni kırık sistemlerinin yerleştiği görüşündedirler.

Şengör'e (1980) göre Arabistan kıtasının Avrasya kıtası ile çarpışması sonucu oluşan basınç gerilmelerinin Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları ile iletimi neticesinde Ege graben sistemi oluşmuştur. Tortonyenden bu yana oluşan şiddetli kuzey- güney çekme gerilmeleri ile birbirlerine koşut pek çok graben ve ikincil küçük havza gelişmiştir. Ayrıca Ege Bölgesi kabuk kalınlığının ince (15 – 20 km) olması, az da olsa rift tipi alkalen Pliyo- Kuvaterner volkanizması ve genellikle yüksek ısı akışı ile karakterizedir. Bu nedenle genç tektoniğin araştırılmasının jeotermal enerji aramaları açısından önemini belirtmiştir.

Konak (1982) Simav yöresinde yaptığı petrografi incelemesi neticesinde metamorfizmalarda mineral parajenezlerinin Barrow tipi metamorfizmayı yansıttığını, Arıkayası ve Sarıcasu formasyonu ile Simav metamorfizmasının düşük dereceli, Kalkan formasyonunun ise orta - yüksek dereceli metamorfizma olaylarını yansıttığını ve bunlara uygun alterasyon zonlarını belirlemiştir. Ayrıca Simav grabeninin gelişimini Alt Miyosen'de Menderes Masifi'nin domlaşmasına bağlamıştır. Yazar bölgede Neotektonik rejimin etkisiyle Simav fayının Pliyosen'de 5.5 - 6 km'lik sağ yönlü yanal bir atım kazandığı görüşündedir.

Akkök ve ark. (1984) Menderes Masifi'ndeki metamorfizma ve deformatsiyon olaylarını yaşlarına göre üç evrede incelemiştir. Genel olarak en geç Proterozoyik- en erken Paleozoyik Pan-Afrikan deformatsiyonu, bunu izleyen ve Eosen'e kadar sürmüş olan Gondwana-Land evresi ve Senoniyen'de Bozkır ofiyolitlerinin platform üzerine yürümeleri Alpid evresiyle ilişkin daralmalı deformatsiyonu başlatmış ve sıkışmaların Seravaliyen'e kadar sürdüğü İzmir - Ankara zonu boyunca gerçekleşen çarpışma ile evrenin sona erdiğini hatta Tortoniyen'le birlikte Paleotektonik rejimin bittiğini ve halen etkin gerilmeli neotektonik rejimin başladığını belirtmişlerdir.

Candan ve ark. (1992) Aydın Dağlarında yaptıkları incelemelerde Masifin genel kaya istifinde en altta bulunan yüksek dereceli gnays, Metavolkanit (leptit) ve şistlerin alçak dereceli şist ve mermerler üzerinde yatay tektonikle sürüklenmiş klipler şeklinde konumlandıklarını ve bu kliplerin geniş bir alana yayıldıklarını görmüşlerdir. Bu allokon birimlerin neotektonik evrenin ürünü grabenlerle kesildiğini ve Menderes Masifi'ndeki etkin sıkışma rejiminin Erken - Orta Miyosen aralığında gerçekleştiğini söylemişlerdir.

Erdoğan ve Güngör (1992) Menderes Masifi'nin kuzey kenarındaki bölgede yaptıkları stratigrafik incelemelerde metamorfik olmayan Karaburun Kuşağı'nın ana Menderes platformundan ayrılmasının Meastrihtiyen sırasında İzmir - Ankara Okyanusu içerisinde tali bir kayma ile geliştiğini sanmaktadırlar.

Candan ve ark. (1996) Menderes Masifi'nde granolit ve eklojit fasiyesinde iki metamorfizma saptamışlar ve Ege Denizi'ndeki Kikland adaları ile korelasyonun mümkün olabileceğini belirtmişlerdir. .

Erdoğan ve Güngör (1996) Bafa Gölü çevresinde yaptıkları araştırmada çekirdek gnayslarının örtü birimlerinin farklı düzeyleri içine sokulmuş granitler olduğunu ve gnays - şist dokanağının bir detachment zonu özelliği sunmadığı her yerde intrüzif olduğu görüşündedirler.

Seyitoğlu (1997) ise Batı Anadolu'da gelişen K - G gerilme tektoniğinin son ürünü olan ve Alaşehir, Demirci ve Selendi havzalarının oluşumunu sağlayan "Simav Graben Sistemi" Pliyosen (?) - Kuvaterner oluşuğu olduğunu belirtmektedir.

Bölgede jeotermal enerji ile ilgili ilk araştırma olarak, MTA tarafından bölgeye sıcaksu sağlamak ve ısıtmacılıkta kullanmak amacıyla jeolojik, jeofizik ve sondaj kuyuları bitirme raporları dikkati çeker. Yücel ve ark. (1983) tarafından sahanın jeotermal enerji olanakları ve suların kimyasal içeriği saptanmaya çalışılmıştır. Demirbaş ve Uslu (1986) jeotermal alanın gravite etüdünü yaparak grabende alüvyon örtünün altında kalan temel in konumunu ve sınırlarını saptamaya çalışmıştır. Şener ve Gevrek (1986) ise inceleme alanında montmorillonit, karbonat ve silisifiye hidrotermal alterasyon zonlarını belirlemiştir. Bununla birlikte Naşa bazaltı, Kızılıbük formasyonu alt seviyeleri ve Simav metamorfitlelerinin montmorillonit zonu, Eğrigöz granitinin montmorillonit – illit zonunda bulunduğunu saptamış ve 100 - 160°C rezervuar sıcaklığına sahip bir jeotermal akışkanın varlığından söz etmiştir. Özen (1988) ise 55 km²'lik alanda yaptığı rezistivite ölçüleriyle rezervuar ve örtü nitelikli kayaların derinlik ve kalınlığına ilişkin harita ve kesitler hazırlamış ve rezistivite anomalilerini belirterek sondaj yerleri önermiştir. Ayrıca DSİ tarafından Simav Ovası hidrojeoloji etüdü Ural ve ark. (1976) tarafından gerçekleştirilerek içme suyu kuyuları açılmış ve ovaya olan su beslenme/boşalım hesaplamaları yapılmıştır.

3. MATERYAL VE METOT

Bölgede önceki yapılan jeoloji ve sondaj verileri derlendikten sonra Simav, Akdağ ve Katrandağı ana doruklarının oluşturduğu yaklaşık 590 km²'lik drenaj alanının ayrıntılı jeoloji haritası yapılmıştır. 110 km²'si ova olan çalışma alanı 1/25.000 ölçekli Kütahya - J21-c2, c3; kısmen Kütahya - J21- c1,c4 ve Kütahya - J22- d1, d4; az da olsa Kütahya - J21- b4, J22- d2, d3 paftalarını kapsamaktadır.

Arazide harita alımı 1993, 1994 ve 1995 yılları yaz ayları boyunca yapılmış, 1995, 1996 ve 1997'de kayaç, su ve gaz numune alımları gerçekleştirilmiştir. Verilerin değerlendirilmesi, yazım ve çizimler 1996, 1997 ve 1998 kış aylarında yürütülerek yapılmıştır.

Kütahya - Simav jeotermal alanında gerçekleştirilen saha çalışmalarıyla kaya birimleri ayrılanarak haritalanmış, alınan numunelerin petrografi tanımları yapılarak birimlerin özgül nitelikleri, konumları, yaş ve çökeltme ortamları saptanmıştır. Ana ve ikincil tektonik hatlar ile horst ve graben sistemleri belirlenmiştir. Ayrıca düzlemsel ve çizgisel yapılardan sistematik ölçümler alınarak çözümlenmeleri StereoNet programında gerçekleştirilmiştir.

Jeotermal enerji açısından örtü kaya ve hazne kaya olabilecek birimler saptanarak sondaj kuyuları verileriyle denştirilerek yayılımları araştırılmıştır. Jeokimyasal incelemelerle ise çalışma alanındaki yüksek ve düşük sıcaklıklı kaynaklardan ve üretim kuyularından su örnekleri alınıp analizleri yapılarak/ yaptırılarak suların bileşim, köken ve yeraltı sıcaklıkları tahmin edilmiştir. Su analizleri 1995, 1996, 1997 yıllarında Hacettepe Üniversitesi UKAM, Konya Büyükşehir Belediyesi Su Arıtma Tesisleri ve Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölüm laboratuvarlarında Flame Photometer, AAS ve titrasyon yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Gaz analizleri ise Arş. Gör. Berrin AKAN tarafından gerçekleştirilmiştir. Tritiyum, O-18 ve Döteryum izotop analizleri UKAM (Hacettepe Üniv. Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi) ile IAEA (Uluslararası Atom Enerji Ajansı) ortak projesi (No:TUR 9829/R-1) kapsamında Avusturya - Viyana'da yapılmıştır. Ayrıca geçirimsizlik deneyleri Konya Krom Magnezit İşletmesi laboratuvarlarında yapılmıştır.

4. GENEL JEOLJİ

4.1. Stratigrafi

Çalışma alanının temelinde Menderes Masifi'nin çekirdeğini oluşturan metamorfitle bulunmaktadı. Bunlar Kalkan formasyonu ve üzerine bindirmeyle gelen Simav metamorfitleleridir. İstif mermerlerden oluşan Balıkbaşı formasyonu, şistlerden yapılı Sarıcasu formasyonu ve kristalize kireçtaşlarından kurulu Arıkaya formasyonu ile devam etmektedir. İstifte diskordansla yerleşen Triyas - Jura yaşlı Budağan kireçtaşlarından sonra, alttaki birimleri de kesen Paleosen yaşlı Eğrigöz granitleri bulunmaktadı. Miyosen'de ise birbirleriyle yan al düşey geçişli kırıntılı ve karbonatlı Kızılbük formasyonu ile Civanadağ tüfleri ve aglomera, dasit, riyodasit ve riyolitten oluşan Akdağ volkanitleri yer almaktadır. İstifin en üst kesimlerinde ise Kuvaterner yaşlı kaba kırıntılı Toklargoölü formasyonu, Eynal formasyonu ve bunların arasına yayılmış Naşa bazaltları bulunmaktadı. Tüm birimleri güncel çökeller olan alüvyonlar örtmektedir (Ek 1).

Bölge ve dolayında yapılmış araştırmalar denştirildikten sonra tanımlamada birliktelik kurulması amacıyla genelde Akdeniz ve Konak'ın (1979) formasyon adlamaları kullanılmıştır.

4.1.1. Paleozoyik Öncesi

4.1.1.1. Kalkan formasyonu (Pεk)

Kalkan formasyonu, tabanda aplit damarları ile kesilmiş migmatit, granitik migmatitlerden kuruludur. Üste doğru ise mermer arakatlı ve pegmatoid damarlı biyotit gnays, migmatitik gnays ve leptit gnaysları içerir.

İnceleme alanı içerisinde güneyde ve kuzeydoğuda oldukça geniş bir yayılım sunan bu birim tipik olarak Simav Dağı'nın kuzey yamaçlarında; Meralöldüğü Tepe-Demirci köy, Kırtalık Tepe - Ziyaret Tepe kesitlerinde ve Katrandağı granit dokanaklarında; Tahtaldüz Tepe - Mengiltekkesi Tepe, Söğüt köy - Kurteşindi Tepe, Kalkan - Kumluburun Tepe kesitlerinde gözlenmektedir.

Formasyon içerisinde ayırtılan kayaçların petrografik incelemeleri aşağıda sunulmuştur.

a) Migmatit

Kalkan formasyonunun tabanında oldukça geniş yayılım sunan migmatitlerde Mehnert (1968)'in sınıflamasına göre iki kayaç tipi tanımlanmaktadır.

Birinci tip migmatitlerde, kısmi ergimeye uğrayan (neosom) ve uğramayan (paleosom) kesimleri ayırt edilememektedir. Diyateksit grubuna giren bu kesimler tipik nebulitik yapıları, ortoklasların yer yer yama pertit dokusu göstermesi ve apatitlerin idiomorf iri kristaller halinde bulunması ile karakteristiktir. Diyateksitler genelde homojen, ince - orta taneli ve plutonik görünümündedir.

İkinci tip migmatitlerde ise kısmi ergimeye uğrayan kesimler yer yer izlenebilmekte, paleosom ve neosom kesimler ayırt edilebilmektedir. Paleosomatik kesim (ana kayaç) şisti yapıda ve gnays görünümündedir. Neosomatik kesim ise kısmi ergimeyle yeniden kristallenmiş ve magmatik (genel olarak plutonik) bir görünüm kazanmıştır. Bu migmatitlerde özellikle oftalmitik (gözlü) yapı karakteristiktir. Burada gözleri feldispatlar oluşturmakta, neosomatik kesim olarak tanımlanan bu feldispat porfiroblastları, biyotit gibi mafik mineraller ile şistozite düzlemine uygun olarak sarılmaktadır. Ayrıca neosom kesimini oluşturan plajiyoklas ve kuvarslar, paleosom içerisinde birkaç santimetreyi geçmeyen tabakalar, bantlar veya merccekler halinde yerleşmiştir. Genellikle foliasyon ve şisti özellik sunan ve tane boyu diyateksitlere nazaran daha da irileşen bu metateksitlerde belirtilen yapısal ve dokusal farklılıktan başka pertitik doku ve iri apatit kristalleri gözlenmektedir.

Kalkan formasyonu içerisinde migmatitlerden gnayslara geçiş çok keskin sınırlarla izlenememektedir. Buna karşılık, formasyonun içerisinde alttan üste doğru gidildikçe, migmatitlerin, özellikle metateksitlerin karakteristiği olan kısmi ergimeler azalmakta, kayaçlarda paleosomatik kesim yoğunlaşmakta ve kayaç gnayslara geçiş göstermektedir.

Metateksit olarak tanımlanan migmatitlerde yapılan mikroskop çalışmaları sonucunda, kayaç içerisinde yaklaşık olarak biyotit (% 30), plajiyoklas (% 28),

kuvars (% 25), muskovit (% 5), ortoklas (% 4), ve tali olarak sillimanit (% 2), disten (% 2), apatit (% 1), epidot (% 1), sfen (% 1) ve opak minerallere (% 1) rastlanmıştır.

Kayaçta yaygın olarak gözlenen mikalar levhamsı şekillidir. Koyu kahve-kırmızımsı biyotitler oluşum açısından iki farklı evreyi yansıtmaktadır. İlk evrede oluşan biyotitlerden itibaren sıcaklık artışı ile birlikte sillimanitler açığa çıkmıştır. Bu oluşumun devamı olarak izlenebilecek reaksiyonla kayaç içerisindeki sfenlerin ortaya çıktığı düşünülmektedir. Yine bu tür biyotitlerde yaygın olarak hematite dönüşüm gözlenmektedir. İkinci evrede oluşan biyotitler, ilk evre biyotitlerini dik ya da verev kesmiştir. Biyotit levhalarında yer yer eğilip bükülmelere rastlanılmaktadır.

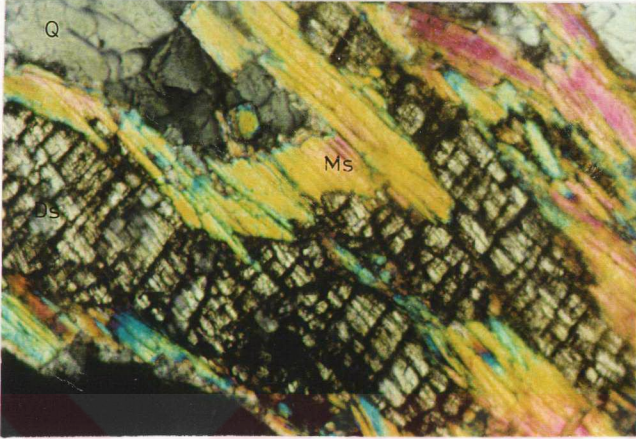
Diğer bir yaygın mineral feldispatlardır. Kayaçta, dikkati çeker şekilde plajiyoklaslar daha zengindir. Genellikle porfiroblastlar ve idiomorf-ksenomorf kristaller halinde izlenen plajiyokaslardan itibaren, yaygın gerileyen reaksiyonlarla serisit ve kaolinler açığa çıkmıştır.

Kayaç içerisinde az miktarda izlenen sillimanitler biyotitlerden itibaren ilerleyen metamorfizmayla oluşmuştur. Lifsi görünüşleri ve kirli soluk renkleriyle karakteristiktir.

Distenler uzun prizmatik şekil ve çift yönlü - yaklaşık dik dilinimler sunmaktadır (Şekil 4.1). Genelde muskovitlerin üzerinde gözlenen distenler stavrolitten itibaren ilerleyen reaksiyonla açığa çıkmıştır.

Tipik olarak yönlü bir doku izlenen metateksitlerde hakim dokular porfiroblastik ve granolepidoblastiktir.

Diyateksit olarak tanımlanan dört migmatit örneğinde kuvars (% 25 - 63), ortoklas (% 13 - 30), biyotit (% 15 - 25), plajiyoklas (% 2 - 10) ve tali miktarda sillimanit (% 3 - 8), granat (% 1 - 3), epidot (% 1 - 2), apatit (% 1), sfen (% 1), opak mineral (% 1) bulunmaktadır.



Şekil 4.1. Metateksitlerdeki disten (Ds), muskovit (Ms) ve kuvars (Q) (Çapraz N, 190x)

Ksenomorf kristaller halinde gözlenen kuvarslar, kayaçta bariz şekilde gözlenen yönlü dokunun etkisiyle bir yöne uzamış grift dokulu kristaller şeklindedir.

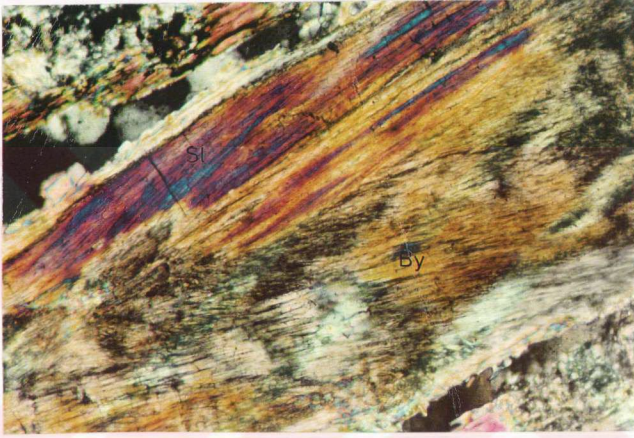
Bol miktarda biyotit, kuvars, opak mineral kapanımları içeren hipidyomorf-ksenomorf ortoklaslar kirlili görünümüyle belirgindir. Bazen kısmen bazen de tamamen gerileyen reaksiyonla serisit ve kaoline dönüşmüştür. Bazı ortoklaslarda yama pertit dokuları tipiktir.

Ortoklaslarla birlikte çoğunlukla porfiroblast halinde gözlenen plajiyoklaslar, yer yer albit ikizli ve hipidyomorf kristallidir. Yapılan sönme açısı tayinlerine göre albit - oligoklas bileşimlidir. Ortoklasla sınır yapan bazı plajiyoklaslarda mirmekitik doku gözlenmektedir. Kayaçlar içerisindeki epidotların plajiyoklaslardan itibaren gerileyen reaksiyonlarla oluştuğu düşünülmektedir.

Diyateksit olarak tanımlanan örneklerdeki biyotitler, aynı metateksitlerde olduğu gibi, oluşum açısından iki farklı evrede oluşmuş kahve - kırmızımsı kahverenkliktir. Yine bazı örneklerde, ilk evre biyotitlerinden itibaren lifsi sillimanit oluşumları izlenmektedir. Soluk kahve, eşkenar dörtgen şekilli sfenlerde, bunu takip

eden reaksiyon sonucu açığa çıkmıştır. Bazı biyotitler gerileyen metamorfizmayla klorite dönüşmüştür. Kloritler koyu yeşil olup, ripidolit bileşimindedir.

Sillimanitler çoğunlukla lifsi bazen prizmatik kristaller halindedir ve lifler yer yer saç örgüsü şeklinde bir yapı oluşturmuştur (Şekil 4.2). Kayaçların içerisinde tali olarak rastlanan sillimanitlerin biyotit ve muskovitten itibaren ilerleyen metamorfizmayla oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 4.2. Diyateksitlerde biyotit (By) ve biyotitlerden itibaren oluşmuş prizmatik-lifsi sillimanit (Sl) (Çapraz N, 190x).

Diyateksit migmatitlerde genel olarak granoblastik doku izlenmektedir. Fakat bazen mikalar bir yöne uzayarak kayaçlara nisbeten yönlü bir doku (lepidoblastik doku) kazandırmıştır. Ayrıca bütün diyateksit örneklerinde porfiroblastik doku da görülmektedir.

b) Gnays

Gnayslar, Kalkan formasyonunun üst seviyelerinde, migmatitlerin üzerinde yer almaktadır. Alttan üste doğru başlıca migmatit gnays, biyotit gnays, iki mikalı gnays ve leptit gnaysları içerir.

b₁) Biotit gnays

Mikalardan sadece biyotit barındıran bu tür kayaçlar içerisinde başlıca; biyotit (% 20 - 26), kuvars (% 25 - 30), ortoklas (% 20 - 30), plajiyoklas (% 20), tali miktarlarda ise granat (% 3), disten (% 1), epidot (% 1), apatit (% 1), sfen (% 1) ve opak mineral (% 1) yer alır.

Yaygın olarak gözlenen biyotitler iki farklı evrede oluşmuş, birbirini kesen kahverenkli kristaller halinde olup yer yer koyu yeşil klorite (ripidolit) dönüşmüştür. Porfiroblastlar halindeki ortoklaslar bol kuvars ve biyotit kapanımları içermektedir. İkizlenme görülmeyen bu ortoklaslarda bazen çift yönlü birbirine dik dilinimler karakteristiktir. Kayaçlarda yaygın rastlanan diğer bir feldispat olan plajiyoklaslar albit, albit - periklin ikizlidir. Plajiyoklasların bileşimi albitten ($Ab_{91}An_{09}$) andezine ($Ab_{68}An_{32}$) kadar değişmektedir. Plajiyoklaslarda yer yer mirmekitik dokuya rastlanılmaktadır.

Granatlar yuvarlağa yakın prizmatik şekilli, bol çatlaklı, renksiz - soluk sarı kristaller halindedir. Yer yer biyotit kapanımları içeren granatlar almandin bileşimindedir. Bu almandinlerin oluşumu kayaçta biyotitlerden sonradır.

Disten uzun prizmatik, 21° eğik sönmeli renksiz ve güzel dilinimler gösterir.

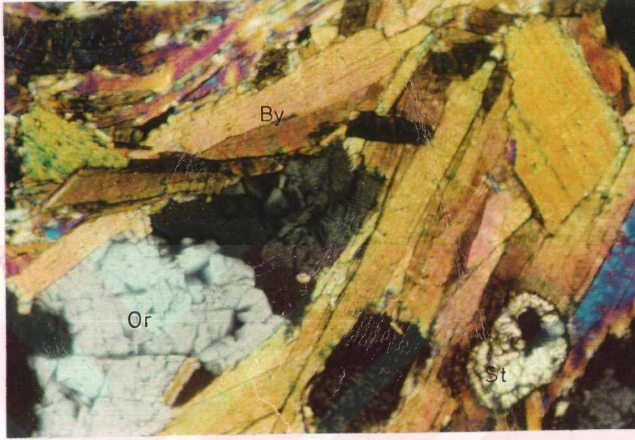
Biyotit gnayslarda feldispatlardan dolayı porfiroblastik, kuvars ve biyotitlerden ötürü de granolepidoblastik doku hakimdir.

b₂) Mika gnays

Biyotit ve muskovit birlikteliğiyle belirgin olan bu tür gnayslarda, kayaç içerisinde kuvars (% 28), plajiyoklas (% 24), biyotit (% 22), ortoklas (% 15), muskovit (% 8) ve tali miktarlarda stavrolit (% 1), epidot (% 1), apatit (% 1) minerallerine rastlanmaktadır.

Feldispatlar porfiroblastlar halinde izlenmektedir ve gerileyen metamorfizmayla yoğun serisite dönüşmüşlerdir. Levhamsı şekiller gösteren mikalardan biyotit kızıl kahverenkli dir.

Kayaç içerisinde tipik olarak gözlenen stavrolit prizmatik şekilleri, sarımsı renkleri ve kuvars kapanımları ile ayrılığandır (Şekil 4.3). Formasyon içerisindeki diğer kayaçlarda olduğu gibi bunlarda da porfiroblastik ve granolepidoblastik dokuları izlenir.



Şekil 4.3. Mika gnayslardan bir görünüm. Biyotit (By), ortoklas (Or), stavrolit (St) ve kuvars (Q) (Çapraz N, 65x)

b₃) Leptit gnays

Kalkan formasyonunun üst düzeylerinde, makroskobik olarak ince taneli çoğunlukla kuvars ve feldispatlardan, az miktarda mafik minerallerden oluşan gnaysik bileşimli kayaçlar leptit gnays olarak adlanmıştır.

Kayaç mikroskopik olarak kuvars (% 65), plajiyoklas (% 20), biyotit (% 8) ve tali miktarlarda muskovit (% 2), ortoklas (% 2), granat (% 1), epidot (% 1), sfen (% 1) içerir.

Kahverengi olarak izlenen biyotitler kenar zonlarından ve dilinimlerinden itibaren yer yer klorite (ripidolit) dönüşmüştür. Biyotitlerde yaygın olarak atmosferik koşullardaki bozunmalar sonucu hematite dönüşümler izlenmektedir. Az miktarda

gözlenen muskovitler, kenar zonlarından itibaren ilerleyen reaksiyonla iğnemi sillimanitlere dönüşmüştür.

Ksenomorf kuvarslar yer yer pretektonik kristaller halindedir. Bunların bol opak kapanımları ve kuvvetli dalgalı sönmeleri tipiktir. Albit ikizlenmesi gösteren plajiyoklasların oligoklas ($Ab_{89}An_{11}$) bileşiminde olduğu tesbit edilmiştir. Küçük yuvarlağa yakın taneler halinde gözlenen granatlar almandin bileşimlidir.

Yaygın olarak kayaçta granoblastik doku görülür. Fakat yer yer bir yöne uzamış kuvarslar kayaca belli belirsiz bir yönlenme kazandırmıştır.

b4) Granit aplit

Kalkan formasyonunun alt seviyelerindeki migmatitler yer yer ince aplit damarları ile kesilmiştir. Bu kayaçlar ince taneli ve granitik bileşimlidir. Yaygın olarak ortoklas ve kuvarstan yapıları olan bu kayaçlarda holokristalin ve tanesel dokular hakimdir.

Mineralojik bileşim olarak ortoklas (% 40 - 63), kuvars (% 30), plajiyoklas (%2 - 15), biyotit (% 4 - 7), granat (% 6) ve tali miktarlarda epidot (% 1), sfen (% 1) içerirler.

Granit aplitler içerisinde yaygın olarak gözlenen ortoklas ksenomorf-hipidiyomorf kristaller halinde, yer yer karlsbad ikizli ve bol kapanımlıdır. İpliksi pertit oluşumları izlenen bu ortoklaslarda gerileyen reaksiyonla serisite dönüşümlere rastlanılmıştır. Serisite dönüşümlerin izlendiği diğer bir feldispat olan plajiyoklaslar yer yer zonlu yapıları ve mirmekitik dokuları ile tanınmaktadır. Bileşimleri yaygın olarak oligoklas ($Ab_{84}An_{16}$) tür.

Küçük kristaller halinde gözlenen granatlar tipik sekizgen şekiller sunar. Kahvemi - sarı olan bu granatların almandin bileşimli oldukları görülmüştür.

Kalkan formasyonu üzerine bindirmeli olarak Simav metamorfitei gelmektedir (Şekil 4.4). Formasyonun tabanı çalışma sahasında gözükmemektedir. Bu nedenle kalınlığı net olarak saptanamamıştır. Ancak Schuiling (1962), Akartuna (1962), Öztunalı (1965), Graciansky (1966), İzdar (1971), Başarıç (1975), Dora

(1975), Akdeniz ve Konak (1979), Evirgen (1979), Şengör (1984) ve daha bir çok araştırmacı tarafından Menderes Masifi'nin çekirdeği olarak kabul edilen bu formasyonun altında çeşitli yörelerde kalınlığı 800 m'ye varan mermer ve şistlerin bulunduğu Şimşek ve ark. (1983), Karamandere ve ark. (1989), Candan ve ark. (1992) ve başkaca yazarlarca belirtilmiştir. Burada çekirdek gnays yüzleşinin Neojen çökellerle örtülü bir klip olduğu belirlenmiştir (Şimşek ve ark. 1983).

Kalkan formasyonunda üstten alta doğru gidildikçe gnaysik kayalarda kısmi ergimeler görülmekte ve gnayslardan migmatitlere geçiş izlenmektedir. Özellikle gnayslarda açığa çıkan stavrolit minerali migmatitlere geçişte ortadan kaybolmaktadır ve sıcaklık artışı ile birlikte yerini disten ve sillimanite bırakmaktadır. Formasyon tabanında yer alan diyateksitlerde sıcaklık artışına bağlı olarak muskovit kaybolmakta ve sillimanit miktarı artmaktadır. Dolayısıyla kalkan formasyonunda, üstten alta doğru metamorfizma sıcaklığında düzenli bir artış izlenmektedir.

Kalkan formasyonu başlangıçta Barrow tip almandin – amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Formasyonun üst kesimleri 550 °C sıcaklık 5 – 6 kb basınç koşullarında stavrolit – almandin alt fasiyesinde (Baş ve Koçak, 1994) metamorfizma gösterirken, formasyonun alt kesimleri 650 ± 750 °C sıcaklık ve 5 – 6 kb basınç koşullarında sillimanit – almandin – ortoklas alt fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır.

Kalkan formasyonunun içerisinde biyotitlerin yer yer klorite (ripidolit), feldispatların serisit ve kaoline, plajiyoklasların epidota dönüşmesi ve albitlerin açığa çıkması, formasyonun başlangıçtaki almandin – amfibolit fasiyesinden sonra, gerileyen tarzda düşük dereceli yeşilist fasiyesinde bir metamorfizma geçirdiğini gösterir. Bu ikinci metamorfizma, simav metamorfizmasının kalkan formasyonu üzerine bindirmesiyle gelişmiş olmalıdır.

4.1.1.2. Kataklastik zon (P=kk)

Simav metamorfizmasının tektonik bir dokanakla Kalkan formasyonunu üzerlemesiyle, yanal devamlılığı kilometrelerce olan kataklazmanın etkisi,

stratigrafik bir düzey şeklinde ilk defa Akdeniz ve Konak (1979) tarafından “Kataklastik Zon” olarak ayrırtlanmıştır. Bu çalışmada da kullanılan bu adlamayla bindirmeden daha fazla etkilenen ve belirgin görünümüyle seçilebilen, anakayacı Kalkan formasyonunun litolojileri olan şist, gnays ve migmatitlerin kataklazma etkisine uğrayan üst düzeyleri olarak ayrırtlanmıştır. Migmatitler ve gnayslardan kataklastik kayalara geçişte, kesin bir sınır belirleme olanağı sunmayan bu zonun içerisinde milonit, milonit şist ve kataklazit saptanmıştır.

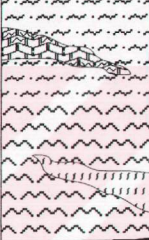
Kataklastik kayalar tipik olarak Simav Dağı'nın uzanımına koşut ince bir şerit şeklinde Seyrekçam Tepe - Fındıkcukuru Tepe arasında Büyükkır Tepe, Yörükmezarlığı Tepe, Meralöldüğü Tepe, Pilav Tepe ve Bakacak Tepe'de gözlenmektedir. Ayrıca inceleme alanının doğusunda Kalkan formasyonu ile Simav metamorfileri dokanağı boyunca Kurteşindi Tepe ile Asarlık Tepe arasında kataklastik kayalar mostra vermiştir.

a) Milonit

Başlıca; ince taneli matriks (% 72), plajiyoklas (% 10), biyotit (% 8), kuvars (% 4) tali miktarda ise ortoklas (% 2), muskovit (% 1), epidot (% 1) ve apatit (% 1) içermektedir. Dislokasyon metamorfizmasının etkisi oldukça fazla görülmektedir. Kayaçta porfiroblast haldeki plajiyoklas, kuvars ve ortoklas ince taneli bir matriks içerisinde yüzer durumdadır.

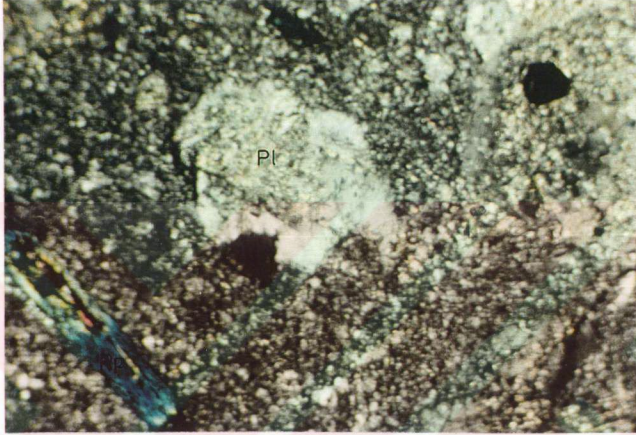
Bu matriks; dislokasyon metamorfizması ile kırılıp ufalanan ve tane boyu küçülen (kataklazmaya uğrayan) minerallerin, yönlü basınç ve nisbeten sıcaklığın da etkisi ile yeniden kristallenmesiyle oluşmuştur. Bu matriks zonunda çok ince taneli yaygın kuvars, ayrıca serisit, klorit gibi zor tanınan mineraller hakimdir. Porfiroblast şeklindeki feldispatlar kısmen, yer yer de tamamen serisite dönüşmüştür (Şekil 4.5).

Kahverenkli ve eğilmiş levhamsı kristaller halinde izlenen biyotitler, dislokasyon metamorfizması etkisiyle çoğunlukla klorite dönüşmüştür. Kloritler ripidolit bileşiminde olup mavimsi çift kırma renkleri, koyu yeşil ve kuvvetli paleokrizmaları ile karakteristiktir. Porfiroblastlar kayacın yaklaşık % 15'ini oluşturmaktadır. Ayrıca kayaçta dislokasyon metamorfizması etkisiyle yeniden

ÜST SİSTEM	FORMASYON	KALINLIK (~m)	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
PALEZOYİK	SİMAV METAMORFİTLERİ	350- 500	Pzsm		Grimsi, kahverenkli, metabazit , metagabro ve serpantin it arakat-kılı, mermer band ve mercekleri içeren kuvars - mikaşist , klorit - kuvars - muskovit ist, ve mika - kuvars şist
PREKAMBİYEN	KATAKLASTİK ZON	-	P&kk		Milonit , milonit ist, kataklazit
	KALKAN FORMASYONU		P&k		Leptit gneys Mermer mercekleri içeren Mika gneys Pegmatoid damarlı biyotit gneys Migmatitik gneys Aplit damarları ile kesilmiş migmatit , granitize migmatit

Şekil 4.4. Prekambriyen yaşlı formasyonların alt - üst ilişkisini gösteren tektono - stratigrafi kesiti (ölçeksiz).

kristallenmeler de gözönüne alındığında, kayaç milonit olarak adlandırılmıştır. Kayaçta porfiroblastik doku hakimdir. Porfiroblastlar büyük, köşeli ve düzensizdir. Dolayısıyla etkili olan deformasyonun şiddetinin az olduğu söylenebilir.



Şekil 4.5. Milonitlerdeki serisitleşmiş plajiyoklas (Pl) porfiroklası, ripidolit (Rp) ve ince taneli matriks (Çapraz N, 65x).

b) Milonitçist

Mineralojik bileşim olarak kuvars (% 48), muskovit (% 24), biyotit (% 10), plajiyolas (% 6), ortoklas (% 5) ve tali olarak turmalin (% 2), amfibol (% 2), epidot (% 1), apatit (% 1) ve opak mineral (%1) içerir.

Bu kayaçta da, milonitde olduğu gibi, dislokasyon metamorfizması etkisiyle gelişmiş bir kataklazma ve kırılıp ufalanma etkisi söz konusudur. Bunun sonucu olarak kayaçta, metamorfizma etkisiyle kuvars, serisit, klorit gibi minarelerden ibaret yeniden kristallenme gerçekleşmiştir. Milonitden ayrı olarak, bu kayaçta yönlü bir doku izlenmektedir. Bu dokuyu mikalarla birlikte bir yöne uzamış ksenomorf

kuvars taneleri oluşturmaktadır. Levhamsı mikalarda yine deformasyon etkisiyle bükülmelere rastlanır.

Amfiboller uzun prizmatik, kahvemsı yeşil renkli, % 10° sönme açılı olup, muhtemelen kummingtonit/grünerit bileşimindedir.

c) Kataklazit

Amfibol (% 57), kuvars (% 40), epidot (% 1), sfen (% 1) ve opak mineral (% 1)'lerden yapıli bir kayaçtır.

Kahverengimsi - mavimsi yeşil ve prizmatik - yuvarlakça irili ufakli taneler halinde gözlenen amfiboller kummingtonit / grünerit bileşimindedir. Kayaçta amfibol ve kuvars minerallerinde etkisi gözlenen fazlıca kırılmalara ve ufalanmalara rastlanmaktadır. Buna karşılık kayaçta yeniden kristallenme söz konusu değildir.

Kuvarsların tane boyları değişkendir. İri kuvarslar ksenomorf ve kuvvetli dalgalı sönmelidir. Küçük taneli kuvarslar ise yuvarlağa yakın saçınımlar halindedir. Kataklazma etkisi iri taneli kuvarslara yer yer çatlakli bir yapı kazandırmıştır. Porfiroklastlar halinde bulunan kuvars ve amfibollerin miktarı % 30'dan daha azdır. Ayrıca kayaçta , kataklazma etkisinin gözlenmesi, rekristalizasyon - neomineralizasyon olaylarının olmaması ve yönlü dokunun görülmemesi nedeniyle kayaç kataklazit olarak adlandırılmıştır.

Kayaçta iri kuvars ve amfiboller mekanik ezmeler sonucu parçalanmış ve küçük, kendi kristallerinden oluşan bir matris ile tutturulmuştur. Bu nedenle kayaç mörter dokuya sahiptir.

Kalınlığı yer yer 100 m'ye varan kataklastik zonda anakayacın öğütölme derecesine bağıli olarak akma yapıları kayaca laminalı bir görünüm kazandırmıştır.

Kalkan formasyonunun üst kesimlerinde yeralan Kataklastik zonun üzerine bindirmeyle Simav metamorfitelemi gelmektedir (Şekil 4.4).

4.1.2. Paleozoyik

4.1.2.1 Simav metamorfileri (Pzsm)

Simav metamorfileri, mermer bant ve mercekleri içeren metabazit ve metaultramafit arakatlı yoğun şistlerden oluşmaktadır.

Oldukça kalın ve geniş yayılım sunan Simav metamorfileri tipik olarak Simav güneyinde, Kırtaşlık Tepe ve Damırkıziyaret Tepe arasında, Sögüt güneyi ve Şenköy dolaylarında, Karacaviran'dan kuzeye doğru Yemişli'ye kadar bir alanda gözlenmektedir.

Menderes Masifi'nin çekirdeğini oluşturan Kalkan formasyonuna ait migmatit ve gnaysların etrafını Simav metamorfileri bir kılıf şeklinde sarmaktadır. Simav metamorfileri birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olarak kuvars - mikaşist, klorit - kuvars - muskovitşist, mika - kuvarsşist, epidot - kuvars - hornblendşist, klorit - epidot - aktinolitşist, serpantin ve mermer band ve merceklerinden oluşmuştur. Birim içersinde ayırtlanan kayaçların ayrıntılı petrografik özellikleri aşağıda verilmiştir.

a) Kuvars- Mikaşist

Kayaç; kuvars (% 50), biyotit (% 33), muskovit (% 7), plajiolklas (% 5), apatit (% 1) ve opak mineral (% 1)'den ibarettir.

Birbirine paralel dizilmiş levhamsı mikalar ile yuvarlağa yakın- elipsoidale ksenomorf şekilli kuvarslar aralanmalı olup kayaca granolepidoblastik bir doku kazandırmıştır.

Yeşilimsi kahve biyotitler gerileyen metamorfizmayla yer yer mavimsi çift kırmalı yeşil ripidolite (klorit) dönüşmüştür. Yer yer porfiroblastlar halinde gözlenen plajiolklaslar hipidyomorf kristaller halinde olup albit bileşimindedir. İkizlenme çok nadir görülmekte, buna karşılık kuvars, mika ve opak mineral kapanımları içermektedir. Plajiolklas porfiroblastları foliasyon ile çevrilmiş pretektonik kristaller halindedir.

b) Klorit – kuvars - muskovitşist

Başlıca muskovit (% 48), kuvars (% 40), klorit (% 8), plajioklas (% 2), turmalin (% 1) ve opak mineral (% 1) içerir.

Yaygın olarak gözlenen ve kalın - ince levhalar halinde olan muskovitler, çok sık kıvrımlı bir yapı oluşturmuştur. Pretektonik porfiroblastlar halinde gözlenen albitler, birbirine eğik çift yönlü dilinimleriyle karakteristiktir. Levhamsı - yapraklı kloritler, anormal mavi çift kırmalı, soluk yeşil olup, pennin bileşimindedir. Kayaçta biyotite rastlanılmamıştır.

Kayaç içerisinde çok az miktarda rastlanan turmalin mavimsi yeşil, prizmatik ve şörl bileşimindedir. Yaygın dokular porfiroblastik ve granolepidoblastiktir.

c) Mika - kuvarşşist

Kuvars (% 75), muskovit (% 15), biyotit (% 2), granat (% 2), epidot (% 2), sfen (% 2), turmalin (% 1) ve opak mineral (% 1) içerir.

Kayaçın hakim mineralini oluşturan kuvarslar ksenomorf taneler ve bir yöne uzamış elipsoidal kristaller halindedir. Kayaca asıl yönlü dokuyu veren mikalar ince levhalar halinde olup, bunlardan az miktarda bulunan biyotitler kahverenkli. Küçük, kısa prizmatik - altıgen kristaller halindeki granatlar almandin bileşimindedir. Epidot yuvarlağa yakın tanesnel agregatlar halinde ve çok yüksek röliyeflidir. Kayaçta yönlü bir doku egemen olup, granolepidoblastik doku izlenmektedir.

d) Epidot – kuvars - hornblendşist

Pelitik kökenli şistler içerisinde, onların yapraklanmalarına paralel merccekler ve ara seviyeler halinde görülmektedir.

İncelemelerle kayaçta yaklaşık olarak amfibol (% 61), kuvars (% 20), plajioklas (% 15), epidot- zoisit/klinozoisit (% 10) ve tali olarak sfen (% 2), apatit (% 1), hematit (% 1) saptanmıştır.

Amfiboller yaygın hornblend ve daha az miktarda aktinolit bileşimindedir. Prizmatik, altıgen şekil ve yeşil hornblendler 18 - 25° arası sönme açıları ile karakteristiktir. Kayaçtaki amfibollerin % 10'unu oluşturan soluk yeşil aktinolitler ise lifsi şeklindedir.

Kayaçın diğer ana bileşenini oluşturan plajyoklaslar çoğunlukla ksenomorf kristaller halindedir. Yer yer porfiroblast olarak gözlenen bazı plajyoklas kristallerinde pretektonik kristallenmeyi yansıtan deformasyon izlerine rastlanılmaktadır.

Epidot grubu mineralleri küçük ksenomorf taneler halinde kayaç içerisinde dağılmış durumdadır. Kayaçta, şistoziteye dik gelişmiş çatlaklarda ikincil hematit, klorit ve kuvars oluşumları görülür.

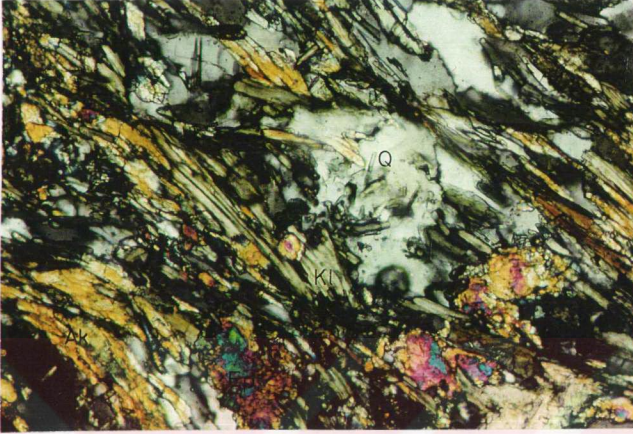
Prizmatik kristallerin yoğunluğundan ötürü nematoblastik bir doku kazanan kayaç, ayrıca porfiroblastik doku da göstermektedir.

e) Klorit – epidot - aktinolit

Kayaç başlıca; amfibolit (~ % 45), plajyoklas (~ % 15), epidot (~ % 10), klorit (~ % 7), zoisit/klinozoisit (~ % 7) ve tali miktarda sfen (~ % 3), biyotit (~ % 2), opak mineral (~ % 1) içerir.

Kayaç içerisindeki amfiboller yaygın aktinolit (Şekil 4.6), az miktarda da hornblend ve tremolit oluşturur. Uzun - kısa prizmatik şekiller sunan amfibollerden tremolit ve aktinolit 10 - 15° arasında sönme açıları ile tipiktir. Aktinolitler soluk mavimsi yeşil - soluk yeşil iken amfibollerin yaklaşık % 3'ünü oluşturan tremolitler renksizdir. Az miktarda gözlenen hornblendler (~ % 10) soluk yeşil - yeşil olup aktinolitlerden sönme açılarının (20 - 25°) daha yüksek olması ile ayrılır.

Hipidiyomorf - ksenomorf taneler ve yer yer polisentetik ikizli kristaller halinde izlenen plajyoklas, ikizlenme göstermediği durumlarda kapanımları ile tanımlanmaktadır. Sönme açısı tayinlerine göre plajyoklasların albit ($Ab_{92}An_{08}$) bileşiminde olduğu görülmektedir.



Şekil 4.6. Klorit – epidot – aktinolitşistlerden bir görünüm. Aktinolit (Ak), klorit (Kl), epidot (Ep), kuvars (Q) (Çapraz N, 190x).

Epidot grubu mineraller prizmatik - ksenomorf yuvarlağa yakın kristaller halindedir. Bunlardan zoisit/klinozoisitlerin anormal mavimsi çift kırılmaları belirgindir. Kayaç içerisinde soluk yeşil renkleri gösteren kloritler pennin bileşimindedir (Şekil 4.6). Kahverenkli biyotit levhamsı özellikleri ile kolayca tanınmaktadır. Kayaç nematoblastik dokuya sahiptir.

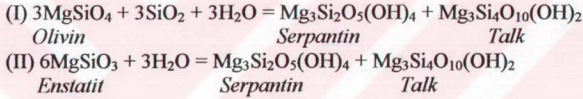
f) Serpantinit

Simav metamorfitlelerine ait şistler içerisinde merccekler halinde izlenmektedir. Alınan numunelerin petrografik incelemeleri neticesinde; Serpantin (% 66 - 90), olivin (% 0 - 18), talk (% 0 - 15), amfibol (% 0 - 7), karbonat (% 0 - 7), proksen (% 0 - 3), opak mineral (% 2 - 3) ve klorit (% 0 - 1) mineraline rastlanmıştır.

Kayaçların hakim mineralini oluşturan serpantinler renksiz - soluk yeşil olup lifsi (krizotil), yapraksı (antigorit) ve özşekilsiz - küçük taneler (lizardit?) halinde gözlenirler. Bazı örneklerde krizotil yaygın olarak gözlenirken, bazılarında antigorit oranı artmaktadır. Lizardit(?) olarak tesbit edilen serpantinler ise kayaçlarda oldukça

az miktarda gözlenmektedir. Serpantinler olivin ve proksenden ibaret düşük dereceli bölgesel termodinamo metamorfizmayla açığa çıkmıştır.

Serpantinlerin mineralojik bileşimi gözönüne alındığında, bunların köken kayaç itibarıyla dunit olduğu söylenebilir. Bazı serpantinit örneklerinde olivin ve piroksenler korunmuşken (relikt kristal), bazıları tamamen serpentine dönüşmüştür. Bazı örneklerde ksenomorf kristaller halinde gözlenen olivinler bol çatlaklı olup, çatlaklarından itibaren krizotile dönüşmüştür. Yine bazı örneklerde az miktarda rastlanan piroksenler relikt kristaller halindedir. Bunlar karakteristik çift yönlü, birbirine dik dilinimli ve düşük - orta çift kırmalı olup, klinoproksen ve ortoproksen (enstatit) olarak ayırteedilebilmektedir. Serpantinitler içerisinde, pulsu - özşekilsiz taneler halinde ve bazı örneklerde fazla miktarda izlenen talk, serpantinleşme esnasında açığa çıkmaktadır (Tepkime I ve II).



Bazı serpantin örneklerinde uzun prizmatik - lifsi şekilli, renksiz - çok soluk yeşil amfibollere rastlanmaktadır. Bu amfiboller tremolit bileşiminde olup, piroksenlerden itibaren uralitleşme sonucu açığa çıkmıştır.

Serpantinitler içerisinde oldukça az miktarda rastlanan klorit, mavimsi çift kırmalı ve soluk yeşil olup, Mg - kloritlerden penin - klinoklor bileşimindedir. Bunlar piroksenlerden itibaren hidrotermal etkilerle oluşmuştur.

Bazı serpantinitlerde demiroksitlere rastlanılmaktadır. Bunlar, olivinlerin serpantinleşmesi esnasında açığa çıkan Fe'in demiroksit halinde çökmesiyle oluşmuştur. Kayaçlar içerisindeki opak minerallerin bir kısmı tipik olarak kromit bileşimindedir.

Fibroblastik ve lepidoblastik dokular sunan serpantinitlerde çoğunlukla masif yapılar izlenmiştir. Bazı lepidoblastik dokulu örneklerde nisbeten yönlü bir doku görölmektedir.

g) Mermer

Simav metamorfitlelerinin üst seviyelerine doğru şistlerin içerisinde genellikle bant ve merccekler halinde izlenmektedir.

Kayaç yaygın olarak kalsit (~ % 99) kristalinden yapıldır. Çok az miktarda kuvars (~ % 1) içerir. Kalsitler çoğunlukla küçük, yer yer iri kristaller halindedir. İri kristalli olanlarında çift yönlü dilinim ve polisentetik lameller şeklinde ikizlenme görülür. Yuvarlağa yakın ksenomorf kristaller halinde izlenen kalsitler kayaca mozaik doku kazandırmıştır.

Örtü şistleri olarak tanımlanan Simav metamorfitlelerini oluşturan bu kayaların yüzeyde görüldüğü yerler; Büyük Menderes grabeninin güneyi, Büyük Menderes grabeni - Gediz grabeni yaklaşım alanında Buldan bölümü, Küçük Menderes grabeni ve Gediz grabeninin kuzeyidir (Dora, 1975; Şimşek, 1984). Ayrıca Alaşehir grabeninde (Seyitoğlu, 1997), Kazdağında (Kaaden, 1959; Schuiling, 1959; Aslaner, 1965; Bingöl, 1968), Tire - Selçuk dolayında ve Çataldağda (Akat ve ark.1978; Akat, 1980; Erdağ, 1980) metabazit ve metaultramafitlerin varlığından bahsetmiş ve Şaphane Dağı'nda Akdeniz ve Konak (1979) bu oluşukları Kulat üyesi olarak tanımlamışlardır.

Simav metamorfitlelerinde herhangi bir organik kalıntıya rastlanılmamıştır. Örtü şistlerinde fosil bulamayan araştırmacılar Triyas öncesinden Prekambriyene kadar yaş vermekte; fosil bulanlar ise örtünün Paleozoyik yaşında olduğunu bildirmişlerdir (Önay, 1949; Boray, 1979; Akat ve ark., 1975; Çağlayan ve ark., 1980). Benzer litolojilerde çalışan araştırmacıların çoğu (Canet ve Joul, 1946; Kaaden, 1959; Schuiling, 1959; Aslaner, 1965; İzdar, 1968 ve 1969; Özkoçak, 1969; Başarır, 1970 ve 1975; Uz, 1973 ve 1975; Akdeniz ve Konak, 1979) örtü şistlerine Siluriyen - Devonyen ile Permo - Karbonifer arası bir yaş önermişlerdir. Bu çalışmada da bu yaş aralığı kabullenilmiştir.

Simav metamorfitleleri Kalkan formasyonu üzerine bindirmeyle gelmekte ve onun üzerinde ise uyumlu olarak çoğun mermerlerden oluşan Balıkbaşı formasyonu durmaktadır (Şekil 4.7).

Simav metamorfitlelerinde yaygın olarak almandin ve Mg – kloritlerden peninin gözlenmesi, epidot ve albitle birlikte bazik kayalarda hornblendin açığa çıkması, birimin, Barrow tip yeşilşist fasiyesinin kuvars – albit – epidot – almandin alt fasiyesinde (Turner ve Verhogen, 1960) metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Buna karşılık simav metamorfitleleri içerisinde ara seviyeler halinde gözlenen bazı metabazitlerde hornblend miktarı artmakta, Mg – kloritler azalmakta ve yer yer kaybolmakta ve az miktarda gözlenen aktinolitler mavimsi yeşil bir renk sunmaktadır. Bu durum birim içerisindeki metamorfizma şartlarının epidot – amfibolit fasiyesine ulaştığını göstermektedir.

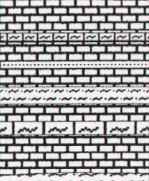
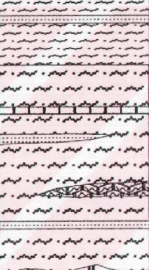
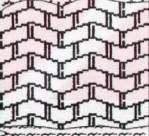
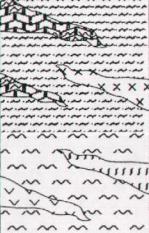
Simav metamorfitleleri, yaklaşık 400 – 500 °C sıcaklık ve 3 – 4 kb basınç koşulları altında, yeşilşist fasiyesinden epidot – amfibolit fasiyesinin yüksek sıcaklık zonlarına kadar ilerleyen bir metamorfizmaya uğramıştır. Birim içerisinde özellikle biyotitlerin ripidolite dönüşümü, simav metamorfitlelerinin kalkan formasyonu üzerine bindirmesi ile gerçekleşen ikinci bir metamorfizmadan (gerileyen tarzda düşük dereceli yeşilşist fasiyesi) kaynaklanmaktadır.

4.1.2.2. Balıkbaşı formasyonu (Pzb)

Koyu gri ve bandlı görünümlü laminallı kristalize kireçtaşları Balıkbaşı formasyonunu oluşturmaktadır. Akdeniz ve Konak (1979) açık - koyu renkli laminaların yöre halkının balık süzgeçlerine benzettikleri Balıkbaşı Tepe’de (J22-a4) birimin tipik olarak gözlenmesinden dolayı Balıkbaşı formasyonu adını vermişlerdir.

Simav metamorfitleleri ile yanal düşey geçişlilikler sunan bu birim inceleme alanında küçük mostralr şeklinde Yemişli doğusu, Karacaviran ve Naşa kuzeyinde gözlenmektedir. Ayrıca Simav güneyinde ikinci fay basamağı boyunca şerit halinde izlenmektedir.

Şekersi dokulu, sert, eklemlı, yer yer dolomitleşmiş ve basınç ikizlenmesi gösteren kalsitten oluşmuştur. Kalınlığı 80 m’ye varan bu birim altında bulunan Simav metamorfitleleriyle ve üzerindeki Sarıcasu formasyonu ile uyumlu ve yanal - düşey geçişlidir (Şekil 4.7).

ÜST SİSTEM	FORMASYON	KALINLIK (~m)	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	PALEOZOYİK	ARIKAYA FORMASYONU	100- 200	Pza	
SARICASU FORMASYONU		100- 200	Pzs		Kuvarsit ara katlı kuvars fillit Kuvarsit ve mermer araseviyeli kuvars - muskovitşist Kuvarsit ve mermer ara seviyeli klorit - kuvars - muskovitşist ve kuvars - muskovitşist
BALIKBAŞI FORMASYONU		50- 70	Pzb		Koyu gri, beyaz, şekersi dokulu, orta - kalın katmanlanmalı mermer
SİMAV METAMORFİTLERİ		350- 500	Pzsmm Pzsm		Mermer (Pzsmm) Mika - kuvarşist Metabazit arakatlı, mermer band ve mercekleri içeren klorit - kuvars - muskovitşist Serpantin ve metagabro arakatlı kuvars - mikaşist

Şekil 4.7. Paleozoyik yaşlı formasyonların alt - üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).

Menderes Masifi'ne ait birimler arasında diskordansların olmadığını, aynı seriye ait birimlerin farklı metamorfizmaya uğradıklarını Wippen (1964), Akartuna (1965) ve Boray ve ark. (1973) bildirmişlerdir. Buna karşın Schuiling (1962), Birinkmann (1966), İzdar (1971) ve Bingöl (1974) diskordansların olabileceğini savunmuşlardır. Akdeniz ve Konak (1979) Balıkbaşı formasyonu ile Sarıcasu formasyonu arasındaki, Konak (1982) ise Simav metamorfileri ile Sarıcasu formasyonu arasındaki uyumsuzluğu esas olarak Sarıcasu formasyonunun kaba detritik bir seviye ile başlamasına bağlayarak tartışmaya açık bırakmışlardır.

Simav metamorfilerinin üst seviyelerini gösterir nitelikli bu formasyon Simav metamorfileri ile aynı yaştadır. Zeschke (1953), Dora (1973) ve Uz (1973) şistlerin üzerine gelen bu mermerler için Paleozoyik yaşını benimsemişlerdir.

Birim düşük dereceli yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir.

4.1.2.3. Sarıcasu formasyonu (Pzs)

Genel olarak gri, bej ve yeşilin değişik tonlarında, ipeğimsi ve sedefimsi görünümler sunan formasyon, başlıca mermer ara seviyeli kuvars - muskovitşist, albit - klorit - muskovit - kuvarşist, klorit - kuvars - muskovitşist ve kuvars - fillitlerden oluşmaktadır. Formasyon yaygın olarak düşük dereceli metamorfizma izlerini taşır.

Özellikle Simav Dağı'nda Simav merkezinin doğusundan itibaren geniş yayılımlar sunan Sarıcasu formasyonu Damırkıziyaret Tepe ve Şenköy civarında Simav metamorfileriyle, Seyrekçam Tepe'nin güneyinde Kalkan formasyonu ile dokanaktır. Ayrıca Karacaviran kuzeyinde dar bir alanda yüzlek vermektedir.

a) Kuvars - muskovitşist

Başlıca muskovit (% 40 - 50), kuvars (% 35 - 40), ve tali miktarda kalsit (% 1 - 4), turmalin (% 1 - 3), epidot (~ % 1), apatit (~ % 1), opak mineral (~ % 1) içerir.

Kayaçta yer yer yoğun kıvrımlı yapılar izlenmektedir. Bu kıvrımlanmalar sonucunda küçük ölçekli antiklinoryum ve senklinoryum yapıları gelişmiştir.

Özellikle bu kıvrımlı yapılar mikroskobik olarak levhamsı muskovitlerde rahatlıkla izlenmektedir. Kıvrımlanmalar sonucu oluşan çatlaklara yoğun hematit yerleşimleri gözlenmektedir. Kayaç içerisinde tali miktarda bulunan turmalinler prizmatik, yer yer kenarı dışbükey üçgen şekiller sunmaktadır. Mavimsi yeşil- yeşil- kahverengimsi turmalinler şörl bileşimindedir.

Kayaç genelde granolepidoblastik dokuludur. Bazı iri kuvars ve kalsitlerden ötürü porfiroblastik dokuda izlenir.

b) Klorit – kuvars - muskovitşist

Granolepidoblastik ve porfiroblastik dokular ile karakteristik olan kayaç, başlıca muskovit (~ % 45), kuvars (~ % 35), klorit (~ % 16), plajiyoklas (~ % 2), turmalin (~ % 1), ve opak mineral (~ % 1) içerir.

Kuvars - muskovitşistlere nazaran kayaç içerisinde klorit yoğunlaşmıştır. Pennin bileşiminde olduğu tesbit edilen bu kloritler, soluk yeşil ve mavimsi çift kırmalı özellikleri ile Mg- kloritlere dahil edilebilir.

Kayaçta yaygın olarak gözlenen kuvarslar küçük ksenomorf kristaller halinde, muskovitler ise kalın – ince levhalar halindedir. Porfiroblast şeklinde izlenen plajiyoklaslar albit bileşiminde olup, birbirine eğik dilinimleri ve pretektonik kristalleri tipiktir. Turmalin yine şörl bileşimindedir.

c) Albit – klorit – muskovit - kuvarşist

Kayaçta kuvars (~ % 40), muskovit (~ % 30), klorit (~ % 14), plajiyoklas (~ % 10) ve apatit (~ % 1) bulunmaktadır.

Porfiroblast halde bulunan plajiyoklaslar, ender olarak albit - karlsbad ikizli, çoğunlukla bol kuvars, sfen, klorit, epidot ve opak kapanımlıdır. Hipidiyomorf taneler ve pretektonik kristaller halinde izlenen bu plajiyoklaslar albit bileşimlidir. Kloritler mavimsi çift kırma renkleri ve koyu yeşil renkleri ile Mg - Fe kloritlerden ripidolit bileşimli olduğu anlaşılmaktadır. Kayaç porfiroblastik ve granolepidoblastik dokuludur.

d) Kuvars - fillit

İnce taneli ve yapraklanmalı olan kayaç, kuvars (~ % 50), serisit (~ % 26), klorit (~ % 15), muskovit (~ % 5) ve tali olarak paljyoklas (~ % 2), turmalin (~ % 1), opak mineral (~ % 1) içermektedir.

Formasyon içerisindeki diğer şisti kayaçlara göre pulsu şekilli serisit açığa çıkmaktadır. Serisitlerle birlikte kayaca yönlü bir doku kazandıran kloritler, yapraklı şekilli, anormal kahve ve normal çok düşük çift kırma renklidirler. Bunların pennin ve olasılıkla grokoyit bileşiminde oldukları görülmüştür. Prizmatik kristaller ve mavimsi- yeşil turmalinler şörl bileşimindedir. Plajiyoklas ise polisentetik ikizlenmesiyle yapılan sönme açısı tayinlerinden albit bileşimli olduğu saptanmıştır.

Kayaç kuvars, serisit, klorit ve muskovitlerden dolayı granolepidoblastik doku gösterir.

Kalınlığı 200 m'ye ulaşan Sarıcasu formasyonunun altındaki Balıkbaşı formasyonu ve üzerinde bulunan Arıkaya formasyonu ile yanlı, düşey geçişlidir. Fosil bulgularına rastlanılmayan formasyona, Akdeniz ve Konak (1979) Orta - Üst Triyas çökellerine çakıl vermesinden dolayı Üst Paleozoyik - Alt Triyas yaşını vermişlerdir. Konak (1982) ise alt sınırı esnek tutmak kaydıyla Permo - Triyas yaşını önermiştir. İstiflerin dizilimi genelden özele indirildiğinde, yani sadece çalışma alanı gözönüne alındığında formasyon için, Üst Paleozoyik yaşı daha olası gözükmektedir (Şekil 4.7).

Sarıcasu formasyonu içerisinde; kuvars + muskovit + klorit + albit (+ epidot + turmalin) ve kuvars + epidot + klorit + kalsit parajenezlerinin gözlenmesi, metamorfizma koşullarının yeşilşist fasiyesinin kuvars – albit – muskovit – klorit alt fasiyesine (~ 350 – 450 °C sıcaklık) karşılık geldiğini göstermektedir. Bu da bölgesel termodinamo metamorfizmasının düşük sıcaklık kesimine işaret eder. Biyotitin gözlenmemesi sıcaklık koşullarının bu alt fasiyeste kaldığına, daha da yükselmediğine kanıttır.

4.1.2.4. Arıkaya formasyonu (Pza)

Formasyon yer yer kuvarsit, muskovit – kalsit - kuvarşşist ve klorit – muskovit – kuvars - kalkşist seviyeleri içeren sert, kırılğan, eklemli ve orta - kalın tabakalı kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Arıkaya formasyonu tipik olarak Simav Dağında Damırkziyaret Tepe, Kırkaya Tepe'nin kuzeybatı yamaçlarında ve Mazıçalısı Tepe'de görülmektedir.

a) Klorit - muskovit - kuvars - kalkşist

Şisti yapılı ve karbonat minerallerince zengin killi kumlu kayalardır. Granolepidoblastik doku gösteren kayaç içerisinde kalsit (~ % 42), kuvars (~% 25), muskovit (~ % 22), klorit (~ % 10) ve opak minerallere (~ % 1) rastlanılmaktadır.

Ksenomorf küçük kalsit kristallerinin arasında kayaca yönlü dokuyu sağlayan yapraksı kloritler ve levhamsı muskovitler bulunur. Kloritler pennin bileşimindedir. Kayaç içerisindeki kuvarşlar özşekilsiz olup şistozitenin etkisi ile bir yöne uzamış kristaller halindedir.

b) Muskovit – kalsit - kuvarşşist

Birimde başlıca kuvars (~ % 45), kalsit (~ % 32), muskovit (~ % 10), klorit (~ % 7), sfen (~ % 1) ve opak mineral (~ % 1) bulunmaktadır. Kuvars ve kalsit minerallerinin fazla olmasına rağmen, kayaç, bu minerallerde de rahatlıkla izlenebilen yönlü bir dokuya (granolepidoblastik) sahiptir. Kloritler pennin, yaygın olarak gözlenen plajiyoklaslar ise albit bileşimindedir. Muskovit levhalarında bazen kıvrımlanmadan ötürü eğilip bükülmelere rastlanılmaktadır.

c) Kristalize kireçtaşı

Formasyon içerisindeki kayalar yaygın olarak kalsit mineralinden (% 98 - 100) yapılı kristalize kireçtaşlardır. Ksenomorf kristaller halinde izlenen kalsitler, özellikle iri kristalli olanlarında belirgin çift yönlü dilinim vardır. Yer yer polisentetik lameller şeklinde ikizler görülür. Kristalize kireçtaşları içerisinde çok az miktarda kalsitlerin arasına serpiştirilmiş durumda ikincil kuvars (% 0 - 2) kristalleri ve yer yer pirit oluşukları görülmektedir. Bu kayalar tipik mozaik dokuludur.

Arıkaya formasyonunun Sarıcasu formasyonu ile yanal ve düşey geçişlilik sunması nedeniyle Geç Paleozoyik'ten Triyas'a kadar yaş aralığı bu formasyon için de geçerlidir. Ayrıca kalınlığı yaklaşık 80 m olarak saptanan Arıkaya formasyonu, Triyas - Jura yaşlı dolomitik kireçtaşlarından oluşan Budağan kireçtaşı tarafından uyumsuz olarak üstlenmektedir (Şekil 4.7).

Arıkaya formasyonundaki mineral parajenezleri gözönüne alındığında, birimin düşük dereceli yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği söylenebilir.

4.1.3. Mesozoyik

4.1.3.1. Budağan kireçtaşı (Tjb)

Gri, bejimsi, yer yer siyah altta dolomitize, laminalı, çörtlü, eklemli, tabakasız görünümlü ve kuvarsit seviyeli kristelize kireçtaşlarından oluşan birimlere, Budağan kireçtaşı adı ilk kez Kaya (1972) tarafından kullanılmıştır. Bu birim Simav jeotermal alanında hazne kayayı oluşturmaktadır.

Birimin Simav Dağı'nda; Kızıltepe Tepe'den güneye Samat yolu boyunca ve Akdağ'da; Koyunoba Köyü ve güneye doğru uzanmış alanlar birimin tipik görüldüğü yerlerdir.

Neomorfik kristalize kireçtaşları, çoğun ksenomorf taneler halinde çift yönlü dilinimleriyle belirgin kalsit kristalinden kuruludur. Kalsitler birbirleriyle düzensiz sınırlar yaparak kayaca mozaik doku kazandırmışlardır. Dolomitize kireçtaşları ince kesitte silis tarafından ornatılmış spartitler şeklinde ve çatlaklar kuvars dolgulu olarak görülür. İlksel dokunun tamamen kaybolduğu kesitte çok az miktarda çubuksal görünümlü tremolitlere rastlanılmıştır. Ayrıca çökme breşine benzeyen bireşik kristalize kireçtaşlarında genel olarak çörtlüşme görülmektedir.

İnceleme alanı içerisindeki bu birime ait karbonatlardan ve çalışma sahası dışındaki benzer konumlu dolomitize kireçtaşlarından alınan örneklerde A. Kallioğlu (MTA) tarafından aşağıda sayılan fosiller saptanmış ve Üst Triyas (olasılıkla Noriyen - Resiyen) yaşı verilmiştir (Konak, 1982).

Involutina communis (Kristan)

Involutina tenuis (Kristan)

Trocholina permodiscus (Oberhauser)

Triasina sp.

Involutina pragsoides (Oberhauser)

Involutina minuta (Koehn- Zaninetti)

Glomospira friedli (Kristan- Tollman)

Emet doğusunda (Budağan Dağ) Akdeniz ve Konak (1979) Budağan kireçtaşında yaptığı incelemelerde birbiriyle ardalanmalı çakıltaşı – kumtaşı – grovak – silttaşı - kiltası ve killi kireçtaşından oluşan birimle yanal ve düşey geçişler sunmasından dolayı Geç Triyas – Geç Jura yaşını benimsemişlerdir. Bu çalışmada da bu yaş aralığı kabullenilmiştir.

İnceleme alanında yayılımı oldukça az olan Budağan kireçtaşları alttan Arıkaya formasyonu ile uyumsuz ilişki sunmakta, üstten ise Eğrigöz granitleri ve Kızılıbük formasyonu ile startigrafik uyumsuzluk görülmektedir (Şekil 4.8).

4.1.4. Senozoyik

4.1.4.1. Eğrigöz graniti (Teg)

Birim, aplit ve pegmatit damarlarıyla kesilmiş mikrogranit içeren ve kenar kesimlerinde granitporfir özelliği sunan yaygın granitlerden oluşmaktadır. Yakın bölgede çalışan Dora (1969, 1973) benzer litolojiler sunan granitleri biyotit-granit olarak tanımlamış ve “Karakoca graniti” adlamasını kullanmıştır. Uz (1973, 1977) “Akdağ graniti” olarak adlandırdığı aynı graniti Akdeniz ve Konak (1979) “Koyunoba graniti” olarak benimsemiştir. Bu çalışmada, anlatımda birliktelik sağlanması amacıyla tüm granitler Eğrigöz graniti olarak değerlendirilmiştir.

Eğrigöz graniti, Katrandağı’nda Söğüt ve çevresinde Kalkan formasyonu ile dokanaklı olarak; inceleme alanının kuzeydoğusunda Alacakayaçatı Tepe, Göktaş Tepe ve Yıldırım Tepe civarında Simav metamorfitleleriyle dokanaklı olarak; Akdağ’da ise Kınık, Cevizlik, Koyunobası ve Kayacık civarında Simav Metamorfite-

ÜST SİSTEM		S ENOZOYİK		KALINLIK (~m)		LİTOLOJİ		AÇIKLAMALAR	
SİSTEM		TERSİYER				SİMGE			
SERİ		MİYOSEN		60- 100		Tmk		Kumtaşı - tüfit - marn - kıtaşı - killi kireçtaşı ardalanması	
FORMASYON		KIZILBÜK FORMASYONU		60- 100		Tmk		Çalktaşı	
		PALEOSEN				Tpe		Mikrogranit	
		EĞRİGÖZ GRANİTİ				Tpe		Aplit ve pegmatit damarlı granit porfir özellikli granit	
		MESOZOYİK		100- 200		TJb		Laminalı, çörtlü, eklemlı rekristalize kireçtaşı	
		TRİYAS- JURA		100- 200		TJb		Dolomitize kireçtaşı	
		PALEOZOYİK		50- 80		Pza		Beyaz, pembemsi, grimsi, kırılğan, eklemlı, orta- kalın tabakalanmalı kristalize kireçtaşı	
		ARIKAYA FORMASYONU		50- 80		Pza			

Şekil 4.8. Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı formasyonların alt - üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).

leri ve Akdağ volkanitleri ile dokanaklı olarak oldukça geniş bir alanda yüzlek vermektedir.

a) Granit

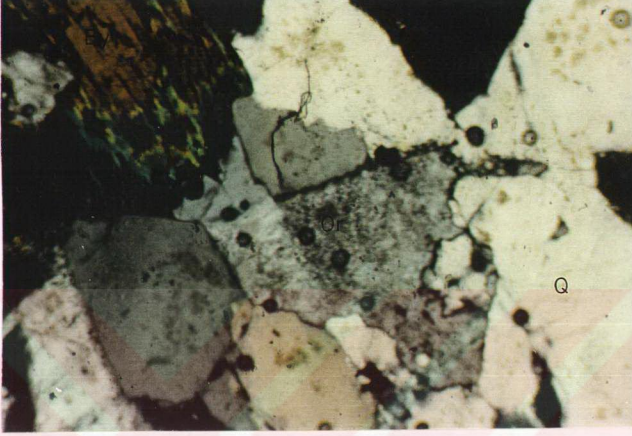
Orta- iri taneli holokristalin ve hipidyomorf taneler sunan granitler çoğun felsek, bir miktarda mafik minerallerden yapıtlı bir kayadır. Mineralojik bileşim olarak ortoklas (~ % 31 - 57), kuvars (~ % 20 - 25), plajiyoklas (~ % 15 - 25), biyotit (~ % 4 - 15) ve tali miktarda amfibol (~ % 0 - 1), epidot (~ % 0 - 1), zoisit (~ % 0 - 1), apatit (~ % 1), sfen (~ % 1), opak mineral (~ % 1) içerirler.

Bol kapanımlı, karlsbad ikizli olan ortoklaslar hipidyomorf - ksenomorf şekiller sunarlar (Şekil 4.9) ve 3°- 12°'lik eğik sönmeleriyle tipiktir. Bazı granit örneklerinde yaygın olarak ipliksi pertit yapısı gözlenmektedir. Kayac içerisinde diğel feldispatı oluşturan plajiyoklasların albit, albit-karlsbad ikizleri ve zonlanmaları karakteristiktir. Ortoklasla sınır yapan bazı plajiyoklaslarda mirmekitik doku izlenir. Feldispatlarda yer yer serisitleşme ve kaolinleşmelere rastlanılmıştır.

Biyotit oranında artış görülen granit örneklerinde, biyotitler levhamsı ve kahverenkli dir. Bazen hidrotermal etkilerle dilinimleri ve kristal kenarlarından itibaren bozuşarak, mavimsi çift kırmalı ve yeşil repidolit bileşiminde klorite dönüşmüşlerdir (Şekil 4.9). Bazı biyotitlerde yer yer oksitlenmelere de rastlanılmıştır.

Granitlerde tali miktarda rastlanan amfiboller yeşil olup hornblend bileşimindedir. Apatitler ise prizmatik ve iri kristaller halindedir.

Granitlerin içerisinde ikincil olarak gözlenen epidot ve zoisitler prizmatik şekilli ve yeşilimsi sarıdır. Epidot grubu bu minerallerin iki yolla açığa çıktığı düşünülmektedir. Bir kısmı Ca'ca zengin plajiyoklaslardan itibaren sosuritleşmeyle oluşmuş olup, bunlara plajiyoklasların üzerinde rastlanılmaktadır. Diğel bir kısmı ise ferromagnezyum minerallerinden (özellikle biyotit) itibaren epidotlaşmayla açığa çıkmış ve bu oluşuma kloritler de eşlik etmiştir.



Şekil 4.9. Granitlerden genel bir görünüm. Ortoklas (Or), kuvars (Q) ve kloritleşmiş biyotit (By) (Çapraz N, 65x)

SiO₂ içeriklerine göre asidik bileşimli olan granitler, renk indislerine göre hololokokrat ve lökokrat kayaç grubuna girer.

b) Granitporfir

Eğriğöz granitine ait masifin kenar zonlarında bulunan, dokusal açıdan porfirik bir karakter kazanmış kayaçlardır. Mineralojik bileşim açısından granitlerle aynı özelliktedir, fakat kayaçta taneli bir faz içerisinde oldukça iri plajiyoklas fenokristalleri yer almaktadır.

Kayaç plajiyoklas (~ % 33), ortoklas (~ % 30), kuvars (~ % 20), biyotit (~ % 15), apatit (~ % 1) ve opak mineral (~ % 1) içerir.

Karlsbad ikizleri ile karakteristik ortoklaslar albit ikizli plajiyoklaslar çoğunlukla serisitleşmişlerdir. Yine plajiyoklaslardan itibaren sosuritleşmeyle epidot

+ kalsit oluşmuştur. Kahverenkli biyotitler çoğunlukla kloritleşmiş ve ripidolite dönüşmüştür.

Kayaç asidik bileşimli, holokristalin ve porfirik dokuludur.

c) Mikrogranit

Eğrigöz graniti içerisinde yer yer rastlanan ince taneli ve granitik bileşimli kayaçlardır. Mineralojik bileşimi: plajiyoklas (~ % 46), ortoklas (~ % 20), kuvars (~ % 20), biyotit (~ % 7), amfibol (~ % 4), epidot (~ % 1), sfen (~ % 1) ve apatit (~ % 1)'dir.

Tanesel ve holokristalin dokulu plajiyoklaslar albit ve albit - periklin ikizlidir. Ayrıca bol miktarda opak mineral ve kuvars kapanımları içeren plajiyoklaslar yer yer mirmekitik doku gösterirler. Plajiyoklasların oligoklas ($Ab_{76}An_{24}$ ve $Ab_{84}ve An_{16}$) bileşiminde oldukları görülmüştür.

Amfiboller prizmatik, ışınal yapılı olup tremolit bileşimindedir. Bunlar proksenlerden itibaren uralitleşme sonucu oluşmuştur. Sfenler sarımsı kahve iri prizmatik kristaller halindedir.

d) Granit apilit

Damarlar şeklinde rastlanan apilitler, ortoklas (~ % 66), kuvars (~ % 30), sfen (~ % 1), biyotit (~ % 1) içermektedir.

Tanesel ve holokristalin dokulu apilitler içerisinde gözlenen ortoklaslar, kirli yüzeyli ve karlsbad ikizli, yer yer ipliksi pertit yapısı göstermektedir. Amfiboller yeşilimsi- kahve ve hornblend bileşimindedir. Ayrıca biyotitlerde oksitlenmelere de rastlanılmıştır.

e) Granit pegmatit

Granitler içerisinde düzensiz damarlar şeklinde gözlenir. Çoğunlukla felsik minerallerden yapılı, oldukça iri ortoklas ve muskovit içeren porfirik dokulu, iri

taneli kayalardır. Mineralojik bileşimi ortokla (~ % 38), plajiyoklas (~ % 28), kuvars (~ % 25), muskovit (~ % 7), sfen (~ % 1) ve opak mineral (~ % 1)'dir.

Kayaç içerisindeki feldispatlar yaygın serisitleşmiştir. Yer yer ipliksi pertit yapısı gösteren ortoklaslar çoğunlukla hipidyomorf kristalli ve bol kapanımlıdır. Plajiyoklaslarda albit ve albit-kalsbad ikizleri ayırtedilebilmektedir.

Farklı lokasyondaki benzer granitlerde incelemeler yapan Holzer (1954), Kalafatçioğlu (1962, 1964), Dora (1969) Biyotit-granit; Öztunalı (1973) Kalkalen anateksis ürünü granit; Ataman ve Bingöl (1978) ve Bingöl ve ark. (1982) siyenomonzogradit; Uz (1989) ise Tektonik granitler ve Genç granitler ve Mikrogranitler, olarak tanımlamışlardır.

Eğrigöz granitinin yaşını, Holzer (1954) ve Kalafatçioğlu (1964) Üst Kretase - Tersiyer, Bürküt (1966) U/Pb yöntemiyle 69.6 ± 7 my, Öztunalı (1973) Rb/Sr oranına göre 167 ± 14 my ve Bingöl ve ark. (1982) K-Ar yöntemiyle 20 - 24 my arası olarak belirlemişlerdir. Bu çalışmada da saptandığı üzere, Akdeniz ve Konak (1982) tarafından Budaaan kireçtaşlarını ve Dağardı melanjını kestiğı ve Miyozen yaşlı Kızılıbük formasyonuna çakıl verdiğı gerekçesiyle Paleosen - Eosen yaşlı verilmiştir.

Eğrigöz graniti alttan itibaren Budaaan kireçtaşına kadar istifi kesmiş ve üzerine uyumsuzlukla Kızılıbük formasyonu yerleşmiştir (Şekil 4.8).

4.1.4.2. Kızılıbük formasyonu (Tmk)

Formasyon kömür arakatlı kumtaşı – tüfit – marn – kıltaşı - killi kireçtaşı araldanmasından oluşmuştur. Kızılıbük formasyonu tipik olarak Boğazköy güneyinde, Yeşilköy'ün güneyinde oldukça geniş yayımlı olarak ve Simav - Uşak karayolu boyunca gözlenir.

Kumtaşlarından alınan ince kesitlerde; kuvars (% 35), kayaç parçacığı (% 30), kalsit çimento (% 30) ve muskovit (% 5) minerallerine rastlanılmıştır. Buna göre kayaç Folk'a (1980) göre "Litarenit" olarak adlanmıştır. Kuvars taneleri köşeli ve monokristalin, herhangi bir kırılma görülmemektedir. Daha çok metamorfik olan

kayaç parçacıkları kalsit çimento tarafından ornatılmış olarak görülmektedir. Çubuksal tanelerin ve muskovitlerin mekaniksel deformasyona uğramamaları kumtaşlarının diyajenezin erken safhasında fazla derine gömülmeden çimentolandığını göstermektedir.

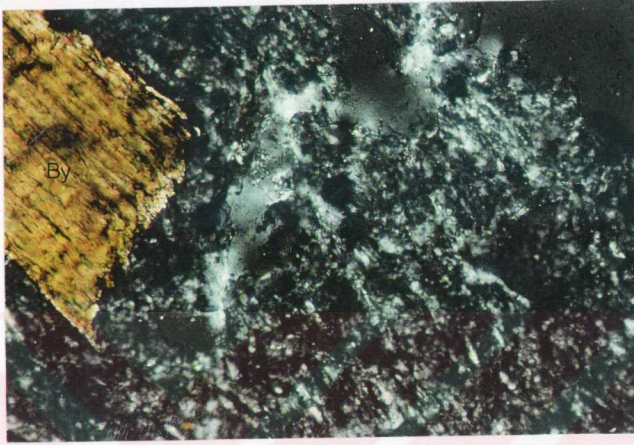
Formasyon içerisindeki tüfitlerin, bileşim ve tane boyuna göre plajiyodasitik tüf oldukları belirlenmiştir. Hipokristalin ve porfirik dokularla belirgin tüfler, fenokristal fazı ve hamur fazından ibarettir. Fenokristal fazında plajiyoklas (% 1 - 4), biyotit (% 2 - 3), ortoproksen (% 1 - 2), kuvars (% 1 - 2), apatit (% 1 - 2) ve opak mineral (% 1 - 2) yer alır. Hamur fazı ise volkanik cam (% 35 - 52) ve plajiyoklas mikrolitleri ile küçük kuvars kristallerinden (% 40 - 55) yapıldır (Şekil 4.10).

Plajiyoklas kristalleri ikizli ve zonlu olup olasılıkla asidik eriyikler ile yer yer kaolinleşmiştir. Tüfitlerin içerisindeki plajiyoklaslar yaygın oligoklas ($Ab_{85}An_{15}$) bileşimlidir. Levhamsı ve kahverenkli biyotitler çoğunlukla oksitlenmiştir. Ortoproksenler düşük çift kırmalı ve renksiz olup, enstatit bileşimindedir.

Hamur fazında yaygın ölçüde silisleşmeye rastlanılmaktadır. Bu fazda yer alan küçük kuvars kristalleri, olasılıkla sıcak suların etkisiyle, volkanik camdan itibaren kristalleşen ikincil kuvarlardır (Şekil 4.10). Ayrıca tüfitlerin gözenek ve boşluklarında da ikincil kuvars oluşumlarına rastlanılmıştır.

Kayaç içerisindeki cam - kristal - kayaç parçası oranı dikkate alındığında "kristal tüf" olarak adlanabilir. Hamur fazında yer alan plajiyoklas mikrolitleri bir yöne doğru uzamış ve kayaç hamur fazına göre hiyalopolitik - fluidal bir doku kazanmıştır.

Stratigrafik olarak Eğrigöz granitleri üzerine yerleşen Kızılbaş formasyonu Civanadağ tüfleri ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 4.11). Birimin yaşı Orta - Geç Miyosen'dir (Holzer, 1954; Kalafatçıoğlu, 1962, 1964; Bingöl, 1976, Akat ve ark., 1977; Ercan ve ark., 1978; Akdeniz ve Konak, 1979; Baş ve ark., 1983).



Şekil 4.10. Plajiyodasitik tüflerde yer alan biyotit (By) fenikristali ve hamur fazı (Çapraz N, 190x).

4.1.4.3. Civanadağ tüfleri (Tmc)

Birim kumtaşı, kiltası mercikleri içeren riyodasitik, dasitik ve plajiyodasitik tüflerden oluşmaktadır. Civanadağ tüfleri Akdere vadi yamaçlarında Hamzabey batısında ve Şenköy güneyinde tipik olarak gözlenmektedir.

Tüfler, bileşim olarak volkanik cam (% 47 - 62), fenokristaller (% 22 - 49) ve kayaç parçası (% 5 - 15) içerir . Fenokristalleri ise plajiyoklas (% 12 - 20), kuvars (% 8 - 15), biyotit (% 2 - 7), amfibol (% 0 - 6) ve opak mineral (% 0 - 6) oluşturur.

Ksenomorf kristaller halinde gözlenen kuvarsların kenar ve köşeleri kemirilmiş olarak görülmektedir. Albit ikizli plajiyoklaslar yer yer serisitleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Tüflerin içerisindeki mafik minerallerde, yoğun alterasyon gözlenmektedir. Çoğun uzun prizmatik olan amfiboller (hornblend) karbonatlaşmış

ÜST SİSTEM		SİSTEM		SERİ		FORMASYON	KALINLIK (~m)	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	TERSİYER	MİYOSEN	KUVATERNER	ALÜVYON	30-50	Qal		Alüvyon yelpazesi, traverten Çakıl, kum, kil		
				EYNAL FORMASYONU	10-20	Qe		Az tuturulmuş çakıl, kum, kil		
				NAŞA BAZALTI	30-40	Qn		Bazalt		
				TOKLARGÖLÜ FORMASYONU	40-60	Qt		Yer yer tuturulmuş çakıl, kum, kil		
	MİYOSEN	TERSİYER	MİYOSEN	KUVATERNER	AKDAĞ VOLKANİTLERİ	100-200	Tma	Riyolit Riyodasit Dasit Aglomera		
					CİVANADAĞ TÜFLERİ	60-100	Tmc	Riyodasitik, dasitik ve plajiyodasitik tuf		
					KIZILBÜK FORMASYONU	60-100	Tmk	Kömür arakatlı kumtaşı - tüfit - marn - kıltaşı - kili kireçtaşı ardalanması Çakıltaşı		

Şekil 4.11. Senozoyik yaşlı formasyonların alt - üst ilişkisini gösteren genel stratigrafi kesiti (ölçeksiz).

ve kloritlemiştir. Yine biyotit ve amfibollerde oksitlenme ve opasitleşme izlenmektedir. Tüfler içerisinde rastlanan kayaç parçaları çoğunlukla metamorfik şist, gnays ve mermer tanelerinden türemişlerdir.

İncelemesi yapılan bu tüfler; bileşim ve tane boyuna göre “plajiyodasitik tüf”, cam-kristal-kayaç parçasına göre “camlı tüf” ve “kristal tüf” gruplarına girerler. Hiyalin ve porfirik dokular izlenmektedir.

Kalınlığı yer yer 100 m’ye ulaşan Civanadağ tüfleri altındaki Kızılbük formasyonu ve üstündeki Akdağ volkanitleriyle yanal ve düşey geçişli olup, Orta - Üst Miyosen yaşındadır (Şekil 4.11).

4.1.4.4. Akdağ volkanitleri (Tma)

Formasyon açık gri, bejimsi, pembemsi ve kıvımsız riyolit, riyodasit, dasit ve aglomeradan oluşmaktadır. İnceleme alanının en yüksek zirveleri olan Akdağ’da Namazlartaşı Tepe, Kartal Tepe, Şahinkaya Tepe ve Gözet Tepe’de tipik olarak gözlenmektedir.

Riyodasit ve dasitler başlıca kuvars, plajiyoklas, sanidin, hornblend, biyotit ve opak mineral içerirler. Hamur fazı mika mikrolitlerinden ve çok küçük plajiyoklas kırıntılarında oluşmuştur. Porfirik, hiyaloporfirik ve vitrofirik dokular kayaçta egemendir.

Akdağ volkanitleri, Civanadağ tüfleri ve Kızılbük formasyonu ile yanal/düşey geçişli olduğundan Orta - Üst Miyosen yaşındadır. Kalınlığı yaklaşık 200 m’ye ulaşan Akdağ volkanitleri üzerine uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı Toklargoölü formasyonu gelmektedir (Şekil 4.11).

4.1.4.5. Toklargoölü formasyonu (Qt)

İnceleme alanının kuzeyinde Eğirler, Yemişli ve Hamzabey arasında oldukça geniş yer kaplayan bu birim kıvımsız, kahverenkli, yer yer tutturulmuş çakıl, kum ve kilden oluşmuştur. Formasyon gereği az köşeli, yuvarlak taneli, yersel boylanmalı ve derecelenmelidir. Altındaki tüm kayaçlardan çakıl alan Toklargoölü formasyonunun

Küçükkelebek Tepe ve Yarendede Tepe gibi yükseklerde, Hamzabey civarı gibi alçalarda görülmesi; Akdere boyunca izlenen fayla birlikte bölgesel yükselimin, birimin olduğu yakın bir zamanda meydana geldiğini belgelemektedir.

Altındaki farklı birimler üzerine uyumsuzlukla yerleşmiş olan bu formasyon (Şekil 4.11), Naşa bazaltı tarafından uyumsuzlukla örtüldüğü Naşa - Kabaarmut yolu boyunca Büyükgüney tepe yamaçlarında görülmektedir. Toklargölü formasyonu içerisinde yaş verebilecek herhangi bir organik kalıntıya rastlanılmamıştır. Ancak birimin yaşı, Nebert (1960) ve Bingöl (1976) Pliyosen, Gün ve ark. (1976) vadi oluşumu ile yaşıt olarak düşünülmektedir. Akdeniz ve Konak (1979) ise birimin, Üst Pliyosen yaşındaki kireçtaşı çakıllarını içermesi nedeniyle Üst Pliyosen'den genç olduğunu belirtmektedir.

4.1.4.6. Naşa bazaltı (Qn)

Koyu renkli, gözenekli, akıntı yapılı yaygın olarak ince taneli ve bazik bileşimli Naşa bazaltı ikincil rezervuar kaya niteliği taşımaktadır. Birim; Hüsüm, Karacaviran, Kabaarmut ve Naşa köyleri arasında kuzey - güney uzanımlı olarak mostra vermektedir.

Bazaltlarda yapılan mikroskop incelemesi neticesinde; klinoproksen ve orto proksen (% 15 - 20), olivin (% 1 - 15), opak mineral (% 1 - 2), fenokristalleri ile plajiyoklas mikrolitleri (% 35 - 61), volkanik cam (% 0 - 34) saptanmıştır.

Prizmatik şekil ve çatlaklı yapı sunan olivinler kenarlarından itibaren iddingsitleşmişlerdir (Şekil 4.12). Piroksenler tipik sekizgen prizmatik kristaller halinde bulunmaktadır. Klinoproksenler yer yer girik ikizli ve zonlu, soluk sarı-soluk yeşil olup, 40° - 45° arasındaki eğik sönmeleri ile, olasılıkla ojit bileşimindedir. Bunlar bazen karbonatlaşmışlardır. Ortopiroksenler ise renksiz, düşük kırılmalı, olasılıkla enstatit bileşimindedir.

Bazaltların içerisinde çok az miktarda karbonat mineraline rastlanılmaktadır. Bunlar Ca'ca zengin plajiyoklaslardan itibaren karbonatlaşma ile oluşmuş olmalıdır.



Şekil 4.12. Bazaltlardan genel bir görünüm. İddingsitleşmiş olivin (Ol) ve plajiyoklas (Pl) mikrolitleri (Çapraz N, 190x).

Bazaltlar yaygın olarak hipokristalin ve porfirik dokular göstermektedir. Hamur fazına göre ise çoğunlukla hiyaloporfirik dokuludur. Fakat bazı bazalt örneklerinde, hamur fazında volkanik cama rastlanılmamış, pilotaksitik doku tesbit edilmiştir.

Toklargoülü formasyonu ve Eynal formasyonu gibi az tutturulmuş kaba detritiklerin arasında bulunan Naşa bazaltı, stratigrafik ilişkileri göz önüne alınarak Boray ve ark. (1972) tarafından 1.1 my olarak yaş verilen Kula bazaltları ile eşlenebilir (Şekil 4.11).

4.1.4.7. Eynal formasyonu (Qe)

Eynal formasyonu bej, kahverengimsi, kıvılcımsı, az tutturulmuş çakıl, kum ve killi gereçlerden oluşmuştur. Birim adlaması ilk kez Erişen (1989) tarafından yapılmıştır. Özellikle Eynal kaplıcaları kuzeyinde Hacıahmet yolu arasında küçük

ölçekte yayılım gösteren birimin içerisinde Naşa bazaltı çakılları bulunması formasyonun Naşa bazaltlarından daha genç olduğunu belgelemektedir. Eynal formasyonu alüvyon oluşukları tarafından örtülmektedir (Şekil 4.11).

4.1.4.8. Alüvyon (Qal)

İnceleme alanında oldukça geniş yayılımı olan alüvyon, Simav ovasını ve dere yataklarını kaplayan çakıl, kum, mil ve kil gibi tutturulmamış oluşuklardan kuruludur. Tüm birimlerden geçiş alan bu Kuvaterner - Güncel oluşuklar tüm birimleri örtmektedir (Şekil 4.11). Alüvyonun Eski göl sahasında kil seviyesi ve kalınlığı artmaktadır. Ayrıca alüvyon içerisinde, kurutma kanalı boyunca Çitgöl kaplıcalarının güneyinde çoğu kurumuş sıcaksu çıkışlarına bağlı olarak gelişmiş haritalanamayacak ölçekte traverten oluşukları gözlenmiştir.

Tüm formasyonların çakıllarını içeren alüvyon yelpazeleri genelde düşey yönde gelişen tektonik hareketlere bağlı olarak yükselen blok önünde ve arkusu ağızlarında birikmişlerdir (Ek-1, Şekil 4.13). Simav fayına dik vadiler boyunca inen



Şekil 4.13. Eynal Kaplıcaları'nın 500m batısında ve Naşa fayı önünde gözlenen alüvyon yelpazeleri. Qn; Naşa bazaltı, Qay; alüvyon yelpazeleri, Qal; alüvyon.

akarsuların oluşturduğu alüvyon yelpazeleri fayın doğrultu atımının az olduğunu göstermektedir. Benzer şekilde Eynal Kaplıcaları civarında sıcaksu çıkışlarının gözleendiği kuşakta gevşek tutturulmuş Pliyokuvaterner gereçleri ve bazalt çakılları alüvyon yelpazelerini oluşturmuştur (Şekil 4.13).



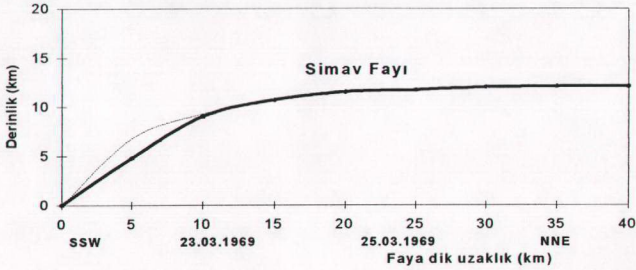
4.2. Yapısal Jeoloji

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Batı Anadolu Bölgesi'nin Türkiye tektoniğindeki yeri ve özellikleriyle birlikte yapı nitelikleri, bölgenin genel tektoniği ile birlikte irdelenerek neotektonik kuramlara göre yorumlanacaktır. Çalışma alanında saptanan kıvrımların, fayların, horst ve grabenlerin, diskordansların oluşumları, evrimleri ve diğer yapısal unsurlarla ilişkileri tanıtılacaktır.

Türkiye'nin stratigrafisi ve yapı nitelikleri irdelenerek birçok araştırmacı tarafından tektonik asbölümler önerilmiştir. Genel olarak D - B uzanlı şeritler halinde gözlenen bu asbölümler; Blumenthal (1946), Egeran (1947) ve Ketin (1966)'dan basitleştirilmiş olarak kuzeyden güneye doğru Pontitler, Anatolitler, metamorfik - merkezi masifler, Toridler, İranitler, Irakitler, Diyarbakır platformu ve Paleozoyik çekirdek masifler şeklinde sıralanmaktadır (Ketin ve Cantez, 1972). İnceleme alanının da içinde yer aldığı Menderes Masifi bu karışım modeline göre Türkiye'nin morfo-tektonik birliklerinden "Metamorfik Merkezi Masifler" asbölümüne girmektedir. Ancak Blumenthal (1946) ve Egeran (1947) Menderes Masifi'ni "Ara Masifleri" ve "Ara Zonları" olarak tanımlamışlardır. Ketin (1966) ise Menderes Masifi'ni Anatolitler içine dahil etmiştir. Ayrıca Anatolitler'in Kretase sonunda şekillenmesini tamamladığını, Alp orojenezinden etkilendiğini ve kristalin masiflerdeki intrüzyonların Tersiyer'in başında sona erdiğini belirtmiştir. İnceleme alanında olası Prekambriyen'den Üst Pliyosen gibi oldukça geniş zaman aralığında oluşmuş değişik ortam ve fasiyesteki kayaçlar yüzeyler.

4.2.1. Faylar

Menderes Masifi'nin Pliyosen - Kuvaterner dönemindeki yükselme olayları ile doğan tansiyonel kuvvetlerle oluşan graben fayları bölgedeki en önemli faylardır. Bu tektonik oluşuklar, Batı Türkiye'deki K - G gerilme tektoniğinin en son ürünlerinden biridir. Bölgede Simav grabeni bulunmaktadır. Simav grabeni fayları Şekil 4.14'de görüldüğü gibi 9 km derinlikten sonra yataylaşan listrik şekilli faylardır (Seyitoğlu, 1997). Bazı kesişen fay konumlarından yararlanarak bu fayları oluşturan kuvvet yönleri saptanmıştır (Şekil 4.15). Bu kuvvet analizleri de K - G gerilme tektoniğine uyumludur.



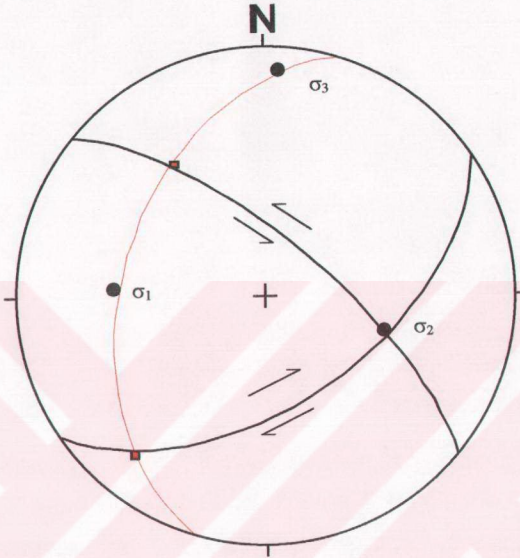
Şekil 4.14. Eyidoğan ve Jackson'a (1985) göre Simav fayının Demirci depremi ve sonrası şokuna göre fay mekanizması çözümü (Eyidoğan, 1997).

Bölgede, genç tektonik hareketler jeotermal olanakların doğmasına neden olmuş ve büyük atımlı faylar boyunca sıcak su kaynaklarının ve buhar çıkışlarının yüzeyde görülmesine olanak sağlamıştır. Ayrıca tektonik etkiler sert ve kırılğan litolojilere ikincil geçirimsizlik sağlamıştır. Bu da kayaçların su depolama özelliğini artırmış, faylarla bu kayalara su beslenimi ve jeotermal akışkan birikimi sağlanmıştır.

Burada, inceleme alanındaki tektonik durumu daha iyi açıklanması için horst ve grabenler ayrı ayrı tanıtılacaktır.

4.2.1.1. Simav grabeni

İlk kez Zeschke (1953) tarafından "grabenbruch" olarak tanımlanan güneyindeki horst ile yaklaşık 1000 m kod farkı bulunan Simav Grabeni, inceleme alanının güneyinde yer alır. Genel olarak KD - GB uzanımlı Simav Grabeni, eski Simav Gölü'nü de içine alan yaklaşık 100 km²'lik bir alanı kaplamaktadır. Güneybatıya doğru daralan ve Simav Ovası'nı oluşturan grabende en düşük kod (781 m) olduğu yer Gökçöy civarındadır. Bu da ova tabanının kuzeybatıya doğru eğimli (tilting) olduğunu göstermektedir. Grabenin içi Pliyosen ve Kuvaterner oluşukları ile dolguludur (Şekil 4.16). Grabenin ana fayları; güneyde Simav fayı, kuzeyde ise Naşa fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.17).



F1= K50°B, 71°KD

F2= K55°D, 55°GD

σ_1 =K11°D, 11°KD

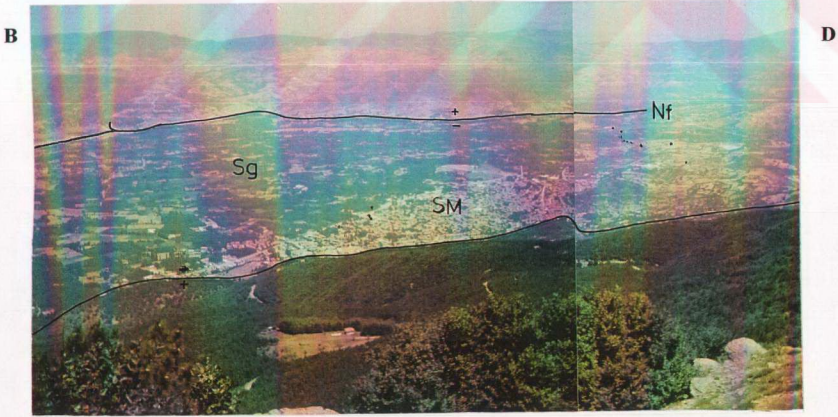
σ_2 = K73°B, 47°GB

σ_3 = K88°D, 40°GB

Şekil 4.15. Simav horstu basamak fayı ve bu fayı kesen ikincil fay konumları ve gerilme analizleri.



Şekil 4.16. Simav grabeni ve Simav Dağı horstunun genel bir görünümü. Sf; Simav fayı, Ef; Eynal fayı, Qal; alüvyon, EK; Eynal kaplıcaları



Şekil 4.17. Simav Dağı'ndan Simav Ovası'na bir bakış. Sg; Simav grabeni, Nf; Naşa fayı, SM; Simav yerleşim merkezi

İnceleme alanında D - B uzanlı Simav fayının topografyadaki izi yaklaşık 25 km kadar takip edilebilmektedir. Simav fayı, Simav Çayı'na koşut (Eyidoğan ve Jackson, 1985) olarak Sındırgı'dan Abide'ye kadar 150 km boyunca uzanır (Konak, 1982). İnceleme alanının dışında da batıya doğru Ahmetli - Hisarbey - Yeniköy'e, oradan da kuzeye kavislenerek Söğütçük'e kadar devam etmektedir (Seyitoğlu, 1997).

Simav fayı çalışma sahasında örtülü durumdadır. Ancak inceleme alanı dışında (Seyitoğlu, 1997), Söğütçük ve Ahmetli arasında ki mostrasında gözardı edilebilecek kadar küçük yanal atımlı kuzeye doğru 65° - 70° eğimli normal fay olduğunu belirtmektedir. Alüvyon yelpazelerinde büyük bir yanal yönde kayma görülmemesine karşın (Konak, 1982); Öreğler - Simav arasındaki migmatitler ile fayın kuzeyinde bulunan Eğriğöz granitlerinin güneyini çevreleyen migmatitler arasında fay boyunca bir kaymanın olması, Simav metamorfiteri ile Kalkan formasyonu arasındaki tektonik dokanağın fayın geçtiği zonda belirli bir yanal atım kazanması ve Neojen yaşlı kayalarla Neojen öncesi kayaların dokanağı fayla belirli bir yanal atım kazanması vb. nedenlerle Simav fayının sağ yönlü ve yanal atımının da 5,5 - 6 km dolayında olduğunu belirtmektedir. Ayrıca Konak (1982) "Simav grabeni" tanımlamasından kaçınılması gerektiğini vurgulamaktadır. Ancak Simav fayına paralel basamak fayların çoğunlukla eğim atımlı olması ve Simav fayının düşey atımının büyük olması nedeniyle bir bölgesel graben oluşumu görülmektedir. Bu oluşumu jeofizik gravite ve rezistivite ölçümleri de doğrulamaktadır.

Ekingen'in (1977) gravimetrik ölçümlere göre hazırladığı Bouger anomali haritasına göre negatif anomali veren, Çitgöl ve Semerköy'den geçen ve Simav fayına koşut gömülü bir fay saptanmıştır (Ek- 2, bkz Bölüm 5.2).

Simav grabeninin kuzey sınırını oluşturan Naşa fayı, Eynal Kaplıcaları'ndan Naşa'ya kadar (3 km) uzanan güneye eğimli ve sıcaqsu çıkışlarına etken olmuş bir fay görünümündedir. Fay hattını alüvyon yelpazeleri ve yamaç molozlarından oluşan Kuvaterner yaşlı tutturulmamış - kısmen tutturulmuş çakıltaşları ve bazaltik lav akıntıları örtmüştür.

4.2.1.2. Simav Dağı horstu

Simav'ın ve Simav fayının güneyinde, D - B uzanlımlı 3 adet basamak fayı gözlenmektedir.

a) Değirmenciler fayı : Simav fayına paralel, yaklaşık D - B uzanlımlı, 4 km uzunluğunda olası bir faydır. Fayın belirteci topografik veriler ve fayın da içinde yer aldığı Kalkan formasyonundaki gnays düzeyinin tekrarlanması şeklindedir.

b) Nadarçam fayı : Simav fayını keser şekilde KB - GD uzanlımlı, yaklaşık 6 km uzunluğa sahip ve 150 - 200 m atımlı normal bir faydır. Fayın kuzeyindeki taban bloğunun üst kesimlerinde yer alan Sarıcasu formasyonu ve Arıkaya formasyonu birimlerinden sonra tavan bloğunda istifin alt kesimlerini oluşturan Simav metamorfilerine ait birimlere geçiş net olarak gözlenmektedir.

Simav metamorfilerine ait bazik arakatlı şistler ile orta - yüksek metamorfizma dereceli Kalkan formasyonuna ait metamorfiter arasındaki tektonik dokanak bu basamak faylarının geçtiği zonda belirli bir yanal kayma görülmektedir. Bu da fay basamaklarındaki doğuya doğru atımın fazlaşması yani rotasyonal faylar ile açıklanabilir.

c) Kibletaşı Tepe fayı : Yaklaşık olarak 10 km uzunluğunda ve genel olarak K 60° - 70° B uzanlımlıdır. Atımın 250 m civarında ölçüldüğü bu fayın doğu uzanımı olan Kibletaşı Tepe'deki fay aynasında eğimin 75° - 80° arasında kuzeye doğru olduğu saptanmıştır (Şekil 4.18). Budağan kireçtaşlarında gözlenen bu fay aynası batıya doğru takip edildiğinde düşey atımın gittikçe azaldığı görülmektedir.

- **Göynük Tepe fayı :** Kibletaşı Tepe'nin batısında basamak faylarını KD - GB uzanlımlı olarak kesen bu fay yaklaşık 2 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Budağan kireçtaşlarının ve Kızılıbük formasyonu birimlerinin sağ yönlü kaymalarına (80 m) neden olmuştur.

- **Tınaz Tepe fayı :** Tınaz Tepe'nin doğusundan itibaren başlayan ve Kibletaşı Tepe fayını kesen bu fay sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır (Şekil 4.19). Genel olarak K 50° B doğrultulu fayın güney ucu güneybatıya kavışmaktadır.



Şekil 4.18. Simav Dağı horstundaki basamaklı fay yapısı.



Şekil 4.19. Tınaz Tepe fayından bir görünüm.

Topografyadaki izi 1,5 km uzunluğunda olan bu fay ile Sarıcasu formasyonunda yaklaşık olarak 50 m atım gözlenmektedir.

- **Yörükminaresi Tepe fayı** : Yörükminaresi Tepe'nin batısından başlayarak K 50° - 60° B doğrultuyla kuzeybatıya doğru 2,5 km civarında uzanan bu fay Erikli Kaya Tepenin doğusunda Kibletaş Tepe fayını keser. Yörükminaresi Tepe fayı sağ yönlü yaklaşık 90 m atımlı doğrultu fayıdır.

4.2.2. Bindirme

Çalışma sahasının stratigrafik istifinden de anlaşılacağı üzere, migmatit ve gnayslardan oluşan Kalkan formasyonu ile metaultramafitleri içeren Simav metamorfitleleri arasında bir tektonik ilişki söz konusudur. Bu ilişkiyi doğrulayan en önemli veri metamorfik kayalar arasında gelişen metamorfizma sonrası kataklasis etkisidir. Konak (1982), Kalkan formasyonu üzerine kalın bir kataklastik zonla ve bindirme ile gelen Simav metamorfitlelerinin daha önceki tektonik rejim değişikliğinin ürünü olduğunu ve bugünkü yerini son rejim değişikliği (Üst Kretase - Paleosen) ile aldığını kabul etmektedir.

İnceleme alanındaki Simav grabeninin altında bindirme yüzeyinin en derin olduğu kesimin Semerköy ve Çitgöl hattı boyunca olduğunu jeofizik verileri de desteklemektedir (Ek-1; A-A', B-B', C-C').

Simav Dağı'nda; Yörükminaresi Tepe'de görüldüğü gibi temeli oluşturan Kalkan formasyonunun üzerine Kataklastik zon gelmektedir ve daha üstte tektonik dokanakla Simav metamorfitleleri bulunmaktadır (Ek-1: B-B'). Seyrekçam Tepe'de ise kataklastik zonunun üzerine Sarıcasu formasyonu gelmektedir. Bu durum Tersiyer öncesi birimlerin (Simav metamorfitleleri, Balıkbaşı formasyonu, Sarıcasu formasyonu, Arıkaya formasyonu ve Budağan kireçtaşı) son tektonik rejim değişikliğinde birlikte hareket ettiğini göstermektedir. Böyle bir hareket esnasında formasyonların dokanaklarında oynamalar, kaymalar ya da ekaylanmalar olabileceği ve ilksel ilişkilerin kısmen veya tamamen bozulabileceği düşünülebilir (Konak, 1982).

Formasyonlar arası stratigrafik ilişkiler Simav Dağı'nda tartışmalı olup, Alaçam Dağları'nda, Eğrigöz Dağı kuzeyinde ve Tavşanlı güneyinde bindirmeler belirgindir (Akdeniz ve Konak, 1979).

4.2.3. Eklemler

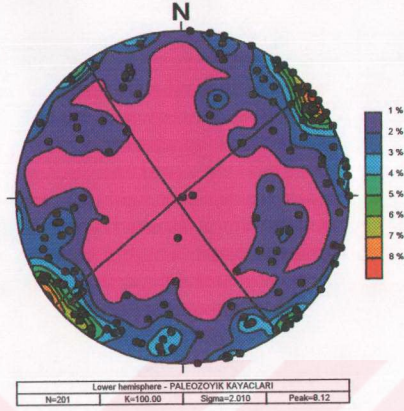
İnceleme alanında, tipik eklem örnekleri veren rezervuar kaya niteliğindeki Budağan kireçtaşı ve Naşa bazaltı'nın yanısıra temel konumunda olan Balıkbaşı ve Arıkaya formasyonları inceleme konusu yapılmıştır. Ölçülen eklemlerin eşit alan izdüşümleri ve streografik izdüşümleri hazırlanmıştır.

Paleozoyik yaşlı Balıkbaşı ve Arıkaya formasyonlarına ait mermer ve kristalize kireçtallerinde maksimum yoğunlaşma K38°B, 88°GB ve bunu izleyen yoğunlaşma K48°D, 87°KB'dır (Şekil 4.20). Budağan kireçtaşındaki eklemlerde maksimum yoğunlaşma K63°B, 87°GB ve bunu izleyen derişmeler K6°B, 88°GB'dır (Şekil 4.21). Naşa bazaltındaki maksimum yoğunlaşma K24°B, 89°GB ve sonra sırasıyla K65°B, 88°KB; K29°D, 89°GD; K54°B, 89°KD'dur (Şekil 4.22).

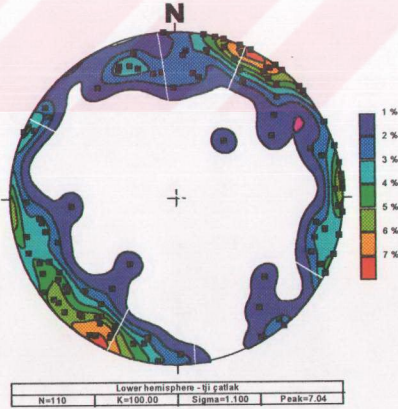
Genel olarak eklemlerin dayanımlı litolojilerde ve Alpidik dönemde gelişikleri söylenebilir. Ölçülen eklem takımlarının dağılımları değerlendirildiğinde bunların genellikle kesme çatlakları olduğu anlaşılır. Çeşitli doğrultudaki kuvvetlerin yanısıra eklemlerin gelişiminde Batı Anadolu'nun diğer kesimlerinde de gözleendiği gibi K - G çekim kuvvetleri egemen olmuştur. Bu durum bölgesel olarak D - B yönlü grabenlerin gelişmesiyle yakından ilişkilidir.

4.2.4. Kıvrımlar

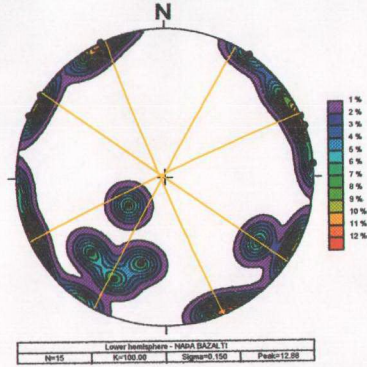
İnceleme alanındaki kaya türlerinde değişik zamanlarda farklı doğrultuda ve tipte kıvrımlar görülmektedir. Yerel olarak küçük boyutlu, bakışımı, yatık izoklinal, akma ve/veya ptiomatik kıvrımlar gelişmiştir. Ayrıca Akdağ ve Katrandağ'da çekirdeğini Eğrigöz granitinin oluşturduğu yaklaşık K - G uzanımlı dom yapıları görülmektedir. Özellikle temeli oluşturan orta - yüksek dereceli metamorfilerden kurulu Kalkan formasyonu, Simav Dağı'nda Demirci batısından, Akdağ'da Koyunoba'ya kadar KD - GB yönlü uzanıma sahiptir.



Şekil 4.20. Paleozoyik birimlerinden alınan çatlak ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.



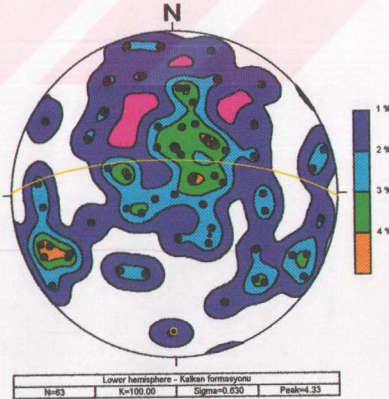
Şekil 4.21. Budağan kireçtaşından (Triyas - Jura) alınan çatlak ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.



Şekil 4.22. Naşa bazaltından (Kuvaterner) alınan eklem ölçümlerinin nokta - kontur diyagramı.

Bu yönelim Menderes Masifi'nin genel uzanımıyla uyumludur. Domun çekirdeğinden kenarlara doğru gidildikçe migmatit - gnays - şist şeklinde dizilim görülmektedir.

Kalkan formasyonunda genellikle tabakalanmaya koşut yapraklanma ve katman ölçümlerine göre silindirik şekilli kıvrımlanma sunduğu ve B ekseninin konumunun K - G, 18° G olduğu saptanmıştır (Şekil 4.23).



Şekil 4.23. Kalkan formasyonuna (Paleozoyik öncesi) ait kayalardan alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış kontur diyagramı.

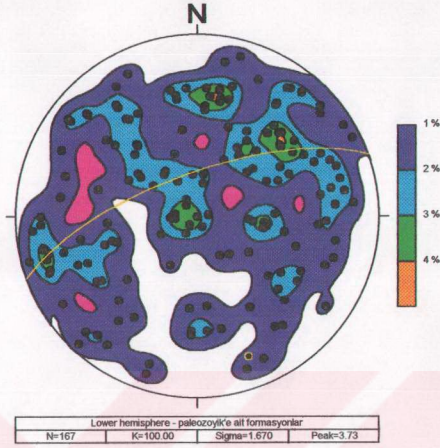
Birbirleriyle yanal - düşey geçişli olan Simav metamorfitleri, Balıkbaşı formasyonu, Sarıcasu formasyonu ve Arıkaya formasyonunda gelişen kıvrımlar genelde Kalkan formasyonuna uyumluluk sunmasına karşın daha düzensiz ve karmaşık görünümündedir. Genel olarak şistlerde (Simav metamorfitleri ve Sarıcasu formasyonu) devrik ve yatık izoklinal kıvrımlar, mermer ve rekristalize kireçtaşlarında (Balıkbaşı ve Arıkaya formasyonu) yatık izoklinal kıvrımlarla tabaka içi kıvrımlar, akma ya da pigmatik kıvrım tipleri yaygındır (Şekil 4.24). B eksenli konumu $K20^{\circ}B$, $20^{\circ}GD$ olarak saptanmıştır (Şekil 4.25).



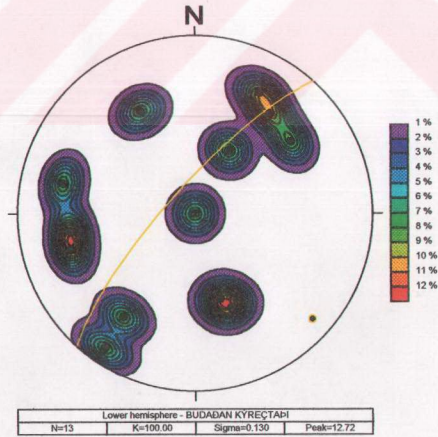
Şekil 4.24. Kırtaşlık Tepe'nin batı yamacındaki Balıkbaşı formasyonuna ait kristalize kireçtaşlarında gelişen z - kıvrım yapısı.

Budağan kireçtaşının kalın ve belirsiz katmanlanma sunması yer yer masif görünümlü olması nedeniyle kıvrım sistemi belirgin olmamasına karşın az da olsa alınan tabaka ölçümlerine göre B eksenli konumu $K48^{\circ}B$, $12^{\circ}GD$ 'dur (Şekil 4.26).

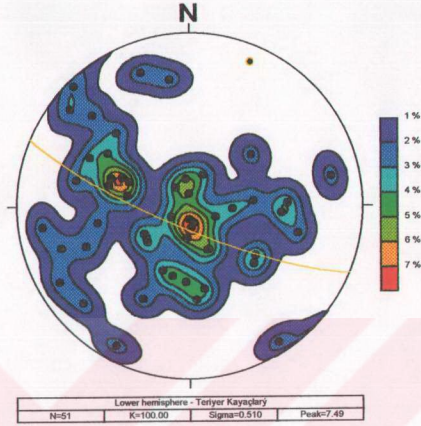
Miyosen çökellerinde izlenebilen kıvrımların genel gidişleri yer yer tektonik hatlara ve morfolojiye uygun olup B eksenli konumu $K23^{\circ}D$, $10^{\circ}GD$ 'dur (Şekil 4.27). Bu kıvrımların oluşumunda Öreğler - Güney Kasabası arasında 9 km, Eynal - Simav arasında 4 km olan Simav grabeninin genişliğindeki güneydoğuya olan daralma etkin olmuştur.



Şekil 4.25. Paleozoyik yaşlı (Simav metamorfileri, Balıkbaşı, Sarıcasu ve Arıkaya formasyonları) birimlerden alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.



Şekil 4.26. Budağan kireçtaşı'ndan (Triyas – Jura) alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.



Şekil 4.27. Tersiyer kayalarından (Kızılıbük formasyonu, Civanadağ tüfleri, Akdağ volkanitleri) alınan tabaka ve yapraklanma ölçülerine göre hazırlanmış nokta kontur diyagramı.

4.2.5. Diskordanslar

Bölgede temeli oluşturan Menderes Masifi'ne ait metamorfitlede istif, altta pelitik şistler ve mermer sonra şist ve fillitler ile devam etmekte ve en üstte kalkşist ve kuvarsit seviyeleri içeren rekristalize kireçtaşlarını bulundurmaktadır. Bu birimler arasındaki dokanak yanal ve düşey geçişlidir ve aralarında bir uyumsuzluk belirlenmemiştir.

En belirgin diskordans Paleozoyik metamorfileri ile Triyas - Jura yaşlı Budağan kireçtaşları arasındaki stratigrafik boşluktan doğan uyumsuzluktur.

Budağan kireçtaşıyla alttan rekristalize kireçtaşları (Arıkaya formasyonu), bazı bölümlerde ise şistler (Sarıcasu formasyonu) ve mermerlerin (Balıkbaşı formasyonu) dokanaklı olması Mesozoyik öncesi önemli tektonik hareketlerin

geliştiğini ve bölgenin Hersiniyen orojenezi sırasında yükselme – çökme biçiminde etkilendiğini gösterir.

Budağan kireçtaşı ve Tersiyer kayaları arasında açısız bir uyumsuzluk görölmektedir. Tersiyer kayaları (Kızılbük formasyonu, Civanadağ tüfleri ve Akdağ volkanitleri) arasında yanal - düşey geçiş vardır ve üzerinde yer alan Kuvaterner birimleri dokanağı açılı diskordanslıdır.

Tersiyer birimleri geç Alpin orojenezi ile yükselmiş, horst ve grabenlerin gelişimiyle topografya bugünkü yapısını kazanmıştır. Gelişen akarsu ağı Kuvaterner'de alüvyon, yamaç molozu ve alüvyon yelpazesi oluşturmuştur. Yer yer küçük ölçekli sıcaksularla ilgili traverten oluşumları da gözlenmektedir.



4.3. Depremsellik

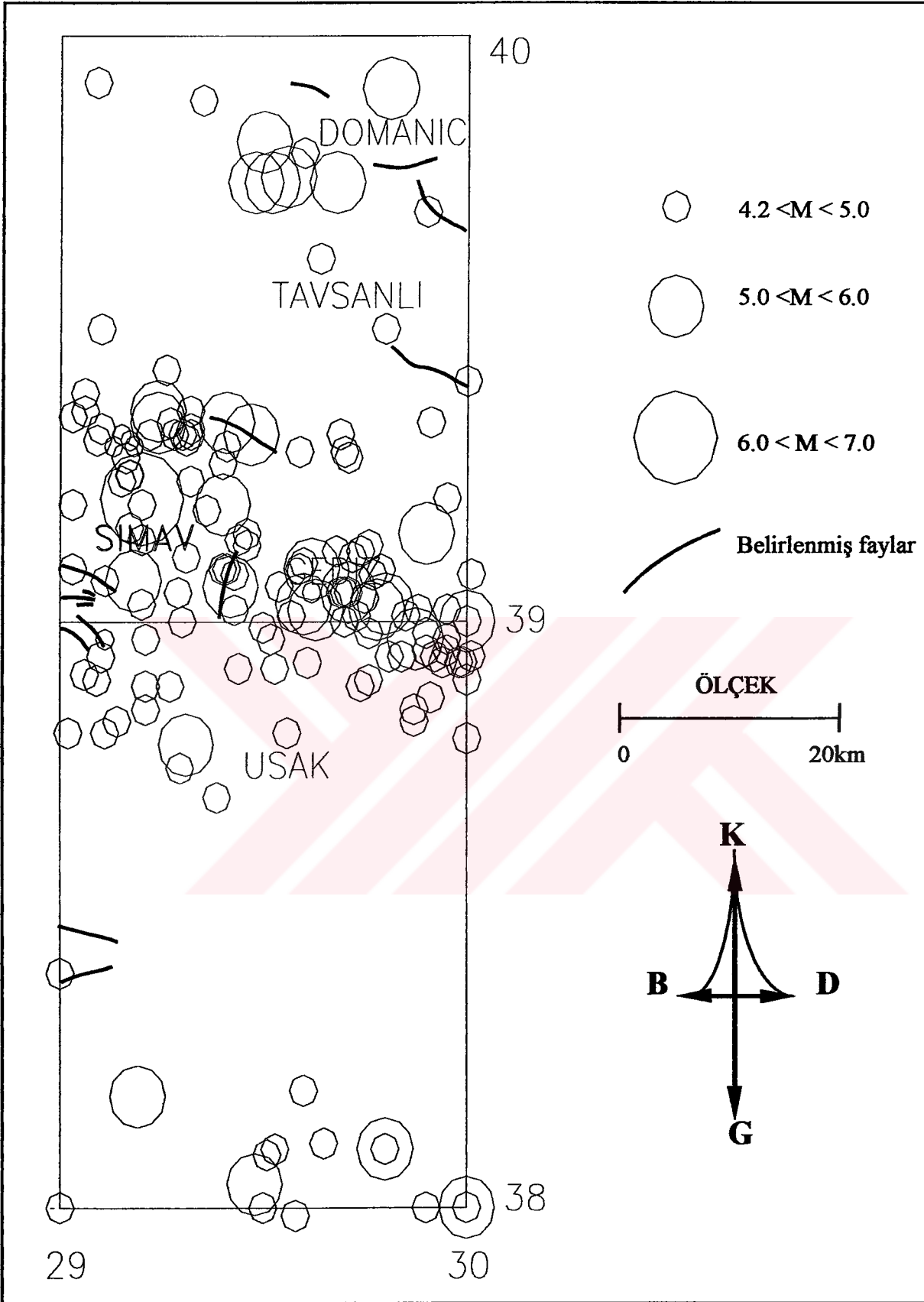
İnceleme alanı İmar ve İskan Bakanlığı'nın hazırladığı "Türkiye Deprem Bölgeleri (1996)" haritasına göre 1. derece deprem kuşağı içerisindedir. Halen Simav – Emet - Gediz graben kuşağında sık sık depremler gözlenmektedir. Ayhan ve ark. (1989) tarafından yapılan incelemelerde 1976 - 1986 yılları arasında 1937 adet deprem olduğu ve bu fay zonunda 11 yıllık açığa çıkan birikimli enerji değeri $1,3 * E_{20}$ erg, birim yılda $1,2 * E_{19}$ erg'lik enerjinin açığa çıktığını saptamışlardır. Morfolojik olarak kolayca belirginleşen, birçok sıcaksu kaynağını ve doğal buhar çıkışlarının yer aldığı ve genç alterasyonların izlendiği genç Simav grabeni sahasında, Alpin hareketlerinin devam ettiği ve depremleri oluşturduğu anlaşılmaktadır.

Deprem Araştırma Dairesi'nden alınan verilere göre 1881 - 1995 Mayıs döneminde alınan Kütahya ili ve civarında (37.99 - 40.01) K - (28.99 - 30.01) D koordinatları ile sınırlanan alanda ($M \geq 4.0$) toplam 182 adet deprem meydana gelmiştir (Çizelge 4.1). Bu depremlerin şiddetleri, oluşum yerlerine göre diri faylarla ilişkileri Şekil 4.28'de gösterilmiştir.

4.4. Jeomorfoloji

İnceleme alanında yapı ve litoloji denetiminde gelişen jeomorfolojik olaylar, genç tektonik etkinliğin gelişimi; bir başka deyişle fayların atımlarının saptanmasında, doğrultularının ve yaşlarının bulunmasında yardımcı olmaktadır. Bölgede Neojen ve Kuvaterner çökelleri ile korele edilen 4 aşınım yüzeyi saptanmıştır (Özgür ve Hakyemez, 1984).

Batı Anadolu Geç - Orta Miyosende kesintisiz aşınma dönemi geçirmiş ve peneplenleşmiştir (Şengör ve Yılmaz 1983). Bölgede Geç – Orta Miyosen sonu aşınım yüzeylerinin Simav Dağı horstunda (1800 m'lerde) güneye ve Katrandağı horstunda (1600 m'lerde) doğuya doğru post-tektonik hareketlerle çarpıldığı görülmektedir. Üst Miyosen sonunda bölgesel yükselmelerle taban seviyesindeki değişimler ikinci bir aşınım yüzeyi biçimlenmesine olanak sağlamıştır. Pliyosen aşınım yüzeyi de grabenleşme ile ilişkilidir.



Şekil 4.28. Simav ve çevresine ait deprem büyüklükleri ve diri faylarla ilişkileri (veriler Deprem Araştırma Dairesi'nden alınmıştır).

Çizelge 4.1. 1881-1995 Mayıs döneminde Kütahya ili ve civarında (37.99- 40.01)K - (28.99- 30.01)D koordinatları ile sınırlanan alanda ($M \geq 4.0$) meydana gelen depremlerin zaman ve şiddetleri (Deprem Araştırma Dairesi'nden alınmıştır).

NO	TARİH gün.ay.yıl	ZAMAN sa:dk:sn	ENLEM K	BOYLAM D	DERİNLİK km	MAG.	REF. NO
1.	04.1901		38.20	29.60	0	5.0	2
2.	03.10.1914	23:23:40	38.00	30.00	15	4.7	2
3.	04.10.1914	00:22:40	38.00	30.00	15	4.7	2
4.	04.10.1914	02:07:40	38.00	30.00	15	4.7	2
5.	04.10.1914	15:50:40	38.00	30.00	15	5.0	2
6.	04.10.1914	16:20:40	38.00	30.00	15	4.4	2
7.	04.10.1914	17:50:40	38.00	30.00	15	4.4	2
8.	04.10.1914	18:10	38.00	30.00	15	4.7	1
9.	04.10.1914	18:48	38.00	30.00	15	5.1	1
10.	04.10.1914	20:28	38.00	30.00	15	4.5	1
11.	05.10.1914	12:09	38.00	30.00	15	4.6	1
12.	06.10.1914	12:30	38.00	30.00	15	4.6	1
13.	08.10.1914	16:13	38.00	30.00	15	4.8	1
14.	10.10.1914	13:13	38.00	30.00	15	4.6	1
15.	11.10.1914	09:45	38.00	30.00	15	5.2	1
16.	13.10.1914	20:38	38.00	30.00	15	4.5	1
17.	17.10.1914	00:13	38.00	30.00	15	4.8	1
18.	16.01.1918	07:13:29	38.04	29.48	10	5.7	1
19.	11.09.1923	10:14:48	38.00	29.50	22	4.6	1
20.	05.08.1925	05:01:00	38.10	29.80	0	5.0	1
21.	07.08.1925	06:46:37	38.10	29.80	20	5.9	1
22.	07.08.1925	16:12:56	38.00	30.00	15	4.5	1
23.	07.08.1925	18:02	38.00	30.00	15	4.4	2
24.	08.08.1925	03:04:12	38.00	30.00	15	4.8	1
25.	09.08.1925	17:16:40	38.00	30.00	15	4.8	1
26.	12.08.1925	00:05:20	38.00	30.00	15	4.4	2
27.	16.08.1925	20:58:24	38.00	30.00	15	5.1	1
28.	18.08.1925	05:14:40	38.00	30.00	15	4.5	2
29.	28.08.1925	08:58:20	38.00	30.00	15	4.3	2
30.	03.09.1925	09:52	38.00	29.00	15	4.5	1
31.	05.04.1926		39.00	30.00	0	4.3	2
32.	04.01.1927	04:49	39.50	29.80	15	4.2	2
33.	08.05.1929	12:27:30	38.00	29.50	15	4.5	1
34.	19.08.1929	23:17:51	38.00	29.50	15	4.4	2
35.	09.07.1933	20:07:10	38.19	29.19	40	5.7	1
36.	02.08.1936	22:41:04	38.11	29.65	10	4.8	1
37.	25.07.1939	03:40:29	39.75	29.52	50	5.2	1
38.	31.07.1939	13:32:48	39.80	29.60	10	4.8	1
39.	02.08.1939	13:06:17	39.75	29.48	50	5.3	1
40.	03.08.1939	12:32:55	39.75	29.68	50	5.5	1
41.	09.08.1939	23:43:51	39.91	29.81	60	5.1	1
42.	15.09.1939	23:16:31	39.76	29.56	20	5.7	1
43.	19.10.1939	21:32:48	39.82	29.50	10	5.3	1
44.	14.04.1943	08:15:41	39.62	29.64	40	5.0	1
45.	09.07.1943	23:00:00	38.70	29.40	0	4.3	2
46.	25.06.1944	04:16:26	38.79	29.31	40	6.0	1
47.	25.06.1944	06:57:50	38.97	29.87	40	5.5	1
48.	03.05.1947	04:14:18	39.00	30.00	15	5.3	2
49.	05.02.1949	00:28:22	39.89	29.35	40	5.0	1
50.	08.05.1949	10:30:00	38.40	29.00	0	4.6	2
51.	11.08.1957	15:34:36	39.20	29.20	0	4.2	2
52.	25.03.1966	23:17:36	39.00	29.30	43	4.7	2

Çizelge 4.1.'nin devamı

NO	TARİH gün.ay.yıl	ZAMAN sa:dk:sn	ENLEM K	BOYLAM D	DERİNLİK km	MAG.	REF. NO
53.	05.06.1966	09:14:06	39.07	29.34	36	4.4	2
54.	03.11.1968	18:40:02	38.81	29.11	23	4.8	1
55.	23.11.1968	18:40:01	38.81	29.11	23	4.3	2
56.	28.03.1969	05:40:14	38.09	29.02	29	4.5	1
57.	28.03.1970	21:02:24	39.21	29.51	18	7.2	1
58.	28.03.1970	21:23:28	38.10	29.20	33	4.7	1
59.	28.03.1970	31:41:20	39.13	29.53	42	4.5	1
60.	28.03.1970	21:59:11	39.28	29.46	17	4.8	1
61.	28.03.1970	22:05:28	38.81	29.71	7	4.3	2
62.	28.03.1970	23:12:43	39.15	29.56	31	5.2	1
63.	28.03.1970	23:30:52	38.90	29.90	0	4.4	2
64.	28.03.1970	23:44:00	39.07	29.76	32	5.2	1
65.	29.03.1970	02:05:28	39.29	29.18	38	4.6	1
66.	29.03.1970	02:40:36	38.92	29.70	33	4.5	1
67.	29.03.1970	02:54:52	39.12	29.53	22	4.6	1
68.	29.03.1970	06:56:24	39.06	29.74	29	5.4	1
69.	29.03.1970	19:11:43	39.14	29.42	22	4.7	1
70.	29.03.1970	22:12:43	39.20	29.20	0	4.6	2
71.	30.03.1970	06:46:25	39.09	29.03	23	4.5	1
72.	30.03.1970	06:49:05	39.43	29.40	33	4.8	1
73.	30.03.1970	07:59:22	39.34	29.26	16	5.3	1
74.	30.03.1970	08:35:18	39.29	29.24	36	4.7	1
75.	30.03.1970	16:32:37	39.09	29.59	30	5.2	1
76.	30.03.1970	20:38:05	39.05	29.62	28	4.6	1
77.	30.03.1970	20:59:31	39.30	29.29	33	4.6	1
78.	31.03.1970	00:51:36	39.33	29.41	18	4.6	1
79.	31.03.1970	01:07:55	39.41	29.32	25	4.4	2
80.	31.03.1970	03:38:15	39.10	30.00	0	4.5	2
81.	31.03.1970	03:46:51	39.03	29.79	35	4.8	1
82.	31.03.1970	04:10:05	39.01	29.20	9	4.6	2
83.	31.03.1970	11:58:00	38.89	29.73	41	4.6	1
84.	01.04.1970	15:56:05	39.32	29.27	35	4.8	1
85.	01.04.1970	17:55:14	39.01	29.69	41	4.3	2
86.	02.04.1970	00:28:32	39.11	29.57	28	4.3	2
87.	02.04.1970	20:35:09	39.05	29.72	35	4.6	1
88.	03.04.1970	23:19:38	38.90	29.70	3	4.2	2
89.	04.04.1970	03:52:26	39.70	30.00	0	4.5	2
90.	04.04.1970	16:48:10	38.90	29.90	33	4.6	2
91.	07.04.1970	04:12:34	39.32	29.09	33	4.5	1
92.	07.04.1970	17:05:12	39.34	29.32	33	5.2	1
93.	09.04.1970	10:12:30	39.11	29.41	34	4.7	1
94.	10.04.1970	01:14:40	39.13	29.31	22	4.2	2
95.	11.04.1970	17:24:25	39.09	29.76	22	4.6	1
96.	13.04.1970	05:16:00	39.32	29.03	15	4.5	1
97.	15.04.1970	16:29:58	39.34	29.30	28	4.8	1
98.	16.04.1970	10:42:22	39.02	29.91	31	5.4	1
99.	16.04.1970	11:43:22	38.98	29.95	43	4.7	1
100.	19.04.1970	13:29:37	39.03	29.76	18	5.8	1
101.	19.04.1970	13:47:35	39.03	29.80	24	5.8	1
102.	20.04.1970	07:19:07	38.98	29.60	59	4.2	2
103.	21.04.1970	07:36:58	39.08	29.90	25	4.5	1
104.	22.04.1970	05:24:06	39.02	29.77	37	5.0	1
105.	22.04.1970	18:38:50	39.08	29.43	48	4.8	1

Çizelge 4.1.'nin devamı

NO	TARİH gün.ay.yil	ZAMAN sa:dk:sn	ENLEM K	BOYLAM D	DERİNLİK km	MAG.	REF. NO
106.	23.04.1970	07:18:32	38.94	30.01	32	4.9	1
107.	24.04.1970	00:40:01	39.01	29.85	32	4.8	1
108.	24.04.1970	22:52:49	39.12	29.68	0	4.2	2
109.	27.04.1970	01:54:13	38.94	29.81	37	4.6	1
110.	27.04.1970	09:35:13	38.96	29.58	33	4.7	1
111.	27.04.1970	22:24:43	39.06	29.54	11	4.7	1
112.	30.04.1970	14:58:22	39.31	29.31	25	4.6	1
113.	30.04.1970	16:44:47	39.32	29.22	24	4.7	1
114.	30.04.1970	23:59:09	39.09	29.59	29	4.5	1
115.	06.05.1970	21:02:05	38.93	29.94	33	4.3	2
116.	08.05.1970	02:49:15	38.93	29.98	20	4.5	1
117.	08.05.1970	10:06:21	38.99	29.50	38	4.2	2
118.	08.05.1970	10:10:28	38.93	29.99	37	4.3	2
119.	11.05.1970	09:58:47	39.36	29.32	0	4.3	2
120.	11.05.1970	16:28:30	38.95	29.90	20	4.3	2
121.	26.05.1970	05:51:51	38.92	29.44	59	4.5	1
122.	01.06.1970	06:43:13	39.00	29.70	24	4.2	2
123.	09.06.1970	14:40:19	38.80	30.00	0	4.2	2
124.	10.06.1970	05:17:16	39.15	29.46	43	4.5	1
125.	14.06.1970	00:58:26	39.25	29.17	23	4.2	2
126.	20.06.1970	06:04:27	38.85	29.87	47	4.5	1
127.	07.08.1970	04:53:24	39.08	30.01	41	4.5	1
128.	09.09.1970	05:25:59	38.97	29.52	0	4.8	1
129.	14.09.1970	07:10:13	39.24	29.32	37	4.6	1
130.	21.09.1970	19:08:02	38.80	30.00	27	4.5	1
131.	15.11.1970	03:14:56	39.32	29.28	0	4.2	2
132.	13.12.1970	20:18:46	39.10	29.60	0	4.2	2
133.	17.12.1970	02:17:05	39.27	29.40	26	4.5	1
134.	20.12.1970	11:01:47	39.36	29.24	26	5.5	1
135.	21.12.1970	00:22:25	39.09	29.41	27	4.2	2
136.	22.01.1971	10:32:43	38.75	29.34	0	4.3	2
137.	08.02.1971	08:19:53	39.20	29.40	0	5.3	2
138.	15.02.1971	08:19:57	39.19	29.36	32	4.9	1
139.	10.04.1971	13:21:54	38.83	29.14	20	4.6	1
140.	13.04.1971	12:59:59	39.03	29.80	41	5.2	1
141.	27.04.1971	17:19:58	38.91	29.06	14	4.6	1
142.	06.05.1971	04:24:36	39.04	29.75	34	4.7	1
143.	25.05.1971	05:43:26	39.05	29.71	16	5.9	1
144.	25.05.1971	05:53:28	39.05	29.69	13	4.8	2
145.	25.05.1971	06:18:46	38.89	29.74	33	4.6	1
146.	25.05.1971	14:10:01	38.94	29.10	0	4.2	2
147.	10.06.1971	09:31:54	39.02	29.63	33	5.1	1
148.	30.06.1971	19:12:11	38.00	29.90	74	4.4	2
149.	07.08.1971	17:07:25	38.87	29.91	20	4.6	1
150.	03.10.1971	07:44:28	38.94	29.92	26	4.7	1
151.	05.10.1971	18:53:01	38.93	29.61	30	4.5	1
152.	06.11.1971	19:43:48	39.02	29.78	16	5.1	1
153.	18.12.1971	00:43:08	39.50	29.10	0	4.3	2
154.	14.03.1972	14:05:47	39.32	29.47	38	5.2	1
155.	31.05.1972	18:00:06	38.94	29.84	0	4.3	2
156.	18.06.1972	22:32:50	39.02	29.88	34	4.4	2
157.	23.06.1972	17:16:03	39.16	29.17	20	4.2	2
158.	27.07.1972	12:08:11	38.97	29.95	18	4.2	2

Çizelge 4.1.'nin devamı

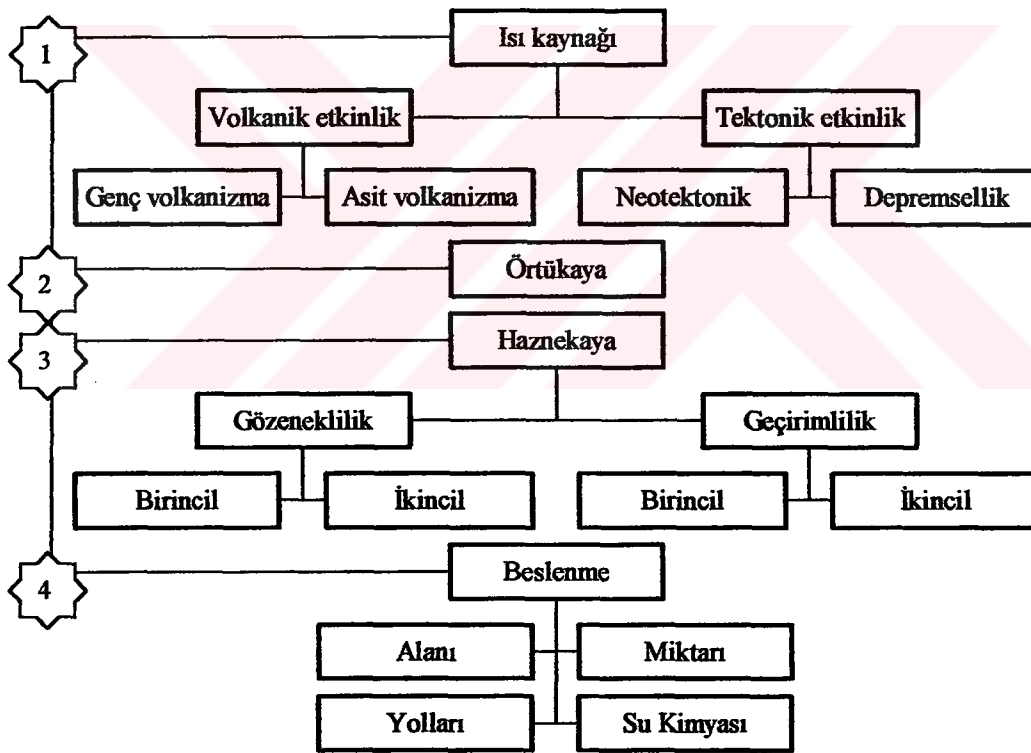
NO	TARİH gün.ay.yıl	ZAMAN sa:dk:sn	ENLEM K	BOYLAM D	DERİNLİK km	MAG.	REF. NO
159.	04.10.1972	06:14:26	39.14	29.44	34	4.6	1
160.	27.02.1973	17:10:11	38.83	29.87	30	4.5	1
161.	12.05.1973	09:31:32	38.89	29.21	5	4.5	2
162.	08.05.1976	23:25:08	39.33	29.10	33	4.9	1
163.	21.05.1976	09:37:02	39.28	29.16	24	4.5	1
164.	25.05.1976	18:43:28	39.31	29.09	14	4.6	1
165.	28.05.1976	23:02:20	39.26	29.17	8	4.5	1
166.	09.06.1976	10:02:33	39.24	29.15	12	4.7	1
167.	14.06.1976	06:52:37	39.34	29.27	23	4.7	1
168.	22.08.1976	13:28:51	39.35	29.03	23	4.9	1
169.	28.12.1981	14:53:35	39.39	29.06	10	4.5	3
170.	11.10.1983	12:08:18	38.85	29.21	10	4.2	3
171.	14.11.1986	03:38:58	39.36	29.06	10	4.5	1
172.	14.01.1988	18:35:56	39.92	29.09	17	4.1	1
173.	15.02.1989	04:01:17	39.05	29.71	23	4.4	1
174.	09.10.1991	02:21:17	39.05	29.62	9	3.6	1
175.	06.04.1992	19:15:16	38.97	29.21	10	4.3	1
176.	30.05.1993	15:42:30	39.30	29.13	17	3.9	1
177.	01.11.1993	18:17:22	38.95	29.95	13	4.7	1
178.	06.12.1993	16:25:35	39.21	29.95	10	4.1	1
179.	25.06.1994	18:45:22	39.30	29.18	17	4.0	1
180.	08.07.1994	23:08:38	39.32	29.15	11	3.8	1
181.	15.07.1994	23:54:35	39.31	29.17	10	3.7	1
182.	08.08.1994	05:28:03	38.97	29.11	36	3.9	1

Sonraki süreç, graben ve horstların geçiş kuşağında, yeni ve dik eğim koşullarıyla gelişen Pliyo-Kuvaterner aşınım ve birikim yüzeyidir. Ayrıca Naşa bazaltı yapısal yüzeyleri, düşey tektonik hareketler ve Simav Gölü'nün östatik seviye değişimleri göl ve akarsu taraçaları oluşumuna olanak sağlamıştır. Grabenlere dik vadilerle inen akarsular birikinti konilerini ve alüvyon yelpazelerini oluşturmuştur (Özgür ve Hakyemez, 1984).

Alüvyon yelpazelerinde önemli ani bir büklüntünün olmayışı Simav fayında büyük bir doğrultu atımının bulunmadığını ve düşey atımın en önemli bileşen olduğunu göstermektedir. Fay ile oluşan horstlardaki dik yamaçlarda heyelan olağandır. Gnayslarda aşınma yüzeyi girintilidir. Şistler yumuşak, mermer ve kireçtaşları ise dik topoğrafya sunarlar.

5. JEOTERMAL ENERJİ

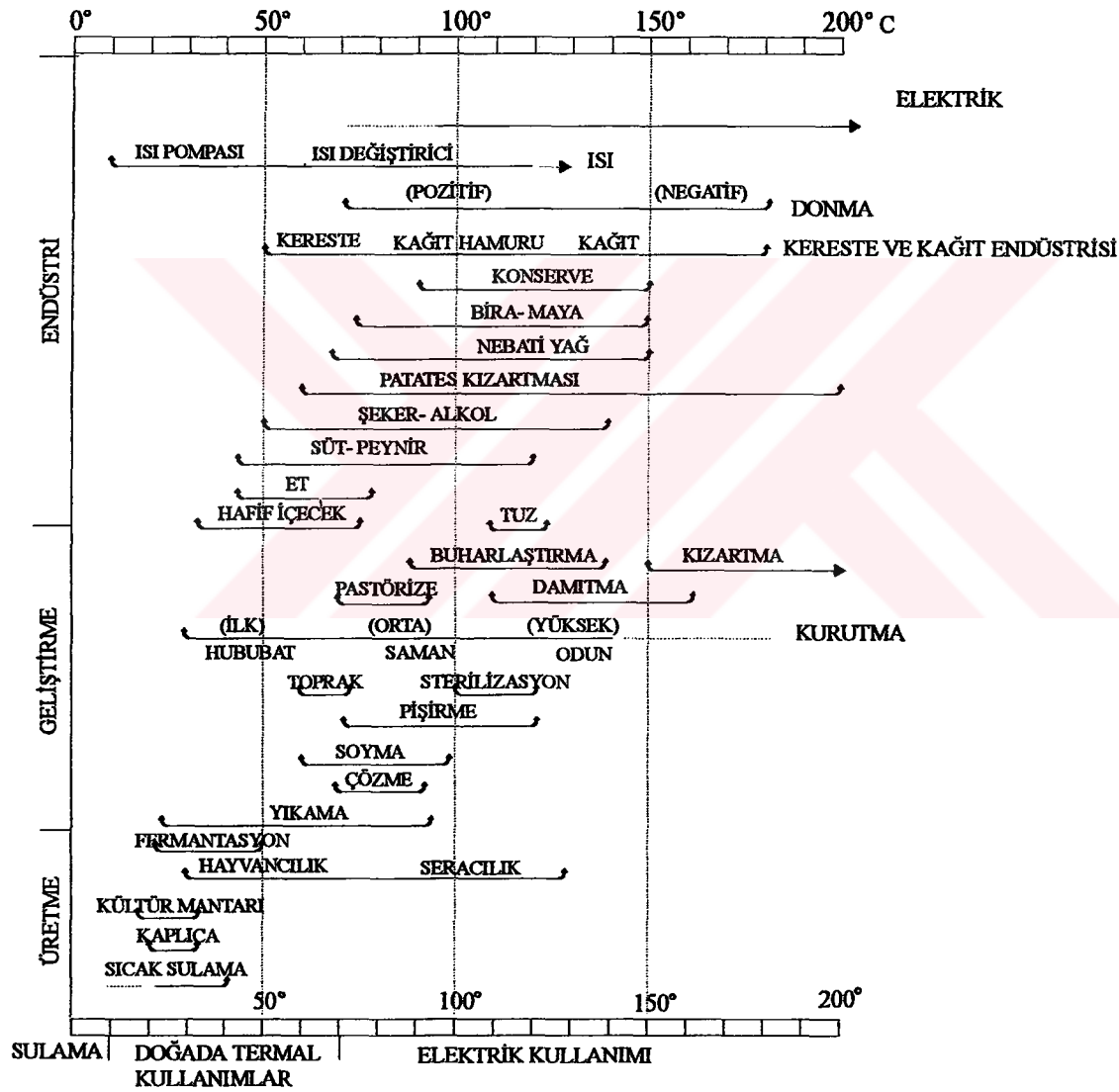
Jeotermal enerji, yer kabuğunda olağan dışı birikmiş ısının oluşturduğu bir enerji türüdür. Yerin derinliklerinde soğumamış bir magma kütlesi veya genç bir volkan ile ilgili olabilen bu ısı kaynağından ısı kondüksiyonla iletilerek haznekayaya ulaşır. Yeraltına sızan meteorik sular, üzeri geçirimsiz örtükaya ile kaplı rezervuarda konveksiyon akımları ile ısınır ve uygun bir zondan yeryüzüne ulaşarak buhar ve sıcak su çıkışlarını oluşturur. Bu koşullar genel olarak bir hidrotermal sistemde olmalıdır. Ancak geçirimsizliği olan haznekaya ve akışkan yoksa yapay kırıklar ve çatlaklar oluşturularak içinde dolaştırılan akışkanlarla enerji eldesi olanaklıdır. Bu sistemlere ise “kızgın kuru kayalar” denilmektedir. Aşağıda jeotermal enerji oluşumunu sağlayan parametrelerin akışı Şekil 5.1’de görülmektedir.



Şekil 5.1. Jeotermal enerji araştırmalarında saptanması gerekli parametreleri gösteren genel şema (Şimşek, 1984).

Jeotermal enerji parametrelerini ve boyutlarını belirleme de uzaktan algılama, jeoloji ve jeomorfoloji çalışmalarının yanısıra hidrojeoloji, jeofizik ve jeokimya çalışmaları da önemli yer tutmaktadır.

Jeotermal enerji, başta elektrik üretimi olmak üzere, konut ve sera ısıtmacılığında, endüstrinin birçok kolunda, kuru buz (CO_2) ve çeşitli kimyasal madde eldesinde, sağlık ve turistik tesislerde kullanım olanakları sunmaktadır (Şekil 5.2).



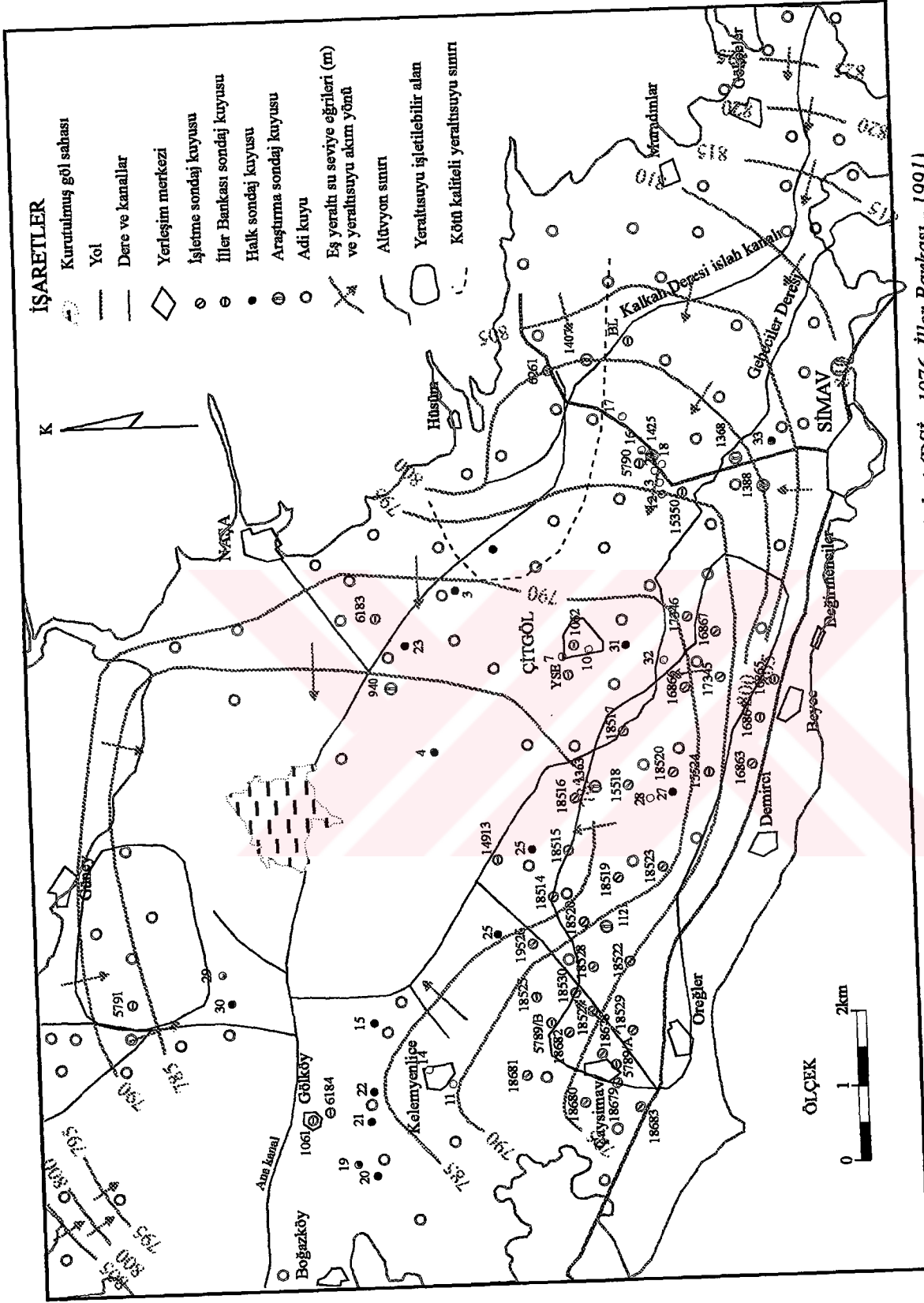
Şekil 5.2. Lesmo ve Sommaruga (1984) tarafından hazırlanmış Jeotermal akışkanların sıcaklık oranlarına göre genel kullanımı.

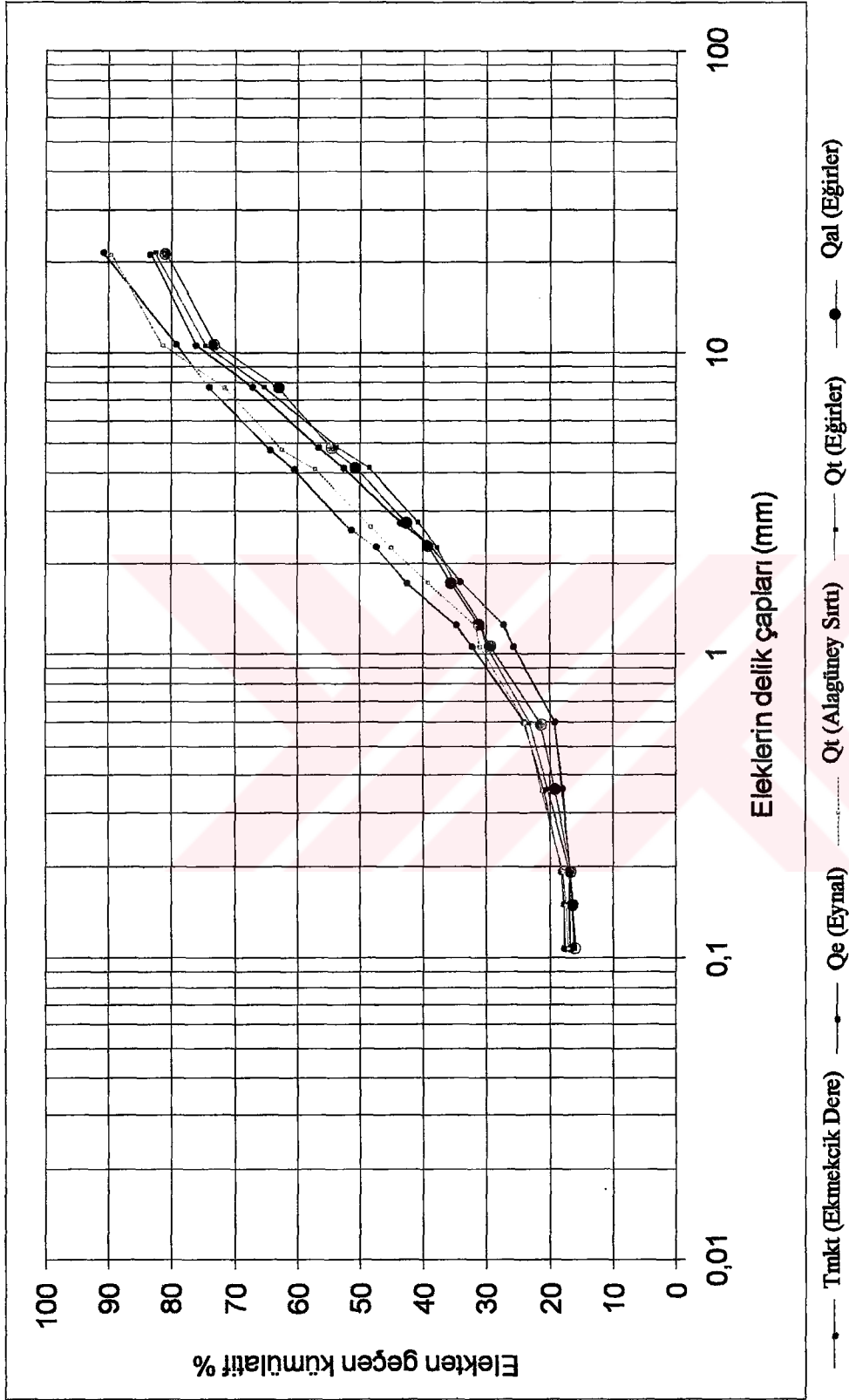
5.1. Hidrojeoloji

Yerüstü ve yeraltısularının bulunuş şekilleri, karışım modelleri ve kimyasal karakteristikleri bu bölümde değerlendirilecektir. Yerüstü ve yeraltısuları hidrotermal sistemli jeotermal alanların oluşmasında, beslenme (rezervuarın su bütünlenmesi) bakımından oldukça önemli yer tutmaktadır. Yerüstü suları daha önceki bölümlerde değerlendirildiğinden burada yeraltısuları irdelenecektir.

5.1.1. Yeraltısuları

Geniş bir alanın drenajının sağlandığı Simav Ovası üzerinde boşaltılmış göl yatağını da barındıran oldukça geniş alüvyon alanı bulunmaktadır. Alüvyonda ve dere yatağı ağzlarındaki alüvyon yelpazelerinde serbest yeraltısuyu bulunmaktadır. Ancak DSİ, İller Bankası ve halk sondajlarına göre alüvyondaki kil, silt seviyeleri basınçlı yeraltısuyu da bulunduğunu göstermektedir. Alüvyon sahada 120 adi kuyu, DSİ'nin açtığı 49 araştırma ve işletme sondajı, 29 halk sondajı ve İller Bankası'nın açtığı 7 adet sondaj kuyuları bulunmaktadır. Bu sondaj kuyularındaki statik su seviyesine göre "eş yeraltısuyu eğrileri" çizilmiştir (Şekil 5.3). Şekil 5.3'de görüldüğü gibi alüvyonla kaplı sahada yeraltısuyu akımı kurutulmuş göl alanına doğrudur. Ayrıca 27 sondajdan ölçülen ve hesaplanan ortalama akifer karakteristikleri: akifer kalınlığı $e_{ort} = 90$ m, özgül debi $q/d = 6,53$ l/sn/m, iletkenlik katsayısı $T_{ort} = 1268$ m³/gün/m olarak saptanmıştır (Ural ve Mumcu 1976). Ayrıca alüvyondaki soğuksu kaynaklarının debileri 0,4- 0,001 l/sn arasında ($Q_{ort} = 0,13$ l/sn) değişmektedir. Bu akifer karakteristikleri, alüvyonun hemen altında bulunan Kuvaterner birimlerini de (Eynal ve Toklargölü formasyonları) kapsamaktadır. Bu birimler akifer özelliği taşımaktadır. Formasyonlara ait elek analizi sonuçları Çizelge 5.1'de verilmiştir. Alüvyal malzemeden alınan bozulmuş örnekten yapılan elek analizi sonucunda granülometri (eklenik) eğri hazırlanmıştır (Şekil 5.4). Buna göre sediman boylanması "normal" ($C_u = 2,89$), düzenlilik katsayısı $S_o = 16,74$ ile "farklı taneli" olduğu ve eğri eğiminin az olması nedeniyle alüvyon geçirimsizliğinin az olduğu yorumu yapılabilir.





Şekil 5.4. Kızılıbük formasyonunun taban seviyeleri (Tmkt), Eynal formasyonu (Qe), Toklargözü formasyonu (Qt) ve altıyön (Ql) gereçlerinden yapılan elek analizlerine göre hazırlanmış eklemler (granitometri) eğrileri.

Çizelge 5.1. Tutturulmamış - yarı tutturulmuş birimlere ait elek analizi değerleri.

Kızılbüük formasyonu (Tmkt)			
Elek Delik Çapı (mm)	Elekte Kalan Kütle (gr)	Elekten geçen kütle (gr)	Elk. Geç. Kümülatif Kütle (%)
16,00	46,1	953,9	95,38
11,200	120,7	833,2	83,32
8,000	68,3	764,9	76,49
4,750	122,6	642,3	64,23
4,000	57,3	585,0	58,50
2,500	112,7	472,3	47,23
2,000	65,4	406,9	40,69
1,600	53,9	353,0	35,30
1,000	101,1	251,9	25,19
0,850	27,1	224,8	22,48
0,425	100,4	124,4	12,44
0,250	36,8	87,6	8,76
0,125	39,5	48,1	4,81
0,090	14,7	33,4	3,34
0,063	12,1	21,3	2,13
Dip kabı	18,2	0,0	0,00

Toklargoü formasyonu (Qt)			
Elek Delik Çapı (Mm)	Elekte Kalan Kütle (gr)	Elekten geçen kütle (gr)	Elk. Geç. Küm. Kütle (%)
16,00	151,3	914,70	85,81
11,200	100,8	813,90	76,35
8,000	129,5	684,40	64,20
4,750	165,8	518,60	48,65
4,000	60,8	487,80	42,95
2,500	104,3	353,50	33,16
2,000	50,3	303,20	28,44
1,600	30,2	273,00	25,61
1,000	64,3	208,70	19,58
0,850	18,15	190,55	17,88
0,425	72,4	118,15	11,08
0,250	42,0	76,15	7,14
0,125	40,2	35,95	3,37
0,090	12,4	23,55	2,21
0,063	8,8	14,75	1,38
Dip kabı	14,7	0,00	0,00

Eynal formasyonu (Qe)			
Elek Delik Çapı (Mm)	Elekte Kalan Kütle (gr)	Elekten geçen kütle (gr)	Elk. Geç. Küm. Kütle (%)
16,00	127,6	889,1	87,45
11,200	100,0	789,1	77,61
8,000	112,4	676,7	66,56
4,750	136,9	539,8	53,09
4,000	56,3	483,5	47,55
2,500	110,7	372,8	36,66
2,000	65,8	307,0	30,19
1,600	56,2	250,8	24,66
1,000	96,6	154,2	15,16
0,850	21,7	132,5	13,03
0,425	72,6	59,9	5,89
0,250	26,0	33,9	3,33
0,125	18,8	15,1	1,48
0,090	4,9	10,2	1,00
0,063	3,8	6,4	0,62
Dip kabı	6,4	0,0	0,00

Alüvyon (Qal)			
Elek Delik Çapı (Mm)	Elekte Kalan Kütle (gr)	Elekten geçen kütle (gr)	Elk. Geç. Küm. Kütle (%)
16,00	167,1	841,8	83,43
11,200	92,2	749,6	74,29
8,000	128,6	621,0	61,55
4,750	115,7	505,3	50,08
4,000	49,3	456,0	45,19
2,500	97,5	358,5	35,53
2,000	45,2	113,3	31,05
1,600	38,3	275,0	27,25
1,000	67,2	207,8	20,59
0,850	20,7	187,1	18,54
0,425	88,7	98,4	9,75
0,250	46,1	52,3	5,18
0,125	32,3	20,0	1,98
0,090	7,7	12,3	1,21
0,063	5,0	7,3	0,72
Dip kabı	7,3	0,0	0,00

Eynal formasyonundan elde edilen eklenik eğriye göre birim orta - eşit taneli ($Cu= 9$) ve zayıf ($So= 3,3$) boylanmalıdır (Şekil 5.4). Toklargölü formasyonu da orta - eşit taneli ($Cu= 13,71$) fakat normal ($So= 2,6$) boylanmalıdır (Şekil 5.4). Ayrıca her iki formasyonun da eklenik eğri eğimlerinin fazla olması geçirimsizliklerinin fazla olabileceğini göstermektedir.

Naşa bazaltının porozitesi % 1,07 - 4,4 arasında değişmektedir. Kuru geçirgenliği $Ds= 0,021$ nP, ıslak geçirgenliği $E_{eff}= 0,29$ nP'dir (Çizelge 5.2). Simav ovasının taban topografyasının eğimi Naşa'ya doğru olması ve alüvyonun örttüğü faydan gelen sıcaklıkların bazaltlara yayılımı sonucu Çitgöl ve Naşa kaplıcalarında olduğu gibi alüvyon altında kalınlığı ova ortasına doğru azalan kırıklı ve çatlaklı Naşa bazaltı sıcaklıklara rezervuar olanağı sunmaktadır.

Akdağ volkanitleri ve Civanadağ tüfleri geçirimsiz özelliktedir. Kuru geçirgenlikleri 0,034 - 0,094 nP arasında, ıslak geçirgenlikleri ise 0,074 - 0,91 nP arasında değişmektedir. Tüfitlerin porozitesi % 2,39 iken aglomera seviyelerinin porozitesi % 18,62 'ye yükselmektedir (Çizelge 5.2).

Kızılbük formasyonunun marn-tüfit-kiltaşı-kumtaşı ardalanmalı oluşu formasyonu geçirimsiz kılmasına karşın kumtaşı ara seviyelerinin porozitesi % 6,69 ve kuru geçirgenliği 0,033 nP, ıslak geçirgenliği ise 0,45'dir. Formasyonun tabanında yeralan çakıltaşı seviyelerinden alınan bozulmuş örnekten hazırlanmış eklenik eğriye göre birim farklı taneli ($Cu=19,09$) ve normal ($So= 2,73$) boylanmalıdır (Şekil 5.4). Bu da formasyonun yer yer su bulundurma özelliğinin iyi olduğunu göstermektedir.

Geçirimsiz nitelikli Eğrigöz granitinin porozitesi (% 2,52) oldukça düşüktür. Ancak ileri derecede altere olmuş kesimlerinde ise porozite % 4,4'dür (Çizelge 5.2). Granitlerin diğer kayalarla olan dokanaklarında debileri 0,0079 - 0,16 l/sn arasında değişen birçok soğuksu kaynağı bulunmaktadır.

Budağan kireçtaşının porozitesinin (% 2,07 - % 4,12) düşük olmasına rağmen eklemlili yapısı ikincil gözenekliliğini ve geçirgenliğini artırmaktadır. Bu da sıcaklıklara rezervuar olanağı sağlamıştır.

Paleozoyik yaşı Sarıcasu formasyonu ve Simav metamorfileri geçirimsiz niteliklidir. Şist ve metabazit seviyelerinin poroziteleri % 0,72 - % 2,79 arasında saptanmıştır (Çizelge 5.2). Arıkaya ve Balıkbaşı formasyonlarının poroziteleri % 1,13 - % 2,48 olmasına karşın eklemli yapıları ikincil porozite oluşturmuş ve geçirgenliklerini artırmıştır.

İnceleme alanının temelini oluşturan Kalkan formasyonu geçirimsiz ve poroziteleri (% 2,56 - % 3,47) düşüktür (Çizelge 5.2).

Çizelge 5.2. Kayaçların gözeneklilik ve geçirimsizlikleri.

Formasyon	Litoloji	Porozite (%)	Hacim Ağırlığı (gr/cm ³)	Gör. Katı Yoğunluk (gr/cm ³)	Kuru Geçirgenlik D _s (nP)	Islak Geçirgenlik E _{eff} (nP)	İkincil Geçirimsizlik ve Gözeneklilik Yorumu	Hidrojeoloji Özellikleri
Naşa bazaltı	Bazalt	1,07	2,64	2,47	-	-	Yüksek	Hazne kaya (Akifer)
	Bazalt	4,40	2,41	2,52	0,021	0,29		
	Bazalt	-	-	-	-	-		
Akdağ volkanitleri	Riyolit	-	-	-	0,055	0,074	Orta	Örtü kaya
	Dasit	-	-	-	0,064	0,87		
Civanadağ tüfleri	Tüfit	2,39	1,87	1,91	-	-	Düşük	Örtü kaya
	Riyodasitik tüf	-	-	-	0,094	0,91		
	Aglomera	18,62	1,66	2,04	0,034	0,13		
Kızılbük fm.	Kumlu kireçtaşı	4,12	2,48	2,59	-	-	Düşük	Örtü kaya
	Kumtaşı	6,69	2,43	3,55	0,033	0,45		
Eğrigöz graniti	Granit	2,52	2,59	2,66	-	-	Düşük	Örtü kaya
	Granit	4,40	2,49	2,60	-	-		
Budağan kireçtaşı	Kireçtaşı	2,07	2,21	2,25	-	-	Yüksek	Hazne kaya (Akifer)
Arıkaya fm.	Kireçtaşı	1,13	2,65	2,68	0,11	3,25	Yüksek	
	Kireçtaşı	1,45	2,66	2,70	-	-		
Sarıcasu fm	Şist	0,72	2,68	2,70	-	-	Düşük	Örtü kaya
Balıkbaşı fm	Kireçtaşı	2,37	2,69	2,77	-	-	Yüksek	Hazne kaya (Akifer)
	Kireçtaşı	2,40	2,63	2,70	-	-		
	Kireçtaşı	2,48	2,77	2,83	-	-		
Simav metamorfileri	Metabazit	2,29	2,61	2,67	-	-	Düşük	Temel kaya
	Şist	2,79	2,64	2,71	-	-		
Kalkan fm	Gnays	3,47	2,52	2,61	-	-	Düşük	Temel kaya
	Migmatit	2,56	2,59	2,66	-	-		

5.1.2. Su kaynakları

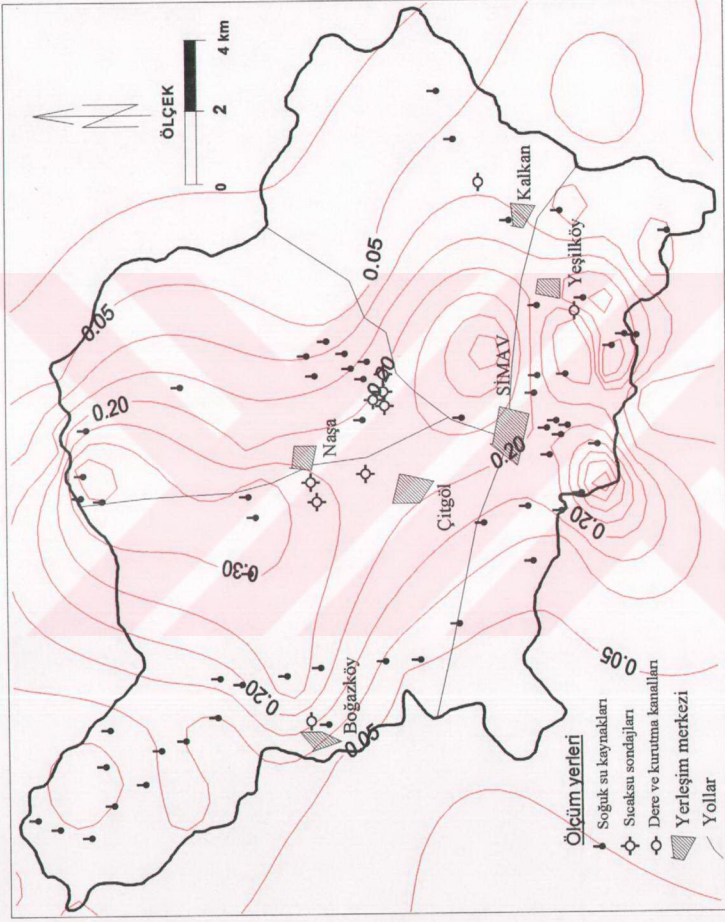
İnceleme alanında çok sayıda soğuksu kaynağı (61 adet) ve 12 kadar sıcaksu kaynağı vardır.

Soğuksu kaynakları : Geçirimli ve geçirimsiz nitelikli birimlerin dokanağından ya da kırık hatları boyunca çıkan kaynaklar şeklinde görülmektedir. Özellikle horstların oluşturduğu yükseltilerde yeralan değişik debideki sular yerleşim merkezlerine içme suyu kullanımı için taşınmışlardır. Şekil 5.5'de görüldüğü gibi soğuksu kaynaklarının debileri horstlarda artmaktadır. Soğuksu kaynaklarından derlenen numune analizlerine göre $CO_3 + HCO_3$, Ca, Mg iyon değerleri daha yüksek, NH_4 , NO_3 , Fe, NO_2 , Al, Mn değerleri ise diğer iyonlardan düşük olarak görülmektedir.

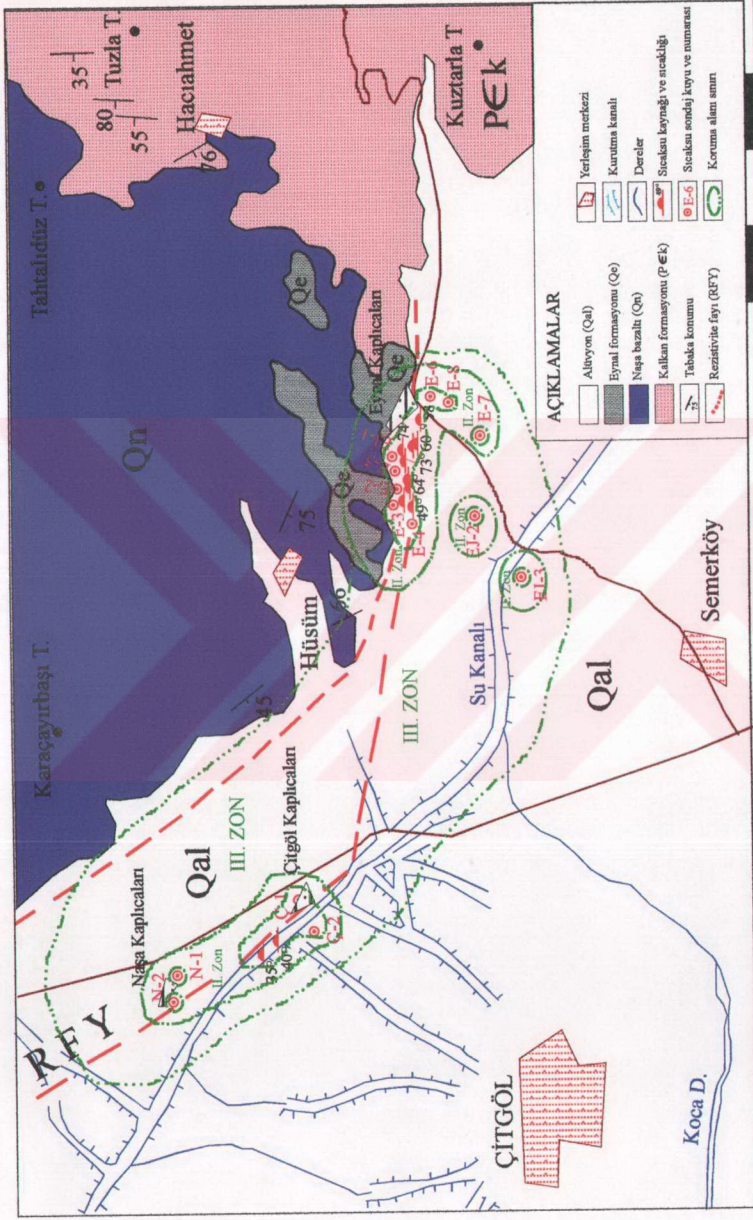
Sıcaksu kaynakları : Sıcaksular bölgesel kırık zonu boyunca yaklaşık doğu-batı uzanımlı faylar ve bu fayların diğer yönlü faylarla kesim noktalarından yüzeye ulaşmaktadır. Faylar boyunca hidrolik oluk gelişimi sıcaksu kaynaklarının oluşumunu sağlamıştır. İnceleme alanında Eynal kaplıcaları ve Çitgöl kaplıcaları civarında yoğunlaşan ve sıcaklıkları $35^\circ - 74^\circ C$ arasında değişen 12 adet sıcaksu kaynağı bulunmaktadır (Şekil 5.6).

Eynal sıcaksu kaynakları: Eynal kaplıcalarının batı kesiminde sondaj kuyularının güneyinde dar bir alanda birbirlerine çok yakın oldukça düşük debili bir çok sıcaksu çıkışları görülmektedir (Şekil 5.7; 5.8). Sıcaklıkları $49^\circ - 74^\circ C$ arasında değişen bu kaynakları temsilen Ayak Banyosu ve Eski Hamam kaynağının kimyasal analizleri yapılmıştır.

Ayak Banyosu sıcaksu kaynağı : Eynal kaplıca otelinin 100 m güneyinde yer alır. Sıcaklığı $54^\circ C$ olan bu kaynak katyonlara göre $Na > K > Ca$ 'lu, anyonlara göre ise $HCO_3 > CO_3 > Cl$ karakteristiği gösterir.



Şekil 5.5. İnceleme alanındaki soğuk su kaynaklarının Eş Deği Eğrileri (l/sm).



Şekil 5.6. Simav (Kütahya) jeotermal alanındaki sıcak su kaynakları ve sondaj kuyularının dağılımı...



Şekil 5.7. Eynal sıcaksu kaynağından bir görünüm.



Şekil 5.8. Eynal sıcaksu kaynağındaki gaz çıkışları.

Eski Hamam sıcaksu kaynağı : Eynal hamam suyunun sağlandığı kaynağın sıcaklığı 65°C'dir. Eynal kaplıcaları merkezinde yer alan kaynak katyonlara göre değerlendirildiğinde $Na > K > Ca$ 'lu, anyonlara göre ise $HCO_3 > SO_4 > CO_3$ 'lidir.

Çitgöl sıcaksu kaynakları : Çitgöl kaplıcalarının güneyinden geçen kurutma kanalı içerisinde Çitgöl kaplıcasından Naşa kaplıcasına doğru yaklaşık 500 m mesafede bulunmaktadır. Sıcaklıkları 35°C ve 40°C olan iki sıcaksu çıkışı şeklinde görülmektedir. Kanal içindeki küçük alanda görülen traverten oluşumları yakın geçmişe kadar bir çok sıcaksu kaynağının olduğuna işaret etmektedir. Olasılıkla bu kaynaklar sondaj kuyularının açılmasıyla kaybolmuşlardır.

5.2 Jeofizik Uygulamaların Değerlendirilmesi

Jeotermal Enerji aramalarında, jeotermal sistemin yerinin ve yayılımının belirlenmesi, örtü kaya kalınlığının saptanması, görünür ve gömülü fay sistemlerinin ortaya çıkarılması vb. amaçlarla yapılan jeofizik ölçümler, yeraltı jeolojisinin yorumlanmasını pekiştirmektedir. Simav bölgesinde jeofizik çalışma olarak gravite ve rezistivite etüdüleri MTA Genel Müdürlüğü tarafından gerçekleştirilmiştir (Uslu ve Demirbaş, 1986; Özen, 1988).

5.2.1. Gravite ölçümleri

Kırık hatlarının belirlenmesi ve Eğrigöz graniti kütesinin sınırlarının incelenmesi amacıyla jeotermal olanakların araştırıldığı sahada gravite etüdü gerçekleştirilmiştir. Yaklaşık 240 km²'lik bir alanda profil araları 1000 m olan ve KD - GB yönünde profiller üzerinde, nokta aralıkları 250 m olan 1007 noktada gravite ölçümü yapılmıştır (Uslu ve Demirbaş, 1986). Bu çalışma ile yapılan Bouguer haritasında bölgenin genel tektoniği Simav, Akdağ ve Katrandığı horstları ve Simav graben alanları belirlenmiştir (Ek 2).

Bouguer, Rezidüel ve 2. türev haritalarına göre Simav graben alanında Semerköy'den geçen oldukça yüksek atımlı bir gömülü fay saptanmıştır. Semerköy'den Simav'a doğru ani gradient artışı bu kesimdeki atımın fazla, batıya Çitgöl'e doğru gradient artımın az oluşu atımın fayın doğusuna göre az olduğunu

göstermektedir. Bu da Simav horstundaki basamak faylarına paralellik sunmaktadır. Ayrıca KB - GD uzanlımlı Eynal fayı ve güneyinde bu faya koşut birkaç küçük atımlı fay, D - B uzanlımlı Simav'dan geçen Simav grabeni ana fayı, kuzeye uzanlımlı güney fayı saptanmış ve bu faylar jeoloji haritasına işaretlenerek özellikle Eynal civarında graben tabanının yükseldiği vurgulanmıştır (Uslu ve Demirbaş, 1986).

5.2.2. Rezistivite ölçümleri

İnceleme alanında Özen (1988) tarafından rezistivite ölçümlerine dayanan $AB/2=10$ m, $AB/2=20$ m, $AB/2=50$ m, $AB/2=100$ m, $AB/2=300$ m, $AB/2=500$ m, $AB/2=750$ m, $AB/2=1000$ m derinlik rezistivite haritaları ve kesitleri ile taban haritası yapılmıştır. Düşük rezistiviteli alanların yüksek tuzluluk ve yüksek sıcaklıkla ilgisi olduğundan arama sondajları için ilk gözönüne alınan kesimleri oluşturmuştur.

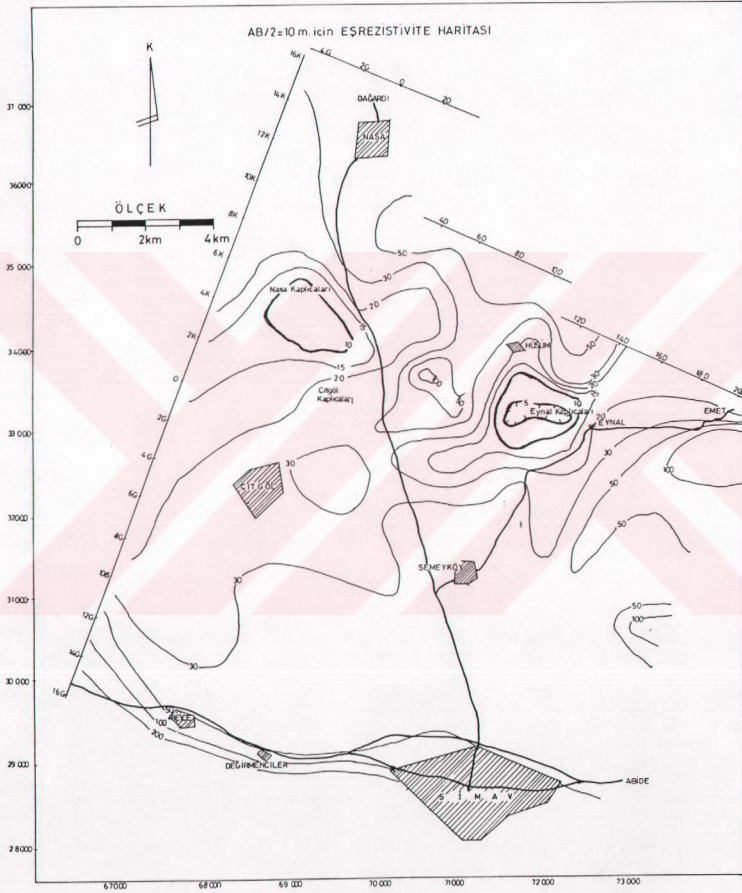
$AB/2=10$ m için hazırlanan haritada 10 ohm-m'den düşük değerli kapanım gösteren alanlar Eynal ve Naşa kaplıcaları civarında gözükmemektedir. Çitgöl kaplıcasının bulunduğu yerde düşük rezistivite alanı görülmemektedir (Şekil 5.9).

$AB/2=50$ m için rezistivite haritasında 3 – 5 ohm-m gibi düşük rezistiviteli alanlar belirlemekte ve düşük rezistiviteli kapanımlar D – B uzanlımlı olarak Eynal ve Naşa boyunca birleşmektedir (Şekil 5.10).

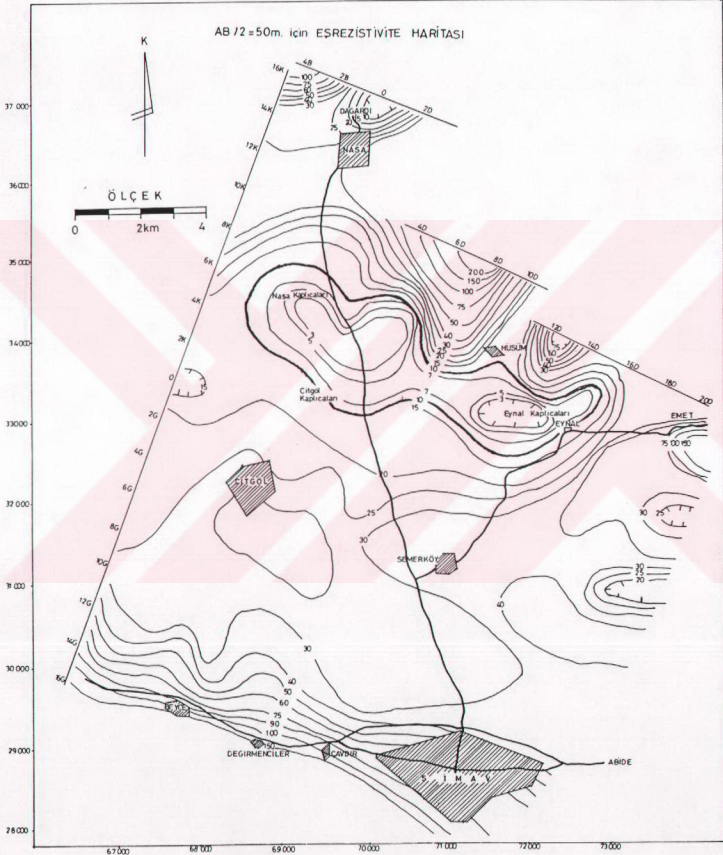
$AB/2=300$ m rezistivite haritasında ise 10 ohm-m kapanımı her yöne genişlemekte ve 3 ohm-m eğrileri Eynal ve Çitgöl – Naşa kaplıca alanlarında iki kapanım oluşturmaktadır (Şekil 5.11).

Şekil 5.12'da görüldüğü gibi $AB/2=500$ m rezistivite haritasında düşük rezistiviteli kapanımlar güneye doğru genişlemekte ve Semerköy'ü de içine almaktadır.

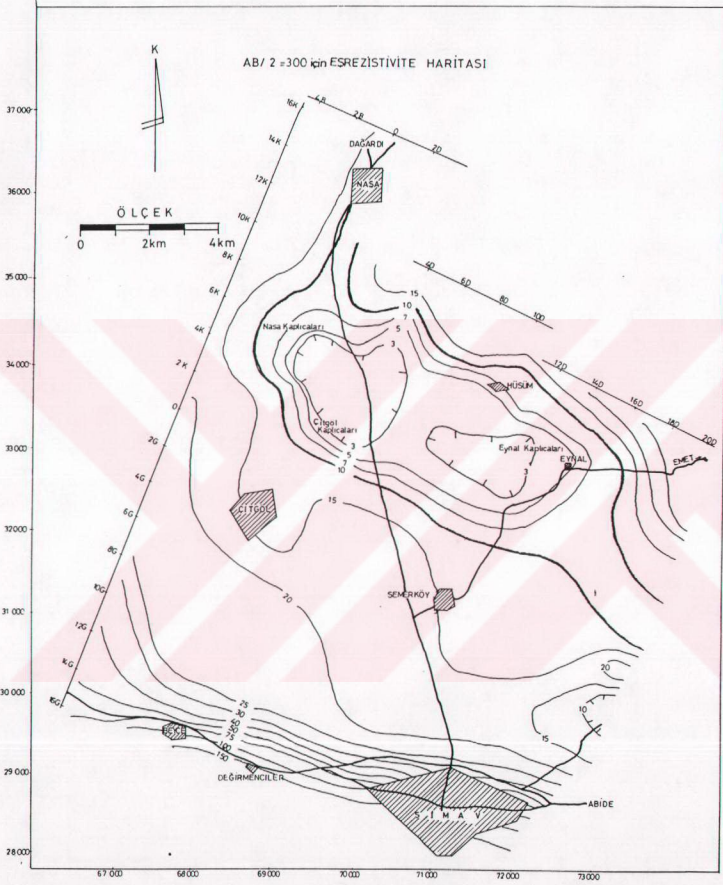
$AB/2=750$ m ve $AB/2=1000$ m rezistivite haritalarında ise 10 ohm-m eğrileri Semerköy'ün doğusuna ve Simav'ın kuzeyine kadar genişlemektedir. 3 ohm-m eğrileri ise Semerköy'de ve Çitgöl kaplıcalarında yaygın kapanımlar sunmaktadır (Şekil 5.13). Ancak $AB/2=1000$ m rezistivite haritasında 3 ohm-m eğrilerinin oluşturduğu kapanım alanları daralmaktadır (Şekil 5.14).



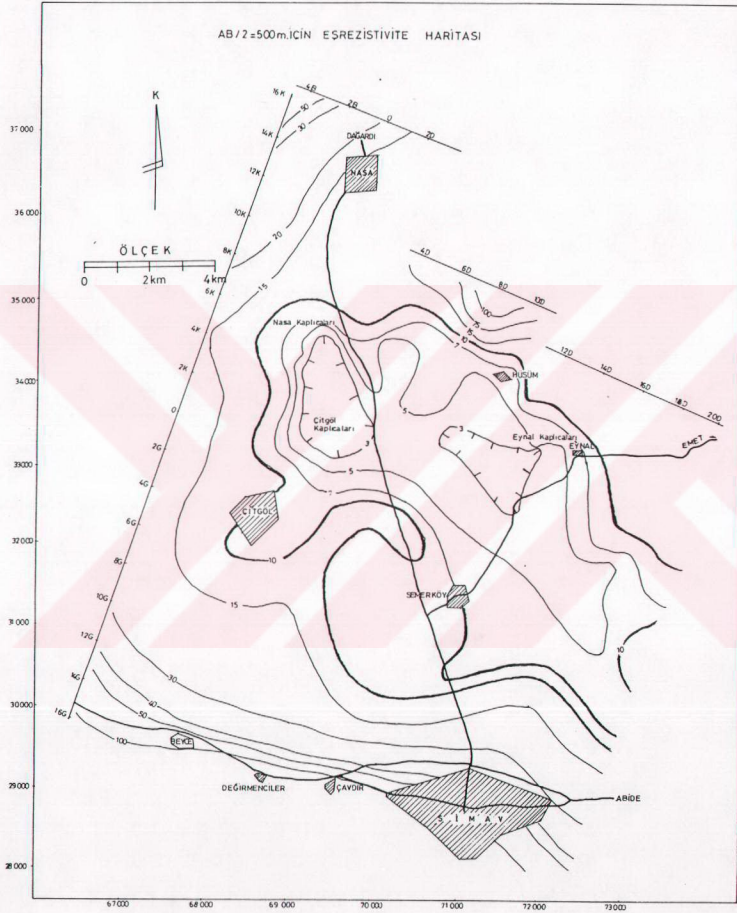
Şekil 5.9. Simav yöresinin AB/2 = 10 m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)



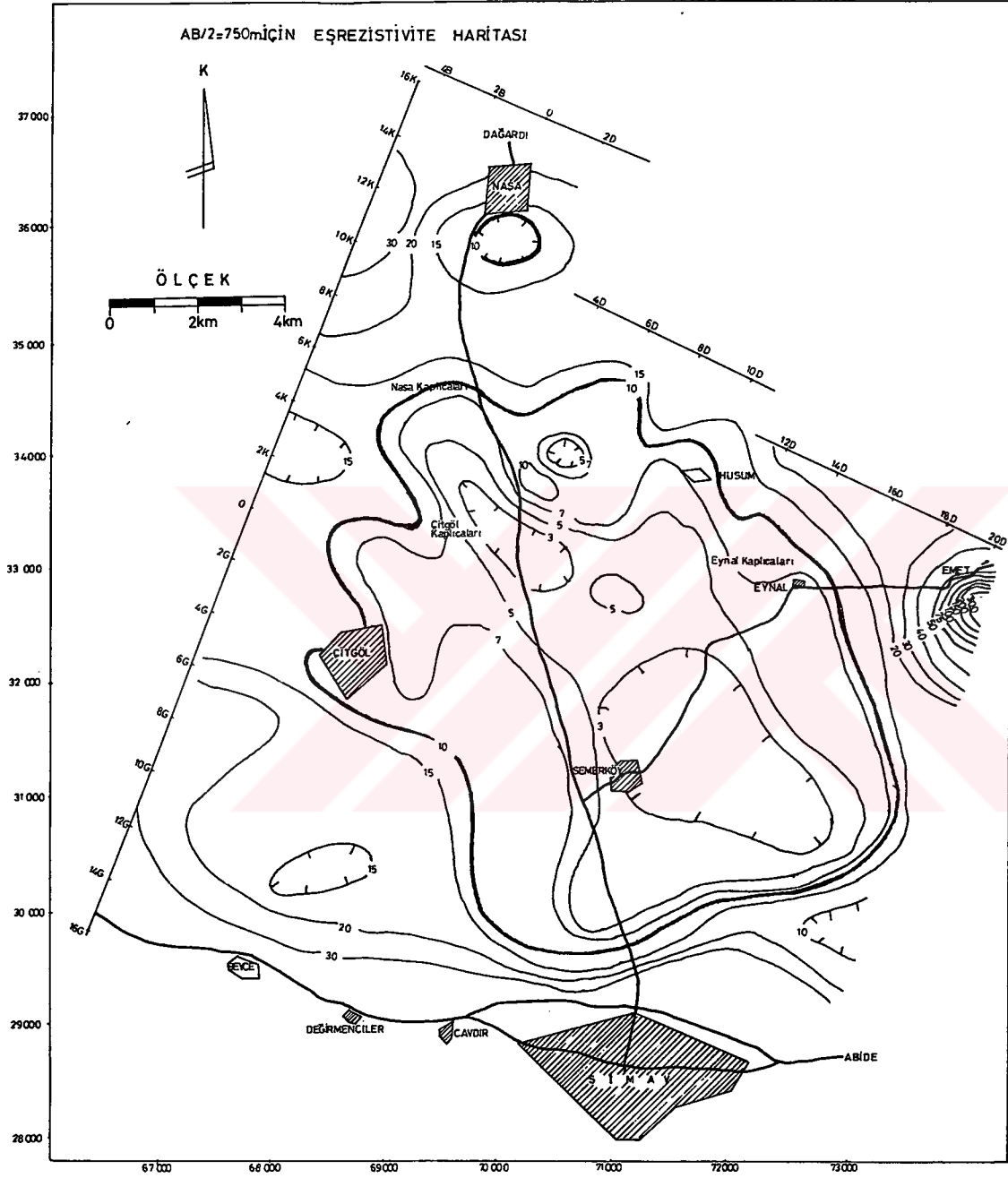
Şekil 5.10. Simav yöresinin AB/2 = 50 m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988 den)



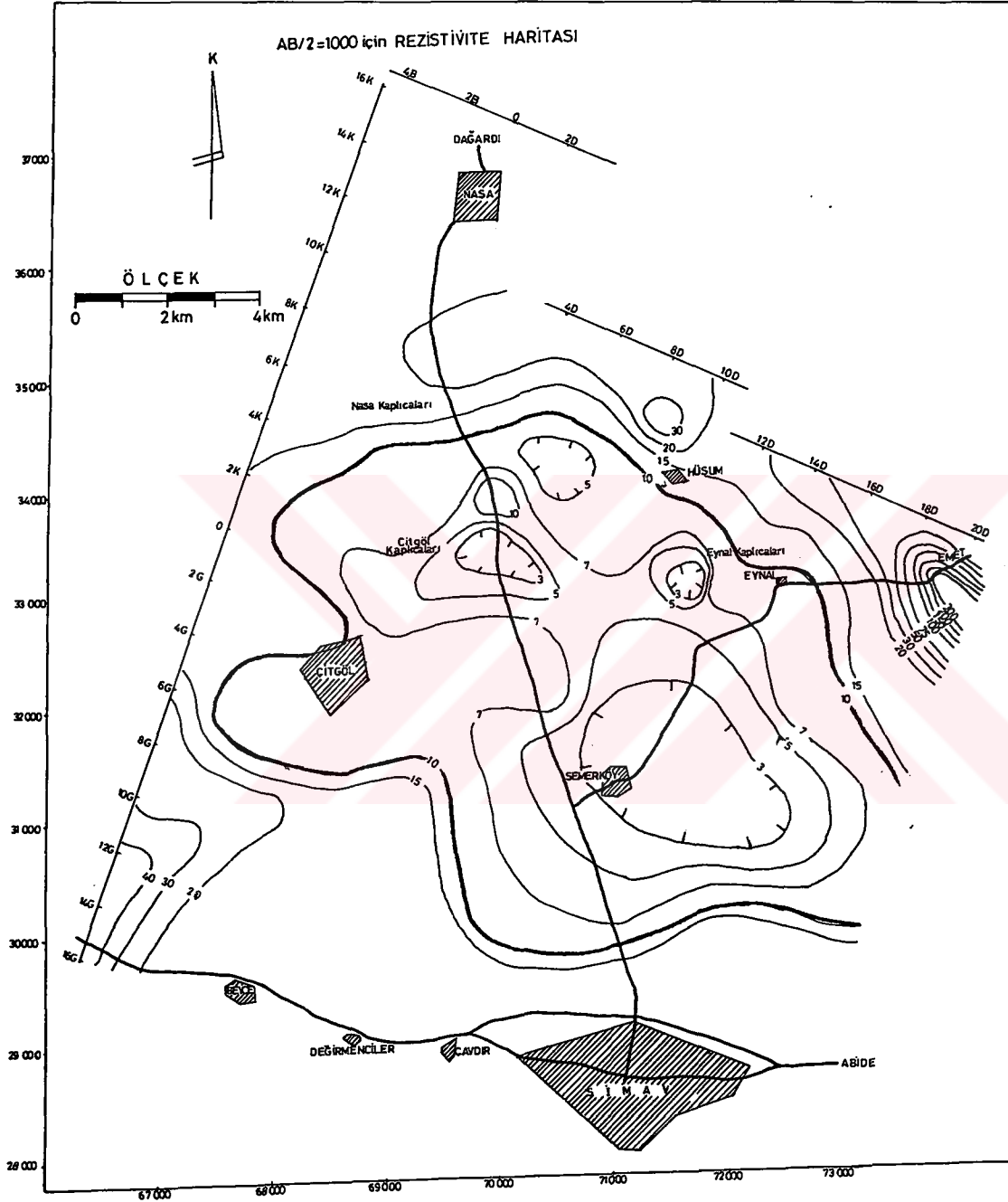
Şekil 5.11. Simav yöresinin AB/2 = 300 m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)



Şekil 5.12. Simav yöresinin $AB/2 = 500$ m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)



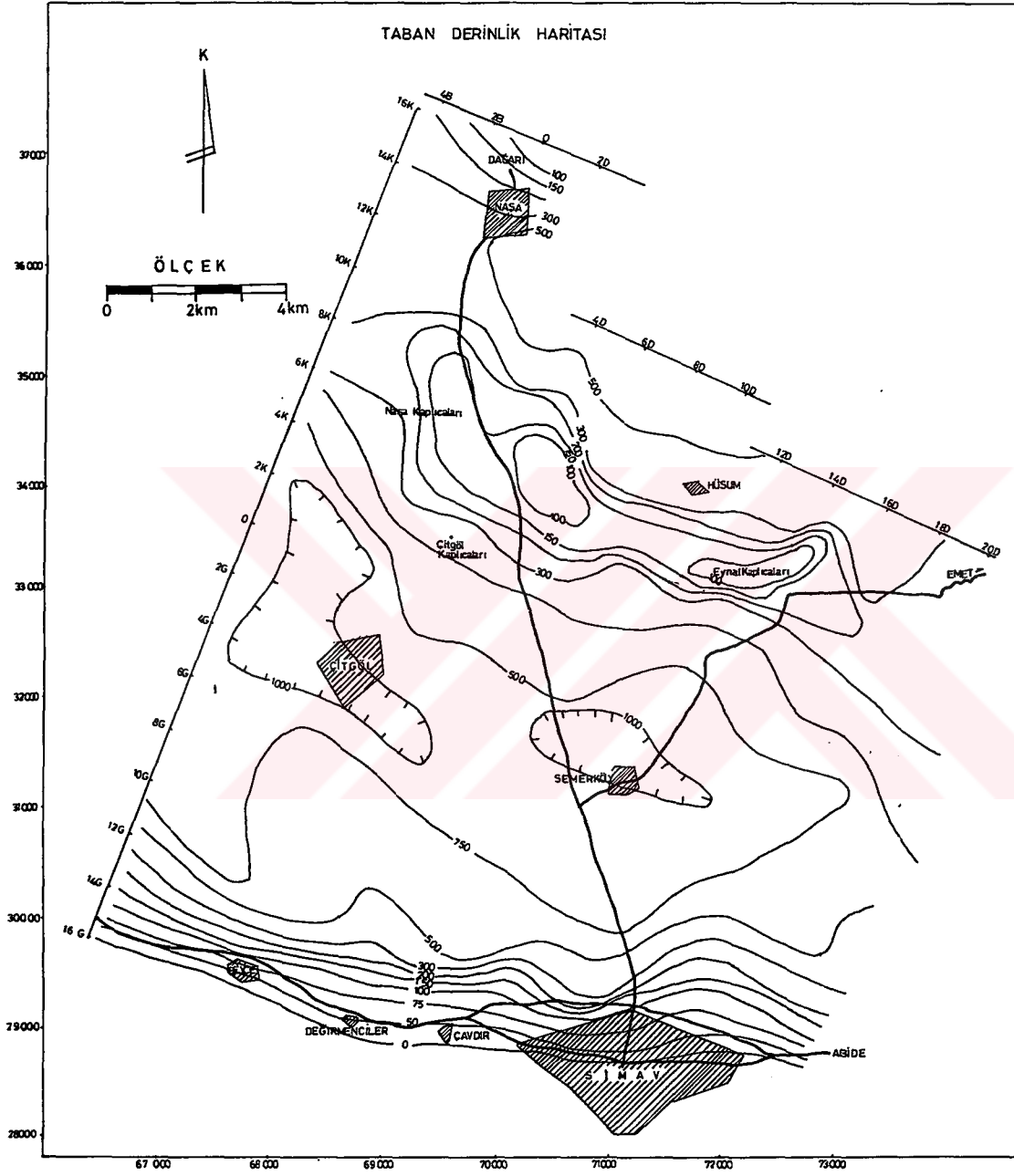
Şekil 5.13. Simav yöresinin $AB/2 = 750$ m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)



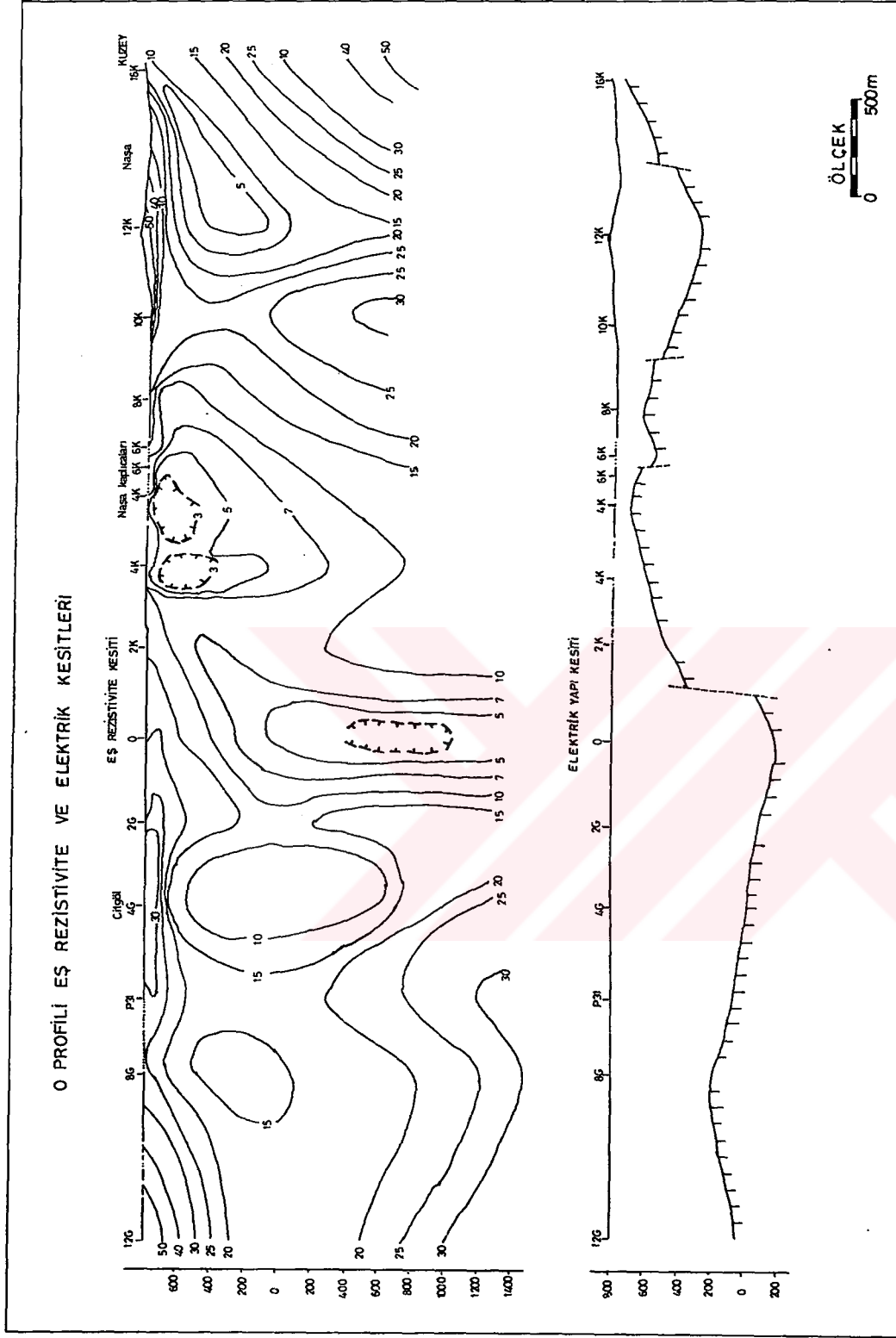
Şekil 5.14. Simav yöresinin $AB/2 = 1000$ m için eş rezistivite haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)

Taban derinlik haritasının jeoloji ve gravite haritalarına uyumluluk sunduğu görülmektedir (Şekil 5.15). Buna göre metamorfik temel kayaları kuzey, güney ve güneybatı kesimlerde yüzeye yakın, Çitgöl ve Semerköy hattında en derin düzeyde bulunmaktadır. Temel kayaların en derin ve en yüksek olduğu yerler arasındaki fark 1000 m'ye ulaşmaktadır ve bu fay atımlarının toplam miktarıdır (Özen, 1988).

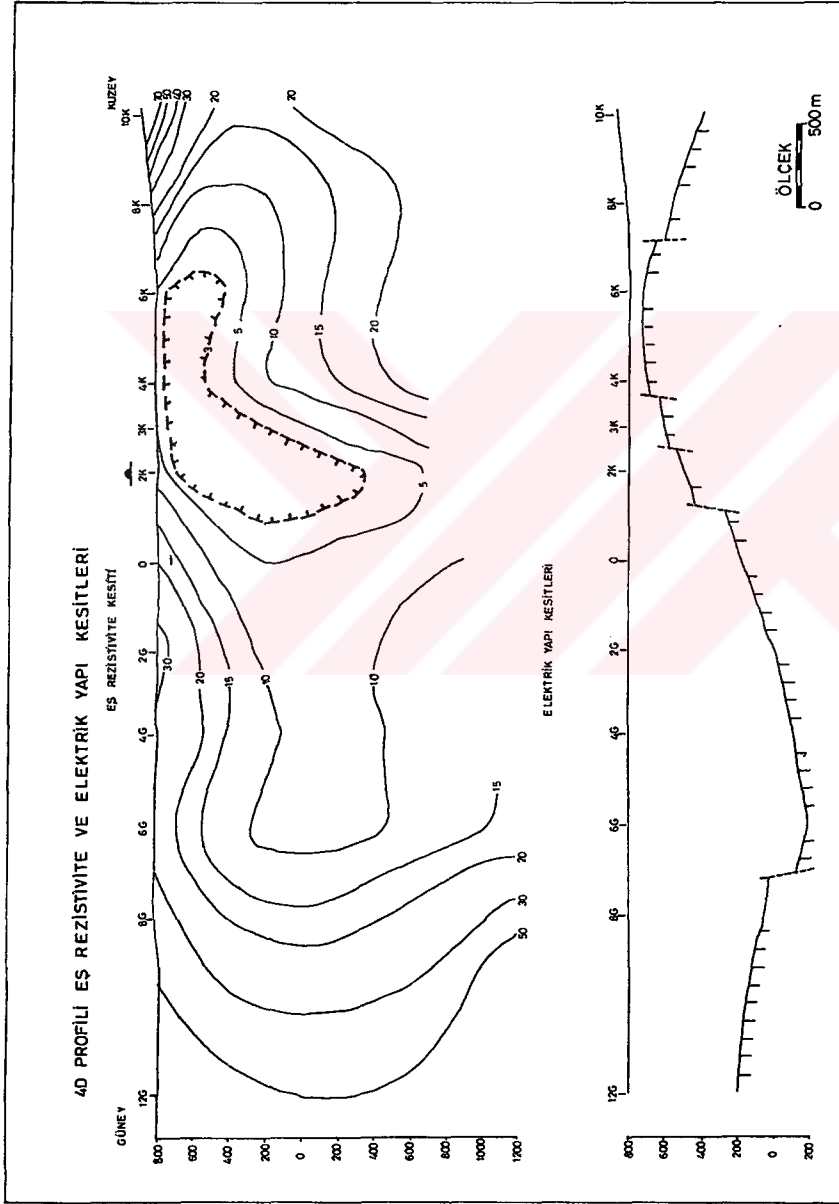
Doğu - batı uzanımlı 0, 4D, 8D, 12D ve kuzey-güney uzanımlı 4K, 2G profilleri boyunca hazırlanan eşrezistivite ve elektrik yapı kesitlerinde horst ve graben yapıları belirgin olarak izlenmektedir (Özen, 1988). 0 ve 4D profili rezistivite kesitlerinde elektrik temel (jeotermal olanak) 4K ve 6K noktalarında yüzeye yakındır (Şekil 5.16, 5.17). 8D ve 12D profili rezistivite kesitlerinde yüzeye yakın elektrik temel 4K noktasındaki Eynal kaplıcaları civarındadır (Şekil 5.18, 5.19). 4K profili rezistivite kesiti D - B uzanımlı fay hattı boyunca elektrik temelin yüzeye çok yakın, güneye doğru gidildikçe (2G rezistivite kesiti) ise elektrik temelin derinleştiğini göstermektedir (Şekil 5.20, 5.21).



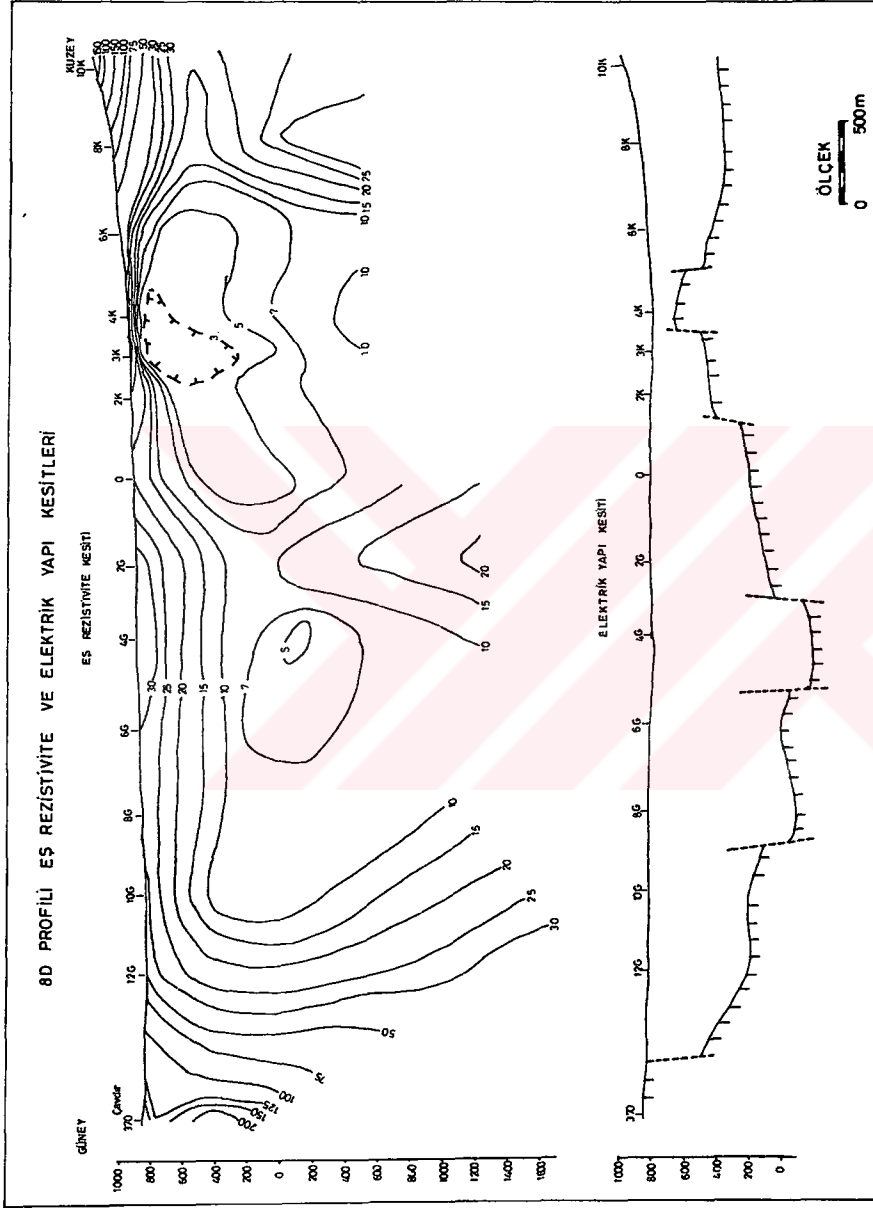
Şekil 5.15. Simav yöresinin rezistivite taban derinlik haritası (ohm-m, Özen, 1988'den)



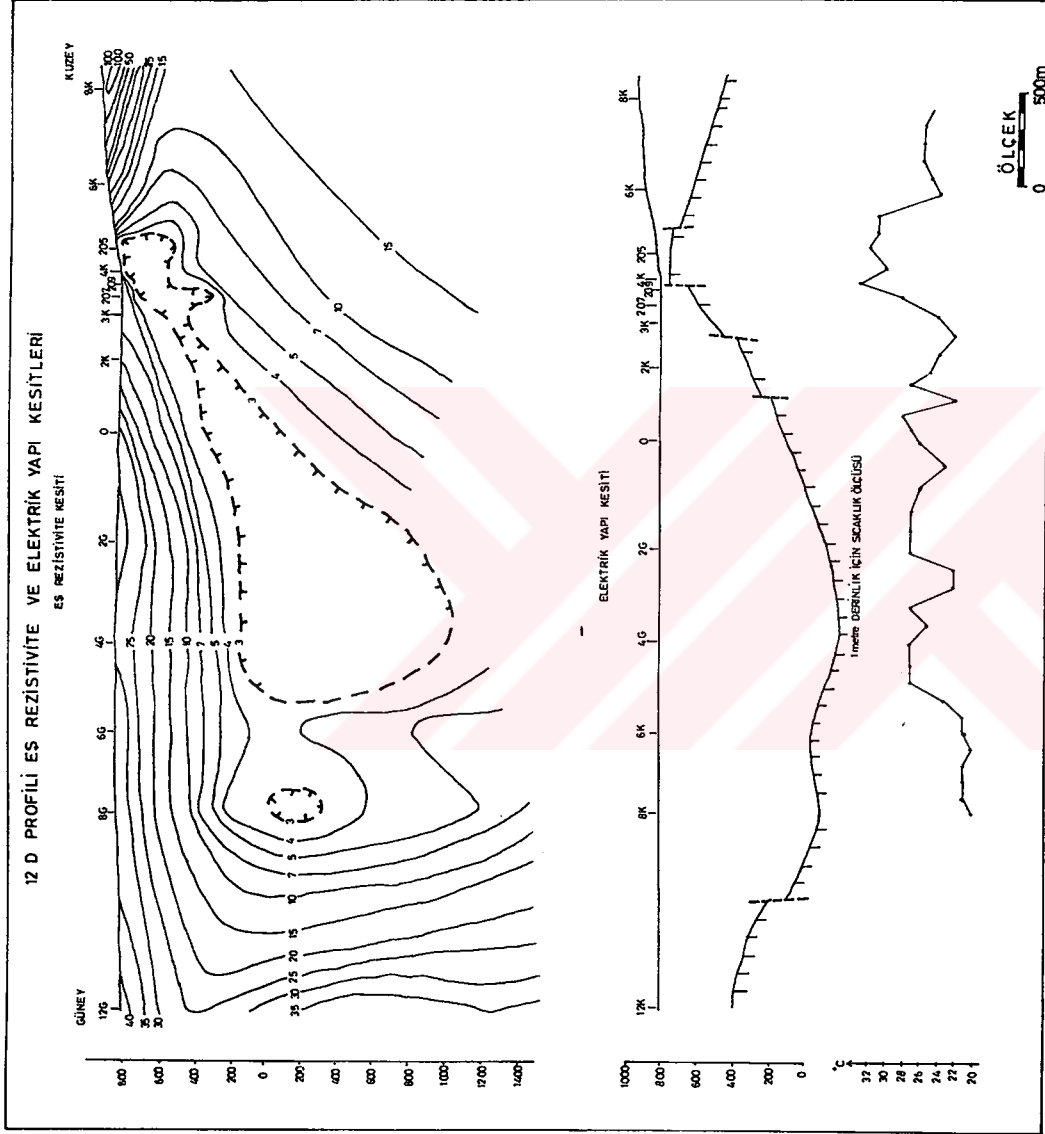
Şekil 4.16. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 0 profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).



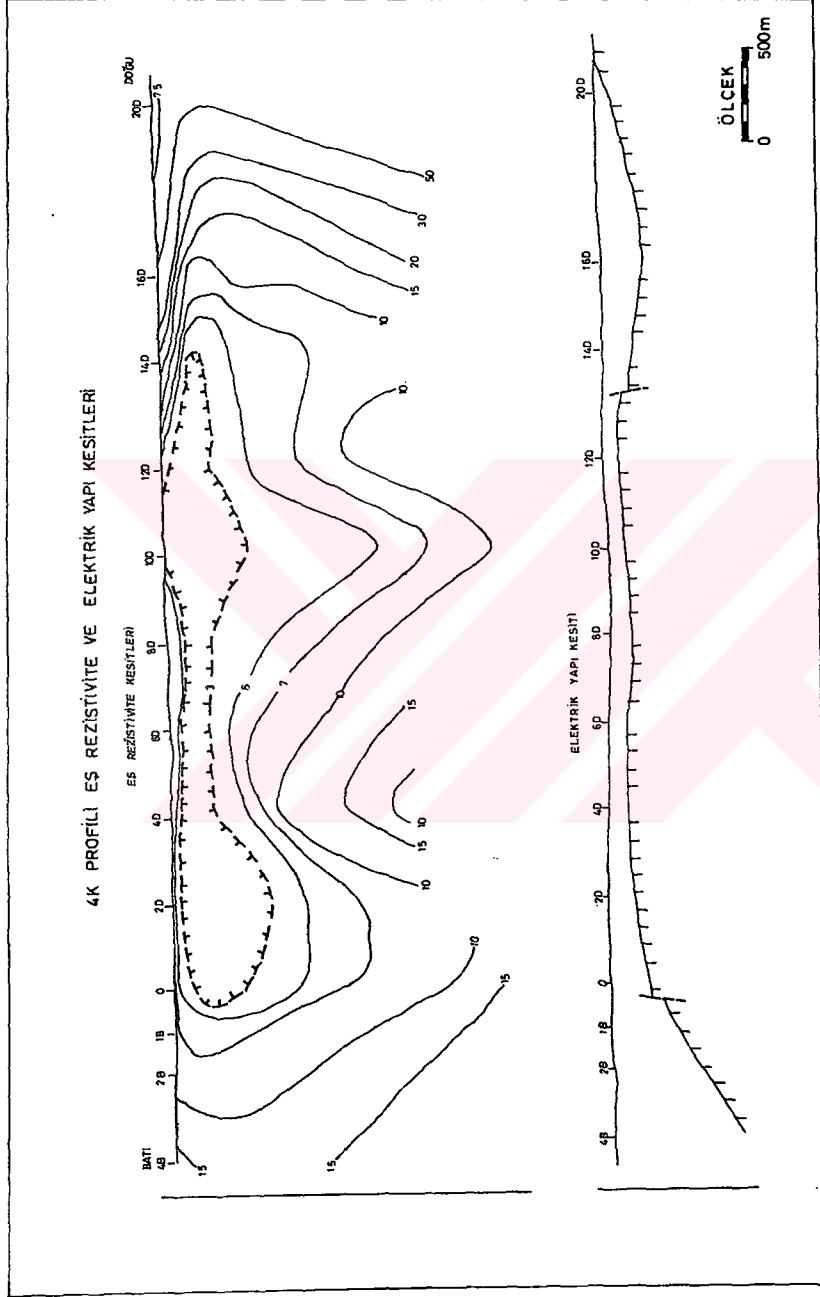
Şekil 4.17. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 4D profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).



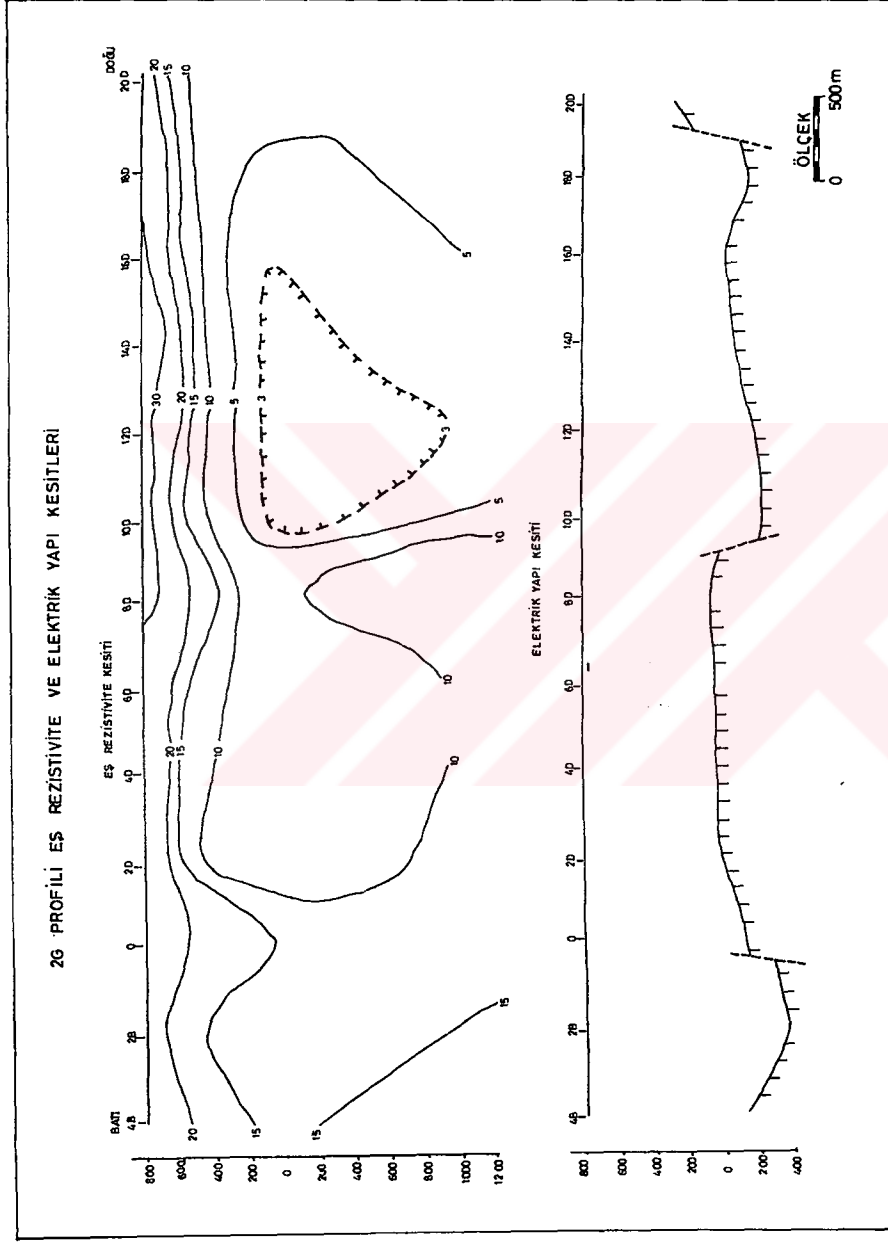
Şekil 4.18. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 8D profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).



Şekil 4.19. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 12D profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).



Şekil 4.20. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 4K profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).



Şekil 4.21. Simav jeotermal alanı rezistivite haritalarının 2G profili rezistivite kesitleri (Özen, 1988'den).

5.3. Su kimyası çalışmalarının değerlendirilmesi

Jeokimyasal analizler, jeotermal potansiyelin bulunmasında, hazne kaya sıcaklıklarının saptanmasında, işletme aşamasında doğacak kimyasal sorunların giderilmesinde ve suların kökensele yorumunda ışık tutmaktadır. Kayda değer ilk jeokimyasal inceleme Yenal (1976) tarafından yapılan Naşa ve Eynal kaplıca suları analizidir. Genel olarak bu sular AIH'a göre (Başkan ve Canik, 1983) florürlü, silisik asitli, sodyumlu, bikarbonatlı, sülfatlı, sıcaksu sınıfındadır. Ayrıca inceleme alanında jeokimyasal çalışmalar, 1982 yılında Union Oil Company ve Yücel ve ark. (1983) tarafından 13 adet soğuk ve sıcaksu analizleriyle sürdürülmüştür (Çizelge 5.3a ve b). Bu araştırmacılar, SiO₂, Na/K ve Na-K-Ca jeotermometreleriyle hesaplanan rezervuar sıcaklıklarının 160 - 230 °C arasında değiştiği hesaplanmış ve suların Na>K>Ca, SO₄>HCO₃>Cl sınıfında olduğunu saptamışlardır. Ayrıca suların kabuklaşma yapmayacağı ve zayıf bir korozif etkinin olasılığından söz etmişlerdir.

İnceleme alanında bulunan çok sayıda soğuksu, sıcaksu kaynakları ve sondaj sularının analizleri derlenmiştir (Çizelge 5.4, 5.5). Buna göre 69 analizden 20'si sıcaksu, 45'i soğuksu ve 4'ü dere suyudur.

Sıcaksu ve soğuksu kaynaklarında yapılan sıcaklık ölçümlerine göre su sıcaklık eğrileri Eynal ve Çitgöl kaplıcalarında maksimum kapanımlar oluşturmaktadır (Şekil 5.22). Rezistivite ölçümleri ise derelerin bulunduğu noktalarda ve sıcaksu çıkışlarında yüksek değerli alanların bulunduğunu göstermiştir (Şekil 5.23).

Eş klorür eğrileri sıcaksu çıkışına olanak sağlayan faydan itibaren güneye ve güneydoğuya yayılım sunmaktadır (Şekil 5.24). Bu da yükselen sıcaksuların yüzeysele yayılımları esnasında soğuksular tarafından seyreltildiğini göstermektedir.

Eş bikarbonat haritasında yoğunlaşmanın Eynal ve Çitgöl kaplıcalarında olduğu görülmektedir. Ayrıca bikarbonat eğrileri tektonik gidişe paraleldir (Şekil 5.25).

Eş sülfat eğrileri Eynal ve Çitgöl'de yüksek kapanımlar sunmaktadır (Şekil 5.26). Güneybatıya işletilmeyen sınıra doğru yayılımlar, sülfatca yüksek

konsantrasyonlu sıcak suların soğuksu karışımıyla seyreltilmiş olduğunu göstermektedir. Eş sodyum eğrileri de sülfat eğrilerine benzerlik sunmaktadır (Şekil 5.27).

Genelde bölgedeki suların kalsiyumca zengin olduğu Şekil 5.28'de görülmektedir. Eş kalsiyum eğrileri dere ve sıcak suların bulunduğu yerlerde yüksek anomali sunmaktadır.

Eş amonyum eğrileri dere ve kanallarda yoğunlaşmaktadır (Şekil 5.29). Eş nitrat eğrileri ise yeraltı suyu akımının gerçekleştiği ova merkezinde öbeklenmiştir (Şekil 5.30). Eş nitrit eğrileri de havzanın güneydoğusunda yoğunlaşmakta ve doğuya doğru nitrit değerleri seyrelemektedir (Şekil 5.31).

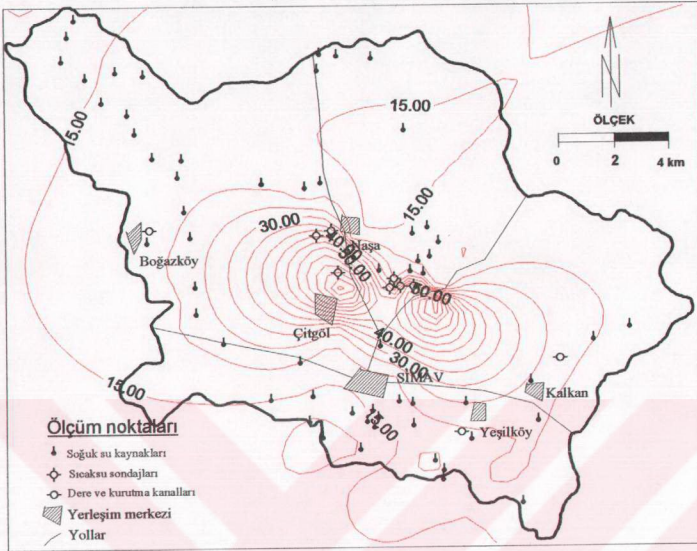


Çizelge 5.3.a. MTA tarafından 1983 yılında gerçekleştirilen kimyasal analiz sonuçları.

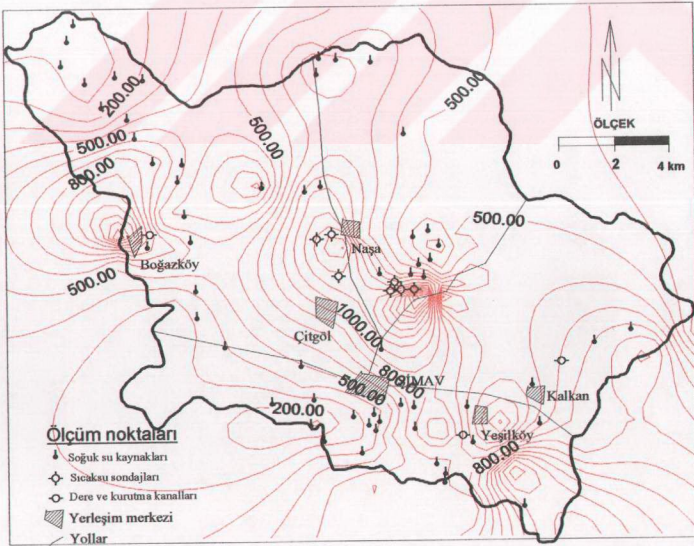
Kaynak Adı	T (°C)	pH	Buharlaşma kalıntısı	K (ppm)	Na (ppm)	NH ₄ (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Fe (Total) (ppm)	As (Total) (ppm)	B (Total) (ppm)	Li (ppm)	SiO ₂ (ppm)	CO ₂ (ppm)	HCO ₃ (ppm)	CO ₃ (ppm)	SO ₄ (ppm)	Cl (ppm)	F (ppm)	NO ₂ (ppm)	NO ₃ (ppm)	PO ₄ (ppm)	Jeotermometre (SiO ₂)
EY-1	18	7,07	228	27	198	<0,1	31	64	0,1	0,3	1,3	0,6	78	70	439	0	126	29		0	0	0	0
EY-2	74	8,92	1582	65	530	<0,1	43	1	0,1	0,24			190		458	102	436	69	14	0,08	0	0	167
EY-3	63	9,25	1520	59	480	<0,1	29	1	0,1	0,9	4,5	0,8	165		458	102	436	71	18	0,02	0	0	158
EY-4	96	9,51	1660	61	600	<0,1	2	1	<0,1	1,02	5,4	1	218	0	98	270	483	73	18	0	0	0	174
EY-5	25	7,53	1240	4,4	24	<0,1	82	23	<0,1	0,2	5,2	0,8	165	52	518	0	75	86	0,04	0	0	0	0
EY-6	60	8,15	1448	54	490	<0,1	5,5	1,3	<0,1	0,2	5,2	0,8	165	52	518	0	454	70	18	0,24	0,2	0	158
ÇT-1	77	7,16	1004	37	245	<0,1	43	3,7	<0,1	0,2	2,5	0	92	49	494	0	259	30	4,2	0	0	0	158
ÇT-2	79	7,87	1396	44	355	<0,1	33	1,8	<0,1	0,02	3,4	0	134	11	555	0	340	55	7,7	0	0	0,1	162
ÇT-3	83	7	1438	44	340	<0,1	34	5,3	<0,1	0,09	4,2	0	151	92	573	0	376	57	7	0	0	0	163
ÇT-4	20	7,9	404	3,2	19	<0,1	66	12	<0,1	0,0002	0,1	0	16	6,7	335	0	449	76	7,6	0,1	0	0	0
ÇT-5	35	5,16	1240	44	350	<0,1	82	14	<0,1	0,1	3,5	0,8	9,2	58	580	0	317	50	2,9	0	0	0	98
NŞ-1	63	5,57	1330	42	395	<0,1	39	9,6	<0,1	-0,24	3,4	0,8	123	241	604	0	344	52	5,9	0	0	0	157
NŞ-2	20	7,53	462	10	16	<0,1	86	7,3	<0,1	0,002	0,1	0	35	23	402	0	26,7	6,7	0	0	0,6	0	0

b. Union Oil Company tarafından 1982 yılında gerçekleştirilen analiz sonuçları (ppm).

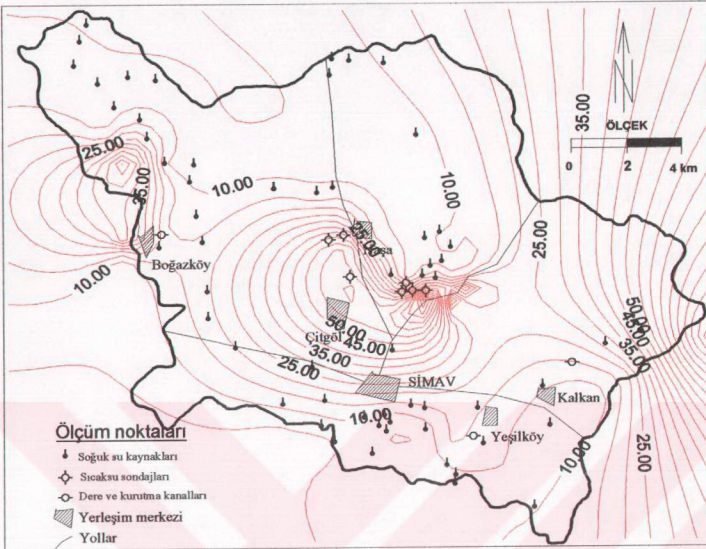
WA-7(10)	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	CO ₃	SO ₄	Cl	Fe	Al	SiO ₂	B	Li	Sr	Zn	Ag	As	Au	Ba	Be
531	46,13	2,16	<0,5	678	16	461	82	<0,5	<0,02	218,45	5,26	1,62	0,18	<0,1	<0,05	<0,6	<0,1	<0,6	<0,01	
Bl	Co	Cr	Cu	La	Mn	Mo	Ni	Pb	Sn	Sb	Te	Th	Ti	U	V	W	Zr	PO ₄	F	
<2,5	<0,05	<0,05	<0,06	<0,1	<0,2	<1,2	<0,1	<0,2	<0,1	<0,7	<1,2	<2,5	<0,1	<6,2	<1,2	<0,1	<0,1	<1,84	18	



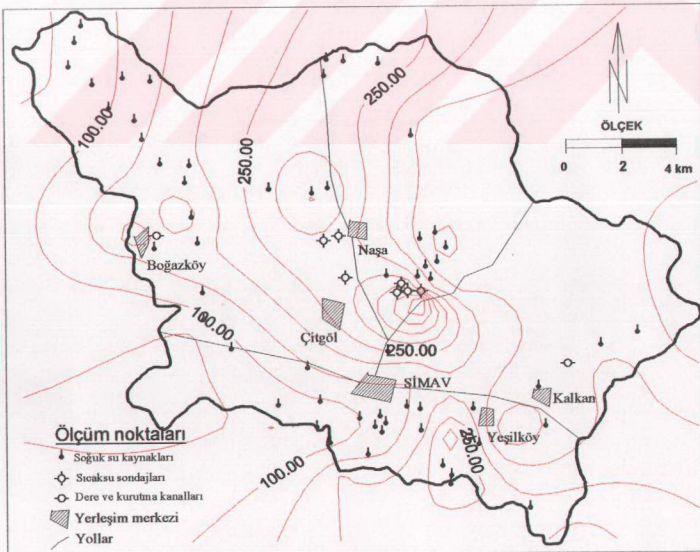
Şekil 5.22. İnceleme alanındaki suların eş sıcaklık haritası ($^{\circ}\text{C}$).



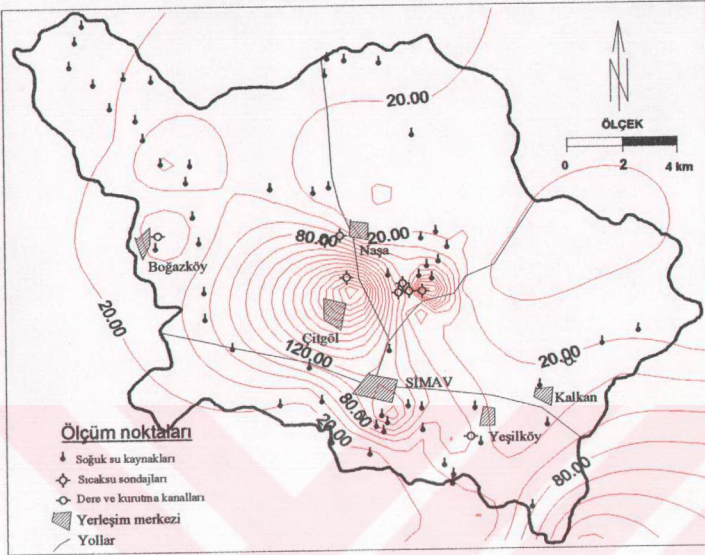
Şekil 5.23. İnceleme alanındaki suların eş elektrik kondüktivite haritası (mS/cm).



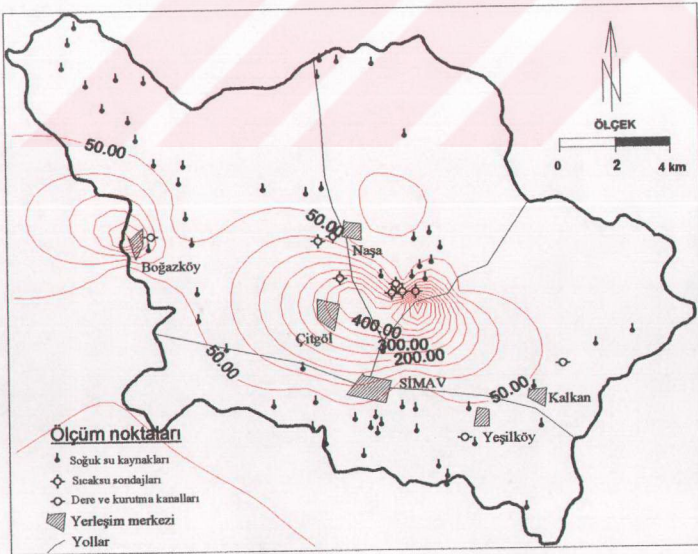
Şekil 5.24. İnceleme alanındaki suların eş klorür konsantrasyon haritası (mg/l).



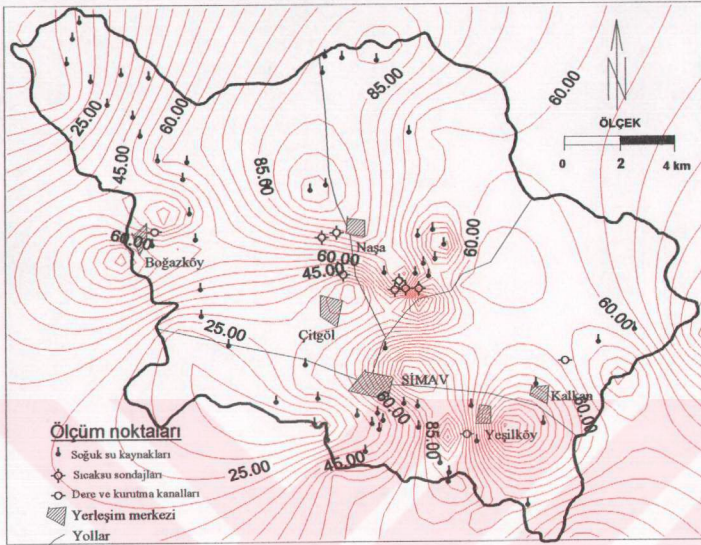
Şekil 5.25. İnceleme alanındaki suların eş bikarbonat konsantrasyon haritası (mg/l).



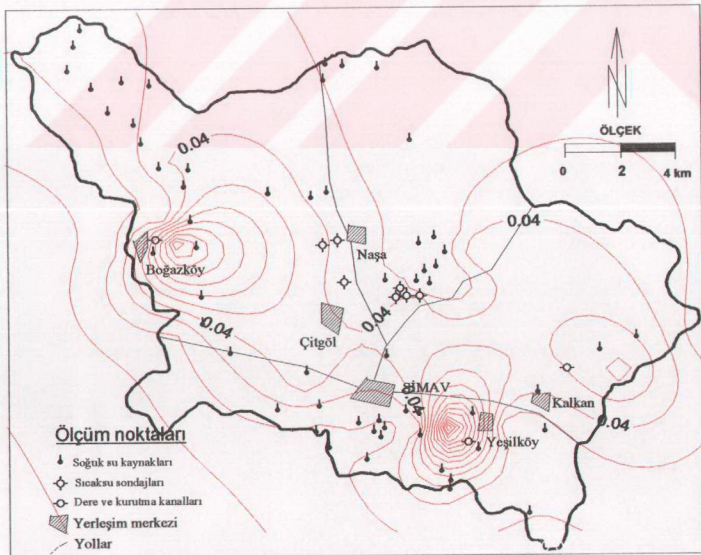
Şekil 5.26. İnceleme alanındaki suların eş sülfat konsantrasyon haritası (mg/l).



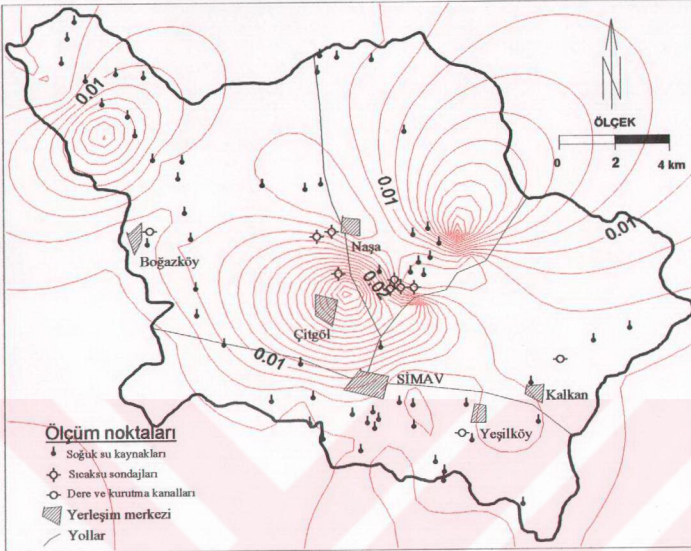
Şekil 5.27. İnceleme alanındaki suların eş sodyum konsantrasyon haritası (mg/l).



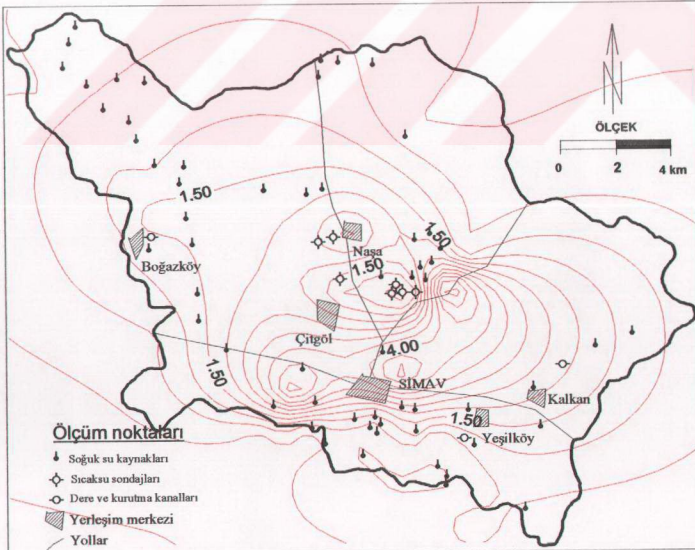
Şekil 5.28. İnceleme alanındaki suların eş kalsiyum konsantrasyon haritası (mg/l).



Şekil 5.29. İnceleme alanındaki suların eş amonyum konsantrasyon haritası (mg/l).



Şekil 5.30. İnceleme alanındaki suların eş nitrat konsantrasyon haritası (mg/l).



Şekil 5.31. İnceleme alanındaki suların eş nitrit konsantrasyon haritası (mg/l).

5.3.1. Su kimyası sonuçların diyagramlarla değerlendirilmesi

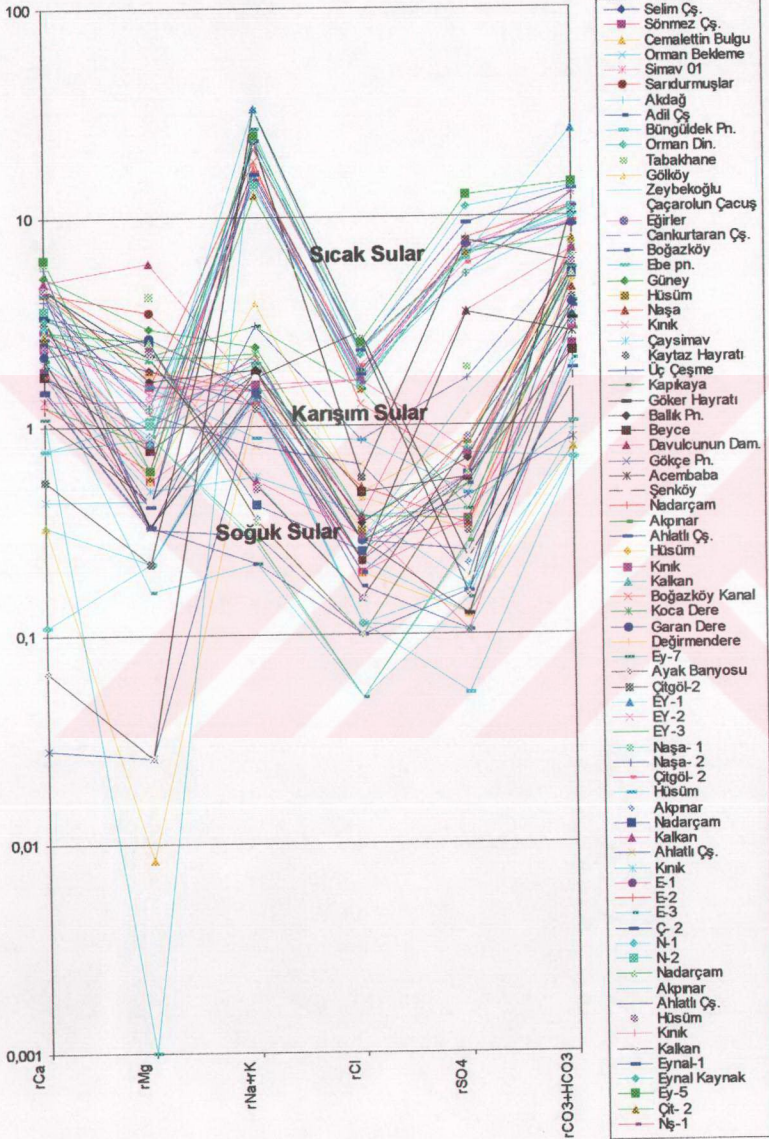
Schoeller (1962) diyagramında 69 adet sıcaksu, soğuksu kaynak suları ve sıcaksu sondaj suları ana kation ve anyonları karşılaştırmıştır (Şekil 5.32). Diyagramdan da görüleceği gibi soğuksulara nazaran sıcaksuların rCa ve rMg değerleri düşük, $rNa + rK$, rCl , rSO_4 ve $HCO_3 + CO_3$ değerleri ise yüksektir. Soğuksu ve sıcaksu iyonlarını birleştiren kırıkların paralel olması suların aynı kökenli olduğunu göstermektedir. Ancak ara bölgede kırıkların benzerliği kaybolmaktadır. Bu da yükselen sıcaksuların karşılaştıkları soğuksularla akım yönlerinde karışımın meydana geldiğini göstermektedir.

Piper (1953) diyagramında, soğuksuların genelde $Ca+Mg > Na+K$ karbonatlı ve sülfatlı sular olduğu, $HCO_3+CO_3 > Cl+SO_4$ zayıf asit köklerinin güçlü asit köklerinden büyük olduğu ve karbonat sertliğinin karbonat olmayan sertlikten büyük olduğu ve karbonat sertliğinin % 50'den fazla $CaCO_3$ ve $MgCO_3$ 'lü sular olduğu görülmektedir (Şekil 5.33). Sıcaksuların ise genelde $Na+K > Ca+Mg$ tuzlu ve sodalı sular, $HCO_3+CO_3 > Cl+SO_4$ olduğu görülmektedir. Ayrıca bölgede iyonların hiçbirisi % 50'yi geçmeyen karışık bileşimli sular bulunmaktadır.

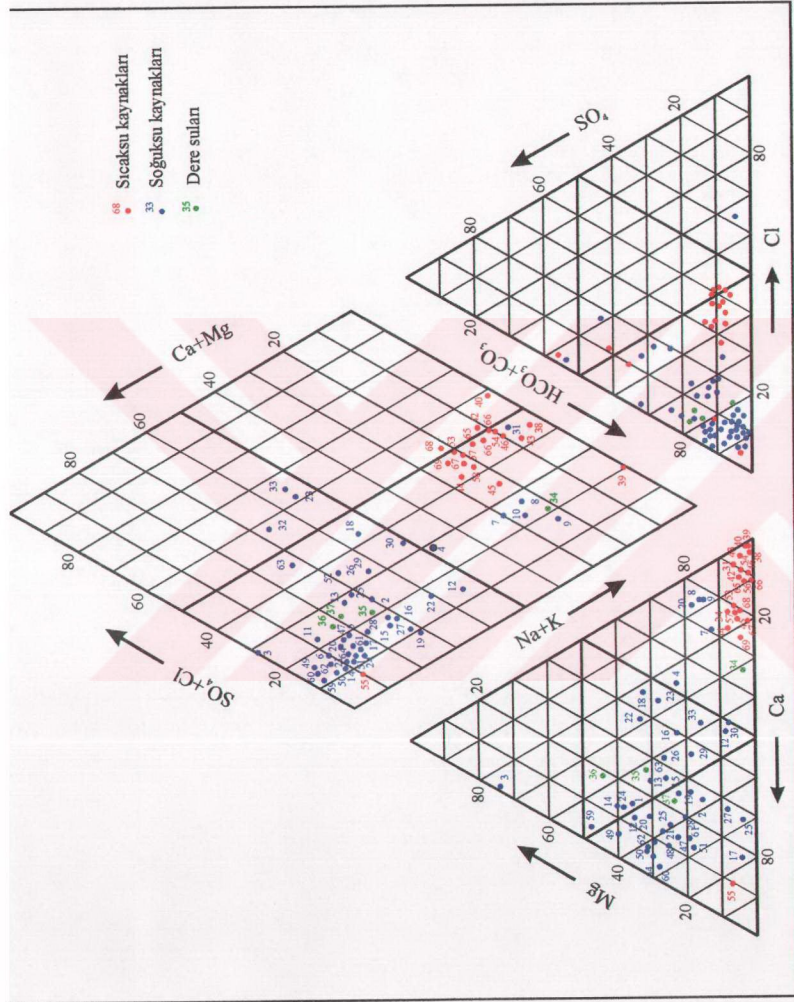
Dairesel diyagramda (Şahinci, 1991) ise beslenme alanındaki suların iyon dağılımı görülmektedir (Şekil 5.34). Yükselteleri oluşturan horstlardaki soğuksuların toplam iyonlarının azlığı dikkati çekmektedir. Genel olarak yeraltısuyu akım yönüne doğru iyonsal etkinliğin arttığı izlenmektedir.

Wilcox (1955) diyagramında bölgedeki suların içme suyu olarak kullanılabilirliği belirlenmiştir. Diyagramda sodyum yüzdesi $\%Na = rNa / (rNa + rK + rCa + rMg)$ formülünden iyon konsantrasyonları meq/l olarak hesaplanmıştır. Diyagramda çoğun soğuk sular “çok iyi – iyi” ve “iyi – kullanılabilir” alanda yer almasına karşın sıcak sular “şüpheli – kullanılabilir”, “şüpheli – uygun değil” ve “uygun değil” bölümlenmesinde bulunmaktadır (Şekil 5.35).

Şekil 5.36'da görülen ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında (Richards, 1954), sodyum adsorbsiyon oranı $SAR = rNa / \sqrt{(rCa + rMg) / 2}$ formülünden iyon



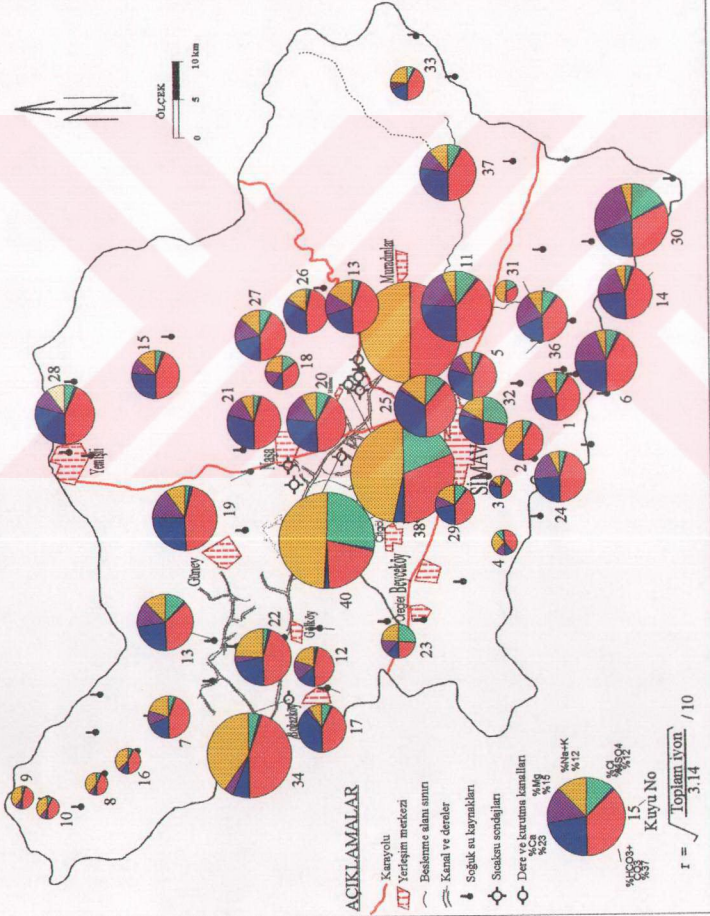
Şekil 5.32. İnceleme alanındaki suların Schoeller diyagramında gösterimi (mg/l).



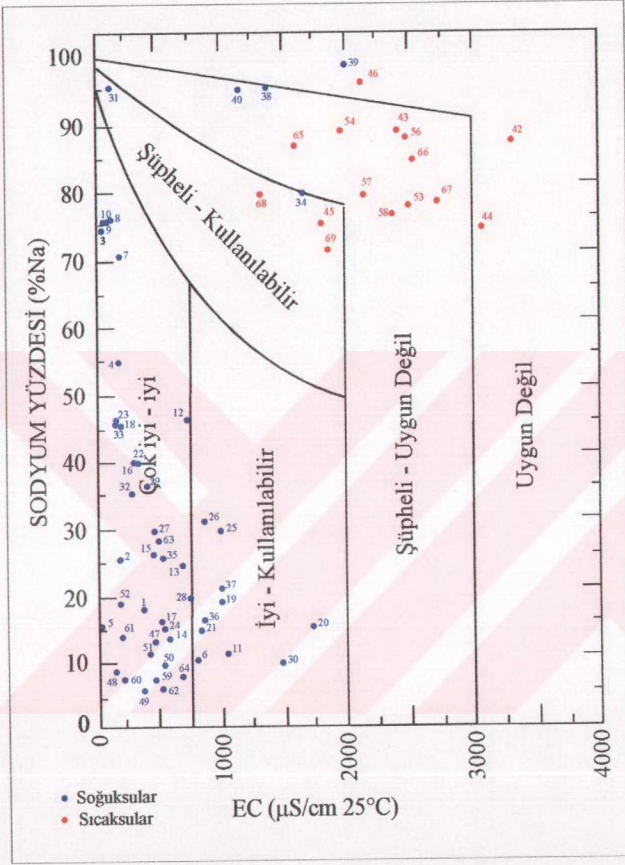
Şekil 5.33. Simav yöresi soğuksu, sıcaksu kaynakları ve dere suları analiz sonuçlarının Piper diyagramında gösterimi.

Kaynak No. ve Adı

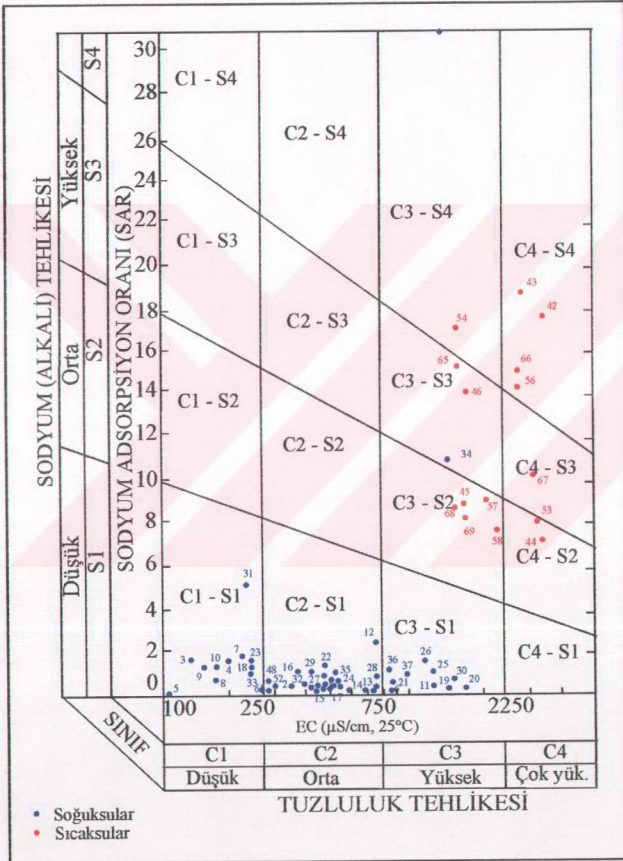
- 1- Selim Çş
- 2- Sömez Çş
- 3- Cemaletin Bulgu Çş
- 4- Orman Bekleme
- 5- Simav 01
- 6- Sarıdurmuşlar
- 7- Akdağ
- 8- Adli Çş
- 9- Büngüldek Pn.
- 10- Orman Dinlenme
- 11- Tabakhane
- 12- Gölköy
- 13- Zeybetöglü
- 14- Çaparolun Çavuş
- 15- Eğirler
- 16- Çankurtaran Çş.
- 17- Boğazköy
- 18- Ebe Pn.
- 19- Güney
- 20- Hüstüm
- 21- Nasa
- 22- Kank
- 23- Çayşimav
- 24- Kaymaz Hayratı
- 25- Uppesme
- 26- Kapıkaya
- 27- Gökler Hayrau
- 28- Balık Pn.
- 29- Beyce
- 30- Davutunum Damları
- 31- Gökçe Pn.
- 32- Acaembaba
- 33- Senköy
- 34- Boğazköy Kanal
- 35- Koca Dere
- 36- Garan Dere
- 37- Değirmendere
- 38- E-1
- 39- Ayak Banyosu
- 40- Çığel-1



Şekil 5. 34. Simav yöresi soğuksu, sıcak su kaynakları ve sondaj kuyuları sularına ilişkin dairesel diyagram haritası.



Şekil 5.33. Simav yöresi soğuksu ve sıcaksu analiz sonuçlarının Wilcox diyagramında gösterimi.



Şekil 5.36. Simav yöresi soğuksu, sıcaksu kaynaklarına ait analiz sonuçlarının ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında gösterilmesi.

konantrasyonları meq/l olarak saptanmıştır. Türkmen (1974)'ün ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramı kullanılabilirlik tanımlamasına göre inceleme alanındaki sular irdelenmiştir. Bölgedeki soğuk suların EC değerleri değişkendir ve az (C1), orta (C2) ve yüksek (C3) tuzlu sular sınıfına girmektedir. Buna göre C1 ve C2 alanlarına düşen sular da her türlü bitki yetiştirilebilir, ancak C3 alanındaki sular da (11, 19, 20, 21, 25, 26, 30, 36, 37 no'lu kaynak suları) tuza oldukça dayanıklı bitkilerin yetiştirilme üzere seçilmesi gerekmektedir. Ayrıca soğuk sular sodyum tehlikesi yaratmaksızın (S1) sulama suyu olarak kullanılabilir. İnceleme alanındaki sıcaksuların yüksek (C3) ve çok yüksek (C4) tuzlu sular bölümlenmesinde yer aldığından yetiştirilecek bitkilerin tuza çok dayanıklı olanların seçilmesi ve S2 ve S3 gibi sodyum tehlikesi oluşturabilen alanda suların bulunması yıkama ve organik maddeler eklemek gibi kimyasal düzenlemelerle sulama suyu olarak kullanılması gerekmektedir. 42, 43, 54, 56, 66 no'lu sıcaksuların sulama suyu olarak kullanımı hiç uygun değildir.

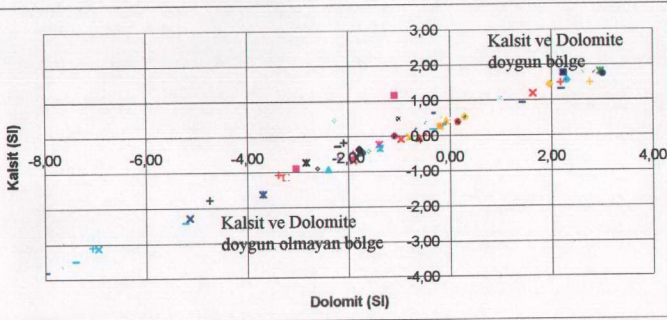
5.3.3. Doğunluk indeksi (SI) değerlendirmeleri

İnceleme alanındaki soğuk ve sıcak suların doğunluk indeksi hesaplamaları Plummer ve ark. (1976) tarafından hazırlanan WATEQF bilgisayar programı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bölgedeki suların anhidrit (CaSO_4), aragonit (CaCO_3), kalsit (CaCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_4$), jips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve halit (NaCl) minerallerine göre doğunluk indeksi değerleri saptanmıştır (Çizelge 5.6).

İnceleme alanındaki bazı soğuksu kaynakları (6, 12, 13, 14, 17, 19, 20, 21 no'lu kaynak suları) dışında, herhangi bir mineralce doğunluğa rastlanılmamıştır (Şekil 5.37). Bunun nedeni olarak çevredeki çözünürlüğü çok az olan magmatik ve metamorfik kayaların varlığı ve hidrojeolojik sistemde soğuksu dolaşımının çok kısa süreli olduğu söylenebilir. Sıcak suların ise aragonit, kalsit ve dolomit minerallerine doğunluğu beslenme alanındaki birimlerin ve rezervuar kayanın mermer kireçtaşları vb. karbonatlı kayalardan kurulu olduğu fikrini pekiştirmektedir.

Çizelge 5.6. İnceleme alanındaki suların çeşitli minerallere doygunluk indeksi değerleri.

No	Kaynak Adı	Doygunluk indeksi (SI) Değerleri					
		Anhidrit	Aragonit	Kalsit	Dolomit	Jips	Halit
1	Selim Çş.	-2,50	-0,61	-0,46	-1,73	-2,25	-8,51
2	Sönmez Çş.	-2,75	-1,05	-0,89	-3,04	-2,49	-8,53
3	Cemalettin Bulgu	-3,81	-3,33	-3,17		-3,55	-8,48
4	Orman Bekleme	-3,60	-3,28	-3,13	-6,96	-3,35	-8,71
5	Simav 01	-2,42	-0,37	-0,23	-1,39	-2,17	-8,54
6	Sarıdurmuşlar	-2,19	0,25	0,39	0,19	-1,95	-8,54
7	Akdağ	-3,84	-3,25	-3,09	-7,08	-3,58	-8,27
8	Adil Çş	-4,37	-3,96	-3,81	-7,99	-4,11	-8,53
9	Büngüldök Pn.	-4,66	-3,65	-3,49	-7,41	-4,40	-8,72
10	Orman Din.	-4,36	-3,79	-3,63	-7,68	-4,11	-8,68
11	Tabakhane	-1,79	-0,58	-0,43	-1,59	-1,55	-7,96
12	Gölköy	-2,66	0,41	0,56	-0,17	-2,43	-7,52
13	Zeybekoğlu	-2,06	0,16	0,31	-0,13	-1,82	-8,05
14	Çaçarolun Çavuş	-2,66	0,07	0,22	-0,26	-2,41	-8,43
15	Eşirler	-2,65	-0,75	-0,60	-2,19	-2,40	-8,11
16	Cankurtaran Çş.	-2,95	-1,02	-0,87	-2,57	-2,71	-8,01
17	Boğazköy	-2,31	0,49	0,64	-0,35	-2,07	-8,55
18	Ebe pn.	-3,06	-2,57	-2,42	-5,23	-2,81	-7,95
19	Güney	-2,51	0,39	0,54	0,29	-2,27	-7,93
20	Hüsüm	-2,17	0,13	0,27	-0,19	-1,93	-8,17
21	Naşa	-2,55	0,27	0,42	-0,08	-2,31	-8,05
22	Kınık	-3,44	-0,83	-0,68	-1,90	-3,20	-7,97
23	Çaysımav	-2,79	-1,77	-1,62	-3,70	-2,55	-8,03
24	Kaytaz Hayratı	-2,70	-1,06	-0,91	-2,61	-2,44	-8,42
25	Uç Çeşme	-1,78	-0,32	-0,18	-2,10	-1,54	-7,52
26	Kapıkaya	-2,59	-0,72	-0,57	-1,88	-2,35	-7,13
27	Göker Hayratı	-3,01	-0,44	-0,29	-2,21	-2,76	-8,11
28	Balık Pn.	-2,22	-0,52	-0,37	-1,79	-1,98	-8,03
29	Beyce	-2,59	-1,19	-1,14	-3,24	-2,35	-7,92
30	Davulcunun Dam.	-1,63	-0,21	-0,06	-0,61	-1,38	-8,20
31	Gökçe Pn.	-4,32	-2,44	-2,29	-5,15	-4,08	-8,30
32	Acembaba	-1,81	-0,88	-0,73	-2,84	-1,57	-8,37
33	Şenköy	-3,15	-1,29	-1,14	-3,22	-2,91	-7,17
34	Boğazköy Kanal	-2,61	1,34	1,49	2,18	-2,36	-6,35
35	Koca Dere	-2,50	-0,23	-0,08	-0,80	-2,27	-8,05
36	Garan Dere	-2,41	0,77	0,92	1,42	-2,17	-8,30
37	Değirmendere	-2,17	1,30	1,45	1,96	-1,93	-7,88
38	Ey-1	-1,62	1,00	1,15	-1,09	-1,84	-6,19
39	Ayak Banyosu	-4,60	-1,06	-0,93	-2,41	-4,57	-5,87
40	Çitgöl-2	-1,86	1,08	1,19	1,63	-2,19	-6,79
41	EY-1	-1,37	1,70	1,81	2,96	-1,58	-6,39
42	EY-2	-1,53	1,63	1,74	3,01	-1,76	-6,19
43	EY-3	-1,86	1,38	1,50	2,76	-1,95	-6,16
44	Naşa-1	-1,29	-0,06	0,05	-0,52	-1,36	-6,44
45	Naşa-2	-1,47	0,06	0,19	-0,33	-1,37	-6,29
46	Çitgöl-2	-1,57	1,68	1,79	2,84	-1,88	-6,38
47	Hüsüm	-2,41	0,33	0,48	-1,01	-2,17	-7,91
48	Akpınar	-2,86	0,08	0,24	-0,68	-2,60	-9,60
49	Nadarçam	-2,41	-0,24	-0,08	-0,96	-2,16	-8,95
50	Kalkan	-2,30	0,30	0,45	0,04	-2,06	-8,63
51	Ahlatlı Çş.	-2,78	0,29	0,44	-2,28	-2,53	-8,03
52	Kınık	-3,07	-1,93	-1,78	-4,75	-2,81	-8,54
53	EY-1	-1,15	1,39	1,50	2,26	-1,36	-6,50
54	EY-2	-1,72	1,19	1,31	2,19	-1,78	-6,33
55	EY-3	-2,38	0,29	0,40	-0,49	-2,69	-10,06
56	Çitgöl-2	-1,60	1,65	1,76	2,24	-1,93	-6,47
57	Naşa-1	-1,36	-0,69	-0,57	-1,88	-1,35	-6,44
58	Naşa-2	-1,38	-0,15	-0,02	-0,79	-1,31	-6,45
59	Nadarçam	-2,45	-0,49	-0,34	-1,38	-2,20	-9,45
60	Akpınar	-2,81	-0,15	0,00	-1,09	-2,55	-9,87
61	Ahlatlı Çş.	-3,15	-1,23	-1,08	-3,39	-2,90	-9,39
62	Hüsüm	-2,14	0,17	0,31	-0,14	-1,91	-8,88
63	Kınık	-2,41	-0,69	-0,54	-1,83	-2,16	-7,32
64	Kalkan	-2,21	-1,42	1,57	2,30	-1,97	-8,93
65	EY-1	-1,07	0,93	1,04	0,99	-1,32	-6,14
66	Eynal Kaynak	-0,85	1,73	1,84	2,61	-1,27	-6,20
67	Ey-5	-0,70	2,14	2,24	3,24	-1,05	-6,13
68	Çitgöl-2	-1,25	1,00	1,11	1,36	-1,37	-6,54
69	Naşa-1	-1,26	-0,59	-0,46	-1,90	-1,20	-6,40



Şekil 5.35. Kalsit – dolomit doygunluk ilişkisini gösterir grafik.

3.4. İzotop analiz sonuçlarının değerlendirilmesi

Suyun doğal izotoplarından olan oksijen – 18 ($\delta^{18}\text{O}$), döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve trityum ($\delta^3\text{H}$), jeotermal incelemelerde; kaynakların beslenme alanlarının ve kökenlerinin belirlenmesinde, suların bağlı yaşlarının ve yeraltında dolaşım hızlarının yorumlanmasında, sıcak su – soğuksu karışımları gibi sorunların çözümünde kullanılmaktadır. Bu amaçla çalışma alanında soğuk kaynak sularından, sıcak kaynak sularından ve sıcak su çıkan sondaj iyularından örnekler derlenmiştir (Şekil 5.38; 5.39).

Hacettepe Üniversitesi UKAM – Uluslararası Atom Enerji Ajansı (IAEA) ortak projesi (No: TUR 9829/R-1) kapsamında Avusturya (Viyana)'da yaptırılan sıcak su ve soğuksuların trityum ($\delta^3\text{H}$), döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve oksijen – 18 ($\delta^{18}\text{O}$) izotop analiz sonuçları izelge 5.7'de verilmiştir.



Şekil 5. 38. Nidarçam soğuksu kaynağında kaynakbaşı ölçümleri.



Şekil 5.39. Eynal sıcaksu kaynağından gaz numunesi alımı.

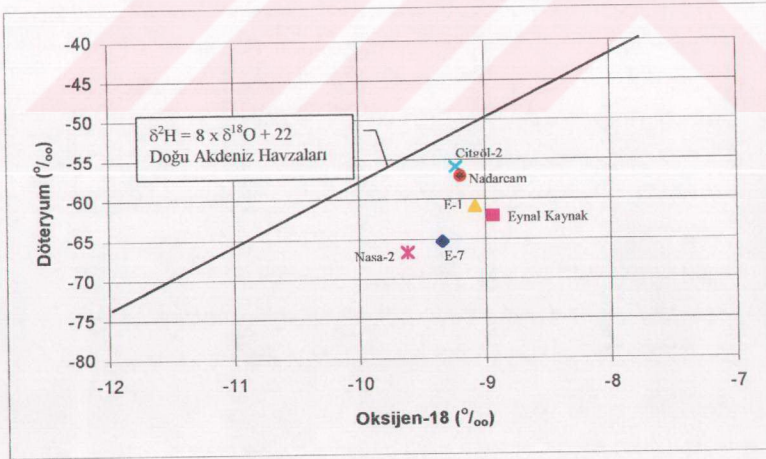
Çizelge 5.7. İzotop analiz sonuçları.

Kaynak Adı	Tarih	Oksijen-18 $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Döteryum $\delta^2\text{H}$ (‰)	Tritiyum 3H (TU)	Tritiyum hatası
E - 7 (51°C*)	26.8.1997	-9,34	-65,3	0,78	0,28
Eynal Kaynak (96°C*)	26.8.1997	-8,94	-62,1	0,83	0,28
E - 1 (142°C ^x)	26.8.1997	-9,08	-60,9	0,36	0,27
Çitgöl - 2 (105°C ⁺)	26.8.1997	-9,23	-55,9	0,64	0,28
Naşa - 2 (50°C*)	26.8.1997	-9,62	-66,7	1,44	0,28
Nadarçam Çş.(12°C*)	26.8.1997	-9,19	-57,1	10,57	0,46

*: Su çıkış sıcaklığı, ^x: 65.8m derinlikte kuyu sıcaklığı, ⁺: 46m'de kuyu sıcaklığı

Yağış sularının Oksijen-18 ve döteryum ilişkileri doğrusaldır ve İç Anadolu Bölgesi için denklemi $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ şeklindedir (Önhon ve ark., 1979). Ayrıca Nir (1967) tarafından yağış sularında Akdeniz doğu havzaları için $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 22$ denklemine uygun doğrusallık olduğunu saptamıştır (Filiz, 1986).

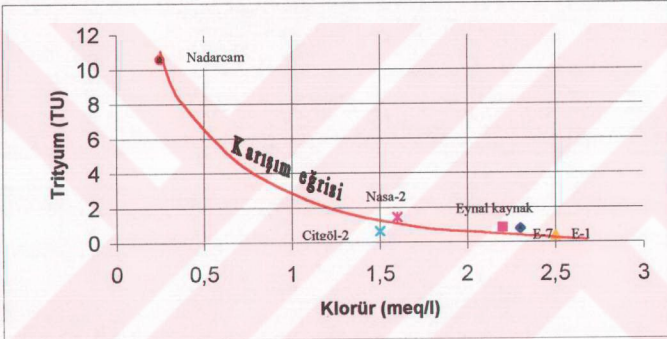
İnceleme alanındaki izotop analiz sonuçlarının $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ ilişkilerinde bu doğrulara yakınlık görülmektedir (Şekil 5.40). Bu yakınlık suların meteorik kökenli olduklarını göstermektedir. Ayrıca su sıcaklıklarının artmasına uygun olarak oksijen-18 zenginleşmesi de hissedilmektedir (Şekil 5.40).



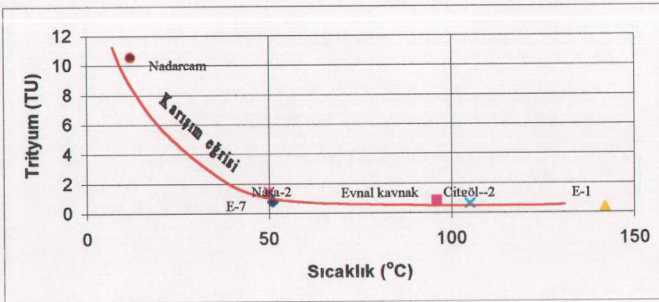
Şekil 5.40. Döteryum ($\delta^2\text{H}$, ‰) – oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) ilişkisi.

Cl – ^3H ilişkisinden de görüldüğü gibi sıcak sularda trityum (^3H) azlığı; Eynal kaynak ve sondaj sularının diğer sıcak sulara göre daha derin dolaşımı ve meteorik kökenli sıcak sularda olduğu sonucuna götürmektedir (Şekil 5.41). Trityum için hata payları da düşürüldüğünde jeotermal suların dolaşım yaşının 50 yıldan daha fazla olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca trityum (^3H) – sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$) ilişkisinden de görüldüğü gibi sıcaklık arttıkça trityum değeri azalmaktadır (Şekil 5.42).

İnceleme alanındaki soğuk ve sıcak su kaynaklarının hidrodinamik sistemdeki yerinin daha açık saptanması için periyodik örnek alımlarının artırılması gerekmektedir.



Şekil 5.41. Klorür (Cl, meq/l) – trityum (^3H , TU) ilişkisi.



Şekil 5.42. Trityum (^3H , TU) - Sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$) ilişkisi.

5.3.5. Jeotermometre değerlendirmeleri

Jeotermal sistemin enerji kapasitesinin saptanmasında hazne sıcaklığının bilinmesi önemli bir etkenidir. Sıcaksu çıkışlarından derlenen suların kimyasal analiz sonuçları hazne sıcaklığının hesaplanmasında kullanılmaktadır. İnceleme alanı için katyon, silis jeotermometreleri kullanılmıştır. Balmes (1994) ve Idris (1994)'den alınan jeotermometrelerin formülleri aşağıda sıralanmıştır.

$$t^{\circ} = 856 / (0,857 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Truesdell ve Fournier, 1976),}$$

$$t^{\circ} = 883 / (0,78 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Tonani, 1980),}$$

$$t^{\circ} = 933 / (0,993 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Arnorsson, 1983) (25^{\circ}-250^{\circ}\text{C}),}$$

$$t^{\circ} = 1319 / (1,699 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Arnorsson, 1983) (250^{\circ}-350^{\circ}\text{C}),}$$

$$t^{\circ} = 1217 / (1,483 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Fournier, 1977, 1979),}$$

$$t^{\circ} = 1178 / (1,47 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Nieva ve Nieva 1987),}$$

$$t^{\circ} = 1390 / (1,75 + (\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Giggenbach ve ark. 1983),}$$

$$t^{\circ} = 4410 / (14 + (\log(\text{K}/(\text{Mg}^{0,5})) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Giggenbach, 1988),}$$

$$t^{\circ} = 1096,7 / (2,37 - (\log(\text{Na}/\text{Ca}^{0,5}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Tonani, 1980),}$$

$$t^{\circ} = 1930 / (2,92 - (\log(\text{K}/\text{Ca}^{0,5}) / \log(10))) - 273,15 \text{ (Tonani, 1980),}$$

$$t^{\circ} = 1533,5 / (5,765 - \log(\text{SiO}_2) / \log(10)) - 273,15 \text{ (Fournier ve Truesdel, 1974),}$$

$$t^{\circ} = (1647 / ((\log(\text{Na}/\text{K}) / \log(10)) + \alpha * ((\log(\text{Ca}^{0,5}) / \text{Na}) / \log(10)) + 2,06)) - 273,15$$

$$(\log(\text{Ca}^{0,5}) / \text{Na}) / \log(10) < 0 \Rightarrow \alpha = 1/3$$

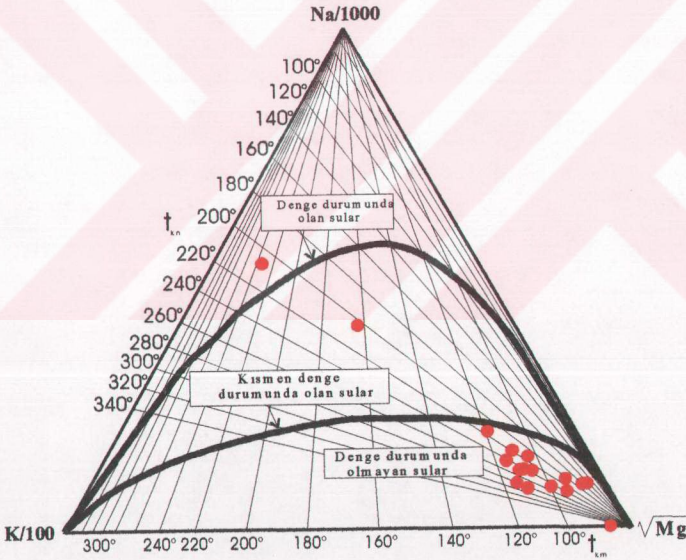
$$(\log(\text{Ca}^{0,5}) / \text{Na}) / \log(10) > 0 \Rightarrow \alpha = 4/3 \text{ (Fournier ve Truesdel, 1974)}$$

Na-K jeotermometre sonuçlarının uygulanabilmesi için su örneklerindeki $\log(\text{Ca}^{0,5}/\text{Na})$ oranının 0,5'den küçük olması gerekmektedir (Şimşek ve ark., 1997). Çizelge 5.5'de verilen tüm su örneklerinde $\log(\text{Ca}^{0,5}/\text{Na}) > 0,5$ olduğu saptanmıştır.

İnceleme alanındaki 38 ve 40 no'lu sıcaqsular Giggenbach (1991) Na - K - Mg üçgen diyagramında "denge durumunda olan sular" kesiminde yer almaktadır (Şekil 5.43). "Olgun (denge halinde) olmayan sular" bölümünde yer alan sıcaqsularda Na - K jeotermometreleri iyi sonuç vermemektedir (Giggenbach, 1988). Bölgedeki sıcaqsuların çoğu "olgun (denge halinde) olmayan sular" bölümlemesinde

görülmektedir (Şekil 5.43). Diyagramda yer alan yüksek Mg'lu sular için uygulanan Na - K - Ca jeotermometreleri Na - K jeotermometrelerinden daha iyi sonuç vermektedir (Şahinci, 1991). Ayrıca Na - K - Ca jeotermometre değerleri Fournier'in (1981) hazırladığı abakta, $R=[100Mg/(Mg+Ca+K)]$ formülünden değerler molalite olarak hesaplanmış ve Mg sıcaklık düzeltmeleri yapılmıştır (Çizelge 5.8).

Na - K jeotermometrelerine göre hesaplanan hazne kaya sıcaklığı ortalaması 262,59 °C, Na - K - Ca jeotermometresine göre hesaplanan hazne kaya sıcaklığı ortalaması 181,2 °C'dir. SiO₂ jeotermometresi ise toplam 218 ppm SiO₂ değerine göre hazne kaya sıcaklık ortalamasını 174 °C olarak vermektedir. Buna karşın Na - Ca jeotermometresi ortalaması 142,23 °C, K - Ca jeotermometresi ortalaması 207,11 °C'dir (Çizelge 5.8).



Şekil 5.43. Na - K - Mg üçgen diyagramı. $S = (Na/1000)/(K/100)/SQ\sqrt{Mg}$. % Na = $Na/(10*S)$, %Mg = $100*SQR(Mg)/S$ iyon konsantrasyonu mg/l cinsindedir (Giggenbach, 1991'den).

Çizelge 5.8. Simav (Kütahya) jeotermal alandaki sıcakların kimyasal analizlerine göre hesaplanmış hazne kaya sıcaklıkları.

Kaynak Adı	Na (mg/l)	K (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	Tuesdell ve Fournier (1976)	Tonani (1980)	Na-K				Tonani (1980)	Tonani (1980)	Tonani (1980)	Fournier ve Tuesdell (1974)	Fournier (1981) Mg sıcaklık düzeltmesi	Na-K-Ca	Fournier ve Tuesdell (1974)
								Armorsson (1983) (25-250°C)	Armorsson (1983) (250-350°C)	Fournier (1977, 1979)	Nieva ve Nieva (1987)							
Jeotermometreler																		
EY-2	460,0	45,0	40,00	10,0		185,45	192	192,76	213,8	215,1	201,9	230,5	270	167	191,37		121,4	
EY-3	450,0	75,0	25,00	10,0		250,35	261	253,63	239,3	265,0	250,8	276,6	328	213	228,46		133,5	
Naşa-1	302,5	30,0	70,00	15,0		186,92	194	194,14	214,9	216,2	203,0	231,6	176	124	178,86		93,9	
Naşa-2	362,5	30,0	80,00	15,0		168,27	174	176,45	201,1	201,2	188,4	217,6	179	123	171,63		86,6	
Çiğol-2	360,0	35,0	35,00	5,00		184,79	192	192,13	213,3	214,5	201,4	230,0	257	155	187,66		137,7	
EY-1	300,0	57,5	57,50	10,0		270,53	283	272,32	272,6	279,9	265,3	290,1	191	160	219,71		149,7	
EY-2	380,1	42,5	25,00	7,50		200,17	208	206,66	224,4	226,7	213,3	241,3	305	177	199,96		120,0	
EY-3	2,30	5,00	39,00	2,00		1373,7	1608	1149,6	695,4	789,0	766,7	710,7	-19	29	28,61		28,6	
Çiğol-2	342,6	42,5	30,00	5,00		212,28	221	218,06	233,1	236,1	222,5	250,1	269	169	202,26		152,3	
Naşa-1	325,0	35,0	60,00	10,0		195,94	203	202,67	221,4	223,4	210,0	238,2	194	136	186,45		111,5	
Naşa-2	306,1	45,0	72,50	12,5		233,46	243	237,90	247,8	252,4	238,4	265,0	174	141	201,39		116,4	
EY-1	510,0	40,0	53,00	5,00	69,14	163,03	169	171,45	197,1	197,0	184,2	213,6	250	153	178,45		148,5	117,23
Eynal Kaynak	520,0	40,0	65,00	7,50	54,08	161,16	167	169,67	195,7	195,4	182,7	212,1	231	147	175,93		136,0	106,90
EY-5	535,0	55,0	127,5	7,50	119,5	190,81	198	197,83	217,7	219,3	206,1	234,5	173	142	186,12		166,1	142,37
Çiğol-2	277,50	20,00	54,00	7,00	63,06	155,01	160	163,80	191,09	190,43	177,81	207,45	190	114	163,35		116,4	113,29
Naşa-1	335,00	25,00	88,00	9,00	41,34	158,28	164	166,92	193,57	193,11	180,43	209,97	166	112	164,16		124,2	96,22

Giggenbach üçgen diyagramında görüldüğü gibi 38 ve 39 nolu kuyu ve kaynak sularına uygulanan Na – K jeotermometre hesaplamaları daha sağlıklı sonuç vermektedir.

Tüm bu veriler ışığında özetle;

- a) Jeotermal rezervuarlardaki (Akiferdeki) akışkanlar faylar yoluyla birbirleriyle ilişkilidir.
- b) Ana faylar boyunca jeotermal rezervuarda derinlerden yükselen jeotermal sular kuzeyden güneye doğru hareket ederken kimyasal bileşimleri değişmekte ve sıcaklıkların Na, K, NH₄, HCO₃, Cl, SiO₂ konsantrasyonu azalmakta ve Ca ve Mg konsantrasyonu ise artmaktadır.
- c) Sıcaksu kaynaklarından ve sondaj suyundan derlenen gaz analizi sonuçlarında oksijen ve azotun havadaki oranı (% 21 % 78) ve dengesi düşünüldüğünde numunelere az miktarda hava karıştığı söylenebilir (Çizelge 5.9). Dolayısıyla başlıca bileşenin CO₂ olduğu belirlenmiştir. Suların bikarbonatlı olması, gaz bileşiminin de su kimyasına uygun geliştiğini göstermektedir.

Su, gaz ve izotop analiz sonuçları hazne kayadaki jeotermal akışkanın % 99'dan fazlasının meteorik kökenli, kısmen yüksek B, F, NH₄, CO₂ değerleri nedeniyle % 1'den azının derinlere inen kırıklar yardımıyla yükselen magmatik emanasyonlardan kaynaklandığını göstermektedir (Çizelge 5.9).

5.4. Jeotermal enerji oluşumunu sağlayan faktörler

Jeotermal enerji oluşumu hidrotermal sistemli jeotermal alanlarda ısıtıcı, hazne kaya, örtü kaya ve beslenme öğelerinin bulunmasına bağlıdır.

5.4.1. Isı kaynağı

Jeotermal alanlarda ısı kaynağı, genç volkanizma veya genç tektonik aktivitedir. İnceleme alanında volkanik aktiviteyi simgeleyen Akdağ volkanitleri ve

Çizelge 5.9. İnceleme alanındaki Sıcaksu kaynaklarından ve Sondaj kuyularından derlenen gaz analiz sonuçları.

Kaynak Adı	T (°C)	pH	EC ₂₅ (µS/cm)	Hidrojen (H ₂)	Oksijen (O ₂)	Azot (N ₂)	Metan (CH ₄)	Karbondioksit (CO ₂)	Etilen (C ₂ H ₄)	Etan (C ₂ H ₆)
Eynal Kaynak (Buhar)	81.2	8.32	2504	0	7,76	23,89	0	68,35	0	0
E-1 Kuyusu (Buhar)	96.0	7.50	1519	0	8,58	25,17	0	66,25	0	0
E-5 Kuyusu (Buhar)	90.1	8.77	2808	2,25	6,01	18,25	0	73,49	0	0
E-7 Kuyusu (Buhar)	86.0	8.50	1574	0	8,1	23,39	0	68,5	0	0
Naşa (Suda Çözünmüş)	50.5	6.10	1882	0	8,57	24,57	0	66,86	0	0

Civanadağ tüfleri Tersiyer yaşlıdır. Ancak Naşa bazaltı Kuvaterner yaşlı olup, bölgede genç volkanik faaliyetin varlığını göstermektedir. İlişik (1992) tarafından yapılan Türkiye silika ısı akısı haritasında yüksek ısı anomalisi gösteren yerler grabenler boyunca bulunmaktadır. Litosfer/astenosfer sınırının Batı Anadolu altında oldukça sığ olması (İlişik ve ark., 1995) ve ısı akısının yüksekliğini sağlayan magma yaklaşımının gelişimi Levant okyanus kabuğunun Anadolu plakası altına dalması Batı Anadolu'da özellikle Menderes Masifi altında granit intrüzyonlarının oluşmasına bağlıdır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Meteorik sular genç graben sistemlerinin derine inen ve birbiriyle ilişkili kırıklarda dolaşmaktadır. Bu suların yüksek jeotermal gradyandan, graben altındaki olası magma yaklaşımından ve magmatik emanasyonlardan ısındığı anlaşılmaktadır.

5.4.2. Hazne kaya

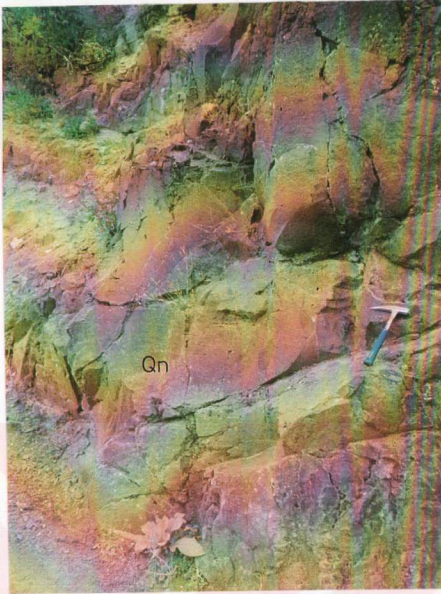
Jeotermal akışkanın yeraltında birikmesini sağlayan gözenekli ve geçirimli hazne kayalar gereklidir. İnceleme alanında yoğun genç tektonik etkilerle gelişen eklem ve faylar kireçtaşlarında ve mermerlerde ikincil gözeneklilik ve geçirimlilik gelişimini sağlamıştır. Sahada belirlenen üç hazne kaya vardır (Çizelge 5.10).

I. Hazne kaya: Kuvaterner birimleri arasına kamalanan Naşa bazaltı birinci hazne kayayı oluşturmaktadır (Şekil 5.44). Naşa bazaltı ve Toklargölü formasyonu inceleme alanında 84 km^2 'lik bir alan kaplamaktadır. Alüvyon ve Eynal formasyonu tarafından örtülen Naşa bazaltından Ç-1, Ç-2 (kapatılmış Ç-3, Ç-4, Ç-5) ve N-1, N-2 kuyularında jeotermal akışkan üretimi yapılmaktadır. Ayrıca, diğer bazı sıcaqsu sondaj kuyularında da birinci hazne kayadan sıcaqsu alınmıştır. Birinci haznekayada $85 \text{ m}'$ de en fazla sıcaklık Ç-1 kuyusunda $105 \text{ }^\circ\text{C}$ elde edilmiştir (Erişen ve Yıldırım, 1986).

II. Hazne kaya: İkincil gözeneklilik ve geçirimlilik sunan Budağan kireçtaşı ve Arıkaya formasyonu ikinci hazne kayayı oluşturmaktadır (Şekil 5.45). Bu formasyonlar inceleme alanında 27 km^2 'lik alanda yüzlek vermişlerdir. Birinci hazne kayaya oranla yanal devamlılıkları oldukça fazla olup ve daha derin olduğundan yüksek sıcaklık vermektedir. EJ-1, E-2, E-3, E-4, E-5, EJ-2, E-6, E-7, E-8, EJ-3

Çizelge 5.10. Simav jeotermal alanındaki hidrojeoloji birimleri.

GEÇİRİMLİ		Altyon (Qal)		KUVATERNER	SENOZOYİK
I. ÖRTÜ KAYA (?)		Eynal Formasyonu. (Qe)			
YARI GEÇİRİMLİ		Naşa Bazaltı (Qn)			
I. HAZNE KAYA(?)		Toklargözü Formasyonu (Qt)			
GEÇİRİMLİ		Akdağ Volkanitleri (Tma)	MİYOSEN	TERSİYER	
YARI GEÇİRİMLİ		Civanadağ Tüfleri (Tmc)	MİYOSEN		
II. ÖRTÜ KAYA		Kızılbük Formasyonu (Tmk)	MİYOSEN		
GEÇİRİMSİZ		Eğrigöz Graniti (Tpe)	PALEOSEN		
GEÇİRİMSİZ		Budağan Kireçtaşı (Tjb)	TRİYAS - JURA -	MESOZOYİK	
II. HAZNE KAYA		Arıkaya Formasyonu (Pza)		PREKAMBRYEN - PALEOZOYİK	
GEÇİRİMLİ		Sarcasu Formasyonu (Pzs)			
YARI GEÇİRİMLİ		Balıkbaşı Formasyonu (Pzb)			
III. ÖRTÜ KAYA		Simav Metamorfitleleri (Pzsm)			
GEÇİRİMSİZ		Kataklastik zon (P kk)			
III. HAZNE KAYA(?)		Kalkan Formasyonu (P k)			
AZ GEÇİRİMLİ					
TEMEL KAYA					
GEÇİRİMSİZ					
GEÇİRİMSİZ					
GEÇİRİMSİZ					



Şekil 5.44. Birinci hazne kayayı oluşturan Naşa bazaltının (Qn) kırıklı ve çatlaklı yapısından bir görünüm.



Şekil 5.45. Kırkaya Tepe'deki 2. Hazne kayayı oluşturan kırıklı ve eklemli Budağan kireçtaşlarından (Tjb) bir görünüm.

kuyularındaki sıcaqsu üretimi ikinci hazne kayadan yapılmaktadır. En yüksek sıcaklık EJ-1 kuyusunda 162.47 °C olarak ölçülmüştür.

III. Hazne kaya olanağı: Örtü ve hazne kayanın ardalanmasına bağlı olarak üçüncü hazne kayanın varlığından söz etmek olasıdır. Balıkbaşı formasyonu sahada 6 km²'lik bir alanda mostra vermektedir. İkinci hazne kayanın yaygın ve kalın olması üçüncü hazne kayayı gölgelemektedir. Ancak örtü kaya nitelikli Sarıcasu formasyonunun altında ikincil gözenekliliğe ve geçirimsizliğe sahip mermerlerden oluşan Balıkbaşı formasyonu yer almaktadır. EJ-1 ve EJ-2 kuyularında bu seviyelerden sıcaqsu üretimi belirlenmiştir (Yücel ve ark, 1983).

5.4.3. Örtü kaya

İnceleme alanında jeotermal akışkanın ve sıcaklığının kaçmasını engelleyen geçirimsiz nitelikli üç örtü kaya saptanmıştır.

I. Örtü kaya : Naşa bazaltının üzerinde yer alan Eynal formasyonu yer yer geçirimsiz killi seviyeler içermektedir. Naşa ve Çitgöl kaplıcalarında yapılan sondajlarda alüvyondan sonra geçilen geçirimsiz seviyeler Eynal formasyonunun örtü kaya niteliği taşıdığını göstermektedir. İnceleme alanında 2 km²'lik bir alanda mostra vermiştir.

II. Örtü kaya : Oldukça kalın bu örtü kayayı Akdağ volkanitleri, Civanadağ tüfleri ve Kızılbük formasyonu oluşturmaktadır. Tüm bu birimler inceleme alanında 140 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Stratigrafik istif II. Örtü kayanın oldukça kalın ideal bir örtü kaya olduğunu göstermektedir. II. Örtü kayanın varlığı I. Hazne kayada ölçülen 105 °C ve II. Hazne kayada ölçülen 162 °C sıcaklık farkını meydana getirmiştir.

III. Örtü kaya : III. olası hazne kayanın yanal düşey geçişli olduğu formasyonlardan biri de geçirimsiz nitelikli III. örtü kayayı oluşturan Sarıcasu formasyonudur. Orta – yüksek dereceli metamorfize psamitik şistlerden oluşan Sarıcasu formasyonu Menderes Masifi'nin temeli konumundadır. Kalınlığı III.

hazne kayaya oranla oldukça fazladır. İnceleme alanında 19 km²'lik bir alanda mostra vermektedir.

5.5. Beslenme

Jeotermal alanın potansiyeli, alanın su bütünlemesiyle doğru orantılıdır. Yüzeysel beslenme alanına düşen meteorik suları yerüstü ve yeraltısularının toplamını oluşturmaktadır. Yapılan sıcaksu ve gaz analizleri suyun bileşiminde CO₂, N₂, H₂, NH₄ varlığını göstermektedir. Bu da çok az (%1) juvenil su katkısını belirlemektedir.

İnceleme alanında hazne kayaların esas olarak ana faylardan beslendiği bilinmektedir. Faylarla yükselen jeotermal akışkan hazne kayalarda grabenin güneyine ve güneydoğusuna yayılarak soğuksularla karışmaktadır (Şekil 5.46). Bu durum eş sıcaklık, eş bikarbonat, eş sodyum ve eş amonyum eğrileri karşılaştırıldığında da açıkça görülmektedir.

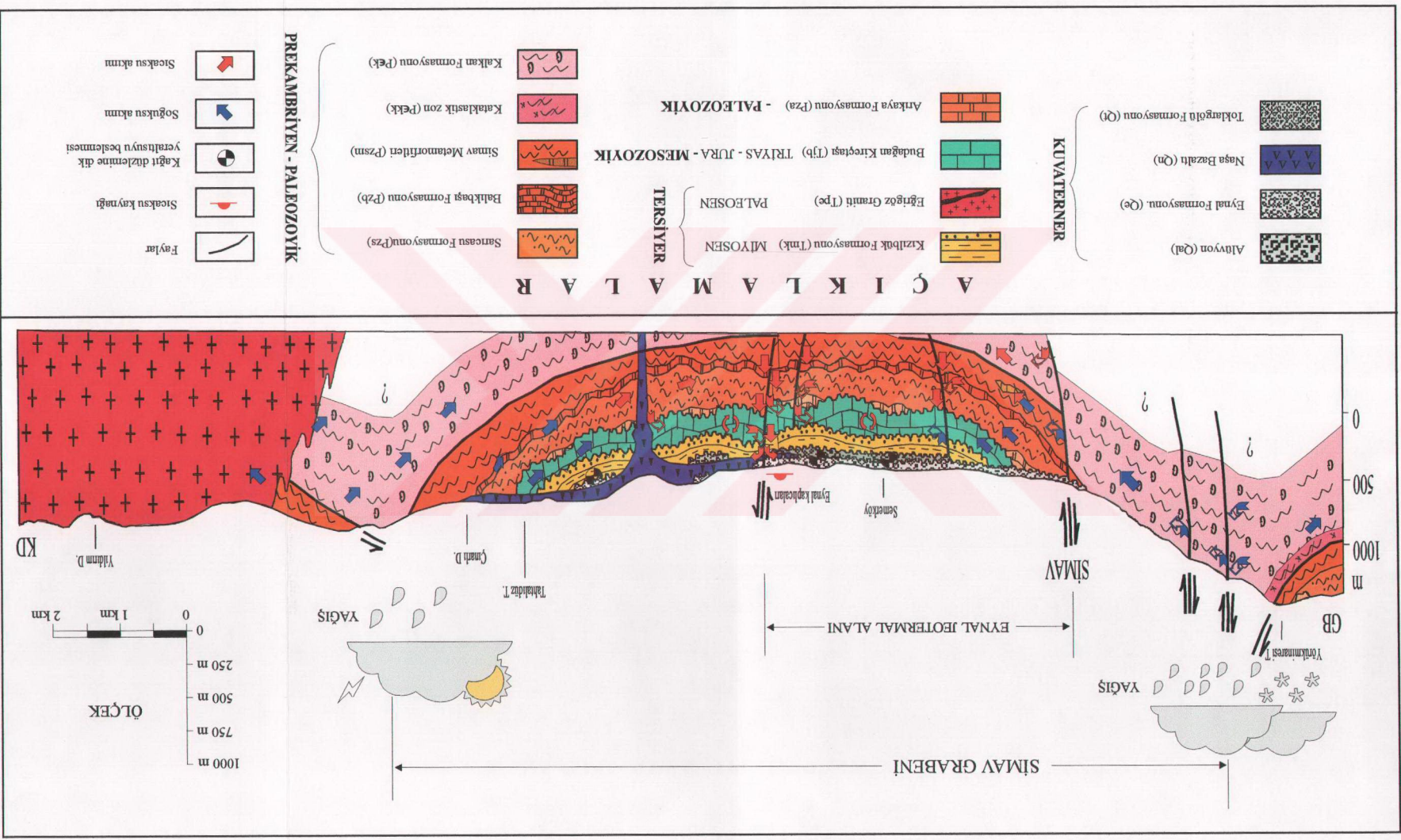
Rezistivitesi 10 ohm-m ve daha az değerli bölümler yaklaşık 13 km²'lik bir alan kaplamaktadır. Ortalama 150 m kalınlığındaki hazne kayanın % 10 gözenekli (efektif porozite) ve 3 °C/10 m (İlışık, 1995) olduğu varsayılmaktadır. Buna göre hazne kayalarda depolanan jeotermal akışkanın miktarı;

$$150 \times 13 \times 10^6 \times 0,10 = 195 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ dür.}$$

Beslenme alanının genişliği, alandaki geçirimli/geçirimsiz birimlerin mostra yayınlımları, fayların yoğunluğu ve etki derinliği vb. gibi hidrojeolojik koşulları yansıtan veriler jeotermal alanın beslenmesini etkilemektedir. Genelde horstlarda metamorfik kayalar yüzlek vermektedir (Ek-1). Bunlar içinde mermer ve kristalize kireçtaşları ikincil gözeneklilikleri ile geçirimlilik sunarlar. En derin jeotermal hazne kayalar deniz seviyesinden 150 – 200 m'den başlamaktadır.

Birinci derecede beslenme alanı olarak alınan horstlarda 116 km²'lik bir alanda geçirimli formasyonlar mostra verirler. Bölgenin ortalama 745 mm yağış (yo-mm) aldığı ve tüm yağışın yaklaşık % 20'sinin derine süzülmesi kabul edilmektedir.

Şekil 5.46. Simav jeotermal alanında hidrotermal sistemin oluşumunu gösterir model kesit.



Simav ovasının yükseltisi 850 m, horstlardaki birimlerin ortalama yükseltisi 1250 m'dir ve ova ile yağışın süzüldüğü birimlerin ortalama kotu arasındaki fark (hektometre) 400 m'dir. Yükseklerde yağış fazla olacağından horstlardaki birimlere düşen yağış (yd-mm) miktarı $yd = y_0 + 54 h$ formülünden (Ural ve Mumcu, 1976),

$$yd = 745 + 54 \times 4 = 961 \text{ mm bulunur.}$$

Tüm bu verilere göre yıllık beslenme miktarı:

$$116 \times 10^6 \times 0,961 \times 0,20 = 22,3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ dür.}$$

Alüvyon ve graben içindeki geçirimsiz birimleri kateden fay zonları da beslenmeye eklenmelidir. Yaklaşık 750 km^2 'lik bir alan içinde süzülme oranının % 10 olacağı varsayılırsa beslenme miktarı;

$$750 \times 10^6 \times 0,745 \times 0,10 = 55,9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ olacaktır.}$$

Toplam beslenme en az;

$$\text{Birincil beslenme alanında } 22,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$\text{İkincil beslenme alanında } 55,9 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$$

$$\text{Toplam } 78,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl olacaktır.}$$

Soğuk ve sıcak suların boşalımaları kısa mesafe katettikten sonra tekrar yeraltısuyuna karıştıklarından hesaplamalarda değerlendirilmemiştir.

5.6. Sıcaksu kaynaklarına ait korunma alanları ve alınacak önlemler

Fiziksel, kimyasal ve biyolojik kirleticilerin sıcaksu içerisindeki konsantrasyonlarının güvenilirlik sınırını aşması durumunda bunların arıtılmaları oldukça zor olmaktadır. Bu nedenle jeolojik ve hidrojeolojik koşullar göz önünde bulundurularak kirlenmeyi engellemek gerekmektedir. Eynal sıcaksu kaynakları ve çitgöl sıcaksu kaynakları alüvyon içerisinde yer almaktadır (Şekil 5.6). Alüvyon, kalınlığı en az 6 m ve % 10'unun tane büyüklüğü 0.4 mm'yi aşmayan çakıllı kum tabakası (Şekil 5.4) içerdiğinden "temizleyerek süzen tabaka" özelliği

göstermektedir. Olumlu nitelikli sahada yer alan Eynal ve Çitgöl sıcaksu kaynakları çevresinde koruma alanları oluşturulmuştur. Bu koruma alanlarının herbiri iç içe elipsler şeklinde kaynaktan itibaren 50 m (I. Zon), 50 – 200 m arası (II. Zon) ve drenaj alanının sınırı (III. Zon) olmak üzere belirlenmiştir. Önceki koruma alanı etüdü (Öktü, 1984) sırasında sondajlar henüz yapılmamış olduğundan bugün için bu alanların kuyular da gözönüne alınarak yeniden düzenlenmesi gerekmiştir. Buna göre düzenlenen zonlar Şekil 5.6'da gösterilmiştir. Böylece dıştaki zonda uygulanacak önlemler içteki koruma zunu için de geçerli olmak üzere alınması gerekli önlemler aşağıda sıralanmıştır.

I. Zon'da alınması gerekli önlemler;

- Bu zon içerisindeki alan çimle kaplanmalı veya tutucu madde ile örtülmelidir.
- Alanın etrafı mümkün ise çitle çevrilmelidir.
- Oto veya yaya yolu kesinlikle geçmemelidir.
- Çitgöl sıcaksu kaynağı yakınından geçen kurutma kanalı yatağı değiştirilmeli, eğer bu mümkün değilse kanal yatağı betonla kaplanmalıdır.
- Bu alanda gerekli ise suyun depolanması veya alınması dışında hiçbir yapıya izin verilmemelidir.
- Hiçbir şekilde tarımsal faaliyete izin verilmemelidir.

II. Zon'da alınması gerekli önlemler;

- Kirli ve atık sular çok iyi izole edilerek birinci zon içerisinde geçmeyecek şekilde zon dışına akıtılmalıdır.
- Alanda 3 m'den daha derin kazı yaptırılmamalıdır. Ayrıca kum ocağı, taş ocağı, yarma, kanal vb. için gerekli dinamit patlatılması gibi tahribe müsaade edilmemelidir.
- Önceden açılmış veya terkedilmiş kuyular uygun materyal ile doldurulmalıdır.

III. Zon'da alınması gerekli önlemler ise;

- Çevreyi kirletecek sanayi kuruluşlarına izin verilmemelidir.

5.7. Simav jeotermal alanında atıksu sorunu ve çözüm seçenekleri

Üretilen jeotermal akışkan kaplıca, sera ve ısıtmada kullanıldıktan sonra çevreye boşaltıldığında kimyasal bileşimleri nedeniyle (B, TDS ve tuzluluk nedeniyle) kirletici etkiler oluşmaktadır. Bu nedenle ilk düşünülen çözüm hazır bulunan kanallarla atık suyun Kirevadi Ovası'na aktarılmasıdır. Bu kanal suları

varolan kirliliği şimdilik seyreltebilecek durumda görülmekle beraber (sondaj kuyu sayısının gereksinimlere göre artırılacağı varsayıldığında tarımda kullanılan kanal suyunun zararlı etkisi görülebilecektir.) kirliliği önleyici en uygun seçenek reenjeksiyon yöntemidir. Bu yolla rezervuarın beslenmesi de sağlanacağından, işletilen rezervuarın parametrelerinin uzun dönemde bozulması önlenmiş olacaktır.

Hazne kayanın ikincil gözeneklilik ve geçirimsizliğe sahip olmasıyla reenjekte edilen suyun dolaşımı giriş noktasına göre izotropik olmayacaktır. Suyun bulunduğu kanallar boyunca üretim zonuna doğru yayılması daha olasıdır. Geri basım suyunun yoğunluğunun fazla olması derinlere doğru yoğunluk akımlarına neden olacaktır. Genel olarak üretim zonu ile reenjeksiyon zonu arasındaki mesafe en az 0,5 – 1,0 km olmalıdır (Şimşek, 1978). Bu mesafeyi üretim kuyu kapasitelerinin artırılması, enjekte edilen suyun sıcaklığınının çok düşük olması ve geri basım suyunun miktarının fazla olması vb. koşullar etkileyecektir (Şimşek, 1997). Bunlardan başka reenjeksiyon yerinin seçiminde; topografya, rezervuar parametreleri, reenjeksiyon kuyusuna dönüştürülebilir kuyuların varlığı, aktif fay zonları (reenjeksiyon depremselliği artırabilir), reenjeksiyonun sığ ve derin akiferlere etkisi ve ekonomik etkenler araştırılmalıdır.

Tüm bu etkenler gözönünde bulundurularak beslenme alanları ve kuyuların birbirine yakınlığı dikkate alındığında bazı üretim kuyuları öncelikle test amacıyla enjeksiyon kuyusu olarak kullanılabilir. Bu testlerde izleyiciler kullanılarak mevcut üretim rezervuarının değerlendirilmesi yapılmalıdır. Buradan elde edilecek verilere göre reenjeksiyon alanı ve derinliği belirlenebilir.

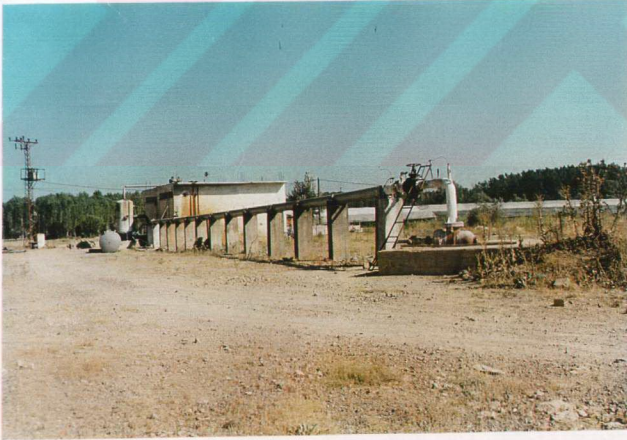
5.8. Jeotermal akışkanın kullanımı ve ekonomiye katkısı

Simav jeotermal alanındaki 7 adet üretim kuyusundan toplam yaklaşık 800 ton/saat jeotermal akışkan elde edilmektedir. Jeotermal akışkandan konut ısıtılmasına 1993 yılında 3500 konutluk kapasiteyle başlanılmıştır. EJ-2 kuyusundan elde edilen jeotermal akışkan Simav merkezinde bulunan eşanjör sistemine 80 – 110 °C’de getirilerek konutların ısıtılması sağlanmaktadır (Şekil 5.47; 5.48). Isınma bedeli olarak 1998 yılı itibarıyla m²’ye 57,500TL/yıl alınmaktadır (Simav Belediyesi sözlü görüşme).

Simav jeotermal alanından elde edilen jeotermal akışkanın 31,7 MWt olan kapasitesi ile yaklaşık 200 dönüm sera ısıtılacaktır (bkz 4.3.1.1 - Şekil 4.23). Halen 4500 m² sera denemeleri olumlu sonuç vermiş E-6 ve E-7 kuyuları seralarda kullanılmak üzere planlanmıştır.

Sağlık ve turistik amaçlı mevcut 600 yatak kapasiteli tesise ilave olarak yeni tesislerin planlanması turizm potansiyelini olumlu yönde etkileyecektir (Şekil 5.49). Sağlık açısından karın içi ağırlı sendromlarında, jinekolojik sendromlarda spastik ağrılar üzerinde ve hipertansiyonlularda tansiyon düşürücü etkisi sıcak suların şifa amacıyla kullanım alanını genişletmektedir (Yenal, 1976).

K



G

Şekil 5.47. Konut ısıtmasında kullanılan EJ – 2 sıcak su üretim kuyusundan bir görünüm.



Şekil 5.48. EJ- 2 sıcaksu sondaj kuyusu ve merkezi ısıtma sistemi kuyu başı binası.

KB



GD

Şekil 5.49. Eynal kaplıca tesislerinden bir görünüm.

6. SONUÇLAR

İnceleme alanında 1995 – 1998 yılları arasında yapılan jeoloji ve hidrojeoloji harita alımı, jeokimya, petrografi incelemeleri ve jeotermal enerji amaçlı jeofizik, sondaj çalışmalarının birlikte değerlendirilmesi ile aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

- 1) Menderes Masifi'nin çekirdeğini oluşturan Paleozoyik yaşlı Kalkan formasyonu üzerine birbirleriyle yanal – düşey geçişli Simav metamorfileri, Balıkbaşı formasyonu, Sarıcasu formasyonu ve Arıkaya formasyonu bindirmeyle gelerek çekirdeği örttüğü saptanmıştır. Jeoloji haritasında da görüldüğü gibi Mesozoyik ve Senozoyik birimler Paleozoyik yaşlı temel kayaları örtmektedir.
- 2) Mineral parajenezleri saptanarak Kalkan formasyonunun metamorfizmasının başlangıçta Barrow tip almandin – amfibolit fasiyesi daha sonra Simav metamorfilerinin Kalkan formasyonu üzerine bindirmesiyle Yeşil şist fasiyesinde gerileyen ikinci bir metamorfizma geçirdiği belirlenmiştir. Paleozoyik kayaçlarının da Yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiği öğrenilmiştir.
- 3) Eklemlerin analizlerinde, Paleozoyik birimlerdeki maksimum yoğunlaşma K38B, 88GB, Budağan kireçtaşında K63B, 87GB ve Naşa bazaltında K24B, 89GB maksimum yoğunlaşma saptanmıştır. Gelişen eklemlerin de kesme çatlakları olduğu belirlenmiştir. Eklemlerin, çatlakların ve fay sistemlerinin Türkiyenin batısında Miyosen sonundan başlamak üzere günümüze kadar egemen olan başlıca K – G çekme kuvvetleri ve D – B doğrultulu graben sistemlerinin gelişimi ile uygunluk gösterdiği belirlenmiştir.
- 4) En büyük atımlı ve en genç faylar D – B uzanımlı Simav grabenini oluşturan ana faylardır. Horstlardaki basamak fayları listrik rotasyonel faylardır. Jeotermal alan oluşumunda fay atımlarının ve yüzey genişlemesi oranının büyüklüğü, alanın beslenmesi ve jeotermal akışkanın hareketinin sağlanması açısından önemli olmuştur.
- 5) İnceleme alanının stratigrafisi çıkarılarak litoloji birimleri, yanal ve düşey değişimleri açıklanmıştır. Buna göre Kuvaterner yaşlı Eynal formasyonu kısmen,

Akdağ volkanitleri, Civanadağ tüfleri ve Kızılbük formasyonu tüm alanlarda, Sarıcasu formasyonu ise yerel olarak örtü kaya olabileceği saptanmıştır.

6) Gelişen çok sayıda eklem ve kırık sisteminin bölgede Naşa bazaltı, Budağan kireçtaşı, Arıkaya formasyonu ve Balıkbaşı formasyonu mermer ve kireçtaşlarında ikincil gözeneklilik ve geçirimsizlik oluşturması bu birimlere hazne kaya (jeotermal akifer) olanağı sağlamıştır.

7) Jeoloji ve jeofizik haritaları karşılaştırıldığında Çitgöl ve Naşa kaplıcalarının üzerinde bulunduğu alanlarda jeotermal enerji olanakları açısından önemli anomali olduğu anlaşılmıştır.

8) Simav alanındaki soğuk ve sıcak su kaynakları ve jeotermal kuyu sularından analizler yapılmıştır. Su, gaz ve izotop analizlerinden yararlanarak bölgedeki suların başlıca meteorik kökenli oldukları belirlenmiştir. Sıcaksuların, jeokimyasal özelliklerine göre kalsit, aragonit ve dolomit minerallerince doygunluğunun saptanması, beslenme alanındaki litolojik birimlerin ve rezervuar birimlerinin karbonatça zengin kayalardan oluştuğunu göstermektedir.

9) Sıcaksuların Na – K jeotermometre uygulamalarıyla beklenen hazne kaya sıcaklığı ortalama 262 °C ve SiO₂ (174 °C), Na – Ca (142 °C), Na – K - Ca (181,2 °C) jeotermometre uygulamalarıyla ise beklenen hazne kaya sıcaklıkları yaklaşık olarak 142 °C ile 181°C arasında olabileceği hesaplanmıştır. Jeotermometre uygulamaları için SiO₂ ve Na – K – Ca'un en uygun sonuçları verdikleri belirlenmiştir.

10) Suların kimyasal analizleri ve iyon dağılım haritalarından jeotermal akışkanın Naşa ve Eynal fayları boyunca derinlerden yükseldiği ve rezervuarlar boyunca güneye ve güneybatıya doğru hareket ettiği anlaşılmıştır.

11) Hidrotermal sistemi açıklamak amacıyla kavramsal bir model kesit hazırlanarak jeotermal akışkan dolaşımı gösterilmiştir. Hazne kayalarının en önemli beslenmesinin horstlardaki yükseltilerden, geçirimsiz birimlerden ve fay hatlarından süzülme ile olduğu anlaşılmıştır. Beslenme alanının genişliği, ortalama yağış ve

süzülme oranından hareketle jeotermal rezervuarın olası su bütünlemesinin toplam $78,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yıl}$ olabileceği hesaplanmıştır.

12) Jeotermal alanda kaynakların ve jeotermal rezervuarların her türlü kirlenme ve olumsuz etkilerden korunması amacıyla önerilen koruma alanlarında tesbit edilen önlemlerin alınması ve bunlara kesinlikle uyulması gereklidir.

13) Bölgedeki jeotermal potansiyelden daha fazla ve ekonomik olarak yararlanılabilmesi için, Çitgöl ve Naşa alanlarında I. Rezervuarı oluşturan bazaltların altında yer alan ve Eynal'da üretimi sağlandığı daha derin ve sıcak zonlar araştırılmalıdır.

14) Bölgedeki jeotermal akışkanlarda kabuklaşma inhibitör kullanılarak ve atık su sorunu reenjeksiyon yöntemi ile çözümlenebilir

15) Jeotermal akışkanın kullanımından sonra oluşan atık suyun reenjeksiyon alanının belirlenmesi amacıyla öncelikle mevcut kuyularda yeterince üretim ve izleme testleri yapılmalıdır. Simav jeotermal alanının geliştirilmesi amacıyla seçilecek ilk reenjeksiyon araştırma sondaj kuyularının Semerköy'ün kuzey kesimi boyunca olması önerilmektedir. Bu kuyuların açılması aynı zamanda jeotermal alanın sınırlarının saptanması açısından da yararlı olacaktır.

16) Su kimyası ve izotop çalışmalarına periyodik olarak devam edilmelidir. Ayrıca yeni izotop ölçümleri (C^{13} , C^{14} , He ...) yapılmalıdır.

17) Isıtma amacıyla ve termal tesislerde kullanılan kuyu suları ve sıcak kaynak suları sürekli olarak fiziksel ve kimyasal yönden izlenmelidir.

18) Simav jeotermal alanındaki jeotermal akışkanın şehir ısıtmacılığı, sera ve kaplıca amaçlı kullanımının yanı sıra entegre bir program çerçevesinde elektrik üretiminde de yararlanılması amacıyla araştırma yapılmalıdır.

7. YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1962, İzmir – Torbalı – Değirmendere – Seferihisar bölgesinin jeolojik etüdü, İ.Ü.F.F. Monografileri, 18, 1 – 51. İstanbul.
- Akartuna, M., 1965, Aydın – Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında, MTA dergisi, S: 65, Ankara
- Akat, U., Öztürk, Z., Öztürk, E.M., Çağlayan, A., 1975, Menderes Masifi güneyi GB Toros ilişkisi (Ön rapor), MTA rapor no : 3104, Ankara.
- Akat, U., Çağlayan, A., İvak, M., 1977, Dursunbey – Orhaneli – Susurluk – Kepsut arasındaki sahanın jeolojisi, MTA derleme no: 6618, Ankara.
- Akat, U., Çağlayan, A., İvak, M., 1978, Dursunbey – Orhaneli – Susurluk – Kepsut arasındaki bölgenin jeolojisi, MTA raporu, Ankara.
- Akat, U., 1980, Menderes Masifi batısının (Söke, Selçuk, Tire arasındaki bölgenin) jeolojisi, MTA raporu, Ankara.
- Akdeniz, N., ve Konak, N., 1979, Simav – Emet – Tavşanlı – Dursunbey – Demirci yörelerinin jeolojisi, MTA der. rapor no: 6547, Ankara.
- Akkök, R., Satır, M., Şengör, A.M.C., 1984, Menderes Masifi'nde tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları, TJK Ketin Sempozyumu, 93-94, İstanbul.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler, MTA dergisi no:73, Ankara.
- Arnorsson, S., 1983, Chemical Equilibria in Icelandic Geothermal Systems, Implications for Chemical Geothermal Investigations, Geothermics, 12, 119-128.
- Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographique de la region d'Edremit – Havran, MTA yayınları no: 119, Ankara.

- Ataman, G. ve Bingöl, E., 1979, Batı Anadolu plütonik, volkanik ve metamorfitleerin kimyasal bileşimi üzerine araştırmalar, H.Ü. Yerbilimleri yayını, C: 4, S:1, 28-42, Ankara.
- Ayhan, E., Kasnak, E., Ögütçü, Z., Kalafat, D., İnce, Ş., Akkartal, B., Püskülcü, S., Özel, N., Öz, G., Sevimay, K., Kara, M. ve Pınar, A., 1989, Deprem araştırma bülteni 16, s: 64, 192 s., Ankara.
- Balmes, C., P., 1994, The Geochemistry of The Mahanagdong Sector, Tongonan Geothermal Field, Philippines, The United Nations University, Geothermal Training Programme, Reports 1994, Number 2, p. 31-52, Orkustofnun, Grensasvegur 9, IS-108 Reykjavik, Iceland.
- Baş, H., 1983, Domaniç - Tavşanlı - Gediz Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi, MTA Derleme rapor no: 7293, Ankara.
- Baş, H. ve Koçak, K., 1994, Petrografi, Kombassan A.Ş., 128 s, Konya.
- Başkan, E. ve Canik, B., 1983, AIH Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası, Ege Bölgesi, MTA yayınları no: 189, Ankara.
- Başarır, E., 1976, Çine güneyindeki metamorfitleerin petrografik ve yapısal analizi, Doktora tezi, Ege Üniv. İzmir.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi, E.Ü.F.F. jeoloji kürsüsü ilmi rapor servisi yayını no: 102, İzmir.
- Başarır, E., 1973, Migmatitik pegmatitler, Yerbilimleri 50. Yıl tebliğleri, MTA yayını, 524-532, Ankara.
- Başarır, E., 1975, Menderes Masifi güney kanadındaki metamorfik kayalarda görülen mineral transformasyonları, TÜBİTAK V. Bilimsel Kongre tebliğleri, 215-225, Ankara.

- Bingöl, E., 1968, Contribution a l'étude geologique de la partie centrale et sud – est du massif de Kazdağ Turquie, (Doktora tezi) These, Fac. Aci. Univ. Nancy, 189 p, Fransa.
- Bingöl, E., 1974, 1/2500000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmalar, MTA dergisi, 83, 178-184, Ankara.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, MTA dergisi no: 86, 14-34, Ankara.
- Bingöl, E., Delaloye, M. ve Ataman, G., 1982, Granitic intrusions in Western Anatolia: a contribution to the geodynamic study of this area Eclogea geology Helv.
- Blumenthal, M.M., 1946, Die neue geologische Karte der Turkei und einige ihrer stratigraphische- tektonischen Grundzüge-Eclogea Geol. Helv., vol. 39, no. 2.
- Boray, A. vd., 1973, Menderes Masifi güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri, Cumhuriyetim 50. Yıl yer bilimleri kongresi tebliğleri, s 11-21, Ankara.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische gliederung von West Anatolien, N. Jb. Geol. Paleont., 603-618, 6 abb.
- Brinkmann, R., 1967, die südflanke des Menderes Massivs bei Milas Bodrum und Ören, Scien, Rept. Scien Fac. Ege Üniv. No: 43, İzmir.
- Brinkmann, R., 1971, Kuzeybatı Anadolu'daki genç Paleozoyik ve Mesozoyik, MTA Dergisi no:76, Ankara.
- Bürküt, Y., 1966, Kuzeybatı Anadolu'da yeralan plütonların mukayeseli jeenetik etüdü, İTÜ Maden Fak., 272s, İstanbul
- Can, A., 1966, Menderes Masifi Buldan bölgesine ait jeolojik etüd, MTA rapor no: 5192, Ankara.

- Candan, O., Dora, Ö.O., Kunt, N., Akal, C., Koralay, E., 1992, Aydın Dağları (Menderes Masifi) güney kesimindeki allokton metamorfik birimler, TPJD Bülteni, c: 4, S:1, 93-110, Ankara.
- Candan, O., Dora, Ö.Ö., Oberhanslie, R., Durr, S., 1996, Menderes Masifi'nde granulit ve eklojit fasiyesi metamorfizması, 49. Türkiye jeoloji kurultayı 1996 bildiri özleri, TMMOB jeoloji mühendisleri odası, s: 27, Ankara.
- Canet, J., ve Jaoul, P., 1946, Manisa – Aydın – Kula – Gördes bölgesi jeolojisi hakkında rapor, MTA rapor no: 2068, Ankara.
- Çağlayan, M.A., ve ark., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum, Jeoloji Müh. Odası yayını, S: 10, Ankara.
- Dora, O. Ö., 1973, Eğrigöz masifinde K.feldispat triklinite ile metamorfizma derecesinin saptanması, E.Ü.F.F. yayını no: 148, 1-23, İzmir.
- Dora, Ö., 1975, Menderes Masifi'nde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması, TJK Bült., C.18, S.2, Ankara.
- Dürr, Ş., 1975, Über alter und geotektonische stellung des Menderes Kristallins/SN – Anotolien und seine aequivalente in der mittleren Aegaeis, Habilitations – Schrift, 107 s, Marburg.
- Egeran, N., 1947, Türkiye'de yeni yapılan jeolojik ve tektonik etüdlerin Alp tektonik bilgileri üzerindeki tamamlayıcı tesirleri, MTA mec.no:34, 319-326, Ankara.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki neojen havzalarının jeolojisi, TJK bült. C: 21, s: 2, 97-106, Ankara.
- Erdağ, A., 1980, Balıkesir – Çataldağ granodiyoritinin (Güney alanı) jeoloji ve petrolojisi, İ.Ü.Y.B.F. yayını no. 3, 72 p, İstanbul.

- Erdoğan, B., ve Güngör, T., 1992, Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi, TPJD Bülteni, c: 4, s: 1, 9-34, Ankara.
- Erdoğan, B., ve Güngör, T., 1996, Menderes Masifi güney kanadı boyunca çekirdek örtü ilişkisi, 49. Türkiye jeoloji kurultayı 1996 bildiri özleri, TMMOB jeoloji mühendisleri odası, s: 28, Ankara.
- Erişen, B., Taşkın İ., Dokuz, İ. ve Yıldırım, N., 1985, Simav - Eynal (Kütahya) jeotermal alanı E-2 ve E-3 sondajları kuyu bitirme raporu, MTA rapor no: ,Ankara
- Erişen, B. ve Yıldırım, N., 1986, Simav - Çitgöl (Kütahya) jeotermal alanı Çitgöl-1 sondajı kuyu bitirme raporu, MTA rapor no: ,Ankara
- Erişen, B., 1989, Simav Grabeni'nin (Kütahya- Türkiye) jeotermal enerji potansiyeli, Jeomorfoloji dergisi, s: 17, 43- 51, Ankara.
- Eskola, P., 1920, The mineral facies of rocks, 4th ed. Springer – Verlag, New York.
- Eskola, P., 1939, Die entstehung der gesteine, Springer – Verlag, Berlin.
- Evirgen, M., 1979, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş – Bayındır – Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler, TJK bült. C: 22, S. 1, 109-117, Ankara.
- Eyidoğan, H. And Jackson, J., 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1967- 70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, London, 81, 569- 607.
- Faure, D., 1967, Simav çayı vadisi jeolojik etüdü (Kütahya, Manisa ve Balıkesir illeri), MTA rapor no: 4080, Ankara.
- Filiz, Ş., 1986, Suyun yaşı ve izlediği yolun araştırılması, Ege Üniv. Çevre'86 Sempozyumu, s 19, İzmir.

- Flügel, H. ve Metz, K., 1954, Bodrum - Muğla bölgesinde yapılan jeolojik harita hakkında rapor, MTA rapor no: 2799, Ankara.
- Folk, L.R., 1980, Petrology of sedimentary rocks, Hemphill Publishing Company, 184 p, Austin, Texas.
- Fournier, R.O. ve Truesdell, A. H., 1974, Geochemical indicators of subsurface temperature Part 2, Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold waters, U.S. Geological Survey Journal of Research, v : 2, no :3, 263-270.
- Fournier, R.O, 1977, Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems, Geothermics, 5, 41-50.
- Fournier, R.O., 1979, A Revised Equation for the Na/K Geothermometer, Geoth.Res.Council, Transactions, 3, 221-224.
- Fournier, R.O., 1981, Application of water geochemistry to geothermal system, Principles and case histories, L. Rybach and J.L.P. Muftler eds., p 109-143, Wiley New York.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H., 1983, Isotopic and Chemical Composition of Parbatia Valley Geothermal Discharges, NW-Himalaya, India, Geothermics, 12, 199-222.
- Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal Solute Equilibria, Derivation of Na-K-Mg-Ca Geoindicators, Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 2749-2765.
- Giggenbach, W.F., 1991, Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharge, In application of geochemistry in geothermal reservoir development (Ed. By F. D'Amore), p 119-144, Unitar, Rome.
- Graciansky, P., 1965, Menderes Masifi metamorfik kayalarındaki grenaların yapısı hakkında, MTA dergisi, S: 65, Ankara.
- Graciansky, P., 1966, Le massif cristalin du Menderes (Taurus occidentals Asie mineure) un exemple possible de vieux socle granitique remobilise, Revue de geogr. Physique et de geologic dynamique, V.VIII, Fasc.,4, 289-306

- Gün, H., Bingöl, E., Akdeniz, N. ve Günay, E., 1976, Geologie des bassins Tertiaires and regions nord-est du massif de Menderes, Bull. Soc. Geol. 7,18, 2, 451-458, Fransa.
- Güven, M., ve ark., 1986, Simav – Naşa (Kütahya) sıcaksu sondajı N-1 kuyu bitirme raporu, MTA rapor no: , Ankara.
- Holzer, H., 1953, 1/100,000, 83/3 ve 105/1 ile 89/1 (kısmen) paftalarının jeolojik haritası hakkında, MTA derleme rapor no. 2365, Ankara.
- Holzer, H., 1954, Beyce 54/4 ve Simav 71/1 paftalarının jeolojik haritası hakkında rapor, MTA rapor no. 2365, Ankara.
- Hoschek, G., 1968, Zur stabilitatsgrenze von staurolit, Naturwiss, v. 8, p. 200.
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks, Mc Graw Hill Book Comp, 533 p.
- Idris, A.,M., 1994, Geochemical Interpretation of Thermal Fluids from The Arbaer Low-Temperature Field, S-Iceland, The United Nations University, Geothermal Training Programme, Reports 1994, Number 4, p. 69-88,Orkustofnun, Grensasvegur 9, IS-108 Reykjavik, Iceland.
- İlışık, O. M., 1992, Silica heat flow estimates and lithospheric temperature in Anatolia, Proc. of XI. Con. of World Hydrothermal org. 13, s 92-106, İstanbul.
- İlışık, O. M., Öztürk, S., Şener, Ç. ve Tokgöz, T., 1995, Türkiye’de jeotermik araştırmalar, Nezihî Canıtez sempozyumu bildirisi, s:9, İstanbul.
- İzdar, E., 1968, Kozak intrüzif masifi petrolojisi ve Paleozoyik çevre kayaları ile jeolojik bağıntıları, TJK bült. XI/1-2, 140-179, Ankara.
- İzdar, E., 1969, Menderes kristalen masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında, E.Ü. (Doçentlik tezi), İzmir.

- İzdar, E.K., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey: in *Geology and History of Turkey*. Cambell, A.S. (ed), Petr. Expl. Soc. Of Libya, 495-500, Tripoli.
- Kaaden, van der G., 1959, Anadolu'nun KB kısmında yer alan metamorfik olaylarla magmatik faaliyetler arasındaki yaş münasebetleri, MTA Dergisi no:52. Ankara.
- Kalafatçioğlu, A., 1962, Tavşanlı – Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not, MTA derg. No: 58, 38-36, Ankara
- Kalafatçioğlu, A., 1963, Ezine civarı ve Bozcaadanın jeolojisi kalker ve serpantin yaşı, MTA derg. No: 60, 60-69, Ankara.
- Kalafatçioğlu, A., 1964, Balıkesir – Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi, TJK bült. IX/1-2, 46-62, Ankara.
- Karamanderesi, İ.H., Özgüler, M.E., Çiçekli, K., Üstün, Z., Yakabağ, A. ve Çağlayan, F., 1989, The modelling studies of Aydın Salavatlı geothermal fields by hydrothermal alteration periods, United Nations, Economic Commissions of Europa, seminar on New Developments in Geothermal Energy, 22-15, Ankara.
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri, TJK bült. 15, 1, 26-108, Ankara
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, MTA dergisi, s: 53. 20-34, Ankara.
- Ketin, İ. ve Cantez, N., 1972, Yapısal Jeoloji, İTÜ Maden Fakültesi yayınları, sayı:869,s 415- 431, İstanbul
- Khain, V.E., Kats, Y.G. ve Selitskiy, A.G., 1973, Tectonic regionalization and main features of modern structure of Alpine belt in the Near and Middle East, part I, Western segment , Int. Geol. Rev., 15, 1117-1134.

- Koçak, A., 1994, Jeotermal enerji, Türkiye enerji bülteni, C: 1, S: 1,31- 38, Ankara.
- Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi, İ.Ü. yerbilimleri dergisi, C: 3, S: 1-2, İstanbul.
- Konak, N., 1996, Menderes Masifi hakkında, 49. Türkiye jeoloji kurultayı 1996 bildiri özleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, s: 29, Ankara.
- Lesmo, R., ve Sommaruga, C., 1984, Geothermal fluids in agriculture and animal husbandry, Seminar on Utilization of Geothermal Energy for Electric Power Production and Space Heating, Florence (Italy).
- Liou, J.G., Kuniyoshi, S. Ve Ito, K., 1974, Experimental studies of the phase relations between greenschist – amphibolite in a basaltic system, Amer J. Sci.,274, 613-632.
- Mehnert, K. R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier Publ. Com., Amsterdam.
- Nebert, K., 1955, Bozdoğan ve Karacasu'daki genç neojen körfezleri, MTA rapor no: 2511, Ankara.
- Nieva, D. and Nieva, R., 1987, Developments in Geothermal Energy in Mexico, Part 12-A Cationic Composition Geothermometer for Prospection of Geothermal Resources, Heat Recovery Systems And Chp, 7, 243-258.
- Nir, A., 1964, On the interpretation of tritium "age" measurements of ground – water, In "Radio isotopes in Hydrology", Proceed. Symp., IAEA, s 397-406, Vienna.
- Önay, T.Ş., 1949, Über Die Schmirgelsteine SW-Anatolies Schweiz Min. Petr. Mill. Bd XXIX, 2, 357-492.
- Önhon, E., Ertan, İ., Kocaçıtak, S. Ve Güler S., 1979, Determination of Groundwater Charecteristics and Grounwater Budget in Edremit Plain by Means of Isotopes, IAEA Research Contract Progress Report No: 1, 35 s.

- Özen, N.,1988, Kütahya- Simav- Çitgöl- Naşa- Hüsüm- Eynal- Semerköy alanları jeotermal enerji olanakları rezistivite etüdü, MTA derleme rap. No: 8524, Ankara.
- Özgür, R. ve Hakyemez, Ş., 1984, Kütahya – Simav jeotermal alanının jeomorfolojisi ve arazi kullanım olanakları, MTA rapor no: 8220, Ankara.
- Özkoçak, O., 1969, Etude geologique du massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa – Turquie), These doctorant, Univ. Paris. (non. Publ.)
- Öztunalı, Ö., 1965, Demirtepe – Çavdar, Osankuyu – Kisir (Çine masifi) uranyum zuhurlarının petrografileri ve oluşumları, MTA dergisi no : 65, 109-121, Ankara.
- Öztunalı, Ö., 1973, Uludağ ve Eğrigöz masiflerinin petrolojisi ve jeokronolojisi, İÜFF. Monog. 23, İstanbul.
- Parejas, E., 1940, Türkiye'nin arzani tektoniği, İ.Ü. Fen Fak. Tabii İlimler seri B, C: V, S: 3-4. İstanbul.
- Phillipson, A., 1915, Reisen und forschungen in Westlichen Klainasien, Pet. Mitt. Erg. M.167, 173, 177-180, Cotha.
- Piper, A. M., 1953, A graphic procedure in the geochemical interpratation of water analyses, U.S. Geol. Surv. Ground Water Note 12.
- Plummer, L.N., Jones, B.F. ve Truesdell, A.H., 1976, Wateqf – A Fortran IV version of wateq, A Computer programm for calculating chemical equilibria of natural waters, U.S. Geol. Surv. Water – Resources investigations report 76-13, 61 p.
- Richards, L.A., 1954, Diagnosis and improvemend of saline and alkali soils, Agric. Handbook 60, U.S. Dept. Agric., 160 p, Washington.
- Schoeller, H., 1962, Les eaux souterraines, Çeviren: Yük. Müh. Kazım Karacadağ - 1973, Dizerkonca Matbaası, 605 s, İstanbul.

- Schuiling, R. D., 1958, Menderes masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü, MTA dergisi no:51, 38-42, Ankara.
- Schuiling, R. D., 1959, Kazdağ kristallerinin arzettiği Pre-Hersiniyen iltiva safhası hakkında, MTA dergisi no: 53, Ankara.
- Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında, MTA der., S: 58, Ankara.
- Scotford, D. M., 1969, Metasomatic augen gneiss in green schist facies, Western Turkey, Geol. Soc. Bult. No: 80, 1079-1094.
- Seyitoğlu, 1997, The Simav Graben: An Example of Young E- W Trending Structures in the Late Cenozoik Extensional System of Western Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, v: 6, n: 3, 135- 141.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1996, Menderes Masifi'nin neotektonik evriminde oluşan supradetachment havzalar ve rift havzaları, 49. Türkiye jeoloji kurultayı 1996 bildiri özleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, s: 30, Ankara.
- Şahinci, A., 1991, Doğal suların jeokimyası, Reform Matbaası, 548 s, İzmir.
- Şahinci, A., 1991, Jeotermal sistemler ve jeokimyasal özellikleri, Reform Matbaası, 250 s, İzmir.
- Şener, M. ve Gevrek, A.İ., 1986, Simav – Emet – Tavşanlı yörelerinin hidrotermal alterasyon zonları, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, S: 28, 43-49, Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye neotektoniğinin esasları, TJK yayını el kitabı, Ankara.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics 75, s 181-241.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: levha tektoniği açısından bir yaklaşım, TJK yerbilimleri özel dizisi no:1, Ankara.

- Şengör, A.M.C., 1984, Türkiye'nin Tektonik tarihinin yapısal sınıflaması, TJK Ketin sempozyumu, 37-62, Ankara.
- Şimşek, Ş., 1978, Japonya Jeotermal Alanları ve Reenjeksiyon Sonuçları, Jeotermal Enerji Derneği Yayın Organı No: 7, 31 s., Ankara.
- Şimşek, Ş., Karamandere, İ.H., Yilmazer, S., Güner, A., 1983, The importance of Bozköy Overthrust (Germencik) trough B. Menderes Graben in respect of geothermal energy possibilities. 3. Th scientific and technical meeting of geothermal Energy Association, 166-167, Ankara.
- Şimşek, Ş., 1984, Aydın – Germencik – Ömerbeyli geothermal field of Turkey, United Nations Seminar on Utilization of geothermal Energy, 1-29, Florence - Italy.
- Şimşek, Ş., 1984, Denizli Kızıldere – Tekkehamam – Tosunlar – Buldan – Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları, MTA rapor no: , Ankara.
- Şimşek, Ş., 1997, Reinjection in geothermal fields, International Course on Geothermal District Heating Schemes, International Geothermal Days Turkey 1997, Çeşme, Balçova (Turkey).
- Şimşek, Ş., Doğdu, M. Ş. ve Akan, B., 1997, Hidrojeotermometreler, Hacettepe Üniv. Müh. Fak. Hidrojeoloji Böl. ders notları, Ankara.
- Tchihatcheff, P., (1867- 1869), Asie Mineure, (Description physique) Paris.
- Thornthwaite, C. W., 1948, An approach a rational classification of climate, the geographical review, p 54-94, volume 38, New York.
- Tonani, F., 1980, Some Remarks on The Application of Geochemical Techniques in Geothermal Exploration. Proceedings, Adv. Eur. Geoth. Res., 2nd Symp., Strasbourg, 428-443.
- Truesdell, A.H. and Fournier, R.O., 1976, Calculations of Deep Temperatures in Geothermal Systems from The Chemistry of Boiling Spring Waters of Mixed

Origin, Proceedings of 2nd United Nations Symposium on The Development and Use of Geothermal Resources, 1, 837-844.

Turner, J.F., 1980, Metamorphic petrology, Mc Graw – Hill Book Company, second edition, 524p, New York.

Turner, F. J. ve Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology, Mc Graw-Hill Book Co. London.

Türkman, M., 1974, Su kimyası çalışmaları rehberi, T.C. Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı DSİ Genel Müdürlüğü, s 32, Ankara.

Ural, R. ve Mumcu, N., 1976, Simav ve Kıravadi ovaları hidrojeolojik etüd raporu, DSİ Genel Müdürlüğü Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı, Ankara

Uslu, A. ve Demirbaş, Ş., 1986, Simav (Kütahya) Jeotermal Gravite Etüdü, MTA derleme, rapor no: 8136, 14s., Ankara.

Uz, B., 1973, Les formations metamorphiques et granitiques du massif ancien d'AKDAĞ (Simav – Turquie) et leur couverture volkano – sedimentaire: these d'Etat Nancy. Tom I et II, 303s.

Uz, B., 1975, Akdağ (Simav) metamorfik serilerinin jeokimyasal evrimi ve polimetamorfizma, TÜBİTAK V. Bilim kong. Tebliğleri, 211-228, Ankara.

Uz, B., 1977, Batı Anadolu'da granitleşme: Akdağ (Simav – Kütahya) masifi,

Uz, B., 1985, Akdağ masifinde (Simav - Kütahya) yeşilistlerin petrojenetik ve kökensel incelemesi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, s. 21-30. Ankara.

Ünay, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar, M. ve Şan, Ö., 1995, Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki çökellerin Arvicolidae (Rodentia, Mammalia) faunasına dayalı olarak yaşlandırılması, Türkiye Jeoloji Bülteni, C: 38, S: 2, 75-80, Ankara.

- Wilcox, L.V., 1955, Classification and use of irrigation waters, U.S. Dept. Agric. Circ. 969, 19 p, Washington.
- Winkler, H. G. F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th Springer Verlag, Berlin.
- Wippern; J., 1964, Menderes Masifi'nin alpidik dağ teŖekkölü içindeki durumu, MTA Dergisi, S: 62. Ankara.
- Yenal, O., 1976, Türkiye maden suları, Ege Bölgesi, İ.Ü. Tıp Fak. Hidro – Klimatoloji Kürsüsü, sayı 3, İstanbul.
- Yücel, B., CoŖkun, B., Demirci, S. ve Yıldırım, N., 1983, Simav (Kütahya) yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları, MTA rapor no: , Ankara.
- Zeschke, G., 1953, 1953 yaz mevsimi löveleri raporu, MTA raporu no: 2294, Ankara.
- Zeschke, G., 1954, Der Simav – Graben und seine Gesteine, TJK Bülteni, C:4, S:1-2, Ankara.