



Manavgat Havzasının (Antalya, Türkiye) Neojen Litostratigrafisi ve Yapısal Unsurları
Structural Elements and Neogene Lithostratigraphy of the Manavgat Basin (Antalya, Turkey)

Yusuf Emrah Yılmaz¹ , Ayşe Atakul-Özdemir² , Ayten Koç^{1*} 

¹ Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye

² Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tuşba 65080 Van, Türkiye

• Geliş/Received: 03.05.2023 • Düzeltmiş Metin Geliş/Revised Manuscript Received: 15.08.2023 • Kabul/Accepted: 17.08.2023
• Çevrimiçi Yayın/Available online: 04.10.2023 • Baskı/Printed: 30.01.2024

Araştırma Makalesi/Research Article

Türkiye Jeol. Bül. / Geol. Bull. Turkey

Öz: Toroslar bindirme-kıvrım kuşağı, Afrika ve Avrasya plakalarının Kretase'den günümüze değin devam eden yaklaşık K-G yönlü yakınsama hareketine bağlı olarak oluşmuştur. Bu hareket aynı zamanda Isparta Büklümü olarak bilinen karmaşık tektonik yapının gelişmesine de neden olmuştur. Neojen'de ise, Batı ve Orta Toroslar ile Isparta Büklümü'nün iç kesimleri, kırıntılı sedimanlar ve karbonatlarla karakterize edilen denizel tortul birimler ile örtülmüştür (Antalya Havza Kompleksi).

Bu denizel havzalardan biri olan Manavgat Havzası, kuzeyde Toroslar üzerine aşmalı uyumsuzluk ile yerleşmiştir. Temel olarak Manavgat Havzası, Erken Miyosen'den Pliyosen'e kadar geçen süre içerisinde 1 km'den fazla istif kalınlığına sahip olmuştur. Dolayısı ile bu döneme ait litostratigrafik kayıtlara ek olarak kabuksal deformasyona ait jeolojik kayıtları da tutması beklenmektedir. Manavgat Havzası'nda litostratigrafik olarak 7 temel birim saptanmıştır ve bunlar; önceki çalışmalar ile uyumlu olarak 1) Tepekli Formasyonu (Burdigaliyen-E. Langiyen), 2) Oymapınar Kireçtaşı (G. Burdigaliyen-Langiyen), 4) Çakallar Breşi (Langiyen), 4) Geceleme Formasyonu (G. Langiyen-Serravaliyen), 5) Karpuzçay Formasyonu (Geç Langiyen-Tortoniyen), 6) Pliyosen birimler (Yenimahalle ve Kurşunlu formasyonları) ve 7) Belkis Konglomerası (Kuvaterner) şeklinde adlandırılmıştır. Karpuzçay Formasyonuna ait 2 farklı ölçülü kesitten paleontolojik amaçlı örnekler alınmış ve yaş tayini yapılmıştır. Bu çalışmalar, Karpuzçay Formasyonu'nun G. Langiyen-Tortoniyen dönemde, derin denizel dış neritik-batiyal bir ortamda çökeltiğini göstermiştir. Litostratigrafik özelliklerin yanı sıra, Manavgat Havzası'nı şekillendiren yapısal unsurlar da çalışılmış ve Tortoniyen yaşlı Çardakköy Bindirmesi ilk defa bu çalışmada tanımlanmıştır.

Sonuç olarak, bölgede iki farklı tektonik rejimin varlığı belirlenmiştir. Buna göre, bölgede Tortoniyen öncesinde genişlemeli bir tektonik rejim mevcutken, Tortoniyen sonrasında ise sıkışmalı bir rejimin varlığı söz konusudur. Bu çalışmada elde edilen paleogerilim fazları, bölgede etkin olan Afrika ve Avrasya arasındaki K-G yönlü yakınsama hareketi ile birlikte Isparta Büklümü altındaki parçalı dalan levha kinematığının yeniden değerlendirilmesi gerektiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Isparta Büklümü, Kabuk deformasyonu, Manavgat Havzası, Miyosen denizel havzalar.

Abstract: The Tauride fold-thrusts belt has formed under ~S–N convergence between the Africa and Eurasian plates since Cretaceous time. This movement also resulted in the development of the complex tectonic structure known as the Isparta Angle. In the Neogene period, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by marine sedimentary basins (Antalya Basin Complex).

The Manavgat Basin is one of these marine basins, and unconformably rests on the Tauride in the north. Basically, the Manavgat Basin has a sedimentation thickness of more than 1 km from the Early Miocene to Pliocene.

Hence, it is expected to keep the geological records regarding the crustal deformation, besides the lithostratigraphic records during this time. Lithostratigraphically, seven basic units have been identified in the Manavgat Basin. These are, in line with previous studies; 1) Tepekli Formation (Burdigalian-E. Langhian), 2) Oymapınar Limestone (G. Burdigalian-Langhian), 3) Çakallar Breccia (Langhian), 4) Geceleme Formation (G. Langhian-Serravalian), 5) Karpuzçay Formation (G. Langhian-Tortonian), 6) Pliocene units (Yenimahalle and Kurşunlu formations), and 7) Belkis Conglomerate (Quaternary).

Biosamples were collected from two different measured sections of the Karpuzçay Formation, and the age of the formation was determined. These show that the Karpuzçay Formation was deposited in a deep marine outer neritic-bathyal environment from the Late Langhian to Tortonian. In addition to lithostratigraphic features, structural elements forming the Manavgat Basin were also studied, and the Tortonian aged Çardakköy Fault was described for the first time in this study.

As a result, the presence of two different tectonic regimes in the region was determined. Accordingly, the Manavgat Basin developed under the influence of an extensional tectonic regime before the Tortonian, and of a compressional system during the post-Tortonian. This study indicated that N-S directional convergence between Eurasia and Africa and the kinematics of the fragmented subducted plate under the Isparta Angle should be re-evaluated based on these paleostress phases.

Keywords: Crustal deformation, Isparta Angle, Manavgat Basin, Miocene marine basins.

GİRİŞ

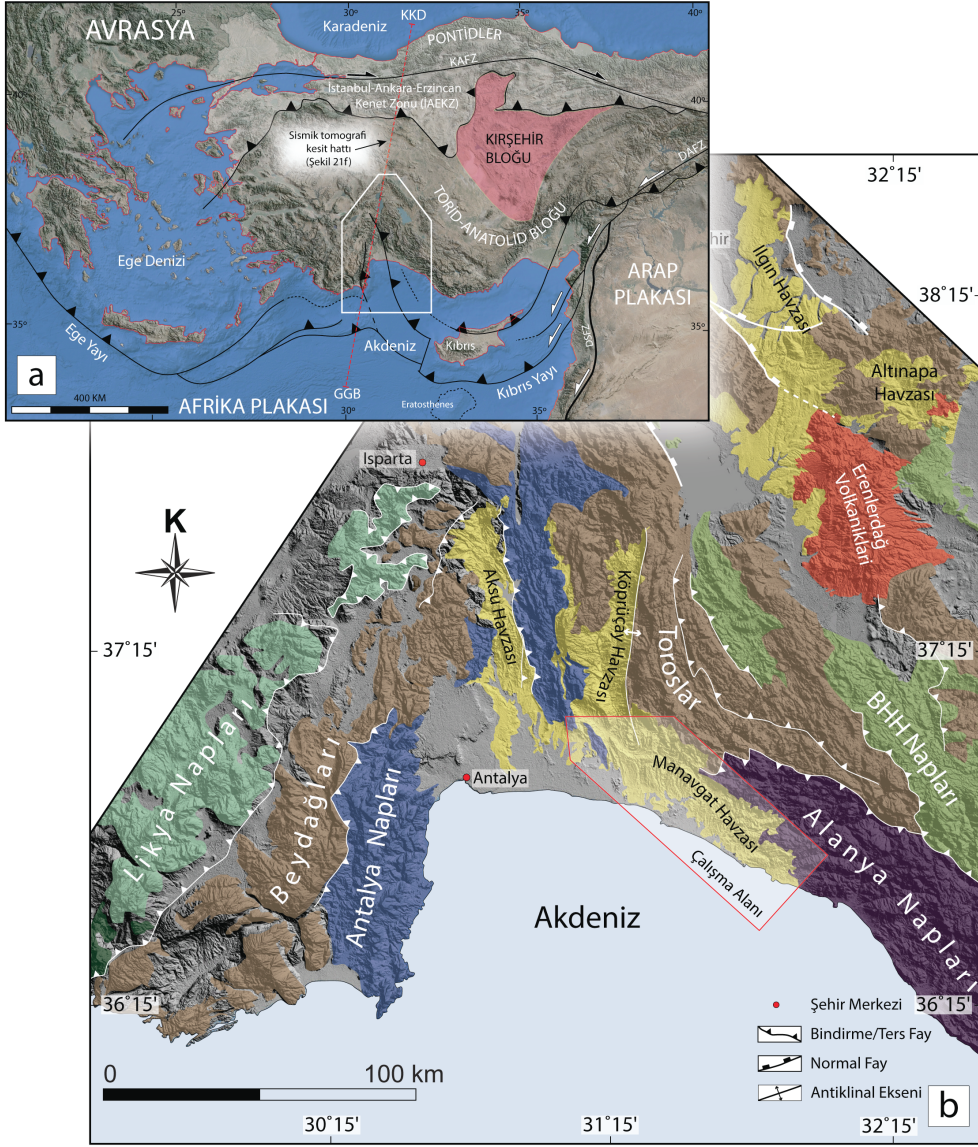
Tetis Okyanusu'nun kuzey kolunun (Paleotetis) kapanması ve sonrasında Arap-Afrika plakasının kuzey yönlü hareketine bağlı olarak Avrasya plakası ile çarpışmasının etkisiyle bu plakalar arasında yoğun bir tektonik deformasyona uğrayan Anadolu mikro plakası, Mesozoyik'ten başlayarak günümüze kadar halen oluşumunu sürdüren Alp-Himalaya orojenez kuşağı üzerinde bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Storetvedt, 1990; Barrier ve Vrielynck, 2008). Bu yakınsama hareketine bağlı olarak şekillenen Türkiye ve yakın dolayının güncel jeolojisi, eski yitik okyanusların varlığını tanımlayan birden fazla kenet zonları ile bir araya getirilmiş kolaj niteliğini taşımaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Dixon, 1984; Okay, 1986; Yılmaz, 1993; Göncüoğlu ve Dirik, 1996; Göncüoğlu vd., 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Stampfli ve Borel, 2002; Robertson ve Ustaömer, 2009; Robertson ve Mountrakis, 2006; Robertson vd., 2004; Oberhänsli vd., 2010 ve 2012; Pourteau vd., 2010; Şengör vd., 2019). Bu kenet zonlarından en önemlisi, Anadolu'nun kuzeyinde bulunan Paleotetis Okyanusu'nun tamamen tüketilmesi ve arkasından çarpışması sonucu oluşan İzmir-Ankara-Erzincan Kenet

Zonu'dur (İAEKZ) (Şekil 1a). Pontidler ve Anatolid-Torid platformu arasındaki bu çarpışma muhtemelen Geç Kretase'de başlamış ve Geç Eosen'de sona ermiştir (Okay ve Özgül, 1984; Meijers vd., 2010; Gülyüz vd., 2012). İkinci yitim zonu ise, İAEKZ'nun güneyinde Türkiye'nin orta kesiminde bulunan Toroslar ve Kırşehir Bloğu arasında meydana gelen Toros İç Kenet zonudur (Görür vd., 1984; Dilek vd., 1999; Okay vd., 1996; Clark ve Robertson, 2002; Parlak ve Robertson, 2004; Pourteau vd., 2010; Şengör vd., 2019).

Tetis Okyanusu'nun güney kolu (Neotetis) ise bugün hala Torosların güneyinde Kıbrıs Yayı ve batıda Ege Yayı boyunca dalmaya devam etmektedir. (Khair ve Tsokas, 1999; Papazachos ve Papaioannou, 1999; Biryol vd., 2011; Şengör ve Yazıcı, 2020) (Şekil 1a). Bununla birlikte, aktif olan bu dalma-batma zonunun doğuya devamında ise okyanusal kabuk tamamen tüketilmiş, Orta Miyosen sonunda Arap Plakası ile Anadolu plakasının çarpışması sonucu Bitlis Kenet Zonu oluşmuştur (Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009; Keskin, 2003; Okay vd., 2010; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 2003; Şengör ve Yazıcı, 2020). Doğu Toroslar'ın altında yüksek derinliklere ulaşan dalan levha devamlı ve

kırılmamış bir dalma-batma zonuna işaret ederken, Orta Toroslar ile Batı Toroslar'ın kesiştiği Isparta Bükümü altında Orta Miyosen'den bu yana levha ayrılmaları ve bu ayrılmalara bağlı diyagonal

yırtılmalar belirlenmiştir (Gans vd., 2009; Facenna vd., 2006; van Hinsbergen vd., 2010; Biryol vd., 2011; Koç vd., 2016b; Wasoo vd., 2020; Güvercin vd., 2021; Kalyoncuoğlu vd., 2011).



Şekil 1. a) Anadolu'yu meydana getiren temel tektonik kuşakları göstermektedir. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu (Koç vd., 2016b'den basitleştirilerek alınmıştır). (b) Isparta Açısı olarak tanımlanan bölgede (Blumenthal, 1951) bulunan temel tektonik yapılar ve birimler (Koç vd., 2016b'den alınmıştır) Dikdörtgen ile tanımlanmış bölge çalışma alanını göstermektedir. **Figure 1.** a) Showing major tectonic zones of Turkey. KAFZ: North Anatolian Fault Zone, DAFZ: East Anatolian Fault Zone, EFZ: Ecemiş Fault Zone, ÖDFZ: Dead Sea Fault System (simplified from Koç et al., 2016b). b) Major tectonic structures and lithological units (Koç et al., 2016b) in the Isparta Angle (Blumenthal, 1951). Rectangular area indicates study area.

Derinlerde meydana gelen bu karmaşık dalan levha konfigürasyonunun kabuktaki yansıması olan Isparta Büklümü, Geç Kretase'den Miyosen'e kadar etkinliğini sürdüren sıkışmalı tektonik rejim altında gelişmiştir. Yapısal olarak açılmal (A) bir şekle sahip olan bölge, birdirmeli ve naplı bir sistem ile şekillendirilmiş Mesozoyik birimlerden ve ofiyolitlerden meydana gelmektedir (Şekil 1b). Bu açılmal yapının batı kanadında yer alan en derin tektonostratigrafik birim Beydağları platformudur (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984). Üst Triyas'tan Eosen'e kadar çökelmiş olan sığ denizel kireçtaşları, dolomitler ve neritik kireçtaşlarından oluşmuş olan bu birimin üzerine, kuzeybatıdan gelen ofiyolit ve Mesozoyik sedimanter karmaşığından oluşan Likya Napları tektonik olarak yerleşmiştir (Robertson ve Woodcock, 1982, 1984; Hayward 1984; Collins ve Robertson 1997, 1998, van Hinsbergen vd., 2010). Isparta büklümü'nün doğu kanadını ise yine kıvrımlı ve bindirmeli bir kuşak olan Toroslar oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Hayward, 1984; Collins ve Robertson, 2003; Poisson vd., 2003; van Hinsbergen vd., 2010).

Miyosen dönemine gelindiğinde, uzun ve yoğun bir deformasyon geçmişine sahip olan bölge, Orta Toroslar'da (Isparta Büklümü'nün doğu kanadında) çok yönlü açılmalı bir rejimin etkisinde kalırken (Koç vd., 2012, 2016b ve 2017), ilginç bir şekilde aynı dönemde, Isparta Büklümü'nün ortasında K-G uzanımlı D-B yönlü bir kısalma söz konusudur (Dumont ve Kerey 1975; Glover ve Robertson 1998; Poisson vd., 2003; Deynoux vd., 2005; Flecker vd., 2005; Çiner vd., 2008; Schildgen vd., 2012; Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021). Miyosen yaşlı denizel havzalar ise bu deformasyonlara dair jeolojik kayıtların tutulduğu anahtar alan olma niteliği taşımaktadır. Isparta Büklümü olarak tanımlanan bölge içerisinde Miyosen döneminde oluşmuş ve Torosların üzerine uyumsuz olarak yerleşen, üç ayrı denizel havza -Aksu, Köprüçay ve Manavgat-bulunmaktadır (Karabıkoğlu vd., 2005) (Şekil

1b). Aksu ve Köprüçay Havzaları, görece Isparta Büklümü'nün merkezinde yer alırken (Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021), Manavgat Havzası ise büklümün doğu kanadında yer almaktadır. Dolayısıyla çalışma alanı olarak belirlenen Manavgat Havzası'nın, Orta Toroslar'da görülen genişleme rejiminin, Aksu Havzası'nın doğu sınırında açıkça görülen D-B yönlü sıkışmalı rejimine geçişinin zamansal ve mekânsal kayıtlarını içerisinde tutması beklenmektedir.

Önceki çalışmalarda, Isparta Büklümü'nün merkezinde gelişen bu sıkışma, Anadolu'nun Avrasya'ya göre batıya doğru hareket edişi ile açıklanmıştır ki (Deynoux vd., 2005; Glover ve Robertson, 1998; Hall vd., 2014) Arabistan-Anadolu çarpışması (Şengör vd., 2003; Faccenna vd., 2006; Hüsing vd., 2009) ve GPS verilerinden elde edilmiş hız verileri (Reilinger vd., 2006, 2010) bu düşünceye kanıt olarak gösterilmiştir. Ancak bu yaklaşım, Isparta Açısı'nın merkezindeki kısalmayı açıklamak konusunda başarılı olsa dahi Isparta Açısı'nın doğu kanadında eş zamanlı olarak gelişen D-B yönlü açılma bileşeni (Koçyiğit vd., 2000; Koç vd., 2012, 2016b ve 2017; Wasoo vd., 2020; Wasoo ve Koç, 2021) açıklamak konusunda yetersizdir.

Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzalarını etkileyen düşey eksen rotasyonlarının belirlenmesini hedefleyen paleomanyetik tabanlı çalışmalar, Köprüçay Havzası'nın saat yönünde $\sim 20-30^\circ$, Manavgat Havzası'nın $\sim 25-35^\circ$ saatin tersi yönünde döndüğünü, buna karşın Aksu Havzası'nın ise Erken-Orta Miyosen'den beri herhangi bir rotasyona maruz kalmadığını göstermiştir. Bu rotasyon verilerine ait yaşlar, Manavgat Havzası'nın evrimi ve Aksu Havzası'nın doğusunu sınırlayan bindirme fayının (Aksu Bindirmesi) yaşı ile de örtüşmektedir. Dolayısıyla, Isparta Büklümü olarak tanımlanan bu bölge içerisinde çok kısa mesafeler içerisinde gözlemlenen bu açılma, sıkışma ve dönme hareketlerinin arkasında yatan mekanizmanın yeniden kurgulanması gerekmektedir. Bu

çalışmada, yaklaşık 25 km genişliğinde, 90 km uzunluğunda ve Isparta Büklümü'nün doğu kanadında konumlanmış, KB-GD uzanımlı Manavgat Havzası'nın jeolojik evriminin kurgulanmasına çalışılmıştır. Bu amaçla, Erken Miyosen'den günümüze kadar, Manavgat Havzası'nın yapısal unsurlarının, geometrisinin, sedimanter birimlerinin ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesi hedeflenmiştir.

Bu amaçla, havzanın yapısal unsurlarının, geometrisinin ve litoloji sınırlarının belirlenmesinde optik uzaktan algılama yöntemleri uygulanırken, uzaktan algılama ile elde edilen verilerin doğruluğunun test edilmesi, dokanak ve fasiyes ilişkilerinin belirlenmesinde ise geleneksel arazi çalışmaları ve gözlemleri kullanılmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

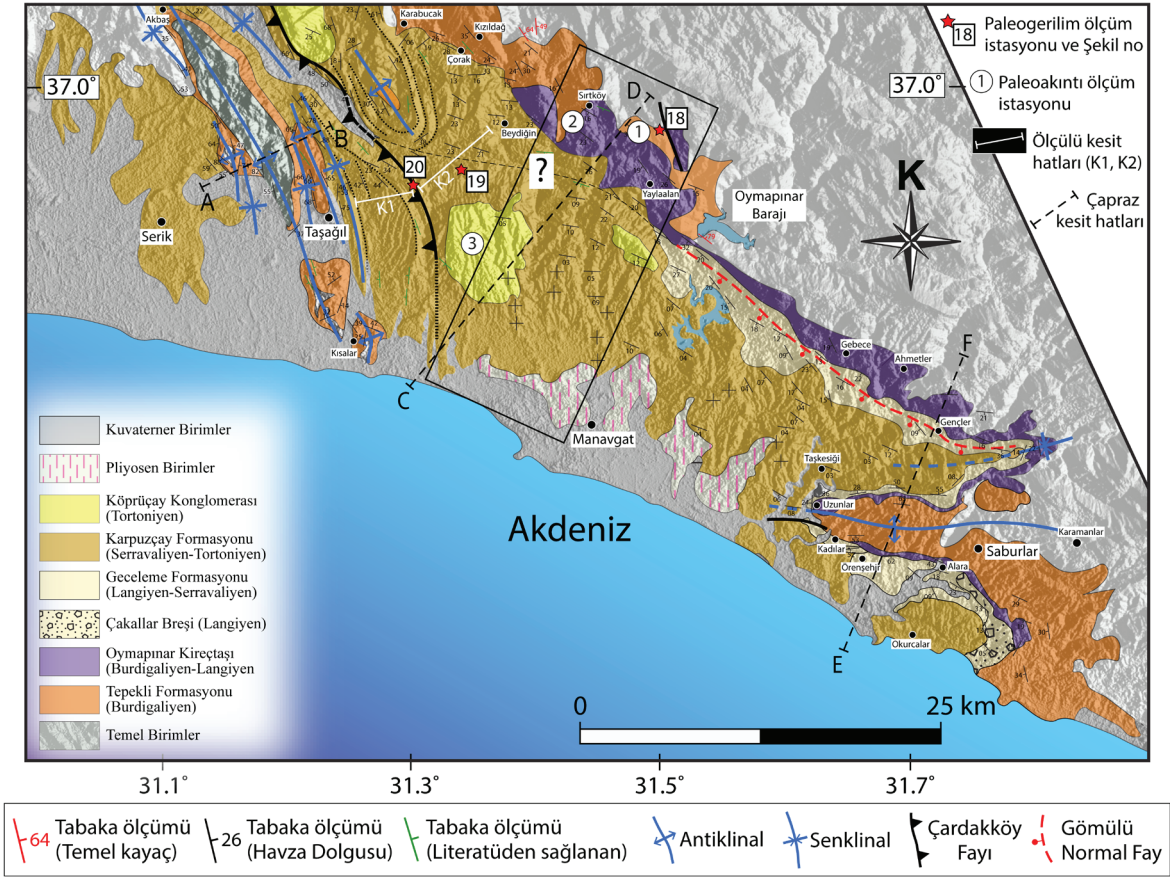
Litostratigrafi

Manavgat Havzası yaklaşık KB-GD uzanımlı yaklaşık 2200 km² alana sahip, temelde Antalya Havzası Kompleksi (Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzaları) olarak tanımlanan havzalar bileşkesi içerisinde yer alan alt havzalarından biridir. Batıda Antalya Napları, kuzeyde Toroslar ve doğuda ise Alanya Napları olarak tanımlanan temel birimler üzerine uyumsuz olarak gelen havza dolgusu, genel olarak denizel kırıntılı karakterde ve 1 km'den fazla istif kalınlığına sahiptir. Manavgat Havzası'nın batı ucu, komşusu olan Köprüçay Havzası'nın güney kenarı ile birleşerek 'L' şekilli bir dirsek yapısı oluşturmaktadır (Şekil 1b).

Manavgat Havzası'nı da içeren bölgedeki ilk haritalama çalışmaları Altınlı (1944) ve Blumenthal (1951) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu öncül çalışmadan sonra ise Flecker (1995) tarafından doktora tezi kapsamında Köprüçay, Manavgat ve Aksu havzalarının sedimantolojisi ve evrimi detaylı olarak çalışılmıştır. Diğer kayda değer sedimantolojik çalışmalar Manavgat Havzası özelinde Karabıyıkoglu (2000) tarafından

yapılırken, bölgesel olarak Antalya Havzası çerçevesinde Çiner vd. (2008) tarafından yapılmıştır. Tüm bu çalışmalar çerçevesinde, genel olarak Manavgat Havzası'nı oluşturan tortul istif, Erken Miyosen'de çökelmeye başlayan karasal ve denizel kırıntılılar ile başlarken, kabaca Orta Miyosen'de mercan resifleri ve resifal şelf karbonatları ile devam etmektedir. Orta/Geç Miyosen'de kırıntılı derin deniz çökellerini tanımlayan türbiditik seri kendini gösterirken, Pliyosen'den Günümüze kadar uzanan dönemde denizel ve fluvial birimler istifin en üst seviyelerine karşılık gelecek şekilde çökelmiştir (Çiner vd., 2008).

Manavgat Havzası'nın sedimanter istifi kuzeyden güneye doğru gençleşirken, aynı zamanda istif litolojik olarak da farklılaşmaktadır (Şekil 2). Güneyde istif temel üzerine Erken Miyosen'de uyumsuz olarak yerleşen 1) Tepekli (Şevinç) Formasyonu ile başlar (Şekil 3). Taban konglomerası niteliğinde olan bu formasyon, uyumlu olarak 2) Oymapınar Kireçtaşı (Geç Burdigaliyen-Langiye) tarafından örtülmektedir. Üst seviyelere doğru istifin tane boyu küçülerek çamurtaşına geçiş yapar. Oymapınar Kireçtaşından türemiş olan 3) Çakallar Breşi'nin alt ve üst sınırları uyumludur ve sahada lokal olarak izlenebilmektedir. 4) Geceleme Formasyonu (Langiye-Serravaliyen) olarak adlandırılan birim kendisinden önce çökelen Çakallar Breşi ve Oymapınar Kireçtaşının üzerine uyumlu ve geçişli olarak yerleşmektedir. 5) Karpuzçay Formasyonu ise türbiditik karakterde olup, yatayda ve düşeyde Geceleme Formasyonu ile geçişlidir. Pliyosen yaşlı ve yatay konumunu koruyan birimler ise tüm bu sistemi uyumsuz olarak üzerlemektedir. Bu çalışma kapsamında birimlere ait detaylı litolojik tanımlamalar, dokanak ilişkileri, yaş verileri ve çökeltme ortamına dair yorumlar aşağıda verilmiştir.



Şekil 2. Çalışma alanının revize edilmiş jeoloji haritası (1/100.000 ölçekli MTA haritasından üretilmiştir). Kesikli çizgiler yapısal kısımda verilen jeolojik kesit hatlarını belirtmektedir.

Figure 2. Revised geological map of study area (1/100,000 scale MTA geological map). Dashed lines indicate geological cross-section lines given in structural part of text.

Tepekli (Sevinç) formasyonu (TF, Burdigaliyen)

Doğrudan Mesozoyik yaşlı kireçtaşı ve şistler üzerine gelen (Şekil 4a) ve taban konglomerası özelliği taşıyan Tepekli Formasyonu ilk olarak Monod (1977) tarafından Tepekli Konglomerası olarak adlandırılmıştır. Diğer çalışmalarda Sevinç (MTA L12 paftası, 1:100.000) ya da Aksu Konglomerası (Akay vd., 1985) olarak adlandırılan birimler ise Tepekli Formasyonu'nun eşleniğidir.

Hâkim litoloji konglomera gibi gözüksün de (Şekil 4b ve 4c), birimin güneydeki devamlılığı takip edildiğinde konglomera ile ardalanmalı kumtaşı/çamurtaşı birimlerinin de istif düzenine katılması nedeni (Şekil 4d) ile bu çalışmada Tepekli Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Tepekli Formasyonu en iyi olarak kuzeyde Kızıldağ Mahallesi'nde, batıda Taşağül ilçesi civarında, doğuda ise Kadılar Mahallesi'nin kuzeyinde bulunan Saburlar Antiklinali'nin çekirdeğinde gözlenmektedir (Şekil 2).

YAŞ	BİRİM	LİTOLOJİ	TANIMLAMALAR VE FOSİL İÇERİĞİ
Kuvaterner	Belkis Kong.		Akarsu yatakları boyunca ve nehri besleyen yan kollar boyunca yüzeyleneski nehir çökelleridir. Çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşur.
ACISAL UYUMSUZLUK			
Plyosen	Yenimahalle F. Kursunlu F.		Tane destekli, gevşek yapılı erozyonel tabanlı kglomeratik birim.
ZAMANSAL BOŞLUK			
Geç Miyosen	Tortoniyen		İstifin en üst kısmı, denizel kalın tabakalı, tane destekli çakıltaşı ile karakterize edilir. <i>Dentoglobigerina altispira, Globigerinella obesa, Globigerina falconensis, Globoquadrina dehiscens, Globoturborotalia druryi, Globorotalia scitula, Globoturborotalia woodi, Orbulina bilobata, Orbulina suturalis, Orbulina universa, Paragloborotalia siakensis, Paragloborotalia mayeri, Paragloborotalia continua, Trilobatus trilobus, Globoturborotalia nepenthes, Globorotalia menardii, Neoglobobadrina acostaensis</i> (Bu çalışmada tanımlanmıştır.)
Serravaliyen	Karpuzçay Formasyonu		Çamurtaşı, kumtaşı ve konglomera araldanmalı olarak karakterize edilir. İnce-orta tabakalı ve düzgün tabakalı kumtaşı-çamurtaşı araldanmalı seviyeleri arasına giren kalın tabakalı, tane destekli kglomeratik seviyeler tanımlayıcı unsurlardır. Kanal yapısını tanımlayan lens formulu kglomeratik seviyeler bulunmaktadır. Taneler yuvarlak ve polimiktik özelliktedir. <i>Calcidiscus macintyreii, S. heteromorphus, H. ampliapertura (reworked), S. moriformis, S. neoabies, Fohsella peripheroronda, Globigerinoides sicams, Globoquadrina subdehiscens</i> (Deynoux vd., 2005)
GEÇİŞLİ DOKANAK			
Orta Miyosen	Geceleme Formasyonu		Kireçli kilitaşı/çamurtaşı/marl ve kumtaşı araldanmasından oluşan planktonik faunaca zengin birimdir. Kalın mavi çamurtaşı/marl seviyeleri ve ince kumtaşı seviyeleri ile karakterize edilir. Lokal olarak izole resif seviyeleri görülmektedir. Türbiditik karakterde olması nedeni ile büyük ölçekli slump yapıları gözlenmektedir. Birim içindeki fosil türlerine bakıldığında bol miktarda <i>Orbulina universa</i> ve <i>Globigerina nepenthes</i> biyo-zonları raporlanmıştır (Çiner vd., 2008). Akay vd. (1985) verdiği kesitte, <i>Globorotalia peripheroronda, praeorbulines, orbulines, Globigerinoides trilobus, Globigerinoides sacculifer, Globigerinoides extremus, Globorotalia cf. mayeri, Globigerinoides sp., Globigerinita sp., Globoquadrina sp., Globigerinoides obliquus</i> gibi pelajik faunaların varlığı ile, <i>Sphenolithus heteromorphus, Cyclococcolithus abisectus, Helicosphaera carteri, cyclococcolithus macintyreii, reticulofenestra pseudambilica, Sphenolithus abies, Helicosphaera euphratis, Discoaster exilis, Discoaster deflandrei</i> gibi nanofosillerin varlığını raporlamıştır.
Langhiyen	Çakallar Bresi		Killi kireçtaşı ve platformda türemiş polimiktik breş araldanmalı birimdir. Orta-kalın tabakalı, bej-beyaz renklidir. Kalınlığı bölgesel olarak değişiklik göstermektedir. Fosil içeriğine rastlanmamıştır.
Yympapınar Kireçtaşı			Resifal kireçtaşı. Orta-kalın tabakalı, açık gri-bej-beyaz renkli ve bol fosil içeriğine sahiptir. Birim içindeki fosil türlerine bakıldığında şelf karbonatlara özgü <i>Porites, Tarbellastraea, Heliastrea, Aquitamastraea, Favites, Favia, Pleistastraea, Mussismilia, Turbinaria</i> ve <i>Oxyphora</i> gibi bentik foraminiferler görülmektedir (Çiner vd., 2008). <i>Lithothamnium sp.</i> ve <i>Lithophyllum sp.</i> gibi resifal algler ile <i>Miliolidae, Textulariidae, Miogypsina, Amphistegina, Operculina, Heterostegina</i> ve <i>Globigerinid</i> gibi bentik ve planktonik foraminiferlerin varlığı rapor edilmiştir (Karabiyiköglü vd., 2005). Monod (1977) verilen tip kesitte killi kireçtaşı seviyesinde <i>Praeorbulina Glomerosae</i> zonu saptanmıştır.
Erken Miyosen	Burdigaliyen		Kalın tabakalı, tane-destekli, köşeli ve sub-köşeli granül boyutundan blok boyutuna varan yelpazede tane büyüklüğüne sahip kglomeratik birim. Taneler genel olarak kireçtaşı kökenlidir. Muhtemelen Mesozoik yaşı temel kireçtaşı birimden kaynaklanmaktadır. Bazı alanlarda, bağlayıcı malzemenin yoğunluğuna bağlı olarak kireçtaşı görülmüştür. <i>Globigerinoides altiapertura</i> Bolli, <i>G. trilobus sacculifer</i> (Brady), <i>G. trilobus trilobus</i> (Reuss), <i>Globorotalia continua</i> Blow, <i>G. acrostoma</i> Wenzel, <i>Globigerina falconensis</i> Blow, <i>G. cf. woodwoodi</i> Jenkins, <i>Catapsydrax dissimilis</i> Cushman ve Bemudez (Karabiyiköglü vd., 2000). Yerinde bulunan mercan topluluklarından <i>Tarbellastraea, Heliastrea, Porites</i> ve <i>Stylophora</i> , bazı kırılmış ya da ters dönmüş mercan kolonilerinden <i>Lithothamnium</i> ve <i>Lithophyllum</i> elde edilmiştir (Çiner vd., 2008)
Mesozoyik	Temel Kayac		Kırmızı-sarı-kızıl kahve renkli kalın-orta tabakalı, ince kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Kırmızı renkli olması karasal ortamı ifade etmektedir.
ACISAL UYUMSUZLUK			
			Antalya ve Alanya Naplarına ait birimler.

Şekil 3. Manavgat Havzasının litostratigrafik birimlerini gösteren genelleştirilmiş kolon kesit.

Figure 3. Generalized lithostratigraphic columnar section of Manavgat Basin.



Şekil 4. a) Yaylaalan Köyü'nün kuzeyinde Tepekli Formasyonu ile temel birim arasındaki uyumsuz dokanağı gösteren arazi görüntüsü. Tabaka ölçümü eğim yönü/eğim (EY/E) formatında verilmiştir, **b)** Sırtköy'ün kuzeyinde, havza sınırına çok yakın bir alanda temel üzerine yerleşen Tepekli Formasyonu'na ait saha görüntüsü. Taban konglomerası niteliğindeki birim blok boyutunda malzemelerden ve gravite etkisinde oluşmuştur, **c)** Havzanın iç kesimlerine doğru Tepekli Formasyonu'na ait konglomeratik birimdeki tane boyunun küçüldüğünü gösteren saha görüntüsü, **d)** Manavgat Havzası'nın doğusunda yer alan Saburlar Antiklinali'nin güney kanadında (Çakallar Mahallesi'nin kuzeyinde) gözlenen Tepekli Formasyonu'na ait istif gösteren arazi görüntüsü.

Figure 4. a) Field view showing unconformable contact between Tepekli Formation and basement unit north of Yaylaalan village. Bedding measurement provided in dip direction/dip amount (DD/D) format. **b)** Field view of Tepekli Formation resting on basement unit. Located north of Sırtköy, it is situated quite close to the basin boundary. Basal conglomeratic unit of the formation consists of rock materials in block size under effect of gravity. **c)** Field view showing grain size of conglomerate gradually decreasing as it moves further into the basin interior. **d)** Field view showing succession of Tepekli Formation on southern flank of Saburlar Anticline, located east of Manavgat Basin (north of Çakallar Mahallesi).

Tepekli Formasyonu temel üzerine açılal uyumsuzlukla yerleşmiştir. Birimin kendisi güneye doğru eğimli iken, karbonatlardan ve sistlerden oluşan Mesozoyik yaşlı temel birim ise yüksek deformasyona maruz kalmış kıvrımlı-kırıklı özellikte olup kabaca 60-70° kuzeye doğru eğimlidir (Şekil 4a).

Birim havzanın batısında Karpuzçay Formasyonu tarafından, havzanın orta kesimlerinde ve doğusunda ise Oymapınar Kireçtaşı tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 2). Bu dokanak ilişkisi, en güzel Oymapınar baraj kenarında ve Çakallar-Saburlar yolu üzerinde gözlenir ki bu yol boyunca, Tepekli Formasyonu'nun istif karakterinin kuzeydekinden (Şekil 4b) oldukça farklı olduğu gözlenir (Şekil 4d).

Tepekli Formasyonu alt seviyelerde (havzanın kuzeyinde) blok boyutunda, alt-üst tabaka sınırlarının belirgin olmadığı, gravite etkisinde gelişen kütle akışına bağlı kaotik bir seviye ile başlar (Şekil 4b). Üst seviyelere doğru kırmızı-sarı renkli kumtaşı-çamurtaşı ve tabakalı konglomeratik seviyeler ile aralanmalı, erozyonal tabanlı birimlerle devam eder (Şekil 4d). En üst seviyelerde ise birim tekrar kabalaşarak, tane destekli, yarı-köşeliden iyi yuvarlaklaşmış tanelere sahip konglomeratik seviye ile sonlanır. Konglomerayı oluşturan taneler, kaynak kayaya bağlı olarak lokal değişiklikler göstermektedir. Sevinç Mahallesi civarında konglomerayı oluşturan taneler %50 oranında gri renkli kireçtaşı kökenli iken, %40 oranında kırmızımsı-kahve renkli kumtaşından ve %10 koyu renkli metamorfik kayalardan türemiştir. Konglomeratik seviyelerde herhangi bir derecelenme ve boylanma dikkati çekmez.

Çiner vd. (2008), Tepekli Formasyonu içerisinde yerinde bulunan mercan topluluklarından *Tarbellastraea*, *Heliastrea*, *Porites* ve *Stylophora* fosilleri ile bazı kırılmış ya da ters dönmüş

mercan kolonilerinden de *Lithothamnium* ve *Lithophyllum* fosillerinin varlığını raporlamıştır. Bu fosil topluluğuna bağlı olarak Tepekli Formasyonu'na Burdigaliyen-Erken Langiyen yaşı verilmiştir (Çiner vd., 2008). Bununla birlikte İslamoğlu (2002) tarafından Alarahan mevkiinden alınan kesitte, bentik/planktonik foraminifere (*Operculina* ve *Amphistegina* sp.) ve mercan türlerine (*Tarbellastraea* sp., *Favites*) dayanarak Burdigaliyen yaşı verilmiştir. Karabıykoğlu vd. (2000) tarafından yapılan çalışmada ise, *Globigerinoides altiapertura* Bolli, *G. trilobus sacculifer* (Brady), *G. trilobus trilobus* (Reuss), *Globorotalia continua* Blow, *G. acrostoma* Wezel, *Globigerina falconensis* Blow, *G. cf. woodiwoodi* Jenkins, *Catapsydrax dissimilis* Cushman ve *Bemudez* fosillerini tanımlamış ve içeriğe bağlı olarak Tepekli Formasyonu Burdigaliyen olarak yaşlandırılmıştır. Önceki çalışmalar ve arazi gözlemleri dikkate alındığında, bu çalışmada Tepekli Formasyonu için Burdigaliyen yaşı benimsenmiştir.

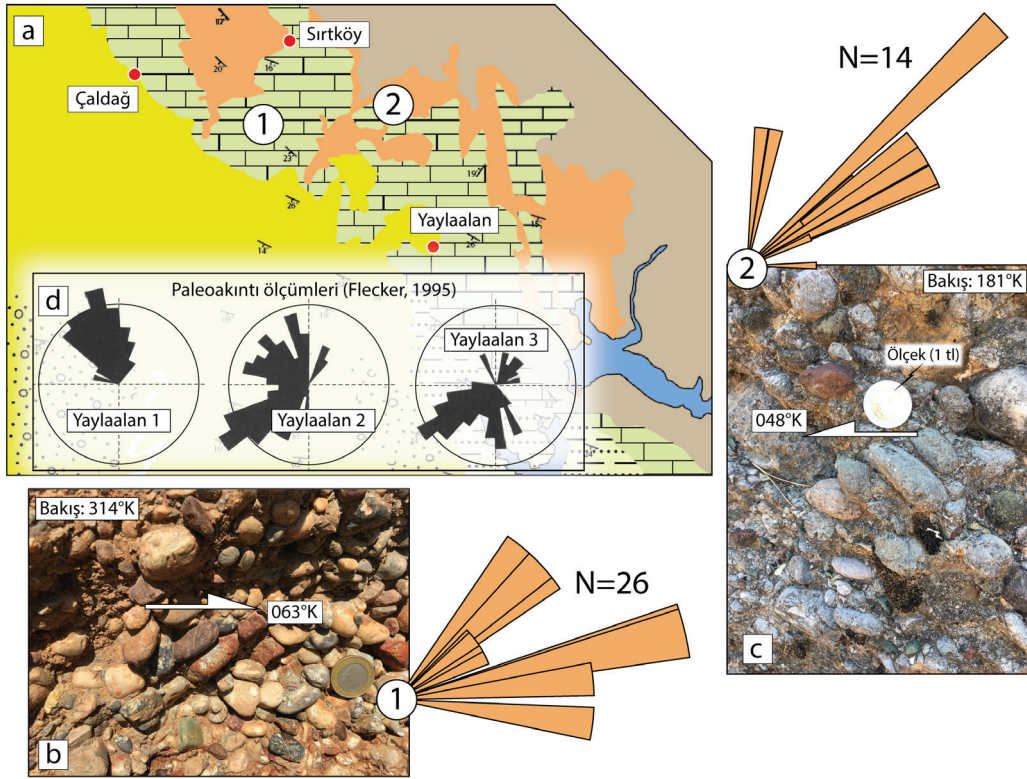
Arazi gözlemlerine ek olarak, Tepekli Formasyonu'nun beslenme yönünü saptamak amacı ile birime ait konglomera seviyelerinde gözlenen biniklik yapılarından paleoakıntı ölçümleri alınmıştır. İki farklı lokasyondan toplam 40 adet ölçüm alınmış ve gül diyagramında gösterilmiştir (Şekil 5). Yapılan analizler sonucunda ortalama akım yönü Lokasyon-1 için 063°K olarak belirlenirken, Lokasyon-2 için 048°K olarak bulunmuştur (Şekil 5b ve 5c). Bu akış yönleri kendi içinde tutarlı olmasına rağmen Flecker (1995) tarafından aynı bölgeden alınan paleoakıntı ölçümlerinden farklıdır (Şekil 5d).

Havzanın kuzey sınırına yakın olan bölgelerde gözlenen ve birimin alt seviyelerini temsil eden blok boyutunda, kaotik yapılı, alt-üst tabaka sınırları belirgin olmayan, masif breş/konglomera seviyeli birim, kaynak kayacın yakınlarında gravite etkisinde gelişen kütle hareketleri olarak yorumlanmıştır (Şekil 4b). Havzanın güneyinde

gözlenen ve nispeten istifin üst seviyelerine karşılık gelen kaba çakıl boyutunda konglomeratik seviyeler ile ardalanmalı kırmızı-sarı-yeşil renkli ince taneli kumlu-siltli-killi seviyeler (Şekil 4c) alüviyal fan (karasal)-fan delta (denizel) geçiş ortamını temsil etmektedir. Üst seviyelerde görülen iyi yuvarlaklaşmış, tane destekli konglomeratik seviye ise fan-delta ortamı olarak yorumlanmıştır.

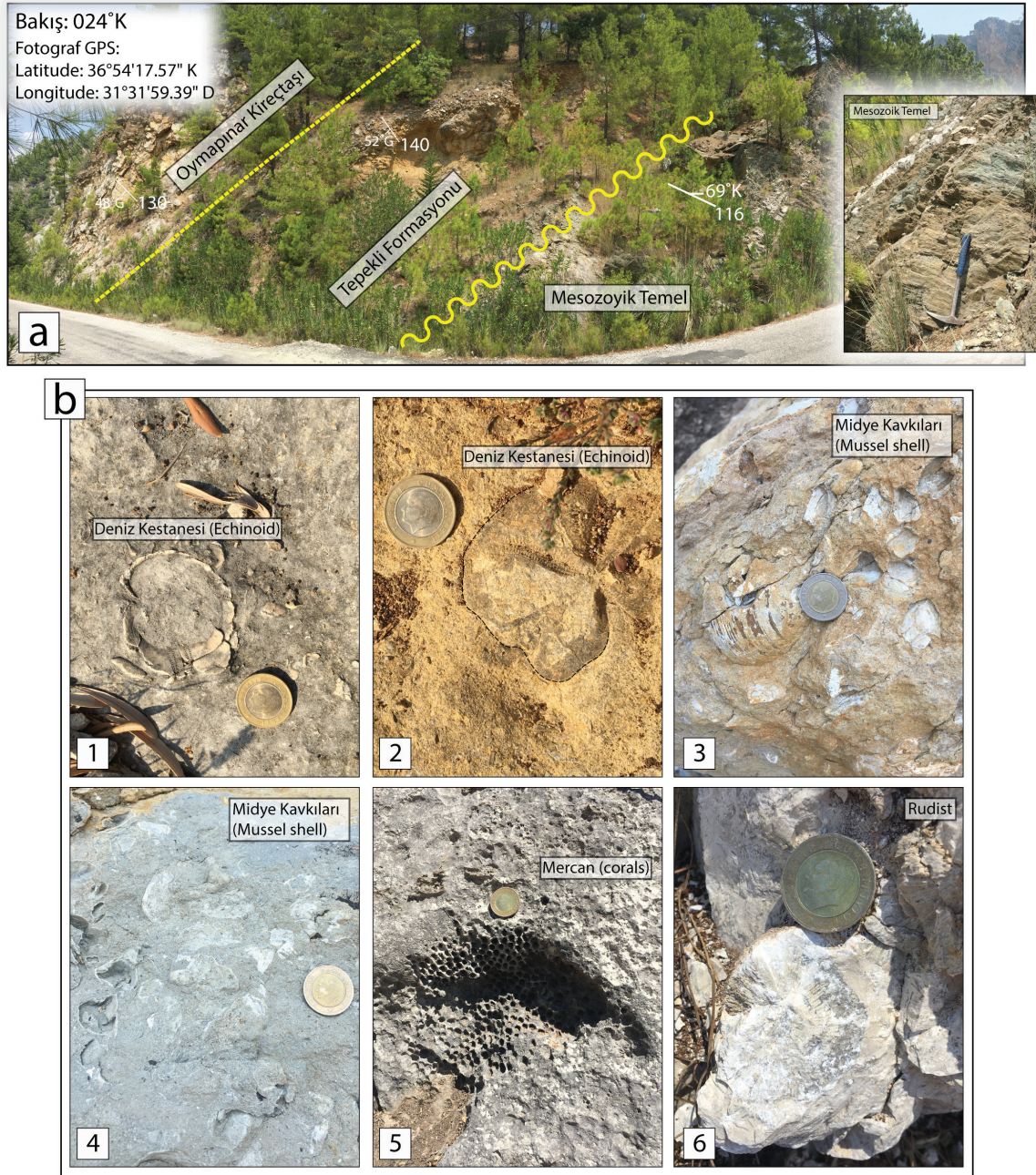
Oymapınar kireçtaşı (OK, Burdigaliyen-Langiyen)

Manavgat Havzası'nın kuzey sınırına yakın bölgelerde ince bir kuşak şeklinde gözlemlenen (Şekil 2) ve Tepekli Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Oymapınar Kireçtaşı (Şekil 6a) ilk olarak Altınlı (1944) tarafından Burdigaliyen Kalkeri olarak tanımlanmıştır. İlk defa Oymapınar Kireçtaşı olarak adlandırılması ise Monod (1977) tarafından yapılmıştır.



Şekil 5. a) Tepekli Formasyonuna ait konglomeratik birimden alınan paleoakıntı ölçümlerinin lokasyonunu ve yönlerini gösteren harita, **b)** Lokasyon 1'den alınan ölçümleri (N=26) gösteren gül diyagramı ve biniklik yapısını gösteren yakın plan arazi görüntüsü, **c)** Lokasyon 2'den alınan verilerin (N=14) gül diyagramında gösterimi ve biniklik yapısını gösteren yakın plan saha görüntüsü, **d)** Flecker (1995) tarafından Yaylaalan bölgesinden alınan verilerin (biniklik yapısı) gül diyagramında gösterimi.

Figure 5. a) Map showing location and directions of paleocurrent measurements collected from conglomerate unit of Tepekli Formation. Rose diagrams show measurements taken from **b)** Location 1 (N=26) and **c)** Location 2 (N=14), and close-up field view of clast imbrications observed in these locations. **d)** Rose diagrams show paleocurrent data (imbrication) taken from Yaylaalan region by Flecker (1995).



Şekil 6. a) Oymapınar Barajı'nın doğu yakasında temel birim üzerine açısal uyumsuzlukla gelen Tepekli Formasyonu ve onu uyumlu olarak üzerleyen Oymapınar Kireçtaşı, **b)** Oymapınar kireçtaşı içerisinde görülen fosil toplulukları; **1 ve 2)** Gebece mevkiinde gözlemlenen deniz kestanesi, **3 ve 4)** Oymapınar barajı kenarında görülen Midye kabukları, **5)** Çaldağ civarında gözlemlenen Mercan ve **6)** Rudist.

Figure 6. a) Tepekli Formation lies on top of basement unit with angular unconformity east of Oymapınar Dam. Oymapınar Limestone overlies it conformably. **b)** Fossil assemblages observed in Oymapınar Limestone; **1 and 2)** Echinoids observed in Gebece region, **3 and 4)** Mussel shells observed near Oymapınar Dam, **5)** Coral and **6)** Rudist observed around Çaldağ.

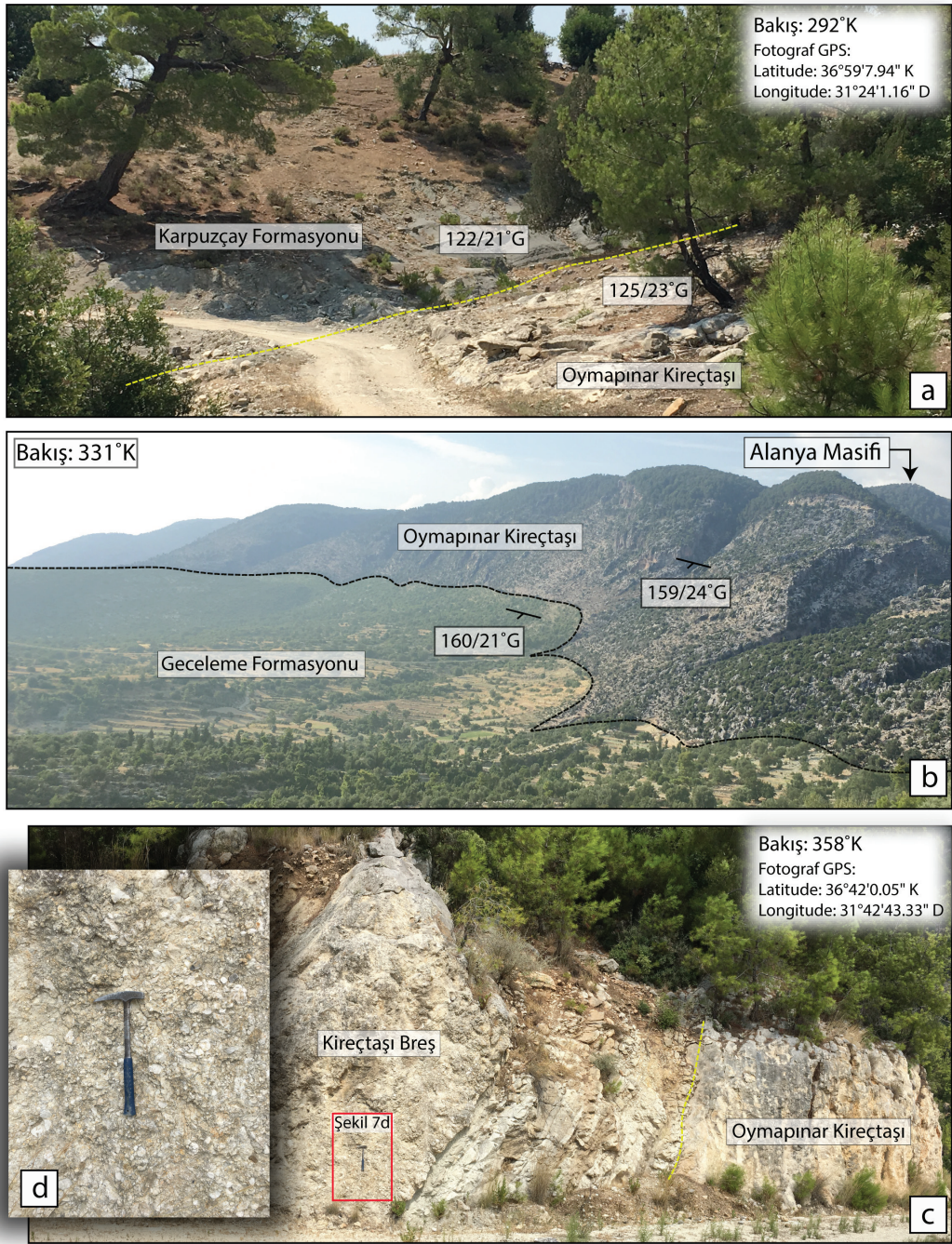
Birim genel olarak orta/kalın tabakalı, açık beyaz/bej renkli olmasına rağmen bazı seviyelerde mavi/gri renkli ve bol makro fosil içermektedir (Şekil 6b). Oymapınar Kireçtaşı, Manavgat Havzası'nın kuzeyinde Sırtköy, Yaylaalan ve Ahmetler civarında yüzlek verirken, doğuda Saburlar Antiklinali'ni çevrelediği kısımlarda ince bir hat şeklinde yüzeylemektedir (Şekil 2). Bununla birlikte, havzanın kuzeybatısında, Yaylaalan Mevkii'nin güneyinde, Oymapınar Kireçtaşı'nın yanal devamlılığını kaybetmektedir. Bu durum, Oymapınar Kireçtaşının düşeyde üstten ve alttan sınırlayan birimlerle uyumlu (tabaka doğrultu/eğim değeri) olmasına istinaden Oymapınar Kireçtaşı'nın batıya doğru kamalanarak Karpuzçay Formasyonu'na yanal geçiş yaptığı şeklinde yorumlanmıştır. Oymapınar Kireçtaşı ~20-25° güneye, havza merkezine doğru eğimlidir (Şekil 2). Birim, Karabucak, Kızıldağ ve Sırtköy civarında Tepekli Formasyonu üzerine uyumlu olarak yerleşirken (Şekil 6a), Gebece ve Ahmetler Mevkii'nde ise doğrudan Alanya Metamorfikleri'nin üzerine uyumsuz olarak yerleşmiştir (Şekil 7a). Benzer şekilde, Oymapınar Kireçtaşının üst dokanak ilişkisi de yersel olarak değişiklik göstermektedir. Havzanın kuzeybatısında, Çaldağ civarında Oymapınar Kireçtaşı, Karpuzçay Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülürken (Şekil 7a), kuzeyde Oymapınar Barajı civarında Geceleme Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir (Şekil 7b). Bununla birlikte, havzanın kuzeydoğu (Gençler Mahallesi'nin kuzeyi) ve doğusunda (Çakallar Mahallesi) Oymapınar Kireçtaşı Çakallar Breşi tarafından örtülmektedir (Şekil 7c ve 7d). Bu durum ise, havza içerisinde farklı paleo-ortamın varlığına işaret etmektedir.

Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşının ve oluşum ortamının belirlenmesi amacı ile bünyesinde barındırdığı fosil türlerinin tanımlanmasına çalışılmıştır. Bu çalışmalardan biri İslamoğlu (2002) tarafından yapılmıştır. İslamoğlu (2002) çalışmasında Alarahan kesitinin üst seviyelerinde

Praeorbulina glomerosa, *Praeorbulina sicana* gibi planktonik foraminiferler ile alt seviyelerinde *Borelis cf melo*, *Peneroplis sp.*, *Operculina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Textulanidae* gibi bentik ve *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus* gibi planktonik foraminiferlerin varlığını göstermiştir. Araştırmacı, aynı çalışmasında farklı kesitlerde *Chlamys scabrella bolienensis*, *Pecten fuschi venus multilammella*, *Ostrea sp.* gibi yumuşakça faunasının varlığına da işaret ederek, Oymapınar Kireçtaşı için Geç Burdigaliyen-Langiyen yaşını önermiştir. Oymapınar Kireçtaşı'na değinilen diğer çalışmalarda (Akay ve Uysal, 1985; Çiner vd., 2008; Karabıyıkoglu vd., 2000 ve Flecker, 1995) da Oymapınar Kireçtaşı için benzer yaşlar öne sürülmüştür. Yapılan önceki çalışmalar ve arazi gözlemleri dikkate alınarak, bu çalışmada ise Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşı Geç Burdigaliyen-Langiyen olarak benimsenmiştir. Fosil içeriği baz alındığında, Oymapınar kireçtaşının sığ denizel ortamda (şelf) çökeldiğini söylemek mümkündür.

Çakallar breşi (ÇB, Langiyen)

Çakallar Breşi, havzanın doğu kısmında lokal olarak gözlenmektedir ve ilk olarak Akay ve Uysal (1984) ve Akay vd. (1985) tarafından adlandırılmıştır. Birimin kireçtaşı kökenli olması (Şekil 7d) nedeniyle sahada Oymapınar Kireçtaşı'ndan ayırt edilmesi zordur. Killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanmalı ve yer yer kalın breş seviyelerinin de dahil olması ile gelişen birim, orta kalın tabakalı, genel olarak açık sütsü beyaz/bej rengi ile karakterize edilmektedir. Keskin-düz tabakalanma tabanı, kaotik ve kötü organize olmuş polimiktik (metamorfik taneler içerir) özelliktedir. Breşi meydana getiren taneler kuzeyden güneye doğru küçülmektedir (Akay vd., 1985). Birimin tip kesiti Çakallar Mahallesi civarında olmasına dayanarak adlandırılmasında bu isim kullanılmıştır (Şekil 7c).



Şekil 7. a) Çaldağ Mevkii'nde Oymapınar Kireçtaşı'nın, Karpuzçay Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlendiğini gösteren arazi görüntüsü, **b)** Oymapınar Barajı civarında Oymapınar Kireçtaşı ile Geceleme Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren saha görüntüsü, **c)** Çakallar breşisi ile Oymapınar kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi ve **d)** Çakallar breşinin yakın plan saha görüntüsü.

Figure 7. a) Field view of Oymapınar Limestone around Çaldağ province, which is overlaid conformably by the Karpuzçay Formation, **b)** Field view of the conformable contact between Oymapınar Limestone and Geceleme Formation in vicinity of Oymapınar Dam, **c)** Field observation of contact relationship between Çakallar Breccia and Oymapınar Limestone, and **d)** Close-up view of Çakallar Breccia.

Çakallar Breşi altta Oymapınar Kireçtaşı ile uyumludur (Şekil 7c). Üst dokanak ise stratigrafik olarak Geceleme Formasyonu ile uyumlu olup, Geceleme Formasyonu içerisinde yanall olarak incelenerek kaybolmaktadır. Bu nedenle bazı bölgelerde birimin yanall devamlılığı takip edilememektedir. Breş, kuzeyde normal istif düzeninde iken, 15-20° güneye doğru eğimlidir. Ancak havzanın doğusunda, Saburlar Antiklinali'nin kuzey ve güney kanadında ölçülen eğim değerleri 50-55°'ye varmaktadır.

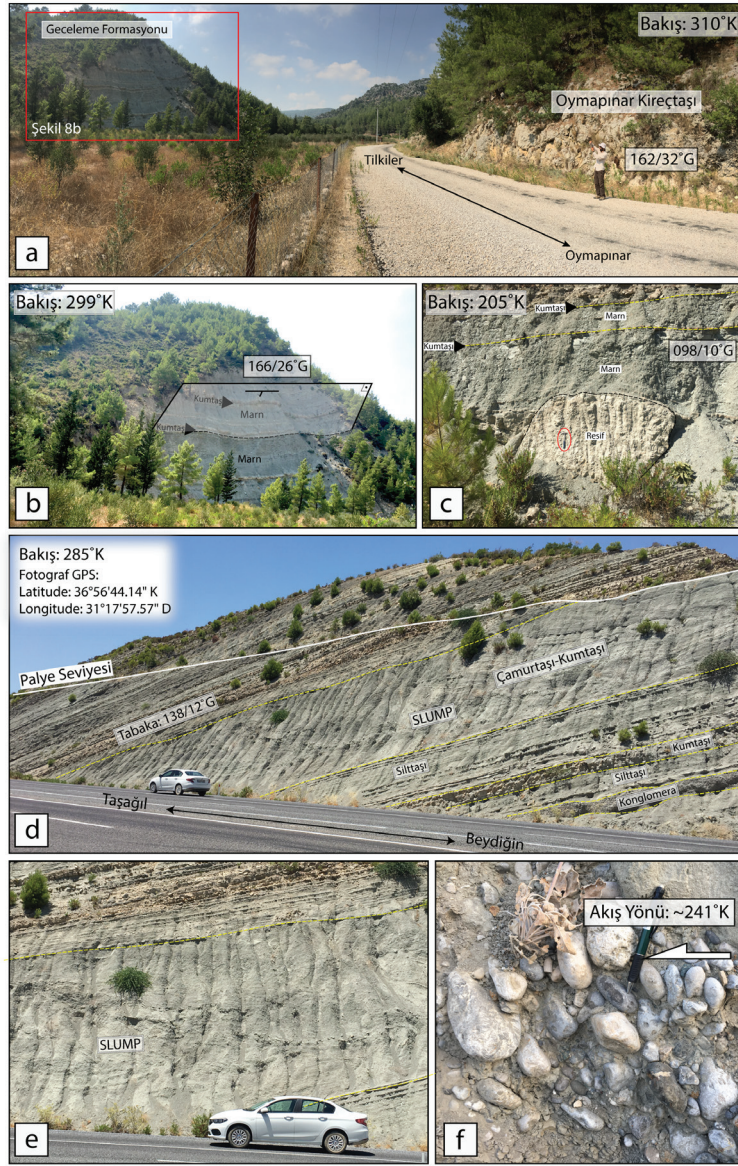
Birimin fosil içeriğine dair çalışmalar kısıtlıdır. Birim içerisinde fosil bulunamayışı nedeniyle stratigrafik olarak alt ve üst sınırları dikkate alınarak yaş tayini yapılmıştır. Birimi tabandan sınırlayan Oymapınar Kireçtaşı'nın yaşının üst sınırı Langiyen olarak belirlenmiştir. Bununla birlikte, Çakallar Breşi Geceleme Formasyonu'nun alt seviyelerine karşılık gelmektedir. Bu nedenle Çakallar Breşi'nin yaş Langiyen olarak belirlenmiştir (Akay vd., 1985). İslamoğlu (2002) ise Çakallar Breşi'nin yaşını Üst Burdigaliyen-Langiyen olarak yine stratigrafiye dayalı göreceli yaş verilmiştir. Bu çalışmada da Çakallar Breşi'nin yaş Langiyen olarak benimsenmiştir.

Tanelerin köşeli, blok boyutunda, kaotik-kötü organize olmuş ve bağlayıcı malzeme olarak CaCO₃ varlığı, Çakallar Breşi'nin yamaç önü ortam koşullarında çökeldiğini düşündürmektedir. Karakbıyıköğlü vd. (2000) bu ortamın yaklaşık K-G uzanımlı normal karakterli Fersin Fayı tarafından kontrol edildiğini önermektedir. Çakallar Breşi'nin sınırlı yayılımı (lokal) ve kuzeyden güneye tane boyunda görülen küçülme göz önüne alındığında, Karakbıyıköğlü vd. (2000) tarafından önerilen depolanma ortamı Çakallar Breşi için olası açıklama niteliği taşımaktadır.

Geceleme formasyonu (GF, Geç Langiyen-Serravaliyen)

Geceleme Formasyonu, Oymapınar Kireçtaşı ile Karpuzçay Formasyonu arasında gelişen bir geçiş zonu niteliği taşımaktadır. Birim Manavgat Havzası'nın kuzeydoğu ve doğusunda yüzelemektedir. Adını Gençler Mahallesi'nin eski adı olan Geceleme Köyü'nden almaktadır ve ilk olarak Blumenthal (1951) tarafından Geceleme Marnları olarak tanımlanmıştır. Geceleme Formasyonu'nun en iyi gözlemlendiği alanlar, kuzeyde Oymapınar Barajı-Gençler mevkiinde, doğuda ise Örenşehir ve Alara civarıdır. Havzanın kuzey kısmında, Oymapınar Kireçtaşı üzerine doğrudan uyumlu olarak gelen Geceleme Formasyonu (Şekil 7b ve 8a) mavi-gri renkli marn, kiltası ve ince kumtaşı ardalanmalı istif düzeni ile kendini belli eder (Şekil 8b). Marnlı seviyeler orta-kalın tabakalı ve bol planktonik fosil içeriğine sahiptir. Bununla birlikte, birim içerisinde blok boyutunda izole olarak gelişen resif birlikleri de göze çarpmaktadır. Bu resiflerin Geceleme Formasyonu'na ait tabakalanma ile ilişkisi yerinde olduğunu göstermektedir (Şekil 8c).

Birimin üst sınırı Karpuzçay Formasyonu ile yanall ve düşey geçişlidir ve birimleri belirgin bir sınır ile ayırmak her zaman mümkün olamamaktadır. Geceleme Formasyonu, Oymapınar Barajı'nın batısında yanall devamlılığı incelenerek Karpuzçay Formasyonu içerisinde kamalanır ve kaybolur. Havzanın kuzeyinde, birim içerisinden alınan tabaka ölçümleri 20-25° güneye doğru eğim verirken, güneye doğru havza merkezine doğru gidildikçe, bu eğim değerleri 8-10°'ye kadar düşmektedir (Şekil 8c).



Şekil 8. a) Geceleme Formasyonunun, Oymapınar Kireçtaşı'nı, uyumlu olarak üzerlediğini gösteren saha görüntüsü (Oymapınar-Tilkiler yolu üzeri), **b)** Şekil 8a'da kırmızı dikdörtgen ile belirtilen bölgede Geceleme Formasyonu'nun yakın plan saha görüntüsü, **c)** Geceleme Formasyonu içerisinde blok boyutunda ve yerinde gözlenen resifal oluşum (Jeolog çekiçi ölçek olarak verilmiştir), **d)** Taşağıl-Beydiğın yolu üzerinde, yol yarması boyunca gözlenen türbiditik karakterdeki Karpuzçay Formasyonu'nun saha görüntüsü, **e)** İstifte bazı seviyelerde görülen slump yapıları bulunduğuna dikkat ediniz, **f)** Şekil 8. d'deki konglomeratik seviyede gözlemlenen tane boyunu, biniklik yapısını ve belirlenen akıntı yönünü (241°K) gösteren arazi görüntüsü.

Figure 8. a) Field view showing that Geceleme Formation conformably overlies the Oymapınar Limestone (on the Oymapınar-Tilkiler road), **b)** Close-up field view of Geceleme Formation, identified by red rectangle in Figure 8a, **c)** Isolated and in-situ reef formation in block size within Geceleme Formation (hammer used as scale), **d)** Field view of turbiditic Karpuzçay Formation observed along road cut on Taşağıl-Beydiğın road, **e)** Slump structures seen at levels of Karpuzçay Formation, **f)** Field view showing grain size, imbrication, and determined paleocurrent direction (241°N) in conglomerate level in Figure 8d.

Geceleme Formasyonu fosil içeriği bakımından oldukça zengindir. İslamoğlu (2002) tarafından yapılan çalışmada, karından bacaklı (gastropoda) ve çift kavkılı (bivalve) yumuşakçaların varlığı belirtilmiştir. Araştırmacı aynı çalışmasında Oymapınar ölçülü kesitinde *Helicosphaera kamptneri* Hay-Mohler, *Cyclicargolithus abisectus* (Muller), *Calcidiscus leptoporus* (Murray-Blackman), *Dictyococites productus* (Kamptner), *Dictyococites bisectus* (Hay-Mohler-Wade), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) ve *Pontosphaera sp. gibi nannoplanktonlara ve Praeorbulina glomerata glomerata* (Blow) gibi planktonik foraminifere rastlamış, ve bu fosil bileşkesine dayanarak Geceleme Formasyonu'nun Langiyen-Erken Serravaliyen zamanında çökeldiğini belirtmiştir. Akay vd. (1985) tarafından yapılan çalışmada ise planktonik mikrofauna ve nannoplankton fosillerine göre birimin yaşı Langiyen ve kısmen de Serravaliyen olarak belirlenmiştir. Karabıyıkoglu vd. (2000) ve Çiner vd. (2008) ise çalışmalarında birim içerisinde bol miktarda *Orbulina Universa* ve *Globigerina nepenthes* biyozonlarının varlığına işaret ederek, birimin yaşının Geç Langiyen-Serravaliyen olduğunu öne sürmüşlerdir. Arazi gözlemleri sırasında dikkati çeken stratigrafik ilişkiler ve önceki çalışmalardaki yaş verilerine dayanarak bu çalışmada birim için Geç Langiyen-Serravaliyen olarak yaşlandırılmıştır.

Geceleme Formasyonu'nda kil boyutunda malzemenin baskın olması, kıltaşı-marn birimlerinin ince kumtaşı seviyeleri ile ardalanmalı olarak gelişmesi, birimin derin deniz ortamında oluştuğuna işaret eder. Benzer şekilde, bol miktarda planktonik foraminifer seviyeleri ve nannoplankton faunası içermesi, yine formasyonun derin deniz ortamında çökeldiğine işaret etse de bazı seviyelerde izole halde bulunan resif yamalarının varlığı, ortamın sınırının çok da duraylı olmadığını ifade etmektedir.

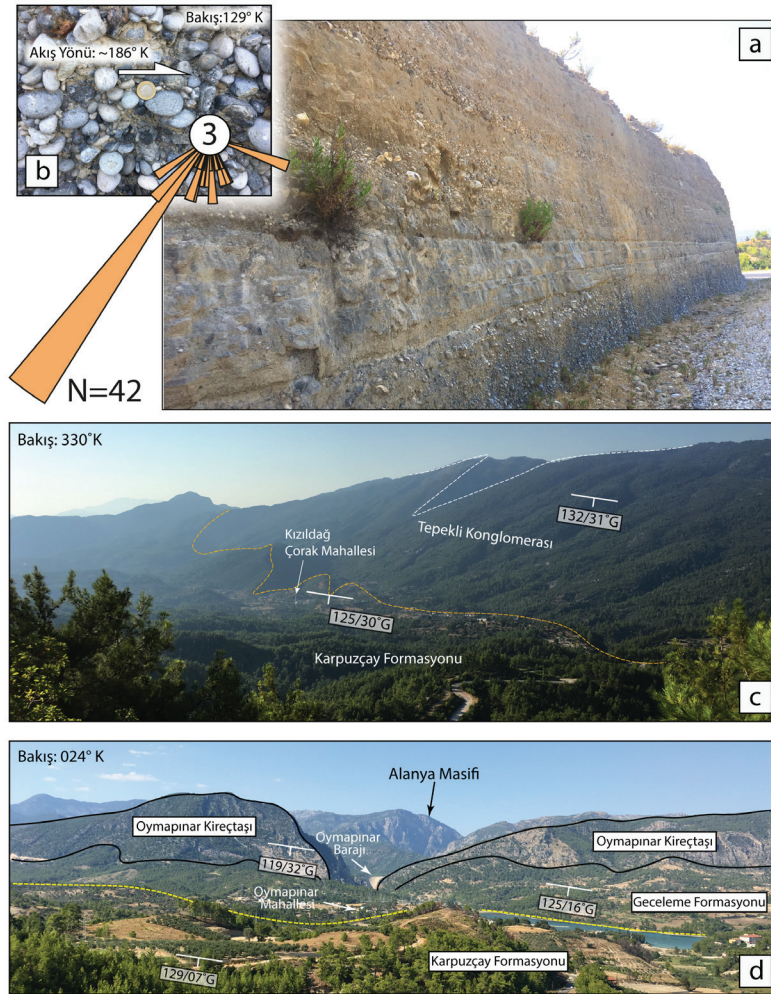
Karpuzçay formasyonu (KÇF, Serravaliyen-Tortoniyen)

Karpuzçay Formasyonu, Manavgat Havzası'nda en geniş yayılıma sahip olan birimdir (Şekil 2). Manavgat Havzası özelinde batıda Serik ilçesinin kuzey kesimlerinden başlayarak, doğuda ise Çamlitepe-Okurcalar hattının doğusuna kadar uzanmaktadır. Adını havzanın doğusunda bulunan Karpuzçay'dan almaktadır. Akay vd. (1985)'ten önce farklı isimler ile -Aksuçay Formasyonu (Akbulut, 1977); Manavgat Molası (Monod, 1977); Kayabaşı Formasyonu (Hadımlı, 1968) olarak tanımlanmıştır. Karpuzçay Formasyonu, genellikle kıltaşı/silttaşı-kumtaşı-konglomera ardalması ile karakterize edilen türbiditik seriden oluşan kalın bir istifdir (Şekil 8d). Birim, paralel tabakalı çamurtaşı-silttaşı ile desimetre kalınlığında normal derecelenmeli, genellikle düz-keskin tabakalı kumtaşları ile kendini gösterir. İstifte sedimantasyon ile aynı zamanlı irili ufaklı slump (Şekil 8e) yapıları gözlenmektedir. Konglomeratik seviyelerde ise çakıl taneleri arasında iyi gelişmiş biniklik yapıları dikkati çeker (Şekil 8f ve 9b). En üst seviyede, Karpuzçay Formasyonu kalın bir konglomera istifi ile son bulur ve bu konglomeratik seviyenin yatay konumu bozulmamıştır (Şekil 9a). Karpuzçay Formasyonu'nun geneline bakıldığında yukarıya doğru kabalaşan bir istif niteliği taşıdığını söylemek mümkündür.

Karpuzçay Formasyonu, tabanda farklı birimleri -Tepekli Formasyonu, Oymapınar Kireçtaşı ve Geceleme Formasyonu'nu- uyumlu olarak örtmektedir. Tepekli Formasyonu ile dokanak ilişkisi en iyi havzanın kuzey-batı kesiminde, Kızıldağ-Çorak civarında (Şekil Şekil 9c) ve güney-batı kesiminde Taşağıl mevkiinde yer alan kıvrım setine ait kanatlarda gözlenmektedir. Havzanın kuzey kısmında Çaldağ civarında, Oymapınar Kireçtaşı üzerine doğrudan uyumlu olarak gelen Karpuzçay Formasyonu (Şekil 7a), Geceleme Formasyonu ile yatayda ve düşeyde geçişli olması nedeni ile bu iki birim arasındaki

sınır çok belirgin değildir (Şekil 9d). Manavgat Havzası'nın kuzeyinde Karpuzçay Formasyonu yaklaşık 15-20° güneye doğru eğimlidir ve eğim miktarı güneye doğru, havza merkezine doğru gidildikçe yatay konuma gelmektedir (Şekil 9a ve 9d). Pliyosen birimler bu yatay konumdaki

Karpuzçay Formasyonu üzerine yerleşmiştir. Manavgat Havzası'nda Messiniyen dönemine ait jeolojik kayıt eksiktir ve dolayısıyla depolanmanın olmadığı döneme karşılık gelmektedir. Dolayısıyla, Karpuzçay Formasyonu'nun üst sınırı yatay Pliyosen birimlerle tanımlanmaktadır.

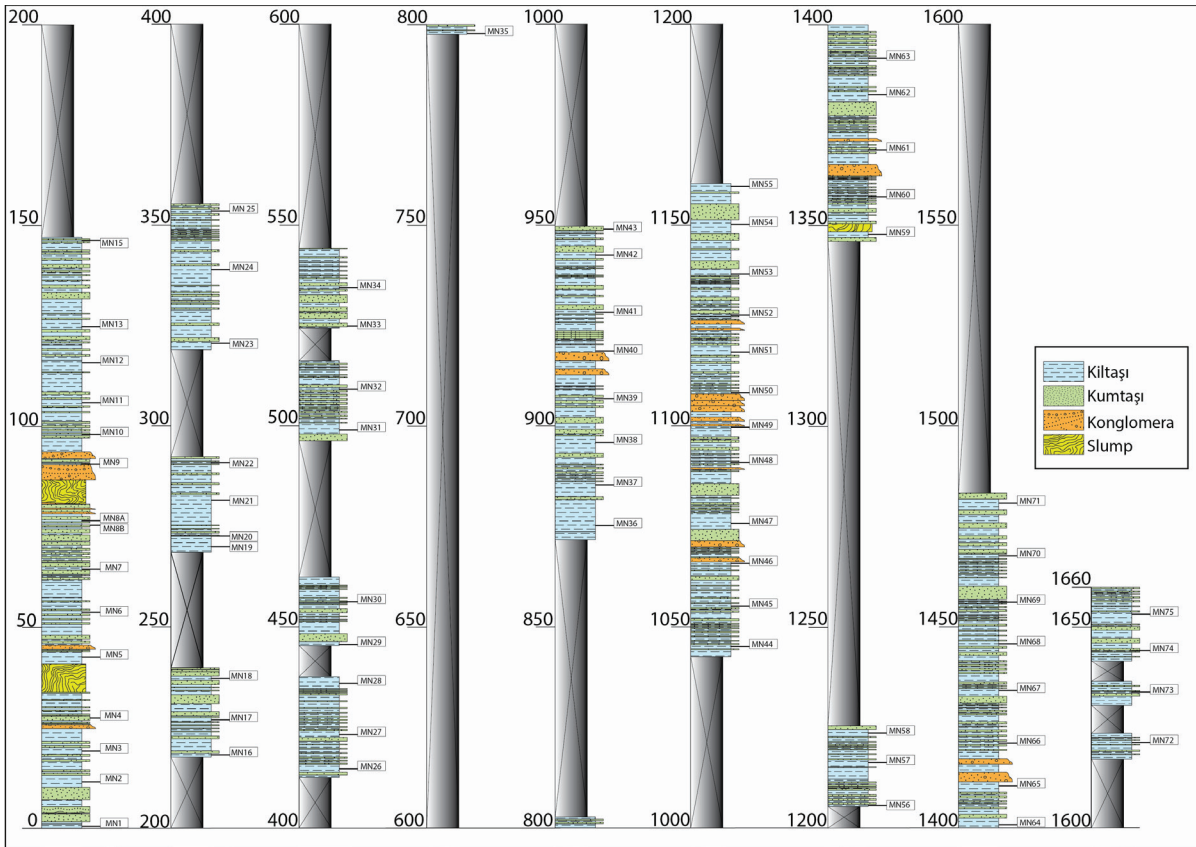


Şekil 9. a) Karpuzçay Formasyonu'nun en üst seviyesinde görülen ve yatay konumlanmış konglomeratik birim, **b)** Şekil 9a'da saha görüntüsü verilen konglomera içerisinde gözlemlenen biniklik yapısını ve belirlenen akış yönünü (186°K), **c)** Kızıldağ-Çorak mevkiinde Karpuzçay Formasyonu'nun Tepekli Formasyonu ile uyumlu dokanak ilişkisi, **d)** Oymapınar Barajı yakınlarında Karpuzçay Formasyonu ile Geceleme Formasyonu arasındaki uyumlu dokanak ilişkisini gösteren arazi görüntüsü.

Figure 9. a) Horizontal conglomeratic unit seen at top of Karpuzçay Formation, **b)** Imbrication structure and determined paleocurrent direction (186°N) observed in the conglomerate, its field view given in Figure 9a, **c)** Conformable contact relationship between Karpuzçay Formation and Tepekli Formation in Kızıldağ-Çorak locality, **d)** Field view showing conformable contact relationship between Karpuzçay Formation and Geceleme Formation near Oymapınar Dam.

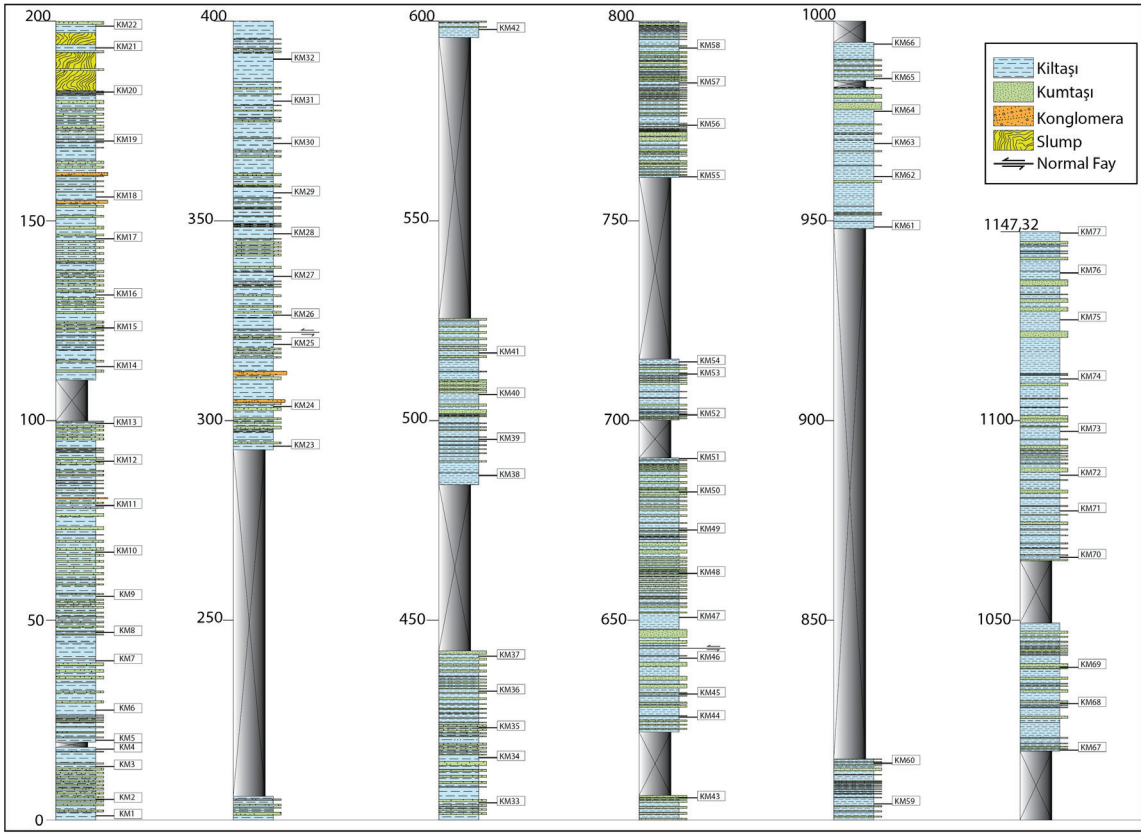
Arazi çalışmaları kapsamında, Karpuzçay Formasyonu'ndan Taşağıl-Beydiğin yolu boyunca iki ayrı (K1 ve K2) ölçülü kesitleri yapılmıştır. Kesitler Manavgat Havzası ile Köprüçay Havzası'nın kesiştiği dirsek bölgesinden alınmıştır (K1 ve K2 katları Şekil 2'de gösterilmiştir). Kesitlerden ilki (K1), yaklaşık 5500 m boyunca kayıplar dahil edilmeksizin yaklaşık 700 m (kayıplar dahil ~1600 m) kalınlığa sahiptir. Bu istifin ölçümü kabaca doğudan (Başlangıç Lokasyonu: 36°56'46,15''K, 31°17'59,90''D; Bitiş Lokasyonu: 36°56'07,57''K, 31°14'57,27''D)

batıya doğru yapılmıştır ve 75 adet paleontolojik amaçlı örnekler toplanmıştır (Şekil 10). İkinci set (K2) için ise yaklaşık 6800 m yatay mesafede 690 m'lik (kayıplar dahil ~1150 m) ölçülü kesit yapılmıştır. Bu kesit ise kabaca kuzeydoğudan (Başlangıç Lokasyonu: 36°58'41''K, 31°21'47''D; Bitiş Lokasyonu: 36°56'59''K, 31°18'18''D) güneybatıya doğru alınmıştır. Bu kesit boyunca 77 adet paleontolojik amaçlı örnek alımı (Şekil 11) yapılarak, foraminifer içeriklerinin belirlenebilmesi için yıkamalar yaptırılmıştır.



Şekil 10. Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K1 ölçülü kesiti. Kesit hattı Şekil 2'de gösterilmiştir.

Figure 10. MN-K1 measured section of Karpuzçay Formation. The section line is indicated on map in Figure 2.



Şekil 11. Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K2 ölçülü kesit. Kesit hattı Şekil 2’de gösterilmiştir.

Figure 11. MN-K2 measured section of Karpuzçay Formation. The section line is indicated on map in Figure 2.

Karpuzçay Formasyonu fosil içeriği bakımından oldukça zengindir. Akay vd. (1985) çalışmasında Taşağıl kesitinde *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globoquadrina sp.*, *Globigerinita unicava*, *Globigerinita sp.*, *Globorotalia cf. Peripheroronda*, gibi pelajik fauna ile *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus abies*, *Cyclococcolithus macintyreii*, *Discoasterexilis*, *Coccolithus pelagicus*, *Discolithina multipora*, *Helicosphaera euphratis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera perch-nielseniae* gibi nannoplankton varlığından bahsetmiştir. Aynı çalışmada verilen Gençler

kesitinde ise yukarıda verilen fosillere ek olarak *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides obliquus* gibi pelajik faunaların varlığına da rastlanmıştır. Manavgat havzasında yapılan kesitlerden elde edilen nannoplankton zonları ise NN5-NN6 ve NN7 olarak belirlenmiştir. Bu durumda, Karpuzçay Formasyonunun yaşı Akay vd. (1985) tarafından Langiyen-Tortoniyen olarak belirlenmiştir. Karabıyıkoglu vd. (2000) tarafından ise *Globorotalia acostaensis acostaensis* biyozonunun varlığına dayanarak Tortoniyen-Messiniyen olarak kabul edilmiştir.

Karpuzçay Formasyonu içerisinde alınan MN-K1 ve MN-K2 ölçülü stratigrafik kesitleri boyunca alınan paleontolojik amaçlı örnekler incelendiğinde farklı oranlarda foraminifer

içeriğine sahip seviyeler bulunduğu gibi bazı seviyelerde ise hemen hemen hiç foraminifer türlerine rastlanmamıştır. İstif içerisinde tanımlanan formlarda *Orbulina* cinsine ait türlerin stratigrafik dağılımları kesit boyunca devamlılık göstermekte ve örnekler içerisinde belirgin oranlarda bulunmaktadır. Kesitler boyunca tanımlanan türler arasında geniş stratigrafik dağılıma sahip, *Dentoglobigerina altispira*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinella obesa*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia scitula*, *Globoturborotalita druryi*, *Globoturborotalita woodi*, *Orbulina bilobata*, *Orbulina suturalis*, *Orbulina universa*, *Paragloborotalia siakensis*, *Paragloborotalia continuosa*, *Trilobatus altospiralis*, *Trilobatus trilobus* yer almaktadır (Şekil 12a). Bu türlerin yanı sıra stratigrafik kesitlerin üst seviyelerine doğru geç Serravaliyen-Tortoniyeni karakterize eden *Globoturborotalita nepenthes*, *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina acostaensis* türleri de tanımlanmıştır. Kesitler içerisinde *Orbulina universa* türünün varlığı Geç Langiyen-Serravaliyen'i karakterize ederken Geç Serravaliyen-Tortoniyen ise *Globoturborotalita nepenthes* ve *Neogloboquadrina acostaensis* türlerinin ortaya çıkışları ile temsil edilmektedir. Zon tanımlamasında da kullanılan önemli biyohorizonlardan biri olan *Neogloboquadrina acostaensis*'in ilk görünümü ile Karpuzçay Formasyonu içerisinde Tortoniyen tanımlanmıştır. Dolayısıyla, tanımlanan planktonik foraminifer türlerinin ilk ortaya çıkışları ve yaşam menzilleri kullanılarak ölçülen istifler kapsamında Karpuzçay Formasyonu'nun yaşı Serravaliyen-Tortoniyen olarak belirlenmiştir (Şekil 12b).

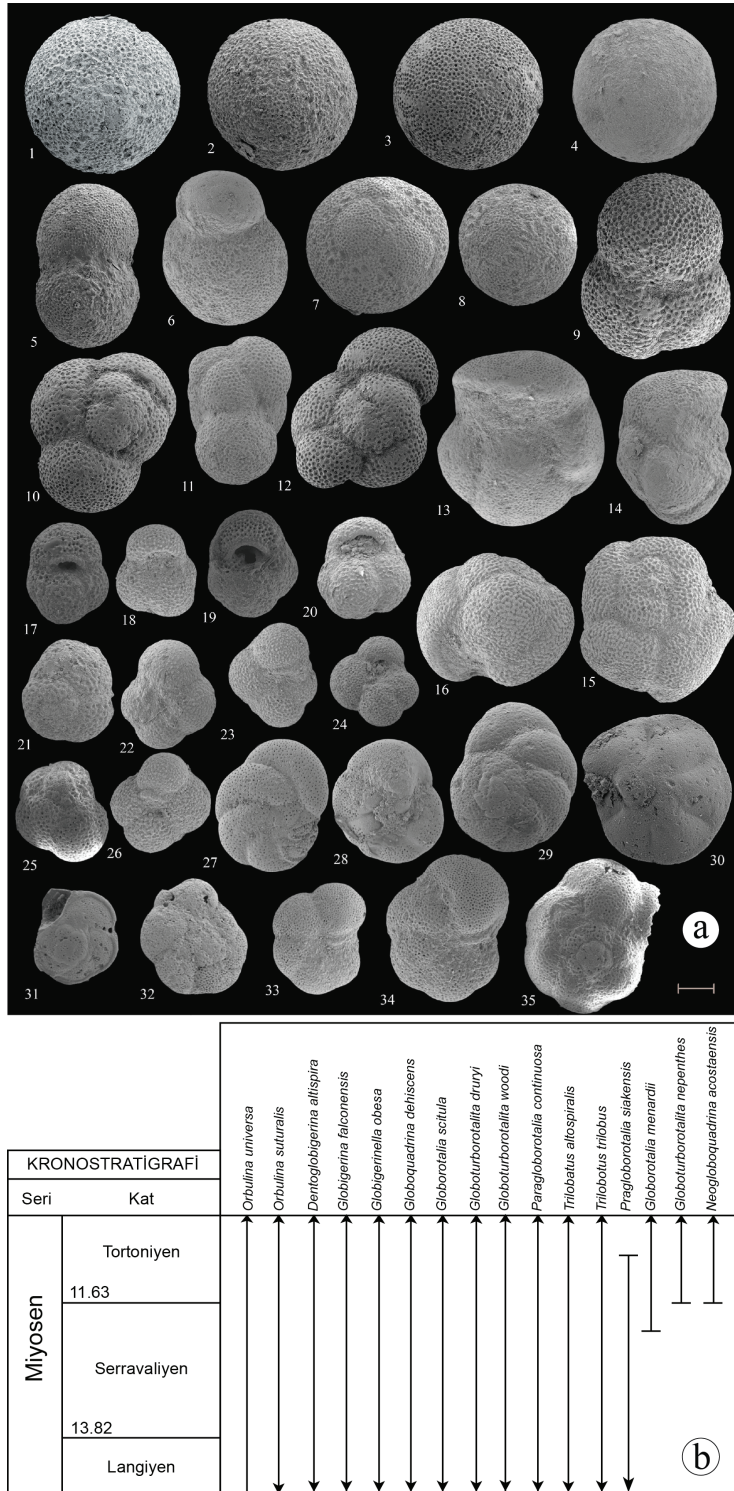
Karpuzçay Formasyonu'nun en genç üyesi olan yatay konumlu konglomeralar içerisinde iyi gelişmiş biniklik yapılarından 42 adet paleoakıntı

yönü ölçümü alınmıştır (Şekil 9b). Gül diyagramı üzerine yerleştirilen ölçümlerden ortalama akıntı yönü 186°K, yani kuzeyden güneye olarak belirlenmiştir.

Karpuzçay Formasyonu'nun tane boyu dağılımına bakıldığında istifin alt seviyelerinde gözlemlenen kil-mil boyutundaki askıdaki malzemenin çökmesine bağlı olarak sakin kıyıda uzakta denizel ortamı temsil etmektedir. İnce malzemenin ince kumtaşı seviyeleri ile aralanmalı olarak gelişmesi, derin deniz ortamında geliştiğini göstermektedir. Benzer şekilde, fosil içeriği de (bol miktarda planktonik foraminifer seviyeleri ve nanoplankton faunasını içermesi) dikkate alındığında, birimin derin deniz ortamında çökeldiği söylemek mümkündür. Ancak, formasyonun üst seviyelerine doğru tane-destekli erozyonel tabanlı konglomeratik birimler sıklıkla görülmeye başlar (Şekil 8f). Tabakalar arasında görülen slump ya da kütle hareketleri ile birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 8e). Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinin çökeltme ortamı olarak fan-delta ortamını temsil ettiğini söylenebilir.

Pliyosen birimler

Pliyosen yaşlı birimler, Manavgat Havzası'nın güneyinde sahil kesimine yakın olan alanlarda görülen çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı aralanması ile kendini göstermektedir. Genel olarak Pliyosen yaşlı birimler kireçtaşı-kiltası-kumtaşı aralanması ile tanımlanan 1) Yenimahalle Formasyonu (Şekil 13a) ve yine çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı aralanmalı, 2) Kurşunlu Formasyonu olarak ayırt edilmiştir. Havzanın güneyinde yatay konumlanmış olan Karpuzçay Formasyonu yine yatay konumunu koruyan Pliyosen birimler tarafından üzerlenmektedir.



Şekil 12. a) Karpuzçay formasyonunda ölçülen stratigrafik kesitlerden elde edilen planktonik foraminiferlerin SEM fotoğrafları (Ölçek 1-16: 100µm; 17-35: 140µm). 1-4. *Orbulina universa* d'Orbigny (1,2:KM23; 3:KM27;4:KM61);

5, 6. *Orbulina bilobata* (d'Orbigny) (5:KM23; 6:KM61); 7, 8. *Orbulina suturalis* (Brönnimann) (KM53); 9. *Trilobatus trilobus* (Reuss) (KM18); 10-12. *Trilobatus altospiralis* Spezzaferri (1:KM15; 2:KM23; 3:KM44); 13, 14. *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (KM51); 15, 16. *Dentoglobigerina altispira* (Cushman & Jarvis) (MN29); 17, 18. *Globoturborotalita druryi* (Akers) (KM40); 19-20. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd) (19:KM40; 20:MN60); 21-23. *Paragloborotalia continuosa* (Blow) (21-22: KM65; 23:MN60); 24. *Globoturborotalita woodi* Jenkins (MN74); 25, 26. *Globigerina falconensis* Blow (MN44); 27-30. *Globorotalia scitula* (Brady) (27-28: KM15; 29,30:MN45); 31. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady) (MN74); 32-35. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) (KM25), b) Karpuzçay Formasyonu'nda tanımlanan planktonik foraminifer türlerinin ilk ortaya çıkışları ve yaşam menzillerini gösteren basitleştirilmiş grafik (Verilen foraminifer türleri stratigrafi gözetmeksizin verilmiştir).

Figure 12. a) SEM photographs of planktonic foraminifers obtained from stratigraphic sections measured in Karpuzçay Formation (Scale 1-16: 100µm; 17-35: 140µm). 1-4. *Orbulina universa* d'Orbigny (1,2:KM23; 3:KM27;4:KM61); 5, 6. *Orbulina bilobata* (d'Orbigny) (5:KM23; 6:KM61); 7, 8. *Orbulina suturalis* (Brönnimann) (KM53); 9. *Trilobatus trilobus* (Reuss) (KM18); 10-12. *Trilobatus altospiralis* Spezzaferri (1:KM15; 2:KM23; 3:KM44); 13, 14. *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (KM51); 15,16. *Dentoglobigerina altispira* (Cushman & Jarvis) (MN29); 17, 18. *Globoturborotalita druryi* (Akers) (KM40); 19-20. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd) (19:KM40; 20:MN60); 21-23. *Paragloborotalia continuosa* (Blow) (21-22: KM65; 23:MN60); 24. *Globoturborotalita woodi* Jenkins (MN74); 25, 26. *Globigerina falconensis* Blow (MN44); 27-30. *Globorotalia scitula* (Brady) (27-28: KM15; 29,30:MN45); 31. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady) (MN74); 32-35. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) (KM25). b) Simplified illustration showing first emergence and life spans of planktonic foraminiferal species collected from Karpuzçay Formation (foraminiferal species are given without consideration of stratigraphic level).

Belkıs konglomerası (Kuvaterner)

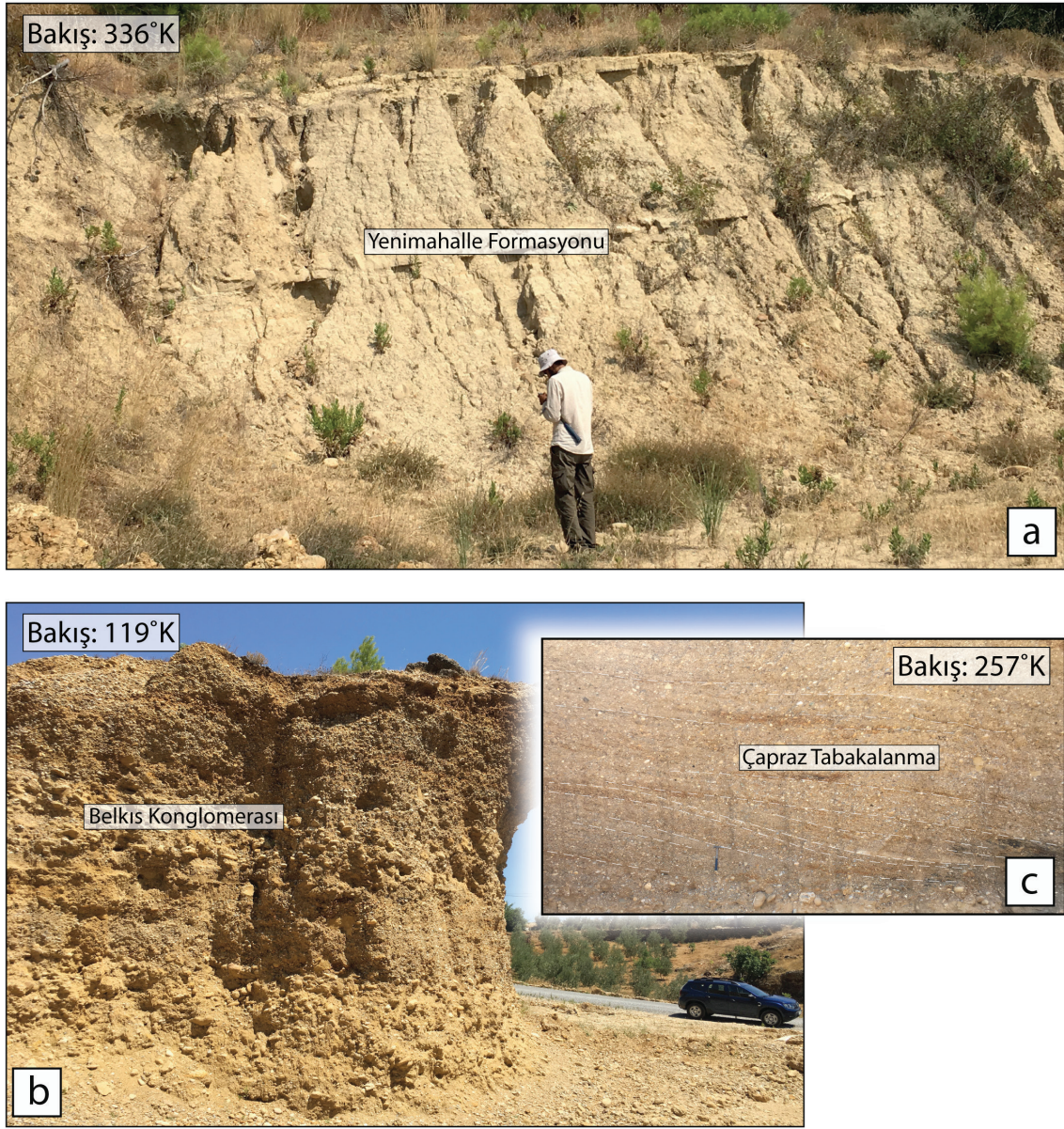
Kuvaterner yaşlı Belkıs Konglomerası ilk olarak yine Blumenthal (1951) tarafından tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Birim genel olarak Manavgat Havzası'nın güney kesimlerinde yüzeylemektedir. Konglomeratik seviyelerdeki tane boyu dağılımı ince çakıltaşından kaba çakıl boyutuna (1-20 cm) kadar geniş aralıkta dağılım göstermektedir (Şekil 13b). Konglomeratik seviyeler genellikle tane destekli, yuvarlak ya da yarı-yuvarlak tanelerden oluşmaktadır. Taneler, %80 oranında beyaz-gri renkli kireçtaşlarından oluşurken, geriye kalan %20'lik kısım ise farklı kayalardan türemiş tanelerden oluşmaktadır. Manavgat Havzası'nın en genç birimini oluşturan Belkıs Konglomerası erozyonel tabanlı çapraz tabakalı (Şekil 13c) yapısı ile arazi gözlemlerinde kolayca ayırt edilebilmektedir. Bu özellikleri ile akarsu ortamını temsil etmektedir.

Yapısal Jeoloji

Manavgat Havzası'nın yapısal unsurlarının belirlenmesinde öncelikli olarak Uzaktan Algılama (UA) uygulamaları kullanılmıştır. Sonrasında ise UA ile belirlenen anahtar alanlara gidilerek, buradaki yapısal unsurlar üzerine arazi gözlemleri yapılmıştır. Yapılan UA çalışmaları ve arazi gözlemleri aşağıda detaylı bir şekilde verilmiştir.

Uydu görüntülerinden çizgiselliklerin belirlenmesi

Bu çalışma kapsamında, çizgiselliklerin belirlenmesinde ve karakterizasyonunda NASA tarafından açık kaynak olarak sağlanan Landsat8 ETM⁺, Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) ve Google Earth (Quickbird) görüntüleri kullanılmıştır. Kullanılan ASTER ve Landsat 8 ETM görüntülerine ait index detayları Çizelge 1'de verilmiştir.



Şekil 13. a) Pliosen birimler ve b) Belkis Konglomerasına ait saha görüntüsü, c) Belkis konglomerasına ait çapraz tabakalanmaya ait yakın plan saha görüntüsü.

Figure 13. Field views of a) Pliocene units and b) Belkis Conglomerate, c) Close-up view of cross-bedding stratification of Belkis Conglomerate.

ASTER görüntüleri ile çalışırken 3 adet görünür (VNIR – 15 m konumsal çözünürlük) 6 tane kısa dalga boyu (SWIR – 30 m konumsal çözünürlük) olmak üzere, toplamda 9 band kullanılmıştır. Landsat 8 ETM ile yapılan

çalışmalarda ise 3 adet görünür (RGB – 30 m konumsal çözünürlük), 3 adet kısa dalga boyu (SWIR – 30 m konumsal çözünürlük) ve bir tane pankromatik (Band 8 – 15 m konumsal çözünürlük) band olmak üzere toplam 7 band kullanılmıştır.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan ASTER görüntülerine ait katalog bilgisi.**Table 1.** Catalog information on ASTER images used in this study.

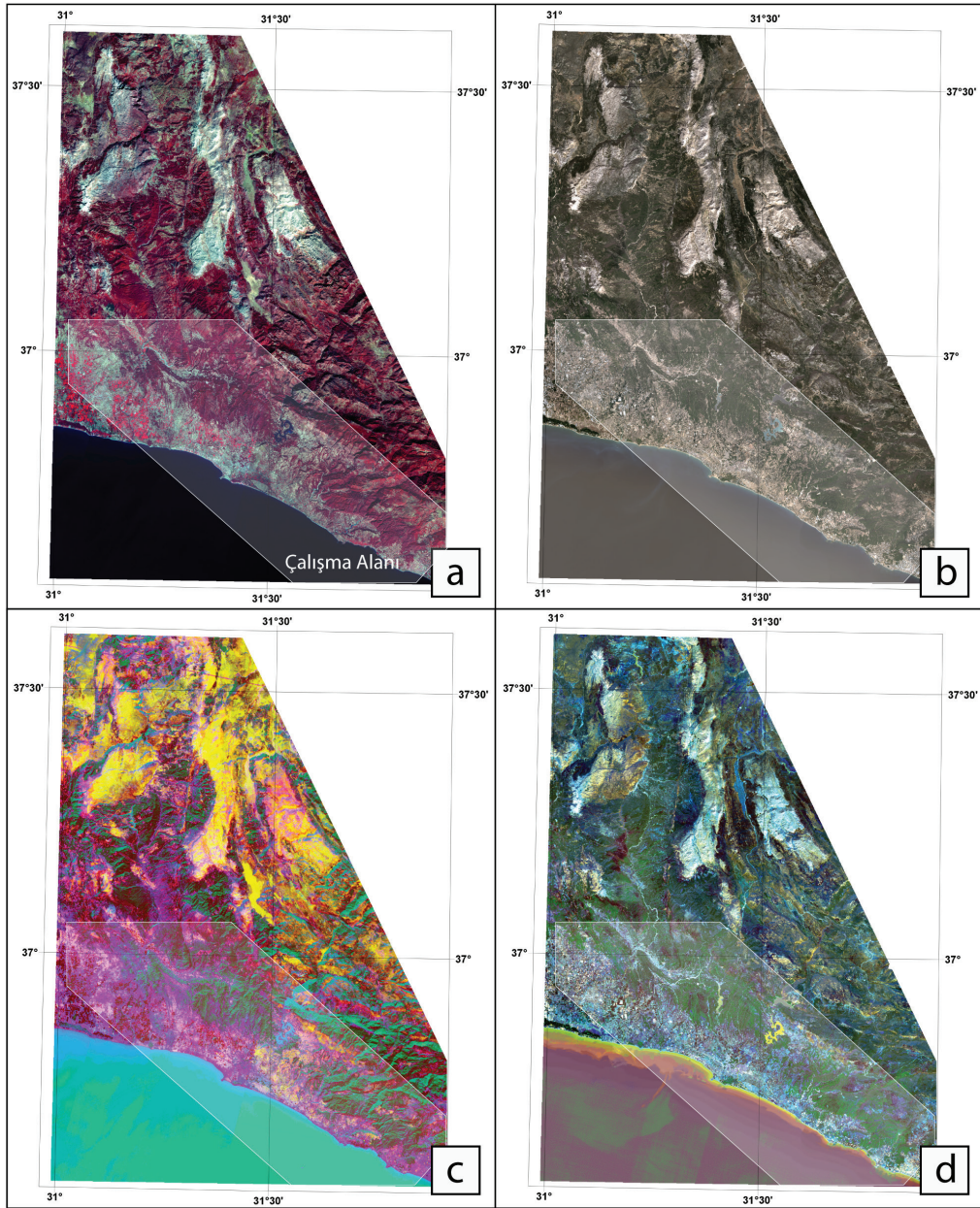
Görüntü No	Görüntü	Görüntü Kodu	Alınma Tarihi
1	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085032_20150511061730_11534	2005/09/20
2	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085040_20150511061756_41857	2005/09/20
3	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310192004085042_20150506181150_41184	2004/10/19
4	ASTER Level 1T	AST_L1T_00309202005085049_20150511061756_41859	2005/09/20
5	ASTER Level 1T	AST_L1T_00311042004085043_20150506224501_25901	2004/11/04
6	ASTER Level 1T	AST_L1T_00310192004085051_20150506181150_41201	2004/10/19
7	Landsat8 ETM+ L1TP	Path: 178 – Row: 34	2018/11/12
8	Landsat8 ETM+ L1TP	Path: 177 – Row: 35	2018/11/12

İlk olarak ASTER görüntülerinin her birinin görüntü iyileştirme tekniklerinin uygulanabilmesi için aynı konumsal çözünürlüğe getirilmesi gerekmektedir. Bu amaçla yeniden örnekleme (resampling) yapılarak tüm bantlar teknik olarak 15 m konumsal çözünürlüğe getirilmiştir. Aynı amaçla, Landsat 8 ETM uydusu görüntülerine pan-sharpening uygulanarak, pankromatik banda ait yüksek konumsal bilgi (15 m) ile 30 m çözünürlüğe sahip diğer bantların spektral bilgisi birleştirilerek konumsal iyileştirme yapılmıştır. Bu iyileştirme işleminde konumsal çözünürlük bilgisi pankromatik bantdan alınırken, spektral çözünürlük bilgisi ise diğer görünür ve kısa dalga boylu bantlardan gelmektedir. Konumsal iyileştirme işlemlerinden sonra ise tüm ASTER görüntüleri (6 farklı çerçeve, Şekil 14a) ve Landsat8 ETM+ görüntülerinin (2 çerçeve, Şekil 14b) tek bir dikişsiz görüntü elde edebilmek amacı ile mozaik işlemi uygulanmıştır. Çalışma alanının kırılarak çıkarılması işleminde ise yapıların devamlılığının takip edilebilmesi ve bağlamında değerlendirilmesi amacı ile çalışılan alan Manavgat Havzası sınırlarından daha büyük tutulmuştur (Şekil 14).

Uzaktan Algılama (UA) yöntemi ile çizgiselliklerin belirlenmesi karmaşık bir işlemdir ve konumsal çözünürlük ve görüntülerin spektral karakteristikleri çizgiselliklerin belirlenmesinde doğrudan etkiye sahiptir. Bu nedenle uydu

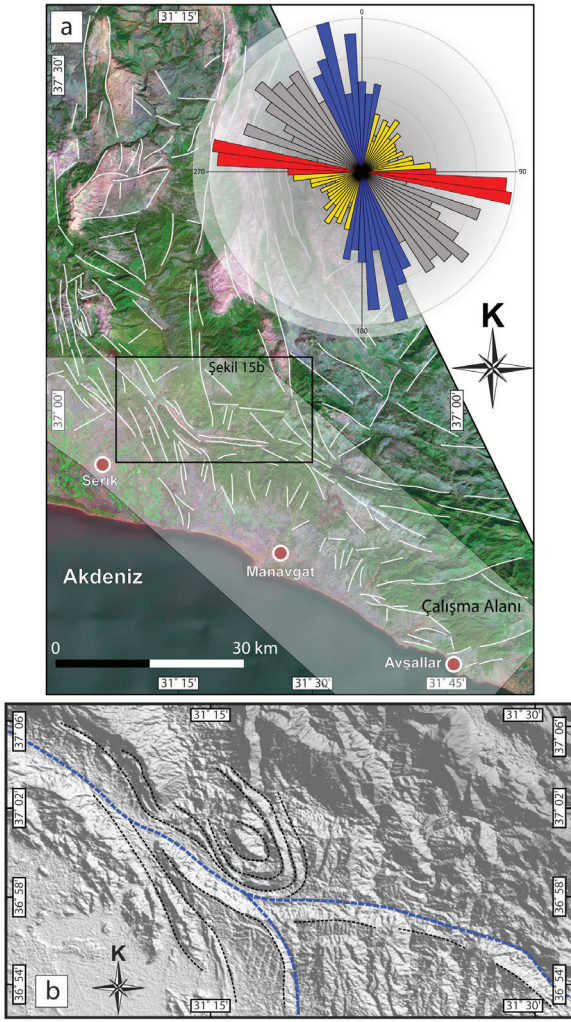
görüntüsünün spektral çözünürlüğünün artırılması maksadı ile çeşitli görüntü iyileştirme yöntemleri ve işleme teknikleri (band kombinasyonları, kontrast gemesi, temel bileşen analizi ve dekorelasyon gemesi) kullanılmıştır. Belli işlemlerden geçen görüntüler, Google Earth'den sağlanan yüksek çözünürlüklü dijital yükseklik modeline giydirilerek, üst üste çakıştırılmış ve ayrıca 3-boyutlu görsel efekt kazandırılmıştır.

Çizgiselliklerin uydu görüntüsü üzerinde belirlenmesi manuel olarak yapılmıştır. Bunun nedeni uzman algısının jeolojik imzaları kolayca okuyabilmesi, yorumlayabilmesi ve yapay çizgisellikleri (yollar, tren yolları, tarım arazisi sınırları vb.) tektonik olanlardan kolayca ayırt edebilmesidir. Bu işlem sırasında tüm görüntülerden elde edilmiş olan çizgisellikler çakıştırılarak, hepsinde ortak olanlar doğru kabul edilmiştir. Elde edilen çizgisellik haritası ve ağırlıklandırılmış gül diyagramı Şekil 15a'da verilmiştir. Gül diyagramı oluşturulurken uzunluk ağırlıklandırması yapılmıştır. Bu yöntem, çizgiselliğin doğrultusunu kullanır ve her bir yöndeki tüm çizgiselliklerin toplam uzunluğuna bağlı olarak ağırlıklandırma yaparak gül diyagramını oluşturur. Böylece çizgiselliklerin sayısı ile birlikte uzunlukları da dikkate alınmış olur.



Şekil 14. a) Çalışma alanının tamamını kaplayan mozaik yapılmış ASTER görüntüsü. Band Kombinasyonu olarak 321 (RGB) kullanılmıştır, **b)** Mozaik yapılmış ve ardından çalışma alanına uygun kırılmış Landsat 8 ETM görüntüsüdür. 432 (RGB) band kombinasyonu kullanılmıştır, **c)** Temel bileşen analizi uygulanmış ASTER görüntüsü, bantlar PC123 (RGB), **d)** Dekorelasyon germe analizi uygulanmış Landsat 8 ETM görüntüsü, bantlar DC123 (RGB).

Figure 14. a) Multiple ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) images were combined using the mosaic technique to cover the whole study area. Band combination is 321 (RGB), **b)** Mosaic Landsat 8 ETM image was cropped to extract the study area. 432 band combination (RGB) is used in this image, **c)** ASTER image applied with Principle Component Analysis (PCA). Band combination is PC123 (RGB), **d)** Decorrelation Stretch (DC123) image processing technique was applied to Landsat 8 ETM image. Band combination is DC321 (RGB).



Şekil 15. a) Yükseklik bilgisi giydirilmiş uydu görüntülerinden manuel olarak elde edilen çizgisellik haritası ve ağırlıklandırılmış gül diyagramı (görüntüye ait band kombinasyonu DC134, RGB). Gül diyagramında her bir baskın doğrultu grubu farklı renklerde ifade edilmiştir. Beyaz gölgelendirilmiş alan çalışma alanını, kalın siyah çizgili dikdörtgen alan ise Şekil 15b'nin bulunduğu yeri tanımlamaktadır. **b)** Uydu görüntülerinden belirlenen muhtemel yapısal unsurlar, verilen SRTM görüntüsü üzerinde gösterilmiştir. Mavi renkli kesikli çizgi iki farklı yapısal unsurun kesiştiği hattı tanımlarken, siyah kesikli çizgiler muhtemel tabaka doğrultularının devamlılığını ifade etmek için kullanılmıştır.

Figure 15. a) Lineament map obtained from satellite images with hills shaded (DC134 in RGB) and weighted rose diagram of these lineaments. In the rose

diagram, each distinct dominant direction is depicted using a different color. The white shaded area on these diagrams delineates the designated study area, while the rectangle outlined with thick black lines pinpoints the location of Figure 15b. **b)** Possible structural elements determined from satellite images are shown on the SRTM image. While the blue dashed line on the map signifies the intersection line where two potential structural elements within the study area meet, the black dashed lines represent the probable direction of the bedding strike.

Uydu görüntülerinden belirlenen yapısal unsurlar

UA çalışmaları sırasında, Manavgat ve Köprüçay Havzalarının kesişim yeri olan dirsek bölgesinde, kıvrımlanmış havza dolgusunun, kıvrımlanmamış bir yapı tarafından kesildiği belirlenmiştir (Şekil 15b). Bu kesme-kesilme ilişkisi araziye gitmeden önce ya bir uyumsuzluk düzlemi ve yahut bir bindirme fayı olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Her iki senaryonun da havzanın evriminin anlaşılmasında önem teşkil etmesi nedeni ile bu bölge sahaya çıkılmadan önce anahtar alanlardan biri olarak belirlenmiştir. Arazi çalışmaları esnasında ise burada bir bindirme fayının varlığı belirlenmiş ve detaylı bilgi aşağıda verilen arazi gözlemleri başlığı altında verilmiştir.

Arazi gözlemleri

Manavgat Havzası, kabaca KB-GD uzanımlı bir havza niteliğinde olmasına karşın arazi çalışmalarında havza sınırını kontrol eden ve geometrisini açıklayacak herhangi bir ana fay sistemine rastlanmamıştır. Temel ve havza dolgusu arasındaki ilişki havzanın tüm sınırlarında aşmalı olarak görülmektedir (Şekil 2). Ancak havza dolgusu içerisinde mezoskopik ölçekte çok sayıda normal fay gelişimi gözlenmektedir. Bu normal faylara ek olarak havzanın batısında, Manavgat Havzası'nın Köprüçay Havzası ile birleştiği dirsek noktasında nispeten büyük ölçekli bir ters fay bulunmaktadır.

Diğer bir yapısal unsur ise Manavgat Havzası'nda gözlemlenen iki farklı kıvrım setidir. Bunlardan ilki havzanın kuzeybatısında gelişen ve sıkı kıvrım özelliği taşıyan antiklinal-senklinel serisi olarak tanımlanırken, ikincisi ise havzanın doğusunda gelişen ve açık karakterde bir kıvrım serisidir (Şekil 2).

Havzada gözlemlenen tabaka düzlemleri, faylar ve kıvrımları içeren tüm yapısal unsurlar hakkında detaylı bilgi devam eden bölümlerde verilmiştir.

Tabaka düzlemleri

Genel olarak tabaka düzlemleri dikkate alındığında Manavgat Havzası sade bir karakterdedir. Özellikle, havzanın batısı ve doğusunda kendini gösteren kıvrım sistemleri tarafından bozulmamış olan havzanın orta kesimlerinde (Şekil 2'de siyah dikdörtgen alan ile gösterilmiştir), tabakalanma düzlemlerinin eğimi düzenli bir şekilde güneye doğru azalmıştır (Şekil 16a). Eğim miktarı havzanın kuzeyinde 30-40°'lerde iken (Şekil 16b), havzanın güneyine doğru gidildikçe tabaka düzlemlerinin eğim değerleri dereceli olarak düşmeye başlar. Karpuzçay Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan Tortoniyen yaşlı konglomera üyesi ile birim yatay konuma gelmektedir (Şekil 9a). Şekil 2'de verilen dikdörtgen alan içerisinde ölçülmüş olan tüm tabaka ölçümlerinin doğrultu değerleri gül diyagramına yerleştirildiğinde ise baskın yönelimin (KB-GD) havza sınırı ile uyumlu olduğu belirlenmiştir (Şekil 16c).

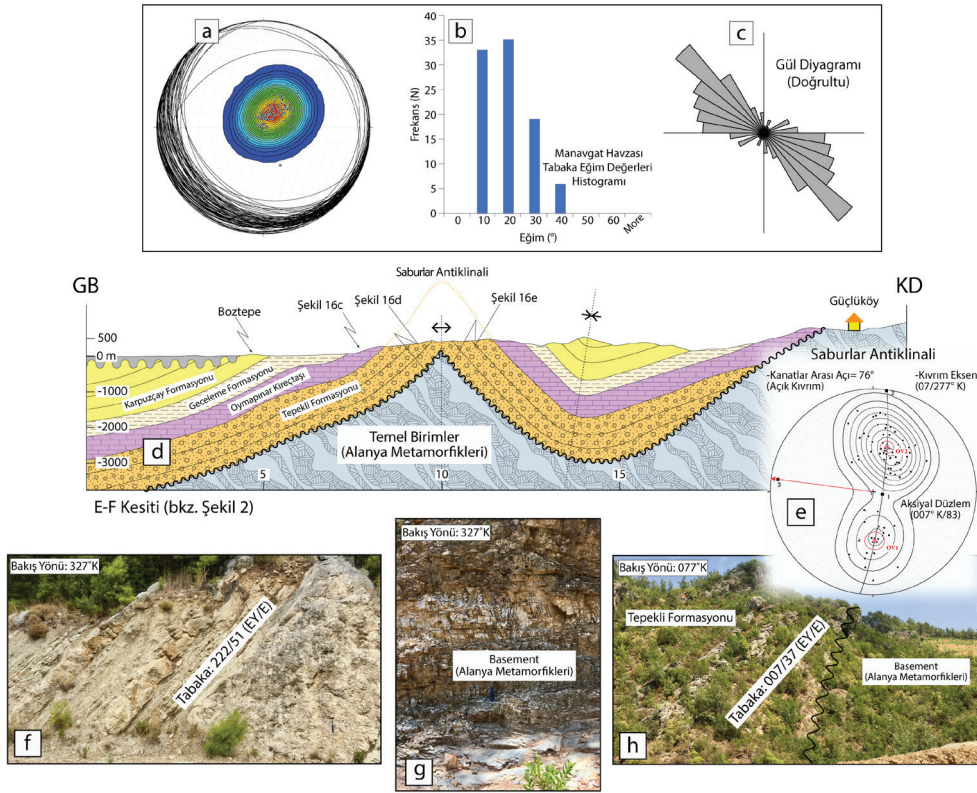
Kıvrımlar

Manavgat Havzası'nda, en dikkat çekici yapısal unsur havzanın doğu ve batı ucunda kendini gösteren kıvrım setleridir (Şekil 2). Doğu kesimde görülen kıvrım, bu çalışmada 'Saburlar Kıvrımı' olarak adlandırılmıştır. Saburlar Kıvrımı bir antiklinal ve bir senklinalden oluşmaktadır (Şekil 16d). Antiklinal merkezinde, temel birim olan Alanya Metamorfikleri yer yer kendini

göstermektedir (Şekil 16d ve 16g). Kıvrımın ana unsuru olan Saburlar antiklinali batıda Uzunlar Mevkii'nden başlar ve kıvrım eksenini doğuya doğru yaklaşık 18 km kadar devam eder. Karamanlar Köyü'nün hemen batısında ise temel birimler içerisinde sonlanmaktadır (Şekil 2). Kıvrım setinin antiklinalinin kanatlarından (Şekil 16f ve 16h) alınan tabaka ölçümlerinden elde edilen kıvrım düzlemi ve eksenini sırasıyla 007°/83° (SEK, sağ el kuralına göre) ve 277°K/07° (Azimut) olarak hesaplanmıştır (Şekil 16e). Kıvrım kanatları arasındaki açı 76° olarak belirlenmiştir ve açık-simetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

Bu kıvrım setinin etkilediği en genç birim Karpuzçay Formasyonu'dur. Ancak Karpuzçay Formasyonu'nun görece alt seviyeleri bu kıvrımlanmadan etkilenirken, istifin üst seviyeleri yani daha genç birimler bu kıvrımlanmadan etkilenmemiştir. Antiklinalin hemen ucundan Uzunlar-Taşkesiği-Gençler hattı boyunca Karpuzçay Formasyonu orijinal yatay konumunu muhafaza etmektedir. Tüm bu ilişkiler dikkate alındığında Saburlar Kıvrımı Erken-Orta Serravaliyen'de oluşmuş olması gerekir ki bu dönemde Manavgat Havzası genişlemeli bir tektonik rejimin etkisi altındadır (bkz. Faylar).

Manavgat Havzası'nın batısında görülen kıvrımlar, bu çalışmada 'Taşağıl Kıvrım Seti' olarak adlandırılmıştır. Kıvrım setinin merkezinde bulunan en büyük kıvrım bir antiklinaldir (Şekil 17a ve 17c) ve antiklinal eksenini güneyde Kısalar Mevkiinden başlar ve KKD yönünde 30 km kadar devam eder. Akbaş Köyü'nün hemen kuzeyinde ise temel birimlerin içerisinde sonlanmaktadır. Kıvrım setinin çekirdek antiklinalinin kanatlarından alınan tabaka ölçümlerinden yapılan hesaplamalar, aksiyal düzlem ve kıvrım eksenini yönelimlerinin sırasıyla 247°/88° (SEK) ve 157°K/02° (Azimut) olduğunu göstermiştir (Şekil 17b). Kıvrım kanatları arasındaki ortalama açı ise 61° olarak belirlenmiş olup, kapalı-asimetrik kıvrım olarak sınıflandırılmıştır.

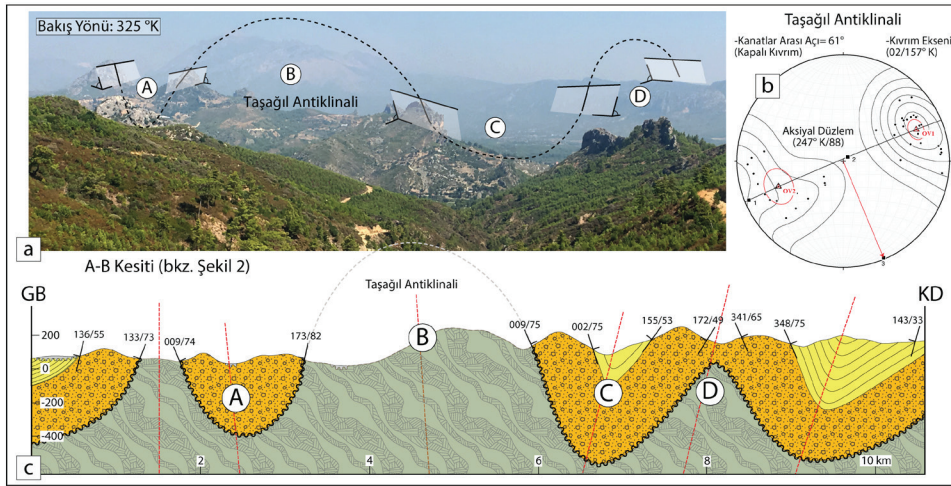


Şekil 16. a) Şekil 2’de dikdörtgen alan içerisine ölçülen tabaka ölçümlerini gösteren stereonet (eş alan, alt yarım küre) grafiği, **b)** Alınan tabaka ölçümlerinin eğim değerlerinin (10-40°) dağılımını gösteren histogram ve **c)** doğrultu değerlerini (KB-GD) gösteren gül diyagramı, **d)** Saburlar kıvrımını dik kesecek şekilde alınan en kesit (Şekil 2’de E-F hattı boyunca) ve **e)** ana antiklinale ait kıvrım çözümü, **f)** Saburlar Antiklinali’nin güneyindeki tabaka yönelimini gösteren arazi görüntüsü, **g)** Antiklinalin merkezinde yer yer yüzlek veren temel kayacın arazi görüntüsü, **h)** Saburlar Antiklinali’nin kuzeyinde tabaka yönelimini gösteren arazi görüntüsü.

Figure 16. a) Stereonet graph (equal area, lower hemisphere) showing bedding measurements collected from area defined by rectangle in Figure 2, **b)** Histogram showing distribution of dip amount (10-40°) of collected bedding measurements, **c)** Rose diagram showing strike of collected bedding measurements (NW-SE), **d)** Cross-section taken perpendicular to Saburlar fold set (along line E-F in Figure 2), and **e)** fold analysis of core anticline, **f)** Field view shows bedding attitude on southern limb of core anticline, **g)** Field view of basement unit outcropping in center of anticline, **h)** Field view showing bedding attitude on northern limb of core anticline.

Bu kıvrım seti, yine bu çalışmada belirlenen ve adlandırılan Çardakköy Fayı’nın (bkz. Faylar) yükselen bloğunda yer almaktadır ve Manavgat Havzası kapanmaya başlamadan önceki Tortoniyen yaşlı türbiditik birimleri etkilemiştir. Buna karşın, Köprüçay Havzası’nın güney ucunda bulunan ve bindirmenin düşen bloğunda yer alan Tortoniyen yaşlı Köprüçay Konglomerası ~25° eğim kazanırken (Şekil 2), bu birimin Manavgat

Havzası’ndaki eşleştiği olan ve havza merkezinde yamalar şeklinde kendini gösteren Karpuzçay Formasyonu’na ait en genç konglomeratik birim (Şekil 2 ve Şekil 9a) orijinal (yatay) konumunu korumaktadır. Yukarıda bahsedilen tüm bu ilişkiler dikkate alındığında Taşağıl Kıvrım setinin oluşumu Çardakköy Fayı ile ilişkilidir ve kıvrımın yaşı Tortoniyen sonrası olarak belirlenmiştir.



Şekil 17. **a)** Taşagül kıvrım setinin saha görüntüsü, **b)** Taşagül Antiklinaline (B) ait kıvrım analizini gösteren stereonet grafiği. **c)** Taşagül kıvrım serisinin batıdan doğuya alınan en kesit üzerinde gösterimi (Şekil 2’de gösterilen A-B hattı üzerinde oluşturulan kesittir).

Figure 17. a) Field view of Taşagül fold set, **b)** Stereonet graph showing fold analysis of Taşagül Anticline (B), **c)** Representation of Taşagül fold set on cross-section taken from west to east (A-B section line given in Figure 2).

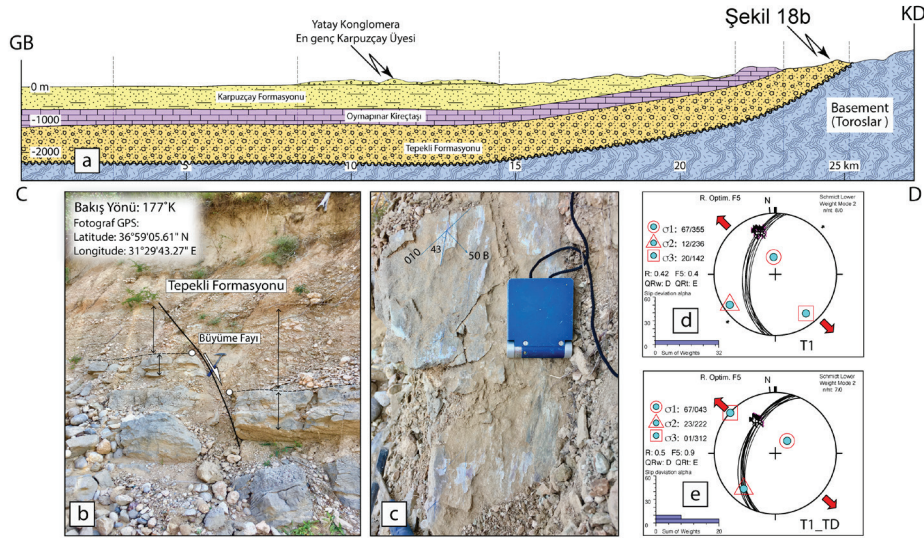
Faylar

Arazi çalışmaları sırasında Manavgat Havzası’nın iki farklı karakterde faylardan etkilendiği gözlenmiştir. Bunlardan ilki normal, diğeri ise ters/bindirme karakterli faylardır. Her iki fay sistemi de havza dolgusu içerisinde gözlenmiştir ancak arazi çalışmaları sırasında havza sınırını kontrol eden ana bir fay sisteminin varlığı tespit edilememiştir. Temel ile havza dolgusu arasındaki ilişki, havzanın tüm sınırlarında aşmalı olarak gözlenmektedir.

Normal faylar:

Arazi çalışmalarında saptanan normal faylar küçük ölçekli olup, Manavgat Havzası’nın sedimanter dolgusu içerisinde gözlenmektedir. Bu tür fayların gözlendiği en yaşlı birim Tepekli Formasyonu’dur. Şekil 18b’de arazi görüntüsü verilen normal fay, Manavgat Havzası’nın kuzey sınırında (Şekil 18a) ve havzanın ilk birimi olan Tepekli Formasyonu içinde gelişmiş olan bu

fayın sedimantasyon ile eşyaşıtlı olması, Manavgat Havzası’nın ilk oluşumu ile ilgili olduğuna işaret etmektedir. Fay aynasından toplanan fay-kayma verilerinden ve hareket yönü belirteçlerinden de (Şekil 18c) anlaşılacağı gibi bu fay 50°’lik eğime sahip bir normal faydır. Fay-kayma verilerinin ters çözüm sonuçları stereografik projeksiyonda (Schmidt eş alan, alt yarımküre) Şekil 18d’de verilmiştir. Win-Tensor programının kullanıldığı çözümlerden elde edilen asal gerilme eksenleri $\sigma_1=67^\circ/355^\circ\text{K}$, $\sigma_2=12^\circ/236^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=20^\circ/142^\circ\text{K}$ olarak bulunmuştur. Fayın yaşının sedimantasyon ile aynı olması nedeni ile tabaka düzeltmesi ($201^\circ\text{K}/16^\circ$; Eğim yönü/Eğim (EY/E) formatında verilmiştir) yapılmış ve sonuçları Şekil 18e’de verilmiştir. Tabaka düzeltmesi sonrasında, tabaka eğim değerinin (16°) düşük olması nedeni ile asal gerilme eksenlerinin yönelimlerinde çok belirgin bir fark oluşmamıştır. Bununla birlikte, σ_1 eksenine düşeye yakındır. Düzeltilmiş şekil parametresi ise $\phi(R)=0,5$ olarak bulunmuştur (Şekil 18e). Bulunan bu değerler, iyi gelişmiş genişlemeli gerilme koşullarını ifade etmektedir.



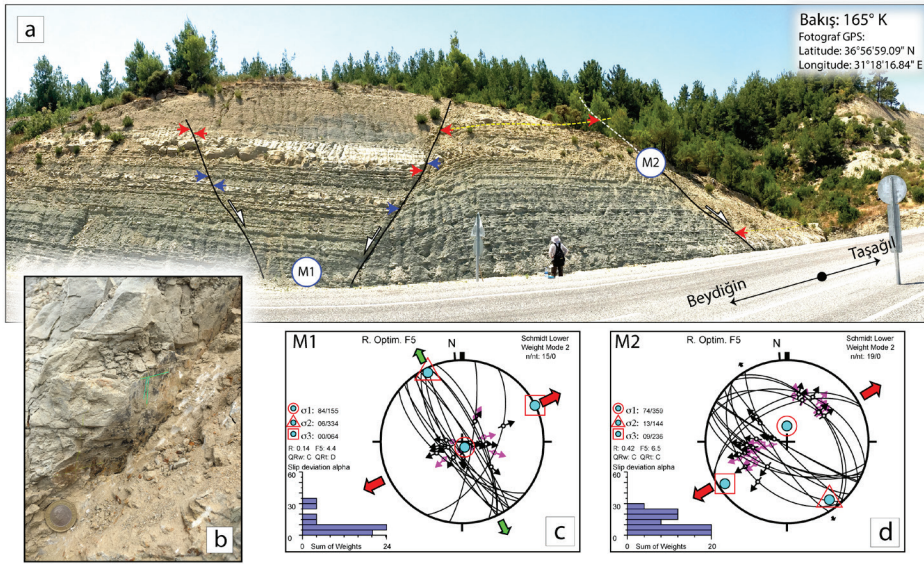
Şekil 18. a) C-D en kesiti (En kesitin konumu Şekil 2’de verilmiştir), **b)** Tepekli Formasyonu içerisinde gözlenen büyüme fayı ve **c)** fay ayasından alınan yakın plan görüntüsü, **d)** Fay-kayma verilerinin ters çözümü (T1) ile elde edilen asal gerilim eksenlerinin yönelimleri, **e)** tabaka düzeltmesi (T1-TD) yapılmış asal gerilim eksenlerinin yönelimleri (eş alan, alt küre projeksiyonu).

Figure 18. a) Cross-section along C-D line (as indicated on Figure 2), **b)** Growth fault observed in Tepekli Formation, and **c)** close-up view of fault surface, **d)** Orientation of principal stress axes obtained from inversion solution of fault-slip data (T1), **e)** Orientation of principal stress axes obtained from inversion solution of fault-slip data after tilt (bedding) correction (T1-TD) (equal area, lower hemisphere projection).

Benzer şekilde Karpuzçay Formasyonu içerisinde, özellikle Taşağıl-Beydiğin yolu üzerinde yeni açılmış olan yol yarmaları boyunca pek çok normal faylanma gözlenmektedir (Şekil 19a). Bu faylardan ölçülen fay-kayma verilerinden elde edilen çözümler Şekil 19c ve 19d’de verilmiştir. Buna göre Şekil 19a’da M1 ve M2 olarak isimlendirilen fayların oluşumunda etkin olan gerilme yönelimleri sırasıyla, $\sigma_1=84^\circ/155^\circ\text{K}$, $\sigma_2=06^\circ/334^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=00^\circ/064^\circ\text{K}$ ve $\sigma_1=74^\circ/359^\circ\text{K}$, $\sigma_2=13^\circ/144^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=09^\circ/236^\circ\text{K}$ olarak bulunmuştur. Her iki çözümde de σ_1 düşeyde konumda ve genişleme yönünü belirleyen σ_3 yönelimi ise aynıdır (KB-GD). Şekil parametresi sırasıyla M1 için $\phi(R)=0.14$ (çok yönlü genişleme) ve M2 için $\phi(R)=0.42$ (iyi gelişmiş tek yönlü genişleme) olarak belirlenmiştir (Şekil 19c ve 19d).

Çardakköy ters fayı (ÇTF):

Manavgat Havzası’nın batısında havza dolgusunu etkileyen ve normal faylara oranla daha büyük ölçekli bir ters fay Çardakköy Fayı olarak ilk kez bu çalışmada tanımlanmıştır (Şekil 20a). Manavgat Havzası’na ait Karpuzçay Formasyonu’nun, Köprüçay Havzasına ait Köprüçay Konglomerası’nın üzerine bindirmesi şeklinde gelişmiştir. Kuzeyde kısmen Kuvaterner birimler tarafından örtülür. Güneyde ise Karpuzçay Formasyonu’nu kendi içinde deforme ettikten sonra yine Kuvaterner birimler tarafından örtülür (Şekil 2).

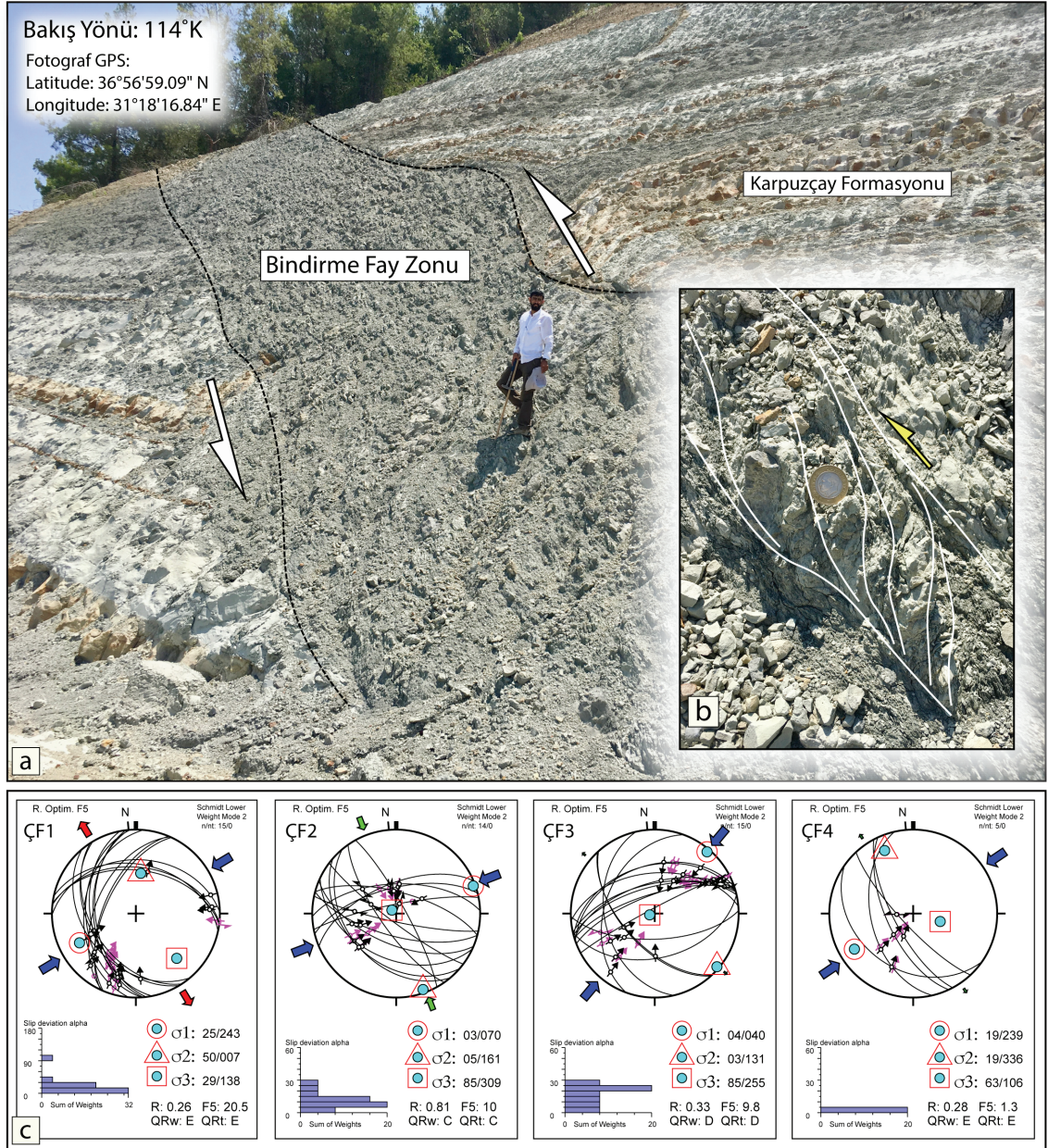


Şekil 19. a) Karpuzçay Formasyonu içerisinde gözlenen normal faylara ait saha görüntüsü ve **b)** Fay aynası üzerinde gözlenen fay-kayma çizikleri. Şekil 19a üzerinde gösterilen **c)** M1 ve **d)** M2 olarak belirtilen faylardan alınan verilerin ters çözüm grafiği (M2 lokasyonuna ait kuzeye eğimli eşlenik fay görüntü dışında olduğuna dikkat ediniz). **Figure 19. a)** Field view of normal faults observed in Karpuzçay Formation, and **b)** close-up view of slickenline on fault surface. Inverse solution graph of fault-slip data obtained from fault labeled as **c)** M1 and **d)** M2 on field view (conjugate fault of M2 with northern dip not visible).

Çardakköy Fayı'nın karakterini tanımlamak için makaslama zonu içerisinde gözlemler yapılmıştır. Zon içerisinde gözlemlenen S-C (Şekil 20b) dokusu, makaslama zonu üzerinde kalan bloğun sola doğru hareket ettiğini göstermektedir. Buna ek olarak makaslama zonu içerisinde gelişmiş farklı düzlemlerden fay-kayma verileri toplanmış ve ters çözüm yöntemi kullanılarak fay-kayma verilerinden asal gerilme eksenlerinin yönelimleri belirlenmiştir (Şekil 20c). Çözümler sonucunda elde edilen asal gerilme eksenleri ÇF1 numaralı istasyon için $\sigma_1=25^\circ/243^\circ\text{K}$, $\sigma_2=50^\circ/007^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=29^\circ/138^\circ\text{K}$, ÇF2 numaralı istasyon için $\sigma_1=03^\circ/070^\circ\text{K}$, $\sigma_2=05^\circ/161^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=85^\circ/309^\circ\text{K}$, ÇF3 numaralı istasyon için $\sigma_1=04^\circ/040^\circ\text{K}$, $\sigma_2=03^\circ/131^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=85^\circ/255^\circ\text{K}$, ve ÇF4 numaralı istasyon için $\sigma_1=19^\circ/239^\circ\text{K}$, $\sigma_2=19^\circ/336^\circ\text{K}$ ve $\sigma_3=63^\circ/106^\circ\text{K}$ olarak belirlenmiştir. Kabaca σ_3 ekseninin düşey

konuma yakın olması, makaslama zonunun ters faylanma etkisinde geliştiğini göstermektedir. Şekil parametresi değerleri ise 0,26 ile 0,81 arasında değişirken, bu oranların ifade ettiği gerilme türü saf sıkışmalı ($0,25 < R < 0,75$) ile radyal sıkışmalı ($0,75 < R < 1$) gerilme koşulları arasında değişkenlik gösterdiğini ifade etmektedir. Elde edilen sıkışma yönü ise bu dört istasyon için ise ortaktır ve yaklaşık KD-GB olarak belirlenmiştir.

Bu çalışmada, Çardakköy Fayı olarak adlandırılan bu fayın yaşı, kesmiş olduğu Karpuzçay Formasyonu içerisinden alınan ölçülü kesitlerden elde edilen yaş tayinine göre en genç yaştan Tortoniyen olduğu belirlenmiştir. Buna ek olarak, kuzeyde Karpuzçay Formasyonu'nun, Tortoniyen yaşlı Köprüçay Konglomerası'nın üzerine bindirmesi şeklinde gelişmesi nedeniyle Çardakköy Fayı Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrasında oluşmuş olmalıdır.



Şekil 20. a) Taşağul-Beydiğın yolu üzerinde Karpuzçay Formasyonu içerisinde görülen ters fayı, **b)** Makaslama zonu içerisinde gözlemlenen S-C dokusu, fayın hareket yönünü tanımlamaktadır, **c)** Fay düzlemlerinden elde alınan fay-kayma verilerinin ters çözümü ile elde edilen asal eksen gerilme yönelimlerini göstermektedir (Mavi oklar sıkışma yönünü tanımlamaktadır).

Figure 20. a) Field view of reverse fault observed in Karpuzçay Formation along Taşağul-Beydiğın roadcut, **b)** S-C fabric in shear zone developed under reverse fault movement, which defines the sense of motion, **c)** Orientation of principal stress axes obtained from inverse solution of fault-slip data (blue arrows indicate compression direction).

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

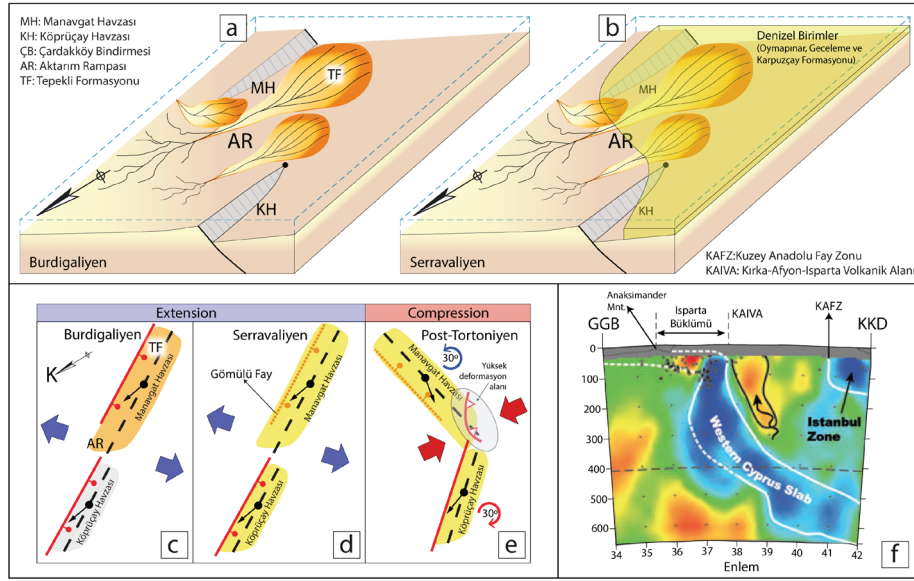
Manavgat Havzasına Dair Çıkarımlar

KB-GD uzanımına sahip olan Manavgat Havzası'nın tüm kenarları paleo-sınır özelliği taşımaktadır. Uydu görüntülerinde ve arazi gözlemlerinde havza sınırlarını kontrol eden belirgin bir yapısal unsur tanımlanamamıştır. Bu durum ise yapısal olarak havzanın evriminin tanımlanmasını zorlaştırmaktadır. Havzanın kuzey ve doğu sınırı ya Tepekli Formasyonu'nun (Burdigaliyen) ya da Oymapınar Kireçtaşı'nın (Langiyen) temel üzerine aşmalı olarak yerleşmesi ile belirlenmektedir. Kaba taneli kırıntılı Tepekli Formasyonu taban konglomerası niteliğinde olup, çökeltme ortamı olarak alüvyal-fan/fan-delta ortamını yansıttığı bu çalışmada ve önceki çalışmalarda tanımlanmıştır (Flecker, 1995; Karabıyıkdoğan vd., 2000; Çiner vd., 2008). Tepekli Formasyonu'nun çeşitli seviyelerinden alınan paleo-akıntı verileri genel olarak GB'dan KD'ya doğru bulunmuştur. Buna karşın Flecker (1995) çalışmasında raporladığı akış yönü fazlası ile dağınık olup (Şekil 5) bu çalışmada elde edilen akış yönleri ile uyumlu değildir. Paleo-akıntı verilerine ek olarak arazi çalışmalarında tane boyunun havzanın kuzeyinden (fan-delta proximal alanı) güneyine (fan-delta distal alanı) doğru dereceli olarak incelendiği ve yuvarlıklarının arttığı (Şekil 4) gözlenmiştir. Bu tane boyu dağılımı beslenme yönünün güncel konumu itibarı ile havzanın kuzeyinde bulunması gerektiğine işaret etmektedir. Dolayısıyla, bu çalışmada elde edilen akış yönü (GB'dan KD'ya) kuzeyden beslenen bir ortam için yine uyumlu değildir. Ancak Koç vd. (2016b) tarafından yapılan ve temelde paleomanyetizma içerikli çalışma Manavgat Havzası'nın 25-30° saatin tersi yönünde Tortoniyen sonrası bir dönemde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığını göstermiştir (Şekil 21e). Paleo-akıntı yönleri bahsi geçen rotasyona göre tektonik olarak düzeltilindiğinde ise yaklaşık B'dan D'ya doğru olan bir akışı temsil eder ki bu yön farklılığı, alüvyal-fan/fan delta ortamında

gelişen akış yelpazesinin geometrisi içerisinde kabul edilebilir düzeydedir (Şekil 21a).

Oymapınar Kireçtaşı, Manavgat Havzası'nın orta ve doğu kısmında yaygın olarak yüzeylemekte ve bünyesinde barındırdığı fosil içeriğine bağlı olarak sığ denizel ortamı temsil etmektedir (Şekil 6). Beydiğin civarında, Oymapınar Kireçtaşı Tepekli Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak gelirken, Ahmetler mevkiinde aynı kireçtaşı temel birimlerin üzerine uyumsuz aşmalı olarak yer alır. İnce kırıntılı tane boyu ile sığ denizel ortamdan derin deniz ortamına geçişi temsil eden Geceleme Formasyonu Oymapınar Formasyonu ile konumsal olarak uyumlu bir yayılım gösterirken, batıya doğru kamalanarak kaybolmaktadır. Bu durumda havzanın batısında Tepekli Formasyonu çökeltirken, aynı zaman dilimi içinde, doğusunda ise Oymapınar Kireçtaşı ve Geceleme Formasyonu çökelmiştir. Burada bahsi geçen fasiyes değişimi havza oluşumunun erken döneminde, Manavgat Havzası'nın doğu kısmının batı kısmına göre daha derin ve sakin olduğuna işaret eder. Yukarıda belirtilenlere dayanarak havzanın doğusu ve batısı arasındaki bu derinlik farkını yaratacak bir yapısal unsur bulunmalıdır ki bu da Manavgat Havzası'nın KD sınırını kontrol eden gömülü bir normal fayın var olduğunu düşündürmektedir (Şekil 2, 21b ve 21d). Normal fay bloğu yatay bir ekseninde bir pivot noktasına göre hareket ettiği durumda fayın doğrultusu boyunca gerçekleşen düşey yönlü hareket miktarı, pivot noktasından doğuya doğru artacak ve böylece havzanın doğu tarafının derinleşmesine neden olacaktır.

Karpuzçay Formasyonu ise Manavgat Havzası'nın çökeltme kapasitesinin adeta en yüksek olduğu Serravaliyen-Tortoniyen dönemine ait stratigrafik ve sedimantolojik kayıtlarını içermektedir. Karpuzçay Formasyonu'nun üst seviyelerinde tane boyunun belirgin bir şekilde kabalaştığı görülmektedir. İstifteki bu özellik, Manavgat Havzası'nın Geç Serravaliyen-Tortoniyen döneminde artık kapanmaya ya da yükselmeye başladığı şeklinde yorumlanmalıdır.



Şekil 21. Manavgat Havzası'nın (a) Burdigalyen ve (b) Serravalien dönemindeki tektonostratigrafik evrimini göstermektedir. Manavgat Havzası'nın, ana yapısal unsurunun gömülü olduğuna ve ana beslenme yönünün Manavgat ve Köprüçay Havzaları arasındaki aktarım rapmasından (relay ramp) beslendiğine dikkat ediniz, Manavgat Havzası'nda kaydedilen tektonik fazları zamansal olarak gösteren (c, d ve e) tektonik model (Koç vd., 2016b'den değiştirilerek alınmıştır.) ve f) bu modeli destekleyen sismik tomografi görüntüsü (Biryol vd., 2011).

Figure 21. Illustrations showing tectonostratigraphic evolution of Manavgat Basin in (a) Burdigalian and (b) Serravalian. Note that main structure controlling northern boundary of basin is buried, and a relay ramp developed between Manavgat and Köprüçay basins controls the primary source of sedimentation. The tectonic model (modified from Koç et al., 2016b) shows tectonic phases temporally recorded in Manavgat Basin (c, d, e), f) seismic tomography image (Biryol et al., 2011) supporting the model.

Yapılan arazi çalışmaları ile ortaya konulduğu üzere, havza dolgusu güncel konumu itibari ile düzgün ve basit bir düzende kuzeyden güneye doğru alüvyal fan-fan delta ortamından derin deniz ortamına geçişi temsil etmektedir. Havza içerisinde stratigrafik, sedimantolojik ve havza evrimi açısından belirgin farklılıklar bulunmamakla birlikte, havza dolgusu düzgün bir şekilde güneye eğimlidir. Bu organizasyon içerisinde Pliosen dönemine ait birimler Manavgat Havzası'nın daha güneyinde sahil şeridinde yakın olan kısımlarında yatay olarak gözlenmektedir. Buna karşın, havzanın güneyinde, Messiniyen dönemine ait olan birimler eksiktir. Karabıykoğlu vd. (2000) bu eksikliğin Pliosen birimleri çökmeden önce K-G yönlü bir sıkışma etkisinde gelişen açık kıvrım oluşumuna bağlamıştır. Buna karşın, Aksu

Havzası'nda Gebiz Kireçtaşı'nın depolanması Messiniyen döneminde gerçekleşmiştir (Akay vd., 1985; Poisson vd., 2003; Wasoo ve Koç, 2021). Bu durum ise, Manavgat Havzası'nın depolanma merkezinin Messiniyen'den önce doğudan batıya ya da kuzeyden güneye göç etmiş olması beklenmelidir. Dolayısıyla, her koşulda Aksu ve Manavgat havzaları arasında bir kot (yükseklik) farkının bulunması gerektiği sonucu ortaya çıkar. Her ne kadar iklim (kuraklık/deniz seviyesindeki düşme) etkisinin varlığı inkâr edilemez ise de depolanma merkezinin göç etmesinde etkin olan asıl mekanizma bölgesel tektonik olmalıdır.

Manavgat Havzası'nın ilk oluşumuna dair farklı görüşler bulunmaktadır. Flecker vd. (1998) havza oluşumunu Likya Napları'nın yerleşimine

bağlı olarak değerlendirmişlerdir. Buna karşın Karabıyıköğlü vd. (2000), Likya Napları'nın 100 km'den daha uzak bir mesafede bir havza yaratamayacağını öne sürerek, Manavgat Havzası'nın Adana Havzası'nın batıya olan uzantısı olarak değerlendirmiştir. Koç vd. (2016a) tarafından yapılan ve esasen paleomanyetizma içerikli çalışmada, Miyosen'de Köprüçay Havzası'nın 20-30° saat yönünde, Manavgat Havzası'nın ise 25-30° saatin tersi yönünde düşey eksenli rotasyona maruz kaldığı gösterilmiştir (Şekil 21d). Köprüçay ve Manavgat havzaları rotasyon öncesi geometrik pozisyonuna geri getirildiğinde ise (Şekil 21c ve 21d), elde edilen yeni havza geometrisinin Aksu Havzası'na paralel konumlandığı görülmüştür (Koç vd., 2016a). Bu durumda Manavgat Havzası'nın Adana Havzası'nın batıya doğru devamı olarak değerlendirilmesi pek mümkün gözükmemektedir. Poisson vd. (2011), Antalya Havzası'nın alt havzalarından biri olan Aksu Havzası'nın yaklaşık K-G yönelimini derinlerde yerleşmiş olan eski bindirme faylarının gelecekte oluşacak olan Neojen fayları için zayıf zonlar oluşturduğunu öne sürmüştür. Manavgat ve Köprüçay havzalarının rotasyon öncesindeki konumları ve Karpuzçay Formasyonu içerisinde sedimantasyonla yaşıt normal fayların bulunması, Poisson vd. (2011) tarafından önerilen bu mekanizmanın bu çalışmada da benimsenmesine neden olmuştur. Bu çerçevede, Erken Neojen döneminde oluşmaya başlayan Köprüçay ve Manavgat havzaları birbirlerine paralel olarak gelişen ve bağlantı rampası ile birbirlerinden ayrılan/bağlanan yarı-graben havzalar olarak gelişmişlerdir.

Manavgat Havzası'nda gözlemlenen normal faylar, Serravaliyen ve öncesinde havzanın ilk oluşumunda ve evriminde etkin olan genişlemeli bir tektonik rejimin varlığına işaret etmektedir. Bu genişlemeli sistem içerisinde Manavgat Havzası'nın doğusunda bulunan Erken Serravaliyen yaşlı Saburlar kıvrımının varlığı klasik yapısal jeoloji (kıvrım \equiv sıkışmalı

tektonik rejim) bakış açısı ile değerlendirildiğinde problemlidir. Ancak, Ahmetler civarında Oymapınar Kireçtaşı'nın hemen temel birim üzerinde uyumsuz olarak yer alması, Çakallar Breşi'nin bu bölgede iyi gelişmiş olması, ayrıca sığ denizel ortamdan derin denizel ortama geçişi tanımlayan Geceleme Formasyonu'nun havzanın kuzeydoğu kısmında gözlenmesi ve doğuya doğru kamalanarak kaybolması, daha önceden de ifade edildiği şekli ile havzanın kuzeydoğu sınırını kontrol eden B(KB)-D(GD) doğrultulu gömülü bir fayın varlığını desteklemektedir. Bu stratigrafik ve tektonik ilişkiler Saburlar Kıvrımı'nın (Kıvrım eksen: 277°K/07) Karpuzçay Formasyonu'nun erken çökme döneminde (Erken Serravaliyen) bu gömülü normal fayın etkisinde oluşan genişleme kıvrımı (extensional fold, Janecke vd., 1998) olduğunu göstermektedir. Janecke vd. (1998) çalışmasında genişleme fazları etkisinde oluşan kıvrımların belli kriterlere sahip olması gerektiği tanımlanmıştır. Buna göre kıvrımların oluştuğu alanda 1) ters ya da bindirme faylarının bulunmaması, 2) var ise genişleme kıvrımının paterninin tamamen farklı olması, 3) normal faylar ile konumsal olarak yakın ilişkide bulunması (Çakallar Breşi'nin varlığı bu kriteri tanımlamaktadır) ve 4) büyüme/sin-sedimenter fayların varlığı gibi kriterlerin sağlanması beklenmektedir ki bu kriterlerin tamamı çalışma alanında mevcuttur.

Havzanın batısında oluşan Taşağıl kıvrımı ise oluşum zamanı (Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrası) ve mekanizması (sıkışmalı gerilme koşulları) açısından Saburlar Kıvrımı'ndan çok farklıdır. Kapalı-asimetrik kıvrım olarak tanımlanan Taşağıl kıvrım seti tartışmasız sıkışmalı gerilme rejimi koşulları etkisinde oluşmuştur. KD-GB olarak belirlenen sıkışma yönü sünümlü deformasyon ile Taşağıl kıvrımlarını oluştururken, uydu görüntülerinde de belirgin olarak belirlenen deformasyon (Şekil 15b) Çardakköy Ters/Bindirme Fayı'nın oluşması ile kırılğan faza geçmiştir. Geç Tortoniyen ya da Tortoniyen sonrasında etkinliğini

göstermeye başlayan Çardakköy Fayı kuzeye doğru devamlılığı Kuvaterner birimleri tarafından örtülürken, güneyde bindirme K-G eksen gidişli kıvrımlara dönüşerek Antalya Körfezi'ne doğru ilerler.

Yukarıda belirtilenler ışığında, Manavgat Havzası iki farklı gerilme rejimi etkisinde şekillenmiştir. Bunlar; havza dolgusu içerisinde gözlemlenen normal faylar ile tanımlanan 1) genişleme rejimi, daha sonrasında gelişen ve daha çok havzanın batısında kendini gösteren 2) sıkışmalı rejim olarak belirlenmiştir.

Bölgesel Çıkarımlar

Bu çalışma, Manavgat Havzası özelinde yapılmış bir çalışma gibi gözükse de özünde Geç Senozoyik (Neojen) dönemde Orta-Güney Anadolu'da kendini gösteren kabuk deformasyonuna dair bölgesel boyutta önemli ilgiler sağlamaktadır. Bu nedenle Manavgat Havzası'nın, Köprüçay ve Aksu Havzaları dikkate alınmaksızın değerlendirilmesi halinde çalışmanın eksik ve yahut yanlış değerlendirilmesine neden olacaktır. Özellikle, Isparta Büklümü'nün merkezinde D-B yönlü bir kısılmaya neden olan ve uydu görüntülerinden elde edilen K-G doğrultulu çizgiselliklerin gelişmesinde rol oynayan Aksu Havzası'nın en önemli yapısal unsuru olan Aksu Bindirmesi'nin varlığı ilginç bir tartışmanın kaynağını oluşturmaktadır (Poisson, 1977; Poisson vd., 2003 ve 2011; Wasoo vd., 2020). Poisson vd. (2011) çalışmasında, Aksu Bindirmesi'nin, Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fayı boyunca batıya doğru kaçışından kaynaklandığını ileri sürerken, bu düşüncenin kaynağı olarak, Arabistan ile Avrasya arasındaki çarpışma için öne sürülen jeolojik zamanın (~12 My, Şengör vd., 2003; Keskin, 2003 ve Faccenna vd., 2014) ve Aksu Bindirmesi'nin yaşının birbirine yakın oluşunu göstermişlerdir. Buna karşın, Koç vd. (2016a ve 2016b) tarafından yapılan çalışmada gösterildiği gibi Isparta Büklümü'nün doğu kanadı üzerinde

gelişen karasal havzalarda (Altınapa, Yalvaç ve Ilgın Havzaları) ve bu çalışmada da ifade edildiği gibi Manavgat Havzası'nda gözlemlenen genişlemeli gerilme rejim koşullarının varlığı bu mekanizmanın geçerliliği üzerinde şüphe yaratmaktadır. Bu durumda, "Anadolu'nun batıya doğru hareketi, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında herhangi bir kısılma yaratmaksızın nasıl olur da merkezinde bir kısılmaya neden olabilir?" sorusunun cevaplanması gerekmektedir. Bununla birlikte, Isparta Büklümü'nün doğu kanadında hem karasal hem de denizel havzalarda gözlemlenen bu açılmanın, Ege Bölgesi'ndeki K-G yönlü genişleme ile ilgisi de bulunmamaktadır (Van Hinsbergen vd. 2010; Kaymakci vd., 2018).

Isparta Büklümü'nün batısında ve merkezinde sırasıyla gözlemlenen KB-GD (Likya Napları) ve D-B (Aksu Bindirmesi) yönlü kısılma ve hemen ~40 km doğusunda Manavgat Havzası'nda ve karasal havzalarda (Altınapa, Ilgın ve Yalvaç havzaları) gelişen açılma, Isparta Büklümü ölçeğinde bir açıklamaya ihtiyaç duyulmaktadır. Van Hinsbergen vd. (2010a), batıdaki KB-GD yönlü kısılmayı gravitasyonel kayma (~15 Ma) olarak açıklamaya çalışırken, Flecker vd. (2005) ise Isparta Büklümü'nün doğu kanadında meydana gelen açılmanın olası nedenini dahan Kıbrıs Levhası'nın güneye doğru geri çekilmesine bağlamıştır. Her ne kadar bu mekanizma Manavgat havzalarında bulunan K-G yönlü uzama bileşenini açıklayabilse de diğer karasal havzalarda kayda geçen etkin bileşen olan D-B yönlü açılmayı (Koç vd., 2012 ve 2017) açıklamakta çok başarılı değildir (Şekil 21c ve 21d).

De Boorder vd. (1998) tarafından yayınlanan Isparta Büklümü'nün hemen altındaki mantoya ait sismik tomografi görüntüleri, sonrasında Biryol vd. (2011) tarafından yapılan daha detaylı sismik görüntülemeler (Şekil 21f) ve ayrıca Kalyoncuoğlu vd. (2011) tarafından yapılan deprem iç merkez çalışmaları ve son olarak Köprüçay ve Manavgat havzalarındaki düşey eksenli rotasyonlardan yansıyan oroklinal bükülmenin varlığına işaret

eden Koç vd. (2016a) tarafından yapılan çalışma, Isparta Büklümü'nün altında iki ayrı dalan levha parçalarının varlığına dair sismik ve kabuk deformasyonuna dair veriler sağlamıştır (Şekil 21e). Bu levhalardan ilki herkesçe bilinen Kıbrıs Yayı boyunca Kıbrıs'ın altına (kuzeye doğru) dalan dalma-batma zonunu tanımlarken, diğeri ise Isparta Büklümü ve Antalya Körfezi'nin hemen altındaki Benioff Zonu ile ilişkili ve K-G doğrultulu, doğuya doğru eğimli bir dalma-batma zonunu tanımlamaktadır. Antalya Levhası olarak adlandırılan (Koç vd., 2016a ve 2016b) bu dalan plakanın Kıbrıs Levhası ile olan bağlantısı bir STEP fayı (Govers ve Wortel, 2005) tarafından kesilmiştir. Biryol vd. (2011) ve Schildgen vd. (2012) Antalya Levhası'nın, Kıbrıs Levhası'nın bir parçası olduğunu ve bir nedenden dolayı K-G doğrultu kazandığını öne sürmüşlerdir. Koç vd. (2016a) ise çalışmasında Antalya Levhası'nın en azından Pliyosen'e kadar yüzeye bağlı bir levha olduğunu önermişlerdir. Bu dar levha parçasının batıya doğru geri kaçışı, Koç vd. (2012, 2016b ve 2017)'ne göre üst levhada karasal denizel havzaların açılmasına, sonrasında Köprüçay ve Manavgat havzalarının (Koç vd., 2016a) rotasyona uğrayarak oroklin oluşturmaya neden olmuştur. Bu oroklin oluşumunun, Manavgat ve Köprüçay havzalarının birleştiği alanda yoğun deformasyona neden olduğu düşünülmektedir. Bu bölge Köprüçay Havzası'nın saat yönündeki ve Manavgat Havzası'nın ise saatin tersi yönündeki rotasyonunun yarattığı gerilmenin karşılandığı bölgedir. Sıki-asimetrik özellikteki Taşağıl kıvrımlarının ve Çardakköy Fayı'nın oluşumunun ise temel nedeni olmalıdır. Aynı şekilde, bu oroklin oluşumuna neden olan levha gerilemesi, Antalya Körfezinin altında kilitlemiş ve Aksu Bindirmesi'nin gelişmesine neden olmuştur (Wasoo vd., 2020).

Uzaktan algılama (UA) yöntemleri kullanılarak oluşturulan Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzalarına ait çizgisellik haritası (Şekil 15a) bütüncül olarak değerlendirildiğinde ortaya

çıkan gül diyagramında üç farklı hâkim çizgisellik yönü dikkati çekmektedir. Bunlardan ilki mavi renk ile gösterilen yaklaşık K-G doğrultulu olan çizgiseliktir. Yönelim olarak Aksu ve Köprüçay havzalarını kontrol eden yapısal unsurlara karşılık gelmektedir. Bunun dışında, kırmızı renk ile ifade edilen ve yaklaşık D-B yönlü olan ikinci bir set çizgisellik mevcuttur. Bu yönelim ise Manavgat Havzası'nın uzun eksenine uyumludur. Üçüncü set çizgisellik ise, KB-GD yönelimine sahip olup diğer iki set kadar baskın değildir. Bu yönelim ise Taşağıl kıvrımları ve Çardakköy Fayı'nın yönelimleri ile uyumludur.

Güney Anadolu'nun son Miyosen ve Pliyosen dönemindeki yükselme geçmişi son zamanlarda büyük ilgi görmüştür (Cosentino vd., 2012; Schildgen vd., 2012, 2014; Koç vd., 2012). Orta Torosların yükselmesini ise yine Manavgat ve Köprüçay havzalarının birbirlerine doğru zıt yönde gerçekleşen rotasyon hareketi ile açıklamak mümkündür. Oroklin merkezinde kalan Orta Torosların bu hareketle oluşan sıkışmayı yükselerek karşıladığı düşünülmektedir. Sismik tomografi görüntülerinden Antalya Levhası'nın yüzeye bir bağlantısının bulunmadığını çıkarsamak mümkündür (Şekil 21f). Eğer Antalya levhasını yüzeye olan bağlantısı kopmuş ise, bu olayın yakın zaman içerisinde, muhtemelen Pliyosen sonlarında, gerçekleşmiş olması beklenmelidir ki böylece kopan levhanın Benioff zonu yaratması mümkün olacak ve ayrıca sismik tomografide de belirgin bir boşluk yaratmayacaktır (Koç vd., 2016a). Antalya Levhası'nın yüzey ile bağlantısının kopmasının bölgedeki kabuk deformasyonunu, tektonizmayı ve yükselme süreçlerini etkileyeceği açıktır. Tüm bu dinamikler dikkate alındığında, Isparta Büklümü'nün hemen altında bulunan Antalya Levhası'nın detaylı bir şekilde incelenmesi bölgenin jeolojik evrimini ve dinamiklerini anlamada önemlidir.

EXTENDED SUMMARY

The Tauride fold and thrusts belt was formed during the ~N-S convergence between Africa and Eurasia after the Cretaceous era. The western end of the central Taurides strikes NW–SE, obliquely to the overall convergence direction, and connects to the NE–SW Beydağları–Lycian Nappe flank of the western Taurides, forming the so-called “Isparta Angle” (Figure 1a). In Neogene times, the western and central Taurides and the inner part of the Isparta Angle became overlain by Neogene sedimentary basins, including Manavgat, Köprüçay, and Aksu, characterized by marine clastics and carbonates (Figure 1b).

Manavgat Basin, one of these marine basins in the eastern limb of the Isparta Angle, unconformably overlies Taurides basement units in the north (Figure 2). The sedimentary infill of the Manavgat basin is mainly characterized by marine clastics and carbonates more than 1 km thick from the Miocene to Pliocene. The onset of sedimentation in the basin is determined as Burdigalian, the oldest age obtained from the Tepekli Formation (Karabıyıkoğlu et al., 2000). The sedimentary sequence of the Manavgat Basin (Figure 3) starts with 1) Tepekli (Sevinç) Formation (Burdigalian), which unconformably overlies the Taurides (Figures 4 and 5). In the upper level of the lithostratigraphy, 2) Oymapınar Limestones (Late Burdigalian-Langhian) and 3) Çakallar Breccia (Langhian) are observed, respectively (Figures 6 and 7). Çakallar Breccia overlies the Oymapınar Limestone conformably and is observed in limited areas in the eastern part of the basin. 4) The Geceleme Formation (Late Langhian- Serravalian) might be defined as a transition zone between the Oymapınar and the Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) and is characterized by blue/gray mudstone-fine sandstone intercalation (Figure 8a-c). 5) Karpuzçay Formation (Serravalian-Tortonian) is the most widespread and the thickest (~1 km) unit in the Manavgat Basin. It is a typical marine

turbiditic series, generally characterized by an alternation of claystone/siltstone-sandstone-conglomerate levels (Figure 8d-f). At the top level of the formation, the clast-supported conglomeratic unit delimits the Karpuzçay Formation conformably (Figure 9a).

From the Karpuzçay Formation, two different measured stratigraphic sections (MN-K1 and MN-K2) were constructed to collect the bio-samples for age determination (Figures 10, 11, and 12). 6) The Pliocene units, including Yenimahalle and Kurşunlu formations, are located south of the basin, close to the shoreline, and almost preserve the original horizontality. These units consist mainly of fine sandstone and conglomerate units (Figure 13a). At the top of the sedimentary sequence, 7) Belkis Conglomerate (Quaternary) is located and determines the upper boundary of the Pliocene sedimentation (Figure 13b).

Besides lithostratigraphic features, the structural elements forming the Manavgat Basin were also considered during this study. First, remote sensing applications were used to determine the lineaments and structural elements of the basin (Figures 14 and 15). Landsat8 ETM+, Terra-ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), and Google Earth (Quickbird) images provided as open source by NASA were used to determine and characterize the structures. The index details of the ASTER and Landsat 8 ETM images used are given in Table 1. Finally, the critical areas determined by remotely sensed data were controlled and verified in the field (Figure 15b).

Based on the field observations, considering the bedding attitude in general, the Manavgat Basin has a monotonous character, especially in the central part of the basin (shown by the black rectangular area in Figure 2). Bedding planes regularly dip to the south (Figure 16a). While the dip amount is 30–40° in the north of the basin (Figure 16b), the dip values of the bedding planes

decline gradually as one goes toward the south of the basin. Finally, the bedding becomes horizontal (Figure 9a). Two different folding systems in the eastern and western parts of the basin, known as the Saburlar fold set and Taşağıl fold set, respectively, disturbed the monotonous bedding system of the basin (Figure 16c). The Saburlar fold set consists of an anticline and a syncline, and the Alanya Massif was exposed in the center of the anticline (Figure 16d and 16g). The oldest part of the Kapuzçay Formation, located at the syncline within the Saburlar fold set, gradually becomes horizontal (syn-tectonic), as indicated in Figures 2 and 16d. Based on this observation, it is suggested that the age of the fold set must be early Serravallian. Based on the measurement collected from the fold limbs (Figure 16f and 16h), the fold axial plane was determined as 007/83 (RHR) while the fold axis is 277°N/07 (Azimuth). The angle between the fold limbs is 76°, classified as an open-symmetrical fold (Figure 16e).

The Taşağıl Fold (Figure 17a) is notably different from the Saburlar Fold in terms of its formation time. The palaeontological data from the top section of the measured sections within the Karpuzçay Formation indicates the presence of fossil assemblages characteristic of the Tortonian epoch (Figure 12). Evaluations of the measurements taken from the flanks of the core anticline of the Taşağıl Fold (Figure 12c) showed that the axial plane and fold axis attitudes are 247/88 (RHR, right-hand rule) and 157°N/02 (Azimuth), respectively. The angle between the fold limbs was determined as 61° and classified as a closed-asymmetrical fold (Figure 17b).

The absence of a significant structure, such as a basin boundary fault controlling the northern boundary of the Manavgat Basin, is remarkable (Figure 18a). The contact relation between the basement and the basin fill seems stratigraphic along the northern basin boundary. On the other hand, considerable normal faults are observed at the mesoscopic scale within the basin fill

(Figures 18 and 19). Besides these normal faults, a relatively large-scale reverse fault at the bend point of the Manavgat Basin and the Köprüçay Basin is also observable (Figure 20).

The well-exposed ~N-S-striking synsedimentary normal faults are located north of the basin (Figure 18b-e). This normal fault developed in the Tepekli Formation, the oldest sedimentary unit of the basin. Other mesoscopic scale normal faults with a well-developed slickenline were observed within the Karpuzçay Formation along the Taşağıl-Beydiğın road (Figure 19). The stereographic plots of fault-slip data obtained from the faults indicated as M1 and M2 in Figure 19a show the orientation of the inferred principal stresses as $\sigma_1=84/155^\circ\text{N}$, $\sigma_2=06/334^\circ\text{N}$, $\sigma_3=00/064^\circ\text{N}$ and $\sigma_1=74/359^\circ\text{N}$, $\sigma_2=13/144^\circ\text{N}$, $\sigma_3=09/236^\circ\text{N}$, respectively. The stress ratios (0.14 and 0.42) represent extensional stress conditions.

As a result, the presence of two different tectonic regimes in the region was determined. Accordingly, the Manavgat Basin developed under the influence of an extensional tectonic regime before the Tortonian (Phase-I) and of a compressional system during the post-Tortonian (Phase-II). The first stage of the basin development is extensional, but the absence of a basin boundary fault in the north compels us to consider it carefully. In these circumstances, the facies distribution along the northern edge of the Manavgat Basin indicates that the eastern part of the basin was more profound than the western part in the early stage of the basin formation. Hence, a structural element should be present to accommodate this depth difference between the eastern and western parts of the basin. A buried rotational normal fault controlling the NE boundary of the Manavgat Basin might be a reasonable explanation for this situation (Figure 21). The formation of the Saburlar fold (Early Serravallian) in the east of the Manavgat Basin under this extensional setting seems confusing

from a conventional geology point of view (fold \equiv compressional tectonic setting).


However, Janecke et al. (1998) reported the presence of various extensional folds formed under the extensional setting, like the Saburlar fold set. On the other hand, the Taşağıl fold set in the west is very different from the Saburlar fold in terms of its time of formation (Late Tortonian or post-Tortonian) and mechanism (a compressional stress condition). The compressional tectonic phase (phase-II) with NE-SW direction (Figure 20) caused the formation of the Taşağıl folds under ductile deformation and Çardakköy Reverse/Thrust Fault under the brittle deformation.


Finally, this study indicated that the N-S directional convergence between Eurasia and Africa and the kinematics of the fragmented subducted plate under the Isparta Angle should be re-evaluated under these data sets.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK tarafından 117Y235 no'lu proje kapsamında desteklenmiştir. Bu makalede sunulan veriler, aynı projede bursiyer olarak çalışmış olan Yusuf Emrah Yılmaz'ın Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde A.K. (Danışman) ve A.A.Ö. (Paleontoloji konusunda ikinci danışman) desteği ile yapmış olduğu yüksek lisans tezinin bir bölümünü kapsamaktadır.

ORCID

Yusuf Emrah Yılmaz  <https://orcid.org/0000-0001-6248-2699>

Ayşe Atakul-Özdemir  <https://orcid.org/0000-0003-0660-3139>

Ayten Koç  <https://orcid.org/0000-0002-8296-0093>

KAYNAKLAR / REFERENCES

Akay, E. ve Uysal, Ş. (1984). *Stratigraphy, sedimentology and structural geology of Neogene deposits in the west of the central Taurides (Antalya)* (Report No.

2147). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (in Turkish; Unpublished).

Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., Cravatte, J. ve Muller, C. (1985). Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28(2), 105-119. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/a816fcbb327dfbb_ek.pdf

Akay, E. ve Uysal, S. (1985). Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısal jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, (Yayımlanmamış Rapor).

Akbulut, A. (1977). *Etude Geologique dune partie du Taurus occidentale au sud d'Eğridir (Turquie)* (Thesis). Univ. Paris-Sud, Orsay.

Altınlı, E., 1944. *Etude stratigraphique de la région d'Antalya*. Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, B IX, 3, 27-38.

Barrier, E. & Vrielynck, B. (2008). *Palaeotectonic map of the Middle East, Atlas of 14 maps, Tectonosedimentary–Palinspastic maps from Late Norian to Pliocene*. Commission for the Geologic Map of the World (CCMW, CCGM), Paris.

Biryol, C. B., Beck, S. L., Zandt, G. & Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184: 1037-1057. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04910.x>

Blumenthal, M. (1951). Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Publications*, no. D5, 134: 1955.

Clark, M. & Robertson, A. (2002). The role of the Early Tertiary Ulukisla Basin, southern Turkey, in suturing of the Mesozoic Tethys ocean. *Journal of the Geological Society*, 159(6), 673-690.

Collins, A. S. & Robertson, A. H. (1997). Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25(3), 255-258.

Collins, A. S. & Robertson, A. H. (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 759-772.

- Collins, A. S. & Robertson, A. H. (2003). Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the western Anatolide belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38(3-4): 295-310.
- Cosentino, D., Schildgen, T. F., Cipollari, P., Faranda, C., Gliozzi, E., Hudackova, N., Lucifora, S. & Strecker, M. R. (2012). Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey. *GSA Bulletin* 124(1– 2):133–145 <https://doi.org/10.1130/B30466.1>
- Çiner A., Karabıyıkoglu M., Monod O., Deynoux, M. & Tuzcu, S. (2008). Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya basin, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 1-41.
- de Boorder, H., Spakman, W., White, S. H. & Wortel, M. (1998). Late Cenozoic mineralization, orogenic collapse and slab detachment in the European Alpine Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(3-4):569–575. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00247-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00247-7)
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıkoglu, M., Manatschal, G. & Tuzcu, S. (2005). Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173(1-4): 315-343.
- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B. & Grundvig, S. (1999). Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): Implications for the Neotethyan ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8), 1192-1216.
- Dumont, J. F. & Kerey, K. (1975). Basement geological study in the south of Egirdir lake. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18(2), 169-174. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/fe2d4655b7cd3ed_ek.pdf
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. & Regard, V. (2006). Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 242(1-2): 85-97.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., ... & Serpelloni, E. (2014). Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 283-332.
- Flecker, R. (1995). *Miocene Basin Evolution of The Isparta Angle, Southern Turkey* [Phd thesis]. University of Edinburgh
- Flecker, R., Ellam, R. M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A. H. F. & Turner, J. (1998). Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey. *Tectonophysics*, 298(1-3), 83-101.
- Flecker, R., Poisson, A. & Robertson, A. H. F. (2005). Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 277-314.
- Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Biryol, C. B. & Ozacar, A. A. (2009). Detecting the limit of slab break-off in central Turkey: new high-resolution Pn tomography results. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1566-1572.
- Glover, C. P. & Robertson, A. H. (1998). Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155(2), 365-387. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.2.0365>
- Govers, R. & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Göncüoğlu, M. C. & Dirik, K. (1996). Neotectonic characteristics of central Anatolia. *International Geology Review*, 38(9), 807-817.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K. & Kozlu, H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey. In *Annales Geologique de Pays Hellenique*, 3, 515-536.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, I. & Şengör, A. M. C. (1984). Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo- Tethyan closure. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 467-482.
- Gülyüz, E., Kaymakçı, N., Meijers, M. J., van Hinsbergen, D. J., Lefebvre, C., Vissers, R. L. & Peynircioğlu, A. A. (2012). Late Eocene evolution

- of the Çiçekdağı Basin (central Turkey): Syn-sedimentary compression during microcontinent collision in central Anatolia. *Tectonophysics*, 602, 286-299.
- Güvercin, S. E., Konca, A. Ö., Özbakır, A. D., Ergintav, S. & Karabulut, H. (2021). New focal mechanisms reveal fragmentation and active subduction of the Antalya slab in the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 805, Article 228792. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.22879>
- Hadımlı, L. (1968). *Manavgat-Akkuşlar bentleri ve rezervuarının jeolojisi*. İ. Ü. F. F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü diploma çalışması, yayınlanmamış.
- Hall, J., Aksu, A. E., King, H., Gogacz, A., Yaltrak, C. & Çifçi, G. (2014). Miocene-Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 349, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.009>
- Hayward, A. B. (1984). Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 287-300.
- Hüsing, S. K., Zachariasse, W. J., Van Hinsbergen, D. J., Krijgsman, W., Inceöz, M., Harzhauser, M. & Kroh, A. (2009). Oligocene–Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 107-132.
- İslamoğlu, Y. (2002). Antalya Miyosen Havzasının mollusk faunası ile stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 123-124, 27-58.
- Janecke, U. S., Vandenburg, J. C., Blankenau, J. J. (1998). Geometry, mechanisms and significance of extensional folds from examples in the Rocky Mountain Basin and Range province, U.S.A. *Journal of Structural Geology* 20(7), 841–856. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00016-9](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00016-9)
- Kalyoncuoğlu, Ü. Y., Elitok, Ö., Dolmaz, M. N. & Anadolu, N. C. (2011). Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geodynamics* 52(1), 70–82. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.12.001>
- Karabıyıköğlu, M., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S. & Örcen, S. (2000). Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey. In: E. Bozkurt, J. A. Winchester & J. D. A. Piper (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 271-294. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.14>
- Karabıyıköğlu, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S. & Hakyemez, A. (2005). Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), 345-371.
- Kaymakçı, N., Langereis, C., Özkaptan, M., Özacar, A. A., Gülyüz, E., Uzel, B. & Sözbilir, H. (2018). Paleomagnetic evidence for upper plate response to a STEP fault, SW Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters*, 498, 101-115.
- Keskin, M. (2003). Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24), Article 8046. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Khair, K. & Tsokas, G. N. (1999). Nature of the Levantine (eastern Mediterranean) crust from multiple-source Werner deconvolution of Bouguer gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B11): 25469-25478.
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J. & Kuiper, K. F. (2017). Miocene tectonic history of the Central Tauride intramontane basins, and the paleogeographic evolution of the Central Anatolian Plateau. *Global and Planetary Change*, 158, 83- 102.
- Koç, A., Kaymakçı, N., van Hinsbergen, D. J., Kuiper, K. F. & Vissers, R. L. (2012). Tectono-Sedimentary evolution and geochronology of the Middle Miocene Altnapa Basin, and implications for the Late Cenozoic uplift history of the Taurides, southern Turkey. *Tectonophysics*, 532, 134-155
- Koç, A., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J. & Vissers, R. L. (2016a). A Miocene onset of the modern extensional regime in the Isparta Angle:

- constraints from the Yalvaç Basin (southwest Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 105(1), 369-398.
- Koç, A., van Hinsbergen, D. J., Kaymakçı, N. & Langereis, C. G. (2016b). Late Neogene oroclinal bending in the central Taurides: A record of terminal eastward subduction in southern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 434, 75-90.
- Koçyığıt, A., ünay, E., & Saraç, G. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 405-421.
- Meijers, M. J., Kaymakçı, N., Van Hinsbergen, D. J., Langereis, C. G., Stephenson, R. A. & Hippolyte, J. C. (2010). Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey). *Tectonics*, 29(4). TC4016. <https://doi.org/10.1029/2009TC002620>
- Monod, O. (1977). *Recherches Géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie)* [Yayımlanmamış, Tez]. These d'Etat Univ. Paris Sud (Orsay).
- Oberhänsli, R., Bousquet, R., Candan, O. & Okay, A. I. (2012). Dating Subduction Events in East Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(1), 1-17. <https://doi.org/10.3906/yer-1006-26>
- Oberhänsli, R., Candan, O., Bousquet, R., Rimmele, G., Okay, A. & Goff, J. (2010). Alpine high pressure evolution of the eastern Bitlis complex, SE Turkey. In M. Sosson, N. Kaymakci, R. A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform Geological Society, London, Special Publications*, 340 (1), 461-483. <https://doi.org/10.1144/sp340.20>
- Okay, A. I. (1986). High-Pressure/low-Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. B. W. Evans & E. H. Brown (Eds.), *Blueschists and Eclogites*. Geological Society of America, Vol:164 <https://doi.org/10.1130/MEM164-p333>
- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996) Paleo- and Neotethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In A. Yin & M. Harrison (Eds.), *Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 420-441.
- Okay, A. I. & Özgül, N. (1984). HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif, Southern Turkey: an allochthonous composite tectonic sheet. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 429-439.
- Okay, A. I., Zattin, M. & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38(1), 35-38.
- Okay, A. I., Tüysüz, O. (1999) Tethyan sutures of northern Turkey. In D. B. Jolivet, L. Horváth, F. Séranne M (eds.) *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 156, 475-515. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.22>
- Papazachos, B. C. & Papaioannou, C. A. (1999). Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. *Tectonophysics*, 308(1-2), 193-204.
- Parlak, O. & Robertson, A. (2004). The ophiolite-related Mersin Melange, southern Turkey: its role in the tectonic-sedimentary setting of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Geological Magazine*, 141(3): 257-286.
- Poisson, A. (1977). *Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)* [Doctorat d'état thesis]. Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Poisson, A., Orszag-Sperber, F., Kosun, E., Bassetti, M. A., Müller, C., Wernli, R. & Rouchy, J. M. (2011). The Late Cenozoic evolution of the Aksu basin (Isparta Angle; SW Turkey). New insights. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(2), 133-148.
- Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E. K. & Temiz, H. (2003). New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, 311-327. <https://doi.org/10.1002/gj.958>
- Pourteau, A., Candan, O. & Oberhänsli, R. (2010). High-pressure metasediments in central Turkey: Constraints on the Neotethyan closure history. *Tectonics*, 29(5), TC5004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002650>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Karam, G. (2006).

- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5), B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. & Vernant, P. (2010). Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. *Tectonophysics* 488(1-4), 22-30.
- Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. (1984). Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 1-74.
- Robertson, A. H. F. & Woodcock, N. H. (1982). Sedimentary history of the southwestern segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, southwestern Turkey. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75(3), 517-562.
- Robertson, A. H. F. & Woodcock, N. H. (1984). The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1): 251-271.
- Robertson, A. H. & Mountrakis, D. (2006). Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1): 1-9.
- Robertson, A. H. & Ustaömer, T. (2009). Formation of the Late Palaeozoic Konya Complex and comparable units in southern Turkey by subduction-accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 473(1-2): 113-148.
- Robertson, A. H., Ustaömer, T., Pickett, E. A., Collins, A. S., Andrew, T. & Dixon, J. E. (2004). Testing models of Late Palaeozoic-Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, 161(3): 501-511.
- Schildgen, T. F., Cosentino, D., Caruso, A., Buchwaldt, R., Yıldırım, C., Bowring, S. A. & Strecker, M. R. (2012). Surface expression of eastern Mediterranean slab dynamics: Neogene topographic and structural evolution of the southwest margin of the Central Anatolian Plateau, Turkey. *Tectonics*, 31(2), TC2005. <https://doi.org/10.1029/2011TC003021>
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2), 17-33.
- Storetvedt, K. M. (1990). The Tethys Sea and the Alpine-Himalayan orogenic belt; mega-elements in a new global tectonic system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62(1-2), 141-184. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90198-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90198-7)
- Şengör, A. M. C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Genç, T. & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30(24), Article 8045. <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Şengör, A. C., Lom, N., Sunal, G., Zabcı, C. & Sancar, T. (2019). The Phanerozoic palaeotectonics of Turkey. Part I: an inventory. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 1, 91-161. <https://doi.org/10.1007/s42990-019-00007-3>
- Şengör, A. C. & Yazıcı, M. (2020). The aetiology of the neotectonic evolution of Turkey. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2, 327-339. <https://doi.org/10.1007/s42990-020-00039-0>
- Van Hinsbergen, D. J., Dekkers, M. J. & Koc, A. (2010). Testing Miocene remagnetization of Bey Dağları: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(2), 123-156.
- Wasoo, M. H., Özkaptan, M. & Koç, A. (2020). New insights on the Neogene tectonic evolution of the Aksu Basin (SE Turkey) from the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) and paleostress data. *Journal of Structural Geology*, 139, 104-137.
- Wasoo, M. H. & Koç, A. (2021). Aksu Havzası'nın (Antalya, Türkiye) Neojen Stratigrafisi ve Yapısal Unsurları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 64(1), 83-128. <https://doi.org/10.25288/tjb.682776>
- Yılmaz, Y. (1993). New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. *Geological Society of America Bulletin*, 105(2), 251-271.