

İZMİR-ANKARA-ERZİNCAN KENET KUŞAĞI YIĞIŞIM KARMAŞIĞINDA (TOKAT GÜNEYİ) YÜZEYLEYEN MAFİK- ULTRAMAFİK KAYAÇLARIN KÖKENİ

THE ORIGIN OF THE MAFIC-ULTRAMAFIC ROCKS IN THE ACCRETIONARY COMPLEX (SOUTHERN TOKAT) FROM THE İZMİR-ANKARA-ERZİNCAN SUTURE ZONE

**Rahmi Melih Çörtük^{*1}, Ömer Faruk Çelik¹, Mutlu Özkan¹,
Andrea Marzoli²**

¹ *Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41380, İzmit- Kocaeli*

² *Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova, and IGG-CNR, Padova, Italy*

Yayına Geliş (Received): 05.04.17, Yayına Kabul (Accepted): 03.10.17,

Basım (Published): Nisan/April 2018

*Sorumlu yazar/Corresponding author: rahmimelih@gmail.com

Öz

İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı içerisinde Artova ve Günçalı bölgelerindeki yığışım karmaşığında, magmatik, metamorfik ve çökel kayaçları birlikte görülmektedir. Volkanitler yığışım karmaşığı içinde geniş yayılım alanlarına sahiptirler. Volkanitler plajiyoklaz, piroksenlerden oluşmakta olup, tümü bazaltik bileşimdedir. Yığışım karmaşığı içinde farklı boyutlarda, bloklar şeklinde gözlenen metabazitler yüksek basınç/düşük sıcaklık başkalaşımının mineral topluluğuna sahiptirler. Metabazitler, sodik/kalsik amfibol, plajiyoklaz, ak mika ve kuvars minerallerinden oluşmaktadır. Harzburgitlerle temsil edilen peridotitler, ortopiroksen, klinopiroksen, olivin ve Cr-spinel minerallerinden oluşmaktadır. Serpantinleşme peridotitlerde yaygınca gözlenmektedir. Spineller abisal tip peridotitlere benzer düşük Cr sayısına (Cr#) (27.22-34.07) sahip olup, piroksenler yüksek Al_2O_3 içeriklerine (2.96-3.40) sahiptir. Metabazitler ve bazaltlar jeokimyasal olarak farklı kaynak alanlardan türemişlerdir. Bazaltlar tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında ada yayı toleyitleri (IAT), zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazalt ortamlarını yansıtmaktadırlar. Kondrite normalize nadir toprak element (REE) diyagramında bazı bazaltik kayaçlar IAT benzeri düz bir yönseme sergilemektedirler. Diğer bazaltlar, hafif nadir toprak elementlerinde zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerinde tüketilme gösterirler ($La_N/Yb_N=1.04-14.65$). Bazı metabazitler hafif REE'lerce zenginleşme sergilerken ($La_N/Yb_N=3.33$), diğerleri yitim bileşenine işaret eden düz bir yönseme sergilemektedir ($La_N/Yb_N=0.90-0.78$). Tektono-magmatik ayırtman diyagramlarında metabazitler E-MORB ve IAT kaynak alanlarını yansıtmaktadırlar.

Anahtar Kelimeler: Bazalt, Jeokimya, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı, Metabazit, Yığışım Karmaşığı.

Abstract

The accretionary complex from the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone near Artova and Günçalı regions, contains magmatic, metamorphic and sedimentary rocks. Volcanites expose in many areas in the accretionary complex. Volcanites consist mainly of plagioclase, pyroxene minerals, are characterized by basaltic composition. Metabasites, which have mineral paragenesis of the high pressure/low temperature metamorphism, are observed as different sized blocks. Metabasites composed of sodic/calcic-amphibole, white mica, plagioclase and quartz minerals. Peridotites, which are characterized by harzburgites, are represented by orthopyroxene, clinopyroxene, olivine and Cr-spinel minerals. Serpentinization of the peridotites is commonly observed. Spinel minerals have low Cr numbers (Cr#) (27.22-34.07) and pyroxenes have high Al_2O_3 content (2.96-3.40), similar to abyssal type peridotites. Both the metabasites and basalts are derived from different mantle sources. In the tectono-magmatic discrimination diagrams, basalts plot island arc tholeiities (IAT), enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) and ocean island basalts environments. Chondrite

normalized rare earth element (REE) diagrams of the some basaltic rocks display flat pattern, suggesting to the IAT tectono-magmatic environment. The other basalts exhibit enrichment in light REE and depletion in heavy REE. Some metabasites display light REE enrichment

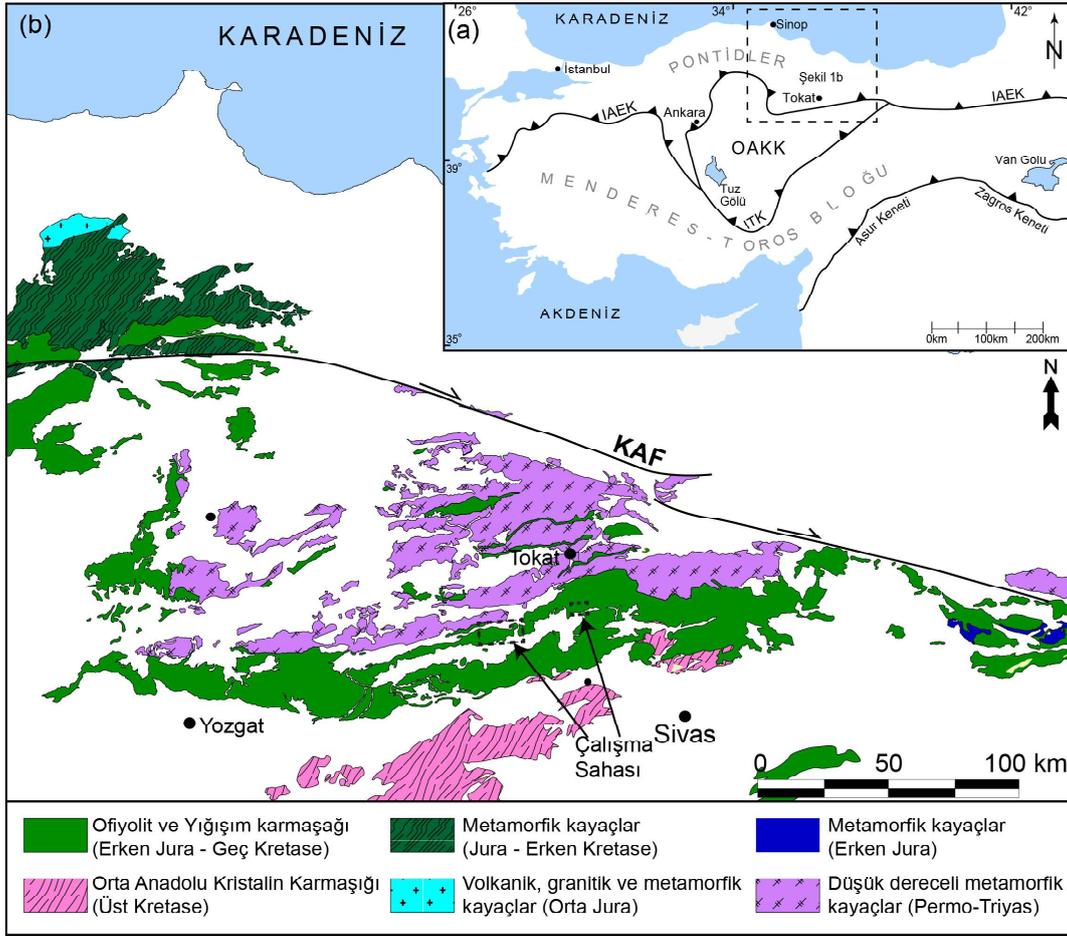
($La_N/Yb_N=3.33$) and the others exhibit flat pattern ($La_N/Yb_N=0.90-0.78$), which are indicative of the subduction component. The same rocks plot E-MORB and IAT fields in tectono-magmatic discrimination diagrams.

Keywords: Basalt, Geochemistry, İzmir-Ankara-Erzincan suture zone, Metabasite, Accretionary complex.

GİRİŞ

Türkiye'nin coğrafik olarak kuzeyinde yer alan ve yaklaşık olarak 1500 km'lik bir hat boyunca Doğu-Batı uzanımlı devam eden İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet kuşağı, kuzeyde Pontid'ler, güneyde ise Menderes Toros bloğu ve Orta Anadolu Kristalin Karmaşığı'nı (OAKK) birbirinden ayırmaktadır (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999; Şekil 1a). Tetis Okyanusu'nun yitim süreçlerinde oluşmuş olan İAE kenet kuşağı ofiyolit ve yığışım karmaşıklarını inceleyen yerbilimciler için eşsiz yerlerden biridir. Bu kuşak boyunca yüzeyleyen yitim zonu üstü ofiyolitlerinden ve yitimle ilişkili metamorfik kayalardan mevcut radyometrik yaşlandırmalar okyanus içi yitim süreçlerinin Erken Jura, (Çelik ve diğ., 2011; 2013; Topuz ve diğ., 2013a, 2013b) Geç Jura (Çörtük ve diğ. 2016) ve Geç Kretase (Önen, 2003) dönemlerinde olduğunu göstermektedir. Ayrıca yapılmış petrolojik çalışmalar yığışım karmaşığı içindeki okyanusal kabuğa ait parçaların ve yitim süreçlerinde oluşmuş metamorfik kayaların, farklı jeodinamik ortamlardan (örn. okyanus ortası sırt ba-

zaltları, ada yayı bazaltları, okyanus adası bazaltları) türediklerini göstermektedir (Göncüoğlu ve diğ. 2006; 2010; Çelik ve diğ. 2011; 2013; 2016; Topuz ve diğ. 2013a, 2013b; Göçmengil ve diğ., 2013; Çörtük ve diğ., 2016). Örneğin yakın coğrafyaya baktığımızda, İAE kenet kuşağı üzerinde yitim-yığışım karmaşaları içinde yer alan, çalışma sahasının batı (Ankara Melanjı) ve doğusundaki (Refahiye Bölgesi) alanlarda bazaltik ve yitim süreçleriyle ilgili metamorfik kayalardan elde edilmiş jeokimyasal verilerle, bu kayaların okyanus adası bazaltları (OIB), zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları (E-MORB), levha içi bazaltları (WPB) ve ada yayı bazaltları (IAB) gibi farklı tektono-magmatik ortamlardan türedikleri belirlenmiştir (Çelik ve diğ., 2013; Göncüoğlu ve diğ., 2006; Gökten ve Floyd, 2007; Göçmengil ve diğ., 2013). Diğer taraftan Türkiye'nin güneyinde yer alan Mersin Melanjı içerisinde yitimle ilişkili bazaltlarla ara katkılı olarak bulunan radyolaritlerden yapılan yaşlandırmalarla Orta Triyas yaşları elde edilmiştir ve böylece Tetis Okyanusu'nun belirtilen dönemde yitim sürecinde olduğu sonucuna ulaşılmıştır (Tekin ve diğ., 2016).



Şekil 1. a) Türkiye'deki ana tektonik birlikler ve kenet kuşakları. b) Orta ve Doğu Pontidler'in bir bölümünün geliştirilmiş jeolojik haritası (MTA, 2002; Topuz ve diğ., 2013a, Okay ve diğ., 2013; 2015'den değiştirilerek alınmıştır). (Kısaltmalar, İAEK: İzmir-Ankara-Erzincan Keneti, OAKK: Orta Anadolu Kristalin Karmaşağı, İTK: İç Toros Keneti).

Figure 1. a) Main tectonic units and suture zones in Turkey. b) Generalized geological map of the Central and Eastern part of the Pontides (Modified from MTA, 2002; Topuz et al., 2013a, Okay et al., 2013; 2015). (Abbreviations, İAES: İzmir-Ankara-Erzincan Suture, CACC: Central Anatolian Crystalline Complex, ITS: Inner Tauride Suture).

Magmatik, metamorfik ve çökel kayaçların bir arada bulunduğu yitim-yığılım karmaşıkları eski okyanusal alanlarla ilgili önemli jeolojik verileri bünyesinde barındırmaktadır (Festa ve diğ., 2012). Dolayısıyla, yitim yığılım karmaşıklarında yüzeyleyen kayaçlardan yapılacak detaylı saha jeolojisi, petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar geçmiş dönemde var olmuş olan, okyanus içindeki kayaçların jeodinamik ortam koşullarının veya jeolojik süreçlerinin belirlenmesinde önemli rol oynamaktadır. İAE kenet kuşağı üzerinde yer alan çalışma alanında Çörtük ve diğ., (2016) tarafından yığılım karmaşağı içindeki metamorfik kayaçların kökenleri ve yaşları detaylı olarak tartışılmıştır. Söz konusu çalışma ile metamorfik kayaçlar ofiyolit tabanı metamorfitleri olarak yorumlanmış ve Tetis okyanusu'nun Geç Jura

döneminde yitim süreçlerinde olduğu vurgulanmıştır. Bu çalışma ile Tokat'ın yaklaşık güneyinde yer alan Artova ve Günçalı bölgelerindeki yığılım karmaşağında yüzlek veren bazik, ultrabazik kayaçlardan (bazalt, serpantinize peridotit ve metabazitler) elde edilen petrografik ve jeokimyasal verilerle bu kayaçların oluştuğu jeodinamik ortamların ortaya konulması hedeflenmiştir.

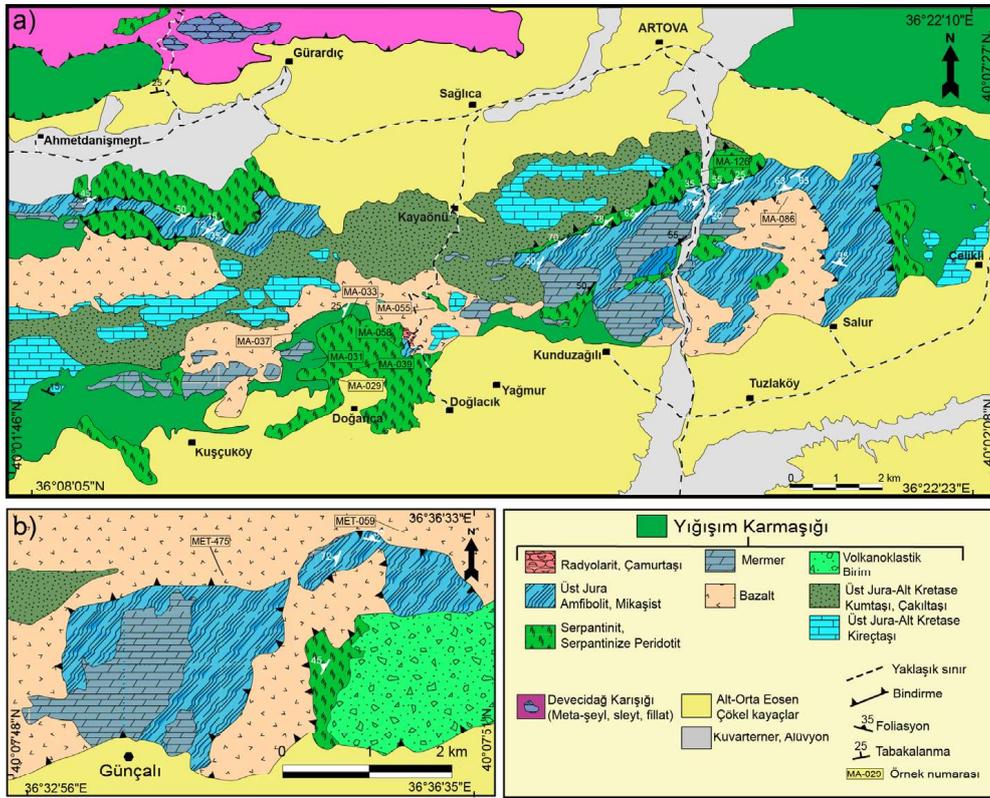
JEOLJİK KONUM

Çalışma sahası olan Artova ve Günçalı bölgeleri jeolojik olarak İAE kenet kuşağı üzerinde ve Doğu Pontidler'in batısında yer almaktadır (Şekil 1b). Birbirinden farklı oluşum koşullarında ve jeodinamik ortamlarda meydana gelmiş kayaç topluluklarını

bünyesinde barındıran yığışım karmaşığının kuzeyinde Permo-Triyas (Yılmaz ve Yılmaz, 2004) yaşlı Tokat Masifi'ne ait birimler yer alırken, güneyinde ise OAKK yer almaktadır (Özcan ve diğ., 1980; Yılmaz, 1981; Özcan ve Aksay, 1996; Yılmaz ve Yılmaz, 2004) (Şekil 1b).

Tokat Masifi, Doğu Pontidler'in batı kısmında Amasya ile Reşadiye arasında geniş yüzlek alanlarına sahiptir. Tokat masifi Liyas öncesi döneme ait farklı türdeki metamorfitlerin (örn. mermerler, metabazitler) bir arada olduğu bir karmaşıktır (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Masif genel anlamda, kuzeyde

Kuzey Anadolu Fayı ile güneyde ise Geç Kretase (örn Yılmaz, 1981; Özcan ve Aksay, 1996) yaşlı yığışım karmaşıklarıyla sınırlanmaktadır (Şekil 1b). Ayrıca Tokat masifi literatürde birçok araştırmacı tarafından Permo-Triyas yaşlı Karakaya karmaşığı ile eş tutulmaktadır (Yılmaz ve Yılmaz, 2004; Tüysüz, 1996). Artova bölgesinde Tokat Masifi'ne ait birimler, önceki çalışmalarda Devecidağ Karışığı (Özcan ve diğ., 1980) olarak adlandırılmış olup, bu birim çalışma sahası içinde Sağlıca ve Ahmetdanişment köyleri (Artova batısı) arasında yüzlek vermektedir (Şekil 2a).



Şekil 2. Çalışma sahasının genel jeolojik haritası ve örnek lokasyonları (Çörtük ve diğ., 2016'dan değiştirilerek alınmıştır). (MA-023 ve MA-117 numaralı örnekler çalışma sahasının batısında olup, haritalama alanı dışında yer almaktadır).

Figure 2. General geological map and sample locations of the study area (Modified from Çörtük et al., 2016). (Samples MA-023 and MA-117 are located to west of the study area and outside of the mapping area)

Söz konusu birim başlıca düşük dereceli meta-kırıntılılar (meta-şeyl, sleyt, fillat), serpantinitler ve mermerlerle temsil edilmekte olup, oldukça deforme ve tektonik bir karmaşık konumundadır. Birimin baskın litolojisini oluşturan sleyt ve fillatlar, genel olarak ince yapraklanma sergilemekte ve makaslanmış bol kırıklı görünümüyle dikkat çekmektedir. Mermerler, beyaz renkte masif yapıdadır ve litolojik olarak yığışım karmaşığı içinde

yer alan mermerlerle farklılık sergilemektedirler. Yığışım karmaşığı içinde yer alan mermerler yitimle ilişkili dolerit daykları tarafından kesilmekte ve amfibolitlerle ara katkılı, olup, Çörtük ve diğ., 2016 tarafından ofiyolit tabanı metamorfiteri olarak değerlendirilmiş ve amfibolitlerden Geç Jura soğuma yaşları elde edilmiştir. Permo-Triyas yaşlı (Yılmaz ve Yılmaz, 2004) Devecidağ karışığı içinde yer alanlar ise meta-kırıntılı kayalarla beraber

gözlenmiş ve doleritik sokulum kayaçlarına dair herhangi bir bulgu tespit edilmemiştir.

Yığılım karmaşığı, çalışma sahaları olan Günçalı köyü kuzeyinde ve Artova güneyinde Doğu-Batı uzanımlı bir hat boyunca yüzlek vermektedir (Şekil 2a,b). Bu alanlarda, Eosen ve daha genç yaşlı çökel birimler yığılım karmaşığını tektonik olarak sınırlamaktadır (Şekil 2a). Yığılım karmaşığı, Artova

bölgesinde Eosen ve daha genç birimler tarafından ikiye ayrılmaktadır. Kuzey kesimde yer alan karmaşık, Permo-Triyas yaşlı (Yılmaz ve Yılmaz, 2004) Tokat Masifi'ne ait birimler tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 2a). Yığılım karmaşığı içinde başlıca, okyanusal litosferin manto ve kabuk bölümüne ait kayaçlar ile yitim süreçlerinde oluşmuş farklı başkalaşım koşullarına sahip metamorfitletler yüzeylemektedir (Şekil 3).



Şekil 3. a) Serpantin hamuru içerisinde boyutları farklılık sunan metabazit blokları, b) Artova bölgesinde gözlemlenen serpantinize peridotit kütesinin genel görünümü, c) kuvars ve kalsit damarları tarafından kesilen deforme metabazit bloğu, d) Na-amfibol içeren metabazitin genel arazi görünümü, e) Artova bölgesinde yer alan yastık yapılı bazaltlar ve epiofiyolitik çökellerin bir aradalığı, f) Bazaltların genel arazi görünümleri ve içinde barındırdığı kireçtaşı blokları. **Figure 3.** a) Different sized metabasite blocks in the serpentinite matrix, b) A general view of the serpentinized peridotite located in the Artova region, c) Deformed metabasite block cutting quartz and calcite veins, d) General view of the metabasite that contain Na-amphibole, e) Pillow lava basalts intercalated with ephiophiolitic sediments in the Artova region f) General field view of the basalts and limestone blocks.

Çalışma sahası serpantin, serpentinize peridotitler, metamorfik kayalar, bazaltlar, epiofiyolitik çökeller ve Üst Jura-Alt Kretase (Yılmaz, 1981) yaşlı çökel kayalardan meydana gelmektedir. Bahsi geçen birimler yığılma karmaşığı içinde blok veya tektonik dilimler halinde yer almaktadır (Şekil 2a,b). Blok şeklinde yer alan birimlerin hamurunu ise serpantinler ve bazaltik volkanitler oluşturmaktadır.

Metamorfik kayalar amfibolitler, mermerler, mikaşitler ve sodik amfibol içeren metabazitlerden meydana gelmektedir. Bu metamorfitlerden yeşilşist ve amfibolit fasiyesi koşullarında başkalaşıma uğramış amfibolit, mermer ve mikaşitler Çörtük ve diğ. (2016) tarafından taban metamorfitleri olarak yorumlanmıştır. Taban metamorfitleri ve serpentinize peridotitler kalınlıkları değişkenlik gösteren dolerit/mikrogabro daykaları tarafından kesilmektedir. Yüksek basınç başkalaşımına maruz kalmış metabazitler ise Doğanca köyü kuzeyinde yer alan serpantin dilimi içinde boyutları yaklaşık 1 ila 5 metre arasında değişen bloklar şeklinde görülmektedir (Şekil 3a). Arazi görünümünde genellikle ince taneli, bol kıvrımlı ve yönlenme kazanmış gaz boşlukları görülmektedirler (Şekil 3c,d). Yığılma karmaşığı içindeki ultramafik kayalarda serpantinleşme oldukça yaygın olup, bu kayalar baskın olarak harzburjitler ile temsil edilmektedir (Şekil 3b). Doğanca köyü kuzeyi dışında serpantinler matris konumundan ziyade, tektonik dilimler halinde yer almaktadır. Bazaltik kayalar ise çalışma sahası içinde geniş yüzlek alanlarına sahip ve boyutları farklı tektonik dilimler ve bloklar halinde gözlenmektedir (Şekil 2a,b). Bazaltlar, masif yapılı, spilitik ve yastık yapılı bazaltlarla temsil edilmektedir (Şekil 3e). Çalışma sahası içinde bazı alanlarda bu kayalar, içerisinde kireçtaşı blokları barındırmaktadır (Şekil 3f). Yastık yapılı olan bazaltlar ise epiofiyolitik çökeller (radyolarit, çört ve çamurtaş) ile ara katkılı olarak beraberlik sunmaktadır (Şekil 3e).

ANALİTİK YÖNTEM

İnceleme alanından derlenen bazalt (9 adet) ve sodik amfibol içeren metabazitlerden (3 adet) toplamda 12 adet numuneden jeokimya (ana, iz ve nadir toprak element) analizleri yapılmıştır. Ayrıca, 1 adet serpentinize harzburjit örneğinden mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır.

Jeokimyasal analizler Kocaeli Üniversitesi Analitik Jeokimya laboratuvarında ICP-MS ve XRF cihazları kullanılarak yapılmıştır. Ana element analizleri için pudra haline getirilen örneklerden

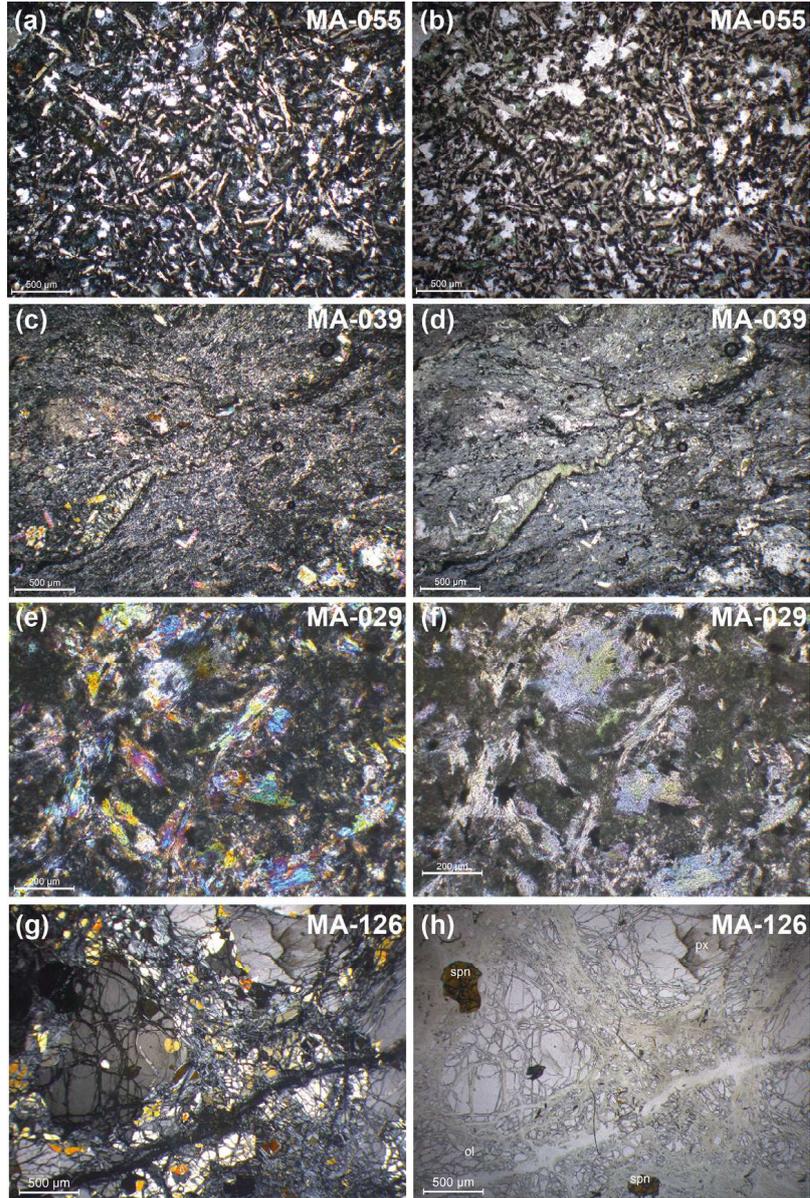
0.6 gram alınarak 3 gram spektromelt tozu (lityum tetraborat %66-lityum metaborat %34) ile homojen olacak şekilde karıştırılmıştır. Bu karıştırılan örnek 1100 °C sıcaklıkta kül fırında ergitilerek cam diskler oluşturulmuştur. Cam disk haline getirilen örneklerin SKYRAY EDX3600B model XRF cihazı kullanılarak analizleri yapılmıştır. İz ve nadir toprak element analizleri için, toz halindeki örnekten yaklaşık 0.2 gram örnek ve 1.4 gram spektromelt tozu (lityum tetraborat %66-lityum metaborat %34) kullanılarak kül fırında 1100 °C'de platinyum kroze içerisinde ergitildikten sonra %5 lik ultrasaf nitrik asit (HNO₃) içerisine çözülmüştür. Çözülen örnekler Perkin Elmer DRC-e model ICP-MS cihazında analiz edilmiştir. Kalibrasyon ve analiz sonuçlarının kontrolü için uluslararası kayaç standartları kullanılmıştır (ör. W-2A, AGV-1, GSP-2, BCR-2). Ölçümlerdeki standart hata payları ana oksitler için %3 iz ve nadir toprak elementleri için %5'dir. Kızdırma kaybı değerleri (LOI) 3 gr tartılan örnek üzerinde 900 °C'de 2 saat boyunca bekletilmesiyle oluşan kütle farkından hesaplanmıştır. Mineral kimyası analizleri Padova Üniversitesi'nde (İtalya) Prof. Dr. Andrea Marzoli tarafından gerçekleştirilmiştir. Olivin, piroksen ve spinel minerallerinin bileşimleri IGGCNR Padova (İtalya) Camera SX50 model elektron mikroskop cihazıyla ölçülmüştür. Analitik yöntem detayları Çörtük ve diğ., (2016)'da verilmiştir.

PETROGRAFI VE MİNERAL KİMYASI

Çalışma sahası içinde yer alan bazaltlar, serpentinize harzburjitler ve sodik (Na) amfibol içeren metabazitler petrografik olarak incelenmiştir. Volkanik kayaların petrografik incelemelerinde tümünün bazaltik bileşime sahip oldukları tespit edilmiş olup, piroksen, plajiyoklaz ve opak mineraller bazaltların ana mineral birlikteliğini oluşturmaktadır. Prehnit, kalsit ve klorit mineralleri kayaların içerisinde yer alan ikincil mineraller olarak gözlenmektedir (Şekil 4a,b). Kalsit ve kuvars mineralleri genellikle ikincil olarak oluşmuş olup, gaz boşluklarında ve kayaç içerisinde damalar şeklinde görülmektedir. Bazaltlar dokusal olarak mikrolitik ve mikrolitik-porfirik doku sergilemektedirler (Şekil 4a). Plajiyoklaz mineralleri genellikle çubuksu görünümüne ile dikkat çekmekte ve boyutları yaklaşık 0.05 mm civarındadır (Şekil 4b). Piroksenler, kısmen özşeklini korumuş ve kayaların bazı bölümlerinde fenokristaller halinde bulunmaktadır. Bazı piroksen minerallerinin sınırlarından itibaren klorit gelişimleri mevcuttur.

Arazi görünümünde çoğunlukla ince taneli masif yapı, yönelme kazanmış ve yüksek deformasyon izleri taşıyan metabazitler, sodik-kalsik (Na/Ca) amfibol, kalsik (Ca) amfibol, \pm kuvars \pm plajiyoklaz, \pm ak mika, \pm sfen ve opak minerallerden oluşmaktadır. Kalsit, prehnit ve klorit mineralleri kayaçların boşluk ve çatlaklarında yer alan ikincil

ve alterasyon mineralleri olarak gözlemlenmiştir (Şekil 4c,d). Bu kayaçlar dokusal olarak granoblastik, nematoblastik ve grano-porfiroblastik doku sergilemektedir. Amfibol minerallerinin birçoğu deformasyona bağlı olarak öz şeklini kaybetmiştir. Bazı kayaçlar (örn. MA-039) iyi yapraklanma ve bruşma klivajları sergilemektedirler.



Şekil 4. Bazik ve Ultrabazik kayaçların polarize ışık mikroskop görünümünden temsili örnekler: a, b) Başlıca piroksen ve plajiyoklaz minerallerinden oluşan mikrolitik dokulu bazalt, c, d) Metabazitte gözlenen kıvrım ve buruşma klivajı, e, f) Metabazitlerin genel görünümü ve Ca-amfibollerin çeperlerinden itibaren Na-amfibol gelişimleri, g, h) Serpantinize harzburgite ait genel mineralojik bileşim ve serpantinleşmenin görünümü (Kısaltmalar: spn: spinel, px: piroksen, ol: olivine).

Figure 4. Representative microscopic polarized light views of the basic and ultrabasic rocks: a, b) A microlitic textured basalt consisting mainly of plagioclase and pyroxene minerals, c, d) A metabasite with convolution and crenulation cleavage, e, f) A general view of the metabasites and Na-amphiboles occurrences around the Ca-amphiboles, g, h) Mineralogical composition of the serpentinized harzburgite and view of the serpentinization. (Abbreviations, spn: spinel, px: pyroxene, ol: olivine).

(Şekil 4c,d). Bu durum kayaların yüzeyleme süreçlerinde birden fazla deformasyona maruz kaldıklarını işaret etmektedir. Ca-amfibollerin çeperlerinden itibaren Na-amfibol gelişimleri gözlenmiştir (Şekil 4e,f). Mika mineralleri genellikle ince tane boyuna sahip, yapraklı görünümleriyle dikkat çekmektedirler (Şekil 4d). Kuvars mineralleri kayaların bünyesinde gözlenmekte olup, bunu haricinde damarlar şeklinde de tespit edilmiştir.

Artova güneyinde yer alan serpantinize peridotitlerden derlenmiş MA-126 numaralı örnek, olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, Cr-spinel ve opak minerallerden oluşan serpantinize harzburjittir. Kayaçtaki serpantinleşme %40 civarındadır (Şekil 4g). Serpantinleşmeye bağlı olarak olivin minerallerinde serpantin ve klorit minerallerine dönüşüm yaygındır. Ortopiroksen mineralleri içerisinde klinopiroksen eksölüsyon lamelleri gözlenmektedir. Spinel minerallerinin kırık ve çatlakları boyunca manyetit gelişimleri tespit edilmiştir (Şekil 4h).

MA-126 numaralı serpantinize harzburjitten kayacın oluştuğu jeodinamik ortam koşullarına yaklaşımlar yapmak amacıyla, mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar ve analitik hesaplamalar Çizelge 1, 2 ve 3'de sunulmuştur. Olivin minerallerinin forsterit (Fo) içerikleri % 90.61 ile 90.97 arasında değişmektedir (Çizelge 1). Klinopiroksen mineralleri diyopsit ile temsil edilmekte olup $En_{48.39-49.56}-Wo_{46.66-47.85}-Fs_{3.17-3.33}$ bileşimine sahiptir (Çizelge 2). Mg numarası (Mg#) değerleri sırasıyla 93.65 ila 93.89 aralığında değişim

gösteren klinopiroksenlerin Cr_2O_3 içerikleri % 0.79-0.94, Al_2O_3 içerikleri ise % 2.96-3.40 arasında değişen değerlere sahiptirler. Klinopiroksenlerin Mg# sayıları ile Cr_2O_3 içerikleri kıyaslandığında, abisal peridotitlere (okyanus ortası sırt peridotitleri) benzer bir bileşime sahip olduğu görülmektedir (Şekil 5a). Ayrıca, TiO_2 ve Al_2O_3 içeriklerinin kıyaslandığı diyagramda, klinopiroksenlerin yüksek Al_2O_3 içerikleriyle yaklaşık abisal peridotit alanında yer aldığı görülmektedir (Şekil 5b). Ortopiroksen mineralleri ise enstatit ($En_{89.36-90.37}-Wo_{0.9-2-3.36}-Fs_{8.28-9.05}$) bileşimine sahiptirler. Ortopiroksenlerin Mg# değerleri, klinopiroksenlere göre nispeten daha düşük olup 90.87-91.52 arasında değişen değerlere sahiptirler (Çizelge 2). Cr_2O_3 ve Al_2O_3 içerikleri ise sırasıyla 0.34-0.74 ve 2.12-3.24 arasında değişiklik göstermektedirler. Spinellerin Cr sayısı (Cr#) 27.22-34.07 arasında değişen değerlere sahip iken Mg# değerleri 66.82-73.97 arasındadır (Çizelge 3). Ayrıca, Mg# değerlerindeki değişime karşı Cr# değerlerindeki değişimin kıyaslandığı, Dick ve Bullen, (1984) tarafından önerilen diyagramda serpantinize harzburjitt, abisal peridotit alanına iz düşmektedir (Şekil 5d). Peridotitlerin artan ergime derecesine karşın spinel minerallerinin Cr# değerleri artarken, TiO_2 içerikleri ise azalış göstermektedir (Arai, 1994; Pearce ve diğ., 2000; Hellebrand ve diğ., 2001). Spinellerin TiO_2 içeriklerine karşın Cr# değerlerinin kıyaslandığı diyagramda ise, harzburjitt örneğinin fertil MORB mantosu bileşimine göre yaklaşık %15-20 civarındaki bir kısmi ergime derecesine sahip olduğu gözlemlenmektedir (Şekil 5c).

Çizelge 1. MA-126 numaralı serpantinize harzburjitt örneğine ait olivinlerin analizleri.

Table 1. Olivine analysis of the serpentinized harzburgite sample MA-126.

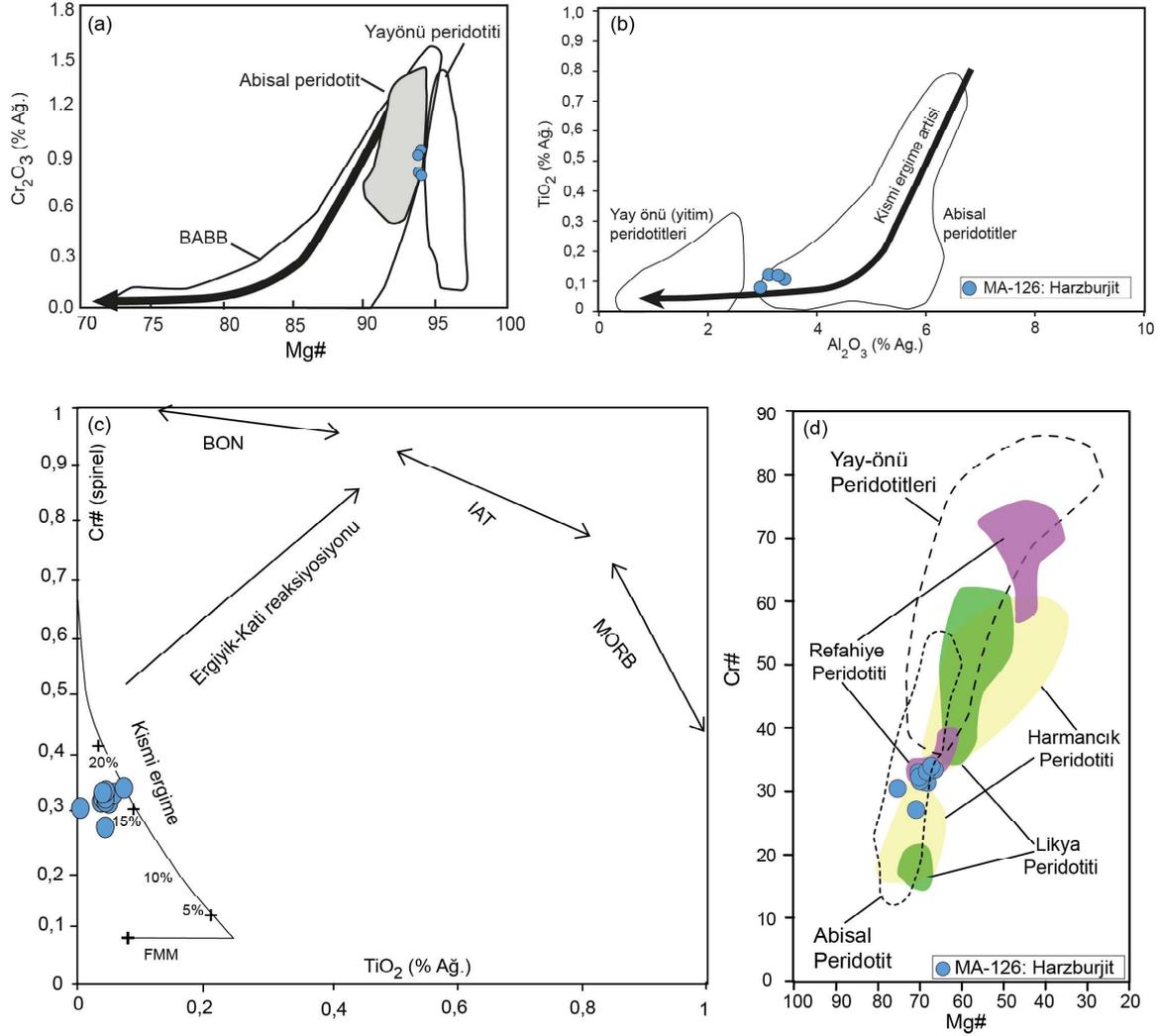
Örnek	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126
Mineral	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin	Olivin
Na ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
MgO	50,33	50,57	50,31	50,45	50,22	50,29	50,12	50,46	50,36	50,37
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
SiO ₂	41,06	40,84	41,13	41,01	40,73	41,06	41,26	41,25	41,02	41,11
CaO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Mno	0,16	0,15	0,15	0,12	0,16	0,10	0,07	0,11	0,14	0,16
FeO	9,14	9,04	8,75	8,95	8,83	9,00	8,88	8,86	9,01	8,78
Toplam	100,71	100,61	100,36	100,56	99,98	100,51	100,37	100,71	100,85	100,73
Si	1,00	0,99	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,82	1,83	1,82	1,82	1,83	1,82	1,81	1,82	1,82	1,82
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	3,00	3,01	3,00	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,00
Fo	90,61	90,75	90,97	90,83	90,88	90,78	90,90	90,93	90,75	90,94
Fa	9,23	9,10	8,87	9,04	8,96	9,12	9,03	8,95	9,11	8,89
Mg#	90,75	90,89	91,11	90,95	91,02	90,87	90,96	91,04	90,88	91,10

Çizelge 2. MA-126 numaralı serpantinize harzburjit örneğine ait piroksenlerin analizleri.
Table 2. Pyroxene analysis of the serpentinized harzburgite sample MA-126.

Örnek	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126
Mineral	Kpir.	Kpir.	Kpir.	Kpir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.	Opir.
Na₂O	0,12	0,12	0,12	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,01
MgO	17,72	17,45	17,34	17,24	34,86	34,81	34,71	34,77	33,94	34,28	34,36	34,66	34,45	34,36
Al₂O₃	2,96	3,40	3,12	3,28	2,12	2,53	2,48	2,78	3,16	3,24	2,77	2,63	3,18	2,93
SiO₂	52,73	52,63	52,67	52,58	56,93	56,21	56,29	56,26	55,89	55,55	55,69	56,45	55,88	56,19
K₂O	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
CaO	23,21	23,19	23,66	23,72	0,53	0,64	0,71	0,58	1,25	0,85	0,89	0,49	0,62	0,52
TiO₂	0,08	0,10	0,12	0,12	0,01	0,04	0,01	0,00	0,04	0,05	0,04	0,03	0,00	0,01
Cr₂O₃	0,80	0,94	0,79	0,90	0,39	0,43	0,34	0,57	0,72	0,74	0,50	0,50	0,62	0,66
MnO	0,08	0,09	0,08	0,11	0,13	0,15	0,16	0,10	0,10	0,13	0,15	0,14	0,15	0,17
FeO	2,12	2,03	2,01	2,08	5,94	5,97	5,95	6,06	5,60	6,12	5,79	6,21	5,99	6,12
Toplam	99,82	99,99	99,90	100,17	100,91	100,79	100,66	101,11	100,69	100,95	100,26	101,12	100,92	100,96
Si	1,92	1,91	1,91	1,91	1,94	1,93	1,93	1,92	1,92	1,90	1,92	1,93	1,91	1,92
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,13	0,15	0,13	0,14	0,09	0,10	0,10	0,11	0,13	0,13	0,11	0,11	0,13	0,12
Cr	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Fe²⁺	0,06	0,06	0,06	0,06	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,96	0,94	0,94	0,93	1,77	1,78	1,77	1,77	1,73	1,75	1,76	1,76	1,76	1,75
Ca	0,90	0,90	0,92	0,92	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,02	4,02	4,01	4,02	4,02	4,01	4,02	4,01
Mg#	93,70	93,86	93,89	93,65	91,27	91,23	91,23	91,10	91,52	90,90	91,36	90,87	91,11	90,92
Wo	46,66	47,06	47,72	47,85	0,98	1,19	1,33	1,09	2,36	1,59	1,67	0,92	1,17	0,97
En	49,56	49,27	48,67	48,39	90,37	90,14	90,00	90,11	89,36	89,45	89,72	90,03	89,98	90,00
Fs	3,33	3,22	3,17	3,28	8,65	8,67	8,65	8,81	8,28	8,96	8,49	9,05	8,78	8,99

Çizelge 3. MA-126 numaralı serpantinize harzburjit örneğine ait spinel analizleri.
Table 3. Spinel analysis of the serpentinized harzburgite sample MA-126.

Örnek	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126	MA-126
Mineral	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel	Spinel
MgO	16,37	16,22	16,41	16,52	16,46	16,49	15,61	16,10	15,79	17,53	16,68
Al₂O₃	39,91	40,32	39,43	39,52	38,67	39,26	38,25	38,96	38,08	39,20	42,30
SiO₂	0,09	0,04	0,00	0,06	0,02	0,05	0,05	0,05	0,06	0,53	0,06
CaO	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,36	0,00
TiO₂	0,04	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,07	0,00	0,04
Cr₂O₃	27,53	27,60	28,02	27,37	28,50	27,99	28,76	28,92	29,33	25,73	23,58
MnO	0,17	0,19	0,23	0,20	0,16	0,19	0,19	0,16	0,18	0,20	0,19
FeO	15,47	15,47	15,82	15,87	15,11	15,15	16,08	15,11	15,51	14,74	15,09
Toplam	99,58	99,91	99,97	99,62	98,98	99,19	99,01	99,38	99,02	98,31	97,98
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,33	1,34	1,31	1,31	1,30	1,31	1,29	1,30	1,28	1,31	1,41
Cr	0,61	0,61	0,62	0,61	0,64	0,63	0,65	0,65	0,66	0,58	0,53
Fe³⁺	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,09	0,06
Fe²⁺	0,31	0,32	0,31	0,30	0,30	0,30	0,33	0,32	0,33	0,26	0,30
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,69	0,68	0,69	0,69	0,70	0,70	0,67	0,68	0,67	0,74	0,70
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Toplam	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Cr#	31,64	31,47	32,28	31,73	33,08	32,35	33,53	33,24	34,07	30,57	27,22
Mg#	68,89	68,19	69,22	69,66	69,94	69,81	66,82	68,31	67,44	73,97	70,39



Şekil 5. a) MA-126 numaralı serpantinize harzburjit örneğine ait klinopiroksenlerin Cr_2O_3 içeriklerinin Mg# değerleri ile karşılaştırılması. Abisal peridotit alanı; Johnson ve diğ. (1990), yay-önü peridotitleri alanı; Ishii ve diğ. (1992) ve yay gerisi havza bazaltları alanı; Hawkins ve Allan (1994), b) Klinopiroksenlerin, TiO_2 ve Al_2O_3 içeriklerinin karşılaştırılması. Abisal ve yay önü peridotitlerinin değişim aralığı sırasıyla Hebert ve diğ., (1990) ve Ishii ve diğ. (1992)'dan alınmıştır, c) Spinellerin Cr# ve Mg# değerlerinin karşılaştırılması (Dick ve Bullen, 1984'a göre), d) Spinellerin Cr# değerleri ile TiO_2 içeriklerinin kıyaslanması (Pearce ve diğ., 2000'e göre). (Kıyaslama alanları Aldanmaz, 2012; Uysal ve diğ., 2014; 2015'ten alınmıştır). (Kısaltmalar: IAT: Ada yayı toleyitleri, BON: Boninit, N-MORB: Normal okyanus ortası sırt bazaltları, BABB: Yay ardı havza bazaltları).

Figure 5. a) Cr_2O_3 vs Mg# contents for clinopyroxenes of serpentinized harzburgite sample MA-126. Abyssal peridotite field is from; Johnson et al., (1990), fore arc peridotite field is from; Ishii et al., (1992), and back arc basin basalts field is from; Hawkins and Allan (1994), b) Comparison TiO_2 and Al_2O_3 contents of the clinopyroxenes. Abyssal and fore arc peridotites fields are from Hebert et al., (1990) and Ishii et al., (1992), respectively. c) Comparison of the Cr# vs Mg# values for spinels, (Dick and Bullen, 1984). d) Comparison of the Cr# values vs TiO_2 contents for spinels (Pearce et al., 2000). (Comparison data are from Aldanmaz, 2012; Uysal et al., 2014; 2015). (Abbreviations: IAT: Island arc tholeiities, BON: Boninite, N-MORB: Normal mid-ocean ridge basalts, BABB: Back arc basin basalts).

TÜM KAYAÇ JEOKİMYASI

Bazaltlar %1.54 ile %4.69, metabazitler ise %3.28 ile %9.93 arasında değişen LOI değerlerine sahiptir (Çizelge 4). LOI değerlerinin yüksek olmasından dolayı jeokimyasal değerlendirmeler esasında, alterasyon süreçlerinde kalıcılığı yüksek elementler (HFS) ve nadir toprak elementleri (REE) tercih edilmiştir (Beccaluva, 1979; Pearce, 1982). Farklı jeokimyasal karakterleri yansıtan bazaltlardan Artova bölgesinde yer alanlar toleyitik, Günçalı bölgesindekiler ise alkali jeokimyasal karakter sergilemektedirler (Şekil 6b). Bu kayaçlar Zr/Ti oranlarının Nb/Y oranlarıyla kıyaslandığı diyagramda (Pearce, 1996) bazalt (örn. MA-023, MA-117) ve alkali (MET-059, MET-475) bazaltlarla temsil edilmektedir (Şekil 6a). Pearce (1982)'nin Th/Yb-Nb/

Yb tektono-magmatik ayırım diyagramında (Pearce, 1982) ise beş örnek (örn. MA-037, MA-055) yitim bileşenine işaret ederken, üç tanesi ise manto trendi üzerinde yer almaktadır (Şekil 7c). Manto trendi üzerinde yer alan örnekler (MA-033, MET-059, MET-475) E-MORB ve OIB tektono-magmatik ortamları yansıtmaktadır (Şekil 7c). Wood ve diğ., (1979)'un Hf-Th-Nb üçgen ayırtman diyagramında bazaltlardan altı tanesi yitim süreçlerine işaret eden ada yayı bazaltlarının gösterirken, üç örnek ise E-MORB ve OIB alanına iz düşmektedir (Şekil 7b). MA-031 numaralı örnek Hf-Th-Nb üçgen ayırtman diyagramında yitim süreçlerini işaret eden alana iz düşmektedir (Şekil 7a). Ancak, aynı örnek Y-La-Nb (Cabanis ve Lecolle, 1989) diyagramında ise yaklaşık kıtasal bazalt alanına iz düşmektedir (Şekil 7b).

Çizelge 4. Volkanitler ve metabazitlere ait tüm kayaç jeokimyası (ana, iz ve nadir toprak elementleri) sonuçları.

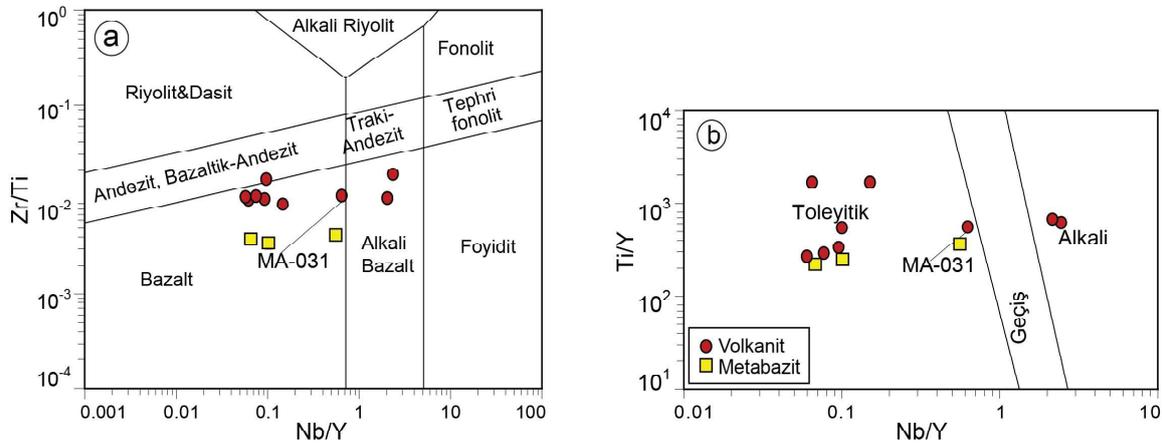
Table 4. Whole rock geochemistry (major, trace and rare earth elements) analysis of the volcanites and metabasites.

Örnek	MA-033	MA-037	MA-055	MA-086	MA-023	MA-031	MA-117	MET-059	MET-475	MA-029	MA-039	MA-058
SiO ₂	56,68	48,81	61,37	61,95	54,27	45,41	55,64	45,69	46,69	50,18	43,01	54,25
TiO ₂	0,75	1,33	1,28	1,85	1,51	2,24	1,27	2,67	3,75	0,92	1,42	0,73
Al ₂ O ₃	15,98	17,36	11,66	13,17	13,70	13,43	14,09	14,48	15,30	15,53	14,89	15,09
FeO	8,25	10,91	8,22	8,49	13,03	13,67	10,84	13,75	12,17	11,60	10,63	10,05
MnO	0,14	0,14	0,12	0,13	0,14	0,27	0,14	0,18	0,17	0,19	0,23	0,12
MgO	2,66	3,26	2,55	2,21	4,24	8,42	3,99	5,80	6,16	5,75	7,57	4,67
CaO	5,40	11,40	5,99	5,78	5,05	7,71	5,40	7,32	6,58	7,83	10,06	4,32
K ₂ O	0,32	0,04	0,31	0,97	0,21	0,08	0,28	3,71	1,87	0,07	1,68	2,04
Na ₂ O	6,45	3,11	5,42	4,72	5,55	4,72	5,19	0,38	4,44	5,28	1,56	6,26
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,13	0,16	0,15	0,30	0,13	0,84	0,58	0,08	0,17	0,05
LOI	3,48	4,47	1,83	1,54	3,14	4,69	3,75	4,29	3,81	3,28	9,93	4,13
Toplam	100,24	100,99	98,88	100,96	100,99	100,94	100,71	99,11	101,53	100,72	101,15	101,72
İz Elementler (ppm)												
Rb	5,84	0,09	3,93	21,40	3,20	1,55	5,46	7,21	28,63	0,85	46,92	64,53
Ba	39,34	21,32	32,32	104,20	32,66	34,02	65,07	80,96	547,00	48,14	291,00	493,82
Th	1,81	0,43	0,37	0,66	3,36	4,08	3,00	6,00	6,02	0,44	1,18	0,40
U	0,59	0,10	0,22	0,99	0,15	0,58	0,92	1,59	1,61	0,16	0,52	0,19
Nb	2,57	5,12	1,77	3,05	2,32	16,22	1,65	62,60	68,11	1,55	13,91	1,70
Ta	0,16	0,35	0,14	0,25	0,16	1,11	0,11	3,44	5,55	0,11	0,94	0,14
Pb	5,52	0,49	1,11	0,37	0,66	3,88	0,69	2,54	2,65	0,45	1,07	0,73
Sr	57,07	36,64	322,03	287,83	98,69	223,29	175,39	456,35	1193,78	62,71	384,66	153,13
Zr	74,13	72,16	77,02	113,39	99,18	148,26	81,40	297,17	234,64	48,98	94,67	35,28
Hf	2,06	1,97	1,98	3,05	3,74	5,09	2,85	6,49	7,48	1,14	2,49	0,77
Y	25,77	33,94	27,67	31,91	30,01	24,42	27,76	25,96	32,55	23,72	25,63	17,05
Zn	61,70	59,76	62,89	63,33	97,40	92,40	87,60	88,66	98,53	52,81	75,40	44,38
Cu	41,12	524,64	61,25	19,40	60,60	76,90	64,60	67,99	59,11	102,91	65,89	63,88
Ni	14,01	72,02	15,91	13,57	19,10	61,60	22,30	70,41	25,66	33,27	200,24	24,70
Cr	35,34	72,78	14,37	28,24	27,60	62,40	29,40	78,20	4,06	40,08	650,60	31,88
V	273,91	320,70	486,53	501,36	442,00	461,00	445,00	296,91	278,23	434,91	386,63	373,81
Nadir Toprak Elementleri (ppm)												
La	7,75	4,69	4,61	7,26	4,83	15,15	3,39	41,55	50,24	3,08	11,78	2,20
Ce	17,07	10,96	11,88	18,33	12,66	34,65	9,77	83,35	106,50	8,29	25,51	5,43
Pr	2,22	1,62	1,81	2,68	2,02	4,71	1,63	9,80	12,65	1,24	3,37	0,80
Nd	9,74	8,40	9,03	12,87	10,37	20,72	8,62	37,89	49,66	6,25	14,73	4,07
Sm	2,90	3,19	3,05	4,06	3,47	5,20	3,02	9,90	9,75	2,22	3,90	1,50
Eu	1,06	1,35	1,13	1,48	1,28	1,81	1,11	3,23	3,18	0,87	1,53	0,69
Gd	3,40	4,23	3,78	4,76	4,44	5,42	3,94	9,37	8,15	2,83	4,34	2,01
Tb	0,62	0,82	0,71	0,90	0,86	0,89	0,80	1,23	1,24	0,55	0,74	0,41
Dy	3,98	5,34	4,75	5,62	5,66	5,13	5,32	6,10	6,40	3,78	4,44	2,83
Ho	0,88	1,16	1,02	1,20	1,24	0,99	1,09	1,07	1,18	0,83	0,92	0,65
Er	2,78	3,64	3,12	3,57	3,69	2,78	3,28	2,64	3,11	2,55	2,79	2,04
Tm	0,41	0,52	0,45	0,51	0,53	0,36	0,49	0,33	0,41	0,37	0,40	0,30
Yb	2,70	3,30	2,94	3,34	3,43	2,31	3,25	2,03	2,51	2,46	2,53	2,02
Lu	0,43	0,51	0,44	0,50	0,50	0,35	0,49	0,28	0,36	0,37	0,38	0,31
(La/Yb) _N	2,06	1,02	1,12	1,56	1,01	4,70	0,75	14,65	14,34	0,90	3,33	0,78
(La/Sm) _N	1,73	0,95	0,97	1,15	0,90	1,88	0,72	2,71	3,33	0,90	1,95	0,95
Eu/Eu*	1,03	1,12	1,01	1,03	1,00	1,00	1,04	1,02	1,09	1,06	1,14	1,21
(Sm/Yb) _N	1,19	1,07	1,15	1,35	1,12	2,50	1,03	5,41	4,31	1,00	1,71	0,82

Kondrite normalize REE diyagramında bazaltlar farklı zenginleşme oranlarına sahiptir (Şekil 8b). Günçalı bölgesindeki alkali bazaltlar yüksek La_N/Yb_N (14.65-14.34) oranlarına sahiptir ve hafif nadir toprak elementlerinden ağır nadir toprak elementlerine doğru bir tüketim sergilemektedirler (Şekil 8b). Artova bölgesinde yer alan toleyitik bazaltlar daha düşük La_N/Yb_N (1.04-4.70) oranlarına sahip olup, daha geniş bir aralık sunmaktadır. Diğer taraftan, Artova bölgesindeki örneklerin Sm_N/Yb_N oranları 0.93 ila 2.25 arasında değişirken, Günçalı bölgesindeki bazaltlar da ise Sm_N/Yb_N oranları 4.31-5.41 değerindedir (Çizelge 4). N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Günçalı bölgesindeki alkali bazaltlar OIB niteliğinin

deki kayalarda gözlenen negatif yönelim sunan bir dağılım deseni sundukları görülmektedir (Şekil 8d). Artova bölgesinde yer alan toleyitik bazaltlardan beş örnek ise, N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Nb elementindeki tüketilmeye karşın Th elementindeki zenginleşmeyle birlikte yitimle ilişkili olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 8d). Günçalı bölgesindeki bazalt örnekleri haricinde diğer bazaltlar LIL (büyük iyonlu litofil) elementlerinde, HFS elementlerine göre zenginleşme sergilemektedir (Şekil 8d).

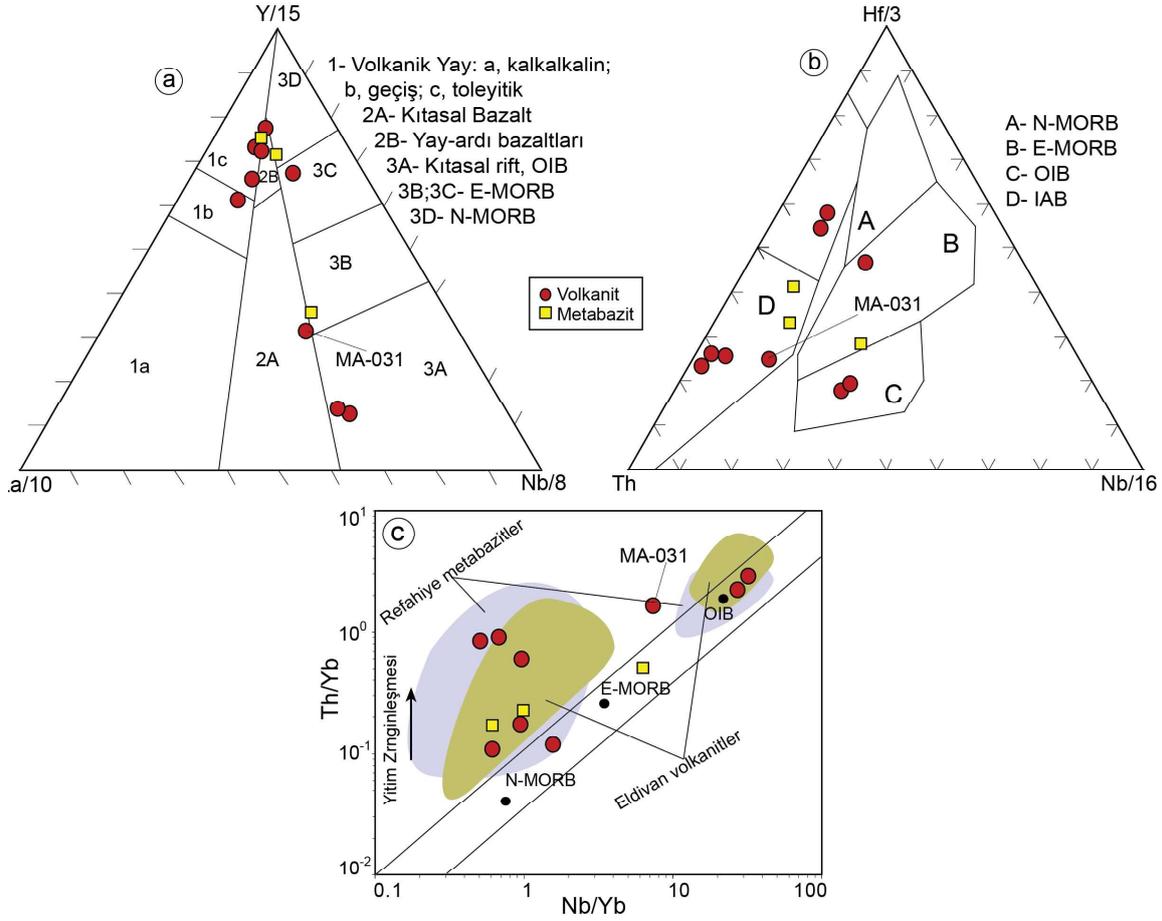
Artova bölgesinde yüzlek veren metabazitlerin ilksel kayaları toleyitik karakterli bazalt niteliğine sahiptir (Şekil 6a, b). Pearce, (1982)'nin Th/Yb-Nb/Yb oranlarının kıyaslandığı diyagramda



Şekil 6. a) Bazaltların ve metabazitlerin, Zr/Ti-Nb/Y diyagramı (Pearce, 1996), b) Ti/Y-Nb/Y diyagramı (Pearce, 1982).
Figure 6. a) Zr/Ti vs Nb/Y diagram of the basalts and metabasites (Pearce, 1996). b) Ti/Y vs Nb/Y plot (Pearce, 1982)

MA-039 numaralı örnek E-MORB, diğer iki örnek (MA-029, MA-058) ise yitim zonu özelliklerini işaret etmektedir (Şekil 7c). Y-Nb-La ve Hf-Nb-Th üçgen ayırtman diyagramlarında MA-039 numaralı örnek E-MORB, MA-029 ve MA-058 numaralı örnekler ise yitimle ilişkili ada yayı bazalt özelliği sergilemektedirler (Şekil 7a,b). N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramında metabazitler Sr, Ba, K gibi LIL ele-

mentlerinde HFS elementlerine göre zenginleştiği görülmektedir (Şekil 8c). Kondrite göre normalize edilmiş REE diyagramında MA-039 numaralı örnek hafif nadir toprak elementlerinde zenginleşme ($La_N/Sm_N=1.95$) sergilemekte ve E-MORB benzeri bir dağılım deseni sunmaktadır (Şekil 8a). MA-029 ve MA-058 numaralı örnekler ise ada yayı toleyitlerine benzer, göreceli olarak düz bir dağılım deseni ($La_N/Yb_N=0.78-0.90$) sergilemektedir (Şekil 8a).



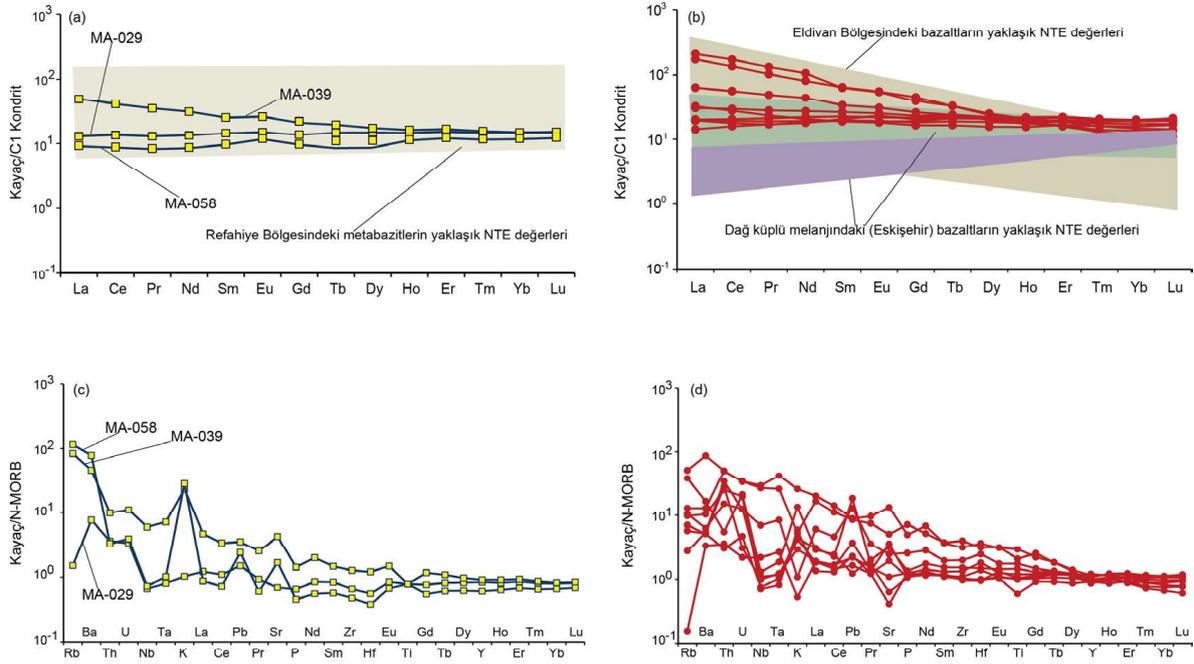
Şekil 7. Yığılım karmaşığı içinde yer alan bazaltların ve metabazitlerin çeşitli tektono-magmatik ayırım diyagramları: a) Y/15-La/10-Nb/8 diyagramı (Cabaniş ve Lecolle 1989'a göre), b) Hf/3-Th-Nb/16 ayırım diyagramı (Wood ve diğ., 1979'a göre), c) Th/Yb-Nb/Yb diyagramı (Pearce 1982'e göre) (Bazaltlardaki kıyaslama verileri Çelik ve diğ., 2013'ten, metabazitlerdeki kıyaslama verileri Göçmengil ve diğ., 2013'ten alınmıştır).

Figure 7. Various tectono-magmatic discrimination diagrams for the basalts and metabasites of the accretionary complex: a) Y/15-La/10-Nb/8 diagram (Cabaniş and Lecolle, 1989). b) Hf/3-Th-Nb/16 diagram (Wood et al., 1979). c) Th/Yb vs Nb/Yb diagram (Pearce, 1982). (Comparison data of the basalts is from Çelik et al., 2013, for metabasites is from Göçmengil et al., 2013).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Artova ve Günçalı bölgelerindeki yığılım karmaşığı içinde bazaltlar geniş yayılım alanlarına sahiptir. Metabazitler ise daha kısıtlı alanlarda (Doğanca köyü kuzeyi), serpantin hamuru içerisinde farklı boyutlardaki bloklar şeklinde gözlenmektedir. Metabazitlerde sodik-kalsik (Na/Ca) amfibol gelişimleri bu metamorfiteğin okyanus içi yitim süreçlerinde düşük sıcaklık/yüksek basınç koşullarında başkalaşıma maruz kaldıklarını işaret etmektedir. Metabazitlerin serpantin hamuru içinde yer alması bu kayaçların yitim zonunda başkalaşıma maruz kaldıktan sonra serpantinler yardımıyla yüzelediklerinin bir göstergesi olarak değerlendirilmiştir. Benzer durum Dünya'da farklı yüksek basınç

başkalaşım kayaçlarının yükselim mekanizmaları için de öne sürülmüştür. Örneğin, Kaliforniya'da yer alan Franciscan karmaşığındaki yüksek basınç metamorfiteği için Ukar (2012) benzer bir yüzeleme mekanizması önermiştir. Ayrıca, dünyanın farklı bölgelerinden (örn. Küba) farklı araştırmacılar tarafından benzer mekanizmalar bu tip kayaçlar için ileri sürülmüştür (Gulliot ve diğ., 2009; Frederico ve diğ., 2007). Bazaltlar genel olarak plajiyoklaz ve piroksen minerallerinden, metabazitler ise (Na/Ca) amfibol, ak mika, plajiyoklaz ve kuvars minerallerinden meydana gelmektedir. Her iki kayaç grubunda da yaygın olarak klorit, prehnit ve kalsitler kayaçlardaki ikincil süreçlere bağlı olarak meydana gelmiş alterasyon mineralleridir.



Şekil 8. a) Metabazitlerin kondritte göre normalize edilmiş REE diyagramı, b) Bazaltların kondritte göre normalize edilmiş REE diyagramı (Normalize edilmiş değerler Sun ve McDonough 1989'a göredir), c) Metabazitlerin N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramı, d) Bazaltların N-MORB'a göre normalize edilmiş çoklu element örümcek diyagramı (normalize edilmiş değerler Sun ve McDonough 1989'a göredir). (REE diyagramlarındaki kıyaslama değerleri; bazaltlar için Çelik ve diğ., 2013; Göncüoğlu ve diğ., 2010'dan, metabazitler için Göçmengil ve diğ., 2013'den alınmıştır).

Figure 8. a) Chondrite normalized REE diagram of the metabasites. b) Chondrite normalized REE diagram of the basalts. c) N-MORB normalized multi element spider diagram of the metabasites. d) N-MORB normalized multi element spider diagram of the basalts. (Normalized values are from Sun and McDonough 1989). (Comparison values on the REE diagrams; for basalts are from Çelik et al., 2013 and Göncüoğlu et al., 2010, for metabasites are from Göçmengil et al., 2013).

Yapılan jeokimyasal çalışmalar yığışım karmaşığındaki bazaltlar ve metabazitlerin farklı jeokimyasal karaktere sahip olduklarını göstermiştir. Artova bölgesinde yer alan toleyitik nitelikteki bazaltlar E-MORB ve IAT kaynak alanlarından türemişlerdir. Günçalı bölgesindeki alkali bazaltlar ise OIB ortamını yansıtmaktadırlar. Diğer taraftan Artova bölgesinde yüzlek veren metabazitler, E-MORB ve IAT olmak üzere iki farklı tektono-magmatik ortam koşullarını yansıtmaktadır. Çalışma sahasından elde edilen jeokimyasal verilerle benzer sonuçlar İAE kenet kuşağı üzerinde farklı alanlarda yer alan yığışım karmaşıkları içinde de tespit edilmiştir. Örneğin, çalışma sahasının batı kesimlerinde yer alan çalışmalarda da (örn. Eldivan Bölgesi, Dağküplü Melanjı) volkanik kayalarda E-MORB, N-MORB, IAT ve OIB benzeri jeokimyasal özellikler farklı araştırmacılar tarafından tespit edilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 2010; Çelik ve diğ., 2013; Şekil 8b). Diğer taraftan, çalışma sahasının doğusunda Refahiye bölgesine ait metamorfik kayalardan,

Artova bölgesi metabazitlerinde belirlendiği gibi E-MORB ve IAT benzeri jeokimyasal özellikler rapor edilmiştir (Şekil 8a; Göçmengil ve diğ., 2013).

Ofiyolitlerle ilişkili üst manto peridotitlerinin ergime ve jeodinamik ortam koşullarının anlaşılmasında spinel ve piroksen minerallerinin bileşimsel değişimleri önemli bir belirteç olarak kullanılmaktadır (Dick ve Bullen, 1984; Johnson ve diğ., 1990; Pearce ve diğ., 2000; Hellebrand ve diğ., 2002; Seyler ve diğ., 2007; Uysal ve diğ., 2007, 2012; Choi ve diğ., 2008). Çalışma sahasındaki serpantinize harzburjit örneğinde klinopiroksen ve spinel minerallerinin bileşimleri abisal tip manto peridotitlerine benzer bileşimsel değerlere sahiptir (Şekil 5a-d). Serpantinize harzburjit örneğinin fertil MORB mantosu bileşimine göre yaklaşık %15-20 civarındaki bir kısmı ergime derecesinde oluşmuş kalıntı manto kayacını temsil ettiği görülmektedir.

Birçok ofiyolitik istif içerisindeki üst manto peridotitlerinin heterojen bileşim sergilediği veya

bir başka açıdan hem abisal (okyanus ortası sırtı peridotitleri) hem de yitimle ilişkili peridotitler aynı ofiyolitik istif içerisinde yer aldığı birçok araştırmacı tarafından ortaya çıkarılmıştır (Choi ve diğ., 2008; Uysal ve diğ., 2012, 2014; Dokuz ve diğ., 2011). Örneğin, Türkiye’de iyi bilinen yitim zonu üstü karakterindeki ofiyolitik istiflere (örn. Likya, Eldivan ve Harmançık ofiyolitleri) ait üst manto peridotitlerindeki piroksen ve spinel minerallerinin abisal ve yitim zonu üstü manto peridotiti bileşimlerine işaret eden geniş bir bileşim aralığına sahip oldukları görülmektedir (Aldanmaz, 2012; Uysal ve diğ., 2014) (Şekil 5a,d). Artova bölgesinde yüzlek veren serpantinize harzburjit örneği abisal tip manto peridotitlerine benzer özellikler sergilemesine rağmen, Çörtük ve diğ., (2016)’da çalışma sahasındaki peridotitlerin yitimle ilişkili ada yayı toleyitleri karakterinde dolerit daykları tarafından kesildiğini belirtmişlerdir. Yitim zonu üzerindeki manto kaması içerisinde gözlenen abisal tip peridotitlerin, yitim süreçlerinden etkilenmeden korunabildiği ve buna bağlı olarak yitim zonu üstü manto peridotitleriyle bir arada gözlenebildikleri birçok çalışmada belirtilmiştir (örn. Uysal ve diğ., 2014). Dolayısıyla bazı abisal tip peridotitlerin yitim zonu üstü manto kaması içerisinde, ilksel ortam koşullarının jeokimyasal özelliklerini koruyabildikleri anlaşılmaktadır. Çalışma sahası içerisindeki abisal tip karakterine benzerlik sunan ve yitimle ilişkili dolerit daykları tarafından kesilen serpantinize harzburjit kütlelerinin yitim zonu üstü manto kamasında, örn. ergiyik manto etkileşimi gibi süreçlere karşı korunmuş olduğu düşünülmektedir.

Söz konusu tüm bu kayaç grupları Geç Kretase döneminde meydana gelen melanj oluşum süreçleri esnasında yitim-yığılım kaması içerisine blok ve tektonik dilimler halinde aktarılmıştır.

SUMMARY

Accretionary complexes in orogenic belts, contain different types of magmatic, metamorphic and sedimentary rocks (e.g Moores, 1981). They very important to understanding geological evolution of the intra-oceanic events. The İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) suture zone is located at Northern Turkey, separating the Pontides to the North and the Central Anatolian Crystalline Complex (CACC) to the South (e.g Şengör and Yılmaz, 1981) (Figure 1a). The study area is a part of the İAE suture zone and are located Artova and Günçalı regions (Figure 1b). The aim of this study is to discuss petrological

characteristics of the basic, ultrabasic rocks (basalts, serpentinitized peridotites and metabasites) of the Late Cretaceous (Özcan and Aksoy, 1996) accretionary complex from the İAE suture zone, via the mineralogical and geochemical investigations.

East-West trending accretionary complex, consist mainly of peridotites with varying degree of serpentinitization, basalts, metamorphic rocks, Late Jurassic-Early Cretaceous (Yılmaz, 1981) sedimentary rocks. These units are observed as blocks or tectonic slices in the accretionary complex. The metamorphic rocks are characterized by amphibolites, marbles, micaschists and metabasites. The amphibolites, micaschists and marbles are interpreted as the metamorphic sole rocks by Çörtük et al., 2016. They suggested that intra-oceanic subduction processes of the İAE oceanic domain, were continued in Late Jurassic time. The metabasites, which are located to the North of Doğanca village (Figure, 2a), have mineral paragenesis of the high pressure low temperature (HP-LT) metamorphism. They crop out as different sized blocks in the serpentinite matrix and the matrix is not metamorphosed. Therefore, these metabasites were tectonically incorporated into the serpentinite matrix after the metamorphism, and they could be exhumed in the subduction zone as dismembered blocks. Similar exhumation mechanisms of the HP-LT metamorphic rocks were suggested different locations (e.g. Franciscan Complex) of the World (e.g. Ukar, 2012). The volcanic rocks expose in many area in the accretionary complex and they are represented by basalts. Serpentinized peridotites are characterized mainly by harzburgites and both the serpentinitized peridotites and the metamorphic sole rocks are cross-cut by the dolerite dikes with IAT chemistry.

The metabasites, consist mainly of sodic/calsic amphiboles, \pm quartz, \pm white mica, \pm plagioclase, \pm sphene and opaque minerals. They display granoblastic, nematoblastic and grano-porphyroblastic textures. The basalts consist mainly of pyroxene, plagioclase and opaque minerals and exhibit micro-litic and microlitic-porphyric textures. The serpentinitized harzburgite (MA-126) comprise of olivine (forsterite), orthopyroxene (enstatite), clinopyroxene (diopside), Cr-spinel and opaque minerals.

Spinel and pyroxene minerals in the peridotites have a major role to understand the origin of the mantle evolution (Dick and Bullen, 1984; Johnson et al., 1990; Pearce et al., 2000; Hellebrand et al., 2002; Seyler et al., 2007). Cr numbers (Cr)# vs Mg

numbers (Mg#) of spinel minerals in the serpentized harzburgite, indicates %15-20 partial melting degree (Figure 5c). Spinel minerals have low Cr# (27.22-34.07) and pyroxenes have high Al₂O₃ content (2.96-3.40) (Figure 5a-d). These geochemical features indicate that the serpentized harzburgite is related to the abyssal type peridotites (Figure 5a-d). Some of the abyssal type peridotites show geochemically heterogeneous character (e.g. Choi ve diğ., 2008; Dokuz ve diğ., 2011; Uysal ve diğ., 2012, 2014). Similar investigations observed from the peridotites (e.g. Likya, Harmançık Peridotite) along the Tauride Belt in Turkey (e.g. Aldanmaz, 2012; Uysal ve diğ., 2014). For example, Harmançık peridotites in Tauride Belt exhibit wide range geochemical characteristics between the abyssal and supra subduction zone (SSZ) type peridotites.

Both the metabasites and basalts are derived from different mantle sources. According to various tectono-magmatic discrimination diagrams, basalts plot island arc tholeiites (IAT), enriched mid-ocean ridge basalts (E-MORB) and ocean island basalts (OIB) environments. Chondrite normalized rare earth element (REE) diagrams of the basaltic rocks display two different patterns, one of which displays a flat pattern suggesting the IAT tectono-magmatic environment, the others exhibit E-MORB distribution patterns. The metabasites show E-MORB and IAT geochemical characteristics. Similar geochemical features were determined for the basaltic rocks and subduction related metabasites in the İAE suture zone (“Göncüoğlu” ve diğ., 2010; Çelik ve diğ., 2013; Göçmenil ve diğ., 2013).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü’nde 2015 yılında Rahmi Melih ÇÖRTÜK tarafından hazırlanmış olan yüksek lisans tezinin bir parçasını oluşturmaktadır. Çalışma TÜBİTAK, 112Y123 numaralı proje tarafından desteklenmiştir. Yazarlar TÜBİTAK’a desteklerinden dolayı teşekkür ederler. Yazarlar mineral kimyası analizlerinin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan, Padova Üniversitesi’nden Raul Carampin’e teşekkür etmektedir. Ayrıca, arazi çalışmaları esnasındaki yardımlarından dolayı yazarlar İsmail Emir Altıntaş ve Ömer Altınbaş’a teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aldanmaz, E., 2012. Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR–SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism. *Geological Journal*, 47(1), 59-76.

Arai, S., 1994. Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191–204.

Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., 1979. Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites application to some ophiolite: Canadian Journal of Earth Sciences v. 16, p. 1874–1872.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series II v. 309, p. 2023–2029.

Choi, S. H., Shervais, J. W., Mukasa, S. B. 2008. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5), 551.

Çelik, Ö. F., Marzoli A., Marschik R., Chiaradia, M., Neubauer, F., Öz. İ. 2011. Early-Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey, *Tectonophysics*, 509 (1-2), 120-134.

Çelik, Ö.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Billor, Z., Marschik, R. 2013. The Eldivan ophiolite and volcanic rocks in the İzmir-Ankara–Erzincan suture zone, Northern Turkey: geochemistry, whole-rock geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characteristics, *Lithos*, 172-173, 31-46.

Çelik, Ö.F., Chiaradia, M., Marzoli, A., Özkan, M., Billor, Z., Topuz, G. 2016. “Jurassic metabasic rocks in the Kızılırmak accretionary complex (Kargı region, Central Pontides, Northern Turkey): *Tectonophysics*”, 672-673, 34-49.

Çörtük, R. M., Çelik, Ö. F., Özkan, M., Sherlock, S. C., Marzoli, A., Altıntaş, İ. E., Topuz, G. 2016. Origin and geodynamic environments of the metamorphic sole rocks from the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone (Tokat, northern Turkey), *International Geology Review*, 58 (15), 1839-1855.

Dick, H. J. B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinetype

peridotites and spatially associated lavas, *Contrib. Mineral Petrol*, 86, 54–76.

Dokuz, A., Uysal, İ., Kaliwoda, M., Karsli, O., Ottley, C. J., Kandemir, R. 2011. Early abyssal-and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos*, 127(1), 176-191.

Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G., Ogata, K. 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying melanges, *Tectonophysics*, 568, 7-24.

Frederico, L., Crispini, L., Scambelluri, M., Capponi G., 2007. Ophiolite mélange zone records exhumation in a fossil subduction channel. *Geology* 35: 499–502.

Göçmengil, G., Altıntaş, E., Topuz, G., Çelik, Ö.F., Özkan, M., 2013. Diverse tectonic settings of formation of the metaigneous rocks in the Jurassic metamorphic accretionary complexes (Refahiye, NE Turkey) and their geodynamic implications: *Geodinamica Acta*, v. 26, p. 294-310. doi:/10.1080/09853111.2013.858946

Gökten, E., Floyd, P.A., 2007. “Stratigraphy and geochemistry of pillow basalts within the ophiolitic mélange of the İzmir–Ankara–Erzincan suture zone: implications for the geotectonic character of the northern branch of Neotethys.” *International Journal of Earth Sciences* 96, 725-741.

Göncüoğlu, M.C., Yalınız, K., Tekin, U.K., 2006. Geochemistry, tectono-magmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the İzmir-Ankara Suture Belt (NW Turkey): time constraints for the Neotethyan evolution: *Ophioliti*, v. 31, p. 25–38.

Göncüoğlu M.C., Sayit K., Tekin U.K., 2010. Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic mélange basalts within the İzmir–Ankara suture belt, NW Turkey: *Lithos*, v. 116, p. 175–187.

Guillot S., Hattori K., Agard P., Schwartz S., Vidal O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review.” *Subduction zone geodynamics*. Springer Berlin Heidelberg, 175-205.

Hawkins, J. W., Allan J. F. 1994. Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 135. Ocean Drilling Program, College Sta-

tion, Texas, 427–470.

Hebert, R., Adamson, A. C., Komor S. C. 1990. Metamorphic petrology of ODP 109, Hole 670A serpentinitized peridotites. Serpentinization at slow spreading ridge environment”, in Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W. B., Juteau, and others, editors, Scientific Results: Proceeding of the Ocean Drilling Program, v. 106/109, p. 103–115.

Hellebrand, E., Snow, J. E., Hoppe, P., Hofmann, A. W., 2002. Garnet-field melting and late-stage refertilization in ‘residual’ abyssal peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 43(12), 2305-2338.

Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., et al., 1992. Petrological studies from diapiric serpentine seamounts in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc. In: Fryer P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), 125. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 445–485.

Johnson K. T. M., Dick H. J. B., Shimizu N. 1990. Melting in the oceanic upper mantle; an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.*, 95, 2661–2678.

Ketin, İ. 1966. Anadolu’nun tektonik birlikleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (66), 66.

M.T.A., 2002. 1:500.000 Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

Moores, E.M., 1981, Ancient suture zones within continents: *Science*, v. 213, p. 41–46. doi:10.1126/science.213.4503.41

Okay, A. I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156 (1), 475-515.

Okay, A. I., Sunal, G., Sherlock, S., Altıner, D., Tüysüz, O., Kylender-Clark, A. R. C., Aygül, M. 2013. Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the active margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey, *Tectonics*, 32, 1247-1271.

Okay, A. I., Altıner, D., Kılıç, A. M. 2015. Triassic Limestone, turbidites and serpentinite- the Cimmeride orogeny in the Central Pontides, *Geology Magazine*, 152, 460-479.

Önen, A.P., 2003. Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride ophiolites: *Journal of the Geological Society of London*, v. 160, p. 947–962. doi:10.1144/0016-764902-125.

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Mengen, M., Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi, MTA, Rapor no. 6722.

Özcan, A., Aksay, A., 1996. Tokat-Turhal-Almus-Çamlıbel Dolayının Jeolojisi, MTA Rapor No: 9972.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S. ed., *Andesites*, Wiley and Sons: New York, p. 525-548.

Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A. ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 12, p. 79–113.

Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., Leat P. T. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, south Atlantic, *Contrib Mineral Petrol*, , 139, 36–53.

Seyler, M., Lorand, J.P., Dick, H.J.B., Drouin, M., 2007. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15° 20’N: ODP Hole 1274A. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 303–319.

Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: in Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., *Magmatism in the Ocean Basins: Geology Society of London Special Publication*, v. 42 p. 313– 345.

Şengör , A. M. C., Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Şengör, A. M. C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia, *Geological Society of America Special Papers*, 195, 1-74.

Tekin, U. K., Bedi, Y., Okuyucu, C., Göncüoğlu, M. C., & Sayit, K. (2016). Radiolarian biochronology of upper Anisian to upper Ladinian (Middle Triassic) blocks and tectonic slices of volcano-sedimentary successions in the Mersin Mélange, southern Turkey: New insights for the evolution of Neotethys. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 409-426.

Topuz, G., Çelik, Ö. F., Şengör, A. C., Altıntaş, İ. E., Zack, T., Rolland, Y., Barth, M., 2013a. Jurassic

ophiolite formation and emplacement as backstop to a subduction-accretion complex in northeast Turkey, the Refahiye ophiolite, and relation to the Balkan ophiolites”, *American Journal of Science*, 313 (10), 1054-1087.

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö.F., Zack, T., Schmitt, A. K., 2013b. “Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon”, *Geology*, 41, 255–258.

Tüysüz, O., 1996. Amasya ve çevresinin jeolojisi, Türkiye 11. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, pp:32-48.

Ukar, E., 2012. Tectonic significance of low-temperature blueschist blocks in the Franciscan mélangé at San Simeon, California.” *Tectonophysics* 568, 154-169.

Uysal, I., Kaliwoda, M., Karsli, O., Tarkian, M., Sadıklar, M. B., Ottley, C. J., 2007. Compositional variations as a result of partial melting and melt–peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey. *Canadian Mineralogist* 45, 1471–1493.

Uysal, I., Ersoy, E.Y., Karsli, O., Dilek, Y., Sadıklar, M.B., Ottley, C.J., Tiepolo, M., Meisel, T., 2012. Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan ophiolite in SW Turkey: constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re–Os isotope systematics. *Lithos* 132–133, 50–69.

Uysal, I., Şen, A.D., Ersoy, E.Y., Dilek, Y., Saka, S., Zaccarini, F., Escayola, M., Karlı, O., 2014. Geochemical make-up of oceanic peridotites from NW Turkey and the multi-stage melting history of the Tethyan upper mantle. *Mineralogy and Petrology* 108, 49–69.

Uysal, I., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Escayola, M., Sarıfakıoğlu, E., Saka, S., Hirata, T., 2015. Depletion and refertilization of the Tethyan oceanic upper mantle as revealed by the early Jurassic Refahiye ophiolite, NE Anatolia—Turkey. *Gondwana Research*, 27(2), 594-611.

Wood, D.A., Joron, J.L., and Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth and Planetary Science Letter*, v. 45, p. 326-36.

Yılmaz, A., 1981. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme

yaşı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 31-36.

Yılmaz, A., Yılmaz, H., 2004. Geology and Structural Evolution of the Tokat Massif (eastern Pontides, Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*, A Special Issue Commemorating Okan Tekeli, 13, 231-246.