



Maden Karmaşığı'ndaki (Çatak-Van) Yastık Yapılı Bazaltların Kökeni: Petrografik ve Jeokimyasal Yaklaşım

Origin of Pillow Basalts in the Maden Complex (Çatak-Van): Petrographic and Geochemical Approach

TİJEN ÜNER^{1*} 

¹Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Van, Türkiye

Geliş (*received*): 20 Şubat (*February*) 2024 Kabul (*accepted*): 11 Kasım (*November*) 2024

ÖZ

Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı, farklı yaş ve litolojilere sahip birimlerin tektonik olarak bir araya gelmesi ile oluşmuştur. Bu kuşak içerisinde yer alan Orta Eosen yaşlı yastık yapılı bazaltik kayaçlar ve sedimanter birimler genel olarak Maden Karmaşığı olarak isimlendirilirler. Maden Karmaşığı içerisindeki volkanik kayaçların tanımlanması, yaşlandırılması, kökeni ve yapısal konumu oldukça tartışmalıdır. Bu çalışma, Çatak-Van bölgesinde Maden Karmaşığı volkanik birimlerinden alınan örneklerin petrolojik olarak incelenmesini ve bazaltların oluşum mekanizmasının ortaya konulmasını amaçlamaktadır.

Bazaltik kayaçların petrografik incelemeler sonucunda, bazaltik kayaçlarda fenokristal olarak plajiyoklaz+piroksen+olivin fenokristalleri yer alırken hamurda ise plajiyoklaz+piroksen+olivin±opak mineraller ile karakteristiktir. Bazaltlar genel olarak hipokristalin dokudadır. Bazaltik kayaçlarda gözlenen klorit ve epidot minerallerinin varlığı bu kayaçların düşük dereceli bir metamorfizmaya maruz kaldıklarını işaret etmektedir. Jeokimyasal analizler de bazaltlardaki düşük dereceli metamorfizma ve hidrotermal alterasyonun etkilerini desteklemektedir. Bölgede gözlenen yastık yapılı bazaltik kayaçlar, subalkalin-toleyitik ve geçiş karakterinde özellikler sunmaktadır. Maden Karmaşığı'na ait yastık bazaltların sıgı derinliği temsil eden spinel lertzolit tipi bir manto kaynağından türediği belirlenmiştir. Jeokimyasal olarak, Th, Ta, Nb bakımından hafif bir zenginleşme ve hafif nadir toprak elementleri (LREE) [(La/Yb)_N=2.1-3.6] bakımından da kısmen zengin birleşimde olmaları bu kayaların daha zengin bir kimyaya sahip tüketilmemiş bir kaynaktan katkı aldığını göstermektedir. Yapılan çalışmalar sonucunda, bölgede gözlenen yastık bazaltlarının ana ve iz element verileri birbirine benzer özellikler, bazaltları oluşturan magmanın zenginleşmiş bir kaynaktan ve benzer süreçlerden etkilenmiş olabileceğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Alterasyon, E-MORB, Güneydoğu Anadolu, Yastık bazaltlar, Zenginleşme

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1440128>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: tcakici@yyu.edu.tr

ABSTRACT

The Southeastern Anatolia orogenic belt is formed by the tectonic amalgamation of units with different ages and lithologies. The Middle Eocene pillow-structured basaltic rocks and sedimentary units within this belt are generally referred to as the Maden Complex. The characterization, dating, origin, and structural position of the volcanic rocks within the Maden Complex are highly debated. This study aims to petrographically analyze samples taken from the volcanic units of the Maden Complex in the Çatak-Van region and to elucidate the formation mechanism of the basalts.

As a result of petrographic examinations of the basaltic rocks, it was found that plagioclase, pyroxene, and olivine phenocrysts are present as phenocrysts in the basaltic rocks, while the groundmass is characterized by plagioclase, pyroxene, olivine ± opaque minerals. The basalts generally exhibit a hypocrystalline texture. The presence of chlorite and epidote minerals observed in the basaltic rocks indicates that these rocks have undergone low-grade metamorphism. Geochemical analyses also support the effects of low-grade metamorphism and hydrothermal alteration in the basalts. The pillow-structured basaltic rocks observed in the region exhibit subalkaline-tholeiitic and transitional characteristics. It has been determined that the pillow basalts of the Maden Complex originated from a spinel lherzolite-type mantle source representing shallow depth. Geochemically, a slight enrichment in Th, Ta, and Nb, along with a moderate enrichment in light rare earth elements (LREE) [(La/Yb)_N=2.1-3.6], indicates that these rocks have received contributions from a more chemically enriched, unexhausted source. The studies conducted show that the major and trace element data of the pillow basalts observed in the region exhibit similar characteristics, suggesting that the magma forming the basalts might have been influenced by an enriched source and similar processes.

Key Words: Alteration, E-MORB, Southeastern Anatolian, Pillow basalt, Enrichment

GİRİŞ

Anadolu'da yer alan tektonik birimler kenet kuşakları (sütur zonları) ile ayrılmaktadır. Oluşum yaşları dikkate alındığında kuzeyde Triyas döneminde başlayan kenet kuşakları, doğuda Miyosen'de son şeklini alır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz 1989; Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson, 2002; Robertson vd., 2004).

Neotetis Okyanusu'nun gelişimi Geç Jura-Erken Kretase'de başlamış ve Geç Kretase'de Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde Berit (Göksun), İspendere, Kömürhan, Guleman ve Killan Ofiyolitlerinin meydana gelmesine sebep olmuştur. Güneyde Arap Levhası'nın kenarında Baer-Bassit, Kızıldağ

(Hatay) ve Koçali Ofiyolitleri oluşmuştur (Parlak vd., 2009).

Güney Neotetis'in kapanma yaşı Geç Kretase olarak belirtilmiş olsa da (Yazgan ve Chessex 1991; Beyarslan ve Bingöl 2000), genel olarak kabul edilen görüş Erken-Orta Miyosen ve sonrasında olduğudur (Yılmaz 1993; Robertson 1998; 2000). Güney Neotetis'in kuzeye dalımı Bitlis ve Pütürge Masiflerinin Orta Eosen'de güneye bindirmesi ile son şeklini almaktadır (Yılmaz, 1993).

Neotetis'in güney kolu (Şengör ve Yılmaz, 1981) veya Amanos-Elazığ-Van Okyanus Kolu (Göncüoğlu, 2010) olarak isimlendirilen birimlere ait okyanusal litosfer ve okyanusun kapanması ile gelişen yitim zonu kayaçlarını

içeren kuşak, başlıca Guleman–Kömürhan–İspendere ofiyolitleri, Yüksekova Karmaşığı, Baskil Magmatitleri, Helete Volkanitleri ve Maden Grubu'ndan oluşmaktadır. Günümüzde bu birimler, Alpin orojenezi ve ardından doğrultu atımlı faylarla parçalanarak çok karmaşık bir yapıya sahip olmuşlardır.

Maden Grubu büyük oranda volkano-sedimanter kayalardan meydana gelmektedir. Maden grubu içerisinde yer alan volkanik kayaların kökeni hala tartışmalıdır. Bölgede yapılan çalışmalarda, birimin oluşumu için; derin havza çökelleri (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964); okyanus ortası sırtı ortamı (İleri vd., 1976); kıta içi basen/kıta içi yitim ortamı (Yazgan, 1984); yay ardı basen/marjinal basen/kıta içi yerel basen (Perinçek ve Özkaya, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Erler, 1982; Hempton, 1985); marjinal basen üzerinde gelişmiş olgunlaşmamış ada yayı topluluğu (Hempton, 1987); ensimatik ada yayı topluluğu (Yılmaz vd., 1993); aktif kıta kenarı ürünü (Bingöl, 1988); yay önü bölgede gelişmiş çek-ayır havza ürünü (Aktaş ve Robertson, 1984); olgunlaşmamış yay gerisi havza (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) gibi tektonik ortamlar önerilmiştir.

Bu çalışma kapsamında Maden Karmaşığı içerisinde yer alan, yastık bazaltların jeolojik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek, tartışmalı olan bu karmaşığın oluşum koşulları ile ilgili bir yaklaşımda bulunulması amaçlanmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanı, Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağı içerisinde, Bitlis-Zagros suture zonu üzerinde yer almaktadır (Şekil 1a). Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağı, yaklaşık olarak doğu-batı uzanımlı 3 farklı kuşakta incelenmektedir (Şekil 1b) (Yılmaz ve Yıldırım, 1996). Bu kuşaklar:

1) Prekambriyen'den Erken Miyosen yaş aralığında, genellikle denizel ortamda gelişmiş

kalın otokton sedimanter istiften oluşan "Arap Platformu".

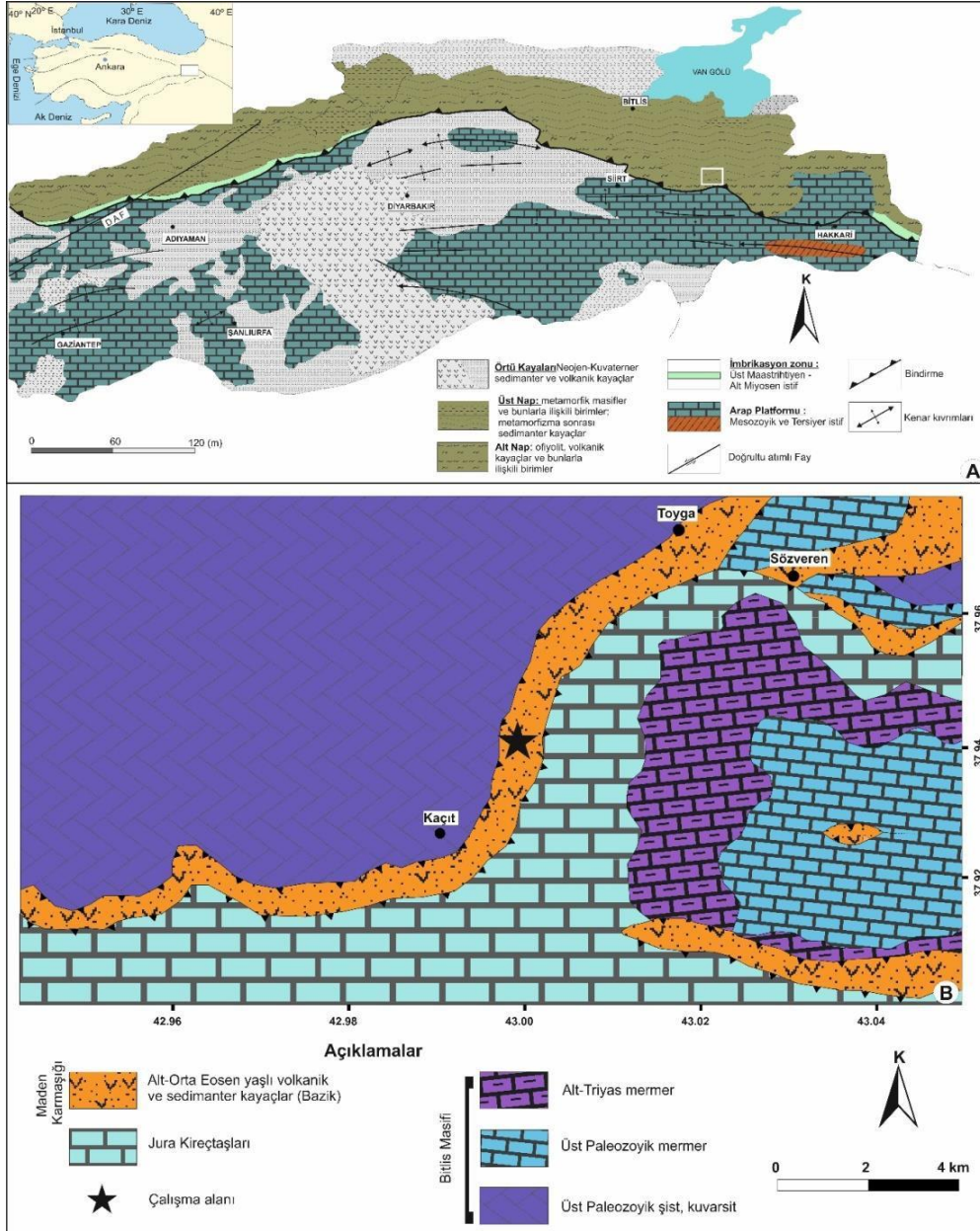
2) Arap Platformu'nun kuzeyinde, yaklaşık 5-10 km genişliğinde, Geç Kretase-Erken Miyosen aralığında gelişmiş ters fay dilimlerinden meydana gelen "Ekay (Yığılım) Zonu".

3) Maden Karmaşığı'nın da içinde bulunduğu en üst ana tektonik birlik "Nap Zonu"dur.

Bu zonlar, birbirlerinden bindirme faylarıyla ayrılmıştır. Güneydoğu Anadolu Orojenik kuşağında yer alan birimlerin birbirleriyle olan ilişkileri Şekil 2'deki düşey istifte toplu olarak gösterilmiştir.

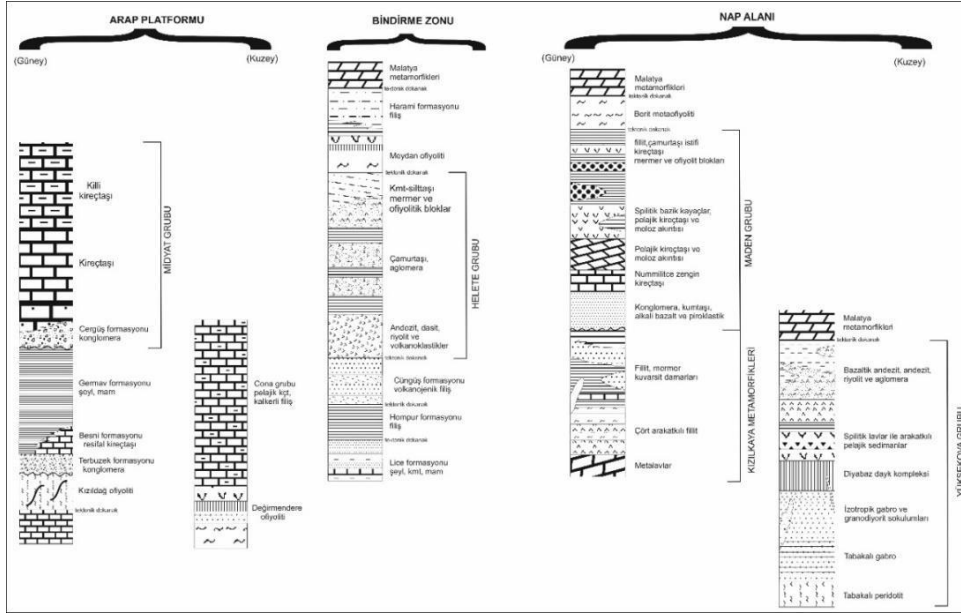
Güneydoğu Anadolu, Arap plakasının kuzey kenarında yer almaktadır. Arap kıtası üzerinde, yapısal özellikleri farklı iki bölge tanımlanmaktadır. Bunlar, kuzeydeki, orojenik kuşağa bitişik olan ön ülke kıvrım bindirme kuşağı ve güneye doğru gidildikçe kıvrım ve bindirme etkilerinin giderek azaldığı kesimlerdir. Bu iki bölge arasındaki sınır, dereceli bir geçiş gösterir. Arap Platformunun doğu kesimlerindeki istif, Alt Paleozoyik-Alt Miyosen yaşlı, genellikle denizel ortamda gelişen ve çoğunlukla süreklilik gösteren bir istiftir. Otokton nitelikli bu istifin üzerine değişik dönemlerde yerleşmiş allokton birimler bulunmaktadır.

Arap platformunun batı kesimlerinde yer alan otokton istif iki kısımda incelenmektedir. Bunlar, "Alt Otokton İstif" ve "Üst Otokton İstif" diye adlandırılmaktadır (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996). Alt otokton istif, Güneydoğu Anadolu otokton istifinin Prekambriyen'den Üst Kampaniyen'e kadar olan kesimini içermektedir. Bu istifin üzerine Kampaniyen'de tektonik olarak ofiyolit ve ofiyolitik topluluklar yerleşmiştir. Bu birimler altta Karadut Karmaşığı ve Koçali Ofiyolitleri, üstte ise Kızıldağ Ofiyolitleri ve eşdeğeri düzenli ofiyolitik dilimlerden oluşmaktadır (Alt Nap).



Şekil 1. a) Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı içerisinde gözlenen birimler (Yılmaz, 1993'den değiştirilerek alınmıştır), b) Çalışma alanını gösteren jeoloji haritası (Günay ve Şenel, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 1. a) Units observed within the Southeastern Anatolian Orogenic Belt (modified from Yılmaz, 1993). b) Geological map showing the study area (modified from Günay and Şenel, 2002).



Şekil 2. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağının stratigrafik düşey istifi (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996 dan alınmıştır).

Figure 2 The stratigraphic vertical section of the Southeastern Anatolian Orogenic Belt (from Yiğitbaş and Yılmaz, 1996).

Arap kıtası üzerine ilk ilerleyen bu ofiyolitik topluluklar, bölgeye Alt Maastrichtiyen'de yerleşmişlerdir. Üst otokton istif ise, Üst Kretase ofiyolit naplarını ve bunların Arap otoktonu üzerinde geliştirmiş olduğu Üst Kretase deformasyonlarını örten ve Üst Maastrichtiyen'den itibaren çökeline başlayan çoğunlukla sığ denizel karbonat ve kırıntılarla temsil edilen istiftir (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996).

Bindirme kuşağı, Arap platformu ile Nap zonunu faylarla birbirinden ayırmaktadır. Üst Kretase-Alt Miyosen birimlerini içeren bu kuşak dilimlerden oluşmaktadır. Bu dilimler kendi içerisinde ters konumlanmaktadır. Yani yaşlı birimler, daha genç birimlerin üzerine gelmektedir istiftir (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996). Bindirme kuşağı içerisinde yer alan volkanikler (Herete Volkanikleri), sedimanter arakatlı piroklastik kayalardan oluşmaktadır. Kuşak içerisinde gözlenen andezitik volkanizma Geç Eosen döneminde azalmıştır. Geç Kretase

yaşlı ofiyolitik birimler (Meydan Ofiyoliti) bu volkanik birimler üzerine tektonik olarak yerleşmiştir (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996).

Alt Nap bölgesi; Üst Kretase-Alt Eosen yaş aralığında ofiyolitik ve volkanosedimanter birliklerden oluşmaktadır. Alt napın tabanı, genellikle metamorfizmaya uğramış yastık yapılı bazaltlardan oluşmaktadır. Yastık yapılı bazaltların hemen üstünde yatay konumda metamorfizmaya uğramış pelajik sedimanter kayalar (Kızılkaya Metamorfikleri) yer almaktadır. Yerel olarak, Kızılkaya metamorfik birimlerinin üstünde yer alan Orta Eosen yaşındaki bir volkanik ve sedimanter kayaç grubu, alt napın en az metamorfik birimlerini oluşturur. Bu birimler genel olarak Maden grubu diye isimlendirilmektedir. Alt nap alanında gözlenen Maden grubu içerisinde kıvrımlı yapılara sıklıkla rastlanmaktadır. Maden grubu içerisinde yer alan maden istifi, kısmen karasal alkali bazalt özelliği gösteren

volkanik kayalar ve bunlara eşlik eden klastiklerle başlar. Tabanda gözlenen bu volkanik kayaların tipik özellikleri dinamik metamorfizmanın izlerini taşıyor olmasıdır. Maden grubunun üstüne Orta Eosen sonlarında ofiyolit dilimleri içeren Berit Metaofiyoliti gelmektedir. Bu ofiyolit, okyanus tabanı hidrotermal metamorfizmanın izlerini taşır. Berit metaofiyolitinin üzerine ise tektonik olarak Yüksekova Grubu yerleşmiştir.

Neotetis Okyanusu'nun Geç Kretase'den Orta Eosen sonuna kadar olan evrim süreci içinde, değişik dönemlerde Maden Havzası açılmış ve daha sonraki (Orta Eosen sonu) dönemlerde, yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma rejimiyle bu havza kapanmıştır. Arap levhasının kuzeye doğru bağlı hareketinin devam etmesi, bu alandaki birimlerin kuzeyden güneye doğru naplar şeklinde ilerlemesini sağlamıştır (Perinçek, 1980; Yazgan, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984; Yazgan ve Chessex, 1991; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996; Yılmaz ve Yıldırım, 1996; Kaya, 2004).

Çalışma alanı içerisinde Maden Grubu'nun volkano-sedimanter fasiyesleri Orta Eosen'de çökelen bir baseni temsil etmektedir (Perinçek, 1979) (Şekil 1b). Genel olarak Maden Grubu birimi içerisinde, tabanında ve riftleşme evresinde bazaltik bir volkanizma, karasal ve sığ denizel kırıntılı çökeller ve üste doğru resifal kireçtaşına ve basenin hızla çökmesi ile de ince katmanlı kırmızı renkli kireçtaşı, şeyl ve çamurtaşı gibi pelajik çökeller bulunmaktadır (Aktaş ve Robertson, 1984, 1990; Yılmaz, 1993). Bu birimlerin hemen üzerinde ise, sığ denizel karbonat depolanması izlenmektedir. Bu pelajik çökeline de proto-okyanus gelişimi evresindeki okyanus ortası sırtı bazalt ve geçiş tipi bazaltlar eşlik etmiştir (Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996). Böylece ortaya çıkan rift baseni daha okyanusal evreye ulaşamadansıkışmaya başlamış ve ekaylanarak kapanmıştır.

MATERYAL YÖNTEM

Jeokimyasal analizler için örnekler arazi ve petrografik çalışmaların sonuçlarına göre seçilmiştir. Ana, iz ve NTE jeokimyasal analizleri Kanada'daki Acme Analitik Laboratuvarları'nda (Acme Labs) yaptırılmıştır. Majör element analizleri lityum mataborat/ tetraborat füzyon tekniği kullanılarak ICP-ES (inductively coupled plasma emission spectrometry; indüktif çiftlenmiş plazma emisyon spektrometresi) cihazı ile ölçülerek elde edilmiştir. Majör element deteksiyon limitleri % 0.001 ile 0.04 arasında değişmektedir. Ateşte kayıp (LOI), örneğin ayrıştırılmasında ateşleme yöntemi ile belirlenmiş ve sonra ağırlık kaybının ölçülmesi ile elde edilmiştir. İz ve nadir toprak element (NTE) analizleri için, 0.2 gr örnek grafit krozelerde $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ile karıştırılmıştır. Hazırlanan krozeler fırında kaynatılmıştır. Daha sonra erimiş örnekler %5 HNO_3 'de çözdürülmüş ve ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry; indüktif çiftlenmiş plazma kütle spektrometresi) cihazında iz element ve nadir toprak element analizleri gerçekleştirilmiştir. Majör, iz ve nadir toprak element analizlerinden elde edilen verilerin güvenilirliği için analiz yapılan laboratuvarın standardı (referans materyal SO-18) ve USGS standartları örnekler ile birlikte aynı anda analiz edilmiştir. Standart SO-18 iz ve nadir toprak elementler için % 6 veya daha iyi sapma ile elde edilmiştir.

BULGULAR

Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışmanın ana konusunu oluşturan volkanikler, bölgede yastık lavlar ve bunların akıntıları olarak yer almaktadır (Şekil 2). Yastık yapıları bazaltlar, çalışma alanı içerisinde Eosen yaşlı kireçtaşı-kumtaşı birimleri ile ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Bu birimlerin hemen

üzerinde ise, tektonik olarak yerleşmiş Bitlis Masifi'ne ait kayaçlar yer almaktadır. Bölgede gözlenen Bitlis Masifi'ne ait rekrystalize kireçtaşları ve mermerleri bazaltlar üzerine bindirme ile yerleşmeleri sonucunda yastık yapılı bazaltlar yaklaşık doğuya doğru eğim kazanmışlardır (Şekil 3a,b). Çalışma alanı içerisinde gözlenen bazaltlar ve bunların akıntıları birkaç metre kalınlıkta gözlenmektedir Porfirik dokulu, kısmen de gözenekli olarak yer alan yastık yapılı bazaltlarda spilitleşme oldukça yaygındır (Şekil 4). Bölgedeki yastık bazaltları, bazı alanlarda birbirine yakın ve üst üste bulunmaları nedeniyle aralarında dolgu malzemesi genelde gözlenmemektedir. Dolgu malzemesinin nadir olarak gözlendiği alanlarda ise bu malzemeler radyolarit (Şekil 5a) ve klorit pulcukları (Şekil 5b) ile doldurulmuştur. Yastık bazaltlar, çalışma alanı içerisinde makro/mikro boyutlarda izlenen karbonat ve/veya silis

dolgu kırık ve çatlaklar tarafından kesilmişlerdir. Yastık yapılarının arasında dolgu malzemesinin olmaması ya da az oranlarda bulunması bu yapıların yavaş soğudunun bir göstergesidir (Swanson ve Schiffman 1979). İnceleme alanındaki yastık yapılı volkanitler genel olarak, kabuk kalınlıkları birkaç mm olarak gözlenen ince taneli soğuma kenarlarına sahiptirler. Yastık yapılarının iç kesimleri ise orta taneli bir yapıya sahiptir. Bölgede gözlenen yastık yapılarında camsı kenarların gözlenmemesi yada çok ince bir şerit halinde gözlenmesi bu kayaçların yavaş soğuduğunun diğer bir göstergesidir (Dimroth vd., 1978).

Çalışma alanı içerisinde farklı tür ve boyutlarda gözlenen yastık yapıları da bize lavların akış hızları ile ilgili bilgi verebilmektedir (Walker, 1992). Bölgede yuvarlak yapılı, küremsi ve tüp şekilli loblara kadar farklılıklar gösteren bazaltik yastık yapıları yer almaktadır (Şekil 6).



Şekil 3. a) Maden Karmaşığı'na ait yastık yapılı bazaltlar ile Bitlis Masifine ait rekrystalize kireçtaşlarının genel görünümü, b) doğuya doğru eğim kazanmış yastık yapılı bazaltların arazi görünümüleri.

Figure 3. a) General view of pillow basalts belonging to the Maden Complex and re-crystallized limestones of the Bitlis Massif, b) Field appearances of pillow basalts tilted toward the east.



Şekil 4. Çalışma alanı içerisinde gözlenen porfirik dokulu yastık bazaltların arazi görünümü
Figure 4. Field appearance of porphyritic textured pillow basalts observed within the study area.



Şekil 5. Yastık yapılı bazaltların aralarını dolduran a) radyolarit ve b) klorit dolgusu
Figure 5. Filling between pillow basalts: a) radiolarite and b) chlorite infill.



Şekil 6. Maden karmaşığına ait bazaltlarda farklı şekil ve boyutlarda gözlenen yastık yapıları.
Figure 6. Pillow structures of various shapes and sizes observed in the basalts of the Maden Complex.

Yastık yapılarındaki bu farklılıklar, bazaltlardaki akma hızının hem düzensiz olduğunu, hem de akma hızının dönemsel olarak değişiklik gösterdiğine işaret edebilmektedir.

Bazaltik Kayaç Petrografisi

Saha çalışmaları ile toplanan yastık yapıli bazaltların petrografik incelemeleri sonucunda, bu kayaçlarda genel olarak benzer mineralojik, dokusal özellikler ile birlikte benzer alterasyon süreçlerine maruz kaldıkları belirlenmiştir. Bazaltların mineralojik bileşim bakımından, plajiyoklaz(plj) + ojit(cpx) ± olivin ± klorit ± epidot ± opak(op) mineralden oluştuğları belirlenmiştir. Bazaltlarda yaygın olarak porfirik doku ve amigdoloidal doku hakimdir (Şekil 7a). Amigdoller genel olarak ikincil silis ve karbonat mineralleri tarafından doldurulmuştur (Şekil 7b). Bazaltlarda gözlenen plajiyoklaz ve piroksen minerallerinin içerisinde kapanımlar şeklinde sfen ve zirkon minerallerine rastlanmaktadır. Bazı bazalt örneklerinin incelenmesi sonucunda hamur kısmının ince taneli bileşenlerden oluştuğú gözlenmektedir. Kayaçlarda hem minerallerden (plajiyoklaz, piroksen, olivin) hem de hamurdan itibaren, karbonatlaşma, epidotlaşma, kloritleşme ve serisitleşme bulunmaktadır (Şekil 7c-7d). Kırıklı-çatlaklı zonlar ve gözenekler söz konusu ikincil bileşenlerce doldurulmuştur.

Ana fenokristal fazı ve bazı kayaçlarda hamur fazını oluşturan plajiyoklaz kristalleri, yer yer zonlu dokuya sahip yer yer de prizmatik, ışınsal yapıda ve farklı boyutlarda gözlenmektedir (Şekil 7e). Plajiyoklazlarda, serisitleşme ve killeşme yaygın olarak izlenmektedir (Şekil 7c). Plajiyoklazlar tek ya da yakın paketlenmiş kristal topluluğú olarak bazen de piroksenlerle beraber glomero-porfirik dokuyu oluştururlar (Şekil 7a).

İncelenen bazalt örneklerinin büyük çoğunluğunda ikinci ana fazı piroksen fenokristal ve mikrofeno-kristalleri oluşturmaktadır. Piroksenler genellikle yarı özşekilli, ince uzun prizmatik şekilli izlenirken bazen

kalıntı olarak ya da iç yapısı tamamen bozunmuş olarak bulunur (Şekil 7f). Piroksenler ojit olarak tanımlanmıştır. Bazı örneklerde piroksen minerallerinin tamamen uralitleştikleri görülmektedir.

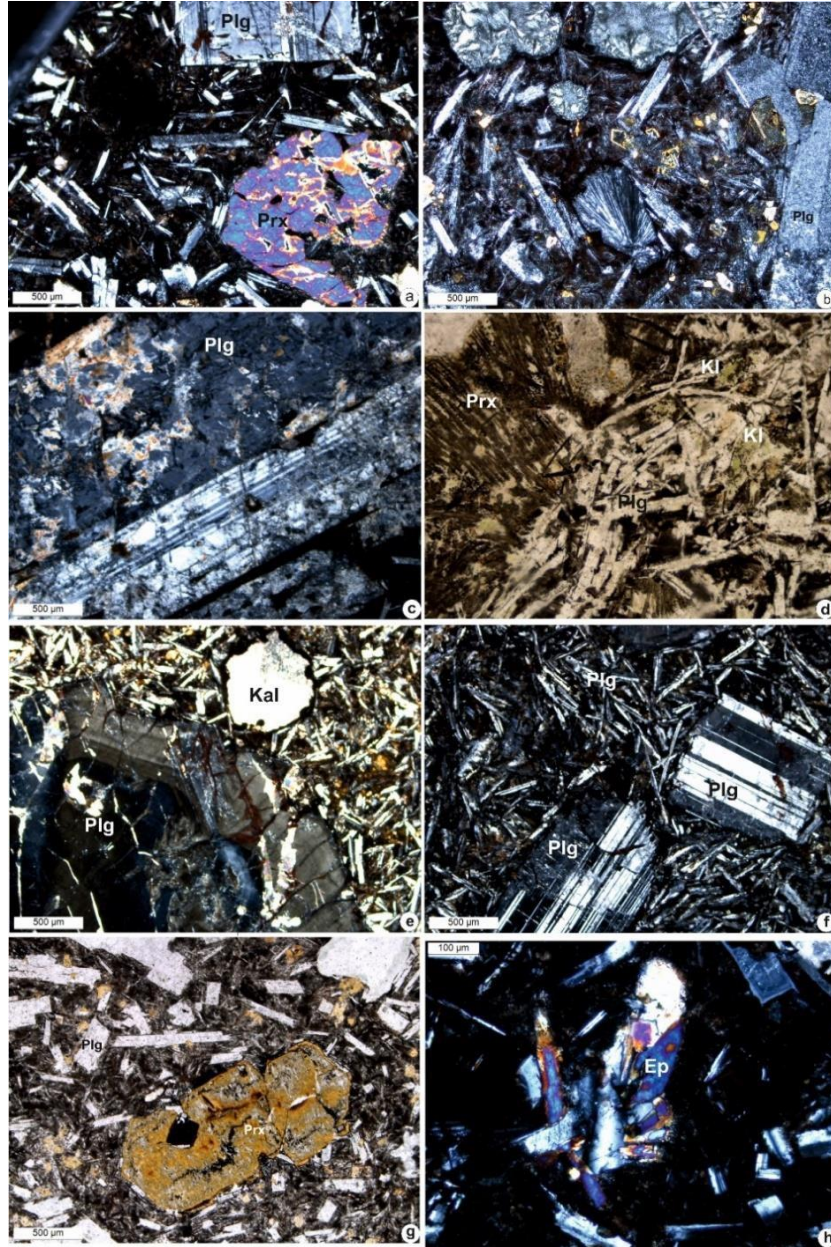
Olivinler çoğunlukla özşekilsiz/yarıözşekilli fenokristaller şeklinde görülmektedir. Genellikle iddingisitleşme ve kısmen de serpantinleşme türü alterasyonlar olivin kristallerinde yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 7g). Bazaltik kayaçların içerisinde gözlenen plajiyoklaz, ojit ve olivin mineralleri ile birlikte Fe-Ti oksit mineralleri ile ikincil olarak oluşmuş klorit, epidot ve karbonat mineralleri de yaygın olarak izlenir (Şekil 7h). Petrografik incelemeler sonucunda bazaltlarda gözlenen klorit, epidot, kalsit minerallerin varlığı düşük dereceli metamorfizma ve hidrotermal alterasyonun etkilerini yansıtmaktadır.

Jeokimya

Bölgede gözlenen bazaltlardan alınan 10 adet örnek üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen major oksit ve iz element değerlikleri Çizelge 1'de verilmektedir. Bazaltlarda ateşte su kaybı (LOI) değerleri %4.33-6.16 arasında değişim sunmaktadır. Bazalt örneklerinin susuz bazda hesaplanan %SiO₂ değerleri 44.44-45.68, %Fe₂O₃ değerleri 10.24-11.74, %MgO değerleri 2.37-7.38, %TiO₂ değerleri 1.54-2.00 ve Mg# [100*(MgO/(MgO+FeO))] değerleri ise 41.13-66.24 arasında değişim göstermektedir (Çizelge 1).

LOI değerliklerinden ve petrografik incelemelerde, örneklerin kısmen alterasyona uğradıkları göz önünde bulundurularak jeokimyasal özelliklerin değerlendirilmesinde, alterasyondan etkilemeyen /az etkilenen örnekler seçilmiştir. Ayrıca bazaltların jeokimyasal değerlendirmeleri yapılırken de alterasyondan az etkilenen elementlerin esas alındığı diyagramlar tercih edilmiştir.

Winchester and Floyd (1977), tarafından önerilen Zr/TiO₂-Nb/Y değişim diyagramında,



Şekil 7. Bazaltik kayaların incekesit görüntüleri a) porfirik doku gösteren plj ve prx den oluşan bazaltlar b) bazaltlar içerisinde gözlenen ışınsal plajiyoklaz mineralleri ve amidoller ikincil silis dolgusu ile doldurulmuştur, c) plajiyoklazlarda kenar kısımlardan itibaren gözlenen serisitleşmeler d) bazaltik kayalar içerisinde gözlenen kloritleşme, e) zonlu doku gösteren plajiyoklaz fenokristali f) bazaltlar içerisinde farklı boyutlarda gözlenen plajiyoklaz mineralleri g) ilksel durumunu kaybetmiş piroksenlerde gözlenen alterasyon h) bazaltlarda gözlenen epidotlaşma

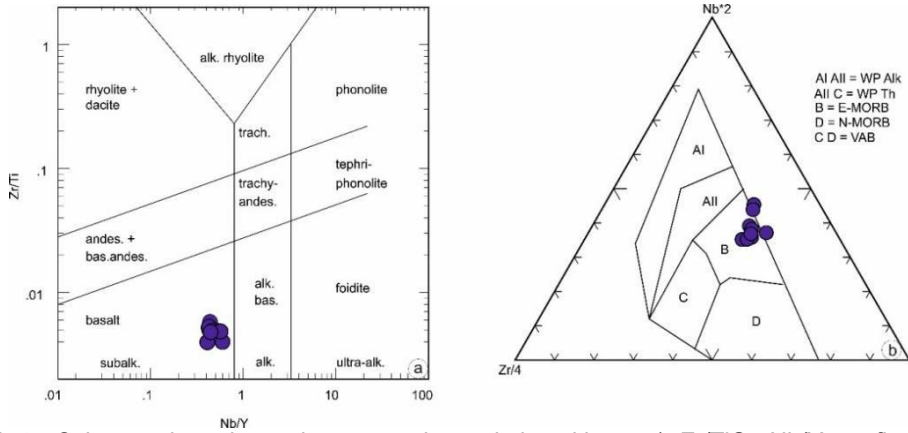
Figure 7. Thin section images of basaltic rocks: a) Basalts composed of plagioclase (plj) and pyroxene (prx) showing porphyritic texture, b) Radiating plagioclase minerals observed within the basalts, and amygdales filled with secondary silica, c) Sericitization observed starting from the edges of plagioclases, d) Chloritization observed within basaltic rocks, e) Plagioclase phenocryst showing zonal texture, f) Plagioclase minerals of varying sizes observed within the basalts, g) Alteration observed in pyroxenes that have lost their original form, h) Epidotization observed in the basalts.

Çizelge 1. Çatak yastık yapılı bazaltlarının ana oksit ve iz element değerlikleri (*Fe₂O₃ ve FeO değerlikleri Le Maitre, 1976'ya göre hesaplanmıştır; Mg# = (100*(MgO/(MgO+FeO)))**Table 1.** Major oxide and trace element values of the Çatak pillow basalts (Fe₂O₃ and FeO values were calculated according to Le Maitre, 1976; Mg# = (100*(MgO/(MgO+FeO)))

sample	ÇB-1	CB-1A	ÇB-2	CB-2A	ÇB-3	ÇB-4	ÇB-5	CB-5A	ÇB-6	ÇB-7
SiO ₂	42,42	42,65	41,65	42,71	42,86	42,42	42,86	42,76	43,40	42,38
TiO ₂	1,79	1,61	1,44	1,58	1,63	1,54	1,56	1,67	1,81	1,67
Al ₂ O ₃	18,08	17,69	17,31	18,41	18,71	18,43	18,07	17,81	15,90	18,83
Fe ₂ O ₃	10,94	10,26	9,59	10,29	10,76	10,47	9,63	10,46	10,54	11,20
MnO	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,18	0,18	0,18
MgO	4,54	3,38	2,22	4,01	4,30	4,78	2,93	4,60	7,01	3,68
CaO	12,27	13,88	15,50	12,64	12,34	12,52	13,06	12,40	11,19	12,85
Na ₂ O	3,33	3,97	4,62	3,81	3,47	3,33	4,62	3,76	3,66	3,43
K ₂ O	1,08	0,99	0,89	0,94	0,93	1,09	0,81	0,92	0,85	0,91
P ₂ O ₅	0,29	0,26	0,23	0,24	0,25	0,22	0,26	0,28	0,37	0,25
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04
LOI	4,87	4,60	6,16	4,40	4,33	4,80	5,81	4,70	4,78	4,37
Sum	99,82	99,52	99,82	99,23	99,79	99,83	99,82	99,58	99,83	99,78
Rb	7,81	8,02	6,80	8,08	9,46	7,44	7,34	8,41	8,26	9,55
Ba	56,45	87,38	105,64	77,17	100,05	55,07	76,39	79,86	99,01	68,77
Sr	52,07	52,44	48,37	74,56	56,88	39,59	127,19	67,11	56,48	55,41
Pb	59,89	46,97	56,45	17,47	24,59	19,29	8,53	12,59	2,61	7,92
Th	1,99	1,96	1,91	1,93	1,98	1,96	1,87	2,00	2,31	1,89
U	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	45,03	50,78	47,95	50,11	59,35	38,49	52,51	51,72	58,13	50,14
Hf	3,24	3,08	2,90	3,03	3,09	3,16	2,86	3,50	4,91	3,49
Ta	4,93	2,36	1,19	1,07	0,94	0,61	1,67	1,07	1,39	0,73
Y	25,45	24,09	22,92	23,83	23,91	24,54	23,03	25,37	31,56	23,82
Nb	15,22	11,82	9,76	10,14	10,50	10,09	9,84	11,81	18,02	10,58
Sc	22,77	23,96	23,85	24,37	25,25	23,37	24,49	25,09	25,64	26,70
Cr	168,26	163,82	168,61	143,87	154,58	161,77	115,25	142,14	130,99	148,09
Ni	81,40	82,97	62,47	90,11	105,05	97,11	68,16	92,70	105,27	87,90
Co	23,83	23,10	19,32	24,35	26,14	22,46	24,45	25,15	28,31	24,41
V	61,93	67,27	63,46	67,83	76,41	53,90	73,17	70,57	79,97	69,37
W	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3
Ga	31,02	29,89	27,41	30,73	31,25	33,45	27,49	31,96	34,76	32,88
Zn	76,68	70,98	63,86	70,31	72,40	65,32	73,19	71,54	72,81	73,99
Cu	55,32	62,48	70,98	71,66	61,14	63,30	90,52	62,54	43,06	54,67
La	11,24	10,27	9,31	10,03	10,26	10,80	9,03	11,02	14,75	10,27
Ce	46,37	47,80	42,77	51,94	54,26	59,16	42,40	59,00	77,70	61,47
Pr	2,99	2,63	2,33	2,51	2,56	2,63	2,33	2,79	3,93	2,49
Nd	13,94	12,56	11,42	12,11	12,33	12,51	11,50	13,30	18,02	12,12
Sm	3,79	3,54	3,30	3,41	3,53	3,50	3,21	3,74	4,06	3,68
Eu	1,35	1,29	1,23	1,28	1,30	1,30	1,25	1,38	1,64	1,43
Gd	4,62	4,44	4,19	4,33	4,51	4,40	4,09	4,67	5,83	4,53
Tb	0,80	0,73	0,67	0,69	0,72	0,71	0,65	0,73	0,90	0,69
Dy	4,73	4,57	4,34	4,49	4,66	4,49	4,31	4,79	5,81	4,65
Ho	0,97	0,91	0,86	0,88	0,88	0,91	0,85	0,93	1,15	0,87
Er	2,80	2,69	2,59	2,63	2,67	2,68	2,52	2,83	3,52	2,73
Tm	0,36	0,36	0,42	0,35	0,29	0,37	0,40	0,36	0,41	0,32
Yb	2,43	2,39	2,34	2,33	2,39	2,34	2,26	2,52	3,13	2,49
Lu	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Be	0,57	0,58	<0.5	0,56	0,59	0,53	0,58	0,60	0,69	<0.5
Sn	2,90	1,65	0,94	1,12	1,10	0,95	1,32	1,05	0,90	0,99

tüm örneklerin subalkali toleyitik bazalt alanına düştüğü görülmektedir (Şekil 8a). İnceleme alanındaki volkanik kayaların oluştuğu paleotektonik ortam ile ilgili yorum yapabilmek amacıyla Meschede (1986) tarafından

oluşturulan tektonik ayırtlama diyagramlarından faydalanılmıştır. Diyagramlara göre tüm bazalt örneklerinin E-MORB alanına düştüğü gözlenmektedir (Şekil 8b).



Şekil 8. Çalışma alanında gözlenen yastık yapılı bazaltların a) Zr/TiO₂-Nb/Y sınıflandırma diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977), b) Zr-Nb-Y jeotektonik üçgen diyagramı (Meschede, 1986).

Figure 8. The pillow basalts observed in the study area: a) Zr/TiO₂-Nb/Y classification diagram (Winchester and Floyd, 1977), b) Zr-Nb-Y geotectonic triangular diagram (Meschede, 1986).

Çatak bölgesi yastık yapılı bazaltlarından alınan örnekler, kondrit ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş diyagramlara yerleştirilmiştir (Şekil 9). Kondrite göre normalize edilen örnekler, karşılaştırma yapmak amacıyla, okyanus ortası sırt bazaltları (N-MORB), zenginleşmiş okyanus ortası sırt bazaltları (E-MORB) ve okyanus adası bazaltları (OIB) normalize değerleri de diyagrama yerleştirilmiştir (Şekil 9a). Kondrite göre normalize edilen değerlerde, LREE bakımından bir zenginleşme dikkati çekmektedir.

Değerler incelendiğinde örneklerin genel olarak E-MORB'a daha yakın olduğu belirlenmiştir. Örneklerin (La/Yb)_N değerleri 2.20-3.20 arasında değişmekte olup, pozitif Ce (Ce/Ce*=1.93-2.94) ve zayıf pozitif Eu

anomali (Eu/Eu*=0.98-1.11) gösterdikleri belirlenmiştir (Şekil 9a). Çatak bazaltlarında gözlenen pozitif Ce anomali zirkon, pozitif Eu anomali ise plajiyoklaz fraksiyonlanmasını işaret etmektedir. İlksel mantoya göre normalize edilen çoklu element diyagramında, bazalt örnekleri pozitif Ta, Pb ve Hf anomali gösterirken, Sr, Zr elementlerinde ise negatif anomali gözlenmektedir (Sun ve McDonough, 1989) (Şekil 9b). Jeokimyasal verilerde, yitim bileşeni negatif Nb ve Ta anomalileri ile karakterize edilmektedir. Bölgeden alınan örneklerde Nb, Ta anomalisinin gözlenmemesi, incelenen bazalt örneklerinin manto kaynak alanında yitim bileşenine sahip olmadıklarına işaret etmektedir (Pearce, 1983). Ayrıca bölgeden alınan örneklerde negatif Nb-Ta anomalisinin bulunmaması ana magmanın

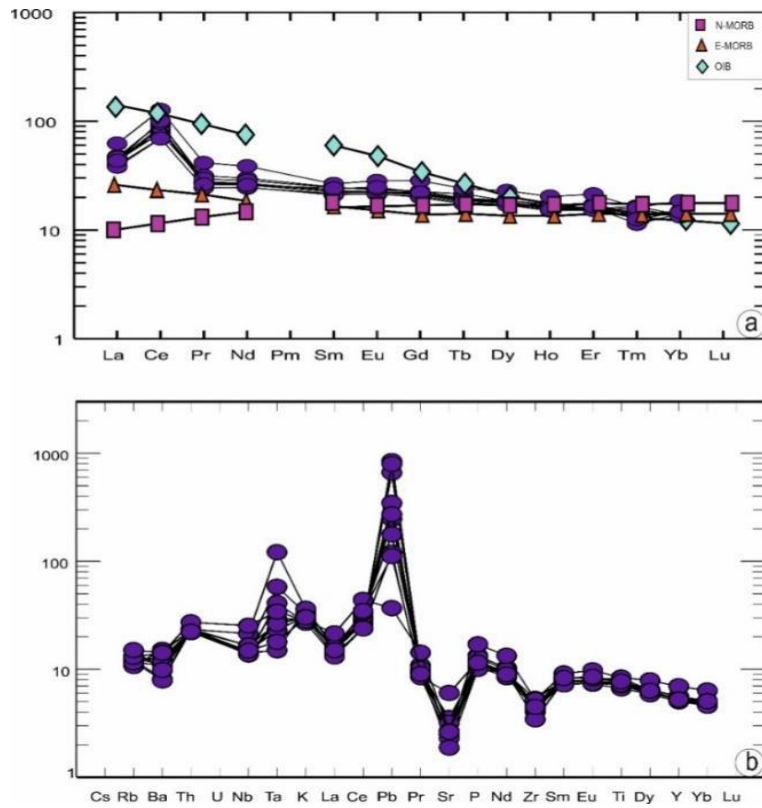
geliştiği kaynakta astenosferik ergiyiklerin katkısını göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Van ili Çatak ilçesi güneyinde gözlenen yastık yapılı bazaltik kayaçların, jeolojik petrografik ve jeokimyasal verileri ışığında, bazaltik kayaçların oluşum ortamının ve evriminin ortaya konulması amacıyla yapılan bu çalışmada, kayaçların jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. MORB'a eşdeğer bir kütle bileşimine sahip olan okyanus kabuğu, okyanus ortası sırtlardaki hidrotermal aktivite ve ardından okyanus tabanındaki deniz suyuyla etkileşim nedeniyle genellikle yeşilşist fasiyesinde düşük dereceli bir metamorfizmaya

uğrar (Miyashiro, 1973). Çalışma alanında gözlenen yastık yapılı bazaltlarda da hem

petrografik hem de jeokimyasal veriler değerlendirildiğinde örneklerde metamorfizma etkisi net bir şekilde görülmektedir. Petrografik incelemeler sonucunda kayaçların klorit, epidot ve amigdal dolgusu olarak kalsit bulundurduğunun tespit edilmesi ve örneklerin tüm kayaç jeokimya analiz sonuçlarına göre ateşte kayıp değerlerinin yüksek olduğunun belirlenmesi, magmatizma sonrası deniz tabanı hidrotermal değişimiyle ilgili olarak gelişen akışkan-kayaç etkileşimi sonucunda örneklerin düşük dereceli metamorfizmaya uğradıklarının bir göstergesidir.



Şekil 9. Çalışma alanında gözlenen yastık yapılı bazaltların, a) Kondrite göre (Sun ve McDonough, 1989) b) ilksel mantoya göre normalize edilen çoklu element diyagramları (Sun ve McDonough, 1989).

Figure 9. The pillow basalts observed in the study area: a) Multi-element diagrams normalized to chondrite (Sun and McDonough, 1989), b) Multi-element diagrams normalized to the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

Yastık yapılı bazaltların maruz kaldıkları spilitleşme, deniz altı alterasyonu veya metamorfizma gibi ikincil alterasyon süreçleri sırasında genellikle eser elementlerin hareketliliğinde de değişimlerin olması beklenir. Kayaçlarda gözlenen bu değişiklik sırasında, ana elementlerin çoğunda ve Ba, Rb, Sr ve K gibi bazı LILE'ler zenginleşme olması beklenirken, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Y ve Th gibi HFSE'lerin ise düşük sıcaklık koşulları altında nispeten daha hareketsiz halde olmaları beklenmektedir (Pearce ve Cann, 1973; Winchester ve Floyd, 1977). Bazaltik kayaçlarda gözlenen bu değişimler nedeniyle, kayaçların petrojenezi ve tektonik ortamına ilişkin aşağıdaki tartışmada hareketsiz iz elementler ve REE dikkate alınarak değerlendirmelerin yapılmasına çalışılacaktır. Çalışma alanı içerisinde yer alan yastık bazaltlarının Mg# 41.13-66.24 aralığında değiştiği hesaplanmıştır. Hesaplanan Mg# değerleri ile ilksel bazaltik magmaya ait değerler arasındaki bu farklılığın, Çatak yastık yapılı bazaltlarının, ilksel magmanın fraksiyonel kristallenmesiyle gelişen evrimleşmiş ürünler olabileceği değerlendirilmiştir. Ayrıca Çizelge 1'de verilen örneklerde düşük SiO₂ içeriği ile yüksek MgO ve FeO_T değerleri de örneklerdeki fraksiyonlanmayı gösteren diğer bir özelliktir. Yukarıda belirtilen değerler göz önüne alındığında Çatak bölgesindeki yastık yapılı bazaltların olasılıkla birincil eriyikleri temsil etmediği, mantodan türetilen eriyiklerin parçalanması ile değişikliğe uğradıkları söylenebilir. İncelenen bazalt örneklerinde gözlenen yüksek Cr içerikleri (ilksel magma Cr değeri= 142ppm; Hughes, 1982) magma evrimi sırasında klinopiroksen veya spinel fraksiyonlanmasının bir göstergesi olarak karışımıza çıkmaktadır (Best, 2003).

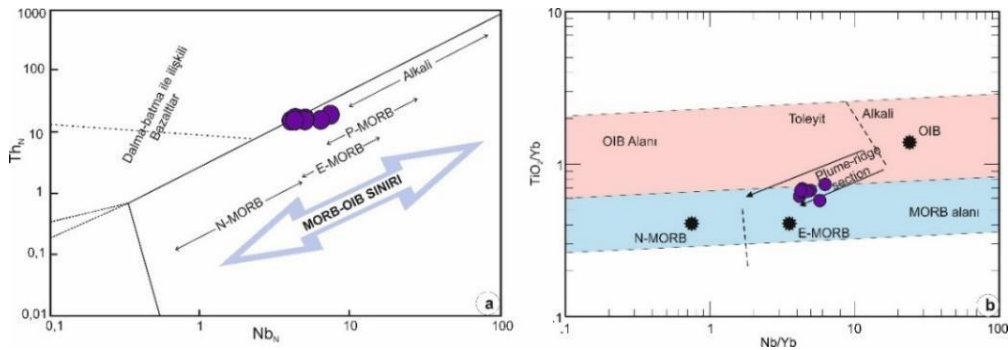
Bilindiği gibi magmatik kayaçların jeokimyasının incelenmesinde temel adım, çalışılan alanın tektonik değerlendirmesidir. Her tektonik ortam, kendine özgü jeokimyasal özellikler ile

karakterize edildiğinden, çalışma alanı içerisinde yer alan bazaltik kayaçların, hem tektonik ortamını hem de petrojenezini açıklayabilmek için bazı değerlendirmeler yapılmaya çalışılacaktır. Th_N-Yb_N diyagramına yerleştirilen örneklerin E-MORB alanında yer aldığı belirlenmiştir. Öte yandan TiO₂(wt.%) içerikleri (0.87-1.94%) E-MORB karakteri (1.46-1.59%; Schilling vd., 1983) ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 10a). Bununla birlikte, Çatak bazaltlarında önemli ölçüde zenginleştirilmiş LREE'lerin ([La/Sm]_N=1.80-2.34; [La/Yb]_N=2.72-3.22) varlığı da E-MORB tipi bir manto kaynağına işaret eder. Bazalt örneklerinde gözlenen kısmen yüksek Zr/Y oranları (2.88-3.91) zenginleşmiş bir kaynağın katkısına işaret etmektedir. Çoklu element ve nadir toprak element (REE) diyagramları göz önüne alındığında, N-MORB'a göre zenginlik göstermeleri (Zr/Yb=6.4-9.2) ve hafif nadir toprak elementleri (LREE) bakımından da kısmen zengin birleşimde olmaları ([La/Yb]_N=2.72-3.22) bu kayaların tüketilmiş bir kaynağa ek olarak daha zengin bir kimyaya sahip tüketilmemiş bir kaynaktan da katkı aldığını gösterir. Nadir toprak elementlerinde gözlenen bu zenginleşmenin kaynağının ise, magmaların okyanus-ortası sirtlarda üst manto ergimesi sonucu meydana gelen tüketilmemiş karakterdeki bir magmanın (manto sorgucu?) sisteme dahil olabileceğini düşündürmektedir (Allegre vd., 1984; Zindler vd., 1984). Şekil 10b'de Çatak yastık bazaltlarının düşük Ti/Yb ve kısmen zenginleşmiş Nb değerlerine sahip olması nedeniyle sığ ergime alanı içerisinde ve E-MORB bileşimine yakın bileşime sahip oldukları görülmektedir. Aynı zamanda diyagramda bazaltların, toleyitik özellik sundukları da daha net bir şekilde gösterilmektedir. Bölgede gözlenen yastık yapılı bazaltların oluşumundan sorumlu olan kaynak mantosunun sığ derinliği temsil ettikleri diyagramda görülmektedir.

Düşük kısmi ergime derecesini temsil eden ya da daha zenginleştirilmiş kaynaklardan

türetilen bazaltik kayaçların hem yüksek Ce/Y hem de $(La/Yb)_N$ oranlarına sahip olması beklenir (Saccani vd., 2003). Çatak bazaltları bu açıdan incelendiğinde, Ce/Y (1.82-2.58) ve $(La/Yb)_N$ (2.70-3.20) değerlerinin E-MORB değerliklerine yakın bir değerlikte oldukları belirlenmiştir. Magmatik kayaçların türemiş oldukları ilksel kaynakların kısmi ergime süreçleri, kısmi ergimenin meydana geldiği derinliği ve alanları kontrol eden önemli bir parametredir. Spinel-Granat peridotit sınırı birçok araştırmacı tarafından 60-80 km olarak belirtilmiştir. Spinel peridotit mineralojisine sahip bir Spinel peridotit kaynağın sığ derinlikte ve litosferik kaynak olduğu bilinmektedir (Mc Kenzie and Bickle, 1988; Wilson, 1989; Mc Donough, 1990; Robinson and Wood, 1998, Stern et al., 1999). Granat fazının varlığı ise daha derin bir kaynağı düşündürmektedir. Spinel ve/veya granatça zengin olan manto kaynaklarının kısmi ergime süreçlerinde nadir toprak elementleri oldukça kullanışlıdır. Bu nedenle bölgede gözlenen yastık yapılı bazaltların oluşumunda etkin olan manto kaynağının belirlenmesi için Shaw

(1970) in kullandığı fasiyes modeli ile kısmi ergime koşullarının ortaya konması açısından nadir toprak element oranları ile kısmi erime modelleri oluşturulmuştur (oluşum değerleri için Shaw, 1970 formülasyonu ve modal olmayan toplu eriyik mineral oranları ise Saccani 2014 den alınmıştır) (Şekil 11). Şekil 11a'daki model, iki olası manto kaynağı bileşimi için hem granat hem de spinel fasiyesinde erime eğrilerini göstermektedir. S1 ve S2 kaynakları, sırasıyla önemli ölçüde zenginleştirilmiş ve hafifçe zenginleştirilmiş LREE olan bir DMM kaynağını temsil eder. Hem S1 hem de S2 kaynakları, DMM'nin (örneğin, $Yb_N=2.08$) MREE ve HREE konsantrasyonlarına eşit konsantrasyonlara sahiptir. Manto kaynak alanının belirlenmesi amacıyla oluşturulan $(La/Yb)-(Dy/Yb)$ ikili diyagramı incelendiğinde, bölgede gözlenen yastık yapılı bazaltların spinel/granat oranlarının 90/10 aralığında toplandığı ve spinel lerzolitik bir manto kaynağından ~%0.5-0.1 aralığında kısmi ergime ile oluştuğu belirlenmiştir.

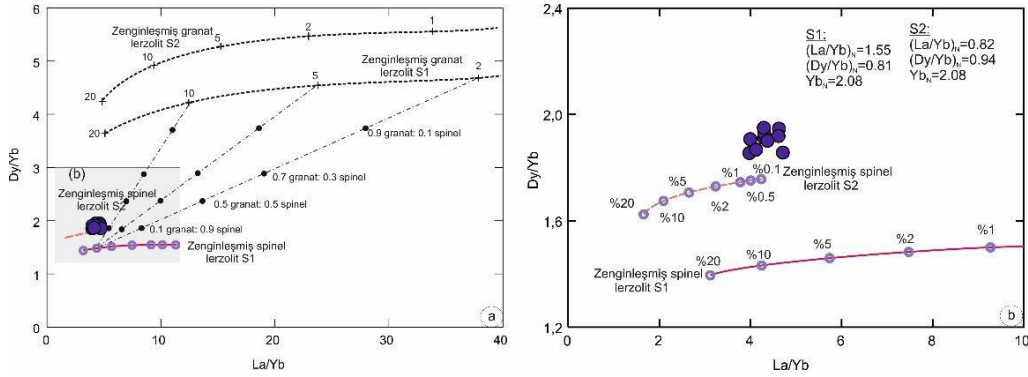


Şekil 10. Çatak yastık bazaltlarının a) Th_N-Nb_N diyagramındaki yeri, (Saccani, 2015). Normalizasyon değerleri N-MORB bileşimine göre (Sun and McDonough, 1989), b) $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ diyagramı (Pearce, 2008) Toleyitik-alkali ayrım çizgisi, Macdonald ve Katsura'nın (1964) toplam alkali ve silika tanımına dayanarak Hawaii bazaltları (Pearce, 2008) kullanılarak tanımlanmıştır.

Figure 10. The Çatak pillow basalts: a) Their position in the Th_N-Nb_N diagram (Saccani, 2015). The normalization values are based on the N-MORB composition (Sun and McDonough, 1989), b) $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ diagram (Pearce, 2008), where the tholeiitic-alkalic boundary line is defined based on the total alkali and silica definition by Macdonald and Katsura (1964) using Hawaiian basalts (Pearce, 2008).

Sonuç olarak, Maden Kompleksi içerisinde yer alan Çatak bölgesinde gözlenen yastık yapılı bazaltlar genellikle toleyitik karakterden geçiş karakterine kadar değişim sergilerler. Tüm kayaç kimyası bu örneklerin yitim bileşeni içermeyen kısmen zenginleşmiş E-MORB ve

P-MORB bileşimlerine sahip olduklarını göstermektedir. Çatak yastık bazaltlarının P-MORB bileşenleri tarafından orta/düşük seviyede zenginleştirilmiş bir kaynağın spinel fasiyesindeki %0.5-%0.1 oranında kısmi ergimesinden kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 11. Çatak bölgesinde gözlenen yastık yapılı bazaltların La/Yb-Dy/Yb ayırım diyagramları (spinel ve granat ergime eğrileri Saccani et al., 2014 den alınmıştır) a) hem granat hem de spinel fasiyesinde S1 ve S2 mantosunun erime eğrileri; b) Spinel fasiyesinde S1 ve S2 mantosunun erime eğrileri. Manto modları ve erime oranları Kinzler (1997)'den normalize değerler Sun ve McDonough'dan (1989) alınmıştır.

Figure 11. The La/Yb-Dy/Yb discrimination diagrams for the pillow basalts observed in the Çatak region (melting curves for spinel and garnet taken from Saccani et al., 2014): a) Melting curves for S1 and S2 mantles in both garnet and spinel facies; b) Melting curves for S1 and S2 mantles in the spinel facies. The mantle modes and melting rates are normalized values from Kinzler (1997), and the values are taken from Sun and McDonough (1989).

KATKI BELİRTME

Yazar, yardım ve önerileri için Serkan ÜNER'e ve yapıcı yorumları için iki anonim hakeme teşekkür eder.

KAYNAKLAR

Aktaş, G., Robertson, A.H.F., 1984. The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a neo-tethyan active margin, in The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, (Editor: J. E., Dixon and A.H.F. Robertson). Blackwell Scientific Publications, 0305-8719, Oxford. 375-402.

Aktas, G., Robertson, A.H.F., 1990. Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in

S.E. Turkey: Evolution Evidence from the Petrology and Geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene Extrusives. In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds.) Ophiolites-Oceanic Crustal Analogues. Proc Troodos Ophiolite Symp, Geological Survey, Cyprus 1987, 311-329.

Allégre, C.J., Hamelin, B., Dupre, B., 1984.

Statistical analysis of isotopic ratios in MORB: the mantle blob cluster model and the convective regime of the mantle. Earth and Planet Sci., Lett., 71(1) 71-84.

- Best, M.G., 2003. Igneous and metamorphic petrology, Newyork, W.H. Freeman, Betton, 2nd edition, 552p.
- Beyarslan, M., Bingöl, A. F., 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Kömürhan-Elazığ-Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences, 37(10), 1411-1424.
- Bingöl, A.F., 1988. Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus, Turkey). The Journal of Fırat University Science and Technology, 3/2, 1-17.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M., Sanschagrın, Y., 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. Canadian Journal Earth Sci. 15:902-918.
- Erler, A., 1982. Madenköy-Siirt masif sülfid yatağı çevresindeki hidrotermal alterasyon. ODTU, Doçentlik Tezi, 131 s.
- Frey, F.A., Clague, D.A., 1983. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi Seamount, Hawaii: petrogenetic implications. Earth Planet. Sci. Lett., 66, 337-355
- Göncüoğlu, M.C., 2010. Türkiye Jeolojisi'ne Giriş: Alpin ve Alpin öncesi tektonik birliklerin jeodinamik evrimi. Monografi Serisi No: 5, MTA Genel Müd. Ankara.
- Günay, Y. Şenel, M., 2002. 1/500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Cizre paftası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Hempton, M., 1985. Structure and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, SE Turkey. Geol. Soc. Am. Bull., 96, 223-243.
- Hempton, M., 1987, Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea: Tectonics, 6, 687-705.
- İleri, S., Salancı, B., Bitem, M., Dođan, R., 1976. Ergani (Maden) bakır yatağı ve plaka tektoniği, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19, 133-142.
- Kaya, A., 2004. Gezin (Maden-Elazığ) çevresinin jeolojisi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 10 (1), 41-50.
- Kinzler, R.J., 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis. Journal Of Geophysical Research, 102(B1), 853-874.
- Le Maitre, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology, 17, 589-637.
- Macdonalt, G.A., Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. Journal of Petrology, 5(1), 82-133
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle, Earth Planet. Sci. Lett. 101, 1-18.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. Journal of Petrology, 29(3), 625-679.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, 207-218.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos complex was probably formed in island arc. Earth and Planet Sci. Lett., 19, 218-224.

- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan Sutures of northern Turkey. In *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (eds B.Durand, L. Jolivet, F.Hovarth and M. Seranne), Geological Society of London, Special Publication, 156, 475-515.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlan, F., Höck, V., 2009. Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 473, 173-187.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active margins, in Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, UK, Shiva Publishers, 230-249.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Perinçek, D., 1979. The geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ- Malatya Area. *The Geological Society of Turkey*, 34.
- Perinçek, D., 1980. Bitlis metamorfiteğinde volkanitli Triyas. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 23, 201-211.
- Perinçek D. Özkaya, 1981. Arabistan Levhası kuzey Kenarı tektonik evrimi. *H.U. Yerbilimleri*, 8, 91-102.
- Rigo De Righi, M., Cortesini, A., 1964. Gravity tectonics foot hills structure belt of Southeast Turkey. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 48 (12), 1915-1937.
- Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution Of The Easternmost Mediterranean Area; Integration Of Marine And Land Evidence. *Proc Ocean Drill Prog Sci Res.*, 160, 723-782.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Robertson, A. H. F., 2000. Mesozoic-Cenozoic tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. ve Piper, J.D.A., (eds.) Geological Society, Special Publications, 173, 97-138.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T., Dixon, J.E., 2004. Testing models of Late Palaeozoic Early Mesozoic orogeny in Western Turkey: support for an evolving open-Tethys model. *Journal of the Geological Society*, 161, 501-511.
- Robinson, J.A.C., Wood, B.J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 164(1-2), 277-284
- Saccani, E., 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6, 481-501.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L., Bianchini, G., 2013a. Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolite (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in

- the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 24, 392–411.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y., Jahangiri, A., 2013b. Geochronology and petrology of the early carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162–163, 264–278.
- Saccani, E., Photriades, A., Padoa, E., 2003. Geochemistry, petrogenesis and tectono-magmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks from the Koziakas Mélange (Western Thessaly, Greece). *Ofioliti*, 28 (1), 43-57
- Schilling, J.G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J.D., Kingsley, R., 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge. *Am. J. Sci.* 283, 510–586.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Stern, C.R., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., Kurtis Kyser, T., 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Developments in Geotectonics*, 24, 217–235.
- Sun, S.S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins*. In: Saunders, A. D. ve Norry, M.J., (eds.) Geological Society of London, Special Publications, 42, 313-347.
- Swanson, S.E., Schiffman, P., 1979. Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan Complex, western Marin County, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(3), 291–299.
- Şengör, C., Yılmaz, Y., 1981. Türkiye’de Tetis’in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *Yerbilimleri Dergisi*, 1, 3-75.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1997. Tectonic-Sedimentary Evolution of the North Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. Memoir-American Association of Petroleum Geologists, 68, 255–290.
- Walker, G.P.L., 1992. Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas: *Bulletin of Volcanology*, 54, 459-474.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*: London, Unwin-Hyman, 465p.
- Winchester, J., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-43.
- Yazgan, E., 1984. Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. In *The International Symposium on Geology of the Taurus Belt*; Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., Eds., MTA, Ankara, Turkey, 199–208.
- Yazgan, E., Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. *Türkiye Petrol Jeologları Deneği Bülteni*, 3, 11-42.
- Yılmaz, Y., 1989. Comparison of young volcanic associations of Western and Eastern Anatolia formed under a compressional regime: A review. *Journal*

- of Volcanology and Geothermal Research, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., 1993. New evidence and model evolution of the southeast anatolian orogen. Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yıldırım, M., 1996. Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağında Nap Alanının (Metamorfik Masiflerin) Jeolojisi ve Evrimi, Turkish Journal of Earth Sciences, 5, 21-38.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, S.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. Tectonics, 12, 1280-1297.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz, Y., 1996. New evidence and solution to the Maden complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey), Geologische Rundschau, 85, 250-263.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14, 493–571.