

DOĞU AKDENİZ JEOFİZİK VERİLERİNİN ANALİZİ VE YORUMU

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Doktora Tezi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü**

Tolga GÖNENÇ

**Nisan, 2008
İZMİR**

TEŞEKKÜR

“Başta danışmanım Doç. Dr. Mustafa AKGÜN’e tez izleme komitemde bulunan Prof. Dr. Günay ÇİFÇİ’ye ve Doç. Dr. Hasan SÖZBİLİR’e sonra sırasıyla gece gündüz, yağmur çamur demeden her türlü koşulda bugüne kadar yanımda olan eşim Özge GÖNENÇ’e, beni 20.02.1973 yılında dünyaya getiren beni hep el üstünde tutan sevgili annem Gönül GÖNENÇ’e, üç kalp krizi bir açık kalp ameliyatı geçirmiş olmasına rağmen her zaman bana el ense çeken yakın dövüş savunma tekniklerini öğreten çocukluğumu bir çocuk gibi yaşamamı sağlayan babam Şencan GÖNENÇ’e, “Oğlum sen artık üniversitede hocasın şöyle bıçak gibi takım elbiselerini giy eskiden hep giyerdin” diyen onun pişirmiş olduğu pişiler eşliğinde okuduğum çizgi romanlar ile aklımda kalan çocukluğumun en güzel zamanlarımı yaşatan rahmetli anneannem Naime TEKELİ’ye, çalışmalarımın ilk aşamalarında yola beraber başladığım Prof. Dr. Mustafa ERGÜN’e, gerek dünyaya bakışı gerekse insanlara yaklaşımıyla beni hayretler içinde bırakan, her ne koşulda olursa olsun negatifliği pozitif bakış açısına çevirebilen dünya içinde başka bir dünya yaratabilen tüm sıkıntıları içinde toplayıp ama asla dışarı yansıtmayan sevgili hocam Doç. Dr. Mustafa AKGÜN’e, moral motivasyonunu asla benden esirgemeyen bilgisini sürekli benimle paylaşan yeni bakış açılarını yakalamama yardımcı olan sevgili mesai arkadaşım ve hocam Öğr. Gör. Dr. Oya ANKAYA PAMUKÇU’ ya, çalışmalarımın vazgeçilmezi yazılımlarda her zaman kapısını aşındırdığım ve yardım elini hiç esirgemeyen Öğr. Gör. Dr. Şenol ÖZYALIN’ a çok teşekkür ederim.”

Tam bir sene sonra askerlik sürecinde ve sonrasında tüm yaşananlardan sonra en değerli varlığımı bir anda kaybedip en zor anlarımda kimler vardı kimler yoktu gördükten sonra eksik yeni bir hayat başladı. Bu süreç içinde Uzman Zülfikar ERHAN ve sevgili eşi Ebru ERHAN’a özel teşekkürlerimi sunuyorum. Bu süreçte şunu öğrendim;

“Her şey dün gibi inan gelir geçer, Bilemezsek kıymeti hayat bizi içer”

Tolga GÖNENÇ

Biliyorum ordasın ve izliyorsun.....

Ne olurdu biraz daha kalsan ve görebilsen...

ÖZ

Doğu Akdeniz Bölgesi'nin neotektoniğini, Afrika Plakası, Arap Plakası ve Avrasya Plakasının göreceli hareketleri denetlemektedir. Bölge, Anadolu Plakasının Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFS) boyunca batıya kaçması ve bu plakanın Yunan Kesme Zonunun etkisi ile Güney- Batı yönlü hareketi ile şekillenmektedir. Girit ada yayı ve buradaki dalma-batma zonu plaka hareketlerinin etkileşim mekanizması ile sürecini günümüzde halen devam ettirmektedir. Dolayısıyla günümüzde devam eden tektonizma özelliklerini ortaya koymak ve bölgeye genel bir tektonik model oluşturmak için 23° - 28° doğu boylamları / 33° - 38° kuzey enlemleri ile sınırlanmış çalışma alanında sismoloji ve gravite verileri irdelenmiştir. Bu amaç doğrultusunda, sismolojik veriler USGS'ten, gravite verileri ise 1971-74 Shakleton çalışmalarından sağlanmıştır.

Sismolojik çalışmalarda, USGS' ten 1973-2004 (32Yıllık) yıllarına ait tüm sismolojik ham veri seti elde edilmiştir. Bu veriler $\text{Mag} \geq 3$ şeklinde 6579 adet deprem verisi olarak sınıflandırılmıştır. Daha sonra depremler yıllara, büyüklüklere, derinliklere göre istatistiksel olarak incelenmiştir. Elde edilen bulgular ile Girit adası ve çevresi sismolojik açıdan değerlendirilmiştir. Bölgede baskın olarak, %95.3 oranında büyüklüğü 3-5 arasında, %85.9 oranla da derinliği 0-60 km arasında depremler mevcuttur. Orta derinlikteki depremler (60-200 km) özellikle 24° - 26° doğu boylamları ile 38° - 36° kuzey enlemleri arasında kalan alanda gözlenmiştir. En derin deprem verisi 180-190 km civarında saptanmıştır. Girit yayının (Helenik Yay) batı ve doğu kanatlarında (23° - 24° / 26° - 28° doğu boylamları) ise derinliğin bu kadar fazlaşmadığı, ortalama 100 km civarında kaldığı görülmektedir. Dolayısıyla bu sonucu desteklemek beraberinde ana dalımın modelini ortaya koymak için çok yoğun depremlerin gözlemlendiği 0-50 km odak derinliklerine ait depremler elimine edilerek 60-200 km arası odak derinlikli depremler 3 boyutlu olarak modellenmiş ve dalımın fiziksel ana görüntüsü ortaya konmuştur. Bir diğer uygulamada, dalımla ilgili ana mekanizmayı ortaya koymak amacıyla yapılan derinlik kesitinde de dalımın 180 km' ye kadar devam ettiği, 100 km civarında bükülmenin olduğu, ortaya çıkmıştır.

Bölge genelinde 1 yıllık ve 32 yıllık deprem verileri kullanılarak yapılan Lon(N)-M grafiklerinden b değeri $0,5 < b < 1,8$ aralığında bulunmuştur. “b” değerinin büyük oluşu; Bölgenin heterojen bir yapıya sahip olduğunu ve ortamın tektonik açıdan oldukça etkin olduğunu beraberinde gerilim enerjisinin büyük bir yoğunluğunun küçük depremler ile boşaldığını gösterir. “a “ değerinin \gg olması bölgenin sismik aktivitesinin küçük büyüklükteki depremler ile şekillendiğini gösterir. Bu sonuçlarda çalışma alanının güncel aktifliği konusunda bölgenin sürekli tektonik değişkenlik gösterdiğinin kanıtı olarak tespit edilmiştir.

Bu veriler ışığında çalışmanın ikinci kısmında bölgeye ait 5 km örnekleme aralığına sahip Bouguer Gravite Anomali verileri kullanılmıştır. Çalışmanın bu aşamasında uygun süzgeçlemeler kullanılarak yüzeyden ve derinden gelen etkiler tanımlanmaya çalışılmıştır. Güç specturumu ve Normalleştirilmiş tam gradyent yöntemi kullanılarak yapısal farklılıkların olduğu ortamlar tespit edilmiş sonraki aşamada bu kadar fazla sayıda tektonik elementin olduğu bölgede kabuk kalınlığının değişiminin bölgesel olarak farklılık getireceği gerçeğini düşünerek, Serbest Hava Anomalisi ve Manyetik veriler kullanılarak Von Frese (1982) makalesindeki çalışmalar bu alanda uygulanmıştır. Bölgesel olarak alanın izafi kabuk incelmesinin ve kalınlaşmasının olduğu alanların sismolojik veriler ile korelasyonu ile etkin parametreler ortaya konmuş, 0-20 km derinliğe kadar olan depremlerin Batı Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Hattı boyunca batıya kaçması ve güneybatı yönlü açılmaların etkisi altında şekillendiği ve 20-30 km derinlikten sonra bölge tektoniğinin şekillenmesinde Girit (Helenik) Yayının baskın etkisi ortaya konmuştur.

Kabuk kalınlığının volkanik ada yayı boyunca izafi bir incelme içinde olduğu yay önünde ise göreceli parçalı incelme ve kalınlaşmaların olduğu Von Frese (1982)'deki yaklaşımı ile saptanmıştır. Özellikle Pliny, Strabo hendekleri boyunca sistemin doğrultu atımlı sisteme dönmesi ve Fethiye Burdur Fay hattı ile etkileşimi güneybatı Türkiye ana karasında oluşabilecek depremlerin irdelenmesi açısından da önem göstermektedir.

Tüm yapılan bu çalışmalar ile bölgenin batimetrik ve tektonik bilgilerini kullanarak winGlink modelleme programında modelleme uygulaması yapılmıştır.

Elde edilen gravite modelleri moho derinliği değişimi ve kıtasal kabuk okyanussal kabuk sınırlarının tespitini sismolojik veriler ile destekleyerek ortaya çıkarmıştır.

Anahtar Sözcükler: Girit, Bouguer Gravite Anomali Haritası, Kabuk Modeli, Dalma-Batma Bölgesi, Depremler.

ABSTRACT

Neotectonics of the Eastern Mediterranean is still active and the motion of the African Plate, Arabian Plate and the Eurasian Plate controls it. The westward motion of the North Anatolian Fault Zone and southwestward rotation of the Aegean region shape this region. Therefore, to create the subduction model of the Cretan Arc, Seismological data (USGS) and gravity data (from 1971-74 Shakleton Cruise) of the region, which is defined by the 23⁰-28⁰ E longitudes and 33⁰-38⁰ N latitudes, were collected.

In the seismological studies, 6579 pure records were classified as magnitude ≥ 3 . After this application, all records were investigated to depth, years and magnitude with statistical methods to specify the seismological characteristic of the Cretan Arc. According to distribution of data which were classified as magnitude ≥ 3 , region was characterized by the magnitude between 3 and 5 (%95.3 of the all data) and depth between 0 and 60km (%85.9 of the all data). Increasing the number of this seismological data from 60 to 200 kilometers, were found area defined by 24⁰-26⁰ E longitudes and 38⁰-36⁰ N latitudes. The deepest data were collected from 180-190 kilometers. Also west and the east part of the Cretan Arc's seismological data were collected from 100 kilometers depth. Therefore to support this result, seismological data (0-50 km) were eliminated and 3-D model of the subduction zone created with the data that is collected from 60 kilometers to 200 kilometers. In the other application second dipping angle were found.

According to seismological data, Log (N)-M graphics were made to define the "a" and "b" parameters. Parameter "b" which is related to heterogeneity or homogeneity of media was found high. Also parameter, "a" which is related to low magnitudes seismic activity or high magnitudes seismic activity, was found high. These results are shows the high activity of eastern Mediterranean Sea and Cretan Arc.

In the second step, 5 kilometer sampled gravity anomaly data, which is supported by the bathymetric and tectonic knowledge, were used for creating model. Low pass

Filtering, Power Spectrum Application and Normalized Full Gradient Method were used for finding the structural geometry. Also Free Air Gravity Anomalies and magnetic data were interpreted to compare the relative thickness differences of the crust. According to Von Frese (1982) relative thickness differences can be solved by correlation of the Free Air Gravity Anomalies and Magnetic Anomalies. The results of these applications were supported the model which we find from the seismological data. Crustal thickness was found 20-30 kilometer in Aegean Sea around the volcanic arc. Also seismological data of the western part of the Turkey very dominate depth (0-20 km), after the 20 kilometers Cretan Arc system were found very effective in seismological events.

Thickness of crust values were found relatively low along the volcanic arc same as Von Frese (1982). Especially, changing of the system around the Pliny, Strabo trenches (strike slip fault system) affect the structural conditions. Because of the undulated bathymetric values can be related the relative thickness differences in the southeast region of the Crete and these strike slip fault system to reach over to Turkey with Fethiye Burdur fault system. Therefore analyzing of this system is very important to solve tectonic problems in global focusing in coastal civilization in future.

Finally, bathymetric and tectonic knowledge were combined and then Bouguer Gravity Anomaly Model were created with winGlink software According to this geometry of subduction zone crustal thickness variations and moho depth were defined and characteristics of the region were described with seismological and gravity data.

Key Words: Crete, Bouguer Gravity Anomaly Maps, Crust Model, Subduction Zone, Earthquakes

İÇİNDEKİLER

TEZ SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT	vii
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1 Bölgenin Genel Tektoniği ve Yaklaşımlar.....	2
1.2 Bölgenin Depremselliği	5
1.3 Bölgenin Gravite, Manyetik, Isı Akısı Özellikleri	10
BÖLÜM İKİ - GİRİT YAYI VE ÇEVRESİNİN SİSMOLOJİK VERİLER İLE İRDELENMESİ	13
2.1 Girit Yayı ve Çevresine Ait Sismolojik Veri Kütüğünün Düzenlenmesi	13
2.2 Sismotektonik ve Deformasyon	13
2.3 Sismolojik Uygulamalar	15
BÖLÜM ÜÇ - GİRİT YAYI VE ÇEVRESİNİN KABUK KALINLIĞI DEĞİŞİMİNİN İRDELENMESİ.....	40
3.1 Kabuk Kalınlıklarının Değişiminin İrdelenmesi.....	40
3.2 Girit ve Çevresinin Serbest Hava Anomalisi, Manyetik ve Batimetrik Verilerin Işığında İrdelenmesi.....	43
BÖLÜM DÖRT - GİRİT YAYININ BOUGUER GRAVİTE ANOMALİSİ VERİLERİNE GÖRE YORUMLANMASI	52
4.1 Gravite Verilerinin Yorumu	52
4.2. Alan Verilerinin Değerlendirilmesi.....	55

BÖLÜM BEŞ - YORUM VE SONUÇLAR	68
5.1 Genel Yorum	68
5.2 Sonuçlar	74
KAYNAKLAR	77

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1. Giriş

Girit Yayı (Helenik Yay) genel Doğu Akdeniz tektoniği içinde aktivitesini halen devam ettiren ve sismolojik anlamda Doğu Akdeniz genelinde adet olarak fazla depremlerin olduğu bir bölgedir. Bölge Ölüdeniz Doğrultu Atımlı Fayı (Afrika ve Arap plakalarının hareketleri) ve Kuzey Anadolu Fay Hattı (KAFH) boyunca gerçekleşen hareket ile Yunan Kesme Zonu ve Batı Anadolu'nun güneybatı yönlü hareketinin etkileşimi altında bulunmaktadır.

Yoğun bir tektonik evrim içerisinde karmaşık fiziksel deformasyonlara maruz kalan bu bölgedeki oluşum direk/dolaylı olarak Batı Anadolu ve çevresinde gerçekleşen yada gerçekleşecek olan tektonik aktiflik ile mutlaka ilişkilendirilmelidir. Özellikle Fethiye-Burdur fay hattı ile ilişkilendirilen bu alandaki aktif dalma batma mekanizmasının sismolojik veriler içinde Ege Denizi'nin ortalarında 180-200 km' ye kadar dalım verisi göstermesi bu anlamda bir bakıma önemini ortaya koymaktadır. Geçmiş yüzyıllarda kayıtlı Tsunami belgeleri, bölgenin aktif sismolojik yapısı buranın daha iyi anlaşılması gerekliliğini göstermektedir.

Dalım mekanizmasının irdelenmesi ve bu dalımın yüzey ve yüzeye yakın derinliklerde neden olduğu deformasyon etkilerinin yorumlanması bu açıdan önemlidir.

Bölgede son 30 yılda birçok çalışma yapılmış ve sonuçlar sunulmuştur. Bunlardan bazıları; Avrasya plakasının bir parçası olan Ege mikro plakası Kuzey Doğu'dan Güney Batıya doğru hareketinin senede 3 cm hareket etmesine yönelik sonuçlar(Mc Clusky vd.,2000) ile bölgede dalım havzasının amfiteyatrik model sunduğunu ve plaka sınırının Wadati Benioff zonu olduğu sonuçları verilmiştir(Papazachos ve Comninakis, 1971; Gregersen, 1977; Mc Kenzie, 1978; Le Pichon ve Anglier, 1979; Makropoulos, 1984; Taymaz vd. 1990). Spakman vd.(1988) ve Truffert vd. (1993)

tarafından yapılan çalışmada Girit ve çevresindeki bölge Avrasya plakasının güney sınırı olarak tanımlanmıştır. Stiros S.C., (2000) çalışmasında Arkeolojik veriler ışığında bölgede meydana gelen büyük depremleri volkanik afetleri ve tsunami sonuçlarını irdelemiştir. Bohnhoff M., vd. (2001), çalışmasında akustik empedans farklılığına bağlı olarak dalma batma zonunun modelini çıkarırken, Casten U.,ve Snopek K., (2006) çalışmasında sadece gravite verileri ışığında modellemeye gitmiştir.

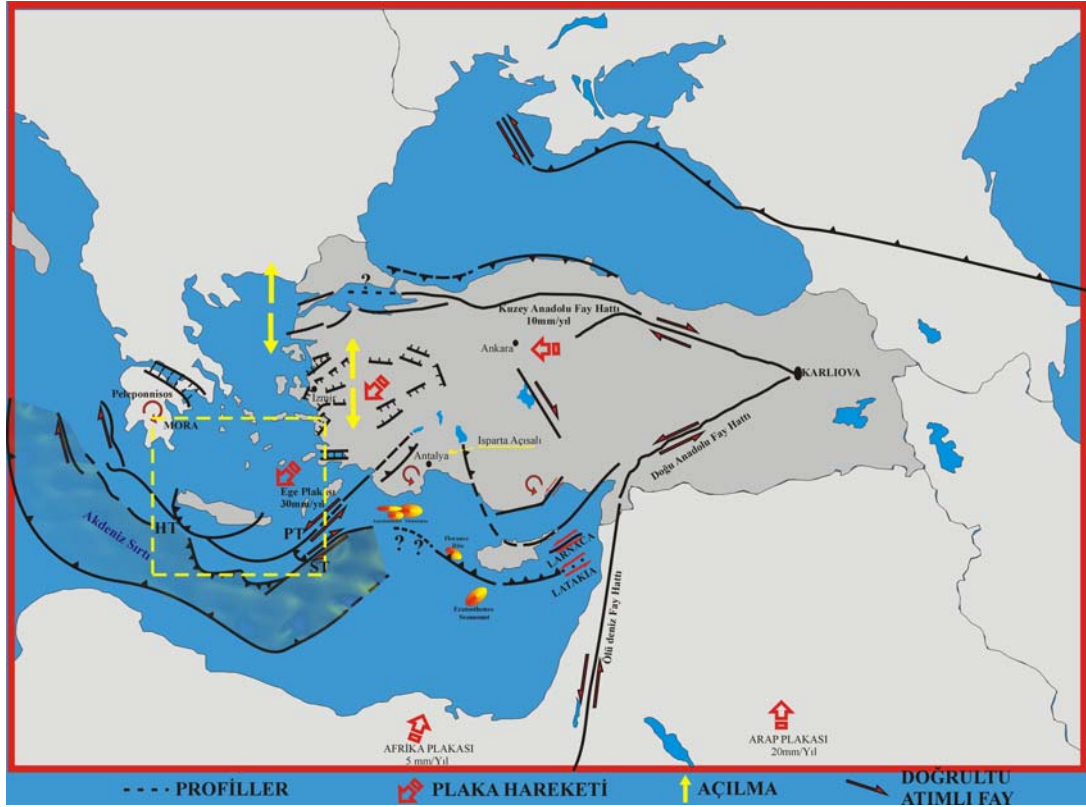
1.1 Bölgenin Genel Tektoniği ve Yaklaşımlar

Doğu Akdeniz bölgesindeki güncel tektonik deformasyon Afro-Arap Levhası' nın Avrasya Levhası'na göre göreceli olarak kuzeye doğru hareketi ile ve Orta/Geç Eosen (23-50 Ma)'deki Kızıl Deniz olayı ile yakından ilişkilidir (Hempton, 1987). Bu sürede, Afrika ve Arabistan tek bir levha şeklindeydi ve Tetis Yayı Baseni kapanarak Arap Levhası'nın kıtasal kenarı Avrasya Levhası ile çarpışmıştır. Böylece Afrika Avrasya'nın altına doğru sürekli olarak dalmaya başlamıştır. Bu işlem Miyosen'de (20 Ma) gelişmiştir. Arap Levhası'nın Avrasya'ya karşı hızla yaklaşmasının sonucu olarak Afrika Levhası'ndan Arap levhasının ayrılması Kızıl Deniz ve Aden Körfezi'nin genişlemesini sağlamıştır. Bu olay eş zamanlı olarak Ölü Deniz fayını başlatmıştır. Orta Miyosen'de Arabistan'ın geniş kıtasal kenarı tükenmiştir ve serbest olarak kuzeye hareketi durmuştur. Sonra Ölü Deniz fayı boyunca sol atımlı hareketle Kızıl Deniz'in ilk genişleme fazı sona ermiştir. Erken Pliyosen'e (5,2 Ma) kadar aşırı kabuksal kalınlaşma ve kısalma ile yaklaşma zonundaki yükselme nedeniyle Arabistan ve Afrika'nın tek bir levha kuzeye hareketi sürmüştür. Transform faylar boyunca kıtasal kenarların ayrılması ile yaklaşma stresinin sonuçları hafiflemiştir (Mc Kenzie, 1972). Böylece Geç Miyosen (14-10 Ma) ile erken Pliyosen (5-3 Ma) arasında Anadolu yanal atımlı fayları (Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları) başlamıştır (Şengör, 1979.; Le Pichon ve Angelier, 1979.; Barka ve Hancock, 1984) ve bu nedenle Anadolu levhasında maksimum sıkışma zonu dışında bir açılma başlamıştır. Transformlar boyunca tektonik kaçış Arabistan'dan Afrika'nın bağımsız hareketini başlatmıştır (Le Pichon ve Gaulier, 1991). Sırasıyla Arap Levhası'nın daha hızlı yaklaşması nedeniyle Kızıl Deniz'in açılmasının ikinci safhası başlamıştır. Anadolu'nun Avrasya'ya göre göreceli batıya

hareketi, Adriyatik Levhası'nın kuzeybatı Yunanistan ve Arnavutluk'la, Arabistan'ın ise Avrasya ile kıtasal çarpışması ve Helenik Yay'daki dalma, Doğu Akdeniz'in güncel kinematik deformasyonu tarafından kontrol edilmektedir.

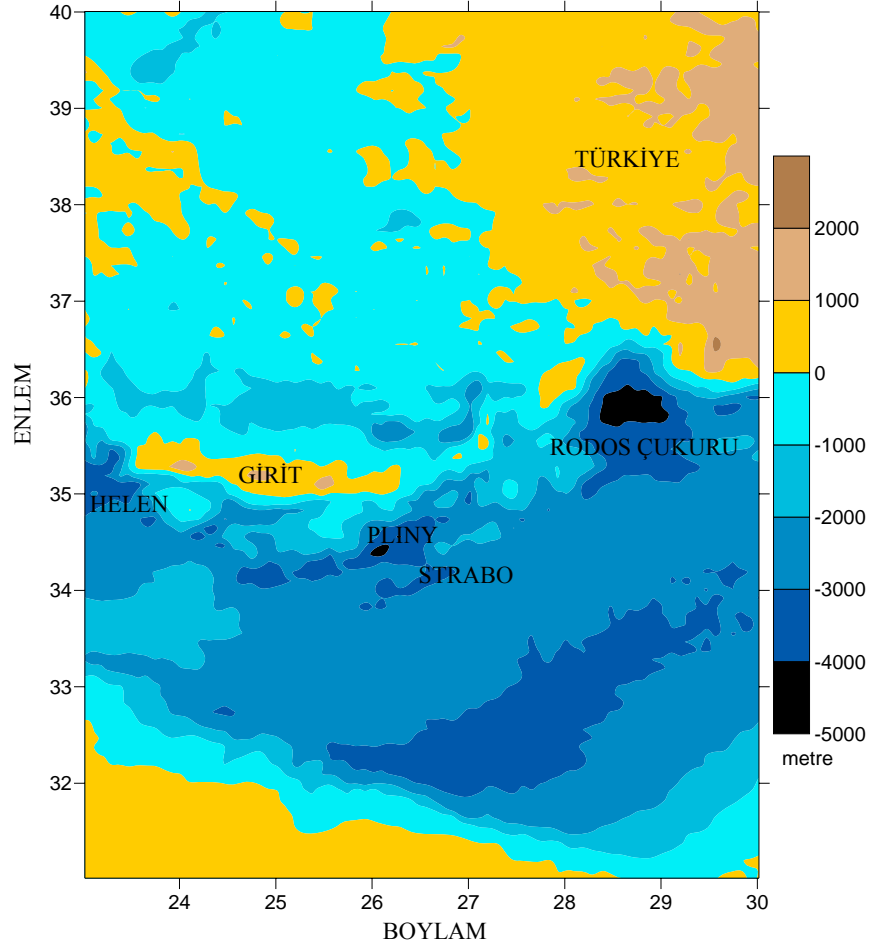
Afrika Levhası'nın dalması 40-26 Ma Oligosen'de başladı. Orta Miyosen civarında Türkiye için neotektonik periyodun başlangıcı sayılan Arabistan ve Avrasya'nın en son çarpışması tektonik evrimdeki şiddetli değişimlere neden olmuştur. Bu sayede Tetis Kemerinin bu bölümünde çok sayıda bir arada var olan değişik tektonik rejimler meydana gelmiştir; kıta-kıta çarpışma zonu (Bitlis-Zagros, Kafkas), temel transform faylar (Kuzey, Doğu ve Kuzeydoğu Anadolu fayları, Ölüdeniz fayı), dalamanın değişik aşamaları (Helenik, Kıbrıs Yayları). Bu tektonik özelliklerin bir kısmını batimetri ve topografyadan da izlemek mümkündür (Oral 1994).

Doğu Akdeniz'in neotektoniği, Avrasya, Arap, Afrika plakaları, mikro plakalar ve blokların kontrolü altındadır (Şekil 1.1.1). Çok küçük bir alanda çarpışma, dalma-bindirme, yay gerisi açılma, çek-ayır zonları gibi bir çok tektonik olay gözlemlenmektedir. Arap plakası yılda ortalama 18mm, Afrika plakası ise yılda ortalama 8mm Avrasya'ya doğru hareket etmektedir (Reilinger vd. 1997.; Mc Clusky vd., 2000.). İki plaka arasındaki hız farkı Ölüdeniz transform fay zonu boyunca temel doğrultu atımın nedenini oluşturmaktadır. Bu etki Anadolu-Ege plakasının Zagros bölgesinden doğuya ve KAF (Kuzey Anadolu Fayı) zonu boyunca batıya doğru kaçmasına neden olmaktadır. Anadolu- Ege bölgesindeki plaka hareketlerindeki zenginlik, KAF' tan kuzeye ve Kafkas birleşme noktası arası ile Doğu Anadolu Fay (DAFH) zonundan güneye doğru olan kısım, GPS verileri ile açıklığa kavuşturulmuştur (Reilinger vd., 1997; Mc Clusky vd., 2000.).



Şekil 1.1.1 Doğu Akdeniz Genel Tektoniği Woodside, vd (1998) ve güncel M.T.A haritalarından derlenmiştir.(Gönenç, T., Ergün, M.,2006).

Anadolu levhacığındaki tektonik hareketler, KAF 24mm/yıl, DAFH (Doğu Anadolu Fay Hattı) 9mm/yıl olarak tespit edilmiştir (Mc Clusky vd., 2000). Bunun tersine Ege-Mora plakası Avrasya plakasına göre güneybatıya doğru 30mm/yıl (Mc Clusky vd., 2000) deformasyonla tanımlanmıştır. Mora plakası saat yönünde bir hareket gösterirken buradaki deformasyon, kuzey güney yönlü gerilme zonu etkisi altındadır (Mc Clusky vd., 2000). Dikkate alınması gereken bölge GD Ege-GB Türkiye- Rodos bölgesidir. Bu bölge saat yönünün tersine dönerek Girit ada yayına doğru hareket eder. Isparta açılal zonu bu bölgede Ege, Anadolu ve Afrika plakalarının kesiştiği noktada bulunmaktadır(Şekil 1.1.1.). Bu bölge GPS verilerine dayanarak Avrasya'ya göre yılda 10 mm hareket etmektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Mc Clusky vd., 2000).



Şekil 1.1.2. Bölgenin Batimetrik Haritası.

Doğu Akdeniz’de Akdeniz ve Ege Denizini birbirinden ayıran “Girit ada yayı” son derece değişken kotlu taban topoğrafyasına sahiptir. Faylanma sonucunda oluşmuş sırt ve çukur alanlar birbirini takip etmektedir. Girit ada yayının güney kesiminde Akdeniz’in en derin yerlerini oluşturan HELEN, PLINY, ve STRABO adlı üç hendek uzanmaktadır. Bu hendeklerin derinlikleri yaklaşık 3500 metreyi bulmaktadır. Rodos adasının doğusundaki hendekte ise derinlik 4000 metreyi aşmaktadır (Şekil 1.1.2).

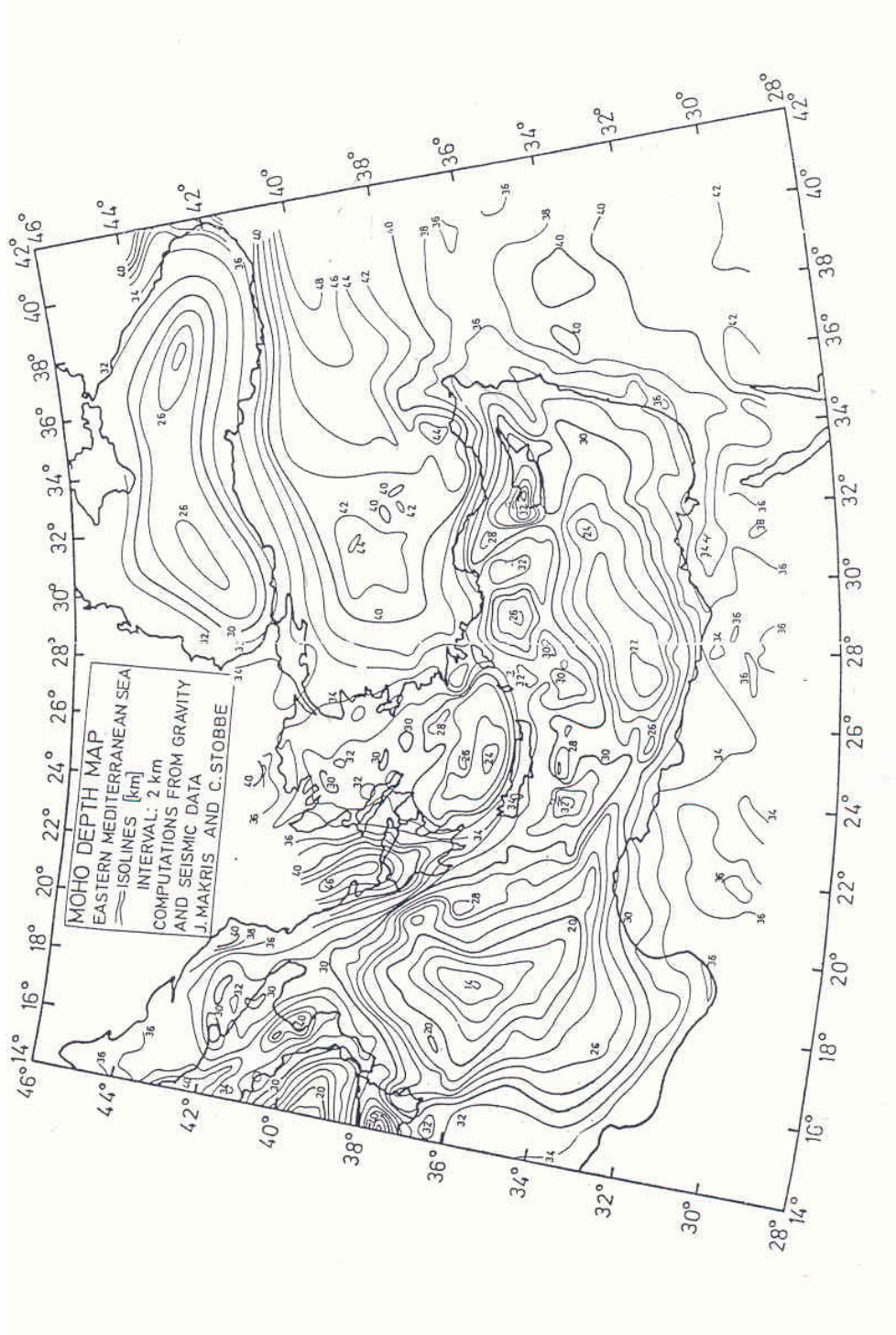
1.2 Bölgenin Depremselliği

Doğu Akdeniz bölgesi levhaların kesişme bölgesi olduğu için sismolojik anlamda günümüzde aktifliğini sürdüren bir bölgedir. Bölgenin en aktif yeri Afrika ve Anadolu levhalarının sınırındaki Girit adasının güneyidir. Bölgede Helenik Yay (Girit Yayı) ve hendek (trench) karmaşası ile ilişkilendirilir. İki geniş hendeği içeren

depresyon Goncharov ve Mikhailov (1963) tarafından Helenik Çukur olarak isimlendirilmiştir. Ada yayı yapısı ilk olarak 1955 yılında Harrison' un bu adı kullanmasıyla yaygın olarak literatüre yerleşmiştir. Helenik Yay' ın sismik aktivitesi bölgedeki aktif tektonizmayı araştırmada belki de en önemli araçtır. Bu aktivite birçok araştırmacı tarafından da yorumlanmıştır (Galanopoulos, 1967; 1968, 1973; McKenzie, 1970, 1972, 1978; Karnik, 1971, 1972; Papazachos ve Comninakis, 1971; Papazachos, 1973, 1974; Comninakis ve Papazachos, 1980; Leydecker vd., 1978; Makropoulos ve Burton, 1981; Richter ve Strobach, 1978). Doğu Akdeniz genelinde Helenik Yayın sismik aktivitesi Kıbrıs yayına göre daha yüksektir.

Helenik Yay boyunca yoğun olarak görülen sismik aktivite orta ve derin depremler ile karakterize edilmektedir. Şokların ve derinliklerin dağılımı maksimum 200km derinliğe ulaşan yayın iç bükey tarafına doğru dalan iyi gelişmiş bir Benioff zonunu gösterir. Helenik Yay ve Kıbrıs Yayını ile ilişkili olan bölge son derece karmaşıktır. Yayların her biri kendi sıkışma stresinin altındadır. Afrika Levhasının litosferik malzemesi yaklaşık 200 km derinlikte güneyden dalmaktadır. Helenik Yay'ın altındaki litosfer K-G yönlü gerilme stresinin altındadır. Bölge genelinde normal faylanma baskındır.

Sismik profiller ve Bouguer gravite anomalilerinden Ege'deki kabuk kalınlığı 20-35 km olarak çıkarılmıştır (Akçığ Z., 1983; Makris ve Stöbbe, 1984). Bouguer gravite ters çözümleri doğu Türkiye'nin altında Moho derinliğinin 45-50 km ye ulaştığını göstermektedir (Şekil 1.2.1).



Şekil 1.2.1 Moho derinlik haritası (Makris ve Stobbe, 1984)

Helenik Yay boyunca oluşan sığ depremler çoğunlukla bindirme olayından kaynaklanmaktadır (Mc Kenzie, 1972, 1978; Comninakis ve Papazachos, 1972). Helenik Yay boyunca Ege ve Afrika arasındaki göreceli hareketin yönü büyük depremlerin fay mekanizmalarının çözümü ile genellikle KD-GB yönlüdür

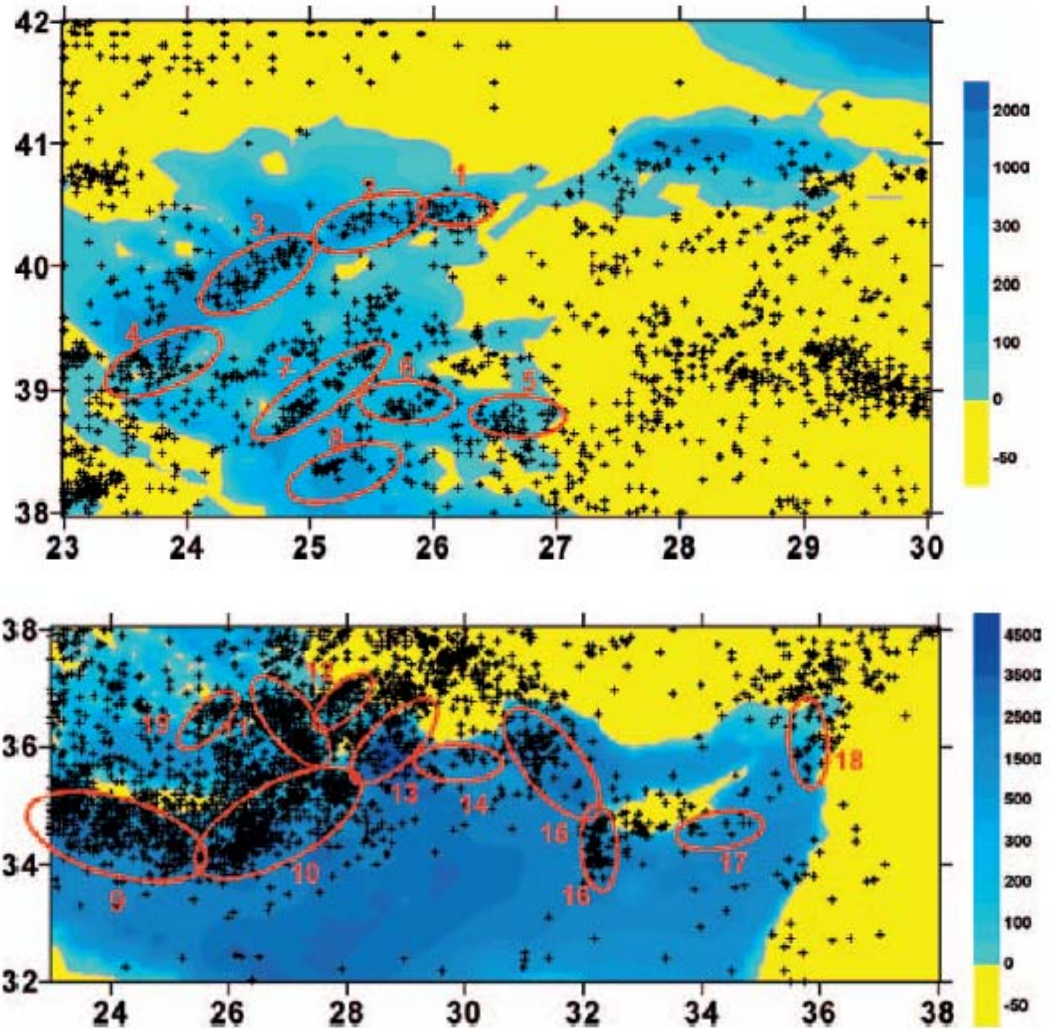
(McKenzie 1972, 1978; Papazachos, 1974; Le Pichon ve Angelier 1979). Böylece Helenik Yayın doğusunda eğik dalma oluşurken batı kısmında normal bir bir dalma yer almaktadır. Yayın kuzeydoğu köşesinde göreceli levha hareketi yaklaşık dalma doğrultusu yönündedir. Bu geometriyi bir çok araştırmacı (Mc Kenzie 1978, Le Pichon ve Angelier 1979, Dewey ve Şengör 1979, Casten ve Snopek 2006, Gönenc vd., 2006) farklı şekillerde çalışmıştır.

95 Ma' dan bu yana Avrasya'ya göre göreceli olarak kuzeye doğru hareket eden Afrika Levhası, Avrasya Levhası'na yaklaşık olarak 100mm/yıl yaklaşmaktadır (DeMets vd.,1990). Avrupa ve Ege yitme sınırlarındaki levha hızları Doğu Helenik Yay' dan GB yönlü 15mm/yıl Batı Helenik Yay'a 40mm/yıl artmaktadır (LePichon ve Angelier, 1976). Ege içi sismik moment tensöründen elde edilen arazinin yatay hızından Ege Bölgesi'nin Avrasya'ya göre 30mm/yıl güneybatıya, Orta Anadolu'nun batıya doğru yaklaşık 15mm/yıl hareket ettiğini göstermiştir.

Bölge yapısı itibarıyla tarihinde Tsunamilere sahne olmuştur. “Ege Denizi’ndeki son yüzyılda aletsel veriler yardımıyla saptanan deprem merkezlerinin dağılımları incelendiğinde, bu merkezlerin hemen hepsinin, denizlerdeki derin bölgeyi izlediği görülür. Bölgelerin dağılımına bakıldığında (Şekil 1.2.2), Kuzey Ege’de Saros’tan başlayıp güneybatıya yönelen ve denizde çukur bölgeleri izleyen Kuzey Anadolu Fay zonunun Kuzey Ege’deki uzantısı üzerinde bulunan 4 ayrı bölge (Bölge 1-4), Karaburun yarımadası kuzeyi (Bölge 5), Santorini, Astypalea ve Amorgos adaları üçgeninde kalan bölge (Bölge 19), Rodos adasının kuzeyi (Bölge 11-12), Girit ve Rodos’un güneyinden Anadolu’ya Dalaman Fethiye açıklarında Akdeniz’in en derin yerinden geçerek yönelen Girit Yayı (Helenik Yay Bölge 9-10-13), sayılabilir” (Taymaz, T vd. 2005).

“Bu bölgeler arasında 19 no’ lu bölge içinde Santoroni, Colombus ve Christiana volkanları yer almakta olup, bu volkanlar tarih içinde aralıklı olarak etkinleşmişlerdir. Ege Denizi depreşim dalgalarının kayıtlarda yer alan en eski depreşim dalgası M.Ö 1629-1630 yıllarında oluşan, Santoroni Volkanı patlamasına bağlı Minos dönemi depreşim dalgasıdır. Bu dalganın oluştuğu yer 19 numaralı

bölge içinde yer alır. Bu dalganın kıyılarda bıraktığı izler Didim'den 60 km uzakta ve 1,5 m yükseklikte bulunmuş olup, Fethiye'deki izleri kıydan 210 m uzakta ve 2,5 m yüksekliktedir. Bölge 19 aynı zamanda 9 Temmuz 1956 Güney Ege Depreşim (Tsunami) dalgasının da oluştuğu bölgedir. Datça'nın ve İstanköy (Kos) adasının güneyinde yer alan Nissiros adası da diğer bir etkin volkan olup 12 numaralı bölgede yer alır.” (Taymaz vd. 2005). Buradan bölge aktifliğinin doğurabileceği olası riskler karşısında bölge ve çevresinde gerek askeri gerek sivil yapılaşmada önemli planlamalar yapılması gerekmektedir hem ekonomik hem de can kaybını önleme açısından dikkat edilmesi gereken bir aktif tektonik bölgedir.



Şekil 1.2.2 Türkiye'nin Akdeniz kıyılarını doğrudan ya da dolaylı olarak etkilemesi olası depreşim dalgalarının, son yüzyıldaki deprem merkezleri kullanılarak tahmin edilen oluşma bölgeleri (Taymaz, T ve diğer.2005)

1.3 Bölgenin Gravite, Manyetik, Isı Akısı Özellikleri

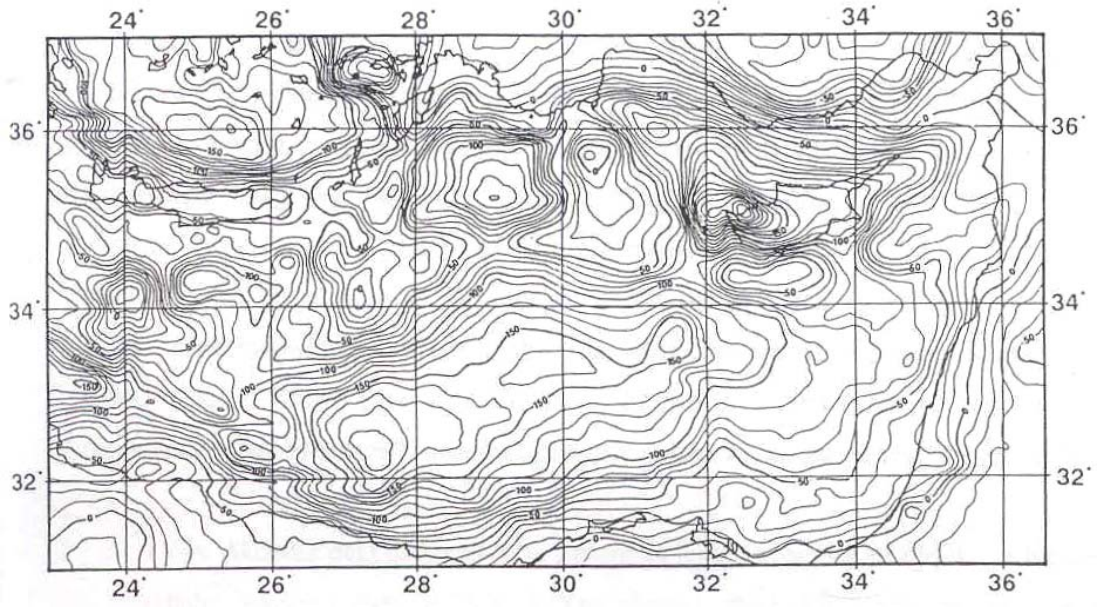
Son 30 sene içinde Helenik Yay ve Girit Adası civarında bir çok araştırmacı (Allan ve Morelli, 1971; Finetti ve Morelli, 1973; Lort, 1977; Woodside ve Williams, 1977; Morelli,1985; Mc Clusky vd., 2000; Casten ve Snopek, 2006; Stiros, S.C., 2000; Gönenç vd. 2006) hem jeolojik hem de jeofiziksel çalışmalar yapmıştır.

Yapılan farklı çalışmalarla Doğu Akdeniz Bölgesinin genel olarak manyetik anomaliden yoksun olduğu ortaya konmuştur. Serbest hava anomalileri genellikle negatif, Bouguer gravite anomalileri ise pozitifdir. Negatif Serbest Hava Anomalileri aşırı yüklenmiş kalın sedimentler ile açıklanırken pozitif Bouguer gravite anomalileri ise kalın kabuk ile açıklanmaktadır.

Sismik yansıma kayıtlarının tamamı yükselmiş bölgelerdeki en üst tabakaların yoğun olarak faylanmış yapılardan oluştuğunu göstermiştir. Yükselmiş bölgeler ince bir Plio-Kuaterner ile kaplıdır. Evaporit tabakasının üst seviyesi olarak tanımlanan M reflektörü Doğu Akdeniz'in neredeyse tamamını kaplamıştır. Ayrıca derin deniz basenlerindeki sediment deformasyonları dikkat çekicidir.

Kalın sediment tabakaları nedeniyle Doğu Akdeniz boyunca düşük ısı akısı değerleri bulunmuştur. Ortalama değerdeki küçük değişimler ise ($0,7 \pm 0,30$ HFU) topoğrafyada ve/veya sedimantasyon yapılarındaki önemli değişimlerin olduğu yerlerin yakınında gözlenmiştir (Erickson, 1970). Düşük ısı akısı değerleri ve manyetik anomalilerin var olamaması volkanik aktivitenin kabukta olmadığını göstermiştir ve Doğu Akdeniz zinciri tektonik olarak aktif okyanus ortası sırtına benzememektedir.

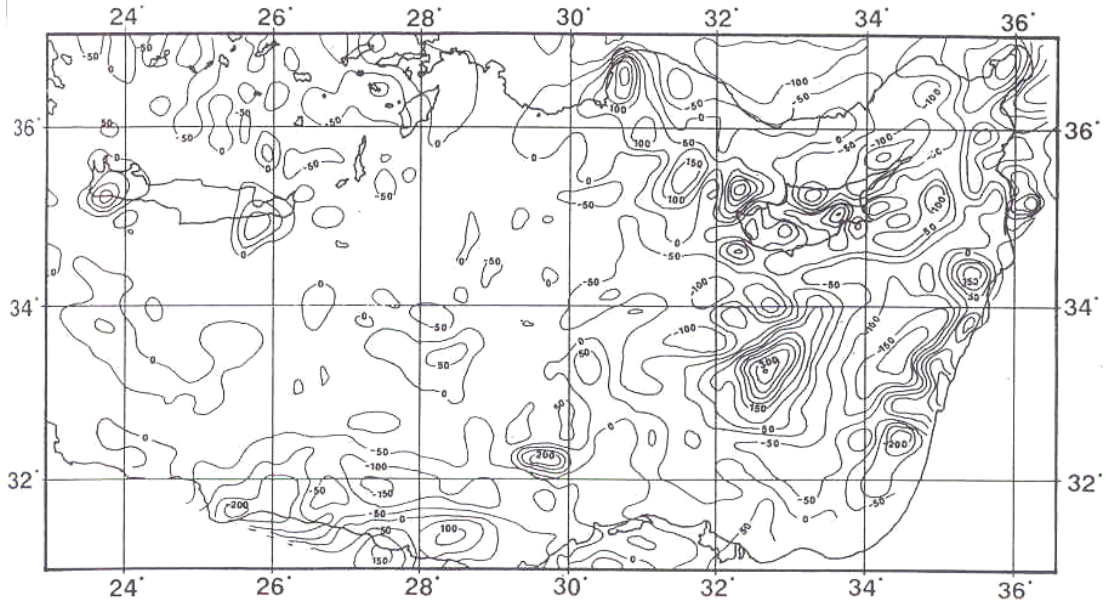
Doğu Akdeniz yaklaşık Bouguer gravite anomalilerinde KD-GB yönü egemendir (Şekil 1.3.1). Kuzeye doğru geniş ve uzamış gravite yükseklikleri ve alçaklıkları, Kıbrıs yay sisteminin içindeki batimetrik özellikler ile uyuşan Türkiye kıtasal alanına az ya da çok paralel uzanır.



Şekil 1.3.1 Doğu Akdeniz Bouguer Gravite Haritası (Makris ve Wang, 1994)

Rodos Baseni yaklaşık 4000m derinliğe ve yaklaşık 180 mGal büyüklüğünde yüksek bouguer değerine sahiptir. Diğer yandan Anaximander Denizdağı yalnızca 0-20 mGal ile tanımlanmıştır. Sediment kalınlığının ve yoğunluğunun tek başlarına gravitedeki bu ani değişimi açıklayamadığı görülmektedir. Bölgenin Serbest Hava gravite verileri ilk olarak Woodside (1977) tarafından incelenmiştir. En belirgin özellik Kıbrıs ve güneydeki deniz bölgesinde olduğu gibi yüksek ve düşük gravite anomali bloklarının varlığı yay / hendek sistemlerinde mevcuttur. Kıbrıs çevresinde görülen bu yapılar ile Pliny ve Strabo Hendekleri'ndeki çok karmaşık şekiller, Anaximander Dağı ve Florance Yükselimi bölgesine doğru kolayca bağlanamaması nedeniyle sürekli dalma-batma zonu oluşturmamaktadır. Pliny ve Strabo Hendekleri Helenik Yay'ın doğu sınırındadır. Bu yay ile ilgili devamlılık doğu tarafta kolayca izlenememektedir.

Doğu Akdeniz'deki manyetik alan genellikle hafif değişimler ve düşük gradyenler ile tanınmaktadır. Akdeniz Sırtı ve Helenik Yay alanları genele olarak belirgin bir manyetik alana sahip değildir (Şekil 1.3.2).



Şekil 1.3.2 Doğu Akdeniz'in Manyetik Haritası (Makris vd., 1994)

Doğu Akdeniz'deki toplam kabuk kalınlığı yüzey dalgaları yöntemiyle (Payo, 1967; Papazachos 1969), gravite yöntemiyle (Payo, 1967., Woodside ve Bovin, 1970., Makris ve Wang, 1995.) ve kırılma yöntemiyle (Finetti ve Morelli, 1973) hesaplanmıştır.

BÖLÜM İKİ

GİRİT YAYI VE ÇEVRESİNİN SİSMOLOJİK VERİLER İLE İRDELENMESİ

2.1 Girit Yayı ve Çevresine Ait Sismolojik Veri Kütüğünün Düzenlenmesi

23⁰-28⁰ doğu boylamları / 33⁰-38⁰ kuzey enlemleri ile sınırlandırılmış çalışma alanında sismoloji verileri irdelenmiştir. Bu amaç doğrultusunda, sismolojik veriler USGS' ten sağlanmıştır.

Bu veriler $M \geq 3$ şeklinde 6579 adet deprem verisi olarak sınıflandırılmıştır. Daha sonra depremler yıllara, büyüklüklere, derinliklere göre istatistiksel olarak incelenmiştir. Elde edilen bulgular ile Girit adası ve çevresi sismolojik açıdan değerlendirilmiştir. Bölgede baskın olarak, %95.3 oranında büyüklüğü 3-5 arasında, %85.9 oranla da derinliği 0-60 km arasında depremler mevcuttur. Orta derinlikteki depremler (60-200 km) özellikle 24-26 boylamları ile 38-36 enlemleri arasında kalan alanda gözlenmiştir. En derin deprem verisi 180-190 km civarında saptanmıştır. Girit yayının batı ve doğu kanatlarında (23⁰-24⁰ / 26⁰-28⁰ boylamları) ise derinliğin bu kadar fazlalaşmadığı, ortalama 100 km civarında kaldığı görülmektedir. Dolayısıyla bu sonucu desteklemek beraberinde ana dalımın modelini ortaya koymak için çok yoğun depremlerin gözlendiği 0-50 km odak derinliklerine ait depremler elimine edilerek 60-200 km arası odak derinlikli depremler 3 boyutlu olarak modellenmiş ve dalımın fiziksel ana görüntüsü ortaya konmuştur. Bir diğer uygulamada, dalımla ilgili ana mekanizmayı ortaya koymak amacıyla yapılan derinlik kesitinde de dalımın 180 km' ye kadar devam ettiği, 100 km civarında bükülmenin olduğu ortaya çıkmıştır.

2.2 Sismotektonik ve Deformasyon

Doğu Akdeniz'in neotektoniği, Avrasya, Arap, Afrika plakaları, mikro plakalar ve blokların kontrolü altındadır (Şekil 1.1.1). Çok küçük bir alanda çarpışma, dalma-bindirme, yay gerisi açılma, çek-ayır zonları gibi bir çok tektonik olay

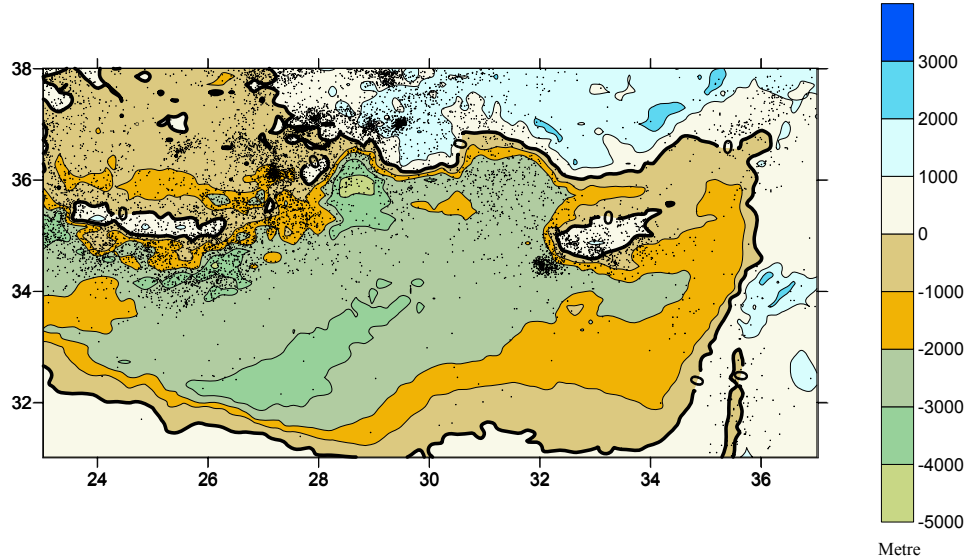
gözlemlenmektedir. Arap plakası yılda ortalama 18mm, Afrika plakası ise yılda ortalama 8mm Avrasya' ya doğru hareket etmektedir (Reilinger vd., 1997; Mc Clusky vd., 2000.). İki plaka arasındaki hız farkı Ölüdeniz transform fay zonu boyunca temel doğrultu atımın nedenini oluşturmaktadır. Bu etki Anadolu-Ege plakasının Zagros bölgesinden doğuya ve KAF (Kuzey Anadolu Fayı) zonu boyunca batıya doğru kaçmasına neden olmaktadır. Anadolu- Ege bölgesindeki plaka hareketlerindeki zenginlik, KAF' tan kuzeye ve Kafkas birleşme noktası arası ile Doğu Anadolu Fay (DAFH) zonundan güneye doğru olan kısım, GPS verileri ile açıklığa kavuşturulmuştur (Reilinger vd., 1997; Mc Clusky vd., 2000.).

Anadolu levhacığındaki tektonik hareketler, KAF 24mm/yıl, DAFH (Doğu Anadolu Fay Hattı) 9mm/yıl olarak tespit edilmiştir (Mc Clusky vd., 2000). Bunun tersine Ege-Mora plakası Avrasya plakasına göre güneybatıya doğru 30mm/yıl (Mc Clusky vd., 2000) deformasyonla tanımlanmıştır. Mora plakası saat yönünde bir hareket gösterirken buradaki deformasyon, kuzey güney yönlü gerilme zonu etkisi altındadır (Mc Clusky vd., 2000). Dikkate alınması gereken bölge GD Ege-GB Türkiye- Rodos bölgesidir. Bu bölge saat yönünün tersine dönerek Girit ada yayına doğru hareket eder. Isparta açılal zonu bu bölgede Ege, Anadolu ve Afrika plakalarının kesiştiği noktada bulunmaktadır(Şekil 1.1.1). Bu bölge GPS verilerine dayanarak Avrasya'ya göre yılda 10 mm hareket etmektedir (Barka ve Reilinger, 1997; Mc Clusky vd., 2000).

Doğu Akdeniz'de Akdeniz ve Ege Denizini birbirinden ayıran "Girit ada yayı" son derece değişken kotlu taban topoğrafyasına sahiptir. Faylanma sonucunda oluşmuş sırt ve çukur alanlar birbirini takip etmektedir. Girit ada yayının güney kesiminde Akdeniz'in en derin yerlerini oluşturan HELEN, PLINY, ve STRABO adlı üç hendek uzanmaktadır. Bu hendeklerin derinlikleri yaklaşık 3500 metreyi bulmaktadır. Rodos adasının doğusundaki hendekte ise derinlik 4000 metreyi aşmaktadır (Şekil 1.1.2).

Doğu Akdeniz bölgesindeki USGS deprem episantr dağılımına göre, depremlerin büyük ölçüde Ege Bölgesinde Girit yayı boyunca yoğunlaştığı gözlenmektedir. Girit yayından kuzeye gidildikçe deprem odaklarının derinleşmesi aktif olarak kuzeye

dalmakta olan Akdeniz'in okyanusal litosferinin en kuvvetli göstergesidir. Buna karşın Kıbrıs yayı ve özellikle Ölü deniz fayı boyunca deprem yoğunluğu Girit yayına göre çok düşüktür (Şekil 2.2.1).



Şekil 2.2.1 Doğu Akdeniz'in depremselliği (USGS 1973-2004, M>3).

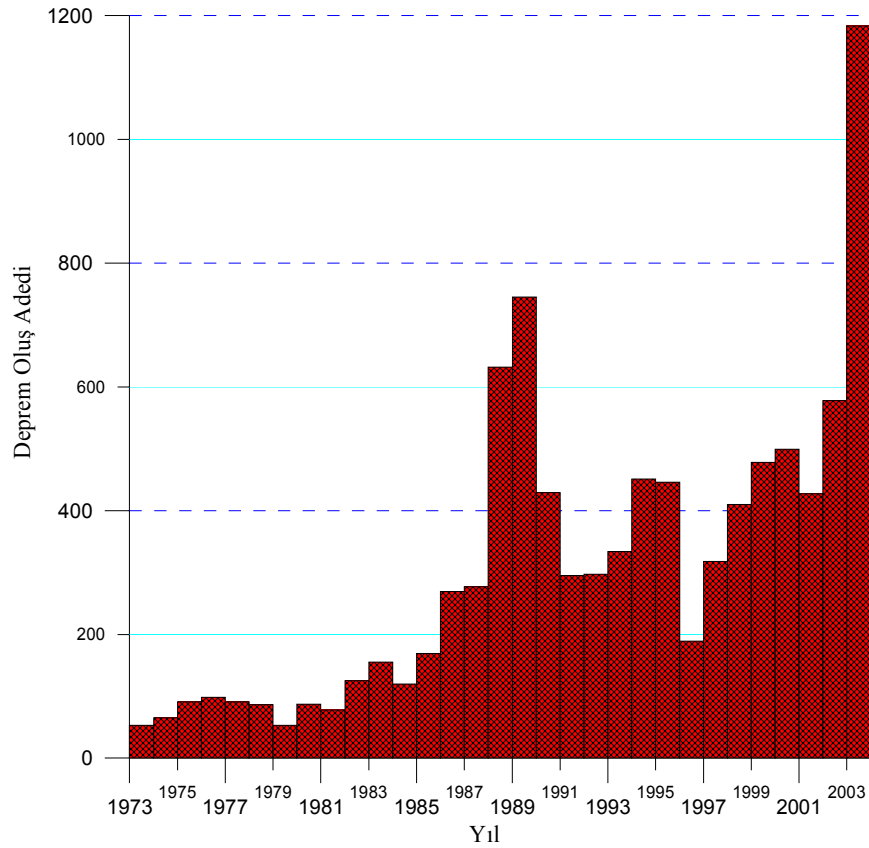
Girit Ada yayı, sismolojik açıdan Avrupa'nın ve halen aktif olan Avrasya-Afrika plakalarının arasında kalan bölgeler içinde depremselliği en yüksek bölgedir. 70 milyon yıldır devam eden süreç içinde de kabuk yaklaşık olarak 1000 km yitimi uğramıştır (Biju-Duval vd., 1977). Girit Adası ve çevresinde yapılan çalışmalarda dalımın 30° - 40° olduğu tespit edilmiş (Papazachos ve Cominakis, 1971; Papazachos, 1973; Knapmayer, 1999), son 5 milyon yıl içinde yapısal gelişmenin horst yapısı şeklinde olduğu (Stöckhert, 1999) ve Güney Ege Denizinin volkanik olmayan dış yayının bir parçasını oluşturduğu belirtilmiştir. Aynı zamanda kıtasal kabuk olarak tanımlanmış ve ortalama MOHO derinliği 30 km olarak saptanmıştır (Makris, 1976) (Şekil 1.2.1).

2.3 Sismolojik Uygulamalar

Çalışmanın ilk aşamasında, USGS' ten 1973-2005 Şubat aralığına kadar olan depremler elde edilmiştir. Verilerin tam istatistiksel anlam kazanması amacıyla

amlık analizleri yapılmıştır. İncelenen depremlerin büyüklükleri $M \geq 3.0$ olacak şekilde seçilmiştir.

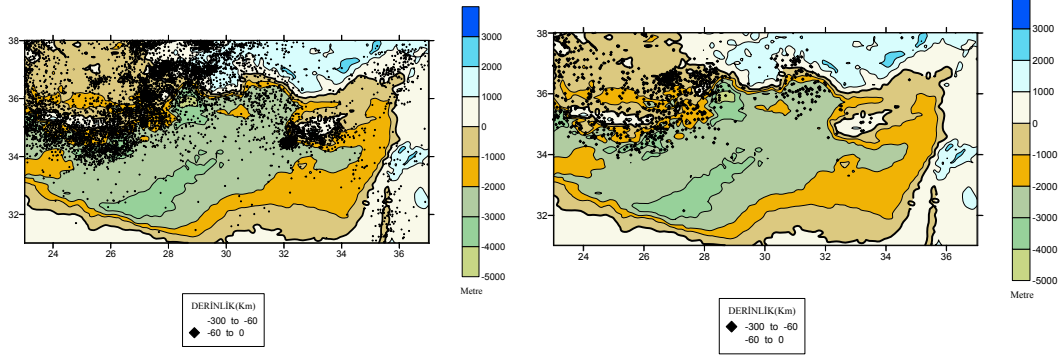
Söz konusu kriterler içinde sadece odak derinlik haritaları kullanılırken elde edilen tüm veriler (Büyüklüğü 1-7 arası ve 2005 yılı verileri) kullanılmıştır (9674 adet), 2005 yılına ait veriler büyüklüklere ait çalışmalarda kullanılmamıştır. 9674 adet verinin 109 adedi 2005 yılına ait olup, bu veri seti içinde 585 adedinin büyüklüğü 3'ten küçüktür. Büyüklük hesaplarının tamamı 8980 adet veriden belirsiz olanların ve büyüklüğü 3 ten küçük depremlerin elenmesi ile 6579 adet veri kullanılarak yapılmıştır.



Şekil 2.3.1 Doğu Akdeniz 32 yıllık (1973-2004) deprem aktivitesi ($M \geq 3.0$).

Bölgenin 32 yıllık deprem istatistiği Şekil 2.3.1' de verilmiştir. Aktivitenin son yıllardaki artışı bölgenin günümüzdeki aktivitesinin güzel bir kanıtı olmuştur.

Kriterler doğrultusunda bölgenin episantr ve odak derinlik haritaları yapılmıştır. Derinliklere göre sınıflama ilk aşamada 0-60 km, 60-300 km, 300-700 km kriterleri doğrultusunda gerçekleştirilmiş ancak 300 km ve daha derine ait deprem kaydına çalışılan yıl aralığında rastlanmamıştır (Şekil 2.3.2-2.3.3).

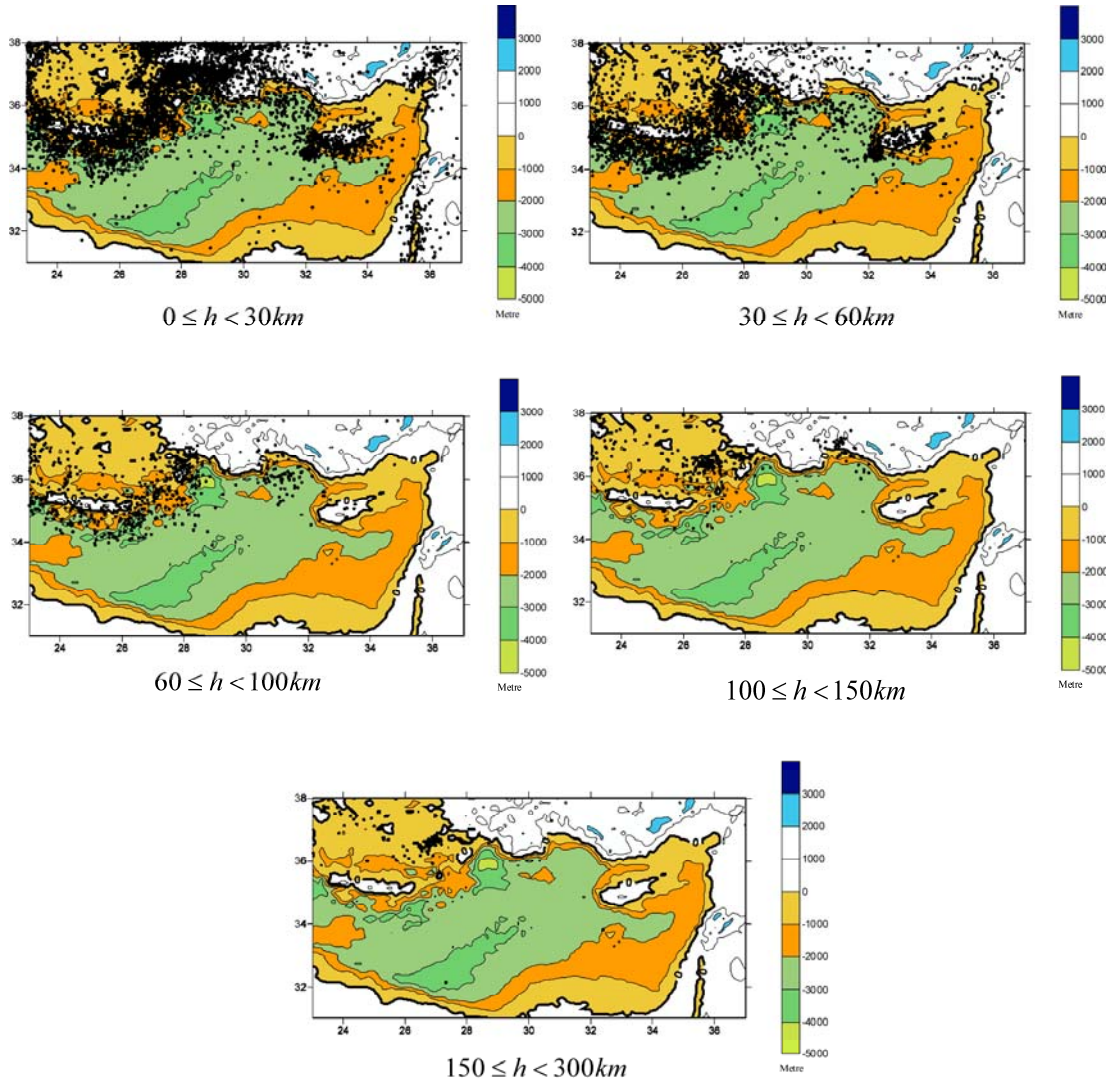


Şekil 2.3.2 Doğu Akdeniz odak derinlik haritaları a) (0-60km) b) (60-300km).

Şekil 2.3.3'te görüldüğü üzere bölge genelinde sığ depremlerin hakim olduğu, özellikle derin depremlerin Türkiye'nin güneybatısında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Yapılan istatistiksel yaklaşımlarda 23⁰-28⁰ boylamları ile sınırlı 9674 adet kayıta ait istatistikler Tablo 2.3.1'de verilmiştir.

Tablo 2.3.1 Doğu Akdeniz deprem odak derinliklerine ait istatistikler.

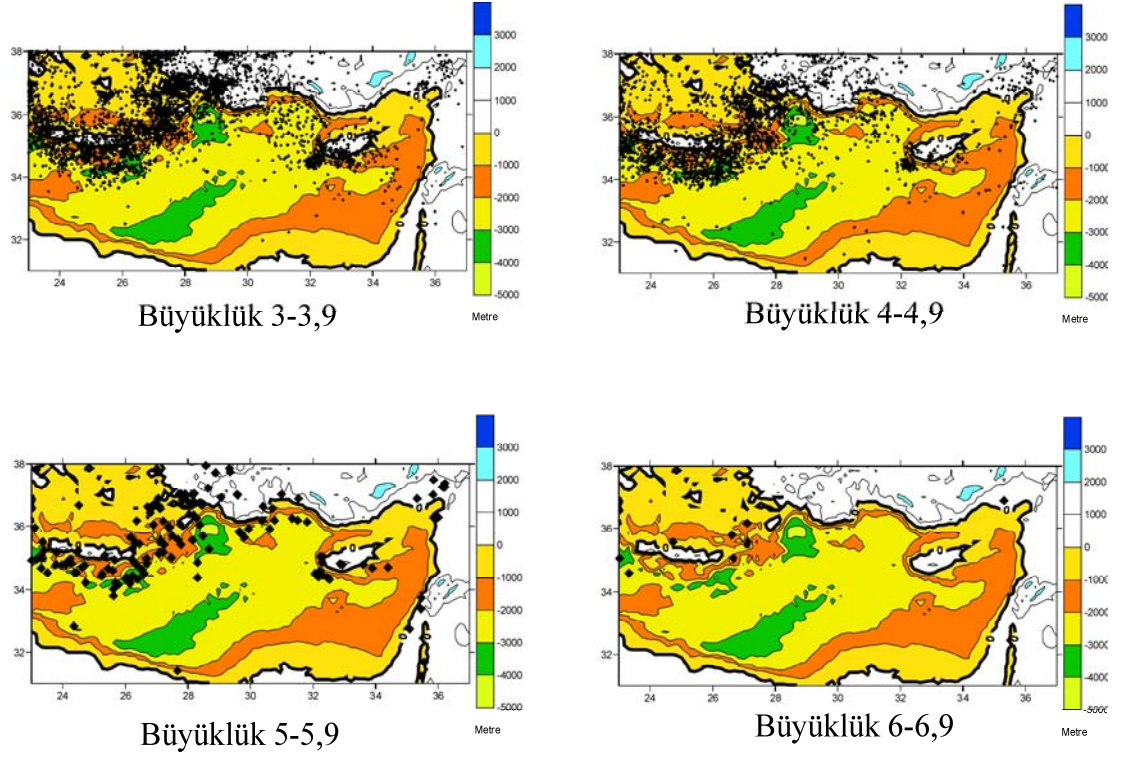
Derinlikler(Km)	%	Deprem Adedi
0 30	61.1	6080
30 60	29.0	2654
60 100	6.1	573
100 150	2.8	268
150 300	1.0	99
Toplam:	100.0	9674



Şekil 2.3.3 Ayrıntılı odak derinlik haritaları a) 0-30 km b) 30-60 km c) 60-100 km, d) 100-150 km, e) 150-300 km.

Benzer yaklaşımla 6579 adet kayda ait büyüklüklere yönelik yapılan çalışmada kriterler, 3-3,9, 4-4,9, 5-5,9, 6-6,9 olarak belirlendi. Buna göre elde edilen episantır haritaları Şekil 2.3.4'te ayrıntılı olarak verilmiştir.

Elde edilen sonuçlarda Tablo 2.3.2' de görüldüğü üzere, bölgede 3-5 büyüklüğünde depremlerin hakimiyeti gözlenmiştir. Buraya kadar yapılan çalışmada derinlik ve büyüklük kayıtlarının sayılarının eşit olmama nedeni USGS' in veri kayıt setinden kaynaklanmaktadır. Derinlik bilgilerinin olduğu ancak büyüklüklerinin hesaplanmadığı USGS kayıtları mevcuttur. Dolayısıyla yaklaşımlar bu şekilde değerlendirilmelidir.



Şekil 2.3.4 Ayrıntılı episantr haritaları a) M 3-3,9, b) M 4-4,9, c) M 5-5,9, d) M 6-6,9.

Tablo 2.3.2 Doğu Akdeniz deprem büyüklüklerine ait istatistikler.

BÜYÜKLÜKLER	%	ADET
3-3.9	61,4	4041
4-4.9	36,1	2375
5-5.9	2,4	156
6-6.9	0,1	7
7-7.9	0	0
TOPLAM=	100	6579

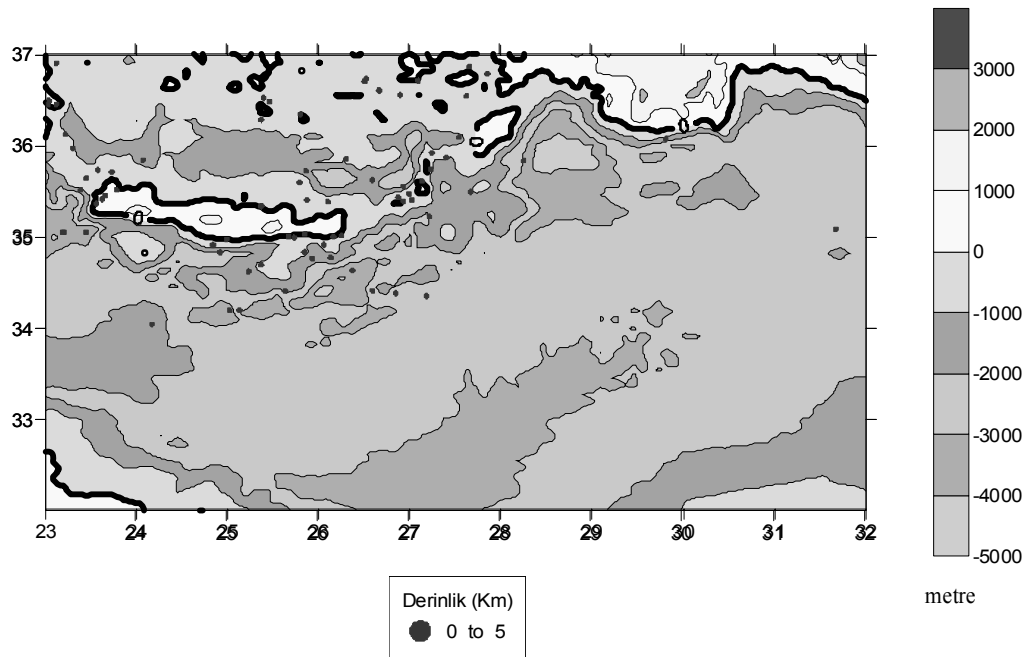
Veri seti genelinde USGS setlerinde hem derinlik hem de büyüklük kayıtlarının bulunduğu büyüklüğü 3'ten büyük deprem adedi tam olarak 6020 adettir. Mevcut tam kayıtlar incelendiğinde 200 kilometreye kadar odak derinlikleri daha ayrıntılı şekilde Tablo 2.3.3'te verilmiştir.

Tablo 2.3.3 Doğu Akdeniz deprem odak derinliklerine ait istatistikler $M \geq 3$.

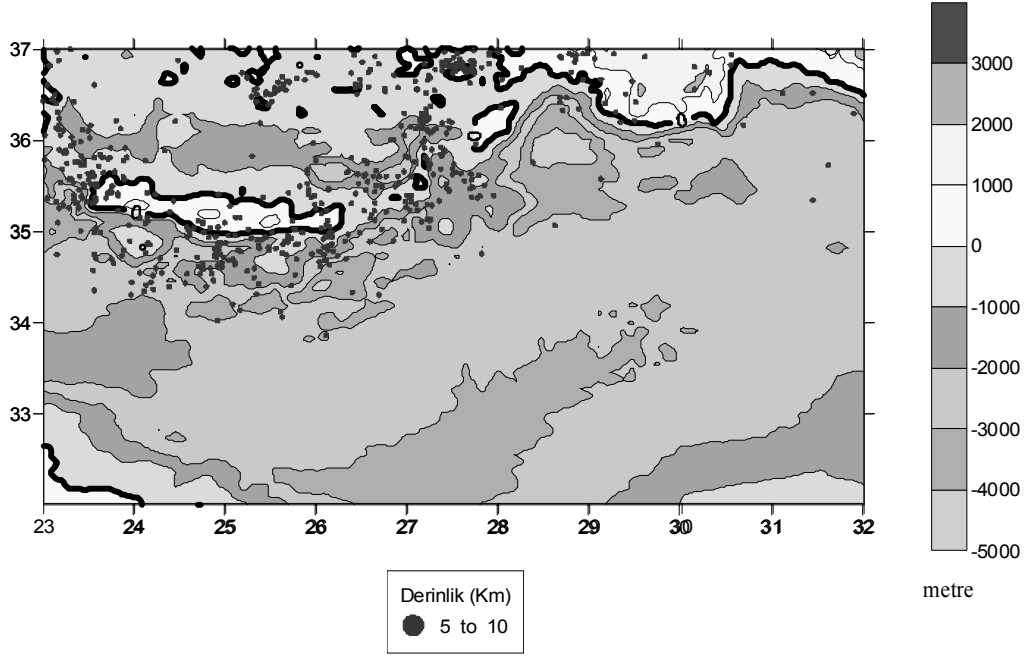
Odak Derinlikleri (Km)	%	Adet
0-5	1,2	75
5-10	9,7	582
10-15	27,6	1663
15-20	3,1	187
20-25	4,5	269
25-30	5,6	339
30-35	23,7	1428
35-40	2,9	176
40-45	1,8	111
45-50	1,9	112
50-55	2,1	126
55-60	1,8	109
60-65	1,5	91
65-70	1,7	105
70-75	1,3	79
75-80	1,2	72
80-85	0,9	53
85-90	0,9	52
90-95	0,6	34
95-100	0,5	32
100-150	3,9	233
150-200	1,5	92
Toplam	100	6020

Bu sonuçlar doğrultusunda çalışma alanı genelinde odak derinliği 10-15 km arasında gerçekleşen deprem adedi 1663 olup bölge genelinde %27,6 oranına sahip en yoğun deprem odak derinliği oluştururken bu veriyi %23,7 oranı ile 30-35 kilometre arasında gerçekleşen deprem odaklarının takip ettiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Bu sonuçlar dahilinde depremlerin oluşabilmesi koşulunun enerji birikimine dayalı maddenin dayanım gücünü aştığı anda gevrek kırılma sonucunda çıkan enerji tanımına bağlı olarak 0-15 km ve 15-35 km arasında yoğun depremselliğin olası yapı sınırları ile ilgisi olabilir.

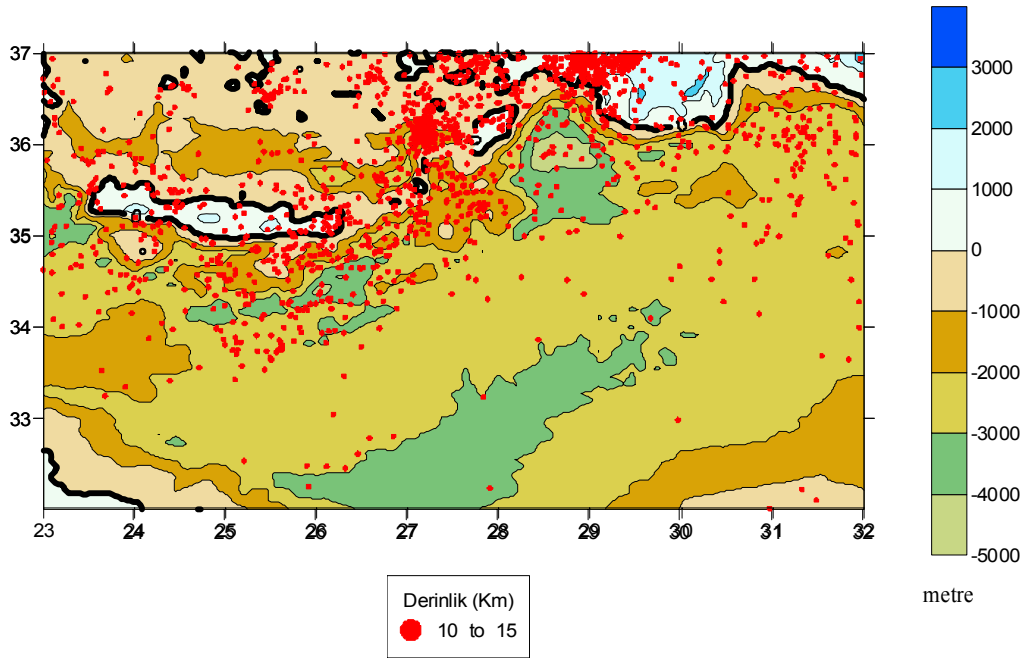
Tablo 2.3.3'te sunulan verilere yönelik odak derinlik haritaları aynı şekilde 100 kilometre derinliğe kadar yaklaşık 5 kilometre örnekleme olarak verilmiştir.



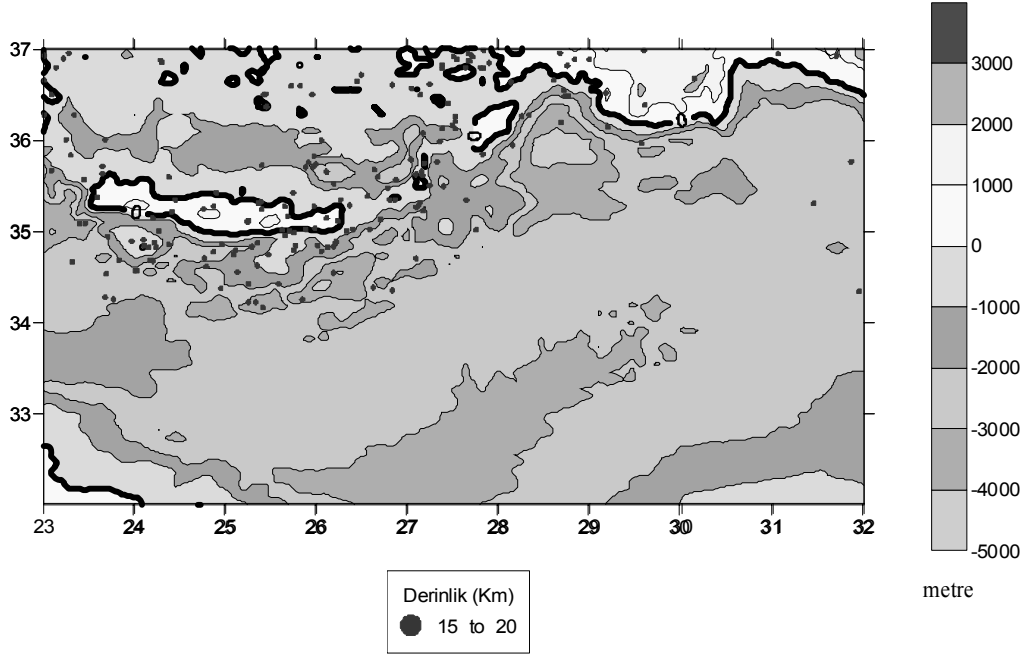
Şekil 2.3.5.a Ayrıntılı odak derinlik haritası 0-5 km.



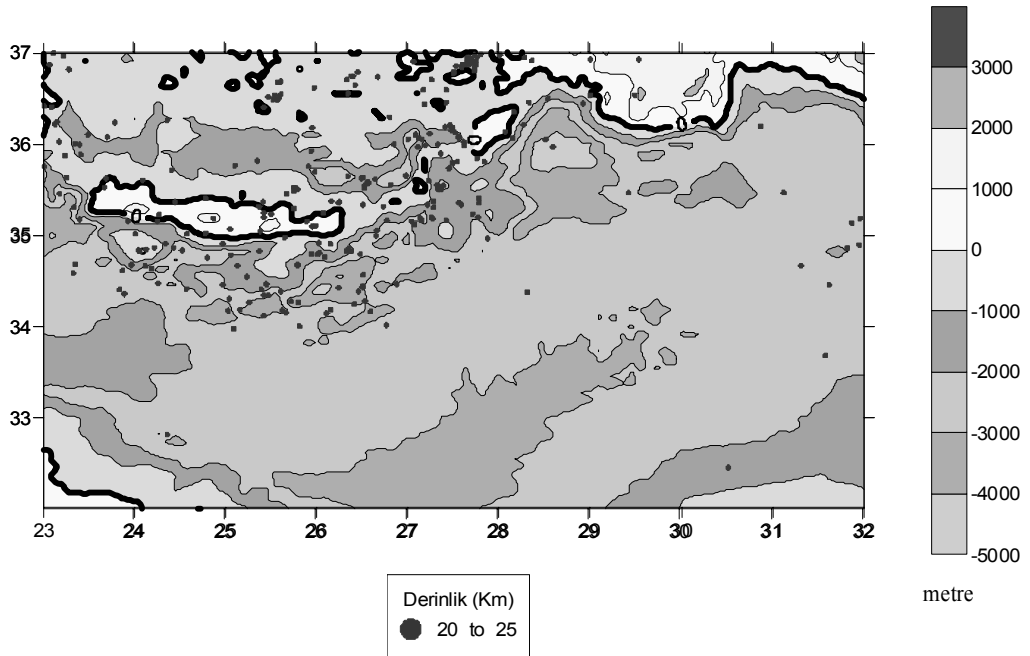
Şekil 2.3.5.b Ayrıntılı odak derinlik haritası 5-10 km.



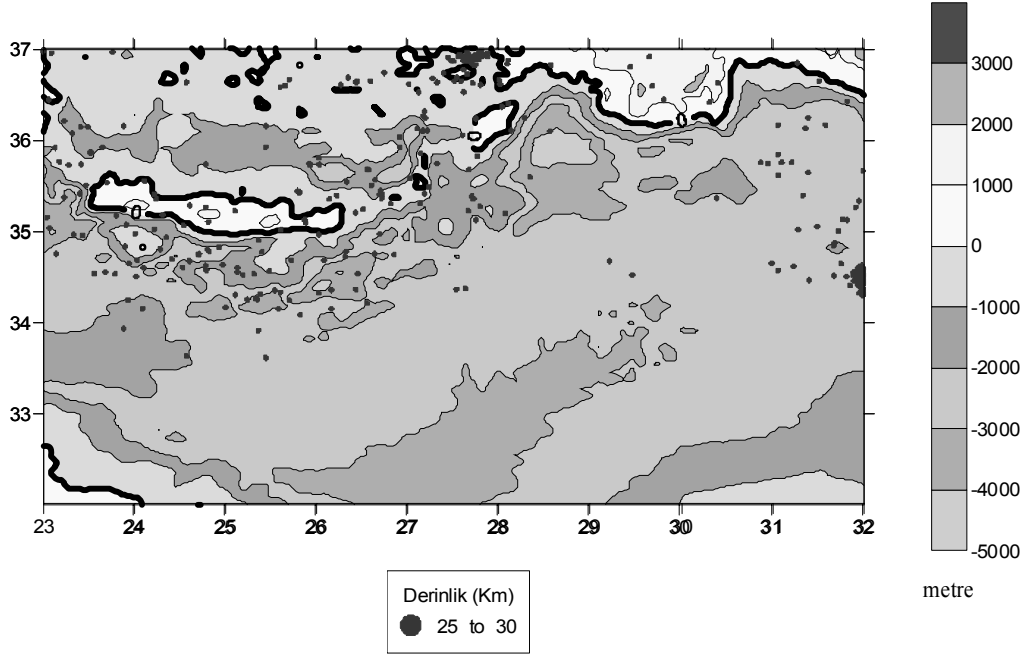
Şekil 2.3.5.c Ayrıntılı odak derinlik haritası 10-15 km.



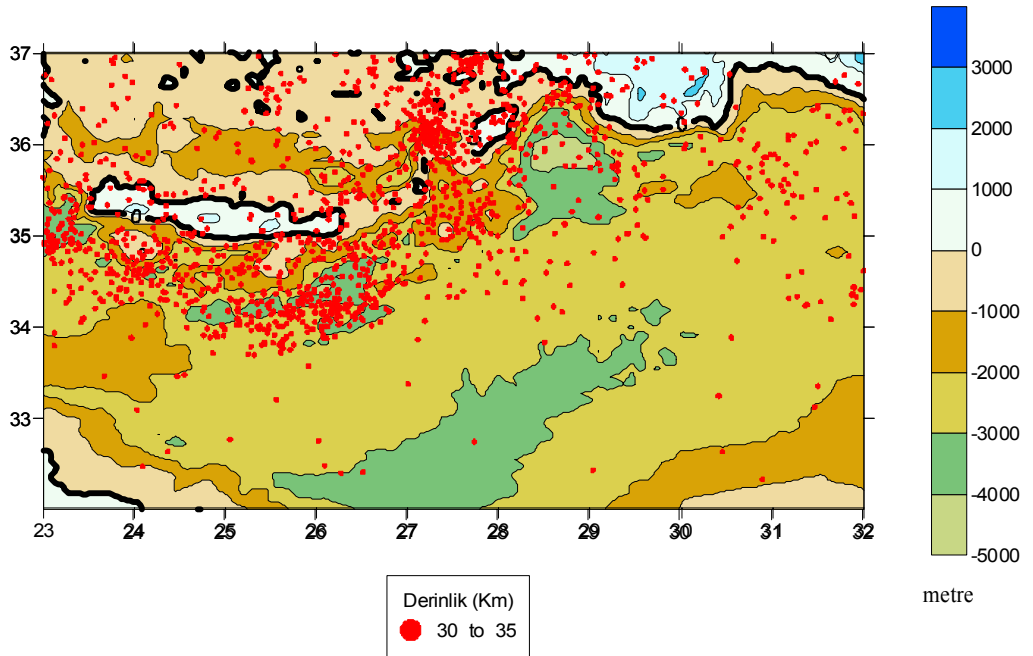
Şekil 2.3.5.d Ayrıntılı odak derinlik haritası 15-20 km.



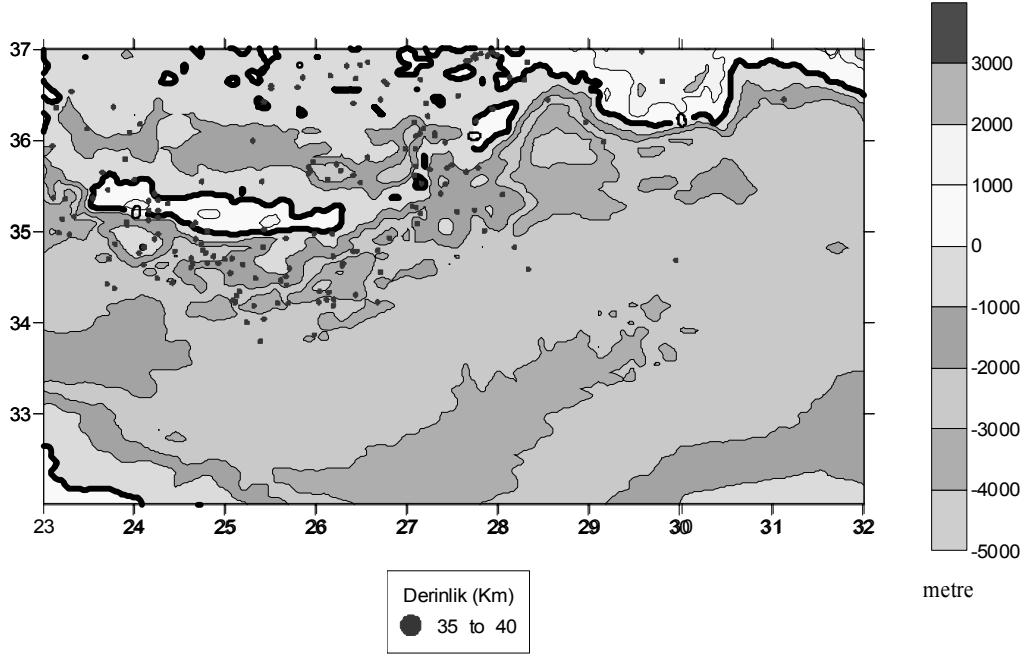
Şekil 2.3.5.e Ayrıntılı odak derinlik haritası 20-25 km.



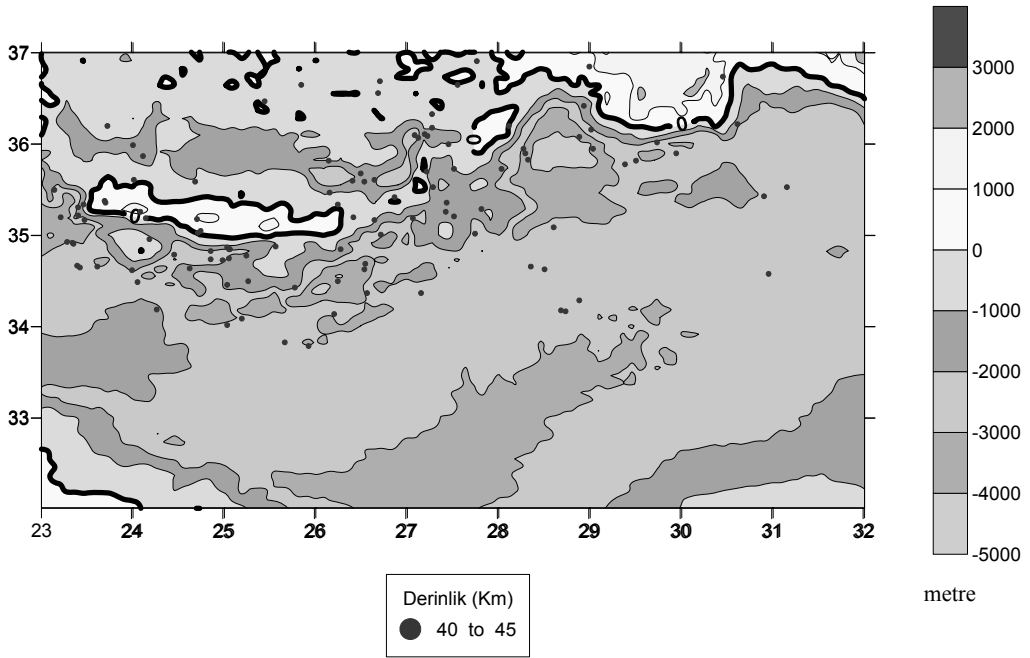
Şekil 2.3.5.f Ayrıntılı odak derinlik haritası 25-30 km.



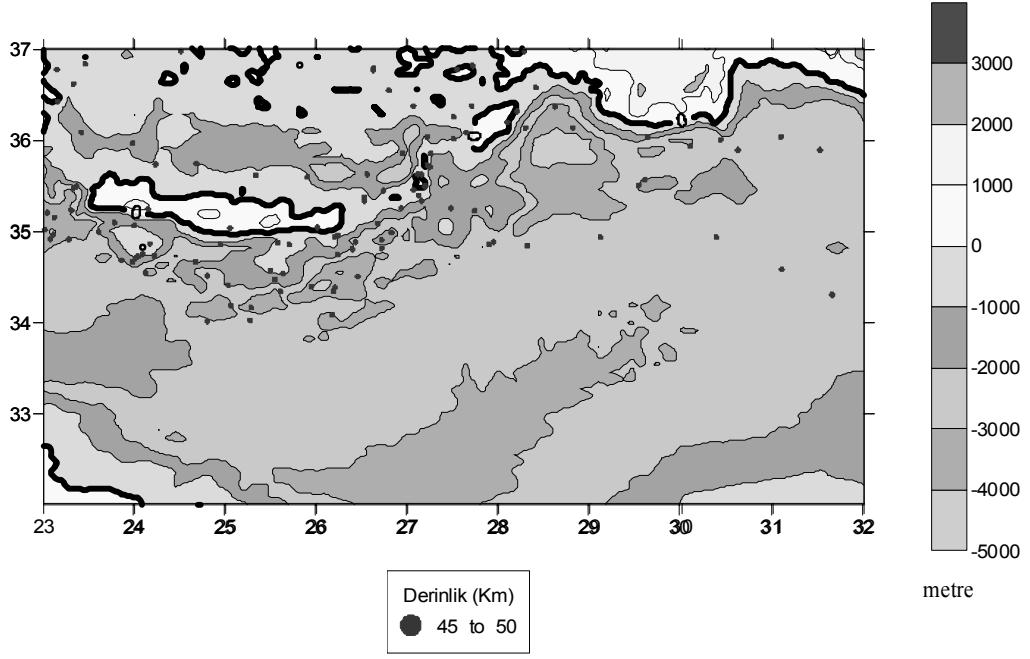
Şekil 2.3.5.g Ayrıntılı odak derinlik haritası 30-35 km.



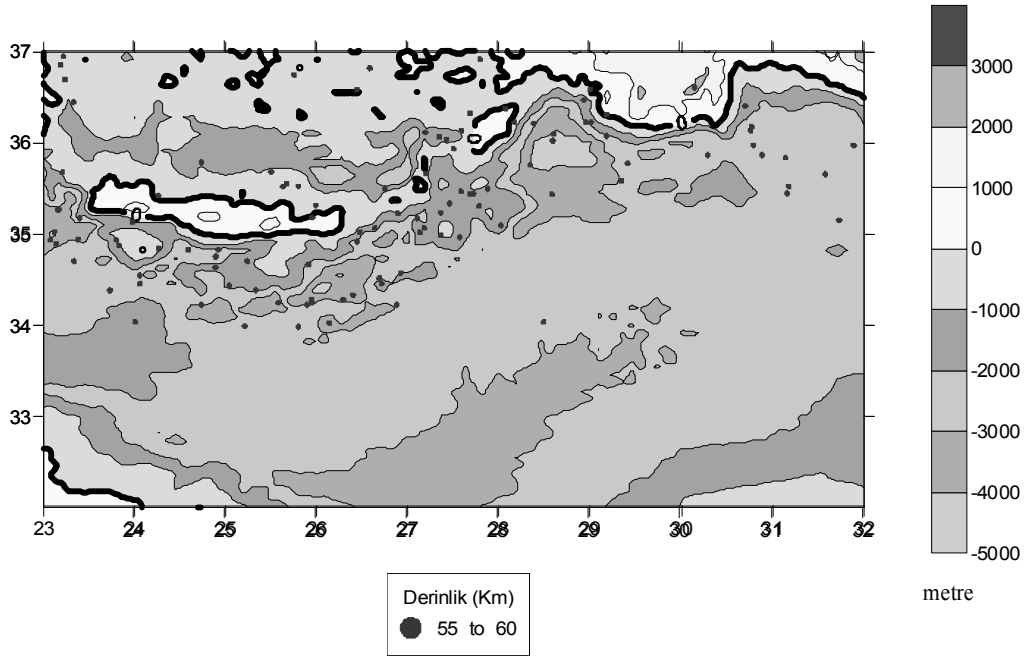
Şekil 2.3.5.h Ayrıntılı odak derinlik haritası 35-40 km.



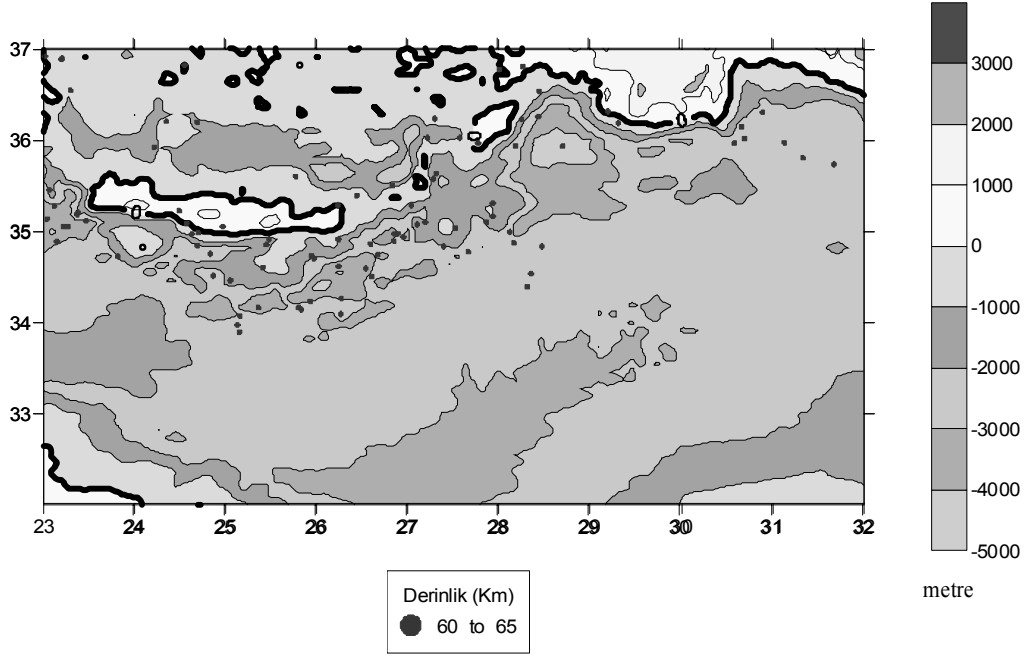
Şekil 2.3.5.1 Ayrıntılı odak derinlik haritası 40-45 km.



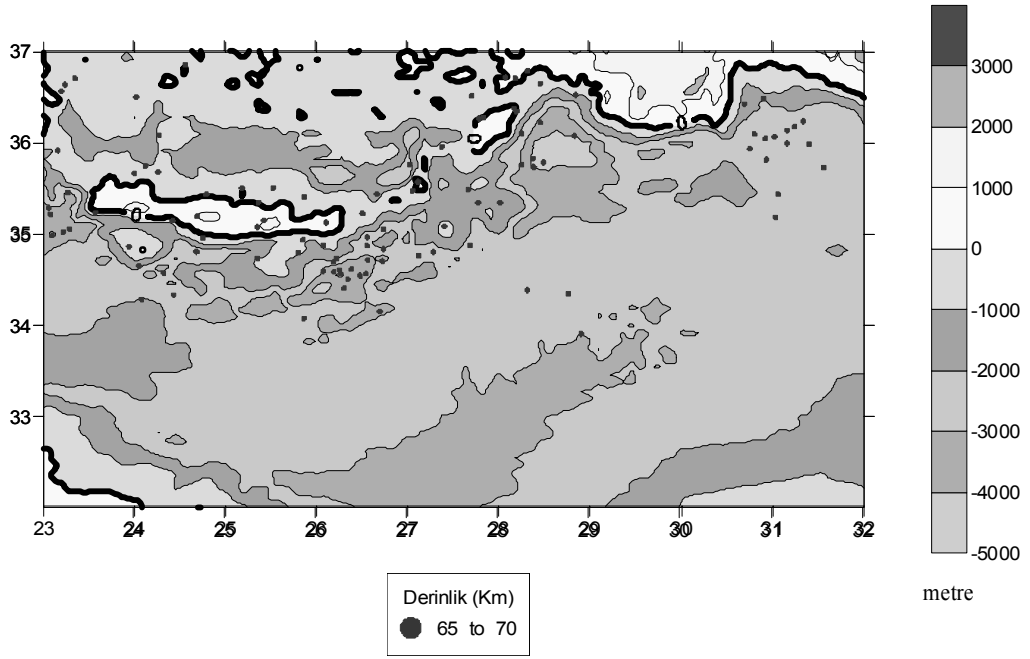
Şekil 2.3.5.i Ayrıntılı odak derinlik haritası 45-50 km.



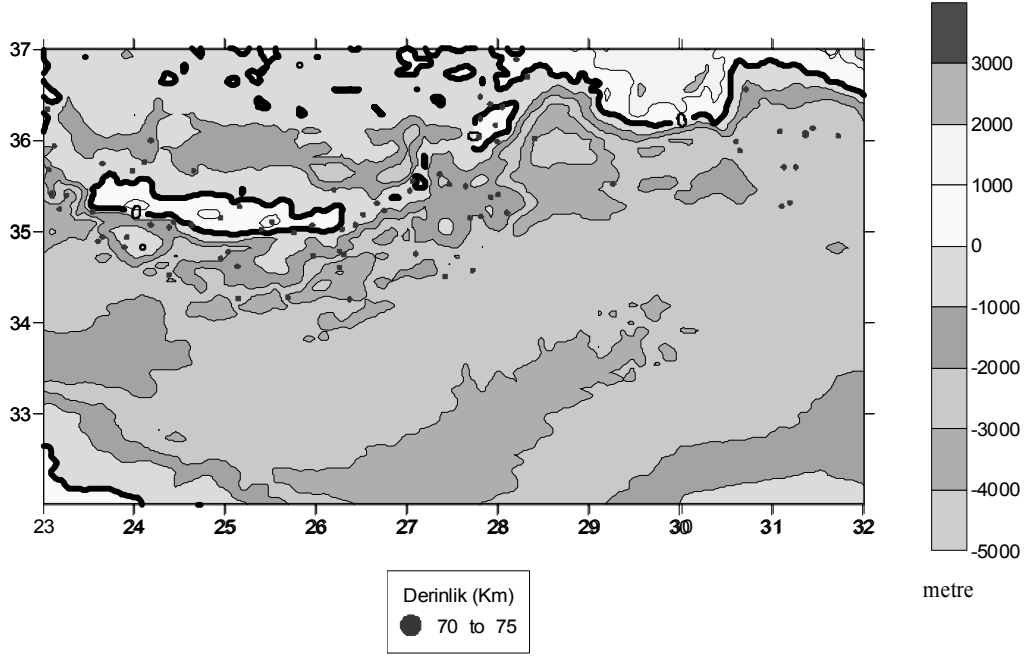
Şekil 2.3.5.j Ayrıntılı odak derinlik haritası 55-60 km.



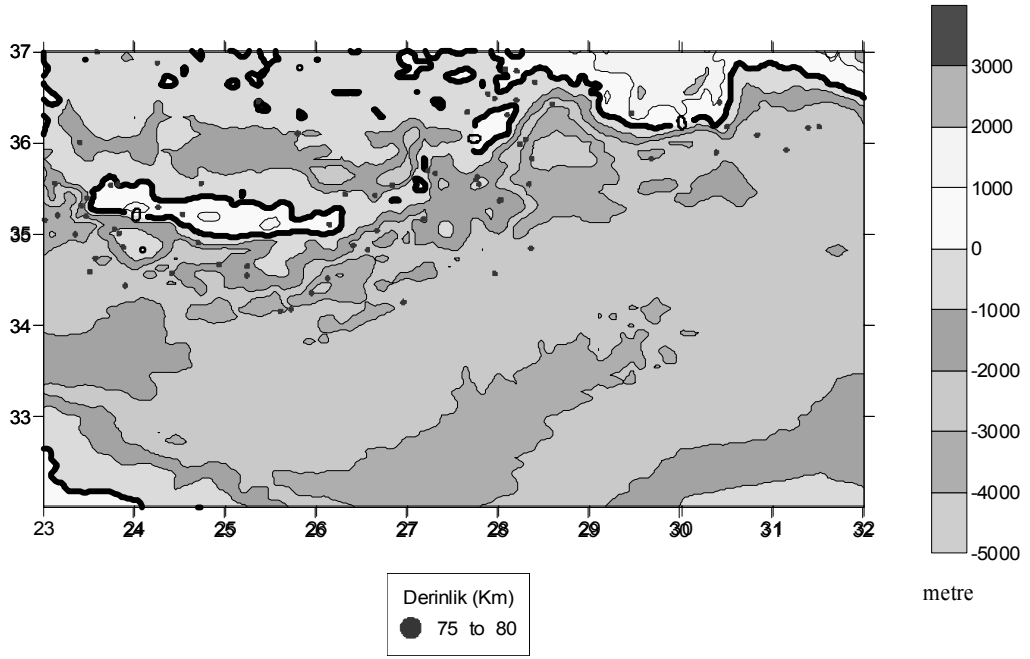
Şekil 2.3.5.k Ayrıntılı odak derinlik haritası 60-65 km.



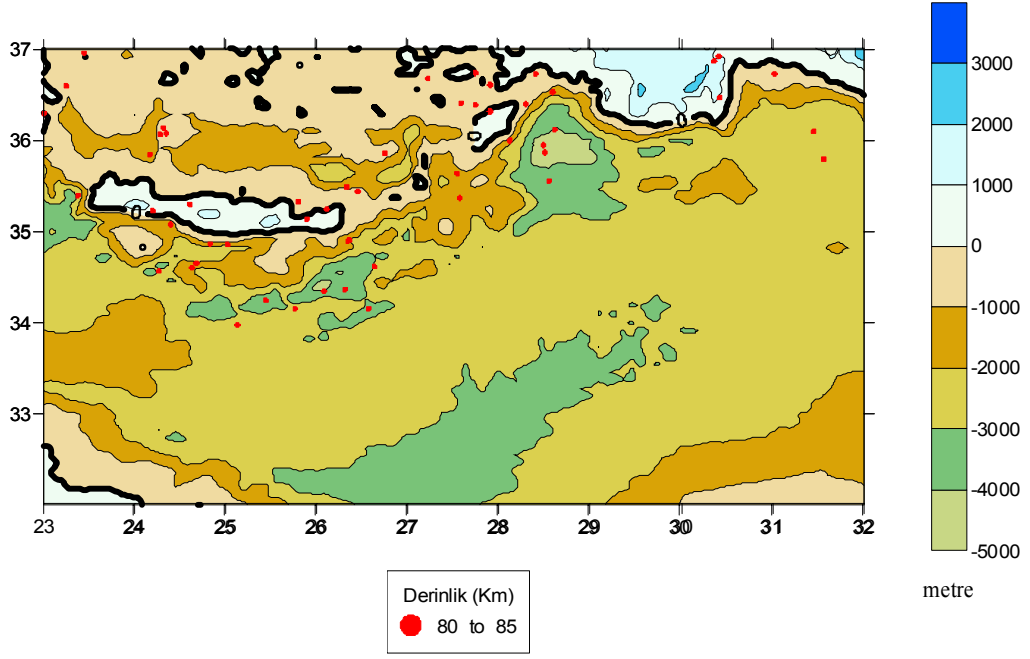
Şekil 2.3.5.l Ayrıntılı odak derinlik haritası 65-70 km.



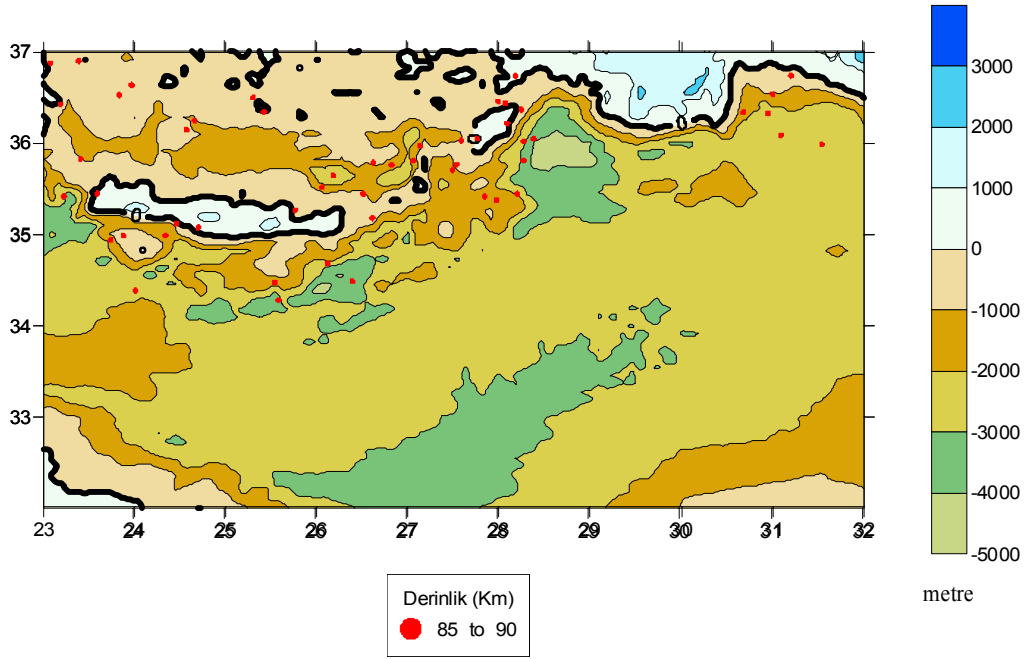
Şekil 2.3.5.m Ayrıntılı odak derinlik haritası 70-75 km.



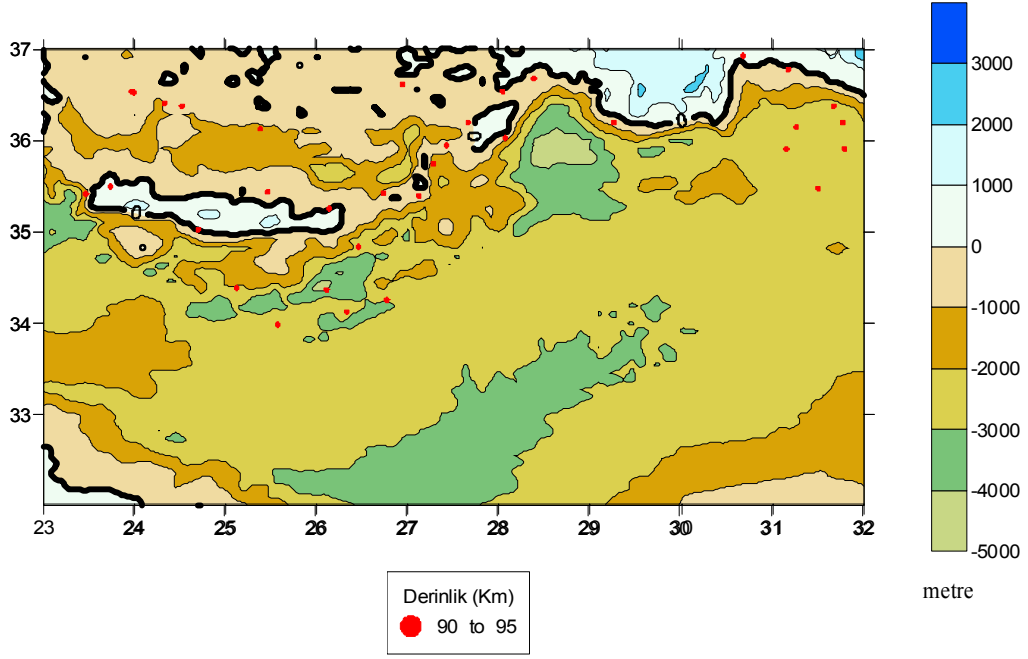
Şekil 2.3.5.n Ayrıntılı odak derinlik haritası 75-80 km.



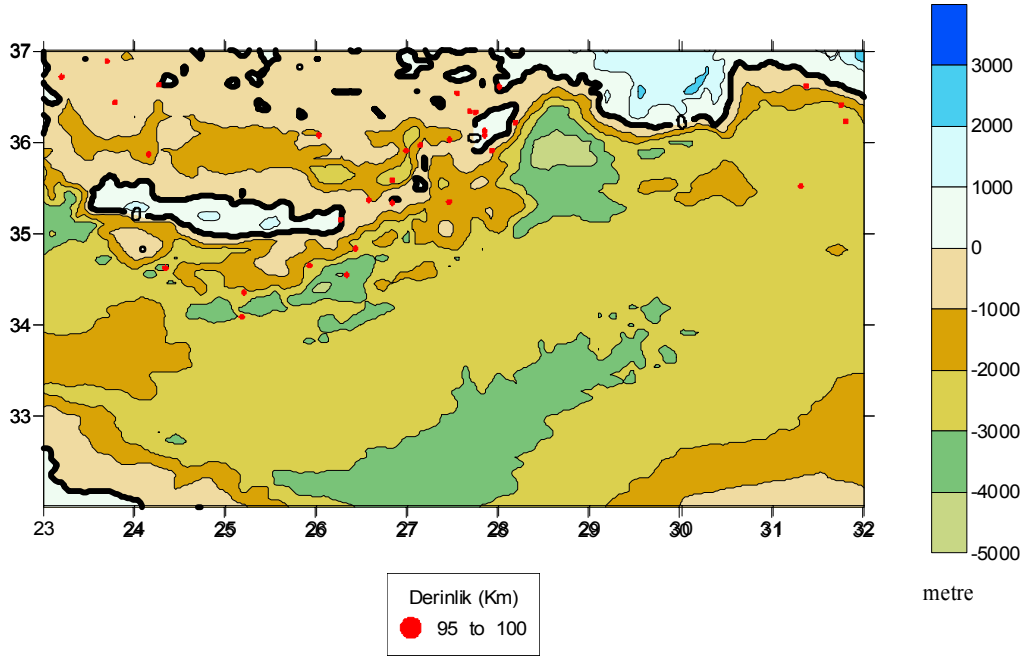
Şekil 2.3.5.o Ayrıntılı odak derinlik haritası 80-85 km.



Şekil 2.3.5.ö Ayrıntılı odak derinlik haritası 85-90 km.



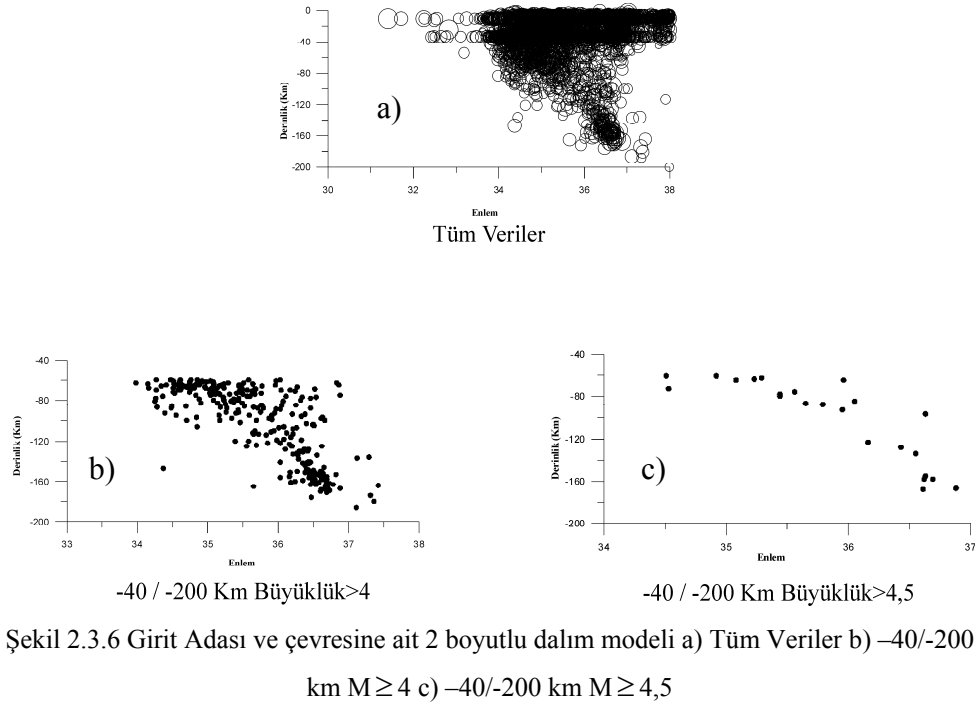
Şekil 2.3.5.p Ayrıntılı odak derinlik haritası 90-95 km.



Şekil 2.3.5.r Ayrıntılı odak derinlik haritası 95-100 km.

Bölge genelinde Girit ve çevresinin sismik aktivitesi rakamsal anlamda tanımlandıktan sonra buradaki aktif dalımı fiziksel olarak ortaya koymak için 30° - 38° enlemleri ile 23° - 28° boylamları arasında kalan bölge, odak derinliklerine göre çizdirilmiş (Şekil 2.3.6.a) ve Afrika levhasının Girit Ada Yayı boyunca dalım açısını gözlemleyebilmek için odak derinliklerinin enlemle değişimi çeşitli magnitüd

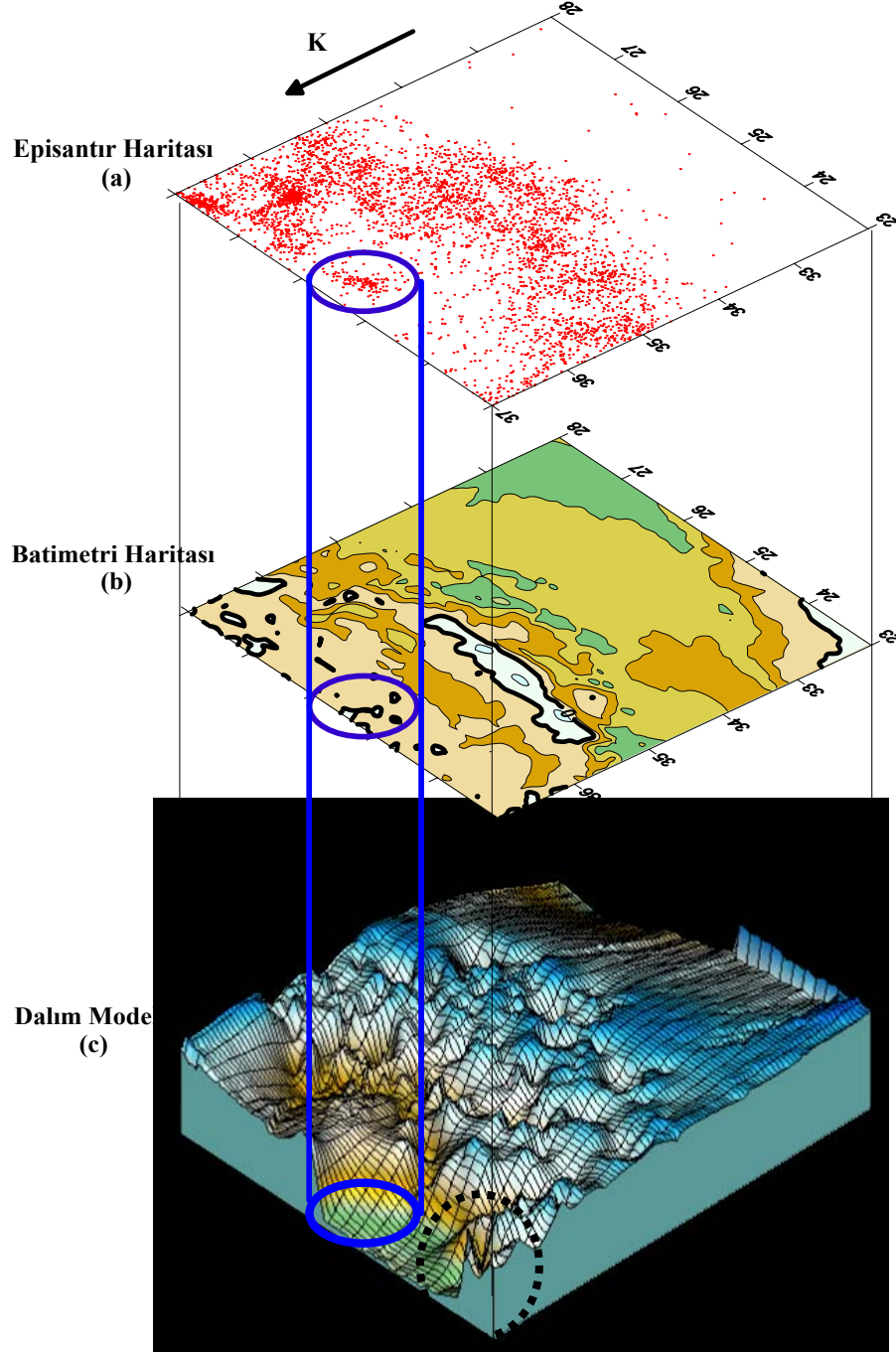
aralıklarında incelenmiştir. Ancak karmaşıklığı ortadan kaldırmak ve veri kalabalıklığını yok etmek için veri seti iki aşamada sadeleştirilmiştir. Sadeleştirmeden sonra dalım daha net olarak tanımlanmış ve $M \geq 4$ ve derinliği $-40/-200$ km (Şekil 2.3.6.b) ve $M \geq 4.5$ ve derinliği $-40/-200$ km (Şekil 2.3.6.c) olmak üzere seçilen kriterler sonucunda daha temiz bir sonuç elde edilmiştir.



Bu sonuçlar doğrultusunda litosferin 100 km civarında büküldüğü saptanmıştır. 0-100 km arasındaki 1. Kısmın ortalama 30^0 civarında eğimle dalım yaptığı, 100-200km arasındaki 2. kısımda maksimum 40^0-43^0 eğimle daldığı Papazachos ve Comninakis (1971); Papazachos (1973); Knapmeyer (1999) çalışmalarında verilmiştir. .

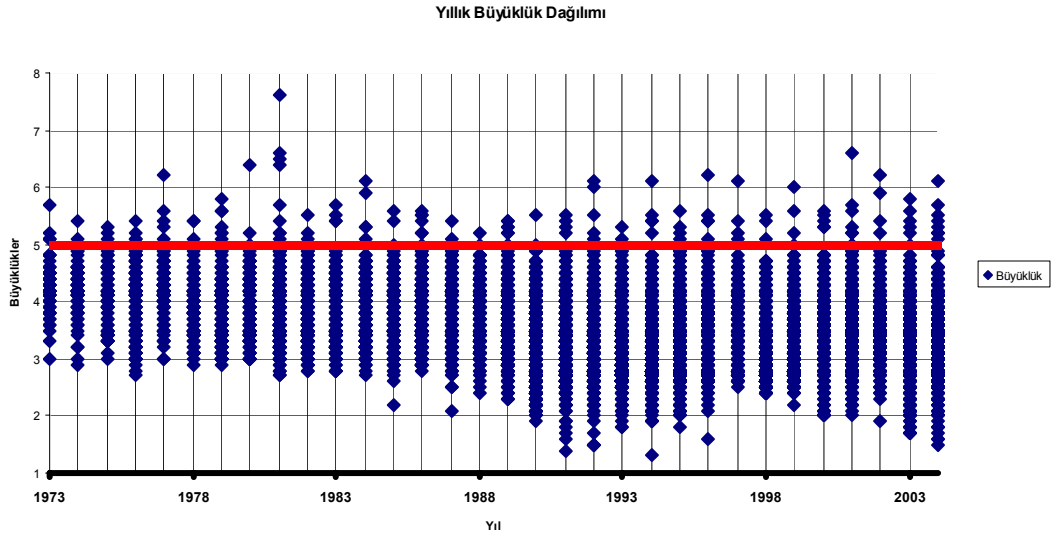
Kriterleri, 60-200 km arasındaki odak derinlikleri olmak üzere 3 boyutlu model (Şekil 2.3.7) oluşturulmuş ve buradan dalım mekanizmasında Girit Yayı'nın doğu kanadı batı kanadına göre merkez doğrultusuna göre daha az eğimle daldığı beraberinde batı kanadında dalımın sonlandığı gözlenmiştir. Şekil 2.3.7' de verilen bu sonuç Papazachos ve Nolet (1997) çalışmasının sonuçları ile örtüşmüştür. Bu mekanizmanın iyi irdelenmesi Güney Batı Türkiye'deki depremlerin çözümleri ve nedenlerinin ortaya konması açısından tartışılmaya açık bir nokta olduğu görüşünü

ve elde edilen sonuçlarda alanda oluşan bu derin dalım havzasının tektonik sürecin ileriki dönemlerinde de yorumlarda etkin bir noktası olacağı olgusunu ortaya çıkarmıştır.



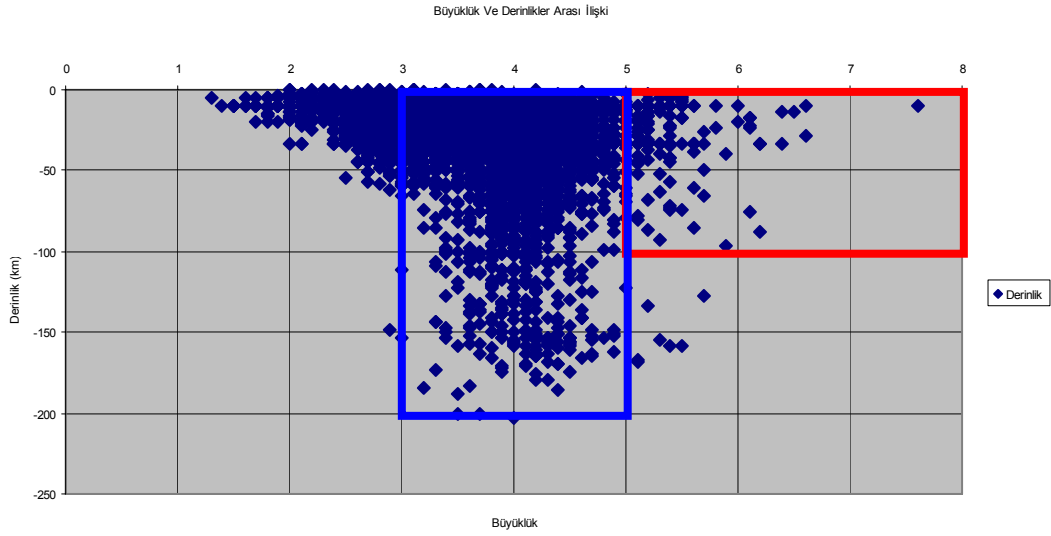
Şekil 2.3.7 Girit Yayının dalımına ait odak derinlikleri ile oluşturulmuş 3 boyutlu modelleme. a) Deprem aktivitesinin dalım hattındaki ve volkanik ada yayındaki yoğunluğu b) Santoroni volkanik adasının yeri ve Girit Adası ile arasındaki taban topoğrafyası c) Siyah kesikli daire içine giren alanın sert açı ile dalımı görülmekte (Gönenç vd., 2006).

Bölgenin 32 yıllık tüm verilere dayalı deprem istatistiği Şekil 2.3.8’ de verilmiştir. Aktivitenin son yıllardaki artışı bölgenin günümüzdeki aktivitesinin güzel bir kanıtı olmuştur. Ancak son yıllarda artan istasyon sayılarını da göz ardı etmemek gerekmektedir.



Şekil 2.3.8 32 Yıllık büyüklüklerin dağılımı (USGS 1973-2004).

Bölge genelinde büyüklüğü 6 ve yukarısı depremlerin -50 km’ ye kadar ve kısmen $-50/-100$ km civarında olan derinliklerde gerçekleştiği görülmüştür. 3 ve 5 büyüklüklü depremlerin ise -200 km civarına kadar ulaştığı tespit edilmiştir (Şekil 2.3.9). Büyüklüğü 3-5 arasında olan depremlerin yoğunluğu özellikle dalma-batma bölgesi olan bu sistem içinde gerilim birikiminin sıcaklığa bağlı olarak gevrek kırılmaya sebep olmadığı, dolayısıyla da elastik davranış nedeniyle dalım zonunda büyük deprem yoğunluğunun az olması ile ilişkilendirilebilir.



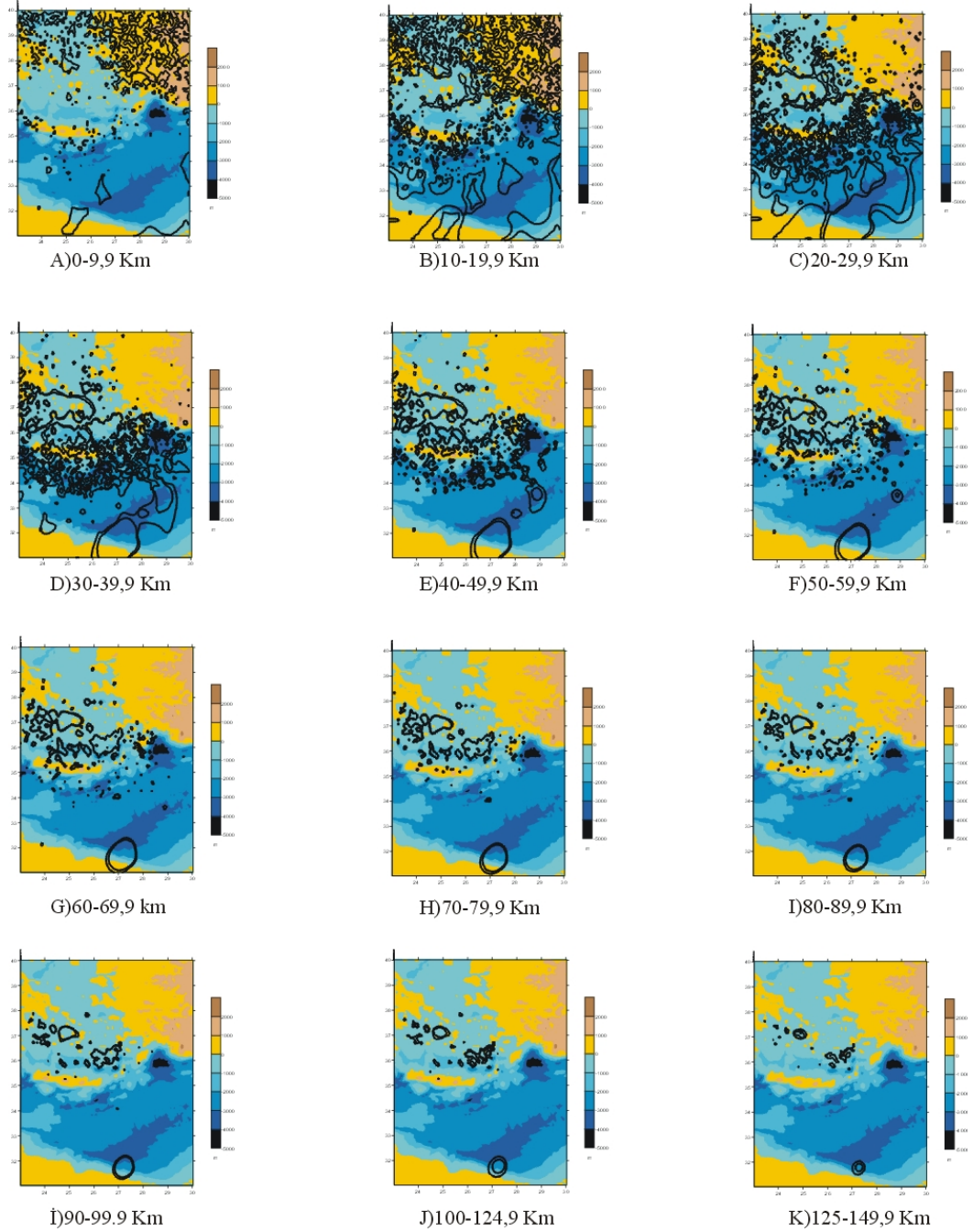
Şekil 2.3.9 Derinlik büyüklük ilişkisi.

Çalışma alanında episantr haritaları derinlik seviye haritalarına dönüştürüldüğünde 20km derinliğe kadar olan alanda belirtilerin Batı Anadolu'da gözlenen açılma tektonizmasının etkisine bağlı şekillendiği söylenebilir(Şekil 2.3.10 a-b). 20 km derinlikten sonra deniz içinde var olan Girit Yayının etkisi artmakta olduğu, deprem oluş yoğunluğunun Ege denizinin içine doğru yoğunlaştığı ve karada Batı Anadolu kara parçası üzerinde daha derin depremlerin oluşumunun olmadığı görülmüştür. Şekil 2.3.10-a ve 2.3.10-b Ege plakasının açılma tektoniğine bağlı olarak oluşan sığ depremleri göstermektedir. Sonraki şekillerde Anadolu plakasının tektonik anlamda baskın etkinliğinin yerini Girit ve çevresinde meydana gelen dalma-batma bölgesinin aktif etkinliğine bıraktığını söyleyebiliriz (Şekil 2.3.10-c,d,e,f,g,h,i,j,k).

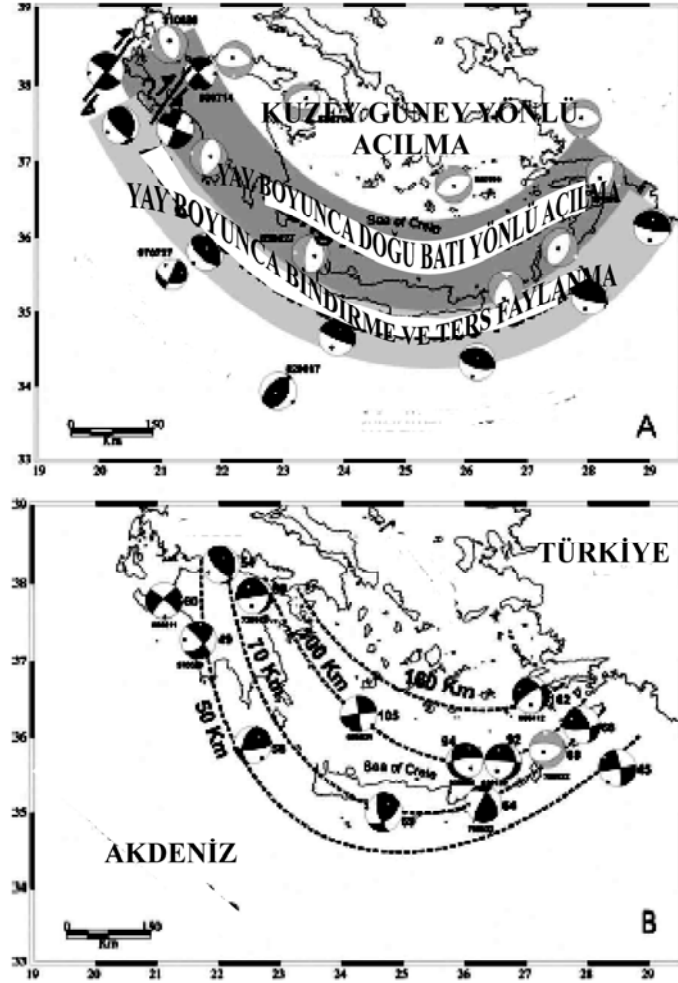
Özellikle 19,9 km' ye kadar elde edilen sonuçların aktif Ege Bölgesi tektoniğinin etkisinde olduğu buna karşın özellikle 20 km den sonra Girit yayının etkisi ile baskın tektonik hareketliliğin 24° - 27° boylamları ile 35° - 38° enlemleri ile sınırlandırılmış olan alanda olduğu söylenebilir.

Ege plakası ve Girit yayı özellikle Türkiye' nin güney batısında ki deprem aktiviteleri ile doğrudan ilişkili olup, Fethiye-Burdur fay zonu aktivitesi ile Batı

Anadolu depremselliğinin ilişkisinin irdelenmesinde bu iki ilişkili sistem göz ardı edilmemelidir.



Şekil 2.3.10 Eş episantır dağılım haritası.

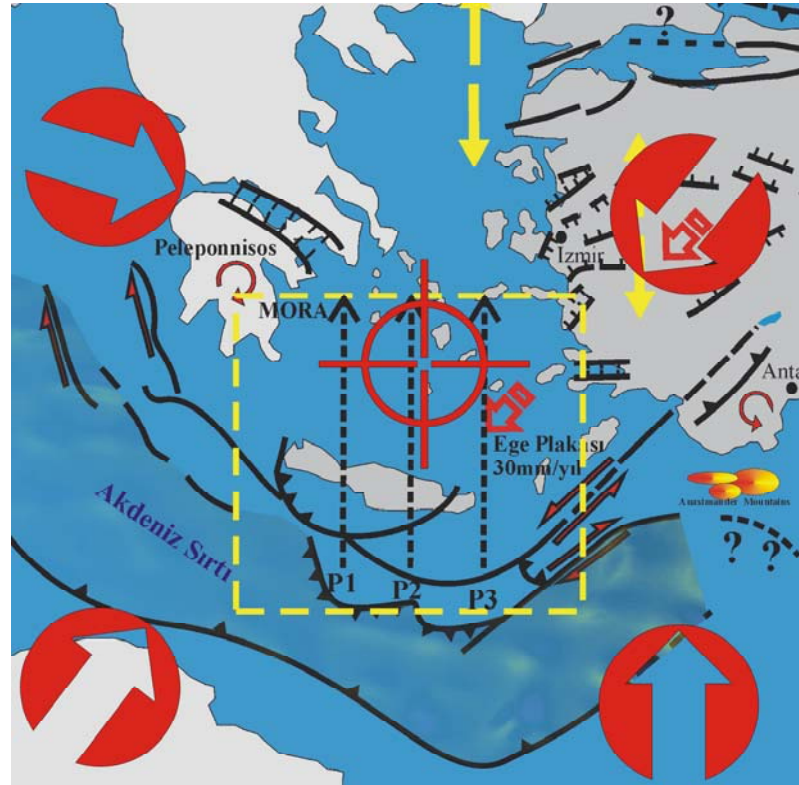


Şekil 2.3.11 Odak mekanizma çözümleri (Benetatos C. ve diğer 2004.)

Şekil 2.3.11’de görüldüğü üzere sistem Girit’in güneyinde dalıma başlamaktadır ve ortalama olarak 160 km’ ye kadar modellenmiştir. Dalma batma mekanizmasının etkisi ile oluşan ters faylar bölge tektoniğinin açıklanması için önemli kriterlerdendir. Şekil 2.3.11-A 40 km derinliğe kadar odak mekanizma çözümlerini, Şekil 2.3.11-B’ de 50km ve daha derin odaklı mekanizma çözümlerini vermektedir.

Girit Ada Yayı ve çevresindeki sistem bölgenin aktif süreci içinde 36° - $37^{\circ}.30'$ enlemleri ile 24° - 26° boylamları arasında kalan alanın (Şekil 2.3.12) beş ayrı etki (Afrika Plakasının Kuzey, Arap Plakasının Kuzey-Kuzey-Doğu, Anadolu Plakasının Batı, Ege birlikteliğinin Güney-Batı ve Yunan Kesme Zonunun Doğu yönlü

Hareketleri) altında tektonik gelişimini sürdüren ve şekillendiren bu sistemin gelişmesinde ve sonuçların tartışılmasında ileriye dönük önemli bir alan olacağı söylenebilir.



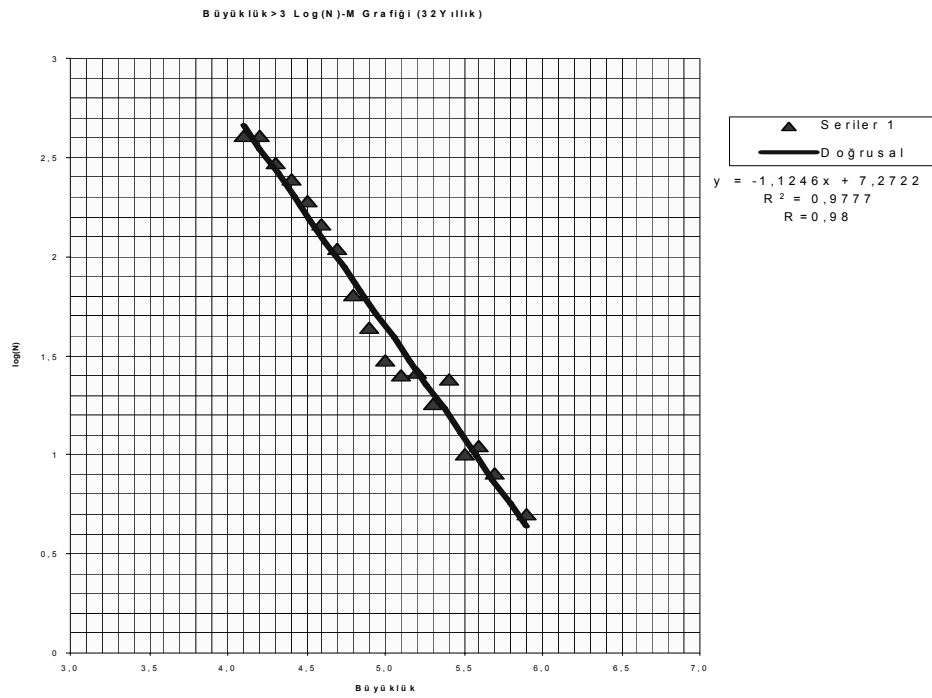
Şekil 2.3.12 Beşli etkileşim (Gönenç , T., Akgün, M. ve diğer.2006)

Çalışılan bir alanda dünya ortalaması için belli bir zaman aralığında gerçekleşmiş depremlerin büyüklükleri (Manyetüd) ve gerçekleşme sayıları (N) arasında bir ilişki mevcuttur. Bu ilişki ilk olarak Kaliforniya depremleri için 1944 yılında Gutenberg ve Richter tarafından “ $\log_{10}N-M$ Eğrisi” adı ile tanımlanmıştır. Nispi deprem sayısı $\Delta N/N$ ’ in birim büyüklüğe ΔM oranı sabit bir sayıdır ve β ile gösterilir. $b = \beta \times \log 10$ olduğunda deprem sayısı ve büyüklük ilişkisi $\log N = a - bM$ şeklinde olacaktır. Burada “a”, bölgenin sismik aktivitesini verir. Eğer a çok büyük bir değer olarak çıkarsa çalışılan alanda küçük manyetüdü depremler, a çok küçük bir değer olarak çıkıyorsa büyük manyetüdü depremler ile

şekilleniyor anlamına gelmektedir. Tipik olarak yaklaşık 0,9 değerini alan b sabiti ise $0,5 < b < 1,8$ arasında bir değer alır. “b” sabitinin küçük olması çalışılan alanda küçük deprem adedinin az oluşundan kaynaklanmakta olup depremi önceden haber verme çalışmalarında büyük depremin tahmin edilmesi çok zor olur ancak tersi durumda ise işi kolaylaştırır. Türkiye ve çevresi için b değeri $0,52 < b < 0,93$ aralığında tanımlanmaktadır. “b” değerinin büyük oluşunda heterojen bir bölgenin varlığından bahsedilir ve ortamın oldukça etkin olduğu söylenebilir ve gerilim enerjisinin büyük bir kısmı küçük depremler ile boşalır. Aksi durumda “b” değerinin küçük oluşunda ortamın homojen olduğu ve bölge genelinde büyük depremler beklenebilir

Eğer logN-M grafiklerinin oluşturulmasında bir manyetüd sınırlaması getirilirse Riznichenko, 1959’a göre $\log N = a_0 - b(M - M_{\min})$ olur. Bu bağıntıya göre istenilen aralıkta değerler hesaplamaya dahil edilir.

Bu durumda alana ait USGS’ ten elde edilmiş 32 yıllık veriler ≥ 3 olmak üzere tasnif edilip alana ait Log(N)-M grafiği çıkartılmış (Şekil 2.3.13) ve oradan a ve b katsayılarına ulaşılmıştır.



Şekil 2.3.13 32 Yıllık Log(N)-M grafiği

“b” değerinin büyük oluşu; Bölgenin heterojen bir yapıya sahip olduğunu ortamın tektonik açıdan oldukça etkin olduğunu beraberinde gerilim enerjisinin büyük bir çoğunluğunun küçük depremler ile boŐaldıęı ve a değerine göre de bölgenin sismik aktivitesinin küçük büyüklükteki depremler ile Şekillendiğini ortaya koymaktadır.

BÖLÜM ÜÇ

GİRİT YAYI VE ÇEVRESİNİN KABUK KALINLIĞI DEĞİŞİMİNİN İRDELENMESİ

3.1 Kabuk Kalınlıklarının Değişiminin İrdelenmesi

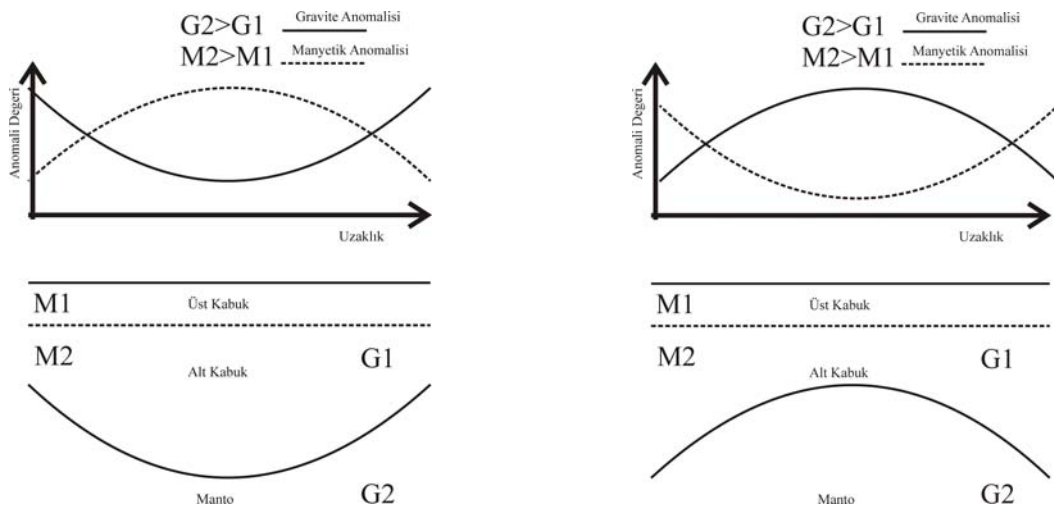
23⁰-28⁰ boylamları ,33⁰-36⁰ 40¹ enlemleri ile sınırlandırılmış olan çalışma alanı, tektonik anlamda batıda Yunan kesme bölgesi, doğuda Kuzey Anadolu Fay hattı boyunca Anadolu plakasının batı-güneybatı yönlü hareketi, güneyde Afrika plakasının kuzey yönlü hareketi ve güney batıda Anadolu plakası ile etkileşimde olan ve ölüdeniz fay hattı ile de Afrika plakasının doğusunda bulunan Arap plakasının kuzey yönlü hareketi ile şekillenmektedir. Girit ada yayı ve buradaki dalma-batma zonu plaka hareketlerinin etkileşim mekanizması ile sürecini günümüzde halen devam ettirmektedir.

Bu kadar fazla sayıda tektonik etki altında kalan bir alanda kabuk kalınlığının değişiminin bölgesel olarak farklılık getireceğini düşünülürse beraberinde getireceği sonuçların irdelenmesi önem arz edecektir. Bölgesel olarak alanın izafi kabuk incelmesinin ve kalınlaşmasının olduğu alanların sismolojik veriler ile korelasyonu ile etkin mekanizmalar ortaya konmuş, 0-20 km derinliğe kadar olan depremlerin Batı Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Hattı boyunca batıya kaçması ve güney batı yönlü hareketi sonucu bölge genelinde Kuzey Güney yönlü açılmaların etkisi altında şekillendiği ve 20-30 km derinlikten sonra bölge tektoniğinin şekillenmesinde Girit yayının baskın etkisi ortaya konmuştur (Bölüm 2).

Kabuk kalınlığının volkanik ada yayı boyunca izafi bir incelme içinde olduğu yay önünde ise göreceli parçalı incelme ve kalınlaşmaların olduğu saptanmıştır. Özellikle Pliny, Starabo hendekleri boyunca sistemin doğrultu atımlı sisteme dönmesi ve Fethiye Burdur Fay hattı ile etkileşimi güney batı Türkiye ana karasında oluşabilecek depremlerin irdelenmesi açısından önem göstermektedir.

Dolayısıyla günümüzde devam eden tektonizma özelliklerini ortaya koymak için çalışma alanında kabuk kalınlığı değişiminin karakteristiğini oluşturmak amacıyla bölgeye ait serbest hava anomalisi, manyetik anomaliler arasındaki ilişki incelenmiş ve ilgili sonuçlar sismolojik veriler ile karşılaştırılarak sonuçlara ulaşılmıştır.

Kabuğun ve üst mantonun genel manyetik ve yoğunluk özellikleri ile değişimlerdeki jeolojik faktörler incelenecek olursa uzun dalga boylu manyetik ve gravite anomalileri arasında düz veya ters orantılı bir korelasyon beklenmelidir. Kabuk yoğunluğu yüzeyde 2.7 mg.m^{-3} ten daha derinde $2-3.0 \text{ mg.m}^{-3}$ değerine kadar yükselmekte ve üst mantoda 3.3 mg.m^{-3} değerine sert bir artış göstermektedir. Bu tabakaların manyetik özellikleri az bilinmekle beraber, alt kabuğun manyetizasyonunun 5 Am^{-1} olduğuna inanılmaktadır (Von Frese, R.R.B., vd. 1982). Bu değer üst kabuğun manyetizasyon derecesinden daha büyüktür. Bunun sonucunda, sabit kalınlıkta bir kabuk için kabuk içindeki kalınlıklar değiştikçe gravite ve manyetik anomaliler arasında direk bir korelasyon beklenebilir. Tam tersine, eğer üst kabuğun kalınlığı nispeten sabit ise Moho'ya kadar olan derinlikte alt kabuk kalınlığı değişim gösteriyorsa gravite ve manyetik anomaliler arasında ters bir ilişki bulunması gerekir (Şekil 3.1.1).



Şekil 3.1.1 Gravite ve manyetik anomalilerinin korelasyonu temsili modeli

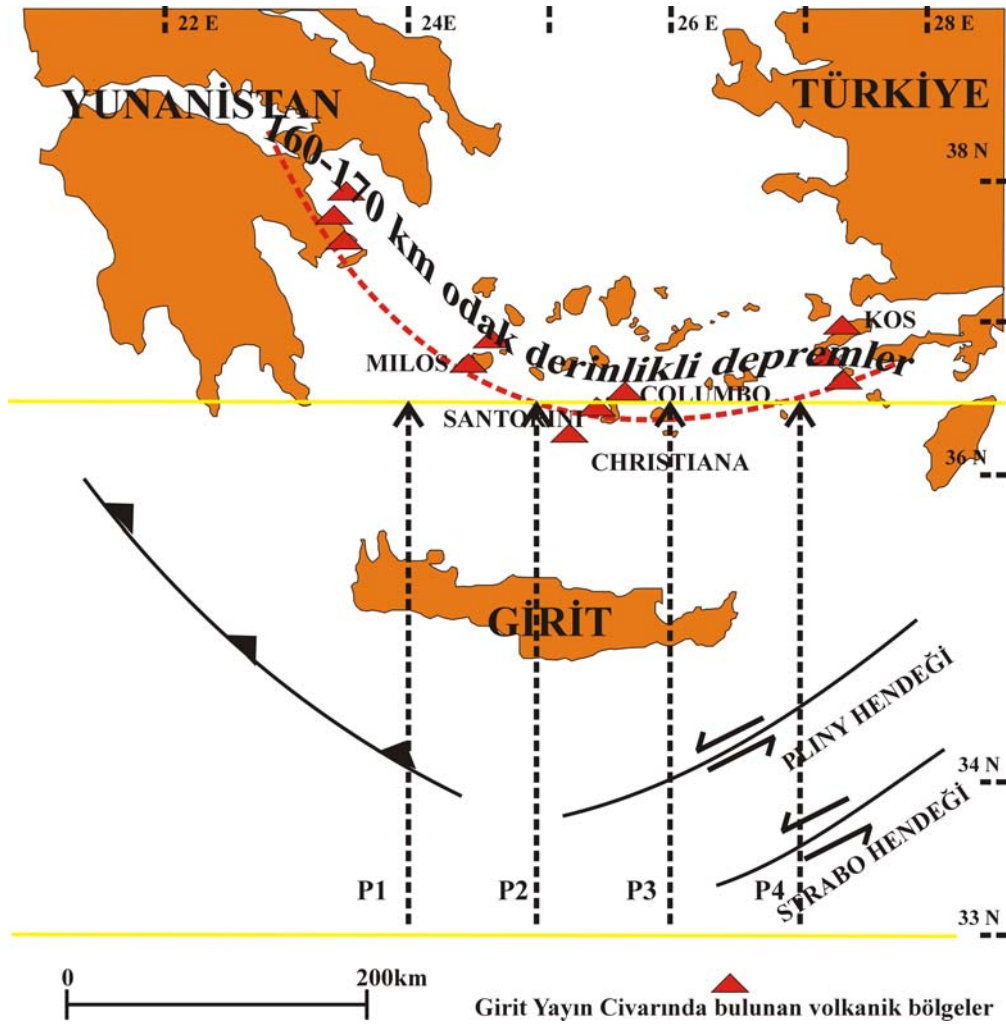
Plütonik farklılaşmalar, yapı ve metamorfizmadan kaynaklanan tabakalar arası litolojik değişimler daha çok üst kabukta yer almaktadır ve bununla birlikte alt kabuk

ve üst mantoda da geniş bir ölçekte bulunmaktadır. Birçok istisna bulunmakla beraber genelde plütonik ve metamorfik kayalar daha mafik bir hal aldıkça hem yoğunluk hem de manyetizasyon artış göstermektedir. Böylelikle, alt kabuktaki litolojik değişimler birbiriyle uyumlu anomaliler üretecektir. Aslında, bu korelasyonun alt kabukta daha iyi olması gerekir çünkü derindeki mafik kayaların yavaş soğuması manyetit mineralinin titanomanyetit serilerinden daha çok çözünmesine ve dolayısıyla yoğun mafik kayaların manyetizasyonunun artmasına yol açmaktadır. Dahası, üst kabuktaki kayaların korelasyonunu daha karmaşık bir hale getiren artık termal manyetizasyon, alt kabuktaki kayalar içinde yüksek sıcaklıklar ve yaşlı kayalar sebebiyle azalmaya maruz kalacaktır. Bir başka deyişle, alt kabukta yer alan tabakalar arasındaki litolojik değişimler, her zaman doğru orantılı olmasa da gravite ve manyetik anomaliler arasında bir korelasyon yaratmaktadır” (Von Frese, vd. 1982).

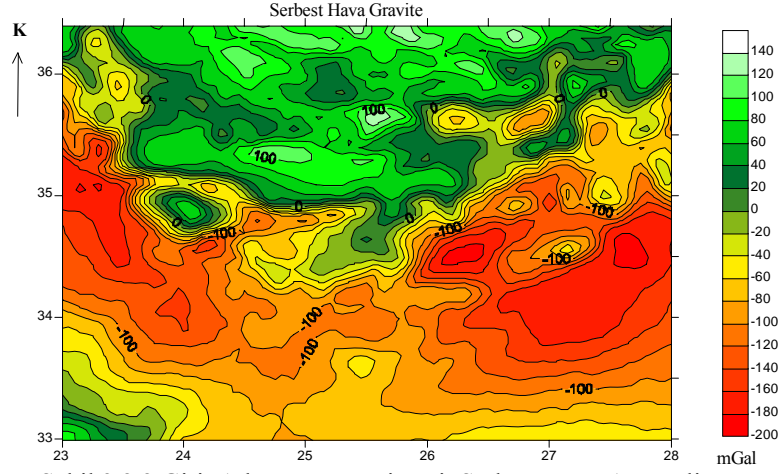
Son olarak kabuk kapsamındaki sıcaklık değişimleri gravite ve manyetik anomalilerin korelasyonunu etkileyecektir. Her ne kadar kayaların yoğunluğu sıcaklık ile ters orantılı olsa da, sıcaklığın manyetik özellikler üzerindeki etkisine nazaran bu etki minimum düzeyde kalmaktadır. Manyetik suseptibilite belli bir yere kadar sıcaklıkla artacak ve artık termal manyetizasyon azalacaktır. Bunun aksine dünyanın manyetik alanının boyunca uzanan viskoz manyetizasyon sıcaklıkla birlikte artacak ve toplam manyetizasyon da ilerleme kaydedecektir. Burada kritik sıcaklık değeri Curie sıcaklığıdır. Bu sıcaklığın üzerinde ferromanyetik mineraller paramanyetik forma dönüşmektedir. Bu yüzden, alt kabuktaki mineraller Curie sıcaklık değerine ulaşan ortamda (550-600 °C), oldukça manyetik olan tabakanın kalınlığını azaltacaktır. Azalmış olan manyetik anomali, serbest hava gravite anomalisi ile ters orantılı olacaktır çünkü bölgesel olarak görülen yüksek sıcaklıkların beraberinde izostatik olarak dengelenmeyen yükselteler, incelmış kabuk ve manto sokulumları doğuran birtakım jeodinamik prosesler görülmektedir. Bu şartlar, negatif bir manyetik anomali ile ilişkili bulunan pozitif bir serbest hava gravite anomalisine yol açacaktır (Von Frese, vd. 1982).

3.2 Girit ve Çevresinin Serbest Hava Anomalisi, Manyetik ve Batimetrik Verilerin Işığında İrdelenmesi.

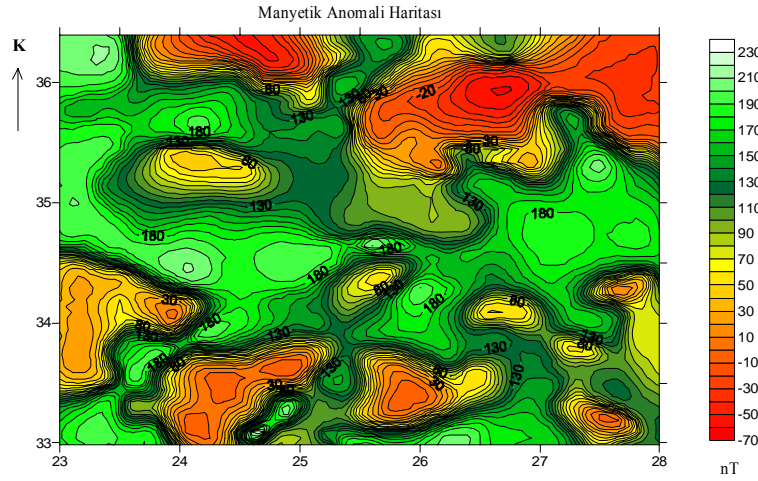
23⁰-28⁰ boylamları, 33⁰-36⁰ 40¹ enlemleri ile sınırlandırılmış olan çalışma alanına (Şekil 3.2.1) ait serbest hava anomalisi, manyetik alan ve batimetri haritaları kullanılarak (Şekil 3.2.2-3.2.3-3.2.4) 24⁰-25⁰-26⁰-27⁰ boylamlarından güney-kuzey yönlü kesitler alınmıştır (Şekil 3.2.5-3.2.6-3.2.7-3.2.8).



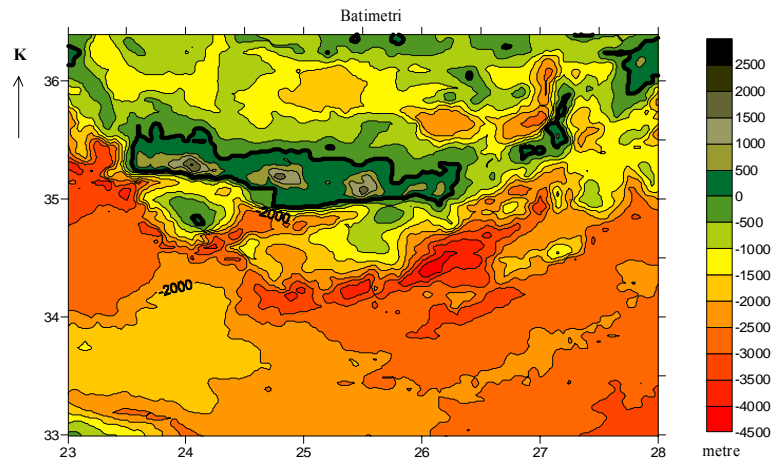
Şekil 3.2.1 Girit Adası ve çevresine ait volkanik ada yayı (Kırmızı hat) ve adaların konumları ile bölge genelinde kabuk kalınlığının araştırılmasına yönelik P1, P2, P3, P4 çalışma hatları.



Şekil 3.2.2 Girit Adası ve çevresine ait Serbest Hava Anomali Haritası.



Şekil 3.2.3 Girit Adası ve çevresine ait Manyetik anomali haritası



Şekil 3.2.4 Girit ve çevresine ait batimetri haritası

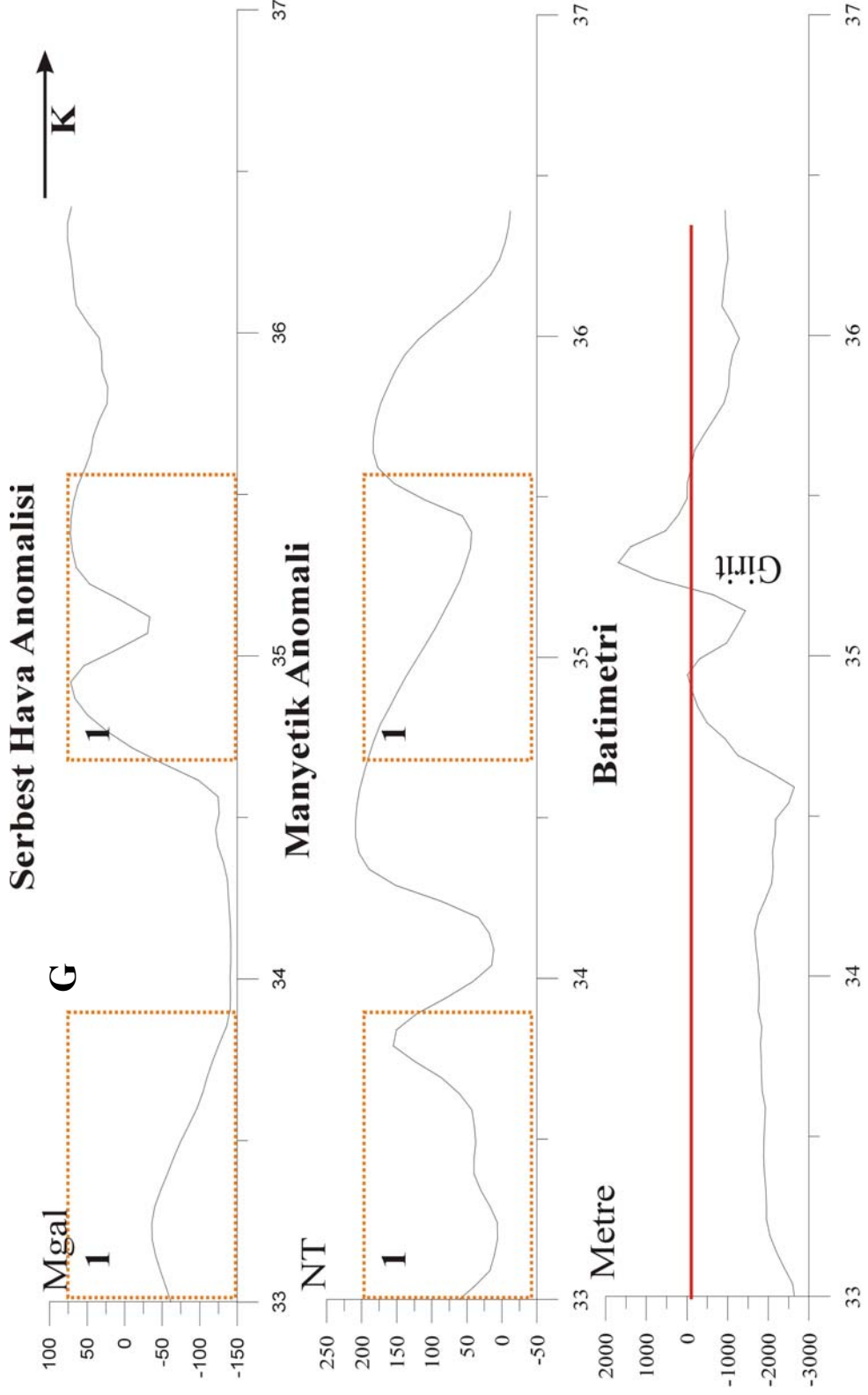
24⁰ boylamı boyunca elde edilen kesitte (Şekil 3.2.5) 1 no' lu alan içinde kalan bölgeler de serbest hava anomalisi yükselirken manyetik anomali değerleri düşmektedir. Ters orantılı görünüm veren segmentler çalışma alanı dahilinde göreceli bir kabuk incelmeye işaret edebilir. 1 numaralı alanlar arasında kalan alanda da serbest hava anomalisinin düşümüne karşılık manyetik anomali trendinde yükseliş gözlenmiştir. Bu alan dahilinde de göreceli bir kabuk kalınlaşması yaklaşımı yapılabilir.

25⁰ boylamı boyunca elde edilen kesitte (Şekil 3.2.6) aynı yaklaşım içinde 1 numaralı alan dahilinde ki ilişki sonucunda çalışma alanı dahil boyunca göreceli bir kabuk incelmeye yaklaşımı yapılabilir. 2 numaralı alanda ise 1 numaralı alanın devamı dahilinde kabuk incelmeye devam ettiği ve arttığı söylenebilir. 1 ve 2 numaralı alanların dışında kalan 33⁰-34⁰ enlemleri arasında kalan alanda serbest hava anomalisini trendinin sabite yakın olmasına karşın manyetik anomalideki ani yükseliş ve hemen ardından düşüş bu alanda göreceli incelmeye devamında da kalınlaşmanın varlığı şeklinde yorumlanabilir.

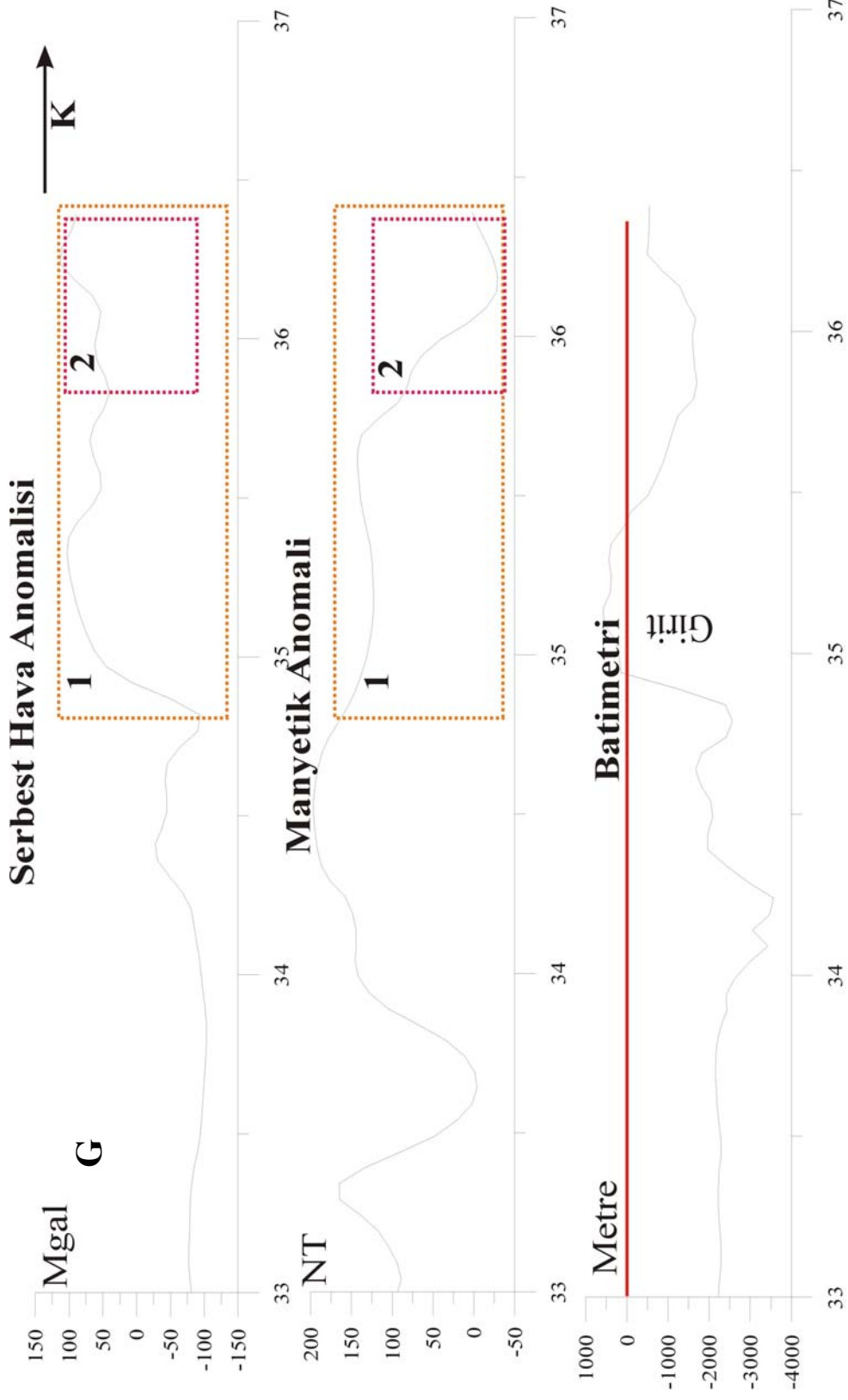
26⁰ boylamı boyunca elde edilen kesitte 1 numaralı alan ve devamında 2 numaralı alan göreceli kabuk incelmeye bir işareti olarak yorumlanabilir (Şekil 3.2.7).

27⁰ boylamı boyunca alınan kesit incelendiğinde benzer yaklaşımda 1 numaralı alan göreceli kabuk incelmeye 3 numaralı alanda da göreceli kabuk kalınlaşmasının varlığından söz edilebilir (Şekil 3.2.8).

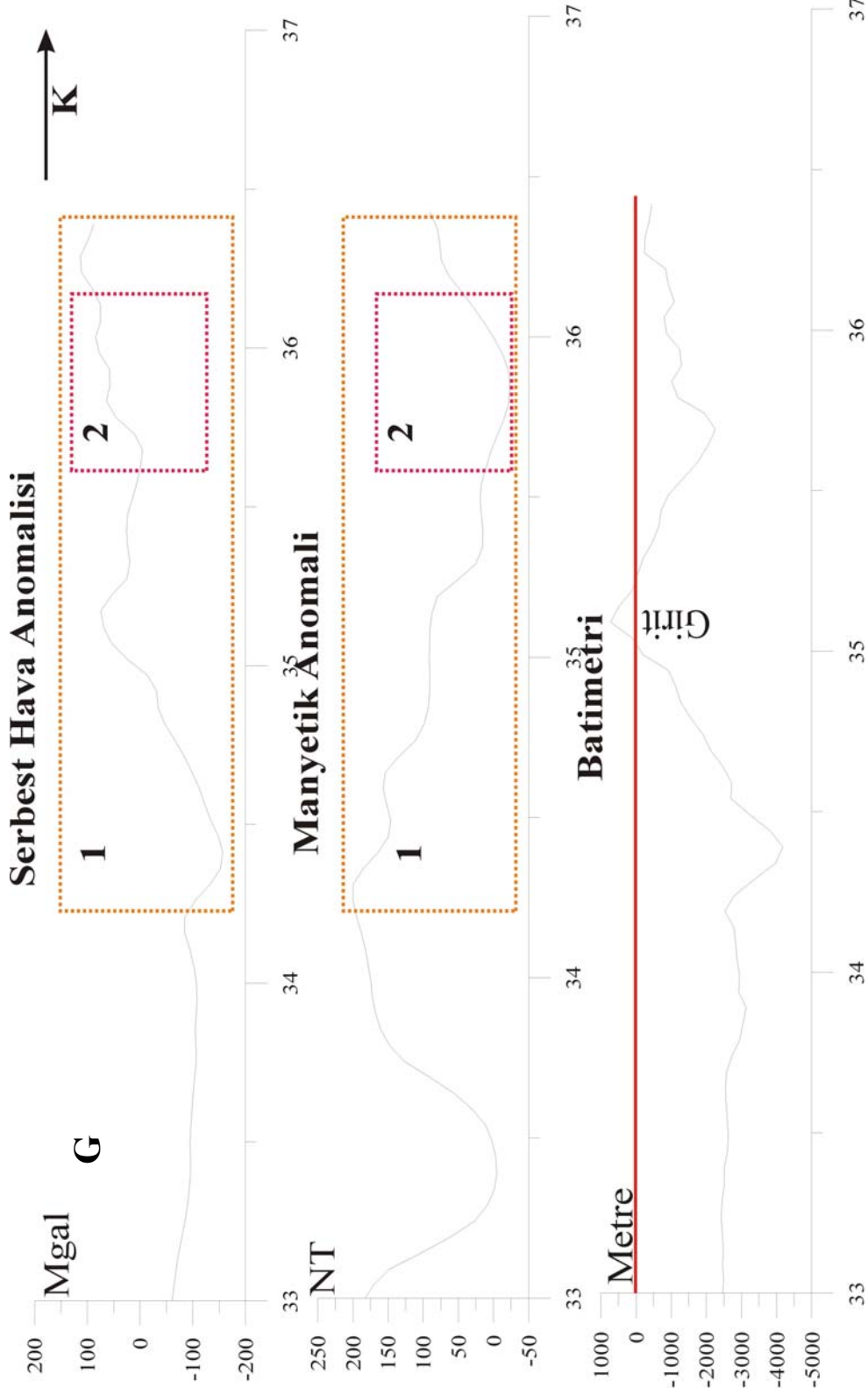
Doğu Akdeniz'deki kabuk kalınlığı yüzey dalgaları yöntemiyle (Payo, 1967, 1969; Papazachos 1969), gravite yöntemiyle (Payo, 1967, Woodside ve Bovin, 1970; Rabinowitz ve Ryan, 1970; Makris ve Wang, 1995) ve kırılma yöntemiyle (Finetti ve Morelli 1973; Lort ve Gray, 1974) hesaplanmıştır. Yapılan karşılaştırmaların sonuçlarının da uyumlu olduğu görülmüştür.



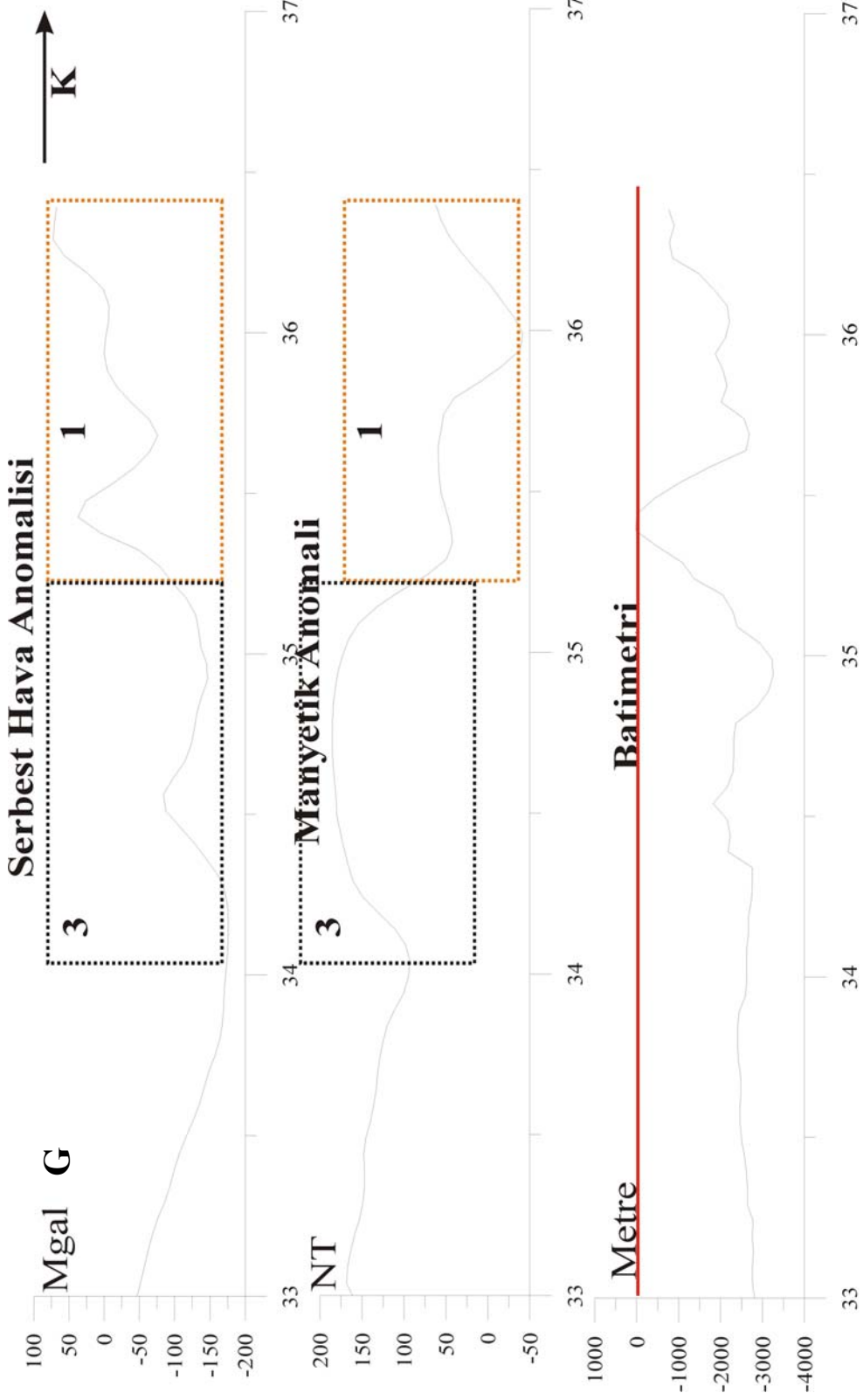
Şekil 3.2.5 P1 profili 24° boylamı boyunca alınan kesitler.



Şekil 3.2.6. P2 profili 25⁰ Boylamı boyunca alınan kesitler.

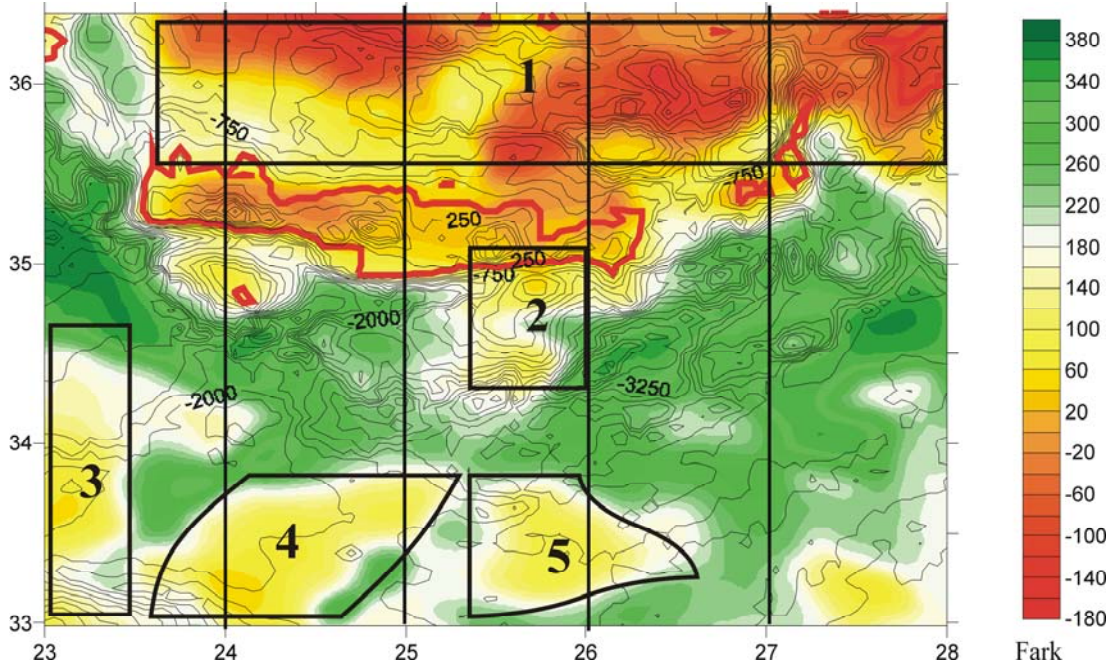


Şekil 3.2.7 P3 profili 26^o boylamı boyunca alınan kesitler.



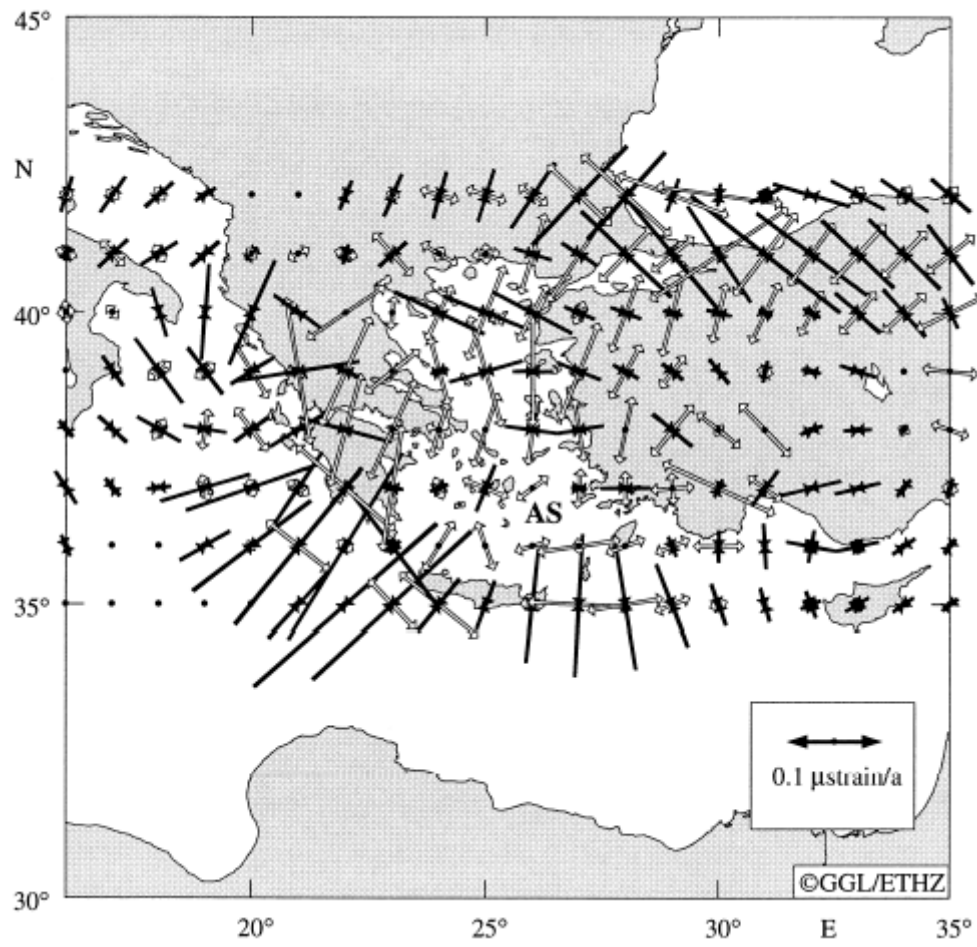
Şekil 3.2.8 P4 profili 27⁰ boylamı boyunca alınan kesitler.

Veriler ışığında serbest hava ve manyetik değerleri aynı harita üzerinde değişim miktarlarına göre elde edilen haritalandığında göreceli incelen alanlar 1-2-3-4-5 numaralı alanlarda gösterilmiştir (Şekil 3.2.9).



Şekil 3.2.9 Göreceli Kabuk Kalınlığının Değiştiği Alanlar.

1 numaralı bölgenin göreceli incelenmesi volkan yayı ile ilişkilendirilebilir (Şekil 3.2.1) beraberinde 3 ve 4 numaralı alanlarda saptanan inceleme ise Akdeniz sırtının bindirmesi sonucu açılma tektoniği ile ilişkilendirilebilirken 2 ve 5 numaralı bölgelerde sistemin doğrultu atımlı fay sistemine dönüşmesi ile sıkışma ve açılma tektoniğinin (Pliny Strabo hendek Sistemi) etkisi kademeli incelenmenin sebebi olabilir. Alan genelinde açılma mekanizması bölgenin kabuk kalınlığı değişiminde oldukça önemli rol oynamaktadır (Şekil 3.2.10)



Şekil 3.2.10 Girit ve çevresindeki sıkışma ve açılma alanları (Kahle H.-G. ve diğer. 1998).

BÖLÜM DÖRT

GİRİT YAYININ BOUGUER GRAVİTE ANOMALİSİ VERİLERİNE GÖRE YORUMLANMASI

4.1 Gravite Verilerinin Yorumu

Literatürde Helenik dalma-batma bölgesi yada Girit Yayı olarak adlandırılan bölge Avrupa'nın en aktif sismik alanıdır. Bölge geniş anlamda incelendiğinde kinematik olarak Ege ve Anadolu plakaları aktif Girit Yayı kıtasal bölgesine doğru saatin ters yönünde hareket etmektedir (Snopek., vd., 2007).

Girit Adası'nın güneyi mikrosismik anlamda oldukça aktif bir bölgedir. Bölgenin bu aktifliği ilgili Meier vd. (2004) ve Delibasis vd. (1999) çalışmalarında plaka sınırının 15-20 km civarında olduğunu, Papazachos ve Comninakis, (1971) ve Papazachos vd. (2000) kuzeye doğru gidildikçe de volkanik yay boyunca 100-160 km derinliğe kadar Wadati-Benioff Zonunun varlığını yayımlarında belirtmişlerdir.

Tomografik çalışmalarda bölgenin çok karmaşık bir litosferik yapıya sahip olduğu üst mantoya ait hızlarda ve kıtasal kabuk kalınlıklarında Ege Denizi içinde çok karmaşık değişimler gösterdiği ortaya konmuştur(Papazachos vd.,1995; Papazachos ve Nolet., 1997).

Sismik hız analizlerine bağlı olarak kabuk kalınlığı Peleponnese civarına 40km, Girit civarında 30 km ve Ege Denizi içlerinde 20km civarındadır ancak karmaşık yapı içinde bölgesel çok ani değişimler görülebilmektedir(Snopek., vd.,2007).

Doğu Akdeniz'deki Bouguer gravite anomalisi abisal düzlüklerde yüksek, Akdeniz Sırtı üzerinde geniş, uzun düşük anomali ile karakterize olmuştur (Şekil 1.3.1). Akdeniz Sırtı'ndaki anomali, sırtı oluşturan hafif ve kalın sedimentlerden kaynaklanmaktadır. Gravite verileri bu alan dahilinde okyanussal kabuğun Akdeniz altına uzandığını düşündürmektedir. Ancak Doğu Akdeniz bölgesi gravite

anomalilerinin sadece sediment kalınlığındaki veya kabuk kalınlığındaki değişimler ile açıklanması mümkün değildir. Genel olarak düşük Bouguer gravite anomalileri birçok batimetrik yükseklik ile birleştirilebilir.

Girit Adası ve çevresinde gerçekleşen tektonik mekanizma dahilinde Bouguer Gravite Anomali değerlerinde görülen yüksek değişimler alan genelinde var olmuş yada var olan aktivitenin cevapları olarak düşünülebilir. Bölüm iki' de sismolojik bilgiler ve Santorini adası verileri de bölgenin bu sorularını ortadan kaldıran verilerdir. Alan halen aktif mekanizmaya sahip olup Doğu Akdeniz gelinde en aktif sismolojik alandır. 23⁰-28⁰ boylamları / 33⁰-38⁰ enlemleri ile sınırlandırılmış çalışma alanında veriler 1971-74 Shakleton çalışmalarından sağlanmıştır. Veriler öncelikle Jeofiziksel veri-işlem teknikleri irdelenmiştir. Sırasıyla önce bölgeye ait gravite haritasına 2 boyutlu alçak geçişli süzgeç uygulanarak rejyonel yapının karakteristiği ortaya konmuştur. Süzgeçlenmiş haritadan alınan kesitlere, güç spektrumu yöntemi uygulanarak bölgeye ait olası yapı derinlikleri saptanmıştır. Çalışmanın diğer aşamasında, Girit ve çevresine ait süzgeçlenmiş gravite kesitlerine normalleştirilmiş tam gradient yöntemi uygulanmış ve. bölgeye ait yatay ve düşey yöndeki yapı sınırları belirlenmiştir.

Normalleştirilmiş tam gradyan yöntemi potansiyel alanların tekil nokta yerinin belirlenmesi için kullanılan en başarılı yöntemlerden biridir (Özyalın, Ş., 2003). Potansiyel işlevlerin Normalleştirilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi yatay ve düşey yönde yapısal anomalilerin saptanmasında kullanılmaktadır

Herhangi bir $F(x,z)$ işlevinin türevlerinden yararlanarak hesaplanan toplam gradyan (analitik sinyalin genliği)

$$G(x, z) = \sqrt{F_x^2(x, z) + F_z^2(x, z)}$$

ile verilir.

Normalleştirilmiş Tam Gradyan (NTG) yönteminin matematik temelini $G_T(x, z)$ NTG operatörü oluşturur. Genel olarak,

$$G_T(x_i, z_j) = \frac{\sqrt{[F_x^2(x_i, z_j) + F_z^2(x_i, z_j)]^v}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{[F_x^2(x_i, z_j) + F_z^2(x_i, z_j)]^v}}$$

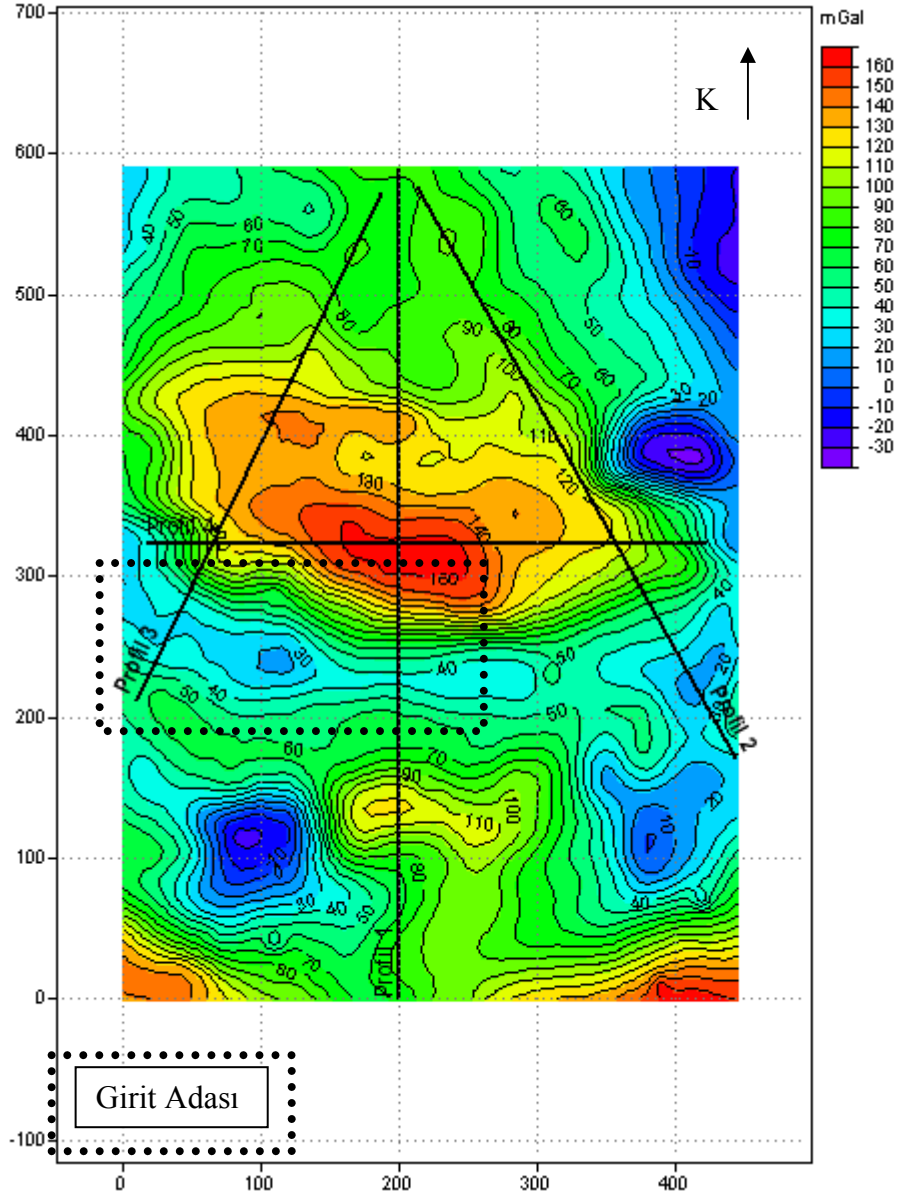
şeklinde ifade edilir (Özyalın, Ş., 2003).

$F(x, z)$ işlevi x eksenini boyunca gravite alanı ifade eder ve z eksenini boyunca Δz aralıklarla aşağı doğru analitik uzanım yapılmaktadır. N profildeki nokta sayısı, $F_x(x, z)$, $F_z(x, z)$ işlevleri x ve z eksenleri boyunca $F(x, z)$ 'nin türevleridir. v ise NTG operatörünün derecesidir.

Normalleştirilmiş Tam Gradyan Yönteminin uygulamaları günümüzde, Özyalın, Ş.(2003) ve Pamukçu (2007) tarafından sürdürülmektedir.

4.2. Alan Verilerinin Değerlendirilmesi

Girit Yayı ve çevresine ait 1971-74 Shakleton çalışmalarından elde edilmiş Bouguer Gravite Haritasından görüldüğü üzere alan -40 ve 160 mGal arasında değişim aralığı göstermektedir (Şekil 4.2.1).



Şekil 4.2.1 Girit ve Çevresine ait Ege Denizi-Doğu Akdeniz Bouguer Gravite Anomali Haritası Girit Adası dikdörtgen içinde verilmiştir.

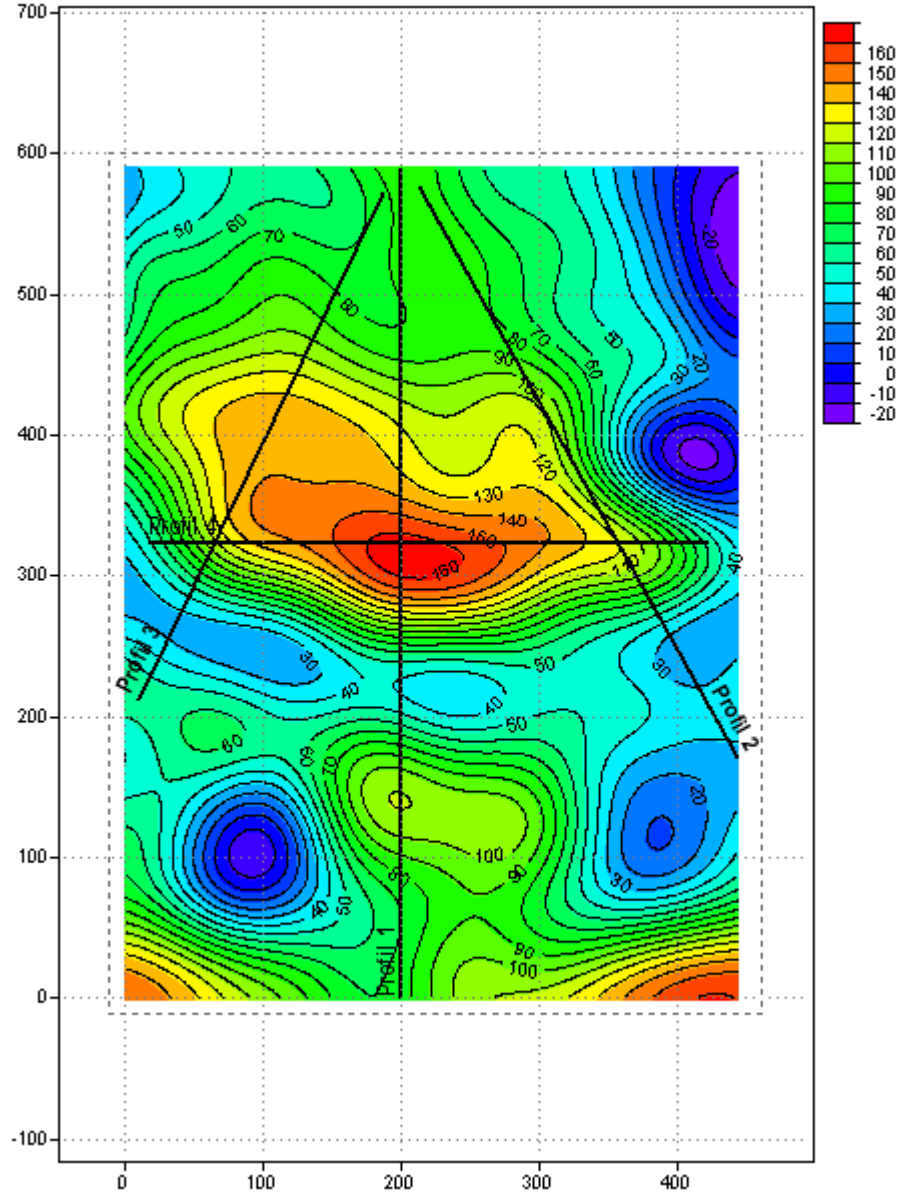
Güneyden kuzeye 1. profil boyunca ilerledikçe teorik olarak kabul edilmiş olan dalma-batma alanına ait iki boyutlu gravite anomalisinin varlığı net bir biçimde

görülmektedir. Güneyde dalımın başladığı noktada artan anomali, ada basenine gelince azalan anomali ve volkanik ada yayı üzerinde tekrar düşen anomali değerleri bölge genelindeki aktif tektonizmanın ayrı bir kanıtıdır. Girit adasının güneyinde Afrika plakasının kuzey yönlü hareketi ve bunun karşısında Ege-Anadolu plakasının güney batı yönlü hareketi sonucunda Akdeniz Sırtının da yüksek basınç altında yoğunlaşmış yapısı nedeniyle burada Bouguer Gravite değerleri yüksektir. Güney alanı içinde Türkiye ana karasına doğru yaklaşırken değerlerin 10 mGal seviyelerine inmesi Girit Yayının Fethiye Burdur Fay Zonu ile bağlantısı olarak devam eden alanın içinde yoğun faylanmaların olduğunu işareti kabul edilebilir. Bu ani değişimlerin olduğu alan Ptolemy Pliny ve Strabo hendeklerinin bulunduğu bölgedir.

Girit Adasının kuzeyi ise bu bölge içinde en yüksek Bouguer Gravite Anomali değerlerinin bulunduğu alandır. Volkanik ada yayının oluşturduğu bu alan içinde Santorini adası halen aktiftir. Yüksek değerli Bouguer Anomali değerleri dalma zonunun bu bölgedeki kütleli fazlalığı ve güney batı yönlü ilerleyen karmaşık Ege-Anadolu plakasının heterojen dağılımı ile ilişkilendirilebilir.

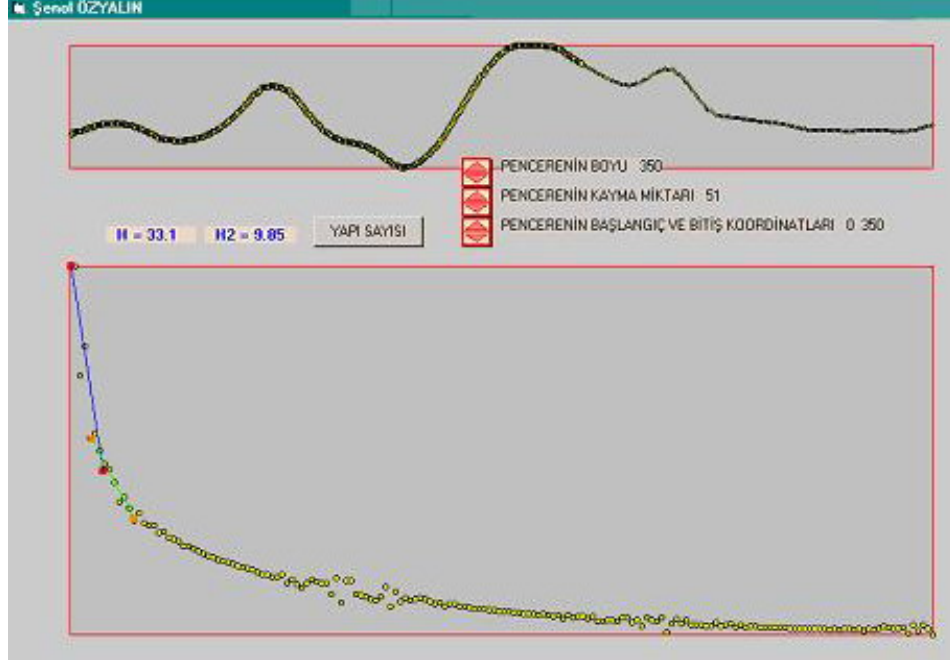
Girit Adası ve çevresinin bu aktif hareketliliği içinde batimetrik verilerin deniz tabanı içindeki arızalı yapısı genel tektonik içinde yüzey belirtileri olarak kabul edilebilir. Derin etkilerin yüzey deformasyonundaki izlerinin değerlendirilmesi ve yorumlanması özellikle deniz sismik yansıma çalışmalarıyla yanıt bulacaktır. Ancak yüzey ve yüzeye yakın etkilerin anlamlandırılması, geniş bakış açısı içinde genel tektonik davranışın ortaya çıkarılması ve bununla beraber ilişkilendirilip genel tektonik içinde değerlendirilmesi ile mümkün olacaktır. Bu bakış açısı içinde Girit Adası ve çevresinin Bouguer Gravite Anomali verilerine göre modellenmesi büyük mekanizmayı anlamak için önemlidir.

5 km örnekleme aralıklı verilere dayalı olarak çıkartılan Bouguer Gravite Anomali haritasında dalım mekanizmasını dik kesecek şekilde 3 profil ve dalım havzasını görebilmek içinde batı-doğu yönlü 1 profil alınmıştır (Şekil 4.2.1). Elde edilen harita yüzey etkilerini ortadan kaldırmak ve rejyonel etkileri daha iyi görebilmek için alçak geçişli süzgeç uygulanmıştır (Şekil 4.2.2).

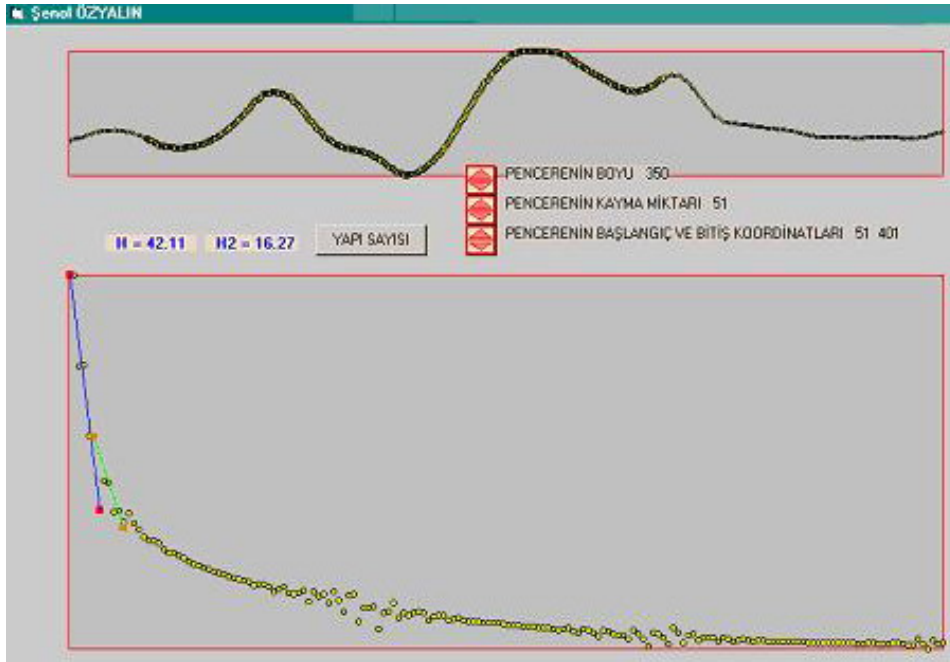


Şekil 4.2.2 Girit ve Çevresine ait Ege Denizi-Doğu Akdeniz 100km dalga boylu Alçak Geçişli Süzgeç Uygulanmış Bouguer Gravite Anomali Haritası (Winglink programı).

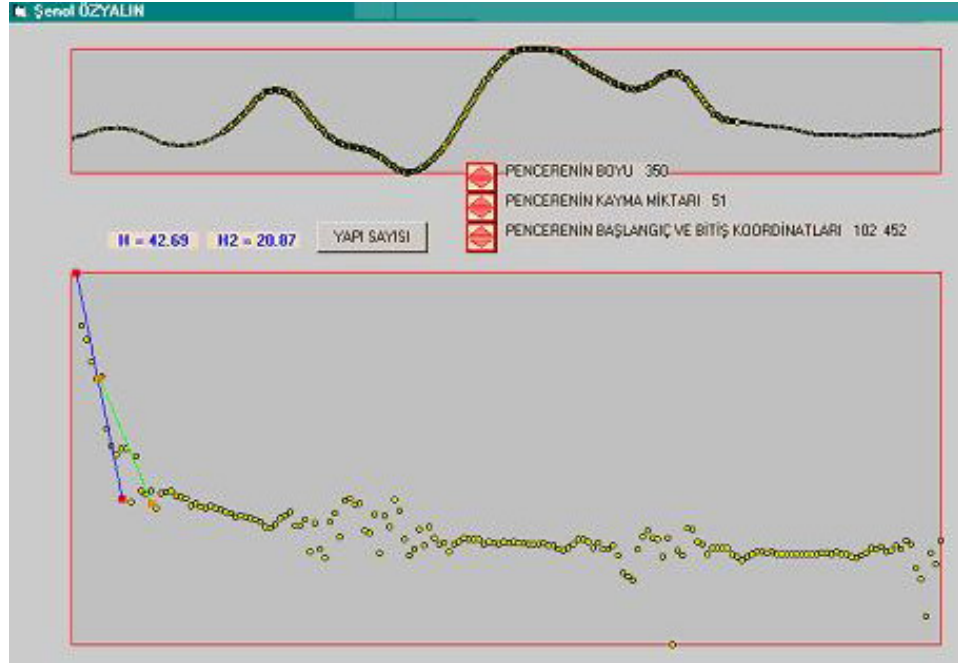
Alçak geçişli süzgeç uygulamasından sonra 1. profil boyunca kayan pencereli güç spectrumu uygulaması yapılmıştır. Bunun sonucunda yaklaşık yapı derinlikleri saptanmaya çalışılmıştır.



Şekil 4.2.3 1. Profil Boyunca Kayan Pencereli Güç Spectrumu Uygulaması Orta Nokta:175 km.



Şekil 4.2.4 1. Profil Boyunca Kayan Pencereli Güç Spectrumu Uygulaması Orta Nokta:225 km.



Şekil 4.2.5 1. Profil Boyunca Kayan Pencereli Güç Spectrumu Uygulaması Orta Nokta:275 km.

1.Profil (Tablo 4.2.1) ve 4.Profile (Tablo 4.2.2) ait kayan pencereli güç spectrumundan elde edilen veriler doğrultusunda 2 tabakalı değerlendirmeye göre derinlikleri verilmiştir.

Tablo 4.2.1 1.Profil boyunca kayan pencereli güç spectrumu sonuçları.

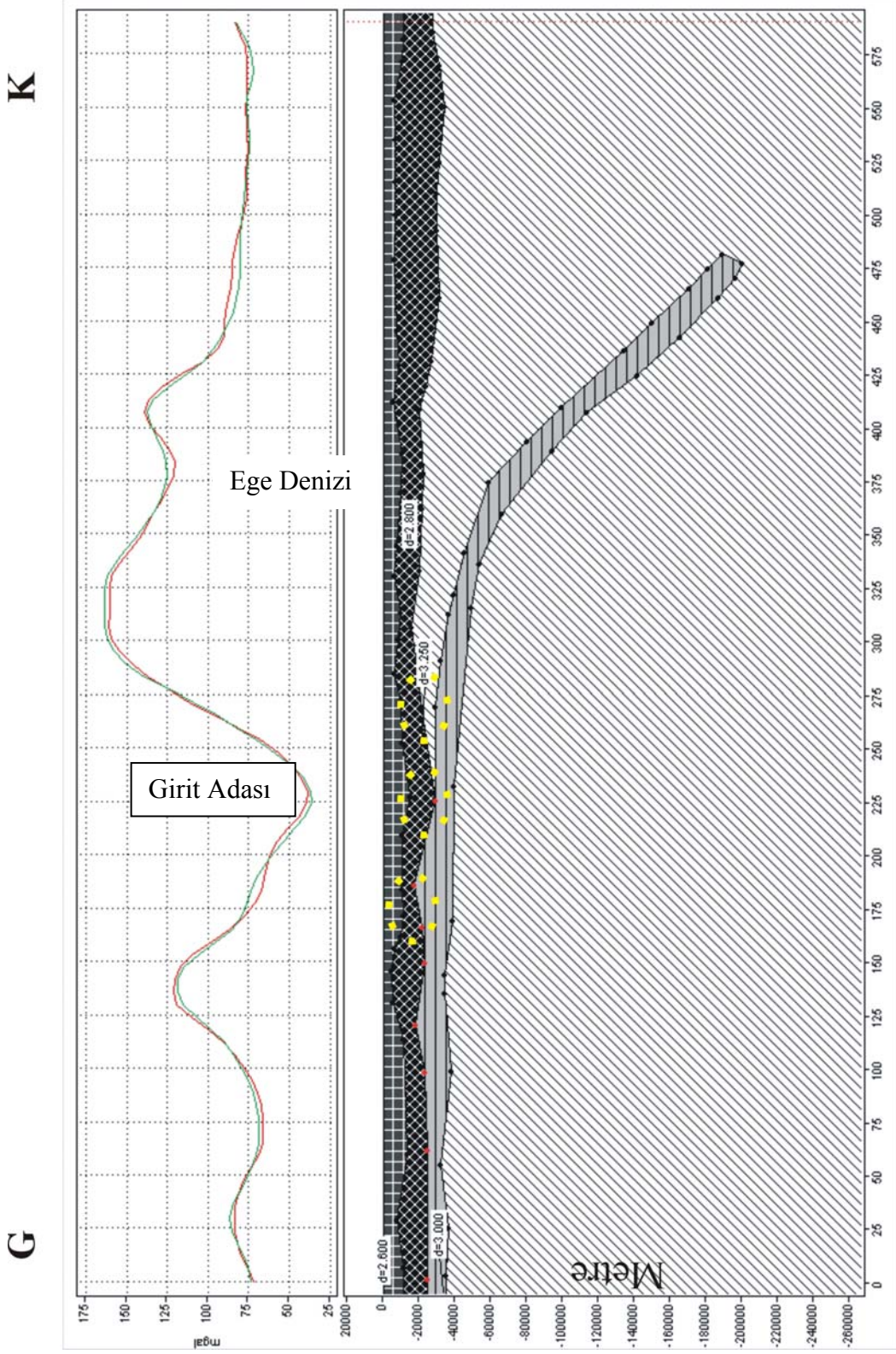
	Orta Nokta 175 Km	Orta Nokta 225 Km	Orta Nokta 275 km
1. Ortam Derinliği	9.85 Km	16.27 Km	20.87 Km
2. Ortam Derinliği	33.1 Km	42.11 Km	42.69 Km

Tablo 4.2.2 4.Profil boyunca kayan pencereli güç spectrumu sonuçları.

	Orta Nokta 175 Km	Orta Nokta 195 Km	Orta Nokta 215 Km	Orta Nokta 235 Km
1. Ortam Derinliği	6.8 Km	5.26 Km	3.93 Km	4.22 Km
2. Ortam Derinliği	29.87 Km	25.93 Km	22.45 Km	24.87 Km

Modelleme programı olarak WinGling kullanılmıştır. Modellemenin bu aşamasında ortalama yoğunluklar Bohnhoff, M., vd (2001) çalışmasında elde edilen hızları kullanarak V_p / V_s oranı ile Nafe-Drake eğrileri kullanılarak hesaplanmıştır.

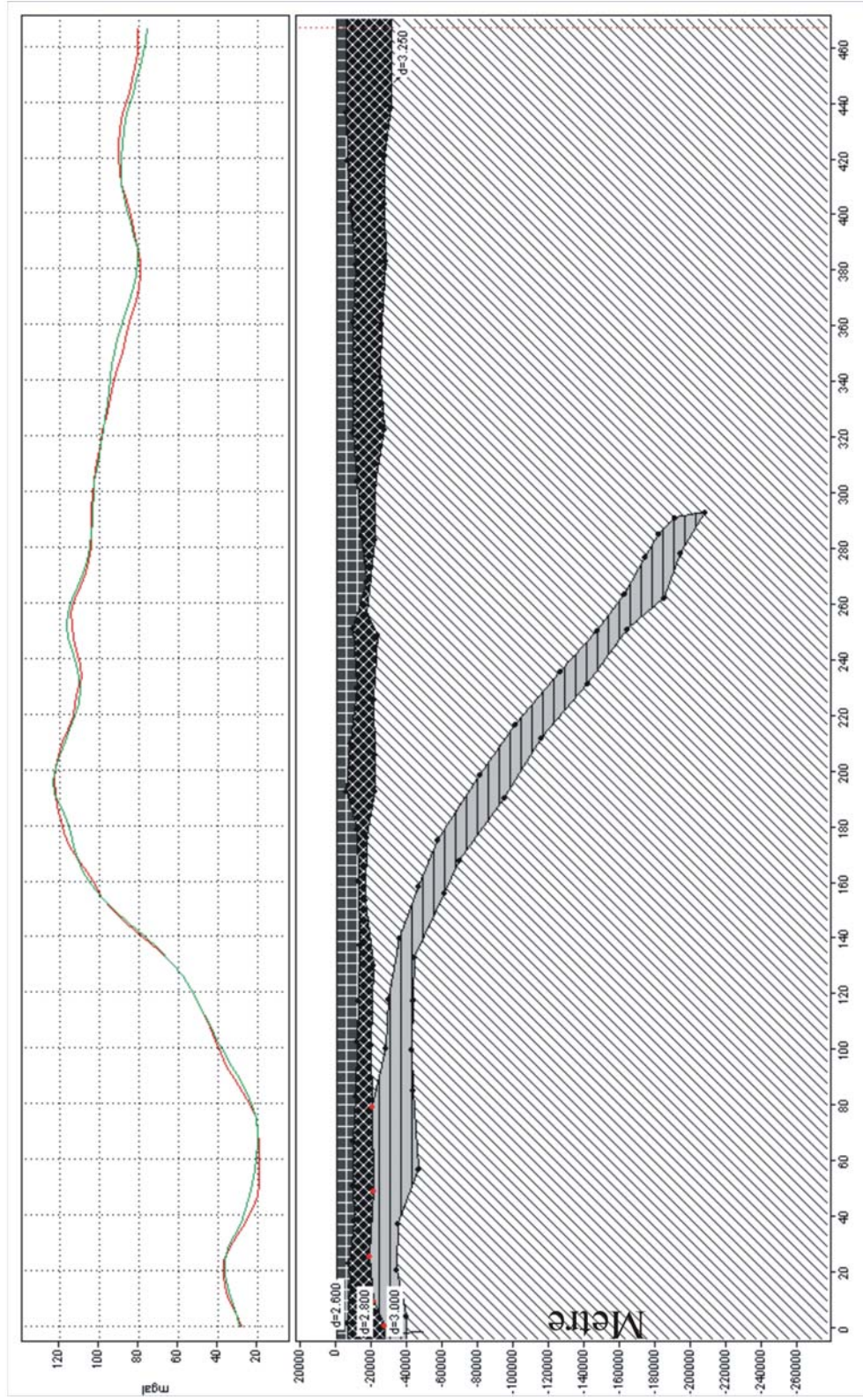
Elde edilen yoğunluk değerleri sonucunda 1, 2, 3 ve 4 no'lu profillere ait dalım modelleri oluşturulmuştur. 1. ve 4. Profiller için uygulanmış olan kayan pencere güç spectrumu uygulamasından çıkan yapı derinliklerinin yapılan modellerde uyumluluk gösterdiği görülmüştür. Bohnhoff, M., vd. (2001), Gönenç, T (2006), Casten ve Snopek (2006), Snopek, vd. (2007) çalışmalarında ortaya çıkarılan modeller ile de uyumu çok yüksek çıkmıştır.



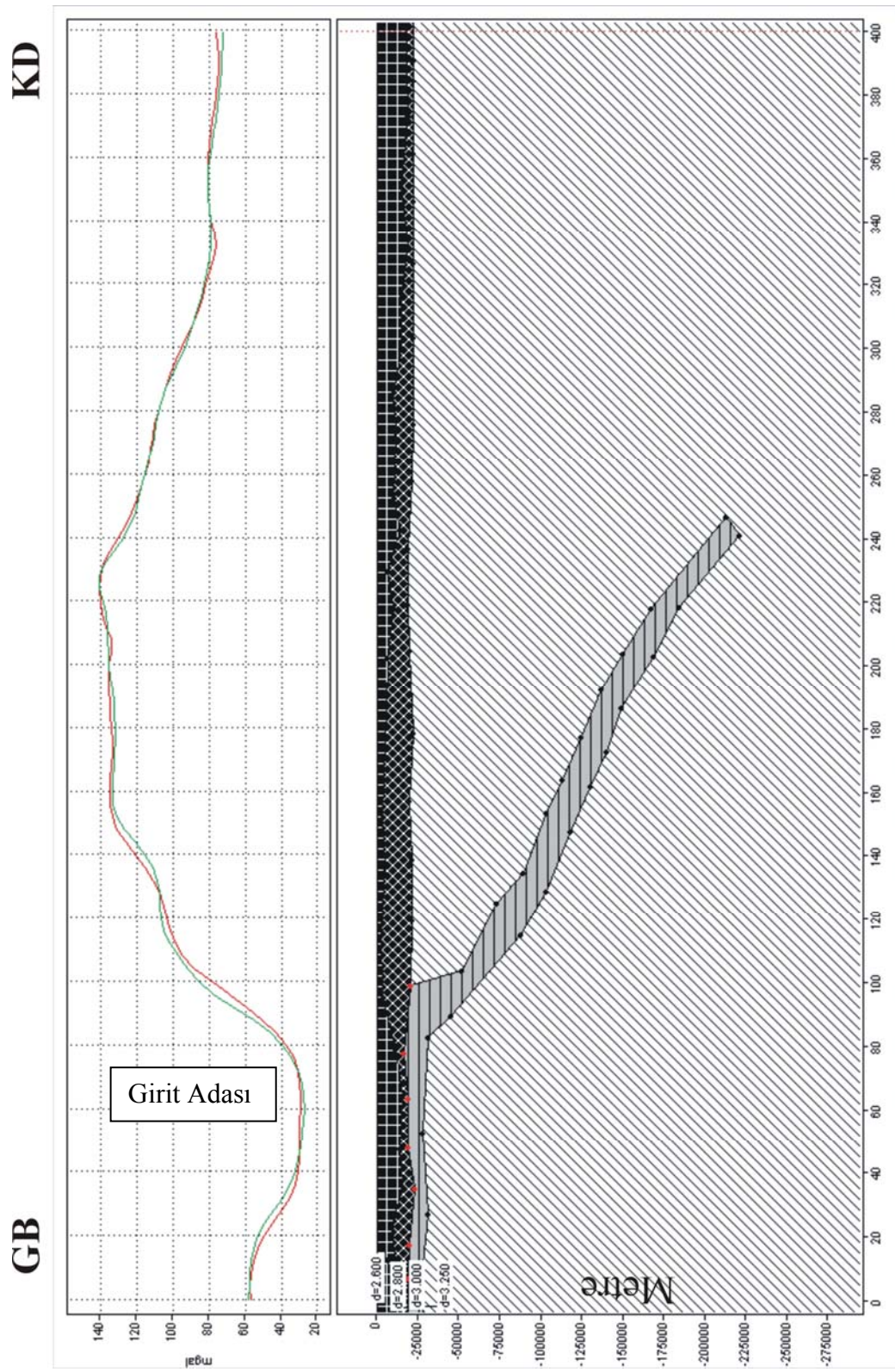
Şekil 4.2.6 1 No'lu profile ait Bouguer Gravite Anomalisi dalım modeli ve güç spectrumu uyumu. (Daire içi)

GD

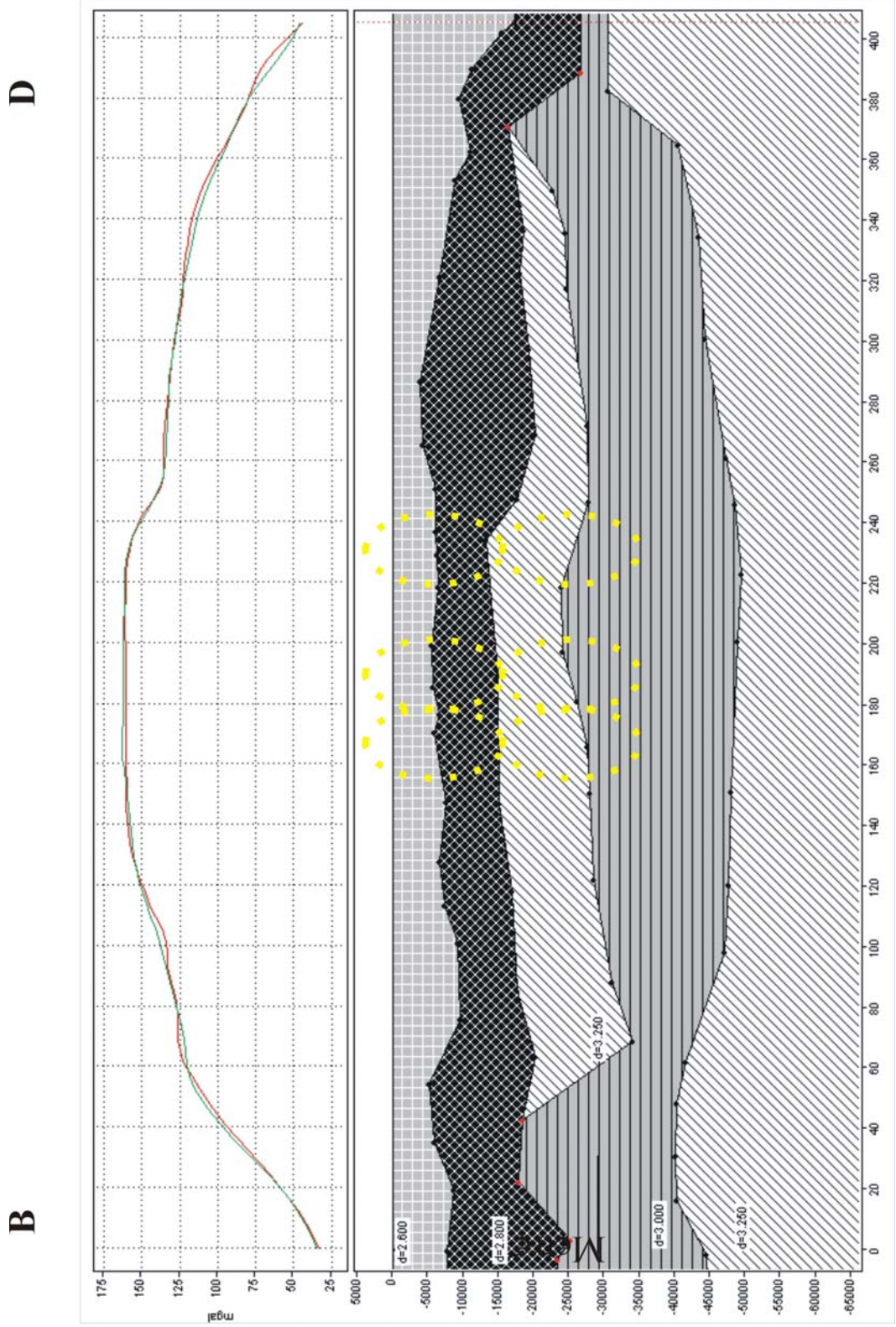
KB



Şekil 4.2.7.2 No'lu profile ait Bouguer Gravite Anomalisi dalım modeli.



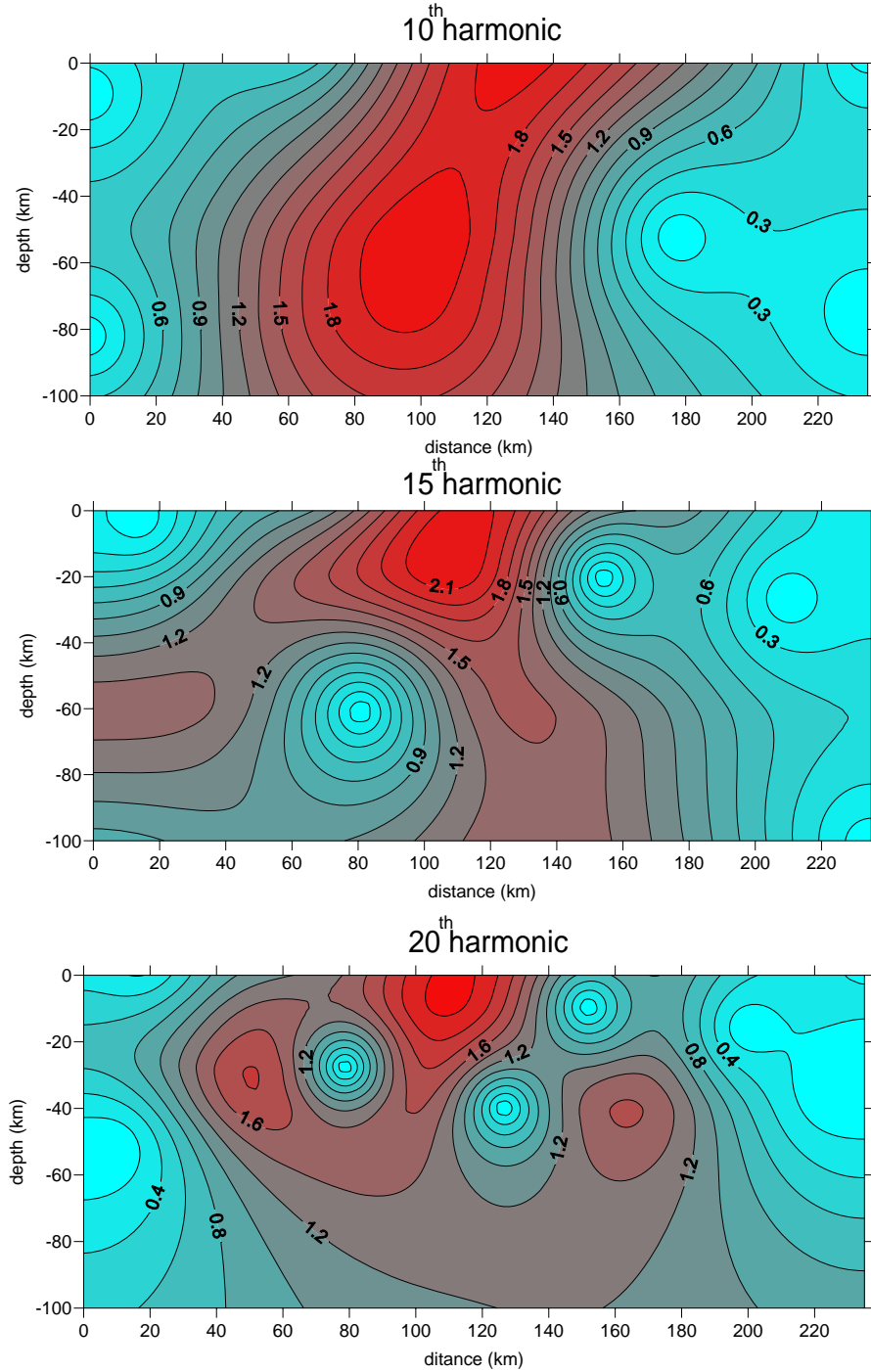
Şekil 4.2.8.3 No'lu profile ait Bouguer Gravite Anomalisi dalam model.



Şekil 4.2.9 4 No'lu profile ait Bouguer Gravite Anomalisi dalım modeli ve güç spectrumu uyumu (Daire içi)

D

Girit Adası ve çevresinde ortaya konan bu modellerin Normalleştirilmiş tam gradyan yöntemi sonuçları ile uyumu pozitif sonuç vermiştir (Şekil 4.2.10).



Şekil 4.2.10 Normalleştirilmiş tam gradyan yöntemi sonuçları 20. Harmonik Sonucunda 20-40 km derinlikte ve 1. profilin 40-60 kilometreleri arasında yapısal farklılık.

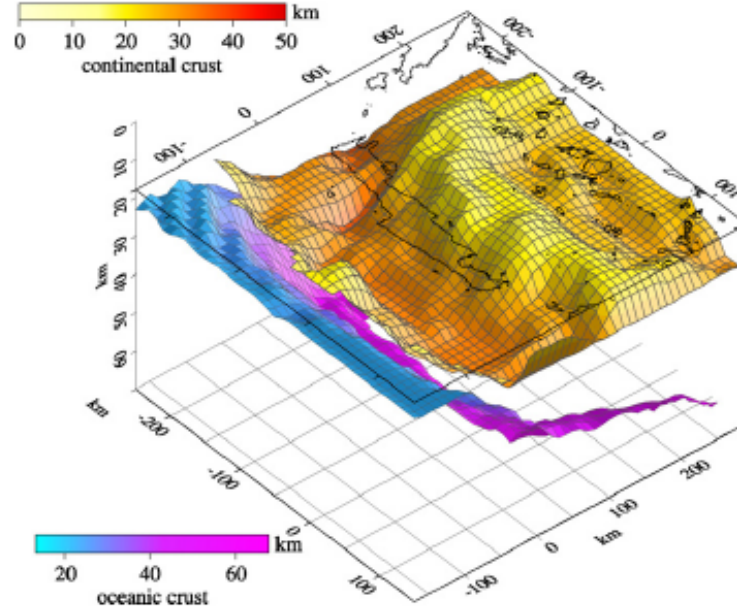
Uygulama sonuçlarında 15.Harmonikte 1. profilin 40-60 km arasında 20-40 km derinlikte 100-120 km arasında 0-20 km derinlikte ve 160 km civarında 30-40 km arası derinlikte olası farklı yapı sınırları tespit edilmiştir. Şekil 4.2.6' da bulunan sonuçların global çalışma içinde kabul edilebilir olduğu söylenebilir.

1. Profil boyunca anomali kesitini incelediğimizde dalma-batma zonlarında görülen beklenen eğri karakteristiği gözlenmektedir. Anomali güneyden itibaren pozitif gelmekte sonra düşmekte ve ada yaylarına gelince tekrar yükselmektedir (Şekil 4.2.6). Profilin 225-250 kilometreleri arasında dalımın başladığı, 325-350 kilometreler arasına gelindiğinde ise 80-100 kilometre derinlikte dalımın ikinci bir bükülmeye uğradığı görülmüştür. Tablo 4.2.1'de verilen yapı derinliklerinin modelin sonuçları ile uyumlu çıkmıştır (Şekil 4.2.6). Li vd. (2003)' e göre Ege Denizi içlerinde Moho derinliği 32-39 kilometre derinliğe kadar ulaşmaktadır.

2 ve 3. Profiller incelendiğinde dalım açılarının modelleme sonucunda farklı olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 4.2.7 ve Şekil 4.2.8). Modelin vermiş olduğu bu sonuç Girit Adası ve çevresinin sahip olduğu tektonik özelliğe bağlı olarak oluşan bir sonuçtur. Helenik yayın batı kanadının doğu, kuzey doğu yönlü olarak Ege Plakasının güney, güney-batı yönlü hareketi ile karşı karşıya kaldığı bu alanda dalım açısının daha yüksek olması sonucunu doğurmaktadır. Snopek vd (2007)., çalışmalarında da dalım açısının doğu kanadında daha düşük (Şekil 4.2.7), batı kanadında (Şekil 4.2.8) ise daha yüksek olduğunu vermişlerdir.

4 no'lu Profil batı- doğu yönlü alınmış olup dalım bölgesinin varlığı içinde yayın batı kısmının eğiminin doğu kısmına göre çok daha yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 4.2.9). Beraberinde kabuk kalınlığının dalım alanı içinde azaldığı ve bununda kayan pencereci güç spectrumu verileri ile uyumlu olduğu görülmüştür (Tablo 4.2.2 ve Şekil 4.2.9). Snopek vd. (2007)' de ortaya konulan ve yukarıda belirtilen eğim açalarına yönelik verilen sonuçta modelimizi desteklemiştir (Şekil 4.2.9).

Girit ve çevresine ait 3 Boyutlu dalım modeli de kıtasal kabuk ve okyanussal kabuk arasındaki etkileşim ve beraberinde Afrika Plakası ile güney batı yönlü Ege plakasındaki aktif hareketlilik arızalı batimetrisinin nedenini açıklamaktadır.



Şekil 4.2.11 Okyanussal (Afrika) ve kıtasal kabuğun (Ege) üç boyutlu modeli (Snopek, K., 2007)

BÖLÜM BEŞ

YORUM VE SONUÇLAR

5.1 Genel Yorum

Girit Adası ve çevresine yönelik önceki bölümlerde yapılmış olan tüm jeofiziksel çalışmalar dahilinde ayrı ayrı elde edilen sonuçların beraber olarak yorumlanacağı bu bölüm aynı zamanda ileride yapılması planlanan çalışmalar açısından da farklı bir bakış açısını ortaya çıkarmayı amaçlamaktadır. Güncel tektonik süreç içinde buradaki aktif dalım mekanizmasının genel işleyişini anlamak ileriki yıllarda ne tarz çalışmalara önem verilmesi hakkında bakış açısı sağlayacaktır.

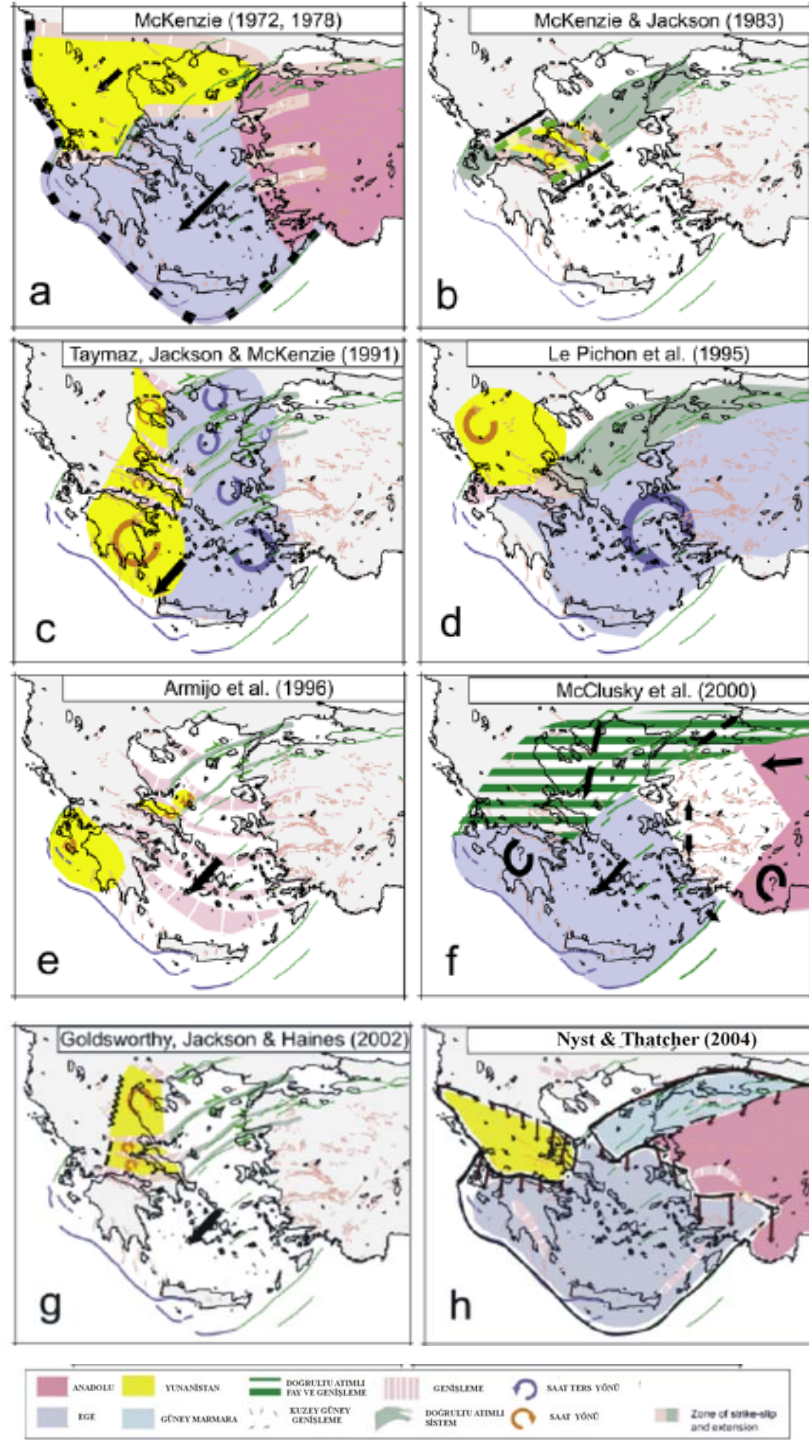
Girit Adası ve Ege Denizi genelinde bir çok farklı kinematik model sunulmuştur(Şekil 5.1.1). Bölge genelinde farklı çalışmalar da günümüzde sürmektedir.

Bölge genelinde sismolojik etkinlik değerlendirildiğinde 32 yıllık süreç dahilinde 90' lı yılların başlarında yeni kayıtçıların da eklenmesiyle Girit dalma-batma zonunda istatistiksel anlamda aktivitenin artışı görülmektedir (Şekil 2.3.1). Derinliklere göre depremler sınıflandığında 10-15 kilometreler arasında %27,6, 30-35 kilometre derinliklerde ise %23,7 oranında deprem yoğunlukları saptanmıştır (Tablo 2.3.3).

Yapılan kayan pencereli güç spectrumu uygulamalarında yapı derinlikleri ortalama olarak 1. profil 1 yapı için 15,66 kilometre 2. yapı için 39,3 kilometre çıkmıştır (Tablo 4.2.1).

Deprem yoğunlunun fazla olduğu derinlikleri veren Tablo 2.3.3' te elde edilen sonuçlar ve kayan pencereli güç spectrumunda elde edilen yapı derinliklerinin belirlenmesine yönelik ortalama yapı sınır derinlikleri için bulunan değerler Normalleştirilmiş tam gradyan uygulamasında da sonuçları desteklemiştir.

Normalleştirilmiş tam gradyan uygulama sonuçlarında 15. Harmonikte 1. profilin 40-60 km arasında 20-40 km derinlikte, 100-120 km arasında 0-20 km derinlikte ve 160 km civarında 30-40 km arası derinlikte olası farklı yapı sınırları tespit edilmiştir. (Şekil 4.2.10).



Şekil 5.1.1 Ege Denizi'ne ait kinematik modeller (Nyst ve Thatcher., 2004)

Ege Denizi içindeki kompleks litosferik yapının özelliklerini ortaya koymak için yapılan sismik tomografik çalışmalarda (Papazachos vd.,1995; Papazachos ve Nolet.,1997) kabuk kalınlığının 20 ve 30 kilometreler arasında değişkenlik gösterdiği ortaya konmuştur. Şekil 1.2.1' de de ortalama moho derinlikleri Makris ve Stobbe, (1984) çalışması ile de desteklenmektedir.

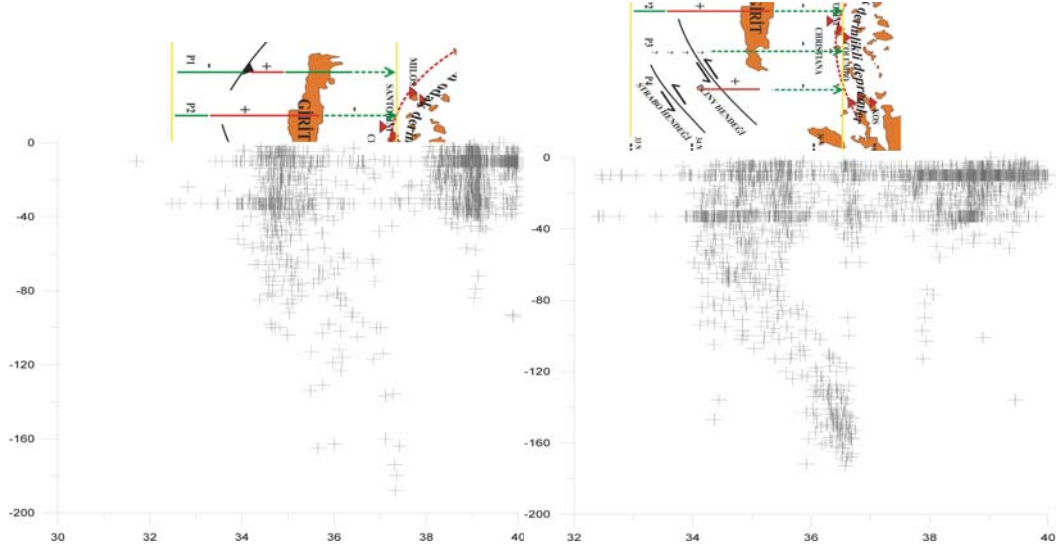
Kabuk kalınlığının izafi değişimini görebilmek için yapılan ve Von Frese, R.R.B vd. 1982 çalışmasından esinlenerek yapılan Serbest Hava Bouguer Anomalisi ve Manyetik Anomaliler arasındaki değişimlere dayanan çalışma sonuçlarına göre volkanik ada yayı ve çevresinde var olan kabuk kalınlığındaki incelme açık bir biçimde ortaya konulabilmiştir (Şekil 3.2.9). Girit Adası'nın güneyinde ise göreceli olarak gözlenen kabuk kalınlığındaki değişimler Pliny, Strabo hendeklerinin Fethiye-Burdur Fay Zonu ile etkileşime girmeleri ve sistemin burada doğrultu atımlı fay sistemine dönmesi ve beraberinde güney-kuzey yönlü dalma batma zonunun etkisiyle ondülasyonlu yapı göstermektedir bu da kabuk kalınlığında ani değişimler ile ilişkili olabilir. Yüzey deformasyonu üzerinden Girit Adasının güney güney-doğu kısmına ait batimetrik verilerde bunu desteklemektedir (Şekil 1.1.2).

Kahle vd (1998)' de Girit Adası ve çevresindeki sıkışma ve açılma alanları verilmiş (Şekil 3.2.10) ve elde etmiş olduğumuz sonuçları desteklediği görülmüştür. Girit Adası'nın kuzeyi Ege Denizi içlerindeki açılma alanları kabuk kalınlığı için incelme adanın güney alanında kalan yerler içinse sıkışma sonucu kabuk kalınlığının artması ile ilişkilendirilebilir Şekil 3.2.9' da adanın güneyinde yer alan yeşil renkli kısımda bunu desteklemektedir. Benetatos (2004) çalışması ile ortaya konan sonuçlarda (Şekil 2.3.11) elde ettiğimiz sonuçlar ile uyum sağlamaktadır.

Açılma alanı olarak tanımlanmış olan Girit adasının kuzey kısmında var olan volkanik ada yayı ve Santorini gibi halen aktif olan volkanlar kabuk kalınlığındaki göreceli incelmenin de nedeni olarak düşünülebilir.

Odak derinliklerine bağlı olarak yapılan çalışmalarda belirlenen Wadati Benioff Zonu (Papazachos ve Comninakis., 1971; Gregersen, 1977; Mc Kenzie, 1978; Le

Pichon ve Angelier, 1979; Makropoulos, 1984; Taymaz vd., 1990) boyunca meydana 80-100 km civarında meydana gelen ikincil bükülme (Şekil 2.3.6) noktası yüzeyde volkanik ada yayları ile şekillenmiş bölgeye denk gelmektedir (Şekil 5.1.2).



Şekil 5.1.2 Volkanik ada yayları ile ikincil bükülmenin birlikte gösterimi

Kuzeye doğru dalım yapan bu sistem yaklaşık olarak amfiteyatrik bir yapı sunmaktadır (Papazachos ve Nolet, 1997). Amfiteyatrik yapıyı ortaya koymak için deprem odak derinlikleri kullanılarak yapılan çalışmada model ortaya çıkmıştır (Şekil 2.3.7) ve Santoroni Volkanı ve volkanik ada yayının tam düzeyinde var olduğu söylenebilir. Bu durumda Girit Adası'nın kuzeyinde kabuk genelinde gerçekleşen incelme daha fazla anlam kazanmış olur. 40 kilometreye kadar olan odak çözümlerinde doğu batı yönlü açılma ve normal faylanma sonuçları kabuk kalınlığındaki incelmeyi bir başka verisini oluşturmaktadır (Şekil 2.3.11).

Bouguer gravite anomali verilerine göre Kayan Pencere Güç Spectrumu, Normalleştirilmiş Tam Gradyan yöntemleri ile kuzey-güney yönlü 1 no'lu profil boyunca oluşturulan modelin (Şekil 4.2.6) sismolojik veriler ışığında kıtasal kabuk kalınlıklarının değişiminin uyumlu olduğu ve Tablo 2.3.3'te verilen yoğun sismik aktivitelerin yapısal sınırlara denk geldiği tespit edilmiştir. Oluşturulan modelden de

görüldüğü gibi ortalama yapısal derinlikler kıtasal kabuk içinde 15-20 kilometre ve 30-35 kilometre olarak tespit edilmiştir. Makris ve Stobbe (1984) moho derinliğine yönelik sonuçları yapılan modelde uyumluluk göstermiştir (Şekil 1.2.1). Papazachos vd., (1995), Papazachos ve Nolet (1997)' in kabuk kalınlığına yönelik olarak Girit'in kuzeyinde kabuk kalınlığının 20 kilometre civarında değişken yapı gösterdiğini içeren sonuçları hem sismolojik veriler hem de Bouguer Gravite Anomali Modelinde ortaya çıkmıştır (Tablo 2.3.3 ve Şekil 4.2.6-Şekil 4.2.7-Şekil 4.2.8).

2 ve 3 no'lu modeller incelendiğinde (Şekil 4.2.7 ve Şekil 4.2.8) amfitiyatrik yapıya ait olan kesit karakteristiğinin de ortaya çıkması ve çıkan bu modelin sismolojik veriler ile hazırlanan modelle uyum göstermesi (Şekil 2.3.7, Şekil 4.2.9 ve Şekil 4.2.11), Papazachos ve Nolet, (1997) çalışmasında amfitiyatrik görünüm görüşü ile desteklenmiştir. Şekil 5.1.1 incelendiğinde bu alan dahilinde ortaya konan tüm kinematik modellerde Girit Adası ve Santoroni Volkanik adasını içene alan bölgenin aktif mekanizma içindeki mekanik davranışın cevapları bölge tektonik süreci içinde çok önemlidir.

Şekil 5.1.2 ile verilen ve kuzey yönlü gerçekleşen dalım mekanizması içinde Santoroni Adasının yaklaşık olarak altında gerçekleşen ikinci bükülme Bouguer Gravite Modellerinde net olarak desteklenmiştir. Elde edilen derinlik verileri Şekil 2.3.6' da verilen derinlik bilgisi, Snopek vd., (2007), Casten ve Snopek (2006), Gönenç vd., (2006) çalışmalarında yapılan tüm modeller ile karşılaştırıldığında uyumlu çıkmıştır.

Şekil 4.2.9' da batı-doğu yönlü oluşturulan modelin yayın batı kanadının doğu kanadına göre daha yüksek açılı olması bölge kinematiği açısından bu kısmın direncinin hareket karşısında daha yüksek olduğunun göstergesi olarak yorumlanabilir. Snopek vd., (1997) çalışmasında batı kanadının dalım açısının doğu kanadına göre daha fazla olduğu ortaya konmuştur.

Bu bulgular ışığında kuzey yönlü dalma-batma zonu boyunca Girit Adası'nın kuzeyinde Ege Denizi içlerinde kabuk kalınlığı azalmaktadır. Güney, güney batı

yönlü Ege Plakası hareketine yönelik olarak güney batıda Girit Ada yayının batı kanadının doğu kanadına göre daha fazla eğimle dalması ve buradaki odak mekanizma çözümlerinden Ege plakasının daha az eğimli ve karşı koyma direncinin daha az olduğu doğu kanadı üzerinden Fethiye Burdur fay zonu hattı ile doğrultu atımlı sistem içinde bir hareket göstermesi ile ilişkilendirilebilir.

Tüm bu sonuçlar dahilinde Kinematik Modeller incelendiğinde (Şekil 5.1.1) sistemin hareketi dahilinde Fethiye-Burdur fay zonu, volkanik ada yayları civarında gerçekleşen kabuk incilmesi ve dalımda gerçekleşen ikinci eğim ile birlikte Kuzey Anadolu Fay Hattı ile batı- güneybatı yönlü olarak hareket eden yada micro plaka yaklaşımları ile tanımlanan Ege Plakasının hareketi de göz önüne alınırsa Batı Anadolu' da yapılacak tektonik çalışmalarda elde edilen lokal çözümlerin sadece bir açılma tektoniği ve Kuzey Anadolu Fay Hattı Zonu ilişkisinde değil Girit Adası ile Ege Denizi içindeki sistemi de ilişkilendirerek sonuçlara ulaşmak çok daha sağlıklı bilgiler verecektir. Geçmiş süreç içinde meydana gelmiş olan Tsu-Nami olayları, volkanik faaliyetler bir çok yerleşim alanı oluşturulmasında bu sisteme kıyısı olan ülkelerin buradaki rejimin ortaya çıkarılması için çok daha önemli projelere destek vermesi gerekmektedir. Özellikle Ege Denizi içinde derin tektonik mekanizmada gerçekleşen bu olayların yüzey deformasyon etkileri sismik yansıma ve sismolojik çözümlerle ile ortaya konulması ve bu sonuçların karada yapılacak uygulamalı jeofizik çalışmaları ile entegre edilerek ortak çözümlenmesi gerekmektedir.

5.2 Sonuçlar

32 yıllık deprem verileri incelendiğinde 90'lı yıllarda arttırılan kayıtçı sayısını göz önünde bulundurarak elde edilen sonuçlarda 2004 yılına kadar gerçekleşen depremlerin sayısının kayda değer biçimde yükseldiği (Şekil 2.3.1),

USGS verilerine göre 180-200 kilometreden daha derinden deprem verisi olmadığı,

Gerçekleşen depremlerin odak derinliklerine göre sınıflanması sonucu gerçekleşen depremlerin 0-30 kilometre derinlikte %61,1, 30-60 kilometre derinlikte %29, 60-100 kilometre derinlikte %6,1 oranında bir yoğunluk gösterdiği (Tablo 2.3.1),

Gerçekleşen depremlerin büyüklüklerine göre sınıflanması sonucu gerçekleşen depremlerin %61,4 oranında 3-3,9, %36,1 oranında 4-4,9, %2,4 oranında 5-5,9 büyüklüğünde olduğu (Tablo 2.3.2),

Enerji boşalım derinlikleri ayrıntılı olarak incelendiğinde 10-15 kilometre derinlikte %27,6 oranında ve 30-35 kilometre derinlikte %23,7 oranında deprem oluş yoğunluğunun arttığı (Tablo 2.3.3),

USGS'ten alınan sismolojik verilerden elde edilen kesitlere göre Wadati-Benioff Zonu olarak tanımlanan (Papazachos ve Cominakis., 1971; Gregersen, 1977; Mc Kenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Makropoulos, 1984; Taymaz vd., 1990) dalımın 80-100 kilometre derinlikte ikinci bir bükülme yaptığı (Şekil 2.3.6),

Girit Yayının dalım modelinin amfiteyatrik bir geometriye sahip olduğu Şekil 2.3.7 Şekil 4.2.9 ve Şekil 4.2.11) ve bu geometrinin var olan tektonik süreç dahilinde dalımın batı kanadının doğu kanadına göre daha dik bir açıyla dalım yaptığı buna göre de hareketin doğrultu atımlı fay sistemleri ile Fethiye Burdur fay hattı ile güney batı Türkiye ile etkin birliktelik içinde olduğu,

Bölge genelinde büyüklüğü 6 ve yukarısı depremlerin –50 km’ ye kadar ve kısmen –50/-100km civarında olan derinliklerde gerçekleştiği görülmüştür. 3 ve 5 büyüklüklü depremlerin ise –200 km civarına kadar ulaştığı tespit edilmiştir (Şekil 2.3.9). Büyüklüğü 3-5 arasında olan depremlerin yoğunluğu özellikle dalma-batma bölgesi olan bu sistem içinde gerilim birikiminin sıcaklığa bağlı olarak gevrek kırılmaya sebep olmadığı, dolayısıyla da elastik davranış nedeniyle dalım zonunda büyük deprem yoğunluğunun az olması ile ilişkilendirilebilir olduğu,

Çalışma alanında episantr haritaları derinlik seviye haritalarına dönüştürüldüğünde 20km derinliğe kadar olan alanda belirtilerin Batı Anadolu’da gözlenen açılma tektonizmasının etkisine bağlı şekillendiği yada bu derinliğe kadar Batı Anadolu aktif süreci 20 km’ye kadar olan deformasyonlarda etkin cevaplar verdiği, 20 kilometreden daha derin verilerde ise veri alım noktalarının Ege Denizi içlerinden Girit Adası ve dalma batma zonunun aktif dalımın bulunduğu yere göç etmesi ise buradaki dalım mekanizmasındaki reaksiyonlar ile ilişkilendirilebileceği (Şekil 2.3.10),

Volkanik Ada Yayı olarak tanımlanan Ege Denizi’nin içlerine gelen Girit Adasının kuzey kısmındaki kıtasal kabuğun kalınlığındaki azalma, manyetik, gravite, sismolojik (odak mekanizma çözümleri) ve GPS sonuçları ile etkin kalınlık değerinde düşmeyi kanıtladığı Von Frese vd.,(1982), Pamukçu, O.A., vd.,(2007)’de yapılan uygulamaların Serbest Hava Anomalisi ve Manyetik Anomali değerlerine bağlı değerlendirmelerin deniz verilerinde de sonuç verebileceği,

Kayan pencereli güç spectrumu, alçak geçişli süzgeç, normalize edilmiş tam gradyan yöntemleri kullanılarak yapılan Bouguer Gravite Anomali modellerinde çıkan sonuçlar dahilinde ortaya çıkan okyanussal kabuk ve kıtasal kabuk arasındaki geometrik ilişkinin Snopek vd., (2007), Casten ve Snopek (2006), Gönenç vd., (2006) çalışmalarındaki sonuçlar ile uyumlu olduğu moho derinliğinin Girit Adası’nın güneyinde 30 kilometre, kuzeye Ege Denizi içlerine gidildikçe bu derinliğin 20 kilometreler civarına düştüğü dalımın Santorini Volkanik adası ve volkanik ada yayı civarında ikincil bir eğime sahip olduğu bu verilerin deprem odak

derinliklerine bağlı olarak ortaya çıkarılan kesitler ile uyum gösterdiği (Şekil 2.3.6), kıtasal kabuk kalınlığı değişimleri ve moho sınırına yönelik elde edilen gravite modellerinin Tablo 2.3.3' te verilen sonuçlar ile rtuŐtėėu sonuçlarına ulaşılmıştır.

KAYNAKLAR

- Allen, C. D., Morelli, C. (1971). *A geophysical study of the Mediterranean sea*, Boll. Geofis. Teor. Ed. Appl., 13(50), 99-142
- Akçığ, Z. (1983). *Batı Anadolu gravite verilerinin veri işlem yöntemleriyle yorumu*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü İzmir-Türkiye.
- Barka, A., Hancock, P. L. (1984). *Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards arc of the North Anatolian Fault, in the geological evolution of eastern Mediterranean*. Special Pub, Geological Society of London 763-773.
- Barka, A, Reilinger R. (1997). *Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data*. Annalidi Geofisica 40: 587–610.
- Benetatos C., Kiratzi A., Papazachos C., Karakaisis G. (2004). *Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc*. Journal of Geo Dynamics 37 pp:253-296.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X. (1977). *From the Tethys ocean to the Mediterranean Seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system*. In: Biju-Duval, B., Montadert, L. (Eds.), Symposium on the Geological History of the Mediterranean Basins, Paris, pp. 43–164.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., (2001). *Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data*. Tectonophysics 343 (3–4), 239–262.
- Casten, U., Snopek, K., (2006). *Gravity modelling of the Hellenic subduction zone— a regional study*. Tectonophysics 417 183–200.

- Comninakis, M. G., Papazachos, B. C. (1972). *Seismicity and some tectonic features of the Mediterranean ridge*. Geol. Soc. Bull. 83, 1093-1102.
- Comninakis, M. G., Papazachos, B. C. (1980). *Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic Arc*. Tectonophysics, 70., T35-T37.
- Delibasis, N., Ziazia, M., Voulgaris, N., Papadopoulos, T., Stavrakakis, G., Papanastassiou, D., Drakatos, G. (1999). *Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece)*. Tectonophysics 308, 237–248.
- Demets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., ve Stein, S. (1990). *Current plate motions*. Geophys. J. Int., 101, 425-478.
- Dewey, J. F., Şengör, A. M. C. (1979) *Aegean and surrounding region: Complex multiplate and continuum tectonics in convergant zone*. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 89-92.
- Erickson, A. J. (1970). *Heat flow measurements in the Mediterranean, Black and Red Seas*. Ph. D. Thesis. Univ. Of Cambridge, Mass. Report. 70-5, 272.
- Finetti Morelli, C. (1973). *Geophysical exploration of the Mediterranean sea*. Bol Geofis. Teor. Ed. Appl, 15(60), 263-341
- Galanopoulos, A. G. (1967). *The seismotectonics regime in Greece*. Ann. Geofis. 20, 1., 109-119.
- Galanopoulos, A. G. (1968). *The earthquake activity in the physiographic provinces of the Eastern Mediterranean sea*. Ann. Gol. Pays. Hellen. 21, 178-209.

- Galanopoulos, A. G. (1973). *Plate tectonics in the area of Greece as reflected in the deep focus seismicity*. Ann. Geofis. 26,1., 85-105.
- Goncharov, V. P., Mikhailov, O.V. (1963). *New data concerning the topography of the Mediterranean sea bottom*. Okeanologiya. 3. 1061-1065.
- Gönenç, T., Ergün, M. (2006). *Gravity anomalies of the western part of the Cyprus Arc and their tectonic implications.*, The 16th International Geophysical Congress and exhibition of Turkey. Abstract book. 339-343.
- Gönenç, T., Akgün, M. Ergün, M. (2006). *Girit Yarımın Sismolojik ve Bouguer Gravite Anomalisi Verilerine Göre Yorumlanması*. Geosound Yerbilimleri Çukurova Üniversitesi Sayı:48-49 Haziran-Aralık. ISSN 1019-1003.
- Gregersen, S., (1977). *P-wave travel time residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece*. Tectonophysics 37,83–93.
- Harrison, J. C. (1955). *An interpretation of gravity anomalies in the eastern Mediterranean*. Phil. Trans. Roy. Soc. London ser.A 248, 283-325.
- Hempton, M.R., (1987). *Constraints on the Arabian plate motion and extension history of Red Sea*, Tectonics, 6, 687-705.
- Kahle, H. G., Straup, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst K., Veis, G., Kastens, K. (1998). *The Strain Rate Field in the Eastern Mediterranean Region Estimated by Repeated GPS Measurements*. Tectonophysics 294. pp:237-252.
- Karnik, V. (1971). *Seismicity of the European Area*. Reidel, Dordrecht. 218.
- Karnik, V. (1972). *A note on the morphology and activity of seismic zones in the Aegean Region*. Nature, 239, 72-73.

- Knapmeyer, M. (1999). *Geometry of the Aegean Benioff zones*. *Annali Geofisica*. 42, 27– 38.
- LePichon, X., Angelier, J., (1979). *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area*. *Tectonophysics* 60, 1 – 42.
- LePichon, X., Gaulier, J. M. (1991). *The rotation of Arabia and Levant fault system*, *Tectonophysics* 153, 271-294.
- Leydecker, G., Berchemmer, H., Delibasis, N. (1978). *A study of seismicity in the Peloponnesus region by precise epicenter determinations in Alps, Apennines, Hellenides*. *Geodynamics Sci. Rep.* 38.
- Li, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H., Hanka, W., Wylegalla, K., van der Meijde, M., Yuan, X., (2003). *Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere*. *Geophys. J. Int.* 155, 733–748.
- Lort, J. M. (1977). *Geophysics of the Mediterranean basins*. *The Ocean basins and margins*, Vol.4A, Eastern Mediterranean, Plenum, New York, 151-213
- Lort, J. M., Gray, F. (1974). *Cyprus: Seismic studies at sea*. *Nature*. 248, 745-747.
- Makris, J.(1976). *A dynamic model of the Hellenic Arc deduced from Geophysical data*. *Tectonophysics* 36, 339– 346.
- Makris, J., Stöbbe, C. (1984). *Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data*. *Marine Geology*, 55, 347-363

- Makris, J., Wang, J. (1994). *Bouguer gravity anomalies of the eastern Mediterranean sea*, In: V. A.. Krasheninnikov (eds). *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, (Cruise 5 of the Research Vessel “ Akademic Nikolaj Strakhov”) Jerusalem. 87-98.
- Makris, J., Wang, J., Odintsov, S., D., Udintsev, G. B. (1994). *The Magnetic field of the eastern Mediterranean Sea*, In: V. A.. Krasheninnikov (eds). *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, (Cruise 5 of the Research Vessel “ Akademic Nikolaj Strakhov”) Jerusalem. 75-85.
- Makris, J., Wang, J. (1995). *Crustal evolution of the eastern Mediterranean sea, deduced from geophysical data*. *Rapp. Comm. Int. Mer. Medit.*,34.
- Makropoulos, K.C., Burton, P. W. (1981). *A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas*. *Geophysics. J.R. Astron. Soc.* 65, 741-762.
- Makropoulos, K.C. (1984). *Greece tectonics and seismicity*. *Tectonophysics* 106, 275– 304.
- McClusky S, Balassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, Georgiev I, Gürkan O, Hamburger M, Hurst K, Kahle H, Kastens K, Kekelidze G, King R, Kotzev V, Lenk O, Mahmoud S, Mishin A, Nadariya M, Ouzounis A, Paradissis D, Peter Y, Prilepin M, Reilinger R, Sanl_ _I, Seeger H, Tealeb A, Toksöz MN, Veis G. (2000). *Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus*. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* 105: 5695–5719.
- McKenzie, D.P., (1970). *Plate tectonics of the Mediterranean region*, *Nature*, 266, 239-243.
- McKenzie, D.P., (1972). *Active tectonics of the Mediterranean region*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30(1), 109-185.

- McKenzie, D.P., (1978). *Active tectonics of the alpine Himalayan belt:the Aegean Sea and surrounding regions*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 55, 217– 254.
- Meier, T., Dietrich, K., Stockhert, B., Harjes, H.-P. (2004). *One dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean obtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications*. Geophysical Journal International 156, 45– 58.
- Morelli, C. (1985). *Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean crust, In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 65-82.
- Nyst, M., Thatcher, W. (2004). *New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean*. Journal of geophysical research, vol.109, b11406, doi:10.1029/2003jb002830.
- Oral, E (1994), *Anaximander bölgesi ve çevresinin jeofizik veriler ışığında aktif tektoniğinin ve sedimantasyonunun incelenmesi*.Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. İzmir Türkiye
- Özyalın, Ş. (2003). *Potansiyel alanlarda otomatik değerlendirme teknikleri ve arkeolojik alanlarda uygulaması*. Doktora Tezi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir Türkiye.
- Pamukçu, O.A., Akçığ, Z., Demirbaş Ş. and Zor, E. (2007) Investigation of crustal thickness in eastern Anatolia using gravity, magnetic and topographic data, *Pure and Applied Geophys*, 164, 2345-2358, 0033-4553/07/112345-14, DOI 10.1007/s00024-007-0267-7,

- Papazachos, B.C. (1969). *Phase velocity of rayleigh waves in southern Europe and eastern Mediterranean sea*. Pure Appl. Geophys. 75, 47-55.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E. (1971). *Geophysical and tectonic features of the Hellenic arc*. J. Geophysical Research. 76, 8517– 8533.
- Papazachos, B.C. (1973). *Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implications*. Geophys. J. R. Astron. Soc. 33, 421-430.
- Papazachos, B.C. (1974). *Seismotectonics of the eastern Mediterranean area*. In: J. Solnes, (Ed). Engineering Seismology and Earthquake Engineering, NATO Advanced study institutes series, Noordhoff, Leiden. Ser. E, Appl. Sci. 3, 11-32.
- Papazachos, C.B., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G., Tsokas, G.N., (1995). *Tomography of the crust and upper mantle in Southeast Europe*. J. Geophys. Res. 100, 12405–12422.
- Papazachos, C.B., Nolet, G., (1997). *P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times*. J. Geophys. Res. 102 (B4), 8349– 8367.
- Payo, G. (1967). *Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves*. Part I. Group velocity. Bull. Seismol. Soc. Am., 57, 151-172.
- Reilinger RE., McClusky, S. C , Oral, M. B, King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I. (1997). *Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone*. Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 102: 9983–9999.
- Richter, I., Strobach, K. (1978) *Benioff zones of the Aegean Arc, Alps, Apennines, Hellenides*. Union Comm. Geodyn. Sci. Rep. 38.

- Spakman, W., Wortel, M.J.R., Vlaar, N.J., (1988). *The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implication*. Geophysical Research Letters 15, 60–63.
- Snopek K., Meier T., Endrun B., Bohnhoff M., Casten U. (2007). *Comparison of gravimetric and seismic constraints on the structure of the Aegean lithosphere in the forearc of the Hellenic subduction zone in the area of Crete*. Journal of Geodynamics 44 173–185.
- Stiros, S.C., (2000). *The AD365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data*. J. Struct. Geol. 23, 545–562.
- Stöckhert, B. (1999). *The Hellenic Subduction Zone, a world site to study the mechanics of roll back*. Extended abstract. Workshop on mediterranean scientific drilling perspectives. CIESM Workshop Ser. 6, 103–108.
- Şengör, A. M. C., (1979). *The North Anotolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance*, J. Geol. Soc.Lond., 136,269-282.
- Taymaz, T., Jackson, J., Westaway, R., (1990). *Earthquake mechanism in the Hellenic Trench near Crete*. Geophysical Journal International 102, 695–731.
- Taymaz, T., Yolsal, S., Yalçın, A., C., Özer, C., Karakuş, H., Kuran, U. (2005) *Bizde de Olur mu? TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi Ocak* sf:38-44.
- Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Hunchon, P., Le Pichon, X., (1993). *The crust of the Mediterranean ridge from deep seismic data and gravity modelling*. Geophysical Journal International 114, 360–372.

- Yalçiner, A., Kuran, U., Minoura, K., Imamura, F., Takahashi, T., Papadopoulos, G. (2000). *Traces of Tsunami waves near Aegean Coast*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyomu Bildiri Kitabı. İzmir sf:256-264 ISBN: 975-585-148-8.
- Von Frese, R.R.B., W.J. Hinze and L.W. Braile, (1982). *Regional North American gravity and magnetic anomaly correlations*. Geophys. J.R. Astr. Soc., v. 69, pp. 745-761.
- Woodside, J. M., Bowin, C. (1970). *Gravity anomalies and inferred crustal structures in eastern Mediterranean Sea*. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, 1107.
- Woodside, J. M. (1977). *Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 47, 439-514.
- Woodside, J. M., Williams, S. A. (1977). *Geophysical data report of eastern Mediterranean sea: RRS Shackleton cruises 3/72, 5/72 and 1/74*, Unpublished report of department of geodesy and geophysics, Cambridge University, p.225