

Sismik P Dalga Hızlarından Yararlanarak Termal Kondüktivite Yapısının Belirlenmesi: Isparta Örneği

Züheyr KAMACI^{1*}, Semir ÖVER², Mustafa Nuri DOLMAZI¹,
Ümit Yalçın KALYONCUOĞLU¹, Canan ÇİFTÇİ¹

¹Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü / ISPARTA

²Mustafa Kemal Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü-İskenderun / HATAY

Alınış Tarihi:31.12.2008, Kabul Tarihi:23.03.2009

Özet:Bu çalışmada amaç, kayaçların termal kondüktivitesinin doğrudan ölçüm teknikleri ile ölçülmesi dışında dolaylı yoldan termal kondüktivite değerlerinin boyuna (P) dalga hızlarından yararlanarak hesaplanmasıdır. Sismik profillerden yararlanarak saptanan Isparta'nın kuzey kesimindeki çalışma alanına ait P dalga hızlarından $k = 0.0681e^{0.0006 \cdot V_p}$ bağıntısı kullanılarak termal kondüktivite değerleri hesaplanmıştır. Hesaplanan termal kondüktivite değerlerinden bölgenin termal kondüktivite haritası oluşturulmuştur. Termal kondüktivite ve P dalga hızı haritaları incelendiğinde, her iki haritada da çalışma alanının güney kısmında düşük değerler olduğu gözlenmiştir. Düşük termal kondüktivite ve hızlara sahip bu bölgede astenosferik ısı akısının yüzeye ulaşamadığı düşünülmektedir. Bunun sonucunda da çalışma alanının karmaşık deformatiyonel kabuk yapısı Batı Anadolu'nunkinden daha soğuk bir yapıda olmaktadır.

Anahtar kelimeler: Termal Kondüktivite, P Dalga Hızı, Isparta Büklümü

Determination of Thermal Conductivity Structure using Seismic P Wave Velocities: The Model of Isparta

Abstract: Beside of measuring thermal conductivity of rocks directly, this study aims to measure thermal conductivity values from P wave velocities indirectly. The P wave velocities of the study area, in the NW of Isparta city, determined by seismic profiles were used to compute thermal conductivity values. Thermal conductivity contour map of the study area was created by this computed thermal conductivity values. When the maps of P wave velocity and thermal conductivity are examined, both the low thermal conductivity and low P-velocity contours were observed in the southern part of the study area. It was thought that the area characterized by lower thermal conductivity and velocities might be prevent astenospheric heat flow not to reach at the surface. As a result, the complex deformational crust of the study area has a style colder than the extensional crust of the western Anatolia.

Keywords: Termal Conductivity, P Wave Velocity, Isparta Angle

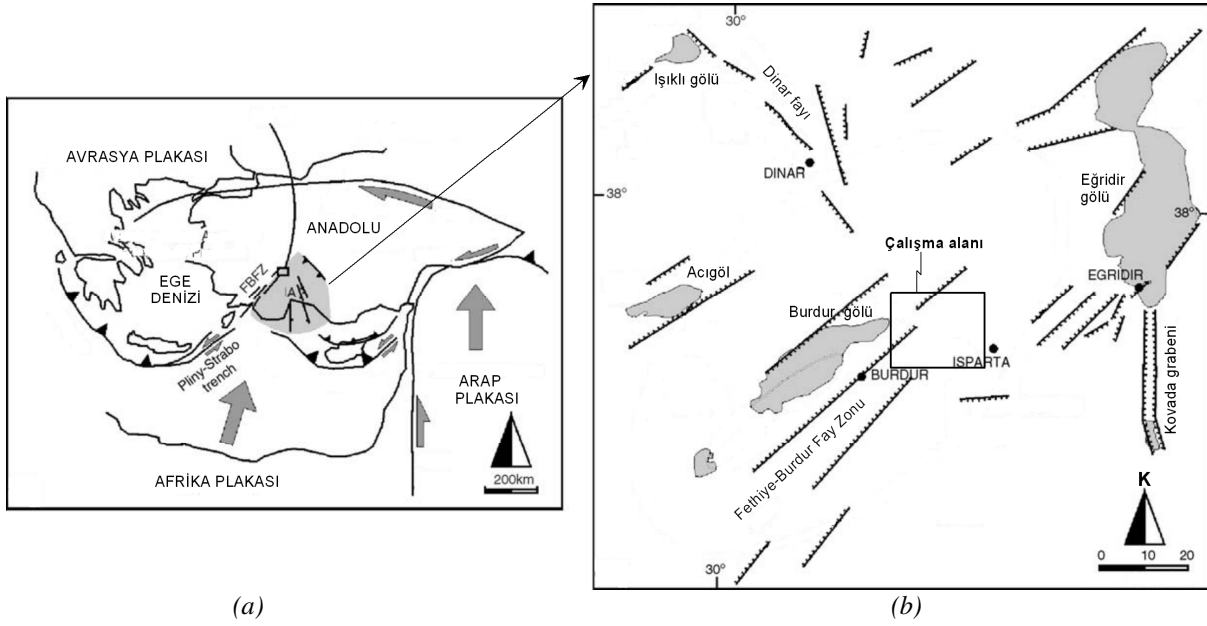
Giriş

Güneyde Hellenik ve Kıbrıs yaylarının Anadolu'ya doğru uzantılarının devamındaki kesişim alanını oluşturan Isparta Büklümü (Blumenthal, 1963; Poisson, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981; Kissel vd., 1993) olarak bilinen tektonik yapının içerisinde Isparta-Burdur arasında yer alan çalışma bölgesi yaklaşık 20 x 20 km² 'lik bir alan kapsamaktadır (Şekil 1). Çalışma alanımızın da içinde yer aldığı Güneybatı Anadolu ve Burdur-Isparta arası bölgede birçok yerli ve yabancı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmaların yanı sıra, MTA ve TPAO vb gibi pek çok kamu kuruluşları tarafından değişik amaçlarla araştırmalar yapılmıştır. Çalışmaların çoğu bölgenin yapısal ve stratigrafik özelliklerinin ayrıntılı biçimde araştırılmasını amaçlayan çalışmalardır (örn.: Altınlı, 1944; Dumont ve Kerey, 1975; Gutnic, 1977; Poisson, 1977; Akay ve Uysal, 1985; Yalçınkaya vd, 1986; Yalçınkaya, 1989; Collins ve Robertson, 1997; Yağmurlu vd., 1997).

Yerkürenin jeodinamik yapısı ile yerin iç sıcaklığı arasında yakın bir ilişki vardır. Yerkürenin derinliklerindeki sıcaklık hakkında bilgi sahibi olabilmenin yegâne yollarından biri ısı akısının hesaplanmasıdır. Isı akısı hesaplamalarında ısı gradyanı

ve termal kondüktivite doğrudan ilişkili çarpan parametrelerdir. Çeşitli amaçlar için açılmış kuyulardan elde edilen sıcaklık değerlerinin yardımı ile ısı gradyanının ölçülmesi sağlanabilirken, termal kondüktivite ise doğrudan arazide ya da araziden alınan kayaç örneklerinin laboratuvar koşullarında ölçülmesi ile elde edilebilir. Bu çalışmada ise, termal kondüktivitenin alternatif bir yöntem ile ilk defa arazi ölçümlerinden elde edilen sismik hızlardan hesaplanması amaçlanmıştır. Sismik hızlar ve termal kondüktivite ilişkisi ile ilgili laboratuvar ölçümlerinden gerçekleştirilen çeşitli çalışmalar Özkahraman vd. (2004), Popov vd. (2003), Surma ve Geraud (2003)' de yer almaktadır. Bu çalışmaların çoğunda sismik hızlar, porozite, yoğunluk vb fiziksel özelliklerin termal kondüktivite ile ilişkileri detaylı olarak verilmiştir.

Bu çalışmada Afrika-Avrasya konvergensi zonunda yer alan önemli tektonik özelliklere sahip Isparta Büklümü kuzey kesimindeki ve Burdur Gölü'nün doğusundaki TPAO' dan sağlanan sismik kesitlerden yararlanarak sismik hızlar yardımı ile termal kondüktivitenin hesaplanması ve böylece yörenin termal kondüktivite yapısının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.



Şekil 1. Doğu Akdeniz'in şematik tektoniği (a) içerisinde çalışma alanının yer buldur haritası (b) (Similox-Tohon ve diğ., 2005'den düzenlenmiştir). FBFZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu.

Tektonik

Afrika kıtasının kuzeye hareketi ile Üst Kretase'de Neotetis'in açılma süreci durmuş ve sonra Neotetis içerisinde gelişen okyanus içi dalmalarla kapanma süreci başlamıştır (Livermore ve Smith, 1985; Savostin vd., 1986). Üst Miyosen-Pliyosen döneminden itibaren Anadolu plakası Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca Batı ve Güneybatıya doğru kaçmaya başlamıştır (Şengör, 1979; Kissel vd., 1987; Yılmaz, 2000; Reilinger vd., 1997; Allen, 2004). Bunun sonucunda Ege bölgesinde yaklaşık Kuzey-Güney yönlü gerilmeler ve İç Anadolu bölgesinde kabuk içi deformasyonları içeren Doğu Akdeniz bölgesinde büyük tektonik değişimlere neden olmuştur (Şengör, 1979).

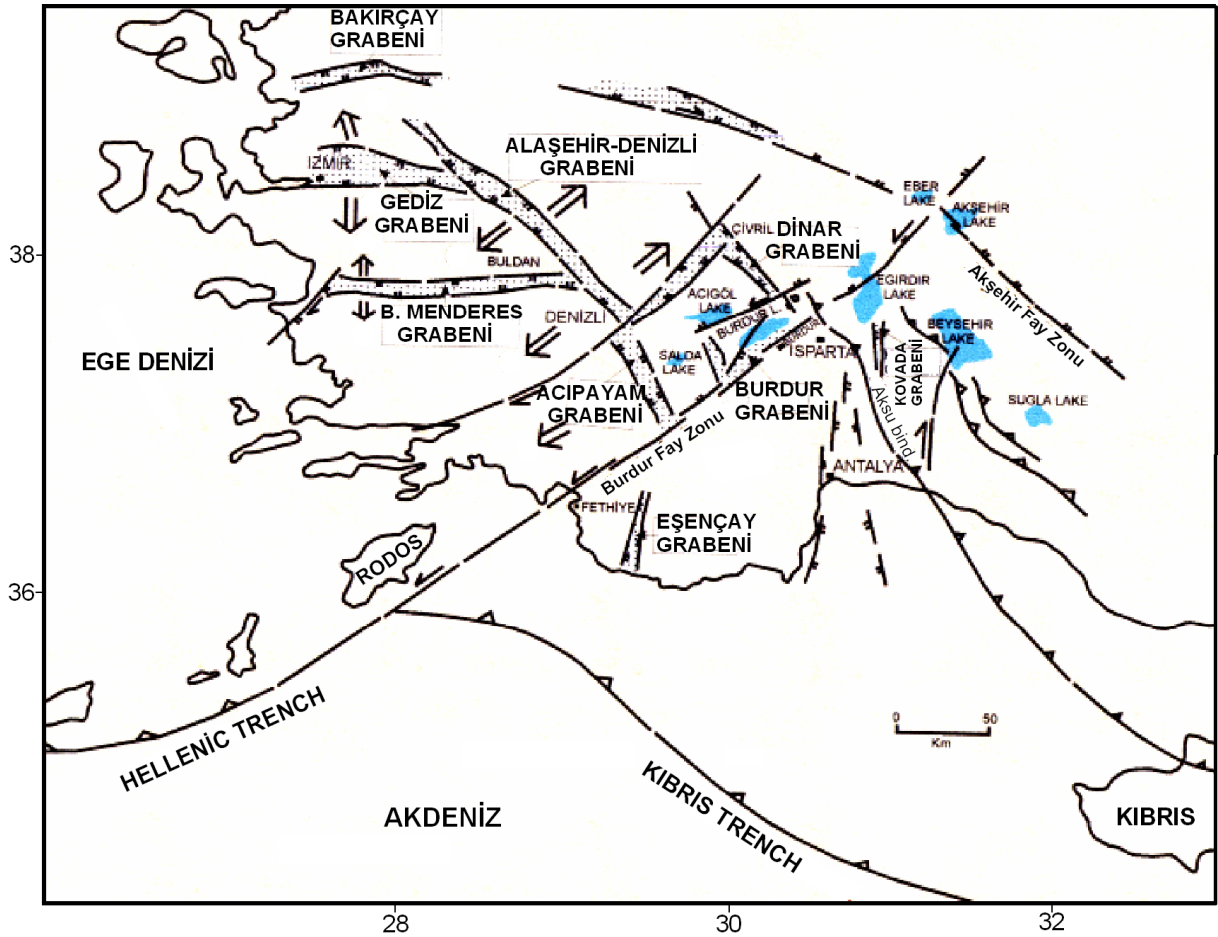
Orta Anadolu bloğunda kıtasal litosfer iç deformasyona uğramış ve parçalara ayrılmıştır. Bölge bir yandan saatin tersi yönünde dönerken (Tatar vd. (1996) 33° ye varan dönmeler saptamıştır), diğer yandan Kıbrıs yayı boyunca Afrika ve Anadolu levhalarının çarpışmasıyla ilişkili yaklaşık K-G ve KKD-GGB yönünde sıkışmaya maruz kalmıştır (Şengör vd., 1985; Reilinger vd., 1997; Rotstein, 1984; Tatar vd., 1996; Gürsoy vd., 1998; Platzman vd., 1998). Orta Anadolu bloğundaki dönme miktarının doğudan batıya doğru 25° den 10° ye kadar azaldığı ifade edilmiştir (Özçep, 2000; Özçep ve Orbay, 2000; Tatar vd., 2000). Farklı bloklardan oluşan Anadolu'nun farklı bölgelerde farklı rotasyon hareketi sergiledikleri, bu rotasyon hareketlerinin de neotektonik dönemde Anadolu'nun Batı-Güneybatıya doğru kaçışı ve Kıbrıs yayının güneye doğru çekilmesi ile ilişkili olduğu ileri sürülmüştür. Isparta Büklümünün kuzey kesiminde ve Orta Toroslardaki yapısal unsurlara (fay, kıvrım) dayanarak, Isparta dirseğinin doğu kesiminin Pliyosen yaşlı D-B yönlü bir sıkışmanın etkisinde kaldığı ileri sürülmüştür (Boray vd., 1985). Yine GPS ölçümlerine dayanarak Barka vd. (1997) tarafından Anadolu bloğunun

batıya hareketinin Isparta Büklümünün doğu kesimindeki Pliyosen yaşlı D-B yönlü sıkışmaya neden olabileceği belirtilmiştir.

Batı Anadolu'da K-G yönlü gerilme rejimine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu graben fayları gelişmiştir (Şek. 2) (Barka vd., 1997). Doğu Akdeniz içerisinde Kıbrıs-Hellenik yay sistemleri boyunca gelişen okyanusal levha yitimine bağlı olarak Orta ve Batı Anadolu bir kıtasal yay-arkası havzasını oluşturur, bu nedenle Isparta Büklümü'nü de kapsayan Güney-Batı Anadolu'daki mağmatizma ve tektonizma olayları bu yitimle ilişkilidir. Isparta Büklümü, Hellenik yitim zonu ile denetlenen Ege gerilim bölgesi ve Kıbrıs yitim zonu ile denetlenen Orta Anadolu bölgesinin birleştiği alanda yer almaktadır. Şekil 2 Güneybatı Anadolu'nun bölgesel tektonik yapısını göstermektedir.

Isparta Büklümü Hellenik yayı ile kontrol edilen Batı Anadolu-Ege bölgesi ve Kıbrıs yayı ile kontrol edilen Orta Anadolu bölgesi arasında dinamik bir bağlantıyı oluşturmaktadır (Elitok vd., 2008). Üst Miyosen-Pliyosen'de Isparta Büklümü güneyi ve Antalya körfezi civarındaki transtansiyonel havzada, Üst Pliyosen-Erken Kuvaterner'de normal faylanmaların geliştiği, Kuvaterner boyunca Isparta Büklümünün iç kesiminin gerilim rejimi altında olduğu ve Isparta Büklümü'nün neotektonik gelişiminin Kıbrıs ve Hellenik yayları boyunca olan bir yitim ile kontrol edildiği ifade edilmiştir (Glover ve Robertson, 1998).

Burdur ve çevresinde Batı Anadolu'nun en önemli aktif faylarından biri olan Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ) bölgenin en önemli tektonik unsurlarından biridir. Fethiye ile Burdur arasında uzanım gösteren bu fay zonu, son yüzyılda bir çok depremlere sahne olmuş önemli kırık hatlarından biridir.



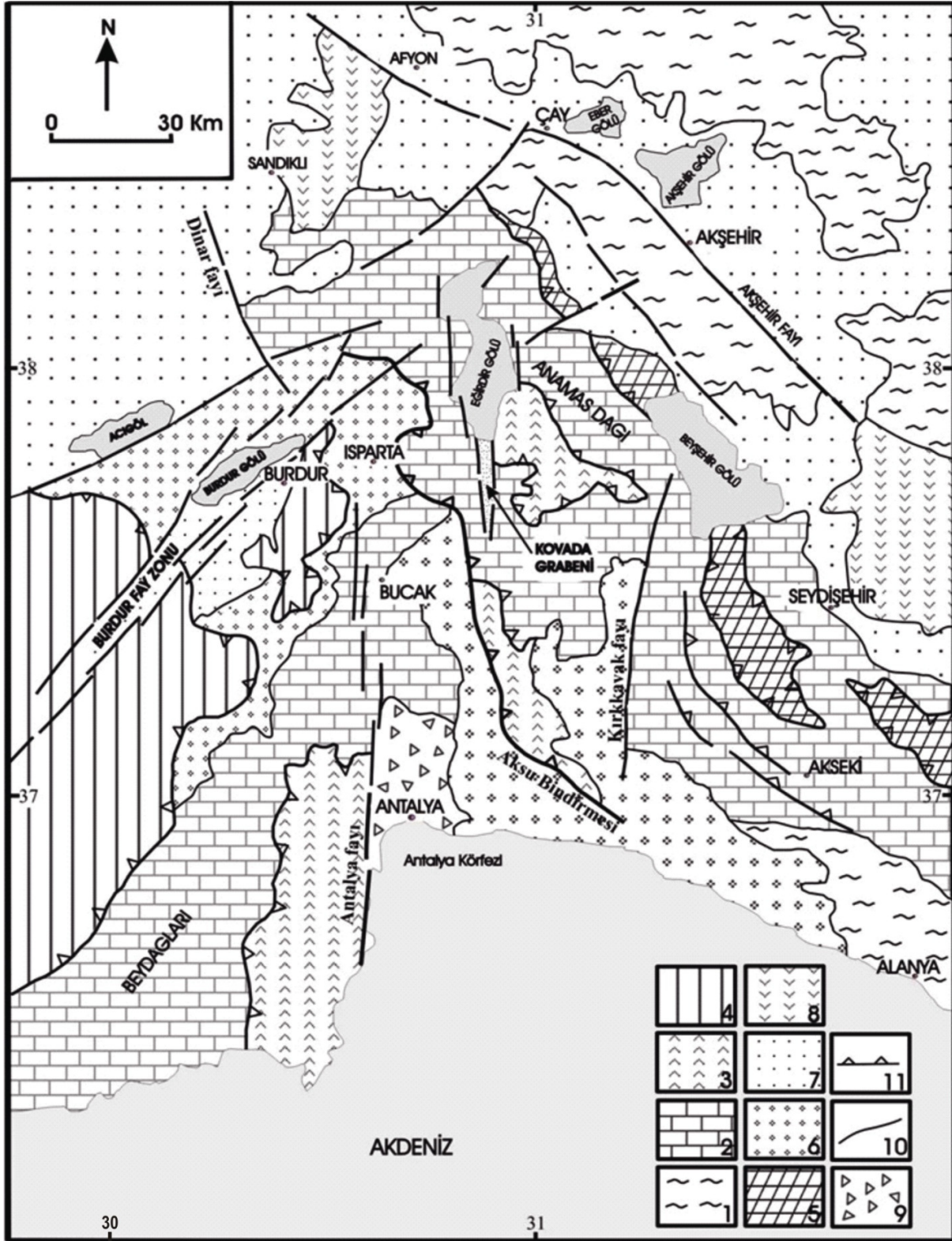
Şekil 2. Güneybatı Anadolu'nun bölgesel tektonik yapısını gösteren harita (Yağmurlu, 2000'den düzenlenmiştir).

Jeoloji

Isparta büklümü, Torosların ana bileşenini oluşturan Mesozoyik yaşlı karbonat ekseninin Antalya körfezi kuzeyinde ters "V" şeklini alması sonucu oluşmuştur. Üçgen şeklinde geometrik bir yapıya sahip Isparta büklümü; Kuzey-Güney (K-G) doğrultusunda 180 km ve Doğu-Batı (D-B) yönünde ise yaklaşık 100 km uzunluklara sahiptir. Büklüm batıdan KD gidişli Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ) ve doğudan ise KB gidişli Afyon-Akşehir Fay Zonu (AAFZ) ile sınırlanmıştır. K-G gidişli Eğirdir-Kovada grabeni Isparta Büklümünü tektonik olarak ikiye ayırmaktadır. Büklümün batı kanadı üzerindeki yapısal çizgiler çoğunlukla KD uzanımlıyken, doğu kanadı üzerindeki çizgiler ise KB gidişlidir. Isparta Büklümünü sınırlayan Burdur ve Akşehir fayları K-G yönlü kompresyon kuvvetlerin etkisi altında gelişen

makaslama özelliğine sahip fay sistemleri ile temsil edilmektedir (Ertunç vd., 2001).

Isparta Büklümünün batı kanadını oluşturan Mesozoyik yaşlı karbonat kayalarının Beydağları otoktonunu oluşturmasına karşın, doğu kanadını meydana getiren karbonat istif Akseki-Anamas platformunu oluşturmaktadır. Her iki platform birbirinden tektonik olarak Antalya ofiyolitik napları tarafından ayrılır. Diğer yandan Likya, Beyşehir-Hoyran ve Bozkır napları Isparta büklümünü batıdan ve doğudan kuşatır (Ertunç vd., 2001). Çalışma alanı ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 3' te gösterilmiştir.



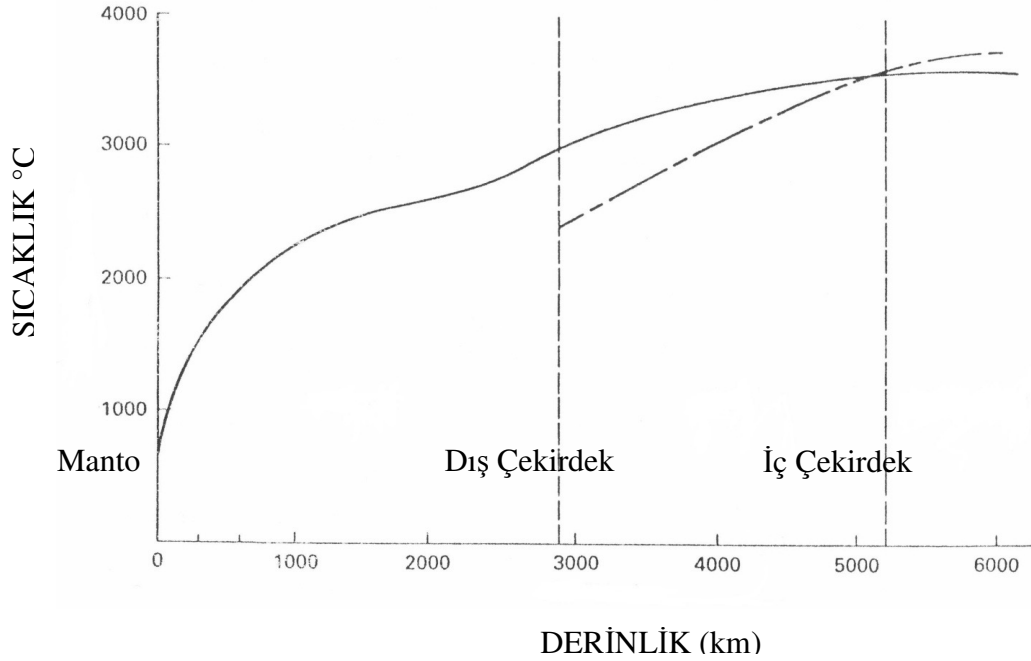
Şekil 3. Burdur ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Şenel, 1997; Yağmurlu vd., 2001)

(1) Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar, (2) Mesozoyik yaşlı karbonat kayaları, (3) Antalya napları, (4) Likya napları, (5) Beyşehir-Hoyran napları, (6) Denizel tersiyer tortullar, (7) Karasal neojen tortullar, (8) Neojen volkanitler, (9) Antalya travertenleri, (10) Normal faylar, ve (11) Bindirme fayları.

Yerkürenin Isıl Yapısı

Yerkürenin jeodinamik yapısı yerin iç sıcaklığı ile yakın ilişkilidir. Bu nedenle yer içi sıcaklığının bilinmesi çok büyük önem kazanmaktadır. Yerkürenin çok derinliklerdeki sıcaklığı doğrudan saptamak bugünkü imkanlar ile olanaklı gözükmemektedir. Yerkürenin iç sıcaklığı, çeşitli amaçlar için açılmış kuyulardan sıcaklığın yardımı ile ısı gradiyentinin ölçülmesi ile araştırılabilmektedir. Maden ocakları ve sondaj kuyularının derinlikleri sınırlı olduğundan, bu derinliklere ait sıcaklık değerlerinden çok ısı gradiyentinin saptanması ile, kabuğun erişilemeyen daha alt derinliklerdeki

sıcaklık hakkında bilgi edinebilmek olanaklı olabilmektedir. Kabukta ortalama ısı gradiyenti $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ olarak bilinir. Kıtasal kabuk tabanındaki sıcaklık $500\text{--}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasında değişirken; okyanusal kabuk tabanında $150\text{--}200\text{ }^{\circ}\text{C}$ arasındadır (Sanver, 1983; Orbay, 2001). Kabuk kalınlığının yanında onun tektonik aktivitesi de sıcaklık artışı ve azalışında etkili olabilmektedir. Yerkürenin sıcaklık dağılımı Şekil 4' de gösterilmiştir. Tablo 1'de ise Yeryuvarındaki ısının kaynakları gösterilmiştir (Sclater vd., 1980).



Şekil 4. Yeryuvarının sıcaklık değişimi (Garland, 1979).

Tablo 1. Yeryuvarındaki ısının kaynakları (Sclater vd., 1980)

	Okyanusal	Kıtasal
Litosferik soğumadan gelen ısı	62 %	5 %
Kabuğun üst kısımlarındaki radyojenik ısı	-	11
Litosferin diğer kısımlarındaki radyojenik ısı	4	4
Mantodan gelen ısı akısı	7	7
Toplam	73	27

Yerkürenin derinliklerdeki sıcaklık hakkında bilgi sahibi olabilmenin yollarından birisi de ısı akısının hesaplanmasıdır. Yerkürenin ortalama ısı akısı değeri $61.5\text{ mW}/\text{m}^2$ dir (Lee, 1970). Kıtasal ısı akısı ölçümlerinden;

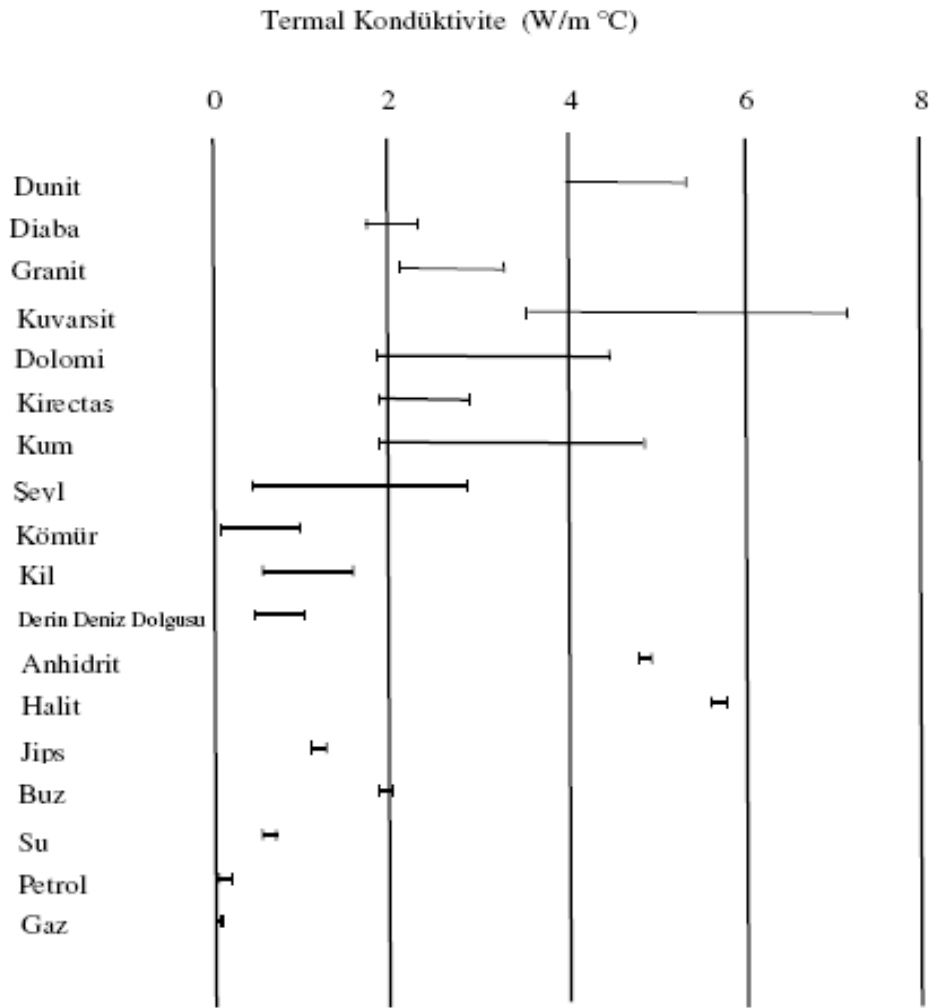
ısı akısı değerlerinin artan tektonik yaşla azaldığı sonucuna varılmıştır (Pollack ve Chapman, 1977). Tablo 2' de Dünya üzerinde farklı kıta ve okyanus alanları için ölçülmüş ısı akısı değerleri görülmektedir.

Tablo 2. Farklı kıta ve okyanus alanlarındaki ısı akışı ölçüm sonuçları. N ölçü sayısını göstermektedir (Bott, 1982)

KITALAR	N	q (mW/m ²)	Standard Sapma	Hata
Prekambriyen kalkanlar	26	37.60	0.17	0.03
Kambriyen sonrası (dağ oluş. olmadığı dönem)	23	66.43	0.38	0.08
Paleozoik (dağ ol.)	21	51.39	0.40	0.09
Mezozoik–Tersiyer (dağ ol.)	19	80.22	0.49	0.11
Tersiyer (volkanik alanlar)	11	90.24	0.46	0.14
OKYANUSLAR	N	q (mW/m ²)	Standard Sapma	Hata
Okyanus havzaları	273	53.48	0.53	0.03
Okyanus sırtları	338	76.04	1.56	0.09
Okyanus çukurları	21	41.36	0.61	0.13
Diğer Okyanus alanları	281	71.44	1.05	0.06

Termal kondüktivite birim zamanda birim alandan geçen ısı miktarı olarak bilinir. Kayaçların termal kondüktivitesini hem laboratuvarında hem de arazide sondaj kuyusu içinde ölçmek olanaklıdır. Termal kondüktivite ölçüm sonuçları sıcaklık, basınç, gözeneklilik, yoğunluk, dane boyutu ve şekli, çimentolanma

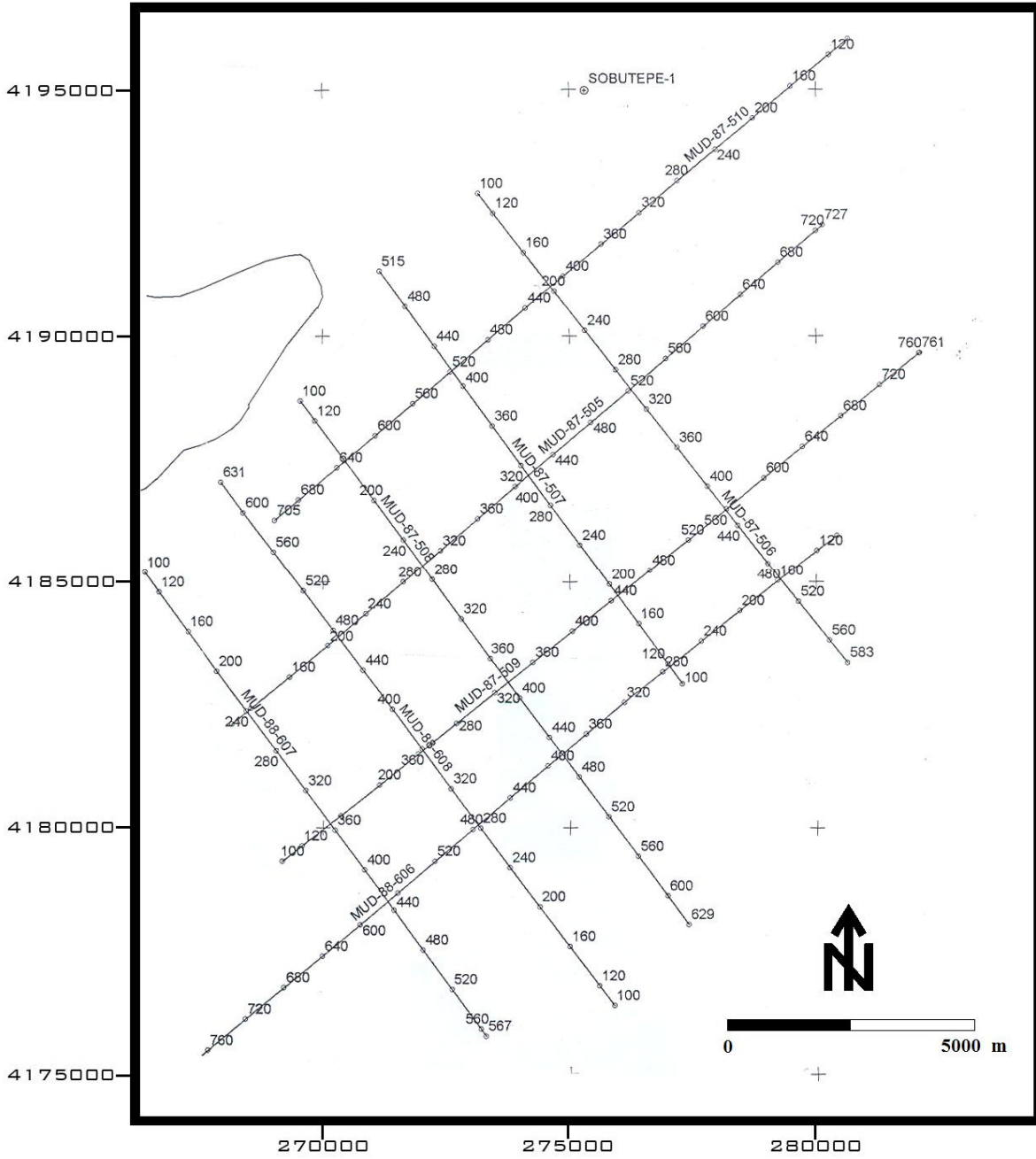
derecesi ve mineral içeriği vb etkenlerden etkilenir. Ayrıca gözeneklilik ve suya doygunluk, katsayının değişiminde önemli rol oynayan faktörlerdendir (Orbay, 2001). Farklı kayaç tipleri için termal kondüktivite değerleri Şekil 5'te gösterilmiştir.

**Şekil 5.** Farklı kayaç tipleri için termal kondüktivite değerleri (W/m °C) (Gretener, 1981).

Materyal ve Metot

Bu çalışmada, 1987-1988 yıllarında TPAO tarafından Isparta-Burdur civarında alınan beş adet KB-GD doğrultulu ve dört adet de KD-GB doğrultulu olmak üzere

toplam 9 adet sismik yansıma profilleri kullanılmıştır (Şekil 6).



Şekil 6. Çalışma alanına ait 9 adet sismik profilleri gösteren harita (Kamacı vd., 2005).

Profillere ait sismik yansıma verisinin veri toplama parametreleri; kayıt uzunluğu 5 saniye (sn), örnekleme aralığı 4 milisaniye (ms), kanal sayısı 240 ve katlama sayısı 60 olarak sıralanabilmektedir. Ayrıca enerji kaynağı olarak dinamit kullanılmıştır. Sismik yansıma verilerine demultiplexing, üstel genlik düzeltmesi, dekonvolüsyon, hız analizi, NMO düzeltmesi, mute,

birleştirme (yığma, stack), süzgeçleme ve otomatik genlik kontrolü işlemleri uygulanmıştır (Kamacı vd., 2005). Termal kondüktivite değerleri, P dalga hızları yardımıyla da hesaplanabilmektedir. Tablo 3'de çeşitli kayaç numunelerine ait termal kondüktivite ve P dalga hızları ve Şekil 7'de ise termal kondüktivite değerleri ve P dalga hızları arasındaki ilişki gösterilmiştir (Özkahraman vd., 2004).

Tablo 3. Çeşitli kayaç numunelerine ait termal konduktivite ve P dalga hızları (Özkahraman vd., 2004)

Kayaç	Termal Konduktivite (W/m °C)	P-dalga hızı (m/s)
Burdur bej kireçtaşı	2.7	6300
Bucak travertenli	1.6	5400
Limra	0.8	4300
Andezit	0.64	3600
AAC bloğu	0.186	1800

Her hangi bir kayacın termal konduktivite değeri P dalga hızından (V_p) aşağıdaki bağıntı yardımı ile kolaylıkla hesaplanabilmektedir.

$$k = 0.0681e^{0.0006 \cdot V_p} \quad (1)$$

P dalga hızı ile termal konduktivite arasındaki ilişkide $R=0.09944$ gibi iyi bir korelasyon elde edilmiştir (Özkahraman vd., 2004).

Bulgular

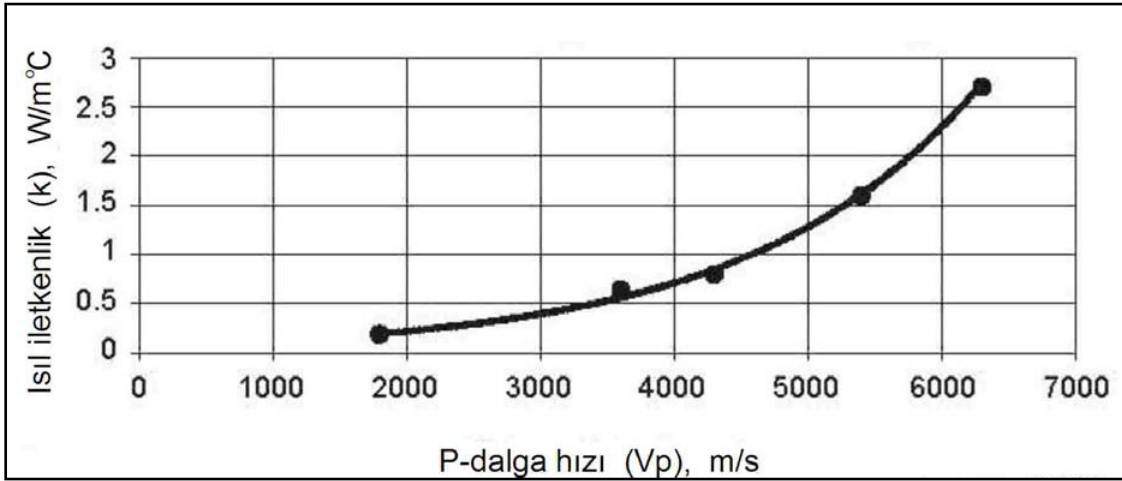
Denklem (1)'in kullanılması ile boyuna dalga hızlarından termal konduktivite değerleri hesaplanmıştır. Tablo 4'de elde edilen boyuna dalga hızları ve hesaplanan termal konduktivite değerleri gösterilmiştir.

Tablo 4. Çalışma alanına ait boyuna dalga hızları ve hız değerlerinden hesaplanan termal konduktivite değerleri

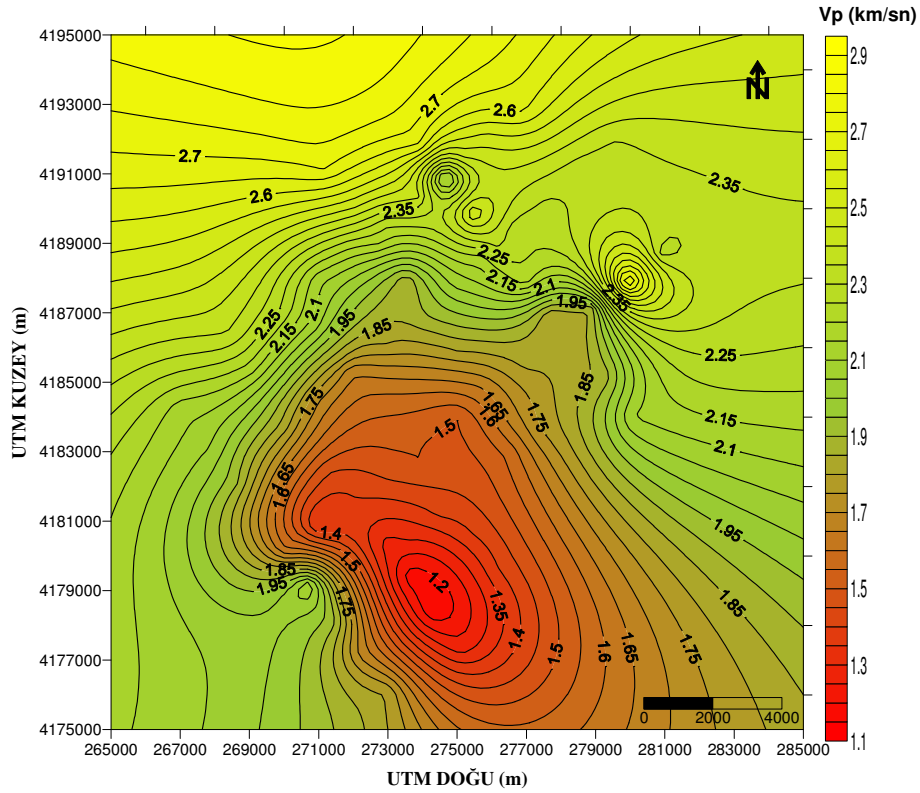
X (m)	Y (m)	P DALGA HIZI (km/s)	TERMAL KONDUKTİVİTE (W/m °C)	X (m)	Y (m)	P DALGA HIZI (km/s)	TERMAL KONDUKTİVİTE (W/m °C)
267027.4	4184227	2,12	0,242979533	280070,1	4184001	2,1	0,240081203
267781,3	4183209	2,06	0,234387848	276872,2	4192860	2,61	0,326026026
268572,9	4182116	1,919	0,21537425	275814,9	4192002	2,475	0,300659145
269251,4	4181155	1,7	0,188854563	275201,9	4191496	2,41	0,289159145
269948,8	4180194	1,62	0,180003665	273884	4190362	2,41	0,289159145
270702,7	4179157	2,1	0,240081203	272964,6	4189596	2,27	0,265861956
271456,6	4178102	1,91	0,214214364	271922,6	4188769	2,18	0,251886153
272154	4177197	1,69	0,187724829	270957,2	4187987	2,125	0,243709566
273002,1	4176104	1,79	0,199333084	269991,7	4187144	2,24	0,261119253
275113,1	4177348	1,275	0,146346517	269072,3	4186409	2,28	0,267461923
274302,6	4178403	1,16	0,136589109	269006,4	4182946	1,88	0,210393001
273567,6	4179421	1,18	0,138238052	269986,5	4183737	1,83	0,204174948
272870,2	4180382	1,29	0,14766958	270910	4184510	1,72	0,19113447
272229,4	4181230	1,38	0,155862968	271927,8	4185358	1,67	0,185485593
271287	4182437	1,455	0,163037007	272889	4186093	1,8	0,200532677
270570,8	4183454	1,6818	0,186803491	273850,3	4186885	1,88	0,210393001
269854,6	4184378	1,9	0,212932926	274868,1	4187752	2,05	0,232985731
269044,1	4185415	2,18	0,251886153	275716,2	4188581	2,18	0,251886153
268327,9	4186414	2,35	0,278934563	276734	4189354	2,255	0,263479934
270175	4187733	2,23	0,259557229	277638,7	4190145	2,29	0,269071519
270910	4186659	2,073	0,236223222	278618,8	4190994	2,31	0,272319828
271682,8	4185622	1,79	0,199333084	279580	4191823	2,34	0,277265966
272399	4184623	1,6	0,17785653	270080,7	4180118	1,625	0,180544487
273171,8	4183700	1,53	0,170541252	270985,4	4180891	1,34	0,152166789
273925,7	4182663	1,5	0,167498972	272097,4	4181664	1,4	0,157744591
274717,3	4181589	1,435	0,161092255	273058,7	4182474	1,475	0,165005237
275452,3	4180646	1,4	0,157744591	274038,8	4183228	1,5	0,167498972
276206,3	4179591	1,4	0,157744591	275000	4183982	1,5	0,167498972
276489	4183907	1,66	0,184376011	276055,5	4184793	1,675	0,186042885
275716,2	4184925	1,66	0,184376011	276960,2	4185509	1,81	0,20173949
275018,8	4185961	1,81	0,20173949	277864,9	4186282	1,83	0,204174948
274264,9	4186941	1,91	0,214214364	278863,8	4187092	1,855	0,207260657
273529,9	4187940	1,865	0,208507959	279919,3	4187884	2,78	0,361035833
272757,1	4188977	2,2	0,254926996	280918,2	4188713	2,28	0,267461923
272022,1	4189995	2,445	0,295295696	281860,6	4189448	2,32	0,273958658
271155,1	4191126	2,7	0,34411545	279353,8	4185188	1,89	0,211659153
273906,8	4191823	2,65	0,333945302	278354,9	4184397	1,84	0,20540368
275452,3	4189863	2,5	0,305203026	277393,7	4183643	1,75	0,194606041
276187,4	4188845	2,3	0,270690801	276545,5	4182964	1,57	0,174683753
276941,3	4187921	2,23	0,259557229	275565,4	4182248	1,48	0,165500996
274660,7	4190862	2,04	0,231592002	274472,3	4181230	1,41	0,158693904
277695,2	4186904	1,8	0,200532677	273529,9	4180439	1,3	0,148558261
278524,5	4185886	1,825	0,203563341	270608,5	4178064	1,97	0,222066572
279259,6	4184962	1,89	0,211659153				

Sismik kesitlerden elde edilen hız değerleri haritası ve sismik hız değerlerinden hesaplanan termal kondüktivite

değerleri haritaları ise Şekil 8 ve Şekil 9’ da gösterilmiştir.



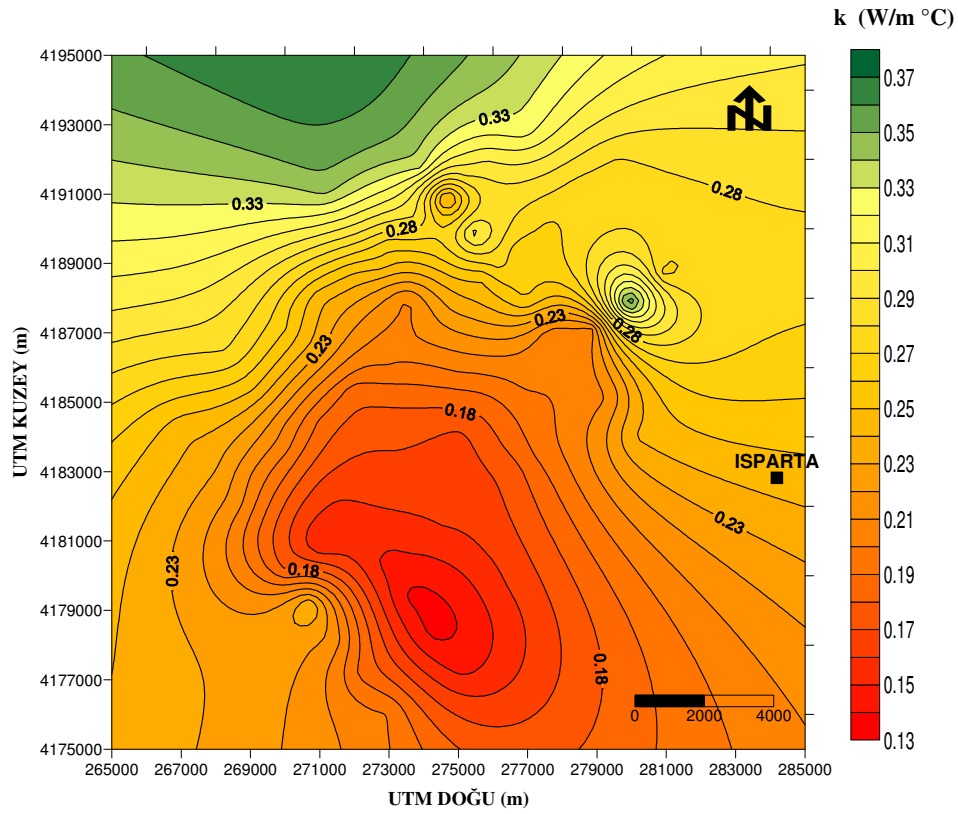
Şekil 7. Termal kondüktivite ile P dalga hızı (V_p) ilişkisi (Özkahraman vd., 2004).



Şekil 8. Çalışma alanının boyuna dalga hızı haritası.

Şekil 8’ de görüldüğü üzere haritada yaklaşık 26900-28500 D ile 4175000-4187000 K koordinatları arasında kalan bölgede çalışma alanının diğer yerlerine göre daha düşük hızlı bir anomali bölgesi görülmektedir. Sahada

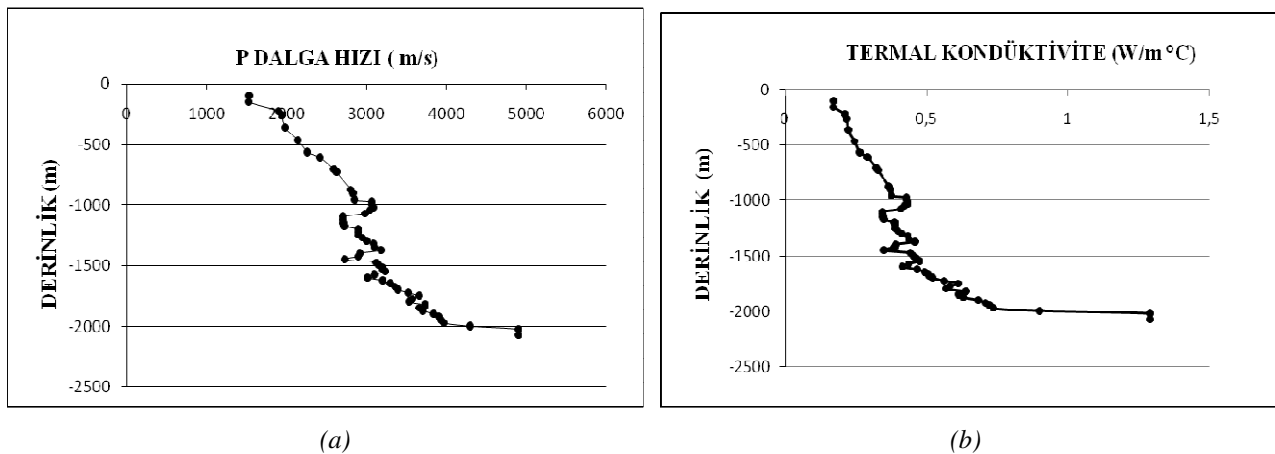
kalın sedimanların bulunması düşük hıza neden olmaktadır. Çalışma alanının kuzeyine gidildikçe boyuna dalga hızlarının da artım gösterdiği görülmektedir.



Şekil 9. Çalışma alanının termal kondüktivite haritası.

Boyuna dalga hızlarından elde edilen çalışma alanının termal kondüktivite değerleri yaklaşık olarak 0,13 - 0,37 $W/m^{\circ}C$ arasında değişmektedir. Şekil 9'da görüldüğü üzere Şekil 8' de görülen düşük hızlı zonun bulunduğu alanda termal kondüktivite değerleri de düşmektedir. Şekil 10.a' da Batı Anadolu'da TPAO tarafından gerçekleştirilen bir çalışmada elde edilen örnek derinlik ve sismik P dalga hız değerleri görülmektedir. Yine önceki hesaplamamızda kullandığımız bağıntı yardımı ile bu örnek derinlik-sismik hız verilerine karşılık gelen

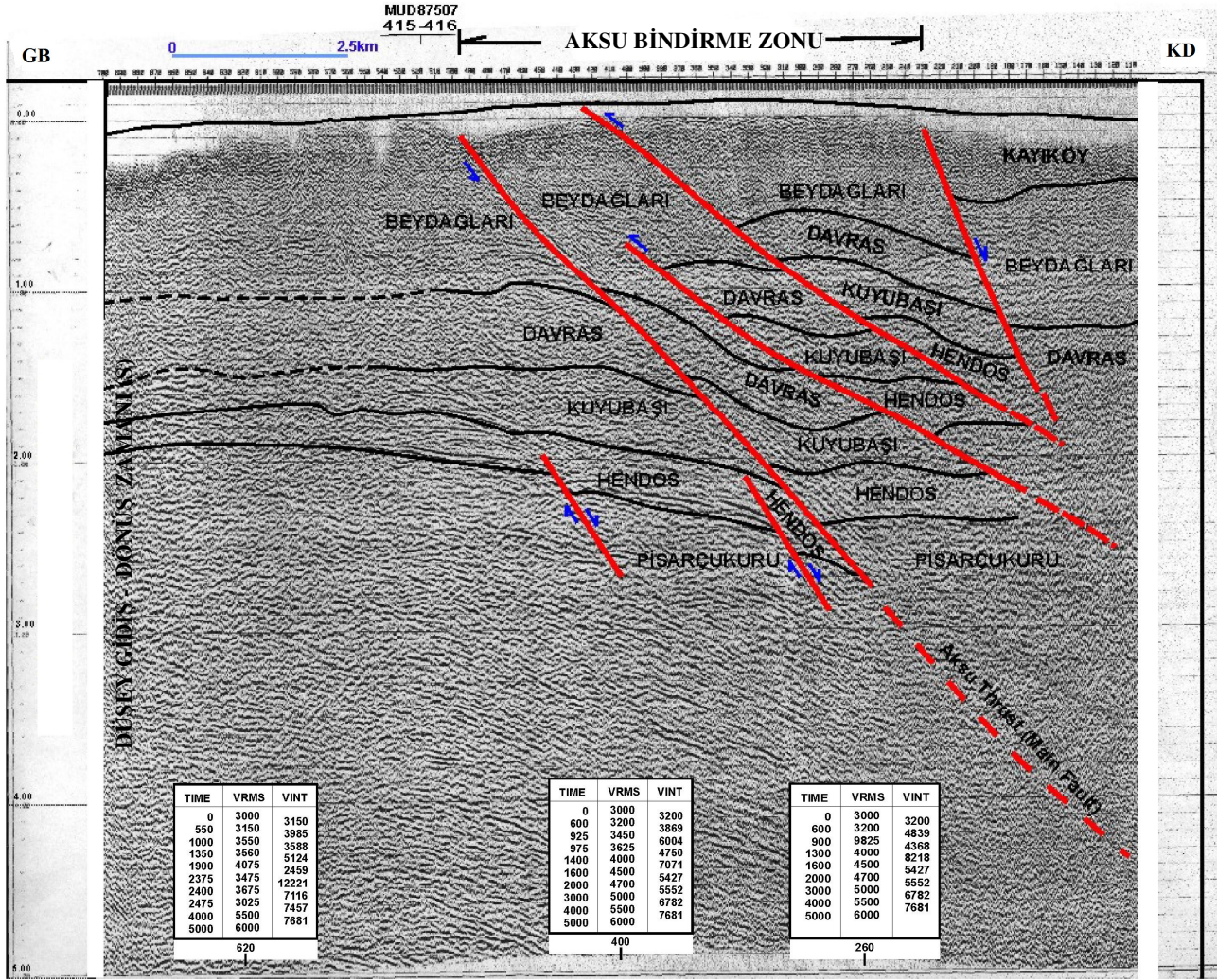
termal kondüktivite değerleri derinliğin fonksiyonu olarak elde edilmiştir (Şekil 10.b). 1500 m derinliğine kadar yavaş bir artım gösteren termal kondüktivitenin, bu derinlikten itibaren daha fazla artarak 2071 m derinlikte 1.29 $W/m^{\circ}C$ değerine ulaştığı görülmektedir. Batı Anadolu'da Tezcan ve Turgay (1989) ve İlkışık (1995) vb gibi çoğu çalışmada ısı akısı hesaplamalarında kullanılan 2.1 $W/m^{\circ}C$ değeri göz önüne alındığında, bu değere 5.725 km/sn hız değerinin gözlemlendiği kabuğun üst derinliklerinde ulaşılacağı açıkça görülmektedir.



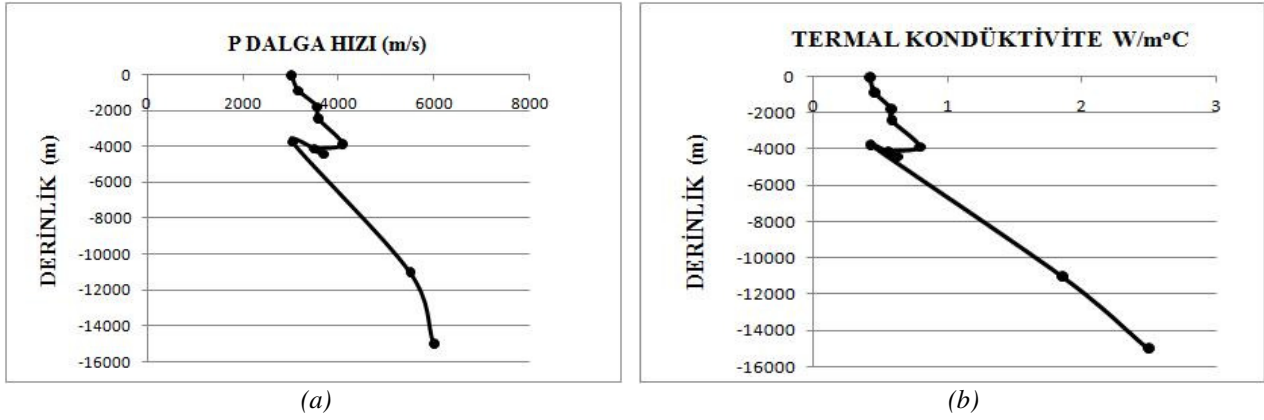
Şekil 10. (a) Batı Anadolu'da örnek bir kuyu için derinliğe bağlı P dalga hız değerleri, (b) Batı Anadolu'da örnek bir kuyu için Şekil 10.a' da verilen sismik hız değerlerinden yararlanılarak hesaplanan termal kondüktivite-derinlik ilişkisi.

Şekil 11 çalışma alanında derin yer altı yapısını aydınlatacak 510 nolu sismik kesiti göstermektedir. KD-GB yönünde alınan 510 nolu sismik zaman kesitinin düşey eksenini düşey gidiş-dönüş zamani (5 saniye) (Two-Way Travel Time= TWTT) ve yatay eksenini yaklaşık 15 km'dir. Aksu bindirme zonu bu kesitte açıkça görülmektedir. Bu kesit derinlik boyutunda yorumlandığında yaşlı birimden en genç birime kadar sırasıyla; *Pisarçukuru Kireçtaşı*: yaklaşık 4500 m/s sismik hız ve 1.01 W/m°C' lik termal kondüktiviteye sahiptir. *Hendos Dolomiti*: genellikle orta ile koyu grimsi çok bitümlü ve iri kristallidir. Sismik hızı yaklaşık 4000 m/s olup termal kondüktivite değeri 0.75 W/m°C'ye karşılık gelmektedir. *Kuyubaşı Dolomiti*: açık gri renkli, şekerimsi dokulu olup iyi gelişmiş bir porozite özelliği gösterir. Sismik hızı yaklaşık 3500 m/s olup termal kondüktivitesi 0.56 W/m°C' dir. *Davras Formasyonu*: egemen olarak açık gri-koyu gri renkli, kalın tabaklı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve siyahımsı şeyl ara katkılarında oluşur, sismik hızı yaklaşık 3250-3500 m/s arasındadır. Termal kondüktivitesi 0.48 ile 0.56 W/m°C

arasında değişmektedir. *Beydağları formasyonu*: formasyonu oluşturan kireçtaşları çoğunlukla açık ile koyu grimsi orta-kalın katmanlı kısmen dolomitiktir. Sismik hızı yaklaşık 3000-3250 m/s arasında ve termal kondüktivite değerleri 0.41-0.48 W/m°C arasında değişmektedir. *Kayıköy Formasyonu*: genellikle kumtaşı-şeyl ardalanmaları ve yersel kireçtaşı ara tabakalarından oluşur. Sismik hız değeri yaklaşık 3000 m/s ve termal kondüktivite değeri 0.41 W/m°C' dir. Şekil 12 a ve b'de ise 510 nolu kesitteki derinliğe bağlı olarak değişen sismik hız değerleri ve bu sismik hız değerlerinden hesaplanan termal kondüktivite-derinlik eğrisi görülmektedir. Yaklaşık 3000 m/s hız ve 0.5 W/m°C' lik termal kondüktivite değeri ile başlayan eğri 4000 m derinlik civarında yaklaşık 4075 m/s hız ve 0.8 W/m°C termal kondüktiviteye ulaşmakta ve burada ani bir düşük hız zonu ve buna bağlı olarak da düşük termal kondüktivite değerleri görülmektedir. Maksimum 15000 m derinliğe ulaşan kesit 6000 m/s' lik hız karşılık 2.5 W/m°C' lik termal kondüktivite değerine sahiptir.



Şekil 11. 510 nolu sismik kesit ve yorumu (Kamacı vd., baskıda).



Şekil 12. (a) 510 nolu sismik kesit için derinliğe bağlı P dalga hızları, (b) 510 nolu sismik kesit için Şekil 12.a' da verilen sismik hız değerlerinden yararlanılarak hesaplanan termal kondüktivite-derinlik ilişkisi.

Tartışma ve Sonuç

Çalışma alanında boyuna dalga hız (V_p) değişimleri ve buna bağlı olarak termal kondüktivite değerleri incelenmiştir. Yaklaşık 26900-28500 D ile 4175000-4187000 K koordinatları arasında kalan bölgenin çevreye göre daha düşük hız yapısına sahip birimlerden oluştuğu görülmektedir. Boyuna dalga hızlarının kullanılması ile hesaplanan termal kondüktivite değerlerinde de aynı alanda çevreye göre daha düşük termal kondüktivite değerlerinin olduğu saptanmıştır. Söz konusu bu alanda daha önce sözü edilen petrol amaçlı sismik kesitlerden yararlanılarak yaklaşık 2800 metre derinlikte rezervuar kayaç olarak düşünülen dolomitik kireçtaşı seviyesi üzerinden elde edilen sismik hız haritası değerleri kullanılarak bölgesel termal kondüktivite değerleri hesaplanmıştır. Oldukça düşük termal kondüktiviteli örtü tabakaları nedeni ile, elde edilen haritada üst kabuğun üst derinliklerine ait düşük termal kondüktiviteli bir genel gidişat görülmüştür. Çalışma alanının 26500-27700 D ile 4191000 – 4195000 K koordinatları arasında kalan bölgesinde, gerek boyuna dalga hız haritasında gerekse termal kondüktivite haritasında P dalga hız ve termal kondüktivite değerlerinde bir artış görülmektedir.

Çalışma alanında 510 nolu kesitteki derinlik-sismik hız verileri kullanılarak düşey yönde hesaplanan termal kondüktivite değerlerinin yaklaşık 13000 m derinliğinde, ısı akışı hesaplamalarında kullanılan ortalama $2.1 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ değerine ulaşabileceği ve bu derinliklerde 5.725 km/sn P dalga hız değerinin ölçülebileceği sonucuna varılabilir. Kalyoncuoğlu (2001) Isparta sismograf istasyonu kayıtlarını kullanarak yaptığı kabuk yapısı çalışmasında kabuğun; a) $V_p=3.4\pm 0.1 \text{ km/sn}$ hıza sahip $2.1\pm 0.5 \text{ km}$ kalınlığında tortul, b) $V_p=5.8\pm 0.1 \text{ km/sn}$ hızlı $15\pm 1 \text{ km}$ kalınlığında hemen hemen granitik üst kabuktan ve onun altında da bazik özellikler taşıyan birimlerden oluştuğunu belirtmiştir. Bu veriler elde ettiğimiz sonuçlarla büyük oranda uyumaktadır.

Elde edilen iki boyutlu yatay ve düşey termal kondüktivite yapısına dayanarak, Isparta-Burdur arasındaki alanda düşük termal kondüktiviteli üst kabuk yapısı nedeni ile yerin derinliklerinden gelen ısı yüzeye ulaşamayacak; bu nedenle de anılan bu bölgenin soğuk kabuk yapısında olacağı tahmin edilmektedir. Arazide

elde edilen sismik hız değerleri kullanılarak ilk defa termal kondüktivite değerlerinin hesaplanması bu çalışmanın önemini arttırmaktadır. Yukarıda elde edilen sonuçlar göz önüne alındığında ileride bu konuyla ilgili yapılacak araştırmalarda, çalışma alanının genişletilmesi ile Afrika-Avrasya konvergenca zonunda kalan bölgenin sismik hız değerlerinden yararlanarak ısı yapısı hakkında daha fazla bilgi elde edilebileceği ya da sismik kesitlere sahip başka alanlarda da termal kondüktivitenin hesaplanabileceği önerilebilir.

Teşekkür

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi BAP yönetimi tarafından desteklenmiştir (Proje no: 05-M-1196). Desteklerinden dolayı teşekkür ederiz. Ayrıca sismik verileri sağlayan TPAO 'ya, katkılarından dolayı Prof. Dr. Coşkun Sarı'ya ve adı belirtilmemiş hakemlere teşekkür ederiz.

Kaynaklar

- Akay, E, Uysal, Ş. 1985. Orta Torosların Batısındaki (Antalya) Neojen Çökellerinin Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Yapısal Jeolojisi. MTA rap., 7799, Ankara.
- Allen, M. 2004. Late Cenozoic Reorganization of The Arabia-Eurasia Collision and The Comparison of Short-term and Long-term Deformation Rates. Tectonics, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Altınlı, İ. E. 1944. Antalya Bölgesinin Stratigrafik Etüdü, İ.Ü.F.F. Mecmuası, seri: B-C , IX, 3, 227-238.
- Barka, A. A., Reilinger, R., Saroglu, F., Sengor, A.M.C. 1997. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Piskin, O., Ergün, M., Savascın, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 9–14 October, 1995, Izmir-Golluk, Turkey 1, pp. 3–18.

- Blumenthal, M. 1963. Le Systeme Structural du Taurus Sud-Anatolien, In Livre a' memoire du Professeur P. Fallot, Mem. Soc. Geol. Fr., 2, 611-662.
- Boray, J.H., Saroglu, F., Emre, O. 1985. Isparta Büklümünün Kuzey Kesiminde D-B Daralma İçin Bazı Veriler. Jeoloji Muh. 23, 9-20.
- Bott, M.H.P. 1982. The Interior of The Earth. Edward Arnold, London.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F. 1997. Lycian Melange, Southwestern Turkey: An Emplaced Late Cretaceous Accretionary Complex, Geology, 25(3), 255-258.
- Dumont, J.F., Kerey, E. 1975. Eğirdir Gölü Güneyinin Temel Jeolojik Etüdü. TJK. Bült., 18(2), 169-174.
- Elitok, Ö., Özgür, N., Yılmaz, K. 2008. Gölcük Volkanizmasının (Isparta) Jeolojik Evrimi, GB Türkiye, TÜBİTAK Proje No, 104Y181, 171 s.
- Ertunç, A., Karagüzel, R., Yağmurlu, F., Türker, A.E., Keskin, S.N., Bozcu, M., Kaya, M.A., Yılmaz, K., Kamacı, Z., Özçelik, M., Davras, A., Yalçın, A., Uyanık, O., Çimen, Ö., Baklaya, Ç., Uzunduran, S., Duman, Y., Şener, E., Karaca, Ö. 2001. Burdur Belediyesi Kent Merkezi ve Yakın Çevresinin Yerleşime Uygunluk Açısından İncelenmesi. SDÜ. Müh.-Mim. Fakültesi, Isparta-Turkey (yayınlanmamış rapor).
- Garland, G., D. 1979. Introduction to Geophysics, W.B., Saunders, Philadelphia.
- Glover, C., Robertson, A.H.F. 1998. Neotectonic Intersection of The Aegean and Cyprus Tectonic Arcs: Extensional and Strike-Slip Faulting in The Isparta Angle, SW Turkey. Tectonophysics, 298, 103-132.
- Gretener, P.E. 1981. Geothermics: Using Temperature in Hydrocarbon Exploration: Am. Assoc. Petroleum Geol., Course Note Series 17, Tulsa.
- Gutnic, M. 1977. Geologie du Taurus Pisidien au Nord d'Isparta (Turquie). Tru. Lab., Geol. Hist. Univ., Paris.XI, 112 p.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., Mesci, L. 1998. Palaeomagnetic Study of the Karaman and Karapınar Volcanic Complex, Central Turkey: Neotectonic Rotation in The South-Central Sector of The Anatolian Block, Tectonophysics, V.299, 191-211.
- İlkişik, O.M. 1995. Regional Heat Flow in Western Anatolia Using Silica Temperature Estimates from Thermal Springs, Tectonophysics, V.244, 175-184.
- Kalyoncuoğlu Ü., Y. 2001. Isparta Sismograf İstasyonu Altındaki Yerkabuğu ve Üst Manto Yapısının Belirlenmesi. Doktora Tezi, KOU. Fen Bil. Enst., Kocaeli, 113 s.
- Kamacı, Z., Pınar, A., Över, S. 2005. Isparta-Burdur Arasında Yeralan Fay Sistemlerinin Sismoloji, Sismik Prospeksiyon Yöntemleri ile İncelenmesi ve Fay Kinematığı ile Etkin Gerilme Durumlarının (Stres State) Saptanması, S.D.Ü. Bap Projesi, 2003-M-676, Isparta.
- Kamacı, Z., Pınar, A., Över, S. Isparta-Burdur Fay Sistemlerinin Sismoloji, Sismik Araştırma ve Mikrotektonik Yöntemleriyle İncelenmesi, İ.Ü. Yerbilimleri Dergisi, baskıda.
- Kissel, C., Laj., C., Şengör, A.M.C., Poisson, A. 1987. Paleomagnetic Evidence for Rotation in Opposite Senses of Adjacent Blocks in Northeastern Aegea and Western Anatolia, Geophysical Research Letters, 14(9), 907-910.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon, D., Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S. 1993. First Paleomagnetic Evidence for a Post-Eocene Clockwise Rotation of The Western Taurides Thrust Belt East of The Isparta Reentrant (Southwestern Turkey), Earth and Planetary Science Letters, 117, 1-14.
- Lee, W.H.K. 1970. On the Global Variations of Terrestrial Heat Flow. Phys. Earth Planet. Int., V.2, 332-341.
- Livermore, R.A., Smith, A.G. 1985. Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean region. In: Stanlet, D.J., Wezel, F.C. (Eds.), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer-Verlag, Berlin, 83-100.
- Orbay, N. 2001. Jeotermik. İÜ Yayını, S.4296, N.8, 109 sh., İstanbul.
- Özçep, F. 2000. Anatolit Kuşağı Boyunca Neojen Volkanizmasının Paleomağnetizmadaki İzleri ve Bölgenin Tektonik Evrimine katkıları. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.
- Özçep, F., Orbay, N. 2000. Paleomagnetic Studies on the Anatolian (Turkish) Plate and Geodynamic Implications: A Review. Terra Nostra, 10, 93-94.
- Özkahraman, H.T., Selver, R., Işık, E.C. 2004. Determination of The Thermal Conductivity of Rock From P-wave Velocity. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, V.41, 703-708.
- Platzman, E.S., Tapırdamaz, C., Sanver, M. 1998. Neogene Anticlockwise Rotation of Central Anatolia (Turkey): Preliminary Palaeomagnetic and Geochronological Results. Tectonophysics, 299, 175-189.

- Poisson, A. 1977. Recherches Geologiques Dans les Taurides Occidentales (Turquie), Univ. Paris. Sud, Orsay, 795p.
- Pollack, N.N., Chapman, D., S. 1977. Regional Geotherm and Lithospheric Thicknesses. *Geology*, V.5, 265-268.
- Popov, Y., Tertychnyi, V., Romushkevich, R., Korobkov, D., Pohl, J. 2003. Interrelations Between Thermal Conductivity and Other Physical Properties of Rocks: Experimental Data, *Pure Appl. Geophys.*, 160, 1137-1161.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N. 1997. Global Positioning System Measurements in The Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B5), 9983-9999.
- Rotstein, Y. 1984. Counterclockwise Rotation of Anatolian Block. *Tectonophysics*, V.108, 71-91.
- Sanver, M. 1983. Yer in Isıl Yapısı ve Sonuçları: Levha Tektoniği. Ed. Nezih Canitez, Tübitak-İTÜ Yaz Okulu Ders Notları, 51-109.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., Rolet, J. 1986. Kinematic Evolution of The Tethys Belt, From The Atlantic to The Pamirs Since The Triassic, *Tectonophysics*, 123, 1-35.
- Sclater, J.G., Jaupart, C., Golson, D. 1980. The Heat-Flow Through Oceanic and Continental Crust and The Heat Loss of The Earth, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 269-312.
- Similox-Tohon, D., Sintubin, M., Mucchez, P., Vanhaverbeke, H., Verhaert, G., Waelkens, M., 2005. Identification of a historical morphogenic earthquake through trenching at ancient Sagalassos (SW Turkey), *Journal of Geodynamics*, 40, 279-293.
- Surma, F., Geraud, Y. 2003. Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forets Granite, *Pure appl. geophys.* 160, 1125-1136.
- Şenel, M. 1997. 1/25.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Isparta J12 paftası. M.T.A., S.4, Ankara.
- Şengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, *Journal of the Geological Society, London*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey As a Case Study. ed. K.T. Biddle, N. Christie-Blick, *Strike-slip Faulting and Basin Formation. Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. Pub.*, V.37, 227-264.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Temiz, H. 1996. Regional Significance of Neotectonic Counterclockwise Rotation in Central Turkey. *Inter. Geol. Rev.*, 38, 692-700.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H. 2000. Palaeomagnetic study of the Erciyes sector of the Ecemis, Fault Zone: neotectonic deformation in the eastern part of the Anatolian Block. In: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, Geological Society Special Publication N.173, pp. 423-440.
- Tezcan, A.K., Turgay, İ. 1989. Türkiye ısı akışı haritası. MTA Jeofizik Etüd. Dairesi, Ankara
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Afşar, Ö.P., Taner. 1986. Batı Torosların Jeolojisi. MTA. Rap. No. 7779 Ankara.
- Yalçınkaya, S. 1989. Isparta-Ağlasun(Burdur) Dolaylarının Jeolojisi İ.Ü.Fen Bil.Enst.Doktora tezi, 176 s. İstanbul.
- Yılmaz, Y. 2000. Ege Bölgesinin Aktif Tektoniği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, *Bildiriler Kitabı*, 3-14.
- Yağmurlu, F., Savaşın, Y., Ergun, M. 1997. Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within The Evolution of Isparta Angle, SW-Turkey, *The Journal of Geology*, 105, 717-728.
- Yağmurlu, F. 2000. Burdur Fayının Sismotektonik Özellikleri : Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, *Bildiriler*, 143-152, İZMİR.
- Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M. 2001. Burdur-Fethiye arasındaki bölgede Burdur fayının sismotektonik özelliklerinin araştırılması, TÜBİTAK Proje no, 101Y027 (Investigation of seismotectonic characteristics of Burdur fault in between Burdur and Fethiye region).