



Preliminary Study of Scandium Enrichment in Çaldağ-Manisa Lateritic Ni-Co Deposit, Western Anatolia

Çaldağ-Manisa (Batı Anadolu) Lateritik Ni-Co Yatağındaki Skandiyum Zenginleşmesinin Ön Çalışması

NİLAY GÜLYÜZ^{1,2*} 

¹ Department of Geological Engineering, Van Yüzüncü Yıl University, Van, Türkiye

² Department of Neotectonics and Thermochronology, Institute of Rock Structure and Mechanics of the Czech Academy of Sciences, Prague, Czechia

Received (*geliş*): 28 May (Mayıs) 2024

Accepted (*kabul*): 12 September (Eylül) 2024

ABSTRACT

Scandium is one of the most valuable critical metals, with high demand in applications ranging from biomedical research to electronics. Lateritic Ni-Co deposits are considered prime targets for scandium (Sc) exploration because Sc can be concentrated during weathering through residual and secondary enrichment, reaching up to 100 ppm and making it a potential by-product.

This study investigates the distribution of Sc in the unweathered parent rocks and various laterite zones within two distinct pits of the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit in Western Anatolia. In the Hematite pit, the serpentinite protolith shows an average Sc content of 10.3 ppm, with significant enrichment in the middle-upper limonite zone, reaching up to ~66 ppm. Although this represents a sixfold increase compared to the serpentinite protolith, the maximum Sc concentrations (53.6–65.7 ppm) are relatively low compared to other nickel laterites with by-product Sc potential (~100 ppm). This lower concentration is attributed to the initial low Sc content of the serpentinized peridotite protolith and post-lateritization tectonic activity. Conversely, the South pit exhibits higher initial Sc content in the protolith (~13 ppm) but lower average Sc content (~6.4 ppm) in the limonite zone, likely due to post-lateritization dissolution of Sc-hosting minerals by alteration and secondary weathering processes within the highly deformed pit.

The findings suggest that while the Çaldağ deposit exhibits Sc concentrations up to ~66 ppm in the limonite zone, the potential for Sc as a by-product alongside Ni production is limited. Further detailed mineralogical and geochemical investigations are recommended to gain a deeper understanding of the mechanisms of Sc distribution in the Çaldağ deposit and other lateritic deposits in Türkiye.

Key words: Critical Metals, Lateritic Weathering, Nickel Laterites, Scandium, Serpentinite

ÖZ

Skandiyum, biyomedikal araştırmalardan elektroniğe kadar çeşitli uygulamalarda yüksek talep gören en değerli kritik metallere biridir. Lateritik Ni-Co yatakları skandiyum (Sc) aramaları için başlıca hedefler olarak kabul edilir çünkü Sc bozuşma sırasında kalıntı ve ikincil zenginleştirme yoluyla konsantre olarak, 100 ppm'e kadar ulaşabilir ve potansiyel bir yan ürün haline gelebilir.

Bu çalışmada, Batı Anadolu'daki Çaldağ lateritik Ni-Co yatağının iki farklı ocağındaki bozuşmamış ana kayalarda ve çeşitli laterit zonlarında Sc dağılımı incelenmiştir. Hematit ocağında, serpantin protolit ortalama 10,3 ppm Sc içeriği gösterirken, orta-üst limonit zonunda ~66 ppm'e kadar ulaşan önemli bir zenginleşme görülmektedir. Bu serpantin protolite kıyasla altı katlık bir artışı temsil etmesine rağmen, maksimum Sc konsantrasyonları (53,6-65,7 ppm) yan ürün Sc potansiyeline sahip diğer nikel lateritlere (~100 ppm) kıyasla nispeten düşüktür. Bu düşük konsantrasyon, serpantinleşmiş peridotit protolitin başlangıçtaki düşük Sc içeriğine ve lateritleşme sonrası tektonik aktiviteye bağlanmaktadır. Buna karşılık, Güney ocağında protolitte daha yüksek başlangıç Sc içeriği (~13 ppm), ancak limonit zonunda daha düşük ortalama Sc içeriği (~6,4 ppm) sergilenmektedir; bunun olası nedeni Sc barındıran minerallerin yüksek oranda deforme olmuş ocak içindeki alterasyon ve ikincil bozuşma süreçleri tarafından lateritleşme sonrası çözünmesidir.

Bulgular, Çaldağ yatağının limonit zonlarında ~66 ppm'e kadar Sc konsantrasyonları sergilemesine rağmen, Ni üretiminin yanı sıra bir yan ürün olarak Sc potansiyelinin sınırlı olduğunu göstermektedir. Çaldağ yatağındaki ve Türkiye'deki diğer lateritik yataklardaki Sc dağılım mekanizmalarının daha iyi anlaşılabilmesi için daha detaylı mineralojik ve jeokimyasal araştırmalar yapılması önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Kritik Metaller, Lateritik Bozuşma, Nikel Lateritler, Skandiyum, Serpantin

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1491285>

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

INTRODUCTION

Scandium, which is widely used in modern technology, renewable energy, and the aerospace and automotive industries, was included in the critical raw materials list revised by the European Union Commission in 2017 (European Union Commission, 2017) because of the growing market need for it (Emsley, 2014; Gambogi, 2018; Polyak, 2018; Ulrich et al., 2019). In light of the recent global potential for critical metals, including scandium, lateritic Ni-Co deposits formed on ultramafic rocks (such as those in Cuba, the Dominican Republic, Australia, and New Caledonia) with Sc concentrations ~100 ppm, which are suitable for the extraction of scandium as a by-product, have been identified as important targets for exploration to reduce the supply risk of Sc.

In nature, scandium is not found alone; rather, it is found in combination with other minerals (Maulana et al., 2016). As a compatible element, Sc is found in higher proportions in mafic and ultramafic rocks than in other

igneous rocks. In ultramafic rocks, which are the source rock of the lateritic Ni deposits, Sc takes place in the structure of hornblende, olivine, and biotite, but mainly clinopyroxene minerals (Leeman and Scheidegger, 1977; Aiglsperger et al., 2016; Maulana et al., 2016; Samson and Chassé, 2016; Ulrich et al., 2019). Scandium, which can be enriched in an amount that can be exploited as a by-product as a result of weathering, is found in almost every zone of a lateritic profile and reaches the highest amounts in the limonite zone, which usually represents the upper levels of a lateritic profile (Audet, 2009; Jaireth et al., 2014; Aiglsperger et al., 2016; Maulana et al., 2016; Rangott et al., 2016; Chassé et al., 2017; Ulrich et al., 2019). Whole-rock analyses of the laterites and the strong positive correlation of iron with Sc indicate that scandium is concentrated in the ferric iron (Fe³⁺)-containing end products of lateritization, goethite, and hematite minerals. According to the detailed mineral chemistry analysis studies, 80% of the Sc concentration in Eastern Australian laterites is found in goethite, while 20% of it is detected

in hematite (Chassé et al., 2017). In New Caledonian laterites, on the other hand, the highest Sc values are observed in the goethite mineral (average 82.7 ppm, the highest 136 ppm), while an average of 47.5 ppm Sc is detected in hematite, up to 76.6 ppm (Ulrich et al., 2019). Thus, in lateritic Ni deposits, the goethite mineral can be identified as the primary Sc host.

Thus far, a few studies (Chassé et al., 2017; Munoz et al., 2017; Ulrich et al., 2019; Teitler et al., 2019) have investigated the genesis of scandium enrichment in lateritic deposits. Scandium, which is found in ultramafic rocks, especially in pyroxene minerals, dissolves during lateritic weathering, causing the water circulating in the regolith below the water table to be enriched in Sc. Under the acidic pH condition (4-6; Fandeur et al., 2009), and high water and humidity activity, goethite minerals precipitate, and Sc^{3+} (Brookins, 1988), following the Fe^{3+} form in nature, is adsorbed on goethite (Chassé et al., 2017). In dry periods, however, with higher temperatures, decreased water activity, and near-neutral pH conditions (6–8; Gleeson et al., 2003; Marsh et al., 2013), as hematite develops and crystallizes, a portion of the adsorbed scandium (about 50%) becomes part of the crystal structure. The size difference between the six-fold coordinated Sc^{3+} and Fe^{3+} , however, limits this mechanism, although such size differences will not affect the adsorption capacity of goethite under near-neutral pH conditions (Chassé et al., 2017; Ulrich et al., 2019). Although it is claimed that the decreasing Sc concentration from the yellow limonite zone (goethite-dominant) to the red limonite zone (hematite-dominant) and iron cap (ferricrete) in a lateritic profile is connected to

the Sc content of the goethite itself (Teitler et al., 2019), the Sc enrichment mechanism described above supports that the Sc amounts observed in the upper levels of a lateritic profile and decreasing from the yellow limonite zone to the iron cap (ferricrete) are controlled by the increased amount of hematite compared to goethite (Ulrich et al., 2019).

As a result, lateritic Ni deposits, in general, can show Sc enrichment up to about 10 times that of the unweathered parent rock. However, the duration of the weathering process and tectonic stability are key factors controlling the Sc enrichment in these deposits. Consequently, in lateritic Ni deposits, three processes work together to produce exceptionally high Sc concentrations: (1) abnormally high Sc concentration in the unweathered parent rock; (2) prolonged weathering in a stable tectonic environment; and (3) lateritic conditions that provide trap of Sc by iron oxides during weathering (Chassé et al., 2017).

In Türkiye, ultramafic rocks with the potential to form lateritic Ni±Co deposits are represented by generally E-W trending ophiolitic outcrops along with the İzmir-Ankara-Erzincan suture belt associated with the Alpine-Himalayan orogenic belt (Okay and Tüysüz, 1999). Although the ophiolitic rocks in Türkiye are common, there are a limited number of lateritic Ni±Co deposits developed on them (Figure 1) under tropical to subtropical climatic conditions from Cretaceous to Miocene, and only some of them are economically exploited: Çaldağ (Manisa), Gördes (Manisa), Muratdağı (Uşak), Karaçam (Eskişehir), and Sarıçimen (Van) (Elitok and Tavlan, 2019). There are some studies on the geology, geochemistry, and mineralogy of these deposits (Çolakoğlu, 2009; Thorne et al., 2009; Tavlan et al., 2011;

Helvacı et al., 2018; Serin, 2020; Kılıç et al., 2021). However, limited research have been done to investigate the scandium content of these deposits.

In this study, the first information on the distribution and concentration of Scandium (Sc) along the lateritic weathering profiles of

one of the most important lateritic deposits, Çaldağ (Manisa) lateritic Ni-Co deposit, is provided, and the scandium enrichment potential of the deposit is evaluated in light of available literature data. Additionally, the study has implications for the scandium enrichment potential of lateritic Ni(-Co) deposits in Türkiye.

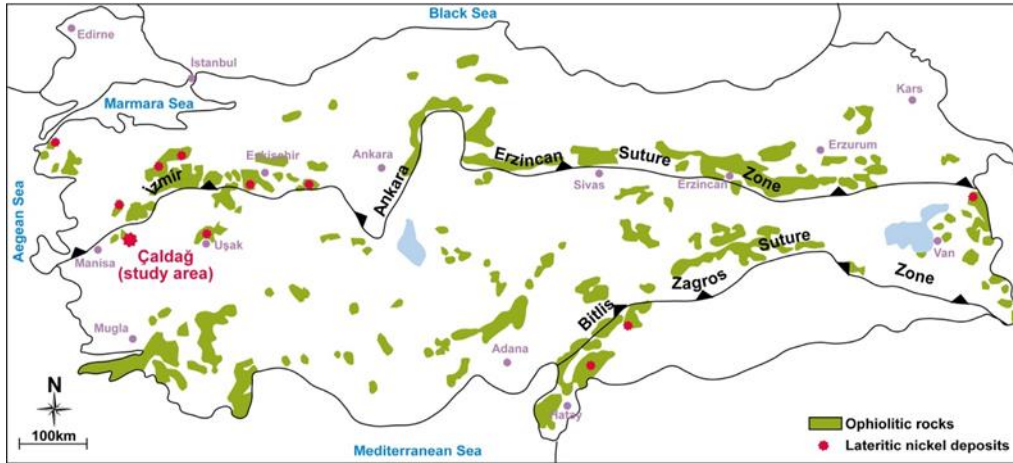


Figure 1. Distribution of ophiolitic rocks and lateritic nickel deposits in Türkiye (modified from Elitok and Tavlan, 2019).

Şekil 1. Türkiye'de ofiyolitik kayaların ve lateritik nikel yataklarının dağılımı (Elitok ve Tavlan, 2019'dan değiştirilmiştir).

GEOLOGICAL SETTING AND THE FORMATION OF THE ÇALDAĞ DEPOSIT

The Çaldağ lateritic Ni-Co deposit is located approximately 25 km north of Turgutlu (Manisa) and about 70 km east of İzmir in Western Anatolia (Figure 2a). It covers an area of around 9 km² and has a reserve of 33.3 Mt with 1.14% Ni and 0.07% Co (Thorne et al., 2009). The deposit is situated between the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone and the Menderes Massif, and lies within the Bornova Flysch Zone (BFZ) that thrusts over the Paleozoic-aged metamorphic basement rocks of the Menderes Massif in the northwest of the Anatolide-Tauride Block (Okay and Siyako, 1993; Figure 2a). The BFZ was formed on the Mesozoic continental margin of the Anatolide-

Tauride Block in an ocean that evolved during the late Cretaceous-early Paleocene period (Okay and Siyako, 1993; Okay et al., 1996). It consists of Upper Cretaceous-Lower Paleocene greywacke and shale alternations, and includes Mesozoic-aged limestone olistoliths. This zone is associated with Cretaceous oceanic accretionary prism products, which widely outcrop in the region (Okay and Tüysüz, 1999). In the Çaldağ deposit area, the BFZ is represented by ultrabasic (harzburgite-dunite), serpentinized ultrabasic, and spilitic volcanic rocks, along with a matrix consisting of sandstone, conglomerate, claystone, limestone, radiolarite, chert, and dolomitic limestones (Tavlan et al., 2011). Approximately 50 km

northeast of the deposit, ophiolites associated with the BFZ are overlain by the late Ypresian (late Early Eocene) Başlamış Formation. Although this formation consists of basal conglomerates derived from ophiolite overlain by sandstone, marl, and limestones, fragments derived from laterites are not observed, suggesting that the outcropping, erosion, and active weathering of the ophiolite were limited to the pre-Early Eocene period (Akdeniz, 1980; Önoğlu, 2000). That means that lateritization in the deposit began in the late Paleocene–early Eocene (Tavlan et al., 2011; Thorne et al., 2012).

The N-S-directed extensional neotectonic regime that has been dominant in Western Anatolia since the latest Oligocene (e.g. Bozkurt, 2001; Gülyüz et al., 2024a) has led to the formation of horsts and deep grabens that cut through the Menderes Massif and associated continental basins (e.g., Koçyiğit et al., 1999; Bozkurt, 2001; Bozkurt and Sözbilir, 2004; Figure 2a). The Çaldağ deposit is located within the northernmost Gediz Graben, and the Gediz detachment fault, responsible for the extension in the north of the graben, was dated at 20-18 Ma (amphibole Ar/Ar; Lips et al., 2001). It is likely that during this extensional phase, ultramafics associated with the BFZ in the Çaldağ area, which may have been covered by post-Paleocene units, were exposed to weathering and subsequent lateritization. However, the overlay of the deposit by the Develi Formation in the late Miocene (Messinian) suggests the late Miocene period as the upper limit of the lateritization process (Kaya et al., 2004).

An evaluation of the climatic conditions in the Çaldağ region under the optimum climatic conditions shows that the most suitable climate for the lateritization of the Çaldağ ophiolite prevailed in the Middle Eocene (Thorne et al., 2012). Additionally, Helvacı et al. (2013) propose two separate periods of lateritization in

the Çaldağ deposit, based on detailed petrography and SEM studies, and structural analysis from field studies: (1) Late Paleocene–Middle Eocene, and (2) Oligocene.

Weathering profiles in the Çaldağ deposit are observed in three different pits: (1) Hematite pit, (2) North pit, and (3) South pit (Figure 2b). While these profiles are generally similar, they present local differences in texture, morphology, and chemical and mineralogical composition. According to Thorne et al. (2009), the main ore zone, the limonite (oxide) zone, is found above the variably serpentinized ultramafics (peridotites) in the profiles of the deposit, and it is overlain by a redder hematite zone and covered by Eocene-aged lacustrine limestones in the south and a siliceous level in the north. The limited development of Ni-silicates and the lack of a sizable saprolite zone indicate that the deposit is an oxide-type lateritic Ni deposit (Thorne et al., 2009).

The main ore mineral is goethite, found within the limonite zone of the deposit, while asbolane, takovite, serpentine, limonite, nontronite, and montmorillonite have elevated Ni and Co values. Quartz, chalcedony, chromite, and hematite are gangue minerals observed within non-nickeliferous zones (Thorne et al., 2009; Helvacı et al., 2018).

SAMPLING AND METHODOLOGY

Sampling Strategy

In the Çaldağ deposit, detailed mapping and macroscopic examination of lateritic weathering profiles were conducted across various pits to delineate each laterite zone precisely and facilitate targeted sample collection for studying the distribution of scandium (Sc).

The lateritic profiles at the Hematite and South pits, largely preserved from erosion, were chosen for comprehensive sampling from the protolith to the ferricrete zone. Sample

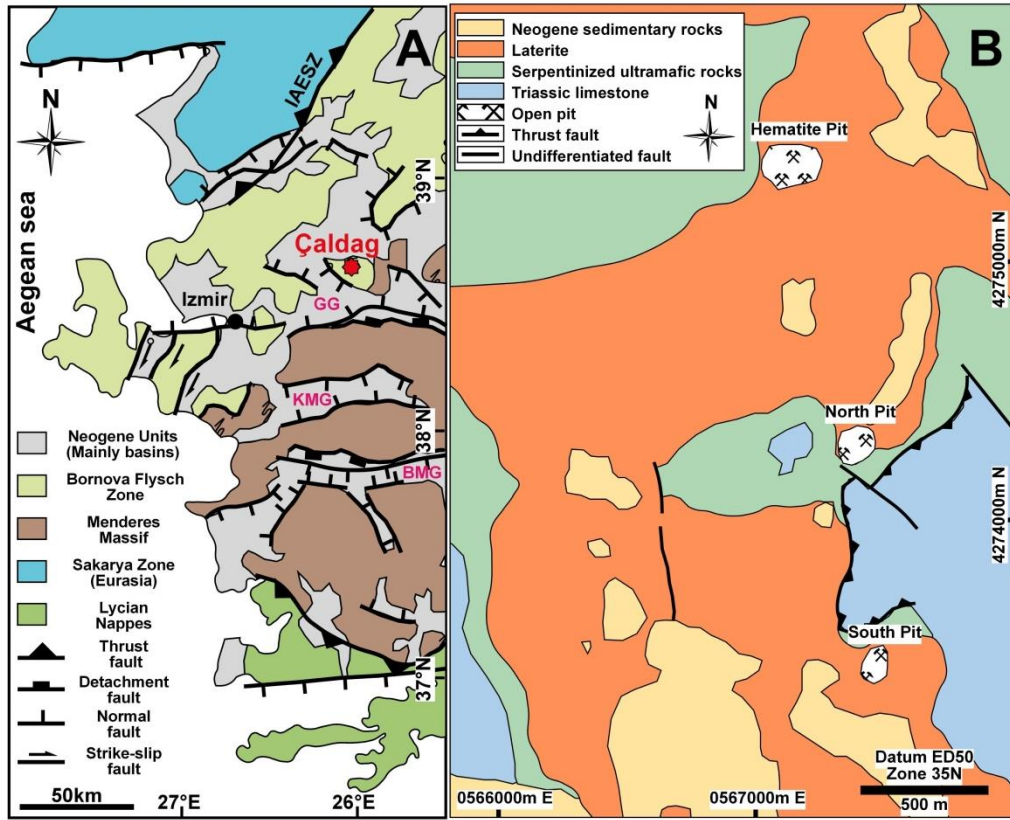


Figure 2. (A) Simplified geological map of Western Anatolia with the location of the Çaldağ deposit (IAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone; GG: Gediz Graben; KMG: Küçük Menderes Graben; BMG: Büyük Menderes Graben) (modified from Tavlan et al. 2011 and Gülyüz et al. 2024b). **(B)** Simplified geological map of the Çaldağ deposit and surrounding area with the locations of the three pits (modified from Helvacı et al. 2018 and Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 2. (A) Çaldağ yatağının konumunu gösteren basitleştirilmiş Batı Anadolu jeoloji haritası (IAESZ: İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı; GG: Gediz Grabeni; KMG: Küçük Menderes Grabeni; BMG: Büyük Menderes Grabeni) (Tavlan vd. 2011 ve Gülyüz vd. 2024b'den değiştirilmiştir). **(B)** Çaldağ yatağı ve çevresinin basitleştirilmiş jeolojik haritası ile üç ocağının konumları (Helvacı vd. 2018 ve Gülyüz vd. 2024b'den değiştirilmiştir).

collection was systematically performed along the open pit walls where the profiles are exposed.

Specifically, at the Hematite pit, two extensive lateritic profiles were studied, one along the eastern wall and another on the north-western wall (Figure 3a). Grab sampling was conducted from the three profiles. The eastern profile, approximately 40 meters thick, yielded 17 samples: 3 from the serpentinite protolith, 8 from altered serpentinite, 6 from the limonite

zone, and 6 from the ferricrete zone. The north-western profile, about 48 meters thick, provided 19 samples: 3 from the serpentinite protolith, 3 from altered serpentinite, 6 from the limonite zone, and 7 from the ferricrete zone.

In the South pit, a shorter and less deformed section at the base of a roughly 12-meter thick profile (Figure 3b) was sampled, resulting in 2 samples from the serpentinite protolith and 3 from the limonite zone. The hematite zone of

the pit could not be sampled because it was not accessible.

Sampling could not be conducted in the North pit due to the discontinuity of the laterite zones, which were heavily disrupted by faulting, movement, landslides, and overturning. In total, 47 samples were collected from the

Çaldağ deposit: 8 from the unweathered parent rock serpentinite and 39 from various laterite zones across the different profiles. This systematic approach ensures a thorough investigation of the lateritic profiles and their respective zones, providing crucial insights into the Sc distribution within the deposit.



Figure 3. General view of the Çaldağ deposit: **(A)** Hematite pit with the two mapped lateritic profiles. **(B)** South pit with the mapped laterite profile (taken from Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 3. Çaldağ yatağının genel görünümü: **(A)** Haritalanmış iki lateritik profil ile Hematit ocağı. **(B)** Haritalanmış laterit profili ile Güney ocağı (Gülyüz vd. 2024b'den alınmıştır).

Geochemical Analyses

Geochemical analyses were carried out at the geochemistry laboratories of the General Directorate of Mineral Research and Exploration in Ankara, Türkiye. In this context, the weathered ultramafic rock and laterite

samples were analyzed for concentrations of scandium (Sc) and other trace elements such as cobalt (Co), nickel (Ni), vanadium (V), and chromium (Cr) using inductively coupled plasma mass spectroscopy (ICP-MS). Additionally, the concentrations of major oxides

(Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, SiO₂, and TiO₂), and the percentage of loss on ignition (LOI) were measured using X-ray fluorescence (XRF) spectroscopy.

RESULTS

General Characteristics of Lateritic Profiles

Various laterite zones and the exposed protolith were mapped macroscopically along two lateritic profiles from the Hematite pit and one shorter lateritic profile from the South pit (Figure 3). Schematics of these lateritic profiles, and sample locations for geochemical analyses are presented in Figure 4.

Hematite pit

The lateritic profiles in the Hematite pit, exposed on both the eastern and north-western walls, exhibit some textural, mineralogical, and morphological variations, although the lateritic zones are generally consistent across the pit (Figure 4). The protolith is characterized by whitish, light green-brown serpentinite, overlaid by dark yellow-brownish altered serpentinite. Above this lies a partly siliceous limonite zone enriched with goethite, and the uppermost level features a partly brecciated silica-rich iron cap (ferricrete).

On the eastern wall, the exposed protolith of serpentinitized peridotite features whitish, light green stockwork calcite veins (Figure 5a). Upwards in the section, within the dark yellow-light brown altered serpentinite, brown irregular goethite-rich veins appear (Figure 5b), increasing in density near the transition to the limonite zone. This transition is gradual, with massive colloform goethites becoming dominant. At the base of the limonite zone, approximately 3 meters thick, the texture of altered serpentinite is locally preserved, presenting a fine-grained, dark yellowish-brown structure with continuous massive colloform goethite veins (Figure 5c). Ascending through the limonite zone, the residual

serpentinite disappears, the goethite veins become more irregular and sparse, and the limonite zone transitions into a partially silicified state approaching the ferricrete zone, which has a fragmented blocky structure. The limonite zone culminates in completely silicified, dark yellow-dark brown massive goethite displaying a gossan-like boxwork structure (Figure 5d). The overlying ferricrete zone, dark reddish-brown and silica-rich, exhibits a brecciated structure with fragments cemented by dark brownish siliceous goethite (Figure 5e). Residual chromite crystals (Figure 5f) are visible in the polygonal opal, quartz, and chalcedony fragments of the poorly sorted breccias. The total thickness of this lateritic profile is approximately 40 meters (Gülyüz et al., 2024b).

On the north-western wall, the protolith of fractured serpentinitized peridotite with whitish calcite and iron oxide veins transitions into dark yellow-light green-brown altered serpentinite featuring common irregular calcite and magnesite veins accompanied by thin iron oxide stockwork veins (Figure 6a-b). The limonite zone here begins with some residual serpentinite and common irregular goethite veins (Figure 6c), evolving into banded goethite in its upper levels, with a tilt of approximately 60–80° to the northeast. Near the brecciated ferricrete zone at the upper level of the limonite zone, the weathering within the zone increases, and silicified, generally massive but sometimes continuous dark brown-black vein-like goethite (Figure 6d) is found instead of the banded goethite in the lower zone. The contact between this upper level of the limonite zone and the ferricrete zone is transitional rather than sharp, and in this transition zone, silicified goethite and limonite (Figure 6e) with gossan texture are found in places. When the ferricrete zone is reached, a very dark red-brown-black colored weathered blocky and brecciated structure is observed.

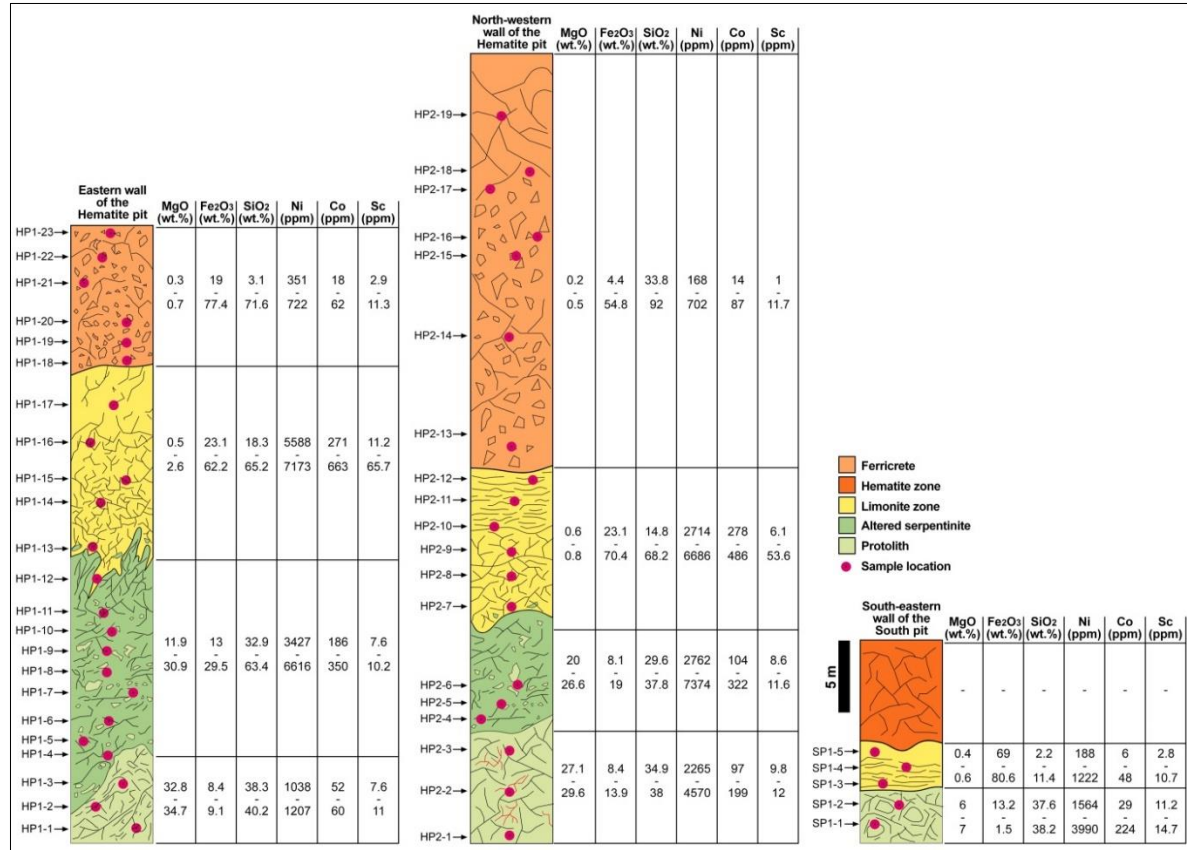


Figure 4. Schematics of the lateritic profiles in the Çaldağ deposit showing location of samples and characteristic assay results (modified from Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 4. Çaldağ yatağındaki lateritik profillerin örneklerin yerlerini ve karakteristik analiz sonuçlarını gösteren şeması (Gülyüz vd. 2024b'den değiştirilmiştir).

Angular chalcedony and silica containing isolated chromite crystals form the parts of the breccias, while massive siliceous goethite is observed as cementing the breccias and as

continuous veins cutting the zone (Figure 6f). This lateritic profile measures approximately 48 meters in thickness (Gülyüz et al., 2024b).

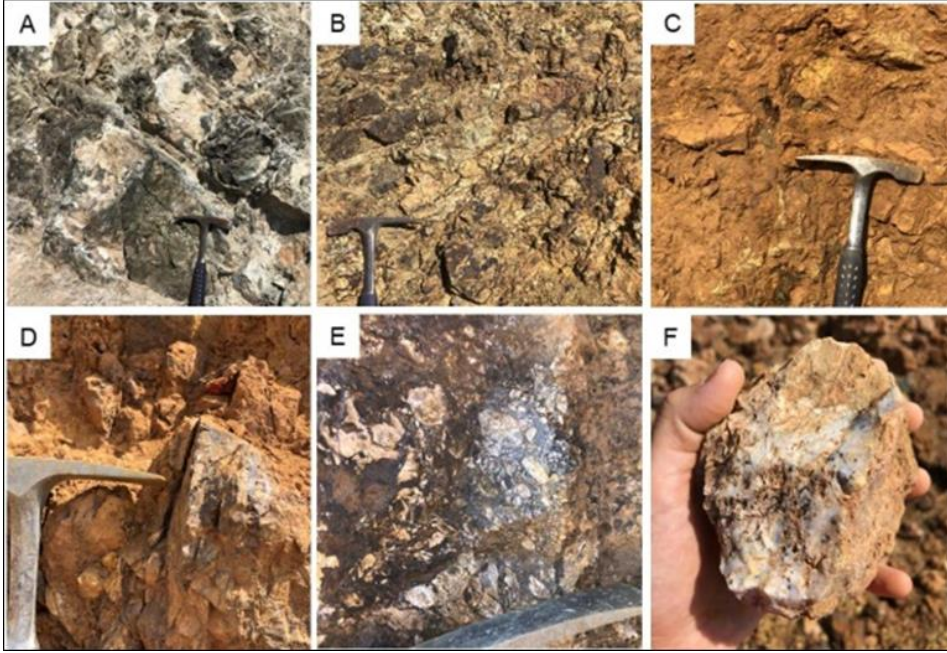


Figure 5. (A) Serpentinite protolith with stockwork calcite veins. (B) Altered serpentinite with irregular goethite-rich veins. (C) Lower levels of limonite zone with stockwork goethite veins and relict serpentinite. (D) Upper levels of the limonite zone with silicified massive goethite. (E) Ferricrete zone with brecciated silica cemented by massive goethite. (F) Relict chromite crystals within the chalcedony from the ferricrete zone (B-C-D-E-F taken from Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 5. (A) Stokvörk kalsit damarları içeren serpantin protoliti. (B) Düzensiz götüt zengini damarlara sahip altere serpantin. (C) Stokvörk götüt damarları ve kalıntı serpantin içeren limonit zonunun alt seviyeleri. (D) Silisleşmiş masif götüt içeren limonit zonunun üst seviyeleri. (E) Masif götüt ile çimentolanmış breşleşmiş silika içeren ferricrete zonu. (F) Ferricrete zonundaki kalsedon içinde kalıntı kromit kristalleri (B-C-D-E-F Gülyüz vd. 2024b'den alınmıştır).

South pit

The lateritic profile in the South pit, dipping about 40° to the southwest, consists of a serpentinite protolith at the base, followed by a limonite zone and an allochthonous hematite zone at the top (Figure 7a). This profile exhibits significant morphological changes due to post-mineral juxtaposition, overturning, and faulting. The protolith below is light-dark green, partially weathered oxidized serpentinite (Figure 7b) containing a black peridotite core with residual

olivine and pyroxene crystals. The transition from the partly weathered serpentinite to the limonite zone is marked by dark yellow-brown goethite with localized limonite bands. Ascending through the limonite zone, banded goethite gives way to weathered-comminuted massive goethite with calcite infill. The overlying dark red-brown hematite zone, completely allochthonous, is characterized by brecciated structures and calcite cementing siliceous goethite-limonite blocks with

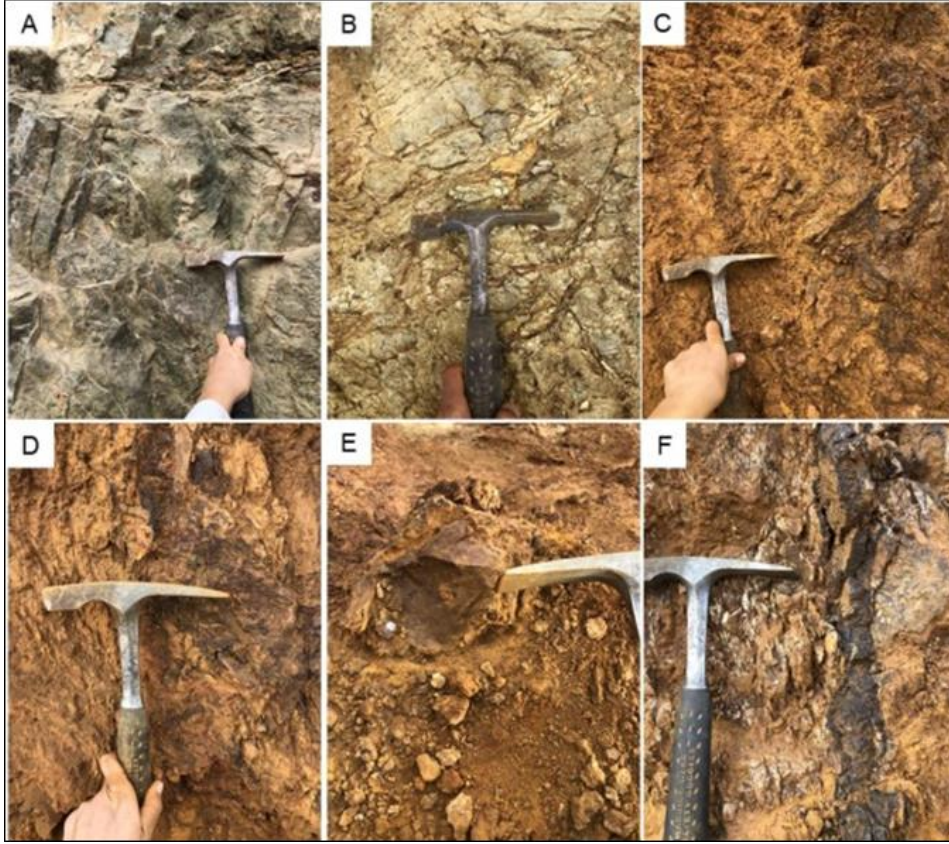


Figure 6. (A) Fractured altered serpentinite dominated by stockwork calcite and magnesite veins. (B) Altered serpentinite rich in iron-oxide veinlets. (C) Lower levels of limonite zone with occasional relict serpentinite and irregular goethite veins. (D) Middle to upper levels of limonite zone with silicified massive goethite and occasionally vein goethite. (E) Upper levels of the limonite zone with siliceous goethite and limonite in gossan texture. (F) Ferricrete zone with irregular goethite veins and brecciated silica cemented by massive siliceous goethite (B-C-E-F taken from Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 6. (A) Stokvörk kalsit ve manyezit damarlarının hakim olduğu kırıklı altere serpantin. (B) Demir oksit damarları bakımından zengin altere serpantin. (C) Ara sıra kalıntı serpantin ve düzensiz götit damarları içeren limonit zonunun alt seviyeleri. (D) Silisleşmiş masif götit ve yer yer damar götit içeren limonit zonunun orta ve üst seviyeleri. (E) Gossan dokusunda silisli götit ve limonit içeren limonit zonunun üst seviyeleri. (F) Masif silisli götit ile çimentolanmış düzensiz götit damarları ve breşleşmiş silika içeren ferricrete zonu (B-C-E-F Gülyüz vd.2024b'den alınmıştır).

intersecting veins (Figure 7a). The thickness of this lateritic profile, excluding the protolith, is estimated to be around 12 meters (Gülyüz et al., 2024b).

Geochemistry of Lateritic Profiles

Composition of major oxides (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , and TiO_2) and loss on ignition (LOI), transition

Table 1. Content of major oxides, transition metals (Ni, Co, Cr, V), critical metal Sc, and loss on ignition (LOI) in samples of the Çaldağ deposit (n = 47).

Tablo 1. Çaldağ yatağı örneklerinde (n = 47) majör oksitler, geçiş metalleri (Ni, Co, Cr, V), kritik metal Sc ve tutuşma kaybı (LOI) içeriği.

Profile	Sample ID	LOI* (%)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	V (ppm)	Sc (ppm)	Zone
Hematite pit profile 1 (Eastern wall)	HP1-1	14.1	0.4	1.8	9.1	<0.1	34.5	0.1	<0.1	<0.1	39.2	<0.1	225	60.00	1207	8.0	10.5	
	HP1-2	15.0	0.1	4.6	8.4	<0.1	32.8	<0.1	<0.1	<0.1	38.3	<0.1	12	57.00	1132	<5	7.6	Serpentine protolith
	HP1-3	13.9	0.4	0.9	9.1	<0.1	34.7	0.1	<0.1	<0.1	40.2	<0.1	244	52.00	1038	9.0	11.0	
	HP1-4	13.5	0.4	0.2	14.0	<0.1	30.9	0.1	<0.1	<0.1	39.2	<0.1	337	188.00	4383	10.0	10.2	
	HP1-5	14.0	1.3	1.4	16.9	<0.1	28.5	0.3	<0.1	<0.1	36.2	<0.1	153	188.00	3427	9.0	8.8	
	HP1-6	16.2	0.3	7.1	13.0	<0.1	26.8	0.2	<0.1	<0.1	35.0	<0.1	128	186.00	3867	7.0	10.2	
	HP1-7	12.8	1.4	0.4	25.4	<0.1	25.1	0.3	<0.1	<0.1	32.9	<0.1	66	289.00	5088	10.0	9.5	Altered serpentinite
	HP1-8	9.7	<0.1	<0.1	26.6	<0.1	17.3	0.2	<0.1	<0.1	44.0	<0.1	23	259.00	5145	<5	7.6	
	HP1-9	10.0	0.1	0.2	29.5	<0.1	13.6	0.2	<0.1	<0.1	44.3	<0.1	61	257.00	5375	5.0	8.7	
	HP1-10	13.0	0.2	0.2	24.6	<0.1	24.4	0.3	<0.1	<0.1	35.0	<0.1	142	350.00	6616	7.0	8.9	
	HP1-11	7.6	<0.1	0.1	14.4	<0.1	11.9	0.2	<0.1	<0.1	63.4	<0.1	241	233.00	5203	6.0	7.8	
	HP1-12	6.2	0.1	0.1	23.1	<0.1	2.6	0.2	<0.1	<0.1	65.2	<0.1	831	389.00	5672	14.0	12.2	
	HP1-13	7.6	0.3	0.3	36.3	<0.1	1.1	0.6	<0.1	<0.1	51.6	<0.1	466	705.00	6252	<5	11.2	
	HP1-14	10.2	0.5	0.3	50.4	<0.1	0.6	0.6	<0.1	<0.1	34.7	<0.1	416	626.00	5737	<5	30.5	
	HP1-15	14.4	6.7	0.4	50.5	<0.1	0.9	0.6	<0.1	<0.1	23.2	<0.1	1481	663.00	7173	5.0	65.7	Limonite zone
	HP1-16	11.1	2.1	0.2	45.4	<0.1	0.5	0.2	<0.1	<0.1	37.6	<0.1	762	271.00	6196	9.0	63.6	
	HP1-17	13.2	1.8	0.2	62.2	<0.1	0.6	0.3	<0.1	<0.1	18.3	<0.1	807	330.00	5588	18.0	19.9	
	HP1-18	11.0	1.2	0.1	49.0	<0.1	0.3	0.1	<0.1	<0.1	32.1	<0.1	8240	55.00	722	107.0	7.0	
	HP1-19	12.7	0.5	0.1	77.4	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	3.1	<0.1	6148	24.00	595	56.0	11.3	Ferricrete
	HP1-20	12.0	0.4	0.1	74.5	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	9.4	<0.1	3747	18.00	369	24.0	3.0	

Hematite pit profile 2 (Northwestern wall)	HP1-21	5.8	1.6	0.2	19.0	0.10	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	71.6	<0.1	1531	28.00	351	6.0	4.7	
	HP1-22	4.0	1.7	0.1	21.8	0.10	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	67.6	<0.1	1673	26.00	365	16.0	2.9	
	HP1-23	12.9	0.6	0.1	75.3	<0.1	0.4	0.1	<0.1	0.10	6.4	<0.1	3925	62.00	693	124.0	7.4	
	HP2-1	16.8	0.4	1.7	13.9	<0.1	27.1	0.2	<0.1	<0.1	38.0	<0.1	286	199.00	4570	12.0	12.0	Serpentine protolith
	HP2-2	16.2	0.3	3.4	12.6	<0.1	28.4	0.1	<0.1	<0.1	37.6	<0.1	268	177.00	3949	10.0	9.8	
	HP2-3	19.5	0.2	6.2	8.4	<0.1	29.6	0.2	<0.1	<0.1	34.9	<0.1	276	97.00	2265	11.0	10.7	
	HP2-4	13.5	0.2	0.6	19.0	<0.1	26.6	0.4	<0.1	<0.1	37.3	<0.1	194	322.00	7374	8.0	11.6	Altered serpentine
	HP2-5	14.8	0.3	3.9	15.9	<0.1	25.4	0.3	<0.1	<0.1	37.8	<0.1	262	168.00	4710	9.0	10.1	
	HP2-6	22.3	0.2	18.6	8.1	<0.1	20.0	0.1	<0.1	<0.1	29.6	<0.1	108	104.00	2762	6.0	8.6	
	HP2-7	5.2	0.1	0.1	25.2	<0.1	0.6	0.2	<0.1	<0.1	66.3	<0.1	160	278.00	6686	<5	6.1	
	HP2-8	5.4	0.2	0.1	25.6	<0.1	0.6	0.3	<0.1	<0.1	65.5	<0.1	164	408.00	6396	<5	7.6	
	HP2-9	4.8	0.2	0.1	23.1	<0.1	0.6	0.2	<0.1	<0.1	68.2	<0.1	134	379.00	6247	<5	7.5	
	HP2-10	5.3	0.7	0.1	26.9	<0.1	0.8	0.1	<0.1	<0.1	63.6	<0.1	368	230.00	4798	8.0	21.0	Limonite zone
	HP2-11	8.4	2.7	0.1	41.9	<0.1	0.7	0.4	<0.1	<0.1	40.8	<0.1	2604	486.00	5302	7.0	53.6	
	HP2-12	10.6	0.8	0.1	70.4	<0.1	0.6	0.5	<0.1	<0.1	14.8	<0.1	932	356.00	2714	16.0	12.1	
	HP2-13	2.7	0.3	<0.1	12.3	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	83.3	<0.1	1319	21.00	521	38.0	3.9	
	HP2-14	6.2	0.4	0.1	21.0	<0.1	0.4	<0.1	<0.1	<0.1	70.5	<0.1	810	44.00	598	21.0	6.2	
	HP2-15	1.6	0.3	<0.1	4.4	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	91.5	<0.1	617	19.00	334	12.0	1.4	
	HP2-16	1.7	0.2	<0.1	4.8	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	92.0	<0.1	654	14.00	168	12.0	1.0	Ferricrete
HP2-17	10.0	0.8	0.1	51.0	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	36.3	<0.1	1232	87.00	702	37.0	11.7		
HP2-18	8.4	0.4	0.1	54.8	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	33.8	<0.1	1251	47.00	424	11.0	5.7		
HP2-19	3.7	0.5	0.1	19.9	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	74.0	<0.1	721	23.00	200	78.0	1.9		
South pit profile	SP1-1	7.4	12.6	18.6	13.2	<0.1	7.0	0.2	0.10	0.60	37.6	2.10	107	29.00	1654	43.0	11.2	Protolith
	SP1-2	8.4	14.0	13.2	15.0	<0.1	6.0	0.5	0.10	0.60	38.2	2.20	470	224.00	3990	45.0	14.7	
	SP1-3	11.9	2.0	0.3	69.0	<0.1	0.6	0.1	<0.1	0.10	11.4	0.10	3923	48.00	952	38.0	10.7	
	SP1-4	12.5	0.8	0.2	76.5	<0.1	0.4	0.1	<0.1	<0.1	5.6	<0.1	1532	38.00	1222	31.0	5.6	Limonite zone
	SP1-5	11.7	0.8	0.2	80.6	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	2.2	<0.1	1078	6.00	188	31.0	2.8	



Figure 7. (A) A general view of the laterite zones exposed in the south pit. (B) Sharp contact between the serpentinite protolith and limonite zone at the base of the profile (taken from Gülyüz et al. 2024b).

Şekil 7. (A) Güney ocağında yüzeyleyen laterit zonlarının genel görünümü. (B) Profilin tabanında serpentinit protolit ile limonit zonu arasındaki keskin dokanak (Gülyüz vd. 2024b'den alınmıştır).

metals (Ni, Co, Cr, V), and critical metal Sc in samples collected from the Çaldağ deposit (n=47) is presented in Table 1.

Hematite pit

The geochemical data from the first lateritic weathering profile on the eastern wall of the Hematite pit and the second profile on the NW wall reveal distinct variations in the concentrations of SiO₂, Fe₂O₃, MgO, Ni, Co, Cr, V, and Sc along the profiles.

Silicon Dioxide (SiO₂): SiO₂ concentrations range from 3.1% to 92%, varying inversely along the weathering profiles. Typically, SiO₂ content is between 30-70%, with maximum concentrations in the ferricrete zone at the top of the profiles.

Iron Oxide (Fe₂O₃): Fe₂O₃ concentrations range from 4.4% to 77.4%. They are relatively low in the serpentinite protolith (8.4-13.9%) and altered serpentinite zone (8.1-29%) and show no consistent trend along the profiles, with uneven distribution between 15-60%. Fe₂O₃ concentrations vary between 23.1% to 70.4% within the limonite zone.

Magnesium Oxide (MgO): MgO values in the serpentinite protolith and altered serpentinite range from 11.9-34.7%, averaging 25.74%. MgO content decreases significantly in the transition to the limonite zone, falling below 1% and continuing to decrease towards the top.

Nickel (Ni): In the first profile, Ni concentration in the serpentinite protolith varies between 1038 ppm and 1207 ppm, increasing towards the ferricrete zone. Ni averages 4888 ppm in altered serpentinite and 6103 ppm in the limonite zone but decreases to an average of 515.83 ppm at the top. In the second profile, Ni values are higher, averaging 3594.67 ppm in the serpentinite protolith and 4948.67 ppm in altered serpentinite, reaching 5357.17 ppm in the limonite zone, and dropping to 168-702 ppm in the ferricrete zone.

Cobalt (Co): Co concentrations follow a similar trend to Ni. In the first profile, Co values range from 52-60 ppm in the protolith, increasing to an average of 243.75 ppm in altered serpentinite and 497.33 ppm in the limonite zone, and then decreasing to 18-62 ppm in the ferricrete zone. In the second profile, Co

averages 177.83 ppm in the protolith and altered serpentinite, 356.17 ppm in the limonite zone, and 11-78 ppm in the ferricrete zone.

Chromium (Cr): Cr concentrations are irregular in the protolith and altered serpentinite but increase significantly in the limonite zone. In the first profile, Cr ranges from 12-337 ppm in serpentinites, reaching 466-1738 ppm in the limonite zone and 1531-8240 ppm in the ferricrete zone. In the second profile, Cr values range from 108-368 ppm up to the ferricrete zone, with higher values detected in the limonite zone (932 ppm and 2604 ppm) and a gradual increase in the ferricrete zone (617-1319 ppm).

Vanadium (V): V concentrations are irregular in both profiles, ranging from <5 ppm to 18 ppm. Maximum V values (78 ppm and 124 ppm) are observed in the ferricrete zone, with mean concentrations of 55.5 ppm and 29.86 ppm in the ferricrete zones of the two profiles.

Scandium (Sc): Sc concentrations are similar in serpentinite protolith and altered serpentinite, ranging from 7.6 ppm to 12 ppm. The average Sc content in serpentinite protolith is 10.27 ppm, decreasing to 9.27 ppm in altered serpentinite. Sc values increase in the limonite zone, peaking at 53.6-65.7 ppm in the middle of the zone and decreasing towards the top. In the first profile, Sc values in the limonite zone vary between 11.2 ppm and 65.7 ppm, averaging 33.85 ppm. In the second profile, Sc values range from 6.1 ppm to 53.6 ppm, averaging 17.98 ppm. In the ferricrete zone, Sc values decrease to 1-11.7 ppm, with averages of 6.05 ppm in the first profile and 4.54 ppm in the second profile.

In summary, the average Sc content of 9.7 ppm in protolith serpentinite at the bottom of the first profile of the Hematite pit reaches 33.85 ppm by enriching approximately 3.5 times in the limonite zone. With the enrichment of

scandium, which has 10.83 ppm in the serpentinite protolith at the base of the second alteration profile, its average value reaches 17.98 ppm in the limonite zone.

South pit

Due to interruptions caused by post-lateritization events such as transport and faulting, continuous sampling from bottom to top was not feasible in the weathering profile of the South pit. Therefore, geochemical analyses were conducted on five samples from the serpentinite protolith and the limonite zone, which maintains continuity at the base of the profile on the tilted pit wall.

Silicon Dioxide (SiO₂): In the intact serpentinite protolith, SiO₂ concentrations range from 37.6% to 38.3%. SiO₂ concentrations decrease abruptly due to leaching in the transition to the limonite zone, averaging 6.4%, with a maximum of 11.4% and a minimum of 2.2%.

Iron Oxide (Fe₂O₃): Fe₂O₃ content in the serpentinite protolith ranges from 13.2% to 15%. In the limonite zone, Fe₂O₃ content increases sharply, ranging from 69% to 80.6%, with an average of 75.37%.

Magnesium Oxide (MgO): MgO concentrations in the protolith serpentinite are 6% and 7%. These concentrations decrease abruptly in the limonite zone, presenting values of 0.4% and 0.6%.

Nickel (Ni): Ni concentrations are higher in the protolith and lower in the limonite zone. Ni content in the protolith is 1654 ppm and 3990 ppm. In the limonite zone, Ni averages 787.33 ppm, with values of 188 ppm, 952 ppm, and 1222 ppm.

Cobalt (Co): Co concentration in the South pit profile is unevenly distributed, ranging from 6 ppm to 224 ppm.

Chromium (Cr): Cr concentrations in the serpentinite protolith are 107 ppm and 470 ppm. In the limonite zone, Cr shows a significant increase, with values of 1078 ppm, 1532 ppm, and 3923 ppm, averaging 2177.67 ppm.

Scandium (Sc): The Sc distribution in the South pit profile differs from that in the Hematite pit. Sc concentrations in the protolith are 11.2 ppm and 14.7 ppm, while lower Sc content is detected in the limonite zone at 2.8 ppm, 5.6 ppm, and 10.7 ppm values.

DISCUSSION

Scandium Enrichment Potential of the Çaldağ Lateritic Ni-Co Deposit

Lateritic Ni deposits can show Sc enrichment by 4-10 times of the amount of Sc in the unweathered bedrock (Chassé et al., 2017; 2019; 2020; Wang et al., 2021). However, few recent studies on scandium enrichment in a lateritic Ni-Co deposit have demonstrated the existence of many factors controlling Sc enrichment in these deposits. The duration of the weathering process and tectonic stability are major factors controlling the Sc enrichment in these deposits. Furthermore, a combination of three factors leads to very high Sc concentrations in lateritic Ni deposits: (1) abnormally high Sc concentration in unweathered bedrock, which is the first-order control on the Sc enrichment (Wang et al., 2021), (2) prolonged weathering in a stable tectonic environment, and (3) lateritic conditions that cause trapping of Sc into iron oxides during weathering (Chassé et al., 2017). Clinopyroxene and orthopyroxene, which are the main rock minerals forming the protolith in lateritic Ni-Co deposits, are the main sources of Sc, while hornblende, olivine and biotite are other minerals having high Sc content. Scandium, which can be enriched by lateritization, is found in almost every zone of a lateritic profile and generally reaches the

highest amounts in the limonite zone. However, the enriched Sc is concentrated within final weathering products containing ferric iron (Fe^{3+}), goethite and hematite minerals (Chassé et al., 2019; Ulrich et al., 2019). Although detailed mineral chemistry studies in related deposits showing Sc enrichment reveal that Sc has a complex preferential affinity for goethite or hematite that can be modified by a variety of parameters, including specific surface area, physicochemical circumstances during crystallization, and distinct precursor minerals (Chassé et al., 2019; 2020; Qin et al., 2020; Wang et al., 2021), goethite is the most important Sc major mineral in lateritic Ni deposits.

In this context, during the evaluation of the scandium potential of the Çaldağ deposit according to the geochemical data of the samples collected from different lateritic zones, (1) the type of ultramafic protolith outcropping in the Hematite pit and South pit, (2) the presence of goethite and hematite minerals in different zones of the different lateritic profiles of the deposit and (3) tectonic stability of the deposit during- and after the lateritization were considered.

Additional geochemical analyses were conducted to investigate the Sc potential of the Çaldağ deposit. Considering the geochemical data obtained along the two lateritic profiles in the Hematite pit; (1) the dramatic decrease in MgO concentration during the transition from protolith to limonite and (2) the general decrease in Ni values over the limonite zone (Figure 4) indicate leaching events observed in an in-situ laterite (e.g., Marsh. et al., 2013). In addition, high Cr and V concentrations observed in the ferricrete zone (Table 1), the uppermost zone of laterite in both laterite profiles, are because of the presence of these elements in primary chromites (Traore et al., 2008), which are more resistant to weathering

compared to other minerals, and in pyroxene. It is thought that Cr and V values (Table 1) are the result of continuous enrichment in the upper levels of laterite due to the integration of goethite and/or hematite with the dissolution of pyroxene (Fandeur et al., 2009; Oze et al., 2004).

Hematite pit

When the scandium (Sc) values in the Hematite pit are examined, the scandium (Sc) concentrations in the serpentinite protolith and altered serpentinite are similar, and the average Sc content in the serpentinite protolith is 10.27 ppm, while this value is 9.27 ppm in the altered serpentinite. Although Sc values increase after passing into the limonite zone, they reach a maximum level (53.6-65.7 ppm) in the middle of the limonite zone and present a decreasing trend towards the upper levels of the zone. While the Sc values obtained from the limonite zone of the first profile vary between 11.2 ppm and 65.7 ppm, their average is 33.85 ppm. The Sc values obtained from the limonite zone of the second profile are lower than those of the first profile, offering values ranging from 6.1 ppm to 53.6 ppm with a mean of 17.98 ppm. The average Sc content in the limonite zone of both profiles of the Hematite pit was calculated as 25.92 ppm. With the transition to the ferricrete zone above the limonite zone, the Sc values decrease and present values between 1 ppm and 11.7 ppm. Therefore, the Sc content, which is 9.7 ppm on average in the protolith serpentinite at the bottom of the first profile of the Hematite pit, becomes approximately 3.5 times richer in the limonite zone with a progressive increase, reaching an average of 33.85 ppm. The highest Sc values of 63.6 ppm and 65.7 ppm are observed at the middle-upper level of the limonite zone and show ~6 times enrichment. Similarly, in the second lateritic weathering profile, scandium enriches progressively from

the serpentinite protolith (10.83 ppm) towards the limonite zone (17.98 ppm). The maximum Sc concentration in this profile is 53.6 ppm, although it is detected in a sample at the middle-upper level of the limonite zone, indicating that the serpentinite is enriched by ~5 times.

Progressive enrichment of scandium from the bedrock serpentinite to the limonite zone in the Hematite Pit and a systematic decrease in the upper levels of the laterite are also observed in other lateritic Ni deposits with Sc enrichment and suggests that scandium, which is removed by the dissolution of serpentinite, is generally adsorbed on goethite (Chassé et al., 2017) and/or integrated into the crystal structure of goethite instead of Fe³⁺ (Munoz et al., 2017). However, the decrease in Sc values in the upper laterite zone is likely related to the progressive dissolution of goethite (e.g., Ulrich et al., 2019). Although at the upper laterite level, some scandium may be incorporated into the crystal structure of hematite (Chassé et al., 2017), the absence of hematite in the ferricrete zone in the Çaldağ deposit may indicate that the scandium mobilized from the dissolving goethite is removed from the system.

Chassé et al. (2017) states that during lateritic weathering, scandium behaves like rare earth elements due to its ionic radius and has an enrichment factor of 5, with an average of ~7-8 in scandium lateritic Ni deposits (Aiglsperger et al., 2016; Jaireth et al., 2014; Maulana et al., 2016; Ulrich et al., 2019), and may indicate maximum enrichment of 10 times. The enrichment factor of scandium calculated from the Hematite pit is ~5-6, although close to these values, the maximum Sc values obtained from the pit are between 53.6-65.7 ppm. These values are below the ~100 ppm Sc (Aiglsperger et al., 2016; Maulana et al., 2016; Chassé et al., 2017) that is the value required for potential of scandium to be exploited as a by-product in

lateritic Ni deposits. However, the Syerston-Flemington deposit in eastern Australia, where scandium is extracted as the main product, has 1350 tons of Sc reserve (Pursell, 2016) with an average Sc concentration of 434 ppm (Chassé et al., 2017) and the maximum enrichment factor in the deposit (parent rock ~80 ppm, limonite zone ~800 ppm) was calculated as ~10. Although the enrichment factor (~5-6) of scandium in the Çaldağ deposit is close to the average factor (~7-8) in similar deposits with Sc potential, the maximum Sc concentrations in the pit (53.6-65.7 ppm) are quite low in terms of the by-product potential of scandium in the deposit. The reason behind this is considered to be related to the content of the protolith (parent rock) serpentized peridotite in the Çaldağ deposit and the tectonic stability of it. According to mineral chemistry studies, scandium is mostly found in pyroxene (~60 ppm) of ultramafic bedrock minerals, but contains much lower amounts of Sc (<5 ppm) in hornblende, olivine and biotite (Leeman and Scheidegger, 1977; Aiglsperger et al., 2016; Maulana et al., 2016; Ulrich et al., 2019). The average 9-10 ppm Sc values obtained from protolith serpentinite in the Çaldağ deposit can be explained by (1) the olivine minerals observed in the related bedrock peridotite (Thorne et al., 2009) and (2) the least serpentized ultramafics as dunite and harzburgite (Helvacı et al., 2018). High enrichment of scandium in related deposits is associated with long-lasting weathering processes of the Sc-containing bedrock in a stable tectonic environment (Chassé et al. 2017). Accordingly, the fact that the Çaldağ deposit has been affected by extensional tectonic regime after the suggested main lateritization period (Middle Eocene; Thorne et al., 2009) since the latest Oligocene (e.g. Bozkurt, 2001; Gülyüz et al. 2024a) and has not been exposed to a stable weathering is thought to be another factor negatively

affecting the scandium enrichment in the deposit.

South pit

The Sc concentration in the South pit profile shows a different distribution compared to that in the Hematite pit, although it does not show any regular trend. 11.2 ppm and 14.7 ppm Sc concentrations are obtained from the protolith, while lower Sc content is detected in the limonite zone at 2.8 ppm, 5.6 ppm, and 10.7 ppm values. The Sc contents of the bedrock in the pit (11.2 ppm and 14.7 ppm) are higher than the values in the bedrock of the hematite pit (7.6–12 ppm). The protolith of the relevant pit, the ultramafic bedrock cropping out around the pit, is defined as partially serpentized pyroxenite (Helvacı et al., 2018), and it is thought that the Sc content is relatively high due to the pyroxene minerals it contains. Although the relatively high Sc content in the bedrock can cause Sc enrichment (~100 ppm) with the potential to be exploited in the limonite zone by lateritic weathering, it is dependent on the Eh-pH conditions associated with the secondary oxidation and alteration/weathering processes that the limonite zone is exposed to, such as faulting and transportation after lateritization in the South pit. It is hence suggested that although the limonite zone was enriched with Sc, Sc contents (2.8–10.7 ppm) may have decreased with the dissolution of Sc-containing minerals, most likely goethite. Similar to Sc, limonite zone has lower Ni contents compared to protolith, that is most likely related to the dissolution of goethite during post-lateritization deformation related secondary weathering and alteration processes.

CONCLUSIONS

This study investigates the distribution of scandium (Sc) in the unweathered parent rocks

and various laterite zones within two different pits of the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit.

The initial Sc content of the unweathered parent rocks represents a crucial factor influencing the maximum Sc grades in their lateritized derivatives. The serpentinite protolith at the bottom of the lateritic profiles in the Hematite pit has an average Sc content of 10.3 ppm. Scandium shows a slight increase from the serpentinite protolith to the limonite and is significantly enriched in the middle-upper levels of the limonite zone, with elevated concentrations reaching up to ~66 ppm. This corresponds to a sixfold increase in Sc content compared to the serpentinite protolith. Although the enrichment factor (~5–6) of scandium in the Hematite pit is close to the average factor (~7–8) in similar deposits with Sc potential, the maximum Sc concentrations in the deposit (53.6–65.7 ppm) are comparatively low when contrasted with the by-product potential of scandium (~100 ppm) in nickel laterites. This is likely due to the low Sc content of the protolith in the pit and the lack of tectonic stability after the main lateritization period.

Overall, the lateritic profile in the South pit shows a different pattern from the profile in the Hematite pit. Although the protolith at the bottom of the South pit has higher Sc contents compared to the Hematite pit (~13 ppm), lower Sc contents, averaging ~6.4 ppm, are found in the limonite zone. Despite the high Sc enrichment potential of the protolith pyroxenite from lateritic weathering (Rangott et al., 2016), post-lateritization weathering/alteration events in the pit likely caused a decrease in Sc contents by dissolving potential Sc-hosting minerals in the limonite zone.

In conclusion, the limonite zones of laterites in the Çaldağ deposit exhibit Sc concentrations up to 66 ppm, indicating low potential for Sc as a by-product alongside Ni production.

However, this finding is limited by the study of three lateritic profiles within the two pits of the deposit. Therefore, more detailed and comprehensive mineralogical and geochemical studies on the occurrence of Sc in the Çaldağ deposit as well as lateritic deposits with various unweathered parent rocks in Türkiye are necessary to better examine the mechanisms behind the presence of scandium within Turkish laterites.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by the Scientific and Technological Research Council of Türkiye (Grant no: 120Y275). The Institute of Rock Structure and Mechanics of the Czech Academy of Sciences is acknowledged for providing research facilities and a supportive work environment, which significantly contributed to the successful completion of this study. Sincere thanks are extended to Çaldağ Nikel Mining Company and Derya Psav for their invaluable assistance with the fieldwork. I also express my gratitude to Editor-in-Chief Elif Varol-Muratçay and the two anonymous reviewers for their constructive comments, which greatly improved the quality of the paper.

REFERENCES

- Ailsperger, T., Proenza, J.A., Lewis, J.F., Labrador, M., Svojtka, M., Rojas-Puron, A., Longo, F., and Durisova, J., 2016. Critical metals (REE, Sc, PGE) in Ni laterites from Cuba and Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, 73, 127-147. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2015.10.010
- Akdeniz, N., 1980. Başlamış Formasyonu. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 39–47.
- Audet, M.-A., 2009. Le massif du Koniambo, Nouvelle-Calédonie: Formation et obduction d'un complexe ophiolitique du type SSZ: enrichissement en nickel, cobalt et scandium dans les profils résiduels. *Université de la Nouvelle-Calédonie et*

- Université du Quebec, PhD Thesis, 336p, Quebec.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3–30. DOI: 10.1080/09853111.2001.11432432
- Bozkurt, E., and Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63–79. DOI: 10.1017/S0016756803008379
- Brookins, D.G., 1988. Eh–pH Diagrams for Geochemistry. Springer-Verlag, 176p, Berlin.
- Chassé, M., Griffin, W.L., Reilly, S.Y.O., and Calas, G., 2017. Scandium speciation in a world-class lateritic deposit. *Geochemical Perspectives Letters*, 3, 105-114. DOI: 10.7185/geochemlet.1711
- Chassé, M., Griffin, W.L., O'reilly, S.Y., Calas, G., 2019. Australian laterites reveal mechanisms governing scandium dynamics in the critical zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 260, 292–310. DOI: 10.1016/j.gca.2019.06.036
- Chassé, M., Blanchard, M., Cabaret, D., Juhin, A., Vantelon, D., Calas, G., 2020. First-principles modeling of X-ray absorption spectra enlightens the processes of scandium sequestration by iron oxides. *American Mineralogist*, 105 (7), 1099–1103. DOI: 10.2138/am-2020-7308
- Çolakoğlu, A.R., 2009. Geochemical and mineralogical characteristics of Fe-Ni laterite ore of Sarıçimen (Çaldıran-Van) area in Eastern Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(3), 449-464. DOI: 10.3906/yer-0803-5
- Elitok, Ö., and Tavlan, M. 2019. Geology and Economic Potential of Ni Deposits. pp 639-653. Pirajno, F., Ünlü, T., Dönmez, C., Şahin, M.B., ed. 2019. Mineral Resources of Turkey, Springer, Switzerland, 749p.
- Emsley, J., 2014. Unsporting scandium. *Nature Chemistry*, 6, 1025. DOI: 10.1038/nchem.2090
- European Commission, 2017. Study on the review of the list of critical raw materials”, “Report of the Ad hoc Working Group on Defining Critical Raw Materials. <https://ec.europa.eu/docsroom/documents/25421/attachments/1/translations/en/renditions/native>, 27.05.2024 (Access Date: 23.08.2024).
- Fandeur, D., Juillot, F., Morin, G., Olivi, L., Cognigni, A., Ambrosi, J.-P., Guyot, F.O., and Fritsch, E., 2009. Synchrotron-based speciation of chromium in an Oxisol from New Caledonia: Importance of secondary Fe-oxyhydroxides. *American Mineralogist*, 94, 710. DOI: 10.2138/am.2009.3073
- Gambogi, J., 2018. Scandium, U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries. 144-145. https://mineralsmakelife.org/wp-content/uploads/2018/06/Minerals_Commodities_Summaries_2018.pdf, 27.05.2024 (Access Date: (Access Date: 23.08.2024).
- Gleeson, S.A., Butt, C.R.M., and Elias, M., 2003. Nickel laterites: a review. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 54, 9–16. DOI: 10.5382/SEGnews.2003-54.fea
- Gülyüz, N., Gülyüz, E., Karaoğlan, F., and Kuşcu, İ., 2024a. Low temperature thermochronology reveals tilting of crystalline bodies, Halilaga porphyry Cu-Au deposit, NW Anatolia: Implications for exploration of porphyry copper deposits and interpretation of low-temperature thermochronology data for regional tectonics. *Ore Geology Reviews*, 166, 105958. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2024.105958

- Gülyüz, N., Kuşcu, İ., Danişık, M., 2024b. Application of (U-Th)/He hematite geochronology to the Çaldağ lateritic Ni-Co deposit, Western Anatolia: Implications for multi-stage weathering events during interglacial periods/segments. *Ore Geology Reviews*, 172, 106203. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2024.106203
- Helvacı, C., Gündoğan, İ., Oyman, T., Sözbilir, H., and Parlak, O., 2013. Çaldağ (Turgutlu-Manisa) lateritik Ni-Co yatağının jeolojisi, mineralojisi ve jeokimyasal özellikleri. *Yerbilimleri*, 34(2), 101-132.
- Helvacı, C., Kadir, S., Güven, N., Oyman, T., Gündoğan, İ., Sözbilir, H., and Parlak, O., 2018. Mineralogy and genesis of the Ni-Co lateritic regolith deposit of the Çaldağ area (Manisa, western Anatolia), Turkey. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 55(3), 252-271. DOI: 10.1139/cjes-2017-0184
- Jaireth, S., Hoatson, D.M., and Mieзитis, Y., 2014. Geological setting and resources of the major rare-earth element deposits in Australia. *Ore Geology Reviews*, 62, 72-128. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.02.008
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenruck, S., Knappe, A., Pekdeğer, A., and Mayda, S., 2004. Halitpaşa transpressive zone: Implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 1–13.
- Kılıç, S., Sayılı, İ.S., and Akıska, S. 2021. Mineralogical-petrographical indications on Eskişehir-Karaçam Lateritic Nickel-Iron Ore Deposit. 73rd Geological Congress of Turkey, 24-28 Mayıs, Ankara, Türkiye, 789-790.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 605–616. DOI: 10.1144/gsjgs.156.3.0605
- Leeman, W.P., and Scheidegger, K.F., 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, 35 (2), 247-257. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90128-5
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözbilir, H., and Yılmaz, Y., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781–792. DOI: 10.1007/s005310000101
- Marsh, E., Anderson, E., and Gray, F., 2013. Nickel-Cobalt laterites—a deposit model. U.S. Chapter H of Mineral deposit models for resource assessment. U.S. Geological Survey. DOI: 10.3133/sir20105070H
- Maulana, A., Sanematsu, K., and Sakakibara, M., 2016. An overview on the possibility of scandium and REE occurrences in Sulawesi, Indonesia. *Indonesian Journal on Geoscience*, 3(2), 139-147. DOI: 10.17014/ijog.3.2.139-147
- Muñoz, M., Ulrich, M., Levard, C., Rose, J., Ambrosi, J.-P., Cathelineau, M., Teitler, Y., Marcaillou, C., and Hesse, B., 2017. Distribution and speciation of Sc in lateritic profiles of New Caledonia using synchrotron-XRF and Sc K-edge XANES spectroscopy. International Workshop on the Geochemical Cycle of Ni, Co and Sc: from mining exploration to ecotoxicity, October 17-19, Nancy, France.
- Okay, A.İ. and Siyako, M. 1993. The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir. Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions, Ozan Sungurlu Symposium Proceedings. Association of Turkish Petroleum

- Geologists, 1993, Ankara, Türkiye, 333-355.
- Okay, A.İ., and Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. pp. 475-515. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M., ed. 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. The Geological Society London, Special Publications, London, UK. DOI: 10.1144/gsl.sp.1999.156.01.22
- Okay, A.I., Satır., M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., and Akyüz, S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. pp. 420-441. Yin, A., Harrison, T.M., ed. 1996. The Tectonic Evaluation of Asia. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 666p.
- Oze, C., Fendorf, S., Bird, D.K., and Coleman, R.G., 2004. Chromium geochemistry of serpentine soils. *International Geology Review*, 46(2), 97-126. DOI: 10.2747/0020-6814.46.2.97
- Önoğlu, N. 2000. Early Eocene nummulitides and alveolines of western Anatolia. 53rd Geological Congress of Turkey, 21-25 Şubat, Ankara, Türkiye, 270–272.
- Polyak, D.E., 2018. Vanadium. U.S. Geological Survey, US.
- Pursell, D.C., 2016. Quarterly Report. Jervois Mining Ltd, Cheltenham, Australia.
- Qin, H.B., Yang, S., Tanaka, M., Sanematsu, K., Arcilla, C., Takahashi, Y., 2020. Chemical speciation of scandium and yttrium in laterites: New insights into the control of their partitioning behaviors. *Chemical Geology*, 552, 119771. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2020.119771
- Rangott, M., Hutchin, S., Basile, D., Ricketts, N., Duckworth, G., Rowles, T.D., 2016. Feasibility study - Nyngan Scandium Project Bogan Shire, NSW, Australia. NI 43-101 Technical Report by Scandium International Mining Corp.
- Samson, I.M., Chassé, M. 2016. Scandium. pp. 1-4. White, W.M., ed. 2016 *Encyclopedia of Geochemistry*, Springer International Publishing, Cham, Switzerland. DOI: 10.1007/978-3-319-39193-9_281-1
- Serin, B., 2020. Karaçam (Sivrihisar, Eskişehir) ve çevresindeki demir, nikel zenginleşmelerinin mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek lisans Tezi, 43s, Ankara.
- Tavlan, M., Thorne, R., and Herrington, R.J., 2011. Uplift and lateritization history of the Çaldağ ophiolite in the context of Neo-Tethyan ophiolite obduction and uplift: implications for the Cenozoic weathering history of western Anatolia. *Journal of the Geological Society*, 168, 927-940. DOI: 10.1144/0016-76492010-086
- Teitler, Y., Cathelineau, M., Ulrich, M., Ambrosi, J.-P., Munoz, M., and Sevin, B., 2019. Petrology and geochemistry of scandium in New Caledonian Ni-Co laterites. *Journal of Geochemical Exploration*, 196, 131–155. DOI: doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.10.009
- Thorne, R.L., Herrington, R., and Roberts, S., 2009. Composition and origin of the Çaldağ oxide nickel laterite, W. Turkey. *Miner Deposita*, 44, 581-595. DOI: 10.1007/s00126-009-0234-6
- Thorne, R.L., Roberts, S., and Herrington, R., 2012. Climate change and the formation of nickel laterite deposits. *Geology*, 40(4), 331-334. DOI: 10.1130/G32549.1
- Traore, D., Beauvais, A., Chabaux, F., Peiffert, C., Parisot, J., Ambrosi, J.-P., and Colin, F.,

2008. Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile: part 1. Supergene dissolution of Pt-bearing chromites. *American Mineralogist*, 93, 22. DOI: 10.2138/am.2008.2605

Ulrich, M., Cathelineau, M., Munoz, M., Boiron, M-C., Teitler, Y., and Karpoff, A.M., 2019. The relative distribution of critical (Sc, REE) in some Ni-laterite deposits of New Caledonia. *Journal of Geochemical Exploration*, 197, 93-113. DOI: 10.1016/j.gexplo.2018.11.017

Wang, Z., Li, M.Y.H., Liu, Z.-R. R., Zhou, M.-F., 2021. Scandium: Ore deposits, the pivotal role of magmatic enrichment and future exploration. *Ore Geology Reviews*, 128, 103906. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103906



2.5 Boyutlu Sismik Yansıma Yöntemi Kullanılarak 2 ve 3 Boyutlu (2B ve 3B) Veri Toplama Yaklaşımı: Hatay Örnek Çalışması

2 and 3-Dimensional (2D and 3D) Data Acquisition and Processing Using The 2.5-Dimensional (2.5D) Seismic Method: Hatay Study

ORHAN GÜRELİ ^{1*} 

¹ Arar Petrol AŞ. Dumluca Sk. No:19, Ankara, Türkiye

Geliş (*received*): 27 Şubat (*February*) 2024 Kabul (*accepted*): 26 Eylül (*September*) 2024

ÖZ

Yerkürenin üç boyutlu (3B) olması nedeniyle, yerin içini en iyi şekilde görüntüleyebilmek için 3B sismik veriye ihtiyaç vardır. 3B verinin elde edilebilmesi için de verinin sahada 3B toplanması gerekir. Arazi şartları nedeniyle sahada her zaman 3B veri toplamak mümkün olmamaktadır.

3B sismik veri toplama yapılamaması durumunda 2.5B sismik yöntemi kullanılarak 3B veri elde etmek mümkündür. 3B sismik veri için arazide 2.5B yöntemle veri toplamak gereklidir. Bu yöntem için denizde uygulanan 3B sismik veri toplama yöntemi karaya uygulanmıştır. Denizde ise flip-flop tekniği ile veri toplanır. Genelde alıcı kablo aralığı 100m dir. Bu parametre seçimleri denizdeki bin boyutlarını belirler. Denizde ise bin olarak bilinen hücreler dikdörtgen olacak şekilde genelde 6.25x25m tercih edilir.

2.5B sismik veri toplama yöntemi, denizde uygulanan 3B sismik veri toplama tekniğinin karaya uygulanmış halidir. Bu yöntemde de bin boyutları dikdörtgen olacak şekilde uygulanır. Bu yöntemde karada kare bin yerine dikdörtgen bin tercih edilmesi nedeniyle yöntem 2.5B olarak adlandırılmıştır. 2.5B sismik veri toplama yöntemiyle toplanan veri, hem 2B hem de 3B veri olabilmektedir. Toplanan veri alıcı hatlarına göre ayrılarak 2B veri işlemi yapılabilir veya birleştirilerek 3B küp verisi elde edilebilir.

Bu yöntem ilk defa ARAR Petrol AŞ. tarafından test amaçlı Hatay bölgesinde bir uygulaması yapılmıştır. Daha sonra Konya-Karapınar ve Manisa-Salihli'de (Jeotermal amaçlı) uygulamaları yapılmıştır.

Bu çalışmada, Hatay bölgesinde ilk denemesi yapılan bu yöntemin saha uygulaması ve sonuçları verilmiştir. 2.5B yöntemi ile sahada elde edilen veriler hem 2B hem de 3B olacak şekilde veri işlemi yapıldı. Her iki veri işlem sonuçları da bu makalede karşılaştırmalı olarak verilmiştir.

Anahtar Kelimeler: 2B sismik, 3B sismik, Sismik Veri İşlem, Sismik Yansıma

ABSTRACT

To best view the interior of the earth, 3D seismic data is required since the earth is three-dimensional. However, 3D data acquisition in the field can be challenging due to terrain conditions. In situations where 3D data cannot be acquired, two-dimensional (2D) seismic cannot replace it.

If 3D seismic data cannot be obtained in the field, the 2.5D seismic method can be used to acquire three-dimensional data. The 2.5D seismic method was developed for this purpose, which involves acquired data in the field. This method applied the 3D marine seismic data acquisition technique to land. 3D seismic data is acquired at marine with the flip flop technique. In general, the distance between the receiver cables is 100 metres. These selects determine the dimensions of the bin in 3D marine seismic. Generally, rectangular cells known as 'bin size' with dimensions of 6.25x25m are preferred.

The 2.5D seismic data acquisition method is alternative of the 3D land seismic data acquisition method and which is similar 3D marine seismic data acquisition method. In this method, bin dimensions are applied as rectangles. It is called 2.5D because rectangular bin are preferred instead of square bins on land. The data acquired using the 2.5D seismic data acquisition method can be both 2D and 3D. The data can be separated according to receiver lines to process 2D data or combined to obtain 3D cube data.

This method was first tested in the Hatay region by ARAR Petrol AŞ and later applied in Konya-Karapınar and Manisa-Salihli for geothermal purposes.

In this study, the field application and results of this method, which was first tested in the Hatay region, are given. The data obtained in the field with the 2.5D method were processed in both 2D and 3D processing methods. The both of processing results are compared in this paper.

Keywords: 2D seismic, 3D seismic, Seismic Data Processing, Seismic Reflection

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1443632>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: ogureli@arar.com.tr

GİRİŞ

Sismik yansıma yöntemi; hem petrol, doğal gaz, jeotermal gibi derin çalışmalarda hem de maden, zemin araştırmaları gibi sığ sismik çalışmalarda kullanılmaktadır. 1900'lü yılların başından beri sismik yöntemler uygulanmaktadır. 1930'larda ilk 2B sismik yansıma verisi toplanmaya başlandı. 1950'li ve 1960'lı yıllar boyunca veri toplama ve veri işlem yöntemlerinde çok fazla gelişmeler olmuştur. İlk ticari 3B sismik veri 1975 yılında Kuzey Denizi'nde kayıt edilmiştir (Davies, 2004). Galbraith (2001) tarafından 1978 yılında Kanada-Calgary yakınlarında karada ilk defa

3B Orthogonal sismik programının tasarımı yapıldı. 1980'lerin başında da karada bu yöntem ile 3B veri toplama çalışmaları yapıldı. Orthogonal yönteminde atış ve alıcı hatları birbirine dik olacak şekilde tasarlanır. Atış hatları belirli aralıklarla ve paralel olacak şekilde, alıcı hatların dik ve iki alıcı noktasının arasından geçecek şekilde sahada işaretlemesi yapılır. Genellikle kaynak ve alıcı hatları birbirine dik olarak düzenlenir. Bu geometri özellikle saha ve kayıt ekibinin ve istasyon numaralandırmasının takibi kolaydır. Orthogonal bir tasarımda aktif alıcı hatları, her kaynak noktası konumunu çevreleyen dikdörtgen bir spread oluşturur. Spread

genellikle alıcı hattı yönünde daha uzun bir eksene sahiptir.

Türkiye’de ise ilk 3B sismik veri toplama çalışması, Western Geophysical tarafından 1985 yılında Adıyaman-Çukurtaş’ta TPAO adına toplam 70 km²’lik bir alanda yapılmıştır (Sakallıoğlu,1997). Türkiye’de 2016 yılının sonuna kadar toplam 18.860 km² 3B sismik veri toplama çalışması yapılmıştır (Sakallıoğlu, 2017). Türkiye’de kamu ve özel şirketler 3B sismik veri toplama çalışmalarını her yıl artırarak devam ettirmektedir. Yüzey şartları nedeniyle, genellikle Orthogonal yöntemi tercih edilmektedir (Sakallıoğlu, 2012; Toksoy, 2018).

Her sahanın jeolojik durumu, jeolojik hedefleri farklı olacağı için, her sahanın da 3B veri toplama parametresi, ve 3B dizaynı farklı olabilir. Dünyada konvensiyonel 3B sismik yöntem olarak genelde Orthogonal yöntemi uygulanmaktadır. Sahada düzgün 3B veri toplanabilmesi için örneklemenin düzgün olması, yani atış ve alıcı aralığının eşit olması gerekmektedir. Daha detaylı düşünüldüğünde, her yerde eşit atış-alıcı aralığı, eşit atış-alıcı hattı aralığı hatta mümkünse eşit saha boyutu olmalıdır (Vermeer, 2012).

Yüzey şartlarının uygun olmadığı yerlerde ve çevresel etki nedeniyle bir çok proje iptal edilmektedir. 3B sismik yerine 2B sismik tercih edilmektedir. 3B sismik veri toplama birim fiyatlarının çok yüksek olması nedeniyle, çok iyi bir yöntem seçilmeli ve uygulanmalıdır (Davies, 2004). 3B sismik veriler, yeraltının yeterli ve ayrıntılı bir 3B görüntüsünü sağlayarak daha güvenilir bir yoruma yol açar. 3B verilerinin geleneksel işlenmesinin nihai amacı, yer altının 3B sismik görüntüsünü elde etmektir. (Yılmaz, 2001).

3B sismik yapılacak sahanın yüzeyinin 3B veri toplamaya uygun olmaması durumunda 3B sismik yapılamamaktadır. Ancak, yapılması

istenirse çevreye çok fazla zarar verecek şekilde yapılabilmektedir. Bu çalışmanın amacı, sahada 3B veri toplama istenmesine rağmen, saha şartları nedeniyle yapılamaması durumunda bir çıkış yolu bulmaktır. Çevreye zarar vermeyecek şekilde yeni yöntemler geliştirilmektedir ki bu yöntem de 2.5B yöntemidir. Bu yöntem ile 3B sismik veri toplama yapılamayan sahalarda 3B veri toplanması sağlanmıştır.

ÇALIŞMA SAHASININ JEOLJİSİ

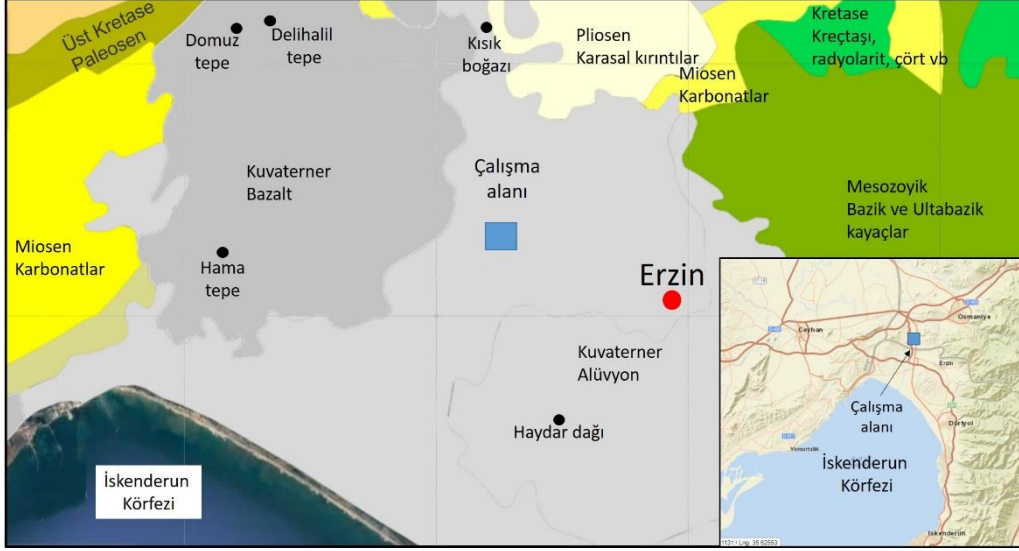
Hatay-Erzin ovası, Akdeniz bölgesinde olup İskenderun körfezinin kuzeydoğusunda, Hatay ve Adana illeri sınırları içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanının doğusunda Amanos Dağları olup, batıda Leçe denilen Delihalil bazaltları yer almaktadır. Kuzeyde Kısık boğazı güneyde ise İskenderun körfezi bulunmaktadır (Atlı, 2010).

Erzin Ovasında en üstte Kuvarterner yaşlı Alüvyon (kum-çakıl tabakaları), Kuvarterner yaşlı bazalt, Pliosen yaşlı konglomera ve Miosen yaşlı kil ve kumtaşları bulunur (DSİ, 1974; Doyuran 1982). Araştırma alanındaki başlıca Kuvarterner oluşumlar Delihalil formasyonu, kaliçi, birikinti koni çökelleri, kıyı kumulları ve alüvyonlardır (Atlı, 2010). Ovanın temelini oluşturan ofiyolitli serinin kalınlığı bilinmemektedir. Yerleşme yaşının Üst Kretase olduğu kabul edilmektedir (Atan, 1969; Aslaner 1973).

Delihalil formasyonu; Erzin’in batı ve kuzeybatısında yer alan “Leçelik (çapır arazi)” ovada en ilgi çekici yeryüzü şeklini oluşturmaktadır. Delihalil tepe eteklerinde görülen Leçelik bazalt lav akıntıları sonucu oluşmuştur. Bazalt cürufu olarak nitelenebilecek bu oluşuk ana koni olan Delihalil ile parazit konilerini oluşturan Domuz tepe ve Hama tepelerden gelen lavların çabuk soğumaları sonucu meydana gelmiştir.

Renkleri koyu gri ve siyahtır. Oluşumu sırasında ihtiva ettiği gazların uçması nedeniyle delikli yapı gösterirler (DSİ, 1974).

Delihalil formasyonunun yaşının Kuvaterner olarak kabul edildiği bildirilmektedir.



Şekil 1. Çalışma sahası ve çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2024)

Figure 1. Geological map of the study area (MTA, 2024)

Alüvyon; (Doyuran, 1982) tarafından Erzin Ovası'nın büyük bir kısmında görüldüğü, sel suları ve akarsu çökellerinden oluştuğu bildirilmektedir. Akarsu yataklarında genellikle çakıllı ve yer yer kumlu olan alüvyonlar ovanın diğer kısımlarında daha çok kumlu, siltli ve killidir.

Haydar formasyonu, ismini Haydar dağından alır. Doyuran (1982) ile Karahanoğlu ve ark. (1995) tarafından Haydar formasyonunun bol serpantin ve kireçtaşı, az kuvars ve çört çakılları içeren karbonat çimentolu iyi pekişmiş konglomeradan ve yer yer marn bantları ve mercerlerinden oluştuğu bildirilmiştir.

Şekil 1'de çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası verilmiştir. Çalışma sahası petrol vedeğal gaz açısından potansiyel bir sahadır. Daha önce açılan kuyularda petrol ve gaz

keşifleri yapılmıştır. Bölgede doğal gaz üretimi yapılmaktadır.

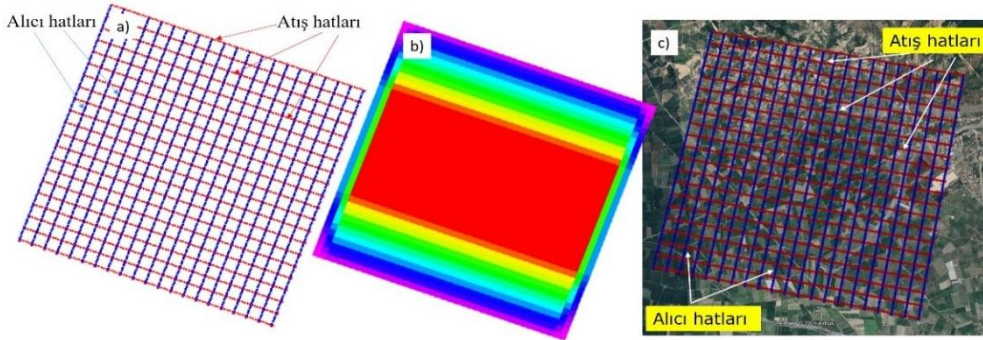
YÖNTEM

3B kara sismik yansıma yöntemi

Karada ve denizde hem 2B hem de 3B sismik yapılmaktadır. Konvensiyonel kara sismiğinde genel olarak 3B Orthogonal sismik yöntem uygulanmaktadır (Şekil 2). Orthogonal yöntemi kadar yaygın olmasa da Brick (Tuğla örülü duvar desenine benzeyen bir dizaynı vardır. Orthogonal yönteminin ofset dağılımını iyileştirmek amacıyla geliştirilmiştir. Alternatif alıcı hatları arasında yer alan kaynak nokta gruplarının yarım hat konumuna taşınmasıyla olur. Dar bir azimut parçası için tuğla deseninin ofset dağılımı, orthogonal tasarıma göre daha üstündür.), Zigzag (Zig-Zag dizaynı çöl bölgelerinde veya alıcı hatları arasının uygun

olduğu diğer yerlerde yaygın olarak kullanılır. Tek kaynak hatları, tek bir zig-zag için bitişik alıcı hat çiftleri arasında yerleştirilir. Ofset dağılımı ve yakın ofsette daha fazla veri toplama amacıyla yapılır.), Radial (Radial tasarım, örümcek ağına benzer bir dizayndır. Merkezden uzaklaştıkça genişleyen bir alıcı hatlar vardır. Merkezden eşit uzaklıkta ve yarı

çapı büyüyen dairesel atış hatları vardır. Atışlar yapılırken tüm alıcılar kayıt alır. Genelde kuyu merkeze alınır ve bu yöntemle veri toplanır. Amaç, kuyunun olduğu bölgedeki rezervuar yapısını ayrıntılı görüntülemektir.) gibi yöntemlerde kullanılmaktadır (Cordsen, 2000; Ekinciöğlü, 2005; Gürelî, 2005). Denizde ise bu yöntemler uygulanamamaktadır. Deniz şartları



Şekil 2. a) 3B Kara Orthogonal sismik program örneği (Kırmızı hatlar atış hatları, mavi hatlar ise alıcı hatlarıdır), b) Katlama sayısı (fold) dağılımı, c) Planlanan 3B sismik programın Google-Earth görüntüsü

Figure 2. a) Example of 3D Land Orthogonal seismic program (Red lines are shot lines and blue lines are receiver lines), b) Fold distribution, c) Google-Earth image of the planned 3D seismic program

nedeniyle sadece Swath (Bu geometride kaynak ve alıcı hatları paraleldir ve genellikle çakışır. Kaynak noktaları tek bir atış hattı üzerinde olurken, alıcılar ise atış hattına paralel ve bir çok alıcı hattı üzerinde olur. (Ekinciöğlü, 2005)) tekniği uygulanabilmektedir. Deniz 3B tekniğinde bin'ler dikdörtgen tercih edilirken, karadaki tekniklerin uygulaması daha kolay olduğu için kare bin'ler tercih edilir.

Karada uygulanan Orthogonal yöntemde atış ve alıcı hatları birbirine dik uygulanır (Cordsen, 2000). Denizde ise atış hattı ile alıcı kabloları (Streamer) paralel ve aynı yönlüdür. Denizde 3B sismik veri toplama çalışmalarını yapmak çok kolaydır. Karada ise arazi şartlarına göre kolay yada zor olabilir. Karada düz ve açık arazide 3B sismik yapmak kolaydır. Fakat arazi şartlarının zor olduğu (orman içleri, fidanlık,

ağaçlı olan bölgeler, engebeli yüzey şartları gibi) yerlerde sismik yapmak zordur. Bunun için 2.5B sismik yöntem geliştirilmiştir. Bu yöntem, 3B sismik yöntemin uygulanmadığı yerlerde 3B sismik veri elde edebilmek için geliştirilmiştir.

Tablo 1'de örnek bir 3B sismik veri toplama parametreleri görülmektedir. Tabloda da görüldüğü gibi bin boyutları kare olacak şekilde seçilmiştir.

Şekil 8'de örnek planlanan bir 3B sismik program görülmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi saha 3B sismik için oldukça zordur. Sismik programın yapılacağı alan zeytin, portakal ve narenciye ağaçları ile kaplıdır. Yüzey şartları nedeniyle bu sahada 3B sismik yapmak zordur (Başar, 2001).

Tablo 1. 3B kara sismik veri toplama parametreleri

3B Sismik Veri Toplama Parametreleri	
Saha	Hatay
Toplam Survey alanı	50 km ²
Alıcı grup aralığı (RI)	40 m
Atış aralığı (SI)	40 m
Bin size (kare)	20 x 20 m
Atış Hattı aralığı (SLI)	200 m
Alıcı Hattı aralığı (RLI)	200 m
Bir hattaki canlı kanal sayısı (KS)	160
Alıcı hattı sayısı (NRL)	16
Toplam 3B Fold	8*16=128
Toplam aktif kanal sayısı : Patch	16*160=2560
Kaynak	Vibratör
Jeofon özelliği	10 Hz. Nokta başına 12 adet jeofon
Jeofon düzeni	1x12 inline
Kayıt cihazı	Sercel Wing / 24 bit Kablosuz
Spread/Atış yeri	Simetrik split spread
Yakın offset	28 m
Uzak offset	3840 m
Kayıt uzunluğu	5 s
Örnekleme aralığı	2 ms

$$Cx = (KS * RI) / (2 * SLI) \quad (1)$$

$$Cy = NRL / 2 \quad (2)$$

$$C = Cx * Cy \quad (3)$$

Burada;

Cx : In-line yöndeki katlama sayısı,

Cy : X-line yöndeki katlama sayısı,

C : Bir bin içindeki toplam 3B katlama sayısı,

KS : Bir atış hattındaki canlı alıcı sayısı,

RI : Alıcı grup aralığı,

SLI : Atış hattı aralığı,

NRL : Alıcı hattı sayısıdır.

Tablo 1'e göre katlama sayısı hesaplanırsa,

$$Cx = (160 * 40) / (2 * 200) = 16 \quad (4)$$

$$Cy = 16 / 2 = 8 \quad (5)$$

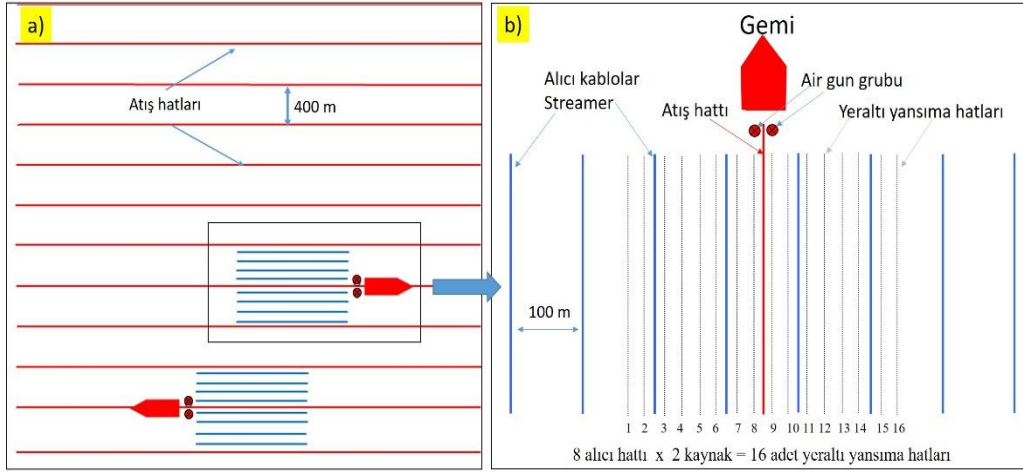
$$C = 16 * 8 = 128 \quad (6)$$

3B yöntemde katlama sayısı (fold) kara ve denizde farklı hesaplanır. Karada aşağıdaki gibidir.

olur. Yani bir 20x20m boyutlarındaki her bir bin içinde farklı azimut ve ofsette 128 adet iz yansıyacak demektir.

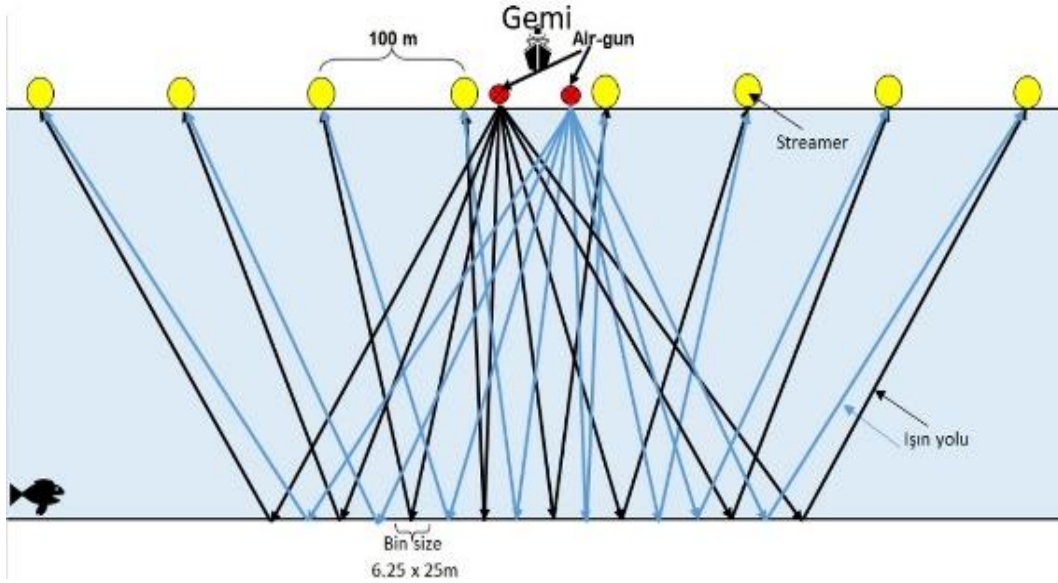
3B deniz sismik yansıma yöntemi

Deniz sismiği, denizde yapıldığı için kara sismiği ile kıyaslandığında yüzeyde herhangi bir sorunu yoktur. Kara sismiğindeki yüzey koşulları (dağ, tepe, orman, nehir, yol, şehir vs.) sorunu denizde yoktur. Deniz sismiğinde ise fırtına, gemi-denizaltı gürültüleri, akıntı gibi sorunlar vardır. Hava koşulları uygun olduğu sürece 24 saat boyunca sismik veri toplaması yapılabilmektedir. Deniz sismiği için bir gemi, planlanan kadar alıcı kabloları (streamer), kaynak (airgun) grubu ve navigasyon sistemi yeterlidir (Gürel, 2001).



Şekil 3. a) Denizde 3B denizde veri toplama için atış şekli, b) Bir atış hattı için atış-alıcı kabloları ve yerçi yansımalarının görünüşü

Figure 3. a) Shot geometry for 3D marine data acquisition, b) A view of shot-receiver cables and subsurface lines for a shot line



Şekil 4. Denizde 2 airgun grubu ve 8 alıcı kablolu (streamer) ve 3D için ışın yolu

Figure 4. A view of 2 airgun groups, 8 receiver lines (streamer) and ray path for 3D seismic at marine

Tablo 2’de, denizde yapılan 3B sismik veri toplama için parametrelerin bir kısmı verilmiştir. Bir konvensiyonel deniz 3B sismik parametreleri incelendiğinde bin’in dikdörtgen olduğu görülür. Şekil 3a’da, denizde 8 alıcı kablolarına sahip bir gemi ile 3B sismik veri toplama şekli görülmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi, alıcı kablo sayısı ve alıcı kablo aralığı atış hatları arası mesafeyi belirler. Ayrıca alıcı kablo uzunluğu sismik geminin manevrasını belirler. Yani geminin alıcı kablosu uzun ise daha genişten ve uzaktan dolanarak yeni hatta atışa başlayabilir. Geminin manevra mesafesi, genelde alıcı kablo uzunluğunun yarısı kadar son atıştan sonra aynı doğrultuda devam edilir, yarıçaplı alıcı kablo mesafesinin yarısı olan bir daire üzerinde 180 derece döner ve dönme işlemi tamamlandıktan sonra alıcı hattı mesafesinin yarısı kadar gider, planlanan atış hattına ulaşır ve atışlar başlar. Şekil 3a’da geminin üzerinde hareket ettiği atış hatları (kırmızı), çektiği alıcı kabloları (mavi) ve kaynaklar (kırmızı yuvarlak noktalar) görülmektedir. Şekil 3b’de ise 3B sismik için bir gemi, bir atış hattı, 8 adet alıcı kablosu ve yeraltındaki yansıma hatları (gri) görülmektedir. Flip flop tekniği ile 2 farklı kaynak grubunda (Flip flop tekniği: Kaynak grupları sıra ile 25m’de bir atış yapma şeklindedir) atış yapılmaktadır. 2 farklı kaynak ve 8 alıcı kablosunda toplam yer içinde 16 adet sismik hatlardan kayıt alınmaktadır. Birinci kaynak grubunda atış yapıldığı zaman, yer içindeki 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 ve 15 nolu hatlardan veri toplanır. İkinci kaynak grubunda atış yapıldığı zaman ise, yer içindeki 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 ve 16 nolu hatlardan veri toplanır.

Şekil 4’de, 3B deniz sismiği için enerji kaynakları (iki air gun grubu), alıcı kabloları (streamer) ve ışın yolları görülmektedir. 3B deniz sismiğinde 50m aralıklarla bulunan iki kaynak grubu kullanılır. Bu iki kaynak grubu sıra ile atış yapılarak kayıt alınır. Atışlar atış hattı üzerinde olup birinci air gun grubu hattın

25m solunda, ikinci air gun grubu ise hattın 25m sağında bulunur. Bu nedenle bin boyutu atış yönüne dik yönde (x-line) alıcı kablo aralığının 1/4’ü kadar, yani 25m olur (Şekil 4).

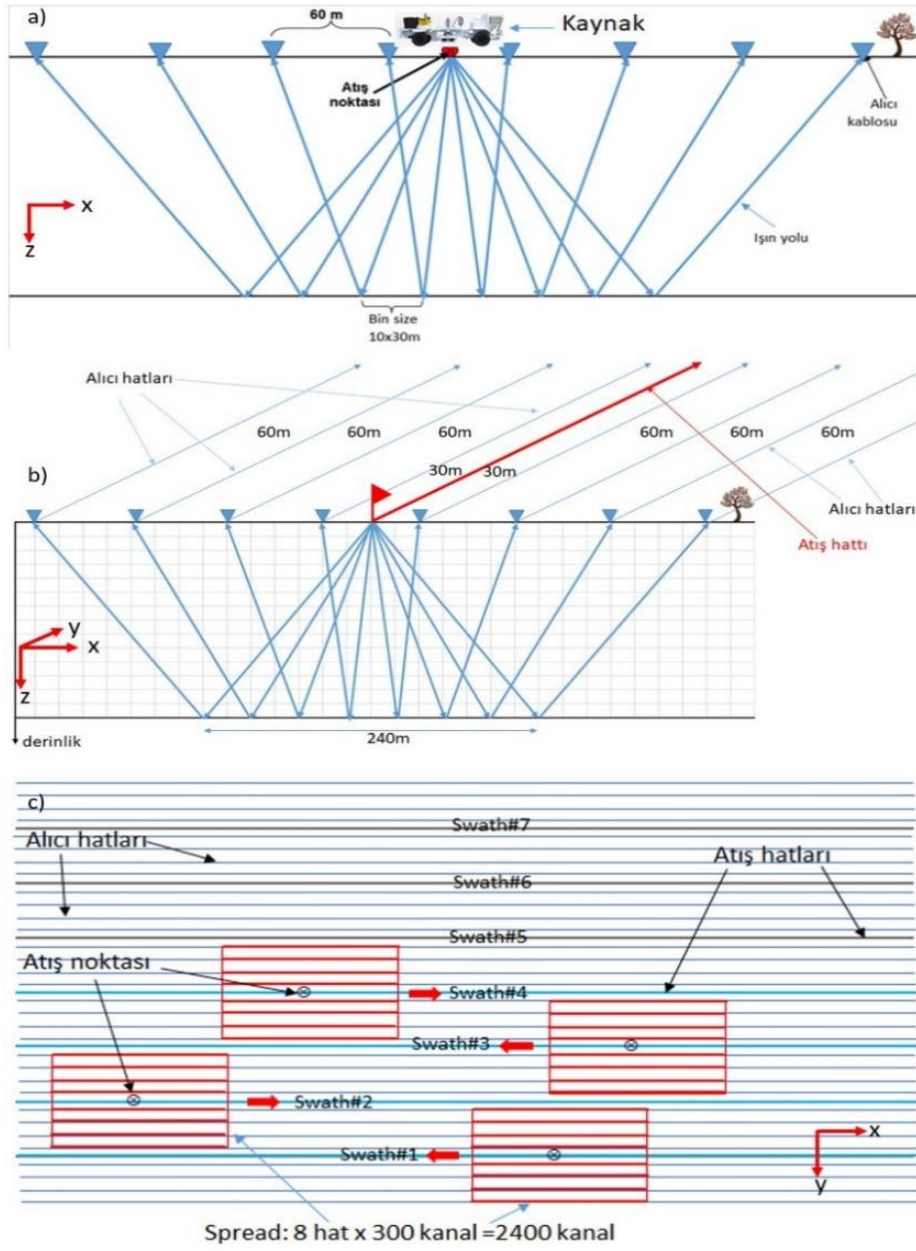
Tablo 2. 3B deniz sismik veri toplama parametreleri

Table 2. 3D marine seismic data acquisition parameters

3B Deniz Sismik Veri Toplama Parametreleri	
Program	100 km2
Atış hattı aralığı	400 m
Alıcı kablosu (Streamer) arası mesafe	100 m
Bir streamer’deki alıcı sayısı (KS)	300
Spread	8 hat x 300 kanal = 2400 aktif kanal
Flip flop atış aralığı (SI)	25 m
Air gun grup aralığı	50 m
Atış düzeni	flip-flop atış şekli
Hidrofon grup aralığı (RI)	12.5 m
Hidrofon sayısı/grup	12
3B katlama sayısı (fold sayısı)	75
Bin size (dikdörtgen)	6.25 x 25 m
Kaynak	Hava tabancası (airgun)
Toplam kaynak hacmi	3600 inç ³
Air gun sayısı	24
Air gun basıncı	2000 psi
Air gun derinliği	6 m
Alıcı grubu-streamer derinliği	7 m

Denizde katlama sayısı aşağıdaki gibi hesaplanır. Denizde sadece in-line yöndeki formül kullanılır. X-line yöndeki formül kullanılmaz.

$$Cx = (KS * RI) / (2 * SI) \quad (7)$$



Şekil 5. a) Karada 1 kaynak ve 8 alıcı kablolu 2.5B için ışın yolu, b) 1 swath için alıcı ve atış hatlarının görünüşü, c) Swath'lara göre atış ve alıcıların konumu ve hareketleri

Figure 5. a) A view of 1 shot point, 8 receiver lines and ray path for 2.5D seismic on land, b) A view of the receiver and shot lines for 1 swath, c) Position and motion of the shot and receivers according to the swaths

Burada;

C : Bir bin içindeki toplam katlama sayısı,

KS : Bir alıcı kablosundaki canlı alıcı sayısı,

RI : Hidrofon grup aralığı,

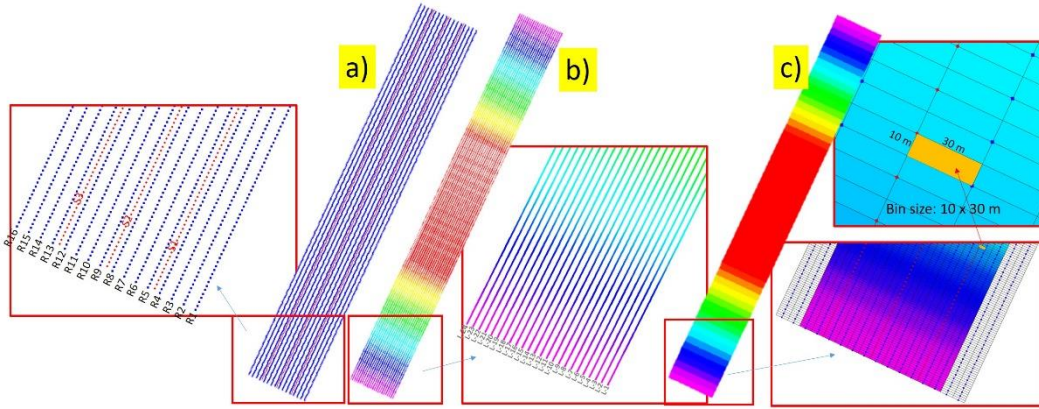
SI : Flip flop düzenine göre atış aralığı.

Bin'in alıcı hattı yönündeki boyutu (In-line) ise alıcı hidrofon grup aralığının yarısı kadar olur. Aksi belirtilmedikçe alıcı (hidrofon grubu) grup aralığı 12.5m tercih edilir. Bu durumda bin'in in-

line yönündeki boyutu 6.25m olur. Bunun sonucu olarak bin dikdörtgen şeklinde olup boyutları 6.25x25m elde edilir. Flip flop atış olması nedeniyle de katlama sayısı (fold) hesabı denizde farklı hesaplanır. Tablo 2'e göre katlama sayısı hesaplanırsa,

$$Cx = (300 * 12.5) / (2 * 25) = 75 \quad (8)$$

olur. Yani bir 6.25x25m boyutlarındaki her bir bin içinde farklı azimut ve ofsette 75 adet iz yansıyacak demektir.



Şekil 6. a) Bir swath'ın bütün olarak görünüşü (maviler alıcı noktalarını, kırmızılar atış noktalarını gösterir), b) Bir swath'ın bir kısmının görünüşü, c) yerindeki 2B sismik hatların bir kısmının görünüşü (katlama sayısına göre renkli), d) yerindeki 3B sismik alanının bir kısmının görünüşü (katlama sayısına göre renkli)

Figure 6. a) A view of the swath as a whole (blue indicates receiver points, red indicates shot points), b) A view of part of a swath, c) A view of part of the 2D subsurface seismic lines (coloured by fold numbers), d) A view of part of the 3D seismic subsurface area (coloured by fold numbers)

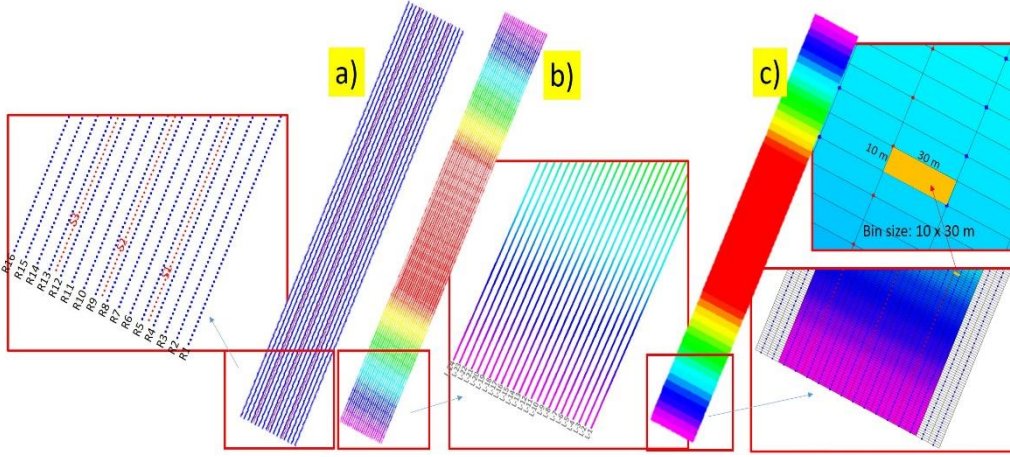
2.5B kara sismik yansıma yöntemi

2.5B veri toplama yöntemi, yukarıda belirttiği üzere 3B sismik yöntemin uygulanamadığı zor arazi şartlarında 3B sismik yapabilmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. 3B sismik için uygun olmayan arazi şartlarında uygulanır. Bunun için 2.5B sismik yöntemi, denizde uygulanan 3B

yöntemin karaya uygulanması ile oluşturulmuştur. Karada da atış ve alıcı hatları denizdeki gibi aynı yönde olacak şekilde tasarlanır. Öncelikle karada 2.5B sismik yapılması planlanan sahanın, denizdeki 3B sismik program gibi dizaynı yapılır (Gürel, 2021).

Şekil 5a'da 2.5B kara sismiyi için kaynak (1 vibratör grubu), alıcı kabloları (60 metre aralıklarla) ve ışın yolları görülmektedir. 2.5B kara sismiyinde bir atış hattı olur, denizdeki gibi flip flop atış şekli uygulanmamaktadır. Atış noktaları da atış hattı üzerinde olur.

Yüzey şartlarına göre atışlar sağa veya sola ofsetli olabilir. Karadaki 3B sismikte atış hattına dik olacak şekilde yanıl ofsette atış yapılabiliyordu. 2.5B sismikte de aynı şekilde yanıl ofsette atış yapılabiliyor.



Şekil 7. Planlanan 2.5B sismik programı (mavi: alıcı hattı, kırmızı: atış hattı), b) 2.5B veriden 2B verinin elde edilmesi ve 2B fold dağılımı, c) 2.5B veriden 3B verinin elde edilmesi, 3B fold dağılımı ve "bin size" görünüşü

Figure 7. Planned 2.5D seismic program (blue: receiver lines, red: shot lines), b) Obtaining 2D data from 2.5D data and 2D fold distribution, c) Obtaining 3D data from 2.5D data, 3D fold distribution and a view of "bin size"

Atışlar alıcı hatları yönünde olacak şekilde yapılmaktadır. Tek kaynak kullanılması nedeniyle bin'in x-line yönde boyu alıcı hattı aralığının 1/2'si kadar, yani 30m olur. Bin'in in-line yöndeki boyutu ise alıcı grup aralığının yarısı kadar olur. Bu çalışmada grup aralığı 20 m tercih edilmiştir. Bu durumda bin'in in-line yöndeki boyu alıcı grup aralığının yarısı, yani 10 m olmuştur. Bunun sonucu olarak bin dikdörtgen şeklinde olup boyutları 10x30m seçilmiştir.

Katlama sayısı (fold) hesabı ise 3B kara sismiyindeki gibi değil, normal denizdeki 3B sismikteki gibi hesaplanır.

Şekil 5b'de, 2.5B sismik veri toplama tekniğinde atış-alıcı hatları ve ışın yolları görülmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi tek atış hattı ve bu hatta paralel sağında ve solunda 4'er adet alıcı hattı olmak üzere toplam 8 adet alıcı hattı bulunmaktadır. Alıcı hatlarının arası 60m dir. Alıcı nokta aralığı ise 20m dir. Atış hatları aralığı 240m ve atış noktaları arası ise 20m dir (Tablo 3).

Tablo 3. 2.5B sismik veri toplama parametreleri**Table 3.** 2.5B seismic data acquisition parameters

Atış ve Kayıt Parametreleri	
Toplam program	10 km ²
	8*300=2400 canlı kanal
Spread	kanal
Canlı alıcı hattı sayısı	8
Canlı kanal sayısı/hat (KS)	300
Canlı kanal sayısı	2400
Serim yöntemi	Swath dizaynı
Atış Aralığı (SI)	20 m
Alıcı Aralığı (RI)	20 m
Alıcı hattı aralığı (RLI)	60 m
Atış hattı aralığı (SLI)	240 m
Bin size (dikdörtgen)	10x30 m
Toplam fold-C	150
Her bir alıcı noktasındaki jeofon sayısı	12
Vibratör	ION AHV-IV
Peak force	61000 pounds
Vibro sayısı	4 + 1 yedek
Sweep uzunluğu	12 sn
Sweep sayısı	4 sweep
Sweep Frekansı(Hz)	12-64 Hz.
	Non Linear -3
Sweep tipi	dB/Oct
	No move up,
Vibrator Pattern	inline
	Sercel 508 XT
Kayıt Cihazı	Wing

Şekil 5c'de, her bir atış hattı ve canlı kablo grubuna bir swath diyoruz. Bir swath boyunca atış ve alıcılar birlikte hareket ederler. Bir atış ilerlediğinde spread de bir alıcı ilerler. Atış devamlı alıcıların ortasında olacak şekilde

ilerler. Denizde ise gemi çektiği için atış hep alıcıların önünde, yani çekerek off-end atış şeklindedir.

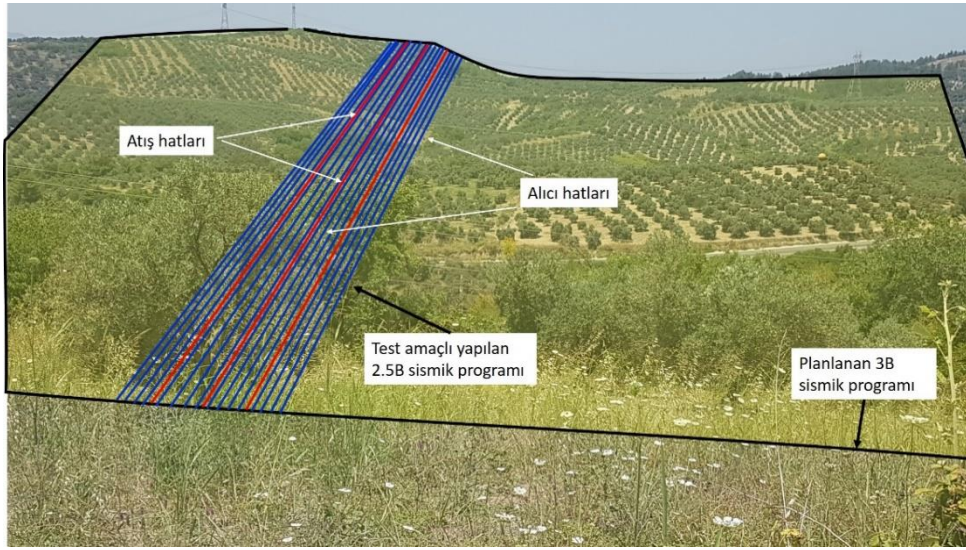
2.5B sismik yöntemin deniz 3B sismiğinden bir farkı da budur. 2.5B sismikte atış hep ortada olacak şekilde planlanmıştır. Hattın başında ve sonunda yarım spread ile başlar ve biter. Bu haliyle de normal 3B sismik veri toplama tekniğine benzemektedir.

Şekil 6'da, sahada 2.5B sismik yöntemi ile toplanan verinin 2B ve 3B sismik şekline dönüşümü gösterilmiştir. Şekil 6a'da bir swath'ın tamamı görülmektedir. Şekil 6b'de, Şekil 6a'da verilen atış ve alıcı noktaları daha yakından gösterilmiştir. Şekil 6c'de yer içindeki 2B sismik hatlar görülmektedir (katlama sayısına göre renkli). Şekil 6d'de ise yer içindeki 3B sismik alanının bir kısmı görülmektedir.

Şekilde de görüldüğü gibi, 2.5B ile toplanan sismik veri, istenirse 2B sismik şeklinde veri işlemi yapılabilir. Bu durumda 30'ar metre aralıklarla yan yana 2B sismik hatlar elde edilmektedir. 2.5B ile toplanan sismik veri, istenirse de 3B sismik şeklinde veri işlemi yapılabilir. Bu durumda ise 3B küp veri elde edilmektedir.

Şekil 7a'da 2.5B sismik 3 swath'lık atış ve alıcı hatları görülmektedir. Mavi renkli hatlar alıcı ve kırmızı hatlar ise atış hatlarını göstermektedir. Şekil 7b'de, 3 swath'lık bir 2.5B sismik program 2B sismik hatlar şeklinde görülmektedir. 3 swath'da 3 adet atış ve 16 adet alıcı hattı bulunmaktadır. Her bir swath'da 1 atış hattı ve 8 alıcı hattından kayıt alınmaktadır. Bu çalışma sonucunda, toplamda 30'ar metre aralıklarla 24 adet 2B sismik hatlar oluşmaktadır.

Şekil 7c'de, aynı 3 swath'lık bir 2.5B sismik program 3B sismik şeklinde görülmektedir. 3 swath'da 3 adet atış ve 16 adet alıcı hattı kayıt için kullanılmaktadır. Her bir swath'da 1 atış



Şekil 8. Test amaçlı yapılan 2.5B sismik programı

Figure 8. The 2.5D seismic program for testing purposes

hattı ve 8 alıcı hattından kayıt alınmaktadır. Bu çalışma sonucunda, 3 swath birleştirilerek birlikte veri işlemi yapılmakta ve 3B küp veri elde edilmektedir.

2.5B katlama sayısı hesabı aşağıdaki gibidir. Deniz 3B katlama sayısı hesabına benzer bir şekilde hesaplanır.

$$Cx = (KS * RI) / (2 * SI) \quad (9)$$

Burada;

C: Bir bin içindeki toplam 3B katlama sayısı,

KS: Bir hattaki canlı alıcı sayısı,

RI: Alıcı grup aralığı,

SI: Atış aralığı,

Tablo 3'e göre katlama sayısı hesaplanırsa,

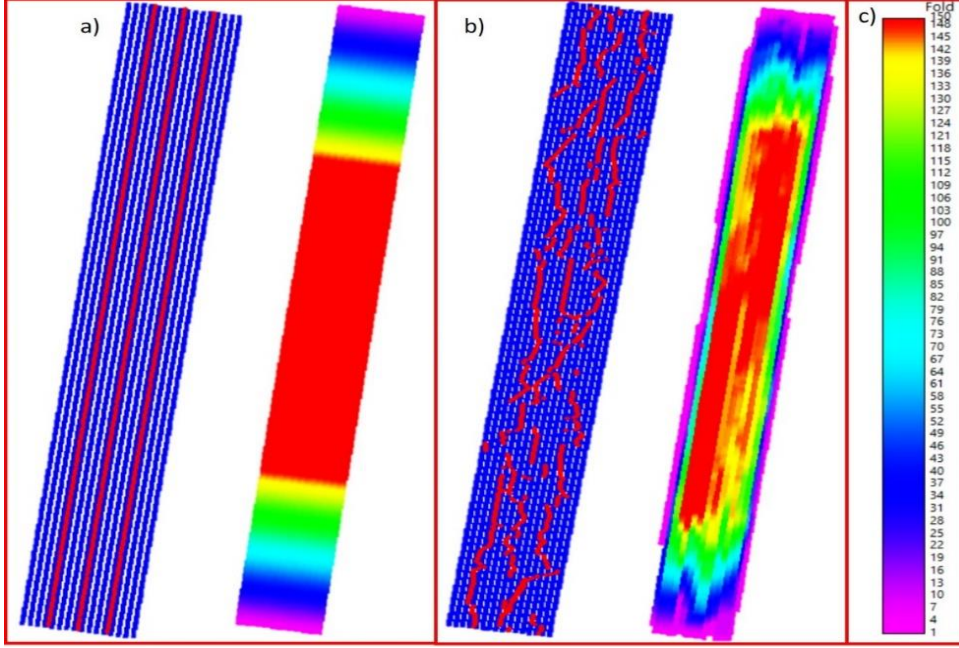
$$C = (300 * 20) / (2 * 20) = 150 \quad (10)$$

olur. Yani bir 10x30m boyutlarındaki her bir bin içinde farklı azimut ve ofsette 150 adet iz yansiyacak demektir.

2.5B SİSMİK VERİ UYGULAMASI

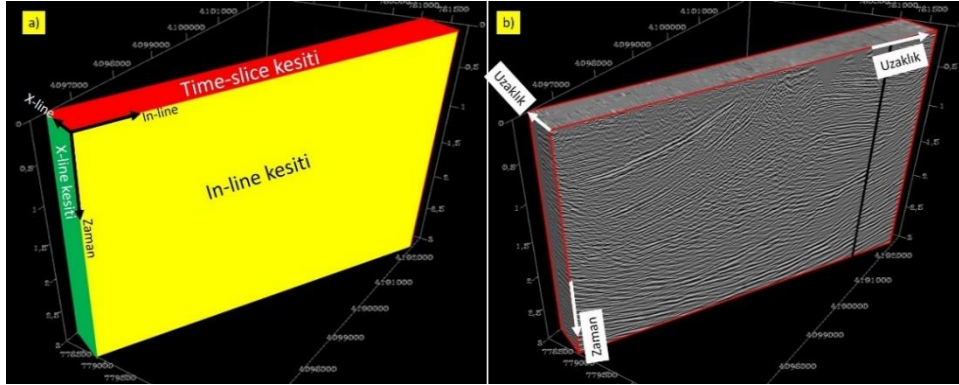
2.5B sismik yöntemi Türkiye'de ilk defa Arar Petrol AŞ tarafından Hatay'da uygulanmıştır. Bu sahada başarılı sonuçlar elde edilmesi nedeniyle daha sonra yine aynı şirket tarafından Konya-Karapınar'da uygulanmıştır. Bu yöntem ile başarılı sonuçlar elde edilmesi sonucunda, bir jeotermal şirketi için Manisa-Salihli'de daha büyük bir proje (29 swath, 9000 atış ve 45 km²) yapılmıştır. Günümüzde de 2.5B sismik veri toplama yöntemi uygulanmaya devam etmektedir.

3B sismik yapılması planlanan saha (Hatay) tamamen narenciye, zeytin ağacı ve orman alanı ile kaplıdır. Bu nedenle konvensiyonel 3B sismik veri toplama imkanı yoktur.



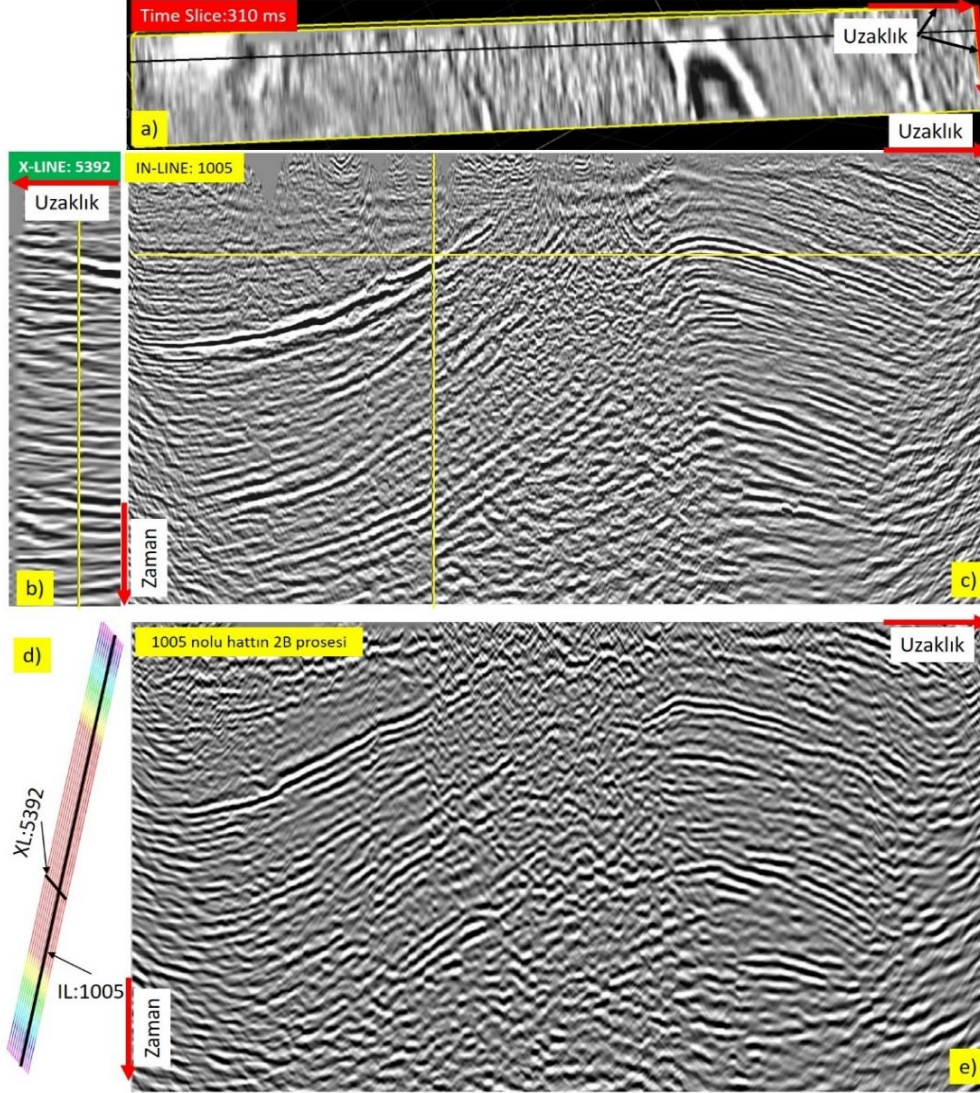
Şekil 9. a) Planlanan 2.5B sismik programı ve fold dağılımı, b) Gerçekleşen 2.5B sismik programı ve fold dağılımı

Figure 9. a) Planned 2.5D seismic program and fold distribution, b) Real 2.5D seismic program and fold distribution, c) Color scale of the fold numbers



Şekil 10. a) 3B küp üzerindeki kesit yönlerin görünüşü, b) 2.5B sismik verinin 3B küp proses şeklindeki görünüşü

Figure 10. a) A view of the section directions on the 3D cube, b) A view of the 2.5D seismic data as a 3D cube process



Şekil 11. 2.5B sismik verinin 2B ve 3B proseslerin görünüşü; a) 3B küp kesitten elde edilmiş "time slice-310 ms" kesiti, b) 3B küp kesitten elde edilmiş 5392 nolu X-line yöndeki kesiti, c) 3B küp kesitten elde edilmiş 1005 nolu In-line yöndeki kesiti, d) Sahanın 3B fold dağılımı, e) In-line: 1005 nolu hattın 2B prosesi

Figure 11. A view of the 2D and 3D process results of 2.5D seismic data; a) Time slice-310 ms section obtained from 3D cube section, b) A section of X-line -5392 obtained from 3D cube section, c) A section of In-line -1005 section obtained from 3D cube section, d) 3D fold distribution of the area and selected the section lines, e) the 2D process of In-line 1005

Konvensiyonel 3B sismik yapabilmek için ormanda ağaçları, bahçelerdeki zeytin ve narenciye ağaçlarını kesmek gerekir. Bunu yapmak imkansızdır. Bunun için 2.5B sismik tekniği ile veri toplamaktan başka seçenek yoktur (Şekil 8).

Şekil 8'de test amaçlı yapılan bir 2.5B sismik için atış ve alıcı hatları görülmektedir. Bu çalışma için Sercel 508XT Wing adı verilen kablosuz kayıt cihazı, kaynak olarak 5 adet ION AHV IV tipi vibratör kullanıldı. Test için bölgede 3 adet atış hattı (kırmızı) ve 16 adet alıcı hattı (mavi) seçildi. Sahada her bir atış hattında atış yapılırken, 8 alıcı hattında da kayıt alındı. Atışlar "symmetric split-spread" tekniği ile yapıldı her bir alıcı hattında serili 300 alıcıdan kayıt alındı. Full-spread olduğunda toplam 2400 kanaldan kayıt alındı. Her bir swath'ın ilk atışında, her bir alıcı hattında 150 kanal kayıt alacak şekilde planlandı. Daha sonra atış ilerledikçe spread içindeki canlı kanal sayısı 300 kanala çıktı. Full-spread olunca, atış ve alıcılar birlikte kayarak hattın sonuna gelindi. Her bir swath'ın spread içindeki her bir hattın kanal sayısı azalarak 150 canlı kanala gelince atışlar tamamlandı. Daha sonra ilk 4 alıcı hattı araziden toplandı ve diğer 4 alıcı hattı arazide sabit yerlerinde kaldı. Toplanan 4 alıcı hattındaki jeofonlar ve diğer ekipmanlar, sabit tutulan hatların diğer yanına serildi. Daha sonra 2.swath'a başlandı. Aynı şekilde tamamlanan 2. swath sonrası 3.swath'a başlandı ve bu şekilde tamamlandı. Böylece planlandığı gibi 3 swath'da 2.5B sismik veri toplanmış oldu. Arazi şartları nedeniyle planlanan bazı yerlerde kayıt alınamadı. Yüzeydeki engellere bağlı olarak, sağa veya sola kaydırılarak veri toplama çalışmaları tamamlandı. Şekil 8'de görüldüğü gibi arazi şartları oldukça zordur. Orman içinde yeni yollar açmadan mevcut yollar kullanılarak, tarla kenarları, mevcut köy-tarla yolları ve boş arazi kullanılarak atışlar yapıldı ve kayıtlar alındı.

Tablo 3'te detayları verilen 2.5B sismik veri toplama parametrelerine göre sahada veri toplanmıştır. Sahada toplanan 2.5B sismik veri, Tablo 4'te verilen parametrelere göre de ayrı ayrı hem 2B veri işlem hem de 3B veri işlem yapılmıştır.

Şekil 9a'da planlanan 2.5B sismik programı ve 3B katlama sayısı (fold) dağılımı görülmektedir. Şekil 9b'de ise gerçekleşen 2.5B sismik programı ve 3B katlama sayısı (fold) dağılımı görülmektedir. Şekil 9b'de görüldüğü gibi atışlar planlandığı gibi olmayıp, mevcut yollarda atışlar yapılmıştır. Bunun sonucunda fold dağılımı da planlandığı gibi değil ama kabul edilebilir bir seviyede gerçekleşmiştir.

3B küp şeklindeki veri işlemi yapılmış sismik verinin alıcı yönünde (in-line), alıcıya dik yönde (x-line) ve zaman seviye kesitleri (time slice) alınabilmektedir. Şekil 10a'da, 3B küp verinin in-line, x-line yönleri ve zaman seviyesi (time slice) kesitlerinin nasıl olduğu gösterilmiştir. Şekil 10b'de, sahada toplanan 2.5B sismik verinin Tablo 4'e göre veri işlemi (Yığma Öncesi Zaman Göç İşlemi (Pre-Stack Time Migration-PSTM) yapılmış haliyle 3B küp veri şeklinde görülmektedir.

Şekil 11'de, 2.5B sismik verinin 2B ve 3B küp veri işlem sonuçları görülmektedir. Şekil 11a'da, 3B küp kesitten elde edilmiş "time slice-310 ms" kesiti görülmektedir. Şekil 11b'de, 3B küp kesitten elde edilmiş 5392 numaralı x-line yönündeki kesit, Şekil 11c'de 1005 numaralı In-line yönündeki kesit görülmektedir. Şekil 11d'de, sahanın 3B fold dağılımı görülmektedir. Şekil 11e'de ise In-line: 1005 numaralı hattın 2B veri işlemi görülmektedir. Şekilde de görüldüğü gibi aynı 2.5B sismik veriden hem 2B hem de 3B sismik kesit elde edilmiştir. 2B ve 3B küp kesitlerindeki farklılık, veri işlem aşamasında kullanılan veri işlem uygulamalarından kaynaklanmaktadır.

Tablo 4. 2.5B Veri işlem iş akışı**Table 4.** 2.5B Data processing workflow

2.5B Veri İşlem İş Akışı		
	2B veri işlem iş akışı	3B veri işlem iş akışı
Veri işlemin yapıldığı yer	Arar AŞ (Ankara-Türkiye)	Hardin Inc.(Teksas-ABD)
SegY formatında veri okuma	+	+
Geometri	2B geometri	3B geometri
Edit işlemi	+	+
Genlik düzeltmesi	+6dB/Oct	T ^{1.2}
Surface Consistent Predictive Dekonvolüsyon	OPLEN: 164ms GAP: 32ms	OPLEN: 164ms GAP: 32ms
Statik	2B tomografi	3B tomografi
Hız analizi -1	2B hız analizi	3B hız analizi
Rezidüel statik-1	2B Rezidüel	3B Rezidüel
Hız analizi -2	2B hız analizi	3B hız analizi
Rezidüel statik-2	2B Rezidüel	3B Rezidüel
Normal Move Out (NMO)	+	+
Mute işlemi	Stretch faktörü %25	Stretch faktörü %30
Genlik dengeleme (AGC)	500 ms	500 ms
Averaj statik uygulama ile final datuma çekme	Final Datum (0m)	Final Datum (0m)
Prestack Kirchhoff Time Migration (PSTM) işlemi	2 boyutlu	3 boyutlu
PSTM hız analizi	2B hız analizi	3B hız analizi
PSTM kesiti	2B yağma işlemi	3B yağma işlemi
Band Geçişli Süzgeç	12-18-60-72 Hz (0-2000ms) 8-18-36-72 Hz (2500-5000 ms)	8-12-65-75 Hz (0-700ms) 8-12-55-65 Hz (1000-1400 ms) 8-12-40-50 Hz (1700-5000 ms)
FX Decon	8-72 Hz	--
F-K Süzgeci (Fan)	-4, 4, ms/iz, 12, 60 Hz	--
Eğim Azimuth süzgeci	--	Pencere uzunluğu: 40 ms Maksimum eğim: 12 ms/iz
Genlik dengeleme (AGC)	500 ms	1000 ms
Çıktı verisi (SegY format)	24 adet 2 boyutlu sismik kesit	1 adet 3 boyutlu küp kesiti

SONUÇ

Arazi şartlarının 3B sismik yapmaya uygun olmaması durumunda 2.5B sismik yöntemi uygulanabilir. Atış ve alıcı hatlarının aynı yönlü olması sismik veri toplama işini kolaylaştırmaktadır. Sahanın 3B sismik veri toplama için uygun olmasa bile, 2.5B sismik yöntemi ile 3B sismik veri elde etmenin mümkün olduğu gösterilmiştir. 2.5B ile toplanan aynı veri kullanılarak hem 2B hem de 3B veri işlem yapılabilir. 2.5B veri toplama yöntemiyle toplanmış veri, alıcı hatlarına göre ayrılıp 2B veri işlem yapılabilir. Bu aşamada veri işlem 2B iş akışı uygulanır. Ters evrişim, statik, hız analizleri, göç işlemi gibi bazı veri işlem aşamaları 2B iş akışına göre uygulanır. Veri işlem aşamasında veri ofsetli de olsa aynı alıcı hattından kayıt edilen verinin hepsi veri işleme girer. 2B göç işlemi yapıldığında veri gerçek yansıma noktasına tam taşınmayabilir. 2.5B veri toplama yöntemiyle toplanmış veri birleştirilip 3B veri işlem yapılabilir. Bu aşamada veri işlem 3B iş akışı uygulanır. Ters evrişim, statik, hız analizleri, göç işlemi gibi bazı veri işlem aşamaları 3B iş akışına göre uygulanır. Bu veri işlem aşamasında veri ofsetli olması durumunda başka bir bin (dalga yansıdığı hücreler) içinden yansıyacak olması nedeniyle alıcı hattının olduğu bin'lerin içine girmeyecek, atış ve alıcının ortasındaki bir bin'e girecektir. 3B göç işlemi yapıldığında veri gerçek yansıma noktasına tam taşınacaktır. Böylece yorumcu isterse 2B şeklinde isterse 3B şeklinde yorum yapabilecektir. Bu işlem yorumcu için bir avantajdır. Normal bir 3B sismik veriden 2B veri işlem yapılamamaktadır.

Hatay'da yapılan örnek çalışma da 2B veri işlem Arar Petrol AŞ Veri İşlem Merkezi'nde (Ankara-Türkiye) yapılmıştır. 3B veri işlem ise Hardin International Processing Inc. (Teksas-ABD) şirketinde yapılmıştır. Tamamen

birbirlerinden bağımsız veri işlem aşamaları belirlenmiş, veri işlem iş akışı oluşturulmuş ve veri işlem yapılmıştır. Kesitler incelendiğinde veri kalitesinin oldukça yüksek olduğu görülmektedir. 2B ve 3B kesitleri karşılaştırıldığında veri işlem parametrelerine bağlı değişiklikler vardır. 2B verinin kalitesi ve sinyal-gürültü oranı daha yüksek olduğu, 3B verinin ise ayrımlılığın daha iyi olduğu görülmektedir. Veri işlem parametrelerindeki farklılıklar Tablo-4'te verilmiştir. Hem 2B hem de 3B veride yapısal uyumluluk oldukça iyidir.

Yöntemin dezavantajı ise bin boyutu alıcıya dik yönde yani x-line yönünde geniş olmaktadır. Diğer bir dezavantajı ise alıcı hatlarının aralığının küçük seçilmesidir. Bunun sonucunda çok fazla alıcı hattı ve alıcı noktasına ihtiyaç vardır. Bu da maliyeti artırmaktadır.

TEŞEKKÜR

Bu test çalışmasında kullanılan saha verisinin kullanılmasına izin verdiği için ARAR Petrol A.Ş.'ye (Türkiye) teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Aslaner, W.L., 1973. İskenderun - Kırıkhan, bölgesindeki ofiyolitlerin Jeolojisi ve petrografisi : MTA Yayını, 150, 78 s.
- Atan, O.E., 1969. Eğribucak - Karacaören (Hassa)-Ceylanlı - Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi: MTA. Yayın., 139,85 s.
- Atlı, A., 2010. Yer altı suyu (YAS) kirlenme potansiyelinin, CBS tabanlı drastic modeli kullanılarak belirlenmesi ve Erzin ovası YAS hassasiyet haritalarının geliştirilmesi, CU, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 189 sayfa.

- Başar, S., Gürel, O., Seymen, T., Sefunç, A., ve Gürpınar, S., 2001. Engebeli sahalarda 3D sismik veri toplama çalışmaları, Türkiye 13. Uluslararası Petrol Kongresi ve Sergisi, Ankara-Türkiye, Özetler kitabı.
- Cordson, A., Galbraith, M. and Peirce, J., 2000. Planning land 3-D seismic surveys, SEG., 204. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists.
- Davies, R.J., Cartwright, J.A., Stewart, S.A., Lappin, M. and Underhill, J. R., 2004. 3D seismic technology: Application to the exploration of sedimentary basins. Geological Society, London, Memoirs, 29, 1-9. 0435-4052/1041515 9 The Geological Society of London 2004.
- Doyuran, V., 1982. Erzin ve Dörtöl ovalarının jeolojik ve hidrojeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Ankara, C 25, 151-160.
- DSİ, 1974. Dörtöl-Erzin ovası hidrojeolojik etüt raporu. DSİ Genel Müdürlüğü, Jeoteknik Hizmetler ve YAS Daire Başkanlığı, Ankara.
- Ekinciöğlü, E.E., Gürel, O., ve Demirkol, A., 2005. Üç boyutlu sismik saha program tasarımlarının karşılaştırılması, Türkiye 15. Uluslararası Petrol kongresi ve Sergisi (IPETGAS2005), Program ve Sunu Özetleri.
- Galbraith, M., 2001. 3D Seismic surveys – past, present and future, Recorder, CSEG, Canadian Society of Exploration Geophysicists, Vol. 26, No. 06.
- Gürel, O., ve Kayıran, T., 2001. 2D-3D marine seismic data acquisition, 14. International Geophysical Congress and Exhibition Ankara/Turkey.
- Gürel, O., 2005. Comparison of 3-D seismic survey designs, 15. International Petrol Congress and Exhibition 2005/Ankara /Turkey.
- Gürel, O., ve Alpay, S.F., 2021. 2.5D sismik yöntemiyle veri toplama ve veri işlem çalışması: Hatay çalışması, Türkiye IV. Bilimsel ve Teknik Petrol Kongresi, Bildiriler kitabı, sayfa:688-693.
- Karahanoğlu, N., Yazıcıgil, H., Doyuran, V., Emekli, R, ve Hallaji K., 1995. Kıyı Akiferlerindeki Tatlı su-Tuzlu su Girişiminin Sonlu Elemanlar Benzetim Yöntemi. İle Modellenmesi. Tübitak Projesi, No: YBAG-0074, ODTÜ, Ankara.
- Sakallıoğlu, Y., Gönülalan, U., and Sefunç, A., 1997. Seismic exploration activities in Turkey, problems and suggested solutions, Presented for Istanbul'97 SEG/JFMO Conference and Exhibition, Abstract of papers, page 68.
- Sakallıoğlu, Y, Gürel, O, ve Başar, H. S., 2012. Vibrosismik kitabı. Altan Özyurt Matbaacılık Ltd.Şti. Ankara, 396 sayfa.
- Sakallıoğlu, Y., 2017. Land seismic exploration in Turkey: where are we going? 9th Congress of the Balkan Geophysical Society, Abstracts.

Toksoy, A. Y., 2018. Diyarbakır sahasında hidrokarbon araştırılmasında üç boyutlu vibrosismik yöntemi ile veri toplama ve kaynak parametresinin seçimi, Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi Cilt: 17, No: 2, 2018 (173-191).

Vermeer, G.J.O., 2012. 3D seismic survey design, Second Edition, Society of Exploration Geophysicists, 369 pages.

Yılmaz, O., 2001. Seismic Data Analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

MTA (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Yerbilimleri Harita Görüntüleyici), 2024.
<http://yerbilimleri.mta.gov.tr/anasayfa.aspx>,
10.02.2024.



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

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

TİJEN ÜNER* 

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

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

ÖZ

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

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

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

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

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

ABSTRACT

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

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

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

GİRİŞ

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

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

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

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

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

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

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

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

BÖLGESEL JEOLJİ

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

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

kalın otokton sedimanter istiften oluşan "Arap Platformu".

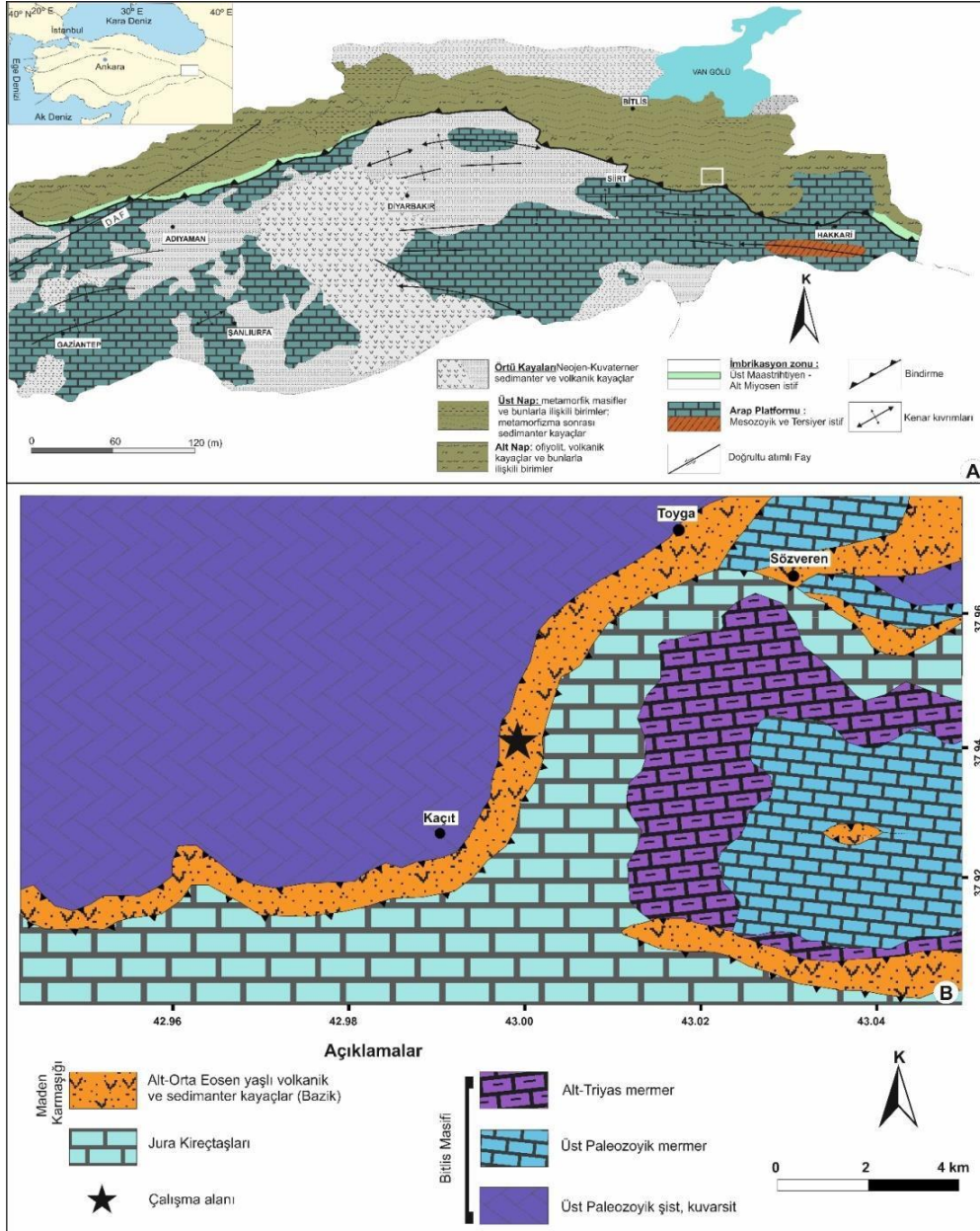
2) Arap Platformu'nun kuzeyinde, yaklaşık 5-10 km genişliğinde, Geç Kretase-Erken Miyosen aralığında gelişmiş ters fay dilimlerinden meydana gelen "Ekay (Yığılım) Zonu".

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

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

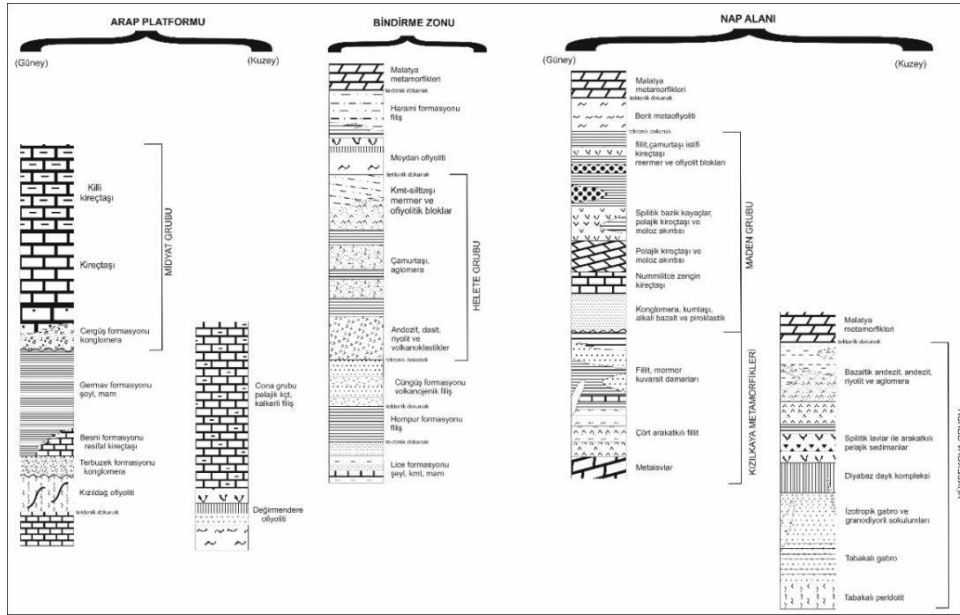
Güneydoğu Anadolu, Arap plakasının kuzey kenarında yer almaktadır. Arap kıtası üzerinde, yapısal özellikleri farklı iki bölge tanımlanmaktadır. Bunlar, kuzeydeki, orojenik kuşağa bitişik olan ön ülke kıvrım bindirme kuşağı ve güneye doğru gidildikçe kıvrım ve bindirme etkilerinin giderek azaldığı kesimlerdir.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

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



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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

MATERYAL YÖNTEM

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

BULGULAR

Çalışma Alanının Jeolojisi

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

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

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

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



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

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



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



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



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

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

Bazaltik Kayaç Petrografisi

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

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

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

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

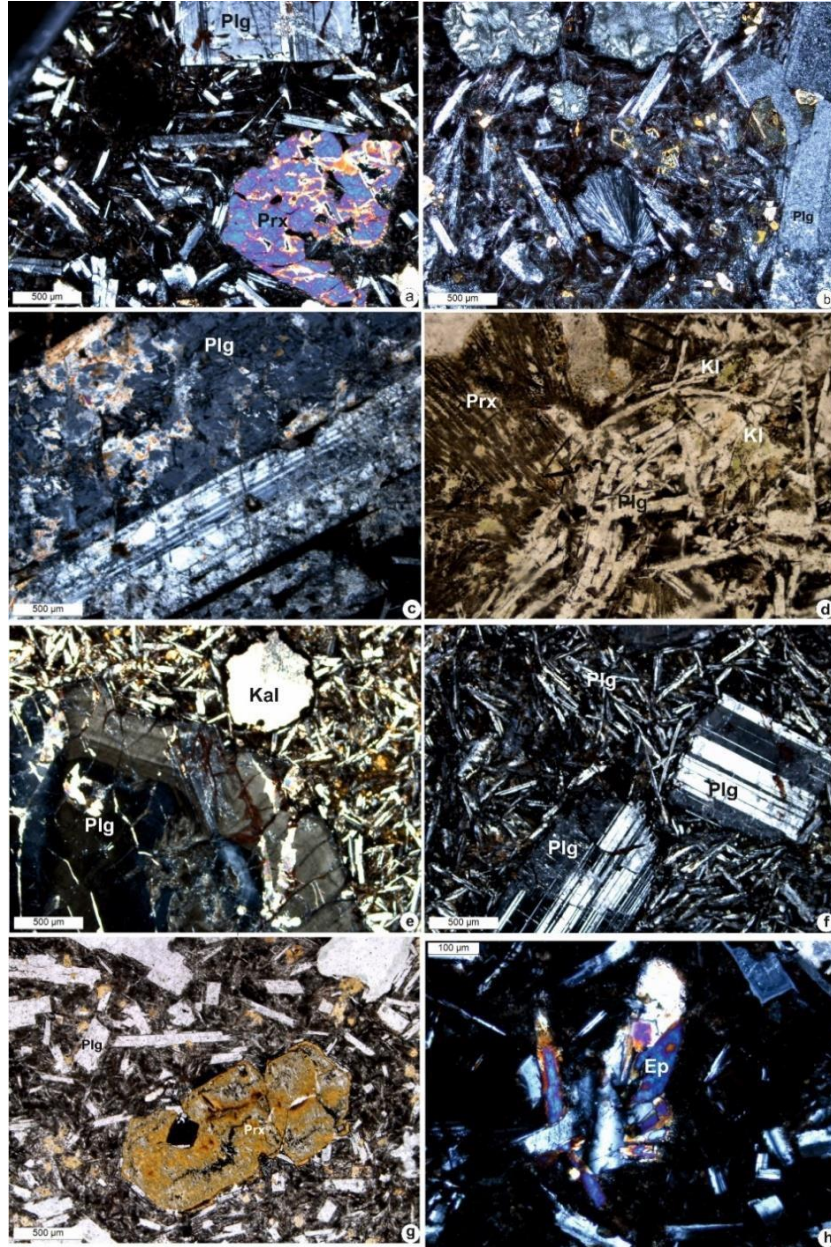
Olivinler çoğunlukla özşekilsiz/yarıözşekilli fenokristaller şeklinde görülmektedir. Genellikle iddingisitleşme ve kısmen de serpantinleşme türü alterasyonlar olivin kristallerinde yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 7g). Bazaltik kayaçların içerisinde gözlenen plajiyoklaz, ojit ve olivin mineralleri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

Jeokimya

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

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

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



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

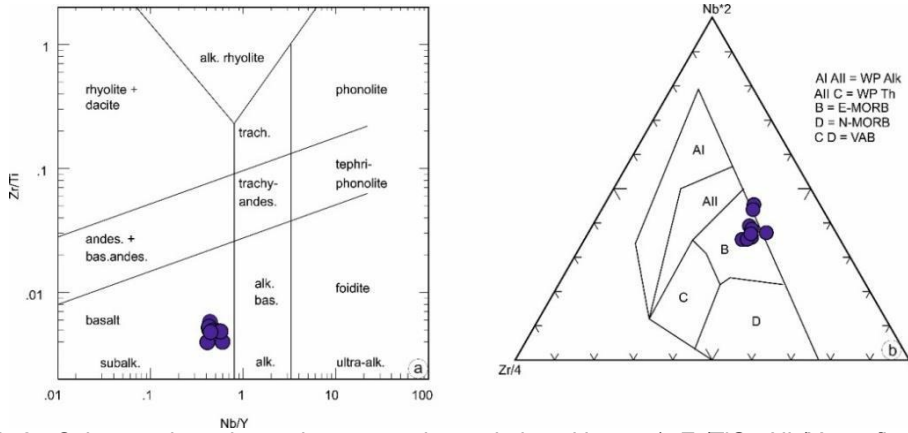
Figure 7. Thin section images of basaltic rocks: a) Basalts composed of plagioclase (plj) and pyroxene (prx) showing porphyritic texture, b) Radiating plagioclase minerals observed within the basalts, and amygdales filled with secondary silica, c) Sericitization observed starting from the edges of plagioclases,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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

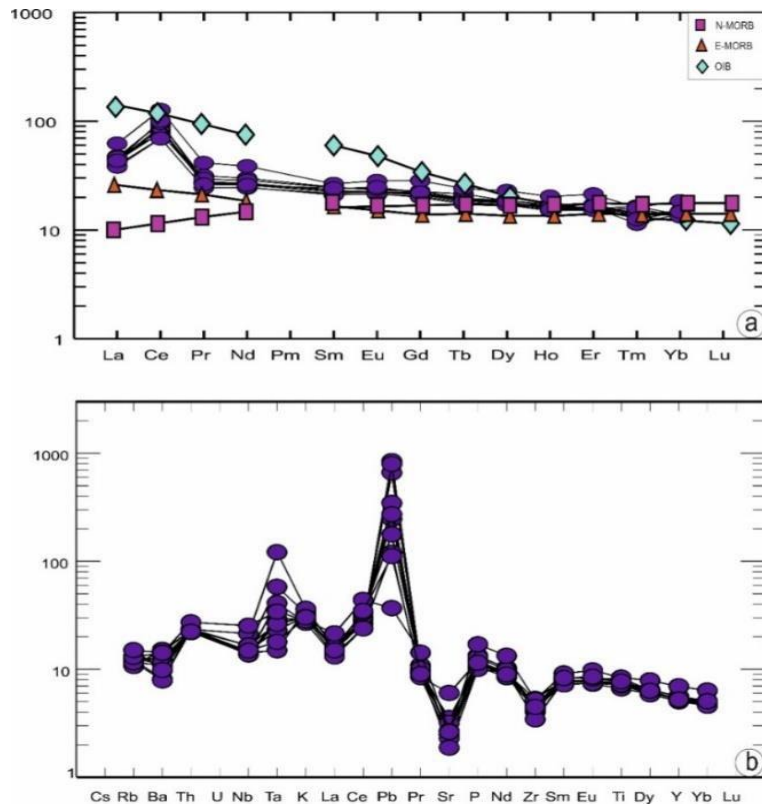
geliştiği kaynakta astenosferik ergiyiklerin katkısını göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

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

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

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



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

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

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

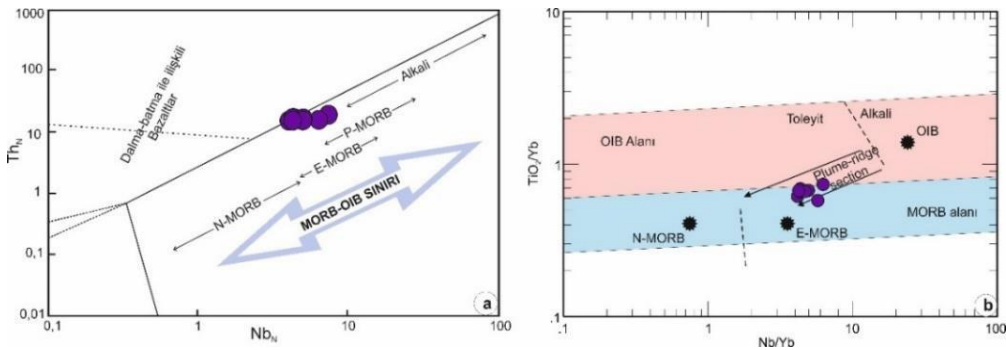
Bilindiği gibi magmatik kayaçların jeokimyasının incelenmesinde temel adım, çalışılan alanın tektonik değerlendirmesidir. Her tektonik ortam, kendine özgü jeokimyasal özellikler ile

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

Düşük kısmi ergime derecesini temsil eden ya da daha zenginleştirilmiş kaynaklardan

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

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

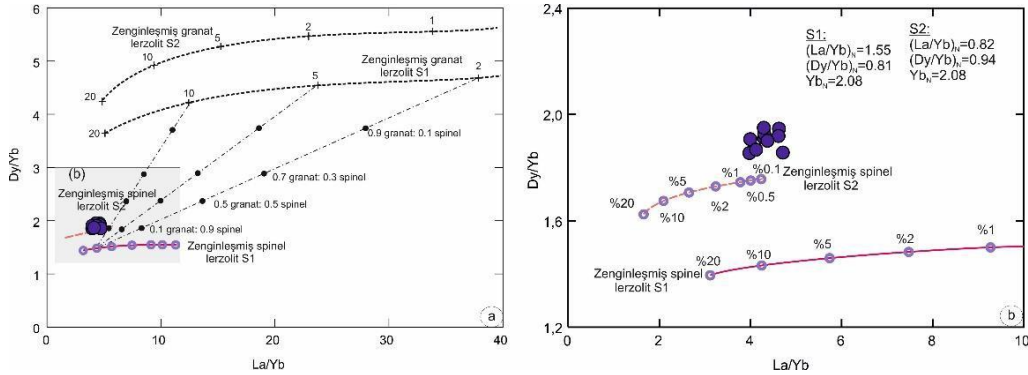


Şekil 10. Çatak yastık bazaltlarının a) Th_N-Nb_N diyagramındaki yeri, (Saccani, 2015). Normalizasyon değerleri N-MORB bileşimine göre (Sun and McDonough, 1989), b) $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ diyagramı (Pearce, 2008) Toleyitik-alkali ayrım çizgisi, Macdonald ve Katsura'nın (1964) toplam alkali ve silika tanımına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

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

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

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



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

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

KATKI BELİRTME

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

KAYNAKLAR

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

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

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

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

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

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

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

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

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



Radyonüklid Bakımından Zengin Plaj Kumlarının Mineralojik Bileşiminin Değerlendirilmesi, Geyikli-Çanakkale (Batı Anadolu)

Assessment of mineralogical composition of the natural radionuclide rich beach sands in Geyikli, Çanakkale (Western Anatolia)

FATMA GÜLMEZ ^{1*}, AYDIN YILDIRIM ², FATMA ŞİŞMAN TÜKEL ³, HATİCE ÜNAL ERCAN ⁴, YÜKSEL ÖRGÜN TUTAY ¹, ZEKİYE KARACIK ¹

¹ Istanbul Technical University, Department of Geological Engineering, İstanbul, Türkiye

² Proton Accelerator Facility, Nuclear Energy Research Institute (TENMAK-NUKEN), Ankara, Türkiye

³ Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, Istanbul University-Cerrahpaşa, İstanbul, Türkiye

⁴ Konya Technical University, Chemistry and Chemical Processing Technologies, Konya, Türkiye, Türkiye

Received (*geliş*): 23 Eylül (*September*) 2024 Accepted (*kabul*): 20 Kasım (*November*) 2024

ÖZ

Bu çalışma, Batı Anadolu'da Kestanbol plütünü de bulunduran Miyosen yaşlı Ezine-Ayvacık magmatik kompleksinin kıyısı boyunca uzanan sahilde gözlenen radyonüklid bakımından zengin plaj kumlarının mineralojik bileşimini ele almaktadır. Sahil boyunca radyonüklitlerin plaj kumlarındaki dağılımı düzensizdir. Hantepe plajında en yüksek ²³⁸U ve ²³²Th serisi spesifik aktiviteleri gözlenirken, ⁴⁰K spesifik aktivitesi orta düzeydedir. Buna karşılık, olasılıkla Kestanbol plütününden türeyen malzemelerin ağırlıkta olduğu güneydeki plajlarda, Hantepe plajına kıyasla daha yüksek ⁴⁰K ile daha düşük ²³⁸U ve ²³²Th serisi spesifik aktiviteleri gözlenmektedir.

Bu çalışma kapsamında gama spektrometresi, tüm ve noktasal jeokimya analizleri kullanılmış, kum örneklerinin mineralojik bileşimi ve Kestanbol plütününe ait felsik damar kayaları ile nefelin monzogabro ve tefrifonolitik dayklar gibi farklı litolojilerinin radyonüklid konsantrasyonlarının değerlendirilmiştir.

Sonuçlar, Hantepe plajındaki yüksek radyoaktivitenin kaynağının torit grubu mineraller olduğunu ve Kestanbol plütününe pegmatitik damarlarının, bu minerallerin ana kayacı olduğunu ortaya koymuştur. Bununla birlikte, Miyosen magmatizmasının tüm ürünlerinin farklı seviyelerde radyoelement ve radyonüklid zenginleşmeleri

sergilediği, diğer kayaç yapıcı ve aksesuar minerallerin de potansiyel olarak bölgedeki yüksek doğal arka plan radyasyonuna katkıda bulunduğu değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Plaser, Doğal Radyoaktivite, Radyonüklit, Kestanbol plütönu, Uranyum, Toryum

ABSTRACT

This study investigates the mineralogical composition of radionuclide-rich beach sands along the coast of the Miocene Ezine-Ayvacık magmatic complex including Kestanbol pluton, in Western Anatolia. The distribution of the radionuclides shows variations along the coast with the highest recorded radioactivity at Hantepe Beach, where specific activities of the ^{238}U -, and ^{232}Th -series are significantly high, while ^{40}K concentrations are moderate. In contrast, the southern beaches, dominated by material from the Kestanbol pluton, have higher ^{40}K concentrations but lower ^{238}U -, and ^{232}Th -series specific activities than Hantepe beach.

Using gamma spectrometry, bulk geochemical, and in-situ analyses, we provide a detailed assessment of the mineralogical composition of the sand samples and the primordial radionuclide concentrations of the different lithologies within the Kestanbol pluton, such as felsic veins, nepheline monzogabbro and tephriphonolitic dykes.

We suggest that thorite group minerals control the high radioactivity at Hantepe beach, and pegmatitic veins of the Kestanbol pluton are the main source rock for thorite minerals. However, all the products of Miocene magmatism in the region exhibit elevated radioelement and radionuclide contents suggesting that other accessory and rock-forming minerals are the potential contributors to the high natural background radiation in the area.

Keywords: Plaser, Natural Radioactivity, Radionuclides, Kestanbol pluton, Uranium, Thorium

<https://doi.org/10.17824/yerbilimleri.1555999>

*Sorumlu Yazar/ Corresponding Author: gulmezf@itu.edu.tr

INTRODUCTION

Beaches are high-energy depositional environments where weathered and eroded materials from source rocks are transported, sorted, and deposited by the action of a variety of forces, such as waves, winds, longshore currents and tides. These processes not only shape the coastal landscape but also lead to the formation of laminated or lens-shaped economic mineral deposits, in some cases, including placers that may contain elevated levels of primordial radionuclides (Hou et al., 2017). Such placers, like those found along the coasts of Brazil, India and Egypt, are typically associated with specific heavy minerals, including allanite, xenotime, thorite, monazite, zircon, and sphene (UNSCEAR Report, 2000). These types of placers have been extensively investigated for their economic potential, particularly for Rare Earth Elements (REE),

environmental radiation exposure, and geological insights into source rock characteristics. However, the understanding of such deposits remains incomplete, particularly in regions with complex geological histories such as Western Anatolia.

Hantepe beach, located near Geyikli, is one of the high natural background radiation areas at the northern Aegean coast with Mykonos, Naxos and Touzla (Filippidis et al. 1997; Örgün et al., 2007; Çetiner et al., 2011; Papadopoulos et al., 2014; 2015; 2016). Furthermore, it has been demonstrated that this beach exhibits, the highest mean activity concentration and dose rates in comparison with the other beaches surrounding the Anatolia Peninsula (Table 1). The results of the spectroscopic analysis of beach sands and nearby rocks revealed that the high natural background radiation primarily originates from Kestanbol pluton (Örgün et al.,

2007; Cetiner et al., 2011, 2012), a uranium-rich granitoid that has also been recently identified as a significant contributor to the high regional heat flow (Chandrasekharam and Baba, 2021). Similarly, the Kestanbol pluton is among the most radiogenic magmatic bodies in the northern Aegean region, in a manner comparable to the Oligo-Miocene plutons in Greece and Western Anatolia (Örgün et al., 2007). These include those found in the Rhodope, Serbomacedonian massifs, Pelagonian zone and Sakarya Zone (Papadoupoulas et al., 2014, 2017; Karadeniz and Akal, 2014; Angı et al., 2017). However, the Kestanbol pluton is a complex magmatic body with various lithologies (Karacık and Yılmaz, 1998; Şahin et al., 2012; Akal, 2012, Öztürk et al., 2020). Consequently, it cannot be considered as the sole contributor to the observed high natural background radiation. However, the lack of further lithological or mineralogical descriptions in previous gamma spectrometry studies, aside from location information, has resulted in uncertainty regarding the type and the exact source of the radiogenic minerals.

Furthermore, the distribution of radioactivity along the coastline, running parallel to the pluton's west border, shows significant variability, with Hantepe beach exhibiting the highest total and ^{232}Th specific activities despite its relative distance from the pluton (Figure 1). Some specific lithologies, such as ultrapotassic and potassic dykes previously classified as the mafic dykes of the Kestanbol pluton, have high U and Th contents (Örgün et al., 2007; Şahin et al., 2012; Akal, 2012, Öztürk et al., 2020). These lithologies, have been proposed to explain radioactivity anomalies, due to their relatively high concentrations of radioelement and ΣREE , assuming that monazite, apatite, zircon and thorite are common to beach sands and these rocks, without in-depth mineralogical investigations

(Unluer et al., 2021, Döner et al., 2022). To address the uncertainties regarding mineralogical composition of the sand samples from Hantepe beach and nearby beaches, Odunluk and Aklıman, and of their source rocks, we have investigated the sand fractions by combining gamma spectrometry analysis with in-situ and bulk geochemical analysis. We have also performed gamma spectrometry and bulk geochemical analysis on the rock samples representing the mafic and felsic dykes and stocks of the Kestanbol pluton. We report, for the first time, the lithology-dependent radionuclide concentrations of the magmatic rocks and the presence of thorite group minerals in the beach sands, providing a comprehensive insight into the sources of natural radioactivity in the region.

GEOLOGICAL BACKGROUND

The Biga Peninsula in northwest Anatolia present a complex tectonic landscape of amalgamated oceanic and continental fragments, extensively overlain by Tertiary magmatic activity, which produced a range of plutonic and volcanic formations. The pre-Tertiary tectonic history of the area is a topic of considerable debate, but its magmatism is relatively well understood (Okay et al., 1991, Okay and Satır, 2000; Beccalotto ve Jenny, 2004, Okay and Gönçüoğlu, 2004; Duru et al., 2012, Aygül et al., 2012; Yiğitbaş and Tunç 2020). Magmatism began with the emplacement of middle Eocene plutons in the northern parts of the peninsula, subsequently migrated southward, forming the Kestanbol, Evciler, Eybek, Yenice, and Kazdağ plutons, accompanied by the Oligo-Miocene volcanism and core-complex exhumation (Karacık and Yılmaz, 1998; Aldanmaz et al., 2000; Altunkaynak et al., 2012; Black et al., 2013; Aysal, 2015; Öztürk et al., 2020). These magmatic associations are unconformably overlain by shallow marine carbonates and

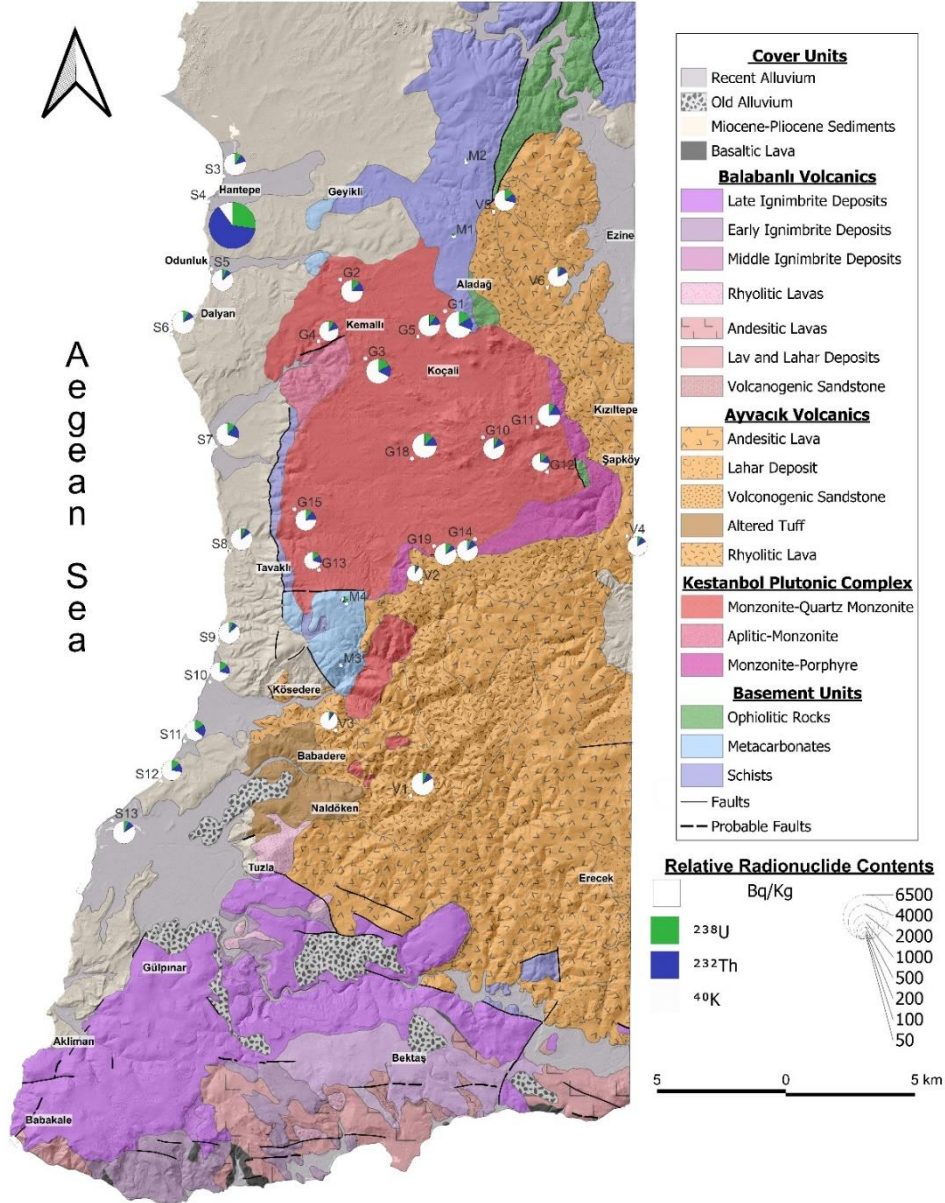


Figure 1. Geologic map of SW Biga Peninsula and its surroundings is adapted from Karacık (1995). Map of basement rocks to the north of Aladağ is from Yiğitbaş and Tunç (2020). Radionuclide contents of representative samples of beach sand (S), plutonic/hypabyssal (G) and volcanic (V) rocks compiled from Örgün et al. (2007) to show the relative contents of primordial radionuclides (^{238}U and ^{232}Th series and ^{40}K). Pie charts, with radii proportional to the total radionuclide content of each sample, were generated using QGIS.org (3.34.6).

Şekil 1. Biga Yarımadası'nın güneydoğusunun jeoloji haritası Karacık'tan (1995) uyarlanmıştır. Aladağ'ın kuzeyinde metamorfik temel kayaların dağılımları Yiğitbaş ve Tunç'tan (2020) alınmıştır. Plaj kumları (S), plütonik/hipabisal (G) ve volkanik (V) kayaların doğal radyonüklit (^{238}U ve ^{232}Th serisi ile ^{40}K) içerikleri Örgün vd.'nden (2007) derlenmiştir. Örneklerde doğal radyonüklitlerin oransal dağılımlarını gösteren ve yarıçapları toplam radyonüklit içeriği ile orantılı olan pasta grafikler QGIS.org (3.34.6) ile hazırlanmıştır.

Table 1. The mean specific activity concentrations (Bq kg⁻¹) of primordial radionuclides (²³⁸U series, ²³²Th series, and ⁴⁰K) and the range of dose rate (μGy/h) were measured in the beach sands of Anatolia and in some of the high natural background areas around the world (1: Çetiner et al. 2012; 2: Özden and Aközcan, 2021; 3: Kapdan et al., 2012; 4: Kucukomeroglu et al., 2016; 5: Kucukomeroglu et al., 2016; 6: Kucukomeroglu et al., 2016; 7: Aytekin et al., 2015; 8: Yalcin and Unal, 2018; 9: Taşköprü et al., 2024; 10: Unal et al., 2024; 11: Papadopoulas et al., 2014; 12: Papadopoulas et al., 2015; 13: Papadopoulas et al., 2016; 14: Papadopoulas et al., 2016; 15: Veiga et al., 2006; 16: UNSCEAR Report, 2000; 17: Mohanty et al., 2004).

Tablo 1. Dünya genelinde bazı yüksek doğal arka plan radyasyonu alanları ile Anadolu'da çeşitli plajlarda ölçülmüş doğal radyonüklitlerin (²³⁸U serisi, ²³²Th serisi ve ⁴⁰K) ortalama aktivite konsantrasyonları ve doz hızı aralığı (1: Çetiner vd. 2012; 2: Özden ve Aközcan, 2021; 3: Kapdan vd., 2012; 4: Kucukomeroglu vd., 2016; 5: Kucukomeroglu vd., 2016; 6: Kucukomeroglu vd., 2016; 7: Aytekin vd., 2015; 8: Yalcin ve Unal 2018, 9: Taşköprü vd., 2024; 10: Unal vd., 2024; 11: Papadopoulas vd., 2014; 12: Papadopoulas vd., 2015; 13: Papadopoulas vd., 2016; 14: Papadopoulas vd., 2016; 15: Veiga vd., 2006; 16: UNSCEAR Raporu, 2000; 17: Mohanty vd., 2004).

Location	Mean Specific Activity (Bq kg ⁻¹)			Dose Rate (μ Gy h ⁻¹)	Reference
	²³⁸ U	²³² Th	⁴⁰ K		
Hantepe Beach, Çanakkale	3616.0	12096.7	1364.3	0.00-10.1	[1]
Aliğa, İzmir	-	50.2	721.3	0.05-0.10	[2]
Kapıdağ, Balıkesir	16.5	67.1	569.2	0.02-0.29	[3]
Trabzon	12.0	7.0	224.0	0.00-0.05	[4]
Giresun	21.0	14.0	531.0	0.00-0.07	[4]
Ordu	24.0	11.0	645.0	0.00-0.11	[4]
Zonguldak	23.2	20.0	244.8	-	[5]
Kumluca, Antalya	68.0	38.0	341.0	0.01-0.12	[6]
Lara, Antalya	11.9	9.8	238.1	0.01- 0.04	[7]
Cleopatra and Damlataş, Antalya	-	24.0	276.9	0.00-0.07	[8]
Sarti and Sykia, Chalkidiki	61.0	140.2	496.2	0.03-0.28	[9]
Aspri Ammos, Kavala, Nea Peramos, Ag Marina, Eleoxori, Kavala	323.4	1211.9	661.9	0.06-3.01	[10]
Naxos Island	199.0	601.8	433.3	0.04-1.25	[11]
Mykonos Island	127.6	1276.0	995.4	0.07-6.46	[11]
Guarapari, Brazil	-	55537.0	63.0	0.09-90.0	[12, 13]
Orissa, India	350.0	2825.0	180.0	0.64-3.09	[14]
Earth's Average	33	45	420	0.06	[13]

continental clastics, and the magmatic activity diminished by the Late Miocene-Pliocene, producing mainly alkali basaltic lavas (Aldanmaz, 2000; Aysal et al., 2015). Miocene magmatism has left a significant imprint on the regions around Ezine and Ayvacık, where radionuclide-rich sands are found. This magmatism is exemplified by the Kestanbol pluton, the Ayvacık volcanic assemblage to the east and south of the pluton, and the Balabanlı volcanic assemblage, which is exposed between Gülpınar, Babakale, and Behramkale (Karacık, 1995). The beaches hosting radioactive placers are bordered by pre-Tertiary basement rocks, Miocene magmatic association and Late Miocene-Pliocene sedimentary cover units. Since basement and cover units have negligible radionuclide concentrations, this study focusses on the magmatic association which is the primary source of radionuclide enrichment in the beach sands.

Basement Rocks

The pre-Tertiary basement of the Biga Peninsula considered to be associated with various tectonic units such as Kazdağ Massif, Sakarya Continent, Rhodope Zone, Karakaya Complex, and Intra-Pontid Suture (Okay et al., 1991; Okay and Satır, 2000; Beccalotto and Jenny, 2004; Okay and Goncúoğlu, 2004; Duru et al., 2012; Aygül et al., 2012; Yiğitbaş and Tunç 2020). In the vicinity of the radioactive placer beaches, the basement, so-called "Ezine zone", consisting of metamorphic (Karadağ group and Çamlıca massif) and ophiolitic (Denizgören ophiolite) units (Okay et al., 1990; Duru et al., 2012; Yiğitbaş and Tunç 2020). The metamorphic units form a narrow belt along the coast between Kestanbol in the north and Kösedere, with broader outcrops northeast Geyikli, overlain by Cretaceous ophiolite. The lower part of the metamorphic succession is represented by low-grade metaclastic and metacarbonate sequence (Duru et al., 2012, Yiğitbaş and Tunç 2020).

Metaclastic units consist of varying amounts of quartz, muscovite, chlorite, epidote and calcite and accessory tourmaline (Karacık, 1995; Yiğitbaş and Tunç, 2020). The upper part of the succession is made up of a metacarbonate sequence containing massive recrystallised and laminated clay rich limestones and conglomerates (Duru et al., 2012).

The uppermost part of the Ezine Zone is represented by Denizgören ophiolite which consists of harzburgite and sporadic gabbro with diabase-type ultramafic and ultrabasic rocks that affected by extensive serpentinization. The ophiolitic units have limited outcrops around the Kestanbol pluton, but from Karadağ to northwards, they form a 2-3 km wide and 10 km long tectonic slice. The primary mineralogical composition has changed due to the serpentinization, the veins filled with secondary epidote and albite.

Magmatic Association

Magmatic association in the region comprises a pluton of quartz monzonitic-granodioritic composition, named Kestanbol pluton with coeval lava- and pyroclastic -dominated volcanics known as Ezine and Balabanlı volcanic successions respectively (Figure 1). Isotopic age analysis suggests that the magmatic association developed in Early Miocene (Kestanbol pluton: $22.43 \pm 0.26 - 22.10 \pm 0.25$ Ma, Ezine volcanics: 21.83 ± 0.21 Ma, Balabanlı volcanics: 19.38 ± 0.18 Ma; Öztürk et al., 2020 and references therein).

Kestanbol Pluton

The Kestanbol Pluton outcrops over an area of about 140 km² between Ezine and Geyikli and Kösedere. It is bordered to the north and north-east predominantly by metamorphic basement rocks and to the north-east by ophiolitic rocks. The pluton has a transitional contact with altered felsic lavas and tuffs via its hypabyssal equivalent, the Poruklu Formation. It also has a contact, an aureole defined by hornblende- and

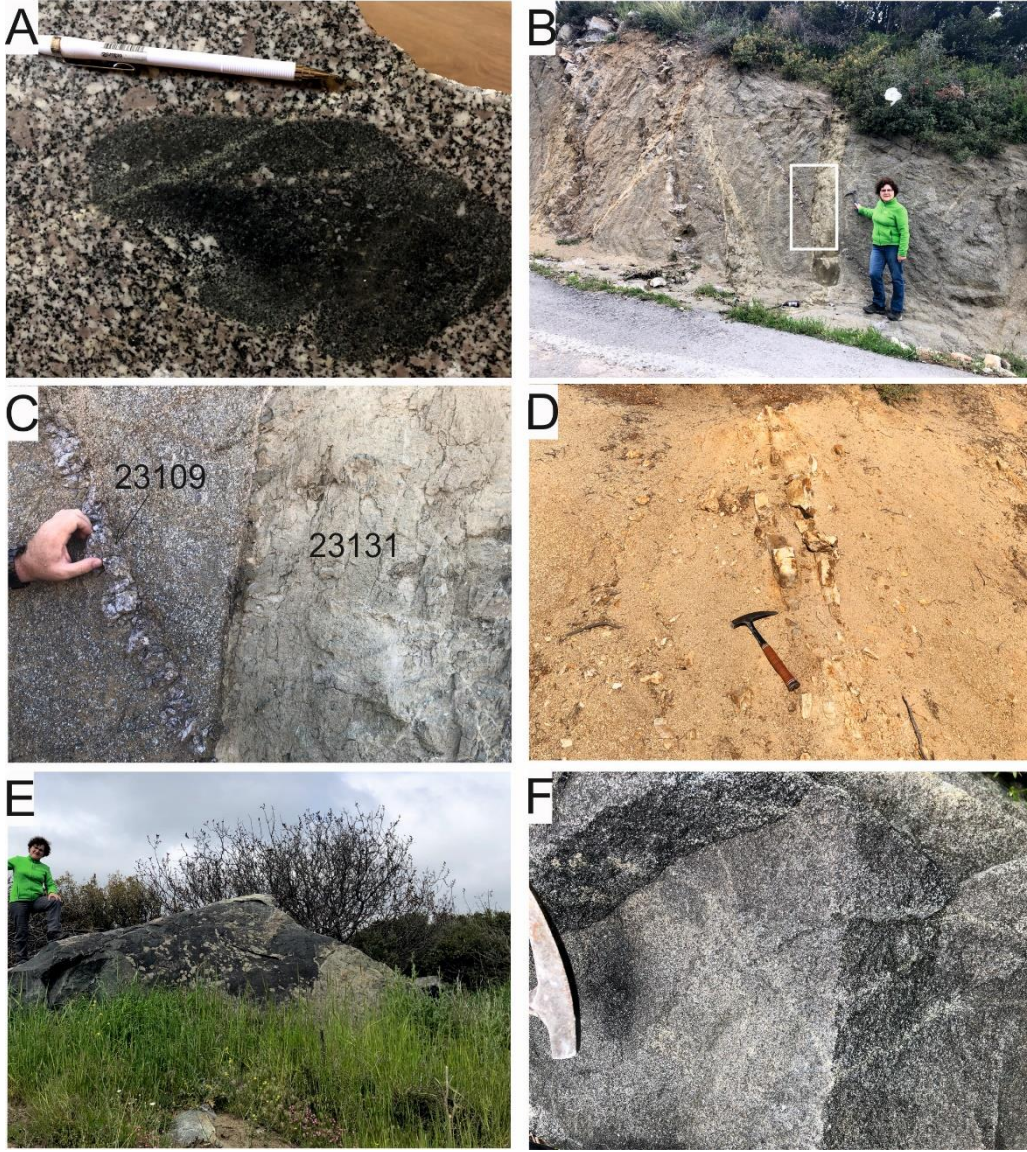


Figure 2. Field photos of the enclaves, felsic and mafic dykes of the Kestanbol pluton, a) mafic microgranular enclave, b) monzonitic country rock crosscut by mafic dykes and pegmatitic veins, c) close-up view of the crosscutting relationship between mafic dyke and pegmatitic vein, d) aplitic dykes within weathered monzonitic country rock, e) general view of the nepheline monzogabbro block, f) close-up view of the nepheline monzogabbro with dark, massive and granular texture.

Şekil 2. Kestanbol pütönüne ait anklavlar ile mafik ve felsik daykları gösteren saha fotoğrafları, a) mafik mikrogranüler anklav, b) monzoniti kesen mafik dayklar ile pegmatitik damarlar, c) pegmatitik damarı kesen mafik daykın yakından görünümü, d) ayrıışmış monzonitler içinde aplit daykları, e) nefelin monzogabro blokunun genel görünümü, f) koyu renkli, masif ve granüler dokulu nefelin monzogabronun yakından görünümü.

pyroxene-hornfels with an aplitic zone (the chilled margin) along its western boundary with metamorphic basement rocks (Karacık and Yılmaz, 1998). The pluton contains mafic microgranular enclaves and cut by a set of dykes and veins revealing ultrapotassic, latitic, pegmatitic and aplitic compositions (Figure 2a-f; Karacık and Yılmaz, 1998; Şahin et al., 2010; Akal, 2013).

The outcrops of the Kestanbol Pluton are characterized by rounded, massive boulders with minimal jointing, a distinctive feature of the northern exposures. In various locations, the plutonic rocks exhibit an arena-like appearance, indicative of extensive weathering. These rocks are holocrystalline with coarse to medium grains of alkali feldspar, plagioclase, quartz, biotite, amphibole with accidental clinopyroxene, in varying proportions (Figure 3a-b). They are classified as monzonite, quartz monzonite syenite and granite based on their mineralogical composition by different studies. According to Andaç (1973, 1975), the earliest study investigating the geological background of the high natural background radiation in the region, accessory minerals in the plutonic rocks are sphene, zircon, allanite, apatite, epidote, thorite, uranothorite (% 0.1–4.5). Notably, sphene, the most abundant accessory mineral, occasionally challenging its classification as an accessory phase with a modal proportion above 1%, can locally form anhedral grains up to 0.5 mm (Figure 3a). The Poruklu formation, hypabyssal equivalent of the pluton, share identical mineralogical composition but display porphyritic textures (Figure 3c). However, no findings of radiogenic accessory phases have been reported from these rocks, to our knowledge. The chilled margin of the pluton extending to the east, defined as aplogranitic rocks (Karacık and Yılmaz, 1998) reveal a fine-grained granular and perthitic texture with a feldspar-dominated mineralogy. Disseminated enclaves within the pluton are abundant and

classified as monzonite, diorite and their quartz-bearing variations (Şahin et al., 2010). They are holocrystalline, fine grained and more enriched with hypidiomorphic mafic minerals resulting in a darker colour when compared to their host but their mineralogical compositions are comparable (Figure 3d). They are consisting of plagioclase, hornblende, biotite, K-feldspar, quartz, pyroxene and sphene, apatite, epidote with oxide minerals as accessory phases (Şahin et al., 2010).

The veins and dykes cutting through the pluton are diverse including pegmatite, aplite, latite porphyre/micromonzonite, lamprophyre and leucite porphyry classified under the felsic and mafic dyke groups by Şahin et al. (2010). Aplitic, pegmatitic and granophyric dykes exhibiting sharp contacts with the country rocks (Figure 2a-b). These rocks vary in grain size, with pegmatites containing K-feldspar megacrysts while aplitic and granophyric types are generally fine- to medium-grained, equigranular, and locally porphyritic. Andaç (1975) identified uranothorite and thorite inclusions along with magnetite, sphene, apatite and zircon within the hornblendes in some of the aplitic veins to the north of the Kestanbol pluton around Aladağ, which correlated with the local anomalies in radioactivity. During our field studies, we identified radiogenic veins and dykes in a road cut between Kemallı and Geyikli, characterized by a purplish-pink colour, medium to coarse grain size and thicknesses of 15-20 cm for the vein and 30-50 cm for the dyke. The vein, consisting of green, dull and prismatic crystals of ~0.5 mm in some parts, is cut by one of the mafic dykes of the Kestanbol pluton (Figure 2b-c). Petrographic studies on the representative samples suggest that the rock can be classified as a K-feldspar pegmatite consisting perthitic K-feldspar, plagioclase with minor amphibole and occasional clinopyroxene (Figure 4a-d). Carbonate minerals display sharp boundaries with feldspars and may include acicular

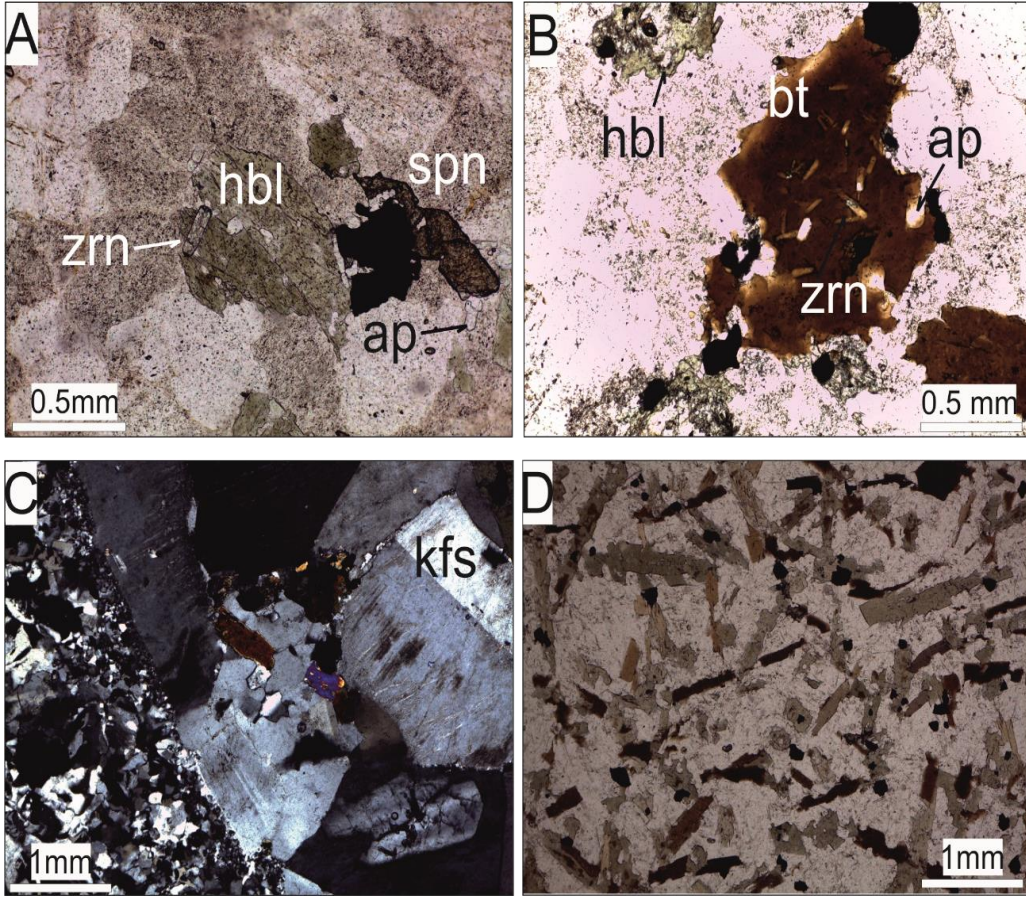


Figure 3. Micro-photographs of the samples representing plutone and its transitional contact (Poruklu formation) with mafic microgranular enclaves, a) plane polarized light view of holocrystalline medium grained monzonite with hypidiomorphic hornblende (hbl), feldspar phenocrystals, sphen microphenocrystal with zircon and apatite microcrystals, b) plane polarized light view of monzonitic sample with anhedral biotite (bt) phenocrystals with acicular zircon (zrn) and apatite (ap) inclusions, c) cross polarized light view of monzonite porphyre (Poruklu formation) with porphyritic texture due to the phenocrystals and microcrystals of K-feldspar (kfs), d) plane polarized light view of mafic microgranular enclave with abundant biotite and plagioclase crystals displaying inequigranular, hypidiomorphic textures.

Şekil 3. Plütonu, plütonun geçiş zonu (Poruklu Formasyonu) ve mafik mikrogranüler anklavlarını temsil eden örneklerin mikrofotografaları a) holokristalen orta taneli monzonitlerde hipidiyomorfik hornblend (hbl) ve feldispat fenokristalleri, sfen mikrofenoikistalleri ve zirkon, apatit mikrokristallerinin doğal ışıkta görünümü, b) monzonitte iğnemsiz zirkon ve apatit kırıntıları bulunduran anhedral biyotitin (bt) doğal ışıkta görünümü, c) monzonit porfirde (Poruklu formasyonu) K-feldispat fenokristal ve mikrokristallerine bağlı porfirik dokunun polarize ışıkta görünümü, d) hipidiyomorfik dokulu, biyotit ve plajiyoklas bulunduran mafik mikrogranüler anklavların doğal ışıkta genel görünümü

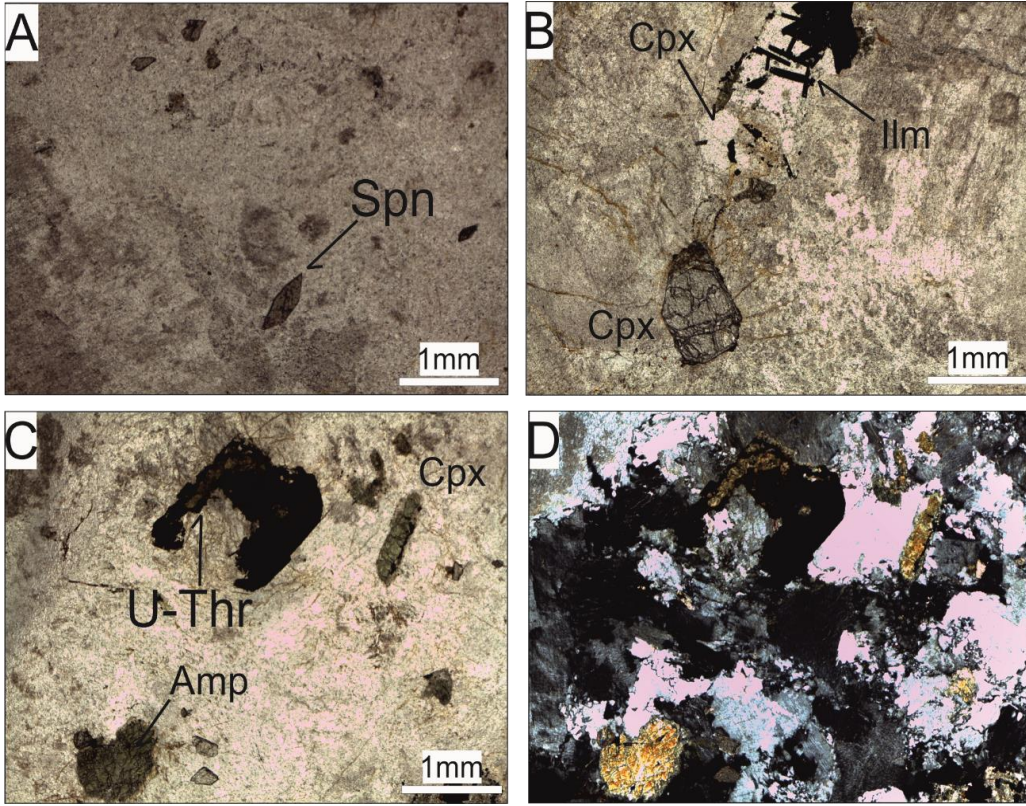


Figure 4. Micro-photographs of a representative sample from the most radiogenic pegmatitic vein, one of the felsic dyke type in the Kestanbol pluton, a) altered feldspars characterized by an earthy appearance and idiomorphic sphen (Spn) crystals (plane polarized light), b) acicular ilmenite crystals in secondary carbonates alongside an idiomorphic clinopyroxene phenocrystal (plane polarized light) c) plane polarized light view of the sample showing partly opaque uranothorite (U-Thr) crystal and altered amphibole (amp) crystals, d) cross polarized light view of the same area, revealing the micropertitic texture.

Şekil 4. Kestanbol plütönüne ait felsik dayklardan, radyojenik pegmatitik damara ait temsilci örneklerin mikro-fotoğrafları. a) toprağımsı görünüm ile tipik alkali feldspat ve idiyomorfik sfen (Spn) kristallerinin görünümü (doğal ışık), b) idiyomorfik klinopiroksen fenokristali ile ikincil karbonatlar içinde asiküler ilmenit kristalleri (doğal ışık) c) kısmen opaklaşmış uranotorit (U-Thr) kristali ve altere amfibol (amp) kristalleri (doğal ışık), d) aynı alanın polarize ışık altında görünümü mikropertitik dokuyu ortaya çıkarmaktadır.

ilmenite and other opaque minerals (Figure 4b). The green prismatic minerals identified by in-situ analysis as uranothorite micro- and pheno-crystals, are partially opaque and have a reddish birefringence (Figure 4c-d). Sphen is the most abundant accessory mineral accompanied by apatite.

Previously described as lamprophyres and

leucite-porphyry (Şahin et al., 2010), the mafic dykes, are of ultrapotassic/shoshonitic composition. Their nomenclature was updated by Akal (2012) as the leucite-aphyric and leucite-phyric tephriphonolite dykes. Outcrops are well-exposed on road cuts near Geyikli and Kemallı. The leucite-aphyric dykes, 30-50 cm thick, have sharp contact with the plutonic rocks into which they have intruded, dark in

colour and earthy in appearance. They have fine grained porphyritic textures with extensively altered phenocrysts of biotite and plagioclase replaced by chlorite and a mixture of sericite and epidote respectively (Figure 5a-b). The groundmass is aphanitic with microcrystals of clinopyroxene, biotite, K-feldspar and plagioclase that were replaced by secondary minerals due to extensively alteration.

The leucite-phyric variety is characterized by the porphyritic textures with white, large and euhedral leucite phenocrysts (up to 1.5 cm) in a black matrix. Unlike the leucite-aphyric variety they have irregular, lobulated margins with the country rocks as observed along Geyikli roadcuts. They are also found in the form of stocks, as evidenced by the hill on which Aladağ village is situated, which is partly composed of such stock. Petrographic analysis reveals euhedral prismatic, pheno- and microcrystals of clinopyroxene, diopsitic in composition, as the main mafic phase, accompanied by olivine microphenocrysts with reaction rims (Figure 5c-d). Similarly, feldspars also indicate that equilibrium is not reached in these magmas, thus when found in the form of phenocrysts, plagioclase crystals are usually mantled by K-feldspar (Figure 5c-d). Biotite, along with feldspars, is a groundmass phase. Leucite phenocrysts are extensively pseudomorph by K-feldspars and enriched with apatite and clinopyroxene inclusion (Figure 5e-g). Apatite is the major accessory mineral in both types of the tephriphonolites and zircon is absent.

In addition to the mafic microgranular enclaves

and tephriphonolitic dykes in the pluton, we identified an ellipsoidal block of dark, massive, holocrystalline, granular dioritic rock (~5 x 3 m in size) near Kemallı. Its contact with the country rocks is unclear due to vegetation and debris of its own (Figure 2c-d). A recent study reported the presence of essexite dykes within the pluton, describing them having predominantly pyroxene accompanied by plagioclase, amphibole, K-feldspar with zircon, apatite and monazite with a porphyritic texture in contact zone (Unlüer et al., 2021). According to the glossary of igneous terms, essexite is "a variety of nepheline-bearing monzogabbro or nepheline monzodiorite containing titanite, kaersutite and/or biotite with labradorite, lesser alkali feldspar and nepheline" (Le Maitre, 2002). The term was first used for basic rocks consisting of augite, hornblende, biotite, plagioclase and orthoclase and nepheline or sodalite (Washington, 1899), indicating that the presence of foids is essential for the nomenclature of these rocks. Despite Ünlüer et al. (2021) identifying the rocks as 'essexites,' their description lacks evidence for nepheline, an essential rock-forming mineral in essexites. Our detailed examination of representative samples clearly demonstrates the presence of interstitial nepheline, together with plagioclase, K-feldspar and prismatic diopside and biotite phenocrysts/microcrystals (Figure 5h-i). This confirms that these rocks are more accurately classified as nepheline monzogabbro. Furthermore, while sphene and apatite are abundant, we found no evidence of zircon or monazite, which further distinguishes our observations from the previous descriptions.

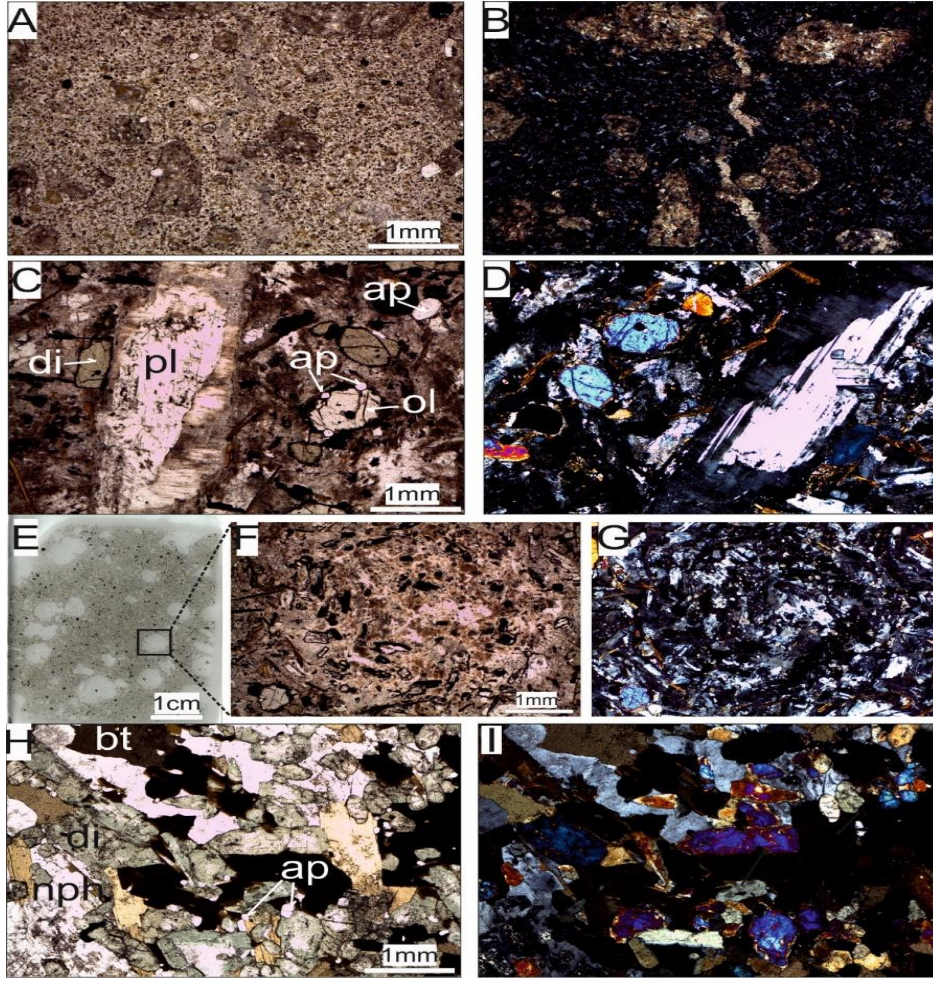


Figure 5. Micro-photographs of the samples representing the mafic dykes and the nepheline monzogabbro block within the Kestanbol pluton, a) plane polarized light view of leucite-aphyric tephriphonolite with hemikristalin porphyritic texture, biotite and clinopyroxene crystals replaced by secondary minerals due to intensive alteration, b) cross polarized light view of the same area, c) highly porphyritic texture in leucite-phyric tephriphonolite sample with euhedral microphenocrystals of diopside (di) and olivine (ol), and subhedral plagioclase (pl) phenocrystal mantled by K-feldspar, apatite (ap) microcrystals reaching up to 0.2 mm, d) cross polarized light view of the same area, e) scanned thin section showing highly porphyritic texture resulted from the pseudo-leucite phenocrystals, f) pseudo-leucite phenocrystal with apatite and clinopyroxene inclusions, g) cross-polarized view of the pseudo-leucite h) intersertal nepheline (npl), hipidiomorfik biyotit, idiyomorfik diyopsitik klinopirosken ve altere feldspatlar, bol miktarda apatit mikrokristalleri, i) cross polarized light view of the same area.

Şekil 5. Kestanbol plütönu içindeki mafik dayklara ve nefelin monzogabro blokuna ait temsilci numunelerin mikro-fotoğrafları, a) hemikristalin porfirik dokulu lösit-afirik tefrifonolitte ikincil minerallerce ornatılmış biyotit ve klinopirosken kristallerinin doğal ışıkta görünüşleri, b) aynı alanın polarize ışıkta görünümü, c) ileri derecede porfirik doku sergileyen lösit-firik tefrifonolitte öhedral diopsit (di) ve olivin (ol) mikrofeno-kristalleri, K-feldspat ile çevrelenmiş subhedral plajiyoklas (pl) fenokristali ve 0.2 mm'ye ulaşan büyüklükte apatit (ap) mikro kristalleri, d) aynı alanın polarize ışıkta görünümü, e) lösit-firik tefrifonolite ait taranmış ince kesitte lösit fenokristallerinden kaynaklanan ileri derecede porfirik doku, f) apatit ve klinopirosken kapantıları içeren psödo-lösit fenokristalinin doğal ışıkta görünümü, g) psödo-lösitin polarize ışıkta görünümü, h) nefelin monzogabro örneğinde intersertal nefelin (npl), hipidiyomorfik biyotit, idiyomorfik diyopsitik klinopirosken ve altere feldspatlar, bol miktarda apatit mikrokristalleri, i) aynı alanın polarize ışıkta görünümü.

Volcanics

Miocene volcanism in the region produced lava- and pyroclastic-dominated successions in the region, named as Ayvacık and Balabanlı volcanics. Ayvacık volcanics consist of rhyolitic to dacitic lavas and associated breccias and tuffs, which are widely outcropping out as an envelope to the east and south of the plutonic complex. Silicification and hydrothermal alteration processes extensively affected these lithologies and formed clay enrichments along the faults. These lavas overlie Kestanbol pluton but are also found as dykes intruding the plutonic complex. Andesitic lavas and lahar deposits extending from Ezine to Ayvacık, dominates upper part up the succession. Ayvacık volcanics were identified with the presence of typical rock forming minerals such as plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite, hornblende along with accessory minerals, like sphene, epidote, apatite, and zircons (Karacık, 1995).

The Balabanlı volcanics, located south of the Biga Peninsula and bordered by Tuzla Fault to the north, are dominated by pyroclastic deposits with the limited input of lavas of andesitic, latitic and rhyolitic compositions (Figure 1). Pyroclastic facies include base surges, welded, and non-welded ignimbrites, with volcanic clasts embedded in a pumice-ash matrix. The youngest unit is rhyolitic, forming the Tuzla dome, with abundant quartz, alkali feldspar, biotite, and hornblende. Accessory minerals, such as apatite, rutile, and zircon, occur as inclusions in plagioclase and biotite.

Cover Units

The sedimentary cover units exposed in the area running parallel along the coast. At the base, the cover units are represented by coarse-grained, chaotic deposits that change upward into conglomerates made up of

metamorphic and plutonic rock fragments. The accumulation of this clastic package controlled by the adjacent fault blocks (Karacık and Yılmaz, 1998). Above it lies, a fossil-rich, micritic white limestone that date to the Late Miocene-Early Pliocene (Karacık and Yılmaz, 1998).

GEOCHEMICAL AND RADIOGENIC FEATURES OF THE BEACH SANDS AND ROCK UNITS

Bulk rock data indicate that metapelites within the basement rocks have the highest uranium (2.96 ppm) and thorium (12.35 ppm) contents, though they remain within upper crustal values (Yiğitbaş et al., 2014). Measurements of the metamorphic rocks, from outcrops west of Geyikli and south of Tavaklı, confirm that the contribution of these rocks is negligible to total radioactivity (^{238}U : 1-53 Bq kg⁻¹, ^{232}Th : 1-27 Bq kg⁻¹, ^{40}K : 1-50 Bq kg⁻¹; Örgün et al., 2007). In contrast, the Kestanbol pluton, with its monzonitic-quartz monzonitic rocks and their mafic microgranular enclaves with monzodioritic, dioritic compositions, exhibits elevated U (7.3 – 17.4 ppm) and Th (33 – 80 ppm) (Şahin et al., 2012; Öztürk et al., 2020) levels. These concentrations classify the Kestanbol pluton as a uranium-rich variety, as the granites with uranium contents exceeding 12 ppm are typically called as uranium granites (Tassinari, 1992; Peiffert et al., 1994).

More significantly, felsic and mafic dykes within the pluton have even higher concentrations of uranium and thorium with felsic dykes (SiO₂: 60.4 - 77.7 wt.%) containing, 8-29 ppm uranium and 39 – 61 ppm thorium (Şahin et al., 2012). In contrast, tephriphonolitic mafic dykes (SiO₂ < 53 wt.%) with leucite-phyric (U: 22 – 34 ppm, Th: 92 – 114 ppm) and leucite-aphyric (U: 13 – 18 ppm, Th: 50 – 74 ppm) varieties have the highest uranium and thorium concentrations (Akal, 2012).

Published data (Örgün et al., 2007) indicates that the plutonic and likely the hypabyssal rocks of the magmatic association in the region show the highest specific activities of uranium-series (^{238}U : 91-361 Bq kg^{-1}), thorium-series

(^{232}Th : 110-341 Bq kg^{-1}) and potassium (^{40}K : 670-1572 Bq kg^{-1}) suggesting a strong association between mineralogic and radionuclide concentrations of these rock.

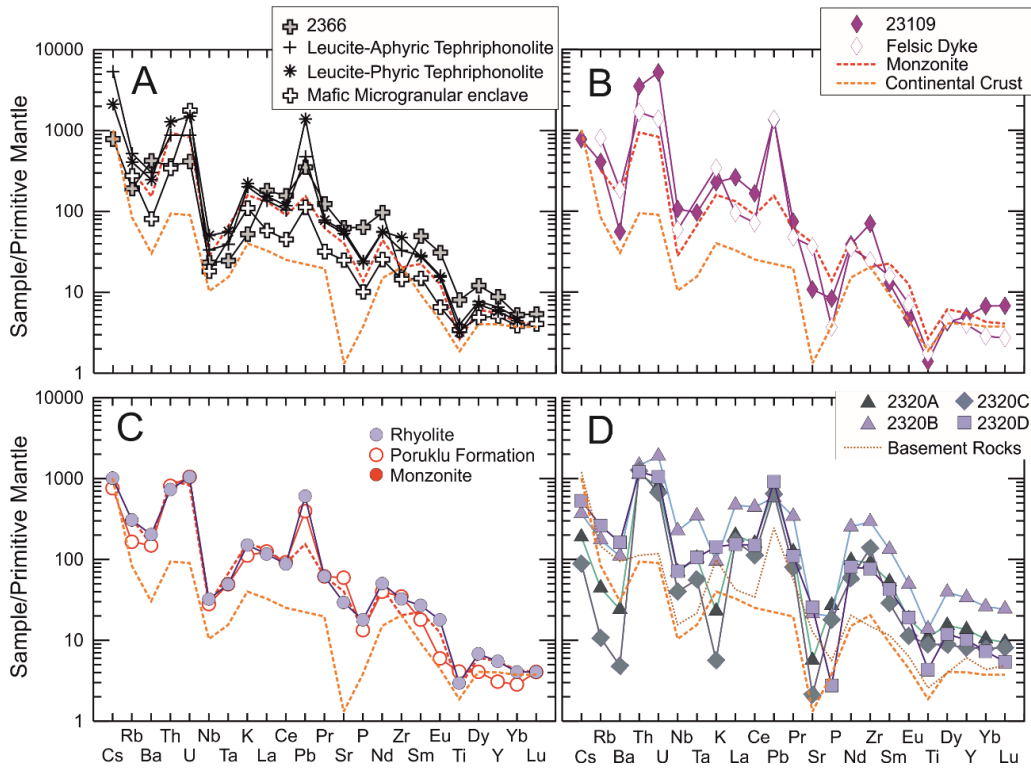


Figure 5. Primitive mantle normalized multi element patterns for the samples a) patterns for nepheline monzogabbro (2366) sample from this study with samples of leucite-aphyric, leucite-phyric tephriphonolites and of mafic microgranular enclave, b) patterns for alkali feldspar pegmatite (23109) with a representative felsic dyke and monzonite sample, c) patterns for representative samples of rhyolitic lava of Ayvacık volcanics, Poruklu formation, monzonite and continental crust, d) patterns for sand fractions of this study. Basement rock is the average of metapelitic rocks of Karadağ Formation (Yiğitbaş et al., 2014), continental crust is from Condie (1993), monzonite, mafic microgranular enclave and felsic dyke are from Şahin et al. (2010), leucite-phyric (LP) and leucite aphyric (LA) tephriphonolites are from Akal (2013), Poruklu Formation and rhyolitic lava are from Öztürk et al. (2020).

Şekil 5. Örneklerin ilksel mantoya normalize çoklu element desenleri a) nefelin monzogabbro (2366), lösit-afirik, lösit-firik tephriphonolit ve mafik mikrogranüler enklav örnekleri, b) radyojenik pegmatit (23109) ile felsik dayk ve monzonitlere ait örnekler, c) Ayvacık volkaniklerinin riyolitik lavları, Poruklu formasyonu, monzonit ve kıtasal kabuğu temsil eden örnekler, d) kum fraksiyonları. Temel kaya Karadağ Formasyonu'nun metapelitik kayalarının ortalamasını temsil etmektedir (Yiğitbaş vd, 2014), kıtasal kabuk Condie (1993), monzonit, mafik mikrogranüler anklav ve felsik daykı temsil eden örnekler Şahin vd. (2010), lösit-firik (LP) ve lösit afirik (LA) tephriphonolitler Akal (2013), Poruklu Formasyonu ve riyolitik lavlar Öztürk vd.'den (2020) alınmıştır.

Örgün et al. (2007) also noted that the volcanic rocks exhibit elevated natural radioactivity, largely due to the high specific activity of ^{40}K which can reach up to 1400 Bq kg^{-1} comparable to that of plutonic rocks. However, the specific activities of uranium-series (^{238}U : 40 - 114 Bq kg^{-1}) and thorium-series (^{232}Th : 50 - 168 Bq kg^{-1}) radionuclides in these rocks are lower than in the plutonic rocks, yet remain above Earth's average. Whole rock data show that early rhyolitic, dacitic and trachytic lavas of the Ayvacık volcanics have elevated uranium (7-22 ppm) and thorium (33-66 ppm) contents and exhibits similarities with monzonitic host rocks of the Kestanbol pluton (Figure 6c). The lavas found as flows or clasts within pyroclastic deposits of Balabanlı volcanics exhibit elevated uranium (14 – 18 ppm) and thorium (52 -57 ppm) concentrations in some trachyandesitic lava samples (Aldanmaz et al., 2000; Öztürk et al., 2020).

MATERIALS AND METHODS

Collection and Preparation of the Samples

Representative sand and rock samples were derived from the field for analysis. Sand samples were collected using a Geiger counter from sites with the highest dose rate at Hantepe Beach, Odunluk İskeleyesi and Akliman. Representative rock samples were derived from the alkali feldspar pegmatite vein, nepheline monzogabbro block and leucite-phyric and leucite-aphyric tephriphonolite for petrographic, gamma spectrometry and bulk geochemical analysis.

As stated by Çetiner et al. (2011), black sand occurrences form lenses with no lateral or vertical continuity. To account for the effect of current action on heavy mineral deposition, samples were taken from the bottom and top of the lenses at and in reverse current direction. The samples were washed in the laboratory to remove organic material such as shell and plant fragments. The ferromagnetic minerals

were then removed using a hand magnet, and the samples were then separated into fractions using 250, 180, 125-micron sieves. Finally, a stereomicroscopic examination was conducted to assess grain size distribution across different mineral groups. The 180-250 micron and 125-180 micron sand fractions were re-treated using a Frantz magnetic separator at 0.5 amps current and 20° side inclination, separating a diamagnetic phase (felsic minerals) from a paramagnetic phase (mafic minerals). All sand fractions were examined using stereomicroscopy, X-ray Diffraction (XRD) analysis and bulk geochemical analysis to determine their mineralogical and geochemical compositions. Epoxy embedded polished sections were also prepared for in situ mineral analysis.

The shaking table method was also applied for a single sample derived from Hantepe Beach, without pre-treatment to obtain the heavy minerals, however, the quantity was insufficient for further gamma spectrometry analysis.

Rock samples were crushed in a steel jaw crusher to a grain size of 1-2 mm for gamma spectrometry analysis and powdered using an agate mill for whole rock geochemical analysis.

Gamma Spectrometry

Crushed rock samples and sand fractions were dried and placed in airtight sample containers for activity measurements. The empty containers were weighed five times to record the mean mass, and the samples were weighed again to determine net mass. Samples were stored for at least 21 days to establish radium-radon equilibrium. Measurements were performed using a Canberra GX2020 High Purity Germanium (HPGe) detector in the Research and Development Department of the Proton Accelerator Facility (PHT) at NUKEN, TENMAK with 20% relative efficiency and resolution of 1.1 keV (full width at half

maximum) at 122 keV and 2.0 keV at 1.33 MeV. Prior to commencing the measurements, a background count was conducted over the course of one day. To achieve this, an empty sample container was placed on the gamma detector in order to ensure accuracy in the analysis of the gamma spectrum. Each sample was then similarly positioned on the detector and a one-day count was performed. Following this, a gamma spectrum analysis was conducted for each sample. The resulting gamma spectrum of sample 2320A is provided in Supplementary Data File 1 (Figure 1).

XRD Analysis

The sand fractions were analysed using X-ray diffraction (XRD) at the Central Laboratory of Konya Technical University. 11 representative samples were ground with tungsten carbide mill to reduce the particle size <10 µm. All samples were analysed using a Europe GNR diffractometer. XRD data were collected using CuKα radiation (40 mA, 40 kV), scanning range of 5-72° 2θ, 0.02° sec/step, 0.250 mm divergence slit. Further details of the XRD analysis with the results are given in the Supplementary Data File 1.

In situ and Bulk Geochemical Analysis

Comprehensive in-situ and whole rock geochemical analysis of sand fractions and rock samples were conducted at the Geochronology and Geochemistry Laboratory, Istanbul University-Cerrahpaşa, Department of Geological Engineering following the measurement and evaluation procedures described by Göçmengil et al. (2021).

The analysis encompassed major oxides, rare earth elements (REE), and trace elements. Major oxide and trace elements, including REEs, were quantified using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS). The analysis was performed

using a Perkin Elmer NexION 2000 system paired with an ESI NWR-213 laser ablation system. Samples and standard reference materials (SRMs) were ablated with an irradiance of approximately 5 J/cm², a spot diameter of 60 µm, and a laser pulse rate of 10 Hz. The plasma power was set at 1200 watts, with helium as the sample gas (flow rate 0.6 L/min) and argon as the compensation gas (flow rate 0.6 L/min). Each element was analysed over a 30-second period. Calibration was performed after every 15 sample analyses using NIST612 and USGS reference standards BCR-2G and AGV-2G (Jochum et al., 2005). Data analysis was conducted using the ICPMSDataCal software package (Lin et al., 2016). The detailed results of the in-situ analysis of the sand fractions are given in the Supplementary Data File 2.

RESULTS

Sand Fractions

Gamma spectrometry, in-situ and bulk geochemical analysis on sand fractions are presented Table 2, Table 3 and Table 4, respectively.

Overall, a comparison of the total specific activity concentrations on the samples of Hantepe, Odunluk and Akliman beaches, confirm the previous findings with Hantepe exhibiting the highest levels along the coast line (²³⁸U-series: 2164.1 Bq/kg, ²³²Th-series: 2812.7 Bq/kg and ⁴⁰K: 2775.7 Bq/kg). The sample from Akliman which is far south from Hantepe, has higher total activity (²³⁸U-series: 625.7 Bq/kg, ²³²Th-series: 971.6 Bq/kg and ⁴⁰K: 1662.9 Bq/kg) than the Odunluk sample (²³⁸U series: 771.1 Bq/kg, ²³²Th-series 855.9 Bq/kg and ⁴⁰K: 1242.1 Bq/kg) but all within the range of the values observed in the high natural background radiation areas of Greece such as Naxos and Mykonos (Papadopoulos et al., 2016).

Table 2. Specific activity concentrations of primordial radionuclides (^{238}U series, ^{232}Th series, and ^{40}K) in the sand fractions with different grain size and mineralogical composition. Total indicates the radioactivity concentration of the bulk sand samples collected from Hantepe, Odunluk and Akliman beaches. The Earth's average values for each radionuclide are provided for comparison.

Tablo 2. Farklı tane boyu ve mineralojik bileşime sahip kum fraksiyonlarında doğal radyonüklitlerin (^{238}U serisi, ^{232}Th serisi ve ^{40}K) aktivite konsantrasyonları. Toplam değerler, Hantepe, Odunluk ve Akliman plajlarından derlenen kum örneklerinin toplam aktivite konsantrasyonlarını ifade etmektedir. Karşılaştırma için radyonüklitlerin Dünya ortalamaları verilmiştir.

Sample	Fraction	Location	Grain Size(μ)	Specific Activity (Bq kg $^{-1}$)					
				^{238}U		^{232}Th		^{40}K	
				SD		SD	SD	SD	
2320A	Mafic	Hantepe	180	267.71	18.77	356.90	28.63	323.08	43.50
2320B	Felsic		180	827.63	73.15	917.66	88.50	883.23	100.78
2320C	Mafic		125	891.05	56.97	1339.25	99.58	397.83	46.02
2320D	Felsic		250	177.68	18.25	198.92	22.91	1171.60	133.34
<i>Total</i>				2164.1		2812.7		2775.74	
2321A	Mafic	Odunluk	180	268.79	21.95	493.47	44.49	342.89	40.50
2321B	Felsic		180	502.35	51.38	362.44	39.97	899.24	103.10
<i>Total</i>				771.1		855.9		1242.1	
2336A	Mafic	Akliman	250	63.21	4.73	231.98	19.02	268.03	31.83
2336B	Felsic		250	106.70	10.30	88.13	9.49	575.35	66.80
2336C	Mafic		180	67.46	5.24	302.63	25.47	187.93	23.02
2336D	Felsic		180	326.53	30.77	259.99	26.79	497.15	58.09
2336E	Mafic		125	61.79	4.13	88.91	6.98	134.47	16.72
<i>Total</i>				625.7		971.6		1662.9	
Earth's Average				33		45		420	

for the coarsest sand fraction ($> 250 \mu\text{m}$) from Hantepe sample, dominated by felsic minerals (2320D) such as sanidine, albite, anorthose, quartz with minor quantities of clay minerals, revealed by XRD analysis (Supplementary Data File 1), the ^{40}K activity concentration is the highest (1173.3 ± 133.5 Bq/kg) among all other fractions. Although this fraction has low ^{238}U (176.4 ± 18.1 Bq/kg) and ^{232}Th series (197.8 ± 21.9 Bq/kg) activity concentrations, both are higher than Earth's average. It contains 4.3 wt.% K_2O , 21.9 ppm U, 102.9 ppm Th and 576 ppm ΣREE . In contrast, the fraction of $180 \mu\text{m}$ (2320B), despite having the same minerals based on the microscopic examinations and XRD analysis, exhibit different radionuclide and element concentrations. ^{40}K concentration (883.2 ± 100.8 Bq/kg) is lower, while ^{238}U series (827.6 ± 73.2 Bq/kg) and ^{232}Th series (917.7 ± 88.5

Bq/kg) are significantly higher. Although, its major element composition exhibits slight difference, e.g., with a K_2O content of 2.9 wt.%, its trace element composition is not comparable with other felsic fraction in U (39.8 ppm), Th (123.8 ppm) and in ΣREE which reached up to 1753 ppm as illustrated in primitive mantle normalized multi element variation diagrams (Figure 6a). In-situ analysis on the epoxy embedded mineral grains with examinations under stereomicroscopic confirm the presence of minerals align with the compositions representing uranorthorite, thorite and allanite minerals along with abundant zircon and sphene in this fraction (Table 3).

The mafic mineral-dominated fractions (2320A: $180 \mu\text{m}$ and 2320C: $125 \mu\text{m}$) are mineralogically heterogenous, but dominated by hornblende, biotite, olivine, epidote, sphene and zircon. Both fractions show lower ^{40}K

activity concentration (2320A: 323.1 ± 43.5 and 2320C: 397.8 ± 46 Bq/kg) than Earth's average (420 Bq/kg) reflecting the lack of tectosilicates. However, the smaller fraction has much higher ^{232}Th - (1339.3 ± 99.6 Bq/kg) and ^{238}U - series (891.1 ± 56.9 Bq/kg) specific activity concentrations compared to the larger grain size (^{238}U -series: 267.7 ± 18.8 and ^{232}Th -series: 356.9 ± 28.6 Bq/kg). This is evidenced by the slight differences in Th (2320A: 95.8 ppm and 2320C: 106.8 ppm) and ΣREE (2320A: 668 ppm, 2320C: 468 ppm) contents of mafic fractions, whereas both have low K_2O (2320A: 0.7 and 2320C: 0.2 wt.%) and uranium (2320A: 16.8 ppm, 2320C: 14.1 ppm). Despite the noise from accidental hydroxide minerals such as magnetite and hematite survived magnetic separation, the peaks correspond to thorite were identified within this fraction along with zircon and ilmenite (Supplementary Data File 1). The finding of thorite group minerals, were also confirmed by in-situ analysis which also revealed the presence of rare grains with compositions consistent with allanite.

Placers from Odunluk and Akliman beaches are also characterized by high activity concentrations. Only two fractions from the Odunluk sample had sufficient quantities for gamma spectrometry analysis. The felsic mineral-dominated fraction (180 μm) consisting of feldspar, quartz and trace amount of zircon (Supplementary Data File 1) has higher specific activity concentrations of ^{238}U series (502.4 ± 51.4 Bq/kg) and ^{40}K (899.2 ± 103.1 Bq/kg), and lower ^{232}Th series (362.4 ± 39.9 Bq/kg) compared to the mafic fraction dominated by hornblende, magnetite with trace amount of hematite (^{238}U series: 268.8 ± 21.9 Bq/kg, ^{40}K : 342.9 ± 40.5 , ^{232}Th series: 493.5 ± 44.5 Bq/kg).

Notably, mafic mineral dominated fractions from Akliman samples show the lowest ^{238}U -series (2336A: 63.2 ± 4.7 Bq/kg, 2336C: 67.5 ± 5.2 Bq/kg, 2336E: 61.8 ± 4.1 Bq/Kg) and ^{40}K activity concentrations (2336A: 268.0 ± 31.8

Bq/kg, 2336C: 187.9 ± 23.0 Bq/kg, 2336E: 134.5 ± 16.7 Bq/Kg) independent from the grain size. Their ^{232}Th series concentrations vary, with the highest measured in the moderate grain size (302.6 ± 25.5 Bq/Kg) which also consists of allanite (Table 3). Additionally, the smallest grain size (125 μm) has negligible primordial radionuclides concentrations (^{238}U series: 61.8 ± 4.13 Bq/kg, ^{232}Th series: 88.9 ± 6.9 Bq/kg, ^{40}K : 134.5 ± 16.7 Bq/kg). In contrast, the felsic fractions from Akliman have the highest ^{40}K specific activity (2336B: 575.4 ± 66.8 Bq/kg and 2336D: 497.2 ± 58.1 Bq/kg). The smaller grain size (180 μm), has higher ^{238}U - (326.5 ± 30.8 Bq/kg) and ^{232}Th -series (259.9 ± 26.8 Bq/kg) than the larger fraction (250 μm , ^{238}U : 106.7 ± 10.3 Bq/kg, ^{232}Th -series: 88.1 ± 9.5 Bq/kg).

Rock Samples

Gamma spectrometry analysis was conducted on samples representing the alkali feldspar pegmatite vein (Pgm: 23109), the nepheline monzogabbro block (Nmg: 2366) and the leucite-phyric (LfPh: 2373) and leucite-aphyric tephriphonolites (LaPh: 23131) (Table 4). The pegmatitic rock sample reveals the most elevated specific activity concentrations of primordial radionuclides (^{238}U series: 1164.3 ± 13.2 Bq/kg, ^{232}Th series 709.6 ± 17.4 Bq/kg, ^{40}K : 1783.5 ± 56 Bq/kg) among all previously reported values for rocks (Örgün et al, 2007) in the vicinity of the Hantepe beach (Figure 6 b). It has the most elevated Th (297.4 ppm) and U (108.9 ppm) contents with moderate ΣREE (572 ppm).

Leucite-phyric tephriphonolite sample also exhibits elevated radionuclides concentrations, with specific activities of 524.7 ± 6.3 Bq/kg for ^{238}U series, 309.4 ± 7.8 Bq/kg for ^{232}Th series and 1760.5 ± 55.4 Bq/kg for ^{40}K . In contrast, the cogenetic leucite-aphyric tephriphonolite displays significantly lower specific activity concentrations (^{238}U series: 195.6 ± 3.1 Bq/kg, ^{232}Th series: 45.9 ± 1.5 Bq/kg and ^{40}K : 77.1 ± 4.3 Bq/kg).

Table 3. Representative in-situ analysis on epoxy embedded mineral grains of felsic (2320B, 180 μ ; 2336D, 180 μ) and mafic (2320A, 180 μ ; 2320C, 125 μ ; 2336C, 180 μ) mineral dominated fractions of the sand samples from Hantepe and Akliman beaches (Spn: sphene, Thr: thorite, Zrn: zircon, U-Thr: uranothorite, Aln: allanite).

Tablo 3. Hantepe ve Akliman plajlarından derlenen kum örneklerinde felsik (2320B, 180 μ ; 2336D, 180 μ) ve mafik (2320A, 180 μ ; 2320C, 125 μ ; 2336C, 180 μ) minerallerce zengin fraksiyonlarda noktasal mineral analizleri (Spn: sfen, Thr: torit, Zrn: zirkon, U-Thr: urnotorit, Aln: allanit).

Sample	2320A		2320 B		2320 C			2336C	2336D	
	Spn	Thr	Zrn	Zrn	U-Thr	Zrn	Zrn	Aln	Spn	Zrn
<i>wt. %</i>										
SiO ₂	28.86	14.25	29.79	29.78	15.08	30.88	30.08	27.42	29.21	30.06
TiO ₂	35.64	0.13	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	38.80	38.56	0.00
Al ₂ O ₃	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.44	1.08	0.28
FeO	2.34	0.00	0.00	0.00	0.01	0.28	0.11	2.56	1.96	0.00
MnO	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.12	0.00
MgO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00
CaO	25.61	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	23.25	25.15	0.00
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20
P ₂ O ₅	1.91	0.05	0.03	0.03	0.01	0.05	0.02	0.05	0.08	0.03
<i>ppm</i>										
Y	2612.40	564.62	611.68	2008.51	324.10	660.01	603.84	6217.45	753.20	1350.80
Hf	126.96	1.97	6910.54	8385.60	1.27	10421.47	10289.86	66.20	57.27	12065.57
Zr	655.52	227.93	501053.40	495387.70	109.64	486032.10	493823.40	917.16	750.11	529898.50
Th	358.13	553958.30	273.26	1359.15	458302.60	631.53	616.68	912.94	531.63	915.65
U	287.10	28475.60	265.21	911.31	141218.10	663.49	633.51	134.00	687.91	674.12
Σ REE	21174	2180	420	1149	869	514	473	35567	22909	869

This finding also has supported by the bulk geochemical composition of these two types of hypabyssal rocks in the Kestanbol pluton. According to the available data from Akal (2012) the leucite-phyric variety having higher U (av. 30 ppm), Th (av.105 ppm) and Σ REE (462 ppm) contents than the leucite-aphyric one (av. U: 15 ppm, av. Th: 61 ppm, av. Σ REE: 397 ppm).

On contrary to the claims of previous studies, gamma spectrometry analysis show that nepheline monzogabbro sample has the lowest ²³⁸U (103.7 \pm 1.6 Bq/kg) and ²³²Th series (81.3 \pm 2.3 Bq/kg) activities, but it shows a comparatively high ⁴⁰K activity (999.9 \pm 32.3 Bq/kg) with a high Σ REE (634.9) content. However, it consists of very low U (8.7 ppm) and Th (31.1 ppm).

Table 4. Bulk analysis of sand fractions and rock samples. Sand fractions represent Hantepe beach sample (Nmg: nepheline monzogabbro, Pgm: radiogenic pegmatite, Mnz: monzonite Mme: mafic microgranular enclave, FD: felsic dyke, LP: leucite-phyric tephriphonolite, LA: leucite-aphyric tephriphonolite, PH: Poruklu hypabyssal rocks, Rhy: rhyolitic lavas, [1]: Şahin et al., 2010; [2]: Akal, 2013; [3]: Öztürk et al., 2020).

Tablo 4. Kum fraksiyonları ve kayaların tüm kayaç jeokimya analizleri. Kum fraksiyonları Hantepe plajı örneğine aittir (Nmg: Nefelin monzogabro, Pgm: radyojenik pegmatit, Mnz: monzonit, Mme: mafik mikrogranüler anklav, FD: felsik dayk, LP: lösit-firik tefrifonolit, LA: lösit-afirik tefrifonolit, PH: Poruklu hipabisal kayalar, Rhy: riyolitik lavlar, [1]: Şahin vd.,2010; [2]: Akal (2013), [3] Öztürk vd., 2020).

Sample No	Sand Fractions				Rock Samples									
	2320A	2320B	2320C	2320D	2366	23109	4	15--1	52--2	2254/12	2254/6	13-31	13-46B	
Type	Mafic	Felsic	Mafic	Felsic	Nmg	Pgm	Mnz	Mme	FD	LP	LA	PH	Rhy	
Grain Size	180	180	125	250										
Reference					[1] [1] [1] [2] [2] [3] [3]									
SiO ₂	15.14	75.42	8.53	77.33	44.00	63.11	63.18	53.7	60.4	52.65	50.97	74.84	58.89	
TiO ₂	2.36	2.99	1.93	0.94	1.75	0.30	0.57	0.74	0.38	0.7	0.87	0.89	0.64	
Al ₂ O ₃	2.70	8.45	1.07	9.40	10.86	15.06	15.63	14.5	17.34	18.43	15.69	13.15	16.1	
FeO	73.34	1.22	84.79	1.00	13.09	1.92	4.00	6.53	1.79	5.27	6.03	1.15	4.52	
MnO	0.29	0.03	0.27	0.02	0.21	0.06	0.08	0.2	0.07	0.13	0.16	0.01	0.1	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	8.34	0.31	2.12	7.57	0.35	2.87	3.57	0.21	2.79	
CaO	2.61	3.91	1.57	2.19	13.98	1.68	4.14	7.48	2.06	5.7	6.16	0.21	3.3	
Na ₂ O	0.75	1.83	0.25	1.98	2.72	6.42	3.56	3.23	3.07	4.08	3.86	0.11	3.34	
K ₂ O	0.69	2.87	0.17	4.32	1.58	6.84	4.79	3.31	10.28	6.68	6.07	3.36	4.54	
P ₂ O ₅	0.59	0.43	0.39	0.06	1.39	0.18	0.3	0.22	0.08	0.53	0.5	0.29	0.39	
LOI	1.08	2.31	0.58	2.08	1.01	3.82	0.7	1.5	3.7	1.8	4.9	5.2	4.4	
Total	99.55	99.47	99.55	99.31	98.94	99.70	99.51	99.9	96.02	99.44	99.46	99.54	99.52	
Sc	16.6	14.5	15.9	16.8	47.3	14.0				12.0	17.0	18.0	11.0	
V	1717.6	108.4	2004.7	65.0	311.8	62.4	95.0	149.0	42.0	135.0	161.0	132.0	127.0	
Cr	1802.1	58.7	2292.9	42.8	215.6	50.2								
Co	59.4	2.7	62.3	2.1	50.4	3.8	13.0	29.0	1.9	27.6	30.0	11.0	25.0	
Ni	58.2	14.7	52.2	8.3	46.8	4.5				11.6	25.4	1.0	16.0	
Ga	36.0	34.1	32.9	17.4	24.0	33.8	19.0	17.0	16.0	19.0	17.3	16.0	22.0	
Ge	5.9	6.5	4.7	1.8	3.4	1.2								
Rb	28.2	110.9	6.8	166.1	122.1	257.6	204.0	175.0	510.0	260.2	330.9	105.0	195.0	
Sr	119.4	450.9	44.5	539.8	1324.8	226.8	850.0	527.0	767.0	1216.6	1129.2	1251.0	619.0	
Y	61.5	153.0	36.8	45.9	40.1	22.5	25.0	23.0	18.0	26.5	29.9	14.0	25.0	
Zr	1015.6	3266.3	1552.5	855.3	175.3	783.6	228.0	162.0	274.0	532.6	368.7	389.0	363.0	
Nb	49.9	161.3	28.5	50.9	16.6	75.6	20.0	13.0	42.0	36.0	23.9	20.0	23.0	
Cs	1.5	2.9	0.7	4.2	6.2	6.1				16.8	42.5	6.0	8.0	
Ba	168.2	766.4	33.6	1133.9	2956.7	388.0	1072.0	565.0	1298.0	1722.0	2121.0	1040.0	1420.0	
La	136.2	323.2	116.1	105.5	124.4	179.8	91.0	39.8	65.0	106.2	93.6	86.0	80.0	
Ce	282.0	787.1	199.5	266.1	277.9	294.3	159.0	80.0	127.0	209.3	184.5	164.0	156.0	
Pr	34.4	94.3	21.9	30.4	34.2	20.4	17.0	8.8	13.1	21.5	20.3	17.0	17.0	
Nd	131.8	343.3	79.0	109.4	131.3	52.5	60.0	34.4	47.6	76.6	75.1	54.0	68.0	
Sm	23.5	59.2	12.8	19.0	22.0	5.7	10.0	6.6	7.0	12.2	12.7	8.0	12.0	
Eu	3.1	8.3	1.9	3.2	5.2	0.8	2.1	1.1	1.2	2.6	2.7	1.0	3.0	
Gd	29.5	66.4	16.4	22.4	20.0	7.1	6.5	4.6	4.7	8.5	9.1	5.0	9.0	
Tb	2.5	6.3	1.4	1.9	1.9	0.6	0.9	0.7	0.8	1.1	1.2	1.0	1.0	
Dy	11.3	28.9	6.5	8.8	8.9	3.1	4.5	3.6	3.3	5.2	5.7	3.0	5.0	
Ho	2.0	5.0	1.2	1.6	1.6	0.7	0.7	0.7	0.5	0.8	1.0	1.0	1.0	
Er	5.5	14.0	3.3	3.6	3.9	2.3	2.1	2.1	1.4	2.3	2.5	1.0	2.0	
Tm	0.8	2.0	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	
Yb	5.1	12.8	3.9	3.6	2.6	3.3	2.1	1.9	1.4	2.2	2.4	1.4	2.0	
Lu	0.7	1.8	0.6	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.2			0.3	0.3	
Hf	23.6	64.7	34.4	15.6	6.1	19.1				11.9	8.7	9.0	9.0	
Ta	4.2	14.0	2.3	4.3	1.0	3.9				2.3	1.6	2.0	2.0	
Pb	52.7	41.4	45.8	65.1	25.0	96.0	11.0	8.0	98.0	98.7	33.8	28.0	43.0	
Th	95.8	123.8	106.8	103.0	31.1	297.4	80.0	29.0	142.0	109.0	74.4	69.0	62.0	
U	16.8	39.8	14.1	22.0	8.7	108.8	17.4	37.0	29.0	31.6	18.4	22.0	22.0	
Zn	406.5	45.0	373.5	28.5	110.8	35.5								

Table 5. Specific activity concentrations of primordial radionuclides (^{238}U series, ^{232}Th series and ^{40}K) in rock samples collected from Kestanol pluton (Nmg: nepheline monzogabbro, LP: leucite-aphyric tephriphonolite, Pgm: alkali feldspar pegmatite, LA: leucite-aphyric tephriphonolite).

Tablo 5. Kestanol plütönuna ait kayaç örneklerinde doğal radyonüklitlerin (^{238}U serisi, ^{232}Th serisi ve ^{40}K) spesifik aktivite konsantrasyonları (Nmg: nefelin monzogabro, LP: lösit-firik tefrifonolit, Pgm: Pegmatit, LA: lösit-afirik tefrifonolit).

Sample	Rock Type	Specific Activity (Bq kg^{-1})					
		^{238}U	SD	^{232}Th	SD	^{40}K	SD
2366	Nmg	103.7	1.6	81.3	2.3	999.9	32.3
2373	LP	524.7	6.3	309.4	7.8	1760.5	55.368
23109	Pgm	1164.3	13.2	709.6	17.4	1783.5	56.0
23131	LA	195.6	3.1	45.9	1.5	77.1	4.3
Earth's Average		33		45		420	

DISCUSSION

Radiogenic beach sands are typically derived from U- and Th-enriched felsic igneous rocks as observed in Mykonos, Greece (Papadopoulas et al., 2016). It should be noted, however, some beaches might also derive from both magmatic and metamorphic sources. As observed on Naxos Island, a potential site for REE exploitation, and Touzla, Thessaloniki where sands originate from Mesozoic and Paleozoic high-grade metamorphic units of the Aixos of the Hellenides (Filippidis et al., 1997; Papadopoulas, 2018). As the basement rocks in the region do not show significant imprints for radionuclide enrichments, we only focus on the magmatic complex.

The distribution of total radioactivity and the relative contribution of each radionuclide varies significantly along the coastline between Geyikli and Aklıman. To better understand this, we have visualized the data published by Örgün et al., (2007) as pie charts on the geologic map (Figure 1). In contrast to the other beaches, Hantepe beach is located at the seaward end of the E-W trending drainage system which developed primarily on metamorphic and ophiolitic basement units, rather than magmatic rocks (Figure 1). Interestingly, samples from Hantepe exhibit the

highest specific activities of ^{238}U (1885.2 ± 4.7 Bq/Kg) and ^{232}Th (4360.3 ± 4.6 Bq/Kg) series with moderate ^{40}K (687.1 ± 6.1 Bq/Kg). In contrast, southern beaches, probably composed of materials predominantly derived from the Kestanol pluton, have higher ^{40}K concentrations ($858.2 \pm 2.8 - 1389.2 \pm 5.2$ Bq/Kg) but lower activities in ^{238}U ($89.1 \pm 1.4 - 205.6 \pm 1.3$ Bq/Kg) and ^{232}Th ($115.5 \pm 0.9 - 320.9 \pm 1.5$ Bq/Kg) series (Örgün et al., 2007).

The heterogeneous mineralogical composition across the pluton or uneven distribution of the specific lithologies hosting radiogenic minerals is a plausible explanation for the high radioactivity at Hantepe beach. A recent study attributed higher dose rates in the northern part of the pluton to thorite and monazite in alkali potassic rocks of the Kestanol pluton (Döner et al., 2022). If the so-called potassic rocks are indeed the equivalent to the tephriphonolite dykes and stocks of the Kestanol pluton, as suggested, they cannot be considered as sources of zircon or thorite since they contain mainly apatite. Importantly, leucite-aphyric dykes have the lowest specific activities of ^{238}U - and ^{232}Th - series with ^{40}K and moderate radioelement concentrations. Another study evaluating the radioactive beach sands for their REE potential, suggests that Geyikli placers

are enriched by monazite, apatite and zircon, and that manzogabbro dykes can be considered as the source of the radiogenic minerals (Unluer et al., 2021). However, as shown by gamma spectrometry and bulk chemical analysis with mineralogical investigations, similar to leucite-aphyric dykes, nepheline monzogabbro has low specific activities of ^{238}U - and ^{232}Th - series as well as low radioelement contents, but the highest ΣREE . It is also rich in apatite and sphene but poor in zircon and monazite. In our opinion, their results are only conjectures based on unjustified assumptions. Our analyses also underline that a positive correlation between REE and U, and Th is not always present.

The first study investigating the geological aspects of the high natural background radiation in the region documented the presence of accessory minerals such as sphene, zircon, allanite, apatite, epidote, thorite, uranothorite dispersed in the plutonic rocks, in the range of % 0.1–4.5 (Andaç, 1971, 1973). The presence of uranothorite in the monzonitic rocks was later confirmed by a recent study which provides electron probe micro-analysis (Angı et al., 2017). Contrary to previous investigations supporting the presence of monazite and zircon in beach sands, Andaç (1971) highlighted thorite and uranothorite as the primary radiogenic minerals, found as inclusions in hornblende within the aplitic veins cutting through monzonitic country rocks. Our analysis aligns with this, showing that the tectosilicate-dominated sand fractions and alkali-feldspar pegmatite vein have the highest concentrations of primordial radionuclides and radioelements, which are mainly stored within thorite group minerals found as discrete grains and inclusions. Allanite may be considered a potential radiogenic phase in the beach sands. However, based on the available evidence and observations, it is unclear whether it is

concentrated within a specific lithology, such as uranothorite.

All the felsic sand fractions with rock samples, except leucite-aphyric potassic dykes, exhibit elevated ^{40}K concentrations (ranging from 497 to 1784 Bq/kg). Given that K-feldspar is not a main rock forming mineral in the nepheline monzogabbro and leucite-phyric tephriphonolite, other K-bearing minerals, such as foids and biotite, are likely to contribute to the high ^{40}K activity. Rock forming minerals, as well as accessory minerals of the magmatic complex, should also be considered as sources to the radionuclides. It is important to highlight that, all the members of the Miocene Ezine-Ayvacic magmatic system including the volcanic rocks display radionuclide enrichments to different extents, suggesting that the primary magmas were enriched in radionuclides and radioelements (Örgün et al., 2007). This probably resulted in the enrichment of radionuclides in rock forming minerals and groundmass in lavas and pyroclastic rocks. This is evidenced by the fact that the sand sample from Aklıman beach, which consists of materials mainly derived from Balabanlı volcanics, also has elevated total radioactivity (Table 2).

An elegant explanation for the high natural background radiation at Hantepe beach lies in its geomorphological and geographical characteristics. It has the largest wet zone among compared to other beaches with a heterogeneous radiation distribution that varies spot by spot and decreases landward (Cetiner, et al., 2011). As part of the natural radiation treatment studies, it was monitored that sand removal significantly reduced the radiation at the beach (Cetiner, et al., 2012). Thus, we conclude that longshore currents, wave action, and more importantly long-lasting transportation from the source are parameters as important as the source rock mineralogy, for the accumulation of abrasion resistant minerals at Hantepe beach in higher concentrations.

CONCLUSION

The present study offers a framework for the source rock characteristics of the radiogenic beach sands. By employing gamma spectrometry analysis in conjunction with geochemical and mineralogical analysis, and by working on the sand fractions, instead of bulk sand samples, this study has revealed the presence of thorite group minerals in the beach sands.

Alkali feldspar pegmatitic veins are the most radiogenic lithologies and have the most elevated uranium and thorium contents within the Ezine-Ayvacık magmatic complex, given that they consist of discrete grains or inclusions of thorite group minerals.

Other rock-forming and accessory minerals, such as zircon, sphene, allanite, apatite have the potential to contribute to high natural background radiation, depending on their host rocks. This is currently being investigated. The source rock for radiogenic beach sands can be

REFERENCES

- Akal, C. 2013. Coeval Shoshonitic-ultrapotassic dyke emplacements within the Kestanol pluton, Ezine–Biga peninsula (NW Anatolia). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(2), 220-238. DOI: 10.3906/yer-1202-1
- Aldanmaz, E. R. C. A. N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 67-95. DOI: 10.1016/S0377-0273(00)00182-7

challenging to identify when based on solely whole-rock geochemistry. A more detailed mineralogical approach is essential.

ACKNOWLEDGEMENT

This work resulted from discussions held during the initial field trips to the area, between the team of a scientific project investigating the factors controlling the U-Th enrichments in the Miocene Ezine-Ayvacık magmatic complex (TÜBİTAK-ÇAYDAG, Project No: 122Y164). Bulk analyses of the nepheline gabbro and feldspar pegmatites were conducted under this project. We thank the bachelor students Ayşe Güven, Bilal Kaya, and Cem Gülseven of İstanbul Technical University Geological Engineering Department for their assistance in the separation of sand fractions. We are grateful to Editor E. Varol Muratçay for the editorial work and to two anonymous reviewers for their constructive comments, which improved the early version of the manuscript.

- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C.Ş., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K.A., Yang, J., 2012. Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Res.* 21, 961–986. DOI: 10.1016/j.gr.2011.10.010
- Andaç, M. 1971. Biga yarımadasında tarihi truva harabelerinin güneyindeki radyoaktif sahil kumlarının mineralojisi ve bunların ana kayalarının petrolojisi. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 76(76), 75-79.
- Andaç, M. 1973. Biga Yarımadasında Ezine Siyenit Masifi ile Civarındaki Kayaların Petrografisi Ve Bu Kayalardan Meydana Gelen Radyoaktif Sahil Plaser Maden Yatagının Etüdü. İstanbul Teknik Üniversitesi, Doçentlik Tezi, 97s, İstanbul.

- Aygül, M., Topuz, G., Okay, A., Satir, M., Meyer, H. P. 2012. The kemer metamorphic complex (NW Turkey): a subducted continental margin of the Sakarya zone. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(1), 19-35. DOI: 10.3906/yer-1006-14
- Aytekin, H., Tufan, M. Ç., Küçük, C. 2015. Natural radioactivity measurements and dose assessments in sand samples collected from Zonguldak beaches in Turkey. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 303, 2227-2232. DOI: 10.1007/s10967-014-3819-1
- Aysal, N., 2015. Mineral chemistry, crystallization conditions and geodynamic implications of the Oligo-Miocene granitoids in the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 105, 68–84. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.03.026
- Beccaletto, L., Jenny, C. 2004. Geology and correlation of the Ezine Zone: a Rhodope fragment in NW Turkey?. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 145-176.
- Black, K.N., Catlos, E.J., Oyman, T., Demirbilek, D., 2013. Timing Aegean extension: evidence from in situ U-Pb geochronology and cathodoluminescence imaging of granitoids from NW Turkey. *Lithos* 181, 92–108. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.09.001
- Chandrasekharam, D., Baba, A. 2021. High heat generating granites of Kestanbol: future enhanced geothermal system (EGS) province in western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(9), 1032-1044. DOI: 10.3906/yer-2106-16
- Cetiner, M. A., Gündüz, H., Ilgar, A. 2011. High background radiation areas at Çanakkale in Turkey. *Radiation Physics and Chemistry*, 80(6), 704-709. DOI: 10.1016/j.radphyschem.2011.02.024
- Cetiner, M. A., Gunduz, H., Tukenmez, I. 2012. Natural radiation monitoring and control treatment in the Hantepe beach. *Radiation protection dosimetry*, 152(4), 429-433. DOI: 10.1093/rpd/ncs050
- Döner, Z., Ünlüer, A.T., Özdamar, Ş., Sarıkaya, O., Kaya, M., Kocatürk, H., Kumral, M., Esenli, R.F. 2022. REE-Th-U Enrichments in alkali-potassic rocks in Kestanbol Granitoid Complex (Ezine-Çanakkale, Turkey): Revealing the factors that cause mineralizations. 9th Geochemistry Symposium, 17-22 October, Aydın, 196-203.
- Duru M., Pehlivan Ş., Aral İ. O., Şentürk Y., Yavaş, F., Kar H., 2012. Biga Yarımadasının Tersiyer Öncesi Jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları, Özel Yayınlar Serisi, No 28, 326s.
- Filippidis, A., Misaelides, P., Clouvas, A., Godelitsas, A., Barbayiannis, N., Anousis, I. 1997. Mineral, chemical and radiological investigation of a black sand at Touzla Cape, near Thessaloniki, Greece. *Environmental Geochemistry and Health*, 19, 83-88. DOI: 10.1023/A:1018498404922
- Göçmengil, G., Tükel, F. Ş., Uzun, F., Guıllong, M., Yılmaz, İ., Aysal, N., Haniççi, N. 2022. Accurate whole-rock geochemistry analysis by combined ICP-OES and LA-ICP-MS instruments. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 168, 157-165. DOI: 10.19111/bulletinofmre.947703
- Hou, B., Keeling, J., Van Gosen, B. S. 2017. Geological and exploration models of beach placer deposits, integrated from case-studies of Southern Australia. *Ore Geology Reviews*, 80, 437-459. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.07.016
- Karacık, Z., 1995. Relationship Between Young Volcanism and Plutonism in Ezine-

- Ayvacık (Çanakkale) Region. İstanbul Technical University, PhD Thesis, İstanbul
- Karacık, Z., Yılmaz, Y. 1998. Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 251-264. DOI: 10.1016/S0377-0273(98)00058-4
- Karadeniz, Ö., Akal, C. 2014. Radiological mapping in the granodiorite area of Bergama (Pergamon)-Kozak, Turkey. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 302, 361-373. DOI: 10.1007/s10967-014-3216-9
- Kucukomeroglu, B., Karadeniz, A., Damla, N., Yesilkanat, C. M., Çevik, U. 2016. Radiological maps in beach sands along some coastal regions of Turkey. *Marine pollution bulletin*, 112(1-2), 255-264. DOI: 10.1016/j.marpolbul.2016.08.007
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., ... Woolley, A. R. 2002. *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Cambridge, 236p.
- Mohanty, A. K., Sengupta, D., Das, S. K., Vijayan, V., Saha, S. K. 2004. Natural radioactivity in the newly discovered high background radiation area on the eastern coast of Orissa, India. *Radiation measurements*, 38(2), 153-165. DOI: 10.1016/j.radmeas.2003.08.003
- Okay, A. I., Siyako, M., Bürkan, K. A. 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44(1-2), 191-256.
- Okay, A. I., Satır, M. 2000. Upper Cretaceous eclogite-facies metamorphic rocks from the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 9(2), 47-56.
- Okay, A. I., Göncüoğlu, M. C. 2004. The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13(2), 75-95.
- Örgün, Y., Altınsoy, N., Şahin, S. Y., Güngör, Y., Gültekin, A. H., Karahan, G., Karacık, Z. 2007. Natural and anthropogenic radionuclides in rocks and beach sands from Ezine region (Canakkale), Western Anatolia, Turkey. *Applied Radiation and Isotopes*, 65(6), 739-747. DOI: 10.1016/j.apradiso.2006.06.011
- Özden, S., Aközcan, S. 2021. Natural radioactivity measurements and evaluation of radiological hazards in sediment of Aliğa Bay, İzmir (Turkey). *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1-14. DOI: 10.1007/s12517-020-06446-9
- Öztürk, Y. Y., Akal, C., Gerdes, A. 2020. U–Pb ages and Hf isotopic compositions of zircon from the Early Miocene Kestanbol Magmatic Complex in NW Anatolia (Turkey): Implications for crustal contribution in the post-collisional magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 192, 104262. DOI: 10.1016/j.jseaes.2020.104262
- Papadopoulos, A., Christofides, G., Koroneos, A., Stoulos, S. 2014. Natural radioactivity distribution and gamma radiation exposure of beach sands from Sithonia Peninsula. *Open Geosciences*, 6(2), 229-242. DOI: 10.2478/s13533-012-0157-0
- Papadopoulos, A., Koroneos, A., Christofides, G., Stoulos, S. 2015. Natural radioactivity distribution and gammaradiation exposure of beach sands close to Kavala pluton,

- Greece. *Open Geosciences*, 7(1), 20150043. DOI: 10.1515/geo-2015-0043
- Papadopoulos, A., Koroneos, A., Christofides, G., Papadopoulou, L., Tzifas, I., Stoulos, S. 2016. Assessment of gamma radiation exposure of beach sands in highly touristic areas associated with plutonic rocks of the Atticocycladic zone (Greece). *Journal of environmental radioactivity*, 162, 235-243. DOI: 10.1016/j.jenvrad.2016.05.035
- Papadopoulos, A., Altunkaynak, Ş., Koroneos, A., Ünal, A., & Kamaci, Ö. 2017. Geochemistry of uranium and thorium and natural radioactivity levels of the western Anatolian plutons, Turkey. *Mineralogy and Petrology*, 111, 677-691. DOI: 10.1007/s00710-017-0492-4
- Papadopoulos, A. 2018. Geochemistry and REE content of beach sands along the Atticocycladic coastal zone, Greece. *Geosciences Journal*, 22, 955-973. DOI: 10.1007/s12303-018-0004-5
- Peiffert, C., Cuney, M., Nguyen-Trung, C. 1994. Uranium in granitic magmas: Part 1. Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-Na₂CO₃ system at 720–770° C, 2 kbar. *Geochimica et cosmochimica acta*, 58(11), 2495-2507. DOI: /10.1016/0016-7037(94)90026-4
- Salters, V. J., Stracke, A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5). DOI: i:10.1029/2003GC000597
- Şahin, S. Y., Örgün, Y., Güngör, Y., Göker, A., Gültekin, A. H., Karacık, Z. 2010. Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanol Granitoid (Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: evidence of felsic and mafic magma interaction. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19(1), 101-122. DOI: 10.3906/yer-0809-3
- Tassinari, C. C. G. 1992. Uranium in granitoids: recognition criteria of uranium provinces in Brazil. New developments in uranium exploration, resources, production and demand. Proceedings of a Technical Committee Meeting of jointly organized by International Atomic Energy Agency and the Nuclear Energy Agency of the OECD, 26-29 August, Vienna, 13-22p.
- Taşköprü, C., Özden, S., Günay, O., Aközcan Pehlivanoğlu, S., Saç, M., İçhedef, M. 2024. Natural and artificial radioactivity levels and external radiation dose levels of sand samples collected from Lara Beach, Antalya, Türkiye. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1-7. DOI: 10.1007/s10967-024-09608-1
- Unluer, A. T., Kocaturk, H., Doner, Z., Kaya, M., Yıldırım, D. K., Kumral, M., Özdamar, Ş. 2021. Geyikli (Çanakkale, Turkey) Heavy Mineral Sands: Insights to Their Origin Related with Alkaline Intrusive Rocks. *Bitlis Eren University Journal of Science and Technology*, 11(1), 13-16. DOI: 10.17678/beuscitech.900036
- UNSCEAR, 2000. United Nations Scientific Committee on the effects of atomic radiation, sources and effects of ionizing radiation. Report to General Assembly, with Scientific Annexes United Nations. United Nations, New York.
- Veiga, R., Sanches, N., Anjos, R. M., Macario, K., Bastos, J., Iguatemy, M., ... Umisedo, N. K. 2006. Measurement of natural radioactivity in Brazilian beach sands. *Radiation measurements*, 41(2), 189-196. DOI: 10.1016/j.radmeas.2005.05.001
- Washington, H. S. 1899. The Petrographical Province of Essex County, Mass. II. *The Journal of Geology*, 7(1), 53-64.

- Yalcin, M. G., Unal, S. 2018. Natural radioactivity levels and associated radiation hazards in ophiolites around Tekirova, Kemer, and Kumluca Touristic Regions in Antalya, Turkey. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 316, 321-330. DOI: 10.1007/s10967-018-5760-1
- Yiğitbaş, E., Şengün, F., Tunç, İ.O., 2014. Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu) Neojen Öncesi Tektonik Birlikler ve Bölgenin Jeodinamik Evrimine Yeni Bir Bakış, TÜBİTAK ÇAYDAG-110Y281 Nolu Proje Raporu.
- Yiğitbaş, E., Tunç, I. 2020. Pre-cambrian metamorphic rocks of the Sakarya Zone in the Biga Peninsula; late Ediacaran Gondwanaland active continental margin. *Geological Bulletin of Turkey*, 63(3). DOI: 10.25288/tjb.589144