



Aras Dağları'nın neotektonik gelişimi ve volkanik jeomorfolojisi (Doğu Anadolu)

The neotectonic development and volcanic geomorphology of the Aras Mountains (Eastern Anatolia)

Yahya Öztürk^{*a}, Halil Zorer^b

Makale Bilgisi

Derleme

DOI:

10.33688/aucbd.1689236

Makale Geçmişi:

Geliş: 02.05.2025

Kabul: 14.10.2025

Anahtar Kelimeler:

Aras Dağları

Neotektonizma

Volkanizma

Öz

Aras Dağları, Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun doğusunda, stratovolkanlardan oluşan KB-GD eksenli volkanik bir kütledir. Kütle boyunca KB'den GD'ye doğru Kandil, Durak, Dumanlı-Mamzi, Zor ve Pamuk dağları stratovolkanların başlıcalarıdır. Dağlık kuşağın morfojenezi, Serdarabat-Nahcivan fay sistemiyle Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fayı arasında sağa sıçramayla gelişen transfer faylarının volkanizmaya yol açmasıyla sağlanmıştır. Literatürde at kuyruğu saçılımı fayı şeklinde tanımlanan bu zon, bölge neotektoniğinde önemli yapısal elemanlardan biri olan K-G yönlü açılma çatlaklarından farklı olarak KB-GD eksenliyle karakteristiktir. İlk evrelerinde farklı açılma çatlakları tarafından denetlenen volkanizma zamanla çizgisel bir volkanik silsilenin gelişimiyle sonuçlanmıştır. Aras Dağları'nın havza içi volkanizması şeklinde gelişimiyle havza bölümlenmesi sağlaması ve morfojenезinin bağlı olduğu açılma çatlaklarının K-G yönlü açılma çatlakları modelinden farklı olması, dağlık kuşağın Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda özgün bir konumda olduğunu göstermektedir.

Article Info

Review

DOI:

10.33688/aucbd.1689236

Article History:

Received: 02.05.2025

Accepted: 14.10.2025

Keywords:

Aras Mountains

Neotectonism

Volcanism

Abstract

The Aras Mountains are a NW-SE trending volcanic belt of stratovolcanoes in the east of the Eastern Anatolian High Plateau. Kandil, Durak, Dumanlı-Mamzi, Zor and Pamuk Mountains are the main stratovolcanoes along the belt from NW to SE. The morphogenesis of the mountainous belt was achieved by the tension fault between the Serdarabat-Nakhcivan fault system and the Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fault, which developed with a jump to the right, leading to volcanism. This zone, which is defined as the horsetail splay fault in the literature, is characterised by its NW-SE axis unlike the N-S trending tension cracks. Volcanism, in its early stages, resulted in the development of a linear volcanic succession over time. The fact that the Aras Mountains, provides basin segmentation with its development in the form of in-basin volcanism and that the tension cracks on which its morphogenesis depends is different from the N-S oriented tension crack model shows that the mountainous belt has a unique position in the Eastern Anatolian High Plateau.

*Sorumlu Yazar/Corresponding Author: yhztrk@hotmail.com

^aVan Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Van/Türkiye

^bVan Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Van/Türkiye

EXTENDED ABSTRACT

1. Introduction

The Aras Mountains, located east of EAHP and south of the Lesser Caucasus, are a volcanic mountain shaped by Pliocene-Quaternary volcanism, oriented along a north-northwest to south-southeast axis (Figure 1). To the north is the Ararat Basin (Karakhanian et al., 2004), where the Kağızman-Tuzluca Basin and the Iğdır Plain are located from west to east, and to the south are the Ağrı Basin, the Balıkgöl tectono-fluvial trough, and the Doğubeyazıt-Gürbulak Basin (Şaroğlu, 1986). In addition, the Aras Mountains, which form the border between the provinces of Iğdır (north) and Ağrı (south), are located immediately west of Mount Ağrı. The western part of the mountain borders the mountainous unit known as the Çemçe-Madur Region. Although there are brief statements and maps in various geological studies in the literature that directly or indirectly refer to the geological and topographical features of the Aras Mountains (Avagyan et al., 2010; Avagyan et al., 2018; Blumenthal, 1959; Çakar, 2023; Djamour et al., 2011; Karakhanian et al., 2002; Karakhanian et al., 2004; Koçyiğit, 2023; Mokhoori et al., 2021; Mutlu, 2022; Nar, 2023; Özgül et al., 1983; Öztürk, 2020; Öztürk, 2023; Şaroğlu, 1986; Yılmaz et al., 1998), there is no comprehensive study illuminating the tectono-volcanic evolution of the mountainous area. In this context, supported by field findings, this study aims to describe the Pliocene-Quaternary development of the Aras Mountains and explain their general volcanic geomorphology in light of the data in the literature.

2. Methodology

The primary data sources for this study come from literature research. Studies that directly or indirectly address the geological and geomorphological evolution of the Aras Mountains were compiled; and the statements contained in these studies were synthesized. The literature data obtained were correlated with field findings and discussed for suitability. In addition, various maps of the mountain mass were obtained using data collected from literature review. The mapping work was carried out using the ArcMap 10.5 programme, and different content that was appropriate for the purpose was produced.

3. Result

The N-S directional continental collision during the Middle-Upper Miocene led to the development of E-W axis-oriented anticlines, synclinal systems, the development of opening fractures along the N-S axis, and reverse and normal faults exhibiting thrusting characteristics (Bozkuş & Yılmaz, 1993; Koçyiğit, 1983). Furthermore, as the energy from continental compression was not accommodated by these initial tectonic structures, transform faults such as the NAF and EAF developed (Arpat & Şaroğlu, 1972; Ketin, 1969; Ketin, 1976). As a result, the EAHP (Eastern Anatolian High Plateau) broke away from the Anatolian Plate along the EAF/NAF lines (Şaroğlu & Güler, 2020) and became an independent block. With this separation, compression energy began to be transferred towards the Aegean Sea via the NAF and EAF transform faults (Şaroğlu & Güler, 2020; Yılmaz et al., 1987). Due to these tectonic processes, Anatolia has been divided into three neotectonic units at the macro level, and the EAHP has been defined as the ‘Eastern Anatolian Compressional Tectonic Region’ (EACTR) (Şengör et al., 1985) (other units include Central Anatolia Transition and Western Anatolia Extensional Tectonic Region) (Emre et al., 2019). This unit is also separated from the Anatolian Plate to the west by

transform faults such as the EAF and NAF, and is defined as the Caucasian Plate (Djamour et al., 2011; Reilinger et al., 2006). Studies have indicated that the NAF and EAF lines converge either directly or via secondary faults (Arpat & Şaroğlu, 1972; Seymen and Aydın, 1972). At this junction, the Anatolian Plate splits off, forming what is known as the East Anatolian Compressional Block or the Caucasian Plate (Block) (Djamour et al., 2011; Reilinger et al., 2006). The East Anatolian Compressional Block has also been deformed by intra-continental faults, such as right- and left-lateral strike-slip fault systems, and this deformation has controlled the morphology of the region, particularly its tectonics (Koçyiğit, 1983). According to block modelling, the Caucasus Plate is also subdivided into sub-blocks (Djamour et al., 2011; Reilinger et al., 2006; Sağlam Selçuk et al., 2016; Figure 2). The Aras Mountains are also located within the Lesser Caucasus-Tales Block according to these models (Figure 2).

Along with the neotectonics affecting Eastern Anatolia, volcanic activity is concentrated in certain regions (Figure 5 & Figure 6). One of these volcanic areas, distinguished by parameters such as the development course and geochemistry of magmatism, is the Eastern Anatolia Volcanic Area, which covers a fairly large area and consists of various rock groups (Atıcı & Türkecan, 2017) (Figure 5). The EAHP (Keskin, 2007) one of the foremost sample areas where the finest examples of continental collision-related volcanism in the world can be seen. It corresponds to an area where these processes have had a strong impact, making it one of the six areas in Anatolia where widespread volcanism is observed (Atıcı & Türkecan, 2017). In Eastern Anatolia, the Quaternary central eruptions followed the Miocene and Pliocene regionally widespread volcanism. It has been stated that this volcanic activity developed entirely under the control of collision-induced tectonics (Keskin et al., 1998) and that volcanic rocks defined as collision volcanics, spread (Savcı, 1980). Therefore, while this young volcanism is a product of neotectonics, some of the volcanic mountains and areas in the region (Kars Plateau, Mount Ararat, Mount Tendürek, Mount Nemrut, Girekol Hill, Mount Süphan) have Holocene activity, have been included in the list of active volcanoes worldwide (Atıcı & Türkecan, 2017).

Continental collision led to the development of a new type of volcanic activity in the EAHP. Studies indicate that volcanism was controlled by subduction as a result of the breakage of the plate tongue during the northward movement of the Arabian Plate (Keskin, 2007). As a result of this event, it is stated that the plate tongue broke and sank into the asthenosphere, causing the hot asthenospheric mantle to rise and accelerate volcanic processes (Medved et al., 2021). Geophysically focused studies, conducted in recent years, indicate that there is no lithospheric mantle in the area from the Bitlis Suture Zone in the south to the Aras River in the north, and that the East Anatolian Complex is located directly on the asthenospheric mantle (Al-Lazki et al., 2003; Angus et al., 2006; Gök et al., 2000, 2003; Mercan, 2015; Sandvol et al., 2003). Consequently, it is stated that Eastern Anatolia is supported by hot mantle rather than a thick crustal layer (Şengör et al., 2003). In a study conducted on the Cumaçay Volcanics, which represent a large part of the Aras Mountains and offer a wide lithological diversity ranging from basalt to dacite (Özdemir & Özdemir, 2023), it is stated that volcanism began with a basic character and gradually evolved into an acidic magmatic process. Furthermore, the same study mentions the presence of deep (14-28 km) and shallow (5-15 km) magma chambers in the region and states that volcanism ended approximately 0.97 million years ago (Pleistocene).

Alongside models of the evolution of volcanism, different models have been proposed regarding the tectonic mechanisms governing the development of volcanic processes in the region; at this point, the Aras Mountains occupy a unique position. In the EACTR, bounded by the Southeast Anatolian Thrust to the south along the Bitlis-Zagros Thrust Belt and the Caucasus Thrust to the north (Şengör, 1980), rift zones represent one of the most important neotectonic elements (Şaroğlu & Yılmaz, 1984) (Figure 7). The N-S compression has facilitated the development of opening fractures in the same direction in the region (Figures 7a, 7b1). The Ağrı tensional crack, Tendürek tensional crack, Nemrut tensional crack, Diyardin tensional crack, and Kızılarkale tensional crack, along with the area around Girekol Mountain, are the main examples (Barka et al., 1983; Koçyiğit et al., 1985; Özgül et al., 1983; Şaroğlu & Yılmaz 1984; Türkecan, 2017). Along with these, fracture systems formed by local tensile stress in areas where strike-slip faults in the region have made jumps or intermittent overthrusts exist in the form of opening fractures. Their extensions may be NW-SE trending (Sağlam Selçuk, 2022; Şaroğlu & Yılmaz, 1984) (Figure 7b2, 7c).

The Aras Mountains consist of six volcanic areas separated by relatively low topographic barriers extending roughly from north-west to south-east (Figure 10). The centers of eruption of these volcanic units, which developed with Pliocene to Quaternary volcanism, are typical stratovolcanic uplifts. The orographic belt extending from the northwest of Balıkgöl to Pamuk Dağı in the southeast (Figure 10) is represented by six mountainous areas, five of which are quite large and high thus possess a chain morphology rather than a singular morphology compared to other stratovolcanoes or shield volcanoes in the EAHP. As the watershed line of the mountain massif passes through the south, the summit line is far from symmetrical along the N-S axis, making the Aras Mountains an asymmetrical mountain unit. The slopes south of the massif's summit line have a steeper profile, while the north-facing slopes are longer and have a lower gradient. This is primarily due to the paleotopographic structure of the mountain massif and the current morphogenetic processes shaping its geomorphological texture, which are more active on the northern slopes. Indeed, the well-developed fluvial drainage system and the associated, alluvial fan formation and glacial valleys, most of which are concentrated on the northern slopes, confirm this. Numerous domes, young basic lava flows, and scoria cones are seen to surround the stratovolcanoes in the form of parasitic eruptions.

4. Discussion-Conclusions

When evaluating the tectono-volcanic evolution of the Aras Mountains, it is understood that volcanic development became younger from west to east. Indeed, Şaroğlu (1986) and Şaroğlu and Yılmaz (1986) stated that volcanic development continued from west to east in the Aras Mountains and that Mount Ararat developed at the end of the process. The stratovolcanoes, roughly arranged from west to east as Kandil, Durak, Dumanlı-Mamzi, Zor, and Pamuk Mountains, are separated from each other by low topographic thresholds characterised as historical transport points (passes) (Aydın, 2024). The relatively unweathered volcanic morphology on the eastern slopes of the Aras Mountains indicates that the eastern side of the mountain massif has a younger landscape than the west. In this area, numerous cinder cones, domes, and young lava flows surrounding the stratovolcanoes are observed, primarily due to volcanism developing in the form of flank eruptions (Figure 10). This is corroborated by the

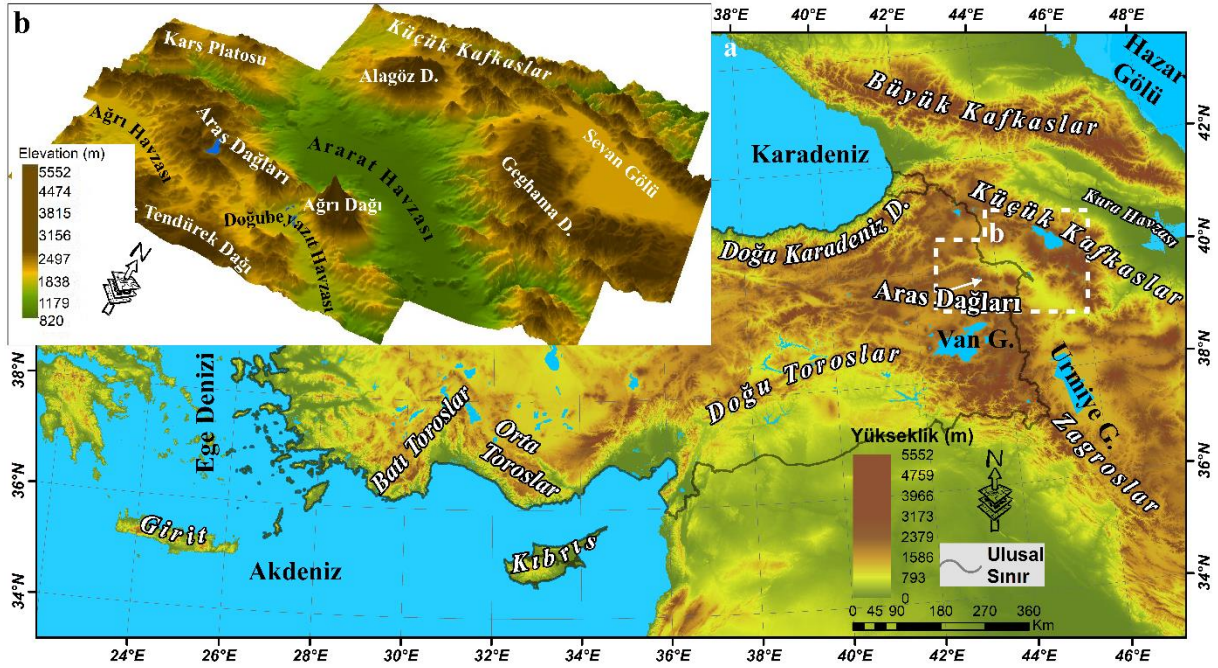
development of the youngest volcanic activity in the range [Holocene activity (1840), (Karakhanian et al., 2004)] on Mount Ararat at the north-eastern end of the mountain belt.

Located in the Lesser Caucasus-Tales Block (Djomour, 2011; Reilinger et al., 2006;) of the Caucasian Plate, the Aras Mountains developed under the control of a tensional crack developing between NW-SE-trending tectonic systems. The mountainous belt that developed in the transfer zone between the Serdarabat-Nahcivan fault zone and the Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fault zones (Figure 11), occupies a unique place in the Eastern Anatolian High Plateau in terms of the development direction of the rift that enabled its morphogenetic evolution. Indeed, the NW-SE axis opening area differs from the classic and typical E-W axis opening fractures (Figure 7, Figure 8, Figure 11).

1.Giriş

Makro topoğrafik ünitelerden olan dağlık alanlar, jeomorfolojik sistemlerin gelişim seyrini anlamının yanı sıra bölgesel jeolojik süreçlerin aydınlatılması adına da önemli kayıtlar barındırırlar. Bu nedenle literatürde dağlık alanların morfojenetik evriminin aydınlatılması adına birçok çalışmanın yapıldığı görülmektedir. Anadolu'nun doğusunda konumlanmış Doğu Anadolu Yüksek Platosu da (DAYP) (Keskin, 2007; Şengör vd., 2003) çok sayıda dağlık alanın yer aldığı geniş bir coğrafi üniteyi temsil etmektedir. Platoda güney, kuzey ve batıdaki sedimanter ya da metamorfik çatılı orografik yükselimlerin yanı sıra özellikle neotektonik rejimle birlikte gelişen neovulkanizmadan (Savcı, 1980) dolayı çok sayıda volkanik dağın geliştiği ve bunların platonun en yüksek dağlarını (Ağrı Dağı-5137 m, Süphan Dağı-4058 m) temsil ettiği görülmektedir. DAYP dahilinde yer alan Ağrı Dağı (Blumenthal, 1959; Karaoğlu vd., 2017), Tendürek Dağı (Yılmaz vd., 1998) Süphan Dağı (Özdemir & Güleç, 2014), Nemrut Dağı (Erinç, 1953; Güner, 1984; Özdemir vd., 2006; Zorer, 2022), Etrüsk Dağı (Oyan vd., 2016) Erzurum-Kars platosundaki çeşitli volkanik dağlar (Keskin vd.,1998), Bingöl Dağı (Tonbul, 1996) ve Bilican Dağı (Şaroğlu, 1986) platoda jeolojik evrimine dair araştırmalar yapılan başlıca volkanik dağlardır.

DAYP doğusunda, Küçük Kafkaslar'ın güneyinde yer alan Aras Dağları da Pliyo-Kuvaterner volkanizmasıyla şekillenmiş KB-GD eksenli volkanik bir yükseltidir (Şekil 1). Kuzeyinde, batıdan doğuya doğru Kağızman-Tuzluca Havzası ve Iğdır Ovası'nın konumlandığı Ararat Havzası (Karakhanian vd., 2004) güneyinde ise Ağrı Havzası, Balıkgöl tektono-flüvyal oluşu, Doğubeyazıt-Gürbulak Havzası (Şaroğlu, 1986) gibi tektonik depresyonların sıralandığı Aras Dağları, bu alçak depresyonları ayıran orografik bir eşik karakterindedir. Bunun yanında Iğdır (kuzeyde) ve Ağrı (güneyde) illerinin sınırını oluşturan Aras Dağları, Ağrı Dağı'nın hemen batısında konumlanmaktadır. Dağlık kütlelerin batısı ise Çemçe-Madur Bölgesi olarak bilinen dağlık üniteyle sınır oluşturmaktadır. Literatürde Aras Dağları'nın jeolojik ve topoğrafik özelliklerine doğrudan ya da dolaylı yoldan değinen farklı içerikli yerbilimi temelli çalışmalarda kısa ifadeler, haritalar olsa da (Avagyan vd., 2010; Avagyan vd., 2018; Blumenthal, 1959; Çakar, 2023; Djamour vd., 2011; Karakhanian vd., 2002; Karakhanian vd., 2004; Koçyiğit, 2023; Mokhoori vd., 2021; Mutlu, 2022; Nar, 2023; Özgül vd., 1983; Öztürk, 2020; Öztürk, 2023; Şaroğlu, 1986; Yılmaz vd., 1998) dağlık alanın tektono-volkanik evriminin aydınlatılması adına bütüncül bir çalışmanın olmadığı görülmektedir. Bu bağlamda arazi bulgularıyla desteklenen bu çalışmayla birlikte, literatürdeki veriler ışığında, Aras Dağları'nın Pliyo-Kuvaterner gelişimini ifade etmek ve genel volkan jeomorfolojisini açıklamak amaçlanmaktadır.



Şekil 1. Aras Dağları'nın konum haritası.

2. Veri ve Yöntem

Çalışmanın temel veri kaynakları literatür araştırmasına dayanmaktadır. Aras Dağları'nın jeolojik ve jeomorfolojik evrimine doğrudan ya da dolaylı olarak değinen çalışmalar derlenerek bu çalışmalarda yer alan ifadeler sentezlenmiştir. Elde edilen literatür verisi arazi bulgularıyla korele edilerek uygunluk tartışılmıştır. Bununla birlikte literatür araştırmalarından toplanan verilerle dağlık kütleyle dair çeşitli haritalar elde edilmiştir. Haritalama çalışmaları Arcmap 10.5 programında yapılmış ve amaca uygun farklı içerikler üretilmiştir.

3. Doğal Ortam Özellikleri

3.1. Bölgesel Tektonik Çatı

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun (DAYP) güncel tektoniğini denetleyen neotektonik rejimin başlangıcı Orta-Üst Miyosen'e (Arpat, 1977; Şaroğlu & Yılmaz, 1984; Şaroğlu, 1986), Üst Miyosen-Alt Pliyosen'e (Koçyiğit, 1983) tarihlendirilmektedir. Bunun yanı sıra kıta-kıta yaklaşmasının Üst Kretase'den beri gelişim sağladığı ifade edilirken (Koçyiğit vd., 1985; McKenzie, 1972; Morelli, 1978), DAYP'ta gerçekleştirilen yeni araştırmalarda kıtasal ilk temasın Eosen ya da Oligosen'de sağlandığı, sert kıtasal çarpışmanın ise Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de gerçekleştiği ifade edilmiştir (Darin vd., 2018; Rolland, 2017; Schleiffarth vd., 2018; Oyan vd., 2023). Neotektonik dönemden önce peneplen karakterinde olan Doğu Anadolu (Erol, 1983; Şaroğlu & Yılmaz, 1984; Şaroğlu & Güler, 2020) neotektonikle birlikte Arap ve Avrasya levhaları denetiminde sıkışmaya başlamış ve yeni bir tektonik sürece girmiştir (Şaroğlu & Yılmaz, 1984). Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı'nda gerçekleşen kıtasal çarpışma, kuşak boyunca uzun bir bindirme fayı sistemi geliştirmiştir (Şaroğlu, 1986; Okay vd., 2010) (Şekil 2). Bu kıtasal çarpışma Anadolu Levhacığı'nın kuzeye doğru hareketinden dolayı daha kuzeyde

Kafkas Bindirme Sistemi'nin gelişmesine yol açarken (Ataman vd., 1975; Avagyan vd., 2010) bindirme sistemleri arasında sıkışan DAYP'ta yeni tektonik sistemler gelişmiştir (Şaroğlu, 1986).

K-G doğrultulu kıta-kıta çarpışması, Orta-Üst Miyosen'de D-B eksenli antiklinal, senklinal sistemleri, K-G ekseninde açılma çatlakları, bindirme karakteri sunan ters ve normal fayların gelişmesine neden olmuştur (Bozkuş & Yılmaz, 1993; Koçyiğit, 1983). Ayrıca kıtasal sıkışmadan kaynaklı enerji, bu ilk tektonik yapılarla karşılanmayınca KAF ve DAF gibi transform faylar gelişmiştir (Arpat & Şaroğlu, 1972; Ketin, 1969; Ketin, 1976). Bunun bir sonucu olarak DAYP, DAF/KAF hatları boyunca Anadolu Levhacığı'ndan (Şaroğlu & Güler, 2020) kopmuş ve bağımsız bir bloğa dönüşmüştür. Bu kopmayla birlikte KAF ve DAF transform fayları aracılığıyla sıkışma enerjisi Ege Denizi'ne doğru transfer edilmeye başlanmıştır (Şaroğlu & Güler, 2020; Yılmaz vd., 1987). İfade edilen bu tektonik süreçlerden dolayı Anadolu makro düzeyde 3 neotektonik üniteye ayrılmıştır ve Doğu Anadolu Yüksek Platosu "*Doğu Anadolu Sıkışmalı Tektonik Bölgesi*" (DASTB) şeklinde tanımlanmıştır (Şengör vd., 1985) (diğer üniteler; Orta Anadolu Geçiş ve Batı Anadolu Genişlemeli Tektonik Bölgesi) (Emre vd., 2019). Bu ünite ayrıca Anadolu Levhacığı'ndan batıda DAF ve KAF gibi transform faylarla ayrılır ve Kafkas Levhası olarak tanımlanmaktadır (Djamour vd., 2011; Reilinger vd., 2006). Yapılan çalışmalarda KAF ve DAF hatlarının doğrudan ya da ikincil faylardan kaynaklı birleştikleri belirtilmiştir (Arpat & Şaroğlu, 1972; Seymen & Aydın, 1972). Bu birleşme noktasında Anadolu Levhası'ndan ayrılan ve Doğu Anadolu Sıkışmalı Bloğu ya da Kafkas Levhası (Bloğu) olarak adlandırılan (Djomour vd., 2011; Reilinger vd., 2006) blok da kendi içinde sağ ve sol atımlı yanal fay sistemleri gibi kıta içi faylarla deforme olmuş ve bu deformasyon bölgenin tektoniği başta olmak üzere morfolojisini denetlemiştir (Koçyiğit, 1983). Blok modellemesine göre Kafkas Levhası da kendi içinde alt bloklara ayrılmıştır (Djomour vd., 2011; Reilinger vd., 2006; Sağlam Selçuk vd., 2016) (Şekil 2). Aras Dağları da bu modellemelere göre Küçük Kafkas-Tales Bloğu'nda yer almaktadır (Şekil 2).

gereği KD-GB gidişli yanal faylar sol, KB-GD gidişli yanal faylar ise sağ atım sergilemişlerdir ve bu faylardan sağ atımlı olanlar bindirme bileşenine, sol atımlı olanlar ise açılma bileşenine sahiptir (Şaroğlu & Yılmaz, 1984; Şaroğlu, 1986). Balıkgöl, Doğubeyazıt, Çaldıran, Iğdır, Hasantimur Gölü, Erciş, Zilan, Malazgirt, Süphan, Horasan, Tutak, Kağızman, Çobandede, Makü, Serdarabat, Nahcivan ve Tebriz fayları levha dahilinde gelişen başlıca doğrultu atımlı faylara örnektir (Arpat vd., 1977; Çakar, 2023; Karakhanian vd., 2002; Karakhanian vd., 2004; Koçyiğit, 1983; Mutlu, 2022; Nar, 2023; Sağlam Selçuk, 2022; Şaroğlu & Güner, 1979; Şaroğlu ve Erdoğan, 1983; Şaroğlu, 1986). Aras Dağları da bölgesel tektonik konumu içinde Iğdır Fay Zonu, Balıkgöl Fay zonu ve Doğubeyazıt Fay Zonu tarafından çevrelenmiştir. Dağlık kuşağın batısında Balıkgöl Fay Zonu segmentleri bulunurken, doğu ve kuzeyde Iğdır Fay Zonu, güneydoğuda ise Doğubeyazıt Fay Zonu'nun denetimi görülmektedir (Şekil 3). Her üç fay sistemi de aynı deformasyon kuşağı dahilinde sağ yanal atım özelliği sunmaktadır. Özellikle Aras Dağları boyunca görülen tektonik yapılar (Fotoğraf 1) fayların yüzeysel deformasyonlarını yansıtan morfolojik birimlerdir.

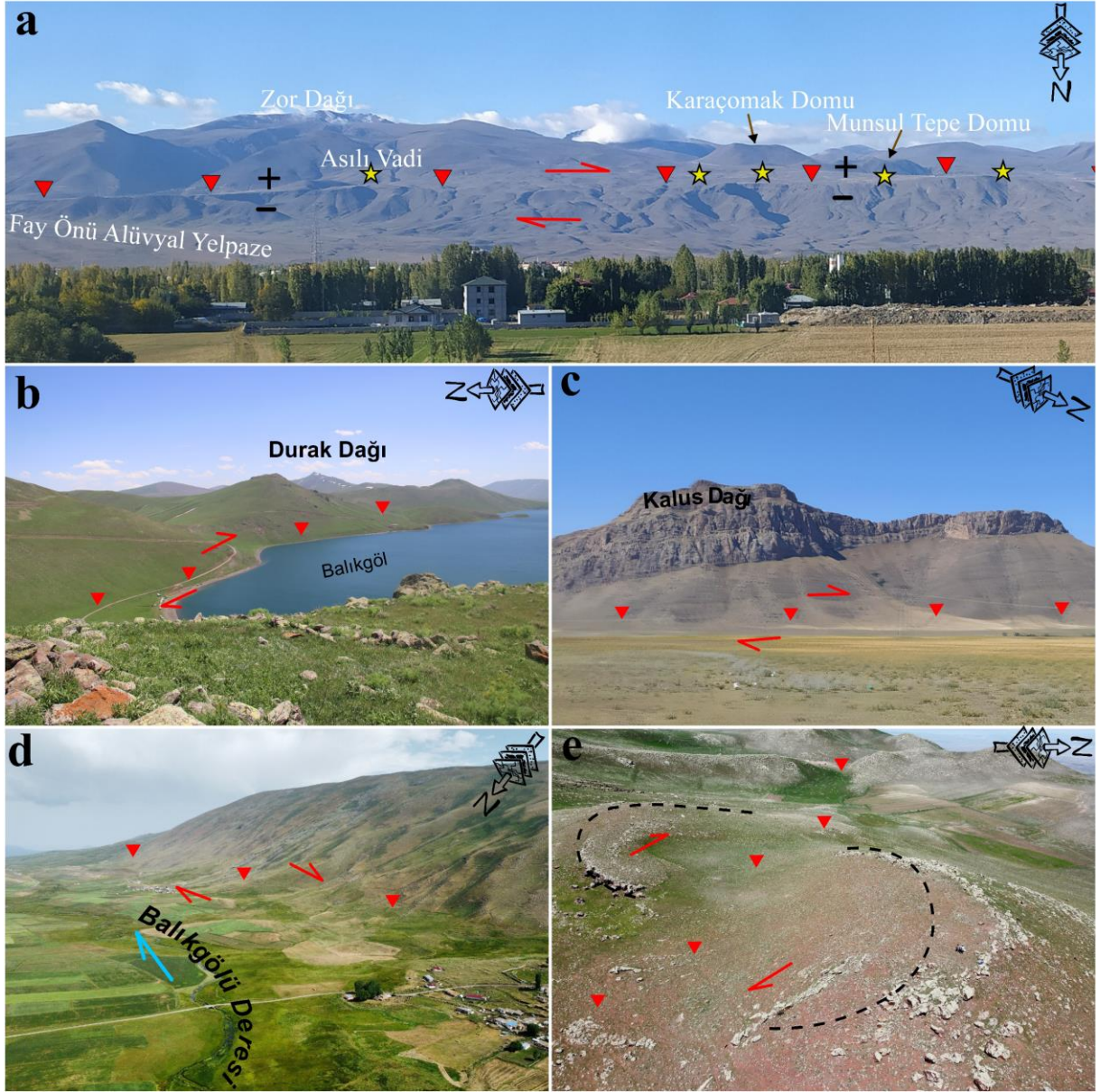


Foto 1. a: Iğdır Fay Zonu'nun Zor Dağı'nın kuzey yamaçlarında geliştirdiği fay sarplığının Iğdır Ovası'nda görünümü, **b:** Balıkgöl'ün Balıkgöl Fay Zonu tarafından denetlenen batı yamaçları, **c:** Doğubeyazıt Fay Zonu tarafından denetlenen ve deforme edilen kireçtaşı litolojili Kalus Dağı'nın Doğubeyazıt Ovası'ndan görünümü, **d:** Balıkgöl'ün güneyinde Balıkgöl Fay Zonu tarafından denetlenen Balıkgölü Deresi Havzası ve havzanın güneyinde gelişen fay sarplığı, **e:** Iğdır Fay Zonu tarafından Zor Dağı'nın kuzey yamaçlarında geliştirilen krater ötelenmesi.

3.2. Aras Dağları'nın Litolojik Yapısı

Aras Dağları'nda Kandil Dağı'nın doğusunda sınırlı bir alanda mostra veren *Kağan Formasyonu* dağlık kütledeki en eski litolojik yapıyı temsil etmektedir (Şekil 4). Sığ deniz-şelf ortamında çökelindiği belirtilen ve çakıltası, kumtaşı, kıltaşı-siltaşı, marn ve jipslerden oluşan birim, tabanda kötü boylanmış, kalın tabakalı çakıltası istifli ile başlar. Çakıltası seviyesinin üzerine kumtaşı, kıltaşı-siltaşı seviyesi gelir. Kağızman Karmaşığı'na ait birimler üzerine uyumsuzlukla gelen formasyon üzerine Cumaçay Volkanitleri (Pliyo-Kuvaterner) uyumsuzlukla gelir. Birimde gözlenen fosillere göre

formasyon yaşının Erken Oligosen olduğu belirtilmektedir (Eşder, 1968; Tuncay & Sümengen, 2018). Kağan formasyonuna ait litolojik birimler Aras Dağları silsilesindeki paleotektonik dönem kayaç grubunu temsil eden tek formasyondur.

Aras Dağları'nda oldukça geniş bir alanda (yaklaşık 900 km²) yüzeyleyen *Cumaçay Volkanitleri*; bazalt, andezit, riolit, tüf ve aglomeralardan oluşan geniş bir litolojik yelpazeye sahiptir (Şekil 4, Foto 2a). İlk kez Kırıl ve Çağlayan (1980) tarafından adlandırılan birim, doğu-batı ekseninde Kandil Dağı ile Pamuk Dağı arasında kesintisiz geniş bir kuşak oluşturmaktadır. Birim boyunca kalkalin, kısmen de alkalın özellikler gösteren bazalt, andezit, trakit ve tüfler geniş alanlarda mostra verseler de birimin üst seviyelerini ayırmış, cüruf dokulu bazaltlar oluşturmaktadır (Tuncay & Sümengen, 2018; Özdemir vd., 2016). Özdemir ve Özdemir (2023) tarafından yapılan kesin yaş tayini sonuçlarına göre birimin Pliyosen'de başlayan ve erken Kuvaterner'de devam eden volkanizmanın ürünü olduğu ve dolayısıyla Pliyo-Kuvaterner yaşında olduğu belirtilmiştir.

Aras Dağları'nın doğusunda Pamuk Dağı'nın batısı, Zor Dağı'nın kuzey yamaçları hariç büyük kısmı ve güney yamaçları, Dumanlı-Mamzi Dağı, Durak Dağı ve Balıkgöl'ün geniş çevresinde yayılan litoloji (Şekil 4) *Zor Dağı Volkanitleri* olarak ilk kez Karamenderesi vd. (1974) tarafından adlandırılmıştır. Söz konusu çalışmada *Zor Dağı Lavı* şeklinde ifade edilen birim, Yılmaz vd., (1998) tarafından *Zor Dağı Volkanitleri* şeklinde tanımlanmıştır (Tuncay & Sümengen, 2018). Andezit, traki-andezit gibi kayalardan oluşan (Foto 2b, 2c, 2d) ve çeşitli seviyelerde piroklastik birimleri de kapsayan birim kendisinden yaşlı birimleri uyumsuz olarak örtmektedir.

Aras Dağları'nda yer alan birçok püskürme merkezi, kalın depolar halinde istiflenen piroklastik ürünler üretmiştir (Foto 2e, 2f, 2g, 2h, 2i, 2j, 2k) ve bunlar Piroklastik Üye şeklinde tanımlanmıştır (Tuncay & Sümengen, 2018). Bunlar arasında bazik piroklastikler olan cüruf ve asidik piroklastikler olan pomza ve kül depolarına rastlanmaktadır.

Aras Dağları'nın Iğdır Ovası'na açılan kuzey eteklerinde, özellikle Durak Dağı ile Pamuk Dağı arasında uzanan hat boyunca uzun bir *alüvyal yelpaze* kuşağı bulunmaktadır. Söz konusu yelpaze kuşağı Zor Dağı'nın kuzeyinde lav akışlarından dolayı kesintiye uğrasa da daha doğuda devam etmektedir (Şekil 4). Litolojisi büyük oranda yuvarlatılmış çakıl, kum, kil gibi birimlerden oluşan çökel istifinde yer yer kaba bloklara da rastlanmaktadır. Bu kuşak aynı zamanda taşkın sahası olduğu için hemen her yıl taze, pekişmemiş ince materyalle kaplanmaktadır. Yelpaze sisteminin özellikle Zor Dağı ile Pamuk Dağı arasında gelişen kesimi, Aras Dağları'nın IFZ denetimindeki faylı kuzey yamacının hemen önünde geliştiği için fay önü alüvyal yelpaze formundadır (Foto 1a). Bu karakteristik örneklem alanının dışında çeşitli yamaçlarda da alüvyal yelpazelere kolüvyal çökeller halinde rastlanmaktadır (Foto 2g, 2j).

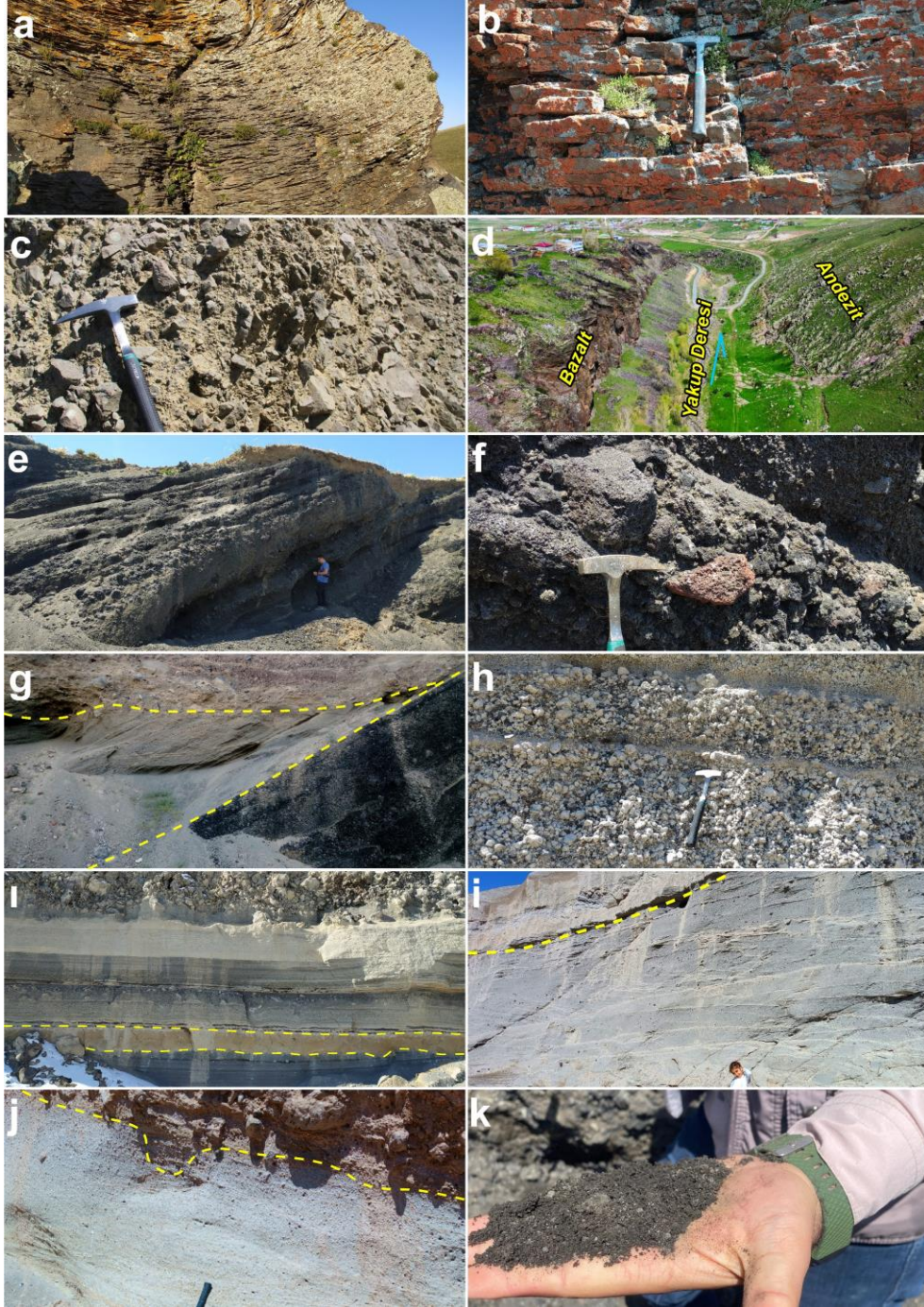
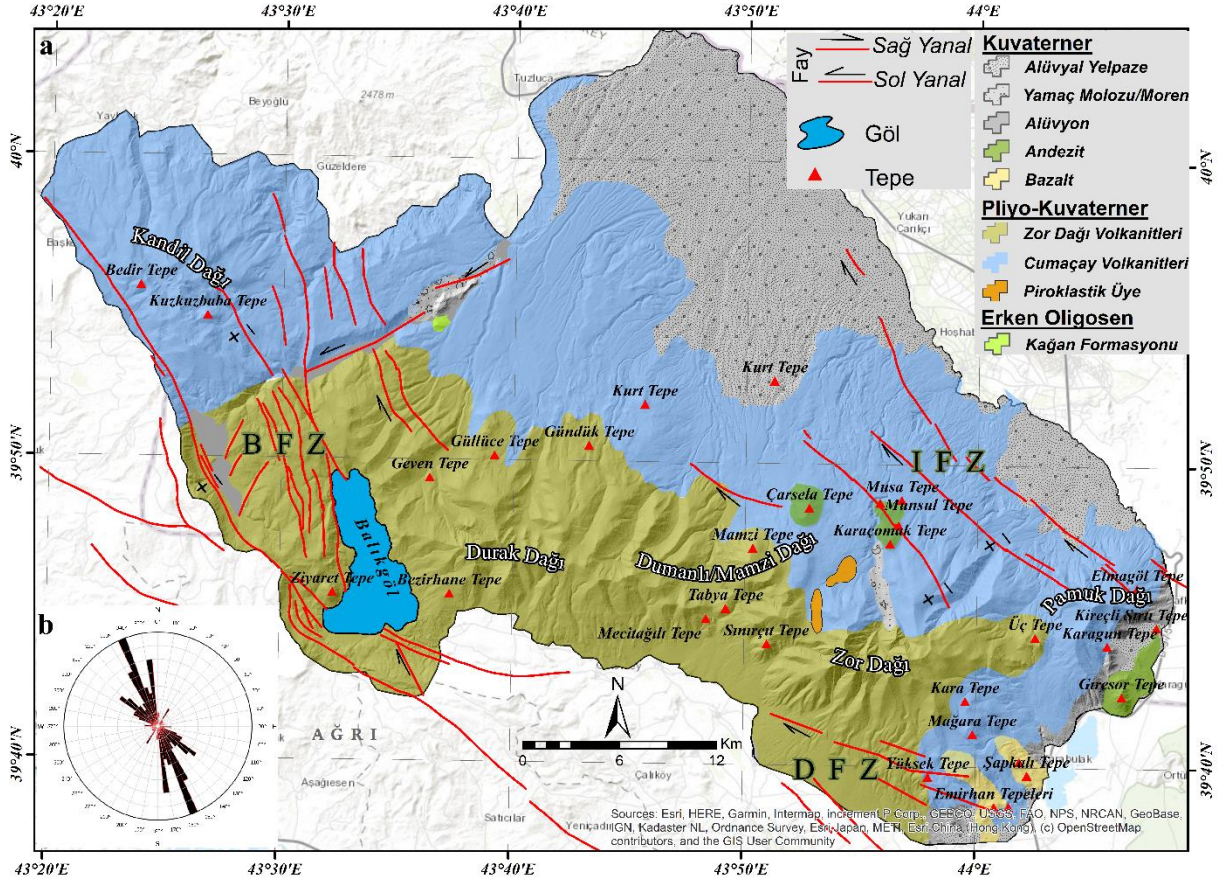


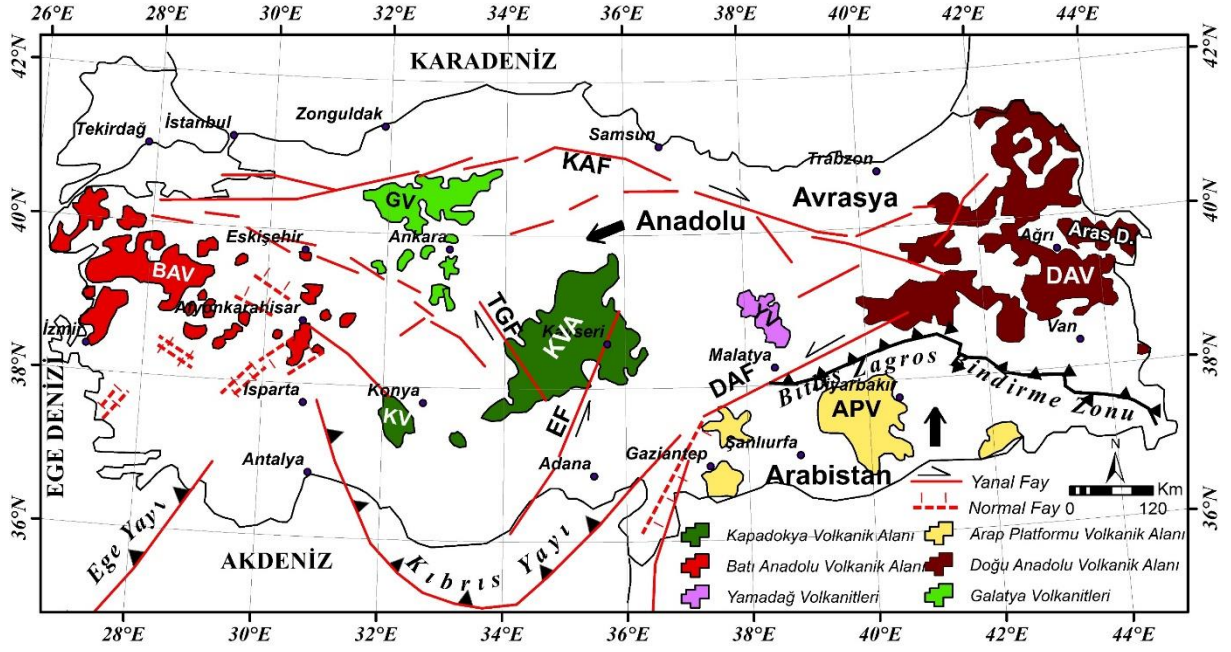
Foto 2. a: Balıkgöl'ün KB'sinde tektonik süreçlerle deforme olarak yapraklanmış, Cumaçay Volkanitleri'ne ait bazik (?) kayaç, **b:** Zor Dağı zirvesinde Zor Dağı Volkanitleri üyesi olan tabakalı yapıda asidik kayaç, **c:** Zor Dağı Volkanitleri üyesine ait breşik yapıli aglomera, **d:** Zor Dağı'nın kuzeyinde andezit ve bazalt kontağı ve bu sınıra yerleşen Yakup Deresi, **e:** Aras Dağları'ndaki cüruf konilerinden bir görünüm, **f:** farklı renk ve dokudaki cüruf istifli, **g:** Aras Dağları'nın doğusunda koyu renkli cüruf ve alüvyal örtü arasındaki açısız uyumsuzluk ve bunları uyumsuz şekilde üzerleyen kolüvyal depo, **h:** litik malzemece zengin pomza deposu, **i:** Aras Dağları'nın batısında farklı renk ve dokuda istiflenen cüruf, kül istifleri ve en üstte gaz boşluklu, gevşek formda bazik lav akışı (sarı kesik çizgiler arasındaki açık kahverengi birim paleosoldür), **j:** Pamuk Dağı'nın kuzeydoğusunda altta piroklastik geri düşme ürünleri ve üstte piroklastik akma yapısı sunan depo, **k:** pomzataşı ve üstte kolüvyal depo, **k:** volkanik kül.



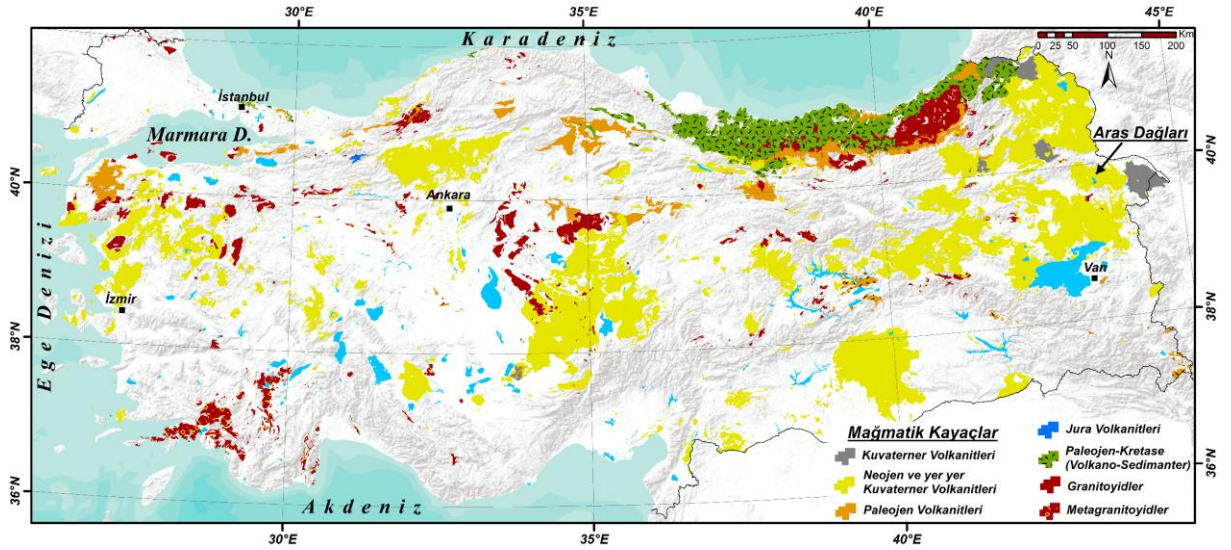
Şekil 4. a: Aras Dağları'nın Jeoloji Haritası (litolojik veriler Tuncay & Sümengen (2018)'e göre, fay verileri Çakar 2023; Emre vd., 2013; Emre vd., 2016; Koçyiğit, 2023; Mutlu, 2022; Nar, 2023 & Şaroğlu 1986'ya göre çizilmiştir.) **b:** fayların uzun eksenlerinin gül diyagramı.

4. Aras Dağları'nın Neotektonik Gelişimi

Doğu Anadolu'yu etkileyen neotektonikle birlikte volkanik hareketliliğin belirli bölgelerde toplandığı görülmektedir (Şekil 5, Şekil 6). Birbirlerinden magmatizmanın gelişim seyri ve jeokimyası gibi parametrelerle ayrılan bu volkanik alanlardan biri de oldukça geniş alan kaplayan ve çeşitli kayaç gruplarından oluşan Doğu Anadolu Volkanik Alanı'dır (Atıcı & Türkecan, 2017) (Şekil 5). Dünya'da kıtasal çarpışmayla ilişkili volkanizmanın en güzel örneklerinin görüldüğü örneklem alanlarının başında gelen DAYP (Keskin, 2007) bu süreçlerin etkisini şiddetle gösterdiği bir alana karşılık geldiği için Anadolu'da yaygın volkanizmanın görüldüğü 6 alandan biridir (Atıcı & Türkecan, 2017). Doğu Anadolu'da Miyosen ve Pliyosen'de gelişen alansal yayımlı volkanizmayı Kuvaterner merkezi püskürmeleri takip etmiş, bu volkanik faaliyetin tamamen çarpışma kökenli tektonizmanın denetiminde geliştiği ifade edilmiş (Keskin vd., 1998) ve çarpışma volkanitleri olarak tanımlanan volkanik kayaçların yayıldığı belirtilmiştir (Savcı, 1980). Dolayısıyla bu genç volkanizma neotektonizmanın ürünüyken, bölgedeki volkanik dağların/alanların bazıları (Kars Platosu, Ağrı Dağı, Tendürek Dağı, Nemrut Dağı, Girekol Tepe, Süphan Dağı) Holosen aktivitesine sahiptirler, bu nedenle dünya çapında aktif volkanlar listesine dahil edilmişlerdir (Atıcı & Türkecan, 2017).



Şekil 5. Anadolu'nun başlıca volkanik bölgeleri ve Aras Dağları'nın Konumu (Atıcı & Türkcan (2017)'ye göre çizilmiştir).

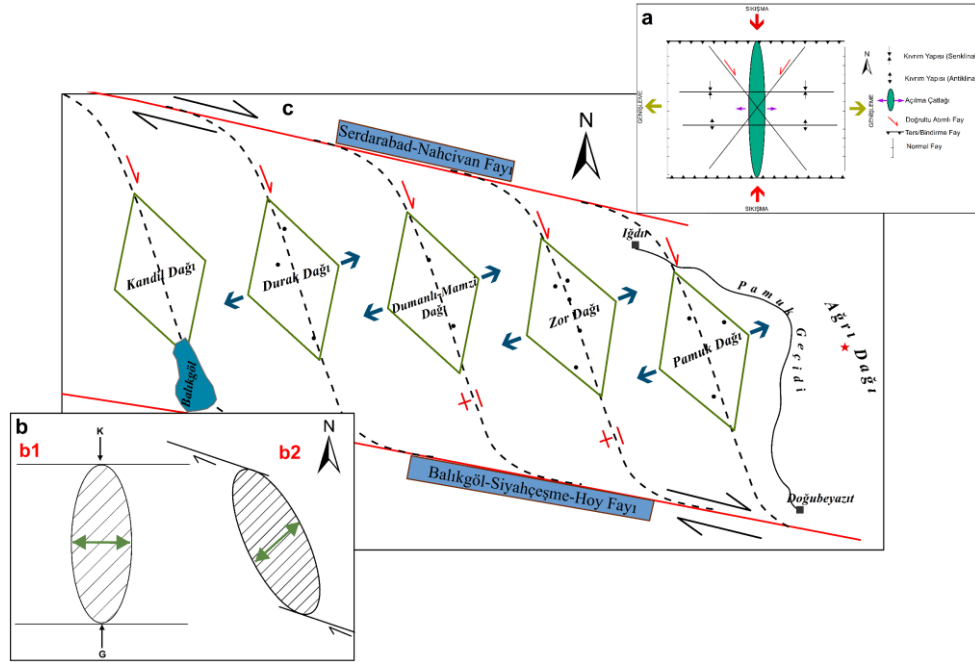


Şekil 6. Anadolu'da magmatik kayaçların dağılımı haritası (MTA Genel Müdürlüğü'nün 1/1.250.000 ölçekli Türkiye Magmatik Kayaçlar Haritası'ndan kısmen sadeleştirilerek çizilmiştir).

Kıtasal çarpışma, DAYP'ta yeni tip bir volkanik faaliyetin gelişmesine yol açarken yapılan çalışmalarda, volkanizmanın Arap levhasının kuzeye hareketi esnasında levha dilinin kopması sonucu dalmayla denetlendiği belirtilmiştir (Keskin, 2007). Bu olay neticesinde levha dilinin kırılıp astenosfere gömülmesiyle sıcak astenosferik mantonun yükseldiği ve ergimelere neden olarak volkanik süreçleri hızlandırdığı belirtilmektedir (Medved vd., 2021). Son yıllarda geliştirilen jeofizik odaklı çalışmalarda güneydeki Bitlis Sütür Zonu ile kuzeyde Aras Nehri'ne kadar olan alanda litosferik mantonun olmadığı ve Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı'nın doğrudan astenosferik manto üzerinde yer aldığı belirtilmektedir (Al-Lazki vd., 2003; Angus vd., 2006; Gök vd., 2000, 2003; Mercan, 2015; Sandvol vd., 2003). Bundan dolayı Doğu Anadolu'nun kalın kabuk tabakasından değil sıcak mantodan desteklendiği

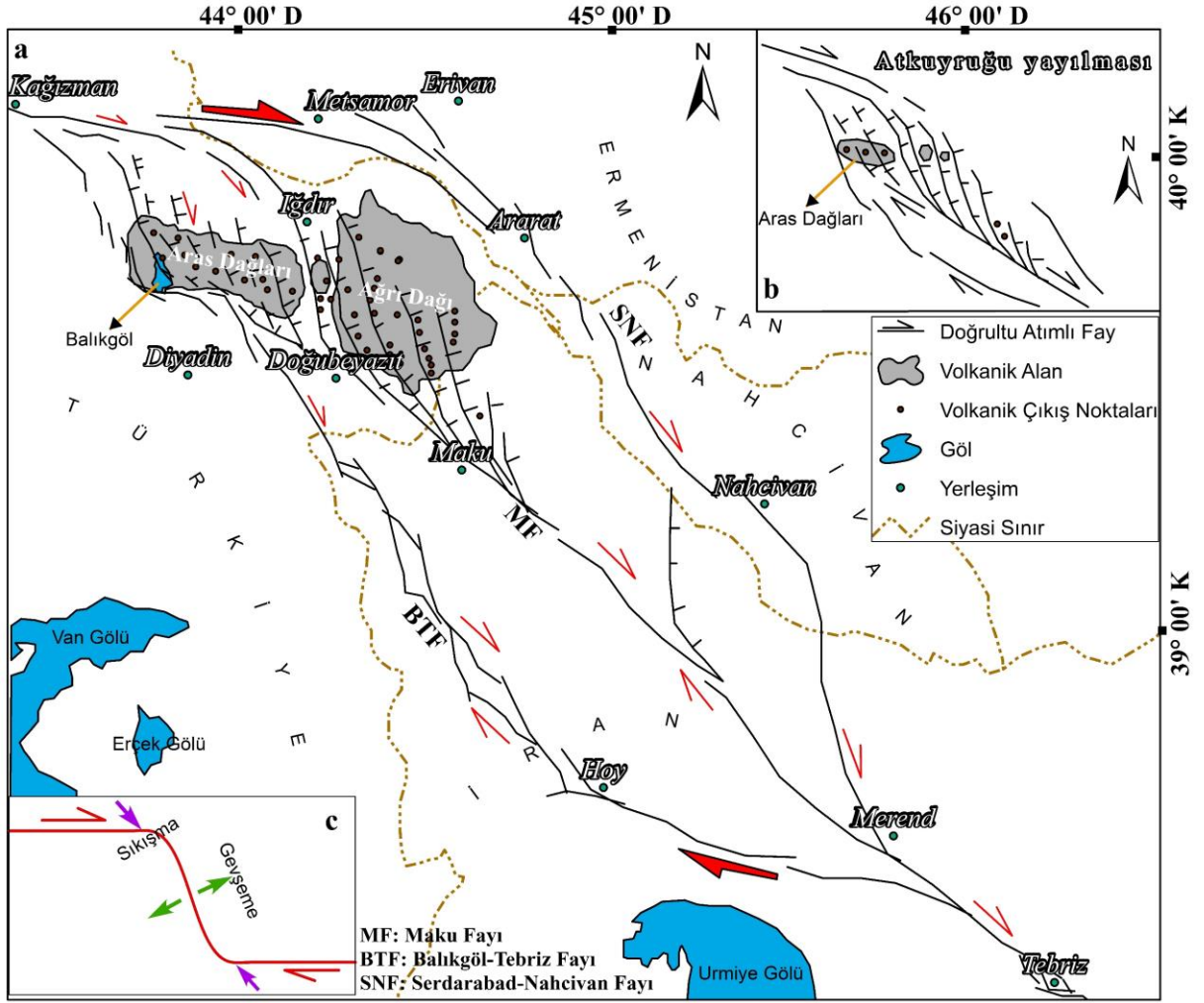
belirlenmektedir (Şengör vd., 2003). Aras Dağları'nın da büyük kısmını temsil eden ve bazalttan dasite kadar geniş bir litolojik çeşitlilik sunan Cumaçay Volkanitleri'ne yönelik gerçekleştirilen çalışmada (Özdemir & Özdemir, 2023), volkanizmanın başlangıçta bazik karakterle başladığı ve zamanla asidik magmatik sürece doğru evrildiği belirtilmektedir. Ayrıca aynı çalışmada bölgede derin (14-28 km) ve sık (5-15 km) magma odalarının varlığı da belirtilirken, volkanizmanın yaklaşık olarak 0,97 my önce (Pleyistosen) sonlandığı ifade edilmiştir.

Volkanizmanın yukarıda ifade edilen evrimine yönelik modellemelerin yanı sıra bölgede volkanik süreçlerin gelişim seyri üzerinde tektonik mekanizmalara da yönelik farklı modellemeler önerilmiştir ve bu noktada Aras Dağları'nın özgün bir konumda olduğu görülmektedir. Güneyden Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı boyunca Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ve kuzeyden ise Kafkas Bindirmesi ile sınırlandırılan DASTB'da (Şengör, 1980) açılma çatlakları en önemli neotektonizma elemanlarından birini temsil etmektedir (Şaroğlu & Yılmaz, 1984) (Şekil 7). K-G yönlü sıkışma, bölgede aynı doğrultuda gelişen açılma çatlaklarının gelişmesini sağlamıştır (Şekil 7a, 7b1). Ağrı Açılma Çatlağı, Tendürek Açılma Çatlağı, Nemrut Açılma Çatlağı, Diyadin Açılma Çatlağı, Girekol Dağı çevresi ve Kızılarkale Açılma Çatlağı başlıca örnekleri oluşturmaktadır (Barka vd., 1983; Koçyiğit vd., 1985; Özgül vd., 1983; Şaroğlu & Yılmaz 1984; Türkecan, 2017). Bunlarla birlikte bölgedeki doğrultu atımlı fayların sıçrama ya da aralı aşmalar yaptıkları alanlarda yerel çekme gerilmesiyle oluşan kırık sistemleri de açılma çatlakları şeklindedir ve bunların uzanımları KB-KD gidişli olabilmektedir (Sağlam Selçuk, 2022; Şaroğlu & Yılmaz, 1984) (Şekil 7b2, 7c).



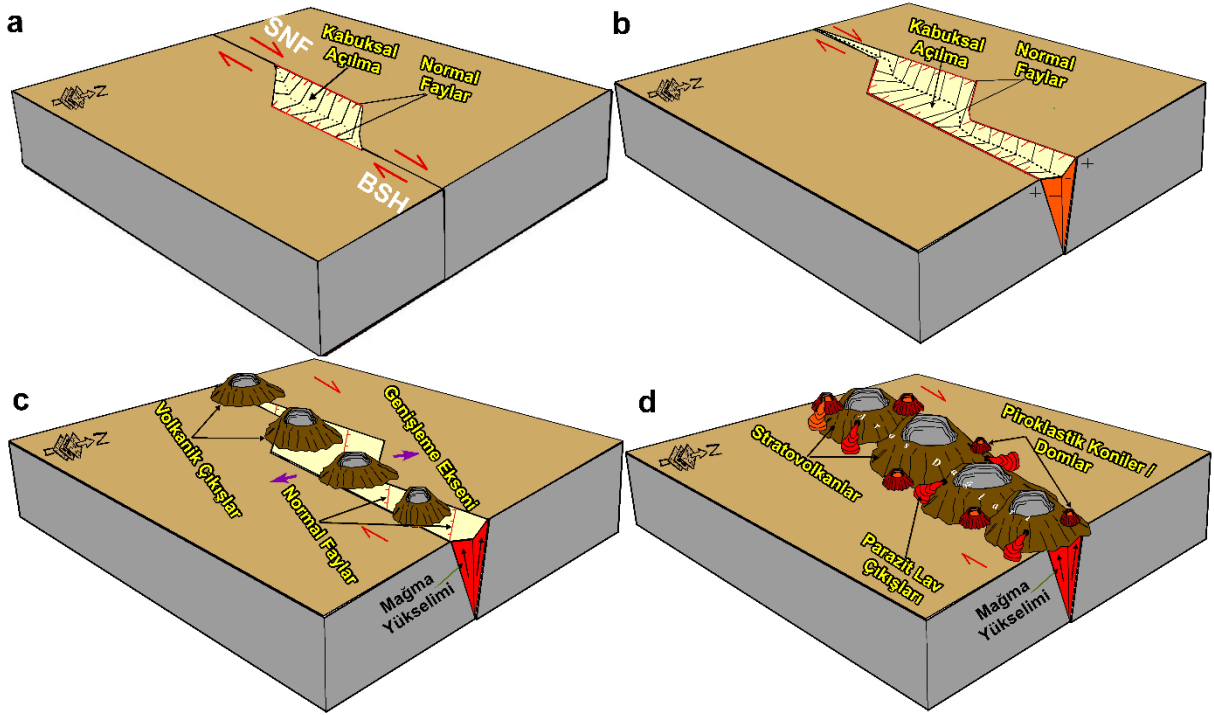
Şekil 7. a: Baskın K-G yönlü sıkışma tektoniği altında Doğu Anadolu Bölgesi'nde gelişen tektonik sistemlerin gelişim mekanizması (Şaroğlu, 1986'ya göre çizilmiştir.), **b:** Doğu Anadolu Bölgesi'nde neotektonik evrimle birlikte gelişen açılma çatlakları modelleri (b1, K-G sıkışma yönüne uygun açılma çatlakları; b2, doğrultu atımlı fay sistemleri arasında gelişen çek-ayır karakterli kabuksal gerilme) (Şaroğlu, 1986'ya göre çizilmiştir). **c:** Aras Dağları'nın doğrultu atımlı fay sistemleri arasında neotektonik gelişimini denetleyen çek-ayır mekanizmasının şematize edilmesi.

Doğu Anadolu'da diğer stratovulkanik yükselimler olan Nemrut, Tendürek ve Süphan gibi volkanlar, K-G yönlü açılma çatlaklarının ürünüdürler (Yılmaz vd., 1998; Zorer, 2022). Ancak Aras Dağları'nın gelişimini denetleyen açılma çatlağının uzanım yönü KB-GD eksenini sunmaktadır (Şekil 7c; Şekil, 8). Bu model, Şaroğlu'nun (1986) bölgedeki doğrultu atımlı fay sistemlerinin yer yer açılma çatlağı şeklinde davranımlar sergilediği ve yaygın volkanizmaya kaynaklık ettiği ifadesiyle uyusmaktadır. Dağlık silsilenin morfojenetik evrimi, bölgedeki tektonik sistemlerden olan Serdarabat-Nahcivan fay zonuyla Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fay zonları arasındaki sıkışma enerjisinin aktarılmasıyla oluşan kabuksal açılmaya bağlıdır (Avagyan vd., 2010; Avagyan vd., 2018; Djamour vd., 2011; Karakhanian vd., 2002; Karakhanian vd., 2004; Mokhoori vd., 2021; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Yılmaz, 1986) (Şekil 7c, 8a, 8b). Söz konusu fayların egemen uzanım yönleri KB-GD eksenini sunmaktadır ve iki fay takımı arasında sıkışma enerjisine zıt yönde (KD-GB) gerilmeli tektonik rejim etkili olmuştur (Şekil 8c). İki fay sistemi arasında at kuyruğu saçılması şeklinde gelişen bu kabuksal açılma alanı (Karakhanian vd., 2002;) (Şekil 8b), başta bazik karakterli volkanizmanın kaynak alanı olmuş, bu alanlarda zirve erüpsiyonları şeklinde gelişen asidik ya da ortaç bileşimli volkanizmayla da stratovulkan yükselimleri şekillenmiştir. Kütlenin farklı yükseltilerinde özellikle fayları takip eden zonlarda domların varlığı da volkanik faaliyetin asidik bileşime doğru ivme kazandığını kanıtlamaktadır. KB'den GD'ye doğru Kandil Dağı, Durak Dağı, Dumanlı-Mamzi Dağı, Zor Dağı ve Pamuk Dağı başlıca stratovulkanik yükselimlerken, söz konusu dağlık kuşak Doğu Anadolu neotektoniğinde açılma çatlağı kaynaklı volkanizmanın karakteristik örneklerinden birini oluşturmaktadır (Şekil 8).



Şekil 8. a: Aras Dağları'nın bölgesel tektonik sistemler içinde konumu, b: Atkuyruğu yayılması fayı şeklinde gelişen bölgesel tektonik deformasyon sistemi, c: sıkışma yönüne zıt gelişen gevşeme/açılmanın şematik gösterimi (Karakhanian vd., 2002'ye göre çizilmiştir.).

Stratovolkanların her ne kadar bir nokta boyunca merkezi erüpsiyonlarla geliştiği bilinse de literatürde kırık hatları boyunca püskürmenin zamanla merkezi püskürmelere dönüştüğü de ifade edilmektedir (Yiğitbaşıoğlu, 2000). Dolayısıyla Aras Dağları'nı oluşturan stratovolkanik yükselimlerin morfojenetik evrimi bölgedeki diğer tekil stratovolkanların (Nemrut ve Süphan gibi) gelişiminden farklılıklar sunmaktadır. Şekil 9'dan da anlaşılacağı üzere açılma çatlakları boyunca yüzeylenen magmatik ürünler başta kırık hattı dahilinde gelişen ayrı yükselimlerin gelişimini denetlemektedir. Ancak bu yükselimler sürecin ilerleyen evrelerinde (muhtemelen erken Kuvaterner) birbirleriyle bitişik ancak ayrı kompozit ünitelere dönüşmüştür. Dolayısıyla Aras Dağları, neovolkanizmanın yeryüzünde en iyi izlenebildiği Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda stratovolkanlar dizisinden oluşan bir silsileyi örneklendirmektedir.



Şekil 9. Aras Dağları'nın bölgesel tektonik sistemler dahilinde gelişim aşamaları. **a:** Serdarabat-Nahcivan fayıyla Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fayları arasında KB-GD uzanımlı şekillenen çek-ayır havza sistemlerinin gelişimi, **b:** havzada gerilmeye kabuktaki yanal deformasyonun derinlere uzanması, **c:** volkanizmanın gerilme fayları boyunca yüzeylenerek volkan yükselimsinin şekillenmesi, **d:** süreç sonunda stratovulkanların yamaçlarındaki yamaç erüpsiyonları ve stratovulkanlardan oluşan dağlık silsilenin oluşması (Karakhanian vd. (2002) & Şaroğlu, (1986)'ya göre URL-1'den düzenlenerek çizilmiştir).

5. Aras Dağları'nın Volkanik Jeomorfolojisi

Aras Dağları, kabaca KB-GD uzanıma sahip birbirinden nispeten alçak topoğrafik eşiklerle ayrılmış 6 volkanik alandan oluşmaktadır (Şekil 10). Pliyo-Kuvaterner volkanizmasıyla gelişen bu volkanik ünitelerin yayılım merkezleri tipik stratovolkan yükselimleridir. Balıkgöl'ün KB'sinden başlayarak GD istikametinde Pamuk Dağı ile sonlanan orografik kuşak (Şekil 10), 5'i oldukça geniş hacimli ve yüksek olan 6 dağlık alanla temsil edilir ve bu haliyle DAYP'daki diğer stratovolkan ya da kalkan volkanlara göre tekil morfolojiden ziyade silsile morfografisine sahiptir.

Dağlık kütlelin su bölümü çizgisi güneyden geçtiği için zirve hattı K-G ekseninde simetrik bir görünümünden uzaktır, dolayısıyla Aras Dağları K-G ekseninde asimetrik bir dağlık ünedir. Kütlelin zirve hattının güneyinde kalan yamaçlar daha dik bir profil sunarken kuzeye bakan yamaçların kuzey yönünde daha uzun ve eğimin daha düşük olduğu görülmektedir. Bu, her şeyden önce dağlık kütlelin paleotopoğrafik yapısına ve jeomorfolojik dokusunu şekillendiren güncel morfojenetik süreçlerin kuzeyli yamaçlarda daha etkin olmasından kaynaklanmaktadır. Nitekim gelişkin flüvyal drenaj sistemi ve bununla ilişkili alüvyal yelpaze gelişimlerinin ve buzul vadilerinin çoğunun kuzeyli yamaçlarda toplanması bunu doğrulamaktadır. Silsile boyunca çok sayıda domun, genç bazik lav çıkışlarının ve cüruf konilerinin parazit erüpsiyonlar halinde stratovolkanları çevrelediği görülmektedir.

689

düşünülmektedir. Kandil Dağı ve çevresinde yaygın lav örtülerine rağmen lavların çıkış kanalları tespit edilememiştir.

Kandil Dağı'nın hemen GD'sinde bulunan ve Kandil Dağı'ndan Balıkgöl Havzası'yla ayrılan Durak Dağı da dağlık sistemdeki bir diğer önemli stratovolkandır (Şekil 10, Fotoğraf 3b). Zirve yükseltisi yaklaşık olarak 2891 m olan dağın merkezinde yer aldığı volkanik alan, yaklaşık 390,93 km² alan kaplamaktadır ve ortalama yükseltisi 2043,23 m'dir. Kuzeye açık bir kraterin denetiminde geliştiği düşünülen dağın jeomorfolojik dokusunda tektonik süreçlerin etkisi izlenememekle birlikte dağın doğu kanatlarında geniş bir krater vardır (Öztürk & Zorer, 2024). Kraterin kuzey yamaçlarında görülen lito-stratigrafik birimler tektonik dislokasyonlarla kraterin boşaldığını göstermektedir. Kucak Krateri olarak adlandırılan bu alan, günümüzde geniş bir ova formu sedimantasyon havzası şeklindedir. Durak Dağı volkanik bölgesinde bulunan Geven Tepe (Şekil 10) alandaki tek cüruf konisidir ve muhtemelen Geç Kuvaterner yaşındadır. Bunun yanında güneyde yer alan Bezirhane Tepe asidik magmatizma karakterli bir parazit lav çıkışıdır (Şekil 10). Bu alandan çıkan ve yayılan lavlar Balıkgöl tektonik çanağını setlemiş ve gölün morfojenetik yapısına lav setti karakterinin de dahil olmasını sağlamıştır. Çıkış noktasından sonra topoğrafik eğimden dolayı güneye doğru ilerleyen lav, K-G ekseninde bir sete dönüşerek Balıkgöl çanağının önünü kapatmıştır. Bu nedenle Balıkgöl, çek-ayır şeklinde gelişen bir havzada biriken suların (Koçyiğit, 2023; Özgül vd., 1983), lav setlenmesi sonucu göllenmesiyle oluşan polijenik bir göl formundadır (Öztürk, 2020; Yulu vd. 2023). Bezirhane Tepe lav çıkış noktasından kaynaklanan lavların arazideki görünümünün asidik kayalık formunda olmasına rağmen uzun mesafelere akmış olması, bu kayaların bazik bileşimli ya da ilksel lav sıcaklığının yüksek olabileceğini göstermektedir. Bununla birlikte dağın kuzey eteklerinde görülen Güllüce, Gündük ve Kurt Tepe de ilksel topoğrafik eğimden dolayı kuzeye akış sergileyen ve yüksek olasılıkla bazik kimyaya sahip parazit lav çıkış noktalarıdır. Doğu sınırındaki Mecitağılı ve Tabya tepe ise muhtemelen dom tepelikleridir (Şekil 10).

Dumanlı-Mamzi Dağı iki önemli yüksek noktayı oluşturan, güneydeki Dumanlı Dağı ve kuzeyindeki Mamzi Dağı'nın yakın çevresiyle birlikte oluşturduğu bir alandır (Şekil 10, Fotoğraf 3c). Toplam alanı yaklaşık 176,38 km² olan alanın en yüksek noktası 2923 m ile Dumanlı Tepe'dir. Volkanik alanın ortalama yükseltisi ise 1789,68 m'dir. Alanda yer alan Dumanlı Tepe orta büyüklükte bir kraterle sahipken, Mamzi Tepe volkanik sistemi bir bütün halinde daha karmaşık bir erüpsiyon merkezidir (Öztürk & Zorer, 2024). Nitekim Mamzi Tepe'nin karşılık geldiği dom oluşumu eski bir kalderanın batı yamaçlarından yükselmiş ve kalderayı deforme etmiştir. Paleo-kaldera sistemine ait doğu yamaçlar somma, somma ile Mamzi Tepe arasındaki düzlük alan ise tipik bir atriya karşılık gelmektedir. Eski kalderaya karşılık gelen yükselimin doğusunda ise daha da eski bir kalderanın doğu duvarları görülmektedir (Öztürk & Zorer, 2024). Bu jeomorfolojik veriler, sistemin iç içe olacak nitelikte polisiklik olarak işlediğini ve erüpsiyonun batıya doğru göreceli gençleştiğini kanıtlamaktadır (Şekil 10). Alan dahilindeki Sınırçıt, Mamzi, Çarsale ve Kurt tepe genç erüptik faaliyet noktalarıdır. Bunlardan özellikle Çarsale Tepe karniyarik formuyla batıya açık bir kraterle sahiptir ve asidik bir dom özelliğindedir (Şekil 10).

Aras Dağları'nda bir diğer geniş topoğrafik ünite olan Zor Dağı (Şekil 10, Fotoğraf 3d), sistemin doğusunda 3225 m zirve yükseltisi, çift kraterli bir stratovolkandır. Birçok dom ve cüruf tepesi gibi

parazit koni tarafından çevrelenen Zor Dağı, iki kraterle sahiptir ve her iki volkanik çukurluk kuzey yönüne açılmaktadır (Öztürk & Zorer, 2024). Zor Dağı'nın ikincil kraterinin özellikle batı yamaçları oldukça kavislidir ve morfolojik anlamda tipik bir krater duvarını yansıtmaktadır. Bu yamacın kraterlerde olağan olan kavisli morfolojisi Mutlu (2025) tarafından tartışmaya açık bir değerlendirmeye faylanma kökenli ötelenmeye bağlanmıştır. Zor Dağı volkanik alanı ortalama 330,39 km² alana ve ortalama 1971,50 m yükseltiye sahiptir. Volkanik alanın özellikle zirve bölgesinin kuzeyinde ve güneydoğusunda çok sayıda genç erüpsiyon merkezi yer almaktadır. Dağın kuzey eteklerinde aynı noktada toplanan Karaçomak, Musa ve Munsul tepe tipik dom yükseltileridir. Bendemurat Tepe ise gövdesi koyu renkli cürüflardan oluşan (Fotoğraf 2e, 2f) zirvede ise kırmızı renkli cüruf dokulu andezitlerin olduğu bir tepedir. Bunlardan Karaçomak Domu karakteristik morfolojisini korumuştur. Domun doğusunda istiflenen piroklastikler (Fotoğraf 2h, 2j, 2k), erüpsiyon esnasında batılı rüzgâr sistemlerine bağlı olarak bu yamaca çökelmiştir. Musa Tepe oldukça deforme olmuş bir jeomorfolojik görünüme sahipken topoğrafyada yayılmış bir görüntüye sahiptir. Munsul Tepe, Iğdır Fay Zonu'na ait Bendemurat Segmenti tarafından sağ yanal ötelenmiş ve ötelenme dolaylı olarak batıdaki Yakup Deresi'ni de etkilemiştir (Şekil 10). Bu alanda Mutlu (2025) tarafından 720 m'lik dere ötelenmesinin varlığı ifade edilse de bu ötelenmenin varlığı ve özellikle tektonizmayla ilişkisi oldukça şüphelidir. Zira Yakup Deresi'nde ani yön değiştirme KB'ye bakan bir dirsekle sağlanmaktadır ki bu morfoloji büyük oranda Munsul Tepe domunu oluşturan lavların akarsuyu batıya doğru ötelemesinden kaynaklıdır. Başlangıçta ilksel topoğrafik eğimden dolayı güneyden kuzeye doğru akış sergileyen Yakup Deresi, Munsul Tepe domunu şekillendiren lavların yüzeye çıkmasından dolayı batıya göç etmek zorunda kalmıştır. Akarsuyun dom morfolojisinin etkisinden kurtulduğu alandan itibaren tekrar eski akış hattına dönmesi bu sürecin en büyük kanıtıdır. Dolayısıyla bu alanda zorlanmış menderes morfolojisinin Mutlu (2025) tarafından belirtildiği gibi fay tarafından ötelenmeyle jenetik ilişkisi söz konusu değildir. Kaldı ki Munsul Tepe domunu oluşturan lavlar, drenaj ağına göre oldukça gençtir. Bendemurat Tepe'nin krateri de aynı segment tarafından sağ yanal yönde ötelenmiştir (Fotoğraf 1e). Zor Dağı'nın güneydoğusunda da aynı şekilde çok sayıda genç volkanik merkezin geliştiği görülmektedir. Bu alanda özellikle domlardan ziyade genç bazik ve asidik lav çıkışlarını takiben lav yayılımlarının olduğu görülmektedir. Kara Tepe, Şapkalı Tepe, Karabulak Tepe, Yüksek Tepe ve Emirhan Tepeleri gibi yüksek sahalar genç erüptik faaliyet alanlarıdır. Bunlardan özellikle Emirhan Tepeleri konileri birbirlerine yaslanmış cüruf tepelikleridir. İki ayrı koniden oluşan tepelik alanların tipik kraterleri vardır ve bunlardan Emirhan 2 Tepesi'nin kraterinden daha sonra ikincil bir lav çıkışının geliştiği de görülmektedir.

Zor Volkan alanı ile Pamuk Volkan alanı arasında küçük ölçekli Cilli Volkan alanı yer almaktadır ve alanın uzun ekseni kendisini oluşturan tektonik sistemin uzun eksenine uygun şekilde kabaca K-G ekseni sunmaktadır (Şekil 10). Bu alanın ortalama yükseltisi 2053 metreyken alanı oluşturan koninin yükseltisi 2271 m'dir. Toplam alanı yaklaşık 7,7 km² alan kaplayan alan, Üçtepe olarak bilinen bir volkanik dom ve domun içinden yükseldiği ve domu çevreleyen kraterle temsil edilmektedir. Krater içi ikincil volkanizma şeklinde gelişen dom oluşumu volkanik faaliyetin son safhasında yüzeylenen asidik bileşimli volkanitlerden inşa edilmiştir. Domu çevreleyen kraterin içinde biri güneyde diğeri kuzeydoğuda iki ayrı göl vardır ki bunlar Aras Dağları'ndaki krater göllerini örneklendirmektedir. Cilli

volkanik alanında krater ve içindeki domu çevreleyen daha eski bir kraterin varlığına dair morfolojik veriler de vardır. İç içe gelişim gösteren volkanik sistemin güneyinde içinde mevsimlik bir sazlığın da geliştiği geniş bir düzlük ve bu düzlüğün güneybatısında kuzeydoğuya açık parçalı krater duvarı çevrenmektedir. Bu morfolojik verilerden hareketle Cilli volkan alanının iç içe gelişim sergileyen iki kraterden oluştuğu ve faaliyetin son safhasında bir dom gelişimiyle volkanizmanın aktivitesini yitirdiği anlaşılmaktadır. Alanda diğerlerinin aksine kanat erüpsiyonları şeklinde genç parazit koni ya da lav çıkışlarının gelişmediği görülmektedir.

Aras Dağları volkanik dağ kuşağının en doğusundaki Pamuk Dağı yükselimi ve çevresiyle birlikte oluşturduğu volkanik alan konumlanmaktadır (Şekil 10, Fotoğraf 3e). Pamuk Dağı lavların ve piroklastiklerin ardışık istiflenmesiyle oldukça karakteristiktir ve bu stratigrafi yükselimin stratovolkan karakterini doğrulamaktadır. Volkanik alan ortalama 99,85 km² alana sahiptir ve en yüksek noktası 2681 m'dir. Ortalama yükseltisi yaklaşık 1710 m olan volkanik alanda stratovolkanik dağ olan Pamuk Dağı'nın yanı sıra birkaç lav çıkış merkezi ve dom yükselimi de bulunmaktadır. Alandaki Pamuk Dağı, zirvesinde batıya açık amfiteyater karakterli krateri olan bir yükselimdir. Dağın KD yamaçları oldukça derin bir barancosla yarılmıştır ve aşağı seviyelerde piroklastik akma birimlerine kalın depolar halinde rastlanmaktadır. Pomza başta olmak üzere geri düşme ürünlerinin dağın doğu ve kuzeybatı yamaçlarda daha kalın seviyeler oluşturması erüpsiyon esnasında batılı rüzgâr sistemlerinin etkisiyle açıklanabilmektedir. Pamuk Dağı'nın güney yamaçlarında dağın ovayla temas ettiği noktada Giresor Tepe bulunmaktadır ve tepe tüm kütledeki en tipik domlardan birini oluşturmaktadır. Aşağı seviyelerde riyolitlerin yaygın olduğu domun yukarı seviyelerinde ise andezitlerin yaygınlığı dikkat çekmektedir. Farklı jeokimyasal bileşime sahip olan bu dom gövdesi, kuzey yamaçlardan krater duvarı ile çevrenmektedir (Şekil 10). Bu parametre, dom yükseliminin krater içi ikincil volkanizma ürünü olduğunu ve krater gelişimi evresini takiben asidik magmatizmayla faaliyetin sonlandığını göstermektedir (Öztürk & Zorer, 2024). Bunun yanında Pamuk Dağı'nın kuzey eteklerinde kuzeye akma yapısı sunan Elmagöl Tepe ile dağın doğusundan bulunan Kireçlisirt Tepe ve Karagun Tepe bazik bileşimli kayalardan oluşan lav akıntılarıdır. Bunlardan Kireçlisirt Tepe düşük eğimli ilksel topoğrafik eğime rağmen uzun bir lav akıntısı şeklindedir. Kütlelerin bu noktasında genç erüptik faaliyetlerin yoğunlaşması tektonik sistemlere bağlı kabuksal açılmaların neticesidir. Nitekim Zor Dağı'nın da güneyinde çeşitli karakterdeki genç erüpsiyon merkezlerinin yoğunlaştığı göz önüne alındığında bu alandaki fayların açılma bileşenli oldukları yorumlanmaktadır.

Tüm bu morfolojik parametreler Aras Dağları'nın 6 önemli stratovolkandan oluşan oldukça uzun bir volkanik dağ sistemi olduğunu gösterirken (Fotoğraf 3f) kütlede 10 dom, 3 cüruf konisi ve 8 belirgin lav akıntı yapısının varlığı koni oluşum evresinden sonra mağmatizmanın çeşitli biçimlerde kanat erüpsiyonları şeklinde devam ettiğini göstermektedir.

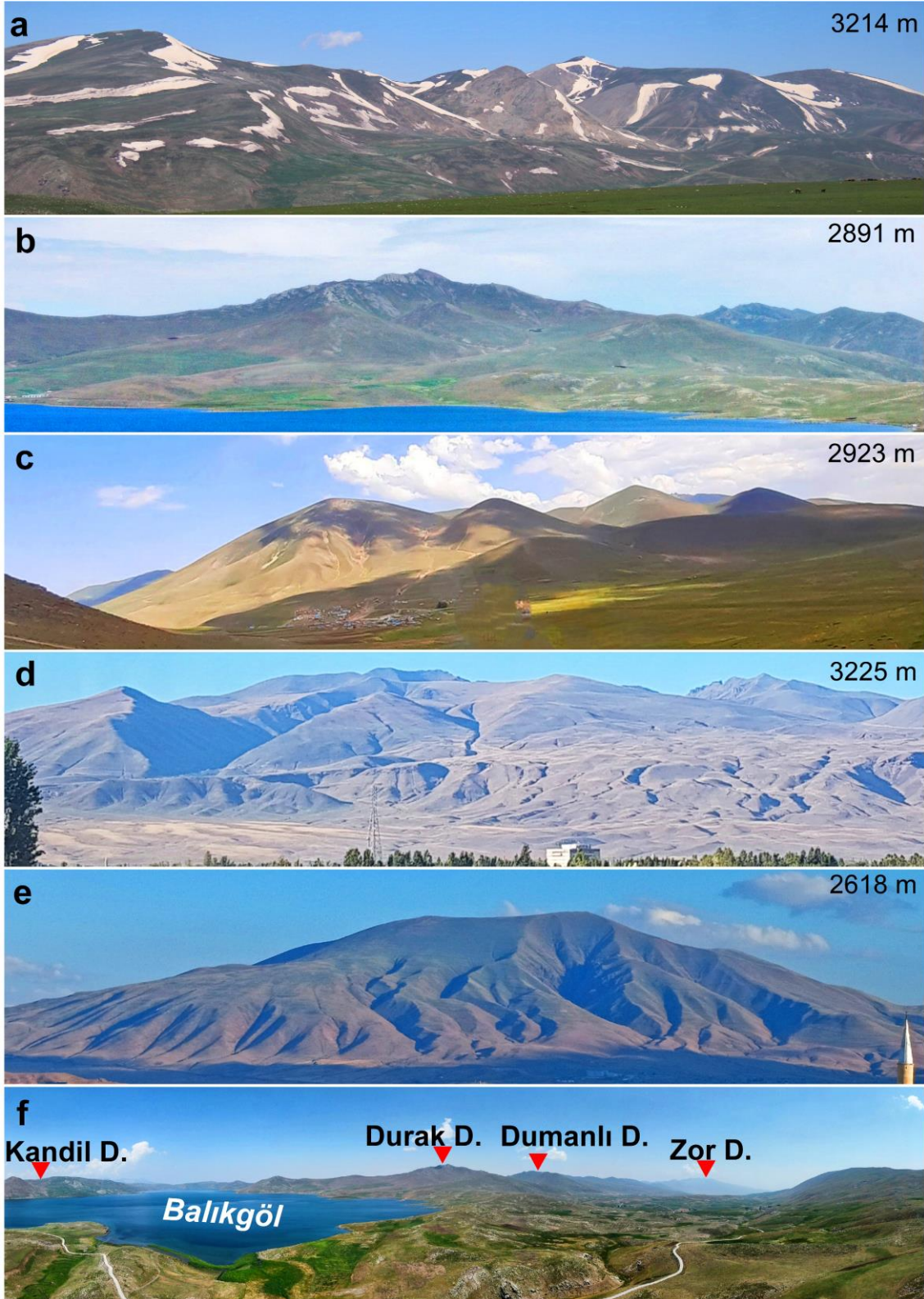
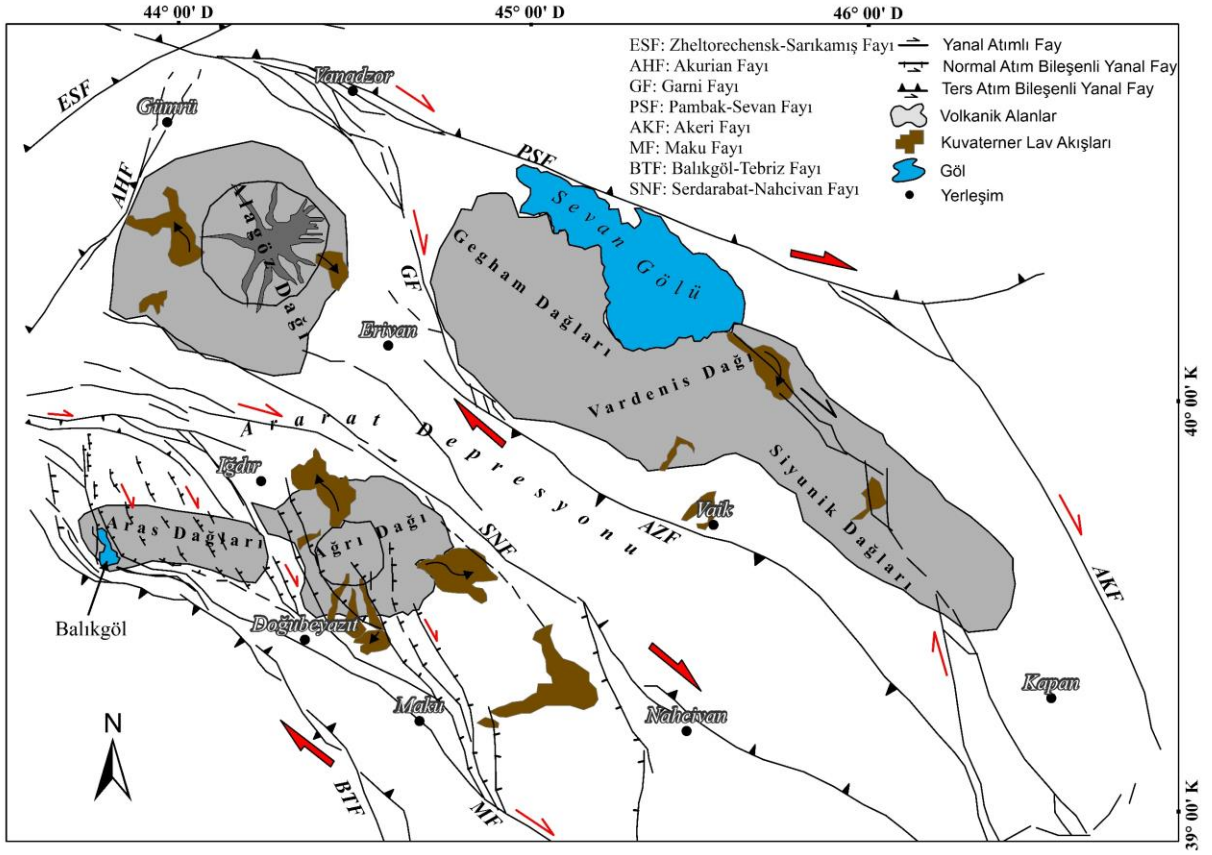


Foto 3. Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağını oluşturan stratovolkanik yükselimler. **a:** Kandil Dağı, **b:** Durak Dağı, **c:** Dumanlı-Mamzi Dağı, **d:** Zor Dağı, **e:** Pamuk Dağı, **f:** panoramik drone görüntüsü.

6. Tartışma / Sonuç

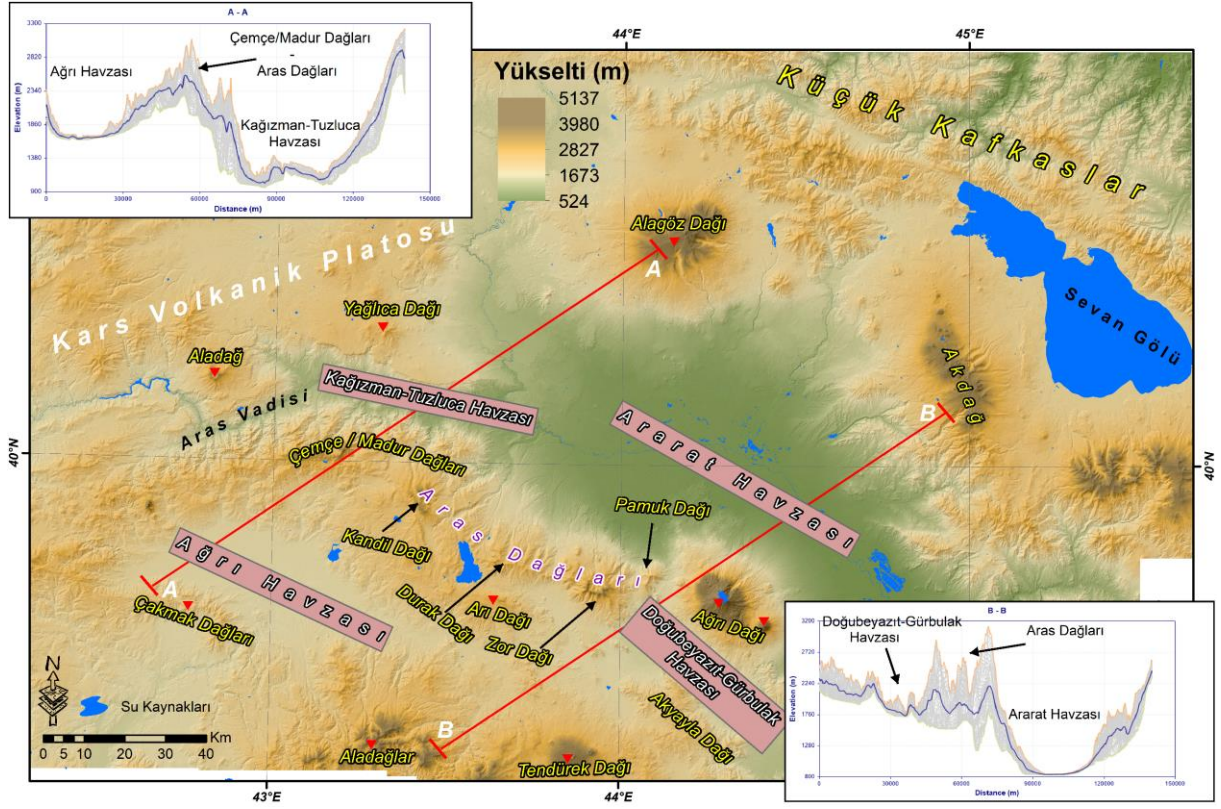
Aras Dağları'nın tektono-volkanik evrimi değerlendirildiğinde volkanik gelişimin kronolojik olarak batıdan doğuya olacak şekilde göreceli gençleştiği anlaşılmaktadır. Nitekim Şaroğlu (1986) ve Şaroğlu ve Yılmaz (1986), volkanik gelişimin Aras Dağları'nda batıdan doğuya devam ettiğini ve sürecin sonunda Ağrı Dağı'nın geliştiğini ifade etmişlerdir. Kabaca batıdan doğuya doğru Kandil, Durak, Dumanlı-Mamzi, Zor ve Pamuk dağları şeklinde sıralanan stratovolkanlar, tarihsel ulaşım noktası (geçitler) karakterli alçak topoğrafik eşiklerle birbirlerinden ayrılmaktadır (Aydın, 2024). Aras Dağları'nın doğu yamaçlarındaki nispeten aşınmamış volkanik morfoloji, dağlık kütlenin doğu yakasının batıya oranla daha genç bir peyzaja sahip olduğunu göstermektedir. Bu alanda özellikle kanat erüpsiyonları şeklinde gelişen volkanizmadan dolayı çok sayıda cüruf konisinin, domun ya da genç lav akışlarının stratovolkanları çevrelediği görülmektedir (Şekil 10). Dağlık kuşağın GD ucundaki Ağrı Dağı'nda silsilenin en genç volkanik faaliyetlerinin [Holosen faaliyeti (1840), Karakhanian vd., 2004] gelişmesi de bunu doğrular niteliktedir.

Kafkas Levhası'nda Küçük Kafkas-Tales Bloğu'nda (Djomour, 2011; Reilinger vd., 2006;) konumlanan Aras Dağları, KB-GD eksenli tektonik sistemler arasında gelişen açılma çatlağının denetiminde gelişmiştir. Serdarabat-Nahcivan fay zone ile Balıkgöl-Siyahçeşme-Hoy fay zonlarının arasındaki transfer zonunda gelişim sağlayan dağlık kuşak (Şekil 11) morfojenetik evrimini sağlayan açılma çatlağının gelişim doğrultusu açısından Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda özgün bir yere sahiptir. Nitekim KB-GD eksenli açılma alanı, klasik ve tipik K-G eksenli açılma çatlaklarından farklıdır (Şekil, 7; Şekil, 8; Şekil, 11)



Şekil 11. Aras Dağları ve çevresinin morfotektonik unsurları ve volkanik yapılar (Karakhanian vd., 2002'ye göre çizilmiştir).

Aras Dağları'nı oluşturan volkanik silsilenin Anadolu'nun birçok bölgesinde olduğu gibi havza bölümlenmesi sağlayan bir volkanik süreci temsil ettiği belirtilmiştir (Gürbüz & Şaroğlu, 2019; Şaroğlu, 1986). Zira literatürde yapılan bazı çalışmalarda bunun tipik örnekleri ifade edilmektedir. Örneğin; Erenler Dağı Beyşehir Havzası'nı Konya Havzası'ndan, Etrüsk Dağı Erciş-Van Havzası'nı Muradiye-Çaldıran Havzası'ndan; Nemrut Dağı Muş Havzası'nı Van Gölü Havzası'ndan; Bilican ve Sakız Dağı, Muş-Varto Havzası'nı Ahlat-Adilcevaz Havzası'ndan; Kargapazarı Dağı Erzurum (Karasu) Havzası'nı Pasinler-Horasan Havzası'ndan ayırmıştır (Erol, 1983; Şaroğlu, 1986). Bunun yanında Gürbüz ve Şaroğlu (2019), Şaroğlu ve Yılmaz (1984) ve Şaroğlu (1986) gibi çalışmalarda günümüzde tipik birer çek-ayır havza olan Kağızman-Tuzluca, Ararat (Iğdır), Ağrı ve Doğubeyazıt-Gürbulak gibi havzaların ve ilişkili alt tektonik sistemlerin volkanizma öncesinde büyük bir havza olduğu (Paleo-Ağrı Havzası) ancak Aras Dağları yükseliminden sorumlu volkanik süreçlerle havzanın ayrıldığı belirtilmiştir (Şekil 12; Fotoğraf 4). Bu bağlamda havza bölümlenmesi, KB'de Kandil Dağı'ndan başlamış Durak, Dumanlı-Mamzi, Zor, Pamuk ve en son Ağrı Dağı volkanizmasıyla sonuçlanmıştır (Gürbüz & Şaroğlu, 2019; Şaroğlu, 1986; Şaroğlu & Yılmaz, 1984). Dolayısıyla tüm bu havzalar sistemi günümüzde Kağızman, Tuzluca, Iğdır, Ağrı, Doğubeyazıt, Gürbulak gibi alt havza/ova ünitelerine ayrılmıştır (Şekil 12, Fotoğraf 4). Literatür ve arazi çalışması bulgularına göre elde edilen tüm parametreler, Aras Dağları'nın çek-ayır havza karakterli kabuksal gerilme alanında yüzeye çıkan lavlarla oluştuğunu, tektonik oluşumun lavların yüzeylenmesine bağlı olarak zamanla orografik bir yapı kazandığını göstermektedir.



Şekil 12. Paleo-Ağrı Havzası'nın Aras Dağları volkanizmasıyla havza bölünmesi sonucu gelişen alt havzalar (Ağrı, Doğubeyazıt-Gürbulak, Kağızman-Tuzluca ve Ararat havzaları) ve bölgesel topoğrafik yapı (Gülbüz & Şaroğlu, 2019; Şaroğlu & Yılmaz, 1984 & Şaroğlu, 1986'daki ifadeler referans alınmıştır.)



Foto 4. Aras Dağları volkanik sisteminin, kuzeyde Iğdır ile güneyde Doğubeyazıt ovaları arasındaki konumunun panoramik drone görüntüsü. Dağlık kuşağın gelişimiyle birlikte bu iki ova/havza, ayrı ünitelere dönüşmüştür.

Teşekkür ve Bilgilendirme

Yazarlar makalenin akademik gelişimine katkıda bulunan hakemlere teşekkür ederler. Bu çalışma, 1. yazarın 2. yazar danışmanlığında hazırlamakta olduğu doktora tezinin bulgularından faydalanılarak hazırlanmıştır. Çalışma, Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından SDK-2025-11935 nolu proje ile desteklenmiştir. Yazarlar katkılarından dolayı VAN YYÜ BAP birimine ayrıca teşekkür ederler.

Referanslar

- Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Türkelli, N., Mohamad, R. & Barazangi, M. (2003). Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian Plateau (Eastern Turkey) and the surrounding regions. *Geophysica Research Letter*, 30 (24), 8043-8046. <https://doi.org/10.1029/2003GL017391>
- Angus, D.A., Wilson, D.C., Sandvol, E. & Ni, J.F. (2006). Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in Eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166 (3), 1335–1346. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03070.x>
- Arpat, E. (1977). 1975 Lice Depremi. *Yeryuvarı ve İnsan, Şubat*, 15-27. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/e102afb17431644_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20%DDNSAN
- Arpat, E. & Şaroğlu, F. (1972). Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. *MTA Dergisi*, 78, 44-50. <https://dergipark.org.tr/tr/pub/bulletinofmre/issue/3904/52066>
- Arpat, E., Şaroğlu, F. & İz, H. (1977). 1976 Çaldıran Depremi. *Yeryuvarı ve İnsan, Şubat*, 29-41. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/dd7120ae51f270b_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20%DDNSAN
- Ataman, G., Buket, E. & Çapan, U.S. (1975). Kuzey Anadolu Fay Zonu bir Paleo-Benioff Zonu olabilir mi? *MTA Dergisi*, 84, 112-118. <https://dergipark.org.tr/en/pub/bulletinofmre/issue/3910/52123>
- Atıcı, G. & Türkcan, A. (2017). Anadolu'nun Volkanları, *Doğal Kay. ve Eko. Bült.*, 22, 1-18.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R. & Davtyan, V. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. In Sosson, M., Kaymakci, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. Starostenko, V. (Eds.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (393-408). Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP340.17>
- Avagyan, A., Sosson, M., Sahakyan, L., Sheremet, L., Vardanyan, S., Martirosyan, M. & Muller, C. (2018). Tectonic evolution of the northern margin of the Cenozoic Ararat Basin, Lesser Caucasus, Armenia. *Journal of Petroleum Geology*, 41 (4), 495-512. <https://doi.org/10.1111/jpg.12718>
- Aydın, T. (2024). Geçmişten günümüze Ağrı Dağı ve çevresindeki geçitler. *Kafkas Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Dergisi* (34), 479-514. <https://doi.org/10.56597/kausbed.1428208>
- Barka, A., Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1983). 1983 Horasan Narman Depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki yeri. *Yeryuvarı ve İnsan, Kasım* 1983, 16-21.
- Blumenthal, M. (1959). Ağrı Volkanı ve sedimanter çevresinin dağları. *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, XXIII/3-4.
- Bozkuş, C. & Yılmaz, Ö. (1993). Tercan (Erzincan)-Aşkale (Erzurum) arasının tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36, 189–201. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/78d5691c824ee2a_ek.pdf?dergi=T%DCRK%DDYE%20JEOLJ%DD%20B%DCLTEN%DD
- Çakar, S. (2023). *Doğubayazıt fayı'nın (Ağrı) segmentasyonu ve tektonik jeomorfolojisi* (Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi). Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Darin, M., H., Umhoefer, P., J. & Thomson, S., N. (2018). Rapid Late Eocene exhumation of the Sivas Basin (Central Anatolia) driven by Initial Arabia-Eurasia collision. *Tectonics*. 37: 3805–3833. <https://doi.org/10.1029/2017TC004954>
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R. & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 27–34. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.029>
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Elmacı, H., Olgun, S. & Şaroğlu, F. (2013). *Active fault map of Turkey with an explanatory text 1: 1.250.000 scale*. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Special Publication Series, 30.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S. Şaroğlu, F., Olgun Ş., Elmacı, H. & Çan, T. (2016). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16, 3229-3275. <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Şaroğlu, F., Özalp, S. & Elmacı, H. (2019). Türkiye’de diri fayların dağılımı ve bölgesel özellikleri. H. Sözbilir, Ç. Özkaymak, B. Uzel, Ö. Sümer, M. Softa, Ç. Tepe, S. Eski (Ed.), 72. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri ve Tam Metin Bildiriler Kitabı içinde*, (s.17-19), Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/174e0f6fa731893_ek.pdf
- Erinç S. (1953). *Doğu Anadolu Coğrafyası*. İ. Ü. Coğ. Enst. Yay. No: 15. İstanbul.
- Erol, O. (1983). Türkiye'nin genç tektonik ve jeomorfolojik gelişimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, (11), 1 – 22.

- Eşder, T. (1968). *Orta Aras Depresyon Bölgesinin 1/25.000 ölçekli detay petrol etüdü raporu (Tuzluca-Iğdır)*. MTA Rapor No:4243, Ankara.
- Gök, R., Sandvol, E., Türkelli, N., Seber, D. & Barazangi, M., (2003). Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions. *Geophysical Research Letter*, 30 (24), 8038-8042. <https://doi.org/10.1029/2003GL018020>
- Gök, R., Türkelli, N., Sandvol, E., Seber, D. & Barazangi, M., (2000). Regional wavepropagation in Turkey and surrounding regions. *Geophysical Research Letter*, 27 (3): 429-432. <https://doi.org/10.1029/1999GL008375>
- Güner, Y. (1984). Nemrut yanardağının jeolojisi, jeomorfolojisi ve volkanizmasının evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 12, 23-65.
- Gürbüz, A. & Şaroğlu, F. (2019). Right-lateral strike-slip faulting and related basin formations in the Turkish–Iranian Plateau, Farzipour Saein, A. (Ed.), *Developments in Structural Geology and Tectonics* içinde, Elsevier, 3, 101-130. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X>
- Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philie, H., Arakelion, S. & Avagian, A. (2002). Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 319-344. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00264-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00264-5)
- Karakhanian, A., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. & Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189–219. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.020>
- Karamenderesi, İ.H., Öngür, T., Ünlü M.R. & Suludere, Y. (1974). *Ağrı Doğubeyazıt jeoloji haritaları*. MTA Enerji Hammade Etüt ve Arama Dairesi Arşiv Rapor no: 606, Yayınlanmamış (Ankara).
- Karaoğlu, Ö., Elshaafi, A., Salah, M. K., Browning, J. & Gudmundsson, A. (2017). Large-volume lava flows fed by a deep magmatic reservoir at Ağrı Dağı (Ararat) volcano, Eastern Turkey. *Bulletin of Volcanology*, 79, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1098-0>
- Keskin, M. (2007). Eastern Anatolia: A hot spot in a collision zone without a mantle plume. *GSA, Special Paper*, 430, 695-722. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(32\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(32))
- Keskin, M., Pearce, J. A. & Mitchell, J. G. (1998). Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 355-404. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8)
- Ketin, İ. (1969). Kuzey Anadolu Fayı hakkında. *MTA Dergisi*, 72, 1-27. <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/599633>
- Ketin, İ. (1976). San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 149-154. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/0fcf351df4eb678_ek.pdf
- Kıral, K. & Çağlayan, A. (1980). *Kağızman (Kars)-Ağrı Taşlıcağ (Ağrı) dolayının jeolojisi*. MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Rapor No: 154, Ankara (Yayınlanmamış).
- Koçyiğit, A. (1983). Doğu Anadolu Bölgesi'nin depremselliği ve gerekli çalışmalar. *Yeryuvarı ve İnsan, Kasım*, 25-29. https://eski.jmo.org.tr/resimler/ekler/73926ac3639e024_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN
- Koçyiğit, A. (2023). Neotectonics and geothermal potential of the East Anatolian Tectonic Block: A case study in Diyardin (Ağrı) geothermal field, NE Türkiye. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 171(171), 33-68. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1248712>
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S. & Gürsoy, H. (1985). Karasu Havzası'nın tektonomorfolojisi ve mekanik yorumu. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 2 (1), 3-16.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30 (2), 109-185. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x>
- Medved, I., Polat, G. & Koulakov, I. (2021). Crustal structures of the Eastern Anatolian Region (Turkey) based on Seismic tomography. *Geosciences*, 11 (2), 91. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020091>
- Mercan, Ç. (2015). *Çatak (Van) civarında yüzeylenen genç (Kuvaterner) bazaltik volkanizmanın mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri* (Yayınlanmamış Yüksek Lisans Tezi), Van YYÜ, Van.
- Mokhoori, A. N., Rahimi, B. & Moayyed, M. (2021). Active tectonic stress field analysis in NW Iran-SE Turkey using earthquake focal mechanism data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30, 2. <https://doi.org/10.3906/yer-2011-18>
- Morelli, C. (1978). Eastern Mediterranean, geophysical results and implications. *Tectonophysics*, 46, 33-346. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90211-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90211-1)
- Mutlu, S. (2022). *Balık gölü fay zone'nun paleosismolojik özellikleri ve segmentasyonu* (Yayınlanmamış Doktora Tezi). Van

Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

- Mutlu, S. (2025). Iğdır Fay Zonu'nun Doğu Anadolu kısaltmalı tektonik bloğu içerisindeki önemi ve morfolotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 68(2), 225-258. <https://doi.org/10.25288/tjb.1627676>
- Nar, A. (2023). *Doğu Anadolu Tektonik Bloğu'nun içsel deformasyon evrimi: Balık Gölü Fay Zonu'nun (Ağrı) morfolotektonik özellikleri ve uzun dönem kayma hızının belirlenmesi*. (Doktora Tezi) Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi.
- Okay, A. I., Zattin, M. & Cavazza, W. (2010). Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision. *Geology*, 38, 35-38. <https://doi.org/10.1130/G30234.1>
- Oyan, E., Oyan, V., Özdemir, Y. & Güleç, N. (2023). Origin and petrogenesis of magmatism in collision - related environments: evidence from the Melikler Volcanics on the Kars Plateau – Turkey in the Turkish-Iranian High Plateau. *Journal of Petrology*, 64, 1-26. <https://doi.org/10.1093/petrology/egad018>
- Oyan, V., Keskin, M., Lebedev, V. A., Chugaev, A. V. & Sharkov, E. V. (2016). Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrusk stratovolcano, Eastern Anatolia Collision Zone, Turkey. *Lithos*, 256-257, 88-108. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.03.017>
- Özdemir, Y. & Özdemir, A. (2023). Deciphering the magma storage conditions and preeruptive processes at Cumaçay: a Plio-Quaternary volcanic eruption center in Eastern Anatolia, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 32, 2, 5. <https://doi.org/10.55730/1300-0985.1837>
- Özdemir, Y., Akkaya, İ., Oyan, V. & Kelfoun, K. (2016). A debris avalanche at Süphan stratovolcano (Turkey) and implications for hazard evaluation. *Bull Volcanol*, 78:9, <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1007-6>
- Özdemir, Y. & Güleç, N. (2014). Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the lithosphere-asthenosphere interaction in post-collisional volcanism. *Journal of Petrology*, 55, 37-62. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt060>
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolloğlu, A.Ü. & Güleç, N. (2006). Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey, *Chemical Geology*, 226, 3-4, 189-211, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.020>
- Özgül, N., Seymen, İ. & Arpat, E. (1983). 30 Ekim Horasan-Narman depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri. *Yeryuvarı ve İnsan*, Kasım, 21-25. https://www.jmo.org.tr/resimler/ekler/e947747cb9ccc0e_ek.pdf?dergi=YERYUVARI%20VE%20DDNSAN
- Öztürk, Y. (2020) Aktif fayların tanımlanmasında jeomorfik belirteçlerin rolü: Balıkgöl Fay Zonu örneği, *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi*, (5), 101-117. <https://doi.org/10.46453/jader.771204>
- Öztürk, Y. (2023). Iğdır Ovası Çevresinin Sismik Kaynak Zonları ve Bazı Depremlerin Mekansal Sonuçları, İçinde: Aydın, T., Bayat, G., Alma, M.H. (Ed.). *Doğal ve Beşerî Bilimler Açısından Iğdır 2* içinde. 1-28, Detay Yayıncılık. https://www.researchgate.net/publication/372588538_Igdir_Ovasi_Cevresinin_Sismik_Kaynak_Zonlari_ve_Bazi_Depremlerin_Mekansal_Sonuclari
- Öztürk, Y. & Zorer, H. (2024). Tektonizma ve iklim denetimli süreçlerin volkanik yapıların morfolojisine etkisi: Aras Dağları Volkanik Dağ Kuşağı'nda kraterlerin jeomorfik özellikleri (Doğu Anadolu). *Doğu Coğrafya Dergisi*, 29 (52), 118-136. <https://doi.org/10.17295/ataunidd.1532516>
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S. & Ergintav, S. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia, Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 111, (B05411) <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>
- Rolland, Y. (2017). Caucasus collisional history: review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Research*, 49, 130-146. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.005>
- Sağlam Selçuk, A., Erturaç, K., & Nomade, S. (2016). Geology of the Çaldıran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behaviour. *Tectonophysics* 680, 155-173, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.019>
- Sağlam Selçuk, A. (2022). Zilan jeotermal alanının (Erciş-Van) jeolojisi ve aktif tektonik özellikleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 27 (2), 416-435. <https://doi.org/10.53433/yyufbed.1084633>
- Sandvol, E., Türkelli, N., & Barazangi, M. (2003). The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision. *Geophysical Research Letters*, 30 (24), 8038. <https://doi.org/10.1029/2003GL018912>
- Savcı, G. (1980). Doğu Anadolu Volkanizmasının Neotektonik Önemi, *Yeryuvarı ve İnsan Dergisi*, 5 (3-4), 46-49.
- Schleiffarth, W K., Darin, M. H. Reid, M. R., & Umhoefer, P. J. (2018). Dynamics of episodic late cretaceous-Cenozoic magmatism across central to eastern Anatolia: new insights from an extensive geochronology compilation. *Geosphere*,

- 14, 1990-2008. <https://doi.org/10.1130/GES01647>.
- Seymen, İ. & Aydın, A. (1976). Bingöl Deprem Fayı ve bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkisi. *M.T.A. Dergisi*, 79, 1-8.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y. (1984). Doğu Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili magmatizması. *Ketin Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, (s.149-162). Türkiye Jeoloji Kurumu Yayınları
- Şaroğlu, F. (1986). *Doğu Anadolu'nun Neotektonik Dönemde Jeolojik ve Yapısal Evrimi* (Yayımlanmamış Doktora Tezi). İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Fakültesi.
- Şaroğlu, F. & Erdoğan, R. (1983). Çaldıran Fayı'nın Deprem sonrası ile ilgili gözlemler. *Yeryuvarı ve İnsan*, Kasım, 10-11.
- Şaroğlu, F. & Güler, B. (2020). Batı Anadolu Tektonik Kaması'nın güncel deformasyonu: Batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63, 161-194. <https://doi.org/10.25288/tjb.593423>
- Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1979). Tutak diri fayı, özellikleri ve Çaldıran fayı ile ilişkisi. *Yeryuvarı ve İnsan*, Şubat, 11-14.
- Şengör, A. M. C. (1980). *Türkiye neotektoniğinin esasları*. TJK Yayınları.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*. Vol. 37, Biddle, K. T. & Christie-Blick, N. (Eds.). 227-264. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication, 1985.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S. Genç, T. & Zor, E. (2003). East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 30 (24). <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Tonbul, S. (1996). Bingöl volkanı jeomorfolojisi ve volkanizma-tektonik ilişkileri. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 8 (1), 311-340.
- Tuncay, E. & Sümengen, M. (2018). *1:100.000 ölçekli Doğubayazıt İ51 Paftası*, MTA Yayınları. Ankara.
- Türkecan, A. (2017). Türkiye'nin Doğu bölgelerinde gözlenen Kuvaterner yaşlı volkanik etkinlikleri. *Doğal Kay. ve Eko. Bült.*, 22, 63-78.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. & Şaroğlu, F. (1998). Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 85(1-4), 173-210. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00055-9)
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. & Güner, Y. (1987). Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 137, 177-199. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90256-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90256-3)
- Yiğitbaşıoğlu, H. (2000). *Volkanlar (oluşumları, jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ile dünyadaki dağılışları)*. Bilim Yayıncılık.
- Yulu, A., Albayrak, F., Işık, Z. & Aras, S. (2023). Türkiye'nin çatısında çevresel kirlilik: Balıkgöl örneği (Ağrı). *Doğu Coğrafya Dergisi*, 28 (49), 94-104. <https://doi.org/10.5152/EGJ.2023.22046>
- Zorer, H. (2022). *Kar altındaki ateş Ninurta "Nemrut Volkan Dağı Neotektonik Dönem jeomorfolojik gelişimi"*, Nobel Akademik Yayıncılık, 1. Basım. Ankara.
- URL 1: https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-5378_presentation.pdf