

Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim

Intra-plate neotectonic development in Southwestern Turkey and adjacent areas

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Ankara-

ÖZ : Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında tektonik gelişim üç döneme ayrılır. Bunlar Eski tektonik dönem, Geçiş dönemi ve Yeni tektonik dönemdir. Geçiş dönemi, Alp dağoluşum kuşağının birçok kesiminde de gözlenmiş olduğu gibi, kaim bir molas istifleriyle ıralanmaktadır. Yerel olarak Orta Oligosen sonunda, fakat genel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen sırasında başlamış olan Yeni tektonik dönem ise, çekme tektoniği denetiminde gelişen karasal tortullaşma, onunla yaşıt kıta içi volkanizma ve blok faylanma ile belirginlik kazanır. Yeni tektonik dönemi temsil eden jeolojik olay ve yapılar, Kuzey Anadolu Fayı/ndan çok, güneydeki Ege hendeğine bağlı olarak gelişen çekme tektoniğinin bir sonucudur. Nitekim bölge, verev atımlı normal faylarla sınırlı çok sayıda ve değişik boyutta bloğa bölünmüş olup, bunların birçoğu deprenselliği yüksek olan alanlardır.

ABSTRACT : In Southwestern Turkey and adjacent areas, technical development is subdivided into three periods, namely Paleotectonic period, Transition period and Neotectonic period- The Transition period is characterized by a thick pile of molasse formations as in many parts of the Alpine orogenic belt. On the other hand, the Neotectonic period, which initiated locally at the end of Middle Oligocene time but regionally in Late Miocene to Early Pliocene, is characterized by continental sedimentation, synsedimentary volcanism and the block-faulting developed under the control of tensional tectonic regime. The geologic events and the features representing the Neotectonic period in Southwestern Turkey and adjacent areas are a result of the tensional tectonic regime due to the Aegean trench rather than the North Anatolian Fault- Because the region has been divided into many aseismic and seismic blocks bounded by the oblique type of normal faults.

GİRİŞ

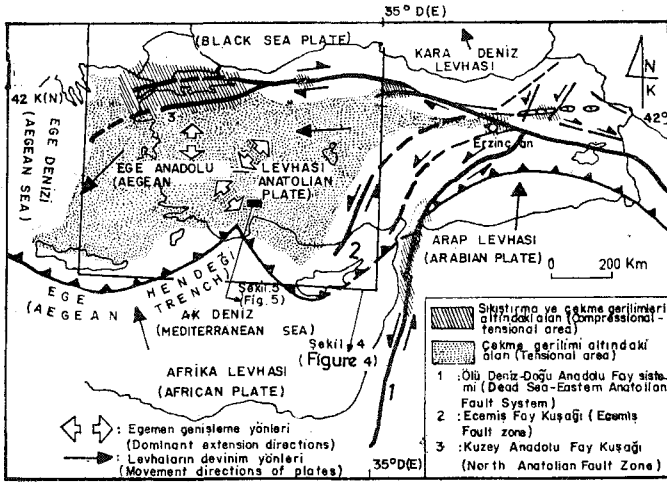
Levha Tektoniği kuramının ortaya konmasından hemen sonra, Doğu Akdeniz bölgesi ve onun jeotektonik evrimi, yerli ve yabancı birçok bilim adamının ilgisini çekmiş, özellikle bölgedeki diri yer devinimleri (aktif ve hareketleri) bu ilgiyi bir kat daha artırmıştı. Bölgede yapılan çalışmaların çoğu Ege adaları ve Ege hendeği üzerinde yoğunlaşmış olup; bunlar daha çok sismik, manyetik, ısı akısı, gravimetri ve batimetri gibi jeofizik çalışmalarıdır. Saha çalışmaları ise çoğun yerel ve yeterli sayıda olmamıştır. Bu nedenle, Doğu Akdeniz bölgesinin jeolojik evrimini konu alan saha çalışmalarının yetersizliği sürekli olarak vurgulana gelmiştir. Dolayısıyla, jeofizik çalışmaların sonuçlarıyla saha çalışmalarının sonuçları arasında da güvenilir bir karşılaştırma yapılamamıştır.

Yazar bu yazıda, bir taraftan, Anadolu-Ege levhasının bir kesimini oluşturan Güneybatı Türkiyede, yaklaşık 35°D boylamın batısı ile 40°K enleminin güneyinde kalan alan, yapılmış değişik saha çalışmalarından elde edilen verileri sergilerken, diğer taraftan da bu verilen jeofizik çalışmaların sonuçlarıyla olan ilişkisine değinecek ve böylece, Güneybatı Türkiye'nin Yeni tektonik gelişimine değişik açıdan yaklaşmayı deneyecektir (Şekil 1).

ESKİ TEKTONİK VE GEÇİŞ DÖNEMLERİNE

Genel olarak, yer ve zaman bakımından, Eski tektonik ve Yeni tektonik dönemler arasında kısa süreli bir geçiş dönemi vardır. Bir yaygerisi taşıyıcı (lithosphere) niteliğindeki Güneybatı Türkiye'de, levha içi Yeni tektonik gelişimin daha kolay anlaşılabilmesi için, Geç Kretase-Geç Miyosen aralığında gelişmiş Eski tektonik ve Geçiş dönemlerinin jeolojik olayları, kısaca özetlenecektir,

Geç Kretase sırasında, Anadolu ve Toridler, birlikte, Yeni Tethys okyanusunun güney ve kuzey kollarını birbirinden ayıran M. karbonat platformu oluştururken, Pontidler kuzeye dallanmış Ur yaygın kuşağı üzerinde, güneye bakan pasifik türflü bir kıta kenarını oluşturmakta idi (Şengör, 1980). Bu yaygın kuşağı, yaklaşık Orta Miyosen sonunda, Anatolid-Torid platformunun Pontid adaya ile çarpışarak, Kuzey Tetis kolunun kapanmasını sağlamıştır. Günümüz Karadenizi ise, Pontid Adayayı gerisinde, Geç Kretase-Eosen aralığında açılmış bir kenar denizi olarak düşünülmektedir (Şengör, 1980), Afrika-Arap levhalarının kuzeyinde, yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan Güney Tetis kolu ise, en doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca, yine yaklaşık Orta Miyosen sonundaki ki-



Şekil 1. Türkiye ve yakın dolayının yeni tektonik yapılarını gösterir harita-
Figure 1. Map of the major neotectonic features in Turkey and adjacent areas.

ta-kıta çarpılmasıyla kapanmış olup, günümüz Doğu Akdeniz bu okyanusun kalıntısıdır ve kapanma batıda bugün bile tamamlanmamıştır. Bunun önemli kanıtlarından biri olan Ege Hendeği boyunca, yitim günümüzde de sürmektedir. Sözü edilen yitim kuşağı, aynı zamanda, yaklaşık 68-70 my (Üst Kretase) önce başlayan Gondwana-Avrasya yaklaşımının da önemli belirteçlerinden biri olup, 13 my önce oluşmuştur (Caputo ve diğerleri, 1970; Mc Kenzie, 1972; Le Fichon ve diğerleri, 1973; Toksöz, 1975; Fytikas ve diğerleri, 1976; Morelli, 1978).

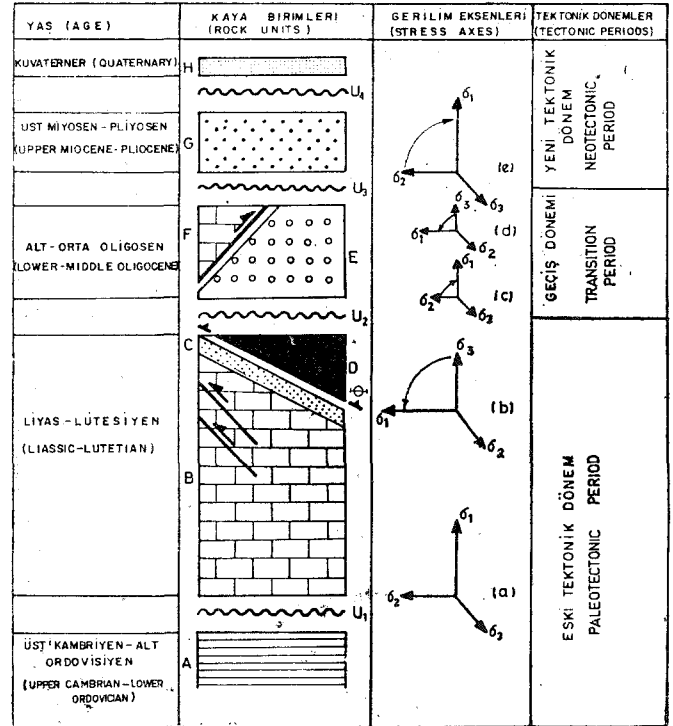
Türkiye ve yakın dolayında, Eski tektonik dönemin son evreleri yeğin sıkışma tektoniği ve ona bağlı yatay devinimlerle ıralanır. Platform üzerine, Senoniyen-Langiyen aralığında, yaygın ofiyolit ve ofiyolitli karışık napların yerleşimi, yatay sıkışma tektoniğinin en özgün belirteçlerdir, örneğin, Kuzey Anadolu kuşağı boyunca ofiyolitli karışık napların yerleşimi Üst Kampaniyen öncesi iken (Koçyiğit, 1979), Afrika-Arap platformu üzerine, Senoniyen sonu-Maastrichtiyen öncesinde olmuştur. Anatolid-Torid platformunda ise, nap yerleşimi, doğudan batıya doğru değişik zamanlarda gerçekleşmiştir. Örneğin doğu Toroslarda Üst Maastrichtiyen öncesi-Orta Maastrichtiyen sonu, Orta Toroslar'da Maastrichtiyen sonu-Lütesiyen öncesi, İsparta Büklümü kuzey kesiminde Lütesiyen sonu-Tortoniyen öncesi. Teke yarımadasında Langiyen sonu-Tortoniyen öncesi, Antalya kuzeyinde ise Alt Paleosen sırasında olmuştur (Gutnic ve diğerleri, 1968; Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Koçyiğit, 1983; Poisson, 1977; Monod, 1977; Gedik ve diğerleri, 1979; Uysal ve diğerleri, 1980; Altmer, 1981).

En yeğin evresi nap yerleşimiyle belirginleşen Eski tektonik dönem, kısa süreli Geçiş dönemleriyle izlenir. 1000-3000 m kalınlıklı, yer yer kömür düzeyleri içeren, sığ denizel-karasal ortamda oluşmuş, değişik yaşlı (Maastrichtiyen-Paleosen, Lütesiyen, Oligosen ve Tortoniyen) post orojenik molaslar, Geçiş döneminin en belirgin kanıtıdır. Diğer taraftan, Eski tektonik dönemin son evreleri yeğin sıkışma tektoniğiyle ıralanırken, Geçiş dönemi, hem sı-

kışma hem de çekme tektoniğiyle denetlenir.

Orta Miyosen sonunda, Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca okyanus kapanıp kıta-kıta çarpışması gerçekleşmiş olmasına karşın, daha güneyde Kızıldeniz-Aden körfezi açılması nedeniyle (Le Pichon ve Angelier, 1979), Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimi, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları'nın oluşumuyla karşılanmış ve bu olay Türkiye'de Yeni tektonik dönemin başlangıcı olmuştur. Diğer taraftan yine aynı şekilde, Afrika levhasının kuzey-kuzeybatıya devinimi, Anadolu-Ege levhasının güney sınırı boyunca (Ege Hendeği) günümüze değin karşılına gelmiştir.

Özet olarak, Türkiye ve yakın dolayında Yeni tektonik dönemi denetleyen önemli yapı unsurları Ege Hendeği, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben sistemi'dir (Şekil D- Bunlardan Kuzey Anadolu Fayı, eski bir yitim kuşağı boyunca, Pliyosen sırasında oluşmuş, yaklaşık 1100 km uzunluklu, sağ yanallı bir kırık olup, Ege-Anadolu ve Karadeniz levhaları arasındaki sınırı oluşturur. Bu fay boyunca görel devinim hızı 0.5-2 cm/yıldır (Ambraseys, 1970; Aytun, 1973; Seymen, 1975; Tatar, 1978; Koçyiğit, 1983). Doğu Anadolu Fayı ise, Erken Miyosen (?) ya da Orta Miyosen sonunda oluşmuş, sol yanallı, dönüşüm fayı niteliğinde bir kırık olup, Ege-Anadolu levhasının güneydoğu sınırını oluşturur. Ege Hendeği ya da yitim kuşağı ise, Kıbrıs'ın batısı ile yaklaşık Korint körfezi arasında 1550 km uzunluklu, dış bükey, 3 km derinlikli diri bir bindirme kuşağı olup, bu kuşak boyunca, Afrika levhası kuzeye Ege-Anadolu levhasının altına 2.5-2.7



Şekil 2. İsparta Büklümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış tectono-stratigrafik dikme kesiti.
Figure 2. Simplified tectono-stratigraphic columnar section of the northern part of İsparta Bend.

cm/yıllık bir hızla dalmaktadır (Toksöz, 1975; Le Pichon ve diğerleri, 1973).

Türkiye ve yakın dolayında, genel olarak, Yeni tektonik dönemin başlangıcı, bu dönemi denetleyen yapısal öğelerin oluşumuyla hemen hemen eş yaşlı olup, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'dir.

GÜNEYBATI TÜRKİYE'DE YENİ TEKTONİK DÖNEMİN BAŞLAMASI

Güneybatı Türkiye'de Eski, Geçiş ve Yeni tektonik dönemler ve bunlara bağlı yapılar arasındaki ilişkilerin en iyi gözlemlendiği yörelerden biri İsparta Büklümü kuzey kesimidir (Şekil 2). Şekilde görüldüğü gibi, Eski tektonik dönem, görece otokton konumlu Mesozoyik karbonat platformu üzerine (B : Hoyran karbonat platformu) iç Toros ofiyolitli karışığı napmın (D), Üst Lütisiyen sonunda (C), tektonik olarak yerleşmesiyle sona ermiştir. Bu sırada, mekanik bakımdan en büyük gerilim eksenini (Şekil 2, 61.) yatay konumlu ve yaklaşık K-D doğrultuludur (Koçyiğit, 1980). Napm yerleşimiyle, İsparta Büklümünün kuzey kesimi suüstü olup yükselmiş ve kıyı çizgisi güney-güneybatıya doğru göç etmiştir. Buna koşut olarak, Menderes Masifi ekseninde oluşan, yaklaşık D-B gidişli çukurlukta, Alt-Orta Oligosen boyunca, hem iç Toros ofiyolitli karışığı napmı hem de Mesozoyik karbonat platformunu örten post orojenik molas yığılmıştır (Şekil 2, E). Bu gözlem, iç Toros ofiyolitli karışığı napmın, Oligosen öncesinde Menderes Masifi güneyine eriştiğini ve Menderes Masifinin de deniz düzeyi altında olduğunu gösteren önemli bir kanıttır. Geçiş dönemini temsil eden molasın oluşumu sırasında, en büyük gerilim eksenini de düşey konumludur (Şekil 2 c). Orta Oligosen sonundaki ikinci bir sıkışma evresiyle, Güneybatı Türkiye'nin büyük kesimi (Menderes masifi eksenini) suüstü olmuş ve otokton molas da ekaylanarak görece otokton özelliğe bürünmüştür. Bu sırada en büyük gerilim eksenini yatay ve yaklaşık D-B doğrultuludur (Şekil 1 d). Böylece, Orta Oligosen sonunda, yaklaşık 34°D boylamının batısında kalan Toros kuşağının kuzey iç kesimi (Sultandağ-Menderes masifi eksenini), doğuda Karaman'dan batıya Ege Denizi'ne değin, Orta ve Batı Anadolu ile birlikte bir bütün olarak yükselirken, aynı kuşağın güney kesimi de çökmeye başlamıştır. Güneydeki bu alçalma, doğuda Mut-Silifke havzasında Burdigaliyen'de (Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Gedik ve diğerleri, 1979); güneyde Antalya havzasında ise Akitaniyen-Burdigaliyen sırasında (Blumenthal, 1951; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Akbulut, 1977), güneyden kuzeye doğru Miyosen deniz ilerlemesinin tetiğini çekmiştir. Miyosen deniz ilerlemesi, Güneybatı Türkiye'nin değişik kesimlerinde farklı şekillerde sona ermiştir. Örneğin Teke yarımadasında (Menderes Masifi güneyi), iç Toros ofiyolitli karışığı napmın. Langiyen sonunda, Akitaniyen-Langiyen fişi üzerine tektonik olarak yerleşmesiyle Miyosen transgresyonu sona erip, Tortoniyen sırasında da Post tektonik özellikli bir molas oluşmuştur. Antalya kuzeyinde Tortoniyen molası, D-B doğrultulu yeni ve son bir sıkışma tektoniği ile suüstü olmuş ve daha yaşlı birimler, doğudan batıya doğru Tortoniyen molası üzerine bindirmiştir (Poisson, 1977). Doğuda Karaman-Ermenek-Mut-Silifke havzasında ise, batıdan farklı olarak, bir regresyonla Tortoniyen sonunda Miyosen transgresyonu sona ermiştir (Koçyiğit, 1976,1978).

Böylece Güneybatı Türkiye'de, Toros kuşağının gerek kuzey iç kesimi, gerekse güney dış kesimi, Tortoniyen sonunda tümüyle suüstü olmuş ve tüm denizel birimler, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal birimlerce uyumsuzlukla örtülmüştür. Bu uyumsuzluk düzlemi (Şekil 2 U3), Eski tektonik ve geçiş dönemlerinin sonu, Yeni tektonik dönemin de başlangıcını belirler.

YENİ TEKTONİK DÖNEM

Güneybatı Türkiye'de, Tortoniyen sonundaki tektonik rejim değişikliğiyle başlayıp, çekme tektoniği denetiminde günümüze değin sürmüş olan olay ve bunlara bağlı yapıları kapsayan dönem Yeni tektonik dönem (Neotectonic period) olarak adlandırılmıştır (Şekil 2 e). Yeni tektonik dönemi iralayan olay, yapı ve onlara bağlı olarak gelişmiş oluşuklar üç grupta toplanabilir : 1) Karasal tortullaşma; 2) Karasal tortullaşmayla yaşıt kıta içi volkanizma ve 3) Her iki olayı da denetleyen, günümüzde diri blok-faylanma.

Karasal tortullaşma

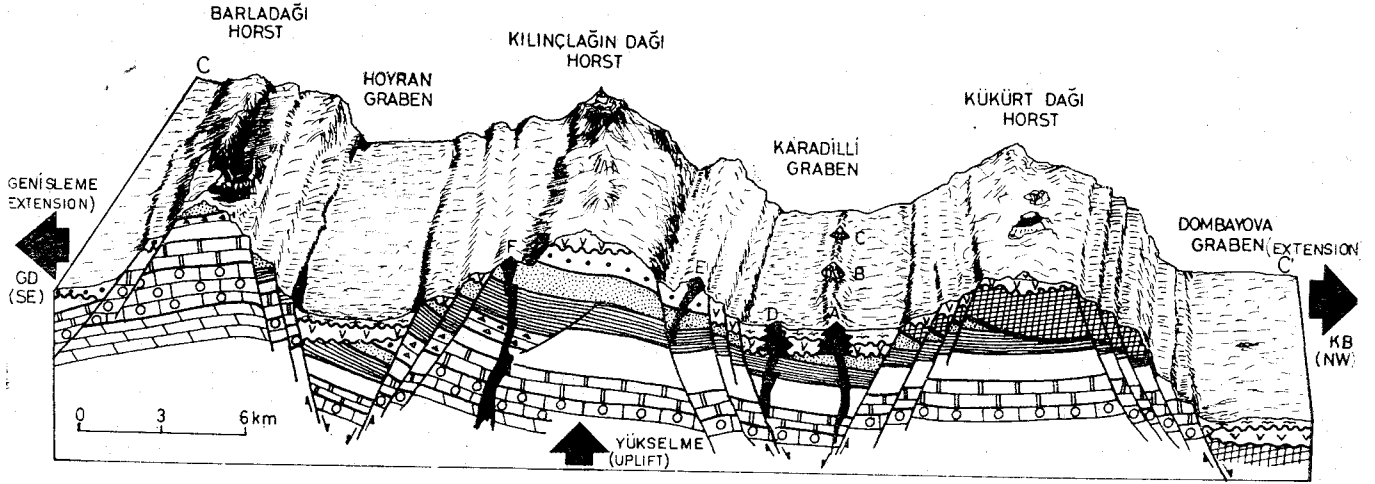
Eski tektonik dönem ve geçiş döneminden arta kalan ve özellikle Orta Anadolu ile Güneybatı Türkiye'deki çöküntü çukurlarında (Sivas, Çankırı, Tuzgölü, Uşak, Konya, Beyşehir, Burdur, Denizli, Muğla kapalı havzaları) oluşan göllerde, blok-faylanmanın denetiminde önemli karasal çökeller gelişmiştir. Bunlar, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, fay sarplığı, akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında tortullaşmış çakıltaşı, kumtaşı, kil, marn, jips ve kireçtaşlarıdır. Bu birimler aynı zamanda, tortullaşmayla yaşıt levha içi volkanizma ürünleri olan tüf, tüffit, aglomera ve bazaltik, andezitik ve trakitik özellikli lavlarla da yanal-düşey geçişlidir. Diğer taraftan Türkiye'nin önemli ve büyük kömür yatakları da, bu karasal tortullar içinde yer alır ve tümüyle Yeni tektonik dönemin olay ve yapılarıyla denetlenmiştir.

Volkanitlerle ardaşıklı karasal çökeller, yaklaşık 2000 m kalınlıkta olup, Eski tektonik ve Geçiş dönemlerine bağlı yapı ve kayabirimlerini açılı uyumsuzlukla üstler. Karasal tortulların kayatürü, biyofasiyesi, sedimantolojik özellikleri ve büyük kalınlığı, bu çökellerin oluşumu sırasında ortamı, etkin blok faylanma ve yağışlı bir iklimin denetlemiş olduğunu gösterir.

Levha içi volkanizma

Yeni tektonik dönemde, karasal tortullaşmayla yaşıt volkanizma olayları da etkin olmuştur. Volkanizma ürünleri çoğunlukla yüksek alüminyum içerikli bazalt-andezit-dasit-riyolit bileşiminde kalkalkalen lavlarla; daha az olarak da potasyumca zengin trakibazalt, trakiandezit, trakit, lösitit gibi şoşonitik volkanitler, ya da alkali riyolit ve bazaltlarla temsil edilir.

Genel olarak bazı Ege adaları, örneğin, Milos ve Santorini adaları, Uşak ve Beyşehir-Karaman (Konya) dolayında kalkalkalen; Midilli adası ve Bodrum dolayında şoşonitik; Urla-Foça (İzmir), Kula ve Afyon yörelerinde ise alkalen nitelikli volkanitler yüzeylenmektedir (Burri ve diğerleri, 1967; Keller ve Villiari, 1972; Borsi ve diğerleri, 1972; Schleicher ve Schwarz, 1977; Savaşçın, 1978; Ercan ve diğerleri, 1978, 1979; Koçyiğit, 1980). Bunlardan Ege adayalarındaki genç volkanitler, günümüzden yaklaşık 2.7-3 my önce gelişen volkanizma ile oluşmaya başlamış (örneğin Milos adasında olduğu gibi) ve volkanizma, ara-



Şekil 3. Şekil 5 deki CC' kesit çizgisi boyunca hazırlanmış blok diyagram.
Figure 3. Block diagram along the line CC' in Fig. 5.

İlklarla günümüze değin süregelmiştir (Fytikas ve diğerleri, 1976). Kula yöresinde de, ilk volkanizma yaklaşık 1.1 my önce gelişmiş ve yakın zamanlara değin etkin olmuştur (Borsi ve diğerleri, 1972). Örneğin, Kula yöresindeki tüfler üzerinde saptanan ayak izlerine dayanarak, en son püskürmenin 250.000 yıl önce olduğu sonucuna varılmıştır (Ozansoy, 1969). Karadağ (Karaman-Konya) dolayında ise, volkanizma ilkin 32 my önce başlamış, 1.1 my önce olgunluk dönemine erişmiş ve tarihi zamanlara değin etkinliğini sürdürmüştür (Schleicher ve Schwarz, 1977). Bu genç volkanitlerin, günümüz Ege hendeği ile ilgili olduğu belirtilmektedir (Fytikas ve diğerleri, 1976; Pi ve Piper, 1972).

Yeni tektonik dönemdeki bu etkin volkanizmaya yer yer, örneğin Kuzeybatı Anadolu ve Kos adasında olduğu gibi, granitik ve granodiyoritik sokulumlar da eşlik etmiştir (Smith ve Moores, 1974; Fytikas ve diğerleri, 1976; Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu sokulumlardan bazılarının, örneğin Kozak-İzmir dolayında olduğu gibi, günümüzde de diri olduğu ve birçok sıcak su kaynağına ısı verdiği bilinmektedir (Yılmaz, 1982).

Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'de, Eski tektonik ve Geçiş dönemlerinin yerel olarak (Beyşehir-Isparta-Uşak dolayları) sona erme ve ilk çekme tektoniği rejiminin ortaya çıkma zamanı (Üst Oligosen-Alt Miyosen) ile, ilk levha içi volkanizma olayının başlangıç zamanı (Orta Miyosen) arasındaki yakınlık da oldukça ilgi çekicidir. Tüm Orta-Batı Anadolu ve Güneybatı, Türkiye'nin yeni tektonik rejimin denetimine girdiği Üst Miyosen-Pliyosen ise, volkanizmanın da en etkin olduğu dönemdir.

Güneybatı Türkiye'de volkanit yüzleklerinin dağılımı, bölgeyi ıralayan blok-faylanma ve ona bağlı olarak gelişmiş normal faylarla yakından ilişkilidir. Örneğin, Isparta Büklümü kuzey iç kesiminde (Afyon-Isparta dolayları), Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı, potasyumca zengin, alkalin özellikli levha içi bir volkanizma ürünü olan volkanitler (trakit, lösit-trakit, lösit-egirir trakit, lösitli tuf, tuf, tufit ve aglomera), bir taraftan karasal tortullarla yanalduş geçişli olup, diğer taraftan da, daha yaşlı birimleri kesen dayk ve yan koniler biçiminde, hem grabenlerin

içinde hem de onu sınırlayan faylar boyunca dizilmişlerdir (Şekil 3 A, B, C, D). Şekil 3 de açıkça görüldüğü gibi, Güneybatı Türkiye'de, Yeni tektonik dönemi ıralayan çekme tektoniğine bağlı blok faylanma ve levha içi volkanizma arasında çok yaygın bir ilişki vardır.

Volkanitlerin oluşumu ve yaşı. Güneybatı Türkiye ve Ege adalarının değişik kesimlerinde yüzeylenen volkanitler, genel olarak Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı genç volkanitler olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Bunlardan ikinci grubu oluşturan ve tarihi zamanlara değin diri kalmış olan volkanizma ürünlerinin (Diri Ege yaylan, Kula, Karadağ-Karaman yörelerinde yüzeylenenler), günümüz Ege hendeğiyle ilgili olduğu çoğu yerbilimcilerce kabul edilmektedir (Nicholls, 1971; Keller ve Villari, 1972; Borsi ve diğerleri, 1972; Pe ve Piper, 1972; Fytikas ve diğerleri, 1976; Schleicher ve Schwarz, 1977; Ercan ve diğerleri, 1979). Buna karşın, birinci grubu oluşturan daha yaşlı volkanitlerin kökeni hakkında değişik görüşler önerilmektedir. Örneğin, Ege bölgesinde, Üst Miyosen-Pliyosen sırasında şoşonitik-alkali potasik bir volkanizmanın yer yer etkin olduğu (Borsi ve diğerleri, 1972; Burri ve diğerleri, 1967) ve bu volkanizmanın, Afrika-Ege levhalarının Eosen'de çarpışmalarından sonra Orta-Üst Miyosen'de dengeye erişerek duraylılık kazandıklarını kanıtladığı belirtilmektedir (Dewey ve diğerleri, 1973; Fytikas ve diğerleri, 1976). Diğer taraftan, Beyşehir-Seydişehir (Konya) dolayındaki volkanitlerin kalkalkalen nitelikli olduğu, 12 my öncesine ait eski bir yitim kuşağına bağlı olarak 11.95-3.35 my arasında etkinlik kazanan bir volkanizmayla oluştukları kabul edilmektedir (Keller ve diğerleri, 1977). Diğer bir grup araştırmacı da, Batı Anadolu ve Ege'deki Miyosen-Pliyosen yaşlı kalkalkalen volkanitlerin, Afrika-Ege levhaları arasındaki eski bir yitim kuşağından türediği görüşündedirler (Fytikas ve diğerleri, 1976). Bunlara karşın, İzdar (1975), Bingöl (1976), Dürr ve diğerleri (1978), Şengör ve Yılmaz (1981) ise, Üst-Eosen-Alt Miyosen sırasındaki K-G sıkışmasına uygun olarak kabuk kalınlaşması ve Menderes Masifi tabanında kısmi ergimelerin olduğunu, bu anateksitik kısmi ergimelerin de daha

sonra Batı Anadolu'da geniş yayımlı silisik bir volkanizma ve granitik-granodiyoritik plütonizmayı yarattığını vurgulamışlardır. Savaşın (1978), Batı Anadolu'daki kalkalkalen volkanizmanın Beniyoff kuşağına bağlılığının zorunlu olmadığını ve bunların, alkalen volkanitlerle birlikte levha içi açılmaları da oluşabileceğini savunmuştur. Bu arada, Batı Anadolu'daki alkalen volkanizmanın blok-faylanma ile ilgili olabileceği de belirtilmiştir (Borsi ve diğerleri, 1972; Keller ve Villiari, 1972; Savaşın, 1978).

Yeni tektonik dönem volkanitlerinin, özellikle daha yaşlı olan birinci grup volkanitlerin, bir adayayı volkanizmasıyla oluştuğunu gösteren kesin veri yoktur. Buna karşın, bu grup volkanitlerin, daha çok levha içi bir volkanizmanın ürünü olduğunu gösteren veriler vardır. Eski tektonik dönemi ıralayan sıkışma tektoniğine bağlı yatay devinimler, Anadolu-Ege levhasında genellikle K-G doğrultusunda etkin olmuş ve Maestrihtiyen-Langiyen aralığındaki değişik yaş konaklarında büyük boyutlu napların yerleşimine, dolayısı ile kabuğun kısıp-kalınlaşmasıya yol açmıştır (Koçyiğit, 1980, 1982; Şengör ve Yılmaz, 1981). Buna bağlı olarak derinde kısmi ergimeler başlamıştır (İzdar, 1975; Bingöl, 1976; Dürr ve diğerleri, 1978). Bu kısmi ergimeler sonucu oluşan zengin potasyum içerikli magma, yerel olarak Orta Oligosen sonunda (İsparta Büklümü kuzey iç kesimi), genel olarak Üst Miyosen-Erken Pliyosen'de başlayan Yeni tektonik dönemde, bu dönemi ıralayan çekme tektoniği rejimine bağlı derin uzanımlı fayla boyunca yüzeye çıkarak levha içi volkanizmayı ve derinde de, bunlara eşlik eden granit-granodiyoritik plütonizmayı oluşturmuştur. Aynı yaşlı fakat değişik nitelikli (kalkalkalen, şoşonitik, alkalen) volkanitlerin yanyana bulunuşu, bunların yüksek potasyum içermesi, karasal tortullarla yanaldüşey geçiş göstermesi ve hemen hemen hepsinin grabenhorst ve onları sınırlayan çekim fayları (normal faylar) boyunca yoğunlaşmış bulunması (Şekil 3), bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Anadolu-Ege levhasında (Morelli ve diğerleri, 1975) riftleşmeyi ve ona bağlı levha içi volkanizmayı desteklemektedir.

Volkanitlerin yaşma gelince, bu konuda değişik araştırmacı tarafından yapılmış birçok jeokronolojik yaş belirlemeleri ve saha bulguları vardır. Örneğin, Karadağ volkanitleri (Karaman-Konya) 3.2-11 my (Schleicher ve Schwarz, 1977); Beyşehir-Seydişehir volkanitleri (Konya) 11.95-3.35 my (Keller ve diğerleri, 1977); Afyon ve İsparta Büklümü kuzey iç kesimi volkanitleri 11-12 my (Becker-Platen ve diğerleri, 1977); genel olarak Batı Anadolu volkanitleri 16-22 my (Borsi ve diğerleri, 1972); Kula volkanitleri 1.1 my-12.000 yıl (Tekkaya, 1976); Midilli adası volkanitleri 16-18 my (Borsi ve diğerleri, 1972) gibi. Ayrıca, İsparta Büklümü kuzey iç kesimi ve Uşak yöresinde yapılan saha çalışmaları sırasında elde edilen fosil bulgularına göre, bu yörelerdeki değişik nitelikli volkanitlerin Orta Miyosen-Üst Pliyosen aralığında oluştuğu sonucuna varılmıştır (Ercan ve diğerleri, 1978; Koçyiğit, 1980).

Gerek radyometrik yaş belirlemeleri, gerekse saha çalışmaları sırasında bulunan fosiller, Yeni tektonik dönem volkanitlerinin, Orta Miyosen-günümüz aralığında değişik yaş konaklarında oluştuğunu kanıtlamaktadır.

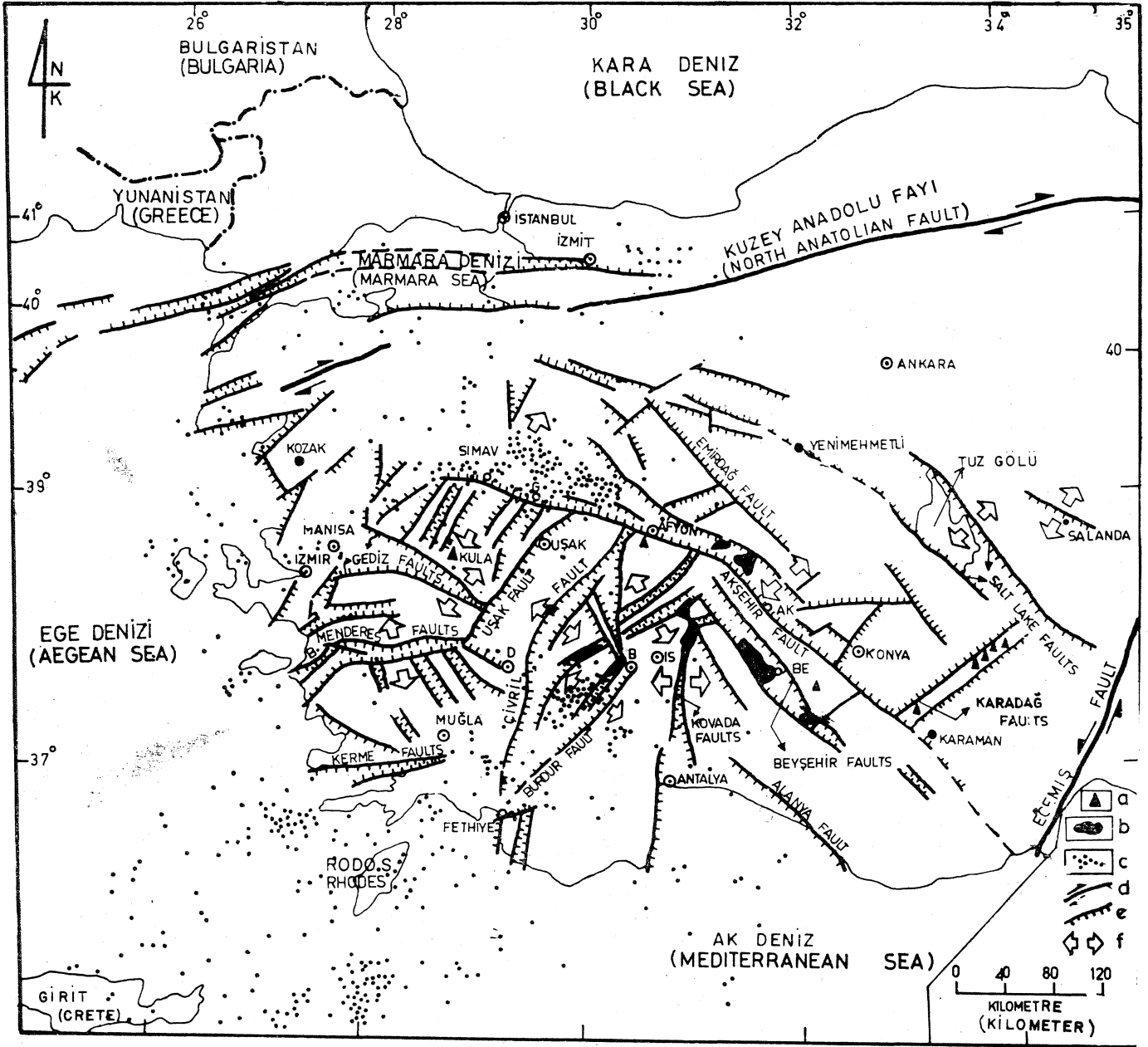
Blok-Faylanma. Tortoniyen sonunda, Güneybatı Türkiye tümüyle yükselmeye başlamış ve günümüzde de etkinliğini sürdürmekte olan çekme tektoniği rejiminin de-

netimine girmiştir. Bu rejime bağlı olarak, bölge blok faylanmaya uğramıştır. Konuyla ilgili gözlem ve bulgular aşağıda kısaca özetlenecektir.

İzmir dolayında, Yeni tektonik dönemde oluşmuş ya da dirilmiş önemli fay takımları KD-K, KB-BKB (Miyosen-Pliyosen yaşlı) ve BKB-B (Pliyosen yaşlı) gidişlidir (Kaya, 1979); Alaşehir-Salihli (Manisa) yöresinde D-B (en genç, KD-GB ve KB-GD gidişli olup, Pliyosen-günümüz arasında gerçekleşen düşey devinim miktarı da 1500 m dolayındadır (Arpat ve Bingöl, 1969). Karaman ve Yılmaz'ın (1982) Salihli-Alaşehir (Manisa) yöresinde yapmış oldukları çalışmalara göre, bölgede değişik doğrultulu ve birbirini kesen fay takımları gelişmiştir. Bunlar BKB-DGD (Üst Miyosen-Erken Pliyosen), K-G (Pliyosen), Erken Kuvaterner'de D-B, KD-GB ve en son olarak da BKB-DGD gidişli fay takımlarıdır. Bu fay takımlarından bazıları boyunca çizgisel dizilimli sıcaqsu kaynakları, kaplıcalar, limonit mangan oluşumlarına ve CO₂, H₂S gibi gazların çıkışma rastlanılır. Güllük-Selimiye (Muğla) ve Beşparmak dağlarında (Menderes Masifi), önemli normal fay takımları KD-GB, KB-GD ve D-B gidişlidir (Öztürk ve Koçyiğit, 1976). Denizli-Sarayköy-Buldan yörelerindeki normal fay takımları D-B, KD-GB, KB-GD ve K-G olup, bunlar, Yeni tektonik dönemde oluşmuş tortulları daha yaşlı temel kayalarından ayırmakta ve çoğun, büyük depremler bu fay takımlarının kesişme yerlerinde gelişmiş bulunmaktadır (Lahn, 1948). Örneğin, 1945 Denizli-Sarayköy-Buldan depremi, Büyük Menderes grabenini sınırlayan D-B gidişli faylarla, Alaşehir-Sarayköy-Buldan-Denizli grabenini sınırlayan KB-GD gidişli kenar faylarının kesişme yerinde; 1963 Tefenni (Burdur) ve 1971 Burdur depremleri ise, Burdur grabenini sınırlayan KD-GB gidişli faylarla, KB-GD gidişli Alaşehir-Sarayköy faylarının kesişme yerinde oluşmuştur. Özellikle Yeni tektonik dönemin kayabirimlerini (Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortul-volkanit ardaşımı, Eski ve Yeni Kuvaterner yaşlı taraça, alüvyon konileri) daha yaşlı kayabirimleriyle dokanağa getirmiş olan normal faylar, deprenselliği en yüksek olan alanlardır (Lahn, 1948).

Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'de önemli iki sisimik kuşaktan birincisi Girit adası-Rodos adası-Fethiye-Burdur boyunca, diğeri ise Simav-Emet-Gediz-Altıntaş-Afyon boyunca uzanmaktadır (Şekil 4). Bu iki kuşak, Güneybatı Türkiye'de deprenselliği en yüksek alanlardır (Ergin ve diğerleri, 1967). Şekil 4 de görüldüğü gibi, derinliği 0-150 km arasında değişen ve 1961-1975 yılları arasında oluşan deprem episantrları da bu iki kuşak üzerinde yoğunlaşmış bulunmaktadır (Mc Kenzie, 1977). Bu kuşaklardan ilki kuzeydoğuya doğru KD-GB gidişli Burdur-Acıgöl grabenleriyle, ikincisi ise, güneydoğuya doğru KB-GD gidişli Afyon-Akşehir grabenleriyle birleşir (Şekil 4 ve 5). Özellikle 1970 Gediz depreminden sonra, Akşehir-Afyon-Gediz Simav çöküntüsünün deprenselliği artmıştır.

Dinar-Homa (Afyon) yöresinde, egemen normal fay takımları KB-GD, KD-GB ve D-B gidişli olup, KD-GB gidişli takım, genellikle diğerlerini kesip ötelemiştir (Öztürk, 1982). Diğer taraftan, Burdur ve Menderes grabenlerinin oluşumunu, bir sıkışma fazını izleyen ve ona dik yönde gelişen çekme gerilimine bağlı normal faylarla açıklayan Dumont ve diğerleri (1979), Güneybatı Anadolu'da dört ayrı grabenleşme evresi saptamışlardır. Bunlar sırayla Miyo-



Şekil 4. Güneybatı Türkiye'nin yalınlaştırılmış sismo-tektonik haritası. a) Genç volkan konileri; b) Göller; c) Deprem episantrları; d) Doğrultu atımlı faylar; e) Çoğun vevv atımlı normal faylar; f) Egemen genişleme yönleri.

Figure 4. Simplified seismo-tectonic map of Southwestern Turkey. a) Young volcanic centers; b) Lakes; c) Earthquake epicenters; d) Strike-slip faults; e) Mostly oblique-slip faults; f) Dominant extension senses.

sen sonu-Erken Pliyosen (KB-GD sıkışma, KD-GB çekme), Pliyosen (K-G sıkışma, D-B çekme), Eski Kuvaterner (Burdur dolayında K-G sıkışma, D-B çekme; Sarayköy dolayında BKB-DGD sıkışma, KKD-GGB çekme) ve Genç Kuvaterner (Burdur yöresinde KB-GD çekme, Menderes grabeninde ise KD-GB çekme) grabenleşmeleridir. Nitekim Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içindeki fay düzlemi çözümlerine göre de, en büyük çekme eksenleri KB-GD doğrultuludur (Kocaefe ve Ataman, 1976), Antalya traver-

tenlerinde incelemeler yapan Ayday ve Dumont (1979), travenenler içinde KD-GB, K-G ve KB-GD olmak üzere üç kırık takım* saptamışlar ve bunların, Tortoniyen sonu-Pliyosen öncesi Aksu fazı (Poisson, 1977) yapılarını kesmekte olduğunu belirtmişlerdir.

Gediz ve yakın dolayında Miyosen'den önce oluşmuş ve Pliyosen sırasında etMnlik kazanmış olan fay takımları yaklaşık K50°-70°B gidışli olup, bu faylar boyunca Batı Anadolu kristalin kütlesi yükselerek parçalanmış ve bir-

çok çöküntü alanı oluşmuştur (Abdüsselamoğlu, 1977). Aynı bölgenin karmaşık blok faylanmadan etkilendiğini belirten Tokay ve Doyuran'a göre (1979) ise, egemen fay takımları D-B, BKB-DGD ve KD-GB gidişlidir. Batı Anadolu'daki önemli büyük depremlerden biri olan 1970 Gediz depremi sırasında, yöredeki Miyosen-Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı travertenlerde 2.5-3 m lik düşey atımlar gelişmiş ve deprem sonrası da etkinliğini sürdüren artçıl deprem episantrlarının, Edremit körfezine değin uzanan yaklaşık 300 km uzunluğundaki bir kuşak boyunca yoğunlaştığı görülmüştür (Ambraseys ve Tchalenko, 1970). Gediz'in batısında yer alan Simav grabeni yaklaşık K70°B doğrultusunda 100 km kadar uzanım göstermekte olup, grabeni sınırlayan basamak türü fayla, boyunca toplam düşey atım miktarı 1750 m dolayındadır (Zeschke, 1954). Riyodasit-bazalt bileşimli genç magmalar da, bu faylar boyunca yüzeye değin çıkmış bulunmaktadır. Diğer taraftan Menderes masifi doruklarından güneyde Ege denizine değin uzanan kısa bir yatay uzaklık içinde, biri 500 m, diğeri 1000 m yükseklikte kıyıya koştur uzanımlı ve Pliyo-Kuvaterner sırasındaki düşey tektonik devinimlerle gelişmiş iki aşımın düzlüğü yer almaktadır (Graciansky, 1968).

Daha doğuda Karaman-Ermenek-Mut ve Silifke yörelerinde, yaklaşık 4000 m kalınlığa erişen, birbirleriyle yanal-düşey geçişli çakıtaşı, sedimanter breş, kumtaşı, marn, resifal kireçtaşı gibi kayatürlerinden oluşan Burdigaliyen-Helveyen yaşlı denizel birimler, oluşumlarıyla yaşıt, başlıca K50° - 70°D ve K30° - 40°B gidişli iki çekim fayı takımıyla denetlenmiştir (Koçyiğit, 1976; Gökten, 1976; Gedik ve diğerleri, 1979). Ayrıca, Mut-Silifge-Ermenek havzasıyla benzer jeoloji özelliği gösteren Adana havzasında yapılan sondaj ve yeraltı jeolojisi çalışmaları, yüzeyde görülen kıvrım yapılarının, gömülü topografyaya bağlı olarak, katmanların kazanmış oldukları birincil eğimden kaynaklandığını kanıtlamıştır (Gedik ve diğerleri, 1979).

Faylar ve çöküntü alanları. Ege-Anadolu levhasının bir parçasını oluşturan Güneybatı Türkiye, blok-faylanma tektoniği ve bu tektonik rejime bağlı olarak gelişmiş yapılar bakımından özgün bir alandır (Şekil 4 ve 5). Şekillerde görüldüğü gibi, önemli faylar arasında Akşehir, Tuzgölü, Çivril, Beyşehir, Kovada, Burdur, Kerme, Büyük Menderes, Gediz, Uşak, Emirdağ, Karadağ ve Alanya fayları sayılabilir. Bunlardan Akşehir fayı (Şekil 4 ve 5), Simav-Gediz-Afyon sismik kuşağı içinde yer alan ve Güneydoğuda Karaman (Konya) dolayından, kuzeybatıda Simav batısına değin uzanan, 200-300 m atımlı, 75°-80°KD eğimli bir çekim fayıdır (Atalay, 1975). Uzanımı boyunca yer yer çok belirgin fay düzlemi sunar ve fay düzlemini kat eden kosekant dere ağızlarında 200-300 m kalınlığa erişen birikinti konileri oluşmuştur. Akşehir-Afyon-Gediz-Simav çöküntü alanı ve bu alanın güneybatı kenarını sınırlayan Akşehir fayı, sismo-tektonik bakımdan diridir (Ketin, 1968; Koçyiğit, 1980; Çuhadar, 1977) Aynı çöküntü alanının güneydoğu uzantısını oluşturan Suğla ve Beyşehir göllerinin bulunduğu kesimler de, Pliyosen sonu-Kuvaterner başı çekme tektoniğiyle oluşmuş, günümüzde diri önemli çöküntü alanlarıdır (Koçyiğit, 1980; Güldalı, 1981). Göl kıyı kordonlarının, göl düzeyinden 4-5 m yüksekte oluşu, düşey devinimlerin bir kanıtıdır.

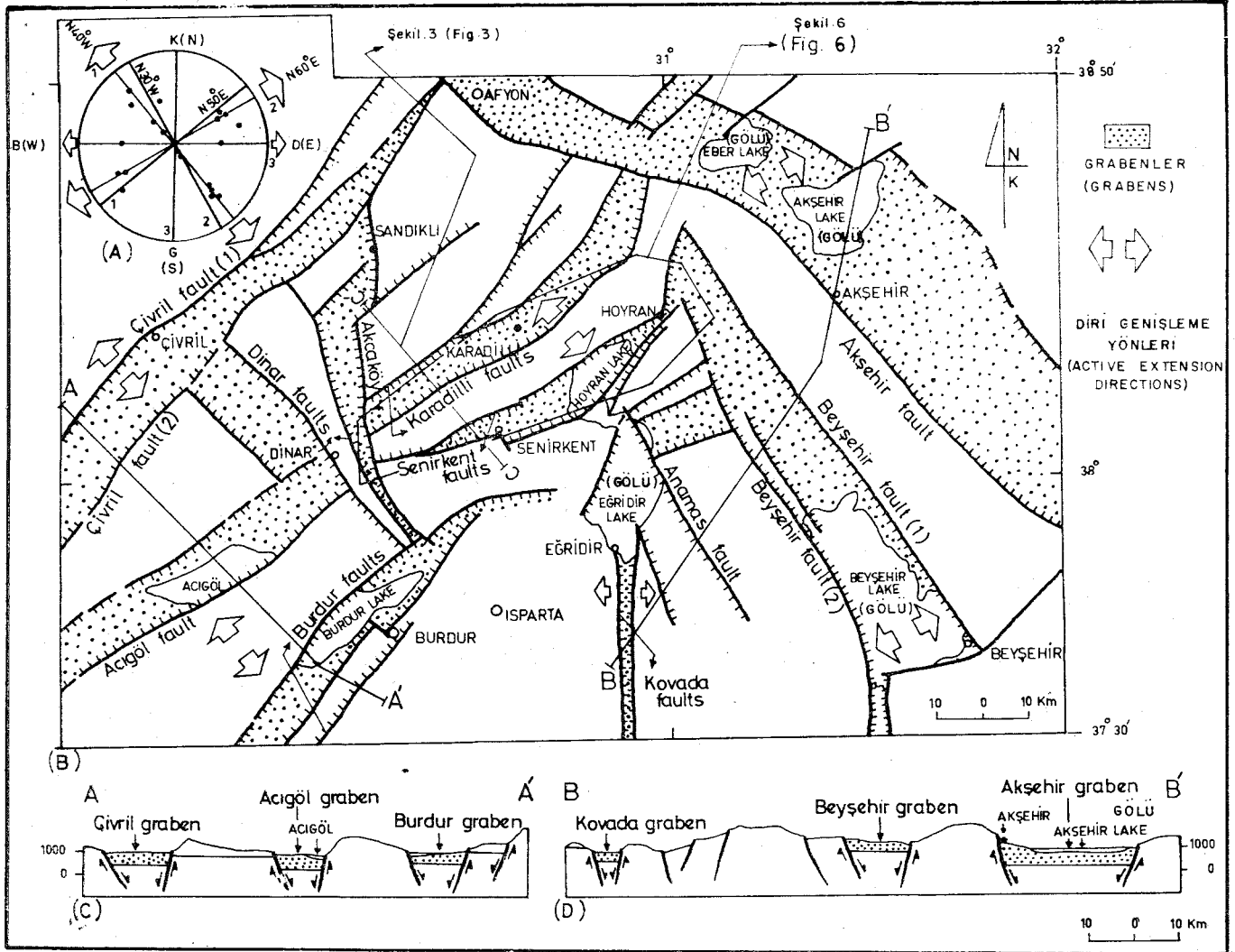
Daha kuzeyde, Ankara'nın güney-güneybatısında uzanan Tuzgölü fayları (Şekil 4), başlıca KB-GD gidişli, ba-

samak türü normal faylar olup, Tuzgölü-Haymana çöküntü alanını sınırlar. Bu çöküntü alanları, asıl Paleosen-Alt Eosen sırasında gelişmiş bir graben olup, grabeni sınırlayan Tuzgölü faylarının (Kuvaterner çökelleriyle daha yaşlı birimleri birbirinden ayıran faylar), günümüzde de diri olduğu Üst Neojen yaşlı volkanizma, faylar boyunca dizilmiş sıcaksu kaynakları, güncel traverten oluşumları, 1974 Yenimehmetli ve 1983 Köşker depremleriyle kanıtlanmaktadır (Ünal ve Yüksel, 1978), Yine Tuzgölü çöküntü alanının hemen kuzeydoğusunda yer alan diğer bir çöküntü alanı da Salanda yöresidir (Şekil 4). Hacıbektaş ilçesi güneyinde Hırkadağ metaforfitleriyle, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortulların dokanağını oluşturan ve Salanda bucağının 2.5 km kuzeyinde KB-GD doğrultusunda uzanan Salanda fayı, Tuzgölü faylarına koştur olup, üzerinde yer alan bir dizi sıcaksu kaynağı, kükürtlü su ve traverten oluşumlarıyla, günümüzde diri olduğu kanıtlanan önemli bir diğer çekim fayıdır.

Şekil 5, blok faylanmanın en iyi gözlemlendiği alanlardan biri olan İsparta Büklümü kuzey kesiminin daha büyük ölçekli bir fay haritası olup, önemli normal faylar (Çivril, Acıgöl, Burdur, Dinar, Akçaköy, Karadilli, Senirkent, Kovada, Anamas, Beyşehir, Akşehir fayları) ile bunlar arasında kalan çöküntü ve yükselti alanlarının (Çivril, Acıgöl, Burdur, Kovada, Beyşehir, Akşehir, Karadilli ve Hoyran çöküntüleri) ilişkisi daha iyi görülmektedir. Çöküntü alanlarının içi Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve alüvyonlarla doldurulmuştur (Şekil 5B, C ve D). Hemen hemen önemli tüm faylar ve bunlar tarafından sınırlanan çöküntü alanı içinde akmakta olan dereler, düşey yükselmenin bir kanıtı olarak, yataklarını derine kazmış olup, günümüzde diri faylar, doğrudan doğruya, alüvyonlarla daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiştir. Diğer taraftan, yine çöküntü alanı içinde yer alan bazı göller, diri faylanmanın bir diğer kanıtı olarak, birer kenarlarını doğrudan fay düzlemlerine (Listric type fault) yaslanmışlardır. Örneğin Acıgöl Burdur gölü, Beğenir gölü ve Hoyran-Eğridir gölleri gibi (Şekil 5C).

Şekil 3, 4 ve 5'e bakıldığında, blok faylanma tektoniğine bağlı olarak gelişmiş olan önemli çekim fayı takımlarının sırayla yaklaşık KD-GB, KB-GD ve K-G gidişli oldukları görülür. Şekil 5B de görülen yirmi kadar fayın sahada ölçülen eğim ve doğrultularıyla hazırlanmış olan nokta diyagramında (Şekil 5A), birinci takımın N30°B, ikinci takımın K50°D, üçüncü takımın ise K-G gidişli olduğu görülmüştür. Birinci takımı oluşturan faylardan Akşehir, Beyşehir fayları; ikinci takımı oluşturan Çivril, Acıgöl, Burdur, Karadilli, Hoyran fayları ve üçüncü takımı oluşturan Kovada fayları günümüzde diri olup, Güneybatı Anadolu'da levha içi genişleme sürmektedir. Yine aynı diyagrama göre (Şekil 5B), önemli genişleme yönleri sırayla K60°D, K40°B ve D-B dir.

Şekil 6 da, Hoyran gölü yöresinin daha ayrıntılı ve daha büyük ölçekli yapı haritası görülmektedir. Bu bölge, yaklaşık KD-GB uzanımlı iki çöküntü (Karadilli ve Hoyran grabenleri) ve bunlar arasında kalan bir yükselti alanı (Kılınçlağm Dağı horstu) ile ırılanır (Şekil 3, 6). Bu büyük yapıları sınırlayan faylar diri olup, harita üzerinde, diğer faylardan değişik bir işaretlerle gösterilmiştir. Şekil 6 da yapı haritası görülen Hoyran gölü yöresinin, haritalanabilen tüm faylarının doğrultulan temel alınarak hazır-



Şekil 5. İsparta Bükümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış yeni tektonik haritası. A) Faylar için nokta diyagramı; B) Fay haritası; C ve D) Enine kesitler.

Figure 5. Simplified neotectonic map of the northern part of İsparta Bend. A) Point diagram; B) Fault map; C and D) Geologic cross-sections.

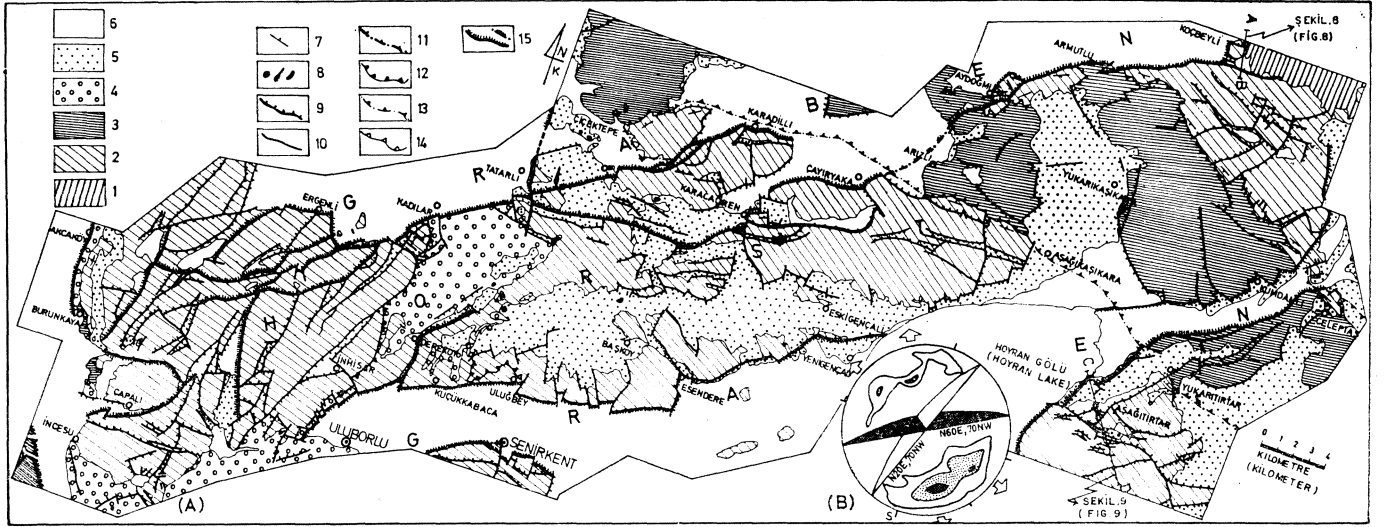
lanan gül diyagramında, egemen fay takımlarının $K0^{\circ}-20^{\circ}D$, $K50^{\circ}-70^{\circ}D$ ve $K30^{\circ}-40^{\circ}B$ gidiş» oldukları görülmüştür. Diğer taraftan, fay düzlemi iyi korunmuş olan, bu nedenle de eğim miktarı, doğrultusu ve devinim yönü saptanabilen fayların durumlarıyla hazırlanan kontur diyagramıyla (Şekil 6B), egemen fay takımlarının sırayla $K60^{\circ}D/70^{\circ}KB$, $K20^{\circ}D/70^{\circ}GD$ oldukları saptanmıştır.

Blok-faylanma evreleri. Blok-faylanma, değişik doğrultularda birbirlerini kesen normal fayların gelişimiyle iralanan bir yapı biçimidir (Şekil 3, 4, 5 ve 6). Dolayısıyla blok faylanmayı doğuran kırıklar değişik doğrultulu fakat aynı zamanda oluşmuş faylardır. Nitekim Güneybatı Türkiye'de KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli ve eş yaşlı normal fay takımlarının gelişmiş bulunması, bu alanın, Yeni tektonik dönemde, çekme tektoniği denetiminde gelişen blok-faylanma ile iralandığını kanıtlamaktadır.

Anımsanacağı gibi, çekme gerilimi sisteminde, kuramsal olarak, normal faylar mekanik bakımdan, en büyük

gerilim ekseninin düşey, diğer iki eksenin de yatay konumlu olması durumunda, en büyük gerilim ekseninin kesme bileşenlerinden biri ya da her ikisi olarak gelişir (Billings, 1972). Yerel olarak Orta Oligosen sonu, genel olarak Üst Miyosen-Erken Pliyosen'de başlayan Yeni tektonik dönemle birlikte, ortam çekme tektoniği rejiminin denetimine girmiş ve mekanik açıdan en büyük gerilim ekseninin düşey ya da ona yakın bir konum kazanmasıyla da normal faylar gelişmeye başlamıştır (Şekil 7B, C). Şekil 7A, Levha Tektoniği kuramı açısından, Anadolu-Ege levhasının günümüzdeki olası yapısını ve Afrika Levhası'yla ilişkisini; Şekil 7B ve C ise, Anadolu-Ege levhası içindeki blok-faylanma evrelerini ve levha içi genişlemeyi temsil etmektedir.

Çekme geriliminin yeğin olarak serbestlediği ve buna koşut olarak normal fayların geliştiği üç evre sırasıyla Üst Miyosen-Alt Pliyosen. Pliyosen sonu ve Pliyostesen sonu-günümüzdür. Bu faylanma evreleri, faylarla sınırlı ve



Şekil 6, İsparta Büklümü kuzey kesiminin yalınlaştırılmış jeoloji haritası (A) ve faylar için kontur diyagramı (B).

1) Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfikler; 2) Liyas-Lütesiyen yaşlı tortul kayalar; 3) İç Toros ofiyolitli karışığı napı; 4) Alt-Orta Oligosen yaşlı post-orojenik molas; 5) Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal tortullar; 6) Kuvaterner yaşlı tortullar; 7) Katman eğim ve doğrultusu; 8) Volkan merkezleri; 9) Normal faylar; 10) Düşey faylar; 11) örtülü normal faylar; 12) Sürüklenim; 13) Örtülü sürüklenim; 14) Büyük açılı ters fay; 15) Diri normal faylar.

Figure 6. Simplified geologic map of the northern part of İsparta Bend. A) Geologic map; B) Contour diagram for faults.

1) Low-grade metamorphics of Paleozoic age; 2) Sedimentary rocks of Liassic to Lutetian age; 3) Internal Taurus ophiolitic melange nappe; 4) Post-orogenic molasse of Lowe, to Middle Oligocene age; 5) Continental deposits of Late Miocene to Pliocene age; 6) Quaternary deposits; 7) Dip and strike of bedding; 8) Volcanic centers; 9) Normal faults; 10) Vertical faults; 11) Covered normal faults; 12) Overthrust; 13) Covered overthrust; 14) Reverse fault; 15) Active normal faults.

değişik yüksekliklerde bulunan üç aşınım düzlüğünün varlığıyla da kanıtlanmaktadır (Şekil 7CE1, E2, E3).

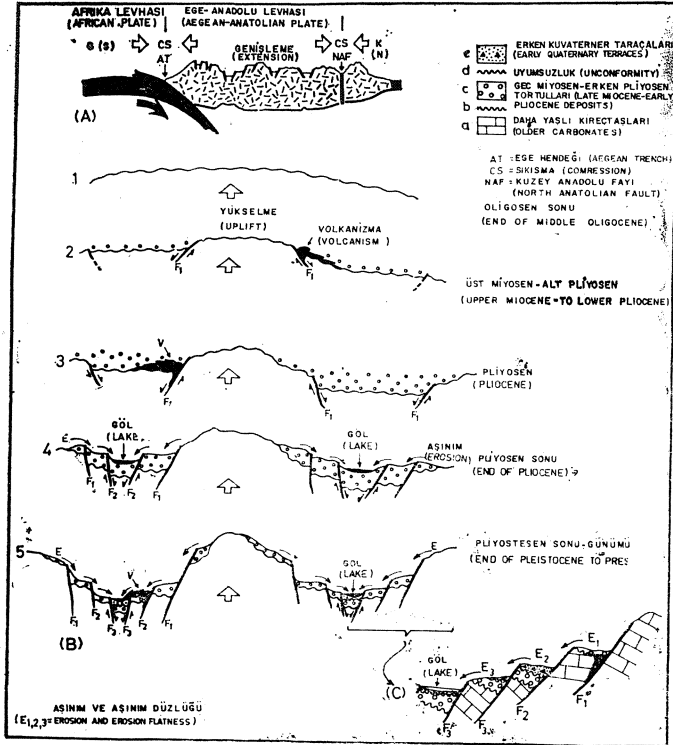
Levha içi bir riftleşmenin başlangıcı olarak yorumlanabilen (Arpat ve Bingöl, 1969; Kaya, 1979; Koçyiğit, 1980, 1982) ilk blok faylanma evresi Üst Miyosen sonu-Pliyosen başında gerçekleşmiş olup, buna bağlı olarak oluşan çöküntü alanlarında levha içi volkanizma ve karasal çökeltme gelişmeye başlamıştır (Şekil 7B2). Bu evre, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal çökellerin ve bunlarla yanal-düşey geçişli volkanitlerin, daha yaşlı birimler üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alması ve faylarla sınırlı bir aşınım düzlüğünün bulunmasıyla kanıtlanır (Şekil 7CE1). Volkanitlerle ardaşıklı karasal çökellerin yaklaşık 2000 m kalınlığa erişmesi, düşey devinimlerin Pliyosen boyunca sürmüş olduğunu gösterir (Şekil 7B3). İkinci faylanma evresi Pliyosen sonunda gerçekleşmiştir (Şekil 7B4). Bu evre, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı çökellerin faylarla kesilmesi ve Eski Kuvaterner yaşlı taraçalarm tabanında, faylarla sınırlı ikinci bir aşınım düzlüğünün varlığıyla kanıtlanmaktadır (Şekil 7CE2). Pliyosen sonu faylanma evresiyle horst ve graben yapılan iyice belirgenleşmiş, görece düşük devinim miktarı da artmıştır. Pliyosen sonunda grabenler içinde yer yer, Üst Miyosen-Pliyosen'den kalıtsal küçük göller belirmiş (Şekil 7B4), onların dışındaki alanlar ise hızla aşınımı sürdürmüş ve göl kenarlarında oluşmakta olan Eski Kuvaterner yaşlı taraçalara geçiş sağlamıştır.

Son faylanma evresi ise, Eski Kuvaterner sonudur (Şekil 7B5). Bu evre, Eski Kuvaterner yaşlı taraçalarm tabanında, faylarla sınırlı bir aşınım düzlüğünün bulunması ve onların daha genç faylarla kesilmiş bulunmasıyla kanıtlanır (Şekil 7CE2, E3). Bu evrede, daha önce oluşmuş bazı fayların da gençleşmiş olduğu görülür (Şekil 7CF2).

Böylece, Güneybatı Türkiye'de, horstlardan grabenlere doğru gençleşen ve başlıca üç ayrı faylanma evresiyle belirginleşen blok faylanma, günümüzde de eürmektedir. Bunun kanıtı olarak, son faylanma evresinde oluşmuş fayların, alüvyon ve graben içindeki göllerle ilişkisi gösterilebilir (Şekil 7B5, CF3). Şekilde görüldüğü gibi, en genç faylar, doğrudan doğruya alüvyon ile daha yaşlı birimleri dokanağa getirmiş olup, fay düzlemi, alüvyon düzlüğünden 10 m kadar daha yüksek düzeyde bulunmaktadır. Diğer taraftan, Üst Miyosen-Pliyosen'den kalıtsal göller, birer kenarlarını faylara yaslamışlardır. Blok faylanma, tüm Güneybatı Türkiye'de aynı zamanda fakat değişik doğrultularda oluşmuş çekim faylarıyla gelişmeye başlamıştır. Bu nedenle, KB-GD, KD-GB, D-B ve K-G gidişü fay takımlarından herhangi biri, diğerlerinden daha genç değildir. Ancak, aynı fay takımı içinde, horstlardan grabenlere doğru gidildikçe gençleşme vardır (Şekil 3, 7B C). Şekilde görüldüğü gibi F1, F2 ve F3 fayları birbirlerine koşut olmasına karşın F1 Üst Miyosen, F2 Pliyosen sonu, F3 ise Eski Kuvaterner sonu-günümüz arası yaşlıdır, özetle

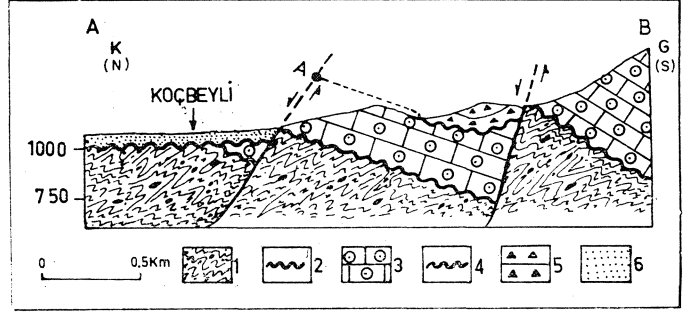
F3 fay takımı, yukarıda da belirtildiği gibi, aülyonlarla daha yaşlı birimleri birbirinden ayırmakta olup, herhangi bir doğrultuda gelişmiş olabilir. Örneğin, İzmir yöresinde BKB-DGD gidişli normal fay takımı (Kaya, 1979); Akşehir-Salihli (Manisa) dolayında D-B gidişli fay takımı (Arpat ve Bingöl, 1969); Selimiye-Güllük (Muğla) dolayında D-B gidişli fay takımı (Öztürk ve Koçyiğit, 1976); Gediz ve çevresinde KB-GD gidişli fay takımı (Abdüsselamoğlu, 1977); Tuzgölü dolayında KB-GD gidişli fay takımı (Ünal ve Yüksel, 1978) günümüzde diri olup, bunlar ya son faylanma evresinde oluşmuş ya da daha eski faylar olup, son faylanma evresinde dirilmiş faylardır. İsparta Büklümü kuzey iç kesiminde ise, KD-GB, KB-GD ve K-G olmak üzere, birbirleriyle kesişen ve günümüzde diri olan üç fay takımı vardır (Şekil 5).

Genel olarak Güneybatı Türkiye'de, diri fay kanıtı olarak aşağıdaki veriler sayılabilir : 1) Kuvaterner yaşlı birimlerin daha yaşlı birimlerle faylı dokanak ilişkisi sunması ve grabenlerin içini dolduran alüvyon düzeyine göre, fay düzlemlerinin daha yüksekte (1-10 m) bulunması (Şekil 7); 2) Eski alüvyonların faylara asılı kalması (Şekil 8, 9); 3) Fay dikliği eteğinde, fay düzlemini kat eden konsekant dere yataklarında 200-300 m kalınlığa erişen birikinti konilerinin oluşmuş bulunması ve çakıl eksenlerinin dalm kazanması; 4) Graben kenarlarında, eski kaynak



Şekil 7. Güneybatı Türkiye'de blok-faylanma için olası model. A) Afrika ve Ege-Anadolu levhaları boyunca tasarımsal enine kesit; B ve C) Faylanma evreleri.

Figure 7. A tentative model for block-faulting in Southwestern Turkey. A) Schematic cross-section along the African and Aegean-Anatolian plates; B and C) Faulting periods.



Şeidl 8. Şekil 6 daki AB-çizgisi boyunca geçen jeoloji enine kesiti. 1) Paleozoyik yaşlı temel kayaları; 2) Açılı uyumsuzluk; 3) Liyas yaşlı kireçtaşları; 4) Açılı uyumsuzluk; 5) Erken Kuvaterner yaşlı taraçalar; 6) Alüvyon.

Figure 8. Geologic cross-section along the line AB in Fig. 6. 1) Basement rocks of Paleozoic age; 2) Angular unconformity; 3) Liassic limestones; 4) Angular unconformity; 5) Early Quaternary terraces; 6) Alluvium.

çıkış yerlerinin (kurumuş kaynaklar) alüvyon düzeyinden 25-50 m kadar daha yüksekte yer alması; 5) Sıcaksu ve kaplıcaların, fay düzlemi ve ona yakın yerlerde çizgisel olarak yoğunlaşmış olması; 6) Eski ve yeni sıcaksu çıkış yerlerinde oluşmuş travertenlerin çok farklı yüksekliklerde bulunması; 7) Karların, fay çizgileri boyunca, diğer yerlere göre daha çabuk erimesi; 8) Fay çizgileri boyunca limonit, mangan oluşumları, CO₂ ve H₂S gibi gazların çıkması; 9) özellikle KB-GD ve KD-GB gidişli fay takımları boyunca çok sık deprem olması; örneğin 1925, 1932 Akşehir ve 1970 Gediz depremleri KB-GD gidişli fay takımının; 1945 Denizli-Sarayköy-Buldan, 1963 Tefenni (Burdur) ve 1971 Burdur depremleri ise KD-GB gidişli fay takımının diri olduğunu kanıtlamaktadır. Diğer taraftan, deprem episantrlarının başlıca KB-GD gidişli Simav-Gediz-Afyon-Akşehir kuşağı ve KD-GB gidişli Rodos-Fethiye-Burdur-Acıgöl kuşağı üzerinde yoğunlaşması (Şekil 4) ve deprem odaklarıyla ilgili fay düzlemi çözümlerinin küçük yatay bileşenli normal faylar (verev atımlı normal faylar) vermesi (Alptekin, 1973; McKenzie, 1977; Papazachos ve Comninakis, 1977), bu iki kuşak ve bu kuşaklarda yeralan fayların sismik bakımdan da diri olduğunu ortaya koymaktadır.

Düşey devinim miktarı. İsparta Büklümü kuzey iç kesiminde, Üst Miyosen-Alt Pliyosen sırasındaki ilk faydalanma evresinden, günümüzdeki üçüncü faydalanma evresi sonuna değin, üç ayrı faylanma evresi sırasında gelişmiş basamak türü çekim fayları boyunca, toplam görece düşey devinim miktarı 500 m, Kuvaterner başlangıcından günümüze değin ise 200 m dolayındadır. Buradan, yaklaşık yükselme-çökme hızının 1mm/10 yıl olduğu söylenebilir. Diğer taraftan doğuda Karaman-Ermenek (Konya) dolayında, yine Üst Miyosen yaşlı denizel tortullar tarafından doldurulmuş grabenleri sınırlayan normal faylar boyunca düşey atım miktarı 200-500 m arasında değişirken, Miyosen yaşlı tortulların tabanı yaklaşık 2000 m yükseklikte (deniz düzeyinden) yüzeylemektedir (Ermenek kuzeyinde Oyuklu ve Kızıldağ yöreleri). Bu durum, Üst Miyosen sonundan günü-

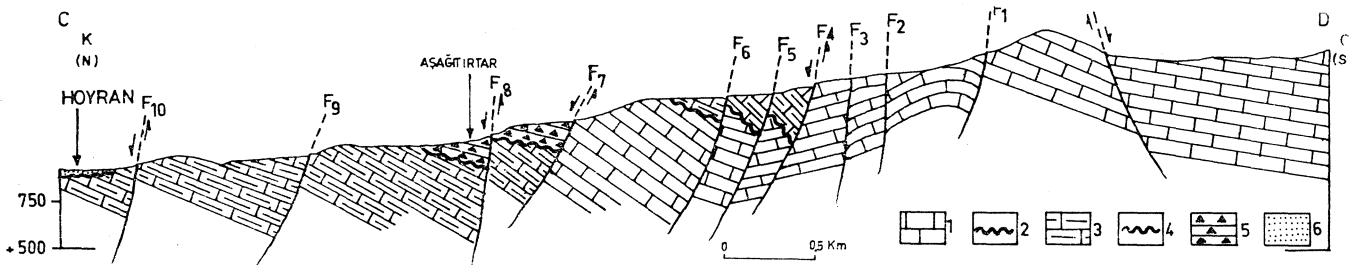
müze değin, bu bölgenin 2000 m lik görelî bir düşey devinim geçirdiğini kanıtlamaktadır. Üst Miyosen tortulları, grabenlerin içi ve kenarları dışında yatay ya da ona yakın konumludur. Diğer taraftan, Üst Miyosen sonundan günümüze değin etkin rejim çekme tektoniğidir. Bu iki veri, kısa yatay uzaklık içinde oluşan 2000 m lik düşey devinim miktarının, kıvrımlanmadan çok düşey kabuk devinimlerinin bir sonucu olduğunu kanıtlamaktadır.

Benzer yükselmeler, batıda Salihli-Alaşehir (Manisa) dolayında 1500 m (Arpat ve Bingöl, 1969); Simav grabenini sınırlayan basamak türü faylar boyunca toplam düşey atım 1750 m (Zeschke, 1954); Teke yarımadasında ise yine yaklaşık 2000 m olarak saptanmıştır (Graciansky 1968). Ege-Anadolu levhası içinde kuzeyden güneye Akdenize, ya da batıya Ege denizi'ne doğru gidildiğinde, değişik yüksekliklerde, normal faylarla sınırlı, değişik yaşlı ve kıyıya koşut uzanımlı aşınım düzlüklerine rastlanması, sözü edilen düşey devinim miktarının faylanma ile kazanıldığına en iyi kanıttır.

Ege. Anadolu levhasında genişleme ve kökeni. Ege-Anadolu levhasının değişik kesimlerindeki kabuk yapısı, deformasyon biçimi, günümüzde etkin genişleme tektoniği ve onun kökeniyle ilgili görüş ve bulgular değişiktir. Ege denizi batimetrik, gravimetrik ve manyetik profiller açısından yay gerisi bir kenar denizi özelliğindedir ve Ege hendeği dışındaki tüm Doğu Akdeniz, Üst Kretase'den beri Afrika sedimanter serisinin bir uzantısıdır (Morelli ve diğerleri, 1975). Diğer taraftan, Ege'deki etkin pozitif serbest hava gravite anomalisi, bölgedeki çökmeye ve ince kabuk yapısına (21-26 km) yorulmuştur (Morelli ve diğerleri, 1975; Payo, 1969; Makris, 1973). Güney Ege, jeofiziksel ve jeomorfolojik özellikleri açısından, hendek-adayayı ve kabarıp genişleyen bir kenar denizi sistemine çok benzemektedir. Ayrıca sığ deprem episantlarının dağılımı, Ege'de birçok sismik blok yanında bazı asismik bloğun da varlığını, başka bir deyişle, Egede kabuğun çok fazla parçalanmış olduğunu göstermektedir (Papazachos ve Comninakis, 1977). Derin deprem episantlarının dağılımına göre, Ege hendeği Kıbrıs'a değin uzanmakta; fay düzlemi çözümlerinden saptanan basınç (P) ve çekme (T) yönlerinin dağılımına göre de, Ege hendeği ve en Kuzey Ege-Biga yarımadası-Marmara denizi sıkışma, arada kalan Doğu Yunanistan, tüm Ege ve Batı Türkiye ise bir genişleme alanıdır (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Sismik verilere göre kabuk kalınlığı, Yunanistan'ın dağlık kesimleri altında en fazla 40-47 km, (Papazachos ve Comninakis, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1979), Ege denizi altında 30 km, Girit altında 32 km, Girit denizinin en derin kesimi altında 20 km (Makris, 1973-1977) Kuzeybatı Anadolu'da ise yaklaşık 28.4 km dir (Necioğlu ve diğerleri, 1981). Günümüzde Güneybatı Türkiye, Ege denizi ile aynı deformasyon biçimine sahiptir ve başlıca K-G ile KD-GB genişlemesi egemendir (Arpat ve Bingöl, 1969; McKenzie, 1972, 1978; Ritsema, 1973, 1974; Bingöl, 1976; Mercier, 1977). Ege 13 my dan beri genişleme rejiminin denetimi altında olup, Güney Ege'de KKD-GGB doğrultusunda %30-80, Orta ve Kuzey Ege'de K-G doğrultusunda %50-70, Güneybatı Türkiye'de ise KKD-GGB doğrultusunda %20 oranında genişleme olmuştur (Le Pichon ve Angelier, 1979). Diğer taraftan, günümüzde Ege'deki gerilim biçimi, Ege taşıyarı içindeki kuvvetlerce denetlenmekte ve Ege-Anadolu levhasındaki yüzey devinimleri, derinde astenosfer içindeki konveksiyon hücrelerinin devinimini yansıtmaktadır (McKenzie, 1970, 1972, 1978).

Levha içindeki genişlemenin kökeni konusundaki görüşler de değişiktir. Orta ve Kuzey Ege'deki genişlemenin kökeniyle ilgili olarak Sleep ve Toksöz (1971) tarafından önerilen modele göre, Ege hendeği boyunca kuzeye doğru alta dalan Akdeniz dilimi üzerindeki taşıyıcı hücreler, yay gerisi Ege taşıyarının güney kesimini güneye doğru, orta ve kuzey kesimlerini ise kuzeye doğru çeken konveksiyon hücrelerinden oluşmakta ve taşıyıcı hücrelerin bu devinimi, yay gerisi taşıyıcının K-G doğrultusunda genişlemesine neden olmaktadır. Diğer taraftan Ege içindeki genişleme, Türkiye'nin batıya doğru fırlaması ve çekimsel yayılma ile açıklanmaktadır. Ege denizi kabuğu ve Doğu Akdeniz tabanı arasındaki yükseklik farkı, Ege yayından dışarıya doğru büyük bir çekimsel kuvvet yaratmakta, bu ise Ege'deki genişlemeye neden olan çekimsel yayılmayı yaratmaktadır (Tapponnier, 1977; Makris, 1977; Berckhemer, 1977). Ege hendeği boyunca Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası altına dalmasıyla, dalan levhanın üst yüzeyinde büyük sürtünme ısı ve hidrodinamik kuvvetler oluşmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1977). Bu kuvvetler sıcak magmayı yukarıya Ege-Anadolu levhası içine doğru göçte zorlamakta ve manto hacminin artışına neden olmaktadır. Artan hacim, Ege-Anadolu levhasının kuzeye ve güneye doğru genişlemesine, dolaylı olarak da manto malzemesinin ka-



Şekil 9. Şekil 6 daki CD-çizgisi boyunca geçen jeoloji kesiti. 1) Alt Kretase yaşlı kireçtaşları; 2) Açılı uyumsuzluk; 3) Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları; 4) Açılı uyumsuzluk; 5) Erken Kuvarterner yaşlı taraçalar; 6) Alüvyon.

Figure 9. Geologic cross-section along the line CD in Fig. 6. 1) Lower Cretaceous limestones; 2) Angular unconformity; 3) Lacustrine limestones of Pliocene age; 4) Angular unconformity; 5) Early Quaternary terraces; 6) Alluvium.

buk içine sokulmasına, volkanik aktiviteye, yüksek ısı akısına, manyetik anomaliye, kabuk yapısı ve kalınlığının değişmesine, Ege-Anadolu levhasının orta-iç kesimlerinde sığ odaklı ve çekme gerilimine bağlı depremlerin, kenar kesimlerinde ise sıkışma gerilimine bağlı depremlerin oluşmasına yol açmaktadır (Papazachos v Comninakis, 1977). Diğer taraftan, Güneybatı Türkiye'deki K-G yönlü genişleme, Kuzey Anadolu Fayı'nın Kuzey Ege'de kuzeybatıya doğru sapmasına yol açmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979).

Gondwana ve Avrasya arasındaki yakınsama, yaklaşık 68-70 my dan beri, Afrika-Arap levhalarının kuzeyinde yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan Neotetis'in güney kolu boyunca sürmektedir (Biju-Duval ve diğerleri, 1977). Neotetis'in güney kolunun ilk kapanımı doğuda Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca Orta Miyosen sonuna doğru gerçekleşmiş ve bu olay batıya doğru dereceli olarak sürmüştür. Neotetis güney kolunun bir kalıntısı olan Doğu Akdeniz'de kapanma olayı, Ege hendeği boyunca günümüzde de sürmektedir (Fytikas ve diğerleri, 1976). Ege hendeğinin özellikle doğu kesiminde (Pliny ve Strabo çukurlukları arasında) yitim verev özellikte olup, hendek bazı dönüşüm faylarıyla ötelenmiş bulunmaktadır (Le Pehon ve Angelier, 1979). Benzer özellikte yitim olaylarının, geçmişte aynı kuşağın doğudaki uzantısı boyunca da etkin olmuş olduğu, bu kuşak içindeki bazı doğrultu atımlı fayların, örneğin Ecemiş fay kuşağı, gibi, varlığından anlaşılmaktadır.

Güney Tetis kolunun yaklaşık Orta Miyosen sonuna doğru kapanması ve Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimini sürdürmesi, bitişik levha içinde büyük enerji birikimine neden olmuştur. Biriken bu enerji ve Arap levhasının kuzey-kuzeydoğuya doğru devinimi, yaklaşık olarak Pliyosen başında, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu faylarının oluşumu ve aynı zamanda Ege-Anadolu levhasının batıya doğru devinimiyle karşılanmıştır (Tokay, 1973). Böylece Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının oluşumu ve bunlar boyuncaki görel devinimler, Türkiye ve yakın çevresinde, bölgesel olarak Yeni tektonik dönemin de başlangıcı olmuştur.

Daha önce ayrıntılı şekilde açıklanmış olduğu gibi, Yeni tektonik dönemde, Ege-Anadolu levhasının iç kesimlerinde etkin olan çekme tektoniği rejimi ve bu rejime bağlı olarak gelişmiş bulunan blok faylanma, volkanizma (kalkalkalen, alkalen, şoşonitik özellikli) ve karasal tortullaşma, bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Ege-Anadolu levhası içinde de, en azından bir riftleşme olayının başlangıç aşamalarının (bölgesel kabarma, çökme, blok faylanma, volkanizma, hatta okyanus kabuğu oluşumu) gelişmiş ve sürmekte olduğunu kanıtlamaktadır. Ancak, riftleşme, Ege-Anadolu levhasının tüm kesimlerinde aynı derecede gelişmemiştir. Örneğin, riftleşme evrelerini temsil eden jeolojik yapı ve olaylar Ege-Anadolu levhasının orta ve doğu kesimleriyle (Sivas, Konya, Tuzgölü, Çankırı havzaları) daha az belirgin olmasına karşın, batıya doğru gidildikçe (Güneybatı Türkiye, ve Ege), çok daha belirgin, iyi gelişmiş ve günümüzde diri olduğu görülür. Hatta Kuzey Ege'deki Anadolu çukurluğunun okyanusal bir kabuğa sahip olduğu da bilinmektedir (Papazachos ve Comninakis, 1977).

Ege-Anadolu levhası içinde, doğudan batıya gidildikçe artarak gelişen ve günümüzde diri olan riftleşme olayı, en ileri aşamaya Kuzey Ege'de (Anadolu çukurluğu) erişmiştir. Buna karşın, bu olay doğuya doğru azalmakta ve belir-

ginsizleşmektedir. Diğer taraftan, Ege-Anadolu levhasının kuzey ve doğu sınırını oluşturan Kuzey ve Doğu Anadolu fayları diri, güney sınırını oluşturan Ege hendeğinin ise, yalnızca Kıbrıs'ın batısında kalan kesimi diridir (Papazachos ve Comninakis, 1977). Ayrıca, Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantısı, Marmara denizi doğu ucunda çatallanmakta ve batıya doğru sürekliliğini yitirmektedir. Ege, Ege-Anadolu levhası içindeki riftleşme olayı, levhanın sınırlarını oluşturan yapılarla karşılaştırılırsa, ilginç bir durum ortaya çıkacaktır. O da, riftleşmenin en ileri evreye eriştiği yerin, yitimin diri olduğu (Ege hendeği boyunca), buna karşın Kuzey Anadolu Fayı'nın sürekliliğini yitirip belirginsizleştiği kesimler arasında kalan Güneybatı Türkiye ve Orta-Kuzey Ege olmasıdır. Buradan, Ege-Anadolu levhası içindeki riftleşme olayları üzerinde etkin olan iki etmenden birinin zaman, diğerinin ise, güneydeki yitim kuşağı ile ilgili olay ve yapılar olduğu sonucuna varılabilir. Nitekim, doğuda kapanma daha önce sona erdiğinden, Ege-Anadolu levhasının orta ve doğu kesimlerinde riftleşme de gelişmemiştir. Buna karşın, batıda yitim yaklaşık 13 my dir sürmekte olduğundan (Fytikas ve diğerleri, 1976), riftleşme için gerekli zaman sağlanmış ve olay daha ileri evrelere erişmiştir.

Ege-Anadolu levhası, kuzey-kuzeybatı kenarı boyunca D-B ve KB-GD yönelimli sıkışma gerilimi etkisi altındayken, güney kenarı boyunca da KB-GD dan GB-KD ya değişen farklı doğrultularda sıkışma geriliminden etkilenmektedir. Böylece, levhanın özellikle güney ve kuzey kenarı boyunca yoğunlaşmış olan değişik yönelimli sıkışma gerilimi, bir yay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Ege-Anadolu levhasının iç kesiminde, yine değişik doğrultularda çekme geriliminin doğmasına neden olmaktadır. Çekme gerilimi ise, egemen olarak, normal fayların oluşumuyla serbestleyerek levha içi genişlemeye neden olmaktadır.

SONUÇ

Eski ve Yeni tektonik dönemler arasında, genellikle, ka- im molas oluşumuyla ırılanan bir geçiş dönemi vardır. Güneybatı Türkiye'de Yeni tektonik dönem, yerel olarak Orta Oligosen sonunda, bölgesel olarak Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de başlamış olup, bu zaman konağı, Ege-Anadolu levhasının da oluşum başlangıcıdır.

Konuyla ilgili bazı araştırmacıların daha önce belirtmiş oldukları gibi, Güneybatı Türkiye'de yalnızca K-G yönelimli tek bir genişleme olmayıp, büyük boyutlu horst-graben sistemleri, onları sınırlayan normal faylar ve deprem odakları dağılımıyla kanıtlandığı gibi, başlıca KB-GD, KD-GB, K-G ve D-B yönelimli dört ayrı genişleme yönü vardır. Diğer taraftan Ege-Anadolu levhası içindeki genişleme, blok faylanma biçiminde sürmekte olup, o, kökensel bakımdan, Kuzey Anadolu Fayı'ndan çok, Ege hendeği boyuncaki diri yitimle ilgilidir. Yeni tektonik dönemi ırıl原因 levha içi genişleme rejimi günümüzde de sürmekte olup, bu dönemde gelişmiş olan görel düşey devinim miktarı 500-2000 m arasında, devinim hızı ortalama olarak İmm/yıl ile İmm/2.5 yıl arasında ve ortalama genişleme miktarı ise toplam %5-20 arasında değişmektedir.

Levha içi Yeni tektonik gelişim bir bütün olarak ele alındığında, riftleşmenin doğudan batıya doğru dereceli olarak geliştiği ve Kuzey Ege'de (Anadolu çukurluğu) en ileri evreye erişmiş olduğu söylenebilir.

SUMMARY : The intra-plate neotectonic development within Southwestern Turkey is characterized by three different but contemporaneous processes, which are continental deposition, intra-plate volcanism and block-faulting. These three different processes are also very typical of the rifting model suggested for the creation of a basin. On the other hand, one of the main stages in the evolution of young mountain ranges is the uplift and block-faulting. At the present, the internal part of Southwestern Turkey and the most part of Aegean Sea are under the effect of an active tensional tectonic regime. Here we have a question related to the origin of this active tensional tectonic regime. As is known, the evolution of the young mountain range in Eastern Mediterranean and its surroundings has not been completed yet. Because the Aegean-Anatolian plate moves towards west-southwest along the North Anatolian Fault while the African plate has been subducting north-northwestwards beneath the Aegean-Anatolian plate. For this reason, the southern and northern edges of the Aegean-Anatolian plate is under the effect of an active compressional tectonic regime.

According to some authors, the North Anatolian Fault bends south-south westwards near the North Aegean Sea, and this bending in the general trend of the fault requires an E-W oriented compressive stress, which creates a N-S directed extension within Western Anatolia. However, there are more than one extension directions such as NW-SE, NE-SW, N-S and E-W within Southwestern Turkey. Apart from this, Southwestern Turkey and the most part of the Aegean have been divided into numerous blocks bounded by the active dip-slip and oblique-slip normal faults. On the other hand, the distribution of earthquake epicenters is not linear, and is very complex in this region. The thickness of the crust is thin with respect to its surroundings, and the heat flow is high. The existence of an active intrusion such as in the Kozak region is also known. The above-mentioned criteria imply that a back-arc sea-floor spreading process might cause the tensional tectonic regime to forming within Southwestern Turkey. But the evidence for such a model is not adequate yet. Further, geophysical and field studies are necessary to tackle the problem and to provide further support for this model. In spite of this, the field studies indicate that the active tensional tectonic regime within Southwestern Turkey stems from the active subduction along the Aegean trench rather than the bending in the general trend of the North Anatolian Fault.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1977, Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği : Hacettepe Univ., Yerbilimleri, 1, 1-6.
- Akbulut, A., 1977, Etude geologique d'une partie du Taurus Occidental au Sud d'Eğridir (Turquie). These 3eme cycle, Univ. de Paris Sud, Centre d'Orsay, 203 p., yayımlanmamış.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications : PhD thesis, Socorro, New Mexico Institute of Mining and Technology, 189 p., yayımlanmamış.
- Altmer, D., 1981, Recherches stratigraphiques at mieropaleontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus Oriental, Turquie) : Univ. de Geneve, These, 450 p., yayımlanmamış.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian Fault Zone : Tectonophysics, 9, 143-165.
- Ambraseys, N-N. ve Tchalenko, J.S., 1970, The Gediz (Turkey) earthquake of 1970 March 28 : Nature, 227, 592-595.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 73,1-9;
- Atalay, L., 1975, Tektonik hareketlerin Sultandağın jeomorfolojisine olan etkileri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 21-26.
- Ayday, C. ve Dumont, J.F., 1979, Antalya travertenlerinde görülen dizilmelerde elde edilen Landsat görüntüleri üzerinde yapılan gözlemler : Neotektonik ve hidrojeoloji arasında olabilecek bağıntıların tartışması : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 131-134.
- Aytun, A., 1973, İsmetpaşa istasyonu civarında kripl ölçmeleri : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem kuşağı simpozumu, Ankara, 114-121.
- Becker-Platen, J., Benda, L. ve Steffens, P., 1977, Litho-und biostratigraphische Deutung und radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiar der Türkei : Geol. Jb, B25,139-167.
- Berckhemer, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Eagean region; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basins de : Editions Teehnp, Paris, 303-314.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean sea : a plate tectonic model of the evolution of the Wesern alpine system; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean Basins de : Editions Teehnp, Paris, 143-164.
- Billings, M.P., 1972, Structural geology : Englewood Cliffs, New Jersey, Printice-Hall Inc., 606 p.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 86,14-35.
- Blumenthal, M.M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik incelemeler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayın, 5,194 s.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea : Bull. Vole. 36,473-496.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurids; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey : Pet. Expl. Soc. Libya, Tripoli, 225-255.
- Burri, C., Tatar, Y. ve Weibel, M., 1967, Zur kenntnis der Jungen vulkanite der halbinsel Bodrum : Schweiz, Min. Petr. Mitt. 47, 833-854.
- Caputo, M., Panza, G.F. ve Postpischl, D., 1970, Deep structure of the Mediterranean basins : J. Geophys. Res., 75, 4919-4923.
- Çuhadar, G., 1977, Akarçay havzası hidrojeolojik etüd raporu : Devlet Su İşleri, Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısları Dairesi, yayımlanmamış.

- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Bull. Geol. Soc Am-, 84,3137-3180.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and Surrounding regions : complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone : Bull. Geol. Soc Am., 90, 84-92.
- Dtirr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. ve Seidel, E., 1978, The median Aegean crystalline belt : Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism; Closs, H., Roeder, D- ve Schmidt, K. (eds), Alps, Appenines and Hellenides : Schweizerbartsche, Stuttgart, 455-476.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamenderesi, İ.H. ve Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 7-17.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E. Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 185-198.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21,97-106.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarının Deprem katoloğu : İ.T. Üniv. Maden Fakültesi Yayını, 169 s.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G- ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea : Tectonophysics, 31, T29-T34.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7-26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 117-126.
- Graciansky, P.C., 1968, Teke yanmadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 71, 73-92.
- Gutnic, M., Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte du nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie meridionale) : C.R. Acad. Sci., 226, 988-991.
- Güldalı, N., 1981, Suğla ovasının karst hidrojeolojisi ve Suğla gölü sorunu : Jeomorfoloji Derg. 10, 33-58.
- tzdar, E., 1975, Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait ünitelerle karşılaştırılması : Ege Üniv. Müh. Bilimleri Fak. Yayını 8, 59 s.
- Karamenderesi, İ.H. ve Yılmaz, S., 1982, Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları : Türkiye Jeol. Kurultayı Bildiri özetleri, 66.
- Kaya, O., 1979, Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 35-58.
- Keller, J-, Jung, D., Burgath, K. ve Wolff, F., 1977, Geologie und petrologie des neogenen kalkalkali-vulkanismus von Konya (Erenler Dağ-Alaca Dağ, Zentral Anatolien) : Geologisches Jahrbuch, 25, 37-117.
- Keller, J. ve Villiari, L., 1972, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon : Bull. Vole., 36,342-358.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 71,129-134.
- Kocaefe, S. ve Ataman, G-, 1976, Anadolu'da sismo-tektonik olayları-I : Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içinde yeralan bölgenin incelemesi : Hacettepe Üniv., Yer-bilimleri, 2, 55-70.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (KONYA) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 103-115.
- Koçyiğit, A., 1978, Sarıkaya-Üçbaş (Karaman) yöresinin jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21, 77-86.
- Koçyiğit, A., 1979, Çördük olistostromları : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 59-68.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon-İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri : Doç. Tezi, Ankara Üniv., Fen Fak., 172 s., yayımlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi : Türkiye Jeol. Kur- Bült., 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü (İsparta Büklümü) dolayının tektoniği : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 1-10.
- Lahn, E., 1948, Denizli-Sarayköy-Buldan bölgesinin deprem faaliyeti hakkında not : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 1, 2, 39-45.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area : Tectonophysics 60, 1-42.
- Le Pichon, X., Francheteau, J. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics : Developments in geotectonics : Elsevier, Amsterdam, 300 p.
- Makris, J., 1973, Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides : Bull. Geol. Soc Greece, X, 206-213.
- Makris, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides : Hamburger Geophysikalische Einzelschritte, 34, 124 p.
- Me Kenzie, D.P., 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region : Nature, 226, 239-243.
- Me Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region : Geophys. J.R. Astr. Soc., 30, 109-185.
- Me Kenzie, D.P., 1977, Can plate tectonics describe continental deformation?; Biju-Duval, B ve Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basin de : Editions Technip, Paris, 189-196.
- McKenzie, DP., 1978, Active tectonics of the Alpide-Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of Aegean region) : Geophys. J.R- Astr. Soc, 55, 217-254.
- Mercier, J., 1977, L'arc egeen, une bordure deformee de la plaque eurasiatique. Reflexions sur un exemple d'etude neotectonique : Bull. Soc. geol. Fr., (7), XIX, 663-672.
- Monod, O., 1977, Recherches geologiques dans le Taurus Occidental an sud de Beyşehir (Turquie) : These d'etat., Univ. de Paris Sud, Orsay. 442 p., yayımlanmamış.
- Morelli, C., 1978, Eastern Mediterranean, geophysical results and implications : Tectonophysics 46, 333-346.

- Morelli, C., Pisoni, M. ve Gantar, G., 1975, Geophysical studies in the Aegean Sea and Eastern Mediterranean : Bull. Geof. Teor. Appl., 17,127-168.
- Necioğlu, A., Maddison, B. ve Türkelli, N., 1981, A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey : Geophysical Research Letters, 8, 33-35.
- Nicholls, LA., 1971, Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece : J. Petrol., 12, 67-119.
- Ozansoy, F., 1969, Ege fosil omurgalı faunaları ve Hipparionlu faunaların dikey yayılımı : Maden Tetkik ve Arama Enst. Der., 72, 204-208.
- Öztürk, A., 1982, Tectonics of Dinar-Sandıklı-Işıklı Region: Communications of Faculty of Science, Univ. of Ankara, C1, 25, 1-58-
- öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1976, Selimiye-Beşparmak bölgesi metamorfitlelerinin tektoniği : TB TAK, TBAG-137, 31 s., Yayınlanmamış.
- Papazachos, B.C. ve Comninakis, P.E., 1977, Modes of Lithospheric interaction in the Aegean area; Biju-Duval, B. ve Montadert, L. (eds.), Structural History of the Mediterranean basins de : Editions Technip, Paris, 319-332.
- Payo, G., 1969, Crustal structure of the Mediterranean Sea. Part II. phase velocity and travel times : Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 23-42
- Pe, G-G. ve Piper, D.J.W., 1972, Volcan at subduction zones : The Aegean area : Bull. Geol. Soc. Greece, IX, 133-144.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie) : These d'état., Univ. de Paris-Sud Orsay, 795 p.
- Ritsema, A.R., 1973, Fault plane mechanisms of Balkan earthquakes : Proceedings of the seminar of the seismotectonic map of the Balkan Region, Skopje, 229-238.
- Ritsema, A.R., 1974, The earthquake mechanisms of Balkan region : R- Netherl. Meteorol. Inst., Sci, Rep-, 74, 1-36.
- Savaşçın, Y., 1978, Foça-Urta Neojen volkanitlerinin mineralojik jeokimyasal incelemesi ve kökensel yorumu : Doç. Tezi, Ege Univ., Yerbilimleri Fak., 65 s., Yayınlanmamış.
- Schleicher, H. ve Schwarz, G., 1977, Zur Geologie und petrographie des Karadağ, Zentral Anatolien : Geol. Jb., B25, 119-138.
- Seymen, I., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği : Doktora tezi, İ.T. Univ., Maden Fak. Yayım, 192 s.
- Sleep, N. ve Toksöz, N., 1971, Evolution of the marginal basins : Nature, 233, 548-550.
- Smith, A.G. ve Moores, E.M., 1974, Hellenides : Mesozoic-Senozoic orogenic belts : Scottish Aca. Press, Edinburgh, 159-186.
- Şengör, A.M-C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları : Türkiye Jeol. Kur. Konferans dizisi, 40 s.
- Şengör, A.M-C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tapponnier, P., 1977, Evolution tectonique de System Alpin en Mediterranee : Poinconnement et ecrasement rigide-plastique : Bull. Soc. geol. Fr., 19, 437-460.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler : Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri 4, 1-2, 201-236.
- Tekkaya, I., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri : Türkiye Jeol. Kur. Yeryuvarı ve İnsan, 1,8-10.
- Tetay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay zonunun Gerede İle İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler : Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 12-29.
- Tokay, M. ve Doyuran, V., 1979, Gediz ve dolaylarının sismotektonik özellikleri : Türkiye. Teol. Kur. Bült., 22, 20921u.
- loksöz, N., 1975, Subduction of the Lithosphere : Scientific American : 233. 89-101.
- Uysal ?, Dumont, J.F. ve Poisson, A., 1980, Batı Toros platformları : Maden Tetkik ve Arama Enst., 80/4-13, 227 s yayımlanmamış.
- Ünalü, G. ve Yüksel, V., 1978, Eski bir graben örneği : Haymana-Polatlı havzası : Türkiye Jeol. Kur Bült., 21, 165-169.
- Yılmaz, S., 1982, Kozak (İzmir-Bergama) çevresinde sıcak gerdanlık : Türkiye Jeol. Kur. Yeryuvarı, ve İnsan, 7, 2-3.
- Zeschke, G., 1954, Simav grabeni ve taşları : Türkiye Jeol. Kur. Bült. 1, 2,179-19f.

Yazının Geliş Tarihi : 2.31984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 6.61984

Yayıma Verildiği Tarih : 6.61984

