

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKTORA TEZİ

**BİGA YARIMDASI'NDAKİ (KB ANADOLU-TÜRKİYE)
SENOZOYİK ÖNCESİ KAYA TOPLULUKLARININ
JEOKRONOLOJİSİ VE TEKTONO-STRATİGRAFİK
NİTELİKLERİ**

İsmail Onur TUNÇ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tezin Sunulduğu Tarih: 04/07/2014

Tez Danışmanı:

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

ÇANAKKALE

İsmail Onur TUNÇ tarafından Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ yönetiminde hazırlanan ve **04/07/2014** tarihinde aşağıdaki jüri karşısında sunulan “**Biga Yarımadası’ndaki (KB Anadolu-Türkiye) Senozoyik Öncesi Kaya Topluluklarının Jeokronolojisi ve Tektono-Stratigrafik Nitelikleri**” başlıklı çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**’nda **DOKTORA TEZİ** olarak oybirliği ile kabul edilmiştir.

JÜRİ

Prof. Dr. Erdin BOZKURT

Başkan

Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

Üye

Doç. Dr. Mustafa BOZCU

Üye

Doç Dr. Yener EYÜBOĞLU

Üye

Yard. Doç. Dr. Öznur KARACA

Üye

Sıra No:.....

Bu tez çalışması TÜBİTAK tarafından 108Y232 ve 110Y281 numaralı projelerden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

İsmail Onur TUNÇ

TEŞEKKÜR

Bu tezin konusunun belirlenmesinden tamamlanmasına kadar tüm aşamalarda ve kendisini tanıdığım günden bu yana; gerek akademik gerekse özel yaşantımda maddi ve manevi desteğini bir an olsun esirgemeyen saygı değer danışman hocam Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ' a bir ömür boyu sürecek minnetimi belirtmek isterim. Aynı şekilde, doktora tez çalışmamın en başından itibaren kritik konularda hep yol gösteren ve yol açan çok değerli hocam Prof. Dr. Erdin BOZKURT' a yürekten teşekkür ederim. Tez İzleme Komitesi Toplantıları'nda yapmış olduğu yapıcı eleştiri ve katkılarından dolayı sayın hocam Doç. Dr. Mustafa BOZCU' ya içtenlikle teşekkürü bir borç bilirim. Doktora çalışmamın önemli bir kısmını oluşturan jeokronolojik analizlerin yapılmasında ve yorumlanmasında önemli yardımları olan, sayın Prof. Dr. Ulf LINNEMANN'a ve ekibindeki Katja ECKELMANN ve Mandy HOFMANN'a, yine jeokronolojik çalışmaların yapılmasında desteklerini esirgemeyen, Goethe Üniversitesi Jeokronoloji Laboratuvarı direktörü sayın Dr. Axel GERDES ve ekibine teşekkürü bir borç bilirim. Gerek arazi çalışmalarında gerekse büro çalışmalarında yapmış oldukları yardımlardan dolayı Araştırma Görevlisi Dr. Fırat ŞENGÜN' e, Araştırma Görevlisi Mustafa AVCIOĞLU' na, Jeoloji Yüksek Mühendisleri Müge TAŞDELEN ve Gülen ŞAHİN' e teşekkürlerimi sunarım. Doktora tez çalışmam süresince tüm zorlukları benimle göğüsleyen ve hayatımın her evresinde bana destek olan değerli aileme sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İsmail Onur TUNÇ

Çanakkale, Temmuz 2014

SİMGELER VE KISALTMALAR

K	Kuzey
G	Güney
B	Batı
D	Doğu
KB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
GB	Güneybatı
GD	Güneydoğu
U-Pb	Uranyum-Kurşun
LA-ICP-MS	Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry
CL	Cathodoluminescence
BSE	Back Scattered Electron
Ma (My)	Mega annum (Milyonyıl)
µm	mikron

ÖZET

BİGA YARIMDASI'NDAKİ (KB ANADOLU-TÜRKİYE) SENOZOYİK ÖNCESİ KAYA TOPLULUKLARININ JEOKRONOLOJİSİ VE TEKTONO-STRATİGRAFİK NİTELİKLERİ

İsmail Onur TUNÇ

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi

Danışman: Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

04/07/2014, 235

Biga Yarımadası'nda birbirinden farklı kökende olduğu kabul edilmiş olan metamorfik kayalar bulunmaktadır. Bu farklı metamorfik topluluklar arasında ise Alpin yaşlı alan(lar)ın var olduğu ifade edilmiştir. Bu doktora tezi bu jeolojik modelin test edilmesini amaçlamıştır. Bu amaçla bölgede daha önce yapılmış araştırmalar da dikkate alınarak kritik alanlar haritalanmış, metamorfik birimlerin litolojik ve jeokronolojik incelemeleri yapılmıştır.

Biga Yarımadası'nda Senozoyik yaşlı volkanik-çökel örtü altında değişik alanlarda ve birbirinden kopuk mostralarda halinde metamorfik kayalar yüzeylemektedir. Bu kayalar güneyde Kazdağ antiformu boyunca; kuzeyde ise Karadağ, Çamlıca ve Kemer/Karabiga alanlarında mostralarda vermektedir. Birbirinden kopuk bu mostraların aslında bir bütünü parçaları olduğunun anlaşılması bu doktora tezinin en temel ve en önemli sonuçlarından birini oluşturmaktadır. Nitekim bu metamorfik topluluklar, birbirleriyle doğrudan dokanakta olan bir tektono-stratigrafik istif oluşturmaktadır. Anılan metamorfik mostralardan en güneyde Kazdağında mostra verenler (Kazdağ Grubu) altta Triyas yaşlı, üstte ise Karbonifer yaşlı iki metamorfik topluluk ile bunlar arasında tektonik dokanakla yer alan bir metaofiyolitten oluşur. Kuzeyde Karadağ, Çamlıca ve Kemer/Karabiga alanlarında mostra veren metamorfik kayalar (Geyikli, Çamlıca, Kemer metamorfikleri) ise birbirlerinden kopuk mostralara sahip olmakla birlikte aslında birbirleriyle korele edilebilen Geç Ediyakaran-Erken Paleozoyik yaşlı bir istif temsil edilmektedir. Bu istif altta bir metavolkanik-volkaniklastik ve üstte ise başlıca metapelitik bir birimden oluşmaktadır. Bu metamorfik kayalar yer yer yine Ediyakaran-Erken Paleozoyik yaşlı

eklojit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metaofiyolitlerle tektonik olarak dilimlenmiştir. Bu metamorfik temelin üzerinde açısal uyumsuzlukla Permiyen yaşlı bir karbonat platformu gelişmiştir. Kuzey metamorfik topluluk, güneyde Kalabak grubu olarak bilinen metamorfik topluluğun eşdeğeridir. Kalabak grubu da altta bir metavolkanik-volkaniklastik birim, üste metasedimanter bir birim ve bunları kesen Erken Devoniyen yaşlı bir metagranit ile temsil edilmektedir. Kalabak grubu, Kazdağ metamorfik kayaları üzerinde tektonik dokanakla doğrudan oturmaktadır. Kalabak grubunun yaşı da Ediyakaran-Erken Paleozoyik'tir ve metaofiyolitik kayalarla tektonik olarak dilimlenmiştir. Triyas yaşlı Karakaya grubu kayaları Permiyen karbonat platformunun parçalanmasıyla gelişimine başlayarak Triyas sonunda kapanan kısa ömürlü bir havzadır. Bu havzaya ait birimlerden kenar ve başlangıç fasiyesleri metamorfik temel kayaları üzerinde uyumsuz olarak oturmaktadır. Bu metamorfik temel kayaları güneyde Liyas yaşlı ve kuzeyde Alt Kretase yaşlı çökellerle açısal uyumsuzlukla örtülmektedir.

Anahtar sözcükler: Sakarya Zonu, Biga Yarımadası, U-Pb Zirkon Jeokronolojisi, Ediyakaran-Erken Paleozoyik, Çamlıca metamorfikleri, Kazdağ Masifi, Karakaya

ABSTRACT

GEOCHRONOLOGY AND TECTONO-STRATIGRAPHIC CHARACTERISTICS OF THE PRE-CENOZOIC ROCK ASSEMBLAGES OF THE BİGA PENINSULA (NW ANATOLIA-TURKEY)

İsmail Onur TUNÇ

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Doctoral Dissertation in Geological Engineering

Advisor: Prof. Dr. Erdinç YİĞİTBAŞ

04/07/2014, 235

The main aim of this Ph.D thesis is testing the existence of Alpine suture zone(s) between the metamorphic rocks in the Biga Peninsula. In this content, critical areas were mapped, lithological and geochronological studies were done in the light of previous studies.

Metamorphic rocks of the Biga Peninsula crop out underneath a thick Cenozoic volcanic-sedimentary sequence as separated outcrops. These metamorphic rocks crop out along the Kazdağ antiform in the south and Karadağ, Çamlıca and Kemer/Karabiga regions in the north. Understanding and considering of these seperated metamorphic outcrops are the parts of the whole, is probably the most basic and most important resut. Thus, these metamorphic assemblages are a single tectono-stratigraphic sequence which are directly in contact with eachother and can be describe in a single tectono-stragraphic columnar section. Metamorphic outcrops in the south that crop out in the Kazdağ area (Kazdağ Group) consists of a Triassic metamorphic assemblage at the bottom, a Carboniferous metamorphic assemblage at the top and a metaophiolite between them with tectonic contacts. The metamorphic rocks (Geyikli, Çamlıca and Kemer metamorphites) which crop out in Karadağ, Çamlıca and Kemer/Karabiga massifs, are represented by a Ediacaran/early Paleozoic sequence. This sequence consist of a metavolcanic-volcanoclastic unit at the bottom and a metapelitic unit at the top and sliced by metaophiolitic rocks which are sometimes undergone eclogite facies metamorphism. The age of this metaophiolite is Ediacaran-early Paleozoic too. A thick carbonate platform, Permian in age, overlies this metamorphic basement rocks with an angular unconformity. Northern metamorphic assemblage is the equivalent of a metamorphic assemblage which known as Kalabak Group in the south. Kalabak Group consist of a metavolcanic-

volcanoclastic unit at the bottom, similar to the northern massifs, and cut by a early Devonian metagranitoid. The rocks of Kalabak Group directly and tectonically overlie the metamorphic rocks of Kazdağ Group. The age of the Kalabak Group is Ediacaran/early Paleozoic and and sliced by metaophiolitic rocks. The rocks of Karaya Group is formed in a basin, which is start to open by break up a Permian carbonate platform and closed at the end of Trias. The onset and margin facies rocks of this basin unconformably overlie the metamorphic basement rocks. These metamorphic rocks unconformably overline by Liassic sedimentary rocks in the south and early Cretaceous sediment in the south.

Keywords: Sakarya Zone, Biga Peninsula, U-Pb Zircon Geochronology, Ediacaran-Early Paleozoic, Çamlıca metamorphics, Kazdağ massif, Karakaya

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
TEZ SINAV SONUÇ FORMU	i
İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	iv
ÖZET	v
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xxii
BÖLÜM 1-GİRİŞ.....	1
1.1. Giriş	1
1.2. Problemler.....	3
1.3. Çalışmanın Amacı	5
1.4. Çalışma Alanlarının Tanıtılması	6
BÖLÜM 2-ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	8
BÖLÜM 3-MATERYAL VE YÖNTEM.....	31
3.1. Arazi Çalışmaları.....	31
3.2. Laboratuar Çalışmaları	31
3.2.1. Jeokronolojik çalışmalar	31
3.2.1.1. Örnek hazırlama	32
3.2.1.2. LA-ICP-MS U-Pb analizi.....	33
3.3. Büro Çalışmaları.....	33
BÖLÜM 4-ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....	34
4.1. Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Toplulukların Jeolojisi.....	34
4.1.1. Kuzey metamorfik kuşak	35
4.1.1.1. Çamlıca masifi.....	36
4.1.1.1.1. Çamlıca grubu.....	36
4.1.1.1.1.1. Andıktaş formasyonu	38
4.1.1.1.1.2. Dedetepe formasyonu	40
4.1.1.1.1.3. Salihler formasyonu.....	43
4.1.1.2. Karadağ masifi	44
4.1.1.2.1. Geyikli formasyonu.....	47
4.1.1.2.2. Bozalan formasyonu.....	50

	<u>Sayfa No</u>
4.1.1.2.3. Çamköy formasyonu	52
4.1.1.3. Karabiga masifi	54
4.1.1.3.1. Kemer metamorfitleri.....	54
4.1.1.4. Denizgören metaofiyoliti	61
4.1.2. Güney metamorfik kuşak	63
4.1.2.1. Kazdağ masifi.....	64
4.1.2.1.1. Kazdağ grubu.....	66
4.1.2.1.1.1. Fındıklı formasyonu.....	66
4.1.2.1.1.2. Tozlu metaofiyoliti	74
4.1.2.1.1.3. Sarıkız mermeri	81
4.1.2.1.1.4. Sütüven formasyonu	83
4.1.2.1.2. Kalabak grubu	88
4.1.2.1.2.1. Sazak formasyonu.....	89
4.1.2.1.2.2. Torasan formasyonu	90
4.1.2.1.2.3. Çamlık metagranodiyoriti	91
4.1.2.1.3. Karakaya grubu	94
4.2. Mesozoyik Örtü Kayaların Jeolojisi.....	99
4.2.1. Çetmi grubu	100
4.2.1.1. Küçükkuyu kuzeyinde Çetmi grubu	100
4.2.1.2. Karabiga batısında Çetmi grubu.....	108
4.2.2. Sakarya zonunun Mesozoyik karbonat platform istifi	115
4.2.2.1. Gönen istifi.....	115
4.2.2.1.1. Bayırköy formasyonu	115
4.2.2.1.2. Bilecik formasyonu	118
4.2.2.1.3. Pınar formasyonu	119
4.2.2.2. Karacabey istifi.....	119
4.3. Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Masiflerin U-Pb Zirkon Jeokronolojisi.....	123
4.3.1. Kuzey metamorfik kuşak'ın U-Pb zirkon jeokronolojisi	123
4.3.1.1. Çamlıca masifinden elde edilen sonuçlar	123
4.3.1.2. Karabiga masifinden elde edilen sonuçlar	127
4.3.1.3. Karadağ masifinden elde edilen sonuçlar	133
4.3.2. Kuzey metamorfik kuşakta elde edilen verilerin değerlendirilmesi	137

	<u>Sayfa No</u>
4.3.3. Kuzey metamorfik kuşakta elde edilen ara sonuçlar	142
4.3.4. Güney metamorfik kuşağın U-Pb zirkon jeokronolojisi	143
4.3.4.1 Fındıklı formasyonundan elde edilen sonuçlar	143
4.3.4.2 Tozlu metaofiyolitinden elde edilen sonuçlar	149
4.3.4.3 Sarıkız mermerinin tabanından elde edilen sonuçlar	152
4.3.4.4 Sütüven formasyonundan elde edilen sonuçlar	154
4.3.4.5. Torasan formasyonundan elde edilen sonuçlar	160
BÖLÜM 5-SONUÇLAR ve ÖNERİLER	189
KAYNAKLAR	191
EKLER	I
EK 1. Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası	I
EK 2. Karabiga masifinin jeoloji haritası	II
EK 3. Lapseki güneydoğusunda Kemer metamorfitlelerinin jeoloji haritası	III
EK 4. Kazdağ grubu ve ilişkili kayaların detaylı jeoloji haritası	IV
ÖZGEÇMİŞ	V

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1.1 a) Türkiye ve çevresinin tektonik birliklerini ve ana süturlarını gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Moix ve ark., 2008' den sadeleştirilmiştir) b) Biga Yarımadası'ndan geçtiği düşünülen Alpin süturunu gösteren KB Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Satır, 2000a).....	2
Şekil 1.2 Alpin tektonik suturenün (?) kuzeyindeki ve güneyindeki metamorfik toplulukları gösteren Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeoloji haritası (M.T.A., 2012'den basitleştirilmiştir).....	3
Şekil 1.3 Kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen metamorfik temel kayaları ve bunların Mesozoyik örtü birimlerini ve çalışma alanlarını gösterir basitleştirilmiş jeoloji haritası.....	7
Şekil 4.1 Biga Yarımadası'nda metamorfik toplulukların dağılımını ile kuzey ve güney metamorfik kuşakları gösterir jeoloji haritası (Duru ve ark., 2008'den sadeleştirilmiştir). İki metamorfik kuşak kalın ve kesikli siyah çizgi ile ayrılmıştır.....	35
Şekil 4.2 Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası.....	37
Şekil 4.3 Çamlıca masifinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.....	38
Şekil 4.4 Andıktaş formasyonu içerisinde kahverengi ve yeşilin tonlarında renkli, zayıf foliasyonlu - masif metalavların görünümü.....	39
Şekil 4.5 İksel volkanik dokuları korunmuş ve gözle görülebilen metalavların yakından görünümü.....	39
Şekil 4.6 Arazide sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü.....	41
Şekil 4.7 Arazide altere yüzeyleri gri renkli, muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü.....	42
Şekil 4.8 Dedetepe formasyonu içindeki siyahımsı gri renkli mermerlerin genel görünümü.....	42
Şekil 4.9 Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası.....	45
Şekil 4.10 Karadağ masifinde mostra veren birimlerin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.....	46
Şekil 4.11 Geyikli formasyonunun Paşaköy-Kulfal köyü arasında Tuzla çayı boyunca Neojen örtü altından çıkan mostrasındaki tipik görünümü.....	48

Şekil 4.12	Tavaklı yolunda birimin mermer ve metabazit ara katmanlı kesimleri	48
Şekil 4.13	a) Kayhan köyü dolayında iyi foliasyonlu, polifaz deformasyona maruz kalmış şist ve fillitler b) Kayhan köyü dolayında temel metamorfik kayalar üzerine açısız uyumsuzlukla gelen zayıf metamorfik metakumtaşı düzeyinin yakından görünüşü. c) Bu metakumtaşlarının üste doğru Permiyen yaşlı fosilli rekrystalize kireçtaşlarına geçtiği lokasyona bakış	49
Şekil 4.14	Bozalan formasyonuna ait pembe-gri renkli rekrystalize kireçtaşlarının yakından görünümü	51
Şekil 4.15	Çamköy yolu üzerinde sarımsı kahverenkli, iyi foliasyonlu metaşeyllerin araziden görünümü	52
Şekil 4.16	Yeşil renkli, ince taneli, belirgin foliasyonlu metabazitlerin araziden görünümü	53
Şekil 4.17	Karabiga masifinin jeoloji haritası	56
Şekil 4.18	Karabiga masifinde mostra veren birimlerin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti	57
Şekil 4.19	Lapseki güneydoğusunda Kemer metamorfiteğini ve ilişkili birimleri gösterir jeoloji haritası.....	58
Şekil 4.20	Arazide grimsi siyah renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü.....	58
Şekil 4.21	Metabazitler içerisinde gelişen makaslama düzlemleri ve milonitler.....	59
Şekil 4.22	İleri derecede deforme olmuş fillitlerin araziden genel görünümü	60
Şekil 4.23	Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masiflerin dağılımı ile kuzey ve güney metamorfik kuşakları gösterir jeoloji haritası	64
Şekil 4.24	Kazdağ grubu ve ilişkili kayaların detaylı jeoloji haritası	67
Şekil 4.25	Kazdağ grubu'nun genelleştirilmiş stratigrafi kesiti	68
Şekil 4.26	a, b) Gri-beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, çört nodüllü mermerlerin araziden genel görünümü.....	69
Şekil 4.27	Bej, pembe renkli, laminalı, ince kristalli mermerlerin mostra görünümü.....	69
Şekil 4.28	Mermerle arıalanma sunan blastomilonitik dokulu amfibollü şistlerin arazi görünümü	70
Şekil 4.29	a) Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu kuvarsofeldspatik gnaysların araziden genel görünümü, b) Kaba foliasyon ve ince foliasyon gösteren amfibol şistlerin araziden genel görünümü	71

Şekil 4.30	a) Yeşilimsi siyah renkli, kaba foliasyonlu amfibolitlerin arazi görünümü, b) amfibolitlerin yakından görünümü	71
Şekil 4.31	Yeşil renkli, orta kristalli kalk-silikatik kayaların yakından görünümü	72
Şekil 4.32	a) Amfibolit-mermer ardalanması, b) Çıplak tepenin güneyinde gözlenen beyaz renkli, iri kristalli mermerler	72
Şekil 4.33	Fındıklı formasyonunda gözlenen mermer-kuvarsofeldspatik gnays-amfibolit ardalanmasını gösteren enine jeolojik kesit	74
Şekil 4.34	a) Siyah renkli, bantlı yapı sunan amfibolitlerin yakından görünümü, b) Amfibolitlerde gözlenen devrik kıvrımlanma, c) İri kristalli metagabroların yakından görünümü, d) Siyah renkli, bantlı yapı sunan metagabroların araziden genel görünümü.....	75
Şekil 4.35	a) Masif yapı sunan metadünitlerin araziden genel görünümü, b) Metadünitlerin çevresinde gelişen amfibolit zonu	76
Şekil 4.36	Gürgen Dağında Tozlu metaofiyolitinin yapısal düzenlenimini gösterir jeolojik kesit	77
Şekil 4.37	Kazdağ zirvelerinin kuzeyindeki yamaçlarda, Küçükkır sırtı yakınlarında Tozlu metaofiyolitinin içyapısını gösterir jeoloji enine kesiti.....	78
Şekil 4.38	Babadağ tepenin kuzeybatısında Tozlu metaofiyoliti ile Sarıkız mermeri arasındaki ilişkiyi gösterir jeoloji enine kesiti.....	79
Şekil 4.39	Sarıkız mermerinin tabanına yakın kesimlerde metamorfik taban çakıltaşı olarak yorumlanan milonit gnayslardan bir görünüm.....	80
Şekil 4.40	a) Sütüven Formasyonuna ait granitik gnayslar ile Tozlu metaofiyolitinin dokanağa geldiği alanı gösterir foto	80
Şekil 4.41	a) Sarıkız mermeri içerisindeki bir gnays düzeyi, b) Sarımsı beyaz renkli, ince-orta taneli ve belirgin foliasyonlu Sarıkız mermerinin arazi görünümü	81
Şekil 4.42	Sarıkız mermeri ile Tozlu Formasyonu arasındaki keskin dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf	82
Şekil 4.43	a,b) Kuvarsofeldspatik gnays-mafik gnays-mermer ardalanmasının araziden görünümü, c) beyaz renkli mermerleri kesen felsik granit d) mafik gnaysları kesen mafik dayk.....	84
Şekil 4.44	a,b) Mafik gnaysları kesen genç granitler, c) granitin etrafında gelişen mafik minerallerce zengin zon, d) granitin içerisinde gelişen epidot ve granat mineralleri	85

Şekil 4.45	Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu granitik gnaysların arazide yakından görünümü	85
Şekil 4.46	a, b) Kapıdağ tepede gözlenen migmatizasyona uğramış mafik gnayslar, c) Kapıdağ tepede mostra veren gri renkli, ince taneli mafik gnaysları kesen felsik daykın genel görünümü, d) Kapıdağ tepede mostra veren mafik gnaysların içerisinde gözlenen ve deformasyon nedeniyle gelişmiş feldspat budinleri.....	86
Şekil 4.47	a,b) Kuvarsofeldspatik gnayslar içerisinde makaslama nedeniyle gelişen budinlenme.....	87
Şekil 4.48	a,b) Mafik gnayslar içerisinde gelişen yatık-izoklinal kıvrımlar.....	88
Şekil 4.49	Kalabak grubuna ait kayaların genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ÖLÇEKSİZ).....	89
Şekil 4.50	Biga Yarımadası'nda birbirinden farklı alanlarda mostra veren ve bugüne kadar bölgede yapılan çalışmalarda farklı ad ve anlamlar yüklenen metamorfik kayaların bu tez sonucunda yapılan korelasyonunu gösterir ayrıntılı stratigrafik kesitler.....	93
Şekil 4.51	Biga Yarımadası'nda Karakaya grubunu oluşturan fasiyes topluluklarını gösterir stratigrafik korelasyon kesitleri.....	94
Şekil 4.52	Karakaya grubunun Sofular ve İnova köyleri arasındaki mostraları. a) Yol yarmasında altta metamorfik Torasan ve Sazak formasyonlarından oluşan temel ve üstte Karakaya Grubunun arkozik kumtaşı-çakıltaşı. b) Taban çakıltaşına yakından bakış. c) Dokanağın altındaki polifaz deforme gümüşü renkli fillat ve mikaşistler (Torasan Formasyonu). d) Dokanağın altındaki gümüşü renkli fillat ve mikaşistlerle yanal ve düşey geçişli metavolkanik-metavolkaniklastik kayalar (Sazak Formasyonu)	95
Şekil 4.53	a) Karakaya Grubunun daha çok alt kesimlerini temsil eden arkozik kumtaşı-şeyl ar dalanması. b) Bu arkozik kumtaşı-şeyl ar dalanmasının tektonizmaya uğrayarak bloklu-karmaşık görünüm kazanması. Fotoğrafın sağ üst kesiminde açık renkli arkozik kumtaşı blok görünümünde iken çekiç ile kuru yapraklar arasındaki kesimde arkozik kumtaşının deforme şeyl içinde mercek biçiminde bulunduğu görülüyor. c) Arkozik kumtaşına yakından bakış. d) Karakaya Grubu içinde tektonik ve volkanik aktiviteyi gösteren volkanik-volkaniklastik matriksli olistostromal seviyeler	96

Şekil 4.54	a) Karakaya grubunun fliş fasiyesi kayalarına uzaktan bakış. b) Karakaya Grubu içinde bir Permien kireçtaşı bloku. c) Türbiditik fliş fasiyesinde gelişmiş istifte Bouma sekanslarının geliştiği görülmektedir. d) Permien kireçtaşı olistolitleri ve bunlarınaralarını dolduran volkanik - volkaniklastik matriks	97
Şekil 4.55	a) Karakaya grubunun bloklu kesimlerinde mor renkli volkanik-volkaniklastik kayalar içinde yer alan kireçtaşı ve metavolkanik (Sazak Formasyonu) kaya blokları. b) Sazak formasyonuna ait metavolkanik kaya bloku ile Karakaya Grubuna ait mor renkli volkanik kayaların dokanağına yakından bakış	98
Şekil 4.56	Karakaya grubu içindeki polijenik çakıl ve bloklu olistostrom merceğine yakından bakış	98
Şekil 4.57	Kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen Mesozoyik örtü birimlerini ve çalışma alanlarını gösterir basitleştirilmiş jeoloji haritası.....	99
Şekil 4.58	Bayramiç güneyi Küçükkuyu kuzeyi arasında kalan alanda Çetmi grubunun dağılımını gösteren jeoloji haritası	101
Şekil 4.59	Küçükkuyu kuzeyindeki alanda Çetmi grubuna ait genelleştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesit.....	102
Şekil 4.60	Çetmi grubunun, kataklastik şeyl ve grovaktan oluşan matriksinin ve içerisindeki kumtaşı, çört, kireçtaşı gibi farklı litolojilerden blokların görünümü	103
Şekil 4.61	Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm. Kumtaşlarında DGD ya devrilmiş bir kıvrım gelişmiştir	104
Şekil 4.62	Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm	105
Şekil 4.63	Medetsiz Tepe ve Beşik Tepe'de gözlenen gri renkli, karstik boşluklu kireçtaşı bloklarından görünüm	106
Şekil 4.64	Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kristalize kireçtaşlarından görünüm.....	106
Şekil 4.65	Çetmi grubu içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm	107
Şekil 4.66	Çetmi grubunun sahanın farklı bölgelerinde gösterdiği farklı dokanak ilişkilerini gösteren şematik kesit	108
Şekil 4.67	Karabiga alanında yüzeyleyen Çetmi grubu kayalarının jeoloji haritası	109

Şekil 4.68	Karabiga batısında yüzeyleyen Kemer metamorfikleri ve Çetmi Grubu kayalarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	111
Şekil 4.69	Çetmi grubu ile metamorfik temel arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisini gösteren enine jeoloji kesit.....	112
Şekil 4.70	Çetmi grubunun kuzey sınırında yer alan serpantinitle içerisindeki sağ yönlü doğrultu atımlı fay	112
Şekil 4.71	Eskibalıklı köyünün kuzeyinde yeşilimsi siyah, ince taneli ve masif spilitik bazaltların genel görünümü.....	113
Şekil 4.72	Küçükboz Tepe’de gözlenen kumtaşı-çamurtaşı-şeyl ardalanması ve Üst Triyas yaşlı kireçtaşı bloklarının araziden görünümü.....	114
Şekil 4.73	Karapürçek köyünün batısında gözlenen kırmızı renkli, orta tabakalı radyolarit-çörtler	114
Şekil 4.74	Gönen batısının ayrıntılı jeoloji haritası.....	116
Şekil 4.75	Gönen ve çevresine ait genelleştirilmiş kolon kesit.....	117
Şekil 4.76	Bayırköy formasyonuna ait sarı-kahverenkli kumtaşlarının mostra görünümü ...	117
Şekil 4.77	Bayırköy formasyonuna ait kumtaşı-marn ardalanmasının mostra görünümü	118
Şekil 4.78	Bilecik formasyonuna ait gri-bej renkli kireçtaşlarının mostra görünümü	119
Şekil 4.79	Karacabey alanının jeoloji haritası	120
Şekil 4.80	Karacabey kuzeyinde yüzeyleyen birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ÖLÇEKSİZ).....	121
Şekil 4.81	Sarımsı kahverenkli, orta-kalın tabakalı kumtaşlarının araziden görünümü	122
Şekil 4.82	Bilecik kireçtaşının tabanında yer alan çakıltaşları	122
Şekil 4.83	Çamlıca masifinden alınan mikaşist örneklerine (11-168-181-184) ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodoluminans (CL) görüntüleri.....	124
Şekil 4.84	Çamlıca alanından alınan 11-168 (Kuvars-mika şist, Salihler formasyonu), 11-181 ve 11-184 (Kuvars-mika şist, Dedetepe formasyonu) nolu örneklerle ait U-Pb zirkon yaşları.....	125
Şekil 4.85	Çamlıca alanında mostra veren eklojitlerden alınan 11-248 nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodoluminans (CL) görüntüleri.....	126

Şekil 4.86	Çamlıca alanındaki eklojitlerinden alınan 11-248 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları	127
Şekil 4.87	Karabiga alanında mostra veren metabazitlerden alınan 11-208 nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	128
Şekil 4.88	11-208 (Metabazit, Karabiga Masifi, Ayıtdere fayının güneyi) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	129
Şekil 4.89	Karabiga alanında mostra veren mikaşistlerden alınan 11-250 ve 11-251 nolu örneklerle ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	130
Şekil 4.90	Karabiga alanında yüzeyleyen kuvars-mika şistlerden alınan 11-250 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları	131
Şekil 4.91	Karabiga masifinde yüzeyleyen kuvars-mika şistlerden alınan 11-251 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları	132
Şekil 4.92	Geyikli formasyonunun mikaşistlerinden alınan 11-253 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	133
Şekil 4.93	Karadağ masifindeki Geyikli formasyonuna ait mikaşist (11-253) örneklerinden elde edilen zirkon U-Pb yaşları	134
Şekil 4.94	11-188A (metakumtaşı) nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin iç yapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile My cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	135
Şekil 4.95	11-188B (metaçakıltaşı) nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin iç yapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile My cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	135
Şekil 4.96	Karadağ masifinde Çamköy formasyonundan alınan 11-188A nolu metakumtaşı örneğine ait U-Pb zirkon yaşları	136
Şekil 4.97	Karadağ alanında Çamköy formasyonundan alınan 11-188B nolu metakumtaşı örneğine ait U-Pb zirkon yaşları	137
Şekil 4.98	Biga Yarımadası'nda mostra veren farklı metamorfik tektonostratigrafik birimlerin dağılımını gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası.....	141

Şekil 4.99 Fındıklı formasyonunun felsik bantlı gnayslarından alınan 11-160 ve 11-239 nolu örneklerle ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	144
Şekil 4.100 11-160 (Felsik bantlı gnays, Kazdağ Masifi, Fındıklı Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	145
Şekil 4.101 11-239 (Felsik bantlı gnays, Kazdağ Masifi, Fındıklı Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	146
Şekil 4.102 Fındıklı formasyonunun mafik gnayslarından alınan 11-148 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	147
Şekil 4.103 Fındıklı formasyonunun mafik gnayslarından alınan 11-229 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	147
Şekil 4.104 11-148 (Mafik gnays, Kazdağ Masifi, Fındıklı Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	148
Şekil 4.105 11-229 (Mafik gnays, Kazdağ Masifi, Fındıklı Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	149
Şekil 4.106 Tozlu metaofiyoline ait metagabrolardan alınan 12-002 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	150
Şekil 4.107 Tozlu metaofiyoline ait metagabrolardan alınan 12-009 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	150
Şekil 4.108 12-002 (Metagabro, Kazdağ Masifi, Tozlu metaofiyoliti) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	151
Şekil 4.109 12-009 (Metagabro, Kazdağ Masifi, Tozlu metaofiyoliti) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	152

Şekil 4.110 Sarıkız mermerinin tabanındaki felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnayslardan alınan 11-133 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri	153
Şekil 4.111 11-133 (Felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnays, Kazdağ Masifi, Sarıkız mermerinin tabanı) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	154
Şekil 4.112 Sütüven formasyonuna ait felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnayslardan alınan 11-061 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri	155
Şekil 4.113 Sütüven formasyonuna ait felsik gnayslardan alınan 11-122 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	155
Şekil 4.114 Sütüven formasyonuna ait felsik gnaysik grantilerden alınan 11-124 No'lu örneğe tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	155
Şekil 4.115 Sütüven formasyonuna ait felsik gnaysik grantilerden alınan 11-240 ve 11-241 nolu örneklere ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	155
Şekil 4.116 11-061 (Felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnays, Kazdağ Masifi, Sütüven Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları	157
Şekil 4.117 11-122 (Felsik gnays, Kazdağ Masifi, Sütüven Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları.....	157
Şekil 4.118 11-124 (Felsik gnaysik granit, Kazdağ Masifi, Sütüven Formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları	158
Şekil 4.119 11-240 ve 11-241 (Felsik gnays, Kazdağ Masifi, Sütüven Formasyonu) nolu örneklere ait kombine edilmiş U-Pb zirkon yaşları.....	159

Şekil 4.120 Torasan formasyonuna ait metasedimanterlerden alınan 11-120 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri.....	160
Şekil 4.121 11-120 (Mikaşist, Kalabak grubu, Torasan Formasyonu) nolu örnekten elde edilen zirkon U-Pb yaşları	161

ÇİZELGELER DİZİNİ

Sayfa No

Çizelge 4.1.	11-168, 11-181 ve 11-184 no'lu örneklerle ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	162
Çizelge 4.2.	11-248 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	163
Çizelge 4.3.	11-208 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	164
Çizelge 4.4.	11-250 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	165
Çizelge 4.5.	11-251 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	166
Çizelge 4.6.	11-253 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	166
Çizelge 4.7.	11-160 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	169
Çizelge 4.8.	11-239 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	171
Çizelge 4.9.	11-148 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	172
Çizelge 4.10.	11-229 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	174
Çizelge 4.11.	12-002 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	176
Çizelge 4.12.	12-009 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	177
Çizelge 4.13.	11-061 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	178
Çizelge 4.14.	11-122 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	180
Çizelge 4.15.	11-124 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge	181
Çizelge 4.16.	11-240-241 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge.....	183

Çizelge 4.17. 11-120 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge 186

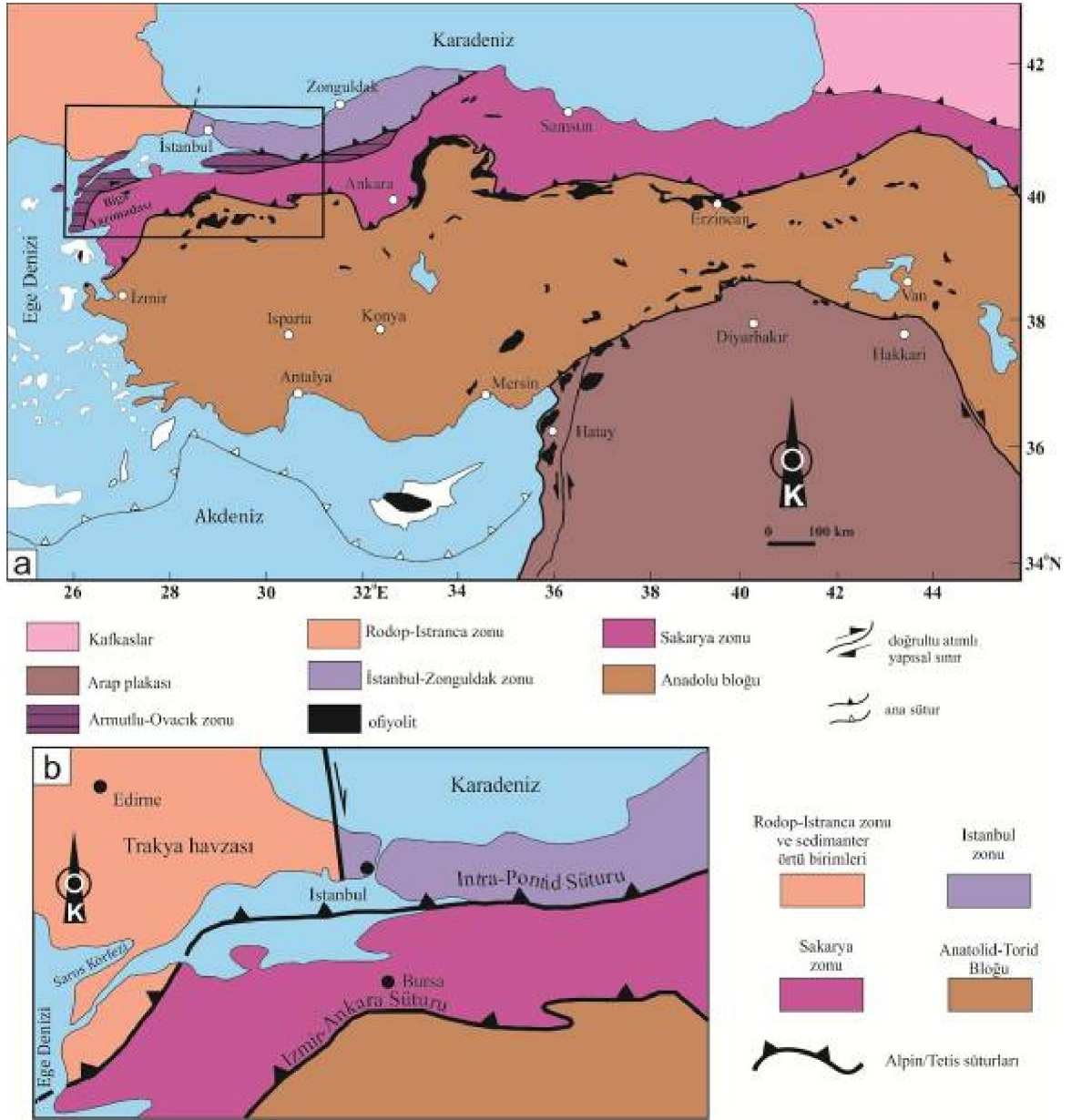
BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1. Giriş

Kuzeybatı Anadolu, kuzeyde İstanbul Zonu, güneyde Sakarya Zonu ve bunların arasında uzanan ve her iki zonun tektonik bir karışımı niteliğinde olan Armutlu-Ovacık Zonu olmak üzere yaklaşık D-B uzanımlı üç ana tektonik kuşağa ayrılabilir (**Şekil 1.1a**; Yiğitbaş ve ark., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; 2005; Elmas, 2012). Sakarya Zonu'nun batısındaki Biga Yarımadası'nın kuzey ve doğu kısımları, doğrultu atımlı fay sistemlerinin yoğun olarak gözlendiği Armutlu-Ovacık Zonu'nun bir devamı niteliğindedir (**Şekil 1.1a**).

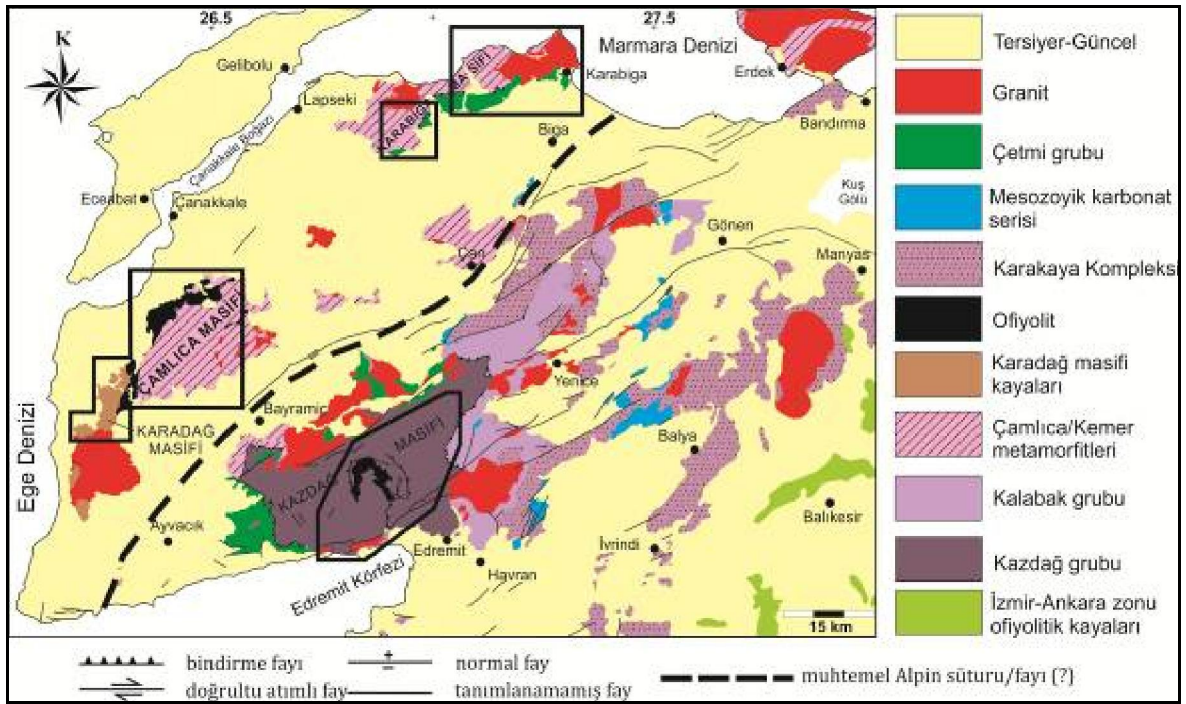
Kuzeybatı Anadolu, Türkiye jeolojisinde kritik bölgelerden biridir. Çünkü bu bölge birbirine benzemeyen İstanbul ve Sakarya tektonik birliklerinin bir araya geldiği ve aralarındaki ilişkinin hala tam olarak anlaşılmadığı bir sorunlar yumağı halindedir. Bu bölge Neotetis süturu, Karakaya süturu, Paleotetis süturu ve daha eski okyanuslara ait izlerin ve çeşitli kabuksal parçaların kavşak noktasını oluşturmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve ark., 1996). Bu nedenle de gerek yerli ve gerekse yabancı araştırmacılar tarafından uzun zamandır çok ciddi ve ayrıntılı çalışmalara konu olmuş, pek çok bilimsel proje ve tez çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar daha çok, Biga Yarımadası'nın genel jeolojisi, litostratigrafisi ve tektoniği ile ilgilidir (Schuiling, 1959; Bingöl, 1968; Bingöl ve ark., 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1989, 1990, 1997; Okay ve ark., 1990; Duru ve ark., 2004; Yaltırak ve Okay, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004; Beccaletto ve Steiner, 2005; Bonev ve Beccaletto, 2007; Bonev ve ark., 2009; Okay ve ark., 2010, Şengün ve ark., 2011; Duru ve ark., 2012 vb). Bölgedeki masiflerin, metamorfizma nitelikleri, deformasyonu, jeokronolojisi, jeokimyası ve bölgesel olarak diğer alanlarla karşılaştırılması üzerine yapılan araştırmalar ise oldukça sınırlıdır (Bingöl, 1968; Sülzer, 1990; Okay ve Satır, 2000b; Bonev ve Beccaletto, 2005; Beccaletto ve ark., 2007; Cavazza ve ark., 2009, Şengün, 2011). Bu çalışmalardan bir kısmı birbirleriyle bazı konularda bütünlük arz ederken bazıları (hatta aynı araştırmacılar tarafından yapılmış) arasında önemli çelişkiler ve farklılıklar göze çarpmaktadır. Bu yüzden de kendi iç bütünlüğü sağlanamamış, bu alanın literatürden bilinen jeoloji tarihi ile komşu alanların (Kuzey Anadolu, Trakya, Balkan) bilinen jeolojik geçmişi arasında çoğu zaman anlaşılması zor farklılıklar ortaya çıkmaktadır.



Şekil 1.1.a) Türkiye ve çevresinin tektonik birliklerini ve ana suturelarını gösteren basitleştirilmiş tektonik harita (Yiğitbaş ve ark., 1999 ve Moix ve ark., 2008' den yararlanılarak) **b)** Biga Yarımadası'ndan geçtiği düşünülen Alpin sutureunu gösteren KB Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Satır, 2000a)

Biga Yarımadası'ndaki metamorfik topluluklar, yaklaşık KD-GB yönelimli iki kuşak şeklinde yüzeylenmektedir (**Şekil 1.2**). Güney kuşak Kazdağ Masifi ile temsil edilirken, kuzey kuşak; Çamlıca, Karabiga ve Karadağ Masifleri ile temsil edilmektedir. Önceki çalışmalar, bu iki farklı metamorfik kuşağın kalın bir Tersiyer-Kuvaterner volkano-sedimanter örtü altındaki bir suture ile birbirinden ayrıldığını öne sürmüşlerdir (**Şekil 1.1b** ve **1.2**). Bazı araştırmacılar tarafından (Okay ve ark., 1991; Görür ve Tüysüz, 2001; Topuz

ve ark., 2008; Okay ve ark., 2008) bu suturen Paleotetis okyanusuna ait olduğu düşünülürken, bazı araştırmacılar (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve ark., 2001; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay ve ark., 2008; Duru ve ark., 2012; **Şekil 1.1b**) tarafından ise Intra-Pontid okyanusuna ait olduğu düşünülmüştür. Öte yandan, bazı araştırmacılar da (Yiğitbaş ve ark., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; 2005; Elmas ve ark., 2011) bir okyanusal suture yerine, Batı Pontid Fay Zonu adında bir doğrultu atımlı fay zonunun bu iki kuşağı birbirinden ayırdığını öne sürmüşlerdir.



Şekil 1.2. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masiflerin dağılımı ile kuzey ve güney metamorfik kuşakları gösterir jeoloji haritası (Duru ve ark., 2008'den sadeleştirilmiştir). İki metamorfik kuşak, önceki çalışmalarda (Okay ve ark., 1990, Görür ve Tüysüz, 2001, Topuz ve ark., 2008, Okay ve ark., 2008, Okay ve Tüysüz, 1999, Okay ve ark., 2001, Okay ve Göncüoğlu, 2004, Okay ve ark., 2008, Duru ve ark., 2012) Tetis suturen olarak kabul edilen kalın ve kesikli siyah çizgi ile ayrılmıştır

1.2. Problemler

Bölgedeki farklı alanlarda yüzeyleyen metamorfik topluluklar ve bunları üzerleyen Mesozoyik örtü birimlerinin jeolojileri önceki çalışmalarda ayrı ayrı çalışılmış ancak bu toplulukların birbirleriyle olan ilişkileri ise bir bütün olarak ele alınarak incelenmemiş ve bölgesel anlamda eş değerleri olabilecek birimlerle karşılaştırılmamıştır. Genel olarak bakıldığında çalışma alanlarında göze çarpan problemler aşağıdaki gibidir;

1. Kuzeybatı Anadolu'da, Trakya Havzası ile Edremit Körfezi arasında kalan bölgede Oligosen öncesi birimler açısından birbirinden önemli farklılıklar gösteren alanlar bulunmaktadır. Bunlar: Kazdağ masifi ile Çamlıca, Karabiga ve Karadağ masifleri birbirleriyle metamorfik temelleri açısından; Kazdağ masifinin doğusu ve batısındaki alanlar birbirleriyle Mesozoyik yaşlı örtü birimleri açısından; Kuzey Anadolu Fayının kuzeyi (Trakya) ile güneyi (Gelibolu Yarımadası) ve Biga Yarımadası birbirlerinden Üst Kretase-Eosen yaşlı istifler açısından farklılıklar göstermektedirler.

2. Önceki çalışmalarda birbirlerinden farklı oldukları düşünülen ve Kuzey Metamorfik Kuşak olarak adlandırdığımız, metamorfik kaya topluluklarının (Çamlıca, Karabiga ve Karadağ masifleri) stratigraflerinin, oluşum ve geçirdikleri tektono-termal olayların yaşları henüz tam olarak ortaya koyulmamıştır.

3. Birbirlerinden tamamen farklı tektonik ortamları temsil ettiği düşünülen ve yaklaşık KD-GB gidişli bir sütünun güneyinde kalan, yüksek dereceli metamorfik çekirdek (Kazdağ Grubu) ve bilhassa örtü kayaları niteliğindeki Kalabak Grubu kayaları (Güney Metamorfik Kuşak) ile Kuzey Metamorfik Kuşak arasındaki ilişki henüz ortaya koyulmamıştır.

4. Biga Yarımadası'nda farklı alanlardaki metamorfik topluluklarla doğrudan ilişkide olan ve metamorfizmaya uğramamış ilk ve tek birim bölgede "Çetmi Grubu"dur. Bu niteliği, Çetmi Grubunun bugüne kadar bilinen "Kretase-Tersiyer yaşlı Çetmi melanji/dalma-batma melanji" niteliğiyle bağdaşmamaktadır. Alt (?) Kretase yaşlı ve metamorfik temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak yer alan bu çökel istifin varlığı bile tek başına Biga Yarımadası'ndaki metamorfik toplulukların ve bunları örten Mesozoyik istiflerin yeniden ele alınması için yeterli sebeptir.

5. Çetmi Grubu, Kretase yaşlı, olistostromal düzeyler içeren bir çökel istiftir. Yaşı, önceki çalışmalarda belirtildiği gibi Paleosen-Eosen'e çıkmaz. Üst Kretase - Paleosen yaşlı bloklu toplulukların (Balıkkaya formasyonu) mostraları ile Çetmi Grubunun ilişkisi hiçbir yerde görülmemiştir. Çetmi Grubu değişik metamorfik temeller üzerinde gelişmiştir. Metamorfizmaya uğramamıştır. Eklojit içeren ve Alt Kretase yaş verilen (Lips, 1998; Okay ve ark., 2000b) metamorfik kayalar Çetmi Grubu ile tektonik dokanaktır. Bu ilişkinin nasıl geliştiği ve bölge jeolojisindeki anlam ve önemi çok kritik bir sorundur.

6. Kazdağ yükseliminin DGD'su Jura-Kretase döneminde bir karbonat platform istifi ile (Bayırköy, Bilecik, Soğukçam, Pınar formasyonları) temsil edilirken yükselimin BKB'sında aynı dönemde kırıntılı, yüksek enerjili ortamı temsil eden istifler (Çetmi Grubu) gelişmiştir. Kazdağ Masifi gerçekten ilk kez Oligo-Miyosen döneminde yükseldi (Okay ve Satır, 2000b, Cavazza ve ark., 2009) ise yükselimin iki tarafındaki farklı fasiyeslerin gelişimi daha ayrıntılı bir araştırmaya muhtaçtır.

7. Kuzeybatı Anadolu'da metamorfik temel kayaları ile bunları örten Mesozoyik fasiyes topluluklarının stratigrafik ve jeokronolojik özellikleri incelenerek korelasyonlarının yapılması; a) İstanbul zonu ile Sakarya zonunun ne zaman bir araya geldiği, b) Bu iki zonun arasında geçmişte bir okyanusun bulunup bulunmadığı, c) Biga Yarımadası'ndaki farklı alanlardaki metamorfik toplulukların neyi temsil ettiği ve bugünkü konumlarını nasıl kazandığı sorularına doğrudan cevap verebilecektir.

1.3. Çalışmanın Amacı

Bu tez kapsamında Biga Yarımadası'nda; Ezine ilçesinin kuzey-kuzeydoğusunda ve batısında, Karabiga beldesinin batısında, Küçükkuşu beldesinin kuzeyinde, Gönen ilçesinin (Balıkesir) batı-kuzeybatısında ve Karacabey ilçesinin (Bursa) kuzeyinde mostra veren metamorfik temel kayaları ve bunlarla doğrudan ilişkili kayalar yeniden ve ayrıntılı olarak incelenerek, 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları ve stratigrafi kesitleri hazırlanarak, önce birbirleriyle, sonra daha doğu alanlarla (Batı Pontidler) kıyaslanmıştır. Bu çalışma kapsamında varılmak istenen hedefler ana hatlarıyla aşağıda verilmiştir.

1. Önceki çalışmalarda birbirlerinden farklı oldukları düşünülen metamorfik kaya topluluklarının (Çamlıca, Karabiga ve Karadağ masifleri-Kuzey Metamorfik Kuşak) stratigrafileri ortaya koyularak, oluşum ve geçirdikleri tektono-termal olayların LA-ICP-MS yöntemiyle U-Pb zirkon yaşlarının belirlenmesi.
2. Güney Metamorfik Kuşak'ı oluşturan Kazdağ Grubu ve Kalabak Grubu kayalarının oluşum ve geçirdikleri tektono-termal olayların LA-ICP-MS yöntemiyle U-Pb zirkon yaşlarının belirlenmesi.
3. Kuzey Metamorfik Kuşak kayaları ile Güney Metamorfik Kuşak örtü kayaları (Kalabak Grubu) arasındaki ilişkinin stratigrafik, litolojik ve jeokronolojik olarak ortaya konması.

4. Küçükkuyu kuzeyinde ve Karabiga batısında yüzeyleyen ve önceki çalışmalarda bir dalma-batma ofiyolitik melanji olarak tanıtilan Çetmi Grubu'nun; stratigrafisinin, alt-üst dokanak ilişkilerinin ve tabanında yer alan metamorfik temel kayalarla olan dokanak ve jenetik ilişkilerinin ortaya konulması.
5. Biga Yarımadası'nda yüzeyleyen diğer Mesozoyik sedimanter istiflerin stratigrafilerinin, alt-üst dokanak ilişkilerinin ortaya konulması ve tabanlarında bulunan metamorfik kayalarla olan dokanak ve jenetik ilişkilerinin ortaya konması.

1.4. Çalışma Alanlarının Tanıtılması

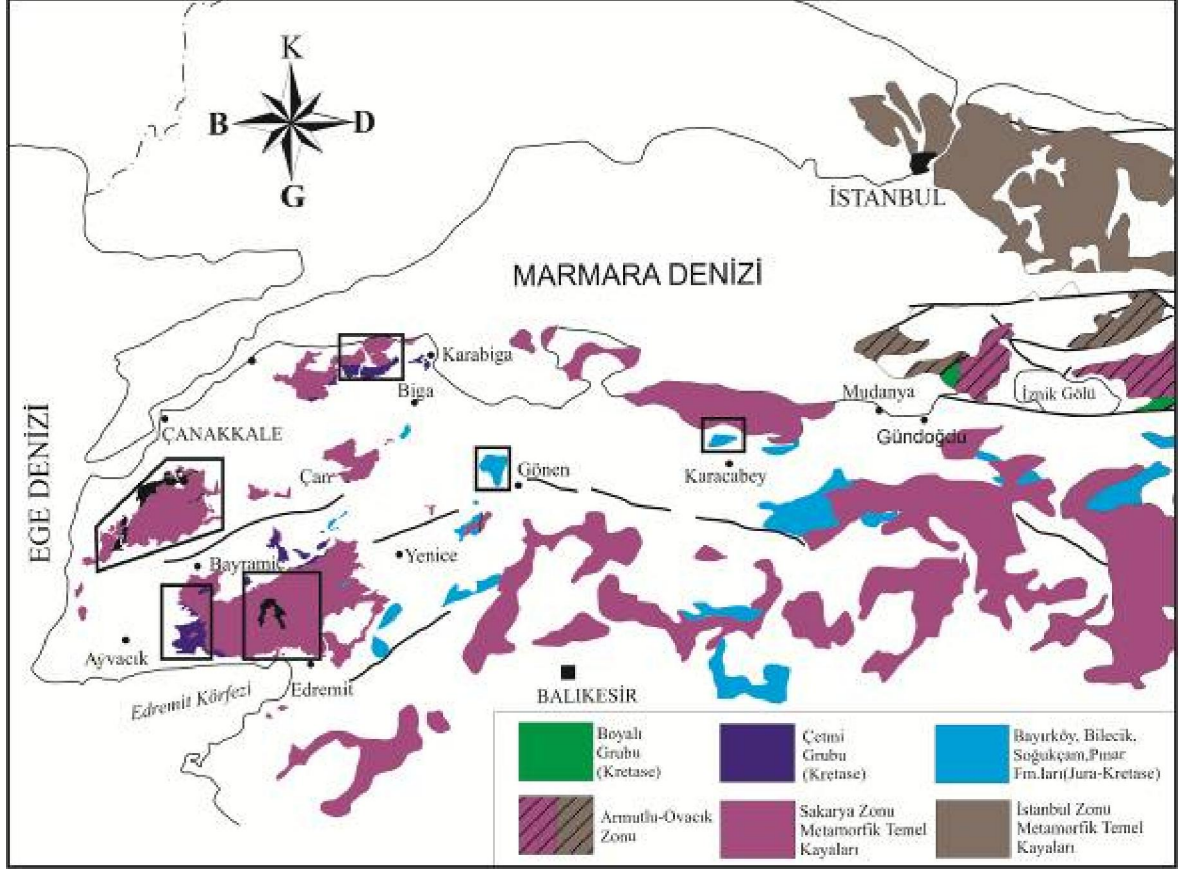
Yukarıda bahsi geçen, bölge ve Türkiye Jeolojisi için büyük önem arz eden “*problemler*” in çözümüne yönelik olarak aşağıda maddeler halinde belirtilen alanlar seçilmiştir.

Buna göre, çalışma alanları Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nda yer almaktadır. Biga Yarımadası'nda ve daha doğuda geniş alanlarda mostra veren Mesozoyik istifler ve bunlarla ilişkili metamorfik kayalar altı farklı bölgede çalışılmıştır (**Şekil 1.3**). Bunlar;

- i. Çanakkale iline bağlı Ezine ilçesinin kuzey kesiminde 1/25.000 ölçekli İ-16-b1 paftasının GD kesimi ve KD kesiminin bir kısmı, b2 paftasının tamamı, b3 paftasının kuzey kısmı ve b4 paftasının K kesimi,
- ii. Çanakkale iline bağlı Karabiga beldesinin batı kesiminde 1/25.000 ölçekli Bandırma H-18-a1, a2, a3, a4, b1 paftaları,
- iii. Balıkesir iline bağlı Altınoluk beldesinin kuzey kesimindeki 1/25.000 ölçekli İ-17-c1, c2, c3, c4, d2, d3 paftaları,
- iv. Çanakkale iline bağlı Küçükkuyu beldesinin kuzey kesiminde 1/25.000 ölçekli Ayvalık İ-17-a3, a4, d1, d2, d3, d4 paftaları,
- v. Gönen (Balıkesir) batı-kuzeybatısında 1/25.000 ölçekli Bandırma H-19-d1 paftasının güneyi ile H-19 d4 paftasının kuzeyi,
- vi. Karacabey (Bursa) kuzeyinde 1/25.000 ölçekli Bandırma H-20-b3 ve b4 paftalarının güney yarısı ve Bandırma H-20-c1 ve c2 paftalarının kuzey yarısı,

Bu alanlarda yüzeyleyen metamorfik temel kayaları ile bunların Mesozoyik örtü birimlerinin; içyapılarını, jeolojik ve petrografik özelliklerini ve bu istiflerin birbirleriyle

olan ilişkilerini belirlemek amacıyla 2008 yılında başlayan arazi çalışmaları beş yaz dönemi sürmüştür ve 2013 yılında sona ermiştir. Daha sonra önemli alanları kontrol etmek ve gerek petrografik ve gerekse jeokronolojik analizler için örnek almak amacıyla kısa süreli arazi çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 1.3. Kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen metamorfik temel kayaları ve bunların Mesozoyik örtü birimlerini ve çalışma alanlarını gösterir basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yığıtbaş ve ark., 2009a)

BÖLÜM 2

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Biga Yarımadası'nda, ilk modern bölgesel çalışmalar Aygen (1956), Kaaden (1959), Schuiling (1959) ve Kalafatçioğlu (1963) tarafından yürütülmüştür. Daha sonra Gümüş (1964), Aslaner (1965), Bingöl (1968) ve Blanc (1969) Biga Yarımadası'nın güneydoğu kesimlerinde doktora çalışmaları kapsamında detaylı araştırmalar yapmıştır.

Schuiling (1959); Kazdağ Masifi'nde Hersiniyen öncesine ait kıvrımlanma ile ilgili yaptığı çalışmasında Kazdağ çekirdeğinin K-G yönlü bir kıvrım olduğunu, katazonal metamorfizma geçirdiğini belirtmektedir. Araştırmacı ilk defa Kazdağ gnayslarının K-G yönlü çizgisel yapılar sunduğunu, etrafında bulunan epimetamorfik seriyle metamorfizma ve deformasyon farkından dolayı aradaki dokanağın tektonik olabileceğini belirtmektedir. Ayrıca Hersiniyen öncesi deformasyon ile bölgedeki magmatizma arasında bir ilişkinin olabileceğini belirten ilk araştırmacıdır.

Kalafatçioğlu (1963); Ezine civarındaki en eski kayaçların Paleozoyik yaşlı mermerler, şistlerden oluştuğunu ve bu serinin üzerine fosilli bir Permiyen serisinin geldiğini belirtmektedir. Permiyen seri, başlıca çakıltası, kalker ve ofiyolitik katkılı filiş ile temsil edilmektedir. Bütün bu seri genç Variskan orojenezi ile kıvrımlanmıştır. Bundan sonra bölge Permiyen'de deniz istilasına uğramıştır. Bölge Permiyen sonuna doğru genç Variskan orojenezi ile tekrar su üstüne çıkmıştır. Ofiyolit ve asit sokulumlar bu devreye aittir. Bölgede Permiyen'in üzerinde denizel Eosen'in görüldüğünü belirtmektedir.

Gümüş (1964); Kalabak çevresinde yüzlek veren siyah renkli mermerli fillit ve şistleri Silüryen-Devoniyen, serpantinleşmiş spilitleri Üst Devoniyen, Tepeoba civarındaki mermerli fillitleri Karbonifer olarak yaşlandırmıştır. Eybek granodiyoritinin bu birimleri kesen Hersiniyen orojenezine bağlı sıkışma sonucu oluşan sin-tektonik bir granit olarak tanımlamıştır. Çamlık civarındaki metagranodiyorit yüzleğini ise Eybek granodiyoritinin deformasyona uğramış kısımları olarak belirtmiştir. Bu birimlerin üzerine uyumsuz olarak tanımladığı arkoz, şeyl ve kumtaşlarını Triyas-Orta Jurasik yaşlı uyumlu bir istif olarak belirten Gümüş (1964), Jurasik yaşlı kireçtaşı istifinin tabanında bulunan bir konglomera ile kırıntılı birimler arasında bir uyumsuzluğun olduğunu belirtmiştir.

Aslaner (1965); Kalabak köyünden batıya doğru Kazdağ-Zeytinli civarında yaptığı çalışmasında Karakaya Karmaşığına ait metamorfik birimlerin tümünü Kazdağ Masifi'ne

dâhil etmiş, gnays ve amfibolitleri istifin alt kesimlerine, yeşilist fasiyesinde ki mermer, spilit, fillit ve metakumtaşlarını ise üst kesimler koymuştur. Eybek granodiyoritini ve Çamlık metagranodiyoritini tek bir granit olarak tanımlamış ve Permiyen yaşlı, Hersiniyen sonrası sıkışmanın ürünü olarak bugün Kazdağ Masifi ve Karakaya Karmaşığı olarak adlandırılan birimleri kestiğini öne sürmüştür.

Bingöl (1969); Kazdağ Masifini anlatan çalışmasında kayaları iki grupta toplamıştır. Bunlardan birincisi genç volkanizmaya ait olan birimlerdir. Bunları kuvarslı bazaltlar, andezitik breşler, tüfler, riyolitler ve ignimbiritik kayalar olarak tanımlamıştır. İkinci grup ise metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Bu kayaları da kendi içerisinde iki kısma ayıran Bingöl (1969) mermer, gnays, amfibolit ve metaofiyolitleri kata-mezosomatik formasyonlar olarak ayırmıştır. Düşük dereceli metamorfik formasyonları da karbonatlı formasyonlar, siliko-alüminli formasyonlar ve mafik formasyonlar olarak tanımlamıştır. Araştırmacı spilitlerden aldığı örneklerden 304 ± 31 My yerleşme yaşı, Kazdağ Masifi gnayslarından aldığı örneklerden 233 ± 24 My metamorfizma yaşı, Karakaya birimlerinden aldığı örneklerden 174 ± 18 My diyajenez yaşı ve 25 ± 3 My Alpin metamorfizmasına karşılık gelen yaşlar saptamıştır.

Bingöl ve ark. (1975); Kazdağ Masifi'ni Permiyen öncesine ait amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metamorfik birimler olarak tanımlamışlardır. Biga Yarımadası'nda yaptıkları gözlemlere göre Alt Triyas ve Permo-Karbonifer yaşlı rekristalize kireçtaşı blokları içeren, spilit ve grovakça baskın birim Karakaya Kompleksi adı altında ilk olarak Bingöl ve ark. (1975) tarafından adlandırılmıştır. İçerdiği Geç Permiyen kireçtaşı blokları ve üzerine uyumsuzlukla geldiği öne sürülen Orta Triyas kireçtaşlarından dolayı Karakaya Kompleksine Erken Triyas yaşı verilmiştir (Bingöl, 1968). Bingöl ve ark. (1975) Karakaya Kompleksinin Pontidlerde ki geniş yayılımına dikkat çekmiş ve kompleksin Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzandığını belirtmiştir. Bunun yanında Tekeli (1981) Karakaya Kompleksinin dağılımını Ankara'dan Doğu Pontidlerde yer alan Tokat Masifi'ne uzatmıştır ve Karakaya Kompleksini alt metamorfik istif ve üst bloklu seri olmak üzere ikiye ayırmıştır. Araştırmacı bu iki seriyi Kuzey Anadolu melanji olarak adlandırmıştır. Okay ve ark. (1990); Karakaya Kompleksi içinde birbirleriyle olan ilişkileri net olarak gözlenmemekle birlikte benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört farklı birim ayırt etmişlerdir. Bu birimler alttan üste doğru Nilüfer birimi, Hodul birimi, Orhanlar grovakı ve Çal birimidir. Permo-Triyasik Karakaya kompleksinin deforme olmuş derin deniz sedimentleri ve

volkanik kayalardan oluşmuş düşük dereceli metamorfik bir topluluk olduğu belirtilmiştir (Pickett ve ark., 1995). Daha önceki çalışmalarda Biga Yarımadası'ndaki Geç Paleozoyik – Erken Mesozoyik birimleri Paleotetis okyanus sisteminin bir parçası olarak yorumlanır (Robertson ve Dixon, 1984).

Şengör ve Yılmaz (1981); Şarköy'ün kuzeyinde yer alan ofiyolitik melanjın Intra-Pontid sutureunun yerini işaret ettiğini belirtmektedirler. Bununla birlikte ofiyolitik melanjlar oluştukları yerlerden daha uzak bölgelere taşınmışlardır. Kazdağ Masifi'nin batısı ve Karabiga'nın batısında bulunan ofiyolitik melanjlar Sakarya zonunun batısını işaret ederler (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto ve Jenny, 2004). Karakaya Kompleksi, Triyas uyumsuzluğu ve Jurasik-tersiyer sedimanter istifler gibi Sakarya zonunun tipik tektono-stratigrafik özellikleri Biga Yarımadası'nın kuzeybatı bölümünde bulunmamaktadır. Bu yüzden Intra-Pontid sutureunun Biga Yarımadası'nın ortasından geçip kuzeye Marmara adasına doğru devam ettiği belirtilmektedir (Okay ve ark., 2010). Bu suture Şarköy bölgesindeki ofiyolitik temelin güneyden türemiş olduğunu ve Mecidiye bölgesindeki düşük dereceli metamorfik kayaların üzerine geldiğini ifade etmektedir. Melanjın yaşı ve onları kesen Eosen granitoidleri melanjın kuzeye yerleşmesinin yaşını Paleosen olarak sınırlamaktadır (Okay ve ark., 2010). Aynı araştırmacılar tarafından yerleşmenin ya dikleşme ve bunun sonucunda yığışım kompleksinin geriye doğru bindirmesiyle ya da Sakarya zonu ile Rodop-Istranca Masifinin çarpışmasıyla ilişkili olduğu ifade edilmektedir. Sakarya zonu ve Rodop Masifi'ndeki (Konak, 2002) orta Eosen uyumsuzluğu çarpışmanın Geç Eosen'den önce olduğunu göstermektedir (Okay ve ark., 2010).

Siyako ve ark. (1989); Edremit Körfezi ve çevresini de kapsayan çalışmalarında bölgedeki Tersiyer istifinin Biga Yarımadası ölçeğinde karşılaştırmasını yapmıştır. Araştırmacılar Erken-Orta Miyosen döneminde bölgede kalkalkalen volkanizmanın baskın olduğunu belirtmiş ve bu volkanizmayla eş zamanlı olarak oluşan havzalarda bitümlü şeyllerin çökeldiğini ifade etmişlerdir. Kuzey Anadolu fayının yaşını Biga Yarımadası'nda Erken Miyosen olarak belirtmişlerdir. Kazdağlarının yükselme mekanizmasını da doğrultu atımlı faylara bağlı olarak basınç sırtı oluşumu ile açıklamaktadırlar. Ayrıca araştırmacılar Kazdağ grubu metamorfik kayalarının yaşının Triyas olduğunu belirtir.

Bölgedeki magmatizma önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından incelenmiş ve genel olarak “Genç volkanikler-Tersiyer volkanikleri” adı altında tüm Batı Anadolu

genelinde topluca değerlendirilmiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998). Biga Yarımadası'nda çeşitli evrelerde etkin olan asidik magmatizmanın ürünleri çoğunlukla granit, granodiyorit ve diyorit bileşimlidir. Önceki yıllarda bölgede çalışan araştırmacılar (Öngen, 1978a, b; Dayal, 1984; Birkle ve Satır, 1995; Genç ve Yılmaz, 1995; Genç, 1998) Kestanbol, Evciler, Karaköy ve Etili plütonlarını Tersiyer magmatizmasının ürünü ve Biga Yarımadası'nda Alt Miyosen volkanizmasına bağlı oluşan sığ sokulumlar olarak tanımlamışlardır. Plütonlar KD-GB uzun eksenli eliptik magmatik kütlelerdir ve bunlar ince taneli, benzer bileşimli volkanik kayalarla çevrelenmiştir (Karacık, 1995; Yılmaz ve ark., 1997). Tersiyer'de gelişen magmatizmanın gelişim mekanizmasına yönelik değişik görüşler ileri sürülmüştür. Bu görüşler kısaca şunlardır: Fytikas ve ark. (1984) bölgedeki Tersiyer volkanizmasının dalma batma işlemleri ile geliştiğini ileri sürmektedir. Ercan (1979), Ercan ve Günay (1984), Ercan ve ark. (1995)'e göre Batı Anadolu'daki magmatizma dalma-batma işlemleri ile başlamış ve bunun ardından gelişen kıtasal çarpışma döneminde de devam etmiştir. Yılmaz (1989) ise tüm Batı Anadolu ölçeğinde volkanikler üzerinde yaptığı çalışmalarla Batı Anadolu'daki genç volkanizmanın Geç Miyosen başına kadar devam eden, A tipi dalma-batma ile uyumlu güçlü bir tektonik etki ile geliştiğini öne sürmüştür. Biga Yarımadası'nda Oligosen-Orta Miyosen döneminde yaygın olarak gelişen magmatizmanın Sakarya Kıtası ile Torid-Anatolid kıtası arasında meydana gelen çarpışma sonrasında olduğu Genç (1998), Yılmaz ve ark. (2001) tarafından belirtilmiştir. Bu evrenin magmatik kayaları K'lı kalkalkalen ve kısmi olarak şaşonitik karakterdedir. Bu magmatik intrüzyonlardan elde edilen jeokimyasal veriler magmatizmanın melez kökenli olduğunu göstermektedir (Yılmaz, 1989; Karacık, 1995). Bu sokulum kayaları dışında Erken-Orta Miyosen'de büyük miktarlarda andezit, dasit, riyolit ve asidik tüfler Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır (Ercan, 1979). Bu volkanik kayalar arasında yersel olarak linyit içeren gösel çökeller bulunur. Geç Miyosen'de volkanizma durulmuş, sığ denizel ve flüvyal klastikler Gelibolu ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir (Okay ve ark., 1990).

Karakaya Orojenezi diye nitelendirilen (Şengör ve ark., 1984; Okay, 1986) Triyas tektonik hareketlerine ait veriler Ezine kuzeyinde mevcuttur. Okay (1986), Okay ve ark. (1990) tarafından tanımlanan Sakarya kuşağı, kuzey ve kuzeybatı Anadolu'da geniş alanlar kaplamakta, Permo-Triyas yaşlı bir temelden ve bunları örten Mesozoyik-Tersiyer yaşlı

volkano-sedimanter kayalardan oluşan topluluktur ve Doğu Karadeniz bölgesinden Kuzeybatı Anadolu'ya kadar uzanmaktadır.

Okay ve ark. (1990); Çamlıca metamorfizmasının çok monoton bir litolojisinin olduğunu ve bu istifin; uzunluğu 30 km den fazla, eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30° ile 80° arasında değişen Ovacık bindirmesi boyunca Karadağ birimi ve Denizgözü ofiyolitinin altında tektonik dokanakla yer aldığını belirtmektedir. Kuzeybatı Anadolu'da Gelibolu ve Biga Yarımadaı'nda kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan Tersiyer öncesi dört tektonik kuşak ayırt etmişlerdir. Bu kuşaklar batıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık ve Sakarya kuşaklarıdır. Ezine kuşağının batısında Permo-Karbonifer yaşlı sedimanter bir istifin yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, doğuda ise metamorfizma derecesinin arttığını ayrıca bu istifi Permo-Triyas'ta üzerlemiş bir ofiyolit olduğunu belirtirler. Biga Yarımadaı'nda geniş yayılım sunan, başlıca spilit, grovak, pelajik şeyl, serpantinit ve radyolaritlerden oluşan, karmaşık ve düzensiz bir içyapıya sahip olan Çetmi ofiyolitik melanji Geç Kretase'de yerleşmiştir. Rodop-Istranca masifi ile Ezine-Sakarya kuşağı arasında Geç Paleosen de meydana gelen çarpışmada Çetmi ofiyolit melanji güneye doğru itilmiş ve Ezine kuşağı ile Sakarya kuşağının bir kısmını tektonik olarak örtmüştür (Okay, 1987; Okay ve ark., 1990). Devam eden sıkışma sonucu bir zayıflık kuşağı oluşturan Geç Triyas yaşta Paleo-Tetis parçası bir bindirme şeklinde hareket etmiş ve bu bindirme hattı boyunca büyük bir bölümü kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine zonu KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ birimi, Denizgözü ofiyoliti, Çamlıca mikaşistleri (Okay ve ark., 1990). Serpantinit, fillit, diyorit, metadolerit, metaçört, glokofanist, spilit, rekristalize kireçtaşı kaya türlerinden oluşan Çetmi melanjinin en tipik özelliği klasik melanj tipinin aksine birimi oluşturan blokların bir matriksten yoksun olarak yan yana bulunmasıdır (Şentürk ve Okay, 1984). Blokların dokanaklarında tektonik özellikler göstermesi yitim kuşağında meydana gelmiş bir karmaşığa karşılık geldiğinin göstergesidir ve yerleşme yaşı Geç Kretase'dir (Şentürk ve Okay, 1984; Sümengen ve Terlemez, 1991). Okay (1987) ise özellikle Bayramiç güneyinde Çetmi ofiyolitik melanjına ait kayaların, Miyosen kayaları tarafından uyumsuzlukla örtülmesinden dolayı melanjin yerleşme yaşının Geç Kretase-Miyosen aralığında olabileceğini belirtmiştir.

Ercan ve ark. (1995); Biga Yarımadaı'nda yayılım gösteren Oligosen-Erken/Orta Miyosen yaşlı volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri ile Sr-Nd izotopsal değerleri bunların tümünün melez (hibrid) nitelikli olduklarını vurgulamaktadır. Orta Miyosen'den

sonra bölgede yeni bir tektonik rejimin etkin olması ve K-G yönlü gerilme sisteminin gelişmesi sonucunda kabuk incilmesi meydana gelmiştir. Daha önce kıta kabuğundan kirlenmeye uğrayarak melez volkanikleri meydana getiren magma gerilme sistemi içinde kıta kabuğu normal kalınlığına dönerken bu özelliğini kaybederek ince kabuk içinde daha temiz bir şekilde yeryüzüne ulaşmış ve Geç Miyosen yaşlı alkali nitelikli bazaltik lavları meydana getirmiştir.

Biga Yarımadası, Sakarya Kuşağının en batı ucunda Yunanistan' daki Rodop ve Serbo-Makedonya masifleri ile Trakya, Tersiyer havzasının güneyinde yer alır (Okay ve ark., 1990). Biga Yarımadası'nın en yaşlı kayaçlarını, metamorfik kayaçlardan ve granitoidlerden oluşan Paleozoyik yaşlı kıtasal bir temel oluşturur. Bingöl (1969) tarafından Kazdağ grubu olarak adlandırılan bu temel Permiyen öncesi metadümit, metaharzburgit, metagabro, piroksenit, amfibolit, gnays, şist, mermerlerden oluşmaktadır. Bu yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşan Kazdağ Masifi KD yönelimli yapısal bir kubbe oluşturur (Schuiling, 1959; Bingöl, 1969; Okay ve ark., 1990, 1991; Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve ark., 1996; Duru ve ark., 2004). Okay ve Satır (2000b) Kazdağ Masifi'nin doğuda 5 km den daha kalın, şiddetli deforme olmuş Permo-Triyasik bazik volkanik ve kırıntılı kayaçlar tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtirler. Buna karşın batı kesimde ise Geç Kretase-Paleosen yaşlı okyanusal melanj Kazdağ metamorfik kayaçlarının üzerinde bulunur. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin Geç Oligosen plütonları tarafından sokuluma uğradığını belirtirler. Kazdağ grubu gnayslarından K/Ar metoduyla 23 ile 27 My, Rb/Sr metoduyla 29 ile 253 My ve Rb/Sr izokron yaşı ise 233 ± 24 My arasında değişmektedir (Bingöl, 1969). Araştırmacı elde edilen Tersiyer yaşların muhtemelen Oligo-Miyosen magmatizması ile meydana gelen gençleşme yaşları olduğunu belirtmektedirler. Okay ve ark. (1996) bu kıtasal temeldeki kayaçlarda bulunan zirkonlardan yaptıkları radyometrik yaş tayinleri sonucunda Edremit güneyinde yer alan Çaltı granodiyoritinin Alt Devoniyen (399 milyon yıl), gnaysların ise Orta Karbonifer (308 ± 16) metamorfizma yaşlı olduklarını saptamışlardır. Bu yaşların Yunanistan'daki Rodop Masifi'nden elde edilen Hersiniyen zirkon ve monazit yaşlarıyla benzer olduğunu belirtmişlerdir.

Okay ve ark. (1996)'ya göre Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaçların Karakaya kompleksinin temelini oluşturduğunu bildirmişler ve çalışma alanında yaygın olarak izlenen düşük dereceli metamorfik karbonat istifinin Geç Permiyen-Erken Triyas döneminde Gondvana'nın hemen kenarında gelişmiş olabileceğini vurgulamışlardır.

Ayrıca Ezine çevresinde izlenen ofiyolitik kayaçların tabanından alınan örneklerde Ar⁴⁰-Ar³⁹ metoduyla yaptıkları yaş tayinlerinden ofiyolit yerleşiminin, Erken Kretase'de (118 My-Apsiyen) gerçekleştiğini bildirmişlerdir.

Burg ve ark. (1996)'ya göre Rodop Masifi Variskan kıtasal kabuktan, Mesozoyik metasedimentlerinden ve okyanusal kabuk kalıntılarından meydana gelmiştir. Masif, Kretase ve Tersiyer zamanında kıtasal kalınlaşmaya ve yükselme evrelerine maruz kalmıştır. Rodop Masifi baskın olarak kuvars-mika şist, gnays ile kalk-şist, mermer ve amfibolit düzeylerinden oluşmaktadır. Araştırmacılara göre masif ilk olarak eklojit fasiyesi metamorfizmasına uğramış daha sonra amfibolit fasiyesi metamorfizması gelişmiş ve bu metamorfizmayı düşük basınç yeşilşist fasiyesi metamorfizması izlemiştir.

Aydar (1998); Batı Anadolu'nun açılma tektoniğinden etkilenmiş olduğunu ve Erken Miyosen'den itibaren yaygın volkanik aktivitenin etkisi altında kaldığını belirtmektedir. Aynı zamanda riyolitik magmaların Batı Anadolu'da oluşan granitik intrüzyonlarla aynı zaman aralığında oluştuğunu ve bu volkanik aktivitenin Kuvaterner boyunca alkali bazaltlarla devam ettiğini vurgulamıştır.

Lips (1998); Pelagoniyen deformasyonunu da içine alan doktora tezinde Rodop, Kazdağ ve Menderes Masiflerinin kinematik analizlerini yaparak bu masifler birbirleriyle karşılaştırmıştır. Kazdağ Masifi'nin batı kesiminde Lips (1998) Paleosen'de Kazdağ çekirdek kompleksinin milonitizasyonunun 50-55 My, granitizasyonun ise 20-25 My önce başladığını belirtmiştir. Lips (1998)'e göre Kazdağ'ı yükselten sıyrılmaya fayı Erken Miyosen yaşlıdır. Edremit grabeni ise bu olaylardan bağımsız Kuzey Anadolu Fayı denetiminde gelişmiştir.

Aldanmaz ve ark. (2000); Batı Anadolu bölgesinin Eosen çarpışmasını izleyen dönemde kalınlaşmaya uğradığını ve orojenik olarak çökmeye başladığını belirtmektedir. Bununla birlikte çarpışmayla ilişkili olarak meydana gelen volkanizmanın ilk evrelerinde (Erken Miyosen < 21 My) bazaltik andezitten riyolit bileşimine değişen lavlar ve piroklastik çökeller meydana gelmiştir. Araştırmacılar, Orta Miyosen'deki volkanizmanın açılma havzalarıyla ilişkili olarak meydana geldiği gibi lav akıntıları ve bazalt-andezit bileşimli dayklar içerdiğini vurgulamaktadır. Bunun yanında Erken-Orta Miyosen kayaçları kalk-alkalin ve şaşonitik karakter gösterir. Geç Miyosen volkanizması (<11My) açılma zonları boyunca yüzeye çıkan alkali bazaltlar ve bazanitlerle karakterize olmaktadır.

Okay ve Satır (2000a); Çamlıca metamorfitlelerinde yer alan bazı metabazitlerde granat + omfasit + glokofan + rutil \pm paragonitten oluşan eklojit fasiyesi parajenezleri içermeleri ve metabazitlerle kuvars-mika şistlerin sık sık aralanmalı olarak bulunmaları nedeniyle Çamlıca metamorfitlelerinin eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ifade ederler. Yine aynı araştırmacılar kuvars-mika şistlerden alınan örneklerden elde edilen fengit Rb-Sr izotopik yaşların 65-69 My arasında olduğunu ve eklojit fasiyesindeki metamorfizmanın yaşının Maestrihtiyen'e karşılık geldiğini belirtirler. Sonuçta Çamlıca metamorfitlelerinin benzer litolojik ve metamorfik özellikler gösteren Rodop metamorfik kompleksinin muhtemel bir parçası olduğunu işaret ederler. Biga Yarımadası'nda Kretase-Paleosen ofiyolitli melanjların yerleşmesine bağlı olarak gelişen Alpin bindirmeler ilk olarak Okay ve ark. (1990) tarafından Biga Yarımadası'nda tanımlanmıştır. Pontid-içi okyanusunun kapanması (Orta Paleosen-Orta Eosen) ile oluşan bu Erken Tersiyer-Alpin bindirmeler Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşmasına neden olmakta, sonuçta Geç Tersiyer kısmi ergimesi ve yaygın Geç Oligosen-Erken Miyosen kalk-alkalen magmatizması gelişmiştir (Okay, 2000; Okay ve Satır, 2000b). Noriyen'de gerçekleşen Karakaya orojenezinin sonrasında Geç Triyas-Erken Liyas'ta Biga Yarımadası yükselmiş, aşınmış ve Liyas'ta molas tipi klastikler ile tanımlanan bir transgresyona uğramıştır. Geç Jurasik-Orta Kretase döneminde Biga Yarımadası kuzeyde Pontid-içi okyanusuna, güneyde ise İzmir-Ankara okyanusuna bakan bir kıtasal şelf oluşturmuştur (Genç ve Yılmaz, 1995; Okay ve Satır, 2000b; Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Okay ve ark. (2001); Geç Kretase-Erken Eosen döneminde Batı Anadolu'nun dört ana tektonik olaydan etkilendiğini ve bunların da dalma-batma, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizması ve kıta-kıta çarpışması olduğunu belirtmişlerdir. Geç Kretase'de Türkiye'nin batı kısmı kuzeyde Pontidler, güneyde Anatolid-Torid platformu olmak üzere iki kıtadan oluşmaktadır.

Yılmaz ve ark. (2001); Biga Yarımadası'nda iki magmatik grup ayırt etmişlerdir. Oligosen-Erken Miyosen sırasında oluşan ortaç-felsik kalkalkalen topluluk birinci grubu oluşturur. Diğer magmatik grup ise Geç Miyosen-Pliyosen sırasında oluşmuştur. Bu evre boyunca alkali bazaltlar meydana gelmiştir. Bunların jeokimyasal olarak rift tipi bazaltlara benzerlik gösterdiklerini belirtmişlerdir. Bu evrede Batı Anadolu'da K-G yönlü açılma rejimi altında D-B uzanımlı grabenler gelişmiştir. Biga Yarımadası'nın güneyinde izlenen bazaltik lavlar, Orta Miyosen'den sonra Ege'de gerilme rejiminin başlamasıyla (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1982, Şengör ve ark., 1985; Taymaz ve

ark., 1991) volkanizmanın karakterinin değişmesi sonucu gelişmiş, manto kökenli alkalen bileşimli volkanizmanın ürünüdür (Ercan ve ark., 1995). Sınırlı alanlarda izlenen bu lavlar Edremit grabeninin açılmasını denetleyen D-B uzanımlı fay kuşaklarından çıkmıştır (Karacık ve Yılmaz, 1998).

Son yıllarda yapılan çalışmalarda Biga Yarımadası'nın Tersiyer evrimi, Orta Eosen neritik kireçtaşı ve bu kireçtaşı üzerine uyumlu olarak andezit ve andezitik tuf ara katkılı Üst Eosen türbiditleriyle başladığı ancak Biga batısında pelajik kireçtaşı, moloz akıntısı, grovak, bazalt ve çok sayıda iri kireçtaşı bloklarından oluşan ve Balıkkaya Formasyonu (Yıkılmaz ve ark., 2002) olarak adlanmış olan pelajik bir Paleosen istifinin de var olduğu belirtilmektedir. Biga Yarımadası'nda Erken Eosen-Geç Miyosen sonlarına kadar volkanizma etkili olmuştur.

Beccaletto ve Jenny (2004); tarafından serpantinleşmiş peridotitlerden yapılmış Denizgören ofiyoliti, arada metabazit tektonik dilimleri olmak üzere, Ezine grubunun üzerinde yer aldığı ve bu iki birim arasındaki metabazit tektonik dilimlerinin Denizgören ofiyolitinin kıtaya yerleşmesi sırasında oluşmuş ofiyolit tabanı metamorfite olarak yorumlanır. Metabazitleri oluşturan amfibolitlerden yapılmış Ar/Ar izotopik analizleri Barremiyen (125 My) yaşları verdiğini bildirmişlerdir. Denizgören ofiyoliti ve altındaki Ezine grubunun yaş, litostratigrafi açısından Ege bölgesinde benzerleri yoktur (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto ve Jenny, 2004). Beccaletto ve Jenny (2004) Ezine grubunun, Permo-Triyas riftleşmesiyle oluşmuş Maliak/Meliata okyanusunun kuzeyindeki Rodop pasif kıta kenarının bir parçası olduğunu önermektedir. Aynı araştırmacılar Denizgören ofiyolitinin Ezine grubunu üzerlemesi, tüm Rodop'u etkileyen ve Jurasik-Erken Kretase'de kuzeye doğru nap yerleşmesiyle tanımlanan Balkan orojenezinin bir parçasını oluşturduğunu belirtmektedirler.

Duru ve ark. (2004); Kazdağı oluşturan yüksek dereceli metamorfik kayaların Kuzeybatı Anadolu'da Karakaya Kompleksi altından bir tektonik pencere olarak yüzelediğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Kazdağ Grubu metamorfitelerini alttan üste doğru Fındıklı ve Tozlu formasyonları, Sarıkız mermeri ve Sütüven formasyonu olarak ayırt etmişlerdir. Kazdağ metamorfiteleri çevrelerinde yüzlek veren Permiyen-Miyosen yaştaki kayalarla tektonik dokanaklar oluşturmakta ve Oligo-Miyosen yaşlı granitler tarafından kesilmektedir. Kazdağ metamorfiteleri üzerinde stratigrafik dokanakla yer alan en yaşlı birim Pliyosen yaştaadır.

Kazdağ Masifi, Miyosen sonrasında gelişen sıyrılma ve yanal atımlı faylarla, bir metamorfik çekirdek kompleks olarak dom şeklinde yükselmiş ve bugünkü konumunu kazandığı belirtilmiştir (Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004).

Yaltırak ve Okay (2004); Kazdağlarının ana yapısını oluşturan amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri Kazdağ Grubu olarak anlatmaktadır. Kazdağ Grubu, bir sıyrılma fayı ile yeşilist fasiyesinde metamorfik birimlerden oluşan Karakaya Kompleksinden ayrılmaktadır. Araştırmacılar amfibolit-granulit fasiyesinde ki metamorfik birimleri kendi içerisinde dört stratigrafik birime ayırmışlardır. Altan üste doğru; (i) Metadünit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolitten oluşan Babadağ Formasyonu; Kazdağ'ın zirvesinde bulunan bu birim yapısal olarak en alta bulunmaktadır. (ii) Beyaz-pembe renkli mermerlerden oluşan Sarıkız Formasyonu, (iii) Mermer mercekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar Formasyonu, (iv) Mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk Formasyonu bulunmaktadır.

Okay ve Göncüoğlu (2004); Karakaya Kompleksini iki bölüme ayırmıştır. Bunlar: (i) Alt Karakaya Kompleksi; Paleozoyik sonu veya Triyas'ta yeşilist ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mafik lav, mafik piroklastik kaya, şeyl ve kireçtaşı araldanmasından oluşmakta, (ii) Üst Karakaya Kompleksi ise şiddetli deforme olmuş Permian veya Triyas yaşta klastik, volkanoklastik ve volkanik kayalardan oluşmuştur. Karakaya Kompleksi'nin çökme ortamını ve tektonik gelişimini açıklayan iki model ileri sürmüşlerdir. Rift modelinde, Karakaya Kompleksi kayaları Geç Permian yaşında bir riftte oluşmuş, bu rift daha sonra okyanusal bir kenar denize dönüşmüş ve en Geç Triyas'ta kapanmıştır. Dalma-batma-eklenme modelinde ise Karakaya Kompleksi, Paleo-Tetis'in Triyas'ta kuzeye Lavrasya aktif kıta kenarı boyunca dalma-batmasıyla oluşmuş bir eklenir prizmayı temsil etmektedir.

Beccaletto ve Steiner (2005); Çetmi melanjininin içerisinde sıyrılma fayı çevresinde küçük eliptik granitoidlerin bulunduğunu ve stratigrafik ilişkilerin bu granitoid kütlelerinin (29.94 ± 0.37 My, U-Pb zirkon) sıyrılma öncesi geliştiğini ifade etmektedirler. Araştırmacılar Küçükkuşu Formasyonunun üst üyesinde yer alan detritik tüflerdeki biyotit tanelerini yaşlandırmışlar ve 34.4 ± 1.2 My yaş elde etmişlerdir. Araştırmacılar bu yaşı Küçükkuşu Formasyonunun çökme yaşı olarak yorumlamamışlar, detritik materyali sağlayan kaynağın yaşı şeklinde yorumlamışlardır. Geç Eosen-Erken Oligosen tüfleri Biga Yarımadası'nın kuzey bölümünde yaygın olarak bulunmaktadır. Bunların yanında Kazdağ

Masifi'nin güney kesiminde bulunan Şelale sıyrılma fayı taban bloğunda bulunan Kazdağ metamorfik kayalarını tavan bloğundaki Çetmi melanjından ve sedimanter Küçükkuuyu Formasyonundan ayırmaktadır. Şelale sıyrılma fayı düşük açılı ($<20^\circ$), güneye eğimli ve sıyrılma yüzeyinde fay yapılarına sahiptir. Fay üzerindeki kinematik veriler GGB ya doğru kırılğan hareket yönünü vermektedir. Küçükkuuyu Formasyonunun Alt Miyosen stratigrafik yaşı ve tavan bloğundaki sıyrılma fayını kesen granitoidlerin 29.94 ± 0.37 My U-Pb zirkon kristalizasyon yaşı Şelale sıyrılma fayının aktivitesinin başlangıç zamanı için en geç Oligosen alt yaş limitini vermektedir. Bu sıyrılma fayı Kazdağ Masifi'nin güney kenarı boyunca ilk yüzeylemesine katkıda bulunduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Beccaletto ve ark. (2005); Çetmi melanjının Biga Yarımadası'nın en kuzey kısmında, Biga ilinin kuzeyinde ve en güney kısmında, Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde, olmak üzere iki bölgede yüzlek verdiğini belirterek, kuzeyde yer alan melanjin Çamlıca mikaşistleriyle olan dokanağının son dönemlerde gelişen doğrultu atımlı faylarla tektonik olduğunu ve bu birimin üzerine uyumsuz bir dokanakla Paleojen-Neojen yaşlı sedimanter ve volkanik kayaçların geldiği ileri sürmüşlerdir. Küçükkuuyu ilçesinin kuzeyinde bulunan Çetmi melanji tektonik bir dokanakla Kazdağ metamorfik masifine ait yüksek dereceli metamorfik kayaların üzerinde yer almakta ve bu kayalar Neojen yaşlı çeşitli tipte sedimanter ve volkano-sedimanter kayaçlar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Okay ve Satır, 2000b; Beccaletto, 2004). Araştırmacılara göre Çetmi melanjının, Rodop Masifi'ndeki melanjlarla olan karşılaştırılması Biga Yarımadası'nın Ezine zonundan elde edilen sonuçlara göre yapılmıştır. Bu sonuçlara göre Pre-Senozoik Biga Yarımadası, Çetmi melanji ve Ezine zonundan oluşmakta ve bunlar Rodop Masifi'nin KB Anadolu'da ki parçasını temsil etmektedir.

Bonev ve Beccaletto (2007), Alakeçi milonit zonunu ana genişlemeli sünümlü-kırılğan zon olarak yorumlamakta ve Kazdağ Masifi'nin KB kesiminin yüzeylemesinden sorumlu olduğunu belirtmektedirler. Makaslama zonunun aktivite zamanı Okay ve Satır (2000b)'a göre 24 My önce başlamıştır ya da Delaloye ve Bingöl (2000)'e göre ise Evciler granitoidinden elde ettiği 27 My'dan önce başlamıştır. Orta-güney Ege bölgesi genel olarak baskın K-G ve KD-GB yönlü genişlemeyle karakterize olmaktadır (Bonev ve Beccaletto, 2007). Kazdağ Masifi'ndeki kinematik veriler KKD-GGB yönlü uzama lineasyonlarının KKD-GGB yönlü genişlemeyle ilişkili olduğunu göstermektedir (Walcott ve White, 1998; Okay ve Satır, 2000b; Bonev ve Beccaletto, 2007). Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Kemer mikaşistlerindeki makaslama hareket yönü verileri KD tektonik

taşınma yönünü vermektedir ve bu da uzama lineasyonlarıyla uyumludur. Orta dereceli Kemer mikaşistleri Paleojen sırasında sünümlü, kırılğan-sünümlü makaslamayla ilişkili KD yönelimli genişlemenin izlerini taşımaktadır. Bu kayaların yüzeylemesi için alt limit Çamlıca metamorfizmasındaki YB-DS metamorfizma yaşı olan Geç Kretase olarak verilmektedir. Üst limit ise Karabiga granitoidinin Erken Eosen intrüzyon yaşıdır (Beccaletto ve ark., 2007). Ayrıca Kemer mikaşistlerinin Tersiyer'in başlangıcında kuzey Ege bölgesinde sin-orojenik genişlemeye uğrayan yeni bir bölge olduğu belirtilmektedir. U-Pb yaşları genişlemeli deformasyonun Erken Eosen zamanında sonlandığını göstermektedir. Kemer mikaşistlerinin yüzeylemeyle ilişkili genişlemeli makaslama deformasyonunun yaşı Paleosen-en erken Eosendir (Beccaletto ve ark., 2007).

Şengün ve Çalık (2007), Biga Yarımadası'nın batısında yer alan Çamlıca metamorfik topluluğun alttan üste doğru sırasıyla; metalav, metatüf ve metapelitten oluşan ve arazide kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte gözlenen Andıktaş formasyonu; muskovit-kuars şist, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, kalkşist, siyah mermer, amfibolit ve eklojitten oluşan Dedetepe formasyonu ve en üstte ise fillit, mermer ve kalkşist aralanmasından oluşan Salihler formasyonundan oluştuğunu belirtmektedirler. Petrografik çalışmalar sonucunda üç formasyon da gözlenen albit-epidot-granat-klorit parajenezi Çamlıca metamorfik topluluğunun yeşilşist fasiyesinde metamorfizmayı temsil etmektedir. Ayrıca Çamlıca metamorfik topluluğunun içinde eklojit diliminin bulunduğunu ve eklojitlerde yüksek basınç metamorfizmasını gösteren yaygın granat + omfasit + glokofan + zoisit + amfibol ± sfen mineral topluluğu saptandığını ifade etmektedirler. Bu mineral topluluğu daha sonra gelişen amfibolit fasiyesinde ve en son olarak yeşilşist fasiyesinde retrograd bir metamorfizmaya uğramıştır. Bu metamorfik kayalar bölgesel olarak bakıldığında Çamlıca metamorfik topluluğu litolojik ve stratigrafik nitelikleri ile metamorfizma özellikleri bakımından Sakarya Zonu içerisinde yüzlek veren İznik metamorfik topluluğunun eşleniği olabilecek özellikler içermektedir.

Karacık ve ark. (2008) Marmara'nın güneyinde bulunan Geç Kretase ve Miyosen arasında değişen yaşlara sahip granitoidleri iki gruba ayırmışlardır. Kuzeydekiler Eosen yaşlı (Karabiga, Kapıdağ, Avşa, Marmara) ve güneydekiler ise Miyosen yaşlıdır (Eybek, Kozak, Ilıca, Çataldağ, Eğrigöz). Araştırmacılara göre Eosen ve Miyosen magmaları farklı magmatik evrime sahiptir. Bütün Eosen granitoidleri çarpışmayla yaşıt alana düşmektedir. Buna karşın Miyosen granitoidleri ise geç ve çarpışma sonrası granit alanına düşmektedir. Marmara'nın güneyinde yer alan granitoidlerin jeokimyası ve jeodinamik özellikleri

bunların kıtasal çarpışmanın sonucu olarak oluştuğunu göstermektedir. Bu bölgenin altında bulunan manto litosferi jeokimyasal olarak önceki dalma-batma olayından dolayı değişmiştir.

Altunkaynak ve Genç (2008), Biga Yarımadası'nda çarpışma sonrası Senozoyik magmatik aktivitenin Orta Eosen'de (45.3 ± 0.9 My) başlayıp Geç Miyosen'de (8.32 ± 0.19 My) sona erdiğini belirtmektedir. Biga Yarımadası'ndaki Senozoyik volkanizma kalk-alkalen, yüksek potasyumlu kalk-alkalen, şoşonitik, kısmen alkalen-alkalen volkanik serilerle karakterize olmaktadır. Bu volkanizmanın yaşının Orta Eosen'den Geç Miyosen'e kadar değiştiğini ifade etmişlerdir. Genel olarak Orta Eosen-Alt Miyosen volkanik kayaları subalkalen kökenli olmasına karşın Orta-Üst Miyosen volkanikleri alkalen karakterlidir. Araştırmacılar sınırlı izotopik verileri jeolojik bilgilerle değerlendirdiğinde yüksek dereceli metamorfizmaya neden olan termal olayın muhtemelen kısmi kıtasal ergimeye neden olmuş olabileceğine bağlamaktadırlar. Kuzeybatı Anadolu'da çarpışma sonrası gerilmenin başlangıcı muhtemelen Geç Oligosen'den (~ 24 My) önce olmuştur ve bu da Kazdağ çekirdek kompleksinin yüzeylenmesiyle çakışmaktadır (Okay ve Satır, 2000b; Yaltırak ve Okay, 2004). Bölgede kıta-kıta çarpışmasının sonucunda litosferin ısıyı iletene kadar incilmesi veya kıta altı litosferik mantonun kısmen tabakalar şeklinde dizilmesinin bir sonucu olarak Kazdağ Masifi'nin yüzeylenmesi ve yükselmesi Astenosferik mantonun yükselmesiyle olmuş olabileceği ifade edilmektedir. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında bulunan astenosferin yükselmesi muhtemelen daha ince manto litosferinde ve kabukta jeotermal dereceyi arttırmıştır. Bu da ergimeye ve manto-kabuk eriyiklerinin karışmasına neden olmuştur. Sonuçta Erken Miyosen (24-18 My) lavların oluşumuna neden olmuştur. Kazdağ çekirdek kompleksinin altında devam eden astenosferik yükselme bölgedeki tektonik gerilme ve bazaltik volkanizmada etkin rol oynamıştır (Altunkaynak ve Genç, 2008).

Moix ve ark. (2008); yaptıkları çalışmalarında, Türkiye'deki tektonik birlikleri tekrar çalışmışlar ve bu tektonik birlikleri yeniden sınıflayarak Türkiye jeolojisine yeni bir bakış açısı getirmişlerdir.

Bonev ve ark. (2009) Kazdağ Masifi'nin kuzeybatısında yer alan Alakeçi milonit zonunun metamorfizması ve yaşı üzerine bir çalışma yapmışlardır. Alakeçi milonit zonunun da bulunan milonitler taban bloğundaki Kazdağ metamorfik kayalarından ve Çetmi melanji litolojilerinde türemiştir. Bu zonda ki milonitik dokular KKD dalımlı uzama

lineasyonlarına paralel, KKD ya doğru makaslama hareket yönüne ve KKB milonitik foliasyona sahiptir. Milonitik gnaysların şistlerin dengedeki mineral parajenezleri kuvars+feldspat+muskovit+biyotit+granat±staurolit ve biyotit-granat minerallerinden dönüşmüş kloritlerden oluşmaktadır. Araştırmacılar Alakeçi milonit zonunda ki kayalardan 6.9-5.7 kbar basınç ve 706-587 °C sıcaklık değerleri elde etmişlerdir. Bu değerler en yüksek metamorfizma koşullarını vermektedir. Milonitik kayalardan elde edilen ⁴⁰Ar/³⁹Ar mika yaşları 26.97 ve 24.19 My arasında değişmektedir. Bu yaşlar milonitlerin soğuma yaşı olarak yorumlanmaktadır.

Cavazza ve ark. (2009), apatit füzyon iz yaşlarının KB Anadolu'da Kazdağ Masifin yüzeylemesinin 20-10 My arasında (erken-orta Miyosen) birbirine zıt yönde bulunan sıyrılma fayları boyunca geliştiğini belirtmektedirler. Düşük açılı makaslama zonları, yüksek açılı normal faylar, doğrultu atımlı fayların yapısal analizleri, sedimanter istiflerin stratigrafik analizleri ve önceki radyometrik yaşlarla birlikte değerlendirildiğinde masifin yapısal evriminin iki aşamada gerçekleştiğini belirtmektedirler. Birinci evrede geç Oligosen-erken Miyosen düşük açılı sıyrılma fayları ve bunlarla birlikte gelişen epiklastik, volkanoklastik ve volkanik kayalar içeren küçük grabenler (Küçükuyu Formasyonu) masifin hızlı termal evriminin gerçekleşmesinde etkili olmuşlardır. İkinci evre (Pliyo-Kuvaterner) ise Kuzey Anadolu Fay sisteminin batıya doğru hareketiyle ilgili doğrultu atımlı faylanma ve günümüzde ki genişlemeyle birlikte gelişen normal fayların etkin olduğu bir evredir. Araştırmacılar en genç füzyon iz yaşların, Alakeçi ve Şelale sıyrılma faylarının Kazdağ Masifi'nin kuzey ve güney kenarları boyunca ilerleyen bir yüzeylemeye neden olduklarını belirtirler. Kazdağ Masifi kayalarından elde edilen apatit füzyon yaşları 20.4±2.4 den 10.2±2.5 My kadar değişmektedir. Bu yaşlar geç erken-erken Orta Miyosen (geç Burdigaliyen-Langiyen) zamanında çekirdek kompleksin sığ kıtasal seviyeler yüzeylemesinin gerçekleştiğini göstermektedir. Pliyo-Kuvaterner sırasında Kazdağ Masifi Kuzey Anadolu Fay sisteminin eşlik ettiği doğrultu atımlı tektonizmadan etkilenmiştir. Ayrıca Kazdağ Masifi'nin yüzeylemesinin güneyde Menderes Masifi çekirdek kompleksinden daha yaşlı olduğu belirtilmektedir. Kazdağ Masifi'nin termokronolojik evrimi Ege genişlemeli tektonizmasının genel çatısına uyumludur ve yüzeylemeyi ifade eden yaşlar kuzeyden güneye doğru gençleşmektedir.

Akay ve ark. (2009) Kazdağ Masifi'nin petrolojisi ve tektonik evrimine yönelik yaptıkları çalışmada; Kazdağ Masifi metamorfik istifinin alt bölümlerinde düzenli bir içyapı sunan metaultramafik kayalardan ve bantlı metagabrolardan oluştuğunu ve bunların

üzerine taban çakıltası ile başlayan platform istifinin geldiğini belirtmektedirler. Platform mermerlerin üst kesimlerinde ve metakırıntılı istifin içerisinde farklı düzeylerde mafik metalav ve metatüf bulunmaktadır. Metagabroların ana, nadir toprak element ve iz element jeokimyası bu kayaların okyanusal kökenli olduğunu göstermektedir. Araştırmacılar Kazdağ Masifi'nde geniş yayılım sunan bu platform istifin ve altında bulunan metaofiyolitlerin birlikte yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğrayarak migmatitleştiğini ifade ederler. Metakırıntılı kayalardan ve migmatitlerden ve migmatitlerden oluşan metagranitlerden U-Pb ve $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yöntemleriyle zirkonlardan yaş elde edilmiştir. Bu yaşlar çok saçınık değerler vermekte (~28, ~421, ~327, ~290, ~169 My) ve bu yaşların şiddetli bir Alpin metamorfizmasından etkilenmiş olduğunu ifade ederler. Ayrıca bu platform istifinin Sakarya kıtasının Mesozoyik platform istifine benzetilmekte ve alttaki ultramafik kayaların ise Paleo-Tetis okyanusuna ait olduğu belirtilmektedir (Erdoğan ve ark., 2009). Tektonik evrim açısından bakıldığında Kazdağ metamorfik kayaları migmatitik metamorfizma sonrası (~ 29 My) güneye doğru itilmeyle dilimlenmişlerdir. Bunların üzerine Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ve Kretase-Erken Tersiyer yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjinin naplar gelmiştir. Kazdağ Masifi ve üzerine gelen nap paketi deformasyon göstermeyen Oligo-Miyosen (~21 My) granitleri tarafından verev olarak keskin bir dokanakla kesilmiştir (Akay ve ark., 2009). Bunun yanında Kazdağ metamorfik kayalarının yüzeylemesi güneye doğru itilmeyle oluşmuş bindirmeler sonucu meydana gelmiş ve bu olay migmatitleşme ve buna eşlik eden sin-tektonik metagranitlerin yerleşiminden (~29 My) sonra ve genç granitlerin intrüzyonundan (~21 My) önce olduğu belirtilmektedir (Erdoğan ve ark., 2009).

Yiğitbaş ve ark. (2009a); Biga Yarımadası'ndaki bazı jeolojik problemler üzerine yaptıkları çalışmalarında, Biga Yarımadası'nın jeolojisinin, Türkiye jeolojisinin anlaşılması açısından oldukça kritik bir öneme sahip olduğunu, yarımada'nın jeolojisiyle ilgili en önemli problemlerden birinin Intra-Pontid okyanusunun dalma-batma melanji olarak geliştiği düşünülen ve Erken Kretase ile Eosen aralığında geniş bir yaş aralığı verilen birimin niteliği olduğunu ifade etmişlerdir. Çetmi melanji, Ballıkaya formasyonu, Balıkkaya formasyonu, Şarköy karmaşığı, Karagöl karmaşığı, vb isimlerle adlandırılan bu birimin Biga Yarımadası'nın Çetmi, Karabiga, Biga ve Şarköy bölgelerinde değişik isimler altında adlandırılmakla birlikte aynı jeotektonik anlamda değerlendirildiğini belirten araştırmacılar, Alt Kretase–Paleosen yaşlı bu birimin topluca bir eklenir prizma özelliği gösterdiğinin belirtildiğini ancak bu bloklu-karmaşık toplulukların mostra verdiği alanlarda yapılan saha çalışmaları bunların her bir alanda birbirinden farklı istif ve stratigrafik

nitelikler gösterdiğini, dolayısıyla her bir mostrada yer alan birimlerin birbirlerinin devamı olarak değerlendirilmemesi gerektiğini işaret etmektedirler. Çetmi melanji olarak tanımlanan bu bloklu karmaşığın Geç Kretase yaşlı olduğunu ve Biga dolaylarında ise Erken Kretase–Paleosen yaşında tabanı görülmeyen bloklu birimin de Çetmi melanji eşdeğeri olarak adlandırıldığını belirten çalışmacılar, birimin, adlandırıldığı tip lokalitesi olan Çetmi dolaylarında ise çökel bir matriks (kumtaşı-şeyl) içerisinde kireçtaşı, çört, kumtaşı bloklarından oluşan Erken Kretase yaşlı bloklu birimin doğrudan Kazdağ Masifi üzerinde tektonik olarak yer aldığını ifade etmişlerdir. Aynı birimin Karabiga dolaylarında ise uyumsuz olarak metamorfik temel üzerine stratigrafik dokanakla oturduğunu, Şarköy dolaylarında ise tabanı görülmemekle birlikte Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılıların (kumtaşı-marn-çakıltaşı) içinde serpantin ve mavişist bloklarının görüldüğünü ifade etmişlerdir.

Tunç ve ark. (2010); yapmış oldukları çalışmada, Biga Yarımadası' nın, aralarındaki ilişkinin tam olarak anlayamadığı kıtasal ve okyanusal parçaların bir araya geldiği bir kavşak noktası olduğunu ve yarımadaadaki en önemli problemlerin Intra-Pontid sutureunun var olup olmadığı ve yarımadaadaki metamorfik masiflerin yüzeyleme tarihçeleri olduğunu ifade etmişlerdir. Yarımada, Senozoyik volkanik-sedimanter bir örtü altında farklı birimlerin mostra verdiğini belirten çalışmacılar, bunların Kazdağ masifi, Çamlıca/Karabiga masifleri ve Karadağ masifi olduğunu belirtmişlerdir. Kazdağ masifinin, GD kesimlerinde karbonat platform serisi mostra veren KD-GB gidişli bir yapısal yükselim olduğunu vurgulayan çalışmacılar, Kretase yaşlı Çetmi grubu kayalarının bu yapısal yükselimin KB'sında mostra verdiğini belirtmişlerdir. Çetmi grubunun Biga Yarımadası' nda farklı metamorfik temel kayaları üzerine direk gelen ve metamorfik olmayan bir birim olduğunu ifade eden araştırmacılar, bu birimin olistostromal seviyeler içeren, Kretase yaşlı bir sedimanter istif olduğunu belirtmişlerdir. Çetmi grubunun yaşının Paleosen-Eosen'e çıkmadığını ve Üst Kretase- Paleosen yaşlı kaotik birimlerle farklı zaman ve tektonik ortamları ifade ettiklerini belirten çalışmacılar; eklojitlerin Çetmi grubu ile tektonik dokanaklı olduğunu ifade etmişlerdir. Çetmi grubu kayalarının Biga Yarımadası'nın farklı alanlarında farklı dokanak ilişkileri gösterdiğini belirten araştırmacılar, metamorfik olmayan Çetmi grubu kayalarının Kazdağ masifinin batısında yüksek dereceli metamorfik temel üzerine tektonik olarak, Karabiga masifinde ise polifaz deforme temel kayaları üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar sonuç olarak, Çetmi grubunun Biga Yarımadası'ndaki masiflerin yüzeylemesinden önce çökeldiğini ifade etmişlerdir.

Aysal ve ark. (2012); Havran Biriminin kökeni ve evrimi ile ilgili yaptıkları çalışmalarında, metasedimanlardan ve Devoniyen yaşlı meta-intrüzif kayalardan oluşan Havran biriminin, Batı Sakarya zonundaki Jurasik öncesi metamorfik temellerden bir tanesi olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kalabak formasyonunun orijini ve gelişiminin daha iyi anlaşılması için metasedimenter kayalardan elde edilen 125 zirkon tanesi üzerinde LA-ICP-MS U-Pb zirkon yaşlandırması yapan araştırmacılar, bu zirkonlarda yapılan 175 adet spot analizden 107 tanesinin %90-110 arası konkordan olduğunu ve yaşların 426 ± 5.2 ve 3406.9 ± 195.7 My arasında değiştiğini ileri sürmüşlerdir. Zirkonların, 426 ± 5.2 - 535 ± 13 My (%8.4, Paleozoyik), 549 ± 14 - 999 ± 11 My (%54.21, Neoproterozoyik), 1012 ± 200 - 1543 ± 50 My (6.54, Mezoproterozoyik), 1736 ± 123 - 2414 ± 58 My (%18.7, Paleoproterozoyik), ve 2512 ± 30 - 3406.9 ± 195.7 My (%12.15, Arkean) arasında değişen çeşitli yaşlar verdiğini belirtmişlerdir. Baskın olan Neoproterozoyik yaşların Kadomiyen-Avaloniyen alanları ve Mezoproterozoyik yaşların Avalon alanları işaret edebileceğini belirtmişlerdir. Karacabey metagranitinin gevşek yapılı, eş taneli, hipidiyomorfik ve nadiren foliasyonlu monzogranit ve granodiyoritlerden oluştuğunu belirten araştırmacılar, Karacabey metagranitlerinin Biga Yarımadası'nın doğu kısmında bulunan Karacabey kasabasının kuzeyinde bulunduğunu belirtmişler ve bu kayaların ana mineraller topluluğunun kuvars, K-feldspat, plajiyoklas ve biyotit olduğunu ifade etmişlerdir. Kayaç içerisindeki zirkon, apatit, monazit, magnetit, sfen minerallerinin aksesuar faz safhasında oluştuğunu ve Alüminyum Doygunluk İndeksi (ASI) değerlerinin 0.91 ile 1.63 arasında olup plütonun metaluminous-peraluminous, I tipi granit olduğunu gösterdiğini söylemişlerdir. Metagranitlerin kökeninin yitim zonundaki manto kamasının sulu erimesi ve/veya yitim zonunun erimesi ile alakalı alanlar olabileceğini belirtmişlerdir. Elde ettikleri tektonik ayrım diyagramlarına göre, bütün metagranit örneklerinin, volkanik yay graniti ve geç çarpışma sonrası graniti alanlarına düştüğü sonucuna varmışlardır. Metagranitlerden U/Pb LA-ICP-MS zirkon yaşlandırması ile 400.3 ± 1.4 My (erken Devoniyen) yaş elde eden araştırmacılar, bu yaşın kristalizasyon yaşı olarak yorumlamışlardır. Tüm bu yaş verileri ile, Karacabey metagranitinin Biga Yarımadası'nda tanımlanan Alt-Orta Devoniyen granitlerinin bir üyesi olduğunu ve Havran biriminin bir zamanlar muhtemelen Avalonya'nın bir parçası iken taşınarak günümüzde Sakarya Zonuna eklenmiş olduğu sonucuna varmışlardır.

Aygül ve ark. (2012); Kemer Metamorfik Kompleksi olarak tanımladıkları birimlerde yaptıkları çalışmada bu birimlerin temel olarak mika şist, kalkışist ve mermer ile azınlık olarak metabazit ve serpantinit bileşiminde olduğunu öne sürmüşlerdir. Rb-Sr

fengit-tüm kaya metodu ile 64-84 My yaşlar elde etmişler ve bu yaşın metamorfizma yaşı olarak yorumlanmışlardır. Kemer Metamorfik Kompleksinin, içerisinde kireçtaşı, bazalt, serpantin, grovak, radyolarlı çört, ve metabazit blokları içeren bir ofiyolitik melanj ile tektonik dokanağa sahip olduğunu ve Na-amfibol ve lavsonit içeriği bu karmaşığın dalma batma zonu ürünü olduğunu ileri sürmüşlerdir. Çalışmacılar, bu melanj içerisinde yer alan kireçtaşı bloklarının yaşlarının Geç Triyas-Geç Kretase, radyolaritlerin yaşlarının ise Orta Jura-Erken Kretase olarak ifade etmektedirler. Erken Eosen (52 My) yaşlı bir granitoidin Kemer Metamorfik Kompleksini ve Çetmi Melanjını kestğini ve Geç Eosen yaşlı volkano sedimenter kayaların ise bu birimlerin üzerine bir örtü olarak geldiğini öne süren çalışmacılar, Kemer Metamorfik Kompleksi'nin litolojisinin okyanusal yığışım karmaşığından daha çok kıta kenarı litolojisi özellikleri sunduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar bu durumun kuzeyde bulunan magmatik bir yayın (Sredna-Gora-Pontid), Kemer Metamorfik Kompleksi'nin ilksel olarak Sakarya Zonu'nun kuzey kısmında oluştuğunu ve Rodop-Istranca zonunun altına daldığı sonucuna varmışlardır.

Bonev ve ark. (2013); Rodop masifinin yüksek dereceli metamorfik temel kayalarında yaptıkları çalışmalarında; Rodop masifinin Alpin öncesi kabuksal büyümesinin yaşlandırılması ve doğasının tanımlanması için yüksek dereceli temel metamafiklerin arazi, jeokimya ve jeokronolojik verileri kullanmıştır. Bu kayaçların, klastik karbonatlı metasedimenterler içerisine intrüzif olarak yerleşmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir. Petrografi ve mineral kimyasının; protolitlerin orijinal volkanik dokusunu tamamen yok etmiş, Alpin amfibolit fasiyes metamorfizması ile tutarlı bir kompozisyon gösterdiğini belirtmişlerdir. Çalışmacılar tüm kaya jeokimya analizleri ve U-Pb zirkon jeokronolojik çalışmaları yapmışlardır. U-Pb zirkon yaş tayinlerinin, kalıntı Kambriyen (528-534 My) zirkonlar içeren protolitlerin magmatik kristalizasyon yaşları için 455 My gibi bir yaş verdiğini belirten çalışmacılar, Ordovisyen protolitlerin, Karbonifer, Jura ve Eosen metamorfik olaylardan etkilendiğini söylemişlerdir. Metamorfik kayaların radyometrik yaş sonuçlarının, Ordovisyen okyanusal kabuğun, Rodop yüksek dereceli temelin oluşumu ile ilgili olduğunu belirten araştırmacılar, metamorfik kayaları üzerleyen veya kesen Eosen-Oligosen volkanik kayaların yaşlandırılmasının, temelden yüzeye kadar örneklenmiş Neoproterozoyik, Ordovisyen ve Permo-Karbonifer xenokristal zirkonlar sağladığını ileri sürmüşlerdir. Çalışmacılar, yay-ardı rift yayılım merkezindeki Orta-Geç Ordovisyen okyanusal magmatizmasının kökenini, Rheic Okyanusunun açılmasıyla ilişkili peri-Gondwana Kadomiyen temel alanları boyunca yayıldığı yorumunu yapmışlar ve elde

ettikleri sonuçların Rheic Okyanusunun kayıtlarını ve Gondwana'nın kuzey kenarı ve Kadomiye'n'e ait izleri taşıdığını öne sürmüşlerdir. Doğu Rodop Masifinin yüksek dereceli temeli yakın alanlarla karşılaştıran araştırmacılar, Neoproterozoyik ve Kambro-Ordovisyen evriminin kuzey Ege bölgesinin Alpin kuşağı ile benzer tektono-magmatik kayıtları paylaştığını belirtmişlerdir.

Ekinci ve Yiğitbaş (2012); magmatik kayaçların yapısı ve yeraltı yapısına ilişkin havadan manyetik anomali analizlerine dayanan ilk sonuçlarını sundukları çalışmalarında, havadan manyetik anomalilerin yorumlanmasında MATLAB tabanlı GMINTERP adlı bir program kullanmışlardır. Araştırmacılar, genel jeolojik detayların anlaşılması ve potansiyel saha verilerinin işlenmesi amacıyla bazı çizgisel dönüşümler ve türev tabanlı teknikler uygulamışlardır. Elde ettikleri anomali haritaları ile Biga Yarımadası'nın yüzey jeoloji haritası arasındaki uyumun, jeofizik izlerin jeolojik olarak tartışılması konusunda yardımcı olduğunu belirten araştırmacılar, kullandıkları veri işleme yönteminin yüzey jeolojisi az bilinen alanların jeolojik olarak yorumlanmasında da yardımcı olabileceğini ifade etmişlerdir.

Tunç ve ark. (2012); Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masiflerin, yaklaşık DKD-BGB uzanımlı iki kuşak halinde mostra verdiğini, Kuzey kuşağın; Karadağ, Çamlıca ve Karabiga masifleri ile temsil edildiğini öne sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Kuzey kuşağı oluşturan bu üç masifi önceki çalışmaların ışığında yeniden ve detaylı olarak haritalamış, her üç alanda mostra veren metamorfik temel kayalarının stratigrafik kolon kesitleri üretmiştir. Çamlıca masifinin metamorfik temel istifinin eksiksiz bir kesitini sunduğunu belirten çalışmacılar, istifin altta bir metavolkanik topluluk (Andıktaş formasyonu), üstte ise bir metasedimanter istif (Salihler formasyonu) ve bunlar arasındaki geçiş birimlerinden oluşan bir metavolkanik-metasedimanter topluluktan (Dedetepe formasyonu) oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Karadağ masifinde daha çok Salihler formasyonunun eşdeğeri olan metapelitik kayalar mostra verdiğini, Karabiga masifinde ise hem Andıktaş ve hem de Salihler formasyonu temsil edildiğini söyleyen çalışmacılar, her üç alanda da metamorfik kayalar içinde metaofiyolit dilimlerinin bulunduğunu, Çamlıca masifi içinde bunlardan bazıları eklojit fasiyesinde metamorfik olduğunu belirtmişlerdir. Bu metamorfik temel kayalarının Karadağ masifinde Permiyen yaşlı bir metakarbonat istifiyle, Karabiga masifinde Kretase yaşlı Çetmi Grubu ile ve Çamlıca masifinde ise Eosen yaşlı volkanik-tortul bir istifle açısız uyumsuz olarak örtüldüğünü öne sürmüşlerdir. Bu temel bilgiler ışığında her üç masiften derlenen metasedimenter ve metavolkanik kaya örneklerinden

ayıklanan zirkonlarda U-Pb (LA-ICP-MS) yöntemiyle yaşlandırma çalışmaları yapan araştırmacılar, elde edilen sonuçların, bu üç bölgedeki litolojik ve stratigrafik korelasyonu destekler nitelikte olduğunu ileri sürmüşlerdir. Her üç alandaki U-Pb zirkon yaş tayini çalışmalarından elde edilen sonuçları ise şöyle özetlemişlerdir: Mikaşistlerin ilksel kayalarının maksimum sedimantasyon yaşları 559 ± 17 My ile 582 ± 30 My arasında değişmektedir. Metavolkanitlerin ve eklojitin ilksel kayalarının kristalizasyon yaşları ise sırasıyla 577 ± 20 My ve 565 ± 9 My dır. Bu üç bölgedeki kayaların U-Pb zirkon konkordiya diyagramlarının dikkat çekici bir şekilde hepsinin birbirine benzer bir desen sunduğunu, mikaşistlerin ilksel kayalarının benzer maksimum sedimantasyon yaşlarına ve metavolkanitlerin ilksel kayalarının benzer kristalizasyon yaşlarına ek olarak, 330-300 My da (Variskan?) ve 100-10 My da (Alpin ve geç Alpin?) iki ana karmaşık tektono-termal olayın izlerinin görüldüğünü belirtmişlerdir. Bu iki ana tektono-termal olayın, bu üç farklı alandaki bütün örneklerden ayıklanan zirkonlardaki yaşıt epizodik kurşun kaybı olarak değerlendiren çalışmacılar, jeolojik haritalama ve analitik çalışmaların, Biga Yarımadası'ndaki kuzey masiflerin birbirleriyle korele edilebilir istiflerle temsil edilen Geç Ediyakaran - Kambriyen yaşlı bir metamorfik temele sahip olduğu sonucuna varmışlardır.

Sunal, (2012); yaptığı çalışmada Karacabey plütonunun Türkiye'nin kuzeybatısında ve muhtemelen Karakaya Kompleksinin alt biriminde bulunan Triyas yaşlı metamorfik kayalar tarafından bindirmeye uğramış ve metamorfik kayalarla birlikte Alt Jura ve daha genç yaşlı sedimentler tarafından uyumsuz olarak üzerlendiğini ve K-Ar biyotit analizlerine göre Karbonifer yaşlı bir intrüzyon olduğunu ileri sürmüştür. Çalışmacı granitoidlerden aldığı iki örnekten elde ettiği U-Pb zirkon sonuçlarının 393.8 ± 2.7 ile 395.9 ± 4.09 My arasında olduğunu ve granitoidlerin kabuk içerisine Erken-Orta Devoniyen boyunca sokulum yaptığına işaret etmektedir. Karacabey Plütonu ana olarak biyotit ve lokal olarak hornblendli granitoid ile tamamı pegmatitik kütle tarafından kesilen ve daha az miktarda S-tipi lökokratik granitoidlerden oluştuğunu belirten çalışmacı, plütonun, metapelitik ve metamagmatik kökenli sığ kıtasal kaynaklı olduğunu ileri sürmüştür.

Şengün ve ark. (2012); yaptıkları çalışmada, Biga Yarımadası'nda yüksek basınç metabazik eklojitlerin yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Çamlıca metamorfileri içerisinde mercerler şeklinde ve Kazdağ masifi ve Çetmi gurubu arasında tektonik bir dilim şeklinde olmak üzere iki farklı alanda mostra verdiğini belirten araştırmacılar, bu eklojitlerin P-T durumlarının, Biga Yarımadası'ndaki yüksek basınç

kayalarının dalma-batma, yüzeyleme ve yerleşme mekanizmalarının anlaşılmasında önemli olduğunu belirtmişlerdir. Elde ettikleri yeni jeokimyasal verilere göre her iki alandaki eklojitlerin ilksel kayalarının N-tipi okyanus ortası sırt bazaltı olduğunu, toleyitik bileşimli ve volkanik yay ortamlarını işaret ettiğini ifade etmişlerdir. Eklojitlerin ilksel kayalarının muhtemelen dalma-batma zonundaki akışkanlarca modifiye edilmiş tüketilmiş manto kaynaklı olduğunu ifade eden araştırmacılar, jeokimyasal verilerin ve mineral kimyasının Biga Yarımadası'nda mostra veren eklojitlerin yitim kanalı içerisinde önemli derinliklere gömülmüş (50-80 km) okyanusal kabuğu temsil ettiğini ve daha yüksek seviyelerde yığışım kompleksi içerisinde tektonik bir dilim olarak yeşilşist fasiyesi kayalarla birlikte bulunduğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir

Erdoğan ve ark. (2013); Yaptıkları çalışmalarında, Kazdağı masifinin önceki çalışmalarda, Kuzeybatı Anadolu da yer alan bir mikrokıtasa parça ve Sakarya zonunun temeli olarak düşünüldüğünü belirterek, yaptıkları yeni arazi, haritalama, jeokimyasal araştırmalar ve radyometrik tarihleme çalışmaları ile bu masif için yapılan önceki önerilen modellemelerin yeniden değerlendirilmesine öncülük ettiklerini ileri sürmüşlerdir. Kazdağı metamorfiklerinin belirgin bir uyumsuzlukla iki ana birime ayrıldığını öne süren çalışmacılar, alttaki birimin (Tozlu Metaofiyoliti) tipik bir okyanusal kabuk birlikteliği gösteren ultramafik kayaçlar ve kümülat gabrolardan meydana geldiğini ve uyumsuz olarak Sarıkız birimi tarafından üzerlendiğini belirtmişlerdir. Tabanda bulunan ofiyolitler ve bu ofiyolitlerin üzerinde bulunan platform tabakanın, Alpin orojenezi boyunca sürekli artan basınç altında, yüksek sıcaklık metamorfizmasına maruz kaldığını ve bu sürecin, migmatitik metagranit yerleşmesinden anlaşıldığını belirten araştırmacılar, radyometrik yaşlandırma verilerinin Kazdağı metamorfiklerini meydana getiren birimlerin bir çok değişik yaşlarda bulunduğunu ileri sürmüşlerdir. Kazdağı metamorfiklerinin metagranitlerinde 230 My diskordiya üst sınırı ve 24.8 ± 4.6 My diskordiya alt sınırı elde eden araştırmacılar, bu daha genç olan yaşların $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşları olan 28.2 ± 4.1 den 26 ± 5.6 My a kadar olan yaşlar ile uyuştuğunu belirtmişlerdir. Ayrıca, Lökokratik metagranitlerden elde ettikleri 28 ± 10 My yaşın, masifin Alpin yaşını hata limitleri dahilinde desteklediğini ileri sürmüşlerdir. Elde ettikleri detritik zirkon yaşların, Sarıkız birimindeki metasedimentlerin depolanma ve taşınma yaşlarının 120-420 My olarak sunduğunu belirten araştırmacılar, bu süreçleri izleyen yüksek sıcaklık metamorfizmasının ve metagranit yerleşiminin Tozlu ofiyolitlerini güney yönlü bir bindirme ile Sarıkız biriminin üzerine bindirdiğini söylemişlerdir. Arazi, haritalama,

stratigrafi ve yeni radyometrik yaşlandırma verilerinin Sarıkız biriminin, Sakarya zonunda yer alan Mesozoik yaşlı platform birimlerin metamorfik eşleniği olduğunu öne sürmüşlerdir. Bunların altında kalan metaofiyolitlerin ise Alpin orojenezinin erken evreleri boyunca kapanmaya başlayan Paleo Tetis okyanusunu kalıntıları olduğunu belirtmişlerdir. Pleyistosen boyunca, Kazdağı Masifinin D-B doğrultulu ve yüksek açılı dalımla Edremit Körfezine giren bir normal fay ile yükseltilmiş ve günümüzdeki yapısal ve topografik konumunu aldığını öne sürmüşlerdir. Tektonik bindirme, erozyon ve bunlara göre daha genç olan D-B doğrultulu faylanmanın, masifin meydana gelmesindeki ana nedenler olduğu sonucuna varmışlardır.

Yiğitbaş ve ark. (2014); yayınlamış oldukları bildiride, Biga Yarımadası'nın önemli bir kısmının Senozoyik yaşlı volkanik-çökel örtü tarafından kaplanmış ve bu örtü altından yer yer metamorfik mostralara açığa çıktığını vurgulayarak, bunların Kazdağ metamorfik topluluğu, Çamlıca metamorfik topluluğu, Kemer (veya Karabiga) metamorfik topluluğu, Geyikli metamorfiti gibi adlarla tanıtıldığını ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, bölgede bundan önce yapılan çalışmalara göre bu münferit mostralardan Çamlıca ve Kemer (veya Karabiga) metamorfik topluluklarının bir Alpin ofiyolitik sütura nazaran kuzeyde; Kazdağ metamorfik topluluğunun ise bu sütura nazaran güneyde yer alan iki farklı kıtasal temeli teşkil ettiğini belirtmişlerdir. Kazdağ masifinin görülür temelinde amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik bir kompozit çekirdek bulunduğunu ve bunun üzerinde ise yeşilist ve daha düşük dereceli metamorfik bir zarf bulunduğunu ifade eden çalışmacılar, bu dış zarfın, erken Devoniyen yaşlı metagranitlerle kesilen metasedimenter ve metavolkanik kayalarla (Kalabak Grubu) temsil edildiğini belirtmişlerdir. Kuzey metamorfik kuşağı oluşturan Geyikli, Çamlıca ve Kemer metamorfik topluluklarının gerek yaş ve gerekse litolojik niteliklerinin birbirlerinin doğal devamı niteliğinde olduğunu ifade eden çalışmacılar bu metamorfik istifin sadece kuzeye ait olmayıp; literatürde Bayramiç – Biga hattı boyunca KD-GB istikametinde çizilen Alpin sütura nazaran güneyde de yaygın mostralara verdiğini ortaya koymuşlardır. Sonuç itibariyle arazi bazlı araştırmalarının ön sonuçlarına göre, Biga Yarımadası'nda 1) Coğrafik olarak birbirinden farklı alanlarda mostra veren metamorfik topluluklar gerçekte birbirleriyle ilişkili olduğunu, bunların Bayramiç-Biga boyunca uzanan bir Alpin süturla birbirinden ayrılmadığını 2) Karakaya Grubunun bu metamorfik temel üzerinde farklı fasiyeslerde gelişmiş volkanik-çökel topluluklarla temsil edildiğini ve bu topluluklar arasındaki tektonik ilişkilerin Triyas sonu ve sonrasında kazanıldığını ifade etmişlerdir.

Şengün ve ark. (2014); yayınlamış oldukları bildirilerinde Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nda yüksek basınç metabazik kayalarının iki farklı lokasyonda bulunduğunu, bunlardan birincisinin, Biga Yarımadası'nın en batı kesiminde yer alan Çamlıca metamorfitlelerinin yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metasedimenter kayaları içerisinde yaklaşık 2 km uzunluğunda 500 m genişliğinde tektonik dilimler şeklinde olduğunu, ikincisi ise Biga Yarımadası'nın güney kesiminde Kazdağ Masifi ve Çetmi Grubu arasında tektonik dilimler şeklinde iki eklojit mostrası bulunduğunu belirtmişlerdir. İki farklı lokasyonda bulunan eklojitlerin oluştuğu basınç-sıcaklık (P-T) koşullarının Biga Yarımadası'ndaki yüksek basınç kayalarının yitimi, yüzeylemesi ve yerleşimine ilişkin tektonik işlevlerin ortaya çıkarılması açısından oldukça önemli olduğunu belirten araştırmacılar bu kayalardan elde ettikleri yeni jeokimyasal verilerin her iki bölgedeki eklojitlerin kökenlerinin yüksek TiO_2 ve K_2O-Na_2O içerikli ve Nb/Y oranlı N tipli MORB bazalt olduğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir. Bütün eklojit örneklerinin toleyitik karaktere sahip olduğunu, toplam nadir toprak elementi değerlerinin (ΣREE) 47.55 ve 107.4 ppm arasında değiştiğini ve Eu anomalisinin çok az değişken olduğunu ($Eu/Eu^* = 0.9-1.1$) belirten araştırmacılar, tektonik ayırım diyagramlarına göre bu eklojitlerin iz element içeriklerinin tipik olarak MORB özelliklerine benzediğini ifade etmektedir. Eklojitlerin kökenlerinin muhtemelen yitim zonu içerisinde akışkanlarla değişime uğramış tüketilmiş manto kaynağından türediğini ifade eden araştırmacılar, her iki lokasyonda bulunan eklojitlerin yüksek basınç mineral topluluğunun omfasit + granat + glokofan + fengit + epidot + zoisit + kuvarstan oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Eklojitlerden elde ettikleri basınç-sıcaklık (P-T) koşulları birbirine benzer olduğunu belirten araştırmacılar, Çamlıca metamorfitleleri içerisinde bulunan eklojitlerin sıcaklık değerlerinin 550-675 °C ve basınç değerlerinin ise 16-22 kbar arasında değiştiğini, buna karşın Çetmi Grubu içerisindeki eklojitlerin 575-700 °C sıcaklık değerlerine ve 17-24 kbar basınç değerlerine sahip olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırmacılar, jeokimyasal verilerin ve mineral kimyasının Biga Yarımadası'nda mostra veren eklojitlerin yitim kanalı içerisinde önemli derinliklere gömülmüş (50-80 km) okyanusal kabuğu temsil ettiğini ve daha yüksek seviyelerde yığılma kompleksi içerisinde tektonik bir dilim olarak yeşilşist fasiyesi kayalarla birlikte bulunduğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir.

BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

“**Biga Yarımadası’ndaki (KB Anadolu-Türkiye) Senozoyik Öncesi Kaya Topluluklarının Jeokronolojisi ve Tektono-Stratigrafik Nitelikleri**” konulu Doktora Tezinin hazırlanması amacıyla belirtilen problemlerin çözümüne yönelik yapılan bu çalışma; arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada gerçekleştirilmiştir.

3.1. Arazi Çalışmaları

Biga Yarımadası’nda yayılım sunan metamorfik kayalar ve bunların Mesozoyik örtü kayaları ile ilgili bölgede daha önce yapılmış çalışmalar ve jeoloji haritaları derlenmiş ve bu birimlerin en iyi gözlemlendiği lokasyonlar tespit edilmiştir. Bu tez kapsamında; çalışılan alanlarda, önceki çalışmaların ışığında, 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları yapılmış ve bu haritalardan jeoloji enine kesitleri hazırlanmıştır. Bu metamorfik temel kayalarının tektono-stratigrafik özelliklerini, yaşlarını, birbirleriyle ve bunları örten Mesozoyik örtü kayaları ile olan ilişkilerini ortaya çıkarmak amacıyla 2008 yılında başlayan arazi çalışmaları 2013 yılında sona ermiştir. Metamorfik kayaların yaşlarını ve kökenlerini saptamak için jeokronolojik amaçlı örnekler alınmıştır. Arazi çalışmaları sırasında; yer bulma ve alınan örneklerin koordinatlarının belirlenmesi amacıyla Garmin marka GPS, kaya birimlerinin konumlarının ve yapısal özelliklerinin belirlenmesinde Brunton marka Jeolog pusulası kullanılmıştır. Birimlerin en iyi gözlemlendiği yerlerde fotoğraflar çekilmiş, enine jeolojik kesitler çizilerek birimlerin genel yapısı ortaya konulmaya çalışılmıştır.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.2.1. Jeokronolojik Çalışmalar

Bu doktora tezi kapsamında jeokronolojik çalışmalar, Goethe Üniversitesi (Frankfurt-Almanya) Jeokronoloji Laboratuvarı ve Senckenberg Doğa Tarihi Müzesi Mineraloji ve Jeoloji Laboratuvarı’nda (GeoPlasma Lab.-Dresden, Almanya) LA-ICP-MS tekniği kullanılarak analiz edilmiştir. Jeokronolojik çalışmalar üç başlık altında toplanmaktadır.

3.2.1.1. Örnek Hazırlama

Kayacın litolojisine bağlı olarak yaklaşık 15–20 kg ağırlığındaki örnek aşağıda belirtilen örnek hazırlama aşamalarından geçirilmiştir.

Pres Kırıcı: Araziden derlenen kayaç numunelerinin pres kırıcı ile boyutlarının küçültülmesi işlemi.

Çeneli Kırıcı: Pres kırıcı ile yaklaşık ceviz boyutunda parçalar haline getirilen kayacın yaklaşık mercimek tanesi boyutuna küçültülmesi işlemi.

Öğütücü: Yaklaşık olarak mercimek tanesi boyutuna küçültülen kayacın toz şeker boyutuna kadar küçültülmesi işlemi.

Sallantılı Masa: İyice öğütülen kayacın minerallerinin özel bir sallantılı masada su yardımıyla ağırlıklarına göre ayrılması işlemi.

Ağır Sıvı: Sallantılı masada ağırlıklarına göre ayrılan mineraller, özgül ağırlığı 2,96 gr/cm³ olan Bromoform (CBr₃) sıvısı ve özel bir ayırma hunisi yardımıyla bir kez daha ağırlıklarına göre ayrılması işlemi.

Magnetik Seperatör: Ağır sıvı işlemi ile özgül ağırlığı 2,96 gr/cm³ ten büyük minerallerin magnetik seperasyon cihazı ile bu sefer de magnetik özelliklerine göre ayrılma işlemidir.

Zirkon Ayıklama: Magnetik seperasyon işlemi sonucu ayrılan örneğin binokuler mikroskop altında incelenerek örnek içerisindeki zirkonların tek tek cımbız ile ayıklanması işlemi.

Mountlama: Binokuler mikroskop altında ayıklanan zirkon tanelerinin “mount” adı verilen silindirik aparatlar üzerine yine mikroskop altında yerleştirilmesi işlemi.

Mountların analize hazır hale getirilmesi: Zirkon taneleri mountlar üzerine yerleştirildikten sonra, zirkonların mount üzerinden düşmemesi için öncelikle özel bir yapıştırıcı olan epoksi ile kaplanması, epoksi kurduktan sonra mountların önce CL (CathodoLuminescence) fotoğraflarının ve sonra LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) ile analizlerinin yapılabilmesi için parlatılması ve üzerinin altın veya platin ile kaplanması işlemi.

Mountlardaki zirkonların Taramalı Elektron Mikroskopu ile CL (Cathodoluminescence) görüntülerinin çekilmesi: Parlatılan ve üzeri altın veya platin ile kaplanan mountlardaki zirkon tanelerinin içyapısının ortaya çıkarılması amacıyla BSE (back scattered electron) ve CL (cathodoluminescence) fotoğraflarının ZEISS xEVO 50 elektron mikroskobu kullanılarak çekilmesi işlemidir.

3.2.1.2. LA-ICP-MS (Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) U-Pb Analizi

Toplanan örneklerle ait her bir zirkon tanesinin analizlerinde, en uygun lazer nokta çapı 25-35 µm arasında seçilmiştir. En yaygın Pb düzeltmesi, analiz sırasında alınan ²⁰⁴Pb sinyaline ve Pb bileşimine bağlıdır (Stacey ve Kramer, 1975). Cihazdan elde edilen veriler Pb/Th ve Pb/U'un yaygın Pb sinyaline, elementel ayrışmaya, enstrümantal kütle ayırımına dayanarak Dr. Axel Gerdes (Institute of Geosciences, Johann Wolfgang Goethe-University Frankfurt, Frankfurt am Main, Germany) tarafından geliştirilen Excel programıyla düzeltilmiştir. Konkordiya diyagramları (2σ error ellipses) ve konkordiya yaşları (%95 güvenilirlik) Isoplot/ex 2.49 programıyla oluşturulmuştur (Ludwig, 2001). Birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları Age Display (Sircombe, 2004) programı kullanılarak yapılmıştır.

3.3. Büro Çalışmaları

Arazi çalışmaları sonucunda elde edilen 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları, enine kesitler ve kolon kesitler Corel Draw 16 programı kullanılarak bilgisayar ortamında çizilmiştir.

Jeokronolojik analizler sonucunda elde edilen ham veriler Dr. Axel Gerdes tarafından geliştirilen Microsoft Excel Hesaplama Çizelgesi ile işlenmiş ve Isoplot/ex 2.49 (Ludwig, 2001) kullanılarak Konkordiya ve Diskordiya diyagramları elde edilmiştir. Her bir örneğe ait birleşik frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları ise Age Display (Sircombe, 2004) programı kullanılarak oluşturulmuştur.

Gerek arazi çalışmaları gerekse laboratuvar ve büro çalışmaları sonucunda elde edilen tüm veriler Microsoft Office 2003 paket programı (Word, Excel ve Powerpoint) kullanılarak sunuma hazır hale getirilmiştir.

BÖLÜM 4

ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

Bu doktora tezi kapsamında araştırma bulguları,

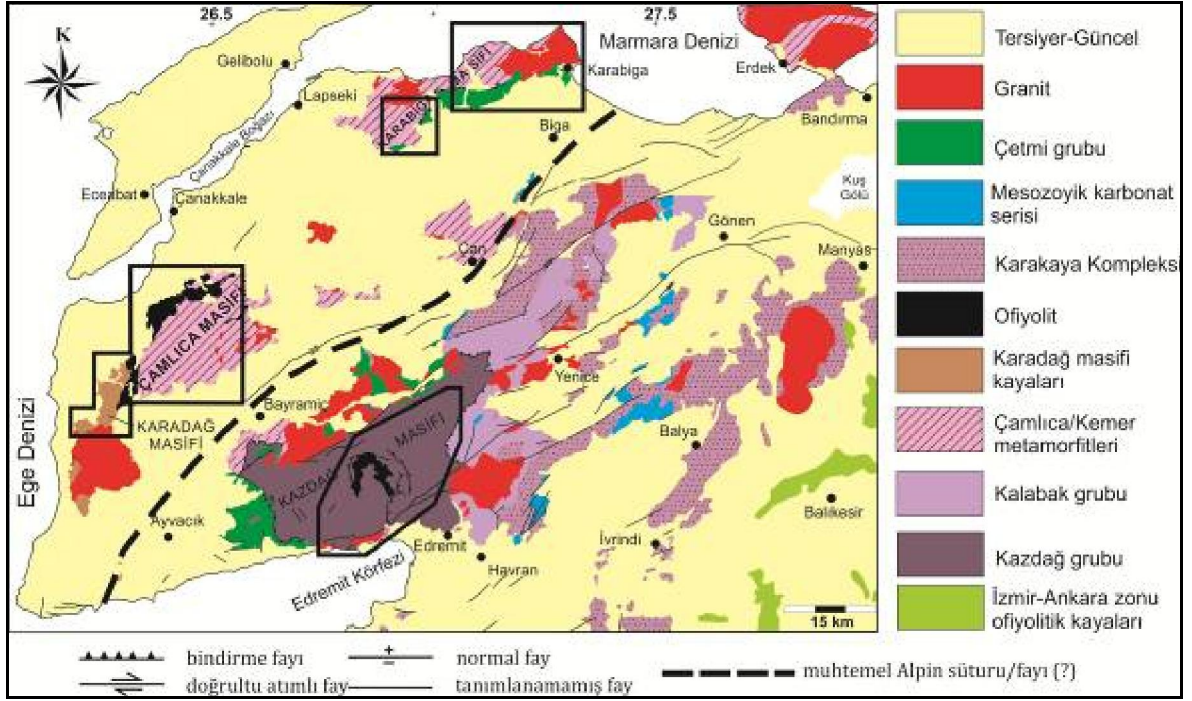
- i.** Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Masiflerin Jeolojisi,
- ii.** Mesozoyik Örtü Kayaların Jeolojisi
- iii.** Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Masiflerin U-Pb Zirkon Jeokronolojisi

olmak üzere üç ana başlık altında toplanmıştır.

4.1. Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Masiflerin Jeolojisi

Biga Yarımadası, Sakarya Zonu'nun en batısında, Yiğitbaş ve ark. (1999)' nın Batı Pontidler için yapmış oldukları Pontid Zonu, Sakarya Zonu ve Armutlu-Ovacık Zonu üçlü ayırındaki Armutlu-Ovacık Zonu' nu oluşturan Geç Kretase-Erken Eosen yaşlı doğrultu atım sisteminin batıya devamı üzerinde bulunmaktadır (**Şekil 1.1**).

Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masifler KD-GB gidişli iki kuşak halinde mostra verirler (**Şekil 4.1**). Bunlardan; Çamlıca, Karabiga ve Karadağ masifleri kuzey metamorfik kuşağı, Kazdağ masifi ise güney metamorfik kuşağı oluşturmaktadır.



Şekil 4.1. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masiflerin dağılımı ile kuzey ve güney metamorfik kuşakları gösterir jeoloji haritası (Duru ve ark., 2008'den sadeleştirilmiştir). İki metamorfik kuşak, önceki çalışmalarda (Okay ve ark., 1990, Görür ve Tüysüz, 2001, Topuz ve ark., 2008, Okay ve ark., 2008, Okay ve Tüysüz, 1999, Okay ve ark., 2001, Okay ve Göncüoğlu, 2004, Okay ve ark., 2008, Duru ve ark., 2012) Tetis süturu olarak kabul edilen kalın ve kesikli siyah çizgi ile ayrılmıştır

4.1.1. Kuzey metamorfik kuşak

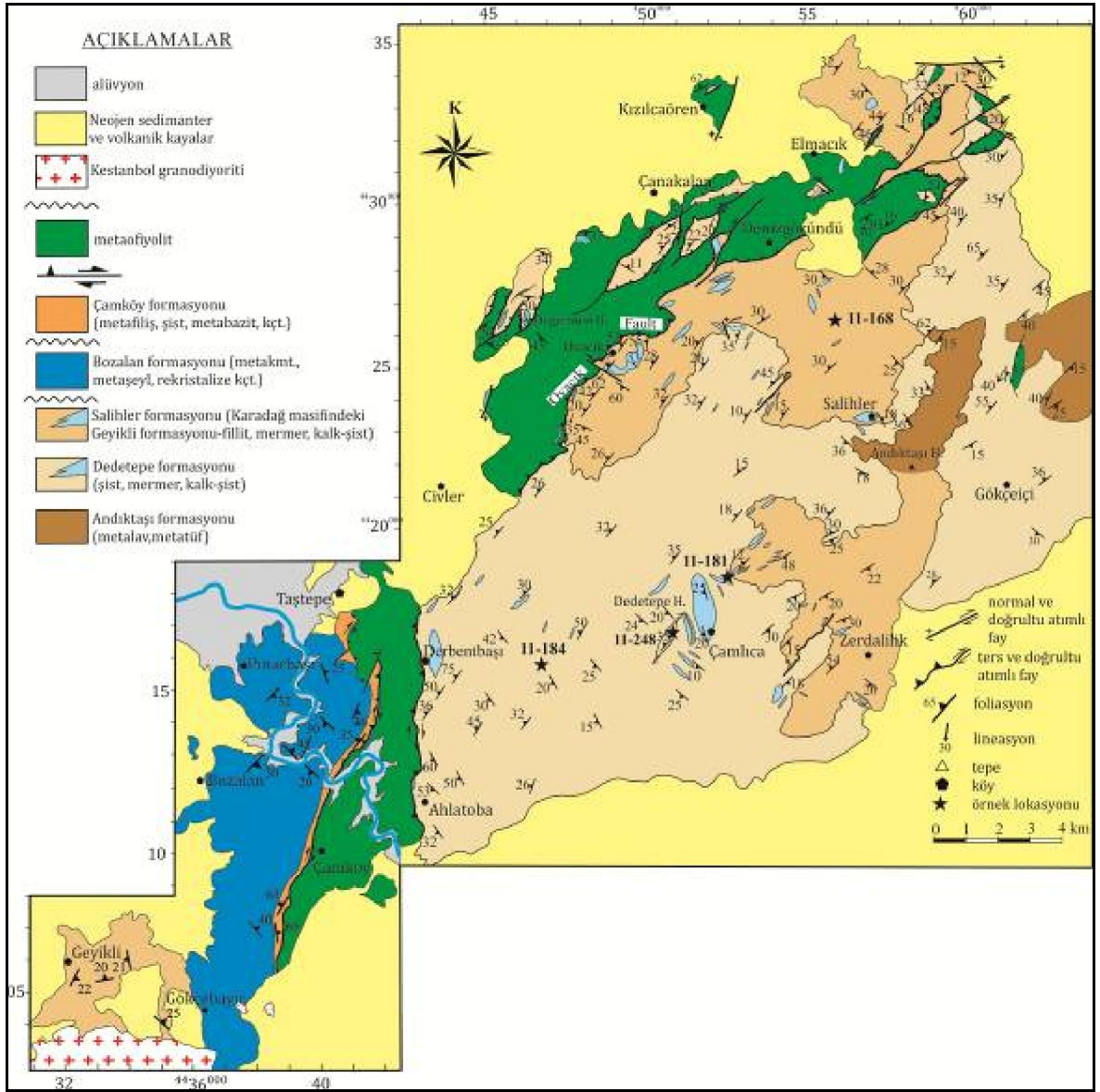
Okay ve ark. (1990) tarafından "Ezine Zonu" olarak adlandırılmış Kuzey Metamorfik Kuşak, Ovacık Fayı tarafından iki kısma ayrılmış, bunlardan fayın batısında kalan kısım Karadağ istifi olarak, fayın doğu-güneydoğusunda kalan kısım ise Çamlıca metamorfikleri olarak tanımlanmıştır. Fayın iki tarafında mostra veren bu metamorfik topluluklar önceki çalışmalarda birbirinden ayrı değerlendirilmiş ve Erken Mesozoyik yaşlı bir ofiyolit yerleşiminin iki tarafı olarak görülmüştür (Okay ve ark., 1990). Bu tez kapsamında yapılan ayrıntılı saha gözlemleri ve bunu destekleyen analitik veriler ışığında, batıda Karadağ ortada Çamlıca masiflerine ek olarak doğuda Karabiga masifi birimleri de birlikte tek bir tektono-stratigrafik birlik olarak tanımlanmış ve "Kuzey Metamorfik Kuşak" olarak tanıtılmıştır. Bu tanımlama içinde; Çamlıca masifi, Karabiga masifi ve Karadağ masifi alanlarının jeolojisi ayrı ayrı tanıtılmış ve sonra her bir alandaki birimler arasında korelasyon yapılmıştır.

4.1.1.1. amlıca masifi


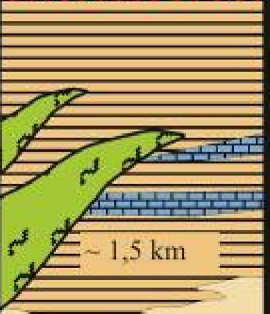

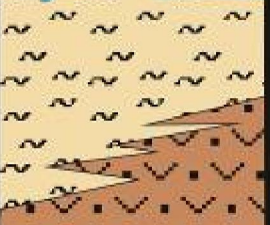
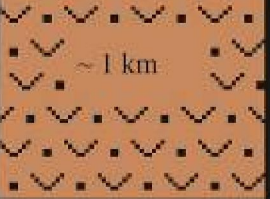
amlıca masifi, Biga Yarımadası'nın en batı ucunda, Ezine'nin kuzeyinde yer almaktadır (**Şekil 4.1**). Başlıca fillit, şist, mermer ve metavolkanik kayalarla temsil edilen metamorfik kayalar ve bunlarla tektonik dokanaklı ofiyolitik kayalardan oluşmaktadır ve Senozoyik yaşlı çökel ve volkanik kayalarla örtülmektedir. Bu alanda masifi oluşturan metamorfik kayalar Çamlıca grubu adı altında tanıtılacaktır.

4.1.1.1.1. amlıca grubu

amlıca alanındaki metamorfik kayalar önceki çalışmalarda “Çamlıca masifi” (Kalafatçioğlu, 1963) ve “Çamlıca metamorfikleri” (Okay, 1987) olarak adlandırılmıştır. Şengün (2005) ise, Ezine kuzeyinde, birimi oluşturan kaya topluluklarını arazi gözlemlerine dayanarak birbirleriyle stratigrafik ilişkili üç formasyona ayırmıştır. Bunlar alttan üste doğru şunlardır; 1) Andıktaş formasyonu, 2) Dedetepe formasyonu ve 3) Salihler formasyonu (**Şekil 4.2 ve 4.3**). Formasyon aşamasında ayırtlanıp haritalanabilen bu birimler de topluca Çamlıca grubu olarak adlandırılmıştır.



Şekil 4.2. Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası. Harita, Okay ve ark., (1990), Beccalotto (2004), Şengün (2005), Duru ve ark. (2008)' dan yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır

KRONOSTR.	LİTOSTR./ LİTODEM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
NEOJEN			çapraz tabakalı kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltaşı — uyumsuzluk
EDİYAKARAN	ÇAMLICA GRUBU	SALIHLER FORMASYONU 	serpantinit, metagabro ve amfibolit dilimleri (Denizgören metaofiyoliti)
		DEDETEPE FORMASYONU 	fillit, kalk-şist mermer ardalanması
		ANDIKTAŞI FORMASYONU 	eklojit muskovit-kuars şist, mika-şist albit-epidot-klorit şist, kalk-şist ve siyah mermer ardalanması ile amfibolit ve eklojit mercikleri
			metalav, metatüf, metapelit ve ortaç bazik dayklar

Şekil 4.3. Çamlıca masifinin geliştirilmiş stratigrafi kesiti (ÖLÇEKSİZ)

4.1.1.1.1. Andıktaşı formasyonu

Birim ilk kez Şengün (2005) tarafından adlandırılmıştır. Çamlıca metamorfik topluluğunun temelini oluşturan Andıktaşı formasyonu kahverengi, yeşil, sarımsı yeşil renkte metalav ve metatüften oluşmaktadır. Arazide; düzensiz kırıklı, kötü yapraklanmalı ve masif bir yapı sunmaktadır (Şekil 4.4). Birimde metamorfizma derecesinin yüksekliğine bağlı olarak volkanik karakteri yansıtabilecek kalıntı porfirik dokusal özellikler (Şekil 4.5) gözlenmektedir. Kayada foliasyon zayıftır. Altere olmamış kısımlar epidot minerallerinin varlığından dolayı fındık yeşili rengiyle karakterize olmaktadır.



Şekil 4.4. Andıktaş formasyonu içerisinde kahverengi ve yeşilin tonlarında renkli, zayıf foliasyonlu-masif metalavların görünümü (0459425-4424470, çekicinin boyu 33 cm dir)



Şekil 4.5. İlksel volkanik dokuları korunmuş ve gözle görülebilen metalavların yakından görünümü (0458268-4423220)

Yaygın olarak metavolkanik kayalardan oluşan ve Çamlıca grubunun görülür tabanını oluşturan Andıktaş formasyonu, KD-GB yönünde mostra dağılımı göstermekte olup grubun diğer metamorfik birimleriyle uyumlu yapısal ve stratigrafik ilişkiler sunmaktadır (**Şekil 4.3**). Bununla birlikte Andıktaş tepenin kuzeydoğusunda metalavlar içerisinde serpantinit tektonik dilimleri bulunmaktadır.

Andıktaş formasyonu en tipik mostralarını Salihler köyü güneyinde, Andıktaş tepe civarında ve Gökçeçi köyü kuzeydoğusunda vermektedir. Birim, Salihler köyü civarında KD-GB gidişli bir antiformun merkezinde mostra vermekte ve yaklaşık olarak 1,5 km

kalınlık sunmaktadır. Andıktaşı formasyonu, şist-fillit-mermer aralanmasından oluşan Dedetepe formasyonu ile yanal ve düşey yönde uyumlu bir ilişki göstermekte olup bu birim tarafından üzerlenmektedir.

Şengün (2011) ve Yiğitbaş ve ark. (2014) yapmış oldukları petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda; Andıktaşı formasyonunun genel mineral bileşiminin albit + epidot + aktinolit + plajiyoklas + kuvars + klorit + kalsit ± ortoklas ± sfen ± zirkon olarak saptanmışlar, Çamlıca Grubu'nun temelini oluşturan metavolkanik kayalarda saptadıkları albit + epidot + klorit + aktinolit parajenezinin Barrow tipi metamorfik fasiyes serisinin yeşilşist fasiyesinin biyotit zonuna kadar yükseldiğini, ayrıca aynı metavolkanik kayaların, andezit bileşimli ve kalkalkalen karakterli olduğunu, yitim-yay ilişkili volkanik yay bazaltı alanına düştüğünü belirtmişlerdir.

4.1.1.1.2. Dedetepe formasyonu

Formasyon, Çamlıca köyünün güneyinde bulunan Dedetepe civarında en tipik mostralarını verdiği için Şengün (2005) tarafından Dedetepe formasyonu olarak adlandırılmıştır. İnceleme alanının büyük bir bölümünü oluşturan gri, kahverengi, kirli beyaz, yeşilimsi kahve renkli, iyi foliasyon ve lineasyon gösteren bu birim muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, granat-epidot şist, mermer ve kalkşist aralanmasından oluşmaktadır. Kalınlığı yaklaşık olarak 2,5 km.dir. Çamlıca metamorfitlerinin büyük bir bölümünü oluşturan Dedetepe formasyonu çalışma alanı içerisinde özellikle Çamlıca, Ahlatoba, Gökçeici, Derbendbaşı ve Salihler köyünün güney kesimi ile Elmacık köyünün doğusunda mostra vermektedir (**Şekil 4.2**).

Çamlıca metamorfik topluluğunun büyük bir bölümünü oluşturan Dedetepe formasyonu, Andıktaşı formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelmektedir (**Şekil 4.3**). Foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu, lineasyonlar ise GB gidişlidir. Dedetepe formasyonu oldukça kalın bir istif olup aralanmalı ve kıvrımlı bir yapı sunmaktadır. Formasyon kendi içerisinde muskovit-kuvars şist, granat-mika şist, albit-epidot-klorit şist, mermer ve kalkşistten oluşmaktadır. Merccekler şeklinde gözlenen mermerlerin kalınlıkları genellikle 50-250 m arasında değişmektedir.

Dedetepe formasyonu içerisinde oldukça geniş bir yayılıma sahip olan muskovit-kuvars şistler arazide sarımsı kahve renkleri, aşınmaya karşı dayanımlı oluşları, kırılganlıkları ve belirgin foliasyonu ile kolaylıkla tanınmaktadır (**Şekil 4.6**). Mika minerallerinin yönlenmelerinden kaynaklanan belirgin lineasyon makroskobik olarak

gözlenebilmektedir. En yaygın mostralarını Kayışlar köyü civarında, Derbendbaşı ve Gökçeçi köyü çevresinde ve Ahlatoba kuzeyinde vermektedir.

Dedetepe formasyonu içerisinde bulunan granat-mika şistler Çamlıca köyünün kuzeyinde ve kuzeybatısında, Ahlatoba köyünün doğusunda ve Salihler köyünün batı kesiminde yayılım göstermektedir. Arazide açık kahverengi ile grinin çeşitli tonlarında gözlenen granat-mika şistler orta-ince taneli olup, kayaç içerisinde boyutları 0,2 cm ye ulaşan kırmızımsı kahve renkli granat kristalleri ile muskovit kristalleri makroskobik olarak kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Çalışma alanı içerisinde genellikle Çamlıca köyünün doğusunda, Zerdalilik köyünün batısında ve Elmacık köyünün güney-güneybatısında mostra veren albit-epidot-klorit şistler, klorit minerallerinden dolayı yeşilimsi bir renk kazanmıştır. Albit mineralleri kaya içerisinde beyaz renkli, 0,1-0,2 cm boyutunda benekler şeklinde bulunmaktadır.



Şekil 4.6. Arazide sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (0444658-44122, çekicinin boyu 33 cm dir)



Şekil 4.7. Arazide altere yüzeyleri gri renkli, muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (0443200-4411627, çekicinin boyu 33 cm dir)

Dedetepe formasyonu içerisinde merccekler şeklinde gözlenen mermerler, en yaygın mostralarını Çamlıca-Salihler köyleri arasında, Kayışlar ve Ovacık köylerinin güneyinde ve Ahlatoba-Derbendbaşı köylerinin doğusunda vermektedirler. Arazide siyahımsı, gri renklerde gözlenen mermerler ince-orta tabakalı, belirgin foliasyonlu ve ince tanelidirler (**Şekil 4.7**). Şistlerden mermerlere doğru gidildikçe kalsit miktarının artmasına bağlı olarak geçiş seviyelerini oluşturan kalkışistler gözlenmektedir. Kalkışistler ise arazide koyu gri, sarımsı kahverenginde olup mermerler ile ardalanma sunmaktadırlar.



Şekil 4.8. Dedetepe formasyonu içindeki siyahımsı gri renkli mermerlerin genel görünümü (0451221-4416775)

Dedetepe formasyonu, Andıktaşı formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir. Çalışma alanının kuzey ve güney kesimlerinde, Dedetepe formasyonu uyumlu ve geçişli bir dokanakla Salihler formasyonu tarafından üzerlenmektedir. Dedetepe formasyonu'nun büyük bir kesimini oluşturan şistlerin içerisinde mostra veren mermer merceklerinin şistlerle olan dokanağı uyumlu ve geçişli olup şistlerle ardalanmalı bir istif oluşturmaktadır. Dedetepe formasyonu çalışma alanının batısında, Denizgören metaofiyoliti tarafından tektonik dokanakla sınırlanmaktadır. Birime ait şistler Denizgören metaofiyoliti içerisinde de yer yer tektonik dilimler halinde bulunmaktadır. Şist-serpantin dokanaklarında şiddetli makaslamalar gözlenmektedir.

4.1.1.1.3. Salihler formasyonu

Dedetepe formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli bir dokanakla gelen birim, ilk kez Şengün (2005) tarafından adlandırılmıştır. Salihler formasyonu en yaygın mostralarını Salihler köyünde, Zerdalilik köyü çevresinde, Ovacık ve Mersinçeşme doğusunda, Kayışlar köyü kuzeyinde, Elmacık köyü kuzeydoğusunda ve Denizgörendü köyü güneyinde vermektedir.

Arazide altere yüzeyleri yeşil, gri, kirli sarı renklerde gözlenen formasyon ince taneli ve belirgin foliasyona sahiptir. Klorit-fillitler, Salihler formasyonundaki en yaygın litolojiyi oluşturmaktadır. Formasyonun iyi gözlendiği bazı alanlarda mika minerallerinin diziliminden kaynaklanan iyi gelişmiş bir foliasyon gözlenmektedir. Foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu olup KB ya eğimlidir. Klorit fillitler ile birlikte bulunan mermerler değişik kalınlıklarda mercekler şeklinde yer almaktadır.

Fillitler çalışma alanında Salihler köyünün kuzeyinde, Zerdalilik köyünün güneyinde ve Elmacık köyünün kuzeydoğusunda granat fillit, klorit fillit bileşiminde olup mermerlerle birlikte mostra vermektedir. Arazide gri, yeşilimsi gri renk tonlarında gözlenen bu fillitler oldukça ince tanelidir ve belirgin foliasyona ve lineasyona sahiptir.

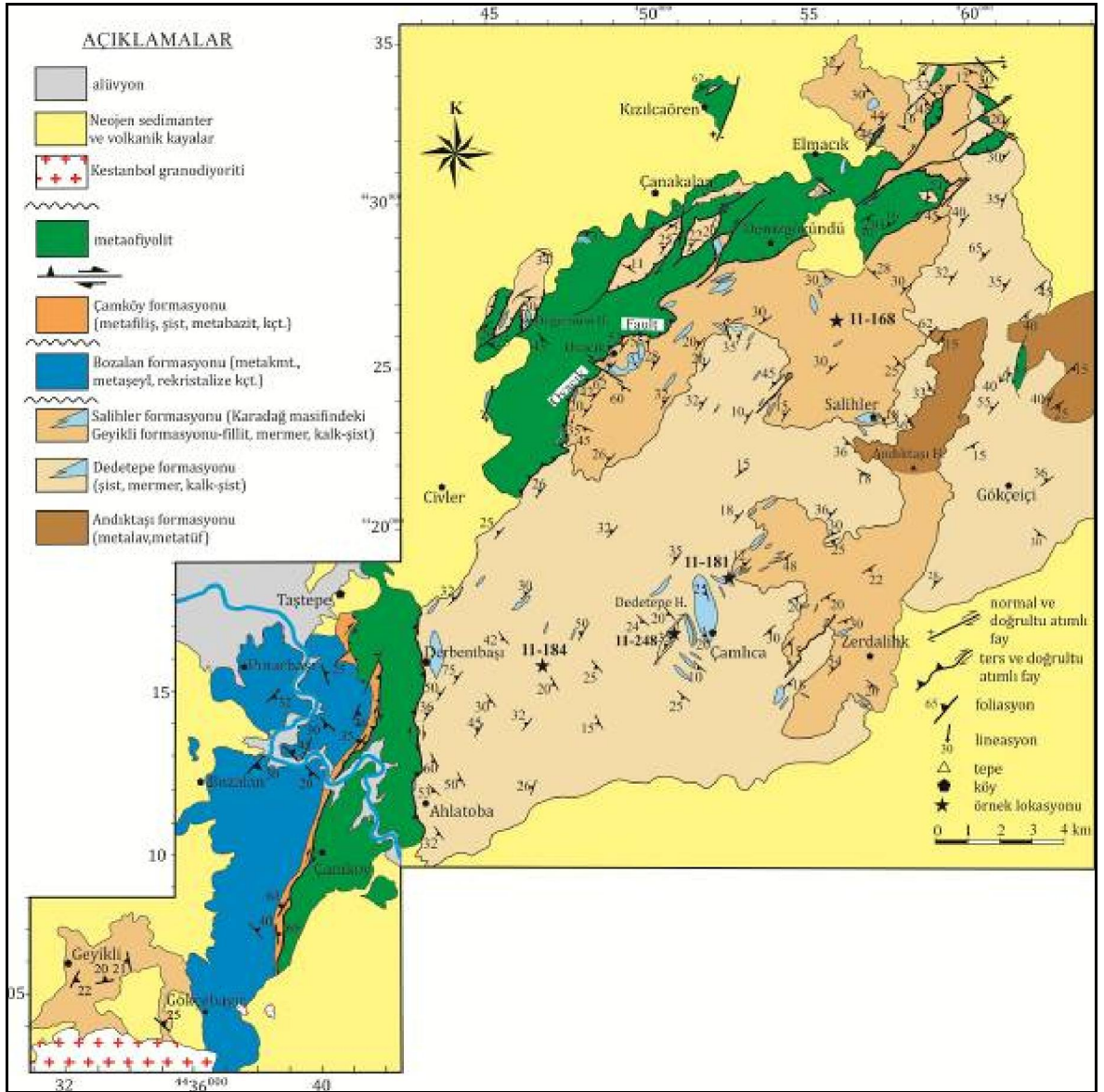
Salihler formasyonunda fillitlerin arasında mercek ve bandlar şeklinde gözlenen mermerler yaklaşık 50-300 m kalınlık sunmaktadır. Altere yüzeyleri beyaz, kirli sarı renklerde, orta-iri taneli, belirgin foliasyonlu ve yer yer şeker dokulu olarak gözlenmektedir. Beyaz renkli mermerlerin fillitlerle olan dokanağı uyumlu ve geçişlidir. Dokanağa yakın kesimlerde kalkışist düzeyleri gözlenmektedir.

Salihler formasyonu kayaları, uyumlu ve geçişli olarak Dedetepe formasyonu üzerinde yer almaktadır. Çamlıca köyünün güneydoğusunda, Salihler formasyonunu oluşturan fillit ve mermerler, Dedetepe formasyonuna ait şist ve mermerlerle aralanmalı bir istif sunmaktadır. Çalışma alanının kuzeybatısında Salihler formasyonu Denizgören metaofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmekte ve yer yer dilimlenmektedir. Özellikle Ovacık köyü girişinde dokanağa yakın yerlerde klorit fillitlerin içerisinde ezilme zonları ve belirgin lineasyon gözlenmektedir.

Şengün (2011) ve Yiğitbaş ve ark. (2014) yapmış oldukları petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda; Dedetepe formasyonuna ait şistlerin; kuvars + muskovit + albit + granat + aktinolit + epidot + klorit ± zirkon ± sfen mineral topluluğundan oluştuğunu, şistlerdeki bu albit + epidot parajenezinin gözlenmesinin orta basınç / orta sıcaklıkta gelişen yeşilşist fasiyesini gösterdiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, Salihler formasyonuna ait birimlerde saptanan mineral topluluğunun ise kuvars + muskovit + klorit + epidot + kalsit olduğunu, buna göre Dedetepe ve Salihler formasyonlarına ait birimlerin yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını, ayrıca bu birimlerin kırıntılı sedimanter (arkozik) bir kökene sahip olduğunu ve ada yayı ve aktif kıta kenarı tektonik ortamlarını işaret ettiğini belirtmişlerdir.

4.1.1.2. Karadağ masifi

Karadağ masifi olarak ifade edilen alan aslında hem coğrafik ve hem de jeolojik nitelikleriyle Çamlıca masifinin devamı niteliğindedir. Ancak yine de her iki alan arasında önemli bazı farklılıklar bulunmaktadır. Her şeyden önce bu iki alan arasında kuzeydoğu-güneybatı gidişli önemli bir doğrultu atımlı fay bulunmaktadır (**Şekil 4.9; Ovacık fayı**). Bu fayın batısında mostra veren düşük dereceli metamorfik Permian ve Triyas yaşlı kaya toplulukları fayın doğusunda, yani Çamlıca alanında görülmez. Bütün bunlara rağmen Permian karbonatlarının altında mostra veren metamorfik kayalar (Geyikli formasyonu) gerek yaş, gerekse litolojik ve yapısal nitelikleri itibarıyla Çamlıca alanındaki Salihler formasyonu kayalarıyla korele edilebilmektedir.



Şekil 4.9. Çamlıca ve Karadağ masiflerinin jeoloji haritası. Harita Okay ve ark., (1990), Beccaletto (2004), Şengün (2005), Duru ve ark., (2008)'den yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır

Karadağ masifinde, Ezine'nin kuzeyinde ve kuzeybatısında mostra veren, büyük bölümü karbonatlardan oluşan metasedimanter istif önceki çalışmalarda Geç Paleozoyik-Triyas yaşlı Karadağ Birimi (Okay ve ark., 1990), Karadağ grubu (Duru ve ark., 2008) veya Ezine grubu (Beccaletto, 2004) olarak adlandırılmıştır. Ezine grubu düşük yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Önceki çalışmalarda Ezine (Karadağ) grubu içinde alttan üste doğru üç litostratigrafik formasyon ayrılmıştır. Bu üç formasyon için önceki çalışmalarda değişik adlamalar yapılmış olmakla birlikte bu tezde alttan üste şu adlar tercih edilmiştir: (a) Geyikli formasyonu, (b) Bozalan formasyonu ve (c) Çamköy formasyonu

(Şekil 4.9 ve 4.10). Birbirleriyle açısız uyumsuz ilişkili olan bu üç formasyon bir “grup” adı altında toplanamayacağından “Ezine grubu” adı tercih edilmemiştir.

KRONOSTR.	LİTOSTR.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
NEOJEN			andezit-tüf — uyumsuzluk
TRİYAS	ÇAMKÖY FORMASYONU		metafiliş, metabazit
			beyaz renkli kçt.-şist ardalanması
			beyaz-gri renkli, ince tabakalı rekristalize kireçtaşı
ORTA-GEÇ PERMİYEN	BOZALAN FORMASYONU		— uyumsuzluk pembe renkli breşik kçt.
			kalın tabakalı, beyaz renkli rekristalize kireçtaşı
			gri renkli dolomitik kçt.
			metaşeyl
			fosilli, koyu gri renkli rekristalize kireçtaşı
			metaşeyl
			metakumtaşı
			— uyumsuzluk gümüşü gri renkli fillit, koyu gri-siyah renkli şist, kalk-şist, kuvars mika-şist
EDİYAKARAN	GEYİKLİ FORMASYONU		

Şekil 4.10. Karadağ masifinde mostra veren birimlerin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (ÖLÇEKSİZ)

4.1.1.2.1. Geyikli formasyonu

Karadağ masifinin görülür tabanında yer alan birim başlıca gümüşi renkli metapelitik şist ve mermerlerden oluşur. Yer yer serpantinitle dilimlenmiştir. Birim polifaz deformasyona uğramış ve yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır.

Birime ait litolojiler Geyikli ve çevresinde Kestanbol granitoidinin batısında Akçakeçili ve Tavaklı köyleri arasında ve güneyde Kulfal köyü civarında Tersiyer birimlerinin altından çıkan küçük mostralarda görülürler.

Önceki bazı çalışmalarda (örğ. Okay ve ark., 1990; Beccaletto ve Jenny, 2004) Permian yaşlı karbonatların altında yer alan ve bu karbonatlara dereceli olarak geçen düşük dereceli metamorfik fillit ve mikaşistler ile birlikte değerlendirilmiş ve haritalanmıştır. Böylece, bir açısız uyumsuzluğun iki tarafındaki benzer metapelitik kayalar hatalı olarak aynı formasyon içinde haritalanmış ve değerlendirilmiştir.

Karadağ masifini oluşturan metamorfik kayalarının Neojen birimleriyle yaygın olarak örtüldüğü güney alanlardaki “inlier” mostralardan biri Paşaköy-Kulfal yolunda Tuzla çayı içinde bulunmaktadır. Burada birim şiddetli tektonikten etkilenmiş koyu gri-siyah kataklastik şist ve kırmızımsı bordo renkli mikaşistlerle temsil edilmektedir. Şistler çok iyi yapraklanmalı olup orta katmanlı, gri, mavimsi gri mermer ara tabakası içerir. Kuvars damarlarıyla yaygınca kesilmiş olan birim içerisinde ayrıca yer yer (yaklaşık 10 metre kalınlıkta) kuvars mikaşist ve kuvarsit mercek ve ara katmanları da görülür (Koordinat: 043886E-4375493N). Gümüşi gri egemen rengi ve çok iyi gelişmiş foliasyonu ile (**Şekil 4.11**) bu alanda birim Karabiga metamorfik topluluğundaki Kemer metamorfiklerine çok benzemektedir. Tuzla çayı boyunca yaklaşık doğu-batı doğrultulu 75° ile güneye eğimli bir normal fay bu metamorfikleri kesmiştir (Yiğitbaş ve ark., 2014).



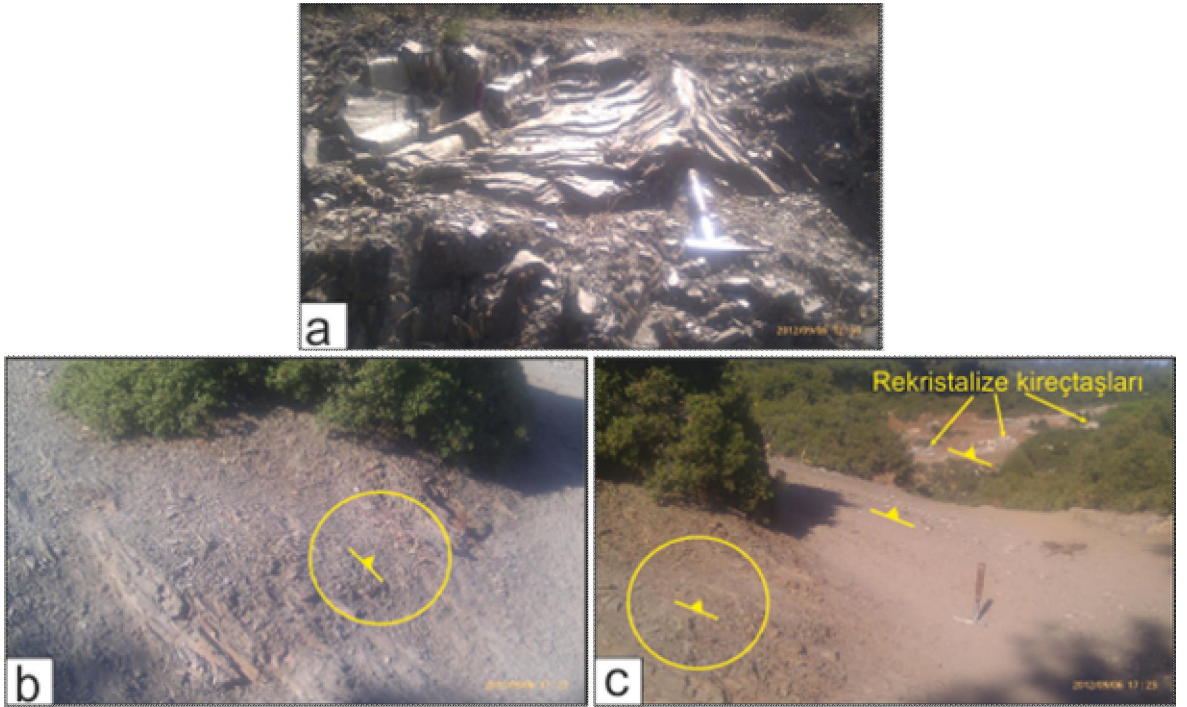
Şekil 4.11. Geyikli formasyonunun Paşaköy-Kulfal köyü arasında Tuzla çayı boyunca Neojen örtü altından çıkan mostrasındaki tipik görünümü. Kaya gümüş grisi renkli, ve çok iyi yapraklı fillitlerden oluşmaktadır



Şekil 4.12. Tavaklı yolunda birimin mermer ve metabazit ara katmanlı kesimleri. Bu seviyelerin Çamlıca grubunun Çamlıca metamorfik topluluğu içindeki mostralarına büyük benzerlikleri dikkati çekmektedir

Birimin önemli mostralarından biri de Tavaklı yol yarmasında görülmektedir. Bu alanda, gümüşü gri fillitlerin mermer ve metabazitlerle düzenli şekilde ardalandığı ve bu haliyle Çamlıca masifindeki mostralara çok benzediği dikkati çekmektedir (**Şekil 4.12**). Tavaklı doğusundaki Kayhan mahallesi ve dolayında ise Geyikli formasyonunun üst

dokanağı bulunmaktadır. Çevresine nazaran bir çukur alan içinde kurulmuş olan Kayhan mahallesi gümüşü, parlak gri renkli çok iyi yapraklanmalı, sık ve aşırı kıvrımlı fillit-şistler üzerinde yer almaktadır (**Şekil 4.13a**). Mahalleden kuzeydoğuya doğru orta ince tabakalı, çok düşük dereceli metamorfik, gri-pembemsi kırmızımsı gri renkli, sedimanter kökeni tanınabilen, tabakalanması ve taneleri belirgin bir metakumtaşı mostra vermektedir (**Şekil 4.13b**). Bu yataya yakın konumlu kumtaşları üste doğru tane boyu incelop silttaşı ve şeyle geçerek ve karbonat oranı artarak önce rekrystalize killi kireçtaşı-kireçtaşı merceklerine ve daha sonra da Permiyen'in fosilli kireçtaşlarına geçmektedir (**Şekil 4.13c**). Üstteki bu yalın yapılı, iyi tabakalı, kırıntılı kayalar Permiyen istifinin tabanını oluşturur ve altındaki polifaz deformasyonlu, nispeten çok daha ileri derecede metamorfik gümüşü renkli mikaşistler üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunur (Yiğitbaş ve ark., 2014).



Şekil 4.13. a) Kayhan mahallesi dolayında iyi foliasyonlu, polifaz deformasyona maruz kalmış şist ve fillitler **b)** Kayhan mahallesi dolayında temel metamorfik kayalar üzerine açısız uyumsuzlukla gelen zayıf metamorfik metakumtaşı düzeyinin yakından görünüşü. **c)** Bu metakumtaşlarının üste doğru Permiyen yaşlı fosilli rekrystalize kireçtaşlarına geçtiği lokasyona bakış. b ve c deki her iki fotoğraftaki daire içindeki alan aynı mostranın farklı açılardan görünümüdür

Geyikli formasyonunun genel nitelikleri şöyle özetlenebilir: Grimsi-mor, gümüşü renkli metakumtaşı, metakonglomera, fillat, kuvars-mikaşist, açık yeşil kalkşist, beyaz mermer ve kuvarsitler birimin tipik litolojileridir. Bu birimlerin geçirdikleri

metamorfizmaya rağmen yer yer ilksel sedimanter özellikleri korunabilmiştir. Birim içerisinde özellikle karbonat ara düzeylerinin bulunduğu kesimlerde ilksel tabakalanma anlaşılabilir. Birim başlıca kalsit-kuvars-muskovitist, kuvars-muskovitist, kuvars mikaşist, kalkışist, kuvars-muskovit mermer bileşenlerinden oluşmaktadır. Birim içerisinde polifaz deformasyona bağlı sık ve çeşitli yönde ve türde kıvrımlanma gelişmiş olup doğal olarak foliasyon konumlarında sık değişimler görülmektedir. Tıpkı Çamlıca ve Karabiga masiflerinde olduğu gibi serpantinitle dilimlendiği yerler (Çamdere ve Bozcaada gibi) bulunmaktadır.

Kestanbol granitoyidi ile olan dokanak zonlarında hornfels fasiyesi kayaları gelişmiştir. Akkeçili ve Tavaklı köyleri arasında kontak zonunda granat, kuvars, hornblend, klinopiroksen (diyopsit), plajiyoklaz, titanit, klorit, kalsit, biyotit, epidot, opak mineral topluluğu saptanmış ve piroksen-hornfels fasiyesinde kontak metamorfizmaya uğradığı ifade edilmiştir (Duru ve ark., 2008).

Karadağ masifinde tabanı görülmeyen birimin yaklaşık kalınlığı 150-300 m arasında değişmektedir. Birim Kayhan mahallesi çevresinde açıkça görüldüğü gibi Permiyen kireçtaşlarının tabanındaki kırıntılı seviye tarafından açısız uyumsuz olarak örtülmektedir (Yiğitbaş ve ark., 2014).

4.1.1.2.2. Bozalan formasyonu

Beccaletto (2004) tarafından Karadağ formasyonu, Duru ve ark. (2008) tarafından ise Bozalan formasyonu olarak adlandırılan birim başlıca tabakalı, masif görünümlü gri rekristalize kireçtaşı, koyu gri-pembe ve beyaz renkli tabakalı rekristalize kireçtaşından oluşmaktadır (**Şekil 4.14**). Bu çalışmada Bozalan formasyonu adlanması tercih edilmiştir. Bozalan formasyonu, Ezine'nin kuzeyinde geniş bir alanda mostra vermektedir. Özellikle Taştepe ve Pınarbaşı köylerinin güneyinde, Çamköy'ün batısında ve Fırlı tepe çevresinde en iyi mostraları görülür.

Bozalan formasyonunun alt seviyeleri tabakalı, masif, gri rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Üst seviyelere doğru koyu gri, bazı yerlerde pembe renkli rekristalize kireçtaşlarına geçer. Bu geçiş, Gökçebayır köyünün kuzeydoğusunda net bir şekilde gözlenmektedir. Bu seviye Taştepe köyü ile Gökçebayır köyü kuzeydoğusu boyunca K-G yönlü bir yayılım sunmaktadır.



Şekil 4.14. Bozalan formasyonuna ait pembe-gri renkli rekristalize kireçtaşlarının yakından görünümü (4436554-0406218, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir)

Bozalan formasyonunun en üst seviyeleri ise beyaz renkli, tabakalı rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu seviyenin içerisinde çört nodülleri ve koyu renkli şeyl tabakaları bulunmaktadır. Beyaz renkli kireçtaşlarının üzerinde breşik, pembe renkli rekristalize kireçtaşı düzeyleri bulunmaktadır.

Birimin tabanında yer alan çok düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kırıntılı kayalardan, formasyonun egemen litolojisini oluşturan karbonatlara geçiş Kayhan köyü dolay ile Gökçebayır köyünün kuzeydoğusunda ve Bozalan köyünün doğu kısmında net olarak izlenmektedir. Bu iyi gelişmiş dereceli geçiş önceki çalışmalarda çoğunlukla Geyikli formasyonunun Bozalan formasyonunun karbonatlarıyla dereceli geçişli dokanağı olarak yorumlanmıştır. Ancak bu iki birim arasında belirgin bir açıl uyumsuzluk bulunmaktadır. Çamköy formasyonu da Bozalan formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (**Şekil 4.10**).

Bozalan formasyonu'nun alt ve orta bölümlerinde bulunan fosiller çoğunlukla rekristalize olmuşlardır. Fakat önceki çalışmalarda sadece formasyonun orta bölümünde bulunan ve Pınarbaşı köyünün doğusunda yüzeyleyen koyu gri, pembemsi renkli rekristalize kireçtaşlarının içerisinde *Stafella* sp., *Nankinella* sp., *Gyroporella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvina* sp., *Geinitzina* sp., *Nodosaria* sp., *Agathaminna* sp., *Pseudovermimiporella* sp., *Permocalculus plumosus* gözlenmiştir (Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004). Bu fosiller Orta-Geç Permiyen için karakteristiktir. Taştepe

köyünün güneyinden ise Geç Permiyen’i karakterize eden *Neoschwagerina* sp., *Stafella* sp. ve *Mizzia* sp. saptanmıştır (Gözler ve ark., 1984; Kalafatçıoğlu, 1963; Okay ve ark., 1990).

Bozalan formasyonu içerdiği mikro fauna topluluğu, düzenli ve geçişli iç yapısıyla bir karbonat platformu özelliğini taşımaktadır. Formasyonun alt kısımlarında gözlenen dokanak ilişkisi; platform tipi karbonatların tabanında bulunan karbonatlı-kırıntılı çökellerinin üzerine ilerlediğini işaret etmektedir. Üst seviyelere doğru lagüner ortama geçilmektedir (Beccaletto, 2004).

4.1.1.2.3. Çamköy formasyonu

İlk kez Beccaletto (2004) tarafından adlandırılan Çamköy formasyonu, düşük dereceli metamorfik metakumtaşı, metakonglomera, metaşeyl, metabazit, metafliş, rekristalize kireçtaşı birimlerinden oluşmaktadır. Birim, Permiyen yaşlı Bozalan formasyonuna ait kireçtaşı mostralarının doğu sınırı boyunca dar bir zonda mostra vermektedir (**Şekil 4.9**).

Çamköy formasyonunun tabanında mercekler şeklinde yaygın olarak şist, metakumtaşı ve metaşeylden oluşan metakırıntılılar bulunmaktadır (**Şekil 4.15**). Şistler arazide mika minerallerince zengin, iyi foliasyonlu ve kahve, yeşil renklidir. Metaşeyller ise özellikle Çamköy çevresinde sarımsı kahverenkli ve iyi foliasyonludur.



Şekil 4.15. Çamköy yolu üzerinde sarımsı kahverenkli, iyi foliasyonlu metaşeyllerin araziden görünümü

Formasyonun üst seviyelerine doğru ise metakırıntılıların tane boyu ve miktarı azalarak metabazitlere doğru bir geçiş gözlenmektedir. Yeşilin tonlarında gözlenen metabazitlerde foliasyon iyi gelişmiştir (**Şekil 4.16**).



Şekil 4.16. Yeşil renkli, ince taneli, belirgin foliasyonlu metabazitlerin araziden görünümü (4439118-0409876, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Çalışma alanında yaklaşık olarak 250-300 m kalınlık sunan Çamköy formasyonu en iyi mostralarını Çamköy çevresinde, Karadağ köyünün doğusunda ve Menderes nehri kenarında vermektedir. Çamköy formasyonunun genelinde egemen litolojiyi oluşturan metabazitler yeşil renkli olup Çamköy kuzeyinde Bozalan formasyonuna ait rekristalize kireçtaşlarıyla dokanak yapmaktadır. Şist ve metafilizler ise formasyon içerisinde ince mercerler şeklinde gözlenmektedir. Çamköy formasyonu batıda Denizgören ofiyoliti ile tektonik dokanaklıdır. Dokanak çoğunlukla düşeye yakın yüksek açılıdır (**Şekil 4.9**).

Çamköy formasyonu'nda kırmızı renkli pelajik rekristalize kireçtaşı düzeyleri içerisinde konodont fosilleri (*Gladigondella* sp.) bulunmuş ve yaşının geç Skitiyen-Orta Karniyen arasında değiştiği belirtilmiştir (Kozur, 1991). Beccaletto (2004) ve Beccaletto ve Jenny (2004)'e göre de Çamköy formasyonu Skitiyen-Karniyen yaşlıdır.

Karadağ masifinin büyük bir bölümü rekristalize kireçtaşlarından ve daha az oranda da metabazit, metaşeyl, metakumtaşı araldanmasından oluşmaktadır.

Şengün (2011) ve Yiğitbaş ve ark. (2014) yapmış oldukları petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda; Bozalan formasyonuna ait kireçtaşlarının düşük dereceli yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizma geçirdiklerini, aynı şekilde Çamköy ve Geyikli formasyonları içerisindeki birimlerin de yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını, ayrıca Geyikli formasyonuna ait muskovit-kuvars şistlerin litik arenit ve subarkoz kökenli ve aktif kıta kenarında oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, Karadağ masifinde mostra veren metabazik kayaların alkalen ve subalkalen kökenli olduğunu, bu kayaların köken kayalarının subalkalen bazalt, bazalt ve alkali bazalt karakterinde olduğunu ve metabazitlerin levha içi bazalt ve okyanus ortası sırt bazaltı tektonik ortamlarını işaret ettiğini belirtmişlerdir.

4.1.1.3. Karabiga masifi

Karabiga masifi, Biga Yarımadası'nın kuzeyinde yer alan Karadağ ve Çamlıca masiflerinin coğrafik ve jeolojik olarak doğudaki devamı niteliğindedir. Karabiga'nın batı kesiminde ve Lapseki ilçesinin güneydoğusuna doğru devam etmektedir. Bu alanda şu litostratigrafik birimler ayırt edilebilmektedir: (i) Kemer metamorfileri (Çamlıca grubu eşdeğeri), (ii) Çetmi grubu (**Şekil 4.17 ve 4.18**).

Karabiga masifinde yaygın olarak mostra veren metamorfik kayalar bu çalışmada Çamlıca grubunun eşdeğeri olarak Kemer metamorfileri adı altında tanıtılacaktır.

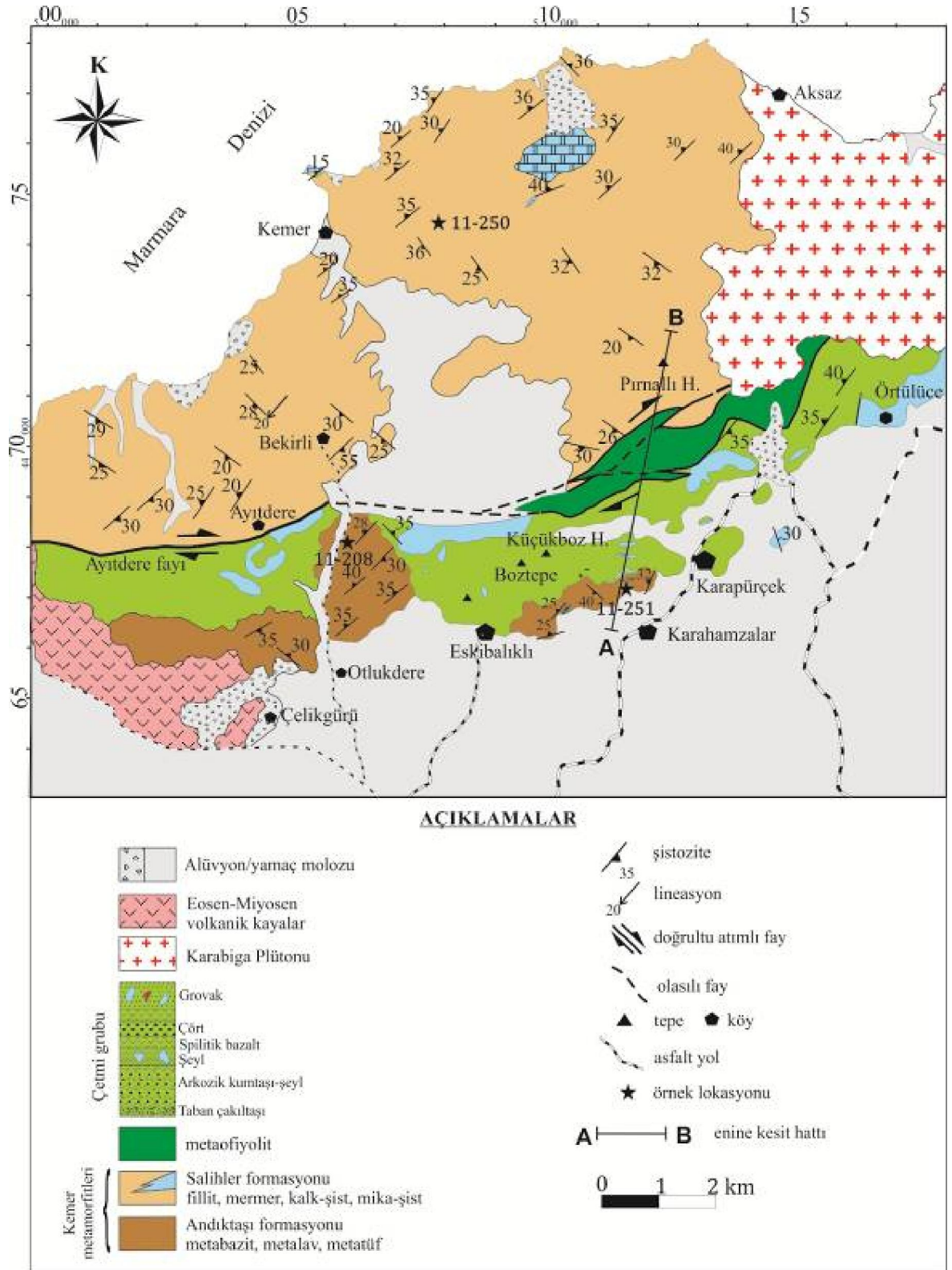
4.1.1.3.1. Kemer metamorfileri

Önceki çalışmalarda bu bölgedeki metamorfik kayalar Çamlıca metamorfileri olarak adlandırılmıştır (Okay, 1987). Daha sonra Beccaletto (2004) ve Aygül ve ark. (2012) tarafından Kemer metamorfileri olarak tanıtılmış, Duru ve ark. (2008) tarafından da yine Çamlıca grubu ile korele edilebilir nitelikleri nedeniyle Çamlıca grubu olarak belirtilmiştir.

Karabiga ilçesinin batısında ve Lapseki ilçesinin güneydoğusunda metamorfik kayaların büyük bir kesimi yaygın olarak kahverengi, yeşil, grimsi beyaz renkli şistlerden oluşmaktadır. Bu bölgede litolojik nitelikleri bakımından farklılıklar sunan ve bir doğrultu atımlı fay ile kesilen iki kısım ayrılabilir. Bu çalışmada "**Aytdere fayı**" olarak adlandırılan doğrultu atımlı bu fay genel olarak DKD-BGB doğrultulu olup Aytdere köyünün güneyinden başlayarak yaklaşık DKD istikametinde Karapürçek köyünün kuzeyinden devam etmektedir. Batı yönünde ise Beyçayırı kuzeyinde Dumanlı köyü

dolaylarına kadar BGB yönünde geniş bir fay zonu şeklinde devam ederek Senozoyik yaşlı volkanosedimanter birimler altında kaybolmaktadır. Ayıtdere Fayı en az birkaç km genişliğe sahip bir fay zonu şeklinde olduğundan özellikle farklı kaya topluluklarını bir araya getirdiği alanlarda iyi haritalanabilmektedir. Fay zonu doğuda Eosen yaşlı Karabiga plütönu mostrasında kaybolmaktadır. Fay zonu yer yer 1 km.nin üzerinde genişliğe sahip ve neredeyse tümüyle metaofiyolitten oluşmaktadır. Bu nedenle Ayıtdere Fayı bu alanda metaofiyolit mostrasının kuzey ve güneyi ile sınırlandırılmıştır. Daha doğuda fay, kuzeyde mikaşistler ile güneyde Çetmi grubunun çökel kayalarını çizgisel doğu-batı bir hat boyunca bir araya getirmiştir.

Ayıtdere fay zonunun kuzeyinde Kemer metamorfileri, özellikle Aksaz köyü-Kemer köyü-Armutlu burnu boyunca, büyük çoğunlukla metapelitik kayalarla temsil edilmektedir (**Şekil 4.17**). Metapelitik kayalar, litolojik nitelikleri açısından Çamlıca alanındaki Salihler formasyonuna ve daha batıdaki Geyikli formasyonuna benzemektedir. Ayıtdere fayının güney kesiminde ise Kemer metamorfileri daha çok metabazitlerle temsil edilmekte olup bu kayalar yeşil renkli, kötü foliasyonludur. Ayıtdere köyü güneydoğusunda da, mor renkli, ileri derecede deforme şist ve mermerlerle aralanma göstermektedir. Birimin bu alandaki mostraları ise litolojik olarak Çamlıca masifindeki Andıktaş formasyonu ile benzerlikler sunmaktadır.

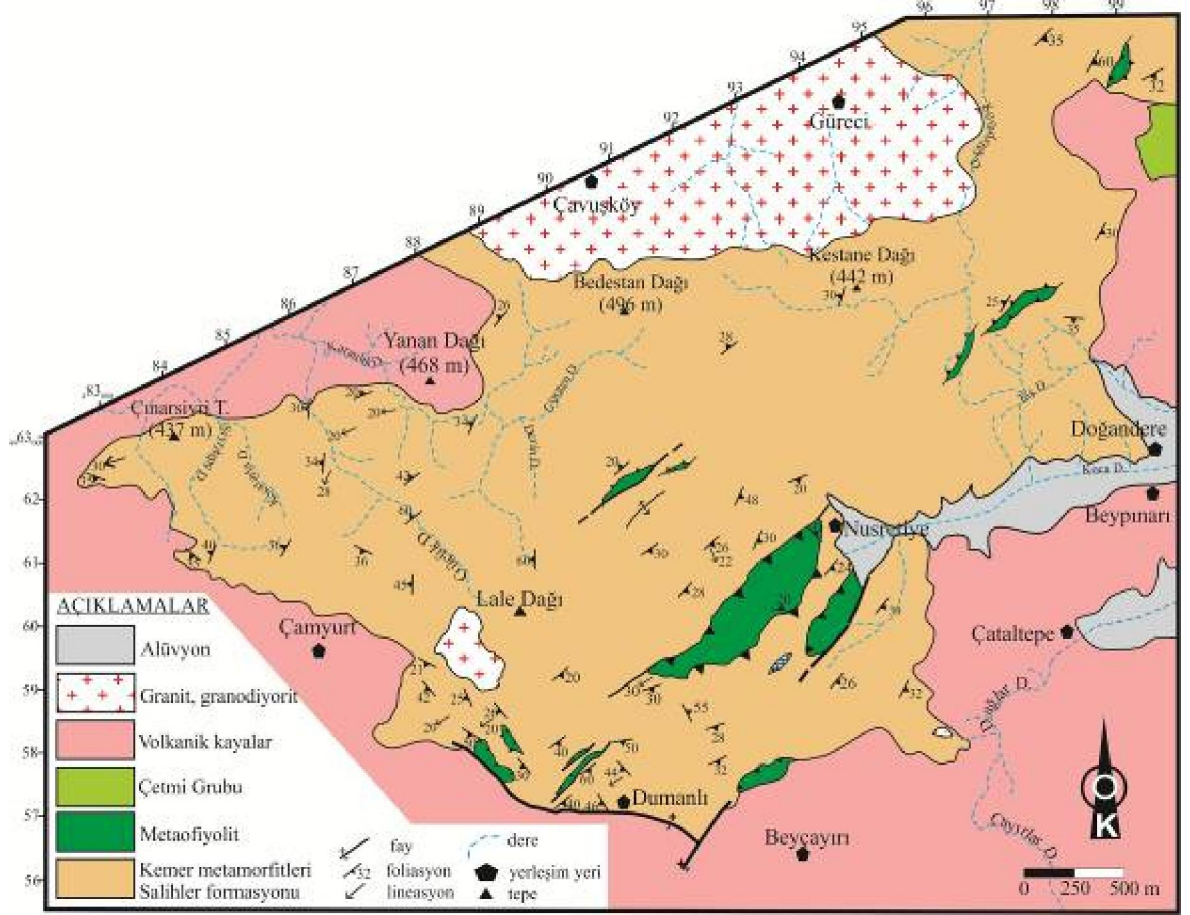


Şekil 4.17. Karabiga masifinin jeoloji haritası. Harita, Okay ve ark. (1991), Beccaletto (2004), Şengün (2005), Duru ve ark. (2008), Aygül ve ark. (2012)'den de yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır

KRONOSTR.	LİTOSTR./LİTODEM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
NEOJEN			Volkanik ve sedimanter kayalar
KRETASE	ÇETMİ GRUBU		Kumtaşı-şeyl matris ve kireçtaşı, radyolarit, çört, splitik bazalt blokları Granit, granodiyorit Taban çakıltısı
EDİYAKARAN	KEMER METAMORFİTLERİ		Metaofiyolit dilimleri içeren, şist-mermer araldanması metaofiyolit Metabazit, metalav ve az oranda metapelit
	ANDIKTAŞI FORMASYONU		
	SALİHLER FORMASYONU		

Şekil 4.18. Karabiga masifinde mostra veren birimlerin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (ÖLÇEKSİZ)

Aytdere fay zonunun kuzeyinde mostra veren metamorfik kayalar egemen olarak mika-şistlerden oluşmaktadır. Mika-şistler; sahada oldukça geniş yayılım sunmakta olup özellikle Aytdere, Bekirli, Kemer, Değirmencik, Dumanlı ve Nusretiye köyleri çevresinde iyi mostra vermektedir (**Şekil 4.17 ve 4.19**). Gri ve kahverenginin değişik tonlarında renklerde gözlenen şistler orta taneli ve belirgin foliasyon göstermektedir (**Şekil 4.20**). Şistlerin içerisinde yaygın olarak kuvars sigmatoidleri gözlenmektedir. Foliasyon düzlemleri genellikle Kemer köyü ve çevresinde KB-GD doğrultulu olup eğim açıları 25°-30° arasında değişmektedir. Dumanlı köyü kuzeyinde ise foliasyon düzlemleri genellikle KD-GB doğrultulu olup eğim açıları 25°-40° arasında değişmektedir. Lineasyonlar ise her iki bölgede 20°-30° ile GB' ya dalmaktadır. Bunların yanı sıra metapelitik şistlerin içerisinde 1-2 mm boyutlarında albit porfiroblastları, büyük ölçekli kuvars damarları, değişik kalınlıklarda mercekler şeklinde mermerler, fillitler ve kalkşistler de gözlenmektedir.



Şekil 4.19. Lapseki güneydoğusunda Kemer metamorfiteğini ve ilişkili birimleri gösterir jeoloji haritası



Şekil 4.20. Arazide grimsi siyah renkli, belirgin foliasyonlu muskovit-kuvars şistlerin genel görünümü (4475457-0506084, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Karabiga masifinde Kemer metamorfileri ile serpantinitle sık sık bir arada görülmektedir. Bu serpantinitlelerden biri ve en büyüğü Ayıtdere fayı boyunca kemer metamorfileri ile dokanağa gelmektedir (**Şekil 4.17**). Bunun dışında özellikle Dumanlı köyü kuzeyindeki alanlarda Kemer metamorfileri içerisinde serpantinitle çeşitli boyutlarda tektonik dilimler şeklinde bulunmaktadır (**Şekil 4.19**). Bunlar daha batı alanlarda Denizgören ofiyoliti olarak tanımlanan birimin doğal devamıdır.

Ayıtdere fayının güney kesiminde Kemer metamorfileri metapelitlerin yanısıra egemen olarak metabazitlerle temsil edilmektedir. Metabazitler yeşil renkli, ince-orta taneli ve kötü foliasyonludur ve içerisinde çok sayıda makaslama düzlemleri gelişmiştir (**Şekil 4.21**).



Şekil 4.21. Metabazitler içerisinde gelişen makaslama düzlemleri ve milonitler (4467820-0505940)

Ayıtdere fayının güneyinde mostra veren fillitler morumsu gri renkte, ince taneli ve iyi foliasyonludur (**Şekil 4.22**). Bu tür kayalar özellikle Karahamzalar köyünün KKB'sında mostra vermektedir. Fillitler sık sık mermerlerle aralanmakta olup ileri derecede deformasyona uğramıştır.



Şekil 4.22. İleri derecede deforme olmuş fillitlerin araziden genel görünümü (4467100-0511450)

Genel arazi özelliklerine topluca bakıldığında Kemer metamorfite başlıca kahverengi, yeşil, grimsi beyaz renkli şistlerden ve yeşil renkli metabazitlerden oluşmaktadır. Şistlerin içerisinde değişik kalınlıkta mercek ve bloklar şeklinde mermerler gözlenmektedir. Bunun yanı sıra Aytdere fayının güney kesimindeki metabazitler ise ince-orta taneli ve kötü foliasyonludur. Bu bölgede metabazitler ile birlikte daha az yayılıma sahip mor renkli, ince taneli, ileri derecede deformasyona uğramış fillitler gözlenmektedir. Fayın güneyinde Kemer metamorfite üzerine uyumsuz bir dokanakla metamorfizmaya uğramamış Çetmi grubu gelmektedir.

Çalışma alanının temelini oluşturan metamorfik kayalar Aytdere, Bekirli, Kemer, Değirmencik, Nusretiye ve Dumanlı köyleri çevresinde geniş bir alanda mostra vermektedir. Kemer metamorfite genel olarak şist, metabazit, fillit, mermer aralanmasından oluşmaktadır. Bu metamorfik temel ileri derecede polifaz deformasyona uğramıştır. Şistlerin içerisindeki mermer mercekleri en yaygın Değirmencik köyü çevresinde görülür. Metabazitler ise Aytdere köyü çevresinde yayılım sunmaktadır. Nusretiye köyünün güneyinde Asarlık tepe civarında ve Dumanlı köyünün kuzeybatısında şistlerin içerisinde serpantin dilimleri bulunmaktadır (Şekil 4.19). Serpantinler ile şistler arasındaki dokanak tektoniktir.

Aytdere fayının güneyinde Kemer metamorfite üzerine uyumsuz stratigrafik bir dokanakla gelen Çetmi grubuna ait kayalar, metamorfite üzerinde taban çakıltaşı ile başlamaktadır. Metamorfik temel ile üzerine uyumsuz dokanakla gelen Çetmi grubu

arasındaki dokanak ilişkisi en net Karahamzalar köyü çevresinde gözlenmektedir. Bu lokasyonda metamorfik temelin üzerine 2 m kalınlığında şist ve mermer çakılları içeren bir taban çakıltaşı gelmektedir. İstif üste doğru gri, kahve renkli, kalın tabakalı, bol çatlaklı kumtaşı-şeyl ardalanmasına geçmektedir. Toplam kalınlığı 370 m olan bu kesitte metamorfizmaya uğramamış kumtaşı-şeyl ardalanmasının içerisinde alt seviyelerde sığ denizel kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır.

Şengün (2011) ve Yiğitbaş ve ark. (2014) yapmış oldukları petrografik ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda Karabiga masifinde mostra veren mika-şistlerde kuvars + muskovit + biyotit + klorit + albit + epidot + granat ve metabazitlerde epidot + albit + plajiyoklas + klorit + aktinolit mineral topluluklarını tespit etmişler ve buna göre şist ve metabazitlerin yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, metapelitik kayalarının sedimanter (arkoz ve grovak) ve kıtasal kökenli olup, ada yayı, aktif kıta kenarı ve pasif kıta kenarı tektonik ortamlarını işaret ettiklerini belirtmişlerdir. Ayrıca araştırmacılar, metabazitlerin alkale karakterli olup levha içi bazalt tektonik ortamını işaret ettiğini ifade etmişlerdir.

4.1.1.4. Denizgören metaofiyoliti

Okay ve ark. (1990) tarafından Denizgören ofiyoliti olarak, Bilgin (1999) tarafından ise Ezine ofiyoliti olarak adlandırılmıştır. Birim başlıca ileri derecede serpantinleşmiş ultramafik-ultrabazik kayalardan oluşmaktadır. Serpantinleşmenin daha zayıf olduğu kesimlerde birimin peridotit ve gabroik amfibolitlerle çok ince kristalli metadiyabaz-metabazitten oluştuğu görülmektedir.

Birim, Biga Yarımadası'nın batısında Çanakkale-Ezine karayolu üzerinde çok geniş mostralara sahiptir. Bu mostralara batıda Çamköy güneyinden başlayarak Taştepe dolayına kadar kuzey-güney istikametinde uzanır. Bu alanda birim yaklaşık 2-5 km genişliğinde dar-uzunlamasına bir harita desenine sahiptir (**Şekil 4.9**). Batıda Triyas yaşlı Çamköy formasyonu ile doğuda ise Prekambriyen yaşlı Çamlıca grubu kayaları ile yüksek açılı tektonik dokanağa sahiptir.

Taştepe köyünden sonra kuzeydoğu yönüne dönen serpantinler, Kemerdere, Denizgörüdü ve Elmacık köyleri civarında Çamlıca grubu metamorfik kayalarıyla iç içe bir konum sergilemektedir. Elmacık köyü ile Çiftlikdere köyü arasında yer yer Senozoyik örtü altından Çamlıca grubunun metamorfik kayalarıyla birlikte mostraya çıkmaktadır.

Daha doğuya doğru Senozoyik örtü tarafından örtülmektedir. Ancak Dumanlı köyü dolayında tekrar mostraya çıkmaktadır. Ofiyolitik kayalar bu alanda da Çamlıca/Kemer metamorfik topluluğu kayalarıyla tektonik olarak dilimlenmiştir. Bu metamorfik kayalar içinde geniş bir zonda dilimlenerek verdiği ince-uzun kıymıksı mostra deseni Karabiga'ya kadar devam etmektedir. Karabiga masifinde Ayıtdere fay zonu boyunca bu kez tekrar yaklaşık doğu-batı doğrultusunda yine ince-uzun bir şerit halinde mostra vermektedir (**Şekil 4.17**).

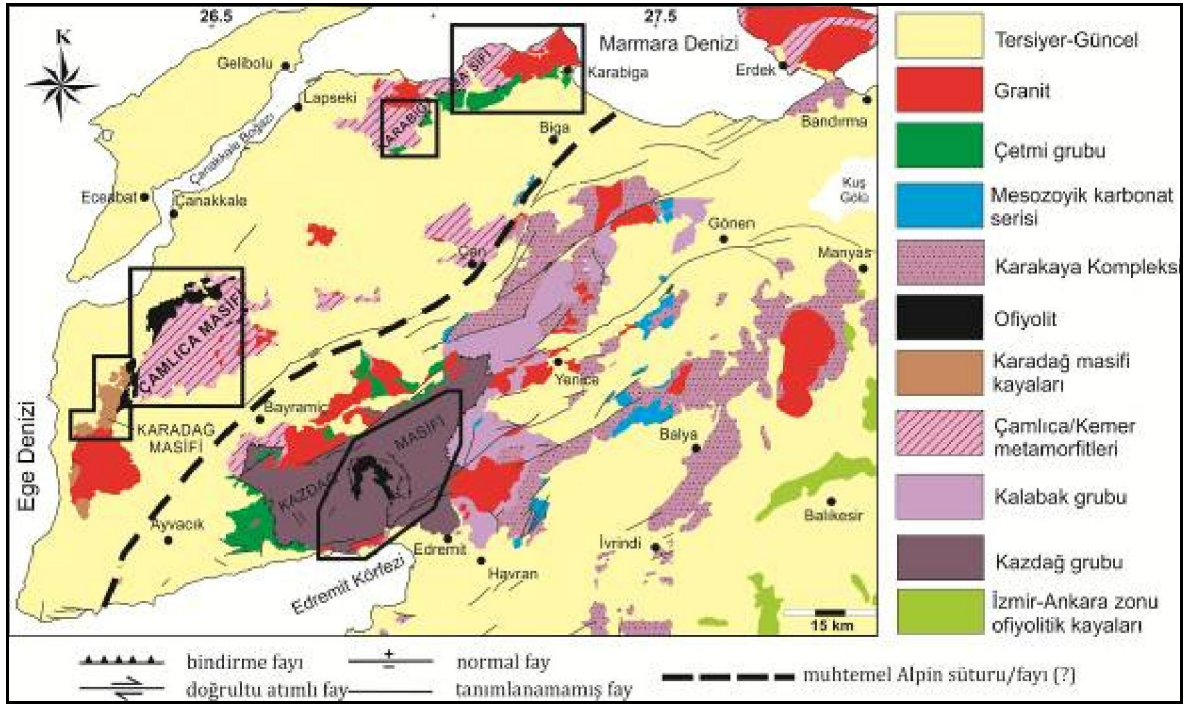
Hemen tümüyle serpantinitle temsil edilen bu mostrada Denizgören metaofiyoliti hem kuzeyindeki ve hem de güneyindeki metamorfik kayalarla yüksek açılı doğrultu atımlı faylarla sınırlanmıştır. Fay çizikleri ve özellikle serpantinit içinde gelişmiş makaslama foliasyonundan elde edilen hareket yönleri bazı alanlarda sağ yönlü ve bazı alanlarda ise sol yönlü bir doğrultu atımı göstermektedir. Bu durum bu birimin de katılmış olduğu doğrultu atım tektonizmasının zaman içinde hem sağ ve hem de sol yönlü çalışmış olduğunu göstermektedir.

Denizgören ofiyoliti mostralarının özellikle Taştepe doğu-kuzeydoğusunda kalan kesimi Çetmi melanji olarak haritalanmış ve tanıtılmıştır. Oysa bu alandaki ofiyolitik kayalar kendi başına münferit mostralar sunmakta olup bölgedeki diğer kayalarla melanj tanımına uygun bir birliktelik göstermemektedir. Ayrıca çok daha batı ve güneybatı alanlarda örneğin Biga Yarımadası'nın en güneybatı kesiminde Kulfal köyü ve Kurfalı köyü yakınlarında Senozoyik örtü altından Çamlıca grubundaki metamorfik kayaların eşdeğeri mikaşistlerle birlikte serpantinit mostraları çıkmaktadır. Benzeri mostralar Bozcaada'nın doğu kıyılarında "melanj" olarak (Temel ve Çiftçi, 2002) haritalanmıştır. Melanj olarak tanımlanan bu alanda geniş bir mermer ve mikaşist istifile tektonik dokanıklı serpantinit mostraları görülmektedir. Öte yandan Biga Yarımadası'nın daha güney kesimlerinde Kazdağı'nın bayi-kuzeybatı yamaçlarında Alakeçi kuzeyi ve Türkmenoba dolaylarında mostra veren ofiyolitik kayalar da yine Denizgören metaofiyolitinin devamıdır ve bir metamorfik istifin altında tektonik dilim halinde durmaktadır. Bu alanda mostra veren birimler önceki çalışmalarda (Okay ve ark., 1990, Okay ve Satır, 2000a, Beccaletto, 2004) Çetmi melanji olarak haritalanmış olmakla birlikte aslında üstte bir metamorfik, altta ise Denizgören metaofiyolitinden oluşan iki tektonik dilimden ibarettir. Tanıtılan bu mostra dağılımı Denizgören metaofiyolitinin sadece Karadağ masifi birimleri ile Çamlıca masifi birimlerini ayırmadığı, her iki tarafta da ofiyolit mostralarının devam ettiğini göstermektedir.

4.1.2. Güney metamorfik kuşak

Daha önce de belirtildiği gibi; Biga Yarımadası'nda metamorfik kayalar Senozoyik yaşlı volkanik-çökel kayaların altında KD-GB uzanımlı iki kuşak halinde mostra vermektedir. Bunlardan güneyde mostra veren metamorfik topluluklar, “Güney Metamorfik Kuşak” olarak anlatılacaktır.

Güney metamorfik kuşak ana hatlarıyla, görülür tabanda ileri derecede metamorfik bir çekirdek ve bunun üzerinde genellikle Triyas yaşlı daha düşük dereceli bir metamorfik zarftan oluşmaktadır. Çekirdek kayaları topluca “Kazdağ grubu” olarak; dış zarfta mostra veren kayalar ise topluca ve genel olarak “Karakaya Kompleksi” olarak bilinmektedir (Bingöl ve ark., 1975). Oysa bu tez kapsamında yapılan çalışmaların sonuçları daha önce Karakaya kompleksi içinde değerlendirilen bazı kaya topluluklarının aslında Kazdağ grubu ve Karakaya kompleksi arasında üçüncü bir tektonostratigrafik paket olduğunu göstermiştir. Bu yeni tanımlanan tektonostratigrafik paket, gerek litolojik ve yapısal özellikleri, gerekse jeokronolojik özellikleri açısından önceki bölümlerde kuzey metamorfik kuşak içinde tanıtılan Çamlıca grubu kayaları ve bunların eşleniği olan Geyikli formasyonu ve Kemer metamorfitlelerinin güney metamorfik kuşaktaki devamı niteliğindedir. Bu kayalar bazı alanlarda Duru ve ark. (2012) tarafından Kalabak grubu olarak haritalanmış ve tanıtılmış olan birimlere karşılık gelmektedir. Buna göre güney metamorfik kuşak altta Kazdağ grubu, üstte Karakaya grubu ve bunlar arasında yer alan Kalabak grubu (=Çamlıca grubu) ile temsil edilmektedir (Yiğitbaş ve ark., 2014).



Şekil 4.23. Biga Yarımadası'ndaki metamorfik masiflerin dağılımı ile kuzey ve güney metamorfik kuşakları gösterir jeoloji haritası (Duru ve ark., 2008'den sadeleştirilmiştir). İki metamorfik kuşak, önceki çalışmalarda (Okay ve ark., 1990, Görür ve Tüysüz, 2001, Topuz ve ark., 2008, Okay ve ark., 2008, Okay ve Tüysüz, 1999, Okay ve ark., 2001, Okay ve Göncüoğlu, 2004, Okay ve ark., 2008, Duru ve ark., 2012) Tetis süturu olarak kabul edilen kalın ve kesikli siyah çizgi ile ayrılmıştır

4.1.2.1. Kazdağ masifi

Güney metamorfik kuşak, bölge jeolojisi ile ilgili literatürde Kazdağ masifi ve onun düşük dereceli metamorfik örtü(ler)ini içermektedir. Masifin iç yapısı ve bölge jeolojisindeki anlamı üzerine pek çok araştırma yapılmıştır (Schuiling, 1959; Bingöl, 1969; Okay ve ark., 1990; Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve ark., 1996; Beccaletto, 2004; Duru ve ark., 2004; Yücel-Öztürk, 2005). Kazdağları'nda mostra veren yüksek dereceli metamorfik kayalar Yaltırak ve Okay (2004) ve Duru ve ark. (2004) tarafından Kazdağ grubu adı altında formasyonlara ayrılarak; Bingöl (1969), Gözler (1986), Okay ve ark. (1990), Okay ve Satır (2000b) ve Beccaletto (2004) tarafından ise Kazdağ masifi adı altında incelenmiştir. Yaklaşık 50 km uzunluğunda 20 km genişliğinde KD yönünde mostra desenine sahip olan Kazdağ grubu kayaları bölgede bundan önce yapılmış çalışmalara göre; genel olarak gnays, mermer, amfibolit ve metagabrodan oluşan bir seriyle başlamakta ve bu seri mermerce zengin ileri dereceli metamorfik diğer bir istif tarafından çevrelenmektedir. Bu birimler mermer ve amfibolit ardalımalı felsik gnays ve az oranda migmatitten oluşan birimlere geçiş göstermektedir (Bingöl, 1969; Gözler, 1986;

Pickett ve Robertson, 1996; Okay ve Satır, 2000b; Duru ve ark., 2004). Kazdağ grubunun batı bölümü ise felsik gnays, kalk-silikat gnays, mermer, mercek şeklinde migmatit ve metaserpantinit araldanmasından oluşmaktadır. Orta taneli gnayslar en yaygın litolojiyi oluşturmaktadır. Mermerler ise gnaysların içerisinde 20 m kalınlığında düzeyler halinde bulunmaktadır. Diopsit içeren amfibolitler gnays ve mermerlerin içerisinde birkaç metre kalınlıkta bandlar halinde yer almaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Kazdağ grubunun litostratigrafisi üzerine yapılan önceki çalışmalarda masifi oluşturan birimler alttan üste doğru üç litostratigrafik birime ayrılmasına rağmen metaofiyolitlerin istifin hangi bölümüne konulması gerektiği konusunda farklı görüşler bulunmaktadır. Buna göre; Bingöl (1969), Bingöl ve ark. (1975) metamorfik kayaları üç birime ayırmıştır. En altta metadünit, metagabro ve amfibolitten oluşan bazik-ultrabazik seri, bu serinin üzerinde amfibolit, şist ve gnaystan oluşan bir başka seri yer almaktadır. En üstte ise mermerler bulunmaktadır. Aynı şekilde metaofiyolitleri istifin en alt bölümüne koyan Yaltırak ve Okay (2004) ise alttan üste doğru dört stratigrafik birim ayırt etmiştir. Bunlar; metadünit, metagabro, metapiroksenit ve amfibolitten oluşan Babadağ formasyonu, mermerlerden oluşan Sarıkız formasyonu, mermer mercekleri içeren amfibolitlerden oluşan Kavurmacılar formasyonu, mermer mercekli gnayslardan oluşan Altınoluk formasyonudur. Gözler ve ark. (1984) ise metaofiyolitleri istifin en üst bölümüne koyarak Kazdağ grubunun metamorfik kayalarını alttan üste doğru migmatit, gnays, mermer, amfibolit ve metadünit-serpantinit olarak ayırmıştır. Ayrıca bu yüksek dereceli metamorfik kayaların düşük dereceli metamorfik kayalara geçiş gösterdiğini belirtmektedir. Son olarak da Duru ve ark., (2004) metamorfik kayaları alttan üste doğru dört formasyona ayırmıştır. Bunlar; amfibol içeren gnays ve mermerden oluşan Fındıklı formasyonu; bu formasyon Yaltırak ve Okay (2004)'ın Altınoluk formasyonu'na karşılık gelmektedir. Amfibolit ve metadünitten oluşan Tozlu formasyonu; Fındıklı formasyonuna ait Babadağ mermer üyesinin üzerinde yer almaktadır. Bu iki birim arasındaki dokanağın ise tektonik olduğu belirtilmektedir. Tozlu formasyonu'nun üzerinde Sarıkız mermeri bulunmaktadır. Tozlu formasyonu Yaltırak ve Okay (2004)'ın Babadağ formasyonu'na karşılık gelmektedir. Sarıkız mermeri ince bir paragnays düzeyi ile başlamakta ve çört nodülleri içeren mermerlere geçiş göstermektedir. En üstte ise sillimanit içeren paragnays, migmatit, amfibolit ve mermer mercekli gnayslardan oluşan Sütüven formasyonu bulunmaktadır. Duru ve ark. (2004)'nın Sütüven formasyonu da, Yaltırak ve Okay (2004)'ın Kavurmacılar formasyonu'na karşılık gelmektedir. Bu çalışmada mümkün olduğunca Duru ve ark. (2004; 2008) tarafından verilen formasyon isimleri kullanılmıştır. Son olarak Erdoğan ve ark. (2013) tarafından

Kazdağ masifi birimleri, biri diğerinin üzerinde uyumsuz dokanakla yer alan iki paket halinde incelenmiştir. Bunlardan altta yer alan paket Tozlu metaofiyoliti ile temsil edilmektedir. Bunu kalın bir platform karbonat istifini açısız uyumsuz olarak örtmektedir. Sarıkız birimi olarak tanımlanan bu birim aslında sadece karbonat istifini değil, Duru ve ark. (2008)'nin Sütüven formasyonunu da kapsamaktadır. Erdoğan ve ark. (2013)'na göre bu birimler Paleotetis okyanusuna ait topluluklardır ve Alpin dönemde ekaylanmış ve metamorfizmaya uğramışlardır.

Kazdağ masifi Biga Yarımadası'nın en güney kesiminde Edremit Körfezi kıyısından itibaren KD yönünde uzanan ve KD yönünde dalımlı bir antiform oluşturmaktadır. Bu antiformun çekirdeğindeki ileri derecede metamorfik temel kayaları tipik bir gnays domu görünümündedir (Yiğitbaş ve ark., 2014). Bu ileri derecede metamorfik çekirdek, önce daha zayıf dereceli metamorfik bir Paleozoyik yaşlı ve daha sonra da metamorfizma nitelikleri daha da düşük olan Erken Mesozoyik yaşlı birimler tarafından örtülmektedir.

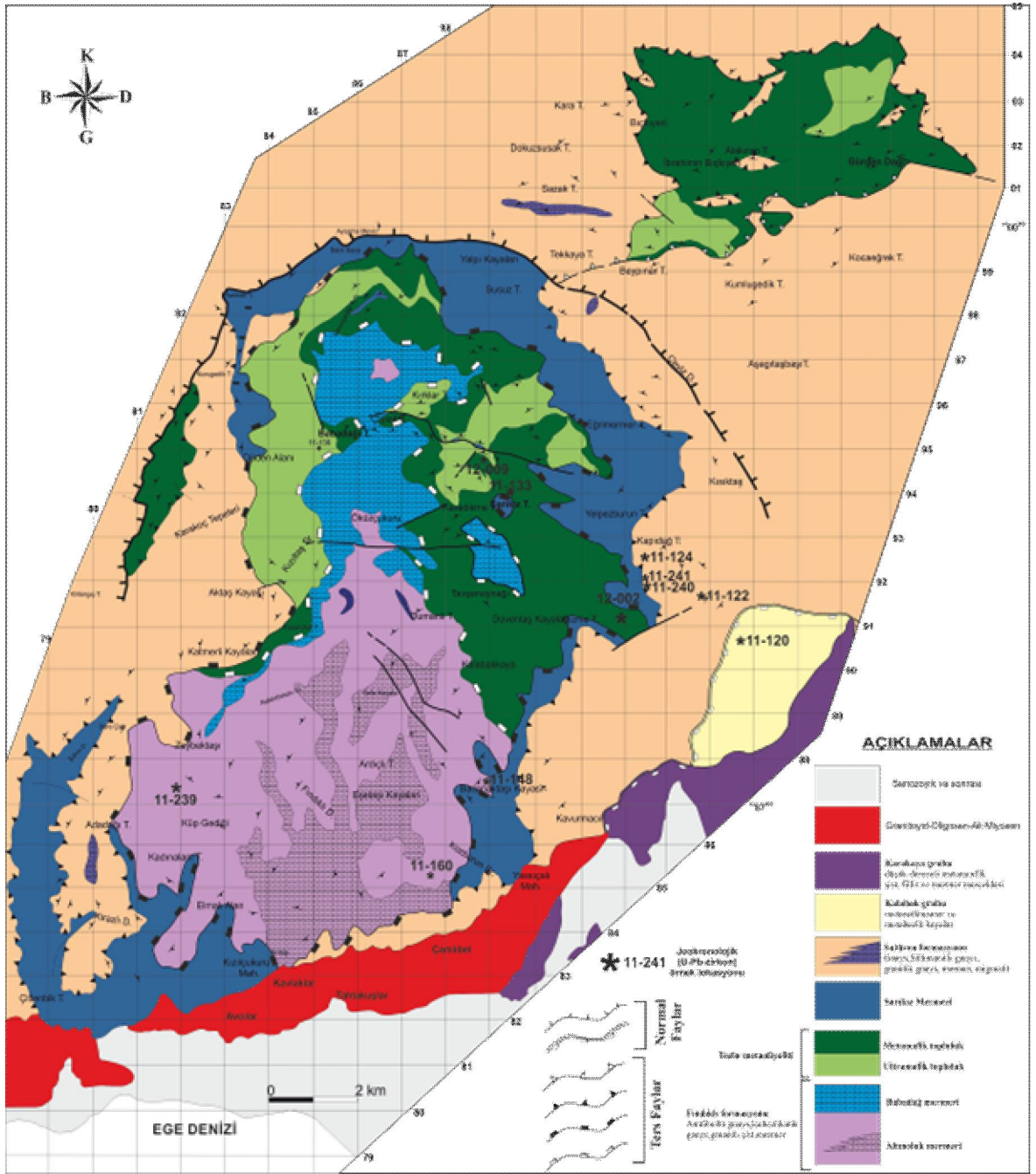
Sadece metamorfizma derecesi ve deformasyon nitelikleri bakımından bile birbirlerinden ayrılabilen üç tektonostratigrafik topluluk şunlardan oluşmaktadır. 1) Kazdağ masifinin amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik çekirdeğini oluşturan; **Kazdağ grubu**, 2) Yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ve küçük metaofiyolit dilim ve mercekleri içeren, Devoniyen yaşlı metagranitoidlerle kesilen bir metavolkanik-metasedimenter istiftan oluşan **Kalabak grubu**, 3) İçerisinde yaygın Permiyen blokları da içeren çok geniş litolojik ve yapısal karaktere sahip Triyas yaşlı kalın volkanik-çökel kayalardan oluşan düzenli ve karmaşık topluluk; **Karakaya grubu**. Bu üç tektonostratigrafik topluluk aşağıda ayrı başlıklar altında ve ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

4.1.2.1.1. Kazdağ grubu

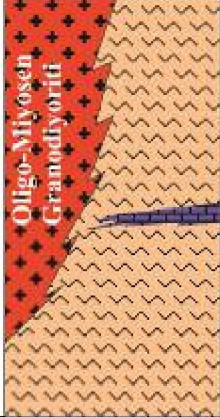
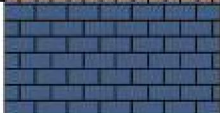
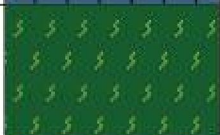

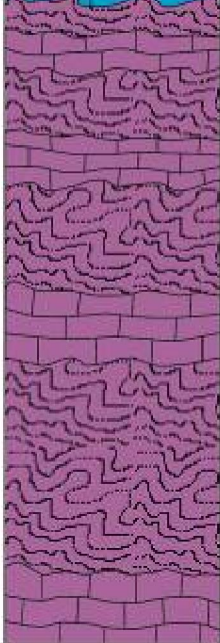
Kazdağ masifinin çekirdeğini oluşturan ileri derecede metamorfik kayalar 4 formasyona ayrılmıştır. Bunlar; 1) Fındıklı formasyonu, 2) Tozlu metaofiyoliti 3) Sarıkız mermeri ve 4) Sütüven formasyonudur (**Şekil 4.24 ve 4.25**).

4.1.2.1.1.1. Fındıklı formasyonu

İlk kez Duru ve ark. (2004) tarafından adlandırılan formasyon, Yaltırak ve Okay (2004) tarafından adlandırılan Altınoluk formasyonuna karşılık gelmektedir. Fındıklı formasyonu, arazi gözlemlerine ve makroskobik özelliklere göre genel olarak amfibollü gnays, kuvarsofeldspatik gnays, amfibolit ve mermer aralanmasından oluşmaktadır.



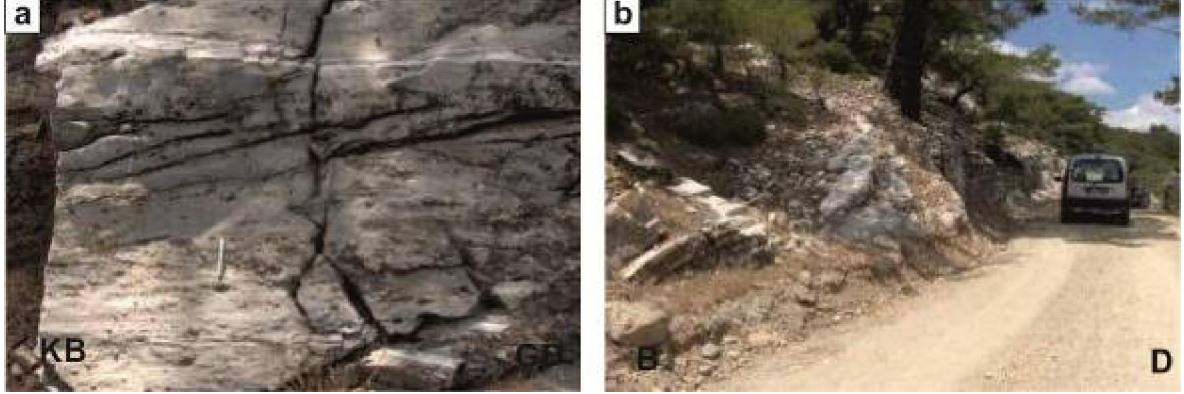
Şekil 4.24. Kazdağ grubu ve ilişkili kayaların detaylı jeoloji haritası (Harita, Duru ve ark. 2004; 2008 ve Taşdelen 2014'den yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır)

KRONOSTR.	LİTOSTR./ LİTODEM	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KARBONİFER	Sütüven formasyonu	~ 3000-4000		kuvars-feldispat gneys mermer amfibollü gneys kuvars-mika şist kuvars-feldispat şist milonitik gneys
TRİYAS	Sarı kız mermeri	~ 50-200		mermer
	Tozlu metaofiyoliti	~ 200-500		metagabro-metadunit
	Babadag mermeri	~ 40-150		mermer
TRİYAS	Fındıklı formasyonu	~ 2000-3000		kalk şist mermer kalk şist kuvars-feldispat şist milonitik gneys mermer mika-amfibol gneys granat-amfibol gneys mermer amfibollü gneys epidot gneys honrblend gneys kuvars-feldispat şist amfibolit amfibollü gneys mermer

Şekil 4.25. Kazdağ grubunun genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Taşdelen, 2014' den değiştirilerek; ÖLÇEKSİZ)

Kazdağ grubunun en alt kesimini oluşturan Fındıklı formasyonu görülür en alt seviyelerde gri-beyaz renkli, orta taneli, belirgin foliasyonlu mermerler ile başlamaktadır (Şekil 4.26). Bant ve mercekler şeklinde kuvarsofeldspatik gneys ve amfibolitlerle (mafik

gnays) ardalanma sunan mermerlerin kalınlıkları 400-900 m arasında değişmektedir. Ebetaşı tepenin güneybatısında Padişah pınarları yolu üzerinde bej renkli, laminalı, orta-kalın tabakalı, ince kristalli mermer düzeyleri gözlenmektedir (**Şekil 4.27**).



Şekil 4.26. a, b) Gri-beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, çört nodüllü mermerlerin araziden genel görünümü (a: 0472935-4382735, kalemin boyu 13 cm dir; b: 0472846-4383572)



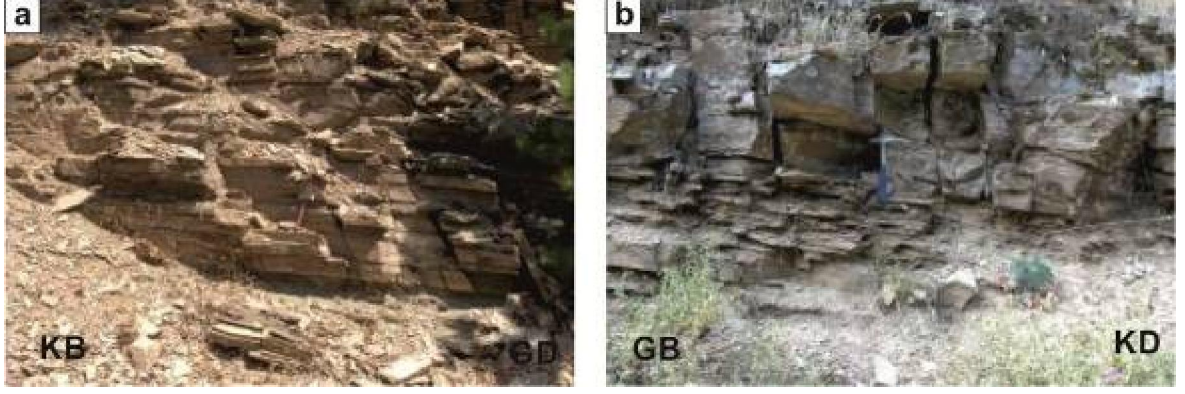
Şekil 4.27. Bej, pembe renkli, laminalı, ince kristalli mermerlerin mostra görünümü (0481264-4384396, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Beyaz renkli mermer mercceklerinin içerisinde kalsit budenleri gelişmiştir. Fındıklı formasyonunun alt seviyelerinde yer alan mermerler Duru ve ark., (2004) tarafından ayrılan Altınoluk mermerine karşılık gelmektedir. Mermerler istifin üst seviyelerine doğru ayrışma yüzeyinde sarımsı kahve, taze yüzeyde yeşilimsi beyaz renklidir. Belirgin foliasyon ve lineasyon gösteren, kırılğan, milonitik dokulu amfibollü gnayslara geçiş göstermektedir (**Şekil 4.28**).



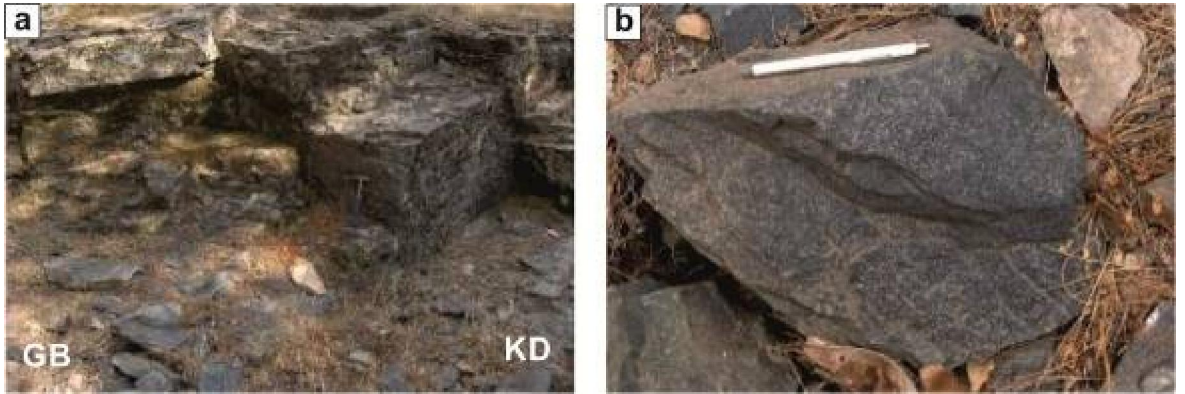
Şekil 4.28. Mermerle ardalama sunan blastomilonitik dokulu amfibollü şistlerin arazi görünümü (0479413-4384677, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir)

Fındıklı formasyonu içerisinde geniş yayılıma sahip bir diğer litoloji olan kuvarsofeldspatik gnayslar orta taneli olup belirgin foliasyon ve lineasyona sahiptir (**Şekil 4.29a**). Bu kayalar kuvars, plajiyoklas ve ortoklas minerallerince zengin olup içerisinde yer yer uzun, çubuksu, yeşil ve siyah renkli amfibol ve biyotit mineralleri gözlenmektedir. Bu amfibol mineralleri kayaç içerisindeki lineasyonu oluşturmaktadır. Ayrıca kayaç içerisinde boyutları 0,3-0,5 cm olan feldspat porfiroblastları gözle ayırt edilebilmektedir. Kuvarsofeldspatik gnayslar kendi içerisinde yer yer çok ince ve kalın yapraklanma göstermektedir (**Şekil 4.29b**). Mermerlerle olan dokanağa yakın yerlerde kalkıştler gözlenmektedir. Kuvarsofeldspatik gnayslar siyah renkli, ince taneli bazik dayklar tarafından kesilmektedir.



Şekil 4.29. a) Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu kuvarsofeldspatik gnaysların araziden genel görünümü (0473862-4387524), **b)** Kaba foliasyon ve ince foliasyon gösteren amfibol şistlerin araziden genel görünümü (0473371-4385989, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Mermer ve kuvarsofeldspatik gnayslarla ardalama gösteren amfibolitler (mafik gnayslar) yeşilimsi siyah renkli, ince-orta kristalli, kaba foliasyona sahiptir (**Şekil 4.30**). Yer yer ince yapraklanma gösteren amfibolitler genellikle sert ve dayanımlı yapılarıyla dikkat çekmektedir. Amfibolitlerde makroskobik olarak gözle ayırt edilebilen beyaz renkli plajiyoklas mineralleri bulunmaktadır. Amfibolitler genellikle 100-150 m kalınlıklara sahip düzeyler halindedir. Amfibolitlerde ilksel kayacı gösterebilecek kalıntı dokular bu alanda gözlenememiştir.



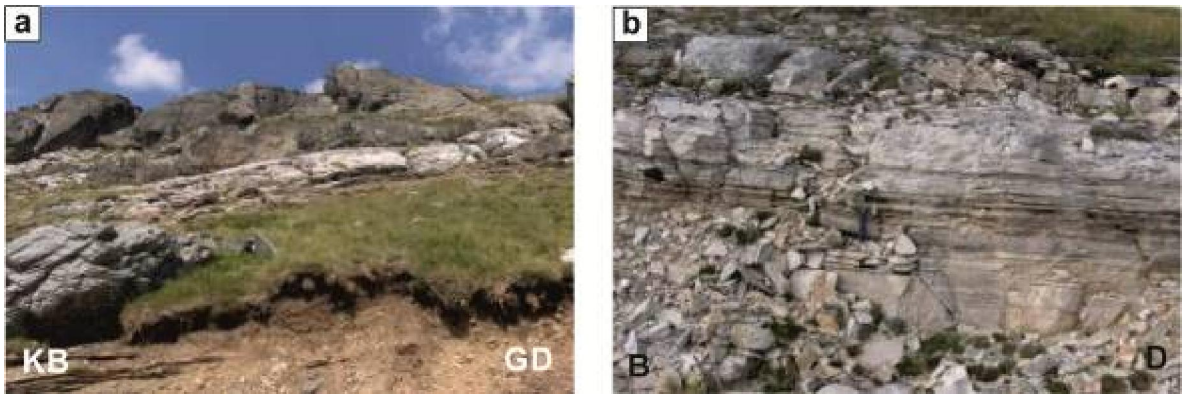
Şekil 4.30. a) Yeşilimsi siyah renkli, kaba foliasyonlu amfibolitlerin arazi görünümü (0493081-4392299, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), **b)** amfibolitlerin yakından görünümü (0493721-4391901, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir)

Mermer-amfibollü şist ve amfibolit ardalanmasına ek olarak yeşil-gri renkli, genellikle masif, orta taneli ve oldukça dayanımlı kalk-silikatik düzeyler bulunmaktadır (**Şekil 4.31**).



Şekil 4.31. Yeşil renkli, orta kristalli kalk-silikatik kayaların yakından görünümü (0473200-4383582, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir)

İstifin en üst seviyelerine gidildikçe amfibolit-kalkşist ve en üst seviyelerde mermer yer almaktadır. Bu durum özellikle Zeybektaş tepe ve Çıplak tepe çevresinde net olarak gözlenmektedir (**Şekil 4.32a**). Fındıklı formasyonunun en üst seviyelerinde yer alan mermerler beyaz renkli, belirgin foliasyonlu, orta-iri kristalli ve şeker dokulu yapıya sahiptir (**Şekil 4.32b**). Bu mermerler Duru ve ark. (2004) tarafından Fındıklı formasyonunun Babadağ mermer üyesi olarak tanımlanmıştır.

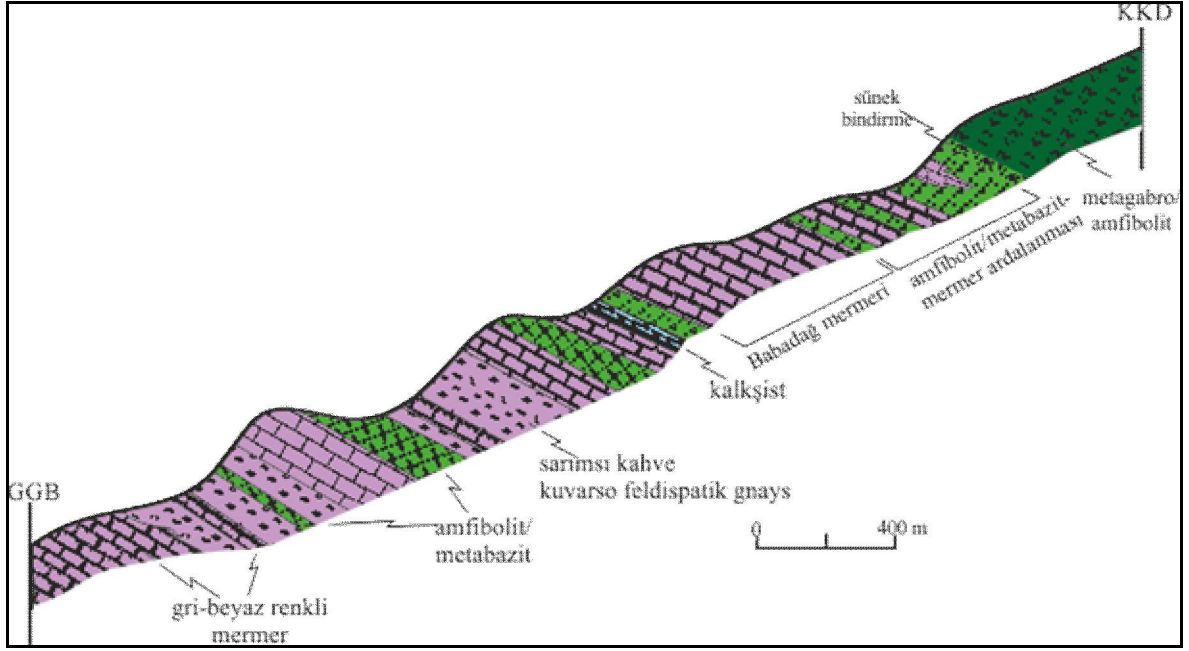


Şekil 4.32. a) Amfibolit-mermer ardalanması (0485736-4395244), **b)** Çıplak tepenin güneyinde gözlenen beyaz renkli, iri kristalli mermerler (0486682-4395448, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Fındıklı formasyonuna ait mermer-kuvarsofeldspatik gnays-amfibolit (mafik gnays) ardalanması en tipik mostralarını Altınoluk kuzeyi ve Avcılar köyünün kuzey kesimlerinde, Fındıklı ve Zıgın dere çevresinde, Zeybektaş tepe, Damla tepe, Çıplak tepe,

Şahinkalesi tepe, Adakaya tepe civarında vermektedir. En alt seviyelerde yer alan ve genellikle mercekler şeklinde gözlenen mermerler en tipik olarak Narlı köyünün kuzeybatısında, Adadağı tepe ve Kuyu dere boyunca yayılım sunmaktadır.

Fındıklı formasyonunun alt seviyelerinde mermer-kuarsofeldspatik gnays ardalanması yaygınca gözlenirken istifin bugünkü konumu itibariyle üst seviyelerine doğru amfibolitler artmaktadır. Mermer-kuarsofeldspatik gnays ardalanması arasındaki dokanak uyumlu ve geçişli bir dokanaktır. Sahada en azından bu alanda bu litolojiler arasında herhangi bir kesiklik gözlenmemektedir. Üst seviyelerde amfibolit-kalkşist ardalanması görülmekte ve bunun üzerine uyumlu olarak beyaz mermerler gelmektedir (**Şekil 4.33**). Özellikle Zeybektaş tepede mermer - kuarsofeldspatik gnays ardalanması ve daha seyrek olarak amfibolit ardalanması yanı sıra amfibolit-kalkşist ardalanması da yaygın olarak gözlenmektedir. Bu bölgede bu istifin üzerine tektonik bir dokanakla Sütüven Formasyonuna ait granitik gnayslar gelmektedir. Kazdağ zirvesinde Babadağı tepe civarında ise Fındıklı formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan mermerler (Babadağ mermeri) üste doğru yeşil renkli çok iyi foliasyonlu amfibolit/metabazit mercekleri içerirler. Daha üstte ise ince-orta taneli amfibolit/metabazitin egemen olduğu istifte beyaz mermerler birkaç metre kalın mercekler halinde görülmeye başlar. Amfibolit/metabazit egemen bu düzeylerden sonra birimin üzerine Tozlu metaofiyolitinin metagabro/amfibolit litolojileri gelir (**Şekil 4.33**). Bu alanda Fındıklı formasyonu ile Tozlu metaofiyolitinin sınırını çizmek ancak mermer merceklerinin sona erdiği yerden dokanağı geçirmek suretiyle mümkün olabilmektedir. Bu durum Fındıklı formasyonunun bugünkü konumu itibariyle üst kesimlerinde amfibolit/metabazit egemen bir istife geçtiği şeklinde yorumlanabilir.

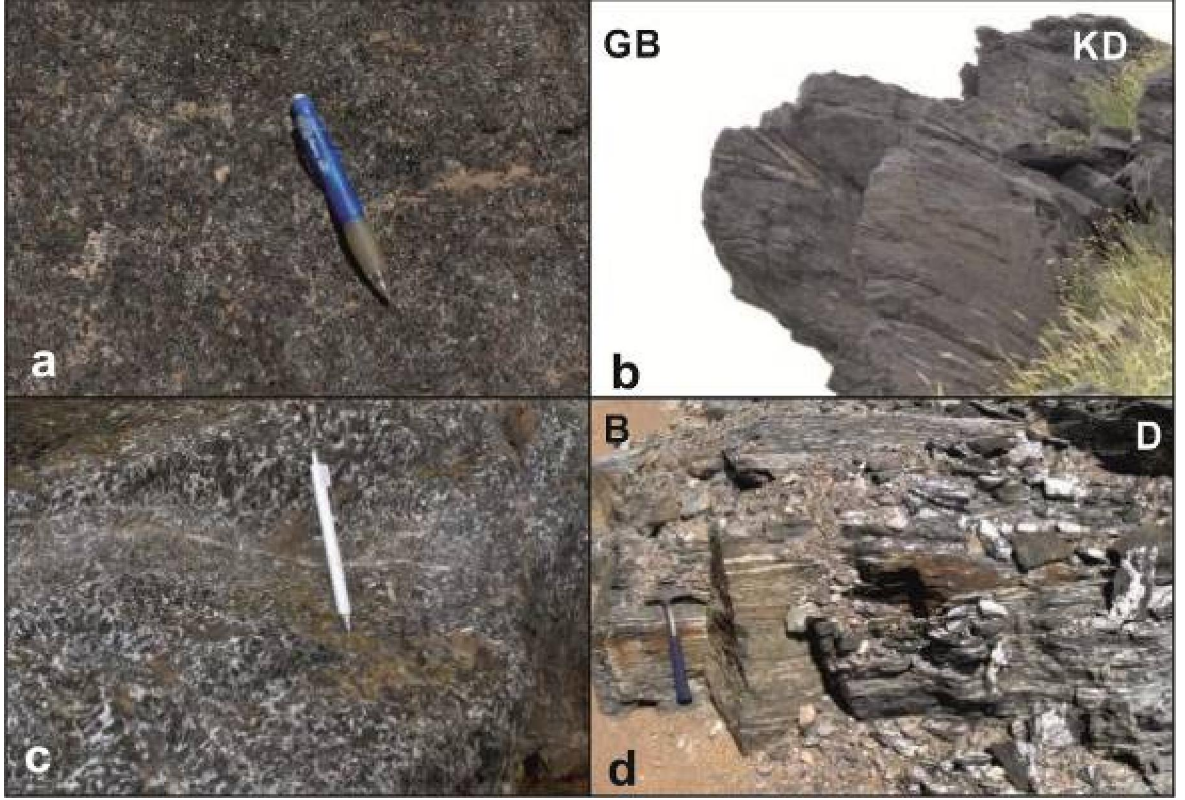


Şekil 4.33. Fındıklı formasyonunda gözlenen mermer-kuvarsofeldspatik gnays-amfibolit ardalanmasını gösteren enine jeolojik kesit.

4.1.2.1.1.2. Tozlu metaofiyoliti

Önceki çalışmalarda bu birim ilk kez Bingöl ve ark., (1975) tarafından Tozlu formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada birimin bir ofiyolit istifinin önemli bir kesimini içermesi ve daha tanıtıcı/anlatıcı olması nedeniyle birim için “Tozlu metaofiyoliti” adı kullanılmıştır. Kazdağları ve Gürgen Dağı zirvelerinde birbirinden ayrı iki alanda mostra veren Tozlu metaofiyoliti, başlıca gabroyik amfibolit, metadiyabaz (levha daykısı?) metadünit, metagabro, metaperidotit ve serpantinitten oluşmaktadır. Amfibolitler ve metagabrolar Tozlu metaofiyolitinin egemen litolojisini oluşturmaktadır.

Amfibolit ve metagabrolar siyah renkli, iri kristalli, bantlı yapıda olup izoklinal ve sıkışık asimetric-devrik kıvrımlar içermektedir (**Şekil 4.34a, b**). İri kristalli amfibolitlerin içerisinde plajiyoklas ve hornblend mineralleri net bir şekilde gözle ayırt edilebilmektedir. Bununla birlikte çalışılan alanda geniş yayılım sunan metagabrolar ise siyah renkli, iri kristalli, belirgin foliasyonlu ve bantlı yapıya sahiptir (**Şekil 4.34c, d**). Metagabrolar içerisinde beyaz renkli olan kısımlarda plajiyoklas mineralleri çıplak gözle ve lupla tanınabilmektedir.



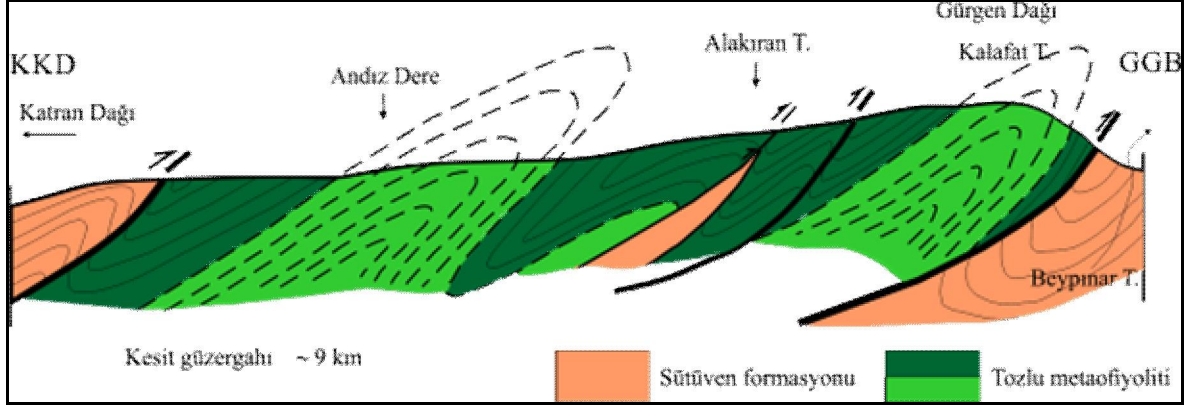
Şekil 4.34. a) Siyah renkli, bantlı yapı sunan amfibolitlerin yakından görünümü (0489175-4396280), b) Amfibolitlerde gözlenen devrik kıvrımlanma (0488412-4394569), c) İri kristalli metagabroların yakından görünümü (0487966-4395259), d) Siyah renkli, bantlı yapı sunan metagabroların araziden genel görünümü (0488783-4394834, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm, kalemin boyu 13 cm dir)

Amfibolit ve metagabrolarla ardalanma sunan metadünitler arazide dış yüzey rengi kirlili sarı, taze yüzey rengi yeşil, masif yapıda gözlenmektedir ve içerisinde olivin mineralleri çıplak gözle ve lupla tanınabilmektedir. Metadünitlerin çevresinde amfibolit fasiyesi metamorfizmasından kaynaklanan amfibolit zonları gelişmiştir (**Şekil 4.35**).



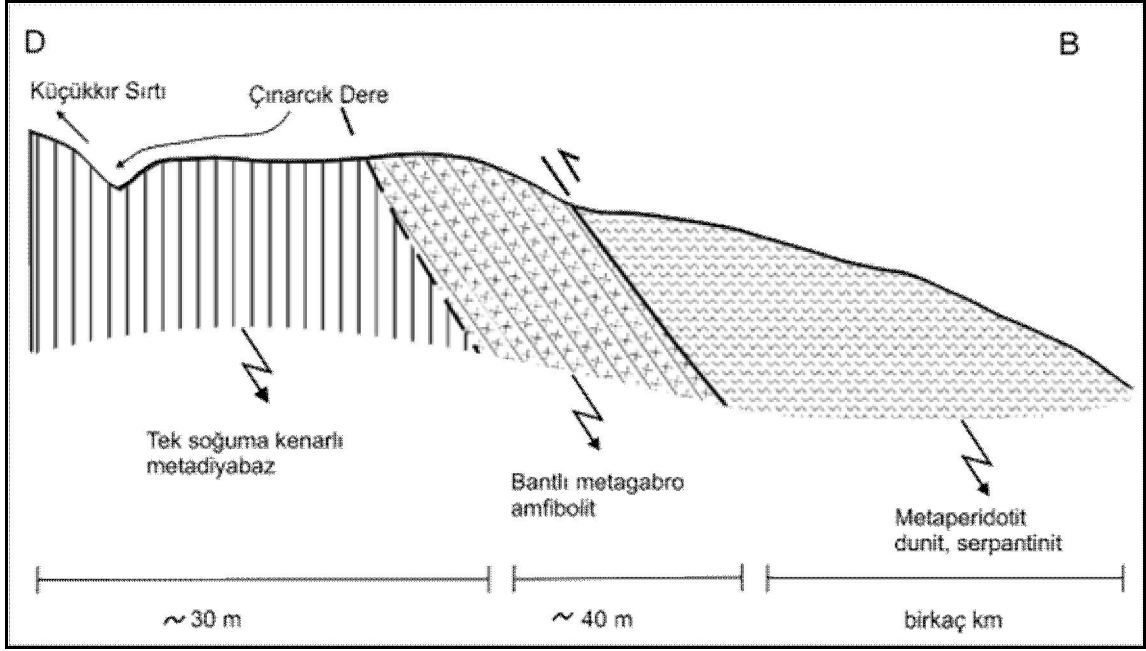
Şekil 4.35. a) Masif yapı sunan metadünitlerin araziden genel görünümü (0489887-4395807, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir), b) Metadünitlerin çevresinde gelişen amfibolit zonu (0483343-4392738, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir)

Tozlu metaofiyolitine ait kayalar Kazdağı'nın zirvesinde geniş yayılım sunmaktadır. Amfibolitler ve metagabrolar genellikle Kırklar tepe, Kalabak tepe, Gürgen dağı ve Tavşanoynağı tepe çevresinde mostra vermektedir. Metadünitler, Karataş tepe ve Babadağı tepede bulunmaktadır. Serpantinitler ise Kazdağı'nın zirvesinde Sarıkız tepesine giden yol üzerine yer almaktadır. 2012 yaz arazi sezonunda Tozlu metaofiyolitini oluşturan birimler ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Buna göre birim içinde ayırt edilen metagabro amfibolitler metaperidotitlerin altında ve üstünde olmak üzere formasyonun değişik kesimlerinde takip edilebilir mostralar vermektedir (**Şekil 4.24**). Nanekırı tepe yamacından geçip Radara doğru giden yol üzerinde yer yer metagabro-amfibolit ve metaperidotitler içinde ince (en fazla 20-30 m kalın) yanal devamsız (en fazla birkaç yüz metre uzun) mermer mercekleri bulunmaktadır. Bunlar mafik ve ultramafik kayalar içinde tektonik mercek biçimlidir. Bu tektonik merceklerden bazıları sadece mermer olmayıp süt beyaz mermer-amfibolit-kuarsofeldspatik gnays aralanmasından oluşmaktadır. Benzeri kuvarsofeldspatik tektonik mercekler Kazdağ domununun kuzey kesimlerinde Çörtencik sırtı güneyinde ve Çatalgedik Tepe ile Düden dere arasındaki alanda da görülmektedir. Ofiyolit istifinin sadece tabanına ya da tabana yakın kesimlere özgü olmayan bu tektonik mercekler, Tozlu metaofiyolitinin bugünkü konumunu kazanırken ve daha sonraki deformasyonlar sırasında dokanakta olduğu birimlerle (Sarıkız mermeri, Sütüven ve Fındıklı formasyonları) birlikte deforme olduğunu işaret etmektedir. Tozlu metaofiyolitini oluşturan litolojilerin mostra dağılımı ve yapısal irdelemeler, Tozlu metaofiyolitinin güneye devrik yatık kıvrımlar (**Şekil 4.34b**) ve tektonik dilimlerden oluştuğunu göstermektedir (**Şekil 4.36**).



Şekil 4.36. Gürgen Dağında Tozlu metaofiyolitinin yapısal düzenlenimini gösterir jeolojik kesit

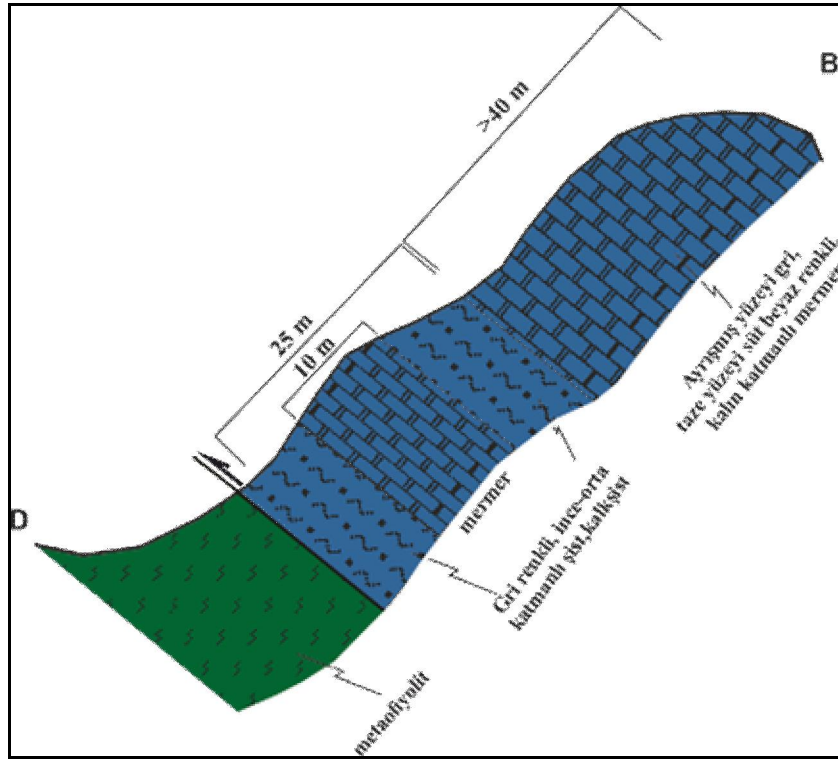
Kazdağ zirvelerinin kuzeyindeki yamaçlarda, Küçük kır sırtı yakınlarında, orman yolunun Çınarcık dereyi geçtiği yerde (Ayvalık İ17-c1; 0484847E-4396878N) yaygın metadiyabaz dayklarından oluşan bir kesim mostra vermektedir. Diyabaz dayklarının her biri yaklaşık 30-60 cm genişliklerde olup düşeye yakın konumdadır. Metamorfizmaya uğramış olmasına rağmen bunların levhasal-düzlemsel yapıları belirgindir. Dayklar çeperden merkeze dokusal bakımdan incelendiğinde bir kenarda daha ince taneli-afanitik nitelikli, iç kesimlere doğru ise daha iri kristaller içerdiği tespit edilebilmektedir. Metadiyabazların sahada gözlenen yapısal konumu ve dokanakta olduğu birimlerle olan ilişkileri **Şekil 4.37**'de görülmektedir. Bulduğu yapısal konum, ilişkide olduğu litolojik topluluklar ve kendi yapısal-dokusal nitelikleri bu metadiyabazların metamorfizma öncesinde bir ofiyolit dizisini levha-dayk kompleksine karşılık geldiği söylenebilir. Bu gözlem Tozlu Metaofiyolitinin bir okyanusal kabuk parçası olduğunu işaret etmektedir.



Şekil 4.37. Kazdağ zirvelerinin kuzeyindeki yamaçlarda, Küçük Sırtı yakınlarında Tozlu metaofiyolitinin iç yapısını gösterir jeoloji enine kesiti

Kazdağ domunun merkezi kesiminde yer alan süt beyaz renkli Babadağ mermerleri üzerinde tektonik dokanakla yer alan Tozlu metaofiyoliti, mermer çekirdeğin batı kenarındaki metaperidotitler dışında hemen her yerde mermerler üzerinde metagabro-amfibolit düzeyiyle oturmaktadır. Bu tektonik ilişki metamorfizma öncesi gelişmiş bir bindirmedir. Tozlu metaofiyolitinin üzerine keskin bir dokanakla Sarıkız mermerleri gelmektedir. Bu dokanak da metamorfizma öncesi bir bindirmedir. Ancak bu bindirme öncesinde bu iki birim arasındaki ilişkinin bir açılmalı uyumsuzluk olduğu önceki araştırmacılar tarafından (Duru ve ark., 2012 ve oradaki referanslar; Erdoğan ve ark., 2013) ifade edilmiştir. Oysa saha gözlemlerimiz ve birimlerin litolojik-yapısal nitelikleri bu dokanağın metamorfizma öncesinde gelişmiş bir uyumsuzluk düzlemi olduğuna dair kesin bir veri içermemektedir. Tozlu metaofiyoliti ile Sarıkız mermeri arasında mostra veren ve önceki çalışmalarda taban çakıltısı olarak değerlendirilen gnays-gözlü gnayslar arazi çalışmalarımız esnasında Sarıkız Tepe eteklerinde, özellikle 0489100E-4394000N koordinatı ve dolaylarında, ayrıca Kazdağ domunu doğu, batı ve kuzeyden saran mermerlerin alt kesimlerinde yer yer de olsa tespit edilmiştir. Bu gnays düzeyinin en iyi görüldüğü yerlerden biri olan Babadağ tepenin kuzeybatısında; 0484133E-4395762N koordinatta, metaperidotitlerin üzerine Sarıkız mermerlerinin geldiği görülmektedir. Sarıkız mermeri tabanda gri renkli ince-orta katmanlı şist ve kalkıştırdalanması ile başlamaktadır. Yaklaşık 25 metre kalınlığındaki bu düzeyden sonra ayrışma yüzeyi gri,

taze kırık yüzeyi süt beyaz renkli tipik Sarıkız mermerlerine geçilmektedir (Şekil 4.38). Bu kesit, Sarıkız mermerlerinin alt kesimlerinde kırıntılı bir istifin varlığını işaret etmektedir.



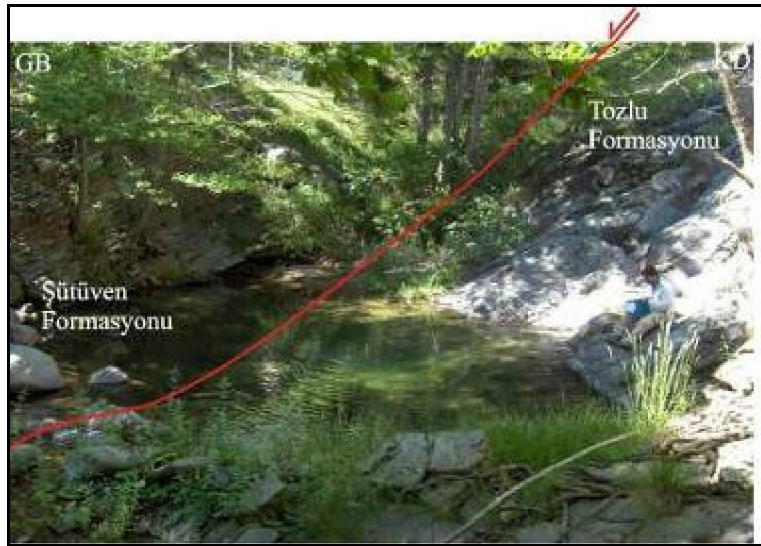
Şekil 4.38. Babadağ tepenin kuzeybatısında Tozlu metaofiyoliti ile Sarıkız mermeri arasındaki ilişkiyi gösterir jeoloji enine kesiti

Gerek bu lokasyonda ve gerekse Sarıkız tepe yamaçlarında bu şist-kalkşist düzeyleri arasında bulunan gnaysik kesimlerde bulunan iri taneler(?) daha çok kuvars, feldspat ve bazen de koyu renkli çok ince kristalli litolojilerden oluşmaktadır. Bu görünümü ile bu gnaysik düzeyler bugünkü haliyle bir metaçakıltaşından ziyade bir milonitik gözlü gnays niteliğindedir (Şekil 4.39). Bu dokanak bugün yüksek dereceli milonitik kayalarla temsil edilmektedir. Ayrıca bazı kesimlerde, örneğin Kazdağ domunun kuzey kesimindeki Çörtencik sırtı, Çatalgedik tepe, Düden dere arasındaki alanda Sarıkız mermeri ile metaofiyolitik kayalar arasında Sütüven formasyonu tektonik mercerler halinde bulunmaktadır. Bu da metaofiyolit ile mermerler arasındaki dokanağın önemli bir tektonik hareketle oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 4.39. Sarıkız mermerinin tabanına yakın kesimlerde metamorfik taban çakıldaşı olarak yorumlanan milonit gnaylardan bir görünüm

Düden alanının güneyinde ise Tozlu metaofiyoliti Kazdağ grubunun en üst birimini oluşturan Sütüven formasyonu ile doğrudan dokanak halindedir (**Şekil 4.40**).



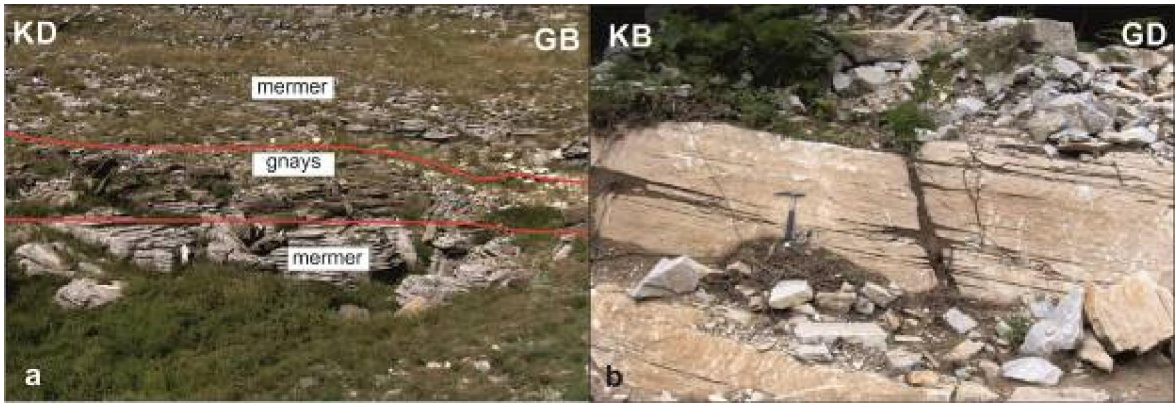
Şekil 4.40. a) Sütüven formasyonuna ait granitik gnaylar ile Tozlu metaofiyolitinin dokanağa geldiği alanı gösterir fotoğraf (0483785-4394078)

Serpantinitle, tektonizma nedeniyle metadünitlerden dönüşmüştür. Bunun yanında Gürgen dağı ve çevresinde mostra veren metaofiyolitler amfibolit, metagabro ve metadünitten oluşmaktadır. Bu bölgede Sarıtaş tepe ve Gürgen dağı arasında kalan alanda metaofiyolitik kayalar bu kez Sütüven formasyonuna ait kuvarsofeldspatik gnayların üzerine kuzeye eğimli tektonik dokanakla gelmektedir. Dokanağa yakın yerlerde yeşil

renkli, ince kristalli amfibolitler gözlenirken dokanaktan uzaklaştıkça siyah renkli, iri kristalli amfibolitlere geçilmektedir.

4.1.2.1.1.3. Sarıkız mermeri

Önceki çalışmalarda Bingöl ve ark. (1975) tarafından Sarıkız mermeri olarak adlandırılmıştır. Birim yer yer gnays-şist aradüzeyleri içeren mermerlerden oluşmaktadır. Sarıkız tepede tabanda ince bir gnays düzeyi ile başlamakta ve Tozlu metaofiyolitine ait kayaların üzerine gelmektedir. Bu gnays düzeyi yer yer yaklaşık 20-40 m kalınlığa sahiptir ve üste doğru dereceli olarak mermerlere geçiş göstermektedir. Benzeri düzeyler mermerlerin çeşitli seviyelerinde de tekrarlanmaktadır (**Şekil 4.41a**). İstifte egemen litolojiyi oluşturan mermerler ise dış yüzeyi sarımsı, taze yüzeyi beyaz renkli, ince-orta taneli, belirgin foliasyonludur (**Şekil 4.41b**).



Şekil 4.41. a) Sarıkız mermeri içerisindeki bir gnays düzeyi (0389095-4393855), **b)** Sarımsı beyaz renkli, ince-orta taneli ve belirgin foliasyonlu Sarıkız mermerinin arazi görünümü (0491627-4394580, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

Sarıkız mermeri tipik mostralarını Sarıkız tepe, Nanekırı tepe, Kuş tepe, Susuz tepe ve Harman tepe çevresinde vermektedir. Sarıkız mermeri metaofiyolitlerin üzerine keskin bir dokanakla gelmektedir (**Şekil 4.42**). Tozlu yayla sırtının kuzeyindeki gnaysların metaofiyolitlerden türemiş çakıllar içerdiği ve dolayısıyla dokanağın bir açılal diskordans olduğu ifade edilmiştir (Duru ve ark., 2004, Bozcu ve Çalık, 2006, Şentürk ve Ünlü, 2009, Erdoğan ve ark., 2009; 2013).



Şekil 4.42. Sarıkız mermeri ile Tozlu metaofiyoliti arasındaki keskin dokanak ilişkisini gösteren fotoğraf (0489120-4393818).

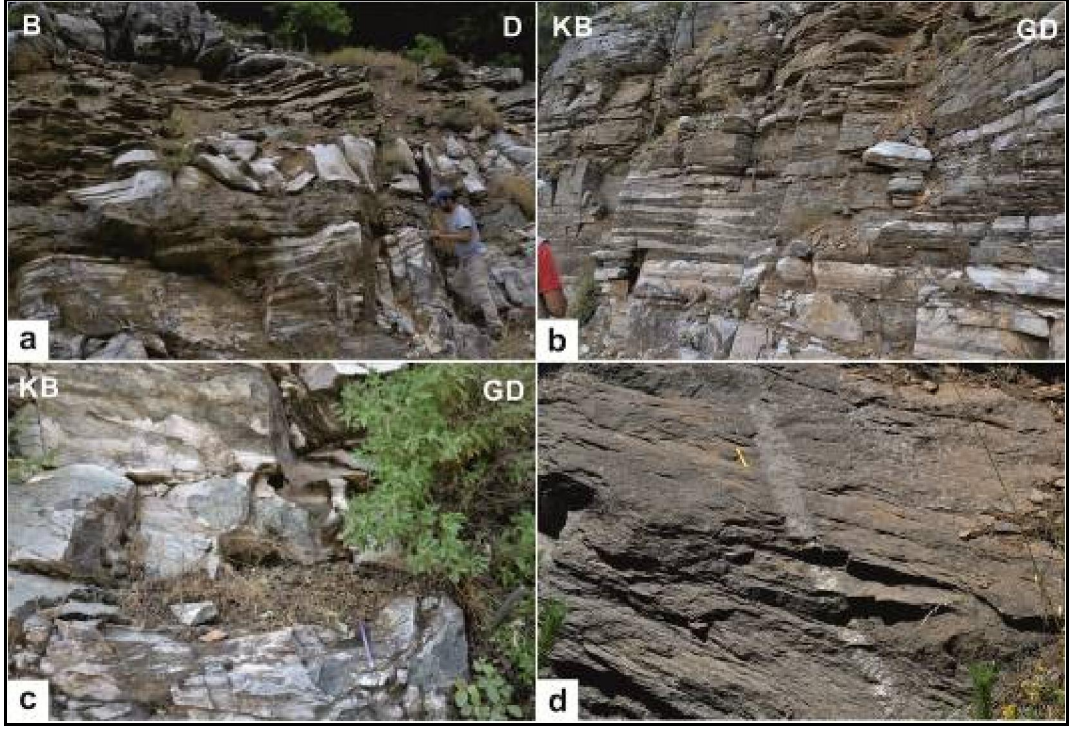
Yaptığımız arazi gözlemlerinde ve taban çakıltası olarak nitelenen gnayslardaki petrografik incelemelerimizde bu birimin bir taban çakıltası olduğunu kanıtlayacak somut verilere rastlanılmamıştır. Dokanaktaki birimlerin ileri derecede milonitik bir doku kazanmış olduğu ve belirgin bir tektonik zonla temsil edildiği çok açıktır. Sarıkız mermerinin Sütüven formasyonu tarafından ise tektonik olarak üzerlendiği ifade edilmiştir (Duru ve ark., 2004; Şentürk ve Ünlü, 2009; Erdoğan ve ark., 2009). Bu iki birimin dokanağına yakın kesimlerde Sütüven formasyonunun kuvarsofeldspatik gnaysları içinde Sarıkız mermerine çok benzeyen ara katmanlar bulunmaktadır. Benzer şekilde Sarıkız mermerlerinin görülür en üst seviyelerinde ise Sütüven formasyonunun kuvarsofeldspatik gnayslarına hem litolojik nitelikleri (ve hem de metamorfizma fasiyesi) açısından çok benzeyen şist ve gnays ara katmanları bulunmaktadır. Bazı alanlarda ise mermerlerden kuvarsofeldspatik şistlere geçiş çok iyi gözlenebilmektedir. Bu durum, bu iki birimin metamorfizma öncesinde jenetik ilişkili olduğunu ve birbirleriyle dereceli geçişli olduğu izlenimi vermektedir. Ancak istifin tümüyle son metamorfizmaya uğrama yaşının çok genç (Oligo-Miyosen) olması nedeniyle Sarıkız ve Sütüven formasyonlarının bir araya gelmesini sağlayan tektonik dokanağın bu niteliği, metamorfizma nedeniyle silinerek bu dereceli geçişli(?) görünüm kazanılmış olabilir.

4.1.2.1.1.4. Sütüven formasyonu

Kazdağ grubunun en üst kesimini oluşturan ve büyük bir bölümü kuvarsofeldspatik gnayslardan oluşan bu birim ilk kez Duru ve ark. (2004) tarafından bu isimle adlandırılmıştır. Bu formasyon Bingöl (1968, 1969)'ün "silisli-alüminyumlu seri"; Bingöl ve ark., (1975)'nin "Bozağaçtepe formasyonu"na karşılık gelmektedir.

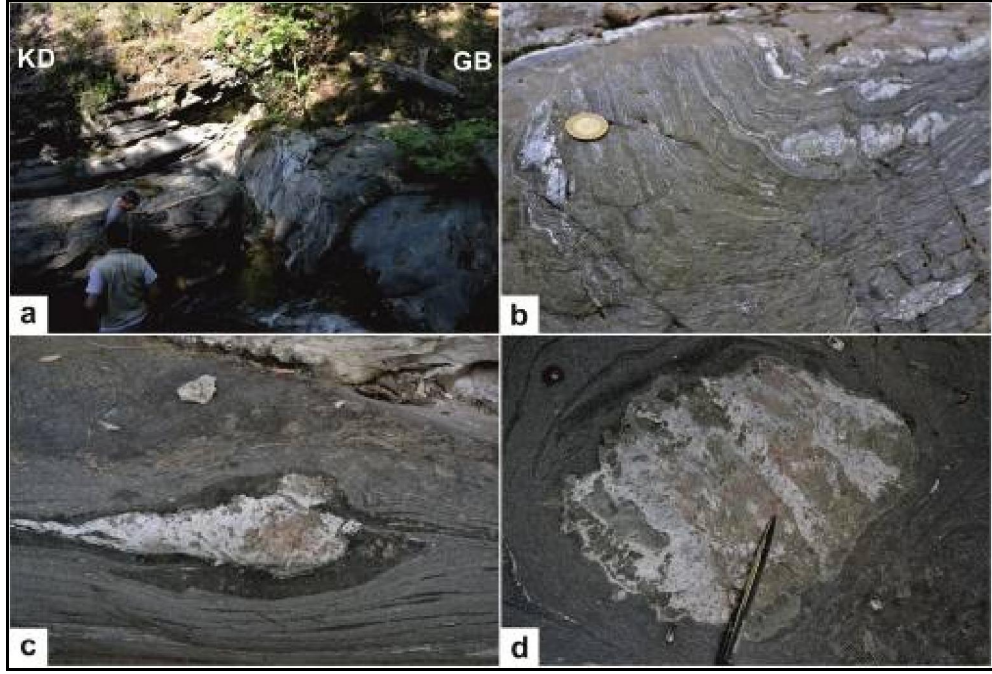
Sütüven formasyonu başlıca kuvarsofeldspatik gnays, mafik gnays ve bu kayaların arasında arakatman ya da mercekler şeklinde gözlenen mermerlerden oluşmaktadır. Arazi gözlemlerine göre kuvarsofeldspatik gnayslar başlıca sillimanit gnays, muskovit gnays ve granitik gnayslardan meydana gelmektedir. Bunların dışında migmatizasyon Sütüven Formasyonu içerisinde yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Sütüven formasyonu genel olarak kuvarsofeldspatik gnayslar ve bunlarla ardalanma sunan mafik gnays ve mermerlerden oluşmaktadır (**Şekil 4.43a, b**). Kuvarsofeldspatik gnays-mafik gnays-mermer ardalanmasından oluşan istif mafik ve felsik dayklar tarafından kesilmektedir (**Şekil 4.43c, d**). Çalışılan alanda kuvarsofeldspatik gnayslar sarımsı kahverenkli, ince-orta taneli, iyi yapraklanma ve lineasyon gösteren kayalardır. Buna karşın mafik gnays düzeyleri 40-60 m kalınlığında, grimsi, siyah renkli, ince-orta taneli, iyi foliasyonludur. Mermer mercekleri ise beyazımsı gri renkli, orta-iri taneli, bantlı yapıda ve yaklaşık 100-150 m kalınlıktadır.



Şekil 4.43. a,b) Kuvarsofeldspatik gnays-mafik gnays-mermer ardalanmasının araziden görünümü (a,b: 0488048-4384488, fotoğraftaki adamın boyu 175 cm, fotoğraftaki çekiçin boyu 33 cm), **c)** beyaz renkli mermerleri kesen felsik granit (0494066-4391416) **d)** mafik gnaysları kesen mafik dayk (0488725-4306104, c,d: fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir)

Sütüven formasyonunun mostra verdiği birçok yerde kuvarsofeldspatik gnayslar ve mafik gnayslar genç granitler tarafından da kesilmiştir (**Şekil 4.44**). Granitlerin mafik gnaysları kestiği yerlerde granitin çevresinde mafik minerallerce zengin zonlar oluşmuştur. Granitin içerisinde ise yeşil renkli epidot mineralleri ile kahverenkli granat mineralleri gelişmiştir (**Şekil 4.44c,d**).



Şekil 4.44. a,b) Mafik gnaysları kesen genç granitler, c) granitin etrafında gelişen mafik minerallerce zengin zon, d) granitin içerisinde gelişen epidot ve granat mineralleri (0494134-4406666)

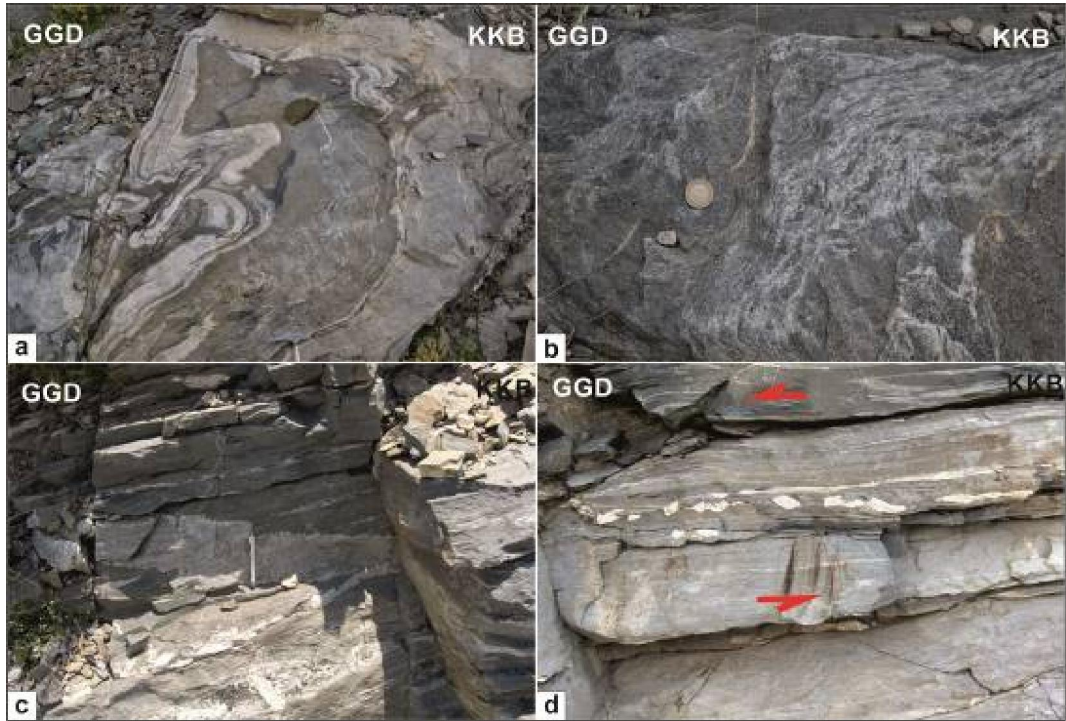
Sütüven formasyonu içerisinde gözle görülebilir en yaygın litolojiyi oluşturan granitik gnayslar sarımsı kahve-bej renkli, ince-orta taneli, belirgin foliasyonludur (**Şekil 4.45**). Granitik gnayslarda hornblend, mika ve feldspat mineralleri gözle ayrıt edilebilmekte ve kayacın dokusunu belirlemektedir. Granitik gnayslar deformasyona bağlı olarak bazı kesimlerde bantlı gnays görünümündedir. Bu bantlı gnaysları kesen çok sayıda makaslama çatlakları mevcuttur.



Şekil 4.45. Sarımsı kahve renkli, belirgin foliasyonlu granitik gnaysların arazide yakından görünümü (0483489-4392217, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir)

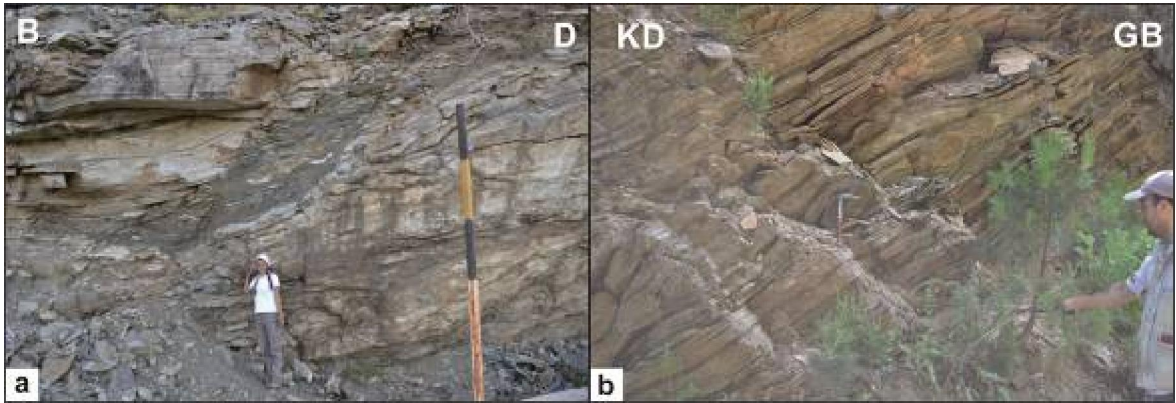
Sütüven formasyonu içerisinde özellikle Kapıdağ tepede ve Ayı deresinde mafik gnayslar ve kuvarsofeldspatik gnaysların migmatizasyona uğramış olduğu görülmektedir. Migmatizasyona uğramış kayalar gri renkli, ince taneli, iyi foliasyonlu olup gnaysların kısmi ergimesiyle oluşmuştur (**Şekil 4.46a,b**). Bu kayalar özellikle Kapıdağ tepede yeşilimsi siyah renkli, iri kristalli bir non-metamorfik gabro daykı tarafından kesilmektedir. Ayrıca aynı bölgede mafik gnaysların felsik dayklar tarafından da kesildiği gözlenmektedir (**Şekil 4.46c**).

Sütüven formasyonu içindeki migmatitik kesimler daha çok metateksit migmatit niteliğindedir. Bu migmatitler çoğunlukla kuvvetli gnaysik foliasyon ve bileşimsel bantlaşma içeren bir paleosom ile iki farklı dokanak ilişkisine sahip iki tür neosomdan oluşmaktadır. Bu neosomlardan biri ve daha yaygın olanı mm ya da birkaç cm kalınlığında gnaysik foliasyona paralel bandlar halinde bulunur ve başlıca plajiyoklas+kuvars ile daha az oranda hornblend ve mika kristalleri içerir. Bu tür kayalar içerisinde yaygın olarak deformasyon nedeniyle feldspat budinleri gelişmiştir (**Şekil 4.46d**).



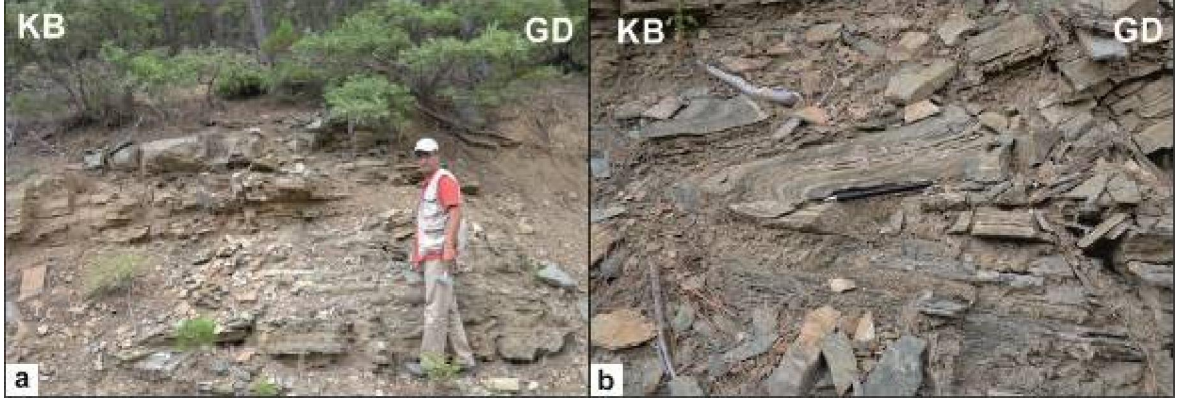
Şekil 4.46. a, b) Kapıdağ tepede gözlenen migmatizasyona uğramış mafik gnayslar (0493096-4392619, fotoğraftaki paranın çapı 2,5 cm dir), **c)** Kapıdağ tepede mostra veren gri renkli, ince taneli mafik gnaysları kesen felsik daykın genel görünümü (0493081-4392634, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir), **d)** Kapıdağ tepede mostra veren mafik gnaysların içerisinde gözlenen ve deformasyon nedeniyle gelişmiş feldspat budinleri (0493130-4392670)

Sütüven formasyonuna ait birimler en yaygın olarak Karaçam tepe, Karakoç tepeleri, Kapıdağ tepe, Gedik tepe, Çeyiz deresi ve Ayı deresi çevresinde gözlenmektedir. Kazdağ grubunun en üst seviyelerini oluşturan Sütüven formasyonu Sarıkız mermeri üzerinde tektonik ilişkilidir. Tozlu metaofiyoliti üzerinde tektonik dokanakla yer alan Sarıkız mermerinin tektonizma nedeniyle kamalanıp bu iki birim arasında bulunmadığı kesimlerde Sütüven formasyonu doğrudan Tozlu formasyonu üzerine de tektonik dokanakla gelmektedir (Şekil 4.24 ve 4.25). Bazı alanlarda Tozlu metaofiyolitinin de tektonizma nedeniyle kamalanması sonucu Sütüven formasyonu Kazdağ grubunun görülür tabanını oluşturan Fındıklı formasyonu üzerine yine tektonik bir dokanakla doğrudan gelebilmektedir. Birim özellikle kuzey kesimlerde Oligo-Miyosen yaşlı magmatik kayalar tarafından kesilmektedir. Kuvarsofeldspatik gnays ve mafik gnays düzeyleri içerisinde çok sayıda makaslama zonları gelişmiştir. Bu makaslama zonları boyunca şiddetli ezilmeler ve budinlenme gelişmiştir (Şekil 4.47).



Şekil 4.47. a,b) Kuvarsofeldspatik gnayslar içerisinde makaslama nedeniyle gelişen budinlenme (0493040-4392634)

Ayrıca mafik gnays düzeyleri içerisinde izoklinal kıvrımların gelişmiş olduğu daha iyi görülmektedir (Şekil 4.48).



Şekil 4.48. a,b) Mafik gnayslar içerisinde gelişen yatık-izoklinal kıvrımlar (0488251-4386641)

4.1.2.1.2. Kalabak grubu

Kalabak grubu adı bu tez çalışmalarında kullanıldığı anlam ve konumuna en yakın anlamda ilk kez Duru ve ark. (2012) tarafından kullanılmıştır. Çok daha önceleri bu adlama Kruchensky ve ark. (1980) tarafından Havran dolaylarındaki mostralara “Kalabak Metamorfik İstifi” olarak uygulanmıştır. Bu birim önemli oranda Okay ve Göncüoğlu (2004)’nun ”Alt Karakaya Kompleksi” ne karşılık gelmektedir.

Biga Yarımadası’nda Kalabak grubu 3 birimden oluşmaktadır (**Şekil 4.49**):

1. Sazak formasyonu
2. Torasan formasyonu ve
3. Çamlık metagranitoyidi.

Aşağıda bu birimler ayrı ayrı tanıtılacaktır.

KRONOSTR.	LİTOSTR.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
TRİYAS	KARAKAYA GRUBU		Düşük dereceli metamorfik şist, fillit ve mermer
EDİYAKARAN	KALABAK GRUBU	TORASAN FORMASYONU	Metaserpantin dilimleri içeren metapelitik kayalar, mermer
		SAZAK FORMASYONU	Metatüf, metavolkanik kayalar
KARBONİFER	KAZDAĞ GRUBU	SÜTÜVEN FORMASYONU	Gnays, sillimanitli gnays, granitik gnays, mermer, migmatit

Şekil 4.49. Kalabak grubuna ait kayaların genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ÖLÇEKSİZ)

4.1.2.1.2.1. Sazak formasyonu

Sazak formasyonu adı, bu tezde kullanıldığı anlam ve konumuna en yakın manada ilk kez Duru ve ark. (2012) tarafından kullanılmıştır. Ancak bu birim çok daha önceleri Okay ve ark. (1988) tarafından çok daha farklı manada; Karakaya kompleksi içindeki bir tektonik ünite olarak Torasan metamorfileri ile yanal ve düşey geçişli metatüfler olarak tanımlanmış ve Sazak üyesi olarak adlanmıştır. Bu birimin Biga Yarımadası'ndaki diğer mostraları ise önceki pek çok araştırmada Nilüfer birimi adı ile tanıtılmıştır (Okay ve ark.,1990, Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Sazak formasyonu başlıca ayrılmış yüzeyde kahverengi ve sarı; taze kırık yüzeyde ise yeşilimsi, kahve renklerde metatüf ve metavolkanik kayalardan oluşmaktadır. Birimin Biga Yarımadası'ndaki mostraları ilginç bir şekilde Torasan formasyonu ile mekansal bir uyum göstermektedir. Sazak ve Torasan formasyonları çoğu zaman birbirleriyle birincil stratigrafik ilişkili dokanakla Kazdağ antiformunun KD uzanımı ve yapının GD kanadı

boyunca mostralara vermektedir. Tıpkı Torasan formasyonu gibi Sazak formasyonunun da Kazdağ antiformuna nazaran KB kanatta herhangi bir dağılımı bugüne kadar haritalanmış değildir.

Sazak formasyonu bu tipik mostra dağılımı içerisinde Torasan formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (**Şekil 4.49**). Birim içerisindeki tüflü seviyelerin içinde Torasan formasyonunun fillat ve mikaşitlerinin artmasıyla dereceli geçilir. Bu geçişte; her iki birimde de gelişmiş olan metamorfik foliasyon yapıları uyumludur.

Sazak formasyonu; Kazdağ grubunun en üst birimi olan Sütüven formasyonu üzerinde tektonik bir dokanakla oturmaktadır. Yeşil şist fasiyesinde metamorfik bu birim ile altında yer alan amfibolit-granulit fasiyesinde metamorfik iki birim arasındaki metamorfik fasiyes sıçraması bu dokanağın önemli bir sıyrılma zonu olduğunu düşündürmektedir.

Sazak formasyonu, Duru ve ark. (2012) tarafından Torasan formasyonunun üzerinde kabul edilmiştir. Oysa saha gözlemlerimiz birbirleriyle geçişli olan bu iki birimden volkanik kayalarca egemen olanın yani Sazak formasyonunun genel dağılımı itibariyle altta yer aldığını göstermektedir.

4.1.2.1.2.2. Torasan formasyonu

Torasan formasyonu adı da tıpkı Sazak formasyonu gibi; bu tezde kullanıldığı anlam ve konumuna en yakın manada ilk kez Duru ve ark. (2012) tarafından kullanılmıştır. Ancak bu birim çok daha önceleri Okay ve ark. (1988) tarafından çok daha farklı manada; Karakaya kompleksi içindeki bir tektonik ünite olarak “Torasan metamorfikleri” adı ile tanımlanmıştır. Birimin sadece Havran-Edremit arasındaki mostralara ise Okay ve ark. (1990) tarafından Kalabak formasyonu adı altında ve “Karakaya öncesi birim” olarak tanımlanmıştır.

Tüm Biga Yarımadası’nda birimi haritalayan Duru ve ark. (2012)’nin yaptığı jeoloji haritasına göre Torasan formasyonunun mostra dağılımı ilginç bir şekilde KD-GB gidişli Kazdağ antiform eksenine boyunca ve GD kanat üzerinde bulunmaktadır. Antiformun KB kanadında bu birime ait mostralara bu güne kadar haritalanmış değildir. Ancak birimin Biga Yarımadası’ndaki dağılımının çok daha kuzey-kuzeydoğuda Bandırma dolaylarına kadar devam ettiği bilinmektedir (Kendi gözlemlerimiz ve ayrıca Aysal ve ark., 2012)

Torasan formasyonu başlıca polifaz deforme gümüşi gri renkli mikaşist, fillat ve kuvars mikaşistlerden oluşur. Birim içerisinde yanıl ve düşey yönde metapelitik-metasedimenter kayalarla yanıl ve düşey geçişi izlenebilen yer yer koyu gri ve yer yer de beyaz renkli iyi tabakalanmalı mermerler bulunmaktadır (**Şekil 4.49**). Birimin bilhassa Sazak formasyonuna yakın alanlardaki mostralardaki fillatlar daha çok kahvemsı sarımsı renklerde olup yine kahvemsı sarı renkli metabazit ve metatüf aradüzeyleri ve mercekleri içermektedir.

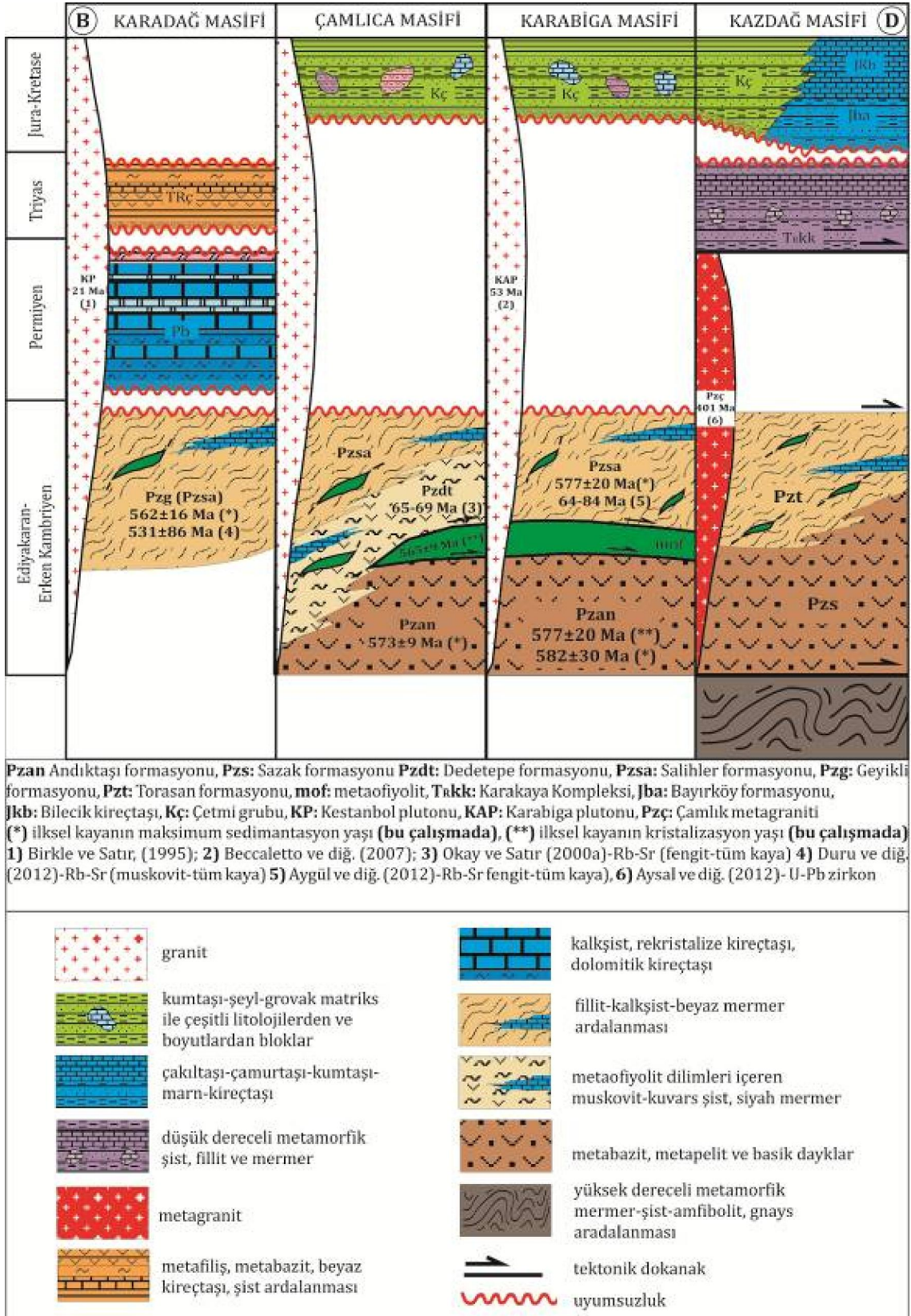
Birimin en ilginç özelliklerinden biri de içerisinde metre mertebesinden haritalanabilir büyüklüklere kadar değişen boyut ve kalınlıklarda metaofiyolit dilimleri içermesidir. Bunlar genellikle metaserpantinitle temsil edilmekte olup litolojik karakteri yanı sıra bu niteliğiyle de kuzey alanlarda yaygınca mostra veren Çamlıca-Geyikli-Kemer mikaşistlerine benzemektedir.

Torasan formasyonunun Çamlık metagranodiyoritleri tarafından kesildiği açıktır. Her ne kadar Kalabak ve Fazlıca köyleri arasındaki alanda bu iki birimin birincil dokanağı tektonik olarak bozulmuş olsa da; Çamlık metagranodiyoritlerinin mostra verdiği Fazlıca, Tarlabası, Kocaseyit dolaylarında metgranodiyoritler içinde Torasan formasyonuna ait anklavlar bulunmaktadır. Ayrıca bu alandan daha kuzeyde Kırcaoba köyüne kadarki yaklaşık 15 km boyunca bu iki birim arasındaki sınır oldukça düzensiz, girintili çıkıntılı ve birbirleriyle giriftir ve dokanakta kontak metamorfizma zonu gelişmiştir. Kontak metamorfizmaya rağmen; her iki birimde gelişmiş olan metamorfik foliasyonun bu dokanak boyunca birinden diğetine kesiksiz devam ettiği, birbirinin devamı olduğu görülebilmektedir. Bu nedenle Torasan formasyonu ve Çamlık metagranodiyoritinin intrüzif dokanakla biraraya gelmelerinden sonra birlikte metamorfizmaya uğradıkları saha gözlemlerinden anlaşılmaktadır. Bu ilişki çok daha kuzey-kuzeydoğuda Bandırma dolaylarına kadar saha gözlemlerimizle takip edilmiştir (ayrıca Aysal ve ark., 2014'e bakınız).

4.1.2.1.2.3. Çamlık metagranodiyoriti

Birim başlıca yeşil şist fasiyesinde metamorfik bir granit, granodiyorit topluluğundan oluşur. Daha önceleri Bingöl ve ark. (1975), Krushensky ve ark. (1980), Gümüş (1964) Aslaner (1965) vb. tarafından da çeşitli biçimlerde tanımlanmış olmakla birlikte ilk kez Havran kuzeyindeki mostralardan Çamlık metagranodiyoritleri olarak Okay ve ark. (1990) tarafından adlanmıştır.

Birimin en büyük mostrası Havran kuzeyindeki Fazlıca-Kocaseyit dolayından daha kuzeybatıdaki Kırıklar köyüne kadarki yaklaşık 25 km boyunca görülür. Bir diğer mostrası ise Eybek dağı kuzey eteklerinde 4x5 km boyutlarındadır. Gerek litolojik nitelikleri ve gerekse intrüzif ilişki içinde olduğu metamorfik Torasan formasyonu ile mekansal birlikteliği bakımından Çamlık metagranodiyoritinin eşdeğeri mostralarda daha kuzeydoğuda Torasan köyü kuzeyinde, Camialan köyü dolaylarında ve hatta Karacabey kuzeyinde de bulunmaktadır. Nitekim bu değişik mostralardan Okay ve ark. (1996) 399 ± 13 My; Aysal ve ark. (2012a) 389 ± 2 My; 401 ± 4.8 My ve Sunal (2012) 393.8 ± 2.7 My ile 395.9 ± 4.09 My arası ve Aysal ve ark. (2012b) 400.3 ± 1.4 My gibi birbiriyle çok uyumlu yaşlar elde edilmiştir. Dolayısıyla literatürde Çamlık metagranodiyoriti, Yolindi metagranodiyoriti, Karacabey metagraniti, vb adlarla anılan ve Sazak/Torasan formasyonlarıyla mekânsal ilişkili metamorfik granitik kayalar benzer yaş ve tektonik anlama sahiptirler. Birim Triyas yaşlı taban konglomeraları tarafından belirgin bir uyumsuzlukla örtülmektedir.



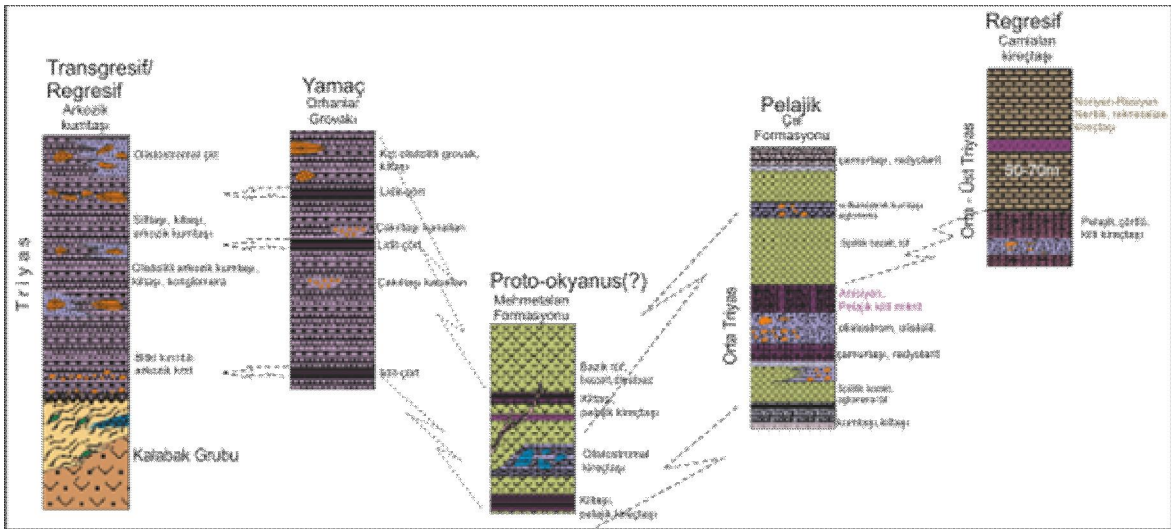
Şekil 4.50. Biga Yarımadası'nda birbirinden farklı alanlarda mostra veren ve bugüne kadar bölgede yapılan çalışmalarda farklı ad ve anlamlar yüklenen metamorfik kayaların bu tez sonucunda yapılan korelasyonunu gösterir ayrıntılı stratigrafik kesitler

4.1.2.1.3. Karakaya grubu

Biga Yarımadası'nda yaygın mostra veren ve çok çeşitli kaya türü ve fasiyeslerde gelişmiş Triyas yaşlı kaya toplulukları ilk kez Bingöl ve ark. (1975) tarafından Karakaya formasyonu olarak adlandırılmış ve tanıtılmıştır. Türkiye'nin çok değişik kesimlerinde benzer adla tanıtılan Triyas yaşlı birimler bu ad altında toplanmış ve yorumlanmışlardır.

Bir yay-ardı kenar havzadan bir dalma-batma yığışım karmaşığına kadar değişen çok farklı ortamlarda oluştuğına dair modeller üretilen Okay ve Göncüoğlu (2004) bu birim Biga Yarımadası'nda yaygın mostralar vermektedir.

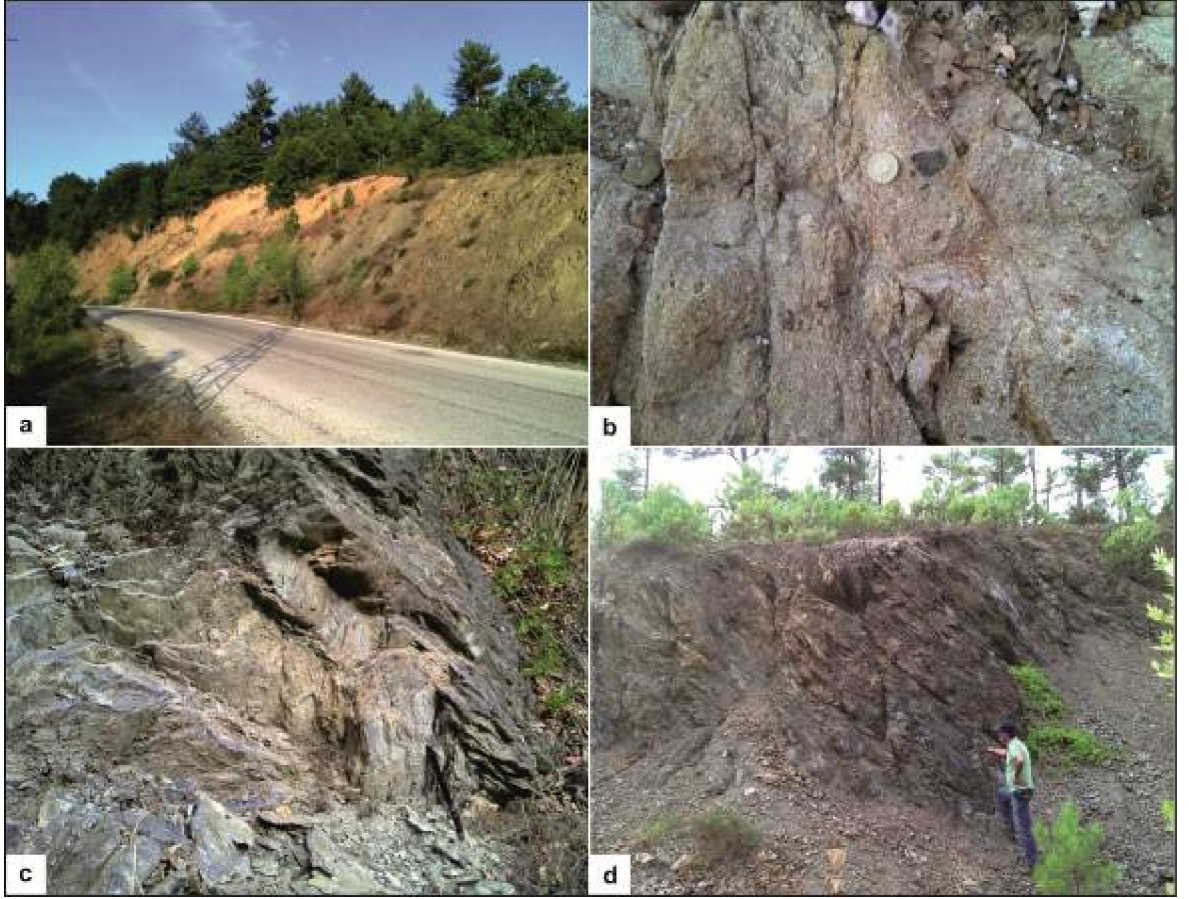
Biga Yarımadası'nda Karakaya grubu, her biri alttan üste değişimi izlenebilen ve birbirleriyle yanal geçişli olduğu saptanabilen çeşitli fasiyes toplulukları ile temsil edilmektedir (Şekil 4.51). Bu fasiyes topluluklarının her biri belli oranda önceki çalışmalarla da ayırt edilmiş olup değişik biçimlerde yorumlanmıştır.



Şekil 4.51. Biga Yarımadası'nda Karakaya grubunu oluşturan fasiyes topluluklarını gösterir stratigrafik korelasyon kesitleri (Duru ve ark., 2012)

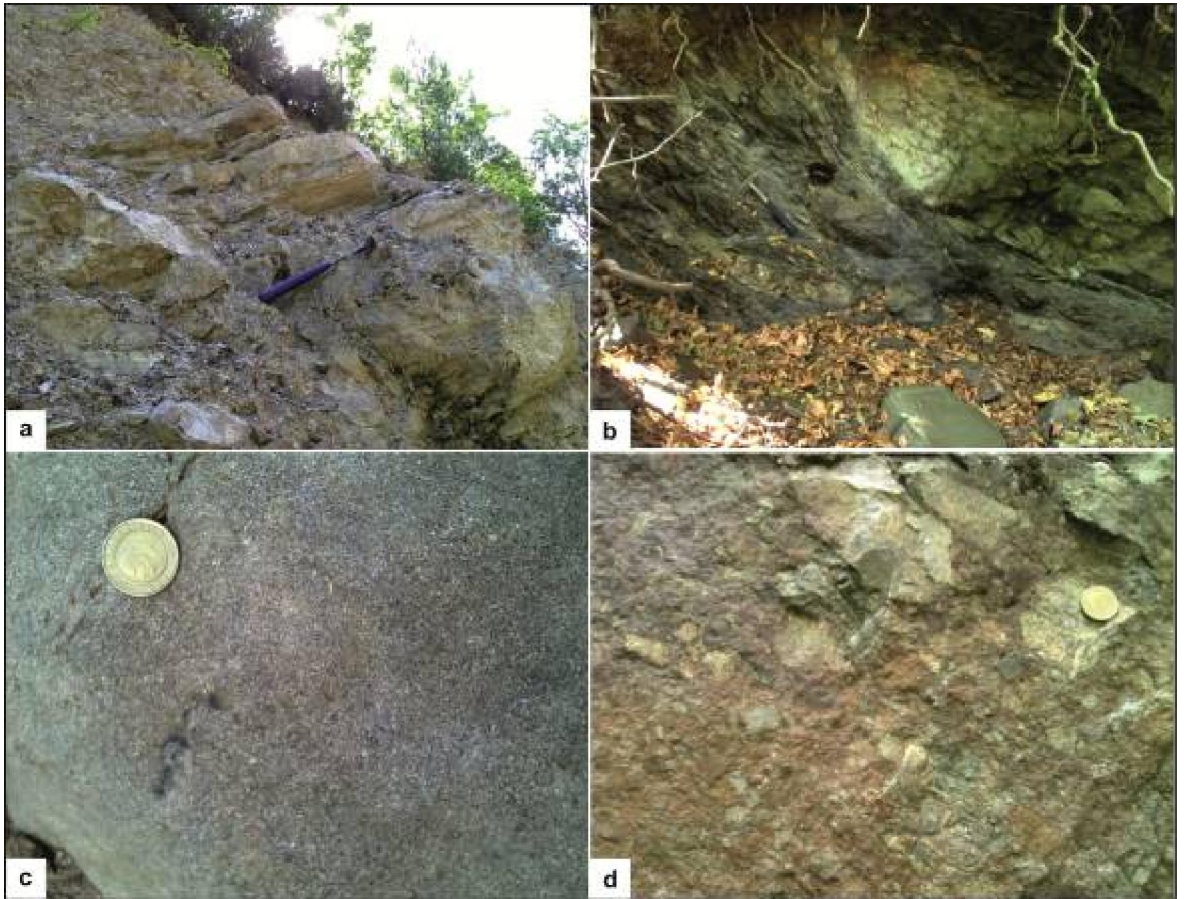
Karakaya grubunu oluşturan fasiyes toplulukları bir uçta; kırıntılı karasal çökellerle başlayıp transgresif olarak proksimal ve distal türbidite geçen bir istiftten oluşur. Diğer uçta ise ince tabakalı pelajik kireçtaşı ve çörtlerle ardalanan bazik volkanikler bulunur. Şekil 4.51'de özetlenen bu fasiyes topluluklarının birinden diğerine geçişi sahada izlenebilmekte olup özellikle sığ denizel çökellerle başlayan istiflerin metamorfik temel kayaları üzerinde açısız uyumsuz olarak oturduğu gözlenmektedir. Birimin litostratigrafik nitelikleri genelleştirilmiş bir kesitte özetlenecek olursa Karakaya grubunun kırıntılı kayaları Sofular

ve İnova köyleri arasında ve Sazak köyü kuzeyindeki alanlarda olduğu gibi polifaz deformasyona uğramış olduğu belli olan metamorfik temel kayaları (**Şekil 4.52c ve d**) üzerinde açısız uyumsuz olarak başlar (**Şekil 4.52a**). Her ne kadar bu taban dokanak ilişkisi pek çok yerde daha genç tektonikle hareket geçirmiş ve yer yer Neojen yaşlı dayk ve damarlarla kesilmiş olsa da birincil ilişkinin uyumsuz olduğu belirgindir. Nitekim **Şekil 4.51b**'de görüldüğü gibi metamorfik kayalar üzerinde bulunan ilk kaba kırıntılı tabakalar içinde çok kötü boylanmış, köşeli fillit ve metavolkanik kaya çakılları bulunmaktadır.



Şekil 4.52. Karakaya grubunun Sofular ve İnova köyleri arasındaki mostraları. **a)** Yol yarmasında altta metamorfik Torasan ve Sazak formasyonlarından oluşan temel ve üstte Karakaya grubunun arkozik kumtaşı-çakıltası. **b)** Taban çakıltasına yakından bakış. **c)** Dokanağın altındaki polifaz deforme gümüşü renkli fillat ve mikaşistler (Torasan formasyonu). **d)** Dokanağın altındaki gümüşü renkli fillat ve mikaşistlerle yanal ve düşey geçişli metavolkanik-metavolkaniklastik kayalar (Sazak Formasyonu)

Bu kaba konglomeralar üste doğru hızla incelererek bir arkozik kumtaşına (Şekil 4.53c) ve bu da daha üste doğru bir kumtaşı-şeyl ardalanmasına geçer (Şekil 4.53a). Bu arkozik kumtaşı şeyl ardalanması daha sonraki tektonikle deforme olduğundan pek çok mostrada heterojen istifte kaya reolojisi nedeniyle bloklu bir görünüm kazanmıştır. Oysa bu tür mostralar ayrıntılı incelendiğinde blok görünümlü arkozik kumtaşlarının yakınlarında şeyller içerisinde bu kumtaşlarının stratigrafik mercek biçiminde yer aldığı görülebilmektedir (Şekil 4.53b). İstifte bu seviyelerin yanal devamında ya da üste doğru olistostromal çakıltaşlarının (Şekil 4.53d) gelişmeye başladığı görülür. Bu olistostromal çakıltaşlarına bir mafik volkanizmanın eşlik ettiği de görülür.

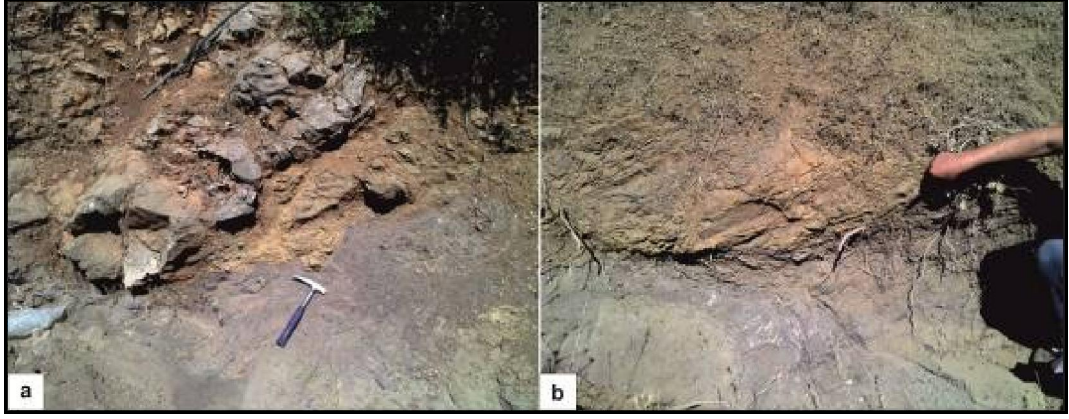


Şekil 4.53. a) Karakaya grubunun daha çok alt kesimlerini temsil eden arkozik kumtaşı-şeyl ardalanması. b) Bu arkozik kumtaşı-şeyl ardalanmasının tektonizmaya uğrayarak bloklu-karmaşık görünüm kazanması. Fotoğrafın sağ üst kesiminde açık renkli arkozik kumtaşı blok görünümünde iken çekiç ile kuru yapraklar arasındaki kesimde arkozik kumtaşının deforme şeyl içinde mercek biçiminde bulunduğu görülüyor. c) Arkozik kumtaşına yakından bakış. d) Karakaya grubu içinde tektonik ve volkanik aktiviteyi gösteren volkanik-volkaniklastik matriksli olistostromal seviyeler

Kumtaşı şeyl ar dalanmasının bir diğer yanal-düsey geçişli olduğu fasiyes topluluğu ise tipik Bouma sekanslarının görüldüğu filiş fasiyesi kayalarındır (**şekil 4.54a, c**). İstifte tektonik bakımdan aktif bir çökeltme ortamında filiş, bloklu vahşi filiş ve olistostromal çökeller gelişmiştir. Bu birimlerin içinde istifin tabanından itibaren her düzeyde Permiyen yaşlı kristalize kireçtaşı (**şekil 4.54b, d**), metamorfik temele ait metapelitik ve/veya metabazik kaya blokları (**şekil 4.55b, c**), bulunmaktadır. Yer yer dağ boyutuna ulaşan boyutlardaki bu blokların daha küçük boyutta buldukları durumlarda istif bir eski yamaç döküntüsünü andıran yanal devamsız polijenik kaba konglomera görünümlüdedir (**şekil 4.55c**).



şekil 4.54 a) Karakaya grubunun filiş fasiyesi kayalarına uzaktan bakış. **b)** Karakaya grubu içinde bir Permiyen kireçtaşı bloku. **c)** Türbiditik filiş fasiyesinde gelişmiş istifte Bouma sekanslarının geliştiği görülmektedir. **d)** Permiyen kireçtaşı olistolitleri ve bunlarınaralarını dolduran volkanik-volkaniklastik matriks



Şekil 4.55. a) Karakaya grubunun bloklı kesimlerinde mor renkli volkanik-volkaniklastik kayalar içinde yer alan kireçtaşı ve metavolkanik (Sazak formasyonu) kaya blokları. **b)** Sazak formasyonuna ait metavolkanik kaya bloku ile Karakaya grubuna ait mor renkli volkanik kayaların dokanağına yakından bakış

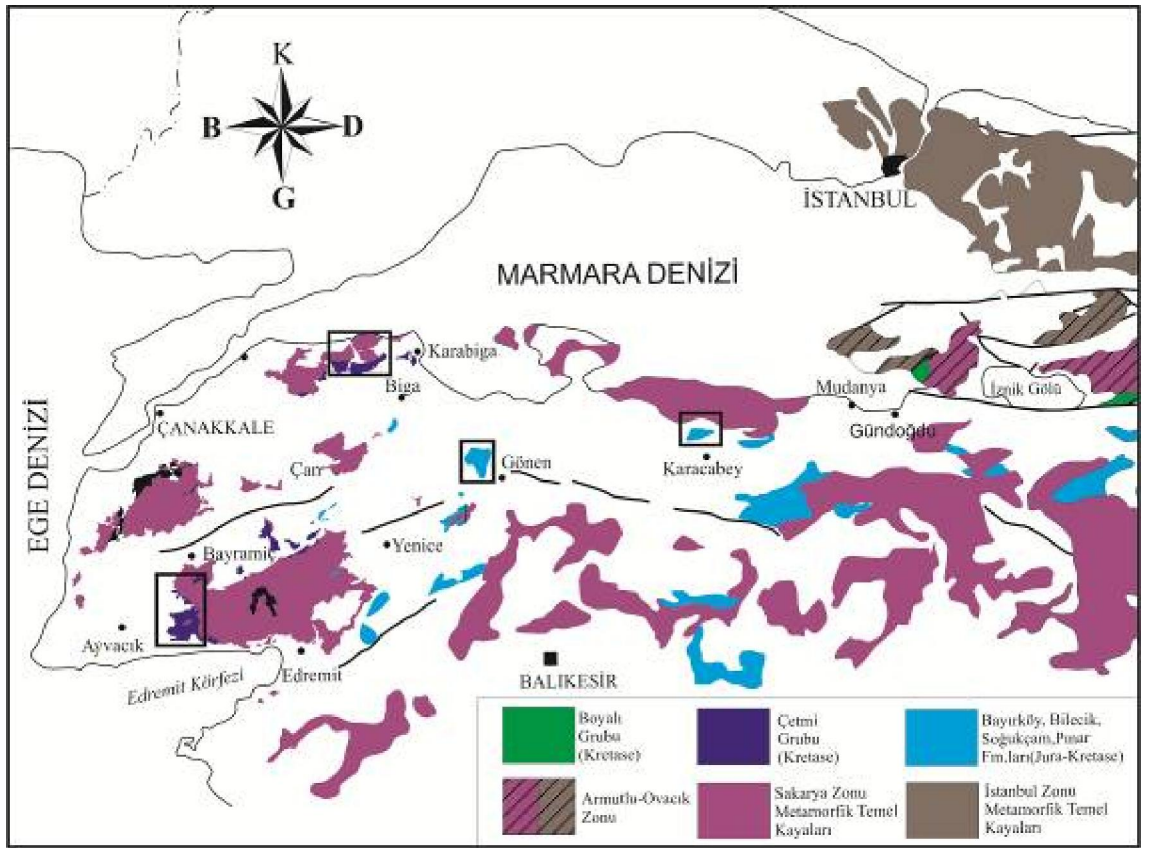


Şekil 4.56. Karakaya grubu içindeki polijenik çakıl ve bloklı olistostrom merceğine yakından bakış

Bazı alanlarda Karakaya grubu mostralalarının hamam tamamı ince tabakalı pelajik çört, kireçtaşı, çamurtaşları ile birlikte bulunan yeşil renkli metavolkanik kayalarla temsil edilir. Derin denizel-pelajik bir ortamı temsil eden bu fasiyesler de bazı alanlarda yanıl yönde olistostromal çakıltaşlarına geçiş gösterebilmektedir. Tanıtılan bu farklı fasiyes toplulukları ve bunların saha ilişkileri Karakaya grubunun oluştuğu ortam için şu sonuca götürmektedir; Karakaya grubu, Permiyen yaşlı bir karbonat platformunun (Biga Yarımadası'nda Bozalan Formasyonu) parçalanmasıyla, Triyas başında açılan bir havzada gelişen çeşitli fasiyes toplulukları ile temsil edilir. Bu topluluklar; havzanın Triyas sonunda sıkışarak kapanması esnasında dilimlenerek bugünkü karmaşık yapısını kazanmıştır (Yiğitbaş ve ark., 2014).

4.2. Mesozoyik Örtü Kayaların Jeolojisi

Biga Yarımadası'nda Mesozoyik yaşlı örtü kayaları başlıca; Küçükkuşu'nun kuzeyinde, Karabiğa'nın batısında, Gönen'in (Balıkesir) batısında ve Karacabey'in (Bursa) kuzeyinde yüzlekler vermektedir. Küçükkuşu ve Karabiğa civarında yüzeyleyen Mesozoyik örtü birimleri, yüksek enerjili ortamları karakterize eden, ince taneli kataklastik bir matriks ve bu matriks içerisinde dağılmış, çeşitli boyutta ve litolojilerde bloklardan oluşan Çetmi grubu ile, Gönen ve Karacabey civarında yüzeyleyenler ise Sakarya Zonunun tipik karbonat platform istifine ait litolojiler (Bayırköy, Bilecik ve Pınar formasyonları) ile temsil edilmektedir (Şekil 4.57).



Şekil 4.57. Kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen Mesozoyik örtü birimlerini ve çalışma alanlarını gösterir basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yiğitbaş ve ark., 2009a)

4.2.1. Çetmi grubu

İlk kez Okay ve ark. (1990) tarafından; spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Geç Triyas, Geç Jura-Erken Kretase ve Geç Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşan birimler Çetmi ofiyolit melanjı olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Beccaletto (2004), melanjın Biga Yarımadası'nda kuzey (Biga ilçesinin kuzeyinde) ve güney (Küçükkuuyu ile Bayramiç arasında) olmak üzere iki alanda yüzeylendiğini öne sürmüştür. Güney kesimdeki melanjı da, Bayramiç güneyi ve Küçükkuuyu kuzeyi olarak yine iki kısımda ele almıştır. Görür ve Okay (1996) ise Çetmi melanjının Trakya Havzasının temelini oluşturabileceğini öne sürmüştür. Çetmi melanjı esas olarak (~%45) spilitik mafik volkanik kayalar, kireçtaşlarının çeşitli tipleri (~%32), nadir radyolarit-çört ve serpantin içeren grovak şeyl matriks (~%15) ve eklojitin geniş tektonik dilimleri ve eklojitik mika şistlerden oluşmaktadır (Okay ve Satır, 2000b). Erken-Orta Albiyen yaşlı ve grovak-şeyl birlikteliğinden oluşan bir matriksi olan melanjın içerisinde; Orta Triyas kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Alt Kretase radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

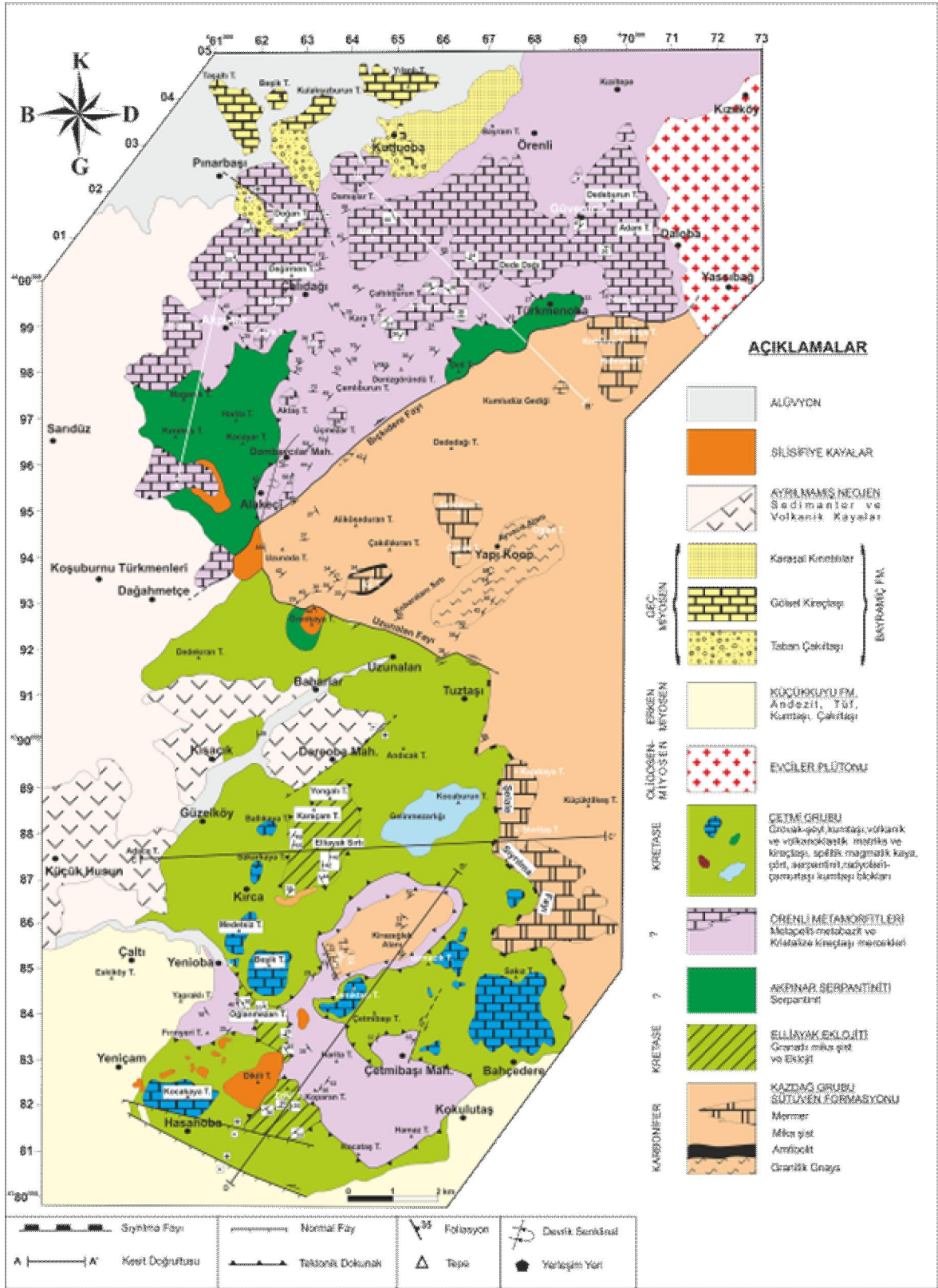
Önceki çalışmalarda Çetmi melanjı olarak adlanarak tanıtılan birim Tunç (2008) tarafından yeniden haritalanmış (**Şekil 4.58 ve 4.59**), daha önce melanj içinde değerlendirilmiş olan kaya toplulukları kendi içinde ayrı ayrı ele alınarak “Çetmi grubu” olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da Çetmi grubu adlaması kullanılmıştır.

Çetmi grubuna ait kayalar Biga Yarımadası'nda Küçükkuuyu beldesinin kuzeyi ve Karabiga beldesinin batısı olmak üzere iki farklı alanda yüzlekler vermektedir (Şekil harita). Bu alanlar farklı başlıklar altında anlatılacaktır.

4.2.1.1. Küçükkuuyu kuzeyinde Çetmi grubu

Çetmi grubu olarak adlandırılan birim; Baharlar-Uzunalan köyleri arasındaki ve Güzelköy-Kırca köyleri arasındaki yol yarmalarında, Nusratlı Orman Binası ile orman binasının DKD' ndaki Kapıkaya Tepe arasındaki yol yarmasında en iyi şekilde gözlenmektedir.

Çetmi grubu; çökel-volkanik-volkanoklastik bir matriks ile bu matriks içerisindeki Erken Mesozoyik yaşlı bloklardan oluşmaktadır. Bu birimi oluşturan litolojiler matriks ve bloklar olmak üzere iki kısımda değerlendirilecektir.

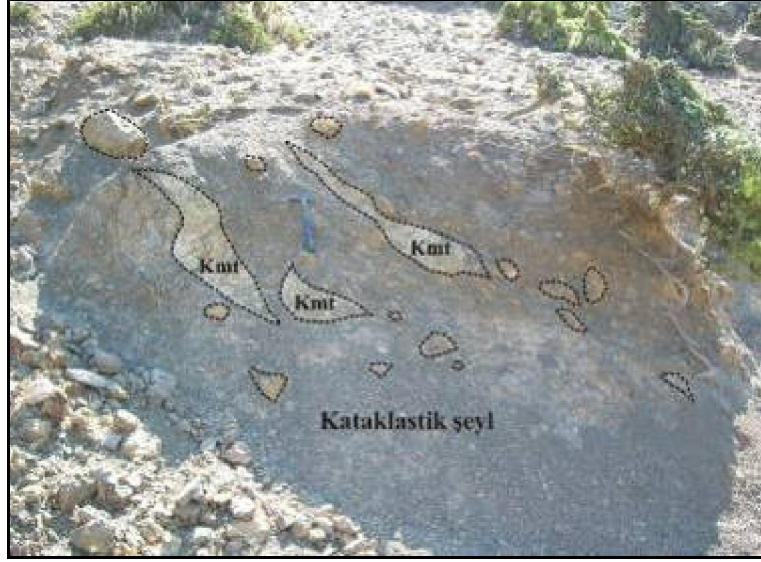


Şekil 4.58. Bayramiç güneyi Küçükkuşu kuzeyi arasında kalan alanda Çetmi grubunun dağılımını gösteren jeoloji haritası (Tunç, 2008'den değiştirilerek)

KRONOSTR.	LİTOSTR./LİTODEM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KUV.			Alüvyon
GEC MİYOSEN	BAYRAMIÇ FORMASYONU		Ayrılmamış Neojen Sedimanter ve Volkanik Kayalar
ERKEN MİYOSEN	KÜÇÜKKUYU FORMASYONU		Andezitik lav, tuf, aglomera Konglomera, kumtaşı
KRETASE	ÇETMI GRUBU		Matriks: Alt Kretase yaşlı, kataklastik şeyl grovak ardalanması, kumtaşı, volkanik ve volkano - klastik kayalar Bloklar: Spilitik magmatik kayalar, serpantin, radyolarit çöri, çamurtaşı, kireçtaşı
?	ÖRENLI METAMORFİTLERİ		Kristalize kireçtaşı Metabazit ve metapelit
KARBONİFER	SÜTÜVEN FORMASYONU		Mermer, Şist, Amfibolit, Granitik Gnays Ardalanması

Şekil 4.59. Küçükuyu kuzeyindeki alanda Çetmi grubuna ait geliştirilmiş tektono-stratigrafik kolon kesit (Tunç, 2008'tan değiştirilerek) (ÖLÇEKSİZ)

Matriks, aşırı derecede deforme olmuş, kırıklı çatlaklı kataklastik şeyl-grovak ardalanması ve volkanik, volkanoklastik kayalardan oluşmaktadır (**Şekil 4.60**) ve yaşı, grovaklar içerisindeki dinoflagellat fosillerine göre Erken-Orta Albiyen' dir (Erken Kretase) (Beccaletto, 2004).



Şekil 4.60. Çetmi grubunun, kataklastik şeyl ve grovaktan oluşan matriksinin ve içerisindeki kumtaşı, çört, kireçtaşı gibi farklı litolojilerden blokların görünümü (UTM Koordinat: 0459347-382130)

Matriksi oluşturan şeyller, siyahımsı kahverengi, ince-orta tabakalı ve kırılğan kayalardır. Bej-açık kahve renkli, orta tabakalı grovaktar ise şeyllere göre daha dayanımlıdır (**Şekil 4.61**). Aşırı derecede deforme olmuş matriksin diğerk litolojilerle olan dokanaklarında ve kendi içinde makaslama zonları görmek mümkündür.

Matriks içerisindeki kumtaşları, Tuztaşı köyünün güneyinde, Gelinmezarlığı Sırtı ve Kocaburun Tepede bej renkli, orta tabakalı olarak yüzeylemektedir. Çevresindeki volkanitlerle ve matriksle tektonik kontağa sahip olduğu düşünölen bu kumtaşlarının yaşının, içerisindeki kırmızı radyolaritlerden elde edilen ve Geç Bajosiyen-Erken Bathoniyen'den Geç Kimmeridgiyen-Erken Tithoniyen'e değışen yaşları karakterize eden *Mirifusus guadalupensis* fosiline göre Geç Jura olabileceğı düşünölmüştür (Beccaletto, 2004).



Şekil 4.61. Matriksi oluşturan kumtaşlarından görünüm. Kumtaşlarında DGD ya devrilmiş bir kıvrım gelişmiştir (UTM Koordinat: 0462043-4387577; Çekiç 33 cm boyundadır)

Matriksi oluşturan kumtaşlarında Beccaletto (2004) nun yaptığı petrografik incelemelerde, kumtaşlarının ince-kaba taneli arenit sınıfına girdikleri tespit edilmiştir. Ayrıca bu kumtaşlarının kilsisi ve siltsi bir hamur içerisinde, köşeli-yarı yuvarlak tanelerden oluştuğu gözlenmiştir.

Beccaletto (2004), kumtaşlarında en yaygın mineralin kuvars olduğunu, kuvarslardan sonra ise en yaygın minerallerin feldspatlar olduğunu ileri sürmüştür. Feldspatlardan plajiyoklaslar yaygın, potasyum feldspatlar nadirdir. Aksesuar olarak muskovitler yer almaktadır. İkincil mineral olarak ise; klorit, demiroksit, epidot, kalsit, dolomit, zirkon ve sfen bulunmaktadır.

Kumtaşlarında iki farklı kaynaktan taneler bulunmaktadır; **i)** metamorfik kayaç parçaları, **ii)** bazik-ortaç volkanik kayaç parçaları. Bu da tanelerin, biri kıtasal diğeri volkanik yay olmak üzere iki farklı kaynaktan sağlanmış olabileceğini göstermektedir. Tanelerin köşeli oluşu, kaynak kayaya uzaklığın fazla olmadığını göstermektedir.

Bloklar; Çetmi grubu içerisindeki en genç litolojiyi oluşturan grovak-kataklastik şeyl ardaşmasından oluşan matriks içinde yer yer yastık lav yapısı sunan bazik volkanikler ve piroklastik kayalar, Orta Triyas yaşlı kırmızı nodüler kireçtaşı, Geç Triyas kireçtaşı, rekristalize olmamış kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, Orta-Geç Jura-Erken Kretase yaşlı radyolarit-çamurtaşı blokları yer alır (Beccaletto, 2004).

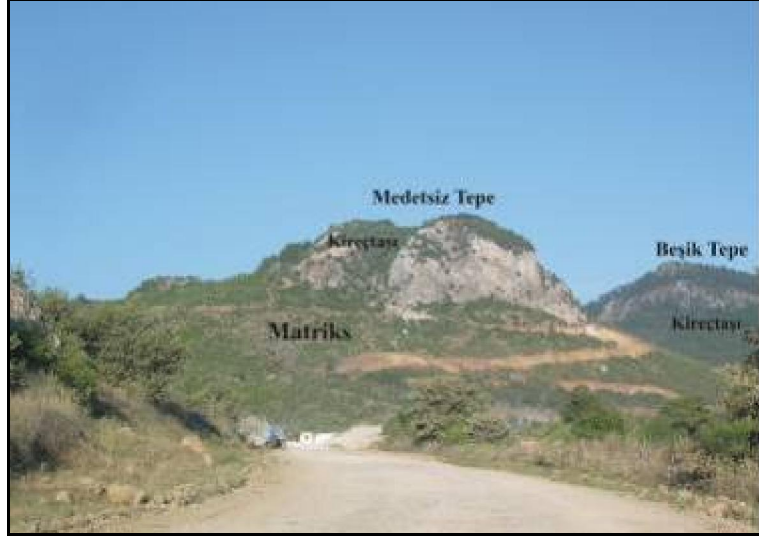
Magmatik Kayalar; Grup içerisindeki en yaygın litolojiyi oluşturan bazik volkanik ve piroklastik kayaların dış yüzeyleri, muhtemelen hidrotermal alterasyon sebebiyle kahverengi-bordomsu renkli, taze yüzeyleri siyahımsı yeşil renktedir. Çetmibaşı Mahallesi'nin hemen kuzeybatısındaki Çetmibaşı tepe ve Kırca köyünün kuzeybatısındaki Pireli Tepe yamacında bazik volkanik kayalar yastık lav yapısı sunmaktadırlar (**Şekil 4.62**).



Şekil 4.62. Çetmibaşı Mahallesi kuzeybatısındaki Çetmibaşı Tepedeki volkanik kayalarda gözlenen yastık lav yapısından görünüm (UTM Koordinat: 0464603-4384068; Çekiç 33 cm boyundadır)

Beccaletto (2004); magmatik kayalarda yaptığı petrografik incelemelerde, bu kayaların bazalittan andezite değişen kayalar olduğunu ve yaptığı tüm kaya jeokimya analizlerinde de bu kayaların; biri kıtasal karışmanın olduğu volkanik yay, diğerinin okyanusal ada yayı veya rift olmak üzere iki farklı ortamda gelişmiş olabileceklerini öne sürmektedir.

Kireçtaşı; matriks içerisinde farklı tiplerde ve yaşlarda kireçtaşı blokları yer almaktadır (Okay ve ark., 1990). Bunlar arasında en yaygın olanı, Çaltı köyü Yenioba Mahallesi kuzeybatısındaki Medetsiz Tepede, batısındaki Beşik Tepede, Kırca Köyü kuzeyindeki Sakarkaya Tepede, Hasanoba Mahallesi kuzeyindeki Kocakaya Tepede ve Bahçedere Mahallesi kuzeyindeki Fatmakayası Tepede gözlenen; açık bej-gri renkli, masif görünümlü, karstik boşluklar içeren, bol kırıklı-çatlaklı kireçtaşlarıdır (**Şekil 4.63**).



Şekil 4.63. Medetsiz Tepe ve Beşik Tepe’de gözlenen gri renkli, karstik boşluklu kireçtaşı bloklarından görünüm (UTM Koordinat: 0461565-4385377)

Bu kireçtaşlarından başka; matriks içerisinde, pembemsi kırmızı renkli, orta kalınlıkta tabakalanmış kristalize kireçtaşı blokları da bulunmaktadır (**Şekil 4.64**). Bu tipteki kireçtaşı örneklerini en iyi Kırca köyü kuzeyindeki Çaltıcak dere kenarındaki küçük bir yüzlekte görmek mümkündür.



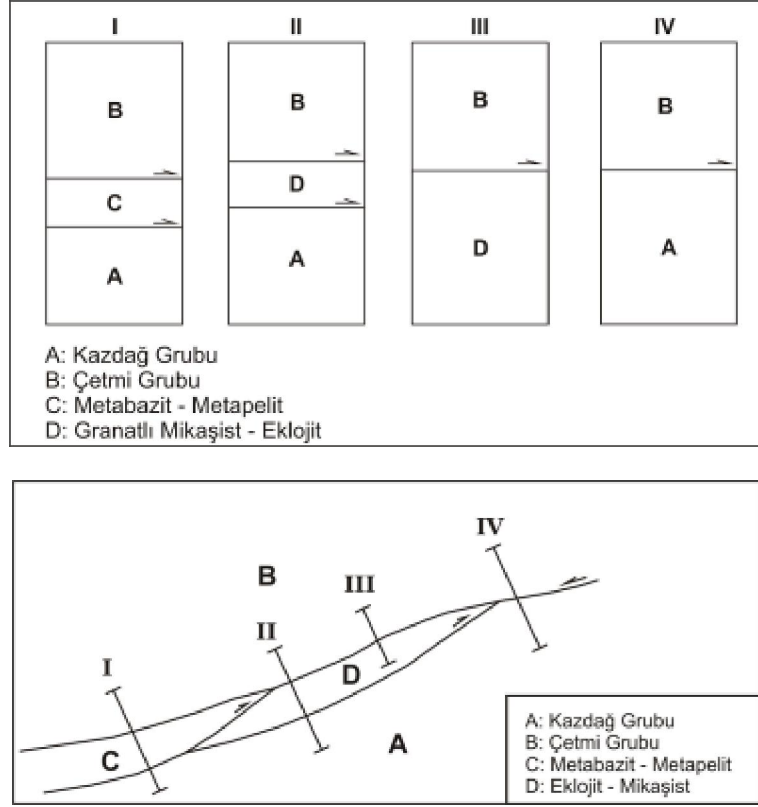
Şekil 4.64. Kırca köyü kuzeyinde, Çaltıcak dere kenarında gözlenen pembe renkli kristalize kireçtaşlarından görünüm (UTM Koordinat: 0461482-4387125; Çekiç 33 cm boyundadır).

Radyolarit Çört-Kırmızı Çamurtaşı Ardalanması; matriks içerisinde bloklar şeklinde bulunan radyolarit çört-çamurtaşı ardalanması, arazide çok küçük yüzleklemlerle temsil edilmektedir. Radyolarit-çörtlerin altere yüzeyleri siyahımsı bordo, taze yüzeyleri bordo renklidir (**Şekil 4.65**). Çamurtaşları ise kırmızımsı bordo renkli ve ince tabakalıdır.



Şekil 4.65. Çetmi grubu içerisindeki bir radyolarit-çört bloğundan ve kumtaşı-şeyl matriksten görünüm (UTM Koordinat: 0460720-4392215; Çekiç 33 cm boyundadır).

Çetmi grubu çalışma sahasının güney kesimlerinde Oğlanmezarı ve Erikli tepelerde yüzeyleyen granat mika şist-eklojitin, Çetmibaşı Mahallesi civarında, Kocataş ve Hamaz Tepe civarlarında metapelit-metabazitten oluşan istifin ve Adatepebaşı köyü ve çevresinde Kazdağ Grubuna ait kayaların tektonik olarak üzerindedir. Çetmi grubuna ait kayalar, güneyde Hasanoba Mahallesi civarında, normal bileşeni olan sol yanal atımlı bir fay boyunca Küçükkuyu formasyonuna ait volkanik, sedimanter ve volkano-sedimanter kayalarla dokanağa gelir. Çetmi grubu, bu alan dışında Küçükkuyu formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Uzunalan ve Baharlar köylerinin kuzeyinde ise Çetmi grubu kayaları KB-GD uzanımlı ve normal bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bir fay boyunca Kazdağ Grubu kayalarını üzerler (**Şekil 4.66**). Çalışma alanının doğu kesimlerinde ise ayrılmamış Neojen volkanik ve sedimanter kayalar, Çetmi grubu birimlerini uyumsuz olarak üzerlemektedir.



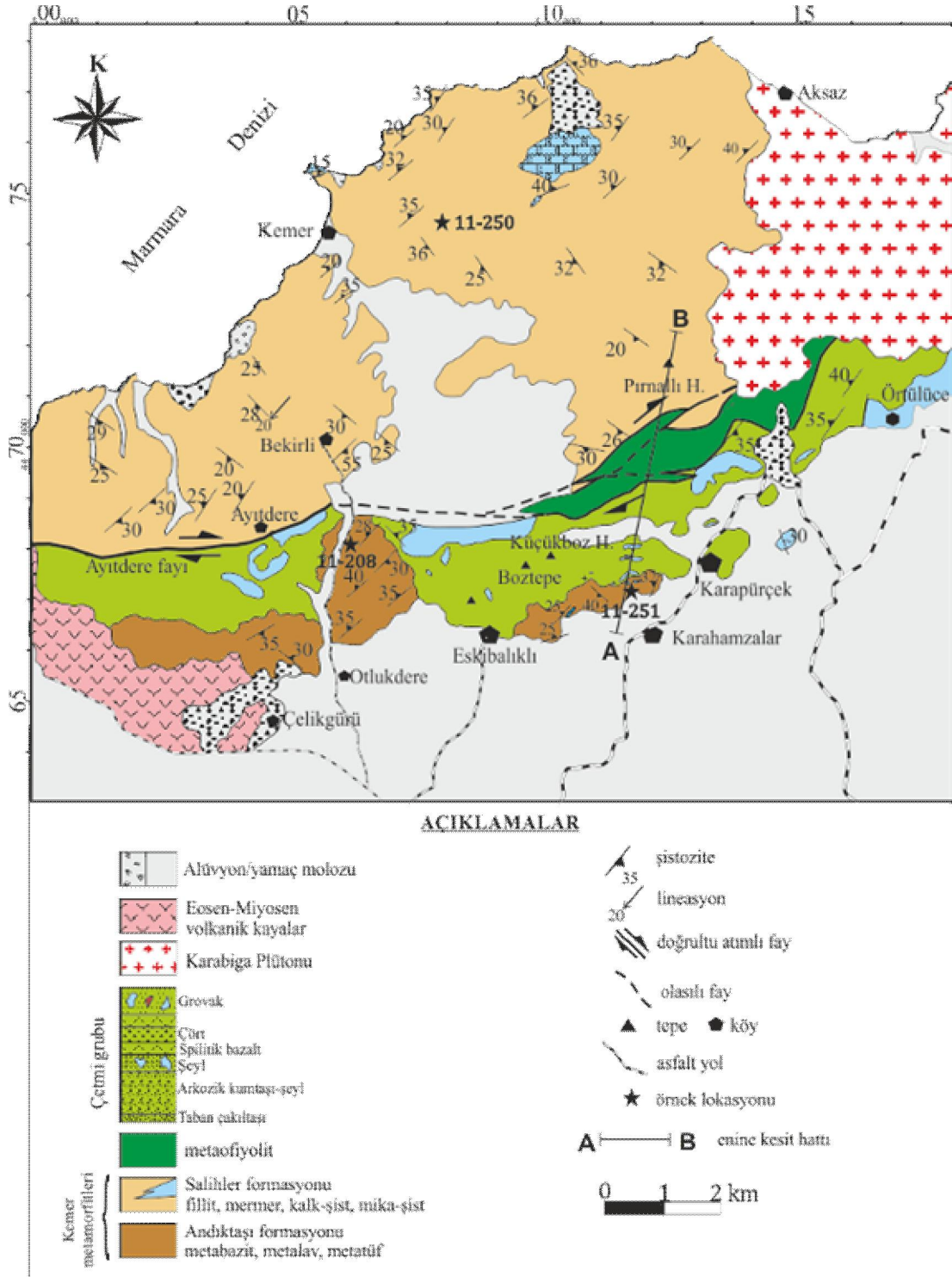
Şekil 4.66. Çetmi grubunun sahanın farklı bölgelerinde gösterdiği farklı dokanak ilişkilerini gösteren şematik kesit (**I**: Kirazeğlekalanı ve çevresinde gözlenen istif; **II**: Oğlanmezarı ve Erikli Tepelerde gözlenen istif, **III**: Elliayak Sirtında gözlenen istif, **IV**: Tuztaşı ve Uzunalan köyleri ile yakın çevresinde gözlenen istif ve bu istiflerden oluşturulan kompozit enine kesit)

4.2.1.2. Karabiga batısında Çetmi grubu

Kuzeybatı Anadolu'da Biga Yarımadası'nın kuzeyinde Senozoyik örtü altında, Kemer metamorfileri ve Çetmi grubu mostra vermektedir (**Şekil 4.67**).

Aytdere, Bekirli, Kemer ve Değirmencik köyleri çevresinde yüzlek veren metamorfik kayalar Okay ve ark., (1990) tarafından Çamlıca metamorfilerinin eşleniği ve kuzeydeki devamı olarak tanımlanmıştır. Bu metamorfik kayaları uyumsuz olarak örten Çetmi grubuna ait kayalar ise, baskın olarak spilitik bazaltlar, radyolaritler-kırmızı renkli çamurtaşları, kumtaşı, kireçtaşı blokları ve serpantinitten oluşmaktadır. Bu birim benzer yapısal ve litolojik özelliklerden dolayı Küçükkuşu kuzeyindeki Çetmi melanjına dahil edilmiştir (Okay ve ark., 1990). Ayrıca bu birim Beccaletto (2004) tarafından Karabiga melanjı olarak adlandırılmıştır. Bu iki birim Orta Eosen yaşlı (Delaloye ve Bingöl, 2000; Beccaletto ve ark., 2007) Karabiga granitoidi tarafından kesilmektedir. Paleosen-Eosen

volkanik kayaları Alt Eosen flüvyal-deltayik sedimentleri (Siyako ve ark., 1989) Kemer mikaşistlerini ve Çetmi grubunu uyumsuz olarak üzerlemektedir.



Şekil 4.67. Karabiga alanında yüzeyleyen Çetmi grubu kayalarının jeoloji haritası. Harita Okay ve ark., (1991), Beccalotto (2004), Şengün (2005), Duru ve ark., (2008), Aygül ve ark., (2012)'den de yararlanılarak kendi saha gözlemlerimizle hazırlanmıştır

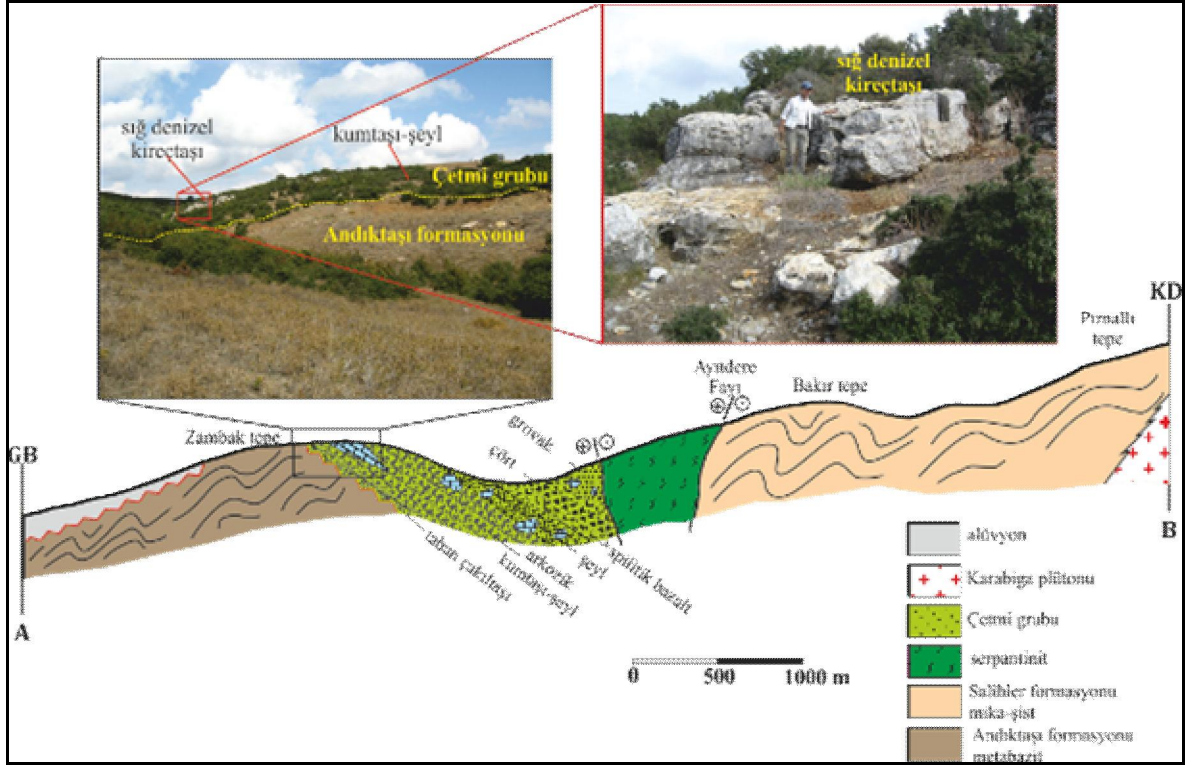
Karabiga'nın batısında yer alan kaya birimleri dört tektono-stratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar: alttan üste doğru, (i) Kemer metamorfileri, (ii) Çetmi grubu, (iii) Karabiga plütönu ve (iv) tüm birimleri uyumsuz olarak üzerleyen volkanik ve sedimanter kayalardır (**Şekil 4.68**).

Kemer metamorfileri üzerine uyumsuz bir dokanakla Çetmi grubu gelmektedir. Kemer metamorfileri yeşil şist fasiyesinde metamorfizma koşullarına maruz kalmasına karşın Çetmi grubu metamorfizmaya uğramamıştır. Oldukça kalın ve karmaşık bir litolojiye sahip Çetmi grubu, kumtaşı-şeyl matriks ve bu matriks içerisinde spilitik bazalt, kireçtaşı, radyolarit-çört bloklarından meydana gelmektedir. Spilitik bazaltlar baskın litolojiyi oluşturmakta ve genellikle ilksel özellikleri korunmuş olarak gözlenmektedir. Kırmızı renkli radyolarit-çörtler Otlukdere-Aytdere köyü yolu üzerinde spilitik bazaltlara geçiş gösterdiği net olarak izlenebilmektedir. Kireçtaşları beyazımsı gri renkte, kalın tabakalı ve bloklar şeklinde kumtaşı-şeyl matriksi içerisinde yayılım sunmaktadır. Bunların dışında Çetmi grubunun içerisinde orta-kalın tabakalı, kırmızı renkli pelajik kireçtaşları gözlenmektedir. Çetmi grubunun üst kısımlarına doğru ise özellikle Boztepe çevresinde daha yaygın olarak kumtaşı-şeyl aralanmasına geçilmektedir. Kemer metamorfileri ile Çetmi grubu arasında bir serpantin dilimi bulunmaktadır. Karabiga plütönu bu iki birimi intrüzif olarak kesmektedir. Çalışma alanındaki tüm birimler Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (**Şekil 4.68**).

Karabiga'nın batısında yüzlek veren Çetmi grubuna ait kayalar benzer yapısal ve litolojik özelliklerden dolayı Küçükkuyu kuzeyindeki Çetmi grubu kayaları ile korele edilmiştir. Karabiga'nın batısında yaklaşık 30 km uzunluğunda ve 2-4 km genişliğinde bir kuşak halinde yayılım sunan Çetmi grubu; başlıca kumtaşı-şeyl matriks içerisinde bulunan spilitik bazalt, kireçtaşı, radyolarit-çört, bloklarından oluşmuştur. Çetmi grubuna ait kayalar metamorfik temel üzerine taban çakıltası ile başlamaktadır ve uyumsuz stratigrafik bir dokanakla metamorfik temeli örtmektedir (**Şekil 4.68 ve 4.69**). Çetmi grubu kuzeyden bir yanal atımlı fayla sınırlanmaktadır. Bu kenarda hem serpantinitle ve hem de Çetmi grubu içerisindeki kayalarda foliasyon gelişmiştir.

PERYOD/STR.	LİTOSTR./LİTODEM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
NEOJEN			Volkanik ve sedimanter kayalar
KRETASE	ÇETMİ GRUBU		Kumtaşı-şeyl matrisi ve kireçtaşı, radyolarit, çört, spilitik bazalt blokları Granit, granodiyorit Taban çakıtaşı
EDİYAKARAN	KEMER METAMORFİTLERİ ANDIKTAŞI FORMASYONU SALIHLER FORMASYONU		Metaofiyolit dilimleri içeren, şist-mermer ardalanması metaofiyolit Metabazit, metalav ve az oranda metapelit

Şekil 4.68. Karabiga batısında yüzeyleyen Kemer metamorfite ve Çetmi grubu kayalarının geliştirilmiş stratigrafik kesiti (ÖLÇEKSİZ)



Şekil 4.69. Çetmi Grubu ile metamorfik temel arasındaki uyumsuz dokanak ilişkisini gösteren enine jeoloji kesit (Kesit yeri için Şekil 4.67 ye bakınız).



Şekil 4.70. Çetmi grubunun kuzey sınırında yer alan serpantinitletler içerisindeki sağ yönlü doğrultu atımlı fay (UTM Koordinat: 4468775-0510082, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Çetmi grubunun büyük bir bölümünü oluşturan splitik bazaltlar, Eskibalıklı köyü ve Çakırlı köyü kuzeyinde, Karabiga' nın batısında geniş alanlarda yüzlek vermektedir.

Arazide genellikle masif, ince taneli ve koyu yeşil, siyah renkli olarak gözlenirler (**Şekil 4.71**).



Şekil 4.71. Eskibalıklı köyünün kuzeyinde yeşilimsi siyah, ince taneli ve masif spilitik bazaltların genel görünümü (UTM Koordinat: 4466478-0508389, fotoğraftaki kalemin boyu 13 cm dir).

Çetmi grubu içerisinde birkaç kilometre uzunluğundaki kireçtaşı blokları Eskibalıklı köyünün kuzeyinde özellikle Küçükboz Tepe civarında ve daha küçük boyuttaki blokları ise doğuya doğru yayılım sunmaktadır (**Şekil 4.72**). Küçükboz Tepe civarında ince-orta tabakalı kumtaşı-şeyl-çamurtaşı ardalanması gözlenmektedir. Açık gri, beyaz, kalın tabakalı bu kireçtaşı blokları Çetmi grubunun karakteristik özelliklerinden biridir. Kireçtaşı bloklarından Üst Triyas yaşı elde edilmiştir (Beccaletto, 2004). Bu kireçtaşı blokları rekristalizasyon derecesine göre iki gruba ayrılmaktadır. Birinci grupta ilksel özelliklerini korumuş kireçtaşı blokları Eskibalıklı köyünün kuzeyinde ve Karabiga'nın güneyinde yüzlek vermektedir. İkinci grupta ise rekristalize olmuş kireçtaşları Örtülüce köyünün kuzeyinde gözlenmektedir. Kireçtaşı bloklarındaki bu gruplama Karabiga plütununun yerleşimi sırasındaki kontak metamorfizma ve rekristalizasyonla ilgilidir. Rekristalize kireçtaşları kaba taneli doku sunmasıyla karakterize olmakta ve kalsit minerallerinin boyutu plütona yaklaştıkça artmaktadır.

Çetmi Grubunun litolojilerinden biri olan radyolaritli çörtler özellikle Otlukdere köyü çevresinde ve Karapürçek köyünün batısında yüzlek vermektedir. Kırmızı renkli, orta-kalın tabakalı radyolaryalı çörtler kırmızı renkli çamurtaşlarıyla ardalanma göstermektedir (**Şekil 4.73**).



Şekil 4.72. Küçükboz Tepe’de gözlenen kumtaşı-çamurtaşı-şeyl ardalanması ve Üst Triyas yaşlı kireçtaşı bloklarının araziden görünümü



Şekil 4.73. Karapürçek köyünün batısında gözlenen kırmızı renkli, orta tabakalı radyolarit-çörtler (Fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Çetmi grubunun Kemer metamorfileri ile olan dokanağına yakın yerlerde serpantinit dilimleri gözlenmektedir. Bu serpantinit dilimleri çalışma alanında Karapürçek köyünün kuzeyinde yüzlek vermektedir. Arazide morumsu siyah renkli, masif ve bol çatlaklı ve makaslanmış olarak bulunmaktadır.

4.2.2. Sakarya zonunun Mesozoyik karbonat platform istifi

Biga Yarımadası'nın doğu kesimlerinde özellikle Gönen ve Karacabey dolaylarında bazı küçük mostralarda Jura-Kretase yaşlı karbonat ve kırıntılı kayaların mostra verdiği rapor edilmektedir (**Şekil 4.57**). Bu mostralar MTA 1:500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında Üst Jura-Alt Kretase yaşlı neritik kireçtaşı ve/veya Üst Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı olarak haritalanmışlardır (MTA, 2002). Bu tez kapsamında Gönen ve Karacabey bölgelerinde mostra veren Jura-Kretase yaşlı karbonat ve kırıntılı kayalar yeniden ve ayrıntılı olarak incelenmiş, 1:25000 ölçekli jeoloji haritaları hazırlanarak daha doğu alanlardaki ve Biga Yarımadası'ndaki Mesozoyik örtü birimleri ile karşılaştırılmıştır. Aşağıda çalışılan bölgelerden elde edilen sonuçlar sunulmuştur.

4.2.2.1. Gönen istifi

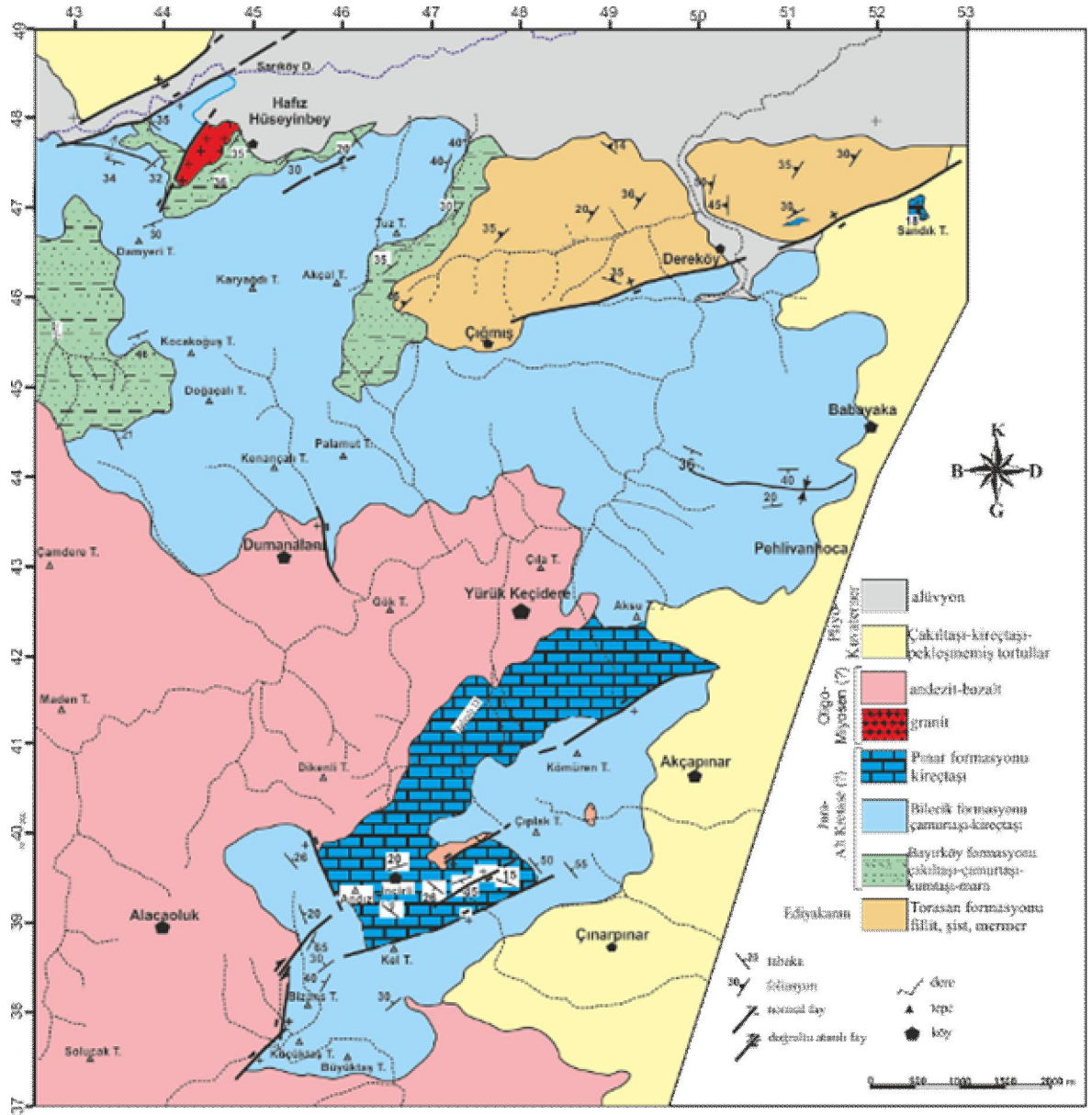
Gönen' in (Balıkesir) batısında yüzeyleyen birimler; tabanda düşük dereceli metamorfik bir temel (Torasan formasyonu) ve bu temel üzerine uyumsuzlukla gelen Mesozoyik örtü kayalarından (Bayırköy, Bilecik ve Pınar formasyonları) oluşmaktadır.

4.2.2.1.1. Bayırköy formasyonu

Erken Jura yaşlı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Bilecik yöresinde Granit ve Tintant (1960) tarafından Bayırköy kumtaşı olarak adlandırılmış, daha sonra Altınlı (1973) birimi Bayırköy formasyonu olarak tanımlamıştır.

Genel olarak sarı-kırmızı renkli konglomera, sarımsı kahve renkli kumtaşı, silttaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan birim (**Şekil 4.76**), Hafızhüseyinbey köyü civarında Torasan formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla başlayan transgresif bir istif özelliği göstermektedir. Birimin tabanında kırmızı-sarı renkli, orta-kalın tabakalı, çapraz katmanlı konglomeraların iyi yuvarlaklaşmış çakılları; kireçtaşı, kuvarsit, granit, sleyt, kumtaşı ve bazaltlardan oluşmakla birlikte, daha üst seviyelerde breş şeklinde köşeli ve karbonat çimentolu cm-dm boyutlu, moloz akmalı, çakılların çoğu kireçtaşlarından oluşan konglomeralar yer almaktadır. İstif en üstte yumru kireçtaşları ile başlayan Bilecik formasyonuna uyumlu bir dokanakla geçmektedir.

Bayırköy formasyonunun alt seviyelerinde bulunan kumtaşlarından alınan örneklerdeki fosil topluluğuna göre birimin yaşı Liyas olarak kabul edilmiştir (M.T.A. 2008).



Şekil 4.74. Gönen batısının ayrıntılı jeoloji haritası

KRONOSTR.	LİTOSTR.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KUVATERNER			Alüvyon
PLİYOSEN- PLEİSTOSEN			Çakıltı-kireçtaşı- gevşek sedimanlar
OLİGOSEN- MIYOSEN			Andezit-bazalt
JURA-ALT KRETASE	PINAR FORMASYONU		Kireçtaşı
	BİLEÇİK FORMASYONU		Granit Çamurtaşı, kireçtaşı
	BAYIRKÖY FORMASYONU		Çakıltı-çamurtaşı kumtaşı-marn
EDİ YAKARAN	TORASAN FORMASYONU		Fillit, mikaşist, mermer

Şekil 4.75. Gönen ve çevresine ait genelleştirilmiş kolon kesit (ÖLÇEKSİZ)



Şekil 4.76. Bayırköy formasyonuna ait sarı-kahverenkli kumtaşlarının mostra görünümü



Şekil 4.77. Bayırköy formasyonuna ait kumtaşı-marn ardalanmasının mostra görünümü

4.2.2.1.2. Bilecik formasyonu

Sakarya zonu içerisinde yaygın olarak yüzeyleyen Geç Jura-Erken Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan birim ilk kez Bilecik yöresinde Altınlı (1973) tarafından Bilecik kireçtaşları olarak adlandırılmıştır.

Birim genel olarak, gri-bej renkli, orta-kalın tabakalı, oolit, bioklast ve intraklast içeren mikritik ve yer yer sparitik kireçtaşlarından oluşmaktadır (**Şekil 4.78**). Bayırköy formasyonu üzerine uyumlu bir dokunakla başlayan Bilecik formasyonu, gri-bej renkli, tabaka kalınlıkları yanal yönde sık değişen ve birbirleri içerisine kamalanan, orta-kalın tabakalı, çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. İstif içerisinde radyolaryalı mikritik kireçtaşları görülmekle birlikte, istif çoğunlukla oolit, interklast ve biyoklast içeren platform tipi sparitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bilecik formasyonu Bayırköy formasyonu üzerine keskin bir dokunakla gelmektedir ve keskin bir dokunakla killi kireçtaşı-marn ardalanmalı Pınar formasyonuna geçmektedir.



Şekil 4.78. Bilecik formasyonuna ait gri-bej renkli kireçtaşlarının mostra görünümü

4.2.2.1.3. Pınar formasyonu

Bilecik formasyonunun orta-kalın tabakalı kireçtaşları üzerinde, hızlı fasiyes değişimi ile gelişen hemipelajik kireçtaşı-kiltaşı aralanmasından oluşan Erken Kretase yaşlı birim, Duru ve ark., (2007b) tarafından Pınar formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Bilecik formasyonunun orta-kalın tabakalı kireçtaşlarına uyumlu bir şekilde tabakalanmış birim ince tabakalı mikritik kireçtaşı ve ince tabakalı kiltası aralanması ile tipiktir. Birim; ince tabakalı, gri-bej-şarabi renkli, bol belemnit, radyolarya ve foraminifer fosilli, yer yer çört yumrulu mikritik kireçtaşları ile kireçtaşları arasındaki yeşil-pembe renkli kiltası aralanmasından oluşmaktadır. Pınar formasyonu Bilecik formasyonu üzerine uyumlu bir dokanakla gelmektedir.

4.2.2.2. Karacabey istifi

Karacabey'in kuzeyinde yer alan inceleme alanının temelinde Torasan formasyonuna ait düşük dereceli metamorfik kayalar bulunmaktadır. Bu metamorfik temel üzerine uyumsuz bir dokanakla kumtaşı, siltaşı, konglomeradan oluşan Bayırköy Formasyonu ve gri, bej renkli Bilecik formasyonu gelmektedir. Bu sedimanter seri ve metamorfik temel genç bir granitik intrüzyon tarafından kesilmektedir. Bütün birimler Neojen kırıntılı kayaları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (**Şekil 4.80**).

KRONOSTR	LİTOSTR.	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
KUVATERNER			Alüvyon
NEOJEN			Çakıltı-kireçtaşı-gevşek sedimanlar
JURA-ALT KRETASE	BİLECİK FORMASYONU		Çamurtaşı, kireçtaşı
	BAYIRKÖY FORMASYONU		Çakıltı-çamurtaşı kumtaşı-marn
EDİYAKARAN	TORASAN FORMASYONU		Metagranodiyoriti (DEVONİYEN) Fillit, mikaşist, mermer

Şekil 4.80. Karacabey kuzeyinde yüzeyleyen birimlerin geliştirilmiş stratigrafik kesiti (ÖLÇEKSİZ)

Bayırköy formasyonuna ait kumtaşı, konglomera ve Bilecik formasyonuna ait kireçtaşları en iyi Akçakoyun köyünün güneyinde ve Kıranlar köyü-Dedetaş tepe arasındaki yol güzergahı boyunca gözlenmektedir. Bu alanda Bayırköy formasyonuna ait kumtaşları metamorfik temelin üzerine uyumsuz bir dokanakla gelmektedir. Bayırköy formasyonunun yaşı Üst Liyas olarak belirlenmiştir (Altınar ve ark., 1992; Okay ve ark., 1990). Kumtaşlarının üzerine uyumlu bir dokanakla Bilecik formasyonu gelmektedir.

Karacabey'in kuzeyinde yüzlek veren Bayırköy formasyonu içerisinde gözlenen kumtaşları dış yüzeyi sarımsı kahverenkli, taze yüzeyi ise yeşil renkli olup orta taneli, orta-kalın tabakalıdır (**Şekil 4.81**). Kumtaşlarının en iyi yüzlekleri Akçakoyunlu ve Kıranlar köyünün güneyinde gözlenmektedir. Bayırköy formasyonunun alt seviyelerinde konglomera bulunmakta ve üst seviyelerde ise ince taneli silttaşları yer almaktadır. Bu bölgede Bayırköy formasyonunun kalınlığı yaklaşık olarak 150 m olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.81. Sarımsı kahverenkli, orta-kalın tabakalı kumtaşlarının araziden görünümü (UTM Koordinat: 0614780-4459090, fotoğraftaki çekicinin boyu 33 cm dir).

Bayırköy Formasyonunun üzerine uyumsuz bir dokanakla gri renkli, orta-kalın tabakalı Bilecik kireçtaşı gelmektedir. Bu kireçtaşının alt seviyelerinde 2-4 m kalınlığında karbonat çakılları bulunmaktadır (**Şekil 4.82**). Bu karbonat çakılları iyi boylanmalı, 0.5 cm ile 10 cm arasında boyutlara sahiptir. En iyi yüzleklerini Akçakoyun köyünün güneyinde Kırmızıbayır tepe ile Dedebayır tepe arasında vermektedir.



Şekil 4.82. Bilecik kireçtaşının tabanında yer alan çakıltaşları (UTM Koordinat: 0616117-4456924, fotoğraftaki kalem 13 cm dir)

4.3. Biga Yarımadası'nda Yüzeyleyen Metamorfik Masiflerin U-Pb Zirkon Jeokronolojisi

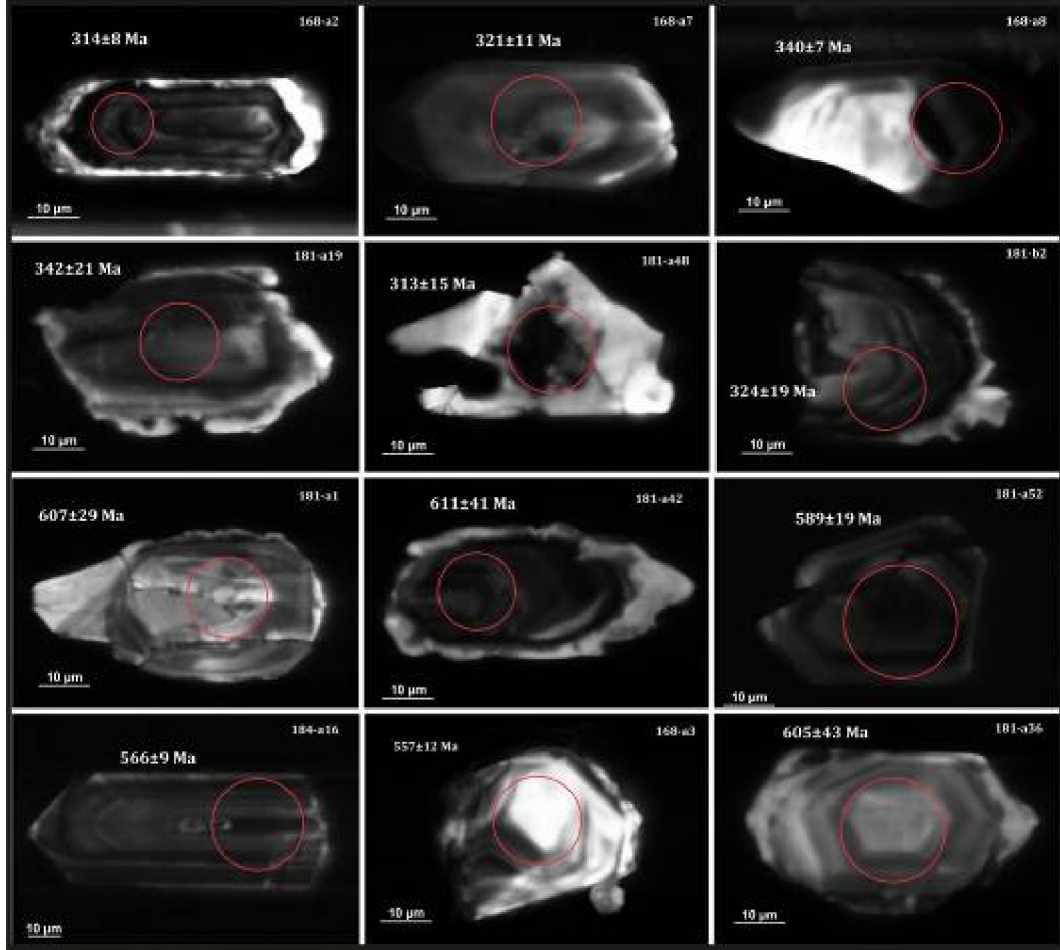
4.3.1. Kuzey metamorfik kuşak'ın U-Pb zirkon jeokronolojisi

Kuzey metamorfik kuşağı oluşturan Karadağ, Çamlıca ve Karabiga alanlarında mostra veren metamorfik temel kayalarından toplam 8 numuneden zirkon LA-ICP-MS yaş tayini yapılmıştır. Bunlardan 1 adedi Karadağ alanında Geyikli formasyonu mikaşistlerinden, 3 adedi Çamlıca grubu mikaşistlerinden 1 adedi Çamlıca grubu içindeki eklojit merceğinden ve diğer 3 adedi de Karabiga alanındaki mikaşist (2 adet) ve metabazitlerdendir. Ayrıca Karadağ alanında metamorfik temel kayaları üzerinde uyumsuz olarak bulunan Permiyen karbonat platformu (Bozalan formasyonu) üzerinde gelişmiş olan Çamköy formasyonundan da 2 adet meta-kırıntılı (metakumtaşı ve ince taneli metaçakıltaşı) kaya yaşlandırılmıştır. Bu numunelerin jeolojik harita üzerindeki yerleri **Şekil 4.2 ve 4.17**'de gösterilmiştir. Ayıklanan zirkonlarda U, Th ve Pb izotopları "Museum für Mineralogie und Geologie (GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Germany)" de LA-ICP-MS tekniği kullanılarak analiz edilmiştir.

4.3.1.1. Çamlıca masifinden elde edilen sonuçlar

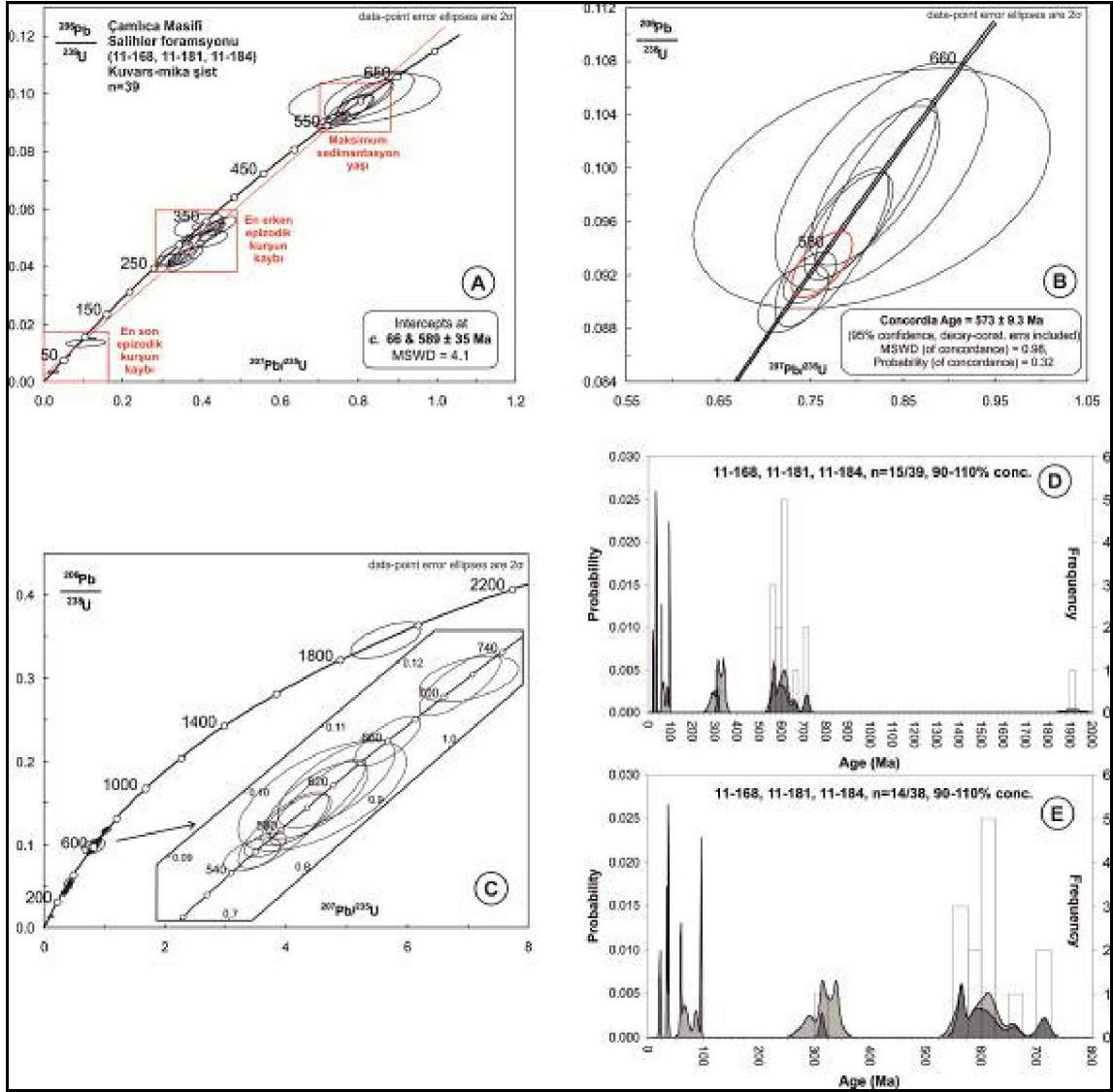
Çamlıca alanında mostra veren Salihler formasyonundan bir adet (11-168) ve Dedetepe formasyonundan ise iki adet (11-181 ve 11-184) mikaşist örneği yaşlandırılmıştır. Bunun yanı sıra, metamorfik birimleriyle bir arada bulunan eklojit dilimlerinden de bir adet (11-248) eklojit örneği yaşlandırılmıştır. Örnek lokasyonları **Şekil 4.2**'de verilmiştir.

Mikaşist örneklerinden ayıklanarak incelenen zirkonlar yarı yuvarlak morfolojili olup en-boy oranı ~1:1 ile ~3:1 arasında değişmektedir ve magmatik zonlu yapıdadır. Th/U oranları 0.08-0.94 arasında değişmektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve saydamdır. Boyları 50 µm ila 100 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.83**).



Şekil 4.83. Çamlıca masifinden alınan mikaşist örneklerine (11-168-181-184) ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

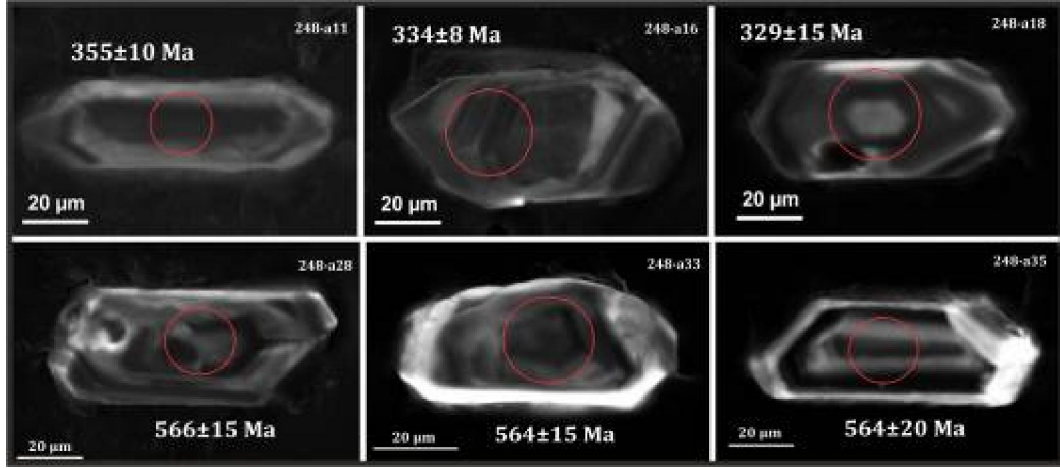
Çamlıca metamorfik topluluğu mikaşistlerinden (11-168; 11-181 ve 11-184) ayıklanan zirkon taneleri üzerinde yapılan U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaşlandırma sonuçları konkordia ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.84**). Konkordiya diyagramları üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi, konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst kesişim noktası (c. 589My) protolitin sedimentasyonu için bir maksimum yaşı ve alt kesişim noktası (c. 66My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır göstermektedir. Öte yandan daha önceki bir diğer kurşun kaybı dönemi de yaklaşık 340 My dolayında olmuştur (**Şekil 4.84A**). Çamlıca alanındaki mikaşistlerde epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen ve protolitin çökelme yaşını işaret eden maksimum konkordan yaş ise **573±9 My**'dir (**Şekil 4.84B ve C**)



Şekil 4.84. Çamlıca alanından alınan 11-168 (kuvars-mika şist, Salihler formasyonu), 11-181 ve 11-184 (kuvars-mika şist, Dedetepe formasyonu) nolu örnekler için U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst kesişim noktası protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt kesişim noktası ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen maksimum konkordan sedimentasyon yaşını gösterir konkordia diyagramı **C)** % 90 – 100 aralığında konkordan olan zirkon yaşlarını gösterir konkordia diyagramı. **D)** 0-2000 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı **E)** 0-800 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

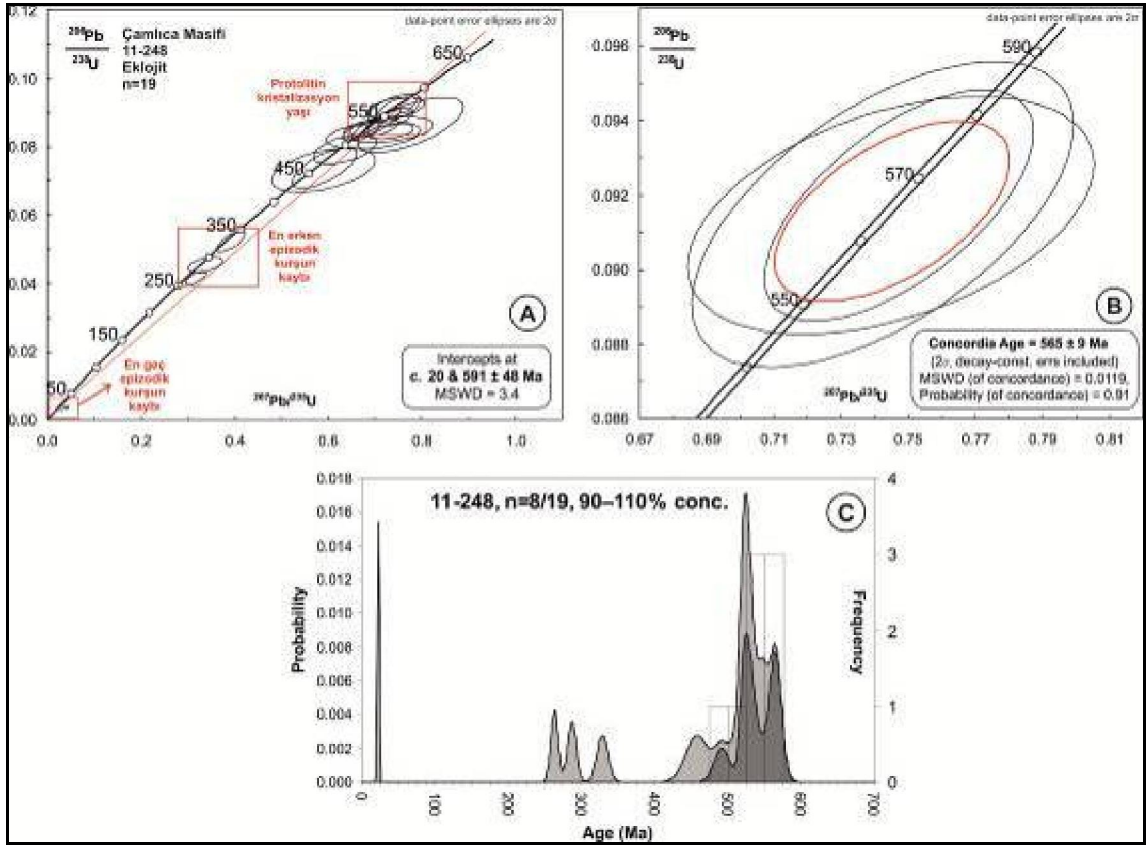
Çamlıca alanındaki Dede tepe civarında Dedetepe formasyonu içerisindeki bir tektonik dilimden alınan eklojit örneği (11-248) yaşlandırılmıştır. İncelenen zirkon

taneleri; ~1:1 ile ~4:1 arasında boy/en oranına sahip yarı-yuvarlaklaşmış, mağmatik zonlanmaya eşlik eden zirkon tanelerinin kenarlarında metamorfik zonlanma göstermektedir. Çoğu zirkon tanesi şeffaf ve renksizdir. Boyutları 60 μ m-120 μ m arasında değişmektedir (**Şekil 4.85**). Th/U oranları ise 0.31-0.82 arasında değişmektedir.



Şekil 4.85. Çamlıca alanında mostra veren eklojitlerden alınan 11-248 nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Eklojit örneğine (11-248) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.86**). Konkordiya diyagramı üç ana olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır (~590 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır (~20 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~300 My civarında gerçekleşmiştir (**Şekil 4.86A**). Protolitin konkordant kristalizasyon yaşı; episodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre: **565±9 My**'dir (**Şekil 4.86B**).

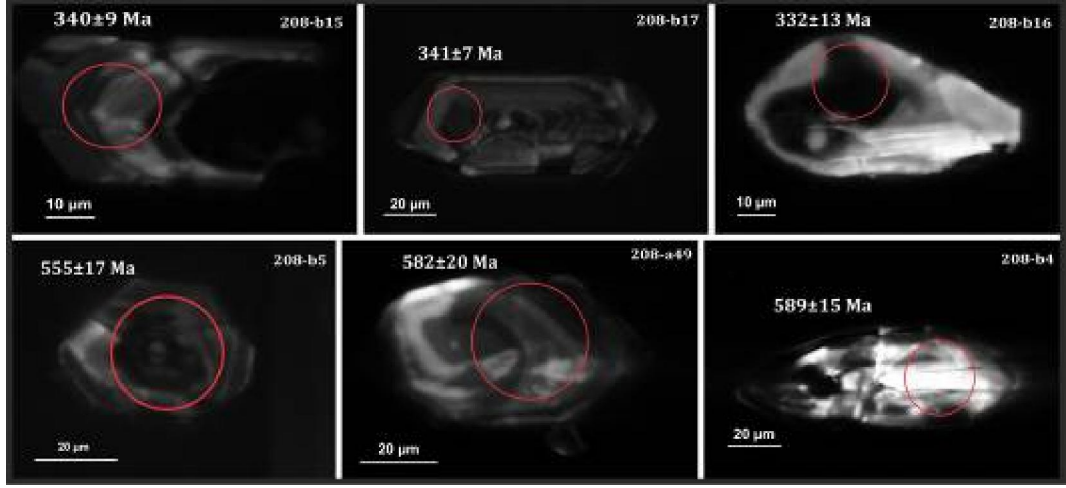


Şekil 4.86. Çamlıca alanındaki eklojitlerinden alınan 11-248 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon konkordant yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-700 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı. (Not: 565 My dan genç bütün yaşlar epizodik kurşun kaybı sonucu elde edilmiş yaşlardır)

4.3.1.2. Karabiga masifinden elde edilen sonuçlar

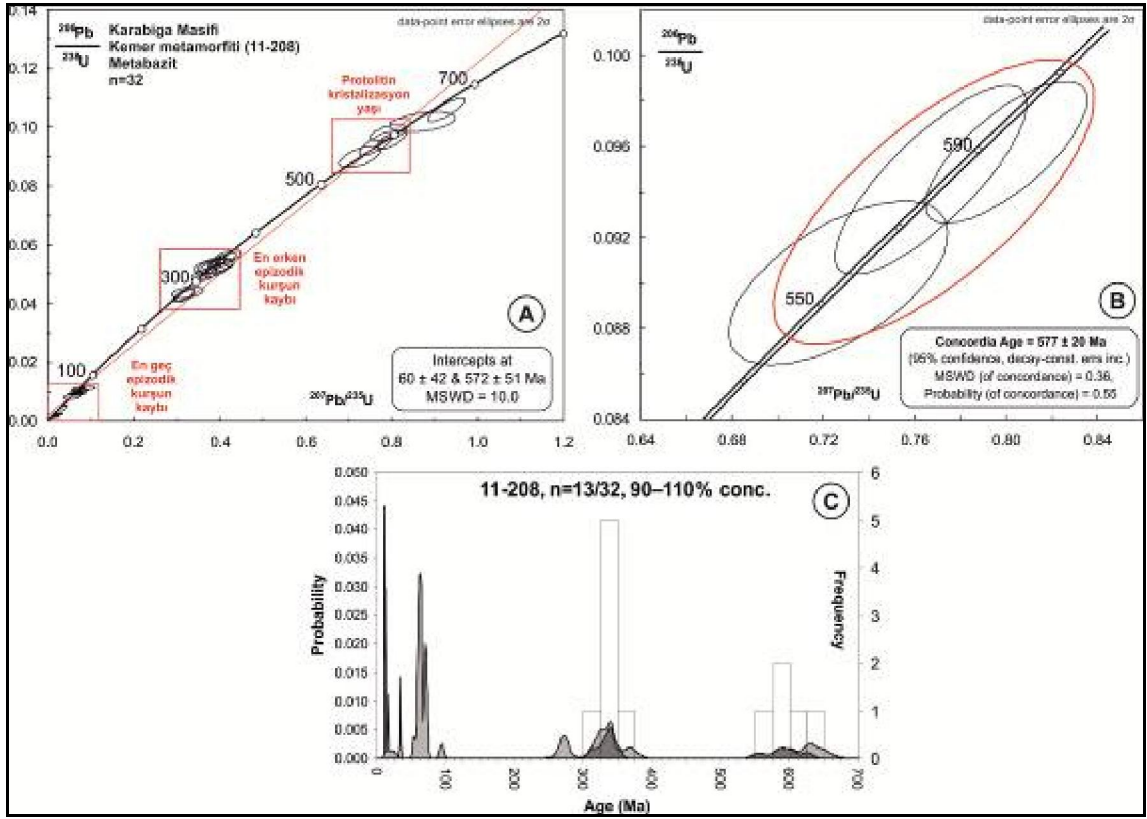
Karabiga alanında mostra veren metamorfik kayalardan bir adet metabazit (11-208) ve iki adet mika-şist örneği (11-250 ve 11-251) yaşlandırılmıştır.

Metabazit örneğinden ayıklanan zirkon taneleri; ~1:1 ile ~2:1 boy/en oranına sahip, yarı-yuvarlaklaşmış ve magmatik zonlanma göstermektedir. Çoğu zirkon tanesi şeffaf ve renksizdir. Boyutları 50µm-100µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.87**).Th/U oranları ise 0.14-1.44 arasında değişmektedir.



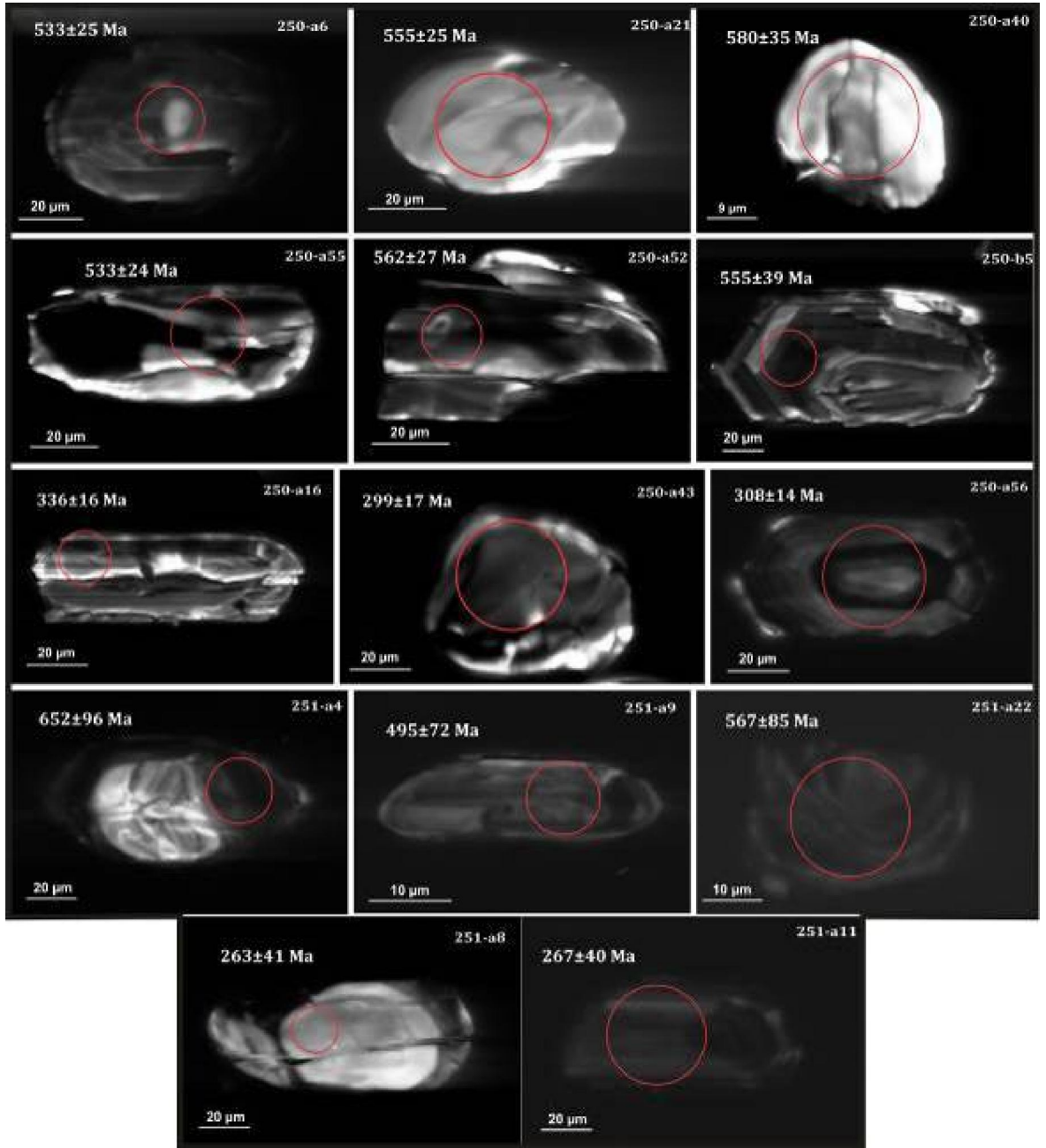
Şekil 4.87. Karabiga alanında mostra veren metabazitlerden alınan 11-208 nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Metabazit örneğine (11-208) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.88**). Konkordiya diyagramı üç ana olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır (~572 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır (~60 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~330 My civarında gerçekleşmiştir (**Şekil 4.88A**). Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş, protolitin kristalizasyon yaşı **577±20 My**dir (**Şekil 4.88B**).



Şekil 4.88. 11-208 (metabazit, Karabiga masifi, Ayıtdere fayının güneyi) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-700 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı. (Not: 577 My dan genç bütün yaşlar kurşun kaybı sonucu elde edilmiş yaşlardır)

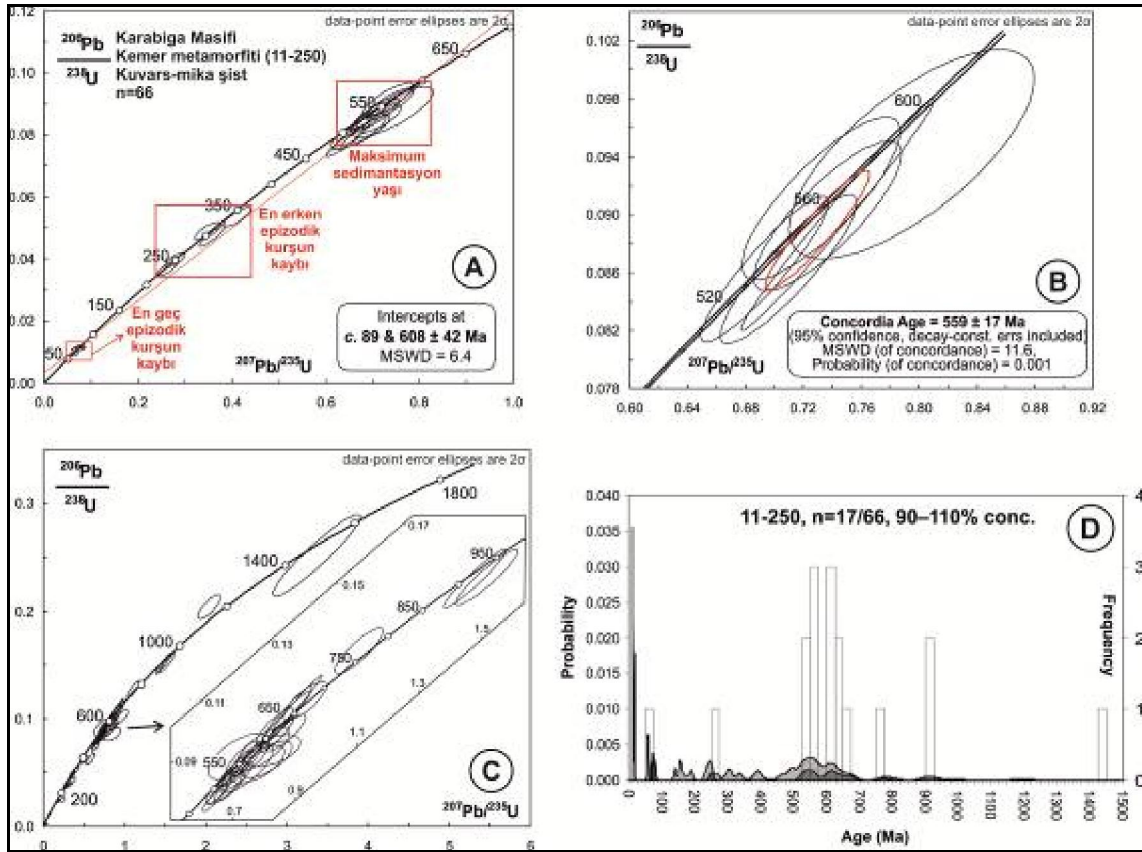
Karabiga masifinden alınan kuvars-mika şist örneklerinden (11-250 ve 11-251) ayıklanan zirkon taneleri; ~1:1 ile ~4:1 boy/en oranına sahip, yarı-yuvarlaklaşmış ve magmatik zonlanma göstermektedir. Çoğu zirkon tanesi şeffaf ve renksizdir. Boyutları 15µm-70µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.89**).



Şekil 4.89. Karabiga masifinde mostra veren mikaşistlerden alınan 11-250 ve 11-251 nolu örneklerle ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Karabiga masifinde yüzeyleyen kuvars-mika şistlerden alınan 11-250 nolu örneğe ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.90**). Konkordiya diyagramı üç ana olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır (~608 My) protolitin maksimum sedimantasyon

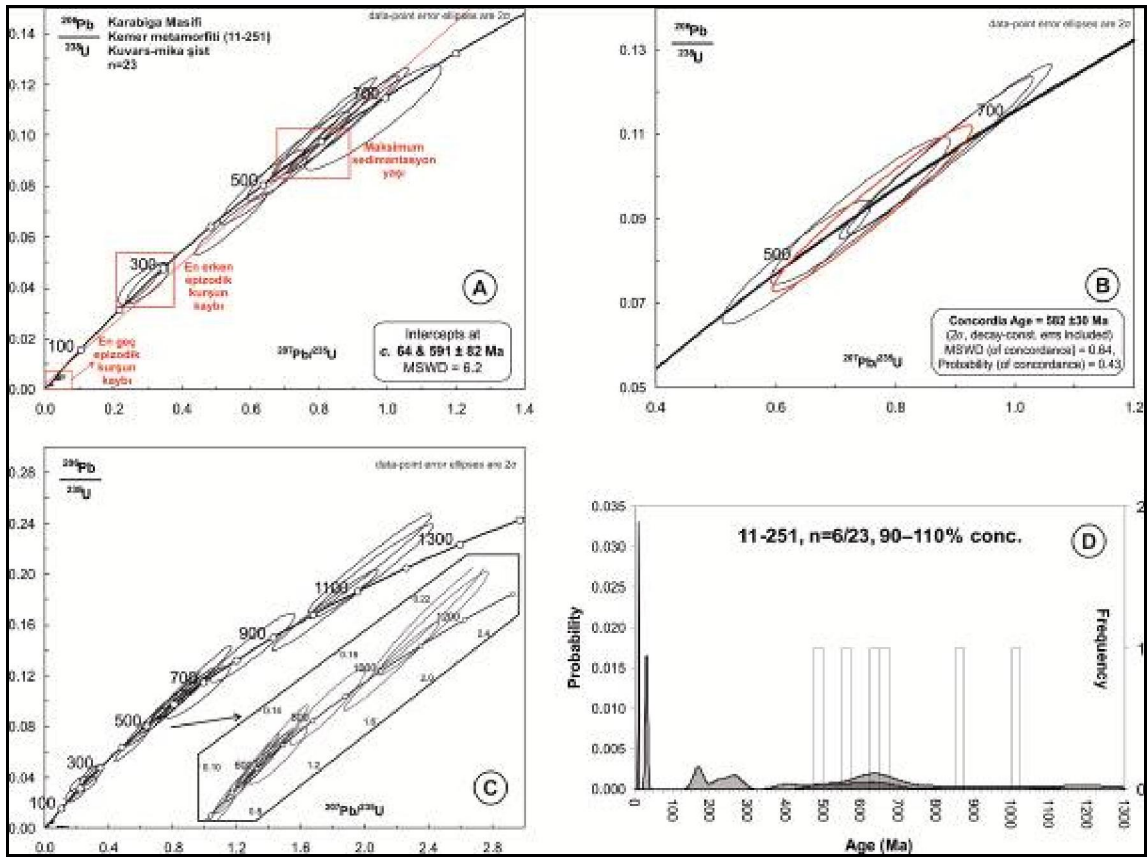
yaşı olarak ve alt sınır (~89 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~300 My civarında gerçekleşmiştir (Şekil 4.90A). Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş, protolitin maksimum sedimentasyon yaşı **559±17 Mydır** (Şekil 4.90B).



Şekil 4.90. Karabiga alanında yüzeyleyen kuvars-mika şistlerden alınan 11-250 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş sedimentasyonun maksimum yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** % 90-110 aralığında konkordan olan zirkon yaşlarını gösteren konkordiya diyagramı. **D)** 0-1500 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı. (Not: 560 My dan genç bütün yaşlar kurşun kaybı sonucu elde edilmiş yaşlardır)

Karabiga masifinden alınan 11-251 nolu kuvars-mika şist örneğine ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım

diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.91**). Konkordiya diyagramı üç ana olayı işaret etmektedir. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır (~590 My) protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır (~64 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~300 My civarında gerçekleşmiştir (**Şekil 4.91A**). Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş, protolitin maksimum sedimentasyon yaşı **582±30 Mydır** (**Şekil 4.91B**).

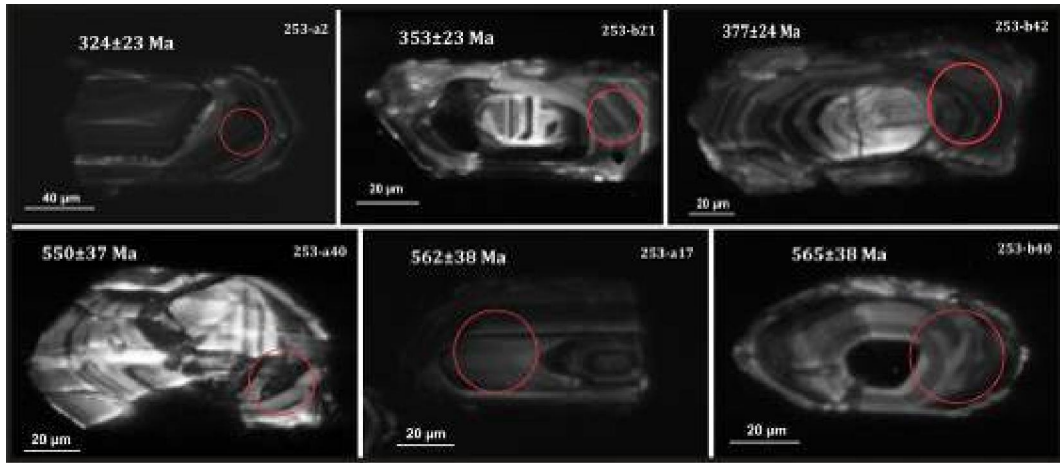


Şekil 4.91. Karabiga masifinde yüzeyleyen kuvars-mika şistlerden alınan 11-251 nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana olayları gösteren birleşik konkordiya-diskordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş sedimentasyonun maksimum konkordant yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** % 90-110 aralığında konkordant olan zirkon yaşlarını gösteren konkordiya diyagramı. **D)** 0-1300 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı. (Not: 580 My dan genç bütün yaşlar epizodik kurşun kaybı sonucu elde edilmiş yaşlardır).

4.3.1.3. Karadağ masifinden elde edilen sonuçlar

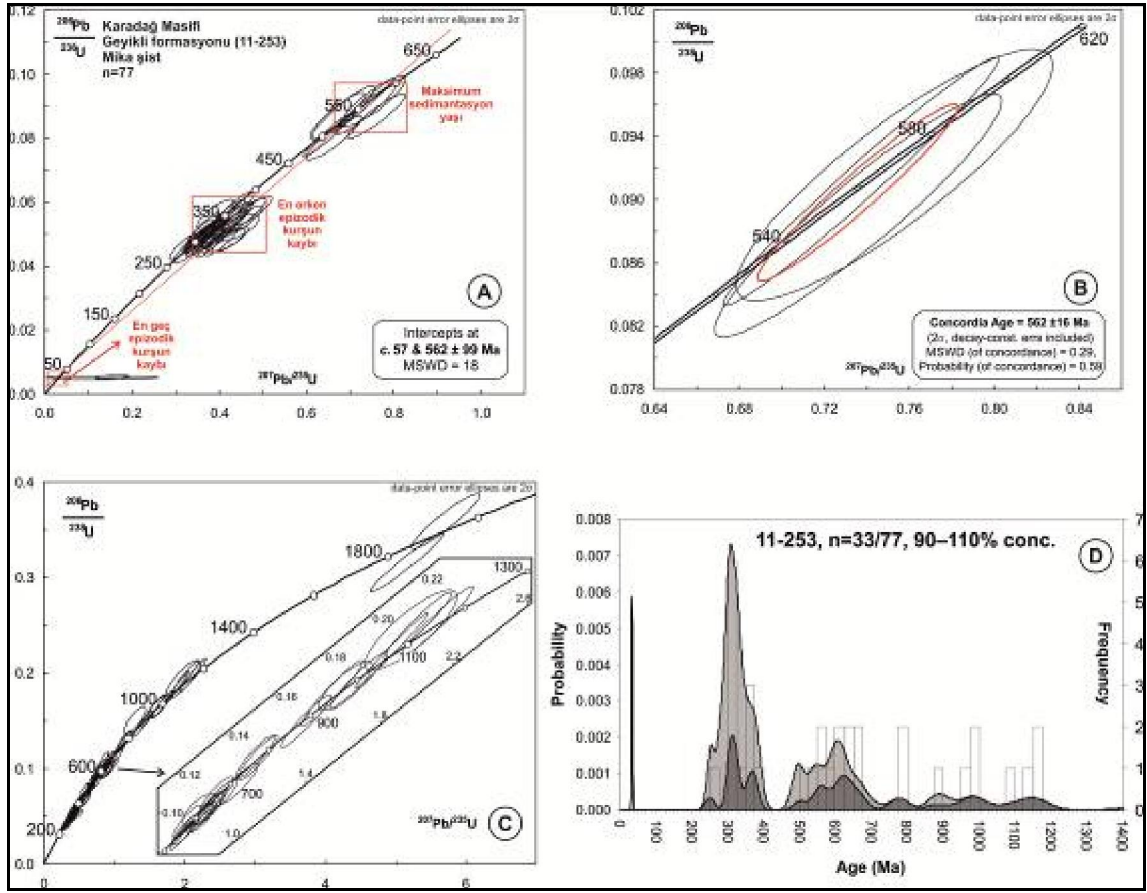
Karadağ masifinin görülür tabanında mostra veren Geyikli formasyonundan bir adet mikaşist örneği (11-253) ile Çamköy formasyonuna ait iki adet kırıntılı kaya (11-188A ve 11-188B) yaşlandırılmıştır.

Geyikli formasyonuna ait mikaşistten ayrılan zirkon taneleri en-boy oranı yaklaşık 2:1 olan, yarı yuvarlak morfolojili olup mağmatik zonlanmalıdır. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve şeffaftır ve boyları 60 µm ila 120 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.92**). Bunların Th/U oranları 0.03 ila 0.47 arasında değişmektedir. Bu örneğe ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaşlandırma sonuçları konkordia ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) **Şekil 4.93**'de verilmektedir.



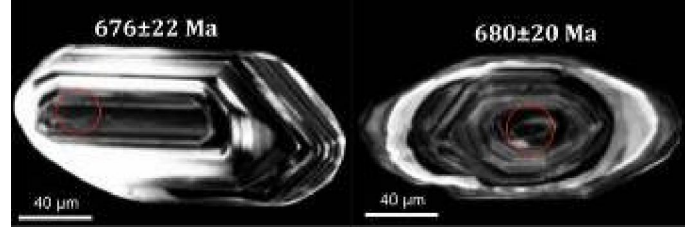
Şekil 4.92. Geyikli formasyonunun mikaşistlerinden alınan 11-253 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodoluminans (CL) görüntüleri

Geyikli formasyonundan alınan 11-253 nolu mikaşist örneğine ait konkordiyaya diyagramı üç ana jeolojik olayı işaret etmektedir. Diskordiyaya çizgisi, konkordiyaya eğrisini iki noktada kesmektedir. Bunlardan üst kesişim noktası (c. 560My) protolite ait maksimum çökelme yaşını vermektedir. Alt kesişim noktası (c. 50Ma) ise en son epizodik kurşun kaybını işaret etmektedir. Öte yandan daha önceki bir kurşun kaybı dönemi yaklaşık 330 My dolayında gerçekleşmiştir (**Şekil 4.93A**). Episodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen ve protolitin maksimum çökelme yaşını işaret eden konkordan yaş ise **562±16 My**'dir (**Şekil 4.93B ve C**).



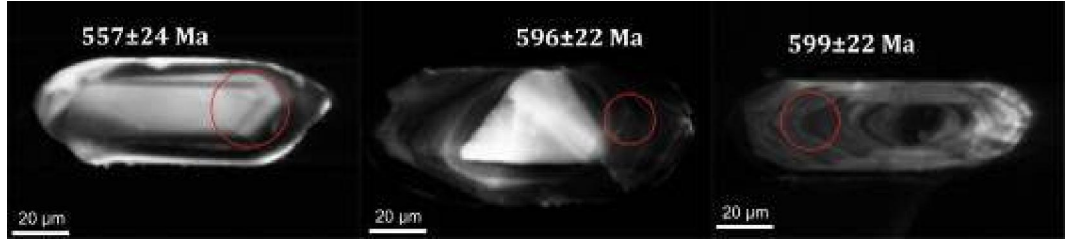
Şekil 4.93. Karadağ masifindeki Geyikli formasyonuna ait mikaşist (11-253) örneklerinden elde edilen zirkon U-Pb yaşları. **A)** Ana jeolojik olayları gösteren konkordia diyagramı. Diskordia çizgisi konkordia eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst kesişim noktası (upper intercept) protolitin çökelimine ait maksimum yaşı vermektedir. Buna karşılık alt kesişim noktası (lower intercept) en son epizodik kurşun kaybı zamanını göstermektedir. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen maksimum konkordan sedimentasyon yaşını gösterir konkordia diyagramı. **C)** %90-100 aralığında konkordan olan zirkon yaşlarını gösterir konkordia diyagramı. **D)** 0-1400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı (Not: 570 My dan genç bütün yaşlar kurşun kaybına bağlı yaşlardır)

Çamköy formasyonundan derlenen 11-188A nolu metakumtaşından ayıklanan zirkon taneleri; ~2:1 ile ~3:1 boy/en oranına sahip yarı-yuvarlaklaşmış ve mağmatik zonlanma göstermektedir. Çoğu zirkon tanesi şeffaf ve renksizdir. Boyutları 120 µm-160 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.94**). Th/U oranları ise 0.02-1.91 arasında değişmektedir.



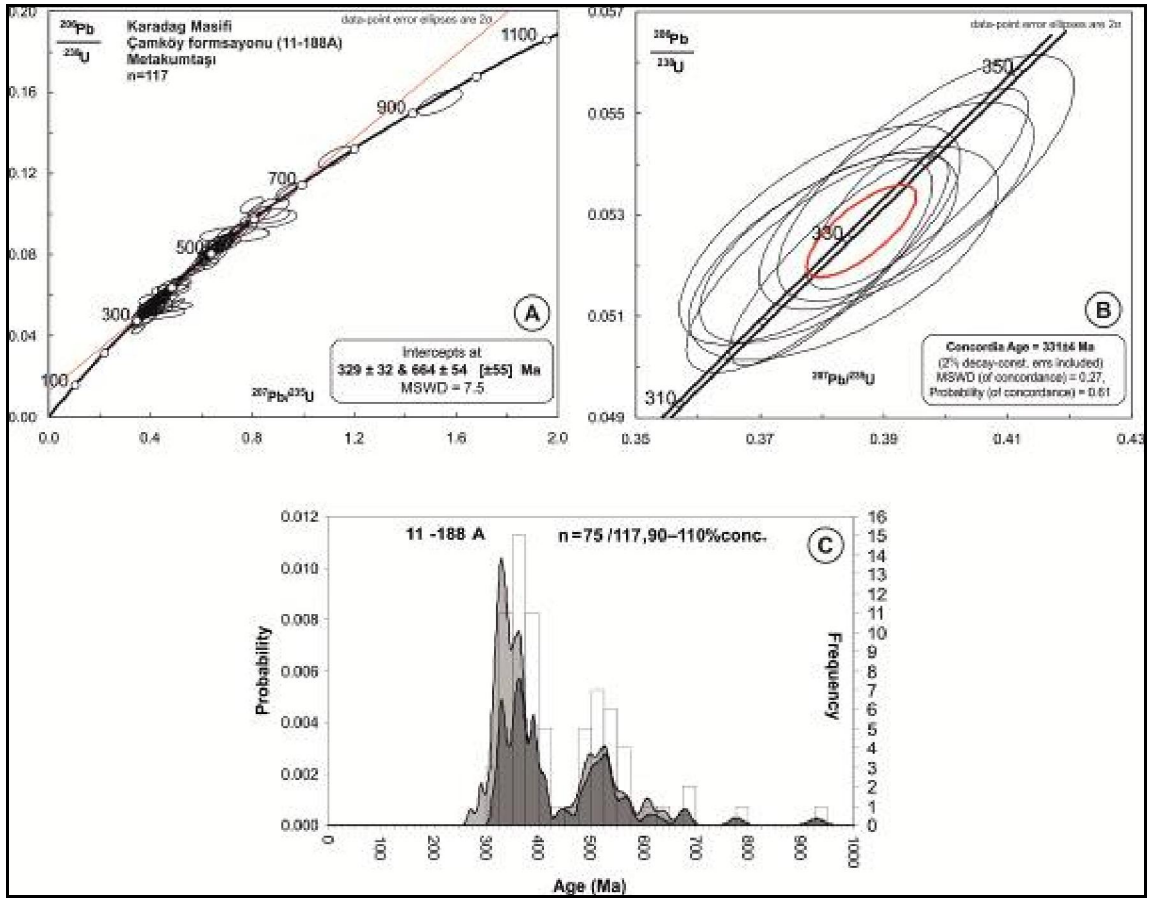
Şekil 4.94. 11-188A (metakumtaşı) nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin iç yapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile My cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Çamköy formasyonundan derlenen 11-188B nolu metaçakıltaşından ayıklanan zirkon taneleri ~2:1 ile ~3:1 boy/en oranına sahip yarı-yuvarlaklaşmış ve magmatik zonlanma göstermektedir. Çoğu zirkon tanesi şeffaf ve renksizdir. Boyutları 120 µm-160 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.95**). Th/U oranları ise 0.01-1.55 arasında değişmektedir.



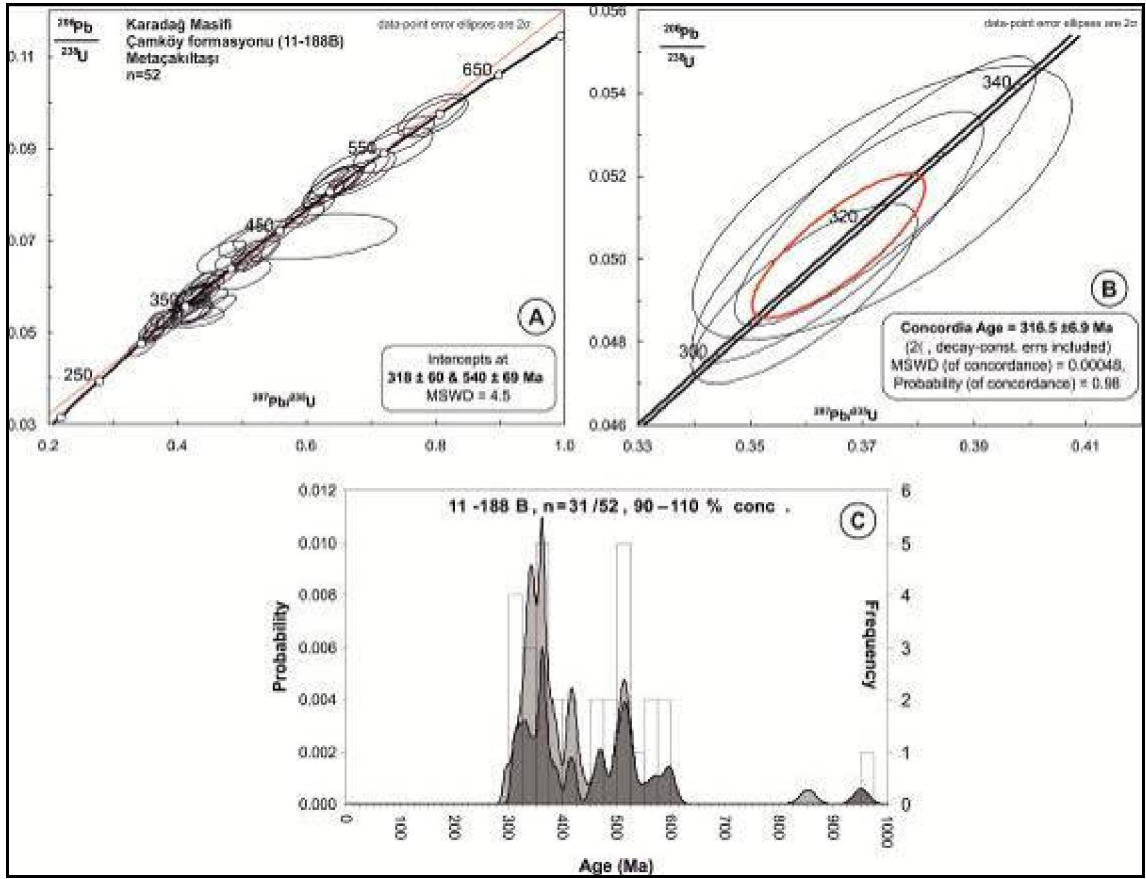
Şekil 4.95. 11-188B (metaçakıltaş) nolu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin iç yapılarını, lazer analiz yerini ve 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Metakumtaşı örneğine (11-188A) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.96**). Buna göre epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş sedimantasyonun maksimum yaşı **331±4 Myr** (**Şekil 4.96B**).



Şekil 4.96. Karadağ masifinde Çamköy formasyonundan alınan 11-188A nolu metakumtaşı örneğine ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana jeolojik olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-1000 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

Metaçakıltası örneğine (11-188B) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramları (AgeDisplay; Sircombe, 2004) ile gösterilmiştir (**Şekil 4.97**). Buna göre epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş sedimentasyonun maksimum yaşı 317 ± 7 Mydır (**Şekil 4.97B**).



Şekil 4.97. Karadağ masifinde Çamköy formasyonundan alınan 11-188B nolu metakumtaşı örneğine ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Ana jeolojik olayları gösteren konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon konkordant yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-1000 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

4.3.2. Kuzey metamorfik kuşakta elde edilen verilerin değerlendirilmesi

Biga Yarımadası'nda metamorfik temel kayalar yaklaşık DKD-BGB uzanımlı iki kuşak olarak yüzeylenmektedir. Güney kuşak; Kazdağ masifi ve örtü birimleri ile kuzey kuşak ise Çamlıca, Karabiga ve Karadağ masifleri ile temsil edilmektedir. Bu iki kuşağın bir ana tektonik hat ile birbirinden ayrıldığına inanılmaktadır. Bazı araştırmacılar bu hattın Paleotetis (Okay ve ark., 1990; Görür ve Tüysüz, 2001; Topuz ve ark., 2008; Okay ve ark., 2009) veya Neotetis (Okay ve Tüysüz, 1999; Okay ve ark., 2001; Okay ve Göncüoğlu, 2004; Okay ve ark., 2008; Duru ve ark., 2012) süturu olduğunu ileri sürmektedirler. Bir başka görüş ise bu alanda kuzey ve güneyde mostra veren birimler arasındaki farklılıkların geç Kretase-Eosen arasında bir doğrultu-atım tektonik zonun gelişiminden kaynaklandığını

öne sürmektedir (Yiğitbaş ve ark., 1999; Elmas ve Yiğitbaş, 2001; 2005; Elmas ve ark., 2011, Şengün ve ark., 2011).

Kuzey kuşaktaki metamorfik temel kayaları, detaylı jeolojik haritalama ve U-Pb LA-ICP-MS zirkon çalışmaları yardımıyla birbirleriyle karşılaştırılmıştır. Yeşil-şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış bir metapelit, metabazit ve metakarbonattan oluşan istif kuzey kuşaktaki metamorfik topluluklar için ortak tektono-stratigrafik temel birimdir. Bu temel haritalanabilir üç formasyondan oluşmaktadır. Bunlar; en altta bir metavolkanik birlik (Andıktaş formasyonu), en üstte bir metapelitik birim (Salihler formasyonu) ve bunlar arasında bir geçiş zonu olarak metapelitik-amfibolitik birimdir (Dedetepe formasyonu). Bu üç birimin tamamı Çamlıca masifinde, iki tanesi (Andıktaş ve Salihler formasyonları) Karabiga masifinde ve sadece bir tanesi (Salihler formasyonu) Karadağ masifinde gözlenmektedir. U-Pb zirkon (LA-ICP-MS) analizleri sonucu elde edilen konkordiya diyagramları bu üç metamorfik temel kayaları için de aynı deseni sunmakta, ortak bir jeolojik geçmişi işaret etmektedir. Mika-şistlerin birbirlerine çok yakın ve 560 My-582 My arasında değişen maksimum sedimantasyon yaşlarına ek olarak bu örneklerle ait zirkonların maruz kalmış olduğu 330-300 My ile 100-10 My arasında gerçekleşmiş iki ana epizodik kurşun kaybı olayları da bu üç metamorfik temel kayaları için ortaklık arz etmektedir.

Karadağ masifinde, Permiyen yaşlı, zayıf metamorfik karbonat istifi (Bozalan formasyonu) tarafından uyumsuz olarak üzerlenen Geyikli formasyonunun yaşı, U-Pb zirkon (LA-ICP-MS) metoduyla 562 ± 16 My (erken Ediyakaran) olarak belirlenmiştir. Bu yaş, epizodik kurşun kaybına maruz kalmamış en genç zirkon popülasyonuna göre formasyonun maksimum sedimantasyon yaşı olarak yorumlanmıştır. Bu maksimum çökme yaşı Duru ve diğ., (2012)'nin önerdiği ve Geyikli formasyonun metamorfizma yaşı olarak yorumlanan 531 ± 86 My Rb/Sr muskovit yaşı ile de uyumludur.

Diğer yandan, Karabiga masifinde, Ayıtdere fayının güneyindeki metabazik ve metapelitik kayalar, metamorfik olmayan ve Albiyen (Alt Kretase) yaşlı (Beccaletto ve ark., 2005) Çetmi grubu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Yiğitbaş ve ark., 2009a ve b). Bu nedenle, bu birime uygulanmış olan Albiyen fosil yaşı metamorfik kayalar için bir üst sınır oluşturmaktadır. Metapelitik kayaların maksimum sedimantasyon yaşları ve bunlarla birlikte bulunan metabazik kayaların kristalizasyon yaşları sırasıyla 582 ± 30 My ve 577 ± 20 My olarak bulunmuştur. Bu erken Ediyakaran yaşlar Karadağ alanındaki Geyikli formasyonunun yaşı ile karşılaştırılabilir. Karabiga alanındaki Ayıtdere fayının

kuzeyindeki metapelitik kayalar metamorfik olmayan ve 52 My yaşındaki bir granit tarafından kesilmektedir. Aygül ve ark., (2012)'nin Rb/Sr tüm kaya-fengit yöntemiyle elde ettikleri 64-84 My metamorfizma yaşları bu metapelitik kayalar için bir üst yaş sınırı olmalıdır. Bu metapelitik kayaların epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonuna göre maksimum sedimantasyon yaşları 559 ± 17 Mydır.

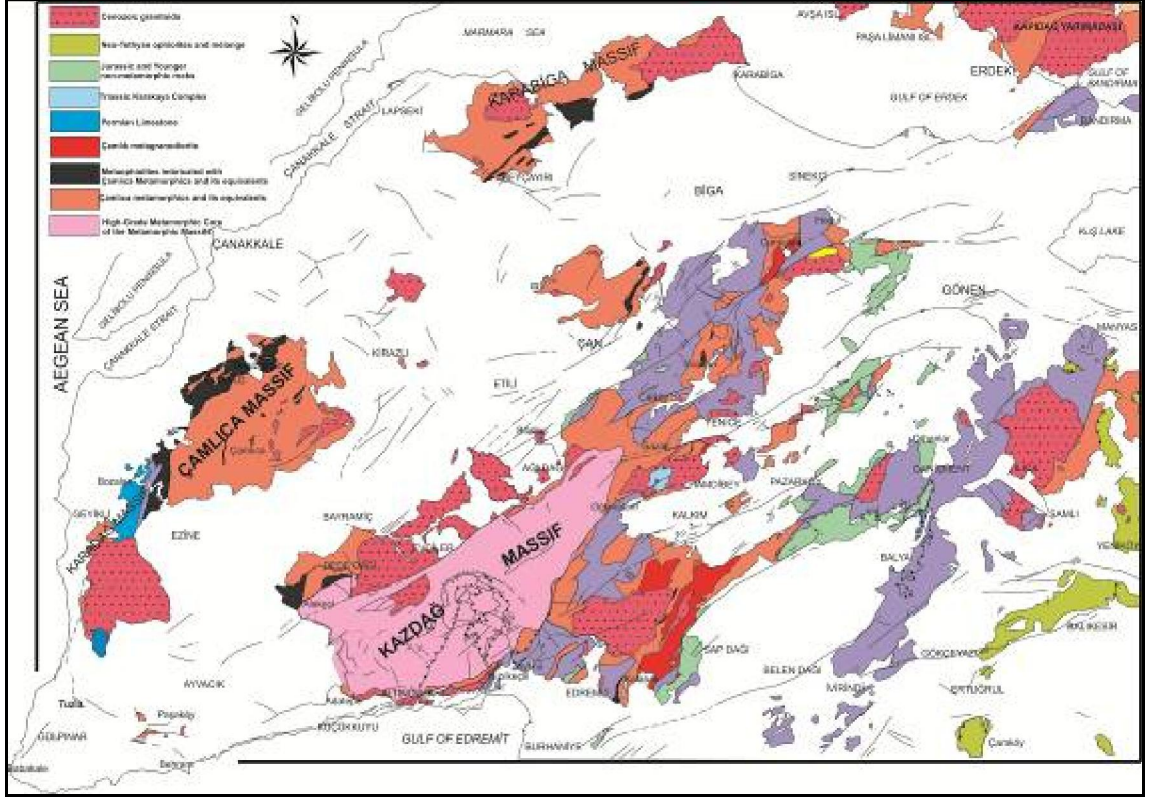
Benzer litolojik ilişkiler ve yaş verileri Senozoyik granitleri tarafından kesilen Çamlıca masifi için de geçerlidir. Okay ve Satır (2000b) tarafından Çamlıca masifindeki eklojit dilimlerinden elde edilen 65-69 My Rb/Sr fengit yaşları da Çamlıca masifindeki metamorfik kayaların yaşları için bir üst sınır olmalıdır. Bu alandan derlenen kuvars-mika şist örnekleri U-Pb zirkon (LA-ICP-MS) metoduyla 573 ± 9 My olarak yaşlandırılmıştır. Bu yaş kuvars-mika şistler için maksimum sedimantasyon yaşı olarak yorumlanmıştır. Çamlıca masifindeki eklojit dilimleri de aynı yöntem ile 565 ± 9 My olarak yaşlandırılmıştır ve bu yaş da eklojitin protolitin kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmıştır. Bu Ediyakaran ve erken Kambriyen yaşlar hem Karadağ hem de Karabiga masiflerinden elde edilen yaşlarla uyum arz etmektedir.

Çamlıca masifindeki eklojitlerindeki granat kompozisyonları Coleman ve ark., (1965)'in dalma-batma komplekslerinde oluşan C-tipi eklojitlerine uymaktadır. Bu tip tektonik ortamlar, bu bölgede bir yaşıt okyanusal ve okyanusal-kıtasal çarpışmalı bir alanın varlığını gerektirmektedir. Daha doğuda Armutlu-Ovacık zonu içerisindeki Sünnice masifinde Prekambriyen-Ediyakaran ofiyoliti kıtasal bir parça üzerine bindirmiştir. (Yiğitbaş ve ark., 2004; 2008, Elmas ve Yiğitbaş, 2005). Eğer bu korelasyon doğru ise KB Türkiye'de bir Prekambriyen orojenik kuşağın Armutlu-Ovacık zonu boyunca uzandığını gösterir.

Bütün bu üç masifin bir diğer ortak özelliği de, esas olarak serpantinleşmiş ultramafik tektonit ve gabroyik amfibolitlerden oluşan ve metamorfik temel kayaları ile metreden birkaç kilometreye kadar değişen ölçeklerde imbrike olmuş metaofiyolitlerin varlığıdır. Erken Kretase (metamorfizma) yaşlı (Okay ve Satır 2000a, Beccaletto ve Jenny, 2004) metaofiyolitler ve Prekambriyen yaşlı eklojit dilimleri içeren ve geç Kretase (metamorfizma) yaşlı metamorfik kayalar, daha önce Yiğitbaş ve ark. (2009a) ve Şengün ve ark. (2011)'nin de belirttiği gibi geç Kretase-erken Eosen döneminde bir doğrultu atım tektoniği ile bir araya gelmiş olmalıdır.

Kuzey kuşaktaki metamorfik temel kayalarının eş değerleri olan Biga Yarımadası'nın güney masifinin örtü birimleri yarımada'nın güneyinde geniş alanlarda yüzlekler vermektedir. Bu örtü birimleri Aysal ve ark. (2012a) tarafından Havran birimi ve Duru ve ark. (2012) tarafından ise Kalabak birimi olarak adlandırılmıştır. Duru ve ark. (2012) Kalabak birimini, Çamlık metagranitoyidi tarafından kesilen ve birbirleriyle geçişli, Sazak ve Torasan formasyonları olmak üzere ikiye ayırmıştır. Sazak formasyonu, mermer mercikleri ve kuvarsofeldspatik şist ve fillit içeren tipik sarımsı kahverenkli metavolkanik-metavolkanoklastik seriden oluşmaktadır. Torasan formasyonu ise fillit, kuvarsofeldspatik şist ve mermerden oluşan bir metasedimanter birim ile temsil edilmektedir. Sazak ve Torasan formasyonları, sırasıyla Andıktaş ve Salihler formasyonlarının bütün litolojik özelliklerini taşımaktadır. Saha çalışmalarında gözlenen bu şaşırtıcı benzer litolojik özelliklere ek olarak, bu formasyonların yapısal özellikleri de büyük benzerlik göstermektedir. Kalabak birimi ile imbrike metaofiyolit dilimleri (Duru ve ark., 2012; Aysal ve ark., 2012a ve saha gözlemlerimiz) akla kuzey kuşaktaki metamorfik kayaları getirmektedir. Çamlık metagranitoyidi bu metamorfik kayaları kesmektedir. Bu granitoyid için geç-erken Devoniyen (399 ± 13 My; Okay ve ark., 2006) ve orta Devoniyen (389 ± 3 My- 401 ± 5 My; Aysal ve ark., 2012a) zirkon yaşları verilmektedir. Alt Devoniyen yaşlı granitoyidler, bu granitoyidler tarafından kesilen Kalabak biriminin depolanma yaşı için bir üst sınır oluşturmaktadır. Eğer kuzey kuşaktaki metamorfik temel kayalar ile güneydeki Kalabak biriminin korelasyonu doğru ise; Aysal ve ark. (2012a) ve Duru ve ark. (2012)'nin yaş ve stratigrafik verileri bu çalışmada elde edilen veriler ile uyumludur ve Biga Yarımadası'nın güneyindeki masifin dış kısımlarında da kuzey kuşağa ait metamorfik temel kayalarının varlığını göstermektedir. Bu durumda Biga Yarımadası'ndaki metamorfik temel kayalarının dağılımı **Şekil 4.98**'de olduğu gibidir. Diğer bir deyişle de, yarımada'nın kuzey ve güney metamorfik kuşakları, Tetis ile alakalı bir okyanusal suture zonunu temsil eden bir ana tektonik hat tarafından ayrılmaz. Bu iki kuşak arasında daha önce Elmas ve Yiğitbaş (2001), Şengün ve ark. (2011) tarafından tanımlanan geç Kretase-Eosen yaşlı bir doğrultu atım sistemi bulunmaktadır.

Burada sunulan ve tartışılan verilere göre, Biga Yarımadası'ndaki kuzey kuşak; erken Karbonifer'de metamorfizmaya uğramış, ortak bir Ediyakaran-erken Paleozoyik metasedimanter-metavolkanik bir temele sahiptir. Bu verilere göre, Biga Yarımadası'ndaki kuzey kuşak metamorfik temel kayalar, daha doğudaki Sünnice masifindeki Demirci metamorfik topluluğu (Yiğitbaş ve ark., 2004; 2008) ile karşılaştırılabilir.



Şekil 4.98. Biga Yarımadası'nda mostra veren farklı metamorfik tektonostratigrafik birimlerin dağılımını gösterir sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Temel harita olarak MTA, 2012 kullanılmıştır)

Radyometrik yaş tayini çalışmaları ile bu kayaların oluşum yaşlarının tespitinin yanı sıra metasedimanter kayalara malzeme sağlayan kaynak alanlar da ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu provenans (kaynak alan) çalışmalarına göre;

Çamlica masifinden derlenen metasedimanter örneklerin protolitlerine ait maksimum çökme yaşı 573 ± 9 My' dir. Karabiga masifinden derlenen iki metasedimanter örneğin (11-250 ve 11-251) protolitlerine ait maksimum çökme yaşları ise sırasıyla 559 ± 17 My ve 582 ± 30 My' dir. Her iki alandaki bu metasedimanter kayalardaki ~600-900 My arasındaki Neoproterozoyik yaşlı zirkonların, Pan-Afrikan orojenik çarpışma olayları ve Gondwana'nın kuzey kenarı boyunca gerçekleşen Neoproterozoyik dalma-batma ilişkili orojenik olaylardan sağlanmış olması muhtemeldir. Karabiga masifindeki örneklerdeki erken Mesoproterozoyik yaşlı zirkonların varlığı ise protolitlerin Arap Platformu'ndan beslenmiş olabileceğine işaret etmektedir. Çok az sayıdaki ~ 1500-1900 My arasındaki geç Mesoproterozoyik-Paleoproterozoyik yaşlı zirkonlar ise Amazoniyen Kraton' undan sağlanmış olabilir.

Karadağ masifinden derlenen Geyikli formasyonuna ait metasedimanter örneğinin (11-253) maksimum sedimantasyon yaşı 562 ± 16 My' dır. Bu örnekteki ~600-800 My arasındaki Neoproterozoyik yaşlı zirkonların, Pan-Afrikan orojenik çarpışma olayları ve Gondwana'nın kuzey kenarı boyunca gerçekleşen Neoproterozoyik dalma-batma ilişkili orojenik olaylardan sağlanmış olması muhtemeldir. Aynı örnekteki ~900-1100 My arasındaki Neoproterozoyik-erken Mesoproterozoyik yaşlı zirkonlar için Arap Platformu ve/veya Avalonya-Kadomiyen yay alanları kaynak teşkil edebilir.

Karadağ masifindeki Çamköy formasyonuna ait metakumtaşı (11-188A) ve metaçakıltası (11-188B) örneklerinin maksimum sedimantasyon yaşları sırasıyla 331 ± 4 My ve 317 ± 7 My' dır. Bu iki örnekte Mesoproterozoyik yaşlı hiç zirkon tanesinin olmayışı kayacın Arap Platformu'ndan hiç beslenmemiş olabileceğini göstermektedir. Buna karşın ~770-950 My arasındaki Neoproterozoyik yaşlara sahip zirkonların varlığı, Rodinia süperkıtasının oluşumunun son evrelerinin veya Kadomiyen yay alanlarının bu zirkonlara kaynak olabileceğini akla getirmektedir.

4.3.3. Kuzey metamorfik kuşakta elde edilen ara sonuçlar

Kuzey metamorfik kuşakta her üç alanda yapılan çalışmalarda şu ortak nitelikler görülmektedir.

1) Her üç masifte de metasedimanter kayalardan alınan en genç yaş popülasyonu 560-580 My aralığındadır ve bu yaş aralığı Kuzey Metamorfik Kuşağın Kadomiyen temelin bir parçası olduğunu işaret eder.

2) Karadağ masifindeki Çamköy formasyonu hariç, radyometrik yaş tayini yapılan diğer bütün metasedimanter kayalardaki 550 My – 3,4 Gy yaş aralığında zirkon dağılımı kuzey metamorfik kuşak kayaları için kaynak alanının Arap platformu olduğunu işaret etmektedir. Pontid tektonik kuşağının Ordovisiyen döneminden itibaren Gondwana'dan ayrılmış olduğu (Okay 2008; Okay ve ark., 2008) dikkate alındığında Ordovisiyen riftleşme dönemi birimin yaşı için bir üst sınır oluşturur.

3) Çamköy formasyonundan derlenen metasedimanter örneklerinde hiç Mesoproterozoyik yaşlı zirkon tanesinin olmayışı kayacın Arap Platformu'ndan hiç beslenmemiş olabileceğini göstermektedir. Buna karşın ~770-950 My arasındaki Neoproterozoyik yaşlara sahip zirkonların varlığı, Rodinia süperkıtasının oluşumunun son

evrelerinin veya Kadomiyen yay alanlarının bu zirkonlara kaynak olabileceğini akla getirmektedir.

4) Kuzey metamorfik kuşaktaki birimlerde yapılan analizlerde her üç alanda da şaşırtıcı şekilde ortak olan iki epizodik kurşun kaybı paterni göze çarpmaktadır. Bunlardan biri 300-330 My ve diğeri ise 100-10 My aralığında yoğunlaşmaktadır.

5) Her üç alanda belirgin olarak göze çarpan 300-330 My aralığındaki yaşlar yüksek akışkan potansiyeli olan yaygın bir magmatik olaydan kaynaklanıyor olmalıdır. Nitekim bu dönemde Sakarya Zonu olarak tanımlanan alan içinde yaygın bir granitik magmatizmanın varlığı bilinmektedir (Okay ve ark., 2008). Bu dönem aynı zamanda bölgedeki (Geyikli ve Bozalan formasyonları arasındaki) Permiyen uyumsuzluğu ile de uyuşmaktadır.

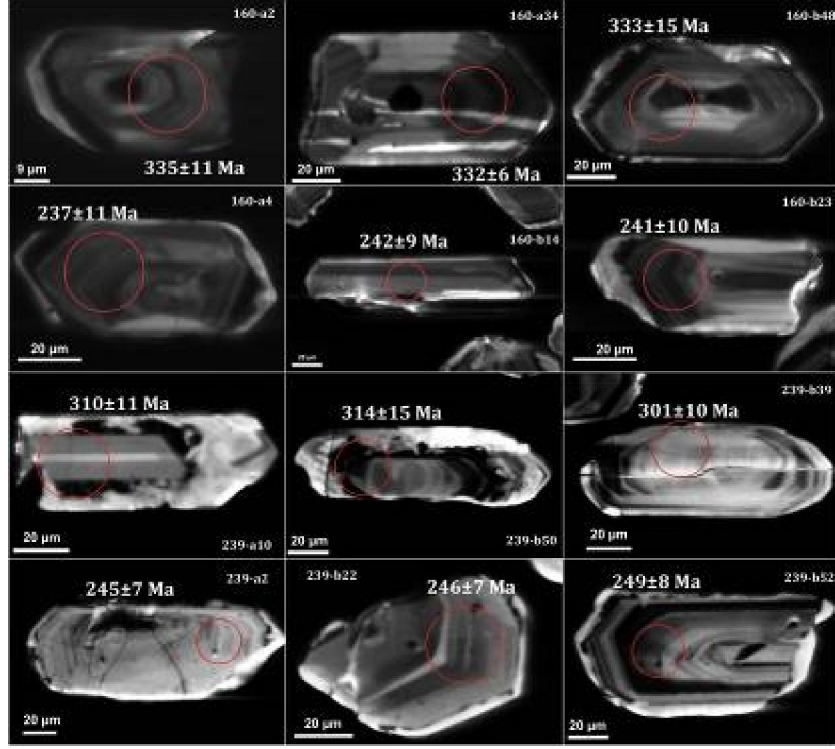
4.3.4. Güney metamorfik kuşağın U-Pb zirkon jeokronolojisi

Güney metamorfik kuşağı oluşturan metamorfik temel kayalarından toplam 13 numuneden LA-ICP-MS U-Pb zirkon yaş tayini yapılmıştır. Bunlardan 4 adedi Fındıklı formasyonundan, 5 adedi Sütüven formasyonundan, 1 adedi Sarıkız mermerinin tabanında yer alan gnayslardan, 2 adedi Tozlu metaofiyolitinden ve 1 adedi de Kazdağ masifinin daha düşük dereceli metamorfik birimlerini oluşturan Kalabak grubunun mikaşistlerindedir. Ayıklanan zirkonlarda U, Th ve Pb izotopları “Museum für Mineralogie und Geologie (GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Germany)” de LA-ICP-MS tekniği kullanılarak analiz edilmiştir.

4.3.4.1 Fındıklı formasyonundan elde edilen sonuçlar

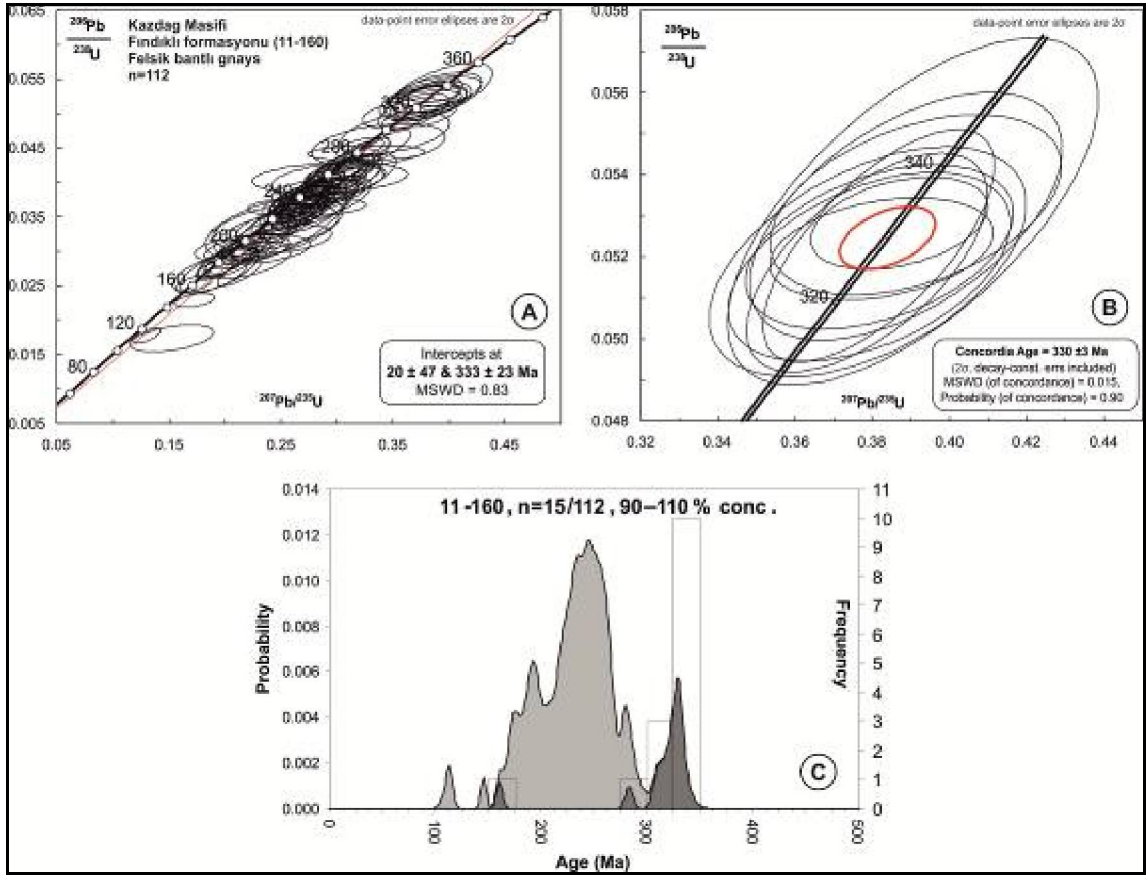
Kazdağ masifinin görünür tabanında mostra veren Fındıklı formasyonundan iki adet felsik bantlı gnays (11-160 ve 11-239) ve iki adet mafik gnays örneği (11-148 ve 11-229) yaşlandırılmıştır.

Fındıklı formasyonuna ait felsik bantlı gnayslardan ayıklanan zirkon taneleri, en-boy oranları yaklaşık 2:1 ile 5:1 arasında olan, yarı yuvarlak veya euhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve transparenttir ve boyları 100 µm ila 160 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.99**). Bunların Th/U oranları 11-160 nolu örnek için 0.10-1.15, 11-239 nolu örnek için 0.05-1.85 arasında değişmektedir.



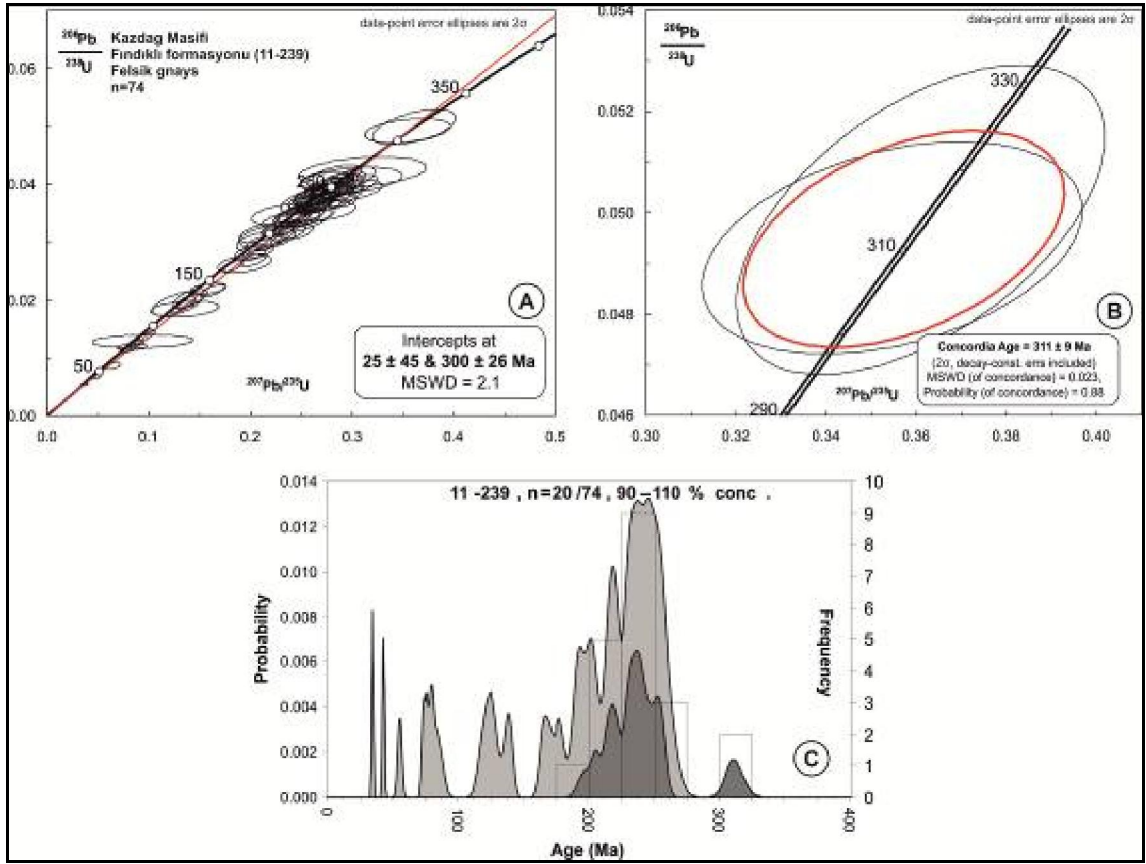
Şekil 4.99. Fındıklı formasyonunun felsik bantlı gnayslarından alınan 11-160 ve 11-239 No'lu örneklerle ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Fındıklı formasyonunda derlenen felsik bantlı gnays örneklerine (11-160 ve 11-239) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.100 ve 4.101**). Ayrıca bu iki örneğe ait analiz sonuçları ayrı ayrı çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.7 ve 4.8**). 11-160 nolu felsik gnays örneğine ait konkordiya diyagramında diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir. Üst sınır-upper intercept (~333 My) protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~20 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütununun yerleşimi ile ilişkili bölgedeki en son ana tektonotermal olayı işaret eden epizodik kurşun kaybı olarak değerlendirilmiştir. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~250 My civarında gerçekleşmiştir. Bu durum, Triyas'taki bir tektono-termal olayı işaret etmektedir ve sedimentasyonun yaşı için bu da bir alt sınır olarak yorumlanmıştır. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimentasyon yaşı **330±3 My**dır (**Şekil 4.100B**).



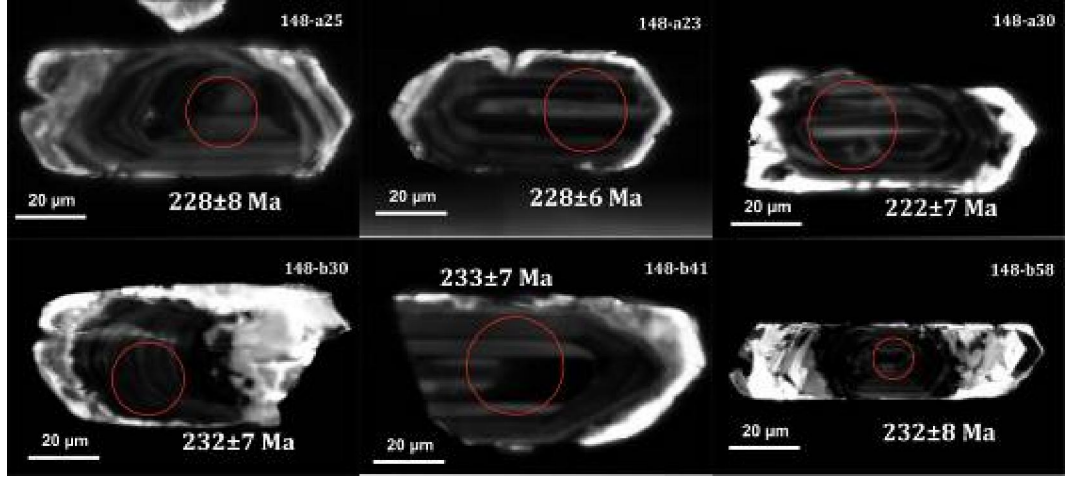
Şekil 4.100. 11-160 (felsik bantlı gnays, Kazdağ masifi, Fındıklı formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-500 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

11-239 nolu felsik gnays örneğine ait konkordiya diyagramı incelendiğinde, üst sınır-upper intercept (~300 My) protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~25 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütununun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~250 My civarında gerçekleşmiştir. Bu kurşun kaybı, Triyas'taki bir tektono-termal olayı işaret etmektedir ve sedimantasyonun yaşı için bu da bir diğer alt sınır olarak yorumlanmıştır. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşı **311±9 Myr**dir (**Şekil 4.101B**).

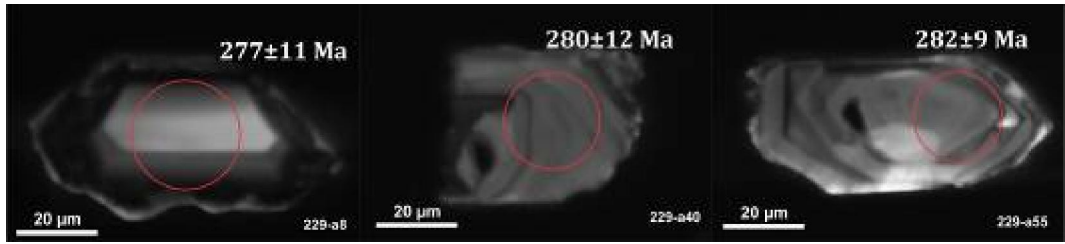


Şekil 4.101. 11-239 (felsik bantlı gnays, Kazdağ masifi, Fındıklı formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimentasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

Fındıklı formasyonuna ait mafik gnayslardan ayıklanan zirkon taneleri, en-boy oranları yaklaşık 3:1 – 5:1 arasında olan, yarı yuvarlak veya euhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve transparenttir ve boyları 60 μm ila 100 μm arasında değişmektedir (**Şekil 4.102** ve **4.103**). Bunların Th/U oranları 11-148 nolu örnek için 0.01-2.28, 11-229 nolu örnek için 0.23-1.81 arasında değişmektedir.



Şekil 4.102. Fındıklı formasyonunun mafik gnayslarından alınan 11-148 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

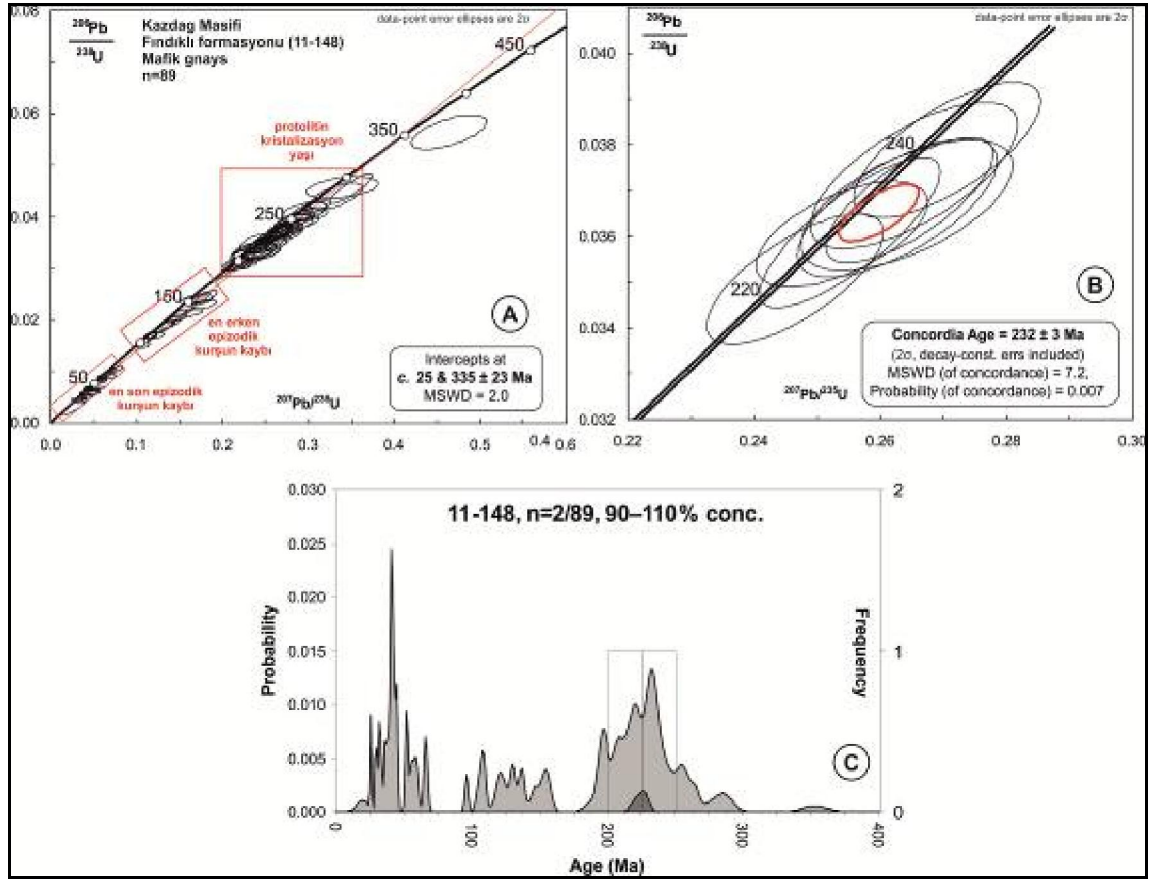


Şekil 4.103. Fındıklı formasyonunun mafik gnayslarından alınan 11-229 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Fındıklı formasyonunda derlenen mafik gnays örneklerine (11-148 ve 11-229) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları, konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.104 ve 4.105**). Ayrıca bu iki örneğe ait analiz sonuçları ayrı ayrı çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.9 ve 4.10**).

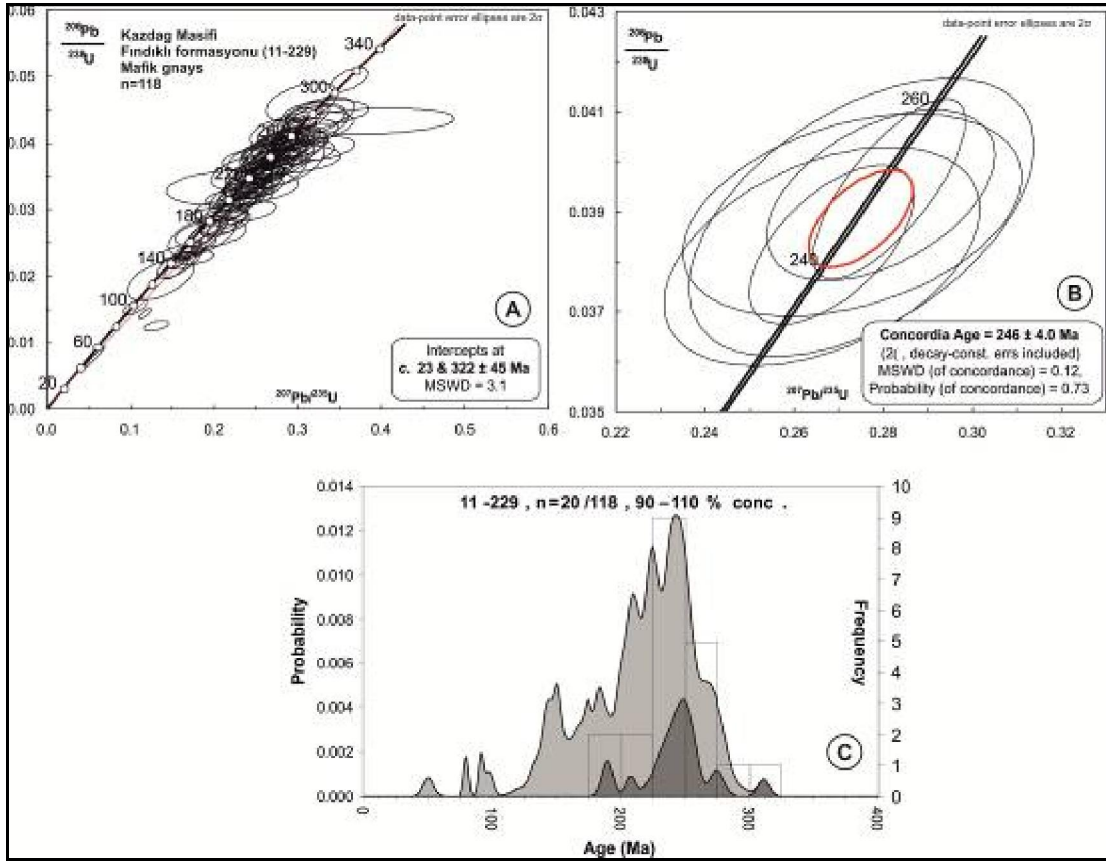
11-148 nolu mafik gnays örneğine ait konkordiya diyagramı incelendiğinde diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir. Üst sınır-upper intercept (~278 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~18 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütununun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~140 My civarında gerçekleşmiştir. Epizodik kurşun

kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşı ise 232 ± 3 Mydır (Şekil 4.104B).



Şekil 4.104. 11-148 (mafik gnays, Kazdağ masifi, Fındıklı formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

11-229 nolu gnays örneğine ait konkordiya diyagramında, diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır-upper intercept (~ 322 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~ 23 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ Masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütununun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşı 246 ± 4 Mydır (Şekil 4.105B).



Şekil 4.105. 11-229 (Mafik gnays, Kazdağ masifi, Fındıklı formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

Bu verilere göre Fındıklı formasyonu içindeki mafik volkanik kökenli mafik gnaysların oluşum yaşı Alt-Orta Triyas'tır. Birim içinden alınan felsik gnaysların bu mafik gnayslar ve mermerlerle arlandığı dikkate alındığında volkanizmaya eşlik eden kırıntılı çökeliminin de bu yaşta olması gerekir.

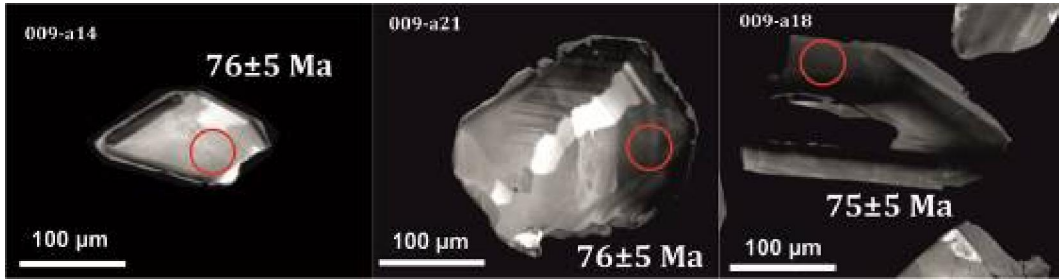
4.3.4.2 Tozlu metaofiyolitinden elde edilen sonuçlar

Tozlu metaofiyolitinden iki adet metagabro (12-002 ve 12-009) örneği yaşlandırılmıştır. Tozlu metaofiyolitine ait metagabrolardan ayıklanan zirkon taneleri, en – boy oranları yaklaşık 2:1 – 5:1 arasında olan, yarı yuvarlak veya subhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak,

renksiz ve transparenttir ve boyları 100 µm ila 250 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.106** ve **4.107**). Bunların Th/U oranları 11-160 nolu örnek için 0.10-1.15, 11-239 nolu örnek için 0.05-1.85 arasında değişmektedir.



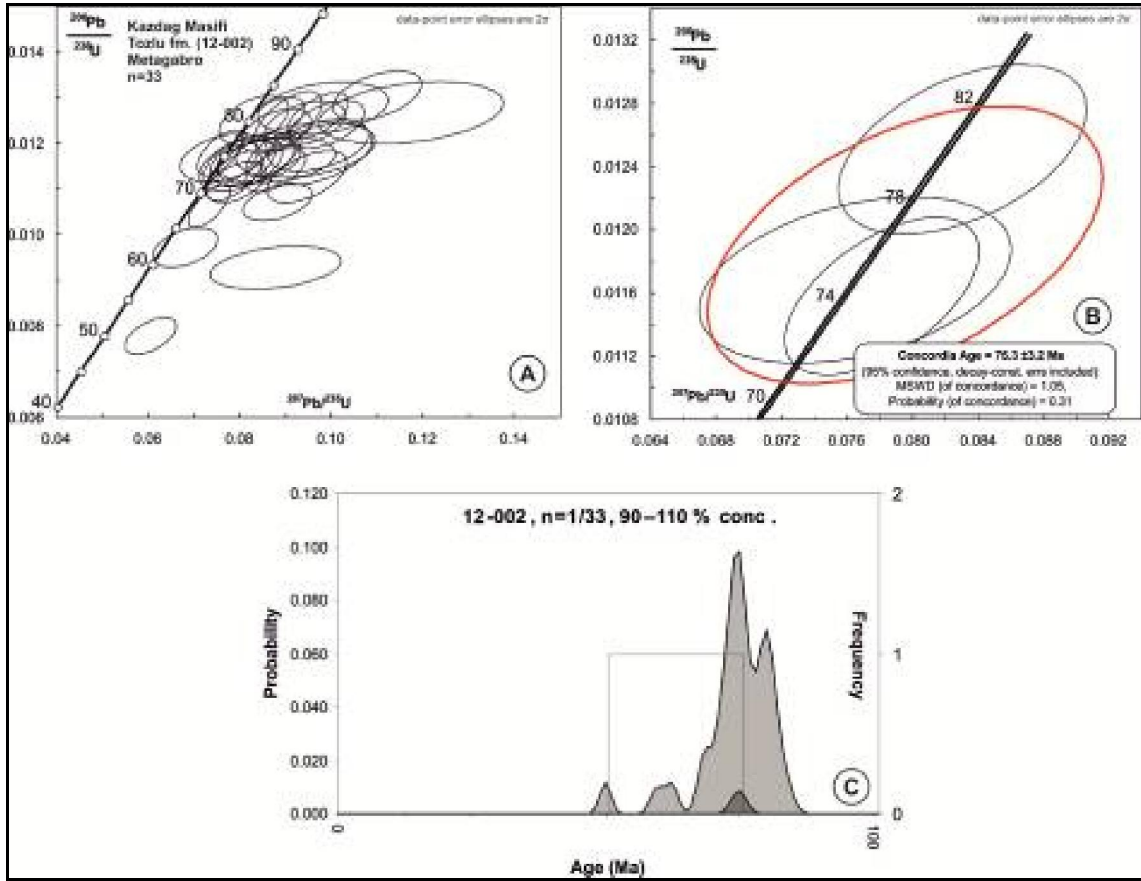
Şekil 4.106. Tozlu metaofiyoline ait metagabrolardan alınan 12-002 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodoluminans (CL) görüntüleri



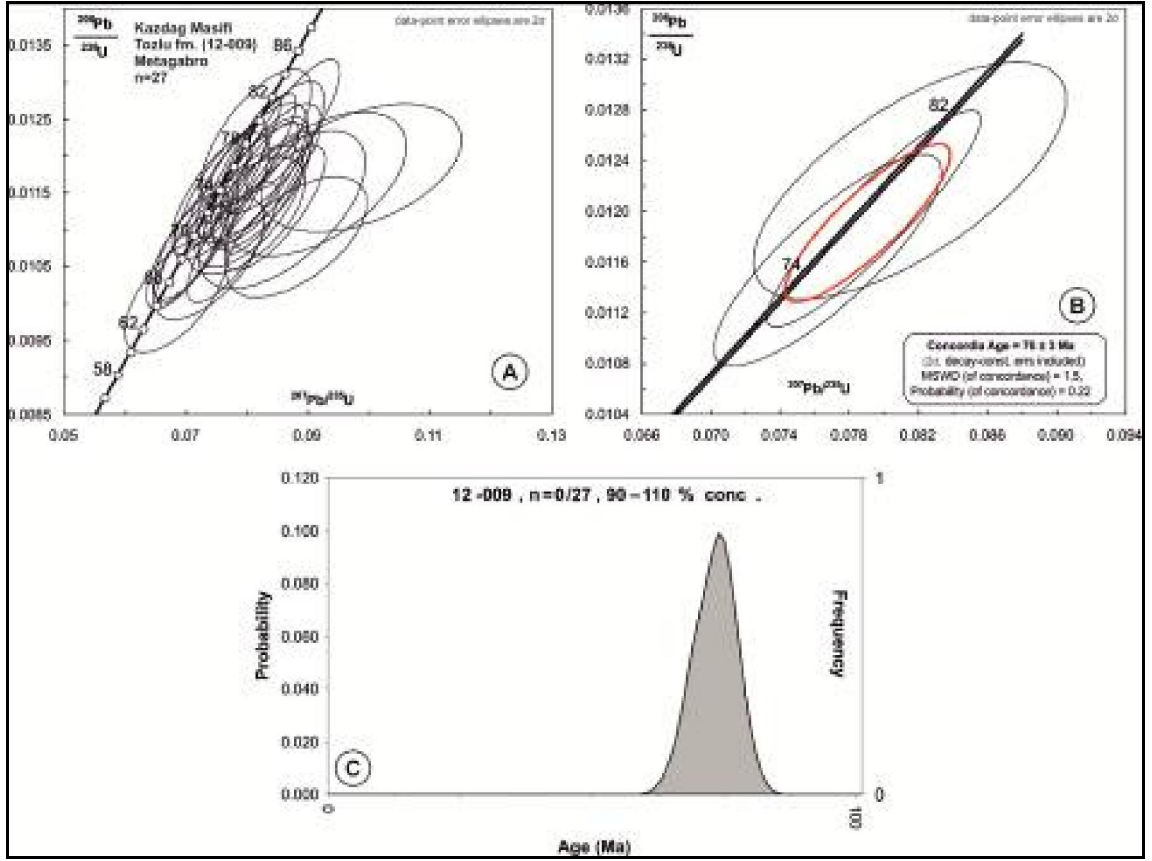
Şekil 4.107. Tozlu metaofiyoline ait metagabrolardan alınan 12-009 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodoluminans (CL) görüntüleri

Tozlu metaofiyolitinden derlenen 12-002 nolu metagabro örneğinden 39 adet zirkon tanesi ayıklanabilmiştir ve bu zirkon taneleri üzerinde toplam 33 adet analiz yapılmıştır. 33 adet analiz sonucundan sadece 1 spot %90-110 aralığında konkordan sonuç vermiştir. Aynı şekilde 12-009 nolu metagabro örneğinden toplam 30 adet zirkon tanesi ayıklanabilmiş ve bu zirkon taneleri üzerinde toplam 27 adet analiz yapılmıştır. 27 analiz sonucunda hiç bir spot %90-110 aralığında konkordan sonuç vermemiştir. Bu örneklere ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları birleşik konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.108** ve **4.109**). Ayrıca bu iki örneğe ait analiz sonuçları ayrı ayrı çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.11** ve **4.12**).

Her iki metagabro örneğine ait analiz sonuçları, analiz edilen tüm zirkon tanelerinde şiddetli bir kurşun kaybı olduğunu göstermektedir. Bu nedenle elde edilen bu yaşlar her iki örnek için de 76 ± 3 My dolayında meydana gelmiş şiddetli bir tektono-termal olayın yaşı olarak yorumlanmıştır.



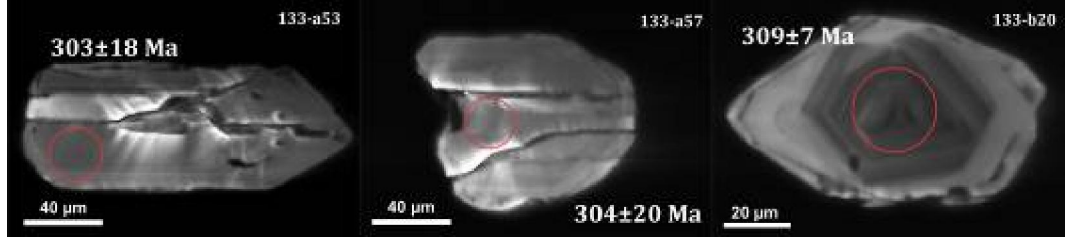
Şekil 4.108. 12-002 (metagabro, Kazdağ masifi, Tozlu metaofiyoliti) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Elde edilen tüm yaşların bulunduğu konkordiya diyagramı. **B)** metagabroyu etkileyen tektonotermal olayın yaşını gösterir konkordiya diyagramı. **C)** 0-100 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı



Şekil 4.109. 12-009 (metagabro, Kazdağ masifi, Tozlu metaofiyoliti) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Elde edilen tüm yaşların bulunduğu konkordiya diyagramı. **B)** metagabroyu etkileyen tektonotermal olayın yaşını gösterir konkordiya diyagramı. **C)** 0-100 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

4.3.4.3 Sarıkız mermerinin tabanından elde edilen sonuçlar

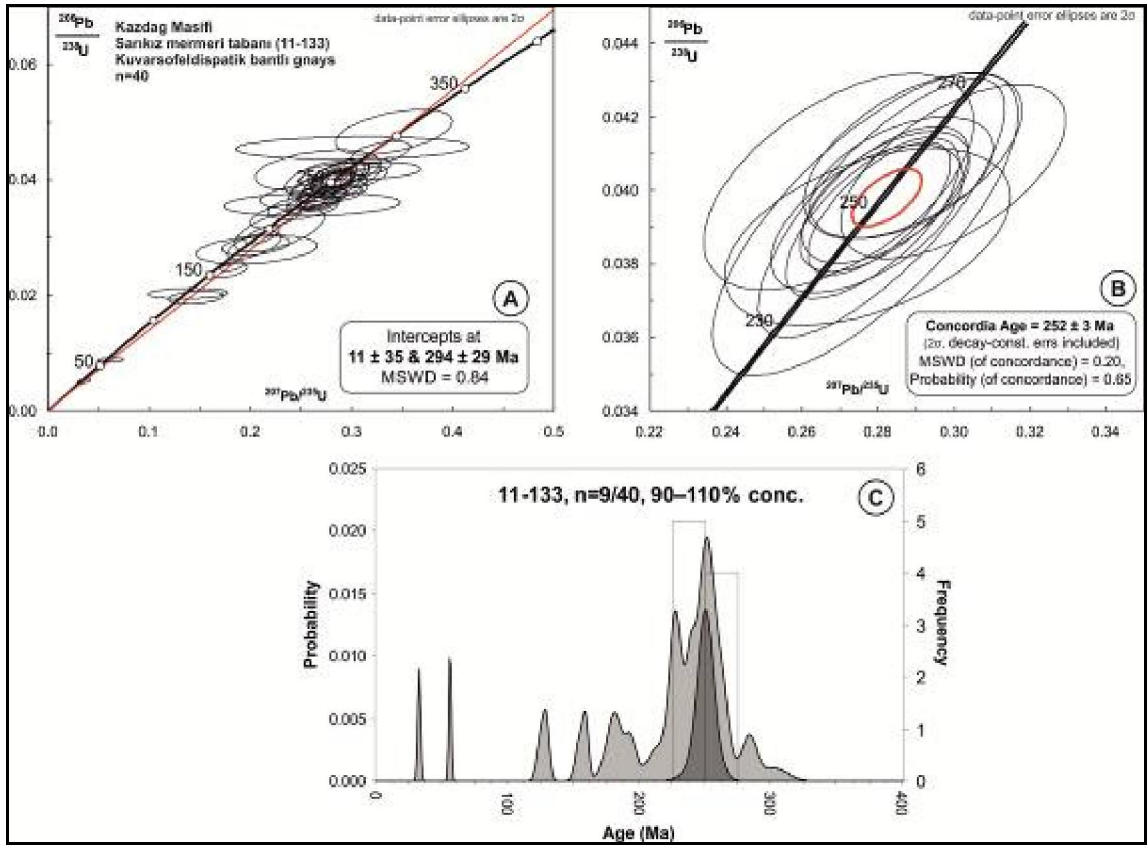
Sarıköz mermerinin tabanında yer alan kuvarsofeldispatik bantlı gnays örneğinden (11-133) ayıklanan zirkon taneleri, en – boy oranları yaklaşık 2:1 – 4:1 arasında olan, yarı yuvarlak ve yarı-euhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve transparenttir ve boyları 50 µm ile 120 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.110**). Th/U oranı 0.03-1.73 arasında değişmektedir.



Şekil 4.110. Sarıkız mermerinin tabanındaki felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnayslardan alınan 11-133 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

11-133 nolu örneğe ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.111**). Ayrıca bu örneğe ait analiz sonuçları çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.13**).

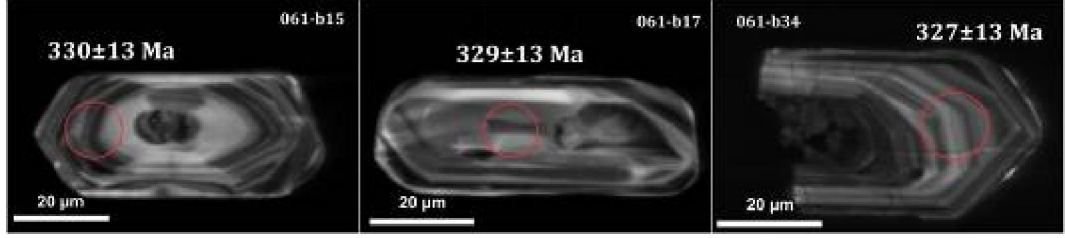
11-133 nolu kuvarsofeldispatik bantlı gnays örneğine ait konkordiya diyagramına göre diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır-upper intercept (~294 My) protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~11 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş sedimentasyonun maksimum yaşı **252±3 My**dir (**Şekil 4.111B**).



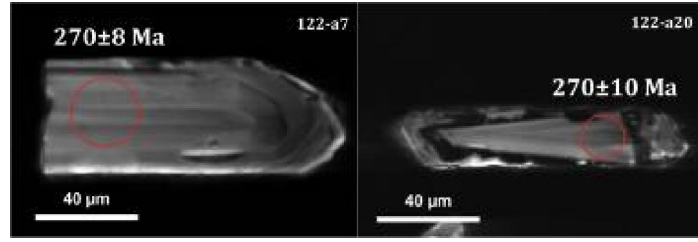
Şekil 4.111. 11-133 (felsik kuvarsofeldispatik bantlı gnays, Kazdağ masifi, Sarıkoz mermerinin tabanı) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

4.3.4.4 Sütüven formasyonundan elde edilen sonuçlar

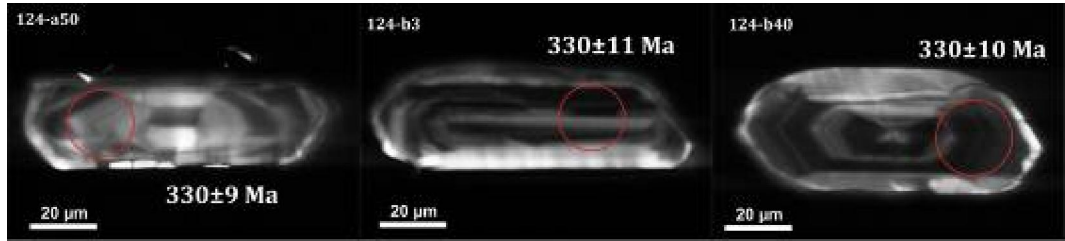
Sütüven formasyonundan beş adet örnek (11-061, 11-122, 11-124, 11-240 ve 11-241) yaşlandırılmıştır. Sütüven formasyonuna ait örneklerden ayıklanan zirkon taneleri, en – boy oranları yaklaşık 3:1 – 5:1 arasında olan, yarı yuvarlak veya euhedral/yarı-euhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve transparenttir ve boyları 40 μm ila 160 μm arasında değişmektedir (**Şekil 4.112, 4.113, 4.114 ve 4.115**). Bunların Th/U oranları 11-061 nolu örnek için 0.03-0.72, 11-122 nolu örnek için 0.01-2.33, 11-124 nolu örnek için 0.11-1.09, 11-240-241 nolu örnekler için 0.01-4.46 arasında değişmektedir.



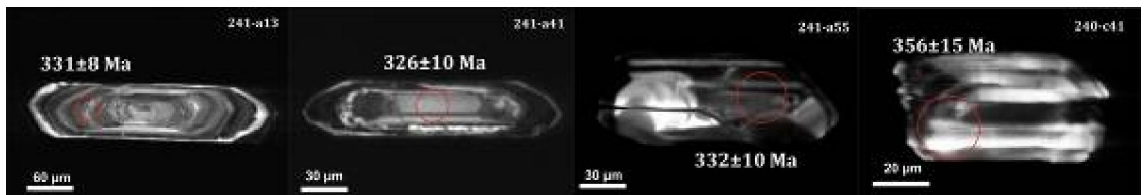
Şekil 4.112. Sütüven formasyonuna ait felsik kuvarsofelsdispatik bantlı gneyslardan alınan 11-061 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri



Şekil 4.113. Sütüven formasyonuna ait felsik gneyslardan alınan 11-122 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri



Şekil 4.114. Sütüven formasyonuna ait felsik gneysik grantilerden alınan 11-124 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

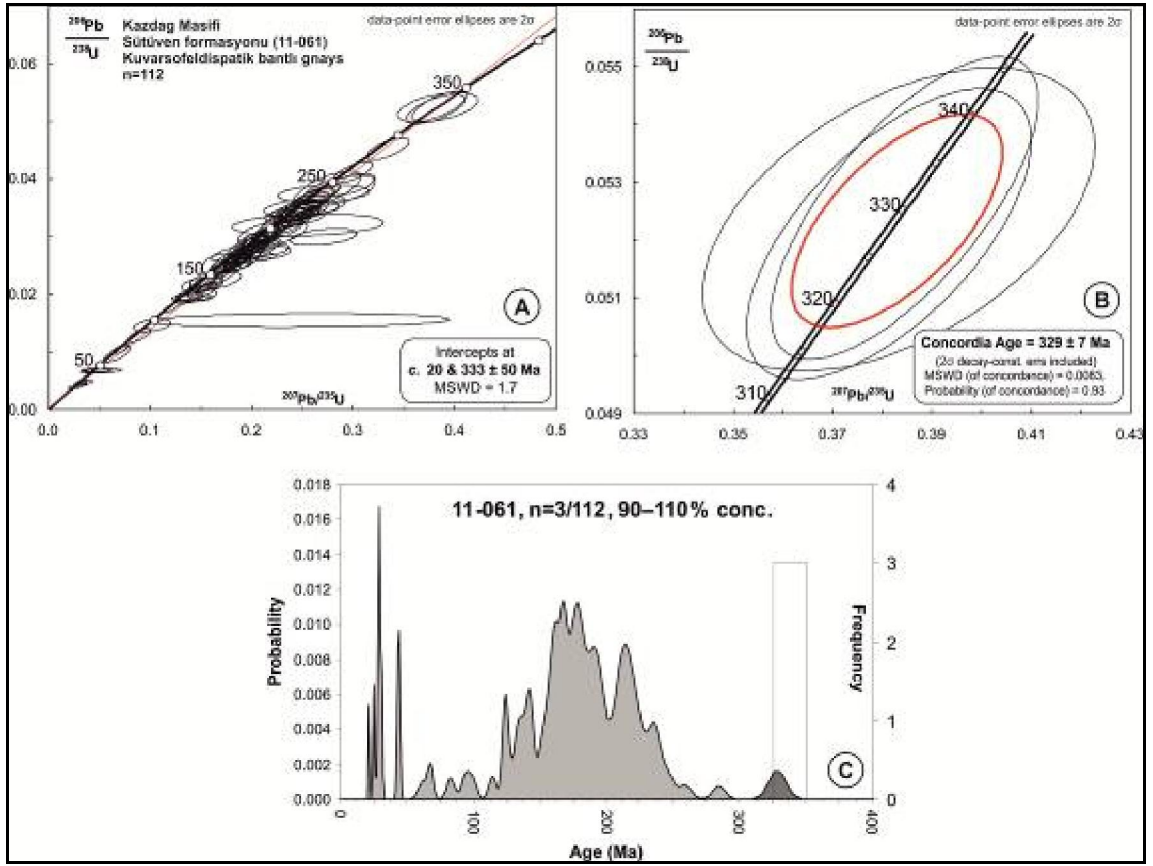


Şekil 4.115. Sütüven formasyonuna ait felsik gneysik grantilerden alınan 11-240 ve 11-241 nolu örneklere ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

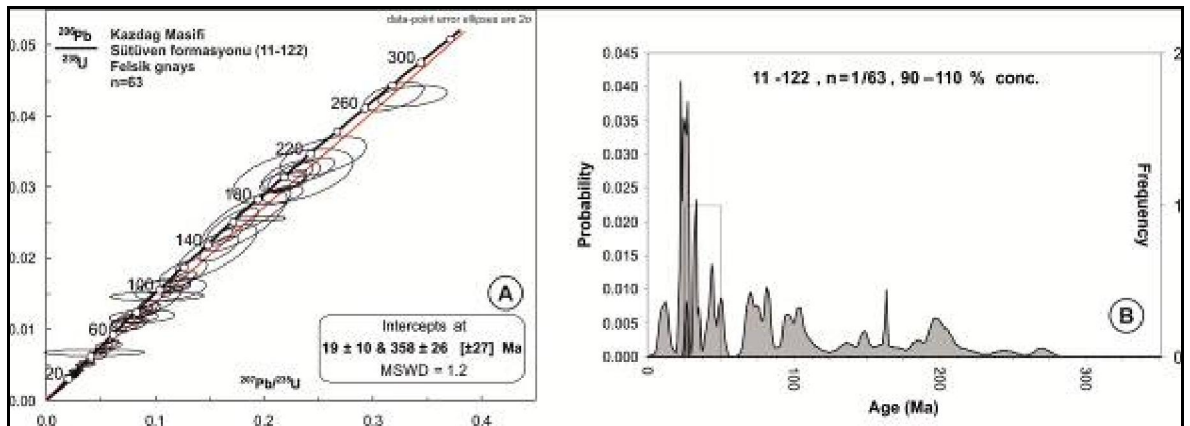
Sütüven formasyonunda derlenen felsik gnays örneklerine (11-061, 11-122, 11-124, 11-240-241) ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.116, 4.117, 4.118 ve 4.109**). Ayrıca bu örnekler için analiz sonuçları ayrı ayrı çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.13, 4.14, 4.15 ve 4.16**).

11-061 nolu kuvarsofeldispatik bantlı gnays örneğine ait konkordiya diyagramı incelendiğinde diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir. Üst sınır-upper intercept (~355 My) protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~20 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütonunun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Öte yandan, en erken epizodik kurşun kaybı ~250 My civarında gerçekleşmiştir. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşı **329±7 My**'dir (**Şekil 4.116B**).

11-122 nolu felsik gnays örneğine ait konkordiya diyagramı incelendiğinde diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir. Üst sınır-upper intercept (~367 My) protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~20 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütonunun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır (**Şekil 4.117**).

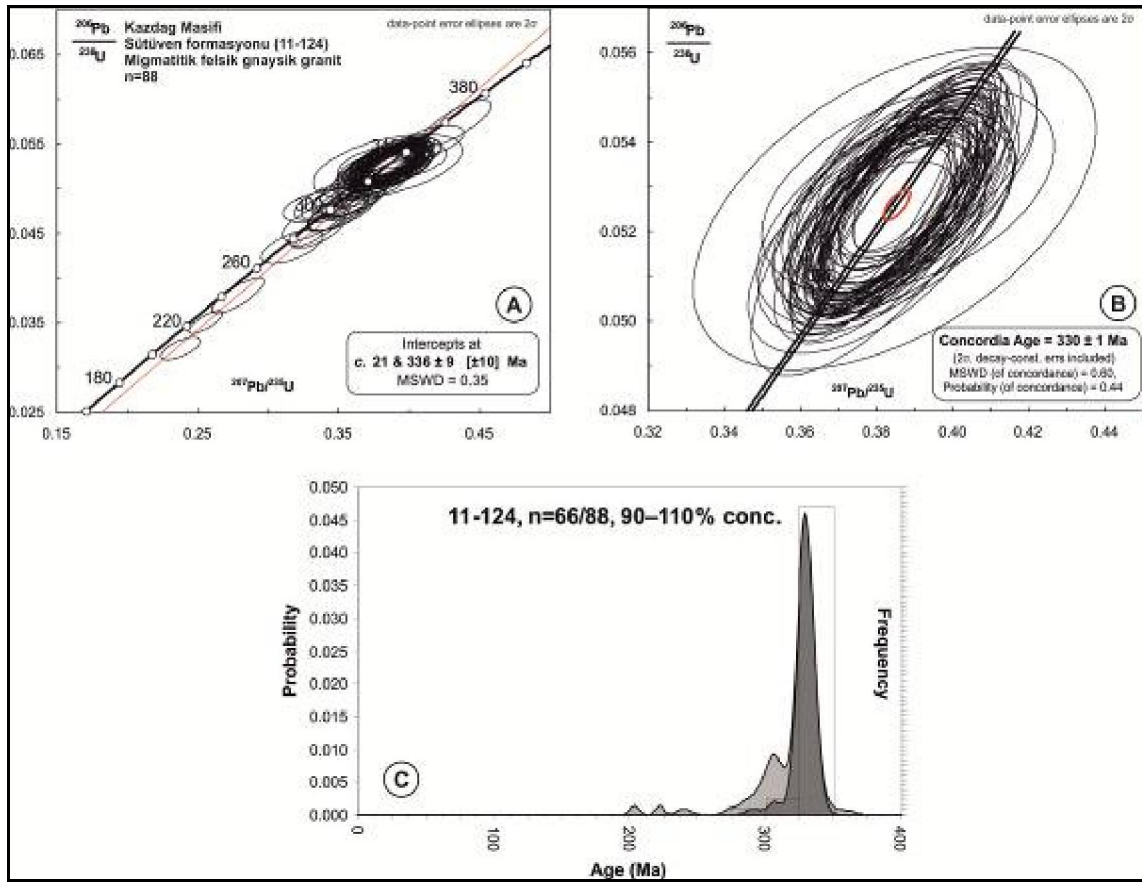


Şekil 4.116. 11-061 (felsik kuvarsofeldispatik bantlı gneys, Kazdağ masifi, Sütüven formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin maksimum sedimantasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı



Şekil 4.117. 11-122 (felsik gneys, Kazdağ masifi, Sütüven formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Birleşik konkordiya diyagramı. **B)** 0-350 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

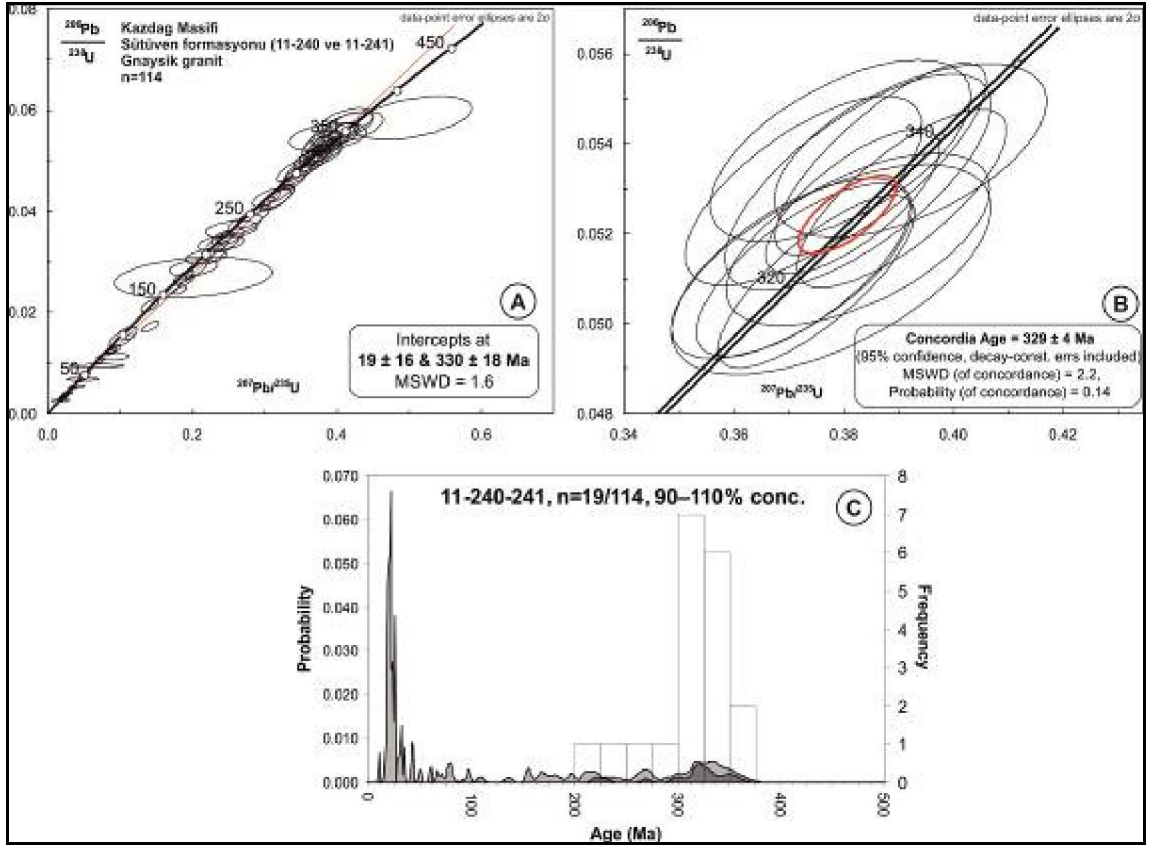
11-124 nolu felsik gnaysik granit örneğine ait konkordiya diyagramı incelendiğinde diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir (**Şekil 4.118**). Üst sınır-upper intercept (~336 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~21 My) ise Oligo-Miyosen’de Kazdağ Masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütununun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşı 330 ± 1 Mydır (**Şekil 4.118B**).



Şekil 4.118. 11-124 (felsik gnaysik granit, Kazdağ masifi, Sütüven formasyonu) nolu örneğe ait U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordant zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-400 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

Aynı lokasyondan alınan 11-240 ve 11-241 nolu gnaysik granit örnekleri kombine edilerek tek bir konkordiya diyagramında değerlendirilmiştir. Buna göre diskordiya çizgisi

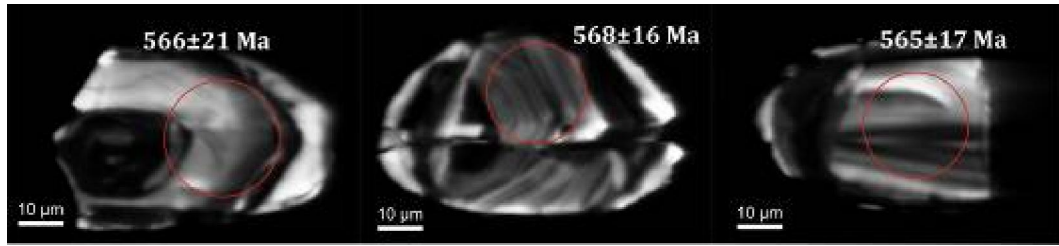
konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır-upper intercept (~ 330 My) protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~ 19 My) ise Oligo-Miyosen'de Kazdağ Masifinin yükselimi ve/veya Evciler plütonunun yerleşimi ile ilişkili en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır (**Şekil 4.119**). Öte yandan en erken epizodik kurşun kaybı ~ 260 My civarında gerçekleşmiştir. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin kristalizasyon yaşı 329 ± 4 Mydır (**Şekil 4.119B**).



Şekil 4.119. 11-240 ve 11-241 (felsik gnays, Kazdağ masifi, Sütüven formasyonu) nolu örneklere ait kombine edilmiş U-Pb zirkon yaşları. **A)** Konkordiya diyagramı. Diskordiya çizgisi konkordiya eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır protolitin kristalizasyon yaşı olarak ve alt sınır ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimantasyon yaşını gösteren konkordiya diyagramı. **C)** 0-500 My aralığındaki birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı

4.3.4.5. Torasan formasyonundan elde edilen sonuçlar

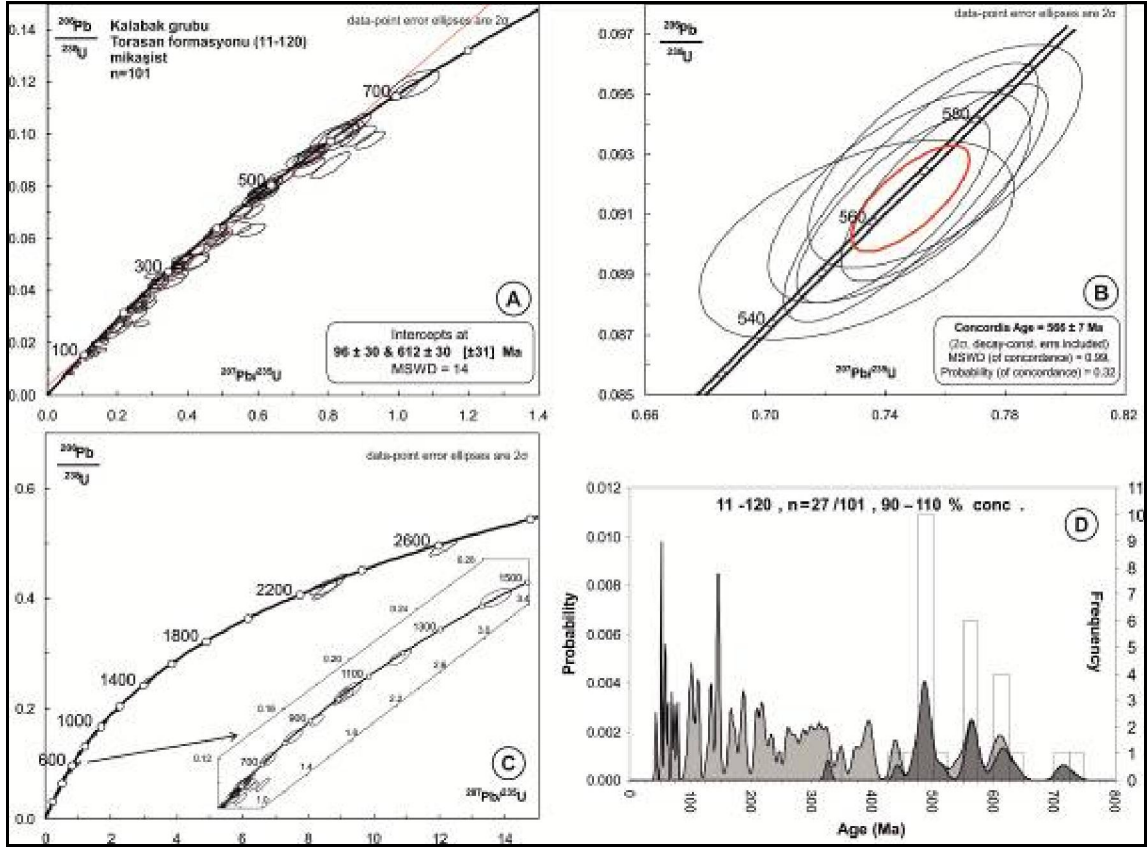
Kalabak grubuna ait Torasan Formasyonundan alınan 11-120 nolu örnekten ayıklanan zirkon taneleri, en – boy oranları yaklaşık 2:1 – 3:1 arasında olan, yarı yuvarlak veya yarı-euhedral morfolojili olup magmatik zonlanmaya eşlik eden metamorfik rimler içermektedir. Çoğu zirkonlar berrak, renksiz ve transparenttir ve boyları 40 µm ila 80 µm arasında değişmektedir (**Şekil 4.120**). Bunların Th/U oranları 0.01-1.23 arasında değişmektedir.



Şekil 4.120. Torasan formasyonuna ait metasedimanterlerden alınan 11-120 No'lu örneğe ait tipik zirkon tanelerinin içyapılarını, örnek numarası, lazer analiz yerini ve numarası ile 2-sigma hata ile milyon yıl (Ma) cinsinden yaşların gösterildiği katodolüminans (CL) görüntüleri

Torasan formasyonunda derlenen 11-120 nolu örneğe ait U-Pb LA-ICP-MS zirkon yaş sonuçları konkordiya diyagramları ve birleştirilmiş frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım (AgeDisplay; Sircombe, 2004) diyagramları ile gösterilmiştir (**Şekil 4.121**). Ayrıca bu örneğe ait analiz sonuçları çizelgeler halinde verilmiştir (**Çizelge 4.17**).

11-120 nolu metasedimanter kaya örneğine ait konkordiya diyagramları incelendiğinde diskordiya çizgisinin konkordiya eğrisini iki noktada kestiği görülmektedir. Üst sınır-upper intercept (~612 My) protolitin maksimum sedimentasyon yaşı olarak ve alt sınır-lower intercept (~96 My) ise en son epizodik kurşun kaybı olarak yorumlanmıştır (**Şekil 4.121**). Öte yandan en erken epizodik kurşun kaybı ~350-400 My aralığında gerçekleşmiştir. Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç konkordan zirkon popülasyonuna göre elde edilmiş protolitin maksimum sedimentasyon yaşı **566±7 Mydır** (**Şekil 4.121B**).



Şekil 4.121. 11-120 (mikaşıst, Kalabak grubu, Torasan formasyonu) nolu örnekten elde edilen zirkon U-Pb yaşları. **A)** Ana jeolojik olayları (major events) gösteren konkordia diyagramı. Diskordia çizgisi konkordia eğrisini iki noktada kesmektedir. Üst sınır (upper intercept) protolitin çökeline ait maksimum yaşı vermektedir. Buna karşılık alt sınır (lower intercept) en son episodik kurşun kaybı zamanını göstermektedir. **B)** Epizodik kurşun kaybından etkilenmemiş en genç zirkon popülasyonu kullanılarak elde edilen maksimum sedimentasyon yaşını gösterir konkordia diyagramı. **C)** Yüzde 90-100 aralığında konkordan olan zirkon yaşlarını gösterir konkordia diyagramı. **D)** 0-800 My aralığındaki kombine frekans ve olasılık yoğunluğu dağılım diyagramı (Not: 566 My dan genç bütün yaşlar kurşun kaybına bağlı yaşlardır)

Çizelge 4.1. 11-168, 11-181 ve 11-184 no'lu örneklere ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-168-181-184, Yeri: Çamlıca metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Dedetepe formasyonu: Kuvars-mika şist, Koordinatlar: 0445363 D/ 4415190 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
d5	24	12	22	2	215	1126	10
d20	61	4	60	2	129	126	46
a25	103	38	87	7	486	832	18
b17	116	8	97	2	541	156	18
d15	289	27	269	9	451	225	60
a50	312	27	270	22	632	129	43
d9	291	10	271	8	456	61	60
a2	306	22	273	15	563	131	49
a5	291	30	280	22	381	187	74
a49	333	44	305	44	534	98	57
a48	353	31	313	15	627	193	50
d2	316	9	314	8	326	56	96
d7	356	15	321	11	596	80	54
b2	360	21	324	19	596	69	54
d8	355	24	340	7	454	171	75
a12	378	22	341	15	614	106	56
a19	337	38	342	21	299	259	114
d3	557	19	557	12	558	80	100
b16	568	14	566	9	574	58	99
a40	582	29	580	29	589	87	98
a52	592	23	589	19	603	78	98
a36	606	93	605	43	608	387	100
a14	608	30	605	32	620	76	98
a1	608	32	607	29	612	106	99
a42	612	54	611	41	615	193	99
a41	622	37	621	32	626	120	99
d16	660	20	660	19	659	59	100
d19	711	23	711	23	713	63	100
d4	717	28	716	17	722	102	99
a56	1923	76	1914	85	1933	120	99

Çizelge 4.2. 11-248 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-248, Yeri: Çamlıca metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Eklojit, Koordinatlar: 0450565 D/ 4416381 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a5	31	11	23	3	766	700	3
a15	196	23	149	7	806	244	19
a32	215	14	164	6	810	134	20
a17	253	37	199	9	782	330	26
a8	280	14	263	10	418	90	63
a19	311	27	286	9	500	210	57
a30	295	23	287	12	357	172	80
a18	336	19	329	15	388	97	85
a16	342	11	334	8	398	60	84
a11	384	23	355	10	562	144	63
a14	402	31	391	14	469	188	83
a12	409	20	395	12	488	106	81
a27	400	15	397	10	414	84	96
a23	471	60	456	31	546	297	83
a20	472	36	460	29	532	149	86
a21	478	13	475	11	489	56	97
a36	502	75	488	20	569	385	86
a39	499	35	492	21	534	163	92
a31	537	50	517	20	622	239	83
a25	514	14	522	11	478	62	109
a3	558	24	524	11	701	106	75
a1	528	16	526	14	538	57	98
a10	556	47	527	19	676	216	78
a9	538	25	531	13	567	118	94
a2	583	54	535	39	775	192	69
a4	548	19	541	19	577	55	94
a6	564	18	548	12	627	75	87
a33	565	29	564	15	570	130	99
a35	564	27	564	20	562	110	100
a28	567	19	566	15	570	74	99

Çizelge 4.3. 11-208 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-208, Yeri: Karabiga metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Kemer Metamorfiti-Metabazit, Koordinatlar: 0505925 D / 4467870 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a28	15	4	11	0	716	535	2
a18	14	2	12	1	338	290	4
a51	18	3	13	0	783	353	2
a12	27	16	22	12	506	466	4
a11	55	15	54	4	131	634	41
b12	72	6	59	2	543	164	11
a38	64	7	59	3	232	221	26
b19	61	12	61	3	78	487	78
a33	63	11	62	2	130	399	47
a39	67	10	62	3	256	344	24
a35	73	10	63	2	427	311	15
a37	66	6	64	3	153	190	42
a41	64	4	64	2	71	102	90
a1	75	12	67	4	351	359	19
a4	71	14	70	3	100	472	70
a52	70	8	70	3	51	273	137
a25	74	7	70	3	201	208	35
a40	88	16	73	3	514	398	14
a23	158	26	143	20	396	227	36
b6	232	228	156	152	1087	350	14
b13	168	14	163	6	236	194	69
a47	231	12	205	8	499	94	41
a29	266	18	208	10	810	125	26
a13	271	10	240	8	548	56	44
a20	320	19	261	13	773	94	34
a44	309	11	262	9	684	45	38
a22	281	14	269	11	384	88	70
a31	277	15	270	11	340	102	79
a9	285	23	276	9	363	192	76
a27	400	91	276	37	1195	445	23
a3	315	18	313	12	328	127	95
a59	335	16	322	11	426	99	76
a21	320	15	325	12	280	89	116
a19	329	18	327	19	347	62	94
b18	335	24	332	12	357	173	93
b16	332	28	332	13	331	202	100
b15	337	13	340	9	319	78	106
b17	338	10	341	7	324	65	105
a7	348	17	343	13	382	89	90
a50	355	17	351	11	379	108	93
b10	548	181	367	11	1398	748	26
a58	396	20	375	18	522	79	72
a43	377	21	384	12	335	126	115
a45	480	27	422	24	769	72	55
b1	479	14	445	13	646	40	69
b9	507	20	475	12	653	91	73
a36	658	67	495	22	1265	245	39
a14	577	35	501	17	890	145	56

Çizelge 4.3'ün devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
b5	555	23	555	17	551	94	101
a49	578	20	582	20	562	58	104
b4	597	16	589	15	625	52	94
b20	593	20	603	14	552	80	109
b2	636	35	625	16	676	142	93
b7	600	20	631	16	482	76	131
a57	774	73	638	45	1190	211	54
a15	743	40	639	38	1072	85	60
a17	666	19	649	19	724	46	90

Çizelge 4.4. 11-250 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-250, Yeri: Karabiga metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Kemer Metamorfiti - Kuvars-mika şist, Koordinatlar: 0507240 D/ 4474433 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a7	14	2	12	1	296	250	4
a37	14	3	12	1	324	499	4
a24	20	3	17	1	395	321	4
a35	27	3	18	1	937	235	2
a1	63	6	60	3	201	200	30
a46	72	11	71	4	95	366	74
a51	75	8	75	4	69	248	108
a26	212	13	190	10	464	99	41
a2	237	14	234	12	267	94	88
a20	261	15	242	12	436	98	55
a42	283	20	247	11	586	145	42
a48	250	14	251	12	239	94	105
a25	309	23	268	14	629	146	43
a43	311	17	299	17	403	60	74
a56	304	17	308	14	274	95	112
a16	349	17	336	16	441	72	76
a50	418	19	390	19	575	53	68
b3	426	194	392	59	611	1044	64
a58	464	30	393	25	837	98	47
a39	503	21	481	22	605	43	79
a41	511	19	493	20	593	41	83
a60	521	29	502	28	603	92	83
a9	531	25	503	24	654	65	77
a22	543	26	526	23	615	89	86
a49	620	50	529	29	969	180	55
a6	545	23	533	25	592	52	90
a55	535	22	533	24	541	45	99
b2	564	43	540	40	659	127	82
a44	585	41	549	31	727	145	75
a21	561	25	555	25	583	68	95
b5	564	32	555	39	601	23	92
a27	602	38	559	30	767	124	73
a52	558	27	562	27	540	76	104
a57	549	49	564	37	489	194	115
a38	612	42	576	26	747	160	77
a40	594	40	580	35	646	130	90

Çizelge 4.4'ün devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a4	620	24	608	28	662	44	92
a5	620	24	609	28	662	44	92
a11	636	28	612	30	721	66	85
a32	681	37	623	32	876	100	71
a18	615	27	624	30	584	63	107
b7	634	35	640	43	614	43	104
b6	637	36	649	45	595	44	109
b8	655	36	669	46	606	27	110
a13	668	30	674	31	647	79	104
a47	756	31	772	36	708	62	109
a31	922	34	910	46	950	32	96
a14	937	34	913	43	996	40	92
a3	1129	39	1196	49	1000	69	120
a45	1497	108	1447	162	1567	82	92

Çizelge 4.5. 11-251 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-251, Yeri: Karabiga metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Kemer Metamorfiti - Kuvars-mika şist, Koordinatlar: 0511580 D/ 4467460 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a21	38	9	30	5	582	359	5
a17	45	10	30	5	953	311	3
a11	262	38	267	40	217	120	123
a9	500	65	495	72	521	124	95
a22	563	74	567	85	548	123	103
a25	601	73	615	90	546	67	113
a24	606	72	637	93	489	52	130
a26	635	75	640	92	617	62	104
a4	647	78	652	96	627	66	104
a15	682	89	656	99	771	139	85
a14	695	81	737	106	561	77	131
a3	846	100	857	126	818	118	105
a6	1028	105	1021	145	1042	63	98
a7	1130	111	1186	165	1022	71	116
a5	1127	111	1220	171	951	64	128

Çizelge 4.6. 11-253 no'lu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge. (Örnek No: 11-253, Yeri: Karadağ metamorfik topluluğu, Formasyon ve Litoloji: Geyikli formasyonu-Mika şist, Koordinatlar: 0438860 D/ 4375505 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a6	304	21	282	20	475	78	59
b45	296	27	290	26	340	110	85
a16	281	21	291	21	202	96	144
a23	330	21	294	21	592	48	50
a44	310	20	297	21	402	52	74
a5	344	23	298	21	674	61	44
a22	307	20	302	21	349	51	86

Çizelge 4.6'ün devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a8	308	20	302	21	354	41	85
b34	323	23	303	21	469	91	64
b53	305	19	303	19	325	65	93
b30	353	26	304	19	690	124	44
b7	360	24	304	20	740	85	41
b58	307	21	304	18	330	103	92
a4	331	21	307	21	504	48	61
a9	302	19	307	22	266	36	116
a49	324	22	309	22	436	61	71
a34	313	20	310	22	336	37	92
a3	314	21	315	22	309	55	102
a57	343	24	316	23	533	81	59
b17	323	18	318	20	356	44	89
a47	321	21	319	22	334	48	95
b16	309	18	319	19	232	68	137
a1	327	22	320	22	373	67	86
a2	327	21	325	23	345	50	94
b5	438	33	325	20	1087	131	30
b24	329	21	325	21	355	62	92
b26	370	30	327	21	653	147	50
a25	317	21	328	23	232	62	142
a51	350	30	331	27	478	123	69
a30	356	23	331	23	523	59	63
b18	412	25	332	21	887	72	37
a33	341	22	334	24	386	40	87
a45	380	26	340	24	632	82	54
a52	361	27	344	24	476	110	72
b35	368	23	350	22	488	83	72
a50	382	29	350	27	578	90	61
b15	336	25	352	24	225	125	157
b21	357	23	353	23	381	78	93
b33	396	25	359	23	617	83	58
b4	370	24	367	24	388	81	94
b1	377	21	371	23	419	54	89
a43	376	27	372	27	397	86	94
b59	384	25	374	25	444	70	84
b42	373	23	377	24	351	68	107
b55	375	23	382	22	335	97	114
a20	393	39	385	28	444	199	87
b50	466	33	391	26	850	110	46
b37	396	25	408	26	323	86	126
b25	422	26	410	25	486	91	84
a18	458	35	414	29	685	132	60
a32	421	26	419	29	435	48	96
a60	472	36	428	32	693	117	62
b8	457	26	428	27	606	59	71
a14	432	28	437	31	407	65	107
b46	657	76	440	30	1498	254	29
a39	470	32	446	33	589	67	76
b52	514	32	483	34	654	68	74
b6	488	25	485	29	501	41	97
a54	465	35	486	34	367	122	132
b51	498	29	486	32	551	56	88

Çizelge 4.6'ün devamı

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b2	508	29	492	31	584	55	84
b47	526	28	494	30	664	54	74
b36	516	32	497	34	603	73	82
b39	587	52	502	43	931	144	54
a36	508	30	502	34	536	40	94
b27	574	32	538	34	723	59	74
b23	522	31	538	35	452	77	119
a29	529	36	543	41	470	76	116
a40	560	33	550	37	603	56	91
a17	561	31	562	38	555	29	101
b40	570	36	565	38	591	85	96
a59	573	36	588	41	512	82	115
b11	647	31	596	34	829	51	72
b13	612	33	599	37	660	62	91
b20	622	34	602	37	698	67	86
b12	651	39	603	41	820	75	74
b28	715	48	606	50	1076	68	56
a26	620	34	617	41	629	39	98
a48	680	40	620	43	885	64	70
b38	614	45	625	40	573	147	109
b60	638	38	626	40	682	86	92
a28	646	38	633	44	689	63	92
b10	674	38	664	41	708	79	94
b41	620	34	665	40	457	71	146
b48	661	40	668	45	638	81	105
a21	724	43	703	49	790	72	89
a24	773	44	777	54	761	63	102
b14	767	42	780	52	727	66	107
b3	965	61	883	50	1156	147	76
a10	890	48	884	62	905	50	98
a35	840	56	904	66	674	120	134
a37	947	56	963	77	912	48	106
b9	976	47	983	57	960	81	102
a42	1004	50	998	67	1015	47	98
a19	1069	59	1083	86	1040	24	104
b19	1105	72	1139	91	1040	114	110
a53	1117	52	1151	76	1052	42	109
a12	1154	52	1165	77	1133	38	103
a46	1680	64	1439	97	1997	24	72
b31	1917	61	1705	101	2155	31	79
b32	1801	58	1719	95	1898	43	91
b22	1846	72	1771	124	1930	35	92
b54	1992	64	1826	102	2169	56	84
a41	2261	69	1835	118	2672	19	69
a11	1808	72	1943	127	1654	65	117
b49	1931	62	1978	113	1882	44	105

Çizelge 4.7. 11-160 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Fındıklı formasyonu-felsik gnays, Koordinatlar: 0488048 D / 4384488 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a57	144	27	111	10	732	378	15
a8	124	9	113	6	335	130	34
b13	162	13	146	5	406	169	36
a39	161	11	161	6	169	151	95
a46	174	24	170	14	228	278	74
a31	196	14	171	10	507	106	34
b57	181	25	173	17	281	248	62
b11	177	12	174	7	222	130	78
a50	187	18	181	12	267	188	68
a17	203	26	182	14	443	268	41
b41	185	18	183	15	218	141	84
b28	191	14	184	11	289	119	64
a22	191	18	186	16	245	135	76
a25	197	18	191	13	278	152	69
b49	195	21	192	10	231	239	83
b4	199	14	192	10	285	128	67
b35	212	17	192	9	434	168	44
b30	206	36	193	11	362	403	53
b43	205	20	195	10	319	207	61
a38	202	11	197	9	267	70	74
b25	230	28	202	10	532	266	38
b53	208	25	205	15	248	252	82
b32	213	17	205	10	300	159	68
a52	223	13	208	8	377	123	55
b36	221	42	212	23	321	395	66
b34	222	38	213	17	328	379	65
a56	217	20	213	12	269	187	79
b33	233	35	215	27	419	237	51
a26	232	15	216	9	397	130	54
b20	230	15	218	10	355	126	61
a21	234	12	218	6	401	114	54
b40	223	15	219	11	262	119	84
a24	240	13	223	7	414	115	54
b12	229	12	224	8	273	100	82
a42	236	20	225	13	343	170	66
a36	244	24	225	16	430	184	52
b45	239	15	226	13	374	97	61
b10	245	15	226	11	426	108	53
b60	240	17	228	12	362	126	63
a43	235	15	228	11	304	114	75
a59	240	17	229	10	354	140	65
b55	252	22	231	14	452	160	51
b2	245	35	231	7	383	349	60
b56	237	19	232	9	281	186	83
b15	235	14	233	7	263	129	88
b16	240	16	234	13	296	107	79
a51	244	13	236	9	326	108	73
a7	243	13	236	6	314	118	75

Çizelge 4.7'nin devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
b18	241	20	237	13	289	160	82
a44	245	23	237	16	328	175	72
a4	243	16	237	11	296	131	80
b50	257	28	238	16	431	217	55
b37	252	25	240	14	364	208	66
b23	244	15	241	10	270	122	89
b14	248	17	242	9	305	154	80
b29	246	9	243	8	278	64	87
b38	251	16	244	13	317	102	77
b17	250	16	244	14	312	97	78
b52	263	17	244	12	432	121	57
a9	253	28	244	10	341	258	72
a5	259	18	244	11	393	137	62
b1	252	9	247	8	297	44	83
b5	254	15	248	12	317	91	78
b31	262	21	250	13	371	158	67
a28	263	16	250	11	380	120	66
b26	255	12	251	12	294	63	85
b51	265	27	251	21	387	173	65
a49	256	13	252	9	293	94	86
b27	260	33	255	12	304	299	84
b44	271	24	256	11	407	198	63
a30	261	45	257	11	301	428	86
a1	278	24	257	17	457	156	56
b47	267	21	258	16	346	143	75
a27	270	18	259	16	367	91	70
b46	270	22	259	10	366	184	71
b19	268	14	261	12	334	79	78
b21	267	18	261	10	318	142	82
a45	277	15	263	12	397	92	66
b22	270	14	263	11	330	93	80
b58	269	16	266	11	298	115	89
a53	273	19	267	13	328	134	81
b54	280	19	273	16	335	110	81
b7	286	14	279	12	339	80	82
a6	287	33	279	5	346	293	81
a20	282	13	283	8	273	105	104
b59	299	15	285	12	409	80	70
a47	295	38	287	16	362	301	79
b24	306	30	297	15	373	226	80
b6	312	12	310	8	330	84	94
a10	316	26	314	11	325	196	97
a11	318	19	317	13	329	128	96
a15	326	22	325	12	334	158	97
a29	326	19	326	13	326	119	100
a19	326	25	326	14	327	175	100
a37	329	18	328	6	334	133	98
a33	328	21	328	10	329	153	100
a35	328	18	328	14	327	105	100
a34	332	14	332	6	334	103	99
b48	333	24	333	15	337	161	99
a3	335	29	334	21	343	173	97

Çizelge 4.8. 11-239 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Fındıklı formasyonu-felsik gnays, Koordinatlar: 0488048 D / 4384488K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a39	36	3	35	1	115	165	30
b6	47	4	43	1	229	203	19
a49	62	7	56	3	332	227	17
a7	77	6	73	3	189	154	39
b25	81	11	77	3	220	326	35
b14	86	5	80	3	247	100	33
a4	91	38	83	6	315	967	26
b13	93	8	87	7	253	94	34
a5	129	25	118	7	330	436	36
a13	128	9	123	7	219	94	56
a57	122	18	124	11	99	309	125
b38	133	10	126	7	247	133	51
a41	133	12	130	8	198	172	65
b15	153	8	138	6	393	93	35
b4	150	13	140	5	297	188	47
b26	171	7	165	5	254	70	65
a38	180	18	167	8	348	224	48
b45	187	9	171	6	396	86	43
a51	189	8	177	5	335	79	53
b1	188	13	180	7	289	151	62
b33	197	13	190	8	277	132	69
a17	194	17	192	9	222	192	86
a43	200	9	192	7	290	82	66
a29	212	8	194	6	411	64	47
a44	198	19	197	10	208	206	95
b12	193	14	200	8	105	162	191
b27	216	12	201	7	383	104	52
a42	225	9	201	6	481	73	42
a22	209	12	205	7	246	117	83
a15	207	9	206	6	220	88	94
b23	214	16	214	7	221	175	97
b18	234	13	215	9	433	98	50
b7	224	15	216	7	308	148	70
b34	224	11	217	9	296	70	73
b16	217	11	218	7	215	109	101
a28	225	16	220	7	276	162	80
a59	220	28	220	10	217	299	101
a53	227	16	221	8	292	149	76
b44	222	12	221	8	231	107	96
b41	242	22	224	9	422	209	53
b42	239	9	229	6	341	73	67
b48	237	12	231	7	302	107	76
b57	233	10	231	7	255	88	91
a45	233	14	232	8	243	131	96
b3	233	10	233	7	226	88	103
a1	243	22	234	8	328	219	72
a18	242	11	235	7	316	86	74
b17	237	22	235	12	259	207	91
a56	243	10	237	7	294	82	81
a33	237	14	239	7	218	134	109

Çizelge 4.8'in devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
b60	262	11	239	9	471	61	51
a55	241	13	239	7	260	118	92
b49	239	15	241	8	224	139	108
a25	237	12	241	8	193	108	125
b59	251	13	244	7	310	114	79
a2	245	15	245	7	243	142	101
a46	255	17	246	9	338	144	73
b22	249	16	246	7	275	145	90
a12	266	19	247	9	442	160	56
b52	252	14	249	8	274	121	91
a11	245	12	250	8	197	105	127
a24	259	13	250	9	338	102	74
b35	253	12	251	8	270	100	93
b58	269	14	252	8	417	104	61
a58	262	12	253	10	342	75	74
a3	254	11	255	7	244	87	105
b54	256	12	256	7	257	103	100
b51	247	17	257	8	155	167	166
a23	266	33	258	11	334	296	77
a26	267	15	260	10	331	110	79
a14	255	16	263	9	180	143	146
a54	274	41	266	13	344	357	77

Çizelge 4.9. 11-148 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Fındıklı formasyonu-mafik gnays,Koordinatlar: 0488762 D / 4387330 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a24	31	6	30	1	131	461	23
a41	39	5	36	2	227	279	16
b9	43	4	41	2	160	201	25
a20	45	4	41	1	287	214	14
b2	42	2	41	1	89	64	47
b16	46	3	42	1	255	158	16
a2	47	8	42	2	304	393	14
a56	46	6	43	2	188	304	23
a5	50	10	44	2	348	431	13
a51	51	2	45	1	320	73	14
a54	55	5	52	2	180	191	29
b48	60	4	53	2	351	136	15
b43	60	4	55	2	259	101	21
a52	64	8	58	3	303	291	19
b52	64	4	60	3	232	114	26
b23	70	4	66	2	200	124	33
a9	75	5	67	3	351	136	19
a37	92	9	83	3	354	210	23
a26	104	6	96	3	282	117	34
a1	113	4	105	4	281	33	37
a44	117	7	108	3	298	130	36
b47	111	6	109	4	166	106	66
b53	126	8	119	7	260	80	46

Çizelge 4.9'un devamı

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b54	129	7	121	5	282	84	43
b1	133	9	125	6	291	117	43
a49	139	7	130	3	300	116	43
b13	139	9	132	7	264	94	50
b46	145	11	138	10	263	104	52
b25	159	13	152	6	271	186	56
b56	164	7	155	6	294	63	53
a36	169	8	156	6	358	81	44
a13	191	10	189	10	214	49	88
b6	200	11	195	6	262	117	74
b12	198	11	196	7	223	117	88
a45	205	12	196	6	307	124	64
b38	200	9	197	7	233	62	85
a42	201	8	199	6	223	66	89
b36	205	9	199	6	274	88	73
b7	209	8	206	6	249	59	83
b18	212	15	207	6	270	168	77
b51	219	18	210	8	315	189	67
a21	216	11	210	8	275	94	77
b44	218	20	210	11	296	190	71
a15	216	18	212	9	266	184	80
a31	221	13	212	8	320	111	66
a12	221	11	216	6	275	105	79
a46	220	10	218	7	244	83	89
b45	228	15	220	7	318	145	69
b21	226	8	220	7	281	61	78
a22	233	10	222	8	349	78	64
a29	226	20	222	10	269	193	82
a30	224	9	222	7	239	75	93
b29	225	7	223	6	250	54	89
b34	228	7	224	6	278	40	81
a25	230	9	228	6	244	81	94
a23	231	10	228	8	254	62	90
b20	237	9	231	7	299	63	77
b58	237	10	232	8	286	82	81
b30	238	11	232	7	296	94	79
b41	238	9	233	7	292	63	80
b59	241	9	233	7	321	61	73
b49	242	13	234	9	314	109	75
b15	239	9	235	7	284	61	83
a27	239	11	236	8	265	84	89
b33	248	12	236	7	357	97	66
b22	245	10	237	7	323	67	73
b14	243	10	240	7	276	72	87
b57	249	11	242	7	310	91	78
b32	252	16	244	9	329	132	74
b17	257	16	246	8	354	133	70
a55	256	13	250	8	308	107	81
b55	258	10	254	8	298	64	85
a40	266	14	259	9	332	101	78
a47	263	17	260	9	291	142	89
a58	273	11	265	6	340	86	78

Çizelge 4.10. 11-229 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Fındıklı formasyonu-mafik gnays, Koordinatlar: 0472478 D / 4384826 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a21	57	9	51	8	329	88	15
b48	125	11	81	4	1083	158	7
a45	113	5	92	4	576	67	16
a59	102	10	98	6	185	200	53
a23	129	30	125	16	215	464	58
b34	146	10	135	8	331	110	41
b47	146	16	138	10	273	215	51
a11	155	12	142	6	358	163	40
a28	148	10	143	6	227	128	63
b38	167	15	145	5	482	196	30
b28	156	12	148	11	279	82	53
b5	153	18	150	6	202	276	74
b53	156	7	151	6	238	78	64
b31	160	13	152	7	288	162	53
b29	161	9	153	7	294	84	52
b37	175	10	159	6	399	114	40
a29	175	20	166	17	306	162	54
a51	173	29	166	15	267	347	62
b51	176	11	166	8	310	108	54
a38	182	30	168	11	370	372	45
a43	175	14	168	10	266	143	63
b59	184	12	175	6	301	145	58
a30	187	8	175	7	345	59	51
b16	195	19	178	12	399	184	45
b4	196	22	179	9	401	243	45
a22	204	12	182	8	464	102	39
b33	195	20	183	6	348	243	52
b36	182	17	185	6	136	221	136
b22	224	18	189	7	604	176	31
b24	192	22	190	8	210	276	91
b55	191	12	190	9	199	112	96
a14	206	17	193	11	356	160	54
a6	211	15	197	8	362	142	55
a9	214	11	198	6	393	110	50
b41	204	22	201	6	240	265	84
a60	213	19	202	8	330	210	61
b8	193	11	203	9	84	89	241
b43	227	14	203	7	484	126	42
a12	218	15	207	10	344	124	60
a57	212	10	208	7	261	87	80
b10	217	9	208	6	314	81	66
b1	209	13	208	8	219	127	95
b11	220	21	209	7	341	225	61
b3	212	17	210	12	235	161	89
a15	233	17	211	8	453	156	47
b35	203	55	211	14	111	668	191
b26	214	17	212	8	238	178	89
a19	225	15	213	6	349	157	61

Çizelge 4.10'un devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a58	224	24	216	14	315	230	69
a20	223	11	216	8	292	91	74
b54	221	18	216	10	273	169	79
a34	225	24	218	13	305	228	71
b58	227	13	219	9	310	115	71
b50	234	12	221	9	372	86	59
a16	225	13	222	7	264	124	84
a17	239	12	223	8	406	92	55
b40	222	21	223	10	210	211	106
a25	230	11	223	8	298	92	75
a50	231	9	223	7	309	70	72
a56	213	25	225	12	85	276	263
b15	250	20	226	13	491	153	46
b9	218	10	226	7	128	95	176
a48	241	17	226	9	387	148	58
b17	231	20	227	9	275	195	83
b32	234	14	227	7	307	132	74
a7	242	17	229	8	369	156	62
a10	230	11	230	8	227	87	101
b44	221	7	230	6	121	56	190
b49	257	29	232	17	488	224	48
a3	233	13	234	8	224	124	105
a47	241	24	235	10	305	234	77
b18	251	15	235	11	402	102	59
b27	240	35	237	17	268	328	88
b13	251	47	238	11	378	450	63
b46	254	18	238	7	405	164	59
b6	236	11	238	8	217	89	110
b56	238	12	238	8	238	104	100
b39	248	15	239	8	337	132	71
a33	232	14	240	10	151	126	159
a42	237	13	240	10	203	105	118
a49	240	24	241	11	226	227	107
b19	241	12	243	8	230	104	105
a44	237	16	243	9	180	145	135
b25	237	21	244	9	174	215	140
a32	275	21	244	8	548	171	45
b23	249	12	244	9	290	84	84
b30	247	26	246	14	255	228	97
a46	269	17	246	11	478	127	51
a37	245	25	246	10	234	244	105
a54	254	19	248	10	318	161	78
b14	288	25	248	9	628	197	39
a18	250	17	249	9	264	151	94
a31	252	11	249	9	273	75	92
b2	260	19	250	10	351	159	71
b52	254	11	250	9	293	73	85
b12	253	12	251	9	267	84	94
b42	258	30	251	13	327	263	77
a1	269	21	252	10	427	178	59
b60	251	21	253	8	228	198	111
a53	254	14	254	10	259	106	98

Çizelge 4.10'un devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a5	257	20	256	9	266	183	96
a36	266	18	257	10	341	153	75
a41	260	14	259	9	273	120	95
a27	274	24	262	11	377	205	69
b57	248	16	263	11	114	145	230
a2	240	16	263	10	20	145	1309
a39	261	11	267	9	207	74	129
b7	284	27	268	11	418	226	64
b20	264	17	269	10	215	145	125
a52	276	30	270	14	328	252	82
b45	337	57	273	10	804	398	34
a26	272	14	274	11	256	92	107
a13	283	22	274	12	357	175	77
a8	274	17	277	11	255	132	109
a40	287	26	280	12	347	208	81
a55	293	32	282	9	383	267	74
a35	270	27	291	15	94	240	311
a4	313	14	311	9	325	94	96

Çizelge 4.11. 12-002 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Tozlu formasyonu-metagabro, Koordinatlar: 0491965 D / 4391134 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a13	60	4	50	2	469	140	11
a34	86	11	60	2	889	261	7
a16	67	5	62	2	232	176	27
a32	72	4	68	2	198	85	34
a18	86	6	69	2	595	137	12
a14	100	14	71	3	858	296	8
a26	77	5	71	2	265	135	27
a11	92	7	72	3	636	136	11
a8	77	5	72	3	221	117	33
a6	85	5	73	2	444	113	16
a19	79	5	74	3	243	124	30
a36	78	7	74	3	213	190	35
a28	76	5	74	3	144	120	52
a20	82	7	74	3	310	186	24
a37	86	10	75	3	405	259	18
a31	81	7	75	3	266	186	28
a38	75	7	75	3	74	226	101
a10	85	5	75	3	368	98	20
a7	94	9	75	4	592	197	13
a27	74	4	76	3	29	102	261
a29	92	12	76	3	520	274	15
a22	94	8	77	3	565	182	14
a9	99	7	78	3	657	138	12
a21	86	6	79	2	284	145	28
a12	96	6	80	3	523	129	15
a17	91	7	80	3	412	155	19

Çizelge 4.11'in devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a15	88	6	80	3	310	119	26
a35	81	6	80	3	107	156	75
a2	85	5	80	2	228	119	35
a1	94	5	81	3	447	101	18
a4	113	15	81	4	845	277	10
a23	95	11	82	3	442	252	18
a3	106	7	84	3	645	136	13

Çizelge 4.12. 12-009 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Tozlu formasyonu-metagabro, Koordinatlar: 0488825 D / 4394793 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a27	67	7	65	4	145	184	45
a20	72	7	68	4	213	182	32
a24	69	5	69	4	77	121	89
a30	70	5	69	4	100	93	69
a25	76	6	69	4	284	110	24
a5	70	5	70	4	88	122	79
a22	86	9	70	4	553	191	13
a13	78	7	72	4	274	183	26
a10	84	10	72	6	418	234	17
a29	82	6	72	4	383	114	19
a23	78	7	73	4	263	155	28
a4	74	6	73	4	93	146	79
a7	73	5	74	4	47	86	156
a6	82	5	74	4	318	77	23
a15	80	7	74	4	250	147	30
a19	75	5	74	4	96	91	78
a28	89	11	74	5	494	247	15
a3	80	5	74	4	235	86	32
a17	80	6	75	4	239	125	31
a18	79	7	75	5	186	148	40
a14	96	12	76	5	621	264	12
a21	82	6	76	5	256	125	30
a2	78	5	77	4	110	61	69
a12	79	5	77	4	157	81	49
a11	82	6	78	5	215	127	36
a26	80	7	78	5	113	156	69
a8	85	6	80	5	245	97	33

Çizelge 4.13. 11-061 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Sütüven formasyonu-felsik gnays, Koordinatlar: 0497529 D / 4409426 K)

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b45	22	1	21	1	137	104	16
a35	25	5	25	1	41	420	61
a38	31	5	28	1	287	387	10
a44	29	1	29	1	97	75	30
b7	32	4	29	1	277	290	10
b19	33	4	30	1	210	298	15
b55	35	7	31	2	383	407	8
a57	47	12	43	2	252	599	17
b6	52	16	44	2	430	684	10
b36	49	10	44	2	297	443	15
a55	66	10	62	7	222	247	28
a7	70	6	68	4	149	150	45
b2	87	9	83	6	212	172	39
b27	98	14	93	6	218	313	43
b22	225	104	99	6	1895	873	5
b42	117	6	114	6	168	72	68
b32	130	9	122	4	272	150	45
a24	134	15	123	3	333	256	37
a41	132	10	125	3	257	185	49
b43	138	14	127	5	345	231	37
a25	143	11	132	7	342	136	39
a37	135	6	133	4	179	77	74
a17	147	6	135	5	342	65	40
a60	142	10	138	7	224	120	61
a49	143	15	138	6	219	233	63
b33	145	6	141	5	214	58	66
b5	146	8	142	6	211	102	67
b26	153	6	143	4	315	75	45
b51	155	18	143	8	332	254	43
a11	162	12	148	10	372	75	40
a43	161	6	151	5	320	57	47
b14	156	7	154	6	180	79	86
b1	158	7	155	5	208	83	74
b31	161	10	158	6	215	113	73
a33	173	9	159	6	365	95	44
b24	169	7	160	6	308	61	52
a30	173	10	160	5	358	123	45
b50	164	7	161	6	218	70	74
a16	167	7	162	5	239	86	68
a28	169	12	162	9	263	115	62
b52	167	14	164	10	216	141	76
b9	168	21	165	13	211	254	78
b25	177	7	165	6	336	57	49
a21	169	8	166	5	211	90	79
b39	175	6	166	5	304	55	55
a23	173	10	168	7	247	109	68
b60	175	9	168	7	266	78	63
a45	178	7	168	5	315	76	53

Çizelge 4.13'ün devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
b44	178	22	168	4	312	303	54
b3	178	7	171	6	275	54	62
a51	184	12	172	10	339	96	51
a3	200	14	173	6	533	158	32
a5	179	10	173	6	247	117	70
a32	196	16	176	6	439	189	40
a31	192	12	176	9	391	113	45
a27	186	11	177	10	301	67	59
a12	184	9	177	6	269	90	66
a15	183	8	178	7	243	54	73
b54	187	8	178	7	307	56	58
a56	187	8	178	6	305	70	59
a47	183	14	180	8	234	156	77
b35	186	13	180	10	254	127	71
b57	194	13	181	7	353	144	51
b11	189	8	183	7	265	55	69
a1	186	9	184	7	211	86	87
a8	188	9	184	7	237	86	78
a26	190	14	186	8	232	150	80
a54	193	13	188	10	255	109	74
b10	192	12	189	7	235	125	80
a58	195	8	190	7	256	67	74
b21	243	22	190	7	794	190	24
b38	196	10	191	9	246	74	78
a40	196	9	192	8	249	46	77
b58	199	10	193	8	268	86	72
b23	202	23	194	12	299	248	65
a52	199	11	194	6	255	115	76
b46	204	10	197	9	288	59	68
a48	203	13	198	12	266	78	74
a19	212	12	199	8	364	106	55
b40	231	50	203	10	523	511	39
a39	209	15	206	13	251	114	82
b18	217	10	207	8	332	79	62
a22	224	11	207	10	407	44	51
a20	213	6	210	6	251	42	84
a46	214	16	210	13	261	134	80
a53	225	17	212	8	358	169	59
b4	228	10	212	8	392	65	54
a50	216	16	213	6	248	180	86
b37	221	14	214	11	291	98	74
a14	223	7	215	6	309	53	70
a4	221	16	217	6	269	176	81
b59	224	14	218	9	285	130	77
b48	224	13	218	9	281	109	78
b56	228	16	219	9	325	141	67
b20	224	14	221	8	257	132	86
a29	226	25	221	8	273	263	81
b41	237	20	223	10	375	180	59
b29	231	11	225	9	291	73	77
a9	232	13	227	9	284	111	80
b53	234	14	231	11	268	105	86

Çizelge 4.13'ün devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
b13	236	13	232	9	280	105	83
a13	243	11	237	9	302	81	78
b16	243	30	237	8	306	300	78
a6	243	11	237	9	297	76	80
a10	255	23	240	14	395	190	61
b12	246	22	242	16	287	165	84
a42	264	16	247	9	417	124	59
b49	266	12	260	9	321	85	81
b8	293	13	285	10	356	84	80
b34	328	17	327	13	332	107	99
b17	329	24	329	13	333	167	99
b15	330	16	330	13	331	91	100

Çizelge 4.14. 11-122 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Sütüven formasyonu-felsik gnays, Koordinatlar: 0493909 D / 4391511 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a11	10	4	9	3	300	232	3
b32	14	4	12	4	319	221	4
a18	13	5	12	4	135	190	9
a8	13	10	12	9	169	184	7
c37	23	5	21	2	155	451	14
c11	23	5	23	2	52	515	44
b9	25	3	23	1	219	224	10
a4	26	2	23	1	362	115	6
c15	26	4	24	1	188	340	13
a15	25	2	25	1	33	150	75
a16	28	3	25	1	330	191	8
a13	26	1	26	1	39	126	66
c25	28	3	26	1	210	184	12
a2	26	3	26	1	27	276	97
c2	29	2	27	1	192	114	14
b27	27	6	27	1	30	487	89
a1	29	3	28	1	133	243	21
a14	30	2	28	1	197	129	14
b40	35	6	32	2	214	422	15
a17	32	3	32	1	11	232	291
b17	38	5	33	1	377	302	9
b44	37	6	35	2	132	363	27
c27	48	6	40	3	428	236	9
c23	44	37	43	2	65	2019	67
c10	48	5	44	3	251	173	17
b2	50	8	45	2	280	352	16
b5	53	5	48	3	301	168	16
b54	56	10	50	3	334	370	15
b43	59	5	51	3	357	180	14
b33	73	13	69	5	222	386	31
b26	76	12	70	5	288	334	24
b12	71	10	71	4	79	323	90
b39	74	13	71	10	141	308	51

Çizelge 4.14'ün devamı

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b18	84	13	75	4	340	333	22
b25	85	23	76	5	363	609	21
b10	90	8	81	6	334	111	24
b4	92	8	82	5	364	159	22
c28	88	5	82	3	258	125	32
a12	100	16	90	11	341	245	27
c35	98	33	94	3	207	799	45
a26	108	5	97	4	346	60	28
c8	109	25	100	8	310	503	32
c19	105	17	103	5	170	381	60
b11	116	8	104	4	374	136	28
b14	119	9	109	6	340	130	32
b7	120	17	114	10	233	265	49
b58	147	27	133	20	372	291	36
b13	149	13	136	9	361	146	38
c4	153	6	148	5	229	61	64
c38	159	17	156	14	211	169	74
c21	169	29	161	22	289	269	56
c17	183	16	163	2	446	206	37
b57	183	19	171	15	337	153	51
c14	200	13	184	6	384	137	48
a10	200	14	195	7	254	159	77
b3	204	11	196	8	304	94	64
c20	205	14	200	10	268	129	75
b59	207	38	200	20	290	394	69
c26	206	18	201	11	261	187	77
b6	221	14	206	9	382	130	54
b19	230	27	218	14	356	247	61
c36	278	28	244	14	572	210	43
a20	281	18	270	10	375	134	72

Çizelge 4.15. 11-124 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Sütüven formasyonu- felsik migmatitik gnaysik granit, Koordinatlar: 0493040 D / 4392634 K)

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b37	217	9	204	6	357	81	57
b2	231	8	222	6	322	54	69
b17	249	12	241	10	332	74	73
b56	280	14	275	9	321	101	86
b12	293	12	285	9	361	75	79
a57	295	13	289	12	347	56	83
b53	291	14	292	11	288	91	101
b22	303	13	298	10	348	75	85
b51	304	13	298	10	358	84	83
a49	307	15	300	11	360	93	83
b9	298	19	303	10	255	148	119
b21	298	11	304	9	250	72	121
b43	299	15	306	10	243	102	126
b7	315	13	307	11	380	67	81
a20	309	10	307	9	324	57	95

Çizelge 4.15'in devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a18	312	15	307	11	344	93	89
b27	309	15	308	10	318	105	97
a59	314	13	308	10	362	77	85
a55	306	13	310	10	275	78	113
a17	316	11	311	8	354	64	88
a31	310	12	315	9	271	81	116
a29	323	14	318	9	365	95	87
a58	329	12	322	10	379	67	85
b52	325	19	325	12	329	128	99
b30	326	14	326	9	327	93	99
b38	326	13	326	11	328	71	99
b15	326	18	326	11	326	123	100
b41	327	16	326	12	332	99	98
a13	327	14	327	12	329	65	99
b58	328	12	327	10	333	70	98
b26	328	10	327	10	337	44	97
a60	329	12	327	9	337	64	97
b19	328	15	328	12	334	85	98
a44	328	15	328	10	332	97	99
b46	328	16	328	12	331	101	99
a39	329	21	328	17	337	111	97
b14	328	15	328	13	329	81	100
a12	329	11	328	10	333	49	99
a7	328	14	328	11	328	82	100
b29	329	20	328	12	331	140	99
a26	329	11	329	9	332	59	99
a14	329	10	329	10	332	37	99
b49	330	14	329	10	337	86	97
a34	329	15	329	11	333	95	99
a47	329	22	329	18	329	117	100
a28	330	14	329	10	336	84	98
a9	330	12	329	11	333	66	99
b48	331	12	329	11	341	61	97
b45	330	16	329	12	336	103	98
b5	330	19	329	11	339	128	97
a5	330	19	329	11	338	132	98
b39	331	16	330	13	338	88	98
a50	330	12	330	9	330	66	100
b1	330	12	330	11	332	58	99
a32	331	32	330	18	335	221	99
b3	331	14	330	11	338	80	98
a11	331	15	330	9	338	99	98
b8	331	11	330	10	336	60	98
b40	331	13	330	10	332	77	99
a8	331	13	331	11	334	67	99
a22	331	17	331	12	332	109	100
a53	332	16	331	13	341	85	97
a52	331	15	331	12	332	89	100
a37	332	14	331	10	334	87	99
b25	332	13	331	11	337	63	98
a42	332	18	331	11	332	118	100
a4	332	14	332	13	335	64	99

Çizelge 4.15'in devamı

a43	332	19	332	11	331	127	100
b57	333	14	332	10	340	84	98
b4	333	14	332	11	337	76	98
a6	333	23	332	11	339	165	98
b20	333	13	333	11	336	63	99
a45	333	16	333	13	338	96	98
a56	333	14	333	12	335	71	99
b33	333	12	333	10	333	64	100
a35	334	14	334	13	335	64	100
b24	335	12	334	10	339	63	99
b59	335	13	334	9	342	78	98
b60	334	10	334	8	335	49	100
b6	335	19	335	12	336	124	100
b11	335	15	335	11	334	94	100
b36	335	12	335	11	334	57	100
b55	335	14	335	11	334	82	100
b42	337	12	336	10	342	61	98
a54	336	13	336	11	336	72	100
b31	337	17	337	11	338	114	100
b34	352	15	346	9	390	90	89
a30	365	14	359	13	405	65	89

Çizelge 4.16. 11-240-241 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Sütüven formasyonu-felsik gnaysik granit, Koordinatlar: 0493096 D / 4392619 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
c46	12	2	11	1	220	280	5
a10	17	10	16	2	162	1362	10
c14	18	3	17	1	159	393	11
b41	19	2	18	1	87	224	21
c2	18	3	18	1	30	360	61
b4	20	3	18	2	193	317	10
c50	19	4	19	1	53	439	36
c17	20	2	19	1	146	278	13
c10	19	3	19	1	30	356	65
c42	20	3	19	1	106	311	18
c33	20	1	19	1	49	149	39
c20	20	3	19	1	53	293	37
c35	21	3	20	1	193	301	10
c60	22	2	20	1	201	176	10
c58	21	5	21	1	57	514	36
c27	21	2	21	1	32	153	65
c56	22	2	21	1	161	156	13
c39	21	5	21	2	64	484	32
c57	21	4	21	1	43	390	49
c15	21	2	21	1	52	238	41
c32	23	1	21	1	249	64	9
a1	22	2	21	1	43	167	50
c23	23	2	22	1	182	231	12
b54	21	1	22	1	13	88	171

Çizelge 4.16'nın devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
c37	22	2	22	1	87	154	25
a18	23	1	22	1	103	91	21
b49	23	2	22	1	164	139	13
b47	22	2	22	1	88	177	25
c29	23	4	22	1	97	412	23
a4	22	1	22	1	20	74	112
c55	25	2	23	1	275	210	8
b45	24	1	23	1	148	87	15
a20	24	2	23	1	127	186	19
a49	26	1	24	1	262	104	9
c1	25	3	24	1	166	293	14
b34	26	1	24	1	155	121	16
a9	25	5	25	1	46	413	54
a42	28	3	25	1	235	230	11
a32	28	1	26	1	177	92	15
c49	26	3	26	1	33	271	79
b23	26	1	26	1	41	77	64
b25	26	2	26	1	34	117	77
a39	29	4	26	1	232	338	11
a33	31	2	29	1	131	98	22
a8	32	2	31	1	103	99	30
b13	34	2	32	1	175	111	18
c6	34	5	33	1	114	339	29
b32	35	2	33	1	179	145	18
a48	41	9	35	1	379	478	9
a46	45	3	42	1	228	120	18
b14	47	2	43	1	233	103	19
c28	47	18	44	1	239	890	18
c44	50	7	50	2	32	322	157
a37	67	29	61	2	286	1026	21
a24	71	5	67	3	213	125	31
b3	87	17	72	3	532	430	13
a25	84	4	78	3	271	94	29
b48	87	5	80	3	273	95	29
a16	88	8	81	4	284	166	29
b44	101	15	97	11	196	250	49
b43	108	6	97	3	352	112	28
b42	134	9	110	5	592	105	19
b39	134	9	136	6	90	125	151
a36	170	7	155	4	379	76	41
b2	159	7	156	5	211	86	74
b40	178	7	167	6	330	62	51
b15	174	10	171	7	223	101	77
a35	186	78	171	21	380	958	45
b21	190	11	180	9	316	70	57
b56	186	23	183	8	226	293	81
b53	201	19	197	8	247	221	80
b24	213	8	198	7	383	47	52
b46	219	7	210	6	316	40	66
b6	218	21	214	8	268	227	80
b12	220	15	214	9	291	145	73
a43	220	10	221	7	214	96	103

Çizelge 4.16'nin devamı

Spot No	207/235	2σ	206/238	2σ	207/206	2σ	conc%
b20	228	12	222	8	300	108	74
a57	230	24	231	9	222	249	104
a7	244	16	237	9	311	132	76
a19	255	15	247	11	329	102	75
a47	265	9	260	8	308	50	85
b60	278	14	267	11	373	86	71
a31	268	12	269	9	261	92	103
a45	281	14	269	11	380	78	71
b11	281	14	270	12	372	86	73
a22	283	10	275	9	351	59	78
a50	295	11	289	8	340	71	85
b58	302	12	298	10	328	70	91
a23	293	12	301	10	229	69	132
b18	303	13	303	11	301	68	101
b9	314	12	309	10	358	63	86
b19	311	11	315	8	280	76	113
a40	317	16	316	12	324	104	98
a17	319	10	317	7	335	63	95
a28	323	11	320	10	345	54	93
b59	322	12	322	10	319	67	101
b7	325	18	322	12	350	115	92
a5	320	13	322	10	305	82	106
a41	329	15	326	10	350	94	93
a13	328	10	331	8	307	52	108
a55	335	11	332	10	357	58	93
a30	322	13	333	11	242	79	137
b57	329	15	334	12	294	83	114
a44	332	12	337	11	297	56	113
a59	327	14	338	10	245	94	138
b26	336	15	338	10	321	97	105
a14	332	33	343	14	256	242	134
a58	340	20	345	11	302	138	114
a12	345	15	347	12	337	81	103
a29	347	12	350	9	329	67	106
c41	356	26	356	15	358	170	99
a3	353	20	357	13	327	126	109
a51	350	22	361	14	279	146	130
a34	415	46	366	21	694	251	53

Çizelge 4.17. 11-120 nolu örneğe ait LA-ICP-MS U–Pb zirkon verileri ve hesaplanan yaşları gösterir çizelge (Yeri: Kazdağ Masifi, Formasyon ve Litoloji: Torasan formasyonu-mika-şist, Koordinat: 0494307 D / 4391450 K)

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a55	45	4	43	3	150	142	28
b46	52	5	52	2	65	225	80
a45	68	6	52	2	660	196	8
a31	59	3	53	2	303	80	18
a39	59	7	57	2	152	283	38
a23	60	3	59	2	113	117	52
b14	69	3	63	2	313	75	20
a41	82	4	70	2	477	89	15
a30	74	4	74	3	84	111	88
b2	88	5	79	2	343	103	23
b35	115	11	95	8	557	99	17
b39	131	8	99	6	767	61	13
a19	111	7	99	4	381	124	26
a18	106	9	102	3	182	193	56
a4	116	5	106	3	326	62	33
b59	145	13	110	3	751	194	15
a24	124	7	114	4	338	104	34
b26	119	8	114	4	219	128	52
a51	142	18	129	7	378	285	34
a32	149	6	134	4	403	73	33
b48	152	7	135	5	425	76	32
a1	290	15	142	3	1759	95	8
b34	158	7	144	5	382	77	38
b6	151	10	145	7	248	110	58
a2	147	6	145	5	168	68	87
b15	149	7	146	5	193	77	76
a5	163	18	146	7	413	252	35
a10	151	6	146	4	229	85	64
a53	203	15	165	13	677	58	24
a57	174	7	167	5	280	61	59
a52	187	15	169	12	420	120	40
b13	242	15	174	6	968	116	18
a29	205	9	184	6	450	73	41
a37	194	11	188	7	278	116	68
a14	191	7	189	5	222	73	85
a56	227	23	190	18	625	126	30
b28	219	8	208	6	339	58	61
b1	240	12	209	6	558	95	37
b4	220	11	217	8	254	88	85
a28	236	14	217	8	425	128	51
b8	260	14	219	11	647	66	34
a54	236	13	223	9	365	104	61
b52	257	13	232	9	492	91	47
a60	249	11	235	7	382	84	62
b40	251	9	246	7	290	71	85
a33	437	18	256	12	1556	36	16
b17	275	16	259	8	411	131	63
b56	378	24	260	9	1184	130	22

Çizelge 4.17'nin devamı

Spot No	207/235	2 σ	206/238	2 σ	207/206	2 σ	conc%
a59	279	19	270	11	353	148	77
b30	275	14	270	10	317	90	85
b29	287	13	281	10	340	82	83
a9	302	34	281	21	466	228	60
a11	294	37	287	7	346	317	83
b50	301	12	295	9	343	75	86
b55	312	17	297	9	427	118	70
b22	643	27	298	14	2172	50	14
a26	317	14	303	9	419	97	72
b18	328	15	309	11	464	86	67
b21	322	14	312	9	391	90	80
a38	358	23	322	17	601	111	53
a58	328	17	322	16	375	80	86
a7	347	30	322	14	518	201	62
b23	331	18	327	10	359	129	91
a35	357	16	346	11	427	92	81
a40	369	17	349	10	492	96	71
a44	397	16	371	10	549	91	68
a6	412	16	375	16	627	38	60
b24	440	32	382	26	756	115	51
a20	397	19	384	12	478	107	80
b47	401	17	392	14	452	78	87
b31	404	13	394	11	462	51	85
b54	467	20	396	12	831	91	48
b3	427	33	399	13	577	189	69
a42	447	17	435	13	510	74	85
a3	470	15	438	13	631	52	69
a12	447	18	442	13	473	85	93
a48	469	16	468	13	474	69	99
a25	480	18	480	14	480	77	100
b7	480	18	480	14	482	78	100
b42	486	24	481	17	509	105	95
b33	485	21	484	13	488	103	99
b53	490	19	489	17	496	68	99
b45	492	21	490	15	498	94	98
b41	491	16	491	13	491	61	100
b37	493	24	491	23	500	82	98
b36	492	14	492	14	491	44	100
b38	498	17	498	20	500	32	100
a15	516	20	515	16	518	80	100
b25	1085	51	532	17	2467	112	22
b11	567	22	540	18	674	76	80
b51	601	26	543	25	825	58	66
b57	557	25	556	16	558	110	100
b16	564	16	562	15	571	49	99
b27	565	21	565	17	567	79	100
b12	567	20	566	21	574	57	99
b19	574	16	568	16	598	50	95
a49	574	22	573	18	578	80	99
a34	662	18	601	17	877	47	68
a43	607	33	605	26	615	117	99
b9	705	26	608	27	1029	39	59

Çizelge 4.17'nin devamı

b60	609	22	608	19	609	77	100
b10	645	22	610	20	768	65	80
a46	620	21	618	18	628	72	98
b44	624	24	622	20	633	83	98
b20	642	18	639	18	653	51	98
a17	712	17	712	19	710	39	100
a16	727	30	725	26	733	88	99
a21	836	28	831	25	850	78	98
b43	1107	35	868	24	1613	79	54
a47	925	21	903	20	976	50	93
b5	1209	29	953	33	1701	29	56
b32	1469	40	992	35	2248	57	44
b58	1010	22	1007	28	1017	35	99
a27	1019	28	1014	28	1030	61	98
a8	1044	29	1039	29	1055	63	98
b49	1192	25	1182	29	1211	46	98
a13	1432	29	1433	32	1429	53	100
a36	2282	37	2255	50	2306	52	98
a22	2303	45	2267	88	2335	29	97
a50	2614	28	2582	55	2639	23	98

BÖLÜM 5

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Biga Yarımadası'nda kalın Senozoyik volkanik-çökel örtü altından değişik alanlarda mostra veren metamorfik kayalar birbirinden kopuk mostralara halinde kuzeyde (Karadağ, Çamlıca, Kemer/Karabiga) ve güneyde (Kazdağ) iki kuşak halinde mostra vermektedir. Son otuzbeş yıldır bölgede yapılmış olan önceki araştırmaların hemen tamamında bu iki metamorfik kuşağın Mesozoyik döneminde yarımadayı boydan boya kateden bir Paleo-ve/veya Neo-Tetis suture tarafından ayrılan ve birbirinden çok farklı iki ana tektonik birlik olarak tanımlanmaktaydı. Bu tez kapsamında bölgede yapılmış olan öncelikle ayrıntılı saha çalışmaları ve analitik verilerin sonuçları aşağıdaki sıralanabilir;

- Biga Yarımadası'nda mostra veren tüm metamorfik kayalar alttan üste birbirleriyle dokanakta olan, alt-üst dokanak ilişkisi doğrudan görülen kaya topluluklarından oluşmaktadır. Bu kaya toplulukları alttan üste 3 büyük grup halinde değerlendirilebilir; 1) Kazdağ grubu 2) Kalabak grubu ve 3) Karakaya grubu.

- Kazdağ grubu, granolit fasiyesi koşullarına ulaşan derecede metamorfizma geçirmiş bir ofiyolit dilimi ile bunun altında ve üstündeki iki farklı metamorfik toplulukla temsil edilmektedir. Alttaki Fındıklı formasyonu Triyas yaşlı bir volkanik-çökel istifdir. Üstteki Sütüven formasyonu ise Karbonifer yaşlı orto- ve para-gneyslerden oluşmaktadır. Bu birimlerin bir araya gelme yaşı Liyas öncesi olup muhtemelen Triyas dönemidir.

- Kazdağ grubunun üzerine daha düşük dereceli metamorfik Kalabak grubu gelmektedir. Kalabak grubu, altta kalın bir metavolkanik-metavolkaniklastik istif (Sazak formasyonu) ile üzerinde yer alan bir metasedimenter istif (Torasan formasyonu) temsil edilmektedir. Bu birim kuzey metamorfik kuşakta mostra veren Andıktaş ve Salihler formasyonları ile bire-bir korele edilebilmektedir. Bu birimler Erken Devonyen yaşlı metagranitlerle (Çamlık metagraniti) kesilmekte olup U-Pb zirkon jeokronolojisi sonuçlarına göre maksimum sedimantasyon yaşları Ediyakaran'dır. Dolayısıyla bu birimlerin protolit yaşı Ediyakaran-Erken Devonyen arası olmalıdır.

- Kalabak grubu, Erken Devonyen veya sonrası ile Erken Triyas aralığında metamorfizmaya uğramıştır. Çünkü Triyas yaşlı Karakaya grubu birimleri tarafından açıl uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu bakımdan Biga Yarımadası'nın kuzey kesimlerinde mostra veren metamorfik topluluklar Kazdağ masifinin doğrudan üzerinde oturan düşük dereceli metamorfik birinci zarfı oluşturmaktadır ve dolayısıyla bu veriler kuzey ve güney

metamorfik topluluklar arasında olduğu düşünölen paleo- veya neo-Tetis sutureunun var olduğu düşünöncesini ortadan kaldırmaktadır.

•Hem güneyde ve hem de kuzeyde ilginç bir biçimde daima Kalabak grubu birimleriyle birlikte bulunan irili ufaklı metaofiyolitik dilimlerden (eklojitlerden) alınan U-Pb zirkon yaşlarına göre eklojitin ilksel kayasının (protolitinin) kristalizasyon yaşı Ediyakaran'dır. Bu durum birimin diğer nitelikleri ile de birleştirildiğinde; Kalabak grubunun oluşumunun Ediyakaran-Erken Paleozoyik dönemde okyanusa bakan bir kıta kenarını temsil ettiğini göstermektedir.

•Biga Yarımadası'nın hemen her yerinde fakat sadece Kalabak grubu ile ilişkili olarak mostra veren Ediyakaran yaşlı metaofiyolitlerin varlığı, önceki çalışmalarda Erken Kretase (metamorfizma) yaşı alınan Denizgören metaofiyolitinin protolit yaşının da Ediyakaran-Erken Paleozoyik olması gerektiğini ortaya koymaktadır.

•Karakaya grubu Biga Yarımadası'nda çoğunlukla alttan üste dizilimi ve yanal yöndeki değişimi tanınabilir çeşitli fasiyes topluluklarından oluşmaktadır. Bu farklı fasiyes toplulukları Permiyen platformunun parçalanmasıyla açılan bir havzanın Triyas sonunda dilimlenerek kapandığını göstermektedir. Bugün birbiri üzerinde dilimlenmiş, çok düşük dereceli metamorfik (Düşük yeşil şist-ankimetamorfik) Triyas ve daha yaşlı kayalarla temsil edilen bu kompleks birim Biga Yarımadası metamorfik temel kayaları üzerinde bulunmaktadır.

•Bu metamorfik kayaların üzerini stratigrafik dokanakla örten ve metamorfik olmayan ilk çökel örtü güneyde Liyas ve kuzeyde ise Alt Kretase birimleridir. Güneyde Sakarya Zonunun tipik karbonat platform istifi ile temsil edilen bu örtü, kuzey alanlarda yerini kırıntılı bir çökel istife bırakır (Çetmi grubu)

•Çetmi grubu metamorfik temel kayaları üzerinde Erken Kretase' de açısız uyumsuz başlayan ve Üst Kretase sonunda kapanan bir havzayı temsil etmektedir. Yaşı, fasiyes nitelikleri ve dağılımı itibariyle Çetmi grubu, Batı Pontidlerde tanımlanmış olan Boyalı Grubu (Yiğitbaş ve ark., 1999; Elmas ve Yiğitbaş 2004) ve Çağlayan/Ulus formasyonlarının yanal eşdeğeri niteliğindedir.

•Biga Yarımadası'nda Geç Kretase-Erken Eosen aralığı yaygın ve yoğun bir doğrultu atım tektoniğinin etkisi altında kalmıştır. Aslında Erken Mesozoyik ve öncesinde bir araya gelerek üst üste pasta jeolojisi oluşturan birimler bu tektonikle çok karmaşık ilişkiler kazanmışlar ve bölgede Geç Mesozoyik tektoniğinin yanlış yorumlanmasına neden olmuştur.

KAYNAKLAR

- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67-95.
- Altınlı İ.E., 1973. Orta Sakarya Jeolojisi. In: *Congress Proceeding of Earth Science in 50th Anniversary of Turkish Republic. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publications*, 159-191.
- Altunkaynak Ş., Dilek Y., Genç C. Ş., Sunal G., Gertisser R., Furnes H., Foland K., Yang J., 2012. Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 21: 961-986.
- Aslaner M., 1965. Etude Geologique et petrographique de la Region d'Edremit-Havran, *MTA Publication No:119*.
- Aydar E., 1998. Early Miocene to Quaternary evolution of volcanism and the basin formation in western Anatolia: a review. *Journal of Vol. and Geot. Res.*, 85: 69-82.
- Aydın Y., 1974. Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie). Ph.D. Dissertation, Université de Nancy.
- Aygül M., Topuz G., Okay A.I., Satır M., Meyer H.P. 2012. The Kemer Metamorphic Complex (NW Turkey), a subducted continental margin of the Sakarya zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 19-35.
- Aysal N., Ustaömer T., Öngen S., Keskin M., Köksal S., Peytcheva I., Fanning M., 2012a. Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: geochronology, geochemistry and isotope systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45: 201-222.
- Aysal N., Öngen S., Peytcheva I., Keskin M., 2012b. Origin and evolution of the Havran Unit, Western Sakarya basement (NW Turkey): new LA-ICP-MS U-Pb dating of the metasedimentary-metagranitic rocks and possible affiliation to Avalonian microcontinent, *Geodinamica Acta*, 25 (3-4): 226-247

- Bauer C., Rubatto D., Krenn K., Proyer A., Hoinkes G., 2007. A zircon study from the Rhodope metamorphic complex, N-Greece: Time record of a multistage evolution. *Lithos*, 99: 207-228.
- Beccaletto L., 2004. Geology, Correlations and Geodynamic Evolution of the Biga Peninsula, Northwest Turkey. PhD Dissertation, University of Lousanne.
- Beccaletto L., Jenny C., 2004. Geology and Correlation of the Ezine Zone: A Rhodope Fragment in NW Turkey?, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 145-176.
- Beccaletto L., Steiner C., 2005. Evidence of two-stage extensional tectonics from the northern edge of the Edremit Graben (NW Turkey). *Geodinamica Acta*, 18: 283-297
- Beccaletto L., Bartolini A.C., Martini R., Hochuli P.A., Kozur H., 2005. Biostratigraphic data from Çetmi Melange, Northwest Turkey: Palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221: 215-244.
- Beccaletto L., Bonev N., Bosch D., Bruguier O., 2007. Record of a Palaeogene syn-collisional extension in the North Aegean Sea: Evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 144: 393-400.
- Bingöl E., 1968. Contribution a letude geologique de la partie centale et SE du Massif de Kazdağ (Turque). PhD Dissertation. Fac. Sci. Univ. Nancy.
- Bingöl E., Akyürek B., Kormazer B., 1975. Geology of the Biga Peninsula and some characteristics of the Karakaya blocky series. *In: Congress of Earth Sciences on the occasion of the 50th anniversary of the Turkish Republic*, 71-77.
- Birkle P., Satır M., 1995. Dating, geochemistry and geodynamic significance of the Tertiary magmatism of the Biga peninsula, NW-Turkey. *Geology of the Black Sea region; proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, September 7-11, 1992, Ankara, Turkey*, 171-180.
- Brinkmann R., 1972. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 819-826.

- Bonev N., Beccaletto L., 2005. Northeastward ductile shear in the Kemer micaschists, Biga Peninsula (NW Turkey). In :TAYMAZ, T. (ed.) International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean: Active Tectonics of the Aegean Region Tubitak, Istanbul, Turkey, Abstracts 65
- Bonev N., Beccaletto L., 2007. From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the North Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope–Thrace, Bulgaria–Greece and the Biga Peninsula, NW Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 291: 113-142.
- Bonev N., Beccaletto L., Robyr M, Monie P., 2009. Metamorphic and age constraints on the Alakeçi shear zone: implications for the extensional exhumation history of the northern Kazdağ Massif, NW Turkey. *Lithos*, 113: 331-345.
- Bonev N., Ovtcharova-Schaltegger M., Moritz R., Marchev P. ve Ulianov A., 2013. Peri-Gondwanan Ordovician crustal fragments in the high-grade basement of the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria: evidence from U-Pb LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry, *Geodinamica Acta*, 26 (3-4): 207-229.
- Bozcu, M., Çalık, A., 2006. Biga Yarımadası'nın morfolotektonik özellikleri ve Kazdağlarının Jeolojisi, *II. Kazdağları Sempozyumu 22-25-Haziran-2006. Çanakkale*, 3-19.
- Bucher K., Frey M., 2002. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Cambridge University Press*, 341 p.
- Burchfiel B.C., 1980. Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics, *Tectonophysics*, 63: 31-61.
- Burg J.P., Ricou L.E., Ivanov Z., Godfriaux I., Dimov D., Klain L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and Kinematics. *Terra Nova*, 8: 6-15.
- Çağlayan A.M., Şengün M., ve Yurtsever A., 1988. Main fault systems shaping the Istranca Massif, Turkey. *J Pure Appl Sci Ser A Geosci.*, 21: 145-154.
- Cavazza W., Okay A.I., Zattin M., 2009. Rapid early-middle exhumation of the Kazdağ Massif (Western Anatolia). *International Journal of Earth Science*, 98: 1935-1947.

- Chatalov G.A., 1988. Recent development in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 41: 433-465.
- Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W., 1965. Eclogites and eclogites: Their differences and similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 483-508.
- Dabovski C.N., Savov S.S., 1988. Structural studies in the nappes of Southeast Strandza. *Geol. Balcan*, 18: 19-36.
- Delaloye M., Bingöl E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42(3): 241-268.
- Duru M., Pehlivan Ş., Şentürk Y., Yavaş F., Kar H., 2004. New results on the lithostratigraphy of the Kazdağ Massif in Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 13: 177-186.
- Duru M., Pehlivan Ş., Aral İ.O., Şentürk Y., Yavaş F., Kar H., 2012. Biga Yarımadasının Tersiyer Öncesi Jeolojisi, *M.T.A. Özel Yayınlar Serisi*, No 28: 7-74.
- Ekinci Y.L., Yiğitbaş E., 2012. A geophysical approach to the igneous rocks in the Biga Peninsula (NW Turkey) based on airborne magnetic anomalies: geological implications, *Geodinamica Acta*, 25 (3-4): 267-285.
- Elmas A., Yiğitbaş E., 2001. Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Science-Geologische Rundschau*, 90: 257-269.
- Elmas A., Yiğitbaş E., 2005. Comment on “Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey” by Robertson and Ustaömer. *Tectonophysics*, 405: 213-221.
- Elmas A., Yılmaz İ., Yiğitbaş E., Ullrich T., 2011. A Late Jurassic–Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey. *International Journal of Earth Science-Geologische Rundschau*, 100: 1251-1263.

- Elmas A., 2012. Basement types of the Thrace Basin and a new approach to the pre-Eocene tectonic evolution of the northeastern Aegean and northwestern Anatolia: a review of data and concepts, *International Journal of Earth Science-Geologische Rundschau*, 101: 1898-1911.
- Ercan T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: *Jeol. Müh. Dergisi*, 9: 23-46.
- Ercan T., Günay E., 1984. Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkaniklerin gözden geçirilişi. *Jeoloji Müh. Dergisi*, 119-139.
- Ercan T., Satır M., Steinitz G., Dora A., Sarıfakıoğlu E., Adis C., Walter H-J., Yıldırım T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (Kuzeybatı Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının özellikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi*, 117: 55-86.
- Erdoğan B., Akay E., Hasözbeğ A., Satır M., Siebel W., 2009. Yeni Jeolojik Veriler Işığında Kazdağ Masifinin Tektonik Evrimi. 62. Jeoloji Kurultayı, MTA, Ankara, Bildiri Özleri Kitabı, 488-489.
- Erdoğan B., Akay E., Hasözbeğ A., Satır M., Siebel W., 2013. Stratigraphy and tectonic evolution of the Kazdağ Massif (NW Anatolia) based on field studies and radiometric ages, *International Geology Review*, 55(16): 2060-2082.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pecerrillo A., Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Blackwell Sci. Publ., London, Special Publ. 17*: 687-700.
- Genç Ş.C., 1987. Geology of the region between Uludağ and the İznik lake, Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey, MTA Inst., Ankara, 19-25.
- Genç Ş.C., 1998. Evolution of the Bayramiç magmatic complex, northwestern Anatolia, *Jour. of Vol. and Geot. Res.*, 85: 233-249.
- Genç S.C., Yılmaz, Y., 1995. Evolution of the Triassic continental margin, NW Anatolia. *Tectonophysics*, 243: 193-207.

- Gocev P.M., 1991. Some problems of the nappe tectonics of the Strandzhides in Bulgaria and Turkey. *Bull. Techn. Uni. İstanbul*, 44: 137-164.
- Görür N., Tüysüz O., 2001. Cretaceous to Miocene Palaeogeographic evolution of Turkey: Implications for hydrocarbon potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24: 1-28.
- Gözler M.Z., Ergül E., Akçaören F., Genç Ş., Akat U., Acar Ş., 1984. Geology and Complication of the area between East of Çanakkale Strait-south of Marmara Sea-Bandırma-Balıkesir-Edremit and Aegean Sea, *M.T.A. Report* (in Turkish).
- Gözler M.Z., 1986. Geologic and petrographic investigation of Mihli dere valley (Kazdağ, northwestern Turkey) (in Turkish). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 29: 133-142.
- Granit Y., Tintant H., 1960. Observation préliminaires sur le Jurassique de la région de Bilecik (Turquie). *C. R. Acad. Sci.*, 251: 1801-1803.
- Gümüş A., 1964. Contribution a l'étude geologique de secteur serpenrional de Kalabak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turquie, *MTA Ens. Yayını*, 117: 1-109.
- Kaaden G., 1959. Age relation of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey, *MTA Ens. Bülteni*, 52: 15-33.
- Kalafatçioğlu A., 1963. Ezine civarının ve Bozcaada'nın jeolojisi, kalker ve serpantinlerinin yaşı, *M.T.A. Dergisi*, 60: 60-69.
- Karacık Z., 1995. Ezine-Ayvacık (Çanakkale) dolayında genç volkanizma plütonizma ilişkileri. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- Karacık Z., Yılmaz Y., 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85: 251-264.
- Karacık Z., Yılmaz Y., Pearce J.A., Ece I.Ö., 2008. Petrochemistry of the south Marmara granitoids, northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 1181-1200.
- Kaya O., 1991. Stratigraphy of the Pre-Jurassic sedimentary rocks of the western parts of Turkey; type area study and tectonic considerations. *Newsletters on Stratigraphy*, 23: 123-140.

- Kaya O., Möstler H., 1992. A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (İzmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. *Newsletter on Stratigraphy*, 26: 1-17
- Koçyiğit A., Altıner D., Farinacci A., Umberto U., Conti M.A., 1992. Late Triassic-Aptian evolution of the Sakarya divergent margin: implications for the opening history of the northern Neotethys in Northwestern Anatolia, Turkey. *Geologica Romana*, 27: 81-89.
- Kozur H., 1991. The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 109-135.
- Kreen K., Bauer C., Proyer A., Klötzli U., Hoinkes G., 2010. Tectonometamorphic evolution of the Rhodope orogen. *Tectonics*, 29 (4): 1-25.
- Krushensky R., Akçay Y. ve Karaege E., 1980. Geology of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia; *U.S. Geol. Survey Bulletin*, 1461: 72
- Lips A.L.W., 1998. Temporal constraints on the kinematics of the destabilization of an orogen, syn- to post-orogenic extensional collapse of the Northern Aegean region, PhD Dissertation. Vrije University, Netherlands, Amsterdam.
- Ludwig K.R., 2001. Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, No. 1a, 1-56.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F., Reischmann T., 2010. U-Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: Palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean. *International Journal of Earth Science*, 99: 813-832.
- Miyashiro A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. *Allen & Unwin, London*, 492 p.
- Moix P., Beccaletto L., Kozur H.W., Hochard C., Rosselet F., Stampfli G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451: 7-39.

- Mposkos E., Baziotis I., Proyer A., 2012. Pressure-temperature evolution of eclogites from the Kechros complex in the Eastern Rhodope (NE Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 101: 973-996.
- M.T.A., 2012. Biga Yarımadası'nın Genel ve Ekonomik Jeolojisi, *M.T.A. Özel Yayın Serisi*, 28: 326 s.
- Okay A.İ., 1986. High pressure / low temperature metamorphic rocks of Turkey. Ewans, B.W. ve Brown, E.H., (editörler), Blueschists and eclogites, *Geological Society of America, Memoir*, 164: 333-347.
- Okay A.İ., 1987. Ophiolite Obduction on a Permian Carbonate Platform in Northwest Turkey. *Fourth Meeting of the European Union of Geoscience (EUG 4), Terra Cognita*, 7: 100.
- Okay A.İ., Siyako M., Bürkan K.A., 1990. Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Dergisi*, 2/1: 83-121.
- Okay, A.İ., Tansel, İ., 1992. New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarköy (Thrace). *Mineral Res. Expl. Bull.*, 114: 23-26.
- Okay A.İ., Şengör A.M.C., Görür N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22: 267-270.
- Okay A.İ., Satır M., Maluski H., Siyako M., Monie P., Metzger R., Akyüz S., 1996. Paleo- and Neotethyan Events in Northwest Turkey. In: Yin A, Harrison M (eds) *Tectonics of Asia. Cambridge University Press*, 420-441.
- Okay A.İ., Tüysüz O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publication* 156: 475-515.
- Okay A.İ., 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau, Tectonic and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, *Geological Society, London, Special Publications*, 173: 25-41.
- Okay A.İ., Satır M., 2000a. Upper cretaceous eclogite–Facies metamorphic rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 9: 47-56.

- Okay A.İ., Satır M., 2000b. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137: 495-516.
- Okay A. İ., Satır M., Tüysüz O., Akyüz S., Chen F. 2001. The tectonics of the Strandja Massif: Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 90: 217-233.
- Okay A.İ., Göncüoğlu M.C., 2004. Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13: 77-95.
- Okay A.,İ., Altın D., 2004. Uppermost Triassic Limestone in the Karakaya Complex Stratigraphic and Tectonic Significance, *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 13: 187-199.
- Okay A.İ., Satır M., Siebel W., 2006. Pre-Alpide and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *Memoirs of the Geological Society of London*, 32: 389-405.
- Okay A.İ., 2008. Geology of Turkey: A Synopsis. *Anschnitt*, 21: 19-42.
- Okay A.İ., Bozkurt E., Satır M., Yiğitbaş E., Crowley Q.G., Shang C.K., 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, 461: 252-264.
- Önder F., Göncüoğlu M.C., 1989. Armutlu Yarımadası'nda (Batı Pontidler) Üst Triyas konodontları [Late Triassic conodonts in the Armutlu Peninsula (western Pontides)], *MTA Dergisi*, 109: 147-152
- Passchier C.W., Trouw R.A.J., 2005. *Microtectonics*, Springer, 382 p.
- Pickett E.A., Robertson A.H.F., Dixon J.E., 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo Tethyan Accretionary Complex, *Geology of the Black Sea Region*, 11-23.
- Pickett E.A. ve Robertson A.H.F., 1996. Formation of the late Paleozoic-Early Mesozoic Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society of London*, 153: 995-1009.

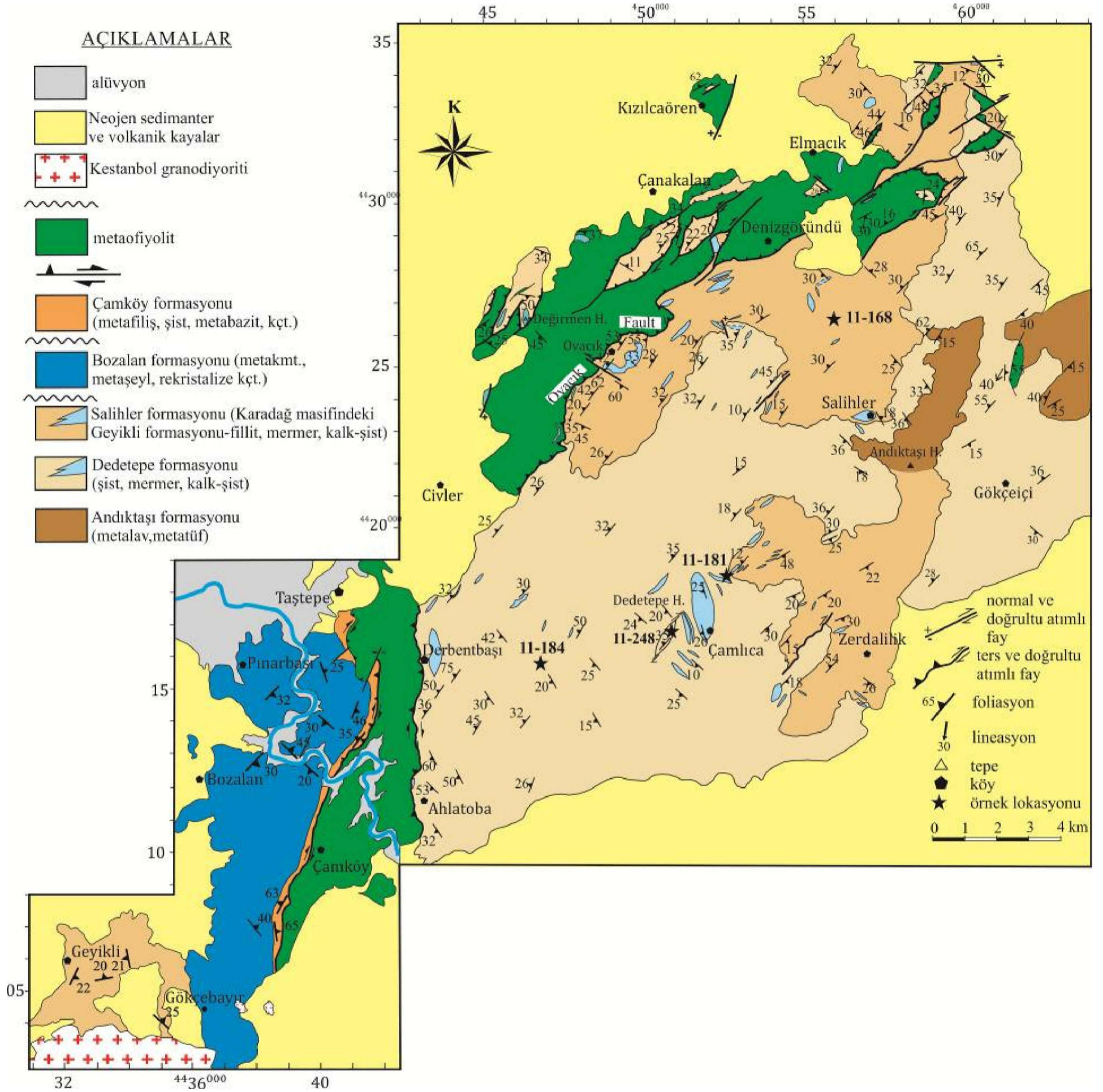
- Robertson A.H.F., Dixon J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Robertson, A.H.F., ve Dixon, J.E. (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17: 1-74.
- Robertson A.H.F., Ustaömer T., 2004. Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey. *Tectonophysics*, 381: 175-209.
- Saner S., 1977. Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı Alanının Jeolojisi, Eski Çökme Ortamları ve Çökmenin Evrimi. PhD Dissertation, University of İstanbul.
- Schuiling R.D., 1959. Kazdağı kristalinin arzettiği pre-Hersinien iltiva safhası hakkında. *M.T.A. Dergisi* 53: 87-91.
- Sircombe K.N., 2004. AGEDISPLAY: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions, *Computers & Geosciences*, 30: 21-31.
- Siyako M., Bürkan K.A., Okay A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türk. Petr. Jeolog. Der. Bül.*, 1 (3): 183-200.
- Stacey J.S., Kramers J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Stampfli G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Ed J.D.A. Piper), *Geological Society of London, Special Publications*, 173: 1-23.
- Sulzer H., 1990. Tektonik und Gefügeentwicklung im Kristallin südlichen Biga-Halbinsel (Westanatolien). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A127, Berlin, 74 pp.
- Sunal G., 2012. Devonian magmatism in the western Sakarya Zone, Karacabey region, NW Turkey, *Geodinamica Acta*, 25 (3-4): 183-201.
- Şengör A.M.C., Yılmaz Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Şengör A.M.C., Yılmaz Y., Sungurlu O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys. In: The geological evolution of the eastern Mediterranean (Ed A.H.F. Robertson), *Geological Society, London, Special Publication*, 17: 77-112.

- Şengün F., 2005. Salihler, Çamlıca ve Kuşçayıri Çevresinde Yeralan Metamorfik Birimlerin Jeolojisi ve Petrografisi, Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi.
- Şengün F., Çalık A., 2007. Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) Metamorfizma Özellikleri ve Korelasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 50: 1-16.
- Şengün F., 2011. Biga Yarımadası'ndaki (KB Anadolu) Alpin Öncesi Metamorfik Kayaçların Petrolojik ve Yapısal Özellikleri, Doktora Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi.
- Şengün F., Yiğitbaş E., Tunç İ.O., 2011. Geology and tectonic emplacement of eclogite and blueschist, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 20: 273-285.
- Şengün F., Davis P., B., Tunç İ.O., Yiğitbaş E., 2012. Petrology and Geochemistry of eclogites from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Geodinamica Acta*, 25(3-4): 248-266.
- Şentürk Y., Ünlü T., 2009. Kazdağ masifi (Balıkesir) metaofiyolitinin jeolojisi ve titan içeriği açısından değerlendirilmesi. *Jeol.Müh. Dergisi*, 33(2): 75-115.
- Tekeli O., 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9: 68-72.
- Topuz G., Okay A.İ., Altherr R., Satir M., Schwarz W.H., 2008. Late Cretaceous blueschist-facies metamorphism in southeastern Thrace (Turkey) and its geodynamic implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 26: 895-913.
- Tunç İ.O., 2008. Bayramiç Güneyinde Kazdağ Masifi Kayalarının Jeolojisi, Yüksek Lisans tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi.
- Tunç İ.O., Yiğitbaş E., Şengün F., 2010. Tectono-stratigraphic Features of the Pre-Cenozoic Units in the Biga Peninsula and Its Tectonic Implication, NW Turkey, *European Geosciences Union, General Assembly 2010*, 3042.
- Tunç İ.O., Yiğitbaş E., Şengün F., Wazecck J., Hofmann M., Linnemann U., 2012. U-Pb Zircon Geochronology of Northern Metamorphic Massifs in the Biga Peninsula (NW

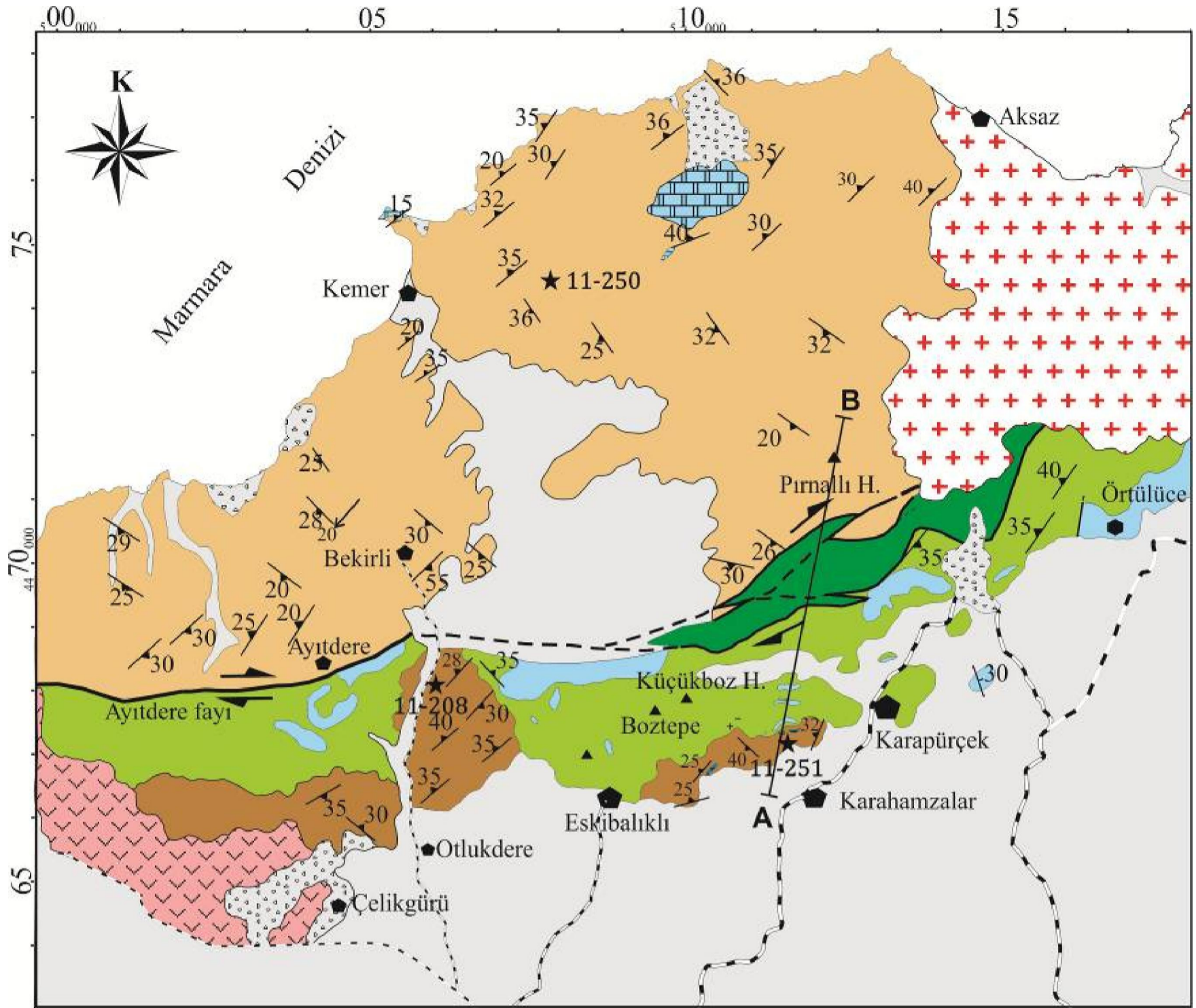
- Anatolia-Turkey): New Data and a New Approach to Understand of the Tectonostratigraphy of the Region, *Geodinamica Acta*, 25(3-4): 202-225.
- Ustaömer T., Robertson A.H.F., 1993. A Late Palaeozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. *Geological Journal*, 28: 218-238.
- Yaltırak C., Okay A.İ., 2004. Geology of the Palaeo-Tethyan Units on the northern of Edremit Bay. *Bulletin of Engineering of ITU*, 3: 67-79.
- Yılmaz Y., 1981. Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi. *Istanbul Earth Sciences*, 1: 33-52.
- Yılmaz Y., Gürpınar O., Genç Ş.C., Bozcu M., Yılmaz K., Şeker H., Yiğitbaş E., Keskin M., 1990. Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi. TPAO Rapor No. 2796
- Yılmaz Y., Genç Ş.C., Yiğitbaş E., Bozcu M., Yılmaz K., 1995. Geological evolution of the Late Mesozoic continental margin of northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, 243: 155-171.
- Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç Ş.C., Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A. G. (ed.) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoirs 68: 138-226.
- Yiğitbaş E., Elmas A., 1997. Batı Pontidlerin Geç Mesozoyik-Tersiyer evrimine yaklaşım: Cide - Devrek virgasyonu'nun gelişimi. *Geosound/Yerbilimleri Dergisi*, 30: 23-36.
- Yiğitbaş E., Elmas A., Yılmaz Y., 1998. Transcurrent faulted boundary of Rhodope-Pontide continental fragment in Northwest Turkey: Western Pontide Fault. *Earthsciences Symposium of 75th Anniversary of Turkish Republic, M.T.A., Ankara*, p. 38.
- Yiğitbaş E., Elmas A., Yılmaz Y., 1999. Pre Cenozoic tectonostratigraphic components of Western Pontides and their geological evolution. *Geological Journal*, 34: 55-74.

- Yiğitbaş E., Kerrich R., Yılmaz Y., Elmas A., Qianli X., 2004. Characteristics and Geochemistry of Precambrian Ophiolites from the Western Pontides, Turkey: Following the Missing Chain of the Precambrian South European Suture Zone to the East. *Precambrian Research*, 132(1-2): 179-206.
- Yiğitbaş E., Winchester J.A., Ottley C.J., 2008. The Geochemistry and setting of the Demirci Paragneisses of the Sünnice (Bolu) Masif, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17: 421-431.
- Yiğitbaş E., Şengün F., Tunç, İ.O., (2009a). Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda Yüzeyleyen Mesozoyik Yaşlı Kaya Topluluklarının Jeolojisi ve Stratigrafik Özellikleri. TÜBİTAK ÇAYDAG-108Y232 Nolu Proje Raporu,.
- Yiğitbaş E., Tunç İ.O., Şengün F., (2009b). Biga Yarımadaı'nda Bazı Temel Jeolojik Sorunlar. 62. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı*, 458-459.
- Yiğitbaş E., Şengün F., Tunç İ.O., 2014. Biga Yarımadaı'nda (KB Anadolu) Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış, TÜBİTAK ÇAYDAG-110Y281 Nolu Proje Raporu.
- Yücel-Öztürk Y., Helvacı C., Satır M., 2005. Genetic Relations Between Skarn Mineralization and Petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and Comparison with World Skarn Granitoids, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14: 255-288.

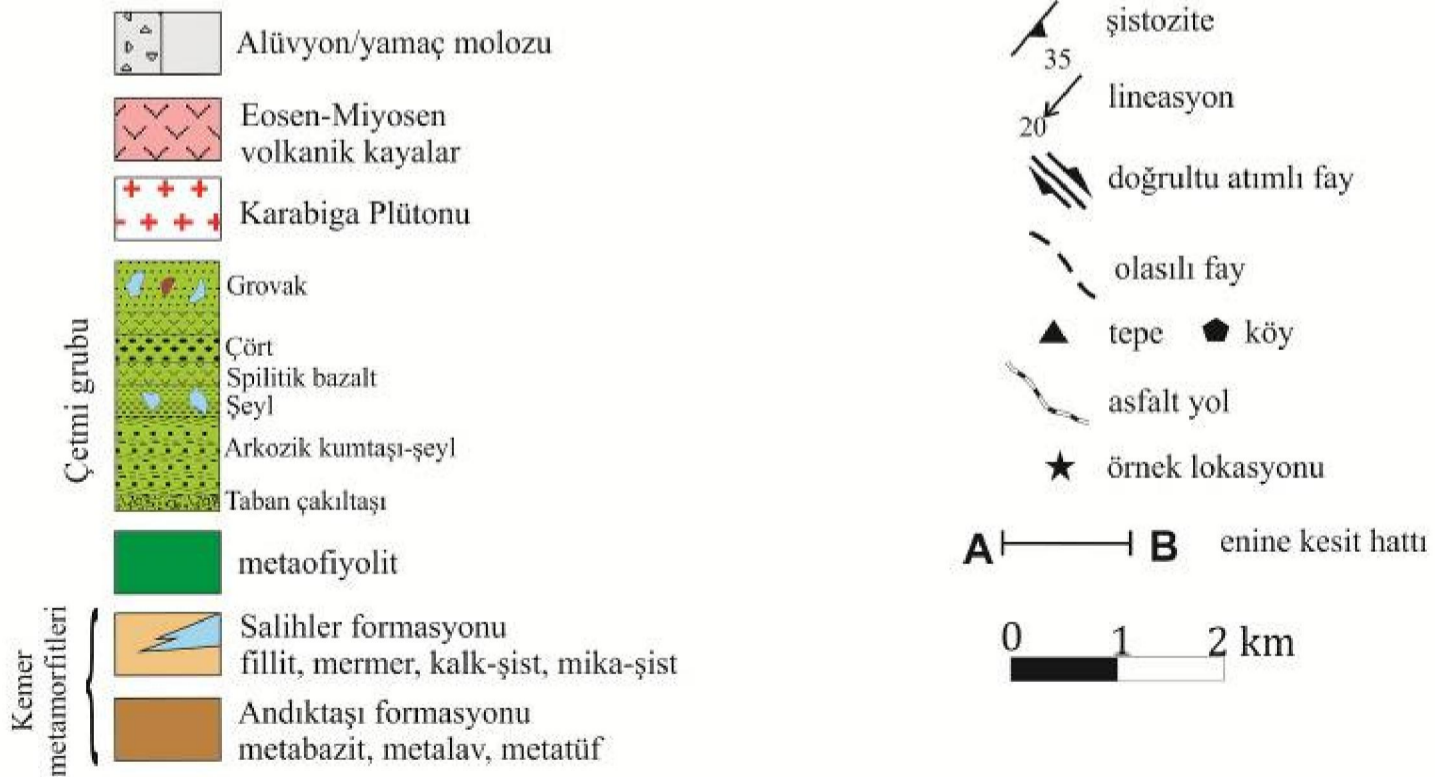
EK 1. Çamlıca ve Karadağ masiflerinin Jeoloji Haritası



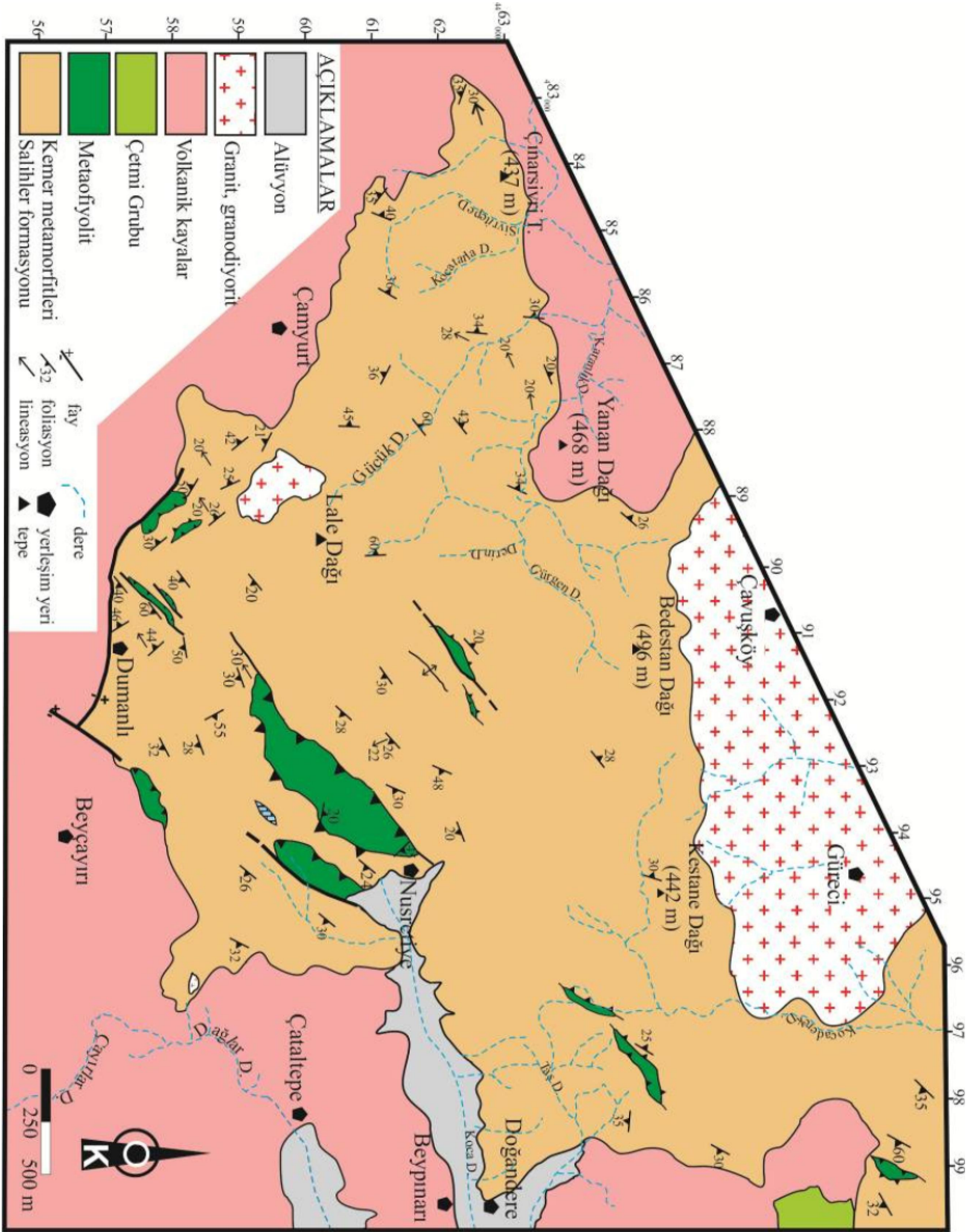
EK 2. Karabiga masifinin Jeoloji Haritası



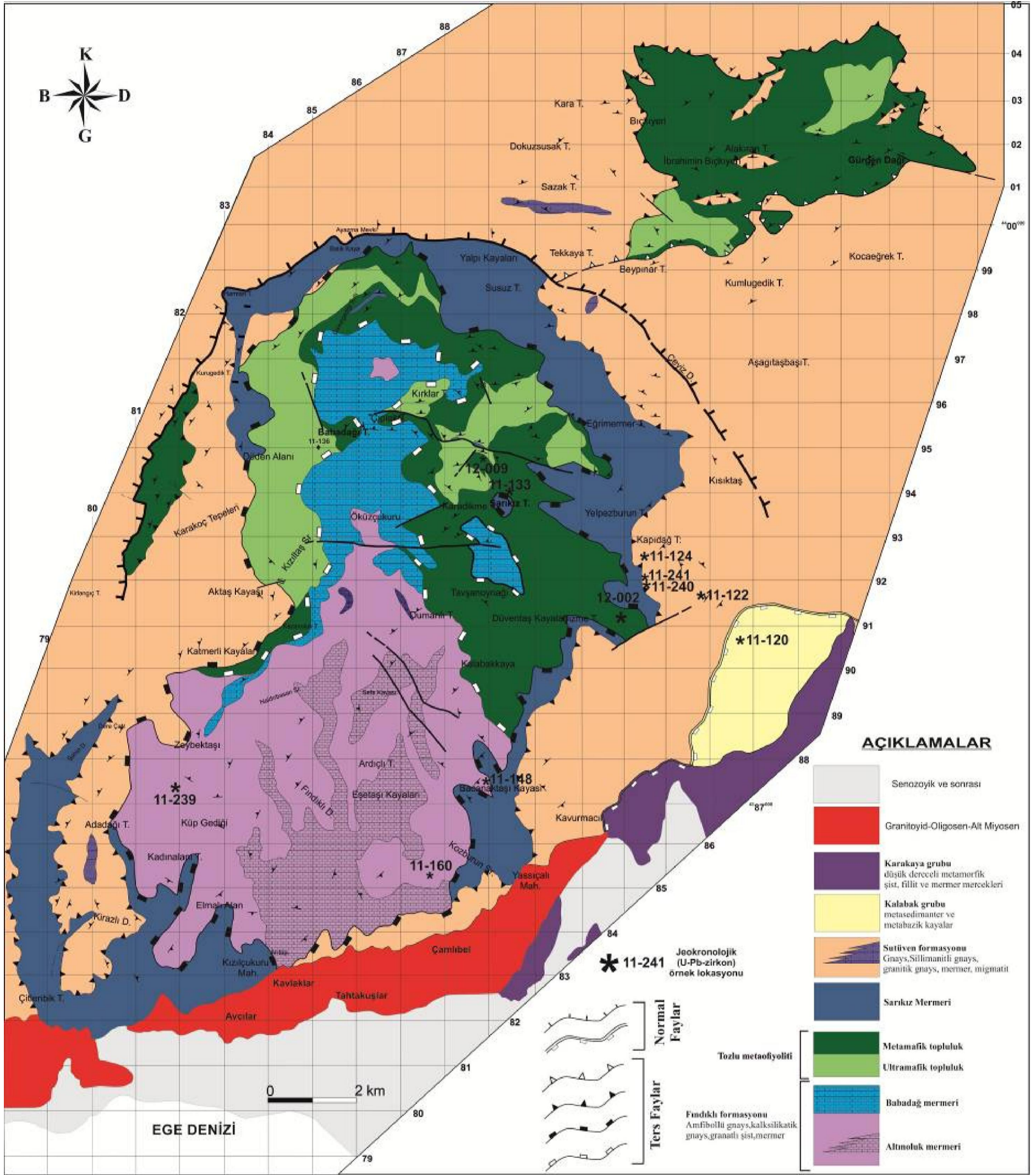
AÇIKLAMALAR



EK 3. Lapseki Güneydoğusunun Jeoloji Haritası



EK 4. Kazdağ Masifinin Jeoloji Haritası



ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı: İsmail Onur TUNÇ

Doğum Yeri: Samsun

Doğum Tarihi: 19.06.1978

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi: Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,
Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce

BİLİMSEL FAALİYETLERİ

a) Yayınlar -SCI -Diğer

SCI (Science Citation Index), SSCI (Social Science Citation Index), AHCI (Arts and Humanities Citation Index) tarafından taranan dergilerde yayımlanan teknik not, editöre mektup, tartışma, vaka takdimi ve özet türünden yayınlar dışındaki makaleler

Tunç İ.O., Yiğitbaş E., Şengün F., Wazecck J., Hofmann M., Linnemann U., 2012. U-Pb Zircon Geochronology of Northern Metamorphic Massifs in the Biga Peninsula (NW Anatolia-Turkey): New Data and a New Approach to Understand of the Tectonostratigraphy of the Region, *Geodinamica Acta*, 25(3-4): 202-225.

Şengün F., Davis P., B., **Tunç İ.O.**, Yiğitbaş E., 2012. Petrology and Geochemistry of eclogites from the Biga Peninsula, Northwest Turkey, *Geodinamica Acta*, 25(3-4): 248-266.

Şengün, F., Yiğitbaş, E., **Tunç, İ.O.**, 2011. Geology and Tectonic Emplacement of Eclogite and Blueschist, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol.20, 273-285

b) Bildiriler -Uluslararası -Ulusal

Uluslararası kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunularak, programda yer alan özet metin olarak yayınlanan bildiri ya da poster veya gösteri

Şengün, F., Davis, P.B., **Tunç, İ.O.** ve Yiğitbaş, E., 2013. Pressure-temperature evolution and geochemistry of eclogites in the Biga Peninsula, Northwest Turkey. GSA meeting, Denver, USA, Vol. 45, No: 7, p.885.

Yiğitbaş, E., Mirici, A., Gönlügür, U., Bakar, C., Şengün, F., **Tunç, İ.O.**, Kahyaoğlu, Ş., Kahyaoğlu Ü., 2012. The effect of asbestos exposure on the Mesothelioma disease: A case study on Dumanlı Village-Lapseki-Çanakale. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region 2012 (IESCA-2012), 1-5 October 2012 DEU, Abstracts p.:191.

Şengün, F., **Tunç, İ.O.**, ve Yiğitbaş, E., 2012. Geochemical, geochronological characterization and tectonic setting of the metamorphic rocks from the Biga Peninsula, NW Turkey. Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, 2997.

Şengün, F., Yiğitbaş, E., Koralay, O. E., ve **Tunç, İ.O.**, 2011. Geochemistry and LA-ICPMS zircon geochronology of the pre-Alpine rocks in the Biga Peninsula, NW Anatolia, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, 2384.

Tunç, İ.O., Şengün, F., Yiğitbaş, E., Koralay, O., E., 2011. Geology and Petrology of Mesozoic HP/LT Rocks in the Biga Peninsula, NW Turkey, 9th International Eclogite Conference, Marianske Lazne, Czech Republic

Şengün, F., Yiğitbaş, E., **Tunç, İ.O.**, 2011. Emplacement Tectonic of HP Metabasite Slices (Eclogite/Blueschist) in NW Turkey: New Structural and Petrological Insights from the Biga Peninsula, 9th International Eclogite Conference, Marianske Lazne, Czech Republic.

Tunç, İ.O., Yiğitbaş, E., ve Şengün, F., 2010. Tectono-stratigraphic Features of the Pre-Cenozoic Units in the Biga Peninsula and Its Tectonic Implication, NW Turkey, European Geosciences Union, General Assembly 2010, 3042.

Şengün, F., Yiğitbaş, E., ve **Tunç, İ.O.**, 2010. An Approach to Geochemical and Protolith Features of the Mesozoic HP/LT Rocks in the Biga Peninsula, NW Turkey, European Geosciences Union, General Assembly 2010, 1562.

Yiğitbaş, E., **Tunc, İ.O.**, ve Şengün, F., 2009. Some Major Geological Problems in the Biga Peninsula: The Çetmi Melange. European Geosciences Union, European Geosciences Union, General Assembly 2009, 2468

Şengün, F., Yiğitbaş, E., ve **Tunc, İ.O.**, 2009. Geology, Petrography and Tectonic Setting of High-Pressure Metabasite (eclogite/blueschist) slices from the Biga Peninsula, NW Turkey. European Geosciences Union, General Assembly 2009, 2309

Ulusal kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunulacak, programda yer alan tam metin olarak yayımlanan bildiri

Özden, S., Ateş, Ö., Şengün, F., **Tunc, İ.O.**, Türkdönmez, O., Şanlıyüksel, D., Avcioğlu, M., Ertekin, C., 2008. Gökçeada'nın Jeolojik Özellikleri. Çanakkale İli Değerleri Sempozyumu (25-31 Ağustos), 47-58.

Tunc, İ.O., Çetiner, Z.S., 2006. Radyojenik İzotopların Jeolojide Kullanımı, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Radyasyon ve Çevre Sempozyumu, 165-168.

Görmüş, M., Çoban, H., Uysal K., Caran, Ş., Bircan, C., **Tunc, İ.O.**, 2005. Eğirdir Gölü Batısı Pliyo - Kuvaterner Sedimanları, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V, Bildiri Özleri, s.:205-218

Ulusal kongre, sempozyum, panel gibi bilimsel toplantılarda sunulacak, programda yer alan özet metin olarak yayımlanan bildiri ya da poster veya gösteri

Şengün F., Davis P.B., **Tunc, İ.O.** ve Yiğitbaş E., 2014. Biga Yarımadası (KB Anadolu)'nda Yer Alan Eklojitlerin P-T Evrimi ve Jeokimyası, 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 538-539.

Yiğitbaş, E., **Tunc, İ.O.** ve Şengün, F., 2014. Kazdağ Masifinin Düşük Dereceli Metamorfik Zarfı; Sakarya Zonunun Tektonik Gelişimi İçindeki Anlam ve Önemi, 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 542-543.

Tunc, İ.O., Yiğitbaş E., Şengün, F. ve Linnemann, U., 2014. Biga Yarımadası'ndaki Kuzey Metamorfik Masiflerin (Çamlıca, Karabiga, Geyikli Metamorfikleri) Stratigrafisi Ve U-Pb Zirkon Jeokronolojisi, 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 540-541.

Yiğitbaş, E., **Tunc, İ.O.**, ve Şengün, F., 2013. Biga Yarımadası'nın Bazı Temel Jeolojik Nitelikleri Üzerine. 66. Türküye Jeoloji Kurultayı, s. 70-71.

Yiğitbaş, E., Mirici, A., Gönügür, U., Bakar, C., Şengün, F., **Tunc, İ.O.**, Kahyaoğlu, Ş., Kahyaoğlu Ü., 2012. Biga Yarımadası'nda Asbest Maruziyeti ve Akciğer Sağlığı Üzerine Disiplinler Arası Çalışma, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 138-139.

Şengün, F., Yiğitbaş, E., Koralay, O. E. ve **Tunc, İ.O.**, 2011. Biga Yarımadası (KB Anadolu)'nda Yer alan Metavolkanik Kayaçların U-Pb LA-ICP-MS Zirkon Yaşları ve Jeokimyası, 64. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 218-219.

Şengün, F., Yiğitbaş, E., ve **Tunc, İ.O.**, 2009. Çamlıca Metamorfitlerinde Yeralan Yüksek-Basınç Metabazit Diliminin (Eklojit/Mavişist) Petrografisi, Tektonik Ortamı ve Rodop Masifi ile İlişkisi. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 18.

Yiğitbaş, E., **Tunc, İ.O.**, ve Şengün, F., 2009. Biga Yarımadası'nda Bazı Temel Jeolojik Sorunlar. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s. 458.

Tunc, İ.O., Bircan, C., 2003. Jeoloji Mühendisliği öğrencilerinin karşılaştığı problemler, S. Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 20. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Bildiri Özleri; s:281

c) Katıldığı Projeler

TÜBİTAK-110Y281: Biga Yarımadası (KB Anadolu)'nda Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış (2011-2014).

ÇOMÜ-BAP: Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nda Yüzeyleyen Mesozoyik Yaşlı Kaya Topluluklarının Jeolojisi ve Stratigrafik Özellikleri (2009-2010).

TÜBİTAK-108Y232: KB Anadolu'da Mesozoyik Yaşlı Kaya Topluluklarının Dağılımı ve Korelasyonu (2008-2009).

ÇOMÜ-BAP: Bayramiç (Çanakkale) Güneyinde Kazdağ Masifi Kayaçlarının Jeolojisi (2007-2008).

TÜBİTAK: Biga Yarımadası Altın Yataklarının Metallojenisi, Kuzeybatı Anadolu, Türkiye (2005-2007)

İŞ DENEYİMİ

Çalıştığı Kurumlar ve Yıl: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi-Jeoloji Mühendisliği Bölümü (2005-....)

İLETİŞİM

E-posta Adresi: onurtunc@comu.edu.tr