



Yerbilimleri, 2019, 40 (2), 136-167, DOI:10.17824/yerbilimleri.519195
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Bakırtepe (Sivas-Kangal) altın cevherleşmelerinin oluşum ve zenginleşme evrelerinin kavramsal modeli

Conceptual model of formation and enrichment phases of Bakırtepe (Sivas-Kangal) gold mineralizations

ÖZCAN DUMANLILAR ¹, İSMAİL CİHAN ^{*2}, MEHMET EKMEKÇİ ^{3,4}, GÖKHAN KANAAT ²,
CAN AYDOĞAN ², OĞUZ TURUNÇ ⁵

¹ Al Masane Al Kobra Mining Co. P.O. Box 46 Najran – Saudi Arabia

² Demir Export A.Ş. İzmir Caddesi Koç Han No: 25/7 Çankaya-Ankara, Türkiye

³ Hacettepe Üniversitesi, Uluslararası Karst Su Kaynakları Araştırma Merkezi, 06800, Beytepe-Ankara, Türkiye

⁴ Hacettepe Üniversitesi, Hidrojeoloji Mühendisliği Programı, 06800, Beytepe-Ankara, Türkiye

⁵ Datamine, Çankaya Mah. Farabi Sokak No:7/2, 06690, Çankaya-Ankara, Turkey

Geliş (received): 29 Ocak (January) 2019 Kabul (accepted) : 25 Temmuz (July) 2019

ÖZ

Bakırtepe (Kangal-Sivas) altın (Au) cevherleşmeleri, Doğu Toroslar'ın kuzeydoğu kesiminde yer almakta olup Toros görelî otoktonuna ait Erken Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaçlar içerisinde bulunmaktadır. Cevher oluşumu, dağılımı ve devamlılığı ile ilgili belirsizlikler işletme ve üretim çalışmalarının etkinliğini doğrudan etkileyen konuların başında gelmektedir. Bakırtepe Au işletmesinde cevherli zonların izlenmesinde yaşanan sorunlar, birincil Au cevherleşmelerini ve ikincil zenginleşmeleri denetleyen süreçlerin aydınlatılmasını gerektirmiştir. Bu kapsamda, inceleme alanında ayrıntılı jeolojik, petrografik, jeokimyasal, XRD, sıvı kapanımı ve karstlaşma gelişimine yönelik çalışmalar gerçekleştirilerek cevherleşme ve zenginleşme aşamalarının açıklanmasına yönelik bir kavramsal model oluşturulmuştur. Oluşturulan kavramsal model, inceleme alanındaki cevherleşme ve zenginleşmenin 3 farklı evrede ele alınarak açıklanabileceğini ortaya koymuştur. Kurgulanan modelin sahaya uygulanması sonucunda üretim ve izleme ile ilgili sorunların büyük ölçüde ortadan kalktığı gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Bakırtepe, Au cevherleşmesi, jeokimya, karstlaşma, kavramsal model, sıvı kapanım, zenginleşme.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.519195>

✉ İsmail CİHAN ismailc@demirexport.com

¹ Al Masane Al Kobra Mining Co. P.O. Box 46 Najran – Saudi Arabia, ORCID 0000-0003-3097-5098

² Demir Export A.Ş. İzmir Caddesi Koç Han No: 25/7 Çankaya-Ankara, Türkiye, ORCID 0000-0002-7347-1191

³ Hacettepe Üniversitesi, Uluslararası Karst Su Kaynakları Araştırma Merkezi, 06800, Beytepe-Ankara, Türkiye

⁴ Hacettepe Üniversitesi, Hidrojeoloji Mühendisliği Programı, 06800, Beytepe-Ankara, Türkiye, ORCID 0000-0002-6729-7457

² Demir Export A.Ş. İzmir Caddesi Koç Han No: 25/7 Çankaya-Ankara, Türkiye, ORCID 0000-0002-8826-7935

² Demir Export A.Ş. İzmir Caddesi Koç Han No: 25/7 Çankaya-Ankara, Türkiye, ORCID 0000-0003-1435-9009

⁵ Datamine, Çankaya Mah. Farabi Sokak No:7/2, 06690, Çankaya-Ankara, Turkey, ORCID 0000-0002-4386-4330

ABSTRACT

Sivas-Kangal-Bakırtepe Au mineralization is located in the northeastern part of the Eastern Taurides and occurs within the Lower Paleozoic-Mesozoic clastic and carbonate sedimentary rocks of the Taurus autochthonous units. Uncertainties associated with occurrence, distribution and continuity of the ore is the primary factor that adversely affect ore production and related mining operation. Problems of locating zones enriched with Au required a revision of the current model and development of a new model that explains zones of primary and secondary enrichment. A comprehensive study has been conducted with the aim to develop a conceptual model. The studies included detailed geological, petrographical, geochemical, XRD, fluid inclusion analyses and karst processes. The conceptual model suggests that mineralization and enrichment of Au in the area can be explained by processes that took place in 3 main phases. The conceptual model was verified in practice. Mining operations were planned targetting the enriched zones as suggested by the model. The results approved to a great extent the success of the suggested model.

Keywords: *Bakırtepe, Au mineralization, geochemistry, karstification, conceptual model, fluid inclusion, enrichment.*

GİRİŞ

Cevher dağılımı ve devamlılığını ortaya koyan jeolojik modellerdeki belirsizlikler, sahada işletme ve üretim faaliyetlerinin etkinliğini denetleyen önemli faktörlerin başında gelmektedir (Annels, 1991; Sinclair and Vallée, 1998). Cevherleşme ve zenginleşme süreçlerinin tanımlanarak cevherin oluşumu, dağılımı ve devamlılığını ortaya koyacak şekilde sentezlendiği “kavramsal jeolojik model”lerin ileri düzeyde temsil ediciliği, jeolojik yapının ve cevherleşme ve zenginleşmeyi denetleyen jeolojik evrimin doğru bir şekilde kurgulanmasına bağlıdır (Stone and Dunn, 1996; Stephenson and Vann, 2001; Goldsmith, 2002, Dominy et al., 2002).

Bu çalışmaya konu olan Bakırtepe (Sivas) Au yatağında, 2006-2015 yılları arasında Demir Export A.Ş. tarafından gerçekleştirilen detay jeolojik harita alımı ve sondajlı arama

çalışmaları sonucunda ortaya konan yaklaşımla altın üretimi yapılmaktadır (Demir Export, 2008). Bununla birlikte, sahada cevherin dağılımı ve devamlılığı ile ilgili zaman zaman üretim sorunları yaşanması ilk aşamada önerilen “kavramsal jeolojik modeli”n gözden geçirilmesini gerektirmiştir.

Bu kapsamda, Demir Export A.Ş.’ye ait verilerin bir kısmı kullanılarak Bakırtepe Au cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek amaç doğrultusunda değerlendirilmiş ve farklı tipteki cevherleşmeler tanımlanmıştır. Önceki çalışmalarda değinilmeyen ancak sahada gözlenen karstlaşma, ikincil zenginleşmenin bağlantılı olabileceği diğer bir süreç olma potansiyeli nedeniyle ayrıca çalışılmıştır.

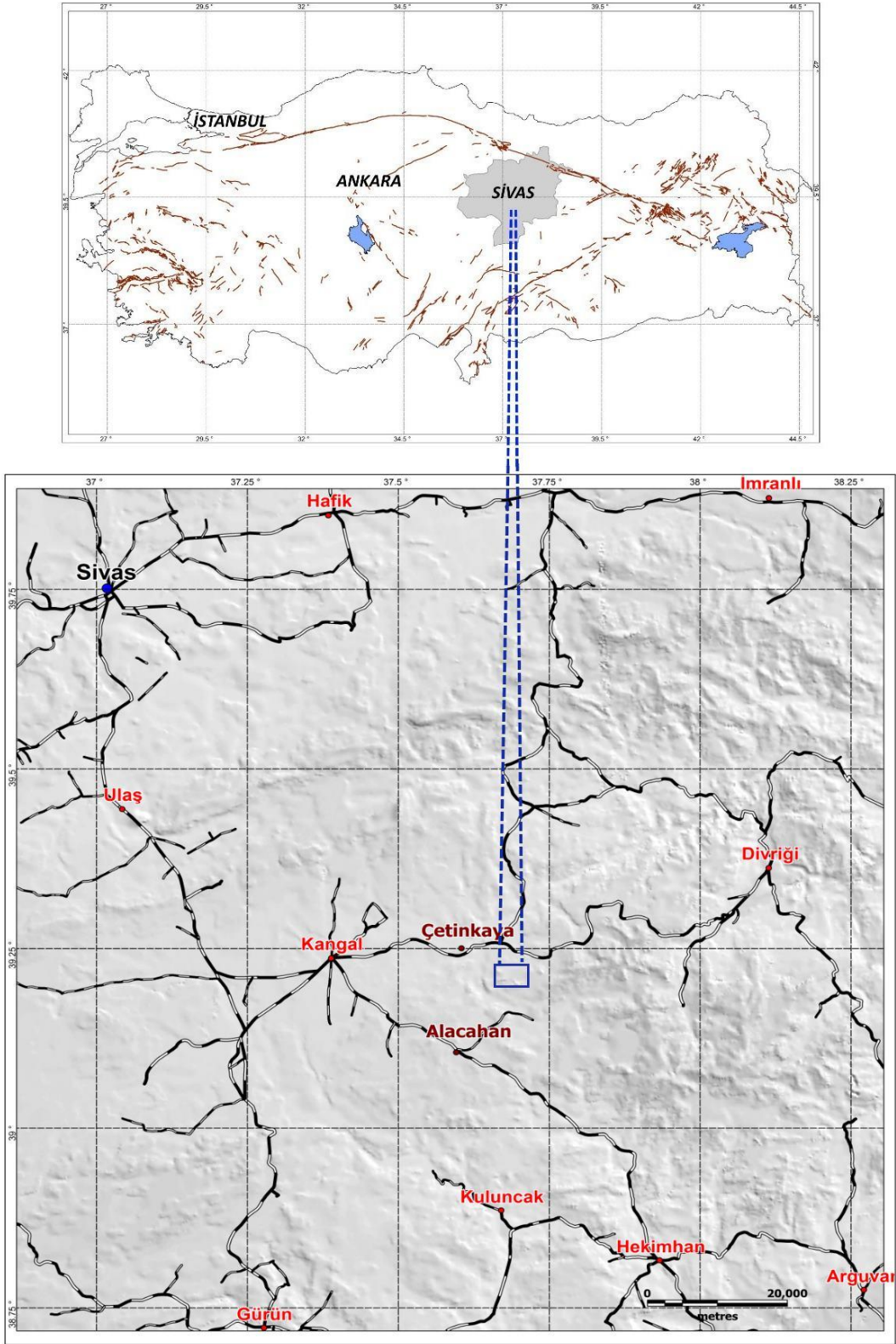
Yukarıda tanımlanan çalışmalar sonucunda, Bakırtepe altın işletmesinde karşılaşılan üretim sorunlarını çözmek üzere birincil cevherleşme ve ikincil zenginleşme süreçlerine dayalı bir “kavramsal jeolojik model” oluşturulmuştur. Sahada sınıranan modelin işletme ve üretim açısından olumsuzluklara neden olan “izlenebilirlik” sorununu büyük ölçüde çözdüğü anlaşılmıştır.

Çalışma alanı Sivas ili, Kangal ilçe sınırları içerisinde, 39° 15' 2" N enlem ile 37° 35' 17" E boylamında ve Türkiye 1/25.000 ölçekli J39 d2 paftasında yer almaktadır (Şekil 1).

Bölgedeki Au aramalarına yönelik ilk çalışma 1992 yılında MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, Bakırtepe civarındaki kuvarsitler içindeki kuvars damar ve damarcıklarının Au içerdiği belirlenmiştir (Tekin vd., 1993).

Bu çalışmaları, bölgedeki cevherleşmenin kökenine ilişkin çalışmalar izlemiştir. Koçak ve Avcı (2003) cevherleşmenin hidrotermal kökenli olduğunu ve sahanın kuzey ve güney yamaçlarında faylarla ilişkili olmak üzere farklı iki Au cevherleşmesinin oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Uçurum vd. (2007) ise sıvı kapanım ve izotop çalışmalarına dayanarak Bakırtepe’deki Au oluşumlarının Fe oksitlere bağlı olarak gelişmiş damar tipi cevherleşmeler olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 1. İnceleme alanın yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmada tanımlanan amaç doğrultusunda, yoğun bir arazi, sondaj, analiz ve değerlendirme çalışmaları yürütülmüştür. Arazi çalışmaları başlıca Bakırtepe Au cevherleşmelerini içeren bölgenin 1/5.000 ölçekli jeoloji haritasının hazırlanması ve karstik yapıların tanımlanarak haritalanmasını kapsamıştır. Alterasyon ve cevher mineralojisine yönelik olarak karotlardan seçilen 87 adet örnekte parlatma/ince kesit ile 18 adet örnekte XRD çalışması yapılarak mineralojik bileşim incelenmiştir. Ayrıca altere zona ait 1148 adet karot örneğinden yapılan jeokimyasal analizler kullanılarak alterasyon zonlarının jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. ALS Chemex İzmir Laboratuvarı'na gönderilen karot numuneleri, WEI-21 (alınan örneklerin tartılması), LOG-22 (örneklerin takip sistemine kaydedilip, barkot etiketi yapıştirılması), CRU-31 (örneklerin %70'i 2 mm'nin altına inecek şekilde ince kırmaya tabi tutulması), SPL-21 (splitter ile örneklerin ayrılması) ve PUL-31 (ayrılan örneklerin 250 g'lık kısmının, %85'i 75 mikronun altına inecek şekilde öğütülmesi) aşamalarından geçerek analize hazır hale getirilmiştir. Analize hazır hale gelen örnekler, ALS Chemex İzmir laboratuvarlarında altın analizi için Au-AA24 (ateşte deney füzyonu ve atomik absorpsiyon spektrometresi), multi-element analizi için ME-MS61 (İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi ve İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometresi) analizlerine tabi tutulmuştur. Altın içeriğinin 10 ppm'den yüksek olması durumunda, bu numuneler ALS Chemex tarafından Au-GRA22 (ateşte deney füzyonu ve gravimetrik) analizlerine tabi tutulmuştur. Analiz metotlarının alt ve üst limitleri Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelge 1. Karot örneklerine uygulanan analiz metotlarının alt ve üst limitleri.

Table 1. Upper and lower detection limits of the analysis methods applied to core samples.

ME-MS61 analiz metodu alt ve üst limitleri				Au-AA24 analiz metodu alt ve üst limitleri		Au-GRA22 analiz metodu alt ve üst limitleri	
Element	Aralık	Element	Aralık	Element	Aralık	Element	Aralık
Ag (ppm)	0,01-100	Cu (ppm)	0,2-10.000	Na (%)	0,01-10	Sr (ppm)	0,2-10.000
Al (%)	0,01-50	Fe (%)	0,01-50	Nb (ppm)	0,1-500	Ta (ppm)	0,05-100
As (ppm)	0,2-10.000	Ga (ppm)	0,05-10.000	Ni (ppm)	0,2-10.000	Te (ppm)	0,05-500
Ba (ppm)	10-10.000	Ge (ppm)	0,05-500	P (ppm)	10-10.000	Th (ppm)	0,01-10.000
Be (ppm)	0,05-1.000	Hf (ppm)	0,1-500	Pb (ppm)	0,5-10.000	Ti (%)	0,005-10
Bi (ppm)	0,01-10.000	In (ppm)	0,005-500	Rb (ppm)	0,1-10.000	Tl (ppm)	0,02-10.000
Ca (%)	0,01-50	K (%)	0,01-10	Re (ppm)	0,002-50	U (ppm)	0,1-10.000
Cd (ppm)	0,02-1.000	La (ppm)	0,5-10.000	S (%)	0,01-10	V (ppm)	1-10.000
Ce (ppm)	0,01-500	Li (ppm)	0,2-10.000	Sb (ppm)	0,05-10.000	W (ppm)	0,1-10.000
Co (ppm)	0,1-10.000	Mg (%)	0,01-50	Sc (ppm)	0,1-10.000	Y (ppm)	0,1-500
Cr (ppm)	1-10.000	Mn (ppm)	5-100.000	Se (ppm)	1-1.000	Zn (ppm)	2-10.000
Cs (ppm)	0,05-500	Mo (ppm)	0,05-10.000	Sn (ppm)	0,2-500	Zr (ppm)	0,5-500

Çalışma alanı ve yakın dolayındaki jeolojik yapının cevherleşme açısından incelenmesine ek olarak, cevherleşme ve zenginleşme evrelerinde rol oynayabilen karstlaşma olgusunun da ayrıntılı bir şekilde irdelenmesi gerekmiştir. Bu doğrultuda, bölgesel karstlaşma evriminin ortaya konmasına yönelik değerlendirmelerin yanı sıra, ocak içi çalışmalarda karstik yapıların haritalanmasına özel bir önem verilmiştir.

Gözlem, analiz ve değerlendirmeler, işletme sırasında karşılaşılan “izleme” sorunlarının çözümüne yönelik olarak özellikle zenginleşme ile ilgili bir kavramsal modelin oluşturulması gerektiğini ortaya koymuştur. Modelleme çalışmasında, inceleme alanının bölgesel ve yerel jeolojisi, karst olgusu ve karstlaşma süreçleri, mineralojik bileşim, alterasyon, sıvı kapanım ve jeokimyasal analizlerden yararlanılmıştır.

Çalışmada kullanılan örnek ve analiz sonuçları aşağıda ilgili bölümlerde ayrıntılı olarak verilmiştir.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanının da içinde bulunduğu Kangal-Divriği arasındaki bölgeyi kapsayan Doğu Toroslar'ın kuzeydoğu kesiminin genel jeolojisine yönelik çalışmalar Gültekin (1993); Yalçın ve Bozkaya (1997); Yılmaz ve Yılmaz (2004) ile Beyazpirinç ve Akçay (2013) tarafından yapılmıştır.

Bölgeye özgü temel kayalar, Erken Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Toros Görelî Otoktonuna ait birimler ile Jura yaşlı ofiyolitler ve Geç Kretase yaşlı ofiyolitik karışık ile temsil edilmektedir. Toros Görelî Otoktonunun en alt düzeyi metakırıntılı Devoniyen-Erken Karbonifer yaşlı Kangal Formasyonu ile temsil edilir. Bu formasyonu üste doğru uyumlu olarak Erken Karbonifer-Kampaniyen yaşlı rekristalize Munzur Kireçtaşı izler (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). İnceleme alanında ise Kangal Formasyonu ile Munzur Kireçtaşları tektonik olarak izlenmektedir (Şekil 2). Munzur Kireçtaşı üzerinde tektonik dokanakla yer alan Geç Kretase yerleşim yaşlı Güneş Ofiyoliti, inceleme alanının kuzeyinde silisleşmiş serpantinitle temsil edilmektedir (Bayhan, 1980), (Şekil 2). Toros Görelî Otoktonu ve Güneş Ofiyolitinden oluşan mozayığın üzerine uyumsuz olarak Maastrichtiyen yaşlı Savaş Formasyonu gelmektedir. Volcano-tortul bir istif olan Savaş Formasyonu, Gültekin (1993) tarafından tanımlanmış olup inceleme alanının kuzeydoğusunda Güneş Ofiyoliti'nin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Volcano-tortul istif, alttan üste doğru çakıltaşı-

kumtaşı-çamurtaşı-marn aralanması, kireçtaşı mercekleri, aglomera, tuf ve yer yer spilitik lavlardan oluşmaktadır.

Paleosen yaşlı granitoidler, temeli oluşturan tektonik birimler ile Maastrichtiyen yaşlı volkano-tortul istifi intruzif olarak kesmiştir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004; Beyazpirinç ve Akçay, 2013). Boztuğ vd. (1997) tarafından Paleotektonik dönem birimlerini kesen bu granitoidlerin çarpışma sonrası bir evreye ait olduğu kabul edilmektedir.

Temel birimler ve Maastrichtiyen yaşlı Savaş Formasyonu, Maastrichtiyen-Kuvaterner aralığında gelişmiş sedimanter-volkanik birimler tarafından örtülmektedir.

Yerel Jeoloji

Bakırtepe altın cevherleşmelerinin bulunduğu bölgenin temelinde Kangal Formasyonuna ait birimler yüzeylemektedir. Kuzeyde Kangal Formasyonunun üzerine tektonik olarak yerleşmiş Munzur Kireçtaşları, bunların üzerinde ise ofiyolitlere ait altere serpantinitle yer almaktadır (Şekil 2). Pınargözü (Çetinkaya) Fe yatağında, doğrultuları K60°D ile DB arasında değişen kırık hatları boyunca Munzur Kireçtaşları ile ofiyolitleri ve bu iki birim arasındaki tektonik düzlemi keser konumda magmatik kayalar izlenmektedir. Yatak çevresindeki bu birimler, kuvars diyorit porfir ve andezit olarak adlandırılmıştır (Karakaya, 2011).

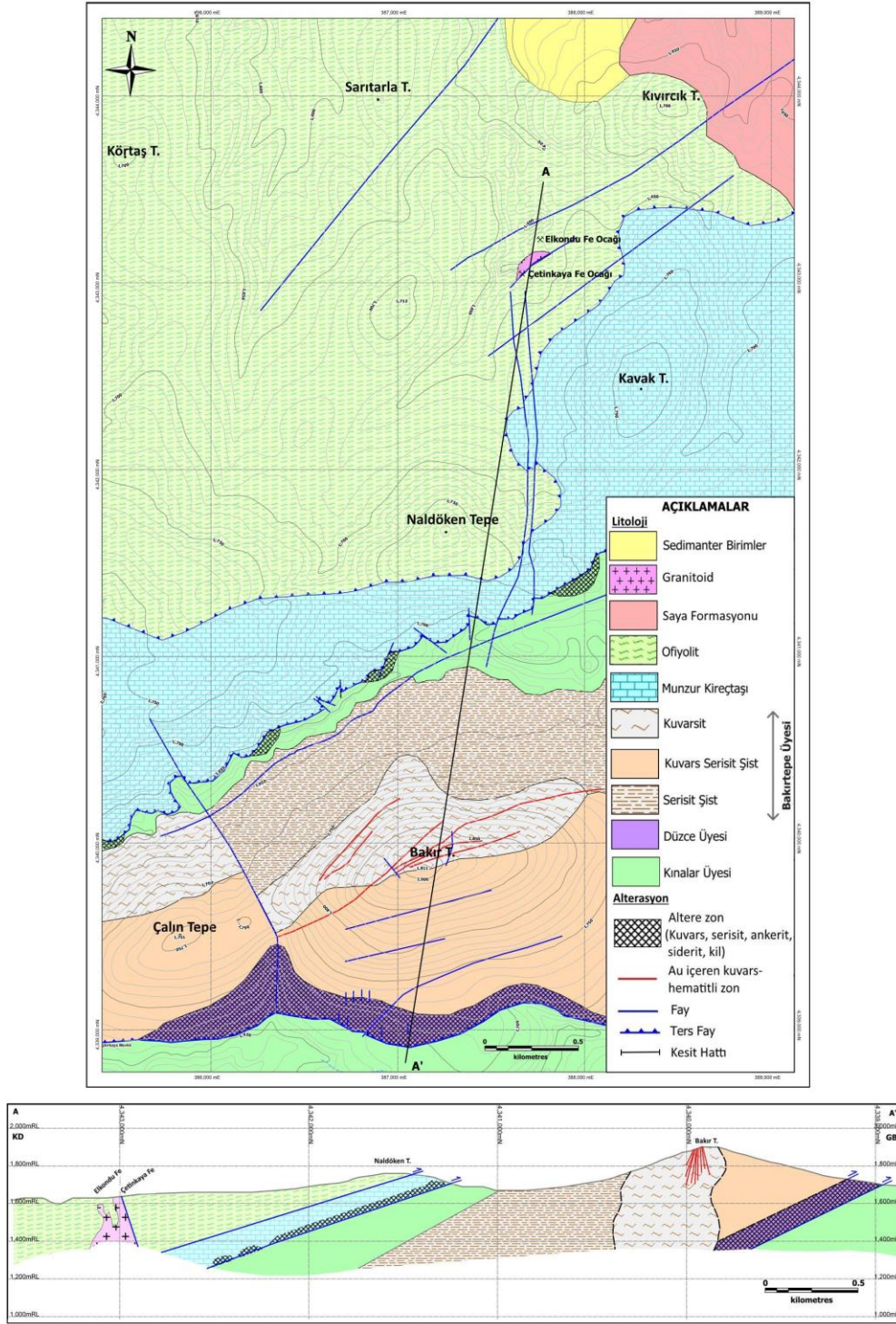
Bakırtepe Au mineralizasyonunun izlendiği bölgede gözlenen birimler aşağıda tanımlanmıştır.

Kangal Formasyonu

İnceleme alanında gözlenen en yaşlı birim, Devoniyen- Erken Karbonifer yaşlı Kangal Formasyonu olup yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayalardan oluşmaktadır (Gültekin, 1993). Birim, Yılmaz ve Yılmaz (2004) tarafından Kınalar, Düzce ve Bakırtepe üyeleri olarak ayırt edilmiştir.

Kınalar Üyesi

Devoniyen- Erken Karbonifer yaşlı (Sayar ve Gültekin, 1993) Kınalar Üyesi, Kangal Formasyonunun tabanında görülen metapelitik kayalar arduvaz, klorit-mika şist, metakumtaşı, metaçamurtaşı ve siyah rekristalize kireçtaşından oluşmaktadır (Yılmaz ve Yılmaz, 2004; Yalçın ve Bozkaya, 1997).



Şekil 2. İnceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası ve kesiti.

Figure 2. Geological map and section of the study area and its vicinity.

Çalışma alanında, Bakırtepenin kuzey ve güneyinde yüzeylenen birim, tabanda arduvaz, üst seviyelerinde ise arduvaz ve metaçamurtaşından oluşmaktadır (Şekil 2). Kuzey bölümde arduvazlar arasında klorit-muskovit şist bantları bulunmaktadır. Tabanda yer alan arduvaz, siyahımsı-koyu yeşil renkli, kırılğan, düzgün laminalı ve ince taneli bir yapı

göstermektedir. Mikroskop incelemelerinde yönlü doku gösteren kayaç, kuvars, serizit, organik materyal (kömürümsü malzeme) ve karbonat minerallerinden oluşmaktadır.

Metaçamurtaşı ile ardalanmalı olarak izlenen arduvaz sondajlarda koyu yeşilimsi ve gri renklerde olup mostrada ise grimsi kahverenkli görülmektedir. Kuvars, serizit ve karbonat mineralleri içermektedir. Tabanda yer alan arduvazdan farklı olarak iyi yönlenme sunmamakta ve organik materyal içermemektedir. Metaçamurtaşı, ince taneli kuvars mineralleri ile yönlenme gösteren serizit ve yer yer muskovitten oluşmuştur. Kırık ve çatlaklarında, karbonat, kuvars ve Fe-oksit minerallerini içeren damarlar bulunmaktadır.

Düzce Üyesi

Kınalar Üyesi ile yanal ve düşey yönde tedrici geçişli gözlenen Düzce Üyesi, krem, bej renkli, orta-kalın katmanlı rekristalize kireçtaşı ve metaçamurtaşı ardalanmasından oluşmuştur (Gültekin, 1993; Yalçın ve Bozkaya, 1997; Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Bu ardalanma içerisindeki kireçtaşları yoğun alterasyona uğramıştır. Alterasyon şiddeti ve mineral içeriğine göre kireçtaşları kahverengi ve sarı renklerde izlenmektedir. Kireçtaşlarının kalınlığı sondaj verilerine göre 0.20 m ile 32.50 m arasında değişmektedir. Sayar ve Gültekin (1993) tarafından yapılan çalışmada, birimde Devoniyen- Erken Karbonifer yaşını veren fosiller bulunmuştur.

Mikroskop incelemelerinde rekristalize kireçtaşının mozaik doku gösterdiği, ince taneli kalsit ile çok az miktarda kuvars ve muskovitten oluştuğu belirlenmiştir. Düzce Üyesi içerisindeki metaçamurtaşları Kınalar Üyesi içerisinde yer alan metaçamurtaşları ile benzer özellik sunmaktadır.

Bölgede stratigrafik olarak Kınalar Üyesi ile yanal ve düşey yönde geçişli olan Düzce Üyesi (Gültekin, 1993) çalışma alanında, Kınalar Üyesi üzerine tektonik olarak gelmektedir.

Bakırtepe Üyesi

Düzce Üyesi üzerinde uyumlu olarak yer alan kuvarsit ve metaçamurtaşı-metasilttaşları, Gültekin (1993) tarafından Bakırtepe Metakuvarsit Üyesi olarak tanımlanmıştır. Yalçın ve Bozkaya (1997) tarafından ise Bakırtepe Üyesi olarak tanımlanan düşük dereceli metamorfizma gözlenen birimin, gri-beyaz renkli kuvarsit, gri-siyah renkli kuvars-serizit şist, gri-beyaz renkli serizit şist ve yeşil renkli metasilttaşından oluştuğu belirtilmektedir.

Düzce Üyesi üzerine uyumlu olarak gelmesi göz önüne alınarak stratigrafik konumuna göre ve Toroslardaki benzer fasiyeslerle korelasyonu yapıldığında birimin Erken Karbonifer yaşlı olduğu kabul edilebilir. Genel olarak kuvarsitlerden oluşan Bakırtepe Üyesinin köken kayasının kuvarsa zengin kumtaşı olduğu, bu gözleme dayanılarak birimin kıyı-plaj ortamında çökeldiği söylenebilir (Beyazpınar ve Akçay, 2013).

Çalışma alanında jeolojik birimler, Bakırtepenin doruk noktası dolayında kuvarsit ve kuvars-serizit şist, Bakırtepe kuzey yamacı ile Çalın dere arasında ise serizit şist ile temsil edilmektedir.

Kuvarsit ve kuvars-serizit şist, pembe, gri ve beyaz renkli olup sert ve keskin yüzeyli, bol kırıklı, çatlaklı ve tabakalı bir yapıya sahiptir. Tabaka konumu $K40^{\circ}-80^{\circ}D/25^{\circ}-50^{\circ}KB$ arasında değişmekte olup, hakim olarak $K60^{\circ}D/40^{\circ}KB$ 'dir. Yapılan mineralojik incelemelerde, birimin başlıca kuvars, serizit, plajiyoklas, K-feldispat ve opak mineralleri içerdiği gözlenmiştir. Ayrıca birim içerisinde Fe-oksit minerallerinin bulunduğu kesimler, sahada koyu kırmızımsı ve kahverengi renklerle tipiktir. Birim ince-orta-kalın katmanlıdır. Yüzeyde ve sondaj karotlarında, kuvarsit ve kuvars-serizit şistlerin, ara seviyelerinde maksimum 1 m kalınlıkta metasilttaşları yer almaktadır.

Bakırtepenin kuzey yamacı ile Çalın dere arasında yüzeylenen serizit şist, laminasyon göstermekte olup gri-beyaz ve yer yer sarı-kahve renklidir. Laminasyon düzlemleri ile kırık ve çatlarda limonitleşme izlenmektedir. Serizit şist içerisinde kalınlıkları 0.25 m ile 2.50 m arasında değişen kuvarsit ara tabakaları bulunmaktadır. Yapılan mineralojik incelemelerde, serizit, kil mineralleri, muskovit ile çok az miktarda kuvars belirlenmiştir.

Munzur Kireçtaşı

Doğu Anadolu'da tanımlandığı yer olan Munzur dağlarında, alttan üste doğru algi kireçtaşı, oolitik kireçtaşı, algi ve foraminiferli kireçtaşı, neritik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, rudistli biyostromal kireçtaşı ve pelajik kireçtaşlarından oluşan birim Erken Triyas-Kampaniyen yaşındadır (Özgül, 1976; Özgül vd., 1981). Bununla beraber, inceleme alanı KD'sunda Naldöken tepe mevkiinde yapılan paleontolojik çalışmalar sonucunda birimin yaşının Erken Karbonifer'e kadar indiği belirlenmiştir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004). Munzur Kireçtaşları, inceleme alanının kuzeyinde Kınalar Üyesi üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2).

YAPISAL JEOLJİ

Sivas-Divriği arasında, özellikle ofiyolitlerin ilksel konumlarından günümüzdeki yerlerine gelip yerleşmelerine kadar geçen süreci yansıtan unsurlar paleotektonik dönem yapıları, Maastrichtiyen-Alt Pliyosen aralığında oluşan yapısal unsurlar geçiş dönemi tektonik yapıları ve Üst Pliyosen-Kuvaterner aralığında oluşmuş, doğrultu atımlı rejimin egemen olduğu yapısal unsurlar ise neotektonik dönem yapıları olarak ayırt edilmiştir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

Maastrichtiyen öncesi yaşta olan paleotektonik yapılar, ağırlıklı olarak kuzeye eğimli bindirmelerle temsil edilmektedirler. Bu yapılar boyunca allohton birimler, görelî otoktonun üzerinde yer almaktadır. Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı neotektonik yapılar ise atımları 1 km'yi geçmeyen KD-GB ve KB-GD doğrultulu eşlenik faylar ve K-G doğrultulu normal faylarla temsil edilmektedir (Yılmaz ve Yılmaz, 2004).

İnceleme alanının kuzey ve güneyinde paleotektonik döneme ait yapılar izlenmektedir. Kuzeyde, alttan üste (güneyden-kuzeye) doğru tektonik dokanakla, Kınalar Üyesi, Munzur Kireçtaşları ve Güneş Ofiyoliti yer almaktadır. Özellikle Kınalar Üyesi ile Munzur Kireçtaşları arasındaki tektonik hatlar boyunca alterasyon ve altın mineralizasyonları izlenmektedir. Bu birimler arasındaki tektonik dokanaklar bindirme fayı olup $K70^{\circ}D$ konumudur. Kınalar Formasyonuna ait birimlerdeki şist yönelimleri $K30^{\circ}-70^{\circ}D/25^{\circ}-60^{\circ}KB$ ile $D-B/60^{\circ}K$ arasında değişmektedir. Bakırtepe Üyesi içerisindeki tabakalanma konumları ise ana paleotektonik yapılarla uyumlu olarak gelişmiş olup $K40^{\circ}-80^{\circ}D/25^{\circ}-50^{\circ}KB$ arasında değişmekte, hakim olarak ise $K60^{\circ}D/40^{\circ}KB$ 'dir. Bu kırık hatları, Au içeren kuvars ve hematitli damar ve damarcıkları tarafından doldurulmuştur. İnceleme alanının güneyinde ise Kınalar Üyesi ile Düzce Üyesi arasındaki dokanak bindirme fayı olup yaklaşık $D-B$ doğrultulu ve K 'ye eğimlidir. Düzce Üyesi içerisinde de benzer özellikte faylar bulunmaktadır. Bu tektonik hatlar yoğun alterasyona uğramış olup işletilen Bakırtepe Au yatağı bu zonlar içerisinde yer almaktadır.

Ayrıca inceleme alanında gelişmiş çok sayıda $K-G$ doğrultulu, üstte anlatılan bindirmeleri kesen faylar bulunmakta olup doğrultu boyunca devamlılıkları 500 m civarındadır. Verev yönde küçük atımlara (yaklaşık 50 m civarında) neden olan bu faylar, saha ilişkileri değerlendirildiğinde neotektonik döneme ait yapısal unsurlar olarak değerlendirilebilir.

KARSTLAŞMA

Düzce üyesinin orta-kalın katmanlı rekristalize kireçtaşlarında, karstlaşma etkisi görülen yüzey morfolojisinin yanı sıra işletme yapılan açık ocak kazı yüzeylerinde, yerel ölçeklerde karstlaşmaya bağlı olarak gelişmiş çözünme/çökme yapıları gözlenmiştir. Ocak içinde karst yapılarına yönelik olarak gerçekleştirilen inceleme ve haritalama çalışmaları, karstlaşmanın Bakırtepe Au yatağında, cevherleşme ve özellikle zenginleşme süreçlerinde önemli bir rol oynamış olabileceğini göstermiştir. Bu gözlem sonucunda alanda karstlaşma süreçleri ve karstlaşma evrimine yönelik daha ayrıntılı bir çalışma yapılarak, karstlaşma ile cevherleşme-zenginleşme ilişkisinin ortaya konması amaçlanmıştır.

Türkiye’de, Toroslarda karstlaşma süreçleri ile ilgili cevherleşmeler (Pb-Zn) yaygın olarak Yahyalı-Zamantı bölgesinde bulunur. Ayrıca Malatya-Yeşilyurt civarındaki altınlı florit oluşumunun Revan ve diğ. (2003) ile Revan ve Genç (2003) tarafından yapılan çalışmada karstlaşma süreçleri ile ilintili olduğu vurgulanmaktadır. Bu çalışma ile Divriği-Kangal arasında cevherleşme-karst ilişkisi ilk defa irdelenmiştir.

Bakırtepe Au yatağında, Ekmekçi (2003) tarafından, Geç Miyosen ve Pliyosende bölgedeki yükselimele ilgili olarak gelişen tektonizmanın ürünü olan karstlaşmanın etkin bir şekilde devam ettiği ve yer altı drenajının çok iyi bir şekilde geliştiği ifade edilmektedir. İnceleme alanındaki, benzer ürünler olan en genç tektonizmaya ait K-G yönlü faylar, Düzce Üyesine ait altere ve mineralize olmuş rekristalize kireçtaşları içerisinde karstlaşmaların gelişimine yardımcı olmuştur.

Çalışma alanında güncel karstlaşmaya ilişkin yapılar yerel ölçekte olup yaygın değildir. Çalışma alanının morfolojisi, genel olarak iki temel süreç sonucunda şekillenmiştir. Kızılırmak vadisinin gelişimine bağlı olarak evrimleşen aşınım düzeyleriyle ilişkili olarak yüzey topoğrafyası şekillenirken, karbonatlı birimlerde etkili olan çözünme süreçleri yüzey ve yeraltı karstik yapılarının gelişmesini sağlamıştır. Çalışma alanında karstlaşma, Munzur Kireçtaşları ile Düzce Üyesinin rekristalize kireçtaşı seviyelerinde etkili olmuştur. Bununla birlikte, bu iki farklı birimde gözlenen karstlaşma süreçleri sonucunda oluşan karstik yapılar birbirlerinden önemli farklılıklar sunarlar. Munzur Kireçtaşları, meteorik suların çözücü etkisiyle, yüzeyden derinlere doğru karstlaşmış, bunun sonucunda yeraltı karst boşlukları ile birlikte düden ve dolin gibi yüzey karst yapıları oluşturmuştur. Düzce Üyesinde ise karstlaşma öncelikle, rekristalize kireçtaşları ile sınırlı kalmış ve kireçtaşlarını sınırlayan metaçamurtaşlarında etkisini göstermemiştir. Bu nedenle, Düzce Üyesinde karstlaşma, kireçtaşı seviyelerinin kalınlığına bağlı olarak 0.5-10 m boyutlarında gözlenmektedir.

Bununla birlikte karstlaşma, kireçtaşı seviyelerinin uzanımı boyunca devamlı bir şekilde gelişim göstermiştir.

Munzur kireçtaşlarında ve Düzce üyesine ait rekristalize kireçtaşının yüzeylendiği alanlarda yüzeyde dar çaplı çözünme yapıları gözlenmektedir (Şekil 3). Karstlaşmaya uygun kireçtaşlarının dar alanlarda yayılım göstermesi ve arılanma gösterdiği karstlaşmayan çamurtaşları ile sınırlandırılması, karstlaşmanın ileri düzeyde gelişmesini engellemiştir. Çalışma alanı ve yakın dolayında, dolin, uvala, polye, mağara gibi karstlaşmanın ileri düzeylerinin göstergesi olan yapılara bu nedenle rastlanılmamaktadır. Bununla birlikte, ocak içinde, dar alanlarda ve küçük ölçeklerde de olsa karstlaşma sonucu oluşan karst boşluklarına sık rastlanmıştır (Şekil 4a). Karst boşluklarının genellikle Fe-oksit içeriği yüksek, terra rosa olarak nitelendirilen ince taneli malzeme ile kısmen veya tamamen doldurulmuş olduğu gözlenmiştir (Şekil 4b). Büyük ölçüde kireçtaşındaki çözünmeyen (silikat) minerallerinden oluşan ve karstlaşma sonucu biriken kızıl-kızıl kahverenkli bu ince malzemenin yüzeye yakın kesimlerde tutturulmamış, daha derin kesimlerde ise daha sıkışmış olduğu gözlenmiştir (Şekil 4c).

Cevherin yayılım ve dağılımına yönelik haritalama çalışmaları sırasında boşluk, dolgu türü, dolgu oranı gibi karstlaşma süreçleriyle bağlantılı yapılar da haritalanmıştır. Haritalama sonucunda, cevherce zengin malzemenin konumu ile karstik yapı türü ve dağılımı arasında belirli bir ilişkinin olabileceği belirlenmiştir. Ortamın jeolojisi, maden jeolojisi, mineralojik analizler ve tenör verileri ile birlikte değerlendirildiğinde, özellikle Au zenginleşmesinin karstlaşma süreçleri ile bağlantılı olduğunu ortaya koymuştur. Karst morfolojisi, mineralojik, XRD ve jeokimyasal analizler, karstlaşma evriminin bölgede iki aşamalı olarak geliştiğini göstermiştir. Karstlaşmaya bağlı olarak gelişen minerallerde yapılan sıvı kapanım analizleri, jeolojik tarihçe içinde bölgede iki farklı karstlaşma sürecinin gerçekleştiği kurgusunu desteklemiştir: derinlerden yukarıya doğru hidrotermal akışkanla gelişen “hipojenik karstlaşma” ve yukarıdan derinlere doğru gelişen ve yağış sularının etkisiyle gelişen “meteorik (normal) karstlaşma”. Aşağıdaki bölümlerde iki aşamalı karstlaşma süreçleri ve bu süreçlerin cevher zenginleşme süreçleri ile olan ilişkileri ayrıntılı olarak verilmiştir.



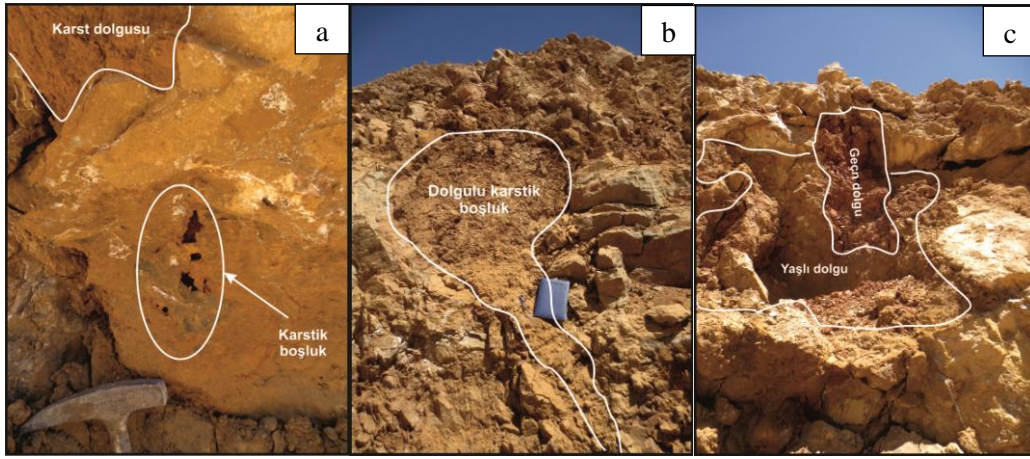
Şekil 3. Çalışma alanı ve yakın dolayında gözlenen karst yapılarına ait GoogleEarth (2019) görüntüsü.

Figure 3. GoogleEarth (2019) image of the karstic features in the study area and its vicinity.

MADEN JEOLJİSİ

Çalışma alanındaki Au cevherleşmeleri (a) kuzeyde Naldöken tepe civarında Munzur Kireçtaşları ile Kınalar Üyesine ait metamorfikler arasındaki tektonik hatlarda, (b) Bakırtepe'nin kuzey yamacında Bakırtepe Üyesi içerisindeki (kuvarsit) kırık hatlarında ve (c) Bakırtepe'nin güney yamacında Düzce Üyesine ait kireçtaşlarının içerisinde olmak üzere üç lokasyonda izlenmektedir (Şekil 2).

Naldöken tepe Au cevherleşmesi: Kınalar Üyesine ait metamorfikler ile Munzur Kireçtaşları arasındaki tektonik hatta izlenmektedir (Şekil 2). İnceleme alanında, yaklaşık K70°D uzanımlı olarak 3.2 km izlenmekte olan tektonik hattın kalınlığı yer yer 80 m'ye kadar çıkmaktadır. Tektonik hat boyunca silisleşme, killeşme, yer yer hematitli, breşik ve ezik zonlar gözlenmektedir. Limonit ve hematitler saçınımlı, damar ve damarcıklar şeklinde izlenmektedir.

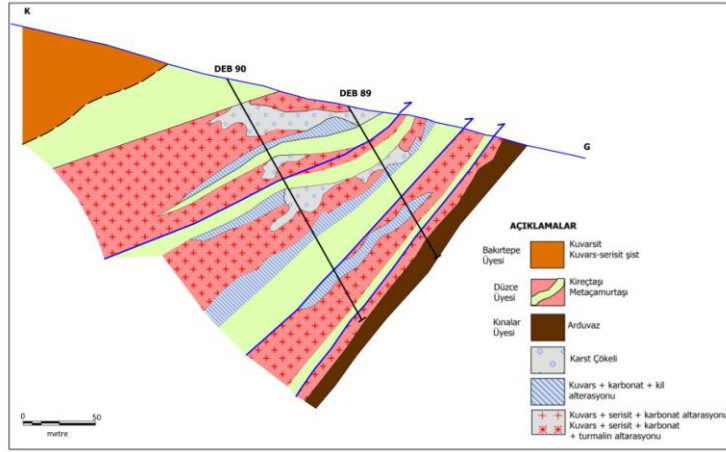


Şekil 4. a) Ocak içinde küçük ölçeklerde rastlanan karst boşlukları, b) dolgulu karst boşluğu c) farklı dönemlere ait malzeme ile doldurulmuş karst boşluğu.

Figure 4. a) Karstic cavities located in the mine pit, b) karstic cavity filled with fine material, c) karstic cavity filled with material in different phases.

Bakırtepe kuzey sektör Au cevherleşmesi: Bakırtepe Üyesine ait kuvarsitler içerisinde gelişmiş kırık ve çatlaklar içerisinde yer almaktadır. Kırıklar $K30^{\circ}$ - 70° D doğrultulu olup 70° - 85° GD'ya eğimli ya da dik olarak izlenmektedir (Şekil 2). Birbirlerine sub-paralel kırık hatlarının doğrultu boyunca uzanımları 350-2,000 m arasında değişmektedir. Au cevherleşmesi, ana ve tali kırık hatları içerisindeki kuvars, kuvars-hematit-limonit damar ve damarcıklarında izlenmektedir. Kuvars-hematit-limonit damarcıklarının kalınlıkları mm boyutundan 10 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Kırık hatları boyunca cevherli zonların kalınlıkları ise 0.5-16 m arasında değişmektedir.

Bakırtepe güney sektör Au cevherleşmesi: DB ile $K70^{\circ}$ B/ 30 - 50° KKD konumlu tektonik hatlara paralellik sunan 3 farklı seviyede oluşmaktadır. Birinci seviye Kınalar Üyesi ile Düzce üyesi arasındaki tektonik hattın (bindirme fayı) tavan bloğundaki kireçtaşlarında izlenmekte olup 315 m uzanıma, 5-20 m arasında değişen kalınlığa sahiptir. İkinci ve üçüncü seviyeler Düzce Üyesi içerisindeki kırıklara bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 5). Ortada yer alan ikinci seviye 675 m uzanıma, 1.8-61.8 m arasında değişen kalınlığa sahiptir. En üstteki zon ise 672 m uzanıma, 5-35.5 m arasında değişen kalınlığa sahiptir.



Şekil 5. Bakırtepe güney sektör altere zonları gösterir jeolojik kesit.

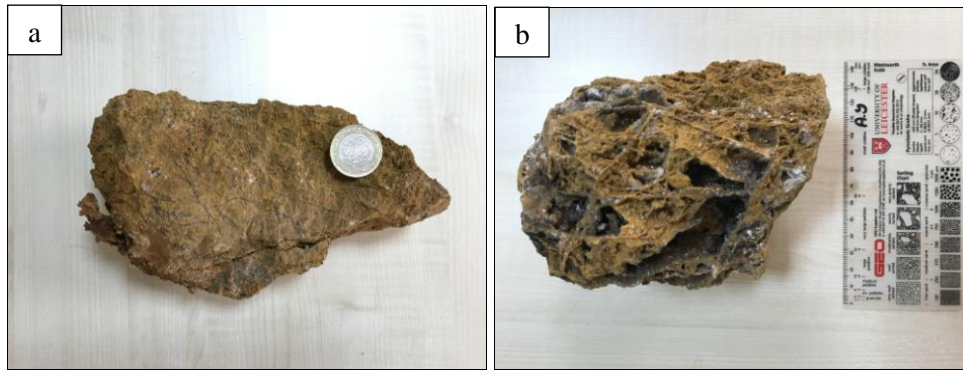
Figure 5. Geological section of Bakırtepe southern sector altered zones.

Tektonik hatlara paralellik sunan bu zonlarda, iki farklı aşamada gelişmiş alterasyon ve cevherleşmeye ait ürünler izlenmektedir. Birinci evrede kireçtaşları, kuvars-serizit, karbonat, hematit ve pirit tarafından ornatılmıştır. İkinci evrede ise silisleşme, killeşme, karbonatlaşma ve limonitleşme bir önceki evreye ait alterasyon ve cevherleşmeyi üzerlemiştir (Şekil 5). Bu 2 alterasyon aşaması sonrasında altere kireçtaşlarında gelişen karst çökelleri de Au içermektedir. Karst çökelleri farklı boyutlardaki altere ve cevherli dolomitik kireçtaşına ait parçalar ile az pekişmiş çamurtaşları ve limonitik matriksten oluşmaktadır. İnce ve kaba taneli malzemenin bir arada bulunması, çok evreli karstlaşma ve karst sedimentasyonunu işaret etmektedir. İnce detritiklerin ve/veya kimyasal çökeltme ürünlerinin (limonit) hakim olduğu bölgelerde Au konsantrasyonunda artış gözlenmektedir. Ayrıca kaba detritiklerin hakim olduğu alanlardaki Au içeriği beslenen malzemenin türüne bağlı olarak değişim sunmaktadır. KG yönlü faylar boyunca kireçtaşında karstlaşmalar gelişirken diğer birimlerde ise sadece ezilme görülmektedir. Bu da karst geometrisinin birincil yapılarla uyumlu olmasını sağlamıştır (Şekil 5).

Alterasyon

Bakırtepe güney sektörde, alterasyon mineralojisine yönelik çalışmalar, karot, mostra ve işletme ocağından derlenen numunelerde yapılan ince kesit ve XRD sonuçları değerlendirilerek hazırlanmıştır. Bu çalışmalar sonucunda farklı iki aşamada gelişmiş alterasyon mineralleri belirlenmiştir. İlk aşamada gelişmiş olan kuvars- serizit – karbonat ± turmalin alterasyonu (Şekil 6a) daha sonraki aşamada gelişmiş olan kuvars-karbonat-kil alterasyonu tarafından üzerlenmiştir (Şekil 6b).

Kuars – serizit – karbonat ± turmalin alterasyonu: bu alterasyon türü kireçtaşlarında ve arduvazda izlenmektedir. Arduvazlarda yönlenme (dokusal özellikler) korunmasına rağmen yer yer kuvars dışındaki tüm minerallerin kuvars –serizit – turmalin - karbonattan (ankerit ve siderit) oluşan agregaya dönüştüğü gözlenmektedir. Turmalinler sadece arduvaz içerisinde kuvars ile birlikte izlenmektedir. Kireçtaşlarında ise saçınımlı ve damarcıklar şeklinde kuvars, serizit ve karbonat (ankerit ve siderit) alterasyonu gözlenmektedir. Ayrıca kireçtaşının bazı kesimlerinde bu alterasyon topluluğunda farklı yoğunlukta silisleşmeler baskındır. Ankerit ve sideritler kuvars ile birlikte damarcıklar şeklinde izlenmektedir.



Şekil 6. Limonitleşmiş kuvars-serizit-karbonat (a) ve kuvars-karbonat-kil alterasyonlarına (b) ait el örnekleri.

Figure 6. Hand specimens of limonitized quartz-sericite-carbonate (a) and quartz-carbonate-clay (b) alterations.

Kuars – karbonat - kil alterasyonu: bu alterasyon türü yaygın olarak kireçtaşında, kısmen ise arduvazlarda, sadece kırık-çatlak dolgusu şeklinde izlenmektedir.

Kireçtaşlarında bu evreye ait alterasyon ile bir önceki evrede oluşan serizitlerin kil minerallerine, pirit ve siderit/ankeritlerin ise kısmen limonite dönüştüğü belirlenmiştir. Alterasyon ürünü olarak kırık-çatlak dolgusu, karbonat+kuvars veya karbonat damarcıkları izlenmektedir. Ayrıca alterasyona breşleşme de eşlik etmektedir. Breş, kireçtaşı (0.5-10 cm) parçaları ile kuvars, karbonat (kalsit ve ankerit) ve kil mineralleri içeren matriksten oluşmaktadır. Breşler, bazı bölgelerde tane destekli olarak görülmektedir. Hem parça hem de matriks içerisinde demir oksit ve mangan sıvamaları izlenmektedir. Bu alterasyon parajenezindeki kil minerallerine yönelik yapılan XRD çalışmaları sonucunda illit, simektit ve kaolinit belirlenmiştir.

Bakırtepe güney sektör Au cevherleşmesinin bileşenlerinden biri olan karst çökellerinin matriksinde yapılan XRD çalışmalarında kalsit, opal-CT, götit ve kil grubu mineralleri belirlenmiştir.

Cevher Mineralojisi

Nabit altın, Kuzey sektörde kuvars-hematit-limonit damarcıklarının içerisinde kuvars veya hematit-limonit ile kenetli olarak bulunmaktadır. Tane boyu 2 mm'ye kadar ulaşmaktadır. Güney zondaki bütün alterasyonlarda ise kuvarsların aralarında, limonitleşmiş ankerit içinde veya limonit ile kenetli bulunan nabit altının tane boyutu ise 30-100 mikron arasında değişmektedir.

Pirit, güney sektörde kuvars-serizit-karbonat ve kuvars-karbonat-kil alterasyonuna uğramış arduvaz ve kireçtaşında saçınımlı ve damarcıklar şeklinde izlenmektedir. Bu zonlarda özşekilsiz olan piritler altere arduvazlar içerisinde korunmuş iken, kireçtaşında ise büyük bir bölümü limonite dönüşmüştür. Kuvars ve kalsit arasında yer yer korunmuş piritler gözlenir. Kuzey sektördeki tane boyutu 5 mm'ye kadar ulaşan özşekilli piritler ise psödomorflarını koruyarak tamamen hematite ve limonite dönüşmüş şekilde kuvarslar ile birlikte damar ve damarcıkların içerisinde yer almaktadır.

Hematit, Bakırtepe cevherleşmesinin tüm sektörlerinde saçınımlı, sıvama, damar ve damarcıklar şeklinde bulunmaktadır. Özşekilli ve yarı özşekilli taneler şeklinde izlenen hematit 45-600 mikron arası tane boyutuna sahiptir. Bakırtepe Kuzey zonda piritlerin dönüşüm ürünü ve sıvama şeklinde birincil olarak, Güney zondaki kuvars-serizit-karbonat (ankerit ve siderit) ± turmalin alterasyonunda ve Naldöken sektöründe ise birincil olarak bulunmaktadır.

Mangan hidroksitler, ankeritin bozunma ürünü olarak çatlak ve boşluklarda amorf olarak bulunmaktadır.

Limonit, çatlak dolgusu, sıvama, saçınımlı ve damar (masif) şeklinde bulunmaktadır. Bakırtepe cevherleşmesindeki tüm sektörlerde pirit, hematit, ankerit ve sideritin bozunma ürünü olarak izlenmektedir. Ankeritler, kenar ve çatlakları boyunca özşekilsiz limonite, piritler ise psödomorflarını koruyarak limonite dönüşmüşlerdir. Güney sektörde kuvars-karbonat-kil alterasyonu içerisinde 10 m uzunluğa, 1 m kalınlığa kadar ulaşan amorf masif limonit oluşumları da gözlenmektedir. Ayrıca inceleme alanındaki tüm birimlerde yaygın olarak limonit sıvamaları izlenmektedir. Parlak kesit (iç yansıma renginin kahverengimsi

kırmızı olması) ve XRD çalışmaları sonucunda limonitlerin büyük bir bölümünün götit olduğu belirlenmiştir.

Rutil, hidrotermal kuvars, pirit psödomorfları, limonit ve limonitleşmiş ankeritler içerisinde kapanım olarak bulunmaktadır. *Rutil* taneleri bazı kesimlerde bantlı yapıya uygun zenginleşmeler göstermektedir. Bu da kayacın mafik minerallerinin kuvars serizit alterasyonu sırasında rutile dönüştüğünü işaret etmektedir.

Sıvı Kapanım Çalışmaları

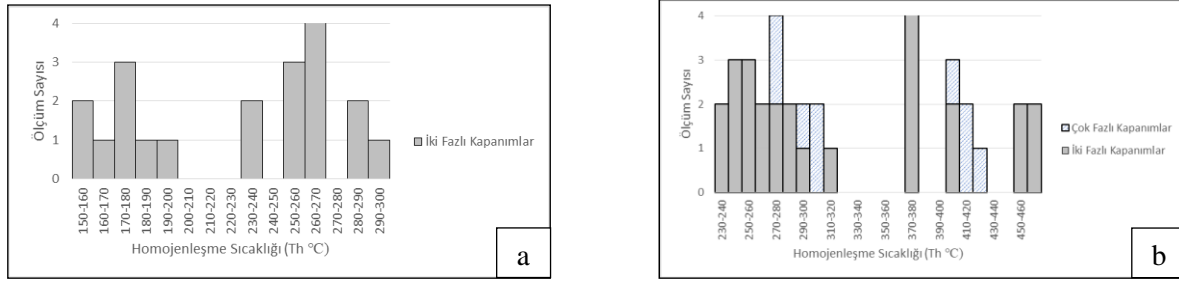
Sıvı kapanım çalışmaları sadece güney sektördeki altere zonlara yönelik olarak yapılmıştır. Alterasyonların birbirini üzerlemesi nedeniyle her alterasyona özgü numunede sıvı kapanım çalışması yapılamamıştır.

Sıvı kapanım çalışması yapılan 5 adet altere kayaç örneğinin mineralojik incelemelerinde yaşlıdan gence doğru kuvars, opak mineral ve kalsit belirlenmiştir. Sıvı kapanım çalışması kuvars damarcıklarında ve bunu kesen kalsit damarcıklarında yapılmıştır.

Sıvı kapanım çalışması yapılan kuvarslar yarı özşekilli olup en büyüğü 115 mikron tane boyutuna sahiptir. Kuvars içerisindeki sıvı kapanımlar yuvarlağımsı ve elipsoidal şekilde olup boyutları 2.5 ile 11 mikron arasındadır. 36 adet mikrotermometrik ölçüm yapılan kuvarslarda, birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) ve çok fazlı (sıvı+gaz+katı) kapanımlar belirlenmiştir. İki fazlı kapanımlarda homojenleşme sıcaklığının 470°C'de başladığı, 230°C'ye kadar devam ettiği görülmektedir (Şekil 7a). Çok fazlı kapanımlarda ise homojenleşme sıcaklığı 417°C ile 280°C arasında değişmekte olup (Şekil 7a) tuzluluk değerleri oldukça yüksektir (% 34.1 ile % 40.07 arasında). Homejenleşme sıcaklığındaki kümelenme ise 230°C ile 300°C arasındadır. Yapılan ölçümlerde aynı sıcaklıklarda sıvı ve gaz faza homojenleşmeler görülmektedir. Bu durum, ortamda kaynamanın olduğunu ve homejenleşme sıcaklığı ile oluşum sıcaklığının eşit olduğunu işaret edebilir (Roedder, 1984). Ayrıca 410-470°C homojenleşme sıcaklığına sahip sıvı kapanımlarının içerisinde opak mineral kapanımları (daughter mineral) belirlenmiştir. Bu durumda eriyik çözeltinin cevher taşıdığı söylenebilir.

21 adet mikrotermometrik ölçüm yapılan kalsitlerde, birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) ve tek fazlı (sıvı) kapanımlar belirlenmiştir. Sıvı kapanım çalışması yapılan kalsitler yarı özşekilli olup cm boyutuna ulaşmaktadır. Kalsit içerisindeki sıvı kapanımlar köşeli, üçgen ve düzensiz şekilde olup boyutları 5 ile 17 mikron arasındadır. İki fazlı kapanımlarda yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucu elde edilen homojenleşme sıcaklığının 300°C

ile 150°C arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 7b). Belirlenen tuzluluk değerleri oldukça düşük olup %1.6 ile %3.1 arasında değişmektedir.



Şekil 7. (a) Kuvarlarda iki fazlı (sıvı+gaz) ve çok fazlı kapanımlarda yapılan homojenleşme sıcaklık değerleri dağılımı (kuvars-serizit-karbonat alterasyonuna ait). (b) Kalsitlerde iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlarda yapılan homojenleşme sıcaklık değerleri dağılımı (kuvars-karbonat-kil alterasyonuna ait).

Figure 7. (a) Distribution of homogenization temperature values of two-phased (liquid+gas) and multi-phased inclusions in quartz (quartz-sericite-carbonate alteration). (b) Distribution of homogenization temperature values of two-phased (liquid+gas) inclusions in calcite (of quartz-carbonate-clay alteration).

Kuzey sektördeki kuvars damarlarında yapılan sıvı kapanım çalışmalarında ise homojenleşme sıcaklığının 250°C-390°C arasında değiştiği belirtilmiştir (Koçak ve Avcı, 2003).

Jeokimya Çalışmaları

Bakırtepe kuzey ve güney zondaki farklı alterasyonlardan alınan numenelere ait istatistiksel bilgiler Çizelge 2'de verilmiştir. Jeokimya çalışmaları sonucunda, güney sektörde ilk evre alterasyondan son karstlaşma evresine doğru ilerledikçe Au konsantrasyonunun arttığı görülmektedir. Kuvars-serizit-karbonat alterasyonunda ve/veya kireçtaşlarında silis alterasyonunun baskın olduğu bölgelerde Au değerleri ortalama 53 ppb'dir. Kuvars-karbonat-kil alterasyonunun hakim olduğu bölgelerde ise ortalama Au değerleri 0.31 ppm'e ulaşmaktadır. İkincil karstlaşma ile birlikte ortalama Au değerleri 0.46 ppm'e yükselmektedir. Bu artış Al, As, Ba, Ce, Co, Cu, Fe, K, Li, P, Pb, Sb, Ti, Ta, Th, Rb, Pb ve Zr gibi elementlerde de izlenmektedir. Ca ve Mg element konsantrasyonlarında ise, birincil evre alterasyondan son aşama karstlaşma sürecine doğru azalma izlenmektedir (Çizelge 2). Bakırtepe kuzey sektördeki Au değerleri ortalama 0.24 ppm olup bu zondaki diğer

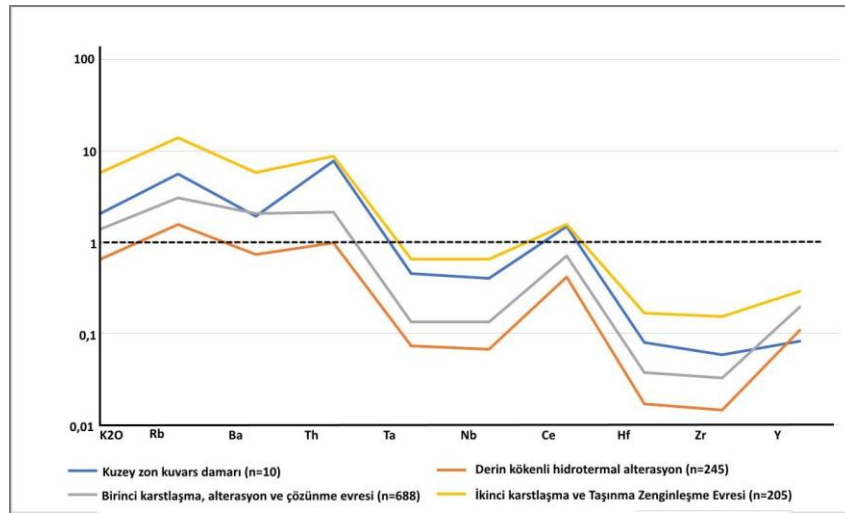
elementlerin içerikleri ise kuvars-serizit-karbonat ve kuvars-karbonat-kil alterasonuna benzerlik sunmaktadır (Şekil 8).

Çizelge 2. Bakırtepe altere zonların element içeriği (*n:numune sayısı*).

Table 2. Elemental content of Bakırtepe altered zones (*n:number of samples*).

Örnek tipleri ve alınan toplam kayas sayısı	Au (ppm)	Ag (ppm)	Al (pct)	As (ppm)	Ba (ppm)	Be (ppm)	Bi (ppm)	Ca (pct)	Cd (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Cu (ppm)	Fe (pct)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	Hf (ppm)	In (ppm)	K (pct)	La (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Mo (ppm)	
Kuzey zon kuvars damarı (n=10)	0.30	0.05	3.22	9.45	97.00	0.93	0.02	0.08	0.03	51.81	10.30	23.10	0.88	3.63	1.12	8.37	0.06	0.72	0.01	0.69	25.03	12.85	0.15	392.90	0.66
Derin kökenli hidrotermal alterasyon (kuvars-karbonat-kil) (n=245)	0.05	0.05	0.55	19.82	36.68	0.24	0.33	20.03	0.02	14.51	9.46	5.13	0.17	14.57	3.01	1.47	0.09	0.15	0.05	0.22	7.28	2.82	9.48	943.75	2.42
Birinci karstlaşma, alterasyon ve çözünme evresi (kuvars-karbonat-kil alterasyonu) (n=688)	0.31	0.15	1.30	91.84	103.24	0.45	0.58	21.71	0.04	25.10	15.37	10.77	0.49	18.99	6.82	3.43	0.13	0.34	0.08	0.46	13.45	5.37	3.51	1201.71	3.45
İkinci Karstlaşma ve Taşınma Zenginleşme Evresi (n=205)	0.46	0.31	6.22	235.42	291.07	1.94	0.98	6.84	0.06	54.67	25.76	64.85	4.45	41.52	11.40	16.31	0.22	1.51	0.11	1.93	27.33	28.63	1.02	1553.65	5.19
Örnek tipleri ve alınan toplam kayas sayısı	Na (pct)	Nb (ppm)	Ni (ppm)	P (ppm)	Pb (ppm)	Rb (ppm)	Re (ppm)	S (pct)	Sb (ppm)	Sc (ppm)	Se (ppm)	Sn (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)	Te (ppm)	Th (ppm)	Ti (pct)	Tl (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	W (ppm)	Y (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)	Hg ppm
Kuzey zon kuvars damarı (n=10)	0.32	4.06	16.61	341.00	1.45	22.65	0.00	0.01	2.02	4.76	0.65	4.52	14.07	0.32	0.03	6.23	0.14	0.49	1.35	29.50	2.65	5.81	3.00	20.02	
Derin kökenli hidrotermal alterasyon (kuvars-karbonat-kil) (n=245)	0.02	0.67	8.92	618.73	2.14	6.30	0.00	0.04	1.46	1.13	1.20	0.65	66.14	0.05	0.04	0.79	0.02	0.05	1.13	26.31	0.28	7.67	3.05	4.91	0.02
Birinci karstlaşma, alterasyon ve çözünme evresi (kuvars-karbonat-kil alterasyonu) (n=688)	0.02	1.34	23.65	781.80	2.89	12.37	0.00	0.02	2.71	2.79	1.45	1.81	55.03	0.09	0.11	1.72	0.04	0.19	1.58	36.48	1.09	13.76	4.52	11.14	0.07
İkinci Karstlaşma ve Taşınma Zenginleşme Evresi (n=205)	0.06	6.54	77.33	1234.78	6.95	56.09	0.00	0.02	5.91	12.53	1.84	3.61	114.44	0.46	0.23	6.98	0.24	0.49	2.84	106.20	4.21	20.21	21.37	52.43	0.14

Altere ve cevherli zonalardaki Au içeriklerinin diğer elementlerle olan korelasyonunun çok zayıf veya zayıf olduğu görülmektedir. Kuvars-serizit-karbonat alterasyonunda Au, Fe ve Te çok zayıf pozitif korelasyon sunmaktadır (Çizelge 3b). Kuvars-karbonat-kil alterasyonunda ise Au'nun her hangi bir element ile çok zayıf veya zayıf korelasyonu bulunmamaktadır (Çizelge 3c). İkincil karstlaşma süreçleri ile gelişen evrede ise Au'nun Bi, Co ve Fe elementleri ile zayıf pozitif korelasyon gösterdiği görülmektedir (Çizelge 3d). Kuzey sektörde ise Au sadece S elementi ile pozitif korelasyon sunmaktadır (Çizelge 3a). Bununla birlikte tüm alterasyon gruplarına ait baz ve değerli metaller ile hidrotermal süreçlerle ilgili bazı element dağılım desenleri birbirleriyle paralellik sunmaktadır.



Şekil 8. Bakırtepe Mineralizasyon evrelerine ait Au ve hidrotermal süreçle ilişkili elementlerin dağılım desenleri.

Figure 8. Distribution patterns of elements related to Au and hydrothermal process belonging to Bakırtepe mineralization phases.

Üstte anlatılan jeokimyasal özellikler sonucunda Bakırtepe cevherleşmesinde ayırt edilen alterasyon ve karstlaşma süreçlerinin her birinin kendine özgü karakteristiklere sahip olduğu görülmektedir. Bunun yanı sıra hidrotermal süreçlerle ilgili elementlerin dağılım

diyagramlarının birbirine paralellik sunması kuvars-serizit-karbonat alterasyonundan sonraki karstlaşma prosesleri ile yeni metal getirimlerinin olmadığı, sadece Au ve hidrotermal süreçlerle ilişkili elementlerde içerik artışı olduğu söylenebilir.

CEVHERLEŞME VE ZENGİNLEŞMENİN KAVRAMSAL MODELİ

Alterasyon, cevher mineralojisi ve sıvı kapanım çalışmaları karstlaşma süreçleriyle birlikte değerlendirilmiş olup Bakırtepe güney sektörü Au cevherleşme ve zenginleşme aşamalarını açıklamak üzere önerilen kavramsal model aşağıda verilmiştir. Önerilen kavramsal modele göre cevherleşme ve zenginleşme üç ana evrede gerçekleşmiştir: 1) derin kökenli hidrotermal evre ve Au cevherleşmesi, 2) birinci karstlaşma evresi ve çözünme sonucu zenginleşme ve 3) ikinci karstlaşma evresi ve taşınım ile zenginleşme.

Çizelge 3. Bakırtepe altere zonlara [Kuzey zon kuvars damarı (a), Derin kökenli hidrotermal alterasyon (kuvars-serizit-karbonat) (b), Birinci karstlaşma, alterasyon ve çözünme evresi (kuvars-karbonat-kil alterasyonu) (c), İkinci karstlaşma ve taşınım ile zenginleşme evresi (d)] ait orijinal verilerin korelasyon katsayıları.

Table 3. Correlation coefficients of original data [North zone quartz vein (a), deep-seated hydrothermal alteration (quartz-carbonate-clay) (b), primary karstification, alteration and dissolution phase (quartz, carbonate-clay) (c), secondary karstification and enrichment with transportation (d)].

	Au (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Fe (pct)	Pb (ppm)	Sb (ppm)	Tl (ppm)	Zn (ppm)	S (pct)
Au (ppm)	1											
Ag (ppm)	-0.15641	1										
As (ppm)	-0.17051	0.219693	1									
Bi (ppm)	-0.15031	-0.22847	-0.0714	1								
Cu (ppm)	-0.07915	-0.25902	0.061174	0.977952	1							
Co (ppm)	-0.12827	0.008399	0.915059	0.301622	0.438758	1						
Fe (pct)	-0.19756	-0.09266	0.621801	0.707982	0.807308	0.86446	1					
Pb (ppm)	-0.13079	-0.29216	-0.04505	0.961457	0.974495	0.328802	0.7372	1				
Sb (ppm)	-0.15738	0.562729	0.894614	-0.08785	0.003831	0.768539	0.478737	-0.10396	1			
Tl (ppm)	-0.14241	0.124808	0.991279	-0.10453	0.032354	0.910315	0.591519	-0.08042	0.856898	1		
Zn (ppm)	-0.01709	0.067596	0.656292	0.552126	0.657529	0.822041	0.919748	0.558944	0.513399	0.611213	1	
S (pct)	0.66881	-0.24279	-0.24395	-0.21951	-0.16578	-0.23514	-0.21207	-0.21186	-0.42431	-0.21666	0.063276	1

3(a)

	Au (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Fe (pct)	Pb (ppm)	Sb (ppm)	Tl (ppm)	Zn (ppm)	Hg (ppm)	S (pct)
Au (ppm)	1												
Ag (ppm)	0.131354	1											
As (ppm)	0.051682	0.406826	1										
Bi (ppm)	0.038342	0.405029	0.320036	1									
Cu (ppm)	-0.02655	0.376095	0.212049	0.170405	1								
Co (ppm)	0.043898	0.183889	0.156526	0.618812	0.22822	1							
Fe (pct)	0.41915	0.228101	0.419219	0.399175	0.048822	0.412104	1						
Pb (ppm)	-0.01562	0.093749	0.065415	0.105316	0.056718	0.13339	0.049107	1					
Sb (ppm)	-0.01363	0.701034	0.629081	0.399736	0.562665	0.224606	0.207415	0.081832	1				
Tl (ppm)	-0.03158	0.289462	0.352516	0.204276	0.119386	0.178098	0.15677	0.119574	0.31494	1			
Zn (ppm)	0.014108	0.403757	0.289928	0.221428	0.243606	0.08131	0.170107	0.372618	0.450255	0.368672	1		

Hg (ppm)	-0.00875	0.20106	0.418868	0.152176	0.200276	0.159989	0.240596	0.093657	0.414552	0.299649	0.231233	1	
S (pct)	-0.01456	-0.00119	-0.01216	0.119077	0.065771	0.284777	0.148915	0.006796	0.023252	-0.00466	-0.01905	0.025822	1

3(b)

	Au (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Fe (pct)	Pb (ppm)	Sb (ppm)	Tl (ppm)	Zn (ppm)	Hg (ppm)	S (pct)
Au (ppm)	1												
Ag (ppm)	0.053214	1											
As (ppm)	0.100489	0.01004	1										
Bi (ppm)	0.177703	0.02869	0.412167	1									
Cu (ppm)	-0.01472	0.177661	0.127571	0.126308	1								
Co (ppm)	0.107227	0.01912	0.110878	0.172146	0.245588	1							
Fe (pct)	0.259384	0.04348	0.358253	0.486179	0.031592	0.420127	1						
Pb (ppm)	0.015027	0.029813	0.087344	0.095183	0.1933	0.050363	0.077766	1					
Sb (ppm)	0.008349	0.043939	0.218452	0.220463	0.462099	0.137893	0.156349	0.490681	1				
Tl (ppm)	-0.01073	0.004188	0.137591	0.032502	0.04847	0.290119	0.085637	0.021936	0.058869	1			
Zn (ppm)	-0.02788	0.054752	0.075182	-0.0008	0.327053	0.068858	0.015537	0.384817	0.349792	0.099742	1		
Hg (ppm)	0.21668	0.090422	0.229542	0.130087	0.017172	0.161368	0.410534	0.14832	0.265128	0.147464	0.147729	1	
S (pct)	0.002535	-0.00256	0.003367	0.037925	-0.0205	0.013862	0.035885	0.000193	-0.00518	-0.00843	-0.02407	-0.02004	1

3(c)

	Au (ppm)	Ag (ppm)	As (ppm)	Bi (ppm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Fe (pct)	Pb (ppm)	Sb (ppm)	Te (ppm)	Zn (ppm)	Hg (ppm)	S (pct)
Au (ppm)	1												
Ag (ppm)	0.130592	1											
As (ppm)	-0.01043	-0.055	1										
Bi (ppm)	0.332709	0.526069	0.229436	1									
Cu (ppm)	-0.02227	0.047339	0.068611	0.034793	1								
Co (ppm)	0.581173	0.209284	-0.03047	0.372187	0.154488	1							
Fe (pct)	0.311374	0.275913	0.366502	0.636793	0.012901	0.451767	1						
Pb (ppm)	0.04411	0.069927	0.028818	0.191985	0.280266	0.239044	0.175179	1					
Sb (ppm)	0.111263	0.134617	0.0158	0.237662	0.453952	0.323564	0.242419	0.46683	1				
Te (ppm)	0.235375	0.271886	0.055993	0.569197	-0.11402	0.244973	0.574837	0.00403	0.044713	1			
Zn (ppm)	-0.1452	-0.01952	-0.1332	-0.10113	0.274286	0.064611	-0.107	0.56955	0.180738	-0.15221	1		
Hg (ppm)	-0.01224	0.026232	-0.01024	-0.00519	-0.11345	0.291667	0.175402	0.138645	0.100099	-0.0164	-0.00729	1	
S (pct)	0.272349	0.188835	0.295815	0.48055	-0.07369	0.210812	0.634183	-0.03253	0.041109	0.441233	-0.18174	-0.05285	1

3(d)

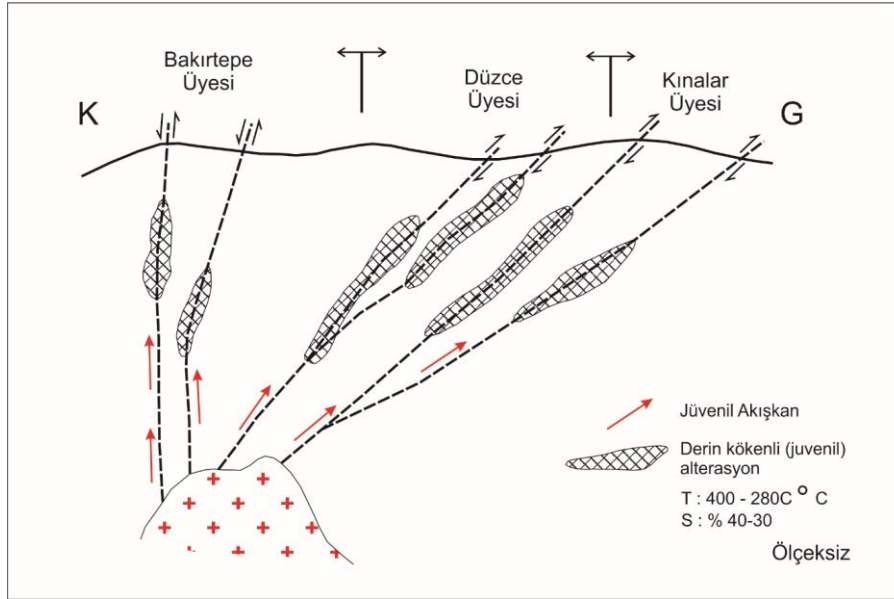
Derin kökenli hidrotermal evre ve Au cevherleşmesi

Kınalar Üyesi üzerinde bindirme ile yer alan Düzce Üyesi'ne ait kireçtaşları ile kireçtaşının kendi içerisindeki D-B doğrultulu bindirme hatları boyunca hareket eden akışkanlar kireçtaşı ve arduvazlarda kuvars-serizit-karbonat (ankerit ve siderit) ± turmalin alterasyonuna neden olmuştur. Bu alterasyon topluluğuna pirit ve hematit eşlik etmektedir. Bu zona ait kuvarslarda yapılan sıvı kapanım çalışmalarında elde edilen yüksek homojenleşme sıcaklığı (470°C-250°C) ve tuzluluk değerleri (%40-%34) ile alterasyon mineral parajenezi (Corbett ve Leach, 1998) birlikte değerlendirildiğinde, ortamda juvenil kökenli (derin kökenli) hidrotermal akışkanın dolaşım yaptığı söylenebilir. Aynı şekilde Bakırtepe kuzey sektöründeki kuvars-hematit-limonit damarcıklı zonun alterasyon parajenezi ile Koçak ve Avcı (2003) tarafından yapılan sıvı kapanım çalışmaları birlikte

değerlendirildiğinde, derin kökenli alterasyon evresine ait olduğu söylenebilir. Bu akışkanların kökeni Pınargözü (Çetinkaya) Fe yatağında mostra veren granitik kayalar olabilir (Şekil 9).

Birinci karstlaşma evresi ve çözünme sonucu zenginleşme

Birinci karstlaşma evresi, D-B doğrultulu bindirme hatları boyunca derinden gelen çözücü jeotermal akışkanların yükselimi ile geliştiğinden, aşağıdan yukarı doğru ve farklı derinliklerde ve farklı hacimlerde boşluklar oluşturmuştur. Bu evrede kuvars-karbonat-kil alterasyonu gelişmiş olup derin kökenli kuvars-serizit-karbonat alterasyonunu üzerlemiştir. Ayrıca alterasyona breşleşme de eşlik etmektedir. Ortamdaki derin kökenli evrede gelişmiş piritin çözülmesi ile birlikte pH 4-5'e düşmüş olup (Corbett ve Leach, 1998) sistem asidik bir ortama geçmiştir. Bu durum kireçtaşında çözünme ve breşleşmelere neden olmuştur.

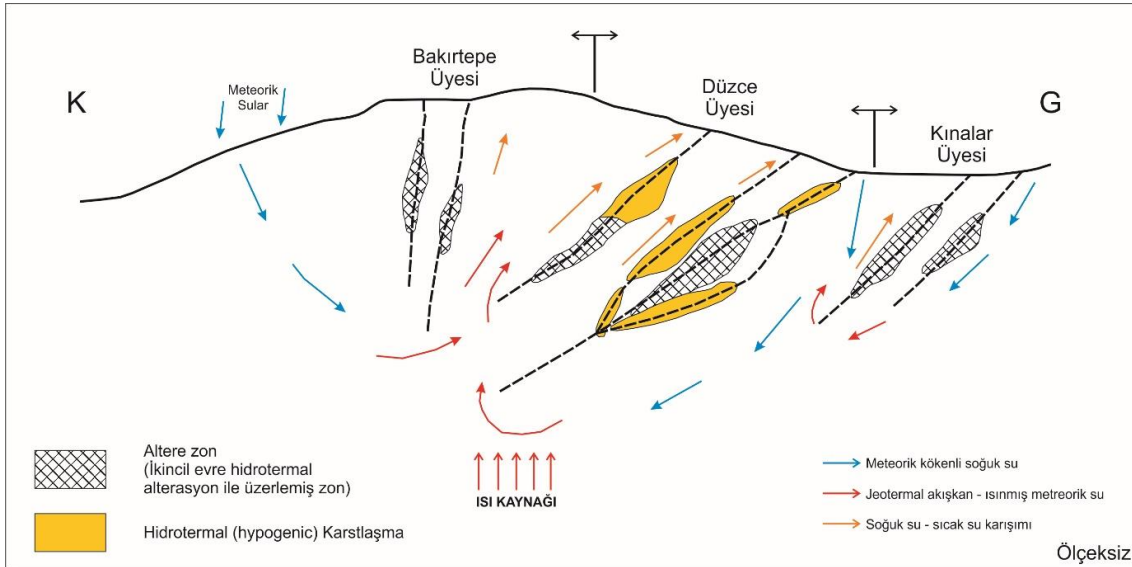


Şekil 9. Derin kökenli hidrotermal alterasyon ve Au cevherleşme evresi.

Figure 9. Deep-rooted hydrothermal alteration and phase of Au mineralization.

Bu zona ait kalsitlerde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında elde edilen yüksek homojenleşme sıcaklığı (300°C-150°C), tuzluluk değerleri (%1.6 - %3.1) ve alterasyon mineral parajenezi (Corbett ve Leach, 1998) ile çözünme ve breşleşme süreçleri birlikte değerlendirildiğinde, birinci evreyi izleyen bu dönemde baskın olarak meteorik kökenli sulardan oluşan hidrotermal sistemin etkin olduğu söylenebilir. Birinci evrede hakim olan juvenil suların katkısının kalmadığı veya çok düşük düzeyde olduğu anlaşılmaktadır. Kırık zonlarında dolaşan bu hidrotermal akışkanın sistem üzerinde iki etkisi olmuştur: a) Sistemde ikinci bir alterasyon süreci başlatarak, birinci evrede oluşan alterasyonun,

kuvars-karbonat-kil alterasyonu tarafından üzerlemesine neden olmuştur (Şekil 10), b) Karbonatlı (kireçtaşı) seviyelerde çözünmeye yol açarak karstlaşma süreçlerini başlatmıştır. İnce kesit ve XRD çalışmaları, bu evreye ait alterasyon süreçleri sonucunda kuvars, illit, simektit, kaolinit ve karbonat (kalsit-ankerit) minerallerinin varlığını ortaya koymuştur. Karstlaşma sonucunda bir önceki evreye ait karbonat minerallerinin (kalsit, ankerit ve siderit) çözünmesi ile katı fazdaki çözünebilir minerallerin bileşenleri iyonlar halinde (Ca^{+2} ve HCO_3^-) akışkana (sıvı fazda) geçerek ortamdaki uzaklaşmış, bu şekilde cevher minerallerinin derişimi (birim hacimdeki cevher miktarı) görece olarak artmıştır. Karstlaşma sonucunda ortamdaki uzaklaşan çözünebilir minerallerden arta kalan silis içerikli mineraller (killer) ile birlikte cevher mineralleri bu süreçte gelişen karstik boşluklarda çökelmişlerdir.



Şekil 10. Birinci karstlaşma, alterasyon ve çözünme sonucu zenginleşme evresi.

Figure 10. Enrichment phase resulted from first karstification, alteration and dissolution.

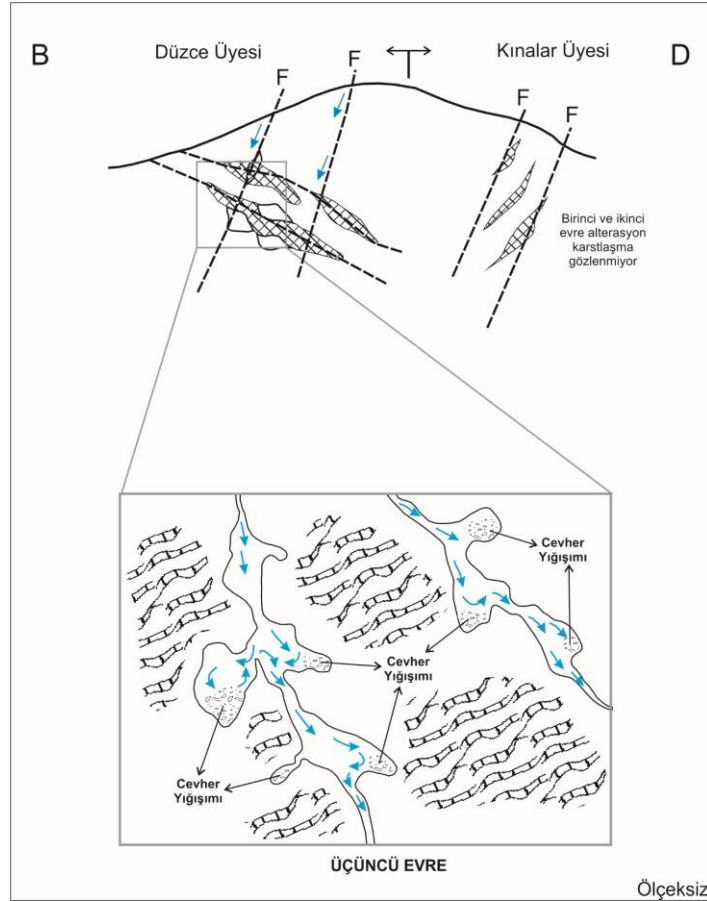
Bu evrede çözünebilir mineraller ortamdaki uzaklaşmış ve cevher mineralleri ortamdaki göreceli olarak zenginleşmiştir.

İkinci karstlaşma evresi ve taşınım ile zenginleşme

Bölgesel tektonizma sonucu K-G doğrultulu yeni fay ve kırık hatlarının gelişmesi sonucunda, yüzey sularının bu hatlarda yeni bir karstlaşma evresi oluşturduğu anlaşılmaktadır. K-G doğrultulu fay zonlarında, Türkiye'nin karst kuşaklarında gözlenen karst tipine (Ekmekçi, 2003) uygun yapılar belirlenmiştir.

K-G doğrultulu daha genç fayların gelişmesiyle etkinleşmiş ikinci evre karstlaşmalar, daha çok soğuk meteorik suların yüzeyden derinlere doğru süzülürken rekristalize kireçtaşlarını çözmesi sonucunda oluşmuştur. Bu evrede karstlaşma daha çok K-G doğrultulu fay zonları boyunca etkili olmuştur (Şekil 11).

Yüzeyden derine doğru gelişen bu karstlaşma evresinde, karstik alanlara özgü hidrolojik süreçler hakim olmuş, yüzeysel akışa geçen yağış suları düden gibi karstik yapılar kanalıyla hızlı bir şekilde yeraltına iletilmiştir. Ortamdaki pirit oluşumlarının



Şekil 11. İkinci karstlaşma ve taşınım ile zenginleşme evresi.

Figure 11. Enrichment phase with second karstification and transportation.

yükseltgenmesi sonucunda meteorik suların asitliği, dolayısıyla çözücülüğü artmış olmalıdır.

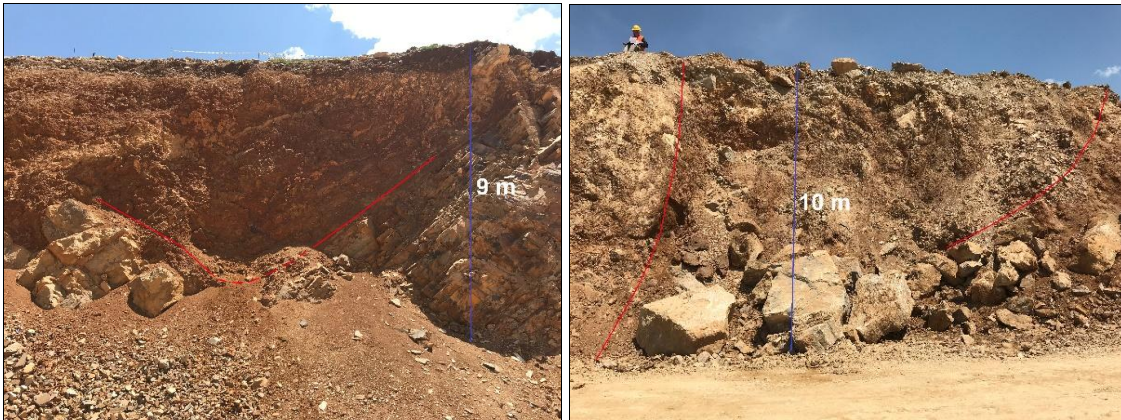
Yeraltına hızla iletilen yüzeysel akış, bir önceki evrede zenginleşen minerallerin fiziksel olarak akışla taşınmasını sağlamıştır. Su ile taşınan parçalar (Au içeren hematitli, limonitli ve silisli zonlar) daha derinlerde cepler oluşturan karstik boşluklarda yığılarak depolanmışlardır (Bkz. Şekil 11). Karst çökelleri içerisinde, düşük ısıli mineraller (zeolit, simektit) gözlenmektedir.

Bu karstik boşlukların “ölü cepleri” olarak tanımlanabilecek kesimleri Au zenginleşmelerinin rastlandığı lokasyonları oluşturmuşlardır (Bkz. Şekil 11, ayrıntı). Bu süreçlerin sonucu olarak cevherli zonlara ait parçaların dağılımı belli bir düzen içinde izlenmemektedir.

İlk gözlemlere göre karstik boşluklarda biriken kil minerallerinin yoğunlaştığı kesimlerde cevher oluşumlarının birlikteliği beklenebilmekte, ancak her kil dolgusu bulunduran karstik boşlukta altın zenginleşmesine rastlanılmamaktadır (Şekil 12a). Kayaç içinde gelişmiş ve su akışına olanak verecek şekilde birbirleriyle bağlantılı karstik boşluklarda cevher mineralleri de akışla birlikte taşınmış ve “cep” oluşturan karstik boşluklara ulaştığında burada önceki evrelere ait cevher parçalarının çökeldiği anlaşılmaktadır (Şekil 12b). Bu örüntü sonucunda, zenginleşmiş cevher oluşumları, karstik ceplerin dağılımına benzer bir şekilde ve bu ceplere bağlı olarak düzensiz bir dağılım göstermektedir. İşletme açısından büyük önem taşıyan bu durumun açıklanabilmesi karstlaşma evriminin ortaya konmasını gerektirmiştir.



(a)



(b)

Şekil 12. Ocak içerisindeki (a) cevhersiz ve (b) cevherli karstik boşluklar.

Figure 12. a) Ore-bearing and b) non ore-bearing karstic cavities in the pit area.

SONUÇLAR

Bakırtepe ve yakın çevresinde Erken Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Toros Görelî Otoktonuna ait kırıntılı ve karbonatlı kayalar içerisinde 3 farklı lokasyonda Au mineralizasyonu izlenmektedir. Bu çalışma kapsamında Bakırtepe güney sektör cevherleşmesinin oluşum ve zenginleşme evreleri irdelenmiştir.

Yapılan çalışmalardan elde edilen veriler ışığında, Bakırtepe güney sektöründe genel olarak cevherleşmenin ve zenginleşmenin, birbirlerinden ayrılabilen üç farklı evrede gerçekleştiği ortaya konmuştur. Yapılan değerlendirmeler, cevherleşme süreçlerini denetleyen hidrotermal alterasyonun iki evre halinde gerçekleşmiş olduğunu göstermektedir. Birinci evre, derin kökenli akışkan getirmesi ile temsil edilmekte olup Kangal Formasyonunun tüm üyelerini (Kınalar, Düzce ve Bakırtepe) aynı şekilde etkilemiştir.

Meteorik kökenli suların derinlere doğru süzülerek oluşturduğu hidrotermal sistemin neden olduğu ikinci hidrotermal evre benzer şekilde her üç üyeyi de etkilemiş, ancak karbonatlı seviye içeren Düzce Üyesinde ayrıca karstlaşmaya neden olmuştur. Hidrotermal alterasyon sonucu meydana gelen cevherleşmenin ardından ikinci evrede cevherli zonların ikinci evre hidrotermal getirile hipojenik karstlaşma sonucunda zenginleşmesine karşılık gelmektedir. Düzce Üyesinde etkili olan karstlaşma, karbonat minerallerinin çözünerek ortamdaki uzaklaşması ile aynı zamanda belirli oranda cevher zenginleşmesini de sağlamıştır. Bu evredeki karstlaşma hipojenik karstlaşma niteliğindedir.

Üçüncü evre, Düzce üyesinin kireçtaşı seviyelerinde ve cevherli zonalarda meteorik kökenli soğuk suların etkisiyle gerçekleşen normal karstlaşmaya bağlı olarak gözlenmektedir. Karstlaşma bu evrede, hipojenik karstlaşmadan farklı olarak, meteorik suların neden olduğu normal karstlaşma niteliğindedir. Karstlaşma sonucu yüzey sularının yeraltı karst boşluklarındaki hızlı hareketi ile ikinci evrede zenginleşmiş cevher oluşumları taşınarak "cep" olarak tanımlanan karstik boşluklarda yığılmışlardır. Bu tür ceplerin dağılımı ve boyutları tamamen gelişigüzel ve düzensizdir. Yüksek Au değerleri içeren cevher oluşumlarına bu tür ceplerde rastlanılırken, akışa izin veren karstik boşluklar cevher içermeyebilmektedir. Yığışım ile Au zenginleşmesi gözlenen karstik ceplerin haritalanması sonucunda işletme sırasında cevherin devamlılığı konusunda yaşanan sorunlar büyük ölçüde çözülmüştür.

KATKI BELİRTME

Yazarlar bu çalışmanın yapılması sırasında göstermiş olduğu destekten dolayı Demir Export A.Ş. Genel Müdürü Sayın Ramazan Yön'e ve yapıcı eleştiri ve katkıları nedeniyle hakemlere teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

Annels, A. E., 1991. Mineral Deposits Evaluation. A Practical Approach. Chapman and Hall, London, New York.

Bayhan, H., 1980. Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara (yayımlanmamış).

Beyazpirinç, M., Akçay, A. E., Metin, Y., Taptık, M. A., Öcal, H., Çobankaya, M., Çoban, M., Doğan, A., Bağcı, U., Rızaoğlu, T., 2010. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi (Sivas-Malatya-Kahramanmaraş-Kayseri) 2008 yılı arazi raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 11331, Ankara (yayımlanmamış).

Beyazpirinç, M., Akçay, A.E., 2013. Alacahan-Çetinkaya (Kangal-Sivas) yöresindeki metamorfitlelerin tektono-stratigrafik özellikleri. MTA Dergisi, 147, 19-29.

Boztuğ, D., Debon, F., İnan, S., Tutkun, S.Z., Avcı, N., Kesgin, Ö., 1997. Comparative geochemistry of four plutons from the Cretaceous-Paleogene Central Eastern Anatolian alkaline province (Divriği Region, Sivas, Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, 6, 95-115.

Corbett, G. J., Leach, T. M., 1998. Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralisation. Society of Economic Geologists Special Publication 6, p.234.

- Demir Export, 2008. Sivas-Kangal-Çetinkaya-Bakırtepe altın sahası jeoloji raporu, Ankara.
- Dominy, S.C., Noppe, M. A., Annels, A.E., 2002. Errors and uncertainty in mineral resource and ore reserve estimation: The importance of getting it right. *Explor. Mining Geology*, 11 (1-4), 77–98.
- Ekmekçi, M., 2003. Review of Turkish karst with emphasis on tectonic and paleogeographic controls, *Acta Carsologica*, vol. 31(3).
- Gawlik, J., 1961. Pınargözü-Davutoğlu Hematit Yatağındaki Çalışma Programı. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 2809, Ankara.
- Goldsmith, T., 2002. Resource and Reserves — Their impact on financial reporting, valuations and the expectations gap. *Proceedings of the CMMI Congress: International codes, technology and sustainability for the minerals industry: 2002*. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, AuSIMM, Carlton South.
- Gültekin, A.S., 1993. Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, 180 s, İstanbul (yayımlanmamış).
- Gümüş, A., 1963. Pınargözü-Davutoğlu (Sivas Çetinkaya) hematit yatağı hakkında nihai jeolojik rapor. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:3281, Ankara (yayımlanmamış).
- Karakaya, A.O., 2011. Sivas-Kangal-Çetinkaya-Pınargözü Demir Yatağının Jeolojik ve Jeokimyasal Özellikleri. Yüksek Lisans tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Koçak, A., Avcı, N., 2003. Bakırtepe-Çetinkaya-Kangal-Sivas altın aramaları ön etüt raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:10620, Ankara (yayımlanmamış).

- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19(1), 65-78.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, İ., Uysal, Ş., 1981. Munzur Dağlarının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No:6995, Ankara (yayımlanmamış).
- Revan, M. K., Genç, Y., 2003, Malatya-Yeşilyurt Altınlı Florit Cevherleşmesi: Toroslarda Paleokarst Tipi Bir Yatak. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 27(2), 76-93.
- Revan, M. K., Genç, Y., Dumanlılar, Ö., 2003, Malatya-Yeşilyurt: Altınlı Florit Cevherleşmeleri, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 118.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, Min. Soc. Am. Rev. in Min., v.12, 646p.
- Sayar, C., Gültekin, A.S., 1993. Kangal (Sivas) çevresi yeşilşist fasiyesinde Devoniyen-Karbonifer Brakiyopodları. 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bild.,iri Özleri, s.136.
- Stephenson, P.R., Vann, J., 2001. Common sense and good communication in mineral resource and ore reserve estimation. In Mineral Resource and Ore Reserve Estimation – The AusIMM Guide to Good Practice. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: Melbourne, 13-20.
- Stone, J.G., Dunn, P.G., 1996. Ore Reserve Estimates in the Real World. Society of Economic Geologists Special Publication, Littleton.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

- Tekin, Z., Keskin, Ö., Ak, S., Koçak, A., Avcı, N., 1993. Sivas-Divriği-Kangal Alacahan Yöresinin Jeokimyasal Prospeksiyon Raporu. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Rapor No: 9915, Ankara.
- Uçurum, A., Usman, A., Lechler, P.J., Arehart G.B., Molnar, F., 2007. Geology, Geochemistry, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Iron Oxide-Gold Mineralization in Bakırtepe, Kangal-Sivas, East-Central Turkey, International Geology Review, 49(8), 753-767, doi: 10.2747/0020-6814.49.8.753.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayalarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40(2), 1-16.
- Yılmaz, H., Yılmaz, A., 2004. Divriği (Sivas) yöresinin jeolojisi ve yapısal evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 47,13-45.



Yerbilimleri, 2019, 40 (2), 168-189, DOI:10.17824/yerbilimleri.508154
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Yansıma Seyahat Zamanı Tomografisi: İzmir Körfezi için Örnek Bir 2B Çalışma

Reflection Traveltime Tomography: A 2D case study from Gulf of Izmir (Turkey)

ZEHRA ALTAN ^{1*}, NESLİHAN OCAKOĞLU ¹, GUALTIERO BÖHM ²

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469 İstanbul, Türkiye

² Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), 34010 Sgonico (TS), Italy

Geliş (*received*): 4 Ocak (January) 2019 Kabul (*accepted*): 25 Temmuz (July) 2019

ÖZ

Bu çalışma kapsamında, İzmir Körfezi Foça açıklarında toplanan çok kanallı bir sismik yansıma profiline, yansıma seyahat zamanı tomografisi yöntemi uygulanarak sahanın hız-derinlik modeli ilk kez ortaya çıkarılmıştır. Ham atış verileri, gürültülü izlerin ayıklanması, direk varışların kesilmesi, çentik filtreleme ve küresel genlik kazanımı gibi ön veri-işlem adımları uygulanarak iyileştirilmiştir. Önceki çalışmalarda rutin veri-işlem adımları kullanılarak elde edilen sismik göç kesitleri, bu çalışmada stratigrafik anlamda detaylı olarak yorumlanmış ve belirlenen ara yüzeyler, ön veri-işlem adımları uygulanmış atış kayıtları üzerinde işaretlenmiştir. Işın izleme ile hesaplanan seyahat zamanları, eşzamanlı yinelemeli yeniden yapılandırma (SIRT) yöntemiyle ters çözüm aşamasında kullanılarak lokal ara hızlar hesaplanmıştır. Her yinelemede elde edilen bu hızlar kullanılarak, ara yüzeylerin şekli ve derinliği ortaya çıkarılmıştır. Bu işlemler, seyahat zamanı rezidüelleri (işaretlenen ve hesaplanan seyahat zamanları arasındaki farklar) minimum olana kadar yinelenmiştir. Üretilen hız tomogramı, Foça açıklarında deniz tabanından itibaren yaklaşık olarak 1 km derinliğe kadar inen, beş farklı ara yüzey (H1-H5) ile birbirinden ayrılmış dört farklı sismik ünitenin varlığını ortaya koymuştur. Bu çökellerin P dalgası ara hızları yaklaşık 1.5-2.6 km/s'ler arasında değişmektedir. En altta yer alan akustik temel (H5), batıdan doğuya

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.508154>

 Zehra ALTAN zaltan@itu.edu.tr

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 34469 İstanbul, Türkiye ORCID 0000-0002-2355-4917

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, 34469 İstanbul, Türkiye ORCID 0000-0001-7641-2448

² Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale(OGS), 34010 Sgonico (TS), Italy ORCID 0000-0002-1234-392X

doğru 800 metrelere kadar derinleşerek bir havza geometrisi oluşturmakta; söz konusu havza doğuda ise 440 metrelere kadar sığlaşarak bir sırt yapısı ortaya koymaktadır.

Havza içerisinde yer alan çökel paketleri havza geometrisi ile uyumlu olarak batıdan doğuya doğru derinleşerek kalınlaşmaktadır. Bu çalışma, yansıma seyahat zamanı tomografisi yönteminin, yeraltının derinlik ortamında stratigrafik yapısının detaylı olarak ortaya çıkarılması ve tabakaların ara hız modellerinin elde edilmesinde başarılı sonuçlar ürettiğini göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Sismik Tomografi, Seyahat zamanı ters çözümü, SIRT algoritması, Minimum Dispersiyon, İzmir Körfezi.

ABSTRACT

In this study, reflection travelttime tomography has been carried out on a multichannel seismic reflection data in the İzmir Gulf to obtain a velocity-depth model of the study area for the first time. The time-migrated seismic sections were interpreted stratigraphically before reflection travelttime tomography application. The raw shot gathers improved by performing preliminary data-processing steps such as noise elimination by editing, muting, notch filtering and spherical gain recovery. Migrated seismic sections produced by using conventional data processing scheme in previous studies were interpreted stratigraphically in detail. The interfaces defined on the migrated time sections were picked on the improved common shot gathers. Travel times calculated by ray tracing were used during travel time inversion adopting SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) algorithm to estimate the local interval velocities. These interval velocities estimated in each iteration were used for calculating the shape and depth of the interfaces in the study area. The velocity field is updated by minimizing the travel time residuals. Tomogram revealed that the velocity model of a sedimentary sequence of four seismic units with a thickness of about 1 km in the offshore Foça that are separated by five different interfaces (H1-H5). The interval velocities of these sedimentary sequences vary between 1.5-2.6 km/s. The acoustic basement (H5) constitutes a basin geometry that deepens to 800 meters from west to east and gets shallow up to 440 meters in the east forming a ridge. In addition to this, the sediment units in the basins deepen from west to east in accordance with the basin geometry. The investigation provided that the reflection travelttime tomography method is a good tool to obtain stratigraphical properties of layers in depth and to estimate an accurate interval velocity model of the seismic unit.

Keywords: Seismic tomography, Travelttime Inversion, SIRT algorithm, Minimum dispersion, Gulf of Izmir.

GİRİŞ

Sismik yansıma yöntemi, yeraltının görüntüsünü en detaylı olarak ortaya koyan ve yerbilimlerinde yaygınca kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemin temel aşamalarından biri olan göç işlemi ile kaydedilen sismik veri yeraltındaki gerçek jeolojik konumuna taşınarak zaman ya da derinlik ortamında yorumlanmaya çalışılır. Sismik verilerin rutin veri işlemiyle elde edilen görüntüler genellikle zaman göçü kullanılarak çift yol seyahat zamanı ortamında üretilirler. Zaman göçü sonucu elde edilen çift yol seyahat zamanı kesitleri ortamın homojen olması (yanal yönde hız değişiminin olmaması) ve ara yüzeylerin, kaynak-alıcının bulunduğu seviyeye paralel olduğu varsayımına dayanmaktadır. Ancak gerçekte yeraltında çok daha karmaşık jeolojik yapılar (tuz domları, kıvrımlar, faylar vb.) mevcuttur ve kaynak-alıcı çalışma alanının topografyasından kaynaklı olarak her zaman ara yüzeylere paralel olmayabilir. İdealde istenen, elde edilen görüntülerin yapısal anlamda gerçeğe en yakın olması yani derinlik ortamında olmasıdır.

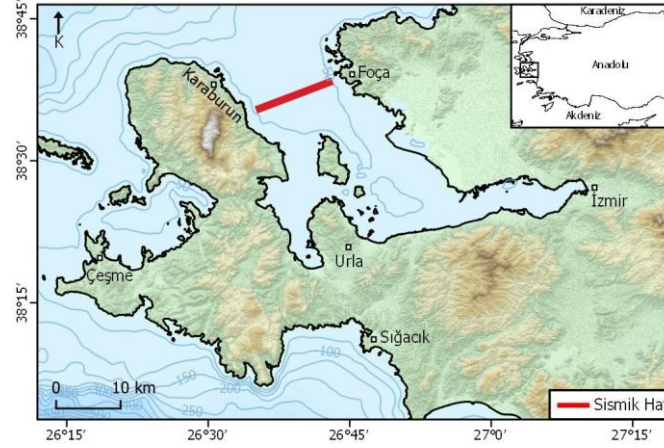
Derinlik dönüşümü, geleneksel veri-işlem yöntemleri ile elde edilen çift yol seyahat zamanı kesitlerinin derinlik ortamında incelenebilmesini sağlar. Derinlik dönüşümü çok genel bir terim olmakla birlikte, geçmişte geleneksel veri-işlem yöntemleri ile hızların bulunması, yığma öncesi zaman göçü uygulanmış kesitlerde sismik stratigrafik birimlerin yorumlanması, yorumlanan sismik stratigrafik birimleri birbirinden ayıran ara yüzeylere ait haritaların oluşturulması ve kuyu-kontrol atışlarından elde edilen hızlar kullanılarak derinlik dönüşümünün yapılması gibi bir dizi veri işlem adımı izlenerek gerçekleştirilmekteydi. Ayrıca kuyu-kontrol atışlarıyla elde edilen hız bilgisi kısıtlı ve her zaman güvenilir olmayabiliyordu. Gerçekleştirilecek olan derinlik dönüşümü ancak kullanılan hız modeli kadar iyi olabilir (Kessler vd., 2017). Günümüzde ise sayısal yeniden yapılandırma tekniği (ART-Algebraic Reconstruction Technique), eş zamanlı yinelemeli yeniden yapılandırma tekniği (SIRT-Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) ve sınırlandırılmış hız ile ters çözüm (CVI-Constrained Velocity Inversion) gibi geleneksel olmayan yöntemler kullanılarak doğruluğu yüksek hız modelleri elde etmek mümkün hale gelmiştir.

Sismik hız bilgisi yeraltı stratigrafisinin anlaşılmasında önemli bir rol oynar. Yüksek hızlar yeraltında volkanik kayalar, tuz domları vb. gibi sert kayaların varlığına işaret ederken nispeten daha düşük hızlar sedimanter ortamların göstergesidir (Bourbié vd. 1987). Sedimanter havzalarda ortaya konan göreceli düşük hızlar ise ekonomik yönden öneme

sahip hidrokarbon içeren ortamlara işaret edebilir. En doğru ve çözünürlüğü en yüksek hız bilgisi doğrudan kuyu ölçümleriyle elde edilebilir. Ancak kuyu ölçümleri oldukça maliyetli yöntemlerdir. Yeraltının gerçek hızlarına ulaşmak için sahada önceden açılmış kuyular ve bu kuyularda ölçülmüş hız bilgileri yok ise, sismik yansıma verilerinden yola çıkarak gerçekleştirilen sismik tomografi yöntemi daha az maliyet ile hız bilgisini verebilmektedir. Bu açıdan bakıldığında tomografi yöntemi ile geleneksel sismik yöntemlerden farklı olarak yinelemeli çözüm yaklaşımı ile yeraltının 2B ve/veya 3B tabakalı yapısına ait sismik ara hızlarına ve bu tabakaları birbirinden ayıran ara yüzeylerin derinliklerine ulaşmakta oldukça başarılı sonuçlar elde edilebilmektedir (Vesnaver, 1996; Vesnaver vd., 2000; Böhm vd., 2006; Böhm vd., 2009; Boehm vd., 2010; Rossi vd., 2011).

Çalışma alanı olarak seçilen İzmir Körfezi'nde (Şekil 1) daha önce yapılan çok kanallı sismik yansıma çalışmaları, körfezin havza-sırt geometrisini oluşturan akustik temel yapısını ve havza çökellerini yaklaşık 2.5 saniye derinliklere kadar ortaya koymuştur. Bu çalışmalar körfezin aktif tektoniğinden sorumlu pek çok doğrultu atımlı fayın varlığına da işaret etmiştir (Ocakoğlu, 2004; Ocakoğlu vd., 2005; Altan ve Ocakoğlu, 2016). Altan ve Ocakoğlu (2016), İzmir Körfezi iç kesimlerine doğru olası gaz içeren sıg sedimanların varlığını ortaya koymuştur. Körfezin devamında yer alan Batı Anadolu grabenlerinde ise yer yer hidrokarbon içeren havzaların varlığı önceki çalışmalar ile tespit edilmiştir (Çiftçi vd., 2004; Gürgey vd., 2007). Bölgedeki bu hidrokarbon arama faaliyetleri kapsamında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından 1987 yılında Foça açıklarında Foça-1 kuyusu açılmıştır. Fakat açılan kuyuda herhangi bir hidrokarbon bulgusuna rastlanmamıştır. Tüm bu çalışmalar göz önünde bulundurulduğunda, Batı Anadolu horst-graben yapısının İzmir Körfezi içerisindeki uzanımının ve geometrisinin derinlik ortamında araştırılması, havzaları dolduran çökel istifin stratigrafik anlamda detaylı incelenmesi ve bu istifi oluşturan her bir birimin P dalgası ara hız dağılımları ile kalınlıklarının ortaya çıkarılması büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışmada, önceki araştırmalar ile (Ocakoğlu, 2004) İzmir Körfezi'nde toplanmış olan bir grup çok kanallı sismik yansıma verisinden seçilen sismik yansıma hattına, seyahat zaman tomografi yöntemi uygulanarak yeraltının 2B hız-derinlik modeli detaylı olarak ortaya çıkarılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanı lokasyon haritası (Batimetri verisi GEBCO, topografya verisi ise NASA-Earthdata veritabanından alınarak yeniden üretilmiştir).

Figure 1. Study area and the location of the seismic profile (The bathymetry is reproduced from GEBCO database and the topography is reproduced from NASA-Earthdata database).

KULLANILAN VERİLER

Seyahat zamanı tomografi yöntemi uygulamasında kullanılan çok kanallı sismik yansıma verisi, MTA kurumu tarafından ITU-TUBITAK-MTA ortaklığında 2000 yılında yürütülen bir araştırma projesi kapsamında, İzmir Körfezi Foça açıklarında toplanmıştır (Şekil 1) (Ocakoğlu vd., 2005). Veri toplama parametreleri; 48 kanallı alıcı, 2 msn örnekleme aralığı, toplam 3 saniye kayıt uzunluğu, 25 m atış aralığı, 12.5 metre alıcı aralığı, 10 m alıcı kablo derinliği, 5 metre kaynak derinliği, 50 m minimum ofset ve 838 metre maksimum ofset şeklindedir.

YÖNTEM

Tomografi, kelime anlamı olarak dilim anlamına gelen “topos” ile çizmek anlamına gelen “graphos” kelimelerinin birleşiminden oluşmuştur ve “kesmek/dilimlemek” anlamlarına gelmektedir. Radon (1917) tarafından tomografinin temelleri atılmış olup, matematiksel olarak bir boyutlu doğrusal integralleri (projeksiyonları) bilinen bir objenin iki boyutlu görüntüsünün oluşturulabildiğini göstermiştir. Genellikle ışın geometrisinin ve veri dağılımının çok iyi olduğu medikal amaçlı araştırmalarda (Cormack 1963, 1964; Hounsfield 1972a,b) en iyi sonuçları veren tomografi, ilerleyen yıllarda farklı kullanım alanları da bulmuştur (Bracewell, 1956; DeRosier ve Klug, 1968; Lauterbur, 1973).

Tomografinin yerbilimleri problemlerine uygulanışı ilk olarak, sismik dalgaların ilk varış zamanlarını kullanarak karşılıklı iki kuyu arasındaki hız alanını görüntüleyen Bois vd. (1972) tarafından gerçekleştirilmiştir. Tomografi yöntemi, günümüze değin, farklı veri türleriyle (kırılma, yansıma vb.) araştırma imkânı tanıdığı için lokal ve global ölçekte yerbilimlerinin birçok alanında uygulama imkânı bulmuştur (Aki ve Lee 1976; Dziewonski vd. 1977; Dines ve Lytle 1979; Mason 1981; Anderson ve Dziewonski 1984; Worthington 1984; Bishop vd. 1985; Carrion vd. 1993; Hobro, Singh ve Minshull 2003; Operto vd. 2004; Battaglia vd. 2008; Zhang vd. 2009; Vesnaver vd. 2010). Tomografinin farklı alanlarda kullanılmasının bir sonucu olarak farklı türleri mevcuttur. Bu yöntemleri temelde ışın esaslı ve dalga formu esaslı olmak üzere ikiye ayırmak mümkündür. Bu çalışma kapsamında ışın esaslı yöntemlerden biri olan yansıma tomografisi yöntemi kullanılacaktır. Bu yöntemle sismik dalgaların seyahat zamanları kullanılarak ve yinelemeli ters çözüm yaparak ortama ait doğru hız dağılımının kestirilmesi ve en sığdaki ara yüzeylerden başlayarak en derindeki ara yüzeylere kadar en gerçekçi derinlik-hız modelleri üretilebilmektedir. Ayrıca hız dağılımının yanı sıra soğurulma ve porozite (Accaino vd., 2005) gibi farklı parametreleri de hesaplamak mümkündür.

Seyahat Zamanlarının İşaretlenmesi

Tomografi yönteminde kullanılan temel veri, sismik dalgaların seyahat zamanlarıdır. Seyahat zamanları, sismik kesitlerin stratigrafik yorumları sonucunda elde edilen seviyeler boyunca sayısallaştırılır. Bu yansıma seviyeleri, yeraltı tabaka sınırlarından yansıyıp gelen, izden ize takip edilebilen ve birbiri ile tutarlı desenlerdir (Bording vd., 1987).

Işın İzleme

Ortamdaki hız dağılımını bulabilmek için seyahat zamanlarının yanı sıra, bir ışın tarafından seyahat edilen mesafenin de bilinmesi gerekir. Bu nedenle ortamdaki enerji yayılımı, ışın izleme yöntemi ile modellenerek sentetik seyahat zamanları ve ışınların seyahat yolları hesaplanır. Çalışma kapsamında kullanılan CAT3D yazılımında, bir kaynak ve alıcı arasındaki ışın yolunu hesaplamak için minimum zamanlı ışın izleme yöntemi (Böhm vd., 1999) kullanılmaktadır.

Tomografik Ters Çözüm

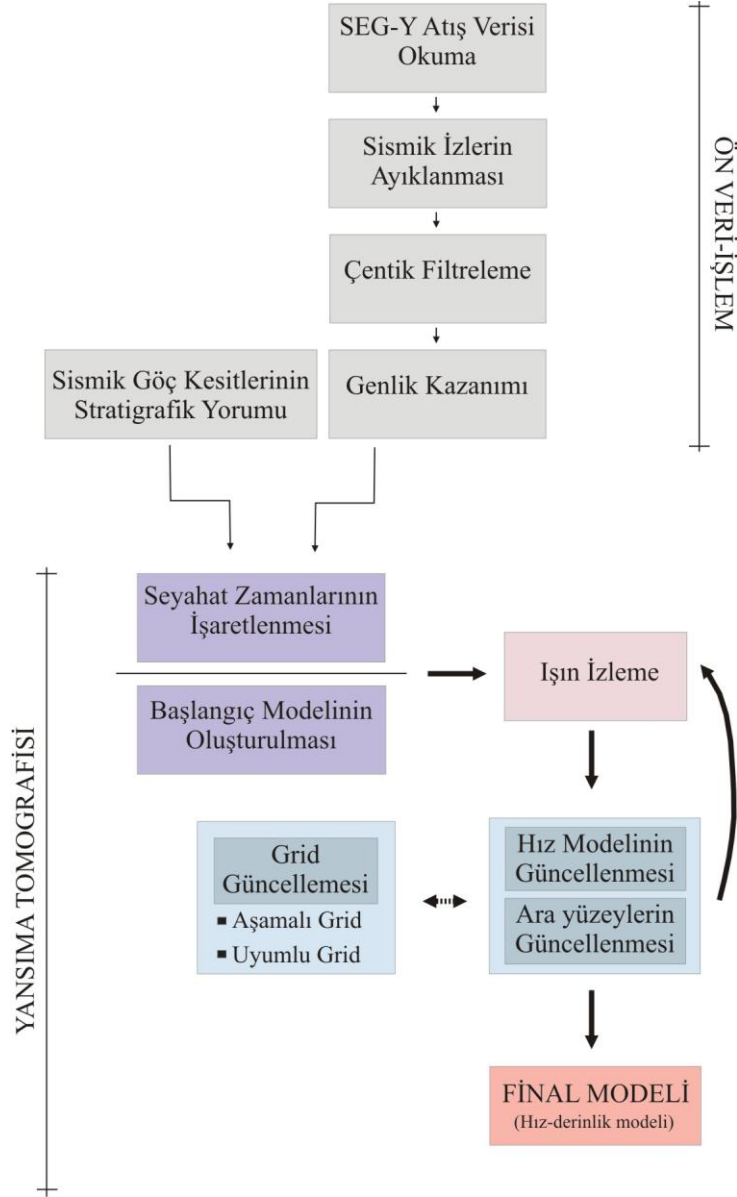
Seyahat zamanlarının ters çözümü, ışın izleme ile elde edilen ışınların geçtiği alanlardaki lokal sismik hızları kestirmemizi sağlar. ART ve SIRT algoritmalarından biri seyahat zamanlarının ters çözümü için kullanılabilir. Bu yöntemlerden ART ve SIRT, düşük hesaplama süresi ve her türlü kaynak-alıcı düzenine uyum sağlaması bakımından uygulamada daha çok tercih edilmektedir. Bu yöntemlerden SIRT yöntemi ise içlerinde en kararlı sonuçları üretmektedir (Lehmann, 2007). Bu yöntem, kestirilen tüm seyahat zamanı hatalarından kaynaklanan düzeltmelerin, yeni bir tahmini hız alanına ulaşmak için aynı anda yapıldığı, yinelemeli bir yeniden yapılandırma algoritmasıdır. İşlem sonuca tatmin edici bir yaklaşım sağlanana kadar tekrarlı bir şekilde devam ederek hız alanına ulaşır.

İşaretlenen seyahat zamanlarının ters çözümü, ardından da en sığdan en derine doğru ara yüzeylerin konumlarının belirlenmesi 'tabaka sıyırma yaklaşımı (Layer Stripping Approach, Bube ve Burridge, 1983)' esasına göre kestirilir. Tomografik veri-işlem sırasında tabakaların ve ara yüzeylerin ters çözümü ayrı ayrı yapılır. Her bir seviye için, homojen ve sabit hızları olan tabakalar ile yatay olarak tanımlanan ara yüzeylerden başlanarak yinelemeli bir akış izlenir. Her yinelemede, önce seyahat zamanları ters çözüm işlemine sokularak hız alanı güncellenir daha sonra ara yüzeylerin derinlik ve şeklini tahmin etmek için minimum dispersiyon algoritması kullanılır. Hız alanı, seyahat zamanı rezidüelleri minimum olana kadar SIRT algoritması kullanılarak güncellenir. Her bir yinelemede belirlenen bu hız, verilen ara yüzeyden geri yansıyan tüm olaylar için seyahat zamanı rezidüellerini derinliğe dönüştürmede kullanılır (Carrion vd., 1993). Bu elde edilen derinlik değerleri kullanılarak ara yüzeylerin yeni konumları belirlenir.

ÖN VERİ - İŞLEM ADIMLARI

Sismik veriler Şekil 2'de verilen akış diyagramına göre veri-işlem aşamalarından geçirilmiştir. Seyahat zamanı tomografi yöntemi ham atış verileri üzerinde seyahat zamanının işaretlenmesiyle başlar. Ham atış verileri üzerinden tomografik veri işleme başlamadan önce bazı ön veri-işlem aşamalarına ihtiyaç duyulmuştur. Bu aşamalardan ilki, ham atış verilerinde işaretlenecek yansıma seviyelerinin öncelikle sismik yansıma göç kesitlerinde yorumlanarak tespit edilmesidir. Diğer aşama ise ham atış verilerinde var olan ve veriden veriye değişen gürültülerin elimine edilerek, S/G oranını iyileştirmeyi amaçlayan

ön veri-işlem adımları uygulanmıştır. Böylelikle yansıma hiperbollerinin izden ize takibi ve sığdan derine doğru atış verilerinde seçilebilirliğin artırılması hedeflenmiştir.



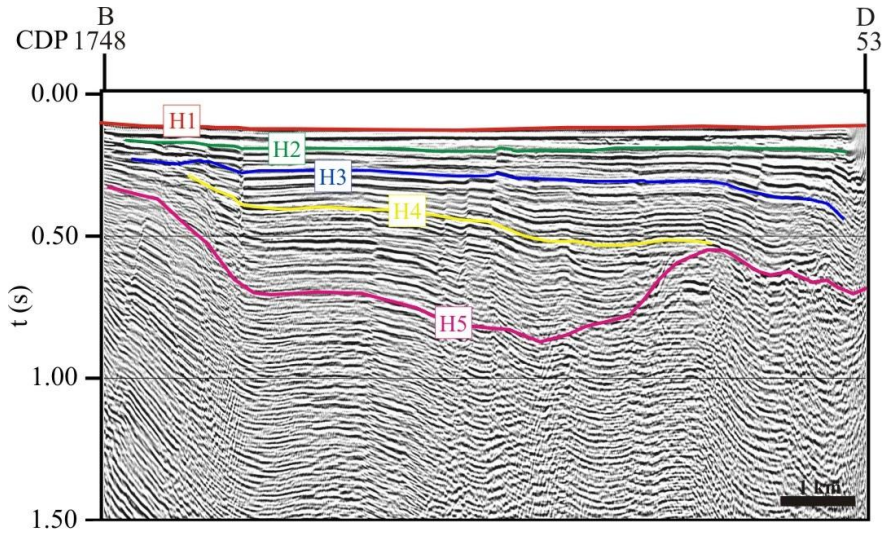
Şekil 2 . Yansıyan varışlar için seyahat zamanı tomografi yöntemi akış şeması.

Figure 2 . Scheme of the travel time tomography procedure for the reflected arrivals.

Zaman Ortamı Sismik Yansıma Kesitlerinin Yorumlanması

Bu aşamada, İzmir Körfezi Foça açıklarında toplanmış ve işlenmiş olan zaman ortamı sismik göç kesiti (Ocakoğlu, 2004), stratigrafik olarak yeniden yorumlanmıştır. Bu

yorumlamada havza sırt geometrisini oluşturan akustik temelin üst uyumsuzluk yüzeyi H5 ile, havzayı dolduran çökel paketleri ise, yer yer uyumsuzluk yüzeyleri veya yer yer takip edilebilen kuvvetli yansıma yüzeyleri ile H4, H3 ve H2 olarak isimlendirilmiştir. Deniz tabanı yansıma seviyesi ise H1 olarak işaretlenmiştir. Sismik stratigrafik yorumlama, sahada profil boyunca dört farklı ara yüzeyin (H2-H5), dört farklı çökel paketi (U1-U4) birbirinden ayırdığını göstermiştir (Şekil 3).



Şekil 3. Zaman ortamı sismik göç kesitinin stratigrafik olarak yorumlanması (Ocakoğlu, 2004'den değiştirilerek).

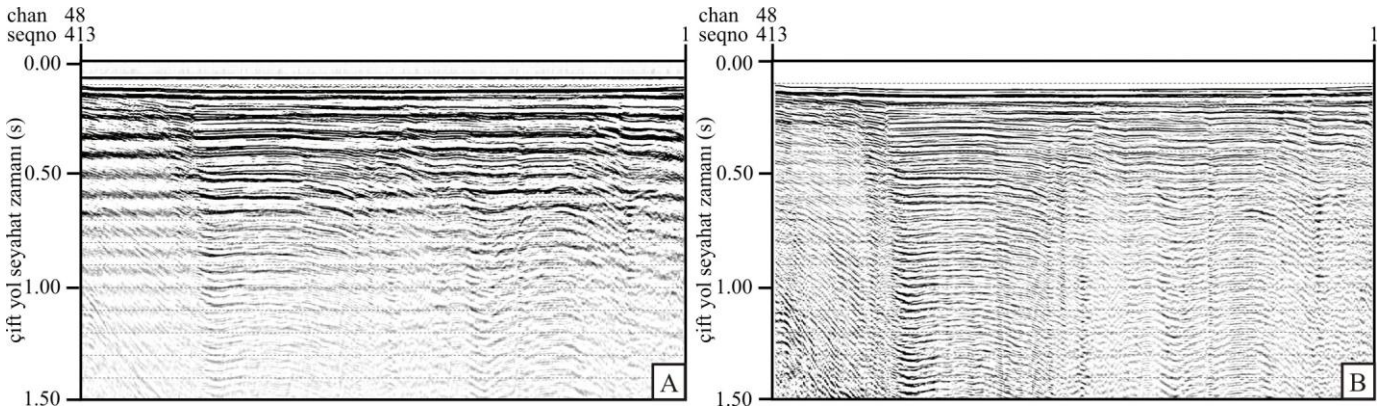
Figure 3. The stratigraphic interpretation of time migrated seismic section (After Ocakoğlu, 2004).

Sismik Yansıma Verilerinin Gürültülerden Arındırılması

Ham atış verilerinde gürültülerin bastırılması için öncelikle gürültülü izler ayıklanmıştır. Tüm sismik izler boyunca baskın olan ve sinyali maskeleyen 14 ve 15 Hz frekansına sahip gürültüler çentik filtreleme yapılarak veriden atılmıştır. Dalganın küresel yayılımından kaynaklanan, artan seyahat zamanıyla genliklerde oluşan kayıpları gidermek için ise, üstel bir fonksiyon ile tüm izlerdeki genlikler ölçeklenmiştir. Tüm bu işlemler verinin S/G oranını artırıp, işaretlenebilirliğini kolaylaştırırken, verinin sahip olduğu seyahat zamanlarına herhangi bir etki söz konusu olmamıştır (Şekil 4).

YANSIMA SEYAHAT ZAMANI TOMOGRAFİSİ UYGULAMASI

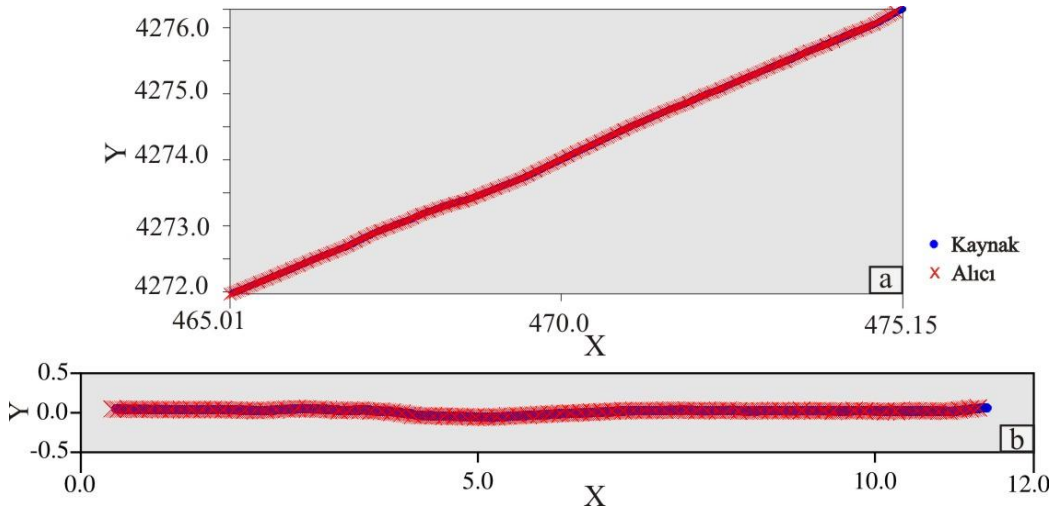
İzmir Körfezi Foça açıklarındaki çok kanallı sismik yansıma verilerine, Şekil 2'de verilen veri-işlem akış şemasına uygun olarak, yansıma seyahat zamanı tomografisi yöntemi uygulanmıştır. Yansıma seyahat zamanı tomografisi yönteminin uygulanması için sismik yansıma kesitinde yorumlanan (H1-H5) yansıma seviyeleri, ortak iz kesitlerine taşınmış, daha sonra ilgili seviyelerle ilişkili hiperboller, gürültülerden arındırılmış ortak atış kesitlerinde izden ize takip edilerek seyahat zamanlarının işaretlemesi yapılmıştır.



Şekil 4. Ham atış verilerine gürültülerin bastırılması için ön veri-işlem adımlarının uygulanmasından A) önce ve B) sonra sismik veri.

Figure 4. (A) Before and (B) after applying pre-processing to suppress noisy signals from raw shot gathers.

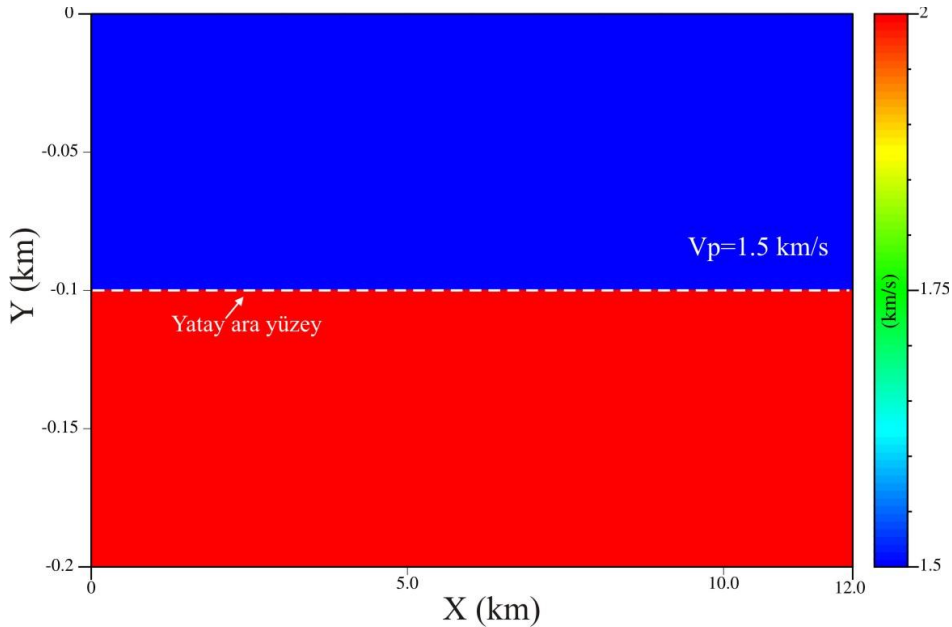
Tomografinin başlangıç aşamasında, ortak atış kesitlerinde toplamda 2065 seyahat zamanı işaretlenmiştir. Çalışma alanının yansıma tomografisi, beş ara yüzey ile ayrılan toplamda 130 adet hesaplama hücresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Her bir hesaplama hücresi, sismik hattın yaklaşık olarak 460 m'lik uzunluğunu temsil etmektedir. En sığda bulunan deniz tabanını temsil eden H1 seviyesinden başlanarak kaynak-alıcı geometrisi tanımlanmıştır. Şekil 5a'da gösterilen H1 seviyesine ait kaynak-alıcı geometrisinde sismik verilerin toplanma düzeninden kaynaklanan, verinin olmadığı bazı alanlar (gri renkli alanlar) bulunmaktadır. Tomografik çözümün güvenilirliğini ve çözünürlüğünü düşürmemek için herhangi bir bilginin olmadığı bu alanların etkisi veriden çıkarılmıştır. Böylelikle grid hücrelerinin, ışın yolu geometrisine göre daha iyi dağılımı sağlanmıştır (Şekil 5b).



Şekil 5. Sismik hatta uygulanan koordinat rotasyonu; a. Hattın orijinal pozisyonu, b. Döndürülmüş geometri.

Figure 5. Coordinate rotation applied to seismic line; a. Original position, b. Rotated geometry.

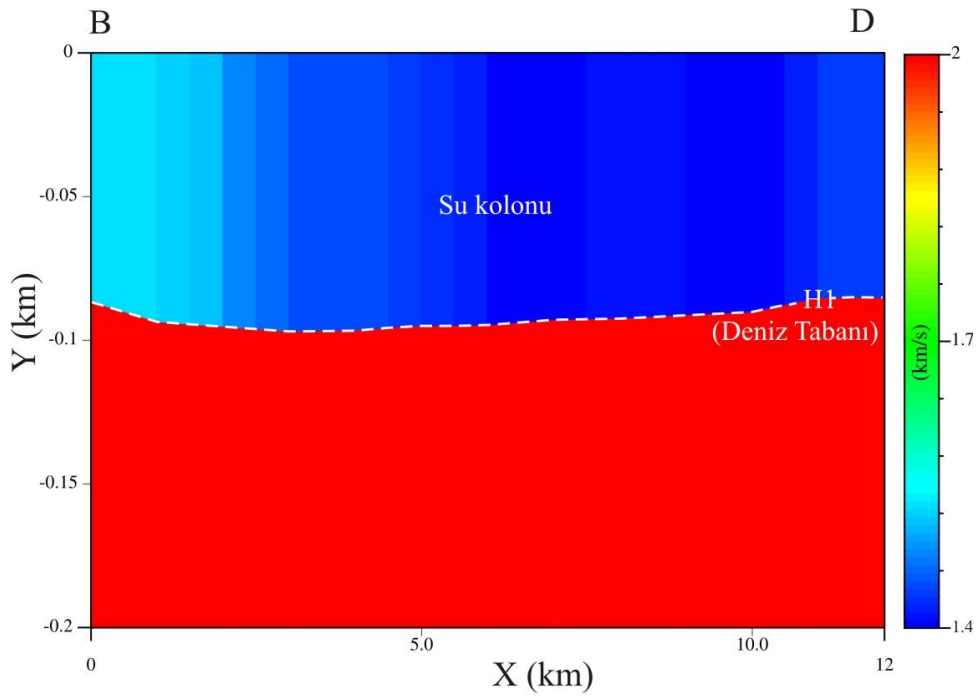
Başlangıç modeli için, homojen ve sabit 1.5 km/s P dalga hızına sahip bir tabaka ile yaklaşık olarak 0.1 km derinlikte yatay bir ara yüz tanımlanmıştır (Şekil 6). Seçilen 2B sismik hattın uzunluğu yaklaşık 12 km'dir. Su kolonunu temsil eden ilk tabaka 13x1 grid hüresine sahip dörtgen şekilli düzenli hücreler kullanılarak ayrıklaştırılmıştır.



Şekil 6. Tomografik ters-çözümde kullanılacak olan başlangıç modeli.

Figure 6. Initial model for tomographic inversion.

Belirlenen başlangıç modeli, ışın yollarının izlenmesinde kullanılır. Bu aşamada ters çözüm için kullanılan SIRT yöntemi ile, ilgili yinelemedeki ışın izleme ile elde edilen yansıma noktalarındaki lokal hızlar hesaplanır. Her bir yinelemedeki seyahat zamanı rezidüleri, lokal hızlar kullanılarak derinliğe dönüştürülür. Hesaplanan bu derinlik değerleri, her bir yansıma noktasının düşey koordinatına eklenerek, ters çözümü yapılan ara yüzeyin güncel konumu belirlenir. Daha sonra bu model kullanılarak yeni bir ışın izleme seyahat zamanı ters çözümü gerçekleştirilir. Böylece, her bir yinelemede bir önceki yinelemeye göre hem hız alanının hem de ara yüzeyin iyileştirildiği yeni bir model elde edilir (Şekil 7).

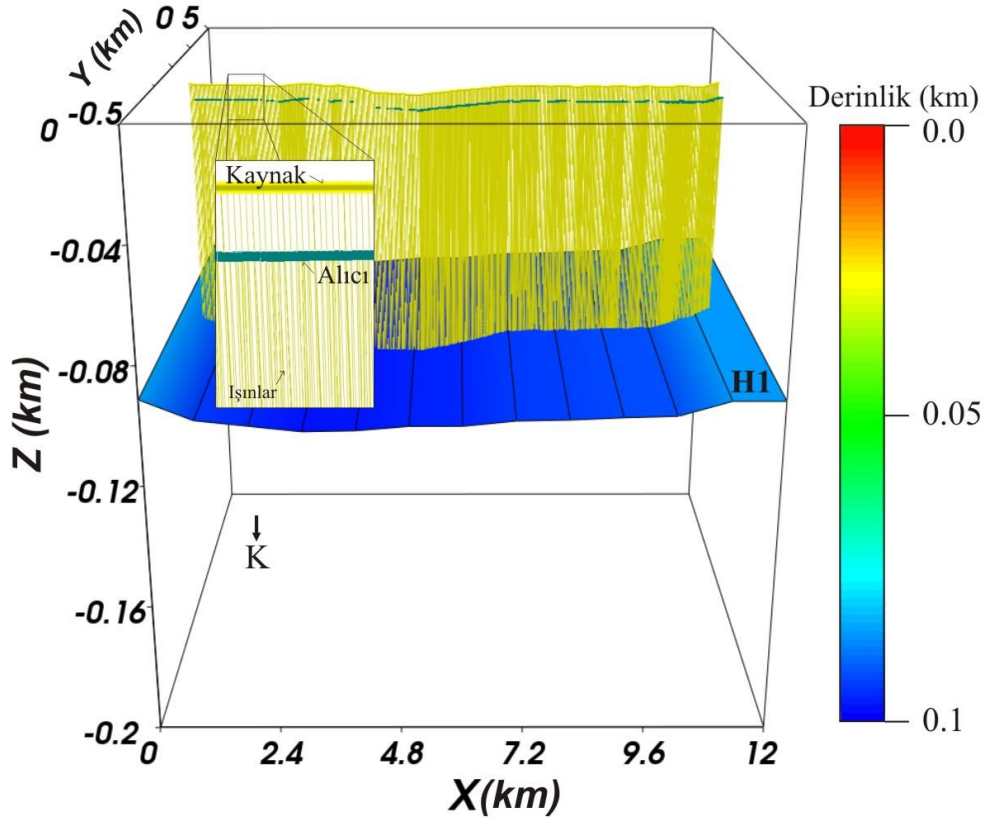


Şekil 7. 15 yineleme sonunda su kolonu için elde edilen hız tomogramı (kırmızı ile gösterilen tabaka için ters çözüm yapılmamıştır).

Figure 7. Velocity tomogram for water column after 15 iterations (the layer represented by red color is not inverted).

Seyahat zamanı rezidüelleri minimum olana kadar ters çözümü yapılan tabakanın hız dağılımı ve ara yüzey konumu güncellenir. Ulaşılan son yinelemede bu tabakaya ait ara hız değerlerinin 1.4 km/s ile 1.54 km/s arasında değiştiği görülmüştür. Yanal yönde değişen bu hız dağılımı kullanılarak deniz tabanını temsil eden H1 ara yüzeyinden yansıyan tüm yansıma noktalarının konumları güncellenmiştir (Şekil 8).

Daha sonra, elde edilen çözümün gerçek modele yeterince yakınsayıp yakınsamadığını kontrol etmek için seyahat zamanı rezidüellerine bakılmıştır. Şekil 9a'da tüm kaynak-alıcı çiftleriyle ilişkili seyahat zamanı rezidüel haritası gösterilmektedir. Renk skalasında kırmızı renk pozitif rezidüel değerlerini, yeşil renk ise negatif rezidüel değerlerini göstermektedir. Şekil 9b'de ise tüm kaynak-alıcı çiftleri arasından örnek olarak seçilen 85. atışa ait zaman



Şekil 8. H1 ara yüzeyinin güncel konumu ve yansıyan olaylarla ilişkili ışın yolları.

Figure 8 . Shape and depth of H1 interface and ray paths associated to the reflected events.

rezidüelleri görülmektedir. Bu grafikte, yakın ofsete ait izlerde işaretlenen ve hesaplanan zaman değerleri arasında fark gözlenmezken; sadece çok uzak ofsetlerde %5'in altında bir fark görülmektedir. Şekil 9c'de, yüzde olarak rezidüel dağılımının Gauss tipi olduğu görülmektedir. Şekil 9d'de ise veri kalitesi hakkında fikir veren bazı istatistiksel parametrelerin, her bir ara yüzey güncellemesindeki değişimi verilmektedir. Şekil 9e'de tabakaların hız dağılımları hesaplanırken gerçekleştirilen yinelemelerden seçilen 10. yinelemede istatistiksel parametrelerin değişimi gösterilmektedir.

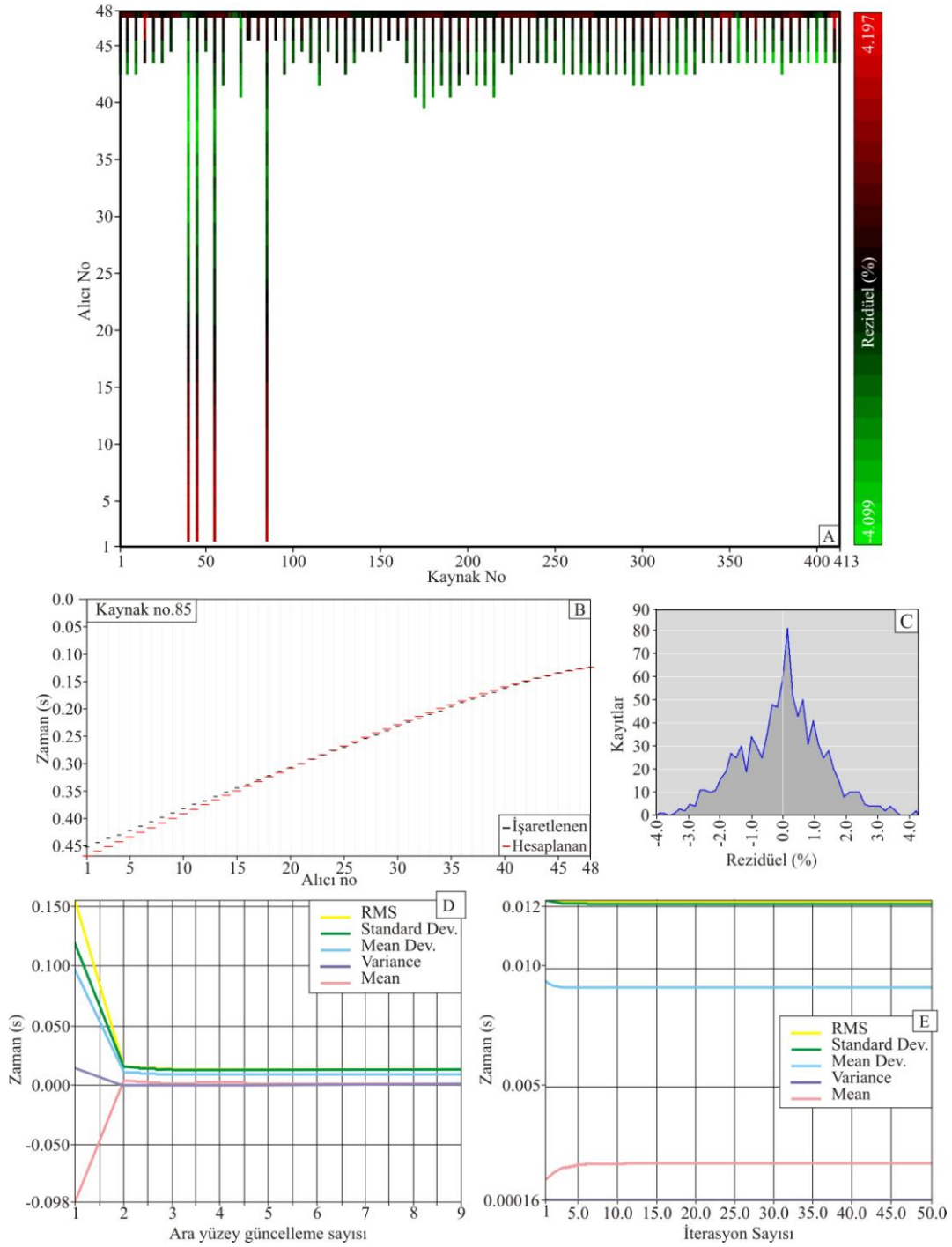
H1 ara yüzeyi ve üzerindeki tabakaya ait hız dağılımı için gerçekleştirilen tomografik ters çözümün güvenilirliği kontrol edildikten sonra; H2, H3, H4 ve H5 ara yüzeylerinin güncel konumlarını bulmak ve bu ara yüzeylerin arasında kalan çökel birimlerin hız dağılımlarını hesaplamak için yukarıda sözü edilen tabaka sıyırma yaklaşımı uygulanmıştır. Bu yaklaşım gereği, elde edilen model bir sonraki tabaka ve ara yüzeyin tomografik ters çözümünde başlangıç modeli olarak kullanılır. H2 ara yüzeyi ve bu ara yüzeyin üzerinde kalan çökel birimin yansıma tomografisi için Şekil 7'de gösterilen, H1 ara yüzeyi ve üzerindeki su kolonu için elde edilmiş hız modeli, başlangıç modeli olarak kullanılmıştır. Su kolonu altında kalan tüm tabakaların ters çözümleri sırasında hız kısıtlayıcı tanımlanması gerekmektedir. Bunun için Ocakoğlu (2004) tarafından rutin veri işlem sırasında elde edilen Karekök Ortalama Hızlarından (RMS-Root Mean Square Velocities) faydalanılmıştır. Şekil 2'de gösterilen yansıma tomografisi akış şemasında belirtilen adımlar sırasıyla her bir tabaka için uygulanarak, deniz tabanı ve akustik temel arasında kalan çökel birimlerin hız dağılımları ve H2, H3, H4 ve H5 ara yüzeylerinin derinlik ortamındaki değişimleri elde edilmiştir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, yansıma tomografisi yöntemi ile, İzmir Körfezi Foça-Karaburun açıklarının sismik stratigrafik özellikleri ve hız yapısı detaylı olarak araştırılmış ve yaklaşık olarak 1 km derinliklere kadar ara yüzey derinlikleri ilk kez ortaya çıkarılmıştır.

Foça-Karaburun açıklarında BGB-DKD uzanımlı yaklaşık 12 km uzunluğundaki çok kanallı sismik yansıma profili sismik stratigrafik olarak yorumlanmıştır. Yorumlamalar zaman ortamı sismik göç işlemi uygulanmış sismik kesit üzerinde yapılmıştır. Stratigrafik olarak sahada farklı yansıma şekillenmelerine sahip dört farklı yansıma paketi (U1-U4), birbirlerinden dört uyumsuzluk yüzeyi (H2-H5) ile ayrılmıştır (Şekil 3). Yorumlanan bu ara yüzeylere yansıma seyahat zamanı tomografisi yöntemi uygulanarak akustik temel ile deniz tabanı (H1)

arasında kalan çökel birimlerin detaylı hız-derinlik modeli elde edilmiştir (Şekil 10).

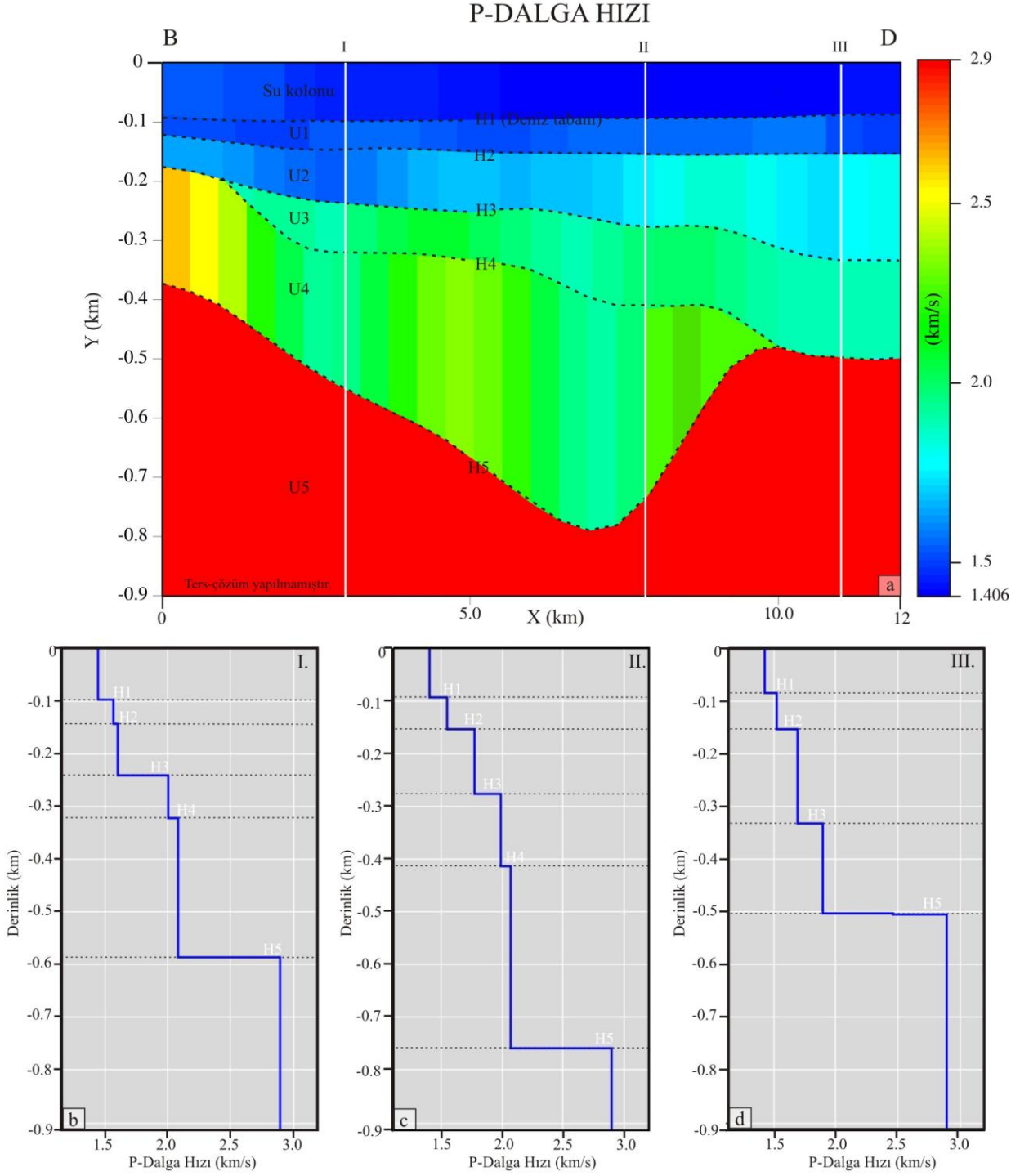


Şekil 9. a) Tüm kaynak-alıcı çiftleriyle ilişkili zaman rezidüellerinin haritası, b) 85 no'lu kaynakla ilişkili zaman rezidüelleri, c) Yüzde olarak rezidüel dağılımı d) Veri kalitesi hakkında fikir veren bazı istatistiksel parametrelerin, her bir ara yüzey güncellemesindeki değişimi e) Tabaka hız dağılımı için gerçekleştirilen 10. yinelemede istatistiksel parametrelerin değişimi.

Figure 9. a) Map of the time residuals associated to all the source-receiver couples, b) Time residuals associated to a single source, c) Plot of the residual distribution in percentage, d) Statistical parameters set at each interface update, e) Same statistical parameters at the 10th iteration for velocity field update.

Toplamda 15 yineleme sonucunda elde edilen hız tomogramı detaylı incelendiğinde, deniz tabanı üzerinde bulunan su kolonunun P dalgası ara hız değerinin 1.4-1.53 km/s arasında değiştiği görülmüştür. Deniz tabanı ile H2 ara yüzeyinin arasında kalan çok ince bir çökel istifine sahip U1 biriminin hızı ise 1.5-1.58 km/s arasında değişmektedir. Bu birimin hemen altında bulunan U2 istifi, 1.6-1.96 km/s arasında değişen hızlara sahiptir. H3 ve H4 ara yüzeyleri, ara hız değerleri 1.89-2.07 km/s aralığında değişmekte olan U3 çökel birimini sınırlamaktadırlar. Son olarak akustik temelin üzerinde, H4 ve H5 seviyeleri arasında kalan U4 biriminin ise 1.8-2.7 km/s arasında değişen ara hızlara sahip olduğu görülmüştür. Sismik profil boyunca 3.5 km, 8 km ve 11 km uzaklıkta alınan düşey 1B hız fonksiyonlarında yanal yöndeki ara hız değişimi görülmektedir (Şekil 10b-10d). Ara hızlar, deniz tabanından itibaren akustik temele kadar derinlikle artmaktadır.

Yansıma tomografisi sonucu her bir yinelemede elde edilen hız dağılımları kullanılarak ara yüzeylerin derinlik ekseninde konumları ve üst yüzey morfolojileri güncellenmiştir. Şekil 11'da elde edilen final yeraltı modelinde ara yüzeylerin derinlik değişimleri gösterilmektedir. Bu ara yüzeylerden en sığda yer alan ve deniz tabanını temsil eden H1 seviyesi, görece düz bir deniz tabanı morfolojisi ortaya koyarak, profil boyunca batıdan doğuya doğru yaklaşık 90 m'den 97 m'ye derinleşmektedir. Tabanın hemen altındaki iki farklı çökel istifi birbirinden ayıran H2 ara yüzey morfolojisi, deniz tabanı ile benzerlik göstermektedir. Bu ara yüzey hattının batısında yaklaşık olarak 125 m derinliklerde iken; doğuya doğru yaklaşık 155 m derinliğe ulaşmaktadır. Değişen bu derinlik değerleri H1-H2 ara yüzeyleri arasındaki çökel istifinin göreceli olarak doğuya doğru kalınlaştığını göstermektedir. H3 ara yüzeyi ise H1 ve H2 ara yüzeylerine göre ondülasyonlu bir morfolojiye sahiptir. Bu uyumsuzluk yüzeyi hattının batısında 184 m derinlikte iken doğuya doğru 335 m derinliklere ulaşmaktadır.



Şekil 10. a) Sismik yansıma profiline uygulanan yansıma tomografisi sonucu elde edilen hız tomogramı (kırmızı ile gösterilen tabaka için ters çözüm yapılmamıştır), b) X=3.5 km'de alınan 1B düşey P dalgası hız fonksiyonu, c) X=8 km'de alınan 1B düşey P dalgası hız fonksiyonu, d) X=11 km'de alınan 1B düşey P dalgası hız fonksiyonu.

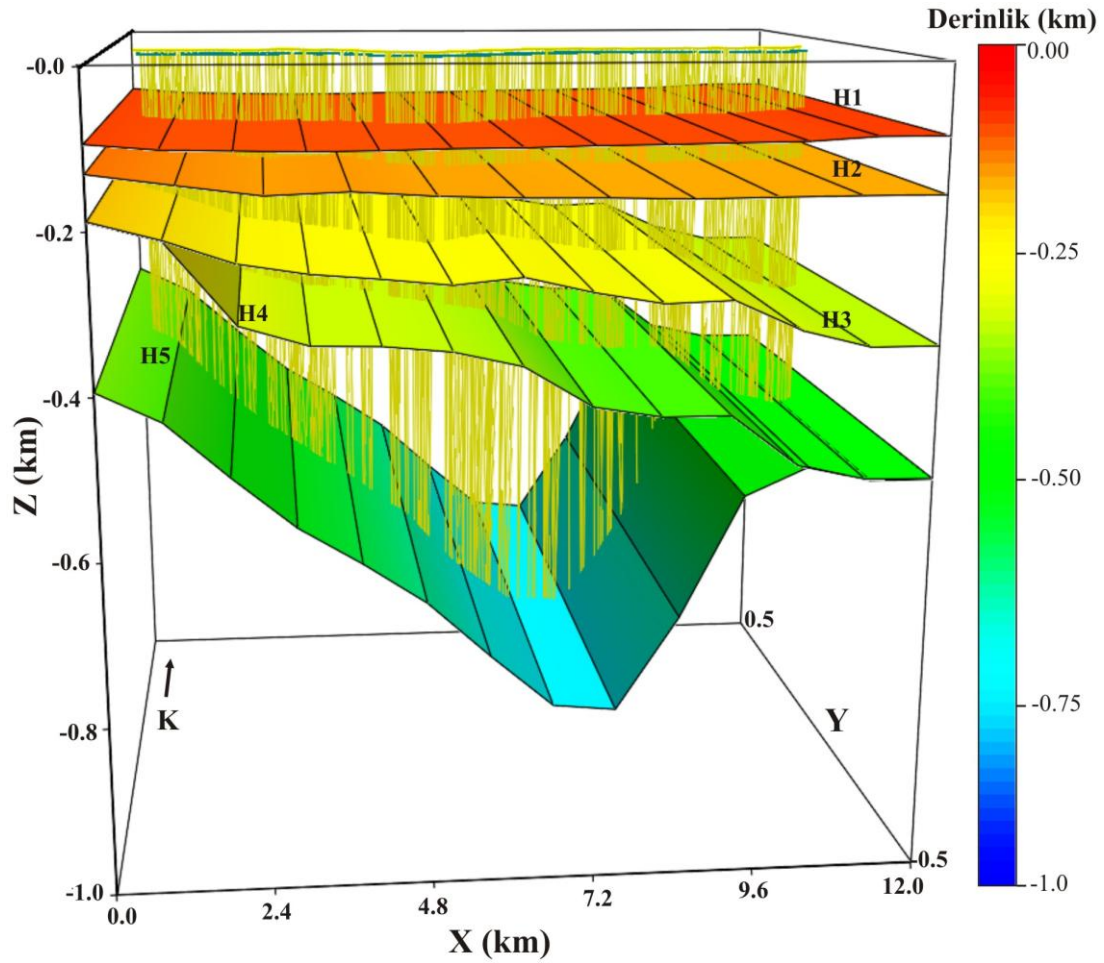
Figure 10. a) Velocity tomogram of the seismic line by reflection tomography (the layer represented by red color is not inverted), b) 1D vertical velocity function at X=3.5 km, c) 1D vertical velocity function at X=8 km, d) 1D vertical velocity function at X=11 km.

Bu durum H2-H3 arasında kalan çökel birimin batıdan doğuya doğru kalınlaştığını göstermektedir. Bu çökel istif batıda H4 ara yüzeyine yaslanarak sonlanmaktadır. H4

uyumsuzluk yüzeyi; H3 ara yüzeyine benzer şekilde ondülasyonlu bir morfolojiye sahip olup doğuya doğru derinleşerek yaklaşık 400 m' lerde H5 ara yüzeyine yaslanarak sonlanmaktadır. Bu durum H3-H4 arasındaki çökelen birimin de üzerindeki diğer birimler gibi doğuya doğru göreceli olarak kalınlaştığını göstermektedir. Çalışma sahasında en derinde bulunan akustik temelin üst yüzey morfolojisi ise (H5) geometrik olarak sahada en fazla değişim gösteren uyumsuzluk yüzeyidir. H5 ara yüzeyi batıdan doğuya doğru derinleşerek bir havza geometrisi oluşturmakta; daha sonra aniden sığlaşarak en doğuda bir sırt yapısının varlığını ortaya koymaktadır. Havzanın batıda derinleştiği kısma doğru tomografik sonuçlar 340 metre derinlikleri gösterirken, havzanın en derin olduğu orta kısmında derinlik 800 metreye ulaşmaktadır. Doğuya doğru havzayı takip eden sırt yapısı ise sığlaşarak yaklaşık 400 metre derinliktedir. Bu sonuçlar ile İzmir Körfezi içerisinde Karaburun-Foça arasında yaklaşık GB-KD uzanımlı, batıdan doğuya derinleşen bir havza geometrisi ve bu havzayı dolduran çökel istifin hız-derinlik modeli detaylı olarak ortaya konmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma İstanbul Teknik Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (Proje no: 39685) desteğiyle gerçekleştirilmiştir. Sismik veriler 2000 yılında TÜBİTAK 100Y084 no.lu Araştırma Projesi kapsamında ve TÜBİTAK-İTÜ-MTA ortaklığında, MTA kurumu tarafından toplanmıştır. Yazarlar verilerin toplanmasındaki katkılarından dolayı proje yürütücüsüne ve ilgili kurumların koordinatörlerine teşekkür ederler. Çalışma kapsamında CAT3D yazılımının kullanılmasına izin verdiği için İtalya, "Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS)" kurumuna teşekkür ederler. Ayrıca yazarlar makalenin gelişmesindeki katkılarından dolayı dergi editörlerine ve hakemlerine teşekkür ederler. Çalışma kapsamında gösterilen haritalardan bazıları Qgis 3.2 Bonn açık kaynaklı yazılımı kullanılarak hazırlanmıştır.



Şekil 11. Yorumlanan beş ara yüzeyin yansıma tomografisi sonucunda elde edilen şekil ve derinlikleri ile bu derinliklerin güncellenmesinde kullanılan yansıyan olaylarla ilişkili ışın yolları.

Figure 11. Ray paths associated with the reflected events used for the updating the depths and the shapes of the interpreted five horizons by reflection tomography.

KAYNAKLAR

- Accaino, F., Böhm, G., Brancolini, G., 2005. Analysis of Antarctic glaciations by seismic reflection and refraction tomography. *Marine Geology*, 216, 145-154.
- Aki, K., Lee, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using P arrival times from local earthquakes: 1.A homogeneous initial model. *J. Geophys.Res.*, 81, 4381-4399,123.
- Altan, Z., Ocakoğlu, N., 2016. Shallow seismic study of the geothermal areas in the Gülbahçe Bay and İzmir Gulf (Aegean Sea, Western Turkey). *Mar. Geop. Research*, 37 (4), 297-311.
- Anderson, D.L., Dziewonski, A.M., 1984. Seismic tomography. *Scientific American*, 251, 60-68.

- Battaglia, J., Zollo, A., Virieux, J., Dello Iacono, D., 2008. Merging active and passive data sets in travelttime tomography: the case study of Campi Flegrei caldera (Southern Italy). *Geophys. Pros.*, 56, 555–573.
- Bishop, T.N., Bube, K.P., Cutler, R.T., Langan, R.T., Love, P.L., Resnick, J.R., Shuey, R.T., Spindler, D.A., Wyld, H.W., 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media. *Geophysics*, 50, 903–923.
- Bois, P., LaPorte, M., LaVergne, M., Thomas, G., 1972. Well-to-well seismic measurements. *Geophysics*, 37, 741-480.
- Bording, R.P., Gersztenkorn, A., Lines, L.R., Scales, J.A., Treitel, S.T., 1987. Applications of seismic travelttime tomography. *Geophys. J.R. astr. S.*, 90, 285-303.
- Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B., 1987. Acoustics of porous media. Institut Français du Pétrole Publications, Paris (syf. 240).
- Böhm, G., Rossi, G., Vesnaver, A., 1999. Minimum time ray tracing for 3D irregular grids. *J. Seism. Explor.*, 8, 117–131.
- Böhm, G., Accaino, F., Rossi, G., Tinivella, U., 2006. Tomographic joint inversion of first arrivals in a real case from Saudi Arabia. *Geop. Prospecting*, 54, 721-730.
- Böhm, G., Oçakoğlu, N., Picaotti, S., De Santis, L., 2009. West Antarctic Ice Sheet evolution: New insights from a seismic tomographic 3D depth model in the Eastern Ross Sea (Antarctica). *Marine Geology*, 266, 109-128.
- Boehm, G., Francese, R., Giorgi, M., 2010. Bedrock detection from an integrated procedure of refraction analysis and tomographic inversion of the first arrivals. The 16th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics of the Near Surface Geoscience Division of EAGE, Zurich, Switzerland, Abstracts, p41.
- Bracewell, R.N., 1956. Strip integration in radio astronomy. *Australian J. of Physics*, 9, 198-217.
- Bube, K.P. and R. Burridge, 1983. The one-dimensional inverse problem of reflection seismology. *SIAM Review*, 25, 497-559.
- Carrion, P., Boehm, G., Marchetti, A., Pettenati, F. ve Vesnaver, A., 1993a. Reconstruction of lateral gradients from reflection tomography. *J. Explor. Seism*, 2, 55-67.
- Çiftçi, N. B., Temel, R. O. ve Terzioğlu, N. M., 2004. Neogene stratigraphy and hydrocarbon system of the region surrounding the Gulf of Edremit, NW Anatolia, Turkey. *Bulletin of Turkish Association of Petroleum Geologists*, 16, 81–104.
- Cormack, A.M., 1963, Representation of a function by its line integrals with some radiological applications. *J. Appl. Phys.*, 34, 2722-2727.

- Cormack, A.M., 1964. Representation of a function by its line integrals with some radiological applications. II. J. Appl. Phys., 35, 2908-2913.
- DeRosier, D.J., Klug, A., 1968. Reconstruction of three dimensional structures from electron micrographs. Nature, 217, 130-134.
- Dines, K. A. ve Lytle, R. J., 1979. Computerized geophysical tomography. Proceedings of the IEEE, 67(7): 1065-1073.
- Dziewonski, A.M., Hager, B.H., O'Connell, R.J., 1977. Large-scale heterogeneities in the lower mantle. J. Geophysical Res., 82(2), 239-255.
- Gilbert, P.F.C., 1972. An iterative method for three-dimensional reconstruction of an object from projections. J. Theor. Biol., 36, 105-117.
- Gürgey, K., Simoneit, B. R. T., Bati, Z., Karamanderesi, I. H., ve Varol, B., 2007. Origin of petroliferous bitumen from the Buyuk Menderes-Gediz geothermal graben system, Denizli-Saraykoy, western Turkey. Applied Geochemistry, 22, 1393–1415.
- Hobro, J. W. D., Singh, S.C., Minshull, T.A., 2003. Three-Dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltime data. Geophysical Journal International, 152 (7), 79-93.
- Hounsfield, G.N., 1972a. A method of and apparatus for examination of a body by radiation such as X-ray or gamma radiation. Patent Specification, 1283915.
- Hounsfield, G.N., 1972b. Computerized traverse axial scanning (tomography) Part I: Description of system. British J. Radiology, 46, 1016-1022.
- IOC, IHO ve BODC, 2003. "Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas", published on CDROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans; British Oceanographic Data Centre, Liverpool.
- Kessler, D., Kosloff D., Codd, J., Bartana, A., 2017. Depth Imaging-More than PSDM. The 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (31 July-3 August), Rio de Janerio, Brazil.
- Lauterbur, P.C., 1973. Image formation by induced local interactions: Examples employing nuclear magnetic resonance. Nature, 242, 190-191.
- Mason, I.N., 1981. Algebraic Reconstruction of a two-dimensional velocity inhomogeneity in the High Hazles seam of Thoresby Colliery. Geophysics, 46, 298-308.
- NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS), Copernicus Sentinel data [2018]. Retrieved from ASF DAAC [1.10.2018], processed by ESA.

- Ocakoğlu, N., 2004. İzmir k6rfezi ve Alaçatı-Doğanbey-Kuşadası açıkları aktif tektoniğinin sismik yansıma verileri ile incelenmesi. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2005. Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155-171.
- Operto S., Ravaut C., Improta L., Virieux J., Herrero A. ve Dell'Aversana P., 2004. Quantitative imaging of complex structures from dense wide-aperture seismic data by multiscale travelttime and waveform inversions: a case study. *Geophysical Prospecting*, 52, 625-651.
- QGIS Development Team, 2018. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>.
- Radon, J., 1917. Über die Bestimmung von Funktionen durch Integralwerte langsgewisser Manigfaltigkeiten. *Ber.sachs. Akad der Wiss.*, 69, 262-277.
- Rossi, G., Böhm, G., Madrussani, G., 2011. Tomographic inversion of ocean bottom seismograph (OBS) data: Problems and solutions applied to the NW Svalbard Hydratech data set. *Computers & Geosciences*, 37, 1535-1544.
- van der Sluis, A and van der Vorst, H. A., 1987. Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems. In: *Seismic Tomography with applications in global seismology and exploration geophysics* (ed G. Nolet). D. Riedel Publishing Co, Dordrecht.
- Vesnaver, A., 1996. The contribution of reflected, refracted and transmitted waves to seismic tomography: a tutorial1. *First Break*, 14 (5), 159-168.
- Vesnaver, A., Böhm, G., Madrussani, G., Rossi, G., Granser, H., 2000. Depth imaging and velocity calibration by 3D adaptive tomography. *First Break*, 18 (7), 303-312.
- Vesnaver, A., Lovisa, L., Böhm, G., 2010. Joint 3D processing of active and passive seismic data. *Geophys. Prospect.*, 58, 831–844.
- Worthington, M. H., 1984. An introduction to geophysical tomography. *First Break*, 22, 20-26.
- Zhang, H., Sarkar, S., Toksöz, N., Kuleli, H., Al-Kindy, F., 2009. Passive seismic tomography using induced seismicity at a petroleum field in Oman. *Geophysics*, 74(6), WCB57-WCB69.



Yerbilimleri, 2019, 40 (2), 190-209, DOI:10.17824/yerbilimleri.549104
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

İstanbul Avcılar Heyelanı Üzerinde VLF ve ERT Yer İletkenlik Modellerinin Kıyaslanması

Comparison of the VLF and ERT Geo-Electrical Models on the Avcılar Landslide (Istanbul, Turkey)

GÖKHAN KARCIOĞLU ^{1*}, RAFET ENDER ALEMDAR ¹, LEYLA EVGİ ¹

¹ İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34320 Avcılar İstanbul

Geliş (received): 5 Nisan (April) 2019 Kabul (accepted) : 26 Temmuz (July) 2019

ÖZ

VLF ve ERT yöntemleri, yerin ilk birkaç on metresindeki iletkenlik dağılımının araştırılmasında sıklıkla kullanılmaktadır. VLF yöntemi, hızlı ve düşük maliyetli ölçü alınmasına olanak sağlamaktadır, ancak, az sayıda ve nispeten dar bir frekans aralığında ölçü alınması, ERT yöntemine göre düşük derinlik erişimi sunmaktadır. Bu nedenle, ERT yöntemi, genelde önemli iletkenlik karşıtlıklarının görüldüğü heyelanlı ortamlarda en çok kullanılan yöntemler arasındadır.

Heyelanlar üzerinde VLF verilerinin 2B ters çözüm sonuçlarının ne kadar başarılı sonuçlar sağladığının araştırılması için İstanbul Avcılar heyelanı üzerinde paralel iki hat üzerinde VLF-EM ve ERT ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca VLF-EM hattının kuzeydoğu ucunda VLF-R verileri de toplanmıştır. Toplanan veriler, birbirinden bağımsız olarak 2B yuvarlatıcılı ters çözüm algoritmaları ile modellenmiş ve yorumlanmıştır.

Sonuçlara göre, heyelan içerisindeki iletkenler ve kayma düzlemi VLF yöntemi ile belirlenebilmiştir. Buna göre, kayma düzlemini teşkil eden Gürpınar formasyonunun iletken killeri 15-20 m derinde tespit edilmiştir. VLF-EM yöntemi, yatay iletkenlik değişimlerin duyarlı olduğundan, yüzeyi kaplayan iletken alüvyon VLF-EM verileri ile belirlenememiştir. Çalışma alanının kuzeydoğu bölümünde, Gürpınar formasyonunun killerin yeryüzüne yaklaştığı hem ERT hem de VLF-EM yöntemi ile belirlenmiştir. Çalışma alanının kuzeydoğu ucunda alüvyon örtü ve ~3-10 m derindeki iletken killer VLF-EM modelinde birbirinden ayıramamıştır. Buna karşın, VLF-R ölçümleri ile daha yüksek düşey ayrımlılık elde edilebildiğinden, bu iletkenlerin başarılı bir şekilde birbirinden ayrılması mümkün olmuştur.

Anahtar Kelimeler: VLF, ERT, 2B Ters Çözüm, Avcılar heyelanı.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.549104>

 Gökhan KARCIOĞLU gkarci@istanbul.edu.tr

¹ İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fak., Jeofizik Müh. Böl., 34320 Avcılar İstanbul , ORCID 0000-0002-5081-8113

¹ İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fak., Jeofizik Müh. Böl., 34320 Avcılar İstanbul , ORCID 0000-0003-3506-6248

¹ İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa, Mühendislik Fak., Jeofizik Müh. Böl., 34320 Avcılar İstanbul , ORCID 0000-0002-5355-8628

ABSTRACT

VLF and ERT methods are widely used for investigating the resistivity distribution in the first few ten meters of the earth. VLF method provides rapid and low-cost measurements; however, the low frequency count and the relatively narrow frequency band provide a lower depth of investigation, compared to that of the ERT method. Hence, ERT is amongst the most employed methods in the landslides areas where sharp resistivity contrasts are generally observed.

To investigate the performance of the 2D inversion results of the VLF data on landslide areas, VLF-EM and ERT measurements are acquired on two parallel profiles. Besides, VLF-R measurements are performed on the northeastern end of the VLF-EM profile. The measured data are modeled and interpreted individually, using 2D smooth inversion algorithms.

The results suggest that conductive zones and the sliding surface of the landslide are delineated using the VLF method. Accordingly, conductive clays of the Gürpınar formation, consisting of the sliding surface, are delineated between 15-20 m depth. Due to the sensitivity of the VLF-EM data to the horizontal conductivity differences, the conductive alluvium cover is not delineated from the VLF-EM data. In the northeastern part of the study area, clays of the Gürpınar formation are observed to be approaching to the surface, detected from both VLF-EM and ERT models. In the northeasternmost part of the study area, VLF-EM model failed to detect the alluvium cover separately from the conductive clays at ~3-10 m depth. However, due to the higher vertical resolution obtained from the VLF-R measurements, these conductors are successfully identified by the VLF-R model.

Keywords: *VLF, ERT, 2D inversion, Avcılar landslide.*

GİRİŞ

Çok Düşük Frekans elektromanyetik yöntem (VLF) ve Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT) yöntemleri, yerin sığ derinliklerindeki elektriksel özelliklerin araştırılmasında sıklıkla kullanılan jeofizik araştırma yöntemlerindedir. Bu iki yöntem de belirgin iletkenlik karşıtlıklarının (kontrast) gözlemlendiği heyelanlı sahalarda uygulanmaktadır.

VLF yöntemi, 15-30 kHz bandında çalışan, frekans ortamı uzak alan bir elektromanyetik (EM) araştırma yöntemidir. Frekans ortamı uzak alan EM yöntemlerde araştırma derinliği

ölçüm frekansına bağlı olarak değişmektedir. Ancak VLF bandı çok dar ve nispeten yüksek frekanslı olduğundan yöntemin araştırma derinliği düşüktür. Buna karşın, yere bir elektrot çifti ile akım vererek bu akım sonucu oluşan gerilimin başka bir elektrot çiftiyle ölçülmesi ile yer iletkenliği hakkında bilgi sağlayan ERT yöntemi daha kapsamlı bir derinlik çözünürlüğü sunmaktadır. Bu niteliğinden ötürü, ERT yöntemi heyelanlı sahalarda kayma düzleminin görüntülenmesi amacıyla en sık uygulanan yöntemlerden birisi olmuştur.

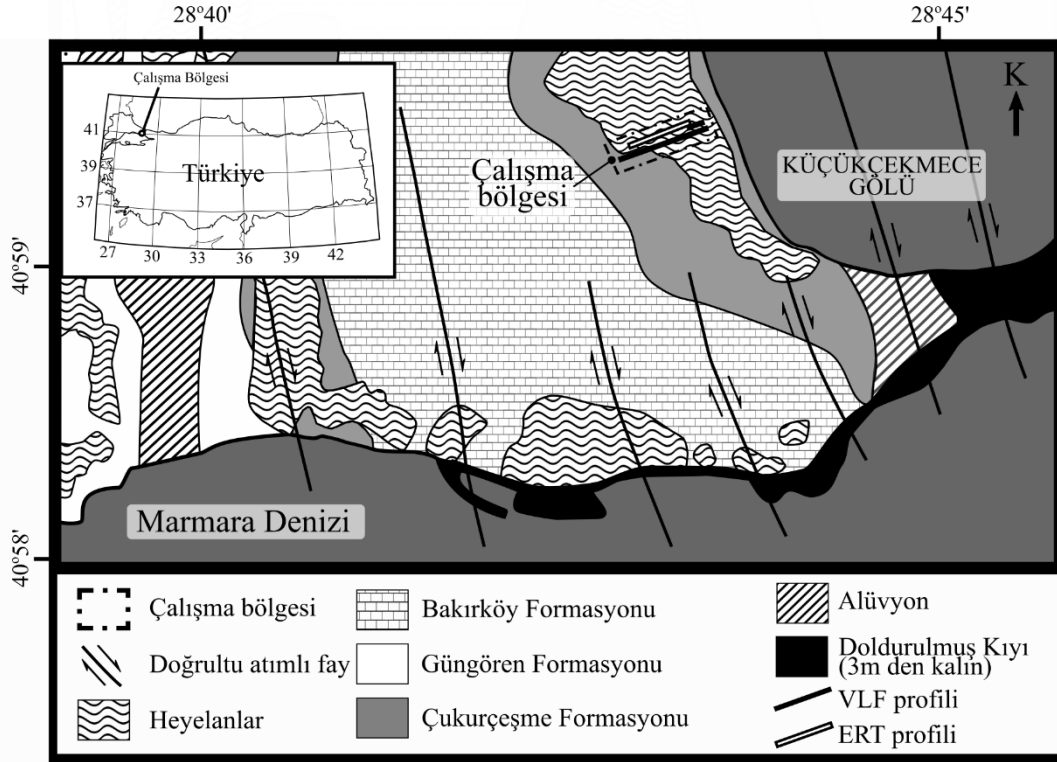
Türkiye’de İstanbul’un Avcılar ilçesinde yer alan Avcılar heyelanı, Küçükçekmece gölünün batı kıyısında, kısmen İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Avcılar Kampüsü arazisi içerisinde yer alan pasif bir heyelandır. Bu heyelanlı saha ve çevresinin jeolojisi, Zarif (1996) ve Yüzer ve Eyüboğlu (1998) tarafından incelenmiştir. Bu çalışmalara göre, Avcılar heyelanı, Güngören ve Çukurçeşme formasyonlarının geçirimli, kumlu ve killi içeriğinin, geçirimsiz Gürpınar formasyonuna ait killi-siltli birimler üzerindeki hareketi sonucu meydana gelmektedir. Lenti (2016) çalışmasına göre, günümüzde pasif durumda olan bu heyelanın bir deprem sonucu aktif hale gelme olasılığı da düşüktür.

Avcılar heyelanını oluşturan birimlerin iletkenliği daha önce, Zarif (1996), Türkoğlu (2003) ve İBB (2007) tarafından incelenmiştir. Bu çalışmalara göre, heyelanın temelini oluşturan Gürpınar formasyonu bölgedeki en iletken birimdir. Bu birimin üzerinde yer alan Güngören ve Çukurçeşme formasyonları ise birbirine çok benzer iletkenlik değerleriyle ifade edilmekte olup Güngören formasyonuna göre daha yalıtıkandırlar.

Araştırma bölgesindeki VLF ölçümleri 2015-2018 yılları arasında 19.6 kHz ve 23.4 kHz frekanslarında gerçekleştirilmiştir. ERT ölçümleri ise, VLF yönteminden elde edilen iletkenlik kesitleriyle karşılaştırmak üzere 2018 yılında toplanmıştır. Ölçülen veri grubundan iki hat VLF ve bir hat ERT ölçüsü seçilerek, birbirinden bağımsız olarak, 2B ters çözümü gerçekleştirilmiş ve yer iletkenlik modelleri elde edilmiştir. Bu iki yöntemden elde edilen modeller kullanılarak, heyelanın yapısı ve araştırma bölgesinde gözlenen birimlerin öz dirençleri birbiriyle kıyaslanmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Türkiye’nin İstanbul ilinde yer alan Avcılar bölgesinde killi formasyonlar, geniş heyelanlı alanlar ve kuzey-kuzeybatı yönlü doğrultu atımlı faylar yer almaktadır (Şekil 1). Gökaşan ve diğ. (2001)’e göre bu faylar, bölgenin güneyinde Marmara Denizi içerisinde geçen Kuzey Anadolu Fay Zonu’nun (KAFZ) diri ikincil faylarıdır. Bölge jeolojisinin de genel olarak bu faylara paralel uzandığı gözlenmektedir.



Şekil 1. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeolojisi (İBB, 2007; Şen, 2007; Ergintav ve diğ., 2011; Dalgıç ve diğ., 2010; Alp, 2014' den eklemelerle, Duman ve diğ., 2004'den yeniden çizilmiştir.), VLF ve ERT hatları şekil üzerinde gösterilmiştir.

Figure 1. Simplified geology of the study area (redrawn from Duman et al., 2004 with contributions from İBB, 2007; Şen, 2007; Ergintav et al., 2011; Dalgıç et al., 2010; Alp, 2014.)

Bölgedeki heyelanlar genelde Marmara Denizi ve Küçükçekmece Gölü kıyısında yer almaktadır (Şekil 1). Küçükçekmece Gölünün batı kıyısında, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa kampüsü ve çevresinde yer almakta olan heyelanlı bölge, Avcılar heyelanı olarak adlandırılmaktadır. Zarif (1996) ve Yüzer ve Eyüboğlu (1998)'e göre, Avcılar heyelanı, kumlu ve killi geçirimli Güngören ve Çukurçeşme formasyonlarının geçirimsiz killi Gürpınar formasyonu üzerindeki hareketinden meydana gelmektedir. Gürpınar formasyonu bu bölgedeki Tersiyer yaşlı temeli oluşturmaktadır (Şekil 2).

Bölgenin iletkenlik yapısı daha önce Zarif (1996), Türkoğlu (2003) ve İBB (2007) tarafından araştırılmıştır. Bu çalışmalara göre Avcılar heyelanının temelini oluşturan Gürpınar formasyonu bölgede gözlenen en iletken birimdir. Türkoğlu (2003), gerçekleştirdiği çalışmada bu birimin iletkenliğini $<10 \Omega\text{m}$ olarak belirlemiştir. İlgili

Üst Sistem		Sistem		Seri		Formasyon		Kalınlık (m)		Litoloji		Açıklama	
Senozoik	Kuv.	Holo.	Alüvyon										Kil-Silt
	Güngören	20-25					Kil-Silt-Kum						
	Oligosen	Gürpınar	Çukurçeşme	15-30					Çakıl-Kum-Kil				
				>700						Kiltaşı-Silttaşı			
	Eosen	Kırklareli							Kireçtaşı-Killi Kireçtaşı				
Paleozoik	Karbonifer	Trakya							Kumtaşı-Silttaşı-Kiltaşı				

Şekil 2. Çalışma alanının stratigrafisi (Dalgıç, 2004'den yeniden çizilmiştir.)

Figure 2. Stratigraphy of the study area (redrawn from Dalgıç, 2004).

çalışmada, Zaman Ortamı Elektromanyetik Yöntem (TDEM) kullanılarak, bu birimin ilk 90 metrelik kısmı görüntülenmiştir ancak kalınlığı belirlenememiştir. Buna göre, Gürpınar formasyonu, bölgede, sığ jeofizik yöntemlerle görüntülenebilecek en derin birimdir ve kalınlığının VLF, ERT gibi sığ metotlarla belirlenmesi mümkün değildir. Güngören ve Çukurçeşme formasyonları ise, içerikleri bakımından birbirine çok benzerlik göstermektedir (Şekil 2). Bu benzerlik iletkenliklerinde de gözlenmektedir. Türkoğlu (2003) ve İBB (2007) çalışmalarına göre, bu birimlerin öz direnci yaklaşık 6-20 Ω m aralığındadır ve genel olarak Gürpınar formasyonuna göre daha yalıtıcıdır. Gürpınar formasyonu ile Güngören ve Çukurçeşme formasyonları arasındaki iletkenlik farkı Türkoğlu (2003) çalışmasında gösterilmiştir.

Avcılar heyelanı daha önce Zarif (1996) ve Lenti ve diğ. (2016) çalışmalarında değerlendirilmiştir. Bu çalışmalara göre, Avcılar heyelanının temeli (Gürpınar formasyonu) yaklaşık 15-20 m derinlikte yer almaktadır. Avcılar heyelanı, günümüzde pasif durumda olup,

düşük de olsa depremlerle aktifleşme olasılığı vardır (Lenti ve diğ., 2016). Gökaşan ve diğ. (2001) ve Alp (2014) çalışmalarında KAFZ'nin Küçükçekmece Gölü'nün içerisine uzanan olası kolları görüntülenmiştir. Diao ve diğ. (2016) çalışmasında, bu olası fayların aktivitesi uydu görüntüleri aracılığıyla incelenmiştir. Buna göre, bölgede yılda 5 mm'den fazla bir hareket söz konusudur ve Küçükçekmece Gölü içerisindeki fayların tektonik ve sismik olarak diri olma olasılığı vardır.

VLF YÖNTEMİ

VLF yöntemi 15-30 kHz frekans bandındaki elektromanyetik dalgaların yer içerisindeki iletkenlerle etkileşiminden faydalanan ve sığ derinliklerdeki yer iletkenliğinin araştırılmasında kullanılan bir EM arama yöntemidir. Yöntemde kaynak, alıcıdan uzakta bulunan (görünür öz direncin uzaklığa bağımlı olamayacağı kadar uzak), genellikle askeri amaçlar için kullanılan radyo vericileridir.

VLF yöntemi, ölçülen elektromanyetik alan bileşenlerine göre iki farklı şekilde adlandırılır. VLF-EM yönteminde sadece manyetik alanın düşey ve yatay bileşenleri ölçülmektedir (H_x , H_z); VLF-R yönteminde ise manyetik alan bileşenlerinin yanı sıra manyetik alan bileşenlerine dik doğrultudaki yatay elektrik alan da (E_y) ölçülmektedir. Ölçülen bu bileşenlerden tipper (denklem 1), görünür öz direnç (denklem 2) ve faz (denklem 3) verileri hesaplanır.

$$T_{zi} = H_z/H_i \quad (1)$$

$$\rho_{a i,j} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_i}{H_j} \right| \quad (2)$$

$$\varphi_{i,j} = \text{atan} \left(\frac{\text{im}(E_i/H_j)}{\text{re}(E_i/H_j)} \right) \quad (3)$$

Verilen bu denklemlerde, $i=x,y$ (ölçülen bileşenler), ω açısal frekans ve μ_0 boşluğun manyetik geçirgenliğidir ($\mu_0=4\pi 10^{-7}$ Wb/(Am)).

VLF-EM yönteminin kullanılması durumunda sadece tipper verisi elde edilmektedir. Tipper verisi yanal süreksizlikler hakkında bilgi vermektedir. Ayrıca, seçilen başlangıç modelinin ters çözüm sonucu elde edilecek iletkenlik modeli üzerinde önemli etkisi vardır (Baranwal ve diğ., 2011). Daha doğru sonuçlar elde edilmesi için başlangıç modelinin, araştırılan bölgenin arka plan iletkenliğini mümkün olduğunca iyi yansıtması gerekmektedir. VLF yönteminde, mevcut istasyonların frekans bandı çok dar olduğundan, farklı frekansların kullanılması araştırma derinliğini arttırmaz. Bu nedenle, bir frekanstaki kaynak kesintiye uğradığında ölçümlere farklı bir kaynaktan devam edilmesi, farklı frekanslardaki verilerin birbirinin yerine kullanılması mümkün olabilmektedir (Bozzo ve diğ., 1994). Ancak, daha derinde bulunan

iletkenler daha yüksek dalga boylu değişimlere neden olduğu için, sığdaki ve derindeki iletkenler kısmen ayırt edilebilir. Ayrıca VLF-R yönteminde faz ve görünür özdirenç bilgileri ile düşey yöndeki iletkenlik değişimi hakkında sınırlı bilgi elde edilebilir.

VLF yönteminde modelleme genellikle yerin iletkenliğinin iki boyutlu (2B) olduğu varsayımına göre gerçekleştirilir. Buna göre, yerin iletkenliği bir yatay ve düşey doğrultuda değişirken, diğer yatay doğrultuda sabittir. İletkenliğin değişiklik göstermediği bu yatay doğrultuya yer elektrik doğrultu (geo-electrical strike) adı verilir. Yer elektrik doğrultusu, yerin elektriksel yapısının başat (hâkim) uzanım doğrultusudur ve her zaman jeolojik yapıların uzanımına paralel olmak zorunda değildir. Buna karşın, çalışmalarında genellikle ikisinin örtüştüğu gözlenmektedir (ör. Tank ve diğer., 2005; Kaya ve diğer., 2009; Özaydın ve diğer., 2018).

2B yer varsayımının geçerli olması durumunda, elektromanyetik dalgaların uzayda yayınımını tanımlayan Maxwell denklemleri iki temel moda ayrılır; bunlar **E** kutuplaşması (transvers elektrik, TE) ve **B** kutuplaşmasıdır (transvers manyetik, TM). **E** kutuplaşmasında, elektrik alanlar yer elektrik uzanımına paralel ölçülür (E_x); **B** kutuplaşmasında ise manyetik alanlar yer elektrik uzanımına paralel ölçülür (H_x). **E** kutuplaşmasında, E_x bileşeninin yanında H_y ve H_z bileşenleri de ölçülür. **B** kutuplaşmasında ise, sadece H_x ve E_y bileşenleri ölçülür. **B** kutuplaşmasında, ilgili tipper bileşeni sıfır "0" olacağından hesaplanmaz.

VLF yöntemi, diğer uzak alan frekans ortamı elektromanyetik arama yöntemleri gibi özellikle iletken yapılara duyarlıdır. Bu nedenle VLF yöntemi, hidrojeolojik araştırmalar (Monteiro Santos ve diğer., 2006 a; Drahor ve Berge, 2006), fay zonlarının incelenmesi (Olesen ve diğer., 1992; Yamaguchi ve diğer., 2001 ; Gürer ve diğer., 2009), çevre ve kirlilik araştırmaları (Monteiro Santos ve diğer., 2006 b; Kaya ve diğer., 2007), çatlakların ve bozuşmaların araştırılması (Gürer ve diğer., 2008), maden araştırmaları (Başokur ve Candansayar, 2003; Bayrak ve Şenel, 2012) için yer iletkenliğinin değişimine neden olan unsurların araştırılmasında kullanılmaktadır. Heyelanlı alanlarda da genellikle nispeten yüksek iletkenlik karşıtlığı (kontrastı) bulunduğundan VLF yönteminin sığ derinlikli heyelanların araştırılmasında kullanılması mümkündür.

ERT YÖNTEMİ

Elektrik Özdirenç Tomografisi (ERT) yöntemi, aktif (yapay) kaynaklı Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) yönteminin 2B ve 3B uygulamalarına genel olarak verilen isimdir. DAÖ yöntemi 1B uygulandığı zaman, genelde Düşey Elektrik Sondaj (DES) olarak adlandırılmaktadır. DAÖ yöntemi, yere bir elektrot çifti aracılığıyla akım verilmesi ve başka bir elektrot çifti ile bu akımın oluşturduğu potansiyel farkın (gerilimin) ölçülmesiyle gerçekleştirilir. Görünür

öz direnç verisi, ölçülen akım ve gerilimden, elektrotların geometrisinin de hesaba katılmasıyla, aşağıdaki denklemler kullanılarak hesaplanır:

$$\rho_a = k \frac{V}{I} \quad (4)$$

$$k = 2\pi / \left(\left(\frac{1}{|C_1 P_1|} - \frac{1}{|C_2 P_1|} \right) - \left(\frac{1}{|C_1 P_2|} - \frac{1}{|C_2 P_2|} \right) \right) \quad (5)$$

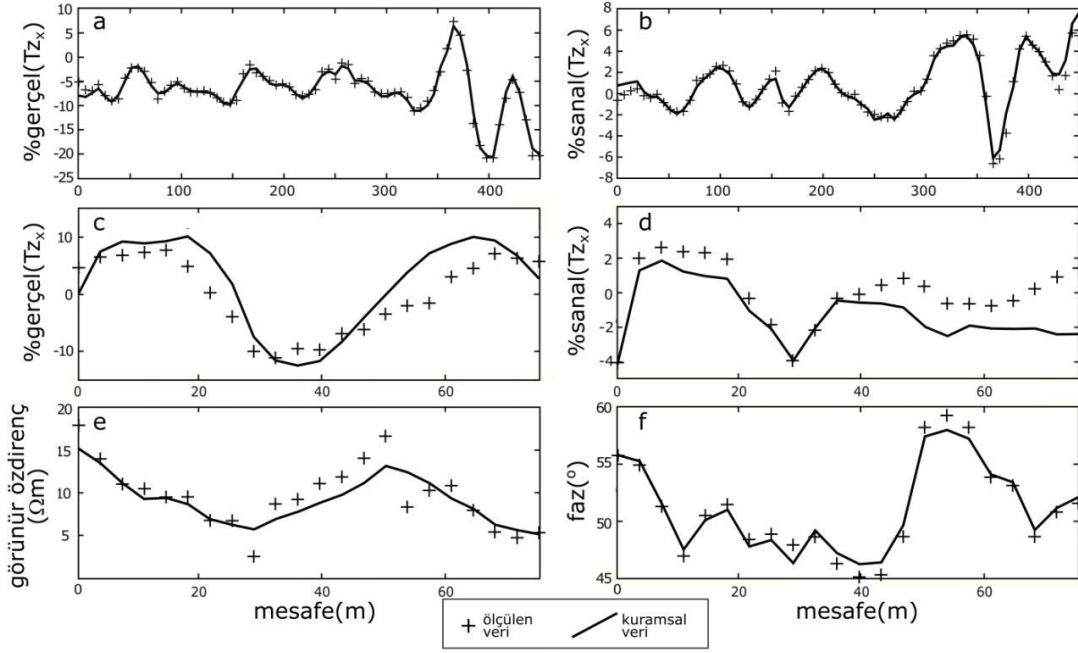
Verilen denklemlerde, k elektrotların arazideki yerleşimine göre hesaplanan geometrik faktördür; n,m =1,2 olmak üzere $|C_n P_m|$ akım ve potansiyel elektrotları arasındaki mesafelerdir. Kullanılan elektrot çiftlerinin konumlarına ve aralarındaki mesafelere göre farklı dizilimler tanımlanmaktadır. ERT yönteminde kullanılan elektrot dizilimlerinin başlıcaları Wenner-Alfa, Wenner-Beta, Wenner-Gamma, Wenner-Schlumberger, Dipol-Dipol, Pol-Dipol ve Pol-Pol dizilimleridir (Loke, 2012).

VLF yönteminin aksine, ERT yönteminde akım elektrotları arası mesafe değiştirilerek ölçüm derinliği kontrol edilebildiğinden, şehir içerisinde ölçümlere daha uygundur ve kapsamlı bir derinlik çözünürlüğü sağlar. ERT yöntemi jeoteknik araştırmalarda (Cosenza ve diğ., 2006; Sudha ve diğ., 2009; Long ve diğ., 2012; Maślakowski ve diğ., 2014), arkeojeofizikte (Candansayar ve Başokur, 2001; Gündoğdu ve diğ., 2017; Balkaya ve diğ., 2018; Drahor, 2019), fayların yüzeye yakın etkilerinin incelenmesinde (Nguyen ve diğ., 2007; Zhu ve diğ., 2009; Giocoli ve diğ., 2011; Demirci ve diğ., 2012; Moisedi ve diğ., 2012), tuzlu su girişimlerinin tespitinde (Vafidis ve diğ., 2014; Hamdan ve diğ., 2015; Ardalı ve diğ., 2018) ve heyelanların araştırılmasında (Bichler ve diğ., 2004; Lapenna ve diğ., 2005; Göktürkler ve diğ., 2008; Chambers ve diğ., 2011; Shan ve diğ., 2016) sıklıkla kullanılmaktadır. ERT yöntemi ile en sağlıklı sonuçların 3B uygulamalarla elde edildiği bilinmektedir (Chambers ve diğ., 2002). Buna karşın, özellikle heyelanlar gibi geniş alanlar kaplayan yapıların 3B araştırılması çok zor olduğundan, bu tip araştırmalarda 2B uygulamalar sıklıkla görülmektedir (Chambers ve diğ., 2011).

VERİ VE 2B TERS ÇÖZÜMÜ

Çalışma kapsamında GB-KD doğrultulu iki hat boyunca VLF ölçüleri toplanmıştır. Ölçüm doğrultusu gözlenen jeolojik uzanımlara ve fay doğrultularına dik olacak şekilde seçilmiştir. Buna uygun olarak, İngiltere (19.6 kHz) ve Almanya'da (23.4 kHz) bulunan VLF vericilerinin sinyallerinden faydalanılmıştır. İki VLF hattında da ölçümler, bölgedeki başat jeolojik doğrultunun, yer elektrik doğrultuya paralel olacağı varsayımıyla, E kutuplaşmasında toplanmıştır. Hatlardan ilki ~ 450 m uzunluğunda olup, sadece manyetik alan ölçümlerinden

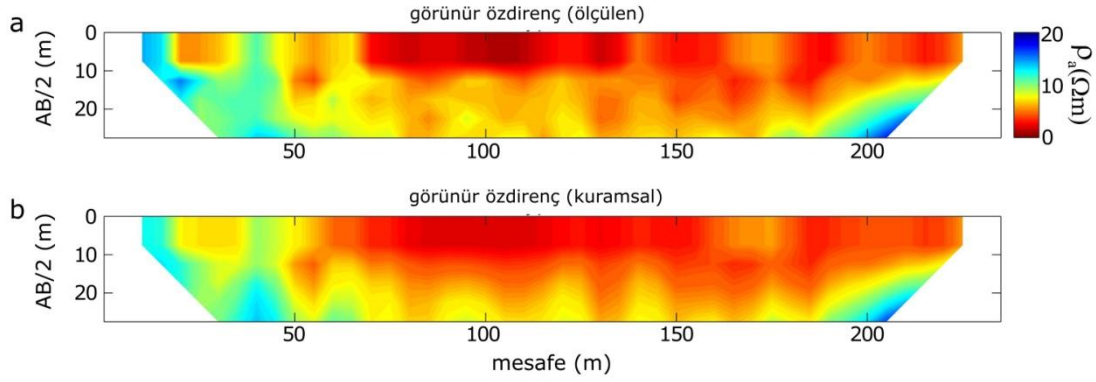
ibarettir (VLF-EM), ölçüm aralığı $\sim 6.5\text{m}$ dir (Şekil 3, a,b) ve 23.4 kHz frekansında toplanmıştır. Diğer VLF hattı ise, birinci hattın son bölümüne karşılık gelen alanda 3 m aralıkla Bulgan (2016) tarafından ölçülmüştür. Bu hat $\sim 65\text{m}$ uzunluğundadır ve 19.6 kHz frekansında toplanmıştır. Bu ikinci hatta elektrik alan ölçüleri de gerçekleştirilmiş (VLF-R); tipper verisinin yanında, görünür öz direnç ve faz verisi de elde edilmiştir (Şekil 3, c,d,e,f).



Şekil 3. VLF-EM hattı boyunca toplanan ölçümler (ölçülen veri) ve 2B modelleme sonucu elde edilen modelin tepkisi (kuramsal veri) (a,b). VLF-R ölçümleri ve elde edilen 2B modelin tepkisi (c,d,e,f). Şekilde ölçülen veri "+" sembolü ile, kuramsal veri düz çizgi ile gösterilmiştir.

Figure 3. Measurements along the VLF-EM profile (observed data) and the model response (calculated data), obtained from the 2D inversion (a,b). VLF-R measurements and the model response of the resulted 2D model (c,d,e,f). In the figure, the observed data is shown with "+" symbol and the calculated data are shown with solid lines.

ERT ölçümleri, yine GB-KD doğrultusunda, VLF-EM hattına paralel olacak şekilde, $\sim 240\text{m}$ uzunluğunda bir hat boyunca 5 m aralıkla yerleştirilmiş 48 elektrot kullanılarak Wenner-Schlumberger dizilimiyle gerçekleştirilmiştir. Ölçümler sonucunda elde edilen görünür öz direnç verileri, akım elektrotu yarım açıklığına ($AB/2$) göre yapma kesit olarak Şekil 4 a'da verilmiştir.



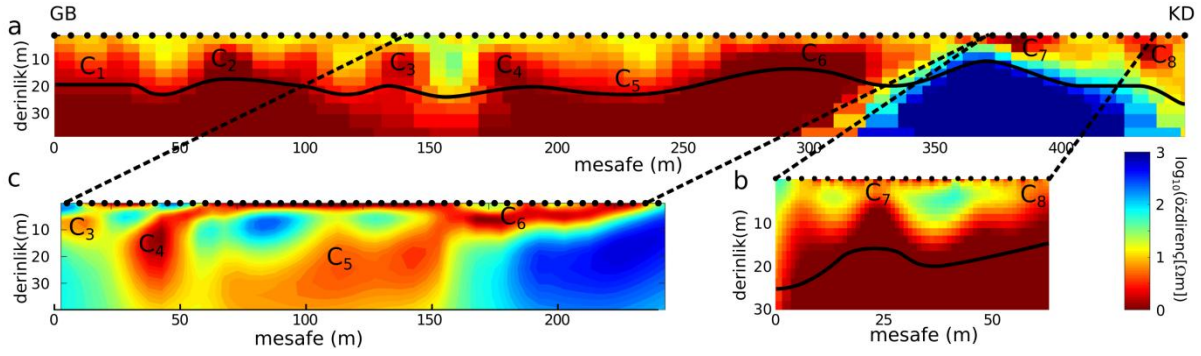
Şekil 4. ERT verisi (a) ve bu verinin 2B modellenmesi sonucu elde edilen modelin tepkisinin (b) yapma kesit olarak gösterimi. Ölçümler, 48 kanallı bir cihazla Wenner-Schlumberger elektrot dizilimi kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Figure 4. ERT data (a) and the model response (b) obtained from the 2D inversion of the dataset, shown as pseudosections. The measurements are realized using a 48 channel device with Wenner-Schlumberger electrode array.

VLF verileri, sıklıkla basit süzgeçleme teknikleriyle yorumlanmaktadır. En çok kullanılanları, Fraser (1969) ile Karous ve Hjelt (1983) filtreleridir. Ancak, bu filtreler, yeraltındaki yapılar hakkında sınırlı bilgi sağlayabilmektedir; 2B ve 3B ters çözüm algoritmaları ile elde edilen yer iletkenlik modelleriyle doğruya daha yakın sonuçlar elde edilebilmektedir (Baranwal ve diğ., 2011; Singh ve Sharma, 2015).

Toplanan VLF ve ERT ölçüleri, 2B yuvarlatıcılı ters çözüm algoritmaları kullanılarak modellenmiştir. Jeofizik verilerin 2B yuvarlatıcılı ters çözümü, Constable (1989), Sasaki (1989), de Groot Hedlin ve Constable (1990) çalışmalarında detaylı olarak anlatılmıştır. VLF-EM ve VLF-R ölçümleri MATLAB® ortamında geliştirilen ters çözüm algoritmasıyla, ERT ölçüleri ise WSJointInv2D-MT-DCR (Amatyakul ve diğ., 2017) yazılımı kullanılarak modellenmiştir.

VLF ve ERT verilerinin ters çözümü için, ortalama arka plan öz direncini temsil edeceği öngörülen 20Ωm öz dirençli homojen ortam başlangıç modeli olarak sunulmuştur. 2B modelleme sonucunda, VLF-EM verisinden elde edilen iletkenlik modeli Şekil 5 a'da verilmiştir ve 2.22 RMS hataya sahiptir (Şekil 3 a,b). VLF-R verisinin ters çözümü sonucu elde edilen model Şekil 5 b'de verilmiştir (VLF-R hattı, VLF-EM hattı üzerine iz düşürülmüştür) ve 2.24 RMS hata ile sonuçlanmıştır (Şekil 3, c,d,e,f). İlgili modeller için duyarlılık analizi gerçekleştirilmiş, verinin duyarlı olduğu derinlik kesikli çizgi ile gösterilmiştir (Şekil 5 a,b). ERT verisinin ters çözümü sonucu elde edilen iletkenlik modeli Şekil 5 c'de verilmiştir ve 2.3 RMS hataya sahiptir (Şekil 4).



Şekil 5. 2B ters çözüm sonucu, VLF-EM hattı (a), VLF-R hattı (b) ve ERT hattı (c) için elde edilen öz direnç modelleri. VLF modellerinde, VLF verilerinin duyarlı olduğu belirlenen derinlik düz çizgi ile gösterilmiştir (a,b).

Figure 5. Resistivity models obtained from the 2D inversions of VLF-EM profile (a), VLF-R profile (b), and the ERT profile (c). In the VLF models, the depths the VLF data is determined to be sensitive are shown using solid lines (a,b).

Elde edilen modellerde çok sayıda iletken gözlenmiştir (Şekil 5 C₁-C₈). Ayrıca, VLF-R ve ERT modellerinde (Şekil 5 b,c), C₄-C₈ arasında yüzeyde ~1-2m kalınlığında, iletken bir örtü olduğu gözlenmiştir. Tipper verileri, yanal iletkenlik değişimlerine duyarlı olduğundan bu yatay tabaka, VLF-EM verileri ile görüntülenememiştir. C₃ ve C₆ arasındaki iletkenler ise hem VLF-EM hem de ERT modelinde gözlenebilmiştir. Bu iletkenler, heyelan sahasında, eğimin en yüksek olduğu bölüme karşılık gelmektedir. C₃ ve C₄ iletkenlerinin, Güngören ve Çukurçeşme formasyonlarının kil içeriği yüksek kısımlarına karşılık geldiği düşünülmektedir. Yaklaşık 20 m derinlikte gözlenen C₅ iletkeni ise Avcılar heyelanının öngörülen derinliğine karşılık gelmektedir ve heyelanın temelini oluşturan iletken Gürpınar formasyonunun killeri olarak yorumlanmıştır. C₆ iletkeni, C₅ iletkeni ile bağlantılı görünmektedir. Çalışma alanının en kuzeydoğu bölümünde Gürpınar formasyonunun yüzeyletiği bilinmektedir (Zarif, 1996). Bu nedenle, C₆ iletkeni Gürpınar formasyonunun yüzeye yakın killeri olarak yorumlanmıştır. Hem VLF-EM hem de ERT modelinde (Şekil 5 a,c), C₆ ve C₇ iletkenlerinin arasında yalıtkan bir bölge gözlenmektedir. Ancak bu bölge, VLF-EM modelinde düşük duyarlılık nedeniyle tam belirlenememiştir ve ERT modeline göre çok daha yalıtkan elde edilmiştir

VLF-EM modelinin (Şekil 5 a) kuzeydoğu bölümünde yüzeyde iki farklı iletken yapı gözlenmiştir (C₇ ve C₈). Daha sık aralıklarla toplanmış ve daha çok veri içeren VLF-R modeli incelendiğinde (Şekil 5 b), C₇ ve C₈ iletkenlerinin yüzeyde bulunan iletken alüvyon ve hemen

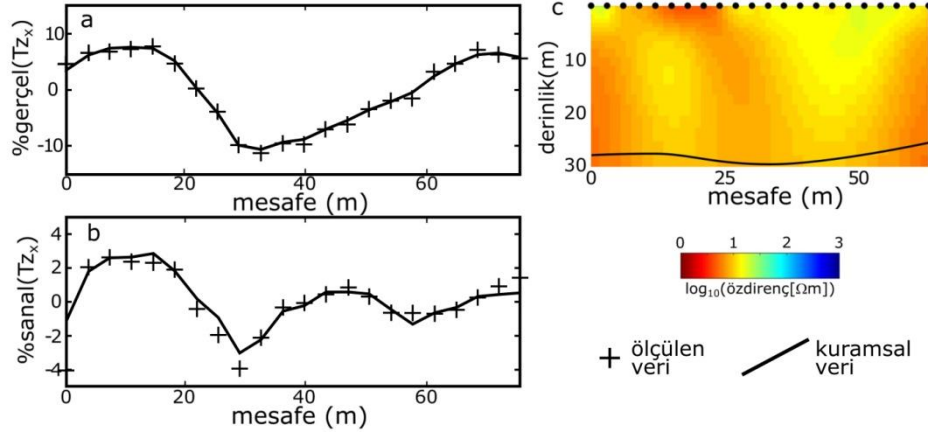
altında yūzeeye yakın Gūrpınar formasyonu olabileceđi gōrūlmektedir. Modelde, bu iletkenler birbirinin devamı olarak elde edilmiřtir. Bu iletkenler, VLF-EM modelinde (řekil 5 a) birbirinden ayrılamamıřtır.

VLF-EM modelinde (řekil 5 a), alūvyon ve altındaki iletkenlerin ayrılamamasının sebebinin, VLF-EM verilerinin sadece yatay yōndeki iletkenlik deđiřimlerine olan duyarlılıđı olduđu dūřūnūlmūřtur. Bu savın desteklenmesi iin, VLF-R hattı, sadece gerel ve sanal bileřen tipper verileri kullanılarak bařtan modellenmiřtir. 2B ters ōzūm, yine 20Ωm ōzdirenli homojen ortamdanda bařlatılmıřtır ve 1 RMS hatalı ōzdiren modeli elde edilmiřtir (řekil 6). Őlūlen ve kuramsal veriler arasındaki yūksek akıřmaya rađmen (řekil 6 a,b), elde edilen modelde (řekil 6, c), C₇ iletkeni yūzeyde gōzlenmiřtir. C₈ iletkeni ise, dūřey uzanımlı olarak elde edilmiřtir ve bu iki iletken arasındaki bađlantı tespit edilememiřtir. Elde edilen bu model (řekil 6 c) gōstermektedir ki, VLF-EM modelinde (řekil 5 a) ~370-430 m arasında gōzlenen C₇ ve C₈ iletkenleri VLF-R modelinde (řekil 5 b) daha bařarılı ōzūmlenmiřtir.

SONULAR VE TARTIşMA

Avcılar heyelanı ūzerinde VLF ve ERT yōntemleri uygulanmıř, elde edilen sonular karřılařtırılmıřtır. VLF yōntemi, bir hat ūzerinde VLF-EM olarak uygulanmıř; bu hattın son bōlūmūnde VLF-R ōlūmleri de gerekleřtirilmiřtir.

VLF-EM ve ERT modelleri karřılařtırıldığında (řekil 5 a,c), VLF-EM ōlūlerinin yatay tabakalara duyarlı olmaması nedeniyle, yūzeyi kaplayan iletken ōrtūnūn gōrūntūlenemediđi ortaya ıkmaktadır. VLF-R ōlūleri gōrūnūr ōzdiren ve faz verilerini de ierdiđinden, yatay tabakalar hakkında da bilgi sađlayabilmektedir. Bu nedenle, VLF-R verisi iin elde edilen modelde (řekil 5 b), VLF-EM modelinde gōrūntūlenemeyen iletken ōrtū belirlenebilmiřtir. VLF-EM ve VLF-R hattı karřılařtırıldığında zaman, VLF-R ōlūmlerinin, dūřey yōnde daha iyi ayrımlılık sađladıđı da gōzlenmiřtir. Yūzeyi ōrten alūvyon ve altında bulunan iletken yapı, VLF-EM verisi ile ayrılamamıřken VLF-R verisi ile ayrılabilmiřtir. VLF-R yōnteminin bu avantajı, VLF-R verilerinin VLF-EM verisi gibi modellenmesiyle gōsterilmiřtir (řekil 6). Bu test sonucu elde edilen modelde dūřey iletkenlik deđiřimi belirlenememiřtir (řekil 6).



Şekil 6. VLF-R hattı için, sadece gerçel ve sanal bileşen tipper verilerinin (VLF-EM) ters çözümlenmesi durumunda elde edilen öz direnç modeli. Verinin duyarlı olduğu belirlenen derinlik siyah düz çizgi ile gösterilmiştir.

Figure 6. The resistivity model for the VLF-R profile when only the real and the imaginary parts of the tipper data are inverted (VLF-EM). The depth the data is determined to be sensitive is shown using solid lines.

VLF-EM modelinde, ERT yöntemiyle görüntülenen diğer iletkenler belirlenebilmiştir (Şekil 5 a,c; C₃-C₆). İki modelde de, Avcıların heyelanının temelini oluşturan (Zarif, 1996) ve araştırma bölgesindeki en iletken birim olan (Türkoğlu, 2003) Gürpınar formasyonu ~20 m derinlikte belirlenmiştir (Şekil 5 a,c; C₅). Bu derinlik, daha önce Avcılar heyelanını değerlendiren, Zarif (1996) ve Lenti ve diğ. (2016)'nın öngördüğü derinliğe yakındır. Her iki modelde de bu birimin kuzeydoğuda yüzeye yaklaştığı görülmektedir (C₆).

Elde edilen sonuçlar, VLF-EM ve VLF-R verilerinden elde edilen yeraltı modellerinden heyelanlar hakkında bilgi elde edilebileceğini göstermektedir. Ancak, iletken ortamlarda, nispeten yüksek frekanslı VLF verileri hızlı bir şekilde sönmüldüğünden, heyelan derinliğinin ve kayan kütlelerin iletkenliğinin önemi büyüktür. Heyelan derinliğinin daha yüksek olması veya kayan kütlelerin daha iletken olması durumunda, kayma düzleminin VLF yöntemi ile görüntülenmesi mümkün olmayacaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma kapsamında kullanılan VLF ölçümlerinde katkısı bulunan bütün İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü lisans öğrencilerine ve katkılarından ötürü bu makaleyi inceleyen hakemlere teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alp, H., 2014. Evidence for active faults in Kkmece lagoon (Marmara Sea, Turkey), inferred from high-resolution seismic data. *Geo-Marine Letters*. 34(5), 447-455.
- Amatyakul, P., Vachiratienchai, C., Siripunvaraporn, W., 2017. WSJointInv2D-MT-DCR: An efficient joint two-dimensional magnetotelluric and direct current resistivity inversion. *Computers Geosciences*, 102, 100-108.
- Ardali, A. S., Tezkan, B., Grer, A., 2018. On the Salt Water Intrusion into the Durusu Lake, Istanbul: A Joint Central Loop TEM And Multi-Electrode ERT Field Survey. *Pure and Applied Geophysics*, 175(8), 3037-3050.
- Balkaya, ., Kalyoncuoğlu, . Y., zhanlı, M., Merter, G., akmak, O., Talih Gven, I., 2018. Ground-penetrating radar and electrical resistivity tomography studies in the biblical Pisidian Antioch city, southwest Anatolia. *Archaeological Prospection*, 25(4), 285-300.
- Baranwal, V.C., Franke, A., Brner, R., Spitzer, K., 2011. Unstructured grid based 2-D inversion of VLF data for models including topography. *Journal of Applied Geophysics* 75 (2011) 363–372
- Başokur, A. T., Candansayar, M. E., 2003, Enhacing VLF data for qualitative interpretation: An example of massive chalcopyrite exploration. *Leading Edge*, 22, 568-570
- Bayrak, M., şenel, L., 2012, Two-dimensional resistivity imaging in the Kestelek boron area by VLF and DC resistivity methods. *Journal of Applied Geophysics*, 82, 1-10.
- Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Burns, R., 2004. Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides*, 1(1), 29-40.
- Bozzo, E., Lombardo, S., Merlanti, F., 1994. VLF prospecting: observations about field experiments. *Annals of Geophysics*, 37(5 Sup.).

- Bulgan. B., 2016. İ.Ü. Avcılar Kampüsü Heyelanının VLF Yöntemiyle Çalışılması. Lisans Bitirme Tezi, İstanbul Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul, Türkiye.
- Candansayar, M. E., Başokur, A. T., 2001. Detecting small-scale targets by the 2D inversion of two-sided three-electrode data: application to an archaeological survey. *Geophysical Prospecting*, 49(1), 13-25.
- Chambers, J., Ogilvy, R., Kuras, O., Cripps, J., Meldrum, P., 2002. 3D electrical imaging of known targets at a controlled environmental test site. *Environmental Geology*, 41(6), 690-704.
- Chambers, J. E., Wilkinson, P. B., Kuras, O., Ford, J. R., Gunn, D. A., Meldrum, P. I., Pennington, C.V.L., Weller, A.L., Hobbs, P.R.N. Ogilvy, R. D., 2011. Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. *Geomorphology*, 125(4), 472-484.
- Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y. J., Tabbagh, A., Charlery, Y., 2006. Correlations between geotechnical and electrical data: A case study at Garchy in France. *Journal of Applied Geophysics*, 60(3-4), 165-178.
- Dalgıç, S., 2004. Factors affecting the greater damage in the Avcılar area of İstanbul during the 17 August 1999 Izmit earthquake. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 63(3), 221-232.
- Dalgıç, S., Turgut, M., Kuşku, İ., 2010. Büyükçekmece ile Küçükçekmece arasındaki heyelanların oluşumunda hazırlayıcı ve tetikleyici parametrelerin değerlendirilmesi. *Uygulamalı Yerbilimleri*. 2, 56-73.
- deGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.

- Demirci, I., Erdoğan, E., Candansayar, M. E., 2012. Two-dimensional inversion of direct current resistivity data incorporating topography by using finite difference techniques with triangle cells: Investigation of Kera fault zone in western Crete. *Geophysics*, 77(1), E67-E75.
- Diao, F., Walter, T. R., Minati, F., Wang, R., Costantini, M., Ergintav, S., Xiong, X., Prats-Iraola, P., 2016. Secondary fault activity of the North Anatolian Fault near Avcılar, southwest of Istanbul: Evidence from SAR interferometry observations. *Remote Sensing*. 8(10), 846.
- Drahor, M.G., Berge, M.A., 2006. Geophysical investigations of the Seferihisar geothermal area, Western Anatolia, Turkey. *Geothermics*, V.35 (2006), pp. 302-320
- Drahor, M. G., 2019. Integrated Geophysical Investigations in Archaeological Sites: Case Studies from Turkey. In *Archaeogeophysics* (pp. 27-68). Springer, Cham.
- Duman, T.Y., Keccer, M., Ateş, S., Emre, O., Gedik, İ., Karakaya, F., Durmaz, S., Olgun, S., Şahin, H., Gökmenoğlu, O., 2004. İstanbul metropolü batısındaki (Küçükçekmece-Silivri-Çatalca yöresi) kentsel gelişme alanlarının yerbilim verileri. MTA, Özel yayın serisi-3. MTA, Ankara.
- Ergintav, S., Demirbağ, E., Ediger, V., Saatçılar, R., İnan, S., Cankurtaranlar, A., Dikbaş, A.,Baş, M., 2011. Structural framework of onshore and offshore Avcılar, Istanbul under the influence of the North Anatolian fault. *Geophysical Journal International*. 185(1), 93-105.
- Fraser, D.C., 1969. Contouring of VLF-EM data, *Geophysics* , 34, 958-967
- Giocoli, A., Galli, P., Giaccio, B., Lapenna, V., Messina, P., Peronace, E., Romano, G. Piscitelli, S., 2011. Electrical resistivity tomography across the Paganica-San Demetrio fault system (L'Aquila 2009 earthquake). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 52(3), 457-469.

- Gökaşan, E., Gaziöğlu, C., Alpar, B., Yücel, Z., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltırak, C., Tok, B., 2001. Evidence of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea: a new interpretation of the Marmara Sea (Izmit) earthquake on 17 August 1999. *Geo-Marine Letters*. 21(4), 183-199.
- Göktürkler, G., Balkaya, Ç., Erhan, Z., 2008. Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65(2), 84-96.
- Gündoğdu, N. Y., Candansayar, M. E., Genç, E., 2017. Rescue archaeology application: Investigation of Kuriki mound archaeological area (Batman, SE Turkey) by using direct current resistivity and magnetic methods. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 22(2), 177-189.
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö.F., Şahin, S.Y., 2008. Delineation of Weathering in the Catalca Granite Quarry with the Very Low Frequency (VLF) Electromagnetic Method. *Pure appl. geophys.* 165 (2008) 429–441
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö.F., 2009. A VLF survey using current gathering phenomena for tracing buried faults of Fethiye–Burdur Fault Zone, Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, V68 (2009), pp. 437-447
- Hamdan, H., Candansayar, E., Demirci, I., Economou, N., Andronikidis, N., Arslan, H., Soupios, P., Vafidis, A., 2015. Imaging the saline/fresh water interface at Bafra, Samsun, Turkey using joint inversion of seismic refraction and direct current electricity data. In *International Conference on Engineering Geophysics*, Al Ain, United Arab Emirates, 15-18 November 2015 (pp. 232-235). Society of Exploration Geophysicists.
- İBB, 2007. İstanbul Mikrobölgeleme Projesi Avrupa Yakası. İstanbul Büyükşehir Belediyesi (İBB), İstanbul.
- Karous, M., Hjelt, S.E., 1983. Linear filtering of VLF dip angle measurements, *Geophysical Prospecting*, 31, 782-794

- Kaya, M.A., Özürkan, G., Şengül, E., 2007. Delineation of soil and groundwater contamination using geophysical methods at a waste disposal site in Çanakkale, Turkey. *Environ Monit Assess*, 135 (2007), pp. 441-446
- Kaya, T., Tank, S. B., Tunçer, M. K., Rokoityansky, I. I., Tolak, E., Savchenko, T., 2009. Asperity along the North Anatolian Fault imaged by magnetotellurics at Düzce, Turkey. *Earth, planets and space*, 61(7), 871-884.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., Sdao, F., 2005. 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics*, 70(3), B11-B18.
- Lenti, L., Martino, S., Musolino, G., 2016. Considering seismic coefficient distributions within slopes to calculate landslide reactivation probability. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 1-18.
- Loke, M.H., 2012. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Geotomo Software, Malaysia (2012)
- Long, M., Donohue, S., L'Heureux, J. S., Solberg, I. L., Rønning, J. S., Limacher, R., O'Connor, P., Sauvin, G., Romoen, M., Lecomte, I., 2012. Relationship between electrical resistivity and basic geotechnical parameters for marine clays. *Canadian Geotechnical Journal*, 49(10), 1158-1168.
- Maślakowski, M., Kowalczyk, S., Mieszkowski, R., Józefiak, K., 2014. Using Electrical Resistivity Tomography (ERT) as a tool in geotechnical investigation of the substrate of a highway. *Studia Quaternaria*, 31(2), 83-89.
- Moisidi, M., Vallianatos, F., Soupios, P., Kershaw, S., 2012. Spatial spectral variations of microtremors and electrical resistivity tomography surveys for fault determination in southwestern Crete, Greece. *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(3), 261-270.
- Monteiro Santos, F.A., Almeida, E.P., Gomes, M., Pina, A. , 2006 a. Hydrogeological investigation in Santiago Island (Cabo Verde) using magnetotellurics and VLF methods, *Journal of African Earth Sciences* V.45 (2006), pp. 421–430

- Monteiro Santos, F.A., Mateus, A., Figueiras, J., Gonçalves, M.A., 2006 b. Mapping groundwater contamination around a landfill facility using the VLF-EM method — A case study. *Journal of Applied Geophysics* V.60 (2006), pp. 115–125
- Nguyen, F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., Jongmans, D., 2007. Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of applied geophysics*, 62(4), 338-353.
- Olesen, O., Henkel, H., Lile, O.B., Muring, E., Ronning, J.S., 1992. Geophysical investigations of the Stuoragurra postglacial fault, Finnmark, northern Norway. *Journal of Applied Geophysics.*, V29.(1992), pp.95-118
- Özaydın, S., Tank, S. B., Karaş, M., 2018. Electrical resistivity structure at the North-Central Turkey inferred from three-dimensional magnetotellurics. *Earth, Planets and Space*, 70(1), 49.
- Sasaki, Y., 1989. Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data. *Geophysics*, 54(2), 254-262.
- Shan, C., Bastani, M., Malehmir, A., Persson, L., Lundberg, E., 2016. Integration of controlled-source and radiomagnetotellurics, electric resistivity tomography, and reflection seismics to delineate 3D structures of a quick-claylandslide site in southwest of Sweden. *Geophysics*, 81(1), B13-B29.
- Singh, A., Sharma, S. P., 2015. Fast imaging of subsurface conductors using very low frequency electromagnetic data. *Geophysical Prospecting*, 63(6), 1355-1370.
- Sudha, K., Israil, M., Mittal, S., Rai, J., 2009. Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 67(1), 74-79.
- Şen, Ş., 2007. A fault zone cause of large amplification and damage in Avcılar (west of Istanbul) during 1999 Izmit earthquake. *Natural Hazards*. 43(3), 351-363.

- Tank, S. B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M. K., Çelik, C., Tolak, E., Işıkara, A. M., 2005. Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1-3), 213-225.
- Türkoğlu, E., 2003. Geçici elektromanyetik ve doğru akım elektrik özdirenç verilerinin ortak ters çözümü: Avcılar örneği. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Vafidis, A., Soupios, P., Economou, N., Hamdan, H., Andronikidis, N., Kritikakis, G., Panagopoulos, G., Manoutsoglou, E., Steiakakis, M., Candansayar, E., Schafmeister, M., 2014. Seawater intrusion imaging at Tybaki, Crete, using geophysical data and joint inversion of electrical and seismic data. *first break*, 32(8), 107-114.
- Yamaguchi, S., Murakami, S., Inokuchi, H., 2001. Resistivity mapping using the VLF-MT method around surface fault ruptures of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan, *The Island Arc* V10 (2001), 296–305
- Yüzer, E., Eyüboğlu, R., 1998. Kentsel yerleşim planlamasında genelleştirilmiş bir mühendislik jeolojisi yaklaşımı (Avcılar-İstanbul). *Kentleşme ve Jeoloji Sempozyumu. Uluslararası Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi Avcılar Belediye Başkanlığı, İstanbul*. 233-248.
- Zarif, H., 1996. Küçükçekmece-Büyükçekmece arasındaki alanın yamaç stabilitesi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Zhu, T., Feng, R., Hao, J. Q., Zhou, J. G., Wang, H. L., Wang, S. Q., 2009. The application of electrical resistivity tomography to detecting a buried fault: a case study. *Journal of Environmental Engineering Geophysics*, 14(3), 145-151.



Yerbilimleri, 2019, 40 (2), pp. 210-233, DOI:10.17824/yerbilimleri.533430
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

Non-destructive methods for determining weathering in historical monuments: a case study from Merv city, Turkmenistan

Tahribatsız yöntemlerle tarihsel yapılarda ayrışmanın belirlenmesi: Türkmenistan'ın Merv şehrine ait uygulama

Savaş KARABULUT¹

¹ UCTEA The Chamber of Geophysical Engineers (CGET), Branch of Istanbul, 34373, Şişli, Istanbul, Turkey

Geliş (received): 28 Şubat (February) 2019 Kabul (accepted) : 28 Temmuz (July) 2019

ABSTRACT

Any changes or restorations to archaeological sites or historical buildings that are protected by law are prohibited without permission. In order to preserve the architectural heritage of a structure or a residential area that has retained its original character as a historical legacy, it is important to identify the weathering of used structural material or deterioration of strength, which can occur due to environmental conditions, or damage caused by natural or artificial factors over time. It is desirable, however, to avoid applications that will cause permanent damage in the structures, such as core sampling or stripping, when such studies are made. Non-destructive methods can eliminate this problem, but must be investigated to show their applicability. In this study, ultrasonic velocity and crack depth compressive strength determinations are applied to assess the integrity of brick structures in Merv, an ancient city of Turkmenistan. Two towers and two mausoleums are investigated, where Hakem El Gifari and Bureyde el-Eslemi are lying. The structural integrity of the towers and mausoleums are classified as weak and poor, respectively, according to classifications of the International Atomic Energy Agency. Crack depth classification infers classes II and III for the structures, and the compressive strengths show a variation between 2-8 MPa in towers and 20 MPa in mausoleums. This variation in brick performance can be attributed to winds that blow from NW direction and differences in the workmanship in the restoration over the buildings' history. When restoration shall be conducted according to the results obtained, both historical heritage can be better preserved and any budget for structural reinforcement could be reduced.

Key Words: Crack depth, non-destructive test, compressive strength, ultrasonic pulse velocity, Turkmenistan.

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.533430>



Savaş KARABULUT savaskarabulut@gmail.com

¹ UCTEA The Chamber of Geophysical Engineers (CGET), Branch of Istanbul, 34373, Şişli, Istanbul, Turkey ORCID 0000- 0001-9574-1087

ÖZ

Arkeolojik alanlar, tarihsel yapılar ve sit alanları yasa ve yönetmeliklerle korumaya alınmış ve izinsiz herhangi bir değişiklik veya restorasyon yapılması da yasal sınırlarla engellenmiştir. Tarihsel bir miras olarak günümüze kadar özelliklerini koruyan mimarı yapılar ve yerleşim alanlarında zamanla doğal veya yapay etkenlerle meydana gelen hasar, fiziksel ve iklim koşulları nedeniyle meydana gelen mukavemet kaybının tespiti önemlidir. Ancak bu tür çalışmalar yapılırken yapılarda kalıcı deformasyona neden olacak karot numunesi alma, sıyırma vb. uygulamalardan kaçınılması istenir. Bu nedenle hasarsız yöntemlerin kullanılması öncelikli ve zorunludur. Bu çalışma kapsamında Türkmenistan'ın antik şehri olan Merv'de sahabelerden Hakem El Gıfari ve Bureyde el-Eslemi'nin bulunduğu 2 kule ve 2 türbe üzerinde ultrasonik hız, çatlak derinliği ve basınç mukavemetlerinin hesaplanmasıyla yenileme yapılacak alanlar hakkında bilgiler elde edilmiştir. Hızların Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı tarafından önerilen sınıflandırmaya göre çok kötü ve kötü kaliteye sahip olduğu, çatlak derinliği sınıflamasına göre II ve III derece çatlak sınıfına girdiği ve basınç mukavemetlerinin kulelerde 2-8 MPa arasında değiştiği, türbelerde ise 20 MPa değerlerine sahip olduğu görülmüştür. Beton kalitesinin dayanımındaki bu farklılıklar, kuzeybatıdan esen rüzgarlar ve alanın tarihin farklı dönemlerde restore edilmesinde işçilik farklılıklarından kaynaklı olabileceği düşünülmüştür. Elde edilen sonuçlar kullanılarak yapıda güçlendirme yapıldığında, hem daha iyi korunacak hem de bütçe azaltılacaktır.

Anahtar Kelimeler: Basınç mukavemeti, çatlak derinliği, tahribatsız test, ultrasonik puls hızı, Türkmenistan.

INTRODUCTION

Any renovation project of a building with respect to assessing damage should be evaluated under a framework that considers the following (Aköz, 2005): a) project design, b) comparison between the project and construction, determining outbuilding, destruction, risk estimation, if necessary preparing the relief project of the structure, c) defining the areas of damage and d) determining the construction elements that need to be measured. The mechanical characteristics of the concrete can be determined by using destructive and non-destructive methods. Core tests and pull-off tests, which are destructive, generate slight damage on the concrete surface while rebound hammer tests that determine the compression strength and the use of the ultrasonic pulse velocity in the concrete are non-destructive, respectively. Studies on

historical buildings and protected areas must depend on non-destructive approaches, so as not to damage them.

Determining concrete properties with non-destructive tests, has been of wide interest for many years. In the early 1930s, vibration methods were used in the laboratory on test samples. These first studies on vibration techniques using the resonance frequency method have been applied in different studies (Powers, 1938; Obert 1939; Hornibrook 1939; Thomson 1940). After the World War II, studies on non-destructive testing used another method that is based on stress wave propagation. The development of the pulse velocity method began after 1949 in Canada, using a soniscope (Leslie and Cheesman 1949), and an ultrasonic tester in England (Jones 1948). After the 1960's pulse velocity methods were applied in the field (Malhotra 1976). Since then pulse velocity measurements have been standardized by developing procedures for concrete samples. It has been demonstrated that this method can be applied successfully to assess damage to structures due to disasters, such as earthquakes, or due to buildings falling into decay as a result of environmental impacts, for example through wetting, melting swelling, cracking and fragmentation. The pulse velocity method has also been used: i) for continuous monitoring of important structures; ii) determination of the state of the structure renovating for new usage; or iii) assessment before repairing or reinforcing a structure. There are many advantages of using this method for determining the physical properties of the concrete; these include i) estimating concrete compressive strength; ii) analysing concrete homogeneity; iii) measuring crack depth; iv) analysing the durability of concrete; and v) determining the elastic modulus of the concrete (Malhotra and Carino 2004).

Seismic techniques are often employed to determine and characterize the dynamic properties of rocks. They can be used to obtain stress-strain relation in damaged rocks, as well as define the damage pattern around tunnels or excavations (Onodera, 1963; Hudson and Jones, 1980; Gladwin 1982). There are three types of mechanical wave propagation, also known as stress waves, that occur in a solid elastic medium, which interact with a dynamic or vibrating strain (Figure 1). These waves are: (1) compression waves, known as longitudinal or P waves; (2) shear waves or S waves, which are defined by transverse motion; and (3) surface waves, which include Rayleigh and Love waves. In addition, when ultrasonic energy penetrates into relatively thin plates, the plates emit Lamb waves. Ultrasonic vibrations are reflected at the interface of two materials that have different acoustical impedance. There is also an impedance difference in water-metal and metal-metal interfaces. An important feature of the reflected wave

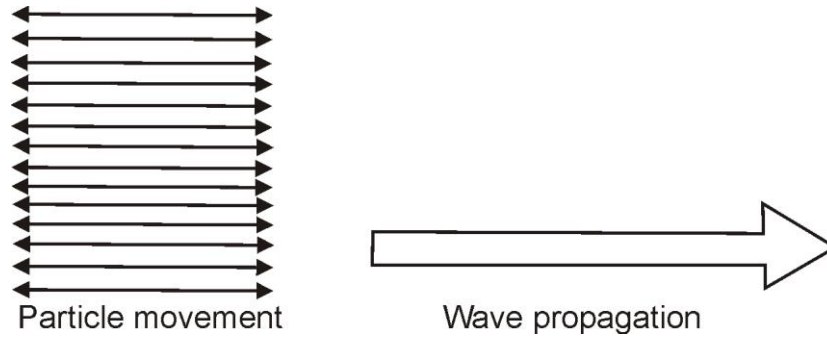


Figure 1. Particle motion and wave propagation of longitudinal waves (Mix, 2005).

Şekil 1. Boyuna dalgaların partikül hareketi ve dalga yayınımları (Mix, 2005.)

is that the angle of reflection must be equal to the angle of incidence. When ultrasonic waves pass from one material to another at any angle, refraction and mode conversion occurs (Smith and Stephens, 1964). Crack intervals occur by changing the direction and velocity when an ultrasonic wave passes through a boundary of different materials (Table 1).

Concrete quality	P –Wave Velocity (m/sn)
Perfect	< 4500
Good - Very good	3650-4500
Intermediate	3050-3650
Weak	2000-3050
Poor	0-2000

Table 1. Crack classification on concretes (IAEA, 2002).

Çizelge 1. Betonlardaki çatlakların sınıflandırılması (IAEA, 2002).

The effect of weathering on the physical and mechanical properties of natural stone of monuments cause problems with the stone's stability. These properties cannot be easily studied using the common methods used for investigation in the modern construction industry, because these methods need a large quantity of testing material. For this reason the use of non-destructive techniques for determining the physical and mechanical properties of natural stone is very important, because it needs only a small quantity of testing material.

This study is designed to determine the mechanical properties on historical buildings in the city of Merv, Turkmenistan, specifically two towers and two mausoleums. A non-destructive method was used, including ultrasonic velocity and crack measurements, to assess the compressive strength of the brick, and plot these as a contour map. P-wave velocities have been calibrated to categorize the mechanical and weathering resistance of the concrete, as shown in Table 2. The results will be interpreted as showing the degree of weathering of the brick.

Fracture Size	Fracture depth of the outside surface (mm)	Fracture depth of the inner surface (mm)
I. Degree	0.05<	<0.2
II. Degree	0.05-0.5	0.2-1.0
III. Degree	>0.5	>1.0

Table 2. Classification of concrete quality/property due to P velocity (IAEA, 2002).

Çizelge 2. P dalga hızına göre beton kalitesi ve özelliklerinin sınıflandırılması (IAEA, 2002).

METHODOLOGY

A PUNDIT ultrasonic non-destructive digital tester (Proceq, 2017) is used by transmitting a pulse to travel a known distance through a concrete. Measurements are applied along the axis of the studied surface and the travel time of the 54-KHz source pulse was measured. Calibration using a calibration bar is made before the measurements and if the transducer frequency is changed.

The study area consists of 2 towers and 2 mausoleums. The receiving transducers were placed every 10 or 20 cm along a measurement profile and the transmitting transducers were placed every 1 m in a horizontal direction and every 50 cm in the vertical direction. Simultaneously, ultrasonic pulse velocities and crack intervals were measured at 566 points. A view from the field study on tower walls is given in Figure 2.



Figure 2. A representative application on tower walls.

Şekil 2. Kule duvarları üzerinde ölçü alımına ait bir örnek uygulama.

DESCRIPTION OF THE MERV ARCHEOLOGICAL SITE

Merv, which lies in southeast Turkmenistan, was a major oasis city in Central Asia, and operated as a trading center, and a military and administrative center for over 2500 years. It connected Europe and Africa to eastern Asia along the silk road (Herrmann, 1999; Herrmann et al. 2002). The well-preserved urban archeological site is an UNESCO world heritage site. Archaeological exploration at Merv has been undertaken in recent years by the South Turkmenistan Multi-disciplinary Archaeological Expedition (YuTAKE), under the International Merv Project.3 (Herrmann et al. 2002).

Besides remains from the Bronze and Iron ages, different historical monuments, mausoleums and mosques are preserved. The archeological site includes mausoleums of ibn Al-Khuseib al-Aslami and Al- Khakim ibn Amr Al-Gifari, from the XV century Timurid dynasty (Figure 3). Two black marbles cenotaphs mark their tombs. Behind the two mausoleums are a pair of heavily reconstructed Timurid iwans, built to honour the tombs of the Askhab. The internal walls of the latter are decorated with blue and turquoise tiles in geometric designs. In front of the Askhab complex is a water cistern that is still in use, and was built probably around the same time as the iwan. Only a shallow dome and a large arched doorway on the western

side are visible above ground. Uneven stone steps lead down to the water. The doorway, decorated with floral-patterned stucco, dates from the 19th century.



Figure 3. The archeological site in the Merv City (Turkmenistan).

Şekil 3. Merv (Türkmenistan) şehrindeki arkeolojik alan.

Ultrasonic Pulse Velocity

The basis of ultrasonic testing depends on the transformation of mechanical waves into electrical vibrations or vice a versa. First the piezoelectric transmitters are installed. The technique is based on the principle that a pulse of longitudinal waves is induced into the concrete from the transmitting transducer (Neville and Brooks, 1997; Popovics, 1998; Meneghetti et al. 1999). Afterwards, it undergoes multiple reflections as it passes through different materials and is received and converted into electrical energy by a second transducer. The schematic diagram of a test device is shown in Figure 4. Figure 5 shows the Proceq measurement apparatus. Depending on how the transducers are arranged, the measurement type will either be defined by direct, semi-direct, or indirect methods after (Tarun et al. 2004; Figure 6).

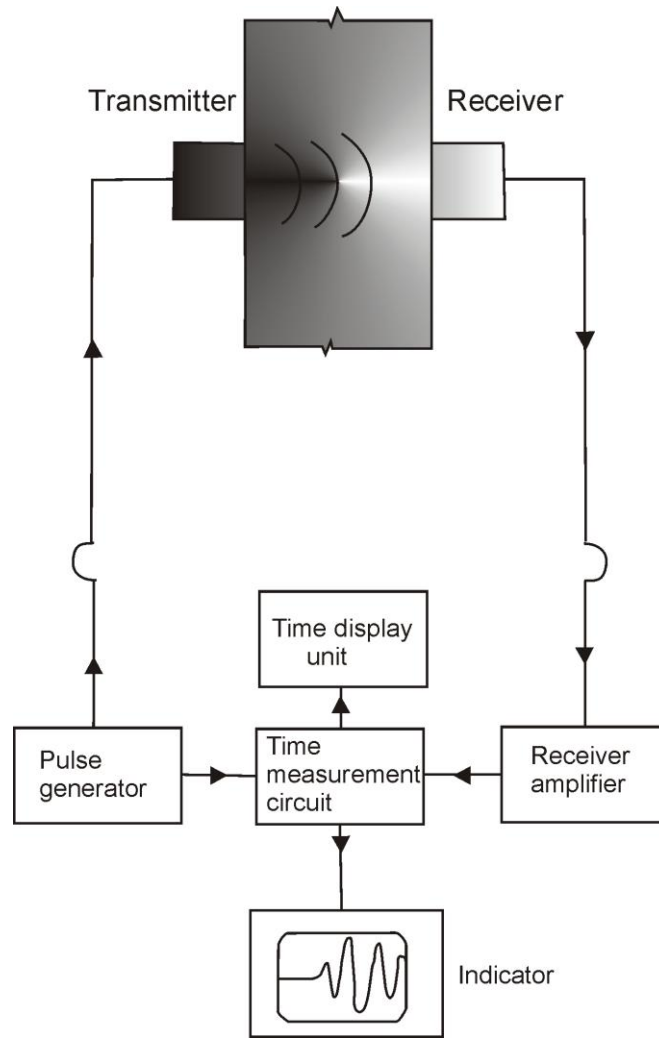


Figure 4. Schematic diagram of the vibration speed test circuit (Tarun et al. 2004).

Şekil 4. Titreşim hızı test devresinin şematik diyagramı (Tarun ve diğ., 2004).

The direct measurement method was applied wherever possible to ensure the maximum signal transmission between the transducers. The semi-direct arrangement is less sensitive than the direct, but more sensitive than the indirect arrangement. The path length is the distance between the centers of each transducer. The indirect method, on the other hand, is particularly useful for determining crack depth, surface quality or in the case that only a single surface is accessible. For example, the semi-direct and indirect measurements are more effective, because they are less restrictive in transducer arrangement (Tarun et al. 2004). The velocity, v , is calculated from the distance, l , between the two transducers and the electronically measured transit time, t , of the pulse as $v = l/t$ (Figure 7). There are various



Figure 5. Measurement apparatus of Proceq Company.

Şekil 5. Proceq şirketine ait ölçüm cihazı.

factors that affect the speed of the wave at the ultrasonic pulse velocity test and these include:

1. the distance between transmitter and receiver;
2. the condition of brick surface;
3. brick temperature;
- and 4) the influence of steel reinforcement in the case of brick.

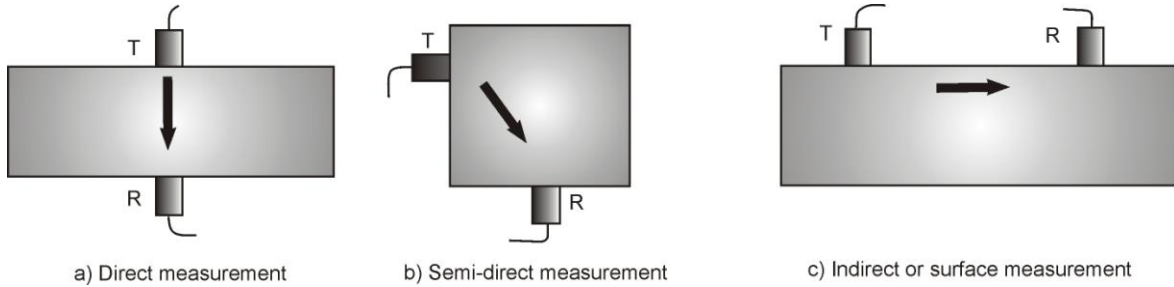


Figure 6. The vibration velocity configuration after (Tarun et al. 2004). (a) Direct method (b) semi-direct method (c) indirect method (Abbreviations: T: Transmitter, R: Receiver).

Şekil 6. Titreşim hızını ölçme dizilimleri (Tarun ve diğ., 2004). (a) Doğrusal yöntem (b) Yarı-doğrusal yöntem (c) Doğrusal olmayan yöntem (Kısaltmalar: T: Verici, R: Alıcı).

Depth of Cracks

One of ultrasonic pulse velocity test that is made on the brick is determining the crack depth. This measurement can be carried out by using indirect method, in which the transmitter and receiver are put on a surface, as shown in Figure 6b. The depth to the crack can be found from the transit time (Figure 7). In this case the transmitter is placed at a suitable point on the surface and the receiver is placed on the same surface at successive positions along a specific

profile. The transit time is plotted in relation to the distance between the centers of the transducers, and a change in slope would indicate a change in the physical properties of the material. For example, a lower pulse velocity near the surface compared to deeper down in the material, suggests that the surface layer is weathered, and therefore of inferior quality. According to this plot, the thickness of the weathered surface layer is estimated as follows:

$$D = \frac{x_0}{2} \sqrt{(v_s - v_d)/(v_s + v_d)} \quad (1.1)$$

where V_s is the pulse velocity in the sound rock (Km/s), while V_d show the velocity in the damaged rock (Km/s). x_0 is the horizontal distance at which the change of slope occurs (mm), and D shows the depth of weathering (mm)) (Bruneau et al. 1995).

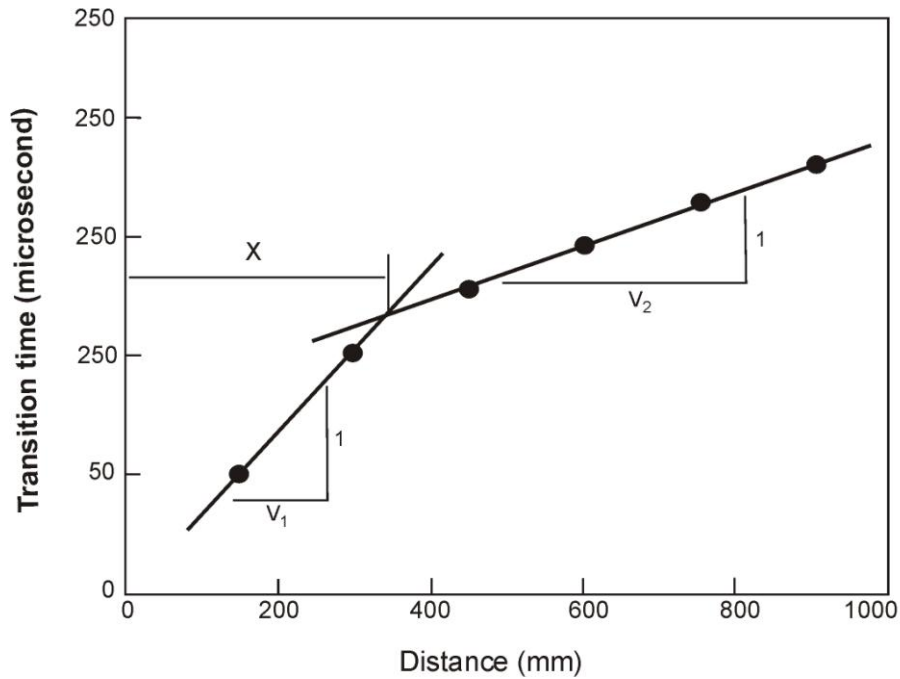
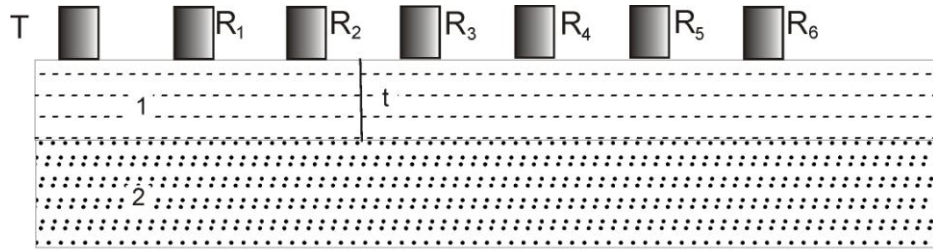


Figure 7. Indirect or surface methods for determining the depth of alteration zone (Tarun et al. 2004)
 Şekil 7 Ayrışma zonuun derinliğini belirlemede Doğrusal ve Doğrusal olmayan yöntemler (Tarun ve diğ., 2004).

Compressive strength based on P-wave

The ultrasonic pulse velocity (UPV) of concrete is widely used to predict compressive strength (Lin et al. 2003; Demirboğa et al. 2004; Khan et al. 2007; Sheen et al. 2013; Yusuf and Jimoh, 2014). The compressive strength is obtained by combining the ultrasonic measurement with a rebound hammer measurement, which is known as the SonReb method (Pucinotti, 2005). The relation can be expressed as:

$$f_c = f_0 aV^b S^c \quad (1.2)$$

where f_c is the concrete compression strength and f_0 indicates the unit conversion factor. a , b and c are constants, V is the ultrasonic pulse velocity in m/s, and S is the rebound value. The compressive strength (CS) is obtained from the SonReb based in an exponential equation that links compressive strength (CS) to ultrasonic pulse velocity (UPV):

$$CS=3.10^{-8}(UPV) \quad (1.3)$$

The example in Figure 8 has a regression coefficient of $R^2 = 0.91$, which indicates a reliable relationship. The compressive strength values in this study were calculated using equation 1.3.

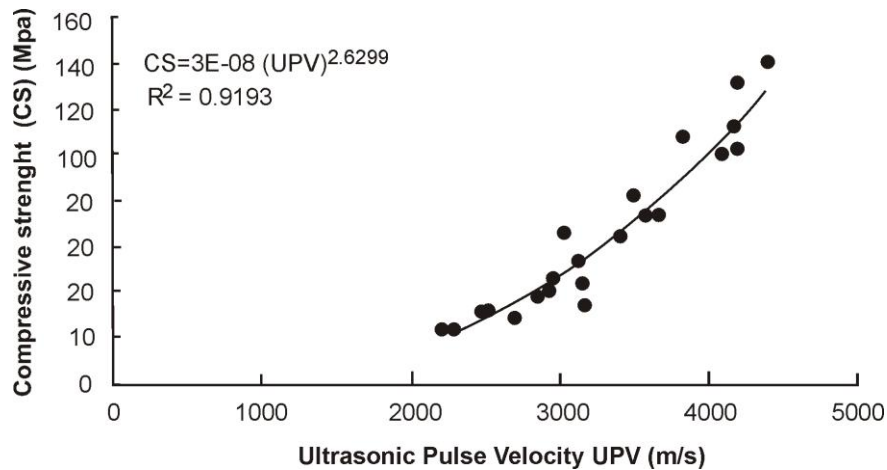


Figure 8. Estimating compressive strength of material using the rate of vibration (Tarun et al. 2004).

Şekil 8. Titreşim hızı kullanarak malzemenin sıkışma mukavemetinin kestirimi (Tarun ve diğ., 2004).

DISCUSSIONS

The sketch map in Figure 9 illustrates the measurement site. The two towers consist of eight walls, in which the N wall is 10 m in length, and the E and W walls are 5 m in length. Measurement could not be carried out on the N wall (surface "A"), because access was blocked by building materials for the renovation. P wave velocities were used to classify the quality of the bricks, according to the International Atomic Energy Agency (IAEA, 2002). Velocities for five walls of the tower (A, C, E, F, and G) vary between 1000-2500 m/s (Figure 10a), while velocities for walls B and H are below 1500 m/s. The systematic lower velocities on the E and W walls are thought to be due to strong northerly winds and exposure to heavy rain, which leads to higher weathering. P wave velocities are around 3000 m/s on the lower part of E and D surfaces. Overall, all surfaces fall within the classification of weak and poor (IAEA, 2002). The building elements mostly with the highest weathering are concentrated on the upper surface walls of the tower. P-wave velocities were also obtained for all eight surfaces of the second tower. The lowest velocities are found on the A and B walls, and average velocity values are < 2000 m/s. This indicates the poor quality of these two walls (Figure 10b).

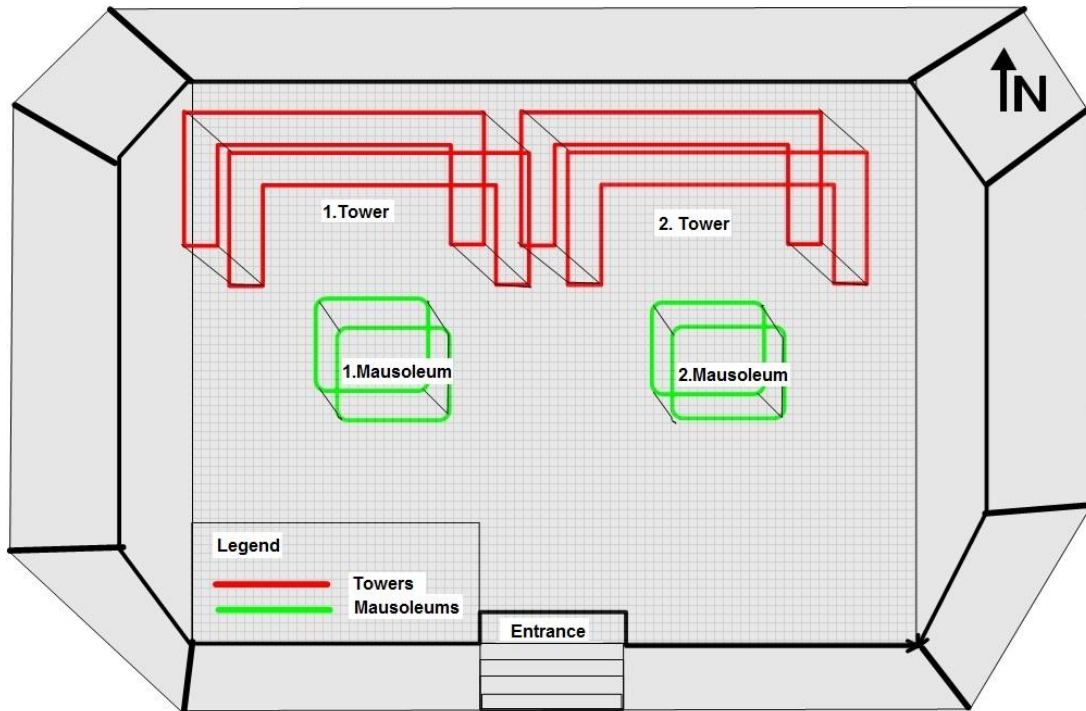
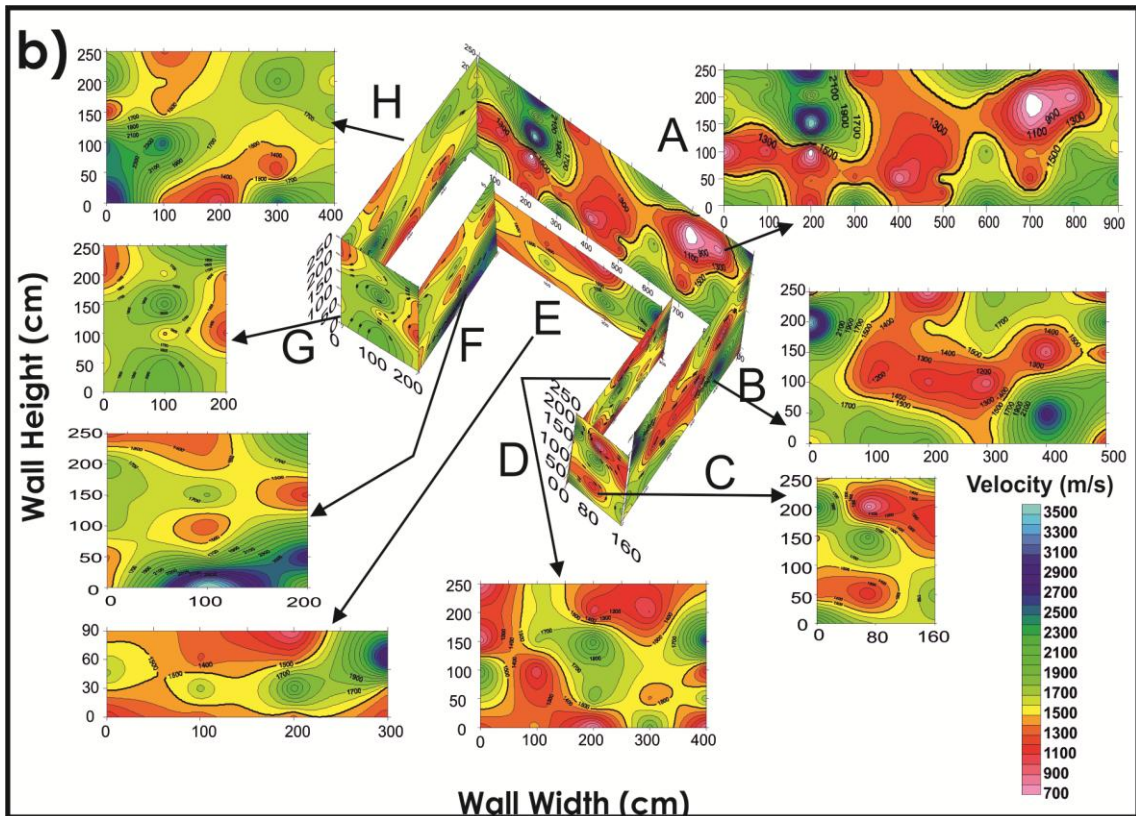
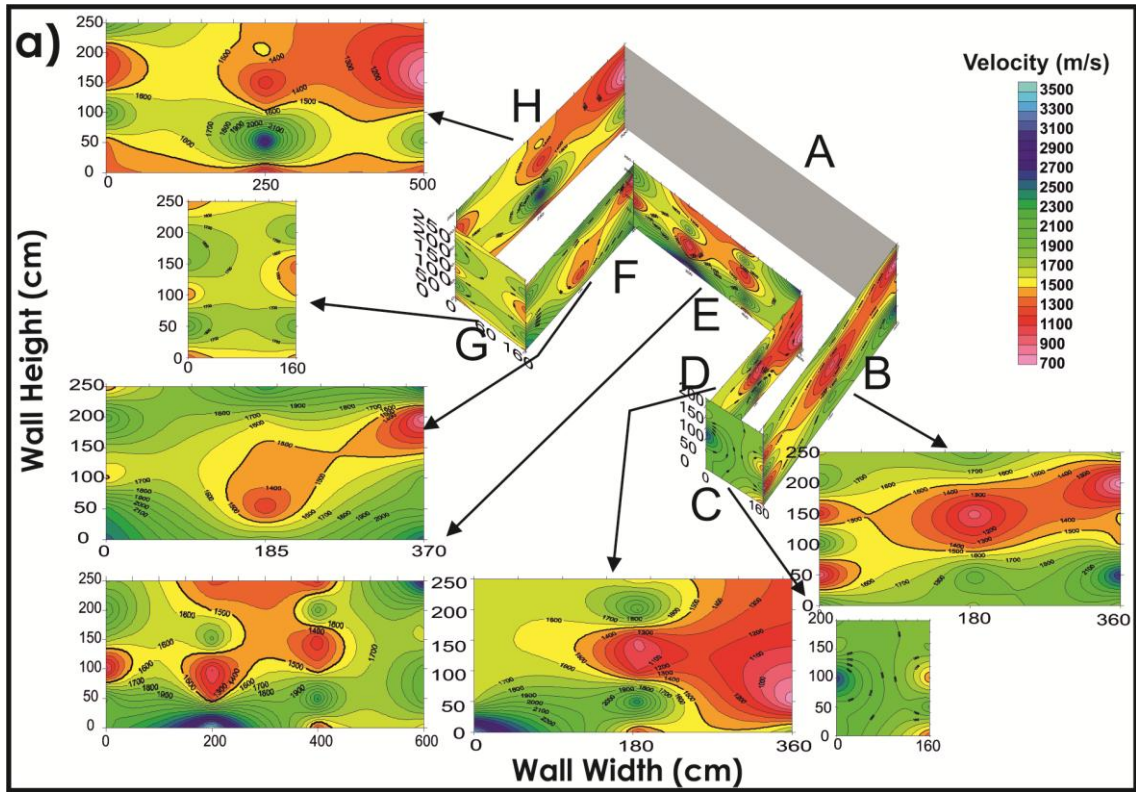


Figure 9. Sketch diagram showing the present tower and mausoleum structures of the companions Al-Khuseib al-Aslami and Al-Khakim ibn Amr Al-Gifari in Merv.

Şekil 9. Merv şehrinde bulunan Hakem El-Gifari ve Bureyde el-Eslemi'ye ait türbe ve kulelerin günümüzdeki halini gösterir şematik diyagram.



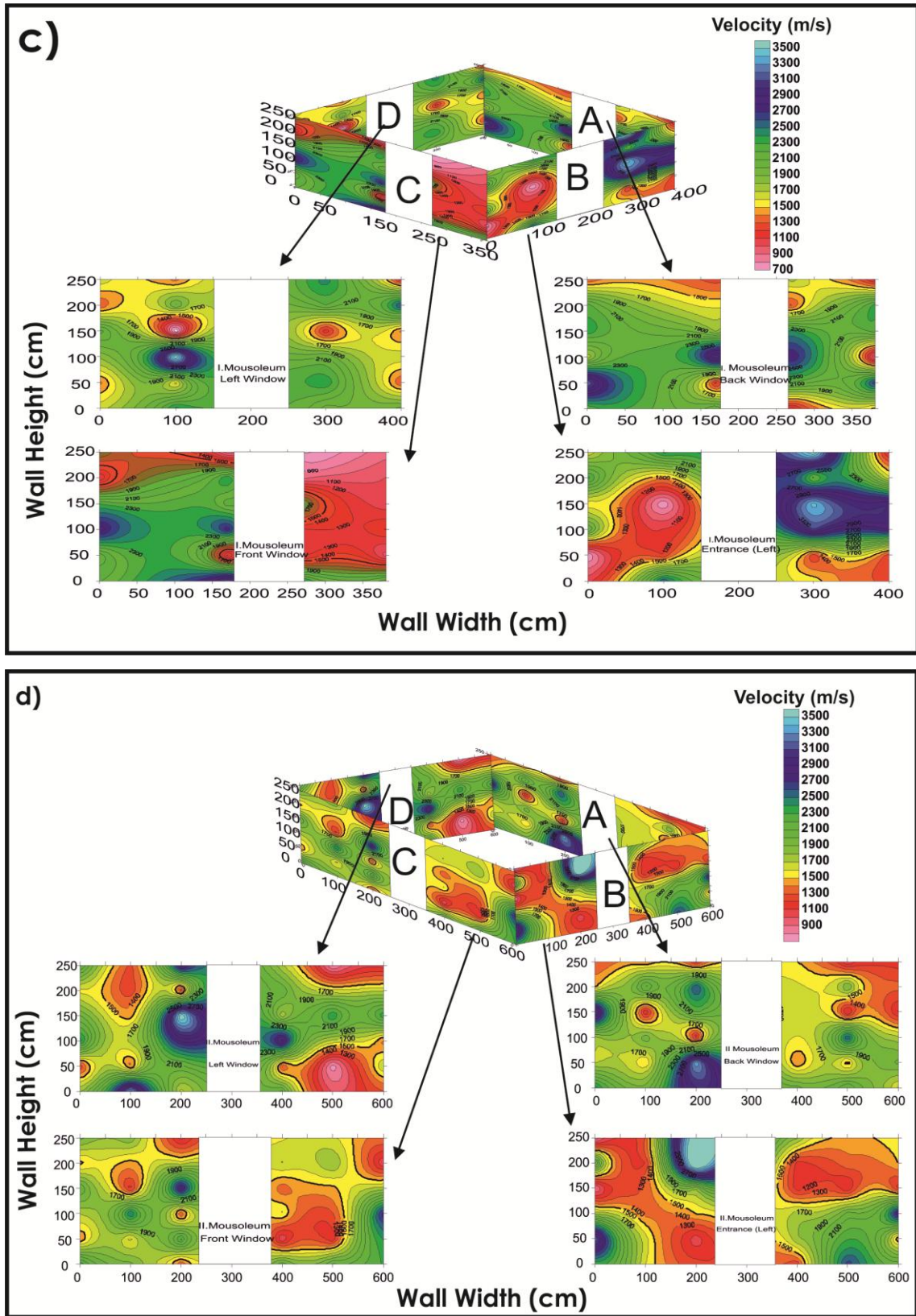
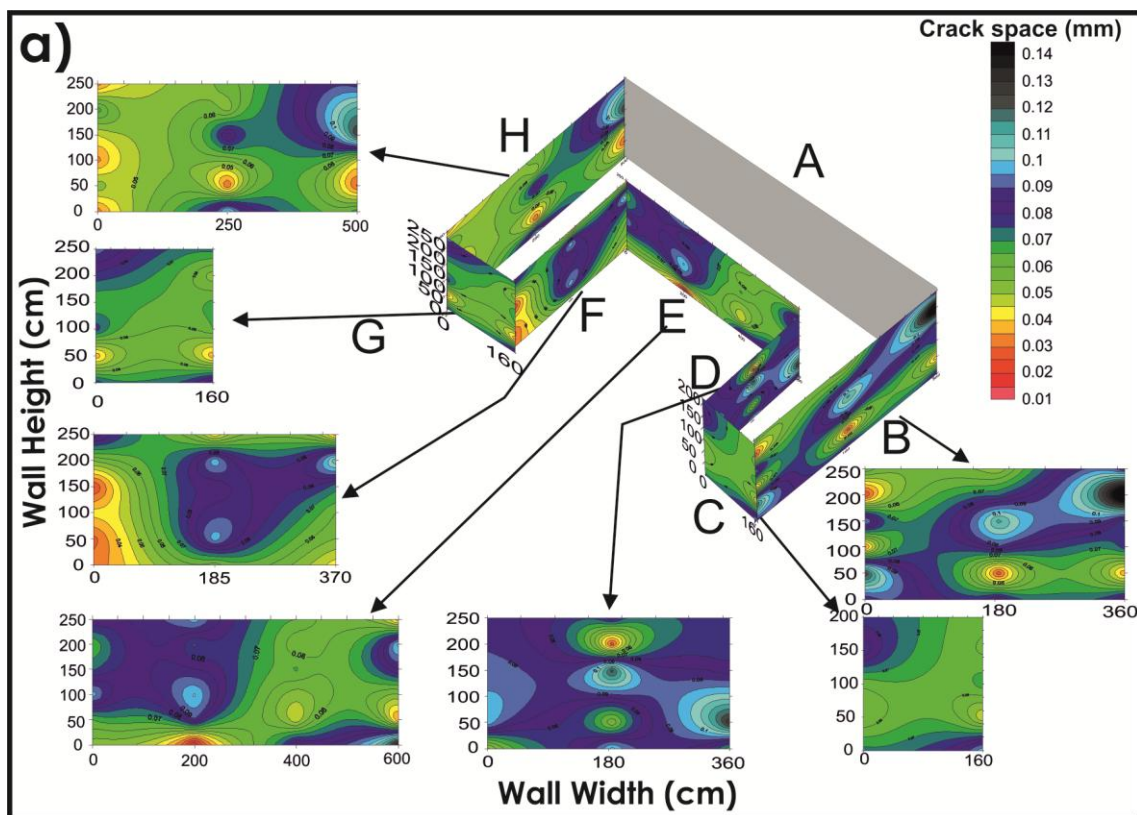


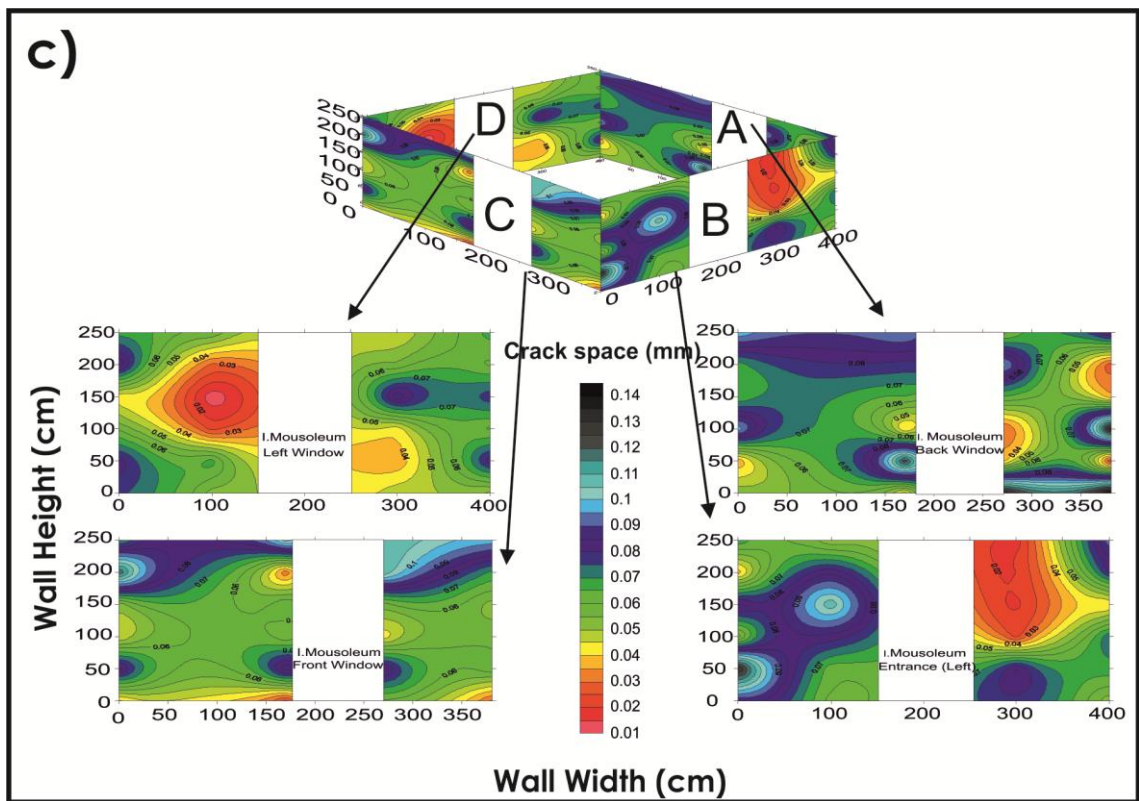
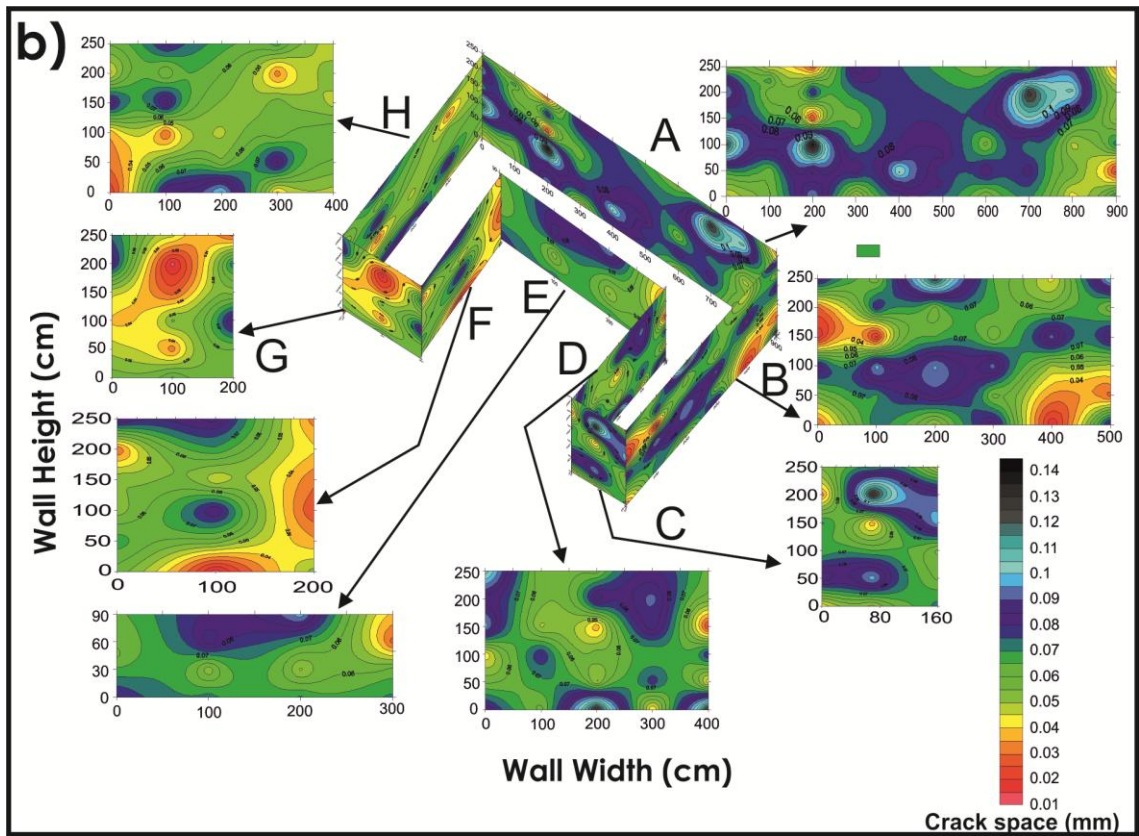
Figure 10. Velocity variation maps for the a) First tower, b) Second tower, c) First mausoleum, d) Second mausoleum.

Şekil 10. Hız değişim haritaları a) Birinci kule, b) İkinci kule, c) Birinci türbe, d) İkinci türbe.

The two mausoleums are square-shaped, and have four walls (Figure 10c and d), whereby the first mausoleum has 4m length and the second mausoleum has 6 m length. Each mausoleum has a window on each of three sides and a door entrance on the fourth side. The P-wave velocity values are < 2000 m/s and on the C and B walls of both mausoleums, and reach lower values (< 1500 m/s) in discrete areas, of higher velocity. The quality of the building material in these areas is classified as weak to poor. Velocity is especially low on the upper surfaces of the mausoleum, and also on the eastern walls. These differences are thought not be the result of climatic conditions, but may have occurred during construction. The overall low P-wave velocities in both mausoleums, and strong gradients between poor to medium suggest poor workmanship during the construction. Climate conditions, however, may have caused weathering and deformation in different parts of the mausoleums.

Crack-depth measurements were taken approximately every 10 cm, so that both the transmitter and receiver sequence is on the brick for Tower 1 (Figure 11a). All crack depths, which are calculated from the P-wave velocities, range between 0.05 - 0.1 mm. Note that these measurements are not due to cracks but fillings in these cracks.





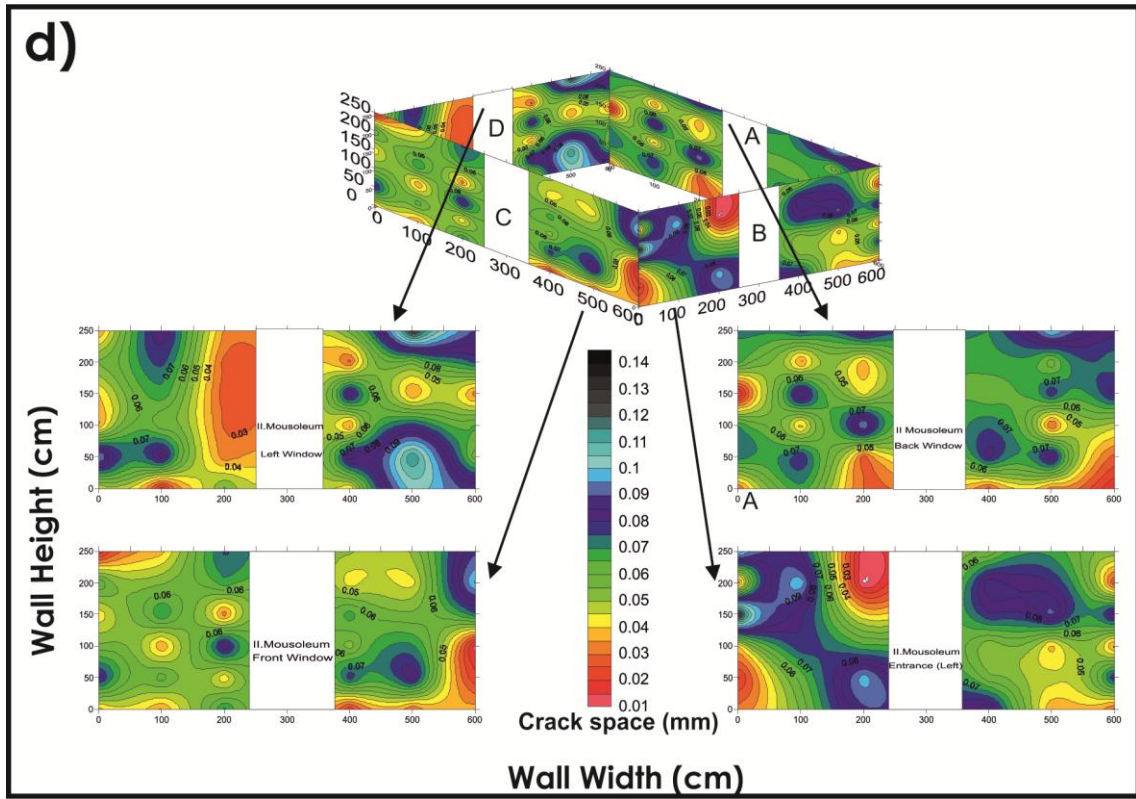


Figure 11. Crack space maps on a) First tower walls, b) Second tower walls, c) First mausoleum walls, d) Second mausoleum walls.

Şekil 11. Çatlak aralığı değişim haritaları a) Birinci kule duvarları, b) İkinci kule duvarları, c) Birinci türbe duvarları, d) İkinci türbe duvarları.

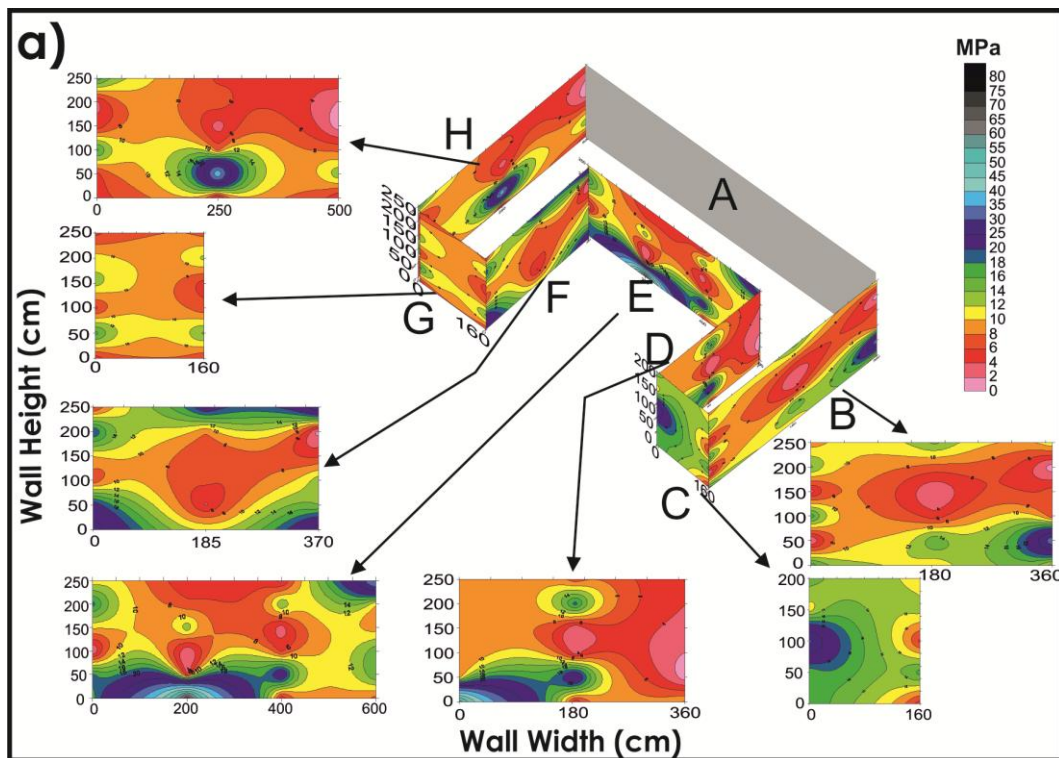
The crack depth obtained on the outer surface of the tower 1 show a crack classification of II. degree (Table 2). Although there are similar crack depths in Tower 2, diagonal variation on walls B, F, G and H are small when compared to the other walls, and crack depth that varies between 0.01-0.05 mm (Figure 11b). This tower is defined as II and III crack classification degree. When compared with the P-wave velocity values it is shown that the P-wave velocities increase relative in the same areas and the brick quality shows a medium degree.

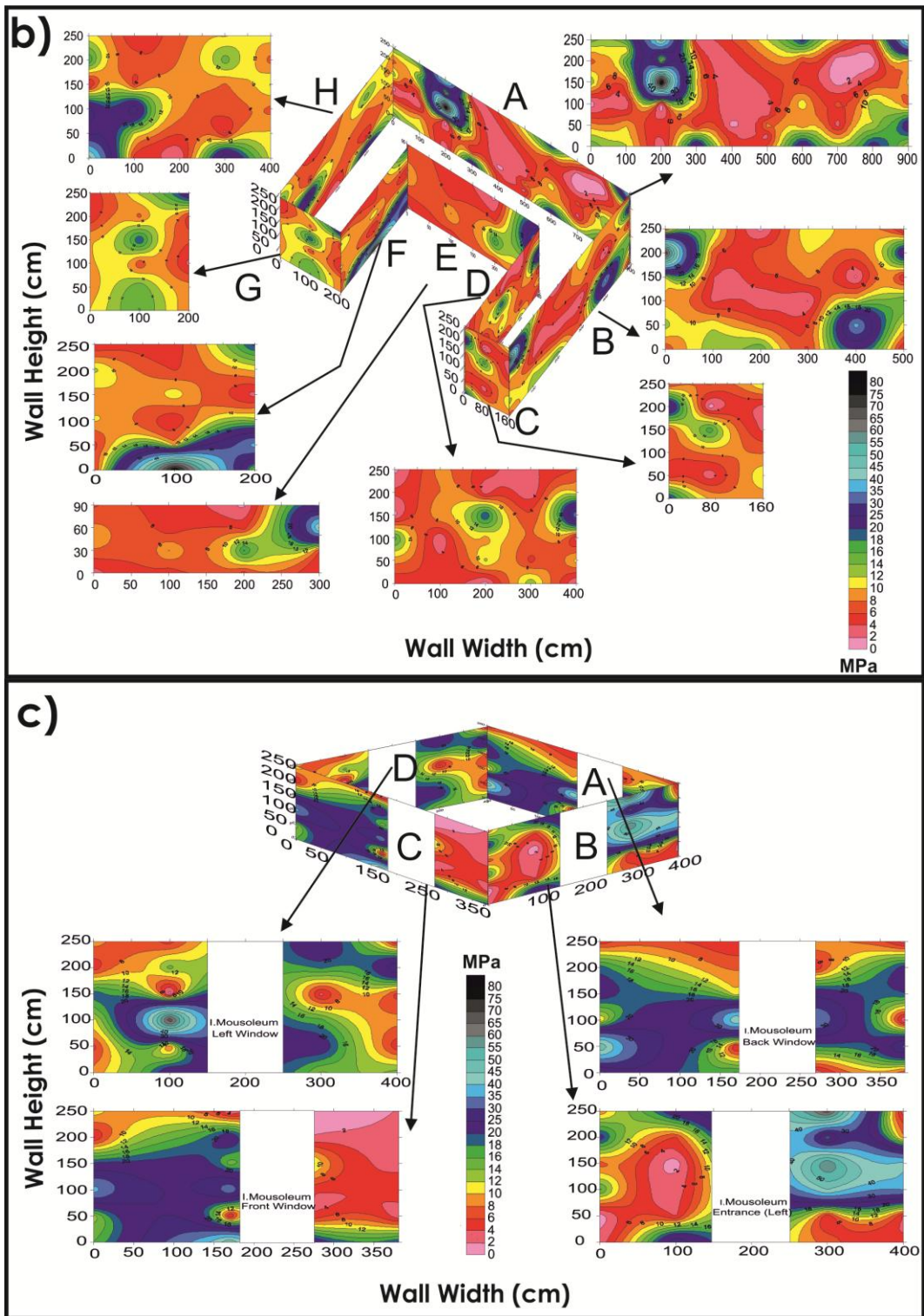
Because bricks and joints show similar structural properties, it is suggested that the differences in the opening can develop due to time and atmospheric conditions. The difference in the classification between Towers 1 and 2 depends not only on wind direction and rainfall, but also on physical factors from the west. The crack openings observed in the Mausoleum 1 are about 0.1 mm, while on the left window and the right surface of the door are 0.01 mm. In the Mausoleum 2, however, a randomly increase or decrease is observed in many areas. The cracks are classified as II and III degree (Table 2), similar to the crack classification for the towers, which suggests that wind and precipitation from the

north and west are effective in weathering. Since the domes on the mausoleums are under structural pressure, the tensional force that may occur in the dome can lead to cracks in the vertical direction. Thus resulting damage or deep cracks on the bricks which are beneath the dome, indicates that the bricks need to be renewed because of the decrease on their rigidity.

The compressive strength of the structural elements was calculated and mapped using the velocity values given in Figure 10 to show the resistance of existing structures and structural systems before the renovation process (Figure 12). Bricks in the Towers 1 and 2 show compressive strength of 2-8 MPa (Figure 12 a and b). In the mausoleums, the compressive strength were relatively higher while building materials show a compressive strength of 20-30 MPa on four sides of the Mausoleum 1 with a similar result for Mausoleum 2 (Figure 12 c and d).

While structures were destroyed partially by various invasions, renovations that led to reinforcement of the structures were not homogenous. In addition, strong winds blowing from the northwest in the spring and autumn were effective eroding different edges of the structures.





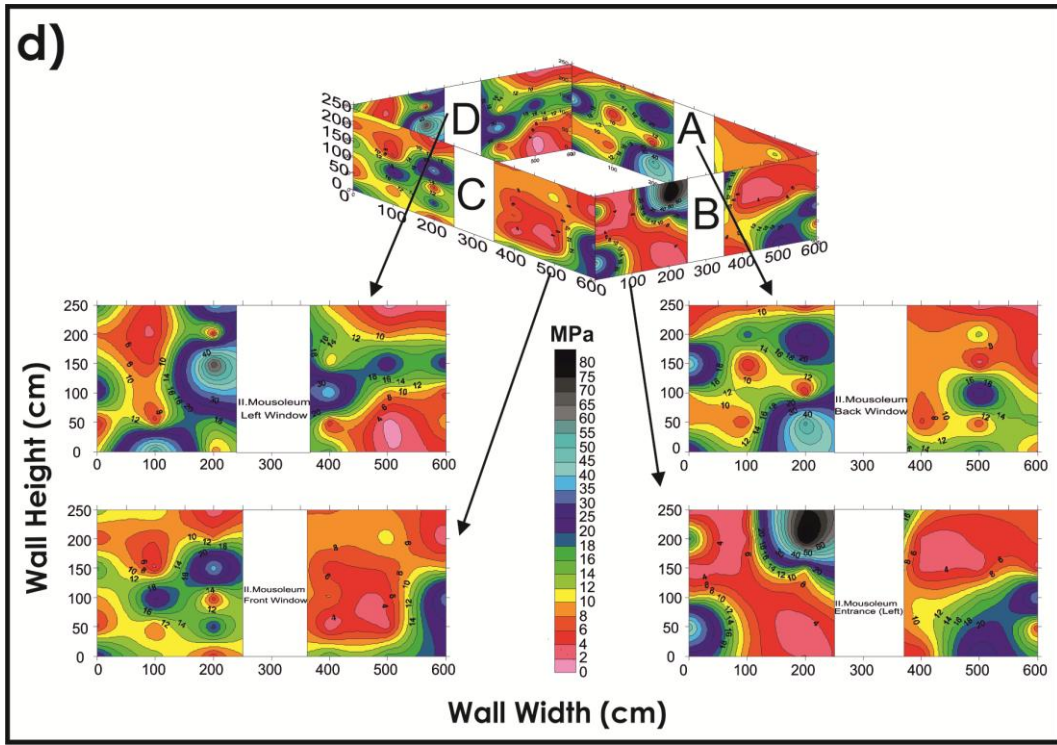


Figure 12. Variation of compressive strength maps a) First tower walls, b) Second tower walls, c) First mausoleum walls, d) Second mausoleum walls.

Şekil 12. Basınç mukavemetleri değişim haritaları a) Birinci kule duvarları, b) İkinci kule duvarları, c) Birinci türbe duvarları, d) İkinci türbe duvarları.

RESULTS

Non-destructive geophysical methods including ultrasonic pulse velocity, crack depth and the related compressive strength were measured and calculated on in-situ structures at a total of 1132 points in order to show the current status of the mausoleums and towers in the city of Merv in Turkmenistan.

Classification of any material can be explained with its physical values. Pulse velocity values obtained from this study change between 900 and 2300 m/s. The building material (brick) in both towers and mausoleums were classified as weak and poor according to the classification by IEAC (2002). The average crack interval value was found to be 0.07 mm. Velocity values are compatible with crack depth values. High crack depth values are measured where low phase velocity values are found which are thought to be the reason of weathering. For this reason, it was suggested that P wave velocity and crack depth values were affected by climatic conditions or poor workmanship during the construction. Crack depth changes between II and III class, according to IEAC (2002). This situation emphasizes that each walls were exposed

under similar conditions. The compressive strength of towers and mausoleums have different values below and above 10 MPa, respectively. Overall, the velocity and pressure strength values in the western and northern parts of the walls were lower and crack intervals were higher due to climate conditions including wind, rain, and temperature. The weathering degree on walls B, D and H is higher than other walls on the N-W fronts. The crack spacing was larger in the walls lying on the western front and the joint walls. This may be due to the quality of workmanship because the wall on the western front was recently restored.

During the restoration, water drainage of the mausoleums and the towers' foundations was completed and the dome and vaults were reinforced in their upper parts. The sutures of the mausoleums were opened, and the classic brick and rubble stones were removed from the ground by the digestion method and replaced by the same kind of durable and original material. The sutures in the surface were renewed and strengthening was made with the original material by the injection system.

In a final stage, drainage was completed in order to protect the basic substructures of the iwans and to protect them from the ground water. On the top of the mausoleums, slope levelling was made to drain rain water. Landscape projects were created in order to correspond the number of visitors. 80% of the original suture were completed on the main walls after the production of the vault and the injection of the tiles.

Some walls should be protected with higher strength materials when compared to others. It should be noted that any restoration of this archeological site should benefit the results of this study. It is of great importance whether to use the appropriate material for a long time resistance with minor financial loss.

ACKNOWLEDGMENTS

The author is deeply grateful to Faruk Çağlak for his efforts in data collection in the field. Ann Hirt is thanked for her contributions in the development of the publication. Ferhat Özçep is also thanked for his support in providing the measurement device. The data set used in this study was obtained for Promim Company. Two anonymous reviewers and the editor are very much acknowledged for their suggestions that improved the manuscript.

REFERENCES

- Aköz, F., 2005. Yığma yapılarda hasar tespiti deney ve ölçüm yöntemleri. YDGA2005 Yığma Yapılarda Deprem Güvenliğinin Arttırılması Çalıştayı (in Turkish).
- Bruneau, C., Forrer, A., Cuhe, A., 1995. Une méthode d'investigation non destructive des matériaux pierreux: les mesures à l'ultrason. Proceedings of the Congr, LCP '95, Preserv. and Restor. of Cultur. Heritage, Montreux, 187-195.
- Demirboğa, R., Türkmen, I., Karakoç, M. B., 2004. Relationship between Ultrasonic Velocity and Compressive Strength for High-Volume Mineral-Admixed Concrete. Cement and Concrete Research 34: 2329-36.
- Gladwin, M.T., 1982. Ultrasonic stress monitoring in underground mining. Int. J. Rock Mech. Miner. Sci. 19, 221 – 228.
- Herrmann, G., 1999. Monuments of Merv. Traditional Buildings of the Karakum. London: Society of Antiquaries London.
- Herrmann, G. Coffey H., Laidlaw S., Kurbansakhatov. K., 2002. The Monuments of Merv - A scanned archive of photographs and plans. London: University College London and British Institute of Persian Studies.
- Hornibrook, F.B., 1939. Application of sonic method to freezing and thawing studies of concrete, ASTM Bull., 101, 5.
- Hudson, T.A., Jones, E.T.W., 1980. New, B.M., P-wave velocity measurements in a machine bored chalk tunnels. Q. J. Eng. Geol. 13, 33 – 43.
- Jones, R. 1948. The Application of Ultrasonic to the Testing of Concrete, Research, London, 383.
- IAEA (International Atom Energy Agency), 2002. Guidebook on non-destructive testing of concrete structures. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Khan, S. R. M., Noorzaei, J., Kadir, M. R. A., Waleed, A. M. T., Jaafar, M. S., 2007. UPV Method for Strength Detection of High Performance Concrete. Structural Survey 25 (1): 61-73.
- Leslie, J.R., Cheesman, W.J., 1949. An ultrasonic method of studying deterioration and cracking in concrete structures, ACI J. Proc., 46(1), 17.
- Lin, Y., Lai, C. P., Yen, T., 2003. Prediction of Ultrasonic Pulse Velocity (UPV) in Concrete. ACI Materials Journal 100 (1): 21-8.

- Malhotra, V.M., 1976. Testing Hardened Concrete: Nondestructive Methods, ACI Monograph 9, American Concrete Institute, Detroit, MI.
- Malhotra, VM., Carino, NJ., 2004. Handbook On Non-destructive Testing of Concrete, CRC Press.
- Meneghetti, L. C., Padaratz, I. J., Steil, R. O., 1999. 'Use of Ultrasound to Evaluate Concrete Strength in the Early Ages'. Proceedings of International Symposium on Nondestructive Testing Contribution to the Infrastructure Safety Systems in the 21st Century, pp 42-47.
- Mix, P.E., 2005. Introduction to Non-destructive Testing, a Training Guide, Published by John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.
- Neville, A. M., Brooks, J. J., 1997. Concrete Technology. 6. ed. Singapore: Longman Singapore Publishers Pte.
- Obert, L., 1939. Sonic method of determining the modulus of elasticity of building materials under pressure. Proc. ASTM, 39, 987.
- Onodera, T.F., 1963. Dynamic investigation of foundation rocks, in situ. Proc. 5th Symp. Rock Mech., Minnesota. Pergamon, New York, pp. 517 – 533.
- Popovics, S., 1998. Strength and Related Properties of Concrete: A Quantitative Approach. New York. 535 p., John Wiley and Sons.
- Powers, T.C., 1938. Measuring Young's modulus of elasticity by means of sonic vibrations, Proc. ASTM, 38 (Part II), 460.
- Proceq, 2017. Operating Instructions Pundit Lab/Pundit Lab+ Ultrasonic Instrument, Pundit Lab complies with the following standards: EN 12504-4 (Europe), ASTM C597-02 (North America), BS 1881 Part 203 (UK), ISO1920-7:2004 (International), IS13311 (India), CECS21 (China).
- Pucinotti, R., 2005. Pathology and diagnostics of reinforced concrete, Dario Flaccovio Editore, Palermo, Italia.
- Sheen, N. Y., Huang, J. L., Le, D. H., 2013. Predicting Strength Development of RMSM Using Ultrasonic Pulse Velocity and Artificial Neural Network. Computers and Concrete 12 (6): 785-802.
- Smith R.T., Stephens, R.W.B., 1964. Effects of Anisotropy on Ultrasonic Propagation in Solids, Progress in Applied Materials Research, E.G. Stanford, J.H. Fearon, and W.J. McGonnagle, Ed., Vol 5, Gordon and Breach, London, p 39-64.

- Thomson, W.T., 1940. Measuring changes in physical properties of concrete by the dynamic method, Proc. ASTM, 40, 1113.
- Tarun R. Naik, T.R., Malhotra, V.M., Popovics, J.S., 2004. The Ultrasonic Pulse Velocity Method, In: V.M. MALHOTRA and N.J. CARINO, Edited 2004, Handbook On Non-destructive Testing of Concrete, CRC Press.
- Yusuf, I. T., Jimoh, Y. A., 2014. Correlation of Pundit Ultrasonic Pulse Velocity with Strength of Palm Kernel Shell Concrete. Annals of Faculty Engineering Hunedoara-International Journal of Engineering 2: 51-7.