



Makale / Research Paper

Doğu Anadolu Fay Sistemi Boyunca Gelişen Kuvaterner Yaşlı Mafik Alkali Harput Volkanik Kayaçları'nın Petrojenezi ve Tektonik Konumu, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı (Elazığ)

Melihat Beyarslan^{1a}, Mehmet Ali ERTÜRK^{1b*}, Mustafa Eren Rizeli^{1c}, Abdullah Sar^{1d}

¹Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/TÜRKİYE
erturkmae@gmail.com.tr

Received/Geliş: 21.06.2021

Accepted/Kabul: 05.10.2021

Öz: Bu çalışma Elazığ Bölgesinde yüzeleyen Kuvaterner yaşlı Harput volkanik kayaçlarının jeokimyasal ve izotop analizlerinin değerlendirilmesini kapsamaktadır. Sol yönlü doğrultu atımlı olan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) Türkiye'nin en önemli faylarından birisidir. Elazığ bölgesinde DAFZ boyunca mafik alkali özellikle volkanik kayaçlar yüzelemektedir. Bu volkanik kayaçlar, yüksek LILE ve HFSE içeriklerine ve düşük LILE/HFSE oranlarına (Ba/Nb=2.28-10.7) ve düşük ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.703149-0.703915) ve yüksek ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512751-0.512895) oranlarına sahiptirler. Kimyasal bileşimleri levha içi magmaların bileşimlerine benzemektedirler. Yüksek Nb (34-76.6 ppm), ve Nb/La oranları (>1.0) gösterirler. Nb/La oranları lavların kirlenmemiş veya çok az kirlenmiş olduğunu belirtmektedir. Pozitif Sr anomalisi ve Eu anomalisinin olmaması plajiyoklasların esas fraksiyonlaşma mineral fazı olmadığını belirtir. Farklı veriler Harput volkanitlerinin spinel lerzolitinin düşük derecede kısmi ergimesi (~% 0.4-4) ile Doğu Anadolu Fay Zonu'na ait fay sistemlerinin kesişme noktalarında oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Alkali volkanizma, Kuvaterner, Doğu Anadolu Fay Zonu, Elazığ

Petrogenesis and Tectonic Setting of the Quaternary Mafic Alkaline Harput Volcanic Rocks Along with the East Anatolian Fault System, Southeastern Anatolia Orogenic Belt (Elazığ)

Abstract: We report the results of a study on Quaternary Harput volcanic rocks cropping out in the Elazığ region. Here the sinistral transform East Anatolian Fault Zone (EAFZ) is one of the important strike-slip faults of Turkey. The Harput mafic alkaline lavas erupted along with strike-slip fault systems in the Elazığ region in southern Turkey. The Quaternary alkali basalts have higher LILE and HFSE contents and lower LILE/HFSE ratios (Ba/Nb = 2.28-10.7), low ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.703149-0.703915) and high ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0.512751-0.512895), with compositions similar to those of intraplate magmas. They have high Nb contents (34-76.6 ppm), and Nb/La ratios (>1.0). The Nb/La ratios indicate that the lavas are uncontaminated. The positive Sr anomalies and the lack of Eu anomalies imply that plagioclase was not a major fractionating mineral phase. The different data of the Harput volcanics indicate that the volcanism formed at the intersections of the fault systems that belong to the EAFZ and were produced by the lower degree of partial melting (~0.4-4 %) of spinel lherzolite.

Keywords: Alkaline volcanism, Quaternary, East Anatolian Fault Zone, Elazığ

1. Giriş

Araştırmacıların büyük bir kısmı [1- 4], volkanizmanın yer kabuğu içerisinde gerilmelerin olduğu bölgelerde oluştuğunu ve sıkışma rejiminin olduğu bölgelerde volkanizmanın olmayacağını veya çok az olacağını düşünmektedirler. Ancak, yaklaşan levha sınırlarında yaklaşma hızının yüksek

Bu makaleye atf yapmak için

Beyarslan, M., Ertürk, M.A., Rizeli, M.E., Sar, A., "Doğu Anadolu Fay Sistemi Boyunca Gelişen Kuvaterner Yaşlı Mafik Alkali Harput Volkanik Kayaçları'nın Petrojenezi ve Tektonik Konumu, Güneydoğu Anadolu Orojenik Kuşağı (Elazığ)" El-Cezerî Fen ve Mühendislik Dergisi 2022, 9 (1); 171-188.

How to cite this article

Beyarslan, M., Ertürk, M.A., Rizeli, M.E., Sar, A., "Petrogenesis and Tectonic Setting of the Quaternary Mafic Alkaline Harput Volcanic Rocks Along with the East Anatolian Fault System, Southeastern Anatolia Orogenic Belt (Elazığ)" El-Cezerî Journal of Science and Engineering, 2022, 9 (1); 171-188.

ORCID ID: ^a 0000-0002-1309-9834; ^b 0000-0003-1197-9202; ^c 0000-0003-3725-3063; ^d 0000-0002-9752-7807

olduğu bölgelerde aktif volkanların yaygın olduğu bilinmektedir. Nakamura [5], yaklaşan levha sınırlarında volkanizma, yayda gelişen doğrultu atımlı faylar ile açıklamaktadır. Astenosferik veya kıtasal litosferik mantonun kısmi ergimesi, kıtasal litosferin riftleşmesi veya doğrultu atımla ilişkili olarak deformasyona uğramasıyla meydana gelmektedir [6]. Bu tür tektonik ortamlardaki volkanik kayaların en yaygın türü alkali bazaltlardır. Kıtasal levha içi veya okyanusal ortamlarda oluşan alkali mafik volkanik kayalar mantonun fiziko-kimyasal şartları konusunda önemli ipuçları vermektedir [7]. Mafik volkanik kayaların nerede oluştuklarını ve nasıl bir evrim geçirdiklerini anlamak için volkanların püskürme hızının yavaş olduğu volkanik arazileri incelemek yararlı sonuçlar vermektedir [8].

İnceleme alanı, Doğu Anadolu'da bulunan Elazığ ili içerisinde yer almaktadır. Anadolu genel olarak, sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı ile sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı arasında bulunmaktadır. Ayrıca, Anadolu'da çok sayıda doğrultu atımlı faylar ve Batı Anadolu'da ise çok sayıda rift sistemi vardır. Doğrultu atımlı faylar boyunca gelişen volkanizmayı incelemek için Anadolu en iyi bölgelerden birisidir.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde genç volkanizma Miyosen'de başlamakta ve farklı periyotlarda Pleyistosen'e kadar devam etmektedir [9-16]. Bu bölgelerde en az üç farklı zamanda oluşmuş volkanizma ayrılmaktadır [13]. En yaşlı volkanizma bazaltik trakiandezit-dasit karakterlidir. Bu volkanitler, [15] tarafından Karabakır Formasyonu, [13] tarafından Pertek-Mazgirt volkanitleri olarak isimlendirilmektedir. Volkanizmanın oluşum zamanını tayin etmek için [13] $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ yaşlandırmasını kullanmış ve Pertek-Mazgirt volkanitleri için 16.3-15.5 My (erken Miyosen) yaşlarını tespit etmişlerdir. Malatya-Sivas arasındaki bölgede yüzeyleyen Yamadağ volkanitleri, Pertek-Mazgirt volkanitleri ile aynı yaş ve özelliklerdedir.

Doğu Anadolu Fay Zonu içerisinde çok küçük hacimli Kuvaterner yaşlı volkanitler bulunmaktadır. Bu tür volkanizma Elazığ'ın yakınında, Karasu Fayı (Hatay) boyunca ve İskenderun Havzasında görülmektedir [9,17]. Karasu Fayı içerisinde görülen volkanitler, yaşları 1.57 ± 0.08 ve 0.05 ± 0.03 My arasındaki akarsu ve gölsel çökellerle birlikte bulunmaktadır [17].

Elazığ bölgesindeki Kuvaterner mafik alkali volkanitleri, batıya doğru hareket eden Anadolu Bloğu'nun güney sınırını oluşturan ve Anadolu Bloğu ve Arap Bloğu arasındaki göreceli hareketi ile uyumlu [18-19] Doğu Anadolu Fay Zonu'nun kuzey kesiminde yer almaktadır (Şekil 1).

Bu çalışmanın amacı, Elazığ bölgesinde yüzeyleyen Kuvaterner yaşlı alkali bazaltik volkanitlerin, arazi ilişkileri, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ile Sr-Nd izotopları sonuçları bir arada değerlendirilerek, bu volkanitlerin petrolojisini ve Doğu Anadolu Fay Zonu ile ilişkisini ortaya çıkarmak şeklindedir.

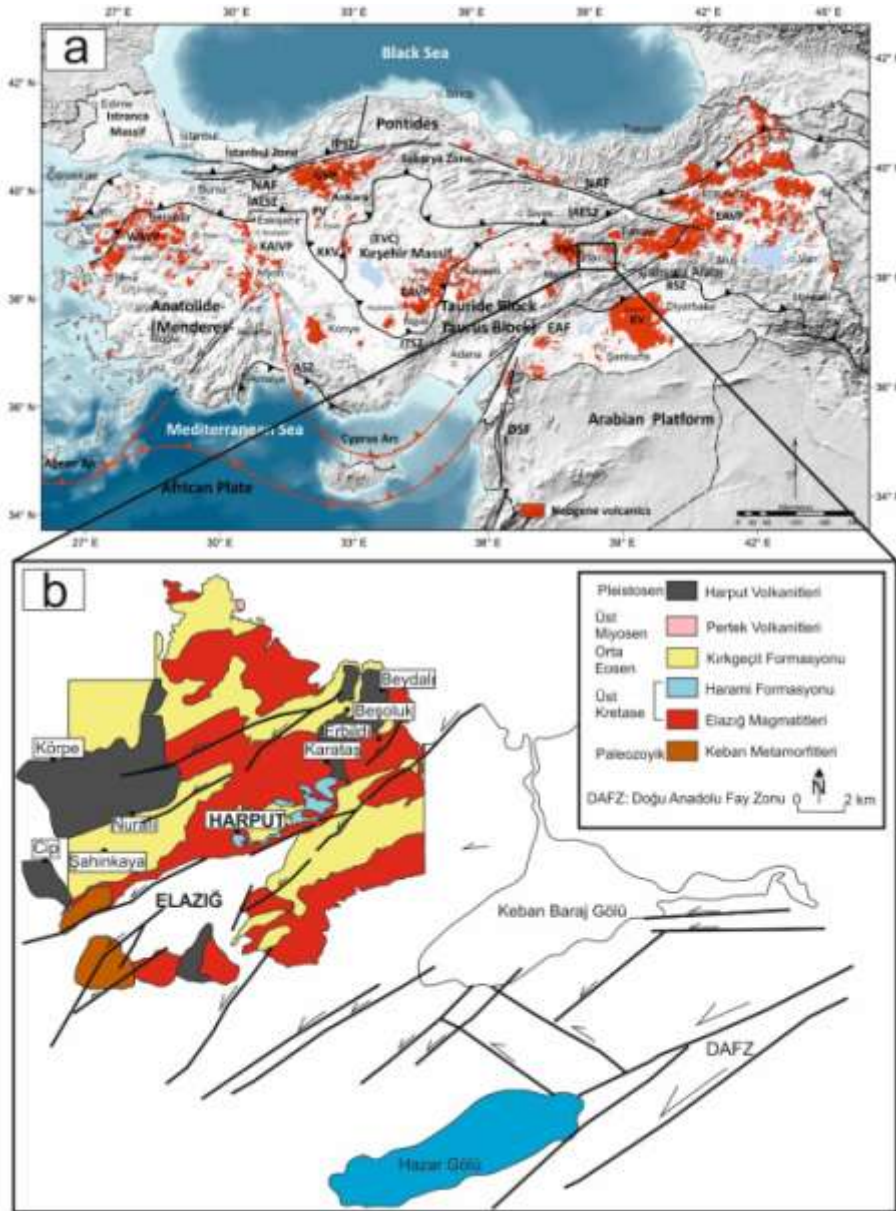
2. Jeolojik Ortam

Elazığ Bölgesinin ana litolojik birimleri Orta-Geç Devoniyen yaşlı Keban Metamorfikleri (düşük dereceli metamorfik karbonatlar), Geç Kretase yaşlı Ofiyolit ve okyanus içi yay magmatitleri (Elazığ magmatitleri), Orta Eosen-Miyosen yaşlı birimler (Kırkgeçit Formasyonu, Karabakır volkanitleri ve gölsel depolar) ve Kuvaterner yaşlı volkanitlerdir [20].

Keban ve Pertek bölgesinde yüzeyleyen Keban metamorfikleri mermer, metakonglomera, kalkşist, fillit ve şistlerden oluşmaktadır. İnceleme alanında Elazığ şehir merkezinin güneybatı-batısında (Meryem Dağı ve Keklik Tepe), Elazığ-Malatya karayolunun her iki tarafında küçük tektonik bloklar halinde yüzeylemekte ve Kaya [21] tarafından Keban mermeri olarak adlandırılan kayalardan oluşmaktadır. Kaya [21]'ya göre bu mermerler [22] Çamlıgedik Tepe Formasyonu'nun

eşdeğeri olup, Orta-Geç Devonyen (Givetian) yaşlıdır. Bu mermerler, tektonik olarak Elazığ Magmatitleri'ni üzerlemekte ve Orta Eosen yaşlı Kırkeçit Formasyonu veya genç volkanitler tarafından örtülmektedir [20, 22-29].

Bölgede yaygın olan Geç Kretase yaşlı ofiyolitler, çalışma alanının dışında Guleman ve Kömürhan bölgesinde yüzeylemektedir [30]. Turan vd., [25] tarafından Elazığ Magmatitleri olarak adlandırılmış olan okyanus içi yay magmatitleri volkanik, volkano-sedimanter ve derinlik kayalarından (diyoritten granit kadar değişen) oluşmaktadır [23-29]. Ofiyolitlerin üzerinde oluşmuş olan bu yayla ilişkili magmatitler, Orta Eosen-Kuvaterner yaşlı sedimanter ve volkanik kayalarla örtülmektedir. Keban Metamorfileri Elazığ Magmatitleri üzerine bindirmekte ve yer yer de bindirme zonu granitik kayalarla kesilmektedir [20, 23-29]. Elazığ il merkezinin çevresinde yaygın



Şekil 1. (a) Türkiye'nin ana sutur zonlarını, yay sistemlerini ve kıtasal bloklarını gösteren basitleştirilmiş tektonik haritası [31], Neojen volkanik kayaları ([32] tarafından değiştirilmiştir).

(b) Elazığ bölgesinin basitleştirilmiş jeoloji ve tektonik haritası.

olarak yüzeyleyen volkanik kayalar yastık yapılı ve lav akıntı yapılı volkanitler, bazaltik-andezitik lav akıntıları, andezitik piroklastitler ve az oranlarda dasit ve riolitler ve en üst seviyelerinde volkano-sedimanter kayalardan oluşmaktadır. Volkano-sedimanter kayalar yatay ve düşey olarak rekristalize kireçtaşları ile karakterize edilen Maastrihtiyen yaşlı Harami Formasyonu'na geçiş göstermektedir.

Keban mermerleri ve Elazığ Magmatitleri'ni örten Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, mermer ve kireçtaşlarından oluşmakta olup bu birimler şelf, yamaç ve derin deniz fasiyesleri olarak yorumlanmıştır [20, 23-30, 33].

Bazı yazarlar tarafından Karabakır Formasyonu'na ait olduğu kabul edilen gölsel birimler, Elazığ bölgesinin batı ve merkezi kesimlerinde yüzeylenmektedir [20, 34-35]. Her ne kadar gölsel birimler Geç Miyosen yaşlı Karabakır Formasyonu içerisinde görülmekte ise de [15, 36], Elazığ çevresinde Erken ve Orta Pliyosen yaşlı gölsel depolarda vardır [37]. Bu nedenle Elazığ çevresindeki tüm gölsel birimler Karabakır Formasyonu'nun birer üyesi olarak kabul edilememektedir.

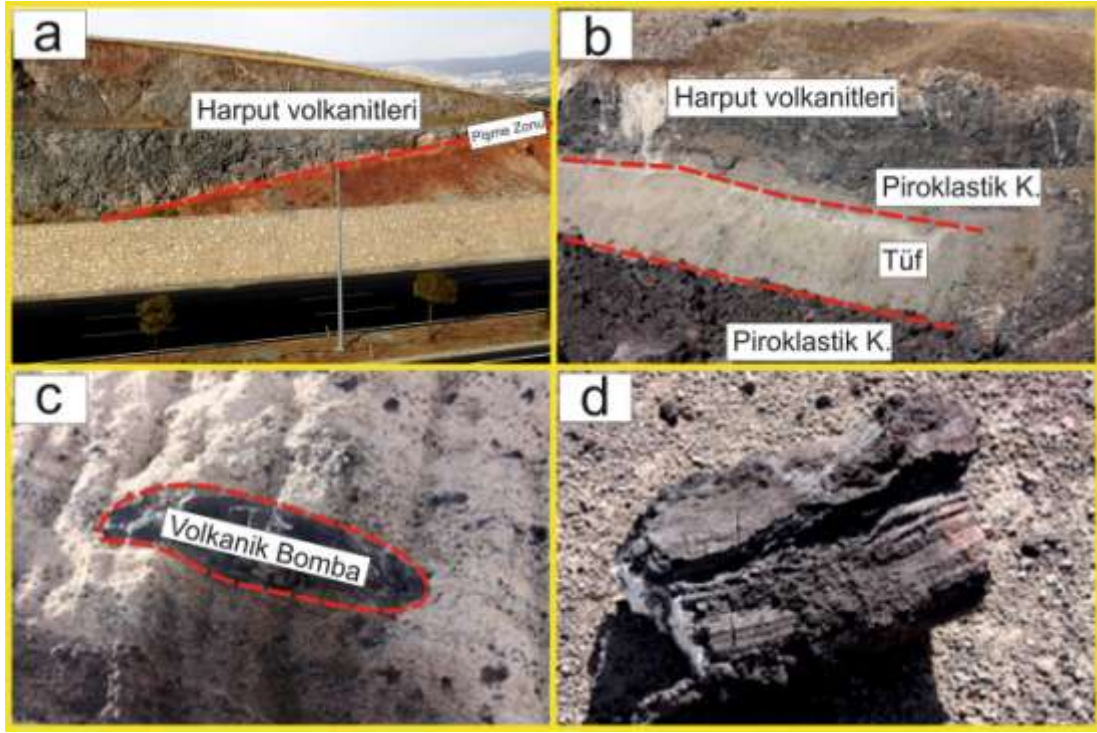
İnceleme konusu olan Kuvaterner yaşlı volkanitler, Elazığ bölgesinde yaklaşık KD-GB doğrultulu Doğu Anadolu Fay sistemi boyunca yüzeylenmektedirler (Şekil 1). Bunlar, Erken ve Orta Pliyosen yaşlı gölsel sedimanlar üzerinde bulunurlar. [9, 38] çalışmalarında bu volkanitleri Karabakır Formasyonu'nun bir parçası olarak kabul etmektedirler. Seyrek vd., [38] bunları Cip ve Gümüşbağlar bazaltları olarak adlandırmışlar. Toplam kayacık K-Ar yaşlandırma yöntemi ile [9] biri alt akıntı (1.47 ± 0.18 My), diğeri üst altere olmamış akıntı (1.87 ± 0.14 My) olmak üzere iki kısım tanımlamıştır. $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ yöntemini kullanan [9] bazaltik volkanizmanın $\sim 1.8-1.9$ My civarında oluştuğunu bulmuştur. Elazığ il merkezinin güneyindeki bazaltlarda yapılan yaş tayininde [39] 1.45 ± 0.06 My'lık bir yaş elde edilmiştir. Giuseppe vd., [13] $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ yöntemini kullanarak "Elazığ volkanik kayaları" adını verdikleri volkanitlerin ~ 1.7 My yaş ile en genç birim olduğunu belirtmiştir. Yukarıda açıkladığımız gibi, bölgede yaygın olarak yüzeyleyen volkanik ve plütonik kayalardan oluşan Geç Kretase yaşlı Elazığ Magmatitleri ile Kuvaterner yaşlı bu volkanitlerin isim olarak karıştırılmaması için bu volkanitler, bu çalışmada "Harput volkanitleri" olarak yeniden adlandırılmıştır.

Harput volkanitleri esas olarak daha yaşlı birimler üzerinde akmış akıntı bazaltlarından oluşmaktadır. Elazığ şehir merkezinin güneyinde Harput volkanitleri tabanda ~ 30 m kalınlığında tüf ve iri taneli piroklastitler ve içerisinde bulunan iri bazaltik bombalar ve gölsel sedimanlarla başlamaktadır. Bu birimler içerisinde yer yer kömürleşmiş odun kalıntıları bulunmaktadır (Şekil 2).

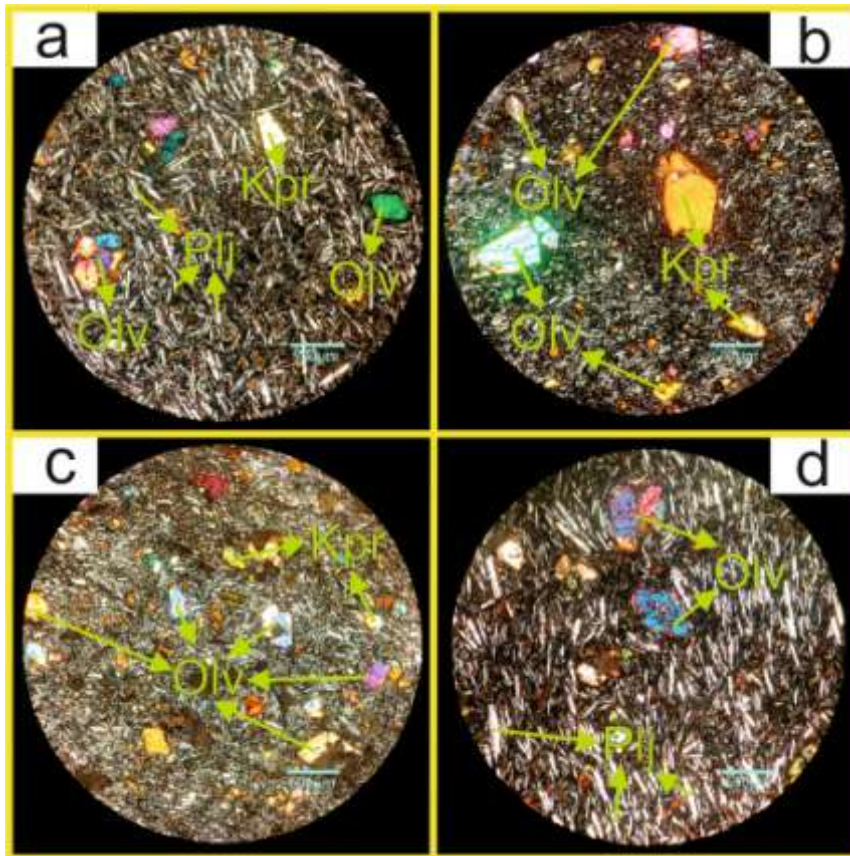
Örtü lavları afirik ve mikroporfirik doku gösterir (Şekil 3). Olivin ve klinopiroksen en bol bulunan fenokristallerdir, plajiyoklas fenokristalleri ise çok az bulunmaktadır. Her üç mineral ve opak mineraller mikrofeno-kristaller halinde de bulunmaktadır. Bazı örnekler % 5-8 arasında klinopiroksen, iddingsitleşmiş olivin ve plajiyoklas fenokristallerinden oluşan glomeroporfirik doku gösterirler. Fenokristaller ve mikrofeno-kristaller farklı veziküler doku gösteren hamur malzemesi içerisinde bulunurlar.

3. Materyal ve Metot

Arazi çalışmaları sırasında volkanik kayalardan aldığımız toplam 30 örneğin mikroskop incelemeleri sonucu alterasyondan en az etkilenmiş 21 jeokimyasal analizleri Kanada'daki ACME Lab.'nda yaptırılmıştır. Ana elementler ICP-AES, iz elementler ICP-MS yöntemi ile tayin edilmiştir. 8 örneğin Nd ve Sr izotop analizleri aynı laboratuvarında Triton-MC kütle spektrometresi ile belirlenmiştir.



Şekil 2. (a) Karasal sedimanlar üzerindeki bazaltik lav akıntıları (Elazığ şehir merkezi çevre yolu kenarı). (b) Tüf-piroklastik kayaç ardalanması (Elazığ şehir merkezi güneyi). (c) volkanik bombalar. (d) kömürleşmiş odunlar (Elazığ şehir merkezi güneyi).

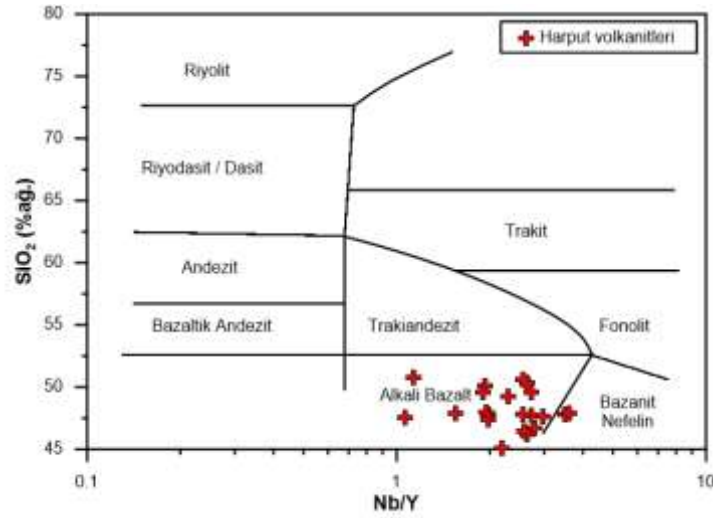


Şekil 3. Harput volkanitleri bazik kayaçların doku ve mineralojilerini gösteren ince kesit fotoğrafları (Olv: Olivin, Kpr: Klinopiroksen, Plj: Plajiyoklas).

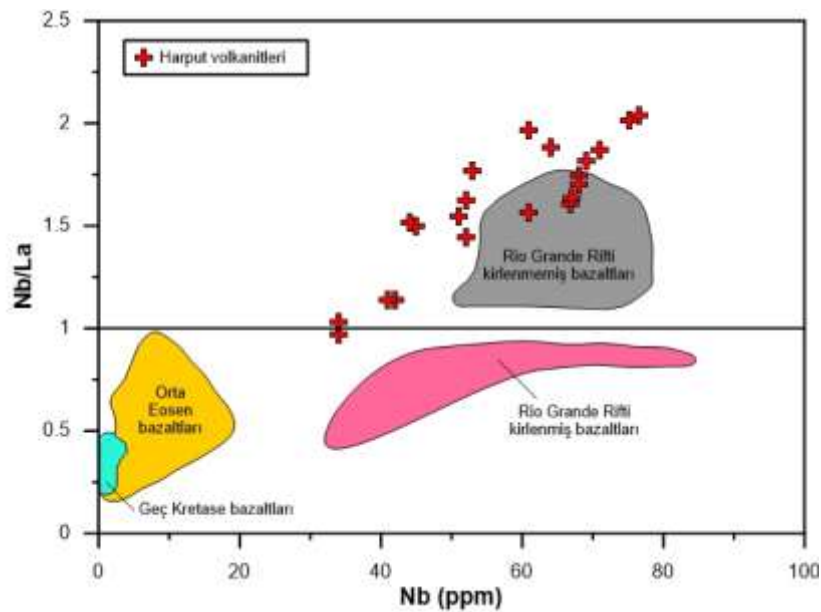
4. Bulgular

4.1. Ana ve İz Element Jeokimyası

Tablo 1’de ana oksit ve iz element sonuçları verilmiştir. Harput bazaltlarının % SiO₂ değerleri 45.06 - 50.76 arasında değişmektedir. Winchester ve Floyd [39]’un Nb/Y-SiO₂ diyagramında örnekler alkali bazalt alanına düşmektedirler (Şekil 4). Bu kayaçların, Nb içerikleri yüksek (34-76.6 ppm) ve Nb/La oranları >1.0’dır. Bazaltik kayaçlarda yüksek Nb içerikleri ve Nb/La oranları bu kayaçların kirlenmemiş olduğunu vermektedir (Şekil 5) [40]. Yüksek Nb/La oranı ve yüksek εNd değerlerine sahip olan Harput volkanitleri Rio Grande Rifti bazaltları ile karşılaştırıldığında kirlenmemiş bazaltlar ile aynı alana düştükleri görülür (Şekil 6). İlksel mantoya göre normalleştirilmiş uyumsuz çoklu element desenleri, Harput volkanitlerinin uyumsuz elementlerce zenginleştiği görülmektedir (Şekil 7a). Negatif Nb ve Ta anomalilerinin olmayışı magmanın yitim bileşeni ile karışmamış bir manto kaynağından türediğini ve ilksel eriyiğin kıtasal kirlenme geçirmediğini belirtmektedir. N-MORB’a göre normalleştirilmiş diyagramda tüm örnekler büyük iyon yarıçaplı litofil (LILE) ve yüksek alan enerjili (HFSE) elementlerce zenginleşme göstermektedir. Kondrite göre normalleştirilmiş diyagramda NTE’ler kondrite paralele yakın bir desen gösterirler [41] (Şekil 7b).



Şekil 4. Harput volkanitlerinin SiO₂-Nb/Y sınıflama diyagramı [39].



Şekil 5. Harput volkanitlerinin Nb/La-Nb değişim diyagramı [27, 42,43].

Tablo 1. Harput volkanitlerinin ana, iz ve nadir toprak element analizleri.

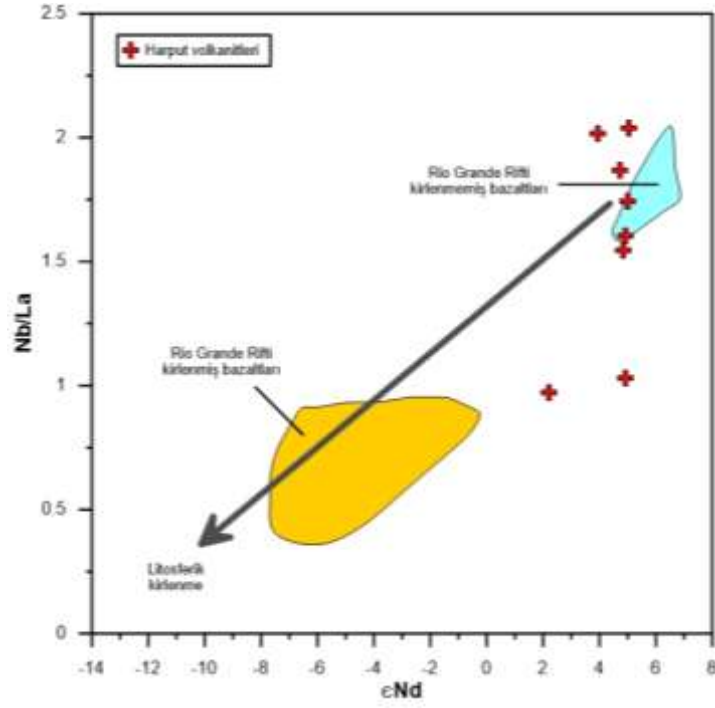
Örnek	HV1	HV2	HV3	HV4	HV5	HV6	HV7
Ana Oksitler (%ağ.)							
SiO ₂	49.58	49.27	50.32	47.5	47.9	50.59	50.76
TiO ₂	1.83	2.01	1.91	1.92	1.95	1.69	1.61
Al ₂ O ₃	17.41	17.45	17.22	16.15	15.99	17.39	17.18
Fe ₂ O ₃	9.19	9.63	9.05	9.12	8.82	7.83	7.83
MnO	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.14	0.16
MgO	5.74	6.08	6.32	7.59	7.81	6.18	7.07
CaO	6.68	7.31	6.79	8.76	8.73	6.85	7.4
Na ₂ O	4.77	3.25	4.53	4.43	4.21	4.89	4.23
K ₂ O	2.62	2.37	2.41	2.64	2.71	2.59	2.14
P ₂ O ₅	0.77	0.76	0.76	0.63	0.65	0.66	0.55
LOI	0.44	1.37	0.32	1.07	0.71	1.08	0.94
Toplam	98.71	99.64	99.76	99.95	99.63	99.89	99.87
İz Elementler (ppm)							
P	3490	3318.16	3318.16	2749.32	2836.6	2880.24	2400.2
Sc	14.8	14.7	13.8	27.01	24.98	20.08	21.98
Ti	10950	12060	11460	11508.48	11688.3	10129.86	9650.34
V	133.5	145	144	260	287	195	197
Cr	128	116	113	42	87	98	237
Mn	1089	-	-	-	-	-	-
Co	30.1	26.9	30.2	32.1	38.8	43.8	27.1
Ni	100.7	89	78	42	51	79	59
Cu	35.11	48	51	42	35	49	52
Zn	49.7	70	69	98	97	87	110
Ga	19.2	19.8	18.7	22.9	21.1	19.2	22.9
Rb	57.47	39	42	17	12	9	34
Sr	789	862	758	482	469	532	405
Y	24.5	26.5	24.3	31.8	27.1	20.3	39.8
Zr	314	307	305	226	209	176	304
Nb	66.8	61	64	34	42	52	45
Cs	0.86	0.72	0.81	0.19	1.84	0.19	1.02
Ba	522	526	237	181	146	141	341
La	41.6	31	34	35	37	36	30
Ce	74.9	67	51	46	37	35	65
Pr	8.33	9.09	8.74	6.51	4.89	4.41	8.23
Nd	29.27	30.2	23.7	29.3	22.3	18.6	35.2
Sm	5.57	5.67	5.73	5.89	5.41	5.51	5.39
Eu	1.84	1.96	1.89	2.46	1.92	1.66	4.47
Gd	5.48	5.81	5.49	7.21	5.78	4.81	8.37
Tb	0.78	0.68	0.71	1.21	1.01	0.82	1.39
Dy	4.44	4.21	4.87	6.64	5.62	4.28	8.08
Ho	0.88	0.83	0.84	1.07	1.02	0.81	1.43
Er	2.36	2.34	2.31	3.34	3.01	2.19	4.25
Tm	0.34	0.32	0.32	0.45	0.46	0.34	0.6
Yb	2.21	2.19	2.08	2.24	2.19	2.18	2.31
Lu	0.33	0.31	0.33	0.41	0.45	0.34	0.61
Hf	5.97	5.89	5.73	4.32	4.08	3.35	5.87
Ta	4.02	4.13	4.03	4.01	3.84	3.89	3.86
W	0.87	0.9	0.89	0.84	0.82	0.91	0.9
Tl	0.14	0.1	0.12	0.11	0.12	0.11	0.08
Pb	4.63	1	7	5	6	4	7
Th	6.9	6	5	4	5	4	6
U	2.06	2.01	1.78	1.21	0.78	0.45	1.22

Tablo 1.'in devamı

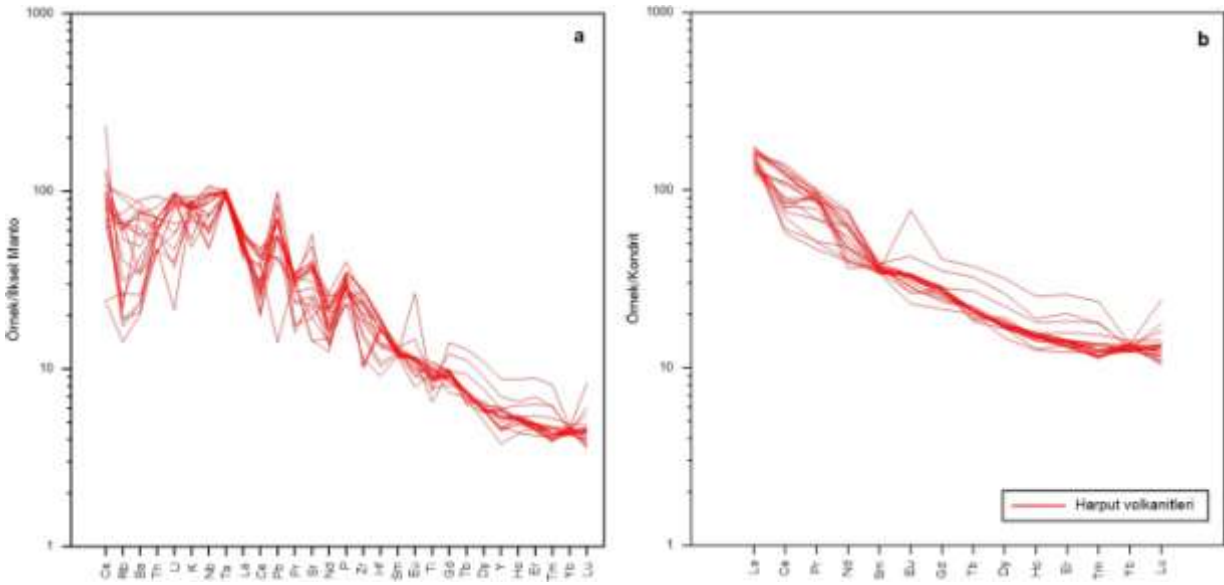
Örnek	HV8	HV9	HV10	HV11	HV12	HV13	HV14
Ana Oksitler (%ağ.)							
SiO ₂	50.11	47.8	47.83	47.83	46.72	47.67	47.61
TiO ₂	1.85	2.08	2.34	2.357	1.89	1.91	1.41
Al ₂ O ₃	17.01	16.58	17.19	17.22	16.5	16.23	15.34
Fe ₂ O ₃	8.03	8.74	10.53	10.54	10.58	10.35	10.09
MnO	0.13	0.13	0.17	0.166	0.13	0.15	0.14
MgO	7.08	7.19	4.83	4.88	9.09	6.83	7.52
CaO	7.88	8.72	7.74	7.75	7.78	8.94	9.23
Na ₂ O	4.07	4.28	4.32	4.71	2.52	3.09	3.09
K ₂ O	2.04	2.24	2.47	2.54	2.41	2.57	2.31
P ₂ O ₅	0.61	0.51	0.65	0.88	0.73	0.69	0.72
LOI	1.01	1.45	0.41	0.37	1.21	0.65	2.49
Toplam	99.82	99.72	98.48	99.25	99.56	99.08	99.95
İz Elementler (ppm)							
P	2662.04	2225.64	2836.6	3855	3187.18	3012.54	3143.52
Sc	23.87	18.09	14.01	13.4	15.1	21.8	27.6
Ti	11088.9	12467.52	14025.96	14142	11340	11460	8460
V	203	183	173.4	164.6	140	153	175
Cr	283	267	241	101	242	227	255
Mn	-	-	-	1178	-	-	-
Co	36.1	46.8	29.1	28.8	29.4	28.7	27.3
Ni	168	128	46.21	45.63	151	110	113
Cu	59	32	32.12	30.64	77	51	52
Zn	89	98	80.1	79.6	73	79	79
Ga	20.1	20.2	21.01	20.8	19.1	18.9	19.2
Rb	20	26	41.98	42.44	16	11	12
Sr	541	408	798	823	1205	306	302
Y	22.8	17.2	21.4	21.2	24.3	24.6	23.9
Zr	165	127	212	281	113	118	116
Nb	44	34	75.2	76.6	68	67	71
Cs	1.04	0.8	0.54	0.49	0.52	0.64	0.72
Ba	253	238	389	490	298	164	162
La	29	33	37.3	37.6	39	41	38
Ce	56	43	52.1	85.7	78	75	73
Pr	6.51	4.82	8.47	9.59	8.251	8.74	8.56
Nd	25.6	19	32.3	36.08	21.8	16.9	20.1
Sm	5.28	5.18	5.89	5.53	5.62	5.71	5.26
Eu	1.54	1.33	1.52	1.96	1.81	1.89	1.92
Gd	5.38	4.38	5.72	5.83	5.51	5.64	5.72
Tb	0.82	0.75	0.78	0.8	0.78	0.78	0.79
Dy	4.59	3.74	4.23	4.35	4.42	4.29	4.38
Ho	0.88	0.71	0.72	0.84	0.88	0.85	0.86
Er	2.61	2.02	2.21	2.14	2.17	2.21	2.37
Tm	0.39	0.31	0.31	0.29	0.29	0.3	0.32
Yb	2.41	2.34	2.18	2.27	2.23	2.11	2.19
Lu	0.36	0.31	0.27	0.26	0.28	0.3	0.32
Hf	3.18	2.82	5.1	5.08	5.01	5.21	5.46
Ta	4.01	3.98	4.12	4.03	4.07	3.97	3.95
W	0.87	0.89	0.87	0.91	0.87	0.89	0.9
Tl	0.09	0.11	0.08	0.04	0.05	0.06	0.06
Pb	5	6	4.01	3.93	3	4	3
Th	6	4	5	5.2	5	6	5
U	1.38	0.84	0.98	1.83	2.01	1.97	2.05

Tablo 1.'in devamı

Örnek	HV15	HV16	HV17	HV18	HV19	HV20	HV21
Ana Oksitler (%ağ.)							
SiO ₂	45.06	46.21	46.43	49.61	47.95	47.33	47.78
TiO ₂	2.14	2.21	2.13	1.97	2.09	2.19	1.95
Al ₂ O ₃	16.09	16.55	16.21	16.57	17.33	16.3	16.46
Fe ₂ O ₃	9.96	10.31	9.97	9.61	10.21	9.58	9.38
MnO	0.15	0.18	0.16	0.13	0.15	0.15	0.14
MgO	7.41	6.91	6.82	6.91	7.07	8.26	7.32
CaO	10.06	9.23	8.77	7.59	8.49	8.81	7.65
Na ₂ O	2.88	3.85	3.96	4.03	3.19	3.78	3.99
K ₂ O	2.43	1.61	2.81	2.24	1.46	2.52	2.51
P ₂ O ₅	0.58	0.63	0.62	0.49	0.63	0.5	0.73
LOI	2.87	1.67	1.32	0.21	1.47	0.32	0.91
Toplam	99.63	99.36	99.2	99.36	100.04	99.74	98.82
İz Elementler (ppm)							
P	2532.28	2750.58	2706.92	2139.34	2750.58	2182	3185.72
Sc	14.2	20.1	18.8	14.5	13.7	24	19
Ti	12840	13260	12780	11820	12540	13126.86	11688.3
V	170	193	180	151	142	205	166
Cr	175	202	195	136	152	267	164
Mn	-	-	-	-	-	-	-
Co	30.4	28.6	28.4	29.2	27.5	37.8	35.7
Ni	91	104	95	99	97	142	149
Cu	62	46	46	54	53	68	67
Zn	82	78	79	71	68	67	71
Ga	18.9	19.5	18.7	18.8	19.1	16.8	17.9
Rb	42	48	61	38	14	42	39
Sr	1032	831	804	649	791	603	750
Y	27.8	26.1	26.3	26.9	26.8	20.8	20.7
Zr	229	252	249	269	261	205	263
Nb	61	69	68	51	52	41	53
Cs	0.65	0.54	0.85	0.65	0.74	0.76	0.7
Ba	398	626	601	534	542	433	567
La	39	38	40	33	32	36	30
Ce	82	77	82	48	55	49.5	68.2
Pr	9.27	9.43	8.97	9.21	8.65	7.48	8.01
Nd	18.2	29.7	34.5	27.9	21.8	22.2	28.1
Sm	5.37	5.21	5.98	5.34	5.18	5.78	5.39
Eu	1.92	1.94	1.94	1.88	1.89	1.63	1.73
Gd	5.49	5.67	5.12	5.47	5.94	5.01	5.27
Tb	0.78	0.76	0.79	0.76	0.7	0.79	0.8
Dy	4.56	4.35	4.32	4.29	4.67	4.29	4.41
Ho	0.86	0.88	0.85	0.84	0.83	0.8	0.9
Er	2.29	2.35	2.34	2.19	2.27	2.29	2.37
Tm	0.34	0.32	0.3	0.29	0.32	0.3	0.35
Yb	2.09	2.15	2.32	2.34	2.12	2.11	2.29
Lu	0.33	0.33	0.3	0.28	0.29	0.35	0.34
Hf	5.61	5.18	5.78	5.92	5.17	4.12	4.28
Ta	4.21	3.79	4.21	4.12	4.06	3.97	3.694
W	0.91	0.91	0.89	0.88	0.9	0.9	0.87
Tl	0.12	0.12	0.12	0.06	0.09	0.07	0.06
Pb	4	4	5	4	5	3	5
Th	6	8	6	5	6	3.8	5.3
U	1.89	1.79	1.92	2.05	2.03	1.7	1.8



Şekil 6. Harput volkanitlerinin $\epsilon Nd(t)$ - Nb/La değişim diyagramı.



Şekil 7. Harput volkanitlerinin (a) ilksel manto (b) kondrite [41] göre normalize edilmiş spider diyagramları.

4.2. Sr-Nd İzotopları

8 örneğin izotopları Tablo 2’de verilmiştir. Tabloda görüldüğü gibi bazaltik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları düşük (0.703149–0.703742) ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512751–0.512895) oranları yüksektir. Örneklerin tamamı pozitif ϵNd değerlerine (+2.204 - +5.013) sahiptir. Harput volkanitleri izotoplarca homojen bir mantodan türeyen magmaların izotop oranlarına yakın benzerlik göstermektedir.

5. Tartışma

Bazaltlar farklı tektonik ortamlarda farklı jeokimyasal özellikler gösterdikleri için jeokimyasal özellikleri tektonik ortamı belirlemek için gösterge olarak kullanılırlar [40]. Farklı tektonik

ortamlarda oluşan bazaltlar arasında uyumsuz iz element konsantrasyonları ve Sr-Nd izotoplarının ayırıcı jeokimyasal özellikler vardır. Nb/La oranları, Nb, Ta ve Ti anomalilerinin varlığı veya yokluğu, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ oranlarının düşük veya yüksek olması ve ϵNd değerleri kirlenmiş veya kirlenmemiş bazaltların tektonik ortamlarını belirlemek için kullanılırlar. Harput volkanitlerinin petrografik, jeokimyasal ve izotop özelliklerini inceleyerek tektonik ortam, manto kaynağındaki kısmi ergime süreçleri ve magmanın evrimini (fraksiyonel kristalleşme, asimilasyon vs.) ortaya çıkarmaya çalışılmıştır.

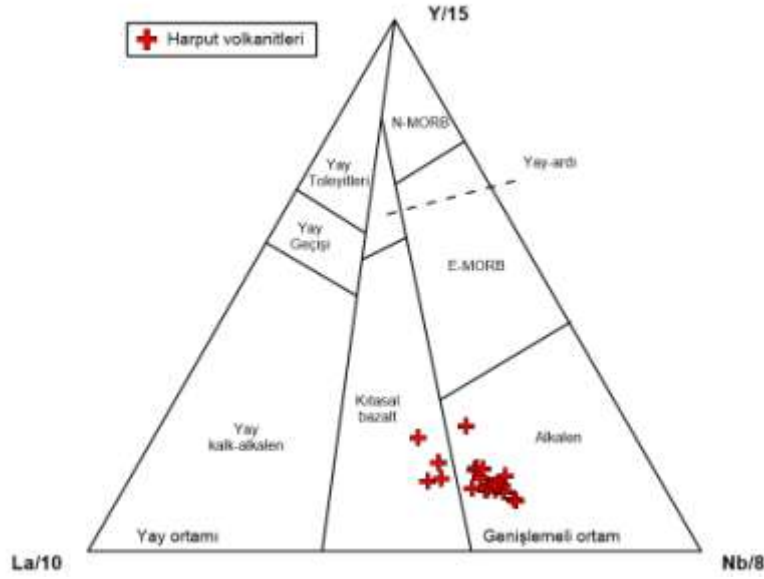
Tablo 2. Harput volkanitlerinin Sr–Nd radyojenik izotop değerleri.

Örnek	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm
HV1	57.47	207	0.804	0.703279	0.70327	5.57
HV4	17	286	0.172	0.703915	0.70391	5.89
HV9	26	537	0.14	0.703321	0.70332	5.18
HV10	41.98	181	0.672	0.703742	0.70373	5.89
HV11	42.44	133	0.924	0.703181	0.70317	5.53
HV12	16	276	0.168	0.703177	0.70317	5.62
HV14	12	758	0.046	0.703226	0.70323	5.26
HV18	38	463	0.238	0.703149	0.70315	5.34
Örnek	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM} (Ga)
HV1	29.27	0.115	0.51289	0.51289	4.9	0.4
HV4	29.3	0.1215	0.512751	0.51275	2.2	0.7
HV9	19	0.1648	0.51289	0.51289	4.9	0.8
HV10	32.3	0.1102	0.51284	0.51284	4	0.5
HV11	36.08	0.0927	0.512895	0.51289	5	0.3
HV12	21.8	0.1559	0.512894	0.51289	5	0.7
HV14	20.1	0.1582	0.51288	0.51288	4.7	0.7
HV18	27.9	0.1157	0.512886	0.51288	4.9	0.4

Harput bazaltları tipik levha içi (kıtasal rift) bazaltlarının desenlerini göstermektedir (Şekil 7a ve b). Hollocher vd. [44]' nin La/10-Y/15-Nb/8 üçgen diyagramında Harput alkali bazaltlarının büyük çoğunluğu kıtasal alkali bazalt alanına düşmektedir (Şekil 8).

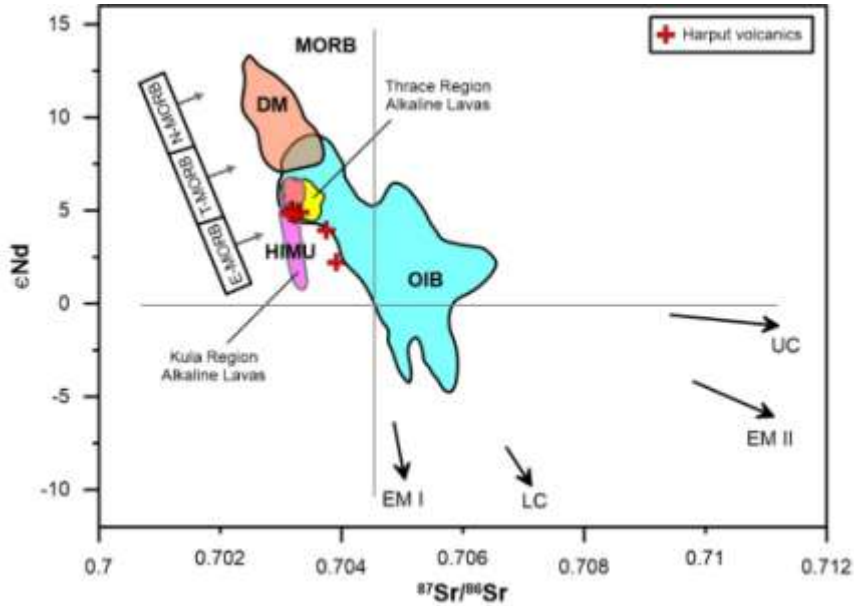
5.1. Fraksiyonel Kristallenme ve Kabuksal Kirlenme

Harput mafik alkali volkanizma örneklerinin kimyasal değişimleri fraksiyonel kristalleşmenin alkali bazalt örneklerinde önemli bir gelişim süreci olmadığını vermektedir. Petrografik veriler fraksiyonlaşmada olivin ve klinopiroksenin ana faz, plajiyoklasların ise minör faz olduğunu ortaya koymaktadır. Harput bazaltik kayaçların Sr izotopik değerleri (0.703149-0.703915; Tablo 2) sınırlı oranlarda fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu belirtmektedir. Bir örnek hariç tüm örneklerin Na/La oranları 1.03'den 2.037'e kadar değişmektedir. Bu pozitif değerler ve Nb/La >1.0 oranları Harput volkanitlerini veren magmanın kıtasal kirlenmeden etkilenmediğini ve bu özellikleri ile Rio Grande Rifti kirlenmemiş bazaltlarına benzediğini belirtmektedir (Şekil 5 ve 6). Yüksek Nb içerikleri (34-76.6), orta pozitif ϵNd değerleri (Şekil 6) (+2.204 - +5.013) ve okyanus adası bazaltlara benzer element desenleri bu kayaçları yayla ilişkili olanlardan ayırmaktadır. Pozitif Sr anomalileri ve negatif Eu anomalilerini olmayışı plajiyoklasların majör fraksiyonlaşma mineral fazı olmadığını belirtmektedir (Şekil 7a ve 7b)



Şekil 8. Harput volkanitlerinin tektonik ayırtman “La/10-Y/15-Nb/8” diyagramı [44].

Harput bazaltik kayaçların levha içi yüksek- μ manto kaynaklı (HIMU), okyanusal ada bazaltları (OIB) kaynaklarına benzer ve orta pozitif ϵNd değerleri (+2.204 - +5.013) ve düşük $^{87}Sr/^{86}Sr$ oranları (+0.703177 - +0.703915) bunları veren magmanın kirlenmediğine işaret etmektedir (Şekil 9).

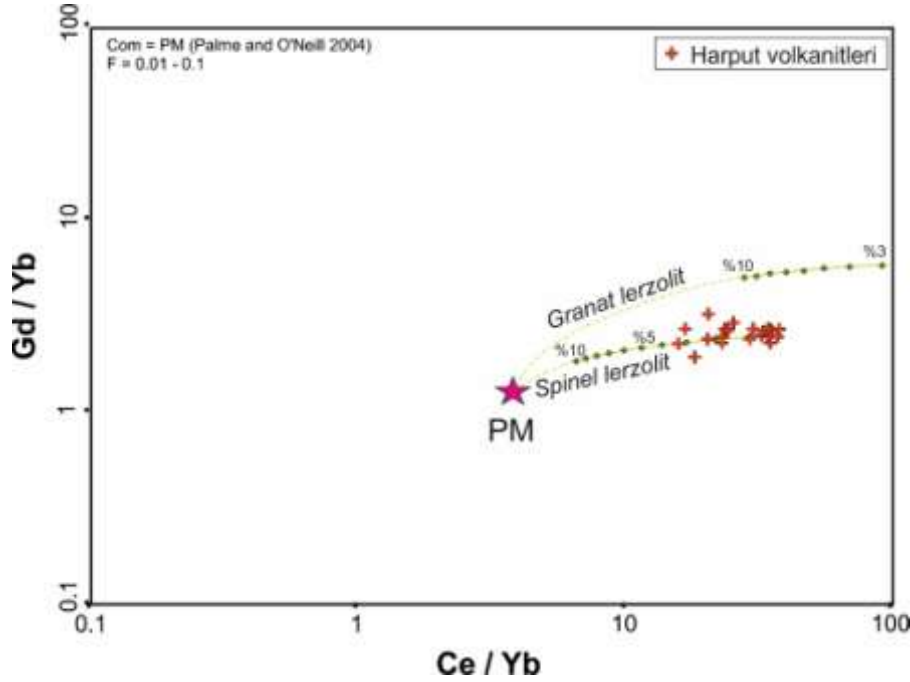


Şekil 9. Harput volkanitlerinin $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ - $\epsilon Nd(t)$ değişim diyagramı [45]’den değiştirilerek), N-tipi MORB: normal okyanus ortası sırtı bazaltı. T-tipi: geçiş tipi. E-tipi: zenginleşmiş tip. UC – üst kabuk. LC – alt kabuk, EM I ve EM II – zenginleşmiş manto I ve II kaynakları, HIMU – yüksek- μ içeren manto kaynağı, DM – tüketilmiş manto kaynağı

5.2. Manto Kaynağının Özellikleri ve Kısmi Ergime Süreçleri

Alkali magmaların model manto kaynağı bunların DMM ve PM ye oranla yüksek ve orta uyumsuz elementlerce zenginleştiğini göstermektedir [46]. Harput alkali bazaltlarının ilksel mantoya göre normalleştirilmiş uyumsuz element desenleri incelendiğinde bu elementlerin PM’ya göre zenginleştikleri görülmektedir (Şekil 7a). Bu veriler Harput alkali volkanitlerini veren magmanın

oluştugu manto kaynağının bu elementlerce zengin olduğunu vermektedir. Ersoy [47] Ce/Yb-Gd/Yb diyagramı manto kaynağındaki esas alüminoferris (spinel veya granat) fazı tayin etmek için kullanılmaktadır. Bu araştırmacılara göre çok düşük Ce/Yb oranları volkanik kayaların spinel lerzolit kaynağının farklı derecelerde kısmi ergimesi ile oluşmaları gerekmektedir. Granat lerzolit kısmi ergimesi ile oluşan volkanitlerin Ce/Yb oranları çok daha yüksektir. Harput volkanik örneklerinin çok düşük Ce/Yb oranlarına sahip olduklarını vermekte ve bu volkanitlerin spinel lerzolit çok düşük derece (~% 0.4-4) kısmi ergimesi sonucu oluştuklarını vermektedir (Şekil 10).



Şekil 10. Harput volkanitlerinin iz element ergime modellemesi (kapalı sistem non modal fraksiyonel ergime modeli) [47] (İlssel manto kökeni (PM; [48]; Granat lerzolit için (Ol 0.60/0.03 + Opx 0.20/-0.16 + Cpx 0.10/0.88 + Grt 0.10/0.09; [49], spinel lerzolit için (Ol 0.53/-0.06 + Opx 0.27/0.28 + Cpx 0.17/0.67 + Spl 0.03/0.11; [50], Kd değerleri [51-52]'den alınmıştır).

5.3. Volkanizma ile Doğu Anadolu Fay Zonu (EAFZ) Arasındaki İlişki

İnceleme alanı Arap levhası ile Anadolu mikro levhasını birbirinden ayıran Doğu Anadolu Fay Zonu'nun çok yakın kuzeyinde bulunmaktadır. Bölge Neoproterozoik'ten Kuvaterner'e kadar gelişen yitim, çarpışma sistemleri nedeniyle, tektonizma bakımından çok karışıktır. İlk büyük tektonik hareket Gondwana'nın kuzeyinde meydana gelen Neoproterozoik-Erken Paleozoik Kadomiye orojenezidir. Güneye doğru Gondwana'nın kuzey kenarı altına dalma Bitlis-Pütürge Masifleri içerisindeki kıta kenarı yay magmatitlerini (gözlü gnays ve metagranitler) oluşturmuştur [53-58]. İkinci önemli tektonik olay ise, Geç Triyastan Geç Kretase'ye kadar Gondwana'nın kuzeyinde Neotetis okyanusu ve bunun güney kolunun açılması [56-57] ve Geç Kretase'de Neotetis okyanusunun güney kolunun kuzeye doğru dalımı, Güneydoğu Anadolu ofiyolitlerinin ve bunlar üzerinde okyanus içi Elazığ Magmatitleri'nin oluşumu ve bunların Arap Levhası üzerine yerleşmesidir [23-24, 26, 29, 59]. Bazı araştırmacılara göre [23-30, 36, 60-61] Neotetis'in güney kolu içerisindeki okyanus içi yitim Kretase sonu-Tersiyer başlangıcında son bulmuş ve Arap Levhası ile Bitlis-Pütürge arasındaki çarpışma gerçekleşmiştir. Ancak çarpışma sonrası da Afrika-Arap Levhaları ile Avrasya levhası arasındaki K-G sıkışma günümüze kadar devam etmektedir. Bu K-G sıkışma ve çarpışma Doğu Anadolu Bölgesinin önemli ölçüde daralmasına ve yükselmesine neden olmuştur [62]. Bu sıkışmaya bağlı olarak sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay'ı (KAF) ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fayı (DAF) oluşmasına sebep olmuştur. Orta Miyosen'de oluşmaya

başlayan KAF [62] ve Geç Miyosen–Pliyosen’de oluşmaya başlayan DAF [62] Anadolu levhasının oluşması ile yeniden tektonik düzenlemeye neden olmuştur. Avrasya ile Afrika-Arabistan levhaları arasındaki Senozoik yaşlı K-G doğrultulu sıkışma Anadolu Levhası’nın batıya kaçmasını ve içerisinde çok sayıda doğrultu atımlı fayların oluşmasına neden olmuştur [18]. Niksar ve Erzincan havzalarında çek-ayır havzalarının oluşumuna neden olan sıçramalı kısımlarda oluşan Kuvaterner volkanizmaları KAF boyunca gelişen iki volkanizma örneğidir [63-69]. DAF zonunda volkanik aktivite daha sınırlıdır. Bu tür Kuvaterner alkali volkanizma Ölü Deniz Transform Fayı ile Doğu Anadolu Fay Zonu arasındaki bağlantıyı oluşturan Karasu Vadisi’nde ve bu incelemede belirtilen Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca görülmektedir [9, 13, 70, 71]. DAFZ bir esas fay zonu ve bu zona paralel veya oblik faylar içermektedir. Harput volkanitleri Doğu Anadolu Fay Zonu’nun ve bunlarla ilişkili paralel ve oblik fayların oluşmaya başlamasından sonra meydana gelmiştir. İncelenen volkanitler, Elazığ ili çevresinde DAFZ paralel ve oblik fayların kesişim noktalarında yüzeylenmektedir.

6. Sonuçlar

Elazığ bölgesinde yüzeyleyen Kuvaterner alkali volkanitleri DAFZ boyunca oluşmuşlardır. Alkali bazaltların jeokimyasal özellikleri bunların kıtasal kabuk ile kirlenmemiş bir magmadan oluştuklarını belirtmektedir. Yüksek Nb ($Nb/La > 1.0$) içerikleri bunların kirlenmemiş kıta içi bazaltlar olduğunu, okyanus adaları bazaltlarının element desenleri ve orta pozitif ϵNd değerleri bu bazaltları yayla ilişkili olanlardan ayırmaktadır. Pozitif Sr anomalileri, Eu anomalilerinin olmayışı plajiyoklasların önemli bir fraksiyonlaşma fazı olmadığına işaret etmektedir.

Arazi verileri, petrografik ve jeokimyasal özellikler Harput volkanitlerinin DAFZ içerisindeki fayların kesişim noktalarında ve spinel lerzolit in yaklaşık ($\sim 0.4-4$) kısmi ergimesi ile oluştuğunu vermektedir.

Bölgede yüzeyleyen Üst Kretase ve Orta Eosen yaşlı bazaltlarla çalışma konusunu oluşturan Kuvaterner yaşlı Harput volkanitlerine ait bazaltlar alterasyon yönünden birbirinden farklıdır. Üst Kretase ve Orta Eosen yaşlı bazaltlar daha yoğun bir alterasyona maruz kalmışlardır. Bu çalışma ile Harput volkanitlerinin DAFZ boyunca oluşmuş olduğunun ortaya çıkarılması, Anadolu’da var olan diğer fay zonlarında gelişmiş olan volkanik kayaç çalışmalarına tektonik yerleşim açısından örnek teşkil edecektir.

Teşekkür

Bu çalışma, 1980 yılından bu yana farklı zamanlarda Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (FÜBAP) ile desteklenmiştir. Bu çalışmanın ortaya çıkmasında verdiği destekten ötürü Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine teşekkür ederiz.

Yazar(lar)ın Katkıları

Yazarlar makaleye eşit oranda katkı sunmuşlardır. Yazarlar makalenin son halini okudu ve onayladı.

Çıkar Çatışması

Yazarlar, çıkar çatışması olmadığını beyan eder.

Kaynaklar

- [1]. Glazner, A. F., Plutonism, oblique subduction, and continental growth: An example from the Mesozoic of California, *Geology*, 1991, 19: 784-786.

- [2]. Hamilton, W. B., Subduction systems and magmatism. In: Smellie J. R., (Eds.), *Volcanism Associated with Extension to Consuming Plate Margins*, Geological Society London Special Publications, 1995, 81: 3-28.
- [3]. Watanabe, T., Koyaguchi, T., and Seno, T., Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1999, 91: 65-78.
- [4]. Williams, H., McBirney, A., *Volcanology*, Freeman, Cooper and Company, 1979.
- [5]. Nakamura, K., Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1977, 2: 1-16.
- [6]. White, R., McKenzie, D., Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 7685-7729,
- [7]. Hoffman, A. W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 1997, 385: 219-229.
- [8]. Valentine, G. A., Perry, F. V., Krier, D., Keating, G. N., Kelley, R. E., and Cogbill, A. H., Small volume basaltic volcanoes: eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), Southern Nevada, *Geological Society of America Bulletin*, 2006, 118: 1313-1330.
- [9]. Arger, J., Mitchell, J. G., and Westaway, R. W. C., Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A., (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and its Surrounding Area*. Geological Society, London, 2000, 459-487.
- [10]. Keskin, M., Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume, *Plates, Plumes and Planetary Processes*, Geological Society of America Special Papers, 2007, 430: 693-722.
- [11]. Ekici, T., Alpaslan, M., Parlak, O., and Temel, A., Geochemistry of the Pliocene basalts erupted along the Malatya-Ovacık fault zone (MOFZ), eastern Anatolia, Turkey: implications for source characteristics and partial melting processes, *Chemie der Erde*, 2007, 67: 201-212.
- [12]. Kocaarslan, A., Ersoy, E. Y., Petrologic evolution of Miocene-Pliocene mafic volcanism in the Kangal and Gürün basins (Sivas-Malatya), central east Anatolia: Evidence for Miocene anorogenic magmas contaminated by continental crust, *Lithos*, 2018, 310: 392-408.
- [13]. Di Giuseppe, P., Agostini, S., Lustrino, M., Karaoğlu, Ö., Savaşın, M. Y., Manetti, P., and Ersoy, Y., Transition from Compression to Strike-slip Tectonics Revealed by Miocene-Pleistocene Volcanism West of the Karlıova Triple Junction (East Anatolia), *Journal of Petrology*, 2017, 58 (10): 2055-2087.
- [14]. Ertürk, M. A., Kara, H., and Sar, A., Petrographic, Geochemical and Petrological Characteristics of Neogene (?) Volcanics in the Doğanşehir-Eskiköy (Malatya) Region, *Düzce University Journal of Science and Technology*, 2021, 9: 1294-1309.
- [15]. Naz, H., Elazığ-Palu dolayının jeolojisi, TPAO, Report No: 1360, Ankara (unpublished), 1979.
- [16]. Kara, H., Bal Akkoca, D., Doğanşehir (Malatya)'da ki Barit Cevherleşmelerinin Kökeni: İz ve Nadir Toprak Element, İzotop ve Sıvı Kapanım Bulguları, *El-Cezerî Fen ve Mühendislik Dergisi*, 2021, 8 (2): 1035-1050.
- [17]. Rojay, B., Heimann, A., and Toprak, V., Neotectonic and volcanic characteristics of the Karasu fault zone (Anatolia, Turkey): The transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian fault zone, *Geodinamica Acta*, 2001, 14 (1-3): 197-212,
- [18]. Dewey, F. J., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroğlu, F., and Şengör, A. M. C., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In: Coward, M. P., Ries, A. C., (Eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society London Special Publications, 1986, 19: 1-36.
- [19]. Barka, A. A., Cadinsky-Cade, K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 1988, 7 (3): 663-684.

- [20]. Bingöl, A.F., Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region. In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M. C., (Eds.), International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, pp. 26-29 September, MTA, Ankara, 1984, 209-216.
- [21]. Kaya, A., Tectono-stratigraphic reconstruction of the Keban metamorphites based on new fossil findings, Eastern Turkey, *Journal of African Earth Sciences*, 2016, 124: 245-257.
- [22]. Demirtaşlı, E., Pınarbaşı-Sarız-Mağara civarının jeoloji raporu, MTA Report No: 1935, Ankara, Turkey (in Turkish), 1967.
- [23]. Beyarslan, M., Bingöl, A. F., Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implications of late cretaceous intra-oceanic arc magmatics in the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE-Turkey), *Journal of African Earth Sciences*, 2018, 147: 477-497.
- [24]. Bingöl, A. F., Beyarslan, M., Lin, Y. C., and Lee, H. Y., Geochronological and geochemical constraints on the origin of the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey, *Arabian Journal of Geosciences*, 2018, 11: 569.
- [25]. Turan, M., Aksoy, E., and Bingöl, A. F., Characteristics of the geodynamic evolution of eastern Taurus in the Elazığ region, *Journal of Fırat University Science Technology*, 1995, 7 (2): 177-199.
- [26]. Sar, A., Ertürk, M. A., and Rizeli, M., Genesis of Late Cretaceous intra-oceanic arc intrusions in the Pertek area of Tunceli Province, eastern Turkey, and implications for the geodynamic evolution of the southern Neo-Tethys: Results of zircon U-Pb geochronology and geochemical and Sr–Nd isotopic analyses, *Lithos*, 2019, 350-351: 105263.
- [27]. Ural, M., Arslan, M., Göncüoğlu, U. K., and Kürüm, S., Late Cretaceous arc and back–arc formation within the southern Neotethys: whole-rock, trace element and Sr–Nd–Pb isotopic data from basaltic rocks of the Yüksekova Complex (Malatya-Elazığ, SE Turkey), *Ofioliti*, 2015, 40: 57-72.
- [28]. Ural, M., Sayıt, K., Koralay, O. E., Göncüoğlu, M. C., Geochemistry and Zircon U-Pb Dates of Felsic-Intermediate Members of the Late Cretaceous Yüksekova Arc Basin: Constraints on the Evolution of the Bitlis–Zagros Branch of Neotethys (Elazığ, E Turkey), *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 2021, 95 (4): 1199-1216.
- [29]. Beyarslan, M., Okta, E., Ertürk, M. A., Geochemical Characteristics of the Late Cretaceous Arc Magmatics Around the Town of Kale (Malatya), 2018, *Erzincan University Journal of Science and Technology*, 11 (2): 191-206.
- [30]. Beyarslan, M., The Upper Cretaceous ophiolites and magmatic arc rocks in the eastern Taurus, Turkey, *Geological Society of India*, 2005, 323-333.
- [31]. Okay, A. I., Tüysüz, O., Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Hovarth, F., Séranne, M., (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*, Geological Society of London Special Publications, 1999, 156: 475-515.
- [32]. Asan, K., Whole-rock elemental and Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Miocene Elmadağ Volcanic Complex, Central Anatolia (Ankara, Turkey), *Geosciences*, 2020, 10 (9): 348.
- [33]. Cronin, B. T., Hartley, A. J., Çelik, H., Hurst, A., Türkmen, I., and Kerey, I. E., Equilibrium profile development in graded deep-water slopes: Eocene, Eastern Turkey, *Journal of the Geological Society London*, 2000, 157: 943-955.
- [34]. Tonbul, S., General geomorphology of the area to the west of Elazığ: aspects and development, *Jeomorfoloji Dergisi*, 1987, 15: 37-52.
- [35]. Asutay, H. J., Geological Map of the Malatya-H27 Quadrangle, 1:100,000 Scale, and Accompanying 12 Page Explanatory Booklet, General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Publications, 1988.
- [36]. Lin, Y. C., Chung, S. L., Bingöl, A. F., Beyarslan, M., Lee, H. Y., and Yang, J. H., Short lived late Cretaceous arc magmatism in SE Turkey: temporal geochemical variations and tectonic implications, In: *Goldschmidt Conference Abstracts*, 1820, Yokohama, Japan, 2016.

- [37]. Unay, E., De Bruijn, H., Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. In: *The Dawn of the Quaternary, Proceedings of the 1996 SEQS-EuroMam Symposium*. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO. 1998, 60: 431-465.
- [38]. Seyrek, A., Westaway, R., Pringle, M., Yurtmen, S., Demir, T., and Rowbotham, G., Timing of the Quaternary Elazığ Volcanism, Eastern Turkey, and its Significance for Landscape Evolution and Surface Uplift, *Turkish Journal of Earth Science*, 2008, 17: 497-541.
- [39]. Winchester, A., Floyd, P. A., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 1977, 20: 325-343.
- [40]. Xia, L., Li, X., Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting, *Gondwana Research*, 2019, 65: 43-67.
- [41]. Ertürk, M. A., Beyarslan, M., Sar, A., In the Case of Maden Complex, Geochemical Constraints on the Origin and Tectonic Implication of Eocene Magmatism in SE Turkey, 2017, *Journal of Tethys*, 5 (3), 240–263. Ertürk, M. A., Beyarslan, M., Chung, S. L., and Lin, T., Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian Orogenic Belt: Magma genesis and tectonic implications, *Geoscience Frontiers*, 2018, 9: 1829-1847.
- [42]. Sun, S., McDonough, W. F., 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*, Geological Society London Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [43]. Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., and Roberts, D., Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings, *American Journal Science*, 2012, 312: 357-416.
- [44]. Zindler, A., Hart, S., Chemical geodynamics, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1986, 14: 493-571.
- [45]. Aldanmaz, E., Mantle source characteristics on alkali basalts and basanites in an extensional intracontinental plate setting, Western Anatolia, Turkey: Implications for multi-stage melting, *International Geology Review*, 2002, 44: 440-457.
- [46]. Ersoy, E.Y., PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel© spread- sheet program for modelling melting, mixing, crystallisation and assimilation processes in magmatic systems, *Turkish Journal of Earth Science*, 2013, 22 (1): 115-125.
- [47]. Palme, H., O'Neill, H. S. C., Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Holland, H. D., Turekian, K. K., (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, 2004, 2: 1-38.
- [48]. Walter, M. J., Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *Journal of Petrology*, 1998, 39: 29-60.
- [49]. Kinzler, R. J., Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: application to midocean ridge basalt petrogenesis, *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 853-874.
- [50]. McKenzie, D. P., O'Nions, R. K., Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations, *Journal of Petrology*, 1991, 32: 1021-1091.
- [51]. Adam, J., Green, T., Trace element partitioning between mica-and amphibole bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and investigation of controls on partitioning behaviour, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 152: 1-17.
- [52]. Beyarslan, M., Lin, Y. C., Bingöl, A. F., and Chung, S. L., Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication Turkey, *Journal of Asian Earth Science*, 2016, 130: 223-238.
- [53]. Erdem, E., Bingöl A. F., Pütürge (Malatya) Metamorfitlelerinin Petrografik Özellikleri, *Fırat Üniversitesi Fen Mühendislik Bilim Dergisi*, 1995, 7 (1): 73-85.

- [54]. Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. In: Tekeli, O., Göncüoğlu, M. C., (Eds.), International Symposium on Geology of the Taurus Belt Proceedings, Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, 1984, 237-244.
- [55]. Ustaomer, P. A., Ustaomer, T., Collins, A. S., and Robertson, A. H. F., Cadomian (Ediacaran– Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana, *Tectonophysics*, 2009, 473: 99-112.
- [56]. Ustaomer, P. A., Ustaomer, T., Gerdes, A., Robertson, A. H. F., Collins, A. S., Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U-Pb LA-ICP-MS zircon dating, *Gondwana Research*, 2012, 21: 1001-1018.
- [57]. Perinçek, D., The Geology of Hazro-korudağ, Çüngüs -Maden-Ergani-Hazar-Elazığ Malatya Region. In Guide Book. Geological Society of Turkey Special Publications, 1979, 33.
- [58]. Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 1981, 75: 181-241.
- [59]. Beyarslan, M., Supra-subduction zone magmatism of the Koçali ophiolite, SE Turkey, *Journal of African Earth Science*, 2017, 129: 390-402.
- [60]. Lin, Y. C., Chung, S. L., Bingöl, A. F., Beyarslan, M., Lee, H. Y., and Yang, J. H., Petrogenesis of late Cretaceous Elazığ magmatic rocks from SE Turkey: New age and geochemical and Sr-Nd- Hf isotopic constraints, *Goldschmidt*, 16-21 August, Prag, Abstracts, 2015, 1869.
- [61]. Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakiç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., and Ranging, C., The North Anatolian Fault; a new look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2005, 33: 37-112.
- [62]. Bozkurt, E., Neotectonics of Turkey-a synthesis, *Geodinamica Acta*, 2001, 14, 3-30.
- [63]. Adıyaman, O., Chorowicz, J., Arnaud, O.N., Gündoğdu, N., and Gourgaud, A., Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: new structural and geochemical data, *Tectonophysics*, 2001, 338: 135-165.
- [64]. Akpınar, Z., Gürsoy, H., Tatar, O., Büyüksaraç, A., Koçbulut., F., and Piper, J. D. A., Geophysical analysis of fault geometry and volcanic activity in the Erzincan Basin, Central Turkey: Complex evolution of a mature pull-apart basin, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, 116: 97-114.
- [65]. Karlı, O., Chen, B., Uysal, I., Aydın, F., Wijbrans, J. R., and Kandemir, R., Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the most recent Quaternary volcanism in the Erzincan basin, Eastern Turkey: framework for the evaluation of basalt lower crust interaction, *Lithos*, 2008, 106,: 55-70.
- [66]. Köküm, M., İnceöz, M., Structural analysis of the northern part of the East Anatolian Fault System, 2018, *Journal of Structural Geology*, 114: 55-63.
- [67]. Köküm, M., İnceöz, M., Paleostress analysis of the Yeşilyurt-Elazığ Fault Zone and its importance for the tectonic evolution, East Turkey, 2020, *Journal of Structural Geology*, 138: 104093.
- [68]. Tatar, O., Yurtmen, S., Temiz, H., Gürsoy, H., Koçbulut, F., Mesci, B. L., and Guezou, J. C., Intracontinental Quaternary Volcanism in the Niksar Pull-Apart Basin, North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Turkish Journal of Earth Science*, 2007, 16: 417-440.
- [69]. Varol, E., Alpaslan, M., Quaternary basaltic volcanism reflecting heterogeneous mixture of two mafic melts: Gölova basaltic rocks, southern Anatolia, Turkey, *Geochemistry International*, 2012, 50: 63-73.
- [70]. Oyan, V., Petrogenesis of the Quaternary mafic alkaline volcanism along the African-Anatolian plates boundary in Turunçlu-Delihalil (Osmaniye) region in southern Turkey, *Lithos*, 2018, 314-315: 630-645.