Tr. J. of Earth Sciences
5 (1996) 39-55
© TÜBİTAK

Andırın (Kahramanmaraş) Dolayında Misis-Andırın Kuşağının Jeolojisi ve Evrimi

Yücel YILMAZ
İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Maslak, İstanbul-TÜRKİYE
Ömer Feyzi GÜRER
İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Avcılar, İstanbul-TÜRKİYE

Geliş Tarihi: 9 / 2 / 1994

Özet: Misis-Andırın dağ kuşağının KD'sunda yer alan inceleme alanında Geç Kretase'den Orta Miyosen dönemine kadar gelişmiş olan kaya/stratigrafi birimleri yüzeylenir. Bu birimler, istifsel ve yapısal özellikleri farklı olan üç topluluk oluşturmaktadır. Bunlardan birisi Üst Kretase-Eosen yaşlı bir yığışım prizması ile onun üzerinde gelişmiş olan denizel, iç düzeni zayıf bir çökel istiftir. Diğeri Amanos tektonik birliğine ait düzenli bir çökel istiftir. Üçüncüsü ise Toros sistemine ait, Mesozoyik kireçtaşı dilimlerinden oluşan bir naptır. Yığışım prizmasının Geç Kretase'de gelişen bölümü Dikenli karmaşığıdır. Tipik bir ofiyolitik melanj niteliğindeki bu karmaşık, diğer daha genç tüm birimlerin de temelini oluşturmaktadır. Çuhadarlı karmaşığı olarak adlanan ve Paleosen-Eosen döneminde gelişmiş ofiyolitik melanj, Dikenli karmaşığına alttan eklenmiştir.

Geç Eosen-Miyosen'de, melanj toplulukları üzerinde gelişmiş tektonik kontrollü havzalarda, kaotik çökel topluluklar gelişmiştir. Bunlardan Eosen-Oligosen döneminde gelişen olistostromal ya da vahşi fliş nitelikli istif Bulgurkaya formasyonu, Erken Miyosen'de gelişen daha düzenli fliş Geben formasyonu olarak tanıtılmıştır (Yılmaz, 1983). Bulgurkaya formasyonunun orta düzeyleri ile girik andezit ve dasitten oluşan volkanik kayalar vardır. Bu birim Güzelbeyli volkaniti adıyla tanıtılmaktadır.

Katmanlanma düzeni belirsiz çökel topluluklar Miyosen'de düzenli bir fliş istifine yer vermiştir. Bunlardan yakınsak nitelikli fliş Aslantaş, ıraksak nitelikli olan ise Karataş formasyonlarıdır. Karataş formasyonu, sığlaşıp yükselen bir ortamda varlığını sürdürmüş ve regresif bir istif ile sona ermiştir.

Bölgedeki tektonik birliklerden ikincisini oluşturan ve inceleme alanının güney ve güneydoğusunda yer alan Amanos birliği, temelde Mesozoyik yaşlı kireçtaşı ve dolomitten oluşan Balk grubu ile onun üzerinde gelişmiş Miyosen yaşlı Kalecik çakıltaşı, Horu kireçtaşı ve Kızıldere formasyonu ile temsil edilir. Miyosen birimleri periferal bir ön ülke havzasında çökelmiştir. Misis-Andırın tektonik birliği, Orta Miyosen sonunda Arap platformunun kuzeybatı bölümünü oluşturan Amanos tektonik birliği üzerine itilmiştir. Bu döneme kadar gelişmiş olan tüm kaya birimleri birbirleri üzerine itilerek, kısalıp kalınlaşmış, yükselmiş ve Miyosen sonu Pliyosen'de su üstüne yükselerek günümüzdeki morfolojik konumlarını kazanmağa başlamıştır. Bunun sonucunda bölgede, Adana ve İskenderun havzalarının arasında yer alan dar ve uzun dağ kuşağı ortaya çıkmıştır.

The Geology and Evolution of Misis-Andırın Belt, Around Andırın (Kahramanmaraş)

Abstract: There is a NNE-SSW trending mountain range called the Misis-Andırın mountains lying in the Middle of the Adana plain, South Turkey. In this mountain range, rocks varying from the Upper Cretaceous to the Upper Miocene crop out. They originally belong to 3 different tectonic units: (1) an ophiolitic mélange basement and internally chaotic mixture lying on the mélange as the sedimentary cover, (2) the Amanos tectonic unit, an ordered sedimentary succession represented mostly by the Mesozoic limestone sequence. They belong to the Arabian plate, and (3) a Mesozoic limestone succession as a nappe, which was derived from the Taurus system.

In the Misis-Andırın tectonic belt two different melange units are distinguished. The Dikenli melange is the Late Cretaceous in age and a typical tectonically disrupted ophiolitic melange. The Çuhadarlı melange of the Late Paleocene-Early Eocene age includes relatively more ordered sedimentary rock slices.

During the Late Eocene-Miocene period, internally chaotic sedimentary units were deposited in tectonically-controlled basins which were formed on the accreationary complex. Among these the flysch-like unit of Upper Eocene-Oligocene age and the ordered flysch succession of the Lower Miocene age are known as the Bulgurkaya and the Geben formation, respectively. There are some volcanic rocks interfingering with the sedimentary layers of the Bulgurkaya formation. This volcanic unit is known as the Güzelbeyli volcanics.

The internally chaotic mixture of the sediments of the Upper Eocene-Oligocene age gradually give way to the Lower Miocene ordered flysch succession. The flysch unit extends eastward towards the Amanos system, between the Misis-Andırın and the Amanos. The flysch succession displays continuity where the proximal flysch succession and the distal flysch succession are differentiated and are called the Aslantaş and Karataş formations, respectively. The latter survived in a progressively shallowing environment during the Middle-Late Miocene, and ended up as a regressive succession.

The Amanos unit is situated to the SE of the region. It represents the Arabian platform succession consisting of the Mesozoic limestone-dolomitic sequence known as the Balk group, and an overlying Miocene conglomerate (the Kalecik conq.), reefal limestone (the Horu lms.) and a flysch (the Kızıldere fm.). The Miocene units were deposited in a peripheral foreland basin.

The Misis-Andırın tectonic unit was thrust southwards onto the Amanos tectonic unit during the Middle Miocene. The constituents of the Misis-Amanos tectonic units were imbricated in this period, and thus they were tectonically shortened, thickened and were elevated above the sea. As a result of this development, the Misis-Andırın Mountain range began to form its present morphotectonical entity, and as an independant mountain range separated the Adana and İskenderun basins.

Giriş

Bu çalışma Kahramanmaraş İlinin Andırın Nahiyesi ve dolaylarında yürütülmüş olan saha çalışmalarına dayandırılmıştır. Çalışma alanı başlıca Misis-Andırın dağ kuşağında yer alır (Şekil 1). Bu kuşak, çevre birliklerden faylarla sınırlanmış bir tektonik birlik niteliğindedir. Misis-Andırın dağ kuşağı güneyde Karataş yakınında Akdeniz kıyısında Misis Dağları olarak başlar, GGB-KKD yönünde uzanarak Andırın Dağları'nı oluşturur ve Göksun'a kadar süreklidir. Güney alanlarda; Adana düzlüğü içinde, iki kenarı faylarla sınırlı, yüksek dar ve uzun bir duvar gibidir. Bu niteliği ile Adana düzlüğü ile İskenderun Körfezi'ni birbirlerinden ayırır. Akdeniz'den Karatepe dolayına kadar küçük sırtlar halinde uzanırken kuzey alanlara doğru sarp tepeler ve derin vadiler oluşturacak biçimde yükselmekte ve genişlemektedir. Kuzey alanlardaki genişliği Andırın çevresinde 30-40 km'yi bulmaktadır. Buradan daha da kuzeye doğru ise yeniden daralıp incelerek Göksun civarında son bulur (Şekil 1). Bu dağ sırası güneydeki düzlüklerde Pliyo-Kuvaterner genç çökelleri ile, kuzeyde ise Orta Miyosen çökelleri ile örtülüdür.

Misis-Andırın Dağları üzerinde henüz yeterli düzeyde araştırma yapılmış değildir. Dağ kuşağının bütününü topluca gözden geçiren ilk önemli çalışma Schiettecatte (1971) tarafından yapılmıştır. Daha sonra Misis yöresinde Bilgin ve Elibol (1984), Kelling vd., (1987), Gökçen vd., (1988), Floyd vd., (1991), Floyd vd., (1992); Kadirli ve Andırın yöresinde Ayaşlıoğlu (1970), Kozlu (1987); Andırın yöresinde Kozlu ve Sarıdaş (1978); Kadirli dolaylarında Pampal (1984); İskenderun çevresinde Gültekin vd. (1992) çalışmalar yapmıştır. Önalan (1985/86) K.Maraş kuzeyinde incelemelerde bulunmuştur. Karig ve Kozlu (1990) ise Kahramanmaraş ve güneyini kapsayan sentetik bir çalışma yapmışlardır.

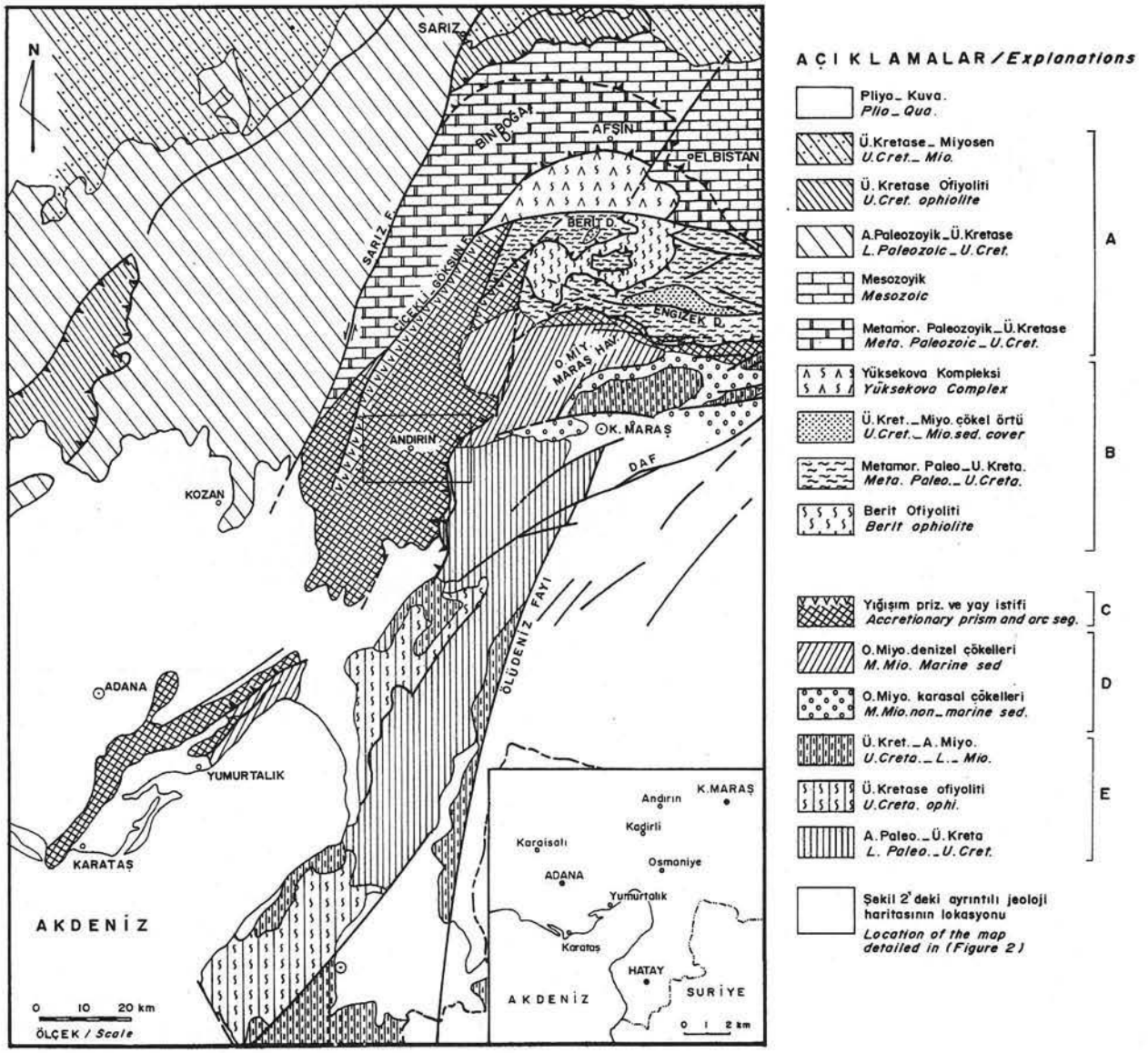
Bu yazının amacı, jeolojisi hemen hiç bilinmeyen Andırın Dağları'nın jeolojisini, ayrıntılı bir harita çalışması sonucunda üretilmiş bilgi ve ortaya konulan stratigrafik kaya diziliminin ışığında tanıtmaktadır.

Stratigrafi

İnceleme alanında yüzeylenen kaya birimleri kökensel nitelikleri bakımından üç farklı topluluktan oluşmaktadır. A- Misis-Andırın tektonik birliğine ait kaya birimleri; bunlar iç düzenleri bozulmuş veya karışık, çökel ve tektonik karmaşıklar halinde olup Amanos sistemi üzerine itilmiş oluşları nedeniyle paraotokton konumdadır. B- Amanos tektonik birliğine ait kayalar. Bunlar Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı birimleri içeren kalın bir istif olup otokton konumludur (Şekil 2,3). C- Toros birliğine ait nap ince (50-500 m) kalın bir kireçtaşı istifiyle temsil edilir. Tümüyle allokton nitelikteki bu dilim, Misis-Andırın birliği üzerine itilerek yerleşmiştir (Şekil 3,4).

Misis-Andırın birliğinin temelinde farklı tür ve kökendeki kayaların tektonik olarak bir araya geldiği melanj toplulukları yer alır. Bu melanjların Geç Kretase döneminde gelişen bölümü Dikenli karmaşığı, Paleosen-Eosen'de gelişen bölümü ise Çuhadarlı karmaşığı olarak adlanmıştır.

Ofiyolitik melanj toplulukları üzerinde yer alan ve istifsel özellikleri nisbeten tanınabilen ilk birim Üst Eosen-Oligosen yaşlı Bulgurkaya formasyonudur. Bu birim tabanda bol bloklu iç düzeni zayıf bir olistostromal topluluk niteliğindedir. Üste doğru ise çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanmalı bir fliş benzeri istif halindedir. Bulgurkaya formasyonu ile yaşıt, onunla girik ve arakatkılı, yaygın ortaç bileşimli volkanik birimler gelişmiştir. Bu birime bu çalışmada Güzelbeyli volkaniti adı verilmiştir. Güzelbeyli volkaniti, başlıca andezit ve dasit lavları ile piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Misis-Andırın dağ kuşağında yüzeylenen Alt Miyosen birimleri, istifsel-yapısal özellikleri ve geliştikleri ortamlar açısından ikiye ayrılırlar. Bunlar yaklaşık K-G gidişli iki zon boyunca gelişen birimlerdir. Bu zonun batı



Şekil 1. İnceleme Alanı ve Çevresindeki Ana Tektonik Birlikler ve Önemli Yapı Unsurlarını Gösteren Harita. A: Toros Tektonik Birliği. B: Orojenik Kuşak. C: Misis-Andırın Tektonik Birliği. D: Ortak Birlik (Orta Miyosen). E: Güneydoğu Anadolu Otoktonu.

cephesinde Geben formasyonu, doğu cephesinde Aslantaş ve Karataş formasyonları yer alır (Şekil 2.3).

Orta Miyosen yaşındaki Azgıt formasyonu başlıca çakıltaşı, kumtaşı, marn ardalanması ile resifal kireçtaşı ara katkılarından oluşur. Bu birim, altındaki tüm birimleri açısal uyumsuzlukla örter.

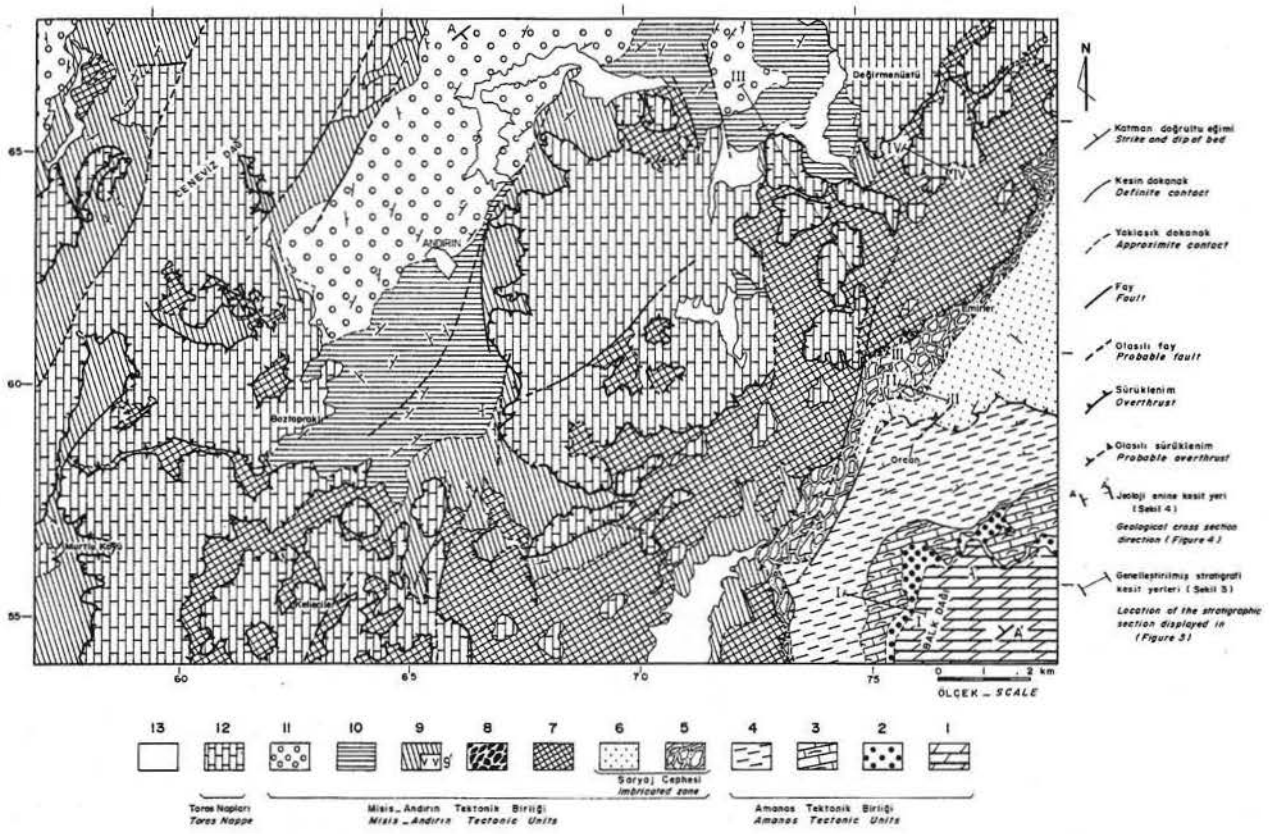
Amanos birliğine ait otokton istifler ise çalışma alanının güneydoğusunda yüzeylenirler. İstifin görünür tabanındaki karbonat istifi Balk grubu olarak adlanmıştır. Amanos birliğine ait bu karbonat istifi üzerine Kalecik çakıltaşı işe başlayan Horu kireçtaşı ile devam edip Kızıldere formasyonu ile son bulan Orta Miyosen yaşlı transgresif bir istif yer alır.

Yukarıda sözü edilen tektonik birliklerden önce Misis-Andırın ve Toros tektonik dilimi birlikte anlatılacak sonra Amonos tektonik birliği tanıtılacaktır.

Misis-Andırın Tektonik Birliği

Dikenli Karmaşığı

Bu birim farklı tür, yaş ve kökendeki bloklardan oluşan bir ofiyolitik melanj özelliğindedir. Karmaşığın matriksini oluşturan kayaları serpantinit, tektonize filiş,



Şekil 2. İnceleme Alanının Jeoloji Haritası. 1-Balk grb. 2-Kalecik kçt. 3-Horu kçt. 4-Kızıldere fm. 5-Aslantaş fm. 6-Karataş fm. 7-Dikenli karm. 8-Çuhadarlı karm. 9-Bulgurkaya fm. 9-Güzelbeyli volk. 10-Geben fm. 11-Azgıt fm. 12-Andırın grb. 13-Alüvyon.

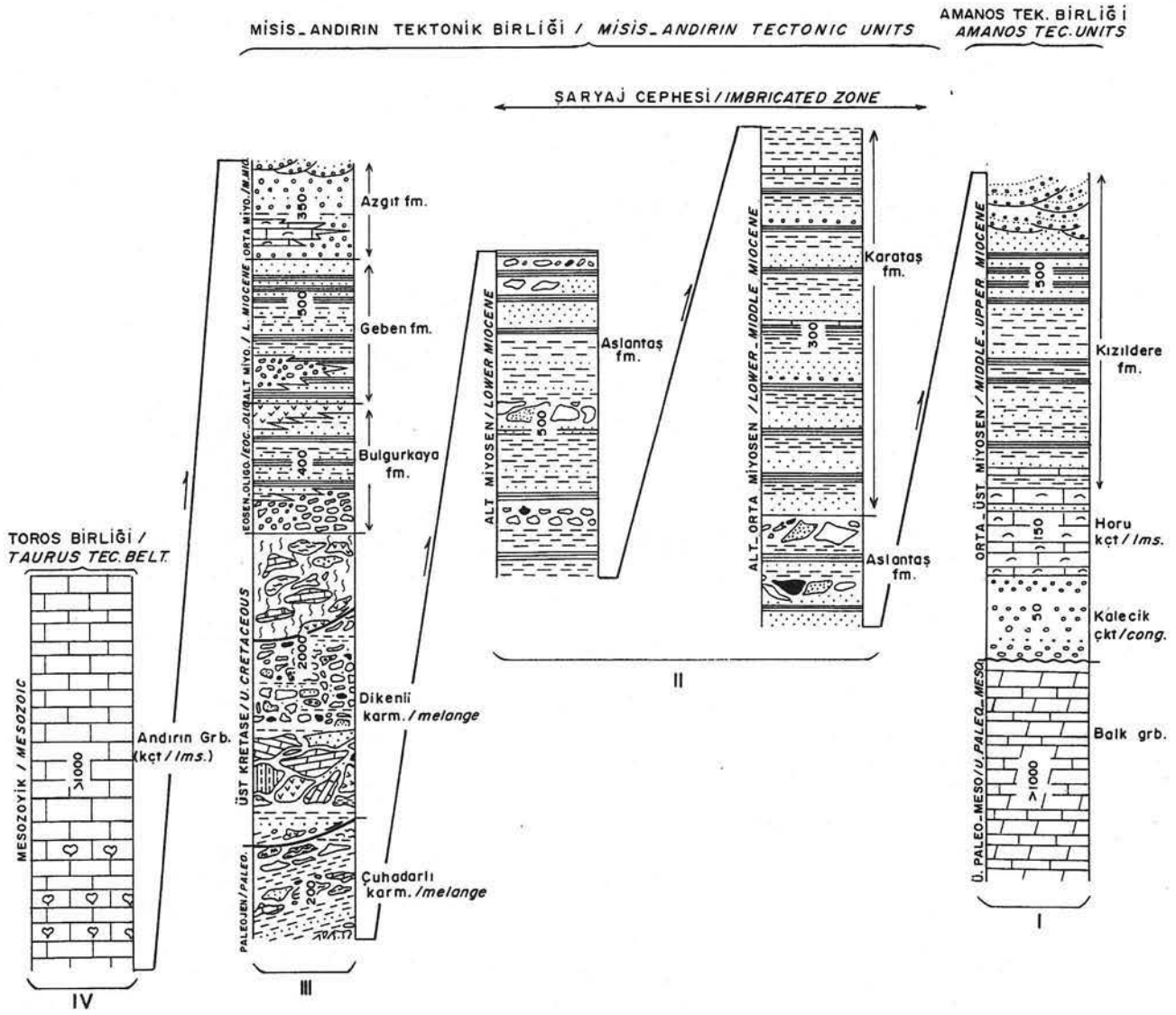
ve olistostromal kırıntılılardır. Karmaşığın içerisindeki bloklar ise ofiyolit topluluğuna ait spilitik volkanitler, serpantinit, peridotit, gabro, neritik-Mesozoyik yaşlı kireçtaşları, pelajik kireçtaşı, çamurtaşı, çört ve metamorfik kayalara ait kuvarsit, fillat ve mermerlerdir.

Dikenli karmaşığı içinde yer alan blokların boyları ve biçimleri çok değişkendir. Bunlardan en yaygın ve iri olanları Toros sistemine ait olduğu sanılan neritik, gri kireçtaşlarıdır (Andırın Grubu). Bu bloklar bazı kesimlerde birbirleriyle arada bir matriks olmaksızın bir araya gelerek dev bir konglomera niteliği kazanmıştır. Ancak birbirleri ile kontakları tektonik niteliktedir. Ayrıca melanj içinde farklı boyda tektonik dilimlerin varlığı tanınmıştır. Bunlar melanjın bugünkü uzanımına uyumlu olarak KB'ya eğimli, KD-GB doğrultulu yanal yönde birbirleriyle birleşen ince (3-5 m) uzun (20-25 m) dilimler halindedir.

Serpantinitler, Dikenli karmaşığı içindeki en yaygın kaya türü olup çoğu yerde yapraklanma sunan makaslı ve milonitik dokuludur. Serpantinitler bazı mostralarda yarı yuvarlak küçük (1-10 cm) kırıntıların yine serpantinitten oluşan bir matriksle çimentolanmasından meydana gelmiş çakıltaşı halindedir.

Dikenli karmaşığının diğer bir matriks türü, aşırı tektonize fliştir. Flişin egemen litolojisi siyah-lacivert, yer yer yapraklı parlak şeyllerdir. Şeyllerin arasında 3-5 cm kalınlığında 10-20 cm uzunluğunda kalkarenit mercekleri bulunmaktadır. Birim içinde ayrıca çakıltaşı, olistostromal çakıltaşı ve kumtaşı düzeyleri bulunur. Şiddetli deformasyon nedeniyle bu düzeyler arasındaki birincil sedimanter ilişki çoğunlukla bozularak istif karmaşık bir iç yapı kazanmış ayrıca yer yer milonitleşmiştir. Yaban flişi niteliğindeki çökel istif ve içinde yer alan bloklar tektonik melanj oluşumu süresince egemen olan deformasyonlar nedeniyle iç düzenlerini tümüyle yitirerek birbirleriyle tektonik nitelikli dokanak ilişkileri kazanmışlardır. Filişin matriks olarak bulunduğu bölümlerde ofiyolit kökenli bloklar bağıl olarak daha ender olarak bulunur.

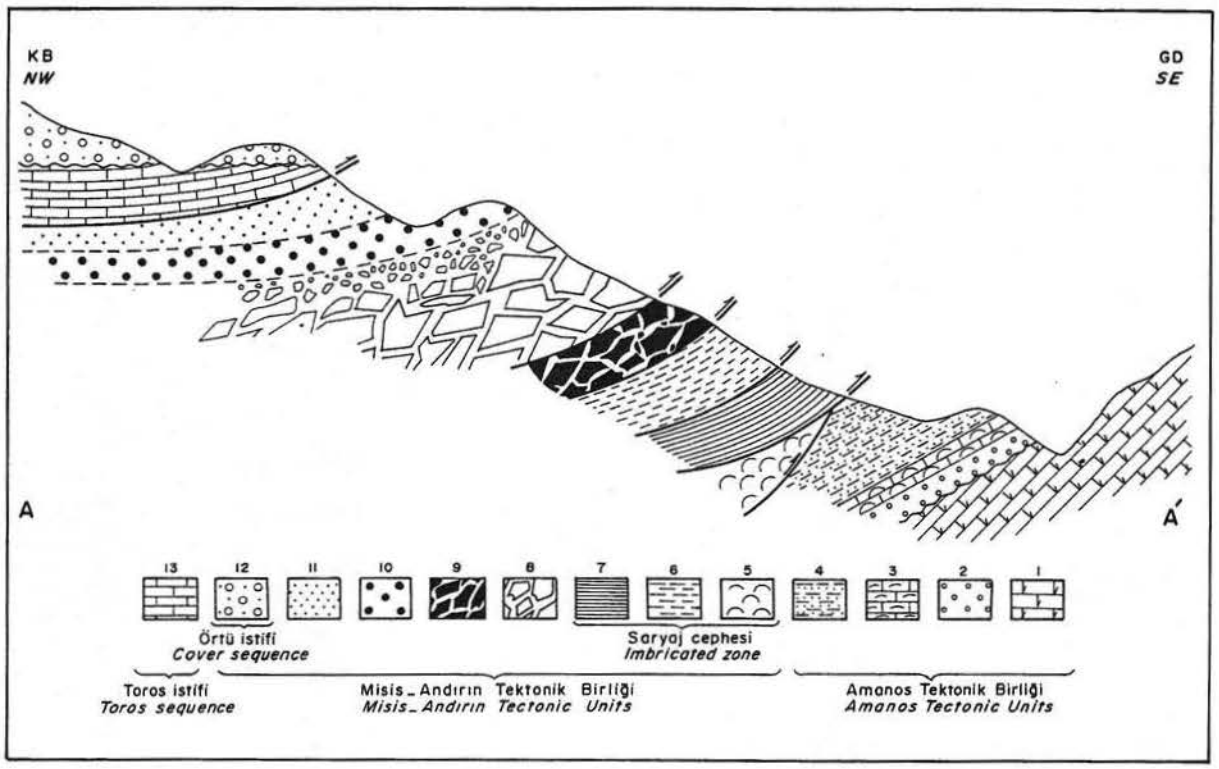
Dikenli karmaşığında matriks görevini yapan diğer bir litoloji, olistostromal çakıltaşlarıdır. Olistostromal çakıltaşları, alacalı renkli, ortalama 3-5 cm çapında, ço-



Şekil 3. İnceleme Alanının D-B Yönündeki Farklı Kesimleri Temsil Eden Genelleştirilmiş Sütun Kesitleri ile Bu Yörelerin Birbirleriyle Olan Yapısal İlişkileri ve Konumları. Bu İstiflerin Görüldüğü Alanlar Jeoloji Haritasında (Şekil 2) I-IV olarak işaretlenmiştir.

ğunlukla orta-kötü yuvarlaklaşmış, kötü boylanmalı, polijenik, iyi tutturulmuş kırıntılar ile karbonat ve kumtaşından oluşmuş matriksden meydana gelmiştir. Çakıl tanelerinin büyük bölümü (± % 80) Andırın kireçtaşı daha azı ise ofiyolit, pelajik çökeller ve kumtaşından türemiştir. Birim olasılıkla Andırın kireçtaşından derlenen tanelerin, olistostromal akıntılarla taşınması ve çeşitli boylardaki blokları çevrelemesi gibi bir işlemin sonucunda oluşmuştur. Deformasyonun devamı nedeniyle bu birim, çoğunlukla birincil çökel niteliğini kaybederek ya blok ya da hamur gibi davranarak karmaşık iç yapı sunan kayalara dönüşmüştür.

Kireçtaşları, melanj içinde yer alan en yaygın blokları oluşturmaktadır. Andırın yöresinde tipik olarak yüzeylenen kireçtaşları Andırın kireçtaşı adıyla tanıtılmıştır (Ayaşlıoğlu, 1970; Yılmaz vd., 1985). Bloklarında boyları çakıldan tepe büyüklüğüne kadar değişmektedir. Bir çok kesimde bunların, aşırı makaslı, breşleşmiş ve kırıklı bir yapıda olduğu görülmektedir. Kireçtaşı, beyaz-gri-siyah, belirsiz kalın katmanlı ya da masif, sert ve ileri derecede karstiktir. Uzaktan diğer birimlerden rengi ve sarp görünüşü ile kolay ayırtedilmektedir. Mesozoyik yaşında olan kireçtaşlarında (Ayaşlıoğlu, 1970; Perinçek ve Kozlu, 1984; Yılmaz vd., 1985)



Şekil 4. İnceleme Alanından KB-GD Yönlü Jeoloji Enine Kesiti (Ölçeksiz). 1-Balık grb. 2-Kalecik çkt. 3-Horu kçt. 4-Kızıldere fm. 5-Yay ve Kenar Havza Birimleri (Maden ve Helete fm). 6-Aslantaş fm. 7-Karataş fm. 8-Dikenli karm. 9-Aslantaş karm. 10-Bulgurkaya fm. 11-Geben fm. 12-Azgıt fm. 13-Andırın grb. Enine Kesit Yönü Jeoloji Haritası Üzerinde Gösterilmektedir.

Triyas'tan Kretase'ye kadar yaşlar elde edilmiş olup gençleştikce, birimin renginin koyulaşması tanıtıcı bir özelliktir.

Pelajik kireçtaşı-çört ve çamurtaşı ardalanmalı bloklar, kırmızı-pembe renkleri ve ince katmanları ile tipiktir. Bu blokların boyları metreden onlarca metreye kadar değişir.

Spilitik bazik lav blokları karmaşık içindeki en yaygın bulunan ofiyolit kökenli blokları temsil eder. Genellikle kırmızımsı koyu kahverenkli, yer yer yeşilimsi siyah, değişik boylarda ve oldukca alteredir. Spilite, özellikle serpantinitik matriks içinde bolca rastlanmaktadır. Atak Dere'nin Kılıç Tepe eteklerindeki dere vadisinde spilitte yastık yapıları tanınmaktadır. Spilitin yanısıra diyabaz bloklarına da serpantinit matriks içinde sıkca rastlanmaktadır. Gabro blokları, spilit ve diyabaza oranla daha seyrektir. Bazı alanlarda, örneğin Elmadağ'ın güney eteklerinde gabro, kümülat yapılı, Mollaahmetli Köyü güneyindeki Dikenli Mevkii dolaylarında ise pegmatitik dokuludur. Peridotit, çoğunlukla ileri derecede serpantinleşmiştir. Serpantinit matriks içinde irili ufaklı, çoğunlukla birkaç metre büyüklüğünde bloklar halinde bulunmaktadır.

Metamorfik kaya bloklarına karmaşığın belirli düzeylerinde seyrek olarak rastlanmaktadır. Özellikle karmaşığın Aslantaş formasyonu üzerine bindirdiği şaryajın cephesinde yakın, Kabacalar, Emirler, Çuhadarlı Köyleri arasındaki K.Maraş-Andırın yol yarmasında birkaç metre boyunda değişen bloklar tanınmıştır. Bunlar aşırı deforme olup, kuvarsit, fillat, mikaşist ve mermerlerden oluşmaktadır.

Dikenli ofiyolitik melanjı GD alanlarda Çuhadarlı karmaşığı ve Aslantaş formasyonu gibi çökel birimlerle tektonik ilişkilidir. Yaklaşık KD-GB doğrultulu KB'ya eğimli şaryaj düzlemi boyunca her iki birimin üzerinde yer alır. Bulgurkaya, Geben ve Azgıt formasyonları ise karmaşığı uyumsuzlukla örtmektedir. Ancak bu birimler de bindirmeden yaşlıdır.

Dikenli karmaşığına kesin bir kalınlık verebilmek mümkün değilse de birkaç bin metreye ulaştığı söylenebilir. Yüzeylendiği başlıca alanlar, Andırın başta olmak üzere Güzelbeyli, Karahamzalı, Karadut, Murtlu, Hacımahmutlu, İnekciler, Kelleciler, Kastel, Efrazıl, Fakıuşağı, Arıklar, Kavaklı, Kabaklar, Emirler, Kabacalar Köyleri ve çevresidir.

Karmaşığın yaşı matriks ve bloklardan derlenen yaşlara dayanılarak Yılmaz vd. (1985) tarafından Üst Kretase olarak verilmiştir. Çünkü bloklardan Üst Kretase'ye kadar, matriksi oluşturan çökellerden ise Üst Kretase yaşları elde edilmiştir.

Çuhadarlı Karmaşığı

Çuhadarlı karmaşığı olarak adlanan birim aslında ofiyolitik melanjın doğal bir parçasıdır. Dikenli karmaşığı ile aralarında gelişme yaşı ve bloklarının niteliği dışında farklılık yoktur. Melanj oluşumunun devamı esnasında daha geç bir dönemde oluşmuştur. Ancak bu çalışmada bu genç melanj olabildiğince ayırtedilmeğe çalışılmıştır.

İçinde, çökel kayaların egemen olduğu bloklu, ofiyolitik, tektonik bir karmaşık olan bu birim, Çuhadarlı köyü dolayında iyi yüzeylendiği için bu adla anılmıştır.

Birim, başlıca aşırı deforme, marn ve çamurtaşlarından oluşan bir matriks ile içinde yer alan, pelajik kireçtaşı-killi kireçtaşı-çamurtaşı, Andırın kireçtaşı, serpantinit, spilit, diyabaz ve şeyl gibi farklı tür ve boydaki bloklardan oluşur. Pelajik çökellerden bir bölümü Kretase yaşındadır. Bir bölümü ise Üst Maestrihtiyen-Eosen yaşında olan Cona grubundan derlenmiştir (Yılmaz, vd., 1985). Matriks niteliğindeki marn-çamurtaşı, açık sarı-gri, belirsiz orta katmanlı, sıkca makaslamalı, kırıklı ve yapraklıdır. Çökel bloklarda pelajik çamurtaşı egemendir. Yumuşak olması nedeniyle yer yer matriks gibi davranmış makaslı ve yapraklı bir yapı kazanmıştır. Cona grubu kireçtaşları, açık gri-krem renklerde, yer yer kiltaşı aratabakalı sert ve pelajik fosillidir. Ofiyolit kökenli bloklar ise çoğunlukla breşleşmiş ve alteredir. Boyları çakıldan birkaç metre mertebesine kadar değişir.

Çuhadarlı karmaşığının diğer Paleojen olistostromal birimlerinden başlıca farkı şiddetli deformasyon geçirmiş olması, daha fazla oranda blok içermesi ve bu blokların birbirleriyle çoğunlukla tektonik dokanaklı olmasıdır.

Birim, tabanda Aslantaş formasyonu üzerinde düşük açılı ters bir fayla durur. Tavanda ise Dikenli karmaşığının bindirmesi altında yer alır. Çuhadarlı karmaşığı, Dikenli karmaşığı ile Aslantaş formasyonu arasında kuzeye eğimli bindirme düzlemlerinin her iki yanda birleşmesiyle KDD-GBB uzanımlı iki yönde kamalanan mercek biçimli bir dilim görünümündedir. Çuhadarlı karmaşığı D'ya doğru Dikenli karışığının Aslantaş formasyonu üzerine bindirmiş olduğu hat boyunca görülen küçük mostralar halinde veya Üst Kretase karmaşığı ile karışmış blok halinde yer yer ortaya çıkmaktadır. Bu mostralar Dikenli karmaşığının, Çuhadarlı karmaşığı üzerinden aşarak Aslantaş formasyonu üzerine itilmesi sırasında, şaryaj cephesinde derinden kopartılarak sürüklenmiş, Eosen yaşlı melanj parçaları olarak değerlendirilebilir. Birim inceleme alanı dışında D'ya doğru açılıp yaygınlaşarak geniş alanlarda yüzeylenmektedir.

Çuhadarlı Köyü dolayından matriksden derlenen marnlarda *Fascicolithus tympaniformis, Discoaster multiradiotus, Coccolithus pelacigus* fosilleri saptanarak birime Tanesiyen-Eosen yaşı verilmiştir. Pelajik kireçtaşı bloklarından derlenen bazı örneklerde ise; *Globorotalia bullbrooki, Globorotalia antrolis, Globorotalia bolivariana, Truncotoloides topilensis, Globigerina linaperta, Globigerapsis spp.* fosilleriyle orta Eosen yaşı saptanmıştır.

Bulgurkaya Formasyonu

Başlıca, olistostrom ve fliş benzeri istiflerden oluşan bu birime tipik mostraları Bulgurkaya Köyü (Murtu) çevresinde yüzeylenmesi nedeniyle Bulgurkaya formasyon adı Kozlu (1987) tarafından verilmiştir.

Bulgurkaya formasyonu da iç düzeni belirsiz bir karmaşıktır. Ancak Dikenli ve Çuhadarlı karmaşıklarından farklı olarak bu birim bir çökel topluluktur. İstifin tabanında yer alan ve iç yapısı düzenli olmayan olistostromal çakıltaşlı birim üste doğru iç düzeni giderek gelişen çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalı fliş benzeri düzeylere geçmektedir.

Olistostromal düzeyler uzaktan alacalı, flişin egemen olduğu düzeyler ise açık krem renkleriyle tanınır. Birimin olistostromal ve bloklu bölümlerini oluşturan gereçler çoğunlukla Dikenli karmaşından derlenmiş Andırın kireçtaşı, pelajik çökeller, spilit, serpantinit, diyabaz ve gabro türü kayalardır. Bunların yanısıra birimin kendine ait çakıltaşı, kumtaşı, marn ve kireçtaşı da bloklanmaya katılmışlardır.

Olistostromal düzeylerde, matriksi bej-krem, belirsiz kalın katmanlı marn-çamurtaşı oluşturur. Taneler genellikle köşeli, kötü boylanmış, polijenik, matriks destekli ve gevşek tutturulmuşlardır. Olistostromal düzeyler arasında olasılıkla bulantı akıntıları ile çökelmiş kumtaşı-çamurtaşı ve şeyl ardalanmalı düzeyler yer alır. Kumtaşlarında taneler iri kum boyunda olup kötü derecelenme gösterirler. Ayrıca kumtaşları içinde heterojen dağılmış çakıl taneleri bulunur. Olsitostromal düzeyler yer yer türbiditik fliş istifi içinde cepler şeklinde ve henüz yeni çökelmiş katmanların aşındırmasıyla kanallar şeklinde içlerine girerek istifin düzenini büyük ölçüde bozmuşlardır. Bu ilişki, daha sonra gelişmiş olan tektonik hareketlerle de bozularak istifin daha karmaşık iç görünüm kazanmıştır.

Bulgurkaya formasyonunun üst düzeylerine doğru istifte bloklu ve olistostromal katkılar giderek azalmaktadır. Böylece birim, iç düzeni belirgin bir fliş istifi haline gelmektedir.

Bulgurkaya formasyonu, tabanda Dikenli karmaşığı üzerinde uyumsuzlukla oturur. Andırın İlçesi dolaylarında istif tedricen Alt Miyosen yaşlı Geben formasyonuna geçmektedir.

Düzensizliği nedeniyle formasyonun gerçek kalınlığını saptamak zordur, ancak yaklaşık 300 m olduğu tahmin edilmektedir. Birim başlıca Bulgurkaya, Karadut, Sarıaliuşağı, Sarıseki, Ayvacık, Güzelbeyli, Gedik, Kızıloluk, Kavak Köyleri dolaylarında yüzeylenir.

Bulgurkaya Köyü dolaylarından derlenen marn örneğinde, *Discoaster barbadiensis, Discoaster gemmifer, Cyclococcolithus formosus, Helicosphaena euphratis, Dictyococcites abisecfus, Chiasmolithus grandis, Coccolithus pelacigus, Coccolithus eopelacigus, Sphenolithus maiformis* fosilleri saptanarak birime Orta-Üst Eosen yaşı verilmiştir. Ancak Alt Miyosen çökelleriyle geçişli olması nedeniyle yaşının Oligosen'i de kapsadığı tahmin edilmektedir.

Bulgurkaya formasyonu Geç Kretase'den Erken Miyosen'e kadar gelişmiş olan yığışım prizma gereci üzerinde çökel olarak gelişen ve gelişimi tektonizma ile yakından denetlenen bir ortamda oluşmuş bir birimdir. Bulgurkaya formasyonu, çökel gerecin fay düzlemlerine yaslı yüksek şev önlerinde derecelenme ve boylanma gelişimine zaman bulamadan hızla depolandığı bir birimdir. Bu yüzden hızlı yanal-düşey fasiyes değişimleri sergilemektedir. Faylanmanın, bu birimin depolandığı süre zarfında sürdüğü, olistostromal işlemlerin şiddetle sürmesinden anlaşılmaktadır.

Güzelbeyli Volkaniti

İnceleme alanının KB'sında Güzelbeyli Köyü ve çevresinde yüzeylenen andezit ve dasit bileşimli volkanik kayalara Güzelbeyli volkaniti adı verilmiştir.

Lav, akma breşi ve nadiren tüfden oluşan bu volkanik kayaların taze yüzeyleri grinin tonlarında, altere yüzeyleri ise kahverengi ve sarıdır. Andezit, porfirik dokulu, başlıca plajioklas (andezin) ve hornblend fenokristallidir. Dasit, andezitten farklı olarak kuvars ve biyotit de içermektedir. Plajioklas, kuvvetli ritmik zonlu ve polisentetik albit ikizlidir. Hornblend çoğunlukla kalsit, edipot ve opak minarellere dönüşmüştür. Kuvars, anhedral olup mağmatik korrozyonludur.

Volkanik birim Bulgurkaya formasyonunun orta-üst düzeylerinde yer alır ve bunlarla giriktir. Güzelbeyli volkaniti ile eşdeğer olan andezitik tüf ve aglomera düzeylerine Misis Dağları'nın güneyinde, Selime Köyü yakınlarında Tersiyer çökelleri ile girik olarak da rastlanmaktadır. Ayrıca Aslantaş Barajı yakınlarındaki Tülücüler Köyü dolayında da lav ve aglomeralar vardır.

Volkanitin kalınlığı maksimum 100 m dolayındadır. Birim, Tırıl ve Ceneviz Dağları'nın KB'sında, KD-GB gidişli dar bir kuşak boyunca yüzeylenir.

Bu volkanik kayalar, dağ kuşağı boyunca yer yer doğrudan melanj karmaşığı üzerinde de yer almaktadır (Yılmaz vd., 1985). Bu konumları, oluşturları dönemde ya doğrudan yükselmiş bir yığışım prizması üzerinde ya da deniz altı bir ortamda ancak yine bir melajla tabanlanan istif üzerinde geliştiklerini açıklıkla göstermektedir. Ayrıntılı jeokimya özellikleri (Floyd vd., 1992) birimin ada yayı volkanizması tabiatında olduğunu göstererek Yılmaz vd. (1985)'nin jeolojik konumu dikkate alarak ileri sürmüş oldukları görüşü de doğrulamışlardır.

Geben Formasyonu

Birim, başlıca çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı, marn ve çamurtaşı ardalanmasından oluşur. İçinde değişik düzeylerde ve değişik kalınlıklarda olistostromal çakıltaşı cepleri vardır. Schmidt (1961) tarafından bu adla adlanmıştır.

Birim, tabanda genellikle olistostromal çalıktaşı ile başlar. Yanal yönde farklı kalınlıklara sahip çakıltaşlarının kalınlığı Süleymanlı-Anlıoluk Köyleri arasında yaklaşık 150 m dir. Kumtaşı, marn ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan fliş benzeri düzeylerin içindeki olistostromal çakıltaşı ceplerinin kalınlıkları, istifin tavanına doğru giderek azalır. Fliş istifine egemen olan kumtaşları orta-kalın katmanlı, iyi dereceli, kayma-oturma ve kaval yapılıdır.

Hacımahmutlu Köyü D'su, Süleymanlı, Fakılar, Anlıoluk Köyleri arasında kalan alanda birimin tabanını oluşturan çakıltaşı tabanında yer alan Bulgurkaya formasyonu üzerinde onunla uyumlu olarak bulunur. Bu dokanak boyunca olistostromal akıntılar nedeniyle taban birimleri yer yer oyulup çentilmiştir. Çakıltaşı uzaktan gri rengi ve dayanımlı morfolojisi ile tanınır. Çakıl boyları 3-5 cm arasında, çoğunluğu Andırın kireçtaşından daha azı pelajik çökeller, serpantinit ve spillitten türemedir. Köşeli taneler karbonat çimento ile sıkı tutturulmuştur. Çakıltaşı biriminin kalınlığı KD'ya doğru kalınlığı giderek azalır ve kumtaşı-marn-çamurtaşı ardalanmasına geçiş gösterir. Söz konusu bu ilişki Kadirli-Andırın karayolunun Panayırlı-Yenimahalle arasındaki yol yarmasında iyi tanınmaktadır. Bu düzeylerde farklı ölçeklerde kayma-oturma yapıları, top yapıları, konvo-

lüt katmanlanma ve yukarıdan aşağıya uzanan kum daykları sık gözlenir.

Geben formasyonu, tabanda Bulgurkaya formasyonu ile uyumlu ancak tavanda Azgıt formasyonu ile açısal uyumsuzlukla örtülüdür.

Kalınlığı oldukça değişken olan bu birim en kalın olduğu yerde yaklaşık 500 m dir. Birim, başlıca Andırım İlçesi, Çiçekli, Kafalı, Cemelli, Boztopraklı, Fakılar, Anlıoluk ve Çukurkoz Köyleri çevresinde yüzeylenir.

Birimin, alt düzeylerinden derlenen fosil örnekleri Burdigaliyen-Erken Langiyen, üst düzeylerinden ise Geç Langiyen-Serravaliyen yaşlarını vermiştir (Yımaz vd., 1985). Kozlu (1987) formasyonun Akitaniyen-Burdigaliyen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Geben formasyonunun tabanında yeralan ilk olistostromal çakıltaşı düzeyi olasılıkla bir kanal dolgusu niteliğindedir. Bu kanal, Miyosen başında olasılıkla paleotopoğrafik yükseltileri oluşturan Tırıl-Karadut Dağları ile Sarımsak Dağları arasında yer alan faylarla sınırlı yaklaşık 3-5 km genişlikte güney yönünde açılan bir kanala karşılık gelmektedir. Melanj prizmasının yükselen kesimlerinden faylarla sınırlı çukurluk alanlar boyunca taşınan gerecin akma yönü güneye doğrudur. Bu akış yönü Gökçen (1987)'in inceleme alanı dışında; güneyde saptadığı paleoakıntı yönleri ile uyumludur. Çalıktaşının KKD'da fliş benzeri düzeyerle yanal geçişli olması ise kanal gelişimi esnasında havzada düzenli istiflerin çökelmesinin sürdüğünü yansıtır.

Azgıt Formasyonu

Başlıca çakıltaşı ve kumtaşından oluşan birim inceleme alanı kuzeyinde Azgıt Mahallesi dolaylarında tipik olarak yüzeylendiğinden bu adla anılmıştır.

Formasyon, Misis-Andırın birliğini örten en genç çökel birimdir. Andırın-Kurucaova yol ayrımında ve Azgıt Kalesi dolaylarında tabanda mavi, ince katmanlı kumtaşı-silttaşı-marn ardalanmasıyla başlayan düzey yaklaşık 10 m kalınlığındadır. Birimin Andırın İlçesi, Kocafakılı ve Azgıt Köyleri dolaylarındaki en yaygın litolojisi çakıltaşıdır. Çakıltaşı açık gri-yeşil, belirgin paralel kalın katmanlı, yer yer belirsiz çapraz katmanlı, kötü boylanmalı, derecelenmesiz ve kum matrikslidir. Taneler başlıca Andırın kireçtaşı çört, pelajik kireçtaşı, ofiyolit ve andezitten türemedir. Bu alandan kuzeye doğru, istifte tane boyu küçülür ve çakıltaşları, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşları ile ardalanır. Tahtalı Köyü K'inde ise birim, Dikenli karmaşığı üzerinde, resifal bir kireçtaşı ile başlar. Açık gri-beyaz, orta-kalın katmanlı, bol makro ve mikro bentik fosillidir. Yaklaşık 15 m kalınlığındaki kireçtaşı üste doğru yeşilimsi gri marna geçer. Marn ise yer yer olistostromal nitelikli kaba taneli çakıltaşı-kumtaşı arakatkıları içerir.

Birimin kalınlığı yaklaşık 500 m, inceleme alanındaki yayılımı ise 55 km^2 dir.

Azgıt formasyonu, kendinden yaşlı bütün birimleri açısal uyumsuzlukla örter. Formasyonun, Andırın İlçesi kuzeyi, Çiçekli Köyü ve Azgıt Mahallesi güneyinde Geben formasyonu üzerinde belirgin açısal bir uyumsuzlukla oturduğu gözlenmiştir. Bu konumu ile karmaşık birincil ilişkiler gösteren altında yer alan birimlerin aralarındaki tektonik ilişkileri bir ölçüde örten ve maskeleyen çökel bir örtü niteliğindedir.

Tahtalı Köyü kuzeyinde formasyonun içinde yer alan kireçtaşları bol miktarda Conus, Natica, Ostrea ve Echinid kavkıları, *Neoalveolina sp.*, *Amphistegina sp.* ve alg içerir. Brimin fosil içeriği ve stratigrafik konumu göz önüne alınarak Orta Miyosen yaşında olduğu ileri sürülmüştür. Kozlu (1987) birimin Langiyen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Azgıt formasyonu sedimantolojik konumu ve paleontolojik içeriğine göre sığ ve yüksek enerjili denizel bir ortam çökelidir. Birim Geç Kretase'den Erken Miyosen sonuna kadar büyüyerek gelişen Misis-Andırın birliğinin Orta Miyosen'de yükselerek kara haline gelmesi ve aşınmasını izleyen dönemde transgresif olarak başlamıştır. Tırıl, Sarımsak ve Elma Dağı gibi yükseltilerle kuşatılmış ve faylarla sınırlı bir alanda olasılıkla K'e doğru genişleyen ve derinleşen bir havzada çökelmiş ve tabanında yer alan birimleri de yer yer transgresif olarak aşmıştır. Tabanda yer alan karmaşık nitelikli topluluğun Orta Miyosen sonuna doğru yükselmesiyle, ortamda denizel koşullar giderek yok olmuş istifler genel olarak KB'ya doğru eğim kazanmışlardır.

Aslantaş Formasyonu

Başlıca kumtaşı-şeyl-marn ardalanmasından oluşan türbiditik fliş niteliğindeki bu birim ilk kez Kozlu (1982) tarafından adlanmıştır. Misis yöresinde ise eşdeğer formasyon İsalı formasyonu adı ile tanıtılmıştır (Schiettecatte, 1971; Kelling vd., 1987).

İleri derecede deformasyona uğramış olan bu birim değişik boyda yer yer olistolitler içermektedir. İstifin egemen birimini oluşturan şeyl, kahverengi, çoğunlukla ezik ve milonitiktir.

Kumtaşı, belirgin orta katmanlı, zayıf derecelenmeli subgrovak ve litik grovak bileşimlidir. Taneler, orta-iri kum boylu, matriks destekli ve sıkı tutturulmuştur. Ayrıca istifte farklı düzeylerde, belirgin kalın katmanlı, orta-iri tane boylu ve oldukça sert kalsitürbidit arakatkıları yer alır.

Formasyon içinde yer alan olistolitlerden en yaygın olanı çoğu Eosen yaşında olen pelajik kireçtaşı-çamurtaşı ve çörttür. Eosen yaşlı bu pelajik çökeller, Çuhadarlı karmaşığı içinde yer alan çökellerin aynısıdır. Bu nedenle yükselen melanjdan derlendikleri söylenebilir. Bundan başka spilit, serpantinit, diyabaz ve metapelit türünde bloklar da gözlenmiştir.

Kahramanmaraş-Andırın yolunun Emirler Köyü K'indeki yarmalarda birim içinde, zik-zak, diz şeklinde, devrik yatık vb. türde kıvrımlar gözlenmiştir. Bu kıvrımlarda gevrek nitelikli kumtaşı, kıvrım kapanım bölgelerinde kırılmadan kıvrılabilmiş, budenlenmiş ve yer yer de kalsitürbidit katmanları ile birlikte olistolit benzeri konumlar kazanmıştır. Birim içinde yer alan olistolitler de birimin yapraklanmasına uygun klivaj kazanmışlardır.

Aslantaş formasyonu, alt ve üst dokanakları bindirmelerle sınırlı, KB'ya eğimli, tektonik bir dilim niteliğindedir. Birimin Karataş formasyonu üzerine şaryajlı olduğu Kabacalar Köyü kuzeyinden Emirler Köyü ve Kabak Tepe zirvesine kadar izlenmektedir. Bu kesimde, Karataş formasyonu şaryaj düzlemlerinin yanal yönde birleşmesiyle, güneybatıya doğru kamalanarak biter. Bu birleşme noktasından daha güneye gidildikçe, Aslantaş formasyonu, Uzundağ güneydoğu eteklerinden Kundakcılar ve Çakılcılar Mahelleleri dolayına uzanan bir hat boyunca, Kızıldere formasyonu üzerine itilmiştir. Birimin üzerinde ise, Dikenli karmaşığının doğu sınırını çizen Emirler-Çuhadarlı şaryajı yer almaktadır. Birimin görünür kalınlığı yaklaşık 500 m dir.

Formasyonun yaşı Kozlu (1987) tarafından nannoplankton tayinlerine dayanılarak Alt Langiyen-Serravaliyen olarak verilmiştir.

Aslantaş formasyonu, tektonikce aktif, derin denizel bir ortamda çökelmiştir. İstifte genel olarak şeylin egemen oluşu ve tipik Bouma istiflerine göre alttan eksikli olması nedeniyle, birim ıraksak türbidit istifi olarak değerlendirilebilir. Birim, Erken Langiyen döneminde, Arap kıtası ile Misislerin ana ekseni arasında yer alan bu iki farklı tektonik birliği birbirlerine bağlıyan ve ortaya doğru giderek derinleşen olasılıkla asimetrik bir havzada çökelmiştir. Birim Misis-Andırın istifinin doğal devamı olarak görülmektedir. Amanos istifi ile olan ilişkisi ise genç hareketlerle gizlenmiştir. Birim, çökelmesinden sonra sürekli kompresyonal deformasyonların etkisi altında kalmış, yaygınca kıvrımlanmış, kırılmış, faylanmış ve yapraklanmıştır. Bu tektonik konumu ve yok olan bir okyanus artığı gereç üzerinde gelişmesi nedeniyle bu havza Dickinson ve Seely (1979)'nin kalıntı havza (residual basin) tanımına uymaktadır. Birim içinde yaygınca rastlanılan Eosen yaşlı pelajik çökeller, serpantinit ve spilit türündeki bloklar, o dönemde olasılıkla havzanın batı sınırında yüksek bir alan oluşturan, yığışım prizmasının özellikle Çuhadarlı karmaşığı kesiminden, çekim kaymaları ile aktarılmış parçalardır.

Karataş Formasyonu

İnceleme alanının güneybatısında, kumtaşı-çamurtaşı-marn ardalanmalı türbiditik istif yüzeylenir. Tipik mostralarına Karataş İlçesi çevresinde rastlanan bu birim ilk kez Schmidt (1961) tarafından adlanmıştır.

Karataş formasyonu, Aslantaş formasyonuna göre daha düzenli bir birimdir. Birimin egemen litolojisi kumtaşı ve şeyldir. Kumtaşı, taze yüzeyde gri, altere yüzeyde kahverengi-siyah, genellikle belirgin, orta, paralel katmanlı ve belirgin derecelenmelidir. İnce kum boyu taneler karbonat bir çimento ile sıkı tutturulmuştur. Şeyl ve çamurtaşı ise gri, ince katmanlı ve yumuşaktır.

Formasyonda tipik bir Bouma istifinde yer alan b,c,d,e düzeyleri belirgin olarak gözlenmiştir. Bazı bölümlerde ise a düzeyine karşılık gelebilecek türbiditik ve olistostromal çakıltaşı kanalları yer alır. İstifte kaval izleri (flute cast), alet izleri (tool marks), konvolüt laminasyon (convolute lamination), alev yapısı (flame structure) ve sürünme izleri (organic trails) yaygındır.

Formasyon tabanda tektonik dokanakla sınırlanmıştır. Tabanda Kızıldere formasyonu üzerine bindiren bu birimin üzerine ise bazı kesimlerde Aslantaş formasyonu itilmiştir. Bazı kesimlerde ise onunla geçişlidir. Bu özelliği ile birim kuzeybatıya eğimli, güneybatıya doğru incelen kuzeydoğuya doğru giderek genişleyen bir tektonik dilim şeklindedir.

Başlıca Emirler Köyü güneyi, Hacılar Sırtı, Kıran Tepe ve Kanlıyar Sırtı arasında kalan yaklaşık 8 km^2'lik alanda yüzeylenen birimin görünür kalınlığı 300 m dolayındadır.

Karataş formasyonu, Aslantaş formasyonu ile az çok üstelenen bir yaş konağına sahiptir. Ancak Karataş formasyonu, yanal yönde kendisiyle geçişli bu istifin üstüne doğru da devamlı olduğundan gelişimini Aslantaş formasyonundan sonrada bir süre sürdürmüş olmalıdır. Schiellecatte (1971) birime Oligosen-Alt Miyosen, Kelling vd. (1987) Karataş İlçesi ve çevresinde Burdigaliyen-Tortoniyen yaşını vermişlerdir. Stratigrafik ilişkileri ışığında, birimin Aslantaş formasyonu ile aynı dönemde başlayıp ondan sonra da gelişimini sürdürmüş olması dikkate alınarak, yaşı Alt-Orta Miyosen olarak verilebilir.

Birim statigrafik, sedimentolojik ve yapısal konumu göz önünde tutulduğunda türbiditik akıntıların egemen olduğu bir havzada ve batıdaki, Karataş formasyonuna

gereç veren yüksek alana; (melanja) daha uzak bir konumda çökeldiği söylenebilir. İstif, üst düzeylere doğru giderek sığlaşmaktadır.

Toros Tektonik Birliği

Andırın Grubu

Bu çalışmada, Toros tektonik birliğine ait Mesozoyik yaşlı karbonat istifi bir grup aşamasında topluca Andırın grubu olarak adlanmıştır. Bu karbonat istifini Andırın adını ilk kez Ayaşlıoğlu (1970) Ceyhan vadisi yöresinden vermiştir. İnceleme alanında bunlar Misis-Andırın tektonik birliğine ait Alt Miyosen'e kadar ki bütün birimlerin üzerine nap halinde aşmıştır. Yani bölge için allokton bir birlik niteliğindedir.

Kireçtaşı arazide sarp görünüşü ve rengi ile ayırtedilir. İleri derecede karstik olan kireçtaşı bir çok kesimde aşırı makaslı breşik ve eklemlidir. Orta Triyas'dan Senomaniyen'e kadar geniş bir yaş aralığına sahip olan bu grupta, Triyas yaşında olanlar gri-beyaz renkli, orta-iri katmanlı, dolomitik, intraformasyonal çakıltaşlı, stramotilitik ve Megaladont'ca zengindir. Jura yaşında olanlar koyu bej-krem renkli, masif, orta-iri katmanlı, allokemce zengin ve bol mikro fosillidir. Kretase yaşlı olanlar ise bej-gri-beyaz renkli, oolitik, algal makro fosilli, pelletli biyomikrit bileşimlidir.

Anisiyen'den Senomaniyen'e kadar yaşlar alınan (Perinçek ve Kozlu, 1984) kireçtaşları yüksek enerjili karbonat platformunda çökelmiştir.

Amanos Tektonik Birliği

Bu birlik, Mesozoyik yaşlı Balk grubu ve Orta Miyosen yaşlı Kalecik çakıltaşı, Horu kireçtaşı ve Kızıldere formasyonlarından oluşur.

Balk Grubu

İnceleme alanının güneydoğusunda yüzeylenen ve karbonat kayalarından oluşan istif, Balk grubu olarak tanıtılmıştır (Yılmaz vd., 1984). Karbonat istifi, başlıca dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı ile temsil edilir. İçinde kaya birimi ayırdı kolay yapılamadığı için önceki çalışmacılar tarafından komprehensif seri olarak tanıtılmıştır (Yılmaz vd., 1985; Kozlu, 1987).

Amanoslara ait bu istifin tabanı inceleme alanında gözlenmez. Sarp bir morfolojiye sahip karbonatlar Balk dağı'nın kuzey etekleri boyunca Orta Miyosen istifleri ile uyumsuz olarak örtülür. Önceki çalışmacılara göre birimin yaşı Üst Paleozoyik-Üst Kretase dönemini kapsar. (Yılmaz, 1993).

Kalecik Çakıltaşı

Taban çakıltaşı niteliğinde olan istif kırmızının egemen olduğu alacalı rengi ile tipik karasal bir birimdir. Çakıltaşı ilk kez Schmidt (1961) tarafından adlanmıştır. Katmanlanma, belirsiz kalın-çok kalın, boylanma kötüdür. Demirli karbonat bir çimento ile gevşek tutturulan tanelerin boyları, iri kumdan, küçük blok büyüklüğüne kadar değişir. Tanelerin yuvarlaklığı orta, küresellikleri kötüdür. Çakılların uzun eksenleri katmana paralel dizilmiştir. Tanelerin büyük çoğunluğu Balk grubu karbonatlarından, daha azı da kalkşist, fillat, kuvarsit gibi metamorfik kayalardan derlenmiştir. Çakıltaşlarının üste doğru tane boyları giderek küçülerek kumtaşı ara katmanları içerir.

Çakıltaşı tabanda Balk grubu üzerinde açısal uyumsuzlukla yer alır. Tavanda ise Horu kireçtaşı ile uyumludur. Birim K 25-30 eğimlidir. Birim, Orta Amonoslar'da andezitik bazalt ve olivin bazaltlarla temsil edilen Şahankayası volkanitleri ile griktir (Kozlu, 1987; Yılmaz vd., 1988).

Balk Dağı'nın kuzey eteklerinde yüzeylenen birimin toplam kalınlığı harita alanında 40-50 m'dir, ancak yanal yönde bir kaç yüz metre kalın olabilmektedir (Yılmaz vd., 1988).

Birimin, litolojik konumu ve çevre yörelerle olan stratigrafik korelasyonları göz önüne alınarak, Orta Miyosen yaşında olduğu tahmin edilmektedir. Gültekin vd. (1992) İskenderun yöresinde formasyonun Erken Seravaliyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir.

Çakıltaşı tabanda karasal başlar, denizele geçer ve daha üste doğru karasal-denizel arakatkılar içerir. Birim, şaryaj cephesindeki Aslantaş ve Karataş formasyonlarının zamansal eş değeridir.

Horu Kireçtaşı

Resifal nitelikli bu kireçtaşı Kozlu, (1982) tarafından adlanmıştır. Kireçtaşı, altere yüzeyde sarımsı griboz, taze yüzeyde ise açık gri ve kalın çok kalın ondülasyonlu katmanlıdır. Kireçtaşı, bol mikro ve makro fosil içerir. Çoğu kesimde hemen hemen kayanın tümü fosillerden oluşur. Birimin üst düzeylerinde sarı-koyu bej, 2-3 m kalınlığına ulaşan silttaşı ara katmanları yer alır. Silttaşı paralel laminalı ve laminasyona paralel dilingendir. Karbonat çimento ile gevşek tutturulmuştur. Yer yer Pelecypod kavkıları içerir.

Kireçtaşı, tabanda Kalecik çakıltaşı ile uyumludur. Tavanda ise Kızıldere formasyonu ile geçişli ve uyumludur.

Birimin kalınlığı 50-60 m'dir. Balk dağı'nın K ve B etekleri boyunca Güllüler, Emlikler ve Hökmeli Mahalleleri dolaylarında yaklaşık 6 km^2'lik bir alanda yüzeylenir.

Horu kireçtaşı içinde *Operculina complanata* (De France), *Amphistegina* sp., *Robulus* sp., *Textularia* sp., *Mya* sp., *Pecten* sp., *Ostrea* sp. ve *Conus* sp. saptana-

rak birime Orta Miyosen yaşı verilmiştir. Kireçtaşı, İskenderun yöresinde Kozlu (1982)'e göre Serravaliyen, Gültekin vd., (1992)'e göre Erken Serravaliyen yaşındadır.

Kireçtaşı, iç selfin sığlıklarında (gel-git bölgesi) kırıntı gelişinin zayıf olduğu yersel yükseltiler üzerinde kenar resifleri olarak çökelmiştir. Resif koşulları çok kısa bir süre egemen olmuştur. Ortamın derinleşmesine paralel olarak hızlı ve çok bol kırıntı gelişi nedeniyle boğularak yerini Kızıldere formasyonunun kırıntılılarına bırakmıştır.

Kızıldere Formasyonu

Başlıca kumtaşı, silttaşı, marn, çamurtaşı, karbonatlı kiltaşı ardalanmalı birim Amanos birliğinin en genç istifidir. Formasyon Schmidt (1961) tarafından adlanmıştır.

Formasyon tabanda marn, çamurtaşı ardalanması ile başlar. Bunlar koyu gri-yeşil, kalın-çok kalın katmanlı ve yumuşaktır. Mostra verdiği kesimlerde yayvan bir morfoloji ve ince dentritik drenaj ağı hakimdir. Marn katmanları bir kaç düzey halinde 30-50 m kalınlıktaki siltli kireçtaşı mercekleri içerir. Bu katmanlar istifin daha üst düzeylerinde görülmezler. Marn düzeyleri arasında ayrıca, ince katmanlı kumtaşı ve silttaşı aratabakaları da vardır. İstif daha sonra marn ve karbonatlı kiltaşları ile ardalanan ince katmanlı kumtaşı-silttaşı ardalanması ile devam eder. Kumtaşları yer yer ince katmanlı kömür ara katmanları içerir. Birimin üst düzeylerinde ise marn ile ardalanan kanal dolgusu niteliğinde bol çakıltaşı cepleri yer alır. Çakıltaşları kalın katmanlı, katman tabanları aşındırmalı, boylanması kötü, yuvarlaklığı orta, iyi tutturulmuş çakıllardan oluşur. Çakıllar çoğunlukla kireçtaşı, seyrek olarak spilit ve metamorfitlerden derlenmiştir.

Formasyon tabanda Horu kireçtaşı ile geçişli, tavanda ise Çakılcılar, Kundakcılar Mahalleleri ve Uzundağ güney yamacından geçen ve Kanlıyer Sırtı, Kabak Tepe, Kıran Tepe, Saybaşı Sırtı boyunca uzanan 20 KB'ya eğimli bir şaryajla sınırlanır. Şaryajın D kesiminden Kanlıyer Sırtı ve Çebiş Gediği'ne kadar birimin üzerine Karataş formasyonu bindirirken, bu kesimden daha GB alanlarda Aslantaş formasyonu bindirir.

Birimin görünür kalınlığı 700 m'dir. Başlıca Delioğlanlı ve Orçun Köyleri ile Çakılcılar, Kundakcılar Mahalleleri çevresinde yaklaşık 12 km2'lik bir alanda yüzeylenir.

Kozlu (1987) birimin yaşını Serravaliyen-Messiniyen, Gültekin vd., (1992) İskenderun yöresinde Tortoniyen-Messiniyen olarak vermişlerdir. Transgresif başlayan bu istif zamanla kısmen derinleşen bir havzada çökelmiştir. İstif üst düzeylerde tedricen sığlaşmaktadır. Formasyonun, şaryaj cephesindeki Karataş formasyonu ile zaman ve mekan eşitliği vardır. İstifin çökelmesinden hemen sonra Misis-Andırın birliği, Orta Miyosen havzası birimleri üzerine itilmiştir.

Jeolojik Evrim

Misis-Andırın birliği, Toroslar ile Arap platformunun en batısını oluşturan Amanos platformu arasında yer alır. Bu alan, Mesozoyik ve Alt Tersiyer'de bir okyanusal ortamın yok olduğu sütur zonuna karşılık gelmektedir. Bu kuşak boyunca Neo Tetis okyanusunun güney kolu kuzeye doğru yitilerek yok olmuştur. Yitim zonunda Üst Kretase'den itibaren bir yığışım prizması gelişmiştir. Dikenli karmaşığı bu prizmanın bir kesimini temsil etmektedir. Yığışım prizmasının Geç Kretase'de gelişmiş olan kesiminin ileri derecede deformasyona uğramış olması, birim içinde yer alan tüm kayaların tektonik dokanaklar sunması, birimin dalma batma zonu boyunca oluştuğunu ve gelişiminde tektonik işlemlerin egemen olduğunu göstermektedir. Yitime bağlı gelişen yay volkanizmasının Üst Kretase yaşlı birimler öncesi doğrudan okyanus tabanı üzerinde gelişmiştir. Bunun nadir bazı mostralarına Misis dolaylarında, melanj içinde sıkışmış düzenli ofiyolit dilimlerinde görülmektedir. Ancak bu volkanizmanın yaygın ürünleri günümüzde çoğunlukla Üst Kretase melanjına katılmış bloklar olarak görülmektedir.

Yitimin başlangıcından itibaren, yığışım prizması ile Torid platformu arasında kalan alanda bir fliş istifi çökelmiştir (Şekil 5A). Fliş, çökelimi boyunca Torid platformuna ait Andırın kireçtaşlarının bloklarını içine almıştır. Yığışım prizmasının büyümesi süresinde, okyanusal kabuk ve fliş birlikte dilimlenerek (Şekil 5B) yığışım prizmasının içine sokulmuş ve ona katılmışlardır. Zaman içinde büyüyerek gelişen ve yükselen yığışım prizması Torosların denizel ortam ile doğrudan ilişkisini kesmiş, onun zayıf bir kıta kenarı olma özelliğini yok etmiştir (Şekil 5B). Olasılıkla Geç Kretase-Paleosen döneminde Toros Mesozoyik karbonat platformu, (Andırın kireçtaşı) yığışım prizmasına dilimlenerek te katılmıştır (Şekil 7).

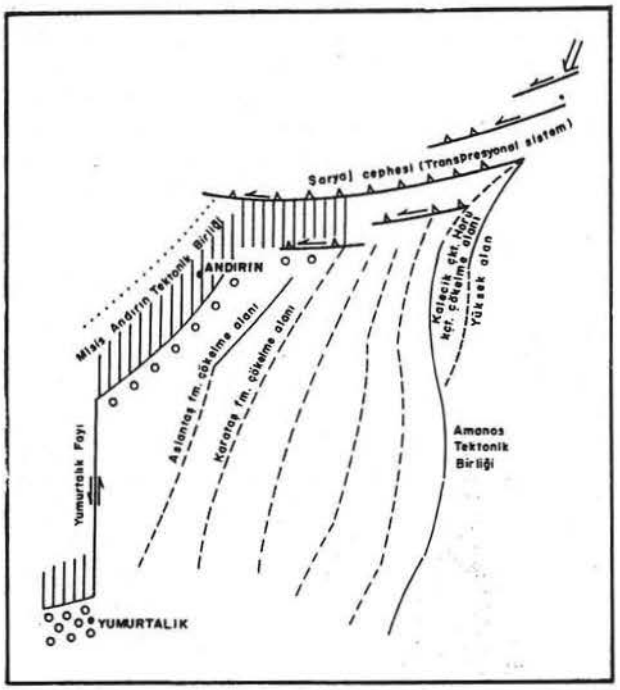
Okyanusun yitimle yok olması ve buna bağlı melanj gelişimi, Paleosen-Eosen döneminde de sürmüş ve bu dönemde Çuhadarlı karmaşığı gelişerek yığışım prizmasına eklenmiştir (Şekil 5C). Böylece yığışım prizması büyümüştür, prizma üzerinde, tektonik ile denetlenen çökel havzaları gelişmiştir (Şekil 7). Okyanusal levhanın dalma batması önce okyanus tabanında (Şekil 5A) daha sonra giderek büyüyen yığışım prizması üzerinde volkanik bir yay kuşağının gelişimine neden olmuştur (Şekil

5A, B, C). Bu volkanik dizi; Güzelbeyli volkaniti olarak tanıtılan birimdir.

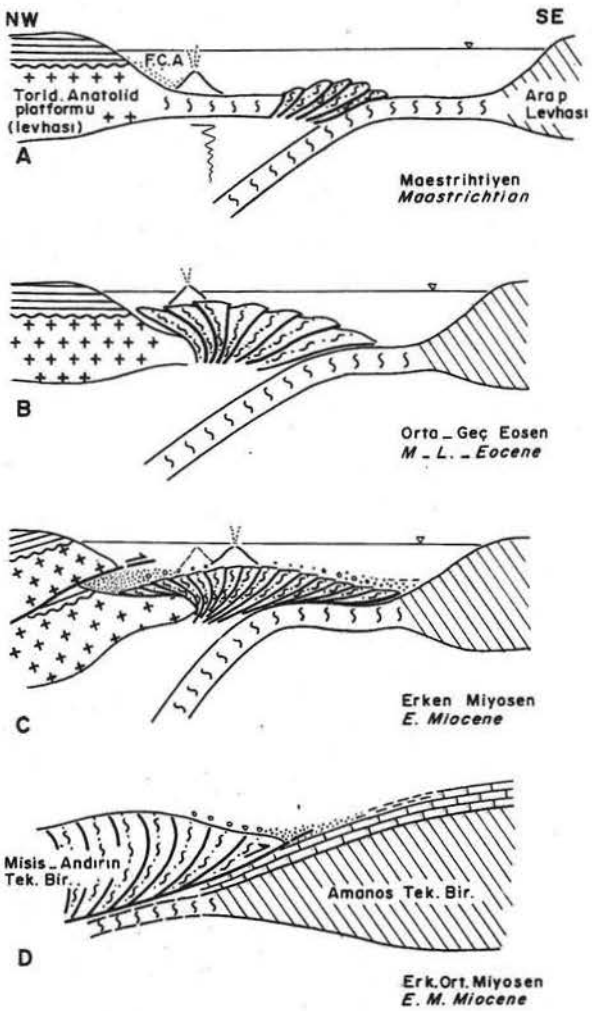
Melanj oluşumunun Orta Eosen'den sonra devam etmemesi, yay volkanizmasının Orta Eosen'den sonra şiddetinin azalarak Üst Eosen'de sönümlenmesi, Üst Eosen-Oligosen'de melanj prizmasının sıkışıp yükselmesi ve faylarla parçalanarak sırt havzalarını oluşturması okyanusal ortamın Orta Eosen sonunda tümden yok olduğu işaret etmektedir (Şekil 5 ve 7). Okyanusal ortamın bitmesiyle geriye artık bir havza kalmış olup bu havza melanj ile tabanlanmaktadır (Şekil 5C). Eosen sonu ile Miyosen başı arasında Amanoslar'la Toroslar arasında yer alan bu kalık havza birbirlerine yaklaşan bu kıtalar arasında giderek dolmuş, sığlaşmış ve yok olmuştur (Şekil 5C ve 7).

Eosen'e kadar yığışım prizmasının oluşumunu etkileyen kompresif sistem Orta Eosen'den sonra doğrultu atımlı fayların gelişimine neden olmuştur (Şekil 7). Geç Eosen-Oligosen'de melanj üzerinde çökelmiş olan birimler olasılıkla doğrultulu atımlı faylarla açılıp denetlenen sırt havzalarında gelişmişlerdir (Şekil 7). Çünkü, yüksekteki bir melanj alanından taşınan malzeme, hızla moloz, kitle ve bulantı akıntıları şeklinde birikerek çok karmaşık ilişkiler sergileyen, olistostromal ve filiş benzeri istifleri geliştirmiştir. Birim içinde gözlenen birincil yapıların genel olarak güneye devrik ve yatık olması çökelmenin gerçekleştiği paleo-yamacın güneye eğimli olduğu gösterir.

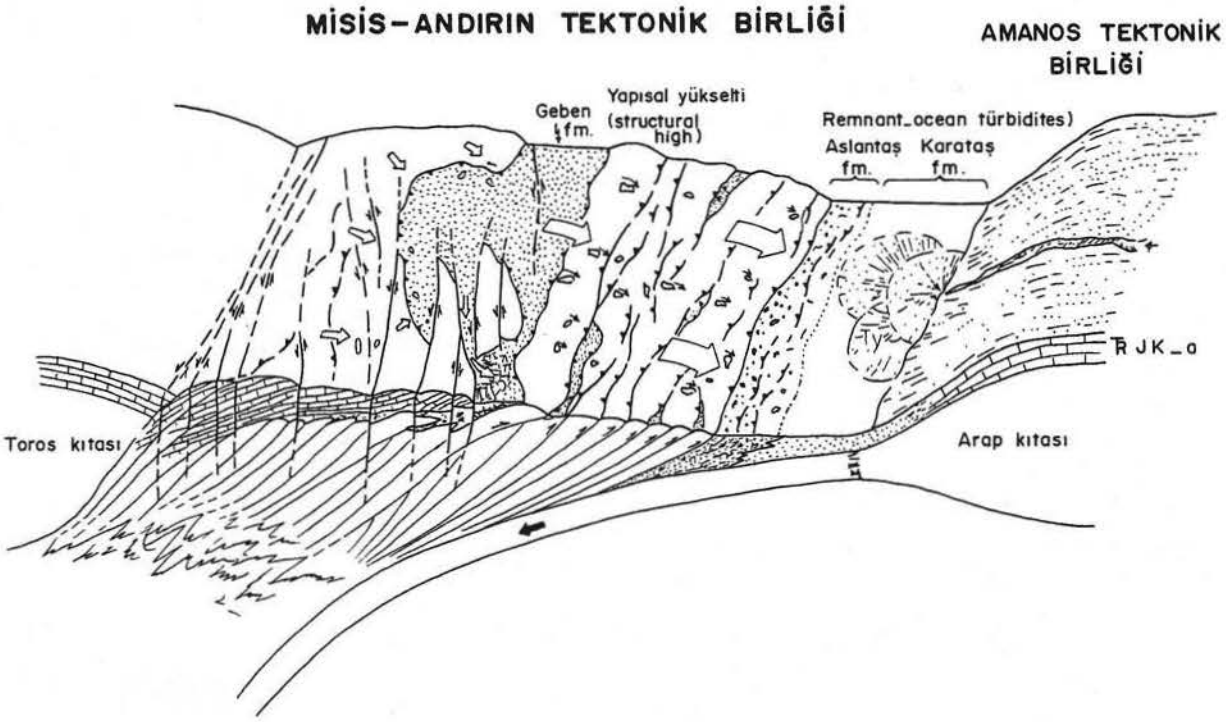
Sırt havzalarının (accretionary forearc basin; Dickinson ve Seely, 1979) (ön ülke yığışım kuşağı sırtında gelişmiş havza) çökel birimleri de tektonizma nedeniyle yığışım prizmasına zaman zaman katılmıştır. Melanj prizmasının Toroslara yakın kesiminde melanja, önce tektonik dilimler ve bloklar vererek katılmış olan Andırın kireçtaşı istifi (Şekil 5A, 7), Oligosen sonunda tabandan sıyrılarak, kuzeybatıdan güneydoğuya doğru melanj prizmasının üzerine naplar halinde ilerlemeye başlamıştır (Şekil 7). İtilmenin oldukça düzensiz bir yüzey üzerinde geliştiği anlaşılmaktadır. Andırın kireçtaşı napları, melanj içinde yer alan kendi blokları ile de dokanaktadır (Şekil 7). Bu sürede nap örtüsü olasılıkla doğrultu atımlı faylarla faylanmış (Şekil 7), yanal yönde hareket geçirmiştir. Buna bağlı olarak melanj



Şekil 5. Bölgenin Üst Kretase-Orta Miyosen'deki Jeolojik Evrimini Gösteren Evrim Şemaları. F.Ç.A.: Filiş Çökelme Alanı.



Şekil 6. İnceleme Alanı Yakın Çevresinin Alt-Orta Miyosen'deki Konumunu Gösterir Şematik Harita.

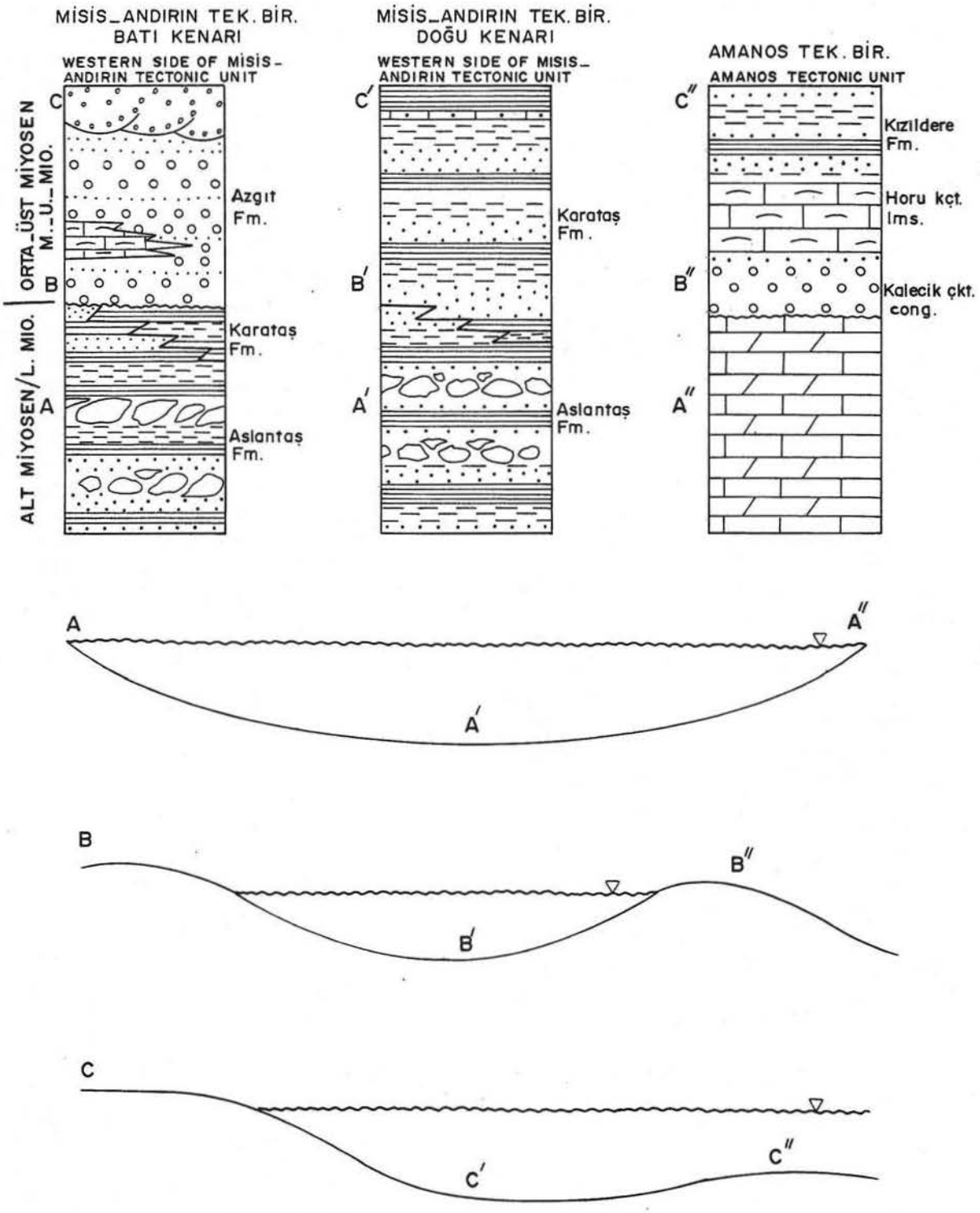


Şekil 7. Misis-Andırın Kuşağının Alt-Orta Miyosen'deki Jeolojik Gelişimini Gösterir Blok Diyagram. TY: Türbidit Yelpazesi. TJK-a: Amanos grb Karbonatları (Mesozoyik).

prizması, nap birimleriyle karşı karşıya gelmiştir (Şekil 7). Sırt havzalarında çökelme Oligosen'de napın altında kalan kesimlerde napın gelmesiyle son bulurken (Şekil 7), doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış ve napın ilerliyemediği çukur kesimlerde, Orta Miyosen'e kadar devam etmiştir (Şekil 7). Bu nedenle napın ulaşamadığı doğu alanlarda derin denizel ortam Erken Miyosen'de de varlığını korumuştur. Bu dönemde bu havzanın kenarlarında olistostromal gereç gelişimi hızla devam etmiştir (Şekil 7).

Erken Miyosen döneminde prizmanın D-GD'sundaki alanda yer alan ve doğuya doğru derinleşen olasılıkla asimetrik geometrili havzada, türbiditik bir fliş istifi çökelmiştir (Şekil 7). Kalıntı okyanusal nitelikli bu havzada gelişen istifin yığışım prizmasına yakın kesimine prizmadan olistolitler ve olistostromal akıntılar ile hızla kaba taneli gereç taşınmıştır (Şekil 7). Vahşi fliş görünümlü bu birim Aslantaş formasyonu olarak bilinmektedir. Bu yüksek enerjili ortamdan daha derin ve düşük enerjili kesime doğru yani Amanos Birliği'ne daha yakın bir alanda ise duyarlı bir kıta kenarına komşu olarak gelişen Karataş formasyonu oluşmuştur (Şekil 7). Bu nedenle yaşıt bu iki birimden Karataş formasyonu tektonizmadan daha az etkilenmiş, düzenli bir türbidit özelliğindedir. Aslantaş formasyonu havzanın kapanması döneminde Karataş formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 5D). Ancak bu iki birim yanal yönde geçişli ve yaşıttırlar. Havzanın sığlaşması ve kapanması kenardan ortaya doğru belli bir süre içinde gerçekleştiğinde Karataş formasyonu sığlaşan bir ortamda varlığını Orta Miyosen'e kadar sürdürmüştür. Birbirlerine yaklaşmaya devam eden Toros ve Amanos birlikleri arasında yığışım prizmasının sıkışıp yükselmesi Misis-Andırın sisteminin yeni bir tektonik birlik halinde ortaya çıkmasına neden olmuştur (Yılmaz vd., 1985). Sıkıştırma, bütün birimlerin bağıl olarak D ve GD yönünde itilmesine yol açmıştır (Şekil 2). Bu nedenle yığışım prizması kendi iç polaritesini az çok koruyarak doğu yönünde ilerlemiştir (Yılmaz vd., 1985). Böylece Dikenli karmaşığının Andırın kireçtaşı bloklarınca zengin bir kesimi, ofiyolitik karmaşık ve Bulgurkaya formasyonları üzerine, Dikenli karmaşığı, Çuhadarlı karmaşığını aşarak Aslantaş formasyonu üzerine, Aslantaş formasyonu ise Karataş formasyonu üzerine itilmiş (Şekil 3) (jeoloji haritasına bakınız) ve prizma kendi içinde sıkışıp kısalarak daha fazla kalınlaşmış, bundan dolayı Orta Miyosen başında bir bölümüyle su yüzüne çıkmıştır. Sıkışma ve yükselme, derin denizel ortamın giderek sığlaşmasının ve karasal ortama geçmesinin de nedeni olmuştur.

Orta Miyosen'de melanj üzerinde gelişmiş havzalarda başlıca karasal, kaba kırıntılı ve zaman içinde sığ denizele yerini bırakan bir istif çökelmiştir (Şekil 8).



Şekil 8. İnceleme Alanındaki Miyosen İstiflerinin D-B Yönündeki Değişimlerini Karşılaştırmalı Gösteren Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesitleri ve Miyosen Havzasının Değişen Konumlarını Gösteren Taslak Enine Kesitler. Miyosen Havzasının Zaman İçindeki Değişimi A-A'-A", B-B'-B", C-C'-C" Kesitlerle Gösterilmektedir.

Azgıt formasyonu adı ile tanıtılan bu birim altındaki birimler üzerinde açısal uyumsuzlukla bulunur. Andırın batısında giderek kalınlaşan bir istif oluşturan bu formasyon bölgenin düzenli bir biçimde yükseldiğini ortaya koymaktadır (Şekil 8). Bu yükselmelerin gelişmesine yanal atımlı, sıçramalı (en-echolon) K-G fay sistemleri neden olmuştur (Şekil 6). Birim yığışım karmaşığının genç çökel örtüsü özelliğini taşımaktadır.

Azgıt formasyonunun çökelmesi döneminde, Amanos birliği üzerine bindirerek ilerleyen melanj ile Balk Grubu arasında kalan alanda, tabanda karasal çakıltaşı ile başlayan üste doğru resifal kireçtaşı ve havzanın derinleşmesi ile birlikte bir fliş çökelmiştir (Şekil 8). Bu havza olasılıkla asimetrik bir geometriye sahip olup kuzeyde yer alan melanj prizmasına doğru derinleşmektedir (Şekil 6, 7, 8). Yanal atımlı faylarla sıkışan sistemin, zaman içinde yerini gerilme sistemine bırakması bu transgresyona yol açan gelişmelerin nedeni olmaktadır. (Yılmaz vd., 1985).

Tartışmalar ve Sonuçlar

Misis-Andırın sisteminin batı ve doğu kesimindeki istifler birbirinden farklıdır. Batı alanlarda ALt Miyosen istifi denizelden karasala geçer ve bu birimlerin üzerine Orta Miyosen karasal çakıltaşı ile oturur (Şekil 8). Doğuda ise derin deniz varlığını Alt-Orta Miyosen'de sürdürmüştür (Aslantaş, Karataş ve Aslantaş-Karataş geçişi). Bu kesimde Karataş formasyonuna bakıldığında istif olasılıkla Üst Miyosen'e çıkmaktadır (Şeki 3). Aynı esnada doğu alanlar kara haline gelirken (Şekil 8) Karataş formasyonu da sığlaşmaktadır. Bunun anlamı; bölgede havza açılıp kapanması yok, denizin sığlaşıp derinleşmesi ya da deniz seviyesinin ani yükselip alçalması vardır (Şekil 8).

Amanoslar'da platform istifi kesiksiz Alt Miyosen'e kadar denizel olarak devam eder. Alt Miyosen üzerinde gelişen Kalecik çakıltaşı karasaldır (Şekil 8). Şaryaj cephesi dışında örneğin; Maraş kuzeyinde bu birim altındaki birimlerle açısız diskordanslıdır. Engizek Dağları'nda yer alan nap alanının güney kesiminde Orta Miyosen istifi Alt Miyosen istifinin devamı halindedir ve herhangi bir kesiklik yoktur (Yılmaz vd., 1988). İnceleme alanında ise çakıltaşları üzerine giderek derinleşen çökel bir istif gelişmiştir (Şekil 8). Bu da Orta-Üst Miyosen dönemine karşılık gelen bir denizel ortamın varlığını gösterir (Şekil 7). Söz konusu ilişki Şekil 8'de gösterilmiştir. Şekildeki kesitler arasındaki ilişki bölgede havza açılıp kapanmadığını, Alt Miyosen sonunda Havza kenarlarının yükselip orta kısmın daralarak varlığını koruduğunu Orta Miyosen'de bu denizin özellikle doğu alanları tekrar istila ettiğini göstermektedir. Denizelden karasala geçişe karşılık gelen, Alt Miyosen dönemi Arap platformuna, kuzeyden napların yerleşmeye başladığı dönemdir. Bu napların yapısal gelişimi ve denetimi ayrıntılı olarak Yılmaz, (1993); Yılmaz vd., (1988)'de anlatıldığı için burada tekrar edilmeyecektir. Ancak Orta Miyosen'de sıkışma Misis-Andırın bölgesinde yanal atımlı faylar nedeniyle yerini gerilme rejimine bırakmış ve deniz bu nedenle yeniden kara üzerine ilerlemiştir.

Bu anlatılanların ışığında Misis-Andırın kuşağı, orojenezin gelişme süresince ortaya çıkmış bir ara birlik niteliğinde olduğu anlaşılmaktadır. Bu ara birlik Toroslar'ın Amanoslar'a yaklaşmasının sonucunda gelişmiştir. Bu iki tektonik birlik arasında, önce okyanusal nitelikli sonra da kalık denizel ortamlar yer almaktadır. Bunlar iki kıtanın birbirine yaklaşması sırasında önce sığlaşmış sonra yok olmuştur. Daha fazla sıkışma farklı tektonik birlikleri doğu yönünde birbiri üzerine iterek paketlemiştir. Bu özelliği nedeniyle Misis-Andırın bir tektonik ara birliktir. Bunun anlamı; palinspastik açıldığında bu ara birlik Toroslar ile Amanoslar arasını birleştirir ve Geç Kretase'den önce de yoktur. Bu tektonik ara birliğinin kıta kabuğu türünden bir otokton temeli yoktur. Okyanusun yok olmasından arta kalan melanj birliğin temelini oluşturmaktadır. Ancak bu zonun özelliği şudur; iki kıtanın birbirine yaklaşmasına rağmen ana çarpışma kuzeyde Maraş'dan başlayarak daha doğuya doğru olmuştur. Misis-Andırın alanı sıkışmadan, o denli etkilenmiş değildir. Çünkü burada yer alan bütün birimlerin devamları çarpışma zonundaki GD Anadolu ekay zonunda vardır (Yılmaz, 1993; Yılmaz vd., 1993). Ancak orada birimlerin tümü 1-2 km lik dar kuşak içinde sıkıştırılıp paketlenmiş konumdadır. Misis-Andırın kuşağında ise bunların eşdeğerleri 30-50 km lik bir kuşak boyunca mostra vermektedir. Bu kuşak olasılıkla, orojenezden, yanal atımlarla B-GB'ya kaçarak korunmuştur. Bu yanal atımlı sistem Şekil 6'da gösterilmiştir. Bu özellikleri nedeniyle bu kuşağa Yılmaz vd., (1993) tarafından kaçma zonu adı verilmiştir.

Teşekkür

Bu çalışma TPAO projesi olarak gerçekleştirilmiştir. TPAO Genel Müdürlüğü ve Arama Grubuna desteği nedeniyle şükranlarımızı sunarız. Bölgenin birçok jeolojik sorununa Üniversite ve TPAO'dan meslektaşlarımızın değerli katkıları olmuştur. Özellikle sayın Hüseyin Kozlu, Prof. Dr. Okay Gürpınar, Jeo. Yük. Müh. Mehmet Keskin ve Yrd. Doç. Dr. Erdinç Yiğitbaş'a içten teşekkürlerimizi bildiririz.

Kaynaklar

Ayaşlıoğlu, Y., 1970. Berke projesi-Berke Barajı TPAŞ mühendislik jeolojisi planlama raporu: DSİ arşivi (Yayınlanmamış).

Bilgin, A.Z. ve Elibol, E., 1984. Misisler NE uzanımının stratigrafisi ve yapısal konumu. TJK Bildiri özleri, s. 58. Ankara.

Dickinson, W.R. and Seely, D.R., 1979. Structure and Stratigraphy of forearc Regions. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., V. 63, p. 2-31.

Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L. and Gökçen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic melange, South Turkey. Chemical Geology, 89, 263-280, Amsterdam.

Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L. and Gökçen, N., 1992. Arcrelated origin of volcaniclastic sequences in the Misis complex, Southern Turkey. Journal of Geology, v. 100, p. 221-230.

Gökçen, S.U., Kelling, G., Gökçen, N. and Floyd, P.A., 1988. Sedimentology of a Late Cenozoic collisional sequence: the Misis Comlex, Adana, Southern Turkey. Sedimentary Geology, 59, 205-235.

Gözübol, A.M. ve Gürpınar, O., 1980. Kahramanmaraş kuzeyinin jeoloji incelemesi ve alloktaon birimlerin yerleşme modeli. Türkiye 5. petrol kongresi tebliğleri, 21-29.

Gültekin, C.M., Yeniay, G., Kozlu, H., 1992. İskenderun baseninde Horu formasyonunun stratigrafisi ve çökelme ortamı. 9. Petrol Kongresi, s. 142-190.

Karig, D.E. and Sharman, G.F., 1975. Subduction and Accretion in Trenchs. Geo. Soc. Am. Bull. 86, 377-389.

Karig, D.E. and Kozlu, H., 1990. Late Paleogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maraş south-central Turkey. Jour. Geol. Soc., London, Vol. 147, pp. 1023-1034.

Kelling, G., Gökçen, S.L., Floyd, P.A. and Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and palet convergence in the eastern Mediterranean: New data from southern Turkey: Geology, v. 15, p. 425-429.

Kozlu, H., 1982. İskenderun baseni jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor No: 1921, 67 s. (Yayınlanmamış).

Kozlu, H., 1987. Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi. Türkiye 7. Petrol Kongresi Dergisi, 104-116, Ankara.

Kozlu, H. ve Sarıtaş, B., 1978. Kadirli-Andırın civarının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAŞ, Adana Arama Md. Rapor No: 108, s. (Yayınlanmamış).

Önalan, M., 1985/1986. K.Maraş Tersiyer istifinin sedimanter özellikleri ve çökelme ortamları. İ.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, c.5, s. 1-2, 39-78.

Pampal, S., 1984. Adana havzası kuzey kesiminin stratigrafisi. TJK Bülteni, sayı. 5, 67-74.

Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). Geology of the Taurus Belt, International symp. proceedings, Eds., Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C. p. 181-198, MTA, Ankara.

Schiettecatte, J.P., 1971, Geology of the Misis Mountains. In: Campbell, A.S. (Ed): Geology and History of Turkey. Tripoli 1971, p. 453-482.

Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII: Petroleum Administration Bull, 6, 47-83, Ankara.

Seely, D.R., P.R. Vail & G.G. Walton, 1974), Trench Slope Model, In the Geology of Continental margins. C.A. Burk & C.L. Drake (eds), 249-60. New York: Springer.

Yılmaz, Y., 1983, Amanos Dağları'nın jeolojisi. Cilt. 1-4. TPAO rapor no. 1920, 591 s. (Yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., 1990, Allochthonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surroinding regions: Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 331, 611-624.

Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Am. Bull, v. 105, p. 251-271.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Gül, M.A., Kozlu, H., Yıldırım, M., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., Keskin, M., 1985 Maraş kuzeyinin jeolojisi (Engizek-Berit-Nurhak-Binboğa-Andırın dağları). Cilt 1, TPAO rapor no. 2028, 161s. (Yayınlanmamış).

Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, Ş.C., Keskin, M., 1987a, Maraş kuzeyinin jeolojisi (Andırın-Berit-Engizek-Nurhak-Binboğa Dağları): C. 2-3, TPAO rap. No. 2028, 218s.

Yılmaz, Y., Gürpınar, O. ve Yiğitbaş, E., 1988. Amanos Dağları ve Maraş dolaylarında Miyosen havzalarının tektonik evrimi. TPJD Bülteni, C: 1/1, S: 52/72.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1992, Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağının batı kesimlerinin jeolojik evrimi; Ozan Sungurlu Jeoloji Simpozyumu Bildirileri, Sayfa: 356-386, Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, Ankara.

Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. and Genç, Ş.C., 1993, ophiolitic and metamorphic assemblages of Southeast Anatolia and and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, V. 12, S. 1280-1297.