

**TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNOLOJİK
ARAŞTIRMA KURUMU
ANKARA**

**FİNAL RAPORU
(PROJE NO: 104Y213)**

**Assesments of tectonics and volcanic hazards in
the area of Isparta around the Gölcük volcano**

Proje Yürütücüsü: Prof. Dr. Nevzat Özgür

**Araştırmacılar: Prof. Dr. Fuzuli Yağmurlu, Prof. Dr. Aziz Ertunç, Prof. Dr. Remzi
Karagüzel, Prof. Dr. Muhittin Görmüş, Yrd. Doç. Dr. Ömer Elitok, Yrd. Doç. Dr. Kamil
Yılmaz, Yrd. Doç. Dr. Hakan Çoban**

**Süleyman Demirel Üniversitesi
Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları
Araştırma ve Uygulama Merkezi**

ISPARTA, 2008

ÖNSÖZ

Bu çalışma 2005-2008 yılları arasında Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), Ankara ile Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) tarafından parasal desteklenen ortak araştırma projeleri (104Y213 ve 18066) çerçevesinde gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda varolan işbirliği geliştirilerek Süleyman Demirel Üniversitesi Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi ile Paris Sud 11 Üniversitesi arasında uluslar arası işbirliği anlaşması imzalanmıştır. Ortak projeler için arazi çalışmaları 2005 ve 2006 yaz ayları olmak üzere iki aşamada gerçekleştirilmiştir. Birinci arazi çalışması aşamasında Gölcük volkanı ve yakın çevresinin 1:25.000 ölçekli jeolojik harita alımı yanında petrografi, jeokimya ve jeokronoloji amaçlı kayaç örnekleri alınmıştır. İkinci aşamada jeolojik harita tamamlanmış ve jeokronolojik yaş tayini amaçlı piroklastiklerden özel örnekler alınmıştır.

Süleyman Demirel Üniversitesi Fransız meslektaşlarla yaptığımız ortak çalışmayı her aşamada lojistik olarak desteklemiştir. Burada Üniversite Rektörü Prof. Dr. Metin Lütfi Baydar'a içten teşekkür ederiz.

ÖZET

Doğu Akdeniz bölgesinde, Isparta volkanikleri Afyon'dan Isparta'ya kadar olan alanda Miyosen'den beri aktivite gösteren çarpışma sonrası alkali potasik-ultrapotasik magmatizmanın bir kısmını teşkil etmektedir. Isparta açısı olarak adlandırılan bölgede, magmatizma geç Miyosen'de başlayan gerilme tektoniği ile eş zamanlı olarak başlamış, tüm Pliyosen ve Kuvaterner boyunca devam etmiştir. Potasik-ultrapotasik olarak tanımlanan volkaniklerde daha önceden yapılan K/Ar yaş tayinlerinde 4.7 ile 4 my arası değerler elde edilmiştir. Bununla birlikte, şimdiye kadar yeterli çalışma olmaması ve hassas yaşlandırma yapılmamasına rağmen Gölcük volkanizmasının daha genç aktivitesi (Kuvaterner) güncel morfoloji ile ortaya çıkmaktadır. Jeolojik haritalama ve yeni radyometrik yaş tayinleri Gölcük volkanını oluşturan tüm volkan hareketlerinin genel olarak üç aşamada gerçekleştiğini göstermektedir: (i) kaldera oluşturan ignimbiritik püskürmelere karşılık gelen ve genellikle birbirlerinden paleotoprak yüzeyleri ile ayırt edilen 200 metreden fazla kalınlıkta piroklastik akma çökelleri ile temsil edilen birinci püskürme evresi, (ii) tüm kaldera boyunca gelişen ve şimdiki kalderanın kenarlarında kalıntı olarak yer alan tefrifonolitik lav akıntısı ve dom oluşumları ile temsil edilen ikinci püskürme evresi, iii) maar tip volkanik aktiviteye bağlı olarak birkaç kez meydana gelen phreatoplinian püskürmeler sonucu oluşan tuf halkası çökelleri ile temsil edilen üçüncü püskürme evresi. En son volkanik aktivite maar krater içerisinde yerleşen trakitik oluşumları ile son bulmaktadır. Lavlardan (tefrifonolitler ve trakitik dom) alınan örneklerin matris kısmında $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ve tefralardan alınan örnekler içerisindeki feldspatlarda (sanidin, anortoklas) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayinleri yapılmıştır. Bu çalışmalar tüm püskürmeli volkanik aktivitenin Pleyistosen'de meydana geldiğini ve daha yaşlı Pliyosen volkanizmasından ayrı olduğunu göstermektedir. Bu volkanik aktivite altı ayrı püskürme seviyesi ile temsil edilen yaklaşık 200 bin yıl önce büyük bir patlama (birinci püskürme evresi) başlayan yeni bir volkanik periyod olarak düşünülebilir. İkinci püskürme evresi muhtemelen bazı tefra oluşumlarının geliştiği 115 ± 3 - 62 ± 2 bin yıl arası bir dönemi kapsamaktadır. Üçüncü püskürme evresine ait tuf halkası 72.7 ± 4.7 - 24 ± 2 bin yıl arası dönemde oluşmuştur. Phreatopliniye püskürmeleri daha önce oluşmuş olan lav domlarını tamamen parçalamıştır. Bu en son aktivite 30 bin yıl gibi zaman aralıkları ile gelişmiş dom çıkışları gibi bazı volkanik aktiviteler ile sonuçlanmıştır. Gölcük volkanik aktivitesinin yaklaşık olarak 24 ± 2 bin yıl önce sona erdiği, ancak püskürme olaylarını kapsayan sürecin oldukça uzun ve kompleks olduğu görülmektedir. Şu anda Gölcük volkanizması suskun bir dönemde olup genç tefralar üzerine kurulu Isparta şehrinin (150.000 den fazla insan bulunan) gelecekte tekrar büyük bir volkanik zarara maruz kalacağı şüphesizdir.

ABSTRACT

In the Eastern Mediterranean region, the Isparta volcanic belongs to the post-collisional alkali-potassic to ultrapotassic magmatism active since the Miocene in this part of the Anatolian peninsula from Afyon to Isparta. In the so-called Isparta Angle (IA) the magmatism is contemporaneous with an extensional regime initiated during Late Miocene and active throughout the Pliocene and Quaternary. Previous K/Ar dating performed on lavas suggested that potassic-ultrapotassic magmatism occurred between 4.7 to 4 Ma. However, a more recent (Quaternary) activity of the Gölcük volcano is evidenced by the present-day morphology and field evidence although it remained undated and poorly studied so far. Field mapping and new radiometric data indicate that the main volcano-forming stages of the Gölcük volcano consist of three main eruptive cycles: (i) first cycle, represented by more than 200m-thick pyroclastic flow deposits occasionally separated by paleosoils and corresponding to caldera-forming ignimbritic eruptions, (ii) second cycle, consisting of tephriphonolite lava dome-flows extruded throughout the caldera and currently found along the rim of the present crater and. (iii) last cycle made up of tuff-ring deposits related to several phreatoplinian eruptions of a maar-type volcanic activity. This youngest cycle ends with trachytic domes protruding within the maar crater. Unspiked $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ dating on mesostasis was performed on lavas (tephriphonolites and trachytic domes), and complemented by preliminary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on tephra deposits (sanidine). Our preliminary results show that the entire activity of Gölcük volcano took place during the Pleistocene and was disconnected from the older Pliocene volcanism. This volcanic activity can be considered as a new volcanic cycle, starting (first cycle) around 200 ka with major explosive, regional-scale, events represented by at least six ignimbrites sheets. Second cycle occurred between 115 ± 3 ka to 62 ± 2 ka with probably some associated tephra deposits. Tuff-ring of last Cycle formed from 72.7 ± 4.7 ka to 24 ± 2 ka. The associated phreatoplinian eruptions have almost entirely destroyed the previously formed flow-dome. This latest activity corresponds to several volcanic crises as illustrated by the two domes protrusions separated by about 30 ka. The volcanic history of Gölcük ceased around $24 \text{ ka} \pm 2 \text{ ka}$, but the periodicity of eruptive events appears to be long and complex. Currently, the volcano is at rest, but there is no doubt that the Isparta town (more than 150.000 inhabitants) built on top of the most recent tephra falls is exposed to a major volcanic hazard in the future.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖNSÖZ.....	2
ÖZET.....	3
ABSTRACT.....	4
İÇİNDEKİLER.....	5
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	6
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	7
1. GİRİŞ	8
1.1. Çalışma alanının jeotektonik konumu.....	8
1.2 Çalışmanın amacı.....	10
2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ.....	11
2.1. Denizel klastik seri.....	11
2.2. Volkano-sedimanter seri.....	12
2.3. Jura-Üst Kretase kireçtaşları.....	13
2.4. Konglomeralar.....	13
2.5 Gölcük volkanikleri.....	14
2.5.1 Pliyosen volkanikleri.....	14
2.5.2. Kuvaterner volkanikleri.....	18
3. JEOKİMYA.....	25
4. GÖLCÜK VOLKANİZMASININ GELİŞİMİ VE JEOKRONOLOJİSİ.....	33
4.1 Gölcük volkanizmasının gelişimi.....	33
4.1.1 Birinci püskürme evresi: piroklastik akma çökelleri.....	33
4.1.2 İkinci püskürme evresi: tefrifonolitik dayklar, lav akıntısı-domlar.....	35
4.1.3 Son püskürme evresi: geç tuf halkası çökelleri.....	35
4.4 Jeokronoloji.....	37
4.5 Güncel volkanizma riski.....	39
5. SONUÇLAR.....	42
6. FAYDALANILAN KAYNAKLAR	44

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1. Genel Tersiyer-Kuvaterner volkanik provenslerinin yerlerini gösterir basitleştirilmiş jeolojik harita.....	8
Şekil 2. Çalışma alanının yerbulduru haritası ve Isparta Büklümü'nün jeotektonik konumu.....	9
Şekil 3. Gölcük gölü civarının jeolojik haritası.....	11
Şekil 4. Çünürtepeyi (Isparta) oluşturan bazaltik trakiandezitlerde (a) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler (cpx) (b), kenarlarından itibaren korozyona uğramış ve taneseli opaklaşma sunan flogobiyotit (flog) (c), piroksen ve flogobiyotitlerden oluşan mafik mineral yığılımları (d).....	15
Şekil 5. Darıderesi içerisinde flişi kesen bazaltik trakiandezit dayk (a): bu dayk içerisinde yer alan kenarlarından itibaren korozyona uğramış hornblend (hbl) (b), zonlu sönme sunan klinopiroksen (cpx) (c) ve apatit kristali (apt) (d).....	16
Şekil 6 . Darıderesi içerisinde yer alan trakit bileşimli bir volkanik sokulum içerisinde yer alan trakitik dayk (a), trakitik dayk içerisinde akma yapısı sunan mikrolitik matriks (sn) (b), trakitik yan kaya içerisindeki sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas kristali (plg) (c) ve yine bu trakit içerisinde yer alan kenarlarından itibaren korozyona uğramış sanidin fenokristali (sn) (d).....	17
Şekil 7. Darıderesi içerisinde yer alan trakit bileşimli bir volkanik sokulum içerisinde yer alan trakitik dayk (a) trakitik bileşimdeki yan kayayı oluşturan özşekilsiz sanidin kristalleri, mikrolitik ve mikrokristalen sanidinlerden oluşan matriks fazı (sn) (b) trakitik daykta akma yapısı sunan mikrolitik matriks ve sanidin fenokristalleri ve (sn) (c,d).....	18
Şekil 8. Gölcük ve yakın civarının jeolojik haritası.....	20
Şekil 9. Gölcük volkanizması piroklastik kayaçlarına ait volkanostratigrafik kesit.....	21
Şekil 10. Maar krateri boyunca Gölcük volkanını K-G doğrultusunda kesen şematik enine kesit	22

Şekil 11. Gölcük kalderası kenarında yeralan tefrifonolitler (a), tefrifonolitler içerisinde bulunan sanidin (sn) (b) klinopiroksen (cpx) (c), ve apatit kristalleri (apt) (d).....	23
Şekil 12. Gölcük kalderası içerisinde gelişmiş trakit bileşimli lav domları (a), trakitler içerisindeki yarı özşekilli, özşekilsiz girik ikizli sanidinler (b,c), sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas ve piroksen kristalleri (d).....	24
Şekil 13. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramına göre petrokimyasal sınıflandırılması	26
Şekil 14. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ilişkisine göre adlandırılması.....	26
Şekil 15. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarında major element oksitlerin SiO_2 ile ilişkisi.....	27
Şekil 16. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının Harker diyagramlarında $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ gösterilmesi.....	28
Şekil 17. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının ilksel mantoya göre normlaştırılmış eser element diyagramı.....	28
Şekil 18. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının kondrite göre normlaştırılmış nadir toprak elementleri (NTE) dağılım diyagramı.....	29
Şekil 19. Gölcük volkanizmasının gelişimi ve patlama evreleri.....	39
Şekil 20. Gölcük volkanizmasının bir sonraki patlama aşamasında ortaya çıkacak piroklastik ürünlerin tehlike oluşturabilecek akışını sağlayan potansiyel akış yolları.....	41

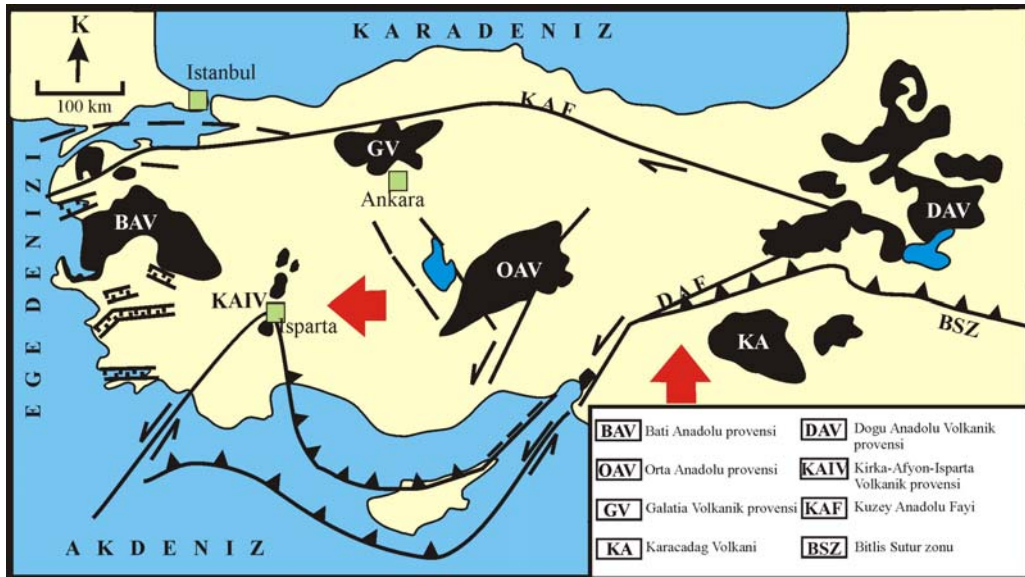
ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1. Gölcük yöresi volkanik kayaçların majör, eser ve nadir toprak elementleri (NTE) analiz sonuçları.....	30
Çizelge 2. Gölcük yöresi volkanik kayaçlarının K-Ar yaş tayini sonuçları.....	37
Çizelge 3. Birinci ve üçüncü püskürmeye ait tefralarda yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini sonuçları.....	37

1. GİRİŞ

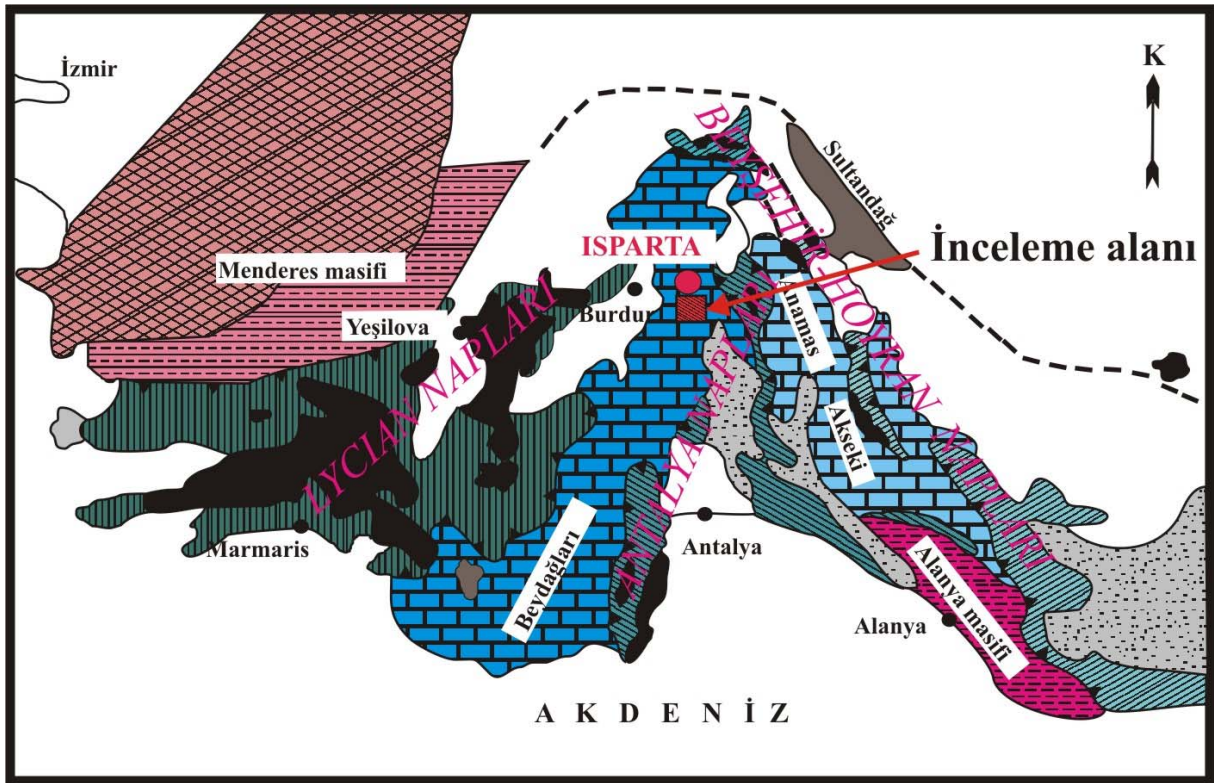
1.1 Çalışma alanının jeotektonik konumu

Türkiye’de neotektonik dönem Arabistan-Afrika plakasının Avrasya plakası ile Hellenik yayı boyunca ve doğuya doğru Bitlis-Zagros suture zoneu boyunca çarpışmasıyla başlamış, akabinde Anadolu plakasında sıkışma ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz,1993). Avrasya ile Afrika plakaları arasında sıkışan Anadolu plakası doğrultu atım karakterli Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayları (DAF) boyunca batıya doğru hareketlenmiştir (Şengör, 1980; Barka ve diğ., 1995; Savaşçın ve diğ., 1995). Bu hareketin GB’ya doğru yön değiştirmesiyle özellikle batı Anadolu’da K-G yönlü gerilme rejimine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu graben fayları gelişmiştir (Barka ve diğ.,1995; Richardson-Bunbury, 1996), orta Anadolu’da KKD-GGB yönlü bir daralma meydana gelmiştir (Barka ve diğ., 1995). Diğer taraftan Hellenik yayı boyunca olan yitim mekanizmasındaki farklılıklar Orta ve Batı Anadolu’da farklı tektonik rejimlerin ortaya çıkmasına neden olmuştur (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Barka ve diğ., 1994). Arabistan-Afrika ile Avrasya plakaları arasında gelişen bu hareketler, neotektonik dönemde Anadolu’nun farklı kesimlerinde tektonizma kontrolünde gelişen Neojen ve Kuvaterner volkanizmalarının etkinliğine yol açmıştır (Şekil 1).



Şekil 1. Genel Tersiyer-Kuvaterner volkanik provenslerinin yerlerini gösterir basitleştirilmiş jeolojik harita (Tankut ve diğ., 1998’den değiştirilmiştir).

Bu sıkışma rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerin genellikle kalk-alkalen, gerilme rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerinde daha çok alkalen ancak bazen gerilme rejimi içerisinde de kalk-alkalen volkanizmanın geliştiği ileri sürülmüştür (Savaşçın ve Güleç, 1990). Kalk-alkalen volkanizmanın manto ve kabuksal kaynak etkileşimi, alkalen volkanizmanın da gerilme tektoniği içerisinde kıtasal kabuğun incelmesine bağlı olarak kabuksal kirlenmenin ihmal edilebilir derecede düşük olduğu ve doğrudan mantodan türediği belirtilmiştir (Savaşçın ve Güleç, 1990). Yine Anadolu’da Üst Miyosen’e kadar devam eden sıkışma rejiminin daha sonra gerilme rejimine dönüşmesinin kalk-alkalen volkanizmadan alkalen volkanizmaya geçişle temsil edildiği görüşü benimsenmiştir (Yılmaz, 1990; Güleç, 1991; Savaşçın, 1990). Araştırma konusu olan Gölcük volkanikleri KD-GB uzantılı Beydağları otoktonu ile KB-GD uzantılı Anamas-Akseki otoktonunun ters V şeklinde birleşerek oluşturduğu bükümün içerisinde (Isparta Büklümü) yer almaktadır (Şekil 2).



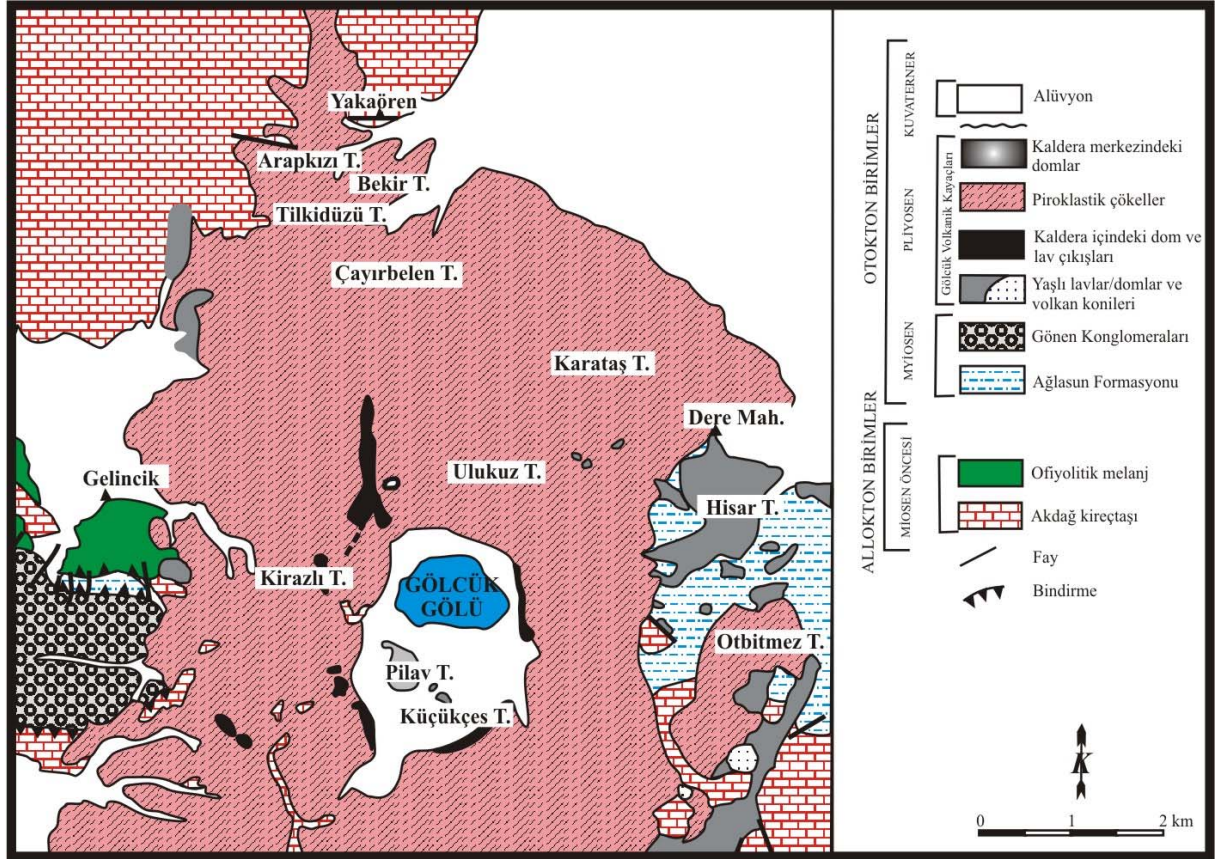
Şekil 2. Çalışma alanının yerbulduru haritası ve Isparta Büklümü’nün jeotektonik konumu (Poisson ve diğ. 1984’ten değiştirilmiştir).

1.2 Çalışmanın amacı

Alt-Orta Miyosen döneminde Arabistan-Afrika ile Avrasya plakaları arasında gelişen kıta-kıta çarpışmasıyla Türkiye’de neotektonik dönem başlamış ve bu neotektonik dönemde Anadolu’nun farklı kesimlerinde tektonizma kontrolünde gelişen Neojen ve Kuvaterner volkanizmalarının etkinliği ortaya çıkmıştır. Isparta yöresinde (GB Türkiye) yer alan potasik karakterli Gölcük volkanizmasında bu genç volkaniklerden birisini teşkil etmektedir. Daha önce yapılan çalışmalarda her ne kadar volkanizmanın yaşı Alt Pliyosen olarak belirlense de araştırmacılar volkanizma yaşının Alt Pliyosenle sınırlı kalamayacağı ve volkanizma yaşının daha genç olması gerektiği üzerinde durmaktadırlar. Yakın geçmişte oldukça şiddetli (büyüklüğü 6 ya varan, örneğin; Burdur, 1971; Dinar, 1995) depremler üretmiş ve daha küçük aktiviteleri halen sismik istasyonlar tarafından kaydedilen kırık hatların yer aldığı aktif tektonik zonda bulunan Gölcük volkanizmasının yakın civarında volkanizma etkinliğinin bir devamı olarak düşünülen ve insanlar tarafından da hissedilebilen gaz çıkışları da mevcuttur. Gölcük volkaniklerinin aktif bir tektonik zon içerisindeki konumu, çok yakın bir zamanda patlamalı tipte bir faaliyet göstermiş olması, bileşimi itibariyle (tefrifonolit, trakiandezit, trakit türü kayalardan oluşmaktadır) genelde patlamalı türde faaliyetleri ile bilinen şosonitik bileşimdeki volkaniklere benzerlik göstermesi dikkate alındığında bu volkanizmanın halen potansiyel tehlike oluşturduğu düşünülebilir. Bu çalışma kapsamında (i) detaylı saha çalışmaları, petrolojik, jeokimyasal ve izotop jeokimyasal çalışmalarla zaman içerisinde Gölcük volkanizmasının safhalarının daha detaylı belirlenerek volkanizmanın evriminin incelenmesi (ii) jeofizik yöntemlerinde kullanılarak Isparta ve civarında magma odasıyla ilişkili olabilecek derin yapıların ve buna bağlı olarak potansiyel volkanik ve tektonik aktivite riski taşıyan bölgelerin belirlenmesi (iii) Gölcük volkanına ait kayma riski taşıyan bölgelerin saptanması bu çalışmanın kapsamı içerisinde yer almaktadır. Ayrıca bu çalışma, ileride devam ettirilecek olan projeler çerçevesinde hazırlanacak olan potansiyel volkanik ve tektonik aktivite risk haritaları ile Gölcük volkanizmasının yakın çevresinde yer alan Isparta ve Burdur yörelerindeki yerleşim alanlarında hızla gelişen yapılaşmaya da bir yön vermesi açısından büyük önem arz etmektedir.

2. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanı içerisinde başlıca denizel klastik seri, Jura-Üst Kretase yaşlı kireçtaşı blokları ve volkanosedimanter seri (Likya napları), konglomeralar, tüm bu birimleri kesen Gölcük volkanikleri ile bu volkanizmaya bağlı oluşmuş piroklastik seriler yer almaktadır (Şekil 3).



Şekil 3. Gölcük gölü civarının jeolojik haritası (Özgür ve diğ., 1991; Juteau, 1980).

2.1 Denizel klastik seri

Çalışma alanı ve yakın çevresinde bulunan bu kayaçlar Karaman (1990) ve Bilgin ve diğ. (1990) tarafından fliş olarak adlandırılmaktadır. Bu seri ne jeotektonik-paleocoğrafik olarak ne de fasiyes olarak kalınlığı dikkate alındığında fliş kavramı ile ortak benzerliği bulunmadığından nötr bir kavram olan “Denizel Klastik Seri” kavramını çalışma grubumuz kullanmayı tercih etmektedir. Bu seri genellikle çalışma alanının D ve KB kesiminde bulunmaktadır. Seri kumtaşı, kiltası ve kireçtaşı aralanmasından oluşmaktadır. Kumtaşları kaba-ince taneli ve lokal olarak sedimanter yapı göstermektedirler. Kiltaları kil mineralleri ile ince taneli feldspatlar içerirler. Kiltaları içinde tektonik olarak yerleşen ofiyolit karmaşığı

izleri bulunmaktadır. Gelincik Köyü güney kesiminde denizel klastik seri volkano-sedimanter seriyi transgresif olarak örtmektedir. Denizel klastik seri içinde bulunan Nummilitler dolayısıyla bu seri Eosen'e dahil edilmiş bulunmaktadır. Kayaç ince kesitlerinde bu seri içinde detritik hamur, serpantinit, kumtaşı, feldspat, kuvars ve çörtten oluşmaktadır. Bu mineral ve kayaç parçalarını bağlayıcı çimento sparitik kalsitten oluşmaktadır. Bunların dışında kayaç içinde aşağıda belirtildiği gibi Nummilitler ve Discocyline fosilleri bulunmaktadır.

Denizel klastik seri Kızılkaya formasyonu ile korelasyon göstermektedir (Karaman, 1990). Bu formasyon Alveolina (Glomalveolina) sp., Nummilites sp., Assilina sp., Miscellaneous cf. Primitive Rahaghi, Keramosphaera sp., Rotalia sp., Kathina sp., Planorbolina cretae (Marsson), Discocyline sp., Asterigerina sp. Ve Textulariidae gibi bentonik Foraminiferler ile Globigerina triloculinoides Plummer, Morozovella aragonensis (Nuttall), M. lenticiformis (Subbotina), Acarinina soldadoensis (Brönnimann), A. cf. Mekannai (White), A. Bullbroki (Bolli), Globorotalia sp., Truncorotaloides SP., Planorotaloides sp., Distichoplax biserialis (Pfender) ve Ethelia gibi planktonik foraminiferler içermektedir. Kayaçlar arazide en fazla 50 m kalınlığa kadar ulaşmakta ve belirtilen fosiller dolayısıyla Paleosen-Eosen yaşına dahil edilebilirler.

2.2 Volkano-sedimanter seri

Bu seri bölgesel jeolojik karşılaştırma ile stratigrafik olarak daha genç bir birim olmaktadır, ama çalışma alanında Likya naplarına ait kireçtaşlarının tektonik olarak temel kayaçlarını oluşturur. Bu kayaçlar çalışma alanında tektonik zonlarda mercekler ve araya sıkışmış kısımlar şeklinde bulunurlar ve (1) ofiyolit karmaşığı, (2) serpantinit ve (3) radyolaritlerden oluşurlar. Bunlar çalışma alanının KB, GD ve G kesimlerinde bulunurlar. Bu Volkano-sedimanter seri içinde dünit ve pikritik bazalt parçaları, kireçtaşı blokları ile gabro ve diyabaz intrüzyonları bulunur. Bu kayaçlar benzeri olanlarla karşılaştırılarak tektonik yaş olarak Paleosen yaşına dahil edilmişlerdir (Karaman, 1990). Volkanosedimanter seri içinde yeralan serpantinitler arazide özellikle dikkati çeken yeşil renkleriyle kendiliğinden belirgin olmaktadır. Bunlar tektonik olarak oldukça ezilmiş bulunmaktadır. Bunlar ince kesit incelemelerinde %95 krizotil ve lizarditten oluşurlar. Bunların yanında enstatit ve olivin kalıntıları ile ikincil mineral olan kalsit bulunur. Aksesuar mineral olarak kromit, manyetit ve iddingsit gözlenmektedir. Radyolaritler çalışma alanında Karagüney Tepe kuzeyinde ve Kara

Tepe kuzeyinde D-B doğrultusunda mercekler şeklinde bulunurlar. Ofiyolit karmaşığına göre alterasyona karşı dirençli olduklarından topoğrafik yükseklikler oluşturmuş bulunmaktadır. Oldukça yoğun olan kırmızı renkleri dolayısıyla bunlar arazide kolayca tanınmakta ve diğer kayaçlardan ayrılarak haritalanabilmektedir. Bu radyolaritler mikroskobik olarak çok sayıda radyolary iskeletlerinden oluşmaktadır. Bu kayaçların çatlakları kalsit ve kuvars dolguları içermektedir. Radyolaritlerin arazide kalınlıkları bilinmemektedir.

2.3 Jura-Üst Kretase kireçtaşları

Çalışma alanında gözlenen Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları gri renkli olup bunlar taze kısımlarında beyaz ve sarımsı renklere sahiptir, çok kez masiftir ve çatlaklıdırlar. Bunlar çalışma alanının G ve D kısımlarında 2000 m yüksekliğe kadar ulaşan zirveleri oluştururlar ve orada 2000 m kalınlığa ulaşan Torosların bir bölümünü oluştururlar (Özgöl, 1976; Poisson ve diğ., 1984). Çalışılan alanda kireçtaşları Gölcük Krater Gölü çevresinde bulunur ve burada yaklaşık 150-200 kalınlık gösterirler. Bölgesel jeolojik anlamda bu kireçtaşları Akdağ kireçtaşları ile karşılaştırılır ve Paleosen-Eosen zaman aralığında bölgeye allokon olarak yerleşen Likya naplarına dahil edilir (Özgöl, 1976; Karaman, 1990).

Kireçtaşları çalışma alanında morfolojik en dirençli kayaçlar olup onları örten sedimanter kayaçlar için paleoröliyef oluşturmaktadır. Bu kireçtaşları ince kesitlerde mikritik-sparitik dolu oluşturmaktadır. Mikritik kireçtaşları sadece kalsit kristallerinden oluşurken sparitik kireçtaşları sekonder kuvarslardan oluşan çatlak dolguları göstermektedir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde bulunan gri renkli kireçtaşları Ophthalmidiina (Nebuculariida), Protopenetroplis Striatü (Wenschank), Trocholina sp., Textulariidae, Miliolitae, Gastropotlar, Thaumatopera pavovesiculifera (Raineri) ve Orbitoides gibi fosiller içermektedir. Bu kireçtaşları fosil içerikleri dolayısıyla Jura-Üst Kretase yaşına dahil edilmişlerdir.

2.4 Konglomeralar

Konglomeralar çalışma alanında Gelincik Köyü güneyinde Bayramkaya ve Kır Tepe yöresinde büyük alanlarda yüzlek vermektedirler (Şek. 3) ve kaba olan kireçtaşı, serpantin, gabro, diyabaz ve radyolarit çakıllarından oluşmaktadırlar. Sparitik kalsit bunların çimentosunu oluşturmaktadır. Burada konglomera çakılları yuvarlak ve elips şeklinde olup boyutları 1-5 cm arasında değişmektedir. Bunlar 1-2 m arasında değişen tabakalaşma

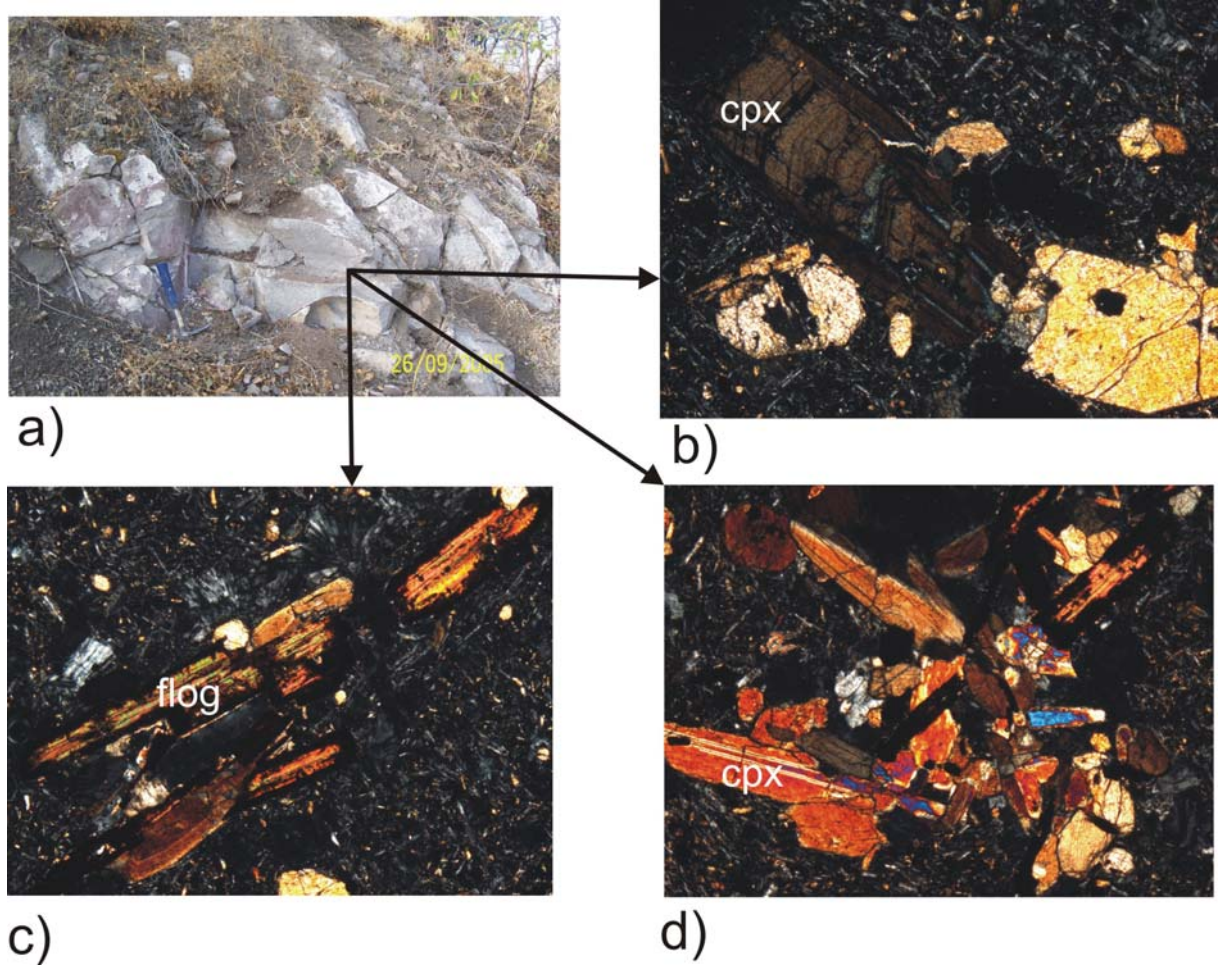
göstermektedirler. Bu formasyon çalışma alanı dışında bulunan özellikle Gönen yöresinde çok bariz şekilde ortaya çıkarlar (Karaman, 1990). Bu yüzden çalışma alanı içinde bulunan konglomeralar Gönen’de bulunanlarla iyi bir korelasyona tabi tutulabilir. Bunlar çalışma alanında bulunan denizel klastik seriyi diskordan olarak örterler. Bunlar Oligosen-Miyosen yaşına konulabilir (Karaman, 1990). Bunların Gönen konglomeraları ile olan korelasyonu dolayısıyla çalışma alanında 600 m kalınlık gösterdikleri anlaşılmaktadır.

2.5 Gölcük volkanikleri

2.5.1 Pliyosen volkanikleri

Gölcük volkanikleri bölgede genellikle Likya naplarına ait allokton birimler ve sedimanter kayalardan oluşan temel kayalar keserek yüzeye çıkmış olan Pliyosen yaşlı (4.07 ± 0.20 - 4.70 ± 0.50 Ma, Lefevre ve diğ., 1983) volkanikler ve yaklaşık olarak 200 000 yıl önce başlayıp 24 ± 2 bin yıl (Kuvaterner) önce biten patlamalı volkanizma ürünü kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Pliyosen yaşlı eski volkanikler Elitok ve diğ. (2008) tarafından kaldera dışı volkanikler olarak tanımlanmış olup genel olarak lamprofir, bazaltik trakiandezit, trakiandezit, trakit bileşimli kayalar ile aglomera ve lahar oluşumlarından meydana gelmektedir. Lamprofirler bölgede hem temeli oluşturan fliş türü sedimanter kayalar hemde temeli kesen trakiandezitler içerisinde ince dayklar şeklinde (0.5-1 m) yer almaktadır. Bunlar porfirik dokulu olup matriks mikrolitik mafik ve felsik minerallerden, fenokristaller ise klinopiroksen ve flogopit gibi mafik minerallerden oluşmaktadır. Bazaltik trakiandezitlerde matriks felsik ve mafik minerallerden oluşmakta, fenokristal faz ise genellikle piroksen, amfibol, biyotit, flogopit gibi mafik minerallerden meydana gelmektedir (Şekil 4). Trakit ve trakiandezitler hem temel kayalar içerisinde yer aldığı gibi (Şekil 5) hem de temel kayalar içerisine daha önceden yerleşmiş olan volkanikler içerisinde dayklar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 6). Bunlar genel olarak sanidin $\pm$ plajiyoklas $\pm$ piroksen $\pm$ amfibol $\pm$ biyotit $\pm$ flogopit $\pm$ apatit $\pm$ sfen $\pm$ zirkon + opak mineral bileşiminden oluşmaktadır. Sanidin, plajiyoklas, biyotit, amfibol ve piroksenler genellikle yarı özşekilli, özşekilsiz formlarda olup kenarlarından itibaren korozyona uğramışlardır. Sanidin ve plajiyoklaslarda genellikle kristal kenar zonlarında yada kristal iç kesimlerinde elek dokusu gelişmiştir. Bazı plajiyoklas kristalleri sanidinler tarafından mantolanmıştır. Klinopiroksenler genellikle tek nikolde renksiz yada çok açık yeşilimsi pleokroizma sunmakta, bazılarında zonlu sönmeler gözlenmektedir. Biyotitlerde özellikle kristal kenar zonlarında tanesel

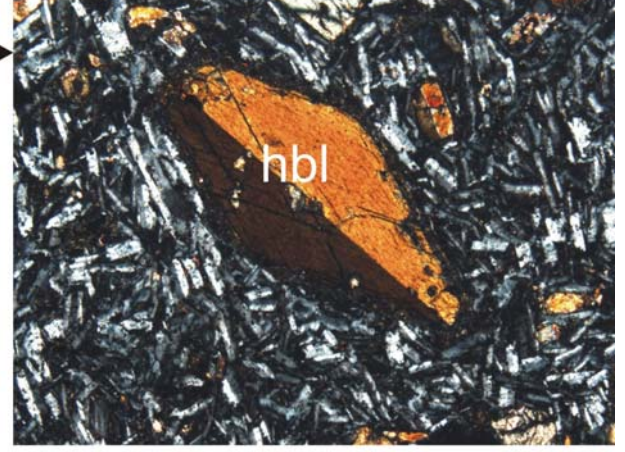
opaklaşmalar gelişmiştir. Temel kayalar içerisinde yerleşmiş olan trakitlerde bileşenler herhangi bir yönelme göstermez iken bunları kesen trakitik dayklarda akma dokusu gözlenmektedir (Şekil 7).



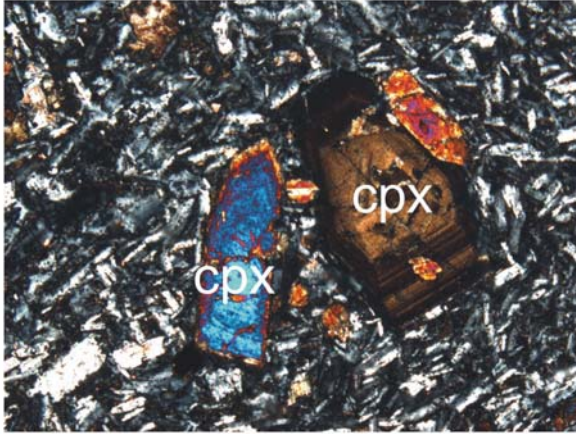
Şekil 4. Çünürtepeyi (Isparta) oluşturan bazaltik trakiandezitlerde (a) zonlu sönme gösteren klinopiroksenler (cpx) (b), kenarlarından itibaren korozyona uğramış ve tanesel opaklaşma sunan flogobiyotit (flog) (c), piroksen ve flogobiyotitlerden oluşan mafik mineral yığılımları (d). Ç.N. 4x10.



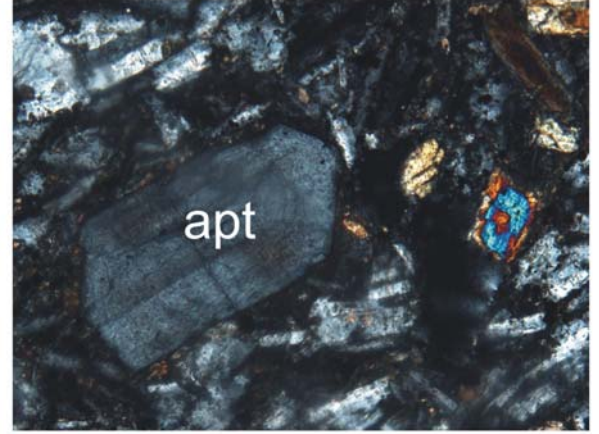
a)



b)

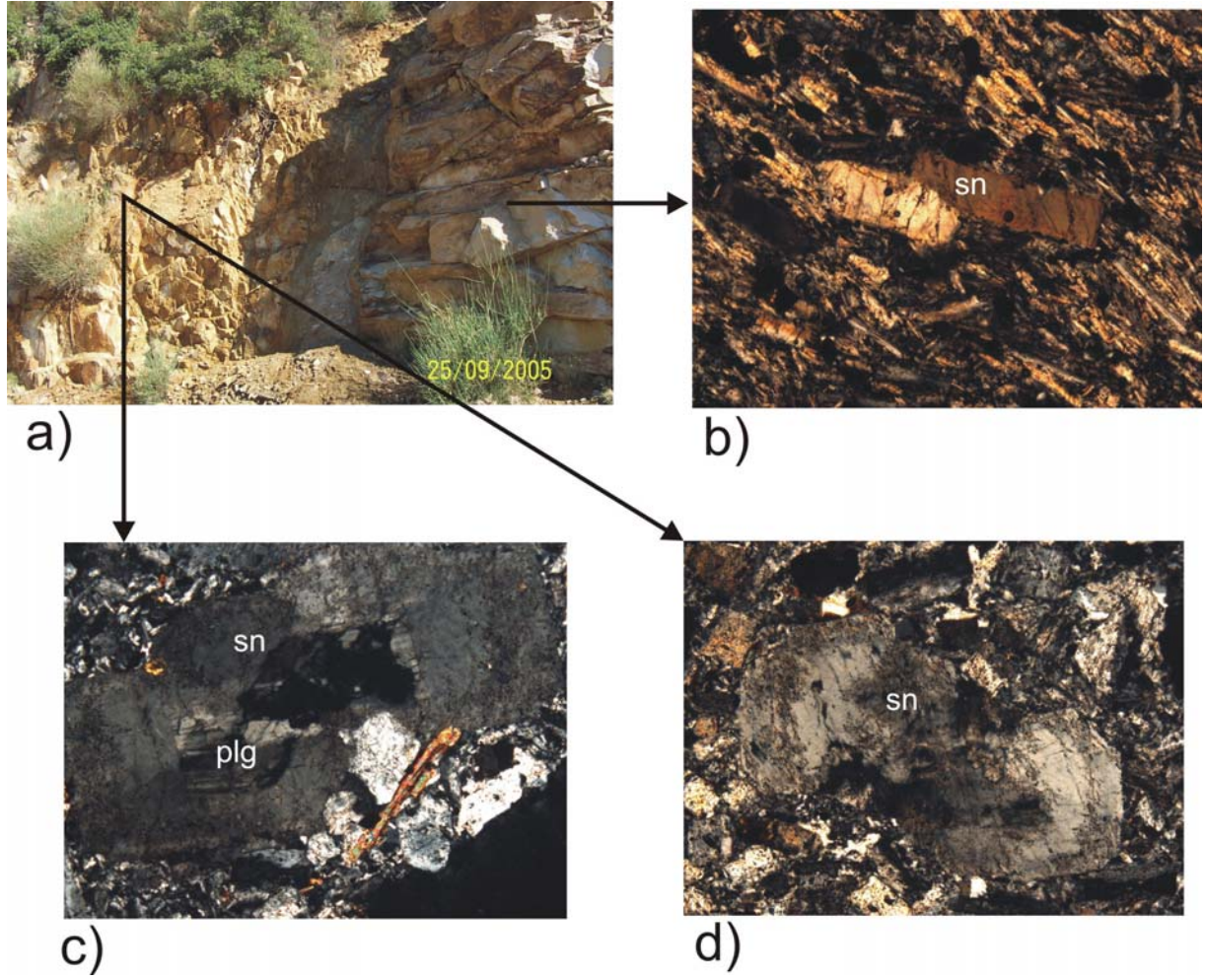


c)

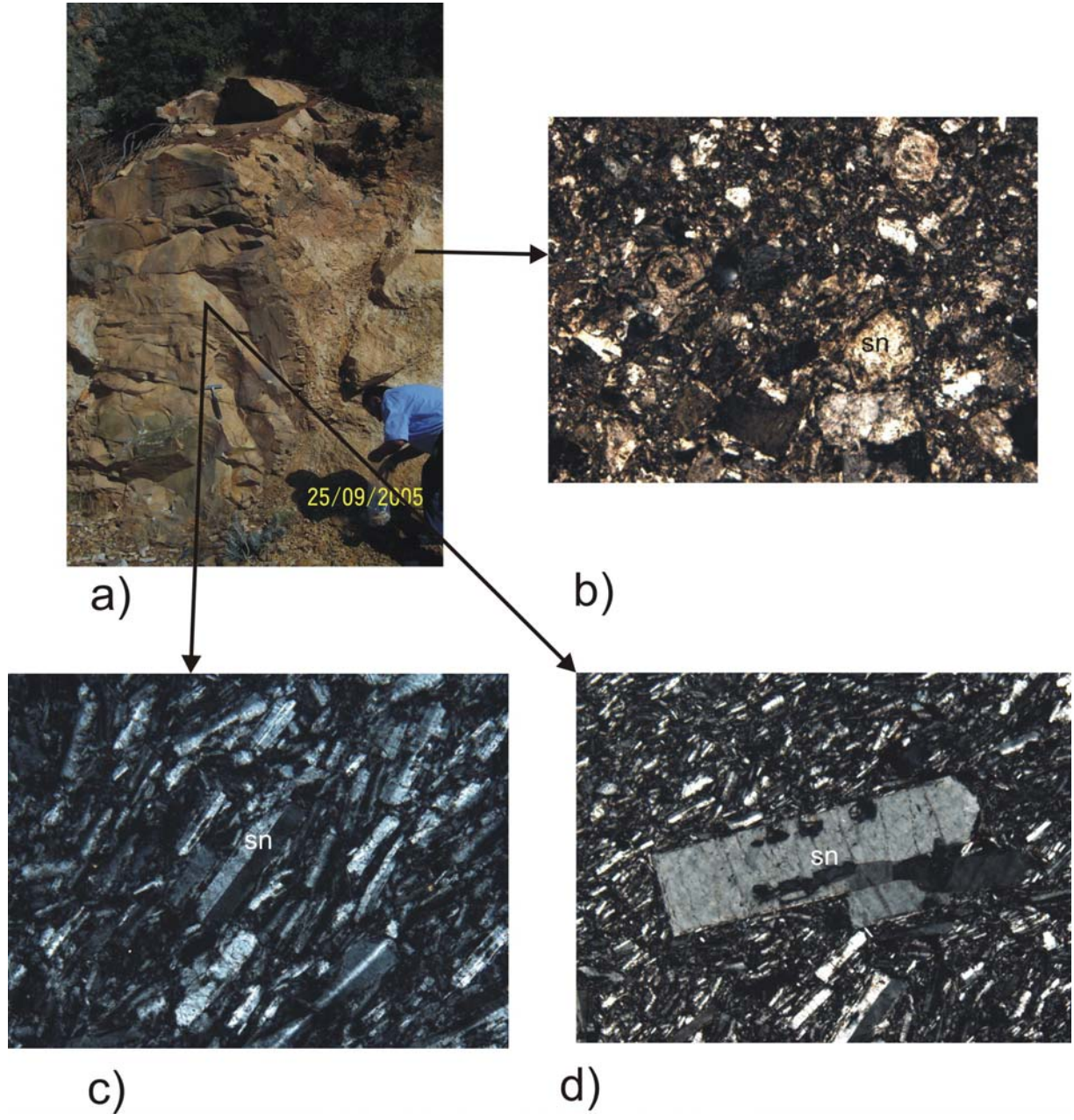


d)

Şekil 5. Darıderesi içerisinde flişi kesen bazaltik trakiandezit dayk (a); bu dayk içerisinde yer alan kenarlarından itibaren korozyona uğramış hornblend (hbl) (b), zonlu sönme sunan klinopiroksen (cpx) (c) ve apatit kristali (apt) (d). Ç.N. 4x10.



Şekil 6 . Darıderesi içerisinde yer alan trakit bileşimli bir volkanik sokulum içerisinde yer alan trakitik dayk (a), trakitik dayk içerisinde akma yapısı sunan mikrolitik matriks (sn) (b), trakitik yan kayaç içerisindeki sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas kristali (plg) (c) ve yine bu trakit içerisinde yer alan kenarlarından itibaren korozyona uğramış sanidin fenokristali (sn) (d). Ç.N. 4x10.

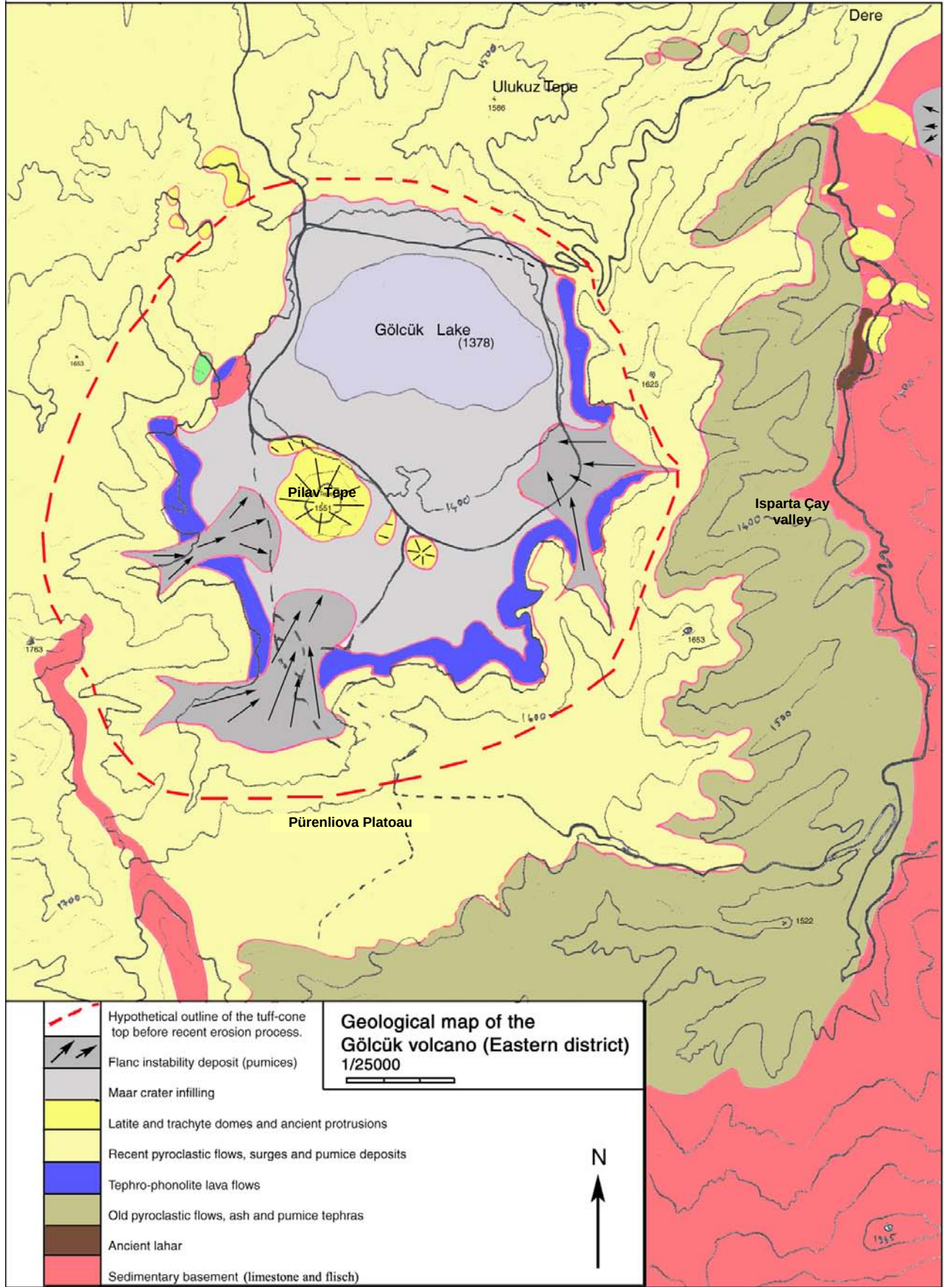


Şekil 7. Darıderesi içerisinde yer alan trakit bileşimli bir volkanik sokulum içerisinde yer alan trakitik dayk (a) trakitik bileşimdeki yan kayacı oluşturan özşekilsiz sanidin kristalleri, mikrolitik ve mikrokristalen sanidinlerden oluşan matriks fazı (sn) (b) trakitik daykta akma yapısı sunan mikrolitik matriks ve sanidin fenokristalleri ve (sn) (c,d). Ç.N. 4x10.

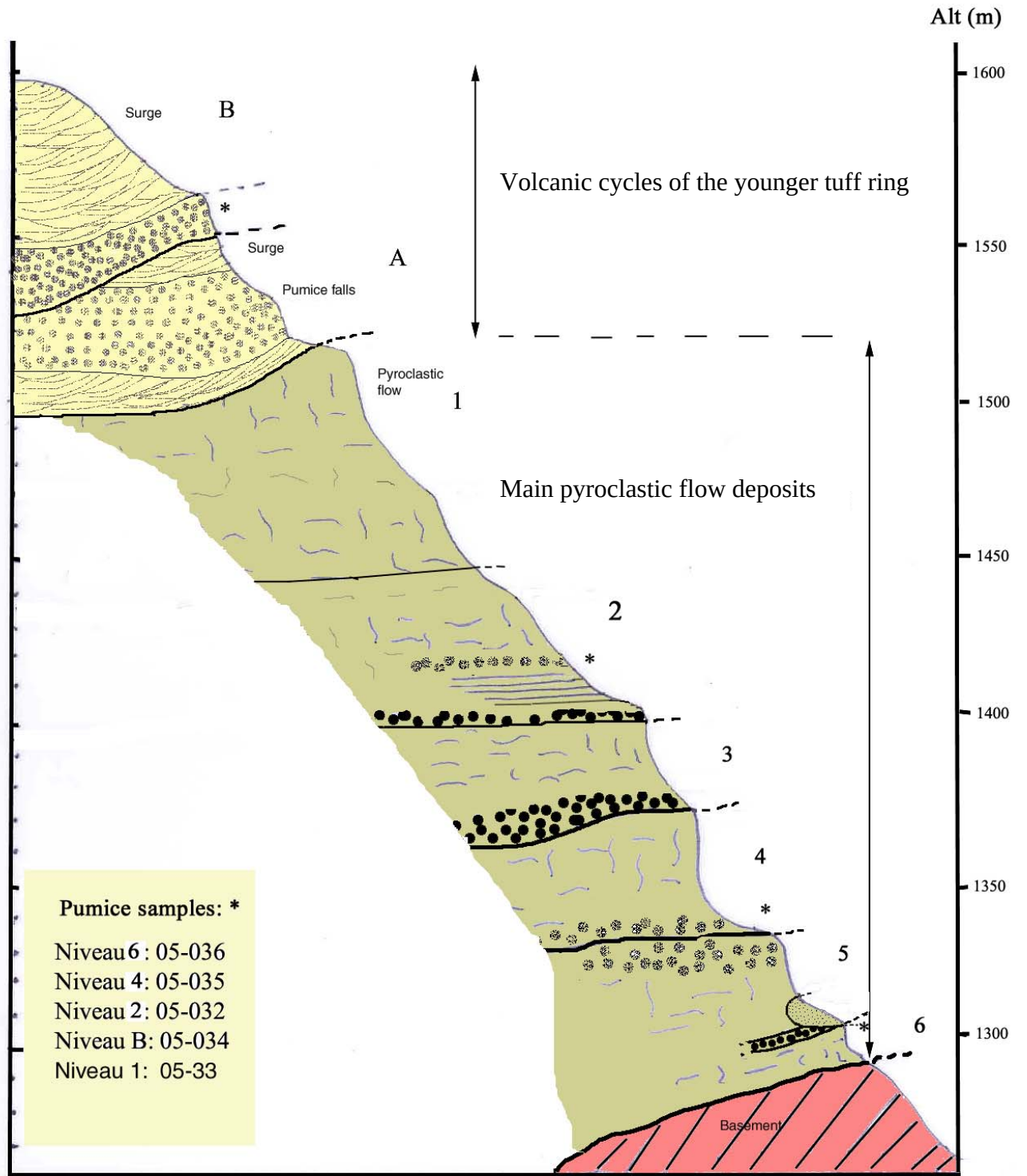
2.5.2 Kuvaterner volkanikleri

Gölcük volkanizmasına ait Kuvaterner aktivitesi Gölcük kalderasının kenar kesimlerinde dairesel şekilli mostra veren tefrifonolitik lav akıntıları ile bunları kesen yine aynı bileşimdeki dayklar, kaldera içerisindeki trakit domlarından oluşan kaldera içi volkanikler ile volkanik püskürme esnasında magma odasından dışarı atılmış piroklastik akma ve piroklastik döküntü çökelleriyle karakterize edilmektedir (Elitok ve diğ. 2008; Şekil 8-10). Kuvaterner aktivitesi kendi içerisinde her biri farklı volkanik ürünler ile temsil edilen üç farklı püskürme evresine ayrılmıştır: (i) Birinci püskürme evresi: altı piroklastik akma seviyesi ile temsil edilen ignimbiritik piroklastik akma çökelleri (Şekil 8-9), (ii) ikinci püskürme evresi: tefrifonolitik lav akıntısı-domlar, (iii) üçüncü püskürme evresi: kaldera içi trakitik domlar ve piroklastik döküntü çökelleri (Şekil 8 ve 10).

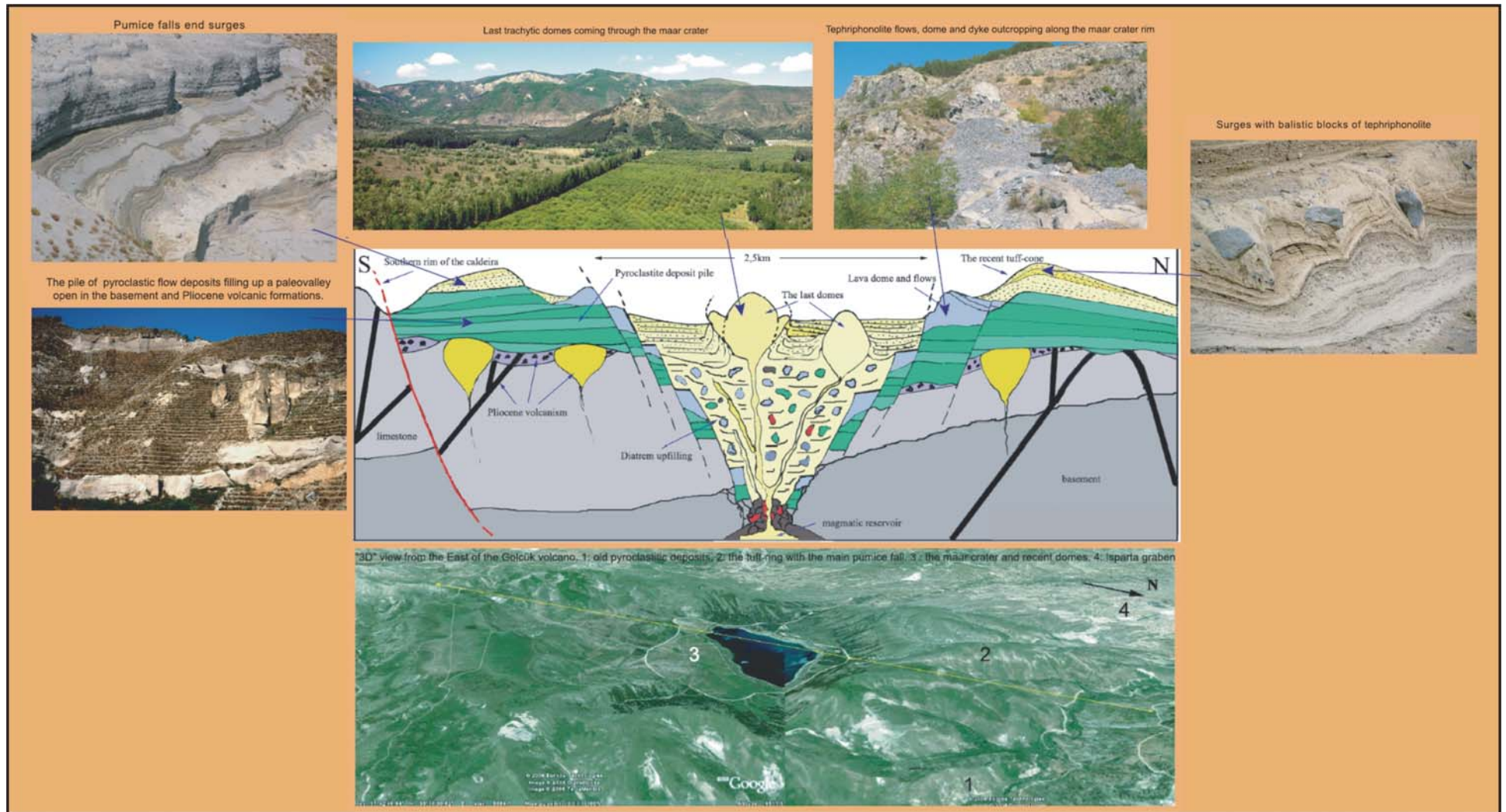
Tefrifonolitler Gölcük kalderasının kuzeydoğusunda lav akıntıları ve bunları kesen dayklar şeklinde gözlenirken kalderanın güneydoğu ve batı kenarlarında masif lav akıntıları şeklinde yer almakta ve kaldera etrafında kesikli olarak dairesel şekilli mostra vermektedirler. Arazide genellikle gri, koyu gri renklerde, afanitik dokulu olarak gözlenmektedirler. Mikroskobik incelemelerinde felsik ve mafik minerallerden oluşan mikrokristalen matriks ile sanidin, plajiyoklas, piroksen gibi fenokristallerden oluştukları belirlenmiştir (Şekil 11). Ayrıca bu kayalar içinde aksesuar mineral olarak F-apatit ve opak mineraller yaygındır. Piroksen içinde bulunan F-apatit inklüzyonları oldukça belirgindir. Hamurda cam tamamen bulunmamaktadır. En büyüğü Pilav Tepe olmak üzere Gölcük Gölünün hemen güneyinde farklı boyutlarda gelişmiş trakitik bileşiminde lav domları yer almaktadırlar (Şekil 12a). Mikroskobik olarak mikrolitik, mikrokristalen mafik ve felsik minerallerden oluşan matriks ile genellikle yarıözşekilli, özşekilsiz formlarda gelişmiş sanidin, piroksenlerden yapıli fenokristallerden oluşmaktadır. Sanidinler genellikle kenarlarından itibaren korozyona uğramış olup girik ikizlenme sunmaktadırlar (Şekil 12b,c,d).



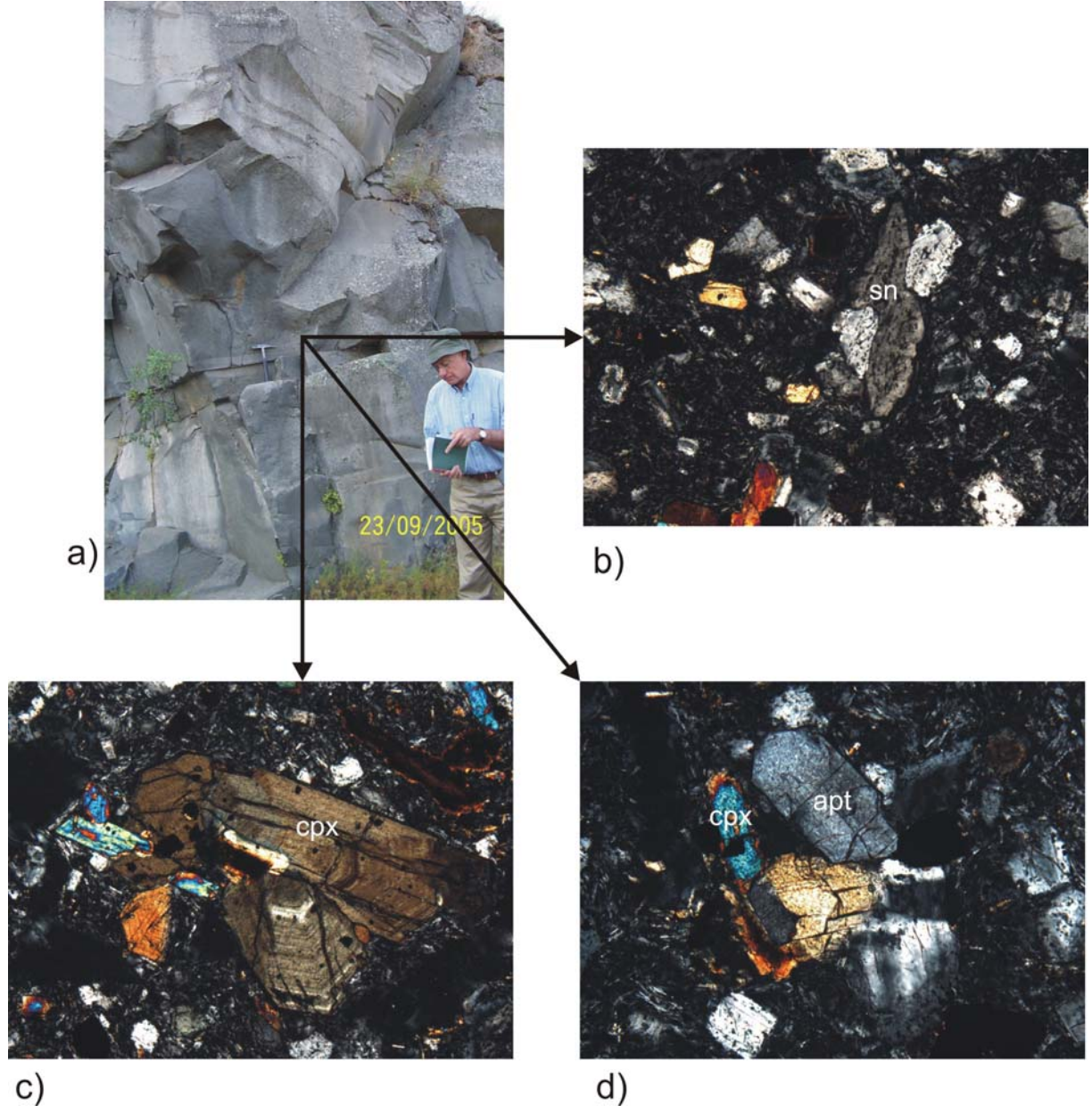
Şekil 8. Gölcük ve yakın civarının jeolojik haritası.



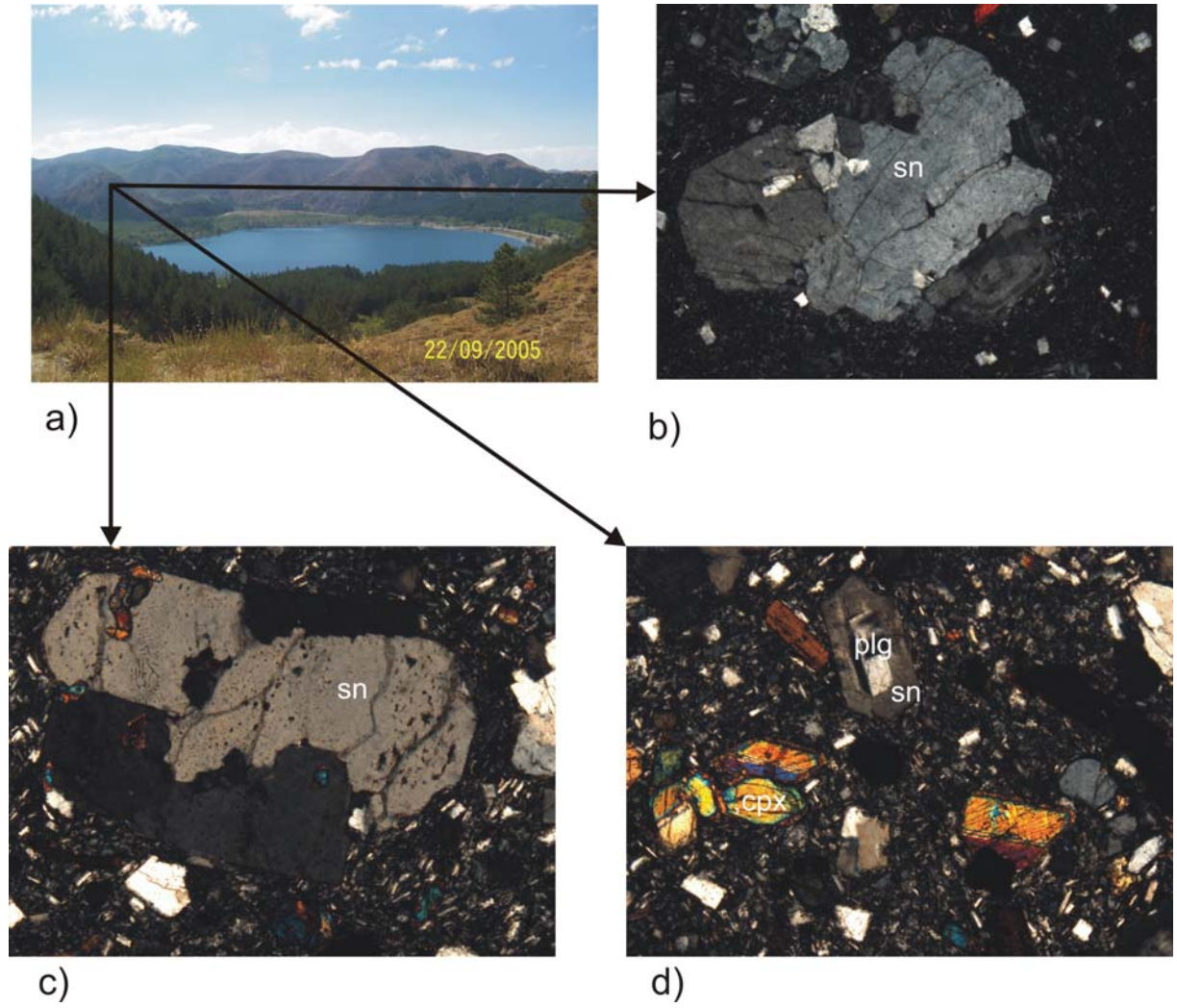
Şekil 9. Gölcük volkanizması piroklastik kayalarına ait volkanostratigrafik kesit.



Şekil 10. Maar krateri boyunca Gölçük volkanını K-G doğrultusunda kesen şematik enine kesit (Platevoet ve diğ., 2008).



Şekil 11. Gölcük kalderası kenarında yeralan tefrifonolitler (a), tefrifonolitler içerisinde bulunan sanidin (sn) (b) klinopiroksen (cpx) (c), ve apatit kristalleri (apt) (d). Ç.N. 4x10.

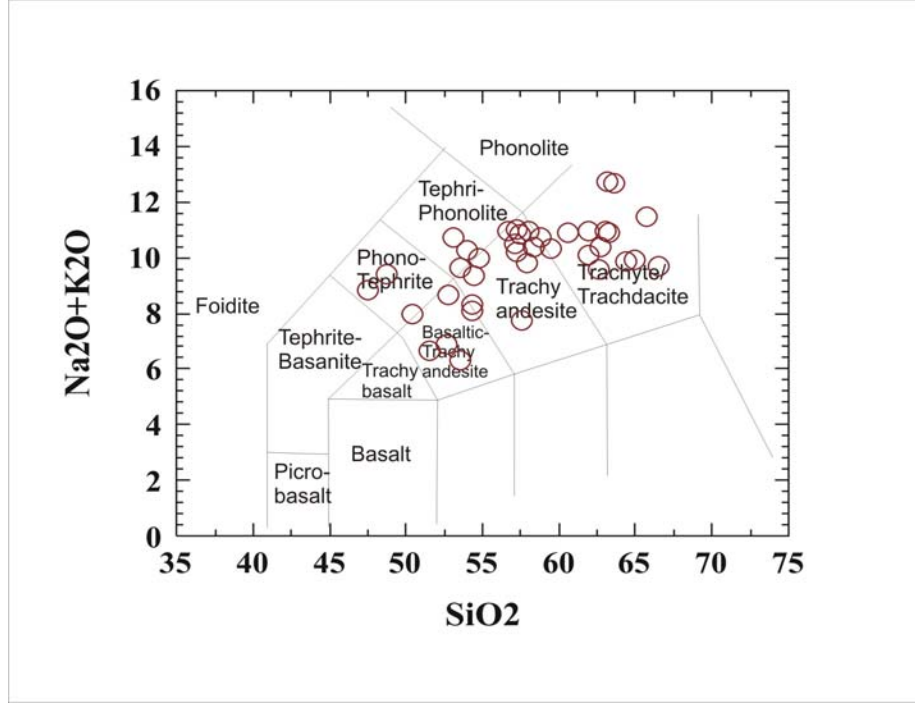


Şekil 12. Gölçük kalderası içerisinde gelişmiş trakit bileşimli lav domları (a), trakitler içerisindeki yarı özşekilli, özşekilsiz girik ikizli sanidinler (b,c), sanidin tarafından mantolanmış plajiyoklas ve piroksen kristalleri (d).

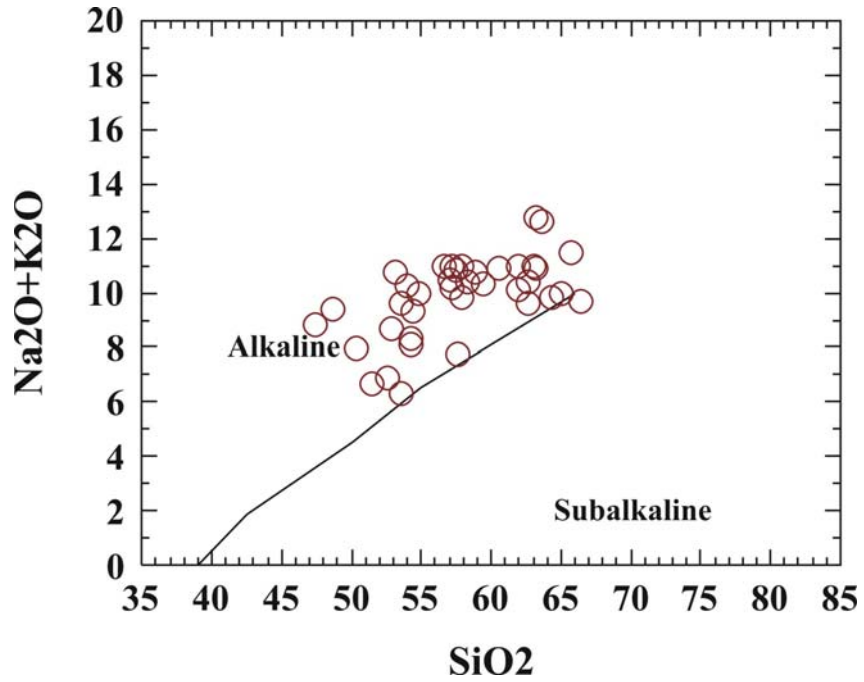
3. JEOKİMYA

Gölcük volkanizmasının petrokimyasal karakterini belirlemek için yörede bulunan çeşitli volkanik kayalardan 38 adet örnek alınmıştır. Bunlardan üç tanesi Bucak(Burdur) yöresinde yer alan lamproit bileşimli kayalardır. Alınan kayaç örneklerinde major, minor, eser elementler analiz edilmiştir (Çizelge 1). Bu kayaç analiz değerleri ortaklaşa yürüttüğümüz 104Y181 nolu TUBITAK projesi kapsamında çalışma programına uygun olarak daha detaylı değerlendirilmiş ve yorumlanmıştır (Elitok ve diğ., 2008).

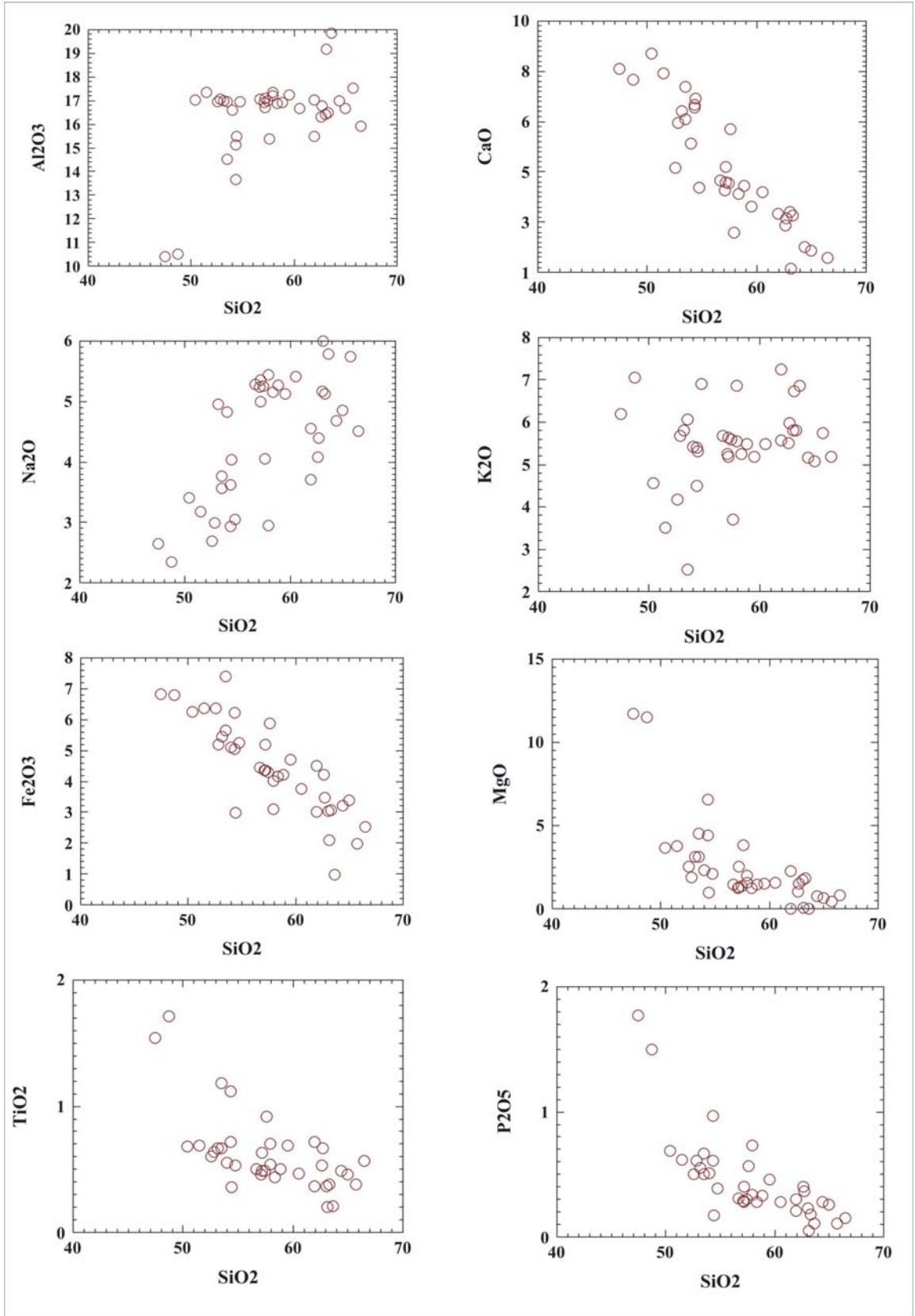
Gölcük yöresi volkanik kayaları toplam alkaliye ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) karşı SiO_2 kaya sınıflama diyagramında alkali alanda bazaltik trakiandezit, trakiandezit, trakit, fonotefrit, tefrifonolit alanlarında dağılım sunmaktadır (Şekil 13-14). Gölcük volkaniklerinde SiO_2 (50.36-66.48 wt %), Al_2O_3 (14.53-19.85 wt %), Fe_2O_3 (0.99-7.39 wt %), MgO (0.05-4.52 wt %), CaO (0.16-8.83 wt %), Na_2O (2,69-5.79 wt %), K_2O (2.52-7.24 wt %), TiO_2 (0.2-1.18 wt %), P_2O_5 (0.05-0.73 wt %) değerleri arasında değişmektedir. SiO_2 'ye karşı Na_2O pozitif korelasyon gözlenirken, CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 negatif korelasyon sunmakta ancak K_2O düzensiz bir dağılım göstermektedir (Şekil 15). Buradaki CaO ve MgO açısından negatif korelasyon piroksenler, Fe_2O_3 ve TiO_2 açısından negatif korelasyon Fe-Ti oksitlerin, P_2O_5 açısından negatif korelasyon ise apatit fraksiyonlanması ile ilişkilidir. Kayalarda genelde $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranları 1 ve üzerinde olup $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ diyagramında genelde potasik-ultrapotasik alanda dağılım sunmaktadırlar (Şekil 16). Bazı iri katyonlu litofil (LIL) elementler (Ba: 664.7-5524; Cs: 0.8-56.2; Rb: 65.7-240; Sr: 806.7-8586.5; Th:10-134.3; U: 2.1-29.2) oldukça yüksek değerlerde olup manto zenginleşmesini yansıtmaktadır. Primitif manto normalize spider diyagramında Rb, Ba, Th gibi bazı LIL elementler açısından zenginleşme, negatif Nb anomalisi gözlenmektedir (Şekil 17). LIL elementler açısından zenginleşme ve negatif Nb-Ta-Ti anomalileri yay volkaniklerinin genel karakteristik özellikleri olarak bilinmektedir (Pearce and Cann, 1973; Pearce, 1982; Arculus, 1987; Kelemen ve diğ., 1993). Ayrıca Kondrit normalize nadir toprak element diyagramında tüm örnekler hafif nadir toprak elementler açısından zenginleşme göstermektedir ve bu nadir toprak element dağılım şekli genel olarak bu kayaların aynı magmatik kökenden geldiğine işaret etmektedir (Şekil 18). Bucak (Burdur) yöresinden alınan lamproit bileşimli kayalarda SiO_2 (47-46 wt %) değerleri oldukça düşük olup MgO (6.54-11.74 wt%), K_2O (4.49-7.05wt%) açısından yüksek değerler sergilemektedir. $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>2$, $\text{K}_2\text{O}>3$, $\text{MgO}>3$ olup ultrapotasik kayalar olarak tanımlanmaktadır.



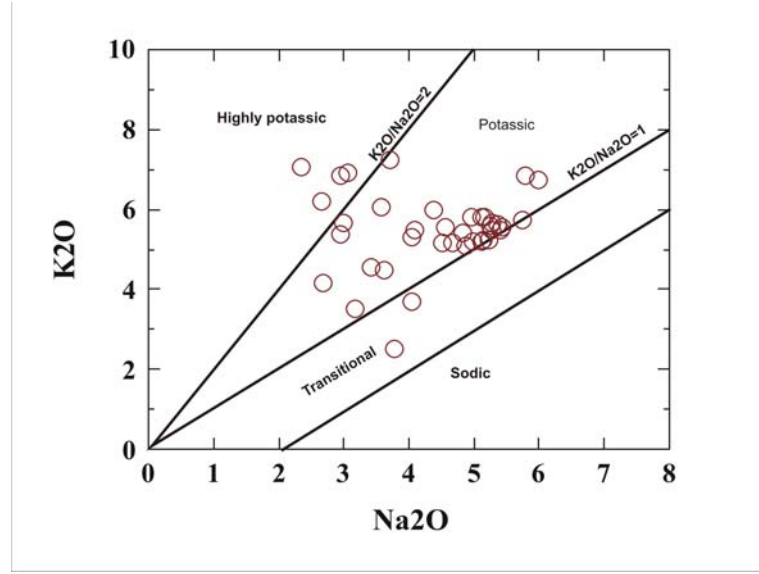
Şekil 13. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramına göre petrokimyasal sınıflandırılması (Le Maitre, 1984).



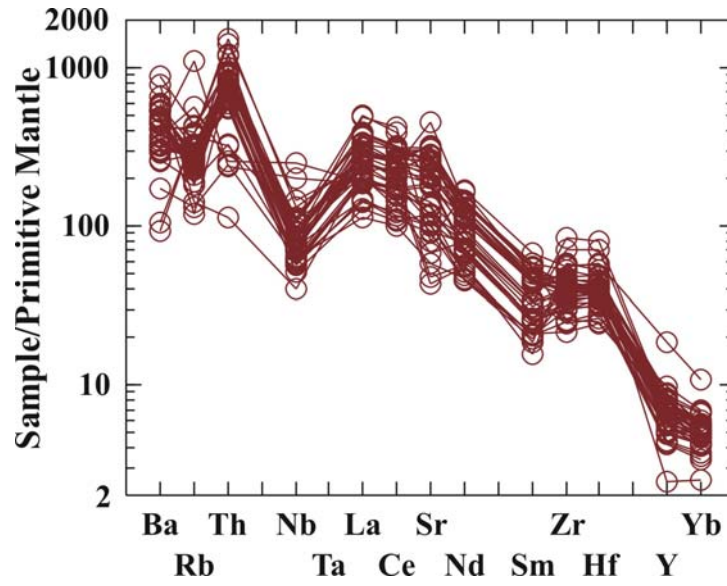
Şekil 14. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ ilişkisine göre adlandırılması (Irvine ve Baragar, 1971).



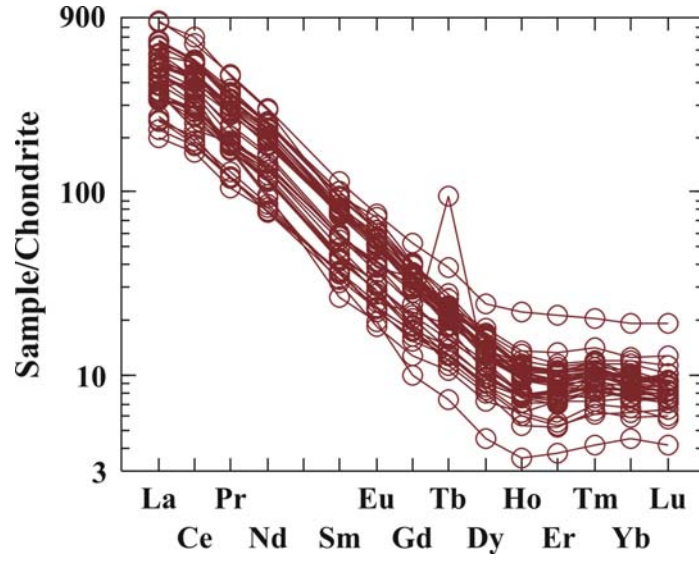
Şekil 15. Gölçük ve çevresi volkanik kayalarında major element oksitlerin SiO₂ ile ilişkisi.



Şekil 16. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının Harker diyagramlarında K_2O/Na_2O gösterilmesi (Turner ve diğ., 1996).



Şekil 17. Gölcük ve çevresi volkanik kayaçlarının ilksel mantoya göre normlaştırılmış eser element diyagramı.



Şekil 18. Gölçük ve çevresi volkanik kayaların kondrite göre normlaştırılmış nadir toprak elementleri (NTE) dağılım diyagramı.

Çizelge 1. Gölcük yöresi volkanik kayaların majör, eser ve nadir toprak elementleri (NTE) analiz sonuçları

ÖRNEK	KORDİNATLAR	PETROGRAFİ	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	LOI	TOTAL
			%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
GP-1	280901E;4139137N	Lamproit	48,69	40,01	6,8	11,49	7,9	2,35	7,05	1,71	1,5	0,11	1,1	98,10
GP-2	280901E;4139137N	Lamproit	47,46	10,4	6,82	11,74	8,29	2,65	6,19	1,54	1,77	0,11	2,2	99,17
GP-3	288925E;4168466N	Bazalt	54,31	13,66	6,23	6,54	7	3,62	4,49	1,12	0,97	0,1	1,4	99,44
GP-4	288975E;4168481N	Bazalt	57,59	15,37	5,89	3,81	6,12	4,05	3,7	0,92	0,57	0,09	1,5	99,61
GP-5	272634E;4180683N	Bazalt	53,51	14,53	7,39	4,52	7,63	3,77	2,52	1,18	0,5	0,11	3,9	99,56
GP-6	280128E;4179227N	Trakiandezit/Trakit	61,98	15,5	3,02	2,29	3,11	4,55	5,57	0,37	0,21	0,06	2,8	99,46
GP-7	280062E;4178990N	Pomza	57,18	17,08	4,36	1,31	4,24	5,36	5,64	0,49	0,28	0,1	2,7	98,74
GP-8	279912E;4179276N	Pomza	57,41	16,99	4,31	1,33	4,2	5,26	5,6	0,49	0,3	0,1	2,9	98,89
GP-9	279881E;4178521N	Tefrifonolit	53,52	16,97	5,64	3,12	6,49	3,57	6,06	0,67	0,63	0,1	2,1	98,87
GP-10	279194E;4177029N	Tefrifonolit	53,11	16,98	5,45	3,15	6,77	4,95	5,8	0,67	0,55	0,1	1,3	98,83
GP-11	279027E;4177522N	Trakit/Trakiandezit	63,27	16,48	3,07	1,84	3,03	5,12	5,8	0,38	0,18	0,05	0,1	99,32
GP-12	278523E;4177880	Trakit	63,03	16,4	3,03	1,72	3,16	5,17	5,8	0,37	0,23	0,06	0,2	99,17
GP-13	278523E;4177880N	Trakit	60,53	16,67	3,77	1,57	3,89	5,41	5,48	0,47	0,28	0,09	0,9	99,06
GP-14	280284E;4179624N	Pomza	56,67	17,07	4,45	1,45	4,3	5,28	5,68	0,5	0,31	0,1	2,9	98,71
GP-15	280284E;4179624N	Trakiandezit	57,18	16,7	5,2	2,53	4,77	4,99	5,19	0,63	0,4	0,08	0,7	98,37
GP-16	282059E;4180873N	Pomza	54,01	16,59	5,11	2,32	5,63	4,83	5,41	0,55	0,51	0,1	3,8	98,86
GP-17	281705E;4180552N	Pomza	57,96	17,22	4,03	2	4,5	5,44	5,54	0,54	0,34	0,08	1,4	99,05
GP-18	281571E;4180113N	Trakiandezit	66,48	15,9	2,52	0,84	1,51	4,51	5,18	0,57	0,15	0,01	1,7	99,37
GP-19	281257E;4180010N	Piroklastik Tüf	54,78	16,96	5,24	2,13	4,05	3,05	6,91	0,53	0,39	0,1	4,7	98,84
GP-20	281325E;4179559N	Trakit	62,6	16,3	4,21	1,02	2,67	4,08	5,5	0,53	0,4	0,09	2,1	99,50
GP-21	281444E;4179437N	Piroklastik Tüf	52,6	16,94	6,37	2,56	4,76	2,69	4,17	0,6	0,5	0,12	7,8	99,11
GP-22	281420E;4179275N	Trakiandezit	59,49	17,24	4,71	1,54	3,35	5,12	5,19	0,69	0,46	0,07	1,2	99,06
GP-23	286899E;4178752N	Trakit	63,16	19,17	2,1	0,06	1,12	6	6,73	0,2	0,05	0,04	1	99,63
GP-24	286899E;4178752N	Trakit	65,71	17,33	1,97	0,44	0,54	5,74	5,74	0,38	0,11	0,01	1,4	99,37
GP-25	286765E;4178622N	Trakit	63,6	19,85	0,99	<.01	0,79	5,79	6,86	0,21	0,11	<.01	1,4	99,60
GP-26	286765E;4178622N	Trakit	61,97	17,02	4,49	0,02	0,16	3,7	7,24	0,72	0,3	<.01	3,6	99,22
GP-27	286717E;4178617N	Trakit	57,93	17,35	3,09	1,59	2,41	2,95	6,85	0,7	0,73	0,03	5,2	98,83
GP-28	286327E;4178386N	Trakiandezit/Trakibazalt	54,33	15,13	5,06	4,44	6,89	2,94	5,39	0,72	0,61	0,07	3,5	99,08
GP-29	284677E;4177782N	Trakit	52,8	17,05	5,18	1,87	6,37	2,99	5,68	0,64	0,61	0,09	5,7	98,98
GP-30	284424E;4177733N	Trakit/Trakiandezit	62,68	16,77	3,48	1,51	2,95	4,39	5,98	0,67	0,37	0,03	0,7	99,53
GP-31	285236E;4178513N	Trakit	64,39	16,98	3,2	0,77	1,92	4,68	5,16	0,49	0,28	0,06	1,6	99,53
GP-32	285236E;4178513N	Trakiandezit/Trakit	64,97	16,68	3,39	0,65	1,78	4,86	5,08	0,46	0,26	0,04	1,4	99,57
GP-33	284048E;4182469N	Pomza	58,83	16,9	4,23	1,44	4,11	5,27	5,48	0,5	0,33	0,1	1,8	98,99
GP-34	283016E;4188737N	Trakiandezit/Trakibazalt	51,48	17,36	6,36	3,78	8,12	3,18	3,5	0,69	0,62	0,12	3,4	98,61
GP-35	283022E;4188857N	Trakiandezit/Trakibazalt	50,36	17,04	6,24	3,67	8,83	3,41	4,57	0,68	0,69	0,11	3,2	98,80
GP-36	283380E;4189217N	Pomza	57,72	16,9	4,36	1,26	3,95	5,24	5,24	0,46	0,29	0,1	3,4	98,92
GP-37	283402E;4189221N	Pomza	54,4	15,49	2,98	0,98	7,21	4,04	5,31	0,36	0,17	0,08	8,3	99,32
GP-38	285510E;4189555N	Pomza	58,33	16,87	4,17	1,25	3,8	5,15	5,24	0,44	0,28	0,1	3,3	98,93

Çizelge 1. (devamı)

ÖRNEK	KORDİNATLAR	PETROGRAFİ	Cr ppm	Ni ppm	Sc ppm	Mo ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ni ppm	As ppm	Cd ppm	Sb ppm	Bi ppm	Ag ppm
GP-1	280901E;4139137N	Lamproit	561,16	444	17	3,9	54,8	13,9	62	316,8	1,4	<.1	0,1	<.1	<.1
GP-2	280901E;4139137N	Lamproit	561,16	439	17	5,6	55,9	18,1	72	363	1,7	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-3	288925E;4168466N	Bazalt	301,11	178	16	3,2	32,2	10	54	144,1	2	0,1	0,2	0,1	<.1
GP-4	288975E;4168481N	Bazalt	164,24	57	15	1,7	19,9	6,3	52	34	2,3	0,1	0,3	0,2	<.1
GP-5	272634E;4180683N	Bazalt	136,87	61	16	1,4	44,9	3,7	58	43,6	1,6	0,1	0,2	0,1	<.1
GP-6	280128E;4179227N	Trakiandezit/Trakit	34,21	68	5	0,9	9,3	8,9	28	39,1	1,6	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-7	280062E;4178990N	Pomza	<7	<5	4	0,9	14,8	8,4	31	1,6	2,3	<.1	0,1	0,2	<.1
GP-8	279912E;4179276N	Pomza	<7	<5	5	0,8	17	8,6	32	1,7	2,5	<.1	0,1	0,2	<.1
GP-9	279881E;4178521N	Tefrifonolit	6,84	17	12	0,8	60,2	2,2	51	4,5	6	0,1	0,2	0,1	<.1
GP-10	279194E;4177029N	Tefrifonolit	<7	<5	11	2,1	53,1	2,6	48	3,8	6,4	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-11	279027E;4177522N	Trakit/Trakiandezit	27,37	32	4	2,3	6,5	19,3	22	15,1	5,5	<.1	0,3	0,3	<.1
GP-12	278523E;4177880	Trakit	34,21	26	3	0,2	6,6	5,6	25	14,9	2,4	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-13	278523E;4177880N	Trakit	<7	<5	5	0,1	11,9	3,6	31	3,9	6,7	0,1	0,5	0,1	<.1
GP-14	280284E;4179624N	Pomza	<7	<5	5	1,2	18,6	6,5	27	1,9	2,2	<.1	0,1	0,2	<.1
GP-15	280284E;4179624N	Trakiandezit	13,68	<5	8	0,1	3,7	1	40	6,9	1,3	<.1	<.1	<.1	<.1
GP-16	282059E;4180873N	Pomza	<7	<5	8	1	25,6	20,3	35	3,6	4,1	0,1	0,2	0,2	<.1
GP-17	281705E;4180552N	Pomza	6,84	<5	6	0,5	9,4	14	25	3,5	2,4	<.1	0,2	0,2	<.1
GP-18	281571E;4180113N	Trakiandezit	<7	16	6	0,4	14,2	5,4	40	19,1	3,1	0,1	0,2	0,1	<.1
GP-19	281257E;4180010N	Tüf	6,84	<5	7	2	27,6	54,3	69	10,6	7,3	0,1	0,4	0,6	0,2
GP-20	281325E;4179559N	Trakit	0,004	<5	6	3	13,9	29	64	7,7	7,4	0,2	0,5	0,3	<.1
GP-21	281444E;4179437N	Piroklastik tüf	0,005	27	9	17,9	117,6	132,6	91	27	63,3	0,2	1,9	1	0,1
GP-22	281420E;4179275N	Trakiandezit	<7	<5	9	0,5	13,6	5,9	51	6,9	3,8	0,1	0,3	0,2	<.1
GP-23	286899E;4178752N	Trakit	<7	<5	<2	0,1	2,7	31,6	66	3,3	2,6	0,1	0,5	0,5	<.1
GP-24	286899E;4178752N	Trakit	<7	<5	3	0,9	3,2	80,4	30	4,2	2,2	<.1	0,3	0,1	<.1
GP-25	286765E;4178622N	Trakit	<7	<5	<2	4,3	6,7	40,2	3	0,3	5,4	<.1	0,9	0,7	0,2
GP-26	286765E;4178622N	Trakit	20,53	<5	7	76	52,5	424,3	11	0,7	6,4	<.1	1,5	1,5	<.1
GP-27	286717E;4178617N	Trakit	136,86	80	11	3,1	40,5	16,3	209	48,2	7,9	0,2	0,4	0,1	<.1
GP-28	286327E;4178386N	Trakiandezit/Trakibazalt	150,55	53	16	3,3	27,2	8	123	21,8	7,5	0,1	0,2	<.1	<.1
GP-29	284677E;4177782N	Trakit	13,68	12	7	0,2	24,6	16,3	68	3	4,2	0,1	0,2	0,3	<.1
GP-30	284424E;4177733N	Trakit/Trakiandezit	41,06	20	8	1,6	12	3,8	31	6,6	1,6	<.1	0,4	0,2	<.1
GP-31	285236E;4178513N	Trakit	20,53	24	5	1,9	7,9	6,5	35	16,9	3,9	<.1	0,4	0,1	<.1
GP-32	285236E;4178513N	Trakiandezit/Trakit	13,68	10	5	1	6	5,4	45	13,7	1,4	<.1	0,2	0,1	<.1
GP-33	284048E;4182469N	Pomza	6,84	<5	5	0,7	13,9	4,4	27	2,2	1,7	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-34	283016E;4188737N	Trakiandezit/Trakibazalt	13,68	20	12	0,1	24,1	1,9	35	3,3	5,1	0,1	0,1	<.1	0,1
GP-35	283022E;4188857N	Trakiandezit/Trakibazalt	13,68	15	13	<.1	18,4	2,3	18	4,2	5,5	<.1	0,1	0,1	<.1
GP-36	283380E;4189217N	Pomza	<7	<5	5	0,7	10,8	6,9	22	1	1,8	<.1	<.1	0,1	<.1
GP-37	283402E;4189221N	Pomza	<7	<5	3	0,5	6	10	27	3,8	3	0,1	0,2	0,2	<.1
GP-38	285510E;4189555N	Pomza	<7	16	4	0,6	12,2	18,9	21	3,1	1,5	<.1	0,1	0,2	<.1

Çizelge 1. (devamı)

ÖRNEK	KORDİNATLAR	PETROGRAFİ	Au ppb	Hg ppm	Tl ppm	Se ppm	Ba ppm	Be ppm	Co ppm	Cs ppm	Nb ppm	Rb ppm	Sn ppm	Sr ppm
GP-1	280901E;4139137N	Lamproit	1,5	0,01	0,1	<.5	2340,5	8	43	2,3	162,2	315,4	5	2244,3
GP-2	280901E;4139137N	Lamproit	10,9	0,01	0,1	<.5	2550,3	8	49	3,9	131,2	608,7	4	2706,3
GP-3	288925E;4168466N	Bazalt	4,6	<.01	0,1	<.5	2035,9	5	32,3	2,2	71	205,8	3	1740,3
GP-4	288975E;4168481N	Bazalt	1,5	0,01	<.1	<.5	1652,3	3	28,1	1,7	41,3	105,2	2	1288,5
GP-5	272634E;4180683N	Bazalt	2,6	0,01	<.1	<.5	1071,5	4	26,6	1,2	40,9	72,9	2	1095,6
GP-6	280128E;4179227N	Trakiandezit/Trakit	7,4	<.01	0,1	<.5	1810	7	24,5	6,8	36,4	168,8	2	2575,6
GP-7	280062E;4178990N	Pomza	3,2	<.01	0,1	<.5	3385,7	8	19,4	6,6	60,4	142,9	2	6072,5
GP-8	279912E;4179276N	Pomza	4,3	<.01	0,2	<.5	3376,3	11	24,7	6,4	63,2	146,4	2	6022,2
GP-9	279881E;4178521N	Tefrifonolit	1,3	<.01	0,1	<.5	3023,3	7	17,9	9,5	46,6	130,8	3	5329,1
GP-10	279194E;4177029N	Tefrifonolit	0,9	<.01	0,2	<.5	2989,7	7	16,9	4,5	45	126,1	3	4972,8
GP-11	279027E;4177522N	Trakit/Trakiandezit	6,7	<.01	0,1	<.5	2153,9	5	10,1	2,3	39,5	144,3	2	3302,4
GP-12	278523E;4177880	Trakit	3,8	<.01	<.1	<.5	2277	6	9,8	1,7	37,8	147	2	3470,8
GP-13	278523E;4177880N	Trakit	2,3	<.01	<.1	<.5	2591,8	9	11,4	2,8	47,2	154,6	3	3814,2
GP-14	280284E;4179624N	Pomza	14,1	0,01	0,1	<.5	3395	8	16	6,3	58,6	143,4	3	6052,8
GP-15	280284E;4179624N	Trakiandezit	3,6	<.01	0,1	<.5	4902,8	2	15,6	0,8	25,9	78,8	2	8586,5
GP-16	282059E;4180873N	Pomza	19,6	<.01	0,2	<.5	2779,9	7	19,5	4,8	48,5	115,8	3	4934,4
GP-17	281705E;4180552N	Pomza	12	<.01	0,1	<.5	2819,8	7	15,3	3,2	46,4	127,7	2	3491,6
GP-18	281571E;4180113N	Trakiandezit	2,9	<.01	0,1	<.5	1611,3	5	9,2	2,9	33,4	155,8	3	2238,3
GP-19	281257E;4180010N	Tüf	17,9	<.01	1	<.5	2766,9	8	10,1	5,1	68,2	217,7	3	4780,7
GP-20	281325E;4179559N	Trakit	10,4	<.01	0,5	<.5	1840,2	7	7,4	6,4	48,7	179,6	3	2220
GP-21	281444E;4179437N	Pirpklastik tüf	10,7	0,01	0,6	<.5	2743,2	8	20,7	5,6	73	125,1	3	3979,2
GP-22	281420E;4179275N	Trakiandezit	4	<.01	0,1	<.5	2942,4	6	13,8	2,9	56,3	137,3	3	3315,4
GP-23	286899E;4178752N	Trakit	5	<.01	0,1	<.5	582,9	5	3	3,2	94,8	210,8	2	806,7
GP-24	286899E;4178752N	Trakit	8,9	<.01	0,1	<.5	1987,5	8	11,3	4,6	55,2	156,4	3	1987,8
GP-25	286765E;4178622N	Trakit	4,4	<.01	0,4	<.5	664,7	4	4,7	5,6	86,1	211,6	2	898,1
GP-26	286765E;4178622N	Trakit	5,8	<.01	0,3	1	2555,3	7	2,8	2,4	55,6	232,6	5	1509,3
GP-27	286717E;4178617N	Trakit	10,4	<.01	0,2	<.5	5524	9	37,9	56,2	68,1	240	4	3420,2
GP-28	286327E;4178386N	Trakiandezit/Trakibazalt	4,5	0,01	0,1	<.5	3675,3	8	28,3	31	55,3	175,1	3	3865,9
GP-29	284677E;4177782N	Trakit	7,1	0,01	0,1	<.5	3563	9	10,9	4,6	70,2	134,1	4	4864,2
GP-30	284424E;4177733N	Trakit/Trakiandezit	5,1	0,01	0,1	<.5	2032,1	4	8,9	3	48,9	183,8	4	1707,2
GP-31	285236E;4178513N	Trakit	4,2	0,01	0,2	<.5	2016,7	8	7,6	4,4	38,5	162,2	3	1924,7
GP-32	285236E;4178513N	Trakiandezit/Trakit	11,2	0,01	0,1	<.5	1904,7	7	6,7	4,2	37	160,3	2	1901,1
GP-33	284048E;4182469N	Pomza	33,2	0,01	0,1	<.5	3361,5	9	11,4	6,9	56,5	157,3	3	5192,6
GP-34	283016E;4188737N	Trakiandezit/Trakibazalt	10	<.01	6,3	<.5	4076	7	20	4,5	53,3	101,1	2	5813,4
GP-35	283022E;4188857N	Trakiandezit/Trakibazalt	5,1	<.01	0,1	<.5	3729,8	6	20,3	3,1	52,1	65,7	2	5855,7
GP-36	283380E;4189217N	Pomza	21,5	0,01	0,1	<.5	3367	9	14,5	8,3	45,4	152,4	2	4235
GP-37	283402E;4189221N	Pomza	22,3	0,01	0,2	<.5	1903,9	11	10,8	6,4	56,2	152,5	3	2486,9
GP-38	285510E;4189555N	Pomza	12,4	0,02	0,1	<.5	3319,5	9	12,4	7,9	46,1	148,8	2	4029,4

4. GÖLCÜK VOLKANİZMASININ GELİŞİMİ VE JEOKRONOLOJİSİ

Gölcük volkanikleri bölgede genellikle Likya naplarına ait allokton birimler ve sedimanter kayalardan oluşan temel kayaları keserek yüzeye çıkmış olan Pliyosen volkanikler ile yaklaşık olarak 200 000 yıl önce başlayıp 24 ± 2 bin (Kuvaterner) önce biten patlamalı volkanizma ürünü kaldera içi volkanikler ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Kuvaterner volkanikleri kendi içerisinde üç evreye ayrılmış olup bu evreler aşağıda verilmiştir.

4.1 Gölcük volkanizmasının gelişimi

4.1.1 Birinci püskürme evresi: piroklastik akma çökelleri

Piroklastik akma çökelleri Alıcı ve diğ. (1998) tarafından tanımlanan oldukça zayıf pekişmiş yaklaşık 200 m kalınlığında piroklastik akma çökellerine karşılık gelmektedir. Maar kraterin güney kesiminde (Pürenlioşa düzlüğü civarında) gözlenmekte, piroklastik akma çökelleri ile doldurulmuş olan birincil kalderanın varlığına işaret etmektedir. Bu eski birincil kaldera patlamalı bir phreatoplinian olayı ile ilksel yapısını kaybetmiştir. Bu piroklastik akma çökelleri en iyi şekilde volkanın hemen doğusunda yer alan derin vadi içerisinde ve üçüncü püskürme evresine ait tuf konisi altında gözlenmektedir (Şekil 8-9). Bu piroklastik akma çökelleri Isparta Çay vadisi boyunca, Isparta yerleşim alanı tabanında, maar kraterin hemen güneyindeki Pürenlioşa düzlüğü civarında yer almaktadır (Şekil 10). En iyi mostra volkanın hemen doğusunda yer alan derin vadi içerisinde gözlenmekte ve bu kesimde birbirlerinden paleotoprak seviyeleri ile ayrılan üst üste gelişmiş en az altı piroklastik akma seviyesi ile karakterize edilmektedir (Şekil 9). Bu piroklastik akma çökelleri temeli oluşturan sedimanter kayalar ve bunlar içerisinde yer alan eski Pliyosen volkanikleri üzerine gelmektedir. Her bir piroklastik akma seviyesi genel olarak cm-dm boyutlarında pomza parçaları, temele ait sedimanter kaya kırıntıları ve volkanik litoklastlar içeren zayıf pekleşmiş, homojen, taze yada kaynamış kül matriksten oluşmaktadır. Piroklastik akma çökelleri içerisinde yer yer litoklast ve pomza piroklast karışımından oluşan dm kalınlığında yanal devamlılığı olmayan katmansı seviyeler görülebilmektedir. Piroklastik akma seviyelerinin taban kesiminde 10-50 cm boyutları arası iri litoklast blokları ve daha küçük boyutlu lav litoklastları, pomzalardan yapılm matriksten oluşan kalın bir seviye gözlenebilmektedir. Bu seviye içerisindeki bileşenler çökel sonrasında matriks içerisindeki pomzalarda çözünme, geç fazdaki çözünme-çökelme

reaksiyonlarının neden olduğu yüzey sertleşmelerini sırasında orta-yüksek derecede altere olmuşlardır. Bu istif içerisindeki en azından bir seviye uzun eksenli yaklaşık 30 cm boyutuna ulaşan uzun elipsoidal boşluklar içermektedir. Buda piroklastik akış esnasına yüzeydeki bitki, odun kalıntılarının piroklastik akma çökelleri içerisinde karışarak onlarla birlikte taşındığını, yüksek ısıdan dolayı kömürleştiklerini ve kömürleşen kesimlerin aşınmasıyla bu boşlukların oluştuğunu göstermektedir. Kömürleşmiş bitki parçalarının bulunuşu birinci püskürme evresinde piroklastik akma çökellerinin yerleşimi sırasında bölgede en azından yer yer bitki topluluklarının geliştiğini göstermektedir. Hacimsel olarak dikkate alındığında, birinci püskürme evresine ait piroklastik akma çökelleri patlamalı Gölcük volkanik aktivitesinin başlangıcına işaret eden bölgesel ölçekte ilksel ignimbiritik olaya karşılık gelmektedir. Piroklastik akma çökelleri genel olarak Burdur ve Isparta gibi topografik çöküntü alanlarında, Likya naplarına ait kireçtaşları arasında yer almaktadır. Bu topografik sistem Gölcük volkanı içerisinde küçük sınırlı düzgün bir alanda da görülebilmekte ve piroklastik akma çökelleri ile dolmuş birincil kalderanın varlığına işaret etmektedir.

Gölcük volkanından oldukça uzak mesafelerde yer alan diğer kalın piroklastik çökelleri, Gölcük volkanik aktivitesinin bölgesel ölçekteki faaliyetinin en güzel kanıtıdır. Gölcük volkanının kuzeybatı kesiminde yer alan bir ocak içerisinde yaklaşık 40 m kalınlıkta bir stratigrafik kesit boyunca eski lahar çökelleri üzerine gelen yaklaşık 10 metre kalınlığında dört adet piroklastik akma çökel seviyesi gözlenmiştir. Ancak bunların saha ilişkilerine göre bunların birinci püskürme evresine mi yoksa daha genç yada yaşlı bir püskürme evresine mi ait oldukları belirlenememiştir. Burdur havzası içerisinde göl çökelleri ile ardalanmalı iki kalın piroklastik akma seviyesi (>20 m) gözlenmiştir. Bu da Gölcük piroklastik aktivitesinin Burdur göl havzasının açılımı ve bu havzada çökelme ile eş zamanlı olduğunu göstermektedir. Yakaköy (Burdur) yakınındaki bir ocak civarında yaklaşık yataya yakın konumda kalın iki piroklastik akma çökel seviyesi yer almaktadır. Bu çökeller topografik olarak tilt olmuş göl çökelleri üzerine gelmektedir. Buda alttaki göl çökelleri ile dokanak ilişkisi (örneğin uyumsuzluk) açık olarak gözlenememesine rağmen daha önce bahsedilen göl çökelleri ile ardalanma gösteren diğer piroklastik akma çökellerinde farklı ve daha genç olduklarını yansıtmaktadır.

4.1.2 İkinci püskürme evresi: tefrifonolitik dayklar, lav akıntısı-domlar

Bu evreye ait püskürük malzemeler tüm püskürme evreleri içerisinde hacimsel olarak en az oranı teşkil etmektedir (muhtemelen <10 %). İkinci püskürme evresine ait lav ürünleri maar kraterin kuzeydoğu, güneydoğu, batı kenarları boyunca mostra vermektedir (Şekil 8). Kuzeydoğu kenarında KB eğimli 10 m kalınlığında tefrifonolit daykı kabaca sütunsal eklemler sunan iki adet lav akıntısını kesmektedir (Şekil 10). Güneydoğu ve batı kenarlarında, lavlar yaklaşık 30-50 m kalınlığında daha çok masif yapıda olup muhtemelen üçüncü püskürme evresinde maar aktivitesi sırasında parçalanmış lav-domlardan arta kalan kalıntılar olarak yorumlanmıştır. Bu maar krater etrafındaki halka şekilli yapılar Kumral ve diğ. (2006) tarafından ileri sürülen halka şekilli dayklar olmayıp kaldera içerisine daha önceden yerleşmiş domların ve kaldera kenarlarına akmış olan lavların üçüncü püskürme evresinde parçalanmaları ile kaldera kenar kesimlerinde arta kalan kalıntılarını teşkil etmektedir. Bu lav akıntıları ve domlar yada magma çıkışları aynı magma haznesi ile bağlantılı olup birinci püskürme evresi hemen sonrası yerleşmişlerdir. Bu lav çıkışları, zonlu bir magma odasının tavan kesiminden I püskürme evresinde dışarıya atılan daha fazla evolusyona uğramış (sıvı açısından doymuş ve patlayıcı özellikte) trakitik magmanın ardından suya doymuş olmayan, daha vizkoz özellikte tefrifonolitik magmaların çıkışlarına bağlı olarak püskürme dinamiğindeki değişimi yansıtmaktadır.

4.1.3 Son püskürme evresi: geç tuf halkası çökelleri

Üçüncü püskürme evresine ait piroklastik döküntü ve türbülans çökelleri kaldera içindeki birinci püskürme evresine ait ignimbiritik piroklastik akma çökelleri (Pürenlioğlu) ile tefrifonolitik lav akıntılarını örtmekte, kaldera kenar kesimlerinde kaldera merkezine doğru eğimli olmak üzere maar krater etrafında geniş bir tuf halkası oluşturmaktadır. Tuf konisini oluşturan tefralar daha önceki birinci ve ikinci püskürme evresine ait tüm volkanik çökelleri örtmektedir. Tefraların gözlenen maksimum kalınlığı 100-150 m arasında değişmektedir. Tefraların gözlenen kalınlığı maar krater kenarlarından uzaklaştıkça hızla azalmakta, Isparta yerleşim alanı içerisinde ve Eğirdir grabeni kenarlarında 30-100 cm kalınlığına kadar düşmektedir. Piroklastik akma ve düşme çökel aralanmalarından oluşan tefraları belirgin tanımlayıcı özellikler volkanın kuzey ve doğu yamaçlarında gözlenebilmektedir. Bu piroklastik seviyeler tepe ve yamaçları kaplamış şekilde kesiksiz olarak düşük bir eğimle

kuzeye Isparta yerleşim alanına doğru yayılım sunmaktadır. Kuzeydoğuya doğru bu tefraların oldukça aşındıkları gözlenmektedir. Tüm üçüncü püskürme evresi ardarda gelişen phreato plinian türü püskürme ürünleri ile maar krater içerisinde trakitik lav domlarının gelişimini kapsamaktadır. Kriptik diatrem büyük bir olasılıkla şimdiki Gölcük Gölünün altında yer almaktadır.

Tüf halkası bir paleotoprak düzeyi ayrılan iki volkanik istif ve en üstte formasyon içi uyumsuzlukla ayrılan erozyona maruz kalmış volkanik istiften oluşmaktadır. Tabandaki piroklastik döküntü çökelleri kendi içerisinde 4-5 alt istife ayrılan 5-10 m kalınlığında pomza döküntü çökelleri, bunun üzerinde phreato-plinian tipi püskürmelerde püskürme gücünün zayıflamasına işaret eden ve kratere yakın alanlarda biriken boyutları 20-30 cm arası kalınlıklarda değişen iri pomza bloklarından oluşmaktadır (Şekil 10). Lapilli pomzalar püskürme esnasında fırlatılan lavların oluşturduğu litoklastlarla karışık halde bulunmaktadır. Ultramafik, mafik ve felsik plütonik bloklar yer yer piroklastik döküntü çökelleri içerisinde yer almakta, muhtemelen bu bloklar magma yükselimi sırasında magma odası tavanında birikmiş olup volkanik patlama sırasında magma odası tavanından fırlatılan parçalardır. Piroklastik döküntü çökelleri üzerine dune-antidune yapıları ile karakterize edilen 5-10 m kalınlığında temel türbülans çökelleri gelmekte, bu temel türbülans çökelleri lapilli pomza ve volkanik litoklastların karışımından oluşan seviyelerle ardalanmalı yada bu karışımı mercekler halinde içeren ince kül seviyelerinden oluşmaktadır. Tüm bu seviyeler içerisinde iri litoklastların oluşturduğu balistik düşme yapıları gözlenebilmektedir (Şekil 10). Balistik bloklar maar aktivitesi sırasında ikinci püskürme evresinde gelişmiş tefrifonolitik lav domlarının üçüncü püskürme evresinde parçalanmasından türemişlerdir. Maar üzerinde uyumsuz olarak yer alan daha az orandaki tefra çökelleri volkanın kenar kesimlerini kaplayan volkanik patlamaya ait en son tefra çökellerini teşkil etmekte, bu çökeller kuzeyde Isparta yerleşim alanına doğru bir yayılım sunmaktadır. Bu en son tefra çökelleri 30 cm ile 1m kalınlık arasında bir seviye halinde olup lapilli pomza döküntülerinden oluşmaktadır. Bu tefra çökellerinin eşleniği Gölcük gölünden en uzak mesafede doğuda Eğirdir grabeninde (25 km) ve güneybatıda Bucak (15 km) civarında izlenmektedir. Bu son olay büyük bir olasılıkla maar krater içerisinde özellikle Pilav Tepe ve kenarlarındaki iki küçük trakitik domun yer aldığı trakitik dom oluşumları ile de ilişkilidir.

4.4 Jeokronoloji

Farklı püskürme evrelerini jeokronolojik olarak ortaya koymak amacıyla birinci püskürme evresi öncesi gelişmiş yaşlı trakitik bir domdan, ikinci püskürme evresinde gelişmiş trakiandezitik, tefrifonolitik lav akıntısı ve domlardan, üçüncü püskürme evresine ait trakitik domdan örnekler alınmış ve bu örneklerde $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ yaş tayinleri yapılmıştır. Lav akıntısı ve domlardan alınan örneklerde matriks faz ayırtlanarak Guillou ve diğ. (1998) tarafından belirtilen yöntemle yaş tayini analizleri yapılmıştır. Ön $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini analizleri birinci püskürme evresine ait piroklastiklerden elde edilen K-feldspatlarda (anortoklas ve sanidinlerde) Nomade (2005) tarafından belirtilen yöntemle yapılmıştır (Çizelge 2). Birinci püskürme evresi öncesi gelişmiş yaşlı trakiandezit domundan alınan örnekte (05-019b) 2.77 ± 0.06 my elde edilmiş olup bu da dom türü aktivitenin Gölcük yöresinde Üst Pliyosen (Piacenzian) döneminde meydana geldiğini göstermektedir. Bu aktivitenin Alt Pliyosen yaşlı Bucak lösitit lavları ve Isparta yöresindeki daha önceden Lefevre ve diğ. (1983) tarafından K-Ar yöntemiyle 4.0 ± 0.2 ve 4.7 ± 0.2 my olarak belirlenen bazı dayk ve lav çıkışlarından daha genç olduğu görülmektedir. İkinci püskürme evresine ait olan Gölcük krateri tefrifonolit lavlarından alınan iki örnek 115 ± 3 bin yıl (005-08) ve 62 ± 2 bin yıl (005-11) gibi yaşlar vermiştir. Bu veriler genç Gölcük volkanik aktivitesinin erken (Pliyosen) aktivitesinden genç olduğunu ve iki volkanik aktivitenin birbiriyle ilişkili olmadığını göstermektedir. Üçüncü püskürme evresine ait olan ve maar krateri içerisinde gelişmiş olan iki genç trakit domunda K-Ar yöntemiyle 52 ± 2 bin yıl (005-12) ve 24 ± 2 bin yıl elde edilmiştir. Böylece Gölcük püskürme evresine ait şimdiye kadarki en genç yaş bulguları ortaya çıkmıştır.

Çizelge 2. Gölcük yöresi volkanik kayaların K-Ar yaş tayini sonuçları. Yaş tayini hesaplamaları Steiger ve Jager (1977)'ye göre parçalanma ve çokluk sabitleri baz alınarak yapılmıştır.

Sample ID	Experiment #	Weight molten (g)	K* (wt.%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-13} mol/g)	$^{40}\text{Ar}^*$ weighted mean ($\pm 1\sigma$)	Age $\pm 2\sigma$ ka
005-14	7208	0.90213	4.674 ± 0.047	1.327	1.753 ± 0.123		
005-14	7272	1.47871	“.....”	1.740	1.990 ± 0.064	1.939 ± 0.057	24 ± 2
005-12	7197	0.96924	4.724 ± 0.047	6.503	4.133 ± 0.125		
005-12	7212	1.36758	“.....”	10.143	4.283 ± 0.065	4.251 ± 0.058	52 ± 2
005-11	7160	1.02303	5.230 ± 0.052	1.287	5.805 ± 0.118		
005-11	7192	1.03662	“.....”	1.061	5.403 ± 0.117	5.603 ± 0.083	62 ± 2
005-08	7159	0.99451	5.819 ± 0.058	11.722	11.658 ± 0.013		
005-08	7175	1.06733	“.....”	10.411	11.553 ± 0.013	11.605 ± 0.009	115 ± 3
005-19b	7183	1.13575	4.831 ± 0.048	23.322	2.337 ± 0.012		
005-19b	7207	0.50320	“.....”	21.816	2.313 ± 0.012	2.325 ± 0.008	2.77 ± 0.06

Çizelge 3. Birinci ve üçüncü püskürmeye ait tefralarda yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaş tayini sonuçları.

Sample ID	Age of tephra Relative probability ka	MSWD	Bracket Age of xenocrysts
005-36	$206,1 \pm 9,8\text{ka}$	0.39	-
005-32	$173,0 \pm 7,4\text{ka}$	0.19	350-660 ka
005-34	$72,7 \pm 4,7\text{ka}$	1.5	150-190 ka
005-30	$53,5 \pm 2,7\text{ka}$	0.73	70-80 ka

Kalderanın doğusunda yer alan derin vadi içerisinde mostra veren birinci püskürme evresine ait 6 piroklastik akma düzeyi içerisinde en alttaki seviyeden ve en üste yakın beşinci seviyeden alınan örneklerden ayırtlanan tek K-feldspat kristalleri karışık yaş vermişlerdir. Buradan da püskürme esnasında ksenokrist karışımı olduğu anlaşılmaktadır. Toplam fizyon yaşları 73-190 ile 173-190 my (sırasıyla 05-034, 05-032) arasında değişen multi-modal Ar/Ar yaş populasyonları (Çizelge 3) elde edilmiştir. Bu durum üstüste gelişmiş piroklastik akma seviyelerinin kesin yaşlandırmasını imkansız kılmaktadır. Fakat bu yaş aralığı ikinci ve üçüncü püskürme evrelerine karşılık gelen 115-24 bin yıl ile birinci püskürme evresi öncesi gelişen volkaniklerin yaşları arasında kalmakta olup bunlarla uyumluluk sağlamaktadır. Buna uygun olarak, Isparta yerleşim alanının kurulduğu toprak seviyesi altında yer alan pomza döküntü çökellerinde (005-030) ve üçüncü püskürme evresine ait genç tüf halkası çökeline (005-034) 68-77 bin yıl ve 56-50 bin yıl gibi genç yaşlar elde edilmiştir. Bu veriler 50-77 bin yıl gibi kısmen maksimum yaş aralığı veren karışık multimodal yaş dağılımlarında

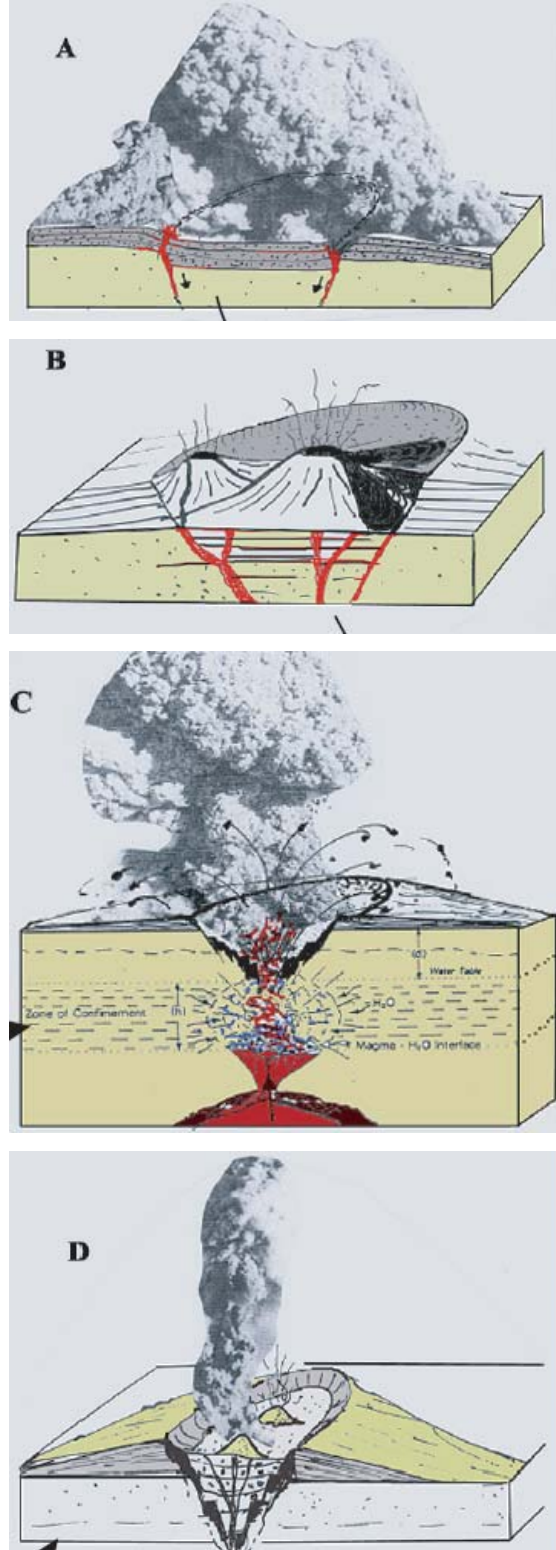
oluşmaktadır. Bu maksimum yaşlar genel olarak son kaldera içi doma ait K-Ar yaşı (50-25 bin yıl) ile uyumludur.

Burdur gölssel çökellerinin üst kesiminde yeralan piroklastik akma çökellerinin tabanından elde edilen odun kömürlerinde UMR IDES, Orsay (Fransa) laboratuvarında ^{14}C yöntemiyle yaş tayini yapılmıştır. Bu örnek $38.6 \pm 1,3$ bin yıl yaş vermiştir. Böyle bir genç yaş Burdur gölssel çökellerini örten piroklastik akma çökellerinin üçüncü püskürme evresine ait olduğunu göstermektedir.

Gölcük volkanizması Isparta ilinin hemen güneyinde bulunmakta ve kısmen Likya naplarını ve lavlarını, daha yaşlı volkanoklastik çökelleri, trakitik-andezitik çıkışları örtmektedir. Buradaki volkanik yapı, içerisinde küçük bir gölün yer aldığı geniş bir maar krater (2.5 km genişliğinde) ve etrafında yaklaşık 150 m kalınlığında gelişmiş tuf konisi ile karakterize edilmektedir. Morfolojik olarak krater kenarı genellikle tefrifonolitik lav akıntısı-dom kalıntılarından oluşmakta ve aynı zamanda içerisinde Gölcük Gölü ve trakitik lav domlarının yer aldığı kalderayı da sınırlandırmaktadır (Şekil 10). Volkanik kütlelerin büyük bir kesimi (>90%) ağırlıklı olarak tefra çökellerinden (piroklastik akma, döküntü, türbülans, daha az oranda lahar) ve az oranda lav akıntısı ve domlardan oluşmaktadır. Böylece volkanizmanın oluşumu üç farklı evrede modellenilebilir (Şek. 19).

4.5 Güncel volkanizma riski

Doğu Akdeniz bölgesinde, Isparta volkanikleri Afyon'dan Isparta'ya kadar olan alanda Miyosen'den beri aktivite gösteren çarpışma sonrası alkali potasik-ultrapotasik magmatizmanın bir kısmını teşkil etmektedir. Isparta Açısı olarak adlandırılan bölgede, magmatizma geç Miyosen'de başlayan gerilme tektoniği ile eş zamanlı olarak başlamış, tüm Pliyosen ve Kuvaterner boyunca devam etmiştir. Gölcük ve yakın çevresi ile ilgili yapılan haritalama çalışması sonucunda yöredeki volkanikler eski (Pliyosen) ve yeni (Kuvaterner) volkanik serileri şeklinde iki gruba ayrılmıştır. Alınan örnekler üzerinde yaş tayini amacıyla lavlarda (K/Ar) ve piroklastiklerde $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemleri uygulanmış ve elde edilen bulgular Gölcük volkanizmasının Kuvaternerde en az üç kez aktif hale geçtiğini göstermiştir.



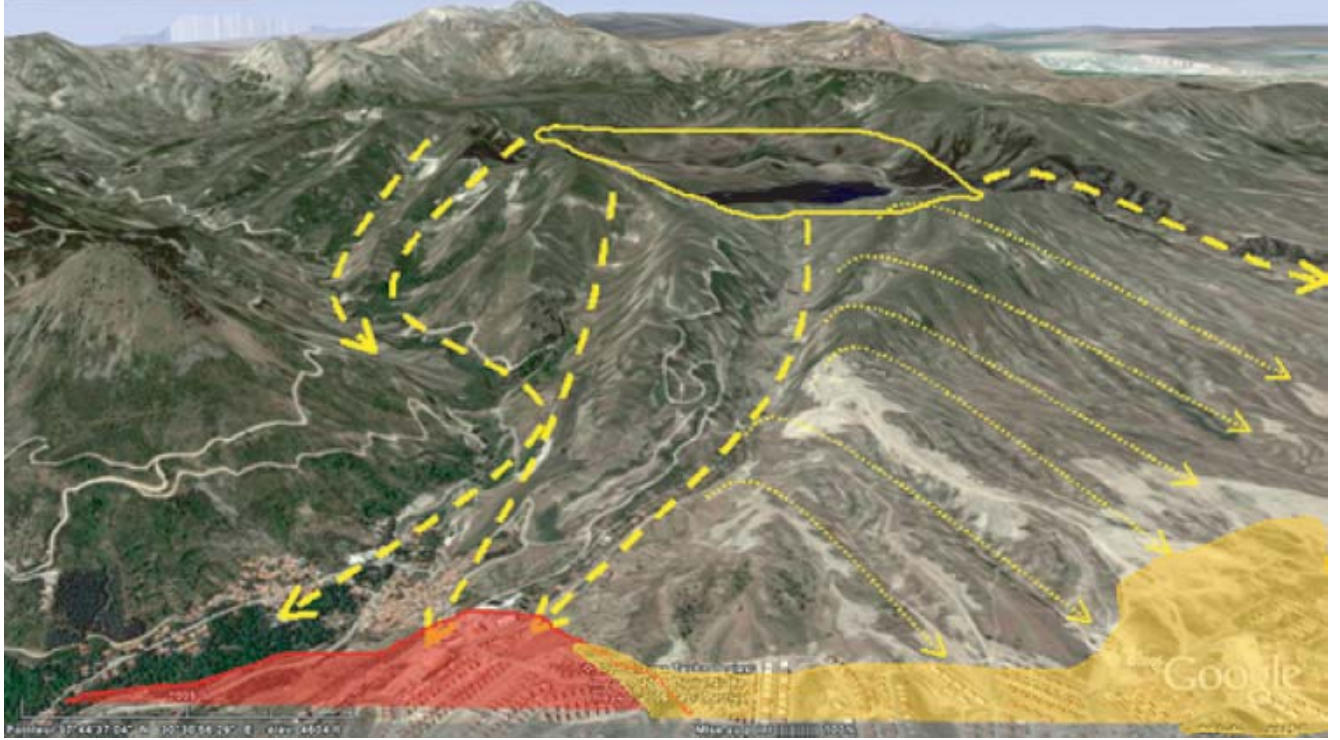
Şekil 19. Gölçük volkanizmasının gelişimi ve patlama evreleri: A) birinci püskürme evresi ve ignimbiritik piroklastik akma çökelleri; B) ikinci püskürme evresi ve tefrifonolitik dayk, dom ve lav akıntılarının oluşumu; C) Üçüncü püskürme evresi ve piroklastik döküntü çökelleri ve D) Üçüncü püskürme evresi sonunda oluşan volkan kalderası ve trakitik lav domları.

Birinci püskürme evresi altı ayrı püskürme seviyesi ile temsil edilen yaklaşık 200 bin yıl önce büyük bir patlama ile başlayan ilk volkanik periyodu teşkil etmektedir. İkinci püskürme evresi muhtemelen bazı tefra oluşumlarının da geliştiği 115 ± 3 bin yıl ile 62 ± 2 bin yıl arası bir dönemi kapsamaktadır. Üçüncü püskürme evresine ait tüf halkası 72.7 ± 4.7 bin yıl ile 24 ± 2 bin yıl arası dönemde oluşmuştur. Buna göre elde edilen yaş tayin verileri volkanizmanın periyodik olarak tekrarlandığını ve aktivitenin bundan sonraki dönemlerde de devam edebileceğini göstermektedir.

Yörenin morfolojik yapısı incelendiğinde (Şekil 20) Gölcük ve Isparta arasındaki bölgede tüm vadilerin Isparta'ya doğru akaçlandığı ve eğimlendiği gözlenir. Bu durum olası bir volkanik patlamada piroklastik malzemenin egemen olarak Isparta'ya doğru akacağını göstermesi bakımından önemlidir. Bunun yanı sıra Gölcük ile Isparta arasındaki bölgede geniş yayılım gösteren piroklastikler çok genç oldukları için henüz pekleşmemiş gevşek malzemeden oluşmaktadır. Aynı zamanda bu bölge bitki örtüsünün fazla gelişmediği çok genç ve sarp bir topoğrafik özellik göstermektedir. Şiddetli yağışlara bağlı olarak oluşan erozyon ve sellerin Isparta'ya gelişi yöre ve çevresi için ayrıca bir başka büyük tehlike arz etmektedir.

Gölcük volkanının yakın çevresinde, özellikle volkanın hemen KD kesiminde yer alan Kayıköy Fayı üzerindeki güncel deprem aktivitelerinin sık odak merkezine sahip olması (3-5 km) bu deprem aktivitelerinin tektonik kökenli olmayıp daha çok bölgede bulunan olası bir magma odası hareketi ile ilişkili olabileceğine işaret etmektedir. Buna bağlı olarak Kayıköy Fayı ile Burdur Fay Zonu arasında kalan alandaki gaz çıkışlarının büyük bir olasılıkla bahsedilen muhtemel magma odası ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir.

Böyle bir magma odasının varlığı ilk tedbir olarak ilgili jeofizik yöntemlerle araştırılmalıdır. Bölgede bir magma odasının bulunması durumunda bunun hareketinin ve dolayısıyla volkanik aktivitenin önceden tahmini amacıyla yörede bir “on-line” erken izleme sistemi kurulması önerilir. Burada devamlı olarak sismik ölçümler yanında Isparta-Burdur arasında bulunan alanda gaz çıkış noktalarında periyodik ölçümler yapılmalıdır.



Şekil 20. Gölcük volkanizmasının bir sonraki patlama aşamasında ortaya çıkacak piroklastik ürünlerin tehlike oluşturabilecek akışını sağlayan potansiyel akış yolları.

5. SONUÇLAR

K-Ar ve ^{14}C yöntemleriyle yapılan yaş tayinleri ve saha ilişkileri sonucu Gölcük volkanizma lav çıkışlarının hakim olduğu eski Pliyosen ve püskürme evreleri ile karakterize edilen yeni Pleyistosen volkanikleri olmak üzere iki kısma ayrılmıştır (Platevoet ve diğ. 2008; Elitok ve diğ. 2008). Pliyosen volkanik aktivitesi Lefevre ve diğ. (1983) tarafından yaşlandırılan ve daha çok dom ve dayk oluşumları ile karakterize edilen daha eski Pleyistosen volkanizmasından ayrı olarak gelişmiştir. Bu genç aktivite volkandan yaklaşık 10-15 km uzağa yayılan genel olarak altı ignimbiritik akma seviyesinin (> 200 m) gelişimi ile sonuçlanan büyük bir kaldera oluşumu ile başlamıştır. Kaldera oluşumuna bağlı gelişen bu piroklastik ürünler çoğunlukla aşınmış olup Gölcük kaldera içi, Isparta ve Burdur çöküntü havzaları içerisinde kısmen korunmuşlardır. Bu çalışmada elde edilen yaş bulgularına göre birinci püskürme evresinin yaklaşık olarak 200 000 yıl önce meydana geldiği ve bu çalışmada 2.77 ± 0.06 my olarak belirlenen eski dom şekilli lav çıkışlarından daha genç olduğu ortaya konmuştur. Birinci püskürme evresi yaklaşık olarak 50 bin yıl sürmüştür. İkinci püskürme evresi kaldera içi tefrifonolitik dayk, lav akıntısı ve dom oluşumlarının geliştiği 115 bin yıl ile

62 bin yıl arası bir dönemi kapsamaktadır. Bu evrede püskürmüş olan magma birinci püskürme evresine ait trakitik bileşimdeki pliniyen ürünlerine nazaran daha az evolusyona uğramıştır. Buda zonlu magma odasının üst kesiminde yer alan trakitik magmanın birinci püskürme evresinde dışarı atılması ile onun yerini alan magmayı göstermektedir. Üçüncü ve son püskürme evresi 72 bin yıl ile 24 bin yıl arasını kapsayan birden fazla maar tip aktivite sonucu oluşmuş tüf halkası ile karakterize edilmektedir. Üçüncü püskürme evresindeki faaliyetler daha önce oluşmuş olan lav akıntısı ve domları tamamen tahrip etmiş olup sadece kaldera kenar kesimlerinde kalıntılara rastlanmaktadır. Bu phreatoplinian aktivite kaldera içi trakitik lav domu oluşumları ile son bulmuştur. Püskürme faaliyetleri arasında gelişmiş erozyon, toprak oluşumu, uyumsuzluklar ile karakterize edilen sakinlik dönemlerini de içeren tüm püskürme evreleri (1., 2. ve 3. püskürme evreleri) yaklaşık olarak 200 bin yıl sürmüştür. Üçüncü püskürme evresinin sonlarında gelişen iki trakitik dom arasında 30 bin yıl gibi bir zaman aralığı bulunmaktadır. Tüm bu bulgular Gölcük volkanizmasının en azından 24 bin yıldan beri sakin suskunluk dönemi içerisinde bulunduğunu göstermektedir.

6. FAYDALANILAN KAYNAKLAR

- ALICI P., Temel A., Gourgaud G., Kieffer M.N., Gündoğdu N., Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 65, 1-24 (1998).
- ARCULUS R.J., The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 32, 1-12 (1987).
- BARKA A., Sakıncı M., Görür N., Yılmaz N., Şengör A.M.C., Ediger V., Is Aegean extension a consequence of the westerly escape of Turkey? *EOS Transaction of the American Geophysical Union*, 75, 116-117 (1994).
- BARKA A., Teilinger R., Şaroğlu F., Şengör, A.M.C., The Isparta angle: its importance in neotectonics of the eastern Mediterranean region.: in: Piskin O., Ergun M., Savaşçın M.Y., Tarcan G. (ed.): *Proc. Int. Earth. Sci. Congr. On Aegean Region*, 3-17 (1995).
- BİLGİN A., Köseoğlu, M., Özkan G., Mineralogy, petrography and geochemistry of the rocks around Isparta Gölcük area, *Doğa-Tr. T. Eng. and Env. Sci.*, 14, 342-361 (1990).
- ELİTOK Ö., Özgür N., Yılmaz K., Gölcük volkanizmasının (Isparta) jeolojik evrimi, GB Türkiye: Süleyman Demirel Üniversitesi, Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu, (2008) pp: 171.
- GUILLOU H., Juan Carlos Carracedo J. C., Simon J. Day, S.J., Dating of the Upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K-Ar technique, *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 86, 137-149 (1998).
- GÜLEÇ N., Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics, *Geol. Mag.*, 128, 417-435 (1991).
- IRVINE T. N., Baragar, W. R. A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian J. Earth Sci.* 8, 523-548 (1971).
- JUTEAU T., Ophiolites of Turkey. *Ofioliti*, 2, 199-238 (1980).
- KARAMAN E., Basic geological features of southern Isparta, SW Anatolia: *Bull. Geol. Soc. Turk.*, 33, 57-67 (1990).
- KELEMEN P. B., Shimizu N., Dunn T., Relative depletion of Nb in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle, *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 120, 111-133 (1993).

- KUMRAL M., Coban H., Gedikoğlu A., Kılinc A., Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Gölcük volcanic region, Isparta, SW Turkey: a case study, *J. Asian Earth Sci.*, 27, 1-10 (2006).
- LEFEVRE C., Bellon M., Poisson A., Leucitites Dans le Volcanisme Pliocene de La Region d'Isparta, Taurides Occidentales, Turquie, *C.R. Acad. Sc.*, 95-149 (1983).
- LE MAITRE R. W., A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram, *Australian J. Earth Sci.*, 31, 243-255 (1984).
- NOMADE S., Renne P.R., Vogel N., Deino A. L., Sharp W. D., Becker T. A., Jaoni A. R., Mundil R., Alder creek sanidine: a quaternary $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard, *Chem. Geol.*, 218, 319-342 (2005).
- ÖZGÜL N., Some principal features of Taurides, *Bull. Geol. Soc. Turk.*, 19, 65-78 (1976).
- ÖZGÜR N., Pekdeğer A., Bilgin A., Batı Toroslar Gölcük/Isparta yöresi yer altı sularında bulunan yüksek fluor un kökeni, *Göller Böl. Tatlı Su Kaynaklarının Korunması ve Çevre Sorunları Sempozyumu*, Isparta/Türkiye: in: Gedikoğlu A., Karagüzel, R., Görmüş, M: 233-249 (1991).
- PLATEVOET B., Scaillet S., Guillou H., Blamart D., Nomade S., Massault M., Poisson A., Elitok Ö., Özgür N., Yağmurlu F., Yılmaz K., Pleistocene eruptive chronology of the Gölcük volcano, Isparta Angle, Turkey, *Revue Quaternaire* (in press) (2008).
- PEARCE J.A., Cann J.R., Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19, 290-300 (1973).
- PEARCE J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries: in: Thorpe, R.S. (ed.): *Andesites*, Wiley, 525-548 (1982).
- POISSON A., Akay E., Dumont J. F., Uysal S., The Isparta angle: a Mesozoic paleorift in the western Taurides: in: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. (ed.): *Geology of the Taurus Belt*, 11-26 (1984).
- RICHARDSON-BUNBURY J. M., The Kula volcanic field, Western Turkey: the development of a Holocene alkali basalt province and adjacent normal-faulting graben, *Geol. Mag.*, 133, 275-283 (1996).
- SAVAŞÇIN M.Y., Güleç N., Relationships between magmatic and tectonic activities in western Turkey: in: Savaşçın M.Y., Eronat H.A. (eds): *Proc. Int. Earth Sci. Congr. On Aegean Region-IESCA 1990*, 2, 300-314 (1990).

- SAVAŞÇIN M.Y., Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regimes in western Anatolia: in: Savaşçın M.Y., Eronat H.A. (eds): Proc. Int. Earth Sci. Congr. On Aegean Regions, İzmir, Turkey, 420-434 (1990).
- SAVAŞÇIN M.Y., Francalanci L., Innocenti F., Manetti P., Birsoy R., Dağ N., Miocene-Pliocene potassic ultrapotassic volcanism of Afyon-Isparta region (central-western Anatolia, Turkey): petrogenesis and geodynamic implications: in: Piskin O., Ergun M., Savaşçın M.Y., Tarcan G. (ed.), Proc. Int. Collq. On the Aegean Region-IESCA 95, 2, 487-502 (1995).
- STEIGER R. H., Jager E., Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry, Earth Planet. Sci. Lett., 26, 359-362 (1977).
- ŞENGÖR A.M.C., Principles of the neo-tectonics of Turkey, Geol. Soc. Turkey, Pp. 40 (1980).
- ŞENGÖR A.M.C., Yılmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241 (1981).
- SEYİTOĞLU G., Scott B.C., Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region, J. Volcan. Geotherm. Res., 54, 157-176 (1991).
- TANKUT A., Wilson M., Yilhan T., Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Güven area, Anatolia, Turkey, J. Volcan. Geotherm. Res., 85, 285-301 (1998).
- TURNER S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., van Calsteren P., Deng W., Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts, J. Petrology, 37, 45-71 (1996).
- YILMAZ Y., Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review, J. Volcan. Geotherm. Res., 44, 69-77 (1990).
- YILMAZ Y., New evidence and model for the evolution of the southeast Anatolian orogen, Geol. Soc. Am. Bull., 195, 251-271 (1993).